نقش نوع تغذیه از منطقهٔ غیراشباع در انحلال کلسیت و افزایش تخلخل در لنز آب شیرین سفره ساحلی کربناته

محسن رضایی: گروه زمین شناسی دانشگاه تربیت معلم

تاریخ: دریافت ۸۶/۱۱/۱۶ **پذیرش** ۸۸/۶/۲۳

چکیده

اختلاط آب‌های با ترکیب شیمیایی متفاوت به ایجاد مخلوطی منجر می‌شود که معمولاً توانایی چشم‌گیری در انحلال کربنات‌ها دارد. این پدیده در سطح ایستابی که محل اختلاط مؤلفه‌های مختلف آب است، اتفاق می‌افتد. در این مقاله افزایش تخلخل تحت تأثیر این نوع انحلال در لنز آب شیرین سفره‌های ساحلی بررسی شده است. برای محاسبه توسعهٔ تخلخل، از ادغام پتانسیل انحلال با مدل جریان با دانسیته متغیر و انتقال اجزای محلول استفاده شده است. تأثیر افزایش تراوایی بر روی میزان افزایش تخلخل نیز بررسی شده است. نتایج نشان می‌دهد که بیش‌ترین افزایش تخلخل در چند متر زیر سطح ایستابی و در لبهٔ فعال لنز آب شیرین (تا فاصلهٔ ۴۰ متری از ساحل) اتفاق می‌افتد. میزان افزایش تخلخل در این ناحیه $۰/۶\times۱۰^{-۳}$ درصد در سال محاسبه شد. افزایش سرعت با تغییرات تراوایی این میزان را ۲۵٪ افزایش می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: انحلال کلسیت، نفوذ آب شور، لنز آب شیرین، افزایش تخلخل، منطقهٔ اختلاط

مقدمه

آب‌خوان‌های ساحلی کربناته از مخازن مهم آب‌های شیرین زیرزمینی در مناطق ساحلی به شمار می‌روند. در این آب‌خوان‌ها همواره یک لنز آب شیرین وجود دارد که ضخامت آن به سمت دریا کاهش می‌یابد (شکل۱). برداشت آب زیرزمینی، این آب‌خوان‌ها را در معرض نفوذ آب‌شور دریا قرار می‌دهد. از طرفی در محل اختلاط آب‌های شور و شیرین، واکنش‌های

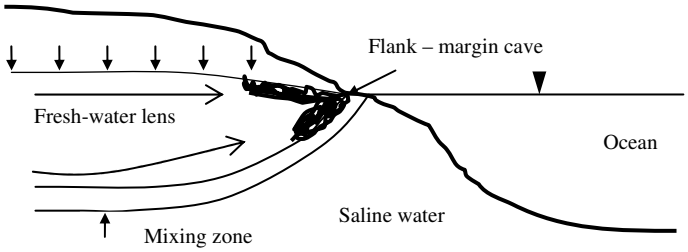
[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.4.5]

شیمیایی چشم‌گیری اتفاق می‌افتد. نفوذ آب شور و واکنش‌های شیمیایی چشم‌گیر آب‌خوان‌های ساحلی را موضوع تحقیقات زیادی قرار داده است [۱۳]،[۲۷]،[۳۲]،[۳۹].

از مهم‌ترین واکنش‌های شیمیایی در محل اختلاط آب‌های شور و شیرین در آب‌خوان‌های ساحلی، انحلال کربنات‌هاست که موجب تشکیل غارهای حاشیهٔ قاره‌ای[۱] در مناطقی مانند جزایر باهاما شده است. غارهای حاشیهٔ قاره‌ای یکی از انواع غیر معمول غارهای موجود در سنگ‌های کربناته هستند[۱۷]، [٤٠] که شکل نسبتاً ثابت و متمایز از دیگر غارها دارند و معمولاً از یک اطاق مرکزی بزرگ در تودهٔ آهکی و تعدادی گذرگاه کوچک‌تر شعاعی تشکیل شده‌اند [٤٠]. غارها معمولاً در محل هم‌گرایی سطح ایستابی و منطقهٔ اختلاط آب‌های شور و شیرین تشکیل گردیده‌اند [۱۷] (شکل۱). این غارها به علت انحلال سریع در طی آخرین دوره بالا آمدگی سطح آب دریاها ایجاد شده‌اند [۱۸].

مکانیسم‌های اصلی انحلالی که در تشکیل غارهای حاشیهٔ قاره‌ای نقش دارند، به سه دسته تقسیم شده‌اند: ۱) انحلال با منشأ آلی ۲) انحلال با منشأ غیرآلی در منطقهٔ اختلاط آب‌های شور و شیرین و ۳) انحلال با منشأ غیرآلی در لنز آب شیرین [۵]،[۱۷]،[۱۹]،[٤٢].پژوهندگان متعددی انحلال با منشأ آلی به‌صورت کیفی مختلفی را بررسی کرده‌اند. میلروی و بالکنزاک (۱۹۹۲) [۱۹] میزان چشم‌گیری از مواد آلی را در سان سالوادور گزارش کردند. اسمارت و همکاران در ۱۹۸۸ [۳۷] بیان کردند که مکانیسم‌های باکتریایی باعث ایجاد تحت اشباع زیاد نسبت به کلسیت در باهاما شده است. آن‌ها نتیجه‌گیری کرده‌اند که اکسیداسیون مواد آلی مکانیسم ژئوشیمیایی مهمی در منطقهٔ اختلاط آب‌های شور و شیرین است.



شکل ۱. یک مقطع فرضی از شرایط تشکیل یک غار حاشیهٔ قاره‌ای

۱.Flank margin cave

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.4.5]

انحلال با منشأ غیرآلی در منطقهٔ اختلاط بین آب‌های شور و شیرین در طول ۳۰ سال گذشته موضوع بحث‌انگیزی بوده است. اختلاط آب‌های شیرین اشباع از کلسیت با آب دریا، آب لب شوری ایجاد می‌کند که از لحاظ ترکیب شیمیایی پیچیده و دارای پتانسیل انحلال کلسیت است. این موضوع در یوکاتان [۱] و در باهاما [۳۷] مشاهده شده است. انحلال کلسیت و گسترش غار به‌علت این پدیده در برمودا [۲۳]، باهاما [۱۸]،[۲٤]، یوکاتان [۱]،[۲] و در بریتانیا [۲۹] گزارش شده است.

سانفرد و کونیکوف در ۱۹۸۹ [۳۳]،[۳٤] میزان افزایش تخلخل در منطقهٔ اختلاط آب‌های شور و شیرین را با روشی دو مرحله‌ای محاسبه کردند. آن‌ها ۵ درصد افزایش تخلخل در مدت ۱۰۰۰۰۰ سال برای جزیره‌ای با تغذیهٔ ۰/۵ متر در سال را محاسبه کردند. از طرفی نتایج بررسی‌های ایزوتوپی [۳٦] و منحنی تغییرات تراز دریا و میزان فرونشست ایزوستازی نشان داده است که غارهای جزایر باهاما باید طی ۱۰۰۰۰ تا ۱۵۰۰۰ سال (بین ۱۲۵۰۰۰ تا ۸۵۰۰۰ سال پیش) ایجاد شده باشند [۱۸]. میزان محاسبه شدهٔ سانفرد و کونیکوف برای ایجاد غارهای بزرگ باهاما در محدوده زمانی ۱۰۰۰۰ تا ۱۵۰۰۰۰ سال کافی نیست [۵]. بر این اساس رضایی و همکاران در سال ۲۰۰۵ [۳۱] با استفاده از روشی مستقیم و استفاده از یک مدل انتقال واکنش‌گر نتایج را بهبود بخشیدند. با این حال در بررسی اخیر تأثیر مکانیسم سوم یعنی انحلال با منشأ غیرآلی در لنز آب شیرین غار در نظر گرفته نشده است. هدف این تحقیق بررسی تأثیر کمی انحلال در لنز آب شیرین بر روی گسترش غارهای حاشیهٔ قاره‌ای است. به این منظور پتانسیل انحلال حاصل از اختلاط آب تغذیه و آب سطح ایستابی با مدل جریان و انتقال آلودگی با قابلیت شبیه‌سازی جریان با دانسیته متغیر تلفیق شده است.

انحلال منشأ غیرآلی در لنز آب شیرین با مصرف CO_2 آب باران، CO_2 اتمسفر خاک و منطقهٔ غیر اشباع [٤۲] و در نتیجه اختلاط آب‌های نفوذی از منطقهٔ اشباع با آب سطح ایستابی اتفاق می‌افتد [۱۷]. آب‌های منطقهٔ غیراشباع مسیرهای متفاوتی را برای پیوستن به سطح ایستابی طی می‌کنند؛ به همین سبب فشار گاز CO_2 متفاوت و ترکیب شیمیایی متفاوت دارند. آب نفوذی برای پیوستن به سطح ایستابی ممکن است مسیر شکاف‌ها و کانال‌های کارستی را

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.4.5]

انتخاب کند یا این‌که به‌صورت پخشی و با زمان ماندگاری بیش‌تری از طریق خلل و فرج منطقهٔ غیر اشباع عبور کند. در این تحقیق مکانیسم اول به‌عنوان تغذیهٔ سریع و مکانیسم دوم با نام تغذیهٔ آهسته مورد اشاره قرار می‌گیرند. هر قدر آب تغذیه، زمان بیش‌تری در تماس با کانی‌های کربناته باشد (زمان ماندگاری بیش‌تر در منطقهٔ تهویه)، به میزان بیش‌تری از کانی‌های کربناته اشباع می‌شود و با میزان فشار CO_2 بیش‌تری در زون تهویه به تعادل می‌رسد. از طرفی آبی که از میان درزه‌ها و کانال‌های کارستی و با سرعت نفوذ می‌کند، زمان کافی برای گرفتن CO_2 و انحلال کانی‌های کربناته نخواهد داشت [١٤]. ممکن است تحت اشباع نسبت به کربنات با اختلاط آب‌های فرورو که محتوای متفاوت زیاد CO_2 دارند، حاصل گردد [٤٠]. اختلاط آب‌های نفوذی با آب آب‌خوان در سطح ایستابی یک محل مناسب برای انحلال و گسترش کارست است [١٧]. حتی اگر هر دو آب نفوذی و آب آب‌خوان نسبت به کربنات کلسیم اشباع باشند اختلاط آن‌ها می‌تواند منجر به آبی تحت اشباع از کربنات کلسیم گردد [٧]. در این تحقیق تلاش می‌گردد تا ضمن بررسی شواهد عملی و مدل‌سازی ژئوشیمیایی پتانسیل انحلال آب‌های تغذیه تأثیر این پتانسیل در افزایش تخلخل در منطقهٔ اختلاط مدل‌سازی گردد.

معرفی مدل

برای شبیه‌سازی جریان با دانسیته متغیر و انتقال جرم از کد کامپیوتری **MOCEDENSE** استفاده شده است [٣٥]. معادلهٔ عمومی جریان مورد استفاده معادلهٔ (١) است [٤]، [٩]. در مدل این معادله که جریان با دانسیته متغیر را شبیه‌سازی می‌نماید به روش تفاضل محدود حل می‌شود.

$$\partial/\partial x_i[\rho g k_{ij}(\partial p/\partial x_j + \rho g \partial z/\partial x_j)/\mu] = S_s \partial p/\partial t + W^* \rho^* g + \gamma g \partial C/\partial t \quad (١)$$

در این معادله k_{ij} تراوایی ذاتی، ρ دانسیته آب، μ ویسکوزیته، P فشار سیال، g شتاب جاذبه، z اختلاف ارتفاع نسبت به یک سطح مبنا، S_s ضریب ذخیره، C غلظت جزیی که دانسیته به آن وابسته است، γ نسبت تغییرات ذخیره به تغییرات غلظت، $W^* = W^*(x, y, z, t)$

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.4.5]

حجم ورودی یا خروجی در واحد حجم (مثبت برای خروجی و منفی برای ورودی)، ρ^* دانسیته ورودی و خروجی x_i مختصه کارتزین، $\mathbf{T}t$ زمان را نشان می‌دهد.

معادله‌ای که انتقال مواد را به‌دلیل حرکت و پخش شبیه‌سازی می‌کند به‌صورت معادلهٔ (۲) است. [۳]،[٤]،[۲٦]. مدل این معادله را برای دو جزء محلول حل می‌کند. یک جزء در معادله انتقال نماینده کل مواد جامد حل شده (یا درصد آب دریا) است و ویسکوزیته و چگالی سیال را تحت تأثیر قرار می‌دهد. این جزء موقعیت لنز آب شیرین را تعیین می‌کند. جزء دیگر نماینده میزان کلسیت حل شده در آب است (که می‌تواند الگوی غلظت متفاوتی نسبت به جزء اول داشته باشد).

$$\partial C_n / \partial t = \partial / \partial x_i [D_{ij} \partial C_n / \partial x_j] - \partial / \partial x_i [V_i C_n] - C_n' W^* / \phi + R^* \qquad (۲)$$

در این معادلهٔ D_{ij} ضریب پخش دینامیکی، V_i سرعت، C_n غلظت، C_n' غلظت در تغذیه و تخلیه، ϕ تخلخل مؤثر، R^* ورودی یا خروجی از طریق واکنش‌های شیمیایی است. سرعت مورد استفاده در معادلهٔ انتقال با استفاده از معادلهٔ زیر محاسبه شده است [۱۵]:

$$V_i = -k_{ij} / \phi\mu [\partial p / \partial x_i + \rho g \partial z / \partial x_i] \qquad (۳)$$

نرم‌افزار PHREEQC [۲۵] برای شبیه‌سازی واکنش‌های شیمیایی استفاده شده است. این نرم‌افزار معادلات ترمودینامیکی را برای به‌دست آوردن به پتانسیل واکنش‌های شیمیایی حل می‌کند. مدل PHREEQC وابستگی بین قدرت یونی و ضریب فعالیت یون‌ها را در نظر می‌گیرد. در این تحقیق از این توانایی مدل برای شبیه‌سازی اختلاط بین دو نوع آب و محاسبه میزان انحلال یا رسوب‌گذاری لازم در نمونه مخلوط برای رسیدن به تعادل استفاده شده است. این تحقیق بیش‌تر بر روی پتانسیل انحلال کلسیت متمرکز است.

بعد از تعیین موقعیت تماس آب‌های شور و شیرین، در مدل جریان و انتقال مواد، میزان کلسیتی که در هر پریود زمانی حل می‌شود، محاسبه شده است. میزان کلسیتی که از سفره حل می‌شود تفاوت بین پتانسیل انحلال و میزان غلظت حاضر در هر پریود زمانی متأثر از فرایندهای انتقال است. در مدل‌سازی شیمیایی، بر اساس نظر سانفرد و کونیکوف (۱۹۸۹)، واکنش‌ها در حالت تعادل در نظر گرفته شده است به‌عبارتی فرض می‌شود که در پایان هر

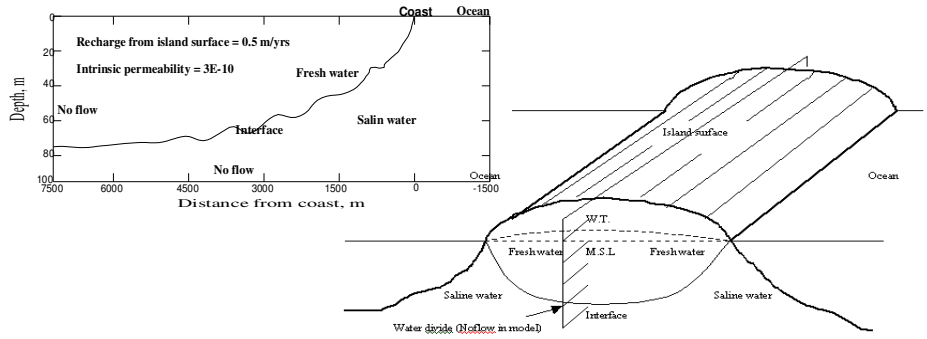
[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.4.5]

پریود زمانی اشباع نسبت به کلسیت حاصل شود. میزان غلظت کلسیت حل شده با توجه به تخلخل قبلی و دانسیته کلسیت **(2.715 gr/cm^3)** به یک میزان از افزایش تخلخل تبدیل می‌شود.

کالبد فیزیکی شرایط مرزی و اطلاعات ورودی

شرایط شبیه‌سازی بر اساس خصوصیات یک جزیره طویل انتخاب شده است (شکل ۲). نمونهٔ واقعی این جزیره ممکن است لانگ ایسلند در باهاما با طول بیش از ۱۳۰ کیلومتر و عرض بین ۸ تا ۲۸ کیلومتر باشد. برای این شبیه‌سازی یک جزیرهٔ فرضی با عرض متوسط ۱۵ کیلومتر و طول نامحدود در نظر گرفته می‌شود. جنس سنگ‌های این جزیره از نوع کربنات خالص فرض می‌گردد [۲۰]. یک سطح مقطع از این جزیره بین ساحل و خط تقسیم آب به‌عنوان محدوده شبیه‌سازی در نظر گرفته می‌شود. محدوده مدل‌سازی به ۲۰ ردیف و ۳۰ ستون تقسیم‌بندی شده است. مرز پایین محدوده، مرز بدون جریان در نظر گرفته می‌شود. مرز سمت راست در فاصلهٔ ۱۵۰۰ متری از ساحل در داخل دریا و از نوع بار ثابت و مساوی فشار هیدرواستاتیک دریا در نظر گرفته می‌شود. یک تغذیهٔ ثابت از سطح زمین در محدودهٔ سمت چپ ساحل در شکل۲ فرض می‌گردد و مرز سمت چپ که خط تقسیم آب در جزیره است نیز از نوع مرز بدون جریان فرض شده است.



شکل ۲. یک شماتیک فاقد مقیاس از جزیره فرضی و سطح مقطع سیستم شبیه‌سازی شده

تخلخل اولیه کربنات همگن و ۳۰٪ فرض شده است. این میزان تخلخل با استناد به اندازه‌گیری‌های گزارش شدهٔ محققان مختلف انتخاب شده است. در مایورکا، اسپانیا، مقادیر

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.4.5]

تخلخل از ۳ تا ۵۷ درصد با یک متوسط ۲۷ درصد گزارش شده است [۲۸]. مقادیر این پارامتر در سفرهٔ آزاد فلوریدا از ۱۷ تا ٤۷ درصد با متوسط ۲۹ درصد گزارش شده است [٤۱]. همچنین در این بررسی میزان ۳×۱۰^{-۱۰} مترمربع برای تراوایی اولیه فرض شده است. این مقدار در مرز بین رنج تراوایی آهک کارستی و سازندهای آهکی و دولومیتی قرار می‌گیرد. مقادیر تراوایی برای مجموعه آهک و دولومیت از $۱۰^{-۱٦}$ تا $۱۰^{-۱۱}$ مترمربع و برای آهک‌های کارستی از $۱۰^{-۸}$ تا $۱۰^{-۳}$ مترمربع تغییر می‌کند [۱۲]. میزان ۹×۱۰^{-۱۱} مترمربع برای تراوایی در مایورکا، اسپانیا [۲۸] و متوسط $۹/۳\times۱۰^{-۱۵}$ مترمربع برای سفرهٔ آزاد فلوریدا گزارش شده است [٤۱]. به‌منظور امکان مقایسهٔ این تحقیق با نتایج سانفرد و کونیکوف (۱۹۸۹)، به تبعیت از این محققان میزان نفوذ پخشی در این جزیره برابر ۵۰۰ میلی‌متر در سال و ضریب پخش طولی برای معادلهٔ انتقال جرم یک متر مربع بر روز و ضریب پخش عرضی ۰.۰۱ ضریب پخش عرضی فرض شده است.

بحث

۱. شیمی و پتانسیل انحلال آب تغذیه

در مقدمه بیان شد که در سطح ایستابی سه مؤلفهٔ متفاوت شامل تغذیهٔ آهسته، تغذیهٔ سریع و آب آب‌خوان با هم مخلوط می‌شوند. ترکیب شیمیایی این مؤلفه‌ها با هم اختلاف چشم‌گیری دارد. تغذیهٔ آهسته دارای میزان یون کلسیم زیاد است که از تقابل با سفره از جمله انحلال کربنات‌ها ایجاد شده و معمولاً نسبت به کلسیت فوق اشباع است. اندیس اشباع گزارش شده کلسیت در سه نمونهٔ تغذیهٔ آهسته در گراند کیمن [۲۲]، ۰/۱۳۹۷+، ۰/۳٦٦۸+ و ۰/٤۰۹٦+، در باهاما [٤۲]، ۰/۰۸+ و در جنوب استالیا [۱٤]، ۰/۵+ است. تغذیهٔ آهسته در زون اشباع باعث شده می‌شود تا محتوی گاز CO_2 به میزان چشم‌گیری افزایش یابد. برای میزان گاز کربنیک آب تغذیهٔ آهسته مقادیر ۰/۱٤٪ در گراندکیمن [۲۲]، ۰/٤۰٪ در باهاما [٤۲] و ۳٪ در جنوب استرالیا [۱٤] گزارش شده است.

در مقابل، آب تغذیهٔ سریع که زمان ماندگاری کوتاهی در منطقهٔ تهویه دارد، کم و بیش ترکیب شیمیایی آب باران را داراست و با فشار CO_2 بالای خاک به تعادل نمی‌رسد [۲۲]. این

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.4.5]

نوع تغذیه گاهی بخش چشم‌گیری از تغذیه را شامل می‌شود. در شمال آندروس ٦٠٪ از آب نفوذی زمان ماندگاری کم‌تر از ۱۲ ساعت در منطقهٔ تهویه داراست [٤٢]. میزان گاز CO_2 برابر ٠/٠٤٪ [۲۲] و ٠/٠٣٣٪ [٤٢] برای این نوع تغذیه گزارش شده است. محققان متعددی اندیس اشباع نسبت به کانی‌های کربناته این نوع تغذیه از ١/٧٩٢٥- (تحت اشباع) تا ٠/٥+ (فوق اشباع) را گزارش کرده‌اند ([١٤]،[۲۲]،[٤٢]). وقتی که این آب با دی‌اکسید کربن پایین به سطح لنز آب شیرین که در آن غلظت گاز CO_2 زیاد است (٠/٤٪ تا ٠/٩١٪)، برسد باعث ایجاد پتانسیل انحلال زیادی می‌گردد [٤٢]. ویتاکر (۱۹۹۲) این پتانسیل را در حدود انحلال ۱۳ تا ۵۷ میلی‌گرم کلسیت در هر لیتر آب بیان کرده است. در یک بررسی تأثیر تغذیه سریع آب باران از طریق درزه‌ها و شکستگی‌ها، با تزریق ٧/٦ متر مکعب آب باران به سفره از طریق یک پیزومتر شبیه‌سازی شده است [۲۲]. مخلوط آب زیرزمینی با آب باران به میزان چشم‌گیری در اندیس اشباع نسبت به کلسیت و دولومیت کاهش نشان داده است. بعد از ٦ ماه میزان یون کلسیم در آب مخلوط از ٣٦ میلی‌گرم در لیتر به ۵۲ میلی‌گرم در لیتر رسیده است. این میزان کلسیم اضافی باید از انحلال کلسیت و دولومیت در سفره ناشی شده باشد. این مثال به روشنی اهمیت این نوع اختلاط را در گسترش کارست در سطح ایستابی را نشان داده است.

دو نوع آب تغذیه سریع و آب تغذیه آهسته- که در بارهٔ آن‌ها سخن گفتیم - در سطح ایستابی با آب آب‌خوان مخلوط می‌شوند. تقریباً همهٔ نمونه‌های آب‌خوان فوق اشباع نسبت به کلسیت و آراگونیت هستند. میزان گاز CO_2 معمولاً فراوان بوده و در همهٔ نمونه‌های اندازه‌گیری شدهٔ ویتاکر و اسمارت (۱۹۹۷) بیش از ۲٪ گزارش شده است. داده‌های گزارش شده نشان می‌دهد که در آب آب‌خوان اندیس اشباع کلسیت بین صفر تا ٠/٣٨+، اندیس اشباع دولومیت از ٠/٢+ تا ٠/٢٤+ و فشار گاز CO_2 از ٠/٤٪ تا بیش‌تر از ۲٪ تغییر می‌کند [١٦]، [۲۲]، [۳۸]، [٤٣].

آب آب‌خوان و آب تغذیهٔ آهسته هر دو در فشار زیادی از گاز CO_2 با کانی‌های کربناته به تعادل رسیده‌اند. این دو نوع آب نمی‌توانند انحلال اضافی کربناته ایجاد کنند و به‌دلیل شباهت در ترکیب شیمیایی معمولاً از اختلاط آن‌ها نه تنها قابلیت خورندگی جدید ایجاد

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.4.5]

نمی‌گردد بلکه گاهی اختلاط آن‌ها باعث رسوب کربنات می‌گردد [۴۲]. آن‌چه معمولاً باعث اختلاط می‌شود اختلاط آب‌های تغذیهٔ سریع با آب‌های تغذیهٔ آهسته و آب آب‌خوان در سطح ایستابی است. بر این اساس در این پژوهش فرض می‌شود که در سطح ایستابی دو مؤلفه با هم مخلوط می‌شوند یکی آبی که با کلسیت و میزان بالای گاز کربنیک به تعادل رسیده است به‌عنوان نمایندهٔ آب آب‌خوان یا مؤلفهٔ آب تغذیهٔ آهسته و دیگری آبی که می‌تواند اشباع یا تحت اشباع از کلسیت باشد اما زمان ماندگاری کم آن باعث میزان کم گاز کربنیک در آن شده است. در سطح ایستابی این دو مؤلفه با هم مخلوط شده و پتانسیل خورندگی چشم‌گیری ایجاد می‌کنند.

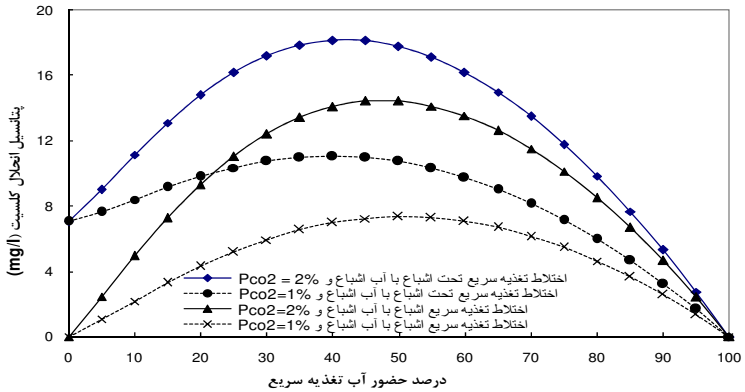
نتایج محاسبات پتانسیل انحلال کلسیت در مخلوط دو مؤلفه در شکل ۳ نشان داده شده است. محور افقی شکل درصد حضور مؤلفهٔ تغذیهٔ سریع را در اختلاط نشان می‌دهد. دو عامل مهم در میزان انحلال مؤثر است، یکی میزان فشار گاز کربنیک آب سطح ایستابی که از فشار گاز کربنیک اتمسفر منطقهٔ غیراشباع متاثر می‌شود، و دیگری شرایط هیدروژئولوژیکی منطقهٔ تهویه که درصد تغذیهٔ سریع را معین می‌کند. وابستگی غیر خطی ضریب فعالیت یون‌های محلول به قدرت یونی باعث می‌شود تا برای محدودهٔ تغذیهٔ سریع بین ۳۵ تا ٦۵ درصد که محدودهٔ وسیعی از شرایط هیدروژئولوژیکی را در بر می‌گیرد، و برای فشار گاز دی‌اکسید کربن ۰.۲٪، پتانسیل انحلال بین ١٦ تا ۱۸ میلی‌گرم در لیتر آب است. مقدار ۱۷ میلی‌گرم در لیتر به‌عنوان متوسط این محدوده برای استفاده در مدل برای محاسبهٔ میزان انحلال و افزایش تخلخل استفاده می‌شود.

۲. نتایج شبیه‌سازی

شبیه‌سازی در دو سناریوی مختلف انجام گرفته است. در سناریوی اول فرض می‌شود که با افزایش تخلخل تراوایی تغییر نمی‌کند؛ از همی‌ن روی در این حالت ضخامت و شکل لنز آب شیرین در طول شبیه‌سازی ثابت باقی می‌ماند. در سناریوی دوم فرض می‌شود که تراوایی به‌عنوان تابعی از تخلخل تغییر کند و بر این اساس شکل و ضخامت لنز آب شیرین تغییر می‌کند.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.4.5]



شکل ۳. پتانسیل انحلال در مخلوط آب تغذیهٔ سریع و آب شیرین اشباع از کلسیت

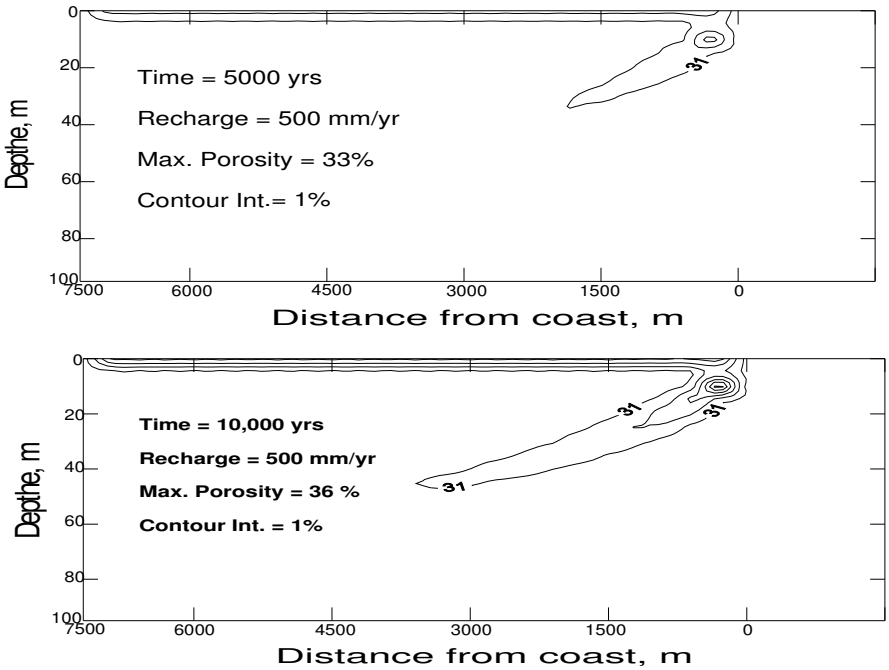
۲-۱. افزایش تخلخل با لنز آب شیرین ثابت (سناریوی اول):

شکل ٤ توزیع تخلخل را بعد از ۵۰۰۰ و ۱۰۰۰۰ سال از شبیه‌سازی با تراوایی ثابت نشان داده است. افزایش تخلخل در سطح ایستابی و لبهٔ فعال لنز آب شیرین مشاهده می‌شود. این نتایج با مدل ارائه شده برای گسترش غارهای حاشیهٔ قاره‌ای [۱۷] مطابقت دارد. زمانی که آب تغذیه سریع به سطح ایستابی برسد با آب سطح ایستابی که فشار CO_2 زیادی دارد، مخلوط می‌شود. نتیجهٔ این اختلاط ایجاد تحت اشباع نسبت به کلسیت است و به همین سبب انحلال کلسیت در سطح ایستابی می‌شود. به سمت پایین از قدرت انحلال آن کاسته شده و آب اشباع از کلسیت می‌شود. شکل٤ نشان می‌دهد که حداکثر افزایش تخلخل در لبهٔ فعال لنز آب شیرین اتفاق می‌افتد. در این ناحیه ضخامت لنز آب شیرین حداقل و سرعت آب شیرین حداکثر است؛ از همین روی، میزان انتقال کلسیت حل شده ماکزیمم و در نتیجه میزان افزایش تخلخل بیش‌ترین است. به‌عبارت دیگر، آب همواره بیش‌ترین پتانسیل تحت اشباع را در این ناحیه دارا است.

بیش‌ترین افزایش تخلخل محاسبه شده برای ۱۰۰۰۰ سال ٦٪ است و این معادل میزان $۰/٦\times۱۰^{-۳}$ درصد در سال افزایش تخلخل در لنز آب شیرین است. ویتاکر و اسمارت (۱۹۹۷) میزان میانگین افزایش تخلخل را با آنالیز نمونه‌های آب در لنز آب شیرین آندروس شمالی

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.4.5]

$^{-۳}$۱۰×(۰/۳۳-۰/۱٤) درصد در سال اندازه‌گیری کردند و بیان کردند که ۵۷-۵۰ درصد از کل افزایش تخلخل در چند متر بالایی و زیر سطح ایستابی اتفاق می‌افتد.



شکل ٤. الف) توزیع تخلخل بعد از ۵۰۰۰ سال ب) توزیع تخلخل بعد از ۱۰۰۰۰ سال شبیه‌سازی در سناریوی اول (موقعیت ثابت لنز آب شیرین)

۲-۲. افزایش تخلخل با فرض موقعیت متغیر لنز آب شیرین (سناریوی دوم):

در عمل افزایش تخلخل تراوایی را افزایش داده و جریان آب را شدیداً تحت تأثیر قرار می‌دهد. پژوهندگان بسیاری، وابستگی تراوایی به تخلخل را با اندازه‌گیری این دو پارامتر در نمونه‌های واقعی ارزیابی کرده‌اند [۸]،[۱۱]،[۳۳]. این پژوهندگان رابطهٔ (٤) را برای یک محدودهٔ تخلخل از ۰/۳ تا ۰/۵ معتبر می‌دانند.

$$\log k = 20\phi - 15.523 \qquad (٤)$$

از طرفی ضخامت لنز آب شیرین در یک جزیره مطابق رابطهٔ (۵) با پارامترهای؛ هدایت هیدرولیکی سفره، ابعاد جزیره و تغذیه به جزیره وابسته است [۲۱].

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.4.5]

$$Z = \{\frac{W(R^2 - r^2)}{2K\Delta\rho(1 + \Delta\rho / \rho_f)}\}^{1/2} \quad , \; Z = \frac{\rho_f}{\Delta\rho} h \qquad (۵)$$

در این رابطه Z عمق سطح تماس آب شور و شیرین از سطح تراز دریا، W میزان تغذیه، R نصف عرض جزیره، r فاصله از خط تقسیم آب یا وسط جزیره، K هدایت هیدرولیکی، ρ_f دانسیته آب شیرین، $\Delta\rho$ تفاوت چگالی آب‌های شور و شیرین و h ارتفاع سطح ایستابی از سطح دریا است.

در معادلهٔ ۵ با افزایش تراوایی Z و h کم شده و ضخامت لنز آب شیرین کاهش می‌یابد. در این حالت حتی اگر میزان تغذیه به سفره ثابت بماند، سرعت آب افزایش می‌یابد. رئیسی و میلروی(۱۹۹۵) [۳۰] این پدیده را بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که ضخامت لنز آب شیرین در لبهٔ فعال لنز با افزایش تخلخل کاهش یافته و موجب افزایش سرعت می‌شود. آن‌ها معتقد هستند که این پدیده به‌گونه‌ای سیکلی باعث سرعت بخشیدن به افزایش تخلخل می‌شود.

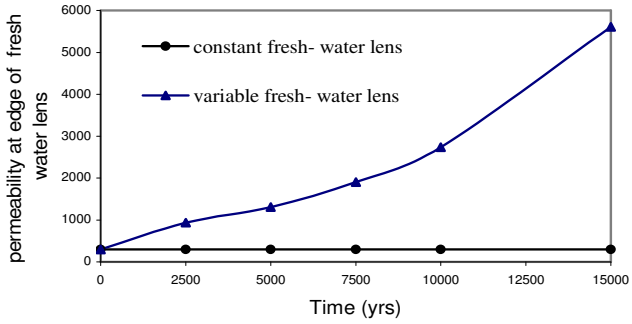
شکل ۵ تغییرات تراوایی شبیه‌سازی شده با زمان را در محدودهٔ لبهٔ فعال لنز آب شیرین نشان می‌دهد. بعد از ۱۰۰۰۰ سال شبیه‌سازی متوسط تراوایی در این لنز به ۲۷×۱۰^{-۱۰} رسیده است که ۷ برابر بیش از مقدار اولیه این پارامتر است. این افزایش تراوایی باید منجر به کاهش ضخامت لنز آب شیرین گردد. شکل ٦ موقعیت سطح تماس آب شور و شیرین را در زمان صفر و بعد از ۵۰۰۰ و ۱۰۰۰۰ سال شبیه‌سازی نشان می‌دهد. نتایج شبیه‌سازی با مدل تحلیلی مک ورتر و سانادا (۱۹۷۷) صحت‌سنجی شده است. چنان‌که در شکل ٦ نیز نشان داده شده است، انطباق خوبی بین نتایج شبیه‌سازی و مدل تحلیلی وجود دارد. موقعیت شبیه‌سازی نشان داده شده برای زمان صفر، در واقع موقعیت بدون تغییر لنز آب شیرین است که در سناریوی اول شبیه‌سازی شده است.

انتظار می‌رود با کاهش ضخامت لنز آب شیرین سرعت دارسی افزایش یابد. شکل ۷ افزایش سرعت را با زمان تحت تأثیر افزایش تراوایی نشان داده است. ضخامت لنز آب شیرین در طول ۱۰۰۰۰ سال چهار برابر کاهش یافته است و این منجر به افزایش چهار برابری سرعت دارسی شده است. کاهش ضخامت لنز آب شیرین هم به دلیل کاهش Z و هم کاهش h است.

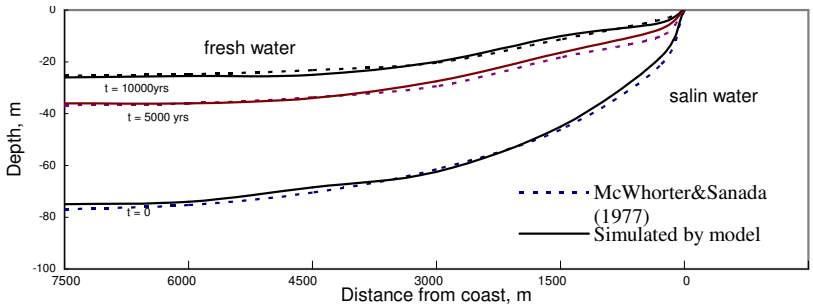
[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.4.5]

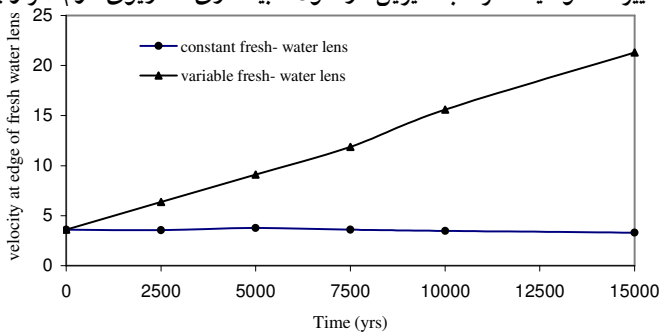
این در حالی است که در سناریوی اول با گذشت زمان سرعت به میزان کمی کاهش می‌یابد و این به دلیل وابستگی بر عکس سرعت به تخلخل (معادلهٔ ۳) است.



شکل ۵. تغییرات تراوایی با افزایش تخلخل در طول ۱۵۰۰۰ سال شبیه‌سازی (تراوایی $\times 10^{-12}$)



شکل ٦. تغییرات موقعیت لنز آب شیرین در طول شبیه‌سازی سناریوی دوم (تراوایی متغیر)



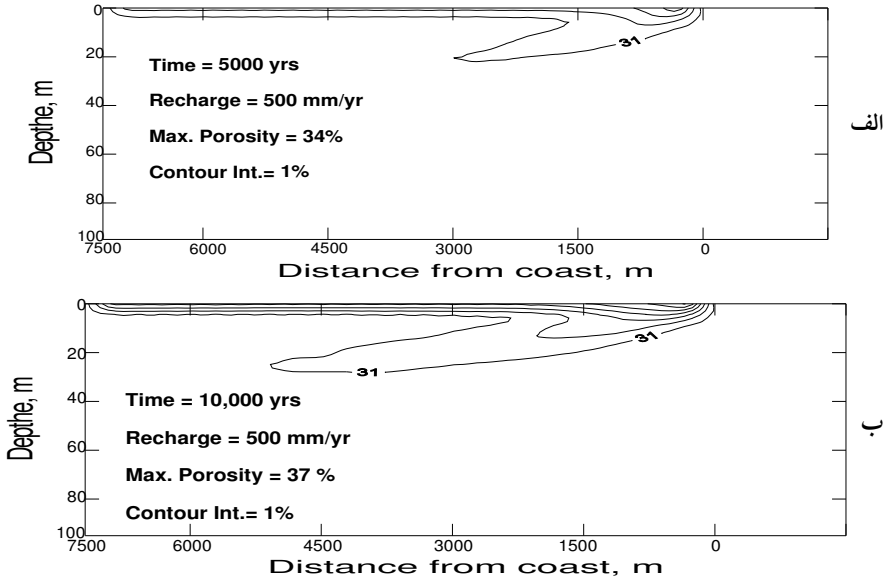
شکل ۷. تغییرات سرعت در لبهٔ فعال لنز آب شیرین (سرعت بر حسب 10^{-5} متر بر ثانیه)

افزایش سرعت باعث تسریع در میزان انتقال اجزای محلول (معادلهٔ ۲) می‌شود و در نتیجه، میزان افزایش تخلخل بیش‌تر می‌شود. شکل ۸ توزیع تخلخل بعد از ۵۰۰۰ و ۱۰۰۰۰ سال شبیه‌سازی را با در نظر گرفتن تغییرات تراوایی (سناریوی دوم) نشان می‌دهد. تخلخل در

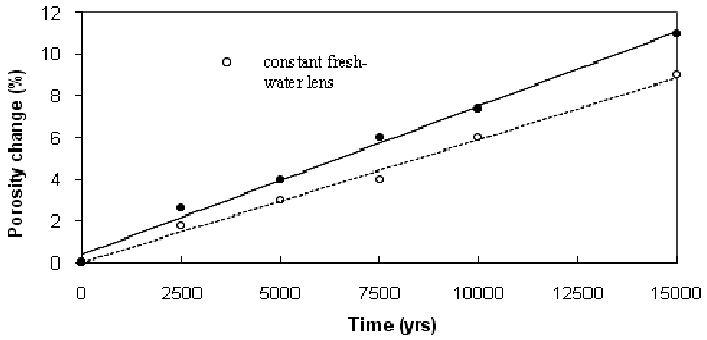
[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.4.5]

نزدیکی سطح ایستابی تغییر کرده است و ماکزیمم این تغییر در لبهٔ فعال لنز اتفاق افتاده است. حداکثر میزان افزایش تخلخل $۰/۷٤\times۱۰^{-۳}$ درصد تخلخل در سال است. این میزان حدود ۲٤ درصد بیش از میزان محاسبه شده برای سناریوی اول است. شکل ۹ تغییرات تخلخل را در هر دو حالت برای مقایسه در طول ۱۵۰۰۰ سال نشان داده است.



شکل ۸. توزیع تخلخل در سناریوی دوم بعد از الف) ۵۰۰۰ و ب) ۱۰۰۰۰ سال



شکل ۹. مقایسهٔ افزایش تخلخل در دو سناریو

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.4.5]

نتیجه‌گیری

در این تحقیق نقش اختلاط در افزایش قدرت انحلال در سفره‌های کربناته بررسی شده است. میزان محتوی P_{CO2} آب نفوذی در زون غیر اشباع اثر مهمی بر انحلال در لنز آب شیرین دارد. این مسئله زمانی از اهمیت بیش‌تر می‌یابد که مکانیسم‌های متفاوت نفوذ در زون غیراشباع عمل کند؛ به این معنا که بخشی از نفوذ از طریق خلل و فرج و شکستگی‌ها و بخشی به صورت پخشی نفوذ کند. حضور تعدادی درزه و شکاف که آب تغذیه‌ای را بدون تعادل با P_{CO2} اتمسفر خاک به سطح ایستابی برساند باعث ایجاد پتانسیل انحلال در سطح ایستابی می‌شود.

میزان انحلال به P_{CO2} آب منطقهٔ غیر اشباع، شرایط هیدروژئولوژیکی و انحلال در زون غیر اشباع بستگی دارد. اگرچه در این پژوهش تمامی این عوامل به‌صورت دقیق بررسی نشده‌اند، اما مقایسهٔ پتانسیل انحلال استفاده شده در این محاسبات با داده‌های آنالیز شدهٔ ویتاکر و اسمارت (۱۹۹۷) نشان می‌دهد که این مکانیسم می‌تواند در گسترش غارهای حاشیهٔ قاره‌ای نقش مهمی ایفا کند. اگرچه افزایش تراوایی با تغییر تخلخل پدیده پیچیده‌ای است، اما افزایش تراوایی باعث تسریع در روند افزایش تخلخل در لنز آب شیرین می‌شود.

منابع

1. Back, W., Hanshaw, B. B., Herman, J. S., and Van Driel, J. N., *Differential dissolution of a Pleistocene reef in the groundwater mixing zone of coastal Yucatan*, Mexico, Geology, V. 14 (1986) 137-140.
2. Back, W., Hanshaw, B. B., and Van Driel, J. N., *Role of groundwater in shaping the eastern coastline of the Yucatan Peninsula*, Mexico, In La Fleur, R. A. (Ed), *Groundwater as a Geomorphic Agent*, Allen and Unwin, Boston (1984) 281-293.
3. Bear, J., *Dynamic of Fluid in Porous Media*, 764 pp., Elsevier Science, New York (1972).

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.4.5]

4. Bredehoeft, J. D., and Pinder, G.F., *Mass Transport in Flowing Groundwater*, Water Resour. Res., 9(1)(1973)194-210.
5. Bottrel, S. H., Carew, J.L., and Mylroie, J. E., *Bacterial Sulfate Reduction in Flank Margin Environments: Evidence from Sulphur Isotopes, in White, B.,* (ed.), Proceeding of the Sixth Symposium on Geology of the Bahamas. Bahamian Field Station, San Salvador Island, Bahamas (1993) 17 – 21.
6. Bottrel, S. H., Smart, P.L., Whitaker, F., and Raiswell, R., *Geochemistry and Isotope Systematics of Sulphur in The Mixing Zone of Bahamian Blue Holes*, Applied Geochemistry, V. 6 (1991) 97- 103.
7. Bogli, A., *Karst Hydrology and Physical Speleology*, New York, Springer- Verlag (1980) 35-40.
8. Chilingar, G, V., *Relationship Between Porosity, Permeability*, and Grain-size Distribution of Sands and Sandstone, In Developments In Sedimentology, Vol.1, *Deltaic and Shallow Marine Deposits, Proceedings of The Sixth International Sedimentological Congress*, Elsevier Science, New York (1964) 71-75.
9. Cooper, H.H., Jr., *The Equation of Groundwater Flow in Fixed and Deforming Coordinates*, J. Geophys. Res., 71(20)(1966) 4785- 4790.
10. Drever, J. I., 1988, *The Geochemistry of Natural Waters*, 2nd, Printice Hall Inc.
11. Fuchtbauer, H., *Influence of Different Types of Diagenesis On Sandstone Porosity*, in Seventh World Petroleum Congress Proceeding, Vol. 2, Origin of Oil, Geology, and Geophysics, Elsevier Science, New York, (1967) 353- 3639.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.4.5]

12. Freeze, A.R. and Cherry, J.A., *Groundwater,* Prentice Hall Inc., Englewood Cliffs, NJ (1979).
13. Hanshaw, B.B., Back, W., *The major geochemical processes in the evolution of carbonate–aquifer system*. Journal of Hydrology 43 (20) (1979) 287–312.
14. Herczeg, A.L., Leaney, F.W.J., Stadter, M.F., Allan, G.L., and Fifield, L.K., *Chemical and isotopic indicators of point-source recharge to a karst aquifer*, South Australia, Journal of Hydrology, 192 (1997) 271-299.
15. Konikow, L. F., and D.B. Grove, *Derivation of Equations Describing Solute Transport in Groundwater*, U.S. Geol. Survey. Water Resour. Invest. (1977) 77-19, 30.
16. Magartiz, M. and Luzier, J.E., *Water-rock interactions and seawater-freshwater mixing effects in the coastal dunes aquifer*, Coos Bay, Oregon, Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 49 (1985) 2515-2525.
17. Mylroie, J. E., and Carew, J.L., *The Flank Margin Model For Dissolution Cave Development In Carbonate Platforms*, Earth Surface Processes and Landforms, V. 15 (1990) 413-424.
18. Mylroie, J.E., Carew, J.L., Sealy, N.E., and Mylroie, J. R., *Cave development on new providence island and long island*, Bahamas, Cave Science, Vol. 18, No. 3 (1991) 139-141.
19. Mylroie J. E., and Balcerzak, W. L., *Interaction of Microbiology and Karst Processes In Quaternary Carbonate Island Aquifer In Stanford*, J. A., and Simons, I.J., (eds.), *Proceeding of The First International Conference On Ground Water Ecology*: American Water Resources Association, Bethesda, Maryland (1992) 37-46.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.4.5]

20. Mylroie, J. E., and J. Jenson, *The Carbonate Island Karst Model Applied To Guam, Theoretical and Applied Karstology* (2001) 13-14, 51- 546.

21. McWhorter B. D., and D. K. Sanada, *Ground-Water Hydrology and Hydraulics*, Water Resources Publications (1977).

22. Ng, K.C. and Jones, B., *Hydrogeochemistry of Grand Cayman, British West Indies*: implications for carbonate diagenetic studies, Journal of hydrology, 164 (1994) 193-216.

23. Palmer, A.N., Palmer, M. V. and Queen ,M.V., *Geology and origin of the caves of Bermuda*, Proceeding of the 7Th International Speleological Congress, Sheffield, 1977: *British Cave Research Association*, Somerset, England, (1977b) 336-339.

24. Palmer, R.J. and Williams, D.W., *Cave development under Andros island*, Bahamas, Cave Science, Vol.11(1984) 50-52.

25. Parkhurst, D. L., D. C. Thorstenson, and L. N. Plummer, *PHREEQE- A Computer Program for Geochemical Calculations*, U.S. Geol Survey. Water- Resour. Invest. (1980) 80- 96, 191.

26. Pinder, G. F., and H. H. Cooper, *A Numerical Technique For Calculating The Transient Position of The Saltwater Front*, Water Resour. Res., 6(3) (1970) 875–882.

27. Plummer, L. N., *Mixing of sea water with calcium carbonate groundwater*, Geological Society of America Memoir 142 (1975) 219-236.

28. Price, R. M., and J. S. Herman, *Geochemical Investigation of Salt-Water Intrusion Into A Coastal Carbonate Aquifer*: Mallorca, Spain. Geological Society of America Bulletin. V, 103 (1991) 1270- 1279.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.4.5]

29. Proctor, C.J., 1988, *Sea-level related caves on Berry Head*, South Devon, Cave Science, V. 15, 39-50.

30. Raeisi, E. and Mylroie, J. E., *Hydrodynamic Behavior of Caves Formed in The fresh-water lens of carbonate islands*: carbonates and evaporates, v.10,no. 2 (1995) 207- 214.

31. Rezaei, M., Sanz, E., Raeisi, E., Ayora, C., Va´zquez-Sun˜e´, E., and Carrera, J., *Reactive transport modeling of calcite dissolution in the fresh-salt water mixing zone*, Journal of Hydrology 311 (2005) 282–298.

32. Runnels, D.D., Diagenesis, chemical sediments, and the mixing of natural waters. Journal of Sedimentary Petrology 39 (1969) 1188–1201.

33. Sanford, W.E., Konikow, L.F., *Simulation of calcite dissolution and porosity changes in saltwater mixing zones in coastal aquifers*. Water Resources Research 25 (1989) 655–667.

34. Sanford, W.E. and Konikow, L.F., "*Porosity Development in Coastal Carbonate Aquifers--Reply*," Geology, 17(10) (1989) 962-963.

35. Sanford, W. E. and Konikow, L. F., *A Two-Constituent Solute Transport Model For Ground Water Having Variable Density*, U.S. Geol. Survey. Water- Resour. Invest Rep. (1985) 85-4279,88.

36. Shackleton, N. J. and Opdyke, N.D., *Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial pacific core* V28-238: Oxygen isotope temperature and ice volumes on a 10^5 to 10^6 year scale, quaternary research, V. 3 (1973) 39-55.

37. Smart, P.L., Dawans, J.M., and Whitaker, F.F., *Carbonate dissolution in a modern mixing zone, South Andros, Bahamas*, Nature, Vol. 335 (1988) 811-813.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.4.5]

38. Stephen, S.A., Frank, L.P., Fred, T.M., and Scott, N.H., *Geohydrology of the Laura fresh-water lens, Majuro atoll*: A hyrogeochemical approach, Geological Society of America Bulletin, v. 101 (1989)1066-1075.

39. Tucker, M.E., Wright, V.P., *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publication, Oxford (1990) 482.

40. Vogel, P.N., Mylroie, J. E., and Carew, J.L., *Limestone petrology and cave morphology on san Salvador island*, Bahamas, Cave Science, Vol. 17, No. 1(1990) 19-30.

41. Wicks, C. M., and J. S. Herman, *The Effect of Zones of High Porosity and Permeability on The Configuration of The Saline-Freshwater Mixing Zone*, Ground Water, Vol.33, No.5 (1995).

42. Whitaker, F.F., *Hydrology, geochemistry and diagenesis of modern carbonate platform in the Bahamas*. University of Bristol, Ph.D. Dissertation (1992) 374.

43. Whitaker, F.F. and Smart, P.L., *Groundwater circulation and geochemistry of a karstified bank-marginal fracture system*, South Andros Island, Bahamas, Journal of hydrology, 197 (1997) 293-315.

44. White, W.B., *Geomorphology and Hydrology of karst Terrains*, New York, Oxford University Press (1988) 464.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1388.3.1.4.5]