دانش‌افزایی

تکوین دیرین جغرافیای ایران و جهان

در نئوپروتروزوئیک و دوران پالئوزوئیک

مریم محمودی[1]، جعفر صبوری[2] و حبیب علیمحمدیان[3]

۱. کارشناس ارشد چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی پژوهشکدهٔ علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی

۲ و ۳. کارشناسان ارشد سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

چکیده

زمین از ورقه‌های تکتونیکی مختلفی تشکیل شده که ایـن ورقه‌ها در طی دوران پالئوزوئیک و حتی قبل از آن، در حال تکاپو بوده‌اند. در زمان نئوپروتروزوئیک پیشین (حدود ۱ میلیارد سال پیش)، اَبَر قارهٔ[1] واحدی به نام رودینیا[2] وجود داشـته اسـت. سپس (از ۷۰۰ تا ۵۵۰ میلیون سال پیش) با باز شدن اقیانوس ایاپتوس[3] و تکه‌تکه شدن این اَبَرقاره، خشکی‌های لورنزیا (آمریکای شـمالی، گرینلند و...)، بالتیک (پلتفرم روسیه و اروپای شـرقی) و سیبری از یک‌سو و خشـکی بزرگ گندوانا از سـوی دیگر به‌وجود آمدند. با شـروع دورهٔ کامبرین (۵۵۰ میلیـون سـال پیش) بیـن گندوانا و خشـکی کوچک‌تر آوالونیا (شرقی‌ترین قسمت آمریکای شمالی تا انگلستان و شمال شـرق آلمان) اقیانوس دیگری به نام رِیـک[4] به‌وجود آمد. در حالی‌که بین خشـکی‌های سـیبری، بالتیک و گندوانا (آفریقا، جنوبگان، استرالیا، آمریکای جنوبی، هند، ماداگاسـکار، ایران، عربسـتان و...) اقیانوس بـزرگ پروتوتتیـس[5] پیدایش یافت. در خلال کامبرین پسـین حاشیهٔ غربی اقیانوس ایاپتوس، باریک‌تر شـد. بعد از تحکیم پی سنگ پرکامبرین، در دوران اول، پلتفـرم ایران و سـایر مناطـق خاورمیانه، آرام و نسـبتاً پایـدار بودند و فعالیت‌هـای ماگمایی و چین‌خوردگی مهمی را نشـان ندادند.

در طول دورهٔ اردوویسـین نیز، با حرکت خشـکی آوالونیا به سـمت شـمال، اقیانوس ایاپتوس شروع به بسته شـدن کرد، در حالی‌که اقیانوس رِیک گسترش بیشـتری یافت و اقیانـوس پروتوتتیس نیـز در حال گسـترش بود. در اردوویسـین انتهایی، قسمت غربی خشـکی گندوانا از قطـب جنوب عبور کـرد و پدیدهٔ

یخچالی شدن رخ داد. آثار این پدیدهٔ یخچالی در ایران نسبت به سایر مناطق گندوانایی ضعیف‌تر بود. همچنین از دورهٔ فوق تا دورهٔ دونین، پوستهٔ ایران در نقاط مرکزی و شمالی دچار بالاآمدگی و کشش شد و همین امر به نهشته شدن بازالت‌های زیر دریایی انجامید. در خلال سیلورین پسین اقیانوس ایاپتوس به‌طور کامل بسته شد و این امر به برخورد خشکی‌های لورنزیا، بالتیک و آوالونیا به همدیگر و شکل‌گیری قارهٔ بزرگ به نام لورازیا انجامید. در این زمان سرزمین‌های حاشیهٔ شمالی گندوانا یعنی دو سرزمین بزرگ[۶] هان[۷] (یورآمریکا، آدریا، پرونیکا، پونتید و هلونیک) و سیمرید[۸] (آپولیا، تارویدِ، ایران، هیلمند، قره‌قروم، تبت شمالی و جنوبی) به علت باز شدن اقیانوس پالئوتتیس از هم جدا شدند.

کلیدواژه‌ها: جغرافیای دیرین، نئوپروتروزوئیک، پالئوزوئیک، جهان، ایران

مقدمه

گفتنی است که طی دورهٔ سیلورین، خشکی گندوانا به سمت استوا حرکت کرده است و آب و هوای سرد سرزمین‌های شمالی آن به شرایط آب و هوایی گرم تغییر یافت. با ذوب یخچال‌های اردوویسین انتهایی، شرایط مناسبی برای رسوب‌گذاری سنگ مادرهای هیدروکربنی سیلورین در شمال خشکی گندوانا، از الجزایر تا عمان، فراهم شد. این شرایط تا دونین ادامه یافت و اقیانوس پالئوتتیس[۹] نیز به گسترش خود ادامه داد. در حالی که اقیانوس پروتوتتیس با حرکت سرزمین هان به سمت شمال و قارهٔ بزرگ لورازیا به سمت شمال شرق، باریک‌تر و در کربنیفر به‌طور کامل بسته شد. دومین پدیدهٔ یخچالی پالئوزوئیک در دونین پسین (فرازنین و فامنین)، به‌صورت گسترده رخ داد. سردشدگی آب و هوا در زمان دونین پسین، جهانی بوده و به نظر می‌رسد که پایان گرم‌شدگی پالئوزوئیک میانی در سیلورین میانی بوده است. همانطور که ذکر شد، فعالیت‌های آتش‌فشانی بازیک و به‌صورت نادر و احتمالی جای‌گیری توده‌های نفوذی در دورهٔ دونین، از مشخصه‌های پلتفرم ایران بوده است. در دونین پسین سرزمین ایران در حاشیهٔ شمالی اقیانوس پالئوتتیس و در قلمروگندوانایی قرار داشته است. در خلال دورهٔ کربنیفر، سومین پدیدهٔ یخچالی در خشکی گندوانا اتفاق افتاد که از جنوب گندوانا تا داخل عربستان جنوبی گسترش یافت. در کربنیفر پیشین سرزمین بزرگ هان به اقیانوس پروتوتتیس نزدیک شد و در اثر حرکت خشکی گندوانا به سمت شمال، شروع به باریک‌تر شدن کرد و در کربنیفر پسین اقیانوس رِیک بسته شد و کوه‌زاد هرسی نین رخ داد و قارهٔ بزرگ پانگه‌آ شکل گرفت. برخوردهای کربنیفر، در خلال پرمین کامل‌تر شد و از پرمین میانی تا تریاس، به‌دلیل گسترش بیشتر اقیانوس پالئوتتیس، اَبَر سرزمین سیمرید به‌طور کامل از حاشیهٔ شمال غربی گندوانا جدا شد و در تریاس پسین که اقیانوس پالئوتتیس به‌طور کامل بسته می‌شود، این سرزمین‌ها در حاشیهٔ جنوبی قارهٔ بزرگ لورازیا واقع بودند و در همین حال، اقیانوس نئوتتیس بین ورقهٔ ایران (ایران مرکزی- البرز) و ورقهٔ زاگرس- عربستان شکل گرفت و باعث جدایی این دو سرزمین از هم شد.

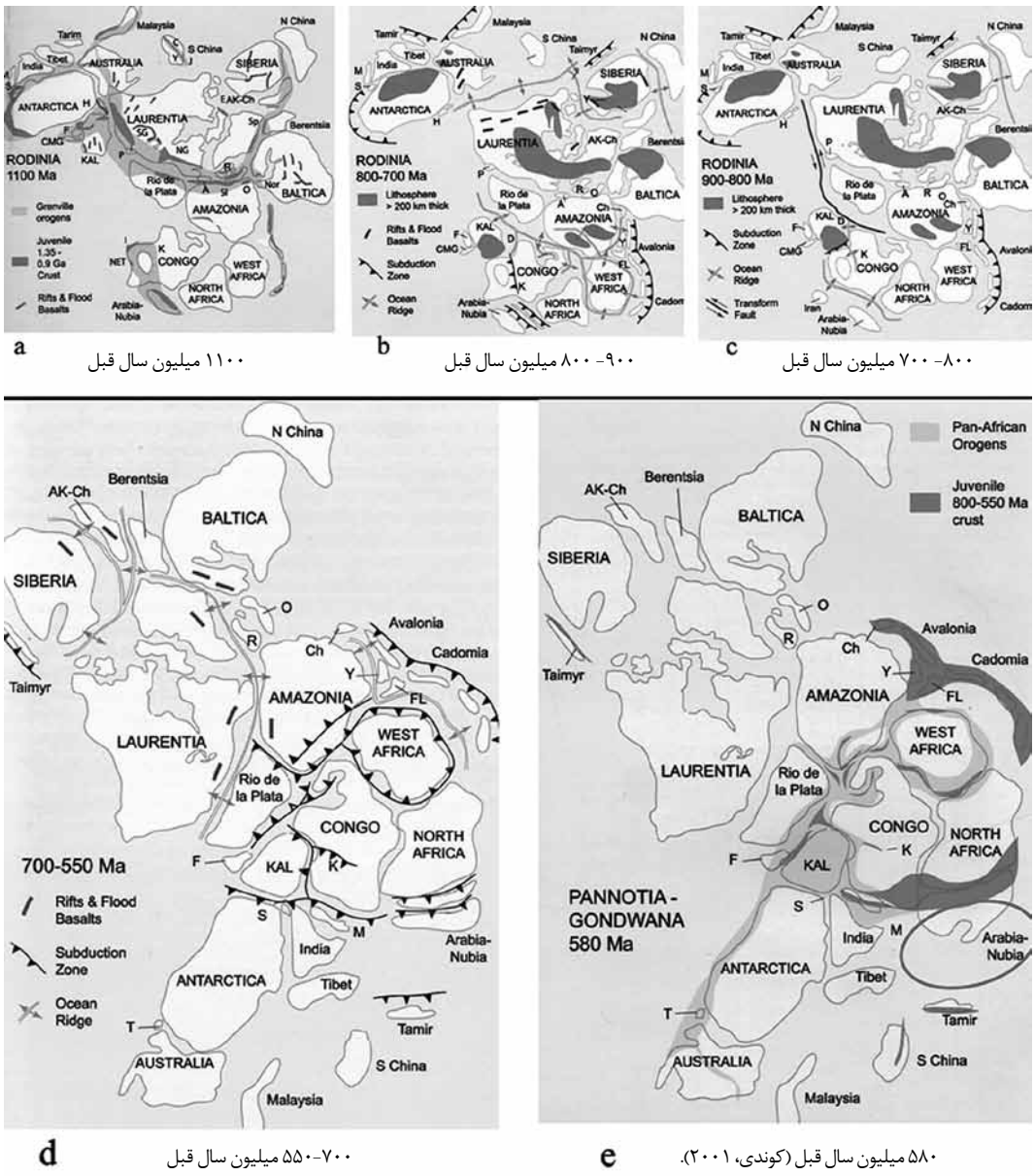
در ایـن تحقیـق، هدف بر این اسـت کـه تکوین دیرین جغرافیـای جهان و ایـران در نئوپروتروزوئیک پسـین و دوران پالئوزوئیک، مرور شود. به همین دلیل از نقشـه‌های بازسـازی[10] دیرین جغرافیایی[11] محققان اسـتفاده شـد تا اشـتقاق قاره‌ها و باز و بسـته شدن اقیانوس‌ها در زمان‌های فوق مشـخص شود. همچنین سعی بر این است که حد امکان به تمام رویدادهایی که در نئوپروتروزوئیک پسین و تمام دوره‌های پالئوزوئیک (کامبرین، اردویسـین، سـیلورین، دونیـن، کربنیفر و پرمین) در جهان و به‌ویژه ایران رخ داد، اشـاره شـود. از این‌رو مجموعه اتفاقـات مربوط به هر دوره از جمله حرکت قاره‌ها، پدیدهٔ یخچالی شدن و باز و بسته شدن اقیانوس‌ها به‌طور مجزا آورده شده است.

بحث و گفت‌وگو

الف. نئوپروتروزوئیک- کامبرین

در نئوپروتروزوئیـک پیشـین، اَبَرقـاره‌ای بـه نام رودینیا وجود داشـت (شـکل ۱) کـه از دو قارهٔ بزرگ

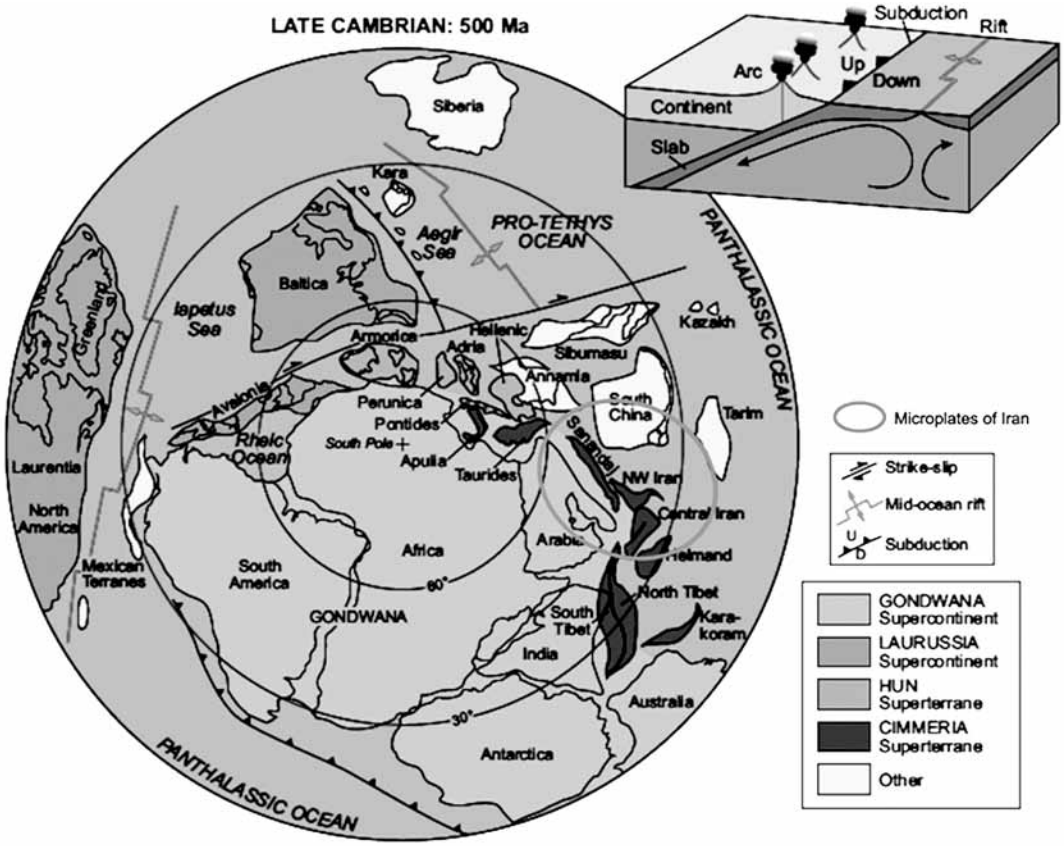
آثار این پدیدهٔ یخچالی در ایران نسبت به سایر مناطق گندوانایی ضعیف‌تر بود. همچنین از دورهٔ فوق تا دورهٔ دونین، پوستهٔ ایران در نقاط مرکزی و شمالی دچار بالاآمدگی و کشش شد و همین امر به نهشته شدن بازالت‌های زیر دریایی انجامید



۱۱۰۰ میلیون سال قبل — ۹۰۰- ۸۰۰ میلیون سال قبل — ۸۰۰- ۷۰۰ میلیون سال قبل

۷۰۰-۵۵۰ میلیون سال قبل — ۵۸۰ میلیون سال قبل (کوندی، ۲۰۰۱).

شکل ۱. تصویر کلی از اَبَرقارهٔ رودینیا و قاره‌های تشکیل‌دهندهٔ آن. آتلانتیک (آمازون، لاپلاتا، کنگو، آفریقای غربی و شمالی) و نِنا (شالم لورنزیا، بالتیک، سیبری و جنوبگان a) ۱۱۰۰ میلیون سال قبل؛ b) ۹۰۰- ۸۰۰ میلیون سال قبل؛ c) ۸۰۰- ۷۰۰ میلیون سال قبل؛ d) ۷۰۰-۵۵۰ میلیون سال قبل؛ e) ۵۸۰ میلیون سال قبل (کوندی، ۲۰۰۱).



شکل ۲. نقشهٔ دیرین جغرافیای جهان در زمان کامبرین پسین.

آتلانتیک (آمازون، لاپلاتا [شرق آرژانتین]، کُنگو، آفریقای غربی و شمالی) و نِنا (شامل لورنزیا، بالتیک، سیبری و جنوبگان[۳]) تشکیل شده بود (کوندی، ۲۰۰۱) (شکل ۱، a-d). در این هنگام خشکی‌های لورنزیا (آمریکای شمالی، گرینلند و...)، بالتیک (پلتفرم روسیه و اروپای شرقی) و سیبری از این اَبَرقاره جدا شد و در اثر این جدایش، اقیانوس ایاپتوس شروع به باز شدن کرد (کاکس و تورسویک، ۱۹۹۰) (شکل ۲، غرب نقشه). با باز شدن این اقیانوس، فشارهایی به قسمت جنوبی اَبَرقارهٔ رودینیا وارد شد و استرالیا، جنوبگان[۱۲] و صحرای کالاهاری (جنوب آفریقا) و از رودینیا جدا شدند و در خلال کامبرین پیشین (۵۷۰ تا ۵۵۰ میلیون سال قبل) به آفریقا برخورد کردند (شکل ۱، c-d) (کوندی، ۲۰۰۱).

تا اینکه در اواخر نئوپروتروزوئیک پسین و اوایل دوران پالئوزوئیک، اقیانوس ایاپتوس، بین خشکی‌های لورنزیا، بالتیک و آوالونیا (شرقی‌ترین قسمت آمریکای شمالی تا انگلستان و شمال شرق آلمان)، در نیمکرهٔ جنوبی به‌وجود آمد و در کامبرین پسین گسترش یافت. در این هنگام، سرزمین‌های بزرگِ هان (یور آمریکا، آدریا [شمال ایتالیا] پرونیکا [بوهمیا: چک، آلمان شرقی، لهستان و اتریش شمالی]، پونتید [شمال ترکیه، نظرات متفاوت] و هلونیک [یونان]) و سیمرید (آپولیا، تارواید [جنوب ترکیه]، ایران، هلمند، قره‌قروم، تبت شمالی و جنوبی) در حاشیهٔ شمالی خشکی بزرگ گندوانا وجود داشتند و اقیانوس پروتتیس نیز بین قاره‌های بزرگ گندوانا (آفریقا، جنوبگان، استرالیا، آمریکای جنوبی، هند، ماداگاسکار، ایران، عربستان و...)، بالتیک و سیبری در حال گسترش بود (روبَن و همکاران، ۲۰۰۷) (شکل ۲، شمال خاوری نقشه).

براساس دیدگاه لاسمی (۱۳۷۹) «پس از کوه‌زایی نئوپروتروزوئیک پسین (کاتانگایی) و تحکیم پی سنگ، کراتون پرکامبرین ایران، پاکستان، افغانستان مرکزی، جنوب شرق ترکیه و عربستان، به‌صورت یک پلتفرم نسبتاً ثابت و پایدار با رسوبات فلات‌قاره‌ای (بیشتر تخریبی) درآمده که فاقد ماگماتیسم مهم و

در دونین پسین سرزمین ایران در حاشیهٔ شمالی اقیانوس پالئوتتیس و در قلمروگندوانایی قرار داشته است. در خلال دورهٔ کربنیفر، سومین پدیدهٔ یخچالی در خشکی گندوانا اتفاق افتاد که از جنوب گندوانا تا داخل عربستان جنوبی گسترش یافت

در اواخر نئوپروتروزوئیک پسین و اوایل دوران پالئوزوئیک، اقیانوس اپاپتوس، بین خشکی‌های لورنزیا، بالتیک و آوالونیا (شرقی‌ترین قسمت آمریکای شمالی تا انگلستان و شمال شرق آلمان)، در نیمکرهٔ جنوبی به‌وجود آمد و در کامبرین پسین گسترش یافت. در این هنگام، سرزمین‌های بزرگ هان (یور آمریکا، آدریا [شمال ایتالیا] پرونیکا [بوهمیا: چک، آلمان شرقی، لهستان و اتریش شمالی]، پونتید [شمال ترکیه، نظرات متفاوت] و هلونیک [یونان]) و سیمرید (آپولیا، تاروید [جنوب ترکیه]، ایران، هیلمند، کاراکورام، تبت شمالی و جنوبی) در حاشیهٔ شمالی خشکی بزرگ گندوانا وجود داشتند و اقیانوس پروتتیس نیز بین قاره‌های بزرگ گندوانا (آفریقا، جنوبگان، استرالیا، آمریکای جنوبی، هند، ماداگاسکار، ایران، عربستان و...)، بالتیک و سیبری در حال گسترش بود

چین‌خوردگی است. به‌طوری که در ایران، سنگ‌های نادگرگونهٔ سازند کهار به سن نئوپروتروزوئیک پسین (صبوری، ۱۳۷۴) در حوضهٔ البرز تشکیل شد (آقانباتی، ۱۳۸۵). پس از آن، رخساره‌های پیش‌روندهٔ پرکامبرین بالایی- کامبرین یعنی سازند سلطانیه و هم‌ارزهای آن، رسوبات نمکی سری هرمز به سن پرکامبرین پسین- کامبرین پیشین و معادل‌های غیرتبخیری آن در عربستان، افغانستان مرکزی و پاکستان نهشته شدند (فلاوِی، ۱۹۷۴). در اواسط کامبرین پیشین، فرونشست به تدریج کاهش یافت و سنگ‌های کربناتهٔ دریای کم‌ژرفا و سیلیسی آواری‌های رودخانه‌ای- دلتایی سازند باروت نهشته شدند.»

در اواخر کامبرین پیشین سطح آب دریا به‌طور جهانی کاهش یافته و سازندهای قاره‌ای و قرمز رنگ زاگون و لالون و هم‌ارزهای آن در ایران مرکزی (سازند داهو)، ماسه‌سنگ‌های ساق در عربستان، کوویرا در اُردُن هاشمی، سَدان، کاپلاندِر، کاراداک یالو- کالاکتیپ در جنوب شرق ترکیه، تورپتا در افغانستان مرکزی و خِورا در پاکستان، نهشته شد (خسروتهرانی، ۱۳۸۴؛ لاسمی، ۱۳۷۹؛ مطیعی، ۱۳۷۲). بعد از رسوب‌گذاری این ماسه‌سنگ‌ها در کامبرین پیشین در پلتفرم ایران و سراسر خاورمیانه تغییرات ناگهانی ایجاد شد و رخسارهٔ آواری به رخسارهٔ کربناته یا کولابی تغییر کرده و در ابتدا ماسه‌سنگ سفیدرنگ، معادل کوارتزیت رأسی سازند لالون نهشته شد (لاسمی، ۱۳۷۹). سپس در اواخر کامبرین آغازین[۱۴]، دولومیت، مارن و شیل به همراه نمک دریایی کم‌عمق (عضو ۱ سازند میلا) در کوه‌های البرز، ایران مرکزی، زاگرس، رشته نمکی پاکستان و در هیمالیا گسترش یافت. در اواخر کامبرین پسین نیز، آهک‌های فسیل‌دار (عضو ۲ و ۴ سازند میلا، کامبرین میانی تا پسین) نهشته شدند (درویش‌زاده، ۱۳۷۴؛ جزوهٔ افتخارنژاد، ۱۳۷۲).

ب. دورهٔ اردویسین

در خلال اردویسین پیشین، خشکی آوالونیا از قارهٔ بزرگ گندوانا جدا شد و سپس به طرف شمال حرکت و به بالتیک و لورنزیا برخورد کرد. در زمان اردویسین پیشین تا میانی، گندوانای مرکزی و سرزمین‌های پیرامون آن در مجاورت هم قرار داشت (کاکس و تورسویک، ۲۰۰۲؛ کاکس و فورتی، ۲۰۰۹). تقریباً قسمت شرقی خشکی گندوانا، در دورهٔ اردویسین به حرکت خود به سمت جنوب ادامه داد تا اینکه در اردویسین پسین شروع به عبور از قطب جنوب کرد و در اواخر اردویسین پسین کلاهکی یخی[۱۵]، سراسر آفریقای شمالی، از مراکش تا عربستان را پوشاند (وَسِلت، ۱۹۹۰). در این زمان، قاره‌های آوالونیا و بالتیک نیز به هم متصل شدند و در اثر برخورد آن‌ها به‌هم، کوه‌زاد کالدونین رخ داد و اقیانوس اپاپتوس بسته شد (شکل ۳).

در دورهٔ اردویسین، پلتفرم پایدار شمال و مرکز ایران، دچار بالاآمدگی، کشش پوستهٔ قاره‌ای و پیدایش کافت پالئوتتیس شد. این کشش به نهشته شدن بازالت‌های زیردریایی سازند قِلّی (اردویسین پسین)، بازالت‌های بخش زیرین سازند نیور، بازالت‌های سازند سلطان میدان و هم‌ارزهای آن، بازالت‌های رأس عضو A سازند جیرود، از زمان اردویسین پسین تا دونین، شد (افشارحرب، ۱۹۷۹ و درویش‌زاده، ۱۳۷۰). همراه با این سنگ‌ها، رخساره‌های تخریبی دریایی ژرف تا قاره‌ای (عضو ۵ میلا یا سازند لشکرک، سازند شیرگشت، سازند قِلّی و هم‌ارزهای آن) در ایران و در عربستان (سازند تابوک متعلق به اردویسین پیشین) نهشته شد که وجود آن‌ها، بالاآمدگی، گسترش و پیدایش کافت را تأکید می‌کند (لاسمی، ۱۳۷۹؛ بربریان و کینگ، ۱۹۸۱). پدیدهٔ یخچالی شدن اواخر اردویسین پسین به‌طور ضعیف‌تر در ایران نیز، رخ داد و رسوبات متعلق به این پدیده در رسوبات اردویسین بالایی کوه فراقان (زاگرس، شمال بندرعباس) رخنمون دارد (قویدل سیوکی و همکاران، ۲۰۱۱).

پ) دورهٔ سیلورین

در اواخر سیلورین، اقیانوس اپاپتوس به‌طور کامل بسته شد و در نتیجه، سه خشکی آوالونیا، بالتیک و لورنزیا به هم پیوسته و اَبَرقارهٔ لورازیا را تشکیل دادند (روبَن و همکاران، ۲۰۰۷). اَبَرقارهٔ گندوانا و

سـرزمین‌های پیرامـون آن نیز در طـول این دوره در عرض‌هـای جغرافیایی کم تا متوسـط قرار گرفتند. در سـیلورین پسـین، اقیانوس رِیک نیز گسترش یافت و همچنیـن اقیانوس پالئوتتیس نیز بین سـرزمین‌های هـان (هونیـک یا هونیا) و سـیمرید واقع در حاشـیهٔ شـمالی اَبَرقارهٔ گندوانا باز شد و این دو سرزمین بزرگ را از هم جدا کرد (روبَن و همکاران، ۲۰۰۷) (شکل ۴).

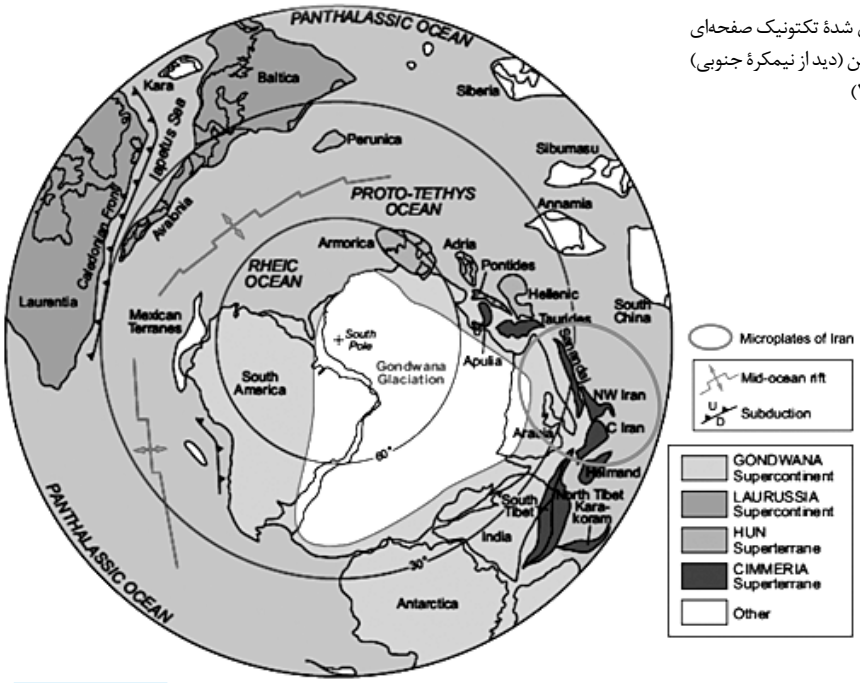
با ذوب شـدن یخچال‌های اردویسـین پسـین، در خلانْدُوری (سـیلورین پیشـین)، شـرایط مناسبی برای رسوب‌گذاری سـنگ مادرهای هیدروکربنی و شیل‌های سیاه سیلورین در شمال شرقی خشکی بزرگ گندوانا، از الجزایر تا عمان، به‌وجود آمد، در ایران نیز سـازند شیلی سرچاهان در دورهٔ سیلورین نهشته شد که به‌عنوان سنگ مادر میدان‌های نفتی شناخته شده است.

ت. دورهٔ دونین

در دونیـن پیشـین تا امزین، خشـکی‌های لورنزیا وبالتیـک (آوالونیـا در امتداد گسـل‌های امتـداد لغز راست بُر، بیشترین حرکت را داشتند و صفحهٔ بالتیک/آوالونیا به زیر حاشـیهٔ لورنزیـا، فرورانش یافت. دومین پدیدهٔ یخچالی پالئوزوئیک در دونین پسـین (فرازنین و فامنیـن)، به صورت گسـترده رخ داد. سردشـدگی آب‌وهوا در زمان دونین پسـین، جهانـی بوده و به‌نظر می‌رسـد که پایان گرم‌شـدگی پالئوزوئیـک میانی در سیلورین میانی بوده است.

عموم زمین‌شناسان معتقدند که شرایط جغرافیای دیرین دورهٔ سیلورین ایران در دونین پیشین نیز حاکم بود و به این ترتیب در شـمال و شـمال باختری ایران، خشـکی کالدونین وجود داشـت و بخش‌های خاوری نیز با دریایی کم ژرف پوشـیده شـدند که تحت تأثیر حرکات رو به بالای کوه‌زاد کالدونین قرار داشـتند. به همین دلیل سـنگ‌های دونین زیرین در بخش بزرگی از ایران رخ‌نمون نداشـتند و سـنگ‌های دونین میانی به‌طـور پیش‌رونده و با ناپیوسـتگی روی سـنگ‌های قدیمی‌تـر قـرار گرفتند. در دونین پسـین از وسـعت خشکی کالدونین کاسته شد و نهشته‌های دونین بالایی با گسـترش زیاد، پس از یک توقف رسـوب‌گذاری در نواحی زیادی از ایران رسوب کردند. بنابراین از ویژگی دونین ایران، تداوم و تکرار ناآرامی‌های وابسته به رخداد کالدونین اسـت که گاهی با فعالیت‌های آتش‌فشـانی بازیـک و احتمالاً جاگیری توده‌های نفوذی (منسـوب به سـینیت‌های مرند- جلفا) همراه بوده است. از این‌رو بر مبنای مطالعات فسـیلی و چینه‌شناسی، سنگ‌های دونین ایران را می‌توان در دو گروه سنگ‌های آواری به

پرکامبرین ایران، پاکستان، افغانستان مرکزی، جنوب شرق ترکیه و عربستان، به‌صورت یک پلتفرم نسبتاً ثابت و پایدار با رسوبات فلات‌قاره‌ای (بیشتر تخریبی) درآمده که فاقد ماگماتیسم مهم و چین‌خوردگی است. به‌طوری که در ایران، سنگ‌های نادگرگونهٔ سازند کهار به سن نئوپروتروزوئیک پسین (صبوری، ۱۳۷۴) در حوضهٔ البرز تشکیل شد



شکل ۳. نقشهٔ بازسازی شدهٔ تکتونیک صفحه‌ای مربوط به اردویسین پسین (دید از نیمکرهٔ جنوبی) (روبَن و همکاران، ۲۰۰۷)

در دورهٔ اردویسین، پلتفرم پایدار شمال و مرکز ایران، دچار بالاآمدگی، کشش پوستهٔ قاره‌ای و پیدایش کافت پالئوتتیس شد. این کشش به نهشته شدن بازالت‌های زیردریایی سازند قلی (اردویسین پسین)، بازالت‌های بخش زیرین سازند نیور، بازالت‌های سازند سلطان میدان و هم‌ارزهای آن، بازالت‌های رأس عضو A سازند جیرود، از زمان اردویسین پسین تا دونین، شد

سن دونین پیشین و سنگ‌های عمدتاً کربناته به سن دونین میانی- پسین، قرار داد (لاسمی، ۱۳۷۹).

ث. دورهٔ کربنیفر

مطالعات انجام گرفته نشان می‌دهند که در زمان کربنیفر پیشین، اَبَر سرزمین هان به اقیانوس پروتوتتیس نزدیک شد و اقیانوس رِیک در اثر حرکت قاره‌های بزرگ گندوانا و لورازیا به سمت همدیگر، شروع به بسته شدن کرد (شکل۵). در کربنیفر پسین در اثر برخورد دو قارهٔ بزرگ گندوانا و لورازیا به همدیگر، اقیانوس رِیک بسته شد و کوه‌زاد و هرسی‌نین رخ داد و قارهٔ بزرگ پانگه‌آ شروع به شکل‌گیری کرد.

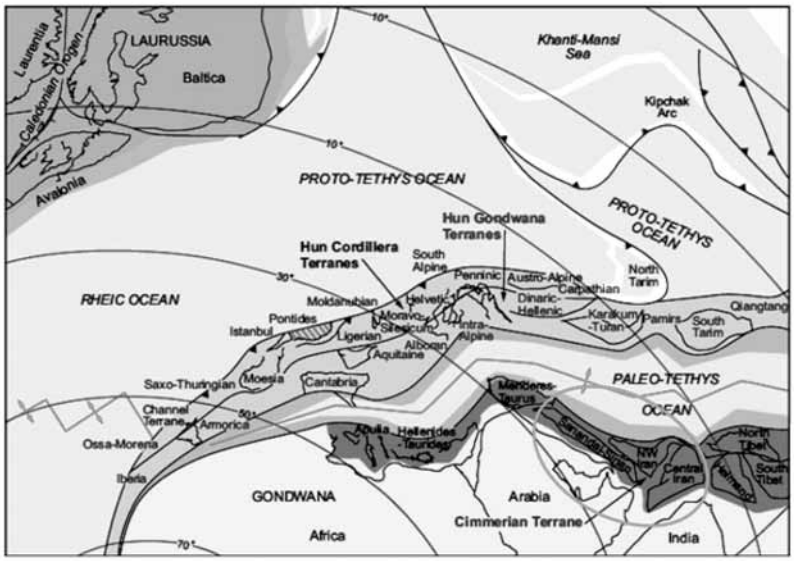
در خلال دورهٔ کربنیفر، سومین پدیدهٔ یخچالی در خشکی گندوانا اتفاق افتاد که از جنوب گندوانا تا داخل عربستان جنوبی گسترش یافت.

شِنگور (۱۹۹۰) علت فعالیت‌های تکتونیکی کربنیفر را فرورانش اقیانوس پالئوتتیس به زیر پلیت ایران (حاشیهٔ شمال گندوانا) دانست. وی زون سنندج سیرجان را کمان ماگمایی در نظر گرفته است و پیدایش دریای نئوتتیس اولیه را برخاسته از بازشدگی پشت این کمان ماگمایی پنداشته است. ولی شواهد مختلفی از جمله تغییرات رخساره‌ای و روند جریان‌های قدیمی نشان می‌دهند که منطقهٔ زاگرس و بخش جنوب باختری ایران مرکزی، در زمان کربنیفر و حتی تا پرمین پیشین، حاشیهٔ پویایی نبوده و برعکس، بالاآمدگی آن باید برخاسته از حرکات گسل‌های نرمال و پیدایش کافت سیمرید بوده باشد (لاسمی، ۱۳۷۹). همچنین نظری و شهیدی (۱۳۹۰) معتقدند که در ایران در زمان کربنیفر پیشین، سنگ آهک‌های فسیل‌دار و شیل‌های تیره‌رنگ مربوط به سازند مبارک، نهشته شده و این رسوبات به‌طور عمده با ناپیوستگی هم‌شیب، به‌وسیلهٔ سیلت‌های خاکستری رنگ، ماسه‌سنگ‌های کوارتزدار و کنگلومراهای چند منشأیی پوشیده شدند.

ج) دورهٔ پرمین

در بازهٔ زمانی پرمین، برخوردهای صورت گرفته در دورهٔ کربنیفر کامل‌تر شدند و سرزمین‌های چین جنوبی، شمالی و هندوچین، از اَبَرقارهٔ گندوانا جدا شدند و در موقعیت استوایی قرار گرفتند. انتهای غربی چین شمالی (تاریم) با قارهٔ سیبری نیز برخورد کرد (رولِی و همکاران، ۱۹۸۵). در طول پرمین میانی تا تریاس در اثر گسترش اقیانوس پالئوتتیس، اَبَرسرزمین سیمرید به‌طور کامل از حاشیهٔ شمال‌غربی گندوانا جدا شد (روبَن و همکاران، ۲۰۰۷) (شکل۶).

در طول این دوره، در اثر برخورد میان سرزمین‌های سیمرید با حاشیهٔ جنوبی اورازیا، رخداد سیمرین اتفاق افتاد و اقیانوس پالئوتتیس بسته شد. آثار اقیانوس پالئوتتیس در ایران، در سنگ‌های افیولیتی واقع در



شکل ۴. نقشهٔ بازسازی شدهٔ تکتونیک صفحه‌ای مربوط به سیلورین پسین (روبَن و همکاران، ۲۰۰۷).

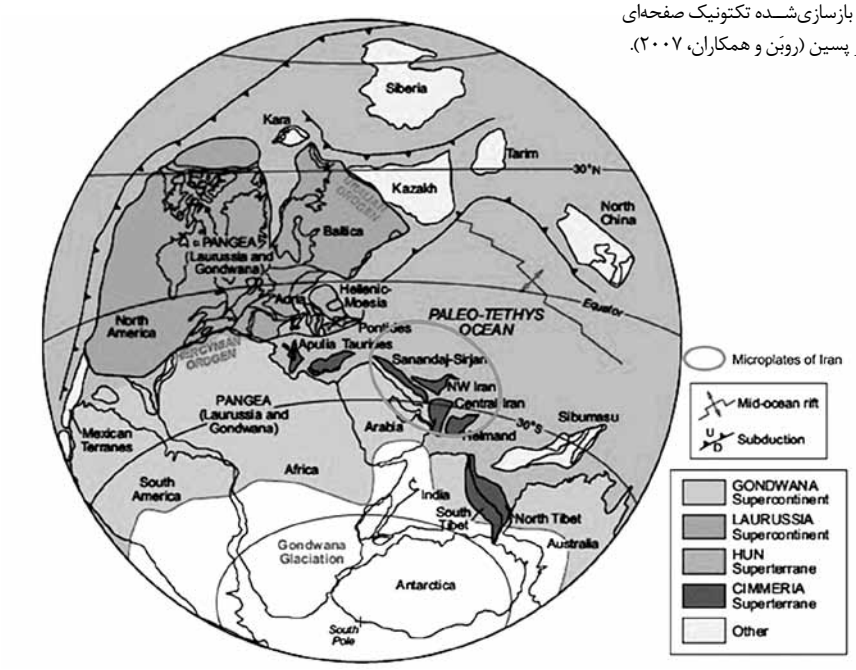
شـمال خاوری ایران و در منطقهٔ مشـهد و تربت جام، رخنمون دارد (روتنـر، ۱۹۹۳). علوی (۱۹۹۱) معتقد اسـت که این اقیانوس در شمال شـرق ایران در شرق بینالـود، البرز شـرقی، البـرز غربی- مرکـزی، منطقهٔ تالش در جاهایی که سـنگ‌های دگرگونهٔ پالئوزوئیک به‌صورت ناپیوسـته، با رسوبات سازند شمشک پوشیده شده است، بقایای این اقیانوس وجود دارد. اما براساس بررسـی‌های نظری (۲۰۰۶) و شهیدی (۲۰۰۸)، وجود اقیانـوس پالئوتتیس در البرز شـرقی مورد تردید واقع شـد. در مناطق ذکـر شـده، سـنگ‌های افیولیتی و دگرگونـه با ناپیوسـتگی، با کنگلومرای سـازند دورود به سـن پرمین پوشیده شـد و آثار فعالیت ولکانیکی حاصل از فرورانش پوسـتهٔ اقیانوس پالئوتتیس به زیر حاشـیهٔ اورازیـا در تریاس آغازین- میانـی در منطقهٔ خاوری مشـهد و در پنجرهٔ تکتونیکـی آق‌دربند، قابل پیگیری اسـت. همچنین بقایای این کمان در حاشـیهٔ جنوبی بلوک روت و توران از سوی کاظمین و همکاران (۱۹۹۱، ۱۹۸۶) گزارش شد.

نتیجه‌گیری

خشکی‌ها: در زمان نئوپروتروزوئیک پیشین (حدود ۱ میلیارد سـال پیش)، اَبَرقارهٔ واحـدی به نام رودینیا وجود داشته است. سپس (از ۷۰۰ تا ۵۵۰ میلیون سال پیش) با باز شـدن اقیانوس ایاپتوس و تکه‌تکه شـدن ابـن اَبَرقاره، خشـکی‌های لورنزیا (آمریکای شـمالی، گرینلند و...)، بالتیک (پلتفرم روسـیه و اروپای شرقی) و سـیبری از یک سو و خشـکی بزرگ گندوانا از سوی دیگر به‌وجود آمدند.

سـرزمین‌ها: از این مطالعه نتیجه می‌شـود که در جریـان اشـتقاق قاره‌هـا در طـول دوران پالئوزوئیک و در حاشیهٔ شـمالی گندوانا دو سـرزمین بزرگ هان (یورآمریـکا، آدریا [شـمال ایتالیا] پرونیـکا (بوهمیا: چک، آلمان شرقی، لهستان و اتریش شمالی) و پونتید (شـمال ترکیه، نظرات متفـاوت) و هلونیک [یونان] و سـیمرید (آپولیا، تارویـد [جنوب ترکیه]، ایران، هلمند، قره‌قروم، تبت شمالی و جنوبی) وجود داشتند. پیدایش اقیانوس پالئوتتیس بین این دو سـرزمین در سیلورین پسین به جدایی این دو سرزمین از هم انجامید. در اثر گسـترش اقیانوس پالئوتتیس، سرزمین هان به سمت شـمال حرکت کرد تا اینکه با بسـته شـدن اقیانوس پروتوتتیـس (بین بالتیک و سـیبری) به اَبَرقارهٔ لورازیا (بالتیـک، لورازیـا و آوالونیـا) نزدیک و بـه آن ملحق شد. سـرزمین سـیمرید (آپولیا، تارویـد، ایران، هلمند، قره‌قروم، تبت شـمالی و جنوبی) نیز به دلیل باز شدن

شـکل ۵. نقشهٔ بازسازی‌شـده تکتونیک صفحه‌ای مربوط به کربنیفر پسین (روبَن و همکاران، ۲۰۰۷).



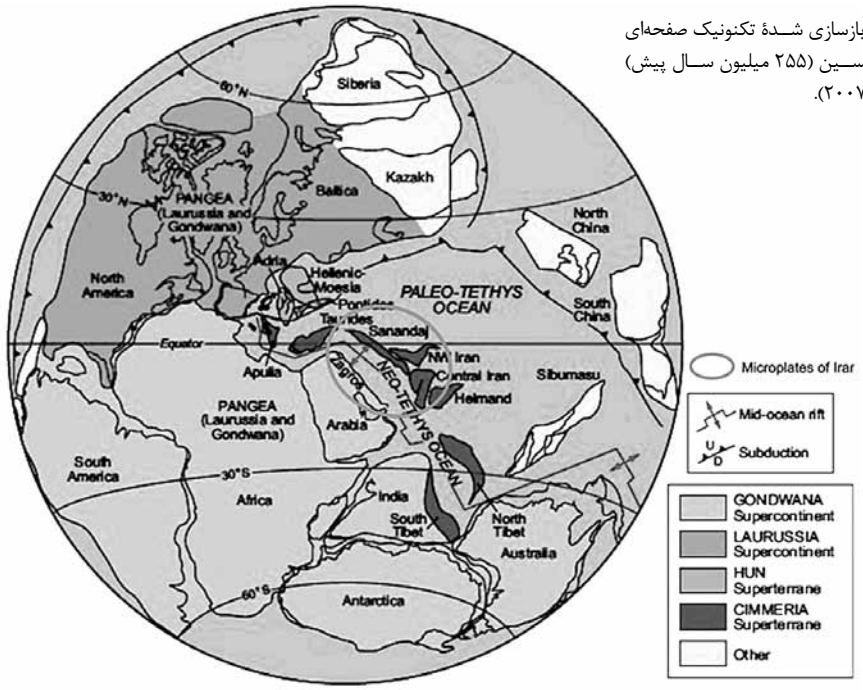
عموم زمین‌شناسان معتقدند که شرایط جغرافیای دیرین دورهٔ سیلورین ایران در دونین پیشین نیز حاکم بود و به این ترتیب در شمال و شمال باختری ایران، خشکی کالدونین وجود داشت و بخش‌های خاوری نیز با دریایی کم ژرف پوشیده شدند که تحت تأثیر حرکات رو به بالای کوه‌زاد کالدونین قرار داشتند

اقیانوس نئوتتیس در پرمین پسین- تریاس میانی از حاشیهٔ شمالی گندوانا به‌طور کامل جدا شدند.

اقیانوس‌ها: از نئوپروتروزوئیک پسین تا دوران پالئوزوئیک، چند اقیانوس وجود داشتند که در اثر کوه‌زاد گرینویل و سیبری نئوپروتروزوئیک پسین، بین خشکی‌های بزرگ لورنزیا، بالتیک در شمال و خشکی کوچک آوالونیا در جنوب، اقیانوس ایاپتوس، شروع به باز شدن کردند. اقیانوس نام برده در دورهٔ اردویسین تحت تأثیر حرکت آوالونیا به سمت شمال، باریک‌تر و سرانجام در سیلورین پسین به‌طور کامل بسته شد. در خلال نئوپروتروزوئیک پسین، اقیانوس دیگری به نام ریک بین خشکی بزرگ گندوانا و خشکی کوچک آوالونیا وجود داشت. این اقیانوس در کامبرین گسترش یافت و در نهایت بر اثر حرکت آوالونیا به سمت شمال در سیلورین، وسعت آن به بیشترین حد ممکن رسید. با حرکت خشکی بزرگ گندوانا به سمت شمال و برخورد آن با خشکی بزرگ لورازیا در کربنیفر پسین، سرانجام کاملاً بسته شد و اَبَرقارهٔ پانگه‌آ به‌وجود آمد.

اقیانوس پروتوتتیس: نیز از زمان نئوپروتروزوئیک پسین، بین خشکی‌های بالتیک، سیبری و گندوانا وجود داشته است. در اثر حرکت، خشکی بالتیک به سمت لورازیا از کامبرین تا سیلورین پیشین گسترش یافت. در سیلورین پسین، هنگام جدا شدن چین شمالی و جنوبی از گندوانا، شروع به بسته شدن کرد تا اینکه سرانجام در کربنیفر کاملاً بسته و سرزمین هان به قارهٔ بزرگ پانگه‌آ متصل شد. در جنوب اقیانوس پروتوتتیس، اقیانوس پالئوتتیس، باز شد و سرزمین‌های شمالی گندوانا (هان و سیمرید) را تحت تأثیر خود قرار داد. آثار این اقیانوس را در افغانستان، ایران (در جنوب و جنوب خاوری مشهد) و ترکیه می‌توان دید. این اقیانوس در کربنیفر و (شاید دونین پسین) به‌صورت یک کافت در سرزمین‌های شمالی گندوانا شروع به باز شدن کرد و در پرمین، به یک اقیانوس تبدیل شد. سرانجام در اواخر پالئوزوئیک و آغاز مزوزوئیک همراه با پایان یافتن فاز کوه‌زاد هرسی‌نین و آغاز رخداد سیمرین پیشین، بسته شد.

تغییرات آب‌وهوایی: در خلال دوران پالئوزوئیک، سه دورهٔ یخچالی در انتهای اردوویسین پسین[15]، دونین پسین و کربنیفر پسین بخش اعظمی از گندوانا را دربرگرفته است اما نهشته‌های حاصل از این پدیده‌های یخچالی در ایران احتمالاً در کوه فراقان (زاگرس، شمال بندرعباس) یافت شده است.



شکل ۶. نقشهٔ بازسازی شدهٔ تکنونیک صفحه‌ای مربوط به پرمین پسین (۲۵۵ میلیون سال پیش) (روبَن و همکاران، ۲۰۰۷).

خشـکی بزرگ گندوانا از نئوپروتروزوئیک پسین تا اردویسـین در جنوب قرار داشت و قسمت شمال غربی آن در اردویسـین پسین از قطب جنوب عبور کرد که به رویداد یخچالی انجامید. در خلال سیلورین این خشکی به سمت استوا (عرض‌های جغرافیای پایین) حرکت کرد و از آب و هوایی گرم برخوردار شـد. در اثر ذوب یخچال اردویسین پسین، سطح آب دریا بالا آمد و به دلیل وجود جریان آرام آب، شـرایط مناسـب بـرای محیط احیایی سـنگ مادرهای هیدروکربنی در شـمال شرق گندوانا، گسترش یافت. شرایط حاکم بر دورهٔ سیلورین تا دونین نیز ادامه داشت تا اینکه گندوانا دوباره شروع به حرکت به سمت جنوب کرد و در خلال کربنیفر پسین از قطب جنوب گذشت و پدیدهٔ یخچالی شدن عظیم دیگری در سراسر گندوانا اتفاق افتاد که در ایران تاکنون شواهدی از نهشته‌های یخچالی کربنیفر پسین گزارش نشده و در طول تمام دوران پالئوزوئیک سـرزمین ایران در حاشیهٔ شـمالی گندوانا قرار داشته است. به‌طوری که تا پرمین پیشین در جنوب گندوانا واقع بود، اما در پرمین پسین در موقعیت استوایی قرار گرفت.

پی‌نوشت‌ها

1. Supercontinent 2. Rodinia 3. Iapetus ocean
4. Rheic ocean 5. Proto-Tethys 6. Superterrane
7. Hun 8. Simmeria 9. Paleo- Tethys
10. Reconstruction map 11. Paleogeography
12. Antractica 13. Early Cambrian
14. Ice cap 15. Latest Ordovician

منابع

۱. افتخارنژاد، ج. (۱۳۷۲)، جزوهٔ زمین‌شناسی ایران و کشورهای هم‌جوار، ۱۱۴ صفحه.
۲. خسرو تهرانی، خ. (۱۳۸۴)، زمین‌شناسی ایران، جلد اول، پرکامبرین تا پالئوزوئیک، انتشارات کلیدر، ۴۹۰ صفحه.
۳. درویش‌زاده، ع. و محمدی، م. (۱۳۷۴)، زمین‌شناسـی ایران، انتشارات دانشگاه پیام نور، ۳۰۰ صفحه.
۴. لاسـمی، ی. (۱۳۷۹)، رخسـاره‌ها، محیط‌هـای رسـوبی و چینه‌نگاری سکانسـی سـنگ‌های پرکامبریـن بالایـی و پالئوزوئیک ایران، سـازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۸۰ صفحه.
۵. مطیعی، ه. (۱۳۷۲)، چینه‌شناسـی زاگرس، طرح تدوین کتاب، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۳۶ صفحه.
۶. نظـری، ح.، ریتز، ژ. ف. و عقبایـی، ش. (۱۳۸۶)، نگاهی نو بر جغرافیای دیرینه و فرگشت ساختاری البرز در تتیس، فصلنامهٔ علوم زمین، سازمان زمین‌شناسـی و اکتشـافات معدنی کشور، سال ۱۶، شـمارهٔ ۶۲، صفحات ۵۳- ۳۸.
۷. نظری، ح. و شهیدی، ع. ر. (۱۳۹۰)، زمین ساخت ایران «البرز»، سازمان زمین‌شناسـی و اکتشـافات معدنی کشـور، پژوهشـکدهٔ علوم زمین، ۹۷ صفحه.

8-Afshar-Harb, A, The stratigraphy, tectonic and petrolium geology, 1979 of Kopeht-Dagh region, northern Iran. Ph.D. thesis. Petro¬lium Geology Section .of Royal School of Mine, Imperial College London, 315p
9-Alavi, 1991, Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastrern Iran. American Association of Petroleum Geologists Bulletin. .Vol. 103, No. 8, pp. 938-992
10-Berberian, M., & King, G. C. P., 1981, Towards a Paleogeography and tectonic evolution of Iran, Canadian .Journal of Earth Sciences, Vol. 18, No. 2, pp. 210-265
11-Bueseert, R., & Schrank, E., 2007, Palynological evidence for a latest Carboniferous – Early Permian glaciations in Northern Ethiopia, Journal of African .Earth Sciences, Vol. 49, pp. 201-210
12-Condie, K. G., 2001, Rodinia and Continental Growth, Goridw~aiiu Research, Vol., 4 , No. 2, pp 154-.155
13-Cocks, L.R.M., & Torsvik, T.H., 2002, Earth geography from 500 to 400 million years ago: a faunal and palaeomagnetic review. Journal of the Geological .Society of London, Vol. 159, pp. 631–644
14-Cocks, L.R.M., & Fortey, R.A., 2009, Avalonia: a long-lived terrane in the Lower Palaeozoic? In: pp. 3-21, Bassett, M.G. (ed.), Early Palaeozoic Peri-Gondwana: new insights from tectonics and biogeography. Geological .Society of London, Special Publications, Vol. 325
15-Ghavidel-syooki, M., Álvaro J., Popov, L., Ghobadi Pour, M.,Ehsani, M. H., Suyarkova, A., 2011a, Stratigraphic evidence for the Hirnantian (latest Ordovician) glaciation in the Zagros Mountains, Iran, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, .Vol. 307, No. 1-4, pp. 1–16
16-Kazmin, V. G., Sborschikov, I. M., Ricou, L. E., Zonenshain, L. P., Boulin, J., & Knipper, A. L., 1989, Volcanic basalt as markers of the Mezozoic-Senozoic active margin of Eurasia. Tectonophysics, Vol. 123, pp. .123-152
17-Nazari, H., 2006, Analysis de la tectonique recente et active dans l, Alborz Central et la region de Tehran: Approche morphotectonique et paleoseismologique, .theses PhD. Montpelleir, Montpellier, France
18-Ruban, D.A., Al-Husseini, M.I. & Iwasaki, Y., 2007, Review of Middle East Paleozoic plate tectonics. .GeoArabia, Vol. 12, No. 3, pp. 35-56
19-Rowley, D.B., Raymond, A., Parrish, J.T., Lottes, A.L., Scotese, C.R., & Ziegler, A.M., 1985, Carboniferous paleogeographic, phytogeographic, and paleoclimatic reconstructions. International Journal of Coal Geology, .Vol. 5, No. 1, 2, pp. 7-42
20-Scotese, C. R., & McKerrow, W.S., 1990, Revised world maps and introduction. pp. 1–21, In: McKerrow, W.S., and Scotese, C.R. (Eds.), Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography: Geological Society .of London Memoirs, 12
21-Sengor, A. M. C., 1990, A new model for the late Palaeozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and Implication for Oman. pp. 797–831, In: Rertson, A. H. F., Searle, M. P., and Ries, C. (eds) The Geology and Tectonics of the Oman Region. Geological Society of .London Special Publications, No. 49
22-Stampfi, G.M., Borel, G., & von Raumer, J., 2000, Terrane accretion in the Variscan domain: Basement Tectonics 15, A Coruna, Spain, Program and Abstracts, .pp. 167–169
23-Torsvik, T. H., & Cocks, L. R. M., 2009, The Lower Palaeozoic palaeogeographical evolution of the northeastern and eastern peri-Gondwanan margin from Turkey to New Zealand, Geological Society of London, .Vol. 325, pp. 3-21
24-Vaslet, D., 1990, Upper Ordovician glacial deposits in .Saudi Arabia. Episodes, Vol. 13, No. 3, pp. 147–161