دانشگاه گیلان
۱۳۵۳-1974

مدلسازی کاربردی آب زیرزمینی

شبیه سازی جریان و انتقال

تالیف:

ماری پی. اندرسون، ویلیام دبلیو. ووسنر، رندال جی. هانت

ترجمه:

دکتر سمیه جنّت رستمی

استادیار دانشکده علوم کشاورزی دانشگاه گیلان

دکتر کورش محمدی

هیدروژئولوژیست و مدلساز آب زیرزمینی

چاپ اول

مرکز نشر دانشگاه گیلان

مدلسازی کاربردی آب زیرزمینی

شبیه سازی جریان و انتقال

ترجمه: دکتر سمیه جنت رستمی، دکتر کورش محمدی

Applid Grounwater Modeling

Simulation of Flow and Advective Transport

By:

Mary P. Anderson

William W. Woessner

Randall J. Hunt

Translated by:

Somaye Janatrostami, ph.D

Kourosh Mohammadi, ph.D

University Of Guilan Press

ISBN : 978-600-153-269-6

بسم الله الرحمن الرحیم

مدلسازی کاربردی آب زیر زمینی

(شبیه سازی جریان و انتقال)

تألیف:

ماری پی. اندرسون، ویلیام دبلیو. ووسنر، رندال جی. هانت

ترجمه:

دکتر سمیه جنّت رستمی

استادیار دانشکده علوم کشاورزی دانشگاه گیلان

دکتر کورش محمدی

هیدروژئولوژیست و مدلساز آب زیرزمینی

مرکز نشر دانشگاه گیلان

۱۴۰۱

دانشگاه گیلان
۱۳۵۳-1974

شابک: ۶ـ۲۶۹ـ ۱۵۳ ـ ۶۰۰ ـ ۹۷۸

سرشناسه	: اندرسن، مری پی. Anderson, Mary P.
عنوان و نام پدیدآور	: مدلسازی کاربردی آب زیر زمینی: (شبیه‌سازی جریان و انتقال)/تالیف ماری پی‌اندرسون، ویلیام‌دبلیو.ووستر، رندال‌جی، هانت ؛ ترجمه سمیه جنت‌رستمی، کوروش محمدی ؛ ویراستار علمی افشین اشرف‌زاده ؛ ویراستار ادبی فرشته گلچین.
مشخصات نشر	: رشت: دانشگاه گیلان، ۱۴۰۱.
مشخصات ظاهری	: ۶۶۹ص.: مصور، نقشه، جدول، نمودار.
شابک	: 978-600-153-269-6
وضعیت فهرست نویسی	: فیپا
یادداشت	: عنوان اصلی:. Applied groundwater modeling : simulation of flow and advective transport,2 nd ed,2015
یادداشت	: کتابنامه: ص.۶۱۸ - ۶۴۵.
عنوان دیگر	: شبیه‌سازی جریان و انتقال.
موضوع	: جریان آب زیرزمینی -- شبیه‌سازی Groundwater flow -- Simulation methods
شناسه افزوده	: ووسنر، ویلیام دبلیو.
شناسه افزوده	: Woessner, William W.
شناسه افزوده	: هانت، آر. ج.
شناسه افزوده	: Hunt, R. J.
شناسه افزوده	: جنت‌رستمی، سمیه ۱۳۶۳
شناسه افزوده	: محمدی، کوروش، ۱۳۴۳ -
شناسه افزوده	: اشرف‌زاده، افشین، ویراستار
شناسه افزوده	: دانشگاه گیلان
رده بندی کنگره	: GB۱۱۹۷/۷
رده بندی دیویی	: ۵۵۱/۴۹
شماره کتابشناسی ملی	: ۸۸۴۵۶۴۱
اطلاعات رکورد کتابشناسی	: فیپا

مرکز نشر دانشگاه گیلان

نام کتاب	:	مدلسازی کاربردی آب زیرزمینی (شبیه سازی جریان و انتقال)
مؤلفان	:	ماری پی. اندرسون، ویلیام دبلیو. ووسنر، رندال جی. هانت
مترجمان	:	دکتر سمیه جنّت رستمی، دکتر کورش محمدی
ویراستار علمی	:	دکتر افشین اشرف زاده
ویراستار ادبی	:	فرشته گلچین راد
نوبت چـاپ	:	اول، ۱۴۰۱
ناشــر	:	مرکز نشردانشـگاه گیـلان

هر گونه چاپ و تکثیر صرفاً در اختیار مرکز نشر دانشگاه گیلان است.

فهرست مطالب

بخش اول: اصول مدل‌سازی

فصل اول- مقدمه

۱-۱ انگیزهٔ مدل‌سازی ۳
۱-۲ مدل چیست؟ ۴
۱-۲-۱ مدل‌های فیزیکی ۵
۱-۲-۲ مدل‌های ریاضی ۵
۱-۳ هدف از مدل‌سازی ۱۰
۱-۳-۱ مدل‌های پیش‌بینی/پس‌بینی ۱۰
۱-۳-۲ مدل‌های تفسیری ۱۱
۱-۴ محدودیت‌های مدل ۱۳
۱-۴-۱ نایکتایی ۱۳
۱-۴-۲ عدم قطعیت ۱۴
۱-۵ آیین مدل‌سازی ۱۵
۱-۵-۱ طراحی مدل ۱۶
۱-۵-۲ جانب‌داری ۱۷
۱-۵-۳ ارائه نتایج ۱۸
۱-۵-۴ هزینه ۱۸
۱-۶ روندنمای مدل‌سازی ۱۸
۱-۶-۱ گام‌های روندنما ۲۰
۱-۶-۲ صحت‌سنجی و اعتبارسنجی ۲۳
۱-۷ خطاهای رایج در مدل‌سازی ۲۴
۱-۸ چگونگی استفاده از این کتاب ۲۵
۱-۹ مسائل ۲۵
مراجع ۲۶

فصل دوم- هدف مدل‌سازی و مدل مفهومی

۲-۱ هدف مدل‌سازی ۳۳
۲-۲ مدل مفهومی: تعریف و ویژگی‌های کلی ۳۵
۲-۳ اجزای مدل مفهومی ۴۲
۲-۳-۱ مرزها ۴۲
۲-۳-۲ خصوصیات آب-چینه‌ای و هیدرولوژی ۴۵
۲-۳-۳ جهت جریان، منابع تغذیه و تخلیه ۶۲
۲-۳-۴ اجزای بیلان آب‌های زیرزمینی ۶۵
۲-۳-۵ اطلاعات کمکی ۶۹
۲-۴ عدم قطعیت در مدل مفهومی ۷۱
۲-۵ خطاهای رایج مدل‌سازی ۷۲
۲-۶ مسائل ۷۳
مراجع ۷۶

فصل سوم- ریاضیات پایه و کد رایانه‌ای

۳-۱ مقدمه ۸۳
۳-۲ معادله حاکم بر جریان آب زیرزمینی ۸۴
۳-۲-۱ فرضیات ۸۴
۳-۲-۲ توسعه معادله ۸۵
۳-۳ شرایط مرزی ۹۱
۳-۴ مدل‌های تحلیلی ۹۳
۳-۴-۱ راه‌حل‌های تحلیلی ۹۳
۳-۴-۲ مدل‌های اجزای تحلیلی (AE) ۹۵
۳-۵ مدل‌های عددی ۱۰۱
۳-۵-۱ تفاضل‌های محدود ۱۰۳
۳-۵-۲ اجزای محدود ۱۰۶
۳-۵-۳ تفاضلات محدود در حجم کنترلی ۱۱۰

۳-۵-۴ روش‌های حل ۱۱۴
۳-۶ انتخاب کد ۱۱۶
۳-۶-۱ صحت‌سنجی کد ۱۱۸
۳-۶-۲ بیلان آب ۱۱۹
۳-۶-۳ سابقه ۱۲۱
۳-۶-۴ GUIها ۱۲۱
۳-۷ اجرای کد ۱۲۲
۳-۷-۱ لیست شبیه‌سازی‌های انجام شده ۱۲۳
۳-۷-۲ زمان اجرا ۱۲۶
۳-۷-۳ شرط توقف و همگرایی راه‌حل ۱۲۶
۳-۸ خطاهای رایج مدل‌سازی ۱۲۸
۳-۹ مسائل ۱۲۹
مراجع ۱۳۳

بخش دوم: طراحی مدل عددی

فصل چهارم- ابعاد مدل و تنظیمات مرزها

۴-۱ ابعاد مکانی ۱۴۱
۴-۱-۱ مدل‌های دو بعدی ۱۴۱
۴-۱-۱-۱ مدل‌های دوبعدی ۱۴۱
۴-۱-۱-۲ مدل‌های پروفیلی ۱۴۹
۴-۱-۲ مدلهای سه بعدی ۱۵۸
۴-۲ انتخاب مرزها ۱۶۰
۴-۲-۱ مرزهای فیزیکی ۱۶۲
۴-۲-۱-۱ سطح مشترک واحدهای زمین شناسی با هدایت هیدرولیکی کم ۱۶۳
۴-۲-۱-۲ مناطق برشی و گسل‌ها ۱۶۳

۴-۲-۱-۳ عارضه‌های آب سطحی ۱۶۴
۴-۲-۱-۴ سطح مشترک آب شور و شیرین ۱۶۷
۴-۲-۲ مرزهای هیدرولیکی ۱۷۱
۴-۲-۲-۱ خطوط جریان (خطوط تقسیم آب زیرزمینی) ۱۷۲
۴-۲-۲-۲ خطوط هم‌پتانسیل (بار هیدرولیکی ثابت/جریان ثابت) ۱۷۲
۴-۳ وارد کردن شرایط مرزی در مدل عددی ۱۷۳
۴-۳-۱ تنظیم مرزها در شبکه/مش ۱۷۳
۴-۳-۲ مرزهای بار هیدرولیکی معلوم ۱۷۵
۴-۳-۳ مرزهای با جریان معلوم ۱۷۶
۴-۳-۴ مرزهای وابسته به بار هیدرولیکی ۱۸۱
۴-۳-۴-۱ پهنه‌های آب سطحی ۱۸۲
۴-۳-۴-۲ زهکش‌ها ۱۸۵
۴-۳-۴-۳ تبخیر - تعرق (ET) از سطح ایستابی ۱۸۶
۴-۳-۴-۴ جریان‌های مرز جانبی و مرزهای دور ۱۸۸
۴-۴ استخراج شرایط مرزی محلی از مدل منطقه‌ای ۱۹۰
۴-۵ شبیه‌سازی سطح ایستابی ۱۹۳
۴-۵-۱ گره‌های ثابت ۱۹۵
۴-۵-۲ گره‌های متحرک ۱۹۶
۴-۵-۳ کدهای اشباع متغیر ۱۹۷
۴-۶ خطاهای رایج در مدل‌سازی ۲۰۱
۴-۷ مسائل ۲۰۲
مراجع ۲۰۹

فصل پنجم- گسسته‌سازی مکانی و تخصیص پارامتر

۵-۱ گسسته‌سازی مکانی ۲۱۷
۵-۱-۱ جهت‌یابی شبکه/مش ۲۱۹
۵-۱-۲ شبکه تفاضل محدود ۲۲۰

۵-۱-۲-۱ شبکه دارای ساختار ۲۲۲
۵-۱-۲-۲ شبکه بدون ساختار (نامنظم) ۲۲۸
۵-۱-۳ مش اجزای محدود ۲۳۳
۵-۲ فاصله افقی گره‌ها ۲۳۹
۵-۲-۱ دقت راه‌حل ۲۴۰
۵-۲-۲ اهداف واسنجی ۲۴۱
۵-۲-۳ شکل مرز محیطی ۲۴۱
۵-۲-۴ ناهمگنی ۲۴۱
۵-۲-۵ گسل‌ها، مجراها و موانع ۲۴۲
۵-۲-۶ منابع تغذیه و تخلیه داخلی ۲۴۴
۵-۳ لایه‌های مدل ۲۴۷
۵-۳-۱ گسسته‌سازی عمودی ۲۴۹
۵-۳-۳ ارتفاع‌های لایه ۲۵۵
۵-۳-۴ ناپیوستگی لایه و گسل‌ها ۲۵۶
۵-۳-۵ واحدهای هیدروژئولوژیکی شیب‌دار ۲۵۷
۵-۴ پارامترها ۲۶۴
۵-۴-۱ پارامترهای خصوصیت مواد زمین‌شناسی ۲۶۴
۵-۴-۱-۱ هدایت هیدرولیکی ۲۶۵
۵-۴-۱-۲ ذخیره ۲۶۹
۵-۴-۱-۳ ضریب نشت، مقاومت و قابلیت انتقال عمودی ۲۷۱
۵-۴-۱-۴ تخلخل کل و تخلخل مؤثر ۲۷۳
۵-۴-۲ پارامترهای هیدرولوژیکی ۲۷۳
۵-۴-۲-۱ تغذیه ۲۷۳
۵-۴-۲-۲ نرخ‌های پمپاژ ۲۷۹
۵-۵ تخصیص پارامتر ۲۸۰
۵-۵-۱ اصول کلی ۲۸۰
۵-۵-۲ تعیین پارامترهای ذخیره لایه‌ها ۲۸۱

۵-۵-۳ توزیع پارامترها در شبکه یا مش ۲۸۱
۵-۵-۳-۱ ناحیه‌بندی ۲۸۲
۵-۵-۳-۲ درون‌یابی ۲۸۳
۵-۵-۳-۳ روش ترکیبی ۲۸۶
۵-۶ عدم قطعیت پارامتر ۲۸۷
۵-۷ خطاهای رایج در مدل‌سازی ۲۸۸
۵-۸ مسائل ۲۸۹
مراجع ۲۹۵

فصل ششم- منابع تغذیه و تخلیه

۶-۱ مقدمه ۳۰۵
۶-۲ چاه‌های پمپاژ و تزریق ۳۰۷
۶-۲-۱ گره‌های چاه FD ۳۱۲
۶-۲-۲ گره‌های چاه FE و چاه‌های چند گرهی ۳۱۲
۶-۲-۳ چاه‌های چندگرهی در مدل‌های FD ۳۱۴
۶-۳ منابع تغذیه و تخلیه با توزیع مکانی در سطح ۳۲۰
۶-۴ زهکش‌ها و چشمه‌ها ۳۲۴
۶-۵ رودخانه‌ها ۳۲۵
۶-۶ دریاچه‌ها ۳۳۲
۶-۷ تالاب‌ها ۳۳۷
۶-۸ خطاهای رایج در مدل‌سازی ۳۴۶
۶-۹ مسائل ۳۴۸
مراجع ۳۵۲

فصل هفتم- شبیه‌سازی‌های ماندگار و غیرماندگار

۷-۱ شبیه‌سازی‌های ماندگار ۳۶۱
۷-۱-۱ بارهای هیدرولیکی اولیه ۳۶۲

۷-۱-۲ شرایط مرزی ۳۶۲
۷-۱-۳ توصیف شرایط ماندگار ۳۶۳
۷-۲ ماندگار یا غیرماندگار ؟ ۳۶۶
۷-۳ شبیه‌سازی‌های غیرماندگار ۳۷۰
۷-۴ شرایط اولیه ۳۷۲
۷-۵ شرایط مرزی محیطی برای شبیه‌سازی‌های غیرماندگار ۳۷۵
۷-۶ گسسته‌سازی زمانی ۳۷۸
۷-۶-۱ گام‌های زمانی و دوره‌های تنش ۳۷۸
۷-۶-۲ انتخاب گام زمانی ۳۸۰
۷-۷ توصیف شرایط غیرماندگار ۳۸۳
۷-۸ خطاهای رایج در مدل‌سازی ۳۸۷
۷-۹ مسائل ۳۸۸
مراجع ۳۹۰

بخش سوم: ردیابی ذرات، واسنجی، پیش‌بینی و آنالیز عدم قطعیت

فصل هشتم- ردیابی ذرات

۸-۱ مقدمه ۳۹۵
۸-۲ درون‌یابی سرعت ۴۰۳
۸-۲-۱ تاثیر گسسته‌سازی مکانی ۴۰۳
۸-۲-۲ تاثیر گسسته‌سازی زمانی ۴۰۵
۸-۲-۳ روش‌های درون‌یابی ۴۰۷
۸-۳ روش‌های ردیابی ۴۱۲
۸-۳-۱ روش نیمه‌تحلیلی ۴۱۳
۸-۳-۲ روش‌های عددی ۴۱۵
۸-۴ منابع تخلیه با آبدهی کم ۴۱۶

۸-۵ کاربردها ۴۱۹
۸-۵-۱ آنالیز سیستم جریان ۴۲۵
۸-۵-۲ نواحی آبگیری و سطوح مؤثر ۴۲۷
۸-۵-۳ انتقال افقی آلاینده‌ها ۴۳۳
۸-۶ کدهای ردیابی ذرات ۴۳۴
۸-۷ خطاهای رایج در ردیابی ذرات ۴۳۶
۸-۸ مسائل ۴۳۸
مراجع ۴۴۲

فصل نهم- واسنجی مدل: ارزیابی عملکرد

۹-۱ مقدمه ۴۴۹
۹-۲ محدودیت‌های تطبیق تاریخی ۴۵۳
۹-۳ داده‌های مشاهده‌ای در واسنجی ۴۵۵
۹-۳-۱ بار هیدرولیکی ۴۵۶
۹-۳-۲ شار ۴۵۸
۹-۳-۳ رتبه‌بندی پارامترهای واسنجی ۴۵۹
۹-۴ تطبیق تاریخی دستی ۴۶۱
۹-۴-۱ مقایسه خروجی مدل با مشاهدات ۴۶۱
۹-۴-۲ انتخاب پارامترها برای تنظیم ۴۶۹
۹-۴-۳ تطبیق تاریخی با سعی و خطای دستی ۴۷۲
۹-۴-۴ محدودیت‌های روش دستی ۴۷۳
۹-۵ تخمین پارامترها: تطبیق تاریخی با سعی و خطای اتوماتیک ۴۷۴
۹-۵-۱ وزن‌دهی پارامترهای واسنجی ۴۸۰
۹-۵-۲ یافتن بهترین برازش ۴۸۲
۹-۵-۳ آنالیز آماری ۴۹۱
۹-۶ واسنجی مدل بسیار پارامتریک با معکوس منظم ۴۹۳
۹-۶-۱ افزایش تعداد پارامترهای واسنجی ۴۹۵

۹-۶-۲ تثبیت تخمین پارامتر ۴۹۷
۹-۶-۲-۱ اضافه کردن اطلاعات غیرقطعی: منظم‌سازی تیخنوف ۴۹۷
۹-۶-۲-۲ کاهش ابعاد مسأله: منظم‌سازی زیرفضا ۵۰۵
۹-۶-۳ سرعت فرآیند تخمین پارامتر ۵۰۹
۹-۷ روندنمایی برای واسنجی و ارزیابی عملکرد مدل ۵۱۳
۹-۸ خطاهای رایج در مدل‌سازی ۵۱۸
۹-۹ مسائل ۵۱۹
مراجع ۵۲۴

فصل دهم- پیش‌بینی و آنالیز عدم‌قطعیت

۱۰-۱ مقدمه ۵۳۳
۱۰-۲ تعیین عدم‌قطعیت ۵۳۸
۱۰-۳ بررسی عدم‌قطعیت ۵۴۵
۱۰-۴ آنالیزهای پایه‌ای عدم‌قطعیت ۵۵۱
۱۰-۴-۱ مدل‌سازی سناریو ۵۵۱
۱۰-۴-۲ آنالیز عدم‌قطعیت خطی ۵۵۴
۱۰-۴-۲-۱ مثال‌هایی از آنالیز عدم‌قطعیت خطی ۵۵۹
۱۰-۵ آنالیز عدم‌قطعیت پیشرفته ۵۶۵
۱۰-۵-۱ آنالیز با استفاده از یک مدل مفهومی ۵۶۵
۱۰-۵-۵ آنالیز با استفاده از مفهوم‌سازی‌های چندگانه ۵۷۴
۱۰-۶ گزارش عدم‌قطعیت پیش‌بینی ۵۷۷
۱۰-۷ ارزیابی پیش‌بینیها: ارزیابی دوباره ۵۸۰
۱۰-۸ خطاهای رایج در مدل‌سازی ۵۸۱
۱۰-۹ مسائل ۵۸۲
مراجع ۵۸۴

بخش چهارم: گزارش مدل‌سازی و موضوعات پیشرفته

فصل یازدهم- گزارش مدل‌سازی، بایگانی و بازبینی

۱۱-۱ مقدمه ۵۹۵
۱۱-۲ گزارش مدل‌سازی ۵۹۸
۱۱-۲-۱ عنوان ۵۹۹
۱۱-۲-۲ خلاصه کلی و چکیده ۶۰۰
۱۱-۲-۳ مقدمه ۶۰۱
۱۱-۲-۴ ساختار هیدروژئولوژیکی و مدل مفهومی ۶۰۱
۱۱-۲-۴-۱ ساختار هیدروژئولوژیکی ۶۰۲
۱۱-۲-۴-۲ خصوصیات سیستم ۶۰۳
۱۱-۲-۴-۳ مشاهدات ۶۰۳
۱۱-۲-۴-۴ مدل مفهومی ۶۰۳
۱۱-۲-۵ مدل عددی ۶۰۴
۱۱-۲-۵-۱ معادله حاکم و کد مدل‌سازی ۶۰۴
۱۱-۲-۵-۲ طراحی ۶۰۵
۱۱-۲-۵-۳ اجرای مدل ۶۰۶
۱۱-۲-۵-۴ واسنجی ۶۰۶
۱۱-۲-۶ شبیه‌سازی‌های پیش‌بینی و آنالیز عدم قطعیت ۶۰۹
۱۱-۲-۷ بحث ۶۱۰
۱۱-۲-۸ فرضیات، ساده‌سازی‌ها و محدودیت‌های مدل ۶۱۰
۱۱-۲-۹ خلاصه و نتیجه‌گیری‌ها ۶۱۱
۱۱-۲-۱۰ مراجع ذکر شده ۶۱۱
۱۱-۲-۱۱ پیوست‌ها ۶۱۲
۱۱-۳ بایگانی کردن مدل ۶۱۲
۱۱-۴ بازبینی گزارش مدل‌سازی ۶۱۴
۱۱-۵ خطاهای معمول در گزارش/ آماده‌سازی بایگانی و بازبینی ۶۱۷
۱۱-۶ مسائل ۶۱۸
مراجع ۶۱۸

فصل دوازدهم- فراتر از مفاهیم پایه مدل‌سازی

۱۲-۱ مقدمه ۶۲۱
۱۲-۲ فرآیندهای پیچیده جریان آب زیرزمینی ۶۲۴
۱۲-۲-۱ جریان در شکستگی‌ها و مجراها ۶۲۴
۱۲-۲-۲ تراکم آبخوان ۶۲۵
۱۲-۲-۳ جریان اشباع متغیر ۶۲۶
۱۲-۲-۴ جریان با چگالی متغیر ۶۲۷
۱۲-۲-۵ جریان چندفازی ۶۲۸
۱۲-۲-۶ مدل‌های ادغام‌شده یا متصل‌شده ۶۲۹
۱۲-۳ فرآیندهای انتقال ۶۲۹
۱۲-۴ فرآیندهای آب سطحی ۶۳۰
۱۲-۵ مدل‌سازی استوکستیک آب زیرزمینی ۶۳۲
۱۲-۶ سیستم پشتیبان تصمیم‌گیری و بهینه‌سازی ۶۳۴
۱۲-۷ پیشنهادات نهایی ۶۳۵
مراجع ۶۳۶

پیش‌گفتار

با توجه به اینکه، زمان انتشار اولین ویرایش این کتاب در سال ۱۹۹۲ بوده و تاکنون پیشرفت‌های قابل‌توجه زیادی در مدل‌سازی آب زیرزمینی اتفاق افتاده است، ویرایش دوم این کتاب انجام شد. افزایش سرعت و ظرفیت محاسبات رایانه‌ای، رایانه‌های چندهسته‌ای امروزی و همچنین در دسترس بودن رابط‌های گرافیکی کاربر (GUIها) و سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS) مدل‌سازی آب‌های زیرزمینی را متحول کرده است. اما مهمتر از آن، روش‌های جدید مدل‌های واسنجی و آنالیز عدم قطعیت و کدهای قدرتمندی که ابزارهای مدل‌سازی پیشرفته‌تری را ارائه می‌کند علم مدل‌سازی آب زیرزمینی را متحول کرده است. در ویرایش دوم این کتاب، علاوه بر به روزرسانی اصول مدل‌سازی جریان آب زیرزمینی، بسیاری از پیشرفت‌های مهم در مدل‌سازی کاربردی آب زیرزمینی از سال ۱۹۹۲ موردبحث قرار می‌گیرد. فصل‌های مربوط به واسنجی و پیش‌بینی (فصل‌های ۹ و ۱۰ در ویرایش دوم) کاملا جدید هستند و در مورد ابزارهای جدید مورد استفاده برای تخمین پارامترهای و آنالیز عدم قطعیت در شبیه‌سازی‌های پیش‌بینی بحث می‌کند. همانند ویرایش اول این کتاب، در این ویرایش نیز مقدمه‌ای برای علوم کاربردی مدل‌سازی جریان آب زیرزمینی در نظر گرفته شده است. تمرکز این کتاب روی تمرین مدل‌سازی آب زیرزمینی است که برای مطالعه روش‌های تئوری مدل‌سازی آب زیرزمینی می‌توانید به کتاب‌های دیرچ[1] (۲۰۱۴) و همچنین بیر و دیرچ[2] (۲۰۱۰) مراجعه کنید.

آنالیز کمی جریان آب زیرزمینی برای کل مسائل هیدروژئولوژیکی ضروری است و مدل‌های آب زیرزمینی ابزار مهمی در چنین آنالیزهایی است. مدل‌های جریان آب زیرزمینی، توزیع مکانی و زمانی تراز سطح آب زیرزمینی را در نقاطی که اندازه‌گیری نشده یا قابل مشاهده نیست، حل می‌کند. اطلاعات مهمی از جمله بیلان‌های آب، سرعت‌های جریان و مسیرهای جریان به/ از پهنه‌های آب سطحی و چاه‌ها با استفاده از توزیع تراز سطح آب زیرزمینی محاسبه می‌شود. تمرکز اصلی این کتاب بر روی تسلط مدل‌های جریان آب زیرزمینی است که اولین گام مهم برای یک مدل‌ساز آب زیرزمینی است.

بسیاری از مسائل آب زیرزمینی را می‌توان به تنهایی با آنالیز جریان آب زیرزمینی حل کرد، اما برخی از مسائل نیاز به آنالیز حرکت املاح یا آلاینده‌ها در زیر سطح زمین دارند. مدل انتقال شامل نمایش انتقال همرفت، پخشودگی و واکنش‌های شیمیایی برای حل غلظت املاح یا آلاینده است. مباحث مربوط به

---

[1] Diersch
[2] Bear and Cheng

مدل‌سازی انتقال در این کتاب نیست و به صورت کامل این مبحث در کتاب ژنگ و بنت[1] (۲۰۰۲) آورده شده است. با این حال، به‌دلیل اینکه کد انتقال از خروجی‌های مدل جریان آب زیرزمینی استفاده می‌کند، یادگیری مدل جریان آب زیرزمینی نقطه شروع خوبی برای مدل‌سازی انتقال است.

علاوه بر این، بعضی از مسائل انتقال را می‌توان تنها با بررسی انتقال همرفت با استفاده از کد ردیابی ذرات به‌عنوان یک پیش‌پردازشگر مدل جریان آب زیرزمینی که مسیرهای جریان و زمان‌های پیمایش را محاسبه می‌کند، حل کرد. این نوع مسائل در فصل ردیابی ذرات (فصل ۸ در ویرایش دوم) مورد بحث قرار می‌گیرد که از ویرایش اول این کتاب بازبینی و به روزرسانی شد.

مدل‌سازی آب زیرزمینی به‌صورت مسلط به هنر و علم به‌طور هم‌زمان نیاز دارد. علم مدل‌سازی آب زیرزمینی شامل تئوری مدل‌سازی پایه و روش‌های حل عددی است. کتاب‌های زیادی در زمینه اصول ابتدایی، متوسط و پیشرفته علوم و معادلات ریاضی مدل‌سازی عددی جریان آب زیرزمینی وجود دارد. از سال ۱۹۹۲، علم آب‌های زیرزمینی از جمله در زمینه تئوری و روش‌هایی برای تخمین پارامتر (حل معکوس) و عدم قطعیت به صورت کاربردی گسترش یافته است و کتاب‌هایی منتشر شده است که منحصرا به موضوعی خاص اختصاص یافته است (۵، ۱ و ۹). اگرچه در این کتاب، برخی از اطلاعات اولیه موردنیاز برای استفاده از مدل‌های آب زیرزمینی در مسائل میدانی آورده شده است اما با توجه به اینکه این مطالب در کتاب‌های درسی استاندارد مانند مرجع شماره ۸، ۱۱، ۱۳، ۱۲ و ۶ گنجانده شده، در این کتاب فرض شده است که خواننده با اصول اولیه هیدروژئولوژی و مدل‌سازی آشنایی دارد. دانستن مطالب ابتدایی تئوری مدل‌سازی آب زیرزمینی از جمله اصول روش‌های تفاضل محدود و اجزای محدود که در مرجع شماره ۱۴ موجود است نیز مفید خواهد بود.

این کتاب برای کسانی که می‌خواهند از مدل‌های آب زیرزمینی به‌عنوان یک ابزار استفاده کنند، قابل دسترس است. برای استفاده از آنالوگی که سال‌ها پیش توسط پروفسور جان ویلسون[2] ارائه شد، استفاده از یک مدل همانند رانندگی با خودرو است. یک راننده خوب، قوانین جاده را می‌داند و مهارت کنترل خودرو در شرایط مختلف و جلوگیری از تصادف را دارد، اما ضروری ندارد که زیر کاپوت خودرو و پیچیدگی‌های موتوری خودرو را بداند. هدف این کتاب این است که به خواننده کمک کند تا یاد بگیرد که چطور یک راننده خوب باشد و مدلی توسعه دهد که در شرایط مختلف کار کند و از "تصادف" جلوگیری کند. برای رسیدن به این هدف، در پایان هر فصل بخشی تحت عنوان خطاهای رایج در

---

[1] Zheng and Bennett

[2] John Wilson (New Mexico Tech)

مدل‌سازی گنجانده شده است که با بعضی از این خطاها مواجه شده‌ایم و بسیاری از آن‌ها را خودمان انجام داده‌ایم. در نهایت، پس از یادگیری هر آنچه که باید یک راننده خوب بداند، یک مدل‌ساز ممکن است بخواهد مکانیسم کد را بررسی کند (به عبارتی زیر کاپوت خودرو را نگاه کند). آشنایی با مکانیسم‌های کد به مدل‌ساز کمک می‌کند تا نقاط قوت و محدودیت‌های یک کد خاص را بداند و در صورت لزوم کد را اصلاح کند.

هنر مدل‌سازی از طریق تجربه به‌دست می‌آید (۱۰). در این کتاب، راهنمایی‌های لازم در گام‌های اساسی نظیر توسعه مدل مفهومی، تبدیل مدل مفهومی کیفی به مدل کمی (عددی) و ارزیابی ورودی و خروجی مدل که نیاز به هنر مدل‌سازی است، ارائه می‌دهد. با توجه به اینکه "روش، نقطه تلاقی هنر و علم است"، هدف این کتاب، توصیف روش‌های به‌کارگیری مدل‌های جریان آب زیرزمینی است، بنابراین یک مرجع جامع فشرده برای کمک به کسانی است که تمایل دارند مهارت خود را در هنر مدل‌سازی افزایش دهند. کتاب حاضر شامل ۴ بخش است. در بخش اول، اصول مدل‌سازی (فصل‌های ۱، ۲ و ۳)، انگیزه مدل‌سازی، توصیف فرآیند تدوین مدل مفهومی و مبانی پایه‌ای تئوری و عددی آورده شده است. در بخش دوم، طراحی مدل عددی (فصل‌های ۴ تا ۷)، نحوه تبدیل مدل مفهومی به مدل عددی جریان آب زیرزمینی از جمله طراحی مش/شبکه، انتخاب شرایط مرزی و اولیه و تنظیم مقادیر پارامترها آورده شده است. در بخش سوم، ردیابی ذرات، واسنجی، پیش‌بینی و آنالیز عدم‌قطعیت (فصل‌های ۸ تا ۱۰)، عملکرد ردیابی ذرات و مدل مورد بحث قرار می‌گیرد. بخش چهارم، گزارش مدل‌سازی و موضوعات پیشرفته (فصل‌های ۱۱ و ۱۲) است که علاوه بر بحث در مورد گزارش مدل‌سازی و بایگانی و همچنین داوری مدل، به طور خلاصه در مورد موضوعاتی فراتر از مدل‌سازی جریان آب زیرزمینی پایه‌ای نیز مطالبی آورده شده است.

در ویرایش اول این کتاب، برای ارائه مثال‌هایی از مکانیسم‌های مدلسازی، در مورد کدهای جریان و ردیابی ذرات به‌طور کامل اشاره شده است. با این حال، تعداد و قابلیت‌های کدهای آب زیرزمینی از سال ۱۹۹۲ به‌طور چشم‌گیری افزایش یافته است. در ویرایش دوم این کتاب، نحوه پیاده‌سازی مفاهیم مدل‌سازی در دو کد جریان آب زیرزمینی، MODFLOW (برای روش‌های تفاضل محدود) و FEFLOW (برای روش‌های اجزای محدود) آورده شده است. از کد MODFLOW (http://water.usgs.gov/ogw/modflow/MODFLOW.html) استفاده می‌کنیم زیرا نرم‌افزار رایگان، متن‌باز[1]، مستند، قابل کاربرد در سراسر دنیا است و در ایالات متحده کد استانداردی در عرصه‌های حقوقی و قضایی است. کد اختصاصی FEFLOW نیز به‌دلیل کاربرد گسترده، پشتیبانی خوب، مستندات

[1] Open-Source

آنلاین (http://www.feflow.com/) خوب و کتاب در دسترس (۳) انتخاب شد. مجموعه کدهای نرم-افزار PEST (http://www.pesthomepage.org) برای نمایش نحوه پیاده‌سازی مفاهیم تخمین پارامتر انتخاب شد. مجموعه کدهای PEST (۴، ۵، ۱۵ و ۷)، نرم‌افزار رایگان و متن‌بازی است که روش‌های پرکاربردی برای تخمین پارامتر با گزینه‌های پیشرفته زیادی دارد. نسخه‌ای از PEST (PEST++) (۱۵) توسط سازمان زمین‌شناسی ایالات متحده (http://pubs.usgs.gov/tm/tm7c5/) پشتیبانی می‌شود. در عمل، مدل‌ساز معمولا از این کدها در یک رابط گرافیکی کاربر (GUI) استفاده می‌کند. در این کتاب اطلاعاتی در مورد جزییات نحوه عملکرد کدها در GUI آورده نشده است. خواننده باید انتظار صرف زمانی برای کار با یک GUI را داشته باشد تا با استفاده از این کد یا هر کد دیگری به نتیجه برسد.

از ویرایش اول این کتاب، بسیاری از پیشرفت‌های جدید در مدل‌سازی آب زیرزمینی توسط منابع عظیمی پشتیبانی می‌شود. بنابراین در ویرایش دوم این کتاب برخی از دستورالعمل‌های کلی توسعه داده شده است.

با رشد علم، مدلسازی آب زیرزمینی بین‌رشته‌ای شده است و نشریات مرتبط در طیف گسترده‌ای از مجلات منتشر می‌شوند. هیچ کتابی نمی‌تواند به طور کامل تمام مطالب مربوط به یک مبحث پوشش دهد. بنابراین پیشاپیش از کسانی که ممکن است احساس کنند که از مشارکت آن‌ها در این کتاب چشم‌پوشی کردیم، عذرخواهی می‌کنیم.

برای ویرایش دوم این کتاب، یک وب‌سایت اختصاصی طراحی شده است که حاوی مطالب اساسی، مسائل نمونه و پیوندهایی برای منابع دیگر مدل‌سازی است (http://appliedgwmodeling.elsevier.com).

امیدواریم مطالب این کتاب علاوه بر آموزش درس مدل‌سازی کاربردی آب زیرزمینی در دوره‌های کارشناسی و کارشناسی ارشد، به عنوان مرجعی برای مشاوران محیط‌زیست و افرادی که در صنعت و سازمان‌های دولتی مشغول هستند، مورد استفاده قرار گیرد. در یک هدف بالاتر، ما امیدواریم کتاب ما برای کسانی که می‌خواهند نحوه ساخت، استفاده و ارزیابی مدل‌های جریان آب زیرزمینی با بیاموزند، مفید واقع شود.

ماری پی. اندرسون، مادیسون، ویسکانسین

ویلیام دبلیو. ووسنر، میسولا، مونتانا

رندال جی. هانت، کرس پلین، ویسکانسین

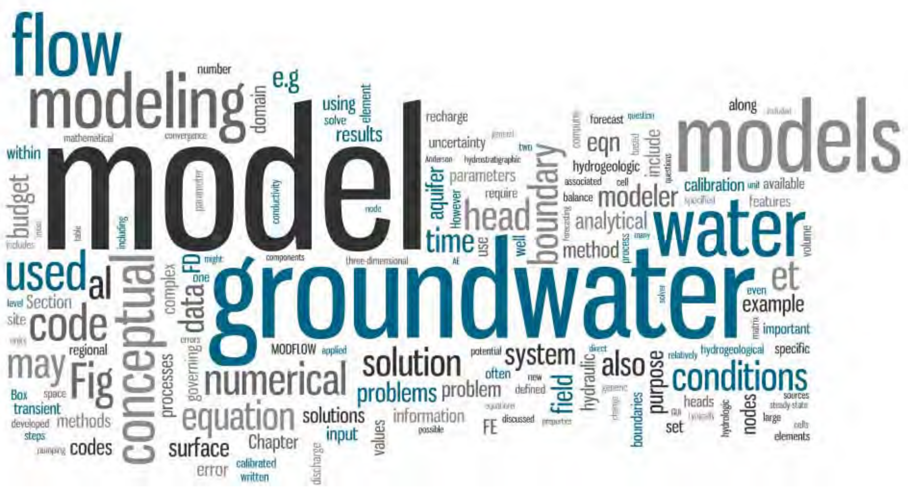
مراجع

1. Aster, R.C., Borchers, B., Thurber, C.H., 2013. Parameter Estimation and Inverse Problems, second ed. Elsevier, 360 p.
2. Bear, J., Cheng, A.H.D., 2010. Modeling Groundwater Flow and Contaminant Transport. In: Theory and Applications of Transport in Porous Media, vol. 23. Springer, 834 p.
3. Diersch, H.-J.G., 2014. FEFLOW: Finite Element Modeling of Flow, Mass and Heat Transport in Porous and Fractured Media. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 996 p.
4. Doherty, J., 2014. PEST, Model-independent Parameter Estimation. User Manual (fifth ed., with slight additions). Watermark Numerical Computing, Brisbane, Australia.
5. Doherty, J., 2015. Calibration and Uncertainty Analysis for Complex Environmental Models. Watermark Numerical Computing, Brisbane, Australia, ISBN: 978-0-9943786-0-6, 227 p.
6. Fetter, C.W., 2001. Applied Hydrogeology, fourth ed. Pearson Education Limited, Prentice Hall, Upper Saddle River, N.J., 612 p.
7. Fienen, M.N., DOria, M., Doherty, J.E., Hunt, R.J., 2013. Approaches in Highly Parameterized Inversion: BgaPEST, a Bayesian Geostatistical Approach Implementation with PEST. U.S. Geological Survey Techniques and Methods Report 7(C9), 86 p. http://pubs.usgs.gov/tm/07/c09/.
8. Fitts, C.R., 2013. Groundwater Science, second ed. Academic Press, London, 672 p.
9. Hill, M.C., Tiedeman, C.R., 2007. Effective Groundwater Model Calibration. John Wiley & Sons, Hoboken, N.J., 455 p.
10. Hunt, R.J., Zheng, C., 2012. The current state of modeling. Groundwater 50 (3), 329-333.
11. Kresic, N., 2007. Hydrogeology and Groundwater Modeling, second ed. CRC Press, Boca Raton, FL, 807 p.
12. Schwartz, F.W., Zhang, H., 2003. Fundamentals of Ground Water. John Wiley & Sons, Hoboken, N.J., 583 p.
13. Todd, D.K., Mays, L.W., 2005. Groundwater Hydrology, third ed. John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, N.J., 636 p.
14. Wang, H.F., Anderson, M.P., 1982. Introduction to Groundwater Modeling: Finite Difference and Finite Element Methods. Academic Press, San Diego, CA, 237 p.
15. Welter, D.E., Doherty, J.E., Hunt, R.J., Muffels, C.T., Tonkin, M.J., Schreuder, W.A., 2012. Approaches in € Highly Parameterized InversiondPESTید, a Parameter ESTimation Code Optimized for Large Environmental Models. U.S. Geological Survey Techniques and Methods 7(C5), 47 p. http://pubs.usgs.gov/tm/tm7c5/.
16. Zheng, C., Bennett, G.D., 2002. Applied Contaminant Transport Modeling, second ed. John Wiley & Sons, New York, 621 p.

بخش اول

اصول مدل‌سازی

در فصل‌های ۱ و ۲ کتاب حاضر، خلاصه‌ای از فرایند مدل‌سازی آورده شده است و همچنین در مورد اهداف مدل‌سازی و مدل‌های مفهومی که اساس مدل‌سازی عددی است، بحث شده است. فصل ۳ به‌صورت مختصر، به مرور معادلات دیفرانسیل و شرایط مرزی استفاده شده در مدل‌سازی جریان آب زیرزمینی و روش‌های حل تحلیلی، اجزای تحلیلی و مدل‌های عددی (تفاضل محدود، اجزای محدود و حجم کنترلی تفاضل محدود) پرداخته است. در ادامه این بخش، روش انتخاب کد و اجرای آن و همچنین محاسبهٔ بیلان آب بحث می‌شود.



فصل اول

مقدمه

۱-۱ انگیزهٔ مدل‌سازی

هیدرولوژیست‌های آب زیرزمینی اغلب پرسش‌هایی دربارهٔ سیستم جریان آب زیرزمینی و مدیریت منابع آب زیرزمینی می‌پرسند که در ادامه نمونه‌هایی از این نوع پرسش‌ها آورده شده است.

در ۱۰۰ سال آینده پمپاژ چه تأثیری بر سطح آب زیرزمینی شمال دشت چین خواهد داشت؟

در مادیسون، ویسکانسین، ایالات متحده[1] چه تغییر کاربری اراضی پیشنهاد می‌شود که بر مقدار تخلیه آب زیرزمینی ورودی به تالاب‌ها و رودخانه‌ها مؤثر باشد؟

تصمیم‌های مدیریتی در زمینه انحراف آب، چه تأثیری بر سطح آب زیرزمینی آبخوان نوبیان[2] در مصر و لیبی در ۵۰ سال آینده خواهد داشت؟

در جنگل‌های معتدل شمال ویسکانسین در ایالت متحده آمریکا، تغییر اقلیم بر سطوح آب زیرزمینی و تخلیهٔ آب زیرزمینی بر پیکره آب سطحی چه تأثیری خواهد داشت؟

بعد از پایان عملیات برداشت آب، چه مدت زمانی طول می‌کشد تا سطح آب زیرزمینی در دریاچه گودال ناشی از عملیات معدن در گویانا به تعادل برسد؟

منطقه تحت تأثیر چاهی که آب شهری گراتز[3] اتریش را تأمین می‌کند، چیست؟

کجا و چه زمانی باید از آب‌های زیرزمینی، به‌منظور شناسایی پتانسیل نشت زیر خط رس لندفیل در شهر مکزیک نمونه‌برداری کرد؟

چه مدت زمانی طول می‌کشد تا آلودگی‌های ناشی از یک محل صنعتی واقع در توکیو[4] که وارد آب زیرزمینی شده است، به مرزهای آبخوان برسد؟

پاسخ به این پرسش‌ها نیاز به شناخت و تحلیل داده‌های هیدروژئولوژیکی و قضاوت کارشناسانه دارد. حتی برای پاسخ به مسائل ساده آب زیرزمینی، تعیین مقادیر پارامترهای آبخوان و تنش‌های هیدورلوژیکی مانند پمپاژ و تغذیه مورد نیاز است.

---

1 Madison, Wisconsin, USA
2 Nubian
3 Graz
4 Tokyo

مدل آب زیرزمینی یک چارچوب کمی برای ترکیب اطلاعات میدانی و درک فرایندهای هیدروژئولوژیکی ایجاد می‌کند. ساختار مدل به‌گونه‌ای است که به مدل‌ساز در مورد خطاهای فرضیات اعمال شده در مدل و فرایندهایی که در تهیه مدل در نظر گرفته نشده، کمک می‌کند. به‌عبارت دیگر... «استفاده از یک مدل، در واقع تمرینی برای فکر کردن در مورد راه‌حل‌های یک سیستم است» (۲). بنابراین برای پاسخ به پرسش‌های مطرح شده در هر مطالعه هیدرولوژیکی، در ابتدا باید مدل-سازی ریاضی انجام شود (۱۳).

تات[1] در سال ۱۹۶۳، دلایل توجیهی برای مدل‌سازی بیان نمود که امروزه نیز معتبر است: «از آنجا که در نظر گرفتن همه پدیده‌های مربوط به رژیم جریان آب زیرزمینی به‌صورت مجزا غیرممکن است، یک نظریه درست همه ویژگی‌ها را بیان می‌کند و توجه را به سمت مهم‌ترین خصوصیات جریان سوق می‌دهد.» (۷۵). یا به‌عبارت دیگر، با توجه به اینکه زیر سطح زمین دیده نمی‌شود و کمبود مشاهدات میدانی، مانع تحلیل و بررسی‌ها می‌شود، بنابراین مدل تهیه شده از منطقه، منطقی‌ترین روش تجزیه و تحلیل‌های کمی و توصیفی سامانه آب زیرزمینی بوده و همچنین مدل می‌تواند برای پیش‌بینی تأثیر سناریوهای پیشنهادی به‌کار رود.

بنابراین، اگرچه همه مسائل هیدروژئولوژیکی نیاز به مدل ندارند ولی می‌توان گفت که هر مسأله آب زیرزمینی به نوعی از مدل‌سازی بهره خواهد برد، حتی اگر این بهره، محدود به ساماندهی داده‌ها و آزمایش مدل مفهومی پیشنهادی باشد. پاسخ سوال «چرا مدل»، سوال «چه چیز دیگر اگر مدل نه؟» است، در مورد ارزش مدل‌هایی که تاکنون در ادبیات آب‌های زیرزمینی وارد شده است در ویرایش اول این کتاب بحث شده است. امروزه مدل‌های آب زیرزمینی، به‌عنوان ابزاری ضروری برای حل مسائل آب زیرزمینی مورد قبول قرار گرفته است.

۱-۲ مدل چیست؟

مدل، نمایش ساده‌ای از پیچیدگی دنیای واقعی است. برای مثال، نقشه یک جاده، یک نوع مدل است (۷۶)؛ که شبکه‌ای پیچیده از جاده‌ها را به روش ساده شده‌ای برای اهداف ناوبری به تصویر می‌کشد. به‌صورت مشابه، مدل مفهومی سیستم آب زیرزمینی نیز در واقع نمایش ساده‌ای از خصوصیات هیدروژئولوژی یک سیستم آب زیرزمینی است که به‌صورت گزارش‌ها، روندنماها، مقاطع، دیاگرام‌ها و جداول از منطقه مورد مطالعه موجود است. مدل مفهومی حالت فعلی و گذشته سیستم را بر اساس اطلاعات میدانی از منطقه و اطلاعات موجود از مناطق مشابه بیان می‌کند (بخش ۲-۲). یک مدل آب زیرزمینی قدرتمند، مدلی است که شرایط پیچیده هیدروژئولوژیکی زیر سطح زمین را به‌صورت

1 Toth

ساده شده، نمایش دهد و مقادیر ارتفاع بارهای هیدرولیکی را در مکان و زمان به‌صورت کمی ارائه دهد. به‌طور کلی، مدل‌های آب زیرزمینی را می‌توان به مدل‌های فیزیکی (آزمایشگاهی) و مدل‌های ریاضی طبقه‌بندی کرد.

۱-۲-۱ مدل‌های فیزیکی

مدل‌های فیزیکی شامل تانک‌های آزمایشگاهی و استوانه‌های پرشده با مواد متخلخل (معمولا شن و ماسه) است که در آن ارتفاع و جریان آب زیرزمینی به‌صورت مستقیم اندازه‌گیری می‌شود. برای مثال، دارسی در مطالعات اولیه خود در سال ۱۸۵۶، ارتفاع آب در ستون‌هایی از شن و ماسه با قطرها و طول‌های متفاوت را اندازه‌گیری کرد که نتایج این اندازه‌گیری‌ها نشان داد، جریان در محیط متخلخل با گرادیان ارتفاع رابطه خطی دارد (۱۹). در اکثر موارد، از مدل‌های فیزیکی در مقیاس آزمایشگاهی استفاده می‌شود (۵۶، ۴۹، ۶۴ و ۳۳). مدل‌های آنالوگ مدل‌های آزمایشگاهی هستند که برای نمایش جریان آب زیرزمینی از جریان الکتریکی (مدل‌های آنالوگ الکتریکی؛ ۷۰) یا سیالات لزج (مدل‌های صفحه موازی؛ ۱۷) استفاده می‌کنند. مدل‌های آنالوگ جریان آب زیرزمینی، به‌خصوص مدل‌های آنالوگ الکتریکی در دهه ۱۹۶۰، قبل از اینکه کامپیوترهای دیجیتالی به‌صورت گسترده در دسترس باشند، دارای اهمیت بودند (۱۲).

۱-۲-۲ مدل‌های ریاضی

در کتاب حاضر دو نوع از مدل‌های ریاضی مورد بررسی قرار می‌گیرد: مدل‌های داده‌مبنا و مدل‌های مبتنی بر فرایند. مدل‌های داده‌مبنا یا «جعبه سیاه» برای محاسبهٔ متغیر مجهول (مانند ارتفاع سطح ایستابی)، از معادلات آماری یا تجربی به‌دست آمده از داده‌های موجود استفاده می‌کند. این معادلات از طریق داده‌های متغیرهای دیگر که به راحتی در منطقه اندازه‌گیری می‌شود (مثل بارندگی)، به‌دست می‌آید (کادر ۱-۱). مدل‌های مبتنی بر فرایند (گاهی‌اوقات مدل‌های مبتنی بر فیزیک نامیده می‌شود، گرچه استفاده از آن توسط بونگ و یانگ[1] (۲۰۱۳) توصیه نمی‌شود)، مدل‌هایی هستند که برای نشان دادن جریان آب زیرزمینی در دامنه حل مسأله از فرایندها و اصول فیزیکی استفاده می‌کنند. مدل‌های مبتنی بر فرایند، به دو گروه مدل‌های تصادفی و قطعی طبقه‌بندی می‌شوند. اگر هر یک از پارامترهای یک مدل، توزیع احتمالاتی داشته باشند، مدل مورد بررسی، یک مدل تصادفی بوده، در غیر این صورت مدل قطعی است. مطالب این کتاب در مورد مدل‌های مبتنی بر فرایند، قطعی است و در کادرهای ۱۰-۱ و ۱۰-۴ و بخش ۱۲-۵ در مورد مدل‌های تصادفی، به‌طور خلاصه بحث شده است.

1 Beven and Young

مدل‌های ریاضی مبتنی بر فرایند جریان آب زیرزمینی، شامل یک معادله حاکم است که فرایندهای فیزیکی را در دامنه حل مسأله توصیف می‌کند. شرایط مرزی به‌صورت مقادیر ارتفاع بار هیدرولیکی یا جریان در طول مرزهای دامنه حل مسأله مشخص می‌شود. همچنین برای مسائل وابسته به زمان، شرایط اولیه ارتفاع بار هیدرولیکی در شروع شبیه‌سازی تعیین می‌شود. مدل‌های ریاضی به‌صورت تحلیلی یا عددی حل می‌شوند. مدل‌های ریاضی جریان آب زیرزمینی، توزیع ارتفاع بار هیدرولیکی را در مکان و همچنین در زمان برای مسائل غیرماندگار به‌دست می‌آورد.

تعریف یک مسأله در مدل‌های تحلیلی، به‌نحوی که بتوان آن را به‌صورت ریاضی حل کرد و به جواب قطعی رسید، نیازمند ساده‌سازی‌های زیادی از دنیای طبیعی است. نتیجه حل تحلیلی، معادله‌ای است که برای حل متغیر وابسته (مثل ارتفاع بار هیدرولیکی) در مکان و همچنین در زمان برای مسائل غیرماندگار استفاده می‌شود. جواب‌های تحلیلی ساده را می‌توان با استفاده از یک ماشین حساب دستی حل کرد و جواب‌های پیچیده را اغلب با استفاده از برنامه‌های کامپیوتری، صفحه گسترده (۸) یا نرم افزارهای خاص (مانند MATLAB) حل می‌کنند. فرضیات استفاده شده در حل تحلیلی، باعث می‌شود که این روش در سیستم‌های نسبتاً ساده کاربرد داشته باشد. بنابراین، استفاده از این روش در بیشتر مسائل مربوط به آب زیرزمینی مناسب نیست. برای مثال، تعداد کمی از راه‌حل‌های تحلیلی برای جریان سه بعدی یا ساختارهای هیدروژئولوژیکی غیرهمگن یا مرزهایی با هندسه واقعی قابل استفاده است. مدل‌های عددی حتی می‌تواند جایگزین حل تحلیلی تیس[1] در آزمایش پمپاژ آبخوان شود (۵۵ و ۷۸). با این وجود، حل‌های تحلیلی هنوز هم برای بسیاری مسائل مفید هستند و باعث می‌شود، کاربر درک درستی از رفتار سیستم‌های آب زیرزمینی داشته باشد (کادر ۳-۲). مدل‌های تحلیلی ابزار تفسیری مفیدی برای توسعه مدل‌های عددی پیچیده‌تر فراهم می‌کنند (۳۷). همچنین حل تحلیلی می‌تواند به‌منظور بررسی درستی کدهای مورد استفاده در مدل‌های عددی مورد استفاده قرار گیرد (بخش ۱-۶).

روش اجزای تحلیلی[2] (AE)، رویکردی را برای استفاده از راه‌حل‌های تحلیلی در مسائل پیچیده‌تر فراهم می‌کند (۳۶ و ۷۱). روش AE، با استفاده از یک کد کامپیوتری بر انواع خاصی از راه‌حل‌های تحلیلی منطبق می‌شود. این روش، به‌عنوان روش اجزای تحلیلی شناخته شده است که بر پایه توابع گرین[3] است و شامل راه‌حل‌هایی با منابع تغذیه و تخلیه نقطه‌ای/خطی است. مدل‌های AE، مرزهایی با هندسه پیچیده و مناطق غیرهمگن را ترکیب می‌کند. در حال حاضر، اگرچه راه‌حل‌های AE جدیدی، برای یک منطقه پژوهشی توسعه یافته است (۵۴)، اما کاربرد این مدل‌ها برای مسائل

1 Theis
2 Analytic Element
3 Green's functions

غیرماندگار و با غیرهمگنی زیاد با محدودیت مواجه است (۴۴). در حال حاضر، مدل‌های AE اغلب برای مسائل دو بعدی و ماندگار جریان آب زیرزمینی کاربرد دارد (۴۴ و ۳۶). همچنین مدل‌های AE می‌تواند به‌عنوان راهنمایی برای تخصیص شرایط مرزی منطقه‌ای در مدل‌سازی‌های غیرماندگار و سه بعدی مورد استفاده قرار گیرد (بخش ۴-۴).

مدل‌های عددی که بر اساس روش تفاضل محدود[1] (FD) یا روش اجزای محدود[2] (FE) توسعه یافته‌اند، برای جریان‌های ماندگار و غیرماندگار آب زیرزمینی به‌صورت سه بعدی و در محیط غیرهمگن با مرزهای پیچیده و شبکه پیچیده‌ای از منابع تغذیه و تخلیه قابل استفاده هستند. با توجه به تنوع مدل‌های FD و FE، معمولاً از این مدل‌ها، برای حل مسائل آب زیرزمینی استفاده می‌شود و در کتاب حاضر به این مدل‌ها توجه ویژه‌ای شده است.

مدل‌های ریاضی آب زیرزمینی برای شبیه‌سازی ساختارهای محلی و منطقه‌ای استفاده می‌شود. در سیستم‌های ساده آب زیرزمینی بعضی از سوالات مطرح شده با استفاده از مدل‌های تحلیلی یا مدل-های ساده ریاضی پاسخ داده می‌شوند، اما در بسیاری از مسائل پیچیده آب زیرزمینی نمایش پیچیده-تری از سیستم آب زیرزمینی مورد نیاز است. امروزه با توجه به افزایش قدرت محاسباتی و کدها و ابزارهای در دسترس، سیستم‌های پیچیده و بزرگ آب زیرزمینی شبیه‌سازی می‌شود. پیچیدگی یک مدل عددی اغلب توسط تعداد فرایندهای مورد استفاده و تعداد لایه‌ها، سلول‌ها و پارامترهای مورد استفاده در مدل تعیین می‌شود. در روش‌های عددی مقادیر پارامترها در نقاط (گره‌های) دامنه حل مدل تعیین می‌شود و این مدل‌ها ممکن است میلیون‌ها گره داشته باشند. برای مثال، به‌منظور مدل‌سازی سیستم آبخوان موراین واترلو[3] (اونتاریو، کانادا)، یک مدل FE سه بعدی، ۳۰ لایه‌ای توسعه داده شد که شامل ۱۳۳۵۷۹۰ گره و ۲۵۶۸۹۰۰ جزء بود (۳۲). برای مدل‌سازی حوضه دریاچه میشیگان از مدل FD سه بعدی با بیش از دو میلیون گره استفاده شد (۲۷). کلت[4] و همکاران (۲۰۱۰) در مورد مدل‌های آب زیرزمینی که شامل ۸×۱۰^{۹} سلول در روش FD هستند، بحث می‌کنند (۵۱). اگرچه، مقادیر پارامترهای هیدروژئولوژیکی باید برای هر گره، سلول یا جزء تعیین شود، اما در عمل، دامنه حل مسأله به ناحیه‌هایی تقسیم می‌شود که مقادیر پارامترهای هیدروژئولوژیکی برای همه گره‌های موجود در آن ناحیه ثابت و یکسان است (بخش ۵-۵). بنابراین در مدل‌سازی‌ها، ناحیه‌بندی تعداد پارامترها را کاهش می‌دهد. روش‌های دیگری برای پارامتری‌کردن و حل پیچیدگی‌های مدل‌های آب زیرزمینی وجود دارد که در فصل ۹ آورده شده است.

---

1 Finite-Difference
2 Finite Element
3 Waterloo Moraine aquifer system
4 Kollet

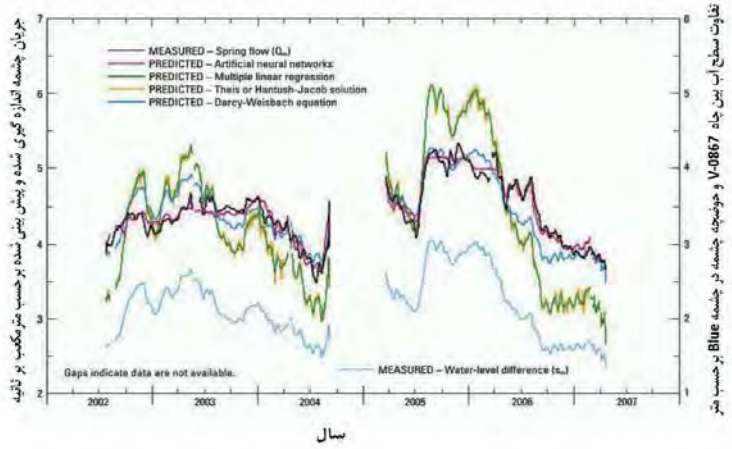
در این کتاب، عبارت "مدل آب زیرزمینی" یا "مدل" به معنی نمایش ریاضی استفاده می‌شود و داده‌های ورودی، مربوط به یک مسأله خاص است. کد، یک برنامه کامپیوتری است که داده‌های ورودی را برای یک مدل خاص پردازش می‌کند و معادلات مبتنی بر فرایند را که بیانگر فرایندهای آب زیرزمینی است، حل می‌کند (بخش ۳-۲). کد به یک یا چند زبان کامپیوتری نوشته می‌شود و شامل مجموعه‌ای از معادلات است که توسط کامپیوتر حل می‌شود. برای مثال، کد PEST، FD، MODFLOW با زبان کامپیوتری فرترن نوشته شده است و کدهای PEST++ ، FE و FEFLOW با زبان کامپیوتری C/C^{++} نوشته شده‌اند. کدی که جریان آب زیرزمینی را حل می کند، ارتفاع بار هیدرولیکی را در مکان و زمان همراه با مقادیر جریان محاسبه می‌کند. کد ردیابی ذرات، نتایج خروجی کد جریان آب زیرزمینی را می‌گیرد و مسیر جریان آب زیرزمینی را همراه با زمان سفر آن محاسبه می‌کند (فصل ۸). گاهی اوقات کدها را مدل‌های آب زیرزمینی می‌نامند در حالی‌که، کاربرد کد و مدل متفاوت هستند و کد ابزاری برای حل مدل است. مدل‌های آب زیرزمینی برای هر کاربردی طراحی می‌شود در حالی که، کد برای حل مسائل متفاوت زیادی قابل استفاده است.

کادر ۱-۱ مدل‌های داده‌مبنا (جعبه سیاه)

مدل‌های داده‌مبنا از معادلاتی استفاده می‌کنند که پاسخ سیستم (مانند ارتفاع بار هیدرولیکی) را برای تنش‌های ورودی (مانند تغذیه از آب باران)، بدون استفاده از فرایندها و خصوصیات فیزیکی سیستم محاسبه می‌کند. در ابتدا با استفاده از تطبیق پارامترهای آماری یا تجربی و داده‌های تاریخی (سری‌های زمانی) نوسانات سطح ایستابی (یا جریان‌ها)، معادله سیستم مورد مطالعه را به‌دست می‌آورند که معادلهٔ به‌دست آمده بیانگر پاسخ سیستم به تنش‌های اعمال شده است. سپس، از این معادله برای محاسبه پاسخ تنش‌ها در آینده استفاده می‌کنند. مدل‌های داده‌مبنا به تعداد زیادی از مشاهدات ارتفاع بارهیدرولیکی نیاز دارد تا بتواند در هنگام محاسبه معادله همه تنش‌های مورد انتظار از سیستم را وارد محاسبات نماید. مدل‌های داده‌مبنا معمولا به تنهایی (۷) یا به همراه مدل مبتنی بر فرایند (۳۵، ۲۲ و ۷۲) استفاده می‌شود.

اوایل، مدل‌های داده‌مبنا برای تحلیل پاسخ آبخوان‌های کارستی مورد استفاده قرار می‌گرفت (۲۵) که موفقیت این مدل‌ها در سیستم‌های کارستی باعث محبوبیت آن‌ها در بین محققان آب زیرزمینی شد (شکل ۱-۱-۱). مدل‌های شبکه‌های عصبی مصنوعی (ANN) مدل‌های داده‌مبنا هستند که در مطالعات اخیر توجه زیادی به این مدل‌ها شده است (۶۶، ۲۸ و ۱۸). مدل‌های داده‌مبنا با استفاده از شبکه بیزین توسعه داده شده است (۲۶).

به‌طور کلی، مدل‌های مبتنی بر فرایند بر مدل‌های داده‌مبنا ترجیح داده می‌شوند، زیرا مدل‌های مبتنی بر فرایند هنگامی که تعداد زیادی داده‌های مشاهده‌ای در دسترس نیست و شرایط آینده، خارج از محدوده تنش در داده‌های تاریخی است، مانند پاسخ به تغییر اقلیم، پیش‌بینی‌های قابل قبولی را ارائه می‌دهد.



شکل ۱-۱-۱ جریان رودخانه محاسبه‌شده با استفاده از مدل ANN و رگرسیون خطی چندگانه در مقایسه با مدل‌های مبتنی بر فرایند برای محیط متخلخل پیوسته (حل تیس یا Hantush-Jacob) و جریان مجاری (معادله دارسی ویسباخ). جریان رودخانه اندازه‌گیری شده نیز نشان داده شده است (۶۶).

۱-۳ هدف از مدل‌سازی

نقطهٔ شروع هر نرم‌افزار مدل‌سازی آب زیرزمینی، شناخت اهداف مدل است (شکل ۱-۱). معمول‌ترین هدف، پیش‌بینی آثار برخی اقدامات یا شرایط هیدرولوژیکی در آینده است. اما مدل‌ها می‌توانند برای بررسی دوباره شرایط گذشته (پس‌بینی) و یا ابزاری برای تفسیر نتایج به‌کار روند. ریلی و هربرگ[1] (۲۰۰۴)، مسائل مدل‌سازی آب زیرزمینی را در پنج گروه طبقه‌بندی کردند: شناخت اولیه و پایه‌ای از سیستم‌های آب زیرزمینی، تخمین خصوصیات آبخوان، شناخت وضعیت فعلی آبخوان، شناخت گذشته آبخوان و پیش‌بینی آن در آینده. کتاب حاضر سه گروه اول را در مدل‌های تفسیری و دو گروه آخر را در مدل‌های پیش‌بینی/پس‌بینی طبقه‌بندی می‌کند. ابتدا مدل‌های پیش‌بینی/پس‌بینی مورد بحث قرار می‌گیرد.

۱-۳-۱ مدل‌های پیش‌بینی/پس‌بینی

هدف اکثر مدل‌های آب زیرزمینی پیش‌بینی نتایج یا پیش‌گویی عمل/عکس‌العمل است. شبیه‌سازی-های پیش‌بینی برای پاسخ به پرسش‌های ذکر شده در شروع این فصل طراحی شده است. در کتاب حاضر، برای تاکید بر اینکه پیش‌بینی‌ها همیشه شامل مقداری عدم قطعیت هستند، عبارت پیش‌بینی بر پیش‌گویی ترجیح داده شد. به‌عنوان مثال، پیش‌بینی وضعیت آب و هوا، معمولاً به‌صورت احتمالاتی بیان می‌شود (مانند بارندگی). مدل‌های پیش‌بینی (فصل ۱۰)، ابتدا با استفاده از مقایسه نتایج مدل مورد آزمایش قرار گرفت تا بر داده‌های اندازه‌گیری‌شده در گذشته منطبق شود، این فرایند، بخشی از واسنجی مدل است (فصل ۹). با استفاده از تطبیق نتایج مدل با داده‌های تاریخی، پارامترها در یک محدوده قابل قبول تنظیم می‌شوند تا خروجی‌های مدل، یعنی ارتفاع بار هیدرولیکی و جریان با داده‌های اندازه‌گیری شده (مشاهده‌ای) منطبق شود. از مدل واسنجی‌شده به‌عنوان یک مدل پایه برای شبیه‌سازی پیش‌بینی‌ها استفاده می‌شود.

مدل‌های پس‌بینی (یا گذشته‌بینی) برای تولید دوباره شرایط گذشته استفاده می‌شود. مدل‌های پس-بینی می‌توانند در شبیه‌سازی مدل جریان آب زیرزمینی و یا مدل انتقال آلودگی مورد استفاده قرار گیرند. کاربرد مدل‌های پس‌بینی دارای چالش منحصر به فرد خود می‌باشد (۱۶)، زیرا جمع آوری داده‌های اضافی برای تقویت مجموعه داده‌های تاریخی غیرممکن است.

---

1 Reilly and Harbaugh

۱-۳-۲ مدل‌های تفسیری

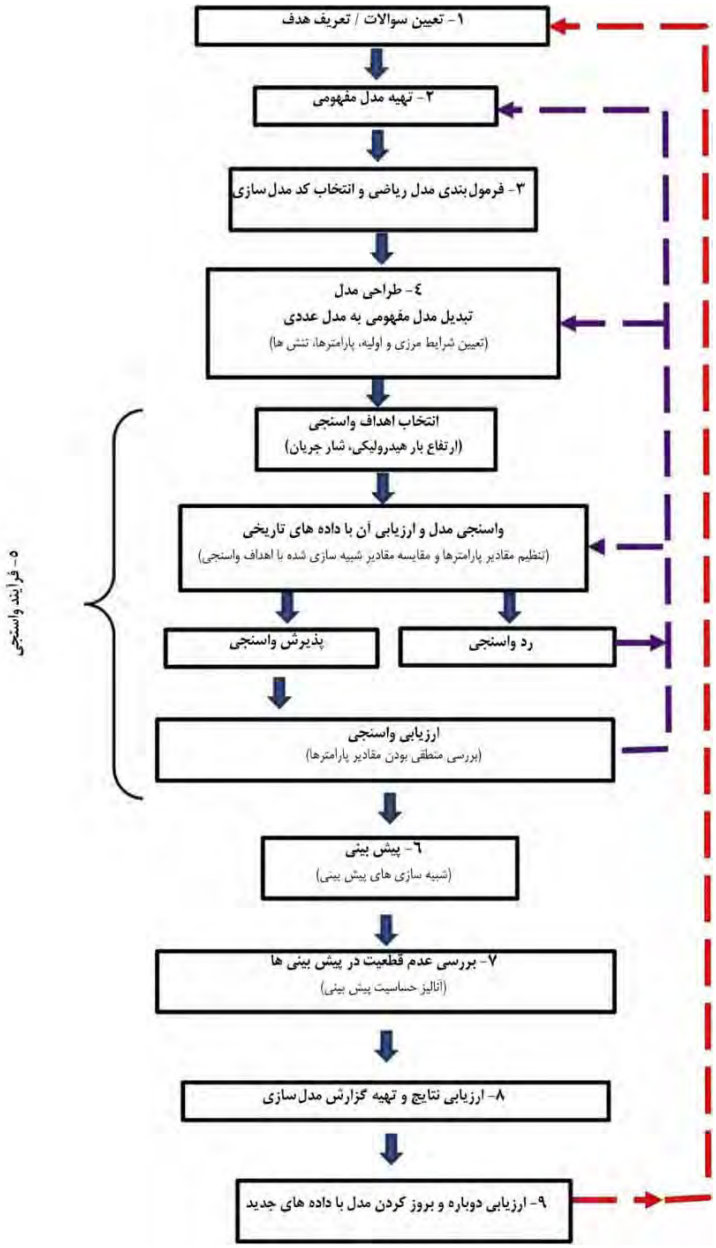
مدل‌های تفسیری عبارتند از: (۱) محاسب‌های مهندسی که به یک سوال خاص مهندسی به سرعت پاسخ می‌دهند؛ (۲) مدل‌های پایش که به مدل‌ساز در فهم اولیه سیستم آب زیرزمینی و/ یا آزمایش فرضیات اولیه سیستم کمک می‌کند؛ و (۳) مدل‌های عمومی که این مدل‌ها فرایندها را در یک شکل عمومی هیدورژئولوژیکی بررسی می‌کنند. مدل‌هایی که به‌عنوان محاسب‌های مهندسی و عمومی هستند معمولاً واسنجی نشده‌اند، در حالی‌که مدل‌های پایش ممکن است واسنجی شوند.

به‌عنوان مثال، از مدل‌های تفسیری محاسب مهندسی می‌توان به تخمین پارامترهای آبخوان با استفاده از داده‌های آزمایش پمپاژ اشاره کرد. مدل‌های تحلیلی و گاهی اوقات مدل‌های عددی به‌عنوان محاسب‌های مهندسی برای تأیید کدهای جدید به‌کار می‌روند (بخش ۶-۱).

مدل پایش به تهیه مدل مفهومی یا آزمون فرضیات جریان سیستم کمک می‌کند. مدل پایش، ممکن است در طراحی مدل‌های عددی خیلی پیچیده نیز مورد استفاده قرار گیرد. به‌عنوان مثال، هانت[1] و همکاران (۱۹۹۸)، یک مدل AE دو بعدی از نوع مدل پایش توسعه دادند تا از آن برای تعیین شرایط مرزی مدل سه بعدی FD استفاده کنند (۴۴). همچنین برای درک پویایی (دینامیک) سیستم و داشتن دیدگاهی دقیق‌تر در مورد پارامترهای کنترل یا فرایندها در مطالعات میدانی از مدل‌های تفسیری استفاده می‌شود. به‌عنوان مثال، هنگام نشت نفت از یک چاه نفتی آسیب‌دیده در خلیج مکزیک، هسیه[2] (۲۰۱۱) یک مدل تفسیری با استفاده از MODFLOW تهیه کرد. این نسخه MODFLOW که برای شبیه‌سازی جریان نفت در مخازن تغییر داده شده بود، برای تعیین رابطه بین مقادیر اندازه‌گیری شده فشار داخلی چاه و پتانسیل انفجار در چاه درپوش‌دار، به‌کار گرفته شد. نتایج به‌دست آمده نشان داد که باز کردن درب چاه برای کاهش فشار داخل مخزن تصمیم درستی نیست و این موضوع بعدها به اثبات رسید (۴۲).

---

1 Hunt
2 Hsieh



شکل ۱-۱ روندنمای مدل‌سازی آب زیرزمینی. هدف این روندنما مدل پیش‌بینی است ولی می‌تواند برای هدف‌های دیگر نیز استفاده شود. داده‌های میدانی در روندنما به خصوص در طراحی مدل مفهومی و فرایند واسنجی، بحرانی است که این مسأله در شکل نشان داده نشده است.

مدل‌های عمومی، مدل‌های تفسیری هستند که برای مطالعه سیستم‌های فرضی آب زیرزمینی به‌کار می‌روند. مدل‌های عمومی در مدل‌سازی‌های اولیه عددی جریان آب زیرزمینی استفاده می‌شد و همچنان مدل‌های مفیدی هستند. به‌عنوان مثال، فریز و ویترسپون[1] (۱۹۶۷) و زلاتنیک[2] و همکاران (۲۰۱۱)، برای مطالعه تأثیر ناهمگنی بر جریان منطقه‌ای آب زیرزمینی در سطح مقطع جریان از مدل‌های عمومی دو بعدی استفاده کردند. وسنر[3] (۲۰۰۰) و ساویر[4] و همکاران (۲۰۱۲)، برای مطالعه تبادل بین رودخانه‌ها و آب زیرزمینی در مرز بین آبخوان/رودخانه (منطقه اختلاط) از مدل‌های عمومی استفاده کردند. شیتس[5] و همکاران (۲۰۰۵)، برای ارزیابی تأثیر پمپاژ در نزدیکی خط تقسیم آب زیرزمینی، مدل‌های عمومی را به کار بردند.

۱-۴ محدودیت‌های مدل

مدل‌های آب زیرزمینی، تصویر ساده شده‌ای از واقعیت هستند. بنابراین، این مدل‌ها به علت تقریب-هایی که برای ساده‌سازی استفاده می‌کنند و همچنین غیرمنحصر به فرد بودن و عدم قطعیت در پاسخ‌ها، دارای محدودیت می‌باشند (فصل‌های ۹ و ۱۰). مدل‌های آب زیرزمینی هیچ‌گاه نمی‌توانند پیچیدگی دنیای واقعی را شبیه‌سازی کنند. بنابراین، مدل آب زیرزمینی که بیانگر دنیای واقعی است، دارای سطحی از عدم قطعیت است که این عدم قطعیت‌ها باید ارزیابی و گزارش شود. شبیه‌سازی‌های پیش‌بینی آب زیرزمینی همانند پیش‌بینی‌های آب و هوا است. پیش‌بینی‌های آب و هوا، ترکیبی گسترده از مجموعه داده‌هایی است که شامل فیزیک اتمسفر، هواشناسی و تصاویر ماهواره‌ای زمان واقعی در یک مدل بسیار پیچیده می‌باشند، بنابراین پیش‌بینی‌های روزانه همیشه همراه با احتمال گزارش می‌شوند. به‌طور مشابه، نتایج مدل‌های آب زیرزمینی نیز باید به همراه ویژگی‌های طبیعی منطقه و مقدار عدم قطعیت آن‌ها توصیف شوند (بخش ۶-۱۰).

۱-۴-۱ نایکتایی[6]

عبارت «نایکتایی» در مدل‌های آب زیرزمینی به این معنی است که بسیاری از ترکیبات مختلف ورودی‌های مدل، نتایجی را تولید می‌کنند که با داده‌های اندازه‌گیری شده میدانی مطابقت دارند، بنابراین، همیشه بیش از یک مدل منطقی امکان‌پذیر وجود خواهد داشت. اگرچه، در مدل‌سازی‌های

1 Freeze and Witherspoon
2 Zlotnik
3 Woessner
4 Sawyer
5 Sheets
6 Nonuniqueness

اولیه آب زیرزمینی، تنها یک مدل واسنجی شده و یک مدل پیش‌بینی گزارش می‌شد. اما امروزه، این یک عمل غیرقابل قبول است. در تحلیل‌های امروزه یا چندین مدل واسنجی شده تهیه می‌شود یا اینکه مدل‌ساز یک مدل واسنجی شده را انتخاب کرده و یک حد بالا و پائین خطا در اطراف جواب‌ها تعریف می‌کنند. در هر دو مورد، مدل آب زیرزمینی نمی‌تواند یک پاسخ واحد صحیح ارائه دهد.

با توجه به اینکه مدل‌ها، ابزارهای مهمی برای قضاوت‌های حرفه‌ای هستند بنابراین، اصول هیدروژئولوژیکی و درک مدل‌سازی همیشه در طول انجام پروژه مدل‌سازی مورد نیاز است. قبول عدم قطعیت و نایکتایی جواب در مدل‌سازی، این نکته را خاطر نشان می‌کند که:... «یک مدل نمی-تواند تضمین کند که جواب آن درست است. ولی اگر مدل به درستی تهیه شود، یک مدل می‌تواند جواب درست را در محدوده عدم قطعیت مشخصی گزارش دهد» (۲۳).

۱-۴-۲ عدم قطعیت

عدم قطعیت در مدل‌های آب زیرزمینی در اثر برخی پارامترهای مربوط به فرایندهای حاکم بر آب زیرزمینی به‌وجود می‌آید (بخش ۲-۱۰ و ۳-۱۰). مدل‌ساز برای انتخاب کد، به‌طور غیرمستقیم، فرضیاتی را در مورد مجموعه‌ای از فرایندهای آب زیرزمینی در نظر می‌گیرد که این فرایندها در اهداف مدل‌سازی او دارای اهمیت هستند. کد انتخاب شده، قادر به در نظر گرفتن همه فرایندها نبوده و فقط فرایندهای موجود در آن کد، قابل بررسی می‌باشد. علاوه بر این، شرایط هیدروژئولوژیکی در نظر گرفته شده در حال و آینده، نمی‌تواند به‌صورت کامل توصیف یا کمی شود. هانت و ولتر[1] (۲۰۱۰)، یکی از منابع عدم قطعیت را با عنوان "ناشناخته‌های نامعلوم[2]" توصیف کردند که به معنی "چیزهایی هستند که نمی‌دانیم آن‌ها را نمی‌دانیم" (۴۷). در مدل‌های آب زیرزمینی " ناشناخته‌های نامعلوم" شامل ویژگی‌های هیدروژئولوژیکی ناشناخته (و همچنین مدل نشده) همانند ناهمگنی در خصوصیات زیرسطحی و تغییرات غیرقابل پیش‌بینی در تنش‌های وارده می‌باشند. بردهوفت[3] (۲۰۰۵)، در پیش‌بینی مدل، به مدل‌سازها هشدار داد، هنگامی‌که از داده‌های جدید استفاده می‌کنند، انتظار جواب‌های غیرقابل پیش‌بینی را نیز داشته باشند. این پاسخ‌های غیرقابل پیش‌بینی، در اثر وجود فرایندهای هیدرولوژیکی مدل‌نشده در فرایند مدل‌سازی به‌وجود می‌آیند (۱۱). به‌عنوان مثال، در مدل پیش‌بینی، در شرایط هیدرولوژیکی آینده (مانند نرخ تغذیه) و همچنین مقادیر دبی پمپاژ و موقعیت چاه‌های جدید در آینده که وابسته به عوامل اقتصادی و اجتماعی نامشخصی هستند، نمونه-هایی از عوامل عدم قطعیت در مدل پیش‌بینی هستند.

---

1 Hunt and Welter
2 Unknown Unknowns
3 Bredehoeft

بعضی از مدل‌های پیش‌بینی دارای عدم قطعیت بیشتری هستند (بخش ۱۰-۳)، در مدل‌های پیش-بینی، تنها می‌توان عدم قطعیت را کاهش داد و هیچ‌گاه نمی‌توان عدم‌قطعیت‌ها را حذف کرد. بنابراین، مدل‌سازهای آب زیرزمینی باید اطلاعات خود را از عواملی که باعث ایجاد عدم‌قطعیت در نتایج مدل‌سازی می‌شود، افزایش دهند. درک مدل‌سازی (۳۷) و "درک هیدرولوژیکی[1]" (۴۸) در شناسایی عوامل ایجاد عدم قطعیت و ارزیابی نتایج مدل‌سازی به مدل‌ساز کمک می‌کند. فرایندهای مدل‌سازی و نتایج مدل، به بررسی دقیقی تحت عنوان آنالیز حساسیت نیاز دارند که جزیی از اصول پایه‌ای هیدروژئولوژی می‌باشد.

۱-۵ آیین مدل‌سازی

آیین یا اصول اخلاقی، به یک سری فعالیت‌هایی اطلاق می‌شود که منجر به نتایج درست از نظر اخلاقی می‌شوند. اصول اخلاقی در مدل‌سازی آب زیرزمینی به این معنی است که مدل‌ساز آب زیرزمینی رفتار مسئولانه‌ای در هنگام برنامه‌ریزی، طراحی و اجرای مدل‌ها و ارائه نتایج مدل داشته باشد. همچنین، اصول اخلاقی به این معنی است که مدل‌ساز در هنگام مدل‌سازی به‌صورت بی‌طرفانه عمل کند و هدف و تلاش‌های او برای انجام مدل‌سازی، با توجه به بهترین علوم در دسترس باشد. مدل‌ساز، برای اینکه به مدل دقیق و منطقی برسد باید تمامیت علمی مدل را حفظ کند و تلاش کند نتایج مدل جانب‌دارانه به سمت آنچه که مورد انتظار کارفرماست، متمایل نشود. در مدل‌سازی، تنش‌هایی بین مدل‌ساز و تیمی از کارشناسان رشته‌های مختلف از جمله وکلا، قانون‌گذاران و سهامداران به وجود می‌آید. مدل‌ساز باید در برابر فشارهای نامناسب از سوی گروه‌های دیگر مقاومت کند و مدل‌سازی را با توجه به اصول اخلاقی انجام دهد. فشارهای نامناسب شامل فشارهای اجتماعی-محیطی و فشارهای وارده از سوی قانون‌گذاران می‌شود.

مدل‌سازی ممکن است توسط قانون‌گذار توصیه شده باشد و یا حتی اجبار شود. به‌عنوان نمونه، در اساسنامه چارچوب آب اروپا، مدل‌های آب زیرزمینی الزامی است (۴۳) یا اینکه قوانین ممکن است به‌نحوی تهیه شده باشند که بهترین یا تنها راه تهیه یک پاسخ قانونی، استفاده از مدل باشد. هنگامی-که، مدل در امور قضایی و برای حل اختلاف استفاده می‌شود، مدل‌ساز باید مراقب باشد تا نتایج مدل‌سازی را بی‌طرفانه و بر اساس توجیهات علمی ارائه دهد. محاکمه دادگاه فدرال ایالت متحده آمریکا در مورد آلودگی آب زیرزمینی وبرن، ماساچوست[2] که موضوع یک کتاب معروف (۳۸) و یک فیلم (یک اقدام اجتماعی) بود، به دلیل اختلاف نظر و ابهامات مسأله موردنظر که تفسیر سیستم

1 Hydrosense
2 Woburn, Massachusetts

هیدروژئولوژیکی را پیچیده کرده بود، معروف شد (۵ و ۶). در این موضوع، مدل‌های آب‌زیرزمینی مورد استفاده (مدل یک‌بعدی ماندگار و مدل سه‌بعدی غیرماندگار) و اختلاف نظر بین سه کارشناس قضایی در خصوص اصول پایه هیدروژئولوژیکی حاکم بر پدیده، باعث پیچیدگی در کشف حقیقت و رسیدن به یک حکم قاطع شد.

آیین اخلاقی، ممکن است منجر به تصمیم‌هایی در طراحی مدل (به خصوص پیچیدگی مدل)، بی-طرفی در مدل‌سازی، ارائه نتایج و هزینه مدل‌سازی شود که همه این موارد در ادامه بحث شده است.

۱-۵-۱ طراحی مدل

گاهی اوقات هیدروژئولوژیست‌های آب زیرزمینی در طراحی مدل برای پاسخ به سوالات مطرح شده باید با کارفرمایان، قانون‌گذاران و افراد ذی‌نفع هماهنگ شوند تا بهترین راه‌حل پیشنهاد شود. اگر سوال‌های مطرح شده با استفاده از روش حل تحلیلی، مدل AE، مدل داده‌مبنا (کادر ۱-۱) یا تحلیل داده‌های منطقه بدون مدل پاسخ داده شوند، دیگر تهیه مدل عددی آب زیرزمینی لازم نیست. به‌عنوان مثال، کلسن[1] و همکاران (۲۰۰۲)، یک مدل AE ساده و یک مدل سه بعدی پیچیده را برای بررسی تأثیر برداشت آب در یک معدن فرضی به کار گرفتند، نتایج آن‌ها نشان داد که هر دو مدل، دقت تقریباً یکسانی داشتند (۵۰). با این‌حال، مدل‌های عددی در بسیاری از مسائل پیچیده، ممکن است بهترین روش برای پاسخ به سوالات مطرح شده باشد. در مسأله معدن که توسط کلسن و همکاران (۲۰۰۲) پیشنهاد شده بود، برای پاسخ به سوالاتی در مورد دفع زباله‌های معدن به‌صورت درجا[2] و پتانسیل آلودگی آب زیرزمینی و آب سطحی از مدل عددی جامع‌تری استفاده کردند (۵۰).

گاهی اوقات داده‌های موجود در منطقه برای تحلیل نتایج مدل‌سازی و تصمیم‌گیری کافی نیست که این مسأله ممکن است قبل، در حین و یا بعد از انجام مدل‌سازی مشخص شود. کلمنت[3] (۲۰۱۱) نشان داد که در یک مدل عددی پس‌بینی پیشرفته و بسیار پیچیده تنها داده‌های تاریخی برای مدل‌سازی کافی نیست. یک گروه مستقل از متخصصان توصیه می‌کنند که در مدل‌های پس‌بینی، برای بخش‌های دیگر منطقه مدل‌سازی، از مدل‌های ساده‌تری مانند مدل‌های تحلیلی استفاده شود که مدل‌سازان با این نظر موافق نیستند (۵۷)، آن‌ها معتقدند که مدل‌های پیچیده حتی زمانی که داده‌های منطقه کامل نیست هم سودمند هستند. در هنگام طراحی مدل‌های آب زیرزمینی موضوع سادگی در برابر پیچیدگی، موضوع رایجی در ادبیات آب‌های زیرزمینی است (۶۹، ۴۶، ۴۱ و ۳۴). مدل‌ها باید شامل فرایندها و پارامترهای لازم برای رسیدن به اهداف مدل باشند، البته اگر نباشند هم

1 Kelson
2 On site
3 Clement

مانعی در مدل‌سازی نیست. تعریف توافق بهینه بین سادگی و پیچیدگی، بخشی از هنر مدل‌سازی است و یکی از بزرگترین چالش‌های مدل‌سازی است (۲۳). ساده‌سازی‌ها در مدل‌سازی در موارد زیادی لازم می‌شود. به‌عنوان مثال، در وجود یا عدم وجود فرایندها در مدل و در ساده‌سازی‌های زمانی و مکانی، انتخاب شرایط مرزی و تعیین پارامترها می‌تواند ساده‌سازی وارد شود. هر تصمیمی برای ساده‌سازی دنیای واقعی پیچیده بر توانایی مدل در شبیه‌سازی بعضی شرایط هیدروژئولوژیکی واقعی تأثیر می‌گذارد.

۱-۵-۲ جانب‌داری

منتقدان آب زیرزمینی در مورد این مسأله بحث می‌کنند که مدل‌ها را می‌توان به‌نحوی طراحی کرد که هر جوابی که مدل‌ساز می‌خواهد، تولید کند. آئین حرفه‌ای و اخلاقی، از طرف دیگر، نیاز دارد که مدل‌ساز، مدلی را طراحی کند که جانب‌دارانه نباشد. نمونه ساده‌ای از جانب‌داری عمدی این است که مدل‌ساز، برای به حداقل رساندن افت در پمپاژ، شرایط مرزی بار هیدرولیکی مشخص را به‌طور نامناسب تعیین کند (مرز با بار هیدرولیکی مشخص اجازه می‌دهد، مقدار نامحدودی آب به مدل وارد شود و به موجب آن با حفظ ارتفاع بارهای هیدرولیکی در سطوح بالا و غیرطبیعی تأثیر پمپاژ را کاهش می‌دهد (بخش ۳-۴)). به دلیل نگرانی‌هایی که در مورد جانب‌داری عمدی وجود دارد، گزارش-های مدل‌سازی پس از تهیه، توسط شخص یا گروه سومی داوری می‌شود (بخش ۱۱-۴). امروزه، بررسی و داوری گزارشات مدل‌سازی توسط هیدروژئولوژیست یا مهندس خبره داخل شرکت یا کارشناسان خارج از شرکت، قانون‌گذار، گروه‌های مخالف و حتی افراد عادی جامعه رایج شده است. کنترل کیفیت توسط داور می‌تواند به مدل‌ساز کمک کند تا منابع خطای پنهان باقی‌مانده در پروژه را در یابد. در صورت باقی ماندن این خطاها در مدل، ممکن است گروه‌های مخالف آن‌ها را به‌عنوان جانب‌داری عمدی تلقی کنند. هنگامی‌که، مدل‌ساز یا داور دارای منافع شخصی در مسأله بوده و آن را پنهان کرده باشند، این جانب‌داری عمدی می‌تواند بیشتر نمود داشته باشد.

منتقدان اغلب سوال می‌کنند، که آیا مدل‌ساز انتخاب شده از طرف کارفرما می‌تواند مستقل باقی بماند و از هر گونه جانب‌داری عمدی اجتناب کند؟ این موضوع خیلی مهم است که مدل‌سازها مستقل بودن و حرفه‌ای بودن خود را حفظ کنند. مدل‌ساز موظف است که نظر صادقانه، علمی و مهندسی خود را در مقابل حق‌الزحمه دریافتی ارائه کند. دریافت حقوق مسأله‌ای نیست، ولی ممکن است که این تصور را به‌وجود آورد که مدل تهیه‌شده، نتایج موردنظر کارفرما را تولید می‌کند. چنین نگرانی‌هایی در خصوص نتایج جانب‌دارنه را می‌توان با ارائه دقیق و آگاهانه نتایج، به‌صورتی که در ادامه آورده شده است، برطرف کرد.

۱-۵-۳ ارائه نتایج

با توجه به اینکه، امروزه کدهای پیچیده و بسته‌های گرافیکی زیادی در دسترس است، تبدیل داده‌های رقومی به‌صورت جدول و نمودار کار نسبتاً آسانی است. در ارائه نتایج مدل با توجه به آیین مدل‌سازی باید فرضیات و تقریب‌های مهم استفاده‌شده در مدل به‌صورت واضح در گزارش مدل‌سازی مشخص شود. در مورد کامل نبودن داده‌های میدانی باید بحث شود و همچنین عدم قطعیت‌ها در نتایج مدل‌سازی باید به‌صورت کمی بحث شود. در ارائه نتایج مدل، مستقیماً نگرانی‌هایی در مورد اعتماد مدل وجود دارد که به مدل‌ساز کمک می‌کند در برابر ادعاهای متعصبانه مقاومت کند. در مورد چگونگی ارائه گزارش مدل‌سازی در فصل ۱۱ بحث خواهد شد.

۱-۵-۴ هزینه

گاهی اوقات هزینه طراحی و اجرای یک مدل عددی یک محدودیت مدل‌سازی محسوب می‌شود اما در این کتاب، هزینه انجام مدل‌سازی به عنوان یک مسأله اخلاقی مورد بررسی قرار گرفته است. در هر پروژه مدل‌سازی، بعد از سرمایه‌گذاری سخت‌افزاری و نرم‌افزاری مدل یا مدل‌های مورد استفاده، هزینه مدل‌سازی در درجه اول برای مدل‌ساز و تیم مدل‌سازی است. بدیهی است که، مدل‌ساز در تهیه یک مدل پیچیده نسبت به یک مدل ساده نیاز به صرف زمان بیشتر و مبلغ بیشتری دارد. در مدل‌سازی اشتباهاتی در مفهوم، تهیه، اجرا و تفسیر مدل‌ها ایجاد می‌شود که هزینه زمانی و مالی دارد. اما اغلب، وجود این اشتباهات در فرایند مدل‌سازی یک بخش اجتناب ناپذیر است. البته مدل‌ها نیاز به داده‌های میدانی دارد که داده‌های میدانی نیز نیاز به انواع تجزیه و تحلیل هیدروژئولوژیکی دارند. بودجه در دسترس، می‌تواند نوع مدل و اهداف مدل‌سازی را محدود کند. مدل‌ساز اخلاقاً موظف است که بهترین مدل ممکن را با توجه به وقت و منابع موجود تهیه کند. هنگامی‌که بودجه یک عامل محدود کننده است، گزارش بایستی به‌طور واضح این محدودیت را بیان کند و مشخص نماید که این عامل چه تأثیری در طراحی مدل و نتایج آن داشته است.

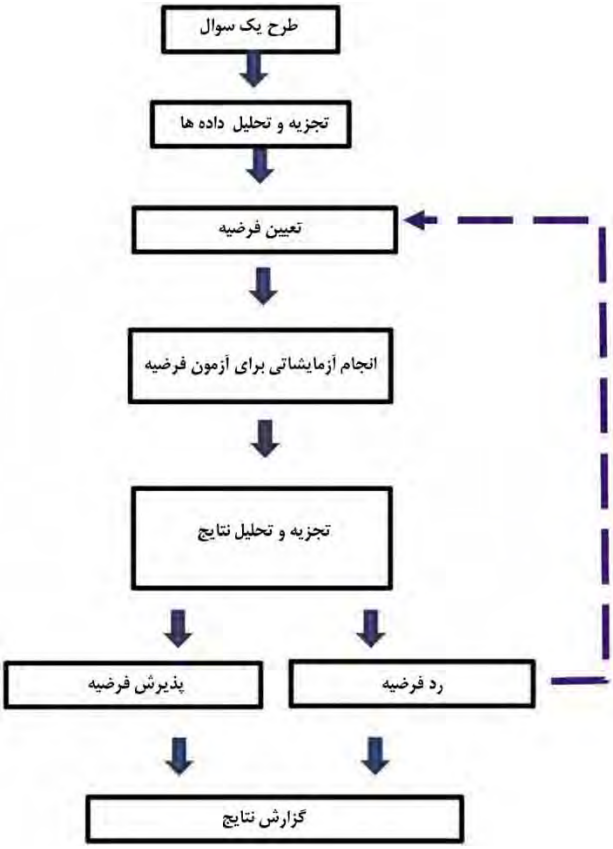
۱-۶ روندنمای مدل‌سازی

با توجه به روش‌های علمی، گام‌هایی در مدل‌سازی آب زیرزمینی (شکل ۱-۱) ارائه شده است (شکل ۱-۲). در روش‌های علمی، ابتدا سوال مطرح می‌شود و سپس با توجه به سؤال موردنظر، فرضیه‌ای تهیه و در پایان، این فرضیه پذیرش یا رد می‌شود. اگر این فرضیه رد شود، آن را اصلاح نموده و دوباره آزمایش می‌کنند. در مدل‌سازی آب زیرزمینی نیز روندنمای مدل‌سازی با یک سوال شروع می‌شود. مدل‌سازی هرگز نباید مرحله انتهایی باشد. یک مدل همواره برای پاسخ به یک سوال علمی

یا مجموعه‌ای از سوالات علمی طراحی می‌شود. سوال، همه جنبه‌های مدل تهیه شده را تحت تأثیر قرار می‌دهد. روندنمای پیش‌بینی مدل‌های کاربردی آب زیرزمینی به‌صورت شکل (۱-۱) ارائه شده است. گام‌های روندنما ارائه شده باعث ایجاد اطمینان‌پذیری در مدل می‌شود. اگرچه در روندنما نشان داده نشده، اما داده‌های میدانی و اطلاعات غیرقطعی[1] (هر گونه اطلاعاتی که مستقیما توسط خروجی مدل ارزیابی نشده است)، همه مراحل مدل‌سازی به‌ویژه مراحل طراحی مدل مفهومی، انتخاب حد واسنجی و چگونگی پایان واسنجی را تحت تأثیر قرار می‌دهد.

فرایند مدل‌سازی دوباره با دسترسی به داده‌های جدید و یا طرح سوال جدید تکرار می‌شود. روند حلقه‌ای و تکرار شونده مراحل مدل‌سازی، این اجازه را به کاربر می‌دهد که مدل واسنجی‌شده خود را بهبود بخشیده و در تصمیم‌گیری‌های روزمره مدیریت منابع آب استفاده کند. مدل‌سازهای بریتانیا در حال تهیه مدل آب زیرزمینی برای همه آبخوان‌های کشور هستند تا از آن‌ها در تصمیم‌گیری‌های مدیریت منابع آب استفاده کنند (۶۸). در هلند یک مدل آب زیرزمینی AE و چندین مدل برای مدیریت منابع آب برای سراسر کشور توسعه داده شده است (۲۰). استفاده از مدل‌های منطقه‌ای برای مدیریت منابع آب در آمریکا نیز رایج است (۶۲). در بیشتر اوقات، مدل به‌منظور پاسخ به سوال خاصی طراحی و توسعه می‌یابد و سپس بر اساس آن تصمیم‌گیری می‌شود، به ندرت اتفاق می‌افتد که از یک مدل، دوباره استفاده شود.

1 Soft knowledge



شکل ۲-۱ روندنمای روش علمی مدل‌سازی (برگرفته از http://www.sciencebuddies.org/science-fair-projects/ (project_scientific_method.shtml

۱-۶-۱ گام‌های روندنما

در مورد هر یک از گام‌های نشان داده شده در روندنمای شکل ۱-۱، در کتاب حاضر بحث می‌شود و به‌صورت خلاصه در زیر آورده شده است.

۱- هدف در مدل‌سازی به‌منظور پاسخ به سوالی خاص یا مجموعه‌ای از سوالات تعیین می‌شود (فصل ۲). هدف، مهم‌ترین عامل مؤثر در تصمیم‌گیری برای درجه ساده‌سازی‌ها و فرضیات مناسب در مدل‌سازی بوده که به نوبه خود مشخصات مدل ریاضی را تعیین کرده و پس از آن، کد مورد نیاز را می‌توان انتخاب کرد.

۲- مدل مفهومی شامل توصیفی از سیستم جریان آب زیرزمینی به همراه پیکره‌های آب سطحی و همچنین واحدهای زمین‌شناسی، لایه‌های آبخوان و مرزهای سیستم است (فصل ۲). در این مرحله، داده‌های میدانی جمع‌آوری می‌شود، سیستم‌های هیدروژئولوژیکی توصیف می‌شود و مولفه‌های بیلان تخمین زده می‌شود. چندین مدل مفهومی ممکن است تهیه شود تا بتوان عدم قطعیت در داده‌ها و اطلاعات موجود از سیستم را در نظر گرفت. اگر داده‌های میدانی جمع‌آوری نشده است، بازدید از منطقه توصیه می‌شود. بازدید از منطقه، کمک بزرگی در درک بهتر از وضعیت هیدروژئولوژی منطقه می‌کند و همچنین، راهنمای مدل‌ساز در طی مراحل مدل‌سازی خواهد بود.

۳- هدف مدل‌سازی و مدل مفهومی تعیین می‌کند که کدام مدل ریاضی و کدهای مربوطه انتخاب شود (فصل ۳). مدل ریاضی، شامل معادله حاکم، شرایط مرزی و در مسائل غیرماندگار، شرایط اولیه است. روش‌های عددی که به‌صورت کدهای برنامه‌نویسی تبدیل شده‌اند، تقریبی از مدل‌های ریاضی هستند.

۴- طراحی مدل، شامل ترجمه مدل مفهومی به یک مدل ریاضی جریان آب زیرزمینی بوده که به نوبه خود شامل طراحی شبکه مدل‌سازی، شرایط مرزی، تعیین مقادیر پارامترهای آبخوان، تنش-های وارد شده به آبخوان (مانند برداشت و تغذیه) و در حالت غیرماندگار، شرایط اولیه و گام زمانی می‌باشد (فصل ۴ تا ۷). با توجه به مدل مفهومی، مقادیر اولیه‌ای برای پارامترهای آبخوان انتخاب می‌شود و سپس، مدل اجرا می‌شود. در ادامه، به‌منظور بررسی جهت‌های جریان و اثر متقابل آن با شرایط مرزی و محاسبه مسیر جریان و زمان سفر، کد ردیابی ذرات (فصل ۸)، مورد استفاده قرار می‌گیرد.

۵- مهم‌ترین گام در فرایند مدل‌سازی، واسنجی است (البته این موضوع قابل بحث بوده که در فصل ۹ به آن پرداخته می‌شود)، زیرا درستی مدل‌های مفهومی و عددی را تایید می‌کند. علاوه بر این، مدل واسنجی‌شده، اساس شبیه‌سازی و پیش‌بینی شرایط آینده است. مدل‌ساز در طول فرایند واسنجی، با تعیین حد واسنجی و پارامترهای واسنجی، مدل تهیه شده را بر داده‌های تاریخی منطبق می‌کند. به عبارت دیگر، تا زمانی که مشاهدات میدانی بر مدل منطبق شود، با تغییر پارامترهای واسنجی از مدل اجراهای متوالی گرفته می‌شود تا مقادیر پارامترهای نهایی تعیین شود. کد تخمین پارامترها، مدل‌ساز را در انتخاب مقادیر پارامترهای واسنجی کمک می‌کند تا بهترین تطبیق ممکن را برای داده‌های مشاهده‌ای (حد واسنجی) به‌دست آورد. مدل‌سازها، اغلب زمان کافی برای واسنجی در نظر نمی‌گیرند. به‌عنوان یک راهنمای کلی، زمان در نظر گرفته شده برای شروع واسنجی نیمی از زمان در نظر گرفته شده برای کل پروژه و یا حتی بیشتر از این زمان می‌باشد.

۶- از مدل واسنجی‌شده یا مجموعه‌ای از مدل‌های واسنجی‌شده قابل‌قبول، برای پیش‌بینی واکنش سیستم در برابر وقایع آینده استفاده می‌شود، یا اینکه از مدل واسنجی‌شده برای ایجاد دوباره شرایط گذشته، تحت عنوان شبیه‌سازی پس‌بینی استفاده می‌شود. در هر فرایند پیش‌بینی و پس‌بینی، مدل با استفاده از مقادیر پارامترهای آبخوان پس از واسنجی، تنش‌های مورد انتظار در شرایط آینده یا گذشته را اجرا می‌کند. تخمین شرایط هیدرولوژیکی آینده (مانند مقادیر دبی تخلیه و یا تغذیه) برای مدل‌های پیش‌بینی و دانستن شرایط هیدروژئولوژیکی گذشته برای مدل-های پس‌بینی لازم می‌باشد.

۷- عدم قطعیت در پیش‌بینی (یا پس‌بینی) به دلیل عدم قطعیت در مدل واسنجی‌شده (شامل پارامترهای واسنجی)، همچنین عدم قطعیت در تعیین شرایط هیدروژئولوژیکی آینده و (یا گذشته) ایجاد می‌شود (فصل ۱۰). آنالیز عدم قطعیت پیش‌بینی، شامل ارزیابی خطاهای اندازه‌گیری، خطاهای به‌وجود آمده در طراحی مدل و عدم قطعیت در شرایط هیدرولوژیکی آینده (گذشته) که در پیش‌بینی (یا پس‌بینی) دارای اهمیت است، می‌شود. کد ردیابی ذرات را می‌توان برای پیش‌بینی مسیر جریان و زمان حرکت آب استفاده نمود (فصل ۸).

۸- نتایج در گزارش مدل‌سازی ارائه می‌شود و خود مدل به‌صورت یک فایل ذخیره می‌شود (فصل ۱۱). در گزارش مدل‌سازی، تاریخچه‌ای از فرایند مدل‌سازی، نتایج مدل، نتیجه‌گیری و محدودیت-های مدل ارائه می‌شود. گزارش شامل مقدمه، اطلاعاتی در مورد ساختار هیدروژئولوژیکی، توضیح و تفسیر داده‌ها و فرضیات استفاده شده در فرمول‌بندی مدل مفهومی و اشاره به روش‌های عددی موجود و کد منتخب می‌شود. در گزارش باید ذکر شود که چگونه دامنه مدل گسسته‌سازی شده و چگونه پارامترها مشخص شده‌اند. همچنین در گزارش تهیه‌شده واسنجی مدل، نتایج آن و پیش‌بینی مدل و عدم قطعیت‌های موجود ارائه می‌شود. گزارش‌های مدل‌سازی همراه با فایل‌های مدل است که شامل مجموعه داده‌ها، کدها، فایل‌های ورودی و خروجی و سایر موارد مورد استفاده دیگر برای تولید دوباره مدل و اجرای آن در آینده است.

۹- در صورت ایجاد فرصت مجدد، ارزیابی دوباره مدل می‌تواند بسیار مفید باشد. این ارزیابی دوباره (بخش ۱۰-۷)، نتایج به‌دست آمده از پیش‌بینی را با مقادیر اتفاق افتاده واقعی مقایسه می‌کند. ارزیابی دوباره معمولاً بعد از یک زمان طولانی انجام می‌شود تا فرصت کافی برای ایجاد تغییرات قابل ملاحظه در آبخوان داده شده باشد. داده‌های جدید جمع‌آوری شده در طی این دوره ارزیابی مجدد، می‌تواند برای بهبود عملکرد مدل استفاده شود. در یک مدیریت پویا، مدل به‌صورت منظم و دوره‌ای به‌هنگام شده و داده‌های جدید جمع‌آوری می‌شود. مدل به‌هنگام‌شده همواره راهنمای مدیران تصمیم‌گیرنده خواهد بود.

شبیه‌سازی برای پیش‌بینی طی گام‌های ۱ تا ۸ انجام می‌شود. محاسب‌های مهندسی و مدل‌های عمومی فقط به گام‌های ۱ تا ۴ و سپس گام ۶ به بعد نیاز دارند. گام‌های مورد نیاز برای یک مدل پایش، بستگی به هدف مدل دارد و حداقل شامل ۴ گام اول بوده و ممکن است، شامل گام ۵ یا حتی ۶، ۷ و ۸ هم شود. اگر چند مدل مفهومی در نظر گرفته شود، این روندنما چندین بار اجرا می‌شود (۵۹).

۱-۶-۲ صحت‌سنجی[1] و اعتبارسنجی[2]

اعتبارسنجی مدل، اعتبارسنجی کد و صحت‌سنجی مدل در روندنما نیست زیرا صحت‌سنجی و اعتبارسنجی دیگر از موارد حساس و مهمی در مدل‌سازی آب زیرزمینی نیستند. به هر حال چون این اصطلاحات هنوز مورد استفاده قرار می‌گیرند، در این کتاب در ادامه و همچنین در کادر ۹-۵ در مورد آن بحث شده است.

صحت‌سنجی مدل به این معناست که مدل واسنجی شده با مجموعه داده‌های میدانی دیگری مستقل از داده‌های استفاده شده در واسنجی مدل مطابقت داشته باشد. در هنگام واسنجی مدل بر پایه داده‌های میدانی آب زیرزمینی، در صورت موجود بودن تعداد زیادی از پارامترها، به جای اینکه، بعضی از داده‌ها برای مرحله صحت‌سنجی ذخیره شود، بهتر است از همه داده‌های موجود در مرحله واسنجی استفاده شود (۲۴). بنابراین به‌صورت کلی می‌توان گفت که صحت‌سنجی مدل آب زیرزمینی، عمل مفید و سودمندی نیست.

اعبتارسنجی کد، بیانگر این موضع است که کد می‌تواند نتایج یک حل تحلیلی را ارائه دهد یا اینکه، نتایج آن برای داده‌های میدانی با نتایج یک مدل معتبر یکسان است. اعتبارسنجی کد، گام مهمی در هنگام توسعه یک کد است (۴) و اطلاعات اعتبارسنجی کد، باید در راهنمای مدل وجود داشته باشد. با این‌حال، در بیشتر مدل‌سازی‌های کاربردی، از کدهای استانداردی استفاده می‌شود که توسط سازنده کد اعتبارسنجی شده و توسط جامعه مدل‌سازها به خوبی آزمایش شده است. بنابراین اعتبارسنجی مجدد معمولاً مورد نیاز نمی‌باشد. این روزها، اعتبارسنجی هنگامی لازم است که برای یک مسأله خاص کد جدید تهیه می‌شود و یا کد موجود اصلاح می‌شود.

عبارت "اعتبارسنجی مدل" در ادبیات آب زیرزمینی بسیار مورد بحث قرار گرفته است (۵۲، ۱۴، ۱۲، ۱، ۳۹، ۴۰ و ۵۸). اعتبارسنجی به غلط معادل واسنجی مدل آمده است تا نشان دهد که مدل واسنجی‌شده، اعتبار دارد. علاوه بر این، عبارت "مدل معتبر" ممکن است برای کسانی که مدل‌ساز

---

1 Verification
2 Validation

نیستند، این اشتباه را به‌وجود بیاورد که مدل قادر به پیش‌بینی شرایط آینده، بدون هیچ خطائی است. این موضوع از پایه غلط است، زیرا هیچ مدلی نمی‌تواند بیانگر شرایط طبیعی بوده و یا آینده را به‌صورت دقیق پیش‌بینی کند، زیرا واقعیتی که در آینده اتفاق می‌افتد نامعلوم است (۶۱). بنابراین، مدل‌های تهیه‌شده برای شرایط واقعی را نمی‌توان همانند کدهای تهیه شده اعتبارسنجی کرد. گرچه این نوع تفسیر مورد قبول همگان نیست، بیشتر مدل‌سازهای آب‌زیرزمینی به اتفاق قبول دارند که مدل نمی‌تواند بدون هیچ قید و شرطی درست باشد و بنابراین نمی‌توان آن را به‌صورت مطلق، معتبر دانست. نویسندگان توصیه می‌کنند که عبارت "مدل معتبر" برای مدل‌های آب زیرزمینی استفاده نشود.

روندنمای مدل‌سازی که در اینجا توصیف شده است، ساختار عمومی انجام مدل‌سازی را برای مدل‌ساز فراهم می‌کند. دستورالعمل‌های مدل‌سازی نیز راهبرد مدل‌سازی را ارائه می‌کنند، ولی هدف اصلی آن‌ها کاربرد در مسائل قانونی و حقوقی می‌باشد (۹ و ۵۹). راهنماهای فنی، روش عمومی مدل‌سازی را معمولاً برای گروه خاصی از مدل‌سازان توضیح می‌دهند (۶۰ و ۶۳). شاخه بین‌المللی استاندارد ASTM (http://www.astm.org/) کتاب‌های راهنمای فنی متنوع را در زمینه مدل‌سازی آب زیرزمینی منتشر کرده است (۳ و۴).

۱-۷ خطاهای رایج در مدل‌سازی

در پایان این فصل کتاب، خطاهای مدل‌سازی مورد بحث قرار می‌گیرد، این خطاها شامل اشتباهات رایج و تصورات غلط در مدل‌سازی آب زیرزمینی است. فهرستی از خطاها که در ادامه آورده شده است، نمی‌تواند کامل باشد و خواننده بدون شک می‌تواند منابع خطای دیگری را نیز پیدا کند که در این لیست آورده نشده است.

- مدل‌ساز، زمان کافی برای انجام فرایند واسنجی مدل ندارد. با توجه به اینکه، فرمول‌بندی مدل مفهومی و طراحی مدل عددی گام‌های مهمی در مدل‌سازی آب زیرزمینی است. با این‌حال، مدل‌سازها اغلب وقت زیادی صرف این مراحل اولیه کرده و زمان یا بودجه کافی برای یک واسنجی کامل ندارند. توصیه می‌شود که نیمی از زمان و بودجه پروژه، صرف مرحله واسنجی شود.
- مدل‌ساز، زمان کافی برای شبیه‌سازی‌های پیش‌بینی نمی‌گذارد. مدل‌ساز، فکر می‌کند که مرحله دشوار، واسنجی انجام شده است و پیش‌بینی‌ها، فقط یک سری اجرای مدل برای سناریوهای مختلف هستند. با این‌حال، لازم است که آنالیز حساسیت برای پیش‌بینی‌ها انجام شود (فصل ۱۰). مدل‌ساز ممکن است برای انجام آنالیز حساسیت و عدم قطعیت

بیش از حد انتظار زمان صرف کند. علاوه بر آن، گاهی اوقات موارد جدیدی در زمان پیش‌بینی پیش می‌آید که مدل‌ساز مجبور می‌شود دوباره واسنجی را اصلاح کند.

- مدل‌ساز، زمان کافی برای تهیه گزارش در نظر نمی‌گیرد. گزارش جامع و مفهوم، بسیار ارزشمند می‌باشد، به‌خصوص برای اینکه یک نفر بتواند خروجی‌های اصلی و مهم مدل را دوباره ایجاد کند. یک مدل بدون یک گزارش خوب، ارزش خود را از دست می‌دهد.

۱-۸ چگونگی استفاده از این کتاب

خوانندگان این کتاب باید با اصول پایه‌ای هیدرولوژی آب‌های زیرزمینی و مفاهیم اساسی مدل‌سازی آب‌های زیرزمینی که در کتاب‌های هیدروژئولوژی استاندارد همانند مراجع ۳۰، ۵۳، ۷۴، ۶۵ و ۲۹ آورده شده است، آشنائی داشته باشند. در فصل ۳ این کتاب، در سطح مقدماتی، مروری بر اصول روش‌های تفاضل محدود و اجزای محدود برگرفته از مرجع شماره ۷۶ آورده شده است.

مسائل و سوال‌های مطرح شده در پایان هر فصل، بیانگر نکات مهم آن فصل است. از فصل ۴ به بعد، بیشتر مسائل نیاز به استفاده از کدهای عددی FD و یا FE دارند. کادرها، مباحث مطرح شده در متن کتاب را کامل‌تر توضیح می‌دهند.

به‌منظور تکمیل مطالب مطرح شده در این کتاب، توصیه می‌شود خواننده از کتاب‌ها و مجلات آب زیرزمینی منتشر شده توسط سازمان زمین‌شناسی ایالت متحده آمریکا و سایر دولت‌ها یا سازمان‌های قانون‌گذار استفاده نماید. برای مطالعه بیشتر آدرس سایت‌های اینترنتی زیادی در این کتاب در بخش منابع ذکر شده است. آدرس سایت این کتاب"http://appliedgwmodeling.elsevier.com" است. مدل‌ساز برای افزایش دانش مدل‌سازی خود می‌تواند از مقاله‌های منتشرشده در مجله‌ها و یا گزارش‌های فنی استفاده کند.

۱-۹ مسائل

مسائلی که برای فصل ۱ در نظر گرفته شده است، بیشتر به‌منظور معرفی فرایند مدل‌سازی و تمرینی برای فکر کردن در مورد مسائل مدل‌سازی است.

مسأله ۱-۱: نوع مدل آب زیرزمینی مورد نیاز (مانند پیش‌بینی یا تفسیری (محاسب‌های مهندسی، پایش یا عمومی)) که احتمالاًبرای مسأله زیر باید استفاده شود را نام ببرید. فرض‌های خود را که موجب شد تا نوع مدل را انتخاب کنید را هم ذکر کنید.

الف- یک سازمان نظارتی، می‌خواهد بداند که چرا سن آب چشمه‌های مختلف در یک آبخوان کارستی همگن و غیریکنواخت متفاوت است. پیشنهاد شده که آب خروجی هر چشمه از

مسیرهای مختلفی به دهانه خروجی چشمه می‌رسد و یا اینکه چینه‌شناسی و ساختار زمین-شناسی منطقه بر زمان ماند و در نتیجه عمر آب چشمه تأثیر می‌گذارد.

ب- یک وکیل دادگستری، نیاز به مشاوره در مورد تخمین نوسانات فصلی سطح ایستابی آبخوان آبرفتی در اسپانیا دارد که این نوسانات در اثر تغییر در زمان و نحوه توزیع تغذیه آب زیرزمینی ناشی از آبیاری غرقابی می‌باشد. تغییر در رژیم تغذیه، هنگام اختلاف قضایی به‌وجود آمده بر سر مالکیت زمین مطرح شده است.

ج- یک شرکت مشاوره موظف شده تا مقیاس و بزرگی تأثیر غیرهمگنی آبخوان را که می‌تواند منجر به کاهش ۲۵ درصدی حریم چاه شود را بررسی کند. چاه، برای پمپاژ آب آلوده از یک آبخوان که فکر می‌کردند همگن و آزاد می‌باشد به کار می‌رود.

د- یک اکولوژیست رودخانه‌ای نیاز دارد، مقدار تبادل فصلی آب، بین رودخانه و آبخوان متصل به آن را تعیین کنند.

ه- سازمانی قصد دارد تا محلی را برای دفن زباله‌های هسته‌ای با درجه کم را در یک لایه ضخیم رسوبی استفاده کند. این سازمان می‌خواهد اثر تغییرات تغذیه و جهت جریان آب زیرزمینی را در محل پیشنهاد شده، بررسی کند.

مسأله ۱-۲: فهرستی از معیارهای مورد استفاده برای اینکه مشخص شود که مدل به درستی بیانگر سیستم هیدروژئولوژیکی منتخب می‌باشد، را تهیه نمائید. دلایل انتخاب خود را ذکر کنید.

مسأله ۱-۳: یک گزارش مدل آب زیرزمینی که در منطقه خودتان توسط مشاور یا یک سازمان دولتی تهیه شده است را بخوانید. هدف مدل‌سازی و سوال‌های مدل‌سازی را پیدا کنید چگونه مدل مفهومی ارائه شده است (به‌عنوان مثال در متن، مقاطع و یا جداول)؟ مدل ریاضی را شرح دهید و کد مورد استفاده برای حل مدل را مشخص کنید. فرایند واسنجی را توصیف کنید. اگر مدل برای پیش‌بینی استفاده شده است تعیین کنید که مدل‌ساز چگونه عدم‌قطعیت پیش‌بینی را ارزیابی کرده است. روندنمایی از فرایند مدل‌سازی مورد استفاده رسم کنید و آن را با روندنمای شکل ۱-۱ مقایسه کنید.

مراجع

1. Anderson, M.G., Bates, P.D. (Eds.), 2001. Model Validation: Perspectives in Hydrological Science. John Wiley & Sons, Ltd, London, 500 p.
2. Anderson, M.P., 1983. Ground-water modeling the emperor has no clothes. Groundwater 21 (6), 666-669. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.1983.tb01937.x.
3. ASTM International, 2006. Standard guide for subsurface flow and transport modeling, D5880e06. American Society of Testing and Materials, Book of Standards 04 (09), 6 p.

4. ASTM International, 2008. Standard guide for developing and evaluating groundwater modeling codes, D6025-08. American Society of Testing and Materials, Book of Standards 04 (09), 17 p.
5. Bair, E.S., 2001. Models in the courtroom. In: Anderson, M.G., Bates, P.D. (Eds.), Model Validation: Perspectives in Hydrological Science. John Wiley & Sons Ltd, London, pp. 55-77.
6. Bair, E.S., Metheny, M.A., 2011. Lessons learned from the landmark بA Civil Actionپ trial. Groundwater 49 (5), 764-769. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2008.00506.x.
7. Bakker, M., Maas, K., Schaars, F., von Asmuth, J., 2007. Analytic modeling of groundwater dynamics with an approximate impulse response function for areal recharge. Advances in Water Resources 30 (3), 493-504. http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2006.04.008.
8. Barlow, P.M., Moench, A.F., 1998. Analytical Solutions and Computer Programs for Hydraulic Interaction of Stream-aquifer Systems. USGS Open-File Report: 98-415-A, 85 p. http://pubs.usgs.gov/of/1998/ofr98-415A/.
9. Barnett, B., Townley, L.R., Post, V., Evans, R.F., Hunt, R.J., Peeters, L., Richardson, S., Werner, A.D., Knapton, A., Boronkay, A., 2012. Australian Groundwater Modelling Guidelines. Waterlines Report. National Water Commission, Canberra, 191 p. http://nwc.gov.au/__data/assets/pdf_file/0016/22840/Waterlines-82-Australian-groundwater-modelling guidelines.pdf.
10. Beven, K., Young, P., 2013. A guide to good practice in modeling semantics for authors and referees. Water Resources Research 49, 5092-5098. http://dx.doi.org/10.1002/wrcr.20393.
11. Bredehoeft, J., 2005. The conceptualization model problem surprise. Hydrogeology Journal 13 (1), 37-46. http://dx.doi.org/10.1007/s10040-004-0430-5.
12. Bredehoeft, J., 2012. Modeling groundwater flowdthe beginnings. Groundwater 50 (3), 324e329. http:// dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2012.00940.x.
13. Bredehoeft, J., Hall, P., 1995. Ground-water models. Groundwater 33 (4), 530-531. http://dx.doi.org/.
14. Bredehoeft, J.D., Konikow, L.F., 1993. Ground-water models: Validate or invalidate. Groundwater 31 (2), 178-179 (Reprinted in Groundwater 50 (4), pp. 493-494). http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.1993.tb01808.x.
15. Bredehoeft, J.D., Konikow, L.F., 2012.Reflections on ourmodel validation editorial. Groundwater 50 (4), 495. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2012.00951.x.
16. Clement, T.P., 2011. Complexities in hindcasting modelsdWhen should we say enough is enough Groundwater 49 (5), 620-629. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2010.00765.x.
17. Collins, M.A., Gelhar, L.W., 1971. Seawater intrusion in layered aquifers. Water Resources Research 7 (4), 971-979. http://dx.doi.org/10.1029/WR007i004p00971.
18. Coppola, E., Rana, A., Poulton, M., Szidarovszky, F., Uhl, V., 2005. A neural network model for predicting aquifer water level elevations. Groundwater 43 (2), 231-241. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584. 2005.0003.x.
19. Darcy, H.P.G., 1856. Determination of the Laws of Water Flow through Sand, the Public Fountains of the City of Dijon, Appendix D - Filtration, Section 2 of Appendix D

on Natural Filtration. Translated from the French by Patricia Bobeck. Kendall/Hunt Publishing Company, Iowa, 455-459.
20. De Lange, W.J., 2006. Development of an analytic element ground water model of the Netherlands. Groundwater 44 (1), 111-115. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.00142.x.
21. De Lange, W.J., Prinsen, G.F., Hoogewoud, J.C., Veldhuizen, A.A., Verkaik, J., Oude Essink, G.H.P., van Walsum, P.E.V., Delsman, J.R., Hunink, J.C., Massop, H.ThL., Kroon, T., 2014. An operational, multi-scale, multi-model system for consensus-based, integrated water management and policy analysis: The Netherlands Hydrological Instrument. Environmental Modelling & Software 59, 98-108. http://dx.doi.org/10.1016/j.envsoft.2014.05.009.
22. Demissie, Y., Valocchi, A.J., Minsker, B.S., Bailey, B., 2009. Integrating physically-based groundwater flow models with error-correcting data-driven models to improve predictions. Journal of Hydrology 364 (3-4), 257-271. http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.11.007.
23. Doherty, J., 2011. Modeling: Picture perfect or abstract art? Groundwater 49 (4), 455. http://dx.doi.org/10. 1111/j.1745-6584.2011.00812.x.
24. Doherty, J.E., Hunt, R.J., 2010. Approaches to Highly Parameterized Inversion: A Guide to Using PEST for Groundwater-Model Calibration. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5169, 60 p. http://pubs.usgs.gov/sir/2010/5169/.
25. Dreiss, S.J., 1989. Regional s ale transport in a karst aquifer: 2. Linear systems and time moment analysis. Water Resources Research 25 (1), 126-134. http://dx.doi.org/10.1029/WR025i001p00126.
26. Fienen, M.N., Masterson, J.P., Plant, N.G., Gutierrez, B.T., Thieler, E.R., 2013. Bridging groundwater models and decision support with a Bayesian network. Water Resources Research 49 (10), 6459-6473. http://dx.doi.org/10.1002/wrcr.20496.
27. Feinstein, D.T., Hunt, R.J., Reeves, H.W., 2010. Regional Groundwater-Flow Model of the Lake Michigan Basin in Support of Great Lakes Basin Water Availability and Use Studies. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5109, 379 p. http://pubs.usgs.gov/sir/2010/5109/.
28. Feng, S., Kang, S., Huo, Z., Chen, S., Mao, X., 2008. Neural networks to simulate regional ground water levels affected by human activities. Groundwater 46 (1), 80-90. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745- 6584.2007.00366.x.
29. Fetter, C.W., 2001. Applied Hydrogeology, fourth ed. Prentice Hall. 598 p.
30. Fitts, C.R., 2013. Groundwater Science, second ed. Academic Press, London. 672 p.
31. Freeze, R.A., Witherspoon, P.A., 1967. Theoretical analysis of regional ground-water flow: 2. Effect of water table configuration and subsurface permeability variations. Water Resources Research 3 (2), 623-634. http://dx.doi.org/10.1029/WR003i002p00623.
32. Frind, E.O., Muhammad, D.S., Molson, J.W., 2002. Delineation of three-dimensional well capture zones for complex multi-aquifer systems. Groundwater 40 (6), 586-598. http://dx.doi.org/10.1111/j. 1745-6584.2002.tb02545.x.
33. Fujinawa, K., Iba, T., Fujihara, Y., Watanabe, T., 2009. Modeling interaction of fluid and salt in an aquifer/ lagoon system. Groundwater 47 (1), 35-48. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2008.00482.x.
34. Gomez-Hern-andez, J.J., 2006. Complexity. Groundwater 44 (6), 782-785. http://dx.doi.org/10.1111/j. 1745-6584.2006.00222.x.

35. Gusyev, M.A., Haitjema, H.M., Carlson, C.P., Gonzalez, M.A., 2013. Use of nested flow models and interpolation techniques for science-based management of the Sheyenne National Grassland, North Dakota, USA. Groundwater 51 (3), 414-420. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2012.00989.x.
36. Haitjema, H.M., 1995. Analytic Element Modeling of Groundwater Flow. Academic Press, Inc., San Diego, CA, 394 p.
37. Haitjema, H., 2006. The role of hand calculations in ground water flow modeling. Groundwater 44 (6), 786-791. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00189.x.
38. Harr, J., 1995. A Civil Action. Random House, New York, 512 p.
39. Hassan, A.E., 2004a. Validation of numerical ground water models used to guide decision making. Groundwater 42 (2), 277-290. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2004.tb02674.x.
40. Hassan, A.E., 2004b. A methodology for validating numerical ground water models. Groundwater 42 (3), 347-362. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2004.tb02683.x.
41. Hill, M.C., 2006. The practical use of simplicity in developing ground water models. Groundwater 44 (6), 775-781. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00227.x.
42. Hsieh, P.A., 2011. Application of MODFLOW for oil reservoir simulation during the Deepwater Horizon crisis. Groundwater 49 (3), 319-323. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2011.00813.xs.
43. Hulme, P., Fletcher, S., Brown, L., 2002. Incorporation of groundwater modeling in the sustainable management of groundwater resources. In: Hiscock, K.M., Rivett, M.O., Davison, R.M. (Eds.), Sustainable Groundwater Development. Special Publication 193, Geological Society of London, pp. 83-90.
44. Hunt, R.J., 2006. Review paper: Ground water modeling applications using the analytic element method. Groundwater 44 (1), 5-15. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.00143.x.
45. Hunt, R.J., Anderson, M.P., Kelson, V.A., 1998. Improving a complex finite difference groundwater-flow model through the use of an analytic element screening model. Groundwater 36 (6), 1011e1017. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.1998.tb02108.x.
46. Hunt, R.J., Doherty, J., Tonkin, M.J., 2007. Are models too simple? Arguments for increased parameterization. Groundwater 45 (3), 254-261. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2007.00316.x.
47. Hunt, R.J., Welter, D.E., 2010. Taking account of پ unknown unknownsپ. Groundwater 48 (4), 477. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2010.00681.x.
48. Hunt, R.J., Zheng, C., 2012. The current state of modeling. Groundwater 50 (3), 329-333. http://dx.doi. org/10.1111/j.1745-6584.2012.00936.x.
49. Illman, W.A., Berg, S.J., Yeh, T.-C.J., 2012. Comparison of approaches for predicting solute transport: Sandbox experiments. Groundwater 50 (3), 421-431. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745- 6584.2011.00859.x.
50. Kelson, V.A., Hunt, R.J., Haitjema, H.M., 2002. Improving a regional model using reduced complexity and parameter estimation. Groundwater 40 (2), 132-143. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2002. tb02498.x.
51. Kollet, S.J., Maxwell, R.M., Woodward, C.S., Smith, S., Vanderborght, J., Vereecken, H., Simmer, C., 2010. Proof of concept of regional scale hydrologic

simulations at hydrologic resolution utilizing massively parallel computer resources. Water Resources Research 46, W04201. http://dx.doi.org/10. 1029/2009WR008730.
52. Konikow, L.F., Bredehoeft, J.D., 1992. Ground-water models cannot be validated. Advances in Water Resources 15, 75-83. http://dx.doi.org/10.1016/0309-1708(92)90033-X (Also see comment by Marsily, G. de, Combes, P., Goblet, P., 1993. Advances in Water Resources 15, pp. 367e369. Reply by Bredehoeft, J.D., Konikow, L.F., pp. 371-172.).
53. Kresic, N., 2007. Hydrogeology and Groundwater Modeling, second ed. CRC Press, Boca Raton, FL. 807 p.
54. Kulman, K.L., Neuman, S.P., 2009. Laplace-transform analytic-element method for transient, porous-media flow. Journal of Engineering Math 64, 113-130. http://dx.doi.org/10.1007/s10665-008-9251-1.
55. Li, Y., Neuman, S.P., 2007. Flow to a well in a five-layer system with application to the Oxnard Basin. Groundwater 45 (6), 672-682. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2007.00357.x.
56. Mamer, E.A., Lowry, C.S., 2013. Locating and quantifying spatially distributed groundwater/surface water interactions using temperature signals with paired fiber-optic cables. Water Resources Research 49, 1-11. http://dx.doi.org/10.1002/2013WR014235.
57. Maslia, M.L., Aral, M.M., Faye, R.E., Grayman, V.M., Suarez-Soto, R.J., Sautner, J.B., Anderson, B.A., Bove, J.F., Ruckart, P.Z., Moore, S.M., 2012. Comment on بcomplexities in hindcasting modelsd when should we say enough is enoughپ Groundwater 50 (1), 1-16. http://dx.doi.org/10.1111/j. 1745-6584.2011.00884.x.
58. Moriasi, D.N., Wilson, B.N., Douglas-Mankin, K.R., Arnold, J.G., Gowda, P.H., 2012. Hydrologic and water quality models: Use, calibration and validation. Transactions American Society of Agricultural and Biological Engineers 55 (4), 1241-1247. http://dx.doi.org/10.13031/2013.42265.
59. Neuman, S.P., Wierenga, P.J., 2002. A Comprehensive Strategy of Hydrogeologic Modeling and Uncertainty Analysis for Nuclear Facilities and Sites. NUREG/CF-6805, 236 p. http://www.nrc.gov/ reading-rm/doc-collections/nuregs/contract/cr6805/.
60. Ohio EPA (Environmental Protection Agency), 2007. Ground Water Flow and Fate and Transport Modeling, Technical Guidance Manual for Ground Water Investigations. Chapter 14, 32 p. http://www.epa.state.oh.us/ddagw/.
61. Oreskes, N., Shrader-Frechette, K., Belitz, K., 1994. Verification, validation, and confirmation of numerical models in the Earth Sciences. Science 263 (5147), 641-646. http://dx.doi.org/10.1126/science.263.5147.641.
62. Reeves, H.W., 2010. Water Availability and Use Pilot: A Multiscale Assessment in the U.S. Great Lakes Basin. U.S. Geological Survey Professional Paper 1778, 105 p. http://pubs.usgs.gov/pp/1778/.
63. Reilly, T.E., Harbaugh, A.W., 2004. Guidelines for Evaluating Ground-Water Flow Models. U.S. Geological Survey Scientific Investigation Report 2004-5038, 30 p. http://pubs.usgs.gov/sir/2004/5038/.
64. Sawyer, A.H., Cardenas, M.B., Buttles, J., 2012. Hyporheic temperature dynamics and heat exchange near channel-spanning logs. Water Resources Research 48. W01529. http://dx.doi.org/10.1029/2011WR011200.
65. Schwartz, F.W., Zhang, H., 2003. Fundamentals of Groundwater. John Wiley & Sons, 583 p.

66. Sepulveda, N., 2009. Analysis of methods to estimate spring flows in a karst aquifer. Groundwater 47 (3), 337-349. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2008.00498.x.
67. Sheets, R.A., Dumouchelle, D.H., Feinstein, D.T., 2005. Ground-Water Modeling of Pumping Effects Near Regional Ground-water Divides and River/Aquifer Systems e Results and Implications of Numerical Experiments. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2005-5141, 31 p. http://pubs.usgs.gov/sir/2005/5141/.
68. Shepley, M.G., Whiteman, M.I., Hulme, P.J., Grout, M.W., 2012. Groundwater resources modelling: A case study from the UK, the Geological Society, London. Special Publication 364, 378 p.
69. Simmons, C.T., Hunt, R.J., 2012. Updating the debate on model complexity. GSA Today 22 (8), 28-29. http://dx.doi.org/10.1130/GSATG150GW.1.
70. Skibitzke, H.E., 1961. Electronic computers as an aid to the analysis of hydrologic problems. International Association of Scientific Hydrology, Publ. 52 347-358. Comm. Subterranean Waters, Gentbrugge, Belgium.
71. Strack, O.D.L., 1989. Groundwater Mechanics. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 732 p.
72. Szidarovszky, F., Coppola, E.A., Long, J., Hall, A.D., Poulton, M.M., 2007. A hybrid artificial neural network-numerical model for ground water problems. Groundwater 45 (5), 590-600. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2007.00330.x.
73. Theis, C.V., 1935. The relation between lowering of the piezometric surface and rate and duration of discharge of a well using ground-water storage. Transactions of the American Geophysical Union 16, 519-524.
74. Todd, D.K., Mays, L.W., 2005. Groundwater Hydrology, third ed. John Wiley & Sons, Inc. 636 p.
75. Toth, J., 1963. A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. Journal of Geophysical Research 68, 4795-4812. http://dx.doi.org/10.1029/JZ068i016p04795.
76. Wang, H.F., Anderson, M.P., 1982. Introduction to Groundwater Modeling: Finite Difference and Finite Element Methods. Academic Press, San Diego, CA, 237 p.
77. Woessner, W.W., 2000. Stream and fluvial plain ground water interactions: Rescaling hydrogeologic thought. Groundwater 38 (3), 423-429. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2000.tb00228.x.
78. Yeh, T.-C.J., Mao, D., Zha, Y., Hsu, K.-C., Lee, C.-H., Wen, J.C., Lu, W., Yang, J., 2014. Why hydraulic tomography works? Groundwater 52 (2), 168-172. http://dx.doi.org/10.1111/gwat.12129.
79. Zlotnik, V.A., Cardenas, M.B., Toundykov, D., 2011. Effects of multiscale anisotropy on basin and hyporheic groundwater flow. Groundwater 49 (4), 576-583. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745- 6584.2010.00775.x.

فصل دوم

هدف مدل‌سازی و مدل مفهومی

با انجام دو مرحلهٔ اول فلوچارت مدل‌سازی (تعیین هدف و توسعه مدل مفهومی؛ شکل ۱-۱)، نوبت به بقیه فرایند مدل‌سازی می‌رسد. اهداف مدل‌سازی با ایجاد انگیزه، جهت و زمینه انجام مدل‌سازی را فراهم می‌کند؛ با توجه به هدف، مدل‌ساز فرضیات مناسب و درجه ساده‌سازی‌ها را در مدل‌سازی انتخاب می‌کند. علاوه بر این، تعیین هدف مدل‌سازی در تصمیم‌گیری اینکه آیا مدل واسنجی‌شده انطباق مناسبی با مشاهدات میدانی دارد یا نه، نیز به مدل‌ساز کمک می‌کند. مدل مفهومی، خلاصه‌ای از همه مواردی است که درباره سیستم هیدروژئولوژیک شناخته شده و به موجب آن چارچوبی برای طراحی مدل عددی فراهم می‌شود. واسنجی ضعیف مدل و یا عدم موفقیت در پیش‌بینی‌های دقیق، اغلب به دلیل مدل مفهومی نامناسب، نادرست یا ناکافی است (۸۷). بخش قابل توجهی از زمان داوران ارزیابی مدل‌ها، اغلب صرف بررسی نقاط ضعف و قوت مدل مفهومی می‌شود.

۲-۱ هدف مدل‌سازی

ایجاد مدل عددی، هرگز پایان کار نیست. مدل همیشه برای پاسخ به پرسشی خاص یا مجموعه‌ای از پرسش‌ها طراحی می‌شود. در واقع مدل‌سازی، اغلب برای پیش‌بینی تأثیر برخی از فعالیت‌های آینده یا شرایط هیدرولوژیکی به‌کار می‌رود. علاوه بر این، مدل‌ها برای بازسازی شرایط گذشته و به‌عنوان ابزاری تفسیری می‌توانند استفاده شوند (بخش ۱-۳).

در تعریف هدف، توجه مدل‌ساز به انگیزه انجام مدل‌سازی و خروجی‌های مدل معطوف می‌شود. بیان دقیق هدف مدل دارای اهمیت است، زیرا هدف مدل، راهنمای طراحی مدل عددی است و اگر مدل به درستی اهداف را برآورده کند، برای تفسیر مدل استفاده می‌شود. اگر داده‌های هیدروژئولوژیکی برای رسیدن به اهداف اولیه مدل‌سازی کافی نباشد؛ ممکن است هدف مدل‌سازی اصلاح شود. بعد از اینکه هدف تعیین شد، مدل‌ساز باید تصمیم بگیرد که آیا مدل، بهترین ابزار برای پاسخگویی به پرسش‌های تعیین شده

است. هدف مدل‌سازی، زمان و بودجه در دسترس، مواردی را در فرایند مدل‌سازی تعیین می‌کند، که عبارتند از: ۱- مدل، تحلیلی باشد یا عددی؟ ۲- مدل، یک‌بعدی، دو و یا سه‌بعدی باشد؟ ۳- ماندگار باشد یا غیرماندگار؟ و ۴- آیا اضافه شدن مدل ردیابی ذرات یا انتقال املاح به مدل جریان لازم است یا نه؟

در ادامه، نمونه‌هایی از تعریف مناسب برای مدل‌های پیش‌بینی آورده شده است:

این گزارش، تخمین آب مورد نیاز برای منطقه یونیون در می‌سی‌سی‌پی را در سال ۲۰۵۰ ارائه کرده و افت آب زیرزمینی شبیه‌سازی‌شده در سفره‌های آب زیرزمینی Coffee Sand و Eutaw-McShan در شمال شرقی می‌سی‌سی‌پی از ۲۰۰۰ تا ۲۰۵۰ به دلیل افزایش پمپاژ را نشان می‌دهد.

Hutson et al., 2000

هدف از این گزارش، ثبت نتایج به‌دست آمده، با استفاده از مدل جریان آب زیرزمینی ناحیه‌ای برای برآورد آثار بالقوه به‌کارگیری برنامه‌های پیشنهادی حقوق آب مصوب[1] LVVWD است.

Schaefer and Harrill, 1995

در ادامه، مثالی از بیان هدف در مدل‌های پایش تفسیری آورده شده است که در صورت انجام واسنجی، برای پیش‌بینی قابل استفاده است:

این گزارش که نشان می‌دهد چگونه مدل‌ها برای پشتیبانی تحقیقات ARNG استفاده شده است، شامل تعیین موقعیت چاه‌های پایش، شناسایی پتانسیل منابع تغذیه و تعیین مناطق تغذیه چاه‌های شهری هستند.

ARNG = U.S. Army National Guard; Walter and Masterson, 2003

نمونه‌هایی از بیان هدف در مدل‌های عمومی تفسیری عبارتند از:

برای یک سیستم ساده و فرضی آب زیرزمینی-دریاچه، یک مدل ماندگار تهیه شد که این مدل، حساسیت سطح دریاچه محاسبه‌شده را نسبت به مقدار هدایت هیدرولیکی که با هدایت هیدرولیکی نسبی دریاچه (K_2) و آبخوان (K_1) نشان داده می‌شود، ارزیابی می‌کند.

Anderson et al., 2002

در این مطالعه، خطوط هم پتانسیل به‌دست آمده از مدل‌های فرضی دو بعدی به‌صورت کیفی بررسی شد تا اثر تغییرات در پارامترهای کنترل بر سیستم جریان آب های زیرزمینی ناحیه‌ای نشان داده شود.

Freeze and Witherspoon, 1967

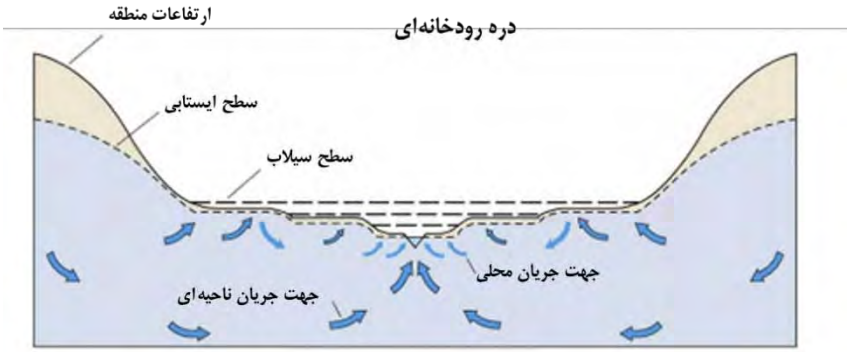
---

[1] Las Vegas Valley Water District

۲-۲ مدل مفهومی: تعریف و ویژگی‌های کلی

برای حل یک مسأله آب زیرزمینی در یک منطقه خاص، متخصصان آب زیرزمینی در ابتدا باید داده‌های میدانی مورد نظر را جمع‌آوری و تجزیه و تحلیل کرده و سپس جنبه‌های مهم سیستم آب زیرزمینی را تعیین کنند. تلفیق اطلاعات منطقه مورد مطالعه، همان مدل مفهومی است (۴۲). معمولاً، مقررات ایالتی و فدرال ایالات متحده در مورد توسعه آب‌های زیرزمینی، شناسایی منابع آلاینده و پالایش آن نیازمند ارائه یک مدل مفهومی از منطقه موردنظر (SCM) است. به‌عنوان مثال، سازمان حفاظت محیط زیست ایالات متحده (صفحه ۱۳ مرجع شماره ۷۶)، مدل مفهومی مناطق حفاظت‌شده و محل‌های دفن زباله را به‌صورت تلفیق داده‌های حاصل از مطالعات گذشته، توصیف منطقه و پایش سامانه بیان کرده است. بنابراین، مدل مفهومی به‌عنوان پایه و اساسی برای ارزیابی پتانسیل احیای منطقه به‌کار می‌رود.

معمولاً مدل مفهومی برای ساختار هیدروژئولوژیکی منطقه خاصی تهیه می‌شود، در حالی‌که آن را می‌توان برای یک ساختار زمین‌شناسی عمومی نیز تهیه کرد (شکل ۲-۱؛ ۸۱). بیشتر مسائل آب زیرزمینی توسط مدل ریاضی توسعه یافته از مدل مفهومی حل می‌شوند. به‌طور کلی، هرچه مدل مفهومی به شرایط واقعی در منطقه نزدیک‌تر باشد، پیش‌بینی‌های به‌دست آمده از مدل عددی مربوط به آن منطقی‌تر است. دقت جزئیات مورد نیاز با توجه به هدف مدل‌سازی، داده‌های میدانی موجود و محدودیت‌های تهیه مدل عددی تعیین می‌شود. در عمل، مدل مفهومی باید تا حد امکان ساده‌سازی شود تا حدی که در برگیرنده همه فرایندهای مهم برای تحقق هدف مدل‌سازی باشد و در عین حال پیچیدگی کافی برای نمایش رفتار سامانه را داشته باشد. در صورت لزوم، در مرحله مدل‌سازی با بررسی مجدد مدل مفهومی می‌توان سایر پیچیدگی‌های سامانه را اضافه کرد.



شکل ۲-۱ مدل مفهومی عمومی از دره بزرگ رودخانه با تراس (۸۲)

با توجه به مفاهیم کلی که در بالا به آن‌ها اشاره شد، در هیدروژئولوژی تعریف‌های زیادی از مدل مفهومی آورده شده است. ژنگ و بنت[1] (۲۰۰۲)، تهیه مدل مفهومی را «مترادف با توصیف منطقه» بیان کرد. به‌طوری که، مدل مفهومی تلفیقی از اطلاعات هیدروژئولوژیکی ناحیه‌ای و محلی است که با استفاده از فرض‌های ساده و تفسیرهای کیفی جریان در منطقهٔ موردنظر و فرایندهای انتقال به‌دست می‌آید. نمونه‌ای از تعریف‌های دیگر در ادامه آورده شده است:

- مدل مفهومی جریان آب زیرزمینی، ساده‌سازی مسأله آب‌های زیرزمینی در دنیای واقعی است، به‌طوری که (۱) ویژگی‌های اساسی آن مسأله در دنیای واقعی حفظ شود و (۲) بتوان آن را با قوانین ریاضی توصیف کرد (۳۱).
- مدل مفهومی، تفسیر یا توصیفی از خصوصیات و دینامیک سیستم فیزیکی است (۶).
- مدل مفهومی هیدروژئولوژیکی ساختار ذهنی یا فرضیه‌ای همراه با تفسیرهای کلامی، تصویری، نموداری و/یا جدولی است و نمایانگر شرایط هیدروژئولوژیکی منطقه و همچنین دینامیک جریان/ انتقال سیستم است (۵۵).
- مدل مفهومی فرضیه کاملی است که ویژگی‌های مهم، فرایندها و کنترل جریان سیال و انتقال املاح را در منطقه‌ای خاص و مسأله‌ای شناخته شده بیان می‌کند (۵۴).
- مدل مفهومی درک فعلی ما را از فرایندهای مهم سامانه آب زیرزمینی شامل تأثیر تنش‌ها تقویت می‌کند و همچنین به درک ما از تغییرات احتمالی آینده نیز کمک می‌کند (۹).

1 Zheng and Bennett

در این کتاب، مدل مفهومی به‌عنوان نماینده کیفی سیستم آب زیرزمینی تعریف شده است که با اصول هیدروژئولوژیکی مطابقت دارد و بر اساس اطلاعات زمین‌شناسی، ژئوفیزیک، هیدرولوژیکی، هیدروشیمی و سایر اطلاعات تهیه می‌شود (جدول ۲-۱). معمولاً در طراحی مدل‌های مفهومی باید ۹ سری اطلاعات در نظر گرفته شود، این اطلاعات شامل ژئومورفولوژی، زمین‌شناسی، ژئوفیزیک، اقلیم، پوشش‌گیاهی، خاک، هیدرولوژی، هیدروشیمی/ ژئوشیمی و عوامل مربوط به فعالیت‌های انسانی می‌شود (۴۰). به این ترتیب، مدل مفهومی شامل خصوصیات هیدروژئولوژیکی (شکل ۲-۲-الف) و هیدرولوژیکی (شکل ۲-۲-ب) سیستم است.

مدل‌ساز در هنگام توسعه مدل مفهومی، داده‌های هیدروژئولوژیکی مورد استفاده را آنالیز و ارزیابی می‌کند، که اغلب این‌کار را با کمک ابزار پایگاه داده‌ای مانند سامانه اطلاعات جغرافیایی[1] (GIS) انجام می‌دهد (کادر ۲-۱). علاوه بر داده‌های مبتنی بر GIS، داده‌های مستخرج از گزارش‌های مشاوران، سازمان زمین‌شناسی و نقشه‌برداری کشور و سازمان‌های فدرال نظیر سازمان زمین‌شناسی ایالات متحده[2] (USGS) و همچنین مقاله‌های منتشر شده در مجلات معتبر نیز مورد استفاده قرار می‌گیرد[3]. مولفه‌های مهم مدل مفهومی شامل مرزهای آبخوان، بررسی‌های آب-چینه‌ای و برآورد پارامترهای هیدروژئولوژیکی، جهت کلی جریان آب زیرزمینی و منابع تغذیه و تخلیه آبخوان و بیلان آب زیرزمینی منطقه هستند. اگر چه داده‌های مدل مفهومی در GIS ذخیره می‌شود، اما معمولاً مدل مفهومی با استفاده از مجموعه‌ای از جدول‌ها و نمودارها شامل نمودارهای سطح مقطع و مرزها ارائه می‌شود.

در توسعه مدل مفهومی، در نظر گرفتن ساختار منطقه به درک تأثیر هیدروژئولوژی ناحیه‌ای بر جریان آب زیرزمینی کمک می‌کند. در ایالات متحده، داده‌های هیدروژئولوژی ناحیه‌ای در اطلس آب زیرزمینی ایالت متحده به‌صورت آنلاین از طریق سازمان زمین‌شناسی ایالت متحده (http://capp.water.usgs.gov/gwa/index.html) و در مرجع شماره ۷ قابل دریافت است[2].

جانستون[4] (۱۹۹۷)، بیلان آب ناحیه‌ای را برای برخی از آبخوان‌های مهم در ایالات متحده ارائه داده است. هیدروژئولوژی ناحیه‌ای کشورهای دیگر در مرجع شماره ۸۸ خلاصه شده است.

---

1 Geographical Information System

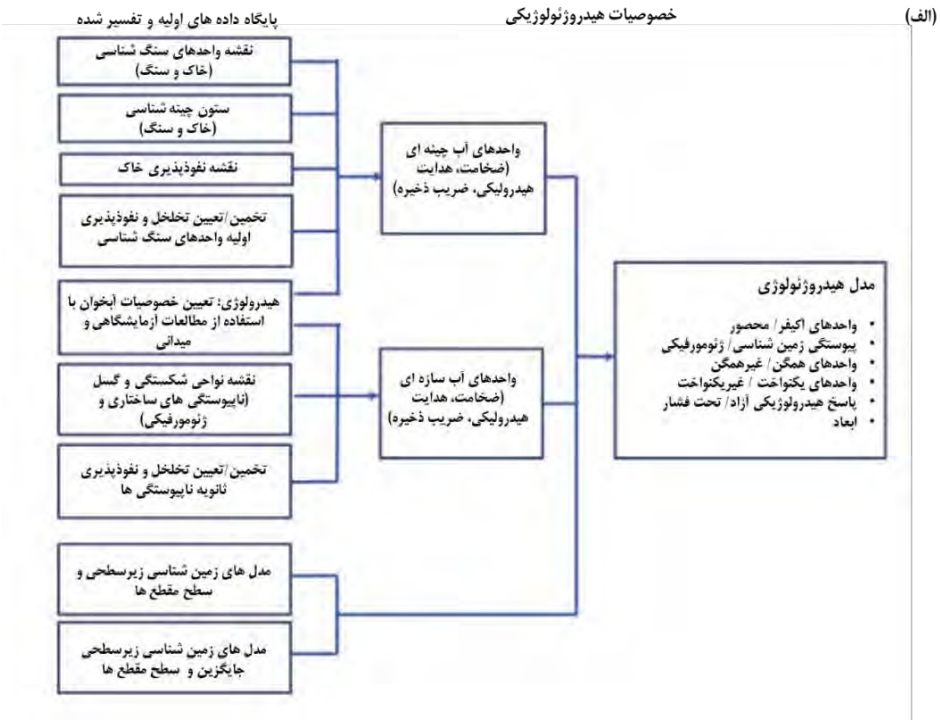
2 U.S. Geological Survey

۳ در ایران این گزارشات از طریق شرکت‌های آب منطقه‌ای استان‌ها که وابسته به وزرات نیرو هستند، در دسترس قرار می‌گیرند.

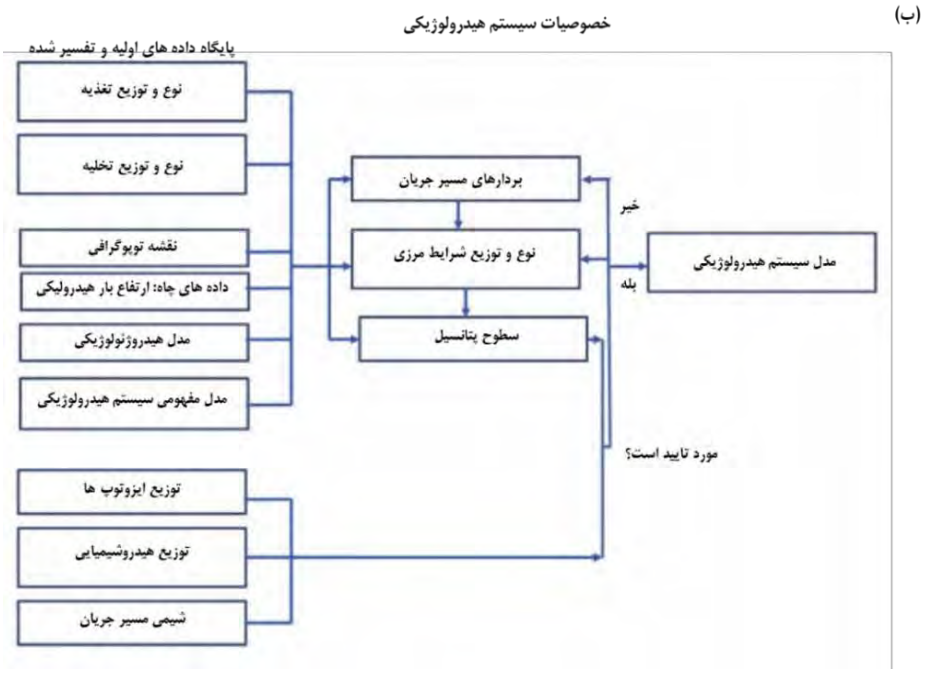
4 Johnston

جدول ۲-۱ انواع داده‌های هیدروژئولوژیکی مورد استفاده در تهیه مدل مفهومی یک منطقه (۳)

چارچوب فیزیکی
نقشه‌های توپوگرافی که شامل شبکه زهکشی جریان، پهنه‌های آب‌های سطحی، تغییرات طبیعی زمین، ویژگی‌های فرهنگی و موقعیت سازه‌ها و فعالیت‌های آبی است.
نقشه‌های زمین‌شناسی رسوبات و سنگ‌بستر
نقشه‌های هیدروژئولوژیکی شامل وسعت و مرزهای آبخوان و لایه‌های نشتی
نقشه‌های لایه‌های سطحی و زیرین آبخوان و لایه‌های نشتی
نقشه‌های ضخامت لایه اشباع آبخوان آزاد (سطح ایستابی) و تحت فشار
نقشه‌های میانگین هدایت هیدرولیکی آبخوان و لایه‌های نشتی و نقشه ضریب قابلیت انتقال آبخوان
نقشه تغییرات ضریب ذخیره آبخوان
برآورد سن آب‌های زیرزمینی در مکان‌های منتخب آبخوان
بیلان‌های هیدرولوژیکی و تنش‌ها
داده‌های بارش
داده‌های تبخیر
داده‌های جریان رودخانه، شامل اندازه‌گیری افزایش و کاهش جریان رودخانه بین ایستگاه‌های اندازه‌گیری
نقشه‌های شبکه جریان زهکشی شامل تغییرات چند ساله جریان آب در زهکش‌ها، کانال‌های معمولاً خشک و جریان‌های فصلی
برآورد کل تخلیه آب زیرزمینی به رودخانه‌ها
اندازه‌گیری دبی تخلیه چشمه‌ها
اندازه‌گیری جریان آب‌های سطحی و جریان‌های برگشتی
مقادیر و مکان جریان‌های درون حوضه‌ای
توزیع مکانی و زمانی دبی پمپاژ در آبخوان‌ها
مقادیر انواع مصارف آب‌های زیرزمینی و توزیع مکانی جریان‌های برگشتی
هیدروگراف چاه و نقشه‌های ارتفاع بار هیدرولیکی (سطح آب) آبخوان‌ها
موقعیت مناطق تغذیه آب زیرزمینی (تغذیه مکانی حاصل از بارش، رودخانه‌های تخلیه‌شونده، مناطق آبیاری شده، حوضچه و چاه‌های تغذیه) و برآورد مقادیر تغذیه
چارچوب شیمیایی
ویژگی‌های ژئوشیمیایی تشکیلات زمین‌شناسی آبخوان‌های آزاد و تحت فشار
توزیع مکانی کیفیت آب در آبخوان‌ها در سطح و عمق
تغییرات زمانی کیفیت آب، به خصوص برای آبخوان‌های آلوده شده و آبخوان‌های آزاد آسیب‌پذیر
منابع و انواع آلاینده‌ها
ویژگی‌های شیمیایی آب‌های مورد استفاده برای تغذیه یا پساب‌ها
نقشه‌های پوشش زمین/ کاربری زمین در مقیاس‌های مختلف، با توجه به نیازمندی‌های مطالعه مورد نظر
کیفیت رودخانه (نمونه‌برداری کیفی آب در مکان و زمان)، به‌ویژه در طول دوره‌هایی که جریان رودخانه کم است.



شکل ۲-۲ داده‌ها و تجزیه و تحلیل‌های هیدروژئولوژیکی مورد نیاز برای تهیه مدل مفهومی منطقه



ادامه شکل ۲-۲ سیستم هیدرولوژیکی مدل مفهومی (۴۰)

کادر ۲-۱ سامانهٔ اطلاعات جغرافیایی (GIS)

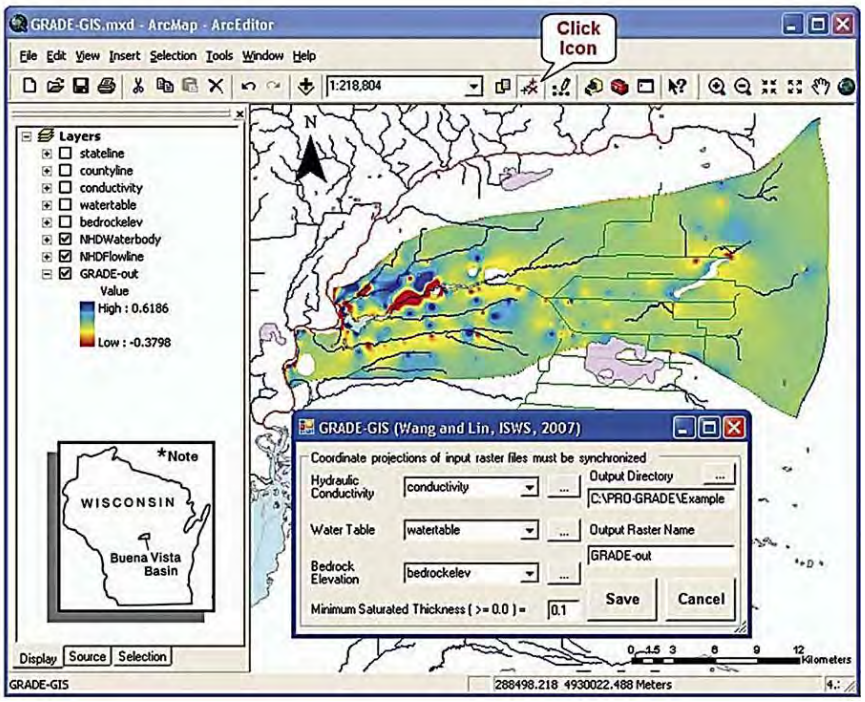
سامانه اطلاعات جغرافیایی (GIS) یک برنامه کامپیوتری و یا مجموعه‌ای از برنامه‌هایی است که داده‌ها را ذخیره، مدیریت، تجزیه و تحلیل، بازیابی و به‌صورت مکانی و زمانی نمایش می‌دهد. بنابراین GIS ابزاری مناسب برای ذخیره، سازماندهی و نمایش داده‌های مورد استفاده در مدل مفهومی سیستم جریان آب زیرزمینی است. برنامه‌های GIS زیادی مانند QGIS وجود دارد که به‌صورت رایگان در دسترس است. با توجه به اینکه اغلب رابط‌های گرافیکی (GUI؛ بخش ۳-۶) دارای قابلیت‌های GIS می‌باشند، داده‌ها از طریق GIS وارد GUI می‌شود.

علاوه بر موقعیت جغرافیایی داده‌ها، خصوصیات دیگری با عنوان "داده نما[1]" نیز در GIS وجود دارد. این خصوصیات شامل انواع اندازه‌گیری‌ها، از قبیل ارتفاع سطح ایستابی یا هدایت هیدرولیکی می‌شود که معمولاً دوره زمانی اندازه-گیری نیز تعیین می‌شود. در سال ۲۰۰۷، USGS گزارش جامعی در زمینه GIS ارائه کرد. کرسیک و میکسروسکی[2] (۲۰۱۳)، کاربرد GIS را در طراحی مدل هیدروژئولوژیکی یک منطقه بررسی کردند و در نهایت گزارشی از مجموعه برنامه‌های Arc-GIS برای Desktop ارائه کردند (فصل ۳). برخی از تجزیه و تحلیل‌های نسبتاً ساده آب زیرزمینی

1 Metadata
2 Kresic and Mikszewski

را می‌توان با GIS انجام داد (۵۲)، اما باید توجه کرد که GIS به‌تنهایی نمی‌تواند یک مدل آب زیرزمینی باشد. GIS، داده‌ها را برای ورود به مدل آب زیرزمینی آماده‌سازی می‌کند، یا اینکه ممکن است مستقیما به یک کد مدل آب زیرزمینی متصل شود (۴۷، ۷۵، ۵۹ و ۷۳). پیندر[1] (۲۰۰۲)، دستورالعمل مدل‌سازی با Argus ONE GIS را که به کد انتقال Princeton، MODFLOW و MT3D متصل شده است، ارائه کرد.

همچنین در GIS، ابزارهایی با توابع خاص وجود دارد که با کدهای آب زیرزمینی در ارتباط هستند (۴۳، ۵۱ و ۲). نمای یکی از ابزارهای طراحی شده برای محاسبه تغذیه و تخلیه آب‌های زیرزمینی در شکل کادر ۲-۱-۱ آورده شده است.



شکل کادر ۲-۱-۱ نمای اصلاح شده رابط گرافیکی مبتنی بر GIS را نشان می‌دهد که به‌منظور تخمین نقشه تغذیه و تخلیه آب‌های زیرزمینی حوضه‌ای مرطوب در مرکز ویسکانسین، ایالات متحده آمریکا مورد استفاده قرار گرفته است. رنگ‌های آبی و سبز مناطق تغذیه؛ قرمز و زرد مناطق تخلیه را نشان می‌دهد. آب‌های سطحی با خطوط و پلیگون‌های رنگی نشان داده شده است (۴۳).

1 Pinder

۲-۳ اجزای مدل مفهومی

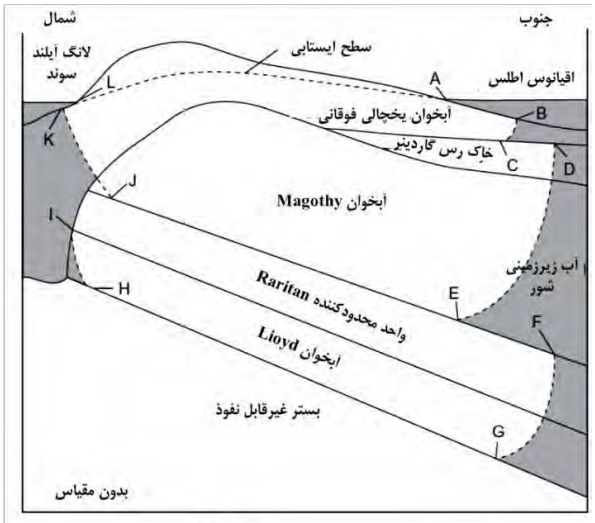
مدل مفهومی طراحی شده برای بیشتر مدل‌های جریان آب زیرزمینی حداقل شامل اطلاعات مرزها، خصوصیات هیدروژئولوژی و آب-چینه‌ای، جهت جریان و منابع تغذیه و تخلیه، و برآورد اجزای بیلان آب‌های زیرزمینی می‌باشند. علاوه بر این، هر گونه اطلاعاتی که به تعریف و درک سیستم کمک کند، مانند اطلاعات شیمی آب، در صورتی‌که در دسترس باشد مورد استفاده قرار می‌گیرد. محاسب‌های مهندسی و مدل‌های عمومی (بخش ۱-۳) به یک مدل مفهومی کاملاً توسعه‌یافته نیاز ندارند.

۲-۳-۱ مرزها

شرایط هیدرولوژیکی مرزهای مدل مفهومی، شرایط مرزی ریاضی مدل عددی را تعیین می کند (بخش ۳-۳). شرایط مرزی، مؤلفه مهمی در مدل ریاضی است (بخش ۱-۲) و تأثیر زیادی در جهت جریان‌های محاسبه‌شده توسط مدل عددی ماندگار و بیشتر مدل‌های غیرماندگار دارد.

مرزها شامل ویژگی‌های هیدرولیکی مانند تقسیمات آب زیرزمینی و ویژگی‌های فیزیکی مانند پهنه‌های آب‌های سطحی و سنگ‌های نسبتاً نفوذناپذیر هستند. معمولاً مرز بالایی مدل عددی سه بعدی، سطح ایستابی است. مرزهای جانبی و پایینی بهتر است، با ویژگی‌های فیزیکی یا هیدرولیکی هم‌تراز باشند تا باعث حرکت یا تغییری به‌صورت تغییر شرایط هیدرولوژیکی نشود. این شرایط، شامل تقسیمات نسبتاً پایدار آب زیرزمینی؛ اقیانوس‌ها و مرز نسبتاً پایدار آب‌های شور/ شیرین در آبخوان‌های ساحلی (شکل ۳-۲)؛ دریاچه‌های بزرگ و رودخانه‌ها که به سیستم آب زیرزمینی متصل شده‌اند؛ سنگ‌های نسبتاً نفوذ ناپذیر (مانند گرانیت بدون درز و شکاف، شیل، رس) (شکل ۲-۳)؛ و مناطق گسلی نسبتا نفوذ ناپذیر (شکل ۲-۴) می‌باشند. در هر صورت، مدل‌ساز باید در برخی از تنظیمات تقسیم‌های آب زیرزمینی که ممکن است باعث تغییر در عکس‌العمل آبخوان به پمپاژ آب زیرزمینی (۷۱) و یا تغییر در تغذیه شود، دقت داشته باشد. همچنین، سطوح آب در دریاچه‌ها و رودخانه‌ها، و حتی اقیانوس‌ها (۴۱) ممکن است، باعث تغییر در عکس‌العمل آبخوان به پمپاژ آب زیرزمینی، تغییر اقلیم و تغییر کاربری اراضی شود. مدل‌ساز باید توانایی تشخیص اینکه آیا تغییر شرایط در امتداد یک مرز با نتایج مدل‌سازی هم‌خوانی دارد یا نه، را داشته باشد. تغییرات ناپایدار منطقه و شرایط هیدرولیکی در امتداد یک مرز را می‌توان در صورت اندازه-گیری، وارد مدل عددی کرد، که اغلب اندازه‌گیری آن‌ها کار مشکلی است.

مرزها از طریق نقشه‌های تراز سطح آب زیرزمینی، توپوگرافی و زمین شناسی منطقه تعیین می‌شوند. اگر محل تقسیم آب‌های زیرزمینی با استفاده از نقشه توپوگرافی معلوم باشد، مدل‌ساز باید توجه کند که خط تقسیم آب‌های زیرزمینی همیشه بر خط تقسیم توپوگرافی منطبق نیست (۵۸ و ۸۵). تسلط کامل بر میدان حل و آگاهی از ویژگی‌های هیدرولیکی یا فیزیکی هر مسأله‌ای، ساده نیست.

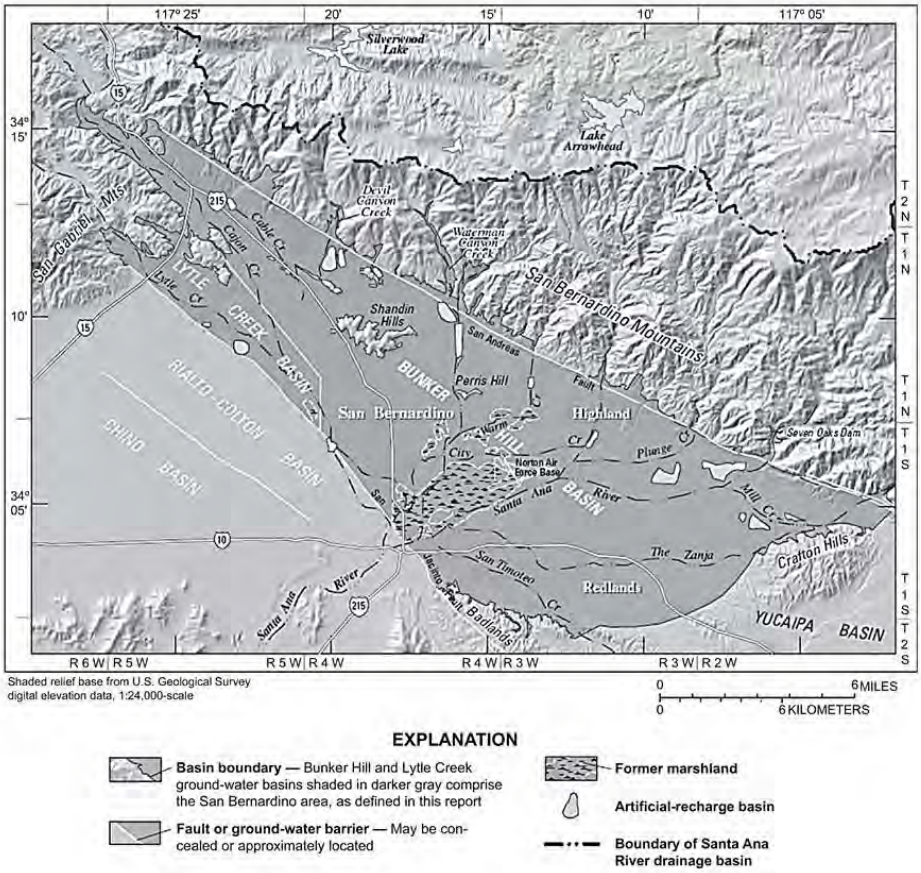


مرز	عارضه هیدروژئولوژیکی	نمایش ریاضی
LA	سطح ایستابی و رودخانه‌ها	جریان مشخص (سطح آزاد) جریان مشخص و جریان وابسته به بار هیدرولیکی[1]
HG	سنگ بستر تلفیقی	بدون جریان (خط جریان)
AB,KL	تخلیه ساحلی	بار هیدرولیکی ثابت
BC, DE,FG, HI,JK	سطح مشترک آب شور و شیرین	بدون جریان (خط جریان)
CD, EF, IJ	تخلیه زیردریایی	بار هیدرولیکی مشخص

[1] مرزهای رودخانه در شبیه‌سازی‌های مختلف به صورت متفاوت در نظر گرفته می‌شود.

شکل ۲-۳ مرزهای هیدروژئولوژیکی مدل مفهومی سیستم آب زیرزمینی در جزیره لانگ، نیویورک، ایالات متحده آمریکا، و نمایش ریاضی مدل عددی (۱۲)

اگر هیچ یک از خصوصیات هیدرولیکی یا فیزیکی در نزدیکی منطقه مورد مطالعه وجود نداشته باشد می‌توان از مدل مفهومی منطقه (SCM) برای تعیین مرزها کمک گرفت (شکل ۲-۵). بنابراین، مدل‌های عددی با دو سطح مدل با جزئیات بیشتر در میدان مدل اولیه (near-field) و مدل با جزئیات کمتر در مقیاس بزرگ‌تر سیستم آب‌های زیرزمینی ناحیه‌ای (far-field) وجود دارد. شرایط مرزی در مدل عددی near-field از مدل مفهومی ناحیه‌ای تعیین می‌شود، یا اینکه ممکن است از طریق راه‌حل far-field از مدل عددی ناحیه‌ای به‌دست آید (بخش ۴-۴).



شکل ۲-۴ مرزهای گسل مانند مدل آب زیرزمینی سن برناردینو، کالیفرنیا، ایالات متحده آمریکا (۱۹)

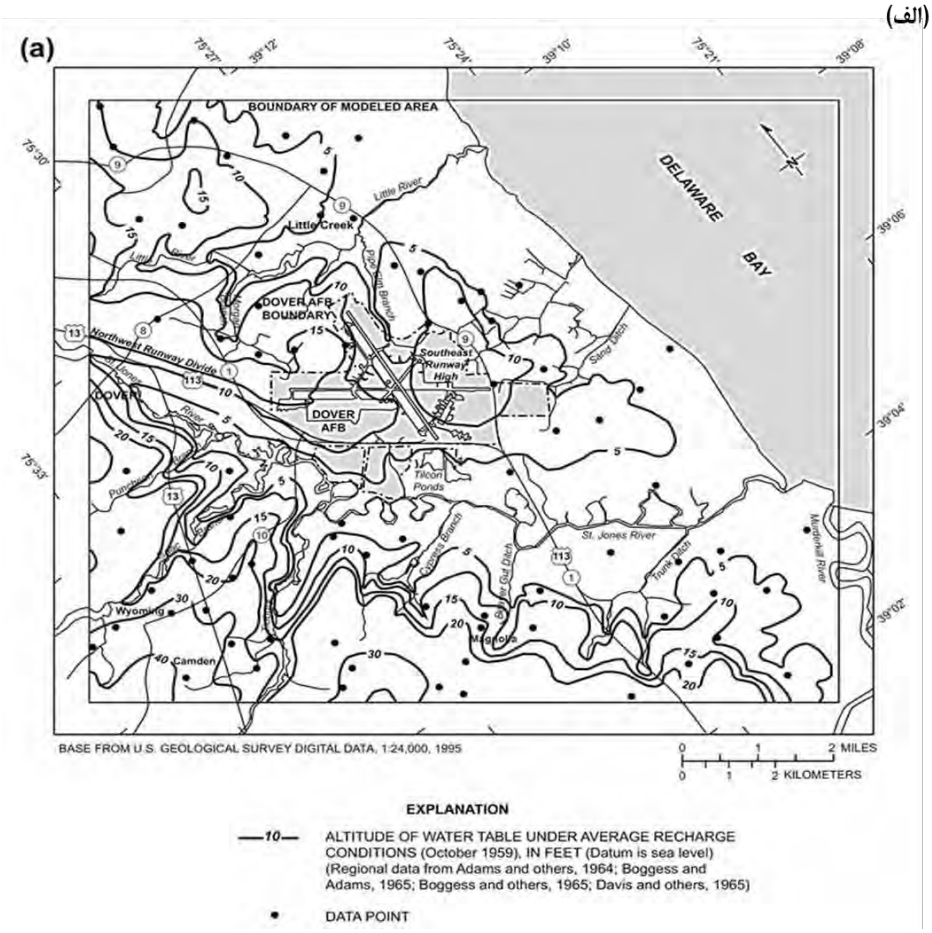
۲-۳-۲ خصوصیات آب-چینه‌ای و هیدرولوژی

مواد زمین‌شناسی در مدل مفهومی باید به‌صورت جامع و عملی توصیف شود. به‌طور سنتی، سیستم آب زیرزمینی به‌صورت یک آبخوان یا آبخوان‌های متوالی و بسترهای محدود توصیف می‌شود (شکل ۲-۶-الف). آبخوان، یک واحد زمین شناسی یا مجموعه‌ای از واحدهای زمین‌شناسی بهم پیوسته از نظر هیدرولیکی است که مقادیر قابل توجهی از آب‌های زیرزمینی در آن ذخیره و انتقال می‌یابد (اصلاح شده‌ی تعریف ارائه شده در صفحه ۴۹ مرجع شماره ۴۲)، "قابل توجه" در این تعریف، به این معناست که مقدار آب ذخیره شده در آن به حدی باشد که با استفاده از عملیات پمپاژ، برای مصارف خاص (خانگی، شهری، کشاورزی یا صنعت) قابل استفاده باشد.

لایه محدودکننده، یک واحد زمین‌شناسی یا مجموعه‌ای از واحدهای زمین‌شناسی متصل به هم با نفوذپذیری نسبتاً کم است که تا حد امکان آب را در خود ذخیره می‌کند ولی نمی‌تواند مقدار آب قابل توجهی را انتقال دهد. لایه محدودکننده (یا واحد محدود) از نظر هیدرولیکی آبخوان پایینی را محدود می‌کند، به‌طوری‌که، تراز سطح آب در آبخوان از تراز کف بستر بالایی، بالاتر قرار می‌گیرد. چنین واحدهایی با نفوذپذیری کم در آبخوان‌های زیرین نیز می‌تواند وجود داشته باشد، به‌نحوی که آبخوان محصور ممکن است توسط بسترهای محدود بالایی و پایینی محصور شود (شکل ۲-۶-الف). برای توصیف خصوصیات انتقال بسترهای محدود، از عبارت‌های آکی‌تارد[1]، آکی‌کلود[2] و آکی‌فوژ[3] استفاده می‌شود: آکی‌تارد مانع عبور جریان نمی‌شود بلکه جریان را به تاخیر می‌اندازد؛ آکی‌کلود "مانع"جریان است ولی ممکن است مقدار آب کمی را از خود عبور دهد؛ آکی‌فوژ لایه‌ای نفوذناپذیر است.

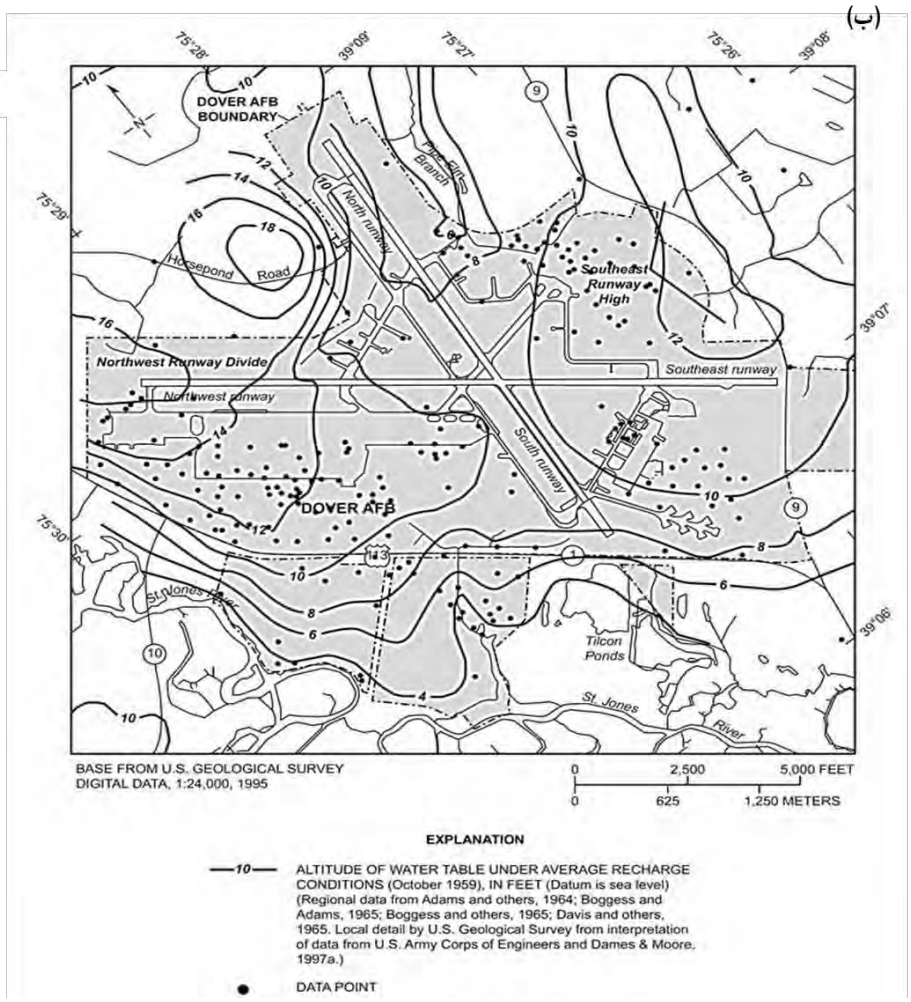
1 Aquitard
2 Aquiclude
3 Aquifuge

(الف)



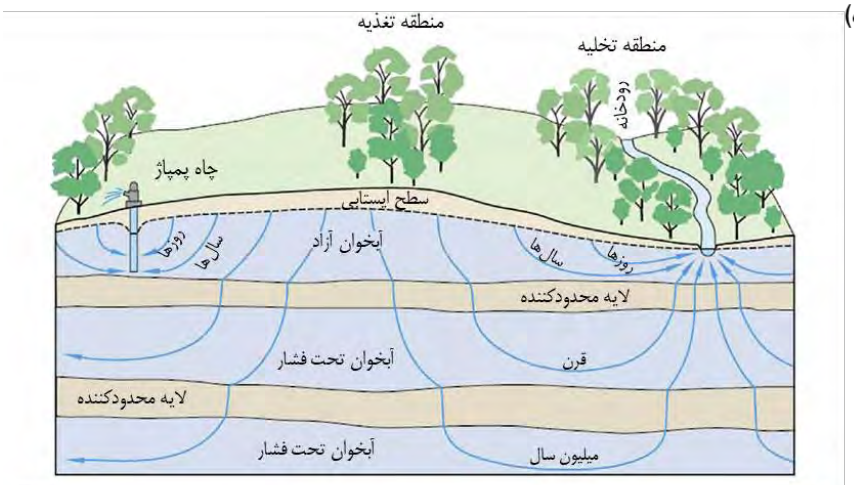
شکل ۲-۵ نقشه‌های سطح پتانسیومتری ارتفاع سطح آب تحت شرایط تغذیه متوسط را در آبخوان سطحی نشان می‌دهد (شکل ۲-۹-ب)، پایگاه نیروی هوایی داور[1]، دلویر[2]، ایالات متحده آمریکا، اکتبر ۱۹۵۹: (a) ناحیه‌ای

1 Dover
2 Delaware

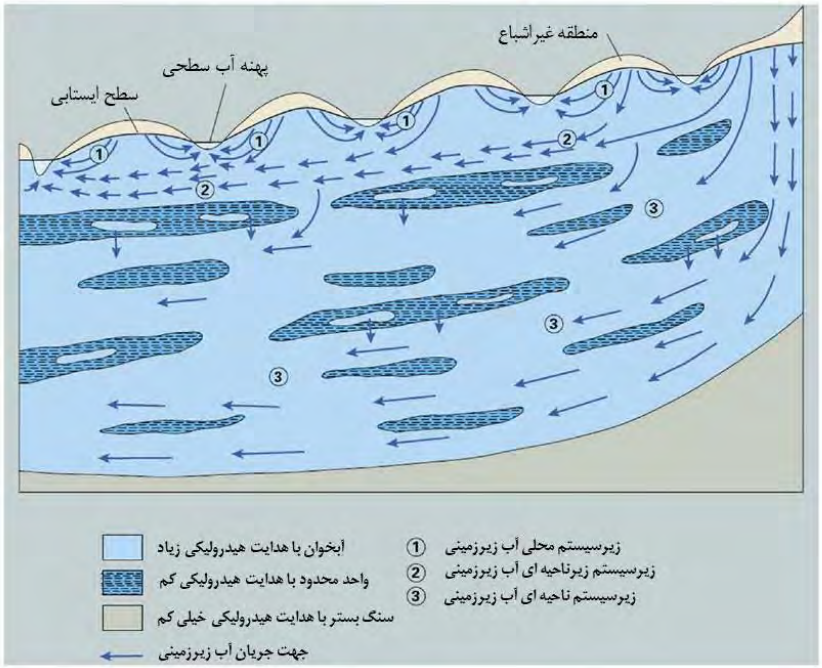


ادامه شکل ۲-۵ (ب) منطقه (۳۳)

(الف)



(ب)



شکل ۲-۶ مدل‌های مفهومی عمومی آکی‌تاردها: (الف) مقیاس‌های زمانی برای جریان در آکی‌تاردها (۸۵)؛ (ب) بسترهای ناپیوسته (۳)

لایه محدودکننده و آکی‌تارد اصطلاحات عمومی برای تشکیلات افقی پیوسته با نفوذپذیری کم هستند. به ندرت، برای این بسترها از عبارت‌های آکی‌کلود و اکی‌فوژ استفاده می‌شود، زیرا آکی‌کلود، نوعی آکی‌تارد است و به‌دلیل اینکه تعداد کمی از واحدهای زمین‌شناسی وجود دارند که غیرقابل نفوذ باشند (۱۳)، اکی‌فوژ نیز عبارت مناسبی نیست (شکل ۲-۶-الف و ب). عبارت‌های آکی‌تارد و لایه محدودکننده اغلب به‌جای یکدیگر استفاده می‌شوند، اما برخی از نویسندگان (۱۵) با توجه به اینکه همه آکی‌تاردها از نظر هیدرولیکی آبخوان را محدود نمی‌کنند، بین این دو عبارت تمایز قائل می‌شوند. به‌عنوان مثال، سنگ بستر با هدایت هیدرولیکی کم، در شکل ۲-۶-ب، آکی‌تارد است نه لایه محدودکننده. آکی‌تاردها و لایه محدودکننده ممکن است در اثر نفوذپذیری اولیه و یا شکستگی‌های ثانویه ناپیوسته و یا نشت‌پذیر باشند (شکل ۲-۶-ب). گاهی اوقات ناپیوستگی‌های موجود در بستر محدود را دریچه می‌نامند. محققان مینی سوتا (۳۰)، برای توصیف بستر محدودی که هدایت هیدرولیکی عمودی آن کم و هدایت هیدرولیکی افقی آن مانند آبخوان باشد، اصطلاح "«آکی‌تاردیفر»[1]" را معرفی کردند.

زمین‌شناسان سنگ‌ها را با توجه به پیدایش آن‌ها به سه طبقه کلی رسوبی، آذرین و دگرگونی طبقه‌بندی می‌کنند. سنگ‌های آذرین نیز خود به دو گروه طبقه‌بندی می‌شوند؛ سنگ‌های درونی که در زیر سطح زمین و همچنین سنگ‌های بیرونی که روی سطح زمین تشکیل می‌شوند. زمین‌شناسان سنگ‌ها را بر اساس خصوصیات فیزیکی (سنگ شناسی) شامل کانی‌شناسی و گسترش جانبی آن‌ها، طبقه‌بندی می‌کنند. متخصصان آب زیرزمینی با هدف در نظر گرفتن خصوصیات انتقال و ذخیره در طبقه‌بندی، آن را بر اساس طبیعت و پیوستگی منافذ (فضای خالی) در سنگ گسترش دادند (کادر ۲-۲). فضای خالی با تخلخل و آبگذری توصیف می‌شود. تخلخل اولیه، فضای خالی بین ذرات را هنگام تشکیل سنگ نشان می‌دهد؛ تخلخل ثانویه منافذی که بعد از تشکیل سنگ ایجاد شده‌اند (مانند شکستگی‌ها، مجراهای قابل‌حل[2]) را نشان می‌دهد. تخلخل مؤثر معیاری از فضاهای خالی بهم‌پیوسته است که در ردیابی ذرات نقش مهمی دارد (کادر ۸-۱). آبگذری، توانایی فضاهای خالی بهم پیوسته در انتقال سیال را به صورت کمی بیان می‌کند. در هیدرولوژی آب‌های زیرزمینی، به‌دلیل اینکه سیال مورد نظر معمولاً آب است، آبگذری اغلب به‌عنوان هدایت هیدرولیکی بیان می‌شود. ماکسی[3] (۱۹۶۴) واحد آب-چینه‌ای را برای معرفی آبخوان‌ها و بسترهای محدودکننده مربوطه ارائه نمود. هدف او ارائه تعریفی از واحد آب-چینه‌ای مشابه

1 Aquitardifer
2 Solution Channels
3 Maxey

تعریف زمین‌شناسان از واحدهای چینه‌ای بود، اما تعریف او پیچیده بود. در این کتاب، واحد آب-چینه‌ای شامل مواد زمین‌شناسی به هم پیوسته‌ای هستند که خواص هیدرولیکی مشابه دارند (۷۰). واحدهای آب-چینه‌ای را واحدهای هیدروژئولوژیکی یا ژئوهیدرولوژیکی نیز می‌نامند. ممکن است چندین ساختار زمین‌شناسی با واحد آب‌ت‌چینه‌ای منفرد ترکیب شوند یا اینکه ساختار زمین‌شناسی به آبخوان‌ها و بسترهای محدودکننده تقسیم شود، که سبب می‌شود آب-چینه‌شناسی واحدهای زمین‌شناسی مشابه برای هر منطقه متفاوت باشند (شکل ۲-۷).

واحدهای آب-چینه‌ای به‌صورت ناحیه‌ای تعریف می‌شوند. در مقیاس ناحیه‌ای، معمولاً برای تعریف واحد آب چینه‌ای از رخسارهای آبی استفاده می‌شود؛ رخسارهای آبی، مواد متخلخل بهم پیوسته‌ای هستند که خصوصیات هیدرولیکی نسبتاً همگنی دارند (۶۰). رخسارهای آبی بر اساس پیوستگی هیدرولیکی تعریف می‌شود، از این‌رو با تعریف زمین‌شناسان از رخسارها که رسوبات به‌هم پیوسته‌ای هستند که خصوصیات فیزیکی یکسانی دارند و در ساختار زمین‌شناسی یکسانی ته‌نشین شده‌اند، متفاوت است. نمونه‌هایی از محیط‌های رسوبی عبارتند از: حاشیه‌های یخی یخچال‌های طبیعی (رسوبات در تماس یخ)، خط ساحلی اقیانوس‌ها (شن و ماسه ساحلی) و در امتداد کوهستان (رسوبات مخروط افکنه‌ای). زمین‌شناسان از مدل رخسارها برای تهیه اطلاعات کلی محیط‌های رسوبی استفاده می‌کنند (شکل ۲-۸). مدل رخسارهای زمین‌شناسی در تفسیر آب- چینه‌شناسی منطقه (۴) و برآورد خصوصیات هندسی و هیدرولیکی رخسارهای آبی کاربرد دارد. اما رسوبات ارائه شده در مدل رخسارهای زمین‌شناسی برای نمایش ایده‌آل محیط رسوبی به‌کار می‌روند و رسوبات در هر منطقه خاصی به دقت مدل نخواهد بود. تاکنون محققان زیادی خلاصه‌ای از اطلاعات هیدروژئولوژیکی برای انواع محیط‌های رسوبی از جمله عوارض یخی، رسوبات آبرفتی، ساختار ساحلی، کارست، و عوارض آذرین و دگرگونی ارائه دادند (۴۲، ۲۶، ۲۴، ۷ و ۲۰).

کادر ۲-۲ توصیف فضای خالی

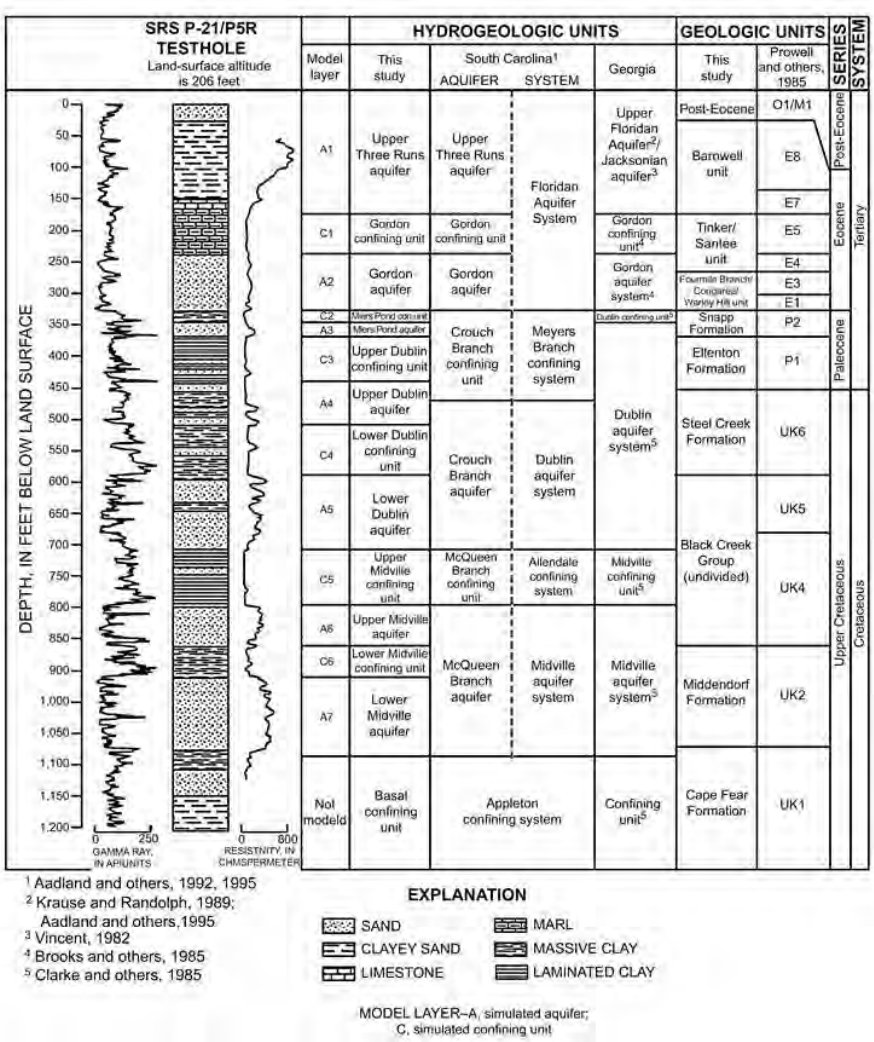
زمین‌شناسان سنگ‌ها را برحسب اندازه دانه و کانی‌شناسی مواد جامد محیط متخلخل توصیف می‌کنند. اما متخصصان هیدروژئولوژی به‌جای آن، فضای خالی محیط متخلخل را مورد بررسی قرار می‌دهند. در این کادر، اطلاعات کلی درباره خصوصیات هیدرولیکی مواد زمین‌شناسی شامل آبخوان‌ها و بسترهای محدود تشکیل‌دهنده واحدهای آب-چینه‌ای و رخسارهای آبی ارائه شده است (بخش ۲-۳). در صورت نیاز به اطلاعات جامع‌تر در این زمینه به بخش‌های ۳-۵، ۴-۵ و ۵-۵ از کتاب Fitts (2013) مراجعه شود. اطلاعات کیفی در مورد طبیعت و پیوستگی فضای خالی موجود در واحدهای آب-چینه‌ای و رخسارهای آبی باید در مدل مفهومی وارد شوند، زیرا این اطلاعات برای ارزیابی مقادیر پارامتر اولیه مدل مفهومی و منطقی بودن مقادیر نهایی پارامترهای واسنجی شده مورد نیاز است.

ماسه و ماسه‌سنگ، منافذ بهم پیوسته خوبی دارند که سبب می‌شوند مقادیر تخلخل و نفوذپذیری اولیه بالایی داشته باشند. ماسه و ماسه‌سنگ‌های حاصل از رسوبات بادی، همگنی بیشتری نسبت به سایر ماسه و ماسه‌سنگ‌ها دارند. در بعضی از ماسه‌سنگ‌ها، تخلخل و نفوذپذیری اولیه با شکستگی‌ها افزایش می‌یابد. خصوصیات هیدرولیکی سنگ‌های رسوبی کربناته (مانند سنگ آهک و دولومیت) بسیار متغیر هستند (شکل ۲-۱۴-الف)، شکستگی‌های این سنگ‌ها اغلب با فرایند انحلال افزایش می‌یابد. بعضی از سنگ‌های کربناته، شبکه‌ای متراکم از شکستگی‌های بهم‌پیوسته دارند، طوری‌که در مدل‌های بزرگ- مقیاس، می‌توان آن را به‌طور مؤثر محیط متخلل دانست، که آن‌ها را محیط متخلخل معادل[1] (EPM) نیز می‌نامند. هنگامی که آبخوانی به صورت EPM تعریف شود، می‌توان آن را با استفاده از کد جریان آب زیرزمینی استاندارد شبیه‌سازی کرد (۶۸ و ۶۲). عوارضی را که دارای شکستگی‌ها، مجراهای بزرگ و ساختارهای انحلال مانند فروچاله‌ها هستند، کارست می‌نامند (شکل ۲-۱۴-الف). این عوارض، معمولاً روی سنگ‌های کربناته قرار می‌گیرند. جریان مجرایی مواد متخلخل را می‌توان با گزینه‌های خاصی شبیه‌سازی کرد که در بیشتر کدهای استاندارد جریان آب زیرزمینی وجود دارد (بخش ۲-۴)، اما در صورتی‌که جریان مجرایی غالب باشد، لازم است از کد جریان آب زیرزمینی خاصی استفاده شود که جریان را در شبکه‌ای از شکستگی‌ها و مجراها شبیه‌سازی می‌کند (بخش ۲-۱۲).

بسیاری از سنگ‌های دگرگونی و سنگ‌های آذرین درونی که به‌عنوان سنگ‌های بلورین شناخته می‌شوند، تخلخل و نفوذپذیری اولیه خیلی‌کم و ناچیزی دارند و اغلب به‌عنوان مرزهای فیزیکی جریان شبیه‌سازی می‌شوند (شکل ۲-۳، ۲-۶-ب، ۲-۹-الف). اما با توجه به تاریخچه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه، سنگ آذرین ممکن است دارای تخلخل و نفوذپذیری ثانویه قابل ملاحظه‌ای باشند که به صورت شکستگی‌ها و مناطق هوازده ایجاد شده‌اند (شکل ۲-۱۴-ب). آبگذری ثانویه در اثر تنش‌های تکتونیکی فشاری و کششی، شکستگی‌های ناشی از فشار و انقباض ناشی از سرد شدن ایجاد می‌شود. هوازدگی سنگ‌های آذرین، رسوباتی به نام ساپرولیت را تشکیل می‌دهند که دارای تخلخلی بیش از ۴۰-۵۰ درصد است و می‌تواند باعث آبدهی چاه‌های آب شود (۲۴). به‌طور کلی، سیستم‌های شکستگی در سنگ‌های آذرین با افزایش عمق کاهش می‌یابد. اما در معادن و آبدهی چاه‌های مشاهده‌ای که به صورت کامل در گرانیت حفر شده‌اند، سیستم‌های شکستگی در اعماق بیش از ۱۶۰۰متر نیز مشاهده شده است (۲۴). سنگ‌های آذرین بیرونی مانند جریان‌های گدازه آتشفشانی، اغلب نفوذپذیری ثانویه بالایی به صورت شکستگی‌ها و فضاهای خالی ناشی از خنک شدن گدازه‌های آتشفشانی در سطح زمین دارند. بنابراین، سنگ‌های آتشفشانی آبخوان‌های پر آبی را تشکیل می‌دهند (شکل ۲-۱۴-ج). اگر شکستگی‌ها در سنگ‌های دگرگونی، سنگ‌های آذرین یا سنگ‌های رسوبی و/یا مجراها در سنگ‌های آتشفشانی مانند سنگ‌های کربناته مسیرهای اصلی انتقال آب را تشکیل دهند، لازم است از کد جریان آب زیرزمینی خاصی برای شبیه‌سازی جریان در شکستگی‌ها یا مجراها استفاده شود (بخش ۱-۲).

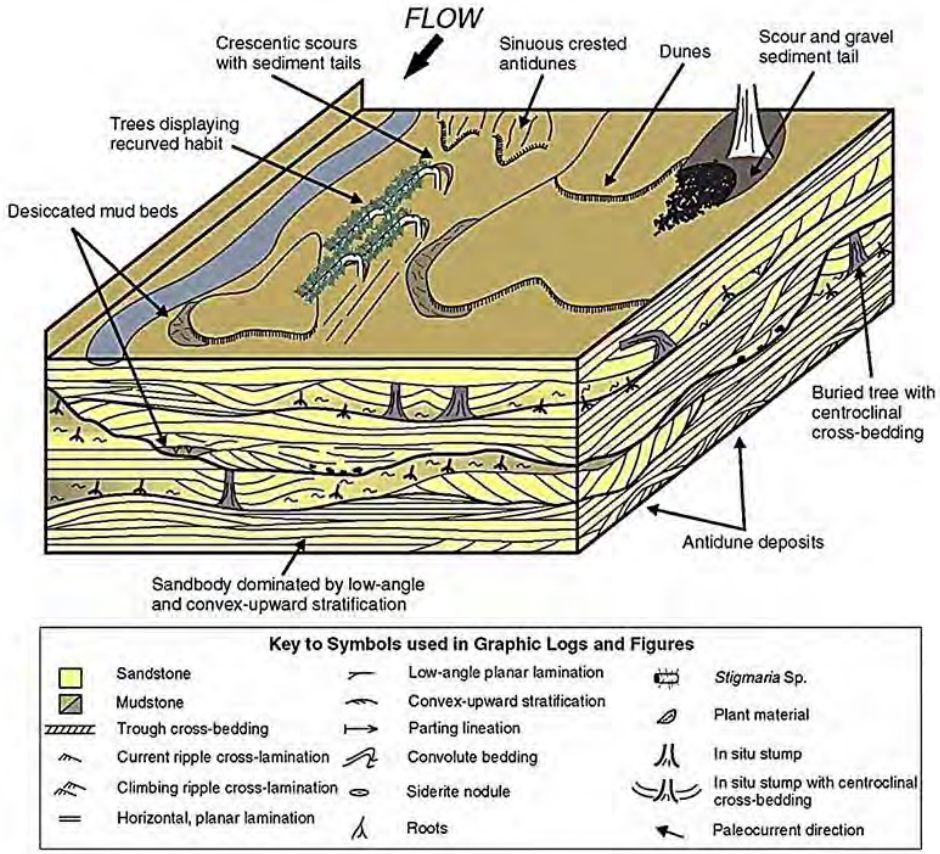
واحدهای محصور (آکی‌تاردها) که معمولاً از شیل یا رس تشکیل شده‌اند، دارای نفوذپذیری کمی هستند. اما در واحدهای محصور، شکستگی‌های دارای تخلخل و نفوذپذیری ثانویه قابل‌توجه، غیرمعمول نیست. به‌عنوان مثال، آکی‌تاردیفرها (۳۰) غالباً سنگ‌های رسوبی با هدایت هیدرولیکی قائم کم و همچنین شکستگی‌هایی به موازات لایه‌های بستر با هدایت هیدرولیکی افقی بالا هستند.

1 Equivalent Porous Medium



شکل ۲-۷ واحدهای آب- چینه‌ای در رودخانه ساوانا، کارولینای جنوبی، ایالات متحده آمریکا[۱]. لوگ‌ها و لایه‌های ژئوفیزیکی در مدل عددی نیز نشان داده شده است. شایان ذکر است که علائم و اختصارات جورجیا[۲] با کارولینای جنوبی[۳] متفاوت است (۱۶).

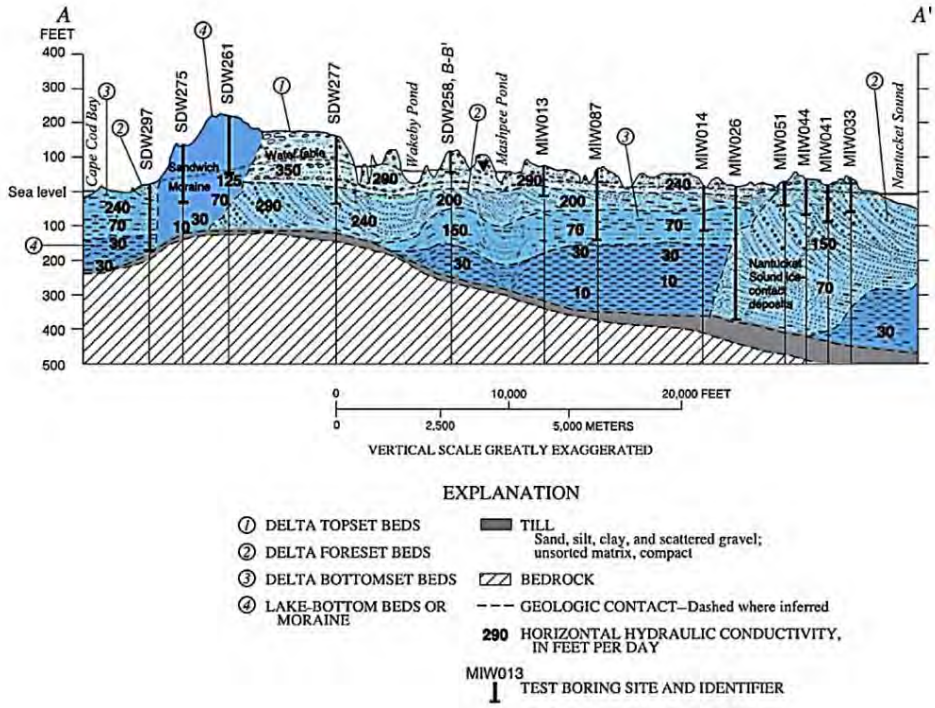
1 Savannah River Site, South Carolina, USA
2 Georgia
3 South Carolina



شکل ۲-۸ مدل رخسارهای زمین‌شناسی ساختار رسوبی رودخانه‌ای (۲۵)

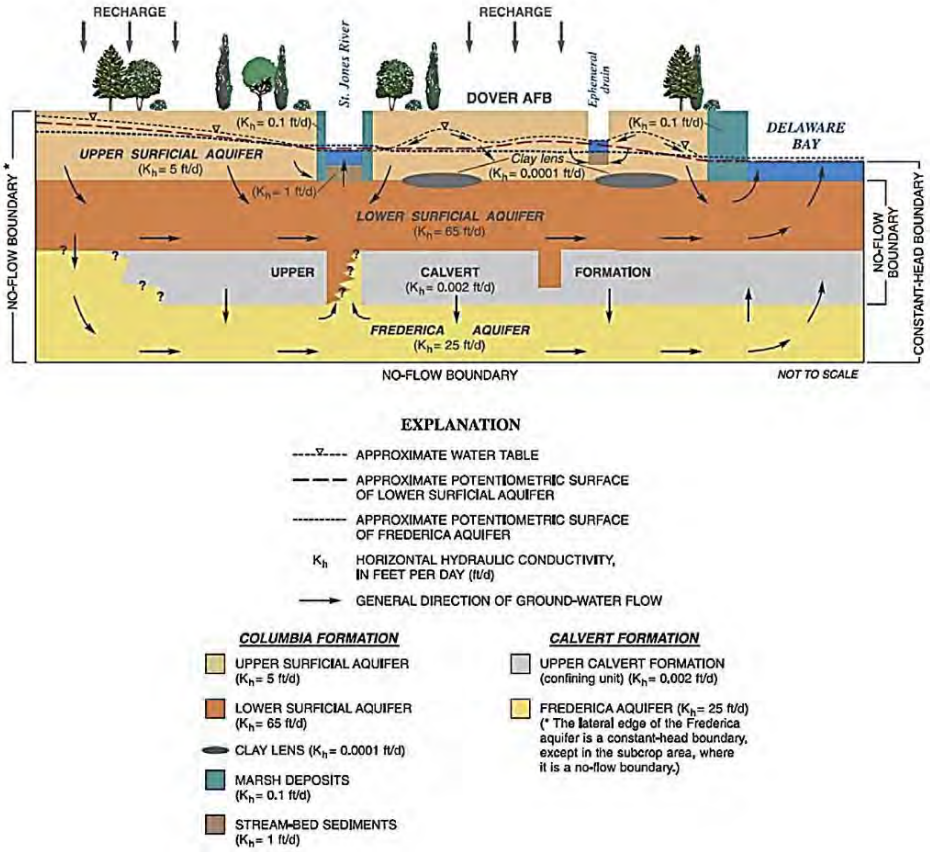
اطلاعات مربوط به ساختار رسوبی، تاریخچه زمین‌شناسی و تعمیم خصوصیات هیدرولیکی واحدهای آب چینه‌ای و رخسارهای آبی را در صورت امکان باید در مدل مفهومی وارد کرد (شکل ۲-۹-الف). این اطلاعات در تعیین مقادیر پارامترهای مدل مفهومی کاربرد دارد. علاوه بر این، در بررسی دقت مقادیر پارامترهای واسنجی شده در مدل عددی و تنظیم مقادیر تخلخل مؤثر برای شبیه‌سازی ردیابی ذرات، این اطلاعات مفید خواهد بود (کادر ۸-۱).

کلم[1] (۱۹۹۶)، واحدهای آب- سازه‌ای را به صورت مجراها یا موانع جریان مانند نواحی شکستگی، مجراها و گسل‌ها تعریف کرد (شکل ۲-۲-الف). این ویژگی‌ها، ممکن است خصوصیات هیدروژئولوژیکی واحدهای آب- چینه‌ای منحصر به فرد را تعیین کند یا ویژگی‌های جداگانه‌ای را تشکیل دهد. چنین واحدهای آب- سازه‌ای معمولاً در کارهای رایج استفاده نمی‌شوند، اما مفهوم آن در طراحی مدل هنگامی که وارد کردن این ویژگی‌ها در SCM ضرورت دارد، حائز اهمیت و رایج است.



شکل ۲-۹ مدل‌های مفهومی در مقطع عرضی. (الف) رخسارهای آبی به همراه اطلاعات ساختار رسوبی و تخمین هدایت هیدرولیکی، کپ کد، ماساچوست، ایالات متحده آمریکا[2] (۶۳ و ۴۸)

1 Kolm
2 Cape Cod, MA, USA

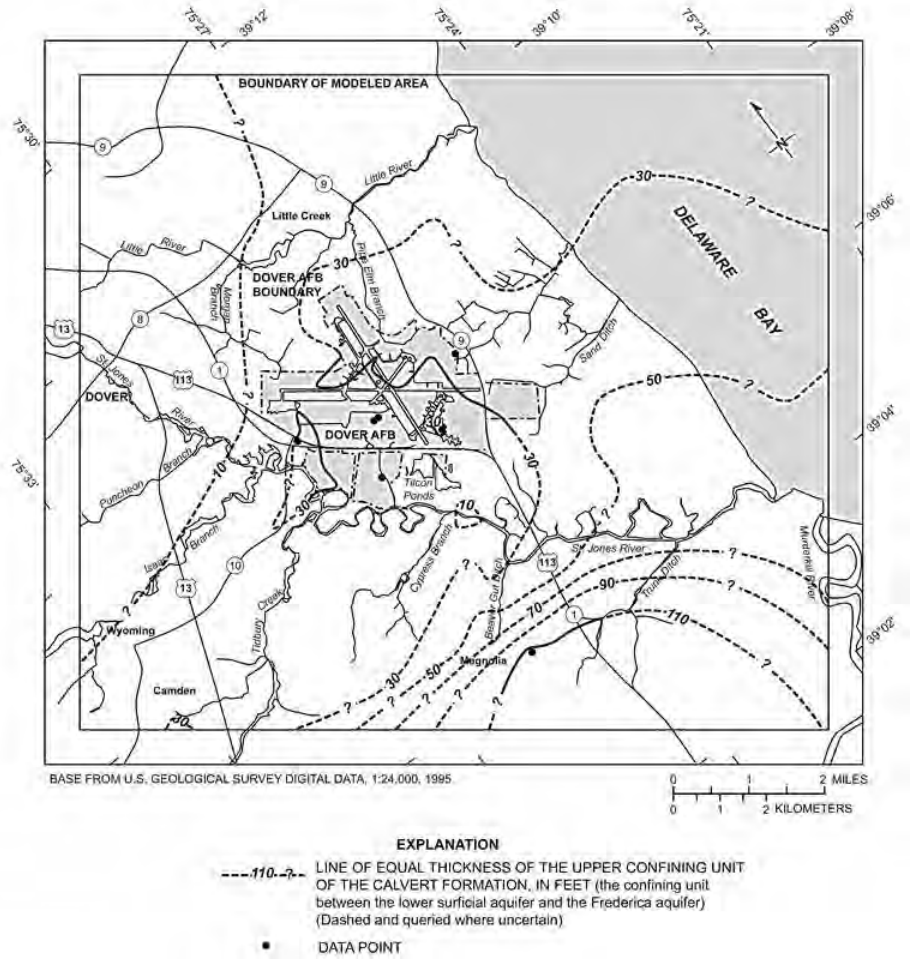


ادامه شکل ۲-۹ (ب) واحدهای آب- چینه‌ای برای سیستم بالایی جریان آب زیرزمینی در پایگاه نیروی هوایی دوور، دلوير، ایالات متحده آمریکا[1]، همراه با تخمین هدایت هیدرولیکی. شایان ذکر است که لایه محدودکننده (سازند بالایی کالورت) ناپیوسته است (۳۳).

بهتر است، مدل‌ساز توجه کند که واحدهای آب- چینه‌ای قبلا برای منطقه مورد نظر به‌صورت شکل ۲-۷ تعریف شده باشد. ضخامت واحدهای آب- چینه‌ای را می‌توان با استفاده از نقشه‌های ایزوتوپ تعیین کرد که خطوط تراز ضخامت را نشان می‌دهد (شکل ۲-۱۰)، یا اینکه از طریق لوگ‌های حفاری چاه‌ها تعیین می‌شود. در مقیاس ناحیه‌ای، رخسارهای آبی با استفاده از چاه‌های مشاهده‌ای در محل تعریف می‌شوند (شکل ۲-۹-الف). لوگ‌های ژئوفیزیک چاه‌های مشاهده‌ای به تشخیص واحدهای آب- چینه‌ای

1 Dover Air Force Base, Delaware, USA

کمک می‌کند (شکل ۲-۷) و روش‌های ژئوفیزیکی سطحی مانند رادارهای فرو رفته در زمین هستند که «تصاویر لحظه‌ای» از آب- چینه را در بعضی از محیط‌های رسوبی تهیه می‌کنند (۴۶ و ۴۵). روش‌های الکتریکی و لرزه‌ای در ساختار ساحلی دارای آب شور استفاده می‌شوند (۸).



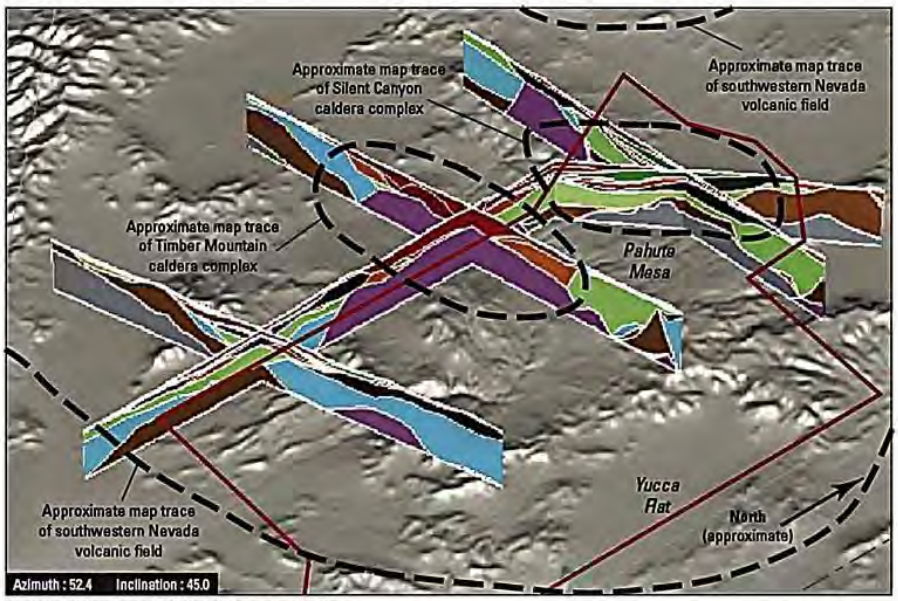
شکل ۲-۱۰ نقشه خطوط هم‌ضخامت[1] بستر محدود (سازند بالای کالورت، شکل ۲-۹-ب) در مناطق اطراف پایگاه نیروی هوایی دوور، دلوير، ایالات متحده آمریکا (۳۳)

1 Isopach

واحدهای آب- چینه‌ای و رخسارهای آبی در ستون‌های چینه‌شناسی (شکل ۲-۷)، مقاطع عرضی (شکل ۹-۲-الف و ب)، نمودارهای پروفیل عرضی زمین (شکل ۲-۱۱) و نمودارهای حجمی[1] (شکل ۲-۱۲) نشان داده می‌شود. GIS (کادر ۲-۱) برای مدیریت داده‌ها و نمایش داده‌های چاه‌های مشاهده‌ای، مورد استفاده قرار می‌گیرد (شکل ۲-۱۳-الف و ب).

برآورد خصوصیات آبخوان برای هر واحد آب- چینه‌ای و یا رخسار های آبی باید با استفاده از داده‌های موجود در منطقه تعیین شود (شکل ۲-۹-الف و ب). اگر داده‌های منطقه موردنظر موجود نباشد، این مقادیر را می‌توان از مطالعات قبلی که در نزدیک منطقه مورد نظر انجام شده است، برآورد کرد.

1 Block diagrams



Shaded-relief base from 1:250,000-scale Digital Elevation Model; sun illumination from northwest at 30 degrees above horizon

EXPLANATION

Hydrogeologic unit
(Not all units appear on sections)

- Younger alluvial aquifer **(YAA)**
- Younger alluvial confining unit **(YACU)**
- Older alluvial aquifer **(OAA)**
- Older alluvial confining unit **(OACU)**
- Limestone aquifer **(LA)**
- Lava-flow unit **(LFU)**
- Younger volcanic-rock unit **(YVU)**
- Upper volcanic- and sedimentary-rock unit **(upper VSU)**
- Timber Mountain–Thirsty Canyon volcanic-rock aquifer **(TMVA)**
- Paintbrush volcanic-rock aquifer **(PVA)**
- Calico Hills volcanic-rock unit **(CHVU)**
- Wahmonie volcanic-rock unit **(WVU)**
- Crater Flat–Prow Pass aquifer **(CFPPA)**
- Crater Flat–Bullfrog confining unit **(CFBCU)**
- Crater Flat–Tram aquifer **(CFTA)**
- Belted Range unit **(BRU)**
- Older volcanic-rock unit **(OVU)**
- Lower volcanic- and sedimentary-rock unit **(lower VSU)**
- Sedimentary-rock confining unit **(SCU)**
- Lower carbonate-rock aquifer-thrust **(LCA_T1)**
- Lower clastic-rock confining unit-thrust **(LCCU_T1)**
- Upper carbonate-rock aquifer **(UCA)**
- Upper clastic-rock confining unit **(UCCU)**
- Lower carbonate-rock aquifer **(LCA)**
- Lower clastic-rock confining unit **(LCCU)**
- Crystalline-rock confining unit **(XCU)**
- Intrusive-rock confining unit **(ICU)**

Base of each cross section corresponds to the base of the regional hydrogeologic framework model (4,000 meters below sea level)

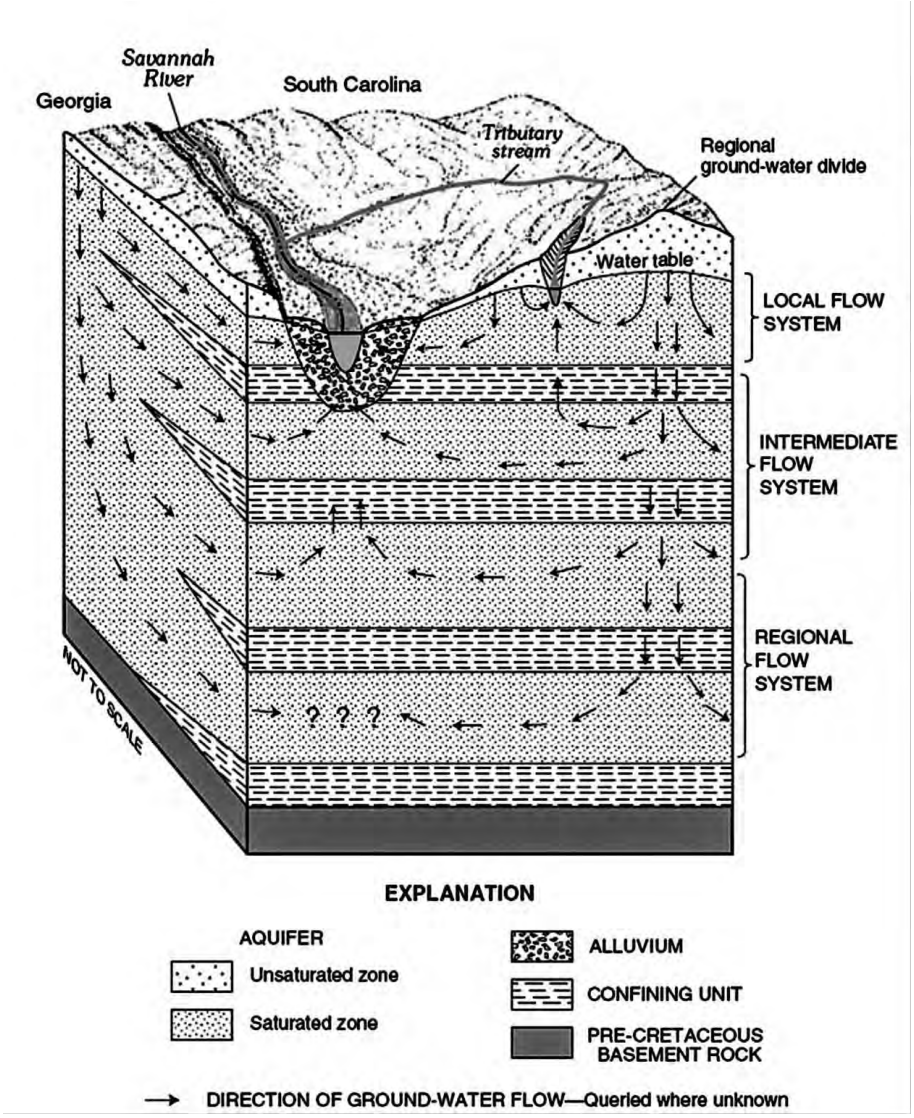
Azimuth—Specifies horizontal angle that north end of model has been rotated from north

Inclination—Specifies vertical angle that the model has been rotated from horizontal

- County line
- Nevada Test Site boundary

شکل ۲-۱۱ نمودار حجمی که واحدهای هیدروژئولوژی را برای مدل کوه‌های یوکا، نوادا، ایالات متحده آمریکا[1] نشان می‌دهد (۲۲).

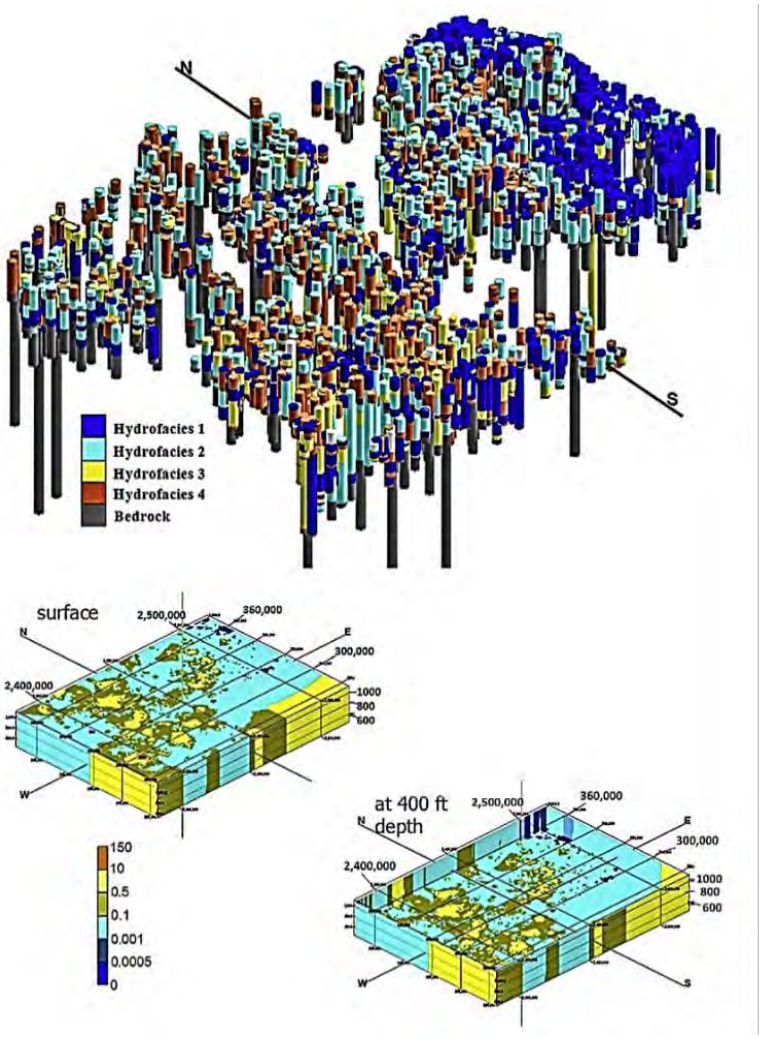
1 Yucca Mountain, NV, USA



شکل ۲-۱۲ جریان آب‌های زیرزمینی در مجاورت پایگاه رودخانه ساوانا، جورجیا[1]، و کارولینای جنوبی، ایالات متحده آمریکا[2] (۱۶)

1 Savannah River Site, Georgia, USA
2 South Carolina, USA

معمولاً اطلاعاتی که در مورد محیط رسوبی و تاریخچه زمین‌شناسی و همچنین تعمیم مقادیر و پیوستگی فضای خالی در هر واحد آب- چینه‌ای/رخسارهای آبی در مدل مفهومی وارد شده‌اند، برای تعیین پارامترها مورد استفاده قرار می‌گیرد (کادر ۲-۲). مقادیر اختصاص داده شده به پارامترها در مدل مفهومی به‌عنوان تخمین اولیه پارامترها در ابتدای واسنجی مدل استفاده می‌شود (شکل ۹-۱). همه مدل‌های جریان آب زیرزمینی به اطلاعاتی در مورد هدایت هیدرولیکی نیاز دارند. برای شبیه‌سازی‌های وابسته به زمان (غیرماندگار) (فصل ۷) واحد آب- چینه‌ای/ رخسارهای آبی، مقادیر پارامترهای ضریب ذخیره (بخش ۵-۴) برای هر واحد مورد نیاز است. شبیه‌سازی‌های ردیابی ذرات نیازمند اطلاعاتی درباره تخلخل مؤثر است (کادر ۸-۱).



شکل ۱۳-۲ عکس‌های ایجاد شده با نرم‌افزار GIS software Rockworks_ v. 2006 در یک منطقه ۲۵/۷ مایل در ۱۹ مایل در شمال‌شرقی ویسکانسین، ایالت متحده آمریکا[1]: الف- لوگ‌های چاه نشان داده شده به‌صورت سیلندرهایی در فضای سه بعدی؛ ب- مدل‌های خاک ۶۹۰ فوت از مقطع در سطح و در عمق ۴۰۰ فوت. مقادیر هدایت هیدرولیکی نشان داده شده در راهنمای نقشه بر حسب ft/day است (۲۱).

1 Wisconsin, USA

۲-۳-۳ جهت جریان، منابع تغذیه و تخلیه

جریان آب زیرزمینی در دامنه مسأله مدل مفهومی با استفاده از خطوط شماتیک جریان آب زیرزمینی یا فلش‌های روی نقشه‌های پتانسیومتری یا مقاطع عرضی هیدروژئولوژیکی نمایش داده می‌شود (شکل‌های ۱-۲، ۶-۲، ۹-۲-ب، ۲-۱۲، ۲-۱۴-ب و ج، ۲-۱۵). جهت‌های عمومی جریان از نقشه‌های تراز سطح آب و پتانسیومتری سطح تعیین می‌شود (شکل ۲-۵). در صورت عدم دسترسی به این داده‌ها می‌توان با استفاده از اطلاعات سطح آب، مرزها و مکان‌های تغذیه و تخلیه مناطق، جهت‌های عمومی جریان را تعیین کرد. در صورتی که بیش از یک آبخوان در منطقه مورد مطالعه وجود داشته باشد، برای هر آبخوان جهت جریان نمایش داده می‌شود (شکل ۲-۹-ب). اگر داده‌های ارتفاع بار هیدرولیکی اندازه‌گیری شده در چاه‌های آشیانه‌ای موجود باشد، اطلاعاتی درباره جهت جریان‌های قائم فراهم کرده و به تعیین عمق سیستم جریان کمک می‌کند. از آنجا که مسیرهای جریان در مقاطع تحت تأثیر غیریکنواختی و بزرگنمایی عمودی، تصویر درستی نشان نمی‌دهد (کادر ۵-۲)، بهتر است که حداقل از یک مقطع عرضی بدون بزرگنمایی عمودی استفاده شود (شکل ۴-۱-۱-ب در کادر ۴-۱). مقطع عرضی بدون بزرگنمایی عمودی برای نمایش مقیاس نسبی واقعی سیستم آب زیرزمینی که عمق آن بسیار کمتر از طول آن باشد، استفاده می‌شود (کادر ۴-۱).

هیدروگراف نوسانات سطح ایستابی چاه‌های مشاهده‌ای، به‌ویژه چاه‌های پایش بلندمدت (۲۳ و ۷۴) باید گردآوری، تجزیه و تحلیل و در پایگاه داده‌های مدل مفهومی ذخیره شوند.

این اطلاعات برای تعیین اینکه چه مدلی از نظر ماندگار یا غیرماندگار بودن برای رسیدن به هدف مورد نیاز است، مفید خواهد بود (بخش ۷-۲). نمونه‌هایی از هیدروگراف‌های چاه‌هایی که به‌طور کامل در آبخوان حفر شده‌اند برای طیف وسیعی از آبخوان‌های ایالات متحده در وب سایت USGS قابل مشاهده است[۱] (http://groundwaterwatch.usgs.gov/) .

منابع مهم تغذیه و تخلیه آب در میدان حل مسأله باید تعیین و توصیف شوند. اضافه شدن آب معمولاً با نفوذ آب باران در سطح زمین انجام می‌شود که با عبور از سطح ایستابی و ورود به آب‌های زیرزمینی سبب تغذیه آن می‌شود (شکل ۲-۹-ب؛ کادر ۵-۴). در بعضی از ساختارهای هیدروژئولوژیکی، سیستم آب زیرزمینی توسط رواناب ناشی از کوه‌ها و دامنه کوه‌ها (شکل ۲-۱۵)، نشت از گودال‌ها (شکل ۲-۱۴-الف)

---

۱ این اطلاعات در گزارشات مطالعات پایه و بیلان آبخوان‌های کشور موجود هستند که از طریق شرکت‌های آب منطقه‌ای استان‌ها در دسترس قرار می‌گیرد.

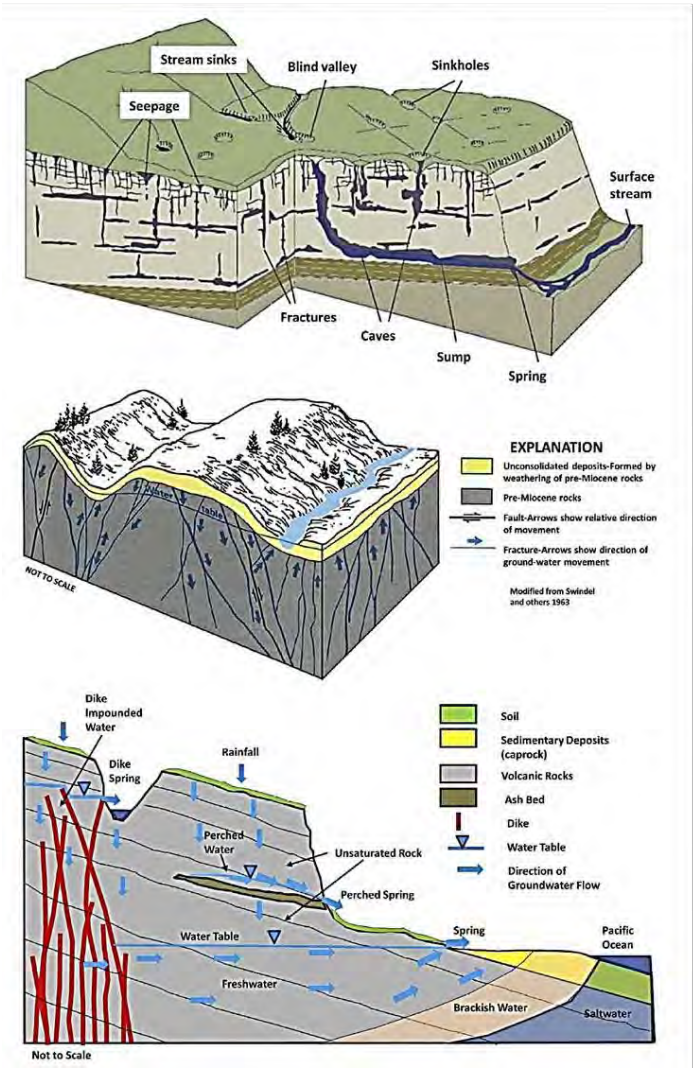
و پهنه‌های آب سطحی شامل دریاچه‌ها و رودخانه‌ها (شکل ۲-۱۴-ج) و همچنین مخازن سدها، کانال‌ها و حوضچه‌های ذخیره آب (شکل ۲-۱۵) تغذیه می‌شود. همچنین مصرف مجدد آب و فعالیت‌هایی نظیر چاه‌های تزریقی و گالری‌های تغذیه مصنوعی نیز باعث تغذیه آبخوان می‌شود. منابع تخلیه آب که آب زیرزمینی را از سیستم خارج می‌کند عبارتند از؛ تخلیه به تالاب‌ها، پهنه‌های آب سطحی و اقیانوس‌ها (شکل‌های ۲-۱، ۲-۶-الف و ب، ۲-۹-ب و ۲-۱۲)، تخلیه‌ی خطی به زهکش‌ها و تونل‌ها و تخلیه نقطه‌ای از طریق چاه‌های پمپاژ و چشمه‌ها (شکل ۲-۱۴-ج). هنگامی‌که سطح آب به سطح زمین نزدیک است، آب ممکن است توسط تبخیر و تعرق نیز تخلیه شود، که شامل تبخیر مستقیم از ناحیه اشباع و تعرق با جذب آب توسط ریشه گیاهان است (شکل ۲-۱۵). منابع تغذیه و تخلیه آب خارج از میدان حل مسأله (مرزهای پیرامون) نیز باید توصیف شود. به‌عنوان مثال، بعضی از جریان‌های آب زیرزمینی ممکن است از طریق شکستگی‌های موجود در سنگ بستر تشکیل دهنده مرز پایینی (و/یا جانبی) مدل، وارد میدان حل مسأله شده یا از آن خارج شوند. همچنین ممکن است آب‌های زیرزمینی از طریق لایه‌های زیرین در امتداد مرزهای مدل وارد یا خارج شوند (شکل ۲-۱۵).

نمایش تبادل آب بین آب‌های سطحی و زیرزمینی اغلب گام مهمی در طراحی مدل عددی است. خوشبختانه، کدهای مدل‌سازی آب‌های زیرزمینی گزینه‌هایی برای شبیه‌سازی اثر متقابل آب‌های زیرزمینی- آب‌های سطحی دارند (بخش‌های ۴-۳، ۶-۴، ۶-۵، ۶-۶ و ۶-۷). در اقلیم مرطوب، خصوصیات آب‌های سطحی اغلب به سیستم‌های آب زیرزمینی نزدیک سطح زمین مرتبط است، از اینرو مناطق تغذیه (شکل‌های ۲-۱، ۲-۶-الف و ب، ۲-۹-ب و ۲-۱۲) و تخلیه (شکل ۲-۱۴-ج) مناطق مهمی به حساب می‌آیند. اما در اقلیم‌های خشک، ویژگی‌های آب‌های سطحی از نظر هیدرولیکی تأثیری کم و یا هیچ تأثیری بر سیستم آب زیرزمینی ندارند و با استفاده از منطقه غیراشباع از هم جدا شده‌اند. در این مواقع، میزان ارتباط بین آب‌های سطحی و آب‌های زیرزمینی با توجه به خصوصیات هیدرولیکی منطقه غیراشباع و آب سطحی تعیین می‌شود. سیستم‌های آب زیرزمینی عمیق، هنگامی که آکی‌تاردها جریان را به جهت افقی منحرف می‌کنند، ممکن است هیچ ارتباط مستقیمی با آب‌های سطحی نداشته باشند (شکل ۲-۶-ب). با این حال، آب از سیستم آب زیرزمینی ناحیه‌ای عمیق‌تر ممکن است در مناطق تغذیه نزدیک سطح زمین تغذیه شود (شکل ۲-۶-ب) و/یا ممکن است آب از طریق سیستم‌های آب زیرزمینی بالایی در مناطق تخلیه آب سطحی تخلیه شود (شکل ۲-۶-الف). بنابراین، ممکن است سیستم‌های جریان عمیق‌تر، یا حداقل سهم آن سیستم‌ها، در مدل جریان آب زیرزمینی نزدیک-سطح لازم باشد.

(الف)

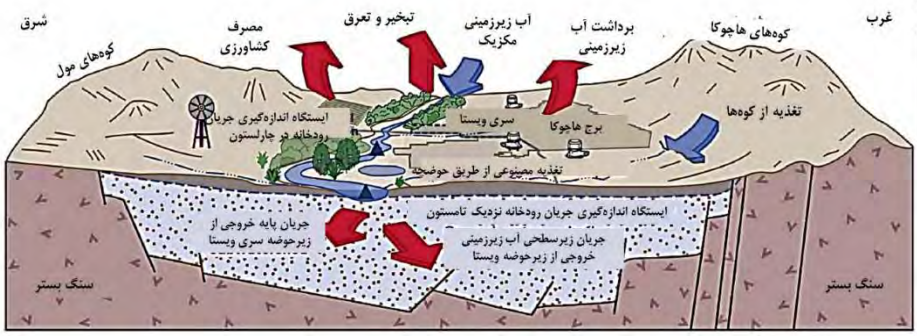
(ب)

(ج)



شکل ۲-۱۴ مدل‌های مفهومی ساختارهای شکستگی‌ها و مجراهای قابل‌حل. الف- سنگ‌های کربناته در زمین کارستی که شکستگی‌ها، مجراها، و گودال‌ها در آن نشان داده شده (۶۶)؛ ب- شکستگی‌ها و گسل‌ها در سنگ‌های آذرین و دگرگونی (۸۲)؛ ج- جریان‌های گدازه‌های آتشفشانی و دایک‌ها در هاوایی، ایالات متحده آمریکا[1]. دایک‌ها با نفوذپذیری کم برای جریان آب‌های زیرزمینی مانند موانع عمل می‌کنند (۵۶).

1 Hawaii, USA



شکل ۲-۱۵ جهت‌های جریان آب زیرزمینی و اجزای بیلان آب در منطقه‌ای خشک (جنوب آریزونا، ایلات متحده آمریکا[1]) (۳۲)

در هنگام تهیه مدل مفهومی، اطلاعاتی درباره نرخ تغذیه، پمپاژ، تبخیر و تعرق، جریان پایه، جریان چشمه، و همچنین جریان‌های زیرین و سایر جریان‌های مرزی دیگر جمع‌آوری یا با داده‌های تغییرات مکانی و زمانی تغذیه/تخلیه تخمین زده می‌شود. این اطلاعات برای توسعه ورودی مدل شامل اهداف واسنجی (بخش ۹-۳) نیز استفاده می‌شود.

۴-۳-۲ اجزای بیلان آب‌های زیرزمینی

برای ایجاد درک اولیه جریان‌های ورودی و خروجی مدل، تخمین‌های مبتنی بر داده‌های میدانی اجزای بیلان آب‌های زیرزمینی باید بخشی از هر مدل مفهومی باشد. در واسنجی مدل عددی، بیلان آب‌های زیرزمینی بر مبنای داده‌های میدانی را می‌توان با بیلان آب‌های زیرزمینی محاسبه شده توسط مدل عددی مقایسه کرد. بیلان آب‌های زیرزمینی برای مساحت یا حجم ارائه شده توسط مدل مفهومی و برای یک دوره زمانی مشخص، مانند، روز، ماه، سال، یا حتی دهه (جدول ۲-۲)، یا برای شرایط متوسط فصلی یا سالانه (تعادل) توسعه یافته است (شکل ۲-۱۶).

ساده‌ترین شکل معادله بیلان آب در زیر آورده شده است:

$$\text{ورودی} = \text{خروجی} + / - \text{تغییرات ذخیره} \qquad (۲-۱)$$

1 Southern Arizona, USA

ممکن است علاوه بر بیلان آب زیرزمینی (جدول سمت راست در شکل ۲-۱۶)، بیلان جامع آب برای کل سیستم هیدرولوژیکی (جدول سمت چپ در شکل ۲-۱۶) تهیه شود. بیلان هیدرولوژیکی علاوه بر جریان آب‌های زیرزمینی شامل بارش، تبخیر، تبخیر و تعرق و جریان آب‌های سطحی است. برای بیلان آب‌های زیرزمینی، جریان ورودی عبارتند از: تغذیه از بارش یا سایر منابع تغذیه (مانند خط تغذیه کوه)، نفوذ از آب‌های سطحی، جریان به سمت سیستم آب‌های زیرزمینی از سنگ بستر و یا واحدهای هیدروژئولوژیکی خارج از مرزهای مدل، تغذیه ناشی از آبیاری، تزریق آب از طریق چاه‌ها و هر آب دیگری که وارد سیستم می‌شود.

خروجی‌ها عبارتند از: تخلیه آب زیر زمینی به آب سطحی، تبخیر و تعرق، پمپاژ، جریان چشمه‌ها، تخلیه از طریق نفوذ در امتداد دامنه کوه‌ها و هرگونه تلفات دیگر آب از سیستم. هنگامی‌که جریان ورودی با جریان خروجی در تعادل نباشد، تغییر در ذخیره اتفاق می‌افتد که باعث کاهش یا افزایش ذخیره آب زیرزمینی و تغییر در ارتفاع بار هیدرولیکی آب‌های زیرزمینی می‌شود.

تهیه بیلان آب‌های زیرزمینی برای مدل مفهومی به مدل‌ساز کمک می‌کند تا همه مولفه‌ها و فرایندهای مهم در سیستم آب زیرزمینی را در نظر بگیرد و اثر متقابل آن‌ها را بر یکدیگر ارزیابی کند. اما برآورد دقیق مؤلفه‌های بیلان آب‌زیرزمینی دشوار و سرشار از عدم قطعیت است، به‌ویژه اگر منبع اولیه‌ی اطلاعات شامل مقادیر گرفته شده از مقالات محققان گذشته و قضاوت‌های حرفه‌ای باشد. به همین دلیل، مدل‌های مفهومی اغلب بر اساس حد بالا و پائینی از مقادیر مولفه‌های بیلان آب بوده (جدول ۲-۲) یا ممکن است به همراه برآورد خطای هر یک از مؤلفه‌های بیلان باشد (جدول ۲-۳). تخمین جریان‌های مورد استفاده در بیلان آب‌های زیرزمینی، مانند مواردی که در جدول ۲-۳ نشان داده شد، ممکن است به‌عنوان جریان هدف در طول واسنجی مدل نیز مورد استفاده قرار گیرند (بخش ۹-۳). در متون استاندارد هیدروژئولوژی، راهنماهای میدانی هیدروژئولوژی (۵۳، ۸۰ و ۶۷) و مقالات، در مورد روش‌های کمی‌سازی مولفه‌های بیلان آب زیرزمینی بحث شده است. اگر بیلان آب زیرزمینی متعادل نباشد، باقیمانده به‌عنوان بخشی از بیلان ارائه می‌شود (جدول ۲-۲) و منابعی از عدم قطعیت در بیلان آب ممکن است به‌عنوان بخشی از باقیمانده فهرست شود (جدول ۲-۲).

جدول ۲-۲ بیلان آب زیرزمینی منطقه سن برناردینو، کالیفرنیا، ایالات متحده آمریکا[1]، ۱۹۴۵-۱۹۹۸، دلایل ممکن برای عدم تعادل بیلان و وجود باقیمانده ارائه شده است، مقادیر برحسب آکر-فوت بر سال است (۱۹)

مؤلفه	حداقل	میانگین	حداکثر	توضیحات
تغذیه				
بارش مستقیم	۰	۱۰۰۰	۱۲۰۰۰	
رواناب اندازه‌گیری شده	۲۷۰۰۰	۱۱۶۰۰۰	۴۲۳۰۰۰	
رواناب اندازه‌گیری نشده	۴۰۰۰	۱۶۰۰۰	۶۸۰۰۰	
رواناب موضعی	۲۰۰۰	۵۰۰۰	۱۲۰۰۰	
آب ورودی	۰	۳۰۰۰	۳۰۰۰۰	
جریان زیرسطحی	۴۰۰۰	۵۰۰۰	۷۰۰۰	
آب برگشتی ناشی از پمپاژ	۲۰۰۰۰	۲۸۰۰۰	۳۷۰۰۰	
مجموع	۵۷۰۰۰	۱۷۴۰۰۰	۵۸۹۰۰۰	
تخلیه				
پمپاژ	۱۲۳۰۰۰	۱۷۵۰۰۰	۲۱۵۰۰۰	
جریان زیرسطحی	۴۰۰۰	۱۳۰۰۰	۲۵۰۰۰	
تبخیر و تعرق	۱۰۰۰	۷۰۰۰	۲۶۰۰۰	
بالاآمدگی سطح آب زیرزمینی	۰	۵۰۰۰	۴۲۰۰۰	
مجموع	۱۲۸۰۰۰	۲۰۰۰۰۰	۳۰۸۰۰۰	
تغییرات ذخیره	-۱۴۳۰۰۰	-۴۰۰۰	۲۸۹۰۰۰	
باقیمانده	-	-۲۲۰۰۰	-	
منابع آب برای جبران باقیمانده				
تغذیه از رواناب اندازه گیری شده	۰	۴۰۰۰	۵۵۰۰	به دلیل فرضیات بسیار، مقادیر شبیه‌سازی شده ۵۵۰۰ آکر-فوت بر سال بزرگتر از تخمین اولیه است.

1 San Bernardino area, California, USA

ادامه جدول ۲-۲ بیلان آب زیرزمینی منطقه سن برناردینو، کالیفرنیا، ایالات متحده آمریکا[1]، ۱۹۴۵-۱۹۹۸، دلایل ممکن برای عدم تعادل بیلان و وجود باقیمانده ارائه شده است، مقادیر برحسب آکر-فوت بر سال است (۱۹)

مؤلفه	حداقل	میانگین	حداکثر	توضیحات
تغذیه از رواناب اندازه گیری نشده	۰	۵۰۰	۵۰۰	تخمین اولیه دارای عدم‌قطعیت بالایی است.
تغذیه ناشی از رواناب موضعی	۰	۵۰۰	۵۰۰	خطای گرد کردن تخمین اصلی ۵۰۰ آکر-فوت بر سال است.
نشت از کف آبخوان	۰	۶۰۰۰	۱۵۰۰۰	بعضی از جریان‌های زیرسطحی احتمالا از سنگ بستر است و با استفاده از مدل انتقال حرارت ۱۵۰۰۰ آکر-فوت تخمین زده شده است.
تغییرات ذخیره، بخش آزاد از آبخوان دره‌ای	۰	۳۰۰۰	۷۵۰۰	مدل جریان آب زیرزمینی پیشنهاد می‌دهد تغییرات بیشتری در مقدار ذخیره رخ داده است.
تغییرات ذخیره، بخش غیرمحصور از آبخوان دره‌ای	۰	۱۰۰	۵۰۰	تخمین اولیه تغییرات ذخیره برای آبخوان تحت فشار محاسبه نشده است
آب خروجی در طی فرونشست زمین	۰	۵۰۰	۱۰۰۰	بخشی از خروج غیرالاستیک آب از بخش ذخیره رخ داده است، که مقدارش نامعلوم است.
کاهش تبخیر	۰	۱۰۰۰	۲۰۰۰	ممکن اسن مدل بیش از حد برآورد کرده باشد.
کاهش جریان زیرسطحی خروجی از آبخوان	۰	۶۴۰۰	۶۴۰۰	مقدار شبیه‌سازی شده برای جریان زیرسطحی نزدیک مانع J ۶۴۰۰ آکر-فوت بر سال کمتر از مقدار تخمین اولیه است.
مجموع	-	۲۲۰۰۰	-	

(- ، کاهش ذخیره آب زیرزمینی را نشان می‌دهد؛ عبارت "-" به معنای قابل اجرا نیست؛ مقادیر میانگین از داده‌های اندازه گیری‌شده و تخمینی به‌دست آمده است؛ مقادیر جبران باقیمانده حدسی هستند)

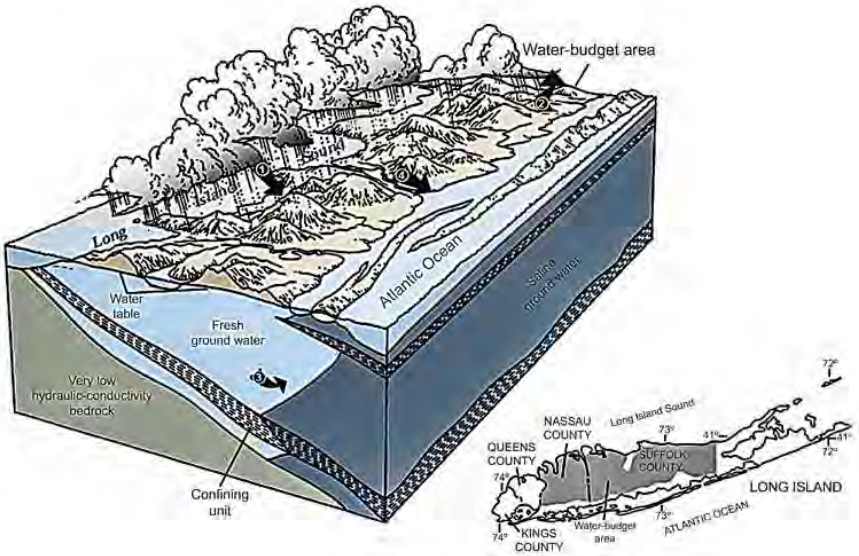
1 San Bernardino area, California, USA

OVERALL PREDEVELOPMENT WATER-BUDGET ANALYSIS

INFLOW TO LONG ISLAND HYDROLOGIC SYSTEM	CUBIC FEET PER SECOND
1. Precipitation	2,475
OUTFLOW FROM LONG ISLAND HYDROLOGIC SYSTEM	
2. Evapotranspiration of precipitation	1,175
3. Ground-water discharge to sea	725
4. Streamflow discharge to sea	525
5. Evapotranspiration of ground water	25
6. Spring flow	25
Total outflow	2,475

GROUND-WATER PREDEVELOPMENT WATER-BUDGET ANALYSIS

INFLOW TO LONG ISLAND GROUND-WATER SYSTEM	CUBIC FEET PER SECOND
7. Ground-water recharge	1,275
OUTFLOW FROM LONG ISLAND GROUND-WATER SYSTEM	
8. Ground-water discharge to streams	500
9. Ground-water discharge to sea	725
10. Evapotranspiration of ground water	25
11. Spring flow	25
Total outflow	1,275



شکل ۲-۱۶ نقشه سه بعدی جزیره لانگ، نیویورک، ایالات متحده آمریکا و بیلان هیدرولوژیکی (جدول سمت چپ) و بیلان آب زیرزمینی (جدول سمت راست) تحت شرایط توسعه مجدد ارائه شده است. در هر دو بیلان آب، شرایط تعادل با ذخیره ثابت فرض شده است (۳).

۲-۳-۵ اطلاعات کمکی

اگر چه مدل مفهومی بر اساس داده‌های زمین‌شناسی و هیدرولوژیکی اولیه تهیه شده است، انواع دیگر داده‌ها شامل شیمی آب، ژئوفیزیک، خاک، پوشش گیاهی و زیستگاه‌های زیست‌محیطی نیز ممکن است در تهیه مدل مفهومی استفاده شود.

تجزیه و تحلیل‌های شیمیایی نمونه‌های آب معمولاً شامل غلظت کاتیون‌های اصلی (کلسیم، منیزیم، سدیم و پتاسیم)۱ و آنیون‌ها (کلر، سولفات و بی‌کربنات)۲، هدایت ویژه، کل مواد جامد محلول، اکسیژن محلول، دما و pH است. با توجه به هدف مطالعه، تجزیه و تحلیل‌ها ممکن است شامل ردیابی فلزات، ایزوتوپ‌های پایدار و پرتوزا و ترکیبات آلی نیز باشند.

جدول ۲-۳ نمونه‌ای از خطای تخمین زده شده (اعداد دوم هر ستون) مقادیر اندازه گیری (اعداد اول هر ستون) مولفه‌های بیلان آب زیرزمینی. جریان ورودی آب زیرزمینی به سه محل در تالاب ویسکانسین با استفاده از چهار روش مختلف تخمین زده شده است. K_V هدایت هیدرولیکی عمودی و K_h هدایت هیدرولیکی افقی است (۳۶)

Site	Darcy's law Calculations ($K_v = K_h$), cm/d		Isotope Mass Balance, cm/d		Temperature Profile Modeling, cm/d		Water Balance Modeling, cm/d	
F2*	-0.02	±0.4	-0.6	±0.1	-1.0	±0.4	-1.1	±1.0
W1†	-0.2	±4	-0.1	±0.1	-0.7	±0.5	-0.4	±0.4
W2†	-0.3	±6	-1.0	±0.2	-0.8	±0.3	+1.3‡	±2.8

Negative numbers denote groundwater inflow.
*Constructed wetland.
†Natural wetland.
‡Site head data are sparse in this area; the head configuration and estimated flux are likely incorrect.

داده‌های شیمی آب در تعیین ترکیبات ژئوشیمی مشابه آب‌های زیرزمینی و آب ورودی به آبخوان از سیستم جریان متفاوت مورد استفاده قرار می‌گیرد. گاهی اوقات روندها در شیمی آب در تعیین جهت جریان آب زیرزمینی مفید است. رخسارهای هیدروشیمی برای تعیین درجه تفکیک بین سیستم‌های جریان مفید است.

ردیاب‌های مصنوعی و زیست‌محیطی برای تعیین اطلاعاتی در مورد مسیرهای جریان استفاده می‌شوند. به‌عنوان مثال، شیرین‌کننده‌های مصنوعی در ردیابی و تعیین منبع آب زیرزمینی و مسیر جریان کاربرد دارند (۶۵). داده‌های ایزوتوپی اطلاعاتی درباره‌ی منابع، سن و جهت‌های جریان آب زیرزمینی و تعامل آن با آب سطحی ارائه می‌دهد (۳۹) و همچنین این داده‌ها در اهداف واسنجی نیز قابل استفاده هستند (۳۵). تجزیه و تحلیل‌های ایزوتوپی با استفاده از تریتیوم، ایزوتوپ پایدار اکسیژن و هیدروژن، استرانسیم و ترکیبات آلی مصنوعی مانند کلروفلوئوروکربن‌ها در شناسایی منابع و مقدار تغذیه و برآورد سرعت جریان (۱۸، ۷۲ و ۳۴) و سن آب‌های زیرزمینی کاربرد دارد (۵۰). اما در تعیین سن نمونه‌های آب زیرزمینی

1 Ca+2,Mg+2,Na+,K+
2 HCO_3^-,SO_4^{-2},Cl^-

استخراج شده از چاه‌ها و پیزومترها که معمولاً شامل مخلوطی از آب در سنین مختلف هستند باید مشخص شود که، تاریخ سن به‌دست‌آمده آشکار و یا موثر است (۱۰، ۱۱ و ۲۹). در آبخوان‌های ناهمگن، آب با سن‌های متفاوت با یکدیگر مخلوط می‌شود (۸۱)، که این پدیده، سادگی تخمین سن آب زیرزمینی را پیچیده می‌کند (۵۰). اختلاط آب سطحی و زیرزمینی، در سیستم‌های آب زیرزمینی با مسیرهای جریان همگرای پیچیده که در مجاورت پهنه‌های آب سطحی قرار می‌گیرد، دارای اهمیت است (۵۹). در بخش ۸-۵ این کتاب در این مورد بحث شده است.

داده‌های به‌دست‌آمده از سطح زمین و نتایج ژئوفیزیک چاه‌ها در تخمین سطح ایستابی و سنگ کف و تعیین ناهمگنی‌ها، ساختارهای زمین‌شناسی و صفحات بستری کاربرد دارد (۴۵ و ۴۶). متخصصان ژئوفیزیک، موقعیت حدفاصل بین آب شور و آب شیرین را نیز تعیین می‌کنند (۸)، که ممکن است به‌عنوان مرز در مدل مفهومی جریان آب زیرزمینی استفاده شود (شکل‌های ۲-۳ و ۲-۱۴-ج). در مناطق تخلیه آب زیرزمینی به رودخانه‌ها و دریاچه‌ها، انواع خاصی از پوشش گیاهی و زیستگاه‌های اکولوژیکی مشاهده می‌شوند (۷۸، ۶۱، ۶۴ و ۴۴)، همچنین خاک‌هایی را که دارای نشانه‌هایی از غرقابی بودن هستند، اغلب بالا بودن سطح ایستابی را در دوره‌های گذشته نشان می‌دهد.

۲-۴ عدم قطعیت در مدل مفهومی

همه مدل‌های مفهومی، به‌دلیل عدم توانایی ما برای نمایش پیچیدگی کامل سیستم‌های هیدرولوژیکی، دارای عدم قطعیت و تا حدی توصیفی هستند. علاوه بر این، داده‌های میدانی مدل مفهومی همیشه کامل نیست و تنها توصیفی از شرایط هیدروژئولوژیکی صحیح را فراهم می‌کند.

دو روش برای بررسی عدم قطعیت مدل مفهومی استفاده می‌شود:

۱- با اطلاعات جدید در دسترس، مدل مفهومی به روز و اصلاح می‌شود. اطلاعات جدید شامل داده‌های میدانی جدید و همچنین اطلاعات به‌دست‌آمده از واسنجی مدل و تجزیه و تحلیل عدم قطعیت است (به شکل ۱-۱ و مراجع ۴۲ و ۵۵ مراجعه کنید). در این روش، مدل مفهومی "« فرضیه‌ای تحول‌گرا»" (۵۴) است.

۲- برای مدل مفهومی، نسخه‌های جایگزین نیز توسعه داده شود. وولو[1] (۱۹۹۳) این رویکرد را به روش چامبرلین[2] (۱۸۹۷) که به فرضیه‌های چندکاره معروف است، مربوط کرد. در این رویکرد، زمین‌شناس

1 Wuolo
2 Chamberlin

چند فرضیه ممکن را بررسی می‌کند تا بتواند پدیده‌ی مورد مطالعه را محاسبه کند، اما برای درک بهتر سیستم، ممکن است بعضی از فرضیات حذف شود و فرضیات جدیدی پیشنهاد داده شود. در مدل‌سازی آب‌های زیرزمینی، مدل‌های مفهومی پیشنهادی در واسنجی، آزمون می‌شوند (فصل ۹) و تجزیه و تحلیل‌های عدم قطعیت پیش‌بینی انجام می‌شود (فصل ۱۰). به‌عنوان مثال، یه[1] و همکاران (۲۰۱۰)، پنج مدل مفهومی متفاوت از واحدهای آب-چینه‌ای و پنج مدل مفهومی متفاوت از نرخ و الگوهای تغذیه را مورد بررسی قرار دادند که مجموعا منجر به ۲۵ مدل مفهومی مختلف برای منطقه خشک نوادا[2]در ایالات متحده شد.

در عمل، بودجه پروژه و هدف مدل‌سازی تعیین می‌کنند که چه تلاشی برای شناسایی مدل‌های مفهومی مختلف انجام شود. یک مدل مفهومی موفق در طول فرایند مدل‌سازی به روزرسانی و اصلاح می‌شود و اگر نتایج واسنجی مدل عددی رضایت‌بخش باشد، مدل مفهومی نهایی می‌شود. در بررسی نتایج و پیش‌بینی‌ها، از تجزیه و تحلیل‌های عدم قطعیت استفاده می‌شود. اگر مدل عددی در این شرایط موفق نباشد، می‌توان یک یا چند مدل مفهومی جایگزین دیگر را مورد بررسی قرار داد.

۲-۵ خطاهای رایج مدل‌سازی

- مدل‌ساز بدون تعریف هدف خاصی یا بر اساس سوالات مشخصی، مدلی را برای یادگیری چیزی درباره سیستم تهیه می‌کند. اگرچه مدل‌سازی بدون هدفی که به خوبی تعریف شده باشد، ممکن است در مراحل اولیه تمرین مدل‌سازی تفسیری و عمومی مفید باشد، اما اگر یک مدل عمومی نیز دارای یک هدف خوب باشد، می‌تواند مفید واقع شود. این هدف، مدل‌ساز را در انتخاب فرایندها، پارامترها، و سطحی از جزئیات که شامل مدل‌های مفهومی و عددی می‌شود، کمک می‌کند.
- مدل‌ساز شیفته یک مدل مفهومی می شود. به ندرت اتفاق می‌افتد که داده‌های میدانی، فقط یک مدل مفهومی واحد را پیشنهاد دهد، به خصوص زمانی‌که منابع مالی پروژه کاهش می‌یابد و امکان جمع آوری بیشتر داده‌های میدانی وجود ندارد، در این مواقع، اثبات یک مدل مفهومی خاص سخت‌تر می‌شود. اغلب برای راحتی کار، یک مدل مفهومی واحد انتخاب می‌شود و مدل-ساز ممکن است تمایلی به کنارگذاشتن مدل مطلوب نداشته باشد، به‌خصوص هنگامی که

1 Ye
2 Nevada

سرمایه‌گذاری قابل‌توجهی از منابع صرف مدل شده باشد. اما در هنگام واسنجی مدل، حضور غیرمتجانس و مقادیر بهینه پارامتر واسنجی‌شده که در محدوده قابل قبول هیدروژئولوژیکی است، ممکن است باعث شود که به اصلاح مدل مفهومی یا انتخاب مدل مفهومی جایگزین و تکرار فرایند مدل‌سازی نیاز باشد.

- مدل‌ساز؛ یک مدل مفهومی از "«دنیای واقعی»" با جزئیات بیش از حد تهیه می‌کند که پیچیدگی‌های آن، تناسبی با هدف مدل‌سازی، بودجه مالی و زمان در دسترس ندارد. در برخی از برنامه‌های علمی، هدف تنها تهیه یک مدل مفهومی است. در این موارد مدل مفهومی مناسب شامل همه فرایندها و پارامترهای امکان‌پذیر است که خروجی را تحت تأثیر قرار می‌دهد. اما در مدل‌سازی آب‌های زیرزمینی، هدف از تهیه مدل مفهومی، تبدیل دنیای واقعی به مجموعه‌ی نماینده‌ای از فرایندها و پارامترهایی است که در کد جریان آب زیرزمینی شبیه‌سازی می‌شود و مناسب هدف مدل‌سازی است.

۲-۶ مسائل

مسائل فصل ۲ در مورد بیلان هیدرولوژیکی و بیلان آب زیرزمینی در تهیه مدل مفهومی است.

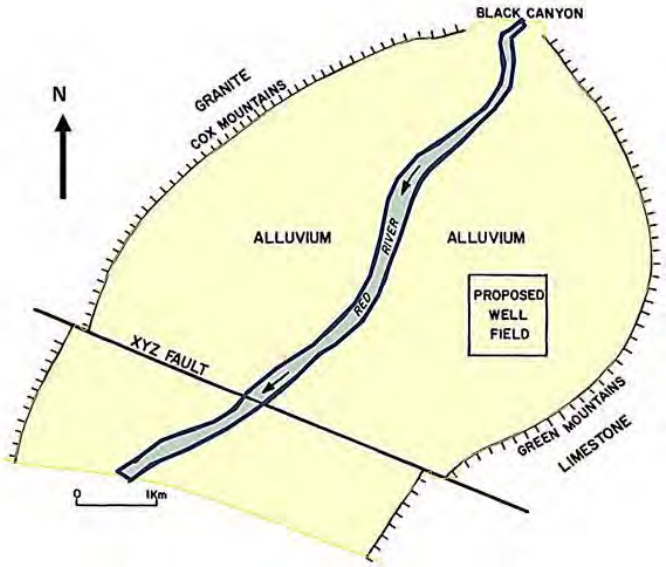
مسأله ۲-۱ به گزارشی که در مسأله ۱-۳ (فصل یک) آورده شده است، مراجعه شود.

الف- با توجه به مطالب ارائه شده در این فصل، هدف مدل‌سازی را ارائه دهید. آیا هدف در عنوان گزارش منعکس شده است؟

ب- مدل مفهومی سیستم هیدروژئولوژیکی ارائه شده در گزارش را نقد کنید. آیا گزارش شامل تمام اجزای مورد بحث در این فصل است؟ پیشنهاداتی برای توسعه مناسب‌تر مدل مفهومی ارائه دهید. آیا مدل مفهومی جایگزینی ارائه شده است؟ در غیر این صورت آن را تهیه کنید.

مسأله ۲-۲ چینه‌شناسی ارائه شده در جدول مسأله ۱-۲ را ملاحظه نمایید. با استفاده از خصوصیات آبدهی در توصیفات و همراه با اطلاعات کادر ۲-۲ و قضاوت هیدروژئولوژیکی خودتان، واحدهای آب-چینه‌ای را تعریف کنید. ستون آب-چینه‌ای (مانند شکل ۲-۷) که واحدهای آب-چینه‌ای را نشان می‌دهد را تهیه کنید.

مسأله ۲-۳ نقشه زمین‌شناسی شکل مسأله ۲-۱، دره‌ی رودخانه‌ای که با ۳۰ متر از شن و ماسه رودخانه-ای پر شده است را نشان می‌دهد. در زیر رسوبات رودخانه‌ای، ۲۰۰ متر از رسوبات مخروط افکنه‌ای قرار گرفته که بالای سنگ بستر است. اقلیم منطقه مرطوب است و جریان آب زیرزمینی از سیاه‌دره[1] وارد و به سمت جنوب غربی جریان دارد. در بیشتر مناطق، سطح ایستابی حدود ۳ متر زیر سطح زمین قرار گرفته است. در بالای آبخوان غیرمحصور شن و ماسه‌ای، منطقه‌ای برای چاه پیشنهاد شده است. مالکان مناطقی که منطقه‌ی پیشنهادی در آن واقع شده است می‌خواهند بدانند که اگر چاه‌های پیشنهادی با ظرفیت ۵۰۰ مترمکعب بر دقیقه پمپاژ شوند، چه تأثیری بر آبدهی رودخانه خواهد داشت. نرخ تغذیه سالانه ۰/۱ متر بر سال تخمین زده شده است. مشاوران محلی استفاده از گسل XYZ را برای مرز پیشنهاد دادند.



شکل مسأله ۲-۱ نقشه زمین‌شناسی دره رودخانه سرخ[2]

1 Black Canyon
2 Red River Valley

جدول مسأله ۲-۱ سنگ‌چینه‌ای و آبدهی رسوب در اورنگبرگ[1]، کارولینای جنوبی، ایالات متحده (۱۷، ۱ و ۲۸)

	Unconsolidated, clayey sand.
Cooper Group	Unconsolidated to indurated. Poorly sorted. Sandy clay, clayey sand, and limestone. 0-100 ft thick. Yields probably up to 100 gpm.
Orangeburg Group	Poorly consolidated. Fine sand in calcareous clay matrix. Glauconitic and phosphatic at base. 0-150 ft thick.
	Unconsolidated. Moderately to poorly sorted. Sand and clayey sand. 50-100 ft thick. Yields probably up to 500 gpm.
Black Mingo Group	Poorly consolidated. Carbonaceous, laminated sand and clay. 25-100 ft thick.
Peedee Formation	Unconsolidated. Moderately to poorly sorted. Interbedded sand and clay. 150-250 ft thick. Yields up to 1,500 gpm.
Black Creek Formation	Poorly consolidated to well indurated. Laminated carbonaceous silt and clay. Sandy, silty marl. Calcite-cemented beds. 50-200 ft thick.
Middendorf Formation	Unconsolidated. Moderately to poorly sorted. Sand and clayey sand. 200-300 ft thick. Yields up to 2,000 gpm.
	Unconsolidated to indurated. Poorly to very poorly sorted. Gravel, sand, clayey sand, and clay. Weakly cemented with silica. 50-300 ft thick.
Crystalline rocks of the Piedmont	Sandstone and mudstone.

الف- مدل مفهومی سیستم را با مرزهای مشخص؛ پارامترهای آب‌ت چینه‌ای و هیدروژئولوژیکی؛ جهت-های جریان و منابع تخلیه و تغذیه را برای پاسخ به سؤال مالکان توسعه دهید. دلایل انتخاب خود را ذکر کنید. از جدول‌بندی بیلان آب زیرزمینی شروع کرده و انواع اطلاعات لازم برای تکمیل بیلان را نشان دهید.

1 Orangeburg

ب- احتمالاً در مدل مفهومی توسعه داده شده، متوجه شدید که با چنین اطلاعات محدودی از آبخوان، برای تهیه مدل مفهومی نیاز دارید از دانش خود در خصوص اصول هیدروژئولوژی استفاده کنید. در این حالت، ممکن است مدل مفهومی دیگری به همان خوبی مدل اول و با مرزهای متفاوت بتوان ارائه کرد. یک مدل مفهومی جایگزین با مرزهای متفاوت تهیه کنید. دلایل انتخاب خود را ذکر کنید.

ج- اطلاعات اضافی دیگری که ممکن است در تعیین دوباره مرزها مفید باشد را نام ببرید.

مسأله ۲-۴ در مدل مفهومی مسأله ۲-۳ فرض کنید: (۱) بارش از تبخیر و تعرق بیشتر است؛ (۲) آب برداشت شده از رودخانه برای آبیاری غرقابی منطقه‌ای با مساحت ۴ کیلومترمربع استفاده می‌شود و مقداری از این آب نفوذ می‌کند در حالی که بخشی از آن توسط محصولات زراعی مصرف می‌شود و بخشی از آن نیز دوباره به‌صورت جریان سطحی برگشتی وارد رودخانه می‌شوند؛ (۳) آبی که از آبخوان توسط بهره‌برداری از منطقه چاه پمپاژ می‌شود از حوضه خارج می‌شود.

الف- اجزای بیلان هیدرولوژیکی سالانه را برای شرایط فوق به‌صورت جدول ارائه دهید. عبارات مورد استفاده را تعریف نموده و فرضیات خود را بیان کنید.

ب- اجزای بیلان آب زیرزمینی سالانه را برای آبخوان آبرفتی به‌صورت جدول ارائه دهید. عبارات را تعریف نموده و فرضیات خود را مشخص کنید.

مراجع

1. Aadland, R.K., Gellici, J.A., Thayer, P.A., 1995. Hydrogeologic Framework of West-Central South Carolina. South Carolina DNR Water Resources Division Report 5, 200 p.

2. Ajami, H., Maddock, T., Meixner, T., Hogan, J.F., Guertin, D.P., 2012. RIPGIS-NET: A GIS tool for riparian groundwater evapotranspiration in MODFLOW. Groundwater 50 (1), 154-158. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2011.00809.x.

3. Alley, W.M., Reilly, T.E., Franke, O.L., 1999. Sustainability of Ground-Water Resources. U.S. Geological Survey Circular 1186, 79 p. http://pubs.usgs.gov/circ/circ1186/.

4. Anderson, M.P., 1989. Hydrogeologic facies models to delineate large scale spatial trends in glacial and glaciofluvial sediments. Geological Society of America Bulletin 101, 501-511. http://dx.doi.org/10.1130/00167606(1989)101<0501:HFMTDL>2.3.CO;2.

5. Anderson, M.P., Hunt, R.J., Krohelski, J., Chung, K., 2002. Using high hydraulic conductivity nodes to simulate seepage lakes. Groundwater 40 (2), 117-122. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2002.tb02496.x.

6. ASTM International, 2008. Standard guide for conceptualization and characterization of groundwater systems, D5979 e 96 (2008). American Society of Testing and Materials, Book of Standards 04 (09), 8 p.

7. Back, W., Rosenshein, J.S., Seaber, P.R. (Eds.), 1988. Hydrogeology, DNAG (Decade of North American Geology) Series 2. Geological Society of America, Boulder, CO, 524 p.
8. Barlow, P.M., 2003. Ground Water in Freshwater-Saltwater Environments of the Atlantic Coast. U.S. Geological Survey Circular 1262, 113 p. http://pubs.usgs.gov/circ/2003/circ1262/.
9. Barnett, B., Townley, L.R., Post, V., Evans, R.F., Hunt, R.J., Peeters, L., Richardson, S., Werner, A.D., Knapton, A., Boronkay, A., 2012. Australian Groundwater Modelling Guidelines, Waterlines Report. National Water Commission, Canberra, 191 p. http://nwc.gov.au/__data/assets/pdf_file/0016/22840/Waterlines-82-Australian-groundwater-modelling-guidelines.pdf.
10. Bethke, C., Johnson, T., 2002. Ground water age. Groundwater 40 (4), 337e339. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2002.tb02510.x.
11. Bethke, C., Johnson, T., 2008. Groundwater age and groundwater age dating. Annual Review of Earth and Planetary Science 36, 121e152. http://dx.doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124210.
12. Buxton, H.T., Smolensky, D.A., 1999. Simulation of the Effects of Development of the Ground-Water Flow System of Long Island, New York. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 98-4069, 57 p. http://pubs.usgs.gov/wri/wri984069/.
13. Chamberlin, T.C., 1885. Requisite and Qualifying Conditions of Artesian Wells. U.S. Geological Survey Annual Report 5, pp. 131e175.
14. Chamberlin, T.C., 1897. The method of multiple working hypotheses. Journal of Geology 5, 837e848.
15. Cherry, J.A., Parker, B.L., Bradbury, K.R., Eaton, T.T., Gotkowitz, M.B., Hart, D.J., Borchardt, M.A., 2006. Contaminant Transport through Aquitards: A State-of-the-Science Review. AWWA Research Foundation, IWA Publishing, Denver, CO, 126 p.
16. Clarke, J.S., West, C.T., 1998. Simulation of Ground-Water Flow and Stream-Aquifer Relations in the Vicinity of the Savannah River Site, Georgia and South Carolina, Predevelopment through 1992. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 98-4062, 135 p. http://pubs.usgs.gov/wri/wri98-4062/.
17. Colquhoun, D.J., Woollen, I.D., Van Nieuwenhuise, D.S., Padgett, G.G., Oldham, R.W., Boylan, D.C., Bishop, J.W., Howell, P.D., 1983. Surface and Subsurface Stratigraphy, Structure and Aquifers of the South Carolina Coastal Plain. University of South Carolina, Department of Geology, 78 p.
18. Cook, P., Plummer, L.N., Solomon, D., Busenberg, E., Han, L., 2006. Effects and processes that can modify apparent CFC age. In: Groning, M., Han, L.F., Aggarwal, P. (Eds.), Use of Chlorofluorocarbons in Hydrology. A Guidebook. International Atomic Energy Agency, Austria, pp. 31e58. http://www.pub.iaea.org/MTCD/publications/pdf/Pub1238_web.pdf.
19. Danskin, W.R., McPherson, K.R., Woolfenden, L.R., 2006. Hydrology, Description of Computer Models, and Evaluation of Selected Water-Management Alternatives in the San Bernardino Area, California. U.S. Geological Survey Open-File Report 2005-1278, 178 p. http://pubs.usgs.gov/of/2005/1278/.

20. Davis, S.N., De Wiest, R.J.M., 1966. Hydrogeology. John Wiley and Sons, New York, 463 p.
21. Dunkle, K.M., 2008. Hydrostratigraphic and Groundwater Flow Model: Troy Valley Glacial Aquifer, Southeastern Wisconsin. M.S. thesis. Department of Geoscience, University of Wisconsin-Madison, 118 p.
22. Faunt, C.C., Sweetkind, D.S., Belcher, W.R., 2010. Three-dimensional hydrogeologic framework model, Chapter E. In: Belcher, W.R., Sweetkind, D.S. (Eds.), Death Valley Regional Groundwater Flow System, Nevada and CaliforniadHydrogeologic Framework and Transient Groundwater Flow Model. U.S. Geological Survey Professional Paper 1711, pp. 165e249. http://pubs.usgs.gov/pp/1711/.
23. Feinstein, D.T., Hart, D.J., Krohelski, J.T., 2004. The Value of Long-term Monitoring in the Development of Ground-Water Flow Models. U.S. Geological Survey Fact Sheet 116-03, 4 p. http://pubs.usgs.gov/fs/fs-116-03/.
24. Fetter, C.W., 2001. Applied Hydrogeology, fourth ed. Prentice Hall. 598 p.
25. Fielding, C.R., Allen, J.P., Alexander, J., Gibling, M.R., 2009. Facies model for fluvial systems in the seasonal tropics and subtropics. Geology 37 (7), 623e626. http://dx.doi.org/10.1130/G25727A.1.
26. Fitts, C.R., 2013. Groundwater Science, second ed. Academic Press, London. 672 p.
27. Freeze, R.A., Witherspoon, P.A., 1967. Theoretical analysis of regional ground-water flow: 2. Effect of water table configuration and subsurface permeability variations. Water Resources Research 3 (2), 623e634 .http://dx.doi.org/10.1029/WR003i002p00623.
28. Gellici, J.A., 2007. Hydrostratigraphy of the ORG-393 Core Hole at Orangeburg. South Carolina, State of South Carolina DNR Water Resources Division Report 42, 31 p.
29. Goode, D.J., 1996. Direct simulation of groundwater age. Water Resources Research 32 (2), 289e296. http://dx.doi.org/10.1029/95WR03401.
30. Green, J.A., Runkel, A.C., Alexander Jr., E.C., 2012. Conduit flow characteristics of the St. Lawrence aquitardifer, conduits, karst, and contamination. In: Minnesota Ground Water Association Spring Conference April 19, 2012. http://www.mgwa.org/meetings/2012_spring/2012_spring_abstracts.pdf.
31. Haitjema, H.M., 1995. Analytic Element Modeling of Groundwater Flow. Academic Press, Inc., San Diego, CA, 394 p.
32. Healy, R.W., Winter, T.C., LaBaugh, J.W., Franke, O.L., 2007. Water Budgets: Foundations for Effective Water-Resources and Environmental Management. U.S. Geological Survey Circular 1308, 90 p. http://pubs.usgs.gov/circ/2007/1308/.
33. Hinaman, K.C., Tenbus, F.J., 2000. Hydrogeology and Simulation of Ground-Water Flow at Dover Air Force Base, Delaware. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 99-4224, 72 p. http://pubs.usgs.gov/wri/wri99-4224/.
34. Hunt, R.J., Coplen, T.B., Haas, N.L., Saad, D.A., Borchardt, M.A., 2005. Investigating surface water-well interaction using stable isotope ratios of water. Journal of Hydrology 302 (1e4), 154e172. http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.07.010.

35. Hunt, R.J., Feinstein, D.T., Pint, C.D., Anderson, M.P., 2006. The importance of diverse data types to calibrate a watershed model of the Trout Lake Basin, northern Wisconsin, USA. Journal of Hydrology 321(1e4), 286e296. http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.08.005.
36. Hunt, R.J., Krabbenhoft, D.P., Anderson, M.P., 1996. Groundwater inflow measurements in wetland systems. Water Resources Research 32 (3), 495e507. http://dx.doi.org/10.1029/95WR03724.
37. Hutson, S.S., Strom, E.W., Burt, D.E., Mallory, M.J., 2000. Simulation of Projected Water Demand and Ground-Water Levels in the Coffee Sand and Eutaw-McShan Aquifers in Union County, Mississippi, 2010 through 2050. U.S. Geological Survey Water Resources Investigation Report 00-4268, 36 p. http://pubs.usgs.gov/wri/wri004268/.
38. Johnston, R.H., 1997. Hydrologic Budgets of Regional Aquifer Systems of the United States for Predevelopment and Development Conditions. U.S. Geological Survey Professional Paper 1425, 34 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/pp1425.
39. Kendall, C., McDonnell, J.J. (Eds.), 1998. Isotope Tracers in Catchment Hydrology. Elsevier Science Publishers, 839 p.
40. Kolm, K.E., 1996. Conceptualization and characterization of ground-water systems using Geographic Information Systems. Engineering Geology 42 (2e3), 111e118. http://dx.doi.org/10.1016/0013-7952(95)00072-0.
41. Konikow, L.F., 2011. Contribution of global groundwater depletion since 1900 to sea-level rise. Geophysical Research Letters 38 (17), L17401. http://dx.doi.org/10.1029/2011GL048604.
42. Kresic, N., Mikszewski, A., 2013. Hydrogeological Conceptual Site Models: Data Analysis and Visualization. CRC Press, Boca Raton, 584 p.
43. Lin, Y.-F.,Wang, J., Valocchi, A.J., 2009. PRO-GRADE:GIS toolkits for ground water recharge and discharge estimation. Groundwater 47 (1), 122–128. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2008.00503.x.
44. Lodge, D.M., Krabbenhoft, D.P., Striegl, R.G., 1989. A positive relationship between groundwater velocity and submersed macrophyte biomass in Sparkling Lake, Wisconsin. Limnology and Oceanography 34(1), 235e239. http://dx.doi.org/10.4319/lo.1989.34.1.0235.
45. Lowry, C.S., Fratta, D., Anderson, M.P., 2009. Ground penetrating radar and spring formation in a groundwater dominated peat wetland. Journal of Hydrology 373 (1e2), 68e79. http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.04.023.
46. Lunt, I.A., Bridge, J.S., 2004. Evolution and deposits of a gravelly braid bar, Sagavanirktok River, Alaska. Sedimentology 51 (3), 415e432. http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3091.2004.00628.x.
47. Martin, P.H., LeBoeuf, E.J., Dobbins, J.P., Daniel, E.B., Abkowitz, M.D., 2005. Interfacing GIS with water resource models: A state-of-the-art review. Journal of the American Water Resources Association 41 (6), 1471e1487. http://dx.doi.org/10.1111/j.1752-1688.2005.tb03813.x.
48. Masterson, J.P., Walter, D.A., Savoie, J., 1997. Use of Particle Tracking to Improve Numerical Model Calibration and to Analyze Ground-Water Flow and Contaminant

Migration, Massachusetts, Military Reservation, Western Cape Cod, Massachusetts. U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 2482, 50 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/wsp2482.
49. Maxey, G.B., 1964. Hydrostratigraphic units. Journal of Hydrology 2 (2), 124e129. http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694(64)90023-X.
50. McCallum, J.L., Cook, P.G., Simmons, C.T., 2014. Limitations of the use of environmental tracers to infer groundwater age. Groundwater. http://dx.doi.org/10.1111/gwat.12237.
51. Meyer, S.C., Lin, Y.-F., Roadcap, G.S., 2012. A hybrid framework for improving recharge and discharge estimation for a three-dimensional groundwater flow model. Groundwater 50 (3), 457e463. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2011.00844.x.
52. Minor, T.B., Russell, C.E., Mizell, S.A., 2007. Development of a GIS-based model for extrapolating mesoscale groundwater recharge estimates using integrated geospatial data sets. Hydrogeology Journal 15 (1), 183e195. http://dx.doi.org/10.1007/s10040-006-0109-1.
53. Moore, J.E., 2012. Field Hydrogeology: A Guide for Site Investigations and Report Preparation. CRC Press, Boca Raton, FL, 190 p.
54. National Research Council (NRC), 2001. Conceptual Models of Flow and Transport in the Fractured Vadose System. National Academy Press, Washington, DC, 374 p.
55. Neuman, S.P., Wierenga, P.J., 2002. A Comprehensive Strategy of Hydrogeologic Modeling and Uncertainty Analysis for Nuclear Facilities and Sites, NUREG/CF-6805, 236 p. and Appendices. http://www.nrc.gov/reading-rm/doc-collections/nuregs/contract/cr6805/.
56. Oki, D.S., Gingerich, S.B., Whitehead, R.L., 1999. Ground Water Atlas of the United States: Hawaii. U.S. Geological Survey Hydrologic Atlas, HA 730-N. http://pubs.usgs.gov/ha/ha730/ch_n/index.html.
57. Pinder, G.F., 2002. Groundwater Modeling Using Geographical Information Systems. John Wiley & Sons, Inc., New York, 233 p.
58. Pint, C.D., Hunt, R.J., Anderson, M.P., 2003. Flow path delineation and ground water age, Allequash Basin, Wisconsin. Groundwater 41 (7), 895-902. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2003.tb02432.x.
59. Pint, T., Li, S.-G., 2006. ModTech: A GIS-enabled ground water modeling program. Groundwater 44 (4), 506–508.
60. Poeter, E., Gaylord, D.R., 1990. Influence of Aquifer Heterogeneity on Contaminant Transport at the Hanford Site. Groundwater 28 (6), 900-909. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.1990.tb01726.x.
61. Pringle, C.M., Triska, F.J., 2000. Emergent biological patterns and surface-subsurface interactions at landscape scale. In: Jones, J.B., Mulholland, P.J. (Eds.), Streams and Ground Waters. Academic Press, San Diego, CA, pp. 167–193.
62. Rayne, T.W., Bradbury, K.R., Muldoon, M.A., 2001. Delineation of capture zones for municipal wells in fractured dolomite, Sturgeon Bay, Wisconsin, USA. Hydrogeology Journal 9 (5), 432-450. http://dx.doi.org/10.1007/s100400100154.

63. Reilly, T.E., Harbaugh, A.W., 2004. Guidelines for Evaluating Ground-Water Flow Models. U.S. Geological Survey Scientific Investigation Report 2004-5038, 30 p. http://pubs.usgs.gov/sir/2004/5038/.
64. Rosenberry, D.O., Striegl, R.G., Hudson, D.C., 2000. Plants as indicators of focused ground water discharge to a northern Minnesota lake. Groundwater 38 (2), 296-303. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2000.tb00340.x.
65. Roy, J.W., Van Stempvoort, D.R., Bickerton, G., 2014. Artificial sweeteners as potential tracers of municipal landfill leachate. Environmental Pollution 184, 89-93. http://dx.doi.org/10.1016/j.envpol.2013.08.021.
66. Runkel, A.C., Tipping, R.G., Alexander Jr., E.C., Green, J.A., Mossler, J.H., Alexander, S.C., 2003. Hydrogeology of the Paleozoic Bedrock in Southeastern Minnesota. Minnesota Geological Survey Report of Investigations 61, 105 p., 2 pls.
67. Sanders, L.L., 1998. A Manual of Field Hydrogeology. Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ, 381 p.
68. Scanlon, B.R., Mace, R.E., Barrett, M.E., Smith, B., 2002. Can we stimulate regional groundwater flow in a karst system using equivalent porous media models? Case study, Barton Springs Edwards aquifer, USA. Journal of Hydrology 276 (1-4), 137e158. http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00064-7.
69. Schaefer, D.H., Harrill, J.R., 1995. Simulated Effects of Proposed Ground-Water Pumping in 17 Basins of East-Central and Southern Nevada. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 95-4173, 71 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/wri954173.
70. Seaber, P.R., 1988. Hydrostratigraphic units. In: Back, W., Rosenshein, J.S., Seaber, P.R. (Eds.), Hydrogeology. The Geology of North America, DNAG (Decade of North American Geology) 0-2, Geological Society of America, Golden, CO, pp. 9-14.
71. Sheets, R.A., Dumouchelle, D.H., Feinstein, D.T., 2005. Ground-Water Modeling of Pumping Effects Near Regional Ground-Water Divides and River/Aquifer Systems e Results and Implications of Numerical Experiments. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2005-5141, 31 p. http://pubs.usgs.gov/sir/2005/5141/.
72. Solomon, D., Plummer, L.N., Busenberg, E., Cook, P., 2006. Practical applications of CFCs in hydrological investigations. In: Groning, M., Han, L.F., Aggarwal, P. (Eds.), Use of Chlorofluorocarbons in Hydrology. A Guidebook. International Atomic Energy Agency, Vienna, Austria, pp. 89-103. http://wwwpub. iaea.org/MTCD/publications/pdf/Pub1238_web.pdf.
73. Steward, D.R., Bernard, E.A., 2006. The synergistic powers of AEM and GIS geodatabase models in water resources studies. Groundwater 44 (1), 56-61. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.00172.x.
74. Taylor, C.J., Alley, W.M., 2002. Ground-Water-Level Monitoring and the Importance of Long-term Water-Level Data. U.S. Geological Circular 1217, 68 p. http://pubs.usgs.gov/circ/circ1217/.

75. Tsou, M.S., Whittemore, D.O., 2001. User interface for ground water modeling: ArcView extension. Journal of Hydrologic Engineering 6 (3), 251-257. http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(2001)6:3(251).
76. USEPA (U.S. Environmental Protection Agency), 2003. Guidance for Evaluating the Technical Impracticability of Ground-Water Restoration, Interim Final, Directive 9234. 2-25, September. http://www.epa.gov/superfund/health/conmedia/gwdocs/techimp.htm.
77. USGS (U.S. Geological Survey), 2007. Geographic Information Systems. http://egsc.usgs.gov/isb/pubs/gis_poster/.
78. Van Grinsven, M., Mayer, A., Huckins, C., 2012. Estimation of streambed groundwater fluxes associated with coaster brook trout spawning habitat. Groundwater 50 (3), 432-441. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2011.00856.x.
79. Walter, D.A., Masterson, J.P., 2003. Simulation of Advective Flow Under Steady-State and Transient Recharge Conditions, Camp Edwards, Massachusetts Military Reservation, Cape Cod, Massachusetts. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 03-4053, 68 p. http://pubs.usgs.gov/wri/wri034053/.
80. Weight, W., 2008. Hydrogeology Field Manual, second ed. The McGraw-Hill Companies, Inc., New York. 751 p.
81. Weissmann, G.S., Zhang, Y., LaBolle, E.M., Fogg, G.E., 2002. Dispersion of groundwater age in an alluvial aquifer system. Water Resources Research 38 (10), 1198. http://dx.doi.org/10.1029/2001WR000907.
82. Whitehead, R.L., 1994. Ground Water Atlas of the United States: Idaho, Oregon, Washington, U.S. Geological Survey Hydrologic Atlas, HA 730-H. http://pubs.usgs.gov/ha/ha730/ch_h/index.html.
83. Winter, T.C., 2001. The concept of hydrologic landscapes. Journal of the American Water Resources Association 37 (2), 335-349. http://dx.doi.org/10.1111/j.1752-1688.2001.tb00973.x.
84. Winter, T.C., Harvey, J.C., Franke, O.L., Alley, W.M., 1998. Ground Water and Surface Water, a Single Resource. U.S. Geological Survey Circular 1139, 79 p. http://pubs.usgs.gov/circ/circ1139/.
85. Winter, T.C., Rosenberry, D.O., LaBaugh, J.W., 2003. Where does the ground water in small watersheds come from? Groundwater 41 (7), 989-1000. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2003.tb02440.x.
86. Wuolo, R.W., August 1993. Ground-water modeling and multiple working hypotheses. The Professional Geologist, 19-21.
87. Ye, M., Pohlmann, K.F., Chapman, J.B., Pohll, G.M., Reeves, D.M., 2010. A model-averaging method for assessing groundwater conceptual model uncertainty. Groundwater 48 (5), 716-728. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2009.00633.x.
88. Zektser, I.S., Everett, L.G. (Eds.), 2006. Ground Water Resources of the World and Their Use. NGWA Press, National Ground Water Association, Westerville, OH, 346 p.
89. Zheng, C., Bennett, G.D., 2002. Applied Contaminant Transport Modeling, second ed. John Wiley & Sons, New York. 621 p.

فصل سوم

ریاضیات پایه و کد رایانه‌ای

۳-۱ مقدمه

محیط زیرزمین به دو ناحیه تقسیم می‌شود: ناحیه غیراشباع بالای سطح ایستابی که منافذ آن با هوا و آب پر شده است و ناحیه اشباع زیر سطح ایستابی که فضای خالی آن کاملاً با آب پر شده است. مطالب کتاب حاضر بر جریان در ناحیه اشباع زیر سطح ایستابی متمرکز شده است. به‌طور معمول، آب موجود در ناحیه اشباع خاک را آب زیرزمینی می‌نامند و در این کتاب نیز از این عبارت استفاده شده است. جریان آب در محیط زیرزمین را جریان اشباع متغیر می‌گویند (بخش ۱۲-۲) و در شبیه‌سازی‌ها، جریان بالای سطح ایستابی را جریان غیراشباع می‌نامند.

همه مدل‌های مبتنی بر فرایند جریان آب زیرزمینی از دو اصل اساسی بقای جرم و قانون دارسی پیروی می‌کنند. با توجه به اصل بقای جرم، هیچ آبی تولید نمی‌شود و از بین هم نمی‌رود و با توجه به قانون دارسی، آب زیرزمینی از انرژی پتانسیل بالاتر به انرژی پتانسیل پایین‌تر جریان می‌یابد. یک مدل ریاضی جریان آب زیرزمینی، شامل: ۱- معادلات حاکم (به‌دست آمده از اصل بقای جرم و قانون دارسی)، که بیانگر فرایندهای داخل دامنه حل می‌باشد و ۲- شرایط مرزی، که فرایندها را در طول مرزها نشان می‌دهد، است. برای مسائل وابسته به زمان (غیرماندگار)، شرایط اولیه شرایطی است که مقادیر مشخصی از متغیر وابسته (مانند ارتفاع بار هیدرولیکی) را در شروع شبیه‌سازی تعیین می‌کند. در این فصل، مطالبی در مورد معادله حاکم بر جریان آب زیرزمینی، معرفی مبانی ریاضی شرایط مرزی و روش‌های معمول مورد استفاده در تقریب معادله حاکم آورده شده است. مدل‌های ریاضی به‌صورت تحلیلی یا عددی حل می‌شوند. اعمال شرایط مرزی در مدل‌های عددی در بخش ۴-۳ و شرایط مرزی در بخش ۷-۴ ارائه شده است.

مدل باید همه فرایندهای مهم مورد استفاده در اهداف مدل‌سازی را شبیه‌سازی کند. جریان آب زیرزمینی معمولاً فرایند غالب در همه مدل‌های آب زیرزمینی است. این کتاب به مدل‌سازی جریان آب زیرزمینی در محیط متخلخل پیوسته بدون تأثیر جرم مخصوص پرداخته است. معادله حاکم بر جریان آب زیرزمینی،

مقدار جرم مخصوص آب زیرزمینی را ثابت و به‌طور تقریبی برابر با gr/cm^3 ۱ فرض می‌کند که برای آب با غلظت کل مواد جامد محلول (TDS) کمتر از mg/l ۱۰۰۰۰ و محدوده دمایی آب در آبخوان‌های کم عمق، قابل قبول است. برای مثال، جرم مخصوص آب با دمای ۴ درجه سلسیوس، gr/cm^3 ۰/۹۹۹۹۷۳ است، اما وقتی آب تا دمای ۵۰ درجه سانتیگراد گرم می‌شود، جرم مخصوص آب به gr/cm^3 ۰/۹۸۸۰۴۷ می‌رسد. رایج‌ترین مسأله جرم مخصوص در آب زیرزمینی، پیشروی آب شور در آبخوان‌های ساحلی است (کادر ۴-۴، بخش ۱۲-۲). آب شور دارای جرم مخصوص gr/cm^3 ۱/۰۲۵ و TDS آن تقریبا mg/l ۳۵۰۰۰ است.

در فصل ۱۲، خلاصه‌ای از روش‌های مدل‌سازی سایر فرایندهایی که مدل‌سازان آب زیرزمینی در حل مسائل پیشرفته نیاز دارند، آورده شده است. در مجموع، جریان با جرم مخصوص متغیر شامل فرایندهای سازندهای درز و شکافدار و مجراها؛ تراکم آبخوان؛ جریان متغیر اشباع، جریان‌های چندفازی و انتقال املاح و حرارت می‌شود. هیچ کدام از این فرایندها در معادلات حاکم عمومی آب زیرزمینی و یا کدهای استاندارد مدل آب زیرزمینی وجود ندارند. اما کدهایی وجود دارند که گزینه‌هایی برای شبیه‌سازی جریان در شکستگی‌ها و مجراها، تراکم آبخوان و جریان متغیر اشباع دارند. علاوه بر این، کدهای جریان آب زیرزمینی همراه با کدهای دیگر، جریان‌های چندفازی انتقال گرما و املاح و فرایندهای رواناب سطحی و بارش را شبیه‌سازی کنند. گزینه‌های موردنیاز برای شبیه‌سازی فرایندهای اضافی در این کتاب بحث شده است اما شبیه‌سازی فرایندهای پیچیده آب‌های زیرزمینی خارج از بحث این کتاب است.

۳-۲ معادله حاکم بر جریان آب زیرزمینی

۳-۲-۱ فرضیات

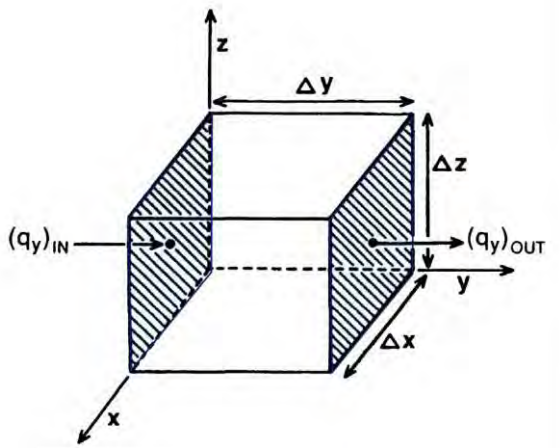
برای بیان ریاضی فرایندهای هیدروژئولوژیکی به فرضیات ساده‌کننده‌ای نیاز است که این فرضیات در معادله حاکم در نظر گرفته شده است. معادله حاکم که در ادامه بسط داده می‌شود، شکل معمول معادله استفاده شده در مدل‌های آب زیرزمینی است. این معادله، جریان یک سیال تک فازی (آب) با جرم مخصوص ثابت در محیط متخلخل پیوسته را تحت قانون دارسی نشان می‌دهد.

در بخش ۳-۱ این کتاب، فرض جرم مخصوص ثابت مورد بررسی قرار گرفت. جریان تک فاز به این معنی است که آب، تنها فاز موجود در سیستم است. در مسائل پیشرفته، فازهای دیگر شامل گازها، مایعات غیر محلول در آب و روغن‌ها نیز می‌توانند در سیستم باشند (بخش ۱۲-۲). در محیط متخلخل پیوسته، آب،

بین فضاهای خالی متصل به هم جریان دارد. محیط متخلخل معادل[1] (EPM)، محیطی است که آن را می‌توان به‌صورت یک محیط متخلخل پیوسته شبیه‌سازی کرد. برای مثال، معمولاً آبخوان کربناته با شبکه بهم‌پیوسته‌ای از شکستگی‌ها به‌صورت یک EPM شبیه‌سازی می‌شود. هنگامی‌که شکستگی‌ها به‌صورت شبکه‌ای به یکدیگر متصل هستند، گزینه‌ها (بخش ۵-۲) و کدهای (بخش ۱۲-۲) خاصی وجود دارند که شکستگی‌های منفرد یا شبکه‌ای از شکستگی‌ها را به‌صورت جریان در مجراها شبیه‌سازی می‌کنند. برای شبیه‌سازی انتقال املاح بین شکستگی‌ها و ساختار سنگی متخلخل از روش دودامنه استفاده می‌شود (بخش ۱۲-۳).

۳-۲-۲ توسعه معادله

معادله حاکم بر جریان محیط متخلخل را با استفاده از شار عبوری از مکعبی که برای نمایش خصوصیات محیط متخلخل و تغییرات ارتفاع بار هیدرولیکی در یک حجم نسبتاً کوچک مناسب است، به‌دست می‌آورند (شکل ۳-۱). این مکعب از محیط متخلخل تشکیل شده است که آن را حجم پایه معرف[2] (REV) می‌نامند و حجم آن برابر است با $\Delta x \Delta y \Delta z$.



شکل ۳-۱ مولفه‌های جریان در جهت y در حجم پایه معرف ($\Delta x \Delta y \Delta z$)

[1] Equivalent Porous Medium
[2] Representative Elementary Volume

شار عبوری از REV یا q، برداری است که مقدار آن با سه مولفه q_x، q_y و q_z به‌صورت معادله (۳-۱) بیان می‌شود:

$$q = q_x \boldsymbol{i_x} + q_y \boldsymbol{i_y} + q_z \boldsymbol{i_z} \tag{۳-۱}$$

که $\boldsymbol{i_x}$، $\boldsymbol{i_y}$ و $\boldsymbol{i_z}$، به‌ترتیب بردارهای واحد در طول محور x، y و z هستند. بر اساس قانون بقای جرم، بیلان آب در REV به‌صورت معادله (۳-۲) می‌باشد:

$$\text{تغییرات ذخیره} = \text{ورودی} - \text{خروجی} \tag{۳-۲}$$

جریان عبوری از REV در راستای محور y را در شکل ۳-۱ در نظر بگیرید. جریان ورودی از صفحه $\Delta x\, \Delta z$ برابر با $(q_y)_{IN}$ است. جریان خروجی برابر با $(q_y)_{OUT}$ است. نرخ حجمی جریان خروجی منهای جریان ورودی در راستای محور y به‌صورت معادله (۳-۳) است:

$$\left[(q_y)_{OUT} - (q_y)_{IN}\right] \Delta x \Delta z \tag{۳-۳}$$

که به‌صورت زیر بیان می‌شود:

$$\frac{(q_y)_{OUT} - (q_y)_{IN}}{\Delta y} (\Delta x \Delta y \Delta z) \tag{۳-۴}$$

با حذف اندیس IN و OUT و تبدیل تفاضل به مشتق در رابطه بالا، تغییر نرخ جریان عبوری REV در راستای محور y برابر می‌شود با:

$$\frac{\partial q_y}{\partial y} (\Delta x \Delta y \Delta z) \tag{۳-۵}$$

به همین ترتیب، تغییرات نرخ جریان در راستای محور x و z با استفاده از معادله (۳-۲) بیان می‌شود، تغییرات کل نرخ جریان با تغییرات ذخیره برابر است:

$$\left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z}\right) \Delta x \Delta y \Delta z = \Delta storage \tag{۳-۶}$$

در REV، منابع تخلیه (چاه پمپاژ) یا تغذیه آب (تزریق از چاه یا تغذیه) نیز وجود دارد. نرخ جریان حجمی تغذیه و تخلیه به‌صورت $w^* \, \Delta x \, \Delta y \, \Delta z$ بیان می‌شود، در صورتی که منبع تغذیه باشد w^* مثبت است و در سمت چپ معادله (۳-۶) با علامت منفی نوشته می‌شود (جریان ورودی در معادله (۳-۲) با علامت منفی آمده است)، بنابراین:

$$\left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} - W^*\right) \Delta x \Delta y \Delta z = \Delta storage \tag{۳-۷}$$

سمت راست معادله (۳-۷) را در نظر بگیرید. تغییرات ذخیره به‌صورت ذخیره ویژه (s_s) بیان می‌شود که حجم آب خارج شده از آبخوان به ازاء تغییر یک واحد ارتفاع بار هیدرولیکی (h) می‌باشد:

$$S_s = -\frac{\Delta V}{\Delta h \Delta x \Delta y \Delta z} \quad (۸-۳)$$

در معادله (۳-۸)، هنگامی‌که Δh منفی است، ΔV مثبت است، یا به‌عبارت دیگر وقتی که ارتفاع بار هیدرولیکی کاهش می‌یابد، آب از حجم ذخیره خارج می‌شود. نرخ تغییرات ذخیره در REV به‌صورت معادله (۳-۹) است:

$$\frac{\Delta V}{\Delta t} = -S_s \frac{\Delta h}{\Delta t} \Delta x \Delta y \Delta z \quad (۹-۳)$$

با ترکیب معادله (۳-۷) و (۳-۹) و تقسیم بر $\Delta x \Delta y \Delta z$، فرم نهایی معادله بیلان آب به‌صورت معادله (۳-۱۰) می‌شود:

$$\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} - W^* = -S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (۱۰-۳)$$

در این معادله، q به راحتی قابل اندازه‌گیری نیست، بنابراین کمتر مورد استفاده قرار می‌گیرد. از آنجا که، مقادیر مشاهده‌ای ارتفاع بار هیدرولیکی به‌راحتی در چاه‌ها قابل اندازه‌گیری است، معادله حاکم به‌صورت عبارت‌هایی از ارتفاع بار هیدرولیکی نوشته می‌شود. قانون دارسی ($q = -\underline{\mathrm{K}}\, grad\ h$) دبی ویژه ($q$) را به ارتفاع بار هیدرولیکی (h) وابسته می‌سازد که $grad\ h$، همان شیب h است. q و $grad\ h$، به‌صورت برداری هستند و $\underline{\mathrm{K}}$، تانسور هدایت هیدرولیکی است (کادر ۳-۱). مؤلفه‌های بردار دبی ویژه، q، به‌صورت معادله (۳-۱۱) هستند:

$$q_x = -K_x \frac{\partial h}{\partial x}$$
$$q_y = -K_y \frac{\partial h}{\partial y} \quad (۱۱-۳)$$
$$q_z = -K_z \frac{\partial h}{\partial z}$$

که K_x، K_y و K_z مولفه‌های اصلی تانسور هدایت هیدرولیکی K؛ $\frac{\partial h}{\partial x}$، $\frac{\partial h}{\partial y}$ و $\frac{\partial h}{\partial z}$ مولفه‌های بردار $grad\ h$، شیب ارتفاع بار هیدرولیکی هستند.

برای رسیدن به معادله سه بعدی (3D) حاکم (معادله دیفرانسیل) بر جریان آب زیرزمینی غیرماندگار برای محیط ناهمگن و غیریکنواخت، معادله (۳-۱۱) در معادله (۳-۱۰) جایگزین می‌شود:

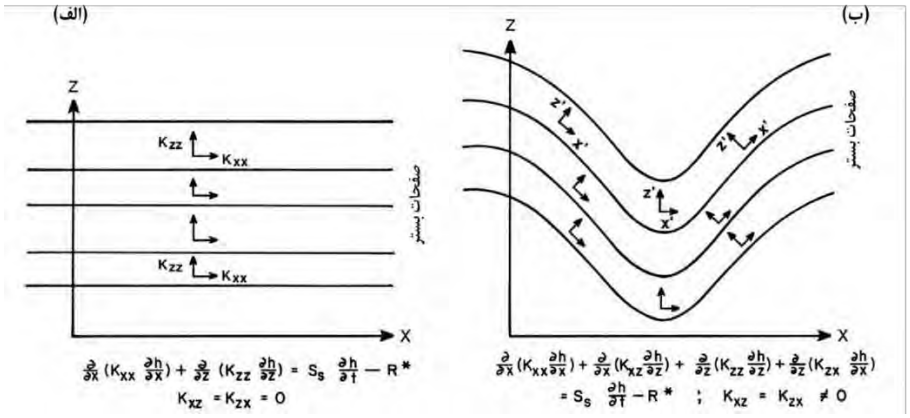
$$\frac{\partial}{\partial x}\left(K_x \frac{\partial h}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(K_y \frac{\partial h}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(K_z \frac{\partial h}{\partial z}\right) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} - W^* \quad (۱۲-۳)$$

متغیر h، متغیر وابسته است، در حالی‌که x، y، z و t متغیرهای مستقل هستند و K_x، K_y، K_z، S_s و W^* پارامتر هستند. اندیس K شرایط غیریکنواختی را نشان می‌دهد (کادر ۳-۱)، بدین معنا که هدایت

هیدرولیکی در جهت‌های x، y و z تغییر می‌کند. برای نمایش تغییرات مکانی (غیرهمگنی) در هدایت هیدرولیکی می‌توان از علامت دیفرانسیل برای K، استفاده کرد.

کادر ۳-۱ تانسور هدایت هیدرولیکی

هدایت هیدرولیکی تانسوری است که خصوصیات آن در جهت‌های مختلف تغییر می‌کند. تانسور در ریاضی، به‌صورت برداری استفاده می‌شود و آن را می‌توان به بردار دیگری تبدیل کرد، همچنین به‌صورت بالقوه مقدار و جهت آن تغییر می‌کند. به‌عنوان مثال، تانسور هدایت هیدرولیکی $\underline{K}$ در قانون دارسی ($\mathrm{q} = -\underline{K}\ \mathrm{grad}\ h$)، بردار $\mathrm{grad}\ h$ را بر حسب بردار دبی ویژه q بیان می‌کند. مولفه‌های $\mathrm{q}(q_x, q_y, q_z)$ دبی ویژه را در جهت‌های (x, y, z) نشان می‌دهد. بنابراین مؤلفه‌های اصلی تانسور هدایت هیدرولیکی $\underline{K}(K_x, K_y, K_z)$ با محورهای x، y و z هم‌راستاست (شکل کادر ۳-۱-۱-الف).



شکل کادر ۳-۱-۱ سیستم‌های مختصات محلی و سراسری به‌صورت دو بعدی. برای سهولت به‌صورت دو بعدی نمایش داده شده ولی این مفهوم را به آسانی می‌توان به‌صورت سه بعدی توسعه داد. الف- سیستم مختصات سراسری x-z بر جهت‌های اصلی ($\mathrm{K_{xx}} = \mathrm{K_x}$ و $\mathrm{K_{zz}} = \mathrm{K_z}$) $\underline{\mathrm{K}}$ منطبق شده است. معادله حاکم برای جریان غیرماندگار دو بعدی (2D) فقط دو عبارت هدایت هیدرولیکی دارد. ب- در هیدروژئولوژی پیچیده، چهار مؤلفه $\underline{\mathrm{K}}$ مورد نیاز است. مختصات‌های محلی ($\mathrm{X'} -$ $\mathrm{Z'}$) هم‌راستا با مؤلفه‌های اصلی تانسور هدایت هیدرولیکی محلی $\mathrm{K'_{xx}}$ و $\mathrm{K'_{zz}}$ تعریف می‌شود. معادله حاکم جریان غیرماندگار دو بعدی در سیستم مختصات محلی نیاز به چهار مؤلفه $\underline{\mathrm{K}}$ در سیستم مختصات سراسری دارد: $\mathrm{K_{xx}}$، $\mathrm{K_{zz}}$ و $\mathrm{K_{xz}} = \mathrm{K_{zx}}$.

هنگامی که جریان آب زیرزمینی با قانون دارسی نشان داده می‌شود (معادله ۳-۱۱)، جریان در هر جهت مختصات، فقط به گرادیان آن جهت بستگی دارد؛ به‌عنوان مثال q_x به گرادیان بار هیدرولیکی در جهت x بستگی دارد. جریان (q) را می‌توان با معادله ۳-۱ به‌صورت سه بعدی محاسبه کرد. هنگامی که سیستم‌های مختصات محلی و سراسری در یک راستا قرار می‌گیرند (شکل کادر ۳-۱-۱-الف)، هدایت هیدرولیکی، $\underline{K}$، به‌صورت ماتریسی نشان داده می‌شود که $\mathrm{K_{xx}}$، $\mathrm{K_{yy}}$ و $\mathrm{K_{zz}}$ در راستای قطر اصلی هستند و سایر مولفه‌های این ماتریس برابر با صفر است:

$$\underline{K} = \begin{bmatrix} K_{xx} & 0 & 0 \\ 0 & K_{yy} & 0 \\ 0 & 0 & K_{zz} \end{bmatrix}$$ (معادله کادر ۳-۱-۱)

که معادله ۳-۱۱ را می‌توان با استفاده از قانون دارسی ($\mathrm{q} = -\underline{K}\ \mathrm{grad}\ h$) با ضرب ماتریس در معادله (کادر ۳-۱-۱) به‌صورت برداری تبدیل کرد، که در این کتاب زیرنویس دوم مولفه $\underline{\mathrm{K}}$ حذف شد و به‌صورت $K_{xx} = K_x\ , K_{yy} = K_y\ , K_{zz} = K_z$ نوشته می‌شود.

گاهی‌اوقات (بخش ۵-۳) که هیدروژئولوژی بسیار پیچیده می‌شود (شکل کادر ۳-۱-۱-ب) و هم‌راستا کردن $\underline{\mathrm{K}}$ سراسری با محورهای مختصات محلی امکان‌پذیر نیست. بنابراین، به‌دلیل اینکه q_x، q_y و q_z به گرادیان بار هیدرولیکی در هر سه جهت مختصات بستگی دارد، معادله ۳-۱۱ جریان آب زیرزمینی را به‌صورت کامل توصیف نمی‌کند. در اینجا، روشی مورد نیاز است که مؤلفه‌های جریان در هر سه جهت مختصات را به گرادیان بار هیدرولیکی وابسته کند، این کار با استفاده از شکل کامل تانسور $\underline{\mathrm{K}}$ انجام می‌شود:

$$\underline{K} = \begin{bmatrix} K_{xx} & K_{xy} & K_{xz} \\ K_{yx} & K_{yy} & K_{yz} \\ K_{zx} & K_{zy} & K_{zz} \end{bmatrix}$$ (معادله کادر ۳-۱-۲)

که K_{xx}، K_{yy} و K_{zz} به‌ترتیب مولفه‌های اصلی $\underline{\mathrm{K}}$ در جهت‌های x، y و z است، اما مقدار آن‌ها با مقادیر K_x، K_y و K_z به‌دست آمده از اندازه‌گیری‌های آزمایشگاهی و/یا میدانی برابر نیست. زیرا در این اندازه‌گیری‌ها فرض می‌شود، مقادیر آن‌ها با مولفه‌های اصلی $\underline{\mathrm{K}}$ در محورهای مختصات نشان داده شده در شکل کادر ۳-۱-۱-الف هم‌تراز است. هنگامی‌که مؤلفه‌های $\underline{\mathrm{K}}$ با محورهای مختصات هم‌تراز نیستند، مؤلفه‌های $\underline{\mathrm{K}}$ در ماتریس معادله کادر ۳-۱-۲ بهتر است زیرا، استفاده از قانون دارسی، گرادیان جریان به مولفه‌های q وابسته می‌کند و رابطه ریاضی بین گردایان جریان و مولفه‌های q را بهتر نشان می‌دهد که این موضوع در رابطه بسط داده شده دارسی به‌صورت معادله کادر (۳-۱-۳) نشان داده می‌شود:

$$q_x = -K_{xx}\frac{\partial h}{\partial x} - K_{xy}\frac{\partial h}{\partial y} - K_{xz}\frac{\partial h}{\partial z}$$
$$q_y = -K_{yx}\frac{\partial h}{\partial x} - K_{yy}\frac{\partial h}{\partial y} - K_{yz}\frac{\partial h}{\partial z}$$
$$q_z = -K_{zx}\frac{\partial h}{\partial x} - K_{zy}\frac{\partial h}{\partial y} - K_{zz}\frac{\partial h}{\partial z}$$
(معادله کادر ۳-۱-۳)

هنگامی‌که قانون دارسی به‌صورت معادله کادر ۳-۱-۳ نوشته می‌شود، معادله حاکم جریان آب زیرزمینی (معادله ۳-۱۲) به‌صورت معادله کادر (۳-۱-۴) توسعه می‌یابد:

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(K_{xx}\frac{\partial h}{\partial x} + K_{xy}\frac{\partial h}{\partial y} + K_{xz}\frac{\partial h}{\partial z}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(K_{yx}\frac{\partial h}{\partial x} + K_{yy}\frac{\partial h}{\partial y} + K_{yz}\frac{\partial h}{\partial z}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(K_{zx}\frac{\partial h}{\partial x} + K_{zy}\frac{\partial h}{\partial y} + K_{zz}\frac{\partial h}{\partial z}\right) = S_s\frac{\partial h}{\partial t} - W^*$$
(معادله کادر ۳-۱-۴)

هنگام حل معادله کادر ۳-۱-۴، سیستم مختصات $x - y - z$، سیستم مختصات سراسری در تمام دامنه مسأله است و باید مقادیر مولفه‌های قطر اصلی و غیرقطری $\underline{\mathrm{K}}$ در سیستم مختصات سراسری تعیین شود. خوشبختانه، ماتریس $\underline{\mathrm{K}}$ یک ماتریس متقارن است و $K_{yx} = K_{xy}$، $K_{zx} = K_{xz}$ و $K_{zy} = K_{yz}$. با این وجود، هنوز لازم است مقادیر مولفه‌های قطری و غیرقطری ماتریس $\underline{\mathrm{K}}$ تعیین شود. مولفه‌های $\underline{\mathrm{K}}$ در سیستم مختصات سراسری را می‌توان با آزمایش پمپاژ آبخوان به‌صورت

میدانی اندازه‌گیری کرد (۵۹ و ۵۰). مقادیر آن‌ها در این کتاب با تعریف سیستم‌های مختصات محلی برای هر سلول یا جزء در مدل تعیین می‌شود، طوری‌که هر سیستم مختصات محلی به‌صورت محلی با مولفه‌های اصلی $\underline{K}$ در سیستم مختصات هم‌راستا می‌شود (شکل کادر ۳-۱-۱-ب). با توجه به اینکه، مولفه‌های غیرقطری $\underline{K}$ در سیستم مختصات محلی صفر هستند، این ماتریس فقط سه مولفه غیرصفر دارد (معادله کادر ۳-۱-۱). هر سلول یا جزء با سیستم مختصات محلی خودش و با مقادیر K_x، K_y و K_z سلول یا جزء خاص در ارتباط است که مقادیر هدایت هیدرولیکی اندازه‌گیری شده با روش معمول را نشان می‌دهد. زاویه بین سیستم محلی و سراسری، مقادیر معلوم (اندازه‌گیری شده) K_x، K_y و K_z در سیستم محلی را بر حسب مولفه‌های مجهول $\underline{K}$ در سیستم سراسری بیان می‌کند. به‌عبارت دیگر، مؤلفه‌های $\underline{K}$ در هر سلول یا جزء مختصات محلی را به سراسری تبدیل می‌کند. جزئیات معادلات به‌دست آمده برای محاسبه مولفه‌های $\underline{K}$ در هر سلول یا جزء سیستم سراسری برای حالت دو بعدی در ضمیمه A کتاب ونگ و اندرسون (۱۹۸۲) و برای حالت سه بعدی توسط بیر (۱۹۷۲) ارائه شده است. معادله ۷-۸ در صفحه ۲۲۹ کتاب دیرچ (۲۰۱۴)، مؤلفه‌های $\underline{K}$ را به‌صورت دو بعدی بیان کرده است، علاوه بر این، در این کتاب، روش محاسبه مؤلفه‌های سه بعدی این ماتریس نیز ارائه شده است.

اغلب کدهای جریان آب زیرزمینی برای حل معادله کادر ۳-۱-۴ طراحی شده است، که برخی از کدهای FE (مانند FEFLOW (۲۱)؛ SUTRA (۷۵)) نیز این قابلیت را دارند. در روش تفاضل محدود، سلول‌های شبکه سراسری بررسی می‌شود طوری‌که تعیین مختصات محلی آسان نیست. در حالی‌که، در روش اجزای محدود همیشه هر جزء به‌صورت جداگانه بررسی می‌شود و تعیین مختصات محلی برای هر جزء و تبدیل ریاضی مختصات‌ها نسبتا آسان است.

خوشبختانه، در اغلب سیستم‌های هیدروژئولوژیکی، مولفه‌های اصلی $\underline{K}$ را می‌توان با محور مختصات هم‌راستا کرد. به‌طور کلی، بسترهای زمین‌شناسی شیب نسبتا کمی (کوچک‌تر از ۱۰ درجه) دارند و می‌توان آن را به‌صورت افقی فرض کرد طوری‌که، K_x، K_y و K_z تقریباً با محورهای مختصات سراسری x، y و z هم‌راستا هستند. در این حالت، $\underline{K}$ تانسوری است که به‌صورت ریاضی با ماتریس بیان می‌شود و مولفه‌های غیرقطری این ماتریس برابر صفر است (معادله کادر ۳-۱-۱). بنابراین، شکل متعارف قانون دارسی (معادله ۱۲-۳) و معادله حاکم، قابل استفاده است.

در معادله (۳-۱۲) فرض می‌شود که مؤلفه‌های اصلی تانسور هدایت هیدرولیکی (k_x، k_y و k_z) در جهت محورهای x، y و z هستند. در غیر این‌صورت، لازم است به‌جای استفاده از سه مؤلفه اصلی معادله (۳-۱۲)، از معادله‌ای استفاده شود که شامل ۹ مؤلفه تانسور هدایت هیدرولیکی باشد (کادر ۳-۱).

در اغلب کدهای عددی جریان آب زیرزمینی از معادله (۳-۱۲) استفاده می‌شود. این معادله، هنگامی که مسأله به‌صورت ماندگار است ($\frac{\partial h}{\partial t} = 0$) و/یا هنگامی که مسأله به‌صورت دو بعدی است، ساده می‌شود. برای جریان افقی دو بعدی در آبخوان تحت‌فشار، پارامترهای عمودی ضریب قابلیت انتقال (T) و ضریب ذخیره (S) تعریف می‌شود. مؤلفه‌های قابلیت انتقال در جهت‌های x و y به‌ترتیب برابر است با $T_x = K_x.b$ و $T_y = K_y.b$، که b ضخامت آبخوان است؛ $S = S_s b$. عبارت تخلیه/تغذیه، W^*، در معادله (۳-

۱۲) شاری است که به‌صورت حجم آب بر مساحت آبخوان در زمان بیان می‌شود، $R\ (L/T)$. با این شرایط معادله (۳-۱۲) به‌صورت معادله (۳-۱۳- الف) ساده می‌شود:

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(T_x \frac{\partial h}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(T_y \frac{\partial h}{\partial y}\right) = S\frac{\partial h}{\partial y} - R \qquad \text{(۳- ۱۳- الف)}$$

برای جریان افقی دو بعدی در آبخوان آزاد، غیرهمگن و غیریکنواخت معادله دیفرانسیل به‌صورت معادله (۱۳-۳- ب) می‌شود:

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(K_x h \frac{\partial h}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(K_y h \frac{\partial h}{\partial y}\right) = S_y\frac{\partial h}{\partial y} - R \qquad \text{(۳- ۱۳- ب)}$$

که S_y، آبدهی ویژه و R نرخ تغذیه است. در اینجا، ارتفاع بار هیدرولیکی (h) برابر با ارتفاع سطح آب اندازه‌گیری شده در شرایط پایه آبخوان است. جریان افقی دو بعدی، که با استفاده از معادله (۳- ۱۳- الف) و (۳- ۱۳- ب) بیان شده است، جریان را با تقریب دوپویی- فرشهایمر[1] نشان می‌دهد (بخش ۴-۱؛ کادر ۴-۱). برای جریان در حالت ماندگار و بدون تغذیه ($R = 0$) در آبخوان همگن و یکنواخت، معادله (۳- ۱۳- الف) و (۳- ۱۳- ب) به‌صورت معادله لاپلاس ساده می‌شود (بخش ۳-۴).

۳-۳ شرایط مرزی

از نظر ریاضی، شرایط مرزی به سه نوع طبقه‌بندی می‌شوند.

نوع اول- مرز با بار هیدرولیکی مشخص (شرایط دیریکله[2])، در این نوع مرز، بار هیدرولیکی در طول مرز دارای مقدار مشخصی است. ممکن است بارهای هیدرولیکی در طول مرز با بار هیدرولیکی مشخص در مکان تغییر کند. مرز با بار هیدرولیکی ثابت، مورد خاصی از مرز نوع یک است که بارهای هیدرولیکی در طول مرز برابر با مقدار یکسانی است.

نوع دوم- مرز با جریان (دبی) مشخص (شرایط نیومن[3])، در این نوع مرز مشتق بار هیدرولیکی در مرز مشخص است. جریان از طریق قانون دارسی محاسبه می‌شود. برای مثال شرایط مرزی شار اعمال شده بر صفحه $\Delta x\ \Delta z$ در شکل ۳-۱ به‌صورت معادله (۳-۱۴) است:

$$\frac{\partial h}{\partial y} = -\frac{q_y}{K_y} \qquad \text{(۳-۱۴)}$$

---

[1] Dupuit-Forchheimer
[2] Dirichlet
[3] Neumann

مرز بدون جریان (مرز با جریان صفر)، مورد خاصی از این نوع مرز است که جریان در امتداد مرز صفر است.

نوع سوم- مرز وابسته به بار هیدرولیکی (شرایط کوشی[1])، که جریان در امتداد مرز از قانون دارسی با استفاده از محاسبه گرادیان از طریق تفاوت بین بار هیدرولیکی مشخص بیرون مرز و بار هیدرولیکی محاسبه‌شده توسط مدل در گره واقع در مرز یا نزدیک مرز محاسبه می‌شود. به دلیل اینکه، این مرز، بار هیدرولیکی (h_b) را به مرز جریان مرتبط می‌سازد، معمولاً این نوع از شرایط مرزی را شرایط مرزی تلفیقی می‌نامند. به‌عنوان مثال، شرایط مرزی وابسته به بار هیدرولیکی در شکل ۳-۱ به‌صورت معادله (۳-۱۵) است:

$$q_y = -K_y \frac{h_b - h_{i,j,k}}{\Delta y/2} \qquad (۳-۱۵)$$

که در این معادله، $h_{i,j,k}$، بار هیدرولیکی است که با استفاده از مدل در مرکز سلول محاسبه می‌شود؛ h_b، بار هیدرولیکی مشخص در امتداد مرز صفحه $\Delta x\ \Delta z$ است که در فاصله $\Delta y/2$ از مرکز سلول واقع شده است. این نوع شرایط مرزی، جریان را در مرز، با جهت جریان وابسته به مقادیر نسبی $h_{i,j,k}$ و h_b نشان می‌دهد.

دیریکله، نیومن و کوشی از ریاضیدانان قرن نوزدهم هستند که در زمینه شرایط مرزی مطالعه می‌کردند. شرایط مرزی ذکر شده در علوم دیگر مانند انتقال املاح و حرارت که متغیرهای وابسته آن به‌ترتیب غلظت و دما می‌باشند، نیز کاربرد دارد.

شرایط مرزی، شرایط هیدرولیکی طول محیط دامنه حل مسأله است. در بخش ۴-۲ این کتاب، مفهوم شرایط مرزی برای نمایش تخلیه و تغذیه در درون دامنه حل مسأله معرفی شده است. شرایط مرزی دیریکله، نیومن و کوشی در مرزهای درونی و بیرونی دامنه حل مسأله کاربرد دارند. اگر بارهای هیدرولیکی و/یا جریان‌های مرزی در فرایند شبیه‌سازی نسبت به زمان تغییر کنند، شرایط مرزی به‌صورت وابسته به زمان در نظر گرفته می‌شود. در بخش ۴-۳، کاربرد شرایط مرزی در مدل عددی بحث شده است.

---

[1] Cauchy

۳-۴ مدل‌های تحلیلی

مدل تحلیلی با استفاده از روش‌های عددی یا تحلیلی حل می‌شود. با توجه به اینکه موضوع اصلی این کتاب، مدل‌های عددی است، در این بخش و کادر ۳-۲، خلاصه‌ای از مباحث مبوط به مدل‌های تحلیلی آورده شده است.

۳-۴-۱ راه‌حل‌های تحلیلی

سرعت رسیدن به جواب، دقت جواب‌ها و پیوستگی مکانی و زمانی در راه‌حل‌های تحلیلی، دلیل برتری این روش‌ها نسبت به روش‌های عددی است. مدل‌های تحلیلی از فرم‌های ساده‌تری از معادله حاکم نسبت به معادله (۳-۱۲) استفاده می‌کنند که به سیستم ژئومتری و شرایط مرزی ساده‌ای نیاز دارند. برای حل مدل‌های تحلیلی نسبتا پیچیده، استفاده از علوم ریاضی پیچیده‌ای لازم است که معمولاً حل این مدل‌ها با استفاده از کدهای رایانه‌ای امکان‌پذیر است (۶).

در بیشتر کتاب‌های درسی هیدروژئولوژی و مقاله‌ها، مثال‌هایی از راه‌حل‌های تحلیلی آورده شده است (۲۸). در مسائل آب زیرزمینی، براگمن[1] (۱۹۹۹)، مجموعه جامعی از روش‌های تحلیلی را تهیه کرد. بارلو و مونچ[2] (۱۹۹۸) و ریوس[3] (۲۰۰۸)، از روش‌های تحلیلی برای سیستم‌های رودخانه- آبخوان استفاده کردند و برنامه‌های رایانه‌ای آن را برای حل این سیستم‌ها ارائه دادند. در مورد مدل‌های تحلیلی ساده در کادر ۳-۲ بحث شده است.

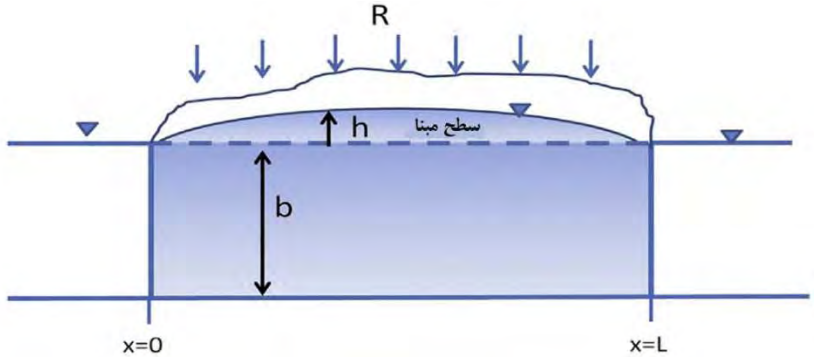
اگرچه مدل‌های تحلیلی، تقریب بسیار ساده شده‌ای از یک مجموعه واقعی هستند، اما راه‌حل‌های آن ممکن است در برخی از مسائل، برای رسیدن به هدف مدل‌سازی کافی باشد. به‌عنوان مثال، روش استاندارد تخمین هدایت هیدرولیکی در آزمایش‌های پمپاژ آبخوان، استفاده از راه‌حل‌های تحلیلی از قبیل معادلات تیم[4] یا تیس[5] برای شرایط ماندگار و غیرماندگار است. علاوه بر این، راه‌حل‌های تحلیلی برای تأیید راه‌حل عددی جدید کدنویسی شده، نیز مناسب است (۶۵). این مدل‌ها راهنماهای مفیدی در مدل‌سازی عددی هستند (۳۱؛ کادر ۳-۲) که می‌توانند به‌عنوان روشی برای آزمایش مدل استفاده شوند (۴۳).

---

[1] Bruggeman
[2] Barlow and Moench
[3] Reeves
[4] Thiem
[5] Theis

کادر ۳-۲ نکاتی در مورد راه‌حل‌های تحلیلی

راه‌حل‌های تحلیلی ساده با استفاده از محاسبات دستی یا نرم‌افزارهای صفحه گسترده حل می‌شوند و به آسانی به‌صورت دستی قابل تغییر هستند. با استفاده از این راه‌حل‌ها می‌توان به درک درستی از رفتار سیستم رسید. در این بخش مدل جریان ماندگار، همگن و یک بعدی با نرخ ثابت تغذیه (R) در یک آبخوان آزاد به‌عنوان نمونه بررسی می‌شود (شکل کادر ۳-۲-۱). دو طرف این آبخوان به رودخانه محدود شده است و ارتفاع آب در رودخانه‌ها، مبنای ارتفاع بار هیدرولیکی است. ضخامت لایه اشباع آبخوان تا ارتفاع سطح آب در رودخانه‌ها، b، بزرگتر از ضخامت لایه اشباع بالای ارتفاع سطح آب رودخانه‌ها، h، است. معادله جریان در آبخوان آزاد را می‌توان با جایگزینی ضریب قابلیت انتقال ($T = Kb$) به‌جای هدایت هیدرولیکی K، خطی کرد. به‌عبارتی فرض می‌شود: $T = K(b + h) \cong Kb$، که T ضریب ثابتی است.



شکل کادر ۳-۲-۱ مدل مفهومی مسأله جریان یک بعدی

مدل ریاضی به‌صورت زیر است:

معادله حاکم:

$$\frac{d^2h}{dx^2} = -\frac{R}{T}$$

(کادر ۳-۲-۱-الف)

برای $0 < x < L$

شرایط مرزی:

در $x = 0$

$$h(0) = 0$$

(معادله کادر ۳-۲-۱-ب)

در $x = L$

$$h(L) = 0$$

(معادله کادر ۳-۲-۱-ج)

حل عمومی معادله کادر ۳-۲-۱-الف به‌صورت (معادله کادر ۳-۲-۲) است:

$$h(x) = -\frac{R}{T}\frac{x^2}{2} + a_1x + a_2$$

(معادله کادر ۳-۲-۲)

که a_1 و a_2 ثابت‌های اختیاری است که به شرایط مرزی بستگی دارد و با جایگزین کردن شرایط مرزی (معادلات کادر ۳-۲-۱-ب و کادر ۳-۲-۱-ج) در معادله کادر ۳-۲-۲، $a_2 = 0$ و $a_1 = RL/2T$ به‌دست می‌آید. بنابراین حل مدل به‌صورت (معادله کادر ۳-۲-۳) می‌شود:

$$h(x) = \frac{R}{2T}(Lx - x^2)$$ (معادله کادر ۳-۲-۳)

از معادله کادر ۳-۲-۳ می‌توان اطلاعات بسیار کمی از توابع سیستم به‌دست آورد. بار هیدرولیکی به‌صورت مستقیم با R (به‌عنوان مثال، با دو برابر شدن R، بار هیدرولیکی در سراسر دامنه مسأله دو برابر می‌شود) و به‌صورت معکوس با T ارتباط دارد. با توجه به اینکه، L با بعد مسأله تعیین می‌شود، هر افزایشی در مقدار R را می‌توان به آسانی با افزایش متناظر T برای همان بارهای هیدرولیکی محاسبه شده، خنثی کرد. اگر بارهای هیدرولیکی از طریق اندازه‌گیری‌های میدانی معلوم باشد، می‌توان بار هیدرولیکی شبیه‌سازی شده را با تغییر R/T اصلاح کرد. در این حالت می‌توان نسبت R به T را تخمین زد ولی امکان محاسبه آن‌ها به‌صورت جداگانه وجود ندارد.

اگر مدل به درستی بار هیدرولیکی آب زیرزمینی بین دو رودخانه (در $x = L/2$) را تخمین بزند، می‌توان تقریباً مطمئن بود که بارهای هیدرولیکی در بقیه سیستم درست است. بار هیدرولیکی با استفاده از معادله کادر ۳-۲-۳ در خط تقسیم، h_D، به‌صورت زیر به‌دست می‌آید:

$$h_D = \frac{RL^2}{8T}$$ (کادر ۳-۲-۴)

معادله کادر ۳-۲-۴ نشان می‌دهد که بار هیدرولیکی در خط تقسیم مانند بارهای هیدرولیکی در بقیه سیستم وابستگی مستقیم با R و $1/T$ دارد. به هر حال، بار هیدرولیکی در خط تقسیم به مربع طول سیستم (L^2) بستگی دارد؛ به‌عبارت دیگر، بار هیدرولیکی در خط تقسیم توسط L^2 با افزایش L افزایش می‌یابد. معادله کادر ۳-۲-۴ نشان می‌دهد که بار هیدرولیکی در خط تقسیم بیشترین حساسیت را نسبت به فاصله بین رودخانه‌ها،L، دارد. بنابراین، L مهم‌ترین پارامتر این سیستم است. خوشبختانه مکان منابع تخلیه معمولا شناخته شده است و فاصله بین آن‌ها را می‌توان به‌صورت دقیق تعیین کرد. برخی نکات اضافی در مورد معادله کادر ۳-۲-۴ در کادر ۴-۶ بحث شده است.

آنالیز بالا برای یک سیستم بسیار ساده است، در هر حال، مشاهدات کلی درباره ارتباط بین h و R و T (یا $K = T/b$) و بین h_D و L به مسائل خیلی پیچیده‌ای بستگی دارد (کادر ۴-۶). پارامترهای مفید دیگری از جمله طول نشت مشخصه، λ، و زمان پاسخ آبخوان، τ را می‌توان از راه‌حل‌های تحلیلی به‌دست آورد. طول نشت مشخصه، λ در سیستم‌های چند آبخوانی و ارتباط آب سطحی و آب زیرزمینی استفاده می‌شود (بخش ۵-۲). با زمان پاسخ آبخوان، τ می‌توان تصمیم گرفت که مدل‌سازی سیستم، تحت شرایط ماندگار یا غیرماندگار انجام شود (بخش ۷-۲).

۳-۴-۲ مدل‌های اجزای تحلیلی (AE)

روش AE (AEM)، از انطباق چند راه حل تحلیلی برای حل مسائل جریان آب زیرزمینی نسبتا پیچیده استفاده می‌کند. این روش توسط پروفسور اوتو استراک[1] و همکارانش در سال ۱۹۸۱ معرفی شد (برای

[1] Otto Strack

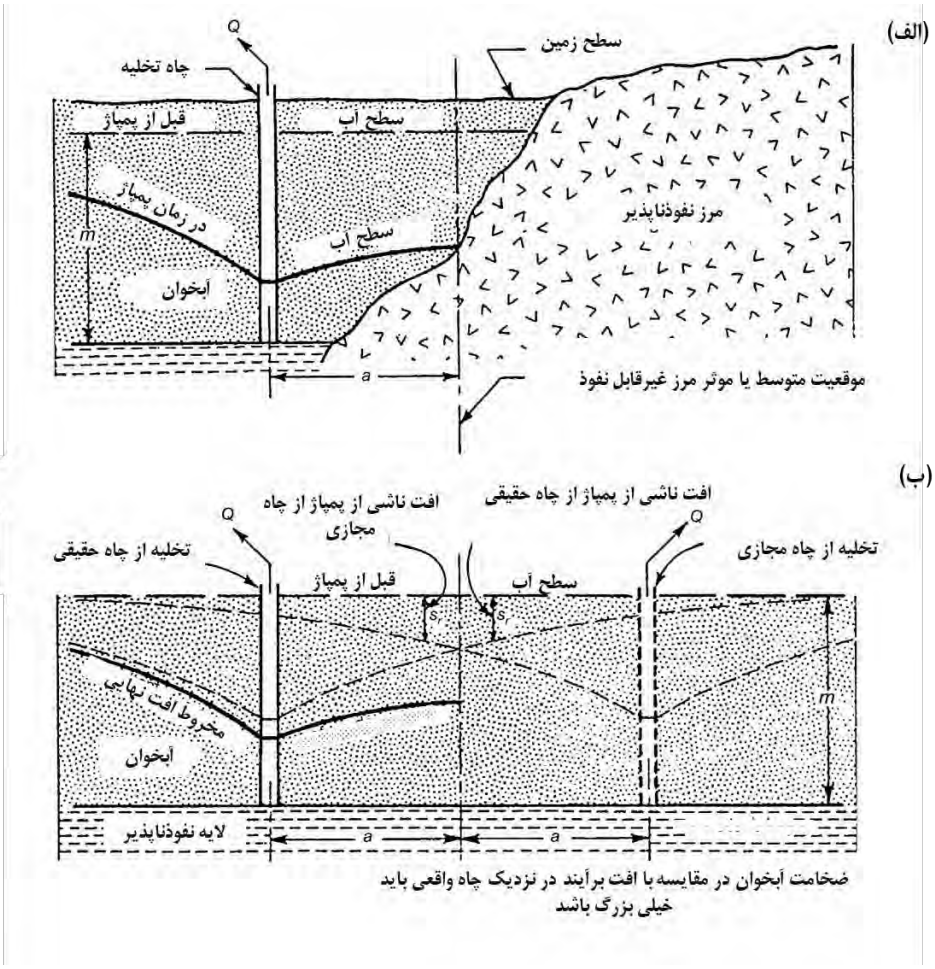
مطالعه بیشتر به مرجع ۶۹ مراجعه شود). فیتس[1] (۲۰۱۳)، مروری مناسبی در مورد این روش ارائه داد؛ هاتجما[2] (۱۹۹۵)، روش AEM را در مدل‌سازی کاربردی آب زیرزمینی به‌صورت جامع معرفی کرد، استراک (۱۹۸۹)، روش‌های AE و ارتباط بین این روش‌ها با ریاضیات را بررسی کرد. در ادامه این بخش، توصیف مختصری از AEM آورده شده است.

AEM، روشی بر اساس اصل انطباق[3] (برهم نهی) است که راه‌حل‌های خطی به آن اضافه می‌شود (۲۸ و ۶۱). به‌عنوان مثال، ممکن است راه‌حل تحلیلی که مخروط افت چاه پمپاژ را در یک سطح پتانسیومتری افقی حل می‌کند به راه‌حل جریان منطقه‌ای اضافه شود، طوری‌که یک راه‌حل ترکیبی به‌دست آید که پمپاژ از سطح پتانسیومتری شیبدار را شبیه‌سازی کند. انطباق (برهم نهی) در همپوشانی مخروط‌های افت دو یا چند چاه پمپاژ به کار می‌رود (شکل ۳-۲).

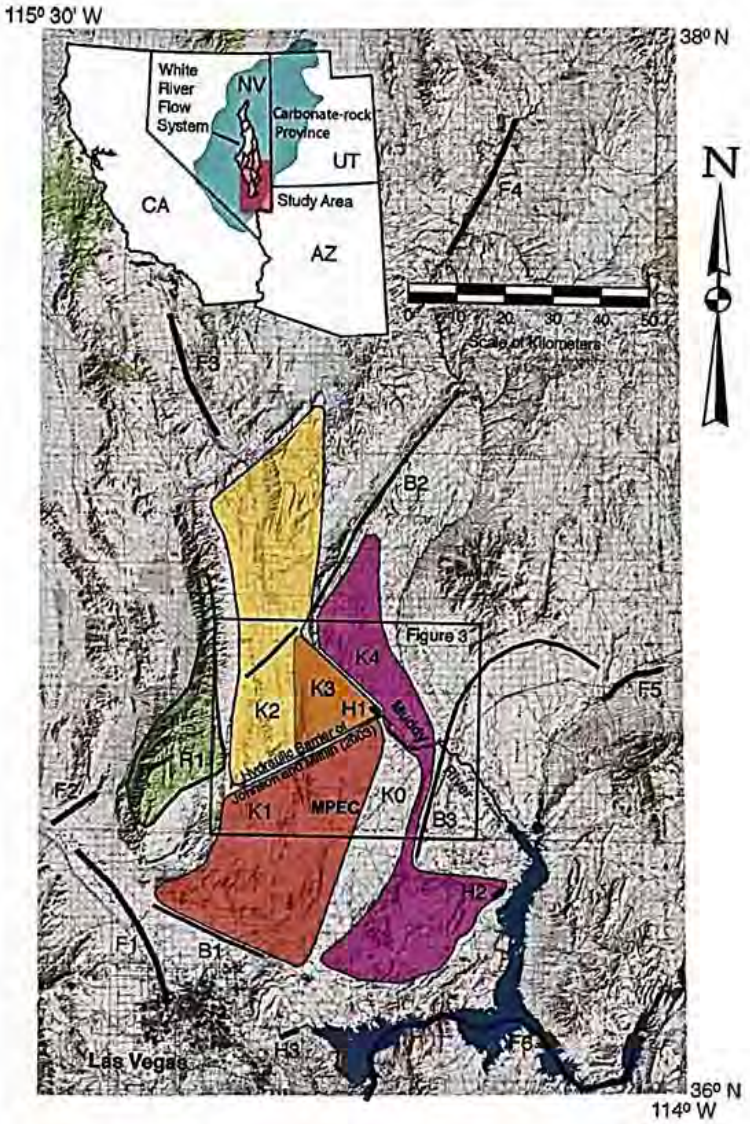
AEM از راه‌حل‌های تحلیلی استفاده می‌کند (به‌عبارت بهتر، راه‌حل‌های تحلیلی برای عارضه‌های مشخص و مؤثر در جریان آب‌زیرزمینی) که اصطلاحا آن را اجزای تحلیلی[4] می‌نامند. برای نمایش عارضه‌های هیدرولوژیکی و تنش‌ها، کد AE روی AEهای زیادی حتی صدها AE، منطبق می‌شود. هر تنش و عارضه هیدرولوژیکی (دبی تخلیه، پمپاژ، پهنه‌های آب سطحی) و هر ناهمگنی توسط AEهای جداگانه نشان داده می‌شود (شکل ۳-۳). AEها برای عارضه‌های زیادی از جمله، ناهمگنی‌ها، موانع باریک، تخلیه/تغذیه خطی ناشی از بار هیدرولیکی مشخص یا دبی مشخص، نشت، تغذیه توزیعی و مساحتی، چاه‌های عمیق و نیمه‌عمیق و جریان یکنواخت تعریف شده است. فیت[5] (۲۰۱۳) بعضی از AEهای معمول را بررسی کرد. در طراحی مدل AE، بسیاری از AEها برای تعریف جریان در منطقه نزدیک میدان حل (near-feild) استفاده می‌شود در حالی‌که تعداد کمی از آن‌ها در منطقه دور از میدان حل (far-field) استفاده می‌شود (شکل ۳-۳). در بسیاری از مسائل، راه‌حل AE در همه مکان‌ها مانند راه‌حل تحلیلی دقیق است، که در بعضی از تقریب‌ها، گسسته‌سازی AEها در دامنه حل مسأله برای نمایش خصوصیات ژئومتری واقعی معرفی می‌شوند (شکل ۳-۳).

---

[1] Fitts
[2] Haitjema
[3] Principle of Superposition
[4] Analytic Elements
[5] Fitts



شکل ۳-۲ اصل برهم نهی الف- ساختار میدانی ب- برهم‌نهی افت دوچاه در نزدیکی مرزهای نفوذناپذیر (یا تاثیر پمپاژ دو چاه با دبی ثابت) (برگرفته از مرجع شماره ۲۶).



شکل ۳-۳ نقشه منطقه‌ای که با اجزای تحلیلی مدل شده است، در این نقشه هدایت هیدرولیکی اجزا (K)؛ مرزهای بدون جریان (B) شامل گسل‌های B1 و B2؛ مناطق far-field (F) شامل رودخانه‌ها؛ دبی near-field (H)، شامل چشمه‌ها در H1 و H2؛ و دبی تغذیه (R) نشان داده شده است (۴۱).

در مدل AEM، میدان حل و شرایط مرزی بی‌نهایت فرض می‌شود. برای کنترل جریان تا بی‌نهایت، مساحت اولیه محدوده موردنظر یا محدوده در مقیاس نزدیک به میدان حل (near-field)، با شرایط مرزی درونی منطقه بزرگ‌تر در مقیاس ناحیه‌ای (far-field) محدود می‌شود (شکل ۳-۳). از مزایای روش AEM این است که شرایط مرزی محیط اطراف مدل در نزدیک منطقه مدل (near-filed) لازم نیست که دقیقاً معلوم باشد ولی تغذیه و تخلیه در far-field رژیم جریان به سمت near-field را کنترل می‌کند. علاوه بر این، مدل AE را می‌توان به آسانی با اضافه کردن AEهای بیشتر در far-field توسعه داد، که از نظر تئوری تا بی‌نهایت گسترش می‌یابد، یا اینکه این مدل‌ها را می‌توان با اضافه کردن اجزای بیشتری در near-field اصلاح کرد. گسسته‌سازی مناسب مرزهای درونی مدل که اغلب عارضه‌های آب سطحی را شامل می‌شود، دارای اهمیت است (۳۷).

معمولاً در مدل‌های عددی، ارتفاع بار هیدرولیکی متغیر وابسته محسوب می‌شود (معادله ۳-۱۲ و ۳-۱۳) اما در اغلب کدهای AE، معادله حاکم به‌صورت عبارت‌هایی از پتانسیل تخلیه Φ نوشته می‌شود (۲۹ و ۶۸). یکی از مزایای این نوع فرمول‌بندی این است که پتانسیل تخلیه به‌صورت معادلات دیفرانسیل جزئی خطی بیان می‌شود که برای جریان آب زیرزمینی آبخوان تحت‌فشار و آزاد مناسب است. معادلات خطی نه تنها برای برهم نهی لازم است بلکه در بسیاری از مدل‌سازی‌های آب زیرزمینی و حتی مدل‌های عددی پیچیده نیز قابل استفاده هستند (۶۶).

پتانسیل‌های دبی تخلیه برای انواع زیادی از مسائل جریان آب زیرزمینی کاربرد دارد (۶۸)، که در این کتاب، برای ساده‌سازی معادله حاکم، حالت‌های پایه‌ای این معادله مورد بررسی قرار می‌گیرد. پتانسیل دبی تخلیه، Φ (L^3 / T)، برای آبخوان تحت‌فشار به‌صورت رابطه (۳-۱۶) است:

$$\Phi = Th \qquad (۳-۱۶)$$

که T قابلیت انتقال و h ارتفاع بار هیدرولیکی است؛ پتانسیل دبی تخلیه در آبخوان آزاد برابر است با:

$$\Phi = \frac{Kh^2}{2} \qquad (۳-۱۷)$$

معادله لاپلاس (جریان ماندگار بدون تخلیه در شرایط همگن، یکنواخت و دو بعدی) به‌صورت عبارت‌هایی از پتانسیل دبی تخلیه بیان می‌شود:

$$\frac{\partial^2\Phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2\Phi}{\partial y^2} = 0 \qquad (۳-۱۸)$$

در صورتی که R برابر با صفر نباشد، معادله پواسون کاربرد دارد.

$$\frac{\partial^2\Phi}{\partial x^2}+\frac{\partial^2\Phi}{\partial y^2}=-R \qquad (۱۹-۳)$$

هنگامی‌که معادله لاپلاس (۳-۱۸) به کار می‌رود، پتانسیل دبی تخلیه دارای این ویژگی است که مشتق Φ به‌صورت تابع جریان تعریف می‌شود، ψ (L^3 / T) که می‌تواند برای محاسبه مسیر جریان آب زیرزمینی، بدون ردیابی ذرات استفاده شود. تابع جریان پتانسیل دبی تخلیه به‌صورت رابطه (۳-۲۰) تعریف می‌شود:

$$\frac{\partial\psi}{\partial x}=-\frac{\partial\Phi}{\partial y}=Q'_y \qquad (۲۰-۳)$$

که Q'_x و Q'_y دبی تخلیه واحد عرض (L^2 / T) در جهت x و y است. دبی تخلیه، Q، بین خطوط جریان به‌صورت تغییرات تابع جریان (رابطه (۳-۲۱)) تعریف می‌شود.

$$\Delta Q=\psi_1-\psi_2 \qquad (۲۱-۳)$$

شبکه جریان با رسم Φ و ψ در یک صفحه ایجاد می‌شود که این شبکه‌ها تنها برای شرایطی که در کادر ۲-۸ آورده شده است، می‌تواند تهیه شود. AEM خود را خیلی محدود نمی‌کند طوری‌که در مسائل واقعی آب زیرزمینی، کدهای AE برای محاسبه مسیر جریان از روش‌های ردیابی ذرات استفاده می‌کنند (فصل ۸).

مدل‌های AE، فقط برای راه‌حل‌های معادلات لاپلاس و پواسون نیست بلکه شامل غیریکنواختی و غیرهمگنی نیز می‌شود. غیریکنواختی در ثابت‌های فرض شده در دامنه حل مسأله یا زیردامنه آن وجود دارد (۲۷). همه مدل‌های AE می‌توانند دارای غیرهمگنی هم باشند (شکل ۳-۳). در مدل‌سازی کاربردی، AEM برای حل جریان آب زیرزمینی در حالت ماندگار از فرضیات دوپویی- فرشهایمر استفاده می‌کند (بخش ۴-۱؛ کادر ۴-۱). این روش برای موارد خاص جریان سه بعدی، مسائل غیرماندگار و بعضی از کدهای عددی آزمایشگاهی برای انتشار املاح در سیستم‌هایی با غیرهمگنی بالا نیز کاربرد دارد (۱۷ و ۴۰). همچنان AEهای جدیدی توسعه داده می‌شود (۳۱ و ۷۰) و محققان روشی را توسعه دادند که انواع مسائل AEM را بدون محاسبات دستی حل می‌کند. AEM قابلیتی را در مدل‌سازی کاربردی آب زیرزمینی ایجاد می‌کند که شبیه‌سازی‌های مسائل پیچیده جریان افقی دو بعدی (۳۶) را در مقیاس‌های منطقه‌ای خیلی بزرگ (۴، ۱۹و ۲۵)، مقیاس‌های منطقه‌ای (۴۳، ۲۴ و ۲۲) و حتی مقیاس محلی (۸۲) انجام می‌دهد. به‌دلیل تهیه نسبتاً سریع مدل‌های AE، این مدل‌ها مانند مدل‌های غربالگری، مدل‌های مناسبی هستند. علاوه بر این، راه‌حل‌های AE برای شبیه‌سازی مرزهای near-field مدل‌های عددی در آبخوانی که تا بی‌نهایت گسترش یافته، نیز قابل استفاده است (بخش ۴-۴؛ مرجع‌های ۳۲، ۲۴ و ۳۷).

انواع کدهای AE مانند SLAEM/MLAEM (http://www.strackconsulting.com/aem-products/)، GFlow (http://www.haitjema.com/) و مرجع شماره ۲۹) و AnAqsim (http://www.fittsgeosolutions.com/) و مرجع شماره ۲۷) دردسترس هستند. GFlow به‌صورت گسترده در مدل‌سازی کاربردی برای شبیه‌سازی یک لایه‌ای جریان آب زیرزمینی در حالت دوبعدی مورد استفاده قرار می‌گیرد (۸۰). نوع خاصی از کدهای AE وجود دارند که علاوه‌بر شبیه‌سازی پیشروی آب شور، آبخوان‌های چندلایه‌ای را نیز شبیه‌سازی می‌کنند (مانند AnAqSim، ۲۷، ۵۳ و TimML (http://code.google.com/p/timml/) و MLAEM (http://www.strackconsulting.com/aem-products/)).

۳-۵ مدل‌های عددی

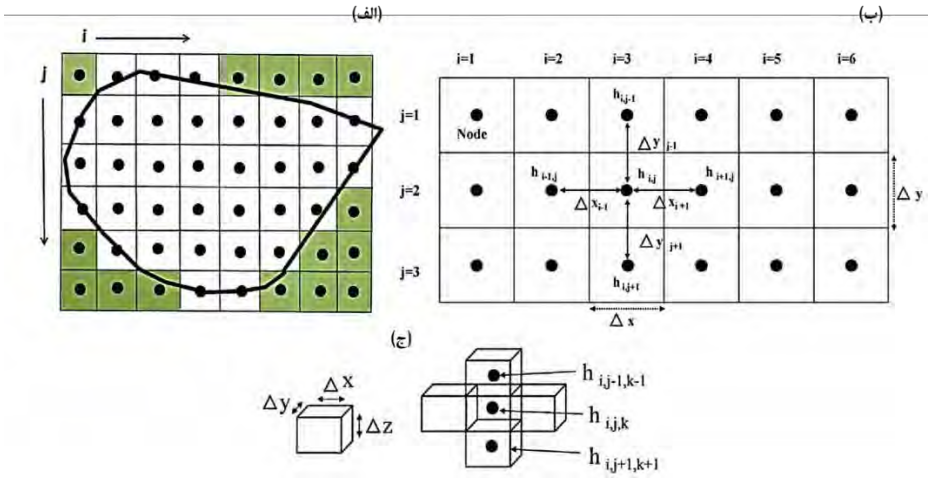
مدل‌های عددی، برای محاسبه ارتفاع بار هیدرولیکی در نقاط انتخاب شده، از تقریب معادله حاکم استفاده می‌کنند. راه‌حل‌های عددی، همانند راه‌حل‌های تحلیلی و AEM، در مکان یا زمان پیوسته نیست؛ این راه‌حل‌ها، بارهای هیدرولیکی را در نقاط (گره‌های) گسسته مکانی و برای مقادیر مشخصی از زمان محاسبه می‌کنند. مدل‌های عددی، معادله حاکم (معادله ۳-۱۲) را در حالت غیرماندگار، سه بعدی، غیرهمگن و غیریکنواخت با شرایط اولیه و مرزی پیچیده حل می‌کند.

روش‌های عددی در اغلب مدل‌سازی‌های آب زیرزمینی از روش تفاضل محدود[1] (FD) و روش اجزای محدود[2] (FE) استفاده می‌کنند. در روش FD، گره‌ها در فضای سه‌بعدی با اندیس‌های (i, j, k) در یک شبکه مستطیلی نشان داده می‌شود (شکل ۳-۴). در روش FE، مکان گره‌ها با استفاده از مختصات مکانی (x, y, z) در شبکه طراحی می‌شود (شکل ۳-۵). مطالب و گزارش‌های زیادی درباره تئوری اولیه این روش‌ها ارائه شده است. به‌عنوان مثال رزمن و همکاران (۱۹۷۱)، روش تفاضل‌های محدود و دیرچ[3] (۲۰۱۴)، هایاکورن و پیندر[4] (۱۹۸۳)، پیندر و گری[5] (۱۹۷۷) و استوک[6] (۱۹۸۹)، روش اجزای محدود را

---

[1] Finite-Difference
[2] Finite-Element
[3] Diersch
[4] Huyakorn and Pinder
[5] Pinder and Gray
[6] Istok

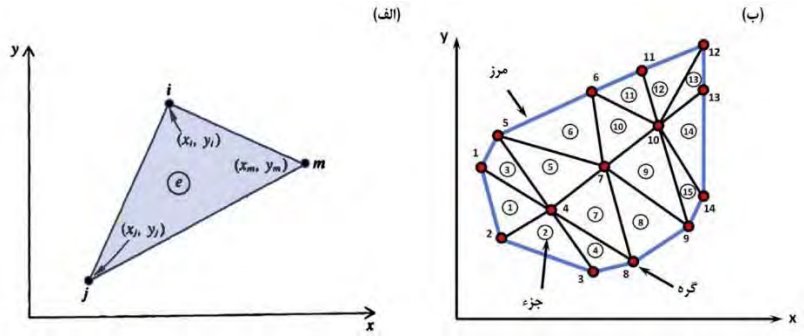
برای مدل‌سازی آب زیرزمینی مورد مطالعه قرار داده‌اند. ونگ و اندرسون[1] (۱۹۸۲) نیز مقدمه مختصری در مورد این دو روش ارائه دادند. در این میان، پیندر و گری[2] (۱۹۷۶) و ونگ و اندرسون (۱۹۷۷، ۱۹۸۲)، با فرمول‌بندی معادله لاپلاس (معادله ۳-۱۸) FE و FD نشان دادند که معادلات جبری یکسانی به‌دست می‌آید. آن‌ها همچنین نشان دادند که اگر فاصله گره‌ها به اندازه کافی کوچک باشد، هر دوی این روش‌ها به نتایج یکسانی می‌رسند. بنابراین علیرغم اینکه مفهوم این روش‌ها با هم متفاوتند، نتایج یکسان خواهد بود که این مسأله حتی در معادلات پیچیده‌تر از معادله لاپلاس نیز صادق است.



شکل ۳-۴ شبکه‌بندی و نامگذاری روش تفاضل محدود (FD). الف- شبکه‌بندی دو بعدی FD به‌صورت افقی با فواصل گرهی یکنواخت؛ اندیس i و j به‌ترتیب ستون‌ها و ردیف‌ها را نشان می‌دهد. گاهی اوقات از اندیس‌های متفاوتی استفاده می‌کنند، به‌عنوان مثال در MODFLOW، اندیس i و j به‌ترتیب ردیف‌ها و ستون‌ها را نشان می‌دهد. سلول‌ها به‌صورت بلوک محور[3] هستند؛ خط سیاه پررنگ دامنه مسأله را نشان می‌دهد. سلول‌های غیرفعال (سلول‌هایی که در خارج از مرز دامنه مسأله هستند) هاشور زده شده است. ب- نامگذاری گره‌ها را با استفاده از چهار گره اطراف گره (i,j) در شبکه دو بعدی FD به‌صورت افقی نشان می‌دهد ج- نامگذاری گره‌ها را در شبکه سه بعدی نشان می‌دهد که فاصله عمودی با اندیس k نشان داده شده است. گروهی از بلوک‌ها در سمت راست فاصله دو بعدی را نشان می‌دهد (دو بلوک عمود بر صفحه‌ای که در راستای محور y است نشان داده نشده است). گروه هفت گرهی شامل گره (i,j,k) با ماژول محاسباتی FD در حالت سه بعدی مقایسه می‌شود.

---

[1] Wang and Anderson
[2] Pinder and Gray
[3] Block-Centered



شکل ۳-۵ شبکه‌بندی مثلثی دو بعدی و نامگذاری اجزا در روش اجزای محدود به‌صورت افقی. الف- اجزای مثلثی با گره‌های i، j و m که در خلاف جهت عقربه‌های ساعت در مختصات (x, y) نامگذاری شده است را نشان می‌دهد؛ ب- اجزای مثلثی، نامگذاری اجزا به‌صورت چرخشی تعریف شده است. اجزا بر مرزهای دامنه مسأله منطبق شده است (برگرفته از منبع شماره ۷۷).

۳-۵-۱ تفاضل‌های محدود

در روش FD، گره‌ها در فضای سه بعدی با اندیس‌های i، j و k تعیین می‌شوند، که به‌ترتیب نمایانگر شماره ستون، ردیف و لایه هستند (شکل ۳-۴). فاصله گره‌ها در جهت ردیف‌ها با Δx، در جهت ستون‌ها با Δy و در جهت لایه‌ها با Δz مشخص می‌شوند. گره در سلول FD واقع می‌شود (شکل ۳-۴-ب و ج). ارتفاع بار هیدرولیکی برابر با میانگین ارتفاع بار هیدرولیکی در سلول FD است که این مقدار فقط در گره‌ها تعریف می‌شود. تقریب معادله حاکم با جایگذاری مشتقات جزئی در معادله ۳-۱۲ به‌صورت تفاضل به‌دست می‌آید. به‌عنوان مثال، گره i، j و k در شبکه‌ای با فواصل گرهی یکنواخت در جهت x ($\Delta x = Constant$)، به‌صورت تقریب مشتق مرتبه اول h نسبت به x نشان داده می‌شود:

$$\frac{\partial h}{\partial x} = \frac{h_{i+1,j,k} - h_{i-1,j,k}}{2\Delta x} \qquad (۳-۲۲)$$

که $2\Delta x$ فاصله بین گره $h_{i+1,j,k}$ و $h_{i-1,j,k}$ است. مشتق مرتبه دوم در فواصل گرهی یکنواخت در جهت x برابر است با:

$$\frac{1}{\Delta x}\left[\frac{h_{i+1,j,k} - h_{ij,k}}{\Delta x} - \frac{h_{i,j,k} - h_{i-1,j,k}}{\Delta x}\right] = \frac{h_{i-1,j,k} - 2h_{i,j,k} + h_{i+1,j,k}}{(\Delta x)^2} \qquad (۳-۲۳)$$

مشتقات در جهت y و z نیز به‌صورت مشابه نوشته می‌شود.

در روش FD، مشتق نسبت به زمان به‌صورت زیر نشان داده می‌شود:

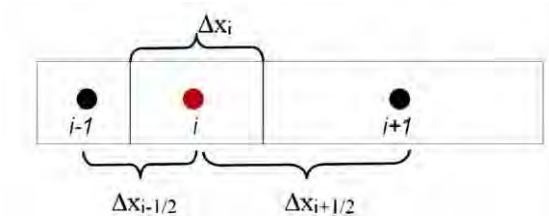
$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{h_{ij}^{n+1} - h_{ij}^{n}}{\Delta t} \tag{۲۴-۳}$$

که بالانویس n و $n+1$ به‌ترتیب زمان فعلی و بعدی را نشان می‌دهد.

اگر فاصله گره‌ها به‌صورت نامنظم باشد (شکل ۳-۶)، FD برای معادله ۳-۱۲ به‌صورت معادله (۳-۲۵) نوشته می‌شود:

$$\begin{aligned}
&\frac{1}{(\Delta x)_{i,j,k}}\left[K_{x_{(i+1/2,j,k)}}\frac{h_{i+1,j,k}^{n+1} - h_{i,j,k}^{n+1}}{(\Delta x)_{i+1/2,j,k}} - K_{x_{(i-1/2,j,k)}}\frac{h_{i,j,k}^{n+1} - h_{i-1,j,k}^{n+1}}{(\Delta x)_{i-1/2,j,k}}\right] \\
&+\frac{1}{(\Delta y)_{i,j,k}}\left[K_{y_{(i,j+1/2,k)}}\frac{h_{i,j+1,k}^{n+1} - h_{i,j,k}^{n+1}}{(\Delta y)_{i,j+1/2,k}}\right. \\
&\left.-K_{y_{(i,j-1/2,k)}}\frac{h_{i,j,k}^{n+1} - h_{i,j-1,k}^{n+1}}{(\Delta y)_{i,j-1/2,k}}\right] \\
&+\frac{1}{(\Delta z)_{i,j,k}}\left[K_{z_{(i,j,k+1/2)}}\frac{h_{i,j,k+1}^{n+1} - h_{i,j,k}^{n+1}}{(\Delta z)_{i,j,k+1/2}}\right. \\
&\left.-K_{z_{(i,j,k-1/2)}}\frac{h_{i,j,k}^{n+1} - h_{i,j,k-1}^{n+1}}{(\Delta z)_{i,j,k-1/2}}\right] = S_s\frac{h_{i,j,k}^{n+1} - h_{i,j,k}^{n}}{(\Delta t)} - W_{(i,j,k)}^{*}
\end{aligned} \tag{۲۵-۳}$$

که $(\Delta x)_{i+1/2,j,k}$ و $(\Delta x)_{i-1/2,j,k}$ در شکل ۳-۶ نشان داده شده است. به‌صورت مشابه، فاصله گرهی نامنظم در جهت‌های y و z تعریف می‌شود. بالانویس $n+1$ در سمت چپ معادله بیانگر این است که مشتقات مکانی در زمان $n+1$ تقریب زده می‌شود.



شکل ۳-۶ نمایش یک بعدی FD برای گره‌هایی با فاصله‌های نامنظم در جهت x در مرکز سلول شبکه

معادله (۳-۲۵) با معرفی پارامتر شناخته شده‌ای به نام قابلیت هدایت[1] ساده می‌شود. تعریف کلی قابلیت انتقال، C، بین دو سلول در شبکه مستطیلی FD به‌صورت معادله (۳-۲۶) است:

$$C = \frac{KA}{L} \tag{۳-۲۶}$$

که A، مساحت وجه بین دو سلول؛ L، فاصله بین مرکز گره‌های دو سلول و K هدایت هیدرولیکی بین‌سلولی (میانگین هدایت هیدرولیکی بین دو گره) است. شایان ذکر است که $Q=C\Delta h$. معادله (۳-۲۵) را می‌توان به‌صورت عبارت‌هایی از قابلیت انتقال نیز نوشت:

$$\begin{aligned}
&\mathrm{CV}_{i,j,k-1/2}\mathrm{h}_{i,j,k-1} + \mathrm{CR}_{i-1/2,j,k}\mathrm{h}_{i-1,j,k} + \mathrm{CC}_{i,j-1/2,k}\mathrm{h}_{i,j-1,k} \\
&\quad + \left(-\mathrm{CV}_{i,j,k-1/2} - \mathrm{CR}_{i-1/2,j,k} - \mathrm{CC}_{i,j-1/2,k} - \mathrm{CV}_{i,j,k+1/2}\right. \\
&\quad \left. - \mathrm{CR}_{i+1/2,j,k} - \mathrm{CC}_{i,j+1/2,k} + \mathrm{HCOF}_{i,j,k}\right)\mathrm{h}_{i,j,k} \\
&\quad + \mathrm{CV}_{i,j,k+1/2}\mathrm{h}_{i,j,k+1} + \mathrm{CR}_{i+1/2,j,k}\mathrm{h}_{i+1,j,k} + \mathrm{CC}_{i,j+1/2,k}\mathrm{h}_{i,j+1,k} \\
&\quad = \mathrm{RHS}_{i,j,k}
\end{aligned} \tag{۳-۲۷}$$

که CR و CC به‌ترتیب قابلیت انتقال افقی در سطرها و ستون‌ها هستند و CV نیز قابلیت انتقال عمودی در لایه‌هاست. در معادله ۳-۲۷، از عبارت‌های مورد استفاده در MODFLOW (CR، CC، CV، HCOF، RHS) استفاده شد که اندیس i، ستون و اندیس j، ردیف را نشان می‌دهد. این معادله با معادله ۳-۲۵ و شکل ۳-۴ همخوانی دارد. باید توجه شود که در MODFLOW، اندیس i، ردیف و j ستون را نشان می‌دهد. بنابراین اندیس‌های CR و CC در معادله معادل آن در MODFLOW متفاوت هستند (به معادله ۶-۱ مرجع ۳۵ مراجعه شود).

در معادله ۳-۲۵، n زمان فعلی (گذشته) است و ارتفاع بار هیدرولیکی در زمان $n+1$ به‌دست می‌آید. در معادله (۳-۲۷)، از مفهوم دیگری برای زمان حل مسأله استفاده شده است و ارتفاع بار هیدرولیکی در زمان t محاسبه می‌شود. ارتفاع بار هیدرولیکی، h، بدون هیچ بالانویسی، زمان t را نشان می‌دهد و زمان قبلی (گذشته) با $t-1$ نشان داده می‌شود. ارتفاع بار هیدرولیکی در $t-1$ برای RHS به‌صورت زیر بیان می‌شود:

$$\begin{aligned}
HCOF_{i,j,k} &= \frac{-SS_{i,j,k}\,V_{i,j,k}}{\Delta t} \\
RHS_{i,j,k} &= \frac{-SS_{i,j,k}\,V_{i,j,k}\,h_{i,j,k}^{t-1}}{\Delta t}
\end{aligned} \tag{۳-۲۸}$$

[1] Conductance

که $SS_{i,j,k}$، ضریب ذخیره در سلول i، j، k؛ $V_{i,j,k}$، حجم $(\Delta x_{i,j,k}\Delta y_{i,j,k}\Delta z_{i,j,k})$ در سلول i، j، k؛ Δt، گام زمانی و $h_{i,j,k}^{t-1}$، ارتفاع بار هیدرولیکی در گره i، j، k در زمان قبلی $(t-1)$ است.

معادله ۳-۲۵ یا ۳-۲۷ برای هر گره در داخل شبکه نوشته می‌شود. شرایط مرزی در گره‌هایی که در راستای مرزها هستند، تعریف می‌شود. مجموعه‌ای از معادلات جبری به‌دست آمده به‌صورت معادله ماتریسی سراسری زیر بیان می‌شود:

$$[\mathrm{A}]\{\mathrm{h}\} = \{\mathrm{f}\} \qquad (۳-۲۹)$$

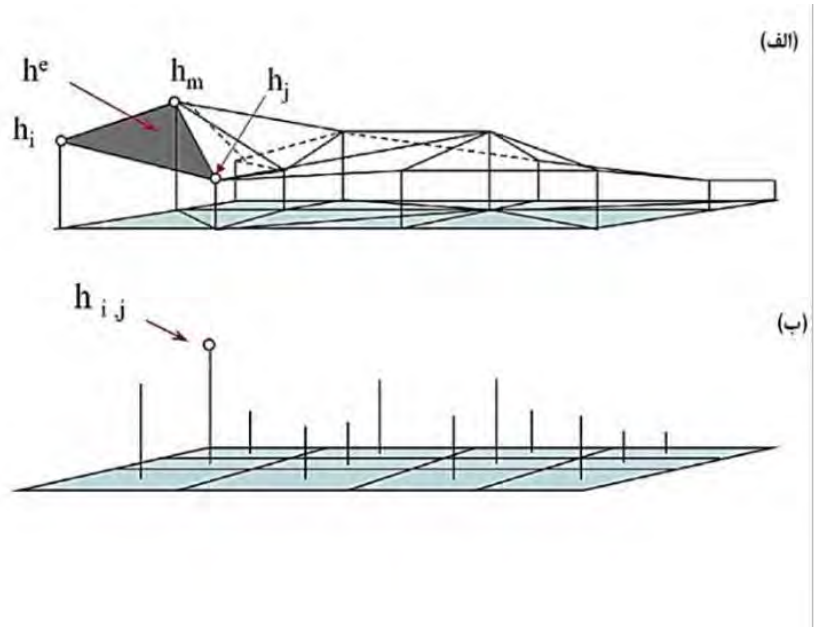
که $[A]$ ماتریس ضرایب یا قابلیت انتقال است که شامل قابلیت‌های انتقال و HCOF است؛ $\{\mathrm{h}\}$ آرایه‌ای از ارتفاع‌های نامعلوم بارهای هیدرولیکی و $\{\mathrm{f}\}$ در RHS است. در ادامه، حل این معادله ماتریسی بررسی می‌شود.

۳-۵-۲ اجزای محدود

تئوری ریاضی روش FE به آسانی روش FD نیست. در روش FE، دامنه حل مسأله، به اجزایی تقسیم می‌شود که با گره‌ها تعریف می‌شوند (شکل ۳-۵). در روش FE متغیر وابسته (مانند بار هیدرولیکی) به‌صورت پیوسته در اجزا تعریف می‌شود (شکل ۳-۷-الف). در حالی‌که، در روش FD، متغیر وابسته فقط در مرکز گره‌ها تعریف می‌شد و در فاصله بین دو گره مقدار آن ثابت بود (شکل ۳-۷-ب). راه حل FE به‌صورت قطعه‌های پیوسته‌ای است که هر جزء در لبه‌های جانبی خود به جزء دیگر متصل می‌شود. در این روش تنوع زیادی در شکل اجزا و موقعیت گره‌ها وجود دارد که معمولا شکل اجزا به‌صورت سه ضلعی (شکل ۳-۵) و چهارضلعی (شکل ۵-۱۱) است. اجزای FE، به‌صورت خط (یک بعدی)، سطح (دو بعدی) و حجم (سه بعدی) تعریف می‌شوند (شکل ۵-۱۲).

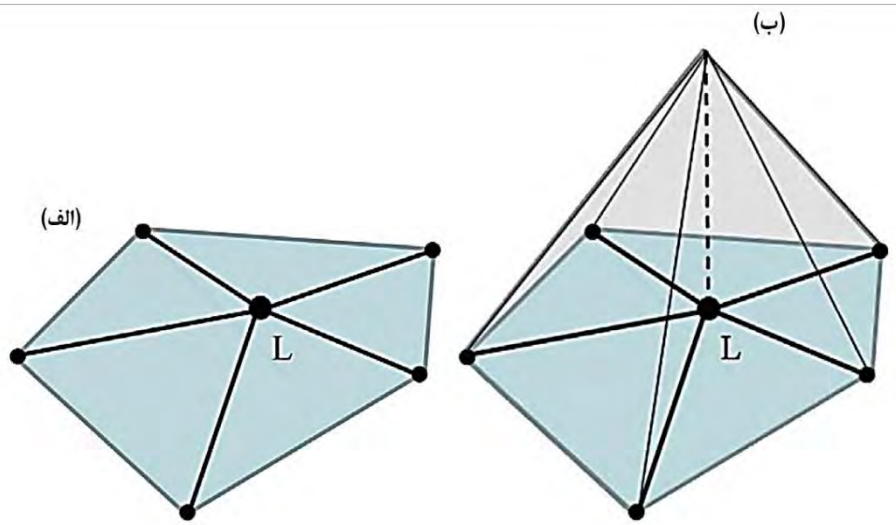
موقعیت گره‌های شبکه FE توسط مختصات x، y و z تعیین می‌شود (شکل ۳-۵-الف). در این روش، گره‌ها و اجزاء شماره‌گذاری می‌شوند و موقعیت هر جزء با شماره گره‌های اطراف آن تعریف خواهد شد. به‌عنوان مثال، در شکل ۳-۵-ب، جزء شماره ۵ از اجزای ۵، ۷ و ۴ تشکیل شده است. رسم شبکه و تعیین موقعیت گره‌ها در روش FE باید با دقت بیشتری نسبت به روش FD انجام شود زیرا در این روش برای رسم شبکه با استفاده از کد موردنظر، علاوه بر تعیین مختصات x، y و z در هر گره، باید شماره جزء مربوطه و شماره گره‌هایی که آن جزء را تشکیل می‌دهد را نیز وارد کرد. در عین حال که رسم شبکه کار کسل‌کننده‌ای است، دارای اهمیت زیادی است زیرا در هنگام اجرای کد، توالی شماره گره‌ها بر حافظه رایانه تاثیر می‌گذارد (۷۷). از اینرو، کدهای FE معمولا نرم افزاری برای رسم شبکه دارند.

معادلات FE با معرفی روشی برای آزمون ارتفاع بار هیدرولیکی در جزء، ایجاد می‌شوند. به‌عنوان مثال، برای اجزای سه ضلعی در شکل ۳-۵- الف، روش آزمون برای تعریف توابع درونیابی که معمولا آن‌را تابع بایاس[1] می‌نامند، به‌کار می‌رود که بار هیدرولیکی گره‌ها را به بار هیدرولیکی جزء مرتبط می‌کند (شکل ۸-۳). ممکن است تابع درونیابی، توابع پیچیده‌ای باشند ولی معمولا خطی انتخاب می‌شود.



شکل ۳-۷ نمایی از ارتفاع بار هیدرولیکی در روش‌های اجزای محدود (FE) و تفاضل‌های محدود (FD). الف- در روش FE، ارتفاع بار هیدرولیکی (h^e) تابع پیوسته‌ای در هر جزء است. در شبکه نشان داده شده در شکل، اجزای مثلثی با بار هیدرولیکی در گره‌ها h_i، h_j و h_m تعیین شده است. ب- در روش FD، ارتفاع بار هیدرولیکی (h_{ij}) فقط در گره تعریف می‌شود.

[1] Basis Functions



شکل ۳-۸ (الف) نمای بخشی از اجزا در اطراف گره L در شبکه اجزای محدود (در شکل ۳-۵ برای نمونه اجزای ۱، ۳، ۵، ۷، ۴ و ۲ در اطراف گره ۴.) (ب) نمای سه بعدی تابع پایه گره‌ای $N_L(x,y)$ (۷۷ و ۱۴)

ونگ و اندرسون[1](۱۹۸۲)، شکل کلی تابع درونیابی خطی در حالت دو بعدی را به‌صورت زیر بیان کرد:

$$h^e(x,y) = a_0 + a_1 x + a_2 y \qquad (۳-۳۰)$$

که $h^e(x,y)$، بار هیدرولیکی جزء و a_0، a_1 و a_2 ضرایب هستند. بنابراین، بار هیدرولیکی هر جزء مثلثی با استفاده از بارهای هیدرولیکی سه گره محاسبه می‌شود (i، j و m در خلاف جهت عقربه‌های ساعت شماره‌گذاری شده است).

$$\begin{aligned} h_i &= a_0 + a_1 x_i + a_2 y_i \\ h_j &= a_0 + a_1 x_j + a_2 y_j \\ h_m &= a_0 + a_1 x_m + a_2 y_m \end{aligned} \qquad (۳-۳۱)$$

اگر معادلات (۳-۳۱) برای a_0، a_1، a_2 حل شود، معادلات (۳-۳۰) و (۳-۳۱) را می‌توان به‌صورت زیر بیان کردند:

$$h^e(x,y) = N_i^e(x,y)h_i + N_j^e(x,y)h_j + N_m^e(x,y)h_m \qquad (۳-۳۲)$$

که

$$N_i^e(x,y) = 1/(2A^e)\left[\left(x_j y_m - x_m y_j\right) + \left(y_j - y_m\right)x + \left(x_m - x_j\right)y\right]$$

[1] Wang and Anderson

$$N_j^e(x,y) = 1/(2A^e)[(x_m y_i - x_i y_m) + (y_m - y_i)x + (x_i - x_m)y] \quad (۳۳-۳)$$
$$N_m^e(x,y) = 1/(2A^e)\left[\left(x_i y_j - x_j y_i\right) + \left(y_i - y_j\right)x + \left(x_j - x_i\right)y\right]$$

و

$$2A^e = \left(x_i y_j - x_j y_i\right) + (x_m y_i - x_i y_m) + \left(x_j y_m - x_m y_j\right) \quad (۳۴-۳)$$

$N_i^e(x,y)$، $N_j^e(x,y)$ و $N_m^e(x,y)$ توابع پایه هستند. این توابع به‌صورت خطی هستند که بار هیدرولیکی در مساحت A^e جزء مثلثی شکل، به‌صورت عبارت‌هایی از بار هیدرولیکی در سه گوشه گره‌ها تعریف می‌شود (شکل ۳-۵ الف). ویژگی‌های کلی توابع پایه خطی توسط معادله (۳-۳۳) به‌صورت زیر تعریف می‌شود:

1- N^e در گره L، برابر است با ۱، و در دو گره دیگر برابر با صفر است. L می‌تواند i، j یا m باشد.
2- N^e فاصله دو گره در هر طرف به‌صورت خطی تغییر می‌کند.
3- N^e در مرکز ثقل مثلث برابر با یک سوم است.
4- N^e در طرف مقابل گره L برابر با صفر است.

این ویژگی‌ها، با جایگزینی این مقادیر، در معادله ۳-۳۳، می‌تواند تایید شود.

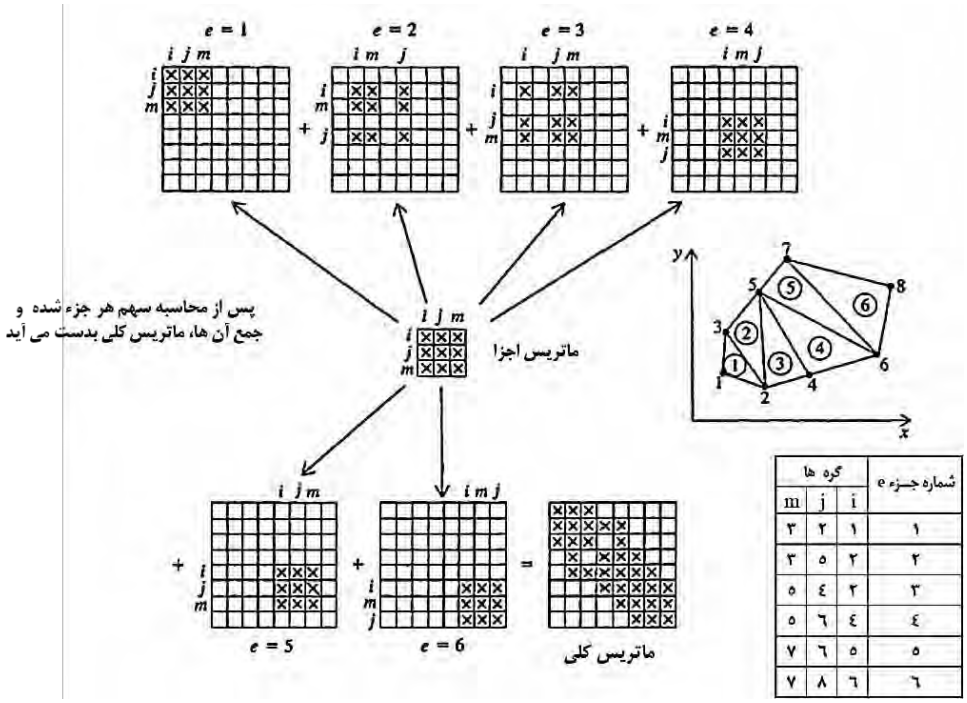
از آنجا که راه‌حل آزمایشی برای بار هیدرولیکی به‌دست آمده از توابع پایه، راه‌حل دقیقی نیست، حل معادله حاکم با استفاده از راه‌حل‌های آزمایشی به‌صورت دقیق به‌دست نمی‌آید و دارای عبارت خطای باقیمانده است. این عبارت نشان‌دهنده مقدار اختلاف بار هیدرولیکی با آنچه که از معادله حاکم به دست می‌آید، می‌باشد (جزییات بیشتر در فصل ۶ مرجع شماره ۷۷ آورده شده است). در صورتی‌که مقدار باقیمانده‌ها در کل دامنه حل مسأله حداقل شود و مجموع باقیمانده‌ها برابر با صفر شود، راه‌حل آزمایشی به جواب درست نزدیک می‌شود. معمولاً روش FE از روش‌های وزنی برای حداقل کردن باقیمانده‌ها استفاده می‌کند و مقادیر تقریبی متغیر وابسته (مثل بار هیدرولیکی) را در گره‌ها به‌دست می‌آورد. در روش باقیمانده‌های وزنی، معمولاً از روش گالرکین استفاده می‌شود و توابع وزنی برابر با توابع پایه قرار می‌گیرد (معادله ۳-۳۳).

مجموعه‌ای از معادله ماتریسی ۳-۲۹ برای دامنه مسأله، ابتدا با بررسی معادله‌ای انجام می‌شود که به بخشی از اجزاء در اطراف هر گره وابسته است (شکل ۳-۸)، سپس سهم هر جزء در ماتریس ضرایب سراسری جمع می‌شود (شکل ۳-۹). جزییات دوبعدی این مسأله در صفحات ۱۲۱ تا ۱۲۶مرجع شماره ۷۷ آورده شده است. در مسائل غیرماندگار، مقادیر بار هیدرولیکی در گره‌ها تابعی از زمان است و مشتق

زمان با استفاده از تفاضلات محدود تخمین زده شده است. بنابراین "«روش اجزای محدود برای حل معادله جریان در حالت غیرماندگار، ترکیبی از مفاهیم اجزای محدود و تفاضلات محدود است»" (۷۷).

۳-۵-۳ تفاضلات محدود در حجم کنترلی

در روش‌های FD استاندارد، از شبکه‌ها و سلول‌های مستطیلی در شبکه‌بندی استفاده می‌شود. اگرچه درک مفهوم و کدنویسی شبکه‌های مستطیلی آسان است، ولی اغلب اوقات نیازمند فرضیات ساده کننده‌ای در مورد ژئومتری سیستم هستند که خیلی هم راحت نمی‌باشد. علاوه بر این، دو مشکل دیگر در شبکه‌های مستطیلی وجود دارد: یکی اینکه شبکه‌ها سلول‌هایی در خارج از محدوده مدل‌سازی ایجاد می‌کنند و دیگری اینکه اگر لازم باشد، دقت گسسته‌سازی در منطقه‌ای افزایش یابد، این افزایش سلول‌ها بایستی تا مرزها ادامه پیداکند و در حالت سه بعدی به‌طور عمودی نیز باید گسترش یابد (شکل ۵-۶). به‌عنوان مثال، برای نمایش بهتر ارتباط آب سطحی/زیرزمینی در لایه اول مدل لازم است اطراف عارضه‌های آب سطحی از سلول‌های با سایز کوچک‌تر استفاده شود و این باید در همه لایه‌ها تکرار شود، حتی اگر این عارضه‌ها فقط در لایه اول باشند.



شماره جـزء e	گره ها		
	i	j	m
۱	۱	۲	۳
۲	۲	۵	۳
۳	۲	٤	۵
٤	٤	٦	۵
۵	۵	٦	۷
٦	٦	۸	۷

شکل ۳-۹ دیاگرام شماتیک ارتباط ماتریس ضرایب اجزا و مجموع آن‌ها به‌صورت ماتریس کلی ضرایب برای شبکه اجزای محدود نشان داده شده است (۷۷).

یکی از اولین کاربردهای مدل‌های عددی در مسائل آب زیرزمینی استفاده از روش تفاضل محدود در حجم کنترلی (CVFD) است (۷۴)، جزئیات این روش در کاربردهای دیگر توسط ناراسیمان و ویدرپون (۱۹۷۶) مورد بررسی قرار گرفت. در ابتدا، این روش را تفاضلات محدود جامع می‌نامیدند. روش CVFD باعث می‌شود که روش‌های FD نسبت به روش FE، انعطاف‌پذیری خیلی بیشتری در گسسته‌سازی مکانی داشته باشند. در مدل CVFD، گسسته‌سازی مکانی می‌تواند شامل ترکیبی از سلول‌های مربعی و مستطیلی و همچنین شش‌ضلعی، مثلثی و اشکال نامنظم باشد (شکل‌های ۵-۴، ۵-۷، ۵-۸، ۵-۲۲). علاوه بر این، گسسته‌سازی مکانی در هر لایه نیز می‌تواند متفاوت باشد. اخیرا، پاندی و همکاران (۲۰۱۳)، از CVFD برای توسعه کد MODFLOW-USG استفاده کردند. USG، نسخه‌ای از کد FD در MODFLOW است که شبکه نامنظمی دارد. در شبکه FE، گره‌ها در USG به‌صورت متوالی شماره-گذاری می‌شود و به‌جای استفاده از i، j و k از اندیس‌های روش‌های FD استاندارد استفاده می‌شود. هر

سلول مانند FE شماره‌گذاری می‌شود (شکل ۳-۱۰-الف). گره‌های مجاور به هم متصل می‌شوند (شکل ۱۰-۳-الف و ب) و کاربر باید مساحتی از وجه مشترک سلول‌ها را برای هر اتصال وارد کند. با توجه به پیچیدگی شبکه‌بندی و داده‌پردازی در USG، پیشنهاد می‌شود از برنامه‌های پیش‌پرداز استفاده شود (۵۵). بررسی جزئیات روش CVFD فراتر از بحث این کتاب است و در ادامه فقط خلاصه‌ای از معادلات مورد استفاده در این روش مورد بررسی قرار گرفته است. جزئیات بیشتر در مراجع ۵۴ و ۱۸ آورده شده و همچنین در مرجع شماره ۵۵ نشان داده شده است که چگونه روش CVFD با کد نوشته شده در MODFLOW منطبق می‌شود. در ادامه این کتاب، مقدمه‌ای از روش CVFD آورده شده است (۵۵ و ۵۴).

روش CVFD، نوعی از روش احجام محدود است (به صفحات ۵۳۷ تا ۵۴۱ مرجع شماره ۸ مراجعه شود). از معادله ۳-۱۲ نسبت به حجم‌کنترلی کوچک V انتگرال گرفته می‌شود:

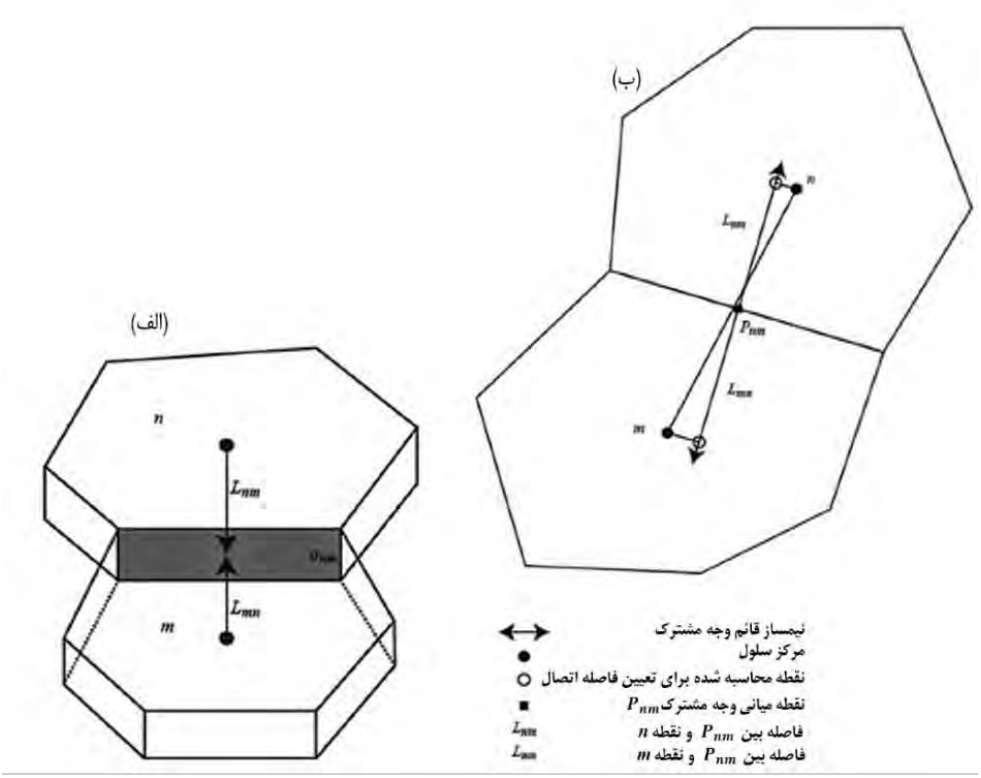
$$\int (K\nabla h)dV = \frac{\partial}{\partial t}\int (S_s h)dV + \int W dV \qquad (۳۵-۳)$$

انتگرال حجم به انتگرال سطح تبدیل می‌شود:

$$\int (K\nabla h)\mathbf{n}dS = S_s V\frac{\partial h}{\partial t} + WV \qquad (۳۶-۳)$$

که n بردار نرمال واحد به سمت خارج سطح حجم و S سطح حجم کنترل است. این معادله بیانگر بیلان جرم یا بیلان آب است که ورودی‌ها و خروجی‌ها در تعادل سطح از طریق منابع تغذیه یا تخلیه، اضافه یا کم می‌شوند و حجم ذخیره را تغییر می‌دهند.

در روش CVFD، سیستم جریان به زیردامنه‌های کوچک‌تری تقسیم می‌شود که گاهی‌اوقات آن‌ها را اجزا می‌نامند (حجم‌های V در CVFD)، و بیلان آب برای هر حجم، طبق معادله ۳-۳۶ محاسبه می‌شود. انتگرال سطح در سمت چپ معادله ۳-۳۶، مجموع شارهای سطح، S، از حجم را نشان می‌دهد و با توجه به شرایط مرزی و اولیه، نرخ آب ذخیره شده در حجم را اندازه‌گیری می‌کند. سمت راست این معادله، نرخ جمع‌آوری آب را به‌صورت میانگین نرخ زمانی تغییر بار هیدرولیکی در حجم بیان می‌کند (صفحه ۵۴ مرجع شماره ۵۴).



شکل ۳-۱۰ نمایی از سلول‌های n و m روش تفاضل محدود در یک شبکه نامنظم که از روش تفاضل محدود در حجم کنترل استفاده می‌شود. گره‌ها در مرکز سلول قرار دارد. الف) طول اتصال از مرکز سلول اندازه‌گیری می‌شود. اتصال افقی بین سلول‌ها $L_{nm} + L_{mn}$ و مساحت جریان اتصال (رنگ خاکستری) برابر با a_{nm} $(= a_{mn})$ است. طول اتصال در فصل مشترک زاوایای راست، نصف می‌شود. ب) تعریف خط اتصال مراکز سلول‌های n و m در وجه مشترک، L_{nm} و L_{mn}، پیچیده‌تر است (دایره‌های توپر). فرایند به‌صورت زیر است: نقطه میانی وجه مشترک (P_{nm}) تعیین می‌شود؛ خط قائمی در دو طرف این نقطه رسم می‌شود، سپس فاصله بین نقطه میانی وجه مشترک و نقاط روی خط قائم (دایره‌های توخالی)، L_{nm} و L_{mn} تعریف می‌شود (۵۵).

در عمل، FD برای بیلان آب هر حجم نوشته می‌شود و سپس در معادله ماتریس کلی (معادله ۳-۲۹) جمع می‌شود. به‌عنوان مثال، پاندی و همکاران (۲۰۱۳)، شکل کلی معادله بیلان آب CVFD را برای سلول n متصل به سلول همسایه‌اش m به‌صورت زیر ارائه داد (شکل ۳-۱۰ الف):

$$\sum_{m\in\eta_n} C_{nm}(h_m - h_n) + HCOF_n(h_n) = RHS_n \qquad (۳۷-۳)$$

که C_{nm} ضریب انتقال درون سولی بین سلول‌های n و m است؛ h_n و h_m بارهای هیدرولیکی در سلول‌های n و m؛ $HCOF_n$ و RHS_n به‌ترتیب برابر با $HCOF_{i,j,k}$ و $RHS_{i,j,k}$ (معادله ۳-۲۸) است.
عبارت اول معادله ۳-۳۷، جریان بین سلول‌های n و m را نشان می‌دهد که با استفاده از معادله دارسی محاسبه می‌شود. مجموع عبارت اول در معادله ۳-۳۷ در همه سلول‌های m با حجم مرتبط است (جزء) η_n، که مجموعه‌ای از سلول‌های متصل در سلول n است. در فرمول‌بندی CVFD، ضریب انتقال (C_{nm}) برای نمایش انتقال بین سلولی، بین سلول n و سلول همسایه‌اش m استفاده می‌شود:

$$C_{nm} = \frac{a_{nm}K_{nm}}{L_{nm}+L_{mn}} \qquad (۳۸-۳)$$

که a_{nm}، سطح مقطع جریان در منطقه اشباع بین سلول‌های n و m؛ K_{nm}، هدایت هیدرولیکی بین سلولی؛ L_n و L_m به‌ترتیب فاصله عمودی بین فصل مشترک سلول‌های n و m و نقطه بین سلول‌های n و m است (شکل ۳-۱۰-ب).
تقریب معادله کلی جریان با استفاده از روش FD استاندارد (معادله ۳-۲۷)، هنگامی که به‌صورت بیلان آب نوشته می‌شود برابر است با معادله ۳-۳۷، که اندیس‌های i، j و k در معادله ۳-۲۷ به زیرنویس n در فرمول‌بندی CVFD تغییر کرده است و این مفهوم را می‌رساند که سلول n به سلول m در همسایگی خود متصل می‌شود (۵۵). بنابراین روش‌های مورد استفاده در حل معادله FD استاندارد، می‌تواند در CVFD به‌کار رود. تفاوت عمده و اساسی، در نحوه محاسبه ضرایب انتقال آب بین سلولی، C_{nm}، است. محاسبه ضرایب انتقال بین سلولی در FD استاندارد به دلیل ژئومتری منظم و اتصالات بین سلول‌ها در شبکه مستطیلی نسبتا آسان است (معادله ۳-۲۶). L_{nm} و L_{mn} در روش CVFD (معادله ۳-۳۸) باید برای هر اتصال سلول محاسبه شود (شکل ۳-۱۰-الف) و مساحت وجه مشترک که لزوما مستطیلی نیست نیز باید تعیین شود (شکل ۳-۱۰- الف).

۳-۵-۴ روش‌های حل

مجموعه‌ای از معادلات جبری به‌دست‌آمده از تقریب عددی معادله حاکم، با استفاده از روش FD، FE یا CVFD، بار هیدرولیکی را توسط روش‌های مستقیم یا روش‌های مستقیم ترکیب شده با تکرار حل می‌کند. در این بخش، بعضی از ویژگی‌های کلی روش‌های حل مورد بررسی قرار می‌گیرد. ونگ و اندرسون (۱۹۸۲)، روش‌های حل ماتریسی و تکراری پایه‌ای را با جزئیات بیشتر ارائه کردند.
روش‌های مستقیم، معادله ماتریسی کلی (معادله ۳-۲۹) را با استفاده از حل‌کننده‌های ماتریسی حل می‌کند و با توجه به خطای گردکردن عددی، راه‌حل عددی دقیقی را از مجموعه معادلات جبری ارائه

می‌دهد. با توجه به اینکه رایانه، برای نمایش هر مقدار عددی، توانایی ذخیره تعداد محدودی رقم را دارد، خطای گردکردن ایجاد می‌شود. اگرچه راه‌حل‌های روش مستقیم مطلوب هستند، ولی اغلب آن‌ها حافظه رایانه‌ای زیادی را نیاز دارند تا همه ورودی‌های ماتریس ضرایب در رایانه ذخیره شود، که معمولا تعداد ورودی‌ها زیاد هستند. علاوه بر این، با توجه به تعداد زیاد محاسبات مورد نیاز برای حل معادله ماتریسی به‌صورت مستقیم، خطای گردکردن قابل توجهی ایجاد می‌شود. در عمل، زمان اجرای حل‌کننده‌های مستقیم در مسائل خطی و کوچک آب زیرزمینی سریعتر است. اما در مسائل مدل‌سازی های غیر خطی و بزرگ زمان حل طولانی می شود. بنابراین، کاربرد روش‌های حل مستقیم به دلیل مشکل همگرایی و حافظه رایانه، محدود می‌شود (۴۵). با این‌وجود، به دلیل توسعه روش‌های حل و بهبود قدرت رایانه‌ها، روش‌های مستقیم توسعه یافته است. کد FE در FEFLOW شامل حل‌کننده‌های مستقیم است که می‌تواند تا یک میلیون گره را در خود جای دهد (۲۰؛ نسخه ۶.۲ از FEFLOW). یک حل‌کننده مستقیم نیز در MODFLOW وجود دارد (DE4؛ ۳۴ و ۳۵). با این وجود، راه‌حل‌های مستقیم برای مدل‌های ماندگاری که فقط ارتفاع هیدرولیکی مجهول است، مناسب می‌باشد. مدل‌های غیرماندگار، مدل‌های خاصی هستند که از گام‌های زمانی متغیر استفاده می‌کنند (بخش ۷-۶، جدول ۱ در مرجع شماره ۳۴) و برای حل این مدل‌های غیرماندگار، می‌توان حل‌کننده را با ترکیب روش‌های مستقیم و تکراری اصلاح کرد.

راه‌حل تکراری، ساده‌ترین نوع راه‌حل عددی است. در گذشته، در مدل‌سازی‌های اولیه جریان آب زیرزمینی، معمولا از تکرار برای حل معادلات FD استفاده می‌شد. امروزه، به ندرت از راه‌حل‌های تکراری برای حل معادله جریان آب زیرزمینی استفاده می‌شود و به‌جای آن روش‌های مستقیم (ماتریسی) با تکرار ترکیب می‌شود. معادله FD، با روش تکرار، بار هیدرولیکی هر گره در دامنه حل مسأله را به‌صورت متوالی حل می‌کند و این فرایند تا زمانی که تغییرات بارهای هیدرولیکی بین تکرارها ثابت شود، ادامه می‌یابد (همگرایی راه‌حل). به‌عنوان مثال، معادله (ب- ۴-۳-۲) (کادر ۴-۳)، معادله FDیی است که با استفاده از روش تکرار، بارهای هیدرولیکی را به‌صورت دو بعدی، در یک آبخوان همگن تحت شرایط ماندگار محاسبه می‌کند (به مسأله ۳-۵ مراجعه شود).

در روش‌هایی که تکرار با راه‌حل مستقیم ترکیب می‌شود، ابتدا ماتریس ضرایب ساده می‌شود (معادله ۳-۲۹)، طوری‌که حل‌کننده‌های مستقیم ماتریسی با کارایی بیشتر استفاده شوند. با توجه به اینکه معادله ماتریسی حاصل، شامل ماتریس ضرایبی است که دارای خطا می‌باشد، جواب حاصل نیز دقیق نیست و برای بهبود آن از روش تکرار استفاده می‌شود. در صفحات ۱۰۶ تا ۱۰۷ کتاب ونگ و اندرسون (۱۹۸۲)،

مثال‌هایی از روش‌های ترکیبی راه‌حل مستقیم و تکراری برای مسائل دوبعدی جریان آب زیرزمینی آورده شده است. مک‌دونالد و هاربوگ (۱۹۸۸)، روش‌های مستقیم ترکیب شده با تکرار را برای حل معادلات جریان سه بعدی مورد بررسی قرار دادند (معادله ۳-۲۷). معمولا، کدها چندین حل‌کننده متفاوت دارند که کاربر می‌تواند یکی را انتخاب کند. در مدل‌های آب زیرزمینی پیچیده، مدل‌ساز برای یافتن بهترین راه‌حلی که بیشترین همگرایی را داشته باشد، باید راه‌حل‌ها را آزمایش کند.

راه‌حل‌های تکراری دقیق نیستند، زیرا هنگامی فرایند تکرار متوقف می‌شود که به ظاهر همگرایی حاصل شده باشد. علاوه بر این، در فرایند تکرار، محاسبات زیادی انجام می‌شود که خطای گردکردن و فرضیات دارند. پارامترهای شتاب و فاکتورهای تخفیف، سرعت همگرایی را زیاد می‌کنند که مدل‌ساز باید مقادیر این پارامترها را انتخاب کند. خطای باقیمانده بار هیدرولیکی (اختلاف بارهای هیدرولیکی در شروع و پایان یک تکرار) برای هر گره محاسبه می‌شود. مدل‌ساز مقداری را برای معیار توقف بار هیدرولیکی (معیار خطای بار هیدرولیکی، نوسان خطا یا معیار همگرایی نیز می‌نامند) تعیین می‌کند که حداکثر مقدار مجاز باقیمانده خطا را در بار هیدرولیکی مشخص می‌کند. بسیاری از حل‌کننده‌ها، معیار توقف دیگری را نیز برای بیلان آب تعریف می‌کنند. هر دو معیار خطا در بخش ۳-۷ مورد بررسی قرار می‌گیرد. معمولا حدی را برای تعداد تکرارها تعیین می‌کنند. هنگامی‌که معیار توقف برآورده می‌شود یا اینکه به حداکثر تعداد تکرارها می‌رسد، فرایند تکرار متوقف می‌شود (شکل ۳-۱۱).

۳-۶ انتخاب کد

مجموعه‌ای از معادلات به‌دست آمده از روش عددی (FD، FE یا CVFD) به‌صورت کدهای رایانه‌ای برنامه‌نویسی شده هستند. انتخاب کد در مدل¬سازی جریان آب زیرزمینی، به مسأله موردنظر، گزینه‌های موجود در کد برای نمایش ویژگی‌های خاص مانند پیکره‌های آب سطحی (بخش ۶-۱) و ترجیح کاربر بستگی دارد. تفاوت اصلی کد FD استاندارد با FE یا CVFD به ماهیت گسسته‌سازی مکانی آن‌ها مربوط می‌شود. درک مفهوم روش FD و گسسته‌سازی مکانی آن نسبت به روش FE یا CVFD آسان‌تر است. در روش‌های FE و CVFD، هندسه مرزهای نامنظم، ناهمگنی‌های ذاتی، منابع تغذیه و تخلیه و ویژگی-هایی نظیر مناطق گسل‌دار، واقعی‌تر از روش FD نشان داده می‌شود (شکل ۳-۵). غیریکنواختی‌های متغیر (کادر ۳-۱؛ بخش ۵-۳)، سطوح نشت و حرکت سطوح ایستابی در روش FE آسانتر و بهتر از روش‌های FD و CVFD شبیه‌سازی می‌شود. با این حال هنوز هم مدل‌های FD محبوب هستند. رایانه-های پیشرفته، مدل‌های پیچیده کدهای FD استاندارد را حتی اگر به تعداد گره‌های زیادی در شبکه

مستطیلی نیاز باشد، می‌توانند حل کنند. بنابراین مدل‌های FD با دقت بالا برای بیشتر مسائل آب زیرزمینی به کار می‌رود.

```
  100 ITERATIONS FOR TIME STEP   1 IN STRESS PERIOD  1
0MAXIMUM HEAD CHANGE FOR EACH ITERATION:
0 HEAD CHANGE LAYER,ROW,COL HEAD CHANGE LAYER,ROW,COL HEAD CHANGE LAYER,ROW,COL HEAD CHANGE LAYER,ROW,COL HEAD CHANGE LAYER,ROW,COL
 ---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------
   -9.995     ( 1, 1, 5) -3.302     ( 1, 4, 5) -2.973     ( 1, 4, 5) -2.125     ( 1, 4, 5) -1.561     ( 1, 4, 5)
  -0.6207     ( 1, 4, 5) -0.1787    ( 1, 4, 5) -0.1370    ( 1, 4, 5) -0.1538    ( 1, 9, 1) -0.1369    ( 1, 4, 5)
  -0.7454E-01 ( 1, 4, 5) -0.2230E-01 ( 1, 4, 5) -0.1339E-01 ( 1, 4, 5) -0.1020E-01 ( 1, 4, 5) -0.9841E-02 ( 1, 4, 5)
  -0.5095E-02 ( 1, 4, 5) -0.1651E-02 ( 1, 4, 5) -0.9778E-03 ( 1, 4, 5) -0.7224E-03 ( 1, 4, 5) -0.5151E-03 ( 1, 4, 5)
  -0.2968E-03 ( 1, 4, 5) -0.8535E-04 ( 1, 4, 5) -0.5132E-04 ( 1, 4, 5)  0.4417E-04 ( 1, 1, 9) -0.5334E-04 ( 1, 1, 5)
   0.4072E-04 ( 1, 1, 6)  0.4093E-04 ( 1, 1, 8)  0.4416E-04 ( 1, 1, 9)  0.4071E-04 ( 1, 1, 6)  0.4091E-04 ( 1, 1, 8)
   0.4413E-04 ( 1, 1, 9)  0.4412E-04 ( 1, 1, 1) -0.5337E-04 ( 1, 1, 5)  0.4085E-04 ( 1, 1, 2)  0.4413E-04 ( 1, 1, 1)
   0.4097E-04 ( 1, 1, 8)  0.4097E-04 ( 1, 1, 2)  0.4074E-04 ( 1, 1, 6)  0.4417E-04 ( 1, 1, 9)  0.4079E-04 ( 1, 1, 2)
  -0.5333E-04 ( 1, 1, 5)  0.4416E-04 ( 1, 1, 9)  0.4417E-04 ( 1, 1, 1)  0.4073E-04 ( 1, 1, 6)  0.4090E-04 ( 1, 1, 8)
   0.4415E-04 ( 1, 1, 9)  0.4071E-04 ( 1, 1, 6)  0.4092E-04 ( 1, 1, 8) -0.5335E-04 ( 1, 1, 5)  0.4389E-04 ( 1, 1, 1)
   0.4092E-04 ( 1, 1, 8)  0.4090E-04 ( 1, 1, 2)  0.4412E-04 ( 1, 1, 9)  0.4399E-04 ( 1, 1, 1)  0.4095E-04 ( 1, 1, 2)
   0.4074E-04 ( 1, 1, 6) -0.5336E-04 ( 1, 1, 5)  0.4089E-04 ( 1, 1, 2)  0.4068E-04 ( 1, 1, 6)  0.4417E-04 ( 1, 1, 9)
   0.4417E-04 ( 1, 1, 1)  0.4073E-04 ( 1, 1, 6)  0.4095E-04 ( 1, 1, 8)  0.4417E-04 ( 1, 1, 9) -0.5333E-04 ( 1, 1, 5)
   0.4093E-04 ( 1, 1, 8)  0.4414E-04 ( 1, 1, 9)  0.4408E-04 ( 1, 1, 1)  0.4096E-04 ( 1, 1, 8)  0.4094E-04 ( 1, 1, 2)
   0.4413E-04 ( 1, 1, 9)  0.4411E-04 ( 1, 1, 1) -0.5334E-04 ( 1, 1, 5)  0.4066E-04 ( 1, 1, 6)  0.4418E-04 ( 1, 1, 9)
   0.4097E-04 ( 1, 1, 2)  0.4074E-04 ( 1, 1, 6)  0.4417E-04 ( 1, 1, 9)  0.4418E-04 ( 1, 1, 1)  0.4068E-04 ( 1, 1, 6)
  -0.5336E-04 ( 1, 1, 5)  0.4417E-04 ( 1, 1, 9)  0.4417E-04 ( 1, 1, 1)  0.4089E-04 ( 1, 1, 8)  0.4090E-04 ( 1, 1, 2)
   0.4415E-04 ( 1, 1, 1)  0.4094E-04 ( 1, 1, 8)  0.4094E-04 ( 1, 1, 2) -0.5333E-04 ( 1, 1, 5)  0.4388E-04 ( 1, 1, 1)
   0.4092E-04 ( 1, 1, 2)  0.4069E-04 ( 1, 1, 6)  0.4413E-04 ( 1, 1, 1)  0.4095E-04 ( 1, 1, 2)  0.4074E-04 ( 1, 1, 6)
   0.4412E-04 ( 1, 1, 9) -0.5334E-04 ( 1, 1, 5)  0.4099E-04 ( 1, 1, 2) -0.3088E-04 ( 1, 1, 3)  0.4417E-04 ( 1, 1, 9)
```

شکل ۳-۱۱ نمونه‌ای از خروجی MODFLOW، که همگرا نشدن راه‌حل را بعد از ۱۰۰ تکرار نشان می‌دهد. معیار توقف بار هیدرولیکی، ۰/۰۰۰۰۱ تعیین شده بود. حداکثر باقیمانده خطای بار هیدرولیکی در هر ۱۰۰ تکرار در خروجی مدل، از سمت چپ به راست آورده شده است. خروجی را به‌صورت ردیفی از سمت چپ به راست بخوانید (مانند تکرار ۹۹، چهارمین عدد در ردیف آخر می‌شود). موقعیت حداکثر باقیمانده هر تکرار به‌صورت شماره لایه، ردیف و ستون در خروجی آمده است. نتایج نشان می‌دهد که خطای باقیمانده نمی‌تواند کمتر از ۰/۰۰۰۰۳۱ فوت شود، که این مقدار کمترین مقدار خطا است که در تکرار ۹۹ محاسبه شد. با این وجود، خطای بیلان آب در این اجرا ۰/۲۲٪ است. با توجه به بیلان آب و نوسان خطا در اطراف خطای ۰/۰۰۰۰۴، راه‌حل می‌تواند پذیرفته شود یا معیار همگرایی می‌تواند به ۰/۰۰۰۱ فوت، افزایش یابد.

در حال حاضر، گسترده‌ترین کد مورد استفاده برای حل مسائل جریان آب زیرزمینی، کد FD در MODFLOW است که توسط سازمان زمین شناسی ایالات متحده (USGS) در دسترس قرار گرفته است (http://water.usgs.gov/ogw/modflow/). علاوه بر ماژول‌ها در MODFLOW، امکان اتصال یا ادغام کردن آن با کدهای دیگر نیز وجود دارد و مستندات جزئی آن به‌صورت رایگان در دسترس است. اگرچه هیچ کدی از FE وجود ندارد که محبوبیت MODFLOW را داشته باشد، اما کد اختصاصی FEFLOW (http://www.feflow.com/) به‌صورت گسترده استفاده می‌شود (به مرجع شماره ۷۳ مراجعه شود). دیرش (۲۰۱۴) تئوری روش FE در کد FEFLOW را به‌طور گسترده مطالعه کرده است

که راهنمای کاربر آن به‌صورت آنلاین در دسترس است. در این کتاب از کدهای MODFLOW و FEFLOW برای نمایش مفاهیم اجرای مدل استفاده شده است. با توجه به تجربیات فعلی هنوز کد CVFD در MODFLOW-USG در بین مدل‌سازان نسبتا جدید است.

برای حل معادله کلی جریان آب زیرزمینی (معادله ۳-۱۲) از بسته‌های نرم‌افزاری ریاضی عمومی مانند MATLAB و COMSOL به‌صورت کدهای آماده استفاده می‌شود. MATLAB و مشتق دامنه عمومی آن OCTAVE، ابزارهایی را برای حل، راه‌حل‌های تحلیلی (۸۴ و ۱۶) و همچنین دستورالعمل‌های عددی را برای حل مجموعه‌ای از معادلات جبر خطی مانند تقریب عددی معادله جریان آب زیرزمینی (۲۳) فراهم می‌کند. COMSOL، یک بسته نرم‌افزاری بر مبنای FE است که انواع معادلات دیفرانسیل جزئی جریان آب زیرزمینی (۱۲)، انتقال املاح و حرارت را حل می‌کند (۴۸). COMSOL امکان ایجاد مدل‌های ادغام شده مانند جریان آب زیرزمینی همراه با انتقال املاح یا حرارت، جریان آب سطحی همراه با آب زیرزمینی (۱۱ و ۷۸) و جریان آب زیرزمینی همراه با انواع مدل‌های دیگر مانند مدل پوشش گیاهی (۴۰) را فراهم می‌کند. با این حال، تاکنون برای مدل‌سازی آب زیرزمینی از چنین بسته‌های نرم‌افزاری ریاضی فقط به‌صورت دانشگاهی و آموزشی استفاده شده است. در اغلب مدل‌سازی‌های آب زیرزمینی، از کدهایی مخصوص آب زیرزمینی استفاده می‌شود زیرا این کدها گزینه‌های بیشتری برای شبیه‌سازی ویژگی‌های هیدرولوژیکی فراهم می‌کند و به‌صورت یک پایه در حال پیشرفت توسط جامعه مدل‌سازی آب زیرزمینی آزمایش و حمایت می‌شود. علاوه بر این، در بخش حقوقی در مدل‌های آب زیرزمینی که به‌صورت بالقوه برای مسائل مهندسی و مدیریتی کاربرد دارد این سؤال خواهد شد که چه انتظاری از یک کد استاندارد صنعتی می‌رود؟

صرف‌نظر از کد انتخاب شده، پرسش‌های زیر باید پرسیده شود: ۱- کد بررسی شده (صحت‌سنجی شده) در مقایسه با راه‌حل‌های تحلیلی و/یا راه‌حل عددی صحت‌سنجی شده، چه دقتی دارد؟ ۲- آیا کد بیلان آب را محاسبه می‌کند؟ ۳- آیا کد، در مطالعات میدانی استفاده شده است؟ و آیا دارای پیشینه اثبات شده است؟ ۴- آیا کد شامل رابط کاربر گرافیکی (GUI) است؟ در ادامه به جزئیات بیشتری در مورد هر یک از این سوالات خواهیم پرداخت.

۳-۶-۱ صحت‌سنجی کد

کدهای جریان آب زیرزمینی توسط مقایسه نتایج عددی با راه‌حل‌های تحلیلی و گاهی اوقات با راه‌حل‌های عددی دیگر صحت‌سنجی می‌شود. هدف از صحت‌سنجی کد این است که راه‌حل عددی به‌درستی برنامه-

نویسی شده است (۲). درجه مطابقت نتایج عددی با راه‌حل تحلیلی به انتخاب شرایط توقف، فاصله شبکه‌بندی و گام زمانی بستگی دارد. مسائل نمونه استفاده‌شده در صحت‌سنجی کد، در راهنمای کاربر آورده شده است.

۳-۶-۲ بیلان آب

محاسبات بیلان آب، از ویژگی‌های استاندارد بسیاری از کدها است. بیلان آب محاسبه‌شده به مدل‌ساز کمک می‌کند تا دقت راه‌حل‌های عددی را ارزیابی کند و امکان مقایسه با بیلان آب محاسبه‌شده با استفاده از اطلاعات میدانی را فراهم می‌کند که معمولا بخشی از مدل مفهومی است. بیلان آب محاسبه شده توسط کد، جریان‌های عبوری از مرزها شامل سطح ایستابی، منابع تغذیه و تخلیه، پهنه‌های آب سطحی و در شبیه‌سازی غیرماندگار، مقدار آب منتقل شده به و یا از ذخیره آبخوان را ارائه می‌دهد (شکل ۳-۱۲). ورود آب به مخزن ذخیره به‌عنوان جریان ورودی و برداشت آن به‌عنوان جریان خروجی محسوب می‌شود. برای محاسبات بیلان آب، معمولا سلول‌ها یا اجزایی که در مرزهای مدل با بار هیدرولیکی مشخص تعیین می‌شود به‌عنوان بخشی از دامنهٔ حل مسأله مورد بررسی قرار نمی‌گیرند. به‌عنوان مثال، فرض می‌شود که تغذیه بکار رفته در گره‌هایی با بار هیدرولیکی مشخص، اثر خود را توسط همان بار هیدرولیکی مشخص نشان داده است و در محاسبات بیلان لحاظ نمی‌شود. به همین ترتیب، جریان بین گره‌هایی با بار هیدرولیکی معلوم در بیلان محاسبه نمی‌شود، در صورتی‌که جریان بین بارهای هیدرولیکی مرزی معلوم و دامنه حل مسأله در محاسبات بیلان در نظر گرفته می‌شود (شکل ۳-۱۲).

معادله حاکم بر جریان آب زیرزمینی از قانون بقای جرم (بیلان آب) و قانون دارسی پیروی می‌کند (بخش ۲-۳). بنابراین راه‌حل عددی معادله حاکم باید قانون بقای جرم را حفظ کند. یکی از معایب روش FE، عدم حفظ قانون بقای جرم در بعضی از نقاط دامنه حل مسأله است (۹)، که این مشکل در مدل‌های جدید FE برطرف شده است. خطاهای معادله بیلان در کدهای اولیه FE به دلیل خطای موجود در روش حل بود و به روش FE مربوط نمی‌شد. کدهای جدید FE شامل روش‌هایی است که بیلان عددی آب را به‌طور دقیق محاسبه می‌کند. به‌عنوان مثال، در FEFLOW، از روش شار مرزی ماندگار استفاده می‌شود (صفحه ۳۹۱ تا ۳۹۳ مرجع شماره ۲۱).

```
          VOLUMETRIC BUDGET FOR ENTIRE MODEL AT END OF TIME STEP      5 IN STRESS PERIOD   12
          ---------------------------------------------------------------------------------
CUMULATIVE VOLUMES      L**3                                  RATES FOR THIS TIME STEP      L**3/T
------------------                                            ------------------------

      IN:                                                           IN:
      ---                                                           ---
        STORAGE =   0.11099E+08                                       STORAGE =    23927.
  CONSTANT HEAD =    330.70                                       CONSTANT HEAD =   24.778
          WELLS =    0.0000                                              WELLS =    0.0000
       RECHARGE =   0.17021E+08                                        RECHARGE =    21375.
       TOTAL IN =   0.28120E+08                                        TOTAL IN =    45327.
     OUT:                                                          OUT:
     ----                                                          ----
        STORAGE =   0.68859E+07                                       STORAGE =    0.0000
  CONSTANT HEAD =   0.13935E+08                                    CONSTANT HEAD =   25326.
          WELLS =   0.73000E+07                                          WELLS =    20000.
       RECHARGE =    0.0000                                          RECHARGE =    0.0000
      TOTAL OUT =   0.28121E+08                                       TOTAL OUT =    45326.
       IN - OUT =   -250.00                                            IN - OUT =   0.81250
PERCENT DISCREPANCY =              0.00                          PERCENT DISCREPANCY =              0.00
```

شکل ۳-۱۲ بیلان آب یک مسأله غیرماندگار که توسط MODFLOW محاسبه شده است که بیلان آب تجمعی را در حجم‌هایی از آب (سمت چپ شکل) و نرخ‌های حجمی (سمت راست شکل) برای گام زمانی ۵ در دوره تنش ۱۲ نشان می‌دهد. این مسأله دو مرز با بار هیدرولیکی مشخص (با عنوان "بار هیدرلیکی ثابت" در بیلان) که پهنه‌های آب سطحی را نشان می‌دهد؛ تغذیه مساحتی ناشی از بارندگی (با عنوان "تغذیه" در بیلان) و چاه‌های پمپاژ (با عنوان "چاه" در بیلان) دارد. شایان ذکر است که آب از طریق مرزهای بار هیدرولیکی مشخص به سیستم وارد و یا از آن خارج می‌شود. آب از طریق تغذیه به سیستم وارد و از طریق چاه‌های پمپاژ از سیستم خارج می‌شود. تغییر ذخیره در زیر ورودی‌ها آورده شده که به معنای مقادیر خالص خروج آب از ذخیره (مانند آبی که از ذخیره خارج و وارد سیستم می‌شود) است. خطای بیلان آب تجمعی برای این گام زمانی ۲۵۰ فوت مکعب است که به دلیل اینکه کمتر از ۰/۰۱ درصد از کل جریان ورودی یا خروجی است، این خطا (درصد اختلاف) به صورت صفر درج می‌شود.

در معادله بیلان آب، جریان ورودی کل برابر با جریان خروجی کل است. کد، معمولا خطای بیلان آب را به‌صورت تفاوت بین جریان ورودی و خروجی محاسبه می‌کند (شکل ۳-۱۲). خطای بیلان آب باید تقریبا کمتر از ۰/۵ درصد شود (در حالت ایده‌آل کمتر از ۰/۱ درصد؛ ۴۴)، ولی تا مقدار خطای یک درصد نیز قابل قبول است. خطای بیلان آب با درصدهای بالاتر به این معناست که راه‌حل همگرا نشده است که این می‌تواند به‌دلیل شرایط توقف خیلی زیاد باشد یا اینکه راه‌حل در حداکثر تعداد تکرار مجاز، همگرا نشده است (بخش ۳-۷). خطای بزرگ بیلان آب ممکن است به دلیل خطاهای ورودی و/یا طراحی مدل یا مدل مفهومی باشد یا اینکه چگونه کد، شرایط مرزی وابسته به بار هیدرولیکی را شبیه‌سازی می‌کند (کادر ۴-۵). معمولا در خروجی مدل، بیلان آب کلی تعیین می‌شود ولی بعضی از حل‌کننده‌ها برای رسیدن به شرایط توقف، بیلان آب را به‌صورت محلی بررسی می‌کنند (بخش ۳-۵). ZONEBUDGET (۳۳) بیلان آب محلی را در MODFLOW برای ناحیه‌های مشخص شده توسط کاربر محاسبه می‌کند که برای تجزیه و تحلیل جریان‌های محلی در مدل مورد استفاده قرار می‌گیرد.

۳-۶-۳ سابقه

به‌صورت ایده‌آل، کدی که برای مسائل مهندسی یا مدیریتی مورد استفاده قرار می‌گیرد باید دارای تاریخچه کاربرد بوده و آزمایش‌شده باشد. برای توضیح این موضوع، در این کتاب از MODFLOW و FEFLOW استفاده می‌شود. کد MODFLOW گسترده‌ترین کدی است که از میان مجموعه‌ای از کدهای آب زیرزمینی در جهان استفاده شده و حتی در مسائل قضایی در ایالات متحده، قابل قبول است. MODFLOW در مسائل میدانی متعدد و متنوعی استفاده شده و موضوع اصلی بسیاری از کنفرانس‌های حرفه‌ای بین‌المللی بوده است (http://igwmc.mines.edu/Conference.html).

با توجه به تاریخچه طولانی کاربرد MODFLOW در جامعه مدل‌سازی آب زیرزمینی (۵۱)، خطاهای آن تعیین و اصلاح شده است، ماژول‌های جدید (بسته‌ها و فرایندها) توسعه داده شد و انواع GUIها در دسترس است. FEFLOW (۲۱)، کد FE اختصاصی است که اولین بار در سال ۱۹۷۹ معرفی شد و تا به امروز به‌صورت پیوسته اصلاح و به روز شده است. این کد در سال ۱۹۹۰ به‌صورت تجاری ارائه شد (۷۳) و به‌طور گسترده در انواع مسائل پیچیده آب زیرزمینی مورد استفاده قرار گرفت (۲۰).

۳-۶-۴ GUIها

GUI به‌عنوان رابط بین مدل‌ساز و کد عمل می‌کند. رابط‌های کاربر گرافیکی، طراحی مدل و ورود پارامتر را آسان می‌کند و کمک می‌کند تا از ایجاد خطاهای ورودی جلوگیری شود. GUIها همچنین برای به تصویر کشیدن، بررسی و تجزیه و تحلیل خروجی‌ها بسیار مفید هستند. با توجه به پیچیدگی اغلب مدل‌های عددی، GUI ابزاری ضروری برای مدل‌سازی آب زیرزمینی است. GUIها تصاویری از دامنه مدل شامل شبکه‌های FD وCVFD و شبکه‌های FE و مرزها ایجاد می‌کند. نمایش اهداف و پارامترهای واسنجی به کاربر در تصویرسازی توزیع مکانی داده‌ها و ویرایش مقادیر کمک می‌کند. فرمت‌های GUI و جمع‌بندی داده‌ها به فرمت کد، فایل‌های ورودی را تهیه کرده و کد را اجرا می‌کند. GUI همچنین فایل‌های خروجی حاصل از اجرای کد و نتایج را به‌صورت تصویری نمایش می‌دهد.

GUIها برای یک کد خاص یا چندین کد توسعه داده می‌شود. به‌عنوان نمونه، PetraSim رابط گرافیکی کاربر برای کدهای TOUGH2 است (۸۱). FEFLOW شامل GUI است که فایل‌های ورودی و خروجی و تصاویر را ارائه می‌دهند (۲۱). ModTech کدهای جریان آب زیرزمینی و انتقال را در محیط GIS ادغام می‌کند (۵۸). MODFLOW دارای رابط کاربر گرافیکی نیست ولی تعدادی از رابط‌های کاربر

گرافیکی برای MODFLOW توسعه داده شده است. سه رابط کاربر گرافیکی که به‌صورت تجاری برای MODFLOW به‌طور گسترده توسعه داده شد شامل Groundwater Vista (۶۳) (به منبع شماره ۴۷ مراجعه شود)،Visual MODFLOW-flex (VM-Flex) (۶۴) و GMS (۴۲) است. سازمان زمین-شناسی ایالت متحده رابط کاربر گرافیکی ModelMuse (۷۹) را برای MODFLOW، ModelMate (۵) برای تخمین پارامتر با استفاده از UCODE در MODFLOW توسعه داده است. نرم‌افزار رایگان PMWIN برای شبیه‌سازی‌های MODFLOW در دسترس است (۱۵). بسیاری از رابط‌های کاربر گرافیکی شامل کدهای تخمین پارامتر، ردیابی ذرات و انتقال املاح است که با MODFLOW کار می‌کند (مانند PEST، PEST++؛ MODPATH، PATH3D؛ MT3DMS، SEAWAT). رابط‌های کاربر گرافیکی اغلب چندین نسخه از کدهای MODFLOW (مانند MODFLOW-SURFACT، MODHMS و MODFLOW-USG) و همچنین روش‌های بهینه‌سازی را مدیریت می‌کند. رابط‌های کاربر گرافیکی شامل گزینه‌های مختلف برای تصاویر سه بعدی است. علاوه بر این، بسته‌های نرم‌افزاری برای پس‌پردازش و تصویرسازی سه بعدی خروجی اختصاص داده شده است (به منبع ۴۶ مراجعه شود). به‌عنوان نمونه، Model Viewer یک نمایشگر سه بعدی و تولیدکننده انیمیشن است که توسط USGS برای مدل‌های آب زیرزمینی توسعه داده شده است (به منبع ۸۳ مراجعه شود). GroundWater Desktop دارای قابلیت‌های نمایش سه بعدی پیشرفته‌تری است (http://www.groundwaterdesktop.com/).

اگرچه رابط کاربر گرافیکی مدل‌ساز را از دانستن همه جزئیات ساختار فایل و ورودی‌های مورد نیاز کد معاف می‌کند، عملکرد عیب‌یابی کد را حتی اگر مدل‌ساز اطلاعات کمی از چگونگی عملکرد داشته باشد تا حد زیادی آسان می‌کند. مطالعه سریع راهنمای کاربر کد، اطلاعات اولیه‌ای از فعالیت‌های درونی کد به کاربر خواهد داد. درک ساختار فایل‌های ورودی کد نیز مفید است. بعضی از رابط‌های گرافیکی امکان دسترسی به فایل‌های ورودی کد مدل‌سازی را فراهم می‌کند که توسط رابط گرافیکی از داده‌های ورودی کاربر را تولید می‌کند و به مدل‌ساز این امکان را می‌دهد تا فایل‌های ورودی خارج از GUI را اصلاح و بررسی کند.

۳-۷ اجرای کد

پس از اینکه مدل طراحی شد و داده‌های ورودی وارد GUI شد، کد اجرا می‌شود. معمولا چندین اجرای اولیه برای تصحیح خطاها در داده‌های ورودی، تنظیم طراحی مدل و مقادیر پارامتر برای خطاهای مدل

مفهومی و تنظیمات حل و شرایط توقف مورد نیاز است. در مرحلهٔ دوم، اجراهای زیادی برای واسنجی کد مورد نیاز است. در مرحله آخر، مدل برای تجزیه و تحلیل پیش‌بینی و عدم قطعیت اجرا می‌شود. پیشنهاد می‌شود که مدل‌ساز فایل شبیه‌سازی‌های انجام شده در سه مرحله از اجرای کد را ذخیره کند. در این بخش ذخیره شبیه‌سازی، زمان اجرای کد و شرایط توقف و همگرایی راه‌حل مورد بررسی قرار می‌گیرد.

۳-۷-۱ لیست شبیه‌سازی-های انجام شده

از آنجا که مدل‌ساز بارها در طول طراحی مدل، واسنجی، شبیه‌سازی و آنالیز عدم قطعیت کد را اجرا می‌کند بنابراین داشتن لیست شبیه‌سازی‌ها برای ثبت فعالیت‌ها و تصمیم‌های مرتبط با اجرای کد مفید خواهد بود (شکل ۳-۱). فهرست ذخیره‌شده، شامل هدف اجرای مدل‌ها، خلاصه‌ی کوتاهی از خروجی‌ها و همچنین ثبت تغییرات ایجاد شده در مدل به واسطه نتایج آن اجرا می‌باشد. فایل ذخیره شبیه‌سازی در طرح کلی فرایند ساخت مدل، واسنجی و پیش‌بینی به کار می‌رود و فهرستی از تصمیمات کلیدی را در طول پروژه مدل‌سازی تهیه می‌کند. همچنین فایل ذخیره ممکن است شامل پیشنهادهایی نظیر اینکه جمع‌بندی و سازماندهی داده‌ها و گسسته‌سازی شبکه‌ها چگونه انجام می‌شود و چه تغییراتی در مدل مفهومی (یا عددی) بر نتایج تاثیر می‌گذارد، باشد. پیگیری تغییرات مجموعه پارامترها و تنش‌های هیدرولیکی در طول واسنجی و آنالیز عدم قطعیت پیش‌بینی می‌تواند برای پاسخ مدل‌ها در شرایط مختلفی که در گزارش نهایی مدل‌سازی ارائه شده است، سودمند باشد. رکوردهای معمولی شامل اسم مدل‌ساز، داده‌های شبیه‌سازی، اسم/شماره پروژه، شماره شبیه‌سازی، کد استفاده شده (و نسخه کد)، هدف اجرای کد، نام فایل‌های ورودی، و ملاحظات مربوط به نتایج می‌باشد (۳). این لیست شبیه‌سازی‌های انجام شده، تهیه گزارش را آسان‌تر کرده و در صورت نیاز مدل‌ساز، سابقه‌ای از تغییرات ایجاد شده را پس از تکمیل فرایند مدل‌سازی ثبت می‌کند و در اختیار کاربر قرار می‌دهد.

جدول ۳-۱ مثالی از لیست شبیه‌سازی (برگرفته از مرجع شماره ۱)

مورد ۱۲۵	واسنجی ماندگار و غیرماندگار			
اجرا	مسأله	تغییرات مدل و/یا پارامترهای مدل قبلی	پیشنهادات/نتایج	اسم و مسیر فایل
A1	با مدل قبلی شروع کرده و نرخ برداشت آب و اثرات آن را بروزرسانی می‌کند	اصلاح شبکه‌بندی، تنظیم هندسه لایه و مقادیر K، افزایش تعادل آب و اصلاح واسنجی حالت ماندگار طوری که در گزارش هیدروژئولوژی و ادامه توصیف شده است.	در ادامه ببینید.	125\Model\Wl Ml.mdl (PMWin v4) (for Model No. l)
A2	اصلاح شبکه در اطراف محل، شبکه‌بندی مدل موجود به صورت مربع‌های ۱۰۰۰ متری بود (بعضی از ردیف‌ها در محل کمتر از این بود)- به نکات جداگانه فایل بر می‌گردد.	شبکه تا حداقل سلول‌های ۱۰۰ متری در محل اصلاح شد، با این نگرش که ممکن است اصلاح بیشتری لازم باشد. دلیل فیزیکی مانع جریان افقی (مقابل را ببینید) این است که تراز سطح آب در انتهای غربی دره شیب‌های بسیار زیاد را در سراسر دایک نشان می‌دهد (به عنوان مثال از BH3 تا BH4).	پس از اصلاح شبکه، برخی از سلول‌های لایه اول که قبلا غیرفعال بودند فعال شدند تا امکان نمایش دقیق‌تری از مرز بین برآمدگی‌های زیرزمین و واحدهای لایه اول (آبرفت و غیره) فراهم شود. Kh و Kv نیز بر این اساس تنظیم شده است.	فایل‌های داده برای جریان افقی بسته‌های مانع شامل: LlHFBc.dat, LlHFBd.dat, L2HFBc.dat, L2HFBd.dat, (حرف آخر ("c") هدایت و ("d") جهت را نشان می‌دهد)

ادامه جدول ۳-۱ مثالی از لیست شبیه‌سازی (برگرفته از مرجع شماره ۱)

مورد ۱۲۵	واسنجی ماندگار و غیرماندگار			
اجرا	مسأله	تغییرات مدل و/یا پارامترهای مدل قبلی	پیشنهادات/نتایج	اسم و مسیر فایل
B1	تنظیمات روش حل	حلقه بازخورد برای گرفتن ارتفاع بار هیدرولیکی پایان شبیه‌سازی‌های واسنجی به عنوان ارتفاع بار هیدرولیکی اولیه برای اجرای بعدی واسنجی در سراسر مرحله واسنجی فراخوانی می‌شود. در حالی که در ابتدا بسیاری از سلول‌های لایه اول به خصوص در حاشیه‌ها خشک بودند، به صورت قابل نفوذ شدند. در این حالت به دلیل اینکه تراز مبنا برای این سلول‌ها به طور کلی بالاتر از تراز سطح ایستابی است، تعداد کمی از این سلول‌ها دوباره فعال می‌شوند. به طور مشابه، بسیاری از سلول‌های لایه دوم در دره غربی نیز خشک هستند. بعد از فعال کردن خاموش می‌شود. حل کننده PCG2 دارای شرایط زیر است: Hclose = 0.01, Rclose = 100, Outer = 50, Inner = 30, Accl = 0.9	پارامترهای فعال کردن سلول‌های غیرفعال برای ۵۰ تکرار: Rewet = 0.9, Threshold =-2 m فایل‌های داده چاه مشاهده‌ای: Hclose = 0.001 m, Rclose = 10 (L^3/T), Accl = 0.99, Outer = 54, Inner = 20	LlstrtHD.dat, L2strtHD.dat Llwel.dat, L2wel.dat BorW1.bor=52 bors (مجموعه داده های اصلی)
C1	تغذیه	در مدل اولیه، مقدار تغذیه در کل سلول‌های لایه اول 1.585×10^{-5} متر بر روز بود. این مقادیر در ابتدا به صورت یک مقدار کلی دو برابر شد، 3×10^{-5} متر بر روز. دلیل فیزیکی برای تغذیه افزایش یافته در حاشیه‌های دره (روبرو را ببینید) این است که رواناب بیرون زدگی‌های زیرزمینی بر روی شیب‌های تند بالاآمدگی‌ها متمرکز شده است.	بعدا این نرخ در سراسر دره به صفر کاهش یافت، با افزایش تغذیه تا 1×10^{-4} در اطراف بیرون زدگی‌ها از محل به سمت شرق، و 3×10^{-5}در سمت چپ تا دره‌های باریک غرب محل. در لایه اول به کار گرفته شد. حجم تغذیه سراسری به صورت مجازی دوبرابر شد و با مدل قبلی مقایسه شد.	در فایل Llrch.dat، نرخ‌های تغذیه اصلاح شد.

۳-۷-۲ زمان اجرا

زمان لازم در اجرای کد برای مجموعه‌ای از داده‌های ورودی را زمان اجرا می‌نامند. زمان اجرای اولیه به موارد زیر بستگی دارد: ۱- سرعت رایانه در بازخوانی فایل‌های ورودی و اجرای کد؛ ۲- کارایی حل‌کننده و انتخاب تنظیمات پارامترهای حل‌کننده؛ ۳- غیرخطی بودن مسأله و تعداد گره‌ها و لایه‌ها که بر تعداد محاسبات انجام شده توسط کد تاثیر می‌گذارد؛ ۴- تعداد تکرارهای مورد نیاز برای همگرایی حل‌کننده‌ای که از تکرار استفاده می‌کند؛ ۵- بارهای هیدرولیکی اولیه در حالت ماندگار تا چه حد به بارهای هیدرولیکی نهایی نزدیک هستند؛ ۶- تعداد دوره‌های تنش و گام‌های زمانی (بخش ۷-۶) در شبیه‌سازی غیرماندگار؛ و اینکه شبیه‌سازی برای شرایط ماندگار یا غیرماندگار انجام می‌شود. معمولا زمان اجرای مدل‌های غیرماندگار طولانی‌تر از مدل‌های ماندگار است. در بعضی موارد، یک معیار توقف سخت‌تر، زمان اجرای مدل غیرماندگار را کاهش می‌دهد زیرا بار هیدرولیکی محاسبه شده در یک گام زمانی اگر دقیق باشد، همگرایی در گام زمانی بعدی را کاهش می‌دهد.

علاوه بر سرعت رایانه، لازم است که یک رایانه با حافظه دسترسی تصادفی (RAM) کافی در اختیار باشد تا کد در آن موقتاً ذخیره شود، دسترسی سریع‌تر به داده‌های ورودی و تنظیم داده‌ها در طول اجرای کد وجود داشته باشد. امروزه اغلب رایانه‌ها دارای RAM کافی برای اجرای مدل‌های کاربردی پیچیده آب زیرزمینی هستند. معمولا حل‌کننده‌های مستقیم نیاز به RAM بیشتری نسبت به راه‌حل ترکیبی ماتریسی با تکرار را دارند، بنابراین اغلب حل‌کننده‌های مستقیم برای مسائل بزرگ مدل‌سازی استفاده نمی‌شوند (بخش ۳-۵). علاوه بر این، کدهای کمکی واسنجی و آنالیز عدم قطعیت (فصل ۹ و ۱۰) حجم محاسبات را بالاتر می‌برند و ممکن است برای مدل‌هایی با پارامترهای تنظیم و مشاهدات زیاد، استفاده از پردازنده‌های چندگانه با قابلیت پردازش موازی لازم باشد.

۳-۷-۳ شرط توقف و همگرایی راه‌حل

روش‌های حل وابسته به تکرار، باید با شرایط توقف همراه باشند. این شرایط معمولاً مربوط به ارتفاع بار هیدرولیکی، بیلان آب و تعداد بیشینه تکرار می‌باشد (بخش ۳-۵). مقادیر شرط توقف فقط بر زمان اجرای راه‌حل تأثیر نمی‌گذارد بلکه با تأثیر گذاشتن روی حداکثر خطای مجاز باقیمانده بر درستی راه‌حل نیز اثر می‌گذارد. هنگامی که خطای باقیمانده برابر یا کوچک‌تر از حداکثر مقدار مجاز شود می‌توان گفت راه‌حل همگرا شده است و تکرارها متوقف می‌شود. علاوه بر آن، مدل‌ساز تعداد حداکثر تکرار را مشخص می‌کند تا در صورتی که مدل تا قبل از رسیدن به حداکثر تعداد تکرار مجاز همگرا نشد، متوقف شود. شرط توقف

مدل برای بار هیدرولیکی می‌تواند مقایسه با حداکثر باقیمانده محاسبه‌شده یا با مجموع باقیمانده‌ها در کل دامنه حل مسأله و یا استفاده از بعضی شاخص‌های آماری دیگر باشد. هنگامی که کد از حداکثر باقیمانده محاسبه‌شده استفاده می‌کند، قانون این است که شرط توقف بار هیدرولیکی یک یا دو درجه از دقت موردنظر در بار هیدرولیکی کوچک‌تر باشد. به این معنا که مقدار شرط توقف بار هیدرولیکی معمولا بین ۰/۰۰۱ تا ۰/۰۰۰۰۱ می‌باشد. در انواع دیگر از مقایسه باقیمانده‌ها، برای تعیین مقدار شرط توقف، مدل‌ساز باید از راهنمای کاربری مدل استفاده کند.

شرط توقف بیلان آب بستگی به این دارد که چه باقیمانده‌ای محاسبه می‌شود. معمولا باقیمانده بیلان آب به‌صورت درصد خطا گزارش می‌شود ولی گزینه‌های دیگر نیز امکان‌پذیر است. مدل، بیلان آب کلی را برای کل دامنه حل مسأله محاسبه می‌کند اما ممکن است بیلان سلول یا المان، یا یک ناحیه از دامنه حل مسأله را نیز محاسبه کند. مدل‌ساز برای اطمینان از انتخاب صحیح میزان شرط توقف بیلان آب، باید از راهنمای کاربر مدل استفاده کند. تاثیر هر دو معیار خطا باید روی راه‌حل آزمایش شود. به‌صورت ایده‌آل برای کوتاه نمودن زمان اجرا باید شرط توقف طوری انتخاب شود که هم زمان اجرا کوتاه شود و هم خطای محاسبه‌شده در بیلان کم باشد (بخش ۳-۶؛ شکل ۳-۱۲). برای شبیه‌سازی‌های غیرماندگار مهم است که بیلان آب در پایان هر گام زمانی محاسبه‌شده تا تغییرات بیلان در کل دوره در محدوده قابل قبولی قرار گیرد.

در صورتی‌که معیار توقف به‌صورت نامعقولی بسیار کوچک انتخاب شود، ممکن است خطاهای عددی کوچک در راه‌حل از پایین آمدن باقیمانده‌ها از شرط توقف تعیین‌شده جلوگیری کند و راه‌حل همگرا نشود. در این حالت، حتی اگر خطای بیلان آب قابل قبول باشد، معمولا باقیمانده بار هیدرولیکی حدود یک مقدار بالاتر از شرط توقف بار هیدرولیکی آن نوسان می‌کند (شکل ۳-۱۱). گاهی اوقات همگرایی با بالا رفتن شرط توقف بار هیدرولیکی به‌دست می‌آید. به هر حال، شرط توقف در بعضی از موارد ممکن است فقط با بالا بردن مقدار خطای مجاز به‌دست آید. غیرهمگرایی ممکن است که در اثر انتخاب بار هیدرولیکی و پارامترهای اولیه نادرست، شرایط مرزی نامناسب و/یا خطا در مقادیر ورودی به وجود آید. بعضی از کدها (مانند MODFLOW) رسیدن به همگرایی را بررسی می‌کند و فهرستی از خطاهای باقیمانده در بدترین گره‌ها را در اختیار مدل‌ساز قرار می‌دهد (شکل ۳-۱۱). در این روش، با بررسی مناطقی که دارای خطای بالایی هستند، ممکن است علت عدم همگرایی تعیین شود. ممکن است، بررسی داده‌های ورودی در این مناطق، خطای موجود در داده‌های ورودی را نشان دهد. همچنین ممکن است، غیرهمگرایی به دلیل مدل مفهومی ضعیف باشد. به‌عنوان مثال، مدلی را برای شرایط ماندگار در نظر

بگیرید که با مرزهای بدون جریان احاطه شده و به‌صورت یکنواخت تغذیه می‌شود. چنانچه هیچ منبع تخلیه‌ای وجود نداشته باشد، نمی‌توان انتظار داشت که این مدل همگرا شود، زیرا هیچ تخلیه‌ای برای حذف آب اضافه‌شده وجود ندارد و مدل هیچ راه‌حل ماندگاری ندارد.

در بعضی موارد، عدم همگرایی راه‌حل به تنهایی نشان‌دهنده ضعیف بودن آن نیست. به‌عنوان مثال، هنگامی که از شرایط مرزی وابسته به بار هیدرولیکی استفاده می‌شود، حتی اگر راه‌حل همگرا شده باشد ممکن است خطاهای بزرگی در بیلان آب اتفاق بیفتد. خطاهای بیلان آب که به‌صورت مصنوعی ایجاد می شود و به شرایط مرزی وابسته به بار هیدرولیکی شبیه‌سازی شده بستگی دارند، لزوما بیانگر راه‌حل نامناسب نیستند. برای اطلاعات بیشتر به کادر ۴-۵ مراجعه شود. در شبیه‌سازی غیرماندگار، ممکن است راه‌حل در چند گام زمانی اولیه همگرا نشود. اگر بارهای هیدرولیکی در گام‌های زمانی اولیه مهم نیستند و یا خطای بیلان آب محاسبه شده بعد از چند گام زمانی اولیه کوچک باشد، این موارد را می‌توان نادیده گرفت. در این حالت، حتی اگر مدل همگرا نشود، مدل‌ساز می‌تواند اجازه دهد که مدل‌سازی ادامه یابد. هنگامی که حل‌کننده ماندگار همگرا نمی‌شود، می‌توان مدل را برای حالت غیرماندگار به مدت طولانی با تعداد زیاد گام زمانی و با یک ضریب ذخیره فرضی حل کرد (صفحه ۱۹۸ مرجع شماره ۲۴). با توجه به اینکه مدل غیرماندگار تا آنجا حل می‌شود که ذخیره مخزن به تعادل برسد، انتخاب ضریب ذخیره فرضی کمک می‌کند که حل سریع‌تر پیش برود و به حالت ماندگار برسد.

۳-۸ خطاهای رایج مدل‌سازی

- هنگامی‌که مسأله با کدهای دیگر بهتر شبیه‌سازی می‌شود در صورتی‌که، مدل‌ساز اصرار دارد که از یک کد خاص، استفاده کند.
- گرچه جواب‌ها با مقادیر مورد انتظار و قوانین هیدورژئولوژی مغایرت دارد، مدل‌ساز به ورود داده‌ها از طریق رابط گرافیکی (GUI) مدل اطمینان می‌کند.
- مدل‌ساز نتایج مدل عددی پیچیده را با نتایج مدل‌های ساده‌تر یا راه‌حل‌های تحلیلی مقایسه نکند. مدل‌های ساده‌تر به شناسایی خطاهای موجود در مدل مفهومی کمک می‌کند که می‌تواند در یک مدل عددی پیچیده، پنهان بماند.
- مدل‌ساز، بررسی حل‌کننده‌های موجود دیگر و محدودهٔ تنظیمات حل‌کننده در کد را نادیده می‌گیرد. از مقادیر پیش‌فرض حل‌کننده در GUI، بدون بررسی اثرات آن در راه‌حل استفاده

می‌کند. در حالی‌که، تنظیم تنظیمات حل‌کننده یا تغییر حل‌کننده، زمان اجرا را کاهش می‌دهد و ممکن است برای همگرایی مسأله، ضروری باشد.

- مدل‌ساز خروجی‌های مدل را برای تعیین مشکل عدم همگرایی بررسی نکند. علت ناهمگرایی را می‌توان اغلب با بررسی توزیع مکانی خطاهای بار هیدرولیکی و جریان، شاخص‌های آماری و بیلان آب محاسبه‌شده تعیین کرد.
- به دلیل اینکه مدل به‌صورت کامل اجرا می‌شود، مدل‌ساز فرض می‌کند ورودی مدل صحیح است. بسیاری از کدها دارای فرمت آزاد برای داده‌های ورودی هستند و حتی با کم بودن بعضی از این داده‌ها نیز به‌صورت کامل اجرا می‌شوند. داده‌های ورودی همیشه برای کامل بودن و صحیح بودن بایستی مورد ارزیابی قرار گیرند.
- در صورتی‌که تعداد اعشار برای متغیرهای مدل درست انتخاب نشود، می‌تواند موجب ناهمگرایی در مدل شود. در این‌حالت باید از حالت دقت بالاتر مدل استفاده شود.

۳-۹ مسائل

در مسائل فصل ۳، مسائلی در مورد معادلات ارائه شده در این فصل و مدل‌های تحلیلی منتخب آورده شده است.

مسأله ۳-۱ این مسأله تمرینی برای نوشتن تقریب‌های FD خواهد بود.

الف- تقریب FD را برای معادله (۳-۱۳-الف) بنویسید.

ب- تقریب FD را برای معادله (۳-۱۳-ب) بنویسید. پیچیدگی‌های تقریب این معادله غیرخطی در مقایسه با تقریب معادله خطی (۳-۱۳-الف) را نام ببرید؟ چرا معادله (۳-۱۳-ب) غیرخطی است؟ آیا می‌توان معادله را خطی کرد؟

مسأله ۳-۲ نشان دهید که تقریب استاندارد FD به‌کار رفته برای معادله (۳-۲۷) را می‌توان به شکل معادله بیلان (۳-۳۷) نوشت. به‌عبارت دیگر گام‌های لازم برای تبدیل معادله (۳-۲۷) به معادله (۳-۳۷) را بیان کنید.

مسأله ۳-۳ ثابت کنید که حالت‌های ماندگار معادله (۳-۱۳- الف و ب) با معادله (۳-۱۹) یکسان است.

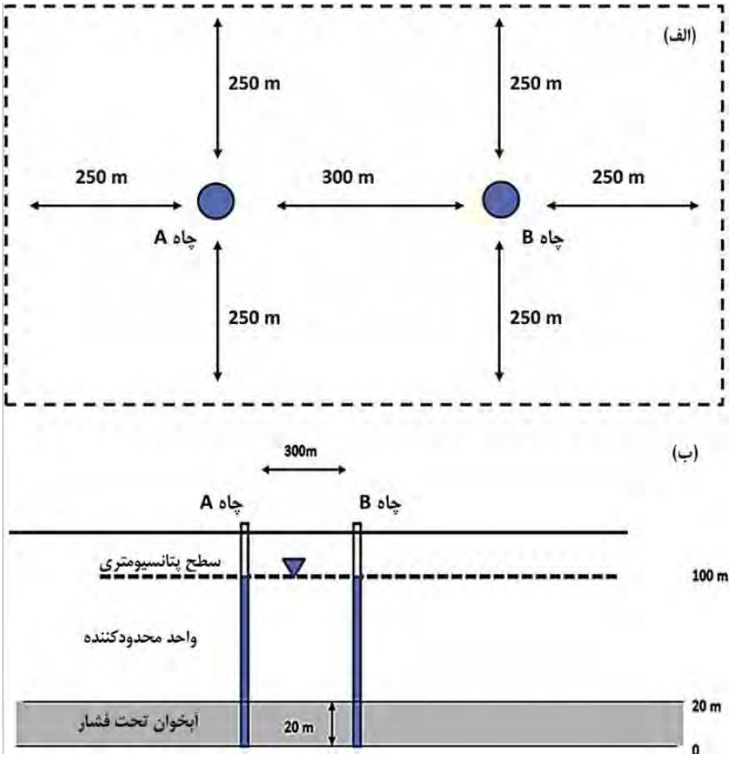
مسأله ۳-۴ دو چاه به‌طور کامل در آبخوان تحت‌فشاری با ضخامت ۲۰ متر حفر شده است که غیریکنواخت و همگن است (شکل مسأله ۳-۱). مقدار ضریب ذخیره ۰/۰۰۰۰۲ و هدایت هیدرولیکی آن

۱۰۰ متر بر روز برآورد شده است. لایه محدودکننده دارای نفوذپذیری خیلی کم است که به‌صورت غیرقابل‌نفوذ در نظر گرفته می‌شود. شعاع هر دو چاه ۰/۵ متر است و به مدت ۳۰ روز به‌صورت یکنواخت با سرعت ثابت پمپاژ می‌شوند؛ چاه A با دبی ۴۰۰۰ لیتر بر دقیقه و چاه B با دبی ۱۲۰۰۰ لیتر بر دقیقه پمپاژ می‌شوند. قبل از شروع پمپاژ بار هیدرولیکی در کل دامنه حل مسأله ۱۰۰ متر است. دامنه مسأله ۸۰۰ متر در ۵۰۰ متر نشان‌داده شده در شکل مسأله ۳-۱، بخشی از آبخوان بزرگی است که تا کیلومترها ادامه دارد و مخروط افت چاه‌ها بعد از ۳۰ روز به مرزهای آبخوان نمی‌رسند.

الف- مدل ریاضی (معادله حاکم، شرایط مرزی و شرایط اولیه) این مسأله را بنویسید.

ب- شبکه‌ای با فواصل گرهی یکنواخت ۵۰ متری، روی منطقه ۸۰۰ متر در ۵۰۰ متری موردنظر در شکل مسأله ۳-۱، قرار دهید طوری‌که چاه‌ها، دقیقا روی گره‌ها قرار گیرند. برای محاسبه افت (تغییر بار هیدرولیکی از بار هیدرولیکی ۱۰۰ متری اولیه) هر دو چاه، از اصل برهم‌نهی راه‌حل تحلیلی تیس استفاده شود. خطوط کنتور افت نهایی را با همپوشانی مخروط‌های افت نشان دهید. آیا حل تحلیلی تیس همان معادله‌ای که در بخش الف ارائه دادید را حل می‌کند؟ در صورت یکسان نبودن، معادله‌ای را بنویسد که مناسب روش حل تحلیلی تیس باشد و توضیح دهید که چرا هر دو مدل تحلیلی می‌تواند برای این مسأله درست باشد.

ج- اجزای بیلان آب را برای این مسأله بنویسید. منبع آب برای چاه‌های پمپاژ چیست؟ با استفاده از نتایج بخش (ب)، مقادیر هر جزء را در بیلان آب محاسبه کنید. آیا بیلان آب متعادل است؟ خطای بیلان آب چیست؟

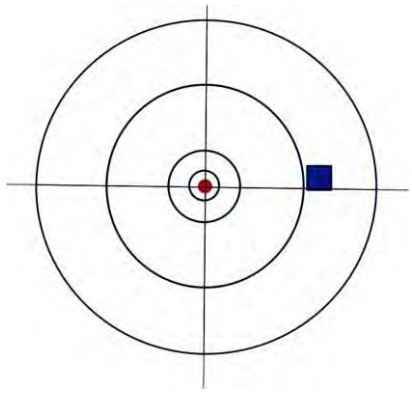


شکل مسأله ۳-۱ (الف) پلان ۸۰۰ متری در ۵۰۰ متری که بخشی از آبخوان تحت‌فشار می‌باشد و چاه‌های A و B را نشان می‌دهد. ب- مقطع عرضی آبخوان. سطح مبنای آبخوان، کف آبخوان تحت‌فشار است.

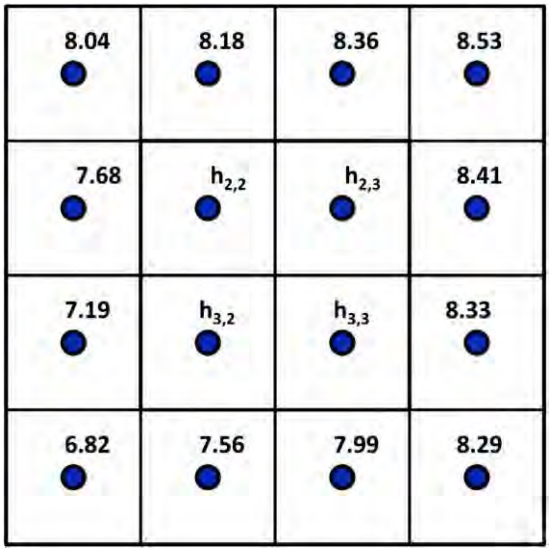
مسأله ۳-۵ چاهی به‌صورت ماندگار در یک آبخوان تحت‌فشار، یکنواخت و همگن پمپاژ می‌شود (شکل مسأله ۳-۲). منطقه موردنظر به‌صورت شبکه مربعی ۴۰۰ متر در ۴۰۰ متر، مطابق شکل مسأله ۳-۳ پوشش داده می‌شود و بارهای هیدرولیکی چاه‌ها در طول مرزهای شبکه اندازه‌گیری شده است.

الف- مدل ریاضی مسأله را بنویسید.

ب- بارهای هیدرولیکی ۴ گره داخلی را با حل همزمان ۴ معادله، محاسبه کنید.



شکل مسأله ۳-۲ پلان مخروط افت (خطوط آبی رنگ) برای یک چاه پمپاژ (نقطه قرمز) در یک آبخوان تحت فشار. با افزایش فاصله از محل چاه، افت کاهش می‌یابد. مربع آبی رنگ شبکه ۴۰۰ در ۴۰۰ متری شکل ۳-۳ است.



شکل مسأله ۳-۳ توزیع بار هیدرولیکی در مساحت ۴۰۰ در ۴۰۰ متر نشان داده شده در شکل مسأله ۲-۳. بارهای هیدرولیکی مرزها بر حسب متر، معلوم و بارهای هیدرولیکی چهار گره داخلی نامعلوم است (۷۷).

ج- نرم‌افزارهای صفحه گسترده استاندارد (مانند اکسل)، می‌توانند تقریب‌های FD معادله حاکم آب زیرزمینی را با استفاده از تکرار حل کنند (کادر ۴-۳). برای این مسأله با استفاده از روش تکرار، تقریب

FD را بنویسید. سپس مدل صفحه گسترده را توسعه دهید و بارهای هیدرولیکی را در ۴ نقطه داخلی حل کنید. (راهنمایی: تنظیمات صفحه گسترده در اکسل به‌صورت زیر است:

به قسمت tools > options > calculations، رفته و قسمت manual و iteration box را انتخاب کنید. دکمه F9 را بزنید تا محاسبات شروع شود).

حداقل از ۱۰۰۰ تکرار استفاده کنید و برای مقایسه با حداکثر مقدار قدرمطلق خطای باقیمانده، معیار توقف بار هیدرولیکی را ۰/۰۰۰۱ متر، در نظر بگیرید.

د- نتایج را با بخش ب و ج مقایسه کنید. آیا مقادیر بار هیدرولیکی یکسان است؟ در غیر این صورت، تفاوت‌ها را توضیح دهید.

مراجع

1. Aquaterra Consulting Pty Ltd, 2000. Groundwater Flow Modelling Guideline. Murry-Darling Basin Commission, Australia. Project 125.
2. ASTM International, 2008. Standard Guide for Developing and Evaluating Groundwater Modeling Codes, D6025-96(2008). American Society of Testing and Materials. Book of Standards 04.09, 17 p.
3. ASTM International, 2013. Standard Guide for Documenting a Groundwater Flow Model Application, D5718-3. American Society of Testing and Materials. Book of Standards 04.08, 6 p.
4. Bakker, M., Anderson, E.I., Olsthoorn, T.N., Strack, O.D., 1999. Regional groundwater modeling of the Yucca Mountain site using analytic elements. Journal of Hydrology 226 (3-4), 167-178. http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00149-3.
5. Banta, E.R., 2011. ModelMatedA Graphical User Interface for Model Analysis. U.S. Geological Survey Techniques and Methods, 6-E4, 31 p. http://water.usgs.gov/software/ModelMate/.
6. Barlow, P.M., Moench, A.F., 1998. Analytical Solutions and Computer Programs for Hydraulic Interaction of Stream-aquifer Systems. U. S. Geological Survey. Open-File Report 98-415A, 85 p. http://pubs.usgs.gov/of/1998/ofr98-415A/.
7. Bear, J., 1972. Dynamics of Fluids in Porous Media. Elsevier, New York, 764 p.
8. Bear, J., Cheng, A.H.-D., 2010. Modeling Groundwater Flow and Contaminant Transport. In: Theory and Applications of Transport in Porous Media, vol. 23. Springer, 834 p.
9. Berger, R.C., Howington, S.E., January 2002. Discrete fluxes and mass balance in finite elements. Journal of Hydraulic Engineering 128 (1), 87-92. http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(2002)128:1(87).
10. Bruggeman, G.A. (Ed.), 1999. Analytical Solutions of Geohydrological Problems. Developments in Water Science, vol. 46. Elsevier, Amsterdam, p. 959.

11. Cardenas, M.B., 2008. Surface-ground water interface geomorphology leads to scaling of residence times. Geophysical Research Letters 35, L08402. http://dx.doi.org/10.1029/2008GL033753.
12. Cardiff, M., Barrash, W., Kitanidis, P.K., Malama, B., Revil, A., Straface, S., et al., 2009. A potential-based inversion of unconfined steady-state hydraulic tomography. Groundwater 47 (3), 259-270. ://dx.doi.org/10.1111/j.17456584.2008.00541.x.
13. Chamberlin, T.C., June 30, 1899. Lord Kelvinپ address on the age of the earth as an abode fitted for life. Science 889-901. New Series 9(235).
14. Cheng, R.T., 1978. Modeling of hydraulic systems by finite-element methods. In: Advances in Hydroscience, vol. 11. New York Academic Press, pp. 207-284.
15. Chiang, W.-H., Kinzelbach, W., 2013. 3D-Groundwater Modeling with PMWIN: A Simulation System for Modeling Groundwater Flow and Transport Processes. SpringereVerlag, Berlin, Heidelberg, New York, 346 p.
16. Cortis, A., Berkowitz, B., 2005. Computing پanomalous contaminant transport in porous media: The CTRW MATLAB toolbox. Groundwater 43 (6), 947-950. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745- 6584.2005.00045.x.
17. Dagan, G., Fiori, A., Jankovic, I., 2003. Flow and transport in highly heterogeneous formations, part 1: Conceptual framework and validity of first-order approximations. Water Resources Research 39 (9),1268. http://dx.doi.org/10.1029/2002WR001717.
18. Dehotin, J., Vazquez, R.R., Braud, I., Debionne, S., Vaillet, P., 2011. Modeling of hydrological processes using unstructured and irregular grids-2D groundwater application. Journal of Hydrologic Engineering 16 (2), 108-125. http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000296.
19. De Lange, W.J., 2006. Development of an analytic element ground water model of the Netherlands. Groundwater 44 (1), 111-115. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.00142.x.
20. DHI-WASY, 2013. FEFLOW 6.2 User Manual. DHI-WASY GmbH, Berlin Germany, 202 p. http://www.feflow.com/uploads/media/users_manual62.pdf.
21. Diersch, H.-J.G., 2014. FEFLOW: Finite Element Modeling of Flow, Mass and Heat Transport in Porous and Fractured Media. Springer, 996 p.
22. Dripps, W.R., Hunt, R.J., Anderson, M.P., 2006. Estimating recharge rates with analytic element models and parameter estimation. Groundwater 44 (1), 47-55. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.00115.x.
23. Eriksson, L.O., Oppelstrup, J., 1994. Calibration with Respect to Hydraulic Head Measurements in Stochastic Simulation of Groundwater Flow - a Numerical Experiment Using MATLAB. Starprog AB, Technical Report SKB 94-30. Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co (SVENSK), 50 p. http://skb.se/upload/publications/pdf/TR-94-30webb.pdf.
24. Feinstein, D.T., Dunning, C.P., Hunt, R.J., Krohelski, J.T., 2003. Stepwise use of GFLOW and MODFLOW to determine relative importance of shallow and deep receptors. Groundwater 41 (2), 190-199. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2003.tb02582.x.

25. Feinstein, D.T., Buchwald, C.A., Dunning, C.P., Hunt, R.J., 2006. Development and Application of a Screening Model for Simulating Regional Ground-water Flow in the St. Croix River Basin, Minnesota and Wisconsin. U.S. Geological Survey. Scientific Investigations Report 2005-5283, 50 p. http://pubs.usgs.gov/sir/2005/5283/.
26. Ferris, J.G., Knowles, D.B., Brown, R.H., Stallman, R.W., 1962. Theory of Aquifer Tests. U. S. Geological Survey. Water-Supply Paper 1536-E, 174 p. http://pubs.usgs.gov/wsp/wsp1536-E/.
27. Fitts, C.R., 2010. Modeling aquifer systems with analytic elements and subdomains. Water Resources Research 46 (7), W07521. http://dx.doi.org/10.1029/2009WR008331.
28. Fitts, C.R., 2013. Groundwater Science, second ed. Academic Press, London. 672 p.
29. Haitjema, H.M., 1995. Analytic Element Modeling of Groundwater Flow. Academic Press, Inc., San Diego, CA., 394 p.
30. Haitjema, H., 2006. The role of hand calculations in ground water flow modeling. Groundwater 44 (6), 786-791. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00189.x.
31. Haitjema, H.M., Hunt, R.J., Jankovic, I., de Lange, W.J., 2006. Foreword: Ground water flow modeling with the analytic element method. Groundwater 44 (1), 1-122. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.00144.x.
32. Haitjema, H.M., Feinstein, D.T., Hunt, R.J., Gusyev, M., 2010. A hybrid finite difference and analytic element groundwater model. Groundwater 48 (4), 538-548. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2009.00672.
33. Harbaugh, A.W., 1990. A Computer Program for Calculating Subregional Water Budgets Using Results from the U.S.Geological Survey Modular Three-dimensional Ground-water Flow Model. U.S.Geological Survey. Open-File Report 90-392, 46 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/ofr90392.
34. Harbaugh, A.W., 1995. Direct Solution Package Based on Alternating Diagonal Ordering for the U.S. Geological Survey Modular Finite-difference Ground-water Flow Model. U.S. Geological Survey. Open-File Report 95-288, 46 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/ofr95288.
35. Harbaugh, A.W., 2005. MODFLOW-2005, the U.S. Geological Survey Modular Ground-water Model - the Ground-water Flow Process. U.S. Geological Survey Techniques and Methods. 6-A16. http://pubs. er.usgs.gov/publication/tm6A16.
36. Hunt, R.J., 2006. Ground water modeling applications using the analytic element method. Groundwater 44 (1), 5-15. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.00143.x.
37. Hunt, R.J., Anderson, M.P., Kelson, V.A., 1998. Improving a complex finite difference groundwater-flow model through the use of an analytic element screening model. Groundwater 36 (6), 1011-1017. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.1998.tb02108.x.
38. Huyakorn, P.S., Pinder, G.R., 1983. Computational Methods in Subsurface Flow. Academic Press, NewYork, 473 p.
39. Istok, J., 1989. Groundwater Modeling by the Finite Element Method. American Geophysical Union (AGU), Washington, D.C.. Water Resources Monograph 13, 495 p.

40. Jankovic, I., Fiori, A., Dagan, G., 2003. Flow and transport in highly heterogeneous formations, part 3: Numerical simulations and comparisons with theoretical results. Water Resources Research 39 (9), 1270. http://dx.doi.org/10.1029/2002WR001721.
41. Johnson, C., Mifflin, M., 2006. The AEM and regional carbonate aquifer modeling. Groundwater 44 (1), 24-34. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.00132.x.
42. Jones, N.L., 2014. GMS v10.0 Reference Manual. Aquaveo, Brigham Young University, Provo, Utah, 662 p.
43. Kelson, V.A., Hunt, R.J., Haitjema, H.M., 2002. Improving a regional model using reduced complexity and parameter estimation. Groundwater 40 (2), 132-143. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2002.tb02498.x.
44. Konikow, L.F., 1978. Calibration of ground-water models. In: Verification of Mathematical and Physical Models in Hydraulic Engineering. American Society of Civil Engineers, New York, pp. 87-93.
45. Konikow, L.F., Reilly, T.E., 1998. Groundwater modeling. In: Delleur, J.W. (Ed.), The Handbook of Groundwater Engineering. CRC Press, Boca Raton, FL, pp. 20-1-20-39.
46. Kresic, N., Mikszewski, A., 2013. Hydrogeological Conceptual Site Models: Data Analysis and Visualization. CRC Press, Boca Raton, FL, 584 p.
47. Langevin, C., Bean, D., 2005. Groundwater Vistas: A graphical user interface for the MODFLOW family of ground water flow and transport models. Groundwater 43 (2), 165-168. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.0016.x.
48. Li, Q., Ito, K., Wu, Z., Lowry, C.S., Loheide II, S.P., 2009. COMSOL multiphysics: A novel approach to ground water modeling. Groundwater 47 (4), 480-487. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2009.00584.x.
49. Loheide, S.P., Gorelick, S.M., 2007. Riparian hydroecology: A coupled model of the observed interactions between groundwater flow and meadow vegetation patterning. Water Resources Research 43 (7), W07417. http://dx.doi.org/10.1029/2006WR005233.
50. Maslia, M.L., Randolph, R.B., 1987. Methods and Computer Program Documentation for Determining Anisotropic Transmissivity Tensor Components of Two-dimensional Ground-water Flow. U.S. Geological Survey. Water Supply Paper 2308, 46 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/wsp2308.
51. McDonald, M.G., Harbaugh, A.W., 1988. A Modular Three-dimensional Finite-Difference Ground-water Flow Model. U.S. Geological Survey Techniques of Water-Resources Investigations. 06-A1, 576 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/twri06A1.
52. McDonald, M.G., Harbaugh, A.W., 2003. The history of MODFLOW. Groundwater 41 (2), 280-283. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2003.tb02591.x.
53. McLane, C., 2012. AnAqSim: Analytic element modeling software for multi-aquifer, transient flow. Groundwater 50 (1), 2-7. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2011.00892.x.
54. Narasimhan, T.N., Witherspoon, P.A., 1976. An integrated finite-difference method for analyzing fluid flow in porous media. Water Resources Research 12 (1), 57-64. http://dx.doi.org/10.1029/WR012i001p00057.
55. Panday, S., Langevin, C.D., Niswonger, R.G., Ibaraki, M., Hughes, J.D., 2013. MODFLOW-USG Versions 1: An Unstructured Grid Version of MODFLOW for Simulating

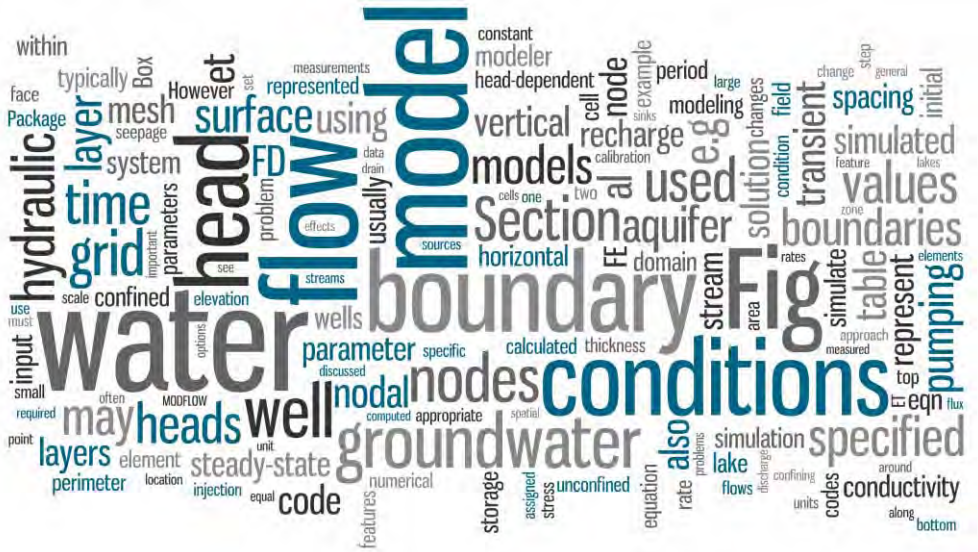
Groundwater Flow and Tightly Coupled Processes Using a Control Volume Finite-difference Formulation. U.S. Geological Survey Techniques and Methods. 6-A45, 66 p. http://pubs.usgs.gov/tm/06/a45/.
56. Pinder, G.F., Gray, W.G., 1976. Is there a difference in the finite element method? Water Resources Research 12 (1), 105e107. http://dx.doi.org/10.1029/WR012i001p00105.
57. Pinder, G.F., Gray, W.G., 1977. Finite Element Simulation in Surface and Subsurface Hydrology. Academic Press, San Diego, CA, 295 p.
58. Pint, T., Li, S.-G., 2006. ModTech: A GIS-enabled ground water modeling program. Groundwater 44 (4), 506-508. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00233.x.
59. Quinones-Aponte, V., 1989. Horizontal anisotropy of the principal ground-water flow zone in the Salinas alluvial fan, Puerto Rico. Groundwater 27 (4), 491e500. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.1989.tb01969.x.
60. Reeves, H.W., 2008. STRMDEPL08dAn Extended Version of STRMDEPL with Additional Analytical Solutions to Calculate Streamflow Depletion by Nearby Pumping Wells. U.S. Geological Survey. Open-File Report 2008e1166, 22 p. http://pubs.usgs.gov/of/2008/1166/.
61. Reilly, T.E., Franke, O.L., Bennett, G.D., 1987. The Principle of Superposition and its Application in Ground-water Hydraulics. U.S. Geological Survey Techniques of Water Resources Investigations. Chapter B6, Book 3, 28 p. http://pubs.usgs.gov/twri/twri3-b6/.
62. Remson, I., Hornberger, G.M., Molz, F.J., 1971. Numerical Methods in Subsurface Hydrology. Wiley-Interscience, John Wiley & Sons, Inc., New York, 389 p.
63. Rumbaugh, J.O., Rumbaugh, D.B., 2011. Groundwater Vistas V.6. Environmental Simulations Inc., 213 p. http://www.groundwatermodels.com/ESI_Software.php
64. Schlumberger Water Services, 2012. Visual MODFLOW Flex User Documentation. Schlumberger Water Services, Kitchener, Ontario, Canada, 330 p.
65. Segol, G., 1994. Classic Groundwater Simulations: Proving and Improving Numerical Models. PTR Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 531 p.
66. Sheets, R.A., Hill, M.C., Haitjema, H.M., Provost, A.M., Masterson, J.P., 2015. Simulation of water-table aquifers using specified saturated thickness. Groundwater 53 (1), 151-157. http://dx.doi.org/10.1111/gwat.12164.
67. Strack, O.D.L., 1984. Three-dimensional streamlines in Dupuit-Forchheimer models. Water Resources Research 20 (7), 812-822. http://dx.doi.org/10.1029/WR020i007p00812.
68. Strack, O.D.L., 1989. Groundwater Mechanics. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 732 p.
69. Strack, O.D.L., 2003. Theory and applications of the analytic element method. Reviews of Geophysics 41 (2), 1005-2003. http://dx.doi.org/10.1029/2002RG000111.
70. Strack, O.D.L., 2006. The development of new analytic elements for transient flow and multiaquifer flow. Groundwater 44 (1), 91-98. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.00148.x.
71. Strack, O.D.L., Haijema, H.M., 1981a. Modeling double aquifer flow using a comprehensive potential and distributed singularities: 1. Solution for homogeneous

permeabilities. Water Resources Research 17 (5), 1535-1549. http://dx.doi.org/10.1029/WR017i005p01535.
72. Strack, O.D.L., Haijema, H.M., 1981b. Modeling double aquifer flow using a comprehensive potential and distributed singularities: 2. Solution for inhomogeneous permeabilities. Water Resources Research 17 (5), 1551-1560. http://dx.doi.org/10.1029/WR017i005p01551.
73. Trefry, M.G., Muffels, C., 2007. FEFLOW: A finite-element ground water flow and transport modeling tool. Groundwater 45 (5), 525-528. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2007.00358.x.
74. Tyson Jr., H.N., Weber, E.M., 1964. Ground-water management for the nationی future-computer simulation of ground-water basins, American Society of Civil Engineers Proceedings. Journal of the Hydraulics Division 90, 59-77.
75. Voss, C.I., Provost, A.M., 2002. SUTRA: A Model for Saturated Unsaturated Variable-density Groundwater Flow with Solute or Energy Transport. U.S. Geological Survey. Water Resources Investigation Report 02-4231.
76. Wang, H.F., Anderson, M.P., 1977. Finite differences and finite elements as weighted residual solutions to Laplaceی equation. In: Gray, W.G., Pinder, G.F. (Eds.), Finite Elements in Water Resources, Proceedings of the First International Conference on Finite Elements in Water Resources, Princeton University, July. Pentech Press, London, pp. 2.167-2.178.
77. Wang, H.F., Anderson, M.P., 1982. Introduction to Groundwater Modeling: Finite Difference and Finite Element Methods. Academic Press, San Diego, CA, 237 p.
78. Ward, A.S., Gooseff, M.N., Singha, K., 2013. How does subsurface characterization affect simulations of hyporheic exchange? Groundwater 51 (1), 14-28. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2012.00911.x.
79. Winston, R.B., 2009. ModelMuse-a Graphical User Interface for MODFLOW-2005 and PHAST. U.S. Geological Survey Techniques and Methods. 6-A29, 52 p. http://pubs.usgs.gov/tm/tm6A29/.
80. Yager, R.M., Neville, C.J., 2002. GFLOW 2000: An analytical element ground water flow modeling system. Groundwater 40 (6), 574-576. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2002.tb02543.x.
81. Yamamoto, H., 2008. PetraSim: A graphical user interface for the TOUGH2 family of multiphase flow and transport codes. Groundwater 46 (4), 525-528. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2008.00462.x.
82. Zaadnoordijk, W.J., 2006. Building pit dewatering: Application of transient analytic elements. Groundwater 44 (1), 106-110. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.00171.x.
83. Zheng, C., 2004. Model viewer: A three-dimensional visualization tool for ground water modelers. Groundwater 42 (2), 164-166. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2004.tb02664.x.
84. Zlotnik, V.A., Cardenas, M.B., Toundykov, D., 2011. Effects of multiscale anisotropy on basin and hyporheic groundwater flow. Groundwater 49 (4), 576-583. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2010.00775.x.

بخش دوم

طراحی مدل عددی

بخش دوم (فصل‌های ۴ تا ۷)، تبدیل مدل مفهومی به مدل عددی را بررسی می‌کند. در فصل ۴، ابعاد مدل و تنظیمات شرایط مرزی در مدل عددی، شامل نمایش ساده‌ای از رودخانه‌ها، دریاچه‌ها و چاه‌های پمپاژ مورد بررسی قرار می‌گیرد. در فصل ۵، گسسته‌سازی مکانی با استفاده از گره در روش تفاضل محدود یا المان در روش اجزای محدود و تعریف مقادیر پارامترها در گره‌ها، سلول‌ها یا اجزا تشریح خواهد شد. نمایش پیچیده‌تر منابع تغذیه و تخلیه در فصل ۶ مورد بحث قرار می‌گیرد و در فصل ۷، خصوصیات شبیه‌سازی‌های ماندگار و شرایط اولیه، گسسته‌سازی زمانی و جنبه‌های دیگر مدل‌های غیرماندگار بررسی می‌شود.



فصل چهارم

ابعاد مدل و تنظیمات مرزها

۴-۱ ابعاد مکانی

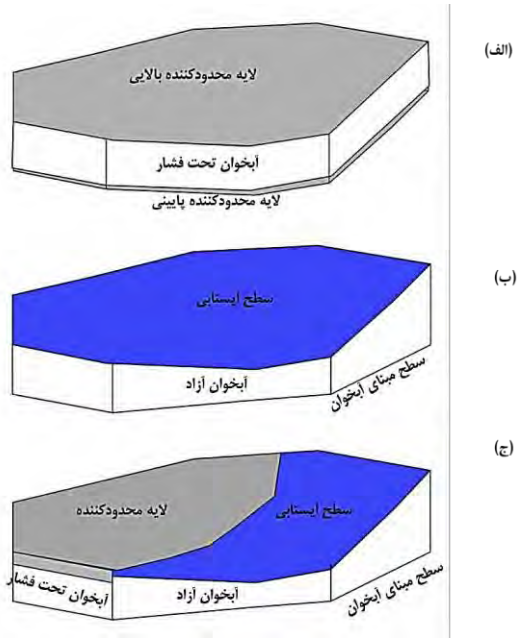
در فصل سوم، از معادله حاکم در حالت غیرماندگار برای جریان سه‌بعدی مشتق گرفته شد (معادله ۳-۱۲). راه‌حل‌های تحلیلی را اغلب به‌صورت یک‌بعدی، دوبعدی و به‌ندرت به‌صورت سه‌بعدی توسعه می‌دهند. بسیاری از مدل‌های عددی آب زیرزمینی، جریان را دو یا سه‌بعدی شبیه‌سازی می‌کنند. مدل‌های عددی یک‌بعدی به‌ندرت استفاده می‌شوند. بعد مدل به هدف مدل، پیچیدگی‌های چینه‌شناسی و جریان سیستم بستگی دارد.

۴-۱-۱ مدل‌های دو بعدی

در شکل ۴-۱ مدل‌های دو بعدی سیستم آب زیرزمینی یک لایه‌ای نشان داده شده است و شکل ۲-۱ مدل جریان را در سطح مقطع نشان می‌دهد.

۴-۱-۱-۱ مدل‌های دوبعدی

در مدل دو بعدی (2D)، برای نمایش جریان در آبخوان تحت‌فشار و آزاد، جریان در دو بعد افقی شبیه‌سازی می‌شود (شکل ۴-۱-الف و ب). معادله ۳-۱۳-الف و ب به‌ترتیب معادله حاکم آبخوان تحت‌فشار و آزاد هستند. در مدل‌های دوبعدی اثرات هیدرولیکی همه عارضه‌های مدل (چاه‌های پمپاژ، منابع آب درونی مانند آب‌های سطحی و شرایط مرزی محیطی) در جهت عمق یکسان فرض می‌شود. در راه‌حل ماندگار مدل دوبعدی، بارهای هیدرولیکی به‌صورت آرایه دوبعدی نمایش داده می‌شوند. راه‌حل غیرماندگار، بار هیدرولیکی را در هر گام زمانی محاسبه می‌کند. بارهای هیدرولیکی در آبخوان تحت‌فشار، سطح پتانسیومتری و در آبخوان آزاد سطح ایستابی را نشان می‌دهد. مدل دوبعدی شرایط آزاد و تحت‌فشار را در مناطق مختلف دامنه مدل نشان می‌دهد (شکل ۴-۱-ج).



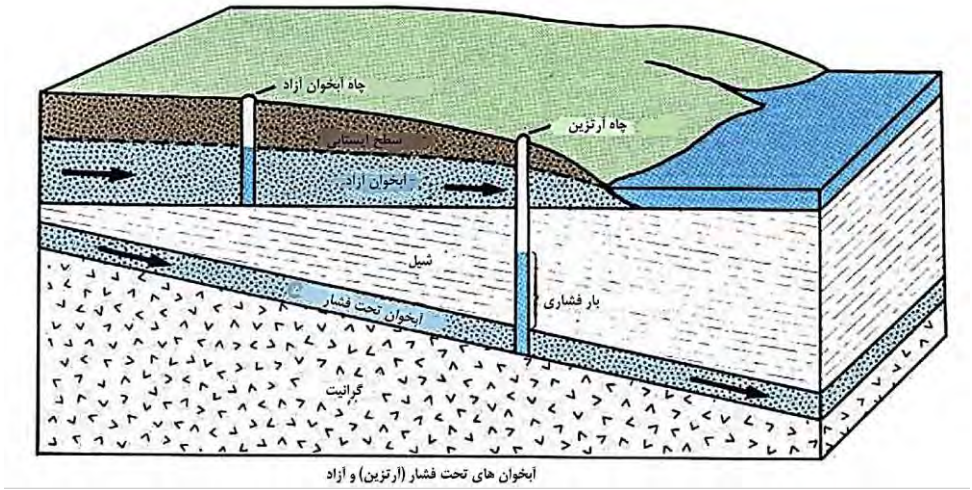
شکل ۴-۱ نمایش شماتیک مدل‌های دو بعدی. الف- آبخوان تحت‌فشار از بالا و پایین به لایه محدود کننده‌ای، محدود می-شود. ممکن است بالای لایه محدودکننده بالایی، آبخوان آزادی قرار بگیرد (شکل ۴-۲) که منبع تغذیه آب آبخوان تحت‌فشار از طریق نشت در سراسر لایه محدودکننده باشد. بارهای هیدرولیکی با سطح پتانسیومتری نشان داده می‌شود که این سطوح با ارتفاع سطح ایستابی در چاه‌های کاملا نفوذ یافته در آبخوان تحت‌فشار تعریف می‌شود (شکل ۴-۲). ب- بار هیدرولیکی در آبخوان آزاد با ارتفاع سطح ایستابی ، h، بالای سطح مبنای آبخوان برابر است (شکل‌های ۴-۲ و ۴-۳). ضخامت لایه مدل برابر با h است که در مکان متغیر است. ج- مدل دو بعدی می تواند شرایط تحت‌فشار و آزاد را در یک لایه شبیه‌سازی کند.

مدل دوبعدی فقط با استفاده از مرزهای جانبی تعریف می‌شود. مرزهای بالا و پایین مدل به‌صورت ذاتی در فرمول‌بندی دوبعدی جریان هستند و توسط کاربر تعیین نمی‌شوند. تعیین مرز پایینی مدل دو بعدی ضروری است که به‌صورت ذاتی مرز بدون جریان است. آبخوان تحت‌فشار در پایین به سنگ بستر یا لایه نسبتا غیرقابل نفوذ محدود می‌شود (شکل ۴-۲). بالای آبخوان تحت‌فشار نیز به یک لایه نفوذناپذیر محدود می‌شود. زمانی که بستر بالایی یا پایینی آبخوان تحت فشار برای اهداف مدل به‌صورت نفوذناپذیر فرض

می‌شود، هیچ نشتی در تمام بستر تحت‌فشار وجود ندارد. اگر بستر تحت‌فشار نفوذپذیر باشد، R در معادله ۳-۱۳-الف، نشت[1] را نشان می‌دهد، q_L، جریان عمودی آب از میان بستر تحت‌فشار است:

$$q_L = -K'_z \frac{h_{source} - \mathrm{h}}{b'} \qquad (۱-۴)$$

h_{source}، بار هیدرولیکی در منبع تغذیه است، که این منبع تغذیه یا آبخوان آزاد بالایی بوده (شکل ۴-۲) و یا یک آبخوان تحت‌فشار دیگر می باشد؛ h، بار هیدرولیکی محاسبه شده در آبخوان است؛ K'_z و b'به‌ترتیب هدایت هیدرولیکی عمودی و ضخامت لایه محدودکننده هستند. نشت می‌تواند از آبخوان‌های واقع در بالا و پایین آبخوان موردنظر رخ دهد. پارامتر K'_z / b' به‌عنوان ضریب نشت[2] عمودی تعریف می‌شود. معکوس ضریب نشت عمودی $\mathrm{b'/K'_z}$، مقاومت عمودی[3] است. اگرچه این دو عبارت در مفهوم مشابه هستند ولی مقاومت عمودی یک خصوصیت ذاتی دارد. هنگامی که ضخامت به صفر برسد مقاومت به صفر نزدیک می‌شود و در مقابل هنگامی که ضخامت به صفر می‌رسد ضریب نشت به بی‌نهایت نزدیک می‌شود.



شکل ۴-۲ دیاگرام شماتیک آبخوان آزاد و آبخوان تحت‌فشار در یک سیستم جریان آب زیرزمینی منطقه‌ای (۸۸)

[1] Leakage
[2] Leakance
[3] Vertical Resistance

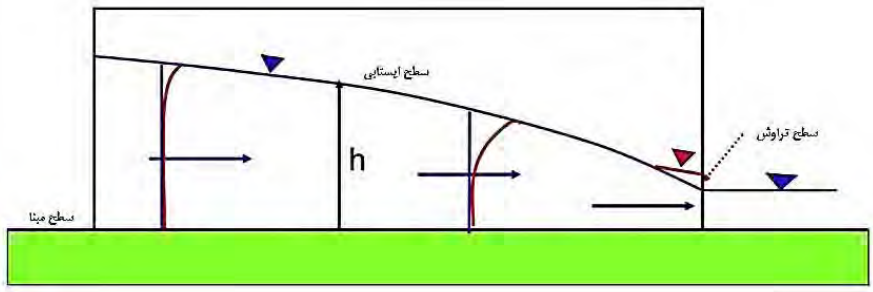
آبخوان آزاد به‌صورت طبیعی در پایین به لایه‌ای متشکل از ترکیبات نفوذناپذیر و در بالا به سطح ایستابی محدود می‌شود. نشت از مرز پایینی (در مواردی که کاملا نفوذ ناپذیر نباشد) با استفاده از معادله ۴-۱ یا با تعیین q_L از داده‌های میدانی شبیه‌سازی می‌شود. سطح ایستابی به‌عنوان شرایط مرزی در نظر گرفته نمی‌شود زیرا با استفاده از راه‌حل محاسبه می‌شود.

مدل‌های دو بعدی از تقریب دوپویی-فرشهایمر[1] (D-F) استفاده می‌کنند. به‌طور خلاصه، تقریب D-F، جریان را اغلب افقی (شکل کادر ۴-۱-۱ در کادر ۴-۱) و گرادیان‌های هیدرولیکی عمودی را ناچیز فرض می‌کند (گرچه هنوز هم می‌توان جریان عمودی را نشان داد؛ به کادر ۴-۱ مراجعه شود). هنگامی که تغییرات بار هیدرولیکی در جهت عمودی صفر است ($\frac{\partial h}{\partial z} = 0$)، بار هیدرولیکی در هر نقطه (x, y) از صفحه افقی با ارتفاع سطح پتانسیومتری آبخوان تحت‌فشار و ارتفاع سطح ایستابی آبخوان آزاد (اندازه‌گیری شده از سطح مبنای آبخوان) برابر است (شکل ۴-۳) (به عبارتی ارتفاع سطح ایستابی با ضخامت لایه اشباع b، برابر است). مقایسه راه‌حل‌هایی که از تقریب D-F استفاده می‌کنند با راه‌حل‌های جریان سه بعدی نشان می‌دهد که بارهای هیدرولیکی محاسبه شده با مدل D-F همانند بارهای هیدرولیکی مدل سه بعدی بوده وقتی که فاصله از عارضه هیدرولیکی تولید کننده جریان سه بعدی بیشتر از 2.5d می شود (عارضه‌های سه بعدی مانند پهنه‌های آب سطحی که تا حدودی در آبخوان نفوذ کرده‌اند، چاه‌های پمپاژ و خطوط تقسیم آب زیرزمینی) (صفحه ۷۸۸ مرجع شماره ۳۷) که:

$$d = b\sqrt{\mathrm{K}_h/\mathrm{K}_V} \qquad \text{(۴-۲-الف)}$$

در معادله ۴-۲-الف، K_h و K_V، به‌ترتیب هدایت هیدرولیکی افقی و عمودی هستند و b ضخامت لایه اشباع است. بنابراین، برای شرایط یکنواخت ($\mathrm{K}_h/\mathrm{K}_V = 1$)، می‌توان از جریان عمودی بعد از فاصله ای به اندازه دو یا سه برابر ضخامت لایه اشباع از یک عارضه سه بعدی، صرف نظر کرد.

[1] Dupuit-Forchheimer Approximation



شکل ۴-۳ جریان افقی (پیکان‌های آبی رنگ) در آبخوان آزاد تحت تقریب دوپویی-فرشهایمر (D-F). تقریب D-F در نزدیکی منابع تخلیه و سطح ایستابی دقیق نیست. خطوط هم‌پتانسیل (خطوط قرمز رنگ) واقعی در نزدیکی سطح ایستابی و مناطق تخلیه که دارای گرادیان عمودی و سطوح تراوش هستند، منحرف می‌شود؛ تقریب D-F خطوط هم پتانسیل را عمودی فرض می کند (رنگ آبی). در میدان جریان واقعی، سطح ایستابی، سطح خروجی را در بالای سطح آزاد قطع می کند (خط قرمز) و ایجاد سطح تراوش می نماید. با استفاده از تقریب D-F، سطح ایستابی به‌صورت پیوسته است و بر سطح آزاد آب سطحی خروجی بدون سطح تراوش منطبق است.

در سیستم جریان آب زیرزمینی منطقه‌ای (شکل کادر ۴-۱-۱ در کادر ۴-۱)، عارضه‌های هیدرولیکی که باعث جریان عمودی می‌شوند در مرزهای سیستم واقع شده‌اند. برای هر عارضه هیدرولیکی دو برابر فاصله تا منبع تخلیه مورد نیاز است و هنگامی که طول سیستم، L، بزرگتر از 5d باشد جریان D-F تقریب خوبی است (صفحه ۷۸۸ مرجع شماره ۳۷):

$$L > 5b\sqrt{\mathrm{K}_h/\mathrm{K}_V} \qquad \text{(۴-۲-الف)}$$

در بسیاری از سیستم‌های آب زیرزمینی، فاصله L بسیار بزرگتر از ضخامت لایه اشباع b، است بنابراین مدل‌های جریان دوبعدی با تقریب D-F برای بسیاری از مسائل جریان آب زیرزمینی مناسب هستند (کادر ۴-۱).

هیچ تراوشی در تقریب D-F در نظر گرفته نمی‌شود. تراوش سطح تخلیه‌ای در آبخوان آزاد است که فشار در این نقطه برابر با صفر است (فشار اتمسفر). بار هیدرولیکی در امتداد سطح تراوش برابر با ارتفاع سطح آب در آن نقطه است. ممکن است تراوش به‌صورت محلی در امتداد دامنه‌ها، ساحل رودخانه‌ها (شکل ۴-۳) و در تونل‌ها، معادن و چاه‌هایی با قطر بزرگ (بخش ۶-۲) تشکیل شود. مدل‌های D-F در اطراف نقاط تخلیه آب زیرزمینی که شیب سطح ایستابی بالاست و مولفه‌های عمودی جریان غالب است، تقریب

درستی نمی‌دهد، اما در نقاطی که فاصله آن‌ها از منطقه تراوش به اندازه کافی زیاد است با توجه به مواردی که در بالا تعریف شده است، تقریب درستی می‌دهد.

شبیه‌سازی دقیق سطح ایستابی آزاد (مرز متحرک)، پیچیده است زیرا در این نقاط لازم است جریان عمودی و شرایط مرزی غیرخطی سطح ایستابی به درستی ارائه شود (۶۴، صفحات ۲۱۶ تا ۲۱۸ و صفحات ۴۰۵ تا ۴۰۶ مرجع شماره ۲۲ و بخش ۴-۵). همانطور که دیرچ[1] در سال ۲۰۱۴ در عمل مشاهده کرد که حل غیردقیق مسأله سطح آزاد (سطح ایستابی) معمول است (صفحه ۴۰۶ مرجع شماره ۲۲). مدل‌های D-F یکی از این روش‌های غیردقیق هستند (کادر ۴-۱). گزینه‌های دیگری نیز برای شبیه‌سازی سطح ایستابی و تراوش‌های مربوط در بخش ۴-۵ مورد بررسی قرار می‌گیرد.

کادر ۴-۱ تقریب دو بعدی یا سه بعدی –توضیحات بیشتر در مورد تقریب D-F

دنیای واقعی به‌صورت غیرماندگار و سه‌بعدی است بنابراین مدل‌های غیرماندگار و سه‌بعدی همیشه معتبرترین مدل‌های جریان آب زیرزمینی هستند. هر چند زمان و هزینه طراحی، واسنجی و انجام آنالیز عدم قطعیت با استفاده از مدل غیرماندگار سه‌بعدی آب زیرزمینی قابل توجه است، ولی با صرف زمان و هزینه کمی می‌توان سوالات مربوط به عملکرد و پیش‌بینی مدل را پاسخ داد. ساده‌سازی مناسب دنیای پیچیده واقعی موضوعی تکراری در این کتاب است که در تمام مدل‌سازی‌های زیست‌محیطی لازم است. تقریب D-F در شبیه‌سازی دوبعدی جریان دوبعدی در بخش ۴-۱ بررسی شد. در صورتی که شرایط مدل D-F مناسب باشد لزومی ندارد هزینه و تلاشی برای تهیه مدل سه‌بعدی شود. بنابراین، زمانی که تقریب D-F قابل اجرا باشد برای مدل‌سازان آب زیرزمینی روشی ارزشمند است. اطلاعات بیشتری از مدل D-F در این کادر آورده شده است.

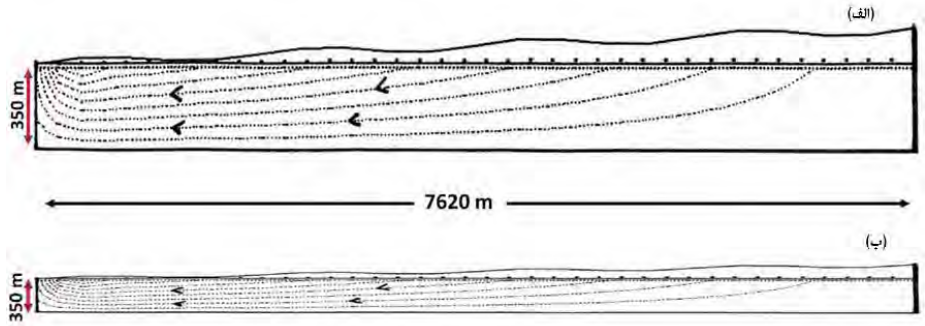
تاریخچهٔ تئوری D-F به قرن نوزدهم بر می‌گردد زمانی که دوپویی[2] (۱۸۶۳) بیان کرد که می‌توان از تغییرات عمودی بار هیدرولیکی در سطح پتانسیومتری صرف‌نظر کرد. فرشهایمر[3] (۱۸۸۶ و ۱۸۹۸) تغییرات عمودی بار هیدرولیکی را از معادلات جریان در آبخوان تحت‌فشار و آزاد حذف کرد. اسم این تقریب به‌صورت مشترک بین دوپویی و فرشهایمر به نام آن‌ها به رسمیت شناخته شده است. تئوری D-F برای شرایط تحت‌فشار و آزاد معتبر است اما هنگام استفاده در آبخوان‌های آزاد مفید است زیرا راهی را برای محاسبه ارتفاع سطح ایستابی فراهم می‌کند. زمانی که مرز بالایی مدل سطح ایستابی می‌شود (بخش ۴-۵ و کادر ۴-۶) لازم است موقعیت سطح ایستابی که معمولا ناشناخته است تعیین شود، بنابراین مدل‌های سه بعدی در آبخوان‌های آزاد پیچیده است (کادرهای ۴-۲ و ۴-۳). در مدل D-F سطح ایستابی مرز نیست، بلکه مدل ارتفاع سطح ایستابی را با استفاده از راه‌حل محاسبه می‌کند (۹۶).

---

[1] Diersch
[2] Dupuit
[3] Forchheimer

مسیرهای جریان در سیستم‌های آب زیرزمینی منطقه‌ای در مقاطع عرضی اغلب با بزرگنمایی عمودی مشاهده می‌شود (شکل کادر ۴-۱-۱-الف) که باعث می‌شود در نمایش جریان عمودی اغراق شود، در صورتی‌که بدون بزرگنمایی عمودی نشان داده شود (شکل کادر ۴-۱-۱-ب) مسیرهای جریان اغلب به‌صورت افقی هستند.

هنگامی که مدل D-F مناسب است معادله ۴-۲-الف و ب (بخش ۴-۱) می‌تواند به‌عنوان راهنما باشد. به‌طور کلی، هنگامی که فاصله تا عارضه بزرگتر از تقریبا 2d باشد، از تاثیر عارضه‌هایی که باعث جریان سه‌بعدی می‌شود صرف‌نظر می‌شود، مقدار d از معادله ۴-۲-الف به‌دست می‌آید. وقتی که فاصله عارضه تقریبا دو برابر ضخامت لایه اشباع آبخوان باشد، از اثرات سه‌بعدی در آبخوان همگن و یکنواخت ($\frac{K_h}{K_V} = 1$) صرف‌نظر می‌شود. معادله ۴-۲-ب راهنمایی برای ابعاد قابل قبول مدل D-F از جریان آب زیرزمینی منطقه‌ای فراهم می‌کند (شکل کادر ۴-۱-۱). برای سیستم آبخوان همگن و یکنواخت، هنگامی که طول سیستم حداقل پنج برابر ضخامت لایه اشباع آبخوان باشد ($L/b > 5$)، مدل D-F جریان آب زیرزمینی منطقه‌ای، به‌خوبی اجرا می‌شود. اگر $\frac{K_h}{K_V} = 1000$، لازم است طول سیستم حداقل از ۱۶۰ برابر ضخامت لایه اشباع بزرگ‌تر باشد که در بسیاری از سیستم‌های منطقه ای جریان آب زیرزمینی، اندازه‌ای منطقی و معمول است.

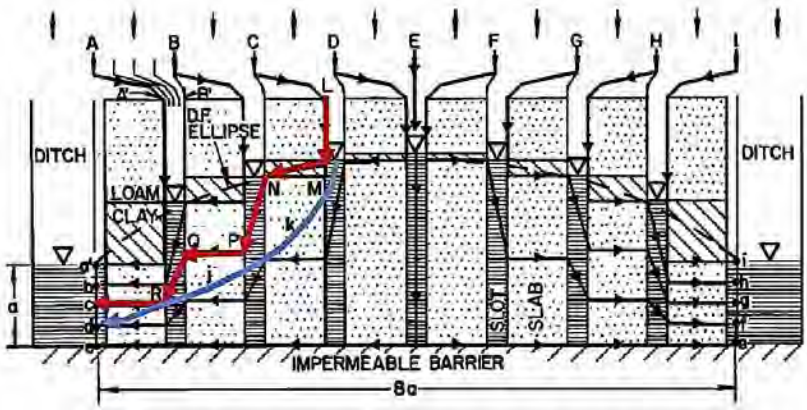


شکل کادر ۴-۱-۱ خطوط جریان در مقطع عرضی سیستم جریان آب زیرزمینی منطقه‌ای. الف- جریان عمودی با بزرگنمایی کم (۲/۵). ب- خطوط جریان بدون بزرگنمایی عمودی غالبا افقی هستند. پارامترهای سیستم یک آبخوان معمولی در آب و هوای مرطوب به‌صورت دبی تغذیه برابر با ۲۵/۴ میلی‌متر بر سال و $K_h = K_V = 0.3\ m/day$ است. نسبت طول به ضخامت سیستم آبخوان تقریبا ۲۵ است (۳۹).

یکی از جنبه‌های تئوری D-F که اغلب نادیده گرفته می‌شود این است که از جریان عمودی صرف‌نظر نمی‌شود، گرچه فرض می‌شود گرادیان عمودی بار هیدرولیکی وجود ندارد. آزمایش ارائه شده توسط کرکهام[1] (۱۹۶۷) نشان داد که چگونه هنگامی که گرادیان عمودی صفر است جریان عمودی اتفاق می‌افتد. کرکهام محیط متخلخل شکافداری را در نظر گرفت که شکاف‌های عمودی آن هیچ مقاومتی در برابر جریان ندارند (شکل کادر ۴-۱-۲). بنابراین اگر جریان عمودی در بین شکاف‌ها اتفاق بیفتد هیچ تغییری در بار هیدرولیکی نسبت به عمق در شکاف‌ها ایجاد نمی‌شود. انحنای سطح ایستابی از مقاومت جریان افقی در

[1] Kirkham

برابر موانع واقع شده در بین شکاف‌های آبخوان به‌دست می‌آید (شکل کادر ۴-۱-۲). پلوبارینوا-کوچینا[1] (۱۹۶۲) نیز تشخیص داد که انحنای سطح ایستابی به این معناست که مدل‌های D-F باید شامل جریان عمودی باشد.



شکل کادر ۴-۱-۲ محیط متخلخل شکافدار ارائه شده توسط کرکهام (۱۹۶۷). شکاف‌های A تا I هیچ مقاومت عمودی را در برابر جریان ایجاد نمی‌کنند. جریان عمودی در راستای مسیر جریان LMNOPQRc یه صورت پله ای نشان داده شده است (خط قرمز) و هنگامی که شکاف ها خیلی به هم نزدیک باشند، مسیر MkjRd به‌صورت منحنی در می آید (خط آبی) (۵۰).

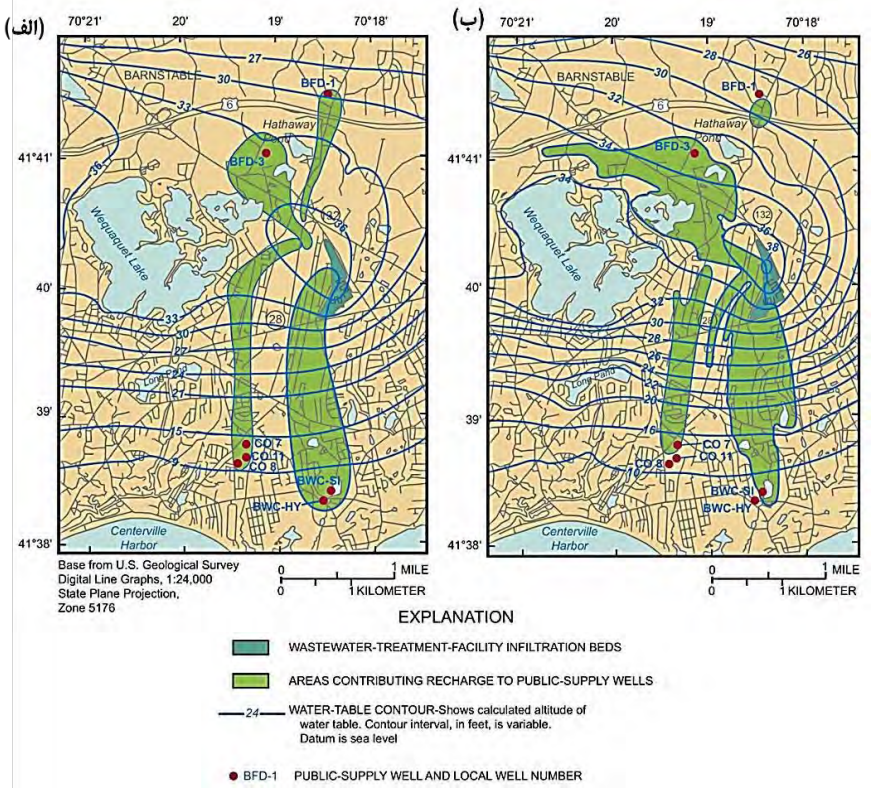
استرک[2] (۱۹۸۴) با استفاده از نظریات کرکهام (۱۹۶۷) و پلوبارینوا-کوچینا (۱۹۶۲) مسیرهای جریان سه‌بعدی را با استفاده از مدل‌های دوبعدی تخمین زد. سرعت‌های افقی با استفاده از قانون دارسی به‌دست آمده در حالی که سرعت‌های عمودی با استفاده از قانون تداوم جریان تقریب زده می‌شود. وجود مسیرهای جریان سه بعدی در سیستم‌های جریان افقی دو بعدی به این معناست که در مدل‌های D-F ردیابی ذرات را به‌صورت سه بعدی می‌توان انجام داد.

با توجه به اینکه طول بسیاری از آبخوان‌ها بسیار طولانی‌تر از عمق آنهاست، تئوری D-F در بسیاری از مسائل جریان آب زیرزمینی منطقه‌ای قابل استفاده است. با این وجود، در بعضی از اهداف مدل‌سازی لازم است شبیه‌سازی سه‌بعدی انجام شود. زمانی که در اهداف مدل‌سازی، جریان سه بعدی مهم است همیشه باید از مدل‌های سه بعدی استفاده شود (شکل کادر ۴-۱-۳).

---

[1] Polubarinova-Kochina

[2] Strack



شکل کادر ۴-۱-۳ خطوط تراز سطح ایستابی و ناحیه آبگیری برای هفت چاه پمپاژی غیر کامل با ظرفیت تحلیه بالادر یک سیستم ناهمگن با استفاده از: الف- مدل دوبعدی و شرایط D-F ب- مدل هشت لایه‌ای سه‌بعدی، محاسبه شد. چاه‌های پمپاژ جریان سه‌بعدی ایجاد کرده که روی شکل ناحیه آبگیری تاثیر می‌گذارد (۷۱).

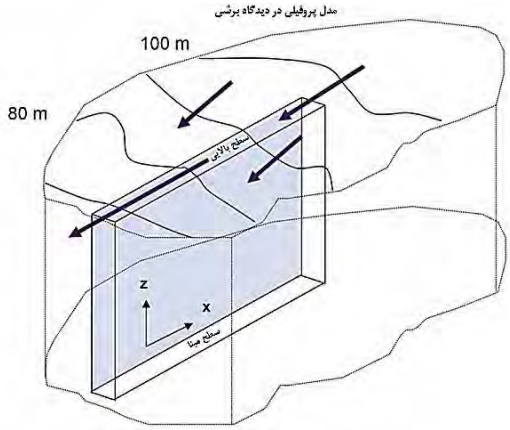
۴-۱-۱-۲ مدل‌های پروفیلی

مدل پروفیلی جریان دو بعدی را در برش عمودی (مقطع عرضی) سیستم جریان آب زیرزمینی نشان می‌دهد (شکل کادر ۴-۲-۱ در کادر ۴-۲). معادله کادر ۴-۲-۱، معادله حاکم است (کادر ۴-۲). این مدل شرایط مرزی را در امتداد بالا، پایین و اطراف پروفیل تعریف می‌کند.

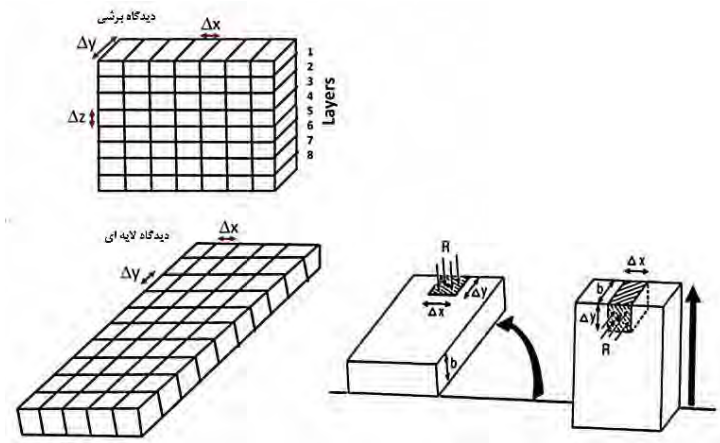
کادر ۴-۲ مدل‌های پروفیلی

در این کادر دستورالعمل اجرای مدل‌های پروفیلی با استفاده از کدهای جریان آب‌زیرزمینی تفاضل محدود استاندارد (FD) و اجزای محدود (FE) ارائه شده است. برای راحتی، شبکه FD در نظر گرفته می‌شود.

با توجه به اینکه تمام آب موجود باید از داخل پروفیل عبور کند و امکان جریان عمود بر پروفیل وجود ندارد، محور طولی مدل پروفیلی به موازات مسیر جریان آب زیرزمینی در نظر گرفته می‌شود. ضخامت پروفیل به‌صورت یک واحد یا پهنای مشخص از آبخوانی که جریان در آن موازی پروفیل است، تنظیم می‌شود (شکل کادر ۴-۲-۱). معمولا پروفیل به‌صورت مستطیلی است و چهار شرایط مرزی دارد (مرزهای بالا، پایین و جانبی)، اما هنگامی که پروفیل به‌صورت مستطیلی نباشد می‌توان هندسه پیچیده شرایط مرزی را اصلاح کرد. به‌طور معمول، سطح ایستابی مرز بالایی بوده و مرز پایینی به‌صورت مرز بدون جریان شبیه‌سازی می‌شود اما می‌توان آن را با استفاده از بار هیدرولیکی معلوم، جریان معلوم و یا شرایط مرزی وابسته به بار هیدرولیکی شبیه‌سازی کرد. مرزهای جانبی در هر دو انتهای نیم‌رخ، اغلب خطوط تقسیم آب زیرزمینی را نشان می‌دهند و به‌صورت شرایط مرزی بدون جریان شبیه‌سازی می‌شود (کادر ۴-۳). مدل پروفیلی معمولا به‌صورت برشی از مدل سه‌بعدی چند لایه تهیه می‌شود، که آن را دیدگاه برشی می‌نامند، اما آن را می‌توان به‌صورت مدل یک لایه‌ای نیز تهیه کرد که آن را دیدگاه لایه‌ای می‌نامند.



شکل کادر ۴-۲-۱ مدل پروفیلی که به موازات جریان آب زیرزمینی است (فلش‌های بنفش رنگ). خطوط کنتور سطح ایستابی نیز نشان داده شده است (بر حسب متر). دیدگاه برشی، شبیه‌سازی شده در یک مدل سه بعدی، جهت ترجیحی مدل‌سازی پروفیلی است.



شکل کادر ۴-۲-۲ دیدگاه لایه‌ای پروفیل (سه شکل پائیینی) به‌صورت مدل دو بعدی در سطح شبیه‌سازی شده است. ضخامت لایه برابر با پهنای پروفیل است. دیدگاه برشی (شکل بالا)، برای مقایسه نشان داده شده است.

معادله حاکم غیرماندگار برای جریان در پروفیل صفحه X-Z به‌صورت معادله ۳-۱۲ با $\partial h/\partial y = 0$ است:

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(Kx\frac{\partial h}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(Kz\frac{\partial h}{\partial z}\right) = Ss\frac{\partial h}{\partial t} - W^* \qquad \text{(کادر ۴-۲-۱)}$$

که $W^*(1/T)$، سرعت تغذیه حجمی (L^3/T) است که در سلول‌های بالایی پروفیل (L^3) اعمال می شود. شبیه‌سازی‌های غیرماندگار پیچیده هستند زیرا مسیرهای جریان با گذشت زمان تغییر می‌کنند و جهت‌گیری پروفیل باید مطابق با تغییر میدان جریان تنظیم شود (شکل کادر ۴-۲-۱). بنابراین مدل‌های سه‌بعدی برای مدل‌های غیرماندگار مناسب‌تر است و مدل‌های پروفیلی معمولا جریان ماندگار را هنگامی که در معادله کادر ۴-۲-۱، $\partial h/\partial y = 0$ شبیه‌سازی می‌کند.

دیدگاه برشی

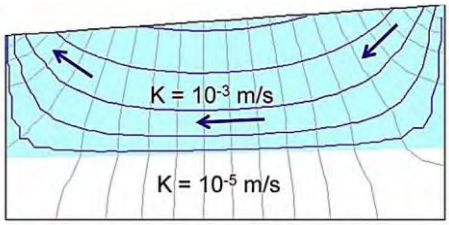
دیدگاه برشی انتخاب اول برای مدل‌سازی پروفیلی است. پروفیل در دیدگاه برشی، مقطع عرضی مدل سه‌بعدی است. مدل پروفیلی چندین لایه دارد و ضخامت پروفیل با توجه به جهت، برابر است با Δy یا Δx (شکل کادر ۴-۲-۲). معادله حاکم سه‌بعدی (معادله ۳-۱۲) به‌کار برده می‌شود و پارامترهای آبخوان (K_x=K_y, K_z, S_s) و ضخامت لایه اشباع، ورودی‌های مدل سه‌بعدی هستند. تغذیه با توجه به گزینه‌های موجود در کد FD یا FE وارد می‌شود. از آنجایی که برش عمودی شامل مدل چندلایه‌ای است، ورودی مدل به‌صورت ورود لایه به لایه داده‌ها برای هر ردیف است که نشان دهنده یک برش است. بنابراین ورود داده‌ها در این حالت نسبت به دیدگاه لایه‌ای تا حدودی سخت است اما مدیریت و جمع‌بندی داده‌ها در GUI آسان‌تر می‌شود. ضریب ذخیره برای گره‌های دارای سطح ایستابی، مانند مدل‌های سه‌بعدی برابر است با آبدهی ویژه، در حالی‌که ضریب ذخیره برای گره‌های پایین‌تر از سطح ایستابی بیانگر آب خارج شده تحت تأثیر تغییر فشار آبخوان و انبساط آب است (بخش ۵-۵، شکل ۵-۲۷).

دیدگاه لایه‌ای

در دیدگاه لایه‌ای (شکل کادر ۴-۲-۲)، شبکه/مش مدل پروفیلی به‌صورت مدل مساحتی دو بعدی تنظیم می‌شود، از این‌رو لازم است دورنمای بخش در حال مدل‌سازی، توسط مدل‌ساز تغییر داده شود. جهت‌گیری لایه‌ای به شباهت بین معادله کادر ۴-۲-۱ و معادله ۳-۱۳-الف، معادله حاکم جریان افقی دو بعدی در آبخوان تحت‌فشار بستگی دارد. اگر z در معادله کادر ۴-۲-۱ با y در معادله ۳-۱۳-الف برابر باشد، دو معادله یکسان خواهد شد. همچنین اگر، Kx، Kz، S_s، و w^* در معادله کادر ۴-۲-۱ به‌ترتیب، با T_X، T_Y، S و R در معادله ۳-۱۳-الف جایگزین شوند، دو معادله یکسان خواهد شد. ضخامت لایه اشباع b، با پهنای پروفیل برابر است، طوری‌که: $T_x=K_xb$ و $T_y=K_zb$؛ $S=S_sb$ و $R=W^*b$. پارامتر S ضریب ذخیره است که با آبدهی ویژه در گره‌های سطح ایستابی و هر جایی که بیانگر آب خروجی ناشی از فشار آبخوان و انبساط آب باشد، برابر است (بخش ۵-۵؛ شکل ۵-۲۷).

مزیت اصلی دیدگاه لایه‌ای این است که مقادیر بار هیدرولیکی را می‌توان به‌صورت یک آرایه دو بعدی به‌طور مستقیم در خروجی مدل دید در حالی‌که در مدل‌های چندلایه‌ای این خروجی به‌صورت ردیف به ردیف می‌باشد. هنگامی که از صفحه گسترده برای حل مدل پروفیلی استفاده می‌شود، دیدگاه لایه‌ای آسان‌تر خواهد بود (کادر ۴-۳). اما GUIها مدل‌سازی پروفیلی را در دیدگاه برشی آسان‌تر می‌کنند، زیرا آن‌ها ورودی و خروجی‌های مدل را در مقطع عرضی نمایش می‌دهند. از آنجایی که بیشتر مدل‌سازی‌های انجام شده با GUIها انجام می‌شود، دیدگاه برشی برای نمایش بیشتر مدل‌های پروفیلی ترجیح داده می‌شود.

حل مدل پروفیلی به‌صورت آرایه‌ای دو بعدی از بار هیدرولیکی در صفحه عمودی است که با توجه به آن خطوط هم‌پتانسیل رسم شده و جهت‌های جریان از آن استخراج می‌شود (شکل کادر ۴-۳-۳-ج در کادر ۴-۳؛ شکل ۴-۴). در مدل‌های پروفیلی فرض بر این است که هیچ جریانی عمود بر پروفیل وجود ندارد؛ بلکه آن‌ها در امتداد خط جریان هستند و همه جریان‌ها در صفحه عمودی پروفیل اتفاق می‌افتد.



شکل ۴-۴ خطوط هم‌پتانسیل (خطوط خاکستری کمرنگ) و خطوط جریان (خطوط آبی پر رنگ) به‌صورت شماتیک با فلش‌های جریان در مدل پروفیلی نشان داده شده است. ناحیه کمرنگ پایینی با مقدار هدایت هیدرولیکی دو برابر کمتر از ناحیه بالایی شرایط مرزی بدون جریان را در زیر لایه بالایی نشان می‌دهد. شکل با استفاده از TopoDrive تهیه شده است (۴۲).

کادر ۴-۳ حل مدل پروفیلی تفاضل محدود با استفاده از نرم‌افزارهای صفحه گسترده

راه‌حل‌های تکراری معادله FD به‌دست آمده از تقریب ساده معادله جریان آب زیرزمینی و شرایط مرزی را می‌توان در نرم-افزارهای صفحه گسترده انجام داد. در مدل‌سازی با نرم‌افزارهای صفحه گسترده، هر سلول آن معرف یک سلول FD است. این روش برای مسائل ساده مناسب است، مانند مسأله‌ای که توس[1] (۱۹۶۲) برای جریان آب‌های زیرزمینی منطقه‌ای ماندگار در مقطع عرضی آبخوانی همگن و یکنواخت مطرح کرده است.

مدل مفهومی توس در شکل کادر ۴-۳-۱ و مدل ریاضی در شکل کادر ۴-۳-۲ نشان داده شده است. سطح ایستابی خطی، شرط مرزی بالایی را تشکیل می‌دهد که یک شرط مرزی با بار هیدرولیکی معلوم است (در کادر ۴-۶، اطلاعات بیشتری در مورد شرایط مرزی با بار هیدرولیکی معلوم در سطح ایستابی آورده شده است). مرزهای جانبی خطوط تقسیم آب زیرزمینی منطقه‌ای و از نوع شرایط مرزی بدون جریان می‌باشند. مرز بدون جریان پایین سیستم، سنگ کف نفوذناپذیر را شبیه‌سازی می‌کند.

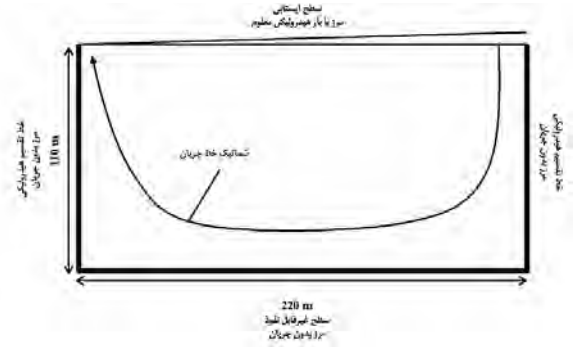
معادله حاکم به‌صورت معادله لاپلاس می‌شود:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0$$ (کادر ۴-۳-۱)

که z، مختصات عمودی است. تقریب FD معادله کادر ۴-۳-۱، برای شبکه یکنواخت منظمی که در آن Δx و Δz ثابت هستند، برابر است با:

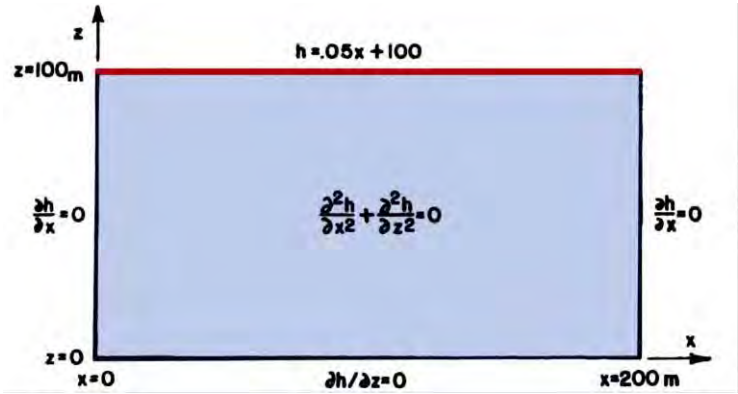
$$h_{i,j}^{m+1} = \frac{h_{i+1,j}^{m} + h_{i-1,j}^{m+1} + h_{i,j+1}^{m} + h_{i,j-1}^{m+1}}{4}$$ (کادر ۴-۳-۲)

که m بارهای هیدرولیکی در تکرار فعلی و m+1 بارهای هیدرولیکی در تکرار جدید است.



شکل کادر ۴-۳-۱ مرزهای مدل مفهومی و شکل شماتیک خط جریان در مقطع عرضی سیستم آب زیرزمینی منطقه‌ای (۸۱).

[1] Toth



شکل کادر ۴-۳-۲ مدل ریاضی معادله حاکم و شرایط مرزی مدل مفهومی شکل کادر ۴-۳-۱ (۸۱).

معادله کادر ۴-۳-۲، حل $h_{i,j}$ را با تکرار نقطه‌ای گاوس سایدل[1] نشان می‌دهد که بارهای هیدرولیکی را در تکرار جدید محاسبه می‌کند. توجه داشته باشید که بار هیدرولیکی در هر سلول FD با میانگین بار هیدرولیکی چهار سلول همسایه برابر است و حل $h_{i,j}^{m+1}$ به هدایت هیدرولیکی و فواصل شبکه‌بندی بستگی ندارد. پنج گره نشان داده شده در معادله کادر ۴-۳-۲ شامل محاسب دو بعدی FD است که آن را اپراتور پنج نقطه‌ای تفاضل محدود می‌نامند (شکل ۳-۴).

یک مدل پروفیلی با دیدگاه لایه‌ای (کادر ۴-۲) در یک نرم‌افزار صفحه گسترده تهیه شد (شکل کادر ۴-۳-۳). در مسأله‌ی توس[2]، فرض می‌شود بار هیدرولیکی منطقه تخلیه در نقطه $(x,z) = (0,100)$ برابر با ۱۰۰ متر و شیب سطح ایستابی m/m ۰/۰۵ است. از فواصل گرهی ۲۰ متری ($\Delta x = \Delta z = 20$ m) استفاده شد، طوری‌که صفحه گسترده ۷ ردیف و ۱۳ ستون داشته که ردیف ۷ و ستون ۱ و ۱۳ (ستون‌های A و M در شکل کادر ۴-۳-۳-ب و ج) گره‌های مجازی در خارج از دامنه مسأله هستند. گره‌های مجازی برای اجرای شرایط مرزی بدون جریان استفاده می‌شود و بار هیدرولیکی این گره‌ها با بار هیدرولیکی محاسبه شده از شرایط مرزی گره مجاور به‌دست می‌آید. در این حالت، گرادیان هیدرولیکی در عرض مرز برابر با صفر است. صفحه گسترده به‌صورت شبکه FD بلوک-محور تنظیم می‌شود. بنابراین مرز بدون جریان در لبه خارجی سلول مرزی قرار می‌گیرد. با استفاده از یک سری معادلات FD دیگر در سلول‌های مرزی، می‌توان شبکه نقطه-محور را مورد استفاده قرار داد (مسأله ۴-۱).

معادله FD برای هر سلول صفحه گسترده به‌صورت معادله کادر ۴-۳-۲ نوشته می‌شود (شکل کادر ۴-۳-۳-ب). به‌عنوان مثال، معادله ستون D، ردیف سه صفحه گسترده (سلول D3) به شکل زیر است:

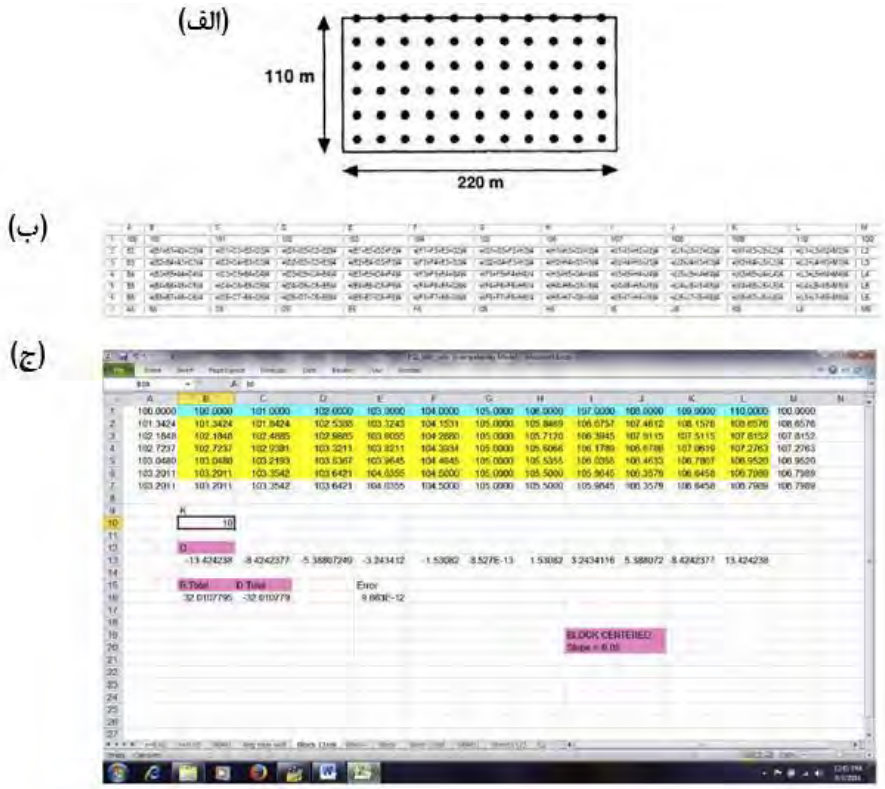
$$D3 = \frac{D4+D2+C3+E3}{4}$$ (کادر ۴-۳-۳)

معادلات سلول‌ها در امتداد مرزها اصلاح می‌شود تا شامل شرایط مرزی شود. ردیف بالای صفحه گسترده شامل مقادیر بار هیدرولیکی از ۱۰۰ متر تا ۱۱۰ متر است که بارهای هیدرولیکی در امتداد مرز بالا (سطح ایستابی) با استفاده از معادله خطی شکل کادر ۴-۳-۲ محاسبه می‌شود.

---

[1] Gauss-Seidel

[2] Toth



شکل کادر ۴-۳-۳ مدل عددی مسأله شکل کادر ۴-۳-۲. الف- موقعیت مرزی در شبکه بلوک محور و قرار گرفتن یازده ستون و شش ردیف از گره‌ها در دامنه مسأله را نشان می‌دهد. ب- معادلات FD برای هر سلول در نرم افزار اکسل. مقادیر مرزی بار هیدرولیکی معلوم (به متر) وارد شده در سطر اول، سطح ایستابی را نشان می‌دهد. گره‌های مجازی در ستون A و M و ردیف هفت خارج از دامنه مسأله هستند و از آن‌ها برای اجرای شرایط مرزی بدون جریان در لبه خارجی سلول‌های FD در امتداد مرز استفاده می‌شود. ج- راه حل بارهای هیدرولیکی را بر حسب متر نشان می‌دهد. به منظور محاسبه شار عبوری سطح ایستابی، هدایت هیدرولیکی برابر با ۱۰ متر بر روز است(سلول B10). جریان (Q) در سطح ایستابی بر حسب m^3/day برای عرض ۱ متر از سطح مقطع محاسبه شده است. مجموع دبی تغذیه (RTotal) و دبی تخلیه کل (DTotal) در مقطع سطح ایستابی و خطا (تفاوت بین RTotal و DTotal) در بیلان آب، نیز محاسبه می‌شود.

با توجه به اینکه بارهای هیدرولیکی در گره‌های مجازی برابر با سلول مجاور مرزی است، شرایط مرزی بدون جریان در امتداد سه مرز دیگر شبیه‌سازی می‌شود (شکل کادر ۴-۳-۳-ب). در این روش، بار هیدرولیکی سلول‌ها در ستون اول و آخر و آخرین ردیف، بار هیدرولیکی مرزی را تعیین می‌کند (شکل کادر ۴-۳-۳-ج). گره‌های گوشه‌ای در محاسب پنج نقطه‌ای استفاده نمی‌شود (معادله کادر ۴-۳-۲). هنگامی که معادلات به‌صورت مناسب فرمول‌بندی شود، صفحه گسترده به منظور حل تکراری

معادلات برای بار هیدرولیکی هر سلول تنظیم می‌شود (به مسأله ۴-۱ مراجعه شود). در این مسأله شار عبوری سطح ایستابی با فرض هدایت هیدرولیکی ۱۰ متر بر روز و ضخامت پروفیل (لایه) ۱ متر محاسبه می‌شود. بیلان آب در این مسأله برابر است با: جریان ورودی عبوری در سطح ایستابی (RTotal) برابر با دبی تخلیه (DTotal) عبوری از سطح ایستابی. خطای بیلان آب به‌صورت تفاوت بین RTotal و DTotal محاسبه می‌شود. ممکن است راه‌حل بارهای هیدرولیکی و شارها (شکل کادر ۴-۳-۳-ج) با راه‌حل استفاده شده در مرزهای نقطه-محور مقایسه شود (مسأله ۴-۱).

مدل‌سازی در صفحه گسترده ابزار آموزشی مفیدی است که چگونگی نوشتن معادلات را برای هر سلول FD و حل مدل FD توسط تکرار نقطه‌ای را نشان می‌دهد. بیر و لام[1] (۲۰۰۶)، اطلاعات بیشتری را در مورد راه‌حل‌های صفحه گسترده مدل‌های آب زیرزمینی ارائه دادند، با این حال، از نظر عملی، راه‌حل‌های صفحه گسترده مزیت بیشتری نسبت به کدهای کامپیوتری استاندارد، حتی در مراحل اولیه پروژه‌های مدل‌سازی ندارند. وارد کردن معادلات و بررسی آن‌ها در هر سلول صفحه گسترده سخت و خسته‌کننده است. به احتمال زیاد، زمان لازم برای راه‌اندازی و آزمایش یک مدل صفحه گسترده پیچیده می‌تواند مساوی یا بیشتر از زمان لازم برای راه‌اندازی و اجرای یک کد جریان استاندارد باشد.

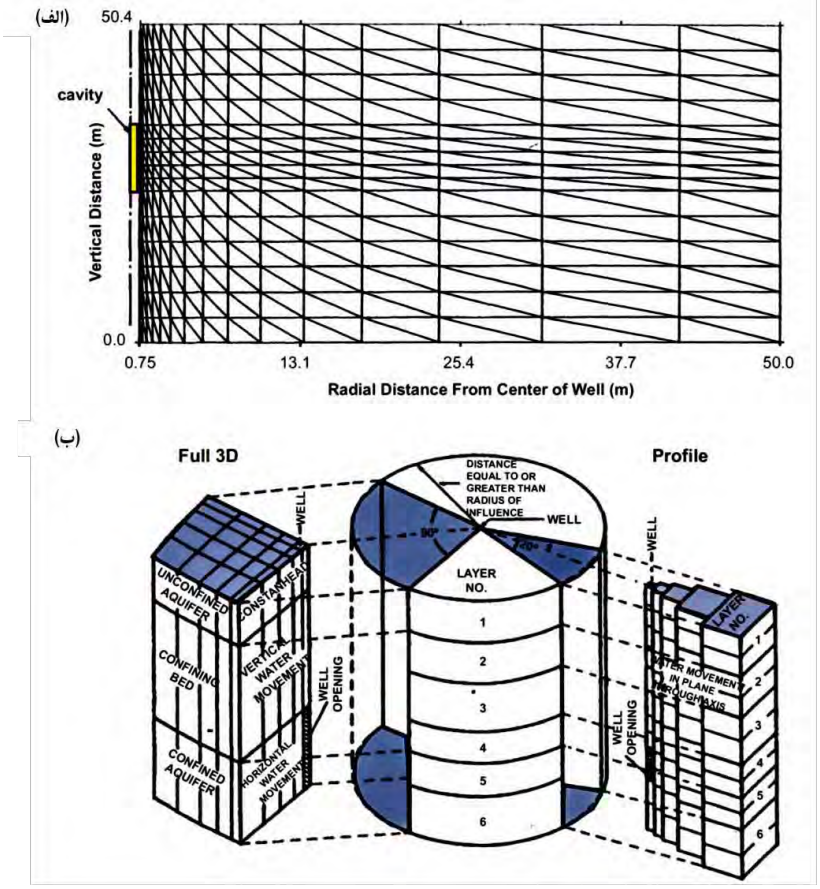
بنابراین، مدل‌های پروفیلی نمی‌توانند جریان شعاعی برای چاه پمپاژ یا جریان سه بعدی اطراف منابع تغذیه و تخلیه نقطه‌ای و یا اثرات جریان سه بعدی دیگر را شبیه‌سازی کنند (کادر ۴-۲).

مدل پروفیلی متقارن برای شبیه‌سازی جریان شعاعی در دامنه مسأله‌ای که به‌صورت بخشی از یک دایره طراحی شده است، می‌تواند استفاده شود. منابع تغذیه و تخلیه خطی یا نقطه‌ای را هنگامی که منبع تغذیه و تخلیه در مبدا پروفیل قرار دارد، می‌توان شبیه‌سازی کرد (شکل ۴-۵). ضخامت پروفیل از مبدا ($r = 0$) با توجه به زاویه‌ی θ تعریف می‌شود. اگرچه کدهایی با هدف خاص برای حل معادله حاکم در مختصات شعاعی در دسترس هستند (۷۰)، کدهای استاندارد در مختصات دکارتی نیز می‌توانند پروفیل‌های متقارن را با تنظیم مناسب پارامترهای ورودی شبیه‌سازی کنند (۵۲).

مدل‌های پروفیلی برای مطالعه جریان آب زیرزمینی منطقه‌ای در سطح مقطع (۱۸، ۹۲ و ۳۲) و تبادل اختلاط در زیر رودخانه (۹۴) استفاده می‌شوند. مدل‌های پروفیلی متقارن معمولا برای شبیه‌سازی آزمایش‌های پمپاژ آبخوان استفاده شده‌اند. لانگوین[2] (۲۰۰۸) از مدل‌های متقارن برای شبیه‌سازی جریان شعاعی چاه پمپاژ، آزمایش فشاری-کششی[3] و بالاآمدگی آب شور در اثر پمپاژ استفاده کرد. با این حال، در عمل، بیشترین کاربردها در مسائل مهندسی و مدیریتی، مدل سه بعدی بوده که برای شبیه‌سازی سه

[1] Bair and Lahm
[2] Langevin
[3] push-pull

بعدی اثرات جریان استفاده می‌شود. محدود کردن جریان به یک بعد افقی یا فرض کردن جریان شعاعی در سراسر دامنه مسأله منطقی نیست.



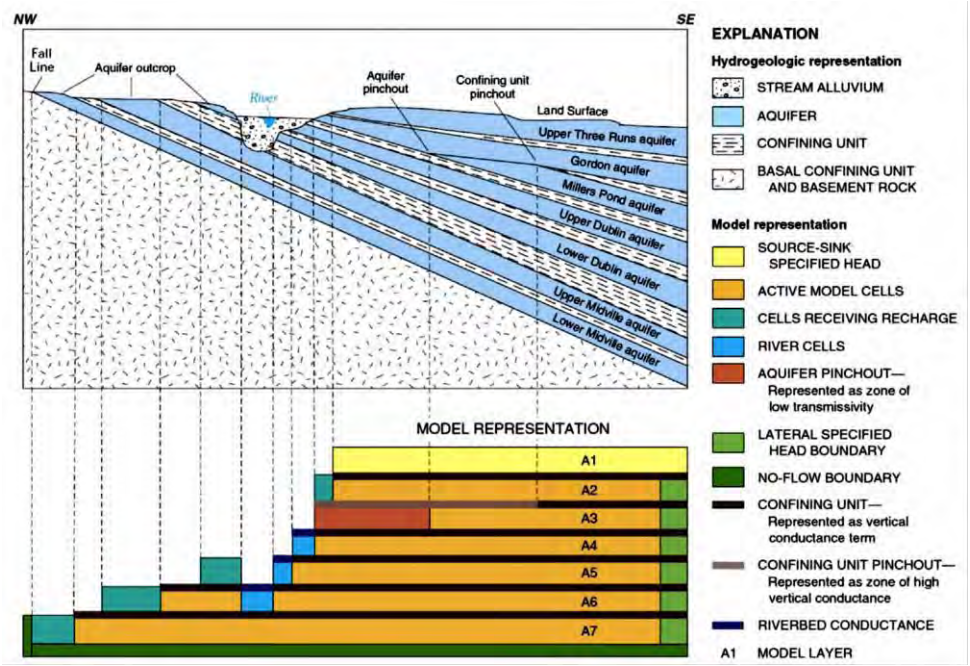
شکل ۴-۵ پروفیل‌های متقارن. الف- شبکه‌ی FE برای مدل پروفیلی متقارن جریان آب زیرزمینی غیرماندگار در یک حفره (مانند چاه سمت چپ) (۴۷). ب- پروفیل متقارن برای شبیه‌سازی جریان در چاه پمپاژی که کامل حفر نشده در نقطه‌ای رأس دامنه مسأله در شبکه FD در سمت راست نشان داده شده است. ضخامت پروفیل و ضریب ذخیره سلول با فاصله گرفتن از چاه افزایش می‌یابد. تنظیمات ضریب ذخیره برای نشان دادن تغییرات ضخامت پروفیل لازم است. سرعت پمپاژ با توجه به زاویه (°۲۰) از نقطه جدا شونده آبخوان تنظیم می‌شود. در شبکه‌بندی مدل سه بعدی فرض می‌شود جریان شعاعی است و با توجه به تقارن مدل فقط از یک چهارم آبخوان نشان داده شده در سمت چپ شکل استفاده می‌کند (۵۱).

۴-۱-۲ مدل‌های سه بعدی

مدل‌های سه بعدی (3D)، جریان را در سه بعد مکانی شبیه‌سازی می‌کنند و شامل تمام واحدهای آب چینه‌شناسی است که جریان آب زیرزمینی را تحت‌تأثیرقرار می‌دهند. معمولا هر واحد آب چینه‌شناسی، یک لایه‌ی مدل است (شکل ۲-۷ و ۲-۹-ب)، اما هنگامی که محاسبه توزیع عمودی بارهای هیدرولیکی در واحد آب چینه‌شناسی لازم باشد از چند لایه در آن واحد استفاده می‌شود (بخش ۵-۳؛ شکل کادر ۵-۲-۳ در کادر ۵-۳). مدل سه بعدی شامل مرزهای بالا و پایین و جانبی است و شرایط تمام مرزهای محیط باید توسط کاربر مشخص شود (مانند بار هیدرولیکی معلوم، جریان معلوم یا شرایط وابسته به بار هیدرولیکی؛ بخش ۳-۳). مرز بالایی معمولا سطح ایستابی است. مرز پایینی معمولا تشکیلات نسبتا نفوذ ناپذیر است که به‌صورت شرط مرزی بدون جریان نشان داده می‌شود، یا می‌توان نشت از مرزهای زیرین را با بار هیدرولیکی معلوم، جریان معلوم یا شرایط وابسته به بار هیدرولیکی شبیه‌سازی کرد (معادله ۴-۱). معادله ۳-۱۲ معادله حاکم است و راه‌حل آن آرایه‌ای سه بعدی از بارهای هیدرولیکی در هر گام زمانی شبیه‌سازی غیرماندگار به دست می‌دهد. برای مسائل ماندگار، راه‌حل شامل یک آرایه سه بعدی بار هیدرولیکی است.

در گذشته گاهی اوقات از مدل‌های شبه-سه‌بعدی[1] برای شبیه‌سازی سیستم‌های آب زیرزمینی منطقه‌ای استفاده می‌شد، که مدل‌های کاملا سه‌بعدی جایگزین مدل‌های شبه-سه‌بعدی شدند. در مدل شبه-سه‌بعدی (شکل ۴-۶)، آبخوان به‌صورت یک لایه مدل نمایش داده می‌شود که در لایه‌های تحت‌فشار به‌صورت شبکه/مش نیست.

[1] Quasi-3D models



شکل ۴-۶ دیاگرام شماتیک لایه‌های هیدروژئولوژی و مدل برای مدل شبه‌ت‌سه بعدی هفت لایه در منطقه رودخانه ساوانا ایالات متحده[1]. بسترهای محدود در شبکه FD نشان داده نشده است که به‌صورت غیر مستقیم در مدل با مقاومت عمودی بسترهای محدود توسط ضریب نشت و جریان در بین لایه‌های توسط ترم‌های نشت نشان داده شده است (۱۹).

در مقابل، مقاومت عمودی جریان ناشی از لایه‌های تحت‌فشار به‌طور مستقیم با ترم نشت شبیه‌سازی می‌شود. مقاومت جریان عمودی ناشی از یک واحد تحت‌فشار با ضریب نشت عمودی (K_z'/b') و شار عمودی (q_{UL}) نشان داده می‌شود، که شار عمودی لایه‌های آبخوان مدل برابر است با:

$$q_{UL} = -K_z' \frac{h_u - h_L}{b'} \qquad (۳-۴)$$

که h_u، بار هیدرولیکی آبخوان فوقانی که در بالای لایه محدودکننده قرار گرفته است و h_L، بار هیدرولیکی آبخوان پایینی که در زیر بستر محدود واقع شده است؛ b، ضخامت بستر محدود و K_z'، هدایت هیدرولیکی عمودی است. در معادله ۴-۳، با توجه به اینکه جریان غالب آبخوان، افقی است، فرض می‌شود که مقاومت

[1] Savannah River Site, SC, USA

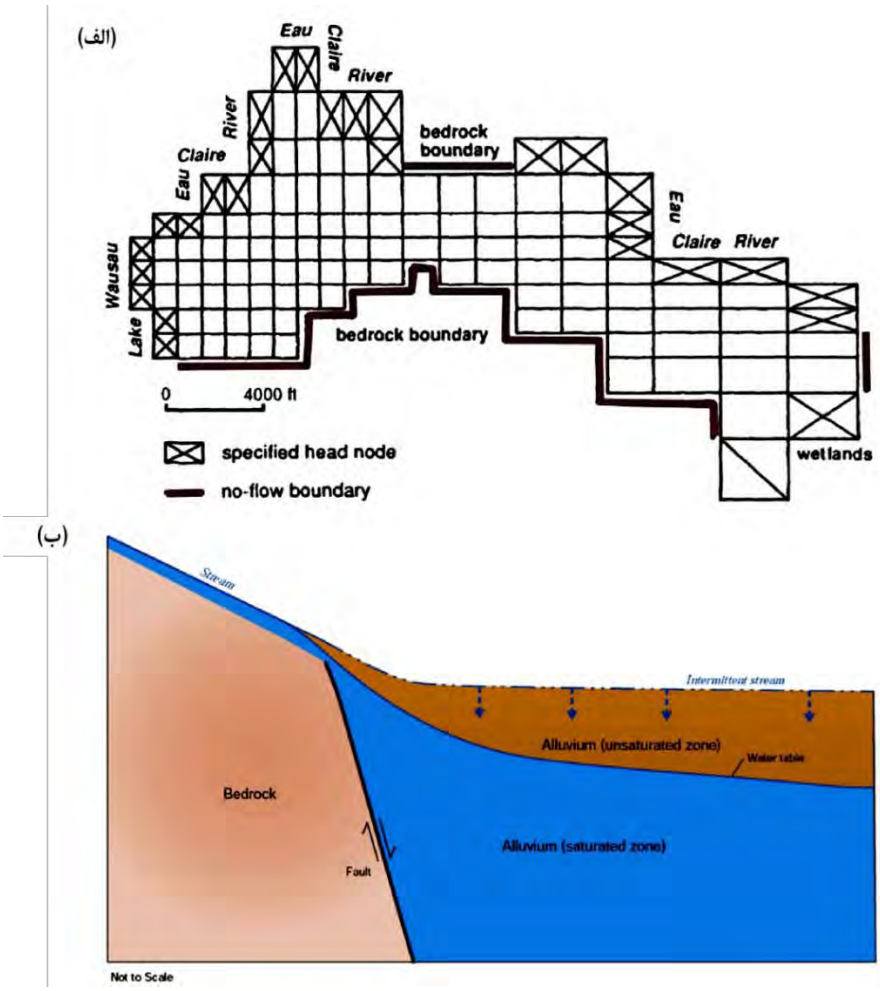
عمودی K_z' غالب است و مدل به‌صورت شبه-سه‌بعدی بررسی می‌شود، اما جریان عمودی بین بسترهای آبخوان در معادله ۴-۳ بدون نیاز به نمایش لایه‌ای لایه‌های محدودکننده در شبکه/مش ارائه شده است. در مدل شبه-سه‌بعدی فرض می‌شود جریان بین لایه‌های محدودکننده عمودی است و هیچ آبی از مخزن از طریق لایه محدودکننده (از طریق پمپاژ از آبخوان‌های بالایی و/یا زیرین بستر تحت‌فشار) خارج نمی‌شود. هنگامی که هدایت هیدرولیکی آبخوان بیش از دو مرتبه، بزرگتر از بستر تحت‌فشار شود (شکل ۴-۴)، می‌توان با خطای کمتر از ۵٪ فرض کرد که جریان عمودی در بستر تحت‌فشار برقرار است. با این حال، در بسیاری از کاربردهای میدانی، نادیده گرفتن ذخیره در لایه محدودکننده، خطای قابل توجهی را وارد مدل می‌کند (۸۰). خروج آب ذخیره‌شده در لایه محدودکننده را می‌توان با عامل نشت در حالت غیرماندگار که شامل ضریب ذخیره ویژه بستر محدود است، شبیه‌سازی کرد (۱۳، ۸۶ و صفحه ۱۹۸ مرجع شماره ۲). با توجه به اینکه در مدل‌های شبه-سه‌بعدی لایه‌های محدودکننده در شبکه/مش وجود ندارد نباید در ردیابی ذرات از مدل‌های شبه-سه بعدی استفاده کرد زیرا باعث ایجاد خطا در محاسبه مسیرهای جریان و زمان حرکت می‌شود (بخش ۸-۲).

در اغلب مسائل کاربردی مدل‌سازی، محدودیت‌های مدل‌های شبه-سه‌بعدی دلیل استفاده از مدل‌های کاملا سه بعدی است. با این وجود، روش شبه-سه‌بعدی در شبیه‌سازی بعضی از سیستم‌های چند آبخوانی که شامل توالی آبخوان‌ها و لایه‌های محدودکننده است، مفید خواهد بود (شکل کادر ۴-۴-۱-ب در کادر ۴-۴).

۴-۲ انتخاب مرزها

مرزهای فیزیکی و هیدرولیکی مدل مفهومی در بخش ۲-۳ بررسی شده است و سه نوع شرایط مرزی ریاضی (بار هیدرولیکی معلوم شامل بار هیدرولیکی ثابت، جریان معلوم شامل بدون جریان و شرایط وابسته به بار هیدرولیکی) در بخش ۳-۳ معرفی شده است. از لحاظ مفهومی، شرایط مرزی جریان ورودی به داخل و خروجی به خارج از دامنه مسأله را تعریف می‌کند. شرایط مرزی که برروی محیط مرز تعریف می‌شود، شرایط مرزی پیرامونی[1] نامیده می‌شوند (شکل ۴-۷-الف).

[1] Perimeter Boundary Conditions



شکل ۴-۷ مرزهای فیزیکی. الف- شبکه‌بندی دو بعدی FD که مرزهای پیرامونی را نشان داده و منطبق بر مرزهای فیزیکی است. سنگ بسترهای بیرون‌زده نسبتا نفوذ ناپذیر، مرزهای بدون جریان هستند، تالاب‌ها، دریاچه‌ی واسا[1]، و رودخانه اوکلر[2] در ایالات متحده آمریکا، مرزهایی با بار هیدرولیکی معلوم هستند (۴۸). ب- سنگ بستر نسبتا نفوذ ناپذیر در راستای گسل، مرز فیزیکی آبخوان آبرفتی را تشکیل می‌دهد. رودخانه فصلی توسط یک لایه ضخیم غیراشباع از آبخوان جدا شده ولی به واسطه نفوذ عمقی به تغذیه آبخوان کمک می‌کند (شکل ۴-۱۶-د) (۶۶).

---

[1] Wausau

[2] Eau Claire

با این حال، شرایط مرزی کدهای جریان آب زیرزمینی، منابع تغذیه و تخلیه داخلی که شرایط مرزی درونی نامیده می‌شوند را نیز نشان می‌دهند (شکل ۴-۷-ب). شرایط مرزی پیرامونی در مدل‌های تفاضل محدود (FD) و اجزای محدود (FE) مورد نیاز است. در مدل‌های اجزای تحلیلی (AE) فقط مرزهای درونی تعیین می‌شوند (بخش ۳-۴)، زیرا مرزهای پیرامونی مدل AE به‌طور خودکار در بی‌نهایت تنظیم شده است.

بار هیدرولیکی در مرز با بار هیدرولیکی معلوم، ثابت است که موجب تنظیم گرادیان هیدرولیکی شده و جریان هیدرولیکی در مرز را کنترل می‌کند. بار هیدرولیکی معلوم تأثیر زیادی بر شبیه‌سازی می‌گذارد زیرا این مرز ظرفیت بی‌نهایتی برای تغذیه و تخلیه آب از مدل دارد. شار در مرزهای از نوع مرز با جریان معلوم، ثابت است طوری که جریان‌های مرزی تحت‌تأثیر تغییرات بار هیدرولیکی در مرز قرار نمی‌گیرند. مرز وابسته به بار هیدرولیکی[1] (HDB) از بار هیدرولیکی مرزی معین و بار هیدرولیکی شبیه‌سازی شده در مرز برای کنترل جریان در مرزها استفاده می‌کند. در این بخش، دوباره سه نوع شرایط مرزی ریاضی و ارتباط آن‌ها با مرزهای هیدرولیکی و فیزیکی در مدل مفهومی تشریح خواهد شد (بخش ۲-۳). مرزهای فیزیکی و هیدرولیکی را می‌توان با هر سه نوع شرایط مرزی ریاضی نشان داد. در بخش ۴-۳ چگونگی اجرای سه نوع مرز ریاضی در مدل عددی بررسی خواهد شد.

بدیهی است که مرزهای مدل عددی باید مطابق با مرزهای مدل مفهومی باشد. در صورت امکان، باید از مرزهای فیزیکی به‌جای مرزهای هیدرولیکی استفاده شود. معمولا مرزهای فیزیکی را می‌توان با افزایش اندازه دامنه مدل تا مرزهای فیزیکی میدانی توسعه داد (بخش ۴-۴). پس از انتخاب مرزها، مدل‌ساز باید الگوی جریان کلی را به تصویر بکشد که با شرایط تعیین شده در مرزها معلوم می‌شود. الگوی جریان و موقعیت جریان‌های ورودی و خروجی باید مطابق با هیدروژئولوژی منطقه باشد.

۴-۲-۱ مرزهای فیزیکی

مرزهای فیزیکی قوی‌ترین و قابل دفاع‌ترین مرز پیرامونی یا داخلی است به‌طوری که آن‌ها ویژگی‌های فیزیکی را که به آسانی در منطقه قابل شناسایی است را نشان می‌دهند (شکل ۴-۷). مرزهای فیزیکی شامل سطح مشترک واحدهایی با هدایت هیدرولیکی کم (مانند بین آبرفت و سنگ بستر یا بین ماسه‌سنگ

[1] Head-Dependent Boundary

نفوذپذیر و شیل با نفوذپذیری کم)، عارضه‌های آب سطحی مانند رودخانه‌ها، دریاچه‌ها، تالاب‌ها و در برخی از مناطق ساحلی سطح مشترک بین آب شور و شیرین می‌باشد.

۴-۲-۱-۱ سطح مشترک واحدهای زمین شناسی با هدایت هیدرولیکی کم

واحدهایی با هدایت هیدرولیکی کم ممکن است مرزهای بدون جریان را تشکیل دهند. مرزهای بدون جریان جانبی ممکن است در برون‌زدگی سنگ بستر نسبتا نفوذناپذیر واقع شود (شکل ۴-۷-الف و ب). مرز پایین در اغلب مدل‌ها با تشکیلات نسبتا نفوذناپذیری در تماس است که به‌صورت مرز بدون جریان در نظر گرفته می‌شود (شکل‌های ۴-۶، ۲-۳، ۲-۹-ب و ۲-۱۲). وقتی که بزرگی مقدار هدایت هیدرولیکی بین واحدهای هیدروژئولوژی حداقل دو مرتبه باشد جریان در امتداد سطح مشترک واحدهای هیدروژئولوژیکی اغلب افقی است و سطح مشترک را می‌توان به‌صورت یک مرز بدون جریان در نظر گرفت (شکل ۴-۴؛ ۳۲). مرزها در چنین سطح مشترکی از قانون دارسی تبعیت می‌کنند: جریان افقی در دو واحد هیدروژئولوژی با گرادیان هیدرولیکی افقی یکسان است. واحدی با ضریب قابلیت انتقال دو یا چند مرتبه کوچک‌تر حداقل ۱٪ جریان را انتقال خواهد داد، که در بیشتر موارد آنقدر کوچک است که می توان از آن صرف‌نظر کرد. در عمل، مقایسه هدایت هیدرولیکی در مرز زمین‌شناسی معمولا بسیار بیشتر از دو مرتبه است.

۴-۲-۱-۲ مناطق برشی و گسل‌ها

گسل‌ها و مناطق برشی عارضه‌هایی هستند که لایه زمین‌شناسی را جابه‌جا کرده‌اند (شکل ۴-۷-ب). معمولا ضرایب هدایت هیدرولیکی مواد زمین‌شناسی در نزدیکی مناطق برشی یا گسل‌دار تغییر می‌کند. مواد زمین‌شناسی ممکن است خرد شده باشند که باعث افزایش هدایت هیدرولیکی شده و یا با ایجاد مواد ریزدانه باعث کاهش هدایت هیدرولیکی بشوند. بنابراین، هدایت هیدرولیکی در مجاورت گسل‌ها ممکن است بالاتر یا پایین‌تر رفته و گاهی اوقات تغییر قابل ملاحظه‌ای نمی‌کند (۷۲ و ۱۶). خصوصیات زمین‌شناسی گسل‌ها (۱۷ و ۶۹) و آنالیز الگوهای جریان آب زیرزمینی (۴۵، ۱۲ و ۷۳) نشان می‌دهد که اغلب جریان آب زیرزمینی منقطع می‌شود، که این می‌تواند الگوهای جریان در گسل‌ها را پیچیده کند. در برخی از موارد ممکن است گسل به‌صورت مجرا یا مانعی در برابر جریان باشد (شکل ۴-۸). در آبخوان-

های با تشکیلات زمین شناسی پیچیده، یک گسل ممکن است به‌صورت یک مانع عمل کرده و همان گسل در زمانی دیگر به‌صورت یک کانال عمل کند (۱۲).

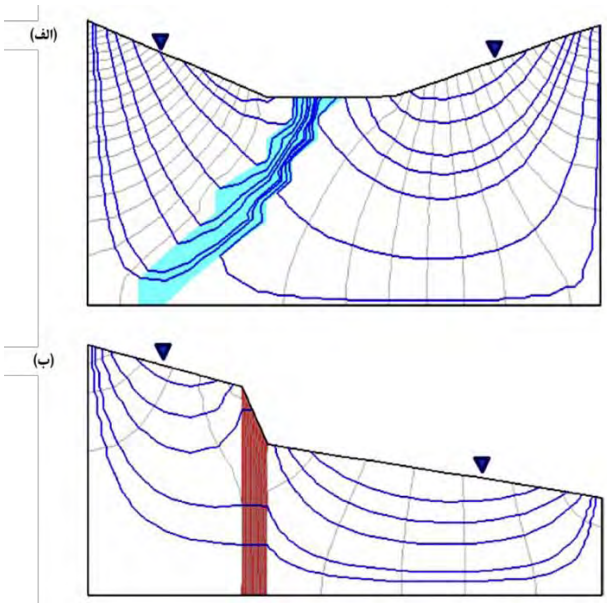
۴-۲-۱-۳ عارضه‌های آب سطحی

عارضه‌های بزرگ آب سطحی از قبیل اقیانوس‌ها، دریاچه‌های بزرگ و رودخانه‌ها مرزهای فیزیکی هستند که منابع دائمی تغذیه و تخلیه آب زیرزمینی می‌باشند. ارتفاع سطح آب[1] در پهنه بزرگ آب سطحی عامل اصلی کنترل هیدرولیکی است و در اثر تنش‌هایی مانند پمپاژ از آب زیرزمینی تغییر قابل توجهی نمی‌کند (شکل‌های ۴-۷-الف، ۲-۵-الف و ۲-۹-ب). به‌عنوان مثال، دریاچه بسیار بزرگ و عمیق یک مرز فیزیکی است که مرز با بار هیدرولیکی ثابت را برای سیستم‌های آب زیرزمینی منطقه‌ای تشکیل می‌دهد. یک رودخانه اصلی (شکل ۴-۷-الف) نیز می‌تواند یک مرز فیزیکی را تشکیل دهد.

یک عارضه عمده آب سطحی که تأثیر مهمی بر هیدرولیک سیستم دارد، ممکن است از نظر فیزیکی در کل ضخامت آبخوان نفوذ نکرده باشد اما با این وجود اگر خطوط تقسیم آب زیرزمینی در زیر عارضه قرار بگیرد، از نظر هیدرولیکی می‌تواند مرزی کاملا نفوذیافته ایجاد کند (رودخانه‌های شکل ۴-۹-الف، ۲-۱ و ۲-۶ و خلیج دلوار[2] در شکل ۲-۹-ب). هنگامی که کنترل هیدرولیکی عارضه آب سطحی نسبتا ضعیف باشد، خط تقسیم به‌طور کامل در آبخوان نفوذ نکرده است و مقداری از آب زیرزمینی از زیر عارضه عبور می‌کند (کانال آب در شکل ۴-۹-ب). ژنگ[3] و همکاران (۱۹۸۸) دریافتند که خط تقسیم کاملا نفوذ یافته در زیر کانال‌های زهکشی رابطه‌ی معکوس با شیب منطقه‌ای سطح ایستابی داشته و با گرادیان عمودی بار هیدرولیکی در امتداد رسوبات بستر رودخانه، رابطه مستقیم دارد.

---

[1] Stage
[2] Delaware Bay
[3] Zheng



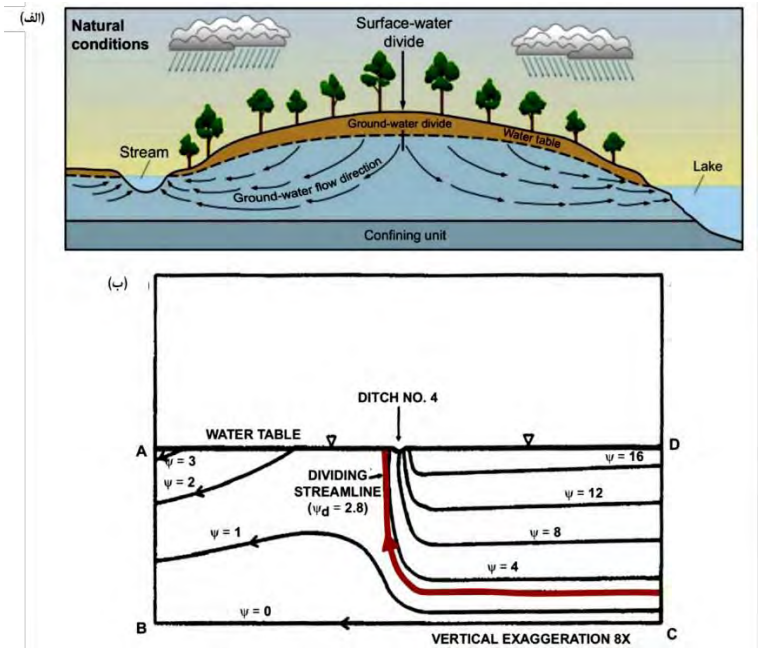
شکل ۴-۸ جریان در مناطق گسل‌دار در مقطع شماتیکی یک آبخوان آزاد. شبیه‌سازی‌های پروفیل با استفاده از TopoDrive (۴۲) انجام شده است. خطوط هم‌پتانسیل (خاکستری کم‌رنگ) و خطوط جریان (آبی پررنگ) نشان داده شده است. تفاوت مقدار هدایت هیدرولیکی (K) آبخوان و منطقه گسلی ۱۰۰ برابر می‌باشد. آبخوان و گسل هر دو یکنواخت هستند. الف- گسل به‌صورت مجرای عبور عملی می‌کند. منطقه گسلی به رنگ آبی است ؛ هدایت هیدرولیکی گسل بزرگتر از هدایت هیدرولیکی آبخوان است. آب زیرزمینی در داخل گسل به سمت بالا جریان یافته و از آن طریق در کف دره تخلیه می‌شود. ب- گسل به‌صورت مانع (سد) عمل می‌کند. منطقه گسل‌دار صورتی است؛ هدایت هیدرولیکی گسل کوچکتر از هدایت هیدرولیکی آبخوان است. یک افت ناگهانی در سطح ایستابی در طول عرض گسل وجود دارد و آب پشت گسل جمع می‌شود.

ترکیبی از بار هیدرولیکی معلوم یا HDB (برای نشان دادن سطح آب) و مرز بدون جریان (در پایین عارضه آب سطحی) می‌تواند برای نمایش پهنه آب سطحی که کامل در آبخوان نفوذنیافته استفاده شود. اما پهنه‌های آب سطحی که کامل در آبخوان نفوذ نیافته‌اند و از مرزهای مدل دور هستند، با شرایط مرزی وابسته به بار هیدرولیکی بهتر نشان داده می‌شوند، به‌طوری‌که جریان زیرین در زیر عارضه آب سطحی به همراه تغییر شرایط هیدرولوژیکی می‌تواند تغییر کند (بخش ۴-۳).

پهنه‌های آب سطحی که به‌طور مستقیم به سیستم آب زیرزمینی متصل نیستند مرزهای فیزیکی مناسبی محسوب نمی‌شوند. به‌عنوان مثال، آب‌های سطحی ممکن است بر جریان آب زیرزمینی آبخوان‌های تحت- فشار عمیق کنترل کمی داشته، یا حتی هیچ کنترلی بر آن نداشته باشند. در مناطق خشک ممکن است

به‌دلیل ضخامت زیاد لایه غیراشباع که آب سطحی را از آب زیرزمینی جدا کرده است، عارضه سطحی هیچ ارتباط هیدرولیکی با آبخوان نداشته باشد (شکل ۴-۷-ب).

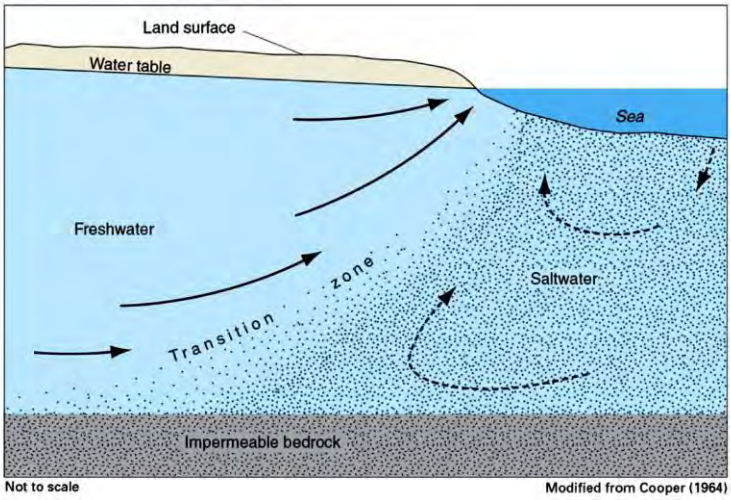
هنگامی‌که از شرایط مرزی با بار هیدرولیکی معلوم یا وابسته به بار هیدرولیکی معلوم، استفاده می‌شود، عارضه‌های آب سطحی، بی‌نهایت آب برای مدل تأمین می‌کنند که ممکن است پهنه‌های بزرگ دائمی آب، فرض مناسبی باشد. با این حال، رودخانه‌های فصلی یا سرشاخه‌ها ممکن است در بعضی فصول خشک بوده و این موضوع باعث ایجاد خطای قابل ملاحظه‌ای در مدل شود (۵۹). در فصل ۶ گزینه‌های پیشرفته شبیه‌سازی عارضه‌های آب سطحی که امکان تغییر در جریان آب‌های سطحی و رودخانه یا سطح آب در دریاچه را فراهم می‌کنند، بررسی خواهد شد.



شکل ۴-۹ نفوذ کامل و جزئی پهنه‌های آب سطحی. الف- شماتیک مقطع عرضی در آبخوان آزاد که خطوط تقسیم آب زیرزمینی را زیر یک رودخانه در منطقه‌ای با ارتفاع توپوگرافی بالا نشان می‌دهد. رودخانه به‌طور فیزیکی فقط کمی در آبخوان نفوذ کرده ولی به لحاظ هیدرولیکی، به‌طور کامل در آبخوان نفوذ یافته است. (۳۵). ب- مقطع عرضی آبخوان آزاد که نشان‌دهنده خطوط جریان در مجاورت یک نهر کم عمق می‌باشد. خطوط جریان در زیر نهر نماینگر جریان زیر نهر بوده و نهر هم فیزیکی و هم هیدرولیکی به‌طور کامل نفوذ نیافته است (۹۸).

۴-۲-۱-۴ سطح مشترک آب شور و شیرین

در سفره‌های ساحلی، آب‌های زیرزمینی شیرین در امتداد سطح مشترک آب شور و شیرین به اقیانوس تخلیه می‌شود (شکل ۴-۱۰). در شرایط واقعی، سطح مشترک با نوسانات جزر و مدی، پمپاژ آب زیرزمینی و تغییرات تغذیه حرکت کرده و یک ناحیه انتقالی یا ناحیه پخشودگی[1] ایجاد می‌کند. وقتی که سطح مشترک نسبتا پایدار است، ناحیه پخشودگی باریک است و یک مرز بدون جریان در موقعیت میانگین سطح مشترک می‌توان در نظر گرفت (شکل ۲-۳). اما اگر سطح مشترک ماندگار نباشد (یا در شرایط ارائه شده در شبیه‌سازی پیش‌بینی ثابت نباشد)، احتمالا مرز استاتیکی مناسب نیست. زمانی که شبیه‌سازی سطح مشترک آب شور و شیرین به‌صورت مرز بدون جریان مناسب نباشد از کدهای خاصی برای شبیه-سازی مرز مشترک[2]، بدون مخلوط شدن آب شور و شیرین استفاده شده (کادر ۴-۴) یا اگر مخلوط شدن و جریان در امتداد سطح مشترک مد نظر باشد، آثار جرم مخصوص و پخشودگی نیز در مدل‌سازی استفاده می‌شود (بخش‌های ۱۲-۲ و ۱۲-۳).



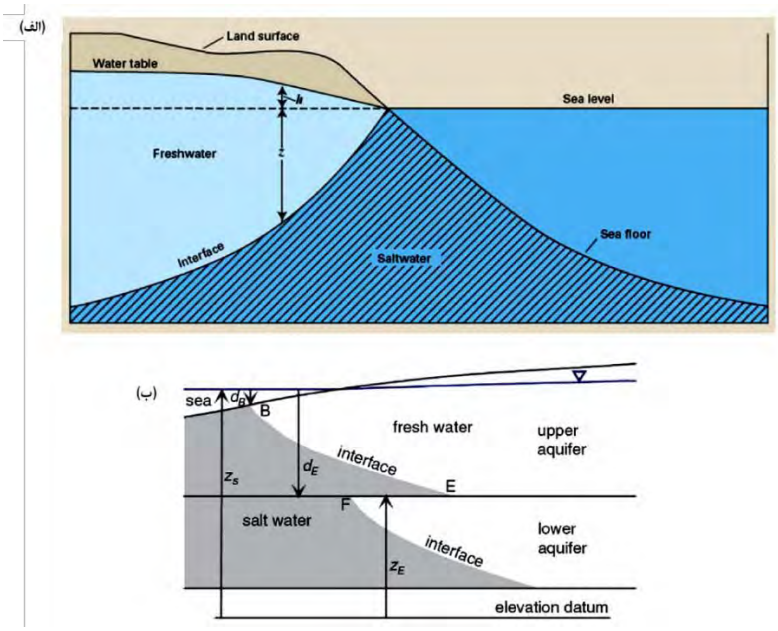
شکل ۴-۱۰ سطح مشترک آب شور و شیرین در آبخوان ساحلی که تغییر آب شیرین به آب شور در ناحیه پخشودگی را نشان می‌دهد. سطح مشترک به‌عنوان یک مانع در جریان آب زیرزمینی عمل می‌کند؛ آب شیرین در امتداد سطح مشترک به طرف بالا جریان می‌یابد و آب به اقیانوس تخلیه می‌شود (۸).

---

[1] Dispersion
[2] Sharp Interface

کادر ۴-۴ سطح مشترک آب شور و شیرین

آب‌های زیرزمینی از منابع مهم آب در جوامع ساحلی سراسر دنیاست، بنابراین پیشروی آب شور یکی از نگرانی‌های مهم است زیرا آثار آن تا حد زیادی برگشت‌ناپذیر است. آب‌های زیرزمینی که در سفره‌های ساحلی به‌سوی دریا جریان می‌یابند با آب شور زیرسطحی در امتداد سطح مشترک بین آب شور و شیرین مخلوط می‌شوند و به سمت اقیانوس تخلیه می‌شوند (شکل ۴-۱۰). پمپاژ آب زیرزمینی باعث می‌شود سطح مشترک در اثر پیشروی آب‌شور به سمت آبخوان حرکت کند. تداخل سطح مشترک با ایجاد انتشار[1] و پخشودگی در ناحیه انتقالی رخ می‌دهد. انتشار به علت تفاوت غلظت املاح آب شور و شیرین ایجاد می‌شود. پخشودگی از تداخل آب شور و شیرین در پاسخ به غیرماندگاری جریان آب زیرزمینی مانند پمپاژ متناوب و نوسانات جزر و مدی ایجاد می‌شود. این غیرماندگاری باعث می‌شود که سطح مشترک به سمت جلو و عقب حرکت کند.



شکل کادر ۴-۴-۱ سطح مشترک آب شور و شیرین: الف- تحت شرایط هیدرواستاتیکی که در رابطه گیبن - هرزبرگ[2] فرض می‌شود (معادله کادر ۴-۴-۱-ب) (۸)، ب- سیستم چند آبخوانه شبیه‌سازی شده با استفاده از مدل شبه-سه بعدی (بخش ۴-۱). زمانی که مقاومت عمودی بین لایه‌ها کوچک باشد (به عبارتی ضریب نشت زیاد باشد) اختلاف سطح مشترک-های بین دو آبخوان کوچک می‌شود (طول EF در شکل). وقتی که بستر محدودی بین دو لایه آبخوان قرار گیرد این اختلاف نسبتا بزرگ است (۲۹).

[1] Diffusion
[2] Ghyben-Herzberg

در بین محققان آب زیرزمینی، علاقه وافری در مورد پیشروی آب شور وجود دارد، که شامل پیشروی آب دریا و حرکت آب شور به سمت آبخوان‌های آب شیرین می‌شود (http://www.swim-site.org/). تحقیقاتی که در زمینه مدل‌سازی پیشروی آب شور انجام شده است شامل انواع روش‌های نسبتا ساده تا پیچیده می‌شود (۹۱). ساده‌ترین بیان مرز مشترک آب شور و شیرین از رابطه معروف گیبن-هرزبرگ برگرفته شده است. این رابطه نشان می‌دهد که عمق مرز مشترک زیر سطح دریا، Z ، تقریبا ۴۰ برابر بار هیدرولیکی بالای سطح دریا، h است (شکل کادر ۴-۴-۱). این بیان ساده ریاضی از مشاهدات شرایط هیدرواستاتیک (آب شور و شیرین ساکن هستند) به‌دست می‌آید. بار هیدرولیکی در مرز مشترک هم برای آب شور و هم برای شیرین یکسان است، به‌طوری که:

$$\rho_s g z = \rho_f g(z + h)$$ (کادر ۴-۴-۱-الف)

که ρ_s، جرم مخصوص آب دریا؛ ρ_f، جرم مخصوص آب شیرین و g شتاب گرانشی است. بازنویسی معادله کادر ۴-۴-۱-الف به‌صورت زیر، رابطه گیبن-هرزبرگ را می‌دهد:

$$z = \frac{\rho_f}{\rho_s - \rho_f} h = \alpha h$$ (کادر ۴-۴-۱-ب)

برای $\rho_f = 10 gr/cm^3 \ (= gm/ml)$ و $\rho_s = 1.025\ gr/cm^3$ ، $\alpha = 40$ است.

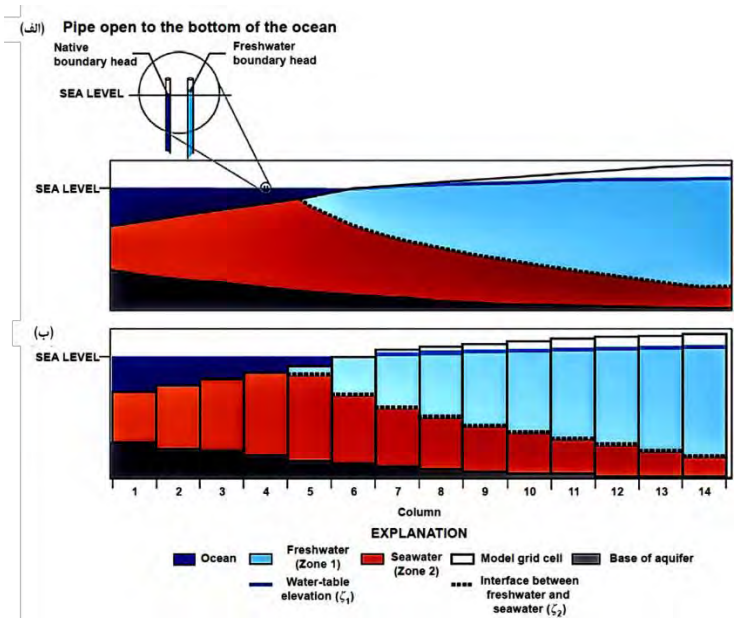
بدیهی است که در واقعیت آب شیرین و آب شور ساکن نیستند و هر دو به سمت بالا حرکت می‌کنند و در امتداد مرز مشترک مخلوط می‌شوند. آب‌های شیرین به کف اقیانوس تخلیه می‌شوند در حالی که آب شور از اقیانوس به‌صورت زیرسطحی به چرخش در می‌آید و به اقیانوس تخلیه می‌شود (شکل ۴-۱۰). اگرچه مقداری تبادل بین آب شور و شیرین در ناحیه انتقالی وجود دارد، مرز مشترک به‌طور موثری به‌عنوان مرز بدون جریان عمل می‌کند. هنگامی که مرز مشترک نسبتا ثابت و ناحیه انتقالی باریک باشد (با توجه به هدف مدل‌سازی) نشان دادن مرز مشترک به‌صورت مرز بدون جریان ساکن می‌تواند فرض مناسبی باشد که در آن تخلیهٔ آب شیرین به کف اقیانوس با شرایط مرزی وابسته به بار هیدرولیکی[1] یا شرایط مرزی بار هیدرولیکی معلوم[2]، شبیه‌سازی می‌شود (شکل ۲-۳).

اما برای برخی از مسائل لازم است که شرایط غیرماندگار مرز مشترک تحت تأثیر تنش هیدرولوژیکی مانند پمپاژ آب شیرین و یا بالا آمدن سطح دریا در نظر گرفته شود تا بتوان به‌عنوان مثال موقعیت متوسط درازمدت، حالت تعادل و یا موقعیت مرز مشترک را پیش‌بینی کرد. برای پیش بینی موقعیت مرز مشترک دو دسته مدل وجود دارد: مدل‌های مرز مشترک و مدل‌های با جرم مخصوص متغیر. در هر دو روش جرم مخصوص آب شور و شیرین مقایسه می‌شود اما در روش مرز مشترک فرض می‌شود که هیچ اختلاطی در امتداد مرز مشترک و ناحیه انتقالی وجود ندارد. در مدل جرم مخصوص متغیر، یک مدل انتقال املاح براساس معادلات انتقال[3]-پخشودگی با یک مدل جرم مخصوص متغیر ترکیب می‌شود (بخش‌های ۱۲-۲ و ۱۲-۳). شبیه‌سازی مرز مشترک آب شور و شیرین با مدل ادغام شده، نیازمند انتخاب فواصل کوچک بین گره‌ها در مجاورت مرز مشترک بوده و اجرای این مدل معمولا زمانبر است. در ادامه، مدل‌های عددی مرز مشترک، که معمولا بسیار سریع‌تر از مدل‌های ادغام شده اجرا می‌شوند، توضیح داده شده‌اند. تعدادی زیادی راه‌حل‌های تحلیلی نیز برای حل مرز مشترک ماندگار

[1] Head-Dependent
[2] Specified Head
[3] Advection

وجود دارد که برای توضیحات بیشتر لازم است به بخش ۴-۱ مرجع ورنر[1] و همکاران (۲۰۱۳) و صفحات ۶۱۳ تا ۶۲۰ مرجع بیر و چنگ[2] (۲۰۱۰) مراجعه کنید.

در روش مرز مشترک، معادله حاکم جریان آب زیرزمینی (معادله ۳-۱۲) به‌صورت عواملی از بار هیدرولیکی شیرین در ناحیه آب شیرین و بار هیدرولیکی شور در ناحیه آب شور نوشته می‌شود (شکل کادر ۴-۴-۲). مرز مشترک به‌عنوان مرز متحرک بین دو رژیم شبیه‌سازی می‌شود که به‌طور پیوسته بار هیدرولیکی و شار در طول مرز مشترک وارد می‌شود. این مسأله دارای ریاضیات نسبتا پیچیده‌ای است که جزئیات بیشتر آن در صفحات ۶۰۱ تا ۶۰۵ مرجع شماره ۱۰ آورده شده است. این روش را می‌توان با فرض جریان افقی و پیروی از تئوری D-F ساده کرد (بخش ۴-۱، کادر ۴-۱). سپس کدهای عددی برای جریان با یک جرم مخصوص ثابت را می‌توان اصلاح کرد تا مرز مشترک در یک آبخوان و یا مرزهای مشترک در سیستم‌های چند آبخوانه را تعیین کند.



شکل کادر ۴-۴-۲ سطح مقطع مدل مرز مشترک که با بسته MODFLOW SWI2 شبیه سازی شده است. الف- مدل مفهومی، تعادل بار هیدرولیکی آب شور و شیرین در مرز مشترک را نشان می‌دهد. مرز مشترک آب شور و شیرین (خط نقطه چین)، آب شیرین (ناحیه ۱) را از آب شور زیرسطحی (ناحیه ۲) جدا می‌کند. ب- مدل یک لایه‌ای آبخوان ساحلی. ضخامت لایه در مکان تغییر می‌کند، تغییرات عمودی جرم مخصوص در هر لایه نشان‌دهنده آب شیرین و آب شور می‌باشد. این کد حرکت سطح مشترک را در حالت غیرماندگار حل می‌کند (۵).

---

[1] Werner

[2] Bear and Cheng

باکر[1] و همکاران (۲۰۱۳)، از این روش برای توسعه بسته SWI2 در MODFLOW استفاده کردند که حرکت غیرماندگار مرز مشترک را در آبخوان‌های منفرد (شکل کادر ۴-۴-۲) و همچنین سیستم‌های چند آبخوانی (شکل کادر ۴-۴-۱-ب) حل می‌کند.

در صفحه ۲۲۴ کتاب فیتس[2] (۲۰۱۴) اشاره شده است که برای شبیه‌سازی‌های غیرماندگار دو بعدی، ضریب ذخیره (بخش ۴-۵) در مرز مشترک آب شور و شیرین برای آبخوان‌های آزاد و تحت‌فشار به‌صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$S_y = S = n_e \frac{\rho_f}{\rho_s - \rho_f}$$ (کادر ۴-۴-۲)

که S_y، آبدهی ویژه (یا ضریب ذخیره در آبخوان آزاد)؛ S، ضریب ذخیره آبخوان تحت‌فشار و n_e، تخلخل موثر است (کادر ۸-۱). تعریف ضریب ذخیره لازم است زیرا با حرکت سطح مشترک به طرف دشت، آب شور جایگزین آب شیرین می‌شود و به‌طور موثری باعث حذف ذخیره آب شیرین خواهد شد.

مدل‌های مرز مشترک در حالت ماندگار نیز در دسترس هستند. به‌عنوان مثال، باکر و اسکارس[3] (۲۰۱۳) روشی بر مبنای D-F برای حل موقعیت مرز مشترک در حالت ماندگار ارائه دادند، اما عیب روش آن‌ها این است که آبخوان بالایی در سیستم چند آبخوانی نمی‌تواند به‌صورت آبخوان آزاد باشد. روشی مشابه با روش باکر و اسکارس (۲۰۱۳) در برخی از کدهای AE استفاده می‌شود که در آن پتانسیل تخلیه مرز مشترک (بخش ۳-۴) توسط استرک (۱۹۷۶) توسعه داده شد (به صفحات ۶۱۶ تا ۶۱۹ مرجع شماره ۱۰ نیز مراجعه شود) و از آن برای محاسبه موقعیت مرز مشترک در حالت ماندگار استفاده شد. GFLOW (۳۸) برای شبیه‌سازی جریان مرز مشترک در یک آبخوان منفرد از فرمول استرک[4] استفاده می‌کند؛ AnAqSim (۵۲)، جریان مرز مشترک را در آبخوان منفرد و سیستم چند آبخوانی شبیه‌سازی می‌کند و همچنین اجازه می‌دهد آبخوان بالایی در سیستم چند آبخوانی به‌صورت آبخوان آزاد باشد (۲۹).

۴-۲-۲ مرزهای هیدرولیکی

هنگامی‌که مشخص کردن مرزهای فیزیکی در اطراف محیط دامنه مسأله امکان پذیر یا راحت نباشد، ممکن است مدل‌ساز مرزهای هیدرولیکی را در نظر بگیرد. مرزهای هیدرولیکی با خطوط جریان (خطوط تقسیم آب زیرزمینی) و خطوط هم‌پتانسیل (خطوطی با بار هیدرولیکی ثابت) رسم می‌شوند.

در حالت ایده‌آل، مرزهای هیدرولیکی مانند مرزهای فیزیکی، شرایط هیدرولیکی را تعیین می‌کنند که در زمان و مکان ثابت هستند. با این حال، شرایط هیدرولیکی در میدان مطالعاتی با توجه به تنش‌ها تغییر می‌کند، طوری‌که موقعیت و تعریف مرزهای هیدرولیکی در مدل به ارزیابی مجدد نیاز دارد. احتمال اشتباه در مرزهای هیدرولیکی بیشتر از مرزهای فیزیکی می‌باشد. گرچه مرزهای هیدرولیکی هیچ وقت ایده‌آل

---

[1] Bakker
[2] Fitts
[3] Bakker and Schaars
[4] Strack

نیستند، ولی این مرزها در مسائل ماندگار نسبت به مسائل غیرماندگار مناسب‌تر هستند زیرا احتمالا در تنش‌های غیرماندگار، شرایط مرزی در امتداد مرزهای هیدرولیکی تغییر می‌کند. با توجه به این مشکلات، قبل از انتخاب مرز هیدرولیکی، باید مواردی برای تنظیم شرایط مرزی مورد بررسی قرار گیرد (در بخش ۴-۴ بررسی شده است).

۴-۲-۲-۱ خطوط جریان (خطوط تقسیم آب زیرزمینی)

آب‌های زیرزمینی موازی با خط جریان حرکت می‌کنند، به‌طوری که طبق تعریف هیچ آبی از مقطع خط جریان عبور نمی‌کند. بنابراین، خطوط جریان می‌تواند به‌عنوان خطوط تقسیم آب‌زیرزمینی استفاده شود که مرزهای بدون جریان را تشکیل می‌دهند (شکل‌های ۴-۱۱-الف و ۴-۱۲). خطوط تقسیم آب زیرزمینی که بر بالاترین توپوگرافی منطقه منطبق است (شکل ۴-۹-الف و ۴-۱۱-الف)، اغلب عارضه‌های نسبتا ثابتی هستند و مرزهای کناری را تشکیل می‌دهند. اما حتی خطوط تقسیم منطقه‌ای آب زیرزمینی نسبت به تغییرات پمپاژ و تا حدودی کمتر نسبت به تغییر دبی تغذیه و تخلیه تغییر می‌یابند (۷۵). یک راه تشخیص اینکه استفاده از خط جریان به‌عنوان مرز هیدرولیکی بر نتایج مدل تأثیرگذار است یا نه این است که مرز بدون جریان را با یک مرز با بار هیدرولیکی معلوم جایگزین کرده و مدل را دوباره اجرا کرد. اگر جریان ورودی یا خروجی به گره‌های مرزی معلوم، قابل ملاحظه نباشد، می‌توان شرایط مرزی بدون جریان هیدرولیکی را به آن ناحیه اختصاص داد (مسأله ۴-۶).

۴-۲-۲-۲ خطوط هم‌پتانسیل (بار هیدرولیکی ثابت/جریان ثابت)

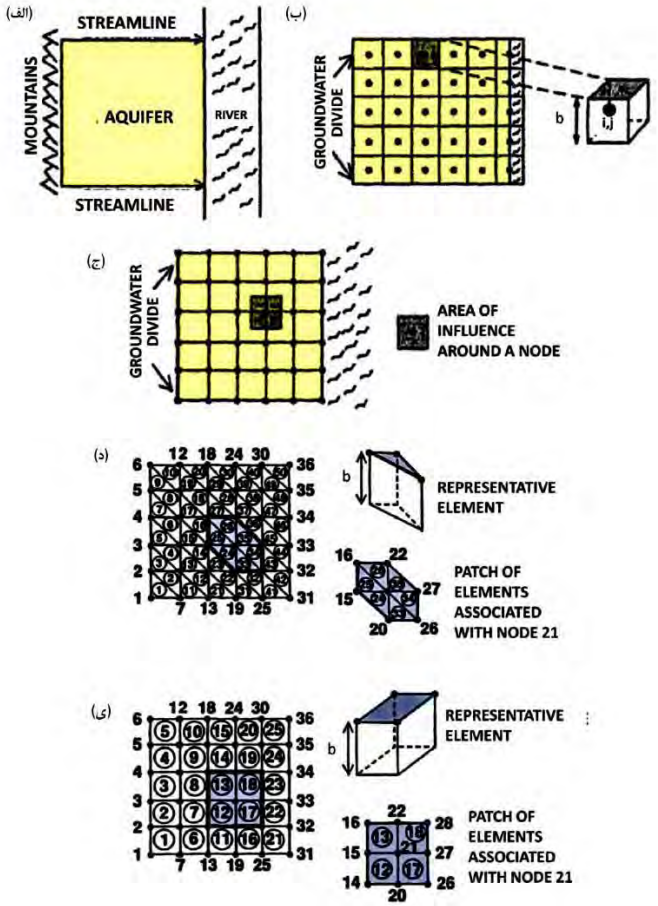
خط هم‌پتانسیل، یعنی خطی که بار هیدرولیکی ثابت دارد را می‌توان برای تشکیل مرز بار هیدرولیکی ثابت مورد استفاده قرار داد (شکل ۴-۱۲). یا می‌توان سرعت‌های جریان معلوم را در مقطع خط هم‌پتانسیل محاسبه و برای تعیین جریان‌های مرزی استفاده کرد. در عمل، مرز بار هیدرولیکی معلوم، شرط مرزی مناسبی نیست، زیرا به ندرت اتفاق می‌افتد که مرزی بدون اینکه به یک عارضه طبیعی مثل دریاچه یا دریا مرتبط نباشد، در زمان و مکان ثابت بماند. علاوه بر این، مرز با بار هیدرولیکی معلوم این پتانسیل را دارد که مقدار نامحدودی آب را وارد یا خارج مدل می‌کند.

۴-۳ وارد کردن شرایط مرزی در مدل عددی

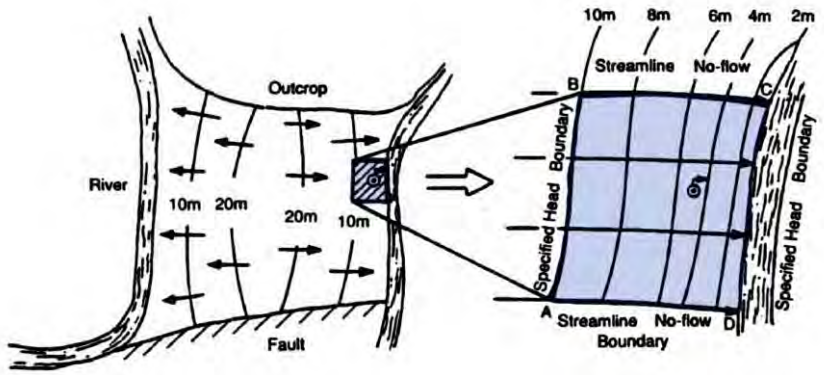
در این بخش، روش‌هایی برای نمایش بار هیدرولیکی معلوم، جریان معلوم و شرایط وابسته به بار هیدرولیکی به‌عنوان شرایط مرزی پیرامونی مدل و مرزهای درونی ارائه می‌شود. مقدمه‌ای از شبکه‌های FD و مش‌های FE در بخش ۳-۵ آورده شده است و جزییات آن در بخش‌های ۵-۱، ۵-۲ و ۵-۳ بررسی خواهد شد. اما در این کتاب، هنگام ارائهٔ معادلات برای اجرای شرایط مرزی از نمایه‌های FD استفاده خواهد شد. به‌طور کلی همین معادلات با اندکی تغییر در نمایه‌ها برای مدل‌های FE استفاده می‌شود. اگرچه گزینه‌های مرزی که در ادامه بررسی می‌شود اغلب برای نمایش رودخانه‌ها، دریاچه‌ها، چشمه‌ها و تالاب‌ها استفاده شده، اما گزینه‌های پیچیده‌تری نیز موجود هستند که در بخش ۶-۴ و ۶-۷ بررسی خواهد شد. روش‌های توضیح داده شده در اینجا حالت کلی داشته و مدل‌ساز بایستی راهنمای استفاده از کد مدل مورد نظر را خوانده تا بتواند به‌طور صحیح شرایط مرزی را برای آن کد خاص وارد کند.

۴-۳-۱ تنظیم مرزها در شبکه/مش

در شبکه FD بلوک‌محور (مانند MODFLOW و MODFLOW-USG) گره‌ها در مرکز سلول/بلوک FD قرار دارند (شکل ۴-۱۱-ب). مرزهای با بار هیدرولیکی معلوم روی گره‌ها قرار گرفته در حالی که مرزهای جریان معلوم در لبه بلوک اطراف گره قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۱-ب و شکل کادر ۴-۳-۳-الف در کادر ۴-۳). در شبکه FD نقطه محور (مانند HST3D؛ ۴۹)، گره‌ها در تقاطع خطوط شبکه قرار گرفته، هم مرزهای با بار هیدرولیکی معلوم و هم جریان معلوم روی گره قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۱-ج). (تفاوت بین مدل‌های FD بلوک‌محور و نقطه‌محور در مسأله ۴-۱ بررسی شده است). در مش FE ، مرزهای بار هیدرولیکی معلوم و جریان معلوم روی گره‌ها واقع می‌شوند (شکل ۴-۱۱-د و ی). مرزهای وابسته به بار هیدرولیکی، جریان در یک مرزی که بار هیدرولیکی آن توسط کاربر تعیین شده را محاسبه می‌کند. این مرزها روی گره، در یک شبکه FD نقطه‌محور و مش FE، و در لبه بلوک در شبکه FD بلوک‌محور قرار می‌گیرد.



شکل ۴-۱۱ نمایش مرز در شبکه‌های FD و مش‌های FE در یک مدل دو بعدی. الف- سنگ نسبتا نفوذ ناپذیر در لبه کوه، مرز فیزیکی بدون جریان را تشکل می‌دهد. خطوط جریان به‌دست آمده از نقشه سطح ایستابی، مرزهای هیدرولیکی بدون جریان را تشکیل می‌دهند. رودخانه کاملا نفوذیافته در آبخوان یک مرز فیزیکی با بار هیدرولیکی معلوم است. ب- شبکه FD بلوک محور نشان می‌دهد مرزهای بدون جریان در لبه‌های سلول‌های FD قرار گرفته و بار هیدرولیکی معلوم روی گره‌ها واقع شده است. شبکه بزرگ‌تر از دامنه مسأله است. ج-شبکه FD نقطه محور نشان می‌دهد که مرزهای بدون جریان و بار هیدرولیکی معلوم مستقیما روی گره قرار می‌گیرند. شبکه منطبق بر دامنه مسأله است. د- مش مثلثی FE. شماره گره‌ها و اجزا نشان داده شده است، مرزهای بدون جریان و بار هیدرولیکی معلوم مستقیما روی گره‌ها قرار می‌گیرند. ی- مش چهار ضلعی FE. تعداد گره‌ها و اجزا نشان داده شده است، مرزهای بدون جریان و بار هیدرولیکی معلوم مستقیما روی گره‌ها قرار می‌گیرد.



شکل ۴-۱۲ مرزهای هیدرولیکی. نقشه شماتیک خطوط تراز سطح ایستابی برای دامنه مسأله در مقیاس منطقه‌ای (در سمت چپ) که با عارضه‌های فیزیکی محدود شده است و دامنه مسأله در مقیاس محلی (در سمت راست) محصور شده با سه مرز هیدرولیکی ناشی از حل مسأله منطقه‌ای؛ دایره نشان داده شده، نمایانگر چاه پمپاژ است (۸۵).

۴-۳-۲ مرزهای بار هیدرولیکی معلوم

مرز با بار هیدرولیکی معلوم یک مقدار ثابت را برای گره مرزی در نظر می‌گیرد. بنابراین بارهای هیدرولیکی مرزی معلوم نسبت به تنش‌های هیدرولیکی تغییر نمی‌کنند. در مدل‌های ماندگار، بارهای هیدرولیکی در این مرزها ثابت هستند ولی برای شرایط غیرماندگار، بسیاری از کدها این امکان را برای کاربر فراهم می‌کنند تا مقادیر مرزی را بتوان به‌صورت سری زمانی به مدل وارد کرد. به‌عنوان مثال، این کار در بسته بار هیدرولیکی متغیر در زمان[1] (بسته CHD) در MODFLOW انجام می‌شود. در شرایط طبیعی، ممکن است بار هیدرولیکی در موقعیت گره مرزی با بار هیدرولیکی معلوم، نسبت به زمان تغییر کند یا شار عبوری از مقطع مرزی با محدودیت‌های هیدرولیکی یا فیزیکی مواجه شود. بنابراین مرز بار هیدرولیکی معلوم ممکن است باعث ایجاد خطاهایی در بارهای هیدرولیکی شبیه‌سازی شده شود. مرزهای با بار هیدرولیکی معلوم برای نمایش بهتر پهنه‌های آبی بزرگ (رودخانه‌های بزرگ، دریاچه‌ها، مخازن سدها و اقیانوس‌ها) استفاده می‌شود که تحت تاثیر تنش‌های سیستم مانند پمپاژ و تغییرات سرعت تغذیه نیستند. مرز با بار هیدرولیکی معلوم برای حل دبی تخلیه چاه پمپاژ نیز می‌تواند استفاده شود که کمتر معمول است. به‌عنوان مثال، شرط بار هیدرولیکی معلوم اجازه می‌دهد تا در مسائلی مانند پائین انداختن سطح

[1] Time-Variant Specified-Head Package

آب[1]، بدون دانستن دبی پمپاژ، مسأله را حل کرد، به این ترتیب که ارتفاع سطح آب در داخل چاه به‌صورت معلوم به مدل داده می‌شود. البته روش معمول این‌گونه است که دبی پمپاژ در چاه‌ها به‌عنوان شرایط با جریان معلوم به مدل وارد می‌شود (بخش ۴-۳-۳ و بخش ۶-۲).

در مدل دوبعدی در سطح، لازم است مرزهای فیزیکی (شکل ۴-۳) یا هیدرولیکی بار هیدرولیکی معلوم کاملا در آبخوان نفوذ کرده باشند. مرز با بار هیدرولیکی معلوم، متوسط بار هیدرولیکی آبخوان در جهت عمودی را در مرز نشان می‌دهند و برای همه ضخامت آبخوان در عمق وجود دارد. پهنه‌های آب سطحی درونی مدل می‌توانند با استفاده از شرایط بار هیدرولیکی معلوم، شبیه‌سازی شوند اما مدل‌ساز باید توجه کند که فرض بر این است که پهنه آب سطحی کاملاً در عمق آبخوان نفوذیافته است. به‌عنوان مثال، رودخانه‌ای که با بار هیدرولیکی معلوم در گره‌های یک آبخوان دوبعدی نشان داده می‌شود، می‌تواند آبخوان را به دو قسمت مجزا تقسیم کند و هر قسمت می‌تواند جداگانه مدل شود. به‌طور مشابه، یک مرز غیرقابل نفوذ در زیر یک خط تقسیم توپوگرافی(شکل ۴-۹-الف)، می‌تواند آبخوان را به دو قسمت مجزا تقسیم کند (این مسأله در مسائل ۴-۳-ب و ۴-۴ بررسی می‌شود). پهنه‌های آبی در مناطق داخلی محدوده مدل (مانند شکل ۴-۹-ب) که به‌طور کامل در عمق آبخوان نفوذ نکرده‌اند را می‌توان به شکل بهتری توسط مرزهای وابسته به بار هیدرولیکی نشان داد.

۴-۳-۳ مرزهای با جریان معلوم

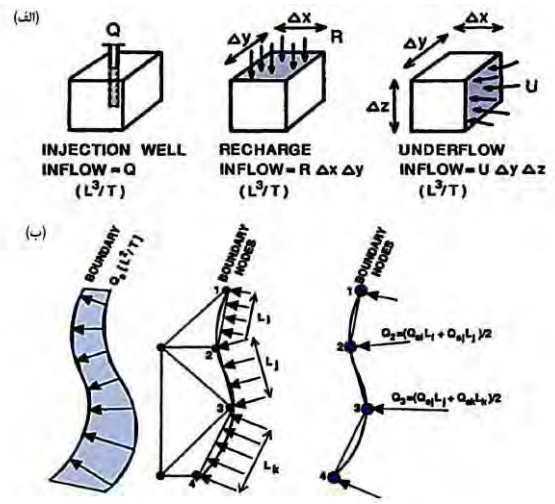
مرز با جریان معلوم برای تنظیم جریان در مرز استفاده می‌شود. بنابراین بارهای هیدرولیکی در گره‌های مرزی توسط مدل محاسبه می‌شوند و با پیشرفت شبیه‌سازی در زمان تغییر می‌کند. بسیاری از کدها در شبیه‌سازی‌های غیرماندگار به مدل‌ساز اجازه ورود جریان‌های مرزی متغیر در زمان را می‌دهند. جریان معلوم در امتداد مرزهای جانبی مدل دوبعدی یا سه‌بعدی برای نمایش جریان افقی عبوری از مرز مانند جریان زیرزمینی ورودی یا خروجی، می‌تواند استفاده شود (شکل‌های ۴-۱۳-الف و ب، ۲-۴ و ۲-۱۵). مرز جریان معلوم می‌تواند در بالای مدل سه‌بعدی برای نمایش جریان عمودی از سطح ایستابی (تغذیه) مورد استفاده قرار گیرد (شکل ۴-۱۳-الف، بخش ۴-۵). این مرز همچنین می‌تواند در پایین مدل برای نمایش نشت به خارج یا به داخل آبخوان از لایه‌ای که جزء محدوده مدل‌سازی نیست، استفاده شود (بخش ۲-۶).

---

[1] Dewatering

از نظر مفهومی، شرایط بار هیدرولیکی معلوم یا جریان معلوم، تاثیر هیدرولیکی مشابهی را ایجاد می‌کنند. اما معمولا استفاده از مرز با جریان معلوم به مرز با بار هیدرولیکی معلوم ترجیح داده می‌شود. در مرز بار هیدرولیکی معلوم، بار هیدرولیکی در مرز ثابت است، طوری‌که جریان عبوری از مرز به گرادیان بار هیدرولیکی بستگی دارد که در مدل محاسبه می‌شود. بنابراین ممکن است جریان محاسبه شده معرف شرایط طبیعی نباشد. این در حالی است که مرز با جریان معلوم، یک جریان نسبتاً ثابتی را به داخل و یا خارج از مدل حفظ می‌کند. علاوه بر این، وقتی که از مرز با جریان معلوم استفاده می‌شود، بارهای هیدرولیکی شبیه‌سازی شده نسبت به تغییرات پارامترهای واسنجی حساسیت بیشتری دارند که این موضوع به تخمین پارامترها کمک می‌کند (فصل ۹).

شرط بدون جریان (جریان صفر) به‌طور پیش فرض، شرط مرزی محیط پیرامون مدل در کدهای FD و FE است. کاربر باید گزینه دیگری را فعال کند تا روی پیش‌فرض جایگزین شود. در داخل کد کامپیوتری FD، مرز بدون جریان مستلزم استفاده از گره‌های مجازی است. (شکل کادر ۴-۳-۳، کادر ۴-۳).



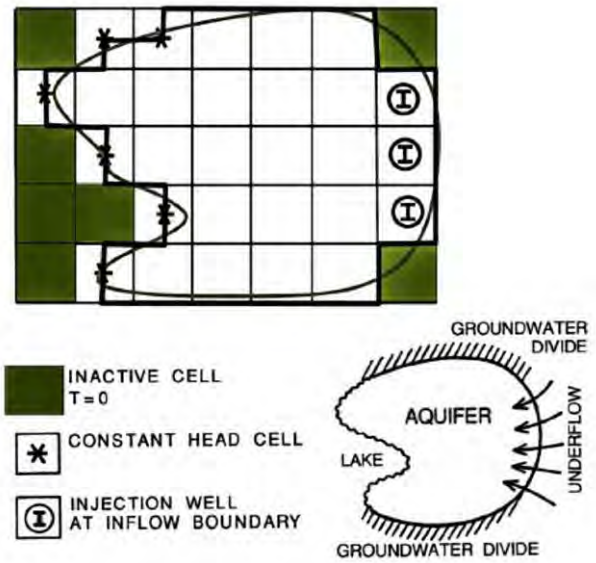
شکل ۴-۱۳ اجرای شرایط جریان معلوم. الف- در شبکه FD، حجم معلوم آب با استفاده از چاه‌ها (Q) یا تغذیه سطحی (R) در سلول/بلوک FD وارد یا خارج می‌شود. جریان‌های جانبی را می توان با استفاده از گزینه چاه یا تغذیه یا با استفاده از مرز وابسته به بار هیدرولیکی معرفی کرد. برای ورودی جانبی از طریق چاه، $Q = U\Delta x\Delta z$ که U شار جانبی (L/T) است. هنگامی که جریان جانبی (U) به‌صورت تغذیه وارد می‌شود $R = U\Delta z/\Delta y$. ب- در مش FE، جریان دیفیوز شده (Q_s) در طول مرز در امتداد دو طرف المان‌های مثلثی گسسته شده و سپس به گره ها اختصاص داده شده است (۸۵).

به‌عنوان مثال، MODFLOW به‌صورت پیش‌فرض برای ایجاد شرایط مرزی بدون جریان در لبه سلول‌های مرزی، مقادیر هدایت هیدرولیکی را در گره‌های مجازی واقع در خارج از مرزهای مدل صفر در نظر می‌گیرد (شکل ۴-۱۴). در کد FE، وقتی که معادلات FE در معادله‌ی ماتریس سراسری جایگذاری می‌شوند، به‌طور خودکار، شار مرزی روی صفر تنظیم می‌شود. اطلاعات بیشتر در صفحه ۱۱۷ و صفحات ۱۲۶ تا ۱۲۷ مرجع شماره ۸۹ آورده شده است. در کدهای FD و FE، کاربر می‌تواند با معرفی عامل تغذیه و یا چاه پمپاژ/تزریق در سلول‌های مرزی، شرط مرزی محیط پیرامون مدل را به‌صورت جریان معلوم غیرصفر در نظر بگیرد (شکل‌های ۴-۱۳-الف، ۴-۱۴ و ۴-۱۵). در این روش، آب در گره‌های مرزی به‌صورت منبع تغذیه یا تخلیه معرفی شده، بنابراین در مرز جریان ایجاد می‌شود.

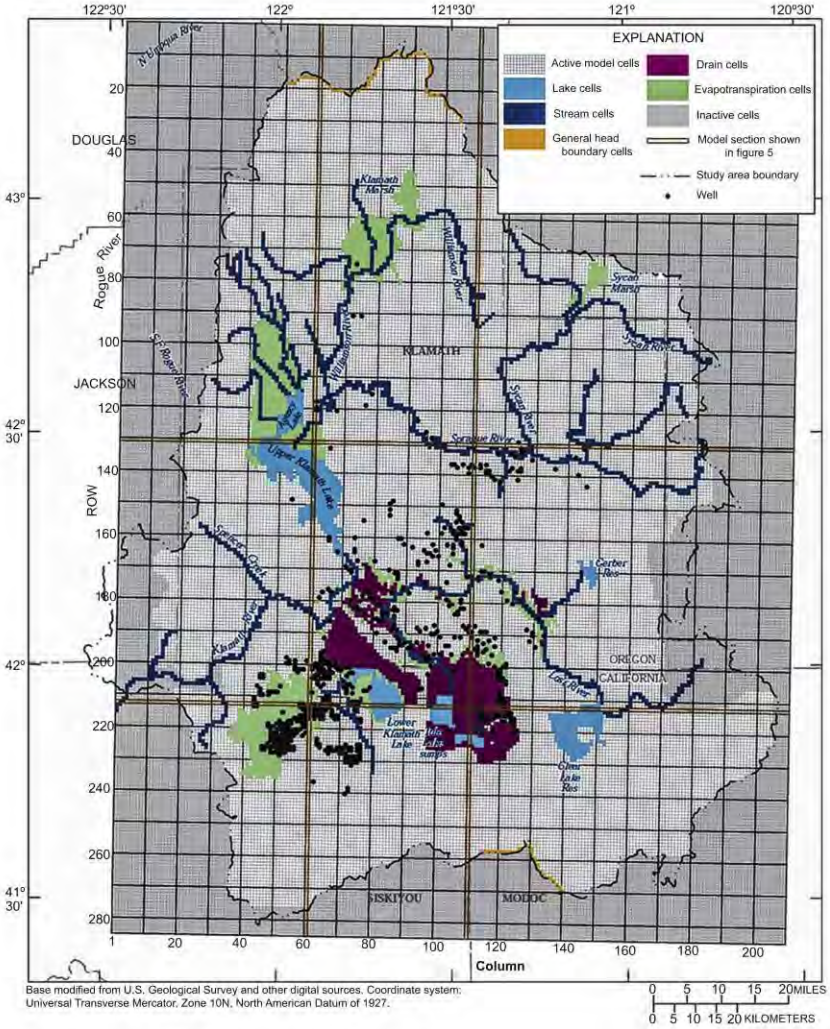
جریان عبوری مرز، معمولا با استفاده از داده‌های میدانی یا اطلاعات استخراج شده از تحقیقات گذشته برآورد می‌شود. در مدل‌های FD، جریان به سلول FD به‌صورت شار (L / T) یا سرعت جریان حجمی (L^3 / T) وارد می‌شود (شکل ۴-۱۳-الف و ۴-۱۴). چاه‌های پمپاژ یا تزریق کاربرد رایجی از مرز جریان معلوم است (بخش ۶-۲). از لحاظ مفهومی، آب از یک سلول به سلول مجاور خود وارد یا خارج می‌شود. به‌عنوان مثال، جریان جانبی از یکی از وجه‌ها وارد یا خارج می‌شود؛ در مدل‌های سه بعدی تغذیه از وجه بالایی سلول وارد می‌شود و نشت از طریق وجه‌های جانبی و پایینی وارد و یا خارج می‌شود. در مدل FE، شار مرزی متناسب با هر گره مرزی توزیع می‌شود (شکل ۴-۱۳-ب).

اگرچه مرزهای جریان معلوم از مرزهای با بار هیدرولیکی معلوم بهتر است، اما به‌طور کلی، استفاده انحصاری از مرزهای جریان معلوم توصیه نمی‌شود حتی زمانی که از نظر هیدروژئولوژیکی قابل‌توجیه باشد. معادله حاکم (معادله ۳-۱۲) به‌صورت عواملی از مشتقات یا تفاضل بار هیدرولیکی نوشته شده است. معادله وقتی حل می‌شود که گرادیان بار هیدرولیکی با شار جریان موجود در مرز با جریان معلوم همخوانی داشته باشد. با این حال، هنگامی که مسأله ماندگار فقط به‌صورت عواملی از گرادیان نوشته می‌شود، به‌دلیل اینکه گرادیان‌ها نسبی هستند، مسأله حل منحصر به فرد ندارد. در این حالت، ترکیب‌های مختلفی از مقادیر بار هیدرولیکی، می‌توانند گرادیان یکسانی تولید کنند. مشکل نداشتن جواب منحصر به فرد را می‌توان با داشتن یک مزر پیرامونی و یا گره مرزی داخلی از نوع مرز با بار هیدرولیکی معلوم برطرف کرد. در این حالت، مدل یک ارتفاع هیدرولیکی مرجع دارد که براساس آن می‌تواند مقادیر بار هیدرولیکی را متناسب با آن محاسبه کند. شرط مرزی وابسته به بار هیدرولیکی نیز می‌تواند برای تأمین این هدف استفاده شود به شرطی که مقاومت منظور شده برای آن خیلی بزرگ نباشد (بخش ۴-۳-۴).

در شبیه‌سازی غیرماندگار، بارهای هیدرولیکی که در شرایط اولیه تعیین شده‌اند (بخش ۷-۴)، مرجعی برای محاسبه ارتفاع بار هیدرولیکی بوده و می‌توان جواب منحصر به فرد را بدون داشتن مرز با بار هیدرولیکی معلوم یا مرز وابسته به بار هیدرولیکی، به دست آورد. با این حال، به دلیل اینکه خطاهای بار هیدرولیکی اولیه می‌تواند باعث ایجاد خطاهایی در راه‌حل شود، هنگامی‌که همه شرایط مرزی در مدل غیرماندگار به‌صورت جریان معلوم تعیین می‌شود، خروجی مدل باید به‌صورت اختلاف از شرایط اولیه (افت) گزارش شود. از این رو، حتی در مدل‌سازی غیرماندگاری که همه مرزهای جانبی از نوع مرز با جریان معلوم هستند، معمولا توصیه می‌شود که از بار هیدرولیکی معلوم در یک مرز داخلی استفاده شود (مسأله ۴-۵).



شکل ۴-۱۴ مرزهای بدون جریان پیش فرض در شبکه FD دو بعدی بلوک محور که با تنظیم مقدار صفر برای ضریب قابلیت انتقال (T) در سلول‌های غیرفعال/سلول‌های مجازی (هاشور زده) خارج از دامنه مسأله تعریف شده‌اند. سلول‌های مجازی با $T = 0$ که برای شرایط مرزی بدون جریان در محل خطوط تقسیم آب زیرزمینی بکار می‌روند، و سلول‌های مجازی در سمت راست مرز ورودی زیرزمینی نشان داده نشده است. شرایط مرزی بار هیدرولیکی ثابت و جریان معلوم (چاه‌های تزریق) در سلول‌های مرزی برای حذف اثر مرزهای بدون جریان پیش فرض اعمال شده است (۵۶).



شکل ۴-۱۵ شبکه FD که استفاده از شرایط مرزی وابسته به بار هیدرولیکی (HDB) را برای جریان‌های مرزی (سلول‌های مرزی با بار هیدرولیکی عمومی[1] (GHB))، زهکش‌ها و تبخیر- تعرق را نشان می‌دهد. سلول های به کار رفته برای نشان دادن رودخانه‌ها و دریاچه‌ها به خوبی می‌توانند توسط مرز وابسته به بار هیدرولیکی (HDB) نشان داده شوند که به‌ترتیب در بخش های ۶-۵ و ۶-۶ بحث خواهند شد (۳۳).

[1] General Head Boundary

۴-۳-۴ مرزهای وابسته به بار هیدرولیکی

هنگامی‌که مرز وابسته به بار هیدرولیکی[1] (HDB) استفاده می‌شود، کد، جریان عبوری مرزها را با استفاده از گرادیان هیدرولیکی بین بار هیدرولیکی معلوم شده توسط کاربر و محاسبه شده توسط مدل در گره مرزی محاسبه می‌کند.

به‌صورت ریاضی، دبی جریان، $Q(L^3/T)$، در عرض HDB با استفاده معادله زیر محاسبه می‌شود:

$$Q = C\Delta h = C(h_B - h_{i,j,k}) \quad \text{(۴-۴-الف)}$$

$$C = KA/L \quad \text{(۴-۴-ب)}$$

که Δh، تفاوت بین بار هیدرولیکی مرزی معلوم شده توسط کاربر؛ (h_B)، و بار هیدرولیکی محاسبه شده توسط مدل در نزدیکی مرز است،($h_{i,j,k}$)؛ C، ضریب انتقال (L^2/T) است که با استفاده از هدایت هیدرولیکی (K) در مساحت (A)، تقسیم بر فاصله (L) بین مکان h_B و $h_{i,j,k}$ محاسبه می‌شود. گرادیان هیدرولیکی $\Delta h/L$، می‌تواند برای جریان افقی یا عمودی ارائه شود. مزیت HDB، انعطاف‌پذیری در برابر انتخاب محل مرز با بار هیدرولیکی معلوم (h_B)، توسط مدل‌ساز است تا مستقیما روی مرز قرار نگیرد. مزیت دیگر HDB، این است که در شبیه‌سازی‌های غیرماندگار $h_{i,j,k}$ در زمان با پیشرفت شبیه‌سازی تغییر می‌کند و جریان مرزی شبیه‌سازی شده (Q) نیز به‌صورت خودکار تغییر خواهد کرد.

انعطاف‌پذیری تعیین مکان بار هیدرولیکی مرزی و جهت گرادیان هیدرولیکی مربوطه به این معناست که شرایط HDB تغییرات عرضی می‌تواند موقعیت‌های هیدروژئولوژیکی شامل جریان عمودی ورودی و خروجی به رودخانه‌ها، دریاچه‌ها، تالاب‌ها و پهنه‌های دیگر آب سطحی؛ جریان زهکش‌ها؛ تبخیر- تعرق از سطح ایستابی؛ جریان‌های مرزی پایینی و جانبی و مرزهای خارج از دامنه مدل را نشان دهد (شکل ۴-۱۵). به‌عنوان مثال،MODFLOW برای اجرای HDBها چندین گزینه پایه‌ای نظیر: بسته رودخانه (RIV)، بسته زهکشی (DRN)، بسته تبخیر- تعرق (EVT)، و بسته مرز عمومی بار هیدرولیکی (GHB) و گزینه‌های پیشرفته‌تری نظیر بسته دریاچه (LAK) و بسته تالاب نیز دارد. روشی که در آن ضریب انتقال، C، تعیین می‌شود بستگی به کاربرد HDB دارد که در ادامه بررسی خواهد شد. در برخی از شرایط، HDB می‌تواند اشتباهات خیلی بزرگی در بیلان آب ایجاد کند (کادر ۴-۵).

---

[1] Head-Dependent Boundary

کادر ۴-۵ خطاهای بزرگ در بیلان آب ناشی از HDB

خطای بزرگ در بیلان آب مدل (بیشتر از ۱٪) به‌طور کلی می‌تواند ناشی از خطا در طراحی مدل مفهومی، واگرایی راه‌حل، و/یا خطاهای ورود اطلاعات باشد (بخش ۳-۶ و ۳-۷). با این حال، خطاهای بزرگ بیلان آب (تا ۲۰۰٪) برای برخی از شرایط HDB ایجاد می‌شود (بخش ۴-۳، ۴-۶ و ۴-۷) حتی زمانی که بار هیدرولیکی به‌دست آمده، قابل قبول است (معیار توقف بار هیدرولیکی برآورده شود؛ بخش ۳-۷). در صورتی‌که علت خطا، ورود و خروج جریان آب از مرزهای HDB باشد، این نوع خطای بیلان آب لزوما نتایج مدلی که شرط توقف برای بار هیدرولیکی در آنها برقرار شده را بی اعتبار نمی‌کند. در ادامه، علت این نوع خطا بررسی می‌شود.

خطاهای بزرگ در بیلان آب محاسبه شده می‌تواند در اثر انتقال آب بین آبخوان و HDB در مرز پیرامونی یا مرز داخلی پیش بیاید. ممکن است این شرایط، گرچه به‌ندرت، می‌تواند هنگامی که شرایط HDB برای نمایش مرزهای دوردست (بخش ۴-۴) یا دریاچه‌های بزرگ (بخش‌های ۴-۳ و ۴-۶) استفاده می‌شود، رخ دهد. هنگام اجرای HDB، مدل‌ساز باید مقدار بار هیدرولیکی مرزی و ضریب انتقال را تعیین کند (معادله ۴-۴). هنگامی که ضریب انتقال خیلی بزرگ تعیین می‌شود و گرادیان مرزها صفر نباشد، حجم زیادی از آب را می‌توان انتقال داد. جریان عبوری از مرزها با استفاده از گرادیان بار هیدرولیکی شبیه‌سازی شده در HDB و مقدار بالای ضریب انتقال، محاسبه می‌شود که می‌تواند شار خیلی زیادی را ایجاد کند. در این حالت شرط توقف بار هیدرولیکی می‌تواند برقرار شود، چرا که باقیمانده خطا در مرز HDB کوچک بوده و تغییرات بار هیدرولیکی در دو تکرار متوالی مقدار ناچیزی است.

اینکه آیا چنین شرایطی اثر قابل توجهی روی بیلان آب دارد به اندازه نسبی مجموع جریان‌های محاسبه شده نسبت به مولفه‌های بیلان آب بستگی دارد. خطای بیلان آب اغلب می‌تواند با کاهش مقدار ضریب انتقال کاهش یابد تا جایی که مدل خطای بیلان کمی داشته باشد و در عین حال شرط توقف بار هیدرولیکی برقرار باشد.

۴-۳-۴-۱ پهنه‌های آب سطحی

اغلب، شرایط وابسته به بار هیدرولیکی در مدل‌های دوبعدی و سه‌بعدی، برای نشان دادن تبادل آب در پهنه‌های آب سطحی شامل رودخانه‌ها، دریاچه‌ها و تالاب‌ها به‌کار می‌روند (شکل ۴-۱۵). پهنه آب سطحی مستقیما در مدل نشان داده نمی‌شوند (به‌عبارتی دیگر، فضایی در شبکه/مش اشغال نمی‌کنند)، بلکه HDB برای گره تحت تاثیر عارضه‌های آب سطحی استفاده می‌شود (شکل ۴-۱۶-الف). با یادآوری بخش ۳-۳، شار عمودی، q_z، در عرض HDB به‌صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$q_z = -K'_z \frac{h_{i,j,k} - h_s}{b'} \qquad (۴-۵)$$

که q_z شار عمودی ورودی یا خروجی از پهنه آب سطحی است؛ $h_{i,j,k}$، بارهای هیدرولیکی آب زیرزمینی است که با استفاده از مدل در زیر پهنه آب سطحی محاسبه می‌شود؛ h_s، بار هیدرولیکی آب سطحی است که توسط مدل‌ساز تعیین می‌شود (بار هیدرولیکی مرزی معلوم)؛ K'_z، هدایت هیدرولیکی عمودی در سطح

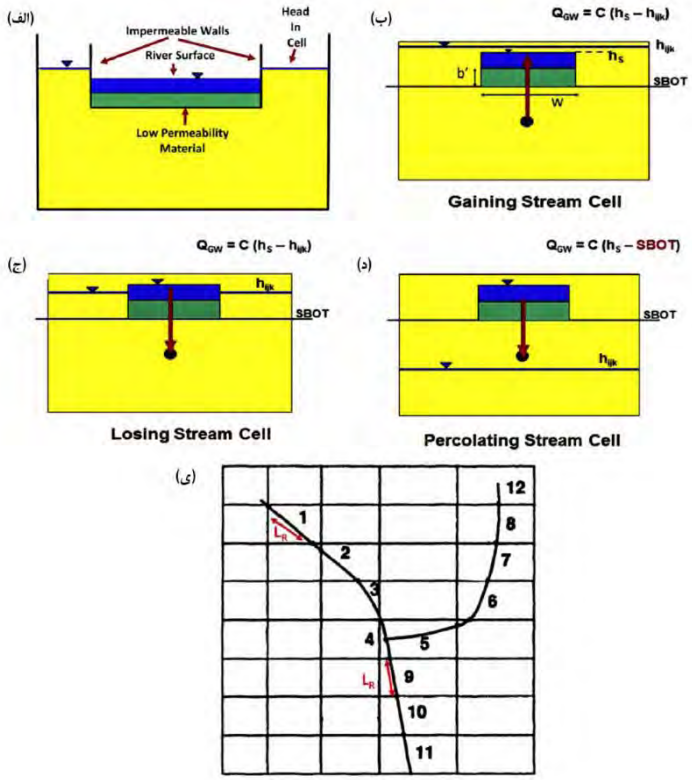
مشترک بین سیستم آب زیرزمینی و پهنه آب سطحی است (هدایت هیدرولیکی عمودی بستر رودخانه، بستر دریاچه یا رسوبات تالاب) و b'، ضخامت سطح مشترک (ضخامت بستر رودخانه، بستر دریاچه یا رسوبات تالاب) است.

معادله ۴-۵ از نظر مفهومی با معادله ۴-۱ برای نشت در لایه محدودکننده یکسان است. در معادله ۴-۵ ارتباط بین عارضه آب سطحی و سیستم آب زیرزمینی توسط ضریب نشت K'_z/b'، یا معکوس آن یعنی مقاومت عمودی b'/K'_z، در بستر رودخانه، بستر دریاچه یا رسوبات تالاب تعیین می‌شود. بنابراین، K / L در معادله ۴-۴-ب با K'_z/b' در معادله ۴-۵ برابر است. برای محاسبه ضریب انتقال، A در معادله ۴-۴-ب مساحت افقی عمود بر جریان بوده که از طریق عرض (W)، و طول (L_R) بخش[1] یا بازه آب سطحی محاسبه می‌شود ($A = WL_R$) (شکل ۴-۱۶-ی). هنگامی که عارضه آب سطحی تمام سطح سلول یا مش را پوشش می‌دهد (A) با مساحت سلول یا مش مربوطه برابر است، اما پهنای عارضه آب سطحی می‌تواند کوچک‌تر از پهنای سلول یا مش باشد (شکل ۴-۱۶-الف) و به همین ترتیب، ممکن است طول عارضه آب سطحی بر طول سلول یا مش نباشد (شکل ۴-۱۶-ی).

HDBها می‌توانند هم شرایط تغذیه‌شدن (جریان به خارج سیستم آب زیرزمینی، شکل ۴-۱۶-ب) و هم شرایط تغذیه‌کردن (جریان به درون سیستم آب زیرزمینی، شکل ۴-۱۶-ج) را نشان دهند. برخی از HDBهای خاص (مانند بسته رودخانه MODFLOW)، هنگامی که بار هیدرولیکی آبخوان پایین‌تر از ارتفاع سطح مشترک قرار بگیرد، ارتباط عارضه آب سطحی با آبخوان را قطع می‌کنند (SBOT در شکل ۴-۱۶-د). بنابراین شرایط تراوش اتفاق می‌افتد و جریان خروجی از پهنه آب سطحی مستقل از بار هیدرولیکی آب زیرزمینی است و برابر است با: $C(h_s - SBOT)$ (شکل ۴-۱۶-د). وقتی که شرایط نزدیک به شرایط تراوش باشد، آب سطحی در پروفیل خاک به شیب تندی به سطح آب زیرزمینی می‌رسد. بسیاری از کدها، شرایط ساده‌ای از HDB را برای نمایش شار عمودی بین آبخوان و پهنه‌های آب سطحی، در اختیار قرار می‌دهند. با این حال، چنین شرایط HDB ساده‌ای، که از سطوح ثابت آب سطحی استفاده می‌کنند، تنها تقریبی از تبادل آب سطحی و زیرزمینی را نشان می‌دهند. در بخش ۶-۵، ۶-۶ و ۶-۷ روش‌های پیشرفته‌تری برای شبیه‌سازی رودخانه‌ها، دریاچه‌ها و تالاب‌ها در مدل آب زیرزمینی بررسی شده است.

---

[1] Segment



شکل ۴-۱۶ کاربرد شرایط HDB برای نمایش رودخانه در شبکه بندی FD برای نشان دادن کاربرد این مرز در پهنه‌های آب سطحی. الف- نمایش رودخانه در سلول FD. رودخانه به‌صورت مفهومی در سلول قرار گرفته و با آبخوان تبادل آبی انجام می‌دهد ولی فضایی در داخل شبکه اشغال نمی‌کند (نمایش آن در یک جزء از شبکه FE نیز به همین صورت است). همان‌طور که نشان داده شده، ارتفاع آب در رودخانه کمتر از بار هیدرولیکی سلول است و پهنای رودخانه کمتر از پهنای سلول است. ب- وقتی که رودخانه تغذیه شونده است (جریان از آبخوان به رودخانه)، بار هیدرولیکی آبخوان ($h_{i,j,k}$)، بالاتر از بار هیدرولیکی رودخانه (h_s) است. ارتفاع کف رسوبات بستر رودخانه، SBOT و ضخامت رسوبات، b' است. Q_{GW}، سرعت حجمی دبی تخلیه آب زیرزمینی به رودخانه است (L^3/T). ج- آب از رودخانه وارد آبخوان می‌شود، $h_{i,j,k} < h_s$ و Q_{GW} سرعت حجمی دبی تغذیه رودخانه به آبخوان است د- تحت شرایط تراوش، رودخانه از آبخوان جدا بوده و مقدار Q_{GW} ثابت است. ی- رودخانه به ۱۲ بازه[1] تقسیم می‌شود. پهنای رودخانه W، بسیار کمتر از فاصله شبکه‌ها (Δx) است؛ طول بازه رودخانه (L_R) با طول سلول (Δy) برابر نیست. هر بازه می‌تواند مقادیر متفاوتی برای h_s، SBOT، K_z'/b' و همچنین L_R و W داشته باشد (۵۶).

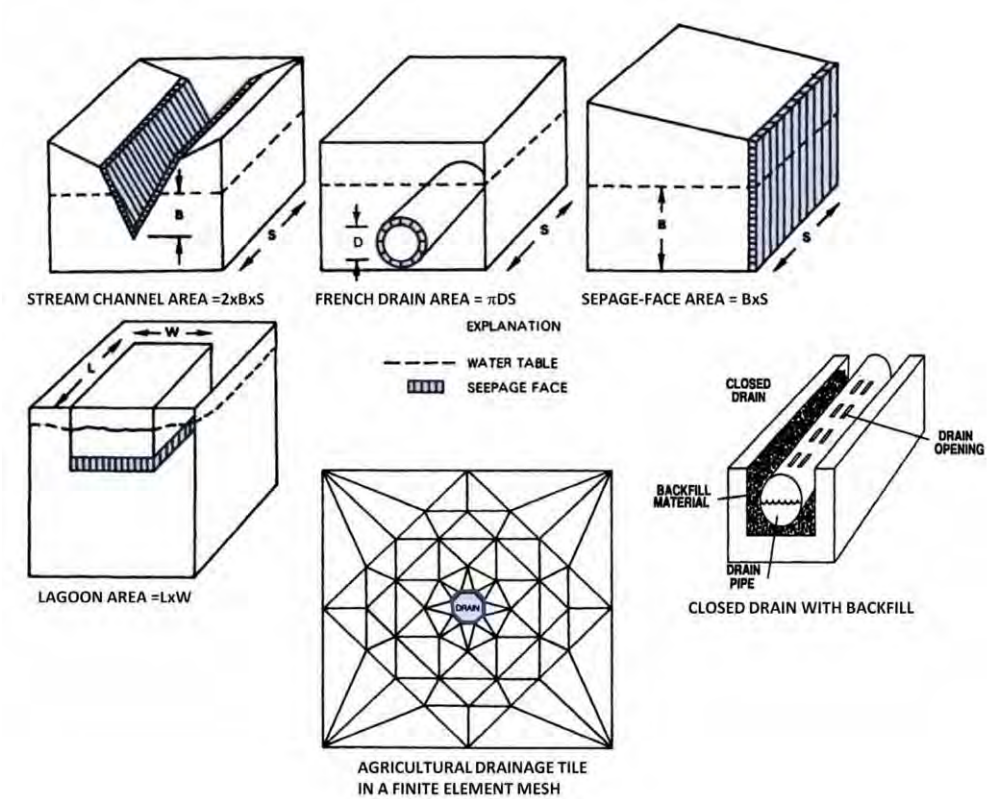
[1] Reach

۴-۳-۴-۲ زهکش‌ها

شرایط وابسته به بار هیدرولیکی می‌تواند زهکش‌هایی از جمله زهکش‌های سرپوشیده، تونل‌ها و معادن و چشمه‌ها و تراوش‌های طبیعی را نیز شبیه‌سازی کند (شکل‌های ۴-۱۵ و ۴-۱۷). بار هیدرولیکی در زهکش، مرز با بار هیدرولیکی معلوم (h_b) در معادله ۴-۴-الف است. در اغلب نمایش‌های استاندارد زهکش‌ها در مدل آب زیرزمینی، زهکش فقط هنگامی که بار هیدرولیکی در آبخوان ($h_{i,j,k}$) بالاتر از ارتفاع آب در زهکش (h_b) است، فعال می‌شود. زهکش‌ها فقط آب را از دامنه مسأله آب زیرزمینی خارج می‌کنند و نمی‌تواند آبی را وارد مدل کند. هنگامی که بار هیدرولیکی آب زیرزمینی بالاتر از ارتفاع آب در زهکش باشد، آب از آبخوان به درون زهکش تخلیه می‌شود. اگر $h_{i,j,k} \leq h_b$ باشد هیچ آبی وارد زهکش نمی‌شود و Q در معادله ۴-۴-الف برابر با صفر تعریف می‌شود. در چشمه‌ها و تراوش‌ها، بار هیدرولیکی زهکش با ارتفاع سطح زمین در محل چشمه یا تراوش برابر است. تراوش دیفیوز شده (مثلا به تالاب) با قرار دادن گره‌های زهکش در منطقه‌ای که به احتمال زیاد در آن تراوش اتفاق می‌افتد، شبیه‌سازی می‌شود (شکل ۴-۱۵) (۹).

شایان ذکر است آب تخلیه‌شده به زهکش، از مدل حذف می‌شود. این ممکن است برای شبیه‌سازی تراوش به چشمه‌ها و تالاب‌ها مناسب نباشد چرا که آب ممکن است به‌صورت رواناب جاری شود و دوباره وارد سیستم آب زیرزمینی در پائین دست شود. تراوش به تالاب‌ها می‌تواند با استفاده از روش‌های دیگری که در بخش ۶-۷ بررسی شده، شبیه‌سازی شود. یک بسته نرم‌افزاری زهکشی در MODFLOW (DRT1؛ ۷) به کاربر این امکان را می‌دهد که آب از زهکش وارد آب زیرزمینی شود ولی این فقط در مکان‌هایی که توسط کاربر تعیین می‌شود امکان‌پذیر است. به‌طور کلی، زهکش‌ها برای عارضه‌های آب سطحی که از دست‌دهنده آب هستند، مناسب نیستند زیرا آب نمی‌تواند از یک گره زهکش خارج و وارد سیستم آب زیرزمینی شود.

ضریب انتقال زهکش (C) در معادله ۴-۴-ب، تحت تأثیر تشکیلات و مواد اطراف زهکش می‌باشد. ضریب انتقال زهکش‌های لوله‌ای (شکل ۴-۱۷) به اندازه و تراکم سوراخ‌های موجود برروی زهکش، رسوبات شیمیایی اطراف زهکش، هدایت هیدرولیکی و ضخامت خاک ریخته شده در اطراف لوله بستگی دارد. ضریب انتقال اغلب در طول واسنجی با مقایسه جریان شبیه‌سازی شده در زهکش با مقادیر اندازه‌گیری شده تنظیم می‌شود. برای معادن و تونل‌ها (۹۷)، گره‌های زهکش سطح تراوش را نشان می‌دهند (شکل ۴-۱۷) و ضریب انتقال به مواد زمین‌شناسی دیواره‌های جانبی زهکش بستگی دارد.



شکل ۴-۱۷ نمونه‌هایی از زهکش‌ها با سطح مقطع مرتبط برای محاسبه ضریب انتقال (۹۵، ۲۷ و ۵۶)

۴-۳-۴-۳ تبخیر - تعرق[1] (ET) از سطح ایستابی

در بسیاری از سامانه‌های هیدروژئولوژیکی، ET در ناحیه غیراشباع اتفاق و کمتر از سطح ایستابی صورت می‌گیرد. در این صورت، ET ناحیه اشباع صفر است و تلفات از طریق ET ناحیه غیراشباع به این صورت در نظر گرفته می‌شود که تغذیه خالص، یعنی بارش منهای ET، وارد مدل می‌شود (کادر ۵-۴). با این حال، اگر سطح ایستابی نزدیک به سطح زمین باشد، امکان تبخیر مستقیم از سطح ایستابی وجود دارد و/یا ممکن است تعرق گیاهان ریشه‌بلند (گیاهانی که ریشه آن‌ها به سطح ایستابی می‌رسد) باعث خروج

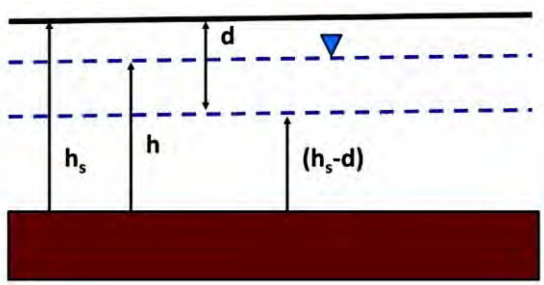
[1] Evapotranspiration

آب زیرزمینی شود. هنگامی که سطح ایستابی به زیر ناحیه ریشه گیاه برسد ET متوقف می‌شود (که به آن عمق توقف تبخیر می‌گویند (d) در شکل ۴-۱۸). در آب و هوای معتدل، ET بصورت فصلی تغییر می‌کند در طول فصل رشد گیاه، ET دارای سرعت بالا و در طول فصل خواب گیاه، ET دارای سرعت پایین و یا صفر است.

معمولا در مدل‌های آب زیرزمینی، ET به‌صورت شار عبوری از سطح ایستابی بیان می‌شود. در مدل‌های دوبعدی، ET با HDBهای داخلی نمایش داده می‌شوند؛ در مدل‌های سه‌بعدی، معمولا سطح ایستابی، مرز بالایی سیستم است و ET با شرایط HDB در گره‌های سطح ایستابی نشان داده می‌شود (شکل ۴-۱۵). در نمایش ساده برای ET، مدل‌ساز عمق توقف تبخیر (d)؛ ارتفاع مرزی (h_s) که معمولا با ارتفاع از سطح زمین برابر است؛ و حداکثر ET (R_{ETM}) را تعیین می‌کند. هنگامی که سطح ایستابی برابر و یا بیش از h_s باشد، حداکثر ET اتفاق می‌افتد. بین موقعیت ارتفاع مرزی (سطح زمین) و عمق توقف تبخیر، سرعت حجمی تلفات آب ناشی از ET به‌صورت خطی تغییر می‌کند، که در آن $Q_{ET} = C\Delta h$ (معادله ۴-۴-الف) و C و Δh به‌صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$C = \frac{R_{ETM}A}{d} = \frac{Q_{ETM}}{d} \quad \text{(۴-۶-الف)}$$

$$\Delta h = h_{i,j,k} - (h_s - d) \quad \text{(۴-۶-ب)}$$



شکل ۴-۱۸ نمایش ET به‌صورت مرز وابسته به بار هیدرولیکی (معادله ۴-۶) عمق توقف تبخیر (d)، ارتفاع مرزی (h_s)، $h_s - d$ و تراز محاسبه شده (h).

در معادله ۴-۶-الف، A، مساحت سطح سلول ($\Delta x\, \Delta y$) یا مش است؛ در معادله ۴-۶-ب، $h_{i,j,k}$، بار هیدرولیکی سطح ایستابی محاسبه شده توسط مدل است (شکل ۴-۱۸). در اینجا، C، ضریب انتقال نیست اما طوری تعریف می‌شود که ET به‌صورت خطی بین عمق توقف تبخیر که ET در آن صفر است و سطح

زمین که ET آن حداکثر است، افزایش می‌یابد. از توابع دیگری نیز می‌توان برای نمایش ارتباط بین ET و Δh استفاده کرد (۷).

اغلب برای تخمین عمق توقف تبخیر به‌صورت میدانی از تخمین عمق ریشه گیاه استفاده می‌کنند. معمولا حداکثر سرعت ET (R_{ETM})، را می‌توان با استفاده از سنجش از دور[1] و اطلاعات اقلیمی تخمین زد. همانند دیگر اندازه‌گیری‌های نقطه‌ای در مزرعه، عوامل محلی و منطقه‌ای روی تخمین نقطه‌ای R_{ETM} تأثیر گذاشته و تخمین آن‌را مشکل می‌کند (۵۵). علاوه بر این مسائل، تخمین ET در سطح سلول یا المان در مدل آب زیرزمینی از روی مقادیر اندازه‌گیری شده در نقاط، مسأله را مشکل‌تر می‌کند. تاکنون مطالعات زیادی در زمینه روش‌های تخمین ET و مسائل مربوط به آن انجام شده و در حال انجام است که بررسی این تحقیقات، خارج از بحث این کتاب است. جزئیات بیشتر در مراجع شماره ۱، ۳۴ و ۶۱ آورده شده است.

۴-۳-۴-۴ جریان‌های مرز جانبی و مرزهای دور

اغلب، شرایط HDB برای شبیه‌سازی جریان‌های مرز جانبی (شکل ۴-۱۵)، زیرسطحی (شکل ۴-۱۳-الف و شکل ۲-۱۵) و جریان‌های ورودی و خروجی از مرزهای دور و خارج از مدل استفاده می‌شوند (شکل ۱۹-۴). در MODFLOW، جریان‌های مرز جانبی و مرزهای دور با بسته مرزهای کلی بار هیدرولیکی[2] (GHB) نشان داده می‌شود.

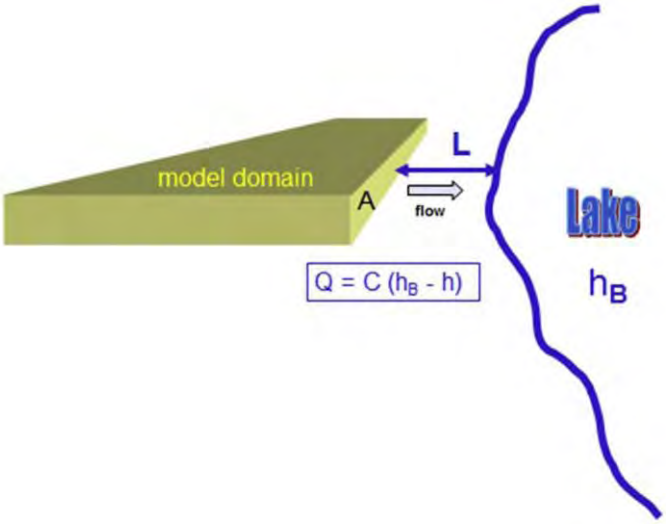
برای جریان‌های جانبی در مرزهای کناری، بار هیدرولیکی مرزی ، h_B در معادله ۴-۴-الف، بار هیدرولیکی نزدیک مرزهای کناری است و ضریب انتقال (معادله ۴-۴-ب) مقداری است که شرایط را در مرز منعکس می‌کند. HDB، می‌تواند جریان‌های جانبی وارد شده یا خارج شده از مرز دور را نیز نشان دهد (مانند دریاچه در شکل ۴-۱۹). در اینجا، HDB، به‌طور موثری مدل را تا یکی از عارضه‌های فیزیکی دور، بدون گسترش شبکه/مش توسعه می‌دهد. بار هیدرولیکی در مرز فیزیکی دور (مانند سطح آب دریاچه در شکل ۱۹-۴) به‌صورت مرز بار هیدرولیکی معلوم شده توسط کاربر است. ضریب انتقال (معادله ۴-۴-ب) با K که برابر با میانگین ضریب هدایت هیدرولیکی افقی بین مرز محیطی مدل و مرز فیزیکی دور است، محاسبه می‌شود (مانند خط ساحلی دریاچه در شکل ۴-۱۹)؛ L فاصله بین مرز مدل و مرز دور است؛ A مساحت

---

[1] Remote Sensing

[2] General Head Boundary

سطح مقطع جریان سلول یا المان است. به این ترتیب، مرز کناری مدل به یک عارضه فیزیکی، بدون گسترش شبکه/مش، مرتبط شده است.



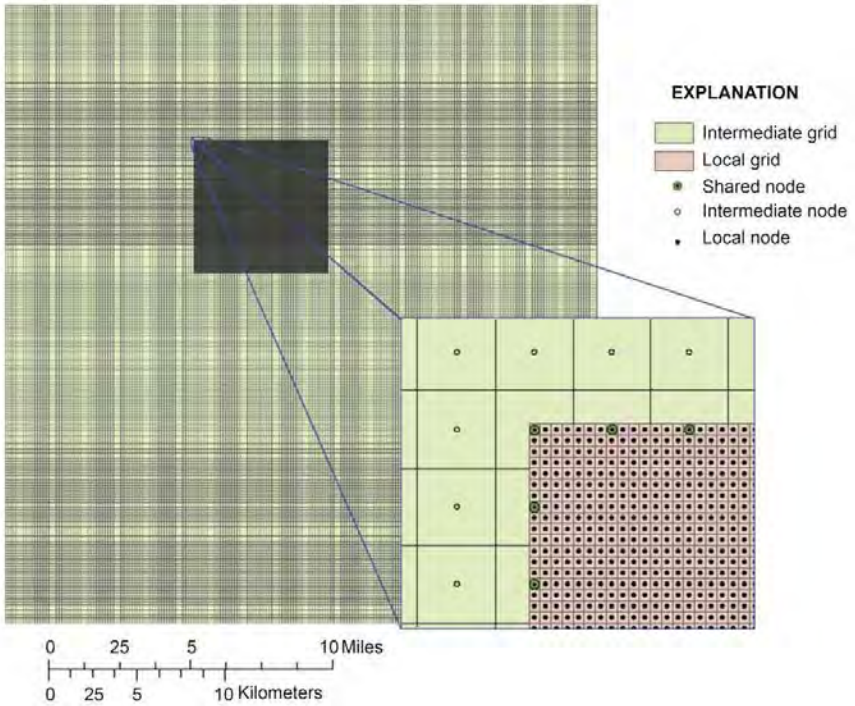
شکل ۴-۱۹ مرز وابسته به بار هیدرولیکی برای نمایش جریان بین منطقه مدل‌سازی شده و مرز فیزیکی دور که در اینجا به‌صورت دریاچه‌ای بزرگ نشان داده شده، استفاده می‌شود. جریان مرزی (Q) توسط بار هیدرولیکی مرز دور کنترل می‌شود، بار هیدرولیکی دریاچه بزرگ با h_B نشان داده شده است. C نیز ضریب انتقال است (معادله ۴-۴-ب).

اگرچه HDB معمولا قابل‌دفاع‌تر از یک مرز هیدرولیکی استنباطی است، اما قضاوت حرفه‌ای برای تصمیم‌گیری در مورد اینکه مرز فیزیکی تا چه فاصله‌ای از محیط مدل منطقی است، لازم می‌باشد. به این معنی که عارضه فیزیکی در چه فاصله‌ای باشد تا تخمین هدایت هیدرولیکی به‌صورت میانگین هدایت هیدرولیکی عارضه فیزیکی دور و محیط مدل منطقی باشد. برخی از کاربردهای شرط HDB، دارای فواصل خیلی دور از مرز مدل هستند. به‌عنوان مثال، هندمن و کیلروی[1] (۱۹۹۷)، از HDB دور برای نمایش چشمه‌های واقع در ۱۶ مایلی مرز کناری مدل استفاده کردند، که ارتفاع سطح آب در چشمه، به‌عنوان مرز بار هیدرولیکی معلوم تعیین شد.

[1] Handman and Kilroy

۴-۴ استخراج شرایط مرزی محلی از مدل منطقه‌ای

انتخاب مرزهای محیطی اغلب دشوار است زیرا ممکن است مرزهای فیزیکی و مرزهای هیدرولیکی مناسب (مانند خطوط تقسیم آب زیرزمینی) در نزدیکی دامنه مسأله نباشد. HDB می‌تواند مرز محیطی مدل را به بار هیدرولیکی مرز فیزیکی دور مرتبط کند (بخش ۴-۳) یا دامنه مسأله می‌تواند گسترش یابد طوری که مرزها روی عارضه‌های فیزیکی دور واقع شوند. توسعه دامنه مسأله به گسترش شبکه/مش و افزایش تعداد گره‌ها نیاز دارد که حجم محاسبات را افزایش می‌دهد. در مش FE و شبکه تفاضل محدود روی حجم کنترلی نامنظم (CVFD)، ممکن است شبکه گره‌ای ریزی در شبکه گرهی درشت‌تر منطقه‌ای قرار بگیرد (بخش ۵-۱) طوری که مرزهای محیطی در عارضه‌های فیزیکی دور واقع می‌شود در حالی که تعداد گره‌ها را در منطقه far-field با استفاده از سلول‌های بزرگ کاهش می‌یابد.



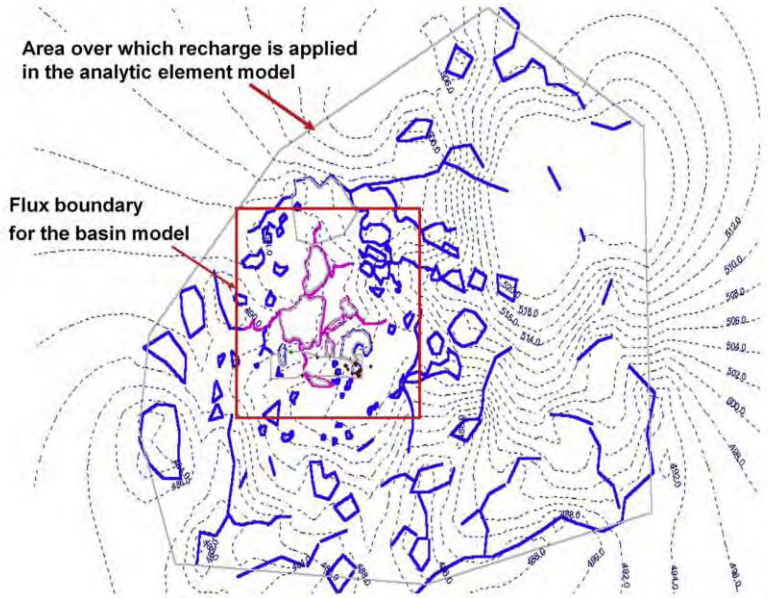
شکل ۴-۲۰ شبکه برای تنظیم شرایط مرزی با گره‌های مشترک در شبکه‌های FD افقی در مدل‌هایی با مقیاس متوسط و محلی. مرزهای هیدرولیکی مدل در مقیاس محلی از حل مدل با مقیاس متوسط استخراج شده است. شبکه برای مدل با مقیاس منطقه‌ای که اطلاعات مرزی را برای مدل با مقیاس متوسط فراهم می‌کند، نشان داده نشده است (۴۱).

مرزهای کناری مدل‌هایی با مقیاس محلی می‌تواند با استخراج بارهای هیدرولیکی و جریان از مدل‌های جریان آب زیرزمینی بزرگ مقیاس نیز به‌دست آید (شکل ۴-۲۰). این روش‌ها در مدل‌های FD و FE استاندارد به خوبی عمل می‌کند. دو مورد از این روش‌ها، روش اصلاح تلسکوپی[1] (TMR) (۹۰ و ۵۳)، که در هر دو مدل FD و FE کاربرد دارد، و روش اصلاح محلی[2] (LGR)، که در MODFLOW توسعه داده شده است (۵۸). در TMR، شرایط مرزی مدل FD یا FE برای مناطق کوچک‌تر با استفاده از بار هیدرولیکی و جریان محاسبه‌شده در یک سری مدل FD یا FE در مقیاس بزرگتر به دست می‌آید. هر مدل به‌طور مستقل اجرا می‌شود و شرایط مرزی به‌صورت متوالی بعد از هر اجرا استخراج می‌شود. برخی از رابط‌های کاربر گرافیکی[3] (GUIها) (مانند Groundwater Vistas)، گزینه TMR دارند که ابتدا بارهای هیدرولیکی و جریان در امتداد مرزهای طراحی شده برای مدل با مقیاس کوچک‌تر استخراج می‌شود؛ سپس اطلاعات شرایط مرزی به مدل با مقیاس کوچکتر وارد شده و مدل اجرا می‌شود. گزینه دیگر این است که از یک مدل المان تحلیلی[4] (AE) منطقه‌ای برای تعیین شرایط مرزی مدل محلی TMR در FD یا FE استفاده کرد (۴۳ و ۲۵).

به‌عنوان مثال، رابط کاربری گرافیکی کد AE در GFLOW، بارهای هیدرولیکی یا جریان‌های به‌دست آمده از راه‌حل مدل AE را مستقیما به مدل FD یا FE به‌صورت مرزهای بارهای هیدرولیکی معلوم شده یا جریان معلوم وارد می‌کند (شکل ۴-۱۱).

---

[1] Telescopic Mesh Refinement
[2] Local Grid Refinement
[3] Graphical User Interface
[4] Analytic Element



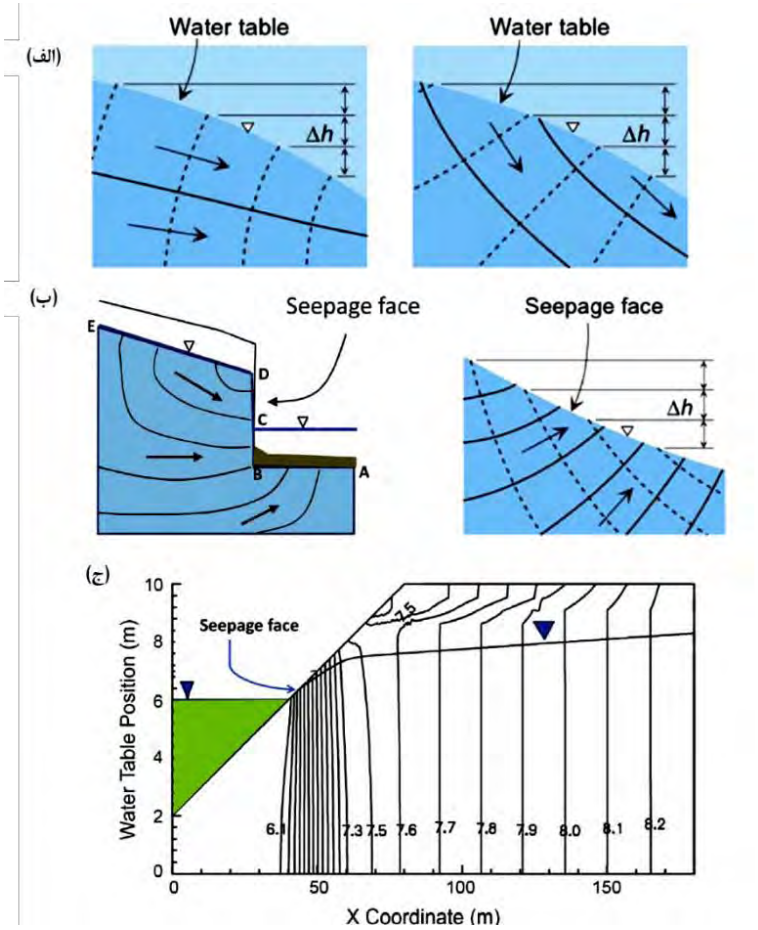
شکل ۴-۲۱ شرایط مرزی هیدرولیکی برای مدل سه بعدی FD (مدل حوضه‌ای) که از حل مدل المان تحلیلی منطقه‌ای (AE) دو بعدی استخراج شده است. المان‌های تحلیلی دریاچه و رودخانه با رنگ آبی و صورتی مشخص شده است. بارهای هیدرولیکی (خطوط تیره) که از مدل AE به دست آمده‌اند، برای محاسبه جریان در امتداد مرزهای محیطی (مربع قرمز) مدل FD استفاده شد. جریان‌های استخراج شده از مدل AE به‌صورت یکنواخت و عمودی در امتداد محیط مدل FD در پنج لایه توزیع شده است (۴۳).

LGR از نظر مفهوم مشابه TMR است جز اینکه برای به روزرسانی شرایط مرزی محاسبه شده، بین مدل‌های منطقه‌ای و محلی بازخورد تکراری وجود دارد (۲۶ و ۴۱). در عمل، TMR معمولا بر LGR ترجیح داده می‌شود زیرا LGR از نظر کاربردی سخت است، زمان اجرای آن طولانی است و نسبت به یک شبکه کلی با شبکه ریزتر، کارایی کمتری دارد (۸۷). TMR برای بیش‌تر مسائلی که مرزهای پیرامونی مدل به اندازه کافی از منطقه مورد نظر دور باشد، مناسب است. به‌طوری که شرایط مرزهای محیطی، تاثیری بر نتایج نداشته باشد. اما هنگامی که شرایط مرزی در طول زمان تغییر کند، روش‌های TMR بسیار سخت و پیچیده می‌شوند. در مدل‌های TMR غیرماندگار، شرایط مرزی باید با تغییرات زمانی سرعت و جهت جریان آب زیرزمینی در مرزها، تغییر داده شوند (۱۵). مدل‌های LGR در شرایط غیرماندگار می‌توانند به‌صورت خودکار، مرزهای تعیین شده را تغییر دهند.

۴-۵ شبیه‌سازی سطح ایستابی

در فرمول‌بندی دقیق جریان آب زیرزمینی در شرایط آزاد، سطح ایستابی، یک مرز متحرک با سطح آزاد است (شکل ۴-۲۲-الف) که با حل مدل، موقعیت آن تعیین می‌شود. حل مسأله مرزی سطح آزاد دشوار بوده اما بعضی راه‌حل‌های تحلیلی برای موارد خاص در دسترس هستند (۱۴). برای شبیه‌سازی سطح ایستابی متحرک در مدل عددی (۲۲)، کدی لازم است که در آن بتوان گره‌ها را متحرک در نظر گرفت. در عمل، اغلب شرایط مرزی سطح ایستابی ساده‌سازی می‌شوند تا راه حل مناسبی با گره‌های شبکه/مش که دارای فاصله ثابت هستند، به‌دست آید. در مدل‌های مساحتی دو بعدی جریان آب زیرزمینی در آبخوان آزاد با تقریب D-F (بخش ۴-۱؛ کادر ۴-۱)، بار هیدرولیکی سطح ایستابی متغیر وابسته بوده و با حل مسأله به‌دست می‌آید (شکل ۴-۳). در مدل‌های پروفیلی دو بعدی و مدل‌های سه بعدی، سطح ایستابی معمولا مرز بالایی مدل است. مدل‌ساز می‌تواند بار هیدرولیکی یا شار عبوری از مقطع عرضی سطح ایستابی را تعیین کند (کادر۴-۶). به‌طور کلی، بهتر است شار (دبی تغذیه) عبوری از مقطع عرضی سطح ایستابی به‌جای بار هیدرولیکی تعیین شود (کادر ۴-۶). در این صورت، برای تعیین صحیح موقعیت مرزها ارتفاع تقریبی سطح ایستابی لازم است. در این بخش، برخی از گزینه‌های شبیه‌سازی سطح ایستابی در مدل‌های عددی ارائه می‌شود، اما قبل از آن، چند اصل اساسی بررسی خواهد شد.

آب زیرزمینی در اثر گرادیان بار هیدرولیکی کل (h) جریان می‌یابد. بار هیدرولیکی کل (یا بار هیدرولیکی) مجموع بار فشاری (شکل ۴-۲) و بار ارتفاعی (z) است. فشار سطح ایستابی برابر با فشار اتمسفر (صفر) است بنابراین بار هیدرولیکی در سطح ایستابی با بار ارتفاعی برابر است. مشکل اساسی مسائلی با مرز سطح ایستابی، این است که هنگام محاسبه بار هیدرولیکی سطح آب با مدل لازم است سطح ایستابی برای تنظیم موقعیت مرز معلوم باشد. سطح تراوش مربوط به سطح ایستابی پیچیدگی دیگری است که موقعیت آن معلوم نیست (شکل‌های ۴-۳، ۴-۲۲-ب و ج). مشابه با شرایط سطح ایستابی، فشار (فشار اتمسفری) در سطح تراوش صفر است، به‌طوری که بار هیدرولیکی سطح تراوش برابر با ارتفاع سطح تراوش است. خروج آب از سطح تراوش را می‌توان با استفاده از HDB با گره‌های زهکش شبیه‌سازی کرد (بخش ۴-۳؛ شکل ۴-۱۷) و گزینه‌هایی نیز برای شبیه‌سازی سطح تراوش در چاه در حال پمپاژ وجود دارد (بخش ۶-۲). با این حال، کدهای جریان آب زیرزمینی استاندارد معمولا موقعیت سطح تراوش را حل نمی‌کنند که معمولا اهمیت ندارند زیرا سطح تراوش در بیشتر مسائل آب زیرزمینی خیلی کوچک‌تر از اندازه سیستم جریان است. با این حال، حل موقعیت سطح تراوش در مسائل مهندسی شامل شیب و پایداری تونل، زهکشی و جریان سد اهمیت دارد.

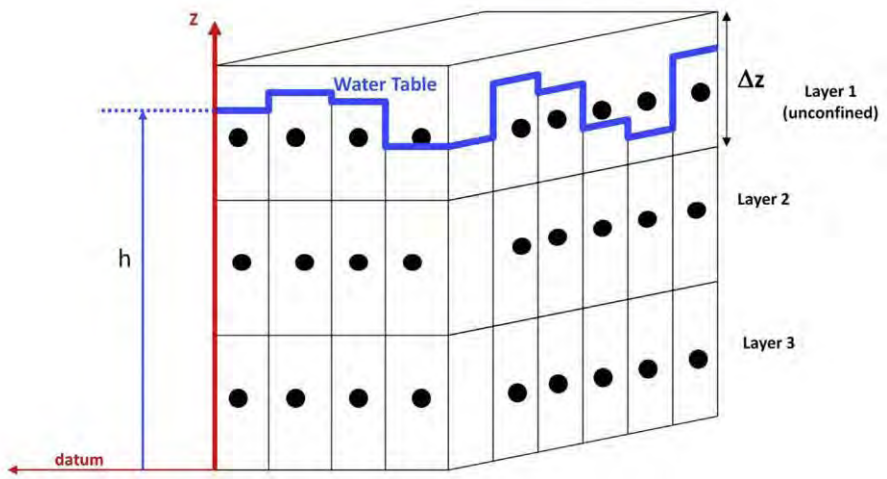


شکل ۴-۲۲ نمایش شرایط هیدرولیکی در سطح ایستابی و سطح تراوش. الف- سطح ایستابی خط جریانی است که هیچ تغذیه‌ای ندارد (شکل سمت چپ) و در صورتی‌که تغذیه داشته باشد خط جریان نیست (شکل سمت راست). در هر دو مورد، بار فشار در سطح ایستابی برابر با صفر است. ب- سطح تراوش (DC) در طول دیواره جانبی (شکل سمت چپ). خطوط جریان شماتیک و فلش‌ها نشان داده شده است. محل سطح ایستابی (DE) و نقطه تقاطع سطح ایستابی با دیواره (D) مشخص نیست. شکل سمت راست تصویر شماتیک دقیقی از جریان نزدیک سطح تراوش را نشان می‌دهد. بار فشاری در سطح تراوش برابر با صفر است به‌طوری که بار هیدرولیکی سطح نفوذ برابر با ارتفاع بار هیدرولیکی است (۲۸). ج- سطح ایستابی به‌صورت سطح فشاری صفر در مدل اشباع متغیر محاسبه شده است. آبخوان در مقطع عرضی با بزرگنمایی عمودی ۱۰ نشان داده شده است. خطوط هم‌پتانسیل در ناحیه غیراشباع -اشباع پیوسته و در نزدیکی نقطه خروجی به اقیانوس فواصل آنها به هم کمتر می‌شود (رنگ سبز). سطح آب اقیانوس و سطح تراوش نیز نشان داده شده است (۳).

در ادامه سه گزینه‌ی مورد استفاده در شبیه‌سازی سطح ایستابی بررسی می‌شود: ۱- کدهای FD و FE استاندارد با گره‌های ثابت؛ ۲- کدهای FE با گره‌های متحرک؛ ۳- کدهای جریان با درجه اشباع متغیر، که ناحیه غیراشباع و اشباع را به‌صورت پیوسته شبیه‌سازی می‌کنند. در عمل بیشتر از روش اول استفاده می‌شود، اما اگر هدف اولیه مدل‌سازی، تعیین موقعیت سطح تراوش باشد، سطح ایستابی و سطح تراوش باید با گزینه‌های ۲ و ۳ شبیه‌سازی شوند.

۴-۵-۱ گره‌های ثابت

در کدهای جریان آب زیرزمینی استاندارد، گره‌ها در فواصل ثابتی هستند، به این معنا که بار هیدرولیکی محاسبه شده در سطح ایستابی، $(h_{i,j,k})_{WT}$، لزوما با ارتفاع سطح ایستابی، $z_{i,j,k}$ برابر نیست. در عوض، انتظار می‌رود که $(h_{i,j,k})_{WT}$، پایین‌تر از محدوده $(z_{i,j,k} \pm \Delta z/2)$ قرار بگیرد که Δz فاصله گرهی اطراف $z_{i,j,k}$ است (شکل ۴-۲۳). اگر بار هیدرولیکی محاسبه شده بالاتر از بالای سلول سطح ایستابی (معمولا در ارتفاع سطح زمین تنظیم می‌شود) باشد، سلول سطح ایستابی به شرایط تحت‌فشار تبدیل می‌شود و این سلول را غرقاب‌شده می‌نامند (بخش ۵-۳). اگر بار هیدرولیکی محاسبه شده کمتر از کف سلول سطح ایستابی باشد، سلول، خشک نامیده می‌شود.



شکل ۴-۲۳ سطح ایستابی در شبکه سه بعدی FD که نشان می‌دهد بار هیدرولیکی محاسبه شده در گره سطح ایستابی (h) بالاتر از ارتفاع کف لایه بالایی مدل است و لزوما با ارتفاع گره برابر نیست. (همین وضعیت در گره ثابت مشFE اتفاق می‌افتد).

معمولا شرایط مرزی گره‌های سطح ایستابی به‌صورت مرز جریان معلوم تعریف می‌شوند (کادر ۴-۶) و سپس کد، بار هیدرولیکی سلول‌های سطح ایستابی را حل می‌کند. در مواردی که $(h_{i,j,k})_{WT}$ با ارتفاع گره $z_{i,j,k}$ برابر نباشد، معمولا مرز سطح ایستابی به‌صورت دقیق نشان داده نمی‌شود. کلمو[1]، کد (۲۰۰۵) MODFLOW-2000 اصلاح کرد، طوری که محل گره سطح آب داخل یک سلول را محاسبه کند. با این‌حال، در بیشتر موارد، آن مقدار خطا در محاسبه ارتفاع سطح ایستابی، قابل قبول بوده و نیازی به این تنظیمات نیست.

در ساده‌ترین موارد استفاده از گره‌های ثابت، سطح ایستابی در لایه آزاد باقی می‌ماند (بخش ۵-۳). از نظر مکانی، سطح ایستابی ممکن است در بخش‌هایی از چندین لایه نشان داده شود، که هر یک از آن‌ها، لایه فعال بالایی در مدل هستند (شکل ۴-۶). اگر سطح ایستابی پائین‌تر از کف لایه سطح ایستابی قرار بگیرد، آن لایه خشک‌شده است. مدل‌سازان بیش از دو دهه است که تلاش می‌کنند مشکل گره‌های خشک را حل کنند. در یک روش ساده که در کدهای قدیمی‌تر استفاده می‌شد، گره‌های خشک از آرایش گره‌های فعال که بار هیدرولیکی را محاسبه می‌کنند، حذف می‌شود. روش‌هایی برای حذف یا اضافه کردن گره‌های خشک در محاسبات توسعه داده شده است که ذاتا غیرماندگار هستند (۲۳ و ۶۷) و به راه‌حل‌های نادرستی منجر می‌شوند.

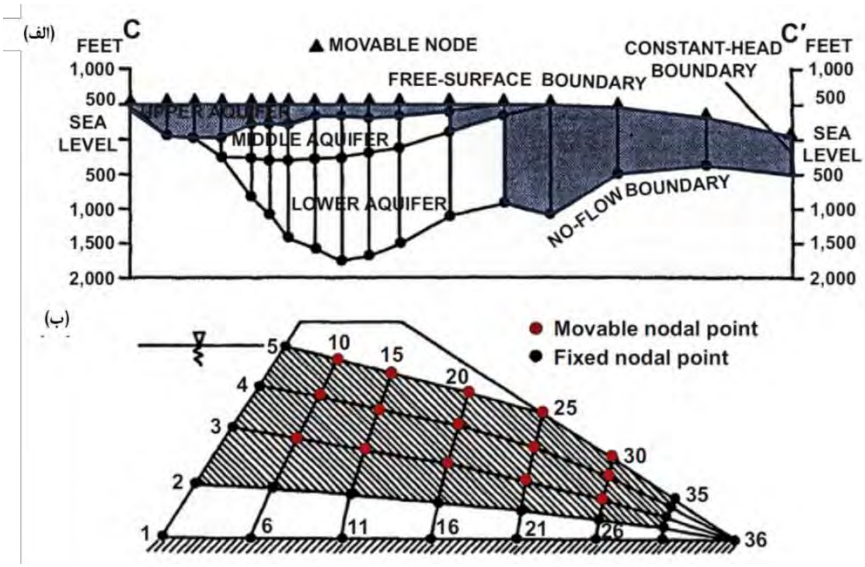
برای این مسائل روش مناسب‌تر دیگری است که در این روش، جایی که ضخامت اشباع لایه سطح ایستابی تغییرات قابل ملاحظه‌ای ندارد، لایه‌های سطح ایستابی آزاد به‌صورت لایه‌های تحت‌فشار شبیه‌سازی می‌شود (بخش ۵-۳). این روش مسأله را خطی می‌کند و راه حل قابل قبولی را برای بسیاری از مسائل تولید می‌کند (۷۶ و ۴۶). بهترین راه حل در نسخه‌های مدرن MODFLOW معرفی شد (مانند MODFLOW-NWT؛ ۶۵) که مسأله گره‌های خشک را به‌طور موثرتری با استفاده از روشی اصلاح شده حل می‌کند (۴۳ و ۱۱).

۴-۵-۲ گره‌های متحرک

گره‌های متحرک به آسانی وارد کدهای FE می‌شود. زیرا در روش FE، حتی برای ساخت یک مش با گره ثابت، به موقعیت گره در فضای سه بعدی مراجعه می‌شود (بخش ۵-۳؛ شکل ۳-۵). بنابراین برای به‌روزرسانی موقعیت گره متحرک در طول فرایند حل، برنامه‌نویسی اضافه‌تری (شامل تمام کدهای FE

[1] Clemo

نمی‌شود) لازم است. کد FE در FEFLOW (۲۲)، و برخی از کدهای FE خاص (مانند FREESURF (۶۳ و ۶۴) و AQUIFEM-N (۸۴)) امکان حرکت گره‌ها وجود دارد که سطح ایستابی را ردیابی می‌کنند. گره‌های متحرک دقیقا بر سطح ایستابی واقع می‌شوند و بار هیدرولیکی در گره دقیقا برابر با ارتفاع گره ($(h_{i,j,k})_{WT} = z_{i,j,k}$) است. گره‌های متحرک امکان محاسبه موقعیت سطح تراوش را نیز فراهم می‌کنند (شکل ۴-۲۴-ب). بدیهی است زمانی که گره‌ها حرکت می‌کنند شکل اجزای موثر تغییر می‌کند و کدهایی که شامل گره‌های متحرک هستند اجزای تغییر یافته را نیز محاسبه می‌کنند.



شکل ۴-۲۴ گره‌های متحرک و اجزای تغییر یافته (هاشور زده) در مش‌های FE. الف- گره‌های متحرک در طول مرز سطح ایستابی قرار می‌گیرند (۶۰). ب- گره‌های متحرک در طول مرز سطح ایستابی و در امتداد وجه خروجی و در داخل یک سد خاکی نفوذ پذیر قرار داده شده‌اند. مدل مکان سطح ایستابی و سطح تراوش مرتبط به آن را محاسبه می‌کند؛ گره‌های ۲۵ و ۳۰ روی سطح تراوش هستند (۶۳).

۴-۵-۳ کدهای اشباع متغیر

واقعی‌ترین و دقیق‌ترین روش از نظر تئوری برای شبیه‌سازی سطح ایستابی استفاده از کد اشباع متغیر است که ناحیه اشباع و غیراشباع را بطور پیوسته نشان می‌دهد (کادر ۶-۲؛ بخش ۱۲-۲). سرعت نفوذ از مرز بالایی مدل که معمولا سطح زمین است، مشخص می‌شود. کد برای فشار آب یا بار فشاری زیرسطحی

پیوسته و سطح ایستابی به‌صورت سطح فشاری صفر (فشار اتمسفری) تعیین می‌شود (شکل ۴-۲۲-ج). مکان سطح تراوش به‌صورت تکراری تعیین می‌شود (۲۱ و ۶۲). بدیهی است، مدلی که شامل ناحیه غیراشباع است پیچیده‌تر از مدلی است که فقط شامل ناحیه اشباع است. مدل ناحیه غیراشباع معادله حاکم پیچیده‌تری دارد و زمان اجرای آن خیلی بیشتر از دو روش دیگر است.

کادر ۴-۶ چه چیزی سطح ایستابی را کنترل می‌کند؟

سطح ایستابی مرز مهمی در بسیاری از مدل‌های آب زیرزمینی است، اما معمولا شکل سطح ایستابی به اندازه کافی شناخته شده نیست. اینکه شکل سطح ایستابی همیشه مشابه شکل سطح زمین باشد و توپوگرافی سطح ایستابی را کنترل کند، تصور غلطی است. سطح ایستابی در بسیاری از تشکیلات هیدروژئولوژیکی، به‌جای توپوگرافی با تغذیه کنترل می‌شود (۳۹ و ۷۴). این مسأله مهمی است زیرا سطح ایستابی کنترل شده با توپوگرافی، اغلب با شرط مرزی بار هیدرولیکی معلوم نشان داده می‌شود در حالی که سطح ایستابی کنترل شده با تغذیه معمولا با استفاده از مرز جریان معلوم نشان داده می‌شود.

معمولاً مدل‌سازان آب زیرزمینی وسوسه می‌شوند تا بار هیدرولیکی سطح ایستابی را با استفاده از برون‌یابی داده‌های سطح ایستابی اندازه‌گیری شده تعیین کنند. اما حتی اشتباهات کوچک برون‌یابی در تعریف سطح ایستابی (برای یک مدل سه بعدی) یا پروفیل سطح ایستابی (برای مدل پروفیلی دو بعدی) می‌تواند خطاهای قابل توجهی را در جریان آب ورودی (تغذیه) و خروجی (تخلیه) به مدل ایجاد کند (۷۷). در بخش ۴-۳ ذکر شد که مرز بار هیدرولیکی معلوم پتانسیل تامین مقدار نامحدودی آب را در دامنه مسأله دارد و همچنین پتانسیل پذیرش مقدار نامحدود آب را در دامنه مسأله دارد. بنابراین، سطح ایستابی که به‌صورت نادرست تعیین شده جریان نامحدودی را به مدل وارد یا از آن خارج می‌کند. چنین جریان‌هایی، مطمئنا جریان واقعی را در شرایط میدانی نشان نمی‌دهد. سپس، مدل‌ساز ممکن است تغذیه را به‌صورت شار عبوری از مقطع عرضی سطح ایستابی تعیین کند، طوری که جریان وارد یا خارج شده از سطح ایستابی به مقادیر منطقی محدود می‌شود. اگر چه سرعت‌های تغذیه برای اندازه‌گیری دشوار است (بخش ۵-۴)، مقادیر تقریبی تغذیه می‌تواند با یک درجه اطمینان مشخص، تخمین زده شود (کادر ۵-۴). علاوه بر این، مقادیر اولیه سرعت‌های تغذیه که به مدل وارد می‌شوند، می‌توانند در طول واسنجی اصلاح شوند.

مرزهای بار هیدرولیکی معلوم هنوز هم گاهی اوقات برای شبیه‌سازی جریان آب زیرزمینی توپوگرافی محور استفاده می‌شود (۹۹ و ۱۰۰)، که با توجه به تحقیقات توس[1] (۱۹۶۲ و ۱۹۶۳)، آن را جریان توسین[2] نامیدند. توس یکی از پیشتازانی است که هیدروژئولوژی را از هیدرولیک چاه به آنالیز سیستم جریان انتقال داد. او یک مدل پروفیلی را برای جریان آب زیرزمینی منطقه‌ای با بارهای هیدرولیکی معلوم در طول سطح ایستابی خطی توسعه داد (۸۱؛ کادر ۴-۳)، سپس او از تابع سینوسی (۸۲) برای تعیین بارهای هیدرولیکی در طول سطح ایستابی استفاده کرد. مدل سینوسی به‌صورت الگوی متمایزی از شبکه آشیانه‌ای محلی، سلول‌های جریان منطقه‌ای و میانی ارائه شد (شمل کادر ۴-۶-۱). دیاگرام‌هایی مانند شکل کادر ۴-۶-۱، جریان آب‌های زیرزمینی منطقه‌ای را به‌صورت تصویری نشان می‌دهد (۸۳).

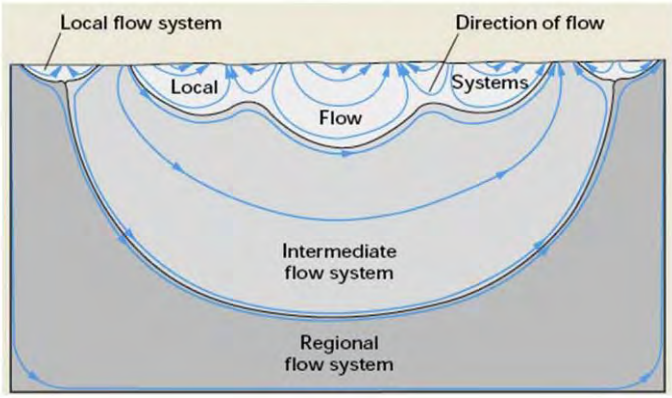
---

[1] Toth
[2] Tothian

اما سلول‌های جریان آشیانه‌ای، کنترل سطح ایستابی با استفاده از تغذیه را نشان نمی‌دهند (شکل کادر ۴-۶-۲؛ ۳۹). علاوه بر این، کاربردی‌ترین مسائل در مدل‌سازی آب زیرزمینی، شامل جریانات تغذیه محور است که می‌توان با استفاده از پارامتر بدون بعد h_D/d نشان داد:

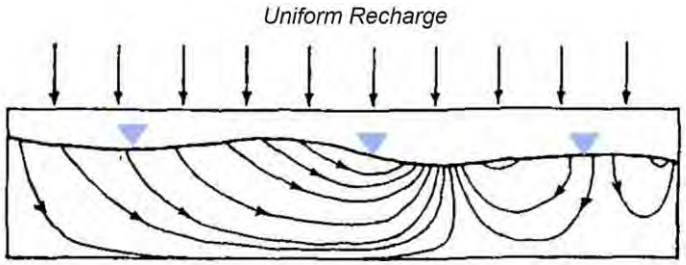
$$\frac{h_D}{d} = \frac{R}{K}\frac{L^2}{8bd}$$ (کادر ۴-۶-۱)

این معادله توسط هاتجما و میشل-بروکر[1] (۲۰۰۵) از گروه‌بندی پارامتری معادله کادر ۳-۲-۴ توسعه داده شد (کادر ۳-۲). معادله کادر ۴-۶-۱ برای کمک به تعیین شرایط کنترل سطح ایستابی توسط توپوگرافی در مقابل تغذیه استفاده می‌شود. در معادله کادر ۴-۶-۱، h_D، بار هیدرولیکی خط تقسیم آب زیرزمینی برای جریان یک بعدی در آبخوان آزاد محصور شده توسط دو رودخانه جداگانه به فاصله L از همدیگر است؛ d بالا آمدگی عارضه بالای سطح مبنای افقی را نشان می‌دهد (شکل کادر ۳-۶-۴)؛ R، سرعت تغذیه آب؛ K، هدایت هیدرولیکی و b ضخامت است که در شکل کادر ۴-۶-۳ نیز نشان داده شده است. هنگامی که h_D تقریبا برابر با d باشد ($h_D/d \cong 1$)، سطح ایستابی به‌صورت کامل توسط توپوگرافی و تغذیه کنترل نمی‌شود. وقتی $h_D/d > 1$، سطح ایستابی با سطح زمین متقاطع است و توسط توپوگرافی کنترل می‌شود. در چنین جریان توپوگرافی محوری[2]، سطح ایستابی با تغذیه ناشی از سطوح توپوگرافی بالا و تخلیه از سطوح توپوگرافی پایین کنترل می‌شود. هنگامی که $h_D/d < 1$، سطح ایستابی با تغذیه کنترل می‌شود.

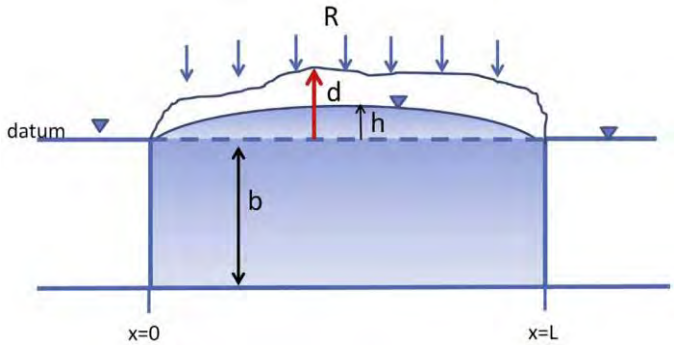


شکل کادر ۴-۶-۱ دیاگرام شماتیک سیستم جریان منطقه‌ای هنگامی‌که سطح ایستابی با توپوگرافی کنترل می‌شود، بر اساس مدل پروفیلی توس[3] (۱۹۶۳) است. شرط سینوسی بار هیدرولیکی معلوم با توجه به توپوگرافی است که روی سطح ایستابی اعمال می‌شود. مدل سلول‌های جریان آشیانه‌ای محلی، متوسط و منطقه ای را شبیه‌سازی می‌کند (۹۳).

[1] Haitjema and Mitchell-Bruker
[2] Topography-Driven
[3] Toth



شکل کادر ۴-۶-۲ سطح ایستابی توسط تغذیه در مدل پروفیلی دو بعدی کنترل می‌شود. سطح ایستابی با استفاده از بارهای هیدرولیکی تعیین شده از مدل آنالوگ Hele-Shaw (بخش ۱-۲) که در آن تغذیه یکنواخت در سطح زمین به‌صورت سینوسی نفوذ کرده، تعیین شده است. سطح ایستابی از تابع سینوسی سطح زمین پیروی نمی‌کند و سلول‌های جریان وجود ندارند. (۷۴).



شکل کادر ۴-۶-۳ مدل مفهومی جریان یک‌بعدی با استفاده از تقریب $D-F$ در آبخوان آزاد تحت تغذیه یکنواخت R. حداکثر بالا آمدگی عارضه زمین، d، بزرگترین فاصله عمودی بین سطح مبنا و سطح زمین است. برای نمایش بهتر مقیاس عمودی خیلی زیاد در نظر گرفته شد.

برای مدل پروفیلی توس (۱۹۶۳)، $h_D/d = 40$ (محاسبه شده از معادله کادر ۴-۶-۱ با $L/b = 4$، $L/d = 400$ و $R/K = 0.2$؛ ۳۹)، انتظار می‌رود که سطح ایستابی توسط توپوگرافی کنترل شود. در مدل توس، جایی که $R/K = 0.2$ است، مواد زمین‌شناسی با هدایت هیدرولیکی کم در معرض تغذیه بالا قرار می‌گیرند. واحدهای آب چینه‌ای در تشکیلات هیدروژئولوژیکی با نفوذپذیری بالاتر، h_D/d معمولا کمتر از یک است و سیستم آب زیرزمینی با تغذیه کنترل می‌شود. این موارد از مشاهدات R/K گرفته شده است که معمولا محدوده آن در بسیاری از تشکیلات هیدروژئولوژیکی بین 10^{-6} تا 10^{-3} قرار می‌گیرد. به‌عنوان مثال، h_D/d بسیار کمتر از ۱ (=۰/۰۰۸۸) است که $R/K = 1.4 \times 10^{-6}$ (مانند $K = 50\ m/d$؛ $R = 25.6\ mm/year = 10\ inch/year$)؛ $L/b = 100$ و $L/d = 500$ (۳۹). آنالیز هاتجما و میشل-بروکر[1] (۲۰۰۵)، نشان داد که معمولا در مسائل آب زیرزمینی جریان متمرکز بر توپوگرافی همانند شکل کادر ۴-۶-۱، کمتر اتفاق میافتد.

[1] Haitjema and Mitchell- Bruker

در بسیاری از مسائل جریان آب زیرزمینی، سطوح ایستابی با شرایط مرزی جریان معلوم نسبت به بار هیدرولیکی معلوم بهتر نشان داده می‌شود. شرایط جریان معلوم، این امکان را به مدل می‌دهد که سطح ایستابی را محاسبه کند، احتمالا جریان ورودی و خروجی به سطح ایستابی را به‌صورت صحیح‌تر تقریب زند، و از نظر مفهومی برای اکثر سیستم‌های آبخوان مناسب‌تر باشد. سیستم‌هایی که دارای سطح ایستابی توپوگرافی محور هستند، زمانی رخ می‌دهند که آبخوان با هدایت هیدرولیکی کم و تغذیه بالا، غیریکنواختی بالا در جهت عمودی، و/یا سیستم‌های جریان عمیقی که نسبت طول سیستم، L، به ضخامت اشباع، b، کوچک است، وجود داشته باشد. (در مسأله توس $L/B = 4$؛ ۵۴ و ۳۹). با این حال، در بستر رودخانه مفهوم جریان مورفولوژی محور، مشابه با جریان توپوگرافی محور است، که برای شبیه‌سازی جریان آب زیرزمینی در منطقه اختلاط استفاده می‌شود (منطقه اختلاط منطقه‌ای در زیر بستر رودخانه است که در آن آب سطحی با آب زیرزمینی مخلوط می‌شود). در مدل جریان مخلوط، بارهای هیدرولیکی در امتداد بالای بستر رودخانه تعیین شده است، که مرز بالایی مدل آب زیرزمینی را تشکیل می‌دهد (۹۹).

۴-۶ خطاهای رایج در مدل‌سازی

- مدل‌ساز از مرزهای بار هیدرولیکی معلوم و وابسته به بار هیدرولیکی (HDBها) برای نمایش عارضه‌های آب سطحی استفاده می‌کند اما بررسی منطقی‌بودن مقدار آب تبادل‌شده به سیستم آب زیرزمینی و سازگاری مدل تهیه شده با مدل مفهومی را نادیده می‌گیرد. مرزهای بار هیدرولیکی معلوم و HDBها (کادر ۴-۵) ممکن است حجم غیرواقعی از آب را به دامنه مسأله به‌صورت ورودی و خروجی انتقال دهند.
- زهکش برای شبیه‌سازی عارضه آب‌های سطحی که دارای بخش‌های تغذیه‌کننده و زهکش‌کننده است، استفاده می‌شود. نمایش پایه‌ای زهکش با استفاده از HDB اجازه ورود آب به سیستم آب زیرزمینی نمی‌دهد، بنابراین HDB زهکش نمی‌تواند خروج آب از زهکش را شبیه‌سازی کند.
- مدل‌ساز از مدل پروفیلی دو بعدی برای شبیه‌سازی چاه‌های پمپاژ استفاده می‌کند. مدل پروفیلی فرض می‌کند که هیچ جریانی در دو طرف پروفیل وجود ندارد بنابراین نمی‌تواند جریان شعاعی چاه را شبیه‌سازی کند. چاه‌های پمپاژ باید با استفاده از مدل پروفیلی متقارن، مدل مساحتی دو بعدی، یا مدل سه بعدی شبیه‌سازی شوند.
- مدل پروفیلی دو بعدی با امتداد مسیر جریان آب زیرزمینی هم‌راستا نیست. مدل‌های پروفیلی، جریان را فقط در ضخامت پروفیل شبیه‌سازی می‌کنند و باید با جریان آب زیرزمینی هم‌راستا شوند.

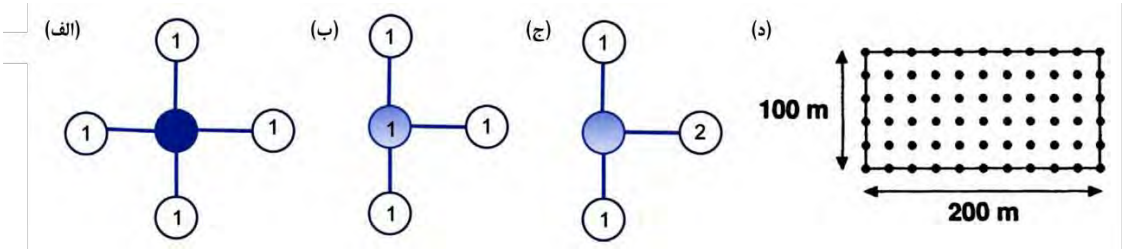
- مدل‌ساز خطوط هم‌پتانسیل را برای تعریف شرایط مرزی هیدرولیکی برای تعیین اثرات طولانی مدت پمپاژ در مدل طراحی شده، انتخاب می‌کند. در شرایط میدانی، ممکن است پمپاژ روی بارهای هیدرولیکی خطوط هم‌پتانسیل انتخاب شده که برای تعیین شرایط مرزی استفاده شده، تأثیر بگذارد و باعث بی‌اعتباری شرایط مرزی مدل شود. علاوه بر این، شرایط بار هیدرولیکی معلوم بر اساس خطوط هم‌پتانسیل مدلی است که منبع نامحدودی از آب را فراهم می‌کند بنابراین ممکن است اثر پمپاژ را با نادرست نگه داشتن افت‌های کم شبیه‌سازی شده، کمتر تخمین بزند.
- مدل به منظور تعیین اثرات بلند مدت پمپاژ برای تنظیم شرایط مرزی بدون جریان جانبی از شرایط مرزی هیدرولیکی تعریف شده با جریان مستقیم استفاده می‌کند. در مقیاس میدانی، ممکن است اثرات پمپاژ به مرزهای بدون جریان هیدرولیکی برسد و اثر نامناسبی روی مخروط افت آبخوان داشته باشد، بنابراین، باعث می‌شود افت‌های شبیه‌سازی شده خیلی زیاد شود.
- سطح ایستابی با استفاده از بارهای هیدرولیکی معلوم شبیه‌سازی می‌شود (کادر ۴-۶). مدل، سیستم‌های جریان آشیانه‌ای را با توجه به جریان‌های ورودی و خروجی غیرواقعی به گره‌ها به‌صورت غیرواقعی شبیه‌سازی می‌کند.

۴-۷ مسائل

مسائل فصل ۴ شامل معرفی و تعیین مفاهیم مرزی و اثر آن‌ها در نتایج مدل‌سازی است. حل برخی از مسائل، نیاز به نرم‌افزار صفحه گسترده و یا کد جریان آب زیرزمینی (FD یا FE) دارد؛ در وب سایت (http://appliedgwmodeling.elsevier.com) برخی از کدهای پیشنهاد شده برای این کتاب آورده شده است. در اجرای شرایط مرزی از دستورالعمل‌های راهنمای کاربر کد کمک بگیرید. تفاوت اجرای مرزها در روش‌های FD و FE، باعث بروز اختلافات کمی در راه‌حل‌ها می‌شود. در این فصل، نشان دادیم که از چاه‌های پمپاژی و تزریق می‌توان برای شبیه‌سازی شرایط مرزی استفاده کرد (شکل ۴-۱۳-الف و ۴-۱۵) و همچنین ذکر شد که شرط مرزی با جریان معلوم را می توان برای شبیه‌سازی چاه پمپاژ یا تزریق در داخل دامنه مدل‌سازی به‌صورت مسأله ۴-۴ به کار برد (بخش ۴-۳). در بخش ۶-۲، اطلاعات بیشتری در مورد چاه‌های تخلیه در داخل دامنه آورده شده است.

مسأله ۴-۱ در شکل‌های کادر ۴-۳-۱ و کادر ۴-۳-۲ در کادر ۴-۳، کاربرد نرم افزار صفحه گسترده برای شبیه‌سازی دوبعدی جریان آب زیرزمینی در شرایط ماندگار همگن و یکنواخت با مرزهای بار هیدرولیکی معلوم و بدون جریان در شبکه FD نشان داده شده است. شکل‌های مختلف این مسأله با استفاده از روش شبکه‌های بلوک محور و نقطه محور حل خواهد شد. مرز بالایی مدل سطح ایستابی است، که با استفاده از معادله داده شده در شکل کادر ۴-۳-۲ (کادر ۴-۳) تعیین می‌شود. مرزهای بدون جریان با استفاده از معادله کادر ۴-۳-۲ در کادر ۴-۳ و گره‌های مجازی (کادر ۴-۳) اجرا می‌شود. به‌عنوان مثال، در امتداد مرز بدون جریان سمت چپ شبکه بلوک محور که در شکل کادر ۴-۳-۳ (کادر ۴-۳) نشان داده شده است، بار هیدرولیکی گره مجازی A5 برابر با بار هیدرولیکی محاسبه شده در B5 است و مرز بدون جریان در وسط A5 و B5 قرار گرفته است. معادلات FD برای شبکه بلوک محور نیز در نرم‌افزار صفحه گسترده اجرا می‌شود که در شکل کادر ۴-۳-۳-ب نشان داده شده است (کادر ۴-۳). اپراتور پنج نقطه‌ای (بخش ۳-۵) نشان داده شده در شکل مسأله ۴-۱-الف، برای گره‌های مرزی سمت چپ اصلاح شده است (شکل مسأله ۴-۱-ب و ج).

الف- از یک مدل صفحه گسترده به‌منظور حل معادلات FD برای بارهای هیدرولیکی شبکه بلوک محور نشان داده شده در شکل کادر ۴-۳-۳-الف و ب استفاده کنید. برای حل صفحه گسترده در نرم‌افزار اکسل، مسیر tools>options>calculations را انتخاب کنید، راهنمای نرم‌افزار و کادر تکرار را بررسی کنید. با فشردن دکمه F9، محاسبات شروع می‌شود. حداقل تکرارها و خطای قابل قبول را به‌ترتیب ۱۰۰۰ و ۰/۰۰۰۱، در نظر بگیرید. بیلان آب را نیز محاسبه کنید. راه‌حل خودتان را با راه‌حل شکل کادر ۴-۳-۳-ج مقایسه کنید. خطوط هم‌پتانسیل (با فاصله یک متری) و خطوط جریان را در مقیاس مناسب رسم کنید.



شکل مسأله ۴-۱ الف- ماجول محاسباتی پنج نقطه‌ای گره داخلی (دایره توپر) در شبکه FD دو بعدی. اعداد به وزن بارهای هیدرولیکی در معادله FD (معادله کادر ۴-۳-۲) مربوط می‌شود. ب- ماجول محاسباتی برای گره مرزی (سایه خورده) در شبکه FD بلوک محور؛ سمت چپ گره دارای مرز بدون جریان است. بار هیدرولیکی گره مجازی $(i-1,j)$ با بار

هیدرولیکی (i,j) برابر است. ج- ماجول محاسباتی برای گره مرزی (سایه خورده) در شبکه FD-نقطه محور؛ مرز بدون جریان مستقیما برروی گره است. بار هیدرولیکی گره مجازی $(i-1,j)$ برابر با بار هیدرولیکی (i,j) است. د- شبکه FD نقطه محور برای مدل پروفیلی کادر ۴-۳.

ب- از شبکه نقطه‌محوری با ۱۱ ستون و ۶ سطر استفاده کنید (شکل مسأله ۴-۱-د). با توجه به اینکه مرزهای بدون جریان به‌طور متفاوتی در شبکه نقطه محور واقع شده، هندسه دامنه مسأله آن (شکل مسأله ۱-۴-د) متفاوت با شبکه بلوک‌محور (شکل کادر ۴-۳-۳-الف) است و معادلات FD در امتداد مرزها نیز متفاوت است. (نکته: معادلات FD سمت چپ مرز بدون جریان در شبکه نقطه محور را با استفاده از ماجول محاسباتی نشان داده شده در شکل مسأله ۴-۱-ج بنویسید. به همین ترتیب ماجول‌های محاسباتی مرزهای سمت راست و پایین را به دست آورید.)

ج- مسأله را با کد FD استاندارد (مانند MODFLOW) و کد FE (مانند FEFLOW) دوباره حل کنید. با توجه به اینکه در مسأله اول، لازم است کد FE و یا FD استفاده شود، باید مقادیر شرط توقف حل‌کننده و همگرایی راه‌حل را قبل از گزارش نتایج، ارزیابی کنید (بخش ۳-۷). راه‌حل‌های خود را با نتایج بخش الف و ب مقایسه کنید.

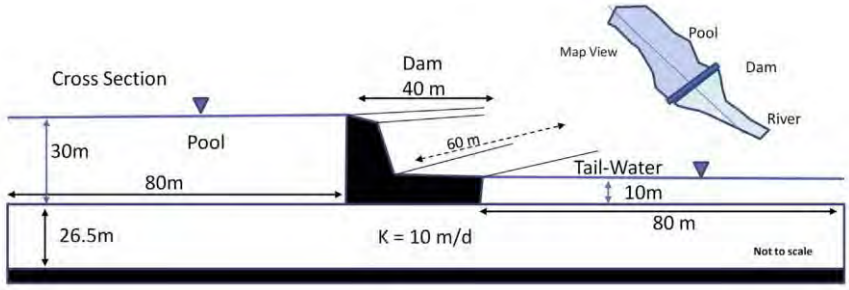
مسأله ۴-۲ در این مسأله، مدل پروفیلی برای محاسبه جریان آب زیرزمینی در زیر سد تهیه شده و مدل با استفاده از کد FD یا FE حل می‌شود. یک سد بتنی نفوذ ناپذیر با طول ۶۰ متر و عرض ۴۰ متر در بالای شن سیلتی یکنواخت و همگن $(K = 10\ m/day)$ ساخته شده است که دارای ضخامت ۲۶/۵ متر است و برروی دره رودخانه با سنگ بستر نفوذ ناپذیر قرار گرفته است (شکل مسأله ۴-۲). عمق دریاچه سد ۳۰ متر و ارتفاع پایین‌ترین خروجی سد، ۱۰ متر است. سطح مقطع عرضی به‌صورت شعاع ۲۰۰ متری در اطراف سد در نظر گرفته شود. هنگامی که مدل عددی خود را تهیه می‌کنید فکر کنید که چگونه شرایط مرزی را نشان دهید. مقادیر معیار توقف و همگرایی راه حل را قبل از نتایج گزارش ارزیابی کنید (بخش ۳-۷).

الف- در صورت امکان، نتایج شبیه‌سازی شده باید با برخی از محاسبات مستقل بررسی شود. در این مورد، می‌توانید مسأله را به‌صورت گرافیکی با استفاده از شبکه جریان حل کنید (کادرهای ۵-۲ و ۸-۲). ابعاد را از شکل بردارید و پروفیل را با مقیاسو بدون بزرگنمایی عمودی تهیه کنید. شبکه جریان را به‌صورت منحنی‌های بسته رسم کنید (شکل کادر ۵-۲-۱-الف در کادر ۵-۲) و شیب آب زیرزمینی را در واحد عرض در زیر سد محاسبه کنید (کادر ۸-۲).

ب- مدل عددی را تهیه کنید، مرزهای جانبی مدل پروفیلی در $x = 0$ و $x = 200$ واقع شده است. از مدل برای محاسبه بارهای هیدرولیکی و سرعت جریان آب زیرزمینی در واحد عرض سد استفاده کنید (با توجه به بیلان آب محاسبه شده).

ج- بارهای هیدرولیکی و جریان به‌دست آمده از راه‌حل‌های گرافیکی بخش الف را با راه‌حل عددی بخش ب مقایسه کنید. اگر راه‌حل‌ها تفاوت قابل توجهی داشته باشند در یک یا هر دو روش خطا وجود دارد. خطا(ها) را اصلاح کنید و بارهای هیدرولیکی و تراوش در واحد عرض سد را دوباره محاسبه کنید.

د- فرض کنید مواد متخلخل زیر سد غیریکنواخت $K_X = 10K_z$، است. مدل عددی را در حالت غیریکنواخت دوباره اجرا کنید. تراوش آب زیر زمینی را در واحد عرض سد محاسبه کنید. چرا سرعت تراوش در شرایط همگن و غیریکنواخت متفاوت است؟ (می‌توانید با استفاده از مقطع تبدیل شده، مسأله را به‌صورت گرافیکی نیز حل کنید. به کادر ۵-۲ مراجعه کنید.)



شکل مسأله ۴-۲ مقطع عرضی آبخوانی که روی آن سد و مخزن قرار گرفته است. موقعیت سد در نقشه پلان مشخص شده است. خط در نقشه موقعیت تقریبی مقطع عرضی را نشان می‌دهد.

مسأله ۴-۳ برای تامین آب شهر هابرتویل[1] چاه پمپاژی در یک آبخوان شنی آزاد احداث شده است (شکل مسأله ۴-۳). چاه با دبی ثابت $۲۰۰۰۰\ m^3/day$ پمپاژ می‌شود. احداث چاه توسط مرکز ماهیگیری ایالت که که منطقه حفاظت شده مرداب سبز[2] را مدیریت می‌کنند، متوقف شد. این سازمان ادعا کرده است که پمپاژ، به‌صورت قابل توجهی تخلیه آب زیرزمینی به مرداب را کاهش می‌دهد و به زیستگاه پرندگان آسیب می‌رساند. این شهرداری ادعا کرد که مرز رودخانه در شمال که به‌طور کامل در آبخوان

[1] Hubbertville
[2] Green Swamp

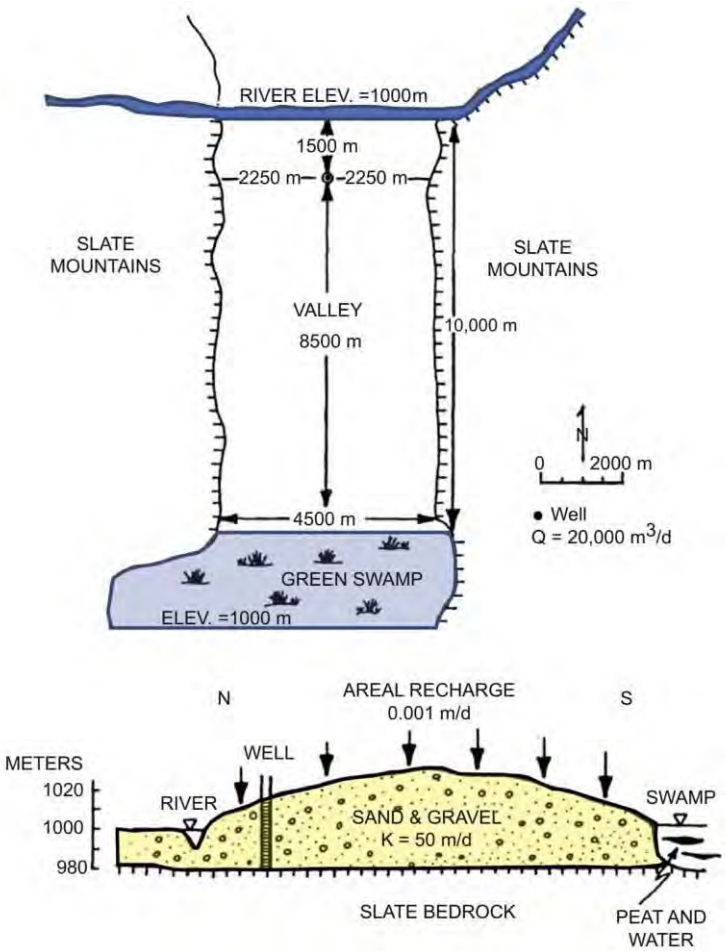
نفوذ کرده و خط تقسیم آب زیرزمینی در نزدیکی مرکز دشت، باعث می‌شود که از هر تغییر جریانی به سمت مرداب جلوگیری کنند.

الف- با توجه به اطلاعات شکل مسأله ۴-۳، مدل مساحتی دو بعدی ماندگار آبخوان واقع شده بین رودخانه و مرداب را برای شرایط قبل از پمپاژ تهیه کنید. مرزهای رودخانه و مرداب به‌صورت مرز بارهای هیدرولیکی معلوم با بار هیدرولیکی ۱۰۰۰ متر تعیین شده است. مرزهای جانبی، مرزهای بدون جریان هستند. شرایط مرزی تعیین شده را توجیه کنید. از فاصله گرهی ثابت ۵۰۰ متر استفاده کنید. مدل را اجرا کنید و نقشه خطوط کنتور بارهای هیدرولیکی را تهیه کنید. پروفیل سطح ایستابی را در مقطع عرضی شمال-جنوب رسم کنید و خط تقسیم بین رودخانه و مرداب را مشخص کنید. دبی تخلیه به مرداب سبز را محاسبه کنید.

ب- با استفاده از بارهای هیدرولیکی خط تقسیم در بخش الف، محل خط تقسیم آب زیرزمینی را در بخش مرکزی دشت تعیین کنید. ابتدا، مدل را با استفاده از مرز بدون جریان و سپس با استفاده از مرز بار هیدرولیکی معلوم در محل خط تقسیم آب زیرزمینی اجرا کنید. نتایج این بخش را با نتایج بخش الف مقایسه کنید. دبی تخلیه به مرداب سبز، را برای هر دو بخش الف و ب محاسبه کنید. تعیین مرزهای درونی چه تاثیری دارد؟

ج- برای نمایش رودخانه از HDB استفاده کنید و مدل بخش الف را دوباره اجرا کنید. ارتفاع سطح آب رودخانه، ۱۰۰ متر و پهنای رودخانه ۵۰۰ متر است. هدایت هیدرولیکی عمودی رسوبات بستر رودخانه $5\ m/day$، ضخامت رسوبات $1\ m$ و ارتفاع کف رسوبات $995\ m$ است. نتایج را با نتایج بخش الف مقایسه کنید.

د- فرض کنید پهنای رودخانه ۵ متر است و مدل بخش ج را دوباره اجرا کنید. کاهش پهنای رودخانه چه تأثیری دارد؟



شکل مسأله ۴-۳ نقشه و سطح مقطع آبخوان مجاور مرداب سبز. محل چاه پمپاژ کاملا نفوذ یافته پیشنهادی با فاصله ۱۵۰۰ متر از رودخانه نشان داده شده است.

مسأله ۴-۴ به مدل طراحی شده در مسأله ۴-۳ مراجعه کنید و چاهی در محل تعیین شده شکل مسأله ۴-۳ قرار دهید. فرض کنید دبی ثابت پمپاژ چاه ۲۰۰۰۰ m^3/day است. مدل را تحت شرایط پمپاژ ماندگار در موارد زیر اجرا کنید: (۱) مرزهای فیزیکی نشان داده شده در شکل مسأله ۴-۳، (۲) یک مرز بدون جریان داخلی در محل تقسیم آب‌های زیرزمینی بین رودخانه و مرداب (محل تقسیم از راه حل مسأله‌ی

P4.3 تعیین شده است)؛ (۳) یک مرز با بار هیدرولیکی معلوم در محل خط تقسیم آب‌های زیرزمینی بین رودخانه و مرداب قرار دهید..

الف- اثرات شرایط مرزی درونی انتخاب شده برای خط تقسیم آب زیرزمینی را بر توزیع بار هیدرولیکی به‌دست آمده، بررسی کنید. پروفیل‌های سطح ایستابی شمال-جنوب را برای سه حالت شبیه‌سازی مقایسه کنید.

ب- تخلیه آب زیرزمینی به مرداب را تحت سناریوی پیش پمپاژ مسأله ۴-۳ را با نتایج حاصل از سناریوهای پمپاژ مقایسه کنید. با توجه به نتایج مدل¬سازی، منظور از "کاهش قابل توجه" ذکر شده توسط سازمان ایالتی (ارائه شده در مسأله ۴-۳) چیست؟ شرایط فیزیکی، ژئوشیمی و اکولوژی موثر بر تغییر جریان آب زیرزمینی به مرداب سبز را بیان کنید.

مسأله ۴-۵ در مسأله ۴-۳-الف، مرزهای بار هیدرولیکی ثابت در رودخانه و مرداب را با مرزهای جریان معلوم جایگزین کنید. با توجه به نتایج بیلان آب مسأله ۴-۳-الف، شارهای مرزی را در رودخانه و مرداب محاسبه کنید. شایان ذکر است که در این‌حالت تمامی مرزهای مدل به‌صورت مرزهای بدون جریان شامل شرایط مرزی جریان جانبی صفر هستند.

الف- مدل با مرزهای جریان معلوم را ابتدا با بار هیدرولیکی اولیه ۱۰۰۰ متر و سپس با بار هیدرولیکی اولیه ۲۰۰۰ متر اجرا کنید (نکته: برخی از GUIها، وقتی تمام مرزها از نوع جریان در نظر گرفته می‌شوند دچار خطا شده و اجازه اجرای مدل‌سازی را نمی‌دهند). نتایج را با مسأله ۴-۳-الف مقایسه کرده و تفاوت آن‌ها را توضیح دهید.

ب- یکی از مدل‌های بخش الف را در نظر بگیرید و یک گره شار ثابت را در مرز رودخانه یا مرداب با یک گره بار هیدرولیکی معلوم ۱۰۰۰ متری جایگزین کنید. مدل را در حالت ماندگار اجرا کنید. نتایج حاصل را با نتایج بخش الف و همچنین نتایج مسأله ۴-۳-الف مقایسه کنید و تفاوت آن‌ها را توضیح دهید.

مسأله ۴-۶ اغلب سعی بر این است مرزهای آبخوان توسعه یافته را با استفاده از مرزهای بدون جریان هیدرولیکی قرار گرفته در فاصله‌ای از سطح موردنظر تعریف کنند. دو مرز بدون جریان (خطوط جریان)، لوله جریان را تعریف می‌کنند (یا در شرایط خاص جریان لوله‌ای را تعریف می‌کنند؛ شکل کادر ۸-۲-۱ در کادر ۸-۲). یک روش برای تعیین تاثیر نامطلوب مرز بر نتایج مدل‌سازی، جایگزین کردن مرز بدون جریان با بار هیدرولیکی معلوم است. اگر گره‌های بار هیدرولیکی، دارای جریان ورودی و خروجی معلوم باشند، انتخاب مرزهای بدون جریان مناسب نیست. این روش را می‌توان با مسأله مرداب سبز به تصویر کشید. فرض

کنید کوه‌های اسلت[1] وجود ندارند. به‌جای مرزهای بدون جریان، جریان لوله‌ای با پهنای ۴۵۰۰ متر را در داخل یک سیستم جریان منطقه‌ای بزرگ‌تر در نظر بگیرید.

الف- مرزهای بدون جریان تعیین کننده جریان لوله‌ای شکل مسأله ۴-۳-الف را با بارهای هیدرولیکی ذکر شده در مسأله ۴-۳-الف جایگزین کنید. مدل را اجرا کنید تا ببینید که بارهای هیدرولیکی در مسأله ۳-۴-الف، دوباره به دست می‌آیند. شارهای شرقی-غربی در مرزهای جریان لوله‌ای وتخلیه به مرداب سبز را محاسبه کنید. برای اطمینان پهنای سطح مدل شده را ۴۵۰۰ متر در نظر بگیرید.

ب- جریان ماندگار را برای چاه پمپاژی با استفاده از مرزهای بار هیدرولیکی معلوم که تعیین‌کننده جریان لوله‌ای است، شبیه‌سازی کنید. جریان ورودی و خروجی به مرزهای بار هیدرولیکی معلوم را تعیین کنید و آن‌ها را با دبی پیش‌پمپاژ محاسبه شده در بخش الف مقایسه کنید. دبی تخلیه به مرداب سبز چقدر است؟ آیا مرزهای هیدرولیکی تعیین کننده جریان لوله‌ای به قدر کافی از چاه پمپاژ دور هستند طوری که به‌صورت مرزهای بدون جریان عمل کنند؟ به‌عبارت دیگر، آیا جریان ورودی و خروجی از گره‌هایی با بار هیدرولیکی معلوم در طول مرزهای جریان لوله‌ای به اندازه‌ای کوچک هست که جریانی از مرزهای جانبی دامنه مدل در شرایط پمپاژ وجود نداشته باشد؟

مراجع

1. Abtew, W., Melesse, A., 2012. Evaporation and Evapotranspiration: Measurements and Estimation. Springer Dordrecht. ISBN:10: 9400747365, 290 p.
2. Anderson, M.P., Woessner, W.W., 1992. Applied Groundwater Modeling: Simulation of Flow and Advective Transport. Academic Press, 381 p.
3. Ataie-Ashtiani, B., Volker, R.E., Lockington, D.A., 2001. Tidal effects on groundwater dynamics in unconfined aquifers. Hydrological Processes 15 (4), 655-669. http://dx.doi.org/10.1002/hyp.183.
4. Bair, E.S., Lahm, T.D., 2006. Practical Problems in Groundwater Hydrology: Problem-based Learning Using Excel_ Worksheets. Pearson, Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey (reference book and CD).
5. Bakker, M., Schaars, F., 2013. Modeling steady sea water intrusion with single-density groundwater codes. Groundwater 51 (1), 135-144. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2012.00955.x (Erratum: Groundwater 51(4), 651).

[1] Slate

6. Bakker, M., Schaars, F., Hughes, J.D., Langevin, C.D., Dausman, A.M., 2013. Documentation of the Seawater Intrusion (SWI2) Package for MODFLOW. U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-A46, 47 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/tm6A46.
7. Banta, E.R., 2000. MODFLOW-2000, the U.S. Geological Survey Modular Ground-water Model documentation of Packages for Simulating Evapotranspiration with a Segmented function (ETS1) and Drains with Return Flow (DRT1). U.S. Geological Survey Open-File Report 00-466, 127 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/ofr00466.
8. Barlow, P.M., 2003. Ground Water in Freshwater-saltwater Environments of the Atlantic Coast. U.S. Geological Survey Circular 1262, 113 p. http://pubs.usgs.gov/circ/2003/circ1262/.
9. Batelaan, O., De Smedt, F., 2004. SEEPAGE, a new MODFLOW drain package. Groundwater 42 (4), 576-588. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2004.tb02626.x.
10. Bear, J., Cheng, A.H.-D., 2010. Modeling groundwater flow and contaminant transport. In: Series: Theory and Applications of Transport in Porous Media, vol. 23. Springer, 834 p.
11. Bedekar, V., Niswonger, R.G., Kipp, K., Panday, S., Tonkin, M., 2012. Approaches to the simulation of unconfined flow and perched groundwater flow in MODFLOW. Groundwater 50 (2), 187-198. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2011.00829.x.
12. Bense, V.F., Person, M.A., 2006. Faults as conduit-barrier systems to fluid flow in siliciclastic sedimentary aquifers. Water Resources Research 42 (5), W05421. http://dx.doi.org/10.1029/ 2005WR004480.
13. Bredehoeft, J.D., Pinder, G.F., 1970. Digital analysis of area flow in multiaquifer groundwater systems: A quasi three-dimensional model. Water Resources Research 6 (3), 883e888. http://dx.doi.org/10.1029/WR006i003p00883.
14. Bruggeman, G.A.(Ed.), 1999. Analytical Solutions of Geohydrological Problems. In: Developments in Water Science, vol. 46. Elsevier, Amsterdam, 959 p.
15. Buxton, H., Reilly, T.E., 1986. A Technique for Analysis of Ground-water Systems at Regional and Subregional Scales Applied on Long Island, New York. U.S. Geological Survey Water Supply Paper 2310, pp. 129-142. http://pubs.er.usgs.gov/publication/wsp2310.
16. Caine, J.S., Evans, J.P., Forster, C.B., 1996. Fault zone architecture and permeability structure. Geology 24 (11), 1025-1028. http://geology.gsapubs.org/content/24/11/1025.abstract.
17. Caine, J.S., Minor, S.A., 2009. Structural and geochemical characteristics of faulted sediments and inferences on the role of water in deformation, Rio Grande Rift, New Mexico. Geological Society of America Bulletin 121 (9-10), 1325-1340. http://dx.doi.org/10.1130/B26164.1.
18. Cardenas, M.B., 2008. Surface-ground water interface geomorphology leads to scaling of residence times. Geophysical Research Letters 35 (8), L08402.http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2008GL033753/ full.
19. Clarke, J.S., West, C.T., 1998. Simulation of Ground-water Flow and Stream-aquifer Relations in the Vicinity of the Savannah River Site, Georgia and South Carolina, Predevelopment through 1992. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 98-4062, 135 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/wri984062.

20. Clemo, T., 2005. Improved water table dynamics in MODFLOW. Groundwater 43 (2), 270-273. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.0021.x.
21. Cooley, R.L., 1983. Some new procedures for numerical solution of variably saturated flow problems. Water Resources Research 19 (5), 1271-1285. http://dx.doi.org/10.1029/WR019i005p01271.
22. Diersch, H.-J.G., 2014. FEFLOW: Finite Element Modeling of Flow, Mass and Heat Transport in Porous and Fractured Media. Springer, 996 p.
23. Doherty, J., 2001. Improved calculations for dewatered cells in MODFLOW. Groundwater 39 (6), 863-869. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2001.tb02474.x.
24. Dupuit, J., 1863. Etudes th_eoriques et pratiques sur le mouvement des eaux dans les canaux d_ecouverts et_a travers les terrains perm_eables. Dunod, Paris.
25. Feinstein, D.T., Dunning, C.P., Hunt, R.J., Krohelski, J.T., 2003. Stepwise use of GFLOW and MODFLOW to determine relative importance of shallow and deep receptors. Groundwater 41 (2), 190-199. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2003.tb02582.x.
26. Feinstein, D.T., Dunning, C.P., Juckem, P.F., Hunt, R.J., 2010. Application of the Local Grid Refinement Package to an Inset Model Simulating the Interactions of Lakes, Wells, and Shallow Groundwater, Northwestern Waukesha County, Wisconsin. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5214, 30 p. http://pubs.usgs.gov/sir/2010/5214/.
27. Fipps, G., Skaggs, R.W., Nieber, J.L., 1986. Drains as a boundary condition in finite elements. Water Resources Research 22 (11), 1613-1621. http://dx.doi.org/10.1029/WR022i011p01613.
28. Fitts, C.R., 2013. Groundwater Science, second ed. Academic Press, London. 672 p.
29. Fitts, C.R., Godwin, J., Feiner, K., McLane, C., Mullendore, S., 2015. Analytic element modeling of steady interface flow in multilayer aquifers using AnAqSim. Groundwater 55 (3), 432-439. http://dx.doi.org/10.1111/gwat.12225.
30. Forchheimer, P., 1886. Ueber die Ergiebigkeit von Brunnen-Anlagen und Sickerschlitzen. Zeitschrift des Architekten- und Ingenieur-Vereins zu Hannover 32, 539-563.
31. Forchheimer, P., 1898. Grundwasserspiegel bei brunnenanlagen. Zeitschrift des €osterreichischen Ingenieurund Architekten Vereins 44, 629-635.
32. Freeze, R.A., Witherspoon, P.A., 1967. Theoretical analysis of regional ground-water flow: 2. Effect of water table configuration and subsurface permeability variations. Water Resources Research 3 (2), 623-634. http://dx.doi.org/10.1029/WR003i002p00623.
33. Gannett, M.W., Wagner, B.J., Lita Jr, K.E., 2012. Groundwater Simulation and Management Models for the Upper Klamath Basin, Oregon and California. U.S. Geological Survey Scientific Investigation Report 2012-5062, 92 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/sir20125062.
34. Goyal, M.R.G., Harmsen, E.W., 2013. Evapotranspiration: Principles and applications for water management. CRC Press, Boca Raton, FL. ISBN:10: 1926895584, 628 p.
35. Grannemann, N.G., Hunt, R.J., Nicholas, J.R., Reilly, T.E., Winter, T.C., 2000. The importance of ground water in the Great Lakes Region. U.S. Geological Survey Water Resources Investigations Report 00-4008, 14 p. http://pubs.usgs.gov/wri/wri00-4008/.

36. Haitjema, H.M., 1995. Analytic Element Modeling of Groundwater Flow. Academic Press, Inc., San Diego, CA., 394 p.
37. Haitjema, H.M., 2006. The role of hand calculations in ground water flow modeling. Groundwater 44 (6), 786-791. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00189.x.
38. Haitjema, H.M., 2007. Freshwater and Salt Water Interface Flow in GFLOW. GFLOW documentation.http://www.haitjema.com/documents/Freshwaterandsaltwaterinterfaceflowin GFLOW.pdf.
39. Haitjema, H.M., Mitchell-Bruker, S., 2005. Are water tables a subdued replica of the topography? Groundwater 43 (6), 781-786. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.00090.x.
40. Handman, E.H., Kilroy, K.C., 1997. Ground-water Resources of Northern Big Smoky Valley, Lander and Nye Counties, Central Nevada. U.S. Geological Survey Water Resources Investigations Report: 96-4311, 102 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/wri964311.
41. Hoard, C.J., 2010. Implementation of Local Grid Refinement (LGR) for the Lake Michigan Basin Regional Groundwater-flow Model. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5117, 25 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/sir20105117.
42. Hsieh, P.A., 2001. TopoDrive and ParticleFlowdTwo Computer Models for Simulation and Visualization of Ground-water Flow and Transport of Fluid Particles in Two Dimensions. U.S. Geological Survey Open-File Report 01-286, 30 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/ofr01286.
43. Hunt, R.A., Anderson, M.P., Kelson, V.A., 1998. Improving a complex finite difference groundwater flow model through the use of an analytic element model. Groundwater 36 (6), 1011-1017. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.1998.tb02108.x.
44. Hunt, R.J., Feinstein, D.T., 2012. MODFLOW-NWT e robust handling of dry cells using a Newton Formulation of MODFLOW-2005. Groundwater 50 (5), 659-663. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2012.00976.x.
45. Jeanne, P., Guglielmi, Y., Cappa, F., 2013. Hydromechanical heterogeneities of a mature fault zone: Impacts on fluid flow. Groundwater 51 (6), 880-892. http://dx.doi.org/10.1111/gwat.12017.
46. Juckem, P.F., Hunt, R.J., Anderson, M.P., 2006. Scale effects of hydrostratigraphy and recharge zonation on baseflow. Groundwater 44 (3), 362-370. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.00136.x.
47. Keller, C.K., VanderKamp, G., Cherry, J.A., 1989. A multiscale study of the permeability of a thick clayey till. Water Resources Research 25 (11), 2299-2318. http://dx.doi.org/10.1029/WR025i011p02299.
48. Kendy, E., Bradbury, K.R., 1988. Hydrogeology of the Wisconsin River Valley in Marathon County, Wisconsin. Wisconsin Geological and Natural History Survey, Information Circular 64, 66 p.
49. Kipp Jr, K.L., 1987. HST3D: A Computer Code for Simulation of Heat and Solute Transport in Threedimensional Ground-water Flow Systems. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 86-4095, 517 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/wri864095.

50. Kirkham, D., 1967. Explanation of paradoxes in Dupuit-Forchheimer seepage theory. Water Resources Research 3 (2), 609-622. http://dx.doi.org/10.1029/WR003i002p00609.
51. Land, L.F., 1977. Utilizing a digital model to determine the hydraulic properties of a layered aquifer. Groundwater 15 (2), 153-159. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.1977.tb03160.x.
52. Langevin, C.D., 2008. Modeling axisymmetric flow and transport. Groundwater 46 (4), 579-590. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2008.00445.x.
53. Leake, S.A., Claar, D.V., 1999. Procedure and Computer Programs for Telescopic Mesh Refinement Using MODFLOW. U.S. Geological Survey Open-File Report 99-238, 53 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/ofr99238.
54. Lemieux, J.-M., Sudicky, E.A., Peltier, W.R., Tarasov, L., 2008. Simulating the impact of glaciations on continental groundwater flow systems: 2. Model application to the Wisconsinian glaciation over the Canadian landscape. Journal of Geophysical Research 113 (F3), F03018. http://dx.doi.org/10.1029/2007JF000929.
55. Lott, R.B., Hunt, R.J., 2001. Estimating evapotranspiration in natural and constructed wetlands. Wetlands 21 (4), 614-628. http://dx.doi.org/10.1672/0277-5212(2001)021[0614:EEINAC]2.0.CO;2.
56. McDonald, M.G., Harbaugh, A.W., 1988. A Modular Three-dimensional Finite-Difference Ground-water Flow Model. U.S. Geological Survey Techniques of Water-Resources Investigations 06-A1, 576 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/twri06A1.
57. McLane, C., 2012. AnAqSim: Analytic element modeling software for multi-aquifer, transient flow. Groundwater 50 (1), 2-7. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2011.00892.x.
58. Mehl, S.W., Hill, M.C., 2006. MODFLOW-2005, the U.S. Geological Survey Modular Ground-water ModeldDocumentation of Shared Node Local Grid Refinement (LGR) and the Boundary Flow and Head (BFH) Package. U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-A12, 78 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/tm6A12.
59. Mitchell-Bruker, S., Haitjema, H.M., 1996. Modeling steady state conjunctive groundwater and surface water flow with analytic elements. Water Resources Research 32 (9), 2725-2732. http://dx.doi.org/10.1029/96WR00900.
60. Mitten, H.T., Lines, G.C., Berenbrock, C., Durbin, T.J., 1988. Water Resources of Borrego Valley and Vicinity, San Diego County, California: Phase 2-Development of a Ground-water Flow Model. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigation Report 87-4199, 27 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/wri874199.
61. Moene, A.F., van Dam, J.C., 2014. Transport in the Atmosphere-vegetation-soil Continuum. Cambridge University Press, New York. ISBN:10: 0521195683, 458 p.
62. Neuman, S.P., 1973. Saturatedeunsaturated seepage by finite elements. Journal of Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers 99 (Hy12), 2233-2250.
63. Neuman, S.P., 1976. Useری Guide for FREESURF I. Department of Hydrology and Water Resources, University of Arizona, Tuscon, Arizona, 22 p.
64. Neuman, S.P.,Witherspoon, P.A., 1971. Analysis of nonsteady flow with a free surface using the finite element method. Water Resources Research 7 (3), 611-623.http://dx.doi.org/10.1029/WR007i003p00611.

65. Niswonger, R.G., Panday, S., Ibaraki, M., 2011. MODFLOW-NWT, a Newton Formulation for MODFLOW-2005. U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-A37, 44 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/tm6A37.
66. Niswonger, R.G., Prudic, D.E., 2005. Documentation of the Streamflow-routing (SFR2) Package to Include Unsaturated Flow beneath StreamsdA Modification to SFR1. U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-A13, 50 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/tm6A13.
67. Painter, S., Başa_gao_glu, H., Liu, A.G., 2008. Robust representation of dry cells in single-layer MODFLOW models. Groundwater 46 (6), 873-881. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2008.00483.x.
68. Polubarinova-Kochina, P.Y., 1962. Theory of Groundwater Movement. Princeton University Press, Princeton, NJ (translated from the Russian original by J.M. Roger de Wiest) 613 p.
69. Rawling, G.C., Goodwin, L.B., Wilson, J.L., 2001. Internal architecture, permeability structure, and hydrologic significance of contrasting fault-zone types. Geology 29 (1), 43-46. http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0043:IAPSAH>2.0.CO;2.
70. Reilly, T.E., 1984. A Galerkin Finite-element Flow Model to Predict the Transient Response of a Radially Symmetric Aquifer. U.S. Geological Survey Water Supply Paper 2198, 33 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/wsp2198.
71. Reilly, T.E., Harbaugh, A.W., 2004. Guidelines for Evaluating Ground-water Flow Models. U.S. Geological Survey Scientific Investigation Report 2004-5038, 30 p. http://pubs.usgs.gov/sir/2004/5038/.
Errata: http://pubs.usgs.gov/sir/2004/5038/errata_sheet/.
72. Scholz, C.H., Anders, M.H., 1994. The permeability of faults. In: Hickman, S., Sibson, R., Bruhn, R. (Eds.), Proceedings of Workshop LXIII: The Mechanical Involvement of Fluids in Faulting, Red Book Conference. U.S. Geological Survey Open File Report 94-228, Menlo Park, CA, pp. 247-253. http://pubs.usgs.gov/of/1994/0228/report.pdf.
73. Seaton, W.J., Burbey, T.J., 2006. Influence of ancient thrust faults on the hydrogeology of the Blue Ridge Province. Groundwater 43 (3), 301-313. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.0026.x.
74. Shahbazi, M., Zand, S., Todd, D.K., 1968. Effect of topography on ground water flow, vol. 77. International Association of Scientific Hydrology (Proceedings, General Assembly of Bern 1967), pp. 314-319.http://iahs.info/Publications-News/paper-search.do.
75. Sheets, R.A., Dumouchelle, D.H., Feinstein, D.T., 2005. Ground-water Modeling of Pumping Effects Near Regional Ground-water Divides and River/aquifer Systems - Results and Implications of Numerical Experiments. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2005-5141, 31 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/sir20055141.
76. Sheets, R.A., Hill, M.C., Haitjema, H.M., Provost, A.M., Masterson, J.P., 2015. Simulation of water-table aquifers using specified saturated thickness. Groundwater 53 (1), 151-157. http://dx.doi.org/10.1111/gwat.12164.

77. Stoertz, M.W., Bradbury, K.R., 1989. Mapping recharge areas using a ground-water flow model e A case study. Groundwater 27 (2), 220-229. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.1989.tb00443.x.
78. Strack, O.D.L., 1976. A single-potential solution for regional interface problems in coastal aquifers. Water Resources Research 12 (6), 1165-1174. http://dx.doi.org/10.1029/WR012i006p01165.
79. Strack, O.D.L., 1984. Three-dimensional streamlines in Dupuit-Forchheimer models. Water Resources Research 20 (7), 812-822. http://dx.doi.org/10.1029/WR020i007p00812.
80. Streltsova, T.D., 1976. Analysis of aquifer-aquitard flow. Water Resources Research 12 (3), 415-422.http://dx.doi.org/10.1029/WR012i003p00415.
81. Toth, J., 1962. A theory of groundwater motion in small drainage basins in Central Alberta, Canada. Journal of Geophysical Research 67 (11), 4375-4387. http://dx.doi.org/10.1029/JZ067i011p04375.
82. Toth, J., 1963. A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. Journal of Geophysical Research 68 (16), 4795-4812. http://dx.doi.org/10.1029/JZ068i016p04795.
83. Toth, J., 2005. The Canadian school of hydrogeology: History and legacy. Groundwater 43 (4), 640-644. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.0086.x.
84. Townley, L.R., 1990. AQUIFEM-n: A Multi-layered Finite Element Aquifer Flow Model, User Manual and Description. CSIRO Division of Water Resources, Perth, Western Australia.
85. Townley, L.R., Wilson, J.L., 1980. Description of an User Manual for a Finite Element Aquifer Flow Model AQUIFEM-1, MIT Ralph M. Parsons Laboratory for Water Resources and Hydrodynamics. Technology Adaptation Program Report No. 79-3, 294 p.
86. Trescott, P.C., Pinder, G.F., Larson, S.P., 1976. Finite-difference model for aquifer simulation in two dimensions with results of numerical experiments. U.S. Geological Survey Techniques of Water- Resources Investigations. Book 7, 116 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/twri07C1.
87. Vilhelmsen, T.N., Christensen, S., Mehl, S.W., 2012. Evaluation of MODFLOW-LGR in connection with a synthetic regional-scale model. Groundwater 50 (1), 118-132. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2011.00826.x.
88. Waller, R.M., 2013. Groundwater and the Rural Homeowner. U.S. Geological Survey, 38 p. http://pubs.usgs.gov/gip/gw_ruralhomeowner/.
89. Wang, H.F., Anderson, M.P., 1982. Introduction to Groundwater Modeling: Finite Difference and Finite Element Methods. Academic Press, San Diego, CA., 237 p.
90. Ward, D.S., Buss, D.R., Mercer, J.W., Hughes, S.S., 1987. Evaluation of a groundwater corrective action at the Chem-Dyne Hazardous Waste site using a telescopic mesh refinement modeling approach. Water Resources Research 23 (4), 603-617. http://dx.doi.org/10.1029/WR023i004p00603.
91. Werner, A.D., Bakker, M., Post, V.E.A., Vandenbohede, A., Lu, C., Ataie-Ashtiani, B., Simmons, C.T., Barry, D.A., 2013. Seawater intrusion processes, investigation and

management: Recent advances and future challenges. Advances in Water Resources 51, 3-26. http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.03.004.
92. Winter, T.C., 1976. Numerical Simulation Analysis of the Interaction of Lakes and Groundwater. U.S. Geological Survey Professional Paper 1001, 45 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/pp1001.
93. Winter, T.C., Harvey, J.C., Franke, O.L., Alley, W.M., 1998. Groundwater and Surface Water, a Single Resource. U.S. Geological Survey Circular 1139, 79 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/cir1139.
94. Woessner, W.W., 2000. Stream and fluvial plain ground water interactions: Rescaling hydrogeologic thought. Groundwater 38 (3), 423-429. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2000.tb00228.x.
95. Yager, R.M., 1987. Simulation of Ground-water Flow Near the Nuclear-fuel Reprocessing Facility at the Western New York Nuclear Service Center, Cattaraugus County, New York. U.S. Geological Survey Water Resources Investigation Report 85-4308, 58 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/wri854308.
96. Youngs, E.G., 1990. An examination of computed steady-state water-table heights in unconfined aquifers: Dupuit-Forchheimer estimates and exact analytical results. Journal of Hydrology 119 (1-4), 201-214.http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694(90)90043-W.
97. Zaidel, J., Markham, B., Bleiker, D., 2010. Simulating seepage into mine shafts and tunnels with MODFLOW. Groundwater 48 (3), 390-400. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2009.00659.x.
98. Zheng, C., Bradbury, K.R., Anderson, M.P., 1988. Role of interceptor ditches in limiting the spread of contaminants in ground water. Groundwater 26 (6), 734-742. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.1988.tb00424.x.
99. Zlotnik, V.A., Cardenas, M.B., Toundykov, D., 2011. Effects of multiscale anisotropy on basin and hyporheic groundwater flow. Groundwater 49 (4), 576-583. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2010.00775.x.
100. Zlotnik, V.A., Toundykov, D., Cardenas, M.B., 2015. An analytical approach for flow analysis in aquifers with spatially varying top boundary. Groundwater 53 (2), 335-341. http://dx.doi.org/10.1111/gwat.12205.

فصل پنجم

گسسته‌سازی مکانی و تخصیص پارامتر

در فصل‌های گذشته، مفاهیم گسسته‌سازی دامنه مسأله در گره‌ها ارائه شد که سلول‌ها/بلوک‌ها را در شبکه تفاضل محدود[1] (FD) یا المان‌ها را در شبکه اجزای محدود[2] (FE) تعیین می‌کند. گسسته‌سازی مکانی و تخصیص مقادیر اولیه پارامتر در شبکه، مطالب اصلی این فصل هستند و گسسته‌سازی زمانی در بخش ۶-۷ بررسی خواهد شد.

۵-۱ گسسته‌سازی مکانی

یکی از مهم‌ترین و مشکل‌ترین گام‌های مدل‌سازی، طراحی شبکه FD یا FE است. دقت جواب‌ها، زمان محاسبات حل مدل و مقدار خروجی‌های مدل به تعداد گره‌های شبکه بستگی دارد. امروزه به‌منظور طراحی شبکه از رابط گرافیکی کاربر[3] (GUI) (بخش ۳-۶) یا طراح شبکه FE استفاده می‌شود، که مدل ساز باید فاصله گره‌ها و نوع اجزای شبکه FE را به‌عنوان ورودی به طراح شبکه، تعیین کند. بعضی از رابط‌های گرافیکی قابلیت ویرایش گره‌ها را بعد از طراحی شبکه مدل دارند. در طراحی دوباره شبکه گره‌ای، لازم است به‌صورت موردی، مقادیر پارامترها و شرایط مرزی دوباره تنظیم شود. بنابراین برای رسیدن به اهداف مدل‌سازی، بهتر است دقت و زمان بیشتری در مرحلهٔ طراحی شبکه مدل صرف شود تا بهترین شبکه تهیه شود. شبکه طراحی شده در این مرحله، در همه مراحل پروژه مدل‌سازی شامل واسنجی، ردیابی ذرات و شبیه‌سازی‌های پیش‌بینی استفاده خواهد شد. بنابراین، شبکه طراحی شده برای اطمینان از رسیدن به همه اهداف شبیه‌سازی در طول پروژه مدل‌سازی اهمیت دارد.

---

[1] Finite-Difference
[2] Finite-Element
[3] Graphical User Interface

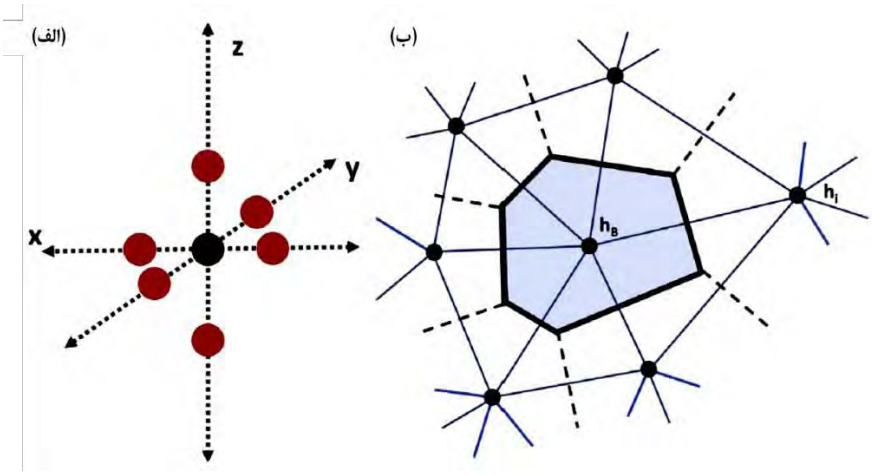
در مدل عددی، دامنه حل مسأله با استفاده از گره‌ها و سلول‌ها/بلوک‌های FD یا اجزای محدود گسسته-سازی می‌شود (شکل‌های ۳-۴، ۳-۵، ۳-۱۰ و ۴-۱۱). شبکه گره‌ای، چارچوب محاسباتی مدل عددی را تشکیل می‌دهد و فواصل گره‌ای، دقت داده‌های خروجی را تعیین می‌کند. با توجه به اینکه بارهای هیدرولیکی در گره‌ها محاسبه می‌شوند، بنابراین برای تعیین مقادیر بار هیدرولیکی در فواصل بین گره‌ها باید درون‌یابی انجام شود. گاهی اوقات عبارت‌های مش و شبکه به جای یکدیگر استفاده می‌شوند که در این کتاب برای گره‌های شبکه FD از «شبکه» و برای گره‌های شبکه FE از «مش» استفاده می‌شود. به‌طور کلی ابعاد افقی شبکه/مش، مدل مفهومی و موقعیت مرزهای محیط را تعیین می‌کند. مدل‌های دو بعدی[1] (2D) به‌صورت فواصل گره‌ای در راستای افق و تنها برای یک لایه تعریف می‌شود. مدل‌های سه بعدی[2] (3D) شامل دو یا چند لایه است که شبکه گره‌ای افقی در تمام لایه‌های آن یکسان است، اگرچه در بعضی از کدها شبکه گره‌ای افقی را می‌توان در هر یک از لایه‌ها متفاوت در نظر گرفت.

به‌طورکلی، مش FE انعطاف‌پذیری بیشتری در گسسته‌سازی دامنه حل مسأله فراهم می‌کند، زیرا یک شبکه در FE می‌تواند به‌صورت اجزای مثلثی یا چهارضلعی باشد (چهارضلعی فقط به شکل مستطیل محدود نشده است) در حالی‌که در شبکه FD استاندارد، شبکه‌ها باید به شکل مستطیل باشد. شبکه‌های FD یا FE می‌توانند به‌صورت دارای‌ساختار[3] یا بدون‌ساختار[4] باشند. در شبکه دارای‌ساختار، گره در فضای 3D حداکثر می‌تواند به شش گره در همسایگی‌اش متصل شود (شکل ۵-۱-الف) در حالی‌که در شبکه بدون‌ساختار گره می‌تواند در همسایگی خود به کمتر یا بیشتر از شش گره متصل شود (شکل ۵-۱-ب) و تعداد این اتصالات می‌تواند از گره‌ای به گره دیگر تغییر کند. کدهای FD، شبکه‌های بدون‌ساختار را با استفاده از روش تفاضل محدود روی حجم کنترل[5] (CVFD) اصلاح می‌کنند (۸۳). اخیرا، روش‌های FD که در شبکه‌های بدون‌ساختار از این روش استفاده می‌کنند را تفاضل محدود یکپارچه[6] (IFD) می‌نامند. یکی از اولین کاربردهای مدل عددی در مسائل آب زیرزمینی استفاده از شبکه FD نامنظم بود (۱۰۴ و ۷۶). MODFLOW-USG، که USG مخفف شبکه بدون‌ساختار[7] است (۸۳)، نمونه‌ای جدید از کد CVFD است که در شبکه بدون‌ساختار کاربرد دارد. بدیهی است، شبکه‌بندی شبکه بدون‌ساختار در روش

---

[1] Two-Dimensional
[2] Three-Dimensional
[3] Structured
[4] Unstructured
[5] Control Volume Finite-Difference
[6] Integrated Finite Differences
[7] UnStructured Grid

های FD که از CVFD استفاده می‌کنند نسبت به روش‌های FD سنتی (استاندارد) که به شبکه‌های مستطیلی دارای‌ساختار نیاز دارند، انعطاف‌پذیری بیشتری دارند.



شکل ۵-۱ اتصالات گره‌ها. الف- در شبکه یا مش سه بعدی بدون‌ساختار، یک گره در همسایگی خود، حداکثر به ۶ گره متصل می‌شود و در شبکه دو بعدی حداکثر به ۴ گره متصل می‌شود (۱۱۴). ب- گره مرکزی در شبکه FD دو بعدی و افقی بدون‌ساختار به ۶ گره دیگر متصل شده است که در شبکه سه بعدی به ۸ گره متصل می‌شود (۱۰۵؛ این برنامه فقط برای کاربرد شخصی قابل دانلود است و برای کاربردهای دیگر لازم است از جامعه مهندسان عمران آمریکا اجازه گرفته شود).

گسسته‌سازی عمودی توسط ضخامت لایه‌های مدل تعیین می‌شود، که معمولا هر لایه، یک واحد هیدروژئولوژیکی را نشان می‌دهد (بخش ۵-۳). بنابراین در بیشتر مدل‌های عددی مقیاس گسسته‌سازی در جهت عمودی متفاوت از فواصل گره‌ای گره‌های شبکه افقی است. گسسته‌سازی عمودی در بخش ۵-۳ بررسی شده است و در ادامه این بخش، شبکه افقی دو بعدی به‌صورت کلی توضیح داده شد. انتخاب فاصله گره‌ای افقی نیز در بخش ۵-۲ بررسی شده است.

۵-۱-۱ جهت‌یابی شبکه/مش

به‌صورت ایده‌آل، جهت شبکه/مش در راستای محورهای مختصات x و y جهت اصلی جریان آب زیرزمینی قرار می‌گیرد. علاوه بر این، محورهای مختصات باید هم‌راستا با جهت‌های اصلی تانسور هدایت هیدرولیکی (K) باشد (کادر ۳-۱). جهت اصلی جریان با استفاده از عارضه‌های ساختاری مانند گسل‌ها و درز و شکاف‌ها (شکل ۵-۲)، برخورد واحدهای هیدروژئولوژیکی یا لایه‌بندی (شکل ۵-۳) کنترل می‌شود.

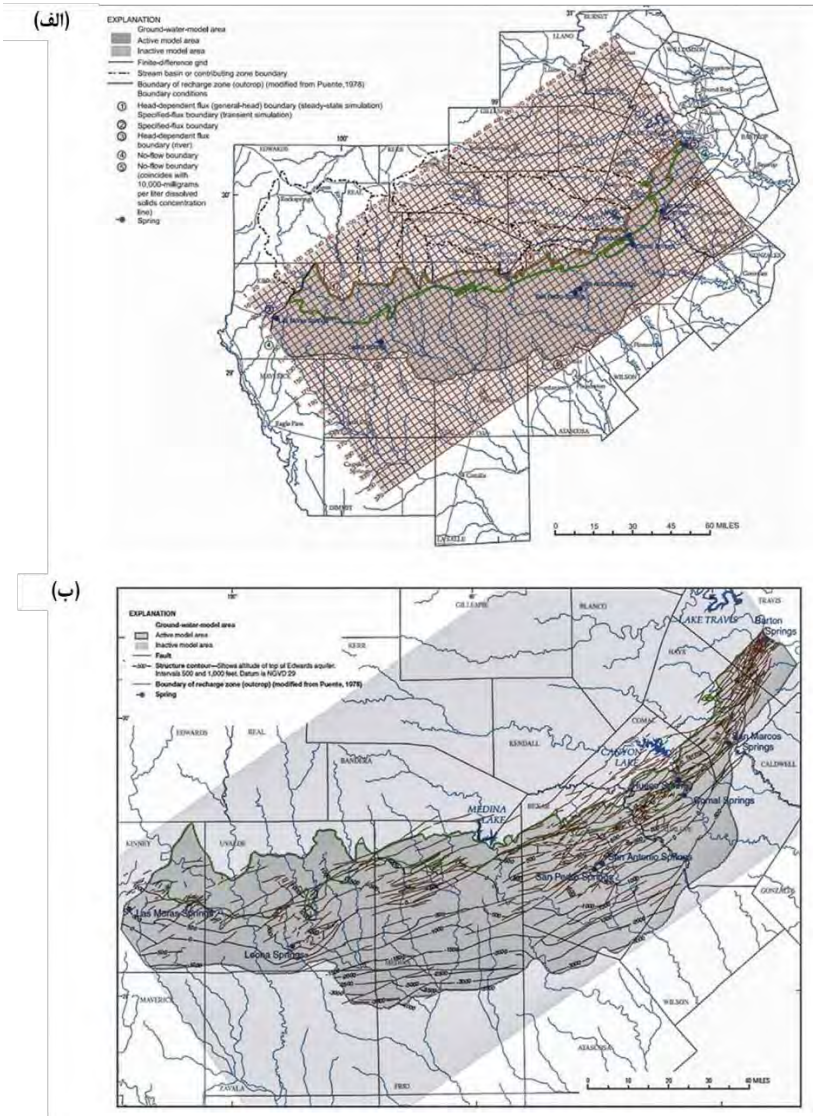
هنگامی که هیچ جهت جریان غالبی وجود ندارد، معمولا شبکه/مش هم‌راستا با نقشه استفاده شده در GIS یا GUI که فایل‌های ورودی کد را جمع‌بندی می‌کند، قرار می‌گیرد.

به ندرت، جهت‌های ناهمسانگردی به‌صورت غیریکنواخت شبیه‌سازی می‌شوند، به‌عبارت دیگر جهت‌های اصلی تانسور K با جهت‌گیری مکانی تغییر می‌کنند، به‌طوری که ممکن است محورهای مختصات سراسری مدل، هم‌جهت با جهت‌های اصلی تانسور K قرار نگیرد (شکل کادر ۳-۱-۱-ب در کادر ۳-۱). به‌عنوان مثال، مسأله ناهمسانگردی غیریکنواخت در مدل‌ها، هنگام شبیه‌سازی واحدهای هیدروژئولوژیکی بسیار شیب‌دار اتفاق می‌افتد (بخش ۵-۳). در این موارد، در معادله حاکم باید مؤلفه‌های غیرقطری تانسور K نیز نوشته شود (معادله کادر ۳-۱-۴ در کادر ۳-۱) و معادله حاکم به این شکل، با استفاده از کد FE بهتر حل می‌شود. کدهای FD به‌صورت تئوری، می‌توانند ناهمسانگردی غیریکنواخت را اصلاح کنند که این کار برای اجزای افقی K آسان‌تر انجام می‌شود (۲). تصحیح ناهمسانگردی عمودی غیریکنواخت به‌صورت تئوری امکان‌پذیر است اما در عمل دشوار است (۴۴ و ۱۱۱).

به‌دلیل اینکه، هنگام ایجاد ماتریس ضرایب در روش FE، هر جزء باید به‌صورت جداگانه بررسی شود (بخش ۵-۳) و در این روش محورهای مختصات محلی اجزا می‌تواند بر جهت‌های محلی تانسور هدایت هیدرولیکی منطبق شود (شکل کادر ۳-۱-۱-ب در کادر ۳-۱)، روش FE تغییرات جهت‌های ناهمسانگردی را آسان‌تر از روش FD اصلاح می‌کند (مانند CVFD). اکثر کدهای FE قابلیت مدل‌سازی غیریکنواختی جهت‌های ناهمسانگردی را دارند . ناهمسانگردی در کد FE موجود در FEFLOW (۲۱)، می‌تواند در راستای محورهای مختصات سراسری، سنگ بسترهای عمیق و ساختارهای زمین‌شناسی یا سیستم‌های مختصات محلی اجزا قرار بگیرد (شکل ۵-۳). کد FE در SUTRA (۱۰۵) قابلیت مدل‌سازی موارد کلی ناهمسانگردی غیریکنواخت را دارد.

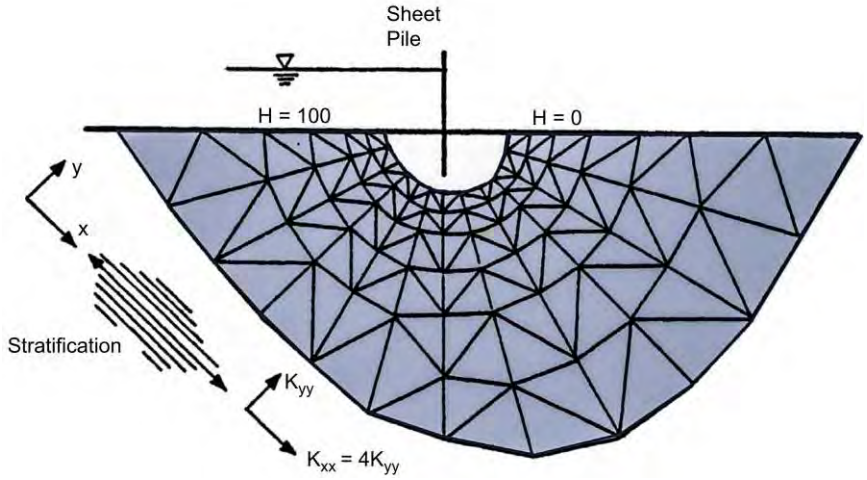
۵-۱-۲ شبکه تفاضل محدود

شبکه FD استاندارد، مستطیلی و منظم است (شکل ۵-۴-الف و ب). شبکه FD نامنظم، انعطاف‌پذیری بیشتری در طراحی شبکه و مش دارد.



شکل ۵-۲ جهت‌گیری شبکه FD. الف- شبکه FD مدل آبخوان ادواردس، تگزاس، ایالت متحده آمریکا[1]، در راستای گسل-های شمالی-جنوبی نشان داده شده در شکل (ب) جهت‌گیری شده است. شبکه بزرگ‌تر از دامنه مسأله تعریف شده با شرایط مرزی است. مناطق خارج از مرزها دارای گره‌های غیرفعال است (۶۴).

[1] Edwards aquifer, Texas, USA



شکل ۵-۳ به‌منظور انطباق مؤلفه‌های اصلی تانسور K با لایه‌بندی سمت چپ شکل، محورهای مختصات مش FE را تغییر جهت دادند. نزدیک صفحه موج‌شکن به‌صورت مش ریزتر نشان داده شده است (۱۰۳).

۵-۱-۲-۱ شبکه دارای ساختار

شبکه FD دارای ساختار، سلول‌ها/بلوک‌های مستطیلی دارد (شکل‌های ۴-۱۱-ب و ۳-۴-ج) و می‌تواند بلوک‌محور (شکل ۵-۵-الف، ۴-۱۱-ب) و در موارد کمی نقطه‌محور (شکل ۵-۵-ب، ۴-۱۱-ج) باشد. در شبکه بلوک‌محور خطوط شبکه، لبه‌های سلول را تشکیل می‌دهند و گره‌ها در مرکز سلول قرار می‌گیرند اما در شبکه نقطه‌محور، خطوط شبکه از گره‌ها می‌گذرند. در این صورت، مساحت مستطیل اطراف گره، سلول FD است. شکل کلی شبکه منظم FD مستطیل است اما در سیستم آب‌های زیرزمینی، دامنه حل مسأله معمولا به‌صورت مستطیل نیست (شکل ۵-۲)، مرزهای دامنه مدل در ناحیه مستطیلی بزرگ‌تری نشان داده شده است که بیانگر وسعت دامنه مدل است (شکل ۵-۲). گره‌های درون دامنه مدل که کد مقدار بار هیدرولیکی آن‌ها را محاسبه می‌کند، گره‌های فعال[1] هستند، در مقابل گره‌های خارج از مرزهای دامنه مسأله، گره‌های غیرفعال[2] هستند. گره‌های غیرفعال در فرآیند حل نیستند و مقادیر بار هیدرولیکی آن‌ها توسط کد محاسبه نمی‌شود (اما این گره‌ها جزئی از آرایه‌های مورد استفاده در کد هستند).

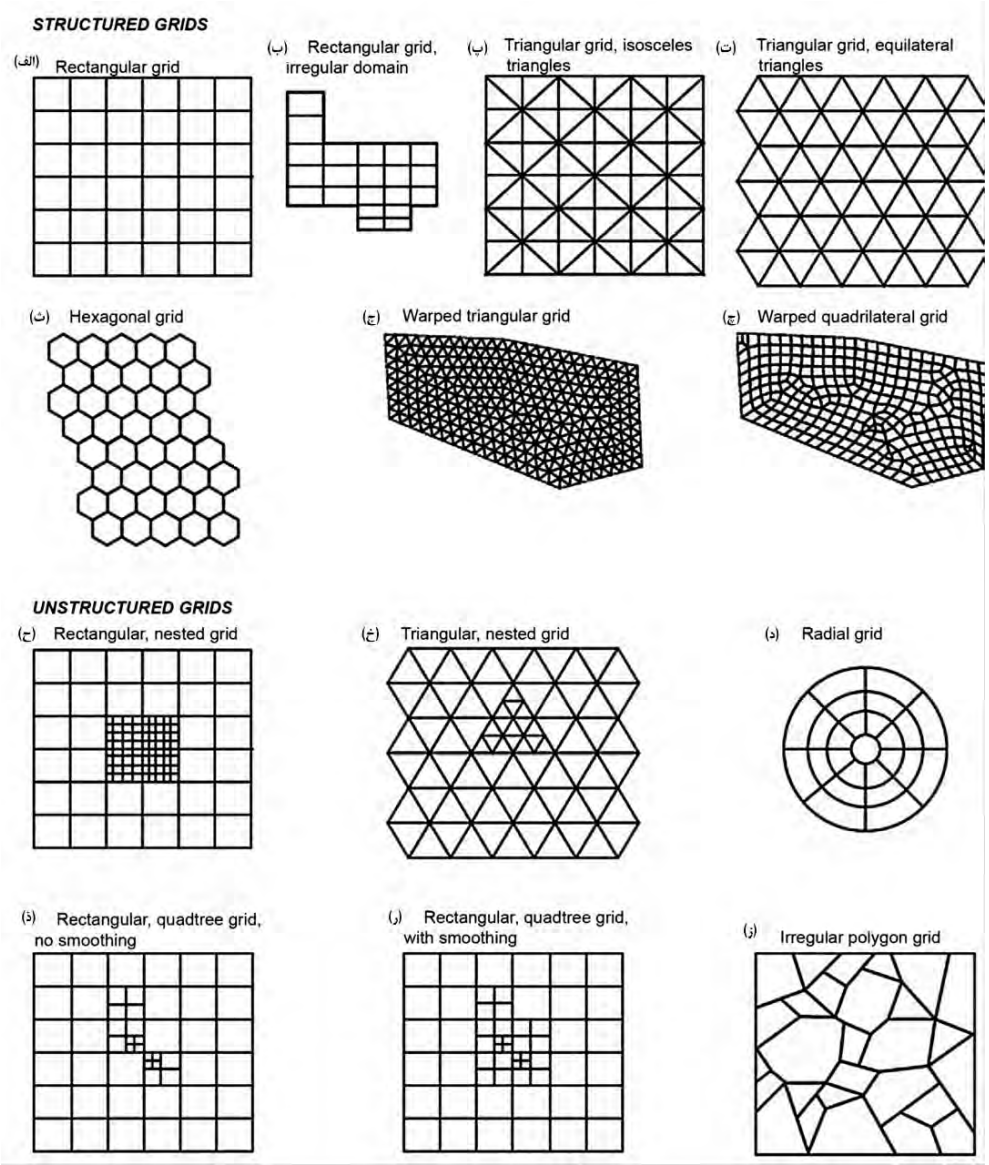
---

[1] Active nodes
[2] Inactive nodes

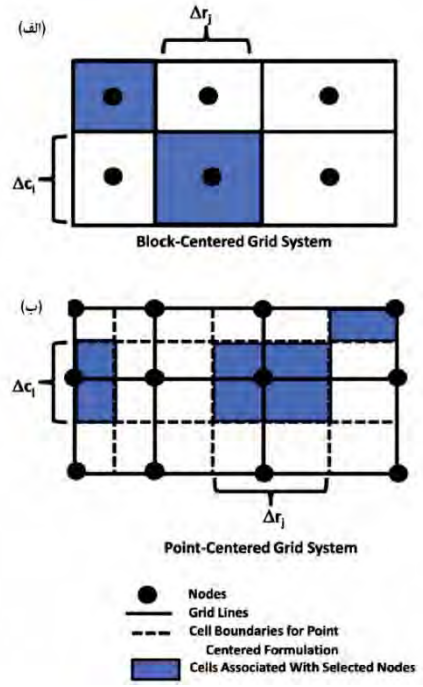
موقعیت گره‌ها در شبکه‌های FD منظم، در شبکه دو بعدی با استفاده از ردیف و ستون و در شبکه سه‌بعدی با استفاده از ردیف، ستون و لایه مشخص می‌شوند (شکل ۳-۴). شبکه FD منظم دو بعدی با تعیین مقادیر آرایه‌های Δx و Δy در صفحه افقی ایجاد می‌شوند. شاخص‌های ردیف، ستون و لایه در همه کدها یکسان نیستند، بنابراین کاربر باید در هنگام استفاده از این کدها به این نکته توجه کند. به‌عنوان مثال، در MODFLOW، متغیر DELR (Δr)، فاصله گره‌ای افقی ستون‌ها را نشان می‌دهد (معادل با Δx)، در حالی‌که DELC (Δc)، فاصله گره‌ای افقی ردیف‌ها را نشان می‌دهد (معادل با Δy).

در گره‌ها، ردیف‌ها با شاخص i و ستون‌ها با شاخص j مشخص می‌شوند (بخش ۳-۵-۱)، به‌طوری‌که آرایه DELR یک مقدار برای هر ستون شبکه (Δr_j) و DELC، یک مقدار برای هر ردیف (Δc_i) دارد (شکل ۵-۵). مقادیر Δz در مدل سه بعدی ممکن است مستقیما وارد شود یا با استفاده از ارتفاع بالا و پایین لایه محاسبه شود.

در شبکه‌ای با فواصل منظم (شکل ۵-۲-الف)، فاصله گره‌ها در صفحه افقی یکنواخت است ($\Delta x = \Delta y =$ a constant) و گره در مرکز سلول قرار می‌گیرد. فاصله گره‌ها در شبکه نامنظم در یک یا دو جهت افقی متغیر است و گره‌ها در مرکز سلول شبکه بلوک‌محور قرار می‌گیرند که در شبکه نقطه‌محور، گره در مرکز قرار نمی‌گیرد (شکل ۵-۵). شبکه‌های افقی با فواصل منظم از نظر محاسباتی دقیق‌تر و از نظر کاربردی کارایی بیشتری دارند، بسیاری از پس‌پردازش‌های معمول برای شبکه‌های افقی با فواصل گره‌ای منظم طراحی شده‌اند. با این‌حال، هنگامی که برای نمایش عارضه‌های آب سطحی، چاه‌های پمپاژ، تغییرات پارامترها، گرادیان هیدرولیکی مناطق شیب‌دار و سایر عارضه‌های هیدرولوژیکی دقت بیشتری لازم باشد، شبکه‌های منظم را نمی‌توان اجرا کرد. هنگامی که فقط در بخشی از دامنه مدل دقت بیشتری لازم باشد، شبکه نامنظم طراحی می‌شود یا شبکه‌ای با مقیاس محلی در شبکه‌ای با مقیاس بزرگ‌تر قرار می‌گیرد (شکل ۵-۴-ه و ی؛ بخش ۴-۴، شکل ۴-۲۰). از نظر مفهومی، اغلب شبکه‌های مقیاس محلی جایگزین‌شده ترجیح داده می‌شود که ممکن است تهیه و اجرای آن زمان‌بر باشد. شبکه نامنظم به کار رفته در شبکه‌های منظم FD استاندارد بررسی می‌شود.



شکل ۵-۴ طراحی شبکه دارای ساختار و بدون ساختار (۸۳).

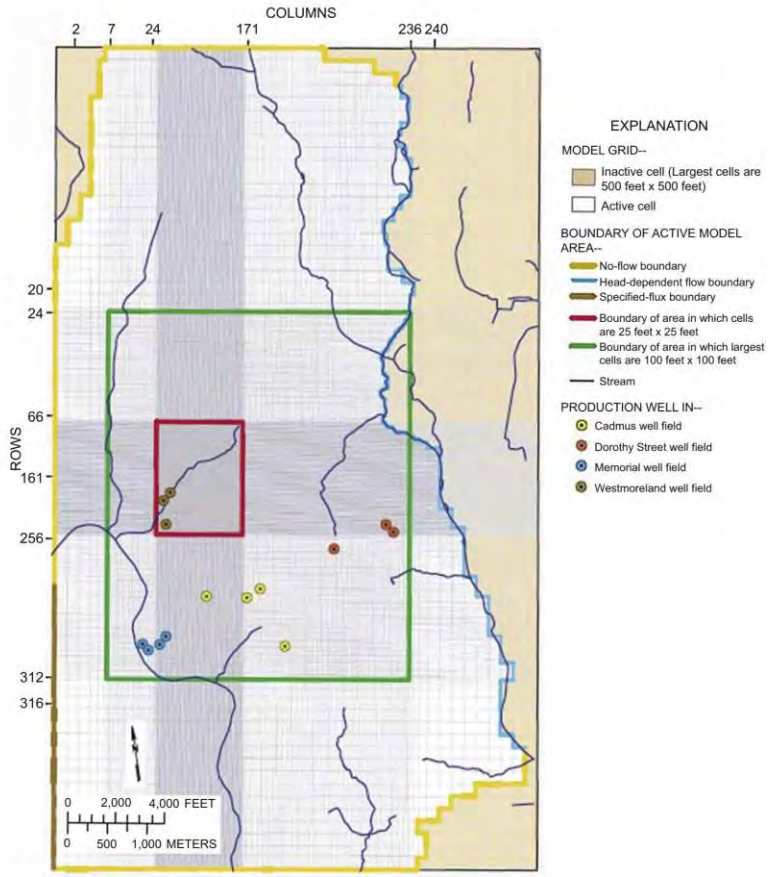


شکل ۵-۵ شبکه‌های بی‌نظم با شاخص‌های MODFLOW، i، ردیف‌ها و j، ستون‌ها را نشان می‌دهد. فاصله بین ستون‌ها (فاصله در راستای ردیف‌ها) برابر با Δr_j است و فاصله بین ردیف‌ها (فاصله در راستای ستون‌ها) برابر با Δc_j است: الف- شبکه بلوک‌محور ب- شبکه نقطه‌محور (۷۱).

تعداد ردیف‌ها و ستون‌ها در شبکه نامنظم باید برابر باشد (شکل ۵-۶)، که باعث ایجاد ناپیوستگی کوچکی در بیرون از منطقه موردنظر می‌شود. هنگامی‌که شبکه نامنظم تهیه می‌شود، فاصله گره‌ها در هر دو بعد افقی باید به‌صورت تدریجی افزایش یا کاهش یابند. برای توسعه شبکه معمولا توصیه می‌شود که فواصل گره‌ای حداکثر تا ۱/۵ برابر فواصل قبلی افزایش داده شود. به‌عنوان مثال، اگر فاصله بین دو گره یک متر باشد، فاصله بین دو گره بعدی نباید از ۱/۵ متر بیشتر باشد و به همین ترتیب فاصله گره‌های بعد نباید از ۲/۲۵ متر، بیشتر باشد و الی آخر. به دو دلیل ممکن است از تعداد ردیف‌ها یا ستون‌های کمی استفاده شود، که توصیه می‌شود برای توسعه کل شبکه از فاکتور بیشتر از ۱/۵ استفاده نشود.

دلیل نامنظم بودن این است که مشتق دوم معادله FD هنگام مشتق‌گیری از فواصل گره‌های نامنظم خطای زیادی دارد. با توجه به اینکه مشتق دوم معادله FD هنگام مشتق گرفتن از فواصل گره‌ای نامنظم،

خطای بیشتری ایجاد می‌شود، از خطوط راهنمای شبکه نامنظم استفاده می‌شود (معادله ۳-۲۵). خطای برشی شبکه نامنظم، برای مرتبه اول درست است در حالی که در معادله FD شبکه منظم، برای مرتبه دوم درست است. تفاوت در خطای برشی را می‌توان با استفاده از بسط سری تیلور نشان داد (صفحات ۶۵ تا ۶۷ مرجع شماره ۸۸). در کادر ۵-۱، اطلاعات بیشتری در مورد خطای عددی بزرگ‌تر در شبکه نامنظم آورده شده است. هنگامی‌که فاصله گره‌ای هر دو جهت x و y متغیر باشد، خطاهای عددی ایجاد می‌شوند که هنگام توسعه شبکه در هر دو جهت افقی با توجه به قانون ۱/۵ برابر، قابل قبول هستند.



شکل ۵-۶ شبکه‌های بی‌نظم با استفاده از فواصل گره‌ای ریز در نزدیکی محل دفن زباله، نیوجرسی، در ایالت متحده آمریکا (۶۲).

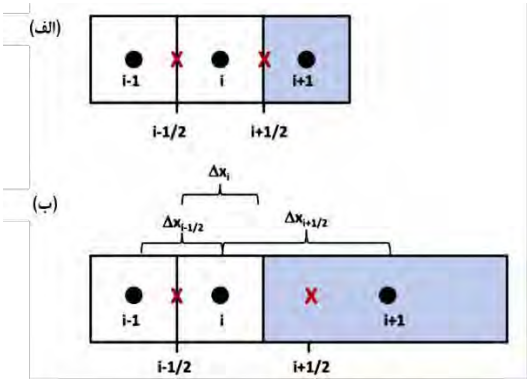
کادر ۵-۱ خطای عددی ذاتی در شبکه‌های FD نامنظم

در این کادر بررسی می‌شود که خطای تقریب FD در شبکه FD نامنظم نسبت به شبکه FD منظم بیشتر است (بخش ۵-۱). شبکه بلوک‌محور یک بعدی را در شکل کادر ۵-۱-۱ در نظر بگیرید. مشتق دوم معادله FD در همسایگی گره i، با تفاصل مشتقات اول محاسبه شده در گره‌های $i+1/2$ و $i-1/2$ برابر است:

$$\frac{d^2h}{dx^2}|_i = \frac{d}{dx}\left(\frac{dh}{dx}|_{i+1/2} - \frac{dh}{dx}|_{i-1/2}\right) = \frac{1}{\Delta x}\left(\frac{h_{i+1}-h_i}{\Delta x_{i+1/2}} - \frac{h_i-h_{i-1}}{\Delta x_{i-1/2}}\right) \quad \text{(کادر ۵-۱-۱)}$$

وقتی Δx ثابت است (شکل کادر ۵-۱-۱-الف)، نقاط $i+1/2$ و $i-1/2$، منطبق بر لبه‌های بلوک است طوری‌که نقطه گره‌ای (i) در وسط نقطه $i+1/2$ و $i-1/2$ قرار گرفته است. اما در شبکه نامنظم (شکل کادر ۵-۱-۱-ب)، $i+1/2$ منطبق بر لبه بلوک گره i نیست و نقطه گره‌ای (i) در وسط نقطه $i+1/2$ و $i-1/2$ قرار نگرفته است.

حل FD، بار هیدرولیکی را در وسط $i+1/2$ و $i-1/2$ محاسبه می‌کند. هنگامی‌که گره در وسط $i+1/2$ و $i-1/2$ قرار نمی‌گیرد، مکانی که بار هیدرولیکی آن محاسبه می‌شود بر گره منطبق نیست که باعث ایجاد خطاهایی در حل می‌شود.



شکل کادر ۵-۱-۱ الف- شبکه FD منظم، ب- شبکه FD نامنظم. هر دو به‌صورت یک بعدی است. گره‌ها دایره‌های توپر هستند، وسط گره‌ها با علامت ضربدر قرمز رنگ نشان داده شده است. $i+1/2$، در وسط گره i و $i+1$ قرار دارد؛ $i-1/2$، در وسط گره $i-1$ و i قرار دارد؛ $\Delta x_{i+1/2}$، فاصله بین گره i و $i+1$ است؛ $\Delta x_{i-1/2}$، فاصله بین گره $i-1$ و i است؛ Δx_i، پهنای سلول اطراف گره i است. در شبکه منظم، $\Delta x_{i-1/2} = \Delta x_{i+1/2} = \Delta x$. برای هدف موردنظر، شبکه نامنظم با استفاده از فاکتور ۴ به جای فاکتور ۱/۵ پیشنهاد شده، توسعه داده می‌شود (بخش ۵-۱).

اگرچه به‌دلیل دقت عددی و سهولت ورود داده‌ها و پردازش راحت‌ترخروجی، شبکه منظم ترجیح داده می‌شود، اما برای پوشش کامل دامنه مسأله، گره‌های بیشتر و یا فواصل گره‌ای کوچک‌تری لازم است. در گره‌های بیشتر، آرایه‌های ورودی و خروجی بزرگ‌تر و کامپیوترهایی با حافظه بیشتر و مدیریت داده‌ها لازم است. با این حال، امروزه با افزایش حافظه و قدرت محاسباتی در کامپیوترها، به‌طور کلی، شبکه با

استفاده از فواصل گره‌ای یکنواختی که در بیشتر مسائل آب زیرزمینی امکان‌پذیر است، دوباره تعریف می‌شود.

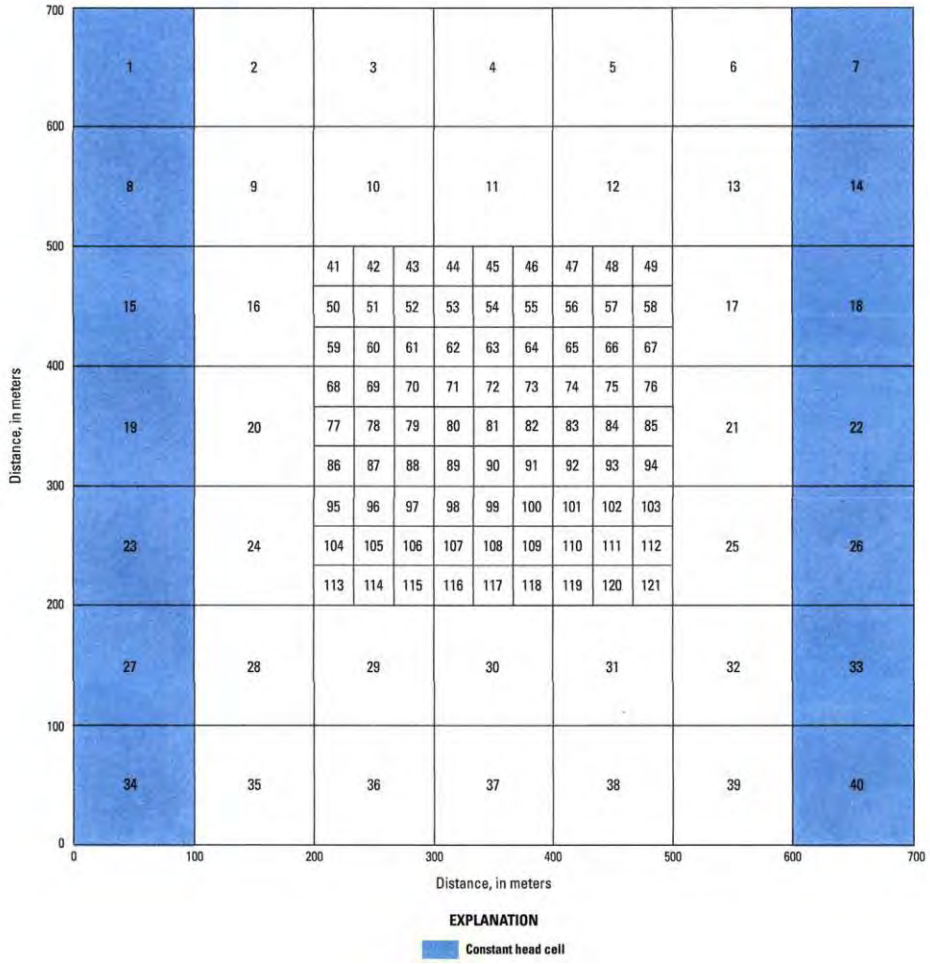
۵-۱-۲-۲ شبکه بدون ساختار (نامنظم)

شبکه FD نامنظم در مدل CVFD (بخش ۵-۳)، انعطاف‌پذیری بالایی را همچون شبکه FD در طراحی گره‌ای فراهم می‌کند. این نوع شبکه با ایجاد شبکه آشیانه‌ای ریزتر (شکل ۵-۴-ه و ی و شکل ۵-۷)) جایگزین مناسبی برای شبکه نامنظم دارای ساختار است. یکی از مزایای شبکه‌های آشیانه‌ای این است که نیازی به فواصل گره‌ای ریز در خارج از دامنه مسأله مورد نظر ندارند. این مفهوم، مشابه با روش اصلاح تلسکوپی[1] (TMR) و روش اصلاح محلی[2] (LGR) است (بخش ۴-۴)، که گسسته‌سازی جزئی منطقه مورد نظر در مدلی با مقیاس محلی با شرایط مرزی استخراج شده از مدلی با مقیاس بزرگ‌تر انجام می‌شود. با این حال، روش TMR/LGR نیاز به اتصال مدل‌های عددی چندگانه و مجموعه‌های متعددی از شرایط مرزی برای نمایش دامنه مسائل آشیانه‌ای دارد. در مقابل، در شبکه آشیانه‌ای بدون ساختار، فواصل گره‌ای کوچک در شبکه‌ای با مقیاس بزرگ‌تر با فواصل گره‌ای درشت‌تر تعبیه می‌شود و فقط یک محدوده مدل‌سازی با یک مجموعه‌ای از شرایط مرزی و یک راه‌حل وجود دارد.

MODFLOW-USG (۸۳)، شبکه‌های آشیانه‌ای (شکل‌های ۵-۴-ح، ۵-۴-خ و ۵-۷) قابلیت استفاده از گره‌های ریزتر و اصلاح چهارتایی دارند. در اصلاح چهارتایی، هر سلول در شبکه آشیانه‌ای به چهار شبکه ریزتر تقسیم می‌شود. به این ترتیب مدل می‌تواند در اطراف عارضه‌های زمین‌شناسی و مهندسی برای نمایش جزئی‌تر و بهتر به کار رود. با شبکه‌بندی چهارتایی (که در حالت سه بعدی شبکه‌بندی هشت‌تایی نامیده می‌شود)، شبکه‌ای منطقه‌ای با فاصله گره‌ای نسبتا بزرگ، با چندین بار تقسیم هر سلول مستطیلی به تعداد زیادی سلول‌های چهارتایی کوچک‌تر به‌صورت یک شبکه آشیانه‌ای در اطراف عارضه‌هایی مانند چاه‌های پمپاژ و رودخانه‌ها و کانال‌ها به‌صورت محلی اصلاح می‌شود (شکل ۵-۸).

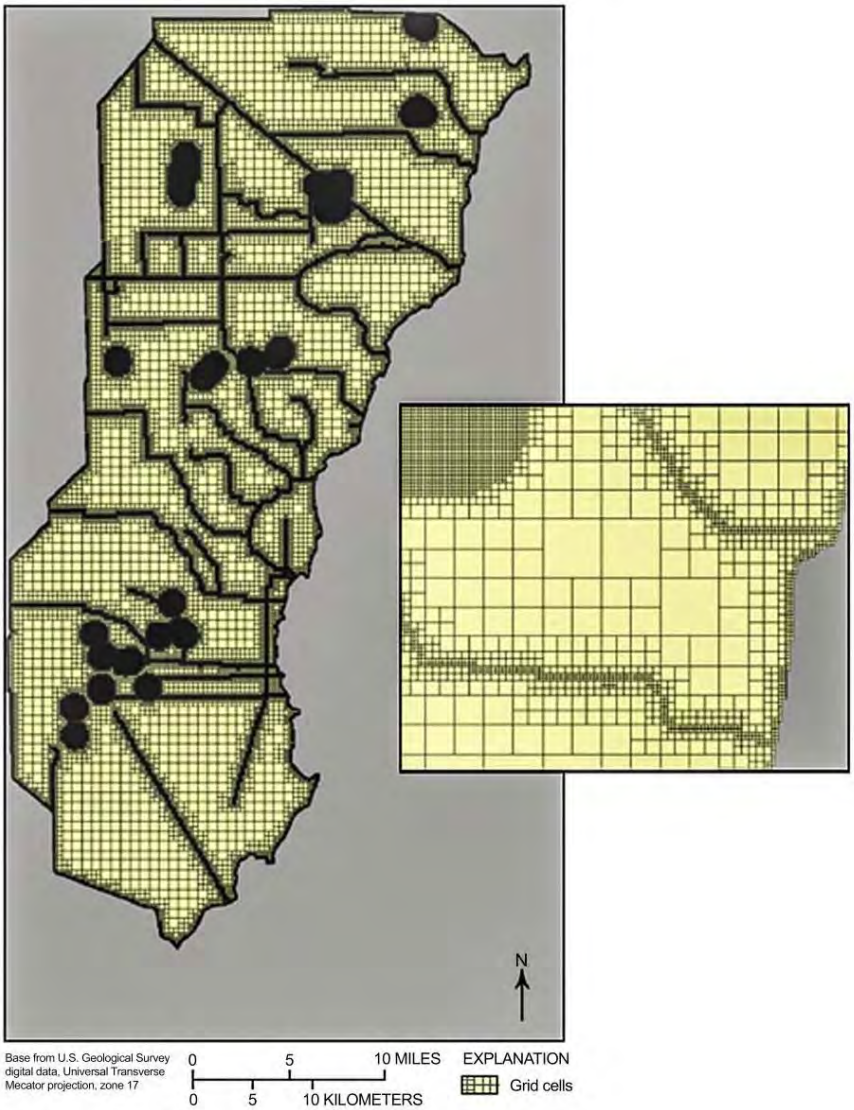
---

[1] Telescopic Mesh Refinement
[2] Local Grid Refinement



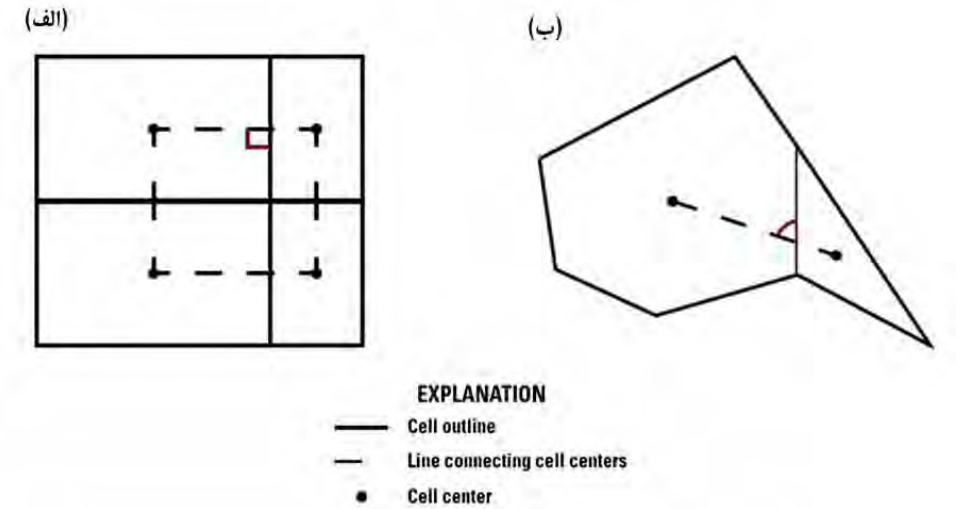
شکل ۵-۷ سلول‌های آشیانه‌ای در شبکه FD بدون ساختار، هر سلول شماره‌گذاری شده است (۸۳).

انعطاف‌پذیری شبکه بدون ساختار، ناشی از پیچیدگی‌های زیاد در وارد کردن داده‌های موردنیاز برای ایجاد شبکه است. در مش FE، گره‌ها به جای استفاده از اندیس i، j و k روش FD استاندارد، به‌طور متوالی شماره‌گذاری می‌شوند (شکل ۵-۷). گره‌های مجاور به هم متصل می‌شود و کاربر باید سطح مشترک اتصال را برای هر اتصال سلول وارد کند. با توجه به پیچیدگی جمع‌بندی داده‌ها در شبکه بدون ساختار، بهتر است از یک کد پیش پردازش استفاده شود (۸۳).

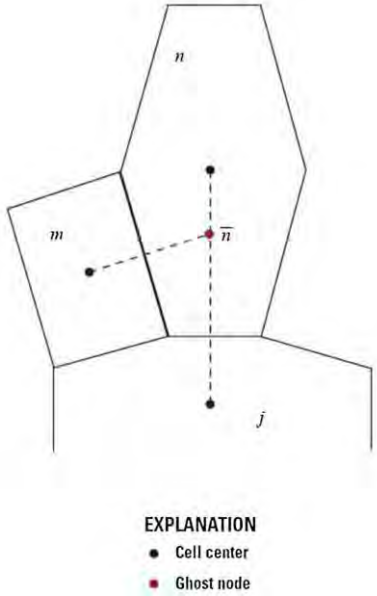


شکل ۵-۸ شبکه چهارتایی برای مدل CVFD آبخوان بیسکاین، فلوریدا، آمریکا[1]، بر اساس شبکه ۸۰۰ متری ساختار یافته. سلول‌ها به سلول‌های ۴ تایی با اندازه سلول ۵۰ متر در ۱۰۰۰ متری از چاه شرب و امتداد کانال‌ها و خطوط ساحلی تبدیل شد. شبکه چهارتایی هموار شده است طوری‌که هر سلول به بیشتر از ۲ سلول در هر جهت متصل می‌شود (۸۳).

[1] Biscayne aquifer, Florida, USA



شکل ۵-۹ دو نوع از اتصالات سلول در شبکه FD بدون ساختار. الف- خط واصل به سلول‌های همسایه، از سطح مشترک سلول‌ها با زاویه قائم عبور می‌کند. ب- خط واصل، سطح مشترک نصف نمی‌کند و زاویه قائم ایجاد نمی‌کند در نتیجه باعث نقص شرط مورد نیاز CVFD می‌شود (۸۳).



شکل ۵-۱۰ نمایش گره‌های مجازی در شبکه FD بدون ساختار برای اصلاح نقص شرط مورد نیاز CVFD (۸۳).

دستورالعمل مهمی برای طراحی شبکه FD بدون ساختار در مختصات دکارتی وجود دارد که با توجه به آن، خط عبوری از مرکز سلول‌های مجاور، باید به‌طور عمود از سطح مشترک بگذرد (شکل ۵-۹) و محل تقاطع آن باید تقریبا در مرکز وجه مشترک قرار گیرد. برای شبکه‌های استوانه‌ای، محل تقاطع باید بر میانگین لگاریتم شعاع منطبق باشد. به‌کارگیری این دستورالعمل که شرط لازم روش تفاضل محدود حجم کنترل (CVFD) است، صحیح بودن معادلات FD مرتبه دوم را تضمین می‌کند. اگرچه استفاده از این دستورالعمل قوانین شبکه آشیانه‌ای را نقض ایجاد می‌کند (جزئیات بیشتر در مرجع شماره ۸۳ آورده شده است)، این نقص کوچک قابل صرف نظر کردن است. شبکه‌های شکل ۵-۴-الف تا ث و د، شرط مورد نیاز CVFD را رعایت می‌کنند، درحالی‌که در سایر شبکه‌ها چنین حالتی وجود ندارد. MODFLOW-USG، شامل ماجولی است که آن را بسته اصلاح گره مجازی[1] (GNC) می‌نامند که برای به حداقل رساندن خطاهای ناشی از نقص شرط موردنیاز CVFD طراحی شده است. بسته GNC، گره مجازی را به‌صورت خودکار قرار می‌دهد، طوری که خطی که گره مجازی را به گره فعال در همسایگی آن وصل می‌کند، سطح بین سلول‌ها در زاویه سمت راست را به دو قسمت تقسیم می‌کند (شکل ۵-۱۰). شار عبوری از این سطح با توجه به بار هیدرولیکی گره مجازی که با استفاده از درون‌یابی تقریب زده شده، محاسبه می‌شود. گره مجازی برای محاسبه طول اتصالات برای ترم‌های ضریب انتقال بین‌سلولی در تقریب FD معادله جریان آب زیرزمینی نیز استفاده می‌شود (معادله ۳-۲۷). گره‌های مجازی خودشان به‌عنوان گره‌های فعال در راه‌حل نیستند و بارهای هیدرولیکی این گره‌ها با درون‌یابی بارهای هیدرولیکی گره‌های فعال محاسبه می‌شوند.

فینستین[2] و همکاران (۲۰۱۳)، روش شبکه بدون ساختار "نیمه-ساختاری[3]" را پیشنهاد کردند که با استفاده از آن، شبکه دارای ساختار یکنواخت در یک لایه نگهداری می‌شود ولی شبکه گره‌ای افقی متفاوتی برای هر لایه مشخص شده است. در مثال کاربردی آن‌ها، بالاترین لایه، کوچک‌ترین اندازه سلول‌ها را برای شبیه‌سازی ارتباط آب سطحی-آب زیرزمینی داشته، در حالی که در لایه‌های عمیق‌تر، از گسسته‌سازی درشت‌تری استفاده می‌شود. چهار سلول کوچک در لایه بالایی در راستای یک سلول بزرگ در لایه زیرین قرار می‌گیرد. مدل آن‌ها از چندین مدل شبکه دارای ساختار جداگانه با استفاده از GUIهای استاندارد ساخته می‌شود و سپس وارد مدل MODFLOW-USG می‌شود (۲۸). برنامه‌های پس‌پردازش شبکه

[1] Ghost Node Correction
[2] Feinstein
[3] Semi-Structured

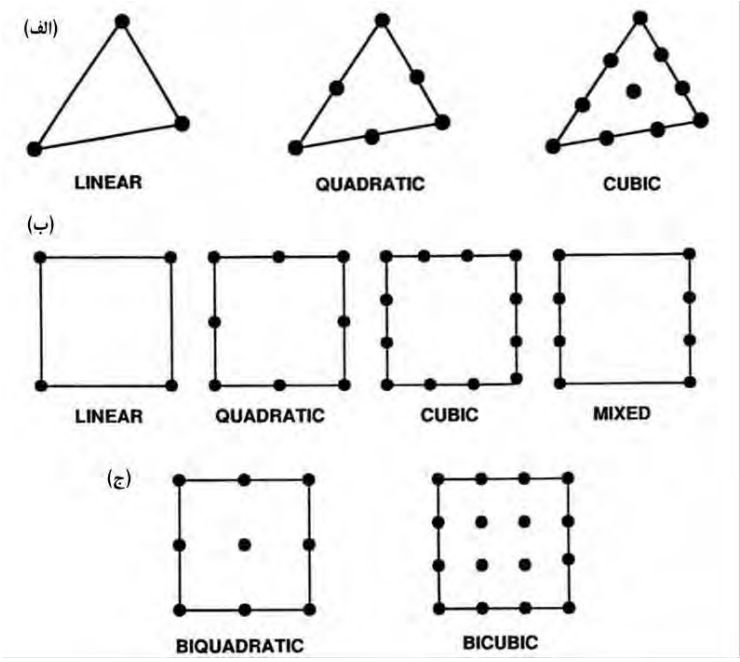
دارای ساختار استاندارد برای پس‌پردازش و به تصویر کشیدن خروجی‌های MODFLOW-USG استفاده می‌شود. با توجه به مباحث مطرح شده، می‌توان نتیجه گرفت که برای رسیدن به انعطاف‌پذیری در طراحی شبکه بدون ساختار باید دقت بیشتری نسبت به شبکه FD استاندارد شود. براساس مشاهدات پندی[1] و همکاران (۲۰۱۳)، برای شبیه‌سازی بار هیدرولیکی و جریان، خطای زیادی ایجاد می‌شود مگر اینکه با بسته GNC ، شبکه به درستی ایجاد شود یا به‌طور مناسب تصحیح شود (۸۳). تشخیص این خطاها کار مشکلی بوده و در بیلان آب مدل، خود را نشان نمی‌دهند. کاربر MODFLOW-USG، لازم است این خطاها و دلیل ایجاد آن‌ها را بشناسد و روش کاهش این خطاها را هنگام طراحی شبکه و روش‌های تصحیح شار را بداند.

۵-۱-۳ مش اجزای محدود

روش FE، به‌صورت ذاتی برای مش‌های دارای ساختار و بدون ساختار قابل استفاده است ولی بعضی از کدهای FE تنها برای مش دارای ساختار طراحی شده‌اند. مدل‌ساز همیشه باید از راهنمای کد، کمک بگیرد تا بداند چه نوع شبکه‌ای قابل استفاده است. ساخت مش‌های دارای ساختار و بدون ساختار نسبت به شبکه FD دارای ساختار به داده‌های ورودی بیشتری نیاز دارد. هر گره و جزء در مش شماره‌گذاری می‌شود (شکل ۳-۵-ب) و موقعیت گره با مختصات (x, y, z) تعیین می‌شود. FEهای دو بعدی به شکل مثلثی یا مستطیلی هستند (شکل ۵-۱۱). اجزای سه بعدی به شکل چهاروجهی، شش‌وجهی یا منشوری هستند (شکل ۵-۱۲). اجزا، با استفاده از گره‌هایی که روی مرزهای اجزا هستند بر مرزهای محیطی دامنه مسأله منطبق می‌شوند (شکل ۵-۱۳-الف و ب)، گره‌ها ممکن است در درون اجزا نیز قرار بگیرند (شکل ۵-۱۱ و ۵-۱۲). تابع درون‌یابی (پایه‌ای) که بارهای هیدرولیکی درون جزء را تعریف می‌کنند (بخش ۳-۴)، درجه یک، دو یا سه بودن هر جزء را تعیین می‌کند. معمولا اجزای استفاده شده به‌صورت خطی یا درجه یک هستند. بعضی از کدها فقط از یک نوع جزء استفاده می‌کنند (شکل‌های ۵-۴-پ، ت، ج و چ و شکل ۵-۳-ب) در حالی که کدهایی دیگر، انواع جزءها را دارند (شکل ۵-۱۴-الف). مش FE می‌تواند به‌صورت مش‌های آشیانه‌ای (شکل ۵-۴-ح و د) و مش‌های اصلاح محلی شده در اطراف عارضه‌های موردنظر، اصلاح شوند (شکل ۵-۱۴-الف و ب و شکل ۴-۱۷).

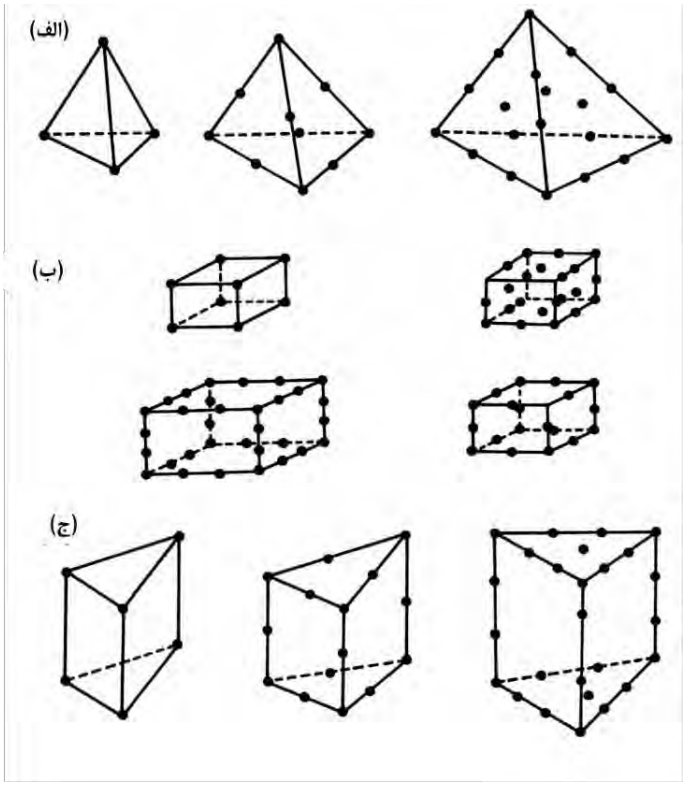
---

[1] Panday



شکل ۵-۱۱ اجزای محدود دو بعدی: اجزای درجه یک، دو و سه با توجه به تابع پایه‌ای مورد استفاده (بخش ۳-۵): الف- اجزای مثلثی ب- اجزای مستطیلی ج- اجزای چهاروجهی (۵۱).

گره‌ها به‌صورت اصولی از بالا تا پایین (یا از پایین تا بالا) و از چپ به راست، به‌ترتیب در طول کوتاهترین بعد مش شماره‌گذاری می‌شوند (شکل ۵-۱۳-ج). کد به کاربر این امکان را می‌دهد که به دلخواه گره‌ها را شماره‌گذاری کند و سپس کد، گره‌ها را با توجه به شماره‌گذاری کاربر در فایل ورودی، دوباره شماره-گذاری می‌کند. در این مورد، شماره‌گذاری گره‌ها باید به‌ترتیب در جهت کوتاه‌ترین بعد دامنه انجام شود. شماره‌های گره که با هر جزء مشخص می‌شود، به‌صورت پادساعتگرد وارد کد می‌شوند. شماره جزء و روشی که اجزا وارد کد می‌شود برای معادله FE مهم نیست زیرا کد محل هر گره را حفظ می‌کند و هر جزء را به گره‌های خودش وصل می‌کند. به هر حال، هنگام بررسی خروجی‌های مدل، کاربر به نقشه مش با شماره‌های گره و جزء اشاره خواهد کرد (شکل ۴-۱۱-د و ی).



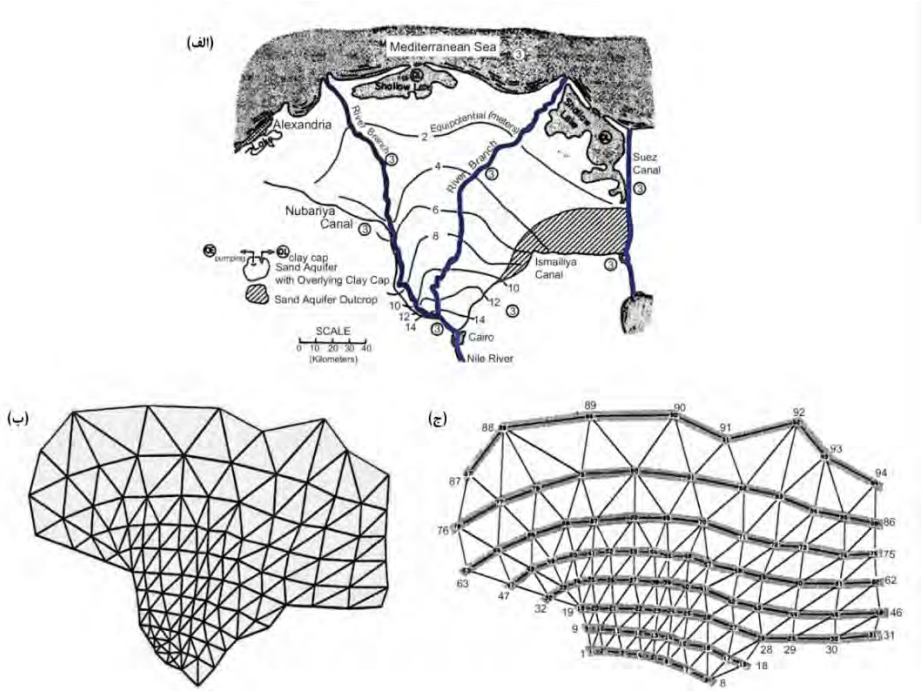
شکل ۵-۱۲ اجزای محدود سه بعدی: الف- چهاروجهی، ب- شش‌وجهی، ج- منشوری (۵۱).

کد، معادلات همه اجزای معادله ماتریس کلی را گردآوری می‌کند (شکل ۳-۹). شماره‌گذاری اصولی در طول کوتاهترین بعد مش، پهنای باند ماتریس ضرایب را کاهش می‌دهد و بنابراین حافظه مورد نیاز کامپیوتر و زمان محاسبات را کاهش خواهد داد. شبه-پهنای باند[1] (SBW) ماتریس متقارن (آرایه‌های عرضی ماتریس قطری)، برابر با حداکثر تعداد ستون‌های بین آرایه قطری و آرایه غیرصفر آخری در هر ردیف ماتریس است. پهنای باند با ۲ برابر $(\mathrm{SBW}-1)$ برابر است. SBW به‌صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$SBW = R + 1 \qquad (۵-۱)$$

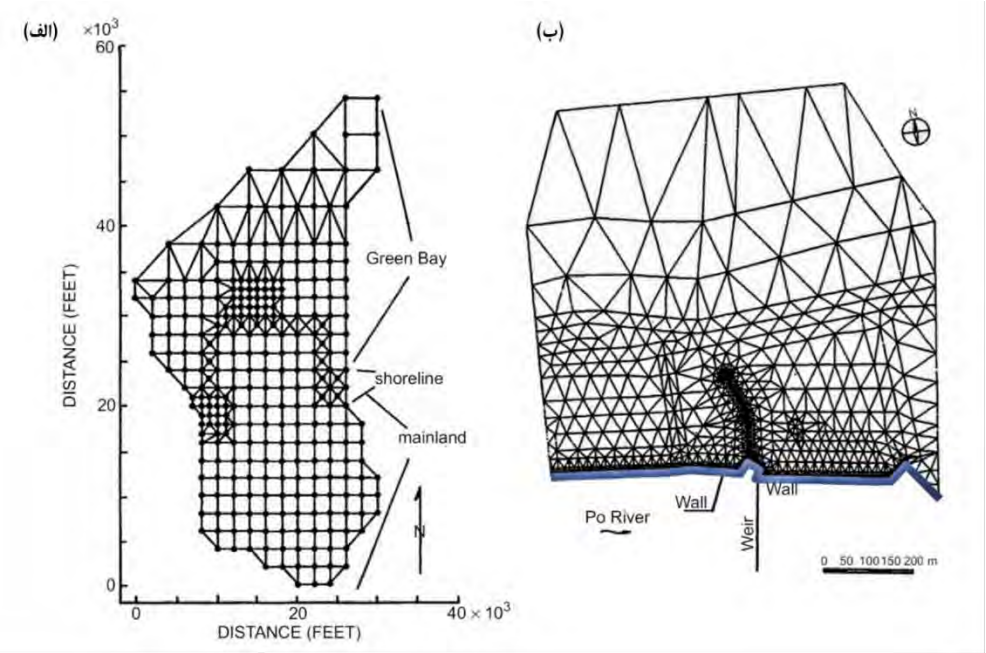
[1] Semi-Band Width

که R، به‌صورت حداکثر تفاوت شماره دو گره یک جزء در کل مش تعریف می‌شود (۵۲). به‌عنوان مثال، در مش شکل ۵-۱۳-ج، R، برابر با ۱۷ است، شبه پهنای باند برابر با ۱۸ و پهنای باند برابر با ۳۴ است. طراحی مش FE زمان‌بر است و کدهای FE معمولا شامل برنامه‌های کاربردی یا GUIهایی هستند که مش تولید می‌کنند. به‌عنوان مثال، FEFLOW برای تولید مش، گزینه‌های متفاوتی را پیشنهاد می‌کند (صفحات ۷۶۰ تا ۷۷۰ مرجع شماره ۲۱). روش FE، محدودیت‌هایی برای تولید مش دارند که در ادامه به‌صورت مختصر بررسی می‌شود، اما برنامه‌های کاربردی طراحی مش تا حد زیادی کاربر را در حل این مشکلات کمک می‌کند.



شکل ۵-۱۳ گسسته‌سازی مدل FE برای دلتای نیل در مصر[1]. الف- نقشه خطوط کنتور بار هیدرولیکی و شرایط مرزی (شماره‌های داخل دایره) که ۳ مرز وابسته به بار هیدرولیکی دارد (بخش ۳-۳). ب- اجزای مثلثی که بر مرز نامنظم منطبق شده است. ج- شماره گره‌های مش به‌طور خلاصه. گره‌ها به‌ترتیب از کوتاه‌ترین بعد مش شماره‌گذاری می‌شود (۱۰۳).

[1] Nile Delta, Egypt



شکل ۵-۱۴ اصلاح مش. الف- مش FE برای شبه جزیره‌ای در خلیج سبز ویسکانسین در ایالت متحده[1]، به‌صورت ترکیبی از اجزای مثلثی و مستطیلی ساخته شده است. از فاصله گره‌ای ریز برای نمایش مناطق خط ساحلی که آب زیرزمینی به خلیج سبز تخلیه می‌شود، استفاده می‌شود (۹). ب- هنگام سیل رودخانه‌ای واقع در ایتالیا، برای حفاظت از راکتورهای هسته‌ای از سطح ایستابی بالا، مش FE را با روش اصلاح محلی در نزدیکی دیوار مانع طراحی کردند. رودخانه مرز جنوبی را تشکیل می‌دهد، ساحل رودخانه با استفاده از فواصل گره‌ای ریز نشان داده شده است. مرزهای جنوبی و شمالی، مرز بار هیدرولیکی مشخص هستند و مرزهای شرقی و غربی، مرزهای بدون جریان هستند (۳۲).

در طراحی مش FE برای تشکیلات همسانگرد، هر جزء باید طوری ساخته شود که نسبت ابعادی[2] جزء، نسبت حداکثر به حداقل ابعاد جزء، نزدیک به یک باشد. به‌عنوان مثال، تنها اجزای مثلثی متساوی‌الاضلاع استفاده شود. این شرط مشابه فاکتور ۱/۵ مورد استفاده در ساخت شبکه FD بی‌نظم است و برای حداقل کردن خطاهای عددی لازم است. تجربه نشان داده که باید از نسبت ابعادی بزرگ‌تر از ۵ اجتناب شود. بنابراین اندازه اجزا در رژیم‌های غیرماندگار باید به‌طور تدریجی تغییر کند (شکل ۵-۱۴-ب). شکل اجزا

[1] Wisconsin, USA
[2] Aspect ratio

در محیط متخلخل ناهمسانگرد باید در دامنه همسانگرد تبدیل شده معادل بررسی می‌شود (کادر ۵-۲) و طوری طراحی شود که نسبت ابعادی در دامنه همسانگرد از ۵ تجاوز نکند.

کادر ۵-۲ ناهمسانگردی عمودی و بخش تبدیل‌یافته[1]

معمولاً، ناهمسانگردی عمودی در هدایت هیدرولیکی (K_h/K_v)، از ناهمسانگردی افقی (K_x/K_y) بزرگ‌تر است. بنابراین در این کادر، ناهمسانگردی در جهت عمودی بررسی می‌شود. نسبت ناهمسانگردی عمودی به‌صورت K_h/K_v که K_h (=K_x) هدایت هیدرولیکی افقی است، اما توجه شود که گاهی اوقات مولفان دیگر، ناهمسانگردی عمودی را با K_v/K_h تعریف می‌کنند. از نظر ریاضی، سیستم ناهمسانگرد، همگن و ماندگار با تغییر مختصات می‌تواند به سیستم همسانگرد تبدیل شود که گاهی اوقات آن را بخش تبدیل‌یافته می‌نامند. معادلات حاکم بر تبدیل مختصات در طراحی مش FE (بخش ۵-۱)، برای بررسی اندازه فاصله عمودی سلول‌ها (معادله ۵-۴، بخش ۵-۳)، آنالیز دوپویی-فرشهایمر (معادله ۴-۲، بخش ۴-۱؛ کادر ۴-۱) و ساخت شبکه جریان استفاده می‌شود.

مختصات سیستم ناهمسانگرد صحیح با x و z نشان داده می‌شود. X و Z در سیستم مختصات تبدیل‌یافته همسانگرد به‌صورت زیر می‌شود:

$$X = x$$ (کادر ۵-۲-۱-الف)

$$Z = z\sqrt{K_x/K_z}$$ (کادر ۵-۲-۱-ب)

معادلات (۴-۲) و (۵-۴) از معادله کادر ۵-۲-۱-ب پیروی می‌کند (برای آنالیز دو بعدی در صفحه افقی، $X = x$ و $Y = y\sqrt{T_x/T_y}$ که T_x و T_y، ضرایب قابلیت انتقال هستند).

با توجه به معادلات کادر ۵-۲-۱-الف و ب:

$$\frac{\partial}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial X}$$ (کادر ۵-۲-۲-الف)

$$\frac{\partial}{\partial Z} = \sqrt{\frac{K_x}{K_z}}\,\frac{\partial}{\partial Z}$$ (کادر ۵-۲-۲-ب)

در سیستم مختصات صحیح ($X - Z$)، معادله دیفرانسیل جزئی برای جریان ماندگار در سیستم ناهمسانگرد و همگن بدون تغذیه سطحی به‌صورت زیر است:

$$K_x\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + K_z\frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0$$ (کادر ۵-۲-۳)

معادله کادر ۵-۲-۳، در سیستم مختصات $X - Z$، به معادله لاپلاس تبدیل می‌شود:

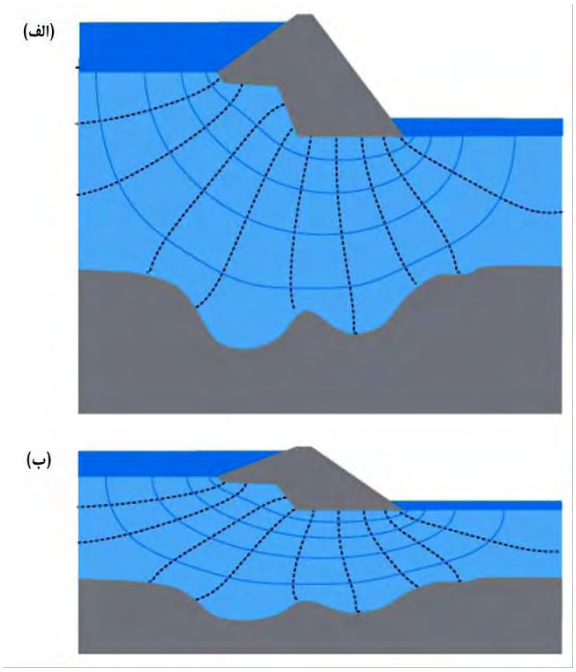
$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0$$ (کادر ۵-۲-۳)

با توجه به اینکه، جریان در بخش تبدیل‌یافته با جریان در مختصات واقعی یکسان است، می‌توان نشان داد (به صفحه ۲۸۵ مرجع شماره ۳۰ مراجعه شود) هدایت هیدرولیکی همسانگرد معادل، K_X (= K_Z) ، در بخش تبدیل‌یافته به‌صورت زیر است:

$$K_x = K_z = \sqrt{K_x/K_z}$$ (کادر ۵-۲-۵)

[1] Transformed Section

شبکه‌های جریان (کادر ۸-۲) در مختصات تبدیل‌یافته با خطوط هم‌پتانسیل زاویه ۹۰ درجه می‌سازند (شکل کادر ۵-۲-۱-الف) و سپس به سیستم مختصات واقعی برگردانده می‌شوند. (شکل کادر ۵-۲-۱-ب). در بخش تبدیل‌یافته، اثرات جریان عمودی در مقایسه با جریان در سیستم مختصات واقعی $x - z$ بزرگنمایی شده است. به‌عبارت دیگر، در سیستم مختصات واقعی، ناهمسانگردی عمودی باعث ایجاد مقاومت در جریان در جهت عمودی می‌شود که آن نیز باعث تغییر جهت حرکت در جهت افقی می‌شود.



شکل کادر ۵-۲-۱ شبکه جریان زیر سد. خطوط هم‌پتانسیل با خطوط خط چین پر رنگ و خطوط جریان با خطوط آبی رنگ نشان داده شده است. جریان از سمت چپ به راست است. الف- در مختصات تبدیل‌یافته (همسانگرد) (مختصات $X - Z$) خطوط هم‌پتانسیل و خطوط جریان با زاویه ۹۰ درجه همدیگر را قطع می‌کنند. ب- در سیستم (ناهمسانگرد) واقعی (مختصات $x - z$)، محل تقاطع خطوط هم‌پتانسیل و خطوط جریان، زاویه ۹۰ درجه نمی‌سازد (۳۰).

۵-۲ فاصله افقی گره‌ها

بعضی از ویژگی‌های عمومی شبکه/مش افقی، در بخش ۵-۱ بررسی شد. در این بخش، انتخاب فاصله افقی گره‌ها بررسی می‌شود. با توجه به هدف مدل‌سازی، شبکه گره‌ای افقی طراحی می‌شود. به‌عنوان

مثال، اگر هدف مدل‌سازی، شبیه‌سازی تبادل آب سطحی-آب زیرزمینی باشد (مانند شبیه‌سازی‌های مصرف تلفیقی)، لازم است در اطراف عارضه‌های مهم آب سطحی، فواصل گره‌ای را کوچک در نظر گرفت. اگر هدف مدل‌سازی، محاسبه مسیر جریان در محیط متخلخل غیرهمگن باشد، باید تعداد گره‌های مورد استفاده برای گسسته‌سازی غیرهمگنی‌های موثر بر جریان کافی باشد. اگر هدف مدل‌سازی، شبیه‌سازی آزمایش پمپاژ باشد، لازم است فواصل گره‌ای اطراف چاه پمپاژ، ریز باشد. برای برقراری توازن بین راه‌حل دقیق (تعداد گره‌های نسبتا زیاد) با زمان اجرای منطقی و مدیریت آسان داده‌ها و به تصویر کشیدن نتایج (تعداد گره‌های نسبتا کم) لازم است فاصله گره‌ای بهینه باشد.

اندازه محیط مدل‌سازی اولین عاملی است که باید در نظر گرفته شود. بدیهی است که تعداد گره‌های بیشتری برای محیط‌های بزرگ مورد نیاز است. علاوه بر این، حداقل ۶ عامل دیگر در طراحی شبکه افقی و فواصل گره‌ها موثر است: ۱- دقت راه‌حل، ۲- موقعیت نقاط واسنجی، ۳- شکل مرزهای محیطی، ۴- تغییرات مکانی (ناهمگنی) در پارامترها، ۵- گسل‌ها، مجراها و موانع جریان، و ۶- منابع تغذیه و تخلیه. عوامل ۴، ۵ و ۶، معمولا باعث تغییرات ناگهانی در گرادیان هیدرولیکی می‌شوند و در نتیجه استفاده از شبکه ریزتر در اطراف عارضه ضروری است تا تغییرات بار هیدرولیکی را نشان دهد.

در ادامه، هر یک از این ۶ مورد بررسی می‌شود.

۵-۲-۱ دقت راه‌حل

همان‌طور که در بخش ۳-۴ ذکر شد، روش عددی تقریبی است که حل گسسته را جایگزین حل پیوسته معادله حاکم مشتقات جزئی می‌کند. از نظر تئوری، فاصله گره‌ای کوچک‌تر، دقت بیشتری را در راه‌حل ایجاد می‌کند. به‌صورت ایده‌آل، تأثیر فاصله گره‌ای بر راه‌حل باید توسط آنالیز حساسیت ارزیابی شود، به این صورت که فاصله گره‌ای در اجراهای متوالی مدل کاهش یابد تا وقتی که اختلاف در بارهای هیدرولیکی و جریان‌های محاسبه‌شده در حد قابل قبولی کوچک شود. انجام آزمایش شبکه‌های گره‌ای متفاوت برای مسائل ساده بسیار آسان است (مسأله ۵-۱) اما در عمل، آنالیز حساسیت فاصله گره‌ای به ندرت انجام می‌شود زیرا کاهش فاصله گره‌ای فقط به تهیه شبکه/مش جدید نیاز ندارد بلکه به گسسته‌سازی دوباره پارامترها، شرایط مرزی و منابع تغذیه یا تخلیه نیز نیاز دارد. برای مدل‌های ماندگار، گزینه دیگر، مقایسه نتایج حل عددی با حل مدل اجزای تحلیلی (AE) است (بخش‌های ۳-۴، ۴-۴)، که وابسته به گره‌ها نبوده و حل پیوسته است. چنانچه تفاوت زیادی بین جواب‌های مدل FE/FD و مدل FE وجود داشته باشد، بهتر است که فاصله گره‌ها کوچک‌تر شود (۴۷ و ۴۰).

۵-۲-۲ اهداف واسنجی

در هنگام واسنجی مدل، از مشاهدات میدانی شامل بارهای هیدرولیکی و شارها استفاده می‌شود تا با مقادیر محاسبه‌شده مقایسه شود. به‌صورت ایده‌آل، مکان‌های واسنجی باید روی گره‌ها قرار بگیرد، طوری- که بار هیدرولیکی محاسبه‌شده توسط کد (که همیشه برای گره محاسبه می‌شود) مستقیما با مقادیر اندازه‌گیری‌شده بدون خطاهای درون‌یابی مقایسه شود. به هر حال، در عمل ممکن است موقعیت گره‌ها روی موقعیت همه بارهای هیدرولیکی یا شارهای موردنظر قرار نگیرد. در این مسأله، بعضی از GUIها (مانند Groundwater Vistas) هنگام پس‌پردازش نتایج مدل، گزینه‌ای برای درون‌یابی بار هیدرولیکی موردنظر در گره دارند.

۵-۲-۳ شکل مرز محیطی

فاصله گره‌ها باید به اندازه کافی کوچک باشد تا سلول‌ها یا اجزا، بی‌نظمی‌های مرزی را در بر بگیرند. مطابقت زیاد بین مرزهای محیطی مدل و مرزهای هندسی منطقه مدل‌شده، باعث می‌شود شرایط مرزی محیطی بهتر نشان داده شود (شکل‌های ۵-۲-الف، ۵-۶ و ۵-۱۳).

۵-۲-۴ ناهمگنی

فاصله گره‌ای تعیین‌کننده حداکثر سطح ناهمگنی است که برای مقدار هر پارامتر مختلف می‌توان در یک سلول، جزء یا گره تخصیص داد (بخش ۵-۵). نمایش دقیق تغییرات مکانی هدایت هیدرولیکی برای مدل‌های انتقال املاح (بخش ۱۲-۳) و تعیین مسیر جریان با استفاده از کدهای ردیابی ذرات (فصل ۸) مهم است. این مقادیر در شبیه‌سازی تغییرات سرعت برای نمایش دقیق مسیر جریان اهمیت بسیاری دارند. هنگامی که مسیرهای جریان به‌عنوان اهداف واسنجی استفاده می‌شود، نمایش ناهمگنی هدایت هیدرولیکی در مدل جریان آب زیرزمینی نیز مهم است (بخش ۹-۳، کادر ۱۰-۲). هاتجما[1] و همکاران (۲۰۰۱)، اثر فاصله گره‌ای را بر سرعت محاسبه شده توسط کد FD در MODFLOW به‌صورت میدانی بررسی کردند. در این مسأله، ضرایب هدایت هیدرولیکی ۱۰ برابر یا بیشتر با مقادیر اطراف تفاوت داشتند.

---

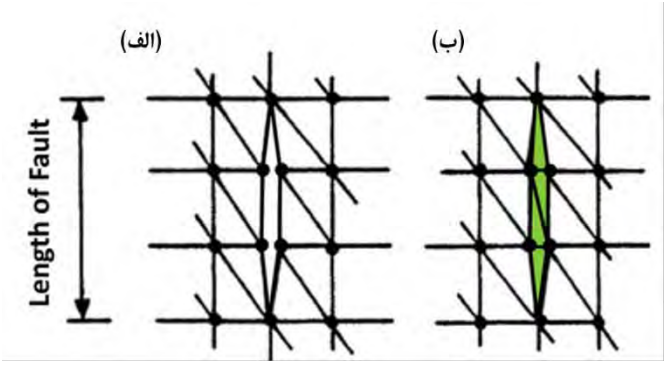
[1] Haitjema

آن‌ها در مسأله خود، به این نتیجه رسیدند که برای نمایش دقیق‌تر مسیرهای جریان و زمان‌های سفر، مناطق ناهمگن باید حداقل به ۵۰ سلول FD گسسته‌سازی شوند (۴۰).

در طراحی شبکه گره‌ای، در نظر گرفتن توزیع مکانی تغذیه از اهمیت کمتری نسبت به ناهمگنی در هدایت هیدرولیکی برخوردار است (صفحات ۲۷۸ تا ۲۸۹ مرجع شماره ۳۸). در هر حال، در نظرگرفتن ناهمگنی تغذیه با ناحیه‌بندی، برای بعضی از مسائل مدل‌سازی ضروری است (بخش ۵-۵).

۵-۲-۵ گسل‌ها، مجراها و موانع

معمولا برای نمایش گسل‌های زمین‌شناسی (بخش ۴-۲؛ شکل ۴-۸)، از فواصل گره‌ای کوچک‌تری استفاده می‌شود. موانع گسلی با استفاده از گره‌های ناپیوسته (شکل ۵-۱۵-الف) یا توسط اجزا/سلول‌هایی با نفوذپذیری کم (شکل‌های ۵-۱۵-ب و ۴-۸-ب) شبیه‌سازی می‌شوند. گسل یا مجرای نفوذپذیر را می‌توان با استفاده از اجزا/سلول‌هایی با هدایت بالا شبیه‌سازی کرد (شکل ۴-۸-الف).

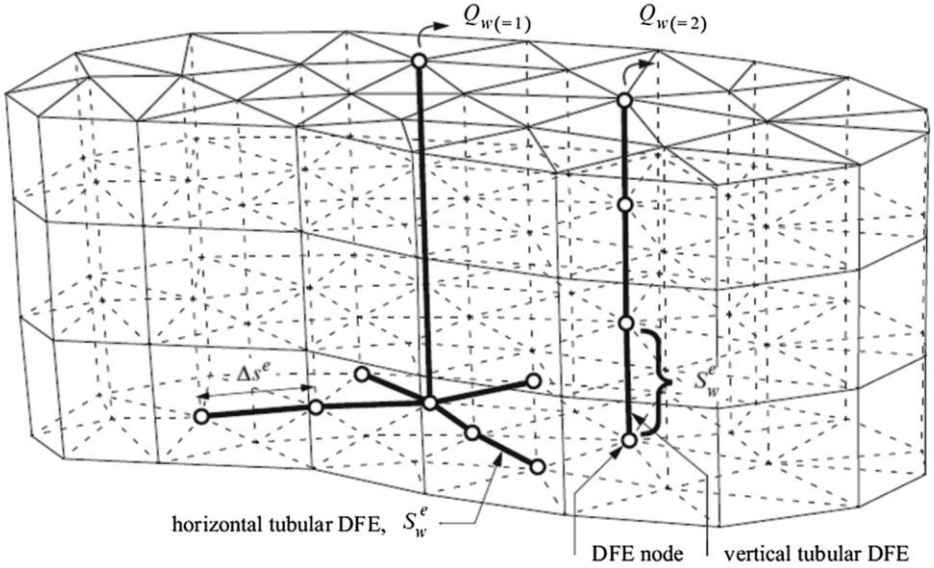


شکل ۵-۱۵ گسل‌ها در مش FE. الف- گره‌های ناپیوسته، گسل نفوذناپذیر را نشان می‌دهند. ب- اجزای باریک (سایه زده) گسل را نشان می‌دهند. مقادیر هدایت هیدرولیکی یا قابلیت انتقال اجزا نفوذپذیر یا نفوذناپذیری گسل تعیین می‌کنند (۱۰۳).

FEFLOW (۲۱)، گزینه‌ای با عنوان اجزای عارضه مجزا[1] (DFEها) اضافه کرده که برای شبیه‌سازی عارضه‌های مهندسی و زمین‌شناسی با سایز کوچک‌تر از یک المان مانند چاه‌ها، مجراها و گسل‌های باز (شکل ۵-۱۶) استفاده می‌شود. DFEهای یک بعدی، مسطح (برای کانال‌ها، ستون‌های معدن، تونل‌ها و رودخانه‌ها) یا لوله‌ای (برای چاه‌ها، مجراها، تونل‌ها و زهکش‌ها) هستند. DFEهای دو بعدی، برای نمایش

[1] Discrete Feature Elements

درز و شکاف‌ها و گسل‌های نفوذپذیر استفاده می‌شوند. DFE، گره‌های اجزای تشکیل‌دهنده مش را تقسیم می‌کند و در امتداد لبه یا سطح اجزا یا گره‌های به هم‌پیوسته مش قرار می‌گیرد (شکل ۵-۱۶). برای توضیحات کامل‌تر می‌توانید به دیرش[1] (۲۰۱۴؛ فصل‌های ۴ و ۱۲) مراجعه کنید. همچنین DFEها در بخش ۶-۲-۲ نیز بررسی شده است.



شکل ۵-۱۶ اجزای عارضه مجزای (DFEهای) میله‌ای که چاه پمپاژ چند لایه‌ای و چاه پمپاژ افقی را در مش FE نمایش می‌دهد (۲۱).

بسته‌های خاصی موانع و مجراها را در MODFLOW شبیه‌سازی می‌کند. بسته جریان افقی مانع[2] (HFB)، عارضه‌های زمین‌شناسی باریک و مجزا که مانع جریان آب زیرزمینی می‌شوند را شبیه‌سازی می‌کند (۴۵). موانع فیزیکی با استفاده از گسسته‌سازی نشان داده نمی‌شود بلکه خصوصیات آن در تقریب FD معادله جریان آب زیرزمینی برای اصلاح ضرایب انتقال درون‌گره‌ای استفاده می‌شود. فرآیند جریان مجرایی[3] (CFP) (۹۶، ۸۷ و ۸۶)، شبکه‌ای از مجراها (شکل ۵-۱۷) را در محیط متخلخل پیوسته شبیه‌سازی می‌کند. CFP، جریان لوله‌ای آرام و متلاطم در مجراها را شبیه سازی کرده که با جریان آرام در محیط متخلخل اطراف به‌طور همزمان توسط MODFLOW-2005 شبیه‌سازی می‌شود. تابع فرآیند

[1] Diersch
[2] Horizontal-Flow Barrier
[3] Conduit Flow Process

شبکه خطی به‌هم‌پیوسته[1] (CLN) در MODFLOW-USG، مشابه تابع CFP، برای شبیه‌سازی جریان مجرا به‌کار می‌رود.

۵-۲-۶ منابع تغذیه و تخلیه داخلی

اگر هدف مدل‌سازی، نمایش دقیق گرادیان‌های هیدرولیکی بالا در اطراف منابع تغذیه و تخلیه باشد، لازم است فاصله گره‌ای در اطراف این عارضه‌ها، نسبتا کوچک در نظر گرفته شود. منابع تغذیه و تخلیه در مدل جریان آب زیرزمینی اغلب شامل رودخانه‌ها، دریاچه‌ها، تالاب‌ها، چشمه‌ها و چاه‌های پمپاژ و تزریق می‌شوند. معمولا این عارضه‌ها به جزء دریاچه‌ها و تالاب‌ها، اندازه‌ای کوچک‌تر از اندازه سلول یا جزء دارند.

هاتجما و همکاران (۲۰۰۱) نشان دادند که ۹۵ درصد جریان ورودی یا خروجی از یک عارضه آب سطحی به آبخوان زیر آن که توسط یک لایه رسوبی مجزا شده، در فاصله 3λ رخ می‌دهد که λ طول نشت مشخصه[2] (شکل ۵-۱۸-الف) است (۴۰). عبارت λ از حل تحلیلی به‌دست می‌آید (صفحه ۹۳۳ از مرجع شماره ۴۰) و به‌صورت زیر تعریف می‌شود:

$$\lambda = \sqrt{Tc} \qquad (۵-۲)$$

که $c = b'/K'_z$.

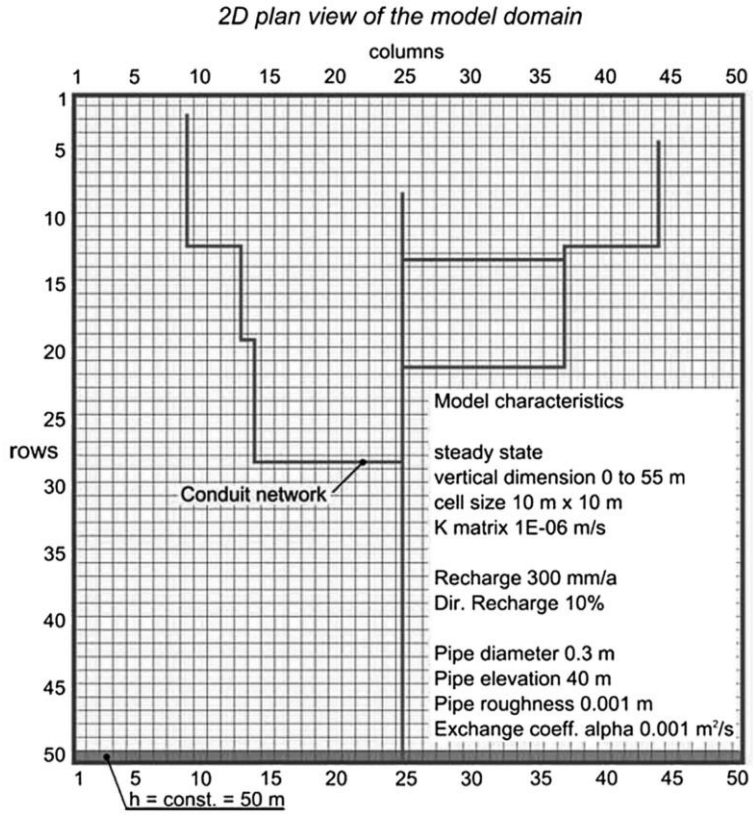
در معادله ۵-۲، T، ضریب قابلیت انتقال آبخوان (حاصل ضرب هدایت هیدرولیکی در ضخامت لایه اشباع) و c، مقاومت عمودی (بخش ۴-۳) بین پهنه آب سطحی و آبخوان است که به‌صورت نسبت ضخامت رسوب تحتانی رودخانه، دریاچه یا تالاب(b') به هدایت هیدرولیکی عمودی رسوبات (K'_z) تعریف می‌شود. عارضه‌های آب سطحی معمولا با شرایط مرزی داخلی وابسته به بار هیدرولیکی نشان داده می‌شوند (بخش ۴-۴، شکل ۴-۶). اندازه سلول‌ها/اجزای وابسته به بار هیدرولیکی برای این عارضه‌ها باید از 3λ کوچک‌تر باشد تا بتواند تغییرات مکانی در مقادیر دبی‌های جریان را نشان داده و بار هیدرولیکی مربوطه در آبخوان را شبیه‌سازی کند.

هاتجما و همکاران (۲۰۰۱) برای نمایش دقیق سرعت‌های جریان و بارهای هیدرولیکی در مدل‌سازی‌های عددی MODFLOW، به این نتیجه رسیدند که عارضه‌های آب سطحی باید با استفاده از سلول‌های وابسته به بارهای هیدرولیکی با فواصل گره‌ای برابر یا کوچک‌تر از λ، و به‌صورت ایده‌آل تقریبا λ ۰/۱،

---

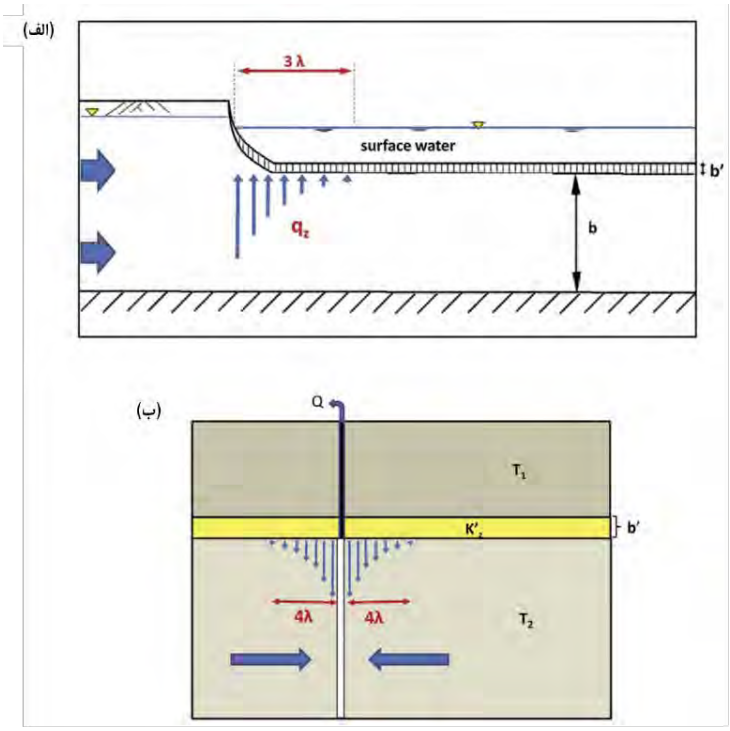
[1] Connected Linear Network
[2] Characteristic Leakage Length

نمایش داده شوند (۴۷). برای پهنه‌های وسیع آب سطحی، منطقه با اندازه گره‌ای ریز می‌تواند به ناحیه‌ای در اطراف عارضه آبی تا 3λ محدود شود.



شکل ۵-۱۷ مجراهای شبیه‌سازی شده در شبکه FD با استفاده از فرآیند جریان مجرا (۸۷).

چاه‌های پمپاژ و تزریق، به‌ترتیب منابع تخلیه و تغذیه نقطه‌ای هستند. تقریبا در همه مدل‌ها، قطر چاه پمپاژ یا تزریق کوچک‌تر از فاصله گره‌ای است. در بعضی از کدهای FE از DFEهای لوله‌ای برای شبیه-سازی چاه‌های پمپاژ (شکل ۵-۱۶) استفاده می‌شود و گزینه‌هایی مشابه در MODFLOW موجود است (فرآیند CF در MODFLOW و فرآیند CLN در MODFLOW-USG؛ در بخش ۵-۲-۵ در مورد DFEها و گزینه‌های MODFLOW بحث شده است).



شکل ۵-۱۸ طول نشت مشخصه، λ، برای الف- پهنه آب سطحی به‌صورت مرز با بار هیدرولیکی مشخص نشان داده شده است (۳۹)، ب- چاه پمپاژ در آبخوان تحت‌فشار نشتی.

در شبکه FD استاندارد یا مش FE، فاصله گره‌ای ریز اطراف گره چاه، باعث می‌شود بارهای هیدرولیکی اطراف چاه با دقت بیشتری محاسبه شود. برای محاسبه دقیق گرادیان‌های بار هیدرولیکی اطراف چاه‌های پمپاژ/تزریق، بهتر است فاصله‌های گره‌ای اطراف چاه، کوچک‌تر از ξr_w باشد، که ξ فاکتوری است که با توجه به طراحی شبکه/مش (کادر ۶-۱) در محدوده بین ۴/۸ و ۶/۶ قرار می‌گیرد و r_w شعاع چاه است. اگر در هدف مدل‌سازی نیازی به محاسبه دقیق گرادیان بارهای هیدرولیکی نباشد، با توجه به هدف مدل‌سازی فاصله گره‌ای بزرگ در اطراف چاه کافی است و این فاصله ممکن است برای تخمین بارهای هیدرولیکی در اطراف چاه با استفاده از روش تحلیلی تیم[1] نیز کافی باشد (بخش ۶-۱).

[1] Thiem

هاتجما (۲۰۰۶)، نشان داد چاه پمپاژی که در آبخوان نیمه تحت فشار (نشتی) حفر شده است نشت از طریق بستر محدود را نیز شامل می‌شود (۳۹). ۹۵ درصد این نشت در شعاع 4λ چاه رخ می‌دهد (شکل ۵-۱۸-ب). در اینجا، λ به‌صورت زیر تعریف می‌شود:

$$\lambda = \sqrt{\frac{T_1 T_2 c}{T_1 + T_2}} \qquad (۵-۳)$$

که $c = b'/K'_z$.

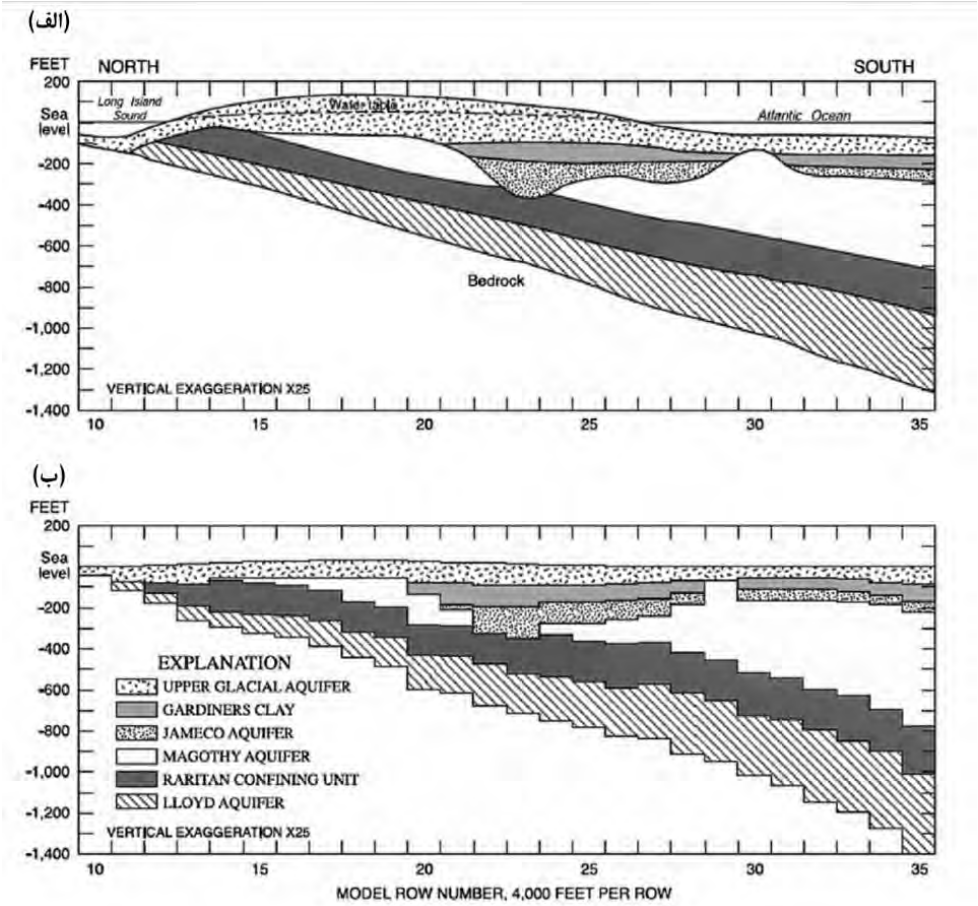
و T_1 و T_2، ضرایب قابلیت انتقال آبخوان هستند که در شکل ۵-۱۸-ب نشان داده شده است؛ c، مقاومت عمودی لایه محدود است. برای نمایش تغییرات دبی‌های نشت، فاصله گره‌ای ناحیه نشت باید به اندازه λ ۰/۱ باشد و از λ بزرگ‌تر نباشد (۴۰). برای نمایش پهنه آب سطحی در شکل ۵-۱۸-الف، معادله ۵-۲ با قرار دادن مقدار T_1 بی‌نهایت در معادله ۵-۳ به‌دست می‌آید؛ سپس از مقدار T_2 در مخرج معادله ۵-۳ در مقایسه با T_1 صرف نظر می‌شود، و T_2 در صورت کسر معادله ۵-۳ معادل T در معادله ۵-۲ است.

۵-۳ لایه‌های مدل

بیشتر کدهای جریان آب زیرزمینی برای جریان سه بعدی طراحی شده‌اند اما کاربر می‌تواند با استفاده از مدل یک لایه، جریان را به‌صورت دو بعدی شبیه‌سازی کند (بخش ۴-۱، شکل ۴-۱، کادرهای ۴-۱ و ۴-۲). برای بعضی از مسائل در مقیاس منطقه‌ای، ممکن است مدل دو بعدی کافی باشد. معمولاً، هنگامی‌که تغییرات عمودی در آب-چینه‌ای مهم است و/یا هنگامی که شبیه‌سازی تغییرات عمودی بار هیدرولیکی مهم است لازم است از مدل‌های سه‌بعدی استفاده شود (مانند شکل کادر ۴-۱-۳-ب در کادر ۴-۱). در شبیه‌سازی‌های سه بعدی، معمولا هر لایه یک واحد آب-چینه‌ای را نشان می‌دهد (شکل‌های ۵-۱۹، ۲-۷ و ۴-۶)، اما اگر شبیه‌سازی تغییرات عمودی هدایت هیدرولیکی یا نمایش تغییرات عمودی بار هیدرولیکی ضروری باشد، برای نمایش هر واحد آب چینه‌ای می‌توان از چند لایه استفاده کرد (بخش ۵-۱-۳).

در آسان‌ترین طراحی، فاصله گره‌ای افقی دو بعدی در همهٔ لایه‌ها یکسان است. هدایت‌های هیدرولیکی عمودی و افقی و پارامترهای ذخیره برای هر سلول، جزء یا گره شبکه گره‌ای افقی در هر لایه مشخص می‌شوند. هنگام حل تقریب عددی معادله حاکم، مقادیر Δz مستقیما می‌تواند استفاده شود (معادله ۳-۲۵)، اما معمولا کد به‌صورت درونی، Δz را در پارامترهایی که ویژگی‌های انتقال عمودی را توصیف

می‌کنند، وارد می‌کند (معادله ۳-۲۷). ویژگی‌های انتقال بین لایه‌ها با استفاده از حاصلضرب ضریب نشت عمودی (به‌صورت میانگین K_z بین لایه‌ها تقسیم بر فاصله بین مرکز لایه‌ها محاسبه می‌شود) در مساحت وجه افقی سلول/جزء محاسبه می‌شود (مانند معادله ۳-۲۶).



شکل ۵-۱۹ نمایش لایه‌ها در واحدهای هیدروژئولوژیکی، جزیره لانگ در آمریکا[1]. الف- مقطع عرضی هیدروژئولوژیکی بیانگر واحدهای هیدروژئولوژیکی است، ب- نمایش واحدهای عمیق به‌صورت لایه‌های مدل بدون شکل (به شکل ۵-۲۰ مراجعه شود) (۸۵ و ۱۲).

[1] Long Island, NY, USA

۵-۳-۱ گسسته‌سازی عمودی

تعداد لایه‌های مدل و فواصل گره‌ای عمودی (Δz) به مقدار گرادیان‌های بار هیدرولیکی عمودی و تغییرات عمودی K بستگی دارد. اگرچه هیچ قانون کلی برای انتخاب مقادیر Δz وجود ندارد، اما یک راهنمای کلی برای استفاده از حداقل سه لایه در مدل‌سازی وجود دارد که در ادامه در دو حالت بررسی می‌شود.

1- هنگامی‌که برای رسیدن به اهداف مدل‌سازی، نمایش تغییرات عمودی در بار هیدرولیکی یا K در واحد آب-چینه‌ای (مانند شکل کادر ۵-۳-۲ در کادر ۵-۳) لازم باشد باید حداقل از سه لایه استفاده شود. برای نمایش تغییرات ضریب نشت عمودی در واحد آب-چینه‌ای از سه لایه استفاده می‌شود. ضریب نشت عمودی از تقسیم میانگین K_z بین دو لایه بر فاصله بین مرکز لایه‌ها به‌دست می‌آید. بارهای هیدرولیکی در لایه مدل با استفاده از مقادیر ضریب نشت بالا و پایین گره محاسبه می‌شوند. بنابراین، هنگامی که برای نمایش واحد آب-چینه‌ای از سه لایه استفاده می‌شود، مطمئن شوید که بارهای هیدرولیکی در لایه میانی لایه‌های متوالی با استفاده از مقادیر ضریب نشت عمودی بر اساس K_z کل واحد آب-چینه‌ای محاسبه شده باشد.

2- هنگامی‌که در مقدار K بین دو لایه اختلاف زیادی وجود داشته باشد و ردیابی ذرات بخشی از پروژه مدل‌سازی باشد، بهتر است چندین لایه در لایه با K پایین‌تر وجود داشته باشد. لایه‌های انتقالی کمک می‌کنند تا مطمئن شوید گرادیان‌های بار هیدرولیکی به‌طور مناسب نمایش داده شده (شکل کادر ۵-۳-۲ در کادر ۵-۳) و سرعت‌های بین لایه‌ها به‌طور دقیق محاسبه می‌شوند. سرعت‌های دقیق برای نمایش دقیق مسیر جریان و زمان‌های سفر لازم است.

معمولا، برای شبیه‌سازی جریان عمودی زیر عارضه‌های آب سطحی که با شرایط مرزی وابسته به بار هیدرولیکی نمایش داده می‌شوند، نیاز به لایه‌های اضافی نیست، زیرا جریان‌های عمودی با تنظیم مناسب ضریب هدایت هیدرولیکی عمودی[1] در هنگام واسنجی مدل قابل شبیه‌سازی هستند (بخش ۵-۴؛ ۷۷). در چنین مواردی، لایه‌های اضافی، تغییرات عمودی بار هیدرولیکی را نمایش می‌دهند، اما تاثیری بر بهبود جریان‌های شبیه‌سازی شده (که هنوز هم با تنظیم ضریب انتقال عمودی منطبق می‌شوند) ندارند.

باوجود توصیه‌های موجود برای فاصله افقی، معمولا تغییرات ناگهانی Δz، مشکل‌ساز نیست زیرا در اغلب دامنه‌های مدل، جریان افقی غالب است (۳۹؛ کادر ۴-۱). بنابراین، هیچ راهنمای کلی برای گسسته‌سازی عمودی، مانند قانون ۱/۵، برای توسعه فواصل گره‌ای در صفحه افقی، وجود ندارد (بخش ۵-۲). اما ممکن

[1] Vertical Conductance

است، برای افزایش دقت نمایش تغییرات زیاد ضرایب هدایت هیدرولیکی عمودی و گرادیان‌های عمودی به‌صورت محلی، گسسته‌سازی عمودی نسبتا ریز لازم باشد.

در بیشتر تنظیمات، فواصل گره‌ای عمودی بزرگ‌تر نسبت به فواصل گره‌ای افقی لزوما باعث ایجاد خطاهای عددی نمی‌شود. به این دلیل که بیشتر مدل‌ها، ترکیبی از چند ناهمسانگردی عمودی هستند که مؤلفه عمودی جریان را کاهش می‌دهد و آن را در جهت افقی هدایت می‌کند. ناهمسانگردی عمودی، بعد عمودی را به‌طور مؤثر تغییر می‌دهد (کادر ۵-۲) طوری که افزایش فاصله گره‌ای عمودی با فاکتور $\sqrt{K_h/K_v}$ نسبت به فاصله گره‌ای افقی با شبکه/مش همسانگرد $\Delta z = \Delta x = \Delta y$ دقت عددی یکسان دارد. به‌عبارت دیگر، برای مسأله‌ای با ناهمسانگردی عمودی، فاصله گره‌ای عمودی $\Delta z_{adjusted}$، به‌صورت زیر افزایش می‌یابد:

$$\Delta z_{adjusted} = \Delta z\sqrt{K_h/K_v} \qquad (۵-۴)$$

که $\Delta z = \Delta x = \Delta y$ و K_h و K_v به‌ترتیب هدایت هیدرولیکی افقی و عمودی هستند. به‌عنوان مثال اگر $K_h/K_v = 100$، فاصله گره‌ای عمودی بدون کاهش دقت عددی، ۱۰ بار بزرگ‌تر از Δx و Δy می‌تواند باشد. مفاهیم اساسی معادله ۵-۴، از آنالیز بخش تبدیل شده به‌دست می‌آید (کادر ۵-۲).

کادر ۵-۳ افزایش مقیاس هدایت هیدرولیکی: ناهمگنی لایه‌ای و ناهمسانگردی عمودی

در بیشتر مدل‌های جریان آب زیرزمینی، اندازه‌گیری‌های نقطه‌ای هدایت هیدرولیکی در فواصلی کوچک‌تر از فاصله گره‌ای انجام می‌شود. اندازه‌گیری‌های نقطه‌ای می‌توانند برای انطباق با شبکه‌های بزرگ‌تر مدل با تبدیل مقیاس تنظیم شوند. در این کادر، مثال ساده‌ای از افزایش مقیاس آورده شده است. در اینجا به سلول FD اشاره شده است، در حالی که اساس و کاربرد آن برای اجزای محدود قابل کاربرد است.

ماسلند[1](۱۹۵۷) و مارکوس و اونسون[2](۱۹۶۱)، در تحقیقات گذشته مشاهده کردند که ناهمگنی به ناهمسانگردی واحدهای زمین‌شناسی در لایه‌های متوالی بستگی دارد. ساختار لایه‌ای نشان داده شده در شکل کادر ۱-۳-۵، به‌دلیل تفاوت مقدار هدایت هیدرولیکی در هرلایه، ناهمگن است. اگر اندازه‌گیری‌ها در مقیاسی به اندازه کافی کوچک انجام شود، می‌توان آن را نمایانگر یک نمونه همگن و همسانگرد دانست اگر ضرایب هدایت هیدرولیکی همگن و همسانگرد برای لایه‌های متوالی اندازه-گیری شود، با افزایش مقیاس، می‌توان مقادیر هدایت هیدرلیکی افقی معادل و هدایت هیدرولیکی عمودی مناسب را به‌دست آورد. این مقادیر معادل هدایت هیدرولیکی می‌توانند برای نمایش لایه‌های متوالی واحدهای زمین‌شناسی در سلول‌های مدل، مورد استفاده قرار گیرند.

[1] Maasland
[2] Marcus and Evenson

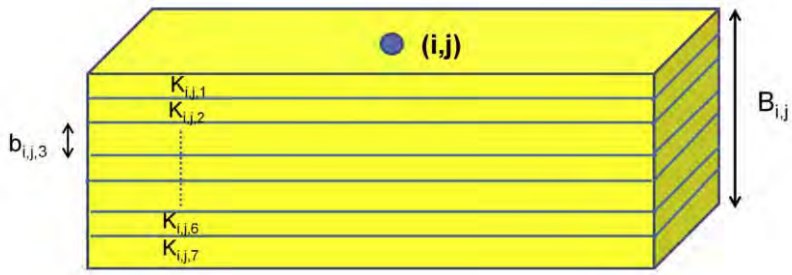
فرض کنید ضرایب هدایت هیدرولیکی افقی و عمودی معادل در گره (i,j) و در لایه‌ای با ضخامت B_{ij} داده شده است (شکل کادر ۵-۳-۱). هر لایه همسانگرد که به‌صورت ایده‌آل یک ورقه (باریکترین لایه قابل تشخیص در رسوبات) است، در لایه‌های متوالی منطقه اطراف گره، همگن نیز هست. ضخامت لایه ورقه‌ای $b_{i,j,k}$ است که k شاخص عمودی است و هدایت هیدرولیکی آن، $K_{i,j,k}$ است. ضخامت لایه مدل در گره (i,j)، B_{ij} است که:

$$B_{i,j} = \sum_{k=1}^{m} b_{i,j,k} \qquad \text{(کادر ۵-۳-۱)}$$

و m تعداد لایه‌های ورقه‌ای در لایه‌های متوالی است.

جریان افقی (دبی تخلیه مشخص) در لایه‌های متوالی (نمایش داده شده با قانون دارسی) برابر است با مجموع جریان‌های لایه‌ای (صفحه ۳۴ مرجع شماره ۳۱، صفحه ۱۲۹ مرجع شماره ۳۸ و صفحه ۱۰۱ مرجع شماره ۱۰۰)، بنابراین ضرایب هیدرولیکی افقی معادل، K_h برابر است با:

$$(K_h)_{i,j} = \sum_{k=1}^{m} \frac{K_{i,j,k} b_{i,j,k}}{B_{i,j}} \qquad \text{(کادر ۵-۳-۲)}$$



شکل کادر ۵-۳-۱ توالی لایه‌ای ۷ واحد همسانگرد که ضخامت لایه $B_{i,j}$ گره (i,j) در شبکه گره‌ای افقی مدل را تشکیل می‌دهد. ناهمگنی لایه‌ای در توالی لایه‌های همسانگرد می‌تواند با بلوک‌های ناهمسانگرد و همگن نشان داده شود که سلول FD یا جزء محدود می‌تواند باشد. معادله کادر ۵-۳-۲ و معادله کادر ۵-۳-۳ به‌ترتیب برای محاسبه هدایت هیدرولیکی افقی و عمودی معادل استفاده می‌شوند.

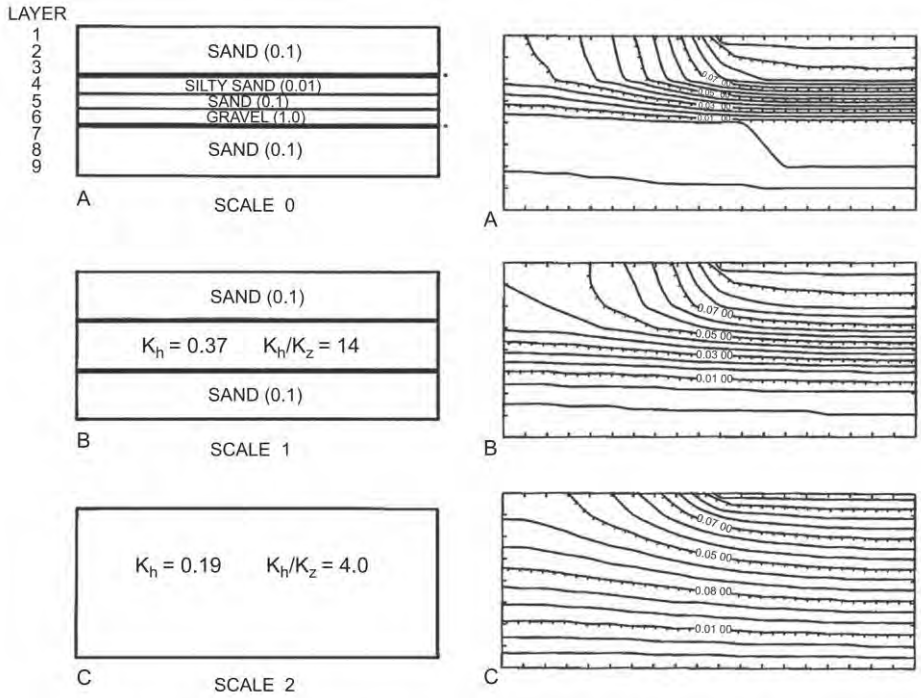
هدایت هیدرولیکی عمودی معادل، K_v برابر است با:

$$(K_v)_{i,j} = \frac{B_{i,j}}{\sum_{k=1}^{m} \frac{b_{i,j,k}}{K_{i,j,k}}} \qquad \text{(کادر ۵-۳-۳)}$$

معادله کادر ۵-۳-۳ از قانون بقای جرم پیروی می‌کند که جریان عمودی (دبی تخلیه مشخص) در توالی لایه‌ها ثابت است (صفحه ۳۳ مرجع شماره ۳۱ و صفحه ۱۰۲ مرجع شماره ۱۰۰).

مقادیر K_h و K_v معادل، با استفاده از معادله کادر ۵-۳-۲ و کادر ۵-۳-۳ به‌دست می‌آیند، بنابراین نسبت ناهمسانگردی عمودی (K_h/K_v) به تعداد لایه‌های ورقه‌ای محاسبات و تفاوت هدایت هیدرولیکی بین لایه‌های ورقه‌ای بستگی دارد (مسأله ۵-۲-ب). معادله‌های کادر ۵-۳-۲ و کادر ۵-۳-۳ برای محاسبه ضرایب هدایت هیدرولیکی معادل، هنگامی که لایه‌های مدل متشکل از واحدهای ناهمسانگرد هستند، نیز می‌توانند استفاده شوند. در این حالت، مقادیر K_h لایه‌های متوالی واحدها در معادله کادر ۵-۳-۲ استفاده شده و مقدار K_h معادل محاسبه می‌شود و مقادیر K_v در معادله کادر ۵-۳-۳ برای محاسبه K_v معادل مدل لایه‌ای استفاده می‌شود (مسأله ۵-۳).

در عمل، به‌دلیل اینکه معمولا اندازه‌گیری ضرایب هدایت هیدرولیکی در مقیاس مورد نیاز (مقیاس لایه ورقه‌ای) با استفاده از این معادلات عملی نیست، افزایش مقیاس با استفاده از معادلات کادر ۵-۳-۲ و کادر ۵-۳-۳ پیچیده است. علاوه بر این، لایه ورقه‌ای به ندرت در مقیاس سلول/جزء به‌صورت جانبی گسترده بوده و معمولاً ناپیوسته و بین‌انگشتی است (شکل ۵-۲۶). روش‌های متفاوتی برای افزایش مقیاس داده‌های اندازه‌گیری میدانی به مقیاس‌های بزرگ‌تر از ورقه‌ای وجود دارد. تاکنون تحقیقات زیادی در این زمینه انجام شده است (مانند ۱۸، ۸۱، ۸۹ و صفحات ۲۳-۲۷ مرجع ۱۱۳)، که خارج از موضوعات این کتاب است. به هر حال، در عمل مقادیر هدایت هیدرولیکی افقی اصلاح می‌شود و نسبت ناهمسانگردی عمودی در واسنجی مدل تخمین زده می‌شود (فصل ۹).



شکل کادر ۵-۳-۲ اثرات ناهمگنی لایه‌ای. نمایش ناهمگنی لایه‌ای در سه مقیاس متفاوت در سمت چپ نشان داده شده است. در مقیاس صفر، لایه‌ها ناهمسانگرد هستند، مقادیر $K(cm/s)$ در پرانتزها نشان داده شده است. هدایت هیدرولیکی افقی معادل، K_h، و نسبت ناهمسانگردی عمودی، K_h/K_v، در مقیاس ۱ و ۲ با استفاده از معادله‌های کادر ۵-۳-۲ و کادر ۵-۳-۳ محاسبه می‌شود. در شکل‌های سمت راست، خطوط هم‌پتانسیل (با فاصله خطوط کنتور ۰/۰۰۳۴) جریان دو بعدی را نشان می‌دهد، کناره سمت چپ مرز بالایی به‌صورت شرایط مرزی بدون جریان و برای کناره سمت راست مرز بالایی $h = 0.1\ cm$ تعیین شد. هر سه مدل ۹ لایه دارند که ضخامت هر لایه ۲۰ سانتی‌متر است. اگر مقیاس لایه‌ها برای نمایش جریان در مقیاس بزرگ‌تر تغییر داده شد (اگر ضخامت هر لایه ۲۰ متر باشد) همان اثرات نسبی مشاهده می‌شود (۳).

باوجود این، مدل‌ساز، با استفاده از معادله‌های کادر ۵-۳-۲ و ۵-۳-۳، باید مطمئن شود که نسبت‌های ناهمسانگردی عمودی واسنجی شده برای تشکیلات زمین‌شناسی مورد نظر منطقی می‌باشند.

معمولا مقادیر نسبت ناهمسانگردی عمودی در آبخوان‌های تحکیم نیافته (مانند رسوبات آبرفتی یا آبرفت‌های یخچالی)، بین ۲ تا ۱۰۰ اندازه‌گیری شده است (صفحه ۱۰۳ مرجع شماره ۱۰۰ و ۷۵). به‌عنوان مثال، مقدار نسبت ناهمسانگردی عمودی در اندازه‌گیری‌های میدانی آبرفت‌های یخچالی ویسکانسین، آمریکا، در محدوده ۲۰ تا تقریبا ۵ به‌دست آمد (۱۰۸ و ۵۷). مدل‌هایی که شامل آبخوان‌های تحکیم‌نیافته می‌شوند اغلب برای مقیاس‌های عمودی بزرگ‌تر از مقیاس میدانی (مانند ۱۳، ۷۴، ۳۷ و ۱۱۰) با نسبت‌های ناهمسانگردی بالای ۱۰۰ طراحی می‌شوند (به مسأله ۵-۳ مراجعه شود). به‌عنوان مثال، کائو[1] و همکاران (۲۰۱۳)، از نسبت ناهمسانگردی عمودی ۱۰۰۰۰، برای نمایش رسوبات آبرفتی تحکیم‌نیافته در مدل منطقه‌ای سه لایه‌ای دشت شمال چین استفاده کردند. کف این رسوبات به لایه‌های رسی محدود می‌شود و میانگین ضخامت لایه‌ها در محدوده ۱۱۰ تا ۱۶۰ متر است. نسبت ناهمسانگردی عمودی در سیستم‌های سنگ بستر لایه‌ای می‌تواند بیشتر از ۱۰۰۰ باشد. فینستین[2] و همکاران (۲۰۱۰) در مدل منطقه‌ای دشت دریاچه میشیگان[3]، مقدار K_h/K_v برای آبخوان‌ها تا ۲۰۰۰ و برای بسترهای محدود تا ۲۰۰۰۰ استفاده کردند. آبخوان میشیگان متشکل از رسوبات درز و شکافدار و بسترهای نفوذپذیر شیل که به‌صورت متوالی قرار گرفته‌اند، است (صفحه ۱۱۰ مرجع شماره ۲۹).

اگرچه استفاده از نسبت‌های ناهمسانگردی عمودی بزرگ در برخی از مدل‌های منطقه‌ای بزرگ مقیاس اجتناب‌ناپذیر است، در مقیاس میدانی یا حوضه آب زیرزمینی به جای استفاده از یک ضریب ناهمسانگردی عمودی، ترجیح داده می‌شود که از لایه‌هایی با ضریب آبگذری کم در لایه‌بندی مدل استفاده شود. مدل‌ساز باید دقت کند که با توجه به شرایط مرزی، نسبت ناهمسانگردی عمودی بالا ممکن است جریان را به جریان افقی تغییر دهد (کادر ۵-۲)، حتی هنگامی که جریان عمودی به‌واسطه شرایط مرزی جریان غالب است (شکل کادر ۵-۳-۲).

۵-۳-۲ انواع لایه‌ها

یک لایه مدل، ممکن است تحت‌فشار، آزاد یا تبدیل‌پذیر[4] باشد. با توجه به اهداف مدل‌سازی، اگر بار هیدرولیکی بالاتر از سطح بالایی لایه باشد و ضخامت لایه اشباع نسبت به زمان یا تنش اعمال شده تغییر نکند، لایه تحت‌فشار است. در این صورت، ضریب قابلیت انتقال (T_x, T_y) برای هر سلول، جزء یا گره از حاصلضرب هدایت هیدرولیکی در ضخامت لایه اشباع محاسبه می‌شود.

مقادیر K_z با محاسبه ضریب نشت بین لایه‌ها تعیین می‌شود. پارامتر ذخیره (بخش ۵-۴) برای لایه تحت‌فشار، ضریب ذخیره تحت‌فشار (حاصلضرب ذخیره ویژه در ضخامت لایه) است. کد به کاربر این امکان

---

[1] Cao
[2] Feinstein
[3] Michigan
[4] لایه آبدار تبدیل‌پذیر در واقع یک لایه آبدار تحت‌فشار است که سطح فشار آن در اثر برداشت‌های زیاد به سطح فشار اتمسفر می‌رسد و به لایه آبدار آزاد تبدیل می‌شود، چنین لایه‌ای را لایه آبدار تبدیل‌پذیر می‌نامند.

را می‌دهد تا ضریب ذخیره یا ذخیره ویژه را برای هر سلول، جزء یا گره تعیین کند. طبق تعریف، بارهای هیدرولیکی شبیه‌سازی‌شده در لایه تحت‌فشار بالاتر از سقف لایه قرار می‌گیرد. اگر هر زمان در طول شبیه‌سازی، بار هیدرولیکی در لایه تحت‌فشار پایین‌تر از سقف لایه قرار بگیرد، معمولا کد به‌صورت لایه تحت‌فشار باقی می‌ماند (به‌عبارتی ضخامت لایه تحت‌فشار در ضخامت لایه ثابت است) یا اینکه به شرایط آزاد تبدیل می‌شود. اما نگهداشتن لایه‌ها تحت شرایط تحت‌فشار، ضخامت اشباع مجازی را ایجاد می‌کند. بنابراین، این لایه‌ها که باید به‌صورت لایه‌های تبدیل‌پذیر طراحی شوند، در ادامه بررسی خواهند شد.

در بعضی از شرایط، لایه آزاد را نیز می‌توان مانند لایه تحت‌فشار شبیه‌سازی کرد. در این حالت فرض می‌شود که ضخامت لایه اشباع در زمان نسبتا ثابت است. نمایش آبخوان آزاد یه صورت تحت فشار را تقریب ضخامت مشخص[1] می‌نامند، که سبب خطی شدن راه‌حل می‌شود و اغلب برای پایداری راه‌حل‌های تکراری و تسریع همگرایی مدل مفید است.

شیتس[2] و همکاران (۲۰۱۵)، آنالیز جامعی از تقریب ارائه کردند و نتیجه گرفتند که: «هنگامی که تعداد زیادی اجرای مدل از قبیل واسنجی مدل معکوس، آنالیزهای حساسیت و عدم قطعیت، آنالیز چندمدلی و بررسی سناریوهای مدیریت منابع بهینه موردنیاز باشد، کاهش زمان اجرا و افزایش پایداری با استفاده از تقریب‌های ساده‌کننده، می‌تواند بسیار مفید باشد». در حالتی که از لایه تحت‌فشار به جای سفره آزاد استفاده می‌شود، باید از آبدهی ویژه نیز به جای ضریب ذخیره استفاده کرد (۹۵).

هنگامی‌که بار هیدرولیکی لایه پایین‌تر از سقف لایه باشد، لایه آزاد است. ضخامت لایه اشباع یک لایه آزاد برابر با ارتفاع سطح ایستابی اندازه‌گیری شده از کف لایه است. ضخامت لایه اشباع در طول شبیه‌سازی با نوسانات سطح ایستابی تغییر می‌کند. مقادیر هدایت هیدرولیکی (K_x, K_y, K_z) و آبدهی ویژه برای هر سلول، جزء یا گره لایه تعیین می‌شود.

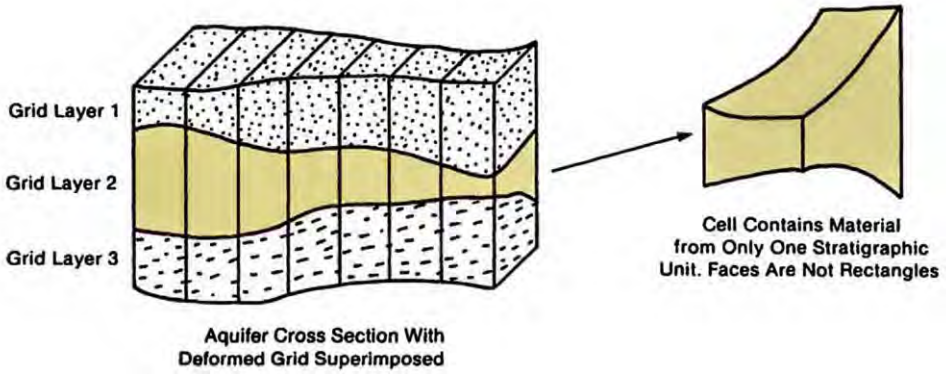
تغییر شرایط تحت‌فشار به آزاد یا برعکس، بدون دخالت کاربر با تعیین لایه تبدیل‌پذیر در کد امکان‌پذیر است. اگر لایه تبدیل‌پذیر باشد، کد بررسی می‌کند که آیا با پیشرفت شبیه‌سازی، بار هیدرولیکی در بالا یا پایین سقف لایه قرار می‌گیرد. با توجه به این، لایه به‌صورت تحت‌فشار یا آزاد عمل می‌کند. ورودی لایه‌های تبدیل‌پذیر، مقادیر پارامترهای ذخیره در هر دو حالت آزاد و تحت‌فشار (بخش ۵-۵) است. چندین لایه بالایی مدل می‌تواند به‌صورت تبدیل‌پذیر تعیین شود در حالی که پائین‌ترین لایه را می‌توان تحت فشار در نظر گرفت به شرطی که احتمال پائین افتادن سطح آب در آن لایه وجود نداشته باشد. به هر

[1] Specified-Thickness Approximation
[2] Sheets

حال، برای یکسان بودن ساختار داده‌های ورودی همه لایه‌ها و انعطاف‌پذیری، معمولا ترجیح داده می‌شود که همه لایه‌ها به‌صورت تبدیل‌پذیر انتخاب شوند.

۵-۳-۳ ارتفاع‌های لایه

در شبکه FD دارای ساختار، معمولا ارتفاع‌های سطح بالایی و پایینی لایه‌ها توسط مدل‌ساز وارد می‌شود و کد، از این مقادیر، برای محاسبه ضخامت لایه استفاده می‌کند، اگرچه در بعضی از کدها، مقدار Δz، مستقیماً وارد کد می‌شود. هنگامی که ارتفاع‌های سطح بالایی و پایینی لایه در مکان ثابت باشد، Δz لایه ثابت است. به هر حال، در اغلب کدهای FD که در شبکه دارای ساختار (مانند MODFLOW) استفاده می‌شود، این امکان وجود دارد که ارتفاع‌های سطح بالایی و پایینی لایه با گره تغییر کند طوری که Δz در مکان تغییر کرده و ضخامت لایه از حالت یکنواخت خارج می‌شود (شکل ۵-۲۰). در اثر این تغییر، مقداری خطا در حل عددی ایجاد می‌شود که معمولا برای مدل‌سازی جریان آب زیرزمینی اهمیت زیادی نداشته ولی برای ردیابی ذرات مهم است (بخش ۸-۲). در شبکه FD/مش FE بدون ساختار، برای ایجاد شبکه/مش مقادیر مختصات z هر گره به‌عنوان ورودی موردنیاز است. مش FE به هندسه و گستره لایه محدود نمی‌شود (شکل ۵-۳)، با این‌حال بهتر است که منطبق با خصوصیات زمین‌شناسی باشد (شبکه ۵-۱۶).



شکل ۵-۲۰ واحدهای هیدروژئولوژیکی با ضخامت متغیر در شبکه FD نشان داده شده است. هر سلول در هر لایه ارتفاع-های سطح بالا و پایین متفاوتی دارد طوری که Δz در مکان تغییر کرده و تشکیل یک لایه با ضخامت نامنظم مانند لایه‌های شکل ۵-۱۹ را می‌دهد (۷۱).

سطح پایینی لایه، پایین واحد آب-چینه‌ای است یا بر اساس ناهمگنی‌های لایه‌ها در یک واحد آب-چینه‌ای انتخاب می‌شود. سطح بالایی لایه تحت‌فشار نیز از واحد آب-چینه‌ای تعیین می‌شود. سطح بالایی لایه آزاد، سطح ایستابی است اما از آنجا که سطح ایستابی به‌طور دقیق معلوم نیست، سطح بالایی معمولاً بالاتر از سطح ایستابی در نظر گرفته می‌شود. اگر بار هیدرولیکی یک لایه آزاد بالاتر از سطح بالایی آبخوان که توسط مدل‌ساز تعیین شده، قرار بگیرد، کد شرایط لایه را به حالت تحت‌فشار تبدیل می‌کند که ممکن است تاثیر منفی بر راه‌حل داشته و باعث ایجاد خطا شود. تبدیل ناخواسته شرایط آزاد به تحت‌فشار معمولا در شبیه‌سازی‌های غیرماندگار پیچیده‌تر است، زیرا بلافاصله بعد از تبدیل شرایط از آزاد به تحت فشار، کد مقادیر ضریب ذخیره تحت‌فشار را به‌جای آبدهی ویژه استفاده خواهد کرد. مقادیر ضریب ذخیره آبخوان تحت‌فشار خیلی کوچک‌تر از آبدهی ویژه است (بخش ۵-۴).

برای اجتناب از تبدیل‌های ناخواسته به شرایط تحت‌فشار، ارتفاع بالای سطح بالایی لایه را به‌صورت اختیاری بالاتر (مانند صدها متر بالاتر) از حداکثر ارتفاع سطح ایستابی مورد انتظار قرار می‌دهند. در هر صورت، معمولا در عمل با استفاده از GUI یا GIS، ارتفاع بالایی لایه برابر با ارتفاع سطح زمین است. تنظیم سطح بالای مدل در ارتفاع سطح زمین خیلی توصیه شده است، طوری که اگر بار هیدرولیکی محاسبه‌شده بالای سطح زمین قرار بگیرد مدل‌ساز آسانتر متوجه خطا می‌شود. معمولا GUIها شامل گزینه‌ای برای نمایش مکان‌هایی است که بار هیدرولیکی شبیه‌سازی شده در اثر گره‌های آب‌گرفتگی[1]، بالای سطح زمین قرار می‌گیرند. با این‌حال گره‌های آب گرفتگی در مناطق توپوگرافیکی پایین نزدیک پهنه‌های سطح ایستابی و مناطق تالاب قابل توجیه است. اگر آب گرفتگی قابل توجیه نباشد، می‌توان مشکل را با کاهش تغذیه و/یا افزایش هدایت هیدرولیکی سیستم حل کرد. هنگامی که بار هیدرولیکی شبیه‌سازی‌شده به ارتفاع مشخص‌شده توسط کاربر می‌رسد (مانند سطح زمین)، شرط مرزی وابسته به بار هیدرولیکی (مانند گره‌های زهکش برای نمایش تالاب‌ها) را برای حذف آب می‌توان استفاده کرد، که البته باید توجیه منطقی برای استفاده از چنین عارضه‌هایی وجود داشته باشد.

۵-۳-۴ ناپیوستگی لایه[2] و گسل‌ها

هنگامی‌که یک لایه در واحدهای آب-چینه‌ای ناپدید می‌شود، معمولا نمایش لایه‌های مدل پیچیده می‌شود. در شبکه‌ها و مش‌های بدون ساختار، این‌گونه لایه‌ها با تنظیم مقادیر پارامترهای آبخوان در لایه،

[1] Flooded
[2] Pinchouts

شبیه‌سازی می‌شوند (شکل ۵-۲۱-الف و شکل ۴-۶). به‌عنوان مثال، می‌توان لایه را به‌صورت یک لایه نازک (کوچک‌تر از یک متر) در منطقه‌ای که این لایه وجود ندارد ادامه داده و خصوصیات لایه در آن محدوده را همانند لایه مجاور در نظر گرفت. از نظر مفهومی، شبکه FD بدون ساختار در MODFLOW-USG، برای نمایش لایه‌های ناپیوسته مناسب‌تر است (شکل ۵-۲۱-ب). تغییر مکان عمودی لایه‌ها در گسل‌ها نیز در MODFLOW-USG قابل نمایش است (شکل ۵-۲۲) و مقاومت در امتداد گسل را با استفاده از بسته موانع جریان افقی[1] (HFB) شبیه‌سازی می‌کند. مش‌های FE، انعطاف‌پذیری یکسانی برای نمایش لایه‌های ناپیوسته و گسل‌ها داشته (شکل ۵-۱۵) و با استفاده از DFEها می‌توان شبیه‌سازی جریان در مجرای ایجاد شده با گسل را انجام داد (شکل ۵-۱۶).

۵-۳-۵ واحدهای هیدروژئولوژیکی شیب‌دار

معمولا واحدهای هیدروژئولوژیکی با شیب کمتر از ۱۰ درجه را می‌توان افقی فرض کرد. هنگامی که شیب واحدها بیشتر از ۱۰ درجه باشد روش‌های خاصی وجود دارد. بهترین گزینه برای شبیه‌سازی شیب‌های زیاد (بیشتر از ۱۰ درجه) واحدهای هیدروژئولوژیکی استفاده از کد FE است که شکل کلی معادله حاکم را که دارای مؤلفه‌های غیرقطری تانسور هدایت هیدرولیکی است، حل می‌کند (معادله کادر ۳-۱-۴ در کادر ۳-۱، بخش ۵-۱-۱). کدهای FD و FE که امکان شبیه‌سازی رفتار ناهمسانگردی وجود ندارند، بعضی از شکل‌های بسترهای شیب‌دار را می‌توانند شبیه‌سازی کنند، بدین ترتیب که محور مختصات را چرخانده تا با محور تانسور هدایت هیدرولیکی منطبق شود (شکل ۵-۳) یا اینکه از یک ضریب تصحیح در فاصله بین گره‌ها اسفاده کرد (صفحات ۲۴ تا ۲۵ منبع شماره ۱۵). به هر حال، کد FE، که دارای قابلیت تنظیم K با محورهای مختصات محلی در هر جزء مش است، برای ساختار زمین‌شناسی پیچیده‌ای که تغییر شیب دارد (مانند بسترهای چین‌دار[2]، شکل کادر ۳-۱-۱-ب در کادر ۳-۱، شکل ۵-۲۳-ب)، مورد نیاز است (۱۱۱).

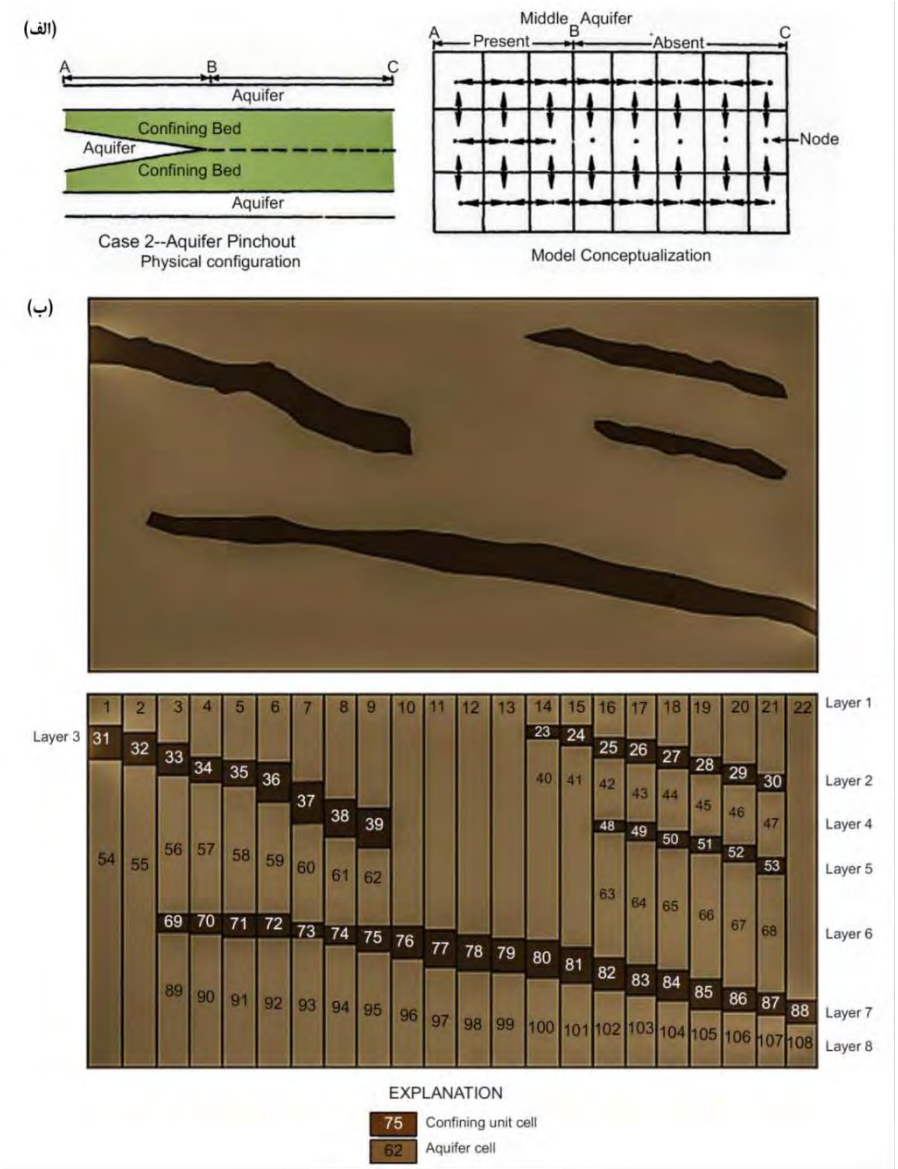
هر دو شبکه‌های بدون ساختار و دارای ساختار FD برای نمایش لایه‌های افقی قابل استفاده است (شکل-های ۵-۲۳-ج، ۲-۹-ب، ۲-۱۱ و ۴-۶) تا زمانی‌که مؤلفه‌های اصلی تانسور هدایت هیدرولیکی (K) با سیستم مختصات مدل در یک راستا قرار بگیرد (کادر ۳-۱). واحدهای هیدروژئولوژیکی شیب‌دار با زاویه‌ای (زاویه شیب) نسبت به افق، تغییر می‌کند که باعث انحراف تانسور K نسبت به محورهای مختصات مدل

[1] Horizontal Flow Barrier
[2] Folded

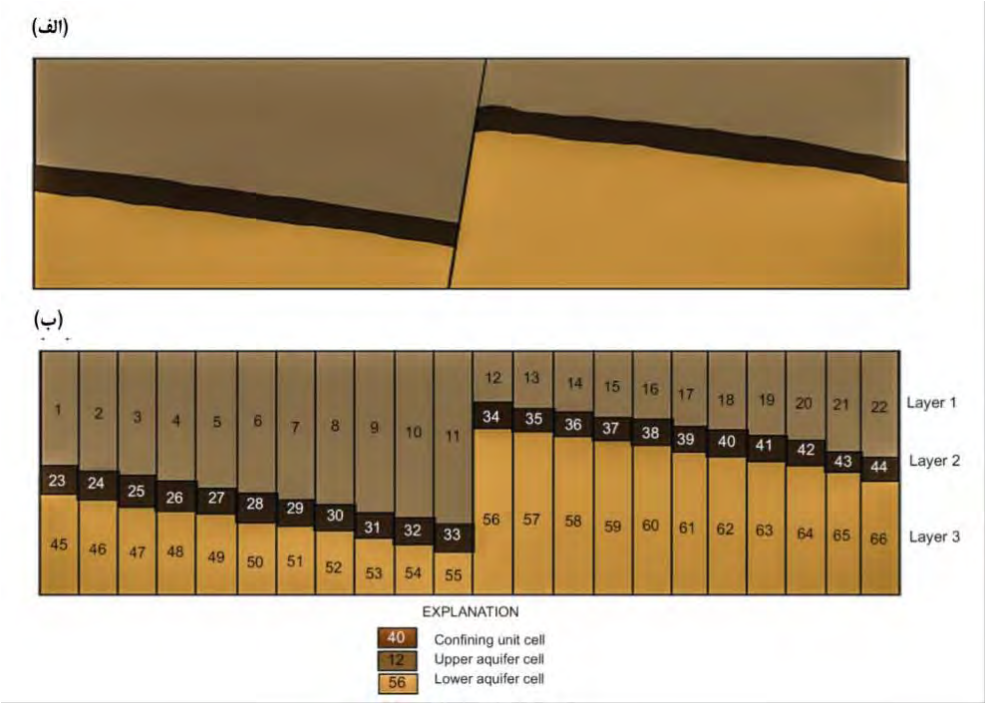
می‌شود (شکل ۵-۲۳-الف) و همین حالت در مش‌های FE دارای ساختار نیز اتفاق می‌افتد (شکل ۵-۲۳-ب). هنگامی که شیب کمتر از ۱۰ درجه است خطای به وجود آمده از بی‌نظمی، کمتر از ۲۰ درصد است (۴۴). در واحدهای هیدروژئولوژیکی با شیب‌های زیاد، خطای ایجادشده از بی‌نظمی‌ها قابل ملاحظه است. با این وجود، از مدل‌های FD (شامل CVFD) برای شبیه‌سازی بسترهای شیب‌دار استفاده می‌شود که مدل‌ساز باید خطاهای ناشی از بی‌نظمی تانسور K نسبت به محورهای مختصات مدل را در نظر بگیرد. چنین مدل‌هایی در تحقیقات گذشته نسبتا زیاد است (جدول ۲ مرجع شماره ۱۱۱). در ادامه، چند راهنمایی برای طراحی شبکه‌های FD در شبیه‌سازی واحدهای شیب‌دار آورده شده است.

برای شبیه‌سازی واحدهای هیدروژئولوژیکی شیب‌دار در شبکه FD، دو روش کلی وجود دارد: ۱- تغییر مکانی پارامترهای زمین‌شناسی در لایه‌ها برای نمایش تغییر از یک واحد هیدروژئولوژیکی شیب‌دار به واحد بعدی استفاده می‌شود (شکل ۵-۲۳-الف و ج)؛ ۲- هر لایه یک واحد هیدروژئولوژیکی را نشان می‌دهد (شکل‌های ۵-۲۴، ۵-۱۹-ب و ۴-۶). هر یک از این گزینه‌ها در ادامه بررسی می‌شود. با توجه به اینکه K روی محورهای مختصات x و z قرار نمی‌گیرد، هر دو گزینه خطاهایی را ایجاد می‌کنند. با این وجود، این گزینه‌ها در کد FD استاندارد، روشی را برای تعیین تغییرات مکانی K در بسترهای شیب‌دار فراهم می‌کند.

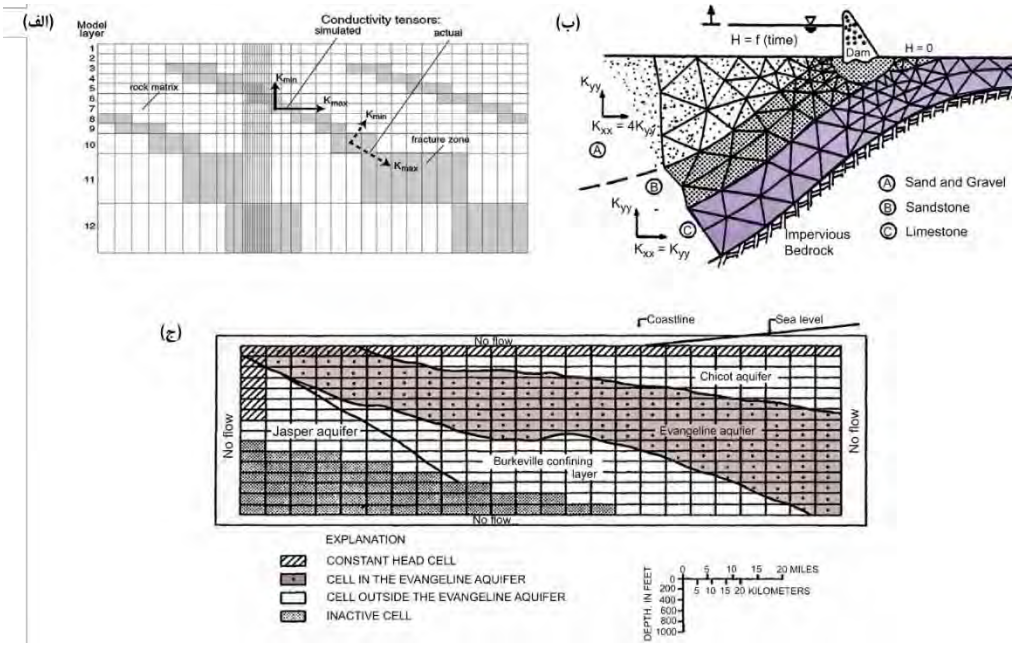
واحدهای شیب‌دار با تعیین مقادیر مناسب پارامترها برای خصوصیات زمین‌شناسی در سلول‌های یک لایه که بیانگر تغییر یک واحد شیب‌دار به واحد دیگر است، شبیه‌سازی می‌شود (شکل ۵-۲۳-الف و ج). بنابراین تغییرات افقی زمین‌شناسی ناشی از شیب بسترها با استفاده از تغییرات مقادیر هدایت هیدرولیکی نشان داده می‌شود. با توجه به اینکه شیب بسترها تغییرات زمین‌شناسی را در شبکه نشان می‌دهد بنابراین، این روش از نظر مفهومی روش مناسبی برای نمایش هیدروژئولوژی آبخوان است. با این‌حال، این روش نیاز به سازماندهی نسبتا پیچیده برای حفظ مسیر تغییرات مکانی هدایت هیدرولیکی دارد. تغییر مکانی هدایت هیدرولیکی باید مطابق با مکان‌های واحدهای هیدروژئولوژیکی مربوطه و معادل ارتفاع سطح بالایی و پایینی واحدهای هیدروژئولوژیکی شیبدار باشند که به‌صورت صریح در مدل نیستند.



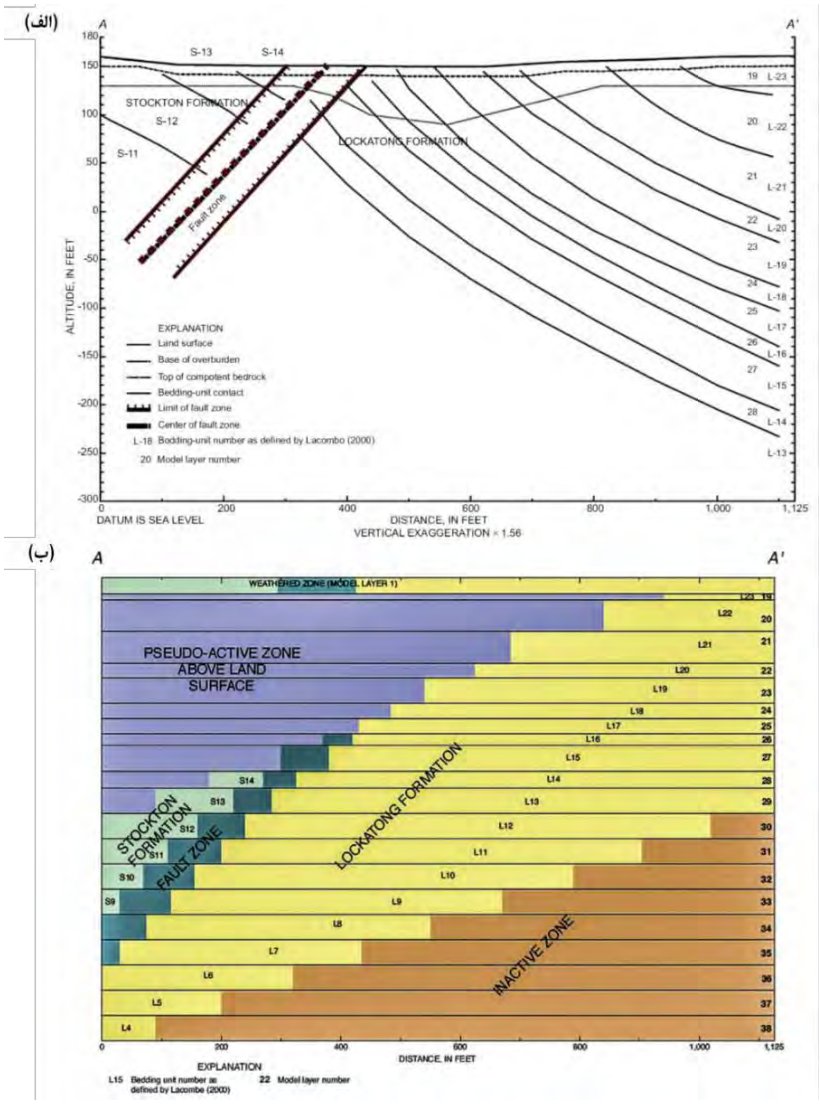
شکل ۵-۲۱ لایه‌های ناپیوسته. الف- بسترهای محدودکننده و آبخوان با لایه ناپیوسته در شکل سمت چپ به‌صورت لایه دوم در مدل در شکل سمت راست نشان داده شده است. مقادیر خصوصیات هیدرولیکی مشخص شده برای گره‌ها در لایه نشان دهنده تبدیل آبخوان به بستر محدودکننده است (۶۰). ب- لایه ناپیوسته در مقطع عرضی شبکه بدون ساختار (۸۳).



شکل ۵-۲۲ نمایش گسل‌ها در شبکه FD بدون ساختار. الف- تغییر عمودی واحدها در امتداد گسل نشان داده شده در مقطع عرضی، ب- نمایش شبکه FD بدون ساختار (۸۳).



شکل ۵-۲۳ عدم تطابق جهت تانسور هدایت هیدرولیکی با محورهای مختصات مدل. الف- شبکه FD در پروفیل نشان‌دهنده بسترهای شیبدار در آبخوان‌های درز و شکافدار (هاشور زده) که روی لایه‌های افقی مدل قرار گرفته است. تغییر افقی زمین‌شناسی ناشی از شیب واحدها با تغییر مکانی K در لایه نشان داده شده است. K_{min} هدایت هیدرولیکی عمودی و K_{max} هدایت هیدرولیکی افقی است (۱۱۱). ب- مش FE بسترهای شیبدار و چین‌دار (واحدهای هیدروژئولوژیکی B و C) را در مدل دو بعدی زیر سد نشان می‌دهد. تحت شرایط میدانی، مؤلفه‌های اصلی تانسور K (K_x, K_y) برای واحدهای هیدروژئولوژیکی B و C در راستای صفحه‌های بستر شیبدار و چین‌دار قرار گرفته است. در این مدل، فرض می‌شود واحدهای B و C همسانگرد بوده طوری که K_{xx} و K_{yy} برابر و منبطق بر راستای محورهای مختصات محلی هستند. برای واحد زمین‌شناسی A، مؤلفه‌های اصلی تانسور هدایت هیدرولیکی منطبق بر راستای محورهای مختصات سراسری بوده که K_{xx} به موازات بستر افقی شن و سنگریزه است $K_{yy} = K_{xx}/4$. مش‌های ریز در زیر سد نشان داده نشده است (۱۰۳). ج- شبکه FD در پروفیل که تغییرات هدایت هیدرولیکی در لایه‌های مدل برای نشان دادن واحدهای هیدروژئولوژیکی شیبدار به کار رفته است (۳۶).



شکل ۵-۲۴ نمونه‌ای از واحدهای هیدروژئولوژیکی شیبدار که به‌صورت لایه‌های افقی در شبکه FD نشان داده شده است. کل شبکه به‌صورت سه بعدی با ۷۱ لایه است. الف- مقطع عرضی هیدروژئولوژیکی نشان‌دهنده بسترهای شیبدار و گسل است. زاویه شیب در این ساختار در محدوده ۱۵ تا ۷۰ درجه است که شیب‌های بالا در نزدیکی ناحیه گسل قرار گرفته است. ب- لایه‌های افقی مدل که ساختار زمین‌شناسی الف را نشان می‌دهد، بیانگر مناطق سلول‌های فعال (زرد و سبز)، نیمه فعال (صورتی) و غیرفعال (قهوه‌ای) است (۶۲).

روش دیگری که از نظر مفهومی کمتر مناسب به نظر می‌رسد اما از نظر عملی کاربردی است، این امکان را می‌دهد تا واحدهای هیدروژئولوژیکی شیب‌دار را به‌صورت لایه‌های گسسته در مدل نشان داد (شکل‌های ۵-۲۴، ۵-۱۹-ب و ۴-۶). معمولا این لایه‌ها، لایه‌های تغییرشکل‌یافته[1] هستند. به‌عبارتی، گره‌ها در یک لایه افقی قرار گرفته ولی دارای ارتفاعات متفاوت سطح بالایی و پایینی در هر سلول هستند (شکل‌های ۵-۱۹-ب و ۵-۲۰). این روش برای نمایش واحدهای هیدروژئولوژیکی شیب‌دار، گرچه به روش استفاده از لایه‌های تغییرشکل‌یافته معروف است ولی ممکن است لایه‌های مورد استفاده در این روش تغییرشکلی نداشته باشند (شکل ۵-۲۴-ب) و لایه‌های تغییرشکل‌یافته لزوما لایه‌های شیب‌دار نیستند (شکل ۲-۹-ب). در ساختارهای زمین‌شناسی ساده که دارای شیب یکنواخت هستند، این روش به‌راحتی قابل کاربرد است (شکل‌های ۵-۱۹-ب و ۴-۶). با این‌حال، در ساختار زمین‌شناسی پیچیده (شکل ۵-۲۴-الف) لایه‌بندی‌ها از نظر مفهومی برای شبیه‌سازی شرایط هیدرولیکی واقعی، سخت‌تر است. با توجه به اینکه هر لایه باید به‌طور کامل در دامنه مسأله گسترده شده باشد، ممکن است هر لایه در گسترش افقی مدل، حداکثر دارای سه ناحیه باشد (شکل ۵-۲۴-ب). ۱- ناحیه گره‌های فعال، جریان در واحد هیدروژئولوژیکی را نشان می‌دهد. ۲- گره‌های ناحیه نیمه فعال[2]، که پارامترهای آبخوان برای آن تعریف شده و امکان جریان عمودی آب را از سطح یا آبخوان‌های سطحی را فراهم کرده بدون آن‌که اجازه جریان افقی را بدهد. در ناحیه نیمه فعال، ضخامت لایه خیلی کم است (کوچک‌تر از یک متر) و هدایت هیدرولیکی عمودی بالایی، K_z دارد (ضریب نشت بالا، ضریب مقاومت کم). با توجه به این‌که، تنها هدف گره‌های لایه نیمه فعال انتقال دبی به گره‌های فعال است، آن‌ها را گره‌های عبور[3] می‌نامند. مناطقی که گره‌های عبور به شرایط مرزی داخلی با ضریب نشت بالا (ضریب مقاومت کم) متصل می‌شوند، مقدار بالای K_z می‌تواند باعث ناپایداری عددی شود. ۳- ناحیه گره‌های غیرفعال که در انتهای فروشیب لایه قرار گرفته و شرایط بدون جریان را نشان می‌دهد. در این ناحیه عمیق، آبگذری عملاً صفر است.

---

[1] Deformed Layers
[2] Pseudo-Active
[3] Pass-Through Nodes

۵-۴ پارامترها

در بخش‌های بعدی این فصل، پارامترها و مقادیر اولیه آن‌ها در شبکه/مش بررسی می‌شود. در این بخش، خلاصه‌ای در مورد پارامترها مورد استفاده در مدل‌سازی جریان آب زیرزمینی آورده شده است. تخصیص پارامتر در بخش ۵-۵ بررسی می‌شود که با استفاده از آن، مقادیر اولیه پارامتر برای هر سلول، جزء یا گره تعیین می‌شود. برخی یا همه این پارامترها، در طول واسنجی مدل تنظیم خواهند شد (فصل ۹). عدم قطعیت پارامتر در بخش ۵-۶ معرفی می‌شود که دوباره در فصل‌های ۹ و ۱۰ بررسی می‌شود.

معادله حاکم بر جریان آب زیرزمینی (معادله ۳-۱۲) شامل ۱- متغیر وابسته که بار هیدرولیکی بوده و توسط مدل محاسبه می‌شود؛ ۲- متغیرهای مستقل که مختصات مکانی (x, y, z) بوده و چارچوب شبکه مکانی را تشکیل می‌دهد و همین‌طور زمان (t) که چارچوب زمانی را ایجاد می‌کند؛ و ۳- پارامترها می‌شود. پارامترها شامل پارامترهای فیزیکی و هیدرولوژیکی هستند که پارامترهای فیزیکی همان خصوصیات فیزیکی آبخوان است که خصوصیات هیدرولیکی محیط متخلخل را توصیف می‌کنند و پارامترهای هیدرولوژیکی، تنش‌های وارد بر سیستم را به‌صورت منابع تغذیه و تخلیه مانند دبی تغذیه و دبی پمپاژ و تزریق تعیین می‌کنند.

یک مسأله مهم که باید هنگام تعیین پارامترهای فیزیکی و هیدرولوژیکی در نظر داشت، تأثیر مقیاس در مقادیر این پارامترها است. به‌عبارت دیگر، مقدار پارامتر بستگی به مقیاسی که در آن اندازه‌گیری‌شده نیز دارد. مقادیر اندازه‌گیری‌شده در آزمایشگاه و یا اندازه‌گیری‌های میدانی با مقیاس به‌کار رفته در شبکه‌بندی مدل متفاوت بوده و باعث ایجاد خطای مقیاس می‌شود و باید تصحیحات لازم انجام شود. روش‌های افزایش مقیاس[1] (کادر ۵-۳)، مقادیر پارامترهای کوچک مقیاس را برای تطبیق با فواصل گره‌ای بزرگ‌تر در مدل عددی تنظیم می‌کند، همچنین مقادیر پارامترهای بزرگ‌مقیاس (مانند مقیاس منطقه‌ای) ممکن است برای استفاده در مقیاس محلی، کاهش مقیاس داده شود.

۵-۴-۱ پارامترهای خصوصیت مواد زمین‌شناسی

دو پارامتر زمین‌شناسی، خصوصیات هیدرولیکی محیط متخلخل را توصیف می‌کند: ۱- هدایت هیدرولیکی، که خصوصیات انتقال را توصیف می‌کند؛ و ۲- قابلیت ذخیره، که ورود و یا خروج آب در

[1] Upscaling

حالت غیرماندگار را به مخزن آب زیرزمینی نشان می‌دهد. همچنین، برای تخمین زمان سفر با استفاده از ردیابی ذرات، تخلخل مؤثر مورد نیاز است (فصل ۸، کادر ۸-۱).

۵-۴-۱-۱ هدایت هیدرولیکی

هدایت هیدرولیکی (K)، اولین پارامتر از خصوصیات زمین‌شناسی است که بر جریان آب زیرزمینی حاکم است. معمولا روش‌های حل به مقدار K حساس هستند. علاوه بر این، محدوده وسیع مقادیر K مواد زمین‌شناسی (بیشتر از ۱۲ مقدار، شکل ۵-۲۵)، تخصیص مقادیر ساده را پیچیده می‌کند. برای مدل‌های غربالگری یا اجراهای اولیه مدل، ممکن است فرض مقدار ثابت برای K مناسب باشد (محیط متخلخل همگن و همسانگرد). مواد زمین‌شناسی در محیط واقعی، ناهمگن (تغییر خصوصیات در مکان‌ها) و ناهمسانگرد (تغییر خصوصیات در جهت‌ها) هستند و همچنین بیشتر مدل‌ها شامل مقداری ناهمگنی و معمولا ناهمسانگردی هستند. در بسیاری از ساختارهای زمین‌شناسی، فرض همسانگرد بودن K در صفحه افقی ($K_x = K_y$)، فرض مناسبی است. اگر آبخوان درز و شکاف‌دار (شکل‌های ۵-۲، ۲-۱۴-الف و ب) یا دارای ساختار رسوبی مانند فلسی[1] یا اشکال دیگری که جریان ترجیحی دارند، باشد (شکل ۲-۸)، ناهمسانگردی افقی (K_x/K_y) مهم خواهد بود. ناهمسانگردی افقی برای شبیه‌سازی واحدهای هیدروژئولوژیکی شیب‌دار نیز اهمیت دارد (بخش ۵-۳) که K افقی در جهت عمود بر شیب معمولا بزرگ‌تر از K افقی در جهت شیب است (۱۱۱). ناهمسانگردی افقی را می‌توان با اندازه‌گیری‌های میدانی تخمین زد (۸۴ و ۷۹) ولی معمولا از داده‌های زمین‌شناسی برآورد می‌شود.

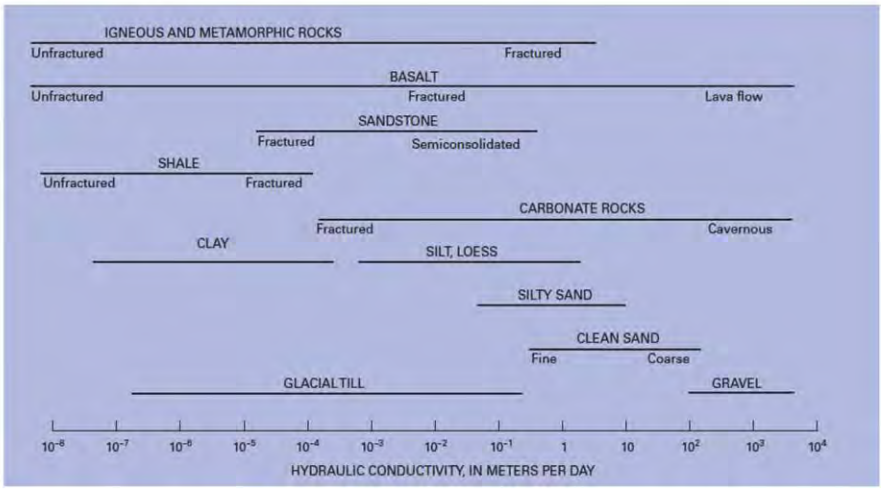
ناهمسانگردی عمودی K_h/K_v، که K_h و K_v به‌ترتیب K افقی و عمودی است، برای اغلب ساختارهای هیدروژئولوژیکی معمول است و از طریق صفحه‌های بستری و ورقه‌ای (لایه‌بندی) در لایه مدل (شکل‌های ۵-۲۶ و کادر ۵-۳-۲ در کادر ۵-۳) و همچنین شکستگی‌ها، ناهمگنی و ساختارهای دیگری که باعث جریان ترجیحی در جهت افقی می‌شوند، به‌وجود می‌آید.

ناهمسانگردی عمودی با آزمایشات خاص طراحی شده در آبخوان (۱۰۸، ۶۹، ۵۹ و ۹۸) یا آزمایشات ردیاب (۵۷) اندازه‌گیری می‌شود، اما به ندرت این آزمایشات در عمل انجام می‌شود. ناهمسانگردی عمودی اغلب به مقیاس، تعداد لایه‌ها، ساختارهای اندازه‌گیری‌شده میدانی و ضخامت لایه‌های مدل بستگی دارد

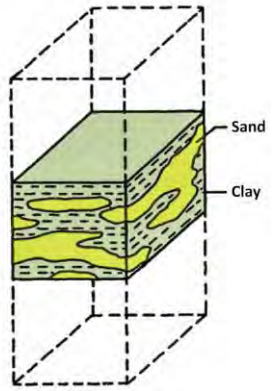
[1] Imbrication

(کادر ۵-۳). بنابراین اندازه‌گیری‌های میدانی بیانگر ناهمسانگردی عمودی در مقیاس مدل نبوده و معمولا K_h/K_v در طول واسنجی مدل تخمین زده می‌شود (کادر ۵-۳).

اطلاعات دقیق تغییرات جهتی و مکانی ضریب هدایت هیدرولیکی چه در محیط دو بعدی و یا سه بعدی به خصوص با تراکمی متناسب با شبکه‌بندی مدل به ندرت دردسترس است. مقادیر نقطه‌ای هدایت هیدرولیکی معمولا با استفاده از آزمایش‌های پمپاژ آبخوان، آزمایش‌های آبگذری (اسلاگ)، آزمایش عملکرد چاه و/یا اندازه‌گیری‌های آزمایشگاهی و دانه‌بندی تخمین زده می‌شود. با توجه به نمونه‌برداری آبخوان در مقیاس‌های مختلف، فرضیات و خطاهای ذاتی هر یک از روش‌ها، مقادیر مختلفی برای K تخمین می‌زند.



شکل ۵-۲۵ محدوده هدایت هیدرولیکی ساختارهای زمین‌شناسی (۴۲).



شکل ۵-۲۶ نمایش شماتیک ناپیوستگی و لایه بین‌انگشتی در بلوک سلول در لایه شبکه FD (۷۱).

در آزمایش پمپاژ، چاه برای مدت نسبتا طولانی، معمولا ۲۴ تا ۷۲ ساعت، پمپ می‌شود و بار هیدرولیکی در یک یا چند چاه مشاهده‌ای اندازه‌گیری می‌شود. آنالیز افت، میانگینی از ضریب قابلیت انتقال و قابلیت ذخیره بخشی از آبخوان که در مخروط افت می‌افتد، را تخمین می‌زند. مقادیر پارامترهای آبخوان به‌دست-آمده از این آزمایشات، میانگینی از اثرات ناهمگنی در مقیاس کوچک، درز و شکاف‌ها، لایه‌بندی و عارضه-های هیدروژئولوژیکی دیگر موثر بر انتقال و ذخیره آب در آبخوان را ارائه می‌دهد. آزمایشات آبخوان همچنین برای اندازه‌گیری خصوصیات بسترهای محدود طراحی می‌شود. مقادیر پارامترهای به‌دست‌آمده از آزمایش آبخوان برای مدل‌های مقیاس محلی مناسب است و در صورتی‌که مخروط افت چاه پمپاژ در بخش بزرگی از آبخوان به اندازه کافی گسترش یابد می‌توان از آن در مقیاس محلی نیز استفاده کرد. آزمایش آبخوان استاندارد، تغییرات مکانی K را در مقیاس محلی ارائه نمی‌دهد. در ادامه روش‌های دستیابی به اطلاعات ناهمگنی محلی بررسی خواهد شد.

در پهنه‌بندی هیدرولیکی آبخوان، چاه‌ها در یک شبکه سه بعدی به‌صورت متوالی پمپاژ می‌شوند و سطح ایستابی در سایر چاه‌ها اندازه‌گیری می‌شود (۱۱۲). با توجه به اینکه در روش پمپاژ متوالی چاه‌ها در شبکه سه بعدی، پمپاژ در چند نقطه انجام می‌شود، نسبت به روش آزمایش تک چاهی، اطلاعات بیشتری را فراهم می‌کند. برای تخمین تغییرات مکانی پارامترهای خصوصیات زمین‌شناسی، معمولاً از یک کد روش معکوس (فصل ۹) استفاده می‌شود (۷ و ۱۴). بولینگ و باتلر[1] (۲۰۱۰)، بیان کردند که جواب راه‌حل‌های

[1] Bohling and Butler

معکوس برای پهنه‌بندی هیدرولیکی منحصر به فرد نیستند و هنگام تفسیر نتایج این روش‌ها باید دقت شود.

آزمایشات تک چاهی (اسلاگ)، خصوصیات هیدرولیکی در چاه را با افزایش یا کاهش ناگهانی سطح آب ناشی از وارد/خارج کردن سیلندرهای فلزی یا پلاستیکی (اسلاگ) یا وارد/خارج کردن حجم معین آب، اندازه‌گیری می‌کند. این آزمایشات خصوصیات اطراف چاه را مستقیما اندازه‌گیری می‌کنند طوری که مقادیر پارامترهای به‌دست آمده از این آزمایشات به‌جای اندازه‌گیری‌های یکپارچه مکانی، به‌صورت نقطه‌ای بررسی می‌شوند. آزمایشات اسلاگ چندسطحی (۱۱)، تغییرات مکانی K را به‌صورت سه بعدی اندازه‌گیری می‌کند. در آزمایش اسلاگ چندسطحی، آب در اعماق مختلف چاه یا گمانه تزریق/تخلیه می‌شود. این چاه‌ها یا گمانه‌ها به روش فشار مستقیم[1] (۵) حفاری شده‌اند. در هنگام آزمایش هر لایه، بخش‌های دیگر مسدود شده و یا اینکه برای هر لایه پیزومتر مجزا نصب می‌شود (۶۵، ۶۶ و ۲۲).

آزمایش عملکرد چاه (ظرفیت ویژه)، معمولا بلافاصله بعد از حفاری چاه انجام می‌شود. بعد از اتمام حفاری، چاه برای چند ساعت پمپ می‌شود. دبی پمپاژ (آبدهی)، سطح ایستابی در ابتدا و انتهای پمپاژ، مدت زمان پمپاژ و ظرفیت ویژه (حاصل تقسیم دبی پمپاژ بر افت) گزارش می‌شود. ظرفیت ویژه می‌تواند برای تخمین مقادیر ضریب قابلیت انتقال استفاده شود (۲۷، ۴، ۹۸ و ۷۲). با استفاده از ضریب قابلیت انتقال و ضخامت لایه اشباع، هدایت هیدرولیکی تخمین زده می‌شود. نتایج آزمایش عملکرد چاه، معمولا در گزارش ساختمان چاه[2] (WCR) ارائه شده و اغلب توسط یک سازمان نظارتی بایگانی می‌شود و در دسترس عموم قرار می‌گیرد. WCRها، همچنین شامل گزارشی از مالکیت، موقعیت و روش حفاری چاه، ساختمان چاه، تاریخ اتمام چاه و لوگ زمین‌شناسی است که از آن اطلاعات آب-چینه‌ای و ضخامت لایه آبدار استخراج می‌شود. استفاده از داده‌های منتشر شده در WCRها باید با احتیاط انجام شود، زیرا ارتفاع نقاط معمولا به دقت اندازه‌گیری نمی‌شوند و سطوح ایستابی گزارش شده امکان دارد که از نقاط مبناء نامشخص انجام شده باشد که بر سطوح ایستابی نهایی گزارش شده تأثیرگذار است (۹۸). با این‌حال، وقتی که اطلاعات موجود زیرسطحی وجود ندارد، WCRها، اطلاعات مفیدی برای تخمین مقادیر اولیه هدایت هیدرولیکی در مدل‌سازی آب زیرزمینی فراهم می‌کند.

روش‌های آزمایشگاهی همانند استفاده از آنالیز دانه‌بندی و آزمایش‌های نفوذسنجی برای رسوب و سنگ، می‌توانند برای تخمین مقدار K استفاده شوند. با توجه به اینکه در آزمایشگاه از بخش کوچکی از آبخوان

---

[1] Direct push
[2] Well Construction Report

نمونه‌برداری می‌شود، مقادیر پارامترهای آزمایشات به‌صورت اندازه‌گیری‌های نقطه‌ای است. مقادیر هدایت هیدرولیکی به‌دست‌آمده از آنالیزهای دانه‌بندی توسط روابط تجربی مانند معادله هیزن[1] به دست می‌آید که ممکن است نمایانگر شرایط واقعی سایت نباشد (۹۰). در وسائل آزمایشگاهی اندازه‌گیری نفوذپذیری، هدایت هیدرولیکی با استفاده از اندازه‌گیری‌های دبی جریان و بار هیدرولیکی در یک ستون محیط متخلخل تحت شرایط ماندگار (بار ثابت) یا غیرماندگار (بار افتان) تخمین زده می‌شود. به دلیل تغییر آرایش ذرات طی تراکم دوباره رسوبات در نفوذسنج، اغلب مقادیر هدایت هیدرولیکی به‌دست آمده از آزمایشات نفوذپذیری، چندین مرتبه از مقادیر اندازه‌گیری شده در محل کوچک‌تر است. حتی داخل رسوبات یا سنگ‌های دست نخورده و اندازه‌گیری‌های میدانی در محل با نفوذسنج‌های قابل حمل (۱۹)، شرایط میدانی اثرات مقیاس ناشی از عارضه‌های بزرگ مقیاس مانند درز و شکاف‌ها، عدسی‌های شنی یا بسترهای محدود که در مقیاس نمونه‌گیری نفوذسنج قرار ندارند، را نمی‌تواند نشان دهد. بنابراین، در عمل با توجه به اهداف مدل‌سازی، روش‌های آزمایشگاهی برای تعیین تفاوت‌های نسبی هدایت هیدرولیکی، مناسب هستند.

۵-۴-۱-۲ ذخیره

پارامترهای ذخیره، ورود یا خروج آب از مخزن محیط متخلخل را در شبیه‌سازی‌های غیرماندگار توصیف می‌کنند (فصل ۷). در ادامه سه پارامتر ذخیره شامل قابلیت ذخیره[2]، ذخیره ویژه[3] و آبدهی ویژه[4] بررسی می‌شوند.

قابلیت ذخیره، S، که گاهی اوقات ضریب ذخیره نامیده می‌شود، پارامتری بدون بعد است که تغییرات حجم آب، ΔV_w، را در واحد سطح محیط متخلخل، A و تغییر بار هیدرولیکی لایه آبدار، Δh، نشان می‌دهد:

$$S = \frac{-\Delta V_w}{A\Delta h} \qquad (۵-۵)$$

در معادله ۵-۵، هنگامی که Δh منفی است ΔV به‌صورت ذاتی مثبت است، یا به‌عبارت دیگر هنگامی که بار هیدرولیکی کاهش می‌یابد، آب از مخزن خارج می‌شود و هنگامی که بار هیدرولیکی افزایش می‌یابد،

---

[1] Hazen
[2] Storativity
[3] Specific storage
[4] Specific Yield

آب به مخزن اضافه می‌شود. در شرایط تحت‌فشار، آب از مخزن تنها با استفاده از تراکم و انبساط آب در آبخوان خارج می‌شود، طوری که:

$$S = \rho g b(\alpha + \theta\beta) \qquad (۵-۶)$$

که ρ، جرم مخصوص آب؛ g، شتاب گرانشی؛ b، ضخامت آبخوان؛ α، قابلیت تحکیم آبخوان؛ θ، تخلخل کل و β، قابلیت تراکم آب است.

ذخیره ویژه، $S_s(L^{-1})$، از حاصل تقسیم قابلیت ذخیره بر ضخامت آبخوان تحت‌فشار، b به‌دست می‌آید:

$$S_s = S/b \qquad (۵-۷)$$

در آبخوان آزاد، بیشترین آب از مخزن آبخوان، از طریق تخلیه آب فضای منفذی زیر سطح ایستابی خارج می‌شود. تنها مقدار کمی از آب در اثر تراکم ساختار[1] آبخوان و انبساط آب خارج می‌شود. آب خارج شده از فضای منفذی را با آبدهی ویژه، S_y نشان می‌دهند که تخلیه آب در اثر نیروی ثقل را با توجه به کاهش سطح ایستابی توصیف می‌کند. به‌طور کلی، حجم آب تخلیه شده، ΔV_w از حجم محیط متخلخل، ΔV_{pm} را نشان می‌دهد. در شرایط میدانی، ΔV_{pm} با $A\Delta h$ برابر است، که Δh تغییر ارتفاع سطح ایستابی است:

$$S_y = \frac{\Delta V_w}{\Delta V_{pm}} = -\frac{\Delta V_w}{A\Delta h} \qquad (۵-۸)$$

قابلیت ذخیره در آبخوان آزاد، S_u است:

$$S_u = S_y + S_s b \cong S_y \qquad (۵-۹)$$

که b، ضخامت لایه اشباع است و S_s با استفاده از معادله ۵-۶ و معادله ۵-۷ تعریف می‌شود. در عمل، قابلیت ذخیره آبخوان آزاد با S_y برابر است زیرا S_y بسیار بزرگ‌تر از $S_s b$ است. بعضی از محققان عبارت قابلیت ذخیره را فقط برای شرایط تحت‌فشار استفاده می‌کنند (صفحه ۵ منبع شماره ۶). برای مدل‌ساز کاربردی، ضریب ذخیره (معادله ۵-۷) و آبدهی ویژه (معادله ۵-۸)، پارامترهای ذخیره اولیه کد هستند. کد جریان آب زیرزمینی، S_s را در ضخامت لایه اشباع ضرب می‌کند (معادله ۳-۲۸) و سپس به‌عنوان قابلیت ذخیره لایه‌های تحت‌فشار و آبدهی ویژه لایه‌های آزاد استفاده می‌کند (بخش ۵-۵). مقادیر قابلیت انتقال و آبدهی ویژه در فصل مشترک آب شور و شیرین اهمیت بیشتری دارد (کادر ۴-۴).

معمولا با استفاده از آزمایش پمپاژ، ضریب ذخیره آبخوان‌های تحت‌فشار و آبدهی ویژه آبخوان‌های آزاد تخمین زده می‌شود. آبدهی ویژه از طریق اندازه‌گیری‌های زهکشی در آزمایشگاه با استفاده از اندازه‌گیری حجم آب تخلیه شده ، ΔV_w، از حجم محیط متخلخل ΔV_{pm} نیز اندازه‌گیری می‌شود (معادله ۵-۸).

---

[1] Matrix

مقادیر S در آبخوان تحت‌فشار کوچک است و در محدوده ۰/۰۱ تا ۰/۰۰۰۰۱ قرار می‌گیرد (صفحه ۲۲۰ مرجع شماره ۳۰). مقادیر S_y بسیار بزرگ‌تر است (جدول ۵-۱) و معمولا در محدود ۰/۰۱ تا ۰/۳ قرار می‌گیرد (صفحه ۶۱ مرجع شماره ۳۱ و صفحه ۲۲۲ مرجع شماره ۳۰). هنگامی که اندازه‌گیری‌های میدانی در دسترس نیست، با توجه به اینکه محدوده مقادیر ممکن نسبتاً کوچک است مقادیر آبدهی ویژه را از مقادیر ارائه شده در تحقیقات می‌گیرند (جدول ۵-۱؛ ۵۳). مقدار ضریب ذخیره از مقادیر اندازه‌گیری شده ضریب ذخیره آبخوان تحت‌فشار با استفاده از معادله ۵-۷ محاسبه می‌شود یا اینکه از مقادیر ارائه شده در تحقیقات تخمین زده می‌شود (جدول ۵-۲). با توجه به اینکه پارامترهای ذخیره معمولا توسط داده‌های میدانی اندازه‌گیری نمی‌شوند، عدم قطعیت مقادیر ذخیره معمولا در طی واسنجی مدل ارزیابی می‌شوند.

۵-۴-۱-۳ ضریب نشت، مقاومت و قابلیت انتقال عمودی

عارضه‌های آب سطحی در مدل آب زیرزمینی اغلب با شرایط مرزی وابسته به بار هیدرولیکی شبیه‌سازی می‌شوند (بخش ۴-۳) بنابراین رسوبات موجود در سطح مشترک رسوبات-آب بر سرعت تبادل آب بین آب سطحی و آب زیرزمینی مؤثر است. هدایت هیدرولیکی عمودی و ضخامت رسوبات برای محاسبه نرخ جریان عبوری از رسوبات استفاده می‌شود (معادله ۴-۵). ضریب نشت عمودی از حاصل تقسیم هدایت هیدرولیکی عمودی رسوبات بر ضخامت آن به‌دست می‌آید (K'_z/b') و مقاومت عمودی (b'/K'_z) عکس ضریب نشت است. ضریب انتقال عمودی از حاصلضرب ضریب نشت در مساحت افقی رسوبات سلول به‌دست می‌آید (معادله ۴-۴-ب).

اندازه‌گیری میدانی ضریب نشت عمودی مشکل است. اندازه‌گیری‌های نقطه‌ای تحت تاثیر ناهمگنی محلی K'_z است که مسائل افزایش مقیاس را ایجاد می‌کند (۹۲). در عمل، ضریب نشت عمودی (یا ضریب انتقال) در طول واسنجی مدل تخمین زده می‌شود. هنگام بررسی منطقی بودن مقادیر واسنجی شده برای شرایط هیدروژئولوژیکی شبیه‌سازی‌شده، راهنمایی‌های کلی مقدار نسبی K'_z می‌تواند مفید باشد. به‌عنوان مثال، رسوبات ساحلی (رسوبات ناشی از امواج و جریان‌ها) K'_z نسبتا بزرگ‌تری نسبت به رسوبات ریزتر انباشته شده در آب‌های عمیق‌تر و آرام‌تر دارد. رسوبات در مناطقی که آب سطحی، آبخوان را تغذیه می‌کند، نسبت به مناطقی که به‌دلیل مسدود شدن فضای منفذی با رسوبات ریز معلق در آب سطحی تخلیه آب زیرزمینی اتفاق می‌افتد، K'_z کمتری دارد (۶۱ و ۹۱).

جدول ۵-۱ مقادیر آبدهی ویژه (S_y) (۷۵).

مواد زمین‌شناسی	شماره آنالیز	محدوده	میانگین حسابی
مواد رسوبی:			
ماسه سنگ (ریز)	۴۷	۰/۰۲-۰/۴	۰/۲۱
ماسه سنگ (متوسط)	۱۰	۰/۱۲-۰/۴۱	۰/۲۷
سنگ سیلتی	۱۳	۰/۰۱-۰/۳۳	۰/۱۲
ماسه (ریز)	۲۸۷	۰/۰۱-۰/۴۶	۰/۳۳
ماسه (متوسط)	۲۹۷	۰/۱۶-۰/۴۶	۰/۳۲
ماسه (درشت)	۱۴۳	۰/۱۸-۰/۴۳	۰/۳۰
شن (ریز)	۳۳	۰/۱۳-۰/۴۰	۰/۲۸
شن (متوسط)	۱۳	۰/۱۷-۰/۴۴	۰/۲۴
شن (درشت)	۹	۰/۱۳-۰/۲۵	۰/۲۱
سیلت	۲۹۹	۰/۰۱-۰/۳۹	۰/۲۰
رس	۲۷	۰/۰۱-۰/۱۸	۰/۰۶
سنگ آهک	۳۲	۰-۰/۳۶	۰/۱۴
رسوبات بادی:			
لس	۵	۰/۱۴-۰/۲۲	۰/۱۸
ماسه بادی	۱۴	۰/۳۲-۰/۴۷	۰/۳۸
سنگ‌ها:			
شیست	۱۱	۰/۲۲-۰/۳۳	۰/۲۶
توف	۹۰	۰/۰۲-۰/۴۷	۰/۲۱

جدول ۵-۲ مقادیر ضریب ذخیره ویژه (S_s) (۲۶).

مواد زمین‌شناسی	ضریب ذخیره ویژه (S_s) (m^{-1})
رس پلاستیک	۲×۱۰^{-۲}-$۲/۶\times۱۰^{-۳}$
رس سفت	$۲/۶\times۱۰^{-۳}$-$۱/۳\times۱۰^{-۳}$
رس با سختی متوسط	$۱/۳\times۱۰^{-۳}$-$۹/۲\times۱۰^{-۴}$
ماسه نرم	$۱/۰\times۱۰^{-۳}$-$۴/۹\times۱۰^{-۴}$
ماسه متراکم	$۲/۰\times۱۰^{-۴}$-$۱/۳\times۱۰^{-۴}$
شن ماسه‌ای متراکم	$۱/۰\times۱۰^{-۴}$-$۴/۹\times۱۰^{-۵}$
سنگ، ترک، درز	$۶/۹\times۱۰^{-۵}$-$۳/۳\times۱۰^{-۶}$
سنگ بدون درز و شکاف	کمتر از $۳/۳\times۱۰^{-۶}$

مرز وابسته به بار هیدرولیکی، هندسه و جریان سیستم اطراف عارضه‌های آب سطحی را به‌صورت تقریبی نشان می‌دهد و برای نمایش بهتر خصوصیات مربوط به عارضه‌های آب سطحی، گسسته‌سازی مکانی ریزتر مورد نیاز است (بخش ۵-۲). بنابراین، با تنظیم ضریب نشت عمودی (یا ضریب انتقال) طی واسنجی مدل، خطاهای وارد شده ناشی از گسسته‌سازی را پوشش می‌دهد که در این حالت، مقادیر ضریب نشت واسنجی شده حتی با اندازه‌گیری‌های میدانی ضریب نشت تطابق نخواهد داشت (بخش ۶-۵ و ۶-۶ مرجع شماره ۷۲). در نتیجه، مقادیر ضریب نشت طوری واسنجی می‌شود که شار محاسبه شده با مقادیر اندازه‌گیری شده مطابق شود به‌جای آنکه خود ضریب نشت محاسبه‌شده با اندازه‌گیری‌شده یکسان شود همچنین، ضریب نشت زهکش‌ها و چشمه‌های شبیه‌سازی شده با شرایط وابسته به بار هیدرولیکی (بخش ۴-۳) طی واسنجی معمولا برای تطابق با جریان‌های اندازه‌گیری شده تنظیم می‌شوند.

۵-۴-۱-۴ تخلخل کل و تخلخل مؤثر

در معادله حاکم جریان آب زیرزمینی (معادله ۳-۱۲)، تخلخل کل (اندازه کل فضای خالی در حجم محیط متخلخل) و تخلخل مؤثر (اندازه فضای خالی پیوسته) وجود ندارد. اگرچه تخلخل کل در تعریف ضریب ذخیره لایه تحت‌فشار است (معادله ۵-۶)، ولی ضریب ذخیره تحت‌فشار معمولا به‌جای محاسبه از معادله ۶-۵، با استفاده از آزمایشات پمپاژ یا برگرفته از مقادیر مطالعات گذشته، تخمین زده می‌شود. تخلخل مؤثر برای محاسبه سرعت در ردیابی ذرات استفاده می‌شود (بخش ۸-۱). تخلخل مؤثر در فصل ۸ (کادر ۱-۸) بررسی خواهد شد.

۵-۴-۲ پارامترهای هیدرولوژیکی

پارامترهای هیدرولوژیکی تنش‌های سیستم را توصیف می‌کنند. تغذیه، پمپاژ/تزریق و تبخیر- تعرق، تنش-های هیدرولوژیکی اصلی هستند.

۵-۴-۲-۱ تغذیه

تغذیه، آبی است که از سطح زمین نفوذ می‌کند و پس از عبور از ناحیه غیراشباع به سطح آب زیرزمینی رسیده و وارد سیستم آب زیرزمینی می‌شود. روش‌های اندازه‌گیری و تخمین تغذیه بسیار و متنوع است

(جدول ۵-۳)، هلی[1] (۲۰۱۰) به‌صورت جزئی این روش‌ها را بررسی کرده است. مقادیر اولیه تغذیه در حالت ماندگار به‌صورت بخشی از بارش سالانه بیان می‌شود یا با استفاده از خصوصیات خاک تخمین زده می‌شود (مانند استفاده از مدل HELP؛ ۹۴). تغذیه را می‌توان از روش‌های دیگر مانند مدل‌های جریان غیراشباع (مانند HYDRUS؛ ۹۷ و بسته UZF؛ ۸۰) (کادر ۵-۴)، مدل‌های گردش کلی (عمومی)[2] (۱۰۱)، و یا معادله بیلان آب در خاک (کادر ۵-۴) نیز تخمین زد.

اگرچه مقادیر تغذیه در مقیاس بزرگ را می‌توان در یک محدوده منطقی تخمین زد، تعیین مقادیر تغذیه در مکان و زمان کار مشکلی است. هدف مدل‌سازی، تعیین می‌کند که تغییرات زمانی و مکانی تغذیه چه مقدار اهمیت دارد. به‌عنوان مثال، اگر هدف اصلی مدل‌سازی، انتقال آلودگی یا نمایش دقیق مسیرهای جریان آب زیرزمینی باشد، تغذیه باید در زمان و مکان با دقت بالا تعیین شود. معمولا برای مسائل آب زیرزمینی منطقه‌ای، تعیین متوسط نرخ تغذیه به‌طور یکنواخت در کل دامنه مسأله کافی است، در حالی‌که برای شبیه‌سازی دقیق جریان پایه (۵۶) یا سطح آب زیرزمینی (۱۳) حتی در مقیاس منطقه‌ای، ممکن است تغییرات مکانی تغذیه مورد نیاز باشد.

توزیع مکانی تغذیه توسط بسیاری از فاکتورهای مرتبط از قبیل بارش، توپوگرافی محلی و کلی، ظرفیت نفوذ خاک، عمق سطح ایستابی و خصوصیات و شرایط ناحیه غیراشباع کنترل می‌شود. در اغلب اندازه-گیری‌های میدانی تغذیه (مانند جریان پایه رودخانه)، مناطق وسیعی از دامنه مدل را با هم ادغام می‌کنند که به موجب آن نرخ متوسطی از تغذیه در این مناطق به‌دست می‌آید و توزیع مکانی آن را نمی‌دهد، بنابراین تعیین توزیع مکانی تغذیه مشکل خواهد بود. توزیع زمانی تغذیه می‌تواند با فرآیندهای ناحیه غیراشباعی بهم ریخته شود که باعث تأخیر و ادغام فرآیندهای نفوذ منفرد می‌شود (کادر ۵-۴).

اغلب نرخ‌های تغذیه را برای دامنه مسأله، به‌صورت ناحیه‌ای[3] و ثابت در هر ناحیه در نظر می‌گیرند (بخش ۵-۵). روش بیلان آب در خاک (کادر ۵-۴) کمک می‌کند تا نواحی تغذیه یکسان مشخص شوند. مقادیر تغذیه را می‌توان از معادله بیلان به‌صورت نسبی در هر ناحیه و یا به‌صورت مطلق تخمین زد. مقادیر اولیه تغذیه تعیین شده در شبکه گره‌ای معمولا در طول واسنجی مدل تنظیم می‌شوند (۱۳) و توسط اندازه-گیری‌های تغذیه آب زیرزمینی مانند دبی پایه رودخانه تدقیق می‌شوند زیرا مقادیر آبی که به‌عنوان تغذیه وارد مدل می‌شوند، معمولا به‌عنوان تخلیه به آب سطحی از مدل خارج می‌شوند. حتی هنگامی که

---

[1] Healy
[2] General (Global) Circulation Models
[3] Piecewise

پارامترهای تغذیه به‌صورت مکانی متغیر هستند، برای مطابقت با جریان پایه اندازه‌گیری شده، اغلب از یک پارامتر واسنجی برای ضرب همه مقادیر آرایه تغذیه مدل استفاده می‌شود (۴۷ و ۲۸).

جدول ۵-۳ روش‌های تخمین تغذیه و تخلیه. اغلب روش‌ها برای تخمین تغذیه و تخلیه قابل کاربرد بوده، با این‌حال ممکن است که یک روش نسبت به روش دیگر برای تغذیه و یا برای تخلیه مناسب‌تر باشد (۸۲ و ۹۳).

ناحیه هیدروژیکی	روش	
	اقلیم‌های خشک و نیمه‌خشک	**اقلیم مرطوب**
آب‌های سطحی	بیلان آب کانال	بیلان آب کانال**
	دبی جریان پایه	دبی جریان پایه**
	اندازه‌گیری نشت	اندازه‌گیری نشت
	ردیاب‌های گرمایی	ردیاب‌های گرمایی
	ردیاب‌های ایزوتوپی	ردیاب‌های ایزوتوپی
	بیلان جرم املاح	بیلان جرم املاح
	مدل‌سازی حوضه	مدل‌سازی حوضه
	لایسیمتری*	لایسیمتری
	سنسورهای درجا (پراب‌های نوترونی، TDR و غیره)	سنسورهای درجا (پراب‌های نوترونی، TDR و غیره)
	صفحه شار صفر*	صفحه شار صفر
	قانون دارسی	قانون دارسی
ناحیه غیراشباع (دبی قابل اندازه‌گیری نفوذ به پوشش گیاهی)	ردیاب‌ها (تاریخی (^{36}Cl، ^{3}H، ^{2}H،^{18}O)، زیست-محیطی (Cl))	ردیاب‌ها (کاربردی)
	مدل‌سازی عددی	مدل‌سازی عددی
	آنالیز دمایی	آنالیز دمایی
	ژئوفیزیک سطحی (DC، EM، رادار)	ژئوفیزیک سطحی (DC، EM، رادار)
	ژئوفیزیک درون گمانه‌ای (DC، EM، رادار)	ژئوفیزیک درون گمانه‌ای (DC، EM، رادار)
	ژئوفیزیک گرانشی	
آب‌های زیرزمینی		نوسانات سطح آب (چاه‌های مشاهده‌ای، ژئوفیزیک)
	اندازه‌گیری فشار الاستیک (مانند GIS، InSAR)	قانون دارسی
	ردیاب‌ها (تاریخی (CFSها، $^{3}H/^{3}He$)، زیست-محیطی (Cl، ^{14}C))	ردیاب‌ها (تاریخی (CFSها، $^{3}H/^{3}He$)، زیست-محیطی (Cl، ^{14}C))
	مدل‌سازی عددی	مدل‌سازی عددی

*روش مناسب برای تخمین تغذیه

**روش مناسب برای تخمین تخلیه

کادر ۵-۴ تبدیل نفوذ به تغذیه

تغذیه آب زیرزمینی (آبی که از سطح ایستابی عبور می‌کند)، یکی از مهم‌ترین پارامترها در مدل‌سازی آب زیرزمینی است (بخش ۵-۴). تغذیه آب زیرزمینی از نفوذ آب در سطح زمین (نفوذ سطحی)، نفوذ از سطح زیرین پهنه آب سطحی یا حوضچه-های ذخیره آب روی سطح زمین (نفوذ حوضچه‌ها) ناشی می‌شود. در هر دو مورد، معمولا مقداری آب از طریق تبخیر و تعرق تلف شده، باقیمانده آن به بالای سطح ایستابی می‌رسد و آب زیرزمینی را تغذیه می‌کند. فرآیند تغذیه در مسائل کشاورزی، جریان پایه در رودخانه و همچنین در مسائل آب زیرزمینی، قابل توجه است. بنابراین عجیب نیست که علاوه بر متخصصان هیدرولوژی آب زیرزمینی، متخصصان فیزیک خاک و هیدرولوژی آب سطحی نیز در زمینه نفوذ و تغذیه آب زیرزمینی مطالعه می‌کنند (صفحات ۲۱۱ تا ۲۲۱ مرجع شماره ۳۱).

اندازه‌گیری تغذیه به‌صورت میدانی مشکل است اما روش‌های زیادی برای تخمین غیرمستقیم تغذیه وجود دارد (جدول ۵-۳). هنگامی که اندازه‌گیری‌های میدانی در دسترس است، معمولا مقادیر نقطه‌ای باید به دامنه مدل افزایش مقیاس داده شود. با توجه به ابزارهای فعلی در دسترس، برای تخمین اولیه تغذیه بهتر است، بیلان آب در خاک محاسبه شود. به دلیل اینکه روش بیلان آب در خاک اصول فیزیکی اولیه تخمین تغذیه برحسب مکان و زمان را فراهم کرده و معمولا از داده‌های در دسترس استفاده می‌کند (مانند پوشش زمین، خصوصیات خاک و عمق ریشه، بارش و دمای هوا) و کاربرد آن برای هر اندازه از دامنه مدل، مورد توجه بسیاری از محققان است. همچنین نرم‌افزارهایی در دسترس هستند که تغذیه را در فرمت مناسب ورودی به مدل جریان آب زیرزمینی محاسبه می‌کنند (۱۰۹). در این روش، ناحیه ریشه خاک از سطح زمین تا سطح شار صفر تعریف می‌شود (شکل کادر ۵-۴-۱). سطح شار صفر یک سطح مجازی است که در بالای آن سطح، حرکت آب رو به بالا ناشی از تبخیر-تعرق بوده و پایین آن، حرکت آب رو به پایین به سمت سطح ایستابی است. نفوذ در سطح زمین به‌صورت بارش منهای رواناب منهای تلفات ناشی از تبخیر-تعرق ناحیه خاک محاسبه می‌شود (مانند استفاده از روش معروف تورنت‌وایت-ماسر[1]؛ ۱۰۹)، و آب باقیمانده از سطح شار صفر عبور می‌کند و از ناحیه غیراشباع تا سطح ایستابی جریان می‌یابد و به ناحیه اشباع تغذیه می‌شود.

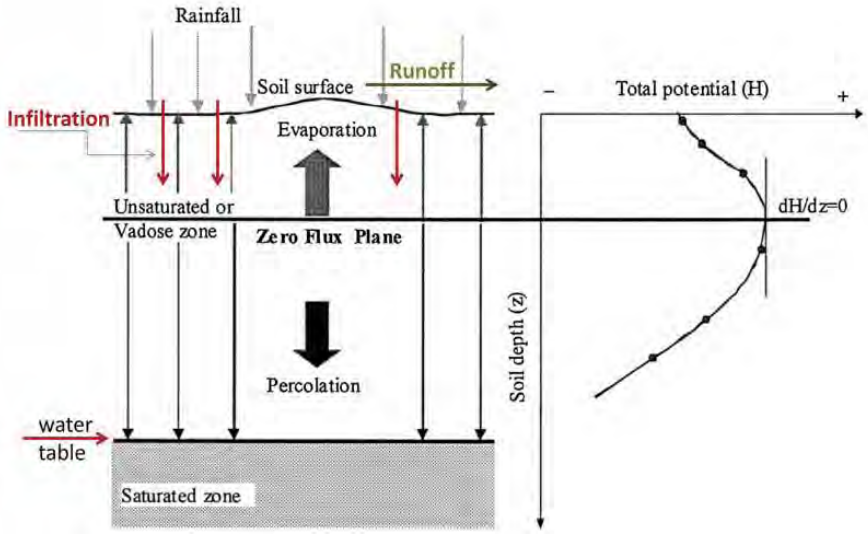
اگرچه روش بیلان آب در خاک برای تخمین تغذیه بسیار قابل توجه است ولی سه نکته در استفاده از این روش وجود دارد: ۱- مقادیر بیلان آب محاسبه شده تحت تاثیر خطاهای تجمعی ناشی از تخمین مؤلفه‌های دیگر بیلان آب قرار می‌گیرد. ۲- روش بیلان آب در خاک، تغذیه رد شده را محاسبه نمی‌کند. مفهوم تغذیه رد شده توسط تیس[2] (۱۹۴۰) ارائه شد که در ادامه بررسی می‌شود. در مناطقی که سطح ایستابی نزدیک سطح زمین است (معمولا یک متری سطح زمین)، ممکن است نفوذ در طی وقوع سیل باعث بالا آمدن سطح ایستابی تا سطح زمین شود که در اثر آن ناحیه خاک زیرین اشباع می‌شود. خاک اشباع، آب را فقط با سرعت معادل با هدایت هیدرولیکی اشباع انتقال می‌دهد. اگر سرعت بارش بیشتر از هدایت هیدرولیکی اشباع باشد بارش مازاد "رد شده" است و روی سطح زمین به‌عنوان جریان سطحی مازاد اشباع[3] جاری می‌شود (کادر ۶-۳)، که با نفوذ مازاد (هورتن[4]) جریان سطحی فرق می‌کند. نفوذ مازاد هنگامی رخ می‌دهد که مقدار نفوذ از ظرفیت نفوذ خاک تجاوز کند. در نظر گرفتن تغذیه رد شده باعث می‌شود که مقادیر خیلی کوچک‌تری از تغذیه نسبت به مقادیر تخمین زده شده از

---

[1] Thornthwaite-Mather
[2] Theis
[3] saturation excess overland flow
[4] Hortonian

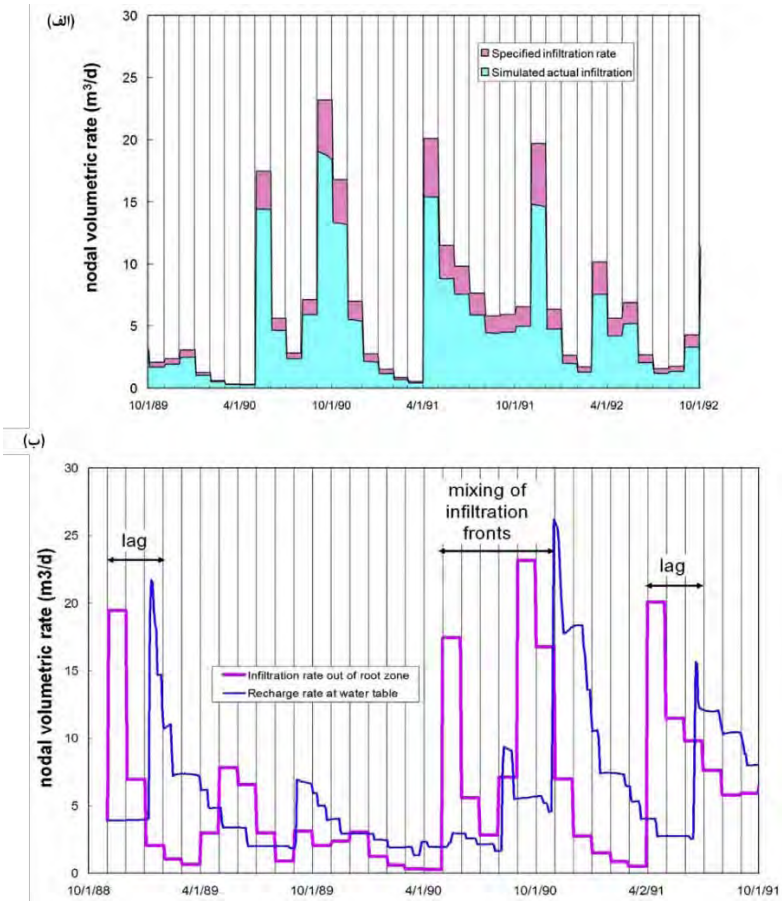
روش بیلان به دست آید (شکل کادر ۵-۴-۴-الف). ۳- تغذیه محاسبه شده از روش بیلان آب در خاک، آبی است که از ناحیه ریشه خارج شده است. بنابراین، این روش، زمان مورد نیاز برای حرکت آب از صفحه شار صفر تا سطح ایستابی را در نظر نمی‌گیرد. در مناطقی با سطح ایستابی عمیق (مثلا عمق بیش از ۵ متر در خاک‌های درشت)، عبور آب از ناحیه غیراشباع خاک بر زمان و مقدار تغذیه در سطح ایستابی تأثیر می‌گذارد (شکل کادر ۵-۴-۲-ب).

اگر تغذیه محاسبه‌شده از بیلان آب در خاک مستقیما به‌صورت تغذیه در سطح ایستابی وارد شود بر نتایج مدل آب زیرزمینی تاثیر می‌گذارد. راه حل پیشنهاد شده برای مشکل اول استفاده از روش بیلان آب در خاک است که تغذیه تخمین زده شده از بیلان، طی واسنجی مدل جریان آب زیرزمینی تنظیم می‌شود. برای حفظ تفاوت‌های مکانی نسبی تغذیه در سطح حوضه، یک ضریب به‌عنوان پارامتر واسنجی برای آرایه تغذیه به‌دست‌آمده از بیلان آب در خاک تعریف می‌شود. در این روش، الگوی تغذیه فیزیکی حفظ می‌شود اما مقادیر مطلق تغذیه با استفاده از تخمین پارامتر، در طول واسنجی به‌دست می‌آید (فصل ۹). برای دو نکته دیگر، مدل جریان آب زیرزمینی باید در یک حدی فرآیندهای ناحیه غیراشباع در نظر بگیرد، حتی اگر یک مدل ساده باشد (۸۰).



شکل کادر ۵-۴-۱ پروفیل شماتیک زیرسطحی (سمت چپ شکل) و نقشه بار هیدرولیکی کل (پتانسیل) در محیط پیوسته زیرسطحی (سمت راست شکل)، سطح شار صفر را در ناحیه غیراشباع (زیرسطحی[1]) نشان می‌دهد. ناحیه ریشه خاک بخش بالایی ناحیه غیراشباع بین سطح زمین (خاک) و صفحه شار صفر است. در اینجا، تبخیر شامل تبخیر-تعرق است. رواناب مازاد نفوذ است. تغذیه به سطح ایستابی می‌رسد که سطح بالایی ناحیه اشباع است. گرادیان بار هیدرولیکی کل (dH/dz) در صفحه شار صفر تغییر جهت می‌دهد (با توجه به اینکه بار فشاری در سطح ایستابی برابر با صفر است) (۵۸).

[1] vadose



شکل کادر ۵-۴-۲ مقایسه تغذیه تخمین زده شده با بیلان آب در خاک با تغذیه محاسبه شده با تقریب جریان غیراشباع یک بعدی (ستون) برای هر گره با استفاده از بسته MODFLOW-UZF (۸۰) برای اقلیم مرطوب شمال ویسکانسین آمریکا. سطح بالایی ستون‌های خاک در صفحه شار صفر واقع شده است (شکل کادر ۵-۳-۱). نرخ‌های تغذیه با استفاده از روش بیلان آب در خاک محاسبه می‌شود. الف- نتایج وقتی که ناحیه غیراشباع کمتر از یک متر ضخامت دارد. تغذیه در سطح ایستابی که با بسته UZF (میله‌های آبی) شبیه‌سازی شده کمتر از تغذیه به‌دست آمده از بیلان آب در خاک (صورتی) است که تغذیه رد شده و جریان سطحی مازاد اشباع در آن محاسبه نشده است. ب- نتایج در ناحیه غیراشباع با بیش از ۱۵ متر ضخامت که اختلاف در سرعت و مقدار تغذیه را نشان می‌دهد. نفوذ به‌دست آمده از بیلان آب در خاک با خط صورتی نشان داده شده است، آب عبوری از سطح ایستابی شبیه‌سازی شده با استفاده از بسته UZF با خطوط آبی نشان داده شده است. به دلیل اختلاط جبهه نفوذ پاییز ۱۹۹۰ با بهار قبلی، تغذیه (خط آبی) طی اکتبر ۱۹۹۰ به خط پایه مشاهده شده در تابستان بر نمی‌گردد (۴۸).

۵-۴-۲-۲ نرخ‌های پمپاژ

اندازه‌گیری نرخ‌های پمپاژ (یا تزریق) ساده هستند که اغلب به‌صورت ثبت شده در دسترس هستند (مانند چاه‌های پمپاژ شهری)، در صورتی‌که مقادیر مصرف آب موجود نباشد، مقادیر آن باید تخمین زده شود. به‌عنوان نمونه برای تخمین مقادیر پمپاژ آب آبیاری از نوع گیاه زراعی تحت آبیاری استفاده می‌کنند.

۵-۴-۲-۳ تبخیر- تعرق[1] (ET)

ET، تلفات آب از طریق تبخیر و تعرق گیاه است که اغلب در جاهایی که سطح ایستابی نزدیک سطح زمین است، رخ می‌دهد. مانند روش تغذیه، روش‌های زیادی برای اندازه‌گیری ET وجود دارد که بررسی جزییات آن‌ها خارج از بحث این کتاب است. در ترم‌هایی از مدل‌سازی کاربردی آب زیرزمینی، ET از سطح ایستابی معمولا به‌صورت شرایط مرزی وابسته به بار هیدرولیکی شبیه‌سازی می‌شود (بخش ۴-۳) که پارامترهای ورودی موردنیاز، نرخ حداکثر ET در سطح زمین و عمق بی‌اثری (عمقی که ET آن صفر می‌شود) است. انتظار می‌رود مقادیر مناسب این پارامترها در یک محل مشخص در محدوده‌ای باشد که در تحقیقات ارائه شده است (۷۳، ۳۴ و ۱).

تبخیر و در صورت وجود گیاهان، تعرق از عارضه‌های آب سطحی نیز اتفاق می‌افتد که می‌تواند جریان آب زیرزمینی را تحت تاثیر قرار دهد. معمولا به دلیل مساحت کوچک آب سطحی آزاد، از تبخیر مستقیم آب رودخانه‌ها صرف‌نظر می‌شود، بنابراین معمولا در مدل‌های آب زیرزمینی نیز این پارامتر را در نظر نمی‌گیرند. تبخیر از پهنه‌های آبی نسبتا وسیع مانند دریاچه‌ها باید اعمال شود (بخش ۶-۶). تبخیر از دریاچه‌های نسبتا کوچک به دلیل تغییرات رژیم باد (۳۵) ناشی از طول امواج آب و درجه سایه[2]، می‌تواند وابسته به مقیاس باشد. بنابراین، نرخ‌های تبخیر دریاچه ممکن است برای دریاچه‌ها در مدل‌های مشابه متفاوت باشد (۵۰). رژیم باد ناشی از تغییرات زبری سطحی بر نرخ‌های ET تالاب‌ها تاثیر می‌گذارند طوری که نرخ‌های ET واقعی بزرگ‌تر از نرخ‌های ET پتانسیل به‌دست آمده از مقادیر نقطه‌ای محاسبه شده با روش‌های هواشناسی رایج هستند (۶۷). صرف نظر از اینکه ET به‌صورت شرط مرزی وابسته به بار هیدرولیکی شبیه‌سازی شود یا اینکه مستقیما از شار خروجی مدل تعیین شود، اندازه‌گیری‌های نقطه‌ای ET باید به فواصل گره‌ای افزایش مقیاس داده شود و اینکه آیا نماینده منطقه مورد مطالعه است یا نه، طی واسنجی ارزیابی می‌شود (صفحه ۳۱ مرجع شماره ۴۱).

---

[1] Evapotranspiration
[2] Degree of Sheltering

۵-۵ تخصیص پارامتر

مقادیر اولیه پارامتر تعیین شده برای مدل بر اساس اندازه‌گیری‌های آزمایشگاهی و میدانی است و با راهنمایی از قضاوت هیدروژئولوژیکی تعیین می‌شوند. بعد از تنظیم اثرات مقیاس (بخش ۵-۴)، برآوردهای نقطه‌ای تبدیل به مقادیر ناحیه‌ای شده و یا با استفاده از درون‌یابی برروی شبکه/مش توزیع می‌شود. طی واسنجی مدل، مقادیر بعضی یا همه پارامترها تنظیم می‌شوند طوری که بار هیدرولیکی و شارهای شبیه-سازی‌شده بسیار نزدیک به اندازه‌گیری‌های میدانی این مقادیر شوند (فصل ۹).

۵-۵-۱ اصول کلی

مدل‌های FD (شامل CVFD) و مدل‌های FE بارهای هیدرولیکی را در نقاط گره‌ای محاسبه می‌کنند. اما مقادیر پارامترها ممکن است برای سلول‌ها، اجزا یا گره‌ها تعیین شوند. تخصیص پارامترها بستگی به کد مدل‌سازی داشته و می‌تواند از یک کد به کد دیگر متفاوت باشد. بعضی از اصول کلی تخصیص پارامتر در ادامه آورده شده است اما مدل‌ساز برای دانستن اطلاعات کد خاص باید همیشه از کتابچه راهنمای کاربر کد استفاده کند.

هنگام تعیین مقادیر اولیه پارامترها، در یک محل مشخص، مقادیر میدانی ترجیح داده می‌شود اما در انتخاب تخمین‌های اولیه اغلب مقادیر پارامتر منطقه عمومی که در آن محل موردنظر قرار گرفته باشد و مقادیر عمومی پارامتر گرفته شده از تحقیقات قبلی مفید است. مقادیر عمومی پارامترهای خصوصیات مواد زمین‌شناسی شامل هدایت هیدرولیکی، آبدهی ویژه و ذخیره ویژه به‌ترتیب در شکل ۵-۲۵، جدول ۵-۱ و جدول ۵-۲ آورده شده است.

در شبکه FD بلوک‌محور، مقادیر پارامتر در گره‌های فعال تعیین می‌شوند (شکل‌های ۵-۲-الف، ۵-۶، ۳-۴ و ۴-۱۵). کد، به‌صورت خودکار مقادیر پارامتر گره‌های غیرفعال را صفر قرار می‌دهد (شکل ۴-۱۴). در شبکه بلوک‌محور، پارامترها بیانگر حجم مواد زمین‌شناسی موجود در بلوک هستند. در شبکه نقطه‌محور، پارامترها در ناحیه مؤثر اطراف گره تعیین می‌شوند (شکل ۵-۵-ب) اگرچه دستورالعمل‌های دیگری نیز ممکن است. در مدل‌سازی FE، مقادیر پارامتر برای اجزا تعیین می‌شوند (شکل ۵-۲۳-ب، FEFLOW؛ ۲۰)، اگرچه در بعضی از کدها (MODFE، ۱۰۲) بعضی پارامترها در گره و بعضی دیگر در اجزا تعیین می‌شوند. هنگامی که تنها از اجزای مثلثی استفاده می‌شود، ممکن است تعیین مقادیر گره‌ها آسان‌تر باشد زیرا همیشه تعداد گره‌ها از اجزا کمتر هستند (اگر تخصیص گره‌ای توسط کد امکان‌پذیر باشد). به‌عنوان

مثال، مش شکل ۵-۱۳-ج، ۱۵۵ جزء ولی فقط ۹۶ گره دارد. هنگامی که خصوصیات آبخوان به‌صورت ناگهانی تغییر می‌کند، مقادیر پارامتر باید برای اجزا تعیین شوند. علاوه بر این، مرزهای بین دو نوع محیط متخلخل همیشه باید بر مرزهای جزء منطبق شود (شکل ۵-۲۳-ب).

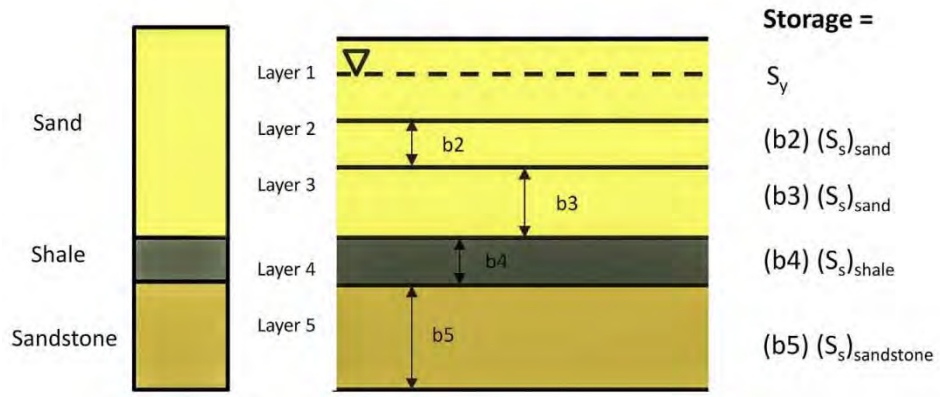
۵-۵-۲ تعیین پارامترهای ذخیره لایه‌ها

هنگام تعیین پارامترهای ذخیره (بخش ۵-۴) برای لایه‌های مدل، دقت بیشتری لازم است. مقادیر آبدهی ویژه برای لایه‌های آزاد و مقادیر ضریب ذخیره تحت‌فشار یا ذخیره ویژه برای لایه‌های تحت‌فشار تعیین می‌شوند. در اغلب موارد، لایه‌ها به‌صورت تبدیل‌پذیر تعیین شده (بخش ۵-۳)، و مقادیر آبدهی ویژه و ضریب ذخیره (یا ضریب ذخیره تحت‌فشار) به‌عنوان پارامترهای ورودی وارد می‌شوند و کد با توجه به حالت فعلی لایه (تحت‌فشار یا آزاد) از پارامتر مناسب استفاده می‌کند. آبدهی ویژه پارامتر ذخیره‌ای است که فقط برای لایه‌هایی که سطح ایستابی دارند (لایه‌های آزاد) مناسب است. اگر آبخوان آزاد با چندین لایه نشان داده شود فقط لایه‌ای که سطح ایستابی دارد لایه آزاد است (شکل ۵-۲۷). لایه‌های زیرین به‌صورت لایه‌های تحت‌فشار مدل شده و از پارامترهای ذخیره تحت‌فشار استفاده می‌شود.

۵-۵-۳ توزیع پارامترها[1] در شبکه یا مش

اندازه‌گیری‌های آزمایشگاهی و میدانی فقط برای تعداد محدودی از موقعیت‌های دامنه مسأله در دسترس است درحالی‌که مدل، این مقادیر را برای هر سلول، جزء یا گره در شبکه/مش نیاز دارد. دو روش عمده برای توسعه تخمین‌های نقطه‌ای پارامترها در کل شبکه گره‌ای وجود دارد: ناحیه‌بندی و درون‌یابی. روش ترکیبی که هم از روش ناحیه‌بندی و هم از روش درون‌یابی استفاده می‌کند نیز در دسترس است. صرف‌نظر از روش استفاده شده، توزیع پارامترها باید با تاریخچه زمین‌شناسی و محیط رسوبی مدل مفهومی برای محل مدل‌شده، سازگار باشد.

[1] Populating



شکل ۵-۲۷ تخصیص پارامترهای ذخیره در مدل پنج لایه با سه واحد هیدروژئولوژیکی: آبخوان شنی بالایی که آبخوان آزاد است، لایه محدودکننده شیل و آبخوان ماسه سنگی تحت‌فشار. تحت این شرایط، سطح ایستابی (خط چین) فقط برای لایه اول است و لایه‌های زیرین این لایه کاملا اشباع هستند. ذخیره لایه اول توسط آبدهی ویژه (S_y) نشان داده می‌شود؛ لایه‌های ۲، ۳، ۴ و ۵، لایه‌های تحت‌فشاری هستند که ضریب ذخیره آن‌ها برابر با حاصل‌ضرب ذخیره ویژه (S_s) در ضخامت آن لایه است. در عمل همه لایه‌ها باید به‌صورت لایه‌های تبدیل‌پذیر طراحی شوند (بخش ۵-۳) و مقادیر آبدهی ویژه و ذخیره ویژه (یا ضریب ذخیره تحت‌فشار) باید برای همه لایه‌ها وارد شوند. کد به‌صورت خودکار از آبدهی ویژه فقط در شرایط آزاد (لایه‌هایی که سطح ایستابی دارند) استفاده می‌کند.

۵-۵-۳-۱ ناحیه‌بندی

در ناحیه‌بندی، مقادیر پارامتر به‌صورت مقادیر ثابت برای نواحی (مناطق) تعیین‌شده در دامنه مدل مشخص می‌شوند (شکل‌های ۵-۲۸-الف و ۵-۲۹). در هر ناحیه، تمامی گره‌ها مقادیر مشابه داشته و تغییرات مکانی مقادیر پارامترها فقط در بین ناحیه‌ها اتفاق می‌افتد. توصیف نواحی متکی بر اطلاعات موجود در مدل مفهومی است که مناطق مشخص‌شده در دامنه مسأله، پارامترهای تقریبا یکسانی دارند. اگر ناهمگنی در ناحیه وجود داشته و مقادیر تصادفی باشد، میانگین هندسی مقادیر پارامترها در آن ناحیه محاسبه‌شده و استفاده می‌شود. چنانچه روندی در داده‌ها مشاهده شود، میانگین حسابی در ناحیه استفاده می‌شود. برای هر پارامتر، معمولا الگوی متفاوتی برای تقسیم‌بندی نواحی مورد نیاز است. به‌عنوان مثال، نواحی هدایت هیدرولیکی معمولا متفاوت با نواحی تغذیه هستند (شکل ۵-۲۹-الف و ب).

۵-۵-۳-۲ درون‌یابی

درون‌یابی مقادیر پارامترها در نقاط معین را استفاده کرده و مقادیر آن پارامتر را برای هر گره محاسبه می‌کند. درون‌یابی امکان تغییرات تدریجی خصوصیات واحدهای هیدروژئولوژیکی یا رخسارهای آبی را فراهم می‌کند که با استفاده از آن تغییرات مکانی به‌صورت روند در واحد هیدروژئولوژیکی نمایش داده می‌شود. دو روش کلی برای درون‌یابی وجود دارد: قطعی و زمین‌آماری. درون‌یابی قطعی مستقیماً از مقادیر نقطه‌ای استفاده می‌کند درحالی‌که درون‌یابی زمین آماری از مقادیر نقطه‌ای و خصوصیات آماری پارامتر مانند خودهمبستگی مکانی بین نقاط اندازه‌گیری شده برای رسم نقشه خطوط هم‌میزان توزیع مکانی پارامتر استفاده می‌کند.

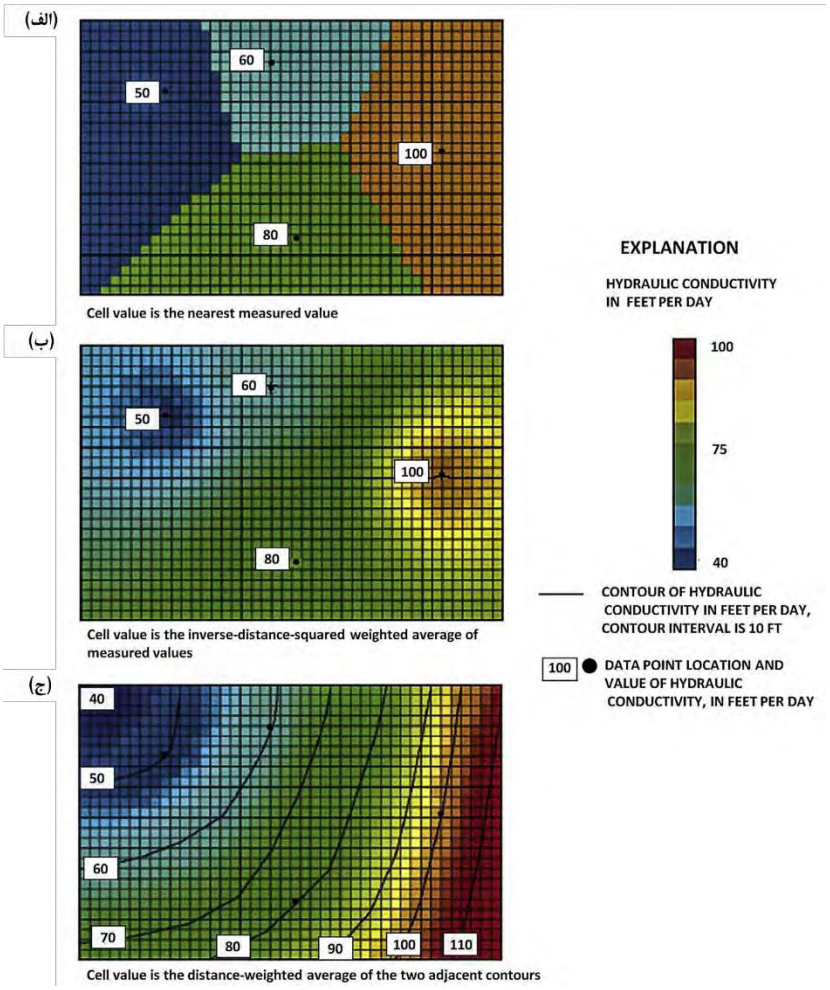
معمولا درونیاب‌های قطعی از یکی از دو روش معکوس فاصله و برازش چندجمله‌ای[1] استفاده می‌کنند. معکوس فاصله، درونیاب دقیقی است زیرا مقادیر اندازه‌گیری شده در نقاط گره‌ای را حفظ می‌کند (شکل ۲۸-۵-ب). برازش چندجمله‌ای، درونیاب تقریبی است زیرا معمولاً مقادیر محاسبه‌شده از روش حداقل مربعات در برازش چندجمله‌ای با مقادیر اندازه‌گیری‌شده یکسان نیستند. درونیاب‌هایی که تقریبی هستند برای حذف اثرات حدی که موجب ایجاد قله یا چاله در خطوط هم‌میزان می‌شود مناسب هستند. این قله‌ها یا چاله‌ها ممکن است که نشان‌دهنده شرایط واقعی در ناحیه مورد مطالعه نباشند.

روش معمول درون‌یابی زمین آماری، استفاده از کریجینگ است. زیرا توزیع ملایم منطقی برای بیشتر داده‌ها تولید می‌کند و در عین حال مقادیر پارامتر را در نقاط اندازه‌گیری شده تغییر نمی‌دهد. اولین بار روش کریجینگ توسط شخصی به نام دنی کریج[2] (۱۹۱۹-۲۰۱۳) در جنوب آفریقا در رسوبات معدنی استفاده شد. در کریجینگ، پارامتر به‌صورت تابع تصادفی فرض می‌شود که همبستگی مکانی (ساختار مکانی) آن با استفاده از واریوگرام تعریف می‌شود (شکل ۵-۳۰)، واریوگرام تغییر پارامتر را نسبت به فاصله نشان می‌دهد. هنگامی‌که اندازه‌گیری‌ها در فواصل کوچک در دسترس باشد، انتظار می‌رود نقاط اندازه‌گیری همبستگی بالایی داشته باشند. کریجینگ همچنین از طریق محاسبه انحراف معیار مقادیر کریجینگ شده، تخمینی از خطای درون‌یابی می‌دهد که برای دانستن محدوده قابل قبول مقادیر پارامترها برای واسنجی مدل و آنالیز عدم‌قطعیت استفاده می‌شود. در روش کریجینگ، مقادیر اولیه پارامتر در مکان گره‌ای مشخص نیز حفظ می‌شود. مارسیلی[3] (۱۹۸۶) (فصل ۱۱)، به‌صورت مختصر کاربرد کریجینگ را

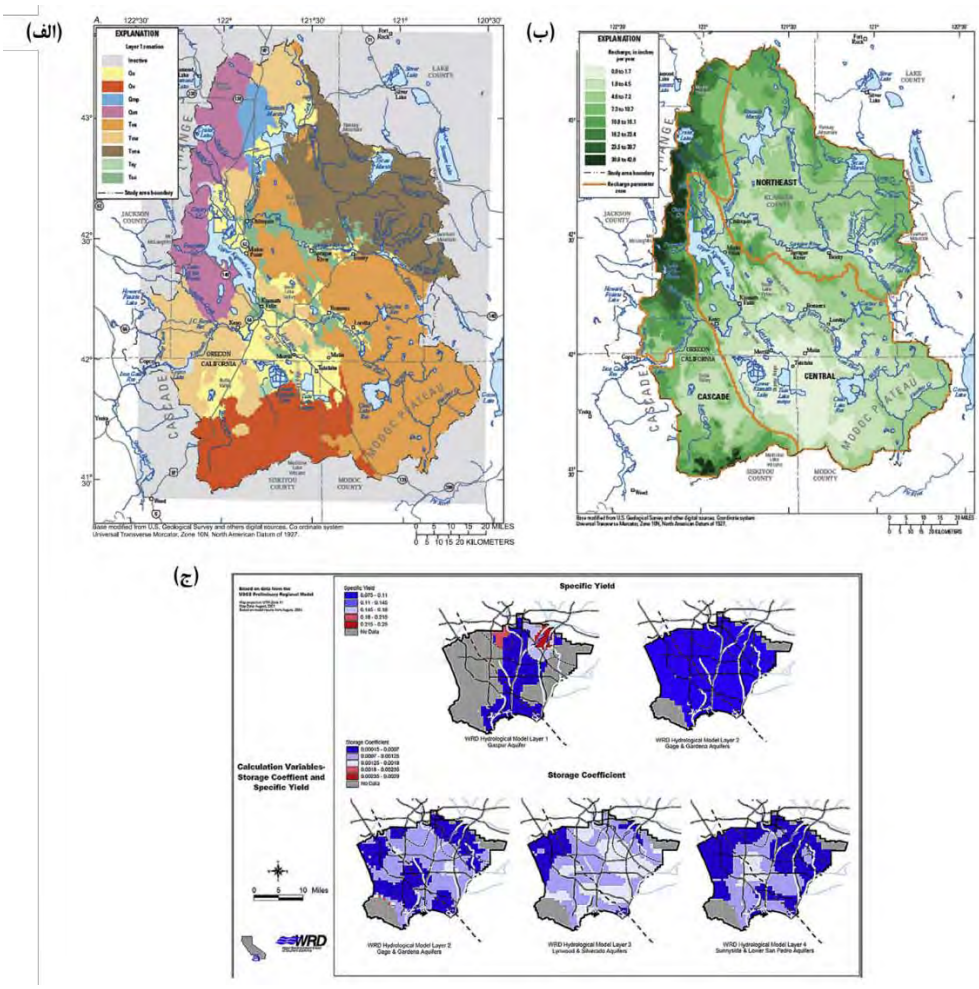
---

[1] Polynomial fitting
[2] Danie G. Krige
[3] Marsily

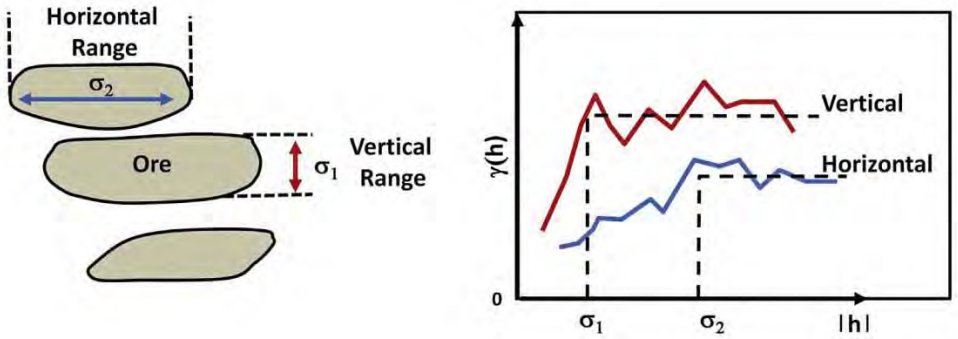
در مسائل آب زیرزمینی با مثال‌های کاربردی منتخب ارائه داده است. یک روش معروف برای تخصیص پارامترهای شبکه گره‌ای از طریق درون‌یابی و استفاده از نقاط پایلوت است (بخش ۹-۶، کادر ۹-۳، ۲۳).



شکل ۵-۲۸ تخصیص پارامتر هدایت هیدرولیکی در شبکه FD: الف- ناحیه‌بندی ب- درون‌یابی با روش معکوس فاصله ج- درون‌یابی خطی (۸۵).



شکل ۵-۲۹ نمونه‌هایی از ناحیه‌بندی پارامتر: الف- نواحی هدایت هیدرولیکی (۳۳) ب- نواحی تغذیه (۳۳) ج- پارامترهای ذخیره (۵۴).



شکل ۵-۳۰ واریوگرام تعریف شده برای یک دامنه تغییرات بین نقاط اندازه‌گیری‌شده (h)، و واریانس دامنه تغییرات یا تابع واریوگرام، γ. به دلیل اینکه کاربردهای اولیه واریوگرام‌ها و کریجینگ در معدن بود، پارامتر سقف (σ)، بعد افقی و عمودی کانسنگ[1] را نشان می‌دهد. در کاربردهای هیدروژئولوژیکی پارامتر سقف برای نمایش ابعاد ناهمگنی استفاده می‌شود (۵۵).

مقادیر پارامتر در دسترس، برای تخمین مقادیر در تعدادی از موقعیت‌های گسسته یا نقاط پایلوت که در سراسر دامنه مدل توزیع شده‌اند، استفاده می‌شود. سپس مقادیر به دست آمده در نقاط پایلوت با استفاده از روش کریجینگ درون‌یابی شده و برای همه سلول‌ها، اجزا یا گره‌ها مقادیر به دست می‌آید. GUIها (بخش ۳-۶) و GIS (بخش ۲-۱) درون‌یابی را انجام می‌دهند. برنامه معروف SURFER (نرم افزار Golden) دارای چندین روش درون‌یابی از جمله معکوس فاصله و کریجینگ است[2].

۵-۵-۳-۳ روش ترکیبی

در مدل داده شده، ممکن است بعضی از پارامترها ناحیه‌بندی شوند و بعضی دیگر درون‌یابی شوند. علاوه بر این، هر دو روش برای نمایش تغییرات نوع پارامتر مشابه استفاده می‌شود. به‌عنوان مثال، اغلب ساختارهای زمین‌شناسی دارای یک مرز راست و مستقیم نبوده، از طرفی در یک دامنه مدل‌سازی، ممکن است مناطقی مجزا هم وجود داشته باشد که با بقیه قسمت‌ها متفاوت بوده و درون‌یابی روش مناسبی نیست. روش ترکیبی از ناحیه‌بندی برای مناطق گسسته استفاده کرده و از درون‌یابی برای نشان دادن تغییرات مکانی در داخل نواحی استفاده می‌کند. روش ترکیبی در بسیاری از مسائل گزینه‌ای قابل توجه است (۲۴، ۲۵، ۴۶ و ۱۰۷).

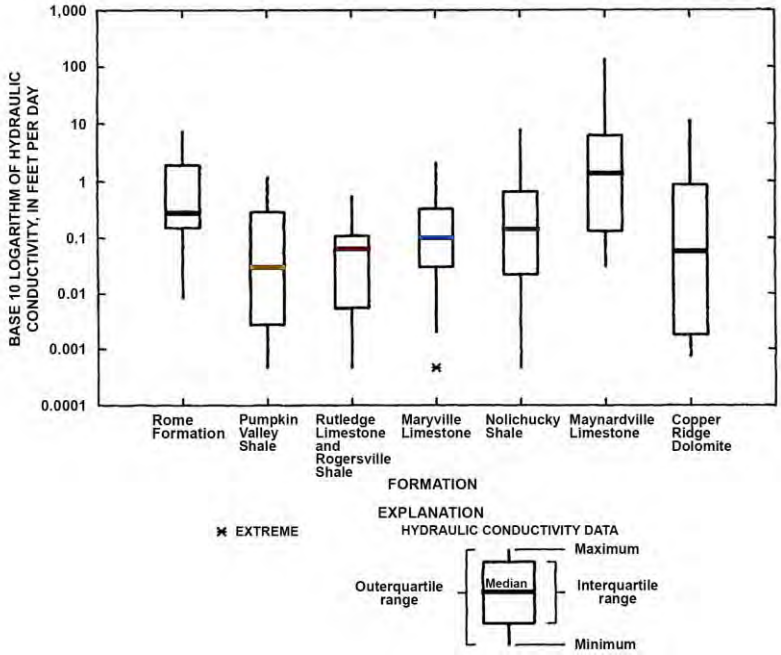
---

[1] Ore

[2] لازم به ذکر است که در ایران از نرم‌افزار ArcGis برای انجام این درون‌یابی‌ها استفاده می‌شود.

۵-۶ عدم قطعیت پارامتر

هیچ‌گاه مقادیر پارامتر به‌طور دقیق معلوم نیست و تحت‌تاثیر فاکتورهایی نظیر خطاهای اندازه‌گیری، خطاهای درون‌یابی و خطاهای مقیاس هستند. بررسی عدم قطعیت با استفاده از تخمین خطا در مقادیر اولیه تعیین‌شده در شبکه/مش، می‌تواند بسیار مفید باشد. به‌عنوان مثال، مقدار حداکثر، حداقل و میانگین به‌همراه فواصل اطمینان، واریانس‌ها یا انحراف‌های معیار برای هر مقدار پارامتر تهیه می‌شود. عدم قطعیت پارامترها را می‌توان به‌صورت نمودار جعبه‌ای و ویسکر[1] نشان داد (شکل ۵-۳۱).



شکل ۵-۳۱ نمودار جعبه‌ای و ویسکر نشان‌دهنده محدوده هدایت هیدرولیکی در واحدهای هیدروژئولوژیکی مدل بیر کریک والی در آمریکا[2] (۱۷).

مقدار هدایت هیدرولیکی در محدوده‌ای به توان ۱۲ تغییر می‌کند (شکل ۵-۲۵)، آبدهی ویژه در محدوده‌ای به توان یک تغییر می‌کند (جدول ۵-۱). بنابراین به‌طور ذاتی عدم قطعیت مقادیر آبدهی ویژه نسبت به مقادیر هدایت هیدرولیکی کمتر است که این خیلی خوب است زیرا اغلب، مقادیر اندازه‌گیری

---

[1] Box and Whisker
[2] Bear Creek Valley, TN , USA

شده آبدهی ویژه برای محل موردنظر در دسترس نیست. ذخیره ویژه (ضریب ذخیره تحت‌فشار) محدودهٔ بزرگ‌تری (جدول ۵-۲) نسبت به آبدهی ویژه (جدول ۵-۱) دارند، که البته تخمین‌های میدانی ضریب ذخیره اغلب در دسترس است. علاوه بر این، با توجه به اینکه، آب تخلیه شده از ذخیره لایه تحت‌فشار نسبتا کم است، شبیه‌سازی‌ها به تغییرات ضریب ذخیره تحت‌فشار نسبتاً حساس نمی‌باشند.
با توجه به اینکه مقادیر پارامتر کاملا شناخته شده نیستند و اغلب با عدم قطعیت زیاد همراه است، بنابراین تخمین‌های اولیه مقادیر مشخص شده در مدل طی واسنجی اصلاح می‌شوند (فصل ۹). تاثیر عدم قطعیت مقادیر پارامترها در پیش‌بینی‌های مدل طی آنالیز عدم قطعیت ارزیابی می‌شود (فصل ۱۰).

۵-۷ خطاهای رایج در مدل‌سازی

- شبکه/مش به جای در نظر گرفتن جهت اصلی جریان آب زیرزمینی در راستای مرزهای ژئوگرافی، محلی یا سیاسی قرار داده می‌شود.
- استفاده از شبکه بزرگ برای نمایش عارضه‌های آب سطحی که نیاز به شبیه‌سازی دقیق تبادل آب سطحی-زیرزمینی باشد. هنگام طراحی فواصل گره‌ای اطراف عارضه‌های آب سطحی وقتی که نمایش دقیق شارها ورودی و خروجی به آب سطحی اهمیت دارد، باید از طول نشت مشخصه، λ (معادله ۵-۲)، به‌عنوان راهنما استفاده شود.
- شبکه بدون ساختاری که با MODFLOW-USG ایجاد می‌شود شرایط مورد نیاز CVFD را نقض می‌کند و مدل‌ساز نمی‌تواند گره مجازی را اصلاح کند. خطاهای به‌دست آمده در بارهای هیدرولیکی و جریان‌های شبیه‌سازی شده تشخیص داده نمی‌شوند زیرا آن‌ها باعث ایجاد خطا در بیلان آب شبیه‌سازی شده نمی‌شوند.
- از شبکه FD دارای ساختار با لایه‌های بدون شکل برای نمایش لایه‌های با شیب تند و واحدهای هیدرولوژیکی چین‌دار استفاده می‌شود در حالی که استفاده از مدل FE که غیریکنواختی و ناهمسانگردی را شبیه‌سازی می‌کند، توصیه می‌شود.
- سطح ایستابی شبیه‌سازی شده بالاتر از سطح زمین واقع شده در حالی که آن منطقه خشک است. مدل‌ساز دچار اشتباه شده و گره‌ها را برای آب‌گرفتگی کنترل نمی‌کند.
- مقادیر آبدهی ویژه به جای ضریب ذخیره لایه‌ها در شرایط تحت‌فشار وارد شود. مدل‌ساز به‌صورت اشتباه فرض کرد که آبدهی ویژه، پارامتر ذخیره مناسبی برای همه لایه‌هاست در

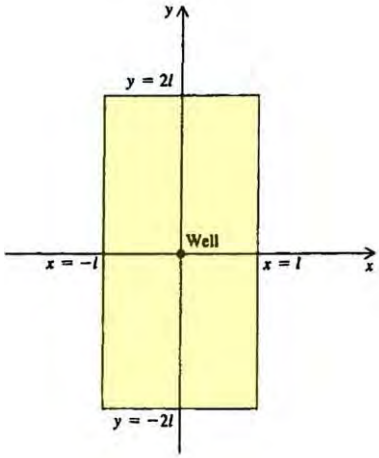
صورتی که فقط ضریب ذخیره لایه‌سطحی آزاد را نشان می‌دهد. همه لایه‌های مدل به جز لایه‌ای که سطح ایستابی دارد به‌صورت تحت‌فشار هستند. ذخیره ویژه (یا ضریب ذخیره تحت‌فشار) پارامتر ذخیره مناسبی برای لایه تحت‌فشار است. برای جلوگیری از ایجاد این خطا، لایه‌ها را به‌صورت تبدیل‌پذیر انتخاب می‌کنند که لازم است هر دو پارامتر ذخیره ویژه (ضریب ذخیره تحت‌فشار) و آبدهی ویژه وارد شود.

- هنگامی‌که کد ذخیره ویژه نیاز دارد، ضریب ذخیره وارد می‌شود (یا برعکس).
- هندسه و شکل ناحیه پارامترها در مدل‌سازی از هیدروژئولوژی منطقه پیروی نمی‌کند.
- اندازه‌گیری‌های نقطه‌ای پارامترها در شبکه/مش بدون افزایش مقیاس استفاده شود.

۵-۸ مسائل

مسائل این فصل در مورد تأثیر فواصل گره‌ای روی حل بار هیدرولیکی، تفاوت‌های مدل‌های سه بعدی و دو بعدی و آثار روش‌های درون‌یابی و جرم مخصوص داده‌ها بر توزیع‌های پارامتر است.

مسأله ۵-۱ برای حل بارهای هیدرولیکی ربع بالای سمت راست جزیره نشان داده شده در شکل مسأله ۱-۵، یک مدل دو بعدی (با استفاده از مدل صفحه گسترده با تکرار گاوس/سایدل با توجه به کادر ۴-۳) توسعه دهید. آبخوان را تحت‌فشار، همگن و همسانگرد با ضریب قابلیت انتقال $۱۰۰۰۰\ ft^2/day$ در نظر بگیرید. تغذیه یکنواختی R از طریق بستر محدود نشتی با نرخ $۰/۰۰۳۰۵\ ft/day$ دارد. نصف پهنای جزیره، l برابر با ft ۱۲۰۰۰ است. بار هیدرولیکی در محیط جزیره برابر با سطح دریا ($h = 0\ ft$) است. بارهای هیدرولیکی خط تقسیم‌های آب زیرزمینی متقارن هستند طوری که جزیره را به چهار بخش تقسیم می‌کند (شکل مسأله ۵-۱). از شبکه FD نقطه محور (یا مش FE) استفاده کنید طوری‌که گره چاه مشاهده‌ای در مرکز جزیره (شکل مسأله ۵-۱) مستقیما روی خطوط تقسیم آب زیرزمینی قرار گرفته است که سمت چپ و مرز پایینی مدل را تشکیل می‌دهد.



شکل مسأله ۵-۱ نمایش دو بعدی جزیره مستطیلی. خطوطی که جزیره را به چهار بخش تقسیم می‌کنند خطوط تقسیم آب زیرزمینی نیز هستند که دلیل آن رژیم جریان در یک آبخوان همگن و همسانگرد است (۱۰۶).

جدول مسأله ۵-۱ مقادیر هدایت هیدرولیکی به‌دست آمده از آزمایش پمپاژ (آبخوان). موقعیت جغرافیایی چاه‌های نشان داده شده در شکل مسأله ۵-۳.

Well #	x (m)	y (m)	K (m/d)
A	1950	4100	56
B	1300	3500	100
C	400	2900	45
D	1800	2200	20
E	1300	1200	5
F	2500	2700	76
G	5200	4800	1
H	4300	3900	6
I	3800	2200	10
J	3700	500	15
K	4700	1300	43
L	5600	3000	28

بیلان آب را در مدل خود حساب کنید. حجم آب ورودی از طریق تغذیه، جریان ورودی مدل است. در بیلان آب، برای محاسبه حجم تغذیه ورودی به مدل باید مساحت شبکه/مش استفاده شود (ممکن است دقیقا بر ابعاد دامنه مسأله منطبق نباشد). جریان ورودی باید با جریان خروجی که حجم تخلیه به اقیانوس

است، برابر باشد. نرخ جریان خروجی با استفاده از قانون دارسی بکار رفته در مرزهای تخلیه محاسبه می‌شود.

الف- مدل ریاضی این مسأله را به همراه معادله حاکم و شرایط مرزی مدل را بنویسید.

ب- مدل را با محدوده خطای ۰/۰۰۰۱ حل کنید و دو طراحی برای شبکه گره‌ای آزمایش شود: ۱- آرایه ۴×۷ گره‌ها ($\Delta x = \Delta y = 4000\ ft$) ۲- آرایه ۱۳×۲۵ گره‌ها ($\Delta x = \Delta y = 1000\ ft$). برای هر شبکه گره‌ای، بار هیدرولیکی را با دقت چهار رقم اعشار به‌دست آوردید.

ج- جواب‌های بخش ب را با حل تحلیلی زیر مقایسه کنید (صفحه ۱۵۱ منبع شماره ۱۶):

$$(x,y) = \frac{R(a^2-x^2)}{2T} - \frac{16Ra^2}{T\pi^3}\sum_{n=0}^{\infty}\frac{(-1)^n cos\left(\frac{(2n+1)\pi x}{2a}\right)cosh\left(\frac{(2n+1)\pi y}{2a}\right)}{(2n+1)^3 cosh\left(\frac{(2n+1)\pi b}{2a}\right)} \qquad \text{(مسأله ۵-۱-۱)}$$

که $a = l$ و $b = 2l$ است.

(راهنمایی: برنامه کامپیوتری برای حل معادله مسأله ۵-۱-۱ بنویسید. قبل از حل معادله مسأله ۵-۱-۱، حل عددی خود را از طریق بررسی بار هیدرولیکی در مرکز جزیره که طبق معادله مسأله ۵-۱-۱ برابر با ۲۰ فوت است، می‌توانید بررسی کنید.)

د- نتایج محاسبات بیلان آب برای هر گره در بخش ب را مقایسه کنید. جریان خروجی از جزیره به‌طور قابل توجهی برای فواصل گره‌ای بزرگ‌تر (۴۰۰۰ ft)، کمتر است. چرا؟

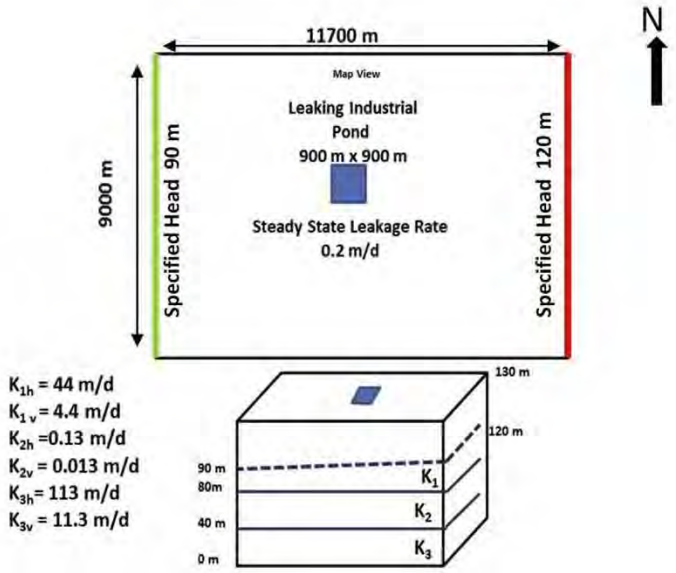
ی- مدل خود را با فواصل گره‌ای ۵۰۰ ft و ۲۵۰ ft اجرا کنید. مقادیر بار هیدرولیکی و نرخ دبی حجمی را در سواحل هر چهار شبکه گره‌ای مقایسه کنید. آیا فواصل گره‌ای ۱۰۰۰ ft برای این مسأله کافی است؟ توضیح دهید.

مسأله ۵-۲ برای پاسخ به بخش الف و ب این مسأله به کادر ۵-۳ مراجعه کنید.

الف- معادلات کادر ۵-۳-۲ و کادر ۵-۳-۳ در کادر ۵-۳ را با استفاده از معادله بیلان جرم و قانون دارسی به‌دست آورید. (راهنمایی: در صورت نیاز به راهنمایی می‌توانید از صفحات ۳۲ تا ۳۴ مرجع شماره ۳۱ یا از صفحات ۱۰۱ تا ۱۰۲ مرجع شماره ۱۰۰ کمک بگیرید.)

ب- سیستم لایه‌ای واحدهای همگن و همسانگرد را با استفاده از معادلات کادر ۵-۳-۲ و کادر ۵-۳-۳ در کادر ۵-۳ به دست آورید و نشان دهید نرخ ناهمسانگردی عمودی K_h/K_v، برای توالی لایه‌بندی وابسته به مقیاس است. نشان دهید که این نرخ به ضخامت و تعداد لایه‌های انتخاب شده در توالی عمودی واحدهای زمین‌شناسی (تعداد لایه‌های متوالی) بستگی دارد. هنگامی که ناهمگنی از طریق چند لایه

متوالی با ضخامت کوچک‌تری (تعداد لایه‌های بیشتر) شبکه‌بندی شود،مقادیر متفاوتی برای K_h/K_v به دست می‌آید.



شکل مسأله ۵-۲ پلان و بلوک سه بعدی دامنه مدل در مسأله ۵-۳. پهنای دامنه مسأله ۱۱۷۰۰ m است. بارهای هیدرولیکی مرزهای کناری ۱۲۰ و ۹۰ متر است. K_1 هدایت هیدرولیکی لایه اول است که هدایت هیدرولیکی افقی و عمودی (K_x و K_z) به‌ترتیب K_{1h} و K_{1v} است. هدایت هیدرولیکی لایه‌های دوم و سوم به‌ترتیب برابر با K_2 و K_3 است. مربع آبی در شکل، حوضچه و خط چین، سطح ایستابی را نشان می‌دهد. میانگین ضخامت لایه اشباع لایه اول، ۲۵ m است. ارتفاع سطح زمین نسبت به سطح مبناء ۱۳۰m است.

مسأله ۵-۳ فاضلاب یک مرکز صنعتی واقع در منطقه خشک در حوضچه‌ای با ابعاد ۹۰۰ در ۹۰۰ متر انباشته می‌شود که با نرخ m/day ۰/۲ نشت می‌کند (شکل مسأله ۵-۲). تغذیه ناشی از باران در این منطقه صرف نظر شده است. حوضچه در مرکز دامنه افقی مسأله واقع شده است که در زیر آن چند لایه رسوبی شنی، رسی و شنی-سنگریزه‌ای قرار گرفته است. مناطق مرطوب اطراف محیط حوضچه در سطح زمین باعث ماندابی موضعی خاک شده و پوشش گیاهی را تحت تأثیر قرار داده است. مالکان حوضچه معتقدند که مانداب در اثر تراوش آب از دیواره‌های حوضچه ایجاد شده است. از طرف دیگر، متخصصان سازمان دولتی معتقدند که تراوش از کف حوضچه باعث بالاآمدگی سطح آب زیر حوضچه شده که به

سطح زمین مجاور می‌رسد. با استفاده از مدل‌سازی تعیین کنید که، آیا برآمدگی آب زیرزمینی زیر حوضچه به سطح زمین خواهد رسید و در خاک حالت ماندابی ایجاد خواهد کرد؟

الف- شرکت مشاوره مدل دوبعدی آبخوان آزاد در حالت ماندگار را به‌عنوان روشی آسان و سریع برای مدل‌سازی پیشنهاد می‌کند. تصور کنید شما به‌عنوان یک متخصص هیدروژئولوژی در این شرکت برای مدل‌سازی استخدام شده‌اید. پهنای دامنه مدلی که باید تهیه کنید ۱۱۷۰۰ m است. برای مرزهای شمالی و جنوبی دامنه مدل، شرایط مرزی بدون جریان و برای مرزهای کناری دامنه مدل، شرایط مرزی با بار هیدرولیکی مشخص در نظر بگیرید (شکل مسأله ۵-۲). فاصله گره‌ای یکنواخت ۹۰۰m است. برای محاسبه میانگین ضریب هدایت هیدرولیکی افقی و عمودی لایه از معادلات کادر ۵-۳-۲ و کادر ۵-۳-۳ در کادر ۵-۳ استفاده کنید. با اینکه ضریب هدایت هیدورلیکی عمودی برای مدل دوبعدی یک لایه‌ای کاربردی ندارد، نسبت ناهمسانگردی عمودی لایه در نظر گرفته می‌شود. با استفاده از بارهای هیدرولیکی محاسبه شده، نقشه خطوط کنتور سطح ایستابی (با فواصل یک متری) تهیه کنید. مشخص کنید با توجه به این شرایط، سطح ایستابی، سطح زمین را قطع می‌کند؟

ب- به اعتقاد سازمان نظارتی دولت برای بررسی تأثیر ناهمسانگردی و جریان عمودی بر ارتفاع برآمدگی آب زیرزمینی لازم است مدل سه بعدی تهیه شود. این سازمان معتقد است که ضریب هدایت هیدرولیکی کم لایه دوم و ناهمسانگردی عمودی لایه‌های متوالی واحدها سبب بالا آمدن آب زیرزمینی به سطح زمین می‌شود. بر اساس اطلاعات شکل مسأله ۵-۲، مدل سه لایه‌ای ماندگار آن را تهیه کنید. برای تمام لایه‌ها شرایط مرزی بار هیدرولیکی مشخص و بدون جریان از لایه اول را اعمال کنید. خطوط هم‌پتانسیل (با فواصل یک متری) را برای هر لایه تهیه کنید. توزیع بار هیدرولیکی را در مقطع عرضی که از مرزهای با بار هیدرولیکی مشخص و حوضچه عبور می‌کنند را تعیین کنید. با بررسی نتایج به سؤالات زیر پاسخ دهید:

1- دلیل تفاوت‌های نتایج حاصل از مدل دو بعدی و سه بعدی را شرح دهید. عوامل اصلی کنترل کننده ارتفاع برآمدگی سطح ایستابی زیر حوضچه را بیان کنید. آیا مدل دو بعدی برای این مسأله مناسب خواهد بود؟

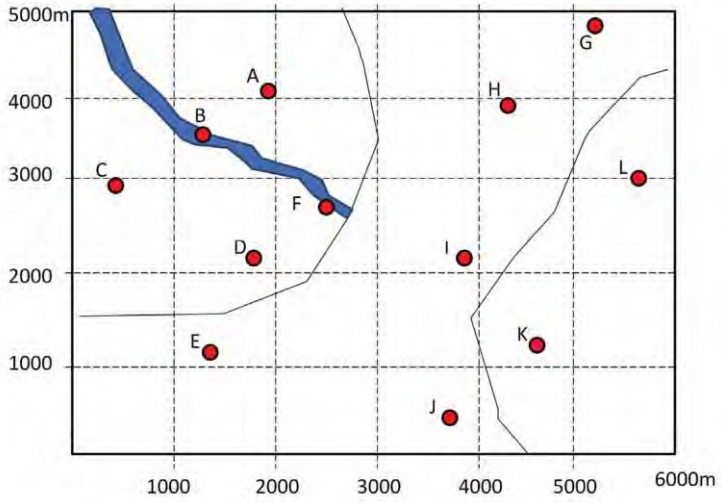
2- آیا ممکن است سطح ایستابی، سطح زمین را دور از حوضچه قطع کند؟ اگر این طور است، با استفاده از هاشور روی نقشه سطح زمین در مجاورت حوضچه، سطح تحت تاثیر نشت را مشخص کنید.

ج- هنگامی‌که نتایج مدل‌سازی برای داوری فرستاده می‌شود، یکی از سوالات داوران این خواهد بود که آیا فواصل گره‌ای ۹۰۰m برای نمایش گرادیان بار هیدرولیکی تعیین کننده برآمدگی سطح ایستابی کافی است؟ داوران ادعا می‌کنند که مساحت سطح تحت تاثیر برآمدگی سطح ایستابی بیش از حد تخمین زده

شده است. تاثیر فاصله گره‌ای بر نتایج را با مدل سه لایه‌ای تهیه شده در بخش ب بررسی کنید. فاصله گره‌ای را به‌طور یکنواخت در شبکه/مش به ۳۰۰m کاهش دهید، یا شبکه FD نامنظم، شبکه FD بدون ساختار، یا مش FD با فواصل گره‌ای ریز در مجاورت حوضچه، تعریف کنید. سپس مدل را اجرا کنید و برای هر لایه نقشه خطوط هم‌پتانسیل (با فواصل یک متری) تهیه کنید و سطح مقطع جریان عبوری از حوضچه و شرایط مرزی بار هیدرولیکی ثابت را تعیین کنید. اگر برآمدگی سطح ایستابی سطح زمین را قطع کرد، سطح تحت تاثیر آن را با استفاده از هاشور روی نقشه سطح زمین مشخص کنید. نتایج بخش الف و ب را با یکدیگر مقایسه کنید.

د- دلایل ماندابی شدن خاک را توضیح دهید. با توجه به نتایج مدل‌سازی جواب خود را توجیه کنید.

ی- در این مسأله، فرض می‌شود همه پارامترها معلوم است و تأثیر لایه‌بندی (و ناهمسانگردی) و فواصل گره‌ای بر ارتفاع و شکل سطح ایستابی بررسی شده است. فهرستی از عوامل (علاوه بر ابعاد و فواصل گره‌ای) تأثیر گذار بر عدم قطعیت در پیش‌بینی ارتفاع برآمدگی سطح ایستابی در این مسأله تهیه کنید. عدم قطعیت چه تأثیری بر نتایج مدل‌سازی دارد؟



شکل مسأله ۵-۳ دامنه منطقه خشک در مسأله ۵-۴ که مرزهای زمین‌شناسی دو مخروط افکنه و موقعیت هدایت‌های هیدرولیکی اندازه‌گیری شده (نقاط قرمز رنگ) را نشان می‌دهد. منطقه آبی رنگ کانال سرپوشیده‌ای را نشان می‌دهد که چاه A و F به آن وصل است.

مسأله ۵-۴ با تهیه مدل آب زیرزمینی منطقه‌ای (شکل مسأله ۵-۳) در یک حوضه خشک تعیین کنید، آیا برداشت آب برای تامین آب یک شهر برای ۱۵ سال آینده کافی خواهد بود؟ به‌عنوان بخشی از مطالعات

صحرایی، نقشه زمین‌شناسی منطقه تهیه شده و آزمایشات پمپاژ برای تعیین ضریب هدایت هیدرولیکی آبخوان انجام شد. طی آزمایش پمپاژ برای چاه‌های مشخص شده روی نقشه، افت سطح آب در چاه‌های مشاهده‌ای (که روی نقشه نشان داده نشده است) اندازه‌گیری شد. مقادیر اندازه‌گیری شده هدایت هیدرولیکی مطابق با فواصل گره‌ای مورد استفاده در مدل است که در اینجا ۱۰۰۰ متر است. اغلب رسوبات مخروط افکنه‌ای از شن ریز، شن و سنگریزه تشکیل شده است. منطقه بین دو مخروط افکنه (شکل مسأله ۳-۵) اغلب سیلت و رسی است. مناطقی که در آن‌ها ضریب هدایت هیدرولیکی اندازه‌گیری شد در شکل مسأله ۵-۳ نشان داده شده است و مقادیر متناظر آن‌ها در جدول مسأله ۵-۱ ارائه شده است.

الف- با استفاده از مقادیر هدایت هیدرولیکی جدول مسأله ۵-۱ به‌صورت دستی، نقشه خطوط کنتور توزیع هدایت هیدرولیکی را با استفاده از درون‌یابی خطی رسم کنید. برای کمک به رسم خطوط کنتور از اطلاعات هیدروژئولوژیکی خودتان برای تعیین مرزهای سطوح رسوبی ساختار زمین‌شناسی این مسأله استفاده کنید.

ب- داده‌های هدایت هیدرولیکی نقطه‌ای (جدول مسأله ۵-۱) را در برنامه‌های درون‌یابی قطعی و زمین‌آماری وارد کنید و نقشه‌های خطوط کنتور و رنگی هدایت هیدرولیکی را رسم کنید. نتایج این بخش را با نتایج حاصل از درون‌یابی دستی بخش الف مقایسه کنید. کدام روش روند هدایت هیدرولیکی موجود در مرزهای دامنه مسأله را بهتر نشان می‌دهد؟

ج- داده‌های نقطه‌ای را به‌طور یک در میان از جدول مسأله ۵-۱ را حذف کنید. نقشه‌های خطوط کنتور بخش الف و ب را دوباره رسم کنید. آیا نتایج برنامه‌های درون‌یابی به کار برده شده، توزیع هدایت هیدرولیکی این مسأله را به خوبی برآورد می‌کند؟ هنگامی که داده‌های میدانی کم است، مشکلات مربوط به تعیین مقادیر ضریب هدایت هیدرولیکی در یک مدل با فواصل گره‌ای یکنواخت ۱۰۰۰m را بیان کنید.

مراجع

1. Abtew, W., Melesse, A., 2012. Evaporation and Evapotranspiration: Measurements and Estimation. Springer Dordrecht. ISBN: 9400747365; 290 p.

2. Anderman, E.R., Kipp, K.L., Hill, M.C., Valstar, J., Neupauer, R.M., 2002. MODFLOW-2000, the US Geological Survey Modular Groundwater Model: Documentation of the Model-layer Variable Direction Horizontal Anisotropy (LVDA) Capability of the Hydrogeologic-unit Flow (HUF) Package. US Geological Survey Open-File Report 02-409, 61 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/ofr02409.

3. Anderson, M.P., 1987. Treatment of heterogeneities in groundwater modeling. In: Solving ground water problems with models, V. 1. Proceedings, National Ground Water Association Conference and Exposition, Denver, CO, pp. 444-463. info.ngwa.org/gwol/pdf/870142823.pdf.
4. Arihood, L.D., 2009. Processing, Analysis, and General Evaluation of Well-driller Records for Estimating Hydrogeologic Parameters of the Glacial Sediments in a Ground-water Flow Model of the Lake Michigan Basin. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2008-5184, 26 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/sir20085184.
5. ASTM International, 2010. Standard Practice for Direct Push Installation of Prepacked Screen Monitoring Wells in Unconsolidated Aquifers. ASTM D6725-04, 15 p.
6. Barlow, P.M., Leake, S.A., 2012. Streamflow depletion by wellsdunderstanding and managing the effects of groundwater pumping on streamflow. U.S. Geological Survey Circular 1376, 84 p. http://pubs.usgs.gov/circ/1376/.
7. Berg, S.J., Illman, W.A., 2013. Field study of subsurface heterogeneity with steady-state hydraulic tomography. Groundwater 51 (1), 29-40. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745 6584.2012.00914.x.
8. Bohling, G.C., Butler, J.J., 2010. Inherent limitations of hydraulic tomography. Groundwater 48 (6), 809e824. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2010.00757.x.
9. Bradbury, K.R., 1982, Hydrogeologic Relationships between Green Bay of Lake Michigan and Onshore Aquifers in Door County (Ph.D. Dissertation). University of Wisconsin-Madison, Wisconsin, 287 p.
10. Bradbury, K.R., Muldoon, M.A., 1990. Hydraulic conductivity determinations in unlithified glacial and fluvial materials. In: Nielson, D.M., Johnson, A.I. (Eds.), Ground Water and Vadose Zone Monitoring, vol. 1053. ASTM Special Technical Publication, pp. 138-151.
11. Butler, J.J., 2009. Pumping tests for aquifer evaluationdtime for a change? Groundwater 47 (5), 615-617. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2008.00488.x.
12. Buxton, H.T., Smolensky, D.A., Shernoff, P.K., 1999. Feasibility of Using Ground Water as a Supplemental Supply for Brooklyn and Queens. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 98-4070, New York, 33 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/wri984070.
13. Cao, G., Zheng, C., Scanlon, B.R., Liu, J., Li, W., 2013. Use of flow modeling to assess sustainability of groundwater resources in the North China Plain. Water Resources Research 49 (1), WR011899. http://dx.doi.org/10.1029/2012.
14. Cardiff, M., Barrash, W., Kitanidis, P.K., Malama, B., Revil, A., Straface, S., Rizzo, E., 2009. Potentialbased inversion of unconfined steady-state hydraulic tomography. Groundwater 47 (2), 259-270. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2008.00541.x.
15. Carleton, G.B., Welty, C., Buxton, H.T., 1999. Design and Analysis of Tracer Tests to Determine Effective Porosity and Dispersivity in Fractured Sedimentary Rocks, Newark Basin. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 98-4126A, New Jersey, 80 p. http://pubs.er.usgs.gov/ publication/wri984126A.
16. Carslaw, H.S., Jaeger, J.C., 1959. Conduction of Heat in Solids, second ed. Oxford University Press, London. 510 p.

17. Connell, J.F., Bailey, Z.C., 1989. Statistical and Simulation Analysis for Hydraulic-conductivity Data for Bear Creek and Melton Valleys, Oak Ridge Reservation, Tennessee. U.S. Geological Survey Water Resources Investigations Report 89-4062, 49 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/wri894062.
18. Dagan, G., Fiori, A., Jankovic, I., 2013. Upscaling of flow in heterogeneous porous formations: Critical examination and issues of principle. Advances in Water Resources 51, 67-85. http://dx.doi.org/ 10.1016/j.advwatres.2011.12.017.
19. Davis, J.M., Wilson, J.L., Phillips, F.M., 1994. A portable air-minipermeameter for rapid in situ field measurements. Groundwater 32 (2), 258-266. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.1994.tb00640.x.
20. DHI-WASY GmbH, 2012. FEFLOW 6.1 User Manual. DHI-WASH GmbH, Berlin, 116 pp.
21. Diersch, H.-J.G., 2014. FEFLOW: Finite Element Modeling of Flow, Mass and Heat Transport in Porous and Fractured Media. Springer, 996 p.
22. Dogan, M., Van Dam, R.L., Bohling, G.C., Butler Jr, J.J., Hyndman, D.W., 2011. Hydrostratigraphic analysis of the MADE Site with full-resolution GPR and direct-push hydraulic profiling. Geophysical Research Letters 38 (6), L06405. http://dx.doi.org/10.1029/2010GL046439.
23. Doherty, J.E., Fienen, M.N., Hunt, R.J., 2010. Approaches to Highly Parameterized Inversion: Pilot-point Theory, Guidelines, and Research Directions. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5168, 36 p. http://pubs.usgs.gov/sir/2010/5168/.
24. Doherty, J., Hunt, R.J., 2010a. Approaches to Highly Parameterized Inversion: A Guide to Using PEST for Groundwater-model Calibration. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5169, 60 p. http://pubs.usgs.gov/sir/2010/5169/.
25. Doherty, J., Hunt, R.J., 2010b. Response to comment on: Two statistics for evaluating parameter identifiability and error reduction. Journal of Hydrology 380 (3-4), 489e496. http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.10.012.
26. Domenico, P.A., 1972. Concepts and Models in Groundwater Hydrology. McGraw-Hill, NY, 405 p.
27. Dunkle, K.M., Hart, D.H., and Anderson, M.P., 2015. New ways of using well construction reports for hydrostratigraphic analyses. Groundwater, early view. http://dx.doi.org/10.1111/gwat.12326.
28. Feinstein, D.T., Fienen, M., Reeves, H., Langevin, C., 2013. Application of a semi-structured approach with MODFLOW-USG to simulate local groundwater/surface-water interactions at the regional scale as basis for a decision-support tool. In: MODFLOW and More 2013: Translating Science into Practice, Proceedings of the 7th International Conference of the International Ground Water Modeling Center. Colorado School of Mines, Golden, CO, pp. 600-604.
29. Feinstein, D.T., Hunt, R.J., Reeves, H.W., 2010. Regional groundwater-flow model of the Lake Michigan Basin in support of Great Lakes Basin water availability and use studies. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5109, 379 p. http://pubs.usgs.gov/sir/2010/5109/.

30. Fitts, C.R., 2013. Groundwater Science, second ed. Academic Press. 696 p.
31. Freeze, R.A., Cherry, J.A., 1979. Groundwater. Prentice Hall, 604 p.
32. Gambolati, G., Toffolo, F., Uliana, F., 1984. Groundwater response under an electronuclear plant to a river flood wave analyzed by a nonlinear finite element model. Water Resources Research 20 (7), 903-913. http://dx.doi.org/10.1029/WR020i007p00903.
33. Gannett, M.W., Wagner, B.J., Lite Jr, K.E., 2012. Groundwater Simulation and Management Models for the Upper Klamath Basin, Oregon and California. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2012-5062, 92 p. http://pubs.usgs.gov/sir/2012/5062/.
34. Goyal, M.R.G., Harmsen, E.W., 2013. Evapotranspiration: Principles and Applications for Water Management. CRC Press, Boca Raton, FL, ISBN 1926895584, 628 p.
35. Granger, R.J., Hedstrom, N., 2011. Modelling hourly rates of evaporation from small lakes. Hydrology and Earth System Sciences 15, 267-277. http://dx.doi.org/10.5194/hess-15-267-2011.
36. Groschen, G.E., 1985. Simulated Effects of Projected Pumping on the Availability of Freshwater in the Evangeline Aquifer in an Area Southwest of Corpus Christi, Texas. U.S. Geological Survey Water Resources Investigation Report 85-4182, 103 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/wri854182.
37. Guswa, J.H., Le Blanc, D.R., 1985. Digital Models of Ground-water Flow in the Cape Cod Aquifer System, Massachusetts. U.S. Geological Survey Water Supply Paper 2209, 64 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/wsp2209.
38. Haitjema, H.M., 1995. Analytic Element Modeling of Groundwater Flow. Academic Press, San Diego, CA, 394 p.
39. Haitjema, H.M., 2006. The role of hand calculations in ground water flow modeling. Groundwater 44 (6), 786-791. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00189.x.
40. Haitjema, H., Kelson, V., de Lange, W., 2001. Selecting MODFLOW cell sizes for accurate flow fields. Groundwater 39 (6), 931-938. http://dx.doi.org/10.1111/j.17456584.2001.tb02481.x.
41. Healy, R.W., 2010. Estimating Groundwater Recharge. Cambridge University Press, Cambridge, UK, ISBN 978-0-521-86396-4, 245 p.
42. Healy, R.W., Winter, T.C., LaBaugh, J.W., Franke, O.L., 2007. Water Budgets: Foundations for Effective Water-resources and Environmental Management. U.S. Geological Survey Circular 1308, 90 p. http:// pubs.usgs.gov/circ/2007/1308/.
43. Heath, R.C., 1983. Basic Ground-water Hydrology. U.S. Geological Survey Water Supply Paper 2220, 84p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/wsp2220.
44. Hoaglund, J.R., Pollard, D., 2003. Dip and anisotropy effects on flow using a vertically skewed model grid. Groundwater 41 (6), 841-846. http://dx.doi.org/10.1111/j.17456584.2003.tb02425.x.
45. Hsieh, P.A., Freckleton, J.R., 1993. Documentation of a Computer Program to Simulate Horizontal-flow Barriers Using the U.S. Geological Surveyی Modular Three-dimensional Finite-difference Groundwater Flow Model. U.S. Geological Survey Open-File Report 92-477, 32 p. http://pubs.er.usgs. gov/publication/ofr92477.

46. Hunt, R.J., Doherty, J., Tonkin, M.J., 2007. Are models too simple? Arguments for increased parameterization. Groundwater 45 (3), 254-261. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2007.00316.x.
47. Hunt, R.J., Haitjema, H.M., Krohelski, J.T., Feinstein, D.T., 2003a. Simulating ground water-lake interactions: Approaches and insights. Groundwater 41 (2), 227-237. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745- 6584.2003.tb02586.x.
48. Hunt, R.J., Prudic, D.E., Walker, J.F., Anderson, M.P., 2008. Importance of unsaturated zone flow for simulating recharge in a humid climate. Groundwater 46 (4), 551-560. http://dx.doi.org/10.1111/ j.1745-6584.2007.00427.x.
49. Hunt, R.J., Saad, D.A., Chapel, D.M., 2003b. Numerical Simulation of Ground-water Flow in La Crosse County, Wisconsin and into Nearby Pools of the Mississippi River. U.S. Geological Survey Water- Resources Investigations Report 03-4154, 36 p. http://pubs.usgs.gov/wri/wri034154/.
50. Hunt, R.J., Walker, J.F., Selbig, W.R., Westenbroek, S.M., Regan, R.S., 2013. Simulation of Climatechange Effects on Streamflow, Lake Water Budgets, and Stream Temperature Using GSFLOW and SNTEMP, Trout Lake Watershed, Wisconsin. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2013-5159, 118 p. http://pubs.usgs.gov/sir/2013/5159/.
51. Huyakorn, P.S., Pinder, G.F., 1983. Computational Methods in Subsurface Flow. Academic Press, 473 p.
52. Istok, J., 1989. Groundwater modeling by the finite element method, American. Geophysical Union. Water Resources Monograph 13, 495 p.
53. Johnson, A.I., 1966. Compilation of Specific Yield for Various Materials. U.S. Geological Survey Open File Report, 119 p. http://pubs.usgs.gov/of/1963/0059/report.pdf.
54. Johnson, T., Njuguna, W., 2002. Available aquifer storage determinations using MODFLOW and GIS, Central and West Coast Groundwater Basins, Los Angeles County, California. In: Water Replenishment District of Southern California, Presented at the 22nd Annual Esri International User Conference, July 8-12, 2002. http://proceedings.esri.com/library/userconf/proc02/pap0330/p0330.htm.
55. Journel, A.G., Huijbregts, C.J., 1978. Mining Geostatistics. Academic Press, 600 p.
56. Juckem, P.F., Hunt, R.J., Anderson, M.P., 2006. Scale effects of hydrostratigraphy and recharge zonation on baseflow. Groundwater 44 (3), 362-370. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.00136.x.
57. Kenoyer, G.J., 1988. Tracer test analysis of anisotropy in hydraulic conductivity of granular aquifers. Groundwater Monitoring & Remediation 8 (3), 67-70. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745- 6592.1988.tb01086.x.
58. Khalil, M., Sakai, M., Mizochuchi, M., Miyazaki, T., 2003. Current and prospective applications of zero flux plane (ZFP) method. Journal Japan Society Soil Physics 95, 75-90. https://www.js-soilphysics.com/data/pdf/095075.pdf.
59. Kruseman, G.P., de Ridder, N.A., 1990. Analysis and Evaluation of Pumping Test Data. International Institute for Land Reclamation and Improvement, 377 p.

60. Leahy, P.P., 1982. A Three-dimensional Ground-water-flow Model Modified to Reduce Computer Memory Requirements and Better Simulate Confining - Bed and Aquifer Pinchouts. U.S. Geological Survey Water Resources Investigation Report 82-4023, 59 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/wri824023.
61. Lee, D.R., 1977. A device for measuring seepage flux into lakes and estuaries. Limnology and Oceanography 22 (1), 140-147. http://dx.doi.org/10.4319/lo.1977.22.1.0140.
62. Lewis-Brown, J.C., Rice, D.E., 2002. Simulated Ground-water Flow, Naval Air Warfare Center West Trenton. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 02-4019, New Jersey, 44 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/wri024019.
63. Lewis-Brown, J.C., Rice, D.E., Rosman, R., Smith, N.P., 2005. Hydrogeologic Framework, Ground-water Quality, and Simulation of Ground-Water Flow at the Fair Lawn Well Field Superfund Site, Bergen County. U.S. Geological Survey, Scientific Investigations Report 2004-5280, New Jersey pp. 109. http://pubs.usgs.gov/sir/2004/5280/.
64. Lindgren, R.J., Dutton, A.R., Hovorka, S.D., Worthington, S.R.H., Painter, S., 2004. Conceptualization and simulation of the Edwards aquifer, San Antonio region, Texas. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2004-5277, 143 p. http://pubs.usgs.gov/sir/2004/5277/.
65. Liu, G., Butler Jr, J.J., Bohling, G.C., Reboulet, E., Knobbe, S., Hyndman, D.W., 2009. A new method for high-resolution characterization of hydraulic conductivity. Water Resources Research 45 (8), W08202. http://dx.doi.org/10.1029/2009WR008319.
66. Liu, G., Zheng, C., Tick, G.R., Butler Jr, J.J., Gorelick, S.M., 2010. Relative importance of dispersion and rate-limited mass transfer in highly heterogeneous porous media: Analysis of a new tracer test at the MADE Site. Water Resources Research 46 (3), W03524. http://dx.doi.org/10.1029/2009WR008430.
67. Lott, R.B., Hunt, R.J., 2001. Estimating evapotranspiration in natural and constructed wetlands. Wetlands 21 (4), 614-628. http://dx.doi.org/10.1672/0277-5212(2001)021[0614:EEINAC]2.0.CO;2.
68. Maasland, M., 1957. Soil Anisotropy and Land Drainage. In: Luthin, J.N. (Ed.), Drainage of Agricultural Lands. American Society of Agronomy, Madison, WI, pp. 216-285.
69. Marcus, H., Evenson, D.E., 1961. Directional Permeability in Anisotropic Porous Media, Water Resources Center Contribution, vol. 31. University of California, Berkeley.
70. de Marsily, G., 1986. Quantitative Hydrogeology. Academic Press, 440 p.
71. McDonald, M.G., Harbaugh, A.W., 1988. A Modular Three-dimensional Finite-difference Ground-water Flow Model. Techniques of Water-Resources Investigations 06eA1, USGS, 576 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/twri06A1.
72. McLin, S.G., 2005. Estimating aquifer transmissivity from specific capacity using MATLAB. Groundwater 43 (4), 611-614. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.0101.x.
73. Moene, A.F., van Dam, J.C., 2014. Transport in the Atmosphere-vegetation-soil Continuum. Cambridge University Press, New York. ISBN: 0521195683, 458 p.
74. Morgan, D.S., Jones, J.L., 1995. Numerical Model Analysis of the Effects of Ground-water Withdrawals on Discharge to Streams and Springs in Small Basins Typical of the Puget

Sound Lowland. U.S. Geological Survey Open-File Report 95e470, Washington, 73 p. http://wa.water.usgs.gov/pubs/ofr/ofr.95-470/descript.html.
75. Morris, D.A., Johnson, A.I., 1967. Summary of Hydrologic and Physical Properties of Rock and Soil Materials as Analyzed by the Hydrologic Laboratory of the U.S. Geological Survey 1948e1960. U.S. Geological Survey Water Supply Paper 1839-D, 42 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/wsp1839D.
76. Narasimhan, T.N., Witherspoon, P.A., 1976. An integrated finite-difference method for analyzing fluid flow in porous media. Water Resources Research 12 (1), 57-64. http://dx.doi.org/10.1029/WR012i001p00057.
77. Nemeth, M.S., Solo-Gabriele, H.M., 2003. Evaluation of the use of reach transmissivity to quantify exchange between groundwater and surface water. Journal of Hydrology 274 (1-4), 145-159. http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00419-5.
78. Neuman, S.P., 1975. Analysis of pumping test data from anisotropic unconfined aquifers considering delayed gravity response. Water Resources Research 11 (2), 329-342. http://dx.doi.org/10.1029/WR011i002p00329.
79. Neuman, S.P., Walter, G.R., Bentley, H.W., Word, J.J., Gonzalez, D.D., 1984. Determination of horizontal aquifer anisotropy with three wells. Groundwater 22 (1), 66e72. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.1984.tb01477.x.
80. Niswonger, R.G., Prudic, D.E., Regan, R.S., 2006. Documentation of the Unsaturated-zone Flow (UZF1) Package for Modeling Unsaturated Flow between the Land Surface and the Water Table with MODFLOW- 2005. U.S. Geological Survey Techniques and Methods Report 6eA19, 62 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/tm6A19.
81. Noetinger, R., Artus, V., Zargar, G., 2005. The future of stochastic and upscaling methods in hydrogeology. Hydrogeology Journal 13 (1), 184-201. http://dx.doi.org/10.1007/s10040-004-0427-0.
82. NRC (National Research Council), 2004. In: Anderson, M.P., Wilson, J.L. (Eds.), Groundwater Fluxes across Interfaces. National Academy Press, 85 p.
83. Panday, S., Langevin, C.D., Niswonger, R.G., Ibaraki, M., Hughes, J.D., 2013. MODFLOWeUSG Version 1: An Unstructured Grid Version of MODFLOW for Simulating Groundwater Flow and Tightly Coupled Processes Using a Control Volume Finite-difference Formulation. U.S. Geological Survey Techniques and Methods. Book 6, Chapter A45, 66 p. http://pubs.usgs.gov/tm/06/a45.
84. Quinones-Aponte, V., 1989. Horizontal anisotropy of the principal ground-water flow zone in the Salinas alluvial fan, Puerto Rico. Groundwater 27 (4), 491-500. http://dx.doi.org/10.1111/j.17456584.1989.tb01969.x.
85. Reilly, T.E., Harbaugh, A.W., 2004. Guidelines for Evaluating Ground-water Flow Models. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2004-5038, 30 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/sir20045038.
86. Reimann, T., Birk, S., Rehrl, C., Shoemaker, W.B., 2012. Modifications to the conduit flow process mode 2 for MODFLOW-2005. Groundwater 50 (1), 144-148. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2011.00805.x.

87. Reimann, T., Hill, M.E., 2009. MODFLOW-CFP: A new conduit flow process for MODFLOWe2005. Groundwater 47 (3), 321-325. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2009.00561.x.
88. Remson, I., Hornberger, G.M., Molz, F.J., 1971. Numerical Methods in Subsurface Hydrology. Wiley- Interscience, 389 p.
89. Renard, P., de Marsily, G., 1997. Calculating equivalent permeability: A review. Advances in Water Resources 20 (5/6), 253-278. http://dx.doi.org/10.1016/S0309-1708(96)00050-4.
90. Rosas, J., Lopez, O., Missimer, T.M., Coulibaly, K.M., Dehwah, A.H.A., Sesler, K., Lujan, L.R., Mantilla, D., 2014. Determination of hydraulic conductivity from grain-size distribution for different depositional environments. Groundwater 52 (3), 399-413. http://dx.doi.org/10.1111/gwat.12278.
91. Rose, W.R., 1993. Hydrology of Little Rock Lake in Vilas County, North-Central Wisconsin. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 93-4139, 22 p. http://pubs.er.usgs.gov/ publication/wri934139.
92. Rosenberry, D.O., LaBaugh, J.W., Hunt, R.J., 2008. Use of monitoring wells, portable piezometers, and seepage meters to quantify flow between surface water and ground water (Chapter 2). In: Field Techniques for Estimating Fluxes between Surface and Ground Water. U.S. Geological Survey Techniques and Methods Report 4-D2, pp. 43-70, 128 p. http://pubs.usgs.gov/tm/04d02/pdf/TM4-D2-chap2.pdf.
93. Scanlon, B.R., Healy, R.W., Cook, P.G., 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. Hydrogeology Journal 10 (1), 18-39. http://dx.doi.org/10.1007/s10040-001-0176-2.
94. Schroeder, P.R., Dozier, T.S., Zappi, P.A., McEnroe, B.M., Sjostrom, J.W., Peton, R.L., 1994. The Hydrologic Evaluation of Landfill Performance (HELP) Model, Engineering Documentation for Version 3, EPA/600/R-94/168b, US. Environmental Protection Agency, Risk Reduction Engineering Laboratory, Cincinnati, OH.
95. Sheets, R.A., Hill, M.C., Haitjema, H.M., Provost, A.M., Masterson, J.P., 2015. Simulation of water-table aquifers using specified saturated thickness. Groundwater 53 (1), 151-157. http://dx.doi.org/10.1111/ gwat.12164.
96. Shoemaker, W.B., Kuniansky, E.L., Birk, S., Bauer, S., Swain, E.D., 2008. Documentation of a Conduit Flow Process (CFP) for MODFLOW-2005. U.S. Geological Survey Techniques and Methods. Book 6, Chapter A24, 50 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/tm6A24.
97. Sim_unek, J., van Genuchten, M.Th, _Sejna, M., 2011. The HYDRUS Software Package for Simulating Two- and Three-dimensional Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably-saturated Media. Technical Manual, Version 2.0. PC Progress, Prague, Czech Republic, 258 p.
98. Sterrett, R.J. (Ed.), 2008. Groundwater & Wells, third ed. Johnson Division, St. Paul, MN. 812 p.
99. Theis, C.V., 1940. The source of water derived from wells. Civil Engineering 10 (5), 277e280 (Reproduced in Anderson, M.P., editor, 2008, Benchmark Papers in Hydrology, 3:

Groundwater. Selection, Introduction and Commentary by Mary P. Anderson, IAHS Press, pp. 281-286.).
100. Todd, D.K., Mays, L.W., 2005. Groundwater Hydrology, third ed. John Wiley & Sons, Inc. 636 p.
101. Toews, M.W., Allen, D.M., 2009. Evaluating different GCMs for predicting spatial recharge in an irrigated arid region. Journal of Hydrology 374 (3-4), 265-281. http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.06.022.
102. Torak, L.J., 1993. A MODular Finite-element Model (MODFE) for Areal and Axisymmetric Ground waterflow Problems, Part 1dModel Description and Userپ Manual. U.S. Geological Survey Techniques of Water-Resources Investigations. Book 6, Chapter A3, 136 p. http://pubs.usgs.gov/twri/twri6a3/.
103. Townley, L.R., Wilson, J.L., 1980. Description of and userپ manual for a finite element aquifer flow model AQUIFEM-1, MIT Ralph M. Parsons Laboratory for Water Resources and Hydrodynamics. Technology Adaptation Program Report No. 79-3 294.
104. Tyson Jr, H.N., Weber, E.M., 1964. Ground-water management for the nationپ futuredComputer simulation of ground-water basins, American Society of Civil Engineers Proceedings. Journal of the Hydraulics Division 90, 59-77.
105. Voss, C.I., Provost, A.M., 2002. SUTRA: A Model for Saturated Unsaturated Variable-density Groundwater Flow with Solute or Energy Transport. U.S. Geological Survey Water Resources Investigation Report 02-4231, 429 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/wri024231.
106. Wang, H.F., Anderson, M.P., 1982. Introduction to Groundwater Modeling: Finite Difference and Finite Element Methods. Academic Press, San Diego, CA, 237 p.
107. Webb, E.K., Anderson, M.P., 1996. Simulation of preferential flow in three-dimensional, heterogeneous conductivity fields with realistic internal architecture. Water Resources Research 32 (3), 533-545. http://dx.doi.org/10.1029/95WR03399.
108. Weeks, E.P., 1969. Determining the ratio of horizontal to vertical permeability by aquifer-test analysis. Water Resources Research 5 (1), 196-214. http://dx.doi.org/10.1029/WR005i001p00196.
109. Westenbroek, S.M., Kelson, V.A., Dripps, W.R., Hunt, R.J., Bradbury, K.R., 2010. SWB - a Modified Thornthwaite-Mather Soil Water Balance Code for Estimating Groundwater Recharge. U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6A31, 65 p. http://pubs.usgs.gov/tm/tm6-a31/.
110. Winter, T.C., 1976. Numerical Simulation Analysis of the Interaction of Lakes and Ground Water. U.S. Geological Survey Professional Paper 1001, 45 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/pp1001.
111. Yager, R.M., Voss, C.I., Southworth, S., 2009. Comparison of alternative representations of hydraulicconductivity anisotropy in folded fractured-sedimentary rock: Modeling groundwater flow in the Shenandoah Valley (USA). Hydrogeology Journal 17 (5), 1111-1131. http://dx.doi.org/10.1007/s10040-008-0431-x.

112. Yeh, T.-C.J., Lee, C.-H., 2007. Time to change the way we collect and analyze data for aquifer characterization. Groundwater 45 (2), 116-118. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006. 00292.x.
113. Zhou, H., Gomez-Hernandez, J.J., Li, L., 2014. Inverse methods in hydrogeology: Evolution and recent trends. Advances in Water Resources 63, 22-37. http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2013.10.014.
114. http://doi.ieeecomputersociety.org/cms/Computer.org/dl/mags/cs/2012/03/figures/mcs 20120300483.gif

فصل ششم

منابع تغذیه و تخلیه

در بخش ۴-۳، نشان داده شد که منابع تغذیه و تخلیه می‌توانند به‌صورت شرایط مرزی بار هیدرولیکی معلوم، جریان معلوم یا شرایط مرزی وابسته به بار هیدرولیکی[1] (HDB) مطرح شوند. در بخش ۵-۲، دستورالعمل‌هایی برای انتخاب فواصل گرهی در اطراف منابع تغذیه و تخلیه ارائه شده است. در این فصل، اطلاعات بیشتری در مورد منابع تغذیه و تخلیه، از جمله چاه‌های پمپاژ و تزریق، زهکش‌ها و چشمه‌ها، رودخانه‌ها، دریاچه‌ها و تالاب‌ها آورده شده است. همچنین، منابع تغذیه و تخلیه غیرنقطه‌ای (توزیعی) شامل تغذیه ناشی از نفوذ، نشت، جریان زیرسطحی و تبخیر-تعرق[2] (ET) به سطح ایستابی نیز مورد بررسی قرار گرفت.

۶-۱ مقدمه

اضافه شدن یا حذف شدن آب از مدل جریان آب زیرزمینی با استفاده از شرایط مرزی درونی یا محیطی (بخش‌های ۴-۲ و ۴-۳) یا با استفاده از عامل تغذیه/تخلیه (W^* در معادله ۳-۱۲) نشان داده می‌شود. رودخانه‌ها، تالاب‌ها، دریاچه‌ها، زهکش‌ها، چشمه‌ها و تبخیر-تعرق از سطح ایستابی معمولا با استفاده از شرایط مرزی HDB (بخش ۴-۳) و گاهی اوقات توسط شرایط مرزی بار هیدرولیکی و جریان معلوم نشان داده می‌شود. توزیع تغذیه ناشی از نفوذ از طریق ناحیه غیراشباع و چاه‌های پمپاژ (یا تزریق) با استفاده از عامل تغذیه/تخلیه یا شرایط مرزی بار هیدرولیکی یا جریان معلوم نشان داده می‌شود (بخش ۴-۳).

کدنویسان از دو روش کلی متفاوت برای برنامه‌نویسی منابع تغذیه و تخلیه در مدل جریان آب زیرزمینی استفاده می‌کنند. بعضی از کدها، بسته‌های نرم‌افزاری جداگانه‌ای برای جمع‌آوری داده‌های ورودی، ترم‌های محاسبات مربوط به انواع ویژه‌ای از منابع تغذیه و تخلیه و بررسی خروجی‌های مربوط به این منابع تغذیه

---

[1] Head-Dependent Boundary
[2] Evapotranspiration

یا تخلیه دارند. به‌عنوان مثال، MODFLOW شامل بسته‌های نرم‌افزاری است که داده‌های مربوط به چاه‌های پمپاژ و تزریق، رودخانه‌ها، دریاچه‌ها، تالاب‌ها، زهکش‌ها، تبخیر-تعرق از سطح ایستابی و جریان ورودی و خروجی به ناحیه غیراشباع را به‌صورت جداگانه محاسبه می‌کند.

در روش دوم (مورد استفاده در FEFLOW، مرجع شماره ۲۲ و COMSOL)، مدل‌ساز باید ترم‌های تغذیه/تخلیه یا شرایط مرزی (بخش ۴-۳) را از میان گزینه‌های موجود در کد انتخاب و برای پارامترهای مربوطه مقادیر مناسبی را وارد کند. در این روش، کد برای ترم تغذیه/تخلیه عمومی و همچنین شرایط مرزی بارهای هیدرولیکی و جریان معلوم و شرایط مرزی HDB برنامه‌نویسی می‌شود. کاربر با توجه به گزینه‌های موجود در کد باید بهترین روش برای نمایش تغذیه یا تخلیه ویژه را انتخاب کند. به‌عنوان مثال، اگر رودخانه با شرایط مرزی HDB نمایش داده شود باید در کد از گزینه HDB عمومی استفاده شود. در این روش، ممکن است چندین نوع منابع تغذیه و تخلیه با گزینه‌های تغذیه/تخلیه عمومی و شرایط مرزی مشابه برنامه‌نویسی‌شده در کد نشان داده شود. مدل‌ساز باید با توجه به دانش هیدروژئولوژیکی مربوط به اصول کلی منابع تغذیه و تخلیه در بخش‌های ۴-۲ و ۴-۳، بهترین شرایط مرزی موجود در کد را برای نمایش منابع تغذیه یا تخلیه ویژه انتخاب کند. علاوه بر این، مدل‌ساز باید برای شبیه‌سازی عارضه با گزینه‌های منتخب، مقادیر داده‌های ورودی را به درستی محاسبه کند. این روش برای نمایش منابع تغذیه و تخلیه در مدل آب زیرزمینی به درک صحیحی از فرآیندهای هیدروژئولوژیکی و همچنین چگونگی برنامه‌نویسی کد در مقایسه با بسته نرم‌افزاری مذکور نیاز دارد.

در مدل‌سازی کاربردی آب زیرزمینی اغلب استفاده از روش اول (بسته‌های نرم‌افزاری)، به خصوص برای مدل‌سازان مبتدی تا متوسط آسان‌تر است. بسته‌های نرم‌افزاری مستقیما مدل‌ساز را در فرآیندهای اولیه‌ای که در مدل‌سازی آب زیرزمینی اهمیت دارد، کمک می‌کند. داده‌های ورودی بسته‌های نرم‌افزاری برای فرآیندهای خاصی مناسب است و مستقیما به پارامترهای این فرآیندها بستگی دارد. روش بسته‌های نرم‌افزاری امکان بررسی درونی مناسبی را نیز فراهم می‌کند و فرآیندهای شبیه‌سازی شده را در خروجی مدل گزارش می‌دهد. در کاربردهای پیشرفته، روش دوم انعطاف‌پذیری بیشتری را برای داده‌های ورودی تغذیه یا تخلیه خاص ایجاد می‌کند. محدودیت‌های بعضی از بسته‌های نرم‌افزاری MODFLOW باعث توسعه بسته‌های جدید MODFLOW گردید. به‌عنوان مثال، محدودیت‌های بسته رودخانه سبب توسعه بسته‌های روندیابی رودخانه[1] (SFR) شد (بخش ۶-۵).

[1] Streamflow-Routing

در این فصل، برای بررسی دو روش نمایش منابع تغذیه و تخلیه از مثال‌هایی در کد تفاصل محدود[1] (FD) در MODFLOW و کد اجزای محدود[2] (FE) در FEFLOW استفاده شده و تفاوت دو روش FD و FE نیز بررسی می‌شود. چاه‌های پمپاژ و تزریق در بخش ۶-۲، منابع تغذیه و تخلیه غیرنقطه‌ای (توزیعی) در بخش ۶-۳، زهکش‌ها و چشمه‌ها در بخش ۶-۴، رودخانه‌ها در بخش ۶-۵، دریاچه‌ها در بخش ۶-۶ و تالاب‌ها در بخش ۶-۷ بررسی خواهند شد.

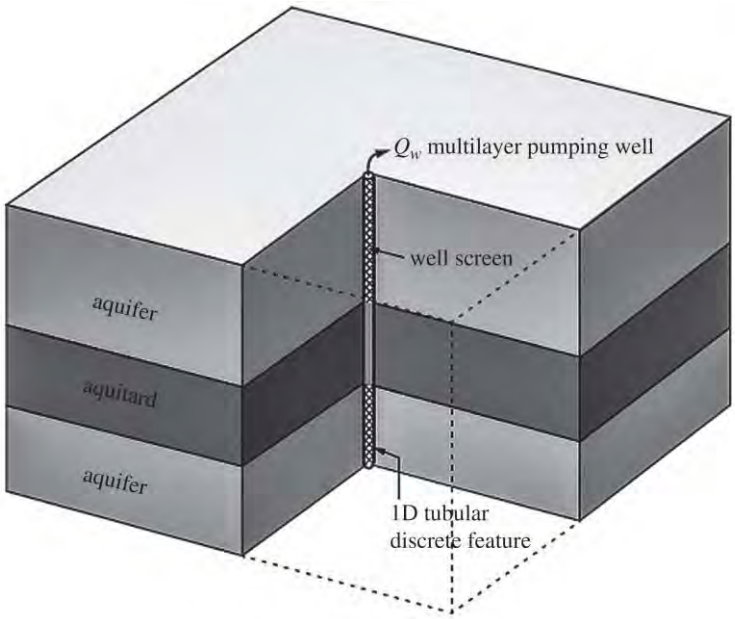
۶-۲ چاه‌های پمپاژ و تزریق

در بخش ۴-۳ چگونگی استفاده از چاه‌های پمپاژ و تزریق به‌عنوان شرایط مرزی جریان مشخص در مرزهای محیطی دامنه مدل مورد بررسی قرار گرفت (شکل‌های ۴-۱۳-ب و ۴-۱۴). همچنین، شبیه‌سازی چاه پمپاژ یا تزریق با استفاده از گره با بار هیدرولیکی مشخص بررسی شد (بخش ۴-۳) تا به‌عنوان مثال، پائین انداختن سطح آب زیرزمینی را بتوان شبیه سازی کرد. در این بخش، چاه‌های تغذیه و تخلیهٔ داخل دامنه مدل بررسی می‌شود (شکل ۶-۱) که تغذیه و تخلیهٔ نقطه‌ای منطقه را نشان می‌دهد.

چاه‌های پمپاژ شامل چاه‌های تامین آب خانگی، صنعتی، آبیاری و شهری هستند، علاوه بر این، شامل چاه‌های برداشت آب از تونل‌ها و معادن برای خشک نگه‌داشتن و چاه‌های پمپاژ آب زیرزمینی برای پالایش نیز هستند. چاه‌های تزریق برای ذخیره و بازیافت آبخوان، سیستم‌های پمپ حرارتی آب زیرزمینی، ساخت و نگهداری از حصارهای هیدرولیکی[3]، دفع ضایعات مایع و ایجاد درز و شکاف در آبخوان استفاده می‌شود. معمولا چاه‌های پمپاژ و تزریق به‌صورت عمودی هستند ولی به‌صورت شیب‌دار و افقی نیز می‌توانند شبیه‌سازی شوند (شکل ۵-۱۶).

---

[1] Finite-Difference
[2] Finite-Element
[3] Hydraulic Barriers



شکل ۶-۱ نمایش چاه در مدل FE لایه‌ای. چاه در آبخوان از طریق اسکرین در ارتباط است و با استفاده از جزء عارضه مجزا (DFE)[1] لوله‌ای یک بعدی شبیه‌سازی شده است (۲۲).

گاهی اوقات چاه‌های افقی برای تأمین آب (مانند چاه جمع‌آوری شعاعی رانی[2] ۳۵، ۵۵) و در شکاف هیدرولیکی استفاده می‌شود. هنگامی‌که دو یا چند چاه در نزدیکی یکدیگر واقع می‌شوند، یک گره چاه تغذیه یا تخلیه از چندین چاه را نشان می‌دهد. در مدل‌های منطقه‌ای، معمولا فقط چاه‌های با ظرفیت بالا شبیه‌سازی می‌شوند. چاه‌هایی با آبدهی کم مانند چاه‌های خانگی منفرد (شخصی) حجم کمی از آب را برداشت می‌کنند و معمولا تاثیر آن‌ها بر سیستم جریان منطقه‌ای نادیده گرفته می‌شود. حتی در مقیاس محلی نیز ممکن است از پمپاژ چاه‌های خانگی صرف‌نظر شود. به‌عنوان مثال، اغلب پمپاژ آب از چاه‌های خانگی در آبخوان آزاد سطحی، کوچکتر از بیلان آب است و/یا اغلب آب پمپاژشده از آبخوان دوباره به‌صورت محلی به سیستم آب زیرزمینی از طریق محل دفع سپتیک تانک‌ها بر می‌گردد.

---

[1] Discrete Feature Element
[2] Ranney

موقعیت چاه‌ها باید روی نقشه رابط گرافیکی کاربر[1] (GUI) در دامنه مدل نشان داده شود. بهتر است گره‌های مدل بر موقعیت چاه‌ها منطبق باشد در حالی که در عمل به ندرت این اتفاق می‌افتد. چاه‌ها در لایه‌هایی قرار می‌گیرند که اسکرین آن‌ها قرار گرفته است (شکل ۶-۱).

بار هیدرولیکی محاسبه شده در گره چاه مدل‌های FD و FE، به‌طور دقیق بار هیدرولیکی واقعی چاه پمپاژ یا تزریق را نشان نمی‌دهد (کادر ۶-۱). چاه پمپاژ/تزریق در مدل‌های FD و FE در راه حل، ایجاد جواب مبهم (تعریف نشده) می‌کند، بدین معنا که مشتقی برای آن وجود ندارد. بار هیدرولیکی شبیه‌سازی شده در شرایط پمپاژ در یک شبکه/مش معمولی، بیشتر از مقدار واقعی برآورده می‌شود (شکل ۶-۲-ج). این مسأله در شرایط تزریق برعکس است و بار هیدرولیکی شبیه‌سازی شده کمتر برآورد می‌شود. در صورتی که دقت بیشتری لازم باشد، بار هیدرولیکی را در نزدیکی چاه پمپاژ/تزریق می‌توان با راه حل تحلیلی تیم[2] محاسبه کرد (۱۸)، به کادر ۶-۱ و بخش ۶-۲-۱ مراجعه شود. استفاده از راه‌حل تحلیلی این مزیت را دارد که بدون اصلاح فواصل گرهی اطراف چاه، بارهای هیدرولیکی را به‌صورت دقیق شبیه‌سازی می‌کند. در بسیاری از هدف‌های مدل‌سازی، برای تخمین بارهای هیدرولیکی استفاده از معادله تیم کافی است (کادر ۶-۱) (یا از بارهای هیدرولیکی اصلاح نشده استفاده شود). با این حال، در صورتی که هدف اصلی مدل‌سازی، شبیه‌سازی بارهای هیدرولیکی در همسایگی چاه باشد، ممکن است استفاده از فواصل گرهی کوچک در نزدیکی چاه پمپاژ توصیه شود (کادر ۶-۱). به‌عنوان مثال، در مدل‌هایی با مقیاس محلی، برای شبیه‌سازی آزمایش‌های معمول آبخوان، آزمایش‌های پمپاژ با توموگرافی هیدرولیکی و آزمایش‌های تک چاهی، می‌توان فواصل گرهی اطراف چاه پمپاژ را کوچک طراحی کرد (بخش ۵-۴، ۹۲).

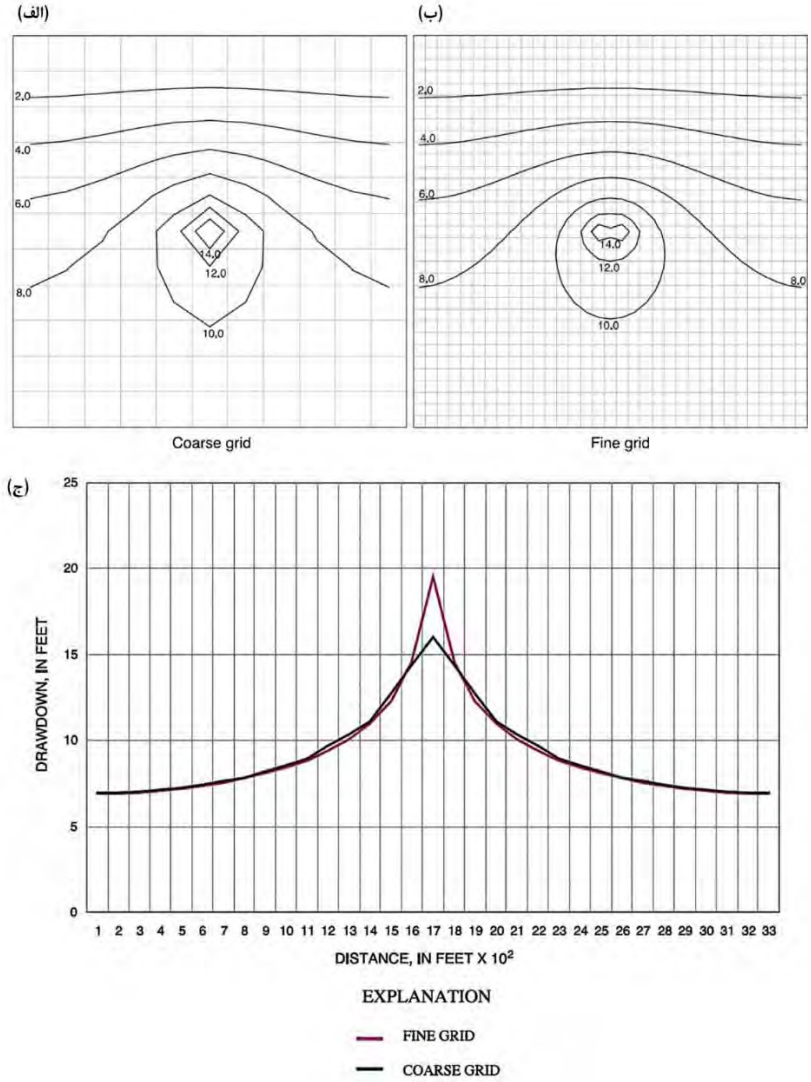
برای شبیه‌سازی پمپاژ/تزریق، کاربر نرخ پمپاژ یا تزریق را در گره چاه به‌صورت نرخ حجمی (L^3/T) تعیین می‌کند. علامت نرخ حجمی نشان می‌دهد که آیا آب با استفاده از پمپاژ از سیستم آب زیرزمینی برداشت می‌شود یا اینکه به سیستم آب زیرزمینی تزریق می‌شود. ممکن است این علامت در کدها برای نمایش جهت جریان متفاوت باشد (به‌عنوان مثال، علامت برداشت آب در بسته چاه MODFLOW، منفی است در حالی‌که در FEFLOW مثبت است). نرخ‌ها و زمان‌بندی پمپاژ و/یا تزریق با استفاده از اطلاعات تخلیه بهره‌برداران/مالکان یا پایش مصرف آب توسط سازمان‌های نظارتی تخمین زده می‌شود. در مناطقی که تعداد زیادی از چاه‌های با آبدهی بالا فاقد آمار هستند اغلب از مقدار برق مصرفی یا اندازه و تخمین

[1] Graphical User Interface
[2] Thiem

عملکرد پمپ، برای تخمین مقادیر تخلیه از این چاه‌ها استفاده می‌شود. مقادیر آب‌های زیرزمینی استخراج شده توسط چاه‌های خانگی شخصی معمولا اندازه‌گیری نمی‌شود.

در این مورد، می‌توان با تخمین مصرف آب روزانه هر شخص یا خانواده، نرخ خالص پمپاژ را به‌صورت تقریبی محاسبه کرد. پمپاژ آب برای آبیاری را می‌توان با استفاده از مساحت زیر کشت به‌دست آمده از عکس‌های هوایی یا با استفاده از نرم‌افزارهای دیگر محاسبه کرد.

در مدل‌های دو بعدی فرض می‌شود چاه‌ها به‌صورت کامل در آبخوان اشباع حفر شده‌اند. به عبارتی، چاه در کل ضخامت لایه اشباع باز است. معمولا اثرات چاه‌هایی که به‌صورت جزئی در آبخوان حفر می‌شوند، نادیده گرفته می‌شود، زیرا این اثرات تا شعاع تقریبا $1.5\ b\sqrt{K_h/K_v}$ محدود می‌شود، که b ضخامت لایه اشباع آبخوان و K_h/K_v ناهمسانگردی عمودی است (۳۷ و صفحه ۳۹۴ مرجع شماره ۳۴). علاوه بر این، خطاهای مربوط به گسسته‌سازی مکانی شبکه/مش اغلب بسیار بیشتر از خطای مربوط به نادیده گرفتن نفوذ جزئی چاه در آبخوان می‌باشد. در مدل‌های سه بعدی، جزئیات ساختمان هر چاه برای تعیین ارتفاع سطح بالایی و پایینی اسکرین‌های چاه ضروری است. مدل‌های سه بعدی، اثرات نفوذ جزئی چاه را با استفاده از آبخوان چندلایه‌ای شبیه‌سازی می‌کنند طوری که گره‌های پمپاژ یا تزریق در لایه‌ای که پمپاژ می‌شوند، قرار می‌گیرند. با این‌حال چاه در آن لایه فرض می‌شود که به‌طور کامل قرار گرفته است مگر اینکه از گزینه‌های ویژه‌ای استفاده شود (مانند بسته‌های چند گرهی چاه MODFLOW، بخش ۶-۲-۳).



شکل ۶-۲ تأثیر فواصل گرهی بر بارهای هیدرولیکی شبیه‌سازی شده در نزدیکی چاه‌های پمپاژ در مدل FD دو بعدی. در شکل‌های الف و ب، دو چاه با فاصله ۲۰۰ft از یکدیگر با دبی $۱۰۰۰۰۰ft^3/day$ پمپاژ می‌شوند. الف- فاصله گرهی ۳۰۰ft است. هر دو چاه در یک گره هستند. ب- فاصله گرهی ۱۰۰ft است، هر چاه در گره جداگانه‌ای قرار گرفته است. ج- طراحی مدل مشابه الف و ب است ولی فقط یک چاه با دبی $۲۰۰۰۰۰ft^3/day$ پمپاژ می‌شود. شکل مقدار افت را در سطری که چاه قرار گرفته است را برای هر دو حالت شبکه بزرگ و کوچک نشان می‌دهد (۸۰).

۶-۲-۱ گره‌های چاه FD

چاه پمپاژ یا تزریق در شبکه FD به‌صورت تغذیه یا تخلیه نقطه‌ای واقع در گره نشان داده می‌شود (شکل ۳-۶-الف). با این حال، گره در مدل FD نماینده کل سلول/بلوک می‌باشد. بنابراین آب پمپاژ شده از چاه پمپاژ یا تغذیه شده از طریق چاه تزریق، حجم آبی را که از کل سلول/بلوک حذف یا اضافه شده، نشان می‌دهد. این عبارت به این معناست که از نظر مفهومی، تزریق یا برداشت نقطه‌ای آب مشابه تزریق یا برداشت توزیعی در مساحت سلول شبیه‌سازی می‌شود (شکل ۶-۳-ب). در هر دو مورد، کد، حجم آب توزیع شده در وجه بالایی سلول/بلوک FD را در واحد زمان (L^3/L^2T) اضافه می‌کند. اغلب کدهای FD (مانند بسته چاه در MODFLOW) به کاربر این امکان را می‌دهد تا نرخ حجمی تزریق یا تخلیه چاه (L^3/T) را وارد کند و کد نرخ حجمی را با تقسیم بر مساحت وجه بالایی سلول، به شار تبدیل می‌کند.

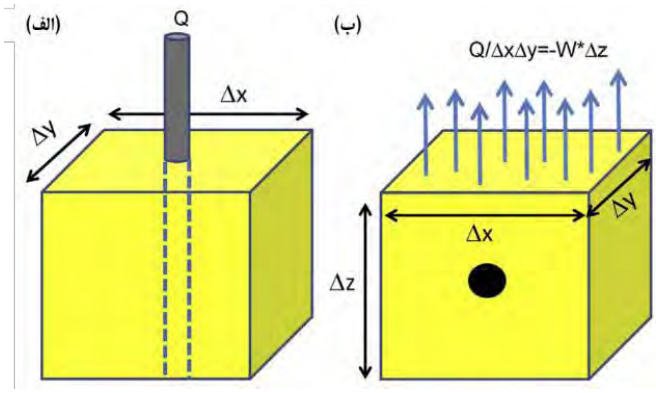
۶-۲-۲ گره‌های چاه FE و چاه‌های چند گرهی

معمولا چاه‌ها در کدهای FE با تعیین نرخ پمپاژ یا تزریق گره به‌صورت شرایط مرزی درونی جریان معلوم (نیومن[1]) شبیه‌سازی می‌شوند (مانند شرایط مرزی چاه در FEFLOW). گاهی اوقات، گره FE در شرایط جریان معلوم را گره نیومن می‌نامند (صفحه ۱۵۵، مرجع شماره ۵۱). به جای اینکه آب در یک مساحتی مانند مدل FD توزیع شود، در گره‌ها وارد یا خارج می‌شود. در صورتی‌که چاه روی گره قرار نگیرد جریان بین گره‌های جزئی که چاه در آن است تقسیم می‌شود، معمولا تغییرات بین اجزا به‌صورت خطی فرض می‌شود (۵۱ و ۸۶).

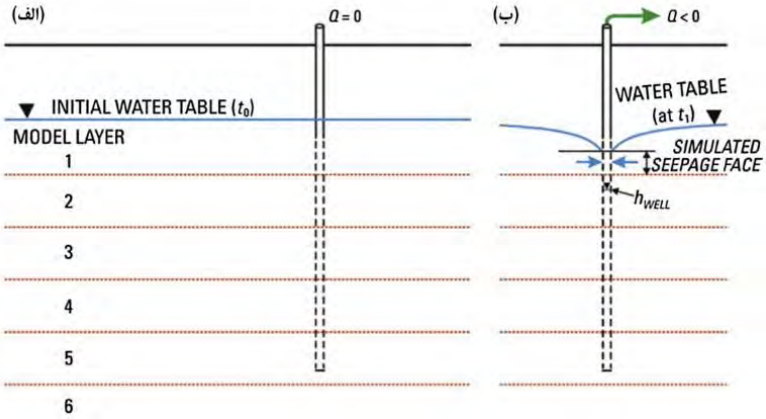
چاه چند گرهی (چند لایه‌ای)، چاه عمودی را نشان می‌دهد که در بیش از یک لایه در آبخوان حفر شده است و با اتصال دو یا چند گره شبیه‌سازی می‌شود (شکل ۶-۱، شکل ۶-۴ و شکل ۵-۱۶). FEFLOW، چاه‌های چندگرهی را با استفاده از اجزای عارضه مجزای لوله‌ای[2] (DFEها) یک بعدی به‌صورتی که در شکل ۶-۱ و ۵-۱۶ نشان داده شده است، شبیه‌سازی می‌کند (صفحات ۲۲۱ تا ۲۲۳ مرجع شماره ۲۲؛ به بررسی DFEها در بخش ۵-۲ مراجعه شود). طبق تعریف، DFE عارضه‌ای را نشان می‌دهد که از فاصله گرهی کوچکتر باشد و جریان آب زیرزمینی بیشتری نسبت به محیط متخلخل اطراف انتقال می‌دهد.

---

[1] Neumann
[2] Discrete Feature Elements



شکل ۶-۳ نمایش چاه پمپاژ یا تزریق در شبکه FD. الف- نمایش مفهومی چاه به‌صورت تغذیه یا تخلیه نقطه‌ای، ب- نمایش تخلیه از چاه پمپاژ (Q) در مدل FD به‌صورت تخلیه توزیعی که $W^*(T^{-1})$ ترم تغذیه/تخلیه عمومی است (به معادله ۱۲-۳ مراجعه شود).



شکل ۶-۴ چاه‌های چندگرهی. الف- چاهی که در بالای چهار لایه به‌طور کامل و در لایه پنجم به‌صورت جزئی نفوذ کرده است. ب- تشکیل سطح تراوش در طول محور چاه باعث از دست رفتن بار هیدرولیکی بیشتر در چاه می‌شود، تخلیه از چاه همانند MODFLOW با علامت منفی نشان داده شده است. (۵۷).

برای اطمینان از یکنواختی بارهای هیدرولیکی در گره‌های تشکیل‌دهنده محور چاه، ضمن حفظ گرادیان کم در محل DFE به سمت محل تخلیه چاه، ضریب انتقال بالایی (مضربی از $۱۰^۶$ متر بر ثانیه) به DFE اعمال می‌شود. این فرمول‌بندی، اجازه ذخیره آب در جدار چاه را می‌دهد که بلافاصله در شروع پمپاژ می‌تواند قابل توجه باشد، اما این ذخیره در مقیاس با طول دوره پمپاژ، کوچک است و اغلب در عمل

نادیده گرفته می‌شود (صفحات ۲۲۲ و ۴۲۶ مرجع شماره ۲۲). جریان در DFE (در طول محور چاه) برای جریان آرام با استفاده از معادله هگن- پوسیل[1] شبیه‌سازی می‌شود (صفحه ۲۲۲ مرجع شماره ۲۲). نرخ تزریق یا پمپاژ برای گره‌ای که برای چاه در نظر گرفته شده است، قرار داده می‌شود. DFE لوله‌ای که نشان‌دهنده چاه است، گره‌های درون مش را به هم متصل می‌کند (شکل ۵-۱۶). در این روش DFE با راه‌حل معادله جریان آب زیرمینی ادغام می‌شود و جریان ورودی و خروجی با عمق متغیر از چاه به‌صورت خودکار اصلاح می‌شود.

۶-۲-۳ چاه‌های چندگرهی در مدل‌های FD

عملکرد فرآیند شبکه خطی بهم پیوسته[2] (CLN) در MODFLOW-USG (۷۴) مشابه DFEهاست. فرآیند CLN می‌تواند با استفاده از شبکه FD دارای ساختار یا بدون ساختار به کار رود (بخش ۵-۲). مجرای خطی لوله‌ای در فرآیند CLN مشابه DFE لوله‌ای یک بعدی در مش FE است، با این تفاوت که گره CLN مشترکی بین شبکه خطی و محیط متخلخل در شبکه FD وجود ندارد. راه‌حل CLN برای حل بارهای هیدرولیکی گره‌های محیط متخلخل، با راه‌حل معادله جریان آب زیرزمینی ادغام می‌شود. فرآیند CLN جریان آرام (ورقه‌ای) آب را در مجرای خطی لوله‌ای (چاه) حل می‌کند و تبادل آب بین گره‌های CLN و گره‌های محیط متخلخل را نیز محاسبه می‌کند. پمپاژ در گره CLN با استفاده از بسته چاه در MODFLOW انجام می‌شود.

برای شبیه‌سازی چاه‌های چندگرهی در شبکه دارای ساختار مدل FD استاندارد، سه روش دیگر وجود دارد: ۱- تخصیص پمپاژ یا تزریق به هر لایه توسط کاربر، ۲- تخصیص مقادیر بالای هدایت هیدرولیکی عمودی برای سلول‌هایی که گره‌های چاه دارند و ۳- استفاده از معادلات خاصی که فرآیندهای چاه چندلایه‌ای را نشان می‌دهد. نویل و تنکین[3] (۲۰۰۴)، آنالیز مقایسه‌ای این سه روش را ارائه کردند. در ادامه هر یک از این روش‌ها در مورد چاه‌های پمپاژ بررسی شده است که در چاه‌های تزریق نیز به همین صورت قابل استفاده است.

1- گره‌های چاه در هر لایه که چاه در آن نفوذ یافته قرار دارد و کاربر نرخ پمپاژ را در هر گره چاه با تقسیم نرخ کل پمپاژ (Q_T) بر اساس قابلیت انتقال لایه، بین لایه‌های منفردی که چاه در آن نفوذ یافته، وارد

---

[1] Hagen-Poiseuille
[2] Connected Linear Network
[3] Neville and Tonkin

می‌کند. بنابراین دبی تخلیه کل Q_T با مجموع نرخ‌های پمپاژ لایه‌های منفرد ($Q_{i,j,k}$) برابر است. نرخ پمپاژ بر اساس قابلیت انتقال برای هر لایه ($Q_{i,j,k}$) به‌صورت زیر تقریب زده می‌شود:

$$Q_{i,j,k} = \frac{T_{i,j,k}}{\sum T_{i,j,k}} Q_T \qquad (۱-۶)$$

که $T_{i,j,k}$، ضریب قابلیت انتقال لایه و $\sum T_{i,j,k}$، مجموع ضرایب قابلیت انتقال همه لایه‌هایی که چاه در آن نفوذ کرده است (۶۵). با توجه به اینکه، $Q_{i,j,k}$ تابعی از بار هیدرولیکی گره چاه ($h_{i,j,k}$) است و این مسأله در معادله ۶-۱ بیان نشده و $Q_{i,j,k}$، در این معادله به‌صورت بخشی از راه‌حل محاسبه شده است بنابراین این معادله به‌صورت تقریبی است. همچنین، معادلات FD معمولی، وقتی که چاه در بیشتر از یک لایه قرار گرفته است، نمی‌توانند تشکیل جریان ترجیحی/جزئی بین لایه‌ها را تشخیص دهند. کد کامپیوتری برای هر گره چاه یک بار هیدرولیکی محاسبه می‌کند در حالی‌که در گره‌هایی که چاه چندلایه وجود دارد، بار هیدرولیکی محاسبه شده، متوسط بارهای هیدرولیکی در آن لایه‌ها برای آن گره می‌باشد (۷۵). نویل و تنکین (۲۰۰۴)، به این نتیجه رسیدند که این روش در اغلب مسائل مدل‌سازی کاربردی برای شبیه‌سازی چاه‌های چندلایه بسیار ساده بوده و قابل توصیه نیست.

2- مقادیر خیلی زیاد برای هدایت هیدرولیکی عمودی سلول/بلوکی که گره چاه در آن قرار گرفته، در نظر گرفته می‌شود تا اختلاف بار هیدرولیکی شبیه‌سازی شده در لایه‌های مختلف گره چاه حداقل شود. کاربر هنوز باید نرخ‌های پمپاژ هر گره چاه را با استفاده از معادله ۶-۱ وارد کند. نویل و تنکین (۲۰۰۴)، به این نتیجه رسیدند که این روش، با توجه به دو شرط زیر راه‌حل‌های قابل قبولی را ارائه می‌کند: ۱- هدایت هیدرولیکی عمودی سلول‌های حاوی گره‌های چاه باید به اندازه کافی بزرگ باشند تا بارهای هیدرولیکی محاسبه شده در همه سلول‌ها تقریبا برابر شوند و ۲- ابعاد سلول FD نشان‌دهنده چاه باید مشابه ابعاد چاه باشد و بهتر است که از دستورالعمل تعیین فاصله گرهی ارائه شده در معادله کادر ۶-۱-۶ در کادر ۱-۶ پیروی کند. با وجود پیروی از دستورالعمل، هدایت هیدرولیکی عمودی بسیار زیاد سلول‌های رویهم قرار گرفته، ممکن است سبب ناپایداری عددی یا مشکلاتی در همگرایی راه‌حل شود. علاوه بر این، این روش برای تلفات چاه شامل افت اضافی ناشی از جریان متلاطم و مقاومت اسکرین چاه، مقاومت دیواره چاه و یا مقاومت ناشی از ایجاد سطح تراوش در دیواره چاه را در نظر نمی‌گیرد (شکل ۶-۴-ب).

3- در عمل، روش ترجیح داده شده برای شبیه‌سازی چاه‌هایی که در بیش از یک لایه شبکه FD استاندارد نفوذ کرده‌اند، استفاده از معادله تیم برای تقریب بار هیدرولیکی اطراف گره های چاه است، همان‌طور که

در بسته چاه چندگرهی[1] (MNW2) (۵۷) در MODFLOW انجام می‌شود. بسته MNW2، نسخه اصلاح شده و توسعه‌یافته بسته MNW1 (۳۶) بوده که خودش از بسته قبلی (بسته چاه چند آبخوانی[2] (MAW1)) توسط بنت[3] و همکاران (۱۹۸۲) تهیه شده است. نویل و تنکین (۲۰۰۴)، بسته MAW1 را آزمایش کردند و نتایج را با راه‌حل تحلیلی مقایسه کردند. آن‌ها دریافتند که این روش نتایج خیلی خوبی را می‌دهد و به اندازه سلول نسبتا غیرحساس است، و پیشنهاد کردند که با این روش می‌توان چاه‌ها در مدل منطقه‌ای با شبکه نسبتا درشت را شبیه سازی کرد.

بسته‌های MAW1، MNW1 و MNW2 میانگین بار هیدرولیکی در گره‌های چاه چندگرهی را حساب کرده و مقدار متناسب پمپاژ (یا تزریق) را به هر گره تخصیص می‌دهد. MODFLOW-NWT (۷۲ و ۴۸) برای شبیه‌سازی چاه‌های چندگرهی از بسته‌های چندگرهی بسته چاه در MODFLOW استفاده می‌کند. این کد، گزینه‌ای دارد که هنگام وجود سطح تراوش در چاه مشاهده‌ای، نرخ پمپاژ را در شبیه‌سازی‌های جریان در لایه‌های آزاد باریک کاهش می‌دهد (شکل ۶-۴-ب).

توصیف مختصر بسته MNW2 به این صورت است که اغلب گزینه‌های بررسی شده در بسته MNW1 در این نسخه نیز در دسترس است. معادله تیم[4] برای نمایش جریان در نزدیکی چاه تحت شرایط شبه ماندگار (ماندگار) (معادله کادر ۶-۱-۱ در کادر ۶-۱) استفاده می‌شود. معادله تیم برای چاه چندگرهی (Q_n) به‌صورت زیر است:

$$Q_n = \frac{2\pi T_n}{ln(r_e/r_w)}(h_w - h_n) \qquad \text{(۶-۲-الف)}$$

$$Q_n = CWC_n(h_w - h_n) \qquad \text{(۶-۲-ب)}$$

که h_w، بار هیدرولیکی واقعی چاه و h_n، بار هیدرولیکی محاسبه‌شده برای سلول FD که گره چاه دارد، CWC_n، ضریب انتقال سلول چاه (L^2/T) است، ضریب ناهمسانگردی قابلیت انتقال آبخوان T_n، برابر است با $b\sqrt{K_xK_y}$ ، r_w شعاع چاه و r_e شعاع مؤثر چاه است (در کادر ۶-۱ تعریف شده است). همچنین:

$$Q_T = \sum_{n=1}^{m} Q_n \qquad \text{(۶-۳)}$$

که m تعداد کل گره‌ها در چاه است. به هر حال، h_w، h_n و Q_n نامعلوم است. در MNW2، h_n با حل معادلات عمومی FD محاسبه می‌شود. سپس h_w و Q_n با تکرار محاسبه می‌شود. در تکرارهای فرد، برای محاسبه h_w آخرین مقدار محاسبه شده Q_n در معادله ۶-۲ و ۶-۳ استفاده می‌شود. در تکرارهای زوج،

---

[1] Multi-Node Well
[2] Multi-Aquifer Well
[3] Bennett
[4] Thiem

برای محاسبه Q_n از آخرین مقدار محاسبه شده h_w استفاده می‌شود. معادله ۶-۲-ب در بسته مرز بار هیدرولیکی عمومی[1] (GHB) در MODFLOW محاسبه می‌شود جایی که بار هیدرولیکی مرز با h_w برابر است.

فرآیند حل مذکور که در بالا تشریح شد، تنها افت یا تلفات تئوری آبخوان را با استفاده از معادله تیم محاسبه می‌کند. بسته MNW2، می‌تواند افت اضافی ناشی از تلفات چاه را نیز در نظر بگیرد. عامل CWC_n در معادله ۶-۲-ب به‌صورت زیر اصلاح شده است:

$$CWC_n = \left[A + B + CQ_n^{(P-1)} + \Delta h_p Q_n^{-1}\right]^{-1} \qquad (۶-۴)$$

اولین ترم تلفات بار هیدرولیکی، A، تلفات تئوری محاسبه شده توسط معادله تیم (معادله ۶-۲-الف) است و مقدار آن به دلیل اینکه شعاع چاه کمتر از ابعاد سلولی است که چاه در آن واقع شده، تصحیح می‌شود (کادر ۶-۱). عامل دوم و سوم تلفات چاه را نشان می‌دهند، B، تلفات بارهای هیدرولیکی را محاسبه می‌کند که در همسایگی و درون چاه مشاهده‌ای و اسکرین چاه (اثرات پیرامون چاه) اتفاق می‌افتد و C، تلفات غیرخطی بار هیدرولیکی را در اثر جریان متلاطم نزدیک چاه محاسبه می‌کند. ضریب تلفات خطی چاه (B)، شامل اثر تلفات بار هیدرولیکی ناشی از جریان در بخشی از آبخوان که طی حفاری تخریب شده، بوده و همچنین جریان از میان اسکرین چاه و فیلتر شنی اطراف آن می‌باشد. ضریب C و ترم توان (P بدن بعد)، معمولا برای چاه‌های خاص با استفاده از آزمایش‌های افت پله‌ای تخمین زده می‌شود. هنگامی که چاه به‌صورت کامل در آبخوان حفر نشده است، تلفات بار هیدرولیکی اضافی ناشی از آن با Δh_p نشان داده شده و با استفاده از راه‌حل‌های تحلیلی قابل محاسبه است (۶). MNW2، روشی برای بررسی سطح تراوش در طول چاه مشاهده‌ای دارد (شکل ۶-۴-ب). برای بررسی جزئیات بیشتر چگونگی محاسبات تلفات ناشی از افت چاه، حفاری غیرکامل چاه، و سطح تراوش در MNW2 به مرجع شماره ۵۷ مراجعه شود.

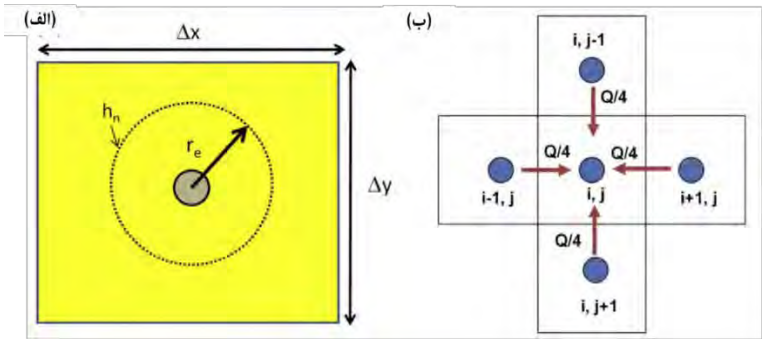
کادر ۶-۱ دستورالعمل فاصله گرهی اطراف گره چاه

بار هیدرولیکی محاسبه شده در گره چاه با استفاده از مدل‌های FD و FE دقیقا بار هیدرولیکی چاه پمپاژ یا تزریق را نشان نمی‌دهد (بخش ۶-۲، شکل ۶-۲). بار هیدرولیکی محاسبه شده برابر با بار هیدرولیکی در فاصله‌ای معادل شعاع موثر چاه (گاهی اوقات آن را شعاع مجازی چاه می‌نامند) است (شکل‌های کادر ۶-۱-۱-الف و کادر ۶-۱-۲). در این کادر موارد زیر بررسی می‌شود: ۱- چگونه شعاع موثر چاه برای تخمین بار هیدرولیکی چاه پمپاژ/تزریق در شبکه با فاصله گرهی درشت

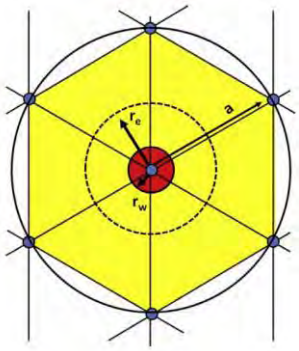
[1] General Head Boundary

استفاده می‌شود و ۲- چگونه فاصله گرهی ریز در اطراف گره چاه طراحی شود طوری‌که بار هیدرولیکی محاسبه‌شده تقریب بهتری از بار هیدرولیکی در داخل چاه و نزدیک آن باشد.

اصول بررسی شده در این کادر برای مدل‌های FD و FE به کار می‌روند، هر چند که حل ریاضی گره‌های چاه در دو روش متفاوت است (بخش ۶-۲). برای سهولت، جریان افقی دو بعدی در شبکه FD بررسی می‌شود و نماد FD در بیان روش‌ها به‌کار می‌رود، اما این اصول برای مش FE نیز کاربرد دارد. در بررسی زیر، برای راحتی فقط به چاه پمپاژ اشاره می‌شود که این اصول برای چاه‌های تزریق نیز قابل استفاده است.



شکل کادر ۶-۱-۱ گره چاه در شبکه FD. الف- گره چاه در مرکز سلول FD نشان داده شده است، شعاع موثر چاه r_e، شعاع نقطه‌ای را نشان می‌دهد که بار هیدرولیکی آن برابر با بار هیدرولیکی میانگین سلول است $h_n\ (= h_{i,j})$. ب- سلول‌های FD در مجاورت گره چاه (i,j). نرخ پمپاژ برابر با Q است. سلولی که چاه پمپاژ در آن قرار دارد، از هر سلول مجاور، یک چهارم دبی پمپاژ شده را دریافت می‌کند.



شکل کادر ۶-۱-۲ گره چاه در مش FE که از اجزای مثلثی متساوی الاضلاع تشکیل شده است. در اطراف گره چاه، شش گره است، که هر یک از آن‌ها در فاصله‌ای برابر تا گره چاه قرار گرفته‌اند (معادله کادر ۶-۱-۷). شعاع چاه برابر است با r_w و شعاع موثر چاه برابر است با r_e (۲۳).

تخمین بار هیدرولیکی در چاه: برای محاسبه بارهای هیدرولیکی در مجاورت چاه پمپاژ، اغلب از حل تحلیلی تیم به همراه یک مدل عددی استفاده می‌شود. معادله تیم برای چاه پمپاژ در آبخوان همسانگرد، همگن و جریان شعاعی ماندگار مشتق شده

است، با این‌حال قبل از اینکه جریان به حالت ماندگار برسد نیز در مقیاس محلی در اطراف چاه قابل کاربرد است. به‌خصوص هنگامی که نرخ خروج آب از ذخیره آبخوان در نزدیکی چاه صفر است، معادله تیم را می‌توان برای محاسبه بارهای هیدرولیکی نزدیک چاه پمپاژ استفاده کرد. در این شرایط، شرایط شبه ماندگار[1] (شرایط ماندگار-شکل[2]) نزدیک چاه به کار می‌رود و معادله تیم قابل اجرا خواهد بود (۳۹). باتلر[3] (۱۹۸۸) (همچنین مراجع ۱۲و ۱۳)، نشان دادند که شرایط شبه ماندگار، هنگامی که $t = 100r^2S/4T$ برقرار می‌شود، در این معادله، t، مدت زمان از شروع پمپاژ؛ r، فاصله از چاه پمپاژ؛ S، ضریب ذخیره و T، ضریب قابلیت انتقال است. این قانون از دستورالعمل کاربرد تقریب کوپر-ژاکوب[4] به‌جای معادله تیس[5] برای جریان شعاعی غیرماندگار چاه گرفته شده است، هنگامی که ($u = r^2S/4Tt$) کمتر از ۰/۰۱ است این تقریب صحیح است.

معادله تیم به‌صورت زیر بیان می‌شود:

$$h_w = h_{i,j} - \frac{Q}{2\pi T} ln \frac{r_e}{r_w}$$ (کادر ۶-۱-۱)

که h_w، بار هیدرولیکی چاه است و $h_{i,j}$ بار هیدرولیکی محاسبه شده توسط کد FD برای سلول گره چاه است که با بار هیدرولیکی در r_e برابر است. Q، نرخ پمپاژ (یا تزریق) کل در گره چاه و T، ضریب قابلیت انتقال سلول است. r_w، شعاع چاه و r_e، شعاع موثر است (در مدل FD بار هیدرولیکی در r_e با میانگین بار هیدرولیکی سلول، $h_{i,j}$ برابر است.). معادله کادر ۶-۱-۱ برای تخمین بار هیدرولیکی چاه h_w از بار هیدرولیکی محاسبه شده در گره، $h_{i,j}$ تعیین شده برای r_e استفاده می‌شود.

در صورتی‌که در مجاورت گره چاه، شبکه منظم باشد $\Delta x = \Delta y = a$، $r_e = 0.208a$ می‌شود (۷۷). برای تایید این رابطه، شکل کادر ۶-۱-۱-ب را ببینید که بخشی از شبکه دو بعدی را در همسایگی گره چاه نشان می‌دهد. اگر افت در همسایگی گره چاه (i, j) متقارن باشد، نرخ جریان حجمی هر وجه سلول با Q/4 برابر است. برای محاسبه جریان بین وجه سمت راست سلول از قانون دارسی استفاده می‌شود:

$$\frac{Q}{4} = aT \frac{h_{i+1,j} - h_{i,j}}{a}$$ (کادر ۶-۱-۲)

با استفاده از معادله تیم بین $r = \Delta x = a$ (جایی که بار هیدرولیکی با $h_{i+1,j}$ برابر است) و $r = r_e$ (جایی که بار هیدرولیکی با $h_{i,j}$ برابر است) معادله به‌صورت زیر می‌شود:

$$\frac{Q}{4} = \frac{\pi T}{2} \frac{h_{i+1,j} - h_{i,j}}{ln(a/r_e)}$$ (کادر ۶-۱-۳)

با مساوی قرار دادن معادله کادر ۶-۱-۲ و معادله کادر ۶-۱-۳:

$$\frac{a}{r_e} = e^{\pi/2} = 4.81$$ (کادر ۶-۱-۴)

یا

$$r_e = 0.208a$$

با اصلاح معادله تیم برای شرایط آبخوان آزاد، فرمولی مشابه با معادله کادر ۶-۱-۱ به‌صورت زیر به‌دست می‌آید:

$$h_w = \sqrt{h_{i,j}^2 - \frac{Q}{\pi K} ln \frac{r_e}{r_w}}$$ (کادر ۶-۱-۵)

---

[1] Quasi-Steady-State
[2] Steady-Shape
[3] Butler
[4] Cooper-Jacob
[5] Theis

که r_e با استفاده از معادله کادر ۶-۱-۴ به‌صورت تقریبی به‌دست می‌آید. یادآوری می‌شود که اثرات تلفات چاه (معادله ۶-۴؛ بخش ۶-۲) در معادله کادر ۶-۱-۱ یا کادر ۶-۱-۵ در نظر گرفته نشده است.

دستورالعمل طراحی فاصله گره‌ها: هنگامی‌که با توجه به هدف مدل‌سازی، بارهای هیدرولیکی و جریان‌های دقیق در اطراف چاه پمپاژ لازم باشد، معادله کادر ۶-۱-۴ دستورالعملی برای طراحی فاصله گره‌ها در اطراف چاه است. فرض می‌شود r_e در معادله کادر ۶-۱-۴ با r_w برابر است. در این روش لازم است بار هیدرولیکی محاسبه شده ($h_{i,j}$) با بار هیدرولیکی در r_w (بار هیدرولیکی چاه) برابر باشد. بنابراین:

$$a = 4.81 r_w$$ (کادر ۶-۱-۶)

با توجه به این معادله، برای اینکه بار هیدرولیکی محاسبه شده در گره چاه ($h_{i,j}$) تقریباً با بار هیدرولیکی چاه (h_w) برابر شود، فاصله گره‌های اطراف گره چاه (گره i,j) باید کوچکتر یا مساوی، ۴/۸۱ برابر شعاع چاه باشد. اگر دستورالعمل فاصله گرهی در معادله کادر ۶-۱-۶ رعایت شود استفاده از معادله کادر ۶-۱-۱ یا معادله کادر ۶-۱-۵ برای تخمین بار هیدرولیکی در چاه ضروری نیست.

در مش FE با اجزای مثلثی متساوی الاضلاع (شکل کادر ۶-۱-۲):

$$a = \xi r_w$$ (کادر ۶-۱-۷)

که ξ به تعداد گره‌های متصل به گره چاه (n) بستگی دارد، برای $n = 4$، $\xi = 4.81$؛ برای $n = 6$، $\xi = 6.13$؛ برای $n = 8$، $\xi = 6.66$ (صفحه ۵۰ مرجع شماره ۳۱).

استفاده از معادله کادر ۶-۱-۶ و کادر ۶-۱-۷ هنگامی‌که از مدل جریان برای آنالیز نتایج آزمایش‌های آبخوان، توموگرافی هیدرولیکی، یا آزمایش‌های آبگذری (تک چاهی) استفاده می‌شود، توصیه می‌گردد (بخش ۵-۴). برای راه‌حل‌های ردیابی ذرات (فصل ۸) و اتصال دو مدل جریان آب زیرزمینی و مدل انتقال املاح یا حرارت (بخش‌های ۱۲-۲ و ۱۲-۳)، ممکن است برای محاسبه سرعت جریان آب زیرزمینی دقیق در مجاورت گره چاه، فاصله گرهی ریز در اطراف چاه‌های پمپاژ/تزریق مورد نیاز باشد. از آنجایی که برای بسیاری از اهداف مدل‌سازی بار هیدرولیکی محاسبه شده در شبکه نسبتا درشت (مانند شکل ۶-۲-الف و ج) کافی است، بنابراین معمولا در اغلب مسائل جریان آب زیرزمینی فاصله گرهی ریز (برابر با معادله کادر ۶-۱-۶ و معادله کادر ۶-۱-۷) در اطراف چاه‌های پمپاژ/تزریق ضروری نیست. در صورت نیاز می‌توان برای اصلاح مقادیر بار هیدرولیکی محاسبه شده در نزدیک گره چاه از معادله تیم (معادله کادر ۶-۱-۱ و معادله کادر ۶-۱-۵) استفاده کرد.

۶-۳ منابع تغذیه و تخلیه با توزیع مکانی در سطح

رایج‌ترین منبع آب توزیعی (غیر نقطه‌ای)، تغذیه به سطح ایستابی است که از نفوذ از سطح زمین ناشی می‌شود و بعد از عبور از ناحیه غیراشباع به سطح ایستابی می‌رسد (شکل ۶-۵-الف و ب؛ کادر ۵-۴). انواع دیگر جریان‌های توزیعی شامل نشت از مرز پایینی مدل به و یا از لایه مدل‌نشده زیرین، جریان زیرسطحی مرزهای جانبی مدل (شکل ۶-۵-ج) و تبخیر-تعرق است. با توجه به گزینه‌های انتخاب شده، ممکن است منابع تغذیه و تخلیه غیرنقطه‌ای به‌صورت شار (L/T) یا نرخ حجمی (L^3/T) وارد مدل شوند. به‌عنوان

مثال، بعضی از کدها گزینه‌هایی برای ورود تغذیه به‌صورت شار عبوری از سطح ایستابی دارد (مانند بسته تغذیه[1] در MODFLOW). اگر تغذیه به‌صورت شار وارد کد شود، کد، برای محاسبه نرخ حجمی آب اضافه شده به گره، شار تغذیه را در مساحت سلول یا جزء ضرب می‌کند (شکل ۶-۵-الف).

تغذیه می‌تواند به‌صورت نرخ حجمی با استفاده از شرط مرزی جریان مشخص نیز وارد شود. در کدهای FE تغذیه به‌صورت حاصل‌ضرب نرخ‌های مشخص شده شار در مساحت جزء و تقسیم متناسب آن بین گره‌های هر جزء محاسبه می‌شود (شکل ۶-۵-ب). جزئیات این روش در مراجع شماره ۸۶ و ۵۱ ارائه شده است. در FEFLOW، تغذیه می‌تواند به‌صورت شار به بالا یا پایین لایه مدل با عنوان «خصوصیت مواد زمین‌شناسی»، یا به‌صورت نرخ حجمی از طریق شرط مرزی چاه (شرط مرزی شار معلوم) وارد شود. اگر تغذیه به‌صورت شرط مرزی چاه وارد شود، کاربر باید شار تغذیه را به نرخ حجمی تبدیل کند و سپس وارد کد نماید. از نظر مفهومی هنگامی که تغذیه ورودی به سیستم آب زیرزمینی به‌صورت تغذیه توزیعی به سطح ایستابی (در مدل FD) باشد یا اینکه به‌صورت تغذیه نقطه‌ای به گره (در مدل FE) باشد، تاثیر متفاوتی بر سیستم جریان محلی آب زیرزمینی می‌گذارد. اما در عمل، راه‌حل به این تفاوت مفهومی، حساس نیست. در واقع هنگام شبیه‌سازی تغذیه توزیعی، نرخ حجمی آب به گره در کدهای FD و FE وارد می‌شود. با این تفاوت که گره در مدل FD، فضای اشغال شده در کل سلول/بلوک FD را نشان می‌دهد.

به‌صورت نرمال، تغذیه مستقیماً به لایه‌های آزاد (بخش ۵-۳) و فقط در سلول‌ها یا اجزایی که سطح ایستابی دارند، وارد می‌شود. برای بعضی از مدل‌ها، سطح ایستابی تنها در لایه بالایی مدل قرار دارد، اما در بسیاری از مدل‌ها، سطح ایستابی در بعضی از لایه‌های پایینی نیز وجود دارد (مانند شکل ۴-۶)، یا ممکن است سطح ایستابی طی تکرارهای حل ماندگار یا پاسخ به تنش‌های وارده در شبیه‌سازی غیرماندگار، افت کند و به پایین‌ترین لایه برسد (بخش ۴-۵). برای بررسی این حالت‌ها، بعضی از کدها به مدل‌ساز این امکان را می‌دهند تا به جای وارد کردن تغذیه فقط به لایه بالایی مدل، به بالای سلول‌های فعال مدل وارد کنند. در این روش، هنگامی که سطح ایستابی بین لایه‌ها حرکت می‌کند، کد به‌صورت خودکار توزیع تغذیه را تغییر می‌دهد.

چگونگی افزودن تغذیه در تقریب عددی معادله حاکم، بستگی به کد مورد استفاده داشته و علاقه‌مندان می‌توانند برای جزئیات بیشتر به راهنمای کد مراجعه کنند. به‌طور کلی، اگر تغذیه به‌صورت ترم منبع تغذیه در معادله حاکم (معادله ۳-۱۲) وارد شود، مقدار تغذیه در ماتریس {f} در معادله ۳-۳۰ برای

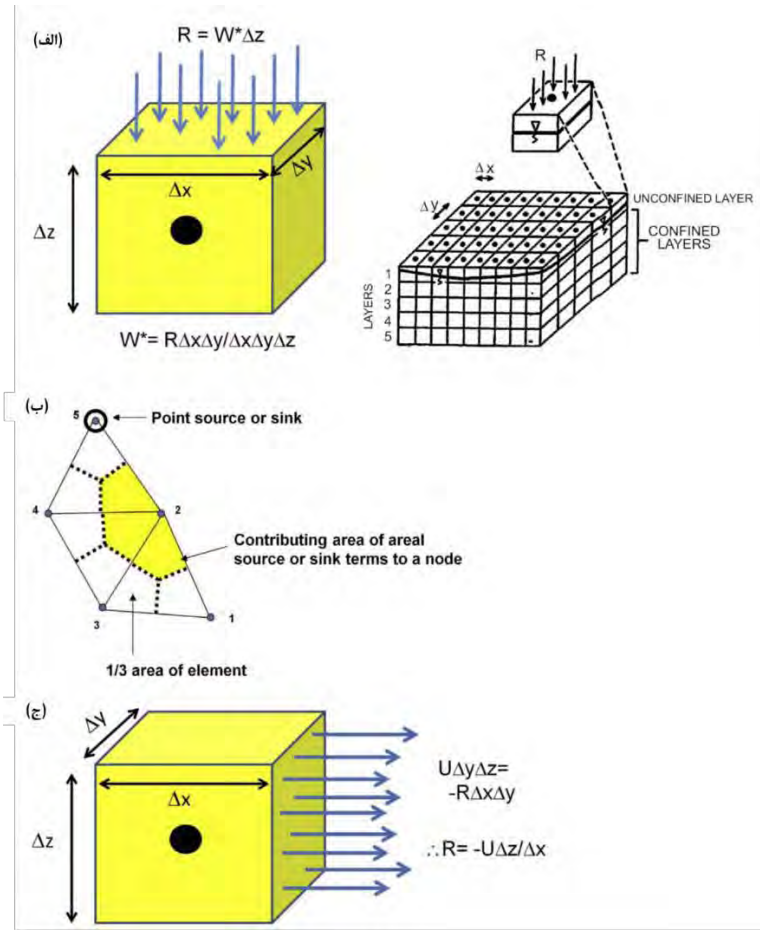
[1] Recharge Package

تقریب‌های FD معادله حاکم نهفته است. در فرمول FE، ماتریسی که ترم های تغذیه در آن قرار دارد به سمت راست معادله ۳-۳۰ اضافه می‌شود. در صفحات ۱۴۵ تا ۱۴۷ مرجع شماره ۸۷، جزئیات مثال دوبعدی و ماندگار ارائه شده است. از نظر عددی در فرمول‌بندی FE، نمایش تغذیه به‌صورت شرط مرزی با جریان معلوم آسان‌تر می‌باشد.

از نظر ریاضی جریان از پایین بلوک FD در شبکه دارای ساختار با جریان از بالای بلوک یا جزء یکسان است و همچنین در شبکه FD بدون ساختار و مش FE تا زمانی که مساحت سطح پایینی بلوک یا جزء مشابه سطح بالایی باشد، جریان یکسان است. هنگامی‌که جریان ورودی جانبی به‌صورت تغذیه وارد کد شود، مدل‌ساز ممکن است مجبور شود که نرخ ورودی به کد را تنظیم کند. به‌عنوان مثال، کد معمولاً برای ضرب نرخ در سطح بالایی ($\Delta x \Delta y$) بلوک برنامه‌نویسی شده است، که برای شبیه‌سازی تغذیه از نفوذ مناسب می‌باشد (شکل ۶-۵-الف). اما در صورتی که تغذیه جانبی مانند جریان زیرسطحی (شکل ۶-۵-ج) مورد باشد، تغذیه از سطح جانبی ($\Delta x \Delta z$ یا $\Delta y \Delta z$) رخ می‌دهد که مساحت متفاوتی نسبت به سطح بالایی بلوک یا جزء دارد. در این مورد، مدل‌ساز باید نرخ ورودی به کد را تنظیم کند تا کد، حجم صحیح آب ورودی به گره را محاسبه کند. هنگامی که جریان‌های جانبی با شرایط HDB عمومی نشان داده می‌شود (بخش ۴-۳)، این مسائل اتفاق نمی‌افتد، بنابراین به‌صورت کلی بهتر است از این روش برای نمایش جریان ورودی و خروجی جانبی در مدل استفاده شود.

تلفات آب از سطح ایستابی به‌صورت تبخیر-تعرق است که معمولا به‌صورت شرایط HDB (بخش ۴-۳) شبیه‌سازی می‌شود. MODFLOW انواع مختلفی از بسته‌های محاسباتی برای شبیه‌سازی تبخیر-تعرق دارد که شامل یک بسته تبخیر-تعرق[1] اصلی است (۶۵). بسته‌های تبخیر-تعرق دیگری نظیر قطعات تبخیر-تعرق[2] (ETS1) نیز دارد (۵، ۲۴، ۴ و ۱). در FEFLOW، تبخیر-تعرق با استفاده از شرایط HDB عمومی شبیه‌سازی می‌شود و مدل‌ساز باید ورودی را با استفاده از اصول بخش ۴-۳ فرمول‌بندی کند.

[1] Evapotranspiration
[2] Evapotranspiration Segments



شکل ۶-۵ تغذیه توزیعی. الف- تغذیه از نفوذ به‌صورت شار (L/T) به بالای لایه سلول FD سه بعدی اعمال می‌شود. W^* ترم تغذیه/تخلیه در معادله حاکم عمومی (معادله ۳-۱۲) است. ب- تغذیه به مساحت هاشور زده در مش FE به‌صورت نرخ تغذیه حجمی (L^3/T) به گره ۲ اعمال می‌شود. نرخ جریان مشخص به گره ۲ میانگین وزنی بر اساس نرخ‌های مساحت هاشور زده است. ج- برای نمایش جریان زیرسطحی، U، تخلیه (با علامت منفی) به سطح جانبی بلوک FD وارد می‌شود (شکل ۲-۱۵). اگر تغذیه به‌صورت نرخ (L/T) از طریق آرایه تغذیه کد وارد شود، هنگام جمع‌آوری داده‌های ورودی، شارهای جانبی باید به‌صورت نشان داده شده تنظیم شوند. در کد FE، جریان زیرسطحی به گره به‌صورت شرط مرزی جریان مشخص با استفاده از نرخ حجمی (L^3/T) اعمال می‌شود.

۴-۶ زهکش‌ها و چشمه‌ها

هنگامی‌که سطح ایستابی بالا، کاربری زمین را محدود می‌کند، زهکش‌ها (شکل ۴-۱۷) برای پایین آوردن سطح ایستابی می‌توانند استفاده شوند. به‌عنوان مثال، زهکشی لوله‌ای زیرزمینی برای خشک کردن زمین‌های کشاورزی استفاده شده و برای حفاری‌های بزرگ و کارهای زیرزمینی مانند معدن‌ها، استخراج شن و ماسه و تونل‌ها ممکن است از چاه‌های پمپاژ و/یا زهکش‌ها برای خشک کردن استفاده گردد. چنین عارضه‌هایی که آب را از سیستم آب زیرزمینی حذف می‌کنند معمولا با شرایط HDB شبیه‌سازی می‌شوند (بخش ۴-۳).

فرمول‌بندی شرط HDB زهکش را می‌توان برای شبیه‌سازی چاه‌های آرتزین[1] (۱۵) و سطوح تراوش (شکل ۴-۱۷)، چشمه‌ها، تراوشات، جریان افشان در تالاب‌ها و بالادست رودخانه‌ها نیز استفاده کرد. چشمه‌ها، تراوشات و جریان‌های افشان ورودی به تالاب‌های ناشی از آب زیرزمینی معمولا در فرورفتگی‌ها و مناطق پست توپوگرافی سطح زمین قرار دارند. ارتفاع زهکش در چاه‌های آرتزین، چشمه‌ها و تراوشات با ارتفاع سطح زمین در محل عارضه برابر است (بخش ۴-۳).

ضریب انتقال (معادله ۴-۴-ب) عارضه‌های تغذیه شبیه‌سازی شده به‌صورت زهکش‌ها معمولا طی واسنجی با مقایسه تخلیه شبیه‌سازی شده با جریان‌های اندازه‌گیری شده تخمین زده می‌شود. به‌عنوان مثال، جریان چشمه را می‌توان با استفاده از دستگاه اندازه‌گیری رودخانه برای جریان‌های بزرگ، فلوم‌ها و سرریزهای قابل حمل برای جریان های کوچکتر در کانال و نشت‌سنج (۶۰ و ۸۲) برای چشمه‌های مستغرق اندازه‌گیری کرد. روش دیگر به‌جای تخمین ضریب قابلیت انتقال از طریق واسنجی، استفاده از یک مقدار بسیار زیاد برای ضریب انتقال زهکش بوده تا عملاً خصوصیات فیزیکی و هیدرولیکی آبخوان در اطراف عارضه تعیین کننده مقدار جریان باشند.

زهکش، آب را از مدل خارج می‌کند و این ممکن است که روش مناسبی برای شبیه‌سازی نباشد اگر در شرایط میدانی، آب تخلیه شده به عارضه تحت مدل‌سازی، در سطح زمین جریان یابد و در پایین‌دست دوباره وارد سیستم آب زیرزمینی شود. کدنویسان برای حل این مشکل، در گره‌هایی که توسط کاربر مشخص می‌شود امکان برگشت بخشی از آب زهکشی‌شده به سیستم آب زیرزمینی را ایجاد کرده‌اند (مانند بسته برگشت زهکش[2] (DRT1)، ۵). یک روش بهتر، نمایش عارضه تخلیه به‌عنوان اولین گره در شبکه رودخانه است، طوری که آب زهکشی‌شده از سیستم آب زیرزمینی به‌صورت جریان رودخانه به سمت

---

[1] Flowing wells
[2] Drain Return

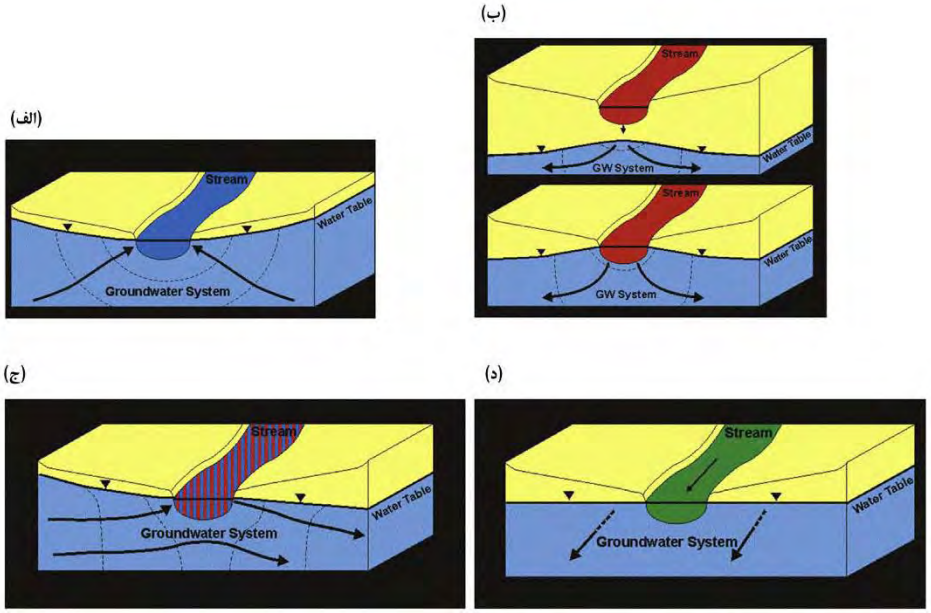
پایین‌دست می‌رود و به‌صورت تراوش از رودخانه دوباره به سیستم جریان آب زیرزمینی وارد می‌شود (بخش ۶-۵).

هنگامی‌که بار هیدرولیکی آبخوان پایین‌تر از ارتفاع زهکش مشخص‌شده توسط مدل‌ساز است، در فرمول‌بندی زهکش فرض می‌شود هیچ تراوشی از عارضه اتفاق نمی‌افتد. در بعضی از موقعیت‌های میدانی، ممکن است تالاب سیستم آب زیرزمینی را در زمان‌های مشخصی از سال تغذیه کند و در زمان‌های دیگر آب را تخلیه کند. در این موارد، اگر تغذیه از تالاب به اندازه کافی بزرگ باشد فرمول‌بندی زهکش مناسب نیست. در صورتی که این موضوع برای مدل‌سازی مهم باشد، تالاب‌ها را می‌توان با استفاده از گزینه رودخانه‌ها (بخش ۶-۵) و دریاچه‌ها (بخش ۶-۶) یا با شبیه‌سازی همزمان جریان آب زیرزمینی و آب سطحی لایه تالاب (بخش ۶-۷) شبیه‌سازی کرد.

۶-۵ رودخانه‌ها

رودخانه‌ها جزء منابع تغذیه یا تخلیه آب زیرزمینی هستند. آب زیرزمینی هم می‌تواند به رودخانه تخلیه می‌شود (شکل ۶-۶-الف، شکل ۴-۱۶-ب) و یا توسط رودخانه‌ها تغذیه شود (شکل ۶-۶-ب، شکل‌های ۷-۴ و ۴-۱۶-ج و د). جریان رودخانه ناشی از آب زیرزمینی، جریان پایه[1] است، معمولا جریان پایه را در شرایط خشک (هنگامی که رودخانه آبی از رواناب‌ها یا منابع سطحی دریافت نمی‌کند) اندازه‌گیری می‌کنند یا اینکه با استفاده از جداسازی هیدروگراف مقدار آن تخمین زده می‌شود. تبادل آب بین آبخوان و رودخانه از نظر مکانی (۶۳ و ۹۱) و زمانی (۴۷) پیچیده است. علاوه بر به‌دست آوردن یا از دست دادن آب از بازه‌های رودخانه، بخش‌هایی از رودخانه ممکن است شرایط جریان عرضی و موازی داشته باشند که جریانی به رودخانه اضافه نشده و یا کم نمی‌شود (شکل ۶-۶-ج و د). توزیع و توسعه مکانی شرایط نیز می‌تواند با زمان تغییر کند. جهت جریان بین سیستم آب زیرزمینی و رودخانه با ارتفاع‌های نسبی تراز رودخانه و بار هیدرولیکی آب زیرزمینی مجاور و زیر رودخانه تعیین می‌شود.

[1] Baseflow



شکل ۶-۶ مدل‌های مفهومی تبادل رودخانه و آب زیرزمینی، موقعیت سطح ایستابی را نسبت به تراز[1] رودخانه نشان می‌دهد: الف- رودخانه زاینده، ب- رودخانه کاهشی، ج- رودخانه با جریان عرضی د- رودخانه با جریان موازی (۹۱)

رودخانه‌هایی که کاملا فضای سلول/جزء را اشغال می‌کنند، گاهی به‌صورت گره‌هایی با بار هیدرولیکی معلوم شبیه‌سازی می شوند (شکل ۴-۷-الف). اما بسیاری از رودخانه‌ها باریک‌تر و کم‌عمق‌تر از فاصله گرهی هستند و استفاده از گره‌های با بار هیدرولیکی مشخص، منابع تغذیه/تخلیه آب بی نهایت در سیستم جریان آب زیرزمینی هستند. به همین دلیل بهتر است رودخانه‌ها با استفاده از شرایط HDB شبیه‌سازی شوند (بخش‌های ۴-۲ و ۴-۳) که در آن رودخانه از نظر مفهومی به‌صورت هیدرولیکی به یک سلول/جزء متصل می‌شود اما از نظر فیزیکی فضای درون شبکه/مش را اشغال نمی‌کند (شکل ۴-۱۶). ابعاد رودخانه در هر سلول/جزء که رودخانه در آن وجود دارد، تعریف می‌شوند و عبارتند از: W، پهنای رودخانه؛ L، طول سلول/جزء و b، ضخامت رسوبات بستر رودخانه. در شرایط HDB، تبادل آب بین رودخانه و آبخوان به‌صورت عمودی از بستر رودخانه انجام می‌شود و هیچ تبادلی از دیواره‌های جانبی کانال انجام نمی‌شود. به‌عنوان مثال، در MODFLOW، بسته رودخانه[2]، جریان آب بین رودخانه و آبخوان،QGW را با استفاده

[1] Stage
[2] River

از معادله ۴-۵ با ضریب انتقال بستر رودخانه، C (C از حاصلضرب ضریب نشت K_z'/b' در مساحت رودخانه اشغال شده در سلول (LW)) محاسبه می‌کند.

$$Q_{GW} = -K_z' \frac{h_{i,j,k} - h_s}{b'} LW \qquad (۵-۶)$$

که $h_{i,j,k}$، ارتفاع بار هیدرولیکی آب زیرزمینی محاسبه‌شده با مدل در گره HDB متصل به رودخانه است و h_S، بار هیدرولیکی رودخانه مشخص شده توسط کاربر است (شکل ۴-۱۶-ب و ج). هنگامی که Q_{GW} منفی است، آب زیرزمینی به رودخانه تخلیه می‌شود و از سیستم آب زیرزمینی حذف می‌شود؛ هنگامی که Q_{GW} مثبت است، آب از رودخانه وارد سیستم آب زیرزمینی می‌شود. در نمایش‌های ساده (مانند استفاده از بسته رودخانه در MODFLOW)، فرض می‌شود مقدار h_S در یک دوره زمانی خاص ثابت بوده و توسط کاربر تعیین می‌شود، گرچه مقدار آن در طول رودخانه تغییر می‌کند.

معادله (۶-۵) برای شرایط زاینده و کاهشی رودخانه استفاده می‌شود، اما هنگامی که بار هیدرولیکی آبخوان به زیر رسوبات بستر رودخانه می‌رسد، اتصال رودخانه و آبخوان قطع می‌شود و شرایط نفوذ عمقی[1] ایجاد می‌شود. در شرایط نفوذ عمقی (شکل ۴-۱۶-د)، بار هیدرولیکی کف بستر رودخانه برابر با ارتفاع کف رسوبات بستر رودخانه فرض می‌شود ($SBOT$ در شکل ۴-۱۶-د) و جریان از رودخانه به سیستم آب زیرزمینی (Q_{GW}) ثابت است:

$$Q_{GW} = C\left(h_{i,j,k} - SBOT\right) \qquad (۶-۶)$$

که $C = (K_z'/b')(LW)$ و $h_{i,j,k} < SBOT$ است. طی واسنجی مدل، مقادیر Q_{GW} شبیه‌سازی شده (معادله ۶-۵ و ۶-۶) با تخمین‌های میدانی مقایسه می‌شود. شار بین رودخانه و سیستم آب زیرزمینی به‌صورت محلی در مکان‌های خاص می‌تواند با یکی از روش‌های استفاده از نفوذسنج‌های واقع در بستر رودخانه، قانون دارسی و اندازه‌گیری گرادیان‌های عمودی و هدایت هیدرولیکی بستر رودخانه در قانون دارسی (۸۲) و یا با استفاده از روش‌های شار دمایی (۵۹ و ۲۰) تخمین زده شود.

کاهش یا افزایش[2] خالص برای هر بازه رودخانه با استفاده از تفاضل جریان پایین‌دست و بالادست برآورد می‌شود. فاصله بین اندازه‌گیری‌ها باید به اندازه کافی بزرگ باشد، طوری که اندازه‌گیری‌ها با خطاهای ناشی از تفاوت‌های کوچک اندازه‌گیری جریان نامفهوم نشوند. جریان رودخانه اندازه‌گیری شده با خطای حدود ۵ درصد، تخمین‌های خوبی بوده ولی خطای تا ۲۰ درصد نیز قابل قبول است (۴۰ و ۳۸). آمار طولانی‌مدت جریان ثبت‌شده در ایستگاه‌های اندازه‌گیری رودخانه‌ها به‌صورت خاص برای افزایش یا کاهش

---

[1] Percolating
[2] Gain or Loss

محاسبات جریان بین ایستگاه‌ها مفید هستند. معمولا برای جدا کردن دبی پایه (تغذیه از آب زیرزمینی) رودخانه‌ها، اندازه‌گیری‌های سینوپتیک و داده‌های ایستگاه هیدرومتری[1] را پردازش می‌کنند. اندازه‌گیری-های سینوپتیک را می‌توان با استفاده از نزدیکترین ایستگاه هیدرومتری شاخص (۳۲) تنظیم کرد. با استفاده از روش‌های جداسازی جریان پایه (۸۸ و ۸۴) در سری‌های زمانی جریان رودخانه، سری‌های زمانی جریان پایه به‌دست می‌آید.

فرآیند ساده شبیه‌سازی تبادل آب زیرزمینی/ رودخانه که در بالا توصیف شده است، چند عیب دارد که عمده‌ترین آن زمانی است که تراز رودخانه (h_s) با زمان تغییر نکند که سبب بی‌نهایت شدن مقدار آب در منابع تغذیه/تخلیه می‌شود. تراز رودخانه تغییرناپذیر در زمان برای رودخانه‌های بالادست (فصلی) (۶۸) یا رودخانه‌های کوچک نزدیک چاه‌های پمپاژ مناسب نیست. علاوه بر این، نوسانات موقتی تراز رودخانه تاثیر چشمگیری بر بارهای هیدرولیکی آب زیرزمینی دارد. از این‌رو، ترازهای رودخانه در مدل بهتر است با زمان تغییر کند. چندین روش پیشرفته برای شبیه‌سازی رودخانه‌ها وجود دارد که برای نوسانات تراز رودخانه قابل استفاده است. بسته‌های SFR (SFR1؛ ۷۸ و SFR2؛ ۷۰) در MODFLOW به کاربر این امکان را می‌دهد تا تراز ثابت برای رودخانه تعیین کند، اما معمولا بسته SFR برای محاسبهٔ تراز رودخانه در طی دوره شبیه‌سازی استفاده می‌شود. بسته‌های SFR، همچنین برای روندیابی جریان در پایین‌دست جریان رودخانه استفاده می‌شود. چندین روش برای محاسبه جریان در رودخانه وجود دارد که معمول‌ترین روش بر اساس معادله مانینگ[2] است:

$$Q_s = \frac{C_f}{n} A R^{2/3} S_0^{1/2} \qquad (۷-۶)$$

که Q_s، جریان رودخانه (L^3/T)؛ C_f، فاکتور تبدیل واحدها که برای واحد m^3/s برابر ۱ یا برای واحد ft^3/s برابر ۱/۴۸۶ است؛ n، ضریب زبری مانینگ؛ A، مساحت سطح مقطع کانال جریان (L^2)؛ R، شعاع هیدرولیکی کانال جریان (L) و S_0، شیب سطح ایستابی است که معمولا برابر با شیب کانال فرض می‌کنند (L/L). در بسته‌های SFR، امکان افزایش یا کاهش آب ناشی از رواناب، انحراف آب از رودخانه توسط سدهای انحرافی و یا بارش و تبخیر از آب سطحی هر قطعه از رودخانه نیز وجود دارد. از آنجا که با این روش، جریان رودخانه در هر بازه از رودخانه تحت کنترل است، حجم آب از دست رفته رودخانه (مانند تغذیه به سیستم آب زیرزمینی) محدود به آب اضافه شده در بالادست است. بنابراین رودخانه‌های فصلی

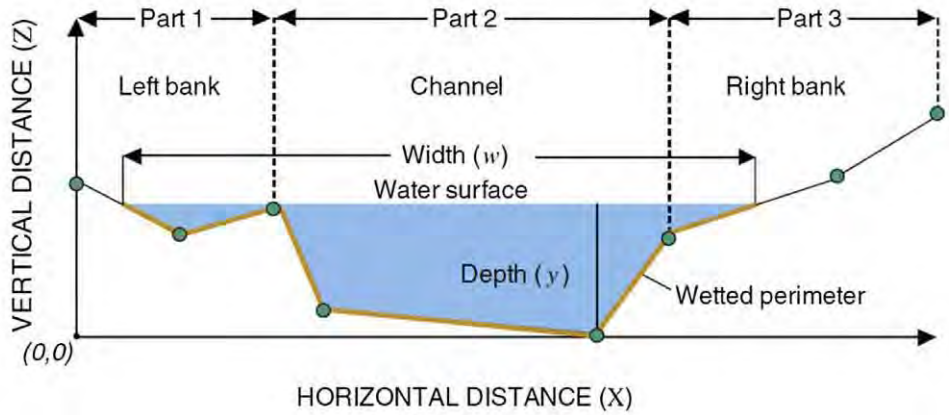
[1] Stream Gage
[2] Manning

و بازه‌های بالادست رودخانه می‌توانند خشک شوند در حالی که استفاده از تراز ثابت در زمان می‌تواند حجم آب غیرواقعی را به آبخوان اضافه کند (۶۸).

در بسته‌های SFR، چندین گزینه برای محاسبه تراز رودخانه بر اساس جریان محاسبه‌شده رودخانه وجود دارد. در معمول‌ترین روش مورد استفاده فرض می‌شود کانال جریان مستطیلی است که در آن پهنای رودخانه، W بسیار بزرگتر از عمق رودخانه d_s است. بنابراین معادله ۶-۷ به‌صورت زیر می‌شود:

$$Q_s = \frac{C_f}{n} W d_s^{5/3} S_0^{1/2} \qquad (۶-۸)$$

با استفاده از مقدار Q_s محاسبه شده توسط کد به همراه هندسه و شیب معلوم رودخانه، عمق رودخانه d_s با استفاده از معادله ۶-۸ محاسبه می‌شود. سپس برای تعیین تراز رودخانه d_s به ارتفاع بستر رودخانه (که توسط کاربر تعیین می‌شود) اضافه می‌شود. هندسه پیچیده‌تر مقطع عرضی کانال جریان را می‌توان با تعریف ۸ نقطه بیان کرد (شکل ۶-۷) و سپس برای محاسبه عمق رودخانه از رابطه پیچیده‌تری استفاده می‌شود. جزییات بیشتر مانند بررسی گزینه‌های دیگر در محاسبه عمق رودخانه در مراجع شماره ۷۸ و ۷۰ آورده شده است.



شکل ۶-۷ تخمین هندسه پیچیده جریان کانال با استفاده از ۸ نقطه در طول کانال (۷۸)

در بسته SFR2 (۷۰)، بعضی از خصوصیات رودخانه (مانند هدایت هیدرولیکی عمودی و ضخامت رسوبات بستر رودخانه) در هر سلول وارد می‌شود برخلاف بسته SFR1 که این خصوصیات فقط برای کل بازه رودخانه تعیین می‌شود. همچنین هنگامی که در رودخانه نفوذ عمقی وجود دارد (شکل ۴-۱۶-د)، SFR2 می‌تواند جریان آب در ناحیه غیراشباع را روندیابی کند. در مدل‌های غیرماندگار، زمان موردنیاز برای

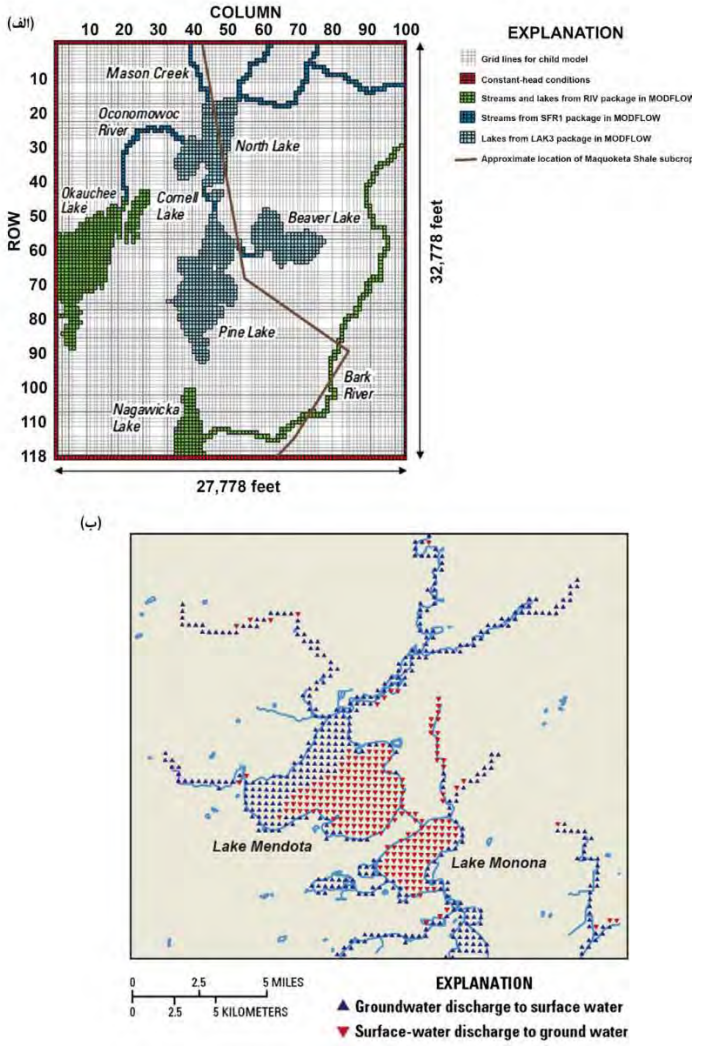
جریان آب از رودخانه در داخل ناحیه غیراشباع اهمیت دارد، به‌ویژه در نواحی خشک که فاصله بین بستر رودخانه و سطح ایستابی زیاد است (شکل ۴-۷).

هوگس[1] و همکاران (۲۰۱۲ و ۲۰۱۴)، در MODFLOW، بسته جریان رودخانه[2] را با عنوان فرآیند روندیابی آب سطحی[3] (SWR1) توسعه دادند که در آن امکان بررسی پیچیده‌تر جریان آب سطحی یک بعدی و دو بعدی وجود دارد. فرآیند SWR1 با استفاده از گزینه‌هایی مانند تقریب موج پخشیدگی[4] معادلات سنت ونانت[5] در ناحیه غیراشباع روندیابی جریان سطحی در ناحیه غیراشباع را انجام داده و ترازهای آب سطحی را با معادلات جریان آب زیرزمینی در MODFLOW ادغام می‌کند. فرآیند SWR1 حالت‌های بیشتری در روندیابی آب سطحی نسبت به بسته‌های SFR در نظر می‌گیرد از جمله جریان سطحی به تالاب نیز جزء این بسته می‌باشد (بخش ۶-۷).

اضافه کردن محاسبات تراز رودخانه در مدل آب زیرزمینی، پیچیدگی ورودی و خروجی را افزایش می‌دهد و معادلات غیرخطی را اضافه می‌کند که بر پایداری مدل تأثیر می‌گذارد. بنابراین، هنگام مدل‌سازی با MODFLOW، بسیار معمول است که از بسته ساده رودخانه و بسته ساده زهکش برای عارضه‌های دور از منطقه مورد نظر (جایی که حذف نوسان در تراز رودخانه تأثیر کمی بر نتایج دارد) و از یکی از بسته‌های SFR در نزدیکی منطقه مورد نظر، استفاده شود (شکل ۶-۸-الف).

---

[1] Hughes
[2] Streamflow
[3] Surface-Water Routing
[4] Diffusive Wave
[5] Saint Venant



شکل ۶-۸ نمایش رودخانه‌ها و دریاچه‌ها در شبکه FD. الف- برای نمایش رودخانه‌های دور از منطقه مورد نظر از بسته River و برای دریاچه‌های دور از منطقه مورد نظر از تراز ثابت آب در MODFLOW استفاده می‌شود؛ برای شبیه سازی رودخانه‌ها و دریاچه‌های نزدیک به منطقه مورد نظر به‌ترتیب از بسته‌های SFR و Lake استفاده می‌شود (۲۶). ب- برای نمایش دریاچه‌هایی با سطح آب ثابت از بسته River در MODFLOW استفاده می‌شود. مناطق خروجی از دریاچه به سیستم آب زیرزمینی که در اثر پمپاژ ایجاد شده‌اند با مثلث‌های قرمز نشان داده شده و مثلث‌های آبی مناطق ورودی به آب زیرزمینی را نشان می‌دهند. (۴۹).

درFEFLOW، رودخانه‌ها معمولا با استفاده از شرایط HDB عمومی شبیه‌سازی می‌شوند. برای کاربردهای پیشرفته‌تر، FEFLOW به کد آب سطحی (MIKE11) متصل می‌شود. برای مدل‌سازی FD و FE، دسترسی به گزینه‌های پیچیده در شبیه‌سازی مدل آب زیرزمینی این امکان را فراهم می‌کند تا حوضه‌های آب زیرزمینی متصل به سیستم‌های آب سطحی، شبیه‌سازی شوند. بنابراین، اغلب کدهای آب زیرزمینی را می‌توان به‌طور مؤثر در مدل‌سازی حوضه آبریز استفاده کرد (کادر ۶-۲).

۶-۶ دریاچه‌ها

دریاچه‌ها به‌صورت شرایط مرزی بار هیدرولیکی معلوم یا با استفاده از شرایط HDB نشان داده می‌شود (بخش‌های ۴-۲ و ۴-۳). در هر دو گزینه لازم است کاربر سطح آب دریاچه (که اغلب ثابت است) را تعیین کند. در بعضی از مسائل، محاسبه سطح آب دریاچه برای اهداف مدل‌سازی مهم است. برای این مسائل، نوسانات سطح آب دریاچه با استفاده از گزینه‌های موجود در بعضی از کدهای آب زیرزمینی شبیه‌سازی می‌شود که در ادامه بررسی می‌شوند.

به‌صورت کلی دریاچه‌ها را می‌توان به دو دسته تقسیم کرد: دریاچه‌های زهکشی[1] که جریان‌های سطحی ورودی و خروجی قابل توجهی دارند، و دریاچه‌های نشتی[2] که جریان سطحی ورودی و خروجی قابل توجهی ندارند. دریاچه‌ها را می‌توان با توجه به رژیم آب زیرزمینی به‌صورت تغذیه‌کننده، تخلیه‌کننده و جریان ترکیبی[3] طبقه‌بندی کرد (۱۴) (شکل ۶-۹-الف، ب و ج). دریاچه تغذیه‌کننده آب را به سیستم آب زیرزمینی اضافه می‌کند، دریاچه تخلیه‌کننده به‌صورت منبع تخلیه عمل می‌کند و دریاچه با جریان ترکیبی، آب زیرزمینی را هم تغذیه و هم تخلیه می‌کند. اغلب تبادل آب بین سیستم آب زیرزمینی و دریاچه در مکان و زمان بسیار پیچیده‌تر از سه گروه ذکر شده است (شکل ۶-۹-د). علاوه بر این، ممکن است رژیم‌های جریان به‌صورت فصلی در اثر خشکسالی و یا دوره‌های پرباران تغییر می‌کند.

به‌طور کلی، دریاچه‌ها در مدل آب زیرزمینی با تعیین سطح آب دریاچه (آن را مدل سطح آب ثابت دریاچه[4] می‌نامند) یا با ایجاد امکان محاسبه سطح آب دریاچه توسط مدل (آن را نوسانات مدل سطح آب

---

[1] Drainage lakes
[2] Seepage lakes
[3] Flow-through
[4] Fixed lake level model

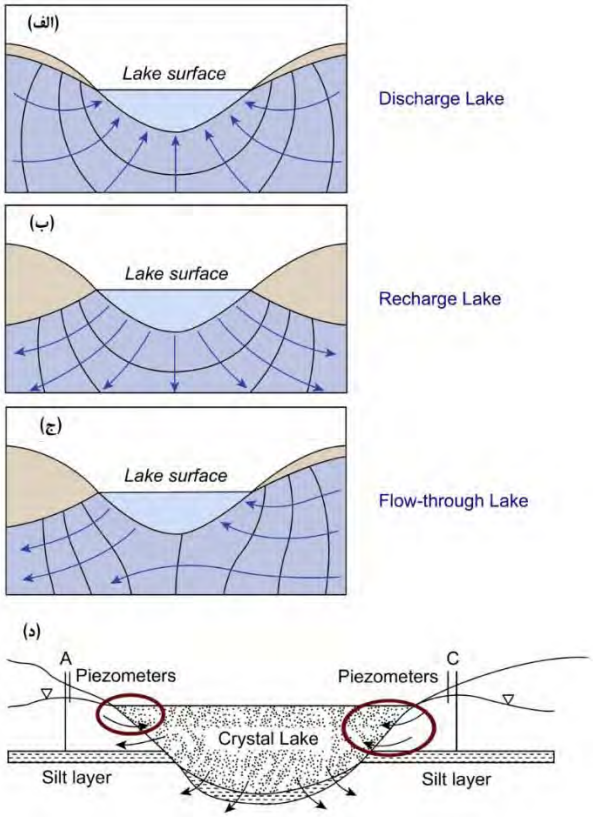
دریاچه[1] می‌نامند) شبیه‌سازی می‌شود (۴۶). سطح ثابت آب دریاچه با بارهای هیدرولیکی مشخص در ارتفاع سطح دریاچه یا اغلب با استفاده از شرایط HDB مشابه در رودخانه‌ها نشان داده می‌شود (بخش ۵-۶). در شرایط HDB، دریاچه فضایی در شبکه/مش اشغال نمی‌کند و فرض می‌شود تبادل آب بین دریاچه و آبخوان تنها به‌صورت عمودی از کف دریاچه انجام می‌شود. بنابراین، شرایط HDB، جریان از کف دریاچه را محاسبه می‌کند اما هندسه حوضه دریاچه یا جریان‌های جانبی دریاچه را شبیه‌سازی نمی‌کند (شکل ۶-۸-ب).

دو گزینه برای نمایش نوسانات سطح آب دریاچه وجود دارد: گره‌هایی با هدایت بالا و معادلات بیلان آب دریاچه (مانند بسته دریاچه در MODFLOW (۶۷) و جزء دریاچه در کد اجزای تحلیلی GFLOW (۴۶)). برای دریاچه‌های نشتی، مدل با تخصیص مقادیر بالای هدایت هیدرولیکی (K) به سلول‌ها یا اجزای دریاچه، سطوح آب را در گره‌های دریاچه محاسبه می‌کند، بنابراین ممکن است سطوح دریاچه طی شبیه‌سازی تغییر کند (۳، ۴۶ و ۱۹). مقادیر بالای K تعیین شده در گره‌های دریاچه سطوح دریاچه را در دریاچه‌های نشتی به‌خوبی شبیه‌سازی می‌کند اما این روش برای دریاچه‌های زهکشی مناسب نیست زیرا برای محاسبه شارهای بین آبخوان و دریاچه، محاسبات بعدی نیاز دارد که موجب افزایش زمان محاسبات برای رسیدن به خطای بیلان قابل قبول می‌شود (۳).

معادلات بیلان آب دریاچه می‌توانند سطوح دریاچه را در دریاچه‌های نشتی و زهکشی شبیه‌سازی کنند. بسته دریاچه[2] در MODFLOW (LAK3؛ ۶۷)، نوسانات سطوح دریاچه را شبیه‌سازی کرده و بیلان دریاچه را در دریاچه‌های نشتی و زهکشی برای شبیه‌سازی‌های ماندگار و غیرماندگار محاسبه می‌کند. دریاچه در شبکه، فضایی را اشغال می‌کند و با سلول‌های آبخوان مجاور به‌صورت عمودی و افقی ارتباط دارد (شکل ۶-۱۰-الف). در این روش، گره‌های دریاچه در راه‌حل معادله جریان آب زیرزمینی غیرفعال بوده ولی هندسه دریاچه در شبکه نشان داده می‌شود. بنابراین، بار هیدرولیکی در گره‌های دریاچه (سطح آب دریاچه) به‌صورت جداگانه محاسبه می‌شود و به راه‌حل آب زیرزمینی به‌صورت بارهای هیدرولیکی مشخص در شرایط HDB متصل می‌شود. LAK3، سطوح دریاچه را با استفاده از معادله بیلان آب محاسبه می‌کند، که جریان ورودی و خروجی به آب زیرزمینی، جریان ورودی و خروجی به دریاچه، بارش و تبخیر از سطح دریاچه، رواناب ورودی به دریاچه و هر کاهش یا افزایش دیگری به دریاچه، در این معادله

[1] Fluctuating lake level model
[2] Lake Package

وجود دارد. بسته SFR، برای انجام خودکار محاسبات جریان رودخانه به دریاچه و روندیابی خروج آب از پایین‌دست دریاچه زهکشی استفاده می‌شود.

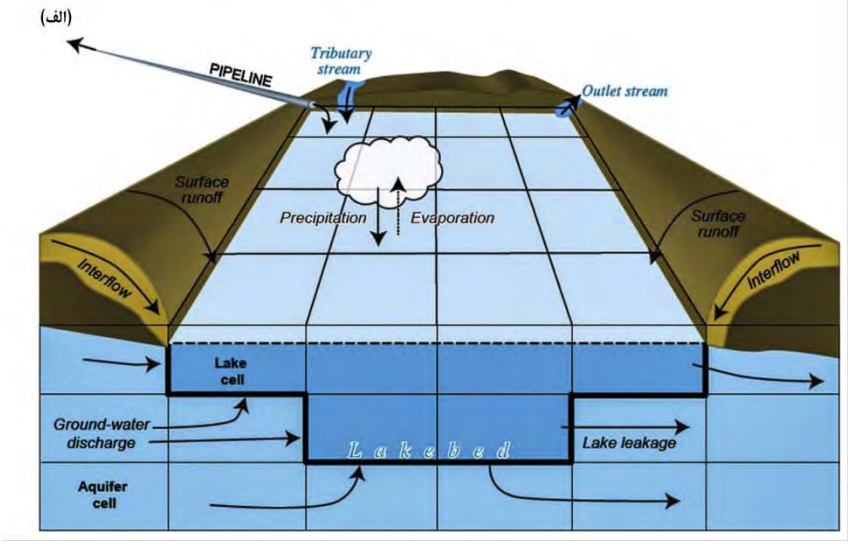


شکل ۶-۹ دریاچه‌های طبقه‌بندی شده با رژیم جریان آب زیرزمینی. الف- دریاچه تخلیه‌کننده که آب را از سیستم آب زیرزمینی تخلیه می‌کند. ب- دریاچه تغذیه‌کنندهکه سیستم آب زیرزمینی را تغذیه می‌کند. ج- دریاچه با جریان ترکیبی که جریان در قسمتی از بستر دریاچه به آب زیرزمینی وارد می‌شود و در قسمتی دیگر سیستم آب زیرزمینی دریاچه را تغذیه می‌کند (۹۰). د- دریاچه با رژیم جریان پیچیده که شرایط دریاچه تخلیه‌کننده را در سطح (فلش‌های دایره‌ای)، جریان ترکیبی در عمق میانی و شرایط تغذیه‌کننده در عمق‌های پایین‌تر را دارد (۲).

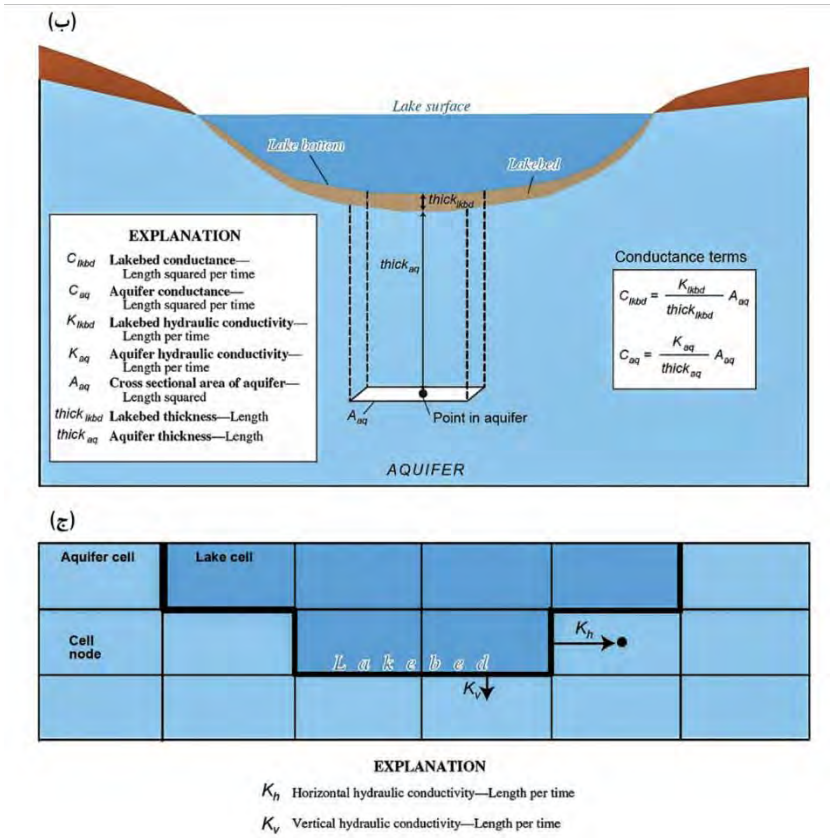
در بسته دریاچه، تبادل آب بین گره‌های دریاچه و آبخوان از قانون دارسی با استفاد از گرادیان‌های هیدرولیکی محاسبه‌شده توسط کد و مقادیر ضریب نشت که برای بستر رودخانه در نظر گرفته‌شده، تعیین می‌شود (شکل ۶-۱۰-ب). کد، جریان افقی و عمودی آب زیرزمینی به دریاچه، (Q_{GW}) را به‌صورت زیر محاسبه می‌کند:

$$Q_{GW} = KA\frac{h_l - h_a}{\Delta l} = C(h_l - h_a) \qquad (۶-۹)$$

که K، هدایت هیدرولیکی افقی یا عمودی بین دریاچه و آبخوان است (شکل ۶-۱۰-ج)؛ A، مساحت سطح مقطع سلول عمود بر جهت جریان؛ h_l، سطح آب دریاچه؛ h_a، بار هیدرولیکی سلول مجاور دریاچه در آبخوان؛ Δl، فاصله بین نقاطی که h_l و h_a آن‌ها محاسبه شده است؛ و C، ضریب انتقال است.



شکل ۶-۱۰ نمایش دریاچه در بسته LAK3 در MODFLOW. الف- فضایی که گره‌های دریاچه در شبکه اشغال می‌کنند. مولفه‌های بیلان آب نیز نشان داده شده است.



ادامه شکل ۶-۱۰ ب- معادلات عمومی برای محاسبه ضریب انتقال، C_{lkbd} و C_{aq} در معادله ۶-۱۶ برای محاسبه میانگین مقادیر قابلیت انتقال استفاده می‌شود؛ ج- جریان افقی و عمودی بین دریاچه و آب زیرزمینی شبیه‌سازی شده است (بخش‌های الف، ب و ج مرجع شماره ۶۴؛ ۶۷).

ضریب انتقال، از مقاومت (معکوس نشت) رسوبات کف دریاچه و همچنین مقاومت آبخوان در طول فصل مشترک آبخوان-رسوبات کف دریاچه و سلول فعال مجاور در آبخوان (شکل ۶-۱۰-ب) به‌دست می‌آید. کد، C را به‌صورت یک سری برای بستر دریاچه و بخشی از آبخوان که در تماس با دریاچه است، محاسبه می‌کند:

$$\frac{1}{C} = \frac{1}{C_{lkbd}} + \frac{1}{C_{aq}} \qquad (۶-۱۰)$$

که C_{lkbd} و C_{aq} در شکل ۶-۱۰-ب تعریف شده است. در مرجع‌های شماره ۶۷ و ۶۴، جزئیات بیشتری در مورد بسته دریاچه آورده شده است.

همانطور که برای مدل‌سازی رودخانه توضیح داده شد، مدل‌سازی شرایط پیچیده دریاچه فقط برای حالتی که ارتباط بین آبخوان و دریاچه اهمیت زیادی برای هدف مدل‌سازی دارد، استفاده می‌شود. در صورتی که تعداد زیادی دریاچه در مدل MODFLOW باشد معمولا دریاچه‌های دورتر[1] را با شرایط HDB ساده نشان می‌دهند (مانند استفاده از بسته رودخانه یا بسته مرز با بار هیدرولیکی عمومی (GHB) در MODFLOW)، و دریاچه‌های مهمتر در هدف مدل‌سازی را با استفاده از بسته دریاچه نشان می‌دهند (شکل ۶-۸-الف).

۶-۷ تالاب‌ها

معمولا تالاب به‌صورت دریاچه کم‌عمق (بخش ۶-۶)، یا گره‌هایی با K بالا (۶۶)، یا رودخانه (بخش ۶-۵) و یا زهکش (بخش ۶-۴) شبیه‌سازی می‌شود. هنگامی که در هدف مدل‌سازی نمایش جریان در تالاب‌ها مهم باشد، مدل‌ساز ممکن است تالاب‌ها را با فرآیند SWR1 (بخش ۶-۵) یا بسته تالاب در MODFLOW شبیه‌سازی کند (۸۱ و ۸۹). اضافه شدن این موارد به کد، امکان شبیه‌سازی جریان‌های بین تالاب و سیستم آب زیرزمینی را فراهم می‌کند.

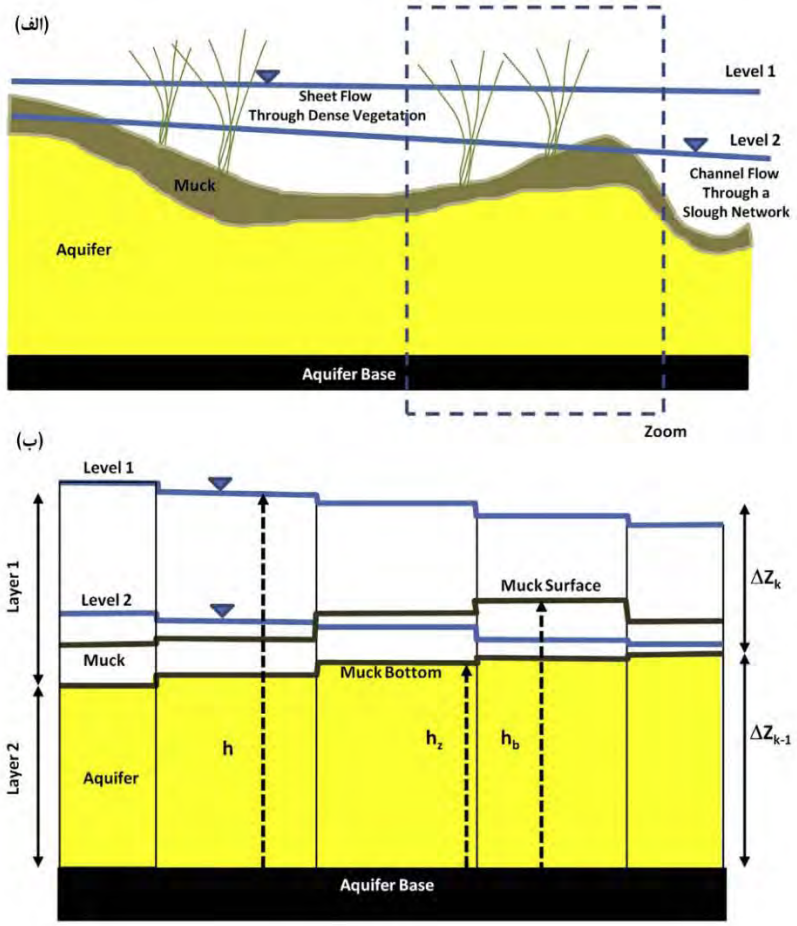
فرآیند SWR1، که برای روندیابی جریان در کانال‌ها (بخش ۶-۵) طراحی شده است، جریان عارضه آب سطحی دو بعدی (مانند تالاب) را نیز شبیه‌سازی می‌کند. در SWR1، تالاب روی شبکه مدل جریان آب زیرزمینی (MODFLOW) قرار می‌گیرد. لایه بالایی مدل در بسته تالاب، آب سطحی و خاک‌های تالاب را نشان می‌دهد (شکل ۶-۱۱). ممکن است در شبیه‌سازی‌ها کاربر فقط جریان آب سطحی از لایه تالاب یا جریان آب سطحی را به همراه جریان عبوری از رسوبات تالاب انتخاب کند. جریان سطحی با استفاده از معادله زیر به‌دست می‌آید (۵۴):

$$q_{OL} = K_W (h - L_S)^{\beta} S_f^{\alpha} \qquad (۶-۱۱)$$

که q_{OL}، جریان سطحی در واحد عرض؛ K_W، ضریب انتقال هیدرولیکی جریان سطحی؛ h، بار هیدرولیکی؛ L_S، ارتفاع سطح زمین؛ S_f، گرادیان هیدرولیکی؛ β، به میکروتوپوگرافی و توزیع عمق-جرم مخصوص ساقه‌ها بستگی دارد و α، درجه جریان آرام و متلاطم را نشان می‌دهد. به‌عنوان مثال، هنگامی که $\alpha =$

[1] Far-Field

$\beta = 1$، معادله ۶-۱۱ به قانون دارسی تبدیل می‌شود و هنگامی که $\alpha = 0.5$ و $\beta = 5/3$، معادله ۶-۱۱ معادله مانینگ است (معادله ۶-۸). با استفاده از ترم ضریب انتقال، لایه تالاب با لایه زیرین آن در مدل آب زیرزمینی مرتبط می‌شود. جزییات بیشتر در منبع شماره ۸۲ و ۸۹ آورده شده است. مسیرهای جریان ترجیحی در لایه تالاب را می‌توان با تغییر نرخ ناهمسانگردی سلول به سلول نشان داد؛ تبخیر-تعرق و حذف آب از لایه تالاب را می‌توان با منابع تخلیه مانند پمپاژ نیز شبیه‌سازی کرد.



شکل ۶-۱۱ نمایش تالاب‌ها با استفاده از بسته تالاب در MODFLOW. الف- نمایش شماتیک شرایط میدانی. ب- مدل دو لایه‌ای متشکل از تالاب در لایه بالایی و لایه پایینی زیرسطحی. لایه بالایی، جریان آب سطحی و جریان از میان رسوبات تالاب را شبیه‌سازی می‌کند (۸۱).

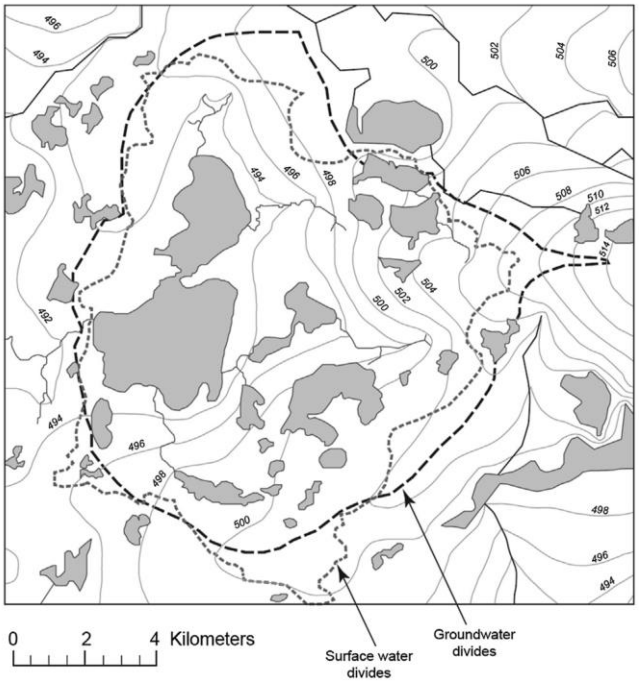
کادر ۶-۲ مدل‌سازی حوضهٔ آبریز

حوضهٔ آبریز، یک واحد هیدرولوژیکی است که معمولا در ارزیابی، برنامه‌ریزی و مدیریت منابع آب استفاده می‌شود. مدل‌های حوضه آبریز شامل مدل‌های آب زیرزمینی است که در این کتاب بررسی شده (۷۹) و مدل‌های حوضه آبریز هیدرولوژی (۵۰) که در این کتاب، مدل‌های هیدرولوژیکی نامیده شده (۳۰) و شامل مدل بارش-رواناب بر اساس توپوگرافی (۱۱) نیز می‌باشد. حوضه آب زیرزمینی به خطوط تقسیم آب زیرزمینی محدود می‌شود و ممکن است در راستای حوضه آبریز توپوگرافیکی که جریان آب سطحی را کنترل می‌کند، نباشد (شکل کادر ۶-۲-۱)؛ بنابراین، خطوط تقسیم آب سطحی تنها تقریبی از مرزهای حوضه آب زیرزمینی است. مدل حوضه آب زیرزمینی با کد جریان آب زیرزمینی تهیه می‌شود که خطوط تقسیم حوضه آب زیرزمینی را به‌صورت صریح شبیه‌سازی می‌کند و شرایط مرزی محیط دامنه مدل از حل مدل منطقه‌ای بزرگتر تعیین می‌شود (بخش ۴-۴؛ شکل‌های ۴-۲۰ و ۴-۲۱). برای شبیه‌سازی تبادل بین آب سطحی و زیرزمینی از گزینه‌های ویژه‌ای (بخش‌های ۳-۴، ۵-۶، ۶-۶ و ۶-۷) استفاده می‌شود و خطوط تقسیم آب زیرزمینی که حوضه آب زیرزمینی را تعیین می‌کند را می‌توان محاسبه کرد (شکل کادر ۶-۲-۱). برای شبیه‌سازی زمان‌بندی صحیح پاسخ‌های هیدرولوژیکی بهتر است فرآیندهای ناحیه غیراشباع در مدل‌های غیرماندگار حوضه آبریز آب زیرزمینی ادغام شود که البته این مورد در مدل‌های ماندگار اهمیت کمتری دارد (شکل کادر ۶-۳-۲ در کادر ۶-۳). در این موارد استفاده از مدل جریان یک بعدی غیراشباع برای نمایش جریان به آب زیرزمینی معمول می‌باشد (۹۳ و ۷۱).

در مقابل، مدل هیدرولوژیکی، فرآیندهای هیدرولوژیکی را در سطح زمینی که براساس توپوگرافی حوضه آبریز تعریف شده، در نظر گرفته و شامل شبیه‌سازی منابع سطحی و زیرسطحی جریان رودخانه است (شکل کادر ۶-۲-۲). توسعه مدل هیدرولوژیکی، در ابتدا هدف مدل‌سازهای هیدرولوژیکی بوده (۳۰ و ۸) و هنوز هم مورد توجه محققان است (۵۹، ۸۳ و ۶۱). به هر حال، تفاوت‌های مقیاس‌های مکانی و زمان‌های پاسخ بین فرآیندهای متنوع در چرخه هیدرولوژیکی، طراحی و حل چنین مدل‌های حوضه آبریز را پیچیده می‌کند. کدهای اولیه حوضه آبریز (مانند مدل حوضه آبریز استنفورد[1] (۲۱))، روندیابی بارش در رودخانه را با در نظر گرفتن جریان ورودی به و خروجی از سیستم آب زیرزمینی با استفاده از روش‌های "جعبه سیاه[2]" بررسی می‌کردند (کادر ۶-۳). مدل‌هایی که کل آب زیرسطحی را به همراه آب سطحی به‌صورت پیوسته شبیه‌سازی می‌کردند نیز در ابتدای تاریخ مدل‌سازی توسعه داده شدند (۲۷). سپس، محققان کدهایی را توسعه دادند که بر اساس معادله ریچارد[3] برای جریان اشباع متغیر در محیط پیوسته زیرسطحی، کد آب سطحی را با کد زیرسطحی ادغام می‌کرد (۷۳، HydroGeoSphere (۱۶)، FEFLOW (۲۲)). اما چنین مدل‌های زیرسطحی به گام‌های زمانی کوتاه و گسسته‌سازی مکانی کوچکی نیاز داشته و به دلیل زمان اجرای طولانی وقت‌گیر هستند.

---

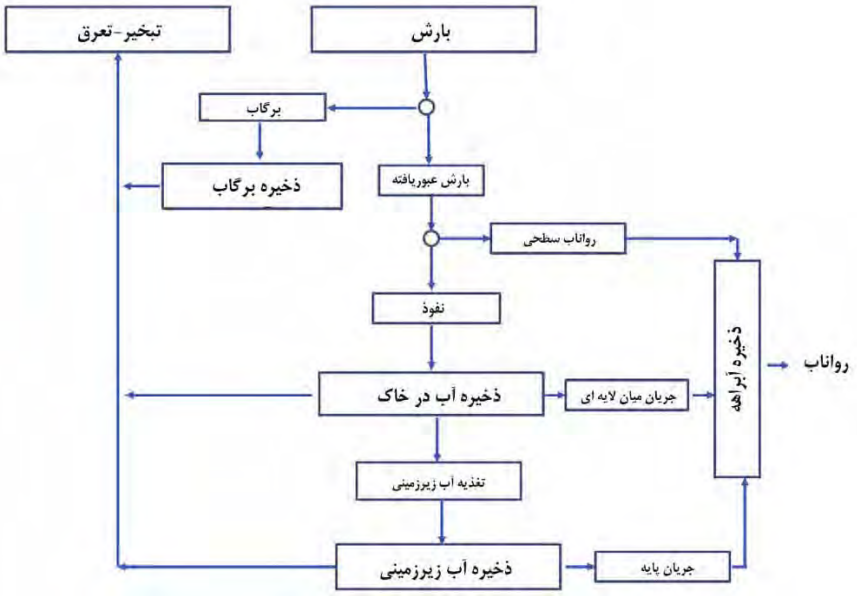
[1] Stanford
[2] Black box
[3] Richard equation



شکل کادر ۶-۲-۱ حوضه آبریز دریاچه تروت[1] (خطوط نقطه‌چین) و حوضه آب زیرزمینی (خطوط خط‌چین) در اقلیم دمایی[2] و تشکیلات یخچالی (شمال ویسکانسین[3]، آمریکا). خطوط کنتور سطح ایستابی (m) نیز نشان داده شده است. برای تعریف شرایط مرزی هیدرولیکی در اطراف دامنه مدل FD، از مدل اجزای تحلیلی منطقه‌ای استفاده شده است؛ به شکل ۴-۲۱ نیز مراجعه شود. خطوط تقسیم آب زیرزمینی (خطوط خط‌چین) بر اساس بارهای هیدرولیکی محاسبه شده توسط مدل FD تعیین شدند (۷۶).

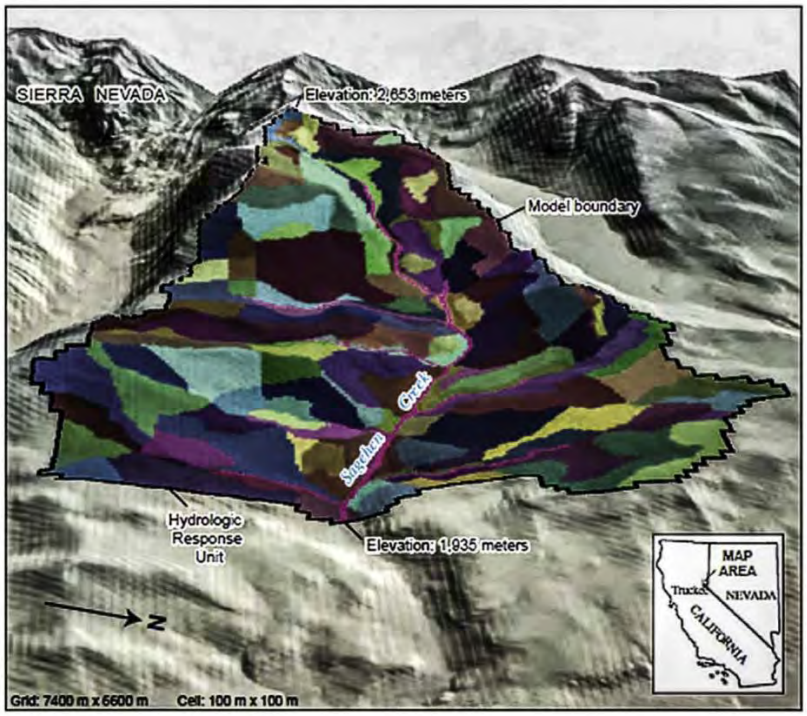
با ادغام مدل‌های یک بعدی جریان عمودی در ناحیه غیراشباع به مدل آب زیرزمینی ادغام شده با مدل آب سطحی می‌توان زمان اجرای مدل را کاهش داد. به‌عنوان مثال، GSFLOW (۶۴)، کد بارش- رواناب را که فرآیندهای سطح زمین، شامل جریان رودخانه و دریاچه‌ها را شبیه‌سازی می‌کند با کد MODFLOW که برای شبیه‌سازی جریان آب زیرزمینی است، ادغام می‌کند. جریان عمودی غیراشباع یک بعدی در این مدل با بسته جریان ناحیه غیراشباع[4] (UZF) شبیه‌سازی می‌شود (۷۱) (شکل کادر ۶-۲-۳). گزینه‌های مشابهی نیز در MIKE SHE در دسترس است (۳۳، ۴۱ و ۵۲).

[1] Trout
[2] Temperate climate
[3] Northern Wisconsin
[4] Unsaturated Zone Flow



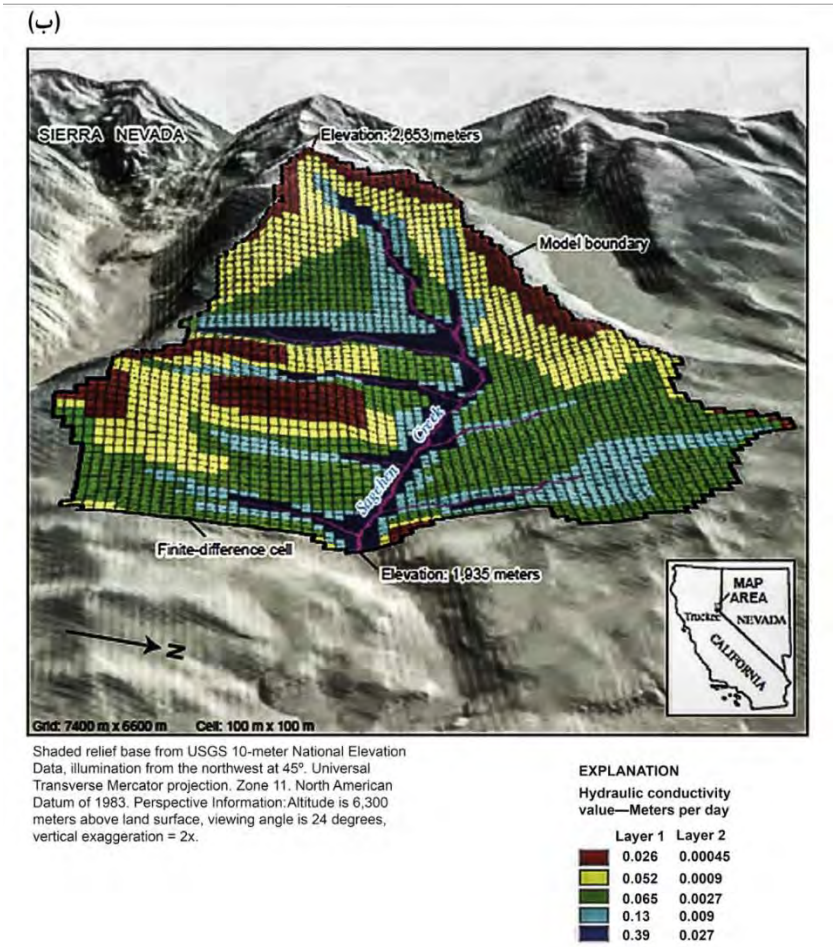
شکل کادر ۶-۲-۲ مؤلفه‌های چرخه هیدرولوژیکی برای یک مدل هیدرولوژیکی (۳۰)

(الف)



شکل کادر ۶-۲-۳ مؤلفه‌های مدل GSFLOW در حوضه آبخیز کوهستانی تراکی[1] کالیفرنیا که ذوب برف غالب است. الف- واحدهای پاسخ هیدرولوژیکی (HRUها در کادر ۶-۳) مورد استفاده در مدل بارش-رواناب فرآیندهای ناحیه سطحی و خاک را نشان می‌دهد.

[1] Trukee

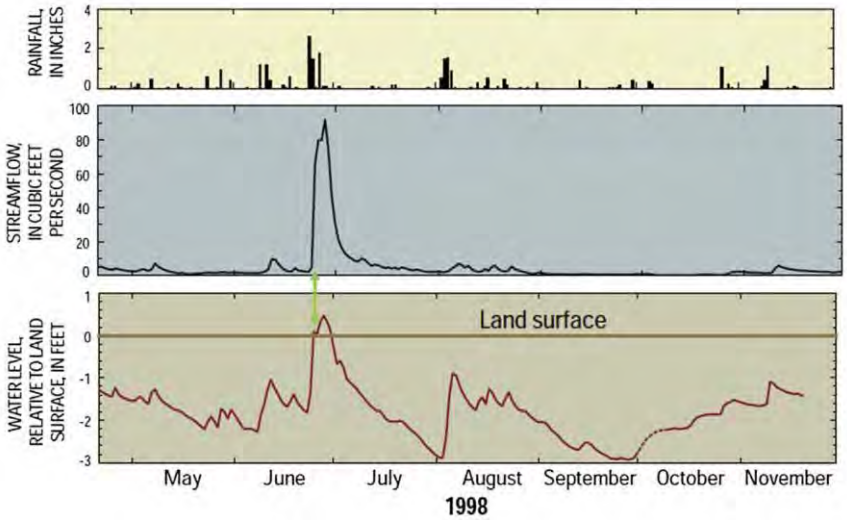


ادامه شکل ۶-۲-۳ ب- شبکه FD و مقادیر هدایت هیدرولیکی مورد استفاده در MODFLOW (۶۴).

کادر ۶-۳ مدل‌سازی آب سطحی

مدل‌های آب سطحی یا مدل‌های بارش- رواناب (۱۱ و ۶۲)، دو فرآیند را شبیه‌سازی می‌کنند: تولید جریان رودخانه و روندیابی جریان در رودخانه. تولید جریان رودخانه، فرآیندهای روندیابی بارش به کانال رودخانه را با اعمال هر گونه تلفات و افزایش در طول مسیر، شبیه‌سازی می‌کند. متخصصان هیدرولوژی آب سطحی، برای درک این فرآیندها در تولید جریان رودخانه تحقیقات زیادی انجام داده‌اند که نتایج این تحقیقات در اینجا آورده شده است (۹ و ۵۶).

روندیابی جریان رودخانه، فرآیند حرکت آب به سمت پایین‌دست کانال رودخانه است در حالی‌که جریان ورودی آب زیرزمینی به کانال و جریان خروجی کانال به سیستم آب زیرزمینی را محاسبه می‌کند (بخش ۶-۵). خروجی اصلی مدل بارش-رواناب هیدروگراف جریان رودخانه است (نمودار میانی شکل کادر ۶-۳-۱).



شکل کادر ۶-۳-۱ داده‌های میدانی حوضه آبریز در اقلیم دمایی مرطوب (ویسکانسین مرکزی [1]، آمریکا) که اهمیت منابع مختلف جریان را در ایجاد پیک جریان‌های رودخانه نشان می‌دهد. هنگامی که سطح ایستابی پائین‌تر از سطح زمین است (گراف پایینی) بارش نفوذ می‌کند و به‌صورت تغذیه وارد آب زیرزمینی می‌شود و جریان در رودخانه (گراف میانی) عمدتاً ناشی از جریان پایه است. هنگامی که در اثر افزایش بارندگی (گراف بالایی) سطح ایستابی تا سطح زمین بالا می‌رود (فلش سبز رنگ)، به جای نفوذ، رواناب در سطح به رودخانه تخلیه می‌شود. پیک جریان رودخانه (گراف میانی)، بیش از ۹ برابر میانگین جریان رودخانه است (۴۴).

به‌طور کلی، مدل‌های بارش-رواناب به سه مدل یکپارچه[2]، نیمه توزیعی[3] و توزیعی[4] طبقه‌بندی می‌شوند (۱۱). در مدل یکپارچه، روندیابی جریان رودخانه و هر فرآیند تولید جریان رودخانه (مانند جریان آب زیرزمینی) به‌صورت یک نقطه یا "جعبه سیاه" نشان داده می‌شود که میانگین پاسخ آن فرآیند را در حوضه آبریز نشان می‌دهد. به‌عنوان مثال، پاسخ آب زیرزمینی به کل حوضه آبریز ممکن است به‌صورت یک مخزن خطی شبیه‌سازی شود.

تغییر مکانی پاسخ آب زیرزمینی ممکن است به‌صورت تابع ساده‌ای از سطح زمین شبیه‌سازی شود. در مدل نیمه توزیعی، حوضه‌های آبریز به واحدهای پاسخ هیدرولوژیکی[5] (HRUها) تقسیم می‌شوند. HRU منطقه‌ای است که به وقایع هیدرولوژیکی

[1] Central Wisconsin
[2] Lumped
[3] Semi-distributed
[4] Distributed
[5] Hydrologic Response Unit

پاسخ یکسانی می‌دهد (شکل کادر ۶-۲-۳-الف در کادر ۶-۲). هر فرآیند بر اساس HRUها گسسته‌سازی (توزیع) می‌شود. به‌عنوان مثال، هر HRU در حوضه آبریز خودش یک مخزن خطی دارد که جریان ورودی و خروجی از سیستم آب زیرزمینی را نشان می‌دهد. مدل بارش-رواناب توزیعی به لحاظ محاسباتی پیچیده‌ترین نوع نمایش حوضه آبریز است. در این مدل، پارامترهای حوضه براساس شبکه/مش در نظرگرفته شده برای مدل آب‌زیرزمینی در کل حوضه توزیع می‌شوند. در این نوع مدل‌ها، معمولا جریان آب زیرزمینی با مدل‌هایی همانند مدل‌های توضیح داده شده در این کتاب شبیه‌سازی می‌کنند.

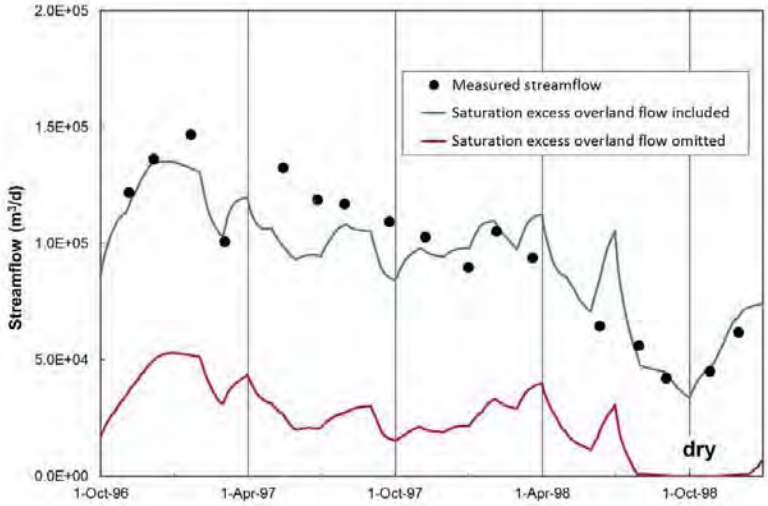
تفاوت عمده بین مدل‌های آب زیرزمینی و مدل‌های آب سطحی، داده‌های مشاهده‌ای مدل‌ها است. مشاهدات مدل آب سطحی شامل تعداد کمی از هیدروگراف‌های جریان رودخانه است در حالی که مشاهدات مدل آب زیرزمینی شامل بارهای هیدرولیکی و شارهایی است که به‌صورت مکانی در منطقه توزیع شده‌اند. از این‌رو، معمولا مدل‌سازهای آب سطحی داده‌هایی دارند که به لحاظ زمانی بسیار پرتعداد ولی به لحاظ مکانی کم تعداد بوده، در حالی که مدل‌سازهای آب زیرزمینی داده‌هایی دارند که در تعداد زیادی از مکان‌ها قرار داشته ولی به لحاظ زمانی گسترش زیادی ندارند. علاوه بر این، در مدل‌های حوضه آبریز، معمولاً ۳ تا ۶ پارامتر مربوط به هیدروگراف را برای واسنجی در نظر می‌گیرند، در حالی که هزاران پارامتر وجود داشته که بر مدل سازی حوضه آبریز تأثیر می‌گذارد (۵۳ و ۲۵). از این‌رو، معمولا مدل‌های آب سطحی برای رسیدن به هدف مدل‌سازی آب سطحی از جمله پیش‌بینی پیک جریان رودخانه ضعیف عمل می‌کنند (۱۰).

متخصصان هیدرولوژی از مدت‌ها پیش به اهمیت فرآیندهای آب زیرزمینی در مدل‌های آب سطحی پی برده‌اند. به‌عنوان مثال، فریز[1] (۱۹۷۲)، برای نشان دادن اهمیت فرآیندهای مربوط به آب زیرزمینی در تولید جریان رودخانه هنگام وقوع سیل از مدل زیرسطحی عددی استفاده کرد (۲۷، ۲۸ و ۵۶). هنگام وقوع سیل در مناطق پست، سطح آب زیرزمینی تا سطح زمین بالا می‌آید. در این هنگام نفوذ به داخل خاک متوقف شده و سطح زمین به حالت اشباع در می‌آید (کادر ۵-۴). در این حالت، این بخش از زمین تبدیل به یک منبع تولید رواناب شده و از آنجا که در مناطق مختلف و یا در زمان‌های مختلف در هنگام بارندگی می‌تواند ایجاد شود، آن را منبع متغیر رواناب[2] می‌نامند. جریان سطحی مازاد اشباع به سرعت به سمت رودخانه حرکت کرده و باعث بالا آمدن سریع جریان در رودخانه می‌شود. مفهوم منبع متغیر رواناب که در دهه ۱۹۶۰ توسعه داده شد، به تفسیر بالا آمدن سریع جریان رودخانه و پیک بالای مشاهده شده طی وقوع سیل کمک می‌کند که با پدیده‌های دیگر تفسیر نمی‌شود. انتقال از نفوذ (که آب به زیرسطح وارد می‌شود) به جریان اشباع سطحی مازاد (که آب روی سطح زمین جاری می‌شود) آستانه مهمی در تولید جریان‌های پیک رودخانه است (شکل کادر ۶-۳-۱). بنابراین، مناطق پست که سطح ایستابی نزدیک سطح زمین است (مانند تالاب‌های نزدیک رودخانه‌ها)، منبع رواناب مهمی برای جریان پیک رودخانه‌ها هستند. زمان‌بندی تولید رواناب به زمان بالا آمدن سطح ایستابی تا سطح زمین و تبدیل آن به یک منبع رواناب بستگی دارد.

سهم رواناب ناشی از این منابع متغیر می‌تواند قابل ملاحظه باشد (شکل کادر ۶-۳-۱) و مدل‌هایی که این فرآیند در تولید رواناب را در نظر نمی‌گیرند، ممکن است پیش‌بینی‌های نادرستی از جریان‌های پیک و غیرپیک ارائه دهند (شکل کادر ۶-۳-۲). هنگامی که فرآیند آب زیرزمینی حذف می‌شود یا اینکه در مدل بارش- رواناب خیلی ساده می‌شود، پارامترهای دیگر مدل باید تغییر داده شوند تا بتوان در هنگام واسنجی مدل مقادیر تاریخی و مقادیر پیک جریان را با مقادیر محاسبه‌شده تطبیق داد (پدیده مشابهی که در مدل‌سازی آب زیرزمینی اتفاق می‌افتد و در بخش‌های ۵-۳ و ۹-۶ از کادر ۵-۳ توضیح داده شد). با

[1] Freeze
[2] Variable Source Area

توجه به اینکه، پارامترهای جایگزین ممکن است اثر معکوسی بر پیش‌بینی جریان‌های پیک داشته باشند، موضوع مدل‌های تلفیقی آب زیرزمینی و آب سطحی و مدل‌های هیدرولوژیکی دوباره مورد توجه محققان قرار گرفته است (کادر ۶-۲).



شکل کادر ۶-۳-۲ اهمیت جریان اشباع سطحی مازاد بر نقاط غیر پیک جریان‌های رودخانه در اقلیم دمایی مرطوب (ویسکانسین شمالی[1]، آمریکا). جریان رودخانه در خروجی دریاچه بزرگی که ورودی‌های پنج رودخانه به آن می‌ریزد، شبیه‌سازی می‌شود. با استفاده از نرخ بارش با توزیع زمانی و مکانی مشابه، دو شبیه‌سازی انجام می‌شود. هنگام مقایسه شبیه‌سازی‌ها، نتایج شبیه‌سازی، هنگامی که جریان اشباع سطحی مازاد اعمال نشود (خط صورتی) خیلی پایین‌تر از جریان‌های اندازه‌گیری شده در خروجی دریاچه (نقطه‌های سیاه) می‌شود و هنگامی که جریان اشباع سطحی مازاد برای پنج رودخانه ورودی به دریاچه اعمال شود تطبیق بهتری بین جریان‌های رودخانه شبیه‌سازی شده (خط سبز) و جریان‌های اندازه‌گیری شده وجود دارد (۴۵).

۶-۸ خطاهای رایج در مدل‌سازی

- هنگام ورود نرخ تخلیه چاه، مدل‌ساز در علامت مقادیر تخلیه اشتباه کند. در این صورت به جای مقادیر پمپاژ، مقادیر تزریق وارد مدل می‌شود. برای تایید درستی مقادیر پمپاژ ورودی به مدل، بهتر است مدل‌ساز خطوط هم‌تراز بار هیدرولیکی شبیه‌سازی شده و بیلان آب محاسبه شده را بررسی کند.

[1] Northern Wisconsin

- مدل‌ساز از کدی استفاده می‌کند که کد نرخ پمپاژ را در چاهی که در سفره آزاد حفر شده در هنگام تشکیل سطح نشت، کاهش می‌دهد و مدل‌ساز متوجه این موضوع نیست که پمپاژ در نظر گرفته شده در مدل در این حالت کمتر از مقدار مورد نظر او می‌باشد. به همین دلیل تخلیه چاه شبیه‌سازی شده کمتر از مقداری است که مدل‌ساز وارد کرده است. برای اطمینان از اینکه چاه‌های شبیه‌سازی شده حجم درستی از آب را پمپاژ می‌کنند، بهتر است مدل‌ساز همیشه نرخ‌های تخلیه خروجی مدل را بررسی کند.
- تغذیه سطحی فقط در لایه بالایی اتفاق می‌افتد و وقتی که سطح آب‌زیرزمینی در لایه پائینی قرار دارد، مقدار تغذیه محاسبه شده و ورودی به مدل کمتر از مقدار مورد نظر مدل‌ساز است. علت آن این است که مدل، انتقال آب از سطح زمین را به لایه پایین‌تر از لایه بالایی که در حقیقت اولین لایه فعال مدل است، در نظر نمی‌گیرد (شکل ۶-۴).
- سلول‌های خشک یا سلول‌های غیرفعال بالای گره‌های سطح ایستابی (شکل ۴-۶) از ورود تغذیه به سطح ایستابی جلوگیری می‌کنند زیرا کد اجازه ورود تغذیه را به سلول‌های سطح ایستابی زیر سلول‌های غیرفعال نمی‌دهد. با توجه به اینکه، کد نمی‌تواند تغذیه به سطح ایستابی بالاترین لایه‌های فعال را اعمال کند، مقدار آب ورودی به مدل کمتر از چیزی است که مدل‌ساز انتظار دارد.
- رودخانه‌های فصلی که به‌صورت شرایط HDB شبیه‌سازی می‌شوند حجم غیرواقعی از آب را وارد مدل می‌کنند. بهتر است مدل‌ساز از گره‌های زهکش یا کدی استفاده کند که برای شبیه‌سازی رودخانه‌های فصلی، امکان خشک شدن سلول‌های رودخانه را داشته باشد (مانند بسته SFR در MODFLOW).
- در شرایط میدانی، برای شبیه‌سازی عارضه‌هایی که آب قابل ملاحظه‌ای را از سیستم آب زیرزمینی خارج می‌کنند، از زهکش استفاده می‌شود. زهکش‌ها، برای شبیه‌سازی عارضه‌هایی که سیستم آب زیرزمینی را تغذیه می‌کنند، نامناسب هستند. بهتر است مدل-ساز از انواع دیگر شرایط HDB استفاده کند.

  مقادیر نادرستی از ضریب نشت بستر در بسته دریاچه MODFLOW وارد می‌شود و چون مدل‌ساز این مقادیر را در خروجی مدل کنترل نمی‌کند، خطا مشخص نشده و اصلاح نمی‌گردد.

۶-۹ مسائل

مسائل این فصل در مورد بررسی فاصله گرهی در نزدیکی چاه‌ها، نمایش رودخانه‌ها و زهکش‌ها به‌صورت گره‌های HDB و شبیه‌سازی مخزن آب در محل‌های حفاری‌شده معدن با استفاده از روش‌های مختلف هستند.

مسأله ۶-۱ آبخوان تحت‌فشاری با ضخامت ۱۰ متر را در نظر گرفته که در شکل مسأله ۶-۱ نشان داده شده است. این آبخوان، سه مرز بدون جریان و یک مرز با بار هیدرولیکی مشخص برابر ۱۰۰ متر (ارتفاع کف آبخوان صفر است) دارد. ابعاد دامنه مسأله ۸۱۰۰ متر در ۸۵۵۰ متر و هدایت هیدرولیکی آبخوان ۵ m/day است. چاه (دایره آبی) با دبی ۱۰۶۰ m^3/day پمپاژ می‌شود. چاه دوم، چاه A (دایره قرمز) پمپاژ نمی‌شود و فقط چاه مشاهده‌ای است.

الف- مدل دوبعدی ماندگار این مسأله را با استفاده از شبکه/مش منظم با فاصله گرهی زیاد (مانند ۹۰۰ متر در ۹۰۰ متر برای شبکه FD بلوک محور) طراحی کنید. مطمئن شوید که هر دو چاه روی گره‌ها قرار گرفته باشد. مدل را اجرا کنید و نقشه خطوط هم‌تراز توزیع بار هیدرولیکی را تهیه کنید. بارهای هیدرولیکی شبیه‌سازی شده در محل چاه پمپاژ و چاه مشاهده‌ای را ارائه دهید.

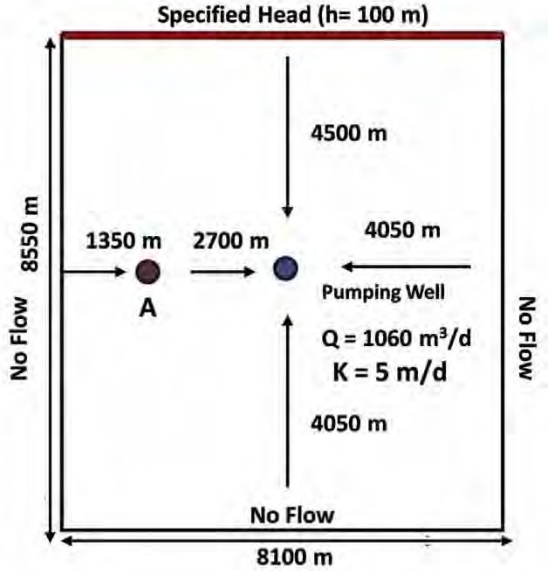
ب- فاصله گرهی را به یک سوم فاصله گرهی اولیه تغییر دهید (مانند ۳۰۰ متر در ۳۰۰ متر برای شبکه FD بلوک محور). دوباره مطمئن شوید که هر دو چاه روی گره‌ها قرار گرفته باشند. مدل را اجرا کنید و نقشه خطوط هم‌تراز توزیع بارهای هیدرولیکی را تهیه کنید. بارهای هیدرولیکی شبیه‌سازی شده در محل چاه پمپاژ و چاه مشاهده‌ای را ارائه دهید.

ج- فاصله گرهی را دوباره چند برابر کوچکتر در نظر بگیرید (برای مثال ۳۰ متر در ۳۰ متر برای شبکه FD بلوک‌محور). دوباره مطمئن شوید که هر دو چاه روی گره‌ها قرار گرفته باشند. مدل را اجرا کنید و نقشه خطوط هم‌تراز توزیع بارهای هیدرولیکی را تهیه کنید. بارهای هیدرولیکی شبیه‌سازی شده در محل چاه پمپاژ و چاه مشاهده‌ای را ارائه دهید.

د- تأثیر فاصله گرهی را بر بار هیدرولیکی چاه مشاهده‌ای بررسی کنید. آیا بار هیدرولیکی شبیه‌سازی شده در چاه مشاهده‌ای در مدل‌های مختلف تقریبا مشابه هستند؟ با توجه به نتایج، فاصله گرهی مناسب در این مسأله کدام است؟

ه- فرض کنید شعاع چاه پمپاژ ۰/۳ متر است. از فاصله گرهی متغیر یا مش FE آشیانه‌ای یا شبکه FD بدون ساختار استفاده کنید، طوری که فاصله گرهی اطراف چاه پمپاژ از دستورالعمل کادر ۶-۱ پیروی کند. نتایج خود را با نتایج به‌دست آمده از مدل‌ها در بخش الف، ب و ج مقایسه کنید.

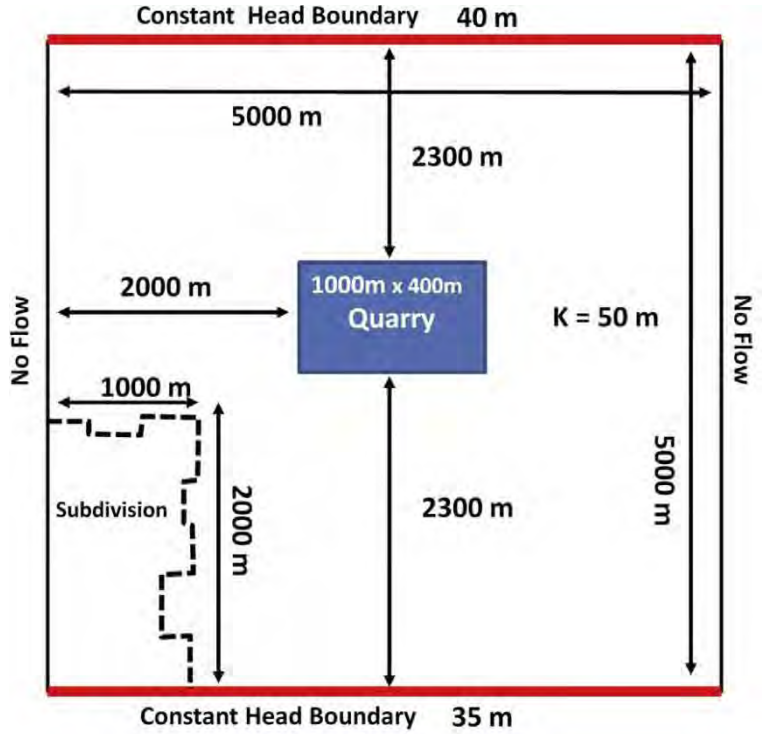
و- میدان جریان را در صورتی که چاه پمپاژ نشود رسم کنید. آیا شرایط مرزی واقعی هستند؟ افزودن نشت با توزیع یکنواخت در سطح، چه تأثیری بر سیستم جریان تحت شرایط بدون پمپاژ دارد؟



شکل مسأله ۶-۱ موقعیت چاه پمپاژ (نقطه آبی) و چاه مشاهده‌ای (نقطه قرمز) در دامنه مدل دو بعدی نشان داده شده است. چاه‌ها به‌صورت کامل در ضخامت ۱۰ متری آبخوان تحت‌فشار حفر شده‌اند.

مسأله ۶-۲ یک معدن که قرار است شن و ماسه از بالا و زیر سطح ایستابی استخراج شود، در نظر بگیرد. معدن در بالادست یک محله با ۱۰۰ خانه قرار گرفته است. برای تأمین آب این خانه‌ها از یک چاه واقع در همان آبخوانی که قرار است معدن احداث شود، استفاده می‌شود. بعد از اتمام استخراج شن و ماسه، گودال ایجاد شده با آب زیرزمینی پر خواهد شد. این نگرانی وجود دارد که مخزن ایجاد شده باعث تغییر جهت جریان آب‌زیرزمینی شده و یا اینکه مقدار آبی را که به سمت چاه جریان دارد، تحت تأثیر قرار دهد. صاحب معدن معتقد است که این موضوع تأثیری بر شرایط محلی آب‌زیرزمینی نخواهد داشت.

با استفاده از فاصله گرهی یکنواخت ۱۲۵ متر، یک مدل دوبعدی برای این مسأله طراحی کنید. ارتفاع کف آبخوان آزاد را برابر با صفر در نظر بگیرید، گودال معدن تا کف آبخوان حفاری شده است و برای ارزیابی اثرات مخزن، در نظرگرفتن شرایط ماندگار کافی است. آبخوان همگن، همسانگرد بوده و هدایت هیدرولیکی آن ۵۰ m/day است.



شکل مسأله ۶-۲ مدل دو بعدی در سطح آبخوان آزاد که مخزن (رنگ آبی) ناشی از حفاری شن و ماسه را نشان می‌دهد. محله‌ای که خانه‌ها قرار دارند در گوشه پایین و سمت چپ قرار گرفته است.

الف- بارهای هیدرولیکی آب زیرزمینی را در محل خانه‌ها و بدون در نظر گرفتن مخزن محاسبه کنید. روش‌های مختلفی برای نمایش مخازن معدن که زیر سطح ایستابی قرار می‌گیرند و در شکل مسأله ۶-۲ نشان داده شده، وجود دارد. ابتدا اثر مخزن معدن را بر سطوح آب زیرزمینی با تعیین بار هیدرولیکی مشخص حدود ۳۸ متر برای مخزن، شبیه‌سازی کنید. برای تایید میانگین بار هیدرولیکی آب زیرزمینی در مجاورت معدن، از حل خود برای حالتی که مخزن وجود ندارد، استفاده کنید. آیا مخزن تاثیری بر بارهای هیدرولیکی در مرز محله خانه‌ها دارد؟

ب- اثر مخزن معدن را با استفاده از ناحیه‌ای با هدایت هیدرولیکی (K) بالا شبیه‌سازی کنید. قبل از اینکه حل شما به یک حالت ماندگار برسد و تغییرات بار هیدرولیکی در مخزن ناچیز شود، شما باید چندین مقدار برای K در نظر بگیرید. شما برای رسیدن به حداقل بار هیدرولیکی مخزن، از مقادیر مختلف K

استفاده کنید و همچنین بررسی کنید که بخشی از مدل که مخزن را نشان می‌دهد، دارای گرادیان هیدرولیکی ناچیزی باشد. برای اطمینان بیلان آب را برای همگرایی مدل کنترل کنید. بار هیدرولیکی در نزدیکی محله خانه‌ها را بررسی کنید و آنرا با نتایج مرحله الف مقایسه کنید.

ج- مخزن معدن را به‌عنوان یک دریاچه که تا کف آبخوان امتداد دارد با استفاده از بسته LAK3 در مدل MODFLOW شبیه‌سازی کنید. جریان آب‌زیرزمینی فقط از دیواره‌های مخزن اتفاق می‌افتد. با استفاده از مدل، بار هیدرولیکی آب‌زیرزمینی را محاسبه کنید. فرض کنید که جریان سطحی ورودی و خروجی و تبخیر از سطح مخزن وجود ندارد. مدل را یکبار دیگر اجرا کنید ولی این بار فرض کنید که تبخیر با نرخ ۰/۰۰۱ متر در روز وجود دارد. بار هیدرولیکی در نزدکی مرز خانه‌ها را بررسی کنید.

د- نتایج سه روش را با یکدیگر مقایسه کرده و بحث کنید. مزایا و معایب هرکدام را بیان کنید.

مسأله ۶-۳ این مسأله استفاده از شرایط مرزی HDB در شبیه‌سازی یک رودخانه و زهکش در یک آبخوان آزاد و قرار گرفته بین دو دریاچه را نشان می‌دهد (شکل ۶-۳). عرض رودخانه و عرض منطقه زهکشی ۲۰۰ متر است. ضخامت بستر رودخانه ۱ متر و هدایت هیدرولیکی عمودی آن ۰/۱ متر در روز است.

الف- یک مدل ماندگار طراحی کنید و نرخ جریان آب‌زیرزمینی را به و از رودخانه و به زهکش محاسبه کنید. ضریب نشت زهکش نامعلوم است. حساسیت مدل به ضریب نشت زهکش را آزمایش کنید و براساس آن یک مقدار مناسب انتخاب کنید.

ب- مدل را دوباره اجرا کنید و عرض ۵۰ متر را برای رودخانه در نظر بگیرید. چه اثری این کاهش عرض بر کل جریان به و از رودخانه دارد.

ج- گره‌های رودخانه را به گره‌های زهکش تغییر داده و ارتفاع کف آن‌ها را ۱۳۰ متر در نظر بگیرید. مدل را دوباره اجرا کنید و تأثیر این تغییر را بررسی کنید. در چه حالتی در شرایط واقعی این فرض می‌تواند درست باشد که رودخانه را به‌عنوان زهکش در نظر بگیریم.

مسأله ۶-۴ مدل‌های طراحی شده در فصل ۴ را برای شرایط نشان داده شده در شکل ۴-۳ فرض کرده‌اند که کف آبخوان غیرقابل نفوذ است. چگونه یک جریان نشتی به سمت بالا از کف آبخوان آزاد در یک مدل دو بعدی در سطح را شبیه‌سازی می‌کنید؟ این نشت را در یک گره پمپاژ چگونه شبیه‌سازی می‌کنید؟

مراجع

1. Ajami, H., Maddock, T., Meixner, T., Hogan, J.F., Guertin, D.P., 2012. RIPGIS-NET: A GIS tool for riparian groundwater evapotranspiration in MODFLOW. Groundwater 50 (1), 154-158. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2011.00809.x.
2. Anderson, M.P., Cheng, X., 1993. Long- and short-term transience in a groundwater/lake system in Wisconsin, U.S.A. Journal of Hydrology 145, 1e18. http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694(93)90217-W.
3. Anderson, M.P., Hunt, R.J., Krohelski, J., Chung, K., 2002. Using high hydraulic conductivity nodes to simulate seepage lakes. Groundwater 40 (2), 117e122. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2002.tb02496.x.
4. Baird, K.J., Maddock, T., 2005. Simulating riparian evapotranspiration: A new methodology and application for groundwater models. Journal of Hydrology 312 (1e4), 176e190. http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.02.014.
5. Banta, E.R., 2000. MODFLOW-2000, the U.S. Geological Survey Modular Ground-water Model documentation of Packages for Simulating Evapotranspiration with a Segmented Function (ETS1) and Drains with Return Flow (DRT1). U.S. Geological Survey Open-File Report 00e466, 127 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/ofr00466.
6. Barlow, P.M., Moench, A.F., 2011. WTAQ Version 2dA Computer Program for Analysis of Aquifer Tests in Confined and Water-table Aquifers with Alternative Representations of Drainage from the Unsaturated Zone. U.S. Geological Survey Techniques and Methods 3eB9, 41 p. http://pubs.usgs.gov/tm/tm3b9/.
7. Bennett, G.D., Kontis, A.L., Larson, S.P., 1982. Representation of multi aquifer well effects in three dimensional groundwater flow simulation. Groundwater 20 (3), 334e341. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.1982.tb01354.x.
8. Beven, K.J., 2002. Towards an alternative blueprint for a physically-based digitally simulated hydrologic response modeling system. Hydrological Processes 16, 189e206. http://dx.doi.org/10.1002/hyp.343.
9. Beven, K.J. (Ed.), 2006. Benchmark Papers in Hydrology, 1: Streamflow Generation Processes. Selection, Introduction and Commentary by Keith J. Beven. IAHS Press, p. 431.
10. Beven, K.J., 2009. Environmental Modelling: An Uncertain Future? An Introduction to Techniques for Uncertainty Estimation in Environmental Prediction. Routledge, 310 p.
11. Beven, K.J., 2012. Rainfall-runoff Modeling: The Primer, second ed. Wiley-Blackwell. 488 p.
12. Bohling, G.C., Zhan, X., Butler Jr., J.J., Zheng, L., 2002. Steady shape analysis of tomographic pumping tests for characterization of aquifer heterogeneities. Water Resources Research 38 (12), 1324. http://dx.doi.org/10.1029/2001WR001176.
13. Bohling, G.C., Butler Jr., J.J., Zhan, X., Knoll, M.D., 2007. A field assessment of the value of steady-shape hydraulic tomography for characterization of aquifer heterogeneities. Water Resources Research 43 (5), W05430. http://dx.doi.org/10.1029/2006WR004932.

14. Born, S.M., Smith, S.A., Stephenson, D.A., 1979. Hydrogeology of glacial-terrain lakes, with management and planning applications. Journal of Hydrology 43 (1e4), 7e43. http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694(79)90163-X.
15. Brooks, L., 2006. Hydrology and Simulation of Ground-water Flow, Lake Point, Tooele County, Utah. U.S. Geological Survey Scientific InvestigationReport 2006-5310, 28 p. http://pubs.usgs.gov/sir/2006/5310/.
16. Brunner, P., Simmons, C.T., 2012. HydroGeoSphere: A Fully Integrated, Physically Based Hydrological Model. Groundwater 50 (2), 170e176. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2011.00882.x.
17. Butler Jr., J.J., 1988. Pumping tests in nonuniform aquifersdthe radially symmetric case. Journal of Hydrology 101 (1e4), 15e30. http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694(88)90025-X.
18. Charbeneau, R.J., Street, R.L., 1979. Modeling groundwater flow fields containing point singularities: A technique for singularity removal. Water Resources Research 15 (3), 583e594. http://dx.doi.org/10.1029/WR015i003p00583.
19. Chui, T.F.M., Freyberg, D.L., 2008. Simulating a lake as a high-conductivity variably saturated porous medium. Groundwater 46 (5), 688e694. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2008.00463.x.
20. Constantz, J.E., Niswonger, R.G., Stewart, A.E., 2008. Analysis of Temperature Gradients to Determine Stream Exchanges with Ground Water. In: Field Techniques for Estimating Fluxes Between Surface and Ground Water. U.S. Geological Survey Techniques and Methods Report 4eD2, pp. 115e128,http://pubs.usgs.gov/tm/04d02/pdf/TM4-D2-chap4.pdf.
21. Crawford, N.H., Linsley, R.K., 1966. Digital Simulation in Hydrology, Stanford Watershed Model IV. Technical Report No. 39, Department of Civil Engineering, Stanford University, 210 p.
22. Diersch, H.-J.G., 2014. FEFLOW: Finite Element Modeling of Flow, Mass and Heat Transport in Porous and Fractured Media, Springer, 996 p.
23. Diersch, H.-J.G., Bauer, D., Heidemann, W., Ruhaak, W., Schatizi, P., 2011. Finite element modeling of borehole heat exchanger system, Part 2: Numerical simulation. Computers & Geosciences 37 (8), 1136e1147. http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2010.08.002.
24. Doble, R.C., Simmons, C.T., Walker, G.R., 2009. Using MODFLOW 2000 to model ET and recharge for shallow ground water problems. Groundwater 47 (1), 129e135. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2008.00465.x.
25. Doherty, J., Hunt, R.J., 2009. Two statistics for evaluating parameter identifiability and error reduction. Journal of Hydrology 366, 119e127. http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.12.018.
26. Feinstein, D.T., Dunning, C.P., Juckem, P.F., Hunt, R.J., 2010. Application of the Local Grid Refinement Package to an Inset Model Simulating the Interactions of Lakes, Wells, and Shallow Groundwater, Northwestern Waukesha County, Wisconsin. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010e5214, 30 p. http://pubs.usgs.gov/sir/2010/5214/.

27. Freeze, R.A., 1971. Three-dimensional, transient, saturated-unsaturated flow in a groundwater basin. Water Resources Research 7 (2), 347e366. http://dx.doi.org/10.1029/WR007i002p00347.
28. Freeze, R.A., 1972a.Role of subsurface flow in generating surface runoff, 1. Base flow contributions to channel flow. Water Resources Research 8 (3), 609e623. http://dx.doi.org/10.1029/WR008i003p00609 (Reproduced in Loague, K., editor, 2010, Benchmark Papers in Hydrology, 4: Rainfall-Runoff Modelling. Selection, Introduction and Commentary by Keith Loague, IAHS Press, pp. 256e270.).
29. Freeze, R.A., 1972b. Role of subsurface flow in generating surface runoff, 2. Upstream source areas. Water Resources Research 8 (5), 1272e1283. http://dx.doi.org/10.1029/WR008i005p01272 (Reproduced in Loague, K., editor, 2010, Benchmark Papers in Hydrology, 4: Rainfall-Runoff Modelling. Selection, Introduction and Commentary by Keith Loague, IAHS Press, pp. 271e283.).
30. Freeze, R.A., Harlan, R.L., 1969. Blueprint for a physically-based, digitally-simulated hydrologic response model. Journal of Hydrology 9, 237e258. http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694(69)90020-1.
31. DHI-WASY Gmbh, 2010. FEFLOW: Finite element subsurface flow and transport simulation system. White Papers 5, 108 p.
32. Gebert, W.A., Radloff, M.J., Considine, E.J., Kennedy, J.L., 2007. Use of streamflow data to estimate base flow/ground-water recharge for Wisconsin. JAWRA Journal of the American Water Resources Association 43 (1), 220e236. http://dx.doi.org/10.1111/j.1752-1688.2007.00018.x.
33. Graham, D.N., Butts, M.B., 2006. Flexible integrated watershed modeling with MIKE SHE. In: Singh, V.P., Frevert, D.K. (Eds.), Watershed Models. CRC Press, Boca Raton, Florida, pp. 245e271.
34. Haitjema, H.M., 1995. Analytic Element Modeling of Groundwater Flow. Academic Press, Inc., San Diego, CA, 394 p.
35. Haitjema, H., Kuzin, S., Kelson, V., Abrams, D., 2010. Modeling flow into horizontal wells in a Dupuit- Forchheimer model. Groundwater 48 (6), 878e883. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2010.00694.x (erratum Groundwater 49(6), p. 949).
36. Halford, K.J., Hanson, R.T., 2002. User Guide for the Drawdown-limited, Multi-node Well (MNW) Package for the U.S. Geological Surveyی Modular Three-dimensional Finite-difference Ground-water Flow Model, Versions MODFLOW-96 and MODFLOW-2000. U.S. Geological Survey Open-File Report 02e293, 33 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/ofr02293.
37. Hantush, M.S., 1964. Hydraulics of wells. In: Chow, V.T. (Ed.), Advances in Hydroscience, 1. Academic Press, New York, pp. 281e432.
38. Harmel, R.D., Cooper, R.J., Slade, R.M., Haney, R.L., Arnold, J.G., 2006. Cumulative uncertainty in measured streamflow and water quality data for small watersheds. Transactions of the American Society of Agricultural and Biological Engineers (ASABE) 49 (3), 689e701. http://dx.doi.org/10.13031/2013.20488.

39. Heath, R.C., Trainer, F.W., 1968. Introduction to Ground Water Hydrology. John Wiley and Sons, New York (Reprinted 1981 by Water Well Journal Publishing Co., Worthington, OH, 285 p.).
40. Herschy, R.W., 1995. Streamflow Measurement, second ed. Elsevier. 524 p.
41. Hughes, J.D., Liu, J., 2008. MIKE SHE: Software for integrated surface water/ground water modeling. Groundwater 46 (6), 797e802. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2008.00500.x.
42. Hughes, J.D., Langevin, C.D., Chartier, K.L., White, J.T., 2012. Documentation of the Surface-water Routing (SWR1) Process for Modeling Surface-water Flow with the U.S. Geological Survey Modular Ground-water Model (MODFLOW-2005). U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6eA40, 113 p. http://pubs.usgs.gov/tm/6a40/.
43. Hughes, J.D., Langevin, C.D., White, J.T., 2014. MODFLOW-based coupled surface water routing and groundwater-flow simulation. Groundwater early view. http://dx.doi.org/10.1111/gwat.12216.
44. Hunt, R.J., Graczyk, D.J., Rose, W.J., 2000. Water Flows in the Necedah National Wildlife Refuge. U.S. Geological Survey Fact Sheet FS-068e00, 4 p. http://pubs.er.usgs.gov/usgspubs/fs/fs06800.
45. Hunt, R.J., Prudic, D.E., Walker, J.F., Anderson, M.P., 2008. Importance of unsaturated zone flow for simulating recharge in a humid climate. Groundwater 46 (4), 551e560. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2007.00427.x.
46. Hunt, R.J., Haitjema, H.M., Krohelski, J.T., Feinstein, D.T., 2003. Simulating ground water-lake interactions: Approaches and insights. Groundwater 41 (2), 227e237. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2003.tb02586.x.
47. Hunt, R.J., Strand, M., Walker, J.F., 2006. Measuring groundwater-surface water interaction and its effect on wetland stream benthic productivity, Trout Lake watershed, northern Wisconsin, USA. Journal of Hydrology 320 (3e4), 370e384. http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.07.029.
48. Hunt, R.J., Feinstein, D.T., 2012. MODFLOW-NWT: Robust handling of dry cells using a Newton formulation of MODFLOW-2005. Groundwater 50 (5), 659e663. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2012.00976.x.
49. Hunt, R.J., Bradbury, K.R., Krohelski, J.T., 2001. The Effects of Large-scale Pumping and Diversion on the Water Resources in Dane County, Wisconsin. U.S. Geological Survey Fact Sheet 127-01, 4 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/fs12701.
50. Hunt, R.J., Walker, J.F., Selbig, W.R., Westenbroek, S.M., Regan, R.S., 2013. Simulation of Climatechange Effects on Streamflow, Lake Water Budgets, and Stream Temperature Using GSFLOW and SNTEMP, Trout Lake Watershed, Wisconsin. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2013e5159, 118 p. http://pubs.usgs.gov/sir/2013/5159/.
51. Istok, J., 1989. Groundwater modeling by the finite element method, American Geophysical Union (AGU), Washington, D.C. Water Resources Monograph 13, 495 p. http://dx.doi.org/10.1029/WM013.
52. Jaber, F.H., Shukla, S., 2012. MIKE SHE: Model use, calibration, and validation. Transactions of the ASABE 55 (4), 1479e1489. http://dx.doi.org/10.13031/2013.42255.

53. Jakeman, A.J., Hornberger, G.M., 1993. How much complexity is warranted in a rainfall-runoff model? Water Resources Research 29 (8), 2637e2649. http://dx.doi.org/10.1029/93WR00877.
54. Kadlec, R.H., 1990. Overland flow in wetlands: Vegetation resistance. Journal of Hydraulic Engineering 116 (5), 691e705. http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1990)116:5(691).
55. Kelson, V., 2012. Predicting collector well yields with MODFLOW. Groundwater 50 (6), 918e926. http:// dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2012.00910.x.
56. Kirkby, M.J. (Ed.), 1978. Hillslope Hydrology. John Wiley & Sons, 389 p.
57. Konikow, L.F., Hornberger, G.Z., Halford, K.J., Hanson, R.T., 2009. Revised Multi-node Well (MNW2) Package for MODFLOW Ground-water Flow Model. U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6eA30, 67 p. http://pubs.usgs.gov/tm/tm6a30/.
58. De Lange, W.J., Prinsen, G.F., Hoogewoud, J.C., Veldhuizen, A.A., Verkaik, J., Oude Essink, G.H.P., van Walsum, P.E.V., Delsman, J.R., Hunink, J.C., Massop, H.ThL., Kroon, T., 2014. An operational, multi-scale, multi-model system for consensus-based, integrated water management and policy analysis: The Netherlands Hydrological Instrument. Environmental Modelling & Software 59, 98e108. http://dx.doi.org/10.1016/j.envsoft.2014.05.009.
59. Lapham, W.W., 1989. Use of Temperature Profiles Beneath Streams to Determine Rates of Vertical Ground-water Flow and Vertical Hydraulic Conductivity. U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 2337, 35 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/wsp2337.
60. Lee, D.R., 1977. A device for measuring seepage flux in lakes and estuaries. Limnology and Oceanography 22 (1), 140e147. http://dx.doi.org/10.4319/lo.1977.22.1.0140.
61. Liggett, J.E., Werner, A.D., Simmons, C.T., 2012. Influence of the first-order exchange coefficient on simulation of coupled surfaceesubsurface flow. Journal of Hydrology 414e415, 503e515. http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.11.028.
62. Loague, K. (Ed.), 2010. Benchmark Papers in Hydrology, 4: Rainfall-runoff Modelling. Selection, Introduction and Commentary by Keith Loague, IAHS Press, 506 p.
63. Lowry, C., Walker, J.F., Hunt, R.J., Anderson, M.P., 2007. Identifying spatial variability of groundwater discharge in a wetland stream using a distributed temperature sensor. Water Resources Research 43 (10), W10408. http://dx.doi.org/10.1029/2007WR006145.
64. Markstrom, S.L., Niswonger, R.G., Regan, R.S., Prudic, D.E., Barlow, P.M., 2008. GSFLOWdCoupled Ground-water and Surface-water Flow Model Based on the Integration of the Precipitation-runoff Modeling System (PRMS) and the Modular Ground-water Flow Model (MODFLOWe2005). U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6eD1, 240 p. http://pubs.usgs.gov/tm/tm6d1/.
65. McDonald, M.G., Harbaugh, A.W., 1988. A Modular Three-dimensional Finite-difference Ground-water Flow Model. U.S. Geological Survey Techniques of Water-Resources Investigations 06eA1, 576 p. http://pubs.usgs.gov/twri/twri6a1/.
66. Merritt, M.L., 1992. Representing canals and seasonally inundated wetlands in a ground water flow model of a surficial aquifer. In: Interdisciplinary Approaches in Hydrology and Hydrogeology (M.E. Jones and A. Laenen, Eds.). American Institute of Hydrology, pp. 31e45.

67. Merritt, M.L., Konikow, L.F., 2000. Documentation of a Computer Program to Simulate Lake-aquifer Interaction Using the MODFLOW Ground-water Flow Model and the MOC3D Solute-transport Model. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 00e4167, 146 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/wri004167.
68. Mitchell-Bruker, S., Haitjema, H.M., 1996. Modeling steady state conjunctive groundwater and surface water flow with analytic elements. Water Resources Research 32 (9), 2725e2732. http://dx.doi.org/ 10.1029/96WR00900.
69. Neville, C.J., Tonkin, M.J., 2004. Modeling multiaquifer wells with MODFLOW. Groundwater 42 (6), 910e919. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2004.t01-9-.
70. Niswonger, R.G., Prudic, D.E., 2005. Documentation of the Streamflow-routing (SFR2) Package to Include Unsaturated Flow beneath StreamsdA Modification to SFR1. U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6eA13, 50 p. http://pubs.usgs.gov/tm/2006/tm6A13/.
71. Niswonger, R.G., Prudic, D.E., Regan, R.S., 2006. Documentation of the Unsaturated-zone Flow (UZF1) Package for Modeling Unsaturated Flow between the Land Surface and the Water Table with MODFLOW- 2005. U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6eA19, 72 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/tm6A19.
72. Niswonger, R.G., Panday, S., Ibaraki, M., 2011. MODFLOW-NWT, A Newton Formulation for MODFLOW- 2005. U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6eA37, 44 p. http://pubs.usgs.gov/tm/tm6a37/.
73. Panday, S., Huyakorn, P.S., 2004. A fully coupled physically-based spatially-distributed model for evaluating surface/subsurface flow. Advances in Water Resources 27 (4), 361e382. http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2004.02.016.
74. Panday, S., Langevin, C.D., Niswonger, R.G., Ibaraki, M., Hughes, J.D., 2013. MODFLOW-USG Versions 1: An Unstructured Grid Version of MODFLOW for Simulating Groundwater Flow and Tightly Coupled Processes Using a Control Volume Finite-difference Formulation. U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6eA45, 66 p. http://pubs.usgs.gov/tm/06/a45.
75. Papadopulos, I.S., 1966. Nonsteady flow to multiaquifer wells. Journal of Geophysical Research 71 (20), 4791e4797. http://dx.doi.org/10.1029/JZ071i020p04791.
76. Pint, C.D., Hunt, R.J., Anderson, M.P., 2003. Flow path delineation and ground water age, Allequash Basin, Wisconsin. Groundwater 41 (7), 895e902. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2003.tb02432.x.
77. Prickett, T.A., 1967. Designing pumped well characteristics into electric analog models. Groundwater 5 (4), 38e46. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.1967.tb01625.x.
78. Prudic, D.E., Konikow, L.F., Banta, E.R., 2004. A New Streamflow-routing (SFR1) Package to Simulate Stream-aquifer Interaction with MODFLOW-2000. U.S. Geological Survey Open-File Report: 2004-1042, 95 p. http://pubs.usgs.gov/of/2004/1042/.
79. Reeves, H.W., 2010. Water Availability and Use PilotdA Multiscale Assessment in the U.S. Great Lakes Basin. U.S. Geological Survey Professional Paper 1778, 105 p. http://pubs.usgs.gov/pp/1778/.

80. Reilly, T.E., Harbaugh, A.W., 2004. Guidelines for Evaluating Ground-water Flow Models. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2004-5038, 30 p. http://pubs.usgs.gov/sir/2004/5038/.
81. Restrepo, J.I., Montoya, A.M., Obeysekera, J., 1998. A wetland simulation module for the MODFLOW ground water model. Groundwater 36 (5), 764e770. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.1998.tb02193.x.
82. Rosenberry, D.O., LaBaugh, J.W., Hunt, R.J., 2008. Use of Monitoring Wells, Portable Piezometers, and Seepage Meters to Quantify Flow between Surface Water and Ground Water. In: Field Techniques for Estimating Fluxes between Surface and Ground Water. U.S. Geological Survey Techniques and Methods Report 4eD2 (Chapter 2), pp. 43e70. http://pubs.usgs.gov/tm/04d02.
83. Schmid, W., Hanson, R.T., Leake, S.A., Hughes, J.D., Niswonger, R.G., 2014. Feedback of land subsidence on the movement and conjunctive use of water resources. Environmental Modelling & Software 62, 253e270. http://dx.doi.org/10.1016/j.envsoft.2014.08.006.
84. Sloto, R.A., Crouse, M.Y., 1996. HYSEP: A Computer Program for Streamflow Hydrograph Separation and Analysis. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 96-4040, 46 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/wri964040.
85. Theis, C.V., 1935. The relation between lowering of the piezometric surface and rate and duration of discharge of a well using ground-water storage. Transactions of the American Geophysical Union 16, 519e524. http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/TR016i002p00519/full.
86. Torak, L.J., 1993. A Modular Finite-element Model (MODFE) for Areal and Axisymmetric Ground-Water- Flow Problems, Part 1: Model Description and User's Manual. U.S. Geological Survey Techniques of Water Resources Investigations. Chapter A3 Book 6, 136 p. http://pubs.usgs.gov/twri/twri6a3/.
87. Wang, H.F., Anderson, M.P., 1982. Introduction to Groundwater Modeling: Finite Difference and Finite Element Methods. Academic Press, San Diego, CA, 237 p.
88. Westenbroek, S.M., Doherty, J.E., Walker, J.F., Kelson, V.A., Hunt, R.J., Cera, T.B., 2012. Approaches in Highly Parameterized Inversion: TSPROC, A General Time-series Processor to Assist in Model Calibration and Result Summarization. U.S. Geological Survey Techniques and Methods (Chapter 7), Book 7, Section C, 73 p. http://pubs.usgs.gov/tm/tm7c7/.
89. Wilsnack, M.M., Welter, D.E., Montoya, A.M., Restrepo, J.I., Obeysekera, J., 2001. Simulating flow in regional wetlands with the MODFLOW wetlands package. JAWRA Journal of the American Water Resources Association 37 (3), 655e674. http://dx.doi.org/10.1111/j.1752-1688.2001.tb05501.x.
90. Winter, T.C., Harvey, J.C., Franke, O.L., Alley, W.M., 1998. Ground Water and Surface Water, a Single Resource. U.S. Geological Survey Circular 1139, 79 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/cir1139.
91. Woessner, W.W., 2000. Stream and fluvial plain ground water interactions: Rescaling hydrogeologic thought. Groundwater 38 (3), 423e429. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2000.tb00228.x.

92. Yang, L., Wang, X.-S., Jiao, J.J., 2015. Numerical modeling of slug tests with MODFLOW using equivalent well blocks. Groundwater 53 (1), 158e163. http://dx.doi.org/10.1111/gwat.12181.
93. Zhu, Y., Liangsheng, S., Lin, L., Jinzhong, Y., Ming, Y., 2012. A fully coupled numerical modeling for regional unsaturatedesaturated water flow. Journal of Hydrology 475, 188e203. http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.09.048.

فصل هفتم

شبیه‌سازی‌های ماندگار و غیرماندگار

در شش فصل گذشته، طراحی مدل عددی بررسی شد و به شرایط ماندگار و غیرماندگار (وابسته به زمان) اشاره شده است. تقریبا همه مدل‌ها با شبیه‌سازی ماندگار شروع می‌شود و در بعضی از اهداف مدل‌سازی، شبیه‌سازی غیرماندگار نیز لازم است. در این فصل، ویژگی‌های مشخصه شبیه‌سازی ماندگار بررسی می‌شود که بعضی از آن‌ها در فصل‌های گذشته معرفی شدند (همه مسائل فصل ۴ تا ۶ به‌صورت مسائل ماندگار فرمول‌بندی شدند)، ولی در بخش عمده این فصل، شبیه‌سازی‌های غیرماندگار بررسی می‌شود.

۷-۱ شبیه‌سازی‌های ماندگار

در مدل ماندگار، $\partial h/\partial t$ در معادله حاکم (معادله ۳-۱۲) برابر با صفر است و پارامترهای هیدرولوژیکی (بخش ۵-۴) و بارهای هیدرولیکی و شارهای محاسبه شده در زمان، ثابت (مستقل از زمان) است. برای رسیدن به بسیاری از اهداف مدل‌سازی، از جمله، آنالیز میانگین الگوهای جریان آب زیرزمینی و نرخ‌های جریان، تخمین میانگین نشت سالانه از رودخانه تخلیه‌شونده، محاسبه گرادیان‌های سطح ایستابی منطقه‌ای و شبیه‌سازی جهت‌های جریان ناشی از پمپاژ طولانی‌مدت، اغلب حل ماندگار به تنهایی کافی است. علاوه بر این، با توجه به اینکه بیشتر مدل‌های غیرماندگار از حل ماندگار به‌عنوان شرایط اولیه استفاده می‌کنند، معمولا گام اول مدل‌سازی غیرماندگار، تهیه مدل ماندگار است (بخش ۷-۴). هنگام ورود داده‌ها در رابط‌های گرافیکی کاربر[1] (GUI) که کد جریان آب زیرزمینی را اجرا می‌کنند (بخش ۳-۶)، معمولا به‌صورت پیش‌فرض گزینه شبیه‌سازی ماندگار فعال است.

[1] Graphical User Interface

۷-۱-۱ بارهای هیدرولیکی اولیه

برای شروع شبیه‌سازی ماندگار در مدل‌های عددی که با استفاده از تکرار حل می‌شوند (بخش‌های ۳-۵ و ۳-۷)، لازم است بارهای هیدرولیکی اولیه در همه گره‌ها معلوم باشد (حل‌های عددی مستقیم ارائه شده در بخش ۳-۵ به بارهای هیدرولیکی اولیه نیاز ندارند). بارهای هیدرولیکی اولیه بر تعداد تکرارهای مورد نیاز برای رسیدن به همگرایی راه‌حل تأثیر می‌گذارد اما در بیشتر موارد، زمانی‌که راه‌حل با دقت کافی همگرا می‌شود، حل ماندگار نهایی به مقادیر بارهای هیدرولیکی اولیه بستگی ندارد (بخش ۳-۵).

بارهای هیدرولیکی اولیه را می‌توان در سراسر شبکه/مش، ثابت یا به‌صورت مقادیر اختیاری در نظر گرفت. بارهای هیدرولیکی اولیه اختیاری، معمولا بر اساس ارتفاع سطح زمین یا بارهای هیدرولیکی مشخص شده در شرایط مرزی و درونی دامنه مدل تعیین می‌گردند. هنگامی که بارهای هیدرولیکی اولیه به بار هیدرولیکی نهایی، نسبتا نزدیک باشد، برای رسیدن به همگرایی و جواب نهایی، تکرارهای کمتری مورد نیاز است. انتخاب نامناسب بارهای هیدرولیکی اولیه باعث پرت شدن جواب‌ها در تکرارهای اولیه شده و موجب پیدایش گره‌های خشک (بخش ۴-۵) در دامنه مسأله می‌شود. این موضوع بر همگرایی و بار هیدرولیکی نهایی راه‌حل اثر می‌گذارد. بنابراین، بهتر است همیشه بارهای هیدرولیکی اولیه در محدوده جواب‌ها مشخص شود. معمولا بارهای هیدرولیکی اولیه بر اساس شرایط مرزی بار هیدرولیکی معلوم تعیین می‌شوند و تقریبا همیشه بالاتر از تراز کف لایه قرار می‌گیرند. در مدل‌های سه‌بعدی، معمولا آن را بالاتر از تراز کف لایه بالایی آبخوان در نظر می‌گیرند. بعضی از GUIها به‌صورت خودکار بارهای هیدرولیکی اولیه را با استفاده از مقادیر بار هیدرولیکی مشخص در مرزهای درونی و محیطی مدل یا با استفاده از ارتفاع سطح بالایی بالاترین لایه مدل تولید می‌کنند.

۷-۱-۲ شرایط مرزی

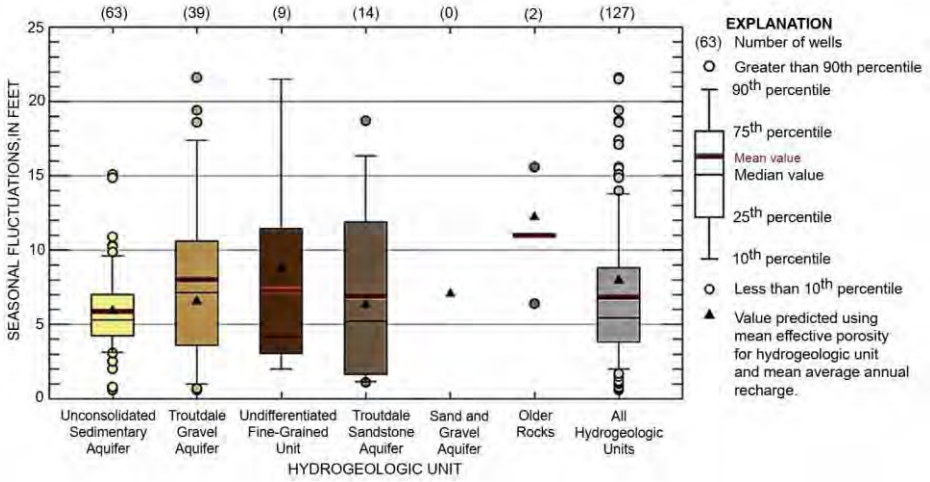
شرایط مرزی درونی و محیطی (بخش‌های ۴-۲ و ۴-۳) در مدل‌های ماندگار شامل همانند خصوصیات مواد و پارامترهای هیدرولوژیکی (بخش ۵-۴) مستقل از زمان هستند. شرایط مرزی تأثیر زیادی بر راه‌حل ماندگار می‌گذارد، از این‌رو هنگام تعیین شرایط مرزی باید دقت نمود. به دلیل اینکه در حل ماندگار از هیچ آب ذخیره شده‌ای استفاده نمی‌شود، همه آب‌ها از مرزهای درونی و محیطی گرفته شده است (و منابع توزیعی). یا به عبارت دیگر، در حالت ماندگار، بارهای هیدرولیکی در زمان بی‌نهایت نشان داده

می‌شود که به این معناست که تنش‌های هیدرولوژیکی به مرزهای محیطی رسیده و تأثیر شرایط مرزی در سراسر مدل پخش شده است.

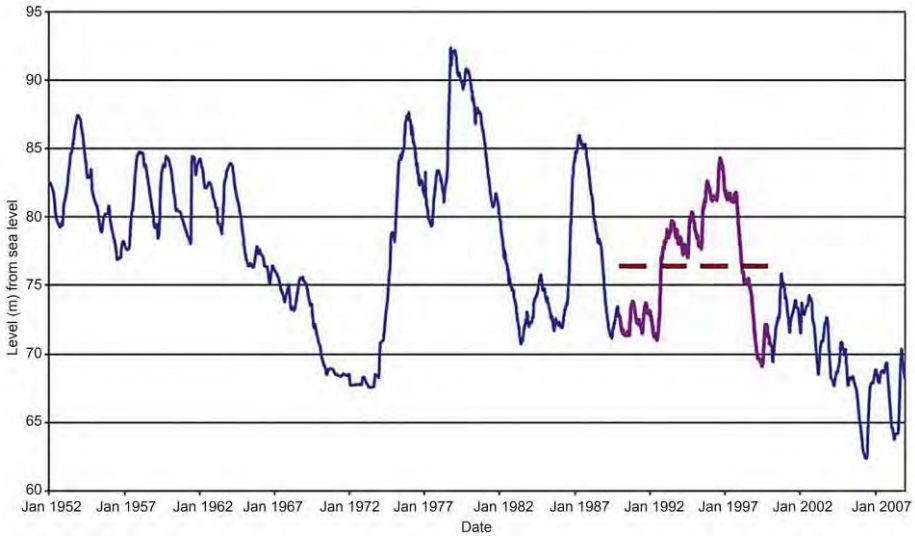
۷-۱-۳ توصیف شرایط ماندگار

ممکن است مدل‌های تفسیری ماندگار که به‌صورت مدل‌های غربالگری ساده و عمومی طراحی شده‌اند، به واسنجی نیازی نداشته باشند (بخش ۱-۳)، اما بیشتر مدل‌های ماندگار برای مشاهدات اندازه‌گیری شده بارهای هیدرولیکی و جریان‌های میدانی سیستم آب زیرزمینی واسنجی می‌شوند (فصل ۹). هنگامی که واسنجی مورد نیاز باشد، مدل‌ساز باید مجموعه‌ای از مشاهدات میدانی را برای مقایسه با بارهای هیدرولیکی (شکل ۹) و جریان‌های شبیه‌سازی شده در حالت ماندگار جمع‌آوری کند. اما به‌دلیل اینکه اندازه‌گیری‌های میدانی سیستم‌های آب زیرزمینی به ندرت در حالت ماندگار صحیح است، قضاوت کارشناسی مورد نیاز خواهد بود. بارهای هیدرولیکی و جریان‌ها در پاسخ به تغییرات تغذیه و تخلیه طبیعی و ایجاد شده به‌طور پیوسته تغییر می‌کنند (شکل ۷-۱). بنابراین، در بیشتر موارد مدل‌ساز باید هدف‌های واسنجی ماندگار را با توجه به داده‌های میدانی که ذاتا غیرماندگار هستند، به‌دست آورد. دو گزینه برای جمع‌آوری مجموعه داده‌های واسنجی ماندگار وجود دارد:

1- می‌توان مقادیر میانگین زمانی سالانه، فصلی، ماهانه، یا سایر دوره‌های زمانی بار هیدرولیکی را با استفاده از اندازه‌گیری‌های بار هیدرولیکی در چاه‌های مشاهده‌ای محاسبه کرد (شکل ۷-۲). میانگین جریان‌های پایه را می‌توان با استفاده از اندازه‌گیری‌های جریان رودخانه محاسبه نمود (شکل ۹-۴-ب). یک معیار که می‌توان فهمید آیا دوره انتخاب شده می‌تواند نمایانگر شرایط ماندگار باشد یا نه مقایسه اندازه‌گیری‌ها در شروع و انتهای دوره است. اگر تغییرات در داده‌ها در ابتدا و انتهای دوره نزدیک به هم باشند، فرض شرایط ماندگار می‌تواند صحیح باشد و نشان می‌دهد که تغییرات ذخیره طی دوره زمانی موردنظر، ناچیز است و می‌توان از میانگین بارهای هیدرولیکی این دوره استفاده کرد (۷).



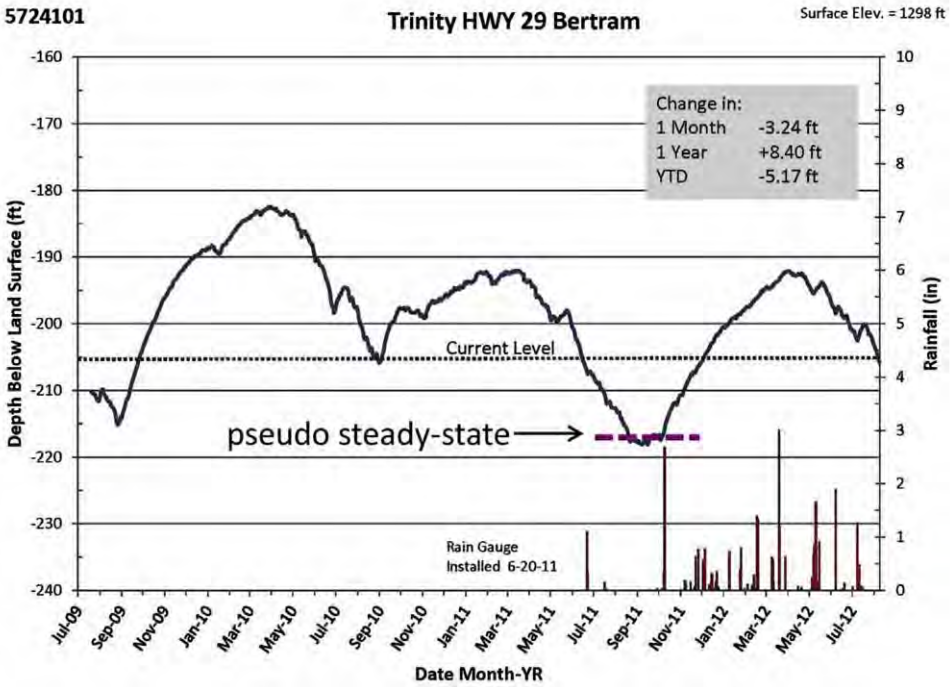
شکل ۷-۱ نمودار باکس و ویسکر که مقادیر میانگین، مد و دامنه را در بارهای هیدرولیکی اندازه‌گیری شده در چاه‌های مشاهده‌ای در منطقه ارگون آمریکا با اقلیم معتدل نشان می‌دهد.



شکل ۷-۲ هیدروگراف چاه مشاهده‌ای نیوزیلند[1]. دوره ۲۰۰۰-۱۹۹۰ برای تعیین بار هیدرولیکی میانگین (خط چین) در مدل ماندگار استفاده شده است (۲۰).

[1] New Zealand

هنگامی‌که تغییرات بار هیدرولیکی نسبت به زمان کوچک باشد می‌توان مستقیما از اندازه‌گیری‌های میدانی دوره زمانی موردنظر به‌عنوان داده‌های واسنجی حالت ماندگار استفاده کرد. به‌طور ایده‌آل، اندازه-گیری‌ها نمایانگر دوره‌ای هستند که سطوح آب و جریان‌ها تقریبا ثابت یا به عبارتی شبه‌ماندگار هستند. به‌عنوان مثال، برای نمایش شرایط میانگین درازمدت، می‌توان بارهای هیدرولیکی اندازه‌گیری شده در بعضی از زمان‌های موردنظر را انتخاب کرد. گزینه دیگر، استفاده از بارهای هیدرولیکی شبه‌ماندگار فصلی است. به‌عنوان مثال، در بعضی از عرض‌های جغرافیایی شمالی، تغذیه ناشی از ذوب برف در آبخوان‌های موجود در دره‌های بین کوه‌ها غالب بوده، بنابراین اواسط تا اواخر مارس زمانی است که وضعیت آبخوان به حالت ماندگار نزدیک است. این زمان انتهای زمستان بوده و هیدروگراف سطح آب زیرزمینی به حالت تقریباً افقی در می‌آید، درست قبل از آنکه به‌واسطهٔ تغذیه بهاری شروع به بالا رفتن کند. در اقلیم‌های دمایی معتدل دیگر، ممکن است نیمه‌های پاییز دوره حالت شبه‌ماندگار رخ دهد (شکل ۷-۳). شبیه-سازی‌های ماندگار برای حالت‌های مختلف در یک منطقه ممکن است استفاده شود (زوج و چندگانه که در بخش ۷-۲ توضیح داده خواهد شد) که برای بارهای هیدرولیکی حالت شبه‌ماندگار واسنجی می‌شوند. خروجی مدل ماندگار، مقادیر بارهای هیدرولیکی با توزیع مکانی است. این خروجی‌ها معمولاً به‌صورت آرایه‌های دو بعدی بارهای هیدرولیکی در لایه‌ها و جریان‌های مشخص شده در مرزهای درونی و محیطی مدل است. GUI و/یا نرم‌افزار رابط گرافیکی، بارهای هیدرولیکی توزیع شده در لایه (شکل‌های ۲-۵ و ۹-۳) و پروفیل (شکل ۴-۲۲-ج) مدل، را نشان می‌دهد. بیلان آب شبیه‌سازی شده در حالت ماندگار (بخش ۶-۳) بر حسب واحدهای مقادیر پارامترهای ورودی (مانند نرخ‌های حجمی جریان در واحدهای $\mathrm{m^3/day}$، ft^3/day، m^3/s یا واحدهای دیگر) ارائه می‌شود.



شکل ۷-۳ هیدروگراف چاه مشاهده‌ای در آبخوان ترینیتی تگزاس آمریکا[1] (جولای ۲۰۰۹ تا جولای ۲۰۱۲)، نرخ‌های کم پمپاژ پایان تابستان ۲۰۱۱ و قبل از وقوع بارش‌های پاییزی، شرایط شبه‌ماندگار را نشان می‌دهد (۴).

۷-۲ ماندگار یا غیرماندگار ؟

در کادر ۴-۱، به یک پرسش اساسی پرداخته شد که آیا مدل سه بعدی نیاز است؟ در این بخش به یک پرسش اساسی دیگر پرداخته می‌شود که آیا مدل غیرماندگار مورد نیاز است؟ تهیه، اجرا و پردازش داده‌های مدل‌های ماندگار ذاتا آسانتر از مدل‌های غیرماندگار است، بنابراین در صورتی‌که مدل ماندگار به تنهایی برای رسیدن به هدف مدل‌سازی کافی باشد، استفاده از مدل ماندگار ترجیح داده می‌شود. مدل‌های ماندگار فقط یک مجموعه از داده‌های واسنجی نیاز داشته و یک سری نتایج را ارائه می‌دهند در حالی‌که مدل‌های غیرماندگار به چندین مجموعه داده واسنجی نیاز دارند و خروجی‌های بیشتری نسبت به مدل‌های

[1] Trinity aquifer, Texas, USA

ماندگار ارائه می‌دهند. همچنین مدل‌های غیرماندگار به داده‌های اضافه‌تری مانند مقادیر پارامترهای ذخیره (بخش ۵-۴) و شرایط اولیه (بخش ۷-۴) نیاز دارند.

اما در بسیاری از موارد، مانند محاسبه نوسانات سطح آب نسبت به تغییرات روزانه یا فصلی نرخ‌های پمپاژ، تغییرات روزانه یا فصلی تغذیه، استخراج فصلی آب زیرزمینی توسط گیاهان ریشه‌بلند[1]، یا بررسی تأثیرات غیرماندگار بر انتقال آلودگی از یک منبع آلوده‌کننده، لازم است از مدل غیرماندگار استفاده شود. انتخاب حالت ماندگار یا غیرماندگار با استفاده از چارچوب زمانی هدف مدل‌سازی نیز تعیین می‌شود. به‌عنوان مثال، برای بررسی اثرات پمپاژ کوتاه‌مدت از چاه‌های آبیاری بر جریان‌های پایه و سطوح آب چاه‌های شرب، مدل غیرماندگار مورد نیاز خواهد بود، اما اگر در هدف مدل‌سازی فقط اطلاعاتی در مورد اثرات پمپاژ متوسط سالانه یا درازمدت مورد نیاز باشد، مدل ماندگار کافی خواهد بود.

برای روشن شدن موضوع مدل غیرماندگار برای مدل‌ساز، در ادامه دو محاسبه ساده انجام خواهد شد. هر دوی این شاخص‌ها (همچنین پارامتر تخمین زمان لازم برای رسیدن به شرایط ماندگار؛ کادر ۶-۱) به‌صورت نسبت L^2، که L طول مشخصه سیستم است، به پخشیدگی هیدرولیکی[2]، $Kb/S\ (= T/S)$ بیان می‌شود، که K، هدایت هیدرولیکی؛ b، ضخامت لایه اشباع؛ S، ضریب ذخیره (آبدهی ویژه، S_y برای آبخوان آزاد)؛ و T، ضریب قابلیت انتقال است. پخشیدگی هیدرولیکی پارامتری مهم در ارزیابی پاسخ غیرماندگار به انواع مختلف تنش‌ها همانند اثرات پمپاژ آبخوان بر جریان رودخانه است (صفحه ۸ مرجع شماره ۳). تنش‌های هیدرولیکی در آبخوان‌هایی که پخشیدگی هیدرولیکی بیشتری دارند سریعتر منتشر می‌شوند. به دلیل اینکه ضریب ذخیره تحت‌فشار بسیار کوچک‌تر از آبدهی ویژه (بخش ۵-۴) است، پخشیدگی هیدرولیکی معمولا در آبخوان‌های تحت‌فشار بیشتر از آبخوان‌های آزاد است. برای مقدار معلوم K، این روش برای مقادیر کوچک‌تر ضریب ذخیره، سریعتر به حالت ماندگار می‌رسد (شکل ۷-۴).

ثابت زمان درسیستم آب‌زیرزمینی[3]، T^*، از آنالیز بدون بعد معادله حاکم (معادله ۳-۱۲) به‌دست می‌آید (صفحه ۱۷۳ مرجع شماره ۶):

$$T^* = \frac{SL^2}{Kb} \qquad (۱-۷)$$

که L معمولا فاصله بین مرزهای سیستم و T^*، واحد آن زمان می‌باشد. اگر زمان موردنظر برای مشاهده سیستم به‌صورت قابل توجهی بزرگ‌تر از T^* باشد، سیستم به‌صورت ماندگار خواهد بود و می‌توان با

---

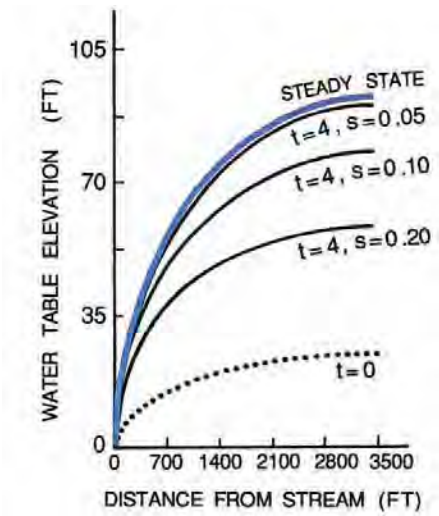
[1] Phreatophytes
[2] Hydraulic diffusivity
[3] Groundwater system time constant

استفاده از مدل ماندگار شبیه‌سازی کرد. به بیان دیگر، ناپایداری که در t=0 شروع شده است (که t زمان است) زمانی خود را نشان می‌دهد که سیستم در زمان‌های کوچک‌تر از T^* مشاهده شود ($t < T^*$). در آبخوان‌های تحت‌فشار که به‌دلیل ضریب ذخیره کوچک، پخشیدگی هیدرولیکی نسبتا بالایی دارند، به‌صورت کلی ثابت‌های زمانی کوچک‌تری نسبت به آبخوان‌های آزاد دارند.

زمان پاسخ آبخوان، τ، پارامتری بدون بعد بوده (صفحه ۷۸۹ مرجع شماره ۱۲، صفحات ۲۸۰ تا ۲۹۲ مرجع شماره ۱۱ و مرجع شماره ۲۴)، که از راه‌حل‌های تحلیلی جریان شعاعی یک بعدی در آبخوان‌هایی با نوسانات دوره‌ای تغذیه سطحی و/یا نوسانات دوره‌ای بار هیدرولیکی در مرز به‌دست آمده است:

$$\tau = \frac{1}{4P}\frac{SL^2}{Kb} = \frac{T^*}{4P} \qquad (۲-۷)$$

که L، فاصله بین عارضه‌های مهم آب سطحی است و P، دوره زمانی است که تابع در آن در نظر گرفته می‌شود (۳۶۵ روز، برای نوسانات فصلی). وقتی شرایط ماندگار بتواند سیستم غیرماندگار را در پاسخ به تنش‌های دوره‌ای تخمین بزند، معادله ۷-۲ برای ارزیابی استفاده می‌شود. در ادامه این مسأله بررسی می‌شود.



شکل ۷-۴ پروفیل‌های سطح ایستابی که اثر ذخیره را در رسیدن به حالت ماندگار برای مدل یک بعدی آبخوان آزاد با استفاده از مقادیر مختلف ضریب ذخیره، S، (آبدهی ویژه) نشان می دهد. آبخوان با نرخ ثابتی تغذیه می‌شود و آب زیرزمینی به رودخانه‌ای در فاصله صفر تخلیه می‌شود. با افزایش نرخ تغذیه حالت غیرماندگار شروع می‌شود، بار هیدرولیکی در t = 0 شرایط اولیه را نشان می‌دهد؛ که t، زمان بر حسب ماه است. در حالت ماندگار، راه‌حل مستقل از ضریب ذخیره است (۲۹).

سیستم‌های آب زیرزمینی تقریباً هیچوقت به‌صورت ماندگار نیستند، اما در بسیاری از مسائل، برای رسیدن به اهداف مدل‌سازی از آنالیز شرایط ماندگار استفاده می‌شود. شرایط ماندگار با زمان متوسط، بارهای هیدرولیکی میانگین را برای بعضی از دوره‌های زمانی مورد نظر مانند میانگین سطح ایستابی سالانه (شکل ۲-۷) نشان می‌دهد. دو حالت ماندگار را که ابتدا و انتهای شرایط مشاهده شده میدانی را نشان می‌دهند، حالت‌های ماندگار حدّی[1] می‌نامند. به‌عنوان مثال، برای ارزیابی شرایط فصلی آب زیرزمینی (مانند دوره‌های سطوح فصلی بالا و پایین آب زیرزمینی) یا سال خشک و مرطوب، می‌توان دو مدل ماندگار جداگانه توسعه داد. داده‌های میدانی برای شرایط ماندگار حدّی، مشاهدات بار هیدرولیکی در حالت شبه-ماندگار هستند (بخش ۷-۱؛ شکل ۷-۳). حالت‌های پایدار متوالی شامل دو یا چند راه‌حل ماندگار است که شرایط میدانی شبه‌ماندگار متفاوتی را نشان می‌دهند.

هنگامی‌که τ، بزرگ باشد (یا به عبارت دیگر، پخشیدگی هیدرولیکی، Kb/S کوچک باشد) پاسخ سیستم آب زیرزمینی به تغییرات دوره‌ای در تغذیه یا شرایط مرزی، به آهستگی بوده و هنگامی که τ، کوچک باشد (Kb/S بزرگ باشد)، سریع خواهد بود. هاتجما[2] (۱۹۹۵)، تغییرات بار هیدرولیکی و تخلیه در مرز با P برابر با ۳۶۵ روز را در راه‌حل‌های ماندگار حدّی و راه‌حل‌های غیرماندگار مقایسه کرد (صفحات ۲۹۲ تا ۲۹۳ مرجع شماره ۱۱). بر اساس این مقایسات، هاتجما[3] (۲۰۰۶) دستورالعملی به‌صورت زیر ارائه کرد (برای P برابر با ۳۶۵ روز):

1. هنگامی که $\tau > ۱$، شرایط مدل ماندگار با زمان متوسط مناسب است.
2. هنگامی که $0.1 < \tau < 1.0$، مدل غیرماندگار لازم است.
3. هنگامی که $\tau < ۰/۱$، ممکن است راه‌حل‌های ماندگار متوالی یا حدّی استفاده شود.

به‌صورت کلی مقادیر کوچک τ، نفوذپذیری بالای آبخوان‌های آزاد و اغلب آبخوان‌های تحت‌فشار را توصیف می‌کند؛ بنابراین برای نمایش تناوب سالانه، راه‌حل‌های ماندگار متوالی یا حدّی قابل اجراست. سیستم‌های آبخوان آزاد با آبگذری متوسط تا کم، احتمالا اثرات غیرماندگاری را نشان می‌دهند که با راه‌حل‌های ماندگار متوالی قابل شبیه‌سازی نیستند و بنابراین معمولا راه‌حل‌های غیرماندگار مورد نیاز است. توجیه این دستورالعمل‌ها در صفحات ۲۸۰ تا ۲۹۲ مرجع شماره ۱۱ آورده شده است.

---

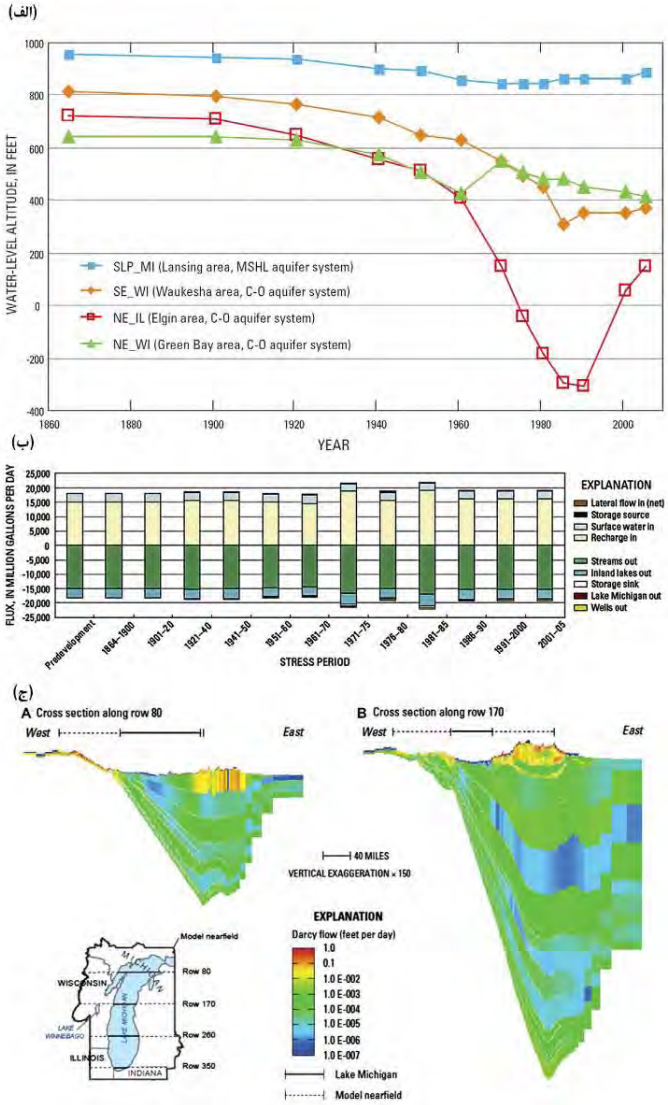
[1] Bounding steady states
[2] Haitjema
[3] Haitjema

۷-۳ شبیه‌سازی‌های غیرماندگار

شبیه‌سازی غیرماندگار با اعمال تنش (مانند تغییر نرخ پمپاژ یا تغذیه؛ شکل ۷-۵-الف) یا ترکیبی از تنش‌ها (پمپاژ و تغذیه) برتوزیع بار هیدرولیکی اولیه (یا به عبارتی شرایط اولیه) شروع می‌شود. شرایط مرزی محیطی همیشه بر راه‌حل ماندگار موثر است (بخش ۷-۱)، اما فقط در صورتی که تنش‌های وارد شده در شروع شبیه‌سازی به مرز محیطی برسد بر راه‌حل غیرماندگار موثر است (بخش ۷-۵). اگر ماندگاری شرایط جدید تنش، کافی باشد، معمولا سیستم آب زیرزمینی به شرایط ماندگار جدیدی می‌رسد (شکل ۴-۷). در شبیه‌سازی‌های غیرماندگار، بررسی فاکتورهای زیر لازم است:

1. مقادیر پارامترهای ذخیره (بخش ۵-۴) علاوه بر هدایت هیدرولیکی باید برای همه واحدهای هیدروژئولوژیکی در مدل تعیین شود.
2. شرایط اولیه معرف باید فرمول‌بندی شود (بخش ۷-۴).
3. ممکن است، اثرات تنش‌های هیدرولوژیکی تا مرزهای محیطی مدل برسد، که ممکن است برای شرایط میدانی شبیه‌سازی شده مناسب نباشد (بخش ۷-۵).
4. زمان و مکان باید به‌طور مناسبی گسسته‌سازی شود (بخش ۷-۶).
5. مشاهدات میدانی مورد استفاده در واسنجی مدل باید طول زمان شبیه‌سازی شده را نشان دهد (بخش ۷-۷).
6. با توجه به اینکه در شبیه‌سازی غیرماندگار، مدل باید در هر گام زمانی اجرا شود (راه‌حل‌های تکراری به چندین راه‌حل آزمایشی در هر گام زمانی نیاز دارند) و بیشتر مدل‌های غیرماندگار به چندین گام زمانی نیاز دارند، معمولا زمان اجرای شبیه‌سازی غیرماندگار طولانی‌تر از شبیه‌سازی ماندگار است (بخش ۷-۳).
7. شبیه‌سازی ماندگار فقط یک سری بارهای هیدرولیکی تولید می‌کند، در حالی که شبیه‌سازی‌های غیرماندگار برای هر گام زمانی بار هیدرولیکی را محاسبه می‌کند و معمولا چند خروجی تولید می‌کند (شکل ۷-۵؛ بخش ۷-۷).

پارامترهای ذخیره در بخش ۵-۴ و زمان‌های اجرا در بخش ۳-۷ بررسی شده است. فاکتورهای دیگری که در اینجا ذکر شد در بخش‌های ۷-۴ و ۷-۷ بررسی خواهند شد.



شکل ۷-۵ مثال‌هایی از خروجی مدل غیرماندگار حوضه دریاچه میشیگان، آمریکا[1]. الف- سطوح آب زیرزمینی محاسبه شده در مراکز پمپاژ که از زمان قبل از شروع پمپاژ تا زمان اخیر را نشان می‌دهد. ب- بیلان‌های آب شبیه‌سازی شده در زمان‌های منتخب. ج- جریان‌های شبیه‌سازی شده در مقاطع عرضی منتخب در سال ۲۰۰۵ (۸).

[1] Lake Michigan Basin, USA

۷-۴ شرایط اولیه

در مدل غیرماندگار، تعیین شرایط اولیه یا به عبارتی بارهای هیدرولیکی هر گره در شروع شبیه‌سازی توسط مدل‌ساز لازم است. با توجه به اینکه، از نظر تئوری، راه‌حل ماندگار مستقل از مقادیر بارهای هیدرولیکی اولیه است، درحالی‌که ، نتایج غیرماندگار در زمان‌های ابتدایی به شدت تحت تأثیر شرایط اولیه‌ای است که توسط مدل‌ساز وارد مدل شده است، بنابراین از نظر مفهومی، شرایط اولیه با بارهای هیدرولیکی اولیه در مدل ماندگار، متفاوت است (بخش ۷-۱). در این روش، شرایط اولیه را می‌توان به‌صورت شرایط مرزی در زمان در نظر گرفت. استفاده از بارهای هیدرولیکی تولید شده توسط مدل ماندگار به‌عنوان شرایط اولیه مدل غیرماندگار، عملی استاندارد است. مدل‌سازان مبتدی، اغلب از بارهای هیدرولیکی اندازه‌گیری شده میدانی به‌عنوان شرایط اولیه استفاده می‌کنند، اما با توجه به توضیحات فرانک[1] و همکاران (۱۹۸۷)، این کار مناسب نیست:

با استفاده از بار هیدرولیکی ایجادشده توسط مدل، این اطمینان حاصل می‌شود که داده‌های بار هیدرولیکی اولیه و پارامترها و داده‌های ورودی هیدرولوژیکی مدل با یکدیگر همخوان هستند. اگر از مقادیر بار هیدرولیکی اندازه‌گیری شده میدانی به‌عنوان شرایط اولیه استفاده شود، پاسخ مدل در گام‌های زمانی ابتدایی، نه تنها بستگی به تنش وارده دارد، بلکه بایستی عدم تطابق ناشی از عدم همخوانی بین داده‌های ورودی و پارامترهای هیدرولوژیکی و مقادیر بار هیدرولیکی اولیه را پوشش دهد.

شرایط اولیه شامل دو نوع شرایط ماندگار است. برای شرایط ماندگار استاتیکی، بار هیدرولیکی در سراسر دامنه مدل ثابت است و هیچ جریان آبی در هیچ جایی از سیستم وجود ندارد (شکل ۷-۶-الف). معمولا شبیه‌سازی‌هایی که افت ناشی از پمپاژ را محاسبه می‌کنند و در آن افت نسبی اهمیت بیشتری دارد، از این شرایط اولیه استفاده می‌شود (۱۷). شرایط ماندگار دینامیکی، رایج‌ترین شرایط اولیه هستند، که در آن بارهای هیدرولیکی از نظر مکانی متغیر و از نظر زمانی ثابت هستند (شکل ۷-۶-ب)؛ این شرایط زمانی دینامیک هستند که آب در سیستم جریان داشته باشد و هیچ جریان آبی تحت شرایط ماندگار استاتیکی وجود نداشته باشد. شرایط ماندگار دینامیکی با استفاده از شبیه‌سازی ماندگار به‌دست می‌آید (به‌عنوان مثال، حل مسأله ۴-۳، شرایط اولیه مسأله ۷-۲ است).

علاوه بر دو نوع شرایط اولیه ماندگار مذکور، شرایط اولیه غیرماندگاری با عنوان شرایط تعادل چرخه‌ای دینامیکی[2] وجود دارد (شکل ۷-۶-ج) که در آن بارهای هیدرولیکی به‌صورت چرخه‌ای نوسان می‌کنند،

---

[1] Franke
[2] Dynamic cyclic equilibrium conditions

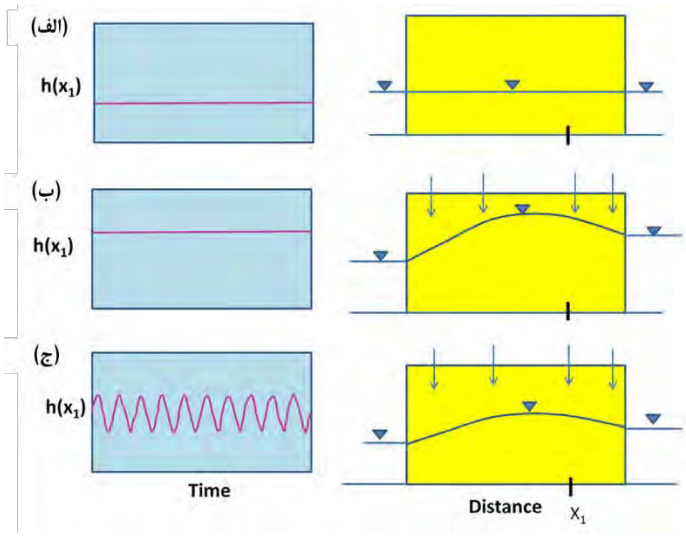
اما این چرخه در طول زمان یکسان است. هر چرخه ممکن است نوسانات ماهانه بار هیدرولیکی را در یک سال میانگین نشان دهد؛ اگر میانگین نرخ‌های تغذیه ماهانه در همه سال‌ها یکسان باشند، بارهای هیدرولیکی هر چرخه یکسان خواهد بود (به مسأله ۷-۲-ب مراجعه شود).

شرایط اولیه به‌دلیل اینکه، بارهای هیدرولیکی به‌صورت ماهانه تغییر می‌کنند، دینامیکی است، اما از آنجا که چرخه‌ها در طول زمان تغییر نمی‌کنند، تعادل هم می‌تواند وجود داشته باشد. هنگامی که چرخه‌ها، نوسانات ماهانه را در یک سال نشان می‌دهند، بارهای هیدرولیکی در ژانویه هر چرخه یکسان هستند همچنین در فوریه تا دسامبر نیز به همین صورت است. شرایط اولیه تعادل چرخه‌ای دینامیکی با تعیین اختیاری بارهای هیدرولیکی اولیه و اجرای مدل غیرماندگار با مجموعه‌ای از تنش‌های چرخه‌ای تولید می‌شود (مانند میانگین نرخ‌های تغذیه ماهانه) تا بارهای هیدرولیکی به‌دست آمده به تعادل چرخه‌ای برسد. شبیه‌سازی غیرماندگار موردنظر از هر نقطه در زمان، در طول چرخه تعادل شروع می‌شود. به‌عنوان مثال، مدک و ویونت[1] (۱۹۹۸)، در شبیه‌سازی غیرماندگار برای تعیین اثرات پمپاژ بر رودخانه، از این نوع شرط اولیه برای نمایش نوسانات سطح آب زیرزمینی هر چهار فصل چرخه‌های سالانه استفاده کردند. عطایی آشتیانی[2] و همکاران (۲۰۰۱)، برای نمایش نوسانات امواج در آبخوان آزاد ساحلی از شرایط اولیه چرخه‌ای استفاده کردند.

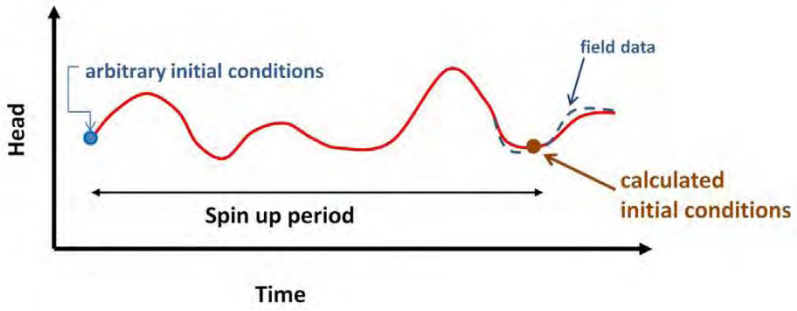
هنگامی‌که شرایط تعادل چرخه‌ای دینامیکی توسعه می‌یابد، مدل غیرماندگار در شروع شبیه‌سازی نیاز به یک دوره محاسباتی اولیه[3] قبل از آغاز دوره زمانی موردنظر دارد (شکل ۷-۷). به‌عنوان مثال، برای مدل مدک و ویونت (۱۹۹۸)، قبل از شرایط تعادل چرخه‌ای دینامیکی، دوره محاسباتی اولیه برابر ۱۰۰ چرخه انتخاب شد. دوره محاسباتی اولیه، در مدل‌سازی آب سطحی و مدل‌سازی هیدرولوژیکی یکپارچه (۱) بسیار استفاده می‌شود، و همچنین گاهی اوقات برای ایجاد شرایط تعادل چرخه‌ای نیز به کار می‌رود، اما در مدل‌سازی آب زیرزمینی کمتر از دوره محاسباتی اولیه استفاده می‌شود.

---

[1] Maddock and Vionnet
[2] Ataie-Ashtiani
[3] Spin-up Period



شکل ۷-۶ تصویر شماتیکی از سه نوع شرط اولیه، برای جریان افقی یک بعدی در آبخوان آزاد بین دو رودخانه نشان داده شده است. تغییر مکانی بار هیدرولیکی، $h(x)$ در سمت راست و هیدروگراف‌های متناظر مکان x_1 در سمت چپ نشان داده شده است. الف- حالت ماندگار استاتیکی، ب- حالت ماندگار دینامیکی؛ بار هیدرولیکی در مکان تغییر می‌کند و در زمان ثابت است، ج- شرایط تعادل چرخه‌ای دینامیکی؛ بار هیدرولیکی در مکان و زمان تغییر می‌کند. شکل سطح ایستابی در سمت راست برای یک نقطه در زمان است.



شکل ۷-۷ هیدروگراف شماتیک، دوره محاسباتی اولیه مدل غیرماندگار را برای ایجاد شرایط اولیه نشان می‌دهد. شرایط اولیه اختیاری در شروع دوره محاسباتی، ممکن است بر اساس اطلاعات تاریخی سطح آب قبل از شروع توسعه باشد (خط آبی). نتایج شبیه‌سازی شده با خط قرمز نشان داده شده است. نتایج برای دوره محاسباتی اولی استفاده نمی‌شود اما بارهای هیدرولیکی پایان دوره بر مشاهدات میدانی منطبق است (خط چین). بارهای هیدرولیکی محاسبه شده در پایان دوره محاسباتی اولیه (با نقطه قهوه‌ای نشان داده شده) به‌طور موثر شرایط اولیه را برای ادامه شبیه‌سازی غیرماندگار ایجاد می‌کند.

این نتایج در پایان دورهٔ محاسباتی اولیه لازم نیست که مطابق با شرایط تعادل چرخه‌ای دینامیکی باشد. به‌عنوان مثال، در پژوهشی، لموکس[1] و همکاران (۲۰۰۸) از دوره محاسباتی اولیه برای ایجاد بارهای هیدرولیکی در پایان دوره یخبندان ماقبل آخر به‌عنوان شرایط اولیه برای مدل غیرماندگار جریان آب زیرزمینی طی آخرین عصر یخبندان استفاده کردند. در مدل‌سازی کاربردی آب زیرزمینی، اغلب برای انتخاب بارهای هیدرولیکی در ابتدای دوره محاسباتی اولیه، از بارهای هیدرولیکی قبل از شروع توسعه استفاده می‌شود (شکل ۷-۵-الف). مدل غیرماندگار با استفاده از مقادیر تنش تخمین زده شده (مانند نرخ‌های پمپاژ و تغذیه) در دوره اولیه اجرا می‌شود، اما هیچ تلاشی برای مطابقت بارهای هیدرولیکی طی این دوره نمی‌شود. بارهای هیدرولیکی شبیه‌سازی شده بر بارهای هیدرولیکی اندازه‌گیری شده میدانی در پایان دوره محاسباتی اولیه منطبق می‌شود و بارهای هیدرولیکی شبیه‌سازی شده، به‌عنوان شرایط اولیه برای ادامه شبیه‌سازی استفاده می‌شود (شکل ۷-۷). دلیل منطقی استفاده از دوره محاسباتی اولیه این است که تأثیر بارهای هیدرولیکی اولیه نادرست طی شبیه‌سازی در پایان این دوره به اندازه قابل قبولی کاهش می‌یابد. به عبارت دیگر، خطاهای شرایط اولیه ایجاد شده در پایان دوره محاسباتی اولیه کاهش می‌یابد، به شرطی که طول این دوره به اندازه کافی طولانی باشد. در سیستم‌های آب زیرزمینی با پخشیدگی هیدرولیکی کم، مدت زمان زیادی طول می‌کشد تا تنش‌ها منتشر شوند، بنابراین نسبت به سیستم‌های آب زیرزمینی با پخشیدگی هیدرولیکی بالا، به دوره‌های محاسباتی اولیه طولانی‌تری نیاز دارند. ریلی و هربوگ[2] (۲۰۰۴)، معادله ۷-۱ را برای تخمین زمانی که شرایط اولیه تأثیری بر راه‌حل غیرماندگار ندارد، پیشنهاد کردند (صفحات ۱۸ و ۱۹ مرجع شماره ۱۹). هنگامی که زمان دوره محاسباتی اولیه بزرگ‌تر از T^* است، شرایط اولیه تأثیری بر نتایج ندارد. باوجود این ، بهتر است مدل‌ساز، اثر طول دوره محاسباتی اولیه را بر نتایج بررسی کند، به‌خصوص اگر نتایج زمان‌های اولیه شبیه‌سازی غیرماندگار (یا به عبارتی، بلافاصله بعد از پایان دوره محاسباتی اولیه) برای هدف مدل‌سازی مهم باشد.

۷-۵ شرایط مرزی محیطی برای شبیه‌سازی‌های غیرماندگار

معمولا در مدل غیرماندگار، شرایط مرزی محیطی (بخش ۴-۲) همان شرایط مرزی هستند که شرایط اولیه را ایجاد کرده‌اند. به‌طور کلی، تغییرات غیرماندگار مهم در سیستم با تغییر تنش‌های درونی و/یا با

[1] Lemieux
[2] Reilly and Harbaugh

تغییر شرایط در شرایط مرزی درونی یا ایجاد شرایط مرزی درونی جدید به وجود می‌آیند. اما در بعضی از موارد لازم است که شرایط مرزی محیطی را در حین شبیه‌سازی تغییر داد تا نمایش درستی از وضعیت مرزی معلوم و یا پیش‌بینی شده باشد.

شرایط مرزی محیطی همیشه بر راه‌حل ماندگار مؤثر است (بخش ۷-۱)، بنابراین تأثیرات شرایط مرزی به کار رفته برای ایجاد شرایط اولیه ماندگار و تعادل چرخه‌ای دینامیکی، به‌طور ضمنی در شبیه‌سازی غیرماندگار گنجانده شده است. اما شرایط مرزی محیطی فقط هنگامی که تنش‌های غیرماندگار به مرز برسد، مستقیما بر راه‌حل غیرماندگار اثر می‌گذارد. هنگامی‌که تنش‌ها به مرز فیزیکی (بخش ۴-۲) می‌رسد، پاسخ شبیه‌سازی شده، ممکن است مناسب و واقعی باشد. به‌عنوان مثال، منطقه گسلی نسبتا نفوذناپذیر یا سنگ‌های نفوذناپذیر ممکن است در مدل با استفاده از مرز بدون جریان نشان داده شود که به‌طور مناسب اثرات مخروط افت در تقاطع مرزها را شبیه‌سازی می‌کند (شکل ۳-۲). به‌طور مشابه، هنگامی‌که مخروط افت ناشی از پمپاژ، پهنه آب سطحی نشان داده شده با شرایط مرزی وابسته به بار هیدرولیکی[1] (HDB) (بخش ۴-۳) را قطع می‌کند، مدل، جریان آب را از آب سطحی به سیستم آب زیرزمینی شبیه‌سازی خواهد کرد که در صورتی مناسب است که تراز آب سطحی در شرایط میدانی تحت تأثیر پمپاژ نباشد.

اما، هنگامی که شرایط مشخص شده در مرز به‌صورت واقعی یا مناسب، شرایط غیرماندگار میدانی را توصیف نمی‌کند، مشکل ایجاد می‌شود. به‌عنوان مثال، در شرایط میدانی، تراز آب سطحی نشان داده شده با شرط HDB، ممکن است در اثر پمپاژ کاهش یابد. مرز بار هیدرولیکی معلوم در شرط HDB استاندارد در کل دوره شبیه‌سازی ثابت باقی می‌ماند و در اثر آن آب بسیار زیادی از مرزها خارج می‌شود. اگر تغییر بار هیدرولیکی مرزی نسبت به پمپاژ از قبل معلوم باشد، می‌تواند در هر زمان به‌روزرسانی شود. اما تغییرات شرایط مرزی معمولا مشخص نیست و ممکن است گزینه پیچیده‌تری برای محاسبه نوسانات ترازهای آب سطحی مورد نیاز باشد (بخش‌های ۶-۵ و ۶-۶).

به‌طور کلی، مرزی که در آن بارهای هیدرولیکی مشخص می‌شود (شامل HDBها)، پتانسیل تأمین یا دریافت مقادیر بی‌نهایتی از آب را دارند. شرایط مرزی محیطی با جریان مشخص و بدون جریان، مقدار تبادل آب در مرز را محدود می‌کنند اما شرایط مرزی محیطی با جریان معلوم ثابت در زمان[2] نیز ممکن است اثرات تنش‌های وارد بر دامنه مدل را به درستی نشان ندهد. علاوه بر این، اگرچه ممکن است استفاده

[1] Head-Dependent Boundary
[2] Time-Invariant

از شرایط مرزی با جریان معلوم، از نظر هیدروژئولوژیکی قابل دفاع باشد اما به دلیل اینکه خطاهای بارهای هیدرولیکی اولیه می‌تواند باعث ایجاد خطا در راه‌حل شود، بهتر است از این شرایط مرزی استفاده نشود (بخش ۴-۳). اگر تمام مرزهای محیطی لازم است که به‌صورت مرزهایی با جریان مشخص، تعیین شوند، بهتر است که از یک مرز داخلی با بار هیدرولیکی معلوم استفاده شده و راه حل را وابسته به آن قرار داد. به‌صورت ایده‌آل، مدل‌ساز می‌تواند مرزهای محیطی را طوری تنظیم کند که به اندازه کافی از منطقه مورد نظر فاصله داشته باشد تا غیرماندگاری شبیه‌سازی شده به‌جای شرایط مرزی محیطی که به خوبی شناخته شده نیستند به شرایط مرزی درونی وابسته باشد. با این‌حال این می‌تواند ممکن نباشد. برای تشخیص اثرات مرزی نامناسب، بهتر است اثر مرزها بر راه‌حل با پیشرفت حل، ارزیابی شود. اثرات مرزها می‌تواند با بررسی تغییر نرخ جریان عبوری از مرزهای بار هیدرولیکی ثابت و وابسته به بار هیدرولیکی و تغییر بارهای هیدرولیکی در مرزهای جریان مشخص با پیشرفت شبیه‌سازی ارزیابی شود. اگر تغییرات قابل توجه باشد، شرایط مرزی بر راه‌حل موثر است. همچنین، اثرات شرایط مرزی با تغییر شرایط مرزی بار هیدرولیکی معلوم و مرز وابسته به بار هیدرولیکی و برعکس و اجرای مدل غیرماندگار نیز ارزیابی می‌شود. اگر تفاوت‌های بین دو راه‌حل به اندازه کافی کوچک باشد، مرز مورد نظر اثر ناچیزی بر راه‌حل دارد. اگر شرایط مرزی، اثرات نامناسبی بر راه‌حل داشته باشد، در این صورت می‌توان شبکه/مش را گسترش داد، طوری‌که مرزهای محیطی دورتر از تنش‌های شبیه‌سازی شده قرار بگیرد یا اینکه برای نمایش شرایط مرزی از گزینه‌های پیچیده‌تری استفاده شود (بخش‌های ۶-۵ و ۶-۶).

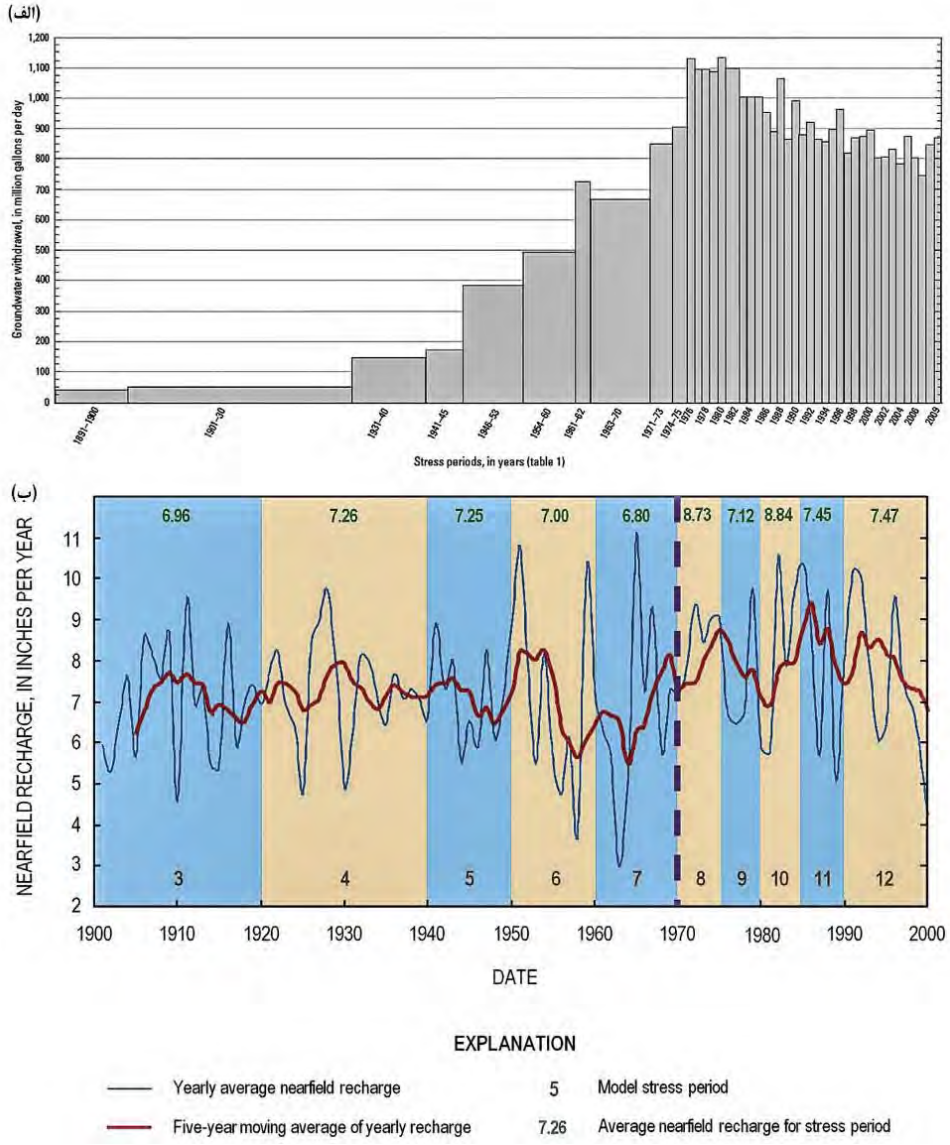
آخرین نکته درباره شرایط مرزی محیطی شبیه‌سازی غیرماندگار، این است که در بعضی موارد استفاده از شرایط مرزی در فاصله‌ای دور مناسب است. اگر طول دوره شبیه‌سازی غیرماندگار، به گونه‌ای باشد که اثرات تنش‌ها به مرزهای مدل نرسد، مسأله غیرماندگار می‌تواند با شرایط مرزی اختیاری (معمولا شرایط بدون جریان)، فرمول‌بندی شود. موقعیت و شرایط مرزهای محیطی انتخابی است، برای اینکه شبیه‌سازی تحت تأثیر شرایط مرزهای محیطی قرار نگیرد، مرزها را طوری تعیین می‌کنند که به اندازه کافی از منطقه موردنظر دور باشد. بدیهی است، در استفاده از مرزهای دور لازم است شبکه/مش تا این مرزها توسعه یابد، هر چند که شبیه‌سازی بارهای هیدرولیکی در فاصله‌های دور از دامنه مدل، هدف مدل‌سازی نیست. شبکه/مش نامنظم در نزدیکی مرزهای مدل، با فواصل گرهی بزرگ انتخاب می‌شوند تا تعداد کل گره‌های مورد نیاز، حداقل شود. با این‌حال، در صورتی‌که زمان اجرای شبیه‌سازی به اندازه کافی طولانی باشد، تنش‌ها ممکن است به مرزهای مدل نیز برسد.

اگر مدل غیرماندگار خیلی ضعیف تهیه شود ممکن است حتی با زمان‌های شبیه‌سازی طولانی هم به پایداری نرسد. به‌عنوان مثال، فرض کنید آبخوانی با نرخ ثابت پمپاژ می‌شود. در حالت ماندگار، آب موجود در چاه منحصراً از منابع آب مرزهای محیطی و درونی دامنه مسأله (مانند تغذیه، نشت و آب‌های سطحی) تامین می‌شود. اگر مدل‌ساز چنین منابع آبی نداشته باشد، هیچ‌وقت به شرایط ماندگار نمی‌رسد و آب فقط از ذخیره برداشت می‌شود. در بعضی موارد، این ممکن است مناسب باشد، به‌عنوان مثال، فرض اساسی راه‌حل تحلیلی تیس برای جریان شعاعی چاه پمپاژ در آبخوان تحت‌فشاری که تا بی نهایت توسعه یافته، پمپاژ از ذخیره آبخوان است. بنابراین، در مدل عددی با شرایط مرزی بدون جریان و بدون منابع آب داخلی، در صورتی که زمان شبیه‌سازی به اندازه کافی طولانی باشد، چاه پمپاژ، تا زمانی که آبخوان به‌طور کامل تخلیه شود، آب را از ذخیره آبخوان برداشت می‌کند.

۷-۶ گسسته‌سازی زمانی

۷-۶-۱ گام‌های زمانی و دوره‌های تنش

در شبیه‌سازی‌های ماندگار و غیرماندگار، باید گسسته‌سازی مکانی با استفاده از شبکه/مش انجام شود، اما در شبیه‌سازی غیرماندگار، گسسته‌سازی زمانی نیز باید انجام شود. کل زمان شبیه‌سازی غیرماندگار به زمان‌های کوچک‌تری تقسیم می‌شود که آن‌ها را گام‌های زمانی می‌نامند. در بعضی از مسائل غیرماندگار، تنش‌هایی که در شروع شبیه‌سازی وارد می‌شوند در کل دوره شبیه‌سازی ثابت می‌مانند. به‌عنوان مثال، ممکن است هدف مدل‌سازی، شبیه‌سازی اثرات پمپاژ چاهی با نرخ ثابت یا شبیه‌سازی اثرات طولانی‌مدت خشکسالی باشد. اما اغلب اوقات، تنش‌هایی مانند پمپاژ و تغذیه در طول شبیه‌سازی تغییر می‌کنند (مانند تغییرات فصلی پمپاژ و/یا تخلیه)، بنابراین کل دوره شبیه‌سازی به بلوک‌هایی از زمان که معمولا آن را دوره‌های تنش می‌نامند (با توجه به ترم‌های MODFLOW)، تقسیم می‌شود. بنا به تعریف، تنش‌ها در طول دوره تنش ثابت می‌مانند (شکل ۷-۸)، اما زمان‌بندی، موقعیت‌ها و نرخ‌های تنش و همچنین شرایط مرزی از یک دوره تنش به دوره تنش بعدی به‌صورت معلوم‌شده توسط مدل‌ساز تغییر می‌کند. برای شبیه‌سازی تغییرات بار هیدرولیکی دوره تنش و پایداری راه‌حل، هر دوره تنش به گام‌های زمانی تقسیم می‌شود. در MODFLOW، اگر تنش‌ها در کل شبیه‌سازی ثابت باشد از یک دوره تنش استفاده می‌شود.



شکل ۷-۸ دوره‌های تنش برای الف- برداشت‌های آب زیرزمینی از طریق پمپاژ؛ از ۷۸ دوره تنش، با طول متغیر، بین سال‌های ۱۸۹۱ و ۲۰۰۹ در شبیه‌سازی استفاده شد (۱۳). ب- تغذیه، نرخ‌های تغذیه از مدل بیلان آب-خاک برآورد شده است (کادر ۵-۴). نرخ‌های تغذیه برای دوره‌های تنش ۳ تا ۱۲ نشان داده شده است (۸ و ۱۸).

شبیه‌سازی غیرماندگار با شبیه‌سازی پاسخ بارهای هیدرولیکی اولیه (بخش ۷-۴) به تنش‌های اولین دوره تنش، بعد از گذشت یک گام زمانی شروع می‌شود. برای گام زمانی دوم، کد، بارهای هیدرولیکی اولیه را با بار هیدرولیکی به‌دست آمده در پایان گام زمانی اول جایگزین می‌کند و بارهای هیدرولیکی را در پایان گام زمانی دوم محاسبه می‌کند که بارهای هیدرولیکی اولیه گام زمانی سوم می‌شود. این فرآیند تا پایان شبیه‌سازی (اگر فقط یک دوره تنش وجود داشته باشد) و یا تا پایان دوره تنش ادامه می‌یابد که در این حالت، بارهای هیدرولیکی آخرین گام زمانی، بارهای هیدرولیکی اولیه برای اولین گام زمانی دومین دوره تنش می‌شود. این فرآیند تا زمانی‌که همه دوره‌های تنش شبیه‌سازی شوند، ادامه پیدا می‌کند.

۷-۶-۲ انتخاب گام زمانی

از آنجا که اندازه گام زمانی بر خطای بیلان آب محاسبه شده توسط مدل و همچنین پایداری راه‌حل موثر است، انتخاب طول گام زمانی مهم است. انتخاب گام زمانی، ممکن است با انواع مدل و/یا کد تعیین شود. به‌عنوان مثال، مدل آب زیرزمینی ادغام شده با مدل جریان غیراشباع، اغلب شامل ناپایداری‌های عددی مربوط به اندازه گام زمانی است (کادر ۶-۲). اگر گام‌های زمانی بسیار بزرگ باشد، راه‌حل عددی، نوسانات غیرواقعی برای بارهای هیدرولیکی محاسبه می‌کند. این نوسانات به نوبه خود بر راه‌حل‌های عددی معادله هم‌رفت-پخشیدگی[1] در مسائل انتقال املاح تأثیر می‌گذارد. نوسانات عددی معمولا با کاهش اندازه گام زمانی حذف می‌شوند. بعضی از کدهای انتقال املاح (مانند MT3DMS؛ ۲۸)، گام زمانی مورد نیاز را به‌طور خودکار محاسبه می‌کند که نوسانات را تحت کنترل داشته باشد. اما، کدهای جریان آب زیرزمینی، بسیار کمتر در معرض ناپایداری عددی هستند و در اکثر کدهای جریان لازم است که کاربر گام‌های زمانی یا پارامترهای گام زمانی را تعیین کند و در ادامه بررسی می‌شود.

از نظر تئوری، برای اینکه مدل‌های عددی، تقریب‌های نزدیکتری از معادله دیفرانسیل جزئی (معادله ۳-۱۲) داشته باشند، بهتر است گام‌های زمانی کوچک انتخاب شوند. اما از نظر محاسباتی، تشکیل گام‌های زمانی کوچک یکنواخت در کل دوره شبیه‌سازی که می‌تواند چندین سال یا دهه باشد، عملی نیست. در مقابل، معمولا گام‌های زمانی با طول متغیر با گام‌های زمانی کوچک در شروع دوره تنش، برای نمایش پاسخ اولیه به تنش و گام‌های زمانی طولانی‌تر بعد از پاسخ تنش اولیه سیستم استفاده می‌شود. گام‌های زمانی با طول متغیر با استفاده از یک عملگر ضرب گام زمانی محاسبه می‌شوند که گام زمانی را افزایش

[1] Advection-Dispersion

می‌دهد. این افزایش تا زمانی ادامه می‌یابد که گام زمانی به یک حداکثر مقدار مشخص شده برسد و بعد از آن ثابت می‌ماند. تورک[1] (۱۹۹۳)، برای مسائل غیرخطی و مسائلی که تغییرات سریعی در تنش‌ها دارند، پیشنهاد کرد که گام‌های زمانی بهتر است با مضرب‌های کمتر از ۱/۵-۱/۱ افزایش یابد. مارسیلی[2] (۱۹۸۶)، مضرب‌های ۱/۵-۱/۲ را پیشنهاد کرد که اغلب مقدار ($\sqrt{۲}$=) ۱/۴۱۴ انتخاب اولیه خوبی است (صفحه ۳۹۹ مرجع شماره ۱۶).

در بعضی از کدها، گام زمانی اولیه،Δt_i، برای شروع شبیه‌سازی و/یا در شروع هر دوره تنش، لازم است توسط مدل‌ساز تعیین شود. مقدار مناسب برای گام زمانی اولیه، مقدار حداکثر گام زمانی برای راه‌حل صریح معادله حاکم دو بعدی، همگن و همسانگرد هنگامی که $\Delta x = \Delta y = a$ می‌باشد (صفحه ۳۹۹ مرجع شماره ۱۶؛ صفحه ۷۰ مرجع شماره ۲۶):

$$\Delta t_i = \frac{Sa^2}{4Kb} \qquad (۳-۷)$$

که K، هدایت هیدرولیکی؛ b، ضخامت لایه و S، ضریب ذخیره است. برای شبکه/مش نامنظم، Δt_i با انتخاب مقدار فاصله گرهی معرف و خصوصیات سلول یا جزء معرف تقریب زده می‌شود. گام‌های زمانی Δt_i در شروع دوره تنش، تغییرات سریع بار هیدرولیکی ناشی از تغییرات تنش‌ها و/یا اعمال تنش‌های جدید را نشان می‌دهد (شکل ۷-۹). اگر این تغییرات سریع بار هیدرولیکی برای هدف مدل‌سازی مهم نباشد، برای استفاده گام زمانی اولیه بزرگ‌تر مناسب است و نتایج چند گام زمانی اولیه نادیده گرفته می‌شود.

در MODFLOW، گام زمانی اولیه دوره تنش با استفاده از مقادیری که توسط کابر برای مضرب گام زمانی (M)، تعداد گام‌های زمانی در دوره تنش (N)، و طول دوره تنش (T_{SP}) مشخص می‌شود، از رابطه زیر محاسبه می‌گردد:

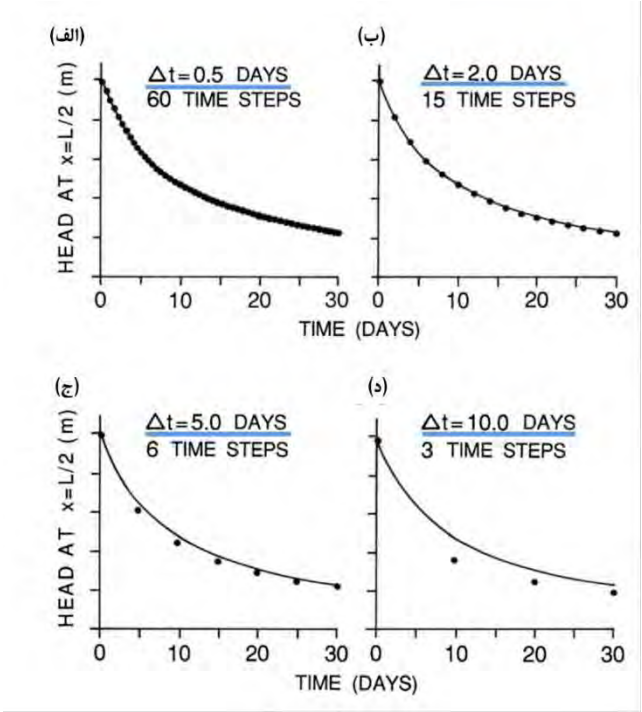
$$\Delta t_i = T_{SP}\frac{(1-M)}{(1-M)^N} \qquad (۴-۷)$$

هر دوره تنش با گام زمانی کوچک، Δt_i، شروع شده و در ادامه با استفاده از مضرب گام زمانی افزایش داده می‌شود. سپس در شروع دوره تنش بعدی، دوباره گام زمانی تا Δt_i کاهش می‌یابد. با توجه به دستورالعمل عمومی، بهتر است در هر دوره تنش حداقل شش گام زمانی وجود داشته باشد، این دستورالعمل توسط پریکت و لانکویست[3] (۱۹۷۱) پیشنهاد شده است، آن‌ها نشان دادند که راه‌حل عددی

---

[1] Torak
[2] Marsily
[3] Prickett and Lonnquist

بعد از شش گام زمانی با راه‌حل تحلیلی یکسان می‌شود (شکل ۷-۱۰-الف). اخیراً، ریلی و هاربوگ[1] (۲۰۰۴)، قانون شش گام زمانی در هر دوره تنش را بررسی کردند (شکل ۷-۱۰-ب). به شکل ۷-۹-ج نیز مراجعه شود.



شکل ۷-۹ اثر اندازه گام زمانی (Δt) بر راه‌حل عددی (نقاط) در مقایسه با راه‌حل تحلیلی (خط پر) برای کاهش سطح آب زیرزمینی. راه‌حل عددی با گام‌های زمانی کوچک در شکل الف و ب مطابقت خیلی خوبی با راه‌حل تحلیلی دارد. راه‌حل عددی با گام زمانی بزرگ‌تر در شکل ج مطابقت قابل قبولی با راه‌حل تحلیلی دارد. راه‌حل عددی با گام زمانی انتخابی در شکل د پس از گذشت ۳۰ روز با راه حل تحلیلی تطابق ندارد (۲۵).

در FEFLOW، از گام زمانی تطبیقی نیز استفاده می‌شود (صفحات ۳۰۴ تا ۳۰۸ مرجع شماره ۵)، که:

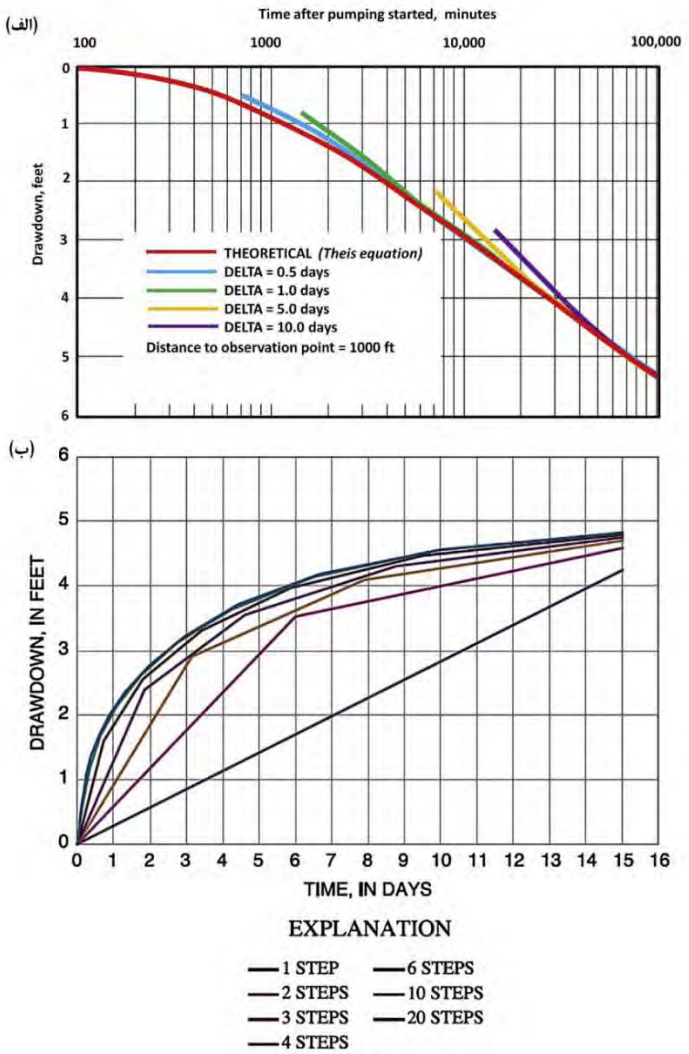
$$\Delta t_{n+1} = \Delta t_n \left(\frac{\varepsilon}{\|d_{n+1}\|}\right)^B \qquad (۵-۷)$$

[1] Reilly and Harbaugh

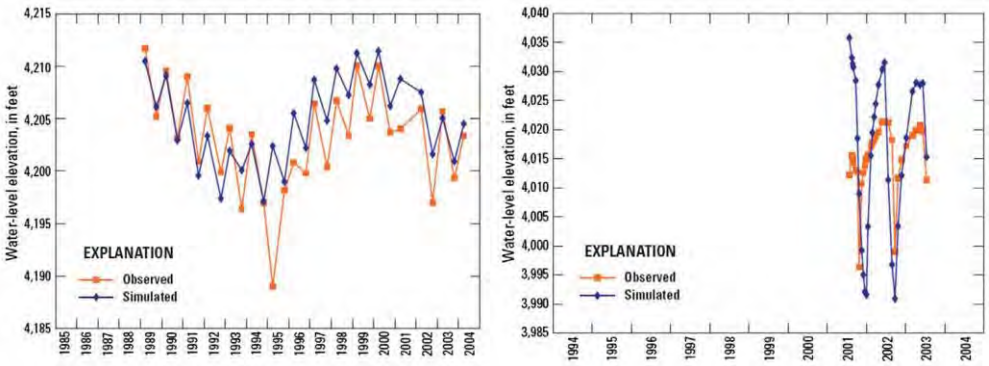
در معادله ۷-۵، Δt_n، گام زمانی فعلی؛ Δt_{n+1}، گام زمانی بعدی؛ ε، شرط توقف (نوسان خطا؛ بخش‌های ۴-۵-۳ و ۳-۷-۳)؛ d_{n+1}، خطای محلی گردکردن است که دو خط عمودی نشان دهنده مقادیر میانگین هستند؛ B، با توجه به روش حل، برابر با یک سوم یا یک دوم است (جدول ۸-۷ در صفحه ۳۰۶ مرجع شماره ۵).کاربر، گام زمانی اولیه کوچکی را تعیین می‌کند و مقدار ε، بین ۰/۰۰۱ و ۰/۰۰۰۱ است. مدل‌ساز با تنظیم ε، فرآیند گام‌های زمانی را کنترل می‌کند. هنگامی که مقدار ε، خیلی زیاد باشد، راه‌حل نوسانی می‌شود و هنگامی که مقدار ε، خیلی کوچک باشد، محاسبات به‌صورت غیرقابل قبولی پر هزینه می‌شود. برای مدل‌سازی مناسب، بهتر است با استفاده از تعداد گام‌های زمانی مختلف، مضرب‌های مختلف گام زمانی و حل‌کننده‌های مختلف چندین اجرای آزمایشی انجام شود. سپس تأثیر آن‌ها بر بارهای هیدرولیکی و بیلان آب در زمان‌هایی که برای هدف مدل‌سازی مهم است، ارزیابی شود و در نهایت می‌توان پارامترهای نهایی گسسته‌سازی زمان را انتخاب کرد.

۷-۷ توصیف شرایط غیرماندگار

داده‌های واسنجی برای شبیه‌سازی غیرماندگار، بهتر است شامل هیدروگراف‌های درازمدت (مانند شکل ۲-۷؛ همچنین به مرجع شماره ۲۲ مراجعه شود) و اطلاعاتی درباره پاسخ غیرماندگار شارهای توزیع شده در منطقه مدل‌شده باشد. داده‌های مشاهده‌ای درازمدت در تعیین الگوها و روندهای غیرماندگار مفید است، حتی اگر طول دوره شبیه‌سازی غیرماندگار کوتاه‌تر از دوره ثبت مشاهدات باشد. طی واسنجی، بارهای هیدرولیکی شبیه‌سازی شده با بارهای هیدرولیکی اندازه‌گیری شده موجود مقایسه می‌شود (شکل ۱۱-۷). نمودارهای میله‌ای میانگین و دامنه سطح آب در هر چاه مشاهده‌ای نیز مفید است (شکل ۹-۴-ج و د). جریان‌های آب زیرزمینی اندازه‌گیری شده (مانند جریان پایه در شکل ۹-۴-الف؛ جدول ۷-۱) نیز بخشی از مجموعه داده‌های واسنجی می‌باشند. در عمل، داده‌های واسنجی از داده‌های ثبت شده سطح آب زیرزمینی و یا جریان در رودخانه که در دسترس باشد، تشکیل می‌شود (جدول ۷-۱). علاوه بر این، اگر شرایط اولیه بر اساس شرایط قبل از توسعه پروژه باشد، داده‌های تاریخی سطح آب می‌تواند مفید باشند (بخش ۷-۴).



شکل ۷-۱۰ تأثیر تعداد گام‌های زمانی بر راه‌حل‌های عددی افت ناشی از پمپاژ. الف- راه‌حل‌های عددی با استفاده از گام های زمانی متفاوت (DELTA) با روش تحلیلی تیس مقایسه می‌شود. افت در نقطه مشاهده‌ای با فاصله ۱۰۰۰ فوت از چاه پمپاژ نشان داده شده است (۱۷). ب- حل‌های عددی برای افت در چاه پمپاژ با استفاده ۱ تا ۲۰ گام زمانی. به جز گام زمانی اول، هر گام زمانی ۱/۵ برابر طولانی‌تر از قبلی است. حل‌های ۱۰ و ۲۰ گام زمانی در مقیاس نقشه قابل تشخیص نیست. حل با ۶ گام زمانی تطابق خوبی با حل با ۱۰ و ۲۰ گام زمانی دارد (۱۹).



شکل ۷-۱۱ سطوح آب شبیه‌سازی شده و مشاهده شده دو چاه مشاهده‌ای در کالیفرنیا با دوره‌های زمانی متفاوت (۱۰).

هنگامی‌که داده‌های مشاهده‌ای جمع‌آوری شد، مدل‌ساز باید تصمیم بگیرد که چه مقدار از نتایج مدل غیرماندگار طی واسنجی (فصل ۹) و پیش‌بینی (فصل ۱۰) مدل، ذخیره، پردازش و آنالیز شود. داده‌های بار هیدرولیکی غیرماندگار برای نمایش نقشه خطوط کنتور برای دوره‌های زمانی مشخصی و/یا هیدروگراف‌هایی که نوسانات بار هیدرولیکی را در محل‌های مشخصی نمایش می‌دهند، معمولا پس-پردازش می‌شوند (شکل‌های ۷-۵-الف و ۹-۴-الف). کدهای پردازش سری‌های زمانی (مانند TSPROC، ۲۷) پردازش و ارزیابی داده‌های ورودی و خروجی مدل غیرماندگار را به‌طور خودکار انجام می‌دهند. به‌دلیل حجم زیاد نتایج خروجی طی مدل‌سازی غیرماندگار، بررسی‌ها به زمان‌های مهم در هدف مدل-سازی محدود می‌شود که در آن بارهای هیدرولیکی، شارها (شکل ۷-۵-ج) و بیلان‌های آب بررسی می‌شود. برای اطمینان از همگرایی حل با گام زمانی مورد بررسی، بهتر است بیلان‌های آب شبیه‌سازی شده (شکل‌های ۷-۵-ب و ۳-۱۲) کنترل شوند (بخش ۳-۷). تغییر ذخیره در بیلان آب، مسیر رسیدن به شرایط ماندگار را نشان می‌دهد؛ طوری‌که وقتی راه‌حل به شرایط ماندگار نزدیک می‌شود، تغییر در مقدار ذخیره کاهش یافته و در شرایط ماندگار، برابر با صفر می‌شود.

جدول ۷-۱ انواع داده‌های واسنجی غیرماندگار برای آبخوان‌های تحت‌فشار در مدل منطقه‌ای حوضه میشیگان آمریکا (۸). وزن‌های مشاهده‌ای بیشتر، افزایش اهمیت داده مشاهده‌ای در واسنجی مدل را نشان می‌دهد (بخش ۹-۵).

	تعداد مشاهدات	وزن مشاهدات
مجموعه اهداف		
"قبل از توسعه"- قبل از سال ۱۹۴۰		
سطوح آب شبکه USGS	۱۱	۱
سطوح آب برداشتی از لوگ‌های حفاری	۵۱	۰/۲۵
خطوط کنتور ارتفاع کمبرین-اردیویکن ویسکانسین [1]	۲۳۳	۰/۰۴
خطوط کنتور ارتفاع پنسیلوانیا- میشیگان [2]	۱۱۵	۰/۰۴
خطوط کنتور مارشال میشیگان[3]	۱۰۳	۰/۰۴
سطوح آب متفرقه ایندیانا[4]	۱۹	۰/۱۶
خطوط کنتور ارتفاع کمبرین-اردیویکن ایلی‌نویز[5]	۲۳۱	۰/۰۴
شبکه چاه‌ها USGS- داده‌های تاریخی سطوح آب		
شبه جزیره کم‌ارتفاع جنوب، میشیگان	۱۷۶۱	۰/۰۱-۰/۰۴
شبه جزیره کم‌ارتفاع شمال، میشیگان	۲۷۲	۰/۰۱
شبه جزیره بالایی، میشیگان	۴۲۶	۰/۰۱-۰۴
شمال شرقی ویسکانسین	۱۹۶۴	۰/۰۱-۰۴
جنوب شرقی ویسکانسین	۱۱۴۹	۰/۰۱-۰۴
شمال ایندیانا	۲۹۴	۰/۰۱
مرزهای دور از محدوده	۲۴۲۲	۰/۰۰۲۵-۰/۰۱

[1] Wisconsin Cambrian-Ordovician
[2] Michigan Pennsylvanian
[3] Michigan Marshall
[4] Indiana
[5] Illinois Cambrian–Ordovician

ادامه جدول ۷-۱ انواع داده‌های واسنجی غیرماندگار برای آبخوان‌های تحت‌فشار در مدل منطقه‌ای حوضه میشیگان آمریکا (۸). وزن‌های مشاهده‌ای بیشتر، افزایش اهمیت داده مشاهده‌ای در واسنجی مدل را نشان می‌دهد (بخش ۹-۵).

	تعداد مشاهدات	وزن مشاهدات
مجموعه اهداف		
شمال‌شرقی کمبرین-اردیویکن ایلی‌نویز		
خطوط کنتور سطح آب سال ۲۰۰۰	۲۴۸	۰/۰۱
افت، خطوط کنتور ۲۰۰۰-۱۸۶۴	۲۴۸	۰/۰۱
بازیافت، خطوط کنتور ۲۰۰۰-۱۹۸۰	۲۶۷	۰/۰۰۲۵-۰/۰۱
تغییرات دهه‌ای ارتفاع بار هیدرولیکی در شبکه چاه‌های USGS		
شبه جزیره کم‌ارتفاع جنوب، میشیگان	۱	۴۹
شمال شرقی ویسکانسین	۲۲	۱-۴
جنوب شرقی ویسکانسین	۴۰	۱
اختلاف ارتفاع بار هیدرولیکی عمودی		
شبکه چاه‌های USGS	۴۱	۰/۲۵-۴
تست‌های بسته‌بندی USGS RASA قبل از دهه ۱۹۸۰	۳۱	۴
جریان پایه در ایستگاه‌های رودخانه USGS در سال ۲۰۰۰		
شبه جزیره کم‌ارتفاع جنوب، میشیگان	۱۷	$۳/۶ \times ۱۰^{-۱۱}$
شبه جزیره کم‌ارتفاع شمال، میشیگان	۱۱	$۳/۶ \times ۱۰^{-۱۱}$
شبه جزیره بالایی، میشیگان	۹	$۳/۶ \times ۱۰^{-۱۱}$
شمال شرقی ویسکانسین	۱۲	$۳/۶ \times ۱۰^{-۱۱}$
جنوب شرقی ویسکانسین	۴	$۳/۶ \times ۱۰^{-۱۱}$
شمال ایندیانا	۳	$۳/۶ \times ۱۰^{-۱۱}$
شمال‌شرقی ایلی نویز	۶	$۳/۶ \times ۱۰^{-۱۱}$
مجموع	۱۰۰۱۱	

۷-۸ خطاهای رایج در مدل‌سازی

- استفاده از مدل‌های پرهزینه غیرماندگار وقتی که راه‌حل‌های کم هزینه همانند مدل‌های ماندگار حدّی هدف مدل‌سازی را به خوبی تامین می‌کند.

- برای تعیین شرایط اولیه برای شبیه‌سازی غیرماندگار، از بارهای هیدرولیکی اندازه‌گیری شده به‌صورت میدانی به‌جای شرایط اولیه ایجاد شده توسط مدل استفاده شود.
- دوره محاسباتی اولیه برای شبیه‌سازی غیرماندگار برای غلبه بر خطاهای ناشی از شرایط اولیه برای شروع، به اندازه کافی طولانی نباشد.
- هنگامی‌که برای تامین هدف مدل‌سازی توجه به تأثیر میانگین تنش یا شرایط در انتهای دوره تنش مورد نیاز است، از نتایج شبیه‌سازی شده اولین گام زمانی در دوره تنش برای تصمیم‌گیری استفاده شود.
- تأثیرات غیرماندگار مدل به مرزهای هیدرولیکی مدل رسیده و مدل‌ساز متوجه نشود که بارهای هیدرولیکی یا جریان‌های محاسبه شده غیرقابل قبول بوده و با مقادیر اندازه‌گیری شده میدانی مطابقت ندارند.
- هنگامی‌که برای تامین هدف مدل‌سازی، لازم است تغییرات بار هیدرولیکی در ابتدای دوره تنش با وضوح بهتری نمایش داده شود، برای دوره تنش کمتر از شش گام زمانی تعیین شود.

۷-۹ مسائل

مسائل این فصل مربوط به تأثیر گام زمانی بر حل غیرماندگار است. همچنین، به مسأله هابرتویل[1] از فصل ۴ (مسائل ۴-۳ و ۴-۴) مراجعه می‌شود و تأثیر پمپاژ آبخوان بر مرداب سبز[2] طی یک سال ارزیابی می‌شود.

مسأله ۷-۱ به مسأله (۶-۱-ب) مراجعه شود. برای ایجاد بارهای هیدرولیکی اولیه ماندگار دینامیک از فاصله گرهی یکنواخت به طول ۱۰۰ متر استفاده کنید و مدل غیرماندگار را با $S = 3 \times 10^{-5}$ اجرا کنید. بارهای هیدرولیکی و افت را بعد از یک سال پمپاژ پیوسته محاسبه کنید.

الف- مدل را سه بار جداگانه با ۱، ۵ و ۱۰ گام زمانی با طول یکنواخت اجرا کنید. بارهای هیدرولیکی را در پایان هر گام زمانی ذخیره کنید. برای هر شبیه‌سازی، بارهای هیدرولیکی یا افت را در پروفیلی که چاه از آن عبور کرده به‌صورت گراف رسم کنید؛ تمام پروفیل‌ها را در یک نمودار قرار دهید. نتایج را با هم مقایسه کنید.

---

[1] Hubbertville
[2] Green Swamp

ب- مدل را با ۱۰ گام زمانی با طول متغیر و دوره تنش یک روزه اجرا کنید. گام‌های زمانی در شروع دوره را کوچک‌تر در نظر بگیرید. پروفیلی از این داده‌ها را در نموداری مشابه بخش الف رسم کنید. تأثیر استفاده از گام‌های زمانی با طول متغیر را بررسی کنید.

مسأله ۷-۲ به مسائل ۴-۳ و ۴-۴ در فصل ۴ مراجعه شود. چاه به‌طور کامل احداث می‌شود و به مدت یک سال برای تامین نیازهای آبی ضروری پمپاژ می‌شود. به اعتقاد آن‌ها بهره‌برداری از چاه، تأثیر دراز مدت این پمپاژ را بر تخلیه بر مرداب می‌توان ارزیابی کرد. از شما خواسته شده است تا تأثیرات عوامل موثر بر تخلیه به مرداب و سطح ایستابی را قبل از صدور مجوز برای شروع پمپاژ را پیش‌بینی کنید.

الف- مدل ماندگار در مسأله ۴-۳ را به مدل غیرماندگار تبدیل کنید. از $S_y = 0.1$ استفاده کنید و بارهای هیدرولیکی اولیه را برابر با خروجی مدل ماندگار بدون چاه پمپاژ در نظر بگیرید. توزیع بار هیدرولیکی و کاهش جریان به مرداب طی یک سال پمپاژ پیوسته با نرخ تغذیه روزانه متوسط نشان داده شده در شکل ۴-۳ پیش بینی کنید. یک چاه مشاهده‌ای نزدیک خط تقسیم آب زیرزمینی قرار دهید. بارهای هیدرولیکی در چاه مشاهده‌ای بهتر است در پایان هر ماه (از فوریه شروع و در ژانویه تمام شود) محاسبه شود. هر ماه یک دوره تنش است که به ۱۰ گام زمانی تقسیم می‌شود. پروفیلی از توزیع بار هیدرولیکی برای هر ماه و هیدروگراف‌های چاه مشاهده‌ای و چاه پمپاژ تهیه کنید. جهت پروفیل بهتر است شمالی- جنوبی باشد و از گره چاه پمپاژ و چاه مشاهده‌ای بگذرد. تحت این شرایط، تخلیه به مرداب سبز نسبت به تخلیه محاسبه شده در مسأله ۴-۳ چقدر تغییر می‌کند؟

ب- با بازبینی مدل و نتایج مسأله ۷-۲-الف، پیشنهاد شده که به دلیل فرض نرخ تغذیه متوسط ثابت سالانه مدل ماندگار تهیه‌شده نامناسب است. مشاهدات تاریخی نوسانات سطح ایستابی در این دره نشان می‌دهد که سطح ایستابی در اوایل بهار هر سال دو متر بالا می‌آید و طی بقیه ماه‌های سال در ژانویه به حداقل مقدار خود می‌رسد. نرخ تغذیه متوسط ماهانه تخمین زده شده در جدول ۷-۱ ارائه شده است. از بارهای هیدرولیکی ماندگار دینامیکی تحت شرایط بدون پمپاژ به‌عنوان شرایط اولیه برای شروع شبیه‌سازی غیرماندگار در اول ژانویه استفاده می‌شود. با فرض اینکه چاه به‌طور پیوسته پمپاژ می‌شود مدل غیرماندگار را برای محاسبه بارهای هیدرولیکی در پایان هر ماه اجرا کنید. نوسانات ماهانه تغذیه در جدول ۷-۱ ارائه شده است. برای نمایش نوسانات بار هیدرولیکی در چاه مشاهده‌ای و چاه پمپاژ، هیدروگرافی تهیه کنید. همچنین پروفیل‌های بار هیدرولیکی ماهانه شبیه‌سازی شده را رسم کنید؛ بهتر است هر پروفیل از مرداب، چاه مشاهده‌ای، چاه پمپاژ و رودخانه بگذرد.

جدول مسأله ۷-۱ نرخ‌های تغذیه میانگین ماهانه برآورد شده برای آبخوان هابرتویل

ماه	سرعت تغذیه (متر بر روز)
ژانویه	۰/۰۰۱
فوریه	۰/۰۰۳
مارس	۰/۰۰۴
آوریل	۰/۰۰۳
می	۰/۰۰۱
جون	۰/۰۰۰۵
جولای	۰/۰۰۰۰۵
آگوست	۰/۰۰۰۰۵
سپتامبر	۰/۰۰۰۰۵
اکتبر	۰/۰۰۰۰۵
نوامبر	۰/۰۰۰۰۵
دسامبر	۰/۰۰۰۵

ج- اثرات تخلیه محاسبه شده به مرداب سبز در مسائل ۴-۳ (ماندگار بدون پمپاژ)، ۴-۴ (ماندگار به همراه چاه پمپاژ)، ۷-۲-الف (پمپاژ یک ساله با تغذیه میانگین ثابت سالانه) و ۷-۲-ب (پمپاژ یک ساله با تغذیه متغیر) را با یکدیگر مقایسه کنید. هیدروگراف‌های تهیه شده در مسائل ۷-۲-الف و ۷-۳-ب را با یکدیگر مقایسه کنید. آیا نتایج مدل شما منطقی است؟ چرا؟

مراجع

1. Ajami, H., McCabe, M.F., Evans, J.P., Stisen, S., 2014. Assessing the impact of model spin-up on surface water-groundwater interactions using an integrated hydrologic model. Water Resources Research 50 (3), 2636e2656. http://dx.doi.org/10.1002/2013WR014258.
2. Ataie-Ashtiani, B., Volker, R.E., Lockington, D.A., 2001. Tidal effects on groundwater dynamics in unconfined aquifers. Hydrological Processes 12, 655e669. http://dx.doi.org/10.1002/hyp.183.
3. Barlow, P.M., Leake, S.A., 2012. Streamflow depletion by wellsdunderstanding and managing the effects of groundwater pumping on streamflow. U.S. Geological Survey Circular 1376, 84 p. http://pubs.usgs.gov/circ/1376/.
4. Central Texas Groundwater Conservation District, August 2012. The Hydro Blog. http://www. centraltexasgcd.org/the-hydro-blog/.

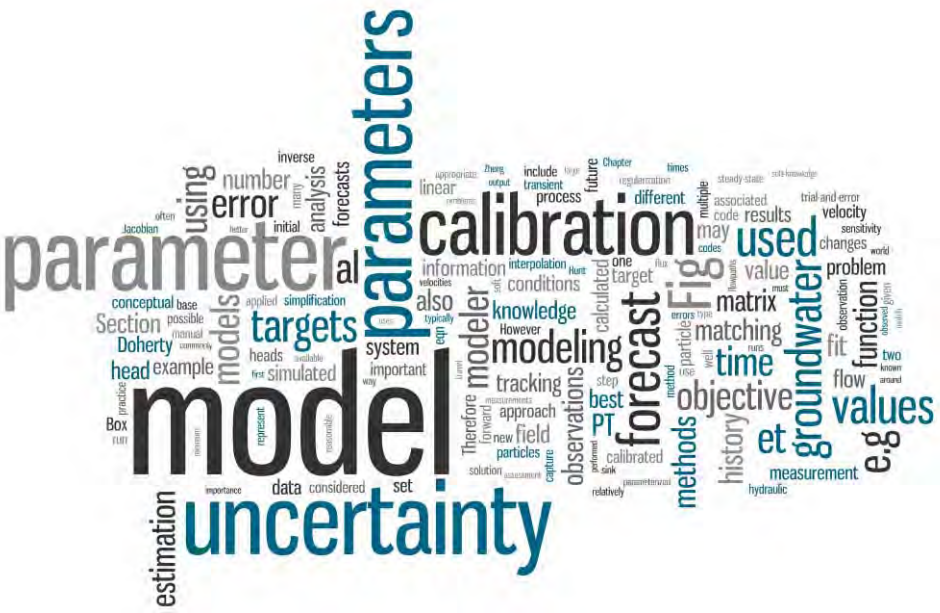
5. Diersch, H.-J.G., 2014. FEFLOW: Finite Element Modeling of Flow, Mass and Heat Transport in Porous and Fractured Media. Springer, 996 p.
6. Domenico, P.A., Schwartz, F.W., 1998. Physical and Chemical Hydrogeology, second ed. John Wiley & Sons, Inc. 506 p.
7. Dripps, W.R., Hunt, R.J., Anderson, M.P., 2006. Estimating recharge rates with analytic element models and parameter estimation. Groundwater 44 (1), 47e55. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.00115.x.
8. Feinstein, D.T., Hunt, R.J., Reeves, H.W., 2010. Regional Groundwater-Flow Model of the Lake Michigan Basin in Support of Great Lakes Basin Water Availability and Use Studies. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010e5109, 379 p. http://pubs.usgs.gov/sir/2010/5109/.
9. Franke, O.L., Reilly, T.E., Bennett, G.D., 1987. Definition of Boundary and Initial Conditions in the Analysis of Saturated Ground-Water Flow Systems-An Introduction. U.S. Geological Survey Techniques of Water-Resources Investigation 03eB5, 15 p. http://pubs.usgs.gov/twri/twri3-b5/.
10. Gannett, M.W., Wagner, B.J., Lite Jr., K.E., 2012. Groundwater Simulation and Management Models for the Upper Klamath Basin, Oregon and California. U.S. Geological Survey Scientific Investigations, Report 2012-5062, 92 p. http://pubs.usgs.gov/sir/2012/5062/.
11. Haitjema, H.M., 1995. Analytic Element Modeling of Groundwater Flow. Academic Press, Inc., San Diego, CA, 394 p.
12. Haitjema, H., 2006. The role of hand calculations in ground water flow modeling. Groundwater 44 (6), 786e791. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00189.x.
13. Kasmarek, M.C., 2012. Hydrogeology and Simulation of Groundwater Flow and Land-Surface Subsidence in the Northern Part of the Gulf Coast Aquifer System, Texas, 1891e2009 (ver. 1.1, December 2013). U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2012e5154, 55 p. http://dx.doi.org/sir20125154.
14. Lemieux, J.-M., Sudicky, E.A., Peltier, W.R., Tarasov, L., 2008. Simulating the impact of glaciations on continental groundwater flow systems: 2. Model application to the Wisconsinian glaciation over the Canadian landscape. Journal of Geophysical Research 113, F03018. http://dx.doi.org/10.1029/2007JF000929.
15. Maddock III, T., Vionnet, L.B., 1998. Groundwater capture processes under a seasonal variation in natural recharge and discharge. Hydrogeology Journal 6 (1), 24e32. http://dx.doi.org/10.1007/s100400050131.
16. Marsily, G. de, 1986. Quantitative Hydrogeology. Academic Press, 440 p.
17. Prickett, T.A., Lonnquist, C.G., 1971. Selected Digital Computer Techniques for Groundwater Resource Evaluation. Illinois Water Survey Bulletin 55, Champaign, IL, 62 p.
18. Reeves, H.W., 2010. Water Availability and Use PilotdA Multiscale Assessment in the U.S. Great Lakes Basin. U.S. Geological Survey Professional Paper 1778, 105 p. http://pubs.usgs.gov/pp/1778/.

19. Reilly, T.E., Harbaugh, A.W., 2004. Guidelines for Evaluation Ground-Water Flow Models. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2004e5038, 30 p. http://pubs.usgs.gov/sir/2004/5038/.
20. Scott, D., Thorley, M., 2009. Steady-State Groundwater Models of the Area Between the Rakaia and Waimakariri Rivers. Environment Canterbury, New Zealand, ISBN 978-1-86937-940-7. Report R09/20, 37 p.
21. Snyder, D.T., 2008. Estimated Depth to Ground Water and Configuration of the Water Table in the Portland, Oregon Area. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2008e5059, 40 p. http://pubs.usgs.gov/sir/2008/5059/.
22. Taylor, C.J., Alley, W.M., 2001. Ground-water-level monitoring and the importance of long-term waterlevel data. U.S. Geological Survey Circular 1217, 68 p. http://pubs.usgs.gov/circ/circ1217/.
23. Torak, L.J., 1993. A Modular Finite-Element Model (MODFE) for Areal and Axisymmetric Ground- Water-Flow Problems: 3. Design and Philosophy and Programming Details. U.S. Geological Survey Techniques of Water Resources Investigations. Chapter A5 Book 6, 243 p. http://pubs.usgs.gov/twri/twri6a5/.
24. Townley, L.R., 1995. The response of aquifers to periodic forcing. Advances in Water Resources 18 (3), 125e146. http://dx.doi.org/10.1016/0309-1708(95)00008-7.
25. Townley, L.R., Wilson, J.L., 1980. Description of an Userپ Manual for a Finite Element Aquifer Flow Model AQUIFEM-1. MIT Ralph M. Parsons Laboratory for Water Resources and Hydrodynamics,Technology Adaptation Program Report No. 79e3, 294p.
26. Wang, H.F., Anderson, M.P., 1982. Introduction to Groundwater Modeling: Finite Difference and Finite Element Methods. Academic Press, San Diego, CA, 237 p.
27. Westenbroek, S.M., Doherty, J.E., Walker, J.F., Kelson, V.A., Hunt, R.J., Cera, T.B., 2012. Approaches in highly parameterized inversion: TSPROC, a general time-series processor to assist in model calibration and result summarization. U.S. Geological Survey Techniques and Methods, 7eC7, 73 p. http://pubs.usgs.gov/tm/tm7c7/.
28. Zheng, C., Wang, P.P., 1999. MT3DMS: A Modular 3-D Multi-species Transport Model for Simulation of Advection, Dispersion and Chemical Reactions of Contaminants in Groundwater Systems; Documentation and Userپ Guide. Contract Report SERDP 99e1. U.S. Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg, MS, 169 pp.
29. Zucker, M.B., Remson, I., Ebert, J., Aguado, E., 1973. Hydrologic studies using the Boussinesq equation with a recharge term. Water Resources Research 9 (3), 586e592. http://dx.doi.org/10.1029/WR009i003p00586.

بخش سوم

ردیابی ذرات، واسنجی، پیش‌بینی و آنالیز عدم قطعیت

در بخش ۳ (فصل‌های ۸ تا ۱۰)، چگونگی آزمایش و بهبود مدل اولیه، بر اساس مفاهیم و روش‌های توصیف‌شده در بخش دوم، برای شبیه‌سازی‌های پیش‌بینی تشریح شده است. ردیابی ذرات (فصل ۸) برای کنترل مسیرهای جریان آب‌زیرزمینی استفاده می‌شود و پس از آن در واسنجی مدل (فصل ۹) مقادیر پارامترهای طوری تنظیم می‌شود که مقادیر شبیه‌سازی شده با مقادیر اندازه‌گیری شده میدانی تقریباً یکی شوند. در فصل ۱۰ نشان داده می‌شود که چگونه مدل واسنجی‌شده برای پیش‌بینی آینده و انجام آنالیز عدم قطعیت استفاده می‌شود.



فصل هشتم

ردیابی ذرات

ردیابی ذرات[1] (PT)، ابزار پس‌پردازشی برای محاسبه مسیرهای جریان و زمان‌های پیمایش است که هر دو برای واسنجی استفاده می‌شود (بخش ۹-۳). PT، برای نمایش انتقال همرفت املاح و آلاینده‌ها نیز استفاده می‌شود.

۸-۱ مقدمه

کد ردیابی ذرات (PT)، پس‌پردازنده مدل جریان آب زیرزمینی است که سرعت میدانی و مسیرهای حرکت ذرات فرضی را در دامنه مدل محاسبه می‌کند. کد PT، با استفاده از توزیع بار هیدرولیکی محاسبه‌شده و ضرایب هدایت هیدرولیکی مدل جریان آب زیرزمینی و مقادیر تخلخل مؤثر تعیین‌شده توسط کاربر (کادر ۸-۱)، سرعت‌ها را در نقاط گره‌ای شبکه/مش (شکل ۸-۱) محاسبه می‌کند.

سرعت‌های گره‌ای در نقاط دیگر جریان میدانی درون‌یابی می‌شود و با اعمال ذرات فرضی و ردیابی آن‌ها در محیط پیوسته مسیر جریان مشخص می‌شود. کد PT، مسیر همه ذرات را حفظ کرده و ذراتی که به منابع تخلیه (مانند چاه‌ها) درون مدل وارد و یا از مرزهای محیطی مدل خارج می‌شود، را حذف می‌کند. در مسائل ماندگار دو بعدی و بدون تغذیه توزیعی، مسیرهای جریان، خطوط جریان (بخش ۳-۴) هستند و هنگامی که به همراه خطوط هم‌پتانسیل قرار می‌گیرند در شرایط خاصی شبکه جریان را تشکیل می‌دهند (کادر ۸-۲). در عمل، کاربرد شبکه جریان به تنهایی برای مدل‌سازی آب زیرزمینی بسیار محدود است. مدل‌ساز باید از تفاوت بین شبکه‌های جریان و مسیرهای جریان ایجاد شده توسط PT، آگاهی داشته باشد. شبکه‌های جریان تنها در شرایط محدودی معتبر هستند (به کادرهای ۸-۲ و ۵-۲ مراجعه شود) ولی مسیرهای جریان ایجاد شده توسط PT، حتی در شرایط پیچیده، از خروجی مدل آب زیرزمینی محاسبه می‌شوند.

---

[1] Particle Tracking

کادر ۸-۱ تخلخل مؤثر

ردیابی ذرات (PT) برای محاسبه سرعت جریان آب زیرزمینی (معادله ۸-۱) به مقادیر تخلخل مؤثر نیاز دارد. تخلخل مؤثر، مفهوم نسبتا ساده‌ای دارد، اما تعیین مقدار آن پیچیده است. در این کادر فقط جنبه‌هایی از تخلخل مؤثر بررسی می‌شود که در ردیابی ذرات مورد نیاز است. برای جزئیات بیشتر به صفحات ۵۷-۵۶ و صفحات ۱۷-۱۶ کتاب ژنگ و بنت[1] (۲۰۰۲) و مرجع شماره ۵۳ مراجعه شود.

تخلخل مؤثر را می‌توان از نظر کیفی به‌صورت نسبت حجم منافذ بهم پیوسته موجود برای جریان به کل حجم محیط متخلخل تعریف کرد. بنابراین با این تعریف، تخلخل مؤثر کوچک‌تر از تخلخل کل است که به‌صورت نسبت حجم کل منافذ به حجم کل محیط متخلخل تعریف می‌شود. تخلخل کل را می‌توان در آزمایشگاه اندازه‌گیری کرده یا از طریق منحنی دانه‌بندی (۲۱) و یا بسیاری از جدول‌های موجود (صفحات ۷۷۵-۷۶۷، ضمیمه C مرجع شماره ۳۳) تخمین زد. تخلخل مؤثر را نیز می‌توان در آزمایشگاه با استفاده از آزمایشات ستون خاک اندازه‌گیری کرد، اما نتایج این آزمایشات متناقض و مبهم هستند. به‌عنوان مثال، در آزمایشات انجام شده توسط وندرکمپ[2] و همکاران (۱۹۹۶)، مقادیر تخلخل مؤثر به نوع ردیاب بستگی دارد. تفاوت در این اندازه‌گیری‌ها، به پدیده‌هایی مانند دفع یون، منافذ محصور و پیوند آب با ذرات مربوط می‌شود. در بعضی از اندازه‌گیری‌های آن‌ها، تخلخل مؤثر بزرگ‌تر از مقادیر اندازه‌گیری‌شده تخلخل کل به‌دست آمد. در عمل، معمولاً برای انواع محیط متخلخل، به جای تعریف دو مقدار تخلخل متفاوت، از تخلخل مؤثر برای نمایش تخلخل کل و مؤثر استفاده می‌شود (صفحه ۵۷ مرجع شماره ۶۳). این فرض در بیشتر مواقع برای آبخوان‌های ماسه‌ای معتبر است.

به‌صورت ایده‌آل، تخلخل مؤثر (n) از آزمایش ردیابی انجام شده در منطقه مدل‌سازی تعیین می‌شود. سپس، n از طریق معادله زیر محاسبه می‌شود:

$$n = \frac{q}{V} = \frac{KI}{V}$$ (کادر ۸-۱-۱)

که q، تخلیه ویژه؛ K، هدایت هیدرولیکی؛ I، گرادیان هیدرولیکی و سرعت V، نسبت فاصله به زمان پیمایش ردیاب است. گلهار[3] و همکاران (۱۹۹۲) مقادیر تخلخل مؤثر تخمین زده شده از آزمایشات ردیاب را برای انواع آبخوان‌ها به‌صورت جدولی ارائه کردند (جدول کادر ۸-۱-۱). محدوده مقادیر رسوبات تحکیم نیافته از ۰/۴ (رسوبات آبرفتی، ماسه ریز و رسوبات یخچالی) تا ۰/۰۰۴ (محیط ماسه‌ای لایه‌بندی شده با اندازه متوسط) و از ۰/۶ (شکاف‌های دلومیتی و آهکی) تا ۰/۰۰۵ (شکاف گچی) برای سنگ‌ها است.

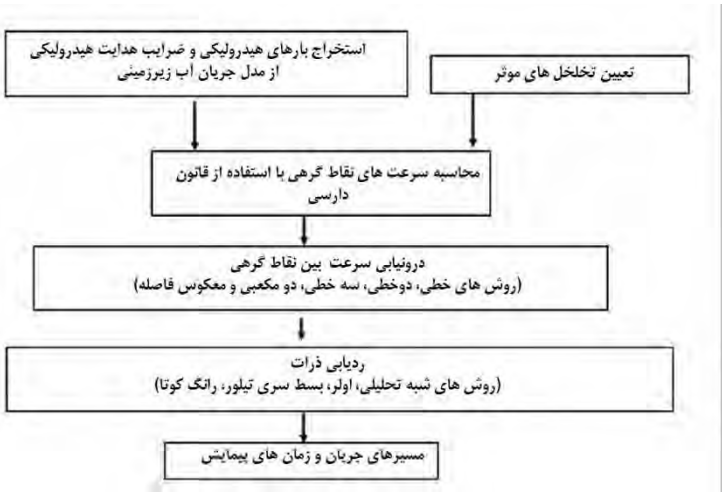
اما در عمل، آزمایشات ردیاب به‌ندرت انجام می‌شود. معمولا تخلخل مؤثر به‌صورت کسری از تخلخل کل تخمین زده می‌شود، که از مقادیر ارائه شده در مراجع مانند جدول کادر ۸-۱-۱ گرفته می‌شود یا طی واسنجی مدل تخمین زده می‌شود. در مدل‌سازی کاربردی آب زیرزمینی، تخلخل مؤثر مقدار مورد نیاز برای توافق بین نتایج مدل و زمان‌های پیمایش مشاهده‌شده است (صفحه ۱۷ مرجع شماره ۶۳).

---

[1] Zheng and Bennett
[2] Van der Kamp
[3] Gelhar

جدول کادر ۸-۱-۱ مقادیر تخلخل مؤثر به‌دست آمده از آزمایشات ردیاب میدانی (۲۲).

Unconsolidated material	Effective porosity
Gravel with cobbles	0.22
Gravel	0.17
Gravel, sand, and silt	0.38
Very heterogenous sand and gravel	0.35
Glaciofluvial sand and gravel (2 different tests)	0.10; 0.07–0.40
Glaciofluvial sand (3 different tests)	0.38
Glacial outwash	0.35
Sand and gravel	0.32
Sand, gravel, and silt (2 different tests)	0.25
Sand and gravel with clay lenses	0.30
Fine sand and glacial till	0.40
Medium to coarse sand with some gravel	0.39
Sand, silt, and clay	0.25
Medium to fine sand with clay and silt	0.25
Layered medium sand	0.004
Sand (3 different sites)	0.24; 0.35; 0.38
Sand and sandstone with some silt and clay	0.23
Alluvium (2 different sites)	0.30; 0.40
Alluvium (gravels)	0.22
Alluvium (clay, silt, sand, and gravel)	0.20
Clay, sand, and gravel (4 different tests)	0.021–0.24
Rock	
Sandstone	0.32–0.48
Limestone (3 different sites)	0.12; 0.23; 0.35
Dolomite	0.034
Chalk	0.023
Fractured limestone	0.01
Fractured limestone and calcareous sandstone	0.25
Fractured dolomite (4 different sites)	0.007, 0.11; 0.024; 0.12; 0.18
Fractured dolomite and limestone	0.06–0.60
Fractured chalk	0.005
Fractured granite	0.02–0.08
Basaltic lava and sediments (2 different tests)	0.10



شکل ۸-۱ فلوچارت فرآیند ردیابی ذرات

طی ردیابی ذرات، ذرات بر اساس سرعت خطی متوسط آب زیرزمینی (v) حرکت می‌کنند:

$$v = -\frac{\underline{K}}{n}(\text{grad h}) \qquad (۱-۸)$$

که v، بردار؛ $\underline{K}$، تانسور هدایت هیدرولیکی (بخش ۳-۲، کادر ۳-۲)؛ grad h، گرادیان برداری h و n تخلخل ویژه است (کادر ۸-۱).

اکثر رابط‌های گرافیکی کاربر[1] (GUIها)، گزینه‌ای برای نتایج پس‌پردازش مدل جریان آب زیرزمینی دارد تا بردارهای سرعت را در مقطع عرضی و پلان (شکل ۸-۲-الف) نشان دهد. با رابط‌های گرافیکی جهت‌های کلی جریان را می‌توان دریافت، ولی مسیرهای جریان را نشان نمی‌دهند. مدل‌ساز باید بردارهای سرعت را بررسی کند اما برای نمایش تصویری جریان آب زیرزمینی بهتر است از ردیابی ذرات نیز استفاده کند. ردیابی ذرات سلول‌ها یا اجزای مرزی به‌صورت تصویری مسیر جریان را از موقعیت اولیه تا مکان تخلیه نشان می‌دهد (شکل ۸-۲-ب). بهتر است، مسیرهای جریان با خطوط جریان ایجاد شده برای مدل مفهومی مقایسه شود (بخش ۲-۳) و قبل از واسنجی مدل باید همه تناقضات برطرف شود. گاهی اوقات، رسم مسیر جریان به تعیین خطاهای مفهومی در مدل جریان آب زیرزمینی کمک می‌کند که با استفاده از نقشه بار هیدرولیکی قابل تشخیص نبوده است. ردیابی ذرات، برای تعیین مناطق تغذیه و تخلیه، مناطق تغذیه-

[1] Graphical User Interface

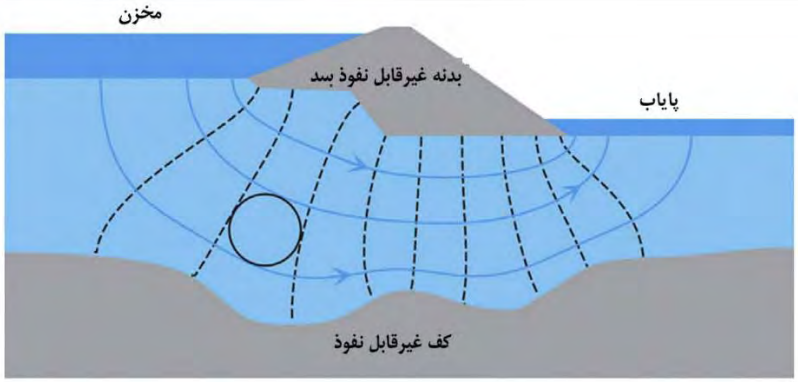
کننده رودخانه‌ها، دریاچه‌ها و چشمه‌ها، تعیین ناحیه آبگیری چاه‌های پمپاژ و ارزیابی اثرات چاه‌هایی که به‌صورت کامل حفر نشده‌اند یا رودخانه‌هایی که کامل در آبخوان نفوذ نکرده‌اند، به مدل‌ساز کمک می‌کند. کدهای ردیابی ذرات، زمان پیمایش هر ذره را نیز محاسبه می‌کنند. زمان‌های پیمایش، سن تقریبی آب‌زیرزمینی را تعیین می‌کند (به عبارت دیگر، زمان ماند، جزئی از آب زیرزمینی در سیستم جریان). این زمان نشان می‌دهد که نمونه آب گرفته شده چه زمانی وارد سیستم آب‌زیرزمینی شده است (۴۸ و ۲۸).

کادر ۸-۲ شبکه‌های جریان

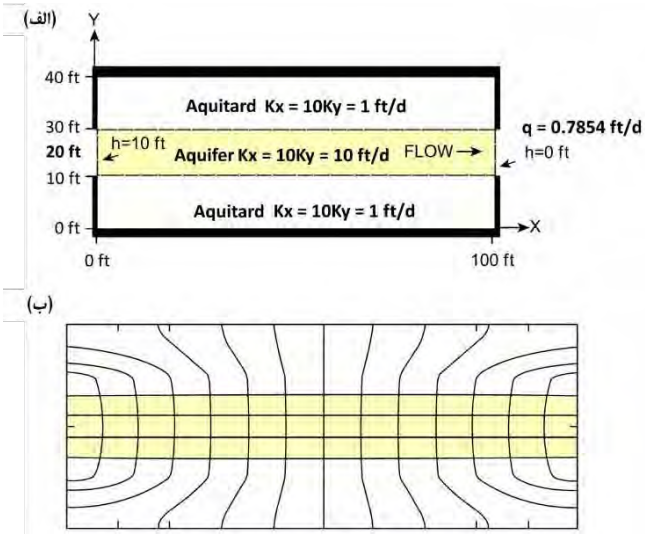
در کلاس‌های مقدماتی هیدروژئولوژی، اغلب جریان آب زیرزمینی را به‌صورت شبکه جریان نشان می‌دهند (شکل کادر ۸-۲-۱ و شکل کادر ۵-۲-۱ در کادر ۵-۲) و از دانشجویان خواسته می‌شود که برای یادگیری، شبکه جریان را رسم کنند. به‌دلیل اینکه برای رسم شبکه‌های جریان، فرض‌های ساده‌کننده زیادی مورد نیاز است، به ندرت این شبکه‌ها در مدل‌سازی کاربردی آب زیرزمینی استفاده می‌شود. برای اینکه خواننده به تفاوت بین مفهوم محدودکننده شبکه جریان و طبیعت مسیرهای جریان در ردیابی ذرات توجه کند، شبکه‌های جریان در این کادر بررسی می‌شود.

نقشه خطوط جریان و خطوط هم‌پتانسیل، شبکه جریان را تشکیل می‌دهد (شکل کادر ۸-۲-۱)، اما این نقشه‌ها فقط برای جریان ماندگار و دوبعدی و آبخوان بدون تغذیه قابل استفاده است. تابع جریان، ψ (بخش ۳-۴)، خطوط جریان را تعریف می‌کند، همان‌طور که حل معادله بار هیدرولیکی خطوط هم پتانسیل را تولید می‌کند. در شرایط همگن و همسانگرد، خطوط جریان و خطوط هم‌پتانسیل با زاویه قائم یکدیگر را قطع می‌کند و مربع‌های منحنی‌شکل را تشکیل می‌دهد (شکل کادر ۸-۲-۱). برای محیط ناهمسانگرد، تبدیل مختصات (کادر ۵-۲)، امکان رسم خطوط جریان و خطوط هم‌پتانسیل با زاویه‌های قائم را در بخش تبدیل‌شده، فراهم می‌کند و سپس می‌توان شبکه جریان را به مختصات واقعی تبدیل کرد (به شکل کادر ۵-۲-۱ در کادر ۵-۲ مراجعه شود). شبکه‌های جریان برای آبخوان‌های غیرهمگنی که ضرایب هدایت هیدرولیکی آن به‌صورت ناحیه‌ای ثابت است، نیز تهیه می‌شود (شکل کادر ۸-۲-۲).

شبکه‌های جریان، به‌صورت دستی با رسم خطوط هم‌تراز بارهای هیدرولیکی اندازه‌گیری‌شده میدانی و سپس رسم خطوط جریان به‌صورت قائم بر خطوط هم‌پتانسل ترسیم می‌شود. اما شبکه‌های جریان میدانی فقط برای شرایط محدودی معتبر است که همانطور که ذکر شد، برای همه شبکه‌های جریان کاربرد دارد. شبکه‌های جریان با استفاده از راه‌حل‌های تحلیلی (۳۸) و عددی (۱۰) نیز ایجاد می‌شود. با رسم خطوط کنتور ψ، مجموعه‌ای از خطوط جریان ایجاد می‌شود که برای تهیه شبکه جریان روی خطوط هم‌پتانسیل قرار می‌گیرند. مدل‌های تحلیلی فقط برای مسائل ساده آب زیرزمینی می‌توانند شبکه جریان را رسم کنند، در حالی‌که، مدل‌های عددی برای مسائل پیچیده آب زیرزمینی که آبخوان‌های غیرهمگن (مناطقی که در آن مقدار K، به‌صورت ناحیه‌ای ثابت است) و ناهمسانگرد (شکل کادر ۸-۲-۲) دارند نیز می‌تواند شبکه جریان را رسم کنند. به هر حال، تمام شبکه‌های جریان فقط در شرایطی که جریان ماندگار و دوبعدی و آبخوان بدون تغذیه است، کاربرد دارد.



شکل کادر ۸-۲-۱ نمایش شماتیک شبکه جریان با خطوط هم‌پتانسیل با بار هیدرولیکی ثابت (خطوط خط‌چین) و خطوط جریان (خطوط آبی جهت‌دار) که مقادیر ثابت تابع جریان، ψ را نشان می‌دهد. اگر فاصله خطوط کنتور ψ ثابت باشد، نرخ جریان، $\Delta Q\ (L^3/T)$، در مجراهای جریان ثابت است و می‌توان محاسبه کرد (به معادله ۳-۲۱ بخش ۳-۴ مراجعه شود) (۱۷).



شکل کادر ۸-۲-۲ شبکه جریان به‌دست آمده از راه‌حل عددی. الف- سیستم ناهمسانگرد است و غیرهمگنی در مناطقی با هدایت هیدرولیکی افقی ثابت (K_x , K_y) به‌صورت ناحیه‌ای نشان داده شده است. به استثنای شروع و پایان آبخوان (لایه میانی) که مقادیر بار هیدرولیکی، h نشان داده شده است در بقیه مرزها، شرایط مرزی بدون جریان است. ب- شبکه جریان سیستم نشان داده شده در (الف). خطوط جریان، خطوط افقی در مرکز شکل هستند؛ سایر خطوط، خطوط هم‌پتانسیل هستند (۱۰).

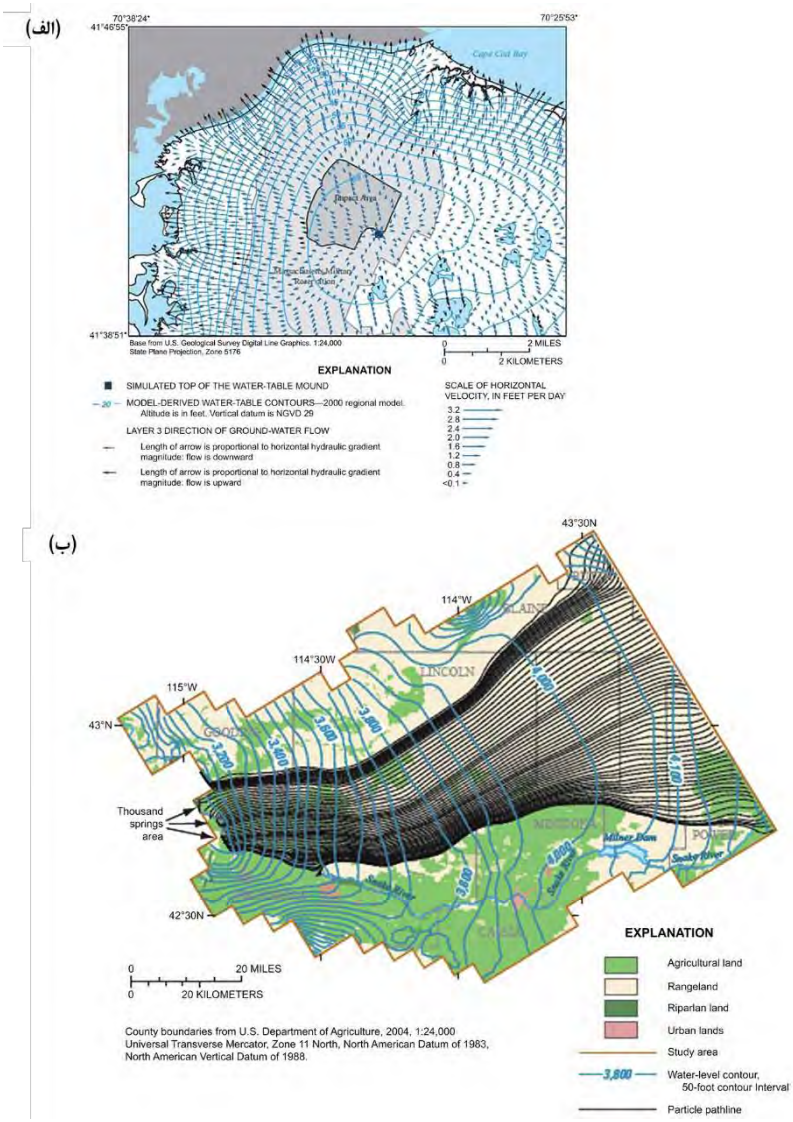
ردیابی ذرات، انتقال همرفت املاح (آلاینده‌ها) را نشان می‌دهد. انتقال همرفت، حرکت املاح است که فقط با استفاده از سرعت خطی میانگین آب زیرزمینی محاسبه می‌شود (شکل ۸-۱). در ردیابی ذرات، املاح توسط ذرات نشان داده می‌شوند. اگر املاح از نظر شیمیایی واکنش‌پذیر نباشند، ذرات با سرعت خطی میانگین انتقال می‌یابند. جذب شیمیایی خطی با کاهش سرعت ذره با استفاده از فاکتور تاخیر[1] (R_d) متناسب با املاح خاص شبیه‌سازی شده نشان داده می‌شود، که جزئیات کامل آن در بخش ۸-۵ ارائه شده است. کدهای PT استاندارد، قابلیت شبیه‌سازی جذب شیمیایی خطی را دارند، اما واکنش‌های شیمیایی پیچیده‌تر یا پخشودگی املاح را نمی‌تواند شبیه‌سازی کند. به دلیل اینکه پخشودگی در نظر گرفته نمی‌شود، زمان‌های پیمایش محاسبه شده در PT، نمایانگر ذرات اولیه وارد شده به مقصد نبوده بلکه تخمینی از پیمایش مرکز توده آلودگی و زمان رسیدن به مقصد است. اگر پخشودگی و/یا واکنش‌های شیمیایی پیچیده مهم باشند، مدل انتقال املاح بر اساس معادله همرفت-پخشودگی مورد نیاز است (بخش ۳-۱۲). اما برای بسیاری از مسائل، انتقال همرفت با PT تقریب مناسبی از انتقال املاح است.

دو بخش در PT وجود دارد: درون‌یابی سرعت و ردیابی مسیرهای جریان با استفاده از ردیابی ذرات. تفاوت‌های بین کدهای PT، مربوط به تفاوت بین روش‌های استفاده شده برای درون‌یابی و ردیابی است. مرور کوتاهی از روش‌های درون‌یابی سرعت و ردیابی به‌ترتیب در بخش‌های ۸-۲ و ۸-۳ ارائه شده است. در این فصل تنها مبانی پایه‌ای مربوط به PT ارائه شده است، برای جزئیات بیشتر به فصل ۶ کتاب ژنگ و بنت[2] (۲۰۰۲) مراجعه شود.

---

[1] Retardation factor

[2] Zheng and Bennett, Applied Contaminant Transport Modeling, second ed. John Wiley & Sons, New York.



شکل ۸-۲ سرعت‌ها و مسیرهای جریان. الف- بردارهای سرعت افقی آب زیرزمینی شبیه‌سازی شده در اطراف برآمدگی سطح ایستابی (۵۹)؛ ب- مسیرهای جریان ایجاد شده توسط کد ردیابی ذرات در مرز و تخلیه به گروه بزرگی از چشمه‌ها در رودخانه مار در جنوب مرکزی آیداهو، آمریکا[1] (۵۱).

[1] Snake River, South Central Idaho, USA

۸-۲ درون‌یابی سرعت

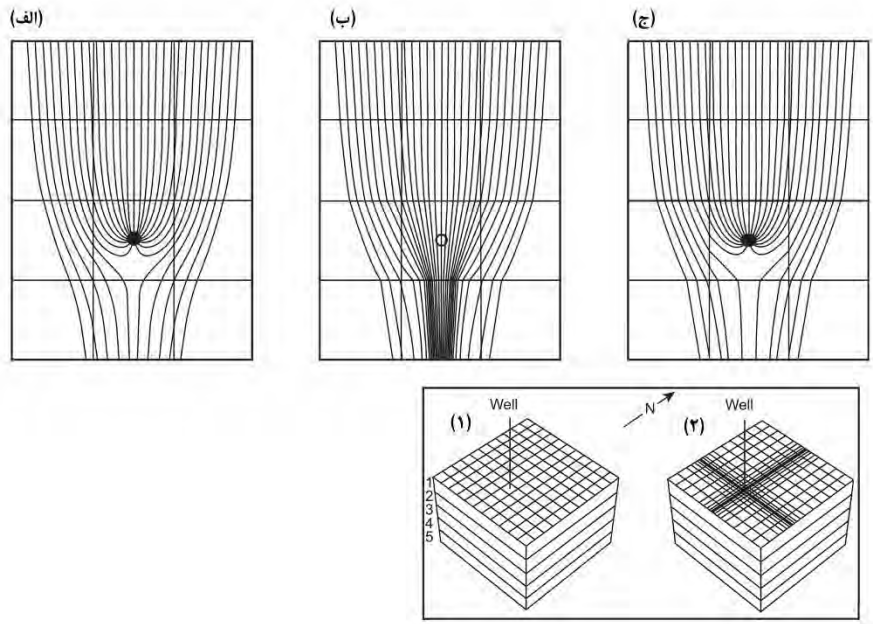
۸-۲-۱ تاثیر گسسته‌سازی مکانی

PT، از گسسته‌سازی، ضرایب هدایت هیدرولیکی و بارهای هیدرولیکی شبیه‌سازی شده توسط مدل جریان آب‌زیرزمینی استفاده می‌کند (شکل ۸-۱). بنابراین، دقت مسیرهای جریان محاسبه شده تابعی از دقت توزیع بار هیدرولیکی محاسبه شده توسط مدل جریان است. هنگامی که تغییرات سرعت در مکان زیاد است، فاصله گره‌ای ریزتر باعث ایجاد توزیع سرعت دقیق‌تر برای PT می‌شود (شکل ۸-۳). تغییرات مکانی سرعت با تغییر مکانی گرادیان‌های هیدرولیکی مانند اطراف منابع تغذیه/تخلیه، تغییر مکانی ضریب هدایت هیدرولیکی (شکل ۸-۴ و شکل کادر ۴-۱-۳ در کادر ۴-۱) و تغییر مکانی تخلخل مؤثر ایجاد می‌شود. فاصله گره‌ای ریز، برای اهداف مدل جریان آب زیرزمینی لازم نیست اما ممکن است برای PT لازم باشد تا نمایش مسیرهای جریان (۲۶)، مناطق پیوسته و ناحیه‌های آبگیری چاه (شکل ۸-۴ و شکل کادر ۴-۳-۱ در کادر ۴-۱) و محاسبه زمان‌های پیمایش را با دقت انجام دهد. برای PT دقیق، دستورالعمل فاصله گره‌ای افقی در بخش ۵-۲ و کادر ۶-۱ ارائه شده است و دستورالعمل‌های لایه‌های مدل در بخش ۵-۳ آورده شده است.

جنبه‌های دیگر گسسته‌سازی مکانی که مشکلاتی در ردیابی ذرات ایجاد می‌کند، شامل مدل‌های شبه‌سه‌بعدی و مدل‌های کاملا سه‌بعدی هستند که از لایه‌های تغییرشکل‌یافته[1] استفاده می‌کنند. PT، مشکلاتی را در درون‌یابی سرعت و ردیابی ذرات ایجاد می‌کند که دلیل آن حذف فضای فیزیکی نشان‌دهنده لایه‌های محدودکننده در شبکه/مش مدل جریان آب زیرزمینی است، از این‌رو بهتر است PT برای مدل‌های شبه-سه بعدی انجام نشود. بارهای هیدرولیکی در لایه‌های محدودکننده مدل شبه-سه-بعدی محاسبه نمی‌شوند، بنابراین سرعت‌های محاسبه‌شده در مدل جریان، سرعت‌های سیستم جریان آب زیرزمینی را نشان نمی‌دهد. علاوه بر این، به دلیل اینکه شبکه/مش شامل فضای فیزیکی اشغال شده توسط لایه‌های محدودکننده نیست، مسیرهای جریان به درستی در مدل شبه-سه‌بعدی نشان داده نمی‌شود، بنابراین زمان‌های پیمایش به درستی محاسبه نخواهد شد.

---

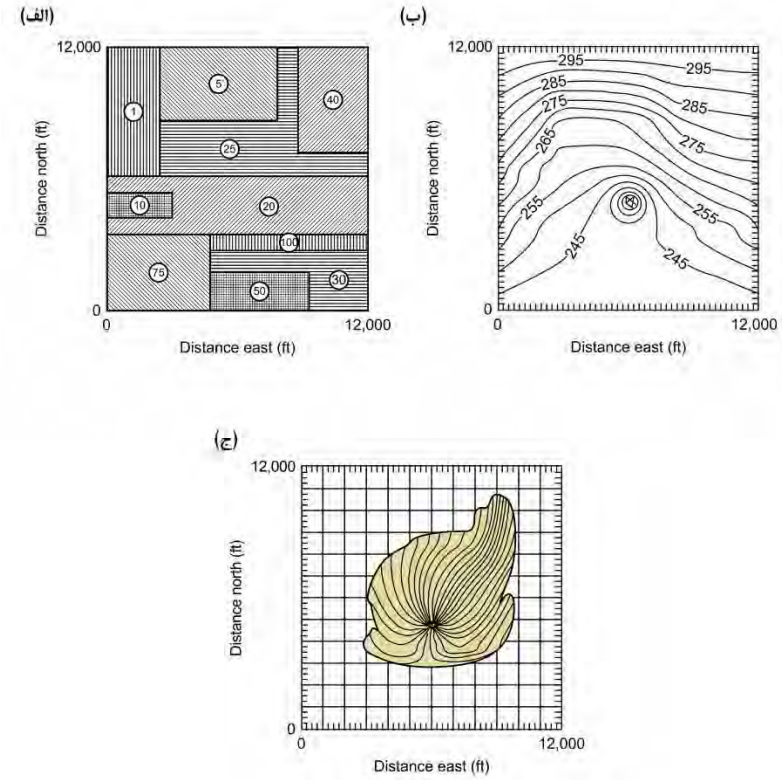
[1] Distorted Layers



شکل ۸-۳ مقایسه مسیرهای جریان مربوط به منبع تخلیه (چاه پمپاژ) با آبدهی کم در یک مدل ۵ لایه‌ای که چاه در لایه سوم است. در این شکل‌ها، جریان از بالا به پایین با ردیابی ذرات به‌صورت پیشرو است. در کادرهای پایینی توضیح به‌صورت زیر است: ۱- شبکه بزرگی است که در جهت افقی به‌صورت ۵۰۰ ft در ۵۰۰ ft و در جهت عمودی با فاصله ۱۰ft شبکه بندی شده است، ۲- شبکه کوچکی با فاصله ۱۰ft در سلولی که در آن چاه واقع شده است. الف- مسیرهای جریان در شبکه‌ای که به‌صورت ریز گسسته‌سازی شده است (شماره ۲)؛ ب- مسیرهای جریان در شبکه بزرگ (شماره ۱) که همه جریان عبوری چاه را نشان می‌دهد (به عبارت دیگر، هیچ ذره‌ای توسط چاه نشان داده نشده است)؛ ج- مسیرهای جریان در شبکه بزرگ با روش اصلاح سرعت (۶۲).

لایه‌های تغییرشکل یافته، که در مدل‌های سه‌بعدی بسیار استفاده می‌شوند (بخش ۵-۳ و شکل ۵-۲۰)، مشکلات زیادی را ایجاد می‌کنند (۶۲). ضخامت لایه تغییرشکل‌یافته در مکان تغییر می‌کند طوری که ارتفاع سطح بالایی و پایینی لایه در راستای سیستم مختصات عمود بر هم که در روش PT فرض شده قرار نمی‌گیرد و باعث ایجاد خطاهایی در درون‌یابی سرعت و ردیابی ذرات (و همچنین در حل معادله جریان آب زیرزمینی، بخش ۵-۳) می‌شود. بنابراین، هنگامی‌که ردیابی ذرات برای هدف مدل‌سازی مهم باشد، در صورت امکان، بهتر است ضخامت لایه‌ها یکنواخت در نظر گرفته شود (به عبارت دیگر هر لایه Δz ثابتی داشته باشد). اگر لایه‌های تغییرشکل‌یافته اجتناب‌ناپذیر باشند، روش تصحیحی برای ردیابی با

استفاده از روش‌های انتگرال‌گیری اولر[1] و رانگ-کوتا[2] (بخش ۸-۳) وجود دارد (۶۲) که در بعضی از کدهای PT (مانند PATH3D، (۶۱) و بخش ۸-۶) اضافه شده است.



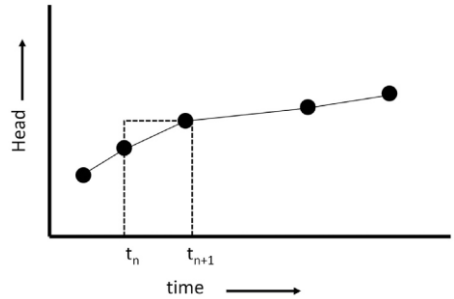
شکل ۸-۴ ناحیه آبگیری چاه پمپاژ در یک آبخوان غیرهمگن. الف- توزیع هدایت هیدرولیکی (K) ناحیه‌ای که مقادیر آن در داخل دایره بر حسب ft/day نوشته شده است؛ ب- سطح پتانسیومتری؛ ج- ناحیه آبگیری ۲۰ ساله (۴۹).

۸-۲-۲ اثر گسسته‌سازی زمانی

در جریان ماندگار، فقط یک بار سرعت‌ها محاسبه می‌شوند و در سراسر PT ثابت هستند. در PT غیرماندگار، سرعت‌ها در زمان های مشخص محاسبه می‌شوند. بارهای هیدرولیکی محاسبه شده در پایان

[1] Euler
[2] Runge-Kutta

گام زمانی برای محاسبه سرعت‌ها طی آن گام زمانی استفاده می‌شود (شکل ۸-۵). ژنگ و بنت[1] (۲۰۰۲)، یادآور شدند که این روش مانند این است که فرض شود در هر گام زمانی شرایط ماندگار است و "... به‌طور کلی تا زمانی مناسب است که تغییر بار هیدرولیکی بین گام‌های زمانی متوالی قابل‌توجه نیست."(صفحه ۱۳۵ مرجع شماره ۶۳). ثابت زمان در سیستم آب زیرزمینی، T^* و زمان پاسخ آبخوان، τ (معادلات ۷-۱ و ۷-۲) به مدل‌ساز در انتخاب شرایط ماندگار یا غیرماندگار کمک می‌کند (بخش ۷-۲). در شرایط غیرماندگار، نوسان سرعت‌ها در شرایط میدانی و PT دقیق به گسسته‌سازی زمانی مدل جریان آب زیرزمینی بستگی دارد (بخش ۷-۶). اگر گام زمانی مدل جریان آب زیرزمینی بسیار طولانی باشد، بارهای هیدرولیکی محاسبه شده و سرعت‌های ناشی از آن، بارهای هیدرولیکی و سرعت‌ها را در طول گام زمانی به‌طور دقیق نشان نخواهد داد. در این مورد، یک روش برای محاسبه سرعت‌های میانی در طول گام زمانی برای استفاده در PT وجود دارد که از درون‌یابی بارهای هیدرولیکی نسبت به زمان استفاده می‌کند. سرعت‌های میانی با استفاده از بارهای هیدرولیکی در شروع و پایان گام زمانی به‌دست می‌آید طوری‌که برای اهداف PT، سرعت میدانی در طول زمان تغییر می‌کند. نتایج PT، به‌دست آمده از درون‌یابی سرعت‌ها در گام زمانی تقریبا نزدیک به نتایج به‌دست آمده از سرعت‌های ثابت در گام‌های زمانی کوچک‌تر هستند (۶۳). اما استفاده از هر یک از دو روش (درون‌یابی سرعت‌ها در گام‌های زمانی یا گام‌های زمانی کوچک‌تر در مدل جریان آب زیرزمینی) حجم محاسبات را افزایش می‌دهد.



شکل ۸-۵ برای درون‌یابی سرعت در شبیه‌سازی غیرماندگار از توزیع بار هیدرولیکی پایان گام زمانی استفاده می‌شود تا میدان سرعت تحت شرایط آن گام زمانی را برای ردیابی ذرات محاسبه کند. به عبارت دیگر، توزیع بار هیدرولیکی در t_{n+1}، نمایشگر بارهای هیدرولیکی (و سرعت‌های مربوطه) بین t_n و t_{n+1} است.

[1] Zheng and Bennett

راین[1] و همکاران (۲۰۱۳)، پیشنهاد کردند که در شبیه‌سازی PT غیرماندگار، به جای اینکه ذرات فقط در شروع شبیه‌سازی منتشر شوند، به‌طور پیوسته در تمام گام‌های زمانی و تمام دوره‌های تنش منتشر شوند (۴۷). نتایج به‌دست آمده از این روش در ناحیه آبگیری (شکل ۸-۶-الف) کاملا متفاوت با هنگامی است که ذرات، فقط در یک دوره زمانی وارد می‌شوند (شکل ۸-۶-ب). ناحیه‌های آبگیری به‌دست آمده از انتشار پیوسته ذرات (مانند شکل ۸-۶-الف)، احتمالاً نمایش بهتری از شرایط میدانی را فراهم می‌کند. بنابراین، یک توصیه کلی برای PT غیرماندگار، انتشار ذرات در همه گام‌های زمانی در تمامی دوره‌های تنش است.

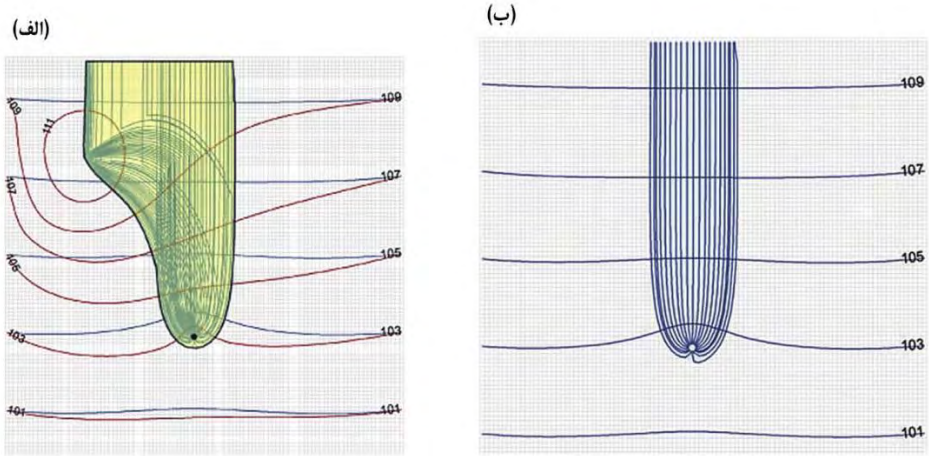
۸-۲-۳ روش‌های درون‌یابی

بارهای هیدرولیکی در نقاط گره‌ای با مدل جریان آب زیرزمینی محاسبه می‌شود و برای محاسبه سرعت‌های هر نقطه گره‌ای از معادله ۸-۱ استفاده می‌شود. در کد PT، ذرات در فضای پیوسته‌ای حرکت می‌کنند و سرعت‌ها نیز نه تنها در نقاط گره‌ای، بلکه در سراسر دامنه مدل، مورد نیاز است. برای محاسبه اجزای بردار سرعت، v_x، v_y و v_z در مکان‌های ذرات که به ندرت بر مکان‌های گره‌ای منطبق می‌شوند، از روش‌های درون‌یابی استفاده می‌شود.

معمولا برای سلول‌های تفاضل محدود (FD) مستطیلی و اجزای چهار ضلعی (تبدیل شده به اجزای مستطیلی) از روش‌های درون‌یابی خطی، دوخطی[2] یا سه‌خطی[3] استفاده می‌شود، اگرچه گاهی اوقات از روش‌های دیگری مانند درون‌یابی دومکعبی[4] نیز استفاده می‌شود (۵۰ و ۶۳). اجزای محدود مثلثی (FE) به روش درون‌یابی متفاوت‌تری نیاز دارند که در پایان این بخش بررسی می‌شود. پینتر[5] و همکاران (۲۰۱۲ و ۲۰۱۳)، موفلز[6] و همکاران (۲۰۱۴) و پولوک[7] (۲۰۱۵)، چالش‌های توسعه یک روش درون‌یابی برای نمایش سرعت میدانی در شبکه‌های بدون ساختار را توصیف کردند.

---

[1] Rayne
[2] Bilinear
[3] Trilinear
[4] Bicubic
[5] Painter
[6] Muffels
[7] Pollock



شکل ۸-۶ ناحیه آبگیری برای شبیه‌سازی غیرماندگار در یک آبخوان تحت‌فشار همگنی که نرخ پمپاژ ثابت است اما تغذیه در زمان و مکان متغیر است؛ برای هر یک از چهار گام زمانی، چهار دوره تنش وجود دارد. الف- ناحیه آبگیری صحیح (ناحیه زرد) برای چاه پمپاژ (نقطه سیاه) با استفاده از مسیرهای جریان ایجاد شده با ردیابی ذرات پسروی منتشر شده در چاه پمپاژ در همه گام‌های زمانی تعریف شد. مسیرهای جریان (خطوط سبز) تنها برای آخرین گام زمانی هر دوره تنش نشان داده شده است. خطوط کنتور بار هیدرولیکی برای دوره تنش چهارم (خطوط آبی) و دوره تنش دوم (خطوط قرمز) نشان داده شده است. ب- ناحیه آبگیری نادرست (ناحیه آبی) با استفاده از ردیابی معکوس ذرات منتشر شده در شروع شبیه‌سازی PT تعریف شده است (به عبارت دیگر در آخرین گام زمانی آخرین دوره تنش مدل جریان آب زیرزمینی) (۴۷).

به‌عنوان مثال، فرمول درون‌یابی خطی v_x به‌صورت تابع تغییرات v_x، در جهت x به‌صورت زیر است:

$$v_x = (1 - f_x)v_{x(i-1/2,j)} + f_x v_{x(i+1/2,j)} \qquad (۸-۲)$$

که $f_x = \left(x_p - x_{i-1/2,j}\right)/\Delta x_{i,j}$ و x_p مختصات x ذره است (شکل ۸-۷). به‌طور مشابه معادلاتی برای v_y و v_z می‌توان نوشت.

در PT دوبعدی، درون‌یابی دوخطی، تغییرات خطی سرعت را در دو جهت برای هر مولفه سرعت بررسی می‌کند. هر سلول/جزء به چهار بخش تقسیم می‌شود (شکل ۸-۷). فرمول درون‌یابی دوخطی مرسوم برای v_x برای نقطه‌ای در ربع اول به‌صورت زیر است:

$$v_x = \left(1 - F_y\right)\left[(1 - f_x)v_{x(i-1/2,j-1)} + f_x v_{x(i+1/2,j-1)}\right] + F_y\left[(1 - f_x)v_{x(i-1/2,j)} + f_x v_{x(i+1/2,j)}\right] \qquad (۸-۳)$$

که $F_y = \left(y_p - y_{i,j-1}\right)/\Delta y_{i,j-1/2}$.

برای درک آسانتر معادله ۸-۳، محاسبه در سه گام انجام شود:

گام ۱- مقدار میانی سرعت با استفاده از نزدیک‌ترین دو مقدار v_x به ذره محاسبه می‌شود (شکل ۸-۷):

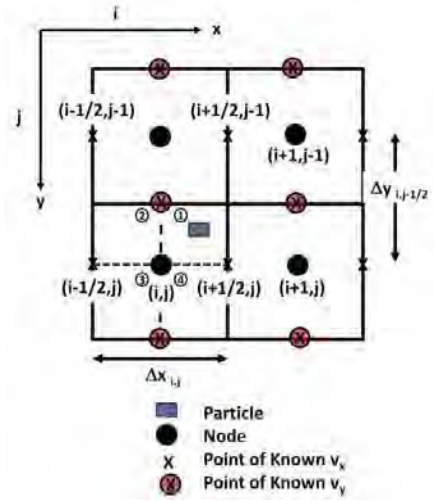
$$(v_x)_1 = (1 - f_x)v_{x(i-1/2,j)} + f_x v_{x(i+1/2,j)}$$

گام ۲- مقدار میانی دیگر سرعت با استفاده از نزدیکترین دو مقدار بعدی v_x محاسبه می‌شود.

$$(v_x)_2 = (1 - f_x)v_{x(i-1/2,j-1)} + f_x v_{x(i+1/2,j-1)}$$

گام ۳- مقدار نهایی v_x با استفاده از مقادیر گام ۱ و ۲ محاسبه می‌شود.

$$v_x = F_y(v_x)_1 + \left(1 - F_y\right)(v_x)_2$$



شکل ۸-۷ بخشی از شبکه تفاضل محدود بیانگر مکان‌های گره‌ها و موقعیت‌های درون‌گره‌ای (نشان داده شده با xها)، که مولفه‌های سرعت v_x و v_y محاسبه می‌شود. با استفاده از ۴ نقطه (اعداد نوشته شده در دایره‌ها) در اطراف گره (i,j) درون‌یابی دوخطی سرعت‌ها انجام می‌شود.

برای v_y، معادله‌ای مشابه با معادله ۸-۳ نوشته می‌شود. معادلات برای سه چارک دیگر مشابه هستند. روش سه‌خطی در حالت سه بعدی استفاده می‌شود و v_x، v_y و v_z بین دو لایه مجاور درون‌یابی می‌شود. در روش درون‌یابی خطی، v_x در محور x پیوسته و در محورهای دیگر ناپیوسته هستند. به‌طور مشابه، v_y و v_z نیز در محورهای مربوط به خودشان پیوسته هستند. در روش درون‌یابی خطی، معادله پیوستگی (معادله ۳-۲) برقرار است. روش درون‌یابی دوخطی و سه‌خطی، سرعت‌های میدانی پیوسته‌ای را ایجاد

می‌کنند، اما ناپیوستگی در سرعت مرزها بین واحدهایی با هدایت هیدرولیکی متفاوت حفظ نمی‌شود و بقای جرم در سلول/جزء برقرار نیست. گود[1] (۱۹۹۶)، مشاهده کرد که در روش درون‌یابی ایده‌آل که خصوصیات هیدرولیکی به آرامی تغییر می‌کند، بهتر است سرعت‌ها به‌طور ملایم تغییر کند، اما سرعت‌ها در مرزهای محیط ناپیوسته هستند. او یک روش درون‌یابی پیشنهاد داد که در آن درون‌یابی خطی و دوخطی با هم ترکیب می‌شوند.

روش درون‌یابی معکوس فاصله (شکل ۸-۸)، نوع دیگری از درون‌یابی دوخطی است. مانند درون‌یابی دوخطی استاندارد (معادله ۸-۳)، این روش تغییرات خطی هر دو جهت یک مسأله با دامنه دوبعدی با هم ترکیب می‌شوند:

$$v_x = (\sum_{m=1}^{4} (v_x)_m/(r_x)_m)/\sum_{m=1}^{4}(1/r_x)_m \qquad \text{(۸-۴-الف)}$$

$$v_y = \left(\sum_{m=1}^{4} \left(v_y\right)_m/\left(r_y\right)_m\right)/\sum_{m=1}^{4}\left(1/r_y\right)_m \qquad \text{(۸-۴-ب)}$$

که $(r_x)_m$ و $\left(r_y\right)_m$، فاصله‌های ذره از نزدیک‌ترین چهار نقطه با سرعت معلوم (به عبارتی در نقاط گره ای) هستند (شکل ۸-۸). در اجزای مثلثی که اغلب در کدهای FE استفاده می‌شوند، روش درون‌یابی متفاوتی مورد نیاز است (شکل ۸-۹). با توجه به بارهای هیدرولیکی ایجاد شده در گره‌ها با استفاده از مدل جریان FE، برای محاسبه بارهای هیدرولیکی در هر نقطه‌ای از جزء، از توابع پایه و وزنی (توابع درون‌یابی) تعریف شده برای جزء استفاده می‌شود. برای تعریف گرادیان‌های محلی از مشتقات بارهای هیدرولیکی جزء استفاده می‌شود و مولفه‌های سرعت از طریق گرادیان‌های محلی، مقادیر هدایت هیدرولیکی جزء و تخلخل مؤثر محاسبه می‌شود:

$$v_x^e(x,y) = -K_x^e \partial h^e(x,y)/(n^e \partial x) \qquad \text{(۸-۵-الف)}$$

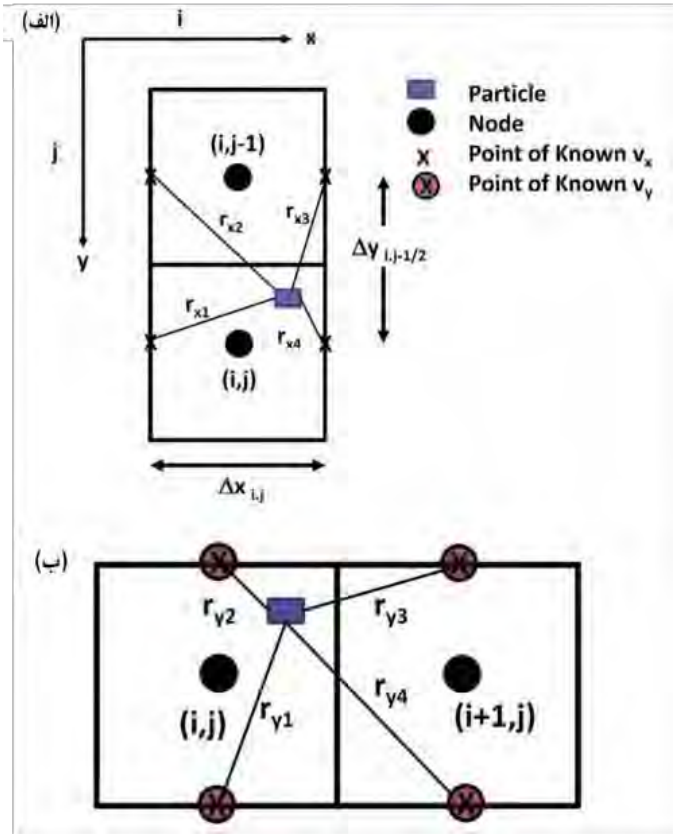
$$v_y^e(x,y) = -K_y^e \partial h^e(x,y)/(n^e \partial y) \qquad \text{(۸-۵-ب)}$$

که $v_x^e(x,y)$ و $v_y^e(x,y)$، مولفه‌های سرعت در نقطه (x,y)؛ K_x^e و K_y^e مولفه‌های هدایت هیدرولیکی جزء؛ h^e، بار هیدرولیکی در نقطه (x,y) جزء و n^e، تخلخل مؤثر جزء است (۶۳).

این روش، سرعت‌هایی را که در مرزهای جزء به‌صورت ناپیوسته هستند و بقای جرم در مرزها برقرار نیست، به‌دست می‌آورد (۶۳ و ۱۳). در ادامه، اجزا به دامنه‌های کوچک‌تری تقسیم می‌شوند و بردارهای سرعت برای چهار بخش جزء مثلثی محاسبه می‌شود (شکل ۸-۹). کوردس و کینزلباخ[2] (۱۹۹۲)، نشان

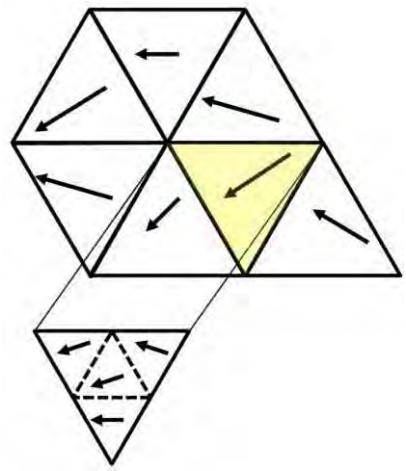
[1] Goode
[2] Cordes and Kinzelbach

دادند که این روش، بیلان جرم و نمایش سرعت میدانی را اصلاح می‌کند. سرعت‌های قطعه‌ای به‌دست آمده برای ایجاد منطقه پیوسته برای PT به هموارسازی نیاز دارند (۱۵).



شکل ۸-۸ دیاگرام برای روش درون‌یابی معکوس فاصله: الف- نقاط استفاده شده در محاسبه v_x، ب- نقاط استفاده شده در محاسبه v_y (۱۸).

درون‌یابی سرعت در شبکه‌های بدون‌ساختار (بخش ۵-۱) چالش‌های بیشتری دارد (۳۹، ۳۷ و ۴۶) و موضوع جالبی برای تحقیق است. بررسی درون‌یابی سرعت در شبکه/مش بدون ساختار، فراتر از موضوع این کتاب است. اما کدهای PT برای شبکه‌ها و مش‌های بدون‌ساختار در بخش ۸-۶ به‌طور مختصر بررسی شده است.



شکل ۸-۹ اصلاح درون‌یابی سرعت با استفاده از تقسیم اجزای محدود مثلثی در چهار بخش جزء مثلثی که در آن بردارهای سرعت جداگانه محاسبه می‌شوند (۱۳).

۸-۳ روش‌های ردیابی

مسیرهای جریان با ردیابی ذرات در فضای پیوسته با سرعت میدانی درون‌یابی‌شده تعیین می‌شود. کدهای PT استاندارد، برای نشان دادن موقعیت‌های ذره از سیستم مختصات عمودبرهم استفاده می‌کند. در گام اول فرآیند ردیابی، فاصله ذره‌ای که در هر جهت مختصات (dx, dy, dz)، طی زمان پیمایش مشخص (dt) حرکت خواهد کرد، محاسبه می‌شود. فاصله ها به‌صورت زیر محاسبه می‌شوند:

$$dx = v_x dt \qquad (۸-۶-الف)$$

$$dy = v_y dt \qquad (۸-۶-ب)$$

$$dz = v_z dt \qquad (۸-۶-ج)$$

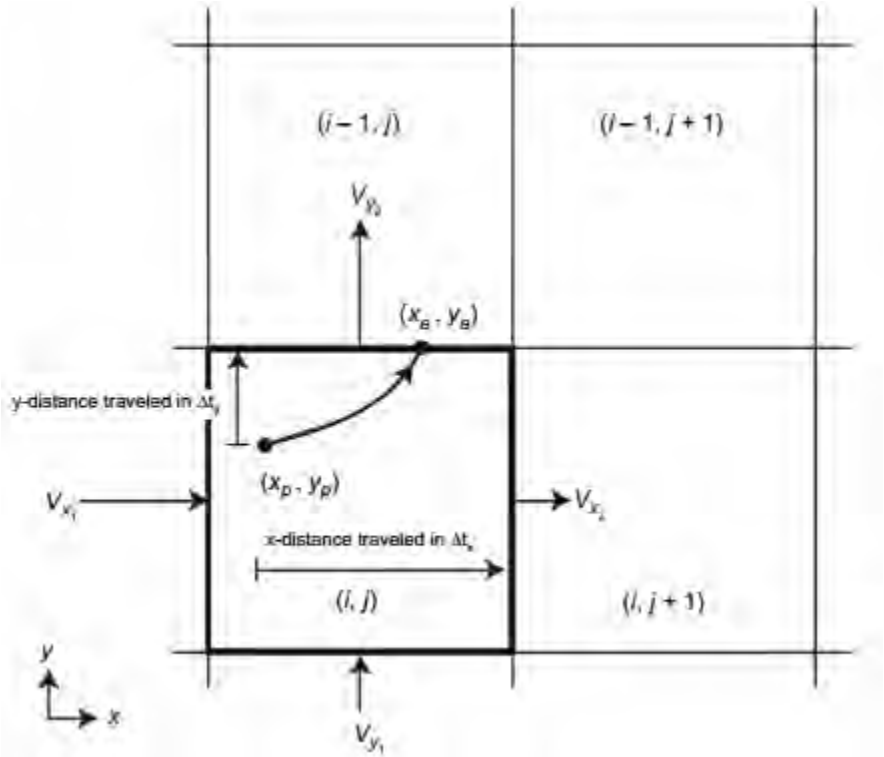
معمولا برای حل معادله ۸-۶، از یک روش نیمه‌تحلیلی و سه روش عددی استفاده می‌شود. این سه روش عددی شامل روش‌های انتگرال اولر، بسط سری تیلور و روش رانگ-کوتا هستند. در کدهای PT، هر دو روش نیمه‌تحلیلی و عددی آورده شده است که به شبکه‌های FD دارای‌ساختار و بدون‌ساختار و مش‌های FE متصل می‌شود (بخش ۸-۶). روش‌های نیمه‌تحلیلی و رانگ-کوتا روش‌هایی هستند که به‌طور گسترده‌ای در PT استفاده می‌شوند.

۸-۳-۱ روش نیمه‌تحلیلی

اگر از روش درون‌یابی سرعت خطی استفاده شود، بیشتر اوقات، راه‌حل تحلیلی یا راه‌حل نیمه‌تحلیلی برای معادله ۸-۶، امکان‌پذیر است. نمایش معادلات راه‌حل نیمه‌تحلیلی نسبتا پیچیده است، برای جزئیات بیشتر به فصل ۶ مرجع شماره ۶۳ مراجعه شود. برای نمایش بعضی از معادلاتی که در این روش وجود دارد، حرکت در راستای محور x بررسی می‌شود. راه‌حل تحلیلی معادله ۸-۶-الف به‌صورت زیر است:

$$x_e = x_p + \frac{1}{A_x}\left[(v_x)_p exp(A_x \Delta t) - (v_x)_1\right] \qquad (۸-۷)$$

که $A_x = [(v_x)_2 - (v_x)_1]/\Delta x_{i,j}$ و $(v_x)_1$ و $(v_x)_2$، سرعت‌ها در هر یک از دو انتهای سلول/جزء در جهت محور x هستند؛ x_p، مختصات اولیه ذره در راستای محور x و x_e، مختصات خروجی ذره در راستای محور x است (شکل ۸-۱۰). شایان ذکر است که Δt، میزان افزایش زمان در PT است که معمولا متفاوت با گام زمانی مدل جریان آب زیرزمینی است. در حقیقت، Δt در معادله ۸-۷ باید انتخاب شود طوری‌که ذره، از مرز سلول/جزء با یک گام ردیابی عبور نکند. از آنجایی که در ردیابی بر اساس معادله ۸-۷ (و معادلات مشابه در جهت‌های y و z) فرض می‌شود که A_x، A_y و A_z ثابت و برای هر سلول مشخص هستند، این امر ضروری است. موقعیت جدید ذره در راستای محور x (x_e)، مستقیما از معادله ۸-۷ به‌دست می‌آید. معادلات مشابهی برای y_e و z_e نوشته می‌شود. ذره در یک گام ردیابی از موقعیت اولیه خودش به موقعیت خروجی خودش در مرز سلول/مش حرکت می‌کند. به‌دلیل اینکه در شرایط ماندگار، سرعت‌ها در مرزهای سلول/جزء و مقادیر A معلوم‌شده، ثابت هستند و فقط یک‌بار محاسبه می‌شوند، تقریب نیمه‌تحلیلی برای مسائل ماندگار مناسب است. در شبیه‌سازی‌های غیرماندگار، سرعت‌ها با زمان تغییر می‌کنند و مقادیر A باید در طول فرآیند ردیابی به‌روز شود که به‌طور قابل‌توجهی حجم محاسبات را افزایش می‌دهد.



شکل ۸-۱۰ ردیابی ذره با روش نیمه‌تحلیلی در سلول تفاضل محدود، محاسبه زمان پیمایش و مسیر جریان را از موقعیت ذره (x_p, y_p) به نقطه (x_e, y_e) نشان می‌دهد (۴۵). در این شکل، از شماره‌گذاری MODFLOW استفاده شده که i، بیانگر ردیف و j، بیانگر ستون است (شکل ۵-۵).

در روش نیمه‌تحلیلی مذکور فرض می‌شود وقتی‌که ذره وارد سلول یا جزء می‌شود، از مرز سلول/جزء خارج می‌شود. در غیر این‌صورت، مسأله پیچیده‌تر می‌شود که به‌عنوان مثال، می‌توان به حالتی اشاره کرد که سلول/جزء یک منبع تخلیه باشد. در فصل ۶ ، مرجع شماره ۶۳، تغییرات اصلاحی برای در نظر گرفتن چنین حالاتی بررسی شده است.

۸-۳-۲ روش‌های عددی

روش‌های عددی برای طیف وسیعی از مسائل هیدروژئولوژیک مناسب هستند، انتگرال اولر ساده‌ترین روش ردیابی است. برای نمایش ریاضی، دوباره حرکت ذره در جهت x به‌عنوان نمونه استفاده شد، که $dx = \Delta x = x_p - x_0$:

$$x_p = x_0 + (v_x)_0 \Delta t \qquad (۸-۸)$$

که x_0، موقعیت اولیه ذره و x_p، موقعیت بعد از ردیابی برای دوره زمانی Δt است. معادلات مشابهی برای جهت‌های y و z وجود دارد. برای جلوگیری از خطاهای عددی بزرگ، بهتر است گام‌های ردیابی (Δt) کوچک باشند.

در بسط سری تیلور، موقعیت جدید ذره، x_p، به‌صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$x_p = x_0 + (dx/dt)\Delta t + (d^2x/dt^2)(\Delta t^2/2) \qquad (۹-۸)$$

معادلات مشابهی برای جهت‌های y و z نوشته می‌شود. معادله ۸-۹، همان فرمول اولر (معادله ۸-۸) با ترم مرتبه بالاتر اضافی است که نرخ زمانی تغییر سرعت یا شتاب را نشان می‌دهد. برای جزییات بیشتر به مراجع شماره ۳۲ و ۶۴ مراجعه شود. روش رانگ-کوتا مرتبه چهار در PT بسیار کاربرد دارد. این روش برای هر گام ردیابی، سرعت ذره را در چهار نقطه محاسبه می‌کند: در موقعیت اولیه ذره (p_1)، در دو نقطه میانی (p_2 و p_3) و در یک نقطه انتهایی آزمایشی (p_4) (شکل ۸-۱۱) که

$$x_{p_2} = x_{p_1} + v_{x_{p_1}} \frac{\Delta t}{2} \qquad (۸-۱۰-الف)$$

$$x_{p_3} = x_{p_1} + v_{x_{p_2}} \frac{\Delta t}{2} \qquad (۸-۱۰-ب)$$

$$x_{p_4} = x_{p_1} + v_{x_{p_3}} \frac{\Delta t}{2} \qquad (۸-۱۰-ج)$$

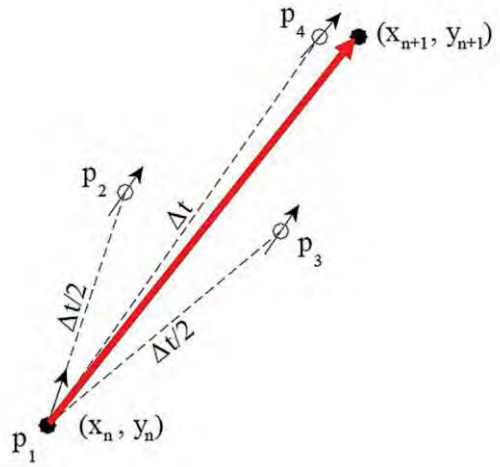
معادلات مشابهی برای جهت‌های y و z نوشته می‌شود. برای جزئیات بیشتر به فصل ۶ مرجع شماره ۶۴ مراجعه شود. موقعیت نهایی x ذره (x_{n+1}) با استفاده از میانگین سرعت‌ها در چهار نقطه به‌دست می‌آید:

$$x_{n+1} = x_n + \frac{\Delta t}{6}\left(v_{xp_1} + 2v_{xp_2} + 2v_{xp_3} + v_{xp_4}\right) \qquad (۸-۱۱)$$

دقت نتایج به‌دست آمده از روش‌های رانگ-کوتا و اولر به اندازه گام ردیابی بستگی دارد (۶۴). گام‌های زمانی کوچک‌تر نتایج بهتری را ارائه می‌دهند اما به زمان محاسباتی بیشتری نیاز دارند. ژنگ و بنت[1] (۲۰۰۲) با استفاده از روش‌های دو برابر کردن گام یا معکوس فاصله، روش‌هایی را برای تنظیم اندازه گام زمانی طی PT ارائه کردند (۱۸) (شکل ۸-۱۲). در روش دو برابر کردن گام، ذرات با استفاده از گام ردیابی

[1] Zheng and Bennett

تعیین شده به جلو حرکت می‌کنند و سپس ردیابی با استفاده از دو نیم‌گام ردیابی، تکرار می‌شود (شکل ۸-۱۲-الف). متناوباً، ردیابی معکوس با استفاده از موقعیت ذره محاسبه شده، انجام می‌شود (شکل ۸-۱۲-ب). تفاوت موقعیت‌های ذره تعیین می‌شود و اگر تفاوت (به عبارت دیگر، خطا، Δs) قابل‌توجه باشد غیرقابل قبول است، اندازه گام ردیابی کاهش می‌یابد و فرآیند تکرار می‌شود تا زمانی‌که خطاهای به‌دست آمده قابل قبول باشد (برای جزئیات بیشتر به فصل ۶ مرجع شماره ۶۴ مراجعه شود).

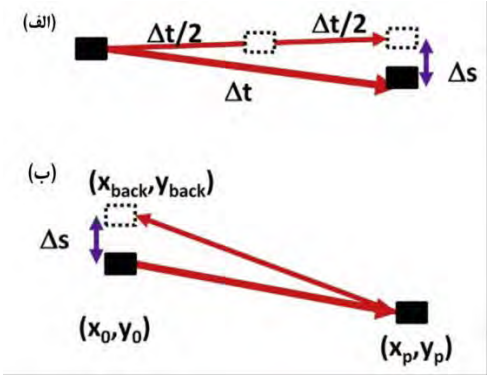


شکل ۸-۱۱ دیاگرام شماتیک روش رانگ-کوتا مرتبه چهار، موقعیت آزمایشی ذره p_1 را بعد از یک حرکت کامل (p_4) و دو حرکت گام میانی (p_2, p_3) نشان می‌دهد. موقعیت ذره نهایی (x_{n+1}, y_{n+1}) است (۶۴).

۸-۴ منابع تخلیه با آبدهی کم

در ردیابی ذرات اطراف منابع تخلیه با آبدهی کم (مانند چاه پمپاژ با نرخ کم)، توجه خاصی لازم است. ذرات توسط منبع تخلیه خارج شده یا از سلول عبور می‌کند (شکل ۸-۱۳ و شکل‌های ۸-۳-الف و ب). منابع تخلیه با آبدهی بالا، همه ذرات وارد شده به سلول را از محیط مدل خارج می‌کنند زیرا جریان از همه وجه‌های سلول/جزیی که در آن منبع تخلیه واقع شده است، به سمت داخل منبع تخلیه وجود دارد و جریانی خارج نمی‌شود (شکل ۸-۱۳-ب). کدهای PT ذراتی را که وارد سلول/جزء حاوی منبع تخلیه با آبدهی بالا می‌شوند، حذف می‌کنند. اما شارها یا گرادیان‌ها در وجه‌های سلول/جزء حاوی منبع تخلیه با آبدهی بالا به‌صورت یکنواخت وارد منبع نمی‌شود (شکل ۸-۱۳-الف). منابع تخلیه با آبدهی کم، مشکل‌زا

هستند زیرا ردیابی ذره‌ای که وارد سلول یا جز می‌شود به محلی که وارد سلول/جزء می‌شود، بستگی دارد؛ بعضی از ذرات توسط منبع تخلیه از مدل خارج می‌شوند در حالی که سایر ذرات از سلول/جزء عبور می‌کند و از آن خارج می‌شوند.



شکل ۸-۱۲ روش‌های کنترل گام ردیابی در ردیابی ذره که Δs، خطا است. برای بررسی بیشتر این روش‌ها به بخش ۸-۶ مراجعه شود. الف- استفاده از دو نیم‌گام ردیابی ($\Delta t/2$) در PATH3D (۶۲)، ب- ردیابی معکوس مورد استفاده در FLOWPATH (۱۸).

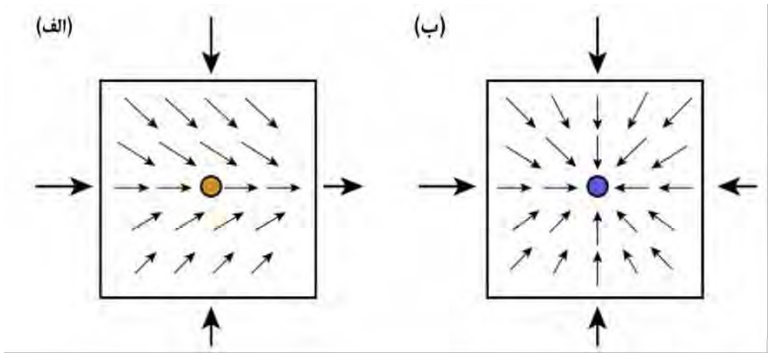
توانایی یک منبع تخلیه با S_{snk} تعریف می‌شود:

$$S_{snk} = \frac{Q_{snk}}{Q_{in}} \qquad (۸-۱۲)$$

که Q_{snk}، نرخ تخلیه (L^3/T) در منبع تخلیه و Q_{in} (L^3/T) کل نرخ جریان ورودی حجمی به سلول/جزء منبع تخلیه است. Q_{snk}، برای منبع تخلیه با آبدهی بالا برابر با یک و برای منبع تخلیه با آبدهی کم، کمتر از یک است. کد PT می‌تواند با تنظیم آستانه بر اساس مقدار S_{snk} نوع تخلیه ذره از سلول را کنترل کند. به‌عنوان مثال، MODPATH (۴۴ و ۴۵)، به کاربر این امکان را می‌دهد تا یکی از سه گزینه را برای ذراتی که وارد منبع تخلیه با آبدهی کم می‌شود را کنترل کند: ۱- ذره همیشه از مدل خارج می‌شود، ۲- ذره هیچ‌گاه از مدل خارج نمی‌شود، ۳- خروج ذره به مقدار S_{snk} بستگی دارد. اگر گزینه سوم انتخاب شود، کاربر مقدار S_{snk} مورد نیاز برای خروج ذره را تعیین می‌کند. به‌عنوان مثال، با انتخاب مقدار $S_{snk} = 0.4$، هنگامی که S_{snk} برابر یا بزرگ‌تر از ۰/۴ می‌شود ذرات از مدل خارج می‌شوند و هنگامی که S_{snk} کمتر از ۰/۴ است، ذرات از منبع تخلیه عبور می‌کنند. اما ویشر[1] و همکاران (۲۰۰۹)، به این موضوع

[1] Visser

اشاره کرده‌اند که تعیین مقدار S_{snk} مورد نیاز برای خروج ذره از مدل، در آنالیز PT می‌تواند نامناسب باشد (به مرجع شماره ۵۱ نیز مراجعه شود).



شکل ۸-۱۳ دیاگرام شماتیک جریان‌ها در سلول‌های مدل با الف- منبع تخلیه با آبدهی کم و ب- منبع تخلیه با آبدهی بالا تعیین شده است. نرخ جریان متناسب با طول پیکان است (۵۳).

یک روش برای حذف منابع تخلیه، استفاده از فاصله گره‌ای ریز در همسایگی منبع تخلیه است (شکل ۸-۳-ج). به‌عنوان مثال، با پیروی از دستورالعمل‌های کادر ۶-۱ برای فاصله گره‌ای اطراف گره چاه، برای اغلب نرخ‌های پمپاژ می‌توان منبع تخلیه با آبدهی بالا ایجاد کرد (۵۴). روش دوم، استفاده از روش اصلاح سرعت برای دقت بهتر سرعت‌های نزدیک منبع تخلیه است. ژنگ[1] (۱۹۹۴)، با وجود شبکه FD با فواصل گره‌ای بزرگ، برای اصلاح سرعت‌ها در سلول منبع تخلیه از یک راه‌حل تحلیلی استفاده کرد (شکل ۸-۳-ج). اسپیز[2] و همکاران (۲۰۰۱)، زیرمدلی[3] با فاصله گره‌ای اصلاح شده در اطراف سلول منبع تخلیه با آبدهی کم تهیه کردند که جریان‌های مدل اولیه به‌عنوان شرایط مرزی شار ثابت برای زیرمدل استفاده می‌شود. در روش آن‌ها، زیرمدل با مدل اولیه ادغام می‌شود و مدل ادغام شده به‌طور متوالی با گسسته‌سازی ریزتر در زیرمدل اجرا می‌شود تا زمانی که چاه شبیه‌سازی شده، منبع تخلیه با آبدهی بالا شود. روش‌های دیگری برای اصلاح محاسبات سرعت در همسایگی منابع تخلیه با آبدهی کم وجود دارد که در مرجع شماره ۱۲ و ۲ آورده شده است.

---

[1] Zheng
[2] Spitz
[3] Sub-model

اگرچه چاه‌های تخلیه با آبدهی کم در اینجا بررسی شد اما این مطالب برای عارضه‌های آب سطحی تخلیه با آبدهی کم نیز به کار می‌رود. ویشر[1] و همکاران (۲۰۰۹)، آبرامس[2] (۲۰۱۳) و آبرامس و همکاران (۲۰۱۳) روش‌هایی را برای رودخانه‌های تخلیه[3] با آبدهی کم پیشنهاد کردند.

۸-۵ کاربردها

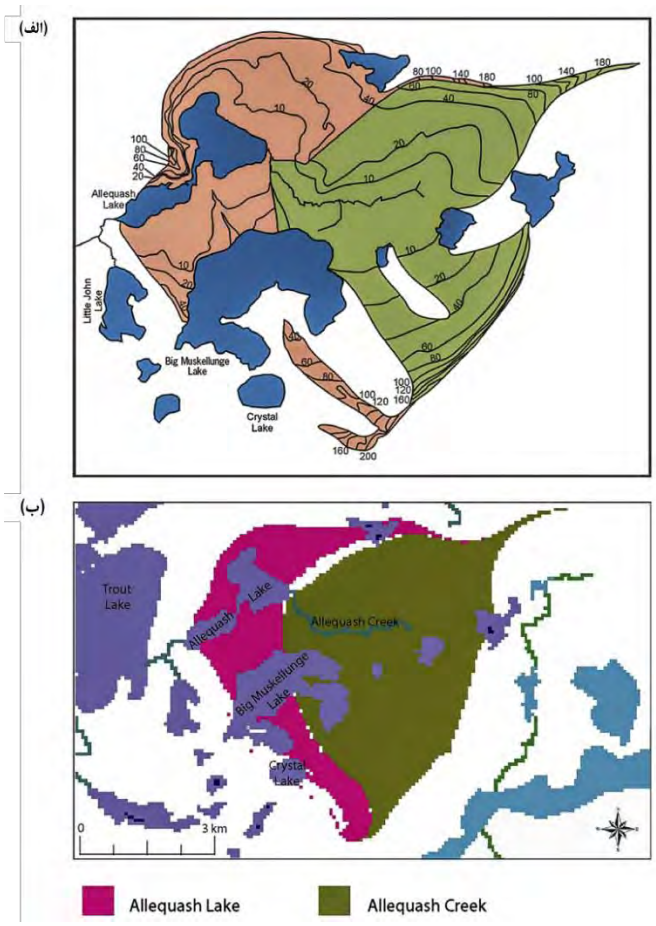
کدهای PT، ذرات را می‌توانند به‌صورت پیشرو (PT پیشرو) و پسرو (PT پسرو یا معکوس) در زمان ردیابی کنند. در ردیابی پیشرو، ذرات در دامنه مدل قرار می‌گیرند (مانند سطح ایستابی، مناطق تغذیه یا مرزهای ورودی) و به‌صورت پیشرو در زمان ردیابی می‌شوند (شکل‌های ۸-۲-ب و ۸-۱۴-الف). در ردیابی معکوس، ذرات در موقعیت‌های تخلیه مانند رودخانه یا چاه پمپاژ قرار می‌گیرند و ناحیه آبگیری (شکل ۸-۱۵) یا منبع تغذیه آب (شکل ۸-۱۶) به سمت عقب ردیابی می‌شود. ذرات آلاینده‌هایی را نشان می‌دهد که می‌تواند به‌صورت پیشرو در زمان از ناحیه منبع تغذیه (شکل ۸-۱۷) ردیابی شود یا به‌صورت پسرو در زمان به تعیین پتانسیل منابع تغذیه کمک می‌کند (شکل ۸-۱۶). ردیابی پیشرو یا پسرو، برای به تصویر کشیدن جریان آب زیرزمینی در تشکیلات منطقه‌ای و محلی کمک می‌کند. معمولا، مسیرهای جریان به‌صورت نقشه دوبعدی یا تصاویر مقطع عرضی نشان داده می‌شوند (شکل‌های ۸-۱۵ و ۸-۱۶). در ردیابی ذرات سه بعدی، چنین نمایشی روی صفحه افقی یا عمودی نشان داده می‌شود. همچنین می‌توان مسیرهای جریان را در محیط سه بعدی نمایش داد (شکل ۸-۱۸). مسیرهای جریان نشان داده شده با مسیرهای ذرات، همگرا هستند ولی هیچ‌گاه یکدیگر را قطع نمی‌کنند؛ در مدل‌های سه بعدی، هنگام نمایش مسیرهای ذرات در صفحه دو بعدی می‌تواند این‌طور به نظر برسد که یکدیگر را قطع کرده‌اند. زمان‌های پیمایش با جهت پیکان (شکل ۸-۱۶-ب)، نقطه‌چین‌ها (شکل ۸-۱۷) یا رنگ‌ها (شکل ۸-۱۸) نشان داده می‌شوند. اثرات تغییرات مقادیر پارامترهایی مانند نرخ‌های تغذیه روی شکل مسیرهای جریان را نیز می‌توان مورد بررسی قرار داد (شکل ۴-۱-۳ در کادر ۴-۱ و شکل ۱۰-۱۵).

---

[1] Visser

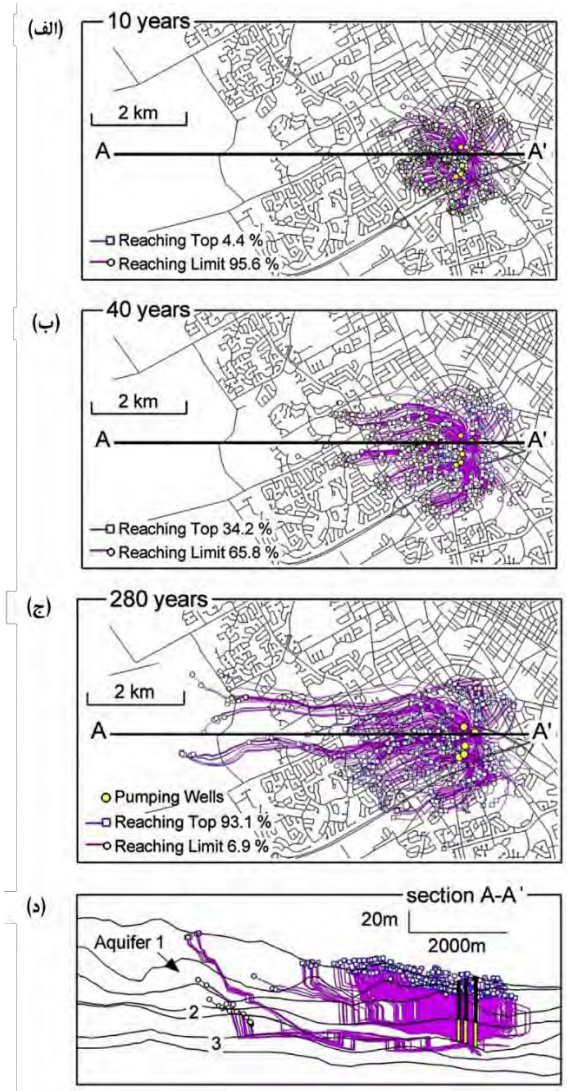
[2] Abrams

[3] رودخانه‌هایی که تراز سطح آب آن‌ها پایین‌تر از تراز سطح آب آبخوان مجاور قرار می‌گیرند.

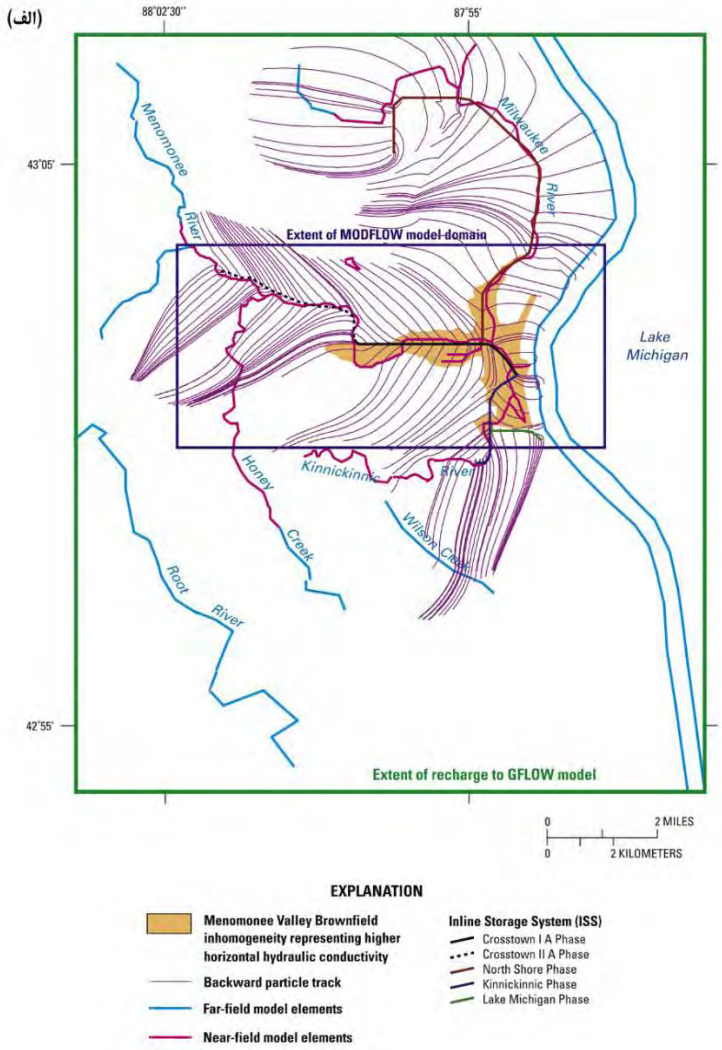


شکل ۸-۱۴ مناطق مؤثر در تغذیه. الف- ردیابی ذرات به‌صورت پیشرو برای تعیین ناحیه مؤثر در تغذیه دریاچه آلکواش[1] (صورتی) و نهر آلکواش (سبز) در اقلیم مرطوب ویسکانسین شمالی آمریکا. خطوط کنتور زمان پیمایش برحسب سال را نشان می‌دهد. ذرات به سطح ایستابی هر سلول فعال در مدل اضافه می‌شود و نسبت به زمان به سمت جلو ردیابی می‌شود. همه منابع تخلیه با آبدهی کم به منابع با آبدهی زیاد تبدیل می‌شوند (۴۶). ب- ناحیه مؤثر در تغذیه همانند حالت الف بوده ولی همه ذرات از سلول با تخلیه کم عبور کرده و به سلول مجاور می‌روند (۳۴).

[1] Allequash

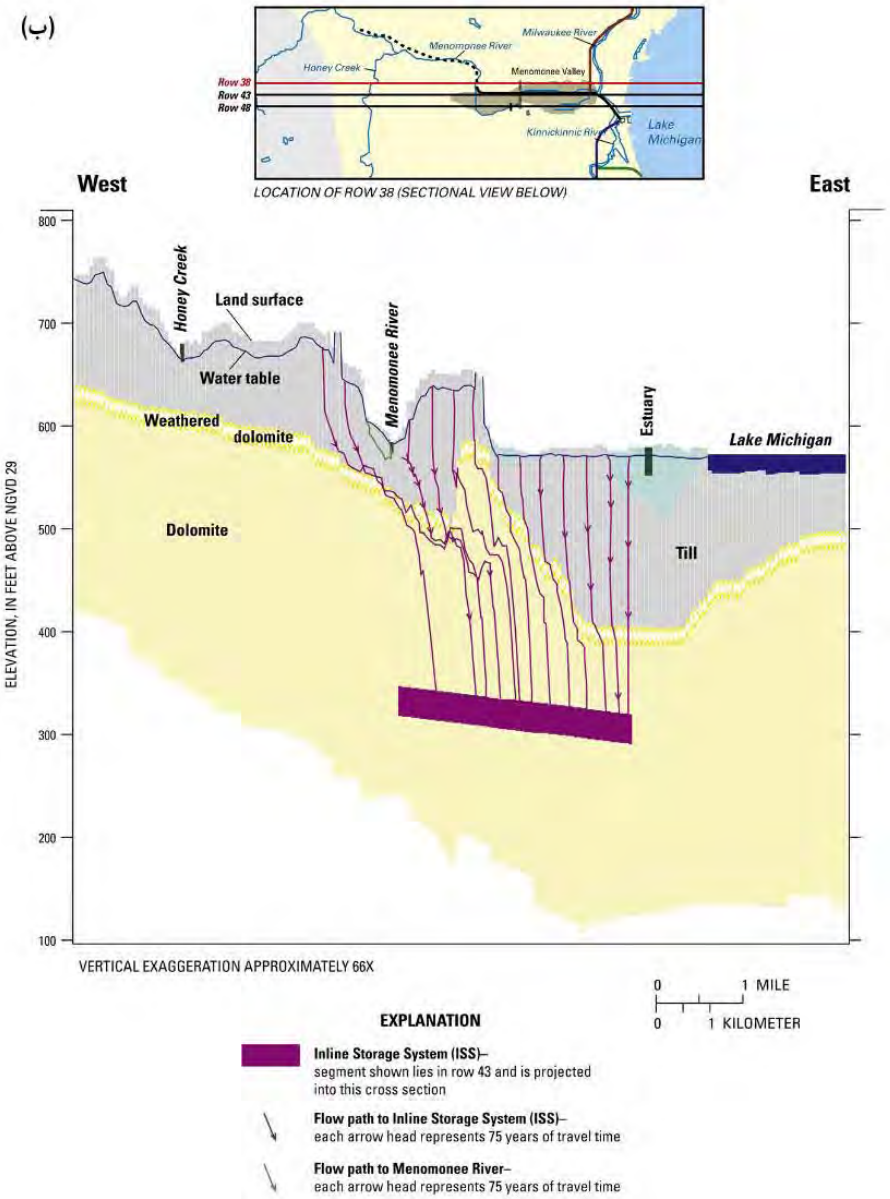


شکل ۸-۱۵ ناحیه آبگیری برای ۵ چاه توسط ردیابی ذرات معکوس نشان داده شده است. با توجه به ناهمگنی آبخوان و جریان سه‌بعدی، شکل نواحی آبگیری نامنظم است. الف، ب و ج نمایش افقی را به‌ترتیب بعد از ۱۰، ۴۰ و ۲۸۰ سال نشان می‌دهد؛ مربع‌های آبی موقعیت ذراتی را که به سطح رسیدند را نشان می‌دهد؛ به‌عنوان مثال، بعد از ۲۸۰ سال، ۹۳/۱٪ از ذرات به سطح می‌رسند. دایره‌های توخالی موقعیت پایانی ذراتی را که به سطح نرسیدند را نشان می‌دهد؛ به‌عنوان مثال، بعد از ۲۸۰ سال، ۶/۹٪ از ذرات به سطح نرسیدند. د- نمایش عمودی بعد از ۲۸۰ سال (۱۹ و ۲۰).

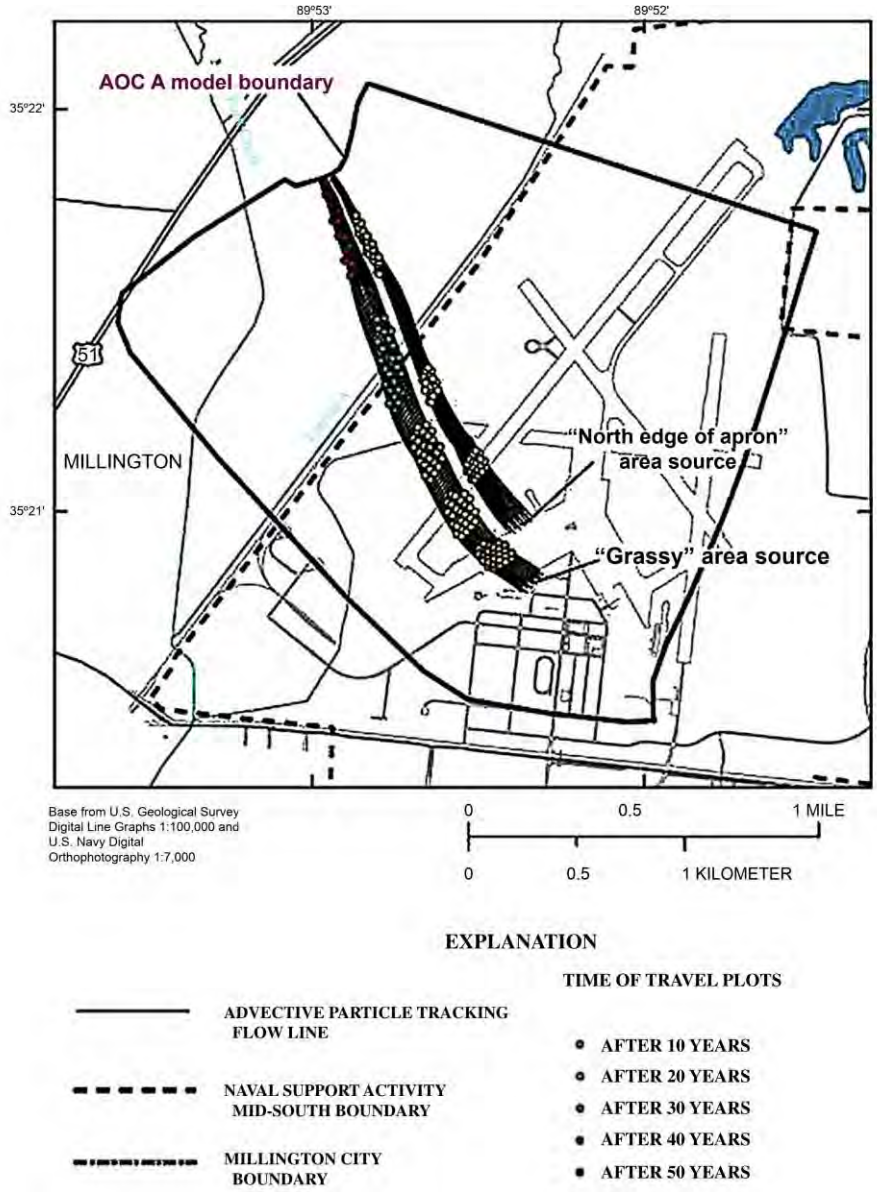


شکل ۸-۱۶ ردیابی ذرات معکوس برای تعیین منبع تغذیه آب به سیستم تونل جمع‌آوری و دفع فاضلاب عمیق. الف- محدوده مدل‌سازی توسط MODFLOW در مدل اجزای تحلیلی منطقه‌ای (GFLOW) را نشان می‌دهد. تونل که به‌صورت خطی نمایش داده شده و به‌عنوان یک سیستم ذخیره‌سازی در مسیر [1] (ISS) عمل می‌کند (به راهنمای شکل مراجعه کنید).

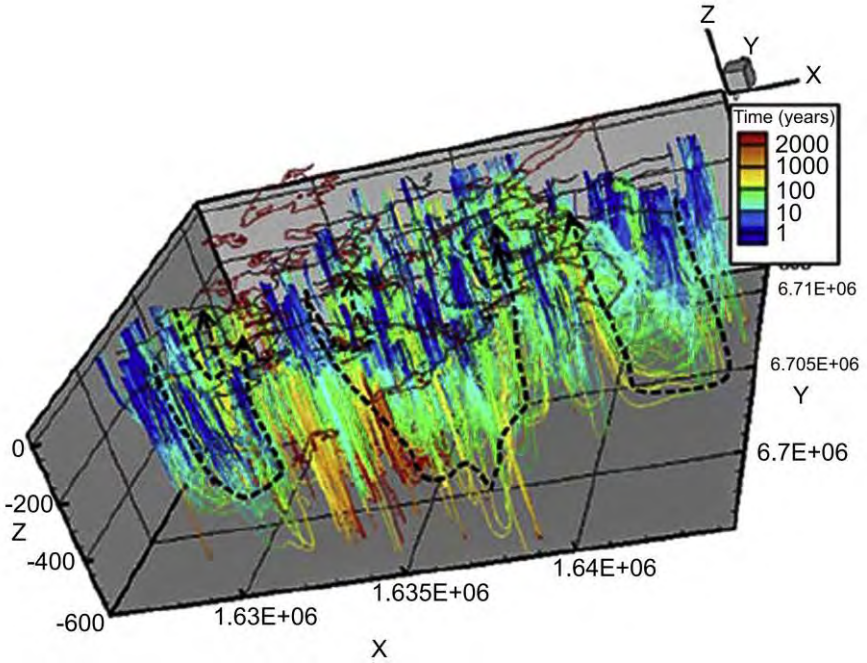
[1] Inline Storage System



ادامه شکل ۸-۱۶ ب- مقطع عرضی شرقی-غربی. تونل (سیستم خطی ذخیره‌سازی در مسیر (ISS)) با رنگ ارغوانی نشان داه شده است. زمان‌های پیمایش با پیکان نشان داده می‌شود؛ هر پیکان ۷۵ سال زمان پیمایش را نشان می‌دهد (۱۶).



شکل ۸-۱۷ حرکت همرفت ردیابی ذرات از مناطق آلوده شده (پNorth Edge of Arpon و وپGrassy به نام‌گذاری شده‌اند) در یک فرودگاه سابق و نمایش‌دهنده مسیرهای جریان و زمان‌های پیمایش است (۲۷)



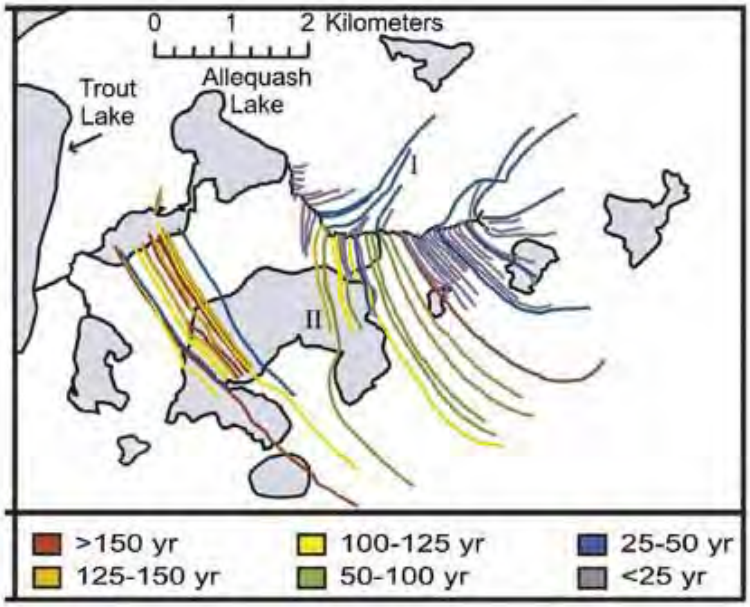
شکل ۸-۱۸ مسیرهای جریان سه بعدی. ذرات منتشر شده در سطح به سمت پایین و داخل سنگ بستر حرکت می‌کنند و سپس به رسوبات کواترنری سطحی بر می‌گردند. زمان‌های پیمایش با رنگ‌ها نشان داده شده است. مسیرهای جریان اصلی با خطوط سیاه خط‌چین فلش‌دار نشان داده شده‌اند. رودخانه‌ها و دریاچه‌ها در سطح با خط قرمز نشان داده شده است (۹).

۸-۵-۱ آنالیز سیستم جریان

برای تعیین مسیرهای جریان (شکل‌های ۸-۲-ب و کادر ۱۰-۲) و مناطق مربوط به رودخانه‌ها، دریاچه‌ها (شکل ۸-۱۴ و کادر ۸-۳) و چشمه‌ها (شکل کادر ۱۰-۲-۲ در کادر ۱۰-۲) در مقیاس حوضه از PT استفاده می‌شود تا منابع تغذیه آب (شکل ۸-۱۶) تعیین شود و زمان‌های پیمایش (شکل ۸-۱۸) تخمین زده شود.

زمان پیمایش محاسبه شده در PT، فقط سن تقریبی آب زیرزمینی را برای بخشی از آبی که در مسیر جریان است، به‌دست می‌آورد. اختلاط آب‌ها با سن‌های مختلف بر سن آب زیرزمینی میانگین (ظاهری) نمونه آب زیرزمینی جمع‌آوری‌شده در منطقه، تأثیر می‌گذارد (۵، ۶، ۷، ۶۱ و ۲۳)، که PT اختلاط مسیرهای جریان را نشان نمی‌دهد. به عبارت دیگر، PT فرض می‌کند که بخشی از آب (که توسط یک

ذره در کد PT نشان داده شده) به‌صورت حجم جداگانه‌ای در مسیر جریان (مانند جریان پیستونی یا جریان لوله‌ای) حرکت می‌کند. بنابراین، سن آب زیرزمینی افقی محاسبه شده در PT با سن آب زیرزمینی میانگین به‌دست آمده توسط آنالیز ردیاب در نمونه آب زیرزمینی با سن-مختلط[1] فرق می‌کند (۳۵). باوجود این ، سن آب زیرزمینی که توسط PT تخمین زده می‌شود، اغلب برای بسیاری از مسائل کافی است. علاوه بر این، اختلاط آب‌ها با سن‌های مختلف را می‌توان با استفاده از PT به‌دست آورد (شکل ۸-۱۹). هنگامی‌که اختلاط مسیرهای جریان با سن‌های مختلف، هدف مسأله است، بهترین تخمین از سن آب زیرزمینی با استفاده از مدل انتقال املاح بر اساس معادله همرفت-پخشودگی به‌دست می‌آید (معادله ۳-۱۲، به مرجع ۳۵ و ۱۴ مراجعه شود).



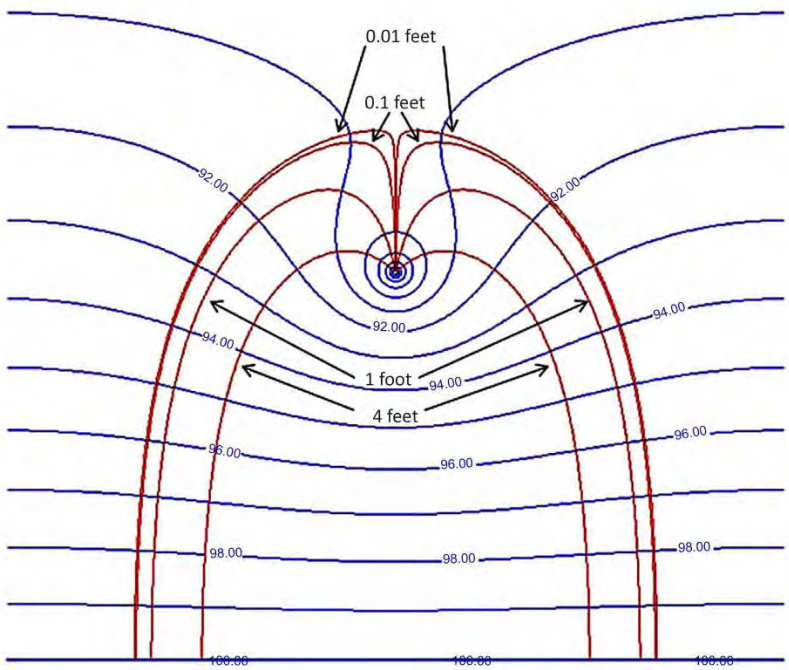
شکل ۸-۱۹ سن محاسبه شده آب‌زیرزمینی بر اساس جریان همرفت در امتداد مسیرهای جریان مختلف. مسیرهای جریان آب با سنین مختلف که در نزدیکی یکدیگر قرار گرفته‌اند بیانگر این است که اختلاط آب‌ها با سن‌های مختلف در محل تخلیه اتفاق می‌افتد (به‌عنوان مثال، مسیر جریان I در نزدیکی مسیر جریان II تخلیه می‌شود). آب زیرزمینی نمونه‌گیری شده در مناطق تخلیه، سن میانگین یا ظاهری که دارد متفاوت با سن به دست آمده از محاسبه جریان همرفت یک مسیر جریان منفرد است (۴۳).

[1] Mixed-Age

۸-۵-۲ نواحی آبگیری و سطوح مؤثر

PT اغلب برای تعیین ناحیه‌های آبگیری چاه‌ها و مناطق تغذیه رودخانه‌ها، دریاچه‌ها و چشمه‌ها در شرایط جریان ماندگار استفاده می‌شود. بعضی از اطلاعات پایه‌ای در مورد ناحیه‌های آبگیری و مناطق تغذیه در ادامه آورده شده است و اطلاعات بیشتر در کادر ۸-۳ ارائه شده است.

در این کتاب، ناحیه آبگیری، بخشی از آب زیرزمینی را نشان می‌دهد که توسط چاه پمپاژ تخلیه می‌شود (شکل‌های ۸-۳، ۸-۴ و ۸-۶؛ شکل کادر ۸-۳-۱ در کادر ۸-۳ و شکل کادر ۴-۱-۳ در کادر ۴-۱) در حالی‌که مناطق تغذیه مساحتی را نشان می‌دهد که جریان‌های آب زیرزمینی به چشمه‌ها یا پهنه آب سطحی وارد می‌شود (شکل ۸-۱۴، شکل کادر ۸-۳-۳ در کادر ۸-۳ و شکل کادر ۱۰-۲-۲ در کادر ۱۰-۲). برای اهداف منطقه‌ای، ناحیه‌های آبگیری معمولا برای زمان مشخصی از آبگیری محاسبه می‌شود. به‌عنوان مثال، ناحیه آبگیری ۲۰ ساله وسعت ناحیه آبگیری را ۲۰ سال پس از شروع پمپاژ نشان می‌دهد (شکل ۸-۴-ج، شکل ۸-۱۵ و شکل کادر ۸-۳-۱-ب در کادر ۸-۳). ناحیه‌های آبگیری معمولا به‌صورت افقی در نقشه نشان داده می‌شود (شکل ۸-۱۵-الف، ب، ج و شکل کادر ۸-۳-۱-ب در کادر ۸-۳)، اما مسیرهای جریان مربوط به آبگیری چاه را می‌توان به‌صورت مقطع عرضی نیز نشان داد (شکل ۸-۱۵-د). ناحیه‌های آبگیری و مناطق تغذیه ممکن است با PT معکوس نیز تعیین شود که ذرات در موقعیت تخلیه (مانند چاه، چشمه، زهکش یا پهنه آب سطحی) معرفی می‌شوند و به‌صورت پسرو برای دوره زمانی تعیین شده یا تا رسیدن همه ذرات به موقعیت منبع تغذیه ردیابی می‌شوند. به هر حال، هنگامی که ذرات در موقعیت‌های مسیرهای جریان همگرا مانند چاه پمپاژ (شکل ۸-۲۰) یا رودخانه تغذیه‌شونده قرار می‌گیرند، ممکن است نتایج PT معکوس به مکان ذرات (و تنظیمات کد PT) حساس شود. ناحیه‌های آبگیری را می‌توان با ردیابی پیشرو تعداد زیادی ذرات از منبع تغذیه تعیین کرد (شکل ۸-۱۴)، اما اجرای PT معکوس، اغلب راحت‌تر است. در این راستا، بهتر است از روش ردیابی پسرو استفاده شود و سپس ناحیه آبگیری یا مساحت مؤثر شبیه‌سازی شده با ردیابی پیشرو و یا با اجرای ردیابی پسروی دیگر با ذرات بیشتر یا با قرارگیری ذرات در موقعیتی مختلف جریان‌های همگرا را تعیین کرد (شکل ۸-۲۰).



شکل ۸-۲۰ نواحی آبگیری مختلف (خطوط قرمز) که از قراردادن ذرات در نواحی مختلف ولی نزدیک به هم در اطراف چاه و با استفاده از روش ردیابی ذرات معکوس محاسبه شده است. خطوط هم‌پتانسیل با رنگ آبی نشان داده شده است. ذرات با فاصله ۰/۰۱، ۰/۱، ۱ و ۴ فوت از مرکز چاه منتشر می‌شوند. ذراتی که با فاصله ۴ و ۱ فوت از مرکز رها شده‌اند، پهنا و طول انتشار در پائین دست را کمتر محاسب کرده است. ذرات منتشر شده با فاصله ۰/۱ و ۰/۰۱ فوت از مرکز، منجر به پهنای ناحیه آبگیری مشابه می‌شود ولی ذرات رها شده با فاصله ۰/۰۱ فوت، طول انتشار در جهت پائین دست را بیشتر محاسبه کرده است (برگرفته از کورت زیلر، برون و کالدول[1]).

استفاده از PT برای تعیین ناحیه‌های آبگیری و مناطق تغذیه در اطراف منابع تخلیه با آبدهی کم پیچیده است (بخش ۸-۴). شکل و وسعت ناحیه آبگیری یا مناطق تغذیه به مقدار S_{snk} (معادله ۸-۱۲) که مدل‌ساز آستانه‌ای را برای آبگیری (شکل ۸-۱۴-الف و ب) انتخاب می‌کند، حساس است. چنین تغییراتی در آبگیری بر زمان‌های ماند آب زیرزمینی نیز مؤثر است (۵۹ و ۲). آبرامس[2] و همکاران (۲۰۱۳)، تنظیماتی

[1] Kurt Zeiler, Brown and Caldwell
[2] Abrams

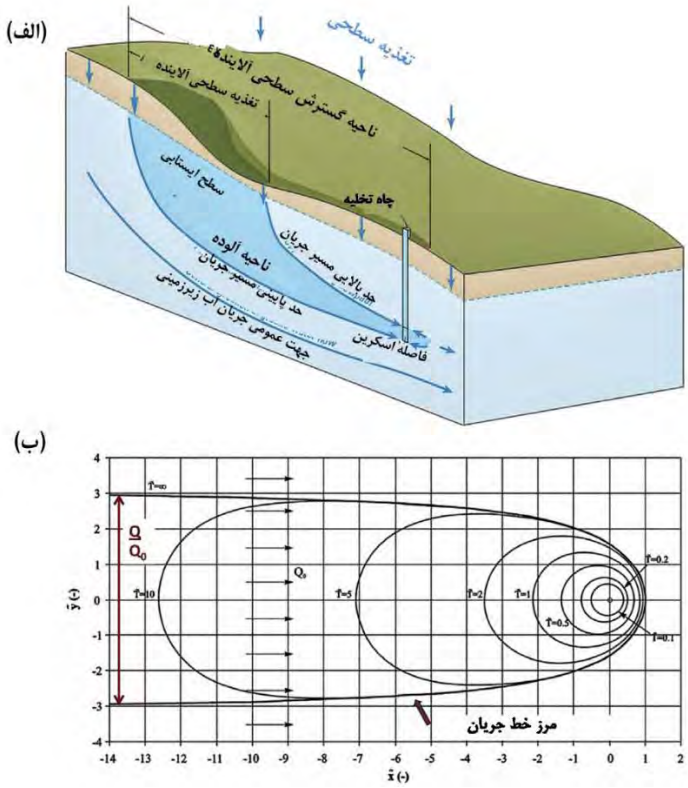
برای کد PT در MODPATH برای کاهش اثرات ناخواسته ناشی از منابع تخلیه آب سطحی با آبدهی کم بر محاسبات نواحی آبگیری و زمان ماند، پیشنهاد کردند.

کادر ۸-۳ اطلاعات جامع‌تری در مورد نواحی آبگیری و سطوح مؤثر

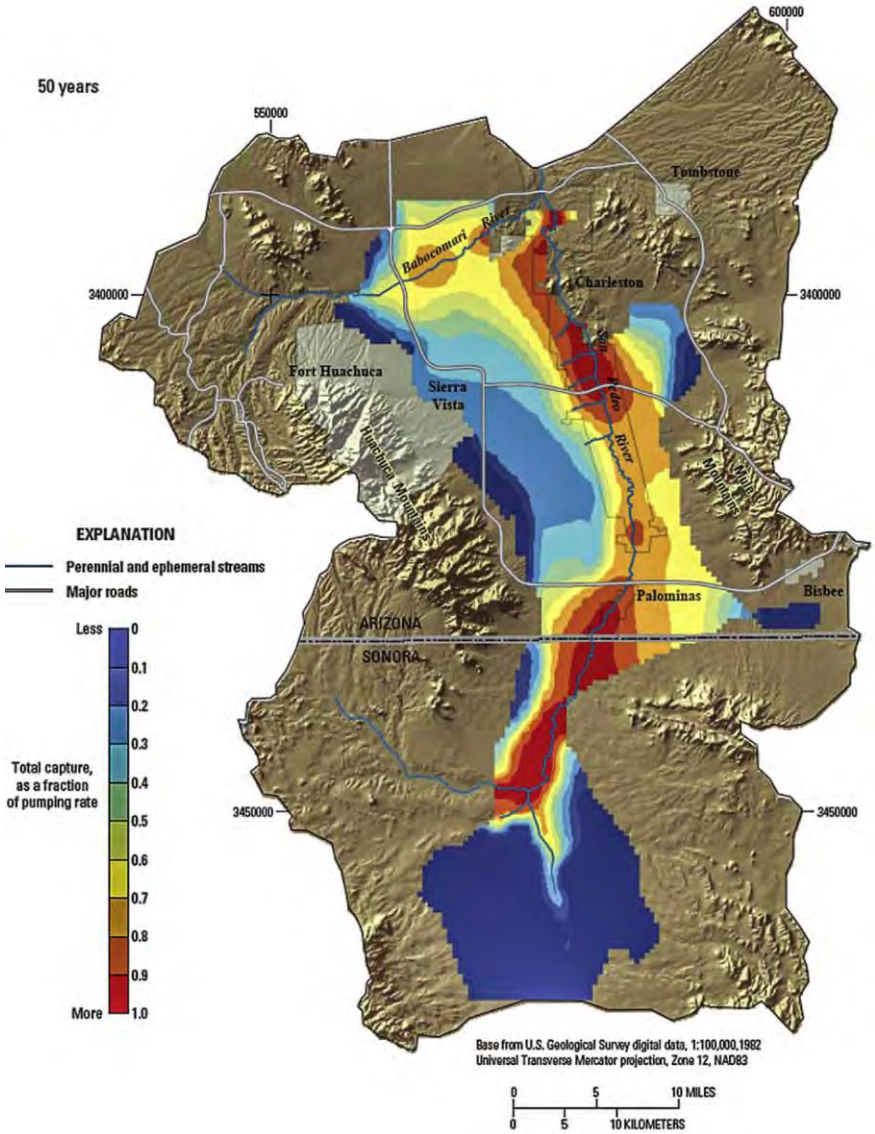
در بخش ۸-۵، عبارت «ناحیه آبگیری» برای چاه پمپاژ استفاده شد، در حالی‌که عبارت "مناطق تغذیه" برای دریاچه‌ها، رودخانه‌ها و چشمه‌ها استفاده شد. ناحیه آبگیری به‌طور کلی به بخشی از میدان جریان آب زیرزمینی اطلاق می‌شود که آب را به هر منبع تخلیه‌ای مانند چاه، رودخانه یا چشمه تخلیه می‌کند. علیرغم این، در بخش ۵-۸ اطلاعات بیشتری برای روشن شدن مطلب ارائه شده است.

محاسبه وسعت موجود و پتانسیل ناحیه‌های آبگیری در آینده، وظیفه رایج مدلسازان آب زیرزمینی است. نواحی آبگیری برای بررسی مسائل حقوقی مانند حریم چاه و یا مسائل مدیریتی و پاکسازی آبخوان مانند هنگامی که از چاه برای پمپ و تصفیه آبخوان آلوده استفاده می‌شود، مورد استفاده قرار می‌گیرد. ناحیه‌های آبگیری، دارای خصوصیات سه‌بعدی هستند (شکل کادر ۱-۳-۸-الف) ولی معمولا به‌صورت نقشه دوبعدی نشان داده می‌شوند (شکل کادر ۸-۳-۱-ب). علاوه بر این، در شرایط غیرماندگار، الگوی ناحیه آبگیری با زمان تغییر می‌کند (شکل ۸-۶). در شرایط جریان ماندگار، ناحیه‌های آبگیری معمولا برای زمان مشخص تعیین شده (به عبارت دیگر زمان سپری شده از شروع پمپاژ) و نمایش داده می‌شوند (شکل‌های ۸-۴-ج و ۸-۱۵). ترکیبی از ناحیه آبگیری در شرایط ماندگار را می‌توان به‌صورت زمان پیمایش[1] (TOT) تعریف کرد (شکل کادر ۸-۳-۱-ب)، که وسعت ناحیه مؤثر را برای زمان‌های مشخص بعد از شروع پمپاژ، نشان می‌دهد.

[1] Time of Travel



شکل کادر ۸-۳-۱ نواحی آبگیری. الف- ناحیه آبگیری (به‌صورت ناحیه تغذیه نامگذاری شده) در سه بعد به همراه مسیرهای جریان محدودکننده ناحیه، نشان داده شده است (۴۲). ب- زمان پیمایش (TOT) نواحی آبگیری و خطوط جریان در مرز ناحیه، در نقشه دوبعدی برای جریان ماندگار و یکنواخت با جریان واحد Q_0 (L^2/T)، نرخ دبی تخلیه در واحد ضخامت آبخوان) و نرخ پمپاژ با Q (L^3/T) نشان داده شده و نرخ تغذیه برابر با صفر است. $\tilde{T}$، پارامتر زمان بدون بعد است (برابر با $2\pi t Q_0^2/nbQ$ است که t، مدت زمانی است که ذرات در خط TOT برای رسیدن به چاه صرف می‌کنند؛ n، تخلخل مؤثر و b، ضخامت اشباع متوسط آبخوان قبل از پمپاژ است) (۱۱).



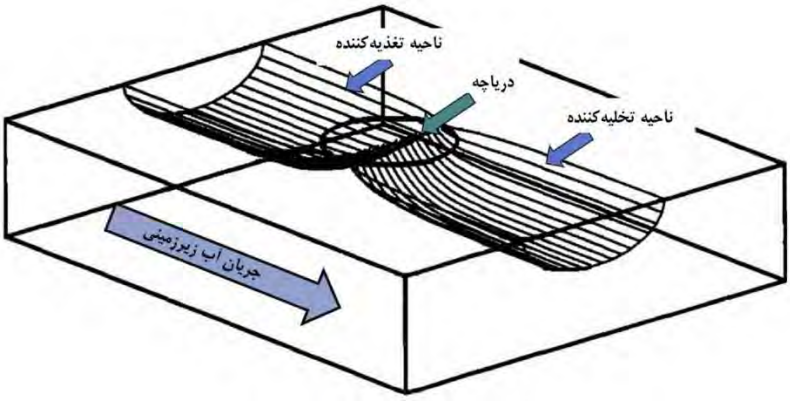
شکل کادر ۸-۳-۲ نواحی آبگیری رودخانه به‌دست آمده از پمپاژ با نرخ ثابت برای ۵۰ سال از حوضه آبرفتی نیمه‌خشک آریزونای آمریکا[1]. رنگ‌های شکل، نسبتی از پمپاژ را نشان می‌دهد که توسط رودخانه تأمین شده است (۴).

[1] Arizona, USA

هاتجما[1] (۱۹۹۵و ۲۰۰۶)، برای ارزیابی شبیه‌سازی‌های ناحیه آبگیری شامل توصیف هندسه ناحیه آبگیری چاه در حال پمپاژ با نرخ ثابت در جریان یکنواخت، دوبعدی و هنگامی که تغذیه سطحی برابر صفر است (به عبارت دیگر برای شرایط نشان داده شده در شکل کادر ۸-۳-۱-ب) دستورالعملی را ارائه داد. به‌عنوان مثال، پهنای ناحیه آبگیری در حالت ماندگار Q/Q_0 است که Q (L^3/T)، نرخ پمپاژ و Q_0 نرخ جریان واحد (L^2/T، نرخ تخلیه در واحد ضخامت) است. اما هنگامی‌که تغذیه مساحتی وارد محاسبات می‌شود مقدار ناحیه آبگیری کوچک‌تر به‌دست می‌آید و معادلاتی که تغذیه را صفر فرض می‌کند، ناحیه آبگیری را بسیار بزرگ محاسبه می‌کنند. در مقابل، با توجه به اینکه بسیاری از آبخوان‌ها در فصول غیرخشک، مقداری تغذیه سطحی دارند، ژو و هاتجما[2] (۲۰۱۲)، استفاده از معادلاتی که تغذیه را برای TOT نواحی آبگیری بیشتر از ۵ سال صفر فرض می‌کند را توصیه نمی‌کنند. به هرحال، چنین ابزارهای تحلیلی می‌توانند برای محاسبه تقریب اولیه‌ای از ناحیه آبگیری مفید بوده و طراحی و ارزیابی مدل‌های عددی که شرایط پیچیده‌تری مانند ناهمگنی‌های آبخوان و منابع تغذیه و تخلیه پیچیده‌ای دارند، کمک کند.

هنگامی که چاه‌ها، آب زیرزمینی را از آبخوان‌های متصل به رودخانه استخراج می‌کنند، علاوه بر آبگیری از تغذیه زمینی، پتانسیل افت جریان رودخانه (به اصطلاح تخلیه رودخانه) نیز وجود دارد. نواحی آبگیری رودخانه را می‌توان با ردیابی ذرات مشخص کرد (شکل کادر ۸-۳-۲) تا درصد آب چاه پمپاژ شده از جریان رودخانه را نشان دهد. ناحیه آبگیری رودخانه مانند ناحیه آبگیری چاه برای زمان مشخصی بعد از شروع پمپاژ محاسبه می‌شود.

با این تعریف، نواحی تغذیه، ناحیه‌ای دوبعدی بوده که برروی سطح زمین انطباق داده شده است ولی در حقیقت بیانگر یک حجم سه بعدی است که در تغذیه عارضه نقش دارد (شکل کادر ۸-۳-۳). سطوح و حجم تغذیه‌کننده معمولاً برای نمایش شرایط ماندگار استفاده می‌شوند، طوری‌که آن‌ها منطقه‌ای که آب را به منبع تخلیه می‌رسانند با خطوط جریان (شکل کادر ۸-۳-۳) از بقیه آبخوان جدا می‌کنند. همین مفهوم برای نواحی آبگیری نیز برقرار است (شکل کادر ۸-۳-۱-الف).



شکل کادر ۸-۳-۳ نواحی تغذیه‌کننده و تخلیه‌کننده دراطراف یک دریاچه دایره‌ای که با مسیرهای جریان مشخص شده است. ناحیه تخلیه‌کننده، مسیر جریان را از دریاچه به سیستم آب زیرزمینی نشان می‌دهد (۵۸).

[1] Haitjema
2 Zhou and Haitjema

۸-۵-۳ انتقال افقی آلاینده‌ها

کاربرد دیگر PT شبیه‌سازی انتقال همرفت آلاینده‌هاست (بخش ۸-۱). ذراتی که آلاینده را نشان می‌دهد، با سرعت خطی متوسط حرکت می‌کنند (معادله ۸-۱). بنابراین، زمان‌های رسیدن ذره به مقصد مورد نظر (مانند چاه یا پهنه آب سطحی)، به جای آن‌که نشان‌دهنده زمان رسیدن لبه بیرونی پلوم باشد، بیانگر زمان رسیدن مرکز پلوم آلودگی است (شکل ۲۱-۸). ممکن است آلاینده‌ها در طول مسیرهای جریان نسبت به زمان به‌صورت پیشرو (شکل ۸-۱۷) یا پسرو ردیابی شوند تا به تعیین محل منبع آلودگی احتمالی کمک کند (شکل ۸-۱۶).

کدهای PT استاندارد، برخلاف جذب خطی معمولاً شامل پخشودگی یا واکنش‌های شیمیایی نمی‌شوند. جذب خطی سرعت آلاینده را به تاخیر می‌اندازد (شکل ۸-۲۱) و با استفاده از فاکتور تاخیر بدون بعد R_d، شبیه‌سازی می‌شود. سرعت به تأخیر افتاده v_c با v/R_d برابر است که v سرعت خطی متوسط در معادله ۸-۱ است و مقدار R_d بزرگ‌تر از یک است. R_d، را می‌توان با استفاده از ضریب توزیع K_d تخمین زد که معمولا بر حسب واحد میلی‌لیتر بر گرم داده می‌شود:

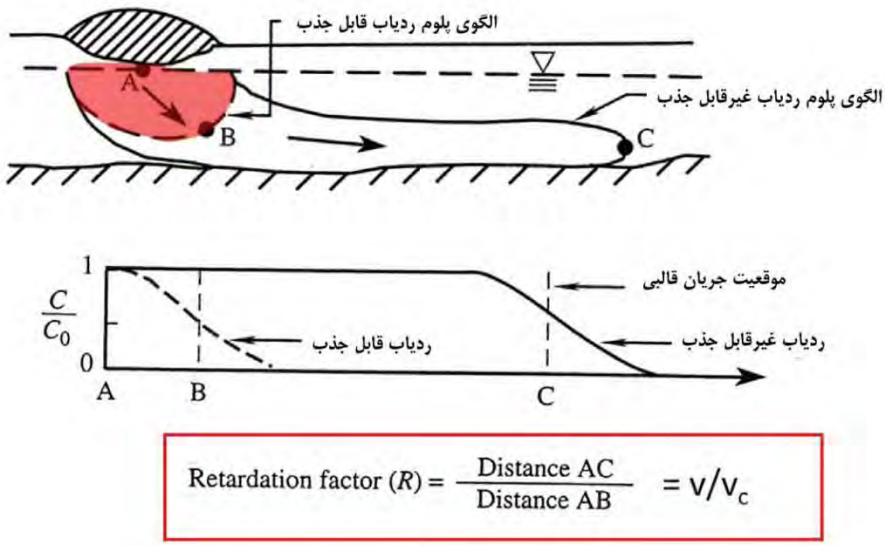
$$R_d = 1 + \frac{\rho_b}{\theta} K_d \qquad (۸-۱۳)$$

که ρ_b، چگالی جرمی ظاهری[1] محیط متخلخل (M/L^3) و θ، تخلخل کل است. در مسائل انتقال دو نوع تخلخل وجود دارد: تخلخل کل و تخلخل مؤثر (صفحه‌های ۵۶ تا ۵۷ مرجع شماره ۶۴ و کادر ۸-۱). تخلخل کل شامل آب منفذی غیرمتحرک بوده و این آب هم دارای املاح است. لذا برای تعیین جرم کل املاح باید مقادیر محلول در این بخش از آب منفذی هم در نظر گرفته شود. با این وجود، در عمل، اگرچه خیلی دقیق نیست، ولی استفاده از تخلخل مؤثر برای نمایش تخلخل کل در معادله ۸-۱۳ برای اهداف مدل‌سازی انتقال مرسوم است (صفحه ۶۲۱ مرجع شماره ۶۴).

معمولا K_d، در آزمایشگاه اندازه‌گیری می‌شود که با استفاده از آن غلظت حل شده در برابر غلظت‌های جذب شده در فواصل نمونه‌برداری مختلف روی نمودار رسم می‌شود؛ K_d، برابر با شیب بهترین خط برازش داده شده بر نقاط داده است. مفهوم فاکتور تأخیر برای نمایش فرایندهای شیمیایی دیگری که انتقال آلاینده را به تأخیر می‌اندازد نیز استفاده می‌شود، مانند تبادل یونی و واکنش‌های شیمیایی دیگری که شامل واکنش‌های پیشرو و پسرو است.

---

[1] Bulk Mass Density



شکل ۸-۲۱ دیاگرام شماتیک، اثر تاخیر جذب خطی و تعریف فاکتور تاخیر را نشان می‌دهد. در ردیابی ذرات، املاح با جریان قالبی انتقال می‌یابند (۶۴).

۸-۶ کدهای ردیابی ذرات

بسیاری از کدهای PT، برای پردازش نتایج کد جریان آب زیرزمینی خاصی طراحی شده‌اند. MODPATH (۴۵ و ۴۴) و PATH3D (۶۲)، کدهای PT سه‌بعدی هستند که از بارهای هیدرولیکی MODFLOW استفاده می‌کنند، اما آن‌ها را می‌توان برای استفاده از بارهای هیدرولیکی به‌دست آمده از هر کد بلوک-محور دیگری، اصلاح کرد. MODPATH و PATH3D از درون‌یابی خطی استفاده می‌کنند. MODPATH، از یک روش ردیابی راه‌حل نیمه‌تحلیلی استفاده می‌کند که از خطاهای انتگرال عددی جلوگیری می‌شود اما برای شبیه‌سازی‌های غیرماندگار مناسب نیست. در نسخه ۶ کد MODPATH (۴۵)، امکان ردیابی ذرات برای انواع شبکه‌های مختلف و اصلاح شبکه به‌صورت محلی وجود دارد (LGR در بخش ۴-۴). PATH3D، برای ردیابی از تقریب رانگ کوتای مرتبه ۴ استفاده می‌کند. خطاهای عددی با تنظیم اتوماتیک گام ردیابی با تنظیم معیار خطا توسط کاربر حداقل می‌شود. موقعیت ذره با استفاده از یک گام ردیابی کامل و دو نیم گام به‌دست می‌آید (شکل ۸-۱۲-الف). اگر تفاوت موقعیت ذره (Δs) بزرگ‌تر از معیار خطا (Δs_0) باشد، گام زمانی کاهش می‌آید و گام ردیابی تکرار می‌شود. PATH3DT،

برای مسائل ماندگار و غیرماندگار قابل کاربرد است. اندرمن و هیل[1] (۲۰۰۱)، برای نمایش انتقال همرفت آلاینده، بسته انتقال-مشاهده همرفت[2] را در MODFLOW-2000 توسعه دادند. روش‌های مورد استفاده در این بسته مانند روش‌های MODPATH است.

به‌تازگی برای شبکه FD بدون ساختار در MODFLOW-USG، دو کد PT توسعه داده شد (۴۱). ModPATH3DU (۳۷)، برای درون‌یابی بارهای هیدرولیکی در مجاورت ذره‌ای که با استفاده از آن سرعت‌ها محاسبه می‌شود، از کریجینگ عمومی استفاده می‌کند (بخش ۵-۵). این کد، گزینه‌هایی برای ردیابی نیمه‌تحلیلی (بر اساس MODPATH (۴۵ و ۴۴))، روش‌های عددی براساس تقریب رانگ کوتای مرتبه ۴ (بر اساس PATH3D (۶۲)) و همچنین درون‌یابی اولر دارد. الگوریتم ردیابی را می‌توان به‌صورت سلول به سلول تعیین کرد، طوری‌که مدل‌ساز بتواند الگوریتم‌های ردیابی مختلفی را انتخاب کند تا برای کل شبکه مناسب باشد. MODPATH-USG (۴۶)، برای زیرمجموعه شبکه‌های بدون‌ساختار موجود در MODFLOW-USG، روش ردیابی نیمه‌تحلیلی را در MODPATH توسعه دادند. پینتر[3] و همکاران (۲۰۱۲ و ۲۰۱۳)، WALKABOUT را برای ردیابی ذرات در شبکه‌های کاملا بدون‌ساختار توسعه دادند. در میدان‌های جریان نسبتا ساده، با استفاده از راه‌حل‌های تحلیلی مسیرهای جریان مشابهی ایجاد می‌شود. کد ZOOPT، کد PT سه‌بعدی و ماندگاری برای کد جریان ZOOMQ3D است (۲۹ و ۳۰). این کد، از درون‌یابی خطی و روش ردیابی نیمه‌تحلیلی اصلاح شده با استفاده از روش رانگ کوتا برای برخی از عارضه‌های مدل‌سازی مانند منابع تخلیه با آبدهی کم و گره‌هایی با تغییرات عمودی در هدایت هیدرولیکی، استفاده می‌شود. این کد با FD LGR نیز سازگار است (بخش ۴-۴)، که در کد جریان آب زیرزمینی ZOOMQ3D قرار می‌گیرد.

FLOWPATH (۱۸)، برای شرایط ماندگار و دوبعدی، یک کد جریان FD بلوک-محوری دارد. FLOWPATH، از روش درون‌یابی معکوس فاصله (شکل ۸-۸) با انتگرال اولر استفاده می‌کند. اندازه گام ردیابی با یک معیار خطا کنترل می‌شود. در طول بررسی خطا، ذره به‌صورت پسرو از موقعیت جدیدش (x_p, y_p)، در طول گام ردیابی حرکت می‌کند (شکل ۸-۱۲-ب). اختلاف (Δs) بین موقعیت اولیه ذره (x_0, y_0) و موقعیت به‌دست آمده طی ردیابی پسرو (x_{back}, y_{back}) با استفاده از معادله زیر محاسبه می‌شود:

---

[1] Anderman and Hill
[2] Advective Transport-Observation Package
[3] Painter

$$\Delta s = [(x_0 - x_{back})^2 + (y_0 - y_{back})^2]^{1/2} \quad (۱۴-۸)$$

خطای قابل قبول (E) به‌صورت زیر به‌دست می‌آید:

$$E = 0.05\, a \quad (۱۵-۸)$$

که a، میانگین فاصله گره‌ای است. اگر Δs، بزرگ‌تر از نوسان خطا باشد، گام ردیابی ۵۰٪ کاهش می‌یابد و دوباره ذره از موقعیت اولیه‌اش (x_0, y_0) با گام ردیابی کوچک‌تر حرکت می‌کند.

GWPATH (۴۹)، از یک روش درون‌یابی تحلیلی و روش رانگ کوتا برای ردیابی استفاده می‌کند. WHPA (۸)، مجموعه‌ای از برنامه‌های توسعه یافته EPA آمریکا برای تعیین مناطق حفاظت بار هیدرولیکی چاه است که برای محاسبه میدان جریان با راه‌حل‌های تحلیلی، سه گزینه دارد. این مجموعه شامل کدهای PT دوبعدی (GPTRAC) است که بار هیدرولیکی را از اجرای کد جریان تامین شده توسط کاربر می‌گیرد، که می‌تواند به‌صورت کد FD بلوک‌محور یا نقطه‌محور یا کد FE با اجزای مستطیلی باشد. WHPA، برای ذرات متحرک از درون‌یابی خطی سرعت و راه‌حل تحلیلی استفاده می‌کنند.

کد FE در FEFLOW (۱۵)، دارای کد ردیابی ذرات به‌عنوان پردازنده در رابط کاربر است. سرعت‌ها با استفاده از توابع پایه درون‌یابی می‌شود و ذرات با استفاده از تقریب رانگ کوتای مرتبه ۴ با کنترل گام تطبیقی ردیابی می‌شود. روش PT برای مدل‌های FE، توسعه یافته توسط سوک و یه[1] (۲۰۰۹ و ۲۰۱۰)، میدان‌های سرعت را با ایجاد اجزای فرعی به‌دست می‌آورد. روش آن‌ها تغییرات سرعت در طول گام زمانی را در نظر می‌گیرد. سوک (۲۰۱۲)، نتایج این روش را با نتایج به‌دست آمده از MODPATH (۴۴ و ۴۵) مقایسه کرد.

۸-۷ خطاهای رایج در ردیابی ذرات

- ناحیه آبگیری یا مناطق تغذیه‌کننده توسط PT معکوس با تعداد خیلی کمی ذرات تعیین می‌شود. مسیرهای جریان ایجاد شده با PT معکوس، به تعداد و مکان قرارگیری ذرات حساس است به خصوص هنگامی که ذرات در مناطقی با جریان‌های همگرا (مانند نزدیک چاه پمپاژ یا رودخانه‌های تغذیه شونده) قرار می‌گیرند.
- مدل‌ساز فرض می‌کند که زمان پیمایش محاسبه شده توسط PT مستقیما، سن آب زیرزمینی را از ردیاب‌های نمونه‌برداری شده در منطقه تخمین می‌زند.

[1] Suk and Yeh

- مدل‌ساز فرض می‌کند که زمان ورود آلاینده به مقصد مورد نظر که با PT به‌دست می‌آید، دقیقا زمان ورود اولین جبهه آلودگی را مشخص می‌کند. دیسپرژن بر زمان‌های اولین ورود آلودگی مؤثر است، که در کد PT وجود ندارد.
- مدل‌ساز نتواند اثرات منبع تخلیه با آبدهی کم بر نواحی آبگیری و زمان ماند آبخوان را به درستی محاسبه کند.
- مدل‌ساز متوجه نباشد که لایه‌های بدون شکل می‌تواند بر مسیرهای جریان و زمان‌های پیمایش محاسبه شده با PT تأثیر داشته باشد.
- PT برای مدل جریان آب زیرزمینی شبه سه‌بعدی انجام می‌شود. مدل‌های شبه سه‌بعدی به‌صورت صریح لایه‌های محدودکننده را در شبکه/مش ندارند، از این‌رو، مسیرهای جریان آب زیرزمینی و زمان‌های پیمایش صحیح نیستند، زیرا پیمایش در واحدهای حذف شده در نظر گرفته نمی‌شود.
- فاصله گره‌ای افقی مدل جریان آب زیرزمینی در اطراف منابع تغذیه و تخلیه خیلی بزرگ باشد و مسیرهای جریان محاسبه شده با PT نماینده شرایط میدانی نباشند.
- برای نمایش تغییرات مهم در هدایت هیدرولیکی در آبخوان ناهمگن، فاصله گره‌ای افقی خیلی بزرگ است و مسیرهای جریان محاسبه شده با PT نماینده شرایط میدانی نیست.
- مدل‌ساز نتایج PT به‌دست آمده از مدل جریان دوبعدی را پردازش می‌کند و مسیرهای جریانی را که قطع می‌شوند را ترسیم می‌کند. مسیرهای جریان ممکن است همگرا باشند اما هیچوقت یکدیگر را قطع نمی‌کنند. هنگامی که مسیرهای ذرات در مدل سه‌بعدی در یک صفحه نشان داده می‌شود، ممکن است به نظر برسد مسیرهای جریان یکدیگر را قطع کرده‌اند، اما مسیرهای ذرات نشان داده شده در مدل دوبعدی هیچ‌گاه یکدیگر را قطع نمی‌کنند.
- مدل‌ساز نتواند به درستی آزمایش حساسیت نتایج زمان پیمایش PT نسبت به مقادیر تخلخل مؤثر را انجام دهد.

۸-۸ مسائل

برای رسم مسیرهای جریان آب زیرزمینی، دوباره به مسأله شهر هابرتویل[1] مراجعه شود. در مسائل این فصل، PT در دو و سه بعد، محاسبه زمان‌های پیمایش و اثرات منابع تخلیه با آبدهی کم و گسسته‌سازی مکانی بر نتایج PT مورد بررسی قرار می‌گیرد.

مسأله ۸-۱ در شهر هابرتویل می‌خواهند چاهی برای تامین آب شهر در بالادست مرکز دفن زباله، حفر کنند که در مسأله ۴-۳ (فصل ۴) توضیح داده شده است. با توجه به شکل مسأله ۴-۳، مرکز دفن زباله در فاصله ۵۰۰۰ متری جنوبی و ۵۰۰ متری غربی از چاه قرار گرفته و چند جریب از مساحت شهر را به خود اختصاص داده است. اگر مرکز دفن زباله نشت داشته باشد، شیرابه‌ها با استفاده از جریان زیرین محل دفن، وارد آب زیرزمینی می‌شود.

الف- مدل جریان آب زیرزمینی در حالت ماندگار را با پمپاژ چاه اجرا کنید و برای نمایش مسیرجریان آب زیرزمینی آلوده از برنامه PT استفاده کنید. فرض کنید تخلخل مؤثر ۰/۱۵ است. ردیابی سطح ایستابی مستقیماً در زیر محل دفن با قرارگیری ذرات در سلول‌ها یا اجزای مناسب شروع می‌شود. اگر محل دفن نشت داشته باشد آیا تأثیری بر چاه تامین آب دارد؟

ب- شیرابه‌های محل دفن زباله پس از چند روز به ۱۰۰۰ متری پایین‌دست محل دفن منتقل می‌شود؟

مسأله ۸-۲ برای تعریف ناحیه آبگیری ماندگار در اطراف چاه تامین آب شهر هابرتویل (به مسأله ۸-۱ مراجعه شود) از برنامه PT استفاده کنید که قابلیت ردیابی پسرو را دارد. ناحیه آبگیری به‌دست آمده با ردیابی پسرو را با ردیابی پیشرو مقایسه کنید. نقشه ناحیه آبگیری ۵ روزه، ۳۰ روزه و یک ساله را تهیه کنید.

مسأله ۸-۳ PT در مقطع عرضی برای نمایش مسیرهای جریان عمودی مفید است. برای بررسی مسیرهای جریان زیر سد، دوباره به مسأله ۴-۲ (فصل ۴) رجوع کنید.

الف- با استفاده از نتایج بخش ب مسأله ۴-۲ و با فرض تخلخل مؤثر ۰/۱۵، تعدادی از ذرات با فواصل تصادفی در مرز کناری دریاچه سد قرار داده و ذرات واقع در زیر سد را تا رودخانه کناری سد به‌صورت پیشرو ردیابی کنید. بررسی کنید که آیا مسیرهای ذره خطوط هم‌پتانسیل را با زاویه قائم قطع می‌کند؟

---

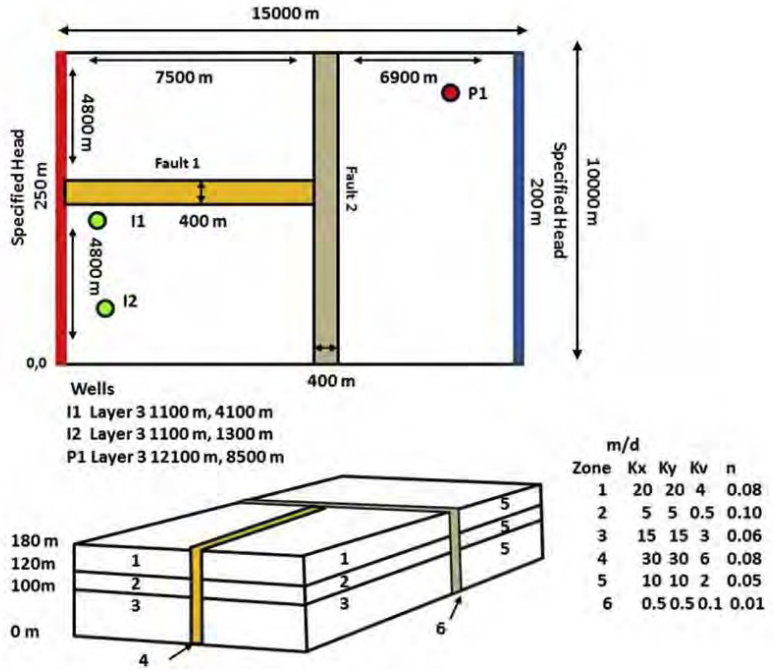
[1] Hubbertville

ب- ردیابی ذرات را با استفاده از هدایت هیدرولیکی ناهمسانگرد میدانی (مسأله ۴-۲-د) تکرار کنید. آیا مسیرهای جریان قابل توجیه هستند؟ دلایل خود را توجیه کنید.

مسأله ۸-۴ برای مقایسه نمایش جریان آب زیرزمینی در حالت دوبعدی و سه‌بعدی نیز می‌توان از PT استفاده کرد. در بخش ج و د مسأله ۵-۱، دو نوع از تنظیمات هیدروژئولوژیکی اطراف نشت دریاچه شبیه‌سازی شد. فرض کنید تخلخل مؤثر لایه اول برابر با ۰/۲۰، لایه دوم، ۰/۱۰ و در لایه سوم برابر با ۰/۱۵ است. با کمک ردیابی ذرات چگونگی تاثیر چندین لایه و ناهمسانگردی بر میدان جریان به تصویر کشیده می‌شود. ذرات را در موقعیت دریاچه قرار دهید و آن‌ها را تا مرز به‌صورت پیشرو ردیابی کنید. تفاوت مسیرهای جریان در میدان جریان دوبعدی و سه‌بعدی را شرح دهید. آیا نتایج قابل توجیه هستند؟

مسأله ۸-۵ مسیرهای جریان سه‌بعدی در دامنه مدل سه‌بعدی نشان داده شده در شکل ۸-۱ را بررسی کنید. این مسأله، منطقه‌ای با مساحت ۱۵۰۰۰ متر در ۱۰۰۰۰ متر، آبخوانی عمیق، تحت‌فشار و با گسل‌های ناهمسانگرد در شرایط ماندگار را نشان می‌دهد. جهت جریان آب زیرزمینی در شکل مسأله ۸-۱ از چپ به راست است. پیشنهاد می‌شود، فاضلاب میدان نفتی در محل I1 یا I2 تزریق شود و برای تامین آب در محل‌های تولید انرژی مربوطه، آب از محل P1 استخراج شود. نگرانی تأثیر نامطلوب تزریق فاضلاب بر کیفیت آب استخراج شده وجود دارد. از شما خواسته شده است تا برای حذف یا کاهش نمایش آب تزریق شده با استفاده از چاه پمپاژ، برنامه تزریقی طراحی کنید. شایان ذکر است که چون شرایط مسأله ماندگار است، شرایط مرزی بار هیدرولیکی مشخص بر نتایج حل مسأله مؤثر است. برای نمایش PT سه‌بعدی، مرزها باید به‌صورت شکل مسأله ۸-۱ باشد.

الف- مدل جریان را تهیه کنید و چاه پمپاژ P1 و چاه تزریق I1 را در لایه سوم قرار دهید. توزیع بار هیدرولیکی ماندگار را به دست آورید. بدون استفاده از PT، بارهای هیدرولیکی شبیه‌سازی شده را ارزیابی کنید و با استفاده از دانسته‌های خودتان از توزیع هدایت هیدرولیکی و شرایط مرزی، تعدادی مسیر جریان بین محل تزریق و چاه پمپاژ یا مرز سمت راست مدل رسم کنید.



شکل مسأله ۸-۱ دامنه مدل برای بخشی از سازند سخت اشباع واقع در عمق زیرین منطقه تحت توسعه نفت و گاز. این دامنه شامل سه لایه است که خصوصیات مشابهی در سمت چپ گسل شماره ۲ دارند. مواد زمین‌شناسی هر لایه در سمت راست گسل شماره ۲ یکسان هستند و انواع مختلف ساختار نشان‌دهنده ایجاد گسل در این مکان است. پهنای هر یک از گسل‌ها ۴۰۰ متر است و به‌صورت کامل در هر لایه گسترش یافته است. مرزهای بار هیدرولیکی مشخص در کناره‌های سمت چپ و راست واقع شده است و برای هر لایه در دامنه توسعه یافته است. سایر مرزها بدون جریان هستند. موقعیت چاه‌های تزریق I1 و I2 و چاه پمپاژ P1 نشان داده شده است.

ب- با استفاده از کد PT و مقادیر تخلخل مؤثر داده شده در شکل مسأله ۸-۱، مسیرهای جریان را با قرار دادن مجموعه دایره‌ای شکل در اطراف چاه تزریق محاسبه کنید؛ از PT پیشرو استفاده کنید. حساسیت نتایج خود را با تعداد و محل قرارگیری ذرات آزمایش کنید. نتایج شما چه تفاوتی یا شباهتی با مسیرهای جریان بخش الف دارد؟ آیا نتایج PT نشان می‌دهد که فاضلاب تزریق شده به چاه پمپاژ می‌رسد؟ مسیرهای جریان در سه‌بعدی با استفاده از GUI یا پس‌پردازشگر رسم کنید و مسیرهای جریان ذره را بررسی کنید. برای نمایش و تفسیر مسیرهای جریان در حالت سه‌بعدی چه پیشنهاداتی دارید؟

ج- مدل‌سازی جریان و فرآیند PT را برای تزریق فاضلاب‌ها در موقعیت I2 تکرار کنید. نتایج را با نتایج بخش ب مقایسه کنید.

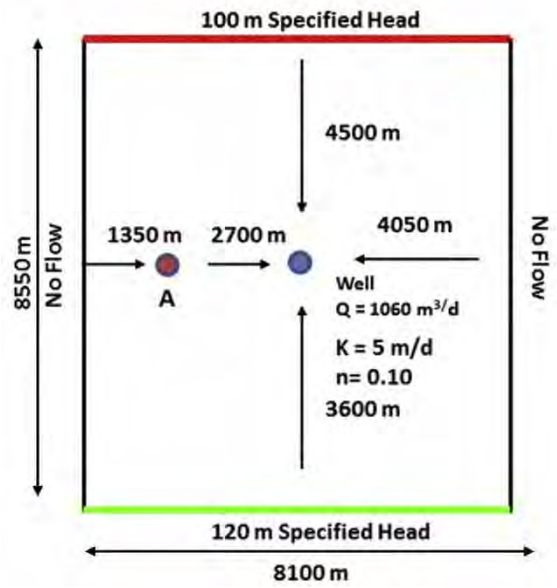
د- قرارگیری چاه پمپاژ در بلوک گسل بر کناره سمت راست گسل شماره ۲ چه تاثیری بر مسیرهای جریان دارد؟ اگر به جای لایه ۳، آب از لایه یک پمپاژ شود، مسیرهای جریان چه تغییری می‌کند؟ اگر P1 نزدیک گسل شماره ۲ باشد، مسیرهای جریان چه تغییری می‌کند؟

ه- از کد PT، برای محاسبه زمان پیمایش هر ذره استفاده شده در بخش ب و ج استفاده کنید. در شرایط ماندگار، حداقل و حداکثر زمان‌های پیمایش آب تزریق شده در I1 و I2 تا نقطه P1 یا مرز سمت راست چقدر است؟

مسأله ۸-۶ می‌خواهیم با اصلاح فاصله گره‌ای ۹۰۰ متر در ۹۰۰ متر استفاده شده در مسأله ۶-۱ (فصل ۶)، اثر منابع تخلیه با آبدهی کم را بر نتایج PT بررسی کنیم. برای ایجاد میدان جریان ماندگار (شکل مسأله ۸-۲)، مرز هیدرولیکی مشخصی را بر کناره جنوبی اضافه کنید. برای تنظیم بار هیدرولیکی در امتداد مرز جنوبی در ۱۲۰ متر، فایل خود را اصلاح کنید و سپس با استفاده از تخلخل مؤثر ۰/۰۸، خطی از ذرات درون دامنه مدل در مجاورت این مرز قرار دهید. مدل جریان آب زیرزمینی تحت‌فشار یک لایه‌ای ماندگار را با پمپاژ چاه در ۱۰۶۰ m^3/day اجرا کنید.

الف- با استفاده از تنظیمات حد آستانه، کد PT را اجرا کنید تا همه ذرات از منابع تخلیه با آبدهی کم عبور کند. مسیرهای جریان را رسم کنید و تعیین کنید که گره پمپاژ منبع تخلیه دارای آبدهی کم است یا زیاد؟

ب- حد آستانه را طوری تغییر دهید که همه ذرات وارد شده به سلول با آبدهی کم از دامنه مدل‌سازی خارج شود، مدل را دوباره اجرا کنید. مسیرهای جریان را رسم کنید و تعیین کنید که کد، گره پمپاژ منبع تخلیه را با آبدهی کم نشان می‌دهد یا زیاد؟



شکل مسأله ۸-۲ دامنه مدل آبخوان تحت‌فشار یک لایه‌ای با ضخامت ۱۰ متر. محل چاه پمپاژ نشان داده شده است. حرف A (نقطه قرمز) محل چاه مشاهده‌ای را نشان می‌دهد.

ج- با اصلاح فایل‌های ورودی خود در بخش‌های الف، ب، ج یا د مسأله ۶-۱ می‌توانید تأثیر گسسته‌سازی را بر نمایش ذره ارزیابی کنید. ناحیه آبگیری چاه پمپاژ را تعیین کنید. احتمالا برای اطمینان از کافی بودن ذرات عبوری در منطقه اطراف گره چاه، به ذرات بیشتری در امتداد مرز جنوبی نیاز خواهید داشت. کدهای جریان و PT خود را اجرا کنید و نشان دهید که اندازه ناحیه آبگیری چگونه با گسسته‌سازی مکانی تغییر می‌کند.

مراجع

1. Abrams, D., 2013. Correcting transit time distributions in coarse MODFLOW-MODPATH models. Groundwater 51 (3), 474-478. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2012.00985.x.
2. Abrams, D., Haitjema, H., Kauffman, L., 2013. On modeling weak sinks inMODPATH. Groundwater 51 (4), 597-602. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2012.00995.x.
3. Anderman, E.T., Hill, M.C., 2001. MODFLOW-2000, the U.S. Geological Survey Modular Groundwater Model Documentation of the Advective-Transport Observation (ADV2)

Package, Version 2. U.S. Geological Survey Open-File Report 01-54, 68 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/ofr0154.
4. Barlow, P.M., Leake, S.A., 2012. Streamflow Depletion by WellsdUnderstanding and Managing the Effects of Groundwater Pumping on Streamflow. U.S. Geological Survey Circular 1376, 84 p. http://pubs.usgs.gov/circ/1376/.
5. Bethke, C.M., Johnson, T.M., 2002a. Paradox of groundwater age. Geology 30 (2), 107-110. http://geology.gsapubs.org/content/30/2/107.abstract.
6. Bethke, C.M., Johnson, T.M., 2002b. Ground water age. Groundwater 40 (4), 337-339. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2002.tb02510.x.
7. Bethke, C., Johnson, T., 2008. Groundwater age and groundwater age dating. Annual Review of Earth and Planetary Science 36, 121-152. http://dx.doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124210.
8. Blandford, T.N., Huyakorn, P.S., 1990. WHPA: A Modular Semi-analytical Model for the Delineation of Wellhead Protection Areas. U.S. Environmental Protection Agency, Office of Ground-Water Protection, 247 p.
9. Bosson, E., Selroos, J.-O., Stigsson, M., Gustafsson, L.-G., Destouni, G., 2013. Exchange and pathways of deep and shallow groundwater in different climate and permafrost conditions using the Forsmark site, Sweden, as an example catchment. Hydrogeology Journal 21 (1), 225-237. http://dx.doi.org/10.1007/s10040-012-0906-7.
10. Bramlett, W., Borden, R.C., 1990. Numerical generation of flow nets e the FLOWNS model. Groundwater 28 (6), 946-950. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.1990.tb01731.x.
11. Ceric, A., Haitjema, H.M., 2004. On using simple time of travel capture zone delineation methods. Groundwater 43 (3), 408-412. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.0035.x.
12. Charbeneau, R.J., Street, R.L., 1979. Modeling groundwater flow fields containing point singularities: Streamline, travel times, and breakthrough curves. Water Resources Research 15 (6), 1445-1450. http://dx.doi.org/10.1029/WR015i006p01445.
13. Cordes, C., Kinzelbach, W., 1992. Continuous groundwater velocity fields and path lines in linear, bilinear, and trilinear finite elements. Water Resources Research 28 (11), 2903-2911. http://dx.doi.org/10.1029/92WR01686.
14. DHI-WASY GmbH, 2012. FEFLOW 6.1 User Manual. DHI-WASH GmbH, Berlin, 116 p.
15. Diersch, H.-J.G., 2014. FEFLOW: Finite Element Modeling of Flow, Mass and Heat Transport in Porous and Fractured Media. Springer, 996 p.
16. Dunning, C.P., Feinstein, D.T., Hunt, R.J., Krohelski, J.T., 2004. Simulation of Ground-water Flow, Surfacewater Flow and a Deep Sewer Tunnel System in Menomonee Valley. Wisconsin, Milwaukee. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2004-5031, 39 p. http://pubs.usgs.gov/sir/2004/5031/.
17. Fitts, C.R., 2013. Groundwater Science, second ed. Academic Press, London, 672 p.
18. Franz, T., Guiguer, N., 1990. FLOWPATH, Two-dimensional Horizontal Aquifer Simulation Model. Waterloo Hydrogeologic Software, Waterloo, Ontario, 74 p.
19. Frind, E.O., Molson, J.W., 2004. A new particle tracking algorithm of finite element grids, Keynote Lecture. In: FEM MODFLOW: Finite-Element Models, MODFLOW and

More. International Association of Hydrological Sciences and United States Geological Survey, Karlovy Vary (Carlsbad), Czech Republic, 4 p.
20. Frind, E.O., Muhammad, D.S., Molson, J.W., 2002. Delineation of three-dimensional well capture zones for complex multi-aquifer systems. Groundwater 40 (6), 586-598. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2002.tb02545.x.
21. Frings, R.M., Sch€uttrumpf, H., Vollmer, S., 2011. Verification of porosity predictors for fluvial sand-gravel deposits. Water Resources Research 47 (7), W07525. http://dx.doi.org/10.1029/2010WR009690.
22. Gelhar, L.W., Welty, C., Rehfeldt, K.R., 1992. A critical review of data on field-scale dispersion in aquifers. Water Resources Research 28 (7), 1955-1974. http://dx.doi.org/10.1029/92WR00607.
23. Goode, D.J., 1996. Direct simulation of groundwater age. Water Resources Research 32 (2), 289-296. http://dx.doi.org/10.1029/95WR03401.
24. Haitjema, H.M., 1995. Analytic Element Modeling of Groundwater Flow. Academic Press, Inc., San Diego, CA, 394 p.
25. Haitjema, H., 2006. The role of hand calculations in ground water flow modeling. Groundwater 44 (6), 786-791. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00189.x.
26. Haitjema, H., Kelson, V., de Lange, W., 2001. Selecting MODFLOW cell sizes for accurate flow fields. Groundwater 39 (6), 931-938. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2001.tb02481.x.
27. Haugh, C.J., Carmichael, J.K., Ladd, D.E., 2004. Hydrogeology and Ground-Water-Flow Simulation in the Former Airfield Area of Naval Support Activity Mid-South, Millington, Tennessee. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2004-5040, 31 p. http://pubs.usgs.gov/sir/2004/5040/.
28. Hunt, R.J., Feinstein, D.T., Pint, C.D., Anderson, M.P., 2005. The importance of diverse data types to calibrate a watershed model of the Trout Lake Basin, northern Wisconsin, USA. Journal of Hydrology 321 (1-4), 286-296. http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.08.005.
29. Jackson, C.R., 2002. Steady-State Particle Tracking in the Object-Oriented Regional Groundwater Model ZOOMQ3D. British Geological Survey Commissioned Report CR/02/201c, Environmental Agency National Groundwater Contaminated Land Centre, Technical Report NC/01/38/2, 32 p.
30. Jackson, C.R., Spink, A.E.F., 2004. User Manual for the Groundwater Flow Model ZOOMQ3D. British Geological Survey, Nottingham, UK, 107 pp. (IR/04/140). http://nora.nerc.ac.uk/11829/.
31. van der Kamp, G., Van Stempvoort, D.R.,Wassenaar, L.I., 1996. The radial diffusion method: 1. Using intact cores to determine isotopic composition, chemistry, and effective porosities for groundwater in aquitards. Water Resources Research 32 (6), 1815-1822. http://dx.doi.org/10.1029/ 95WR03719.
32. Kincaid, C.T., 1988. FASTCHEM_ Package, V.3: User Guide to the ETUBE Pathline and Streamtube Database Code. EPRI EA-5870-CCM, Electric Power Research Institute.
33. Kresic, N., 2007. Hydrogeology and Groundwater Modeling, second ed. CRC Press, Boca Raton, FL, 807 p.

34. Masbruch, M.D., 2005. Delineation of Source Areas and Characterization of Chemical Variability Using Isotopes and Major Ion Chemistry, Allequash Basin, Wisconsin. M.S. thesis. Department of Geology and Geophysics, University of WisconsineMadison, 131 p.
35. McCallum, J.L., Cook, P.G., Simmons, C.T., 2014. Limitations of the use of environmental tracers to infer groundwater age. Groundwater, early view. http://dx.doi.org/10.1111/gwat.12237.
36. Molson, J.W., Frind, E.O., 2012. On the use of mean groundwater age, life expectancy and capture probability for defining aquifer vulnerability and time-of-travel zones for source water protection. Journal of Contaminant Hydrology 127, 76-87. http://dx.doi.org/10.1016/j.jconhyd.2011.06.001.
37. Muffels, C., Wang, X., Neville, C.J., Tonkin, M., 2014. Usersِ Guide for Mod-PATH3DU, a Groundwater Path and Travel-time Simulator, Version 1.0.0. S.S. Papadopulos and Associates, Inc., Bethesda, Maryland. http://www.sspa.com/software/mod-path3du.
38. Newsom, J.M., Wilson, J.L., 1988. Flow of ground water to a well near a stream-effect of ambient groundwater flow direction. Groundwater 26 (6), 703-711. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.1988.tb00420.x.
39. Painter, S.L., Gable, C.W., Kelkar, S., 2012. Pathline tracing on fully unstructured control volume grids. Computational Geosciences 16 (4), 115-1134. http://dx.doi.org/10.1007/s10596e012e9307e1.
40. Painter, S.L., Robinson, B.A., Dash, Z.V., 2013. Calculation of resident groundwater concentration by postprocessing particle-tracking results. Computational Geosciences 17 (2), 189-196. http://dx.doi.org/ 10.1007/s10596-012-9325-z.
41. Panday, S., Langevin, C.D., Niswonger, R.G., Ibaraki, M., Hughes, J.D., 2013. MODFLOWeUSG Version 1: An Unstructured Grid Version of MODFLOW for Simulating Groundwater Flow and Tightly Coupled Processes Using a Control Volume Finite-Difference Formulation. U.S. Geological Survey Techniques and Methods, Book 6, Chapter A45, 66 p. http://pubs.usgs.gov/tm/06/a45.
42. Paschke, S.S., Kauffman, L.J., Eberts, S.M., Hinkle, S.R., 2007. Overview of regional studies of the transport of anthropogenic and natural contaminants to public-supply wells. In: Paschke, S.S. (Ed.), Hydrogeologic Settings and Ground-water Flow Simulations for Regional Studies of the Transport of Anthropogenic and Natural Contaminants to Public-Supply WellsdStudies Begun in 2001, pp. 1e1e1e18. U.S. Geological Survey Professional Paper 1737-A. http://pubs.usgs.gov/pp/2007/1737a/.
43. Pint, C.D., Hunt, R.J., Anderson, M.P., 2003. Flowpath delineation and ground water age, Allequash Basin, Wisconsin. Groundwater 41 (7), 895-902. http://dx.doi.org/10.1111/j.17456584.2003.tb02432.x.
44. Pollock, D.W., 1989. Documentation of computer programs to compute and display pathlines using results from the U.S. Geological Survey modular three-dimensional finite-difference ground-water model. U.S. Geological Survey Open File Report 89-381, 81 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/ofr89381.

45. Pollock, D.W., 2012. User guide for MODPATH Version 6-A Particle-Tracking Model for MODFLOW. U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-A41, 59 pp. http://pubs.usgs.gov/tm/6a41/.
46. Pollock, D.W., 2015. Extending the MODPATH algorithm to rectangular unstructured grids. Groundwater, early view. http://dx.doi.org/10.1111/gwat.12328.
47. Rayne, T.W., Bradbury, K.R., Zheng, C., 2013. Correct delineation of capture zones using particle tracking under transient conditions. Groundwater 52 (3), 332-334. http://dx.doi.org/10.1111/gwat.12141.
48. Reynolds, D.A., Marimuthu, S., 2007. Deuterium composition and flow path analysis as additional calibration targets to calibrate groundwater flow simulation in a coastal wetlands system. Hydrogeology Journal 15 (3), 515-535. http://dx.doi.org/10.1007/s10040-006-0113-5.
49. Shafer, J.M., 1987. Reverse pathline calculation of time related capture zones in nonuniform flow. Groundwater 25 (3), 283-289. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.1987.tb02132.x.
50. Shafer, J.M., 1990. GWPATH. Version 4.0. J.M. Shafer, Champaign, IL.
51. Shoemaker, W.B., O_Reilly, A.M., Sep_ulveda, N., Williams, S.A., Motz, L.H., Sun, Q., 2004. Comparison of Estimated Areas Contributing Recharge to Selected Springs in North-Central Florida by Using Multiple Ground-water Flow Models. U.S. Geological Survey Open-File Report 03-448, 31 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/ofr03448.
52. Skinner, K.D., Rupert, M.G., 2012. Numerical Model Simulations of Nitrate Concentrations in Groundwater Using Various Nitrogen Input Scenarios, Mid-Snake Region, South-Central Idaho. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2012-5237, 30 p. http://pubs.usgs.gov/sir/2012/5237/.
53. Spitz, F.J., Nicholson, R.S., Pope, D.A., 2001. A nested rediscretization method to improve pathline resolution by eliminating weak sinks representing wells. Groundwater 39 (5), 778-785. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2001.tb02369.x.
54. Stephens, D.B., Hsu, K.-C., Prieksat, M.A., Ankey, M.D., Blandford, N., Roth, T.L., Kelsey, J.A., Whitworth, J.R., 1998. A comparison of estimated and calculated effective porosity. Hydrogeology Journal 6 (1), 156-165. http://dx.doi.org/10.1007/s100400050141.
55. Suk, H., 2012. Practical implementation of new particle tracking method to the real field of groundwater flow and transport. Environmental Engineering Science 29 (1), 70-78. http://dx.doi.org/10.1089/ees.2011.0153.
56. Suk, H., Yeh, G.T., 2009. Multidimensional finite-element particle tracking method for solving complex transient flow problems. Journal of Hydrologic Engineering 14 (7), 759-766. http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000047.
57. Suk, H., Yeh, G.T., 2010. Development of particle tracking algorithms for various types of finite elements in multi-dimensions. Computers and Geosciences 36 (4), 564-568. http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2009.09.011.
58. Townley, L.R., Trefry, M.G., 2000. Surface water-groundwater interaction near shallow circular lakes: Flow geometry in three dimensions. Water Resources Research 36 (4), 935-948. http://dx.doi.org/10.1029/1999WR900304.

59. Visser, A., Heerdink, R., Broers, H.P., Bierkens, M.F.P., 2009. Travel time distributions derived from particle tracking in models containing weak sinks. Groundwater 47 (2), 237-245. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2008.00542.x.
60. Walter, D.A., Masterson, J.P., 2003. Simulation of Advective Flow Under Steady-State and Transient Recharge Conditions, Camp Edwards, Massachusetts Military Reservation, Cape Cod, Massachusetts. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 03-4053, 51 p. http://pubs.usgs.gov/wri/wri034053/.
61. Weissmann, G.S., Zhang, Y., La Bolle, E.M., Fogg, G.E., 2002. Dispersion of groundwater age in an alluvial aquifer system. Water Resources Research 38 (10), 16-1-16-8. http://dx.doi.org/10.1029/2001WR000907.
62. Zheng, C., 1989. PATH3D, A Ground-water Path and Travel-Time Simulator, Version 3.0 User Manual. S.S. Papadopulos & Associates, Inc., Bethesda, MD.
63. Zheng, C., 1994. Analysis of particle tracking errors associate with spatial discretization. Groundwater 32 (5), 821-828. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.1994.tb00923.x.
64. Zheng, C., Bennett, G.D., 2002. Applied Contaminant Transport Modeling, second ed. John Wiley & Sons, New York. 621 p.
65. Zhou, Y., Haitjema, H., 2012. Approximate solutions for radial travel time and capture zone in unconfined aquifers. Groundwater 50 (5), 799-803. http://dx.doi.org/10.1111/j.17456584.2011.00883.x

فصل نهم

واسنجی مدل: ارزیابی عملکرد

۹-۱ مقدمه

اگر امکان شناخت کامل پدیده‌های طبیعی در جهان بود، مدل‌سازی آب زیرزمینی آسان می‌شد. در این حالت، مقادیر مورد استفاده برای مرزها و پارامترها مقادیر کاملا صحیح با توزیع مکانی و زمانی درست بوده و مدل نیز سیستم واقعی آب‌زیرزمینی را شبیه‌سازی می‌کرد. اما سیستم‌های آب زیرزمینی هیچ‌وقت به‌طور دقیق شناخته‌شده نیستند و باید به‌جای انعکاس محیط واقعی، آن را در فضای مدل ترسیم کرد (صفحه ۱۱ مرجع شماره ۹). در اینجا، فضای مدل برای تعریف انواع مدل‌های امکان‌پذیر و ورودی‌های مدل استفاده می‌شود که برای منطقه مورد مطالعه مناسب است. هنگامی‌که دنیای واقعی برای مدل ترجمه می‌شود، برای داشتن یک مدل عددی قابل اجرا، تصویر ساده‌شده باز هم ساده‌تر می‌شود. برای قضاوت در مورد اینکه آیا سیستم طبیعی به‌درستی در فضای مدل ترسیم شده است یا نه، باید عملکرد مدل با مقایسه مشاهدات میدانی با خروجی مدل (داده‌های قطعی[1]) و همچنین هر چیز معلوم در سیستم (داده‌های غیرقطعی[2]) ارزیابی شود.

در مسائل پیشرو[3]، پارامترهایی مانند هدایت هیدرولیکی، ذخیره ویژه، ضریب ذخیره/آبدهی ویژه و نرخ تغذیه به‌عنوان داده‌های ورودی به مدل داده شده و بارهای هیدرولیکی و شارها محاسبه می‌شوند. اما در عمل، مقادیر بارهای هیدرولیکی و شارهای اندازه‌گیری‌شده میدانی معمولا با درجه اطمینان نسبتا بالاتری معلوم هستند و مقادیر پارامترهای ورودی با درجه اطمینان کمتری معلوم هستند. با در نظر گرفتن این موضوع، مدل‌های آب زیرزمینی به‌صورت مسأله معکوس مطرح می‌شوند که بار هیدرولیکی مشاهده‌شده، متغیر وابسته معادله حاکم است و با استفاده از آن مقادیر پارامترها به‌دست می‌آیند. مسائل معکوس معمولا با تطبیق تاریخی حل می‌شوند، اصطلاحی که ریشه در صنعت نفت دارد و به تطبیق خروجی‌های

---

[1] Hard Data
[2] Soft Data
[3] Forward Problem

مدل با سری‌های زمانی تاریخی مقادیر اندازه‌گیری‌شده با تنظیم ورودی‌های مدل اطلاق می‌شود. در این کتاب، تطبیق تاریخی، تطبیق اندازه‌گیری‌های میدانی (حداقل شامل بارهای هیدرولیکی و شارها) در شبیه‌سازی‌های ماندگار و غیرماندگار است (فصل ۷). هدف از تطبیق تاریخی، تعیین مجموعه‌ای از پارامترهایی است که خروجی‌های مطابق با مشاهدات میدانی تولید می‌کند. پارامترها با اجراهای پیشروی متوالی مدل در محدوده قابل قبول تنظیم می‌شوند تا تطبیق مناسبی ایجاد شود. به‌طور کلی (شکل ۹-۱)، تطبیق تاریخی شامل گام‌های زیر است:

۱- انتخاب پارامترهای مناسب برای واسنجی از مجموعه مشاهدات میدانی،

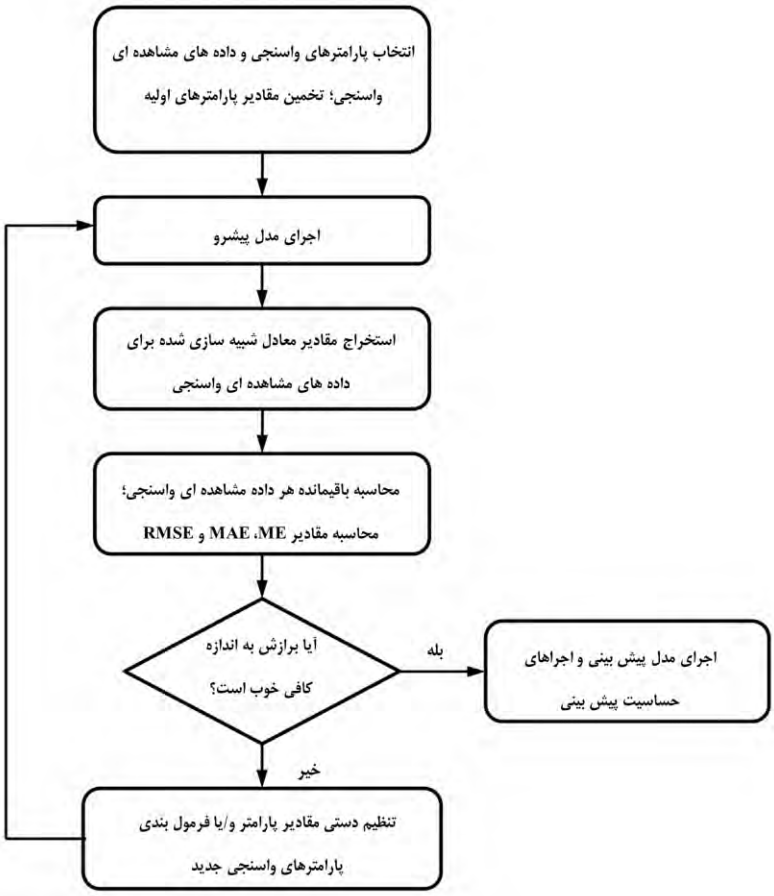
۲- اجرای مدل با استفاده از بهترین تخمین پارامترهای ورودی (پارامترهای خصوصیات مواد زمین‌شناسی و پارامترهای هیدرولوژیکی؛ بخش ۵-۴)

۳- مقایسه نتایج شبیه‌سازی شده با پارامترهای مشاهده‌ای منتخب،

۴- تنظیم مقادیر پارامترهای ورودی برای رسیدن به تطبیق‌های بهتر مقادیر شبیه‌سازی شده با پارامترهای منتخب اهداف مدل‌سازی،

۵- انتخاب مدل با بهترین تطبیق ممکن با توجه به محدودیت‌های زمان و منابع.

دو نوع تطبیق تاریخی می‌توان در نظر گرفت: نوع اول شامل تطبیق تاریخی با سعی و خطای دستی است (شکل ۹-۱) و در نوع بعدی، تطبیق تاریخی با استفاده از نرم‌افزار انجام می‌شود. برای ارزیابی میزان برازش مدل با هدف، تطبیق تاریخی مهم است. اگر مدل نتواند بارهای هیدرولیکی و شارهای اندازه‌گیری شده را با دقت کافی دوباره ایجاد کند، اطمینان کمی وجود دارد که مدل واسنجی شده بارهای هیدرولیکی و شارها را به‌طور مناسب برای حالت‌های اندازه‌گیری نشده دوباره ایجاد کند یا اینکه بتواند شرایط آینده را پیش‌بینی کند.



شکل ۹-۱ روندنمای کلی سعی و خطای دستی، نوع اول تطبیق تاریخی مدل مورد استفاده برای پیش‌بینی (ME، خطای میانگین، MAE، میانگین خطای مطلق، RMSE و خطای جذر میانگین مربعات)

تطبیق تاریخی ارزیابی اطلاعات قطعی[1] عملکرد مدل را بررسی می‌کند، زیرا اندازه‌گیری‌های میدانی را می‌توان مستقیما با مقادیر شبیه‌سازی شده مقایسه کرد که گاهی اوقات این مقادیر را مقادیر معادل شبیه‌سازی شده[2] نیز می‌نامند. اما برازش خوب به این معنا نیست که تطبیق، قابل قبول است، تطبیق،

[1] Hard Knowledge
[2] Simulated Equivalent Values

فقط زمانی قابل قبول است که پارامترها و فرضیات استفاده شده برای رسیدن به این برازش، منطقی باشند. بنابراین، ارزیابی عملکرد مدل شامل ارزیابی منطقی بودن اطلاعات هیدروژئولوژیکی مورد استفاده در مدل است. اطلاعات غیرقطعی بر دانش و آگاهی متخصص از سیستم مبتنی بوده که این داده‌ها مستقیماً با مقادیر خروجی مدل قابل مقایسه نیست و با اطلاعات زمین‌شناسی و هیدرولوژیکی محل و تئوری هیدروژئولوژیکی پایه حاکم بر مدل مفهومی به دست می‌آید (بخش ۲-۳). به‌عنوان مثال، اگر بدانیم که آبخوان به‌صورت سنگریزه‌ای است، مدل واسنجی‌شده با مقادیر هدایت هیدرولیکی سیلت و رس قابل قبول نیست، حتی اگر مدل با داده‌های مشاهده‌ای، تطابق کامل داشته باشد. به‌طور مشابه، در بیشتر موارد، مدلی که برازش خوبی را ایجاد کند ولی نرخ‌های تغذیه بیشتر از نرخ‌های بارش باشد، به دلیل اینکه از نظر هیدروژئولوژیکی منطقی نیست، برازش مدل رد خواهد شد. ارزیابی اطلاعات غیرقطعی موثر، براساس مطالعات انجام شده، اطلاعات شرایط منطقه، اصول هیدروژئولوژیکی و تجربه حرفه‌ای انجام می‌شود. برای این نوع از ارزیابی‌ها نمی‌توان دستورالعمل ساده‌ای را ارائه کرد. بلکه ارزیابی اطلاعات غیرقطعی[1] بر اساس «درک هیدرولوژیکی[2]» است (۶۴) که با تجربه و با حل مسائل هیدروژئولوژیکی و طراحی و اجرای مدل‌ها به‌دست می‌آید.

در عمل، ارزیابی مقبولیت هیدروژئولوژیکی اطلاعات غیرقطعی، هم‌زمان با تطبیق تاریخی انجام می‌شود. ارزیابی ترکیبی اطلاعات قطعی و غیرقطعی، واسنجی مدل است که مدل واسنجی شده نهایی برازش قابل‌قبولی با مشاهدات دارد و شامل پارامترها و فرضیات منطقی است. اگر مدل در هر دو ارزیابی قبول نشود، واسنجی انجام نشده است. معمولا اکثر کارها و گزارشات بر توانایی مدل برای برازش مشاهدات (تطبیق تاریخی) متمرکز است، زیرا ارزیابی‌ها با استفاده از اطلاعات قطعی از طریق آماره‌ها و تصویرسازی به آسانی قابل انجام است. ارزیابی ارتباط مدل با اطلاعات غیرقطعی به راحتی قابل انجام نبوده و معمولاً به‌صورت توصیفی انجام می‌شود (برای نمونه، «مقدار پارامتر واسنجی‌شده با مقادیر گزارش شده در منطقه مطابقت دارد...»). در عمل، ارزیابی مدل با استفاده از اطلاعات قطعی بین دو فعالیت ارزیابی اطلاعات غیرقطعی ۱) توسعه مدل مفهومی و ۲) ارزیابی پارامترهای واسنجی‌شده برای مقبولیت، قرار می‌گیرد. با وجود اهمیت ارزیابی اطلاعات غیرقطعی، مطالب این فصل برروی پنج گام نامبرده در تطبیق تاریخی متمرکز شده است.

---

[1] Soft Knowledge
[2] Hydrosense

۹-۲ محدودیت‌های تطبیق تاریخی

مدل‌های آب زیرزمینی بخشی از جهان واقعی پیچیده را شبیه‌سازی می‌کنند که بسیاری از آن‌ها ناشناخته هستند (۴۷). از آنجا که مسأله مدل‌سازی آب زیرزمینی به‌صورت ذاتی سیستم باز [1] و گسترده‌ای است (۹۱)، تعریف و توصیف آن به‌طور کامل غیرممکن است. بنابراین مدل آب زیرزمینی همیشه مدل ساده شده‌ای از سیستم هیدروژئولوژیکی واقعی است. از آنجایی‌که ویژگی‌ها و فرآیندهای جهان واقعی پیچیده هستند، مدل‌ها تقریبا همیشه مقادیر نامعلوم بیشتری نسبت به اندازه‌گیری‌های میدانی دارند. به این لحاظ، راه حل معکوس دارای جواب‌های متعددی بوده که با مشاهدات تطابق داشته و به همین دلیل از نظر ریاضی بدطرح [2] هستند (۴۵ و ۷۵). راه‌حل مسأله خوش‌طرح [3] به‌طور پیوسته به داده‌ها بستگی دارد و یک جواب منحصر به فرد دارد (۵۱). در عمل، اطلاعات ما برای محدود کردن مسأله به یک راه حل منحصر به فرد کافی نبوده و مدل‌ساز اغلب باید مجموعه‌ای از مدل‌های منطقی ممکن را مورد بررسی قرار دهد. در یک مفهوم گسترده، مسأله مدل‌سازی باید به‌صورت بیان چندین فرضیه درباره چگونگی عملکرد سیستم بررسی شود که در آن ارزیابی مدل به نوعی آزمودن فرضیات است نه یافتن مدل بهینه (صفحه ۱۸ مرجع شماره ۹). در عمل تصمیم‌گیرندگان، برای تصمیم‌گیری به بهترین مدل ممکن نیاز دارند. بنابراین بهترین مدل واسنجی شده منتخب به‌طور ایده‌آل باید: ۱- بر اساس قوی‌ترین مدل مفهومی باشد، ۲- از همه اطلاعات مشاهده‌ای موجود استفاده کند، ۳- از ساده‌سازی نامناسب ساختارهای مهم و فرآیندهای جهان واقعی موردنظر اجتناب کند، ۴- گسسته‌سازی زمانی و مکانی مناسب باشد و ۵- زمان اجرا با توجه به محدودیت‌های مالی و زمانی پروژه قابل مدیریت باشد.

برای تعیین مدل مناسب و همچنین ایجاد مجموعه‌ای از مدل‌های منطقی، درک این موضوع که مدل آب‌زیرزمینی دارای جواب منحصر به فرد نیست، ضروری است. از آنجایی که مدل‌های آب زیرزمینی میدانی لزوماً از مجموعه داده‌هایی استفاده می‌کنند که کامل نیستند و خطاهای زیادی دارند (مانند جدول ۱-۹)، به‌طور هدف‌مند نمی‌توان یک مدل که از همه بهتر است را تعریف کرد. همیشه تعدادی مدل وجود دارد که قابل دفاع بوده و می‌توانند در حد معقول و قابل قبول آنچه را که ما از دنیای واقعی می‌دانیم، شبیه‌سازی کنند. بنابراین، انتخاب مدلی که به بهترین شکل این واقعیت را نشان دهد (۳۰ و ۳۱)، به مدل‌ساز بستگی دارد، حتی اگر زمان و منابع نامحدود باشند.

---

[1] سیستمی که با محیط پیرامون خود، تعاملات آبی دارد.

[2] Ill-Posed

[3] Well-Posed

این به این معنا نیست که همه مدل‌ها به‌صورت بالقوه قابل قبول هستند و یا انتخاب بهترین مدل تصادفی است. بلکه به این معناست که احتمال رسیدن به مدل‌های منطقی بسیار بیشتر از مدل‌های غیرمنطقی است. مدل‌ساز ماهر سریعاً این مدل‌های نامعقول را تشخیص داده و توجه خود را به زیرمجموعه جواب‌های منطقی متمرکز می‌کند. گرچه منطق مدل‌ساز در انتخاب از بین مدل‌های منطقی بیشتر دخالت دارد، مدل‌های خارج از این دسته، به‌طور هدف‌مند و معقولانه حذف می‌شوند. به این معنی که این مدل‌ها به‌دلیل عدم موفقیت در تطبیق تاریخی، استفاده از مقادیر غیرمنطقی پارامترها و/یا عدم مطابقت با مدل مفهومی در واسنجی رد می‌شوند.

جدول ۹-۱ دقت تخمین داده‌های بار هیدرولیکی با روش اندازه‌گیری (۸۹). روش اندازه‌گیری می‌تواند به‌عنوان یک منبع خطا برای بارهیدرولیکی هدف باشد.

Measurement method	Accuracy, in feet	Major interference or disadvantage
Nonflowing wells		
Steel tape and chalk	0.01	Cascading water
Electric tape	0.02–0.1	Cable wear; hydrocarbons on water
Pressure transducers	0.01–0.1	Temperature change; electronic drift; blocked capillary
Acoustic probe	0.02	Cascading water; floating hydrocarbons on water
Ultrasonics	0.02–0.01	Temperature change; well materials
Floats	0.02–0.05	Float or cable drag; float size or lag
Poppers	0.1	Background noise in/around well; well depth
Air lines	0.25–1.0	Air line or fitting leaks; gage inaccuracies
Flowing wells		
Transducers	0.02	Temperature changes; electronic drift
Casing extensions	0.1	Limited range; awkward
Manometer/pressure gage	0.1–0.5	Gage inaccuracies; calibration required

هاتجما[1] (۲۰۱۵)، نشان داد که نقطه پایانی منطقی واسنجی قادر به پیدا کردن مدل صحیح یعنی مدلی که به‌صورت کامل ویژگی‌های دقیق منطقه میدانی را نشان می‌دهد، نیست. حتی مدل بهینه که از هر اطلاعات مشاهده‌ای موجود با استفاده از روش‌های بسیار پیچیده استفاده می‌کند، قادر به انجام آن نیست.

[1] Haitjema

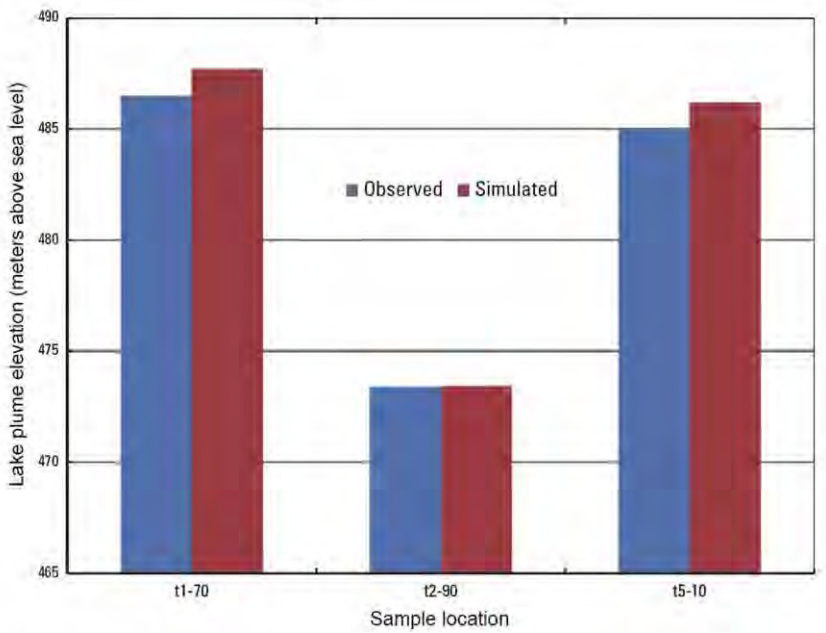
در حقیقت، در عمل نقطه پایانی منطقی مدل‌سازی یک مدل مناسب است، مدلی که با توجه منابع و زمان در دسترس، نمایش کامل و واقع‌بینانه را متعادل می‌کند. مفهوم مدل مناسب با استفاده از مثال زیر بیان می‌شود. اگر با مدلی که تنها از ۱۰٪ منابع مالی استفاده می‌کند بتوان ۸۰٪ هدف پروژه را تأمین کرد، آیا می‌توان به این مدل برای تصمیم‌گیری در خصوص موضوعی که برای آن طراحی شده بدون صرف منابع اضافی برای رسیدن به ۲۰ درصد باقیمانده، اعتماد کرد؟ آیا عدم‌قطعیت ۲۰٪ نامعلوم با روش‌های دیگر مانند ضریب ایمنی مهندسی، قابل کنترل است؟ آیا درست است که برای رسیدن به ۲۰٪ هدف باقیمانده، ۹۰٪ منابع باقیمانده را مصرف کنیم؟ مفهوم مدل مناسب نشان می‌دهد که برای بسیاری از مسائلی که نیاز به مدل‌سازی دارد، ۸۰٪ جواب کافی است. اما یک مدل جریان آب زیرزمینی مناسب حداقل باید سیستم آب زیرزمینی را به‌طوری که قابل دفاع باشد، نمایش دهد، که حداقل بتواند جهت‌های جریان آب زیرزمینی و روندهای بار هیدرولیکی مشاهده‌ای را در مقیاس واقعی تقریب بزند.

۹-۳ داده‌های مشاهده‌ای در واسنجی

معمولا تعدادی مشاهدات (ولو به‌طور ناقص) در مورد بارهای هیدرولیکی و شارها در دسترس مدل‌ساز است که در مجموع تصویری جزئی از شرایط میدانی واقعی منطقه فراهم می‌کند. همه مشاهدات به یک اندازه معین نیستند، بعضی از آن‌ها ممکن است نسبتا دقیق باشند درحالی‌که بقیه مشاهدات تقریبی باشند. مدل‌ساز، همه یا برخی از این مشاهدات را که در شرایط/دوره‌های زمانی یکسان بوده‌اند، به‌عنوان پارامترهای واسنجی انتخاب می‌کند. پارامترهای واسنجی با مقادیر شبیه‌سازی شده در طول تطبیق تاریخی برای توصیف تطابق مدل مقایسه می‌شود. تطبیق مقادیر شبیه‌سازی شده با مقادیر واسنجی، باعث می‌شود که مدل، حداقل برای شرایطی که در شبیه‌سازی در نظر گرفته شده، همانند سیستم میدانی عمل کند. اطلاعات موجود از پارامترهای مدل‌سازی، دامنه تغییرات مجاز هر پارامتر را برای تطبیق با داده‌های تاریخی محدود می‌کند.

با اضافه کردن چندین نوع پارامتر مدل‌سازی، می‌توان تعداد اطلاعاتی را که در طول واسنجی مدل بررسی می‌شود را حداکثر کرد. به‌طور معمول بهتر است که حداقل پارمترهای شار و بار هیدرولیکی در طول تطبیق تاریخی استفاده شوند زیرا یک نوع از مشاهدات (مانند بارهای هیدرولیکی) به تنهایی نمی‌تواند از نظر ریاضی حل معکوس معادله جریان آب زیرزمینی (کادر ۳-۲، به مرجع ۵۲ مراجعه شود) را محدود کند. به‌صورت ایده‌آل، بهتر است از چند نوع مشاهدات موجود استفاده شود تا بتوان با خروجی‌های مدل مقایسه کرد (۶۱). علاوه بر بارهای هیدرولیکی و شارها، مشاهدات تطبیق تاریخی ممکن است شامل نتایج

ردیابی ذرات به‌صورت افقی (فصل ۸)، مطابق با شکل ۹-۲، اندازه‌گیری‌های جریان چاه‌های مشاهده‌ای، اندازه‌گیری‌های غیرمستقیم شار بر اساس تشکیلات ایزوتوپی، دما و غلظت املاح و مشاهدات به‌دست آمده از سنجش از دور (مانند وجود خاک‌های اشباع) و ژئوفیزیک (مانند وسعت پلوم آلاینده) نیز باشند. هدف از واسنجی، استخراج حداکثر اطلاعات از تمامی مشاهدات موجود و در عین حال ایجاد تعادل بین اطلاعات متناقص از مشاهدات مختلف است. اگرچه پارامترهای مطلوب بسیاری وجود دارند، اما مطالب این فصل بر پارامترهای بار هیدرولیکی و شار متمرکز است که بیشتر استفاده می‌شوند.



شکل ۹-۲ تطبیق تاریخی برای عمق فصل مشترک بین پلوم آب دریاچه و تغذیه آب زیرزمینی در سه نقطه. فصل مشترک در منطقه با استفاده از اندازه‌گیری‌های ایزوتوپ‌های پایدار آب (مشاهده شده) و در مدل با ردیابی ذرات به‌صورت افقی (شبیه‌سازی شده) انجام شده است(۶۵).

۹-۳-۱ بار هیدرولیکی

بار هیدرولیکی تنها پارامتری است که خروجی مستقیم معادله جریان آب زیرزمینی است و در بیشتر بررسی‌های آب زیرزمینی، حداقل اندازه‌گیری است که وجود دارد. به‌صورت ایده‌آل، تعداد نسبتا زیاد

مشاهدات بار هیدرولیکی توزیع شده در مکان و زمان، در اختیار مدل‌ساز قرار دارد (شکل ۷-۱۱). شایان ذکر است که حتی با داشتن تعداد زیادی از اندازه‌گیری‌های بار هیدرولیکی، داده‌های بار هیدرولیکی دارای عدم قطعیت هستند. خطاهای اندازه‌گیری شامل عدم‌قطعیت مربوط به دقت وسیلهٔ اندازه‌گیری سطح ایستابی (جدول ۹-۱)، خطای اپراتور و خطاهای ناشی از دقت اندازه‌گیری ارتفاع نقطه اندازه‌گیری چاه هستند. هنگامی که بار هیدرولیکی اندازه‌گیری‌شده برروی گره واقع نشده، خطاهای درون‌یابی ایجاد می‌شود. مقایسه بارهای هیدرولیکی شبیه‌سازی‌شده و مشاهده‌ای را می‌توان با استفاده از الگوریتم‌های پس‌پردازش (در بعضی از رابط‌های گرافیکی کاربر[1] (GUIها) وجود دارد) برای یک نقطه مشخص انجام داد. بدین منظور، رابط گرافیکی بارهای هیدرولیکی شبیه‌سازی‌شده را برای آن نقطه مشخص در زمان و مکان درون‌یابی می‌کند. بارهای هیدرولیکی در چاه‌هایی اندازه‌گیری می‌شوند که می‌توانند اسکرین‌هایی داشته باشند که به‌صورت جزئی در یک لایه یا بیشتر از یک لایه مدل قرار گرفته‌اند (بخش ۶-۲). بارهای هیدرولیکی اندازه‌گیری‌شده در چاه‌ها با اسکرین‌های طولانی برای تطبیق تاریخی خروجی میانگین بار هیدرولیکی عمودی مدل دوبعدی می‌تواند مناسب باشد. اما تفکیک اندازه‌گیری‌های بار هیدرولیکی عمودی در مکان‌های مشخص در مدل‌سازی سه‌بعدی مناسب‌تر است. چنین داده‌هایی از پیزومترهای چندگانه و چندسطحی به‌دست می‌آید که چندین نقطه اندازه‌گیری در ارتفاع‌های مختلف دارند (۷۶). بارهای هیدرولیکی متفاوت بین نقاط مشاهده‌ای مجزای عمودی می‌توانند برای واسنجی اختلاف بار هیدرولیکی به کار روند. استفاده از تفاوت بار هیدرولیکی، نسبت سیگنال به نویز داده‌های بار هیدرولیکی را افزایش می‌دهد و به خصوص برای واسنجی هدایت هیدرولیکی عمودی مفید هستند (صفحه ۱۳ مرجع شماره ۳۲)، اما معمولا همراه با بار هیدرولیکی پردازش‌نشده برای واسنجی استفاده می‌شوند. خطاهای غیرماندگار زمانی ایجاد می‌شوند که یک مقدار بار هیدرولیکی به‌عنوان هدف استفاده می‌شود، در حالی‌که چندین اندازه‌گیری در طی زمان، نشان‌دهنده تغییرات در زمان است (شکل ۷-۱). مدل‌های ماندگار را می‌توان با استفاده از میانگین بارهای هیدرولیکی در طی یک دوره زمانی که برای اهداف مدل‌ساز معنی‌دار است، واسنجی کرد (شکل‌های ۷-۲ و ۷-۳). اما در بعضی از مکان‌ها بارهای هیدرولیکی ممکن است ده‌ها متر در طی زمان نوسان داشنه باشند که برای مدل ماندگار مناسب نیستند (بخش ۷-۲). در مدل‌های غیرماندگار، تغییرات بار هیدرولیکی می‌تواند به‌صورت سری زمانی بیان شود (شکل ۷-۱۱) که از تفاوت بین بارهای مشاهده‌ای اندازه‌گیری‌شده بین دو زمان مختلف محاسبه می‌شود و اغلب بهتر از بار هیدرولیکی مطلق برای واسنجی در مدل‌های غیرماندگار هستند (صفحه ۱۳ مرجع شماره ۳۲).

[1] Graphical User Interface

عدم قطعیت بار هیدرولیکی اندازه‌گیری‌شده معمولاً به‌صورت انحراف معیار (ریشه دوم میانگین مجذور تفاضلات مقادیر از مقدار متوسط آن‌ها) یا واریانس (مجذور انحراف معیار) در اطراف مقدار بار هیدرولیکی مشاهده‌ای بیان می‌شود. عدم قطعیت بار هیدرولیکی هدف به‌صورت فاصله اطمینان ۹۵٪ (تقریبا دو برابر انحراف معیار با علامت مثبت یا منفی) در اطراف مقدار گزارش شده نیز بیان می‌شود. بدیهی است که این اطلاع از مقادیر و نوع خطا که در بالا بیان شد کمک می‌کند تا عدم قطعیت مربوط به بار هیدرولیکی هدف به‌صورت کمّی تعیین شود.

هنگام تعیین ارتفاع نقطه اندازه‌گیری چاه در نقشه‌برداری، بهتر است خطای اندازه‌گیری ثبت شود؛ هنگامی‌که بار هیدرولیکی پایش می‌شود، بهتر است خطاهای ابزار اندازه‌گیری و اپراتور تخمین و ثبت شود. خطاهای ترکیبی کل بار هیدرولیکی اندازه‌گیری‌شده هیچ‌وقت کاملا معلوم نیست؛ بنابراین معمولاً مدل‌ساز تخمینی از قطعیت بار هیدرولیکی را بدون تفکیک جزئی همه مؤلفه‌های عدم‌قطعیت بیان می‌کند.

۹-۳-۲ شار

مشاهدات شار شامل انواع مختلف جریان‌ها از جمله جریان پایه، جریان چشمه، نفوذ از رودخانه تخلیه-شونده، جریان ورودی آب زیرزمینی به دریاچه و تبخیر-تعرق از سطح ایستابی می‌شود و همه ممکن است به‌عنوان پارامترهای واسنجی استفاده شود. جمع مقادیر شارهای آب زیرزمینی ورودی به و خروجی از رودخانه‌ها اغلب از طریق داده‌های ایستگاه هیدرومتری یا اندازه‌گیری‌های موضوعی دیگر در رودخانه تخمین زده می‌شود. تخمین‌های نقطه‌ای شارها را می‌توان از طریق اندازه‌گیری‌های میدانی مستقیم افزایش مقیاس داد یا با استفاده از داده‌های میدانی و قانون دارسی محاسبه کرد. شارها به‌صورت غیرمستقیم با استفاده از ردیاب‌ها نیز تخمین زده می‌شوند (۷۴، ۴۹، ۱۶، ۶۰ و ۷۰). معمولا مدل‌ساز، مشاهدات شار بسیار کمتری نسبت به اندازه‌گیری‌های بار هیدرولیکی دارد. باوجود این مشاهدات شار در مکان‌های مختلف دامنه مسأله، طی واسنجی بسیار مفید هستند، زیرا آن‌ها باعث درک فرآیندهای مورد استفاده در مدل در مناطق مختلف می‌شوند. همه مکان‌های دارای اندازه‌گیری شار، ارزش یکسانی در واسنجی ندارند: به‌عنوان مثال، اندازه‌گیری دبی پایه در پایین دست‌ترین نقطه دامنه مدل، معمولا اهمیت بیشتری دارد زیرا خصوصیات بیشترین مساحت مدل در این نقطه ادغام می‌شود، در حالی‌که نقاط بالادست، توزیع جریان آب زیرزمینی را در مساحت کوچک‌تری از دامنه مدل را در بر می‌گیرد (۶۱).

برای مدل‌های غیرماندگار، هنگامی‌که میانگین دوره‌های زمانی متناسب با هدف مدل‌سازی باشد، استفاده از شار برای واسنجی بسیار مفید است (مانند میانگین جریان پایه ماهانه، تعریف شده با استفاده از

منحنی‌های احتمال دوره‌ای/تجمعی جریان). دوره‌های زمانی مورد استفاده برای میانگین‌گیری شار بهتر است در صورت امکان همزمان با دوره زمانی میانگین‌گیری بار هیدرولیکی اندازه‌گیری باشد. تفاوت مکانی شارها (تفاوت بین شارها در مکان‌های متفاوت اندازه‌گیری‌شده در یک دوره زمانی یکسان) و تفاوت زمانی شارها (تفاوت بین شارها در مکان یکسان ولی در زمان‌های مختلف) بیشترین کمک را در استخراج اطلاعات مربوط به داده‌های ناقص شار مشاهده‌ای می‌کنند. در صورت امکان، اندازه‌گیری‌های مختلف بهتر است به همراه اندازه‌گیری‌های شار استفاده شود.

مشابه با اندازه‌گیری‌های بار هیدرولیکی، شار نیز خطای اندازه‌گیری دارد و به‌دلیل اینکه اندازه‌گیری شارهای دقیق در منطقه پیچیده‌تر است، خطای اندازه‌گیری آن‌ها معمولا در عمل بزرگ‌تر از بارهای هیدرولیکی است. معمولاً خطاهای غیرماندگار در اندازه‌گیری‌های جریان رودخانه، نسبتا بزرگ هستند، زیرا جریان‌های آب سطحی از نظر زمانی تغییرپذیرتر از شارهای آب زیرزمینی هستند. بنابراین، در عمل هر اندازه‌گیری شار، خطای اندازه‌گیری مربوط به خودش را دارد. عدم قطعیت شار معمولاً به‌صورت ضریب تغییرات (حاصل تقسیم انحراف معیار بر مقدار مورد انتظار یا میانگین) مربوط به مقدار مشاهده‌ای بیان می‌شود (مانند ٪۲۰±). گزارش عدم‌قطعیت به این صورت، عدم‌قطعیت مقدار شار را نرمال می‌کند که برای ارائهٔ عدم‌قطعیت مقادیر مختلف اندازه‌گیری‌های شار مفید است. برای بیان عدم‌قطعیت در مدل‌های ماندگار، بر اساس محدوده اندازه‌گیری‌های شار در طول زمان، اغلب ضریب تغییر برای یک شار اندازه-گیری‌شده، تعیین می‌شود. مشابه با بار هیدرولیکی، عدم قطعیت شار را می‌توان به‌صورت فاصله اطمینان ٪۹۵ (تقریبا مثبت یا منفی دو برابر انحراف‌های معیار) در اطراف نقطه ارائه شده نیز بیان کرد. به‌عنوان مثال، عدم قطعیت شار در حالت ماندگار با میله‌های خطای شکل ۹-۷-الف نشان داده شده است. در صورت امکان، هنگامی‌که داده‌های میدانی (به‌عنوان مثال، داده‌های سری‌های زمانی ایستگاه هیدرومتری) در دسترس هستند، برای تعیین عدم قطعیت استفاده می‌شوند. اما در بیشتر موارد عدم قطعیت با استفاده از قضاوت حرفه‌ای و بر اساس اهمیت پارامتر برای هدف مدل‌سازی تعیین می‌شود.

۹-۳-۳ رتبه‌بندی پارامترهای واسنجی

همه پارامترهای واسنجی به یک اندازه برای هدف مدل‌سازی اهمیت ندارند (۱۰۹). هیچ مدلی نمی‌تواند همه پارامترهای واسنجی را به‌طور یکسان تطبیق دهد. بنابراین، تصمیم‌گیری در مورد اینکه کدامیک از پارامترها مهمترین هستند، ضروری است. این کار با استفاده از رتبه‌بندی پارامترها انجام می‌شود. رتبه براساس قضاوت مدل‌ساز در مورد اهمیت پارامتر در شبیه‌سازی و طی تطبیق تاریخی بیان می‌شود.

مدل‌ساز تلاش می‌کند تا تطبیق خوبی برای پارامترهای واسنجی با رتبه‌های بالاتر ایجاد شود و مدلی که تطبیق کمی با پارامترهای واسنجی با رتبه‌های پایین‌تر دارد، پذیرفته خواهد شد. مجموعه‌ای از پارامترهای واسنجی رتبه‌بندی شده، یکی از مهمترین عواملی است که برای مدل‌ساز در واسنجی و رسیدن به اهداف مدل‌سازی مورد نیاز است. پارامترهای واسنجی رتبه‌بندی شده بر انتخاب مدل مناسب و پیش‌بینی‌های (فصل ۱۰) انجام شده با مدل واسنجی شده نهایی اثر می‌گذارد.

با در نظر گرفتن تئوری آماری، رتبه‌بندی پارامترهای واسنجی براساس خطای اندازه‌گیری آن‌ها، اولین انتخاب مدل‌ساز در رتبه‌بندی است (۵۶) و این خطای اندازه‌گیری برای تعیین اهمیت پارامترهای واسنجی، توصیه می‌شود. اما معمولا رتبه‌بندی اولیه براساس اهمیت عملی پارامتر با در نظرگرفتن نوع و مکان اندازه‌گیری پارامتر، تعیین می‌شود (صفحه ۱۲ مرجع شماره ۳۲). به‌عنوان مثال، ممکن است صدها مورد از یک نوع پارامتر (معمولا بارهای هیدرولیکی) و تنها یک یا چند نوع از پارامترهای دیگر (معمولاً شارها و/یا اختلاف بار هیدرولیکی) موجود باشد. اگر خطای اندازه‌گیری به‌عنوان تنها معیار رتبه‌بندی استفاده شود، تعداد زیاد بار هیدرولیکی اندازه‌گیری‌شده، تأثیر بیشتری بر رتبه‌بندی خواهد داشت و این مفهوم را می‌رساند که تطبیق همه اندازه‌گیری‌های بار هیدرولیکی، مهمتر از تطبیق تعداد کم پارامتر شار است. علاوه بر این، اندازه‌گیری‌های بار هیدرولیکی و شار در محدوده اصلی مدل‌سازی[1] بسیار بیشتر برای هدف مدل‌سازی و پیش‌بینی اهمیت دارند. پارامترهای اندازه‌گیری‌شده در دامنه مدل که در خارج از محدوده اصلی مدل‌سازی[2] واقع می‌شوند معمولا اهمیت نسبتاً کمتری دارند. بنابراین حتی اگر پارامترهای اندازه-گیری‌شده در محدوده اصلی و خارج از محدوده اصلی مدل‌سازی، خطای اندازه‌گیری یکسانی داشته باشند، برای رسیدن به مناسب‌ترین مدل، دارای ارزش یکسانی نیستند. با توجه به نتایج، پارامترهای اندازه‌گیری-شده در خارج از محدوده اصلی مدل‌سازی، دارای رتبه پایین‌تری هستند. به‌عنوان مثال، اگر هدف مدل-سازی پیش‌بینی شارهای آینده در یک نقطه در محدوده اصلی مدل‌سازی باشد، مدل‌ساز تطابق بهتر شارها در محدوده اصلی مدل‌سازی را به تطابق بارهای هیدرولیکی در خارج از محدوده اصلی مدل‌سازی ترجیح می‌دهد تا بتواند پیش‌بینی بهتری برای شار در نقاط مورد نظرش داشته باشد.

در نهایت، بهترین مدل مناسب، مدلی است که بهترین پیش‌بینی‌ها را برای سیستم مورد نظر فراهم می‌کند. به این ترتیب، رتبه‌بندی پارامترها باید نیازهای پیش‌بینی را برآورده کند (فصل ۱۰). در نتیجه، به‌دلیل اینکه هر مدل منحصراً برای یک هدف خاص تهیه می‌شود، هیچ روش مناسب عمومی برای

---

[1] Near Feild
[2] Far Field

رتبه‌بندی پارامترهای واسنجی وجود ندارد. این رتبه‌بندی همیشه شامل یک سری عوامل توصیفی است که با توجه به تخصص حرفه‌ای و هدف مدل‌سازی انجام می‌شود (صفحه ۱۲ مرجع شماره ۳۲). در نوع اول تطبیق تاریخی (واسنجی با سعی و خطای دستی؛ بخش ۹-۴)، پارامترهای واسنجی با توجه به درجه اهمیت کیفی رتبه‌بندی می‌شوند. در نوع دوم تطبیق تاریخی (واسنجی با سعی و خطای اتوماتیک؛ بخش ۵-۹)، پارامترهای واسنجی با استفاده از وزن عددی (مانند جدول ۷-۱) با توجه به قضاوت فردی مدل‌ساز به‌صورت کمّی رتبه‌بندی می‌شوند.

۹-۴ تطبیق تاریخی دستی

هنگامی‌که پارامترهای واسنجی انتخاب و رتبه‌بندی می‌شوند، مدل جریان آب زیرزمینی با استفاده از مقادیر پارامترهای اولیه بر اساس مدل مفهومی اجرا می‌شوند. برای بعضی از مدل‌های پایش و مسائل مدل‌سازی فرضی که مشاهداتی موجود نیست (صفحه ۴۹ مرجع شماره ۹)، اولین اجرای پیشرو می‌تواند نتایج کافی برای هدف مدل‌سازی ایجاد کند. در این صورت، همه کارهای بعدی بر پیش‌بینی و تخمین عدم قطعیت در پیش‌بینی متمرکز است (فصل ۱۰). اما معمولا برای رسیدن به تطبیق تاریخی قابل قبول چندین اجرا لازم است. اولین گام در تطبیق تاریخی شامل روش سعی و خطا بوده که مدل‌ساز به‌صورت دستی مقادیر پارامترها را تغییر می‌دهد و خروجی مدل را بعد از هر اجرای پیشرو ارزیابی می‌کند. گام دوم استفاده از کدهای رایانه‌ای است که تطبیق تاریخی را با سعی و خطای اتوماتیک انجام می‌دهند (بخش‌های ۹-۵ و ۹-۶). در هر دو مرحله، ارزیابی انطباق مدل‌ها با استفاده از هر دو روش کمی و کیفی انجام می‌شود. با توجه به اهمیت تطبیق تاریخی، ابتدا روش‌های ارزیابی انطباق مدل بررسی می‌شود.

۹-۴-۱ مقایسه خروجی مدل با مشاهدات

مقایسه تصویری مقادیر شبیه‌سازی‌شده و مشاهده‌ای به همراه محاسبه آماره‌ها، روش مؤثری برای ارزیابی انطباق مدل است. برای ارائه نتایج به‌دست آمده از تطبیق تاریخی با سعی و خطای دستی و اتوماتیک از این روش‌ها استفاده می‌شود. ساده‌ترین روش، رسم نمودار سطح ایستابی مشاهده‌ای و شبیه‌سازی شده (مانند شکل ۹-۳) و/یا سطوح پتانسیل در هر لایه از مدل است. اما سطوح مشاهده‌ای معادل با داده‌های قطعی اندازه‌گیری شده در نقاط نیست زیرا برای تهیه سطوح، نظر کارشناسی دخالت داشته است. هیدروگراف‌های مشاهده‌ای و شبیه‌سازی شده در مدل‌های غیرماندگار (شکل ۷-۱۱) توانایی مدل را در

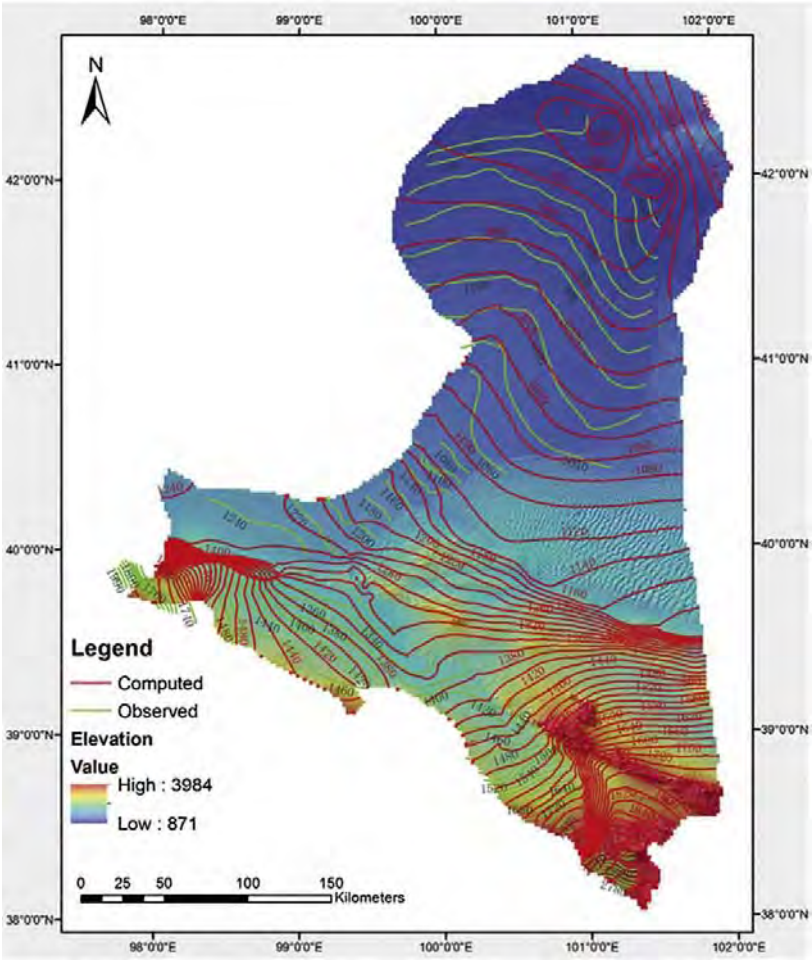
نمایش دینامیک سیستم آب زیرزمینی (شکل ۹-۴) نشان می‌دهد. نمودارهای پراکندگی[1] (شکل ۹-۵-الف)، پارامترهای واسنجی را نسبت به مقادیر شبیه‌سازی شده نشان می‌دهند و امکان ارزیابی سریع انطباق مدل را ایجاد می‌کنند. نمودارهای پراکندگی طبقه‌بندی شده[2] (شکل ۹-۵-ب) برای تشخیص داده‌ها با منابع مختلف مفید هستند. نمودارهای پراکندگی علاوه بر انطباق، میزان اریب[3] در واسنجی را نیز به تصویر می‌کشند. هنگامی‌که نقاط در نمودار پراکندگی در اطراف خط مرکزی پراکنده هستند، تمایل وجود ندارد و نشان‌دهنده تطابق یک به یک بین مقادیر شبیه‌سازی‌شده و مشاهده‌شده است (به‌عبارت دیگر این خط یک خط رگرسیون برازش داده شده بر داده‌ها نیست). برای مثال، اگر داده‌های شبیه‌سازی‌شده در نمودار پراکندگی دارای تمایل رو به بالا باشند، می‌تواند به این معنی باشد که میزان تغذیه بسیار بالا است و یا هدایت هیدرولیکی بسیار پایین است.

نمودارهای خطاهای باقیمانده (یا باقیمانده‌ها) برای نمایش نتایج واسنجی نیز مفید هستند. خطای باقیمانده تفاوت مقدار مشاهده‌ای پارامتر واسنجی و مقدار شبیه‌سازی شده آن است؛ به‌عنوان مثال، باقیمانده بار هیدرولیکی ($h_m - h_s$) است، که h_m، بار هیدرولیکی اندازه‌گیری شده (مشاهده‌ای) و h_s، بار هیدرولیکی شبیه‌سازی شده است. تغییرات مکانی خطاهای باقیمانده را می‌توان به‌صورت نقشه (مانند بارهای هیدرولیکی شکل ۹-۶-الف و شارهای شکل ۹-۶-ب) یا روی یک مقطع عرضی نشان داد تا مقدار و توزیع آن‌ها در مکان را بتوان نمایش داد. باقیمانده‌ها را می‌توان با استفاده از نمودار (شکل ۹-۷) نیز نشان داد. در شبیه‌سازی‌های غیرماندگار، باقیمانده‌ها را می‌توان روی هیدروگراف (شکل ۷-۱۱) هر پارامتر واسنجی نشان داد یا نمودار خلاصه‌ای برای گروهی از پارامترها (به‌عنوان مثال، برای یک واحد هیدروژئولوژیکی) تهیه کرد (شکل ۷-۱۱).

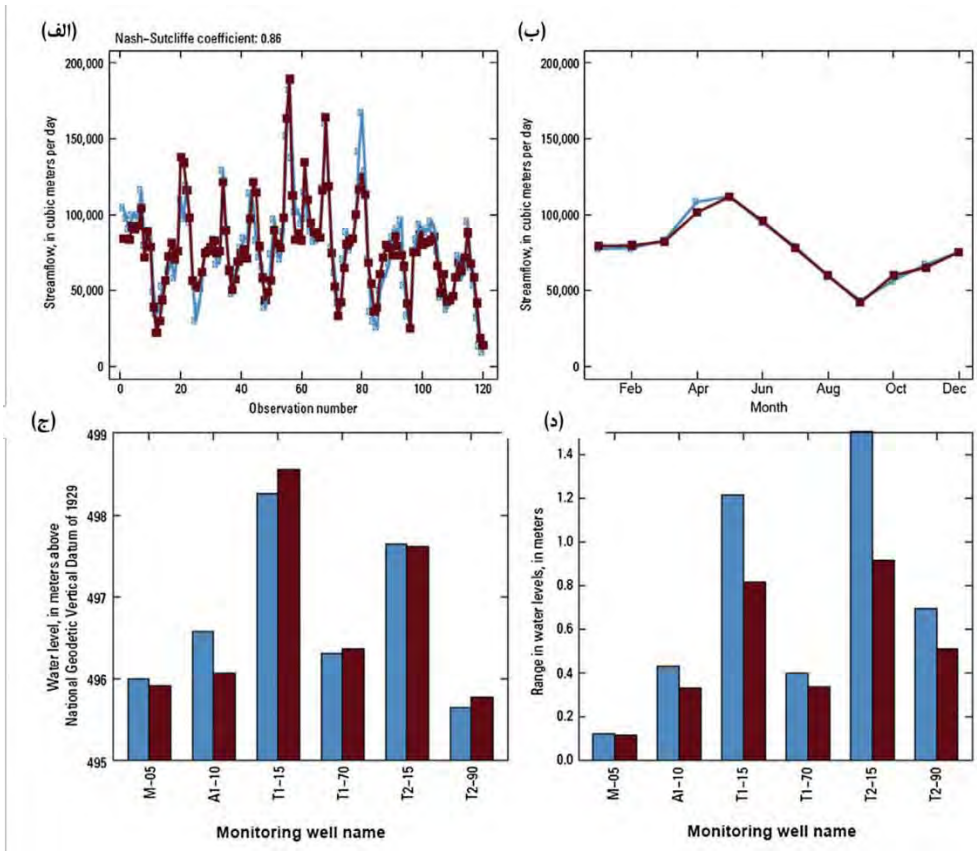
اگرچه نمایش تصویری نتایج ارزشمند است، اما این نوع نمایش یک ارائه کیفی است. بنابراین، برای اندازه‌گیری نکویی برازش، آماره‌های کمی نیز محاسبه می‌شود. مدلی که در آن مقدار این آماره‌ها حداقل است، بهترین مدل مناسب خواهد بود.

---

[1] Scatter Plots
[2] Categorized Scatter Plots
[3] Bias

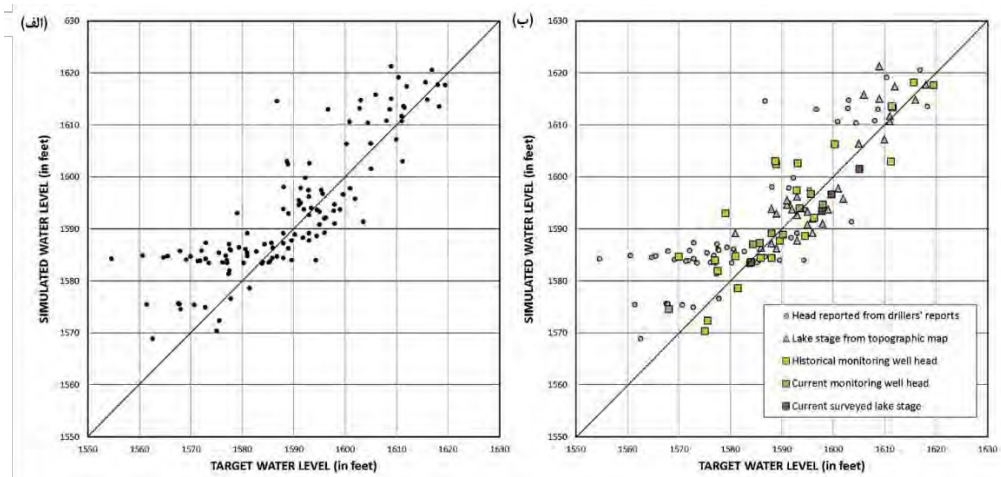


شکل ۹-۳ نقشه سطح ایستابی شبیه‌سازی شده (قرمز) و مشاهده شده (سبز) (نشان داده شده به‌صورت خطوط کنتور) در حوضه رودخانه‌ای در چین. ارتفاع‌های توپوگرافی با تغییر رنگ نشان داده شده است (۱۱۶).

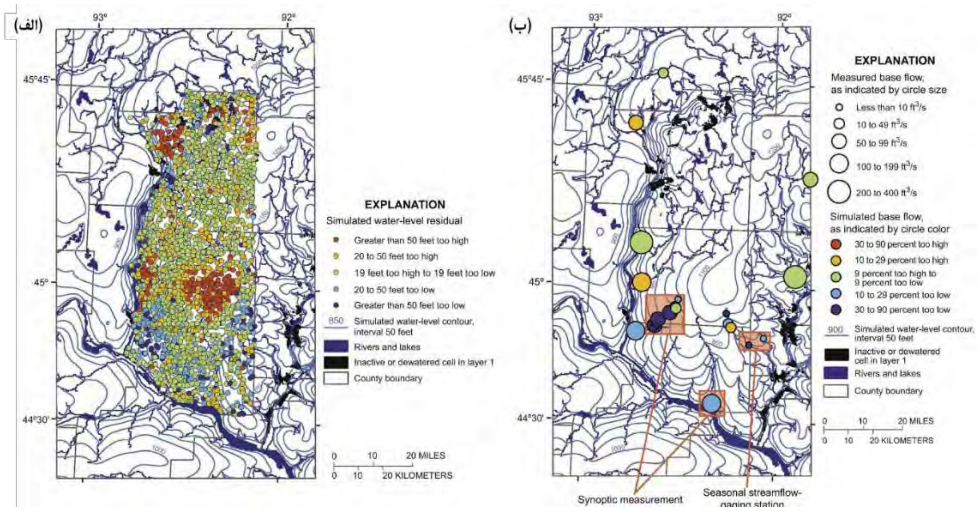


شکل ۹-۴ چهار روش برای نمایش مقایسه تطبیق تاریخی داده‌های مشاهده شده (آبی) با مقادیر شبیه‌سازی شده (قهوه‌ای مایل به قرمز) در مدل غیرماندگار. الف- هیدروگراف جریان مشاهده شده و شبیه‌سازی شده با ضریب نش-ساتکلیف[1] (معادله ۴-۹)؛ شکل ۷-۱۱ مثالی از این نوع نمودار است که مقایسه بارهای هیدرولیکی مشاهده‌ای و شبیه‌سازی شده را نشان می‌دهد. ب- نمودار ماهانه جریان مشاهده‌ای و شبیه‌سازی شده در ماه‌های مشابه در سال‌های متفاوت با استفاده از داده‌های نشان داده شده در بخش الف. ج- مقایسه میانگین بارهای هیدرولیکی مشاهده‌ای و شبیه سازی شده. د- مقایسه دامنه تغییرات میانگین در داده‌های مشاهده‌ای و اندازه‌گیری شده که در نمودار ج نشان داده شده است (۶۵).

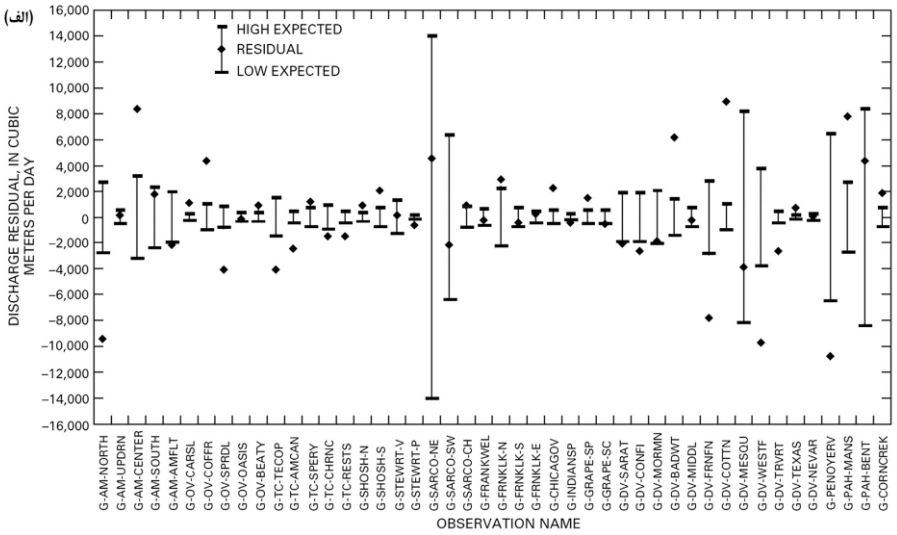
[1] Nash-Sutcliffe



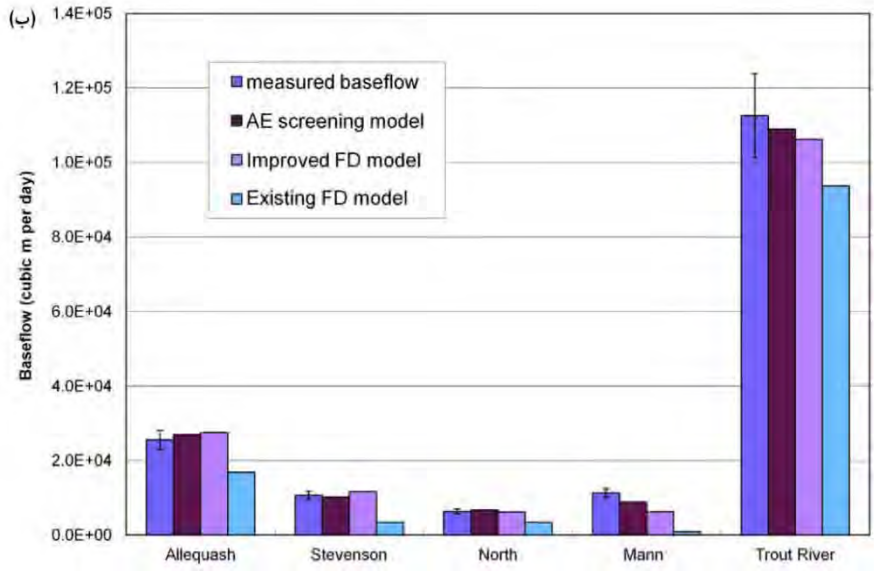
شکل ۹-۵ نمودار پراکندگی (الف) و نمودار پراکندگی طبقه‌بندی شده (ب) تطابق سطوح ایستابی شبیه‌سازی شده و مشاهده‌ای. طبقه‌بندی‌ها در (ب) در ارزیابی کیفی نتایج توسط مدل‌ساز می‌تواند استفاده شود که محدوده آن بین مشاهدات تقریباً تخمینی (نقاط کوچک خاکستری) و مشاهدات دقیق‌تر (علامت‌های بزرگ رنگی) است. خط با تناسب ۱:۱ مرجعی برای نمایش اریب است (۶۷).



شکل ۹-۶ دو مثال از نمایش خطاهای باقیمانده. الف- استفاده از علائم با اندازه‌های یکسان ولی رنگ‌های مختلف هنگام نمایش تعداد زیادی داده مانند داده‌های بار هیدرولیکی مدل آب زیرزمینی بزرگ مقیاس نشان داده شده در این شکل. با این روش می‌توان اریب مکانی بارهای هیدرولیکی شبیه‌سازی شده را به‌خوبی نمایش داد. ب- علائم با اندازه‌ها و رنگ‌های مختلف می‌تواند برای داده‌های با تعداد اندک استفاده شود، مانند داده‌های شار که در دامنه مدل مشابه بخش (الف) نشان داده شده است. هنگام قضاوت تطابق مدل منطقه‌ای، رنگ علائم درجه تطابق و اندازه علائم متناسب با مقدار شار اندازه‌گیری شده است. مجموعه داده‌های کوچک با کیفیت کمتر به‌دست آمده از اندازه‌گیری‌های سینوپتیک و ایستگاه‌های هیدرومتری فصلی در شکل مشخص شده‌اند تا از اندازه‌گیری‌های طولانی‌مدت رودخانه با کیفیت بالاتر قابل تشخیص باشند (۶۶).



شکل ۹-۷ تطبیق تاریخی پارامتر شار: الف- پارامتر شار با خطای باقیمانده مربوط به عدم‌قطعیت در مقادیر اندازه‌گیری شده (۲۱)



ادامه شکل ۹-۷ ب- اختلاف بین جریان پایه در مکان‌های مختلف برای پنج رودخانه در سه مدل مختلف که عدم‌قطعیت در مقادیر اندازه‌گیری شده را نشان می‌دهد (۵۸).

مثال‌هایی از آماره‌هایی که معمولا با همدیگر ارائه می‌شوند، در ادامه آورده شده است. در این مثال‌ها از داده‌های بار هیدرولیکی استفاده شده است، در حالی‌که آماره‌ها می‌توانند برای هر نوع داده‌ای به کار رود.

1- میانگین خطا[1] (ME)، میانگین تفاضل خطاهای باقیمانده است (بارهای هیدرولیکی اندازه‌گیری شده، h_m، منهای بارهای هیدرولیکی شبیه‌سازی شده، h_s):

$$ME = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(h_m - h_s)_i \qquad (۱-۹)$$

که n، تعداد اندازه‌گیری‌ها است. محاسبه ME ساده است، اما آماره مناسبی نیست. این آماره، توصیفی کلی از اریب مدل ایجاد می‌کند، اما چون میانگین شامل تفاوت‌های مثبت و منفی می‌شود، ممکن است این خطاها با یکدیگر حذف شوند. بنابراین مقدار خطای کل می‌تواند کمتر گزارش شود. مقادیر کوچک ME به این معناست که انطباق در کل مدل اریب نیست (مقادیر شبیه‌سازی شده به میانگین نزدیک هستند و فاصله آن‌ها از میانگین در دو جهت مثبت و منفی خیلی زیاد نیست)، اما این شاخص ذاتاً آماره خوبی برای بررسی نکویی برازش نیست.

2- میانگین قدرمطلق خطا[2] (MAE)، میانگین مقدار مطلق باقیمانده است. به‌عنوان مثال با استفاده از بار هیدرولیکی به‌صورت زیر می‌شود:

$$MAE = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}|(h_m - h_s)|_i \qquad (۲-۹)$$

با بکارگیری مقدار مطلق باقیمانده این اطمینان به دست می‌آید که باقیمانده‌های مثبت و منفی یکدیگر را حذف نمی‌کنند. با توجه به نتایج، MAE معمولا از ME بزرگ‌تر است و به‌صورت کلی نسبت به ME شاخص بهتری برای نمایش انطباق مدل است.

3- مجذور میانگین مربعات خطا[3] (RMSE)، میانگین مربعات خطاهاست.

$$RMSE = \left[\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(h_m - h_s)_i^2\right]^{0.5} \qquad (۳-۹)$$

$RMSE$ نسبت به اثرات باقیمانده‌های پرت حساس‌تر است، بنابراین معمولاً مقدار آن از MAE بزرگ‌تر است.

در مدل‌های غیرماندگار، آماره‌های دیگری می‌توانند برای مقایسه هیدروگراف‌های شبیه‌سازی شده منفرد نسبت به هیدروگراف‌های مشاهده‌ای مانند ضریب عملکرد نش- ساتکلیف (NS) استفاده شود:

---

[1] Mean Error
[2] Mean Absolute Error
[3] Root Mean Squared Error

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n}|(h_m - h_s)|_i^2}{\sum_{i=1}^{n}|(h_m - \bar{h}_m)|_i^2} \quad (۹-۴)$$

که $\bar{h}_m$، میانگین بار هیدرولیکی مشاهده‌ای است. محدوده NS از $-\infty$ تا ۱ است، مقادیر نزدیک به ۱ برازش خوب را نشان می‌دهد. برای مقدار صفر، میانگین داده‌های غیرماندگار در یک سری به‌خوبی می‌تواند برای پیش‌بینی استفاده شود. برای مقدار کمتر از صفر، میانگین داده‌ها برای پیش‌بینی بهتر خواهد بود. در عمل، مقادیر کمتر مانند ۰/۵، بسته به پیچیدگی مسأله قابل قبول خواهند بود و بیشتر اوقات مدل‌ساز با توجه به هدف خود، به‌جای اینکه روی خود مقدار NS متمرکز شود، روی بهبود نتایج NS بعد از هر مرحله از مدل‌سازی و تطبیق تاریخی متمرکز می‌شود.

حتی با استفاده از این آماره‌ها، تصمیم در مورد اینکه مدل برای هدف مدل‌سازی نسبتاً خوب است، کار ساده‌ای نیست زیرا در حقیقت خود عبارت «نسبتاً خوب» یک عبارت توصیفی است. بعضی از دستورالعمل‌ها از آماره‌ها به‌عنوان معیار نکویی برازش استفاده می‌کنند (۸۴ و ۴). به‌عنوان مثال، یک مدل را واسنجی‌شده در نظر می‌گیرند، اگر RMSE کوچک‌تر از یک درصد مشخصی از داده‌های مشاهده‌شده باشد. به‌عنوان مثال، اگر دامنه تغییرات بار هیدرولیکی بین ۵۰ تا ۱۵۰ متر باشد، RMSE قابل‌قبول با استفاده از معیار ۱۰٪ ، برابر ۱۰ متر است. اما هیچ دلیل منطقی وجود ندارد که این اطمینان را به مدل ساز بدهد که رسیدن به این معیار به معنی خوب بودن واسنجی است. هیچ دستورالعمل منتشرشده‌ای برای محدوده قابل قبول ME، MAE یا RMSE غیر از اینکه مقدار بهینه این مقادیر، حداقل آن‌هاست، وجود ندارد. اگرچه استفاده از معیار استاندارد مورد تأیید همگان است، اما استانداردهای واسنجی یکسانی توسط جامعه مدل‌سازی به تصویب نرسیده است. یکی از دلایل آن، نیاز به قضاوت فردی در همه مدل‌ها است (۹۹ و ۴۰). علاوه بر این، به دلیل اینکه واسنجی قابل قبول مستقیماً به هدف مدل‌سازی بستگی دارد و هدف‌های مدل‌سازی زیادی وجود دارد، متدولوژی مناسب جامعی که فرمول‌بندی شده باشد، وجود ندارد.

۹-۴-۲ انتخاب پارامترها برای تنظیم

همانطور که ذکر شد، با اولین اجرای پیشروی مدل با استفاده از بهترین تخمین‌های مقادیر پارامترهای مدل نمی‌توان به مدل مناسبی با توجه به هدف مدل‌سازی رسید. بنابراین، مقادیر پارامترها باید از طریق تخمین اولیه مدل‌ساز برای رسیدن به انطباق بهتر تنظیم شوند. برای انتقال خصوصیات دنیای واقعی به مدل لازم است مقادیر پارامترها در هر گره شبکه/مش تعیین شوند (بخش ۵-۵). برای اهداف واسنجی،

مدل‌ساز مجموعه‌ای از همه پارامترهای ممکن (بخش ۵-۴) را به مجموعه‌ای از پارامترهای واسنجی کاهش می‌دهد که ممکن است در طی تطبیق تاریخی تغییر کنند. پارامترهای واسنجی می‌تواند هر کدام از ورودی‌های مدل را شامل شود، از جمله: هدایت هیدرولیکی عمودی و افقی، شرایط مرزی، نرخ‌های تغذیه و همچنین همه منابع تغذیه و تخلیه آب زیرزمینی. همه پارامترهای واسنجی دارای ارزش یکسانی در اصلاح انطباق مدل نیستند؛ طی سعی و خطای دستی، مدل‌ساز پارامترهای غیرحساس و حساس را تعیین می‌کند که به‌ترتیب کمترین و بیشترین تاثیر را در خروجی مدل روی پارامترهای شبیه‌سازی شده دارند. به‌دلیل اینکه هدف تنظیم مقادیر پارامترها یافتن تطبیق تاریخی نسبتا خوبی است بنابراین مدل‌ساز توجه خود را بر تنظیم پارامترهای حساس متمرکز می‌کند. مقادیر نهایی پارامترهای واسنجی در حقیقت حل بهینه مسأله معکوس را با توجه به اطلاعات قطعی نشان می‌دهد (شکل ۹-۱). اما حتی پس از یافتن مقادیر بهینه پارامترهای واسنجی، بهتر است این مقادیر را به‌عنوان بهینه شرطی معرفی کرد، زیرا این مقادیر به داده‌های واسنجی (و خطاهای آن‌ها) و معیار قضاوت بهینه و انتخاب آن توسط مدل‌ساز بستگی دارند (صفحه ۱۰۶ مرجع شماره ۹).

ممکن است سوال شود که چرا همه پارامترها، پارامترهای واسنجی نیستند؟ هنگامی که تعداد پارامترهای واسنجی (پارامترهای نامعلوم) بیشتر از تعداد مشاهدات (پارامترهای معلوم) باشند، مسأله معکوس از نظر ریاضی بدطرح[1] و نامعین است (بخش ۹-۲). یک روش کلی برای رسیدن به یک مسأله‌ای که از نظر ریاضی حل‌شدنی باشد این است که تعداد پارامترهای واسنجی کمتر از تعداد پارامترهای مشاهده‌شده واسنجی باشند. این روش برای رسیدن به جواب در مسائل معکوس حل‌شدنی به‌طور گسترده‌ای توسعه داده شده است (۵۶).

مزیت ساده‌سازی مدل با کاهش تعداد پارامترهای واسنجی این است که در بعضی نقاط اگر پارامترهای واسنجی به اندازه کافی حذف شوند، همیشه منجر به یک مسأله معکوس حل‌شدنی خواهد شد. حذف پارامترها از فرآیند تطبیق تاریخی از نظر مفهومی نیز ساده هستند. اما اگر طی تنظیم پارامترها، ساده‌سازی به‌طور ضعیفی انجام شود، خروجی‌های مدل به‌طور معکوسی تحت تاثیر قرار می‌گیرد که برای مدل‌ساز واضح نخواهد بود تا به راحتی بتواند آن را تصحیح کند (۳۴). دلیل این امر این است که درجه ساده‌سازی برای مدل‌ساز یک انتخاب کیفی است و وقتی که میزان ساده‌سازی انتخاب شد، تعیین و تحلیل خطای مدل از آن به بعد مشکل می‌شود. در نتیجه تشخیص اینکه خطاهای بزرگ با انتخاب ضعیف مقادیر پارامترها ایجاد شده است یا در نتیجه اشتباه در مدل‌سازی در اثر "فرضیه غلط، فرآیندهای مدل‌سازی

[1] Ill-Posed

نشده یا رابطه نامعلوم بین فرآیندها" (۴۸) بوده است. عدم برازش مدل در اثر فرآیند آخری را "خطای ساختاری" (گاهی اوقات، "خطای مدل") می‌نامند. اگرچه خطای ساختاری به ظاهر خیلی واضح است، اما در عمل به دلیل پیچیدگی‌های مدل‌سازی که بعضی مواقع از آن‌ها صرفنظر می‌شود، باعث می‌شود که این خطای ساختاری فراموش شود (صفحه ۶ مرجع شماره ۹).

یک روش ساده برای کاهش تعداد پارامترهای واسنجی، ناحیه‌بندی[1] (پهنه‌بندی) است (بخش ۵-۵) که به موجب آن برای مناطقی از مدل، یک مقدار مشابه برای هر پارامتر در نظر گرفته می‌شود. تنظیم پارامتر واسنجی برای ناحیه، مقدار پارامتر را در همه گره‌های آن ناحیه به‌صورت همزمان تنظیم می‌کند. از این‌رو، ناحیه‌بندی، مناطقی را ایجاد می‌کند که مقدار پارامتر در آن ناحیه یکسان بوده، هنگامی که مقدار پارامتر تغییر می‌کند، این تغییر پارامتر روی همه گره‌های آن ناحیه از مدل تاثیر می‌گذارد. ساختار ثابت قطعه‌ای مربوط به ناحیه‌بندی، یک ساده‌سازی دستی مدل‌سازی است که کمک می‌کند، مدل‌ها جهان واقعی پیچیده را مدیریت کنند. یکی از نگرانی‌ها این است که خطای ساختاری ناشی از ناحیه‌بندی بر نتایج مدل می‌تواند بزرگ باشد (۷۸). هنوز ناحیه‌ها برای کاهش تعداد پارامترهای واسنجی استفاده می‌شوند و بنابراین ناحیه‌بندی در به‌دست آمدن مسائل معکوس خوش‌طرح[2] کمک می‌کند.

اگرچه تعیین کامل خطای ساختاری مدل غیرممکن است، اما بدیهی است که تعیین آن تصادفی نیست. مقدار آن تابع مستقیمی از نوع و درجه ساده‌سازی وارد شده توسط مدل‌ساز است (۸). به‌عنوان مثال، مدلی که فقط یک ناحیه دارد، خطای ساختاری نسبتا بزرگی دارد و در تطبیق با داده‌های مشاهده‌ای، نسبت به مدل با تعداد ناحیه‌های بیشتر، از موفقیت کمتری برخوردار است. تشخیص رابطه تعداد کل پارامترها با خطای ساختاری و تاثیر آن بر واسنجی و پیش‌بینی مدل مهم است، زیرا خطای ساختاری معمولاً بزرگ‌ترین مؤلفه خطای مدل در مدل‌های آب زیرزمینی با تعداد پارامترهای کم است (۱۰۳، ۴۸ و ۷۸). هنگامی‌که سطح ساده‌سازی وارد شده توسط مدل‌ساز به‌صورت غیرقابل قبولی عملکرد مدل را کاهش دهد، مدل به‌صورت بیش از حد ساده[3] بررسی می‌شود. مسأله ساده‌سازی بیش از حد[4] برای مدل‌سازی آب زیرزمینی جدید نیست و در حقیقت توسعه مدل‌های عددی به‌منظور حل مشکل راه‌حل-های تحلیلی بود که تعداد زیادی فرضیات محدودکننده در آن‌ها به کار رفته بود (۴۶). این انتخاب و

---

[1] Zonation
[2] Well-posed
[3] Oversimplified
[4] Oversimplification

گروه‌بندی پارامترهای واسنجی برای تطبیق تاریخی را پارامترسازی[1] می‌نامند؛ در بخش ۹-۶ دوباره تنظیم پارامترها و اثرات آن بر عملکرد مدل بررسی می‌شود.

۹-۴-۳ تطبیق تاریخی با سعی و خطای دستی

اجرای دوم مدل پیشرو با استفاده از پارامترهای واسنجی مختلف همانند اجرای پیشروی اولیه مدل، معمولاً تطبیق تاریخی مناسبی را ایجاد نمی‌کند. فرآیند استفاده از مجموعه پارامترهای جدید در واسنجی، روش تطبیق سعی و خطای دستی با تکرار است که با استفاده از آن مدل‌ساز به‌صورت دستی مقادیر پارامترها را تنظیم می‌کند و خروجی مدل را با داده‌های مشاهده‌ای مقایسه می‌کند. با تنظیم پارامترها به‌صورت دستی، مدل‌ساز چگونگی تغییرات تعداد، مقدار و مکان پارامترهای واسنجی موثر بر برازش بین مقادیر شبیه‌سازی شده و داده‌های مشاهده‌ای را بررسی می‌کند. در این روش، تطبیق تاریخی سعی و خطای دستی تنها برازش را اصلاح نمی‌کند بلکه اطلاعات مفیدی از چگونگی رفتار سیستم آب زیرزمینی شبیه‌سازی شده را برای مدل‌ساز فراهم می‌کند.

بسیاری از پارامترها و شرایط مرزی ممکن است با درجه بالایی از قطعیت معلوم باشند و بنابراین بهتر است طی تطبیق تاریخی تنها بخشی از مقادیر اولیه اصلاح شود. مدل‌ساز با توجه به تغییراتی (در محدوده قابل‌قبول از پیش تعیین شده) که باعث ایجاد تغییر کمی در خروجی‌های مدل می‌شود، پارامترهای حساس را تعیین می‌کند. بنابراین پارامترهای غیرحساس در طول اجراهای متوالی، بدون تغییر یا ثابت هستند. این پارامترها مقادیری هستند که بر اساس داده‌های میدانی، مقادیر برگرفته از تحقیقات گذشته، قضاوت‌های حرفه‌ای و/یا سایر اطلاعات غیرقطعی دیگر تعیین می‌شوند. اما پارامتری که در طول تطبیق تاریخی غیرحساس است ممکن است در شبیه‌سازی‌های پیش‌بینی حساس شود. بنابراین، پارامتری که در طول تطبیق تاریخی ثابت است ممکن است در طول فرآیند پیش‌بینی مدل‌سازی قابل تغییر باشد (فصل ۱۰).

هنگام تغییر چندین پارامتر در اجرای پیشروی مشابه مدل، ممکن است مدل‌ساز پارامترها را به‌صورت وابسته به هم معرفی کند. هنگامی‌که اثرات یک پارامتر با تغییرات پارامترهای دیگر خنثی شود طوری‌که خروجی مدل خیلی تغییر نکند، دو یا چند پارامتر وابسته به هم هستند. به‌عنوان مثال، بررسی معادله جریان آب زیرزمینی (مانند معادلات ۳-۱۲ و ۳-۱۳-الف وب) (و درک هیدروژئولوژیکی) نشان می‌دهد

[1] Parameterization

که کاهش هدایت هیدرولیکی و افزایش تغذیه، بارهای هیدرولیکی را افزایش می‌دهند. بنابراین هنگام بررسی مستقل بودن پارامترها، این دو پارامتر، پارامترهای حساسی هستند. اما کاهش هدایت هیدرولیکی متناسب با کاهش نرخ تغذیه خنثی می‌شود و در نتیجه هیچ تاثیری بر بارهای هیدرولیکی شبیه‌سازی شده نمی‌گذارد. این مسأله، نکته مهمی در واسنجی مدل است زیرا به این معناست که تطبیق تاریخی داده‌های بار هیدرولیکی فقط از نظر تئوری غیرمنحصر به فرد است. داده‌های بار هیدرولیکی به تنهایی فقط می‌توانند نرخ تغذیه و هدایت هیدرولیکی را محدود کنند (کادر ۳-۲؛ ۵۲)؛ مقادیر مجزای منفرد را نمی‌توان برای نرخ تغذیه و هدایت هیدرولیکی به‌دست آورد. اما، اگر داده‌های شار مشاهده‌شده (جریان پایه مشاهده شده) همراه با داده‌های بار هیدرولیکی بررسی شوند، همبستگی پارامتر کاهش می‌یابد و تخمین‌های منحصر به فردی از هدایت هیدرولیکی و تغذیه می‌توان به‌دست آورد. در مواردی که برای از بین بردن همبستگی پارامتر، مشاهدات اضافی موجود نباشد، مدل‌ساز تلاش می‌کند تا به‌صورت دستی بهترین تخمین را برای پارامترهای وابسته تعیین کند. به‌دلیل اینکه همبستگی پارامتر سخت‌تر از غیر حساس بودن پارامتر است، انجام چنین کاری در عمل به‌صورت دستی مشکل است، به خصوص اگر تعداد زیادی پارامتر و فرآیند شبیه‌سازی شوند.

۹-۴-۴ محدودیت‌های روش دستی

واسنجی سعی و خطای دستی اولین گام اساسی برای تطبیق تاریخی است زیرا اطلاعات زیادی را درباره منطقه مدل شده و چگونگی تأثیر تغییرات پارامتر بر مناطق مختلف مدل و انواع مشاهدات برای مدل‌ساز فراهم می‌کند. در این روش، سعی و خطای دستی کمک می‌کند تا مدل‌ساز درک خود را از سیستم توسعه یابد. همچنین سعی و خطای دستی، اولین آزمایش مؤثر مدل مفهومی است زیرا به‌صورت سریع نشان می‌دهد که مدل مفهومی مشخص برای تطبیق مشاهدات میدانی مناسب نیست و بنابراین جز مدل‌های قابل‌قبول نیست. با وجود جنبه‌های مثبت این روش، تطبیق تاریخی سعی و خطای دستی فرآیند کاملی نیست، زیرا علیرغم اینکه اطلاعات مفیدی به‌دست می‌آید، در اغلب سیستم‌های آب زیرزمینی بازخوردهای بین منابع تغذیه و تخلیه و پارامترهای وابسته و فرآیندهای سیستم پیچیده است. در نتیجه، ردیابی اثرات همه تغییرات پارامترهای واسنجی که بر همه مشاهدات موجود در سیستم تاثیر می‌گذارد، غیر ممکن است. کاررا و نیومن[1] (۱۹۸۶) کمبودهای ذاتی واسنجی با سعی و خطای دستی به‌صورت زیر بیان می‌کنند:

[1] Carrera and Neuman

روش واسنجی استفاده شده در دنیای واقعی، اغلب سعی و خطای دستی است. اما این روش به‌عنوان روشی پر زحمت (پرهزینه)، ناامیدکننده (اغلب ناتمام باقی می‌ماند)، و شخصی (دارای اریب است و ارزیابی نتایج آن مشکل است) شناخته می‌شود.

نکتهٔ آخر بسیار مهم است: با توجه به طبیعت بسیار خاص سعی و خطای دستی، آزمون و شناسایی کامل تمامی پارامترهای غیرحساس و وابسته مشکل است. در نتیجه، استفاده از واسنجی سعی و خطای دستی به تنهایی مشکل آفرین است. این روش، رسیدن مدل‌ساز به بهترین برازش ممکن در مدل مفهومی را تضمین نمی‌کند. حتی در پایان دقیق‌ترین روش سعی و خطای دستی، ممکن است مجموعه‌ای از پارامترهای آزمایش نشده، مدل بهتری را ایجاد کند. برای بعضی از اهداف مدل‌سازی، عدم تضمین بهترین برازش نامطلوب است، اما مشکل‌آفرین نیست. در سایر موارد، عدم امکان ارائه بهترین مدل قابل‌دفاع به خصوص در مدل‌های آب زیرزمینی مورد استفاده در عرصه‌های قانونی واکنش‌های جدی را به دنبال خواهد داشت (۵ و ۶). برای درک این مطلب، روش‌های سعی و خطای اتوماتیک ریاضی (کادر ۹-۱؛ بخش‌های ۹-۵ و ۹-۶) توسعه داده شدند. حتی با این روش‌ها، مشاهده می‌شود که روش‌های پیشرفته هنوز هم به‌طور کامل جایگزین روش سعی و خطا نشده‌اند. در عوض، روش‌های پیشرفته بعد از واسنجی مدل با استفاده از روش سعی و خطای دستی به کار می‌روند.

۹-۵ تخمین پارامترها: تطبیق تاریخی با سعی و خطای اتوماتیک

تخمین پارامترها، حل غیرمستقیم مسائل معکوس است (کادر ۹-۱) که در حقیقت واسنجی با سعی و خطای اتوماتیک است زیرا الگوریتم‌های رایانه‌ای گام‌های کلی توصیف شده در بخش ۹-۴ و نشان داده شده در شکل ۹-۱ را انجام می‌دهند. تخمین پارامترها با مقادیر پارامترهای به‌دست آمده از تطبیق تاریخی دستی شروع می‌شود و نتایج به‌دست آمده با استفاده از برنامه‌نویسی رایانه‌ای (کد معکوس) و روش‌های آماری کامل می‌شود. کدهای تخمین پارامتر، فرآیند تطبیق تاریخی را نیز فرمول‌بندی می‌کنند که در آن مدل‌ساز باید صریحاً اجزای قابل تنظیم را در فرآیند سعی و خطای دستی مشخص کند که شامل موارد زیر است:

1- کدهای رایانه‌ای اجراهای پیشرو،
2- پارامترهای واسنجی،
3- داده‌های مشاهده‌ای در واسنجی و وزن‌های آن‌ها،

4- معیار زمان توقف برای جستجوی برازش بهتر.

کادر ۹-۱ مفاهیم تاریخی تخمین پارامتر

دلیل معکوس نامیدن این روش این است که در آن از پارامتر معلوم (بارهای هیدرولیکی) به‌طور معکوس استفاده می‌شود تا پارامترهای نامعلوم (خصوصیات مواد زمین‌شناسی آبخوان) تعیین شود. به عبارت دیگر، در حل مسائل معکوس آب زیرزمینی، به‌دلیل اینکه فرض می‌شود بارهای هیدرولیکی معلوم است، مقادیر پارامترها را می‌توان تعیین کرد. مطالعات اولیه‌ای که توسط استالمن[1] (۱۹۵۶) انجام شد، راه‌حل مستقیمی برای حل مسأله معکوس پیشنهاد داده شد. از بین مطالعات دیگر (۳۷ و ۸۸)، روش مستقیم توسط نلسون (۱۹۶۰، ۱۹۶۱ و ۱۹۶۲) مورد بررسی قرار گرفت. در معادلات دیفرانسیل جزئی جریان آب زیرزمینی برای روش مستقیم، پارامتر هدایت هیدرولیکی به‌صورت متغیر وابسته نوشته می‌شود و بارهای هیدرولیکی باید کاملاً در مکان و زمان معلوم باشند. اما بارهای هیدرولیکی هیچوقت کاملاً معلوم نیستند، بنابراین درون‌یابی بارهای هیدرولیکی اندازه‌گیری شده ضروری است. درون‌یابی، خطاهای کوچکی را در توزیع بار هیدرولیکی ایجاد می‌کند که هنگام حل مسأله معکوس برای هدایت هیدرولیکی می‌تواند باعث به وجود آمدن خطاهای بزرگ شوند. بنابراین، اگرچه روش مستقیم با توجه به ابزار ریاضی و عملکرد رایانه‌ای، روش مناسبی است اما برای اکثر مسائل واقعی غیرماندگار است.

مسائل معکوس به‌صورت غیرمستقیم نیز حل می‌شوند. لازم است فرآیند سعی و خطای دستی در روش غیرمستقیم به‌صورت اتوماتیک شود تا خصوصیات آبخوان با استفاده از رگرسیون آماری و الگوریتم‌های رایانه‌ای در هر تکرار تخمین زده شود. یه و تاکس[2] (۱۹۷۱)، کولی و سینکلیر[3] (۱۹۷۶) و کولی[4] (۱۹۷۷ و ۱۹۷۹) روش غیرمستقیم را برای حل پارامترهای آب زیرزمینی تایید کردند که امروزه آن را تخمین پارامتر[5] می‌نامند. ریچارد کولی (۱۷، ۱۸ و ۲۰) اولین کد معکوس را با استفاده از رگرسیون غیرخطی توسعه دادند، بعد از آن، کد تخمین پارامتر MODINV (۲۴)،MODFLOWP (۵۴) و UCODE (۹۳) توسعه داده شد. PEST (تخمین پارامتر[6]؛ ۲۷ و ۲۸) جایگزین MODINV در سال ۱۹۹۴ شد و امروزه نرم‌افزار PEST به‌طور گسترده در مدل‌سازی کاربردی آب زیرزمینی استفاده می‌شود. در اواخر قرن بیستم، مدل‌سازان آب زیرزمینی، استفاده از کدهای معکوس را برای تعریف پارامترهای مسأله شروع کردند و در ادامه کاربرد تخمین پارامتر گسترش یافت (۱۱۵، ۱۳ و ۹۲). در همین زمان، محققان در زمینه‌های دیگر مانند ژئوفیزیک نیز برای حل مسائل پارامتری با تعداد پارامترهای زیاد با استفاده از تئوری آماری و ریاضی پیشرفته، مسائل معکوس را مورد بررسی قرار دادند (۳). امروزه، تعداد زیادی از این روش‌های پیشرفته (مانند تجزیه مقدار منفرد[7]، تنظیم تیخونوف[8]) با استفاده از نرم‌افزار PEST (www.pesthomepage.org) در دسترس مدل-سازان آب زیرزمینی قرار گرفته است.

---

[1] Stallman
[2] Yeh and Tauxe
[3] Cooley and Sinclair
[4] Cooley
[5] Parameter Estimation
[6] Parameter ESTimation
[7] Singular value decomposition
[8] Tikhonov regularization

بدیهی است که روش‌های غیرمستقیم در حل مسأله معکوس از اهمیت زیادی برخوردار است و جزء ابزارهای ضروری مدل‌سازی آب زیرزمینی به شمار می‌رود. مطالب این بخش بیشتر در مورد واسنجی مدل‌های پارامتری است (۵۶) و دستورالعمل‌هایی برای مدل‌سازی آب زیرزمینی برای مسائل با پارامترهای زیاد در دسترس است (۳۲). افزایش قدرت رایانه‌ای و امکان پردازش موازی، تخمین پارامترها را برای مدل‌های پیچیده با ۱۰۰۰ پارامتر واسنجی (BeoPEST (۹۸)،GENIE (۸۳) و PEST++ (۱۱۱)) و محاسبات اَبری (۶۳) توسعه داد. کدهای معکوس، شامل روش‌های برنامه‌ریزی مدرن است که امکان دسترسی به روش‌های پیشرفته (مانند PEST++ (۱۱۱)) را فراهم می‌کند و برای روش زمین‌آماری بیزین[1] (bgaPEST (۴۳)) و روش مونت کارلو با فضای خالی[2] (۱۰۸ و ۳۶) به روزرسانی شده است. جستجو و تحقیق برای یافتن روش‌های بهتر برای حل مسأله معکوس هنوز هم ادامه دارد (۱۱۸).

به‌عنوان مثال، در تخمین پارامترها لازم است مدل‌ساز با استفاده از وزن عددی (جدول ۷-۱)، اهمیت مشاهدات (به عبارت دیگر رتبه‌بندی آن‌ها؛ بخش ۹-۳) را تعیین کند. تعیین محدوده قابل قبول پارامترهای واسنجی در تخمین پارامترها توسط مدل‌ساز انجام می‌گیرد. تخمین پارامترها از نظر کمّی تعیین‌کننده نکویی برازش است. بنابراین، تخمین پارامترها برای کاهش حجم محاسبات واسنجی سعی و خطای دستی از روش‌های مدرن استفاده می‌کند (مانند شکل‌های ۹-۸ و ۹-۹). به‌عنوان مثال، الگوریتم تخمین پارامترهای معمولی، ۱- تنظیم پارامترهای واسنجی؛ ۲- ارزیابی خروجی‌ها؛ ۳- بررسی اثر تغییرات در همه پارامترهای واسنجی و ۴- تخمین بهتر مقادیر پارامترهای واسنجی را اتوماتیک می‌کند. با توجه به اینکه گام‌های واسنجی شکل ۹-۹ در ورودی کد تخمین پارامتر فرمول‌بندی می‌شود، توصیف کمّی واسنجی در روشی بیان می‌شود که شفاف است و به راحتی ارائه می‌شود.

اگرچه گام‌های کلی تخمین پارامتر (شکل ۹-۹) در کد فرمول‌بندی می‌شود، فرآیند خودکار نمی‌تواند واسنجی را به صورت خودکار بررسی کند، زیرا بعضی از گزینه‌های واسنجی لازم است توسط مدل‌ساز تنظیم شود. اگر برازش قابل قبول نباشد، مدل‌ساز انواع داده‌ها، وزن‌ها و پارامترهای واسنجی را اصلاح می‌کند و سپس دوباره فرآیند واسنجی تکرار می‌شود. مدل‌ساز با بررسی اطلاعات غیرقطعی واسنجی تعیین می‌کند که آیا مقادیر پارامتر واسنجی شده از نظر هیدروژئولوژیکی، منطقی و مطابق با مدل مفهومی است یا نه؟ اگر بهترین مدل برازش نیز قابل قبول نباشد، مدل مفهومی و مدل عددی جدیدی باید فرمول‌بندی شود و فرآیند واسنجی با شروع تطبیق تاریخی سعی و خطای دستی تکرار می‌شود.

[1] Bayesian geostatistical approach
[2] Null-space Monte Carlo method

با توجه به مطالب ذکر شده، تخمین پارامترها به نظر فرآیندی آسان است و دستورالعمل‌های کلی برای انجام آن توسعه یافته است (کادر ۹-۲). اما خودکار کردن مسأله معکوس مشکل است و تاکنون روش‌های زیادی برای این منظور توسعه داده شده است. ژو[1] و همکاران (۲۰۱۴) روش‌های معکوس را به دو دسته کلی روش‌های قطعی[2] و استوکستیک[3] طبقه‌بندی کردند. روش‌های معکوس قطعی، نمایش واحدی از پارامترها را جستجو می‌کند که بهترین برازش را با داده‌های مشاهده‌ای ایجاد می‌کنند. روش‌های معکوس استوکستیک، چندین ادراک از توزیع پارامترها ایجاد می‌کنند که همه آن‌ها برازش قابل قبولی را با پارامترهای واسنجی نتیجه می‌دهند؛ جمع‌بندی این ادراکات برای انجام پیش‌بینی (فصل ۱۰) و بیان عدم‌قطعیت به‌صورت پیشرو انجام می‌شود. در این کتاب، ابتدا روش‌های معکوس قطعی بررسی می‌شوند که به‌صورت کدهای تخمین پارامتر "عمومی[4]" برنامه‌نویسی شده است. به دلیل اینکه کدهای تخمین پارامتر عمومی به هر کد رایانه‌ای دیگری می‌تواند متصل شود، به‌طور گسترده ای در مدل‌سازی کاربردی استفاده می‌شوند. این کدها می‌توانند: ۱- به‌صورت دسته‌ای اجرا شوند (بدون دخالت کاربر مدل اجرا شده و خروجی مدل نوشته می‌شود) و ۲- فایل‌های ورودی خوانده و فایل‌های خروجی نوشته می‌شوند. اغلب،

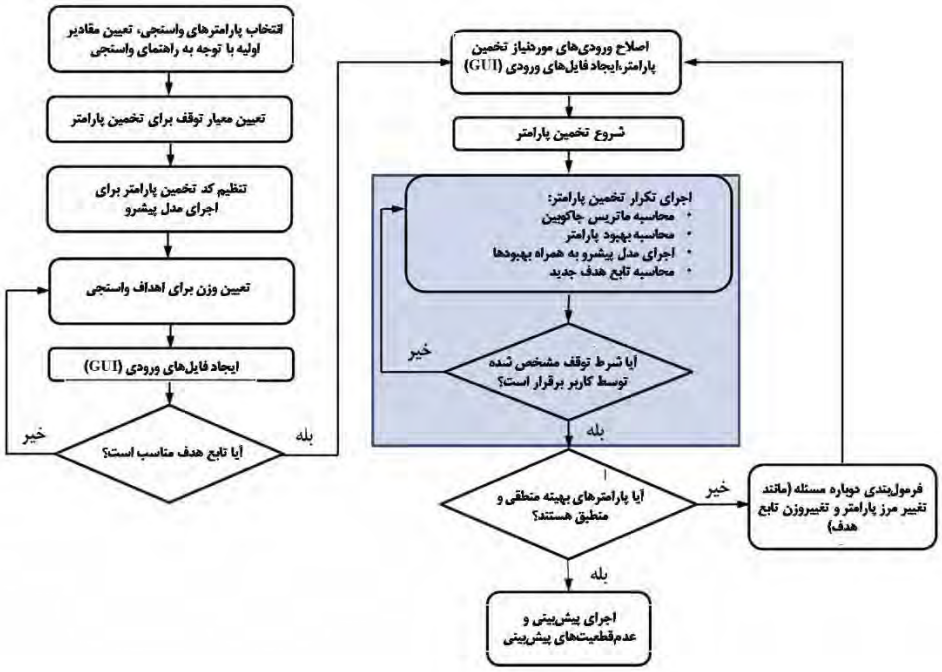
[1] Zhou
[2] Deterministic
[3] Stochastic
[4] Universal

شکل ۹-۸ روندنمای فرآیند اجرای پیشروی خودکار با کد تخمین پارامتر رگرسیون غیرخطی. پس‌زمینه رنگی شکل نشان می‌دهد که گام‌ها بدون دخالت کاربر به‌صورت درونی با کد اجرا می‌شود. قبل از اجرای کد تخمین پارامترها، دو نوع از فایل-های ASCII (کد استاندارد آمریکا برای تبادل اطلاعات[1]) مورد نیاز است: ۱- فایل الگویی[2] که مکان مقادیر جدید پارامترهای واسنجی را در فایل ورودی مدل تعیین می‌کند، و ۲- فایل دستورالعمل[3] که خروجی‌های مدل را برای مقایسه با داده‌های مشاهده‌ای واسنجی مشاهده شده تعیین می‌کند. هر دو فایل مورد نیاز معمولا توسط رابط گرافیکی کاربر (GUI) ایجاد می‌شود.

فرمت فایل‌های ورودی/خروجی مطابق با فرمت کد استاندارد آمریکا برای تبادل اطلاعات[4] (ASCII) است که یکی از انواع فایل‌های رایانه‌ای است که ویرایشگرهای متنی ساده آن را می‌شناسند. اغلب GUIهای

[1] American Standard Code for Information Interchange
[2] Template File
[3] Instruction File
[4] American Standard Code for Information Interchange

کدهای جریان آب زیرزمینی، ورودی را می‌سازند و کد تخمین پارامتر عمومی را اجرا می‌کنند. جزئیات بیشتر اجزای ضروری فرمول‌بندی مسأله واسنجی برای کدهای تخمین پارامتر در ادامه و در بخش ۹-۶ بررسی می‌شود. نکات اجرای کد در کادر ۹-۲ آورده شده است.



شکل ۹-۹ روندنمای فرآیند تخمین پارامتر، فاز دوم تطبیق تاریخی مدل طراحی شده برای پیش‌بینی. کادر رنگی شامل گام‌های خودکار به‌دست آمده از کد تخمین پارامتر است؛ در گام‌های مناطق غیررنگی، دخالت کاربر مورد نیاز است. هنگامی تابع هدف مناسب است که شامل همه پارامترهای واسنجی بوده ولی پارامترهای مهم در هدف مدل‌سازی وزن بیشتری داشته باشند.

تئوری تخمین پارامتر از روش‌های آماری و ریاضی پیشرفته‌ای استفاده می‌کند و می‌تواند بسیار پیچیده باشد. خوشبختانه، روش‌های پیشرفته تخمین پارامتر از طریق نرم‌افزارهای موجود به‌طور گسترده در دسترس مدل‌ساز است و استفاده مناسب از آن‌ها نیازی به اطلاعات جزئی در مورد نظریه اصلی آن ندارد. در این بخش، مفاهیم کلی مربوط به همه روش‌های معکوس قطعی بررسی می‌شود، اما در بخش ۹-۶، روش‌های خاص مجموعه PEST (تخمین پارامتر) کدها (۲۷، ۲۸، ۱۱۱ و ۴۳) بررسی می‌شود. همانند کاربرد MODFLOW و FEFLOW برای نمایش مفاهیم مدل‌سازی آب زیرزمینی، PEST برای نمایش

مفاهیم واسنجی استفاده می‌شود. امروزه، مجموعه نرم‌افزاری PEST به‌طور گسترده برای تخمین پارامترها در مدل‌های آب زیرزمینی استفاده می‌شود و شامل بسیاری از قابلیت‌های پیشرفته است (بعضی از آن‌ها در بخش ۹-۶ بررسی می‌شود). اگرچه هیچ کد معکوس استوکستیکی توسط ژو[1] و همکاران (۲۰۱۴) بررسی نشده است، PEST گزینه‌ای دارد که امکان ایجاد چندین ادراک از پارامترها را در چارچوب مونت کارلو فراهم می‌کند (بخش ۱۰-۵).

در صورت تمایل به دانستن جزییات بیشتر در مورد تئوری تخمین پارامتر می‌توانید به مطالب منابع پایان این فصل مراجعه کنید. ژو و همکاران (۲۰۱۴)، مروری بر روش مدل‌سازی معکوس مورد استفاده در سیستم‌های آب زیرزمینی و منابع زیادی ارائه کردند. برای کدهای خاص راهنماهای کاربر فراهم شده است (۲۷، ۲۸ و PEST در مرجع شماره ۳۲) که معمولا شامل تاریخچه تئوری و همچنین آموزش و مثال‌هایی برای ایجاد ورودی و اجرای کد می‌شود.

۹-۵-۱ وزن‌دهی پارامترهای واسنجی

در بخش ۹-۳، پارامترهای واسنجی به‌طور کیفی با در نظر گرفتن خطاها، عدم قطعیت و اهمیت آن‌ها در تأمین هدف مدل‌سازی رتبه‌بندی شدند. از همین روش برای رتبه‌بندی پارامترهای واسنجی می‌توان استفاده کرد با این تفاوت که پارامترهای واسنجی به‌صورت عددی وزن‌دهی شده‌اند (جدول ۷-۱).در دنیای آماری ایده‌آل، وزن‌های تعیین شده هر پارامتر منفرد، مستقیما خطای اندازه‌گیری مشاهدات را بیان می‌کند. اما، با توجه به مطالبی که در بخش ۹-۳ بررسی شد، هنگام استفاده مدل‌ها در عمل، حالت ایده‌آل به ندرت اتفاق می‌افتد؛ بنابراین، وزن‌هایی که بر اساس اندازه‌گیری اولیه تعیین شده‌اند، اغلب تغییر پیدا کرده تا سایر اهداف مدل‌سازی مانند نیاز به توازن بین تعداد پارامترهای واسنجی مختلف، توزیع مکانی (مانند خوشه‌زدایی[2] (۱۱)) و اهمیت پارامتر برای هدف مدل‌سازی مانند موقعیت داده در داخل و یا در خارج محدوده اصلی مدل‌سازی را منعکس کند.

از نظر ریاضی، وزن‌ها برای افزایش یا کاهش سهم هر یک از باقیمانده‌ها به جمع کل خطای مدل که آن‌را تابع هدف می‌نامند، استفاده می‌شوند (اغلب با Φ نشان داده می‌شود). اکثر کدهای تخمین پارامتر عمومی، تابع هدف را به‌صورت مجموع مربعات باقیمانده‌های وزندهی شده محاسبه می‌کنند. باقیمانده محاسبه شده برای هر پارامتر در وزن پارامتر ضرب می‌شود، به توان دو می‌رسد (برای مثبت کردن همه باقیمانده‌ها)

---

[1] Zhou
[2] Declustering

و سپس جمع می‌شود. بهترین مدل برازش از نظر کمی، دارای حداقل مقدار تابع هدف است. اگر هدف فقط تنظیم بار هیدرولیکی مشاهده‌شده باشد، تابع هدف، Φ ، به‌صورت زیر می‌شود:

$$\Phi = \sum_{i=1}^{n}[w_{hi}(h_m - h_s)_i]^2 \quad (۵-۹)$$

که w_{hi}، وزن iمین بار هیدرولیکی مشاهده‌ای؛ h_m، بار هیدرولیکی اندازه‌گیری شده (مشاهده‌ای) و h_s، بار هیدرولیکی شبیه‌سازی شده است. برای تطبیق تاریخی بهتر، مشاهدات بار هیدرولیکی و شار به‌عنوان اهداف واسنجی استفاده می‌شوند و تابع هدف به‌صورت زیر نوشته می‌شود:

$$\Phi = \left\{\sum_{i=1}^{n}[w_{hi}(h_m - h_s)_i]^2 + \sum_{i=1}^{n}\left[w_{fi}(f_m - f_s)\right]^2\right\} \quad (۶-۹)$$

که w_{hi}، وزن iمین بار هیدرولیکی مشاهده‌ای؛ h_m، بار هیدرولیکی اندازه‌گیری شده (مشاهده‌ای)؛h_s، بار هیدرولیکی شبیه‌سازی شده؛ w_{fi}، وزن iمین شار مشاهده‌ای؛ f_m، شار اندازه‌گیری شده (مشاهده شده) و f_s، شار شبیه‌سازی شده است.

معادلات ۹-۵ و ۹-۶ نشان می‌دهد که تابع هدف را می‌توان برای هر نوع مشاهداتی که مقدار معادل شبیه سازی دارد، تعمیم داد. در واقع اضافه کردن تعداد پارامترهای واسنجی در تابع هدف سبب محدود شدن فرآیند تخمین پارامترها و اطمینان از تطابق بهتر سیستم شبیه‌سازی شده و دنیای واقعی می‌شود (۶۱). علاوه بر این، مشاهدات پردازش نشده مانند شکل ۹-۴-الف می‌توانند پردازش شوند (مانند شکل ۹-۴-ب تا د) و برای تأکید جنبه‌های مهم سیستم در تابع هدف وارد شوند. معادلات ۹-۵ و ۹-۶ بیانگر این است که وزن‌های تعیین شده، مستقیما بر تابع هدف اثر گذاشته و وزن بیشتر، اهمیت باقیمانده را با استفاده از سهم بیشتر در تابع هدف افزایش می‌دهد.

بهترین برازش مدل، حداقل مقدار تابع هدف را دارد و بستگی مستقیم به مقدار وزن‌های تعیین شده دارد. بنابراین بهتر است وزن پارامترهایی که خطاهای اندازه‌گیری نسبتاً کوچکی دارند و در پیش‌بینی مدل مهم هستند، را به‌طور نسبی بزرگ‌تر در نظر گرفت. وزن‌دهی قضاوت مدل‌ساز در مورد اهمیت یک نوع پارامتر نسبت به انواع دیگر را نیز کمی می‌کند (مانند بارهای هیدرولیکی در برابر شارها، بارهای هیدرولیکی در محدوده اصلی مدل‌سازی در برابر بارهای هیدرولیکی در خارج از محدوده اصلی مدل‌سازی، جریان پایه در برابر اندازه‌گیری‌های مختلف جریان رودخانه). هدف از وزن‌دهی پارامتر، دستیابی به یک تابع هدف اولیه متعادل (شکل کادر ۹-۲-۱ در کادر ۹-۲) دربرگیرنده همه پارامترهای مورد نظر واسنجی است. اما لزومی ندارد تابع هدف کاملا متعادل باشد؛ بلکه بهتر است طوری باشد تا در آن پارامترهای مهم برای هدف مدل‌سازی تأثیر بیشتری داشته باشند. از آنجایی که بیان هدف مدل‌سازی بخشی از هنر

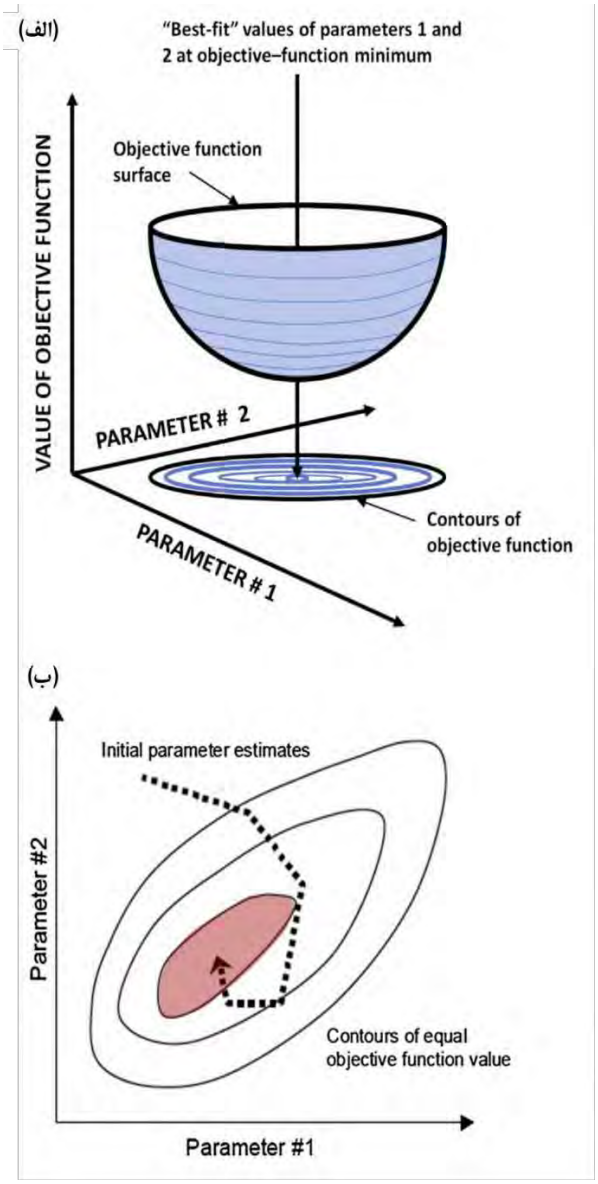
مدل‌سازی است، هیچ مجموعه قوانین مشخصی برای وزن‌دهی وجود ندارد. دوهرتی و هانت[1] (۲۰۱۰) و هیل و تیدمن[2] (۲۰۰۷) دیدگاه‌های مختلفی در مورد وزن‌دهی ارائه کردند.

۹-۵-۲ یافتن بهترین برازش

تابع هدف یک مقدار عددی را ایجاد می‌کند که در برگیرنده برازش بر همه پارامترهای واسنجی و با در نظر گرفتن اهمیت تعیین‌شده برای هر پارامتر توسط مدل‌ساز است. با توجه به اینکه بهترین برازش با حداقل مقدار تابع هدف متناظر است، با جستجوی حداقل مقدار در سطح تابع هدف چندبعدی، بهترین برازش به‌دست می‌آید (شکل ۹-۱۰). برای یک مدل دو پارامتری ساده که در شکل ۹-۱۰ نشان داده شده است، سطح تابع هدف به‌صورت کنتورهای تابع هدف به آسانی نمایش داده شد. بیشترین تطبیق تاریخی، زمانی اتفاق می‌افتد که تعداد پارامترها بیشتر از دو پارامتر است که در این حالت نمایش نتایج آن در سطح چندبعدی دشوار خواهد بود. با این وجود، مفاهیم مطرح شده در ادامه برای مسأله ساده‌ای با دو پارامتر، مشابه با سطح چندبعدی است. برای یافتن حداقل تابع هدف، کد تخمین پارامتر، مجموعه‌ای از مدل‌های پیشرو را با مقادیر مختلف پارامترهای واسنجی اجرا می‌کند. سپس الگوریتم تابع هدف را با استفاده از معادله ۹-۶ محاسبه می‌کند. روش جستجوی پارامترهای بهینه معمولاً تصادفی نیست، بلکه یکی از روش‌های جستجوی غیرخطی مبتنی بر مشتق بوده که مورد استفاده در اغلب مدل‌سازی‌های کاربردی است. این روش، شیب‌های سطح تابع هدف را ارزیابی می‌کند و پارامترها را برای مدل پیشرو طوری تنظیم می‌کند تا تابع هدف به سمت حداقل سراسری حرکت کند. به دلیل اینکه معمولاً پاسخ بارهای هیدورلیکی و جریان‌ها به تغییرات پارامترها غیرخطی است روش جستجو باید به‌صورت غیرخطی باشد (مانند شکل ۳-۱۲).

---

[1] Doherty and Hunt
[2] Hill and Tiedeman

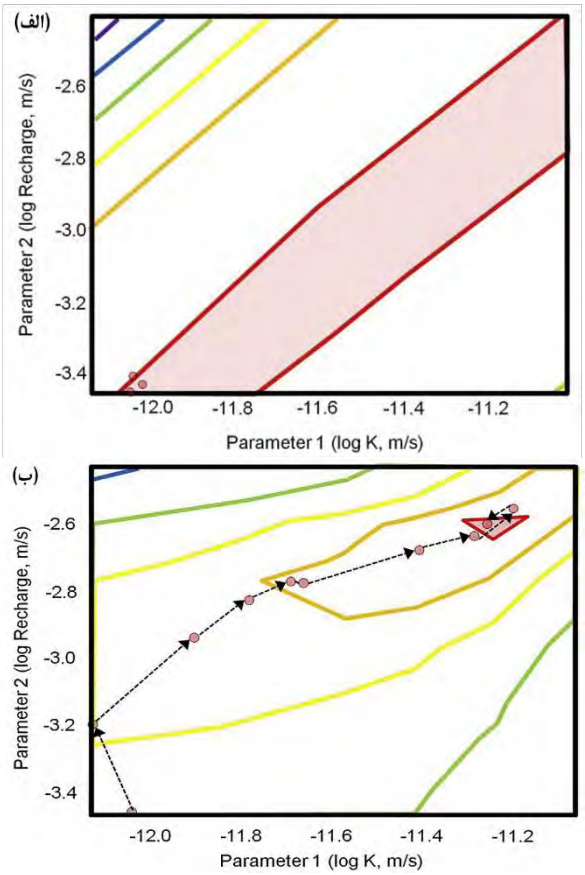


شکل ۹-۱۰ الف- سطح تابع هدف ایده‌آل برای مسأله دو پارامتری (۵۷). ب- اصلاح راه‌حل با بهبود پارامتر توسط تخمین پارامتر در تکرارهای پشت سر هم (به‌صورت خط‌چین نشان داده شده است) که در نهایت منجر به حداقل تابع هدف می‌شود (۲۷).

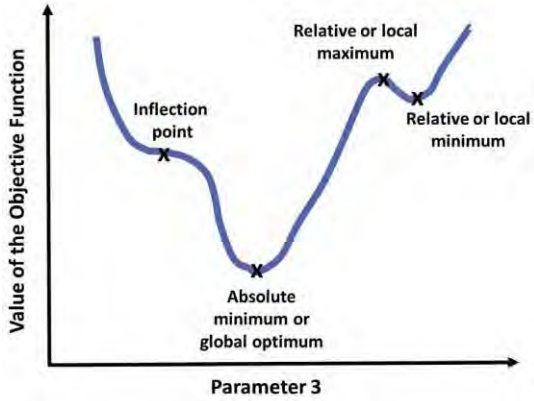
یکی از روش‌های پرکاربرد برای یافتن حداقل سطح تابع هدف بر اساس روش گاوس مارکوات لونبرگ[1] (GML) است که به روش حداقل مربعات میرا[2] نیز معروف است (۷۱، ۷۲، ۵۶ و ۳۰). روش‌های مبتنی بر مشتق مانند GML، بر این فرض استوار است که مقادیر شبیه‌سازی شده برای داده‌های مشاهده‌ای با تابع پیوسته‌ای در پاسخ به تغییرات پارامترهای واسنجی تغییر می‌کند. در روش GML فرض می‌شود که ورودی‌ها (پارامترها) و خروجی‌های مدل (مقادیر شبیه‌سازی شده برای داده‌های مشاهده‌ای) به‌طور پیوسته مشتق‌پذیر هستند. به‌طور کلی، معادله جریان آب زیرزمینی نیز از این فرض پیروی می‌کند. همانطور که ذکر شد، به هر حال، غیریکنواختی ذاتی مدل‌های آب زیرزمینی به این معناست که چندین ترکیب از پارامترها می‌تواند برازش یکسانی بر داده‌های مشاهده‌ای ایجاد کند. در مورد دو پارامتری، غیریکنواختی را می‌توان به‌صورت مجموعه‌ای از مقادیر بهینه در "فرورفتگی" سطح تابع هدف نمایش داد (شکل ۹-۱۱-الف). اما حتی هنگامی‌که مسأله معکوس خوش‌طرح باشد (مانند بهترین برازش منفرد ارائه شده در شکل ۹-۱۱-ب)، سطح تابع هدف چندبعدی می‌تواند علاوه بر حداقل سراسری[3] (شکل ۹-۱۲) که بهترین برازش مدل را نشان می‌دهد، چندین حداقل موضعی[4] داشته باشد. برای بعضی از مدل‌ها تضمین اینکه مقدار حداقل تابع هدف، حداقل سراسری باشد، مشکل است، به‌خصوص هنگامی که در مشتقات اختلال مشاهده شود (به عبارت دیگر، به دلیل دقت ماشین یا کد یا معیار توقف به‌طور پیوسته مشتق‌پذیر نباشد، شکل‌های ۹-۱۳-الف و ب را با هم مقایسه کنید). روش‌های سراسری برای جستجوی سطح تابع هدف به مشتقات وابسته نیستند؛ اما آن‌ها از نظر محاسباتی نسبت به روش‌های بر پایه گرادیان بسیار پرهزینه‌تر هستند، بنابراین معمولاً تعداد نسبتا کمی از پارامترهای واسنجی بررسی می‌شوند (معمولا کمتر از ۱۰۰). در نتیجه، برای اکثر مسائل مدل‌سازی کاربردی، استفاده از روش‌های مبتنی بر مشتق نسبت به روش‌های سراسری رایج‌تر است.

---

[1] GausseMarquardteLevenberg
[2] Damped Least Squared Method
[3] Global
[4] Local



شکل ۹-۱۱ سطوح تابع هدف مدل دو پارامتری منطقه موردنظر که خطوط کنتور با رنگ‌های گرم‌تر مقدار تابع هدف کمتر را نشان می‌دهد: الف- مثالی از راه‌حلی که همگرا نیست، که در آن سطح تابع هدف حداقل منفردی ندارد (ناحیه سایه زده). غیرهمگرایی به دلیل استفاده از فقط داده‌های بار هیدرولیکی به‌عنوان داده‌های واسنجی است. ب- سطح تابع هدف برای راه‌حلی که همگرا شده است. راه‌حل شامل بارهای هیدرولیکی و دمای آب زیرزمینی به‌عنوان داده‌های مشاهده‌ای هستند. منحنی خط‌چین روش حداقل سطح را نشان می‌دهد و دایره‌های رنگی بهبود پارامتر را نشان می‌دهد (۱۲).



شکل ۹-۱۲ مقطع عرضی سطح تابع هدف، حداقل موضعی و سراسری را نشان می‌دهد (۱۱۷).

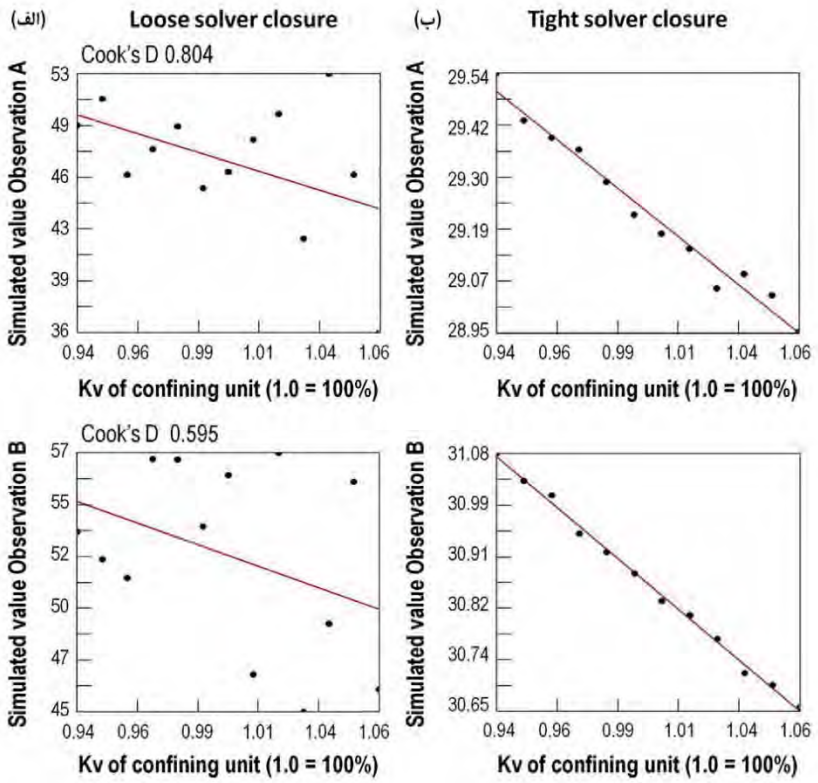
کدهای تخمین پارامتر عمومی، فایل‌های ورودی مدل را مدیریت می‌کنند و فایل‌های خروجی مدل به‌دست آمده از هر کد جریان آب زیرزمینی را پردازش می‌کنند. بنابراین، آن‌ها شیب تابع هدف مورد نیاز برای روش‌های مشتق را نه تنها با مجموعه‌ای که چنین قابلیت‌هایی را دارند بلکه با هر کدی محاسبه می‌کنند. مشتق داده مشاهده‌شده به پارامتر، تغییر مقدار شبیه‌سازی شده برای داده مشاهده‌ای ($\Delta\, observation_i$) را نسبت به تغییر مقدار پارامتر واسنجی ($\Delta\, parameter_j$) نشان می‌دهد که آن را ضرایب حساسیت (یا حساسیت پارامتر) می‌نامند:

$$sensitivity\ coefficient_{ij} = \frac{\Delta\, observation_i}{\Delta\, parameter_j} \qquad (۷-۹)$$

که $\Delta\, observation_i$، تغییر مقدار شبیه‌سازی شده iمین داده و $\Delta\, parameter_j$، تغییر مقدار jمین پارامتر واسنجی است. مجموعه‌ای از ضرایب حساسیت، آرایه دو بعدی مقادیر ردیف‌های i و ستون‌های j را تشکیل می‌دهد که معمولاً آن را ماتریس جاکوبین[1] یا ماتریس حساسیت[2] می‌نامند (شکل ۹-۱۴). در شروع فرآیند تخمین پارامتر، بارهای هیدرولیکی محاسبه شده با مقادیر اولیه پارامتر، مبنای مقایسه را تشکیل می‌دهند. تغییرات خروجی با تغییر مقادیر پارامتر نسبت به مقادیر اولیه آن‌ها محاسبه می‌شود. بعد از اجرای پیشروی اولیه، مجموعه‌ای از اجراهای پیشرو به‌دست می‌آید که هر پارامتر واسنجی مجزا با

[1] Jacobian matrix
[2] Sensitivity Matrix

مقدار کوچکی (معمولا ۱٪) تغییر می‌کند و مدل اجرا می‌شود در حالی که مقدار اولیه سایر پارامترها ثابت باقی می‌ماند.



شکل ۹-۱۳ نمودار تغییر خروجی‌های مدل (محور yها) با افزایش اندک تغییرات در یک پارامتر مدل (محور xها) برای دو مشاهده مختلف. هر نقطه بیانگر یک اجرای مدل است؛ خط مستقیم بهترین برازش بر ابر نقاط را نشان می‌دهد. به دلیل اینکه مشتق حقیقی حساسیت پارامتر با استفاده از ۱٪ اختلال پارامتر برآورد می‌شود، اختلالات یک درصدی متوالی باید به‌طور پیوسته تغییر کند (به‌عنوان مثال، خط تغییرات یکنواخت نشان داده شده در شکل (ب)). مشتقات ضعیف محاسبه شده با اختلال (الف) سبب سردرگمی روش‌های تخمین پارامتر با مشتق‌گیری می‌شود؛ استفاده از معیار توقف بسیار کوچک همان‌طوری که در شکل (ب) نشان داده شده است، موجب بهتر شدن و منطقی‌تر شدن روش مشتق‌گیری می‌شود. آماره تأثیرگذاری (D کوکس، کادر ۹-۶) نیز برای دو مشاهده آورده شده است که در آن هرچه مقادیر بیشتر باشد، تاثیر آن پارامتر بر رگرسیون بیشتر است (۳۹).

تغییر در مقدار شبیه‌سازی‌شده برای هر پارامتر واسنجی ($\Delta\ observation_i$) عبارت است از تفاوت بین خروجی مدل در حالتی که با پارامترهای ورودی تغییریافته، اجرا شده و خروجی مدل در حالتی که با پارامتر ورودی اولیه و بدون تغییر اجرا شده است. حساسیت پارامتر تغییریافته با استفاده از معادله ۹-۷ به‌دست می‌آید و وارد ماتریس جاکوبین می‌شود. حداقل تعداد اجراهای پیشروی مورد نیاز برای محاسبه ماتریس جاکوبین با تعداد پارامترهای واسنجی به علاوه یک (به عبارت دیگر اجرای بدون تغییر در پارامترهای اولیه) برابر است. اطلاعات حساسیت مبتنی بر تغییر در پارامترهای ورودی که در ماتریس جاکوبین ذخیره شده است، فقط تقریبی از مشتقات واقعی است ولی همین تقریب در مسائل مدل‌سازی کاربردی به اندازه کافی و قابل قبول دقیق است (۱۱).

هنگامی‌که ماتریس جاکوبین محاسبه می‌شود، برای تعیین تغییرات در پارامترهای واسنجی، از شیب سطح تابع هدف ارائه شده با اطلاعات مشتق استفاده می‌شود که به سمت حداقل تابع هدف حرکت می‌کند. با استفاده از این شیب‌ها: تخمین‌های اصلاح شده پارامترهای واسنجی انتخاب شده، اجرای جدیدی انجام می‌شود و تابع هدف جدیدی محاسبه می‌شود. در عمل، پیچیدگی تابع هدف و انحراف از خطی بودن، مانع تعیین آسان بهترین مجموعه جدید پارامترهای واسنجی می‌شود؛ بنابراین، تعداد کمی (معمولا کمتر از ۱۰) از مجموعه‌های پارامتری کاندید محاسبه می‌شوند و مدل به‌صورت پیشرو اجرا می‌شود. تابع هدف برای هر مجموعه از پارامترهای انتخابی محاسبه می‌شود و هر مجموعه‌ای که کمترین مقدار تابع هدف را تولید کند، برای به روز کردن پارامترهای واسنجی استفاده می‌شود. فرآیند تخمین پارامترها در اولین به روزرسانی مقادیر اولیه کامل نیست، زیرا مسأله معکوس آب زیرزمینی غیرخطی است و حساسیت‌های ماتریس جاکوبین نمی‌تواند با مقادیر پارامتر جدید، دقیقا حساسیت‌های راه‌حل را نمایش دهند. بنابراین، ماتریس جاکوبین جدید با پارامترهایی که کمترین مقدار تابع هدف را محاسبه می‌کند، مبنای جدید شده و در اجرای بعدی نقش پارامتر اولیه بدون تغییر را ایفا می‌کند.

شیب‌های محاسبه شده با این پارامترها برای توسعه مجموعه جدید پارامترهای واسنجی انتخابی استفاده می‌شود. مجموعه اجراهایی که با محاسبه ماتریس جاکوبین جدید شروع می‌شود و شامل مجموعه اجراهای پیشرو متناظر با تخمین‌جدید پارامترها است را تکرار تخمین پارامتر[1] می‌نامند. جایگزینی مجموعه پارامترهای اولیه با مجموعه پارامترهایی که مقدار تابع هدف را کاهش می‌دهند را ارتقای پارامتر می‌نامند. این نام‌گذاری به این دلیل انتخاب شده که نشان دهد که پارامترها به روز نمی‌شوند بلکه بهبود پیدا می‌کنند.

[1] Parameter Estimation Iteration

Parameters (columns)

Observations (rows)

	k_unconsol	k_bedrock	recharge	c_drainagelakes	c_seepagelakes	c_stream
Head_11_poor	-1.15129	0.00000	0.308674	-6.864546E-06	3.222347E-04	-7.712651E-07
Head_12_poor	-2.87823	-5.756463E-02	1.80995	-0.172709	-5.642061E-02	2.47528
Head_13_fair	-12.9520	-0.402952	8.10971	-4.250797E-04	2.104297E-02	11.8007
Head_16_fair	7.59851	-0.230259	2.94640	5.831008E-02	2.083643E-02	10.5920
Head_18_fair	-33.3875	2.300745E-14	8.67094	-5.791823E-02	1.759003E-02	0.518045
Head_23_fair	-8.00148	-1.533830E-14	2.20281	0.172619	3.733688E-03	0.575639
Head_36_fair	0.633211	0.00000	-0.182398	6.825390E-06	-3.094240E-04	-0.115128
Head_39_fair	-21.0687	-5.756463E-02	11.6735	-0.114699	3.664815E-02	11.3978
Head_46_fair	1.26643	-1.533830E-14	2.14669	-5.775567E-02	9.476421E-03	5.06567
Head_50_fair	-1.72694	-5.756463E-02	4.86862	-0.172693	3.120432E-04	9.95868
Head_52_fair	-39.6620	-5.756463E-02	15.6582	-0.115823	3.457457E-02	10.0162
Head_55_best	-52.9019	-5.756463E-02	20.1199	-0.171774	1.216745E-02	20.7809
Head_56_best	-80.7632	0.00000	24.6799	5.718392E-02	1.862524E-02	16.5210
Head_57_poor	-44.6701	7.669149E-15	12.0242	-1.301467E-04	6.561156E-03	2.01475

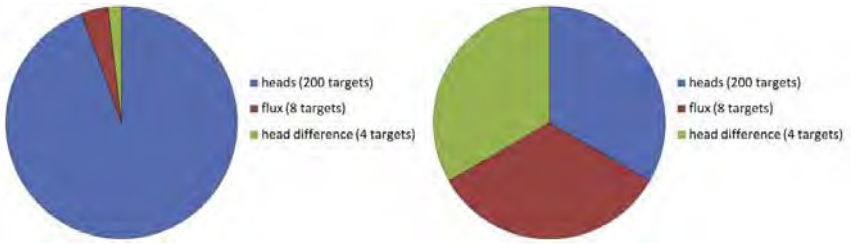
شکل ۹-۱۴ مثالی از ماتریس جاکوبین با ۶ ستون پارامتر و ۱۴ ردیف مشاهدات. هر داده ورودی در این ماتریس، حساسیت پارامتر (ضریب حساسیت) محاسبه شده از معادله ۹-۷ است. عددهای به کار رفته در ستون سمت چپ نمایانگر بار هیدرولیکی مورد استفاده در واسنجی بوده که عبارات بهترین، نسبتا خوب و ضعیف، کیفیت این داده‌ها را تعیین می‌کند.

مدل‌ساز، جستجوی پارامترهای بهتر را تا زمانی ادامه می‌دهد که یکی از سه شرط توقف زیر تامین شود: ۱- مدل مناسب بیشتر از این بهتر نمی‌شود؛ ۲- تغییرات پارامترهای اصلاح شده به اندازه‌ای کوچک است که تفاوت قابل ملاحظه‌ای با مقادیر قبلی ندارد یا ۳- به حداکثر تعداد تکرارهای تعیین‌شده توسط مدل‌ساز برسد. به دلیل اینکه مقادیر اولیه پارامتر که توسط مدل‌ساز تعیین می‌شود ممکن است نزدیک به جواب بهینه نهایی باشد یا نباشد، هیچ دستورالعمل کلی برای اینکه تابع هدف اولیه چقدر باید کاهش یابد، وجود ندارد. بلکه در عمل مقدار قابل قبول تابع هدف نهایی توسط مدل‌ساز تعیین می‌شود. بنابراین، اگرچه فرآیند سعی و خطا به‌صورت خودکار است، اما تصمیم‌گیری در مورد زمان پایان تخمین پارامتر خودکار نیست بلکه به انتخاب مدل‌ساز بستگی دارد.

کادر ۹-۲ نکاتی در مورد اجرای کد تخمین پارامتر

دستورالعمل‌های واسنجی ارائه شده در این فصل و توسط دیگران (مانند هیل و تیدمن، ۲۰۰۷)، در درجه اول به جنبه‌های مفهومی مدل‌سازی مربوط می‌شود. به دلیل اینکه ممکن است ورودی‌های کد تخمین پارامتر طولانی و مفاهیم آماری پیچیده‌ای داشته باشند، بنابراین تخمین موفق پارامتر بیشتر در بر گیرنده یک سری عملیات مکانیکی است. خوشبختانه، اکثر کدها از تنظیمات پیش‌فرض استفاده می‌کنند که برای بیشتر مسائل مدل‌سازی آب زیرزمینی کاربردی مناسب است و نرم‌افزار مورد استفاده و رابط‌های کاربر گرافیکی، استفاده از کد را آسان می‌کنند. با این وجود، برای کاربرد مناسب کد تخمین پارامتر لازم است به راهنمای کاربر و دستورالعمل‌های کد توجه شود. اجرای مسائل نمونه یا آموزش‌های همراه کد باعث آشنایی کاربر با روش استفاده از آن‌ها و گزینه‌های عیب‌یابی می‌شود. علاوه بر انتخاب کد، روش‌های زیر می‌تواند به اجرای موثر فرآیند تخمین پارامتر کمک کند.

- قبل از شروع اجرای تخمین پارامتر، با استفاده از همه ابزارهای کنترل (مانند PESTCHEK.exe برای PEST)، ورودی‌های مدل بررسی شود. برای شناسایی و توصیف خطاهای رایج که باعث ایجاد خطا در مدل‌سازی می‌شوند، چنین ابزارهایی ارائه شده است.
- هنگام استخراج مقادیر خروجی مدل برای تطبیق با داده‌های مشاهده‌ای، حتی اگر دقت عددی بزرگ‌تر از دقت معقول مشاهدات میدانی باشد، حداکثر دقت عددی ممکن به کار می‌رود. این کار محاسبه دقیق‌تر مشتق را در طول ایجاد ماتریس جاکوبین تضمین می‌کند که در نتیجه باعث بهتر شدن فرآیند ارتقاء پارامتر با روش مشتق می‌شود.
- برای تبدیل همه پارامترهای واسنجی که منفی نیستند (مانند هدایت هیدرولیکی)، از گزینه تبدیل لگاریتمی استفاده کنید. این تبدیل باعث می‌شود که دامنه تغییرات در پارامترهای بسیار حساس کاهش یابد و در نتیجه عملکرد تخمین پارامترها را بهبود می‌دهد.
- شرط توقف سخت‌تر در حل‌کننده کد آب زیرزمینی برای مسأله پیشرو در نظر گرفته شود، حتی اگر زمان اجرای پیشرو افزایش یابد ولی باعث می‌شود که تا حد قابل توجهی سرعت و بهبود فرآیند تخمین پارامترها افزایش یابد. روش‌های بر پایه گرادیان مانند روش گوس مارکوات لونبرگ[1]، بر مبنای مشتقات خطی/پیوسته هستند، در صورتی‌که شرط توقف آسان انتخاب شود، بر کیفیت مشتق اثر می‌گذارد حتی اگر بیلان آب محاسبه شده قابل قبول باشد (شکل ۹-۱۳).



شکل کادر ۹-۲-۱ نمودارهای دایره‌ای تابع هدف اولیه که: الف- نامتعادل به دلیل بیشتر بودن تعداد داده‌های بار هیدرولیکی برای واسنجی به نسبت دیگر داده‌های واسنجی و ب- بسیار متعادل به دلیل غالب نشدن یک نوع داده بر داده دیگر. به دست آوردن تابع هدف متعادل‌تر به آسانی با نرمال‌کردن وزن داده‌های مشاهده‌ای توسط تعداد آن‌ها در هر گروه به‌دست می‌آید.

- برای کنترل گام‌های تخمین پارامتر شامل ایجاد فایل ورودی داده‌ها، اجرای مدل پیشرو، استخراج خروجی مدل و محاسبه باقیمانده‌ها و برای اطمینان از صحت اجرای گام‌ها، ابتدا مدل را یک بار اجرا کنید. علاوه بر این، با اجرای اولیه، مقداری برای شروع تابع هدف تعیین خواهد شد که برای ارزیابی تعادل بین انواع داده‌های مشاهده‌ای انتخابی برای واسنجی (شکل کادر ۹-۲-۱) و اطمینان از بازتاب نظر مدل‌ساز در مورد اهمیت انواع مختلف داده‌های مشاهده‌ای در تابع هدف اولیه لازم است.
- بعد از محاسبه اولین ماتریس جاکوبین، پارامترهایی که حساسیت‌های آن‌ها صفر گزارش می‌شود، در صورت وجود باید بررسی شوند. حساسیت صفر که دور از انتظار باشد، نشان دهنده خطای ممکن در مدیریت فایل تخمین پارامتر است که در آن فایل ورودی مدل ایجاد شده اما توسط فایل اجرای مدل مربوطه فراخوان نشده است.

[1] Gauss-Marquardt-Levenberg

- اگر مجموعه‌ای از اجرای برنامه‌ها در اجرای مدل پیشرو برای پیش‌پردازش داده‌های ورودی مدل آب زیرزمینی دارای کدهای میانی کاربردی باشند، در ابتدای فراخوان اجرای مدل پیشرو، بهتر است خروجی کد کاربردی حذف شود. با این کار مطمئن می‌شویم که در فرآیند تخمین پارامترها از نسخه‌ی قدیمی خروجی استفاده نشده است که ممکن است تا کامل شدن اجرای تخمین پارامتر پیدا نشده و نتایج ضعیفی به‌دست آید.
- برای ارزیابی مدل مفهومی و تاثیر فرآیندهای حذف شده از مدل، دامنه اولیه مقادیر ممکن پارامترها را بیشتر از مقدار واقعی مرزهای بالایی و پایینی آن‌ها تنظیم کنید. وقتی تخمین پارامتر رو به اتمام است، برای اطمینان از تخمین پارامترهای واقعی و ایجاد تخمین‌های اولیه عدم‌قطعیت پارامتر در بررسی عدم‌قطعیت پیش‌بینی (فصل ۱۰)، مرزهای بالایی و پایینی را در دامنه واقعی مورد انتظار (مانند فاصله اطمینان ۹۵٪) تنظیم کنید.
- شایان ذکر است که در پایان فرآیند تخمین پارامترها، لزوماً نتایج بهتر از واسنجی با سعی و خطای دستی نیست و حتی ممکن است بدتر باشد. به‌عنوان مثال، مقادیر غیرمنطقی پارامتر در فرآیند تخمین پارامترها ممکن است برازش بهتر مدل را نشان دهد، در حالی‌که این مقادیر در ابتدای واسنجی با سعی و خطای دستی حذف می‌شوند. مدل‌ساز نباید اجازه دهد که کد تخمین پارامتر، تعیین کند که کدام مجموعه از پارامترها بهترین است و ممکن است که تشخیص مدل‌ساز چیز دیگری باشد. تخمین پارامتر تنها یک تطبیق با داده‌های تاریخی است که اطلاعات آن توسط مدل‌ساز ارائه شده است. اغلب اوقات این اطلاعات بعد از به‌دست آمدن نتایج تخمین پارامتر اولیه، اصلاح و بازبینی می‌شود.

۹-۵-۳ آنالیز آماری

پیش از دسترسی وسیع به روش‌های تخمین پارامتر، مدل‌های آب زیرزمینی فقط با سعی و خطای دستی واسنجی می‌شدند. سپس حساسیت پارامتر با آنالیز حساسیت[1] دستی ارزیابی می‌شد. حساسیت یک پارامتر، با ثابت نگه‌داشتن همه پارامترهای واسنجی در مقادیر واسنجی شده آن‌ها، به جز پارامتر منتخب تعیین می‌شود. این پارامتر منتخب در اجراهای پیشروی متوالی مدل با افزایش یا کاهش تدریجی مقدار آن نسبت به درصدی از مقدار واسنجی‌شده آن (مانند ۲۵٪±) تغییر می‌کند. این نوع آنالیز حساسیت میزان تغییر در مدل واسنجی‌شده را با تغییر پارامترهای واسنجی نشان می‌دهد. این پارامترها مجموعه‌ای از همه پارامترهای واسنجی ممکن هستند که به سلیقه مدل‌ساز انتخاب شده‌اند. این روش دارای محدودیت‌هایی است که نه تنها شامل تعداد پارامترهایی می‌شود که به‌صورت دستی تغییر پیدا می‌کنند، بلکه نحوه گزارش و ارزیابی خطا و تغییرات هم محدود کننده بوده و در حقیقت خلاصه نتایج برای خروجی‌های واسنجی شامل همه پارامترها می‌شود حتی آن‌هایی که برای هدف مدل مذکور اهمیت چندانی ندارند. هیل و تایدمن[2] (۲۰۰۷، صفحه ۱۸۴ تا ۱۸۵)، محدودیت‌های دیگری از این نوع آنالیز

[1] Sensitivity Analysis
[2] Hill and Tiedeman

حساسیت سنتی را مورد بررسی قرار دادند. در کدهای تخمین پارامتر مدرن، نیازی به این نوع آنالیز حساسیت نیست زیرا ضرایب حساسیت پارامتر به‌طور خودکار برای همه داده‌های مشاهده‌ای انتخابی برای هدف واسنجی محاسبه شده و در ماتریس جاکوبین وارد می‌شوند. از این‌رو، حساسیت پارامترها در اینجا به‌طور کامل بررسی می‌شود.

آنالیز حساسیت پارامتر برای تعیین آماره‌های کمّی مدل از ماتریس جاکوبین استفاده می‌کند. در اینجا، پارامترهای غیرحساس (بخش ۹-۴) پارامترهایی هستند که ضرایب حساسیت آن‌ها کمتر از آستانه تعریف شده توسط مدل‌ساز است. برای اهداف کاربردی، پارامتر غیرحساس، پارامتری است که ضریب حساسیت آن حداقل ۱۰۰ برابر کوچک‌تر از ضریب حساسیت حساس‌ترین پارامتر است (صفحه ۵۰ مرجع شماره ۵۶). علاوه بر این، داده‌های موجود در ماتریس جاکوبین، امکان محاسبه ضرایب همبستگی پارامتر بین پارامترهای واسنجی را ایجاد می‌کند. در یک آنالیز حساسیت ساده پارامتر، مدل‌ساز پارامترهای واسنجی را با حساسیت رتبه‌بندی کرده و پارامترهای غیرحساس و پارامترهای وابسته را تعیین می‌کند (مانند ضریب همبستگی بیشتر از ۰/۹۵).خاصیت شناسایی پارامتر[1] (۳۰، شکل ۱۰-۱۰)، اطلاعات حساسیت و همبستگی پارامتر را با یکدیگر ادغام کرده و تعیین می‌کند که مقادیر کدامیک از پارامترهای خاص در مدل راحت‌تر واسنجی می‌شود (صفحه ۲۷۳ مرجع شماره ۹). یک پارامتر قابل شناسایی، پارامتری است که حساس و نسبتاً ناهمبسته است و بنابراین در مقایسه با یک پارامتر غیرحساس و/یا همبسته با احتمال بیشتری برآورد (تعیین) می‌شود. همچنین، آنالیز حساسیت پارامتر شامل بررسی تأثیر آماری است که به‌طور کمّی، اهمیت مشاهدات برای پارامترهای واسنجی و تعیین بهترین برازش را نشان می‌دهد (۱۱۲، ۶۱ و ۵۶).

تخمین پارامتر تلاش مورد نیاز برای انجام آنالیزهای حساسیت را بسیار کاهش داده است و شاخص‌های کمّی جدیدی مانند شناسائی شوندگی و تأثیر پارامتر را معرفی می‌کند. دستورالعمل‌های کلی برای انجام آنالیز حساسیت پارامتر (۵۶) و ابزارهای نرم‌افزاری پیچیده‌ای در دسترس هستند. اما مدت زمانی که برای آنالیز تخمین پارامتر صرف می‌شود، مسأله‌ای بحث‌برانگیز در بین مدل‌سازان است زیرا آن‌ها فقط مشکلاتی که پشت واسنجی وجود دارند را مطرح کردند در حالی‌که نمی‌توانند این مشکلات را حل کنند. برای غلبه بر مسائل عدم‌حساسیت و همبستگی پارامتر در واسنجی مدل، هنوز نیاز به دخالت مدل‌ساز است. همان‌طور که در بخش ۹-۶ مشاهده خواهید کرد، روش‌های تخمین پارامتر پیشرفته می‌توانند به‌صورت خودکار مسائل مربوط به عدم‌حساسیت و همبستگی پارامتر را بدون دخالت مدل‌ساز رفع کنند. همانطور که

[1] Parameter Identifiability

محاسبه ماتریس جاکوبین یک گام میانی برای تعیین پارامترهای اصلاح شده است، آنالیز حساسیت پارامتر نیز یک گام میانی برای یافتن بهترین مدل در پیش‌بینی است. بنابراین، در بسیاری از موارد، منابع مدل‌سازی بهتر است صرف سایر روش‌های تخمین پارامتر شوند که این امکان را برای مدل‌ساز ایجاد می‌کند که فقط به مشکلات شناخته‌شده در فرآیند آنالیز حساسیت پارامتر بپردازند. این امر به نوبه خود، سبب می‌شود که منابع اضافی صرف آنالیز عدم‌قطعیت پیش‌بینی می‌شود (فصل ۱۰).

۹-۶ واسنجی مدل بسیار پارامتریک با معکوس منظم

هنگامی که مدل مفهومی فرمول‌بندی می‌شود، مدل عددی طراحی شده و مقادیر پارامترها برای گره‌های شبکه تعیین می‌شوند. در این هنگام، مدل‌ساز باید در مورد چگونگی ساده‌سازی دنیای واقعی برای اهداف مدل تصمیم‌گیری کند. تاکنون در این فصل، چگونگی استفاده از روش سنتی برای حل شدن مسأله معکوس توضیح داده شد. در این روش، مدل‌ساز پیچیدگی دنیای واقعی را به یک تعداد کم از داده‌های واسنجی محدود کرده و یک مدل با تعداد کمی پارامترهای ناحیه‌بندی شده به دست می‌آید (۵۵). هنگامی که تطبیق تاریخی مدل کم پارامتر کامل می‌شود، مدل‌ساز باید مناسب بودن ساده‌سازی را با استفاده از ارزیابی حساسیت مدل، همبستگی و توزیع خطاهای باقیمانده حاصل از مفهومی‌سازی مورد بررسی قرار دهد. اگر تناسب مقادیر شبیه‌سازی‌شده برای اهداف ناکافی باشد، ممکن است پارامترهای واسنجی بیشتری اضافه شوند. اگر تعداد پارامترهای واسنجی برای تعیین بهترین برازش بسیار زیاد باشد، برای کاهش تعداد پارامترهای واسنجی، پارامترهای غیرحساس و همبسته را ثابت درنظر می‌گیرند. برای تصمیم‌گیری در مورد بهترین ساده‌سازی مدل در روش کم پارامتری لازم است مدل‌ساز در ابتدا زمان و تلاش زیادی را صرف کند. اگر اولین تلاش در ساده‌سازی نتواند واسنجی قابل قبولی را ایجاد کند، باید زمان و تلاش بیشتری صرف کرد تا دوباره پارامترهای واسنجی را برای تلاش‌های اضافی در تطبیق تاریخی فرمول‌بندی کرد. علاوه بر این، اگر مدل مفهومی به تنهایی بعد از تلاش‌های ناموفق، بتواند مدل‌های ساده‌تر (یا پیچیده‌تر) را به‌طور موفقیت‌آمیزی واسنجی کند، کل فرآیند باید با توسعه یک مدل مفهومی جدید آغاز شود.

شناخت معایب روش‌های کم پارامتری در سایر زمینه‌های علمی منجر به توسعه روش‌های دیگر شد. یکی از این روش‌ها، روش معکوس منظم[1] (۳۸) است که به دلیل پرداختن به بسیاری از مسائل مربوط به

[1] Regularized Inversion

مدل‌های آب زیرزمینی ساده شده مورد توجه قرار گرفته است (۶۲). "معکوس[1]" به حل مسأله معکوس مربوط می‌شود. "منظم‌سازی[2]" به روشی گفته می‌شود که یک تابع ریاضی را پایدارتر و هموارتر می‌کند (مانند سطح تابع هدف شکل ۹-۱۱-ب). منظم‌سازی معمولاً به روشی گفته می‌شود که برای ایجاد پاسخی معنی‌دار و تقریبی به یک مسأله بدوضع کمک می‌کند. با این تعریف، روش سنتی که تعداد پارامترها نسبتاً کم می‌شود یک روش منظم‌سازی به حساب می‌آید، گرچه یک تعریف غیررسمی و سلیقه‌ای است. در معمول‌ترین شکل مورد استفاده برای مدل‌سازی کاربردی آب زیرزمینی، روش معکوس منظم شامل مراحل زیر است:

1- تخصیص تعداد زیادی از پارامترها در دامنه مدل - بسیار بیشتر از روش کم پارامتری استفاده می‌شود؛ به این روش، روش بسیار پارامتری[3] می‌گویند و همه پارامترها به‌عنوان پارامترهای واسنجی انتخاب می‌شوند؛

2- محدود کردن مجموعه پارامتر بزرگ‌تر با منظم‌سازی ریاضی که امکان حل مسأله تخمین پارامتر را ایجاد می‌کند.

هنگامی‌که روش معکوس منظم به‌درستی انجام شود، چارچوبی سیستماتیک و کمّی برای ساده‌سازی پارامتر فراهم می‌کند که دارای اساس ریاضی در ساده‌سازی است که منطق و دلایل این ساده‌سازی مستندسازی شده و به‌صورت شفاف و قابل فهم به دیگران نیز ارائه شده است. علاوه بر این، معکوس منظم بهترین برازش متناسب با مدل را ارائه می‌دهد که برای بسیاری از مدل‌های مورد استفاده در تصمیم‌گیری مورد نیاز است. این روش، به دلیل اینکه منابع مدل‌سازی بسیار کمی برای تخمین پارامترها نسبت به روش ناحیه‌بندی و سایر روش‌های ساده‌سازی استفاده می‌کند، مورد توجه است.

این نکته حائز اهمیت است که مدل‌سازان قدیمی نیز، روش معکوس منظم را نادیده نمی‌گرفتند، بلکه به دلیل چالش محاسباتی در بررسی تعداد زیادی از پارامترها مورد توجه قرار نمی‌گرفت. پیشرفت‌های عمده در قدرت محاسباتی، روش‌های حل عددی و روش‌های پیشرفته برای فرمول‌بندی مسأله تخمین پارامترها، روش معکوس منظم را امکان‌پذیر کرده است. دوهرتی و هانت[4] (۲۰۱۰)، جزئیات روش معکوس منظم را برای مدل‌های جریان آب زیرزمینی مورد بررسی قرار دادند؛ بسیاری از GUIها دارای روش معکوس منظم هستند. اصول و روش‌های اصلی در ادامه بررسی می‌شود.

---

[1] Inversion
[2] Regularization
[3] Highly Parameterized
[4] Doherty and Hunt

۹-۶-۱ افزایش تعداد پارامترهای واسنجی

ذات سلیقه‌ای و خاص بودن راه حل‌های سنتی در ساده‌سازی پارامتر، خطای ساختاری غیرقابل اندازه‌گیری را به وجود می‌آورد (بخش ۹-۴). به‌عنوان مثال، ناحیه‌بندی، مجموعه‌ای از پارامترهایی که دارای مقادیر نسبتاً نزدیک هستند را به‌صورت یک ناحیه تعریف می‌کند که در نتیجه با استفاده از آن مرزهایی ایجاد می‌شود که خصوصیات نواحی در آن مرزها به‌طور ناگهانی تغییر می‌کنند. تغییر ناگهانی مرزها معمولاً از نظر زمین‌شناسی واقع‌بینانه نیست و توصیف جغرافیایی مرزهای ناحیه معمولاً به‌خوبی با داده‌های میدانی تأیید نمی‌شود. بنابراین، همیشه این عدم‌قطعیت وجود دارد که آیا این نواحی به‌صورت بهینه تهیه شده‌اند یا خیر. در صورتی که نواحی بسیار کمی تعیین شوند، قابلیت مدل تخمین پارامتر برای استفاده از مشاهدات کاهش می‌یابد، زیرا مدل با ساختار درشت جایی برای استفاده از این اطلاعات نداشته و سبب اریب پیش‌بینی با استفاده از مدل واسنجی‌شده می‌شود.

مدل‌های کم پارامتر ممکن است تطبیق تاریخی قابل‌قبولی را ایجاد کنند، اما در واقع پارامترهای به دست آمده، جایگزینی برای پیچیدگی واقعی در طبیعت شده‌اند. اگرچه ممکن است به این پارامترهای جایگزین نام‌هایی داده شود که اهمیت فیزیکی آن‌ها را انعکاس دهد، ولی مقادیر این پارامترها برای اینکه مدل عملکرد خوبی نشان دهد بستگی زیادی به ساختار مدل مورد استفاده دارد (صفحه ۹ مرجع شماره ۹). به‌عنوان مثال، هنگامی‌که، مشاهدات مورد استفاده برای تطبیق تاریخی مشابه با نوع و دوره زمانی پیش-بینی باشند، چنین جایگزینی ممکن است پیش‌بینی‌های قابل قبولی را ایجاد کند. با این حال، هنگامی که این شرایط برقرار نباشد و نوع و دوره زمانی تطبیق تاریخی با پیش‌بینی یک نوع نباشند، به دلیل اینکه، اثرات ساده‌سازی کاملا مشخص نیستند، تغییرات ناشی از فرآیند ساده‌سازی می‌تواند پیش‌بینی را به میزان ناشناخته‌ای کاهش دهند (۳۴). برای اجتناب از مشکلات اندازه‌گیری عملکرد مدلی که بسیار ساده‌سازی شده، روش‌های "بسیار پارامتری[1]" توسعه داده شد. به‌جای کاهش تعداد پارامترهای مدل قبلی، مدل‌ساز همه پارامترهایی که به‌عنوان پارامترهای واسنجی قابل استفاده برای واسنجی و پیش‌بینی هستند، را حفظ می‌کند. بنابراین حفظ انعطاف‌پذیری مدل با استفاده از پارامترهای زیاد تأکید می‌شود. مفهوم انعطاف‌پذیری امکان جستجوی راه‌های بیشتری برای رسیدن به مدل واسنجی‌شده را ایجاد می‌کند. علاوه بر این، اطلاعات بیشتری از مشاهدات می‌توان استخراج کرد، زیرا به احتمال زیاد مشاهدات با

[1] Highly Parameterized

مشاهدات دیگر برای ایجاد محدودیت در پارامتر واسنجی رقابت نمی‌کنند. علاوه بر این، انعطاف‌پذیری تحلیل جامع‌تر عدم‌قطعیت پیش‌بینی را آسان می‌کند (فصل ۱۰).

گاهی اوقات، روش‌های بسیار پارامتری برای جستجوی پیچیدگی مدل مشخص می‌شوند (۵۵). اما تعریف پیچیدگی مدل ساده نیست و تنها تعداد پارامترهای مدل بیانگر این پیچیدگی نیست. به‌عنوان مثال، مدل‌های بسیار پارامتریک، انعطاف‌پذیری بیشتری دارند، اما به این معنی نیست که هر پارامتر یک مقدار منحصر به فرد خواهد داشت، یا اینکه میدان هدایت هیدرولیکی یک میدان بسیار ناهمگن محاسبه شود. در مدل ارائه شده توسط فینن[1] و همکاران (۲۰۰۹)، هر گره بیانگر یک پارامتر واسنجی است ولی مدل بسیار پارامتری آن‌ها بعد از اتمام واسنجی، به سه ناحیه مفهومی نسبتا ساده تقسیم شد (۴۱). مزیت روش بسیار پارامتری نسبت به روش ناحیه‌بندی سنتی این است که مفهومی‌سازی ساده از قبل مشخص نشده، بلکه بعد از بررسی داده‌های مشاهداتی در طول واسنجی مشخص می‌شوند. اما، در استفاده از روش بسیار پارامتری برای بررسی اثر هر پارامتر بر خروجی مدل، لازم است اجراهای زیادی از مدل گرفته شود. بنابراین، هدف، یافتن یک سطح میانی است که در آن پارامترهای واسنجی انعطاف‌پذیری کافی را ایجاد کنند، طوری‌که حداکثر اطلاعات از داده‌های مشاهده‌ای واسنجی استخراج شود و خطای ساختاری کاهش یابد، اما تعداد پارامترها آنقدر زیاد نیست که باعث سر در گم شدن واسنجی و یا مانع از واسنجی شود. یافتن این سطح میانی، بخشی از هنر مدل‌سازی است و موضوعی است که همیشه در حال بررسی است (۵۹، ۵۵، ۵۰، ۶۲، ۱۱۰، ۲۹، ۲۶، ۱۰۰ و ۳۳).

جزییات مدل بسیار پارامتری آنقدر است که برای رسیدن به هدف مدل‌سازی ضروری است. به‌عنوان مثال، پارامترسازی در پیش‌بینی می‌تواند دارای ناهمگنی در خصوصیات هیدرولیکی باشد، به آن اندازه که بتواند مقادیر زیاد هدایت هیدرولیکی در مسیرهای جریان ترجیحی را که در شبیه‌سازی انتقال املاح مهم هستند را نشان دهد. در برخی موارد، خصوصیات هر سلول/جزء مدل در منطقه موردنظر به‌عنوان پارامترهای واسنجی تعیین می‌شود (۴۱). در عمل، هنوز محدویت‌هایی در مورد اینکه چند پارامتر واسنجی در مسأله معکوس وارد می‌شود، وجود دارد. بنابراین با استفاده از نقاط پایلوت[2]، حجم محاسباتی معمولا کاهش می‌یابد (۷۳، ۱۵، ۹۵، ۷۵، ۲۵، ۱ و ۳۵). در این روش، مقادیر پارامترها در مکان‌های گسسته (نقاط پایلوت) توزیع شده در دامنه مدل تخمین زده می‌شود. هنگامی که موقعیت نقاط پایلوت و مقادیر پارامترها تعیین شد، از درون‌یابی مکانی (بخش ۵-۵) مانند کریجینگ برای تعیین مقادیر پارامتر

---

[1] Fienen
[2] Pilot Points

در همه گره‌ها یا اجزای باقیمانده استفاده می‌شود. تعداد و موقعیت نقاط پایلوت برای ایجاد تعادل انعطاف-پذیری پارامتر، کاهش حجم محاسباتی و دستیابی به هدف مدل‌سازی انتخاب می‌شود (شکل ۹-۱۵ و کادر ۹-۳). نقاط پایلوت را می‌توان در نواحی طوری تعیین کرد که بتوان مرزهای زمین‌شناسی معلوم را نمایش داد. روش نقطه پایلوت، توافقی بین تعداد بسیار زیاد (صدها هزار) پارامترهای ممکن و روش کم پارامتر سنتی با تعداد کمی از پارامترها (کمتر از ۱۰۰) است.

۹-۶-۲ تثبیت تخمین پارامتر

منظم‌سازی در مفهوم گسترده‌تر، فرآیندی است که مسأله معکوس بدوضع را پایدار می‌کند. به‌عنوان مثال، کاهش تعداد پارامترهای واسنجی با استفاده از نقاط پایلوت، منظم‌سازی است زیرا پارامترهای کمتر، فرآیند تخمین پارامتر را حل‌شدنی‌تر می‌کند. معمولاً در مدل‌سازی کاربردی آب زیرزمینی از دو نوع منظم‌سازی استفاده می‌شود: اضافه نمودن اطلاعات غیرقطعی و کاهش ابعاد مسأله. این روش‌ها را می‌توان به تنهایی استفاده کرد اما اغلب به‌صورت ترکیبی استفاده می‌شوند.

۹-۶-۲-۱ اضافه کردن اطلاعات غیرقطعی: منظم‌سازی تیخنوف[1]

در بخش ۹-۱ تاکید شد که واسنجی مدل شامل ارزیابی اطلاعات قطعی و غیرقطعی است. در واسنجی با سعی و خطای دستی و تخمین پارامترهای ساده (بخش ۹-۵)، ارزیابی اطلاعات غیرقطعی مستقل از ارزیابی اطلاعات قطعی است. بدین معنا که ابتدا مدل با استفاده از اطلاعات قطعی از طریق تطبیق تاریخی واسنجی می‌شود و سپس با استفاده از اطلاعات غیرقطعی، مقبولیت هیدروژئولوژیکی پارامترهای واسنجی-شده بررسی می‌شود. به عبارت دیگر، مدل واسنجی‌شده مدلی است که بهترین برازش را با داده‌های قطعی دارد در حالی که پارامترهای به‌دست آمده کوچک‌ترین انحراف را با اطلاعات غیرقطعی موجود در منطقه مدل‌سازی‌شده دارد. انحراف از اطلاعات غیرقطعی را می‌توان به‌طور ریاضی با معادله نکویی برازش ۹-۶ نشان داد:

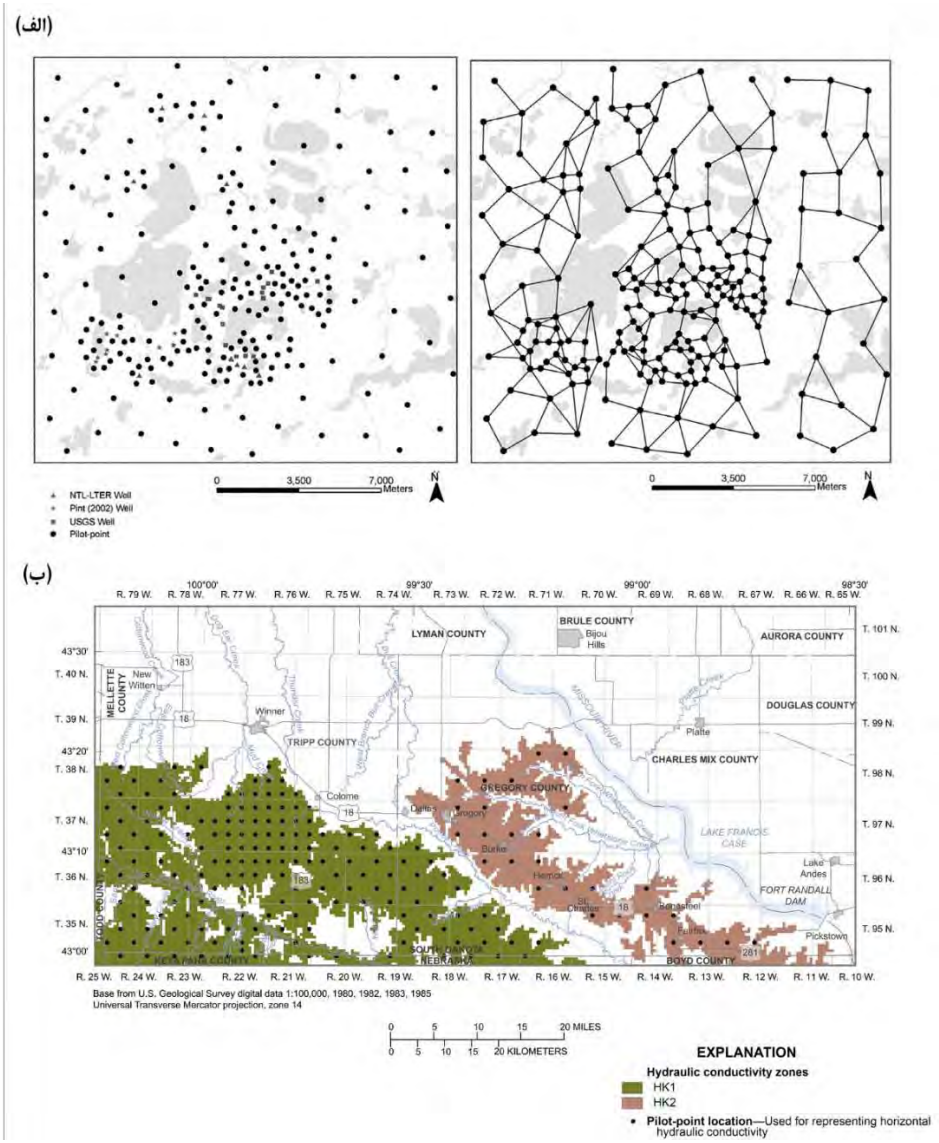
$$\Phi_{total} = \Phi_{hard\ data\ misfit} + \Phi_{soft\ knowledge\ deviation} \qquad (۹-۸)$$

که می‌تواند به‌صورت زیر نیز بیان شود:

[1] Tikhonov

$$\Phi_{total} = \sum_{i=1}^{n}(w_i r_i)^2 + \sum_{j=1}^{q}\left(f_j(p)\right) \quad (۹-۹)$$

اولین عبارت سمت راست معادله، برابر با مقدار تابع هدف به‌دست آمده از معادله ۹-۶ است که به‌صورت مجموع مربعات باقمانده‌های وزن‌دار محاسبه می‌شود. در این معادله، n، تعداد باقیمانده‌ها؛ r_i با استفاده از اطلاعات قطعی محاسبه می‌شود و w_i وزن‌هاست. دومین عبارت، مقدار جریمه ناشی از انحراف از اطلاعات غیرقطعی است که به‌صورت مجموع انحراف (q) از شرایط اطلاعات غیرقطعی jام (f_j) محاسبه می‌شود که f_j، تابعی از پارامترهای مدل (p) است. بنابراین مدل واسنجی شده با حداقل کردن تابع هدف اندازه‌گیری (داده‌های قطعی) و جریمه اطلاعات غیرقطعی به‌دست می‌آید.



شکل ۹-۱۵ نقاط پایلوت. الف- شبکه‌ای از نقاط پایلوت در مدل جریان آب زیرزمینی در مقیاس حوضه (چپ)؛ اتصال بین نقاط پایلوت (راست) مورد استفاده برای محاسبه محدودیت‌های منظم‌سازی تیخنوف برای همگنی ترجیحی (۸۲). ب- شبکه نقاط پایلوت مورد استفاده برای نمایش دو ناحیه هدایت هیدرولیکی که روش منظم‌سازی تیخنوف برروی نقاط داخل هر ناحیه به‌کار می‌رود (۲۲).

کادر ۹-۳ نکاتی در مورد پارامترسازی مؤثر نقطه پایلوت

هیچ مجموعه قوانین کلی برای قرار دادن نقاط پایلوت مورد استفاده برای پارامترسازی وجود ندارد. اما دوهرتی و همکاران (۲۰۱۰) بر اساس آنالیز ریاضی طرح‌های پارامترسازی نقطه پایلوت، پیشنهاداتی ارائه دادند (۳۵):

1- به‌طور کلی برای اطمینان از حداقل سطح پوشش در سراسر دامنه مدل، نقاط پایلوت را در الگویی یکنواخت قرار دهید. سپس نقاط پایلوت اضافی را در مناطق موردنظر قرار دهید. از اختلاف زیاد بین نقاط پایلوت اجتناب کنید، طوری‌که هر یک از نقاط پایلوت نشان‌دهنده منطقه وسیعی از دامنه مدل نباشد. بهتر است فاصله بین نقاط پایلوت بزرگ‌تر یا مساوی با طول مشخصه هر ناهمگنی در عارضه‌های هیدرولیکی واقع در دامنه مدل باشد.

2- نقاط پایلوتی که برای تخمین هدایت هیدرولیکی افقی استفاده می‌شود، بهتر است بین داده‌های مشاهده‌ای منتخب برای واسنجی در جهت گرادیان آب زیرزمینی واقع شوند.

3- نقاط پایلوت را در محل چاه‌هایی قرار دهید که داده‌های آزمایش پمپاژ موجود باشد، طوری‌که برآوردهای خصوصیت هیدرولیکی به‌دست آمده از نتایج آزمایش پمپاژ بتواند به‌عنوان مقادیر پارامترهای اولیه استفاده شده و یا در طول شبیه‌سازی ترجیح داده شوند.

4- نقاط پایلوتی که برای تخمین پارامترهای ذخیره استفاده می‌شوند را در مکان‌هایی که نوسانات بار هیدرولیکی اندازه‌گیری شده‌اند، قرار دهید.

5- نقاط پایلوتی که برای تخمین پارامترهای هدایت هیدرولیکی استفاده می‌شوند را بین مرزهای خروجی و چاه‌های مشاهده‌ای در بالادست مرز خروجی قرار دهید.

6- پراکندگی نقطه پایلوت در مناطقی که اطلاعات واسنجی زیاد است افزایش دهید، ولی از قراردادن آن‌ها در محل دقیق چاه مشاهده‌ای اجتناب کنید تا از پدیده تطبیق ۱۰۰٪ در واسنجی هدایت هیدرولیکی جلوگیری شود.

7- اگر تعداد نقاط پایلوت به دلیل منابع موجود محاسباتی دارای محدودیت است (مانند زمان‌های طولانی اجرای پیشرو و منابع کم برای اجرای مسأله)، نقاط پایلوت کمتر را برای نمایش هدایت هیدرولیکی عمودی در واحدهای تحت‌فشار یا نیمه‌تحت‌فشار و نقاط پایلوت بیشتر را برای نمایش هدایت هیدرولیکی افقی در نظر بگیرید.

نقاط پایلوت را می‌توان در ناحیه‌ها قرار داد (بخش ۵-۵)؛ بعضی از ناحیه‌ها، می‌توانند تعداد زیادی نقاط پایلوت و بعضی دیگر فقط یک نقطه پایلوت داشته باشند. هنگامی که فقط یک نقطه پایلوت برای ناحیه تعیین می‌شود، فرآیند تخمین پارامتر، یک مقدار برای هر گره در آن ناحیه تعیین می‌کند؛ بنابراین، پارامتر نقطه پایلوت به‌صورت ناحیه ثابت قطعه‌ای عمل می‌کند که در آن مکان نقطه پایلوت غیرحساس است. هنگامی که بیش از یک نقطه در یک ناحیه قرار می‌گیرد، درون‌یابی مکانی نقاط پایلوت برای نقاط گرهی و منظم‌سازی تعیین شده (بخش ۹-۶) در داخل آن ناحیه استفاده شده ولی درون‌یابی بین نقاط پایلوت بین دو ناحیه مجاور صورت نمی‌گیرد.

ریاضیدان روسی آندره تیخنوف[1]، به‌صورت ریاضی، روشی را توسعه داد که شامل اطلاعات غیرقطعی در شروع فرآیند واسنجی است (۱۰۴، ۱۰۵ و ۱۰۶) که امروزه این روش را روش منظم‌سازی تیخنوف می‌نامند. با استفاده از روش منظم‌سازی تیخنوف، در طول تخمین پارامترها، اطلاعات غیرقطعی مدل‌ساز به همراه اطلاعات قطعی استفاده می‌شوند. اطلاعات غیرقطعی شامل، اطلاعات مشاهده‌ای، قضاوت حرفه‌ای، مطالعات منطقه‌ای و اطلاعات زمین‌شناسی است که اغلب کیفی هستند یا به‌صورت جزئی به منطقه مدل‌سازی وابسته هستند. با این وجود، این روش به‌طور گسترده‌ای مورد استفاده قرار می‌گیرد، زیرا حتی چنین اطلاعات کیفی می‌تواند به پایدارسازی یک مسأله تخمین پارامتر بدوضع کمک کند، به ویژه هنگامی که این نوع اطلاعات در مجموعه داده‌های مشاهده‌ای واسنجی نباشد.

منظم‌سازی تیخنوف اطلاعات غیرقطعی را وارد فرآیند واسنجی کرده و تابع هدف را که در اینجا تابع هدف اندازه‌گیری[2] می‌نامند (تابع هدفی که براساس داده‌های مشاهده‌ای واسنجی است و توسط معادله ۶-۹ توصیف می‌شود) با دومین تابع هدف منظم‌سازی که جریمه اطلاعات غیرقطعی را بیان می‌کند (به عبارت دیگر، دو مولفه اضافه شده در معادله ۹-۹) تقویت می‌کند. تابع هدف منظم‌سازی، نشان‌دهنده انحراف پارامترها از درک مدل‌ساز از سیستمی است که بیانگر شرایط ترجیحی[3] پارامترهاست (صفحات ۱۷۱ تا ۱۷۳ مرجع شماره ۲۵). بنابراین با حداقل کردن تابع هدف منظم‌سازی، جریمه اطلاعات غیرقطعی کاهش می‌یابد. شرایط ترجیحی معمولاً با مقادیر پارامتر ترجیحی بیان می‌شود (مانند اینکه"فرض می‌شود، هدایت هیدرولیکی این منطقه ۴ متر بر روز است") و/یا تفاضل ترجیحی که اغلب تفاضل ترجیحی صفر، شرایط همگنی ترجیحی را نشان می‌دهد (مانند اینکه" فرض می‌شود، این دو منطقه دارای خصوصیات مشابه هستند"). هرچه فرآیند تخمین پارامتر از شرایط ترجیحی دورتر شود، مقدار تابع هدف منظم‌سازی (Φ_{total} در معادله ۹-۹) بیشتر می‌شود. هنگامی که هر دو حداقل به‌دست آید، راه‌حل منفردی برای راه‌حل معکوس به‌دست می‌آید (۲۳).

شایان ذکر است که به‌دست آوردن راه‌حل منفرد مستقیماً به فرمول‌بندی مسأله توسط مدل‌ساز بستگی دارد. اگر مدل‌ساز وزن‌های مشاهده‌ای یا شرایط ترجیحی منظم‌سازی را تغییر دهد، حداقل‌کردن تابع هدف اندازه‌گیری و منظم‌سازی باید دوباره انجام شود. از نظر ریاضی، تابع هدف منظم‌سازی به‌طور جداگانه از تابع هدف اندازه‌گیری مربوطه محاسبه می‌شود. بنابراین، تخمین پارامترها با استفاده از منظم‌سازی

---

[1] Andrey Tikhonov
[2] Measurement objective function
[3] Preferred Conditions

تیخنوف، یک فرآیند "حداقل‌سازی دو محدودیتی" است. از لحاظ عملکردی، شرایط ترجیحی مشخص شده توسط مدل‌ساز، شامل مجموعه‌ای از مقادیر برای پارامترها (یا روابط بین پارامترها) است که هنگامی که اطلاعات موجود در مشاهدات برای تخمین منفرد پارامتر کافی نیست (مانند پارامترهای غیرحساس) به کار می‌رود. هنگامی که اطلاعات قطعی به‌دست آمده از مشاهدات، مقدار پارامتر را تعیین می‌کند، انحراف از این مجموعه مقادیر ترجیحی مجاز است. اما، چنین انحرافاتی تابع هدف تلفیقی را با افزایش مقدار تابع هدف منظم‌سازی، جریمه می‌کند. بنابراین، انحراف از اطلاعات غیرقطعی تنها زمانی مجاز است که کاهش در تابع هدف اندازه‌گیری آن قدر زیاد باشد که افزایش در تابع هدف تلفیقی را جبران کند (برازش بهتر بر داده‌های مشاهده‌ای واسنجی).

همچنین در منظم‌سازی تیخنوف، این امکان به مدل‌ساز داده می‌شود تا تعیین کند چه اندازه محدودیت-های اطلاعات غیرقطعی را اعمال کند. این کار از طریق تعریف تابع هدف اندازه‌گیری پارامترهای مشاهده-ای انجام می‌شود. این ورودی اضافی ارائه شده توسط مدل‌ساز (مانند PEST از طریق متغیر PHIMLIM) سطح برازش در فرآیند واسنجی را محدود می‌کند (۲۵ و ۴۲). هنگامی که تابع هدف اندازه‌گیری پارامترهای مشاهده‌ای به‌طور قابل ملاحظه‌ای کمتر از کمترین مقدار ممکن تابع هدف اندازه‌گیری باشد (شکل ۹-۱۶-الف)، اطلاعات غیرقطعی به‌طور ضعیفی استفاده شده است و مقادیر حدی غیرقابل‌قبولی برای پارامترها به‌دست می‌آید. مقادیر بالاتر تابع هدف اندازه‌گیری پارامترهای مشاهده‌ای باعث می‌شود اطلاعات غیرقطعی به‌صورت قویتری اجرا شود و در اثر آن میدان پارامترها مقادیر هموارتری را نشان می‌دهند (شکل ۹-۱۶-ب). در عمل، معمولاً در اجرای اولیه مقدار خیلی کمی برای تابع هدف اندازه‌گیری پارامترهای مشاهده‌ای در نظر گرفته می‌شود تا اطلاعات غیرقطعی را به حداقل رساند و بهترین برازش برای داده‌های قطعی به دست آید (مانند شکل ۹-۱۶-الف). سپس، بهترین مقدار برازش تابع هدف اندازه-گیری برای تخمین تابع هدف اندازه‌گیری پارامترهای مشاهده‌ای استفاده می‌شود که تا حدودی بالاتر از بهترین برازش است (حدود ۱۰٪ بالاتر، شکل ۹-۱۶-ب).

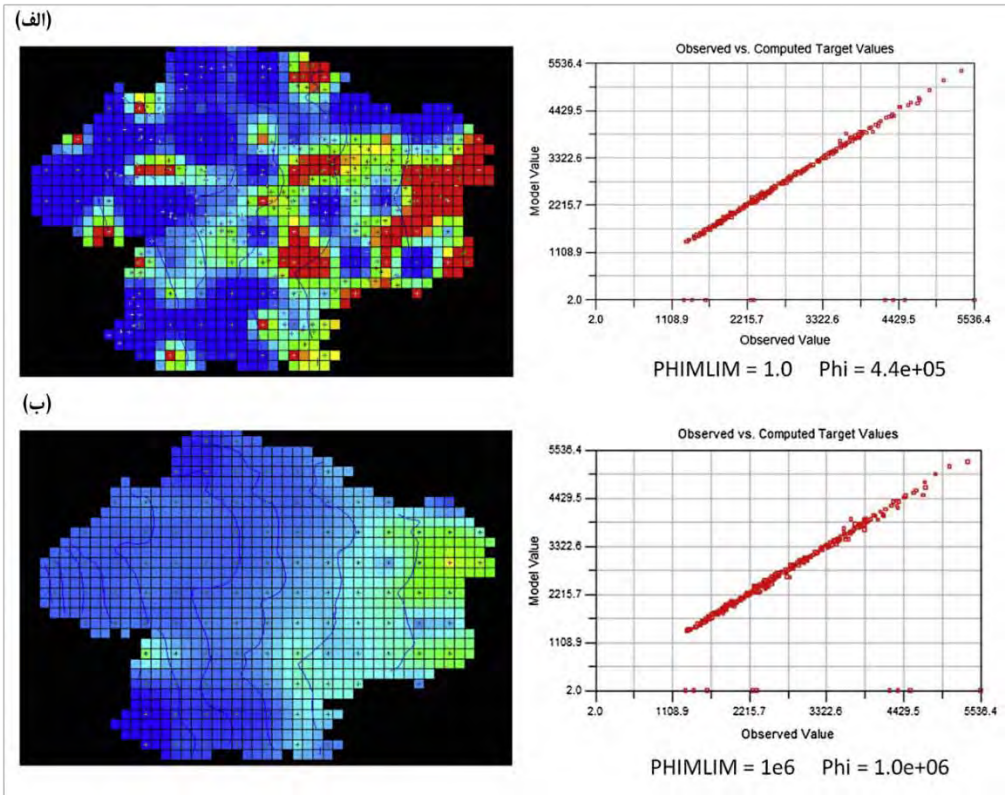
همانطور که با توجه به مسائل مطرح شده در بخش ۹-۱ انتظار می‌رود، مدل‌های امکان‌پذیر بسیاری وجود دارد که می‌تواند واسنجی‌شده در نظر گرفته شده و بستگی به برداشت مدل‌ساز از اهمیت اطلاعات غیرقطعی دارد. سعی و خطای بین اطلاعات غیرقطعی و قطعی به‌صورت گرافیکی با دیاگرام جبهه پارتو[1] نشان داده می‌شود (شکل ۹-۱۷). جبهه پارتو معمولاً در اقتصاد برای توصیف سعی و خطای بین دو هدف، زمانی که هر دو به‌طور همزمان امکان‌پذیر نیستند، استفاده می‌شود. در شکل ۹-۱۷، واسنجی را که شرایط

[1] Pareto front

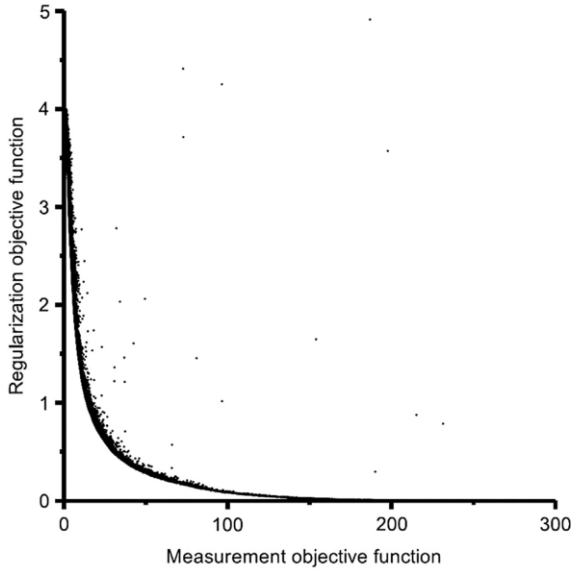
ترجیحی اطلاعات غیرقطعی را ترجیح می‌دهد (کوچک‌ترین مقدار روی مقیاس محور yها) بدترین برازش مدل را به‌دست می‌آورد (به عبارت دیگر، بزرگ‌ترین مقدار روی مقیاس محور xها)؛ واسنجی را که اطلاعات قطعی را ترجیح می‌دهد و بهترین تطبیق تاریخی را به‌دست می‌آورد (کوچک‌ترین مقدار روی مقیاس محور xها) بیشترین انحرافات را از اطلاعات غیرقطعی دارد. بهترین مدل واسنجی انتخاب شده از جبهه پارتو، بیانگر قضاوت فردی مدل‌ساز در مورد سعی و خطای بهینه بین اطلاعات قطعی و غیرقطعی است که هنر مدل‌سازی است. برای اغلب مدل‌های آب زیرزمینی، فرض می‌شود که هیچ‌یک از نقاط حدی جبهه پارتو بهینه نیست. این به این معناست که تطبیق تاریخی به‌جای آنکه خصوصیات سیستم طبیعی را نشان دهد، بسیار خوب انعکاس دهنده نویز در اندازه‌گیری‌های میدانی و/یا عدم کفایت مدل بوده که اصطلاحاً مدل را بیش‌برازش[1] می‌نامند. در حد نهایی دیگر جبهه پارتو، اطلاعات قطعی پارامترهای مشاهداتی به‌صورت غیرقابل‌قبولی کاهش می‌یابد و مدل تحت‌تاثیر مفهوم از پیش تعیین شده مدل‌ساز از سیستم قرار می‌گیرد؛ چنین مدلی را کم‌برازش[2] می‌نامند. هنگامی که تعادل برقرار شود، محدودیت اطلاعات غیرقطعی، یک میدان پارامتری بهینه را تعریف کرده که ناهمگنی در مکان در آن وجود داشته و با داده‌های واسنجی تأیید می‌شود. بنابراین، تغییرات تابع هدف اندازه‌گیری پارامترهای مشاهداتی به مدل‌ساز این امکان را می‌دهد تا ارزیابی کند که آیا عبور از مقادیر اولیه پارامترها بر اساس اطلاعات غیرقطعی مورد استفاده برای ساخت مدل مفهومی، توسط مشاهدات تأیید می‌شود و از نظر هیدروژئولوژیکی واقع گرایانه است (۴۲). به عبارت دیگر، اگرچه پیچیدگی دنیای واقعی هیچوقت شناخته شده نیست، منظم‌سازی تیخنوف، به مدل‌ساز این امکان را می‌دهد که از نظر ریاضی یک روش قابل‌دفاعی در اختیار داشته باشد که بتواند تا حدی که داده‌های مشاهده‌ای اجازه می‌دهند، پیچیدگی‌های سیستم را به مدل اضافه کند.

---

[1] Overfit
[2] Underfit



شکل ۹-۱۶ تصویرسازی تخمین پارامترها با استفاده از منظم‌سازی تیخنوف، که مسأله تخمین پارامتر مشابهی را با استفاده از دو مقدار مختلف تابع هدف پارامترهای مشاهداتی حل می‌کند (متغیر PHIMLIM در PEST). الف- هنگامی که تابع هدف پارامترهای مشاهداتی به‌صورت غیرواقعی کم تعیین شود (PHIMLIM =۱)، اطلاعات غیرقطعی کاربر نادیده گرفته می‌شود و بهینه بودن راه‌حل معکوس صرفاً با استفاده از برازش مدل برای داده‌های مشاهده‌ای واسنجی تعریف می‌شود (به عبارت دیگر، حداقل کردن تابع هدف اندازه‌گیری، Φ). خروجی‌های به دست آمده مغایرت زیادی داشته و پدیده تطابق ۱۰۰ درصد دیده می‌شود که به این معنی است که کد بهترین برازش را دنبال نکرده است. ب- هنگامی که مقدار تابع هدف پارامترهای مشاهداتی ۱۰٪ بیشتر از بهترین Φ به‌دست آمده ($PHIMLIM=1\times10^{-6}$) باشد، برازش به‌دست آمده کمی بد است (ارائه شده توسط نمودار پراکندگی بارهای هیدرولیکی که کمی در اطراف خط ۱:۱ گسترش دارند). اما ناهمگنی در میدان پارامترهای بهینه کاهش می‌یابد. تصمیم در مورد اینکه آیا ناهمگنی بیان شده منطقی است یا نه، بر عهده مدل‌ساز است؛ بنابراین ممکن است هر دو مدل بخشی از جبهه پارتو که در شکل ۹-۱۷ نشان داده شده، باشند (برگرفته از داده‌های منتشر نشده USGS).



شکل ۹-۱۷ دیاگرام جبهه پارتو. واسنجی‌های چندگانه توسط معکوس منظم‌سازی تیخنوف برای یک مدل با استفاده از نقطه نشان داده شده‌اند که تجمع آن ها یک خط ضحیم را تشکیل داده است. تنها تفاوت بین واسنجی‌ها، شدت محدودیت اطلاعات غیرقطعی در هنگام تخمین پارامتر است. جبهه پارتو سعی و خطای ذاتی بین برازش کامل مدل (صفر در محور xها) و وابستگی کامل به اطلاعات غیرقطعی مدل‌ساز (صفر در محور yها) است. مدل "بهترین"، انتخاب سلیقه‌ای مدل‌ساز از یک واسنجی است که از بین تعداد زیادی نتایج واسنجی در طول جبهه پارتو انتخاب می‌شود (۷۹).

۹-۶-۲-۲ کاهش ابعاد مسأله: منظم‌سازی زیرفضا

برخلاف منظم‌سازی تیخنوف، که به‌منظور دستیابی به پایداری عددی، اطلاعات به فرآیند واسنجی اضافه می‌شوند، روش‌های زیرفضایی با کاهش ابعاد ماتریس جاکوبین از طریق تفاضل پارامترها و/یا با تلفیق پارامترها به پایداری مسأله کمک می‌کنند (۳). فقط این پارامترها و ترکیب خطی آن‌ها که به اندازه کافی داده‌های مشاهده‌ای واسنجی برای آن‌ها وجود دارد، تخمین زده می‌شوند. تعیین اینکه چه پارامترهایی برای تخمین انتخاب شود، به‌صورت خودکار با استفاده از روش تجزیه مقدار منفرد[1] (SVD در کادر ۹-۴) ماتریس جاکوبین (۷۸ و ۱۰۷) انجام می‌شود.

[1] Singular value decomposition or Singularly valuable decomposition (by Kalman, 1996).

اگرچه در استفاده از SVD برای واسنجی مدل، درک مبانی نظری آن ضروری نیست، برای آشنایی بیشتر خواننده با اصطلاحات SVD، توضیحات مختصری در ادامه آورده شده است. SVD برای تجزیه ماتریس از جبر خطی استفاده می‌کند. در این روش، حداکثر انرژی سیگنال (اطلاعات به‌دست آمده از مشاهدات) را به‌صورت چند ضریب (پارامترهای واسنجی) انتقال می‌دهد و در نتیجه به‌طور گسترده در کاربردهای مهندسی، پردازش سیگنال و آمار استفاده می‌شود. با یادآوردی مطالب بخش ۹-۵، ماتریس جاکوبین شامل ضرایب حساسیت (معادله ۹-۷) است که همه پارامترها (به عبارتی پارامترهای پایه‌ای) را به همه مشاهدات مرتبط می‌کند. با به کارگیری SVD بر ماتریس جاکوبین، فضای پارامتر به مجموعه‌ای از ترکیبات مستقل خطی تقسیم می‌شود. هر یک از این ترکیبات در یک ضریب معلوم که مقدار منفرد نامیده می‌شود، ضرب می‌شود و در انتها دوباره با یکدیگر جمع می‌شوند تا فضای پارامتر به دست آید. در این روش، مقادیر منفرد، مجموعه کاهش‌یافته‌ای از ترکیبات خطی مجموعه کامل پارامترهای واسنجی (پارامترهای پایه) را تشکیل می‌دهند.

کادر ۹-۴ مزایای روش تجزیه مقدار منفرد در مدل‌سازی آب زیرزمینی

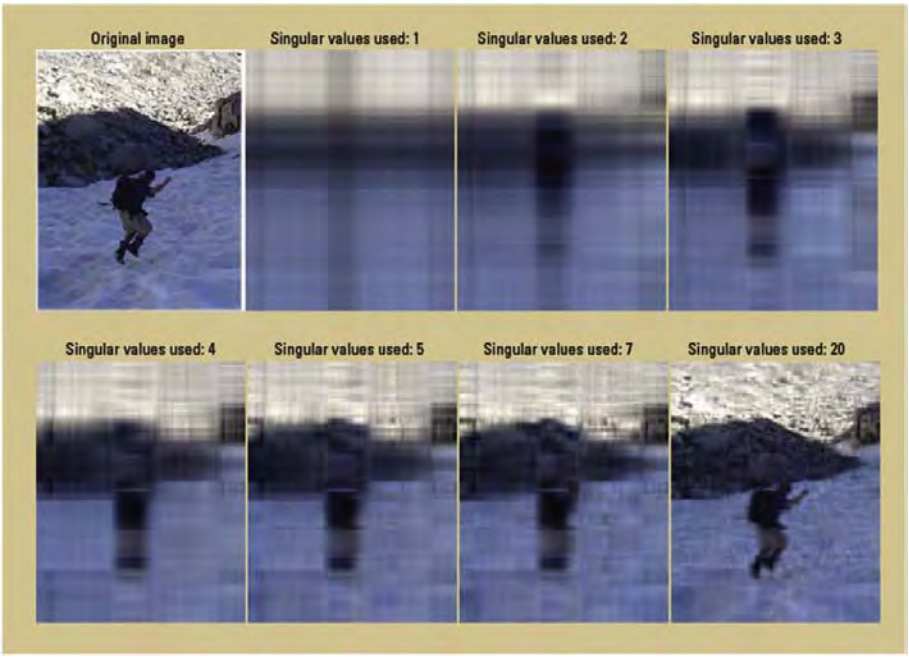
هنگامی که تعداد زیادی از پارامترها به مدل اضافه می‌شود، بعضی از آن‌ها غیرحساس خواهند بود و بعضی دیگر با سایر پارامترها همبستگی بالایی دارند. در نتیجه، حتی اگر یک پارامتر برای هدف مدل‌سازی مهم باشد، این بدان معنا نیست که قابل شناسایی است (یعنی اینکه با توجه به داده‌های مشاهده‌ای واسنجی موجود، قابل تخمین زدن باشد). دوهرتی و هانت[1] (۲۰۱۰)، تأکید کردند که به یک ابزار واسنجی هوشمند احتیاج است. ابزاری که بتواند تشخیص دهد که چه چیزهایی می‌توان و یا نمی‌توان از داده‌های مشاهده‌ای واسنجی، استخراج کرد. این ابزار باید بتواند تخمین بزند که، به‌طور خودکار و بدون دخالت کاربر، از چه چیزی می‌توان صرف نظر کرد و از چه چیزی نمی‌توان صرف‌نظر کرد. تجزیه مقدار منفرد (SVD) ابزاری است که این کار را انجام می‌دهد.

SVD روشی برای پردازش ماتریس‌ها در مجموعه کوچک‌تری از تقریب‌های خطی مستقل است که ساختار زیرین ماتریس را نشان می‌دهد؛ بنابراین، آن را روش زیرفضا[2] می‌نامند. این روش، به‌طور گسترده برای کارهایی نظیر پردازش تصاویر استفاده می‌شود که معمولا رزولوشن عکس‌های نمایش داده شده، به‌طور متوالی توسط مرورگر اینترنت به‌روزرسانی می‌شود (همانند شکال کادر ۹-۴-۱). در این روش، SVD، در ابتدا یک تصویر ولو مبهم ارائه داده و به مرور آن‌را به روز می‌کند به‌جای آن‌که صبر کند تا همه تصویر دانلود شود و بعد آن‌را نشان دهد.

در واسنجی مدل آب زیرزمینی، به‌جای آن‌که در حل معکوس همه جزئیات و پارامترهای واسنجی حل شوند، روش SVD یک مسأله ساده‌شده را حل می‌کند. در این روش، ترکیبات مشخصی از مشاهدات به‌طور منحصر به فردی دارای اطلاعات خاص هستند و ترکیبات خطی از پارامترها را نیز ایجاد می‌کنند. همانند مثال پردازش تصویر، این زیرفضا، نمایی مبهم از فضای

[1] Doherty and Hunt
[2] Subspace Method

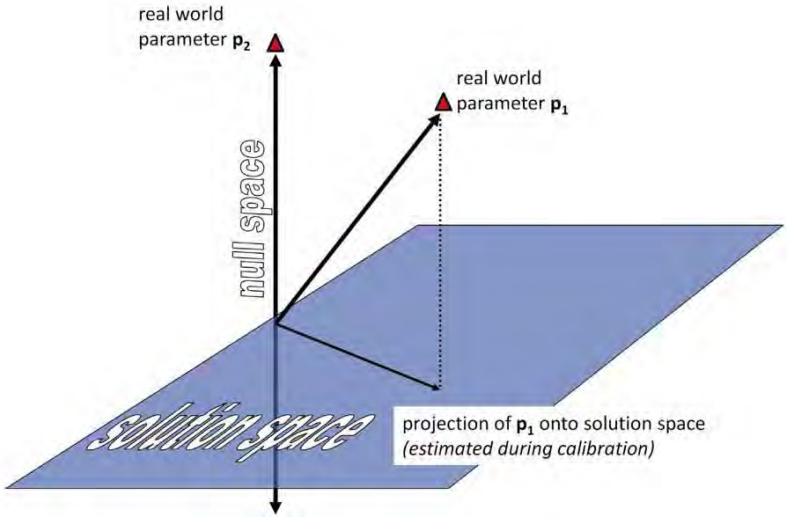
زیرسطح زمین را نمایش می‌دهد، اما نمایی که تعریف می‌کند ترکیبات خطی داده‌ها تا کجا مفید هستند (فضای حل) و از کجا به بعد تعریف ترکیب‌ها کمکی به تخمین نمی‌کند (فضای پوچ). تخمین پارامتر بر مبنای SVD، مقادیر اولیه پارامترهای غیرحساس را ثابت می‌کند و از آن‌ها در فرآیند تخمین پارامتر استفاده نمی‌کند. بنابراین ترکیبات پارامتر در فضای حل، قلب فرآیند واسنجی می‌شود. به دلیل اینکه فقط ترکیبات پارامتری که می‌تواند تخمین زده شود در فرآیند تخمین پارامتر استفاده می‌شود، حل مسأله معکوس منحصر به فرد و پایدار مطلق است. با استفاده از ترکیبات پارامتر، که به آن سوپر پارامتر در SVD-Assist (بخش ۹-۶) گفته می‌شود، از اندازه ماتریس جاکوبین با گذشت زمان کاهش می‌یابد.



شکل کادر ۹-۴-۱ تجزیه مقدار منفرد از تصویر عکاسی. هنگامی که ماتریس کاملاً معلوم است (تعریف شده با ۲۴۰ پیکسل/ مقادیر منفرد در تصویر)، ماتریس بیشترین رزولوشن را منعکس می‌کند و بنابراین بیشترین تعداد مقادیر منفرد می‌تواند نشان داده شود. به‌عنوان مرجع، تصویری با ۲۰ مقدار منفرد، کمتر از ۱۰٪ اطلاعات موجود در تصویر اصلی شکل سمت چپ بالایی را نشان می‌دهد، با این حال، این تصویر اطلاعات کافی را در اختیار شما قرار می‌دهد تا بتوان موضوع را به راحتی شناسایی کنید. همانند این مفهوم در مسائل آب زیرزمینی نیز به کار می‌رود. اگر مقادیر منفرد بسیار کمی انتخاب شود، نمایش مبهم و غیرقابل استفاده‌ای از سیستم آب زیرزمینی به‌دست می‌آید. هنگامی که اطلاعات داده‌های واسنجی افزایش می‌یابد، تعداد زیادی از مقادیر منفرد تشکیل تصویر به کار می‌رود و در نتیجه تصویر واضح‌تری از سیستم آب‌زیرزمینی به‌دست می‌آید. در عمل، بیشترین مشاهدات میدانی فقط تصویری نسبتاً تار از خصوصیات آب زیرزمینی ارائه می‌دهد (۳۲).

مقادیر منفرد معمولاً به‌صورت کاهشی فهرست می‌شوند (به عبارت دیگر، مقدار منفرد با شاخص ۱ بیشتر از شاخص ۲ توسط اطلاعات موجود مشاهداتی محدود می‌شود.) در عمل، این پارامترهای مشخص با مقادیر منفرد شاخص پایین‌تر نشان دهنده پارامترهای میانگین مکانی هستند؛ پارامترهایی با شاخص بالاتر، جزئیات سیستم محلی را نشان می‌دهد. بعد از SVD، دسته‌بندی داده‌های منفرد انجام می‌شود که در آن ترکیبات پارامترهایی که دارای شاخصی بالاتر از یک حد آستانه تعیین شده توسط کاربر هستند (به عبارت دیگر دارای شاخص پائین‌تری هستند) به فضای حل اضافه شده و ترکیبات پارامترهای دیگر که با استفاده از داده‌های واسنجی مشاهداتی نمی‌توانند تخمین زده شوند به فضای پوچ اختصاص می‌یابند (شکل ۹-۱۸). پارامتر یا ترکیبی از پارامترهایی که در فضای پوچ هستند توسط مشاهدات نمی‌توانند تخمین زده شوند، در طول واسنجی، مقادیر اولیه خود را که توسط مدل‌ساز تعیین شده، حفظ می‌کنند. بنابراین، این مسأله مهم است که در استفاده از SVD، مقادیر اولیه پارامترها از نظر هیدروژئولوژیکی منطقی باشند. با استفاده از ترکیب خطی پارامترهایی را که نمی‌توان به‌صورت جداگانه تخمین زد با ترکیبی از پارامترهای همبسته تخمین زده می‌شوند. در این روش، SVD به‌صورت خودکار پارامترهای غیرحساس و همبسته را تشخیص می‌دهد، در غیر این صورت مدل‌ساز باید با استفاده از روش‌هایی که در بخش‌های ۹-۴ و ۹-۵ توضیح داده شد، به‌صورت دستی آن‌ها را پیدا می‌کرد.

اگر ترکیبات پارامتری بسیار زیادی استفاده شود (مقادیر منفرد بسیار زیاد)، مسأله به‌صورت بدوضع باقی می‌ماند و از نظر عددی ناپایدار خواهد بود. اگر پارامترهای بسیار کمی استفاده شود، ممکن است برازش مدل به‌صورت غیرمعمولی ضعیف باشد و ممکن است خطاهای پیش‌بینی بزرگ‌تر از یک مدل پارامتری بهینه باشد. حتی هنگامی که مسأله تعداد مناسبی مقادیر منفرد داشته باشد، SVD، هنوز هم می‌تواند در جستجوی بهترین برازش دارای مشکل باشد (۳۲). بنابراین، هنگامی که SVD به تنهایی استفاده می‌شود، پدیده بیش‌برازش در واسنجی می‌تواند اتفاق بیافتد و پارامترهای واسنجی شده ممکن است به لحاظ خصوصیات زمین‌شناسی دارای مفهوم واقع‌بینانه نباشد. در نتیجه، SVD اغلب به‌صورت متصل با منظم‌سازی تیخنوف استفاده می‌شود که با کمک اطلاعات غیرقطعی باعث می‌شود تا پارامترها به لحاظ خصوصیات زمین‌شناسی دارای مفاهیم واقعی باشند. هنگامی که دو روش با یکدیگر ترکیب می‌شوند، درجه برازش با استفاده از اطلاعات غیرقطعی ورودی تحت منظم‌سازی تیخنوف کنترل می‌شود اما برازش به‌صورت مسأله معکوس انجام می‌شود که به‌صورت مطلق پایدار است (کادر ۹-۴).



شکل ۹-۱۸ نمایش شماتیک رابطه دو پارامتر (p_1 و p_2) برای فضای حل و فضای پوچ تعریف شده توسط مجموعه‌ای از داده‌های مشاهداتی واسنجی. به دلیل اینکه هیچ پارامتری روی صفحه فضای حل قرار نمی‌گیرد، این پارامترها کاملا به مشاهدات محدود نمی‌شوند. پارامتر p_1 به‌صورت جزئی با استفاده از مشاهدات تعریف می‌شود؛ به این ترتیب آن را در فضای حل قرار می‌دهد و در طول واسنجی پارامتر تخمین زده می‌شود. اما، پارامتر p_2، در فضای حل قرار نمی‌گیرد و نمی‌توان آن را با توجه به داده‌های مشاهداتی واسنجی تخمین زد (۳۶).

۹-۶-۳ سرعت فرآیند تخمین پارامتر

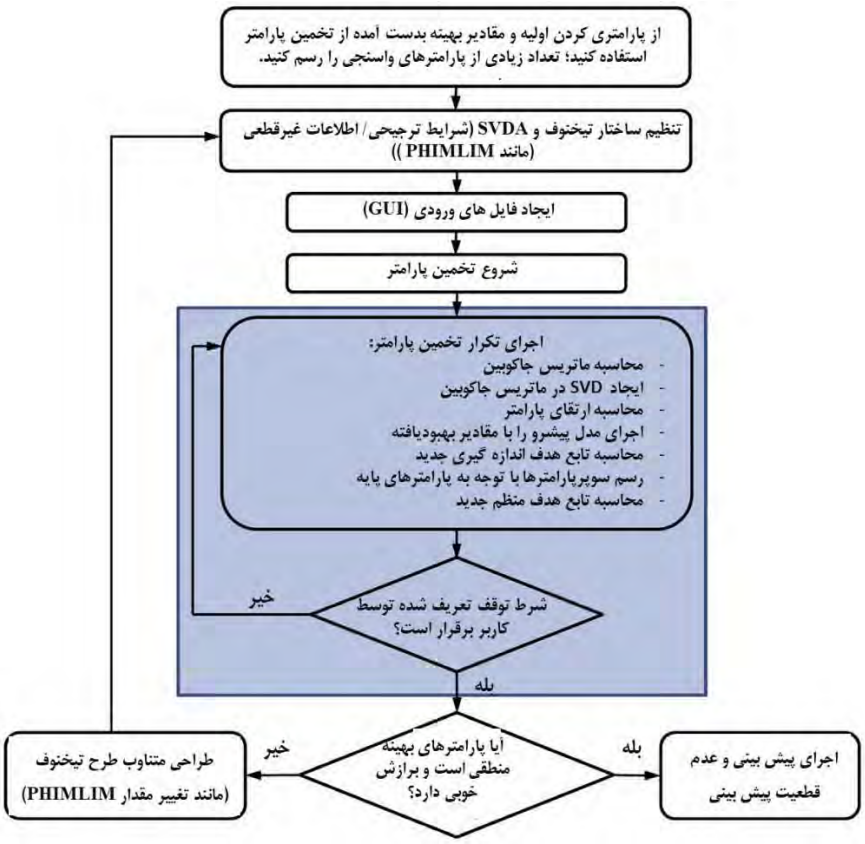
اگرچه SVD، مدلی با پایداری مطلق و واسنجی منفرد را ایجاد می‌کند، اما به دلیل اینکه ماتریس کامل جاکوبین برای هر تکرار تخمین پارامتر محاسبه می‌شود، حجم بالای محاسباتی در روش بسیار پارامتری را کاهش نمی‌دهد. با توجه به مطالب بخش ۹-۵، حداقل تعداد اجراهای مدل برای محاسبه ماتریس کامل جاکوبین برابر با تعداد پارامترهای واسنجی به علاوه یک است. خوشبختانه، تخمین پارامترها می‌تواند یک کار محاسباتی کاملاً موازی باشد (۴۴). این به این معناست که برای تهیه ماتریس جاکوبین، هر پارامتر مستقل از پارامترهای دیگر تغییر می‌یابد، بنابراین از شروع تا پایان یک اجرا به اطلاعات اجراهای دیگر نیازی نیست. سرعت بالا در کل زمان اجرا را می‌توان با توزیع اجراها در چند پردازشگر و محاسبه ماتریس جاکوبین و جستجوی مقادیر بهتر پارامتر به‌طور همزمان به‌دست آورد (۹۸ و ۲۷). پیشرفت‌های مدیریت

اجرا و شبکه محاسباتی این امکان را فراهم آورد که اجراها در هسته‌های پردازشگر چندگانه روی یک رایانه شخصی یا برای مسائل بزرگ‌تر، از طریق اینترنت (۸۳) و در محیط محاسبه ابری[1] (۶۳) انجام شود. علاوه بر اضافه کردن واحدهای بیشتر رایانه‌ای برای انجام تخمین پارامتر، فرآیند SVD نیز می‌تواند با استفاده از SVD-Assist (SVDA) (۱۰۷)، این فرآیند را انجام دهد، به این ترتیب که زیرفضاهای حل و پوچ، فقط یک بار با استفاده از ماتریس جاکوبین به‌دست آمده از مقادیر اولیه پارامترها تعریف می‌شود. قبل از شروع فرآیند تخمین پارامتر، مجموعه‌ای از سوپرپارامترها از طریق حساسیت‌های محاسبه شده از مجموعه کامل مقادیر پارامتر واسنجی (پایه) با استفاده از SVD تعریف می‌شود که به موجب آن کل فضای پارامتر به زیرمجموعه‌ای از فضای حل که مربوط به کل مجموعه پارامترهای پایه است، کاهش می‌یابد. سوپر پارامترها که از SVD به دست آمده‌اند، شامل ترکیبات خطی پارامترهایی هستند که با استفاده از داده‌های مشاهداتی واسنجی تعریف شده‌اند. هنگامی که فرآیند تخمین پارامتر با استفاده از SVD تعریف می‌شود، سرعت‌های فرآیند بالا می‌رود، زیرا تعداد سوپرپارامترها کمتر از مجموعه‌ی پارامترهای پایه است ولی می‌توان آن‌ها را همانند پارامترهای پایه معمولی در نظر گرفته و برآورد کرد. در محاسبه مشتقات ماتریس جاکوبین به‌جای استفاده از مجموعه کامل پارامترهای پایه از تعداد کمتری سوپرپارامتر استفاده می‌شود. اما ممکن است ماتریس جاکوبین محاسبه‌شده با استفاده از پارامترهای بهینه نهایی به دلیل غیرخطی بودن، تفاوت زیادی با ماتریس به‌دست آمده از مقادیر اولیه داشته باشند. اگر این تفاوت، به اندازه کافی زیاد باشد، به دلیل اینکه سوپر پارامترهای تعریف شده با مقادیر اولیه نمی‌توانند به‌صورت تقریبی از مقادیر بهینه محاسبه شوند، فرض اساسی SVDA نقض می‌شود. در این مورد، بعد از اجرای SVDA اولیه، ماتریس جاکوبین با استفاده از مقادیر پارامترهای واسنجی‌شده، دوباره محاسبه می‌شود، سوپر پارامترها دوباره تعریف می‌شوند و اجرای تخمین پارامتر SVDA دیگری با سوپرپارامترهای جدید انجام می‌شود. کد تخمین پارامتر (PEST++، ۱۱۱)، دوباره خطی‌سازی و تعریف مجدد مقدار منفرد را به‌طور خودکار انجام می‌دهد، به این ترتیب، مدل‌ساز خودش این بررسی‌ها را انجام نمی‌دهد.

ممکن است، تعداد سوپرپارامترها به اندازه کافی کم باشد تا این مقادیر با استفاده از روش‌های واسنجی سنتی برای مسائل خوش طرح، تخمین زده شود (بخش ۹-۵). اما در بیشتر موارد، بهتر است منظم‌سازی تیخنوف (با شرایط پیش‌فرض به کار رفته در پارامترهای واسنجی پایه) به همراه فرآیند تخمین پارامتر SVDA/تیخنوف به‌صورت هیبریدی استفاده شود. دوهرتی و هانت[2] (۲۰۱۰)، این روش را به‌عنوان روش

[1] Cloud computing
[2] Doherty and Hunt

ترجیحی در مدل‌سازی کاربردی پیشنهاد کردند زیرا: ۱- به دلیل اینکه تعداد اجراهای مورد نیاز برای بیشترین تکرارهای تخمین پارامتر مربوط به تعداد سوپر پارامترهاست، مدت زمان اجرا بسیار کاهش می‌یابد؛ ۲- کاربرد همزمان محدویت‌های منظم‌سازی تیخنوف، این امکان را به کاربر می‌دهد تا اطلاعات غیرقطعی فرآیند تخمین پارامتر را حذف کند و بنابراین جستجوی بهترین برازش بر داده‌های مشاهداتی واسنجی را کنترل می‌کند. بعضی از GUIها و کدها (PEST++، ۱۱۱) دارای SVD و SVDA هستند و نرم‌افزار کاربردی آن نیز در دسترس است (SVDAPREP، ۲۷). به دلیل افزایش بیشتر در سرعت و احتمال به‌دست آوردن پارامترهای میدانی که از نظر زمین‌شناسی واقعی هستند، در حال حاضر، روش هیبریدی SVDA/تیخنوف از نظر دستیابی به یک معیار هیدروژئولوژیکی پایدار عددی و مدل آب زیرزمینی بسیار پارامتری، کارآمدترین روش است. با این حال، تصمیم در مورد آن چیزی که از نظر هیدروژئولوژیکی منطقی است، تصمیمی شخصی است (مانند شکل ۹-۱۷) و ممکن است مدل‌ساز این کار را با چندین تکرار در حلقه نشان داده شده در شکل ۹-۱۹ انجام دهد که در آن طرح‌های مختلف منظم‌سازی تیخنوف آزمایش شده تا بهترین حد فاصل بین استفاده از اطلاعات قطعی و غیرقطعی به دست آید (مانند شکل ۹-۱۶).



شکل ۹-۱۹ روندنمای کلی تخمین پارامتر با استفاده از روش منظم‌سازی هیبریدی (SVDA) SVD-Assist/تیخنوف. بخش سایه زده شده، مراحل درونی است که تخمین پارامترها را بدون دخالت کاربر انجام می‌دهد؛ گام‌هایی که بدون سایه هستند توسط مدل‌ساز انجام می‌شود. سعی و خطای بین اطلاعات غیرقطعی و برازش اطلاعات قطعی مدل با استفاده از تغییر تابع هدف پارامترهای مشاهداتی برای منظم‌سازی تیخنوف انجام می‌شود (پارامتر PHIMLIM در PEST)؛ (GUI: رابط گرافیکی کاربر؛ SVD: تجزیه مقدار منفرد).

۹-۷ روندنمایی برای واسنجی و ارزیابی عملکرد مدل

واسنجی مدل، که شامل تطبیق تاریخی و ارزیابی مقبولیت پارامترها است، در اصل روشی برای ارزیابی عملکرد مدل است. بیشتر مدل‌سازان آب زیرزمینی پذیرفته‌اند که مدل آب زیرزمینی هیچ‌زمانی نمی‌تواند اعتبارسنجی شود (کادر ۹-۵).

کادر ۹-۵ صحت‌سنجی کد/مدل و اعتبارسنجی مدل

هنگام بحث در مورد واسنجی مدل، اغلب از عبارت‌های صحت‌سنجی و اعتبارسنجی (بخش۱-۵) استفاده می‌شود. با توجه به وضعیت مدل‌سازی در قرن بیست و یکم و دسترسی به روش‌های جدید واسنجی (بخش‌های ۹-۵ و ۹-۶)، این مفاهیم عمدتاً غیرضروری هستند. با این وجود، این عبارت‌ها همچنان مورد استفاده قرار می‌گیرند (۸۰، ۲ و ۱۰) و مطالبی که در ادامه آورده شده است برای مدل‌سازی کاربردی آب زیرزمینی مورد استفاده قرار می‌گیرد.

صحت‌سنجی کد برای تأیید درستی برنامه (کد) رایانه‌ای نوشته شده، به کار می‌رود تا اطمینان حاصل شود که این کد، معادله دیفرانسیل جزئی آب زیرزمینی را به درستی حل کند. بیشتر کدهای مدل‌سازی آب زیرزمینی که در حال حاضر استفاده می‌شوند، توسط نویسنده کد تایید شده است و بنابراین نیازی به صحت‌سنجی کد توسط کاربر نیست. صحت‌سنجی کد معمولا در دفترچه راهنمای کابر ثبت می‌شود.

صحت‌سنجی مدل (در مقابل صحت‌سنجی کد) در بین مدل‌سازان جریان رودخانه شروع شد. در این حالت داده‌های مشاهده‌ای به دو گروه تقسیم می‌شوند. بخشی از نمونه‌های مشاهده‌ای برای واسنجی مدل در یک دوره زمانی خاص استفاده می‌شود و بخش دیگر نمونه‌ها برای آزمایش مدل واسنجی شده استفاده می‌شود. گاهی اوقات توصیه می‌شود که مدل‌های آب زیرزمینی برای یک دوره زمانی واسنجی شده و برای دوره‌های زمانی دیگر صحت سنجی شود یا از یک دوره زمانی که شرایط هیدرولیکی متفاوتی با دوره واسنجی دارد برای صحت سنجی استفاده شود (به‌عنوان مثال واسنجی برای متوسط دوره سالانه و صحت‌سنجی برای دوره کوتاه‌مدت آزمایش پمپاژ) یا اینکه یک مدل جریان آب زیرزمینی که با استفاده از بارهای هیدرولیکی و شارهای مشاهده‌شده، واسنجی‌شده، می‌تواند با نشان دادن اینکه متغیر وابسته دیگری مانند غلظت (با استفاده از مدل انتقال املاح) یا دما (با استفاده از مدل انتقال حرارت) را به‌خوبی شبیه‌سازی می‌کند، صحت‌سنجی شود. دوهرتی و هانت[1] (۲۰۱۰)، نشان دادند با وجود اینکه مدل واسنجی‌شده می‌تواند جنبه‌های خاصی از سیستم را در شرایط میدانی دوباره ایجاد کند، داده‌های مورد استفاده در هنگام استفاده در صحت‌سنجی دارای ارزش بیشتری هستند. در بیشتر موارد، هر گونه اطمینان اضافی به‌دست آمده در حالت استفاده از داده‌های کمتر در صحت‌سنجی باعث افزایش عدم قطعیت می‌شود. عدم انطباق و عدم قطعیت در واسنجی را می‌توان با استفاده از داده‌های مشاهده‌ای واسنجی بیشتر و متنوع کاهش داد. دوره‌های زمانی مختلف و تنوع داده‌ها اطلاعات مربوط به جنبه‌های مختلف سیستم را شامل می‌شود. بنابراین، تطبیق تاریخی (و مدل واسنجی شده نهایی) با حذف داده‌ها ضعیف‌تر می‌شوند. با استفاده از مفاهیم بررسی شده در بخش ۹-۶، از جمله داده‌هایی که برای صحت‌سنجی نگهداری می‌شوند، می‌توان ابعاد جدیدی را به فضای حل پارامتر اضافه کند و به این ترتیب ابعاد فضای پوچ را کاهش می‌دهند. در مواقعی که داده‌ها کم هستند، عدم‌قطعیت، از نتایج به‌دست آمده از نبود داده‌های کافی ایجاد می‌شود. بنابراین، صحت‌سنجی

[1] Doherty and Hunt

در این حالت باعث افزایش اطمینان در عملکرد مدل نمی‌شود. در عوض، بهتر است از همه داده‌های مشاهده‌ای در تخمین پارامترها استفاده شده و پس از آن آنالیز عدم قطعیت در پیش‌بینی‌ها انجام شود (فصل ۱۰).
عبارت اعتبارسنجی مدل به این معناست که، مدل "صحیح" است و بنابراین می‌تواند پیش‌بینی‌های صحیحی (معتبری) داشته باشد. در قرن بیستم، تلاش‌هایی برای ایجاد پروتکل‌های اعتبارسنجی به خصوص برای ساخت مخازن زیرزمینی به‌منظور ذخیره زباله‌های اتمی با سطوح بالا انجام شد. به هر حال، نگرانی‌ها در مورد عدم وجود جواب منحصر به فرد و عدم قطعیت مدل، منجر به این دیدگاه شد که مدل نمی‌تواند اعتبارسنجی شود بلکه فقط می‌توان نشان داد که مدل نامعتبر است (۶۹). علاوه بر آن، این عدم اعتبار نیز فقط در سطح اطمینان خاصی قابل اثبات است (۹۱ و ۹۰). به‌طور خلاصه، اعتبارسنجی با انواع دیگر ارزیابی عملکرد مدل مانند تخمین پارامترها و آنالیز عدم‌قطعیت پیش‌بینی جایگزین شده است. این فعالیت‌ها، گرچه باعث اطمینان به مدل می‌شوند با این حال نمی‌توان تضمین کرد که مدل ۱۰۰ درصد درست است. ولی می‌توان مدل را برای هدفی که تهیه شده، ارزیابی کرد و دید که آیا به‌طور مشروط برای کاربردی که در نظر گرفته شده مناسب است یا نه (۱۰). این وضعیت به‌خوبی توسط دوهرتی[1] (۲۰۱۱) خلاصه شده است: "هنگامی که پیش‌بینی انجام می‌شود، مدل نمی‌تواند تضمین کند که پاسخ درست را ارائه داده است. به هر حال، اگر به درستی ساخته شود، مدل می‌تواند تضمین کند که پاسخ درست در محدوده عدم قطعیت قرار دارد و این در حقیقت چیزی است که مدل برای آن ساخته شده است.

بنابراین، واسنجی اولین روش برای ارزیابی عملکرد مدل است. بهتر است در واسنجی مدل‌های آب زیرزمینی، ابتدا تطبیق تاریخی سعی و خطای دستی (شکل ۹-۱) انجام شود و سپس تطبیق تاریخی سعی و خطای خودکار (تخمین پارامترها، شکل ۹-۹) انجام شود. معمولا در روندنمای کلی واسنجی، ابتدا مدل در حالت ماندگار، با توجه به هدایت هیدرولیکی، تغذیه و پارامترهای نشت/مقاومت واسنجی می‌شود. اگر مدل‌سازی غیرماندگار لازم باشد، معمولا مدل غیرماندگار، به‌صورت جداگانه بعد از واسنجی حالت ماندگار واسنجی می‌شود که در آن تطبیق تاریخی فقط با تنظیم پارامترهای ذخیره انجام می‌شود. سری-های زمانی داده‌های مشاهده‌ای مختلف (بخش ۹-۳) برای واسنجی غیرماندگار مناسب هستند. کیفیت تطبیق را می‌توان با نمایش دینامیک سیستم (شکل ۷-۱۱، شکل ۹-۴-الف و د) ارزیابی کرد و تطبیق تاریخی به دلیل خطای منتقل شده از واسنجی ماندگار دچار اختلال نمی‌شود. هنگامی که واسنجی ماندگار و غیرماندگار جداگانه انجام می‌شود، این مزیت را دارد که کیفیت واسنجی ماندگار در هنگام واسنجی غیرماندگار که فقط با تغییر پارامترهای ذخیره انجام می‌شود، به هم نخورد. علاوه بر این، تعداد پارامترهای واسنجی در حالت غیرماندگار فقط به پارامترهای ذخیره محدود می‌شود. از آنجا که زمان اجرای مدل در حالت غیرماندگار بسیار بیشتر از مدل ماندگار است، تعداد کمتر پارامترهای واسنجی در این حالت ایده‌آل است. در برخی از موارد، ممکن است روش واسنجی جداگانه عملکرد رضایت‌بخشی در

[1] Doherty

تطبیق تاریخی غیرماندگار نداشته باشد که در این موارد مدل‌های ماندگار و غیرماندگار با همدیگر اجرا شده و خروجی‌های مدل با تابع هدف ترکیبی که دارای مشاهدات ماندگار و غیرماندگار است، ارزیابی می‌شود.

اگر برای تخمین پارامترها به تنهایی از روش‌های ساده استفاده شود (بخش ۹-۵)، مقبولیت مقادیر پارامتر واسنجی‌شده نهایی باید با استفاده از ارزیابی اطلاعات غیرقطعی به‌صورت دستی بررسی شود. در اکثر مدل‌سازی‌های کاربردی، روش PEST با منظم‌سازی تیخنوف استفاده می‌شود که شامل اطلاعات غیرقطعی برای حل تخمین پارامترها است. SVD به پایدارسازی راه‌حل کمک می‌کند و SVDA سرعت فرآیند واسنجی را افزایش می‌دهد. علاوه بر این، در رایانه‌های مدرن که دارای چندین پردازشگر هستند امکان پردازش موازی (اجرای چندین برنامه) در یک دستگاه واحد وجود دارد. با توجه به اینکه اکثر کدهای تخمین پارامتر توانایی پردازش موازی دارند، کاربر می‌تواند از مزایای جنبه‌های موازی تخمین پارامترها استفاده کند. اگر برای پردازش موازی نرم‌افزارهای اختصاصی از رایانه‌های چند شبکه‌ای استفاده شود، مدل‌ساز باید مطمئن شود که هر دستگاه لیسانس[1] نرم‌افزار موردنظر را دارد. نرم‌افزارهایی که کدهای آن‌ها در دسترس عموم هستند را می‌توان بدون هیچ نگرانی در مورد لیسانس، در چندین دستگاه کپی کرد.

نتایج واسنجی باید با استفاده از آماره‌ها ارائه شوند (ME، MAE و RMSE برای مدل‌های ماندگار: معادلات (۹-۱) تا (۹-۳)؛ NS برای مدل‌های غیرماندگار: معادلات (۹-۴) و (۹-۴-الف)، نمودار مقادیر مشاهده‌ای در برابر مقادیر شبیه‌سازی شده (شکل‌های ۹-۵ و ۷-۱۱)، نقشه و نمودار مکانی نشان‌دهنده مکان‌ها و مقادیر باقیمانده‌ها (شکل ۹-۶) و ارزیابی بیلان آب شبیه‌سازی شده (شکل ۷-۵-ب)). آماره‌ها و نمودارهای باقیمانده معمولاً با استفاده از باقیمانده‌های بدون وزن محاسبه می‌شوند، زیرا آن‌ها انحراف واقعی از مقادیر مشاهده‌ای را نشان می‌دهند و تحت تاثیر وزن‌های انتخاب شده توسط مدل‌ساز قرار نمی‌گیرد. مدل‌ساز باید رتبه (وزن، مانند جدول ۷-۱) داده‌های واسنجی مشاهده‌ای، نحوه انتخاب پارامترهای واسنجی و اینکه چگونه اطلاعات غیرقطعی در واسنجی استفاده شده‌اند را ارائه و مورد بررسی قرار دهد. اگر از منظم‌سازی تیخنوف استفاده می‌کند، دیاگرام جبهه پارتو (شکل ۹-۱۷) خیلی کمک می‌کند.

در ارزیابی عملکرد مدل باید کمبود در داده‌ها و عدم‌قطعیت‌های مدل مفهومی و محدودیت‌های مدل عددی شناسایی شوند. مدل‌ساز باید عدم برازش‌های غیرمعقول و توزیع زمانی و مکانی باقیمانده‌ها را با

[1] Licenses

بررسی نمودارهای پراکندگی مقادیر مشاهده‌ای در مقابل مقادیر شبیه‌سازی شده (شکل ۹-۵) و نقشه مکانی باقیمانده‌ها (شکل ۹-۶) ارزیابی کند. ابزارهای آماری اضافه‌تری نیز در دسترس هستند که نحوه عملکرد مدل مفهومی منتخب را ارزیابی می‌کنند (کادر ۹-۶). اگر این بررسی منجر به این نتیجه شود که بهترین برازش مدل ناکافی است، احتمالاً فرضیات اساسی و/یا مدل مفهومی ناکافی است یا اینکه داده‌های مشاهده‌ای واسنجی، شرایط هیدروژئولوژیکی منطقه را به‌طور ضعیف نشان می‌دهند. هر پیش‌بینی توسط یک همچین مدلی، در این شرایط، سوال برانگیز خواهد بود. اگر معایب بالقوه معنی‌داری در مدل مفهومی باشد، ممکن است مدل‌ساز تصمیم بگیرد تا مدل‌های مفهومی جایگزینی را بررسی کند (بخش ۱-۶). مدل‌های مفهومی جایگزین به مدل‌ساز این امکان را می‌دهد تا ارزیابی سایر نمایشگرهای قابل‌قبول سیستم را با توجه به محدودیت داده‌های موجود و آنچه که در مورد سیستم می‌داند، گسترش دهد. یک یا چند مدل مفهومی جدید، اساس مدل‌های عددی جدید یا اصلاح شده را تشکیل می‌دهند. با هر مدل جدید، فرآیندهای ارزیابی مدل مانند واسنجی، دوباره شروع می‌شود. مزیت تخمین پارامترها این است که کیفیت یک مدل مفهومی به‌طور کمّی با روش ریاضی تعیین شده و معایب مدل مفهومی را شناسایی می‌کند. بنابراین، با استفاده از تخمین پارامتر، می‌توان به آسانی بیش از یک مدل مفهومی را بررسی کرد. یک مدل مفهومی جایگزین می‌تواند جایگزین مدل مفهومی اصلی شود و مبنای مناسبی برای پیش‌بینی شبیه‌سازی شود. یا همانطور که در فصل ۱۰ مشاهده خواهید کرد، برای کمک به نمایش عدم‌قطعیت در پیش‌بینی‌ها از چندین مدل مفهومی استفاده شود. تخمین‌های عدم قطعیت، بخش مهمی از مدل‌سازی کاربردی است.

در حالی‌که نتایج ارائه شده تنها از یک مدل واسنجی شده، کار استانداردی در گذشته بود، امروزه مدل-سازی باید عدم‌قطعیت در مدل مفهومی، مدل عددی واسنجی شده و شرایط پیش‌بینی را شامل شود. آنالیزهای عدم‌قطعیت در فصل ۱۰ بررسی شده است.

کادر ۹-۶ ابزارهای اضافه در تخمین پارامتر

چارچوب کمّی موجود در فرآیند مربوط به تخمین پارامتر، امکان ارزیابی مدل با روش‌های دیگر بررسی شده در بخش‌های ۹-۴ تا ۹-۶ را فراهم می‌کند. در این کادر، دو شاخص آماری دیگر بررسی می‌شود: ۱- تاثیر پارامتر و مشاهده؛ ۲- حساسیت سراسری. نرم‌افزارهای رایج موجود شامل هر دو معیار هستند، اما مانند روش‌های دیگر این فصل، به‌طور گسترده مورد استفاده قرار نمی‌گیرند. تخمین پارامترها یک موضوع تحقیقاتی فعال بوده و این انتظار می‌رود که در نهایت این روش‌ها و یا روش‌های بسیار دیگری در نرم‌افزارهای مدل‌سازی به‌صورت استاندارد وارد شوند.

یکی از اهداف تخمین پارامتر این است که اهمیت (رتبه‌بندی) مشاهدات مشابه آنچه که در واسنجی با سعی و خطای دستی (بخش ۹-۵) انجام می‌شود، باقی بماند. قبل از شروع واسنجی، می‌توان تأثیر داده‌های مشاهده‌ای بر پارامترهای مدل‌سازی را محاسبه کرد (مانند صفحه ۱۳۴ مرجع شماره ۵۶؛ ابزار INFSTAT در PEST، ۲۸). با این اطلاعات مدل‌ساز می‌تواند مشخص کند که کدام داده بیشترین تأثیر را در تخمین پارامترها داشته و آیا این تأثیر با هدف مدل‌سازی هماهنگی دارد یا نه. اگر یک داده‌ای تأثیر بیش از اندازه‌ای دارد، می‌توان وزن آن داده را کمتر در نظر گرفت تا تأثیر آن در تابع هدف کمتر شود. در پایان واسنجی، اگر مقدار پارامتر محاسبه شده خارج از دامنه قابل قبول و مورد انتظار بود، مدل‌ساز می‌تواند به نتایج شک کند. یاگر[1] (۱۹۹۸) نحوه استفاده از آماره تأثیر DFBETAS (۷) را ارائه داد که به‌طور آماری میزان تأثیر یک داده مشاهده‌ای بر یک پارامتر را اندازه‌گیری می‌کند). با این اطلاعات، مشاهدات می‌توانند بر حسب تأثیرگذاری بر یک پارامتر تخمین، رتبه‌بندی شوند (۶۱). ابزار SSSTAT (که در بخش ۹-۶ بحث شد) در نرم‌افزار PEST (۲۸) برای ردیابی تأثیر مشاهدات بر پارامترهای تخمین در محاسبات مسأله معکوس، طراحی شده است.

از آنجا که ضریب حساسیت (معادله ۹-۷) براساس نوسانات کوچک در محدوده یک مقدار پارامتر است، حساسیت محلی را اندازه‌گیری می‌کند. حساسیت محلی، گرچه به لحاظ محاسباتی خیلی کاربردی است، اما فرض خطی بودن در آن باعث می‌شود که ضریب حساسیت محاسبه شده برای یک گروه از پارامترها در همه ورودی‌ها و خروجی‌های ممکن قابل کاربرد باشد و این ممکن است که فرض مناسبی نباشد. آنالیز حساسیت سراسری غیرخطی بودن حساسیت را برای دامنه وسیعی از پارامترها در نظر می‌گیرد (۹۶). آنالیز حساسیت سراسری برای تعیین پارامترهایی که بیشترین تأثیر را بر عدم قطعیت داشته و عواملی که موجب پیش‌بینی‌های خارج از نرمال می‌شوند، مناسب است (۷۷).

میشرا[2] و همکاران (۲۰۰۹) نتایج به دست آمده از آنالیز حساسیت سراسری را با حساسیت محلی و روش موریس[3] (۸۱) مقایسه کردند (۷۷). روش موریس پلی بین روش‌های محلی و سراسری است. روش‌های سراسری دارای حجم محاسبات خیلی بیشتری هستند و تعداد اجراهای مدل هم به دلیل اینکه به فاکتورهای اختصاصی مسأله همانند درجه غیرخطی بودن و تعداد پارامترها بستگی دارد، نامعلوم است. یک روش عملی جایگزین این است که مدل را از طریق روش‌هایی همانند کاهش محدوده مدل، ساده‌سازی فرآیندها، انتخاب پارامترهای کلیدی با توجه به قضاوت‌های کارشناسی و ... ساده‌سازی کرد. یک مثال دیگر از این نوع پل‌ها روش آنالیز آماری توزیع حساسیت محلی[4] (۹۴) می باشد. این روش‌ها می‌توانند به استفاده از روش‌هایی که به‌طور مستقیم و داده-محور آنالیز حساسیت را انجام می‌دهند (مانند روش مونت کارلو)، کمک کنند.

---

[1] Yager
[2] Mishra
[3] Morris
[4] Distributed Evaluaton of Local Sensitivity Analysis

۹-۸ خطاهای رایج در مدل‌سازی

- زمان و تلاش بسیار زیادی برای طراحی و ساخت مدل صرف شود؛ واسنجی با تاخیر خیلی زیاد شروع می‌شود و هنگام واسنجی، زمان و منابع مالی تقریبا در حال اتمام است. در نتیجه، مدل نهایی، تطبیق تاریخی قابل‌قبولی ندارد و/یا دارای پارامترهای غیرمنطقی است.
- فقط به دلیل اینکه آماره‌ها (مانند MAE) در محدوده مجاز قرار می‌گیرند، واسنجی کامل فرض شود. به همین ترتیب، فقط به خاطر اینکه آماره‌ها در محدوده مجاز قرار نگرفته‌اند، یک مدل مناسب حذف می‌شود.
- بعد از انجام تطبیق تاریخی، واسنجی کامل می‌شود، اما پارامترهای واسنجی بهینه دارای مقادیر غیرمنطقی هستند.
- تطبیق تاریخی تنها شامل سعی و خطای دستی است در حالی که بهترین برازش کمّی هدف مدل‌سازی است. واسنجی مدل باید با ابزار تخمین پارامتر انجام شود.
- وزن‌های تعیین شده بر داده‌های مشاهده‌ای واسنجی برای تخمین پارامتر، همان اهمیتی را که مدل‌ساز در تطبیق تاریخی با سعی و خطای دستی استفاده کرده را نشان نمی‌دهد. بنابراین، نتایج تخمین پارامتر قضاوت مدل‌ساز را در مورد اهمیت مشاهدات نشان نمی‌دهد.
- تطبیق تاریخی ایجاد شده توسط یک مدل بسیار ساده که در آن اطلاعات مشاهدات به‌طور کامل استفاده نمی‌شود و توانایی کمی در پیش‌بینی مدل دارد، مورد قبول مدل‌ساز قرار گیرد.
- مدل اولیه مورد استفاده در تخمین پارامترها بسیار پیچیده است و با استفاده از واسنجی سعی و خطای دستی آزمایش نشده است. بهتر است، مدل‌ها پیچیدگی سیستم را نشان دهند نه اینکه آن را ایجاد کنند (۹۷).
- به دلیل اینکه نتایج پارامترها با استفاده از الگوریتم رایانه‌ای به‌دست می‌آید، بدون ارزیابی، نتایج پذیرفته شود. بهتر است مدل‌ساز نتایج تخمین پارامترها را از نظر مقبولیت هیدروژئولوژیکی مورد بررسی قرار دهد.
- زمان و تلاش بسیار زیادی برای انجام آنالیزهای آماری تخمین پارامتر صرف شود در حالی‌که زمان خیلی کم یا هیچ زمانی برای اهداف اولیه مدل‌سازی که پیش‌بینی و آنالیز عدم‌قطعیت است، صرف نشود.
- برای مسائل بدوضع از SVD استفاده نشود و تخمین پارامترها نتواند بهترین برازش را پیدا کند.

- بدون هیچ نوع منظم‌سازی اضافی (مانند منظم‌سازی تیخنوف) از SVD استفاده می‌شود. فرآیند بهترین برازش توسط پارامترهایی ارائه می‌شود که خارج از محدوده مقادیر قابل‌قبول هستند. در حالی که مدل با مقادیر قابل قبول تفاوت بسیار جزئی با مدل قبول‌شده دارد.

۹-۹ مسائل

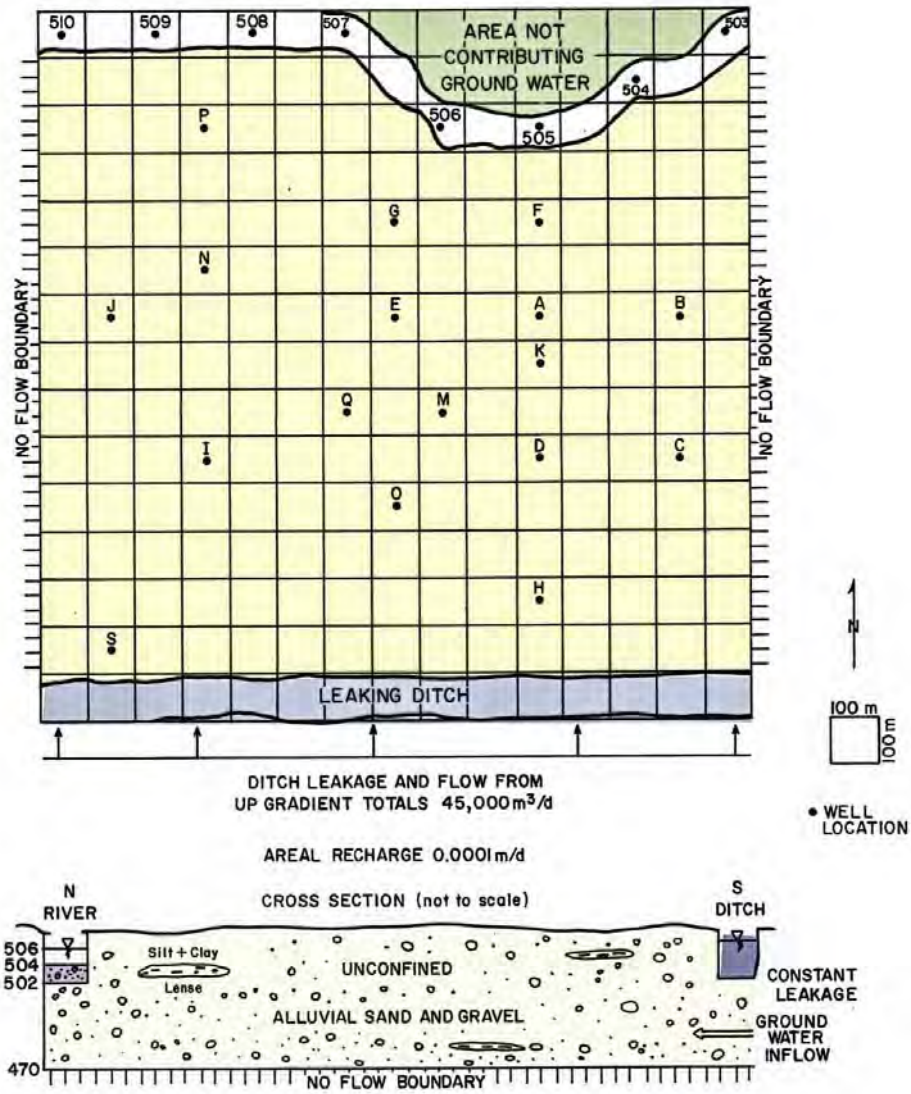
مسائل این فصل تمرینی برای استفاده از تطبیق تاریخی دستی و خودکار مدل‌های واسنجی‌شده است. بهترین مدل واسنجی‌شده در این مسائل، برای پیش‌بینی و آنالیز عدم قطعیت پیش‌بینی در مسائل فصل ۱۰ استفاده خواهد شد.

مسأله ۹-۱ یک مدل دوبعدی برای آبخوان شن و ماسه‌ای آزاد طراحی کنید؛ ابعاد دامنه مسأله ۱۵۰۰ متر در ۱۵۰۰ متر (شکل مسأله ۹-۱) است. از فواصل گرهی یکنواخت ۱۰۰ متری استفاده کنید. هدف مدل‌سازی، پیش‌بینی اثرات پمپاژ چاه M (شکل مسأله ۹-۱) بر بارهای هیدرولیکی و جریان‌های رودخانه است. به دلیل اینکه آبیاری اراضی کشاورزی پایین‌دست از طریق آب رودخانه انجام می‌شود، مطلوبست اثرات پمپاژ بر جریان‌های رودخانه حداقل شود. مرزهای شمال، شرق و غرب دامنه مسأله، مرزهای بدون جریان هستند که نشان‌دهنده بسترهای غیرقابل نفوذ هستند. مرز جنوبی به طول ۱۰۰ متر و با بستر سنگریزه‌ای که به سمت شرق شیب‌دار است، آب را از حوضه خارج می‌کند. به‌طور پیوسته مقدار آب زیادی از این نهر نشت می‌کند. آب از طریق نشت وارد محدوده نیز می‌شود. این نشت از طریق بسیاری از سیستم‌های نهر در جنوب محدوده وارد دامنه مدل می‌شود (شکل مسأله ۹-۱). رودخانه‌ای که به سمت شرق جریان دارد در جنوب مرز شمالی مدل دارای پهنای ۱۰۰ متر است. تراز میانگین سطح آب رودخانه (بر حسب متر بالای سطح آزاد دریا) در شکل مسأله ۹-۱ در نقاط مشخص داده شده است. رودخانه دارای عمق میانگین ۲ متر و کف آبخوان از ۲ متر شن و ماسه‌ریز با هدایت هیدرولیکی ۳۰ متر بر روز تشکیل شده است. رودخانه در قسمتی از مسیر در مجاورت سنگ بستر نفوذناپذیر جریان می‌یابد که در شکل با عنوان "ناحیه دارای آب زیرزمینی نیست" مشخص شده است (شکل مسأله ۹-۱). میانگین تغذیه روزانه در کل منطقه، ۰/۰۰۰۱ متر بر روز است.

لوگ‌های حفاری چاه‌ها که در شکل مسأله ۹-۱ آمده، آبرفت رودخانه‌ای متشکل از شن و ماسه را از سطح زمین تا سنگ کف نشان می‌دهد که دارای لنزهای منفک سیلت و رسی است. لوگ‌های زمین‌شناسی چاه‌های N و E (شکل مسأله ۹-۱) مقدار سیلت و رس را بیش از ٪۵۰ نشان می‌دهد که آن‌ها را رسوبات

هلالی و ساحلی می‌نامند. محدوده ضرایب هدایت هیدرولیکی به‌دست آمده از آزمایش‌های آبخوان چاه‌های حفر شده در رسوبات شنی و ماسه‌ای بین ۳۰ تا ۱۲۰ متر بر روز با میانگین ٪۴۰±۷۵ متر بر روز قرار می‌گیرد. تغذیه آب زیرزمینی در حالت ماندگار به رودخانه ٪۱۰±۴۵۵۵۰ مترمکعب بر روز است. همه اندازه‌گیری‌های بار هیدرولیکی (جدول مسأله ۹-۱) مورد استفاده در واسنجی دارای خطای اندازه‌گیری ۰/۰۰۲± متر و خطای آماری ۰/۰۲± متر هستند.

الف- با استفاده از اطلاعات لوگ‌های زمین‌شناسی (ذکر شده در متن بالا)، ناحیه‌های هدایت هیدرولیکی را تعیین کنید. سپس مدل دوبعدی را برای حالت ماندگار در جدول مسأله ۹-۱ واسنجی کنید و تطبیق تاریخی شارهای رودخانه داده شده را با سعی و خطای دستی انجام دهید. تعداد ناحیه‌های هدایت هیدرولیکی و مقادیر اختصاص داده شده به هر ناحیه، می‌تواند متفاوت باشد. این مقادیر را تنظیم کنید. مراحل واسنجی (بخش ۳-۷ و جدول ۳-۱)، که در آن هر اجرای واسنجی و اثر تغییر مقادیر پارامتر بر نتایج تطبیق تاریخی ثبت شده است، را ثبت کنید. برای بررسی نتایج واسنجی، آماره‌ها (معادلات ۹-۱ تا ۳-۹) را محاسبه کنید. مقادیر اندازه‌گیری‌شده و شبیه‌سازی‌شده را به‌صورت نمودار پراکندگی و باقیمانده‌ها را روی نقشه نشان دهید. برای ایجاد نقشه خطوط کنتور سطح ایستابی، از بارهای هیدرولیکی بهترین مدل واسنجی شده استفاده کنید و خطوط هم‌پتانسیل میدانی و شبیه‌سازی‌شده را نیز روی نقشه نشان دهید. مقادیر پارامترهای بهترین مدل واسنجی شده را بنویسید. نتایج واسنجی را مورد بحث قرار دهید؛ آیا مقادیر پارامترها از نظر هیدروژئولوژیکی منطقی هستند؟ بهترین مدل واسنجی مورد انتخاب خودتان را توجیه کنید.



شکل مسأله ۹-۱ نقشه و مقطع عرضی آبخوان شن و ماسه‌ای آزاد. مساحت منطقه دارای ابعاد ۱۵۰۰ متر در ۱۵۰۰ متر و فواصل گرهی ۱۰۰ متری است. در امتداد بستر نفوذناپذیر مرز شمالی و شمال رودخانه، آبی به رودخانه وارد نمی‌شود. اعداد ارتفاع آب در رودخانه‌ها نسبت به سطح آزاد دریاهاست. حروف، چاه‌های پمپاژ و چاه‌های مشاهده‌ای را نشان می‌دهد (جدول مسأله ۹-۱). مقطع عرضی در امتداد ستون ۹ قرار دارد. ارتفاع‌ها بر حسب متر و نسبت به سطح آزاد دریاهاست.

جدول مسأله ۹-۱ بار هیدرولیکی مشاهده‌شده برای آبخوان شکل مسأله ۹-۱

نام چاه	شماره ردیف	شماره ستون	بار هیدرولیکی اول (متر)*	بار هیدرولیکی دوم (متر)**
P	3	4	509.12	509.11
G	5	8	508.19	507.99
F	5	11	508.17	507.79
N	6	4	512.83	512.83
J	7	2	515.71	515.71
E	7	8	513.17	513.04
A	7	11	512.22	508.8
B	7	14	511.95	511.29
K	8	11	513.88	512.21
Q	9	7	518.32	518.18
M	9	9	517.12	516.68
I	10	4	519.28	518.86
D	10	11	516.71	516.17
C	10	14	516.03	515.66
O	11	8	519.02	518.86
H	13	11	519.7	519.55
S	14	2	521.96	521.95

* بارهای هیدرولیکی در حالت ماندگار

** بارهای هیدرولیکی بعد از سه روز پمپاژ چاه A؛ میانگین بارهیدرولیکی در مساحت ۱۰۰متر در ۱۰۰ متر اطراف چاه است.

ب- این فرآیند را با استفاده از روش تخمین پارامترها (سعی و خطای اتوماتیک) با پیکره‌بندی ناحیه از طریق واسنجی سعی و خطای دستی تکرار کنید. توضیح دهید که چگونه تابع هدف را فرمول‌بندی و وزن‌های استفاده شده تنظیم شد. RMSE بارهای هیدرولیکی و تخلیه رودخانه به‌دست آمده از واسنجی سعی و خطای دستی در بخش (الف) را با نتایج به‌دست آمده از روش تخمین پارامترها مقایسه کنید. همچنین با مقادیر نهایی هدایت هیدرولیکی واسنجی‌شده نیز مقایسه کنید و علت تفاوت‌ها و شباهت‌های موجود را ذکر کنید.

مسأله ۹-۲ گاهی اوقات، در تطبیق تاریخی، واسنجی در شرایط غیرماندگار نیز وجود دارد. داده‌های شرایط غیرماندگار، دومین مجموعه داده‌های واسنجی است. مقدار تقریبی آبدهی ویژه آبخوان شن و ماسه‌ای، ۰/۱۰ برآورد شده است. برای شبیه‌سازی نتایج آزمایش آبخوان سه روزه، مدل غیرماندگاری طراحی کنید، به این ترتیب که چاه A (شکل مسأله ۹-۱) به‌طور پیوسته با نرخ ثابت ۲۰۰۰۰ مترمکعب بر روز پمپاژ می‌شود. تخلیه سه روزه آب زیرزمینی به رودخانه به‌صورت تجمعی در طی این آزمایش حدود ۱۲۵۷۰۰ ٪۱۰± مترمکعب و ورودی رودخانه به آبخوان به‌صورت تجمعی ٪۱۰±۱۰۳۰ مترمکعب است.

الف- از مقادیر پارامترها و ناحیه‌های واسنجی در حالت ماندگار مسأله ۹-۱-الف و بارهای هیدرولیکی نهایی به‌عنوان شرایط اولیه استفاده کنید. مدل را در شرایط غیرماندگار اجرا کنید و بارهای هیدرولیکی و شارهای تجمعی ورودی و خروجی از رودخانه را بعد از ۳ روز پمپاژ شبیه‌سازی شده، بررسی کنید. واسنجی مشاهدات فقط با استفاده از آبدهی ویژه و شارهای رودخانه انجام شود. آیا بارهای هیدرولیکی شبیه‌سازی شده با داده‌های مشاهده‌شده بار هیدرولیکی واسنجی غیرماندگار (جدول مسأله ۹-۱) و جریان‌های ورودی و خروجی از مقادیر اندازه‌گیری شده در رودخانه در طول آزمایش پمپاژ مطابقت دارند؟

ب- اگر مطابقت‌های بار هیدرولیکی و جریان‌ها در بخش (الف) قابل قبول نیستند، دوباره مدل را در شرایط ماندگار با تغییر ناحیه‌بندی به‌صورت موردنیاز با استفاده از روش‌های واسنجی اتوماتیک واسنجی کنید. سپس، واسنجی غیرماندگار را با استفاده از ناحیه‌های هدایت هیدرولیکی مدل ماندگار جدید و تنظیم مقادیر آبدهی ویژه انجام دهید. طراحی تابع هدف خود و مقادیر نهایی پارامترهای آبخوان را توجیه کنید.

ج- روش‌ها و نتایج واسنجی خودتان را تفسیر کنید. تا چه اندازه به واسنجی مدل خود اطمینان دارید و مطمئن هستید که این مدل بتواند پیش‌بینی مناسبی در پاسخ به پمپاژ یک چاه جدید در موقعیت M در آبخوان داشته باشد؟

مسأله ۹-۳ روش‌های واسنجی قبلی از ناحیه‌های هدایت هیدرولیکی استفاده می‌کردند. در این مسأله، از نقاط پایلوت با تخمین پارامترها استفاده خواهد شد. برای مقادیر اولیه پارامترها از بهترین مدل ماندگار واسنجی‌شده در مسأله ۹-۲-الف و ب استفاده کنید.

الف- همه ناحیه‌ها را حذف کنید و از شبکه منظم نقاط پایلوت استفاده کنید؛ مدل ماندگار را دوباره واسنجی کنید. ضرایب هدایت هیدرولیکی اولیه را برای نقاط پایلوت نتایج خود (مسأله ۹-۲-ب) وارد کنید. نتایج خودتان را با مسأله‌های ۹-۱-الف و ۹-۱-ب مقایسه کنید.

ب- از مقادیر پارامترهای واسنجی شده در مسأله ۹-۳-الف و بارهای هیدرولیکی به‌عنوان شرایط اولیه استفاده کنید و برای شبیه‌سازی آزمایش آبخوان سه روزه، چاه پمپاژ A را قرار دهید. با استفاده از آبدهی ویژه، مدل غیرماندگار را برای شارهای رودخانه واسنجی کنید. نتایج خودتان را با نتایج مسأله ۹-۲-ب مقایسه کنید.

ج- بهترین مدل (مدل پایه) را انتخاب کنید و دلایل این انتخاب را ذکر کنید. این مدل در فصل ۱۰ برای آنالیز پیش‌بینی و عدم‌قطعیت استفاده خواهد شد.

مسأله ۹-۴ گزارش دوهرتی و هانت[1] (۲۰۱۰) (در فهرست مراجع آورده شده است) را مطالعه کنید که در آن مدل‌های بسیار پارامتریک بررسی شده است. روندنمای فرآیندی که آن‌ها برای تخمین پارامترها پیشنهاد داده‌اند را تهیه کنید.

مراجع

1. Alcolea, A., Carrera, J., Medina, A., 2006. Pilot points method incorporating prior information for solving the groundwater flow inverse problem. Advances in Water Resources 29 (11), 1678-1689. http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2005.12.009.
2. Anderson, M.G., Bates, P.D. (Eds.), 2001. Model Validation: Perspectives in Hydrological Science. John Wiley & Sons Ltd., London, UK, 512 pp.
3. Aster, R.C., Borchers, B., Thurber, C.H., 2013. Parameter Estimation and Inverse Problems, second ed. Elsevier Academic Press. 301 p.
4. ASTM (International), 2008. Standard guide for calibrating a groundwater flow model application D5981 e 96(2008). American Society of Testing and Materials, ASTM International, 6 p.
5. Bair, E.S., 2001. Models in the courtroom. In: Anderson, M.G., Bates, P.D. (Eds.), Model Validation: Perspectives in Hydrological Science. John Wiley & Sons Ltd., London, pp. 55-77.
6. Bair, E.S., Metheny, M.A., 2011. Lessons learned from the landmark پA Civil Actionپ trial. Groundwater 49 (5), 764-769. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2008.00506.x.
7. Belsley, D.A., Kuh, E., Welsch, R.E., 1980. Regression Diagnostics: Identifying Influential Data and Source of Collinearity. John Wiley, New York, 292 p.
8. Beven, K.J., 2005. On the concept of model structural error. Water Science & Technology 52 (6), 167-175. http://www.iwaponline.com/wst/05206/wst052060167.htm.
9. Beven, K.J., 2009. Environmental Modelling: An Uncertain Future? An Introduction to Techniques for Uncertainty Estimation in Environmental Prediction. Routledge, 310 p.

[1] Doherty and Hunt

10. Beven, K., Young, P., 2013. A guide to good practice in modeling semantics for authors and referees. Water Resources Research 49 (8), 5092-5098. http://dx.doi.org/10.1002/wrcr.20393.
11. Bourgault, G., 1997. Spatial declustering weights. Mathematical Geology 29 (2), 277-290. http://dx.doi.org/10.1007/BF02769633.
12. Bravo, H.R., Jiang, F., Hunt, R.J., 2002. Using groundwater temperature data to constrain parameter estimation in a groundwater flow model of a wetland system. Water Resources Research 38 (8), 28-1-28-14. http://dx.doi.org/10.1029/2000WR000172.
13. Carrera, J., 1988. State of the art of the inverse problem applied to flow and solute transport equations. In: Custodio, E., et al. (Eds.), Groundwater Flow and Quality Modelling. D. Reidel Publication Company, pp. 549-583.
14. Carrera, J., Neuman, S.P., 1986. Estimation of aquifer parameters under transient and steady state conditions: 1. Maximum likelihood method incorporating prior information. Water Resources Research 22 (2), 199-210. http://dx.doi.org/10.1029/WR022i002p00199.
15. Certes, C., Marsily, G. de, 1991. Application of the pilot points method to the identification of aquifer transmissivities. Advances in Water Resources 14 (5), 284-300. http://dx.doi.org/10.1016/0309- 1708(91)90040-U.
16. Cook, P.G., Wood, C., White, T., Simmons, C.T., Fass, T., Brunner, P.A., 2008. Groundwater inflow to a shallow, poorly-mixed wetland estimated from a mass balance of radon. Journal of Hydrology 354 (1-4), 213-226. http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.03.016.
17. Cooley, R.L., 1977. A method of estimating parameters and assessing reliability for models of steady state groundwater flow, 1. Theory and numerical properties. Water Resources Research 13 (2), 318-324. http://dx.doi.org/10.1029/WR013i002p00318.
18. Cooley, R.L., 1979. A method of estimating parameters and assessing reliability for models of steady state groundwater flow, 2. Application of statistical analysis. Water Resources Research 15 (3), 603-617. http://dx.doi.org/10.1029/WR015i003p00603.
19. Cooley, R.L., Sinclair, P.J., 1976. Uniqueness of a model of steady-state groundwater flow. Journal of Hydrology 31 (3-4), 245-269. http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694(76)90127-X.
20. Cooley, R.L., Naff, R.L., 1990. Regression Modeling of Ground-water Flow. U.S. Geological Survey Techniques of Water-Resources Investigations, 03-B4, 232 p. http://pubs.usgs.gov/twri/twri3-b4/.
21. D'Agnese, F.A., O'Brien, G.M., Faunt, C.C., Belcher, W.R., San Juan, C., 2002. A Three-dimensional Numerical Model of Predevelopment Conditions in the Death Valley Regional Ground-water Flow System, Nevada and California. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report, 02-4102, 114 p. http://pubs.usgs.gov/wri/wri024102/.
22. Davis, K.W., Putnam, L.D., 2013. Conceptual and Numerical Models of Groundwater Flow in the Ogallala Aquifer in Gregory and Tripp Counties, South Dakota, Water Years 1985e2009. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2013-5069, 82 p. http://pubs.usgs.gov/sir/2013/5069/.

23. De Groot-Hedlin, C., Constable, S., 1990. Occamی inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. Geophysics 55 (12), 1613e1624. http://dx.doi.org/10.1190/1.1442813.
24. Doherty, J., 1990. MODINV e Suite of Software for MODFLOW Preprocessing, Postprocessing, and Parameter Optimization. Userی Manual: Australian Centre for Tropical Freshwater Research (various pagings).
25. Doherty, J., 2003. Ground water model calibration using pilot points and regularization. Groundwater 41 (2), 170e177. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2003.tb02580.x.
26. Doherty, J., 2011. Modeling: Picture perfect or abstract art? Groundwater 49 (4), 455. http://dx.doi.org/ 10.1111/j.1745-6584.2011.00812.x.
27. Doherty, J., 2014a. PEST, Model-independent Parameter EstimationdUser Manual (fifth ed., with slight additions). Watermark Numerical Computing, Brisbane, Australia.
28. Doherty, J., 2014b. Addendum to the PEST Manual. Watermark Numerical Computing, Brisbane, Australia.
29. Doherty, J., Christensen, S., 2011. Use of paired simple and complex models to reduce predictive bias and quantify uncertainty. Water Resources Research 47 (12), W12534(21). http://dx.doi.org/10.1029/2011WR010763.
30. Doherty, J., Hunt, R.J., 2009a. Two statistics for evaluating parameter identifiability and error reduction. Journal of Hydrology 366 (1-4), 119-127. http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.12.018.
31. Doherty, J., Hunt, R.J., 2009b. Response to comment on: Two statistics for evaluating parameter identifiability and error reduction. Journal of Hydrology 380 (3-4), 489-496. http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.10.012.
32. Doherty, J., Hunt, R.J., 2010. Approaches to Highly Parameterized Inversion: A Guide to Using PEST for Groundwater-model Calibration. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5169, 60 p. http://pubs.usgs.gov/sir/2010/5169/.
33. Doherty, J., Simmons, C.T., 2013. Groundwater modeling in decision support: Reflections on a unified conceptual framework. Hydrogeology Journal 21 (7), 1531-1537. http://dx.doi.org/10.1007/s10040-013-1027-7.
34. Doherty, J., Welter, D.E., 2010. A short exploration of structural noise. Water Resources Research 46 (5), W05525. http://dx.doi.org/10.1029/2009WR008377.
35. Doherty, J.E., Fienen, M.N., Hunt, R.J., 2010a. Approaches to Highly Parameterized Inversion: Pilot point Theory, Guidelines, and Research Directions. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5168, 36 p. http://pubs.usgs.gov/sir/2010/5168/.
36. Doherty, J.E., Hunt, R.J., Tonkin, M.J., 2010b. Approaches to Highly Parameterized Inversion: A Guide to Using PEST for Model-parameter and Predictive-uncertainty Analysis. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5211, 71 p. http://pubs.usgs.gov/sir/2010/5211/.
37. Emsellem, Y., Marsily, G. de, 1971. An automatic solution for the inverse problem. Water Resources Research 7 (5), 1264-1283. http://dx.doi.org/10.1029/WR007i005p01264.
38. Engl, H.W., Hanke, M., Neubauer, A., 1996. Regularization of Inverse Problems. Kluwer Academic, Dordrecht, The Netherlands, 321 p. ISBN 978-0-7923-4157-4.

39. Feinstein, D.T., Hunt, R.J., Reeves, H.W., 2008. Calibrating a big model: Strategies and limitations. In: MODFLOW and More 2008: Ground Water and Public Policy, Proceedings of the 9th International Conference of the International Ground Water Modeling Center. Colorado School of Mines, Golden, CO, pp. 430-434.
40. Fienen, M.N., 2013. We speak for the data. Groundwater 51 (2), 157. http://dx.doi.org/10.1111/ gwat.12018.
41. Fienen, M., Hunt, R., Krabbenhoft, D., Clemo, T., 2009a. Obtaining parsimonious hydraulic conductivity fields using head and transport observationsdA Bayesian geostatistical parameter estimation approach. Water Resources Research 45 (8), W08405(23). http://dx.doi.org/10.1029/2008WR007431.
42. Fienen, M.N., Muffels, C.T., Hunt, R.J., 2009b. On constraining pilot point calibration with regularization in PEST. Groundwater 47 (6), 835-844. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2009.00579.x.
43. Fienen, M.N., D.Oria, M., Doherty, J.E., Hunt, R.J., 2013. Approaches in Highly Parameterized Inversion: bgaPEST, A Bayesian Geostatistical Approach Implementation with PEST. U.S. Geological Survey Techniques and Methods. Book 7, Section C, (Chapter 9), 86 p. http://pubs.usgs.gov/tm/07/c09/.
44. Foster, I., 1995. Designing and Building Parallel Programs. Addison-Wesley Pearson Education, Upper Saddle River, New Jersey, 430 p. ISBN 9780201575941.
45. Freeze, R.A., Cherry, J.A., 1979. Groundwater. Prentice-Hall, 604 p.
46. Freeze, R.A., Witherspoon, P.A., 1966. Theoretical analysis of regional groundwater flow, 1. Analytical and numerical solutions to the mathematical model. Water Resources Research 2 (4), 641-656. http://dx.doi.org/10.1029/WR002i004p00641.
47. Freeze, R.A., Massmann, J., Smith, L., Sperling, T., James, B., 1990. Hydrogeological decision analysis: 1. A framework. Groundwater 28 (5), 738-766. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.1990.tb01989.x.
48. Gaganis, P., Smith, L., 2001. A Bayesian approach to the quantification of the effect of model error on the predictions of groundwater models. Water Resources Research 37 (9), 2309-2322. http://dx.doi.org/10.1029/2000WR000001.
49. Gardner, W.P., Harrington, G., Solomon, D.K., Cook, P., 2011. Using terrigenic 4He to identify and quantify regional groundwater discharge to streams. Water Resources Research 47 (6), W06523(13). http://dx.doi.org/10.1029/2010WR010276.
50. Gomez-Hern_andez, J.J., 2006. Complexity. Groundwater 44 (6), 782-785. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00222.x.
51. Hadamard, J., 1902. Sur les probl_emes aux d_eriv_ees partielles et leur signification physique. Princeton University Bulletin, 49-52.
52. Haitjema, H., 2006. The role of hand calculations in ground water flow modeling. Groundwater 44 (6), 786-791. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00189.x.
53. Haitjema, H.M., 2015. The cost of modeling. Groundwater 53 (2), 179. http://dx.doi.org/10.1111/gwat.12321.
54. Hill, M.C., 1992. A Computer Program (MODFLOWP) for Estimating Parameters of a Transient, Threedimensional, Ground water Flow Model Using Nonlinear Regression. U.S.

Geological Survey Open-File Report 91-484, 358 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/ofr91484.
55. Hill, M.C., 2006. The practical use of simplicity in developing ground water models. Groundwater 44 (6), 775-781. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00227.x.
56. Hill, M.C., Tiedeman, C.R., 2007. Effective Groundwater Model Calibrationdwith Analysis of Data, Sensitivities, Predictions, and Uncertainty. Wiley-Interscience, Hoboken, NJ, 455 p.
57. Himmelblau, D.M., 1972. Applied Nonlinear Programming. McGraw-Hill, New York, 477 p.
58. Hunt, R.J., Anderson, M.P., Kelson, V.A., 1998. Improving a complex finite difference ground water flow model through the use of an analytic element screening model. Groundwater 36 (6), 1011e1017. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.1998.tb02108.x.
59. Hunt, R.J., Zheng, C., 1999. Debating complexity in modeling. Eos (Transactions, American Geophysical Union) 80 (3), 29. http://dx.doi.org/10.1029/99EO00025.
60. Hunt, R.J., Krabbenhoft, D.P., Anderson, M.P., 1996. Groundwater inflow measurements in wetland systems. Water Resources Research 32 (3), 495e507. http://dx.doi.org/10.1029/95WR03724.
61. Hunt, R.J., Feinstein, D.T., Pint, C.D., Anderson, M.P., 2006. The importance of diverse data types to calibrate a watershed model of the Trout Lake Basin, northernWisconsin, USA. Journal of Hydrology 321 (1-4), 286-296. http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.08.005.
62. Hunt, R.J., Doherty, J., Tonkin, M.J., 2007. Are models too simple? Arguments for increased parameterization. Groundwater 45 (3), 254e261. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2007.00316.x.
63. Hunt, R.J., Luchette, J., Schre€uder, W.A., Rumbaugh, J.O., Doherty, J., Tonkin, M.J., Rumbaugh, D.B., 2010. Using a cloud to replenish parched groundwater modeling efforts. Rapid Communication for Groundwater 48 (3), 360e365. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2010.00699.x.
64. Hunt, R.J., Zheng, C., 2012. The current state of modeling. Groundwater 50 (3), 329e333. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2012.00936.x.
65. Hunt, R.J., Walker, J.F., Selbig, W.R., Westenbroek, S.M., Regan, R.S., 2013. Simulation of Climatechange Effects on Streamflow, Lake Water Budgets, and Stream Temperature Using GSFLOW and SNTEMP, Trout Lake Watershed, Wisconsin. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2013-5159, 118 p. http://pubs.usgs.gov/sir/2013/5159/.
66. Juckem, P.F., 2009. Simulation of the Groundwater-flow System in Pierce, Polk, and St. Croix Counties, Wisconsin. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2009-5056, 53 p. http://pubs.usgs.gov/sir/2009/5056/.
67. Juckem, P.F., Fienen, M.N., Hunt, R.J., 2014. Simulation of Groundwater Flow and Interaction of Groundwater and Surface Water on the Lac du Flambeau Reservation, Wisconsin. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2014-5020, 34 p. http://dx.doi.org/10.3133/sir20145020.

68. Kalman, D., 1996. A singularly valuable decomposition: The SVD of a matrix. College Mathematics Journal 27 (1), 2-23. http://dx.doi.org/10.2307/2687269.
69. Konikow, L.F., Bredehoeft, J.D., 1992. Ground-water models cannot be validated. Advances in Water Resources 15 (1), 75-83. http://dx.doi.org/10.1016/0309-1708(92)90033-X.
70. Krabbenhoft, D.P., Bowser, C.J., Kendall, C., Gat, J.R., 1994. Use of oxygen-18 to assess the hydrology of groundwater-lake systems. In: Baker, L.A. (Ed.), Environmental Chemistry of Lakes and Reservoirs, American Chemical Society Advances in Chemistry Series, vol. 237, pp. 67-90.
71. Levenberg, K., 1944. A method for the solution of certain non-linear problems in least squares. Quarterly of Applied Mathematics 2, 164-168.
72. Marquardt, D., 1963. An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters, SIAM. Journal on Applied Mathematics 11 (2), 431-441. http://dx.doi.org/10.1137/0111030.
73. Marsily, G. de, Lavendan, C., Boucher, M., Fasanino, G., 1984. Interpretation of interference tests in a well field using geostatistical techniques to fit the permeability distribution in a reservoir model. In: Verly, G., David, M., Journel, A.G., Marechal, A. (Eds.), Geostatistics for Natural Resources Characterization. NATO, C 182, Boston, Massachusetts, pp. 831-849.
74. McCallum, J., Cook, P., Berhane, D., Rumpf, C., McMahon, G., 2012. Quantifying groundwater flows to streams using differential flow gaugings and water chemistry. Journal of Hydrology 416-417, 118-132. http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.11.040.
75. McLaughlin, D., Townley, L.R., 1996. A reassessment of the groundwater inverse problem. Water Resources Research 32 (5), 1131-1161. http://dx.doi.org/10.1029/96WR00160.
76. Meyer, J.R., Parker, B.L., Cherry, J.A., 2014. Characteristics of high resolution hydraulic head profiles and vertical gradients in fractured sedimentary rocks. Journal of Hydrology 517, 493-507. http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.05.050.
77. Mishra, S., Deeds, N., Ruskauff, G., 2009. Global sensitivity analysis techniques for probabilistic ground water modeling. Groundwater 47 (5), 727-744. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2009.00604.x.
78. Moore, C., Doherty, J., 2005. Role of the calibration process in reducing model predictive error. Water Resources Research 41 (5), 1-14. http://dx.doi.org/10.1029/2004WR003501.
79. Moore, C., Wohling, T., Doherty, J., 2010. Efficient regularization and uncertainty analysis using a global optimization methodology. Water Resources Research 46 (8), W08527. http://dx.doi.org/10.1029/2009WR008627.
80. Moriasi, D.N., Wilson, B.N., Douglas-Mankin, K.R., Arnold, J.G., Gowda, P.H., 2012. Hydrologic and water quality models: Use, calibration and validation. Transactions American Society of Agricultural and Biological Engineers 55 (4), 1241-1247. http://dx.doi.org/10.13031/2013.42265.
81. Morris, M.D., 1991. Factorial sampling plans for preliminary computational experiments. Technometrics 33 (2), 161-174. http://www.jstor.org/stable/1269043.

82. Muffels, C.T., 2008. Application of the LSQR Algorithm to the Calibration of a Regional Groundwater Flow ModeldTrout Lake Basin, Vilas County, Wisconsin (M.S thesis). University of Wisconsin-Madison, 106 p.
83. Muffels, C.T., Schreuder, W.A., Doherty, J.E., Karanovic, M., Tonkin, M.J., Hunt, R.J., Welter, D.E., 2012. Approaches in Highly Parameterized InversiondGENIE, A General Model-independent TCP/IP Run Manager. U.S. Geological Survey Techniques and Methods. Book 7, Chapter C6, 26p. http://pubs.usgs.gov/tm/tm7c6/.
84. Murray-Darling Basin Commission (MDBC), January 2001. Groundwater Flow Modelling Guideline. Report prepared by Aquaterra.
85. Nelson, R.W., 1960. In place measurement of permeability in heterogeneous media, 1. Theory of a proposed method. Journal of Geophysical Research 65 (6), 1753-1760. http://dx.doi.org/10.1029/JZ065i006p01753.
86. Nelson, R.W., 1961. In place measurement of permeability in heterogeneous media, 2. Experimental and computational considerations. Journal of Geophysical Research 66 (6), 2469-2478. http://dx.doi.org/10.1029/JZ066i008p02469.
87. Nelson, R.W., 1962. Conditions for determining areal permeability distributions by calculation. Society of Petroleum Engineers Journal 2 (3), 223-224. http://dx.doi.org/10.2118/371-PA.
88. Neuman, S.P., 1973. Calibration of distributed parameter groundwater flow models viewed as a multipleobjective decision process under uncertainty. Water Resources Research 9 (4), 1006-1021. http://dx.doi.org/10.1029/WR009i004p01006.
89. Nielson, D.M., 1991. Practical Handbook of Ground-Water Monitoring. Lewis, Chelsea, MI, 717 p.
90. Oreskes, N., Belitz, K., 2001. Philosophical issues in model assessment. In: Anderson, M.G., Bates, P.D. (Eds.), Model Validation: Perspectives in Hydrological Science. John Wiley & Sons Ltd., London, UK, pp. 24-41.
91. Oreskes, N., Shrader-Frechette, K., Belitz, K., 1994. Verification, validation, and confirmation of numerical models in the earth sciences. Science 263 (5147), 641-646. http://dx.doi.org/10.1126/science. 263.5147.641.
92. Poeter, E.P., Hill, M.C., 1997. Inverse modelsda necessary next step in ground-water modeling. Groundwater 35 (2), 250-260. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.1997.tb00082.x.
93. Poeter, E.P., Hill, M.C., Banta, E.R., Mehl, S., Christensen, S., 2005. UCODE_2005 and Six Other Computer Codes for Universal Sensitivity Analysis, Calibration, and Uncertainty Evaluation. U.S. Geological Survey Techniques and Methods, 6 A11, 47 p. 283 p. http://pubs.usgs.gov/tm/2006/tm6a11/.
94. Rakovec, O., Hill, M.C., Clark, M.P., Weerts, A.H., Teuling, A.J., Uijlehoet, R., 2014. Distributed Evaluation of Local Sensitivity Analysis (DELSA), with application to hydrologic models. Water Resources Research 50 (1), 409-426. http://dx.doi.org/10.1002/2013WR014063.
95. Ramarao, B.S., Lavenue, A.M., Marsily, G. de, Marietta, M.G., 1995. Pilot point methodology for automated calibration of an ensemble of conditionally simulated

transmissivity fields, 1. Theory and computational experiments. Water Resources Research 31 (3), 475-493. http://dx.doi.org/10.1029/94WR02258.
96. Saltelli, A., Ratto, M., Andres, T., Campolongo, F., Cariboin, J., Gatelli, D., Saisana, M., Tarantola, S., 2008. Global Sensitivity Analysis: The Primer. Wiley-Interscience, Hoboken NJ, 302 p.
97. Saltelli, A., Funtowicz, S., 2014. When all models are wrong. Issues in Science and Technology 79e85. Winter 30. http://www.issues.org/30.2/.
98. Schreuder, W.A., 2009. Running BeoPEST. In: Conference Proceedings from the 1st PEST Conference, November 1-3, 2009, Potomac, MD. Lulu Press, Inc., Raleigh, NC, USA, 7 p.
99. Silver, N., 2012. The Signal and the Noise: Why Most Predictions Fail but Some Don. Penguin Press, New York, NY, 534 p.
100. Simmons, C.T., Hunt, R.J., 2012. Updating the debate on model complexity. GSA Today 22 (8), 28-29. http://dx.doi.org/10.1130/GSATG150GW.1.
101. Stallman, R.W., 1956a. Numerical analysis of regional water levels to define aquifer hydrology. Eos, Transactions American Geophysical Union 37 (4), 451-460. http://dx.doi.org/10.1029/TR037i004p00451.
102. Stallman, R.W., 1956b. Use of Numerical Methods for Analyzing Data on Ground-water Levels. International Association of Scientific Hydrology Pub. 41, Tome II, pp. 227-331. (Reproduced in Freeze, R. A. and Back, W., editors, 1983: Physical Hydrogeology, Benchmark Papers in Geology, v. 72, Hutchinson Ross Publishing Company, Stroudsburg, Pennsylvania, pp. 193-197).
103. Sun, N.Z., Yang, S.L., Yeh, W.W-G., 1998. A proposed stepwise regression method for model structure identification. Water Resources Research 34 (10), 2561-2572. http://dx.doi.org/10.1029/98WR01860.
104. Tikhonov, A.N., 1963a. Solution of incorrectly formulated problems and the regularization method. Soviet Mathematics Doklady 4, 1035-1038.
105. Tikhonov, A.N., 1963b. Regularization of incorrectly posed problems. Soviet Mathematics Doklady 4, 1624-1637.
106. Tikhonov, A.N., Arsenin, V.Y., 1977. Solutions of Ill-Posed Problems. Halstead Press-Wiley, New York, 258 p.
107. Tonkin, M.J., Doherty, J., 2005. A hybrid regularized inversion methodology for highly parameterized models. Water Resources Research 41 (10), W10412. http://dx.doi.org/10.1029/2005WR003995.
108. Tonkin, M.J., Doherty, J., 2009. Calibration-constrained Monte-Carlo analysis of highly parameterised models using subspace techniques. Water Resources Research 45 (12), W00B10. http://dx.doi.org/10.1029/2007WR006678.
109. Townley, L.R., 2012. Calibration and sensitivity analysis. In: Barnett, B., Townley, L.R., Post, V., Evans, R.E., Hunt, R.J., Peeters, L., Richardson, S., Werner, A.D., Knapton, A., Boronkay, A. (Eds.), Australian Groundwater Modelling Guidelines, Waterlines Report 82. National Water Commission, Canberra, pp. 57-78, 191 p. ISBN 978-1-921853-91-3.

110. Voss, C.I., 2011. Editorی message: Groundwater modeling fantasies-Part 1, adrift in the details. Hydrogeology Journal 19 (7), 1281-1284. http://dx.doi.org/10.1007/s10040-011-0789-z.
111. Welter, D.E., Doherty, J.E., Hunt, R.J., Muffels, C.T., Tonkin, M.J., Schreuder, W.A., 2012. Approaches in Highly Parameterized Inversion: PEST++, A Parameter ESTimation Code Optimized for Large Environmental Models. U.S. Geological Survey Techniques and Methods, 7(C5), 47 p. http://pubs.usgs.gov/tm/tm7c5/.
112. Yager, R.M., 1998. Detecting influential observations in nonlinear regression modeling of groundwater flow. Water Resources Research 34 (7), 1623-1633. http://dx.doi.org/10.1029/98WR01010.
113. Yager, R.M., 2004. Effects of model sensitivity and nonlinearity on nonlinear regression of ground water flow. Groundwater 42 (2), 390-400. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2004.tb02687.x.
114. Yeh, W., 1986. Review of parameter identification procedures in groundwater hydrology: The inverse problem. Water Resources Research 22 (2), 95-108. http://dx.doi.org/10.1029/WR022i002p00095.
115. Yeh, W.W-G., Tauxe, G.W., 1971. Optimal identification of aquifer diffusivity using quasilinearization. Water Resources Research 7 (4), 955-962. http://dx.doi.org/10.1029/WR007i004p00955.
116. Yao, Y., Zheng, C., Liu, J., Cao, G., Xiao, H., Li, H., Li, W., 2014. Conceptual and numerical models for groundwater flow in an arid inland river basin. Hydrological Processes 29 (6), 1480-1492. http://dx.doi.org/10.1002/hyp.10276.
117. Zheng, C., Bennett, G.D., 2002. Applied Contaminant Transport Modeling, second ed. John Wiley & Sons, New York, 621 p.
118. Zhou, H., G_omez-Hern_andez, J.J., Liangping, L., 2014. Inverse methods in hydrogeology: Evolution and recent trends. Advances in Water Resources 63, 22-37. http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2013.10.014.

فصل دهم

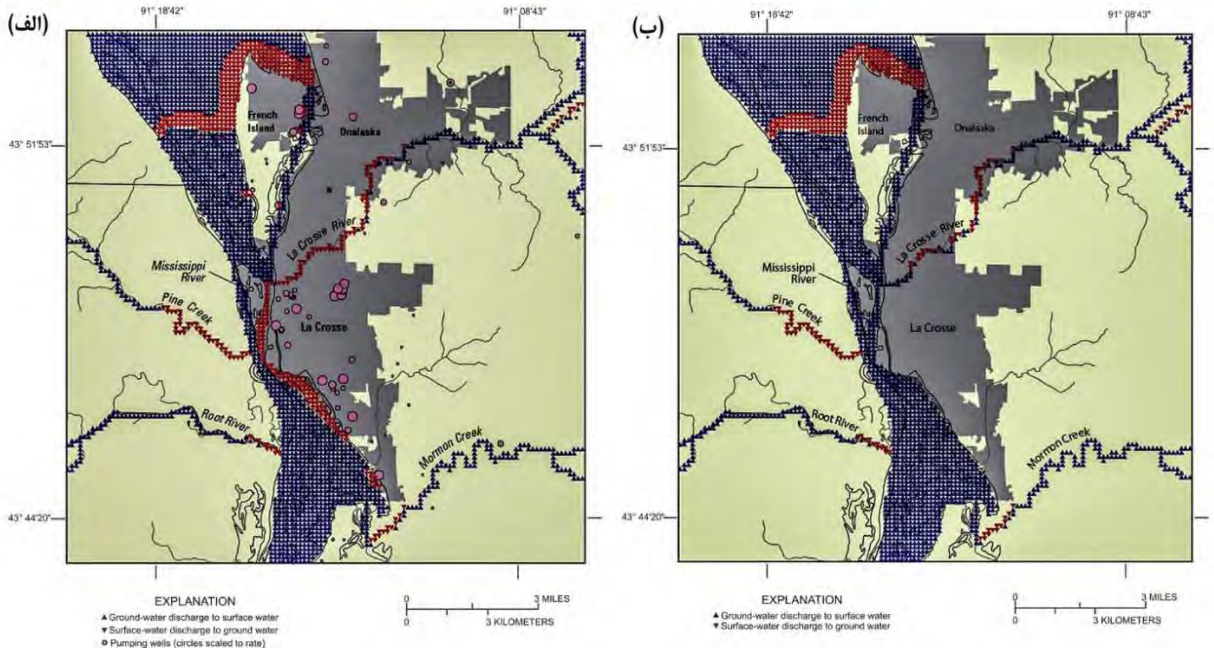
پیش‌بینی و آنالیز عدم‌قطعیت

۱۰-۱ مقدمه

در اکثر مسائل مدل‌سازی آب زیرزمینی، هدف مدل انجام یک پیش‌بینی[1] در پاسخ سیستم به شرایط آینده بوده و یا (به ندرت) پس‌بینی[2] یا پس‌یابی[3] شرایط گذشته است (شکل ۱۰-۱). در مقابل پیش‌گویی[4] از عبارت پیش‌بینی برای نمایش این حقیقت استفاده می‌شود که همهٔ تخمین‌های شرایط آینده دارای عدم‌قطعیت هستند؛ عبارت پیش‌بینی، عدم‌قطعیت ذاتی را دقیق‌تر نشان می‌دهد. علاوه بر این، دانشمندان و مردم عادی درک بیشتری از احتمالات پیش‌بینی (مانند "۷۰٪ احتمال بارندگی") دارند، در حالی‌که «پیش‌گویی» از اعتبار بیشتری برخوردار است. پیش‌بینی زمانی مورد قبول است که تمام مواردی که در زمان پیش‌بینی معلوم است را به‌طور مناسب در نظر بگیرد، حتی اگر موارد پیش‌بینی‌شده به دلیل عوامل نامعلومی، اتفاق نیفتد.

---

[1] Forecast
[2] Backcast
[3] Hindcast
[4] Prediction



شکل ۱۰-۱ نمونه ساده‌ای از پس‌یابی اثر متقابل آب سطحی‌ت‌آب زیرزمینی در اقلیم معتدل مرطوب (ویسکانسین آمریکا). مدل واسنجی‌شده برای شرایط پمپاژ فعلی (شکل الف) برای شبیه‌سازی اثر متقابل آب سطحی‌ت‌آب زیرزمینی قبل از پمپاژ دوباره اجرا می‌شود (شکل ب). علائم قرمز رنگ، مناطق تحت تأثیر جریان سطحی وارد شده به آب زیرزمینی در پاسخ به پمپاژ، سد و هدایت هیدرولیکی بالای رسوبات آبرفتی در دره رودخانه را نشان می‌دهد. علائم آبی رنگ، مناطق تخلیه آب زیرزمینی به آب سطحی را نشان می‌دهد. مقایسه (الف) و (ب) بیانگر افزایش محدوده تخلیه آب رودخانه به آب زیرزمینی در در اثر پمپاژ است. اثر سد در هر دو دوره زمانی معلوم است (نوار قرمز رنگ افقی بالای شکل) (۶۲).

در پیش‌بینی، تغییرات آینده در سیستم آب زیرزمینی، معمولاً با استفاده از مدل واسنجی‌شده که آن را مدل پایه می‌نامند، شبیه‌سازی می‌شود. مدل پایه بر اساس مدل مفهومی تهیه می‌شود که برگرفته از داده‌های میدانی است و با استفاده از تطبیق داده‌های تاریخی واسنجی می‌شود تا بهترین تطبیق با توجه به داده‌های مشاهده‌ای و اطلاعات غیرقطعی موجود، به‌دست آید. این مدل واسنجی‌شده، به‌عنوان نماینده کامل یا صحیحی از شرایط واقعی آب زیرزمینی در نظر گرفته نمی‌شود. در حقیقت، این موضوع در نظر گرفته شده که داده‌های مشاهده‌ای دارای خطای اندازه‌گیری و خطای ساده‌سازی بوده و مدل قادر نیست که همه جزئیات سیستم را نشان دهد (فصل ۹). به هر حال، همه پیش‌بینی‌ها به مدل‌های واسنجی‌شده نیاز ندارند. مدل‌های تفسیری واسنجی‌نشده (بخش ۱-۳) نیز برای بررسی چگونگی تأثیر تغییر ویژگی‌ها یا فرضیات روی نتایج موردنظر یا برای تعیین بهترین یا بدترین سناریو مورد استفاده قرار می‌گیرند (۳۶). با توجه به موارد ذکر شده، پیش‌بینی با استفاده از مدل پایه در این فصل بررسی خواهد شد.

اغلب، پیش‌بینی‌های مدل‌سازی آب زیرزمینی برای برنامه‌ریزی اقدامات آینده مورد استفاده قرار می‌گیرد، زیرا آن‌ها برای توصیف احتمال وقوع وقایع بد (۴۸ و ۱۰۹) مانند خشک شدن رودخانه‌ای حساس از نظر اکولوژیکی یا برداشت آب بیش از حد پایداری کاربرد دارند. نقش پیش‌بینی در این زمینه، ارزیابی احتمال یک رویداد است که مفهوم بسیار متفاوتی نسبت به پیش‌گویی وقایع آینده دارد (۳۰). مدل‌سازی بیانگر کمبود اطلاعات است، زیرا حتی مدلی که به‌طور کامل واسنجی شده است، نمی‌تواند صحیح بودن پیش-بینی را تضمین کند. با این حال، با یک مدل منطقی می‌توان آنالیز سود-هزینه یا ارزیابی ریسک را با کمّی‌سازی عدم‌قطعیت انجام داد (۱۰۹). منطقی بودن مدل مهم است. به‌عنوان مثال، سیلور[1] (۲۰۱۲) اشاره کرد:

بزرگ‌ترین اشتباه پیش‌بینی، قرار دادن سیاست‌ها، افتخارات شخصی، یا سود اقتصادی قبل از درستی پیش‌بینی است. گاهی اوقات، این امر با اهداف خوبی انجام می‌شود، اما همیشه سبب بدتر شدن پیش‌بینی می‌شود.

حقیقت در اینجا به معنی پیش‌بینی عادلانه و بی‌طرفانه‌ای از وقایع موردانتظار آینده است. فراهم کردن بهترین پیش‌بینی ممکن، ارائه محدوده‌های عدم‌قطعیت در اطراف پیش‌بینی و انتقال این محدودیت‌ها با استفاده از روشی قابل فهم به دیگر مدل‌سازان، کارفرمایان، مدیران و قانون‌گذاران بر عهدهٔ مدل‌ساز است. در واقع، پیشنهاد شده است که پیش‌بینی‌های مدل ارائه شده بدون برآورد عدم‌قطعیت پذیرفته نشود (۱۰).

[1] Silver

اگرچه اهمیت تعیین عدم‌قطعیت برای مدت زمان طولانی به رسمیت شناخته شده است (۷۸)، اما هنوز «عدم‌قطعیت در برآورد عدم‌قطعیت در مدل‌سازی زیست‌محیطی» وجود دارد (۸). بسیاری از ابزارهای مورد استفاده برای کمّی‌سازی عدم‌قطعیت در مدل‌سازی آب زیرزمینی، در علوم دیگر توسعه یافته‌اند. به‌عنوان مثال، پیش‌بینی زمان واقعی سیل، تغییرات CO_2 اتمسفر، پیش‌بینی هوا و پیش‌بینی تغییرات قیمت سهام بازار، شامل آنالیزهای عدم‌قطعیت هستند. تاریخچه کوتاهی از روش‌های عدم‌قطعیت در مدل‌سازی آب زیرزمینی در کادر ۱۰-۱ آورده شده است. چنین مرور تاریخی لزوماً کامل نیست، اما از آنجا که روش‌های عدم‌قطعیت موضوعی وسیع و در حال تکامل است و یک روش قابل اجرا برای محدودهٔ وسیعی از اهداف مدل‌سازی وجود ندارد، سعی شده که تا حد امکان موارد مختلف بررسی شود. در نهایت، شایان ذکر است که در این فصل، برای راحتی "عدم‌قطعیت" و "خطا" به‌طور جایگزین و به یک معنی استفاده شده، هر چند که استفاده از آنها با معنی جداگانه مزایایی دارد (۱۱۹).

کادر ۱۰-۱ مروری بر آنالیز عدم‌قطعیت در مدل‌سازی آب زیرزمینی

عدم‌قطعیت به‌منظور محدودکردن کاربرد نتایج مدل‌سازی آب زیرزمینی از مدت‌ها قبل شناخته شده است. به‌عنوان مثال، کاربردهای اولیه روش‌های تحلیلی مسائل آب زیرزمینی به جای فراهم آوردن نمایش واقعی از جهان طبیعی، به‌عنوان ساختارهای اولیه مفید برای پاسخ به سوالات خاص مهندسی شناخته شده است. فریز[1] (۱۹۷۵)، نشان داد که در مدل‌های آب زیرزمینی عدم‌قطعیت وجود دارد که با توجه به خصوصیات زیرسطحی می‌توان آن را با یک روش دقیق و فرمولی کمی کرد. کار او باعث شد تا زیرمجموعه جدیدی در هیدرولوژی آب زیرزمینی تحت عنوان " آنالیز استوکستیکی" ایجاد شود (شکل ۳ در مرجع شماره ۲۶). در صورتی‌که هر یک از پارامترها دارای توزیع احتمالی باشند، مدل استوکستیکی است، در غیر این صورت مدل قطعی است. به‌عنوان مثال، یک مدل استوکستیک ممکن است از یک فرمول‌بندی استوکستیکی برای معادله دیفرانسیل جزئی جریان آب زیرزمینی استفاده کند (بخش ۱۲-۵). روش مونت کارلو پیشرو (بخش‌های ۱۰-۵ و ۱۲-۵)، به‌طور گسترده برای حل مسائل آب زیرزمینی استوکستیکی استفاده می‌شود. محققان زیادی برای ارزیابی عدم‌قطعیت در سیستم‌های آب زیرزمینی، این تئوری و کاربرد زمین‌آمار و مفاهیم احتمالاتی را توسعه دادند (۲۷، ۵۲، ۷۷، ۱۲۵ و ۹۷).

همزمان با شناسایی مدل‌های استوکستیک، روش‌های دیگری برای توصیف عدم‌قطعیت در سیستم‌های آب زیرزمینی توسعه داده شد، کولی[2] (۱۹۷۷، ۱۹۷۹) با استفاده از چارچوب آماری کمّی، روش حل معکوس غیرمستقیم (یا "تخمین پارامتر"، کادر ۹-۱) را ارائه کرد. کارهای اولیه انجام شده روی مسأله معکوس فرامعلوم[3] (مانند یک مسأله مدل‌سازی که در آن تعداد پارامترهای واسنجی کمتر از پارامترهای مشاهده‌ای است) متمرکز شده است. روش‌های فاصله‌های اطمینان غیرخطی و مونت کارلو (۱۱۵) و ارزیابی اهمیت داده‌ها برای پیش‌بینی با استفاده از روش‌های خطی (۱۱۱) از جمله روش‌هایی است که در

[1] Freeze
[2] Cooley
[3] Overdetermined

مسأله فرامعلوم به‌طور گسترده مورد بررسی قرار گرفته است. بررسی جزئیات روش‌های فرامعلوم برای عدم‌قطعیت مدل در کتاب هیل و تیدمن[1] (۲۰۰۷) آورده شده است. آنالیز عدم‌قطعیت با استفاده از فرمول‌های احتمالاتی مانند تئوری بیزین[2] انجام می‌شود (بخش ۱۰-۲) (۱۵، ۱۶، ۱۷، ۷۵، ۷۶، ۱۲۰، ۱۲۱، ۱۲۳، ۵۰ و ضمیمه ۱ مرجع شماره ۴۴ و بسیاری از موارد دیگر). بدیهی است که برای بسیاری از تصمیمات اجتماعی، ابزارهای بیشتری برای کمّی‌سازی عدم‌قطعیت موردنیاز است. در مجموع برای توصیف نتایج عدم‌قطعیت ناشی از خطای مدل، مفاهیم عدم‌قطعیت عمومی‌تری شامل بررسی خطای ساختاری ناشی از ساده‌سازی مدل (۲۴ و ۸۷) و ارزیابی خطا (۴۸، ۴۹، ۸۴ و ۱۰۹) توسعه داده شد. اطلاعات بیشتر درباره تصمیم‌گیری در زمینه عدم‌قطعیت در مراجع ۱۲۶، ۱۰۷، ۱۰۵ و ۸۹ آورده شده است. همچنین، بسیاری از سیستم‌های پیچیده آب زیرزمینی با مدل‌هایی با پارامترهای بیش از حد[3] بهتر ارائه می‌شود. زیرا مسائل با پارامترهای بیشتر فرومعلوم[4] و از نظر ریاضی بدوضع[5] (بخش ۹-۲) هستند، از اینرو، به روش‌های دیگری متفاوت از روش‌های مورد استفاده در مسائل فرامعلوم مورد نیاز است. بسیاری از این روش‌ها از شاخه‌های دیگر علوم مانند ژئوفیزیک (۲) و مدل‌سازی محیط‌زیست (۹) برگرفته شده است که در آن مسائل مشابهی وجود دارند.

در حال حاضر، بسیاری از یافته‌های تئوری عدم‌قطعیت مدل‌های آب زیرزمینی برای کاربرد عمومی مدل‌سازی آب زیرزمینی مناسب نیست. برخی از آن‌ها برای مدل‌های واقع بینانه بسیار ساده هستند و برخی دیگر هنوز به‌صورت ابزارهای کاربردی توسعه نیافته‌اند. در بعضی از روش‌ها، چندین مدل سیستم آب زیرزمینی موردنیاز است (بخش ۱۰-۵) که در تصمیم‌گیری مشکل ایجاد می‌کند و در آن، اغلب یکی از مدل‌ها به‌عنوان "بهترین" ترجیح داده می‌شود. با این حال، با انتشار و توسعه پیوسته مجموعه نرم‌افزار تخمین پارامترها[6] (PEST) (http://www.pesthomepage.org)، زیرمجموعه‌ای از روش‌های عملی برای مدل‌سازی آب زیرزمینی بر اساس پارامترهای مورد استفاده در مسائل ژئوفیزیکی در دسترس قرار گرفت (۸۶، ۱۰۴ و ۲). بنابراین مطالب این کتاب با توجه به ابزارهای نرم‌افزاری است که به‌طور گسترده در دسترس هستند. روش‌های آنالیز عدم‌قطعیت در PEST، شامل آنالیزهای خطی (بخش ۱۰-۴) و غیرخطی (بخش ۱۰-۵) هستند و برای مسائل غیرقطعی و مسائلی که از نظر ریاضی بدوضع هستند، طراحی شده است. بررسی‌های تئوری و فرمولاسیون‌های ریاضی ابزارهای PEST در بسیاری از مراجع آورده شده است (مانند۳۳، ۸۷، ۲۰، ۱۱۳، ۱۱۲، ۳۱، ۳۲، ۳۴، ۳۷، ۸۸، ۴۴، ۳۵، ضمیمه ۴؛ ۱۱۹ و مراجع موجود در این مرجع). دستورالعمل‌های جامع برای کاربرد ابزارهای نرم‌افزار PEST در آنالیز عدم‌قطعیت آب زیرزمینی توسط دوهرتی[7] و همکاران (۲۰۱۰) ارائه شده است.

با وجود این ، روش‌های موجود دیگری مانند روش‌های زمین‌آماری وجود دارد که محدودیت کالیبراسیون ندارند و به‌طور گسترده در مدل‌سازی مخازن نفتی کاربرد دارند. به این ترتیب، مطالب ارائه شده در این کادر تنها می‌تواند تصویری کوتاه در

---

[1] Hill and Tiedeman
[2] Bayes theorem
[3] Highly Parameterized Models
[4] Underdetermined
[5] Ill-Posed
[6] Parameter ESTimation
[7] Doherty

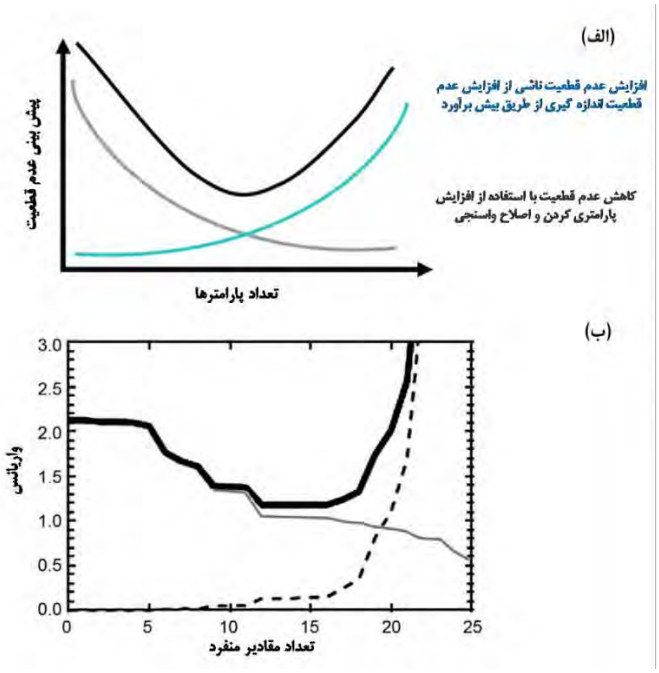
زمان را ارائه دهد: «چیزی که تاریخچه علوم در این ۲۰ سال به ما می‌آموزد این است که حتی در یک دوره کوتاه ۲۰ ساله هم روش‌ها و تئوری‌ها ثابت نمانده است» (۹).

۱۰-۲ تعیین عدم‌قطعیت

برای هر پیش‌بینی می‌توان دو منبع اصلی عدم‌قطعیت را مورد بررسی قرار داد: ۱- عدم‌قطعیت مربوط به خود مدل؛ و ۲- عدم‌قطعیت مربوط به دقت ویژگی‌های شرایط آینده. اولین منبع عدم‌قطعیت شامل فرضیات مورد استفاده در مدل مفهومی، خطای اندازه‌گیری در مشاهدات مورد استفاده در واسنجی مدل، ساده‌سازی‌های مورد استفاده در واسنجی و خطای ساده‌سازی ناشی از کمبود پارامترهای مدل انتخاب شده است (بخش‌های ۹-۴ و ۹-۶). لازم به ذکر است که خطای اندازه‌گیری و خطای ساده‌سازی پارامترها به یکدیگر اضافه می‌شوند (۸۷)؛ و از همه مهم‌تر اینکه، با کاهش یکی، دیگری افزایش می‌یابد. در علم تئوری اطلاعات (۱۱۸)، این شرایط به‌صورت منحنی حداقل طول پیام[1] (MML) نشان داده شده است که در آن، از انتقال اطلاعات مهم با استفاده از پیام‌هایی که خیلی کوتاه (اطلاعات ناکافی) یا خیلی طولانی (اطلاعاتی که کیفیت آنها به دلیل نویز و اطلاعات فرعی بدون اهمیت کاهش می‌یابد) هستند، جلوگیری می‌شود. در مدل‌سازی آب زیرزمینی، این منحنی نشان می‌دهد که مدل ساده‌تر، خطای ساده‌سازی پارامتری بزرگ‌تری دارد (بخش ۹-۶)؛ برعکس، مدل‌های بسیار پیچیده تحت تاثیر نویز[2] ناشی از عدم-قطعیت اندازه‌گیری هستند (شکل ۱۰-۲-الف). بنابراین، پیش‌بینی با استفاده از یک مدل بسیار ساده، به‌دلیل بزرگ بودن خطای پارامتری ("واریانس" در شکل ۱۰-۲-ب) ناشی از ساده‌سازی‌های بیش از حد، عدم‌قطعیت زیادی دارد. همچنین، مدل‌های بسیار پیچیده به دلیل بیش‌برازش دارای خطای بالایی هستند. بنابراین، در اینجا حداقل کردن عدم‌قطعیت پیش‌بینی، مطلوب است و با استفاده از حداقل کردن مجموع خطاها که در نقطه‌ای بین نقاط حدی است، به‌دست می‌آید. در این روش، فرمول‌بندی منحنی MML در حقیقت همان روش اوکام ریزر[3] است که بهترین روش، ساده نگه داشتن چیزها (البته نه خیلی ساده) است (۶۴).

---

[1] Minimum Message Length
[2] Noise
[3] Occam's Razor



شکل ۱۰-۲ منحنی‌های حداقل طول پیام (MML) که توسط والاس و بولتن[1] (۱۹۶۸) و مور و دوهرتی[2] (۲۰۰۵) ارائه شده است. الف- مفهوم کلی MML را به‌عنوان منبعی از عدم‌قطعیت در مدل پایه به‌صورت خطای اندازه‌گیری (خط سبزآبی)، خطای ساختاری (خط خاکستری) و ارتباط آن‌ها با پیچیدگی مدل و عدم‌قطعیت پیش‌بینی نشان می‌دهد. افزایش پیچیدگی به دلیل تقویت نویزها در اندازه‌گیری‌ها باعث افزایش مؤلفه خطای اندازه‌گیری عدم‌قطعیت می‌شود (بخش سمت راست شکل). مدل‌های خیلی ساده (بخش سمت چپ شکل) نیز دارای عدم‌قطعیت پیش‌بینی نسبتاً بالا هستند و دلیل آن تأثیر منفی خطای ساده‌سازی پارامترها بر پیش‌بینی است. هنگامی که عدم‌قطعیت کل در مدل پایه (خط مشکی، مجموع عدم-قطعیت اندازه‌گیری و ساختاری) حداقل شود، عدم‌قطعیت پیش‌بینی حداقل خواهد شد (۵۹). ب- منحنی MML (خط مشکی ضخیم) مربوط به یک مدل آب زیرزمینی در منطقه خشک است (منطقه کوهستانی یوکا در نوادای آمریکا[3]). پیچیدگی مدل از طریق تعداد مقادیر منفرد (پارامترها یا ترکیب پارامترها) در آنالیز خطا بیان می‌شود (محور x). واریانس خطای پیش‌بینی (خط مشکی ضخیم) ایجاد شده توسط خطای مدل پایه از مجموع خطای ساختاری (خط ممتد نازک) و خطای اندازه‌گیری (خط چین) به‌دست می‌آید. هنگامی که مدل بیش از حد ساده (مقادیر منفرد بین صفر تا ۱۰) و یا بیش از حد پیچیده (مقادیر منفرد بیشتر از ۱۸) شود، خطای پیش‌بینی زیاد است. هنگامی که از مقادیر منفرد بین ۱۱ تا ۱۶ استفاده شود، کمترین خطای کل به‌دست می‌آید.

---

[1] Wallace and Boulton
[2] Moore and Doherty
[3] Yucca Mountain, Nevada, USA

دومین منبع عدم‌قطعیت هنگامی پدیدار می‌شود که برای تخمین تنش‌ها و ویژگی‌های آینده (ناشناخته-های معلوم) و مواردی که قابل پیش‌بینی نیست (ناشناخته‌های نامعلوم)، پیش‌بینی‌هایی موردنیاز است. نمونه‌هایی از پارامترهایی که در آینده نامعلوم هستند، عبارتند از: مقدار دبی، برنامه‌ریزی‌های پمپاژ و مکان‌های تغذیه و تخلیه در آینده و همچنین عوامل غیرهیدروژئولوژیکی مانند اقدامات سیاسی، اقتصادی و اجتماعی که شرایط هیدروژئولوژیکی را در آینده تغییر می‌دهند (۶۵). در بعضی از موارد، پیش‌بینی‌ها به فرضیات دیگری در مورد شرایط آینده بستگی دارند که آن‌ها سناریوها یا طرح‌های "چه می‌شود اگر[1]" را نسبت به پیش‌بینی‌ها بهتر بررسی می‌کنند (۱۰).

عدم‌قطعیت پیش‌بینی با استفاده از دو گروه کلی عدم‌قطعیت ذاتی[2] و عدم‌قطعیت شناختی[3] نیز توصیف می‌شود (صفحه ۴ مرجع شماره ۹۷). کلمه " alea "در لاتین به معنای تاس است که بیانگر عدم‌قطعیت غیرقابل کاهش است که با اندازه‌گیری‌های بیشتر یا با دانش بیشتر کاهش نمی‌یابد. متغیر تصادفی در پرتاب تاس یک نمونه از این عدم‌قطعیت است؛ مثال‌های هیدرولوژیکی در جدول ۱۰-۱ آورده شده است. چنین عدم‌قطعیتی برای توصیف احتمالات مناسب است. دومین گروه عدم‌قطعیت، عدم‌قطعیت شناختی است که بیانگر تمام عدم‌قطعیت‌های دیگر مانند عدم‌قطعیت‌هایی که با اندازه‌گیری‌های جدید، مدل جدید یا اطلاعات جدید کاهش می‌یابد، است ("Epistemic" یک کلمه یونانی است که برای دانش یا علوم استفاده می‌شود). خطاهای اندازه‌گیری (مانند جدول ۹-۱)، عدم هماهنگی کامل اندازه‌گیری هیدرولوژیکی را با وجود تکرار نمونه‌گیری نشان می‌دهد و در این روش مثالی از خطای ذاتی می‌تواند بررسی شود (جدول ۱۰-۱). در عمل، اثرات خطای اندازه‌گیری روی عدم‌قطعیت با استفاده از بررسی‌های دیگری مانند خوشه‌بندی و وزن‌دهی با توجه به اهمیت اهداف مدل‌سازی اصلاح می‌شود (بخش ۹-۳) و اغلب مانند خطای شناختی رفتار می‌کند. خطای ساده‌سازی پارامترها و خطای ساختاری مربوط به فرضیات و طراحی مدل (بخش ۹-۴ و ۹-۶) نیز همانند عوامل غیرتصادفی مانند عدم‌قطعیت‌های مربوط به شرایط آینده (مانند تغییراقلیم) با استفاده از خطای شناختی بررسی می‌شود (جدول ۱۰-۱).

---

[1] What if

[2] Intrinsic (Aleatoric) Uncertainty

[3] Epistemic Uncertainty (نوعی خطا در مدل‌سازی که می‌توان آن را با دانش یا اطلاعات یا داده‌های بیشتر کاهش داد)

جدول ۱۰-۱ مثال‌هایی از عدم‌قطعیت ذاتی و شناختی در مدل‌سازی هیدرولوژیکی (۱۰)

نوع عدم‌قطعیت	عدم‌قطعیت ذاتی	عدم‌قطعیت شناختی
مشاهدات بارندگی	خطای باران‌سنج‌ها، بعد از درنظر گرفتن خطای سیستماتیک مربوط به ارتفاع، سرعت باد، طراحی حفاظ باران‌سنج، و غیره. خطای بقایای بازتاب رادار، توزیع اندازه قطره، باند روشن و ناهنجاری‌های دیگر	نادیده گرفتن یا اصلاحات نادرست برای باران‌سنج-ها و تخمین‌های رادار. خطاهای مربوط به عدم آگاهی از غیرهمگنی مکانی.
داده‌های سنسور و سنجش از دور	خطای تصادفی در تصحیح مقادیر سنسور به اعداد دیجیتال (کشش سنسور، اصلاحات جوی و غیره). خطای تصادفی در تبدیل اعداد دیجیتالی به متغیرهای هیدرولوژیکی	الگوریتم‌های نامناسب تصحیح یا فرضیات مربوط به پارامترها الگوریتم‌های نامناسب تبدیل در به‌دست آوردن متغیرهای هیدرولوژیکی مربوطه
بیلان آب و خاک تخمین تبخیرتعرق و تغذیه	خطاهای اندازه‌گیری تصادفی در متغیرهای هواشناسی	بایاس در متغیرهای هواشناسی که در تخمین متوسط تبخیرتعرق نقش دارند انتخاب فرضیاتی که در فرایند محاسبه نقش دارند انتخاب توابع در معادلات شبیه‌سازی یا پیش‌بینی نادیده گرفتن عوامل محلی
خصوصیات آبخوان	مشاهدات نقطه‌ای/خطاهای اندازه‌گیری	خطاهای مربوط به عدم آگاهی از غیرهمگنی مکانی و مسیرهای مجرایی جریان ترجیحی پیوسته خطاهای ناشی از نادیده گرفتن یا کنترل نامناسب اثرات مقیاس
مشاهدات ارتفاع بار هیدرولیکی	مشاهدات نقطه‌ای/خطاهای اندازه‌گیری	افزایش خطاهای هم‌مقیاسی نتایج شبیه‌سازی با مقادیر مشاهده‌ای با کنترل نامناسب اثرات مقیاس
مشاهدات دبی	نوسانات در اندازه‌گیری ارتفاع آب خطای اندازه‌گیری در دبی تخلیه برای تعریف منحنی ارتفاع-دبی	روش ضعیف و خطای اپراتور تغییرات ثبت نشده رشد پوشش گیاهی و انتقال رسوب در مقطع عرضی انتخاب نامناسب منحنی ارتفاع-دبی، به‌خصوص در برون‌یابی خارج از محدوده مشاهدات دبی

با وجود اهمیت عدم‌قطعیت شناختی، تعیین مقدار این نوع عدم‌قطعیت‌ها دشوار است. به‌عنوان مثال، می‌توان شرایط مرزی را که ممکن است در آینده به وقوع بپیوندد را برآورد کرد (مانند سناریوها)، اما به دلیل کمبود دانش و اطلاعات و عدم درک کافی نمی‌توان به راحتی ارزیابی کرد که آیا امکان وقوع یک سناریو بیشتر از دیگری است یا اینکه شرایط دیگری وجود دارد که در نظر گرفته نشده است (ناشناخته‌های نامعلوم رامسفلد[1]) (صفحه ۲۵ مرجع شماره ۹). بنابراین حتی هنگامی‌که عدم‌قطعیت شناختی به‌عنوان عدم‌قطعیت ذاتی در نظر گرفته می‌شود، مانند بعضی موارد در تغییراقلیم، احتمالات مربوطه ناکامل، نادرست و متغیر خواهند بود. در نتیجه، در نهایت فرضیاتی برای هر نمایش احتمالاتی از خطای شناختی لازم است (۱۰).

روش واسنجی فصل ۹ و توصیف عدم‌قطعیت تا این لحظه، بدون اشاره به چارچوب آماری جامع مورد بحث قرار گرفت. با این حال، طبیعت عدم‌قطعیت پیش‌بینی، یک پدیده آماری است. بنابراین، در ادامه مرور مختصری در مورد چارچوب آماری روش‌های بیزین آورده شده است. برای آشنایی بیشتر می‌توانید به مرجع‌های ۵۷، ۹ و ۲ مراجعه کنید.

روش واسنجی فصل ۹ را می‌توان با استفاده از روش‌های احتمالاتی توصیف کرد که در آن ابتدا با توجه به اطلاعات موجود مدلی که دارای بیشترین احتمال است به‌عنوان مدل مناسب انتخاب می‌شود. این مفهوم از واسنجی و وزندهی کارشناسانه نتایج مدل آب زیرزمینی به‌طور گسترده از طریق تئوری بیز بیان شده است (۵۰ و ۹۶)، قانون بیز به‌صورت رابطه ۱۰-۱ بیان می‌شود:

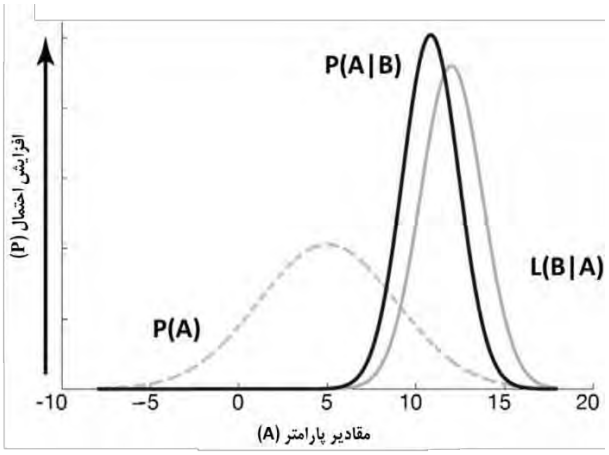
$$P(A|B) = \frac{P(B|A)P(A)}{P(B)} \qquad (۱-۱۰)$$

که احتمال وقوع A به شرط وقوع B را توصیف می‌کند. در بیزین، احتمال پسین که به‌صورت احتمال $P(A|B)$ بیان می‌شود، تابعی از احتمال پیشین $P(A)$ و درست‌نمایی $P(B|A)$ که احتمال وقوع B به شرط صحیح بودن A است، می‌باشد. در این روش، احتمال شرطی وقوع A به شرط وقوع B، به‌صورت $P(A|B)$ و احتمال وقوع B به شرط وقوع A، به‌صورت $P(B|A)$ بیان می‌شود. شکل ۱۰-۳، بروزرسانی بیزین برای روش واسنجی توصیف شده در فصل ۹ نشان می‌دهد. احتمال پسین (احتمال اینکه پارامتر واسنجی A بهینه است) بعد از به روز شدن احتمال پیشین (تخمین اولیه پارامتر، $P(A)$) برای درست‌نمایی با استفاده از مشاهدات سیستم (اهداف واسنجی) مورد آزمایش قرار می‌گیرد.

---

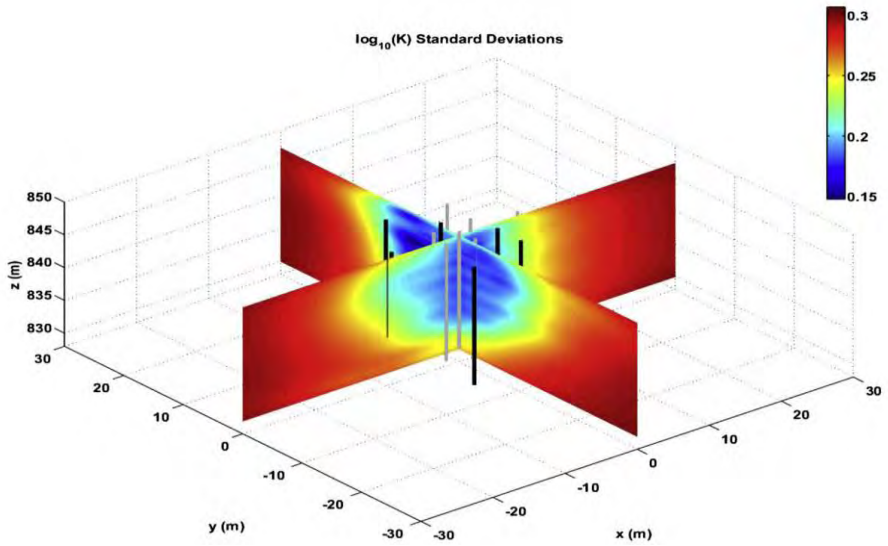
[1] Rumsfeld

یعنی اینکه، چقدر احتمال دارد که با استفاده از پارامتر A بتوان به‌طور کامل مشاهدات B را پیش‌بینی کرد؟ هر چه مشاهدات واسنجی بیشتری موجود باشد، احتمال پیشین بیشتر می‌شود. ویژگی مهم روش‌های بیزین این است که در تئوری بیز، جهان ذاتاً نامشخص نیست بلکه درک ما از جهان به‌صورت ناقص و تقریبی از واقعیت است.



شکل ۱۰-۳ تصویر شماتیک بروزرسانی بیزین با استفاده از توزیع تک پارامتری که پارامتر در محدوده ممکن ۱۰ تا ۲۰ قرار می‌گیرد. تابع چگالی احتمال که توزیع پیشین $P(A)$ پارامتر واسنجی (خط‌چین خاکستری) نشان می‌دهد به معنای واریانس نسبتا بالا و عدم‌قطعیت بالای پارامتر واسنجی است. از طرف دیگر، تابع درست‌نمایی $L(B \mid A)$ (خط ممتد خاکستری) که دارای واریانس کمتری است، بیانگر فرآیند تطبیق تاریخی است که تخمین پارامتر را با سطح اطمینان بالاتری نسبت به توزیع قبلی انجام می‌دهد. نتیجه توزیع پسین $P(A|B)$ (خط سیاه) از توابع پیشین و درست‌نمایی به‌دست می‌آید. نقطه اوج بالاتر که نشان‌دهنده اطمینان بشتر به‌دست‌آمده از نطبیق تاریخی است، به‌طور قابل ملاحظه‌ای از تابع درست‌نمایی بلندتر است و از احتمال پیشین باریک‌تر است که عدم‌قطعیت کمتر را نشان می‌دهد.

مزیت نمایش احتمالاتی این است که تخمین‌هایی از مقادیر پارامتر را ارائه می‌دهد و عدم‌قطعیت آن‌ها را قبل از واسنجی مدل (احتمال پسین) با استفاده از اطلاعات تخصصی انجام می‌دهد. به این ترتیب، در روش بیزین، علاوه بر اطلاعات به‌دست‌آمده از تطبیق تاریخی، توانایی استفاده از اطلاعات غیرقطعی و کیفی را نیز دارد. در بعضی از موارد، این روش با فرض بدون اطلاعات پسین است که به این معناست که همه مقادیر پارامترها دارای احتمال یکسانی هستند. حتی استفاده از حس عقلانی در بررسی مقدماتی نتایج خروجی می‌تواند مفید بوده و نتایج بی‌اعتبار مدل را شناسایی کرد (۱۰۳).



شکل ۱۰-۴ نمونه‌ای از رویکرد احتمال پیشین بیزین در ارزیابی عدم‌قطعیت لوگ هدایت هیدرولیکی که از توموگرافی هیدرولیکی تعدادی از آزمایش‌های پمپاژ آبخوان به‌دست آمده است. مناطقی که تحت تاثیر چندین آزمایش پمپاژ هستند با عدم‌قطعیت کمتری مشخص می‌شوند (دارای انحراف معیار کمتر log(K)، مناطق آبی رنگ). مناطقی که در فاصله دورتری از محل‌های پمپاژ قرار می‌گیرند دارای عدم‌قطعیت بالاتری هستند (۱۴).

صرف‌نظر از نحوهٔ شکل‌گیری اولیه، عدم‌قطعیت پسین با دستیابی به اطلاعات جدید (مانند تطبیق داده‌های تاریخی) بروزرسانی می‌شود و تخمین پارامترها و عدم‌قطعیت‌های جدید (پسین) به‌دست می‌آید (شکل ۳-۱۰). با این حال، همانند مفهوم مدل‌های ممکن چندگانه که در شکل ۹-۱۷ نشان داده شده، در روش بیزین تعیین پارامتری با احتمال ۱۰۰ درصد مورد انتظار نیست بلکه تعیین محتمل‌ترین مجموعه پارامترها با عدم‌قطعیت مشخص، هدف نهایی این روش است.

با این حال، این فرمول برای استفاده از روش بیزین در پیش‌بینی عدم‌قطعیت مناسب است. به‌عنوان مثال، عدم‌قطعیت‌های مربوط به همه ورودی‌های مدل می‌تواند به‌صورت توزیع‌های احتمالاتی بیان شوند. بنابراین، احتمالات پیش‌بینی و احتمالات مربوط به پارامترهای واسنجی (شکل ۱۰-۴) با دسترسی به اطلاعات جدید سیستم بروزرسانی می‌شود. بروزرسانی می‌تواند با روش‌های مختلفی مانند مرور مطالعات گذشته، اندازه‌گیری‌های جدید میدانی یا واسنجی اضافی انجام شود. در عمل، رایج‌ترین روش برای بروزرسانی احتمالات پیشین، تطبیق تاریخی است. معمولا روش‌های بیزین برای بیان عدم‌قطعیت تخمین

به تعداد زیادی شبیه‌سازی نیاز دارند. با وجود این ، اگر مسأله به درستی ساخته شود، استفاده از یک مجموعه پارامتر و انجام آنالیز عدم‌قطعیت واسنجی می‌تواند روش محاسباتی مؤثرتری برای به‌دست آوردن نتایجی مشابه با آنالیز بیزین باشد (۳۵ و ۲). صرف‌نظر از نحوه به‌دست آوردن، همان‌طور که در فصل ۹ در مورد نحوه تأثیر انتخاب‌های فردی بر واسنجی بحث شد، انتخاب‌های فردی مدل‌ساز می‌تواند در عدم‌قطعیت‌های گزارش‌شده نیز موثر باشد (۴۶).

۱۰-۳ بررسی عدم‌قطعیت

با توجه به ماهیت همه‌جانبه عدم‌قطعیت، تأثیر نوع پیش‌بینی در عدم‌قطعیت شناخته شده است. یکی از راه‌های کاهش عدم‌قطعیت، تعیین هدف مدل‌سازی براساس ترم‌هایی که عدم‌قطعیت کمتری در پیش‌بینی دارند تا از اضافه شدن عدم‌قطعیت غیرضروری به پیش‌بینی‌های مدل جلوگیری شود (۵۹). مثال‌های زیر تأثیر نحوهٔ تعیین پیش‌بینی در عدم‌قطعیت نتایج را نشان می‌دهد.

1- پیش‌بینی‌هایی که نیاز به تغییر ساختار در مدل پایه ندارند نسبت به پیش‌بینی‌هایی که نیاز به تغییرات ساختاری دارند، عدم‌قطعیت نسبتاً کمتری دارند. تغییرات ساختاری شامل تغییرات دامنه ژئومتری، و/ یا شرایط مرزی، و/یا منابع تغذیه و تخلیه (مانند حذف سد، یا اضافه کردن چاه‌های پمپاژ، معادن، تونل‌ها، دیواره‌های غیرقابل نفوذ و/ یا دریاچه‌های مصنوعی) هستند. به‌عنوان مثال، مدل طراحی شده برای پیش‌بینی تاثیر تغییر نرخ پمپاژ چاه‌های شبیه‌سازی شده در مدل پایه دارای عدم‌قطعیت کمتری نسبت به پیش‌بینی تأثیر یک سری چاه‌های پمپاژ جدید (پیشنهادی) است. همچنین، تغییرات ساختاری می‌تواند شامل تغییرات در فرضیات اساسی باشد، مانند هنگامی که پیش‌بینی به شبیه‌سازی غیرماندگار نیاز دارد و مدل پایه با شرایط ماندگار واسنجی شده است. پارامترهای ذخیره آبخوان مورد نیاز برای شبیه‌سازی‌های ناپایدار باعث ایجاد عدم‌قطعیت بیشتر می‌شود زیرا این پارامترها در فرآیند واسنجی ماندگار قابل تخمین نیستند.

2- پیش‌بینی‌هایی که به اطلاعات ناهمگنی آبخوان مانند زمان پیمایش[1] (فصل ۸) بستگی دارد، عدم‌قطعیت بالاتری نسبت به پیش‌بینی‌هایی با مقیاس بزرگ‌تر دارند، زیرا در این پیش‌بینی‌ها به‌دلیل پیچیده‌بودن جزئیات، خصوصیات ناهمگنی را یکپارچه و ساده در نظر می‌گیرند.

[1] Travel Time

همچنین، زمان‌های پیمایش نسبت به پیش‌بینی‌های ارتفاع بار هیدرولیکی دارای عدم‌قطعیت نسبتا، بیشتری هستند، زیرا زمان‌های پیمایش به یک پارامتر دیگر (تخلخل موثر، کادر ۸-۱) و کاربرد درون‌یابی و روندهای ردیابی (فصل ۸) نیاز دارند. پیش‌بینی مسیر جریان با اطمینان بیشتری نسبت به زمان پیمایش (کادر ۱۰-۲) انجام می‌شود، زیرا گرادیان‌های هیدرولیکی که تعیین‌کننده مسیرهای جریان هستند، در طول واسنجی قابل ارزیابی بوده، در حالی‌که مقادیر تخلخل موثر که برای محاسبه زمان پیمایش مورد نیاز است معمولاً در دسترس نیستند. بنابراین، تعیین ناحیه آبگیری چاه از زمان مورد نیاز برای رسیدن یک ذره به چاه دارای اطمینان بیشتری است. به‌طور مشابه، پیش‌بینی رسیدن یک آلاینده به یک گیرنده یا مرز که نیاز به تخمین زمان پیمایش دارد، عدم‌قطعیت نسبتاً بالاتری دارد (کادر ۱۰-۲).

3- پیش‌بینی‌های انجام شده براساس تغییر در مقدار خروجی‌های مدل (مثلاً پیش‌بینی می‌شود که جریان پایه در آینده تا ۱۰ درصد کاهش می‌یابد) نسبت به پیش‌بینی‌های مطلق (مثلا پیش‌بینی می‌شود جریان پایه در آینده ۱۰۰۰ $m^3/_{day}$ باشد) دارای عدم‌قطعیت کمتری است.

4- پیش‌بینی شرایط میانگین در طی یک دوره زمانی نسبت به پیش‌بینی شرایط مطلق یا پیش‌بینی برای شرایط حدی حداکثر یا حداقل، دارای عدم‌قطعیت کمتری است.

5- یک پیش‌بینی مشابه با طول زمان تطبیق تاریخی استفاده‌شده برای واسنجی مدل پایه نسبت به پیش‌بینی طولانی‌مدت‌تر دارای عدم‌قطعیت نسبتا کمتری است، زیرا در این حالت، محدوده و پویایی سیستم در پیش‌بینی احتمالاً مشابه دوره واسنجی خواهد بود.

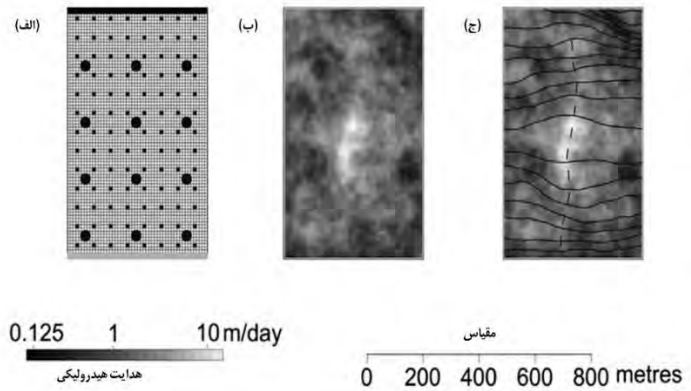
6- پیش‌بینی‌هایی که براساس پارامترهای حساس انجام می‌شوند نسبت به پیش‌بینی‌هایی که براساس پارامترهای غیرحساس انجام می‌شوند از اطمینان بیشتری برخوردارند. همان‌طور که در بخش ۹-۶ ذکر شد، پارامترهای غیرحساس دارای مقادیر ثابت بوده و تغییر نمی‌کنند. لذا در فرآیند واسنجی برآورد صحیحی از آن‌ها به‌دست نمی‌آید. با این حال، ارزیابی عدم‌قطعیت پیش‌بینی شامل همه پارامترهای مهم برای پیش‌بینی از جمله پارامترهایی که در تطبیق تاریخی غیرحساس بودند، می‌شود.

اگرچه تدوین مناسب پیش‌بینی می‌تواند عدم‌قطعیت را کاهش دهد، اما بررسی عدم‌قطعیت به یک تخمین کمّی برای نشان دادن عدم‌قطعیت شامل پیش‌بینی دارد. به‌طور کلی، عدم‌قطعیت در پیش‌بینی به حساسیت پارامتر (بخش‌های ۹-۴ و ۹-۵) مربوط می‌شود. با وجود این ، یک آنالیز عدم‌قطعیت فرآیندی است که پیچیده‌تر از آنالیز چند فاکتور ساده است (۹۹). شایان ذکر است که هنوز هم نمی‌توان درباره

عدم‌قطعیت با اطمینان اظهار نظر کرد. بنابراین، در عمل، هدف از آنالیز عدم‌قطعیت ارائه تخمینی از عدم‌قطعیت پیش‌بینی است و به مدل‌ساز در نحوه ارزیابی مدل برای رسیدن به اهداف مدل‌سازی کمک می‌کند. به‌عنوان مثال، نتایج حاصل از یک مجموعه شبیه‌سازی پیش‌بینی می‌تواند برای نمایش محدوده پیش‌بینی‌های منطقی ارائه شود. اگر فقط یک پیش‌بینی گزارش شود، باید با تخمین عدم‌قطعیت خروجی مدل پیش‌بینی همراه باشد.

کادر ۱۰-۲- زمان پیمایش در آبخوان‌های ناهمگن: پیش‌بینی دقیق ممکن نیست؟

مور و دوهرتی[1] (۲۰۰۵)، یک پیش‌بینی دشوار را بررسی کردند که پیش‌بینی محل خروج ذره از مرز مدل بود. ابتدا یک آبخوان دوبعدی مصنوعی با استفاده از یک تولیدکننده تصادفی میدانی ایجاد کردند. سپس، یک ذره فرضی در قسمت جریان قرار دادند و مسیر آن را با استفاده از کد ردیابی ذرات ردیابی کردند. این ذره از ۲۰۶/۸ متری لبه سمت چپ مرز پایینی مدل خارج شد (شکل کادر ۱۰-۲-۱)، که به‌عنوان مسیر درست انتخاب شده و مبنای مقایسه برای آنالیزهای بعدی در نظر گرفته شد.



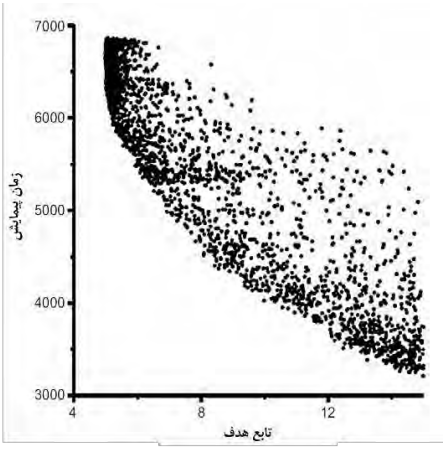
شکل کادر ۱۰-۲-۱ جزئیات آبخوان مصنوعی: الف- دامنه و شبکه‌بندی مدل با ۱۲ موقعیت چاه مشاهده‌ای، چاه‌های مشاهده‌ای به‌صورت دایره‌های بزرگ و موقعیت نقاط پایلوت به‌صورت دایره های کوچک نشان داده شده است. ب- میدان هدایت هیدرولیکی "صحیح". ج- خطوط کنتور ارتفاع بار هیدرولیکی (خط پر) و مسیر حرکت ذرات (خط چین) محاسبه شده برای میدان هدایت هیدرولیکی "صحیح" (۸۷ و ۸۸).

سپس آن‌ها ۱۲ مقدار ارتفاع بار هیدرولیکی از توزیع‌های ارتفاع بارهیدرولیکی شبیه‌سازی شده "درست" انتخاب کرده، مقدار کوچک خطای اندازه‌گیری فرض شده را اضافه نمودند. سپس از ۱۲ ارتفاع بار هیدرولیکی مشاهده شده به‌عنوان هدف برای تخمین هدایت هیدرولیکی استفاده کردند. وزن‌های یکنواخت برای مقادیر مشاهده‌ای استفاده شد و مدل با توجه به بار هیدرولیکی مشاهده‌شده، واسنجی شد به‌طوری که بهترین هدایت هیدرولیکی برازش داده شده، تطابق خوبی بین بارهیدرولیکی

[1] Moore and Doherty

مشاهده‌شده و محاسبه‌شده ایجاد کرد. با این حال، پیش‌بینی محل خروج ذره پیش‌بین‌شده بیشتر از ۴ متر از موقعیت خروج "درست" فاصله داشت. این خطا به دلیل کاهش تغییرات در هدایت هیدرولیکی میدانی در هنگام واسنجی بود. همچنین، آن‌ها متذکر شدند که ایجاد ناهمگنی بیشتر در هدایت هیدرولیکی نمی‌تواند کمبود اطلاعات در بارهیدرولیکی را جبران کند: مدلی که با ایجاد ناهمگنی بیشتر، بیش‌برازش شد، طوری که تقریباً بارهیدرولیکی محاسبه‌شده منطبق بر مشاهده‌شده شد، محل خروج را با بیش از ۵۰ متر خطا پیش‌بینی کرد.

مور[1] و همکاران (۲۰۱۰)، برای محاسبه رسیدن ذره تا مرز، این مسأله را دوباره بررسی کردند و در این مسأله، زمان پیمایش واقعی در آبخوان مصنوعی ۳۲۵۶ روز به‌دست آمد (۸۸). کاهش ناهمگنی واقعی در مدل واسنجی شده روی پیش‌بینی زمان پیمایش تأثیر بیشتری نسبت به پیش‌بینی محل خروج ذره داشت، طوری‌که زمان پیمایش ۶۸۲۳ روز به‌دست آمد که دو برابر بیشتر از زمان پیمایش واقعی است. سپس آن‌ها از روش جبهه پارتو[2] برای پاسخ به این سوال استفاده کردند: "برای رسیدن به زمان پیمایش شبیه‌سازی شده نزدیک به زمان پیمایش واقعی چقدر نیاز به کاهش واسنجی داریم؟" شکل کادر ۱۰-۲-۲ نشان می‌دهد که پیش‌بینی زمان پیمایش واقعی ذره فقط با پذیرش یک واسنجی نسبتاً کاهش یافته، به‌دست می‌آید (به عبارت دیگر، واسنجی که خطای هدف بزرگ‌تری دارد ولی همچنان از نظر آماری قابل قبول است). زمان پیمایش نزدیک به مقدار واقعی ۳۲۵۶ روز فقط برای مقادیر بالای تابع هدف به‌دست می‌آید (انتهای سمت راست محور x). یا به عبارت دیگر، هر چه مدل تطبیق تاریخی بهتری انجام شود (حرکت به سمت چپ محور x)، پیش‌بینی زمان پیمایش بدتری خواهد داشت که نتیجه بیش‌برازش است (بخش ۹-۶).



شکل کادر ۱۰-۲-۲ نمودار جبهه پارتوی پیش‌بینی زمان پیمایش ذره در روز (محور عمودی) را در مقابل تابع هدف واسنجی (محور افقی) نشان می‌دهد. هر نقطه روی نمودار پیش‌بینی حاصل از یک مدل واسنجی‌شده متفاوت است. مدل-هایی که خوب واسنجی شده‌اند، توابع هدف کمتری دارند و مدل‌هایی که واسنجی ضعیفی داشته‌اند، توابع هدف نسبتا

[1] Moore
[2] Pareto Front

بیشتری دارند. زمان پیمایش واقعی آبخوان مصنوعی (شکل کادر ۱۰-۲-۱) ۳۲۵۶ روز است که فقط زمانی به‌دست آمد که تابع هدف در حداکثر ممکن ولی قابل قبول باشد (۸۸).

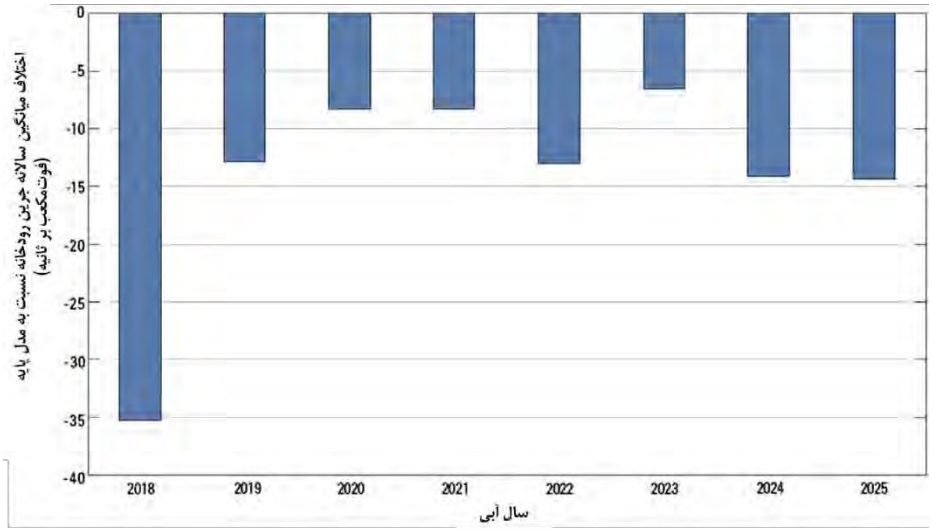
این مثال چندین دیدگاه کلی مهم در پیش‌بینی را ارائه می‌دهد: ۱) نوع پیش‌بینی، عدم‌قطعیت نسبی را تعیین می‌کند و پیش‌بینی محل‌های خروج نسبت به پیش‌بینی زمان پیمایش دارای عدم‌قطعیت نسبتاً کمتری است؛ ۲) اگرچه داده‌های ارتفاع بار هیدرولیکی به‌عنوان اهداف واسنجی رایج هستند، ممکن است، توانایی آن‌ها برای محدود کردن پیش‌بینی‌ها از جمله مسیر جریان و زمان پیمایش ضعیف باشد؛ ۳) عدم توانایی ما برای تعریف مسیرهای جریان جانبی ترجیحی پیوسته، مشکل‌ساز بوده و این درحال است که بعضی از پیش‌بینی‌ها به چنین ویژگی‌هایی بستگی دارند.

در آبخوان مصنوعی نسبت مشاهدات به تعداد کل گره‌ها نسبتاً زیاد بود و در بسیاری از مدل‌های آب‌های زیرزمینی واقعی، چنین حالتی وجود ندارد. این موضوع نشان می‌دهد که پیش‌بینی زمان ورود یک آلاینده در مرزهای منطقه یا یک چاه آب شرب، عدم‌قطعیت نسبتاً بالایی خواهد داشت. بنابراین، حتی یک آنالیز عدم‌قطعیت پیچیده ممکن است خطای ایجاد شده از طریق هموارسازی اجتناب‌ناپذیرهدایت هیدرولیکی واقعی را در نظر نگیرد. همچنین، انتظار می‌رود که پیش‌بینی‌های زمان رسیدن به مرز یا چاه طولانی‌تر از زمان واقعی باشد، زیرا پارامترهای میدانی مدل هموارسازی شده است و تمایل به از بین بردن مسیرهای جریان ترجیحی دارد. سرانجام، لازم به ذکر است که زمان‌های پیمایش ذکر شده، به زمان پیمایش همرفت که با کد ردیابی ذرات محاسبه‌شده، اشاره دارد (فصل ۸)؛ این شامل خطای ساده‌سازی ناشی از نادیده گرفتن فرآیندهای مهم می‌شود زیرا بدترین سناریویی که اولین زمان ورود آلاینده را محاسبه می‌کند، نیاز به در نظر گرفتن پخشیدگی و مدل کامل انتقال املاح دارد (بخش ۱۲-۳). بنابراین، نه تنها زمان‌های پیمایش برای پیش‌بینی دشوار است بلکه پیش‌بینی زمان‌های پیمایش نیاز به تفکر بیشتری دارد تا بتوان بدترین حالت را که محافظه‌کارانه باشد برای زمان‌های پیمایش تا مرز یا محل مورد نظر، به‌دست آورد.

تاکنون کارهای زیادی در مورد عدم‌قطعیت انجام شده است (کادر ۱۰-۱)، با این حال، باید به خاطر داشت که تخمین عدم‌قطعیت تنها وسیله‌ای برای رسیدن به هدف و تصمیم‌گیری بهتر است (۹). در این بخش، آنالیز عدم‌قطعیت مدل‌سازی کاربردی آب زیرزمینی بررسی می‌شود که پیش‌بینی‌ها ممکن است برای الزامات نظارتی و/یا برای راهنمایی تصمیم‌گیری‌های مدیریتی مورد استفاده قرار گیرند. در بسیاری از موارد، آگاهی از مدیریت ریسک و برآورد احتمال یا درست‌نمایی وقوع برخی از رویدادها از اهداف پیش‌بینی است. آنالیزهای عدم‌قطعیت می‌توانند از نظر محاسباتی صرفه‌جو بوده و آنالیز عدم‌قطعیت پایه[1] نامیده می‌شوند (بخش ۴-۱۰) و یا دارای حجم محاسباتی بالا بوده که آنالیز عدم‌قطعیت پیشرفته[2] نامیده می‌شوند (بخش ۵-۱۰). اغلب، مانند انحراف معیار یا فاصله اطمینان ۹۵٪، گزارش عدم‌قطعیت پیش‌بینی بین این دو آنالیز عدم‌قطعیت یکسان است، اما میزان تلاش مربوط به هر یک متفاوت است. زمان و هزینه

[1] Basic Uncertainty Analyses
[2] Advanced Uncertainty Analyses

مورد نیاز می تواند به عوامل دیگری نیز وابسته باشد (۴). مواردی که از نظر اجتماعی بحث برانگیز است یا جایی که پیش‌بینی شکست، عواقب شدیدی را به همراه دارد، ممکن است استفاده از روش‌های پیشرفته مورد نیاز باشد. این روش‌های پیشرفته در جایی که در نظر نگرفتن جزییات مهم سیستم ممکن است تأثیر مهمی روی فاکتور ریسک داشته باشد و برای اهداف مدل‌سازی مهم باشد، می‌توانند استفاده شوند. به‌عنوان مثال، هنگام پیش‌بینی زمان پیمایش و پدیده‌های دیگر انتقال (۱۲ و ۶۷)، آنالیزهای پایه‌ای ممکن است کاملاً عدم‌قطعیت ناشی از حذف جزئیات مهم طبیعی در پیش‌بینی را در بر نگیرد (کادر ۱۰-۲). در این موارد، رویکردهای پیشرفته‌تری که نشان‌دهنده جزئیات مهم سیستم هستند، ضروری است.



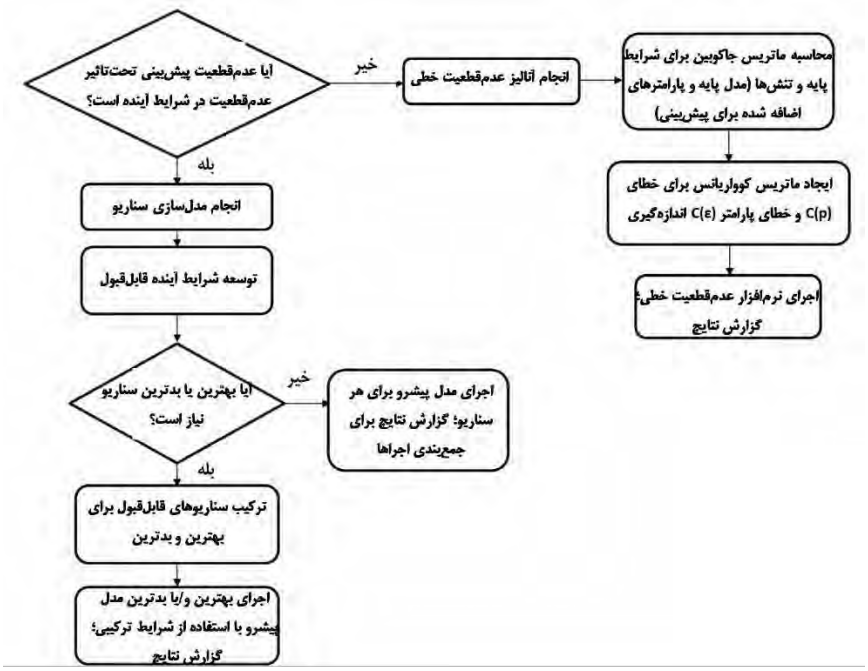
شکل ۱۰-۵ نمونه‌ای از پیش‌بینی کاهش جریان رودخانه در آینده در اثر ادامه روند موجود پمپاژ. به‌دلیل اینکه، مقدار میانگین سالانه به جای همه مقادیر شبیه‌سازی شده گزارش می‌شود، پیش‌بینی دارای عدم‌قطعیت نسبتاً کمتری است. علاوه بر این، می‌توان انتظار داشت، پیش‌بینی دارای عدم‌قطعیت کمتری باشد زیرا به جای پیش‌بینی مقادیر مطلق، تغییرات و اختلاف را پیش‌بینی می‌کند و از مقادیر کمّی (مقادیر پمپاژ) در تطبیق تاریخی استفاده کرده است (۴۰).

۱۰-۴ آنالیزهای پایه‌ای عدم‌قطعیت

آنالیز پایه‌ای عدم‌قطعیت روی مجموعه کوچکی از عوامل غالب متمرکز است که انتظار می‌رود باعث عدم‌قطعیت پیش‌بینی شود و از تقریبی استفاده می‌کند که از نظر محاسباتی برای نمایش عدم‌قطعیت کارایی دارد (شکل ۱۰-۶). با استفاده از دو منبع عدم‌قطعیت شرح داده شده در بخش ۱۰-۲، مدل‌سازی سناریو به بررسی عدم‌قطعیت در شرایط آینده می‌پردازد و آنالیز خطی عدم‌قطعیت، عدم‌قطعیت ناشی از مدل پایه را نشان می‌دهد.

۱۰-۴-۱ مدل‌سازی سناریو

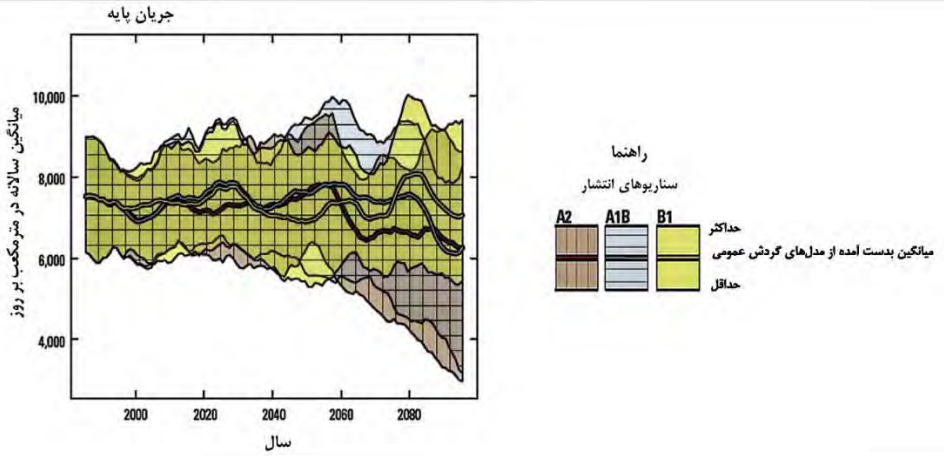
در مدل‌سازی سناریو، همه پارامترهای اولیه و شرایط هیدرولوژیکی مدل پایه به جز آن‌هایی که به‌عنوان بخش از پیش‌بینی مورد بررسی قرار گرفته‌اند، تغییری نمی‌کنند. مدل پایه‌ای که برای مجموعه‌ای از شرایط آینده اصلاح می‌شود، سناریو یا تصویری از آینده را نشان می‌دهد. این سناریو به‌صورت اجرای پیشرو و تعداد تکرار نسبتا کوچک (معمولا کمتر از ۲۰) اجرا می‌شود. هر اجرا با مقادیر فرضی (تعیین شده توسط مدل‌ساز) برای شرایط آینده اجرا می‌شود. یکی از اهداف مدل‌سازی سناریو، ایجاد مجموعه‌ای از نتایج است که به‌عنوان نماینده‌ای از عدم‌قطعیت پیش‌بینی تعریف می‌شود. به‌عنوان مثال، هر یک از موارد چندین نرخ پمپاژ مختلف و/یا تغییر نرخ‌های تغذیه در طول دوره‌های تر و خشک، می‌توانند یک سناریو را تشکیل دهند.



شکل ۱۰-۶ روندنمای چارچوب انجام آنالیز پایه‌ای عدم‌قطعیت

یک سناریو ممکن است فرض کند که پویایی سیستم در طول زمان ثابت است (یعنی سیستم و مشتقات آن دارای میانگین و واریانس ثابتی در طول زمان است که آن را پایداری می‌نامند)؛ در عوض یک سناریو می‌تواند شرایطی را شامل شود که دارای پویایی‌هایی متفاوت با مدل پایه باشد. شبیه‌سازی‌هایی با توجه به شرایط آب و هوایی متفاوت در آینده مثال‌هایی از سناریوهایی هستند که ثابت نیستند. همچنین، سناریوهای آینده می‌توانند برای شبیه‌سازی پاسخ‌های حداقلی و حداکثری آینده و یا به‌صورت ترکیبی از تنش‌های آینده فرمول‌بندی شوند. هدف از چنین آنالیزی این است که پیش‌بینی‌های مدل پایه شامل محدوده‌ای از پیش‌بینی‌ها شود که نماینده‌ای از بهترین و بدترین سناریوها را ارائه دهند. اغلب تعریف چنین سناریویی مستقیماً پیشرو است (خشکسالی شدید چه تاثیری روی تخلیه آب زیرزمینی می‌گذارد؟). در موارد دیگر، پاسخ یک مدل پیچیده به تغییر پارامترها و تنش‌های چندگانه ممکن است مشهود نباشد و نیاز به سایر روش‌های پیشرفته مانند آنالیزهای عدم‌قطعیت بیشینه‌سازی-کمینه‌سازی (بخش ۱۰-۵) باشد.

نمونه‌ای از مدل‌سازی سناریو در شکل ۱۰-۷ نشان داده شده است که هدف این مدل ارزیابی اثرات آب و هوایی آینده روی جریان پایه رودخانه است. برای نمایش عدم‌قطعیت ذاتی پیش‌بینی‌های اقلیمی در آینده، با استفاده از خروجی بارندگی و دمای سه سناریوی انتشار گازهای گلخانه‌ای CO_2، ۱۵ پیش‌بینی انجام شد (با استفاده از ۵ مدل گردش عمومی یا GCM مختلف). محدوده ۱۵ پیش‌بینی در کنار شکل ۱۰-۷ نشان داده شده است؛ نتایج میانگین سناریوی انتشار گازهای گلخانه‌ای به‌صورت خط رنگی نشان داده شده است. نکات مهم مربوط به عدم‌قطعیت به‌صورت نتایج زیر نشان داده شده است: ۱) با توجه به شرایط اقلیمی آینده، نمی‌توان انتظار "بهترین" پیش‌بینی را داشت؛ ۲) عدم‌قطعیت پیش‌بینی‌ها با گذشت زمان افزایش می‌یابد؛ ۳) تفاوت قابل توجهی بین شرایط اقلیمی پنج GCM، حتی با میزان مشابه انتشار گازهای گلخانه‌ای،وجود دارد؛ ۴) بیشترین تأثیر انتشار CO_2 بر جریان پایه در اواخر قرن بیست و یکم بوده است. با توجه به اینکه تغییرات زیادی در شرایط اقلیمی آینده وجود دارد، هیچ کاری برای در نظر گرفتن عدم‌قطعیت‌های بیشتر در پیش‌بینی‌های مدل پایه انجام نشده است. این عدم‌قطعیت پیش‌بینی در مقایسه با عدم‌قطعیت تغییرات اقلیمی ناچیز است.



شکل ۱۰-۷ پیش‌بینی جریان پایه به‌دست آمده از ۱۵ سناریوی اجرای پیشرو (بیشینه‌سازی، کمینه‌سازی و شرایط میانگین در هر سه سناریوی انتشارات گازهای گلخانه‌ای). عدم‌قطعیت پیش‌بینی به‌صورت میانگینی از سه سناریو نشان داده شده است (خطوط رنگی). پیش‌بینی‌ها از میانگین هر سناریوی انتشار گازهای گلخانه‌ای بر اساس نتایج میانگین ۵ مدل گردش عمومی مختلف به‌دست آمده است. توجه کنید که چگونه عدم‌قطعیت با گذشت زمان افزایش می‌یابد (۶۶).

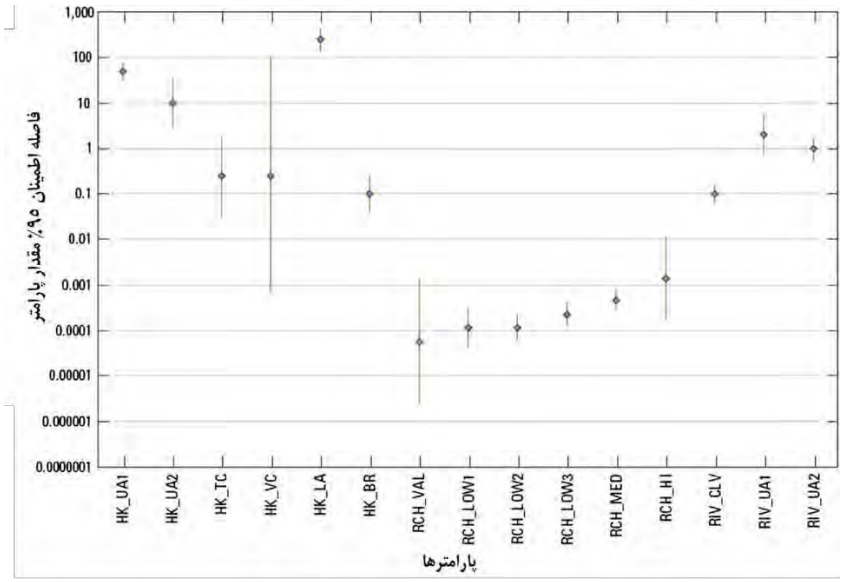
۱۰-۴-۲ آنالیز عدم‌قطعیت خطی

آنالیزهای عدم‌قطعیت خطی نیاز به تغییرات کمی در مدل پایه دارند. از آنجا که این نوع آنالیزها فقط حساسیت را در نظر می‌گیرند، به لحاظ محاسباتی بسیار بهینه و به صرفه بوده و هم برای مسائل معکوس فرامعین و هم فرومعین مناسب هستند. ماتریس ژاکوبین توصیف شده در بخش ۹-۵، پایه و اساس آنالیز عدم‌قطعیت خطی است. همان‌طور که ذکر شد، ماتریس ژاکوبین با استفاده از حساسیت پارامترها درست می‌شود که تغییرات پارامترهای مدل را به تغییرات خروجی‌های مدل مرتبط می‌سازد. به‌دلیل اینکه در روش‌های خطی، ماتریس ژاکوبین فقط یک بار محاسبه می‌شود، پیاده‌سازی این روش از نظر محاسباتی آسان است. با این حال، آن‌ها نیاز به محاسبه حساسیت‌های بیشتر برای هر پیش‌بینی و ارزیابی عدم‌قطعیت توسط مدل‌ساز در پارامترها و مشاهدات (پیشین) دارند. در ساده‌ترین مورد، خطای اندازه‌گیری باعث ایجاد عدم‌قطعیت در پارامترهای واسنجی می‌شود (شکل ۱۰-۸)، که به نوبه خود می‌تواند باعث عدم-قطعیت در پیش‌بینی‌های مدل باشد (صفحه ۱۵۹ مرجع شماره ۵۷). با این حال، همان‌طور که در شکل ۲-۱۰ نشان داده شده است، خطای اندازه‌گیری تنها یکی از مولفه‌های عدم‌قطعیت مدل است؛ خطای ساده‌سازی پارامتر می‌تواند نقش مهمی در عدم‌قطعیت پیش‌بینی داشته باشد، به‌ویژه اگر مدل به‌صورت کم پارامتری باشد.

به‌دلیل اهمیت خطای ساده‌سازی پارامتر، روشی برای تخمین آن توسط کولی[1] (۲۰۰۴) توسعه داده شد که در آن ترکیبات مختلفی از هدایت هیدرولیکی میدانی پیچیده به نواحی ساده‌تر تبدیل شد. با این حال، این آنالیز از نظر محاسباتی اختیاری بود و مدل‌ساز در پایان در مورد اینکه آیا خطای ساده‌سازی قابل قبول است یا نه، تصمیم‌گیری می‌کند. اگر قابل قبول نباشد، پارامتری کردن مدل، فرآیند واسنجی و ارزیابی خطای ساده‌سازی پارامتر باید دوباره انجام شود. مور و دوهرتی[2] (۲۰۰۵)، یک روش محاسباتی کارآمدتری را در آنالیز عدم‌قطعیت خطی برای عدم‌قطعیت خطای اندازه‌گیری و عدم‌قطعیت ساده‌سازی پارامتر مورد بررسی قرار دادند. با توجه به در دسترس بودن نرم‌افزار برای انجام مدل‌سازی، در اینجا از فرمول مور و دوهرتی (۲۰۰۵) به‌عنوان نمونه‌ای از خطای اندازه‌گیری و خطای ساده‌سازی در تخمین‌های عدم‌قطعیت پیش‌بینی استفاده می‌شود.

---

[1] Cooley
[2] Moore and Doherty



شکل ۱۰-۸ نمایش تصویری پارامترهای نهایی مدل واسنجی شده و فاصله اطمینان ٪۹۵ محاسبه‌شده با روش‌های خطی عدم‌قطعیت. HK: هدایت هیدرولیکی (ft/d)، RCH: تغذیه (ft/d) و RIV: ضریب هدایت رودخانه (ft^2/d) (۳۹)

فرض کنید که عدم‌قطعیت به‌صورت واریانس خطای پیش‌بینی گزارش شده که این واریانس با مقایسه مقادیر واقعی متغیر مورد نظر($\underline{s}$)، مانند ارتفاع بار هیدرولیکی، با مقادیر پیش‌بینی شده توسط مدل (s)، محاسبه می‌شود. مور و دوهرتی (۲۰۰۵) واریانس خطای پیش‌بینی s را به‌صورت رابطه (۱۰-۲) محاسبه کردند:

$$\sigma_{\underline{s}-s}^2 = y^t(I-R)C(p)(I-R)^t y + y^t G C(\varepsilon) G^2 y \qquad (۱۰-۲)$$

که، $\sigma_{\underline{s}-s}^2$ واریانس خطای پیش‌بینی s؛ y، بردار حساسیت‌های پارامتر به پیش‌بینی s؛ I، ماتریس همانی؛ R، ماتریس وضوح[1]؛ $C(p)$، ماتریس کواریانس عدم‌قطعیت پارامتر ناشی از تأثیر دانش مدل‌ساز؛ G، ماتریس مورد استفاده در محاسبه پارامترها برای بهترین تطبیق تاریخی؛ $C(\varepsilon)$، ماتریس کواریانس خطای اندازه‌گیری داده‌های میدانی: و t اپراتور ماتریس ترانهاده را نشان می‌دهد.

مشتق معادله (۱۰-۲) خارج از بحث این کتاب است؛ خلاصه‌ای از پیشینه ریاضی این معادله در پیوست ۴ مرجع شماره ۳۵ آورده شده است. با توجه به اهداف ما در این کتاب، دو ترم به سمت راست معادله (۱۰-۲) اضافه شده است: ۱) ترم‌های اضافه شده بعد از علامت + که عدم‌قطعیت پیش‌بینی ناشی از

[1] Resolution

خطای اندازه‌گیری در داده‌های میدانی است و ۲) ترم‌های سمت چپ + که عدم‌قطعیت ناشی از خطای ساده‌سازی پارامتر را نشان می‌دهد (بخش ۹-۶). سهم این دو مولفه در شکل ۱۰-۲-ب نشان داده شده است که با استفاده از معادله (۱۰-۲) محاسبه می‌شود.

فرمول بیز[1] معادل معادله (۱۰-۲) برای عدم‌قطعیت پیش‌بینی در معادله (۱۰-۳) آورده شده است:

$$\sigma_s^2 = y^t C(p) y - y^t C(p) X^t [X C(p) X^t + C(\varepsilon)]^{-1} X C(p) y \qquad (۱۰-۳)$$

که، σ_s^2، واریانس عدم‌قطعیت پیش‌بینی s؛ y، بردار حساسیت‌های پارامتر برای پیش‌بینی s؛ $C(p)$، ماتریس کواریانس عدم‌قطعیت پارامتر ناشی از تأثیر دانش مدل‌ساز ؛ X، ماتریس ژاکوبین حساسیت‌های پارامتر؛ $C(\varepsilon)$، ماتریس کواریانس خطای اندازه‌گیری داده‌های میدانی: t نشان‌دهنده اپراتور ماتریس ترانهاده و -1، اپراتور معکوس کردن ماتریس است.

معادله (۱۰-۳) شکلی از رابطه ماتریس است که به‌طور گسترده استفاده می‌شود و آن را مکمل شور[2] می‌نامند (۵۳)؛ پیشینه ریاضی معادله (۱۰-۳) در پیوست‌های مراجع ۲۰ و ۴۴ آورده شده است. با توجه به هدف این کتاب، توجه کنید در معادله (۱۰-۳) عدم‌قطعیت پیش‌بینی احتمال پسین، σ_s^2، با کم کردن عبارت دوم از عدم‌قطعیت پیشین (عبارت اول، $y^t C(p) y$) محاسبه شده است. عبارت دوم نشان‌دهنده اطلاعات به‌دست آمده از حساسیت پارامترها با در نظرگرفتن خطای داده‌های مشاهده‌ای $C(\varepsilon)$، است.

در عمل، معادلات (۱۰-۲) و (۱۰-۳) با استفاده از نرم‌افزار تخمین پارامترها (مانند نرم افزار GENLINPRED[3]، آنالیز کننده عدم‌قطعیت/ خطا در PEST (۳۷)) حل می‌شود. بنابراین، در این بخش از کتاب، روی درک جزئیات مهم متمرکز می‌شویم که مدل‌ساز باید آنها را برای حل هر معادله وارد کند. مولفه اصلی نمایش خطای اندازه‌گیری در داده‌های مشاده‌ای، ماتریس کواریانس $C(\varepsilon)$ است که برای هر هدف دارای یک ردیف و ستون است. ماتریس کواریانس یک ماتریس متقارن است، طوری که درایه‌های دو طرف قطر اصلی با هم تقارن دارند. واریانس خطای اندازه‌گیری نویز کل را نشان می‌دهد که با اندازه-گیری واقعی که برای هر هدف در قطر ماتریس وارد می‌شود، اختلاف دارد. هر عکس‌العمل (کواریانس) بین خطاهای اندازه‌گیری در درایه‌های غیرقطری وارد می‌شود. اگر هیچ ارتباطی بین خطای اندازه‌گیری وجود نداشته باشد، درایه‌های غیرقطری ماتریس، صفر خواهند بود. همان‌طور که مور و دوهرتی (۲۰۰۵) اشاره کردند، "«خوب یا بد، معمولاً $C(\varepsilon)$ فرض می‌شود که یک ماتریس قطری است»" و خطای اندازه-

---

[1] Bayes
[2] Schur
[3] GENeral LINear PREDiction

گیری با آنچه که مدل‌ساز در قطر اصلی ماتریس وارد می‌کند، بیان می‌شود. با این روش، $C(\varepsilon)$ به‌صورت یک ماتریس واریانس در نظر گرفته شود.

در عمل، معمولاً ماتریس $C(\varepsilon)$ در آنالیز عدم‌قطعیت خطی این‌گونه وارد می‌شود که وزن داده‌های مشاهده‌ای در تخمین پارامتر (بخش ۹-۵) برابر با خطای مورد انتظار مشاهدات قرار داده می‌شود. این موضوع، توانایی ما در اندازه‌گیری مشاهدات و توانایی مدل در شبیه‌سازی را نشان می‌دهد (به‌عنوان مثال، یک مدل ماندگاری که اندازه‌گیری‌های میدانی غیرماندگار را شبیه‌سازی می‌کند). توجه به این نکته ضروری است که وزن‌های مورد استفاده برای تعیین ماتریس $C(\varepsilon)$ ممکن است با وزن‌های مورد استفاده برای واسنجی متفاوت باشند، زیرا وزن‌های واسنجی فاکتورهای بیشتری مانند مکان هدف‌ها و مقیاس مدل‌سازی (near-field یا far-field) و اهمیت آن‌ها در هدف مدل‌سازی را نشان می‌دهد.

مؤلفه‌های اصلی برای نمایش خطای ساده‌سازی پارامتر ماتریس وضوح (R) و ماتریس $C(p)$ (معادله ۱۰-۲)، و ماتریس $C(p)$ (معادله ۱۰-۳) هستند. ماتریس وضوح R ارتباط بین پارامترهای تخمینی و پارامترهای واقعی را نشان می‌دهد و به‌صورت بخشی از اپراتور تخمین پارامتر محاسبه می‌شود. بنابراین برای معادلات ۱۰-۲ و ۱۰-۳، ماتریس $C(p)$ ورودی اولیه مورد نیاز برای محاسبه خطای ساده‌سازی پارامتر است که توسط مدل‌ساز وارد مدل می‌شود. ماتریس $C(p)$، ماتریس کوواریانس خطای پارامتر است که تغییرپذیری ذاتی پارامتر[1] (به‌عنوان مثال، فاصله اطمینان ٪۹۵، انحراف معیار یا واریانس) ناشی از تبدیل غیرهمگنی دنیای واقعی در مدل را نشان می‌دهد. به این ترتیب، این ماتریس، دانش مدل‌ساز از خصوصیات سیستم را نشان داده که در مدل منعکس می‌شود. لازم به ذکر است که به‌دلیل اینکه این مدل برای نمایش دنیای طبیعی پیچیده به یک نسخه ساده شده از دنیای واقعی نیاز دارد، انتخاب‌های انجام شده در پارامتری‌کردن باعث ایجاد عدم‌قطعیت می‌شود (۵۰ و ۸). بنابراین، هر پارامتر مدل، ساده‌شده ناقصی از دنیای واقعی است. نمایش کمّی خطای ساده‌سازی پارامتر در ماتریس $C(p)$ ظاهر می‌شود.

یک مثال ساده نشان می‌دهد که چگونه انتخاب‌های ساده‌سازی مدل می‌توانند در تعیین تغییرپذیری ذاتی تأثیر بگذارند. فرض کنید یک محدوده مدل که نماینده یک آبخوان غیرهمگن است به سه نوع از رسوبات تقسیم می‌شود: ۱- ماسه بادی با دانه‌بندی خوب، ۲- ماسه رودخانه‌ای با دانه‌بندی متوسط و ۳- ماسه و گراول ناشی از رسوبات یخچالی. اطلاعات ظاهری و مشاهدات اولیه به ما می‌گوید که تغییرپذیری ذاتی پارامتر برای هر یک از انواع رسوبات متفاوت خواهد بود. اندازه دانه‌ها در ماسه بادی تغییرات کمی داشته، بنابراین پارامتری که ماسه بادی را توصیف می‌کند، از تغییرپذیری ذاتی نسبتاً کمی برخوردار

[1] Innate Parameter Variability

است. با توجه به طیف گسترده اندازه دانه‌ها در رسوبات یخچالی (رسوبات ناشی از بلوک‌های یخی)، انتظار می‌رود که از تغییرپذیری ذاتی نسبتاً بزرگی برخوردار باشد. تغییرپذیری ذاتی پارامتر در رسوبات رودخانه-ای معمولاً بین ایت دو حد انتهایی است. علاوه بر این، اگر ناهمگنی تنها با استفاده از یک پارامتر ("رسوبات تحکیم نیافته") نشان داده شود، مقدار تغییرپذیری ذاتی پارامتر بیشتر خواهد بود. با توجه به این مثال ساده، بدیهی است که تعیین تغییرپذیری ذاتی گرچه تصادفی نیست ولی مقدار آن قابل بحث است.

در عمل ماتریس $C(p)$ بر اساس دانش مدل‌ساز تعیین می‌شود که ممکن است با استفاده از روش‌های زمین‌آماری فرمول‌بندی شود. با این حال، ساده‌ترین شکل این ماتریس، $C(p)$ به‌صورت یک ماتریس قطری است که شامل تخمین مدل‌ساز از عدم‌قطعیت در امتداد قطر مرکزی است که از انحراف معیار برای این کار استفاده شده و نشان‌دهنده مقدار تغییرپذیری پارامتر است. به‌دلیل اینکه معمولاً درایه‌های ماتریس غیرقطری صفر هستند، داده‌های ورودی به کد تخمین پارامتر می‌تواند یک فایل ساده عدم‌قطعیت شامل دو ستون باشد (به‌عنوان مثال، ماتریس $C(p)$ برای مثال ساده قبلی در جدول ۱۰-۲ آورده شده است). همچنین نرم‌افزار عدم‌قطعیت ممکن است گزینه‌ای برای استفاده از حد بالایی و پایینی پارامتر داشته باشد که در هنگام تطبیق تاریخی می‌تواند برای نمایش فاصله اطمینان ۹۵ درصدی پارامتر استفاده شود (کادر ۹-۲). این روش، پس از آن می‌تواند برای ایجاد خودکار ماتریس $C(p)$ استفاده شود. چنین فرمول-بندی ساده، برای بسیاری از مسائل کاربردی مدل‌سازی آب زیرزمینی مناسب است.

باوجود این ، به‌دلیل اینکه ماتریس $C(p)$، یک ماتریس کوواریانس است، اگر مدل‌ساز برای نمایش همبستگی مکانی بین پارامترها، مقادیر غیرصفر را برای ورودی‌های غیرقطری انتخاب کند، پیچیدگی‌های بیشتری اضافه خواهد شد. جیمز[1] و همکاران (۲۰۰۹)، ماتریس $C(p)$ را به‌صورت زیر توصیف کردند:

ماتریس $C(p)$، وضعیت فعلی دانش زمین‌شناسی و عدم‌قطعیت زمین‌شناسی مربوط به منطقه مورد مطالعه را به‌طور خاص توصیف می‌کند. عدم‌قطعیت زمین‌شناسی از طریق درایه‌های قطری غیرصفر بیان می‌شود. دانش زمین‌شناسی با استفاده از درایه‌های غیرقطری غیرصفر (نشان می‌دهد که چیزی از همبستگی مکانی خصوصیات هیدرولیکی شناخته شده است) و درایه‌های قطری محدود (نشان می‌دهد که حد بالا یا پائین در عدم¬قطعیت زمین‌شناسی وجود دارد) بیان می‌شود.

[1] James

جدول ۱۰-۲ مثالی از ماتریس $C(p)$ ساده برای مدل سه پارامتری (K = هدایت هیدرولیکی). الف- ورودی ماتریس، ب- ماتریس $C(p)$ ساخته‌شده با استفاده از اطلاعات قسمت (الف).

(الف) ورودی ماتریس C(P)		
پارامتر	موقعیت پارامتر در ماتریس C(p)	تغییرات پارامترهای ذاتی (انحراف معیاربرحسب متر بر روز)
$K_{fluvial\ sand}$	ردیف اول،ستون اول	۵
$K_{eolian\ sand}$	ردیف دوم، ستون دوم	۰/۳
$K_{supraglacial\ sand\ \&\ gravel}$	ردیف سوم، ستون سوم	۵۰
(ب) نتایج ماتریس C(P)		
۵	۰	۰
۰	۰/۲	۰
۰	۰	۵۰

صرف‌نظر از اینکه، اگر شخصی از ماتریس قطری همانند ماتریس ارائه شده در جدول ۱۰-۲ یا از فرمول‌بندی پیچیده‌تری همانند ماتریس توصیف شده توسط جیمز و همکاران (۲۰۰۹) استفاده کند، قدرت نمایش خطای ساده‌سازی پارامتر از طریق ماتریس $C(p)$ این است که این ماتریس با استفاده از روابط ریاضی دقیق برای کمّی‌سازی عدم‌قطعیت می‌تواند استفاده شود (۲۳). به‌عنوان مثال، چه پارامتری کردن ساده‌تر یا پیچیده‌تر انتخاب شود، ماتریس $C(p)$ می‌تواند طوری به هنگام شود که تغییرات در مقدار تغییرپذیری ذاتی پارامتر را نشان دهد. بسیاری از روش‌های آنالیز عدم‌قطعیت در مدل‌سازی آب زیرزمینی شامل روشی که بتواند خطای ساده‌سازی پارامتر را کمّی کند، نمی‌شود (همان‌طور که در معادلات ۱۰-۲ و ۱۰-۳ آمده است). با این حال، خطای ساده‌سازی معمولاً عامل اصلی عدم‌قطعیت پیش‌بینی است، به خصوص هنگامی که پیش‌بینی به جزییات سیستم مانند ناهمگنی در مقیاس کوچک حساس است (مانند کادر ۱۰-۲) (۵۰، ۸۷ و ۱۲۲). بنابراین، می‌توان استدلال کرد که حذف خطای ساده‌سازی پارامتر می‌تواند باعث کمتر برآورد شدن عدم‌قطعیت شود.

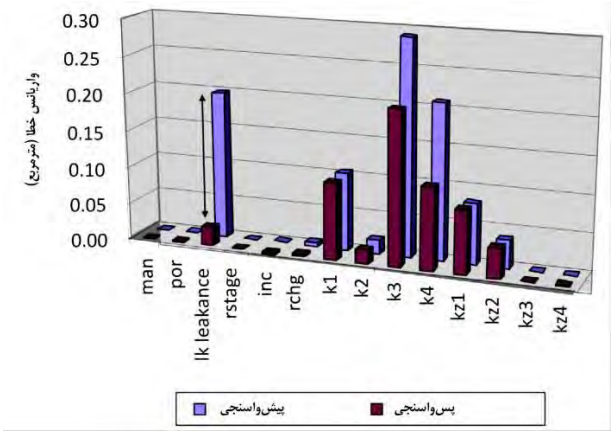
۱۰-۴-۲-۱ مثال‌هایی از آنالیز عدم‌قطعیت خطی

اگرچه آنالیز عدم‌قطعیت خطی شامل مفاهیم پیشرفته آماری می‌شود اما عملاً یک روش ساده‌ای است که با استفاده از نرم‌افزارهای زیادی قابل انجام است. در ساده‌ترین مورد، نتایج آنالیز عدم‌قطعیت خطی شامل خروجی‌هایی مانند انحراف معیار، واریانس یا فاصله اطمینان ٪۹۵ برای مدل پیش‌بینی می‌شود (به‌عنوان مثال، فاصله اطمینان ۹۵ درصدی پیش‌بینی جریان ورودی آب زیرزمینی (۷۴)). فرض خطی بودن به

عدم‌قطعیت‌هایی منجر می‌شود که در اطراف مقادیر پیش‌بینی، متقارن هستند. در برخی موارد، تقارن منجر به دامنه غیرواقعی از جواب‌ها در اطراف پیش‌بینی‌هامی‌شود. به‌عنوان مثال، آنالیز عدم‌قطعیت با استفاده از مقادیر حدی در دامنه جواب‌ها ممکن است باعث بالا آمدن سطح آب در جایی که چاه پمپاژ اضافه شده، بشود. بنابراین، تخمین‌های عدم‌قطعیت به‌دست آمده از روش‌های عدم‌قطعیت خطی ممکن است برای حذف نتایج غیرواقعی به بررسی نیاز داشته باشند یا اینکه سایر روش‌های غیرخطی پیشرفته مورد نیاز باشند.

نوع اول آنالیز عدم‌قطعیت خطی، ارتباط عدم‌قطعیت پیش‌بینی پارامترها را در مدل پایه و کیفیت مشاهدات مورد استفاده برای واسنجی مدل پایه را ارزیابی می‌کند (۵۱، ۳۱، ۶۹، ۲۸، ۴۴ و ۴۵). نمونه‌هایی که در ادامه آورده شده است با استفاده از ابزار PEST GENLINPRED ساخته شده است (۳۵). همان‌طور که ذکر شد، آنالیز خطی به حساسیت پارامترها برای پیش‌بینی (مقدار y در معادله‌های ۱۰-۲ و ۱۰-۳) و ارزیابی مدل‌ساز از عدم‌قطعیت در داده‌های مشاهده‌ای و پارامترها دارد. اولین مورد با افزودن پیش‌بینی‌ها به فهرست مشاهدات مورد استفاده در تخمین پارامتر و محاسبه دوباره ماتریس جاکوبین به‌دست می‌آید. در مثال‌هایی که در ادامه آورده شده است، وزن‌های تخمین پارامتر مشخص‌شده برای هر مشاهده برای ایجاد ماتریس $C(\varepsilon)$ استفاده می‌شود و ماتریس $C(p)$ از حد بالایی و پایینی پارامتر به‌دست می‌آید.

در شکل ۱۰-۹، پتانسیل تخمین خطا در پیش‌بینی سطح آب دریاچه در مدل آب زیرزمینی با استفاده از مقادیر اولیه (پیش از واسنجی) پارامترهای واسنجی و مقادیر واسنجی‌شده آن پارامترها محاسبه شده است. عدم‌قطعیت کل در پیش‌بینی سطح آب دریاچه در خشکسالی با مجموع میله‌های هر ردیف در شکل ۱۰-۹ برابر است. مقایسه نتایج عدم‌قطعیت خطی که با واریانس خطای پیش‌بینی سطح آب دریاچه در شرایط خشکسالی ارائه شده است، نشان می‌دهد که واسنجی، عدم‌قطعیت پیش‌بینی را کاهش می‌دهد. اما این کاهش در تمام پارامترهای مدل (محور X) یکسان نیست. علاوه بر این، نتایج نشان داد که در صورتی که کاهش بیشتری در عدم‌قطعیت پیش‌بینی موردنظر باشد، کار میدانی بیشتر برای شناخت خصوصیات هدایت هیدرولیکی افقی لایه ۳، ۴ و ۱ (k3، k4 و k1 در شکل ۱۰-۹) مؤثرتر از کار بیشتر روی شناخت نشت بستر دریاچه (نشت lk در شکل ۱۰-۹) است.



شکل ۱۰-۹ سهم پارامتر پیش‌واسنجی و پس‌واسنجی برروی کل واریانس خطا (مجموع همه میله‌ها در یک ردیف) برای پیش‌بینی ارتفاع سطح آب دریاچه در شرایط خشکسالی (با استفاده از بسته دریاچه MODFLOW، بخش ۶-۶). واریانس خطا (محاسبه شده از طریق معادله ۱۰-۲) عدم‌قطعیت پیش‌بینی مدل را نشان می‌دهد. میله‌ها سهم هر پارامتر را در کل خطای پیش‌بینی نشان می‌دهند (پیش از واسنجی m^2 ۰/۹۶). همان‌طور که در شکل نشان داده شده، با کاهش ارتفاع میله‌ها برای تعدادی از پارامترهای واسنجی مورد استفاده در شبیه‌سازی پیش‌بینی، عدم‌قطعیت پیش‌بینی بعد از واسنجی کمتر است. توجه داشته باشید که کاهش بعد از واسنجی در عدم‌قطعیت پیش‌بینی برای پارامتر نشت دریاچه (نشت lk) قابل ملاحظه است. بنابراین از فعالیت‌های جمع‌آوری داده‌هایی که تنها این پارامتر را هدف قرار می‌دهند، سود کمتری انتظار می‌رود. زیرا مقدار این پارامتر قبلاً با استفاده از تطبیق تاریخی داده‌های موجود به‌خوبی محدود شده است. به عبارت دیگر پارامتر به‌خوبی شناسایی شده است (۶۳). انواع پارامترها شامل man: ضریب n مانینگ، por: تخلخل موثر، نشت lk: ضریب نشت بستر دریاچه، rstage: مرز ارتفاع آب رودخانه در far-field، inc: شرط مرزی افزایش ارتفاع جریان، rchg: تغذیه، k1 تا k4: هدایت هیدرولیکی افقی لایه اول تا چهارم، kz1 تا kz4: هدایت هیدرولیکی عمودی لایه اول تا چهارم.

روش‌های عدم‌قطعیت خطی را نیز می‌توان برای ارائه گرافیکی محتوای اطلاعاتی مجموعه مشخصی از داده‌های مشاهده‌ای با استفاده از پارامتر شناسایی‌پذیری استفاده کرد (شکل ۱۰-۱۰). همان‌طور که دوهرتی و هانت[1] (۲۰۰۹) تعریف کردند، شناسایی‌پذیری بزرگ‌تر (میله‌هایی با طول بزرگ‌تر) نشان دهنده این است که اطلاعات بیشتری از داده‌های مشاهداتی برای آن پارامتر می‌توان به‌دست آورد. رنگ‌های گرم‌تر، اطمینان بالاتری را در توانایی داده‌های مشاهداتی برای محدود کردن پارامتر، نشان می‌دهد.

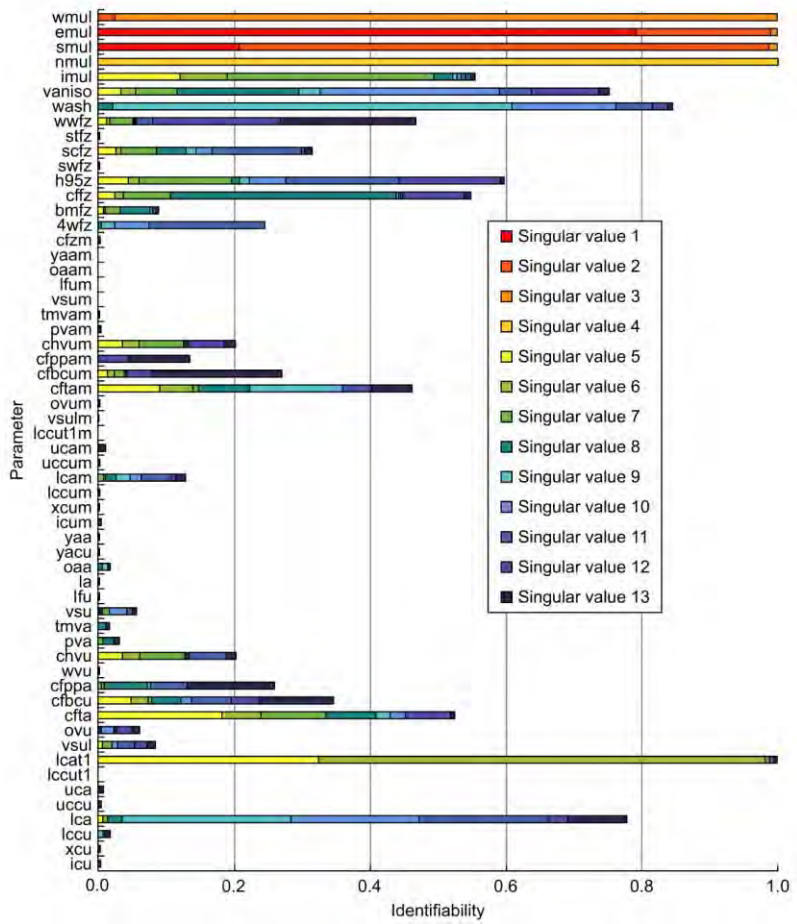
متقابلاً، میله‌های کوتاه‌تر پارامترهایی را نشان می‌دهند که مولفه فضای تهی بزرگ‌تری دارند و با داده‌های مشاهداتی محدود نمی‌شوند. ارائه گرافیکی پارامترهایی که می‌توانند با واسنجی محدود شوند و یا مواردی

[1] Doherty and Hunt

که نمی‌توانند با کمک داده‌های مشاهده‌ای محدود شوند، برای ارزیابی منابع عدم‌قطعیت پیش‌بینی و شناسائی کاستی‌های موجود در داده‌های مشاهده‌ای، ارزشمند است.

کاربرد دیگر روش‌های خطی در کادر ۱۰-۳ مورد بحث قرار می‌گیرد، که در آن روش‌های خطی برای ارزیابی ارزش مجموعه داده‌ها به کار رفته و اینکه آیا این داده‌ها ارزش جمع‌آوری دارند. کاهش عدم‌قطعیت پیش‌بینی در نتیجه افزایش داده‌های مشاهده‌ای توسط این روش‌های خطی بررسی شده تا برنامه جمع-آوری داده‌ها و تأثیر آن بر کاهش عدم‌قطعیت بررسی می‌شود، قبل از اینکه برای جمع‌آوری داده‌ها هزینه‌ای صورت گیرد (۲۸، ۴۴، ۴۵). نمودارهایی مانند آن‌هایی که در شکل ۱۰-۱۰ آورده شده می تواند برای تعدادی از داده‌هایی که در آینده جمع‌آوری می‌شوند و طیف وسیعی از هزینه‌ها و تلاش‌ها را در بر می‌گیرند، به روزرسانی شود. این به مدل‌ساز این امکان را می‌دهد که رابطه سود-هزینه‌ای را ارائه کند که تعامل بین مجموعه داده‌های میدانی اضافی و کاهش عدم‌قطعیت مدل پیش‌بینی را نشان می‌دهد.

اگرچه نتایج عدم‌قطعیت خطی معمولاً به سرعت به‌دست آمده، از نظر محاسباتی مناسب و می تواند قوی باشد اما باید توجه داشت که اکثر مسائل مدل‌سازی آب زیرزمینی کاملا خطی نیستند (۱۱۵ و ۲۳). یعنی اینکه معادله حاکم بر جریان آب زیرزمینی و خروجی آن محدود به مواردی می‌شود که جریان آب زیرزمینی تحت فشار به‌صورت خطی هستند (معادله ۳-۱۳-الف)، در حالی که جریان آب زیرزمینی آزاد به‌صورت غیرخطی است (معادله ۳-۱۲ و معادله ۳-۱۳-ب). علاوه بر این، در زمینه آنالیز عدم‌قطعیت ما به خطی بودن مسأله معکوس اشاره کردیم که می‌تواند به‌صورت خطی یا غیرخطی نیز باشد. درجه خطی بودن مدل آب زیرزمینی مستقیماً درجه خطی بودن مسأله معکوس (۸۵) را اندازه‌گیری نمی‌کند، زیرا تابع موردنظر راه‌حل ارتفاع بار هیدرولیکی نیست بلکه مشتق ارتفاع بار هیدرولیکی با توجه به مقادیر پارامتر است (همان حساسیت‌های پارامتر که در بخش ۹-۵ بحث شده است). اگرچه تعداد کمی از مسائل



شکل ۱۰-۱۰ آنالیز عدم‌قطعیت خطی برای مدل جریان آب زیرزمینی در ساختار هیدرولوژیکی خشک (کوه‌های یوکای نوادا در ایالات متحده). شناسایی‌پذیری پارامتر برای قضاوت پارامترهایی که با داده‌های مشاهده‌ای محدود نمی‌شوند، استفاده می‌شود. مقدار عددی یک، قابلیت شناخت کامل پارامتر را نشان می‌دهد، به عبارت دیگر، پارامتری است که به‌خوبی توسط داده‌های واسنجی محدود شده و می‌تواند با تطبیق تاریخی تخمین زده شود. شناسایی‌پذیری صفر، عدم شناخت کامل را نشان می‌دهد که مشاهدات هیچ اطلاعاتی برای محدود کردن پارامتر ندارند و نمی‌تواند با تطبیق تاریخی تخمین زده شود. تعیین شناسایی‌پذیری بین دو حد نهایی بیشتر حالت کیفی دارد که در آن میله‌های کوچک، شناسائی‌پذیری کمتر و میله-های بزرگ‌تر دارای شناسایی‌پذیری نسبتا بیشتری هستند. کدگذاری رنگی قدرت شناسایی‌پذیری را نشان می‌دهد. رنگ‌های گرمتر بیانگر پارامترهایی هستند که بیشتر توسط داده‌های مشاهده‌ای پشتیبانی می‌شوند و رنگ‌های سردتر بیانگر پارامترهایی هستند که توسط داده‌های مشاهده‌ای کمتر پشتیبانی می‌شوند (۶۹).

مدل‌سازی آب زیرزمینی کاملا خطی هستند، اما یادآوری می‌شود که محاسبه عدم‌قطعیت واقعی حتی با آنالیز عدم‌قطعیت پیشرفته نیز امکان‌پذیر نیست زیرا یک مدل هرگز یک نمایانگر واقعی از سیستم آب زیرزمینی نیست. بنابراین، جنبه‌های کیفی آنالیز می‌تواند به اندازه تخمین‌های خطای پیش‌بینی کمی مهم باشد (۵۱). تخمین‌های تقریبی روش‌های عدم‌قطعیت خطی اغلب برای اهداف مهندسی و تصمیم-گیری کافی هستند و علاوه بر ارائه مبانی نظری، هزینه محاسباتی را به حداقل می‌رسانند.

کادر ۱۰-۳ آنالیز هزینه-سود جمع‌آوری داده‌ها در آینده

از هیدرولوژیست‌ها اغلب این سوال می‌شود که چه نوع از شبکه پایشی می‌تواند به‌طور مؤثر تصمیمات مدیریتی منابع را از نظر علمی پشتیبانی کند. معمولاً مکان‌های پایش هیدرولوژیکی اغلب برای پر کردن شکاف‌های موجود در شبکه پایش یا برای دسترسی آسانتر (به‌عنوان مثال، نزدیک به یک جاده) انتخاب می‌شوند. با این حال، مدل واسنجی شده با چنین داده‌های در دسترسی، ممکن است برای پیش‌بینی آینده مناسب نباشد. فینن[1] و همکاران (۲۰۱۱)، نشان داد که یکی از کاربردهای مدل‌ها، محاسبه کاهش عدم‌قطعیت ناشی از جمع‌آوری داده‌های بیشتر در آینده است (۴۵). ابزارهای مدل¬سازی که در دسترس هستند می‌توانند به رتبه‌بندی مکان‌ها و انواع داده‌هایی که برای یک پیش‌بینی خاص اهمیت دارند کمک کنند. به بیان دیگر، این ابزارها به هیدرولوژیست کمک می‌کنند تا داده‌های مشاهداتی که بیشترین سهم را درکاهش عدم‌قطعیت برای یک پیش‌بینی خاص را دارند، تعیین کنند. چنین دیدگاه‌هایی می‌تواند به تصمیم‌گیری برای توسعه شبکه پایش موجود کمک کند. توانایی ارزیابی ارزش نقاط اضافی مشاهده‌ای در آینده (مانند شارها و ارتفاع بار هیدرولیکی) با استفاده از آنالیز عدم‌قطعیت خطی (بخش ۱۰-۴) می‌تواند برای شناسایی عواملی که بیشترین سهم را در عدم‌قطعیت پیش‌بینی دارند، به کار رود. این به نوبه خود اجاز می‌دهد تا آنالیز هزینه- سود انجام شده که می‌تواند راهنمایی برای انتخاب اقتصادی‌ترین استراتژی در جمع‌آوری داده‌ها و/یا مدل‌سازی برای کاهش عدم‌قطعیت پیش‌بینی باشد. این روش براساس مفهوم مشاهدات بالقوه است که ممکن است در پایش‌های بعدی در نظر گرفته شود. در چارچوب تخمین پارامتر، مشاهدات بالقوه به راحتی به مشاهدات واقعی منطقه مورد مطالعه اضافه می‌شوند اما وزن صفر به آن‌ها داده می‌شود. ارزیابی ارزش مشاهدات بالقوه با استفاده از آنالیز خطی نیاز به این ندارد که ما واقعا مقدار مشاهده‌ای را در مکان‌های پایش پیشنهادشده بدانیم بلکه می‌توان از هر مقدار دلخواهی استفاده کرد. فقط لازم است برای محاسبه حساسیت، موقعیت مشاهدات پیشنهادی را بدانیم. چنین حساسیتی به آسانی با استفاده از تخمین پارامترها محاسبه شده و در ماتریس جاکوبین قرار داده می‌شود (بخش ۹-۵). علاوه بر این، ماتریس جاکوبین را می‌توان برای قبل و بعد از فرآیند واسنجی محاسبه کند. بنابراین این روش برای مدل‌های اولیه توسعه یافته در مراحل اولیه تحقیق کاربرد دارد.

یکی از مزایای آنالیز سود-هزینه این است که منابع محدود مالی را می‌توان به کاهش عدم‌قطعیت پیش‌بینی و بهبود اختصاص داد. ارزش داده‌ها می‌تواند در ترم‌هایی از اضافه شدن داده‌های جدید یا کم‌شدن داده‌های موجود از طریق کاهش کارهای پایش (۷ و ۹) مطرح شود. کاهش پایش به‌عنوان یک مسأله بالقوه شناخته می‌شود زیرا توانایی ایجاد پیش‌بینی سؤالات اجتماعی

[1] Fienen

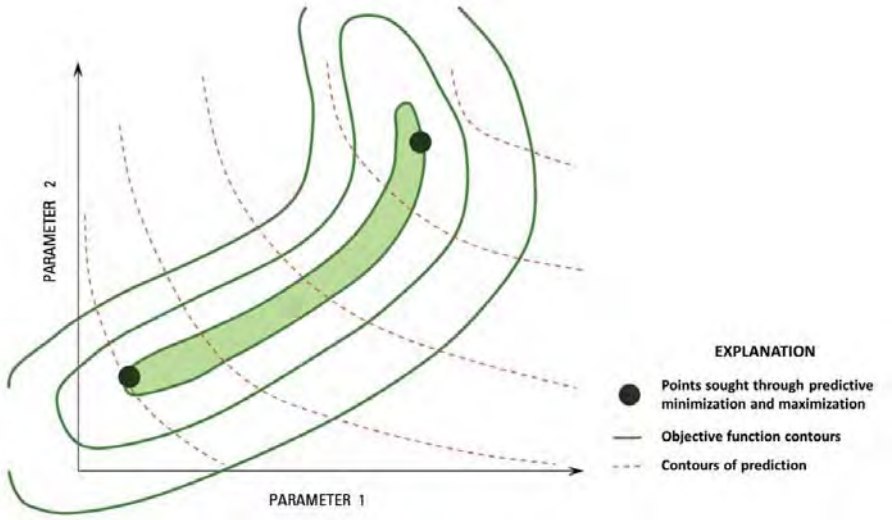
آینده ممکن است با از دست دادن اطلاعات کاهش یابد حتی اگر برای پیش‌بینی‌های فعلی حیاتی نباشد. مثال‌هایی با جزئیات بیشتر از کاربرد مدل‌ها در تعیین ارزش داده‌ها در مرجع‌های ۴۴ و ۴۵ آورده شده است.

۱۰-۵ آنالیز عدم‌قطعیت پیشرفته

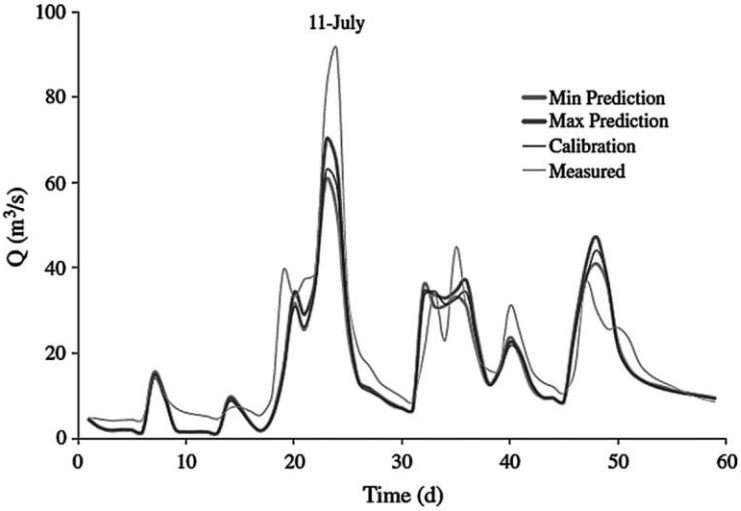
روش‌های عدم‌قطعیت پیشرفته مانند آنالیز خطی نتایج عدم‌قطعیت مشابهی (مانند واریانس یا فاصله اطمینان ۹۵٪) را ارئه می‌دهند، اما روش‌های عدم‌قطعیت پیشرفته به محاسبات بیشتری نیاز داشتهو به‌طور کلی به سطح بالاتری از ارتباط کاربر با نرم افزار نیاز دارد. نرم افزار برای بیشتر این روش‌ها از طریق مجموعه نرم افزار PEST (کادر ۱۰-۱) یا سایر منابع موجود است. روش‌های پیشرفته جدید هنوز هم به‌طور جدی در حال بررسی است و نرم افزارهای جدید در حال توسعه می‌باشند. در این بخش به روش‌های پیشرفته‌ای پرداخته می‌شود که نرم افزار آن به راحتی در دسترس است که شامل آن دسته از روش‌هایی است که برای یک مدل پایه استفاده می‌شود. همچنین روش‌هایی که از مفهومی سازی چندگانه استفاده می‌کنند.

۱۰-۵-۱ آنالیز با استفاده از یک مدل مفهومی

برای روش‌های پیشرفته نرم افزاری وجود دارد که روش عدم‌قطعیت خطی (بخش ۱۰-۴) را به روش‌های غیرخطی توسعه می‌دهد. در مواردی که یک آنالیز دقیق از بهترین یا بدترین حالت موردنظر است، آنالیز عدم‌قطعیت پیش‌بینی می‌تواند به‌صورت مسأله حداکثرسازی‌ت‌حداقل‌سازی محدود شده (شکل‌های ۱۰-۱۱ و ۱۰-۱۲)، مطرح شود. در این روش، پیش‌بینی یک تابع هدف بیشینه‌سازی یا کمینه‌سازی را تحت محدودیت‌های تعریف شده حل می‌کند بطوری که تغییر تابع هدف از یک حدی که کاربر تعریف می‌کند بیشتر نشود (۱۱۵، ۱۹، ۲۵، و ۱۱۳). یعنی از تعداد بی‌نهایت پیش‌بینی‌های ممکن فقط آن‌هایی که دارای پارامترهایی مطابق با داده‌های مشاهده‌ای هستند باید در نظر گرفته شوند. بنابراین، شبیه‌سازی عدم-قطعیت پیش‌بینی برای یافتن حداکثر یا حداقل خروجی موردنظر که مطابق با محدوده قابل قبول است، طراحی شده است (که در عمل خود این نیز یک محدودیت تابع هدف است که کمی بالاتر از حداقل تابع هدف به‌دست آمده در طول مرحله تطبیق تاریخی واسنجی مدل است).



شکل ۱۰-۱۱ نمایش شماتیک واسنجی غیرخطی محدودشده به حداکثر کردن-حداقل کردن پیش‌بینی برای یک مسأله دوپارامتری (۳۵)



شکل ۱۰-۱۲ مقایسه جریان رودخانه اندازه‌گیری‌شده با پیش‌بینی‌شده حداکثر و حداقل که توسط روش حداکثرسازی و حداقل‌سازی محدود نشان داده شده در شکل ۱۰-۱۰ به‌دست آمده است (۵).

شکل ۱۰-۱۱ یک مسأله حداکثرسازی-حداقل‌سازی دوپارامتری معمول را نشان می‌دهد. خط‌چین‌ها پیش‌بینی موردنظر برای محدوده مقادیر پارامترهای ۱ (محور x) و ۲ (محور y) را نشان می‌دهد. سطح تابع هدف (خطوط سبزرنگ) نیز نشان داده شده است. چندین ترکیب از پارامترهای ۱ و ۲ وجود دارد که یک تابع هدف را به اندازه کافی کم کرده و این پارامترها را می‌توان واسنجی‌شده برای مدل در نظر گرفت (مساحتی که با رنگ سبز مشخص شده است). برای آنالیز عدم‌قطعیت، مقادیر حداقل و حداکثر پیش‌بینی (دو نقطه مشخص شده در شکل) مقادیری هستند که به‌طور منطقی پارامترهای واسنجی را محدود کرده و از داده‌های مشاهده‌ای به‌دست آمده‌اند. به عبارت دیگر، فقط پارامترهایی که واسنجی شده‌اند برای ارزیابی محدوده پیش‌بینی استفاده می‌شوند. با این حال، برای بسیاری از مسائل کاربردی مدل‌سازی آب زیرزمینی، حل مسأله حداکثر-حداقل سازی، به خصوص در مدل‌هایی با پارامترهای زیاد، می‌تواند مشکل باشد (یعنی جایی که محورهای بسیار بیشتری نسبت به ۲ محوری که در شکل ۱۰-۱۱ نشان داده شده است، وجود داشته باشد). همان‌طور که جیمز و همکاران (۲۰۰۹) شرح دادند، بیشتر مشکلات ناشی از سطح تابع هدف بسیار پیچیده، بی‌ثباتی‌های مدل، مشتقات پیچیده در ماتریس جاکوبین و حجم بالای محاسباتی است.

روش مونت‌کارلو (کادر ۱۰-۴) که از نظر مفهومی ساده است، متداول‌ترین نوع انالیز عدم‌قطعیت پیشرفته است که به‌طور گسترده در مطالعات آب زیرزمینی گزارش شده است (۳، ۱۱۴، ۲۱، ۶۱، ۱۱، ۱۰۶، ۱۲۴ و ۷۱). این روش اولین بار در سال ۱۹۴۶ توسط یک فیزیک‌دان، استانیسلا اولام[1]، در آزمایشگاهی در نیومکزیکو بکار گرفته شد (۳۸). اولام در جستجوی راهی بود تا یک سری از عملگرهای تصادفی را جایگزین فرآیندهایی که توسط معادلات دیفرانسیل خاص تعریف شده‌اند، بنماید. با الهام از کازینو مونت کارلو در موناکو نام کد «مونت‌کارلو» انتخاب شد تا ریشه‌های روش که از مفاهیم احتمالاتی قمار به‌دست آمده را منعکس کند.

برای اهداف ما، روش مونت کارلو یک روش غیرخطی محسوب می‌شود زیرا رابطه بین ورودی‌های مدل و نتایج پیش‌بینی را خطی فرض نمی‌کند. در عوض، از تعداد زیادی از شبیه‌سازی‌های پیش‌بینی پیشرو استفاده می‌کند تا عدم‌قطعیت را بدون فرض خطی بودن،تعیین کند. در روش‌های اصلی عدم‌قطعیت خطی، تعداد نسبتاً کمی اجرای مدل نیاز است. در آنالیز مونت‌کارلو مدل پیشرو معمولاً هزاران تا میلیون‌ها بار اجرا می‌شود تا یک تابع عدم‌قطعیت در مورد پیش‌بینی تعریف کند و نتایج را از نظر آماری توصیف کند. علاوه بر این، پارامترها با استفاده از توزیع‌های مقادیر پارامتر که توسط مدل‌ساز مشخص می‌شود،

[1] Stanislaw Ulam

تعریف شده و اغلب تابع چگالی احتمال[1] (pdf) و یا تابع چگالی تجمعی[2] (cdf) است (شکل ۱۰-۱۳). مکانیک تولید مجموعه داده‌های مونت‌کارلو در زمینه مدل‌سازی آب زیرزمینی در مرجع‌های ۷۷ و ۱۲۶ آورده شده است.

کادر ۱۰-۴- استفاده از روش‌های مونت‌کارلو برای نمایش عدم‌قطعیت پیش‌بینی

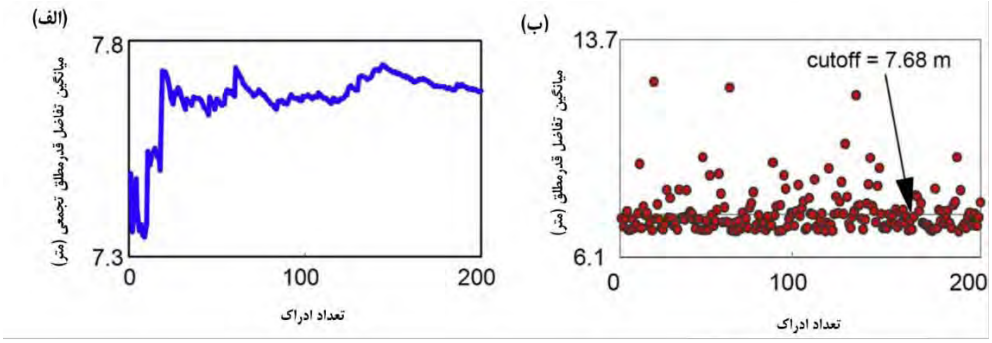
هانت[3] و همکاران (۲۰۱۰) محدوده تغذیه یک مجموعه بزرگ چشمه را از طریق مدل‌سازی استوکستیک با روش‌های مونت‌کارلو پیش‌بینی کردند. یک مدل جریان آب زیرزمینی سه لایه با ردیابی ذرات برای شناسایی ناحیه احتمالی تغذیه‌کننده چشمه بر اساس عدم‌قطعیت موجود در هدایت هیدرولیکی، استفاده شد. نسخه استوکستیک MODFLOW (۹۸) برای تولید ۲۰۰ ترکیب از هدایت هیدرولیکی افقی با روش نمونه‌گیری تصادفی از یک توزیع یکنواخت تولید شده از داده‌های مشاهده‌ای (شکل ۱۰-۱۳)، استفاده شد. مقادیر هدایت هیدرولیکی افقی در لایه دوم بین ۱/۵ و ۴/۶ متر بر روز در لایه سوم بین ۰/۲ و ۳ متر بر روز متغیر بود. ۲۵ ترکیب از هدایت هیدرولیکی افقی برای همگرایی کافی بود (شکل ۱۰-۴-۱-الف)، اما در مدل‌سازی استوکستیک برای مطمئن شدن از توزیع احتمال و اینکه نماینده درستی از خروجی مدل است، حداقل ۱۰۰ ترکیب از هدایت هیدرولیکی توصیه شده است.

بعضی از ۲۰۰ ترکیب مورد استفاده در مدل‌سازی، به واسنجی مدل ختم نشد و این نتیجه‌گیری براساس میانگین خطای مطلق ارتفاع بار هیدرولیکی[4] (MAE)، به‌دست آمد. این شبیه‌سازی‌ها حذف شدند و ۱۳۶ ترکیب مشروط باقی ماند. این به این معنی است که ۱۳۶ ترکیب هیدایت هیدرولیکی افقی، به شرطی که MAE در محدوده واسنجی قابل قبول $MAE \leq 7.68\ m$ قرار بگیرد، باقی می‌ماند. نتایج حاصل از ۱۳۶ اجرای مدل پیشرو برای ردیابی ذرات واقع در بالادست چشمه در بالای لایه دوم و سوم استفاده شد. یک برنامه ردیابی ذرات تصادفی (MODPATHتصادفی، ...) احتمال رسیدن آب به چشمه را از نقاط مختلف محاسبه کرد. روش به این صورت بود که تعداد دفعاتی که یک سلول مدل در آبرسانی به چشمه شرکت داشته، جمع شده و تقسیم بر ۱۳۶ شد. بنابراین، نتیجه ۱ (احتمال ۱۰۰٪) بیانگر موردی است که سلول در تمام ۱۳۶ اجرا در ناحیه آبگیری چشمه بوده است.

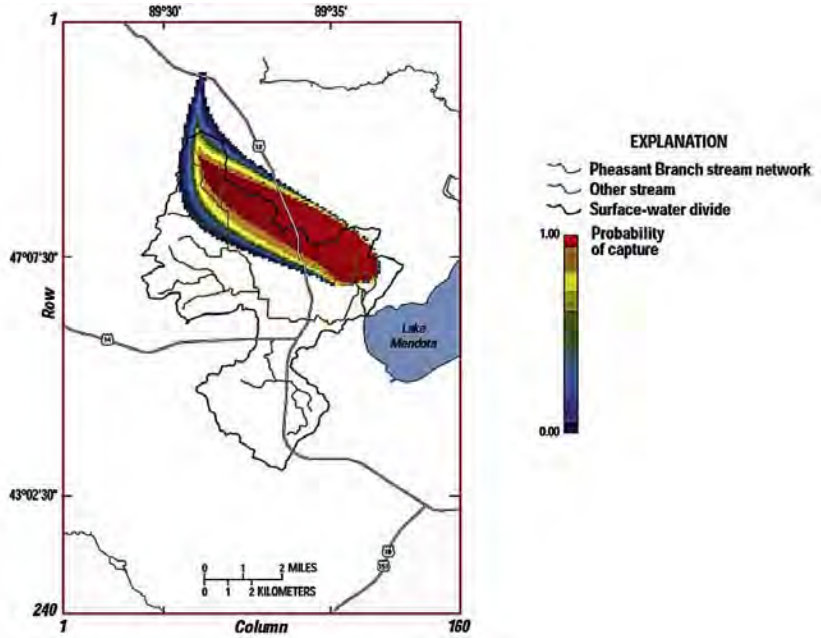
نقشه احتمال ناحیه آبگیری چشمه (شکل۱۰-۴-۲ در کادر ۱۰-۴) نشان می‌دهد که مساحت مؤثرتر در چشمه تا بعد از خط تقسیم آب سطحی گسترده شده است. نکته مهم این است که مدل‌سازی استوکستیک می‌تواند عدم‌قطعیت را به تصمیم-گیرندگان نشان دهد. ارائه احتمالی ناحیه آبگیری که به راحتی به‌صورت گرافیکی قابل فهم است (شکل۱۰-۴-۲ در کادر ۱۰-۴)، این امکان را به تصمیم‌گیرندگان می‌دهد تا اندازه و موقعیت ناحیه موثر در چشمه را ارزیابی کنند. این موضوع به نوبه خود آنالیز سود-هزینه را آسان کرده و تصمیم‌گیرندگان می‌توانند در خصوص انتخاب بین حفاظت از چشمه و یا اجرای محدودیت-های کاربری اراضی تصمیم بگیرند.

---

[1] Probability Density Functions
[2] Cumulative Density Function
[3] Hunt
[4] Mean Absolute Error



شکل کادر ۱۰-۴-۱ نتایج شبیه‌سازی‌های مونت‌کارلو: الف- همگرایی فرآیند مونت کارلو با میانگین متحرک نسبتا پایدار MAE بعد از ۲۵ ادراک نشان داده شده است. خطاهای بزرگ در ارتفاع بار هیدرولیکی (MAE بزرگ) در ۲۰۰ اجرا با حذف اجراهایی که MAE بزرگ‌تر از ۷/۶۸ است، کنترل شد (۶۰).



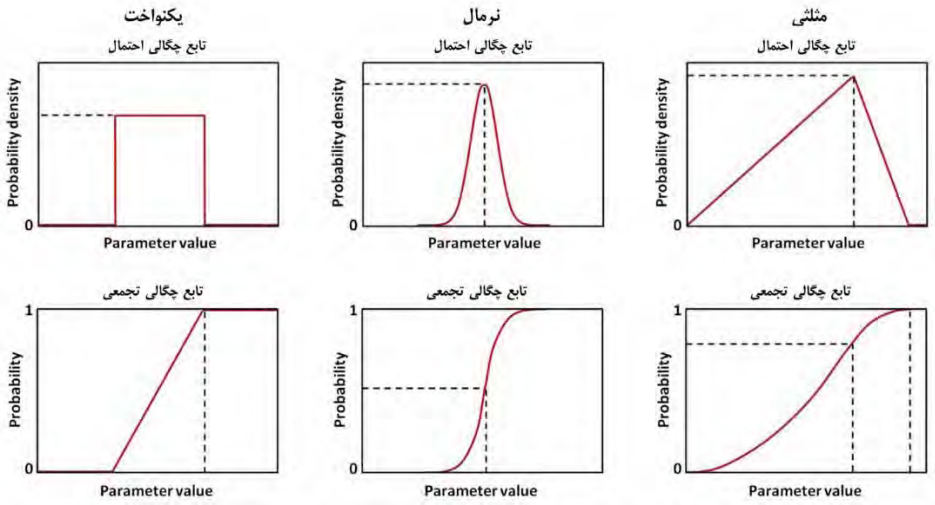
شکل ۱۰-۴-۲ نمایش عدم‌قطعیت به‌صورت ناحیه احتمالاتی برای محدوده تغذیه‌کننده چشمه. بر اساس ۱۳۶ شبیه‌سازی شرطی ناحیه با احتمال کم (آبی) تا زیاد (قرمز) در این شکل نشان داده شده است (۶۱).

شماتیک روش کلی مونت کارلو در شکل ۱۰-۱۴ نشان داده شده است، گرچه عملاً از نرم‌افزارهایی که به‌طور خاص برای این منظور طراحی شده است، استفاده می‌شود (مانند نسخه استوکستیک MODFLOW (۹۸) و FePEST در FEFLOW).. توزیع پارامترها برای تولید ترکیب‌های مختلف از پارامترهای میدانی نمونه‌برداری شده است که هر یک از آن‌ها مجموعه پارامترهای ممکن مختلف را نشان می‌دهد. یک مدل پیشرو[1] یک بار برای هر ترکیب اجرا می‌شود. نتایج هر اجرای پیشرو ثبت می‌شود و مجموعه نتایج معمولاً به‌صورت گرافیکی خلاصه می‌شود (شکل‌های ۱۰-۴-۱ و ۱۰-۴-۲ کادر ۱۰-۴). برای تعیین اینکه آیا تعداد کافی از ترکیب‌های مختلف مورد بررسی قرار گرفته است یا نه، مجموعه دوم اجراها ممکن است با استفاده از تعداد بیشتری از ترکیب‌ها انجام شود و هر دو مجموعه از نظر آماری با یکدیگر مقایسه شوند. هنگامی‌که مجموعه‌های نتایج از نظر آماری مشابه هستند (به‌عنوان مثال، میانگین خطای مطلق مشابه در شکل ۱۰-۴-۱-الف در کادر ۱۰-۴)، می‌گویند فرآیند مونت کارلو به همگرایی رسیده است. مجموعه اجراهای مونت کارلو معمولاً با اعمال شرایطی کاهش می‌یابد، به‌طوری که ترکیب-هایی که معیارهای مشخص شده توسط مدل‌ساز را برآورده نمی‌کنند (مانند آماره‌های واسنجی از جمله میانگین خطای مطلق)، قبل از جمع‌بندی نتایج و تهیه گزارش عدم‌قطعیت پیش‌بینی حذف می‌شوند. مشابه با محدودکردن پارامترهای ممکن در مسأله حداکثر-حداقل کردن، اعمال شرایط در روش مونت کارلو کمک می‌کند که فقط عدم‌قطعیت‌هایی که در محدوده شناخت ما از سیستم است، انتخاب شوند و به عبارت دیگر منطبق با داده‌های مشاهده‌ای هستند را شامل می‌شود. ارائه گرافیکی احتمال می‌تواند به‌طور مؤثر عدم‌قطعیت خروجی مدل را به دیگران نشان دهد (مانند شکل ۱۰-۱۵).

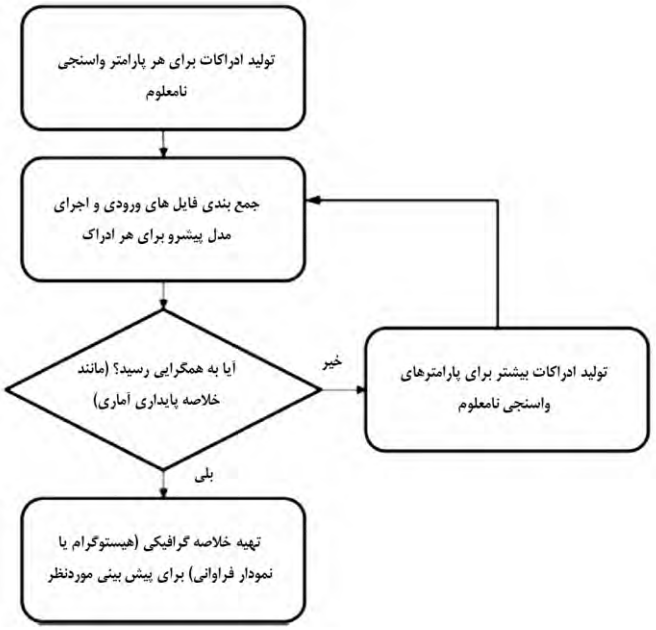
برای تولید ترکیب‌های مختلف پارامترها با روش نمونه‌برداری تصادفی به‌طوری که از نظر محاسباتی کارآمدتر باشد، ترکیبات پارامتری که تمایل به ایجاد برازش منطقی با تابع هدف واسنجی دارند، مانند زنجیره مارکف شبیه‌سازی مونت‌کارلو[2] (MCMC) می‌تواند دارای ارجحیت باشد. روش‌های MCMC، توابع احتمالی پارامتر را آنالیز کرده تا یک توزیع که نماینده مطلوب است، انتخاب شود. بنابراین به جای نمونه‌گیری تصادفی از همه توزیع‌های پارامتر مانند روش‌های مونت‌کارلو، نمونه‌برداری به توزیع‌های مطلوب محدود می‌شود. پس از اتمام، نتایج MCMC برای تهیه اندازه‌گیری‌های آماری استاندارد مانند ۹۵٪ فاصله اطمینان در مورد پیش‌بینی استفاده می‌شود (شکل ۱۰-۱۶). در مراجع شماره ۸۲، ۴۲، ۵۵، ۷۳، ۸۳ و ۸۱، مثال‌هایی با استفاده از کدهای MCMC ارائه شده است.

---

[1] Forward Model
[2] Markov Chain Monte Carlo



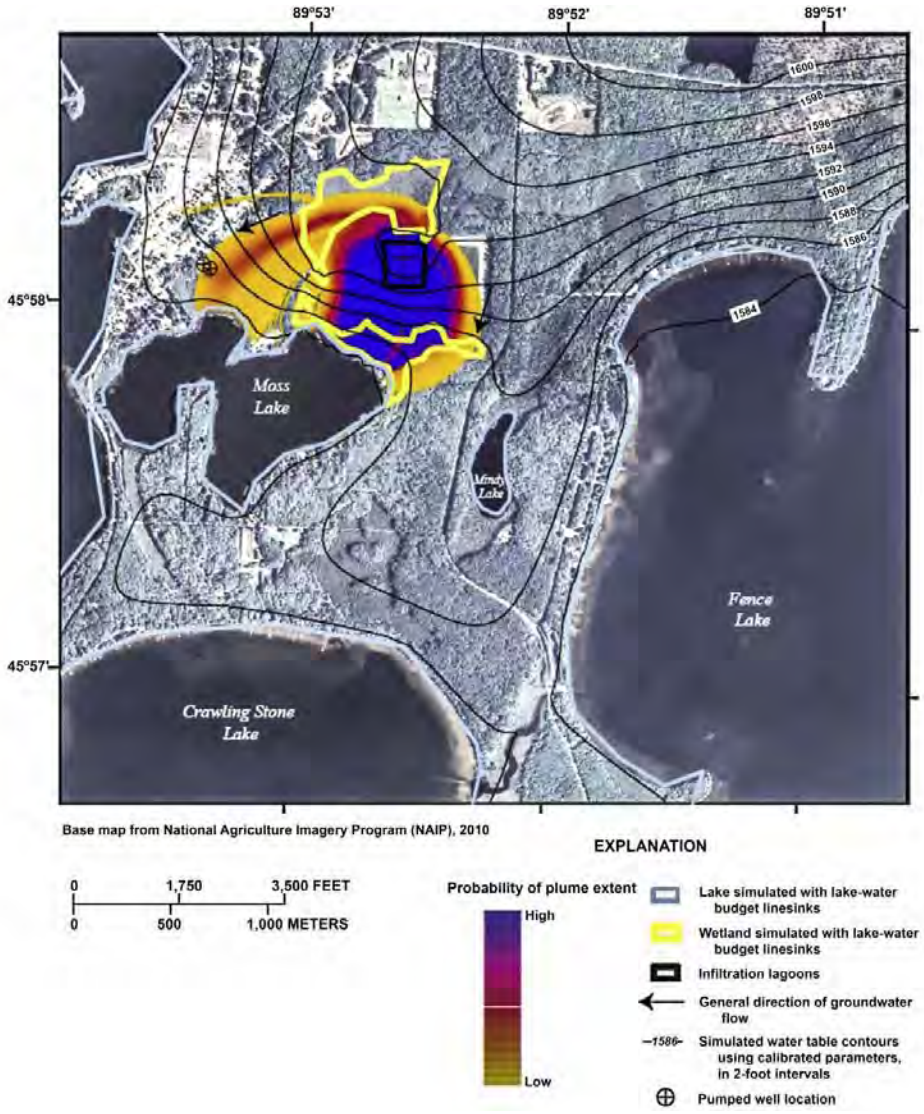
شکل ۱۰-۱۳ نمایش شماتیک ۳ نوع مختلف از توابع چگالی احتمال (PDFها در ردیف بالا) و توابع چگالی تجمعی (CDFها در ردیف پایین) مورد استفاده برای پارامترهای نمونه‌برداری‌شده در آنالیز مونت کارلو (۹۱).



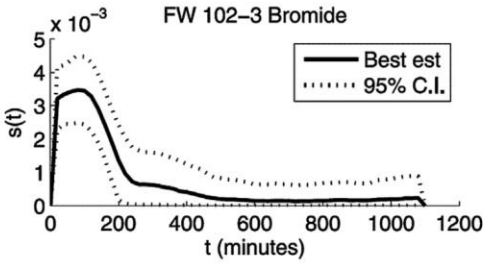
شکل ۱۰-۴ چارچوب شماتیک برای انجام آنالیز عدم‌قطعیت مونت‌کارلو

از سوی دیگر، روش مونت‌کارلو در فضای تهی[1] (NSMC) (۱۱۲) می‌تواند تعداد اجراها را کاهش دهد به‌طوری که اجراهایی که تأثیر منفی روی واسنجی ندارند، حذف می‌شوند (در فضای تهی باقی بمانند، بخش ۹-۶). بنابراین به‌جای اجرای یک مجموعه کامل از اجراها و حذف اجراها پس از اعمال شرایط، مجموعه کامل ادراکات می‌تواند قبل از شروع فرآیند مونت‌کارلو کاهش یابد (شکل ۱۰-۱۷). روش‌های NSMC به‌خصوص برای پیش‌بینی‌هایی که به جزئیات سیستم هیدرولوژیکی وابسته هستند و نیاز به پارامترسازی در مقیاس کوچک دارند (مانند مسیرهای جریان و زمان سفر) مفید هستند. NSMC در رابط‌های گرافیکی (مانند GMS و GroundWater Vista) گنجانیده شده است و در مسائل کاربردی مورد استفاده قرار گرفته است (۵۶، ۱۲۴، ۱۱۰ و ۱۰۱). جزئیات روش NSMC و نکاتی در مورد نحوه اجرای آن در نرم‌افزارهای مبتنی بر PEST در مرجع شماره ۳۵ شرح داده شده است.

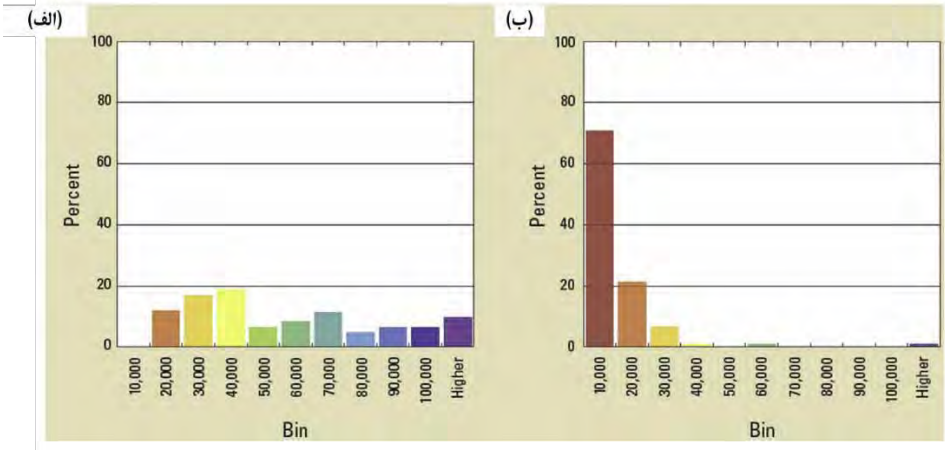
[1] Null-Space Monte Carlo



شکل ۱۰-۱۵ شبیه‌سازی احتمال ناشی از عدم‌قطعیت در پارامترهای انتقال همرفت موثر بر پلوم ناشی از حوضچه‌های تصفیه. رنگ آبی مسیرهای جریان با احتمال بالا و رنگ نارنجی مسیرهای جریان با احتمال کم را نشان می‌دهد (۷۱).



شکل ۱۰-۱۶ زنجیره مارکف برای نتایج مونت کارلو که بهترین تخمین (خط ممتد) و فواصل اطمینان بالا و پائین یا ۹۵٪ بالایی و پائینی (خط چین) را برای یک تزریق فرضی برومید و انتقال همرفت نشان می‌دهد (۴۲).



شکل ۱۰-۱۷ توزیع توابع هدف محاسبه‌شده از ۱۰۰ ادراک با پارامترهای استوکستیک: الف- قبل از اجرای فضای تهی و واسنجی مجدد، ب- بعد از اجرای فضای تهی. ادراکات به‌دست آمده در حالت (ب) احتمال بیشتری دارند که با شرایط مورد نظر مطابقت داشته باشند. در نتیجه، مونت‌کارلو فضای تهی حجم محاسباتی موردنیاز برای همگرایی فرآیند مونت کارلو را کاهش می‌دهد (۳۵).

۱۰-۵-۵ آنالیز با استفاده از مفهوم‌سازی‌های چندگانه

روش‌های عدم‌قطعیت بحث شده در بالا از پارامترسازی‌های مختلف در ارزیابی مدل استفاده کرده ولی فرض آنها بر این است که ساختار مدل ثابت است. با این حال، عدم‌قطعیت در پیش‌بینی می‌تواند ناشی از مدل مفهومی انتخاب شده باشد که این عدم‌قطعیت با تغییر پارامترهای مدل برای یک ساختار ثابت قابل درک نیست. به‌عنوان مثال، مدل‌های مختلف که یک گسل را در نظر می‌گیرند یا حذف می‌کنند، نیاز به

فواصل گرهی متفاوت دارند و این به این معنی است که مدل بایستی ساختارهای متفاوتی داشته باشد. به‌طور مشابه، مدل‌هایی که فرایندهای فیزیکی مختلفی را در نظر می‌گیرند یا حذف می‌کنند، بایستی مدل مفهومی متفاوتی داشته باشند. برای ارزیابی عدم‌قطعیت ناشی از مدل‌های مفهومی مختلف، می‌توان از مفهوم‌سازی چندگانه استفاده کرد. توصیف جزئیات این روش‌ها فراتر از بحث این کتاب است. برای اطلاعات بیشتر به مراجع ۹۳، ۹۵، ۱۱۷، ۱۰۴ و ۷۳ مراجعه کنید.

هنگام بررسی مفهومی‌سازی‌های چندگانه، هدف این است که از نظر احتمال همه مدل‌های قابل قبول را حفظ کرده، وزندهی و رتبه‌بندی شوند و مدل‌هایی که قابل قبول نیستند را رد کنیم. مدل‌های قابل قبول، مدل‌هایی هستند که مشاهدات تاریخی را در محدوده‌ای از نوسانات قابل قبول بازتولید می‌کنند و دارای ویژگی‌های سازگار با مدل مفهومی هستند. مشکلی که در رتبه‌بندی مفهوم‌سازی‌های چندگانه وجود دارد، پیدا کردن یک روش بهینه برای ارزیابی خوب بودن هر یک از مدل‌های مفهومی است، موضوعی که در حال حاضر به‌طور جدی برروی آن تحقیق می‌شود. یک مسأله این است که اکثر معیارها برای تعیین عملکرد مدل، از داده‌های مشاهده‌ای مرحله واسنجی استفاده می‌کنند، گرچه شرایط مدل در حالت پیش‌بینی ممکن است کاملاً متفاوت با شرایط مدل پایه در حالت واسنجی باشد. بنابراین، معیارهای احتمال بر اساس داده‌های واسنجی فقط برای مدل پیش‌بینی در شرایط واقعی می‌تواند استفاده شود.

سینگ[1] و همکاران (۲۰۱۰)، آنالیز عدم‌قطعیت را با استفاده از مفهومی‌سازی‌های چندگانه به دو گروه گسترده طبقه‌بندی کردند که هدف هر دو گروه، توسعه احتمال پیش‌بینی است. گروه اول کسانی هستند که از نمونه‌گیری مونت‌کارلو در مفهوم‌سازی‌های چندگانه و پارامترسازی‌های متعدد استفاده می‌کنند. از این میان، روش عمومی تخمین عدم‌قطعیت تشابهات[2] (GLUE) (۶ و ۹) به‌طور گسترده مورد استفاده قرار می‌گیرد. GLUE برای مدل‌سازی آب سطحی توسعه یافته است اما در مدل‌های آب زیرزمینی نیز کاربرد دارد (۱۸، ۵۴، ۱۰۴ و ۱۲۲). به معنای کلی، این روش مشابه روش‌های مونت‌کارلو است که برای یک مدل واسنجی‌شده استفاده می‌شود. اما در GLUE اذعان می‌شود که در یک سیستم باز می‌توان با روش‌های بالقوه مختلف به حالت نهایی آن سیستم رسید. بنابراین انتظار می‌رود که چندین مدل مفهومی (و ساختارهای مدل مرتبط) فرآیندها و پاسخ‌های هیدرولوژیکی را به‌خوبی نشان دهند.

---

[1] Singh
[2] General Likelihood Uncertainty Estimation

این مدل‌ها که همگی می‌توانند به یک اندازه قابل قبول باشند، مدل‌های نهایی برابر[1] نامیده می‌شوند، اصطلاحی که از تئوری سیستم‌های عمومی گرفته شده است. GLUE روش‌های تئوری بیز را توسعه داده با این فرض که فرضیات اولیه در مورد دنیای واقعی مانند انتخاب ساختار مدل‌ها، ساختار خطا و پارامترسازی، به‌طور مستقیم روی آنچه که قابل قبول تصور می‌شود و در نتیجه بر آنالیز عدم‌قطعیت پیش‌بینی، تاثیرگذار است. GLUE انعطاف‌پذیری بیشتر را در تابع درست‌نمایی[2] مورد استفاده برای توسعه مجموعه‌ای از مدل‌های قابل قبول فراهم می‌کند، اگرچه هنوز هم به‌طور معمول نتایج مدل‌های نهایی برابر را ارزیابی می‌کند و پیش‌بینی آن‌ها را بر اساس مقایسه تطبیق تاریخی با مشاهدات میدانی رتبه‌بندی می‌نماید. با استفاده از رویکرد مونت کارلو و شبیه‌سازی اجراهای پیشرو فراوان، هر مفهومی‌سازی و پیش‌بینی مربوط به آن می‌تواند با یک احتمال مشخص شود.

گروه گسترده دوم از "معیار اطلاعاتی[3]" آماری استفاده می‌کند تا احتمالات پیش‌بینی به‌دست آمده از مفهومی‌سازی‌ها و پارامترسازی‌های متعدد مدل را توسعه دهند. این معیارهای آماری شامل آکائیکه[4] (۱)، بیزین[5] (۱۰۰) و کشیاپ[6] (۷۲) (به ترتیب AIC، BIC و KIC) می‌شوند. این معیارها نسبت به روش‌های مونت کارلو دارای حجم محاسبات کمتری هستند، اما ساختار خطا را فرض می‌کنند و از ویژگی‌های مدل مانند تعداد پارامترها و مشاهدات برای تعیین کیفیت مدل استفاده می‌کنند. به‌عنوان مثال، مدل میانگین-گیری حداکثر تشابهات بیزین[7] (MLBMA) (۹۲) از آماره‌های BIC و KIC به همراه مدل مناسب برای پیش‌بینی وزن از هر مفهومی‌سازی استفاده می‌کند. مدل میانگین‌گیری مبتنی بر معیار اطلاعاتی آکائیکه[8] (AICMA) (۹۴) از نظر مفهومی شبیه MLBMA است اما از معیار AIC برای پیش‌بینی وزن مدل‌های مفهومی متفاوت استفاده می‌کند. مسأله‌ای که در مدل‌سازی کاربردی آب زیرزمینی وجود دارد این است که تئوری آماری مبتنی بر روش‌های معیار اطلاعاتی برای مدل‌سازی آب‌های زیرزمینی توسعه نیافته است. به‌عنوان مثال، در تئوری اصلی، "پارامتر" به‌عنوان یک فرآیند جدید مستقل یا یک تغییر عمده در مدل تعریف می‌شود که یک تقابل واضح با مدل آب زیرزمینی دارد و آن اینکه در مدل آب زیرزمینی، یک نقطه یا ناحیه جدید، یک پارامتر اضافی در نظر گرفته می‌شود. بنابراین، در معیار اطلاعاتی جریمه با توجه

---

[1] Equifinal
[2] Likelihood
[3] Information Criteria
[4] Akaike
[5] Bayesian
[6] Kashyap
[7] Maximum Likelihood Bayesian Model Averaging
[8] Akaike Information Criterion-Based Model Averaging

به تعداد پارامتر در مدل، ارزیابی می‌شود و این می‌تواند به این موضوع منجر شود که مدل‌های آب زیرزمینی بیش از حد ساده شده را در اولویت قرار گیرند.

در فصل ۹ و جاهای دیگر این کتاب، تأکید شده که محدود کردن مدل فقط به یک مدل مفهومی از دنیای واقعی، مطلوب نیست. با این حال، در حال حاضر مفهومی‌سازی‌های چندگانه به‌طور گسترده در مدل‌سازی کاربردی آب زیرزمینی برای آنالیز عدم‌قطعیت استفاده نمی‌شود. این به دلیل چند عامل است: ۱- ارزیابی چندین مدل با حجم محاسباتی بالایی همراه است، ۲- نرم‌افزاری برای مسائل کاربردی مدل‌سازی کامل نشده است و ۳- بین روش‌ها توافق وجود ندارد (مانند جدول ۳ در مرجع شماره ۱۰۴). یک منبع عدم توافق بین روش‌ها احتمالاً مربوط به جریمه تعداد پارامترهای مدل در روش‌های معیار اطلاعاتی است. معیار جریمه در GLUE وجود ندارد. یک رویکرد ساده جریمه پارامتر براساس تعداد پارامترهای مدل آب زیرزمینی، به خصوص برای مدل‌هایی با تعداد پارامترهای زیاد در سیستم‌های طبیعی پیچیده، با تئوری معیار اطلاعاتی سازگار نیست. در شناخت این موضوع، سینگ[1] و همکاران (۲۰۱۰)، تعداد پارامترهای مورد استفاده در ارزیابی‌های معیار اطلاعاتی خود را تا ۱۵ ترکیب خطی از پارامترهای واسنجی محدود به داده‌های مشاهداتی کاهش دادند (به‌عنوان مثال، پارامترهای فضای حل با تجزیه مقادیر منفرد بخش ۹-۶ تعریف شده است). با این حال، حتی با چنین تنظیماتی برای ایجاد پارامترهای مدل آب زیرزمینی مطابق با نظریه آماری، توافق بین GLUE و روش‌های معیار اطلاعاتی ضعیف است. بنابراین، اگرچه بررسی مدل‌های مفهومی چندگانه توصیه می‌شود اما روش‌های مرسوم برای انجام آنالیز عدم‌قطعیت با استفاده از چندین مدل هنوز در حال توسعه هستند. از این رو، هنگامی که چندین مدل در نظر گرفته می‌شود، قضاوت شخصی و کارشناسانه لازم است.

۱۰-۶ گزارش عدم‌قطعیت پیش‌بینی

صرف‌نظر از روش(های) مورد استفاده برای تخمین عدم‌قطعیت، ارتباط مؤثر نتایج با تصمیم‌گیرندگان برای انجام موفقیت‌آمیز پروژه مدل‌سازی بسیار مهم است. همان‌طور که هیچ انتظار منطقی وجود ندارد که یک مدل بتواند تمام جزئیات وضعیت میدانی را نشان دهد، نمی‌توان انتظار داشت که آنالیز عدم‌قطعیت گزارش دقیقی از عدم‌قطعیت واقعی ارائه دهد. بنابراین هدف از تهیه گزارش عدم‌قطعیت، ارائه تخمین

[1] Singh

مدل‌ساز از عدم‌قطعیت با توجه به شناختی که از سیستم وجود دارد، نوع پیش‌بینی، و تجربه مدل‌ساز با مدل و واسنجی مدل، است.

از آنجا که عدم‌قطعیت مفهوم گسترده‌ای در ادبیات علمی و رایج دارد، ارائه یک گزارش که ایجاد شک و شبهه نکند، دارای اهمیت است. توصیه می‌شود که اصطلاحات توصیف‌شده توسط پانل بین‌المللی تغییر اقلیم[1] (IPCC، ۶۸) استانداردی برای مدل‌سازی کاربردی باشد، زیرا اصطلاحات گسترده‌ای در این سند وجود دارد که در مدل‌سازی محیط‌زیست که عدم‌قطعیت نتایج آن‌ها با استفاده از قضاوت تخصصی و آنالیز آماری بررسی می شود، استفاده می‌شود. IPCC پیشنهاد می‌کند که اصطلاحات خاصی برای ارزیابی احتمال پیش‌بینی به کار گرفته شود (جدول ۱۰-۳). علاوه بر این، پیش‌بینی‌های مدل و نتایج عدم‌قطعیت مربوط به آن بهتر است با دقت (و به‌عنوان مثال با استفاده از شکل‌های مهم) گزارش شود و شامل مفروضات مدل‌سازی و کیفیت مشاهدات باشد. ارائه نتایج با دقت غیرواقعی زیاد می‌تواند اطمینان به واسنجی، پیش‌بینی(ها) و آنالیز عدم‌قطعیت را زیر سؤال ببرد.

جدول ۱۰-۳ اصطلاحات عدم‌قطعیت و احتمال پیش‌بینی (۶۸)

عبارت مورد استفاده	احتمال پیش‌بینی مربوطه
قطعی	>۹۹٪
به احتمال خیلی زیاد	>۹۵٪
به احتمال زیاد	>۹۰٪
احتمالاً	>۶۶٪
به احتمال زیاد (از این مقدار) بیشتر نیست	>۵۰٪
تقریبا به احتمال زیاد	۳۳-۶۶٪
بعید	<۳۳٪
خیلی بعید	<۱۰٪
بسیار بعید	<۵٪
فوق‌العاده بعید	<۱٪

در بسیاری از موارد، اصطلاحات جدول ۱۰-۳ کمک به فهم سایر توصیفات آماری برای عدم‌قطعیت پیش‌بینی می‌کند و هدف جایگزینی آنها نیست. در این موارد، مدل‌ساز باید درک کند که تصمیم‌گیرندگان،

[1] International Panel on Climate Change

قانون‌گذاران و سایر کاربران نتایج مدل ممکن است با جنبه‌های تئوری آنالیز عدم‌قطعیت آشنایی نداشته باشند. بنابراین، این به عهده مدل‌ساز است که عدم‌قطعیت را در فرمتی ارائه کند که به تصمیم‌گیری کمک کند و عدم‌قطعیت پیش‌بینی‌ها را برای ذینفعان مورد نظر تفسیر کند. این موضوع به خصوص در دعاوی حقوقی می‌تواند خیلی مهم باشد و مدل‌ساز می‌تواند ادعای طرف مخالف را در خصوص عدم‌قطعیت با کمّی‌سازی عدم‌قطعیت، جواب دهد (۹۰).

برای انتقال سریع حداکثر اطلاعات، نمایش‌های تصویری (مانند گراف‌های شکل ۱۰-۵، نقشه‌های شکل-های ۱۰-۱ و ۱۰-۱۵ و شکل ۱۰-۴-۲ در کادر ۱۰-۴) نسبت به جداول و متن ترجیح داده می‌شوند. در حالت ایده‌آل، بهتر است نمایش تصویری یا محدودیت‌های عدم‌قطعیت در یک پیش‌بینی واحد را ارئه دهند (مانند نمودار میله‌ای خطا و نمودارهای باکس و ویسکر) یا عدم‌قطعیت مجموعه نتایج از شبیه-سازی‌های متعدد یک پیش‌بینی خاص را نشان دهند (شکل ۱۰-۷ و شکل ۱۰-۴-۲ در کادر ۱۰-۴).

ارتباط دادن عدم‌قطعیت در یک پیش‌بینی به اجزای تشکیل‌دهنده آن (شکل ۹-۱۰)، می‌تواند نشان دهد که در مدل‌سازی انجام شده، چه چیزهایی معلوم بوده و چه چیزهایی معلوم نبوده است. اگر عدم‌قطعیت پیرامون یک پیش‌بینی خیلی بزرگ باشد، ارزش جمع‌آوری داده‌های اضافی را می‌توان با توجه به توانایی آن برای محدودکردن پارامترهای مهم مدل برای پیش‌بینی (شکل ۱۰-۱۰) یا برای سایر پیش‌بینی‌های احتمالی، وزندهی کرد.

برای بسیاری از پیش‌بینی‌ها، نمایش عدم‌قطعیت به‌صورت احتمال، بهترین حالت ممکن است.به‌عنوان مثال، یک نقشه احتمالی از ناحیه مؤثر آبگیری می‌تواند به‌طور مؤثری احتمال رسیدن آب‌زیرزمینی به یک چشمه را نشان دهد (شکل ۱۰-۴-۲ در کادر ۱۰-۴). در مواردی که تصمیمات تعیین‌کننده یک آستانه بوده و این آستانه نحوه عمل را تعیین می‌کند، تعیین بهترین و بدترین سناریو مفید است زیرا آن‌ها می‌توانند به‌صورت حدود مرزی بالا و پائین پیش‌بینی عمل کرده و آنچه را که در مورد سیستم شناخته شده است و آنچه را که در آینده انتظار می‌رود را بیان کنند (شکل ۱۰-۷). این می‌تواند به‌عنوان یک مسأله حداکثر کردن‌ت حداقل کردن محدود در جایی انجام شود که مرزهایی که برای پیش‌بینی مناسب است با تغییر درجه قابل قبولی واسنجی، توسط مدل‌ساز تعیین شود (شکل ۱۰-۱۱). یا طیف کاملی از مقادیر پیش‌بینی را می‌توان به‌صورت دیاگرام جبهه پارتو نشان داد (شکل ۱۰-۲-۲ در کادر ۱۰-۲). چنین ارائه‌ای، مدل‌ساز را از نیاز به تغییر درجه قابل قبولی واسنجی،رها می‌کند که این به نوبه خود به تصمیم‌گیرنده اجازه می‌دهد تا مستقیماً در مورد تعیین احتمال عبور از آستانه عمل، تصمیم بگیرد.

صرف‌نظر از نحوه ارائه انتخاب‌شده، نتایج حاصل از آنالیز عدم‌قطعیت بهتر است طوری ارائه شوند که تصمیم‌گیرنده بتواند به‌طور مستقیم و بدون نیاز به برونیابی یا تفسیر از آنها استفاده کند.

۱۰-۷ ارزیابی پیش‌بینی‌ها: ارزیابی دوباره

"ارزیابی دوباره" مقایسه‌ای است بین شرایط شبیه‌سازی‌شده در پیش‌بینی و شرایطی که در واقعیت اتفاق می‌افتد. بنابراین، ارزیابی‌های دوباره به مجموعه داده‌های میدانی در زمان آینده نیاز دارند. هنگامی که زمان کافی از اولین پیش‌بینی‌ها با مدل‌های اولیه جریان آب زیرزمینی در دهه ۱۹۶۰ تا ۱۹۷۰ گذشت، چندین ارزیابی دوباره در سال‌های ۱۹۸۰ تا ۱۹۹۰ انجام شد (۷۹ و ۸۰).

با این حال، گرچه به احتمال زیاد از دهه ۱۹۶۰ تاکنون ده‌ها هزار پیش‌بینی توسط مدل آب زیرزمینی انجام شده باشد، اما تعداد کمی ارزیابی دوباره گزارش شده است. دلایل زیادی برای این موضوع از نظر عملی و فلسفی وجود دارد. از نظر عملی، مدل‌ها اغلب برای حل یک مسأله فوری طراحی می‌شوند تا بتوان بر اساس آن یک تصمیم مدیریتی اتخاذ شود. بعد از اینکه مدل با این اهداف تهیه شد، بایگانی شده وبه روزرسانی نمی‌شوند. از طرف دیگر، برخی از مدل‌ها به گونه‌ای طراحی شده‌اند که به‌صورت ابزارها در مدیریت تطبیقی به روزرسانی می‌شوند. مدیریت تطبیقی یک فرآیند ساختاری تکرارشونده از تصمیم‌گیری با هدف کاهش عدم‌قطعیت در طول زمان از طریق نظارت سیستم و اصلاح مدل است. یا به عبارت کلی‌تر، مدیریت تطبیقی به معنای آمادگی برای تغییر استراتژی است زیرا آینده در یک سیستم به‌طور منظم پایش و بررسی می‌شود (۹).

در زمینه‌های دیگر مانند پیش‌بینی هواشناسی، می‌توان از اطلاعات زمان واقعی (اطلاعاتی درباره آنچه که در حال حاضر در سیستم اتفاق می‌افتد) در شبیه‌سازی برای بهبود پیش‌بینی استفاده کرد. این کار با داده‌گواری[1] برای پیش‌بینی تطبیقی[2] انجام می‌شود (۹) که در آن داده‌گواری به استفاده از داده‌های جدید هنگامی که آن‌ها برای بروزرسانی مدل دردسترس هستند اشاره دارد. در این نوع مدل‌سازی، انتظار می‌رود که مدل دائماً برزورسانی شود و بنابراین ارزیابی دوباره غیرضروری است. به‌طور مشابه، استفاده از این مدل‌ها برای مدیریت درازمدت در حال افزایش است (برای استفاده اولیه از مدل‌های آب زیرزمینی برای مدیریت درازمدت به مراجع ۷۰ و ۲۹ مراجعه کنید). گاهی اوقات این نوع از کارهای مدل‌سازی درازمدت،

---

[1] Data Assimilation
[2] Adaptive Forecasting

مانند مدل‌سازی در اروپا، دارای الزامات قانونی است (مانند دستورالعمل چارچوب آب اروپا، ۵۸ و ۱۰۲). بروزرسانی‌ها مورد انتظار یا موردنیاز هستند و یک ارزیابی دوباره ساده کمک چندانی نمی‌کند.

با استناد به مبانی فلسفی، ارزیابی‌های دوباره می‌توانند مشکل‌های پیش‌بینی شرایط آینده را نشان دهند. ارزیابی‌های دوباره اولیه (۷۹) نشان داد که با توجه به خطای مدل‌ساز، مدل‌های مفهومی نامناسب و عدم برآورد دقیق تنش‌های آینده، پیش‌بینی‌های مدل با شکست مواجه می‌شوند. تجربه به‌دست آمده از ارزیابی‌های دوباره رسمی و غیررسمی بر اهمیت تأثیر گسترده تغییرات پیش‌بینی‌نشده که اغلب بعد از انجام پیش‌بینی به وقوع می‌پیوندد، تأکید دارد. به‌عنوان مثال، روند جریان پایه فرض شده برای پیش‌بینی، شرایط جریان پایه که واقعاً رخ داده را نشان نداده واین برای پیش‌بینی مدل یک ضعف به حساب می‌آید (۸۰).

تغییرات پیش‌بینی نشده می‌تواند شامل تغییرات در منابع تغذیه یا تخلیه مانند نصب چاه‌های جدید با ظرفیت بالا، لوله‌های زهکشی، کانال‌ها و همچنین تغییرات پیش‌بینی نشده در نرخ تغذیه، نرخ پمپاژ و تنش‌های دیگر باشد. این عوامل می‌توانند سیستم آب زیرزمینی را به گونه‌ای تغییر دهند که علی رغم پیچیدگی مدل(های) پایه و آنالیز عدم‌قطعیت مربوطه، هر مدلی که شامل این عوامل نباشد، نتواند پیش-بینی را بخوبی انجام دهد. به این ترتیب، ارزیابی دوباره اغلب آنچه را که از قبل هم می‌دانستیم، به ما می‌گوید و آن این است که: "غافلگیر شدن بخشی از علم است" (۱۳). غافلگیر شدن در کارهای مدل‌سازی یک امر طبیعی است و همیشه یک عدم‌قطعیت غیرقابل تصور به همه پیش‌بینی‌های مدل اضافه می‌شود (۶۵). اگرچه ارزیابی دوباره ممکن است به‌عنوان مثال به بهینه‌سازی عملکرد یک سیستم پمپاژ و تصفیه موجود کمک کند و در مفهوم مدیریت تطبیقی ادغام شود، اما در نهایت آن‌ها نمی‌توانند بر عدم‌قطعیت ذاتی پیش‌بینی‌های انجام شده در جهانی سرشار از "ناشناخته‌های نامعلوم" غلبه کنند.

۱۰-۸ خطاهای رایج در مدل‌سازی

- پیش‌بینی مدل بدون بحث یا گزارش عدم‌قطعیت‌های مربوطه ارائه شود.
- یک نوع پیش‌بینی انتخاب شده است (به‌عنوان مثال، خروجی مطلق مدل، محدوده‌های حد نهایی در شرایط آینده) که دارای عدم‌قطعیت نسبتاً بالاتری نسبت به سایر انواع پیش‌بینی‌ها است (مانند خروجی نسبی مدل، شرایط میانگین- بخش ۱۰-۳) که می‌تواند هدف مدل‌سازی را به‌طور مؤثر تحت‌تأثیر قرار دهد.

- آنالیز عدم‌قطعیت به‌عنوان فرآیندی پس از مدل‌سازی اولیه انجام می‌شود و فقط روی عواملی که در آنالیز ساده‌تر هستند متمرکز شده است. به‌عنوان مثال، آنالیز عدم‌قطعیتی که فقط شامل عدم‌قطعیت مربوط به مدل پایه شود، هنگامی که عدم‌قطعیت در رویدادهای آینده نیز نقش مهمی در کل عدم‌قطعیت پیش‌بینی دارد، عدم‌قطعیت موردانتظار را کمتر به‌دست می‌آورد.
- خطای ساده‌سازی پارامتر در آنالیز عدم‌قطعیت در نظر گرفته نشده است. خطای ساده‌سازی به خصوص در مدل‌های کم پارامتری که در آن معمولا مولفه عدم‌قطعیت بیشترین است بسیار مهم است.
- پیش‌بینی مدل و عدم‌قطعیت نتایج با دقت بیشتری (مانند شکل‌های مهم) نسبت به آنچه که در فرضیات مدل‌سازی و مشاهدات ضروری است، گزارش شده است. ارائه نتایج بسیار دقیق، اطمینان کار مدل‌سازی را کاهش می‌دهد.
- آنالیز عدم‌قطعیت به روشی که برای ذینفعان قابل درک نباشد گزارش شود.
- نتایج عدم‌قطعیت طوری به تصمیم‌گیرندگان گزارش شود که برای مدل‌ساز راحت است بدون آنکه بتوان از آن به راحتی برای موضوع تصمیم‌گیری استفاده کرد.
- پیش‌بینی‌ها و عدم‌قطعیت گزارش شده بیش از حد برآورد شده یا کم برآورد شده باشد تا نتیجه‌ای به‌دست آورند که اولویت یک ذینفع را بهبود بخشند.
- آنالیز عدم‌قطعیت با تغییر یک پارامتر در هر زمان انجام شود در حالی‌که تصمیم‌گیری نیاز به بهترین یا بدترین سناریو دارد و این سناریو به ترکیبی از این عوامل بستگی داشته باشد.
- موضوع احتمالات در پیش‌بینی‌ها و عدم‌قطعیت در نظر گرفته نشود در حالی‌که انجام این کار ممکن است. تخمین‌های عدم‌قطعیت براساس احتمالات، بهترین حالت برای استفاده از عدم‌قطعیت مدل در آنالیزهای سود-هزینه هستند.

۱۰-۹ مسائل

مسائل فصل ۱۰ از مدل پایه توسعه یافته در فصل ۹ برای پیش‌بینی و آنالیز عدم‌قطعیت پیش‌بینی استفاده می‌کنند.

مسأله ۱۰-۱ از مقادیر پارامتر و شرایط اولیه مدل پایه مسائل فصل ۹ استفاده کنید و مدل غیرماندگار را اجرا کنید تا توزیع ارتفاع بار هیدرولیکی ناشی از پمپاژ پیوسته یک چاه جدید با نرخ ثابت ۳۰۰۰ مترمکعب

در روز برای مدت یک سال در موقعیت M را پیش‌بینی کنید (شکل مسأله ۹-۱). مدل غیرماندگار را واسنجی نکنید. مقادیر ارتفاع بار هیدرولیکی شبیه‌سازی شده را با مقادیر بار هیدرولیکی اندازه‌گیری شده که در جدول ۱۰-۱ گزارش شده است مقایسه کنید، هنگامی که پیش‌بینی انجام می‌شود شما این مقادیر را نخواهید داشت اما در اینجا در دسترس هستند زیرا آن‌ها برای یک مسأله فرضی تولید شده‌اند. مقادیر ارتفاع بار هیدرولیکی شبیه‌سازی شده را با مقادیر ارتفاع بارهیدرولیکی اندازه‌گیری شده که در جدول مسأله ۱۰-۱ گزارش شده است مقایسه کنید. در مورد معیاری که برای تصمیم‌گیری استفاده می‌کنید بحث کنید که آیا مدل شما بیانگر شرایط هیدروژئولوژیکی منطقی در منطقه است. آیا واسنجی غیرماندگار لازم است؟

جدول مسأله ۱۰-۱ ارتفاع بار اندازه‌گیری شده بعد از یک سال از شروع پمپاژ

چاه	ردیف	ستون	ارتفاع بار هیدرولیکی (متر)*
P	۳	۴	۵۰۸/۵۳
G	۵	۸	۵۰۶/۸۴
F	۵	۱۱	۵۰۶/۲۵
N	۶	۴	۵۰۹/۷۸
J	۷	۲	۵۱۱/۶۲
E	۷	۸	۵۰۷/۶۸
A	۷	۱۱	۵۰۷/۲۷
B	۷	۱۴	۵۰۷/۶۳
K	۸	۱۱	۵۰۷/۷۶
Q	۹	۷	۵۱۰/۰۰
M	۹	۹	۵۰۴/۳۶
I	۱۰	۴	۵۱۲/۸۲
D	۱۰	۱۱	۵۰۹/۴۴
C	۱۰	۱۴	۵۱۰/۱۲
O	۱۱	۸	۵۱۱/۰۸
H	۱۳	۱۱	۵۱۲/۹۴
S	۱۴	۲	۵۱۵/۸۵

* ارتفاع بار هیدرولیکی بعد از یک سال پمپاژ چاه M، تمام ارتفاع‌ها به‌صورت میانگین هستند.

مسأله ۱۰-۲ در پیش‌بینی مسأله ۱۰-۱ فرض می‌شود که شرایط هیدرولوژیکی به جز چاه پمپاژ جدید، ثابت باقی می‌ماند. آنالیز عدم‌قطعیت خطی (شکل ۱۰-۶) را برای تعیین عدم‌قطعیت در پیش‌بینی که شامل خطای ساختاری و عدم‌قطعیت آینده است را انجام دهید (به‌عنوان مثال، شرایط سیاسی آینده، جامعه‌شناسی و شرایط اقتصادی که ممکن است باعث افزایش یا کاهش نرخ پمپاژ چاه M شود، یا تغییرات فصلی در نرخ پمپاژ ضروری است. همچنین نرخ تغذیه سطحی ممکن است در آینده تغییر کند). برای نمایش نتایج خود از اشکال گرافیکی استفاده کنید و یک نمایش تصویری برای انتقال نتایج به ذینفعان که شامل کشاورزان پایین‌دست چاه و آژانس نظارتی محلی است تهیه کنید.

مسأله ۱۰-۳ از یک یا چند آنالیز عدم‌قطعیت پیشرفته که در بخش ۱۰-۵ بحث شده است برای تعیین عدم‌قطعیت استفاده کنید و نتایج را به‌صورت تصویری در شکل مناسب براتی ذینفعان ذکر شده در مسأله ۱۰-۲ ارائه دهید.

مسأله ۱۰-۴ نتایج خود از مسائل ۱۰-۱، ۱۰-۲، و ۱۰-۳ را با یکدیگر مقایسه کنید. کدام آنالیز خود را به ذینفعان ارائه می‌دهید؟

مراجع

1. Akaike, H., 1973. Information theory as an extension of the maximum likelihood principle. In: Petrov,B.N.(Ed.), Second International Symposium on Information Theory. Akademiai Kiado, Budapest, Hungary, pp. 267-281.
2. Aster, R.C., Borchers, B., Thurber, C.H., 2013. Parameter Estimation and Inverse Problems, second ed. Academic Press, Waltham, MA. 360 p.
3. Bair, E.S., Safreed, C.M., Stasny, E.A., 1991. A Monte Carlo-based approach for determining travel timerelated capture zones of wells using convex hulls as confidence regions. Groundwater 29 (6), 849-855.
4. Barnett, B., Townley, L.R., Post, V., Evans, R.E., Hunt, R.J., Peeters, L., Richardson, S., Werner, A.D., Knapton, A., Boronkay, A., 2012. Australian Groundwater Modelling Guidelines. Waterlines Report, vol. 82. National Water Commission, Canberra, ISBN 978-1-921853-91-3, 191 p.
5. Bahremand, A., De Smedt, F., 2010. Predictive analysis and simulation uncertainty of a distributed hydrological model. Water Resources Management 24 (12), 2869-2880.
6. Beven, K., Binley, A., 1992. The future of distributed models: Model calibration and uncertainty prediction. Hydrological Processes 6 (3), 279-298.
7. Beven, K.J., 1993. Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modeling. Advances in Water Resources 16 (1), 41-51.

8. Beven, K.J., 2005. On the concept of model structural error. Water Science and Technology 52 (6), 167-175.
9. Beven, K.J., 2009. Environmental Modelling: An Uncertain Future? An Introduction to Techniques for Uncertainty Estimation in Environmental Prediction. Routledge, 310 p.
10. Beven, K.J., Young, P., 2013. A guide to good practice in modeling semantics for authors and referees. Water Resources Research 49 (8), 5092-5098.
11. Bogena, H., Kunkel, R., Montzka, C., Wendland, F., 2005. Uncertainties in the simulation of groundwater recharge at different scales. Advances in Geosciences 5, 25-30.
12. Bradbury, K.R., Borchardt, M.A., Gotkowitz, M., Spencer, S.K., Zhu, J., Hunt, R.J., 2013. Source and transport of human enteric viruses in deep municipal water supply wells. Environmental Science and Technology 47 (9), 4096-4103.
13. Bredehoeft, J.D., 2005. The conceptual model problemdsurprise. Hydrogeology Journal 13 (1), 37-46.
14. Cardiff, M., Barrash, W., Kitanidis, P.K., 2013. Hydraulic conductivity imaging from 3-D transient hydraulic tomography at several pumping/observation densities. Water Resources Research 49 (11), 7311-7326.
15. Carrera, J., Neuman, S.P., 1986a. Estimation of aquifer parameters under transient and steady state conditions: 1. Maximum likelihood method incorporating prior information. Water Resources Research 22 (2), 199-210.
16. Carrera, J., Neuman, S.P., 1986b. Estimation of aquifer parameters under transient and steady state conditions: 2. Uniqueness, stability, and solution algorithms. Water Resources Research 22 (2), 211-227.
17. Carrera, J., Neuman, S.P., 1986c. Estimation of aquifer parameters under transient and steady state conditions: 3. Application to synthetic and field data. Water Resources Research 22 (2), 228-242.
18. Christensen, S., 2004. A synthetic groundwater modelling study of the accuracy of GLUE uncertainty intervals. Nordic Hydrology 35, 45-59.
19. Christensen, S., Cooley, R.L., 1999. Evaluation of prediction intervals for expressing uncertainties in groundwater flow model predictions. Water Resources Research 35 (9), 2627-2639.
20. Christensen, S., Doherty, J., 2008. Predictive error dependencies when using pilot points and singular value decomposition in groundwater model calibration. Advances in Water Resources 31 (4), 674-700.
21. Cooley, R.L., 1977. A method of estimating parameters and assessing reliability for models of steady state groundwater flow, 1. Theory and numerical properties. Water Resources Research 13 (2), 318-324.
22. Cooley, R.L., 1979. A method of estimating parameters and assessing reliability for models of steady state groundwater flow, 2. Application of statistical analysis. Water Resources Research 15 (3), 603-617.

23. Cooley, R.L., 1997. Confidence intervals for ground-water models using linearization, likelihood, and bootstrap methods. Groundwater 35 (5), 869-880.
24. Cooley, R.L., 2004. A theory for modeling ground-water flow in heterogeneous media. U.S. Geological Survey Professional Paper 1679, 220 p.
25. Cooley, R.L., Christensen, S., 2006. Bias and uncertainty in regression-calibrated models of groundwater flow in heterogeneous media. Advances in Water Resources 29 (5), 639-656.
26. Dagan, G., 1986. Statistical theory of groundwater flow and transport: Pore to laboratory, laboratory to formation, and formation to regional scale. Water Resources Research 22 (9S), 120S-134S.
27. Dagan, G., 1989. Flow and Transport in Porous Formations. Springer-Verlag, Heidelberg, Berlin, New York, 465 p.
28. Dausman, A.M., Doherty, J., Langevin, C.D., Sukop, M.C., 2010. Quantifying data worth toward reducing predictive uncertainty. Groundwater 48 (5), 729-740.
29. De Lange, W.J., 2006. Development of an analytic element ground water model of the Netherlands.
Groundwater 44 (1), 111-115.
30. Doherty, J., 2011. Modeling: Picture perfect or abstract art? Groundwater 49 (4), 455.
31. Doherty, J., Hunt, R.J., 2009a. Two statistics for evaluating parameter identifiability and error reduction. Journal of Hydrology 366 (1e4), 119-12.
32. Doherty, J., Hunt, R.J., 2009b. Response to comment on: Two statistics for evaluating parameter identifiability and error reduction. Journal of Hydrology 380 (3-4), 481-488.
33. Doherty, J.E., 2015. Calibration and Uncertainty Analysis for Complex Environmental Models. Watermark Numerical Computing, Brisbane, Australia, 227 p.
34. Doherty, J.E., Hunt, R.J., 2010. Approaches to highly parameterized inversion: A guide to using PEST for groundwater-model calibration. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5169, 60 p.
35. Doherty, J.E., Hunt, R.J., Tonkin, M.J., 2010. Approaches to highly parameterized inversion: A guide to using PEST for model-parameter and predictive-uncertainty analysis. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5211, 71 p.
36. Doherty, J., Simmons, C.T., 2013. Groundwater modeling in decision support: Reflections on a unified conceptual framework. Hydrogeology Journal 21 (7), 1531-1537.
37. Doherty, J., Welter, D.E., 2010. A short exploration of structural noise. Water Resources Research 46 (5), W05525.
38. Eckhardt, R., 1987. Stan Ulam, John von Neumann, and the Monte Carlo method. Los Alamos Science 15, 131-137.
39. Ely, D.M., Kahle, S.C., 2004. Conceptual model and numerical simulation of the ground-water-flow system in the unconsolidated deposits of the Colville River Watershed, Stevens County, Washington. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2004-5237, 72 p.

40. Ely, D.M., Bachmann, M.P., Vaccaro, J.J., 2011. Numerical simulation of groundwater flow for the Yakima River basin aquifer system, Washington. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2011-5155, 90 p.
41. Fienen, M.N., 2013. We speak for the data. Groundwater 51 (2), 157.
42. Fienen, M.N., Luo, J., Kitanidis, P.K., 2006. A Bayesian geostatistical transfer function approach to tracer test analysis. Water Resources Research 42 (7), W07426.
43. Fienen, M., Hunt, R., Krabbenhoft, D., Clemo, T., 2009. Obtaining parsimonious hydraulic conductivity fields using head and transport observations: A Bayesian geostatistical parameter estimation approach. Water Resources Research 45 (8), W08405
44. Fienen, M.N., Doherty, J.E., Hunt, R.J., Reeves, H.W., 2010. Using prediction uncertainty analysis to design hydrologic monitoring networksdExample applications from the Great Lakes Water Availability Pilot Project. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5159, 44 p.
45. Fienen, M.N., Hunt, R.J., Doherty, J.E., Reeves, H.W., 2011. Using models for the optimization of hydrologic monitoring. U.S. Geological Survey Fact Sheet 2011-3014, 6 p.
46. Fienen, M.N., Doria, M., Doherty, J.E., Hunt, R.J., 2013. Approaches in highly parameterized inversion: bgaPEST, a Bayesian Geostatistical Approach Implementation with PEST. U.S. Geological Survey Techniques and Methods. Book 7, Section C, Chapter 9, 86 p.
47. Freeze, R.A., 1975. A stochastic-conceptual analysis of one-dimensional groundwater flow in nonuniform homogeneous media. Water Resources Research 11 (5), 725-741.
48. Freeze, R.A., Massmann, J., Smith, L., Sperling, T., James, B., 1990. Hydrogeological decision analysis: 1. A framework. Groundwater 28 (5), 738-766.
49. Freeze, R.A., Massmann, J., Sperling, T., Smith, L., 1992. Hydrogeological decision analysis: 4. The concept of data worth and its use in the development of site investigation strategies. Groundwater 30 (4), 574-588.
50. Gaganis, P., Smith, L., 2001. A Bayesian approach to the quantification of the effect of model error on the predictions of groundwater models. Water Resources Research 37 (9), 2309-2322.
51. Gallagher, M., Doherty, J., 2007. Predictive error analysis for a water resource management model. Journal of Hydrology 334 (3e4), 513-533.
52. Gelhar, L.W., 1993. Stochastic Subsurface Hydrology. Prentice Hall, 390 p.
53. Golub, G.H., Van Loan, C.F., 2012. Matrix Computations, fourth ed. Johns Hopkins University Press. 784 p.
54. Hassan, H.E., Bekhit, H.M., Chapman, J.B., 2008. Uncertainty assessment of a stochastic groundwater flow model using GLUE analysis. Journal of Hydrology 362 (1-2), 89-109.
55. Hassan, A.E., Bekhit, H.M., Chapman, J.B., 2009. Using Markov Chain Monte Carlo to quantify parameter uncertainty and its effect on predictions of a groundwater flow model. Environmental Modelling and Software 24 (6), 749-763.
56. Herckenrath, D., Langevin, C.D., Doherty, J., 2011. Predictive uncertainty analysis of a saltwater intrusion model using null-space Monte Carlo. Water Resources Research 47 (5), W05504.

57. Hill, M.C., Tiedeman, C.R., 2007. Effective Groundwater Model Calibrationdwith Analysis of Data, Sensitivities, Predictions, and Uncertainty. Wiley-Interscience, Hoboken, N.J., 455 p.
58. Hulme, P., Fletcher, S., Brown, L., 2002. Incorporation of groundwater modeling in the sustainable
management of groundwater resources. In: Hiscock, K.M., Rivett, M.O., M Davison, R. (Eds.),
Sustainable Groundwater Development. Geological Society of London, pp. 83e90. Special Publication 193.
59. Hunt, R.J., 2012. Uncertainty. In: Australian Groundwater Modelling Guidelines. Waterlines Report Series No. 82. National Water Commission, Canberra, Australia, ISBN 978-1-921853-91-3, pp. 92-105.
60. Hunt, R.J., Steuer, J.J., 2000. Simulation of the recharge area for Frederick springs, Dane County,
Wisconsin. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 00-4172, 33 p.
61. Hunt, R.J., Steuer, J.J., Mansor, M.T.C., Bullen, T.D., 2001. Delineating a recharge area for a spring using numerical modeling, Monte Carlo techniques, and geochemical investigation. Groundwater 39 (5), 702-712.
62. Hunt, R.J., Saad, D.A., Chapel, D.M., 2003. Numerical simulation of ground-water flow in La Crosse County, Wisconsin and into nearby pools of the Mississippi river. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 03-4154, 36 p.
63. Hunt, R.J., Doherty, J., 2006. A strategy of constructing models to minimize prediction uncertainty. In: MODFLOW and More 2006-Managing Ground Water Systems, Proceedings of the 7th International Conference of the International Ground Water Modeling Center. Colorado School of Mines, Golden, CO, pp. 56-60.
64. Hunt, R.J., Doherty, J., Tonkin, M.J., 2007. Are models too simple? Arguments for increased parameterization. Groundwater 45 (3), 254-262.
65. Hunt, R.J., Welter, D.E., 2010. Taking account of unknown unknowns Groundwater 48 (4), 477.
66. Hunt, R.J., Walker, J.F., Selbig, W.R., Westenbroek, S.M., Regan, R.S., 2013. Simulation of climatechange effects on streamflow, lake water budgets, and stream temperature using GSFLOW and SNTEMP, Trout Lake Watershed, Wisconsin. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2013-5159, 118 p.
67. Hunt, R.J., Borchardt, M.A., Bradbury, K.R., 2014. Viruses as groundwater tracers: Using ecohydrology to characterize short travel times in aquifers. Groundwater 52 (2), 187-193.
68. Intergovernmental Panel on Climate Change, 2014. Climate change 2014: Synthesis report. In: Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge and New York, 116 p.
69. James, S.C., Doherty, J.E., Eddebbarh, A., 2009. Practical postcalibration uncertainty analysis: Yucca mountain, Nevada. Groundwater 47 (6), 851-869.

70. Jorgensen, D.G., 1981. Geohydrologic models of the Houston District, Texas. Groundwater 19 (4), 418-428.
71. Juckem, P.F., Fienen, M.N., Hunt, R.J., 2014. Simulation of groundwater flow and interaction of groundwater and surface water on the Lac du Flambeau Reservation, Wisconsin. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2014-5020, 34 p.
72. Kashyap, R.L., 1982. Optimal choice of AR and MA parts in autoregressive moving average models. IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence 4 (2), 99-104.
73. Keating, E.H., Doherty, J., Vrugt, J.A., Kang, Q., 2010. Optimization and uncertainty assessment of strongly nonlinear groundwater models with high parameter dimensionality. Water Resources Research 46 (10), W10517.
74. Kelson, V.A., Hunt, R.J., Haitjema, H.M., 2002. Improving a regional model using reduced complexity and parameter estimation. Groundwater 40 (2), 132-143.
75. Kitanidis, P.K., 1986. Parameter uncertainty in estimation of spatial functions: Bayesian analysis. Water Resources Research 22 (4), 499-507.
76. Kitanidis, P.K., 1995. Quasi-linear geostatistical theory for inversing. Water Resources Research 31 (10), 2411-2419.
77. Kitanidis, P.K., 1997. Introduction to Geostatistics: Application in Hydrogeology. Cambridge University Press, UK, 249 p.
78. Knight, F.H., 1921. Risk, Uncertainty, and Profit. Hart, Schaffner, and Marx Prize Essays 31. Houghton Mifflin Co., New York, NY, 381 p.
79. Konikow, L.F., 1995. The value of postaudits in groundwater model applications. In: El-Kadi, A. (Ed.), Groundwater Models for Resource Analysis and Management. CRC-Lewis Publisher, Boca Raton, Florida, pp. 59-78.
80. Konikow, L.F., Person, M., 1985. Assessment of long-term salinity changes in an irrigated streamaquifer system. Water Resources Research 21 (11), 1611-1624.
81. Laloy, E., Rogiers, B., Vrugt, J.A., Mallants, D., Jacques, D., 2013. Efficient posterior exploration of a high-dimensional groundwater model from two-stage Markov Chain Monte Carlo simulation and polynomial chaos expansion. Water Resources Research 49 (5), 2664-2682.
82. Lu, Z., Higdon, D., Zhang, D., 2004. A Markov chain Monte Carlo method for the groundwater inverse problem. In: Miller, C.T., Pinder, G.F. (Eds.), Developments in Water Science, vol. 55, Part 2. Elsevier, pp. 1273-1283.
83. Mariethoz, G., Renard, P., Caers, J., 2010. Bayesian inverse problem and optimization with iterative spatial resampling. Water Resources Research 46 (11), W11530.
84. Massmann, J., Freeze, R.A., Smith, L., Sperling, T., James, B., 1991. Hydrogeological decision analysis: 2. Applications to ground-water contamination. Groundwater 29 (4), 536-548.
85. Fienen, S., 2007. Forward model nonlinearity versus inverse model nonlinearity. Groundwater 45 (6), 791-794.

86. Menke, W., 1989. Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory, revised ed. Academic Press, Inc., New York. 289 p.
87. Moore, C., Doherty, J., 2005. Role of the calibration process in reducing model predictive error. Water Resources Research 41 (5), W05020.
88. Moore, C., Wohling, T., Doherty, J., 2010. Ef € ficient regularization and uncertainty analysis using a global optimization methodology. Water Resources Research 46 (8), W08527.
89. Morgan, M.G., Henrion, M., Small, M., 1992. Uncertainty: A Guide to Dealing with Uncertainty in Quantitative Risk and Policy Analysis. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 346 p.
90. Myers, T., 2007. Minimizing the insufficient data argument: Uncertainty analysis in adversarial decision making. In: NGWA Ground Water and Environmental Law Conference July 24e26, 2007, Proceedings. Water Well Publishing, Dublin, OH, pp. 127-140.
91. National Institute of Standards and Technology, 2012. NIST/SEMATECH e-Handbook of Statistical Methods. http://www.itl.nist.gov/div898/handbook/ (accessed 11.11.14.).
92. Neuman, S.P., 2003. Maximum likelihood Bayesian averaging of uncertain model predictions. Stochastic Environmental Research and Risk Assessment 17 (5), 291-305.
93. Pappenberger, F., Beven, K.J., 2006. Ignorance is bliss: Or seven reasons not to use uncertainty analysis. Water Resources Research 42 (5), W05302.
94. Poeter, E., Anderson, D., 2005. Multimodel ranking and inference in ground water modeling. Groundwater 43 (4), 597-605.
95. Poeter, E.P., Hill, M.C., 2007. MMA, A computer code for Multi-Model Analysis. U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6eE3, 113 p.
96. Rojas, R., Feyen, L., Dassargues, A., 2008. Conceptual model uncertainty in groundwater modeling: Combining generalized likelihood uncertainty estimation and Bayesian model averaging. Water Resources Research 44 (12), W12418.
97. Rubin, Y., 2003. Applied Stochastic Hydrogeology. Oxford University Press, Inc, New York, NY, 391 p.
98. Ruskauff, G.J., Rumbaugh, J.O., Rumbaugh, D.B., 1998. Stochastic MODFLOW and MODPATH for Monte Carlo Simulation. Environmental Simulations Incorporated, Herndon, VA, 58 p.
99. Saltelli, A., Funtowicz, S., 2014. When all models are wrong. Issues in Science and Technology 30, 79-85.
100. Schwarz, G., 1978. Estimating the dimension of a model. Annals of Statistics 6 (2), 461-464.
101. Sepulveda, N., and J. Doherty, 2015. Uncertainty analysis of a groundwater flow model in east-central Florida, Groundwater 53(3), 464-474.
102. Shepley, M.G., Whiteman, M.I., Hulme, P.J., Grout, M.W. (Eds.), 2012. Groundwater Resources Modelling: A Case Study from the UK. The Geological Society of London, p. 378. Special Publication 364.

103. Silver, N., 2012. The Signal and the Noise: Why Most Predictions Fail but Some Don't. Penguin Press, New York, NY, 534 p.
104. Singh, A., Mishra, S., Ruskauff, G., 2010. Model averaging techniques for quantifying conceptual model uncertainty. Groundwater 48 (5), 701-715.
105. Sperling, T., Freeze, R.A., Massmann, J., Smith, L., James, B., 1992. Hydrogeological decision analysis: 3. Application to design of a ground-water control system at an open pit mine. Groundwater 30 (3), 376-389.
106. Starn, J.J., Bagtzoglou, A.C., Robbins, G.A., 2010. Using atmospheric tracers to reduce uncertainty in groundwater recharge areas. Groundwater 48 (6), 858-868.
107. Stauffer, F.W., Kinzelbach, W., Kovar, K., Hoehn, E. (Eds.), 1999. Calibration and Reliability in Groundwater Modeling: Coping with Uncertainty. IAHS Publication No. 265. International Association of Hydrological Sciences, IAHS Press, Wallingford, Oxfordshire, 525 p.
108. Tarantola, A., 2004. Inverse Problem Theory and Model Parameter Estimation. Society for Industrial and Applied Mathematics, Philadelphia, PA, 352 p.
109. Tartakovsky, D.M., 2013. Assessment and management of risk in subsurface hydrology: A review and perspective. Advances in Water Resources 51, 247-260.
110. Tavakoli, R., Yoon, H., Delshad, M., El Sheikh, A.H., Wheeler, M.F., Arnold, B.W., 2013. Comparison of ensemble filtering algorithms and null-space Monte Carlo for parameter estimation and uncertainty quantification using CO2 sequestration data. Water Resources Research 49 (12), 8108-8127.
111. Tonkin, M.J., Tiedeman, C.R., Ely, M.D., Hill, M.C., 2007a. OPR-PPR, a computer program for assessing data importance to model predictions using linear statistics. U.S. Geological Survey Techniques and Methods TM-6E2, 115 p.
112. Tonkin, M.J., Doherty, J., 2009. Calibration-constrained Monte-Carlo analysis of highly parameterized models using subspace techniques. Water Resources Research 45 (12), W00B10.
113. Tonkin, M.J., Doherty, J., Moore, C., 2007b. Efficient nonlinear predictive error variance for highly parameterized models. Water Resources Research 43 (7), W07429.
114. Varljen, M.D., Shafer, J.M., 1991. Assessment of uncertainty in time-related capture zones using conditional simulation of hydraulic conductivity. Groundwater 29 (5), 737-748.
115. Vecchia, A.V., Cooley, R.L., 1987. Simultaneous confidence and prediction intervals for nonlinear regression models with application to a groundwater flow model. Water Resources Research 23 (7), 1237-1250.
116. von Bertalanffy, L., 1968. General Systems Theory: Foundations, Development, Applications. George Braziller, Inc., USA, ISBN 0-8076-0453-4.
117. Vrugt, J.A., ter Braak, C.J.F., Gupta, H.V., Robinson, B.A., 2008. Equifinality of formal (DREAM) and informal (GLUE) Bayesian approaches in hydrologic modeling? Stochastic Environmental Research and Risk Assessment 23 (7), 1011-1026.

118. Wallace, C.S., Boulton, D.M., 1968. An information measure for classification. Computer Journal 11 (2), 185-194.
119. White, J.T., Doherty, J.E., Hughes, J.D., 2014. Quantifying the predictive consequences of model error with linear subspace analysis. Water Resources Research 50 (2), 1152-1173.
120. Woodbury, A.D., Ulrych, T.J., 1993. Minimum relative entropy e Forward probabilistic modeling. Water Resources Research 29 (8), 2847-2860.
121. Woodbury, A.D., Ulrych, T.J., 2000. A full-Bayesian approach to the groundwater inverse problem for steady state flow. Water Resources Research 36 (8), 2081-2093.
122. Ye, M., Pohlmann, K.F., Chapman, J.B., Pohll, G.M., Reeves, D.M., 2010. A model-averaging method for assessing groundwater conceptual model uncertainty. Groundwater 48 (5), 716-728.
123. Yeh, T., Liu, S., 2000. Hydraulic tomography: Development of a new aquifer test method. Water Resources Research 36 (8), 2095-2105.
124. Yoon, H., Hart, D.B., McKenna, S.A., 2013. Parameter estimation and predictive uncertainty in stochastic inverse modeling of groundwater flow: Comparing null-space Monte Carlo and multiple starting point methods. Water Resources Research 49 (1), 536-553.
125. Zhang, D., 2002. Stochastic Methods for Flow in Porous Media. Academic Press, San Diego, CA, 350 p.
126. Zheng, C., Bennett, G.D., 2002. Applied Contaminant Transport Modeling, second ed. John Wiley & Sons, New York, NY, 621 p.

بخش چهارم

گزارش مدل‌سازی و موضوعات پیشرفته

در بخش پایانی این کتاب، نحوهٔ تهیه گزارش مدل‌سازی، بایگانی کردن آن و بازبینی گزارش مورد بررسی قرار می‌گیرد (فصل ۱۱). در فصل پایانی کتاب (فصل ۱۲) نیز برخی از فرآیندهای پیچیده و مدل‌های پیشرفته‌ای که مدل‌ساز برای بررسی آن نیاز به مفاهیمی فراتر از مفاهیم پایه مدل‌سازی دارد، به‌طور مختصر بحث می‌شود.

groundwater
model
modeling
flow
Section
report
transport
calibration
models
water
code
used
et
e.g
al
parameter
parameters
processes
results
may
surface
forecast
include
including
conceptual
uncertainty
data
also
complex
discussed
input
available
well
example
discussion
simulating
stochastic
values
transient
important
purpose
equation
approach
provide
aquifer
objectives
presented
conditions
typically
process
estimation
summary
Box
Chapter
codes
review
information
see
methods
variable
project
using
field
problems
density
included
system
solute
surface
hydraulic
modeler
output
section
subsurface
additional
archive
calibrated
geologic
analysis
heat
general
conductivity
options
targets
intended
work
simulated
based
Fig
applied
changes
budget
units
error
numerical
made
within
saturated
needed
simple
compaction
FEFLOW
described
MODFLOW
requires
use includes
literature
coupling
reviewer
best
storage
body
zone
matrix
radiation
unsaturated
material
associated
interest
Groundwater
multiple
history
future
and/or
time
number
geologic
site
problem
software
general
pressure
simulation
aquifers
stakeholders
modelers
iss
Zheng
files
description
number
one
realizations
given
output
modeling
heat
analysis
archive
calibrated
geologic
variable
project
problems
using
field
processes
information
parameters
Chapter
codes
review
see
coupling
requires
use includes
literature
MODFLOW
best
section
reviewer
storage
body
zone
matrix
radiation
unsaturated
saturated
simple
needed
FEFLOW
described
compaction
stakeholders
modelers
iss
Fig
work
intended
simulated
based
conductivity
options
targets
initial
hydraulic
modeler
system
solute
output
section
best

فصل یازدهم

گزارش مدل‌سازی، بایگانی و بازبینی

۱۱-۱ مقدمه

یک پروژه مدل‌سازی با تهیه گزارش مدل‌سازی و بایگانی آن به اتمام می‌رسد. ارائه یک گزارش جامع برای تکمیل مؤثر یک مطالعه مدل‌سازی ضروری است. گزارش نه تنها باید نتایج مدل‌سازی را ارائه کند، بلکه باید انتخاب‌های انجام شده در فرمول‌بندی و توسعه مدل آب زیرزمینی نیز تشریح شده و از آن‌ها دفاع شود. همراه با بایگانی مدل، داده‌های دیگر مدل نیز باید در دسترس باشد تا امکان بازبینی از جمله تکرار نتایج مدل‌سازی فراهم باشد. لازم به ذکر است که نیاز به تکرار نتایج از اهمیت زیادی برخوردار است.

مدل‌سازی به منظور تطبیق شرایط با قوانین نظارتی، تصمیم‌گیری زیست‌محیطی و مدیریت و برنامه‌ریزی منابع آب یا ارزیابی یک تئوری عملی انجام می‌شود. در علوم تجربی، دستورالعمل‌های بسیارخوبی برای نحوهٔ ارائه نتایج و روش‌ها وجود دارد. امتناع هر گونه جزئیات مهمی که مانع تکرار و تولید دوباره نتایج توسط دیگران شود، امری غیرحرفه‌ای به‌شمار می‌رود (۱۱). این استانداردها در همه علوم محاسباتی به‌طور مشابه استفاده می‌شود (۱۷ و ۱۳). بنابراین، مستندات و اطلاعات مربوط به آن که همراه نتایج مدل‌سازی است مانند نتایج مدل‌سازی، پیوست‌ها و دسترسی به بایگانی به اندازه خود مدل‌سازی دارای اهمیت است. به عبارت ساده‌تر، همانندسازی (تکرار) سنگ بنای روش علمی است (۱۱). نتایج مدلی که توانایی همانندسازی نداشته باشد، با روش علمی مطابقت ندارد و نمی‌توان آن را بر پایه علم و مهندسی در نظر گرفت. بنابراین یک مدل باید به اندازه کافی مستند باشد تا در برابر بازبینی علمی و انتقادی پاسخگو باشد. حداقل گزارش و اطلاعات همراه با آن (ضمائم و بایگانی مدل‌سازی) باید شامل مجموعه کاملی از ورودی‌های مدل در هنگام اجرا و خروجی مدل گزارش شده باشد. مختصات جغرافیایی شبکه/مش باید مشخص باشد تا بتوان موقعیت آن را در سیستم اطلاعات جغرافیایی نشان داد. همچنین

مستندات باید شامل خروجی مدل باشد که از نتایج مدل پشتیبانی کند و خروجی که در اختیار داور قرار می‌گیرد باید مستقیما از خروجی مدل هنگام اجرای آن با داده‌های داده‌شده به‌دست آید (بخش ۱۱-۴). مخاطبانی که کار برای آن‌ها انجام می‌شود، شامل ذینفعانی هستند که برای تصمیم‌گیری‌های خود به نتایج مدل‌سازی نیاز دارند. نتایج پیش‌بینی مدل باید به‌طور واضح حول موضوع مدل‌سازی ارائه شده و از کلمات و عبارات واضح استفاده شود تا به آسانی قابل‌درک باشد (مانند بخش‌های ۱-۳ و ۱۰-۶). بهتر است گزارش توسط همکاران بازبینی شود و همچنین در صورت امکان توسط همکارانی خارج از گروه مدل‌سازی نیز بازبینی شود. فرآیند بازبینی با ایجاد کنترل کیفیت انجام می‌شود و به مدل‌ساز در بهتر شدن کیفیت مدل کمک می‌کند (بخش ۱۱-۴). با توجه به اینکه احتمالا گزارش توسط داوران فنی و ذینفعان خوانده می‌شود، مخاطبان برای خواندن گزارش مدل‌سازی دارای سطوح مختلفی از تخصص و درک هیدروژئولوژیکی و مدل‌سازی هستند. ضمن حفظ دقت علمی گزارش باید به‌طور مشخص سطح فنی مخاطبان موردنظر بررسی شود. به‌عنوان مثال، در مورد اینکه جزئیات مکانیک مدل‌سازی در متن اصلی یا پیوست (۱۰) آورده شود، با توجه به مخاطب موردنظر تصمیم‌گیری می‌شود. به‌طور معمول، یک گزارش مدل‌سازی عمدتا فنی است اما شامل یک خلاصه اجرایی و یک بخش بحث است که برای خوانندگانی که دارای سطح فنی پایین‌تری هستند نوشته می‌شود.

گزارش مدل‌سازی ممکن است در گزارش یک پروژه بزرگ‌تر گنجانده شود یا به‌عنوان یک گزارش مستقل منتشر شود یا به‌عنوان یک پایان‌نامه، رساله یا مقاله چاپ شود. بارنت[1] و همکاران (۲۰۱۲) پیشنهاد کردند که بهتر است که گزارش‌های میانکار بعد از هر یک از مراحل مدل‌سازی تهیه شود که این مراحل می‌تواند شامل این موارد باشد: ۱- ساخت مدل مفهومی و طراحی مدل عددی، ۲- واسنجی مدل و ۳- شبیه‌سازی پیش‌بینی و آنالیز عدم قطعیت. علی‌رغم فرمت گزارش، گزارش نهایی و گزارش‌های میانکار، بهتر است به همراه کد(ها) اطلاعات مربوط به داده‌های ورودی و خروجی، روش‌های پردازش و نقاط کلیدی تصمیم-گیری بایگانی شوند. فهرست قابل‌درک و واضح اندازه‌گیری‌های میدانی مورد استفاده برای انجام تطبیق داده‌های تاریخی، تاریخ، انواع داده و یادداشت‌های مربوط به رتبه‌بندی کیفی (بخش ۹-۳) از اهمیت ویژه‌ای برخوردار هستند. این داده‌ها معمولا برای کارهای مدل‌سازی آینده نسبت به مدل بایگانی شده با ارزش‌تر هستند. بایگانی، بهتر است شامل اطلاعات کافی برای مدل‌ساز دیگر باشد تا او بتواند نتایج گزارش مدل‌سازی را دوباره تولید کند. بنابراین بایگانی‌ها باید شامل فایل‌های ورودی و خروجی اجراهای مدل انتخاب‌شده به همراه فهرستی از گام‌های مورد نیاز برای اجرای مدل و برنامه‌های کاربردی قبل و بعد از

[1] Barnett

پردازش مربوط به آن باشند. یک بایگانی ممکن است شامل گراف‌ها و تصویرسازی‌های فراتر از آنچه که در گزارش مدل‌سازی است مانند لوگ شبیه‌سازی باشد که به‌صورت یک گزارش کتبی از همه فعالیت‌ها و تصمیمات گرفته‌شده در طول پروژه مدل‌سازی در دسترس است (جدول ۳-۱، بخش ۳-۷).

دستورالعمل‌های مدل‌سازی آب زیرزمینی که توسط آژانس‌های دولتی یا جوامع حرفه‌ای تهیه شده است، اهداف مختلفی را دنبال می‌کنند. آن‌ها ممکن است، یک چارچوب کلی یا یک پروتکل برای مدل‌سازی و نتایج گزارش پیشنهاد کنند و توصیه‌هایی برای طراحی مدل داشته باشند. دستورالعمل‌های تهیه شده برای اهداف سازمانی که اغلب توسط سازمان‌های دولتی تعیین می‌شوند، معمولا برای اطمینان از رعایت سیاست‌ها، قوانین و مقررات تهیه شده (۱۵) و چارچوبی برای اطمینان از ارائه گزارش‌های همسان و کامل است. برخی از دستورالعمل‌ها، یک رویکرد عمومی برای مدل‌ساز آب زیرزمینی توصیف می‌کند. به‌عنوان مثال، راهنمای ASTM (۲) اطلاعات کلی در مورد نحوه مستندسازی یک برنامه مدل جریان آب زیرزمینی و بایگانی داده‌ها ارائه می‌دهد.

نیومن و ویرینگا[1] (۲۰۰۳)، دستورالعمل‌هایی را برای کارکنان کمیسیون تنظیم مقررات هسته‌ای ایالت متحده تهیه کردند که یک استراتژی کلی برای مدل‌سازی آب زیرزمینی از جمله تعریف سایت، توسعه مدل‌های مفهومی عددی، تخمین پارامترها، پیش‌بینی و آنالیز عدم قطعیت را توصیف می‌کند. همچنین دستورالعمل‌های اخیر استرالیا (۵) رویکرد کلی مدل‌سازی آب زیرزمینی را ارائه می‌کند. این دستورالعمل به‌عنوان مرجع برای مدل‌سازی آب زیرزمینی، دست‌اندرکاران پروژه (و داوران مدل)، قانون‌گذاران، ذینفعان و توسعه دهندگان نرم‌افزار مدل، کسانی که ممکن است در فرآیند توسعه مدل و/یا مطالعات مدل‌سازی درگیر باشند، در نظر گرفته شده است. دستورالعمل سازمان زمین‌شناسی ایالات متحده (۱۸) برای کمک به داوران و کاربران در ارزیابی "«صحت یا منطقی بودن»" مدل‌های آب زیرزمینی در نظر گرفته شده است. دستورالعمل‌ها برای تهیه مدل‌های معتبر می‌توانند مفید باشند، اما فرمت‌ها و محتویات گزارش معمولا فقط به‌طور خلاصه بیان می‌شود. در بخش ۱۱-۲، در مورد مطالبی بحث شده است که معمولا در یک گزارش مدل‌سازی انتظار می‌رود.

---

[1] Neuman and Wierenga

۱۱-۲ گزارش مدل‌سازی

نویسندگان گزارش مدل‌سازی باید به‌طور مشخص نام کسی که مسئول مطالب متن است را روی صفحه جلد/عنوان گزارش ذکر کنند. نویسندگان باید با اجزای استاندارد نوشتن (۲۰) و نحوه نوشتن مطالب علمی و تخصصی (۸) آشنایی داشته باشند. تجربه یکی از بهترین روش‌ها برای بهبود نوشتن فنی است، همچنین در این راستا، پیشنهادات یک مدل‌ساز ارشد نیز می‌تواند مفید واقع شود. نویسندگان باید فرمت اصلی یک گزارش فنی را رعایت کنند که با چکیده یا خلاصه کلی شروع می شود و با فهرستی از استنادهای مرجع و پیوست‌های علمی، گزارش به پایان می‌رسد. آدرس کامل و صحیح مراجع برای انتقال مبانی علمی ادعاهای مطرح شده در گزارش ضروری است. همچنین باید از نویسندگان اصلی کل مطالب و شکل‌هایی که فقط توسط نویسندگان گزارش انجام نشده و یا به‌طور قابل توجهی در گزارش تغییر نکرده است، نیز قدردانی شود. هنگامی که عبارات به‌طور کامل از دیگران باشد و هنگامی که متن در جایی دیگر منتشر شده است از علائم نقل قول باید استفاده شود، حتی اگر کار منتشر شده خودتان باشد. عدم ارجاع به کار دیگران و همچنین عدم ارجاع به کار خودتان نیز که قبلا منتشر کردید، سرقت ادبی به حساب می‌آید (۳). هنگام ترجمه و تفسیر ایده‌های دیگران باید مرجع اصلی ذکر شود. اگرچه به نظر نمی‌رسد این موضوع به درک کار مدل‌سازی مربوط باشد، اما کیفیت مراجع و متن ضعیف، عدم تشکر و سرقت ادبی، اعتبار نتایج مدل‌سازی را کاهش می‌دهد.

در قسمت اصلی گزارش و پیوست‌های همراه با آن، موضوعات زیر مورد بحث قرار می‌گیرد (۱۸):

۱- هدف از مطالعه و نقش شبیه‌سازی در رسیدن به هدف،

۲-توصیف سیستم هیدرولوژیکی مورد بررسی،

۳-روش‌های ریاضی و مناسب بودن آن‌ها برای مسأله مورد بررسی،

۴-ویژگی‌های هیدروژئولوژیکی شرایط مرزی،

۵-توصیف دامنه مسأله،

۶- خصوصیات سیستم آبخوان،

۷-تنش‌های هیدرولوژیکی (مانند پمپاژ، تغذیه، تغییر ارتفاع آب رودخانه)،

۸-شرایط اولیه (برای شبیه‌سازی غیرماندگار)،

۹-تفسیر زمان (برای شبیه‌سازی غیرماندگار)،

۱۰- معیار، روش و نتایج واسنجی،

۱۱- محدودیت‌های مدل و تاثیر این محدودیت‌ها روی نتایج و نتیجه‌گیری‌ها.

رئوس مطالب پیشنهاد شده در شکل ۱۱-۱ آورده شده است و عناوین پیشنهادی گزارش در ادامه بحث می‌شود.

عنوان
خلاصه کلی و چکیده
مقدمه
ساختار هیدروژئولوژیکی و مدل مفهومی
- **ساختار هیدروژئولوژیکی**
- **پارامترها**
- **ارتفاع با هیدرولیکی اندازه گیری شده؛ منابع تغذیه و تخلیه**
- **مدل مفهومی**

مدل عددی
- **معادله حاکم و کد**
- **طراحی**
- **واسنجی**

شبیه سازی های پیش بینی و آنالیز عدم قطعیت
بحث
خلاصه و نتیجه گیری ها
مراجع ذکر شده
پیوست ها

شکل ۱۱-۱ رئوس کلی گزارش و مدل‌سازی

۱۱-۲-۱ عنوان

در انتخاب عنوان گزارش، باید این نکته را درنظر داشت که ساخت مدل، هرگز هدف مطالعه مدل‌سازی نیست (بخش ۲-۱). عنوانی مانند "تهیه مدل هیدروژئولوژیکی شرایط آب زیرزمینی در نبراسکای مرکزی" به خواننده این مسأله را انتقال نمی‌دهد که چرا این مدل مورد نیاز بوده و یا چرا مدل‌سازی انجام شده است. عنوان باید اهداف مدل‌سازی را منعکس کند. به‌عنوان مثال، هدف مدل‌سازی ممکن است ارزیابی اثرات گذشته و آینده پمپاژ آب زیرزمینی و استفاده از آن در آبیاری در مواقعی که جریان رودخانه کم است، باشد. در این مورد، "شبیه‌سازی جریان آب زیرزمینی و اثرات آبیاری آب زیرزمینی روی جریان پایه رودخانه در حوضه آبریز رودخانه الکورن و لوپ"، نبراسکا می‌تواند یک عنوان گزارش خوب باشد که توسط

استنتن[1] و همکاران (۲۰۱۰) ارائه شده است. بهتر است مدل‌ساز به جای انتخاب عنوانی که فهرست گزارش را پوشش دهد، عنوانی انتخاب کند که آگاهی‌دهنده باشد.

۱۱-۲-۲ خلاصه کلی و چکیده

خلاصه هر پروژه مدل‌سازی، پرمخاطب‌ترین بخش گزارش مدل‌سازی است که لازم است خیلی واضح و روشن نوشته شود. به‌عنوان حداقل، هدف مدل‌سازی باید به‌طور واضح بیان شود و مهم‌ترین نتایج پروژه را خلاصه کند. در این بخش، هدف، روش‌ها، نتایج و نتیجه‌گیری پروژه به‌طور خلاصه بیان می‌شود. با توجه به اهمیت جمع‌بندی دقیق جنبه‌های مهم فرآیند مدل‌سازی در این بخش، معمولا آن را پس از نهایی‌شدن بقیه گزارش می‌نویسند.

خلاصه پروژه معمولا به دو صورت خلاصه مدیریتی یا چکیده است. یک خلاصه مدیریتی می‌تواند در حد چند صفحه نیز باشد اما بهتر است کمتر از ٪۱۵ از کل گزارش به جزء پیوست‌ها باشد. از نظر مفهومی، یک خلاصه مدیریتی نسخه‌ای از گزارش خلاصه شده است که برای "مدیر اجرایی" (یا مدیر یا قانون‌گذار) تهیه می‌شود که فرصت کافی برای خواندن تمام گزارش را ندارد. این بخش باید فرآیند مدل‌سازی و نتایج را به‌صورت غیرفنی توصیف کند. مباحث باید به همان ترتیب که در طول گزارش آورده شده است، ارائه شود و عنوان‌های مهم باید در پاراگراف‌های کوتاه و مختصر خلاصه شود. در این بخش می‌توان به شکل‌ها و جدول‌های درون متن ارجاع داد یا شکل‌ها و جدول‌های مهم را می‌توان در خلاصه مدیریتی دوباره ارائه کرد.

چکیده از خلاصه مدیریتی کوتاه‌تر است و اهداف، روش‌ها، نتایج و نتیجه‌گیری در چکیده خلاصه می‌شود. چکیده به‌عنوان یک مرور اجمالی از گزارش در نظر گرفته می‌شود و با این تصور نوشته می‌شود که مخاطب کل متن گزارش را می‌خواند. چکیده‌ها به‌صورت کوتاه درنظر گرفته می‌شود (در حد ۴ یا ۵ جمله) و معمولا بیشتر از یک صفحه نیست. چکیده‌های مقالات ژورنالی معمولا کمتر از ۵۰۰ کلمه است. چکیده‌ها به ندرت شامل شکل‌ها، جدول‌ها یا مراجع هستند.

---

[1] Stanton

۱۱-۲-۳ مقدمه

مقدمه شامل بیان هدف مدل‌سازی با توجه به‌دستورالعمل‌های ارائه شده در بخش ۲-۱، بحث در مورد اهمیت مسأله، اهداف[1] نهایی بلندمدت و منظورهای[2] خاص مدل‌سازی، ارتباط آن‌ها با کار قبلی و روش کلی مورد استفاده برای تحقق اهداف می‌شود. هدف می‌تواند یک برنامه‌ریزی کلی بلندمدت یا یک هدف مدیریتی باشد که ممکن است در طول پروژه مدل‌سازی به‌طور کامل برآورده نشود. منظورهای خاص مدل‌سازی، وظایف خاص مدل‌سازی است که برای پرداختن به مسائل یا سؤالات طراحی شده و این منظورها در طول پروژه مدل‌سازی برآورده می‌شوند. منظورهای مدلسازی بایستی به‌طور مختصر و واضح بیان شده و ترتیب منطقی ارائه آنها بایستی با ترتیب تکمیل آنها و رسیدن به منظورهای پروژه همخوان باشد. موفقیت پروژه با توجه به درجه تحقق منظورهای بیان شده، ارزیابی می‌شود.

مقدمه باید پروژه مدل‌سازی را به کار قبلی از جمله کارهای مدل‌سازی قبلی متصل کند. بررسی مراجع شامل بسیاری از مطالعات قبلی مرتبط به‌صورت عملی است و اطلاعات پایه زمین‌شناسی، هیدرولوژیکی و هیدروژئولوژیکی مورد استفاده در ساخت مدل‌های مفهومی و عددی را فراهم می‌کند. به‌طور کلی، استناد به کارهای قبلی انجام شده در منطقه موردنظر برای ایجاد مدل‌های مفهومی، ساخت مدل و واسنجی آن خوب است. همچنین، بهتر است مقدمه شامل مروری بر همه کارهای مدل‌سازی گذشته باشد. به‌طور خلاصه، هدف‌ها و نتایج آن‌ها در یک جمله یا پاراگراف کوتاه آورده شود. استناد به کار به دو شکل تحقیقات منتشر شده (مانند گزارش‌های آژانس‌های دولتی و مقالات ژورنالی) و تحقیقات خاکستری (مانند گزارش‌های شرکت‌های مهندسی مشاور، مقالات ارائه شده در کنفرانس‌ها، پایان‌نامه‌ها و رساله‌های دکتری) بهتر است در بخش مروری بر تحقیقات آورده شود. بخش پایانی مطالب مقدماتی بهتر است به یک پاراگراف کوتاه در مورد روش کلی یا استراتژی مورد استفاده برای تحقق اهداف مدل‌سازی منتهی شود.

۱۱-۲-۴ ساختار هیدروژئولوژیکی و مدل مفهومی

در این بخش، آنچه که در مورد سیستم هیدروژئولوژی تاکنون شناخته شده است، برای کار مدل‌سازی حاضر ارائه می‌شود. این بخش باید شامل بخش‌های ۱- ساختار هیدروژئولوژیکی (مانند اقلیم، زمین‌شناسی

---

[1] Goals
[2] Objectives

و چینه‌شناسی)، ۲- خصوصیات سیستم، ۳- داده‌های مشاهداتی (مانند ارتفاع بار هیدرولیکی، شارها و تخمین خطاها) و ۴- مدل مفهومی سیستم شامل بیلان آب و بحث در مورد فرضیات ساده‌کننده مورد استفاده برای تهیه مدل مفهومی باشد.

۱۱-۲-۴-۱ ساختار هیدروژئولوژیکی

اقلیم کلی و موقعیت منطقه باید توصیف شود. نقشه موقعیت منطقه مورد مطالعه همراه با توپوگرافی سطحی و پهنه آب‌های سطحی باید در شروع این بخش ارائه شود. شرایط فیزیکی و هیدرولیکی مورد استفاده برای تشکیل شرایط مرزی مدل عددی باید شرح داده شود (بخش ۲-۳) و از آن دفاع شود. داده‌های میدانی مورد استفاده برای توجیه انتخاب مرزها باید در متن اصلی گزارش یا در یک پیوست ارائه شود. دیاگرام‌ها به همراه فلش‌های شماتیک جریان ممکن است برای نمایش جهت‌های کلی جریان در مرزهای پیرامون مدل و در داخل ناحیه مدل‌سازی استفاده شود.

توصیف ساختار هیدروژئولوژیکی شامل تعریف واحدهای هیدرواستراگرافی منطقه موردنظر، نقشه پهنه-بندی واحدهای هیدرواستراگرافی و مقاطع عرضی که عمق، ضخامت و جهت‌گیری واحدها را نشان می-دهد، است. توصیه می‌شود که برای نمایش ابعاد واقعی، حداقل یک مقطع عرضی بدون بزرگنمایی عمودی تهیه شده، بزرگنمایی عمودی مورد استفاده برای شکل‌های دیگر باید روی مقطع عرضی تعریف شود. نقشه زمین‌شناسی و مقطع عرضی زمین‌شناسی ممکن است برای نمایش تشکیلات زمین‌شناسی به جای واحدهای هیدرواستراگرافی استفاده شود (بخش ۲-۳) تا رابطه بین تشکیلات زمین‌شناسی منطقه و واحدهای هیدرواستراگرافی به‌راحتی مشخص شود (شکل ۲-۷). اگر گزارش مدل‌سازی ابتدا برای توصیف هیدروژئولوژی منطقه باشد، ارائه پارامترهای آبخوان و داده‌های ارتفاع بارهیدرولیکی ممکن است توجیهی برای تعریف واحدهای هیدرواستراگرافی فراهم کند. اگر کار شامل هیدرواستراگرافی تعریف شده منطقه باشد، طبقه‌بندی اصلی باید استفاده شود و تجدیدنظرها به وضوح ارائه شود. بحث در مورد محیط‌های رسوبی و تاریخچه زمین‌شناسی به مفهوم‌سازی تغییرات مکانی واحدهای زمین‌شناسی، خصوصیات هیدرولیکی آن‌ها و اهمیت مدل‌سازی کمک می‌کند (۷).

۱۱-۲-۴-۲ خصوصیات سیستم

هدف این بخش، ارائهٔ مقادیر پارامترهای ویژگی مواد و پارامترهای هیدرولوژیکی است (بخش ۵-۴) که پایه و اساس مدل آب زیرزمینی را تشکیل می‌دهند. اگر ردیابی ذرات به‌عنوان بخشی از کارهای مدل‌سازی باشد، تخلخل مؤثر (کادر ۸-۱) باید مورد بررسی قرار گیرد. روش‌های مورد استفاده برای به‌دست آوردن مقادیر ذکرشده، محدوده‌های تخمینی در مقادیر و منطقی‌بودن تغییرات مکانی ویژگی‌ها در منطقه مورد مطالعه باید ارائه شود. ویژگی‌های ارائه شده در این بخش مقادیر اولیه مدل‌سازی هستند زیرا آن‌ها مربوط به مدل مفهومی هستند و از مقادیر میدانی و مطالعات گذشته استخراج شده‌اند. تغییرات ایجاد شده در ویژگی‌های سیستم در طول واسنجی مدل معمولا در بخش واسنجی مدل هنگامی که منطقی بودن مقادیر پارامترها (بخش ۹-۱) مورد بحث قرار می‌گیرد، بررسی می‌شود.

۱۱-۲-۴-۳ مشاهدات

مشاهدات ارتفاع بار هیدرولیکی و شارها و سایر اندازه‌گیری‌های میدانی مورد استفاده در اهداف واسنجی باید مورد بررسی قرار گیرد و در برخی موارد به‌صورت نقشه نشان داده شود، اگر داده‌های کافی در دسترس باشد، بهتر است مقطع عرضی نیز نشان داده شود. اگر آبخوان‌های چندگانه مدل‌سازی می‌شوند، داده‌ها باید برای هر آبخوان ارائه شود (شکل ۲-۵). جهت جریان آب زیرزمینی و موقعیت مناطق تغذیه و تخلیه شامل رودخانه‌ها، دریاچه‌ها، تالاب‌ها، چشمه‌ها زهکش‌ها، مناطق تحت آبیاری و چاه‌های پمپاژ نشان داده شوند. نرخ‌های تغذیه و تخلیه در منابع و تخلیه می‌تواند به‌صورت جدولی ارائه شده یا در بخش اهداف واسنجی مدل بررسی شوند. حتی اگر مدل فقط به‌صورت ماندگار اجرا شود. غیرماندگاری سیستم ممکن است برای توجیه فرض شرایط ماندگار مورد بحث قرار گیرد (بخش‌های ۷-۱ و ۷-۲). اگر مدل غیرماندگار باشد، تغییرات زمانی در دینامیک سیستم باید مشخص شود (بخش ۷-۷). به‌عنوان مثال، تغییرات زمانی در جریان چشمه و جریان رودخانه می‌تواند به‌صورت جدولی یا با گراف نشان داده شود. اطلاعات غیرماندگار روی تنش‌های مهم مانند چاه‌های پمپاژ باید ارائه شود.

۱۱-۲-۴-۴ مدل مفهومی

مدل مفهومی بر اساس جزئیاتی که قبلا ذکر شده با تصاویر (دیاگرام‌های شماتیک، گراف‌ها و جدول‌ها) و متن توضیحی ارائه می‌شود. ماهیت تصاویر مورد استفاده برای ارائه مدل مفهومی با توجه به هدف مدل،

ساختار هیدروژئولوژیکی و وجود مطالعات موجود و داده‌های در دسترس متفاوت خواهد بود. شکلی که واحدهای هیدرواستراگرافی و فلش‌های کلی برای نمایش سیستم جریان را نشان می‌دهد، به‌طور خاص در مدل مفهومی استفاده می‌شود (شکل‌های ۲-۹-ب، ۲-۱۲ و ۲-۱۵). تخمین شارهای متوسط بلندمدت مورد استفاده برای ارزیابی بیلان آب شبیه‌سازی شده ممکن است برای مدل ماندگار کافی باشد، شارهای فصلی یا سالانه ممکن است برای ارزیابی بیلان‌های آبی غیرماندگار شبیه‌سازی شده موردنیاز باشد. گزارش شارهای مهم باید با توضیح نحوه محاسبه و تخمین همراه باشد. اطلاعات بیلان آب بهتر است به‌صورت جدولی خلاصه شود (جدول ۲-۲، شکل ۲-۱۶)، در حالت ایده‌آل محدوده مقادیر برای نمایش عدم قطعیت ذاتی مورد انتظار مقادیر تخمینی نشان داده شود (جدول ۲-۳). اگر از مدل‌های مفهومی آلترناتیو استفاده شد، تفاوت بین مدل مفهومی آلترناتیو و مدل مفهومی اولیه، ترجیحا با تصویرسازی‌هایی که به‌طور مؤثر نحوه تفاوت آن‌ها را بیان می‌کند، باید توضیح داده شود.

۱۱-۲-۵ مدل عددی

این بخش که شامل معادله حاکم مورد استفاده برای حل مدل ریاضی است، حداقل باید شامل موارد زیر باشد: ۱- اطلاعاتی در مورد کد مدل‌سازی مورد استفاده؛ ۲- طراحی مدل عددی شامل شبکه/مش، اطلاعاتی در مورد فاصله گرهی، شرایط مرزی و اولیه (برای مدل‌های غیرماندگار)؛ ۳- مقادیر اولیه پارامترهای ورودی به مدل و ۴- اهداف واسنجی، مراحل و نتایج تطبیق تاریخی.

۱۱-۲-۵-۱ معادله حاکم و کد مدل‌سازی

در صورتی که مسأله به‌صورت غیرماندگار باشد، مدل ریاضی (بخش‌های ۳-۲ و ۳-۳)، شامل معادله حاکم، شرایط مرزی و شرایط اولیه است. با این حال، عملا کدهای مدل‌سازی به اندازه کافی کامل هستند که ارائه دوباره معادلات حاکم (مانند معادله ۳-۱۲) لازم نیست. در عوض، گزارشی از کد و نسخه مورد استفاده به همراه توضیحی کوتاه در مورد نحوه انتخاب کد دارای اهمیت است. توضیحات کد می‌تواند شامل بحث گزینه‌های موجود در کد و حل‌کننده مورد استفاده و همچنین برنامه‌ها و کدهای کمکی مربوطه باشد. هنگامی که مدل به تنظیمات حل‌کننده حساسیت نشان می‌دهد، مقادیر معیار توقف و اثر آن‌ها روی خطای بیلان آب یا مقایسه آن‌ها با دیگر راه‌حل‌ها باید مورد بحث قرار گیرد. کدهای استاندارد (مانند MODFLOW، FEFLOW و PEST) معمولا برای اکثر پروژه‌های مدل‌سازی به‌کار رفته اصلاح

نمی‌شوند، اما در صورت هرگونه تغییر در کد باید مستند شود. اگر تغییر کد گسترده باشد، خلاصه‌ای از تغییرات در این زیرمجموعه آورده شود و یک کپی از بخش‌های اصلاح‌شده کد باید در پیوست باشد. این اطلاعات به همراه مسائل نمونه همراه که برای آزمایش مدل استفاده شده، باید در صورت تقاضا در دسترس قرار گیرد. اگر کد جدیدی توسعه یابد، باید یک گزارش یا پیوست جداگانه برای توصیف کد و اعتبارسنجی آن تهیه شود (بخش ۳-۶، ۱). گزارشی که یک کد جدید را مستند می‌کند باید علاوه بر اینکه معادله حاکم را شرح دهد، نحوه تعیین شرایط مرزی، نحوه ورود اطلاعات به مدل به‌طور صریح، روش عددی و اعتبارسنجی کد را توصیف کند و شامل کتابچه کاربر باشد. کدهای اختصاصی می‌تواند برای برخی از پروژه‌های مدل‌سازی مشکل ساز باشد. زیرا کد منبع معمولا در دسترس داوران یا عموم قرار نمی‌گیرد. برای اثبات اینکه معادلات حاکم با شرایط مرزی مربوط به آن به درستی حل می‌شود، نیاز به اعتبارسنجی است. اگر کد اختصاصی در دسترس نباشد، گزارش باید شامل مقایسه با یک کد غیراختصاصی برای یک مسئله مدل‌سازی مشابه باشد. در غیر این صورت، در گزارش باید بیان شود که مدل‌ساز تایید نکرده است که کد به درستی همه ویژگی‌ها و فرآیندهای ادعا شده را نشان می‌دهد.

۱۱-۲-۵-۲ طراحی

در این بخش از گزارش، نحوهٔ تبدیل مدل مفهومی به مدل عددی شامل نحوهٔ توصیف زمان و مکان، نحوه شبیه‌سازی مرزهای مدل (بخش ۴-۳)، و نحوه تعیین پارامترهای شبکه یا مش (بخش ۵-۵) تشریح می‌شود. اگر تنها بخشی از منطقه مورد مطالعه مدل‌سازی شود، برای انتخاب زیرحوضه باید دلیل منطقی ذکر شود. انتخاب مدل دو یا سه بعدی (بخش ۴-۱، کادر ۴-۱) شرایط ماندگار و غیرماندگار (بخش ۷-۲) باید بر اساس مدل مفهومی و هدف مدل‌سازی قابل توجیه باشد.

شبکه/ مش باید روی نقشه منطقه مورد مطالعه قرار گیرد اگر کل شبکه/مش خیلی ریز است و نمی‌توان آن را به‌راحتی در یک شکل نمایش داد، بهتر است که یک شبکه ساده شده، برای نمایش استفاده شود. این تصویر باید شامل مختصات جغرافیایی و اطلاعات دیگری که موقعیت مرزهای مهم آب سطحی و عارضه‌های توپوگرافی و زمین‌شناسی را بیان می‌کند، باشد. انواع مرزهای محیطی و منابع تغذیه و تخلیه مانند فرضیات مورد استفاده در مکان‌یابی و شبیه‌سازی مرزها و منابع تغذیه و تخلیه باید مورد بررسی قرار گیرد (بخش ۴-۳ و فصل ۶). خلاصه‌ای از ابعاد کلی شبکه/مش و تعداد گره‌ها همچنین تعداد و نوع المان‌ها برای مدل المان محدود و تعداد لایه‌ها باید آورده شود. دیاگرامی که رابطه بین واحدهای هیدرواستراگرافی و لایه‌های مدل را نشان می‌دهد نیز دارای اهمیت است (شکل ۲-۷).

روش و منطق مورد استفاده برای تعیین مقادیر پارامترها و تنش‌های اولیه باید مورد بحث قرار گیرد. شکل‌ها ممکن است برای نمایش توزیع پارامترها در شبکه/مش استفاده شود (شکل ۵-۲۹). محدوده‌های احتمالی مقادیر یا میانگین و انحراف معیار یا واریانس هر پارامتر نیز باید ذکر شود (با استفاده از جدول یا نمودار جعبه‌ای، شکل ۵-۳۱). این بحث می‌تواند منابع معلوم (شناخته شده) عدم قطعیت در خصوصیات مواد و مقادیر پارامترهای هیدرولوژیکی را ارائه دهد.

۱۱-۲-۵-۳ اجرای مدل

هنگام اجرای کد، مدل‌ساز روش حل و شرایط توقف از جمله شرایط مربوط به معادله بیلان را انتخاب می‌کند (بخش ۳-۷). خطای درصد قابل قبول در بیلان آب شبیه‌سازی شده باید همراه با اطلاعات مربوط به روش حل و معیار توقف گزارش شود. اگر مدل در همه مناطق (به‌عنوان مثال، در طول تعداد کمی از گام‌های زمانی در اجرای غیرماندگار) همگرا نشود، باید دلایل احتمالی آن و محدودیت‌های مدل تشریح شود.

۱۱-۲-۵-۴ واسنجی

اکثر برنامه‌های مدل‌سازی به یک یا چند مدل واسنجی‌شده نیاز دارند که این مدل‌ها در حد معقولی شرایط مشاهده‌شده را با توجه به شناختی که از سیستم وجود دارد، شبیه‌سازی کرده‌اند. مدل مناسب با استفاده از تطبیق داده‌های تاریخی (فصل ۹) بررسی می‌شود که شامل دو مرحله است: ۱- واسنجی اولیه از طریق سعی و خطای دستی (بخش ۹-۴)، ۲- تخمین پارامترها با استفاده از کد تخمین پارامتر (بخش-های ۹-۵ و ۹-۶). علاوه بر این، معیارهای مورد استفاده برای قضاوت منطقی بودن تطبیق تاریخی که سیستم هیدروژئولوژیکی را نمایش می‌دهد، باید ارائه شود. در این گزارش باید در مورد همه معیارهای فرآیند واسنجی شامل اطلاعات غیرقطعی و توصیفی (بخش ۹-۱) مورد استفاده برای تعیین منطقی بودن پارامترها توضیح داده شود.

در این گزارش باید هدف واسنجی (بخش ۹-۳)، تخمین خطای مربوط به اهداف (جدول ۹-۱) و وزن مورد استفاده برای تخمین پارامترها (جدول ۷-۱) ارائه شود. اهداف باید بر اساس نوع (ارتفاع بار هیدرولیکی، شار، اختلاف بار هیدرولیکی و غیره) و کیفیت تعیین شوند و در صورت امکان توضیحات هدف باید شامل نمایش مکان آن‌ها روی نقشه باشد. منطقی‌بودن انتخاب اهداف، تعریف چگونگی برآورد

خطا و نحوه وزن‌دهی اهداف باید آورده شود. توصیف کلی ماهیت و نوع اهداف از جمله چگونگی ارزیابی اهداف غیرمستقیم (مانند اهداف برگرفته از آنالیزهای ایزوتوپ و ردیاب‌های تعیین سن، مسیرهای جریان، دما یا غلظت‌های املاح) باید مورد بحث قرار گیرد.

فرآیندهای واسنجی از جمله اهمیت دیدگاه‌های به‌دست آمده در مرحله سعی و خطای دستی و تخمین پارامترها باید به‌طور مختصر توضیح داده شود. اسم و نسخه کد تخمین پارامتر باید ذکر شود. ممکن است بعضی از مخاطبان در خلاصه توضیحات مربوط به روش مورد استفاده در تخمین پارامتر (کم پارامتری کردن یا بیش برآورد کردن، بسیار پارامتری کردن یا کم برآورد کردن، فصل ۹) استفاده کنند. اجزای تابع هدف اولیه مورد استفاده در تخمین پارامترها (معادله ۹-۶) بهتر است توصیف شود و به اهداف مدل‌سازی مرتبط شود (مانند شکل ۹-۲-۱ در کادر ۹-۲). هنگامی‌که از روش‌های نقطه‌ای پایلوت در واسنجی استفاده می‌شود، نمایش گرافیکی تعداد نقطه و توزیع آن باید آورده شود (شکل ۹-۱۵). هنگامی‌که از اطلاعات غیرقطعی و توصیفی برای محدود کردن فرآیند تخمین پارامتر استفاده می‌شود (بخش ۹-۶)، ارتباط بین محدودیت‌های اطلاعات غیرقطعی و توصیفی در برابر برازش (تطبیق) مدل آورده شود (شکل-های ۹-۱۶ و ۹-۱۷).

نتایج واسنجی باید موردبحث قرار گیرد و به‌صورت شکل و جدول نمایش داده شود. شکل‌ها باید شامل نمودار پراکندگی مقادیر مشاهده‌ای (هدف) و شبیه‌سازی‌شده باشد (مانند شکل‌های ۹-۲ تا ۹-۷). تطبیق مقادیر مشاهده‌شده شار، اغلب به‌صورت نموداری شامل اهداف واسنجی در برابر میله‌های خطای واسنجی در اندازه‌گیری میدانی و شارهای شبیه‌سازی شده نشان داده می‌شود (شکل ۹-۷). همچنین خطای باقیمانده در هر هدف روی نقشه ترسیم می‌شود (شکل ۹-۶). در صورت امکان در مورد اریب در واسنجی بحث شود. مقادیر آماره‌ها (مانند ME، MAE و RMSE؛ معادلات ۹-۱، ۹-۲ و ۹-۳) و همچنین مقدار نهایی تابع هدف تخمین پارامترها معیار واضحی از کیفیت تطبیق تاریخی است. عملکرد کلی مدل می‌تواند به‌صورت نمودارها و جدول‌های نماینده و در کل گزارش نشان داده شود، در حالی که مقایسه هر هدف می‌تواند در پیوست‌ها آورده شود.

اگر مدل برای شرایط غیرماندگار واسنجی شود، اطلاعات اضافی واسنجی ارائه می‌شود. معمولا مدل غیرماندگار ابتدا با شرایط ماندگار به‌عنوان شرایط اولیه واسنجی می‌شود (بخش ۷-۴). نتایج واسنجی ماندگار باید همانطور که در بالا ذکر شد، آورده شود. نتایج واسنجی غیرماندگار معمولا به‌صورت هیدروگراف یا سری‌های زمانی ارتفاع بار هیدرولیکی و شار ارائه می‌شود که دینامیک سیستمی که برای قضاوت عملکرد مدل غیرماندگار دارای اهمیت است را مستند می‌کند (شکل‌های ۷-۳ و ۷-۱۱؛ معادله

۹-۴). هنگامی‌که تعداد زیادی از داده‌های بار هیدرولیکی و شار در واسنجی استفاده می‌شود، تعدادی از این مشاهدات برای نمایش برازش مکانی و زمانی به‌عنوان نماینده انتخاب می‌شود. مجموعه نهایی مقادیر پارامترهای واسنجی که از مرحله تخمین پارامترهای واسنجی به‌دست آمده باید ارائه شود و با مقادیر اولیه به‌دست آمده از مدل مفهومی مقایسه شود. مقادیر پارامتر واسنجی‌شده باید در محدوده موردانتظار باشد یا اینکه توضیحی در مورد عدم تطابق (به‌عنوان مثال، مدل بسیار ساده است، بنابراین پارامترهای واسنجی بی‌تاثیر هستند، بخش ۹-۶، مدل مفهومی نامناسب است) ارائه شود. واسنجی مدل‌های مفهومی جایگزین باید ارائه شود و با واسنجی مدل مفهومی اولیه مقایسه شود. جدول‌ها، نقشه‌ها یا گراف‌های اضافی که آمار واسنجی مدل‌های جایگزین را با مدل‌های واسنجی‌شده اولیه مقایسه می‌کند می‌تواند مقایسه بین مدل‌های جایگزین را آسان‌تر کند.

همچنین گزارشات مدل‌سازی می‌تواند شامل بخشی در مورد آنالیز آماری واسنجی (بخش ۹-۵) باشد که در صورت نیاز به گزارش‌های دقیق‌تر از تطبیق آماری می‌تواند مفید باشد. برای تخمین پارامترهای ساده، آنالیز حساسیت می‌تواند نحوه تغییر خروجی مدل هنگام تغییر مقادیر پارامتر را با گزارش ضرایب حساسیت بیان کند (معادله ۹-۷). قابلیت شناسایی پارامتر (شکل ۱۰-۱۰) به این مفهوم است که پارامترهای واسنجی را که بیشترین تأثیر را توسط داده‌های مشاهده‌ای می‌پذیرند را شناسایی کرد. با این حال، گزارش دقیق آنالیزهای آماری برای تخمین پارامترهای پیشرفته (بخش ۹-۶) معمولا برای پروژه‌های مدل‌سازی کاربردی موردنیاز نیست.

بخش دوم بحث واسنجی ارزیابی منطقی بودن هیدروژئولوژی مدل واسنجی شده با استفاده از اطلاعات غیرقطعی و توصیفی است (بخش‌های ۹-۱ و ۹-۷). ارزیابی درجه‌ای که اطلاعات غیرقطعی و توصیفی از شرایط منطقه، تطابق تاریخی را پشتیبانی می‌کند، دارای اهمیت است. چنین ارزیابی انجام‌شده‌ای باید نشان داده شود و مورد بحث قرار گیرد. شکل‌ها یا جداولی که شباهت داده‌های اندازه‌گیری‌شده و شبیه-سازی‌شده را نشان می‌دهد باید شامل جریان افقی و عمودی در لایه‌های مدل (نقشه‌های هم‌پتانسیل و جهت‌های جریان)، هیدروگراف‌های چاه (غیرماندگار)، موقعیت و بزرگی شار موردنظر، موقعیت پهنه‌های آب سطحی تخلیه‌شونده و تخلیه‌کننده، نقشه‌برداری و مدل‌سازی مناطق تخلیه و تغذیه آب زیرزمینی، بیلان آب زیرزمینی قبل از مدل‌سازی و بیلان شبیه‌سازی‌شده، مقادیر خصوصیات مواد بر اساس مطالعات میدانی و مقادیر واسنجی‌شده نهایی و سایر مقایسات مربوط به شرایط مشاهده‌ای و مدل‌سازی‌شده باشد. این آنالیز کمی و کیفی برازش مدل است که برای تعیین منطقی‌بودن مدل استفاده می‌شود و باید با جزییات کافی ارائه و بحث شود تا خواننده امکان ارزیابی واسنجی را داشته باشد. برای اکثر اهداف مدل-

سازی، بهترین مدل واسنجی‌شده (پایه) (بخش ۱۰-۲) از مدل‌های معقول (بخش ۹-۱ و شکل ۹-۱۷) برای ایجاد سری‌های پیش‌بینی استفاده می‌شود. بنابراین هدف کلی بحث واسنجی در گزارش واسنجی ارائه توضیحات کافی مدل پایه است که خواننده نقاط قوت و محدودیت‌های مدل پایه را دریابد.

۱۱-۲-۶ شبیه‌سازی‌های پیش‌بینی و آنالیز عدم قطعیت

این بخش از گزارش مدل‌سازی باید به وضوح پیش‌بینی‌های شبیه‌سازی شده را با هدف مدل‌سازی مرتبط کند. این شامل اطلاعاتی در مورد چگونگی تهیه مدل پیش‌بینی از جمله پارامترها و فرضیاتی که از مدل اولیه (پایه) برای هدف پیش‌بینی تغییریافته است، می‌شود. بحثی در مورد شرایط آینده انتخاب شده برای پیش‌بینی‌ها باید آورده شود (بخش ۱۰-۴). معمولا پیش‌بینی‌ها بر اساس زیرمجموعه‌ای از رویدادها و شرایط احتمالی آینده انجام می‌شود. شبیه‌سازی‌های پیش‌بینی نتایج احتمالی را بر اساس تغییرات گزارش می‌دهد. هر پیش‌بینی شامل عدم قطعیت است، بنابراین نیاز به ارزیابی‌های عدم قطعیت پیش‌بینی، بسیار واضح و پذیرفته‌شده است (فصل ۱۰).

انتخاب روش‌های اولیه یا پیشرفته عدم قطعیت پیش‌بینی (بخش ۱۰-۴ و ۱۰-۵) باید به‌طور خلاصه مورد بحث قرار گیرد و مراجع روش‌ها ارائه شود. بعضی از پیش‌بینی‌ها از بهترین و بدترین سناریوها به‌دست می‌آیند. نمودارها و جدول‌های نشان‌دهنده محدوده و تغییر نتایج پیش‌بینی باید ارائه شود (شکل‌های ۱۰-۷، ۱۲-۱۰ و ۱۰-۱۶). آنالیز اینکه چگونه خطای اندازه‌گیری و ساختاری منجر به عدم قطعیت پیش‌بینی می‌شود، می‌تواند در بخش پیش‌بینی ارائه شود (شکل ۱۰-۲). در بیشتر موارد، عدم قطعیت زا می‌توان با احتمال وقوع پیش‌بینی بیان کرد (شکل ۱۰-۱۵، کادر ۱۰-۴). اگر آنالیز خطی عدم‌قطعیت استفاده شود (بخش ۱۰-۴)، تعیین خطای مدل‌ساز در مورد مشاهدات و تغییرات ذاتی پارامتر مربوط به ساختار مدل انتخاب‌شده باید ارائه شود (مانند جدول ۱۰-۲). آنالیزها و نمودارهای نحوه پارامترهای منفرد چاه که با استفاده از داده‌های واسنجی مشخص شده‌اند، می‌توانند به ارزیابی نوسانات آن‌ها روی درجه عدم قطعیت پیش‌بینی کمک کند (شکل ۱۰-۱۰). همچنین، چنین آنالیزهایی می‌تواند پیشنهاد دهد که پارامترها می‌توانند از تعریف به‌عنوان ابزاری برای کاهش عدم‌قطعیت پیش‌بینی استفاده کنند. از آنجا که روش‌های ممکن زیادی برای ارزیابی عدم‌قطعیت وجود دارد، توضیحات در متن اصلی گزارش باید محدود به نتایج دیدگاه‌های مهم باشد. توضیح جزئیات آنالیز عدم قطعیت بهتر است در یک پیوست ارائه شود.

نتایج پیش‌بینی باید با توضیحی از احتمال وقوع (بدترین مورد یا مورد احتمالی) ارائه شود و منبع عدم قطعیت (در مدل پایه و در تنش‌های آینده؛ بخش ۱۰-۲) باید بحث شود تا زمینه برای پیش‌بینی فراهم

شود. انتخاب عدم قطعیت سناریوی انتخابی و/یا عدم قطعیت مدل پایه (بخش ۱۰-۲) باید با عدم قطعیت-های مورد انتظار برای توانایی مدل در تحقق اهداف مدل‌سازی هم‌راستا باشد.

مخاطب در نظر گرفته شده، اغلب تصمیم‌گیرندگان، قانون‌گزاران و ذینفعان دیگری هستند که اطلاعات محدودی از تئوری عدم قطعیت دارند. هر زمان که ممکن باشد گزارش باید پیش‌بینی و عدم‌قطعیت مربوط به آن را با استفاده از پارامترهایی قابل فهم برای مخاطب مورد نظر، توضیح دهد. گزارش مدل‌سازی عدم قطعیت را در ترم‌هایی بیان می‌کند که مستقیما به تصمیم موردنظر مربوط می‌شود (شکل کادر ۱۰-۲-۴ در کادر ۱۰-۴) و باید از زبانی استفاده کند که به احتمال پیش‌بینی مربوط شود (بخش ۱۰-۶). استفاده از شکل و نمودار، ترجیحا با استفاده از احتمال پیش‌بینی اغلب مؤثرترین روش برای ارائه پیش‌بینی و عدم‌قطعیت مربوط به آن است.

۱۱-۲-۷ بحث

بخش بحث، نتایج مدل‌سازی را ارزیابی می‌کند و به‌طور خلاصه توانایی مدل را برای تحقق اهداف موردنظر، بررسی می‌کند (به‌عنوان مثال، اگر اهداف مدل‌سازی، بیان شده برآورد شده است). نقاط ضعف و قوت مدل مفهومی انتخاب شده باید ارائه شود. پیشنهاداتی برای اقداماتی که عملکرد مدل را بهبود بخشد و عدم قطعیت مدل را کاهش دهد اغلب ارزشمند است. به‌عنوان مثال، مدل می‌تواند یک چارچوب کمی برای تصمیم‌گیری و اطلاع از هزینه-سود مربوط به جمع‌آوری داده‌های اضافی فراهم کند (کادر ۱۰-۳). ارزیابی مدل‌ساز از قابلیت اطمینان واسنجی و پیش‌بینی‌های شبیه‌سازی شده باید موردبحث قرار گیرد. یادآوری می‌شود که وقتی یک مدل پیش‌بینی می‌کند، «مدل نمی‌تواند صحت جواب‌ها را قول دهد، اما اگر به درستی تهیه شود مدل می‌تواند این اطمینان را دهد که جواب‌های صحیح را در محدوده عدم قطعیت ارائه می‌دهد» (۶). بنابراین بخش بحث باید آنچه را که مدل می‌تواند و نمی‌تواند پشتیبانی کند را تعیین کند.

۱۱-۲-۸ فرضیات، ساده‌سازی‌ها و محدودیت‌های مدل

این گزارش باید متنی برای ساده‌سازی‌ها و فرضیات مدل ارائه دهد و در مورد اینکه آن‌ها چگونه توانایی مدل را در تحقق اهداف مدل‌سازی محدود می‌کند، بحث شود (۹). این می‌تواند بعضی از جنبه‌های کیفی که ممکن است در نتایج مدل‌سازی منعکس نشود و با آنالیزهای عدم قطعیت همراه باشد را تکرار کند

(مانند انتخاب شرایط پایدار برای نمایش سیستم غیرماندگار). این بخش باید شامل اطلاعات بیشتری در مورد نتایج باشد. با توجه به مدل خاص، ممکن است عبارت‌هایی همانند نحوه تاثیر فاصله گرهی کوچکتر یا تعداد لایه‌های بیشتر، جمع‌آوری داده‌های بیشتر و تخمین پارامترها یا شبیه‌سازی‌های غیرماندگار در نتایج مدل، لازم باشد که آورده شود.

۱۱-۲-۹ خلاصه و نتیجه‌گیری‌ها

در خلاصه بهتر است، هدف پروژه، اهداف مدل‌سازی، نتایج و آنچه را که از کار مدل‌سازی به‌دست آمده، به‌طور خلاصه آورده شود، اغلب اوقات فهرستی از نکات مهم خلاصه‌شده مؤثر واقع می‌شوند (۱۰). هنگامی که خلاصه کلی در شروع گزارش آورده می‌شود، ممکن است خلاصه در پایان موردنیاز نباشد. نتیجه-گیری‌ها باید در درجه اول روی هدف پروژه و اهداف مدل‌سازی متمرکز باشد و باید بر اساس مطالب ارائه شده در گزارش باشد. همچنین این بخش ممکن است شامل دیدگاه‌های خلاصه در مورد فرآیند مدل‌سازی و کفایت مدل مفهومی باشد. برای پاسخ به سوالاتی که بدون جواب باقی‌مانده و احتمال انجام کارهای آینده، ویژگی‌های فعالیت‌های مربوط به جمع‌آوری داده‌های آینده و چگونگی طراحی دوباره مدل مفهومی دارای اهمیت است.

۱۱-۲-۱۰ مراجع ذکر شده

فهرست مراجع و منابع به خواننده این امکان را می‌دهد تا مواد مورد استفاده برای ساخت مدل، واسنجی و پیش‌بینی را بشناسند. منابع ارجاع داده شده در متن معمولا با نام خانوادگی نویسنده اول به ترتیب حروف الفبا فهرست می‌شوند یا گاهی اوقات، به ترتیبی که در متن آورده شده است، شماره‌گذاری می‌شوند. در متن اصلی گزارش، معمولا مراجع استاندارد شامل نویسنده و به دنبال آن تاریخ انتشار یا شماره مرجع در صورتی که از شماره‌گذاری استفاده شده باشند، ذکر می‌شود. استناد به مرجع معمولا شامل اسامی نویسندگان، تاریخ انتشار، عنوان انتشار، اسم ژورنال، شرکت یا نمایندگی تولیدکننده اثر و حجم/شماره با شهر انتشار و کل تعداد صفحات در گزارش یا دامنه تعداد صفحات در مقالات ژورنالی، ژورنال‌های علمی و بعضی آژانس‌ها که فرمت خاصی از لحاظ نحوه ارجاع به مراجع دارند، می‌شود.

۱۱-۲-۱۱ پیوست‌ها

پیوست‌ها، شامل اسناد و مدارکی هستند که در متن اصلی گزارش ارائه نشده است. این‌ها شامل توضیحات کامل مفاهیم و گام‌هایی هستند که در گزارش به‌صورت خلاصه آورده شده است و اطلاعات تکمیلی بیشتر مانند فایل‌های داده‌های ورودی و فایل‌های کلیدی خروجی، اصلاحات کدها یا فهرست کد، لوگ‌های زمین‌شناسی، فهرست چاه‌ها، اندازه‌گیری سطح آب، تعیین پارامترها و محاسبات بیلان آب می‌شوند. پیوستی که خلاصه‌ای از فرآیند مورد استفاده در انتخاب ورودی برای کد تخمین پارامتر (مانند وزن‌های هدف واسنجی، محدوده پارامترهای واسنجی) را ارائه کند، مناسب است. پیوست‌های اکثر گزارشات مدل-سازی باید دارای اطلاعات کافی باشد تا نتایج مدل بتواند تکرار شود و/ یا دوباره با استفاده از کد آب زیرزمینی متفاوتی ایجاد شود (جدول ۱۱-۱). اگر داده‌های ورودی و فایل‌های خروجی در پیوست‌ها نباشد، محل نگه‌داری این فایل‌ها باید در گزارش آورده شود (مانند وب‌سایت یا بایگانی مدل، بخش ۱۱-۳) تا خوانندگان علاقمند بتوانند به آن‌ها دسترسی داشته باشند.

.

۱۱-۳ بایگانی کردن مدل

هدف از بایگانی مدل، "اطمینان از تولید دوباره نتایج در آینده توسط مدل‌ساز یا سایر اشخاص ذینفع" می‌باشد (۱۸). با توجه به ASTM (۲۰۱۳)، بایگانی شامل اطلاعات کافی است که در طول کار مدل‌سازی ایجاد می‌شود، این فرآیند، امکان استفاده از مدل را در آینده توسط شخص دیگری با توجه به اطلاعات بایگانی شده فراهم می‌کند. علی‌رغم بهترین کارها، گزارش مدل‌سازی ممکن است همه جنبه‌های کار مدل‌سازی را به داور منتقل نکند. بایگانی باید شامل اسم و اطلاعات تماس مسئول اصلی گزارش باشد تا بتواند در کمترین زمان ممکن پاسخگوی سوالات مربوط به بایگانی و فایل‌های مدل باشد. یک بایگانی که به خوبی ساخته و مستندسازی شده است، مستندات مهمی را برای حمایت از جنبه‌های علمی کار و مدل‌سازی فراهم می‌کند. بایگانی باید نتایج مدل‌سازی ارائه شده در گزارش را دوباره ایجاد کند و در صورت نیاز، نتایج را با کد دیگری دوباره تولید کند (جدول ۱۱-۱).

بایگانی باید شامل همه داده‌های میدانی خام و پردازش‌شده مورد استفاده برای ساخت مدل باشد (۵). علاوه بر این، باید شامل کد جریان آب زیرزمینی، کد تخمین پارامتر مورد استفاده و مراحل شبیه‌سازی

باشد (بخش ۳-۷، جدول ۳-۱). گنجاندن فایل نصب نرم‌افزار و مدل برای رابط گرافیکی کاربر[1] (GUI) بسیار مفید خواهد بود زیرا در بسیاری از موارد نمایش مدل در GUI مناسب‌ترین و قدرتمندترین روش برای ارزیابی مدل توسط شخص دیگر است. گزارش نهایی مدل‌سازی در یک بایگانی است که شامل همه فایل‌های ورودی و خروجی برای واسنجی نهایی و شبیه‌سازی‌های پیش‌بینی است که برای به‌دست آوردن خروجی‌های مدل (گراف‌ها، شکل‌ها و آماره‌ها) استفاده شده است. این بایگانی باید شامل مجموعه داده‌های اصلی و سایر اطلاعات داده‌ها (مانند پوشش‌های GIS) نیز باشد. در صورت تمایل، بایگانی می‌تواند شامل گزارش‌های مدل‌سازی موقت و سایر محصولات نیز باشد. در حالت ایده‌آل، بهتر است هم نسخه الکترونیکی و هم کاغذی همه موارد در بایگانی باشد و کپی‌ها در چندین جای امن ذخیره شود. دستورالعمل بازیابی داده‌ها باید همراه فایل‌ها باشد و در سایر مکان‌ها قابل دسترسی باشد.

جدول ۱۱-۱ حداقل اطلاعات موردنیاز برای تکرار و تولید دوباره نتایج مدل

تکرار
همه فایل ها برای اجرای مدل و نتایج موردنیاز است.
فایل های خروجی مدل که امکان ارزیابی عملکرد دارند که مدل همانطور که توضیح داده شد، اجرا شود.
تولید دوباره
فایلهای رابط گرافیکی کاربر و سایر فایلهایی که برای ساخت فایل های ورودی مدل لازم است.

بایگانی باید این امکان را ایجاد کند که مدل با استفاده از محققان آینده دوباره ایجاد شود یا توسط داوران، ذینفعان و قانون‌گزاران مدل بررسی شود، این در حالی است که فایل‌های ذخیره الکترونیکی و فرمت داده‌ها دائما در حال تغییر هستند، این مسئله، چالش‌هایی را برای بایگانی‌کردن ایجاد می‌کند. گزارش‌های کاغذی، اگرچه چالش‌هایی در خصوص بازیابی داده دارند، اما ماندگاری و قابلیت دوباره استفاده کردن بالایی دارند و باید یکی از مؤلفه‌های اصلی یک بایگانی قوی باشد. اوریلی[2] (۲۰۱۰)، "چهار مرحله برای نگهداری داده‌های ذخیره‌شده الکترونیکی در بایگانی امن پیشنهاد کرد: فرمت‌های فایلی را انتخاب کنید که منسوخ نمی‌شوند. از رسانه‌های ذخیره‌سازی که خراب نمی‌شوند یا از دسترس خارج نمی‌شوند، استفاده کنید. چندین کپی از نسخه اصلی در مکان‌های جداگانه داشته باشید و بطور مرتب بایگانی را کنترل کنید

[1] Graphical User Interface
[2] O'Reilly

و مطمئن شوید که همه چی همچنان قابل استفاده است". داده‌ها باید در فرمت‌های اصلی و یک یا چند فرمت عمومی ذخیره شود. در این راستا، بارنت[1] و همکاران (۲۰۱۲) پیشنهاد کردند از فایل‌های متنی ASCII استفاده کنید و جونز[2] و همکاران (۲۰۱۴) فرمت باینری فشرده‌شده را پیشنهاد کردند (مانند MODFLOW). پیشنهاد می‌شود که بعضی از فایل‌های ذخیره شده به‌طور مرتب (مثلاً سالانه) باز شود تا از در دسترس بودن آن‌ها اطمینان حاصل شود. علاوه بر فایل داده‌هایی که بایگانی می‌شوند، کد اصلی مدل‌سازی یا GUI نیز می‌تواند منسوخ شود. با تغییرات فرمت‌ها و نرم‌افزار، ممکن است لازم باشد، فایل‌ها و کدها به‌صورت دوره‌ای به روزرسانی شوند و در فرمت‌های جدید بایگانی شوند. در صورتی‌که دسترسی به مدل بعد از یک مدت طولانی بسیار مهم باشد (مانند مدل مورد استفاده در فرآیندهای قانونی)، توصیه می‌شود که هنگام تنظیم و نگهداری در بایگانی از متخصصان بایگانی داده‌ها مشاوره بگیرید. در غیر این صورت، پیچیدگی روش بایگانی را می‌توان با منابع موجود مطابقت داد. اندازه‌گیری‌های میدانی که توصیف‌کننده سیستم هستند را حتی در مدل‌سازی‌های ساده نیز باید بایگانی کنید زیرا آن‌ها در همه کارهای مدل‌سازی استفاده می‌شوند و مدت‌ها بعد از اتمام مدل‌سازی نیز به‌عنوان منابع اطلاعات ارزشمندی باقی می‌مانند.

۱۱-۴ بازبینی گزارش مدل‌سازی

گزارش مدل‌سازی معمولا توسط متخصصان انتخاب شده توسط مدل‌ساز یا داوران رسمی از جمله کارمندان یک آژانس نظارتی، کارفرمایان، داوران همکار به‌صورت ناشناس، پانل متخصصان خارج و/یا یک متخصص مخالف در یک اقدام قانونی بازبینی می‌شود. توصیه می‌شود که در بازبینی مدل موارد زیر درنظر گرفته شود: ۱- هدف و اهداف مدل‌سازی، ۲- ملاحظات اصلی محدودکننده و تعیین‌کننده، ۳- اساس تئوریکی مدل، ۴- روش تخمین پارامتر و نتایج، ۵- کمیت و کیفیت داده‌ها، ۶- فرضیات کلیدی، ۷- اندازه‌گیری عملکرد مدل، ۸- مستندات و راهنمای کاربر مدل و ۹- مروری بر کارهای انجام شده از گذشته تا امروز (۲۱). بارنت[3] و همکاران (۲۰۱۲) پیشنهاد کردند که مدل‌ها در سه سطح ارزیابی، بررسی دقیق همکاران و حسابرسی عملیاتی بازبینی شود (بخش ۱۰-۷) (۵). آن‌ها مجموعه‌ای از سؤالات را به‌صورت

---

[1] Barnett
[2] Jones
[3] Barnett

یک لیست بررسی (چک لیست) تهیه می‌کنند تا بررسی کنند که آیا مدل هدف نهایی و اهداف را به‌طور کامل برآورده می‌کند یا نه:

- آیا اهداف مدل به روشنی بیان شده است؟
- آیا اهداف تامین می‌شود؟
- آیا مدل مفهومی با اهداف سازگار است؟
- آیا مدل مفهومی بر اساس همه داده‌های موجود ارائه شده است و توسط یک داور مناسب بازبینی شده است؟
- آیا طراحی مدل با بهترین روش‌ها مطابقت دارد؟
- آیا تاریخچه مدل رضایت‌بخش است؟
- آیا مقادیر نهایی پارامتر و برآورد جریان‌ها قابل قبول است؟
- آیا پیش‌بینی‌های مدل با بهترین روش‌ها مطابقت دارد؟
- آیا عدم قطعیت با پیش‌بینی‌های گزارش‌شده ارتباط دارد؟
- آیا مدل با هدف مطابقت دارد؟

همچنین بارنت و همکاران (۲۰۱۲)، مجموعه‌ای از سوالات با جزئیات بیشتر برای راهنمایی ارزیابی‌ها توسط یک داور آگاه در مورد ماهیت کلی پروژه و یک داور همکار آگاه در مورد مدل‌سازی آب زیرزمینی فراهم کردند (۵). در اینجا ما فرآیند داوری را بررسی می‌کنیم.

در طول داوری داور همکار، همه مطالب موجود در پیوست‌ها و بایگانی مدل‌سازی در دسترس داور قرار می‌گیرد. داور، خوب بودن هر گام پروژه کامل شده را در فرآیند مدل‌سازی ارزیابی می‌کند (شکل ۱-۱). داور، کل کار مدل‌سازی را با تکیه بر موفقیت واسنجی مدل (با تطبیق داده‌های تاریخی و ارزیابی اطلاعات غیرقطعی) فرضیات و محدودیت‌های مدل، اعتبار نتیجه‌گیری‌های به‌دست‌آمده از نتایج مدل ارزیابی می‌کند. همچنین داور(ها) ممکن است پیشنهادی در مورد تخصص فنی نویسنده(ها) گزارش مدل‌سازی شامل آموزش و تجربه نیز داشته باشند.

داور باید به مجموعه داده‌ها و تفسیرهایی که پایه و اساس مدل مفهومی هستند، توجه ویژه‌ای داشته باشد. مدل مفهومی متناسب با هدف مدل‌سازی، چارچوب کارآمدی را برای همه بررسی‌های بعدی فراهم می‌کند. داور باید با منطقه‌ای که مدل‌سازی شده است، آشنایی داشته باشد و از نظر ایده‌آل بهتر است، به‌صورت حضوری به منطقه مراجعه کند. بازدید سایت به داور کمک می‌کند که مفهومی‌سازی‌ها و فرضیات مدل‌سازی را بهتر بفهمد و اغلب تأثیر مهمی در درک ساختار هیدروژئولوژیکی فراهم می‌کند. بازبینی

نحوه تبدیل مدل مفهومی به مدل عددی نیاز به آشنایی کافی با کد دارد تا فایل‌های ورودی و مقادیر انتخاب شده برای پارامترهای حل‌کننده کد موردنظر را بتواند ارزیابی کند.

داور باید فایل‌های ورودی و خروجی ارائه شده (جدول ۱۱-۱) را با استفاده از GUI مربوطه و نرم‌افزارهای موردنیاز دیگر برای اجرای مدل بررسی کند تا نتایج را با نتایج ارائه شده در گزارش مطابقت داده و ارزیابی کند. در بعضی موارد، پیچیدگی‌های مدل و نیازمندی‌های خاص از جمله نیاز به پردازش موازی و سرورهای بزرگ ممکن است، مانع اجرای کد توسط داور شود. در چنین شرایطی، تیم مدل‌سازی که مسئولیت شبیه‌سازی‌ها را بر عهده دارند باید از نزدیک با داور همکاری کند و اجرا و تحلیل‌های لازم را ارائه کند. هنگامی که از یک کد اختصاصی استفاده می‌شود، کد و فایل‌های ورودی باید در دسترس داوران قرار گیرد. هنگامی که توافق نامه برای دسترسی مستقیم به کد فراهم نیست، مدل‌ساز یا گروهی که این کد را تولید کرده‌اند باید با داور کار کنند تا اجراهای کد و تحلیل‌های مورد نیاز را ایجاد کنند. بازبینی خروجی مدل توسط GUI یا پس‌پردازشگر، نقشه خطوط کنتور ارتفاع بار هیدرولیکی، نقشه‌برداری سرعت، هیدروگراف‌ها و آماره‌های آماری (بخش ۹-۴) مربوط به واسنجی را آسان می‌کند. گراف‌های ایجادشده در GUI یا پس‌پردازشگر می‌تواند فایل‌های بزرگ داده‌های خروجی را سریعا تحلیل کنند. در برخی از موارد ممکن است بررسی گزارش‌های خروجی مدل اولیه برای همگرایی، هشدارها و خطاها ضروری باشد. بیلان‌های آب شبیه‌سازی‌شده برای سازگاری و منطقی بودن بررسی می‌شود و با تخمین‌های دیگر مقایسه می‌شود. یک خطای بزرگ بیلان آب و/یا یک ورودی عجیب (غیرعادی) در بیلان آب شبیه‌سازی‌شده ممکن است بیانگر نقصی در طراحی مدل عددی و/یا خطایی در ورود داده‌ها باشد (بخش ۳-۶).

هنگامی‌که نتایج مدل‌سازی در عرصه‌های نظارتی و قانون‌گذاری استفاده می‌شود، تفسیر شرایط میدانی و نتایج مدل ممکن است نتیجه‌گیری‌های متفاوت یا حتی متناقض را پشتیبانی کند. با این حال، همه طرفین معمولا تشخیص می‌دهند که همان سیستم ارائه می‌شود و چنین تفاوت‌هایی در نتایج مدل معمولا نتایج متفاوت در فرضیات مدل‌های مفهومی و مدل عددی و انتخاب‌هایی برای تعیین پارامترهای زمانی و مکانی است.

هنگامی‌که گروه‌های مخالف نمی‌توانند در تدوین مدل به توافق برسند، کار آن‌ها اغلب توسط یک شخص یا گروه مستقلی در کار حل اختلافات بررسی می‌شود، از جمله تنظیماتی که تصمیمات با شنیدن بررسی کننده‌ها یا داوران و/یا هیات منصفه گرفته می‌شود. محاکمه معروف مربوط به آب‌های زیرزمینی آلوده در ووبورن، ماساچوست[1] نمونه‌ای از مسائل احتمالی است که مدل‌ها می‌توانند وارد دادگاه‌ها شوند (۴). اگر

[1] Woburn, Massachusetts

گروه‌های مختلف لازم باشد در مورد بخش‌هایی از فرآیند مدل‌سازی به توافق برسند، این فرآیند منجر به دادخواهی تا حدودی اصلاح می‌شود. خوشبختانه مدل‌ها چارچوبی برای چنین بحثی فراهم می‌کند (۹). علاوه بر این، آگاهی در حال افزایشی در مورد اهمیت برقراری ارتباط با ذینفعان و تصمیم‌گیرندگان در فرآیند مدل‌سازی وجود دارد که ممکن است به اختلافات قبل از ورود به دادگاه کمک کند.

۱۱-۵ خطاهای معمول در گزارش/ آماده‌سازی بایگانی و بازبینی

- این گزارش به ذینفعان یا سایر کاربران نهایی اختصاص ندارد. اطلاعات موجود در گزارش برای مخاطبان موردنیاز بسیار پیچیده یا بسیار ساده است.
- گزارش بسیار ضعیف نوشته شده و/یا بسیار ضعیف ساماندهی شده است، به گونه‌ای که فرآیند مدل‌سازی و نتایج قابل درک و/یا قابل ارزیابی نیست. علاوه بر این، یک گزارش کتبی ضعیف اعتبار نویسندگان را زیر سوال می‌برد.
- مدلی که به داوران و/یا ذینفعان داده می‌شود با داده‌های ورودی و خروجی مفقود یا ناصحیح، یا بدون فایل GUI که برای ساخت ورودی استفاده می‌شود، همراه باشد. علاوه بر این، باعث تاخیر و هزینه برای دیگران نیز همراه باشد. چنین سهل‌انگاری‌هایی بازتاب خوبی در کار مدل-سازی ندارد.
- بایگانی‌ها به‌صورت ضعیف ساماندهی شده و ناقص باشد. بایگانی‌ها وقتی که با دقت طراحی می‌شوند دارای بیشترین ارزش هستند. نگهداری بایگانی باید بر اساس یک برنامه منظم انجام شود تا فرمت داده‌ها به روزرسانی شود و دستیابی‌ها تایید شود.
- بازبینی مدل توسط داوران ضعیف انجام می‌شود. متخصصانی که اطلاعات محدودی از فرمولاسیون، اجرا و آنالیز مدل‌های آب زیرزمینی دارند به‌عنوان داور تعیین می‌شوند، نظرات آن‌ها ممکن است کار مدل‌سازی را از طریق درک یا ارزش مدل‌سازی نادرست بیان شود.
- مدل و گزارش آن با بودجه محدودی به‌صورت یک آنالیز اولیه از شرایط آب زیرزمینی تهیه شود، اما داوران مدل آن را در قالب یک پروژه مدل‌سازی کامل با بودجه بالا ارزیابی کنند. درخواست‌های کارفرمایان برای مدل اولیه آب زیرزمینی منطقه ممکن است باعث شود مدلی تولید شود که به دلیل سادگی و ناقص بودن مورد انتقاد قرار گیرد. بنابراین، گزارش‌هایی که

کارهای اولیه مدل‌سازی را مستند می‌کنند باید به وضوح اهداف و محدودیت‌های مدل‌سازی را ارائه دهند.

۱۱-۶ مسائل

مسأله ۱۱-۱ ثبت سوابق در مدل‌سازی ضروری است. الف- روش ثبت سوابق مورد استفاده در هنگام مدل‌سازی مسائل فصل ۹ و ۱۰ را شرح دهید. آیا یک مدل‌ساز دیگر می‌تواند گزارشات و نوشته‌های شما را در شرایط موجود بگیرد و گام‌های مورد استفاده شما را برای تولید مدل‌های ماندگار و غیرماندگار واسنجی‌شده دوباره انجام دهد؟ اگر این‌طور نیست، مسئله را دوباره انجام دهید و این بار مراحل شبیه‌سازی را ثبت کنید. ب- فهرستی از تصمیمات / وظایف مهم در فرآیند واسنجی که باید در یک گزارش مدل‌سازی مستند شود را تهیه کنید.

مسأله ۱۱-۲ با استفاده از یادداشت‌های خود و نتایج مسائل ۱۰-۱، ۱۰-۲ و ۱۰-۳، گزارش مدل‌سازی کوتاهی با استفاده از مراحل پیشنهاد شده در این فصل تهیه کنید. عنوان، توضیح مدل مفهومی و کد مورد استفاده، بحث تبدیل مدل مفهومی به مدل عددی و نتایج مدل عددی شامل روش‌های واسنجی، در گزارش آورده شود. گزارش را با توجه به بحث اینکه آیا نتایج بیانگر منطقی بودن شرایط آب زیرزمینی ارائه شده در مدل مفهومی است یا نه نتیجه گیری کنید.

مراجع

1. ASTM International, 2008. Standard guide for developing and evaluating groundwater modeling codes, D6025-96(2008). American Society of Testing and Materials, Book of Standards 04(09), 17 p.
2. 2. ASTM International, 2013. Standard guide for documenting a groundwaterflow model application D5718-13. ASTM International, 100 Barr Harbor Drive, PO Box C700, West Conshohocken, PA 19428-2959, 6 p.
3. Anderson, M.P., 2006. Plagiarism, copyright violation and dual publication: Are you guilty? Groundwater 44 (5), 623.http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00246.x.
4. Bair, E.S., 2001. Models in the courtroom. In: Anderson, M.G., Bates, P.D. (Eds.), Model Validation: Perspectives in Hydrological Science. John Wiley & Sons Ltd, London, pp. 55-77.

5. Barnett, B., Townley, L.R., Post, V., Evans, R.F., Hunt, R.J., Peeters, L., Richardson, S., Werner, A.D., Knapton, A., Boronkay, A., 2012. Australian Groundwater Modelling Guidelines. Waterlines Report No. 82, National Water Commission, Canberra, 191 p.http://nwc.gov.au/data/assets/pdf_file/ 0016/22840/Waterlines-82-Australian-groundwater-modelling-guidelines.pdf.
6. Doherty, J., 2011. Modeling: Picture perfect or abstract art? Groundwater 49 (4), 455.http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2011.00812.x.
7. Fienen, M., Hunt, R., Krabbenhoft, D., Clemo, T., 2009. Obtaining parsimonious hydraulic conductivity fields using head and transport observationsdA Bayesian geostatistical parameter estimation approach. Water Resources Research 45 (8), W08405(23).http://dx.doi.org/10.1029/2008WR007431.
8. Greene, A.E., 2013. Writing Science in Plain English. The University of Chicago Press, Chicago, 124 p.
9. Hunt, R.J., Welter, D.E., 2010. Taking account of unknown unknowns. Groundwater 48 (4), 477. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2010.00681.x.
10. Hunt, R.J., Schwartz, F.W., 2014. For whom do we write? Suggestions for getting read in the twenty-first century. Groundwater 52 (2), 163-164.http://dx.doi.org/10.1111/gwat.12167.
11. Johansson, J.R., 2015. Introduction to scientific computing with Python,https://github.com/jrjohansson/ scientific-python-lectures/blob/master/Lecture-0-Scientific-Computing-with-Python.ipynb (accessed 26.02.15).
12. Jones, N.L., Lemon, A.M., Kennard, M.J., 2014. Efficient storage of large MODFLOW models. Groundwater 52 (3), 461e465.http://dx.doi.org/10.1111/gwat.12060.
13. Morin, A., Urban, J., Adams, P.D., Foster, I., Sali, A., Baker, D., Sliz, P., 2012. Shining light into black boxes. Science 336 (6078), 159e160.http://dx.doi.org/10.1126/science.1218263.
14. Neuman, S.P., Wierenga, P.J., 2003. A Comprehensive Strategy of Hydrogeologic Modeling and Uncertainty Analysis for Nuclear Facilities and Sites. NUREG/CF-6805, 236 p. http://www.nrc.gov/reading-rm/doc-collections/nuregs/contract/cr6805/.
15. Ohio Environmental Protection Agency (OEPA), 2007. Ground Water Flow and Fate and Transport Modeling. Technical Guidance Manual for Ground Water Investigations chapter 14, 32 p. http://www.epa.state.oh.us/ddagw/tgmweb.aspx.
16. O Reilly, D., 2010. Future Proof Your Data Archive.http://www.cnet.com/how-to/future-proof-yourdata-rchive/.
17. Peng, R.D., 2011. Reproducible research in computational science. Science 334 (6060), 1226-1227. http://dx.doi.org/10.1126/science.1213847.
18. Reilly, T.E., Harbaugh, A.W., 2004. Guidelines for Evaluating Ground-Water Flow Models. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2004-5038, 30 p. http://pubs.usgs.gov/sir/2004/5038/.
19. Stanton, J.S., Peterson, S.M., Fienen, M.N., 2010. Simulation of Groundwater Flow and Effects of Groundwater Irrigation on Stream Base Flow in the Elkhorn and Loup River

Basins, Nebraska, 1895-2055-hase Two. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5149, 78 p. http://pubs.usgs.gov/sir/2010/5149/.
20. Strunk Jr., W., White, E.B., 2009. The Elements of Style, fifth ed. Allyn and Bacon, Boston. 105 p.
21. U.S. Environmental Protection Agency (EPA), 1994. Assessment Framework for Ground-water Model Applications. Solid Waste and Emergency Response, OSWER, EPA 500-8-94-003, 46 p.

فصل دوازدهم

فراتر از مفاهیم پایه مدل‌سازی

۱۲-۱ مقدمه

مدل‌های جریان آب زیرزمینی که در فصل‌های ۱ تا ۱۰ شرح داده شد، می‌توانند بسیاری از مسائل عملی در آب زیرزمینی را حل کنند. اما در نهایت، مدل‌ساز آب زیرزمینی ممکن است با مسأله‌ای روبرو شود که شامل فرآیندهایی فراتر از جریان آب زیرزمینی ساده باشد. در بخش ۳-۱، به‌طور خلاصه اطلاعاتی در مورد جریان اشباع متغیر، جریان با چگالی متغیر و جریان چندفازی آورده شده است. شبیه‌سازی هر یک از این سه فرآیند نیاز به معادله جریان پیچیده‌تری نسبت به معادله پایه جریان آب زیرزمینی دارد (معادله ۱۲-۳). شبیه‌سازی انتقال املاح و گرما و شبیه‌سازی دقیق روندیابی آب سطحی به ترتیب نیاز به اتصال مدل جریان آب زیرزمینی به مدل‌های انتقال یا مدل‌های بارش رواناب دارد. علاوه بر این، فرآیندهای پیچیده آب زیرسطحی مانند جریان در مجراهای لوله‌ای و شکستگی‌ها و تراکم آبخوان، معمولا شامل شبیه‌سازی جریان پایه آب زیرزمینی نمی‌شود، اگرچه بعضی از کدهای جریان گزینه‌ها و بسته‌های اضافه-تری برای این فرآیندها دارد. همچنین کدهایی برای شبیه‌سازی جریان و انتقال آب زیرزمینی با خصوصیات استوکستیکی ناهمگنی آبخوان و کدهای طراحی شده برای اتخاذ تصمیمات بهینه در مسائل مدیریتی وجود دارد.

چاپ اول این کتاب (۸) شامل یک فصل پایانی بود که در آن به‌طور خلاصه تئوری و روش‌هایی در مورد شبیه‌سازی مسائل پیچیده آب زیرزمینی آورده شده بود. اما اکنون روش‌های بسیار بیشتری برای شبیه-سازی فرآیندهای پیچیده در مدل‌های آب زیرزمینی وجود دارد. به‌عنوان مثال، گزینه‌هایی در کدهای جریان آب زیرزمینی برای جریان غیراشباع و برای اتصال مدل‌های آب زیرزمینی و مدل‌های روندیابی جریان رودخانه وجود دارد. زبان‌های برنامه‌نویسی امروزی مانند پایتون برای مسائل آب زیرزمینی کاربرد مناسبی پیدا کرده‌اند (۱۰) و می‌توانند ابزارهای مدل‌سازی را با استفاده از روش‌های علمی جدید سایر علوم توسعه دهند.

همچنین در بسیاری از مسائل پیچیده مدل آب زیرزمینی که در آن جریان آب زیرزمینی تنها فرآیند مهم نیست، کتاب‌های درسی، گزارشات و مقالات ژورنالی زیادی برای کمک به کارآموزان وجود دارد. با توجه به فراوانی اطلاعات به‌دست آمده از زمان چاپ اول این کتاب، ارائه موضوعات پیشرفته در یک فصل جامع به‌سادگی امکان‌پذیر نیست. در عوض، مطالبی که در این فصل ذکر می‌شود می‌تواند برای کسانی که می‌خواهند اطلاعات بیشتری در زمینه مفاهیم اساسی و بنیادین مدل‌سازی جریان آب زیرزمینی ارائه شده در فصل‌های ۱ تا ۱۰ بدانند نقطه شروع خوبی باشد. ما در این فصل ۱- خوانندگان را به بخش‌هایی از کتاب ارجاع می‌دهیم که به‌طور خلاصه فرآیندهای پیشرفته را بحث می‌کند. ۲- مطالب بیشتر و منابع اضافی در مدل‌سازی فرآیندهای پیچیده در سیستم‌های آب زیرزمینی برای خوانندگان فراهم می‌کنیم. مراجع و منابع بیشتر مانند نسخه پایتون مسائل ارائه شده در پایان فصل‌های کتاب در آدرس http://appliedgwmodeling.elsevier.com دردسترس است.

ابتدا فرآیندهای پیچیده جریان مانند جریان در مجراها و شکستگی‌ها، تراکم آبخوان، جریان اشباع متغیر و جریان با چگالی متغیر آورده شده است. سپس در مورد انتقال گرما و املاح در آب زیرزمینی بحث می‌شود که نیاز به اتصال مدل جریان آب زیرزمینی به یک یا چند مدل انتقال دارد. در ادامه، فرآیندهای آب سطحی مورد بحث قرار می‌گیرد که شبیه‌سازی ساده آب سطحی می‌تواند از طریق گزینه‌ها و بسته-هایی در کد آب زیرزمینی انجام شود. اما مدل‌سازی دقیق آب سطحی نیاز به اتصال کد آب زیرزمینی به آب سطحی دارد. در پایان، مدل‌سازی استوکستیک آب زیرزمینی و مدل‌سازی آب زیرزمینی در چارچوب-های تصمیم‌گیری و بهینه‌سازی مورد بحث قرار می‌گیرد.

قبل از انجام مدل‌سازی فرآیندهای پیچیده، ابتدا مدل‌ساز باید ضرورت شبیه‌سازی فرآیندهای اضافی فراتر از جریان آب زیرزمینی را مورد بررسی قرار دهد. آیا هدف مدل‌سازی، زمان و هزینه اضافی موردنیاز را توجیه می‌کند؟ آیا مدل ساده‌تر و کم‌هزینه‌تر مناسب است (بخش ۹-۲)؟ شبیه‌سازی فرآیندهای پیچیده نیاز به دانش و مهارت بیشتر مدل‌ساز و همچنین پارامترهای اضافه‌تر و مقادیر مناسب برای این پارامترها دارد. گنجاندن پارامترهای اضافی در واسنجی مدل منجر به هزینه اضافی می‌شود (شکل ۱۰-۲)، مگر اینکه اطلاعات موردنیاز پارامترهای جدید در دسترس باشد. در غیر این صورت، یک مسأله آب زیرزمینی که از ابتدا بدوضع و غیرقطعی (بخش ۹-۲) بوده، به یک مسأله پیچیده‌تر تبدیل می‌شود که هنوز هم اساسا بدوضع و غیرقطعی است. علاوه بر این، پیچیدگی‌های فرآیندهای پیچیده شبیه‌سازی، حجم محاسبات، پتانسیل ناپایداری عددی در جواب، حجم اطلاعات خروجی برای تحلیل و عدم قطعیت نتایج

را افزایش می‌دهد. نتایج زیر در سال ۱۹۹۰ توسط گروهی از متخصصان مدل‌سازی که از طرف شورای تحقیقات ملی تشکیل شده‌اند (صفحه ۱۴ از مرجع شماره ۷۴) ارائه شده است:

مدل‌های آب زیرزمینی در پیچیدگی‌ها متفاوت هستند. پیچیدگی مدل استفاده شده برای آنالیز یک سایت خاص باید بر اساس نوع مسأله تحت آنالیز تعیین شود. در حالی که در مدل‌های پیچیده‌تر دامنه حالاتی که می‌توان آن را توصیف کرد افزایش می‌یابد، افزایش پیچیدگی‌ها به داده‌های ورودی بیشتر و مهارت بیشتر مدل‌ساز نیاز دارد و در صورت عدم دسترسی داده‌های ورودی و یا عدم دسترسی به داده‌های با کیفیت مناسب برای مشخص کردن پارامترهای مدل، عدم قطعیت بیشتری در خروجی مدل ایجاد می‌شود.

با وجود این ، حتی مدل‌های پیچیده‌ای که از نظر مشاهدات محدود ضعیف هستند. در صورتی‌که تنها به بررسی اثر یک فرآیند پیچیده پیش‌بینی و عدم قطعیت مربوط به آن می‌پردازد می‌تواند ارزشمند باشد. با استفاده از ابزارهای فصل ۹ و ۱۰ مانند شناسایی پارامتر (شکل ۱۰-۱۰) یا ابزارهای پیشرفته‌تر شرح داده شده در کادر ۹-۶، مدل‌ساز می‌تواند روی فاکتورهای مهم‌تر پیش‌بینی یعنی فاکتورهایی که در عدم قطعیت پیش‌بینی دارای اهمیت هستند تمرکز کرده و آن‌ها را شناسایی کند.

در کل این کتاب، مفاهیم جریان آب زیرزمینی با استفاده از کد تفاضل محدود[1] MODFLOW (FD) و کد اجزای محدود[2] FEFLOW (FE) نشان داده می‌شود. خوشبختانه هر دو کد MODFLOW و FEFLOW با فعال کردن گزینه‌های پیشرفته، اضافه کردن ماجول‌ها یا با ادغام یا اتصال به کدهای دیگر بسیاری از فرآیندهای پیچیده را حل می‌کند. در ادامه بحث به گزینه‌های پیشرفته خاصی برای این کدها اشاره می‌شود، اما به خواننده توصیه می‌شود تا برای آگاهی از فهرست توانایی‌های جدید MODFLOW و FEFLOW و اطلاعات مربوط به آن، از وب‌سایت‌های معرفی شده توسط توسعه‌دهندگان این کدها استفاده کنند.

اگرچه در این کتاب، ما از MODFLOW و FEFLOW برای نمایش استفاده می‌کنیم، مفاهیم مندرج در این کتاب از جمله این فصل، به هر یک از کدهای مدل‌سازی آب زیرزمینی مرتبط هستند. توضیحاتی در مورد MODFLOW و FEFLOW و چندین کد دیگر از جمله کد معروف انتقال آب زیرزمینی و حرارت در محیط غیراشباع (TOUGH) ارائه شده توسط بیر و چنگ (۲۰۱۰، صفحه ۵۹۱-۵۸۳ مرجع شماره ۱۳) و بارنت و همکاران (۲۰۱۲؛ جدول ۴-۱، صفحه ۴۴-۴۲ از مرجع شماره ۱۲) به‌طور خلاصه

[1] Finite-Difference
[2] Finite-Element

آورده شده است. TOUGH، یک کد تفاضل حدود با حجم کنترل چند فرآیندی است که فرآیند انتقال آب، بخار، گاز غیرقابل احتراق و گرما در محیط متخلخل و محیط‌های درز و شکاف‌دار شبیه‌سازی می‌کند (http://www.fracman.com/). TOUGH، برای شبیه‌سازی حرارتی، هیدرولوژیکی، ژئوشیمیایی و فرآیندهای مکانیکی در محیط نفوذپذیر با کاربرد "دفع زباله هسته‌ای، مسائل اصلاح زیست‌محیطی، تولید انرژی از مخازن زمین گرمایی، مخازن نفت وگاز مانند ذخایر گاز هیدراته، جداسازی کربن زمین‌شناسی، هیدرولوژی ناحیه غیراشباع" در نظر گرفته شده است. در حال حاضر توانایی‌های محدودی برای نمایش سایر فرآیندهای مهم مانند فرآیندهای آب سطحی است و گزینه‌های شبیه‌سازی واکنش‌های شیمیایی نیز محدود به شبیه‌سازی سیالات در مخازن زمین گرمایی و اطراف لایه‌های زمین‌شناسی که برای پسماندهای هسته‌ای در نظر گرفته شده‌اند، می‌باشند. اطلاعات بیشتر در مورد TOUGH در مرجع شماره ۳۲ و وب‌سایت نرم‌افزار آورده شده است.

۱۲-۲ فرآیندهای پیچیده جریان آب زیرزمینی

۱۲-۲-۱ جریان در شکستگی‌ها و مجراها

هنگامی‌که شکستگی‌ها به‌صورت یکنواخت توزیع شده باشند و به خوبی به یکدیگر متصل باشند به‌عنوان یک محیط متخلخل معادل (EPM) (کادر ۲-۲) شناخته شده و سیستم جریان با استفاده از روش‌های ارائه شده در فصل‌های ۱ تا ۱۰ این کتاب به‌طور مناسب شبیه‌سازی می‌شود. پارامترهای موثر آبخوان (هدایت هیدرولیکی، ضریب ذخیره و تخلخل) به گونه‌ای تعریف می‌شود که مدل الگو نرخ جریان مشاهده شده در بعد میدانی را دوباره تولید کند. روش EPM فرض می‌کند که شکستگی‌ها و درز و شکاف‌ها را می‌توان به‌صورت یک محیط پیوسته متخلخل در نظر گرفته و تشکیل یک حجم پایه معرف (REV، بخش ۲-۳) را می‌دهد.

دشواری کاربرد روش EPM، تعیین اندازه مناسب REV مورد نیاز برای تعریف خصوصیات هیدرولیکی معادل آبخوان می‌باشد (۷۳). رویکرد EPM ممکن است به اندازه کافی رفتار یک سیستم جریان منطقه‌ای را نشان دهد اما در بازتولید جریان آب زیرزمینی محلی ضعیف است. هنگامی که شکستگی‌ها به‌صورت پراکنده هستند و هدایت هیدرولیکی ماتریس بدون شکستگی کم است ممکن است روش EPM نتواند مناسب باشد حتی اگر REV بزرگ باشد (۳۶). جریان در شکستگی‌ها و مجراهای مجزا در ماتریس متخلخل می‌تواند با استفاده از روش المان‌های خصوصیات مجزا در FEFLOW (بخش ۵-۲، شکل ۵-

۱۶، بخش ۶-۲) و از طریق فرآیند جریان مجرا برای MODFLOW و گزینه‌ای مشابه در MODFLOW-USG (بخش ۵-۲) شبیه‌سازی شود. کدهای ویژه‌ای برای شبیه‌سازی جریان در شبکه شکستگی‌های گسسته در دسترس هستند (http://appliedgwmodeling.elsevier.com). شبیه-سازی جریان در شبکه گسسته‌ای از شکستگی‌ها و مجراها در سنگ‌های کربناته (سنگ آهک، دلومیت، سیستم‌های کارستی، شکل ۲-۱۴-الف)، چالش‌های بیشتری ناشی از تغییرات در نفوذپذیری ثانویه ناشی از انحلال توسط آب بارندگی را نشان می‌دهد که هندسه و نفوذپذیری شبکه را تغییر می دهد (۷۹).
در منابع ارزشمند دیگری مانند ۳۹، ۹۰، ۳۳، ۷۷، ۱۵، ۷۵، ۷۶ و ۱۴ اطلاعات بیشتری در مورد جریان آب زیرزمینی در شکستگی‌ها و مجراها آورده شده است.

۱۲-۲-۲ تراکم آبخوان

در هیدروژئولوژی، تراکم آبخوان و فرونشست زمین مربوط به آن برای درک مفهوم ذخیره و تعریف پارامترهای ذخیره دارای اهمیت است (۶). تراکم آبخوان، کاهش حجم آبخوان در اثر تراکم رسوبات ریزدانه درون یا مجاور آبخوان است که از پمپاژ آب زیرزمینی ناشی می‌شود (۶۶). "تراکم[1]" در مدل‌سازی آب زیرزمینی به کاهش ضخامت آبخوان ناشی از افزایش تنش فشار عمودی اشاره دارد که معمولا این فرآیند را در مهندسی خاک "فشرده شدن[2]" می‌نامند (۶۵). از دیدگاه فرآیند فیزیکی، اثرات متخلخل به اثرات الاستیک محیط متخلخل، نسبی می‌باشند که شامل سیال به جامد بوده که تعییر در فشار منفذی باعث تعییر در حجم محیط متخلخل می‌شود و به عنوان نشست زمین شناخته می‌شود. همچنین شامل جامد به جامد می‌باشد که تعییر در تنش باعث تغییر د فشار منفذی می‌شود و این به‌عنوان نوسانات سطح آب شناخته می‌شود (۶؛ صفحه ۱۷). جزییات تئوری این مباحث در مراجع ۱۰۶ و ۱۳ آورده شده است.

زمانی‌که آبخوان‌ها و بسترهای محدود در اثر تغییر فشار متراکم می‌شوند، مقادیر مربوط به پارامترهای خصوصیات مواد تغییر می‌کند. در صورتی‌که ساختار محیط متخلخل برای همیشه تغییر کند، تراکم آبخوان برگشت‌ناپذیر است، بنابراین آب برداشتی از ذخیره آبخوان با استفاده از پمپاژ برای همیشه از دست رفته است(۶۶). در اکثر مدل‌های آب زیرزمینی، معمولا اثر تراکم آبخوان ناچیز است و می‌توان آن را نادیده در نظر گرفت. با این حال، در برخی از موارد از جمله پمپاژ طولانی‌مدت از آبخوان‌هایی با

[1] Compaction
[2] Consolidation

واحدهای بسیار تراکم‌پذیر، تغییر شکل و کاهش حجم ذخیره ناشی از تراکم، ممکن است دارای اهمیت باشد (۵۰ و ۵۷). برخی از کدها برای بررسی تغییرات خصوصیات آبخوان متراکم شده دارای قابلیت‌های خاصی هستند. به‌عنوان مثال، فرونشست MODFLOW و بسته تراکم سیستم آبخوان (SUB) (۴۸) و بسترهای مشابه برای سطح ایستابی آبخوان (SUB-WT؛ ۶۵)، قابلیت شبیه‌سازی تراکم برگشت‌پذیر و تراکم دائم را همزمان با خروج آب از مخزن آبخوان و آب ذخیره شده در لایه‌های میانی با مواد ریزدانه و تراکم‌پذیر را دارند.

۱۲-۲-۳ جریان اشباع متغیر

این کتاب روی مدل‌سازی جریان در ناحیه اشباع زیرسطحی متمرکز است که فضاهای خالی بخش اشباع آن به‌طور کامل از آب پر شده است (بخش ۳-۱). زمان انتخاب مرز بالایی، مسأله‌ای که در سیستم‌های مدل‌سازی آب زیرزمینی ایجاد می‌شود این است که هنگامی که مرز طبیعی زیرسطحی، سطح زمین است (کادر ۶-۲)، مرز بالایی اغلب در سطح ایستابی قرار می‌گیرد (بخش ۴-۵). در حالت ایده‌آل، برای اینکه نفوذ از سطح زمین از طریق ناحیه غیراشباع با محاسبه تلفات تبخیر و تعرق انجام شود، کل محیط پیوسته زیرسطحی مدل‌سازی می‌شود (کادرهای ۵-۴ و ۶-۲). سپس فرآیندهایی که بر مقدار و زمان تغذیه آب زیرزمینی موثر است با استفاده از گرادیان بار فشار شبیه‌سازی می‌شود و با استفاده از آن، جریانی که از سطح ایستابی یا سطحی که دارای فشار صفر است عبور می‌کند (شکل ۴-۲۲-ج).

با این‌حال، شبیه‌سازی جریان در محیط پیوسته زیرسطحی نیاز به مدل جریان اشباع متغیر دارد. به‌دلیل اینکه در شرایط غیراشباع، هدایت هیدرولیکی تابعی از مقدار رطوبت است پیچیدگی مدل افزایش می‌یابد. معمولا کد جریان اشباع متغیر بر اساس معادله معروف ریچارد (صفحه ۳۰۵ مرجع شماره ۱۳) است که حل عددی و محاسباتی آن از معادله جریان آب زیرزمینی دشوارتر است. علاوه بر این، منحنی‌های مشخصه رطوبت خاک که رابطه بین رطوبت خاک و فشار را تعریف می‌کند و همچنین منحنی‌هایی که معرف وابستگی فشار به هدایت هیدرولیکی غیراشباع هستند نیز مورد نیاز است. چنین روابط توابع منطقه‌ای به راحتی به‌دست نمی‌آید، دیرچ[1] (۲۰۱۴) برخی از روابط عمومی در خاک‌های مناطق خاص به‌صورت خلاصه در ضمیمه D مرجع شماره ۲۸ آورده شده است. علاوه بر این، هنگام طراحی فاصله گره‌ها در مدل جریان اشباع متغیر چالش‌هایی از نظر مقیاس وجود دارد (کادر ۶-۲).

[1] Diersch

در بخش ۴-۵ و کادر ۶-۲، به‌طور مختصر جریان اشباع متغیر و جریان غیراشباع مورد بحث قرار گرفته است. در کادر ۵-۴ (شکل کادر ۵-۴-۲)، مثالی از تغذیه ایجاد شده توسط تقریب یک بعدی برای شبیه-سازی جریان غیراشباع توسعه یافته توسط نیسونگرو[1] همکاران (۲۰۰۶) برای MODFLOW آورده شده است (۷۸). برای شبیه‌سازی جریان غیراشباع چندین گزینه در FEFLOW در دسترس است (جدول ۳-۱۰، صفحه ۴۷۸، مرجع شماره ۲۸). جهت مطالعه بیشتر می‌توانید به مراجع ۱۰۳، ۱۱۵، ۱۳ و ۲۸ مراجعه کنید.

۱۲-۲-۴ جریان با چگالی متغیر

منظور از جریان با چگالی متغیر، جریان سیالات مخلوط شدنی یعنی سیالاتی که با آب زیرزمینی مخلوط می‌شوند، می‌باشد. انحلال آلاینده‌هایی با غلظت بسیار بالا در آب زیرزمینی، جریان فاز مایع در دمای بالا در یک مخزن زمین‌گرمایی (ژئوترمال)، نشت آبی که از نظر دمایی باعث تغییر دمای آب زیرزمینی پیرامون آن می‌شود، پیشروی آب شور در آبخوان‌های ساحلی، ورود نمک دریا در آبخوان‌های آب شیرین و ذخیره آب شیرین در آبخوان‌های شور، نمونه‌هایی از جریان مخلوط شدنی هستند.

مدل‌سازی جریان با چگالی متغیر نیاز به اتصال مدل جریان آب زیرزمینی با چگالی متغیر به یک مدل انتقال املاح دارد و در صورتی که سیال در زمان و مکان تحت‌تأثیر تغییرات دمایی قرار بگیرد نیاز به اتصال به یک مدل انتقال حرارتی نیز دارد (بخش ۱۲-۳). باوجود این "معادله انتقال، بزرگ‌ترین تفاوت بین مسائل چگالی ثابت و چگالی متغیر نیست، بلکه معادله حاکم بر جریان آب زیرزمینی است و در واقع معادلات جریان و انتقال به‌صورت دوطرفه متصل هستند" (صفحه ۴۴۵ مرجع شماره ۱۱۵). معادله حاکم بر جریان با چگالی متغیر با فشار به‌عنوان متغیر وابسته نوشته می‌شود (ضمیمه A از مرجع شماره ۱۱۵). این مسئله یک اتصال دوطرفه است زیرا جریان وابسته به چگالی است که به غلظت املاح بستگی دارد و همچنین سرعت در معادله انتقال املاح به حل معادله جریان آب زیرزمینی بستگی دارد. فصل ۱۵ و ضمیمه A مرجع شماره ۱۱۵، مرجع مناسبی برای یادگیری مدل‌سازی جریان با چگالی متغیر است. همچنین می‌توانید از مراجع شماره ۴۹، ۲۸، ۹۹، ۲۹ و ۱۰۰ نیز استفاده کنید.

---

[1] Niswonger

جریان سیالات مخلوط شدنی پیچیده است، زیرا تغییرات غلظت املاح می‌تواند روی چگالی سیال مؤثر باشد که ممکن است باعث تغییر دمای سیال شود (بخش ۳-۱). در مدل‌سازی کاربردی آب زیرزمینی، رایج‌ترین نوع مسائل جریان با چگالی متغیر شامل سیالات مخلوط شدنی هستند که مربوط به پیشروی آب شور دریا در آبخوان‌های ساحلی است (۶۸ و ۶۳). مدل‌های سطح مشترکی که در آن فرض می‌شود هیچ اختلاطی بین آب شور و شیرین وجود ندارد، در کادر ۴-۴ مورد بحث قرار گرفته است.

اگر سطح مشترک نتواند به‌صورت یک جبهه مشخص تقریب زده شود، برای شبیه‌سازی اختلاط در ناحیه انتقالی، یک کد چگالی متغیر موردنیاز است (شکل ۴-۱۰). در حال حاضر، چندین کد چگالی متغیر مناسب برای مدل‌سازی پیشروی آب شور در دسترس است (صفحه ۱۱، جدول ۱ در مرجع شماره ۱۰۹). کد SEAWAT (۶۱ و ۶۴)، برگرفته از MODFLOW و MT3DMS، به‌طور ویژه برای مدل‌سازی کاربردی پیشروی آب شور تحت رژیم‌های دمایی مختلف طراحی شده است. SUTRA (۱۰۶)، یک کد FE چگالی متغیر عمومی است که می‌تواند برای مسأله پیشروی آب شور به کار رود (۴۰). مدل FEFLOW هم قابلیت شبیه‌سازی جریان با چگالی متغیر را در خودش دارد (۴۱). تحقیقات زیادی در زمینه پیشروی آب شور وجود دارد که مراجع شماره ۱۰۹، ۱۹ و ۱۳ نمونه‌هایی از این تحقیقات هستند.

۱۲-۲-۵ جریان چندفازی

سیالات مخلوط نشدنی (هم مایعات و هم گازها) به‌صورت فازهای جداگانه‌ای در زیرسطح زمین حرکت می‌کنند. بنزین و حلال‌های شوینده در آب زیرزمینی، هوا و آب در ناحیه غیراشباع، نفت، گاز و آب در مخزن نفتی و آب و بخار در مخزن زمین‌گرمایی مثال‌هایی از جریان مخلوط نشدنی (چندفازی) هستند. رایج‌ترین نوع جریان چندفازی در مدل‌سازی کاربردی آب زیرزمینی شامل سیالات فاز غیرآبی[1] (NAPLs) است. NAPLها ممکن است سبک‌تر[2] (LNAPL) یا سنگین‌تر[3] (DNAPL) از آب زیرزمینی باشند. مدل‌های شبیه‌سازی NAPLها در آب زیرزمینی پیچیده هستند زیرا مجموعه‌ای جداگانه از معادلات برای جریان و انتقال املاح برای آب زیرزمینی و NAPL مورد نیاز است. علاوه بر این، برای هر NAPL معمولا یک منطقه گازی مربوط به آن در ناحیه غیراشباع و یک منطقه شامل NAPL حل‌شده

[1] Non-Aqueous Phase Liquids
[2] Lighter
[3] Denser

در حد فاصل بین دو فاز در ناحیه اشباع، وجود دارد. علاوه براین برای حرکت DNAPLها، شکل هندسی واحدهای چینه‌شناسی و زاویه قرارگیری لایه‌ها، ممکن است مهم‌تر از گرادیان هیدرولیکی باشد.
برای شبیه‌سازی LNAPL، کد انتقال MT3DMS می‌تواند به کدهای دیگر (مانند HSSM (۱۰۷)) متصل شود (۱۱۳). مرجع‌های شماره ۹۷ و ۷۱ از منابع قدیمی برای تصویرسازی جریان NAPL در زیرسطح زمین است. مدل‌سازی چندفازی در محیط متخلخل در مرجع‌های شماره ۴۷، ۱، ۸۰، ۲۰ و ۳۸ مورد بررسی قرار گرفته است.

۱۲-۲-۶ مدل‌های ادغام‌شده یا متصل‌شده

مدل پایه جریان آب زیرزمینی یا مدلی که جریان اشباع متغیر یا جریان با چگالی متغیر را شبیه‌سازی می‌کند، ممکن است به مدل انتقال املاح یا گرما (بخش ۱۲-۳) یا مدل بارش-رواناب (کادر ۶-۳، بخش ۱۲-۴) متصل شود. زمانی که مدل جریان به مدل انتقال یا بارش‌ت‌رواناب متصل می‌شود، ابتدا مدل جریان حل می‌شود و نتایج آن در یک گام زمانی مشابه با مدل جریان به‌عنوان ورودی وارد مدل دیگر می‌شود. به عبارت دیگر این مدل‌ها به‌صورت متناوب و بدون بازخورد در گام زمانی حل می‌شوند. زمانی‌که نتایج یک مدل به‌طور قابل توجهی بر پارامترهای مدل دیگر در یک گام زمانی تأثیر می‌گذارد (مانند تغییرات زمانی دما و/یا حلال‌هایی مؤثر بر چگالی و ویسکوزیته که هدایت هیدرولیکی را تحت تأثیر قرار می‌دهند یا نوسانات ارتفاع آب در رودخانه‌ها بر جریان آب زیرزمینی مؤثر هستند)، لازم است که مدل جریان به یک مدل انتقال یا مدل بارش-رواناب متصل شود. زمانی که مدل‌ها متصل شدند، این مدل‌ها به‌صورت تکرارشونده در گام زمانی حل می‌شوند و ورودی هر مدل به روز می‌شود تا نتایج از مدل دیگر منعکس شود. البته مدل جریان (جریان پایه آب زیرزمینی، جریان اشباع متغیر یا جریان با چگالی متغیر) می‌تواند به مدل‌های انتقال املاح و حرارت و مدل بارش- رواناب به‌عنوان بخشی از مدل پاسخ هیدرولوژیکی ادغام یا متصل شود (کادر ۶-۲).

۱۲-۳ فرآیندهای انتقال

شبیه‌سازی انتقال حرارت و املاح (مانند آلاینده‌ها) شامل حل مدل‌های جریان و انتقال آب زیرزمینی که به یکدیگر متصل‌شده می‌شود. در مدل‌سازی کاربردی آب زیرزمینی، انتقال املاح بر اساس معادله انتقال-پخشودگی است و همچنین معادله انتقال حرارت نیز مشابه معادله انتقال-پخشودگی است. در واقع، کد

انتقال املاح MT3DMS که به کد MODFLOW متصل می‌شود، هنگامی‌که تغییرات دمایی ویسکوزیته و چگالی ناچیز باشد، می‌تواند با تبدیل متغیر برای انتقال حرارت استفاده شود (۱۱۴). FEFLOW، گزینه‌هایی برای انتقال گرما و املاح دارد (فصل‌های ۱۱، ۱۲ و ۱۳ مرجع شماره ۲۸).

با توجه به اینکه انتقال بر اساس معادله انتقال-پخشودگی[1] در مدل‌سازی کاربردی آب زیرزمینی رایج است، " نقاط ضعف و نقص مفهومی در تئوری آن وجود دارد" (۶۰) و روش‌های دیگری پیشنهاد شده است (۴۴). هنگام شبیه‌سازی انتقال املاح در محیط دارای شکستگی؛ درجه ناهمگنی بالا، معادله انتقال-پخشودگی پیش‌بینی ضعیفی از فرآیندهای انتقال دارد. یکی از راه‌های اصلاح پیش‌بینی با معادله انتقال-پخشودگی اضافه کردن عبارتی برای توصیف تبادل گرما یا املاح بین شکستگی‌ها یا مسیرهای جریان ترجیهی با نفوذپذیری بالا و ماتریس متخلخل پیرامون است. این با استفاده از روش تخلخل ثانویه (دو دامنه) که در دهه ۱۹۶۰ معرفی شد، انجام می‌شود (۶). روش تخلخل ثانویه به‌کار رفته در شبیه‌سازی انتقال در آبخوان‌هایی با جریان ترجیحی با هدایت هیدرولیکی بالا در مرجع‌های ۱۱۳ و ۱۱۵مورد بررسی قرار گرفته است. MT3DMS و FEFLOW دارای گزینه تخلخل ثانویه هستند.

یک مدل انتقال املاح برای غلظت یک نوع ماده شیمیایی حل می‌شود. برای شبیه‌سازی واکنش‌های بین دو یا چند ماده شیمیایی ماجول‌های واکنشی ژئوشیمیایی به کد انتقال متصل می‌شود. به‌عنوان نمونه، MT3DMS به RT3D (۲۱ و ۲۲) یا PHT3D (۸۲ و ۸۳) متصل می‌شود. FEFLOW دارای گزینه-هایی برای واکنش‌های چندگونه‌ای است (۲۸).

تحقیقات زیادی در مورد مدل‌سازی انتقال گرما و املاح در آب زیرزمینی وجود دارد. مراجع ۶۲ و ۱۱۷ راهنمای مناسبی برای مبتدیان مدل‌سازی است. تئوری روش در فصل‌های ۱۱، ۱۲ و ۱۳ مرجع شماره ۲۸ و فصل ۷ مرجع شماره ۱۳ بحث شده است. علاوه بر این، تئوری و کاربرد مدل‌های انتقال گرما در مسائل آب زیرزمینی در مراجع ۹۰ و ۵ بررسی شده است.

۱۲-۴ فرآیندهای آب سطحی

فرآیندهای آب سطحی در مجموعه‌های مختلفی از جمله رودخانه‌ها، دریاچه‌ها، تالاب‌ها و اقیانوس‌ها رخ می‌دهد. از آنجا که آب سطحی و زیرزمینی معمولا در تنظیمات هیدرولوژیکی به خوبی به یکدیگر متصل هستند، این فرآیندها بخش جدایی‌ناپذیری از مدل‌سازی آب زیرزمینی هستند. در مدل‌سازی پایه آب

[1] Advection-Dispersion

زیرزمینی معمولا فرآیندهای آب سطحی به شبیه‌سازی تبادل آب بین آبخوان و آب سطحی محدود می‌شود.

در اکثر مدل‌های آب زیرزمینی کاربردی تبادل ساده آب سطحی با سیستم آب زیرزمینی می‌تواند با استفاده از شرایط مرزی موجود در همه کدهای جریان آب زیرزمینی شبیه‌سازی شوند (بخش ۴-۲ و ۴-۳). در کادر ۴-۴ و بخش ۱۲-۲، جریان آب زیرزمینی با چگالی متغیر در آبخوان‌های ساحلی که فصل مشترک آب زیرزمینی و آب دریاست، مورد بررسی قرار گرفته است. در فصل ۶، بعضی از گزینه‌های پیشرفته برای نمایش فرآیندهای آب سطحی در مدل‌های آب زیرزمینی شامل روندیابی جریان رودخانه در کانال‌ها از طریق معادله مانینگ (بخش ۶-۵)، نمایش دریاچه‌ها با استفاده از بسته دریاچه MODFLOW (بخش ۶-۶) و جریان رواناب در تالاب‌ها از طریق معادله کدلک[1] (بخش۶-۷) مورد بحث قرار گرفته است. مدل‌سازان آب‌های سطحی از انواع مدل‌های بارش-رواناب استفاده می‌کنند که معمولا شامل نمایش بسیار ساده شده سیستم آب زیرزمینی (کادر ۶-۳) برای پیش‌بینی جریان رودخانه (۱۷ و ۶۸) می‌شود. همچنین مدل‌سازان آب زیرزمینی از نمایش ساده شده فرآیندهای آب سطحی در مدل‌های آب زیرزمینی استفاده می‌کنند. اگرچه چنین ساده‌سازی‌هایی برای بسیاری از شرایط مناسب می‌باشد، در بعضی از مسائل، اتصال مدل بارش- رواناب به مدل آب زیرزمینی لازم است. حتی با وجود هزینه سنگین محاسباتی این مدل‌ها، کاربرد چنین مدل‌های ادغام‌شده‌ای به‌طور فزاینده‌ای در حال افزایش است (شکل کادر ۶-۳-۱، کادر ۶-۳)).

مطالعات زیادی در زمینه مدل‌سازی ارتباط آب سطحی- زیرزمینی شامل مدل‌های استفاده تلفیقی آب سطحی و زیرزمینی از دهه ۱۹۶۰ (۵۷) تاکنون (۹۴، ۴۶ و ۹۶) وجود دارد، همچنین مدل‌های نسبتا جدیدی که تبادل آب سطحی و زیرزمینی را در ناحیه اختلاط (ناحیه زیرسطحی اطراف رودخانه که در آن آب سطحی و زیرزمینی مخلوط می‌شوند) شبیه‌سازی می‌کنند. مدل‌سازی آب زیرزمینی فرآیندهای ناحیه اختلاط از توصیف‌های نسبتا ساده (۴۷ و ۱۱۲) تا نسبتا پیچیده (۹۲ و ۱۱۸) پیشرفت کرده است. مدل‌هایی که اخیرا در مورد تبادلات آب سطحی و زیرزمینی توسعه یافته‌اند در فصل‌های ۴ و ۶ مرجع شماره ۷ آورده شده است، برای اطلاعات بیشتر می‌توانید به این کتاب مراجعه کنید.

---

[1] Kadlec

۵-۱۲ مدل‌سازی استوکستیک آب زیرزمینی

تحلیل‌های عدم قطعیت فریز[1] (۱۹۷۵) در مدل‌های جریان آب زیرزمینی باعث پیشرفت این موضوع در هیدرولوژی استوکستیک آب زیرزمینی شد (۲۳). در ۲۵ سال آخر قرن بیستم، تعداد زیادی مقالات ژورنالی در این زمینه به چاپ رسید؛ همچنین چندین کتاب در زمینه مدل‌سازی استوکستیک و زمین-آماری در هیدروژئولوژی وجود دارد (۲۴، ۳۷، ۵۹، ۱۱۳ و ۸۸).

در مدل‌سازی استوکستیک، یک یا چند پارامتر دارای توزیع احتمالاتی هستند (کادر ۱۰-۱). به‌عنوان مثال، تغییرات مکانی (ناهمگنی) در هدایت هیدرولیکی با استفاده از $Y = Ln\,K$ نمایش داده می‌شود که K، هدایت هیدرولیکی و Y، تابع مکانی تصادفی است. با توجه به K در این حالت، معادله حاکم بر جریان آب زیرزمینی به معادله دیفرانسیل جزئی استوکستیک تبدیل می‌شود، زیرا K به‌صورت یک تابع مکانی تصادفی تعریف شده است. توصیف احتمالاتی جریان می‌تواند در مدل انتقال وارد شود تا معادله دیفرانسیل جزئی تصادفی برای انتقال املاح (معادله انتقال-پخشودگی) برای مقدار مورد انتظار غلظت حل شود. توجه زیادی در زمینه راه‌حل‌های تحلیلی معادله انتقال-پخشودگی استوکستیک متمرکز شد اما تا پایان قرن بیستم، روش تحلیلی در مدل‌سازی استوکستیک آب زیرزمینی مورد استفاده قرار نمی-گرفت (۲۵ و ۸۶). در عوض، راه‌حل‌های عددی با استفاده از روش مونت کارلو به‌عنوان راه‌حل مناسبی برای حل مدل‌های استوکستیک آب زیرزمینی شناخته شد.

یکی از مزایای مدل‌سازی استوکستیک این است که احتمالات و ادراکات چندگانه[2] را به‌صورت عدم-قطعیت‌های ذاتی لایه‌های زیرسطحی پنهان در نظر می‌گیرد و دقت تئوری که فاقد رویکرد قطعی است را ارائه می‌دهد. ادراکات چندگانه ممکن است با استفاده از روش‌های زمین آماری، مدل‌های فرآیند زمین‌شناسی و زمین‌آماری چندنقطه‌ای ایجاد شود. میشل[3] و همکاران (۲۰۱۰) ترکیب این سه روش را پیشنهاد کرد (۷۳). در روش‌های زمین آماری (۷۱)، پارامترهای نامشخص با استفاده از متغیرهای تصادفی با آمار مشخص (مقادیر میانگین، انحراف معیار و واریوگرام) ارائه می‌شود. در عمل، پارامترهای نامشخص معمولا هدایت هیدرولیکی است، که برای ادراکات چندگانه ممکن، هدایت هیدرولیکی میدانی را با استفاده از کریجینگ (بخش ۵-۵، شکل ۵-۳۰) روش مونت کارلو و تولیدکننده تصادفی میدانی (بخش ۱۰-۵)

---

[1] Freeze
[2] Multiple realizations
[3] Michael

به‌دست می‌آورد. چنین روش‌های زمین آماری برای ایجاد ادراکات در MODFLOW و MODPATH استوکستیک استفاده می‌شود (۸۹).

روش دیگر، استفاده از مدل‌های فرآیند زمین‌شناسی است که نحوه تجمع رسوبات را شبیه‌سازی می‌کنند. از آنها برای تولید ادراکات چندگانه از ساختار هیدروژئولوژیکی استفاده شده و دامنه پارامترهای مورد نظر با کمک قضاوت هیدروژئولوژیکی تخمین زده شده است (۶۰ و ۷۱). زمین آمار چندنقطه‌ای (۵۲)، به جای استفاده از واریوگرام برای توصیف ساختار ناهمگنی زمین‌شناسی از یک تصویر آموزشی[1] (۷۰) استفاده می‌کند. یک تصویر آموزشی از اطلاعات زمین‌شناسی و/یا ژئوفیزیکی توسعه می‌یابد و می‌تواند شامل مسیرهای جریان ترجیحی با هدایت هیدرولیکی بالا باشد که برای انتقال املاح مهم است. ادراکات چندگانه ایجاد می‌شود اما فقط آن دسته از ادراکات چندگانه که با الگوهای اساسی تصویر آموزشی سازگار است باقی می‌ماند. معیارهای هدایت[2] (۸۷) می‌تواند برای ارزیابی ارتباط بین ناهمگنی زمین‌شناسی (در امتداد جریان‌های ترجیحی با هدایت هیدرولیکی بالا) در ادراکات استفاده شود.

در زمینهٔ تخمین پارامترها، روش استوکستیک به این معناست: «همه راه‌حل‌های جایگزین برای مسئله معکوس ادراکات احتمالی از ناهمگنی آبخوان بوده و همه راه‌حل‌ها به‌عنوان مجموعه‌ای از ادراکات تلقی می‌شود که باید بیشتر بررسی شده تا پیش‌بینی‌های مناسبی از عدم قطعیت به‌دست آید» (صفحه ۲۶ مرجع شماره ۱۱۸). در مدل‌سازی استوکستیک معکوس (۱۱۷ و ۴۱)، از روش‌های خاصی برای حل مسأله معکوس مجموعه‌ای از مدل‌های واسنجی‌شده قابل قبول استفاده می‌شود.

باوجود دقت بالای تئوریکی آن‌ها، مدل‌های استوکستیک نیاز به قضاوت شخصی دارد. به‌عنوان مثال، اگرچه تصاویر آموزشی تعداد ادراکات مطلوب برای مدل‌سازی استوکستیک را کاهش می‌دهند، مدل‌ساز باید تصاویری که ناهمگنی آبخوان را به‌طور مناسب منعکس می‌کند را انتخاب کند. بنابراین، تصمیم-گیری‌های شخصی در مدل‌سازی استوکستیک همچون مدل‌سازی قطعی (شکل ۹-۶) موردنیاز است، اگرچه عدم قطعیت ناشی از ناهمگنی با دقت بیشتری در یک چارچوب استوکستیکی انجام می‌شود (۴۱). مدل‌سازی استوکستیک از نظر محاسباتی حجیم است به‌خصوص هنگامی که مدل آب زیرزمینی دارای پارامترهای زیادی است (بخش ۹-۶). علاوه بر این، کارفرمایان، قانون‌گذاران، تصمیم‌گیرندگان و سایر ذینفعان معمولا تمایلی به بررسی بیشتر از یک ادراک (مدل‌های چندگانه) از سیستم آب زیرزمینی در فرآیند تصمیم‌گیری ندارند. با این وجود، با افزایش قدرت کامپیوتری، توانایی ارزیابی واقعیات استوکستیکی

---

[1] Training image
[2] Connectivity metrics

چندگانه بهبود می‌یابد و ذینفعان ممکن است تمایل بیشتری برای پذیرش آنالیز عدم قطعیت بر اساس مدل‌های چندگانه داشته باشند (بخش ۱۰-۵).

۱۲-۶ سیستم پشتیبان تصمیم‌گیری و بهینه‌سازی

بسیاری از کاربردهای مدل‌سازی آب زیرزمینی با استفاده از الزامات نظارتی و/یا برنامه‌ریزی مدیریت آب از جمله اقتصاد انجام می‌شود (۴۳ و ۱۰۳). مدل‌سازان آب زیرزمینی رسما مدل‌های آب زیرزمینی را در فرآیندهای تصمیم‌گیری (۳۶) از جمله بررسی‌های احتمالاتی ارزیابی ریسک وارد کرده‌اند (۳۱). مطالعات زیادی در مورد استفاده از روش‌های بهینه‌سازی در مدل‌های آب زیرزمینی وجود دارد که تابع هدف آن‌ها یافتن راه‌حل بهینه با توجه به محدودیت‌های اجتماعی است (۴). به‌عنوان مثال، یک سوال معمول مدیریت آب زیرزمینی یافتن حداکثر نرخ پمپاژ آب زیرزمینی با حفظ جریان رودخانه مشخصی در رودخانه مجاور است. نسخه‌هایی از MODFLOW وجود دارند که مسائل مدیریتی از جمله فرآیند مدیریت آب زیرزمینی (۲، ۳ و ۱۱) و فرآیند مزرعه‌ای (۹۳ و ۹۵) را مورد بررسی قرار می‌دهد. علاوه بر الفلد و مولیگان[1] (۲۰۰۰)، فصل ۱۷ مرجع شماره ۱۱۷ و فصل ۱۱ مرجع شماره ۱۳، مرجع خوبی برای یادگیری روش‌های بهینه-سازی کاربردی برای مدل‌سازی آب زیرزمینی است.

نیاز مدل‌سازان آب زیرزمینی به مشارکت و درگیرکردن ذینفعان به خوبی شناخته شده است (۱۰۵). هنگامی‌که مدل‌های آب زیرزمینی بروزرسانی می‌شود و به‌عنوان ابزارهای مدیریتی در حال پیشرفت مانند مدیریت تطبیقی حفظ می‌شود، چنین بازخورد و تعاملی می‌تواند اتفاق بیفتد (بخش‌های ۱-۶ و ۱۰-۷). به‌عنوان مثال، مدل‌های آب زیرزمینی در سطح کشور برای مدیریت و برنامه‌ریزی منابع آب در دانمارک (۸۵) و هلند (۲۶ و ۲۷) استفاده می‌شود و کارهایی در انگلستان برای توسعه شبکه‌ای از چنین مدل‌های آب زیرزمینی در حال انجام است (۹۹). همچنین، مدل‌های آب زیرزمینی دارای سیستم‌های پشتیبان تصمیم‌گیری[2] (DSS) نیز هستند. DSS، یک ابررشته است که دانش و شیوه‌های مختلفی را در زمینه‌های مختلف (مانند هیدرولوژی، اکولوژی، اقتصاد و علوم اجتماعی مختلف) ادغام می‌کند (۵۶). بدیهی است، زمانی‌که چندین رشته با هم در ارتباط هستند، پیوند ضعیف نه تنها آن بخش از سیستم را ضعیف می‌کند، بلکه می‌تواند به‌طور معکوس بر کل DSS تاثیر بگذارد. بنابراین، انگیزه زیادی برای اصلاح مدل‌های DSS

[1] Ahlfeld and Mulligan
[2] Decision Support Systems

وجود دارد. بهترین عمل، از جمله روش‌هایی که در این کتاب است، کمک می‌کند تا این اطمینان حاصل شود که مولفه‌های آب زیرزمینی دارای DSS دقیقی هستند.

به‌عنوان بخشی از DSS، زمان اجرای مدل آب زیرزمینی دارای اهمیت می‌شود زیرا DSS در نظر دارد به سوال "چه می‌شود اگر" سریعا پاسخ دهد. انتظار می‌رود که نتایج در مدت چند ثانیه ارائه شود. اگر زمان اجرای مدل‌های آب زیرزمینی بسیار طولانی شود، DSS مفید نخواهد بود. حتی در بهترین شرایط، مدل‌های معمول آب زیرزمینی زمان اجرای طولانی‌تر از چندثانیه دارند. با این وجود، مدل‌های ساده آب زیرزمینی با زمان اجرای کوتاه که به‌طور خاص برای ادغام در DSS ساخته شده، ممکن است فرآیندهای مهم در تصمیم مورد نظر را به درستی شبیه‌سازی نکنند. در یک رویکرد برای بررسی این مسئله، محققان تلاش می‌کنند تا مدل‌های ساده آب زیرزمینی با زمان اجرای سریع را از مدل‌های پیچیده طولانی جدا کنند. به عبارت دیگر، مدلی که برای پیش‌بینی خاصی به‌طور مناسب ساده طراحی شده است از یک مدل پیچیده گرفته شده است. به مفهوم وسیع‌تر، مدل ساده به یک تابع انتقال ساختار ساده‌کننده تبدیل می‌شود که تقریب مفیدی از سیستم پیچیده ارائه می‌دهد و پیش‌بینی‌هایی را تولید می‌کند (به‌طور ایده‌آل، با نشانه‌هایی از عدم قطعیت پیش‌بینی همراه است). گروهی از چنین تولیدکننده‌های پیش‌بینی در کادر ۱-۱ شرح داده شده است. مثال‌هایی از پیشرفت‌های اخیر در توسعه تئوری دو مدل ساده و پیچیده برای پیش‌بینی‌های آب زیرزمینی و عدم قطعیت پیش‌بینی در مراجع ۸۴، ۱۰۸، ۱۱۱ و ۱۸، شرح داده شده است.

۱۲-۷ پیشنهادات نهایی

تلاش‌ها برای استفاده از مدل‌ها به‌منظور پاسخگویی به نیازهای ذینفعان با هدف بررسی موثر و کارآمد مسائل اجتماعی انجام شده است. مدل‌هایی که فرآیندهای پیچیده زیرسطحی هیدرولیکی، گرمایی، شیمیایی و مکانیکی را شبیه‌سازی می‌کنند، برای شبیه‌سازی محیط‌های درز و شکاف‌دار و مرتبط با مخازن نفت و گاز، جداسازی کربن در لایه زیرسطحی، جریان آب زیرزمینی و انتقال در اطراف مخازن پیشنهادی برای زباله‌های هسته‌ای و اصلاح آبخوان‌های آلوده استفاده می‌شوند. همچنین توجه به مدل‌های متصل شده آب سطحی و زیرسطحی برای برنامه‌ریزی اثرات هیدرولوژیکی پتانسیل تغییراقلیم و استفاده تلفیقی پایدار آب سطحی و زیرزمینی افزایش یافته است. بنابراین، مدل‌سازان آب زیرزمینی به‌طور افزاینده‌ای به سمت تلاش‌های بین رشته‌ای متمایل شده‌اند. یک نمونه از توسعه مفاهیم آب زیرزمینی در

موضوعات اجتماعی با استفاده از اکوهیدرولوژی است که در آن هیدرولوژی آب زیرزمینی و اکولوژی برای اهداف تصمیم‌گیری اجتماعی ادغام شده است (۵۵ و ۵۳). مسائل اکوهیدرولوژی گسترده هستند و می‌توانند شامل موضوعات به ظاهر متفاوتی مانند اثرات هیدرولوژی، کشاورزی و تنش‌های شهری روی حیات وحش و تالاب‌ها، تغییر در تغذیه آب زیرزمینی روی زیستگاه ماهی‌ها و واکنش‌های میکروبی در حاشیه یک پلوم آلاینده روی استراتژی‌های اصلاح آبخوان باشد (۴۵).

گسترش اهداف مدل‌سازی برای موضوعات مربوط به اجتماعی، چالش‌های جدیدی را در مدل‌سازی آب زیرزمینی ایجاد کرده است: "امروزه، تأکید کمتری روی تحقیقات خاص در تیم‌های کوچک می‌شود و در عوض، تأکید بیشتر روی مسائل بزرگ‌تر و پیچیده‌تر است که از اهمیت جهانی برخوردار است و با استفاده از تیم‌های چندرشته‌ای انجام می‌شود. چالش ایجاد مسائل جدید در تاریخ علوم هیدروژئولوژی بی‌سابقه است" (۹۷). همان‌طور که مسائل پیچیده‌تر با استفاده از مدل‌های ادغام‌شده و یکپارچه حل می‌شود، مدل‌سازی آب زیرزمینی فراتر از یک شخص به تیم‌هایی از علوم مهندسی و سایر متخصصان ارتقا یافته است (۵۴ و ۶۳). از مدل‌سازان آب زیرزمینی می‌توان انتظار داشت که برای ادغام، دفاع و تشریح کارهای مدل‌سازی خود از متخصصان علوم دیگر، اقتصاددانان، مهندسان و مدل‌سازان دعوت کنند (۱۶ و ۱۰۲). بهترین روش‌های توصیف شده در این کتاب می‌تواند به‌عنوان اولین گام به سمت مدل‌سازی مؤثر آب زیرزمینی باشد و روش‌های توصیف‌شده برای مدل‌های آب زیرزمینی ورود به دنیای بزرگتر از حل مسائل مؤثر اجتماعی با استفاده از مدل‌های زیست محیطی را فراهم می‌کند.

مراجع

1. Abriola, L.M., 1989. Modeling multiphase migration of organic chemicals in groundwater systems-A review and assessment. Environmental Health Perspectives 83, 117-143. http://dx.doi.org/10.2307/3430652.
2. Ahlfeld, D.P., Baker, K.M., Barlow, P.M., 2009. GWM-2005-A Groundwater-Management Process for MODFLOW-2005 with Local Grid Refinement (LGR) Capability. U.S. Geological Survey Techniques and Methods, 6-A33, 65 p. http://pubs.usgs.gov/tm/tm6a33/.
3. Ahlfeld, D.P., Barlow, P.M., Mulligan, A.E., 2005. GWM-A Ground-Water Management Process for the U.S. Geological Survey Modular Ground-Water Model (MODFLOW-2000). U.S. Geological Survey Open-File Report 2005-1072, 124 p. http://pubs.usgs.gov/of/2005/1072/.

4. Ahlfled, D.P., Mulligan, A.E., 2000. Optimal Management of Flow in Groundwater Systems: An Introduction to Combining Simulation Models and Optimization Methods. Academic Press, 185 p.
5. Anderson, M.P., 2005. Heat as a ground water tracer. Groundwater 43 (6), 951-968.http://dx.doi.org/ 10.1111/j.1745-6584.2005.00052.x.
6. Anderson, M.P. (Ed.), 2008. Benchmark Papers in Hydrology, 3: Groundwater. Selection, Introduction and Commentary by Mary P. Anderson. IAHS Press, 625 p.
7. Anderson, M.P., Siegel, D.I., 2013. Seminal advances in hydrogeology 1963 to 2013: The O.E. Meinzer Award Legacy. In: Bickford, M.E. (Ed.), The Web of Geological Science: Advances, Impacts and Interactions. Geological Society of America, Denver, CO, pp. 463-500. Special Paper 500, (Chapter 14).
8. Anderson, M.P., Woessner, W.W., 1992. Applied Groundwater Modeling: Simulation of Flow and Advective Transport. Academic Press, 381 p.
9. Appelo, C.A.J., Rolle, M., 2010. PHT3D: A reactive multicomponent transport model for saturated porous media. Groundwater 48 (5), 627e632.http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2010.00732.x.
10. Bakker, M., 2014. Python scripting: The return to programming. Groundwater 52 (6), 821e822.http:// dx.doi.org/10.1111/gwat.12269.
11. Banta, E.R., Ahlfeld, D.P., 2013. GWM-VI-Groundwater Management with Parallel Processing for Multiple MODFLOW versions. U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-A48.http://pubs.usgs. gov/tm/6a48/.
12. Barnett, B., Townley, L.R., Post, V., Evans, R.F., Hunt, R.J., Peeters, L., Richardson, S., Werner, A.D., Knapton, A., Boronkay, A., 2012. Australian Groundwater Modelling Guidelines. Waterlines Report No. 82. National Water Commission, Canberra, 191 p.
13. Bear, J., Cheng, A.H.D., 2010. Modeling Groundwater Flow and Contaminant Transport, Theory and Applications of Transport in Porous Media. Springer, 834 p.
14. Bear, J., Tsang, C.-F., Marsily, G. de, 1993. Flow and Contaminant Transport in Fractured Rock. Academic Press, 560 p.
15. Berkowitz, B., Bear, J., Braester, C., 1988. Continuum models for contaminant transport in fractured porous formations. Water Resources Research 24 (8), 1225-1236. http://dx.doi.org/10.1029/WR024i008p01225.
16. Beven, K.J., 2009. Environmental Modelling: An Uncertain Future? Routledge, London, 310 p.
17. Beven, K.J., 2012. Rainfall-Runoff Modeling: The Primer, second ed. Wiley-Blackwell. 488 p.
18. Burrows, W., Doherty, J., 2014. Efficient calibration/uncertainty analysis using paired complex/surrogate models. Groundwater. http://dx.doi.org/10.1111/gwat.12257early view.
19. Carrera, J., Hidalgo, J.J., Slooten, L.J., Vazquez-Sune, E., 2010. Computational and conceptual issues in the calibration of seawater intrusion models. Hydrogeology Journal 18 (1), 131-145.http://dx.doi.org/ 10.1007/s10040-009-0524-1.

20. Christ, J.A., Ramsburg, C.A., Pennell, K.D., Abriola, L.M., 2006. Estimating mass discharge from dense nonaqueous phase liquid source zones using upscaled mass transfer coefficients: An evaluation using multiphase numerical simulations. Water Resources Research 42 (11), W11420.http://dx.doi.org/ 10.1029/2006WR004886.
21. Clement,T.P., 1997. A Modular Computer Model for Simulating Reactive Multi-species Transport in Three-Dimensional Ground Water Systems. Draft Report, PNNL-SA-28967. Pacific Northwest National Laboratory, Richland, Washington.
22. Clement, T.P., 2003. RT3D v2.5 Updates to User Guide. Pacific Northwest National Laboratory, Richland, Washington.
23. Dagan, G., 1986. Statistical theory of groundwater flow and transport: Pore to laboratory, laboratory to formation, and formation to regional scale. Water Resources Research 22 (9S), 120S-134S. http://dx.doi.org/10.1029/WR022i09Sp0120S.
24. Dagan, G., 1989. Flow and Transport in Porous Formation. Springer-Verlag, Heidelberg, Berlin, New York, 465 p.
25. Dagan, G., 2002. An overview of stochastic modeling of groundwater flow and transport: From theory to applications. Eos 83 (53), 621-625.http://dx.doi.org/10.1029/2002EO000421.
26. De Lange, W.J., 2006. Development of an analytic element ground water model of the Netherlands. Groundwater 44 (1), 111-115.http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.00142.x.
27. De Lange, W.J., Prinsen, G.F., Hoogewoud, J.C., Veldhuizen, A.A., Verkaik, J., Oude Essink, G.H.P., van Walsum, P.E.V., Delsman, J.R., Hunink, J.C., Massop, H.ThL., Kroon, T., 2014. An operational, multi-scale, multi-model system for consensus-based, integrated water management and policy analysis: The Netherlands Hydrological Instrument. Environmental Modelling & Software 59, 98-108. http://dx.doi.org/10.1016/j.envsoft.2014.05.009.
28. Diersch, H.J.G., 2014. FEFLOW: Finite Element Modeling of Flow, Mass and Heat Transport in Porous and Fractured Media. Springer, 996 p.
29. Diersch, H.J.G., Kolditz, O., 2002a. High-density flow and transport in porous media: Approaches and challenges. Advances in Water Resources 25 (8-12), 899-944.http://dx.doi.org/10.1016/S0309-1708(02)00063-5.
30. Diersch, H.J.G., Kolditz, O., 2002b. Variable-density flow and transport in porous media: Approaches and challenges. In: FEFLOW White Papers Vol. II. http://www.feflow.info/manuals.html.
31. Enzenhoefer, R., Bunk, T., Nowak, W., 2014. Nine steps to risk-informed wellhead protection and management: A case study. Groundwater 52 (S1), 161-174.http://dx.doi.org/10.1111/gwat.12161.
32. Finsterle, S., Sonnenthal, E.L., Spycher, N., 2014. Advances in subsurface modeling using the TOUGH suite of simulators. Computers & Geosciences 65, 2-12. http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2013.06.009.

33. Franciss, F.O., 2010. Fractured Rock Hydraulics. Taylor & Francis Group, London, UK. CRC Press, Balkema, The Netherlands, 179 p.
34. Freeze, R.A., 1975. A stochastic-conceptual analysis of one-dimensional groundwater flow in nonuniform homogeneous media. Water Resources Research 11 (5), 725-741. http://dx.doi.org/10.1029/WR011i005p00725 (Reprinted in Anderson, M.P. (Ed.), 2008, Benchmark Papers in Hydrology, 3: Groundwater. Selection, Introduction and Commentary by Mary P. Anderson. IAHS Press,pp. 331-347.).
35. Freeze, R.A., Massmann, J., Smith, L., Sperling, T., James, B., 1990. Hydrogeological decision analysis: 1. A framework. Groundwater 28 (5), 738-766. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.1990.tb01989.x.
36. Gale, J.E., 1982. Assessing the permeability characteristic of fractured rock. Geological Society of America Special Paper 189, 163-181.
37. Gelhar, L.W., 1993. Stochastic Subsurface Hydrology. Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ, 390 p.
38. Gerhard, J.L., Pang, T.W., Kueper, B.H., 2007. Time scales of DNAPL migration in sandy aquifers examined via numerical simulation. Groundwater 45 (2), 147-157. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00269.x.
39. Ghasemizadeh, R., Hellweger, F., Butscher, C., Padilla, I., Vesper, D., Field, M., Alshawabken, A., 2012. Review: Groundwater flow and transport modeling of karst aquifers, with particular reference to the North Coast Limestone aquifer system of Puerto Rico. Journal of Hydrogeology 20 (8), 1441-1461. http://dx.doi.org/10.1007/s10040-012-0897-4.
40. Gingerich, S.B., Voss, C.I., 2005. Three-dimensional variable-density flow simulation of a coastal aquifer in southern Oahu, Hawaii, USA. Hydrogeology Journal 13 (2), 436e450.http://dx.doi.org/10.1007/s10040-004-0371-z.
41. Gomez-Hernandez, J.J., 2006. Complexity. Groundwater 44 (6), 782-785. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00222.x.
42. Gomez-Hernandez, J.J., Hendricks Franssen, H.J.W.M., Sahuquillo, A., 2003. Stochastic conditional inverse modeling of subsurface mass transport: A brief review and the self-calibration method. Stochastic Environmental Research Risk Assessment 17 (5), 319-328.http://dx.doi.org/10.1007/s00477-003-0153-5.
43. Guillaume, J.H.A., Qureshi, M.E., Jakeman, A.J., 2012. A structured analysis of uncertainty surrounding modeled impacts of groundwater-extraction rules. Hydrogeology Journal 20 (5), 915-932. http://dx.doi.org/10.1007/s10040-012-0864-0.
44. Hadley, P.W., Newell, C., 2014. The new potential for understanding groundwater contaminant transport. Groundwater 52 (2), 174-186. http://dx.doi.org/10.1111/gwat.12135(Also see discussion by S.P.Neuman (http://dx.doi.org/10.1111/gwat.12245) and reply by Hadley and Newell, 2014, Groundwater 52(5), 653-658.http://dx.doi.org/10.1111/gwat.12246).

45. Hancock, P.J., Hunt, R.J., Boulton, A.J., 2009. Hydrogeoecology: The interdisciplinary study of groundwater dependent ecosystems. Hydrogeology Journal 17 (1), 1-3. http://dx.doi.org/10.1007/s10040-008-0409-8.
46. Hanson, R.T., Flint, L.E., Flint, A.L., Dettinger, M.D., Faunt, C.C., Cayan, D., Schmid, W., 2012. A method for physically based model analysis of conjunctive use in response to potential climate changes. Water Resources Research 48 (6), W00L08. http://dx.doi.org/10.1029/2011WR010774.
47. Harvey, J.W., Bencala, K.E., 1993. The effect of streambed topography on surface-subsurface water exchange in mountain catchments. Water Resources Research 29 (1), 89-98. http://dx.doi.org/10.1029/92WR01960(Reprinted in Anderson, M.P. (Ed.), 2008, Benchmark Papers in Hydrology, 3: Groundwater. Selection, Introduction and Commentary by Mary P. Anderson. IAHS Press, pp. 458e467.).
48. Helmig, R., Flemisch, B., Wolff, M., Ebigbo, A., Class, H., 2013. Model coupling for multi phase flow in porous media. Advances in Water Resources 51, 52-66. http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.07.003.
49. Hoffmann, J., Leake, S.A., Galloway, D.L., Wilson, A.M., 2003. MODFLOW-2000 Ground-Water Model:User Guide to the Subsidence and Aquifer-system Compaction (SUB) Package. U.S. Geological Survey Open-File Report 2003-233, 44 p.http://pubs.usgs.gov/of/2003/ofr03-233/.
50. Holzbecher, E.O., 1998. Modeling Density-driven Flow in Porous Media-Principles, Numerics, Software. Springer-Verlag, Berlin, 286 p.
51. Holzer, T.L., Galloway, D.L., 2005. Impacts of land subsidence caused by withdrawal of undergroundfluids in the United States. Reviews in Engineering Geology 16, 87-99. http://dx.doi.org/10.1130/2005.4016(08).
52. Hu, L.Y., Chugunova, T., 2008. Multiple-point geostatistics for modeling subsurface heterogeneity: A comprehensive review. Water Resources Research 44 (11), W11413.http://dx.doi.org/10.1029/2008WR006993.
53. Hunt, R.J., Wilcox, D.A., 2003. Ecohydrology -Why Hydrologists Should Care. Groundwater 41 (3), 289. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2003.tb02592.x (see also comment by R.W. Talkington and response by Hunt and Wilcox, 2003, Groundwater 41 (5), 562e565.http://dx.doi.org/10.1111/j. 1745-6584.2003.tb02393.x).
54. Hunt, R.J., Zheng, C., 2012. The current state of modeling. Groundwater 50 (3), 329-333. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2012.00936.x.
55. Hunt, R.J., Hayashi, M., Batelaan, O., Ecohydrology and its relation to integrated groundwater management. In: Jakeman, A.J., Barreteau, O., Hunt, R.J., Rinaudo, J.D., Ross, A. (Eds.), Integrated Groundwater Management, Springer Publishing, New York, NY (in press).
56. Jakeman, A.J., El Sawah, S., Guillaume, J.H.A., Pierce, S.A., 2011. Making progress in integrated modeling and environmental decision support. In: Hrebicek, J., Schimak, G., Denzer, R. (Eds.), Environmental Software Systems. Frameworks of Environment, 9th

IFIP WG.11 International Symposium, IFIP AICT 359. IFIP (International Federation for Information Processing), Springer, pp. 15-25.

57. Jenkins, C.T., 1968. Electric analog and digital computer model analysis of stream depletion by wells. Groundwater 6 (6), 37-46. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.1968.tb01258.x.
58. Kasmarek, M.C., 2012. Hydrogeology and Simulation of Groundwater Flow and Land-surface Subsidence in the Northern Part of the Gulf Coast Aquifer System, Texas, 1891-2009 (ver. 1.1, December 2013). U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2012-5154, 55p.http://pubs.usgs.gov/sir/2012/5154/.
59. Kitanidis, P.K., 1997. Introduction to Geostatistics: Applications in Hydrogeology. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 249 p.
60. Koltermann, C.E., Gorelick, S.M., 1996. Heterogeneity in sedimentary deposits: A review of structureimitating, process-imitating, and descriptive approaches. Water Resources Research 32 (9), 2617-2658.http://dx.doi.org/10.1029/96WR00025.
61. Konikow, L.F., 2011. The secret to successful solute-transport modeling. Groundwater 49 (2), 144-159. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2010.00764.x.
62. Langevin, C.D., Oude Essink, G.H.P., Panday, S., Bakker, M., Prommer, H., Swain, E.D., Jones, W., Beach, M., Barcelo, M., 2004. Chapter 3, MODFLOW-based tools for simulation of variable-density groundwater flow. In: Cheng, A., Ouazar, D. (Eds.), Coastal Aquifer Management: Monitoring, Modeling, and Case Studies. Lewis Publishers, pp. 49-76.
63. Langevin, C.D., Panday, S., 2012. Future of groundwater modeling. Groundwater 50 (3), 333-339. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2012.00937.x.
64. Langevin, C.D., Zygnerski, M., 2012. Effect of sea-level rise on salt water intrusion near a coastal well field in southeastern Florida. Groundwater 51 (5), 781-803. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2012.01008.x.
65. Langevin, C.D., Thorne Jr., D.T., Dausman, A.M., Sukop, M.C., Guo, W., 2007. SEAWAT Version 4: A Computer Program for Simulation of Multi-Species Solute and Heat Transport. U.S. Geological Survey Techniques and Methods Book 6. Chapter A22, 39 p. http://pubs.usgs.gov/tm/tm6a22/.
66. Leake, S.A., Galloway, D.L., 2007. MODFLOW Ground-water Model-User Guide to the Subsidence and Aquifer-system Compaction Package (SUB-wt) for Water-table Aquifers. U.S. Geological Survey echniques and Methods, 6eA23, 42 p. http://pubs.usgs.gov/tm/2007/06A23/.
67. Leake, S.A., Prudic, D.E., 1991. Documentation of a Computer Program to Simulate Aquifer-system Compaction Using the Modular Finite-difference Ground-water Flow Model. U.S. Geological Survey Techniques and Methods Book 6. Chapter A2, 68 p. http://pubs.usgs.gov/twri/twri6a2/.

68. Loague, K. (Ed.), 2010. Benchmark Papers in Hydrology. Rainfall-Runoff Modelling. Selection, Introduction and Commentary by Keith Loague, vol. 4. IAHS Press, p. 506.
69. Loaiciga, H.A., Pingel, T.J., Garcia, E.S., 2012. Sea water intrusion by sea-level rise: Scenarios for the 21st century. Groundwater 50 (1), 37–47. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2011.00800.x.
70. Mariethoz, G., Caers, J., 2014. Multiple-point Geostatistics: Stochastic Modeling with Training Images. Wiley-Interscience, Hoboken, NJ, 384 p.
71. Marsily, G. de, Delay, F., Goncalves, J., Renard, P., Teles, V., Violette, S., 2005. Dealing with spatial heterogeneity. Hydrogeology Journal 13 (1), 161–183. http://dx.doi.org/10.1007/s10040-004-0432-3.
72. Mayer, A., Hassanizadeh, S.M. (Eds.), 2005. Soil and Groundwater Contamination: Nonaqueous Phase LiquidsdPrinciples and Observations. Water Resources Monograph, vol. 17. American Geophysical Union, Washington, DC, 216 p. http://dx.doi.org/10.1029/WM017.
73. Michael, H.A., Li, H., Boucher, A., Sun, T., Caers, J., Gorelick, S.M., 2010. Combining geologic-process models and geostatistics for conditional simulation of 3-D subsurface heterogeneity. Water Resources Research 46 (5), W05527. http://dx.doi.org/10.1029/2009WR008414.
74. Muldoon, M., Bradbury, K.R., 2005. Site characterization in densely fractured dolomite: Comparison of methods. Groundwater 43 (6), 863–876. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.00091.x.
75. National Research Council (NRC), 1990. Ground Water Models: Scientific and Regulatory Applications. National Academy Press, Washington, DC, 303 p.
76. National Research Council (NRC), 1996. Rock Fractures and Fluid Flow: Contemporary Understanding and Applications. National Academies Press, Washington, DC, 551 p.
77. National Research Council (NRC), 2001. Conceptual Models of Flow and Transport in the Fractured Vadose System. National Academy Press, Washington, DC, 374 p.
78. Neuman, S.P., 2005. Trends, prospects and challenges in quantifying flow and transport through fractured rocks. Hydrogeology Journal 13 (1), 124–147.http://dx.doi.org/10.1007/s10040-004-0397-2.
79. Niswonger, R.G., Prudic, D.E., Regan, R.S., 2006. Documentation of the Unsaturated-zone Flow (UZF1) Package for Modeling Unsaturated Flow between the Land Surface and the Water Table with MODFLOW-2005. U.S. Geological Survey Techniques and Methods Report, 6–A19, 62 p.http://pubs.usgs.gov/tm/2006/tm6a19/.
80. Nogues, J.P., Fitts,J.P., Celia, M.A., Peters, C.A., 2013. Permeability evolution due to dissolution and precipitation of carbonates using reactive transport modeling in pore networks. Water Resources Research 49 (9), 6006–6021.http://dx.doi.org/10.1002/wrcr.20486.

81. Pinder, G.F., Abriola, L.M., 1986. On the simulation of non-aqueous phase organic compounds in the subsurface. Water Resources Research 22 (9), 109Se119S. http://dx.doi.org/10.1029/WR022i09Sp0109S.
82. Prommer, H., Barry, D.A., Zheng, C., 2003. MODFLOW/MT3DMS-Based reactive multicomponent transport modeling. Groundwater 41 (2), 247-257. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2003.tb02588.x.
83. Prommer, H., Post, V.E.A., 2010. A Reactive Multicomponent Model for Saturated Porous Media, Version 2.0, User ی Manual. http://www.pht3d.org.
84. Razavi, S., Tolson, B., Burn, D., 2012. Review of surrogate modeling in water resources. Water Resources Research 48 (7), W07401.http://dx.doi.org/10.1029/2011WR0011527.
85. Refsgaard, J.C., Hوjberg, A.L., Mوller, I., Hansen, M., Sوndergaard, V., 2010. Groundwater modeling in integrated water resources managementdvisions for 2020. Groundwater 48 (5), 633-648.http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2009.00634.x.
86. Renard, P., 2007. Stochastic hydrogeology: What professionals really need? Groundwater 45 (5), 531-541. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2007.00340.x.
87. Renard, P., Allard, D., 2013. Connectivity metrics for subsurface flow and transport. Advances in Water Resources 51, 168-196.http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2011.12.001.
88. Rubin, Y., 2003. Applied Stochastic Hydrogeology. Oxford University Press, New York, NY, 391 p.
89. Ruskauff, G.J., Rumbaugh, J.O., Rumbaugh, D.B., 1998. Stochastic MODFLOW and MODPATH for Monte Carlo Simulation. Environmental Simulations Incorporated, Herndon, VA, 58 p.
90. Saar, M.O., 2011. Review: Geothermal heat as a tracer of large-scale groundwaterflow and as a means to determine permeability fields. Hydrogeology Journal 19 (1), 31-52. http://dx.doi.org/10.1007/s10040-010-0657-2.
91. Sahimi, M., 2012. Flow and Transport in Porous Media and Fractured Rock: From Classical Methods to Modern Approaches. John Wiley & Sons, 733 p.
92. Sawyer, A., Cardenas, M., 2009. Hyporheic flow and residence time distributions in heterogeneous crossbedded sediment. Water Resources Research 45 (8), W08406. http://dx.doi.org/10.1029/2008WR007632.
93. Schmid, W., Hanson, R.T., 2009. The Farm Process Version 2 (FMP2) for MODFLOW-2005-modifications and Upgrades to FMP1. U.S. Geological Survey Techniques and Methods, Book 6. Chapter A32, 102 p. http://pubs.usgs.gov/tm/tm6a32/.
94. Schmid, W., Hanson, R.T., Leake, S.A., Hughes, J.D., Niswonger, R.G., 2014. Feedback of land subsidence on the movement and conjunctive use of water resources. Environmental Modelling & Software 62, 253-270.http://dx.doi.org/10.1016/j.envsoft.2014.08.006.
95. Schmid, W., Hanson, R.T., Maddock III, T., Leake, S.A., 2006. User Guide for the Farm Process (FMP1) for the U.S. Geological Survey ی Modular Three-Dimensional Finite-

Difference Ground-Water Flow Model, MODFLOW-2000. U.S. Geological Survey Techniques and Methods, 6-A17, 127 p. http://pubs.usgs.gov/tm/2006/tm6A17/.

96. Schoups, G., Addams, C.L., Minjares, J.L., Gorelick, S.M., 2006. Sustainable conjunctive water management in irrigated agriculture: Model formulation and application to the Yaqui Valley, Mexico. Water Resources Research 42 (10), W10417(19). http://dx.doi.org/10.1029/2006WR004922.
97. Schwartz, F.W., 2012. Volume 50 and beyond. Groundwater 50 (1), 1. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2011.00894.x.
98. Schwille, F., 1988. Dense Chlorinated Solvents in Porous and Fractured Media: Model Experiments. translated from the German by J.F. Pankow. Lewis Publishers, Boca Raton, Florida, USA, 146 p.
99. Shepley, M.G., Whiteman, M.I., Hulme, P.J., Grout, M.W., 2012. Groundwater Resources Modelling: A Case Study from the UK, vol. 364. The Geological Society, London. Special Publication, 378 p.
100. Simmons, C.T., 2005.Variable density groundwater flow: From current challenges to future possibilities.

Hydrogeology Journal 13 (1), 116-119.http://dx.doi.org/10.1007/s10040-004-0408-3.

101. Simmons, C.T., Fenstemaker, T.R., Sharp Jr., J.M., 2001. Variable-density groundwater flow and solute transport in heterogeneous porous media: Approaches, resolutions and future challenges. Journal of Contaminant Hydrology 53 (1e4), 245e275.http://dx.doi.org/10.1016/S0169-7722(01)00160-7.
102. Soetaert, K., Herman, P.M.J., 2009. A Practical Guide to Ecological Modelling. Springer, 372 p.
103. Srinivasan, V., Gorelick, S.M., Goulder, L., 2010. A hydrologic-economic modeling approach for analysis of urban water supply dynamics in Chennai, India. Water Resources Research 46 (7), W07540. http://dx.doi.org/10.1029/2009WR008693.
104. Szymkiewicz, A., 2013. Modelling Water Flow in Unsaturated Porous Media: Accounting for Nonlinear Permeability and Material Heterogeneity. Springer, 237 p.
105. Tidwell, V.C., Van Den Brink, C., 2008. Cooperative modeling: Linking science, communication, and ground water planning. Groundwater 46 (2), 174-182. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2007.00394.x.
106. Voss, C.I., Provost, A.M., 2002. SUTRA: A Model for 2D or 3D Saturated-Unsaturated, Variable-density Ground-water Flow with Solute or Energy Transport. U.S. Geological Survey Open-File Report 02-4231, 250 p. http://pubs.er.usgs.gov/publication/wri024231.
107. Wang, H.F., 2000. Theory of Linear Poroelasticity with Applications to Geomechanics and Hydrogeology. Princeton University Press, 287 p.
108. Watson, T.A., Doherty, J.E., Christensen, S., 2013. Parameter and predictive outcomes of model simplification. Water Resources Research 49 (7), 3952-3977.http://dx.doi.org/10.1002/wrcr.20145.

109. Weaver, J., 1996. The Hydrocarbon Spill Screening Model (HSSM) Volume 1 Userی Guide (Version 1.1 Rev. October 1996). U.S. Environmental Protection Agency, Office of Research and Development, Athens, Georgia.

110. Werner, A.D., Bakker, M., Post, V.E.A., Vandenbohede, A., Lu, C., Ataie-Ashtiani, B., Simmons, C.T., Barry, D.A., 2013. Seawater intrusion processes, investigation and management: Recent advances and future challenges. Advances in Water Resources 51, 3-26. http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.03.004.

111. White, J.T., Doherty, J.E., Hughes, J.D., 2014. Quantifying the predictive consequences of model error with linear subspace analysis. Water Resources Research 50 (2), 1152-1173. http://dx.doi.org/10.1002/2013WR014767.

112. Woessner, W.W., 2000. Stream and fluvial plain ground water interactions: Rescaling hydrogeologic thought. Groundwater 38 (3), 423-429.http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2000.tb00228.x.

113. Zhang, D., 2002. Stochastic Methods for Flow in Porous Media. Academic Press, San Diego, CA, 350 p.

114. Zheng, C., 2009. Recent developments and future directions for MT3DMS and related transport codes. Groundwater 47 (5), 620-625.http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2009.00602.x.

115. Zheng, C., Bianchi, M., Gorelick, S.M., 2011. Lessons learned from 25 years of research at the MADE site. Groundwater 49 (5), 649-662. http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2010.00753.x.

116. Zheng, C., Bennett, G.D., 2002. Applied Contaminant Transport Modeling, second ed. John Wiley & Sons, New York. 621 p.

117. Zhou, H., Gomez-Hernandez, J.J., Liangping, L., 2014. Inverse methods in hydrogeology: Evolution and recent trends. Advances in Water Resources 63, 22-37. http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2013.10.014.

118. Zhou, Y., Ritzi, R.W., Soltanian, M.R., Dominic, D.F., 2014. The influence of streambed heterogeneity on hyporheicflow in gravelly rivers. Groundwater 52 (2), 206-216. http://dx.doi.org/10.1111/gwat.12048.

University of Guilan Press

Applid Grounwater Modeling

Simulation of Flow and Advective Transport

Edited by:

Mary P. Anderson

William W. Woessner

Randall J. Hunt

Translated by:

Somaye Janatrostami, Ph.D
Kourosh Mohammadi, Ph.D