دانشگاه هرمزگان
University Of Hormozgan

روش‌های آب و هواشناسی دیرینه

درس دوره کارشناسی‌ارشد تغییر اقلیم

م.اکبریان

دانشگاه هرمزگان

سال تحصیلی ۴۰۱- ۴۰۰

سرفصل ها:

۱. بازساخت پالئوکلیمایی
۲. اقلیم و تغییر اقلیم
۳. پارادوکس خورشید ضعیف
۴. روش های تعیین زمان(روش های رادیو ایزوتوپ، رادیو کربن، پتاسیوم-آرگون، سریهای اورانیوم، پالئومغناطیسی، تغییرات شیمیایی، اسیدهای آمینه، تفروکرونولوژی، زیستی)
۵. مغزه (هسته) های یخی
۶. مرجانها و رسوبات دریایی
۷. شواهد زمین شناختی غیردریایی
۸. شواهد زیست شناختی غیردریایی
۹. تحلیل گرده های گیاهی
۱۰. اقلیم شناسی درختی (دندروکلیماتولوژی)
۱۱. داده های استنادی
۱۲. مدل های آب و هواشناسی دیرینه
۱۳. ارتباط تغییرات اقلیم دیرین با اقلیم معاصر
۱۴. آب و هواشناسی دیرینه کاربردی

منابع درسی

[۱] جعفر پور، شهرام و امین کانونی، ۱۳۹۴، سناریوهای تغییراقلیم درگزارش پنجم هیات بین الدول تغییر اقلیم و مقایسه ان با گزارش قبلی، دومین همایش ملی صیانت از منابع طبیعی و محیط زیست، اردبیل، دانشگاه محقق اردبیلی، https://www.civilica.com/Paper-CNRE02-CNRE02_356.html

[2] صادقی، عباسقلی، ۱۳۸۳، جغرافیای کواترنر، انتشارات پیام نور، ۲۷۷ص.

[۳] تاربوک، ادوارد جی.، لوتگن، فردریک ک.، ۱۳۹۲، مبانی زمین‌شناسی، ترجمه رسول اخروی، چاچ پانزدهم، انتشارات مدرسه، ۳۹۱ص.

[۴] دریو، ماکس، ۱۳۸۲، مبانی ژئومورفولوژی، ترجمه مقصود خیام، انتشارات مبنا، ۳۹۲ص

[۵] محمودی، فرج‌اله، ۱۳۸۶، ژئومورفولوژی اقلیمی، انتشارات پیام نور، ۲۵۳ص.

[۶] شفیقی، سیروس، ۱۳۸۶، زمین‌شناسی عمومی، انتشارات دانشگاه صنعتی امیر کبیر، ۴۸۲ص.

[۷] عساکره، حسین، ۱۳۸۶، تغییر اقلیم، انتشارات دانشگاه زنجان، ۲۳۴ص.

[۸] هاردی، جان تی.، ۱۳۸۷، تغییر اقلیم، ترجمه لیلی خزانه‌داری، منصوره کوهی، شهرزاد قندهاری و مهدی آسایی، انتشارات پاپلی، ۳۶۲ص.

[۹] قریب، عبدالکریم، ۱۳۷۳، مغناطیس زمین و تغییرات آن، نشریه سپهر، شماره ۸، صص ۵-۱۶.
www.sepehr.org/article_29502_b0184365ea84799f08fccbdf4c18f732.pdf

[10] معتمد، احمد، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی عمومی، چاپ ششم، انتشارات دانشگاه تهران، ۴۷۷ ص.

[۱۱] خورانی، اسداله، هواکره، هوا و آب‌وهوا، انتشارات دانشگاه هرمزگان

[۱۲] محمودی ، فرجا.، آب‌وهوای ایران

[۱۳] و ...

نحوه ارزیابی

- آزمون‌های زمان‌دار و مشارکت در کلاس: ۲۵ درصد (۵ نمره)
- آزمون میان ترم : ۲۵ درصد (۵ نمره)
- آزمون پایان ترم : ۵۰ درصد (۱۰ نمره)

دانشگاه هرمزگان
University Of Hormozgan

فصل اول
بازساخت پالئوکلیمایی

آن‌بخش از علوم زمین که به مطالعه اتمسفر سیاره زمین می‌پردازد، علوم اتمسفری می‌نامند.

شاخص‌ترین این علوم، هواشناسی و آب‌وهواشناسی است.

عمده‌ترین عامل تفکیک این دو علم، مقیاس زمانی است.

مطالعه اتمسفر در مقیاس‌های زمانی و مکانی متفاوت انجام می‌شود؛ به‌طوری‌که اقلیم‌شناسی را می‌توان هواشناسی درازمدت و در مقیاس بزرگ در نظر گرفت.

اصطلاح هوا، شرایط جوّی موجود در زمان معین و محدود را مشخص می‌کند.

هوا برایند عملکرد فرایندهای متعدد و تغییرات حاصل در عوامل کنترل کننده جوّ است.

در هواشناسی سعی می‌شود که با استفاده از اصول و مفاهیم فیزیکی و مدل‌های تجربی، عناصر و عوامل بوجود آورنده هوا، شناسایی شوند و در نتیجه این شناخت می‌توان وضع هوا را در کوتاه‌مدت پیش‌بینی کرد.

بدیهی است که وضع هوا ثابت نیست و پیوسته در حال تغییر است؛

اما معمولا در هر مکان مشخص، در طول سال هوایی معین به دفعات جابجا می‌شود، به‌طوری که از نظر فراوانی، این هوا در آن مکان نمود چشمگیری می‌یابد.

این هوا در هر منطقه، آب‌وهوای آن منطقه به حساب می‌آید.

پس آب و هوا(اقلیم) عبارت است از هوای غالب یک محل در درازمدت.

برای پی بردن به هوا و همچنین اقلیم، ایستگاه‌های هواشناسی، ماهواره‌ها، وسایل، روش‌ها و ادواتی وجود دارد که در قرن اخیر توسعه زیادی یافته‌اند.

اقلیم گذشته چطور؟ چگونه می‌توان به آن پی برد؟

یک میلیون سال یا حتی ده هزار سال قبل، بشر داده‌های اقلیم‌شناسی را جمع‌آوری نکرده بود؛

بنابراین برای مطالعه اقلیم گذشته با تکیه بر این داده‌ها، فقط قادر به ارزیابی اقلیم طی این چند دهه محدود هستیم.

از آنجایی که زمین بیش از چهار میلیارد سال قبل شکل گرفته است، اقلیم آن به‌صورت دوره‌ای از گرم به سرد تغییر یافته است؛ بطوری‌که بعضی اوقات این تغییرات چشمگیر بوده است.

برای تغییر اقلیم زمین، شش دوره تاریخی می‌توان برشمرد (هاردی، ۱۳۸۷ به نقل از کاوتزباخ ، ۱۹۸۹).

مستند تولد زمین

https://www.aparat.com/v/PETqf/%D9%85%D8%B3%D8%AA%D9%86%D8%AF_%D8%AA%D9%88%D9%84%D8%AF_%D8%B3%DB%8C%D8%A7%D8%B1%D9%87_%D8%B2%D9%85%DB%8C%D9%86_%D8%8C_%D8%A7%D8%B2_%D9%BE%DB%8C%D8%AF%D8%A7%DB%8C%D8%B4_%D9%88_%D8%AA%DA%A9%D8%A7%D9%85%D9%84_%D8%B2%D9%85%DB%8C%D9%86

شش دوره تاریخی تغییر اقلیم زمین:

اول، روند سرمایشی شدیدی که بیش از یک میلیارد سال قبل با ظهور ارگانیسم‌های فتوسنتز کننده به وقوع پیوست.
در آن زمان به علت بالا بودن غلظت CO_2هوا و اثر گلخانه‌ای این گاز و عناصر دیگر جو، زمین دارای آب و هوای گرمی بوده است.
با فعالیت فتوسنتزی و انتقال CO_2 از هوا به گیاهان، ظرفیت گرمایشی جو کاهش یافته و روند سرمایشی شروع شد.

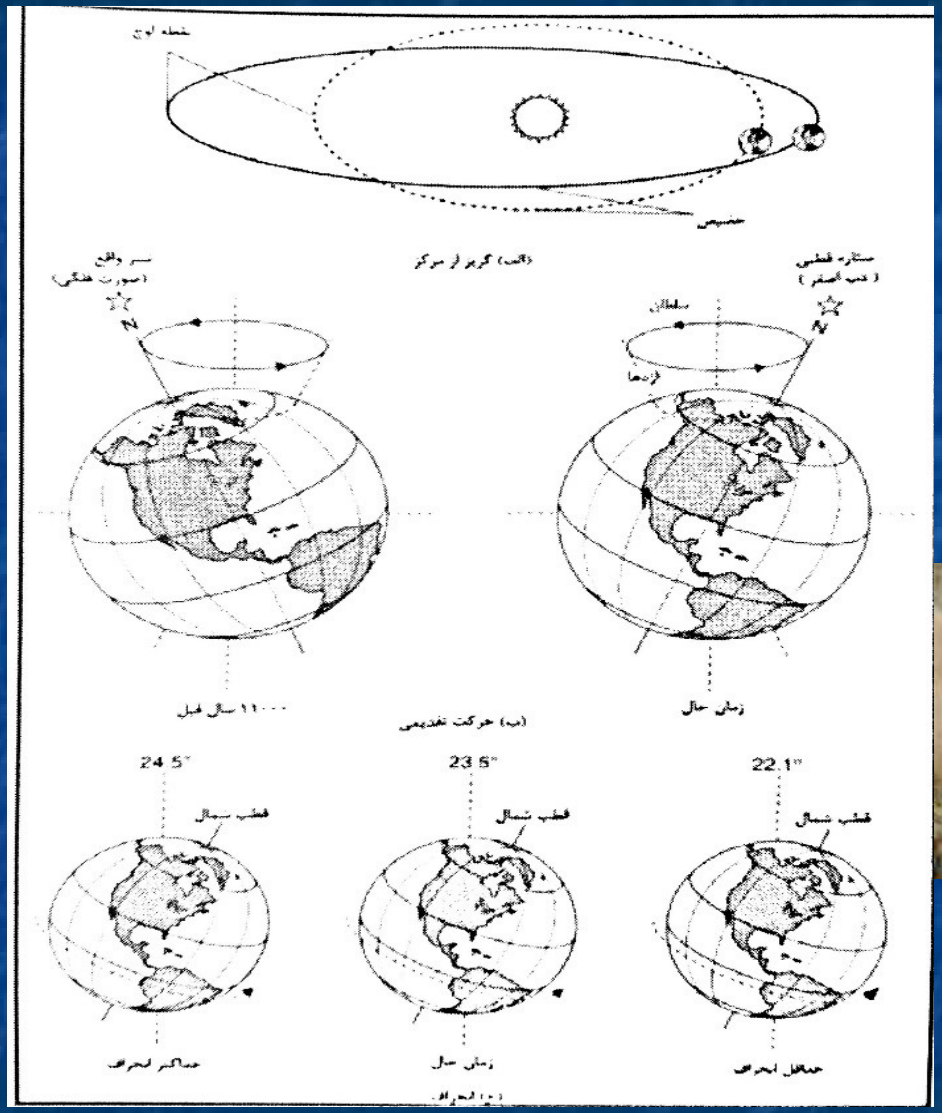
دوم، در چند صد میلیون سال قبل با شروع فعالیت‌های تکتونیکی، زمین رانش قاره‌ها و فعالیت‌های آتشفشانی را تجربه کرد.
در نتیجه، حجم زیادی از CO_2 توسط آتشفشان‌ها وارد جو زمین شد، اثر گلخانه‌ای CO_2، میانگین دمای هوا را بیش از ۵ درجه نسبت به شرایط حال حاضر افزایش داد، همزمان افزایشی نیز در تنوع گونه‌های زیستی به‌وجود آمد؛
هرچند از آن‌زمان حداقل پنج دوره از گونه‌های اصلی جانداران منقرض شده‌اند.

سوم، حدودد ۱۰۰ میلیون سال قبل، فعالیت‌های تکتونیکی فروکش کرد؛

انتشار CO_2 به جو کاسته شده و در نتیجه‌ی کاهش اثر گلخانه‌ای، آب و هوا یک‌بار دیگر سرد شد.

چهارم(دوره‌های کوتاه‌مدت)، طی میلیون‌ها سال گذشته، دوره‌های سردوگرم متناوب کوتاه‌مدتی در مقیاس زمانی ده هزار ساله به وقوع پیوسته است.

این دوره‌ها به دوره‌های یخچالی و بین یخچالی معروفند که عمدتا ناشی از الگوی وضعیت چرخش زمین به‌دور خورشید هستند.



مسیر بیضوی زمین به دور خورشید، زمین را هر ۱۰۰ هزار سال یک‌بار به خورشید نزدیک‌تر یا دورتر می‌کند.

همچنین زمین شبیه نوک یک دوک چرخان همانطور که به دور محور خود می‌چرخد، در معرض تابش‌های بیشتر یا کمتر خورشید در هر دو نیمکره قرار می‌گیرد.

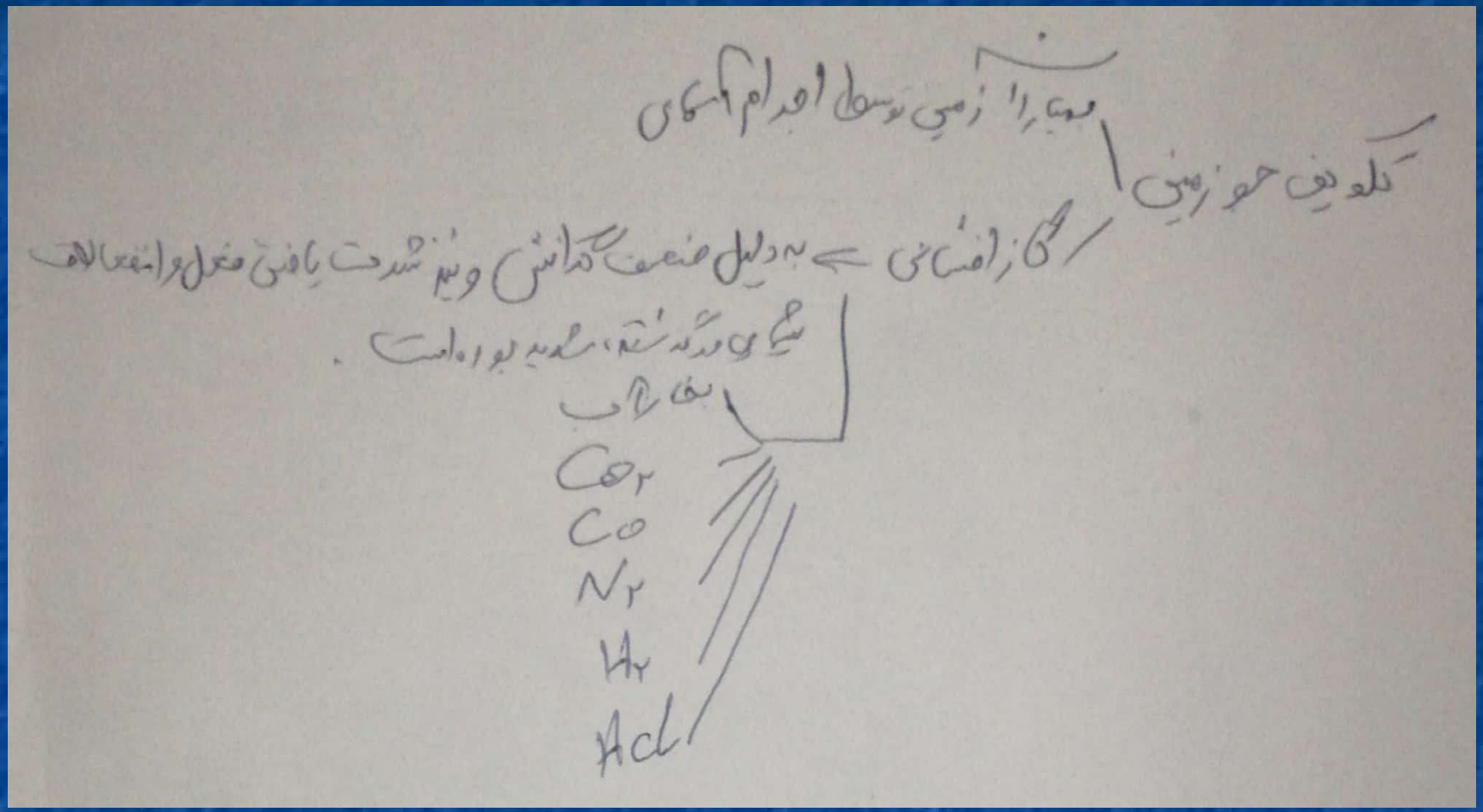
این فرایند، حرکت تقدیمی با دوره بازگشت ۲۰۰۰۰ ساله نامیده می‌شود.

سرانجام کجی محور زمین نسبت به خورشید، طی یک دوره ۴۰۰۰۰ ساله تغییر می‌کند (شکل روبرو).

پنجم، چرخه‌های کوچک‌تر طی ۱۰۰۰ سال یا کمتر اتفاق می‌افتد.

این چرخه‌ها ممکن است به تغییرات فعالیت‌های خورشیدی مربوط باشد (هاردی، ۱۳۸۷ به نقل از استرایوس و کوآی، ۱۹۸۰).

هر چند این چرخه‌ها کوچک هستند اما به احتمال زیاد تأثیر زیادی بر زندگی و تمدن انسانی داشته‌اند.


تکوین جو زمین
گازهای آتشفشانی
بخار آب
CO_2
CO
N_2
H_2
HCl

سیر تغییرات گازهای اتمسفر از ۴ میلیارد سال پیش

افزایش میزان: O_2 اکسیژن، نیتروژن

کاهش میزان: CO_2 ← صفر نوسان شدید روند کاهشی داشته است به همراه آب

حذف کلی: آمونیاک NH_3، متان CH_4

منشأ CO_2 و H_2O فعالیت آتشفشانی و کاهش شدید CH_4 و NH_3 ← افزایش نور UV

همواره از جاذبه‌ی زمین کاسته می‌شود.

تغییرات هیدروژن:

دلیل وجود: فراوان بودن هیدروژن در مواردی که زمین از آن‌ها ساخته شده است.

زمین همواره مقداری از هیدروژن را از دست می‌دهد.

دلیل ۱: عدم وجود اکسیژن در جو اولیه. در جو امروز اکسیژن با هیدروژن ترکیب و آب را می‌سازد که سنگین‌تر است و این سبب عدم صعود و عدم فرار شدت تشعشعات و میزان تشعشعات ماوراء بنفش خورشید برگشته بیشتر بوده که موجب گردید هیدروژن می‌شدند

شکننده حاصل از این هیدروژن

پیدایش اکسیژن :

دو نظریه وجود دارد

نظریه ۱ : گاز اکسیژن همزمان با بقیه گازها از جو زمین جدا شده است.

نظریه ۲ : گاز اکسیژن بعد از پیدایش جو زمین، حاصل شده است.

- تجزیه بخار آب به وسیله فرابنفش خورشید به اکسیژن و هیدروژن
- تبدیل دی اکسید کربن و منوکسید کربن به اکسیژن و مقدار خورشید به آب و دی اکسید کربن

گواه : وجود لایه ای از اوزون در ارتفاع ۲۰ کیلومتری که هنوز به اتمسفر نرسیده است و کار آن جذب اکسیژن و تبدیل به اکسیژن شده خود هست.

تغییرات CO_2:

۶۰۰ تا ۴۰۰ ویژه ۲۰۰ تا ۱۵۰ میلیون سال قبل

← غلظت زیاد: بیش از ۳۰۰۰ PPM

دلایل تغییر میزان CO_2 ← فرایندهای ژئوشیمیایی ← کربن آلی دفن شده در رسوبات

* هوازدگی سنگ های سیلیکاته و تهنشت کربنات

$$CaSiO_3 + CO_2 \rightarrow CaCO_3 + SiO_2$$

* فعالیت های آتشفشانی

← نقش زیست

- عوامل حیاتی باعث تسریع این فرایندها می شوند به ویژه موجودات دریایی

- نیتروژن زدایی: در فیتوژن زدایی، آب، N_2 و CO_2 به جو آزاد می شود

- هتروسفر

* از ۶۰ میلیون سال قبل غلظت CO_2 رو به کاهش است.

بیست میلیون سال قبل: کمتر از ۳۰۰ PPM

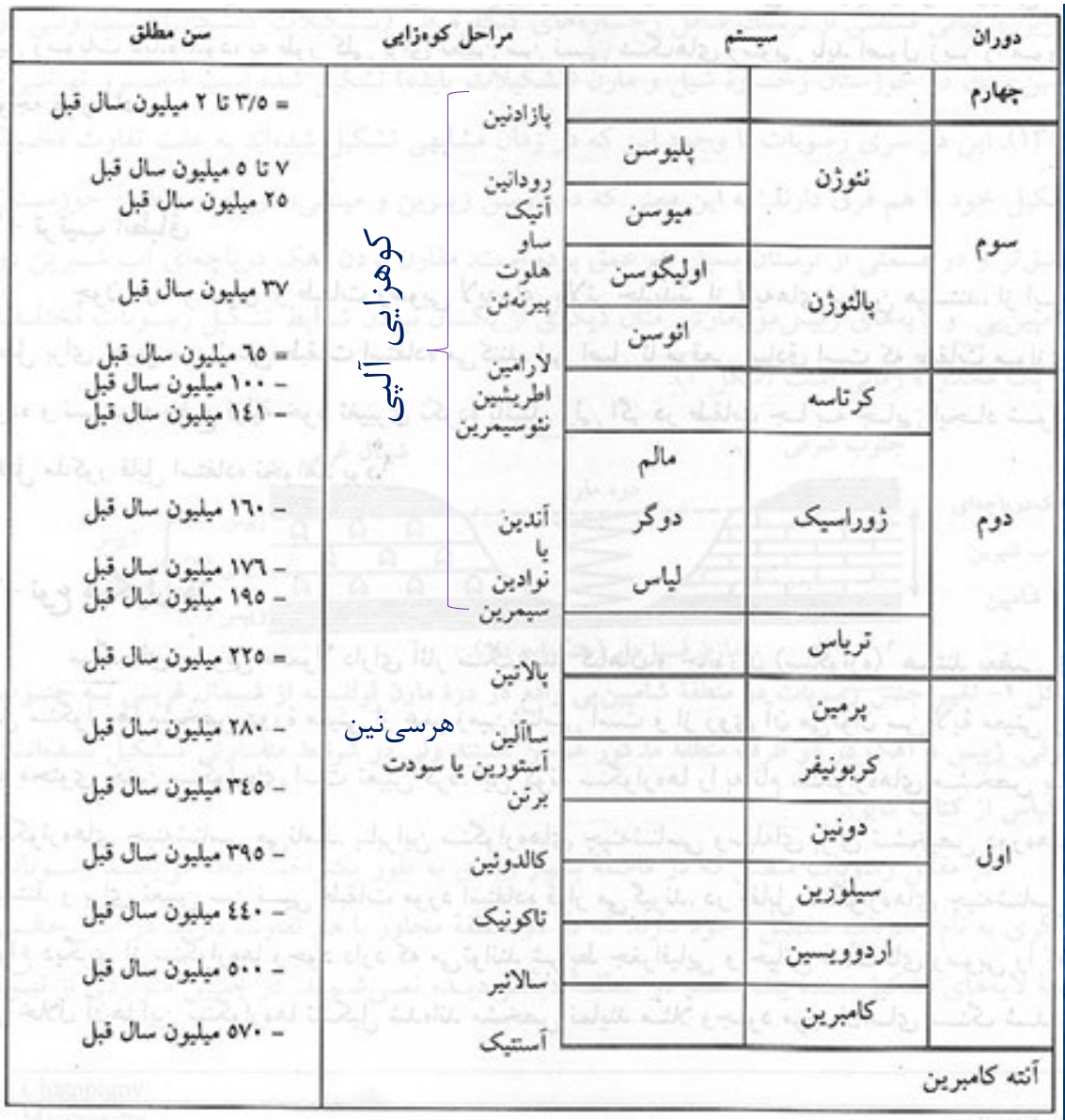
۱۱ هزار سال قبل: ۲۰ PPM

۸ هزار سال قبل ۲۶۰ PPM

قبل از انقلاب صنعتی ۲۸۰ PPM

دانشگاه هرمزگان
University Of Hormozgan

فصل دوم
اقلیم در گذر زمان



دوران	سیستم		مراحل کوه‌زایی	سن مطلق
چهارم			پازادنین	= ۳/۵ تا ۲ میلیون سال قبل
سوم	نئوژن	پلیوسن	رودانین	۷ تا ۵ میلیون سال قبل
		میوسن	آتیک	۲۵ میلیون سال قبل
	پالئوژن	اولیگوسن	ساو	
		ائوسن	هلوت	۳۷ میلیون سال قبل
			پیرنه‌ئن	
دوم	کرتاسه		لارامین	= ۶۵ میلیون سال قبل
			اطریشین	– ۱۰۰ میلیون سال قبل
	ژوراسیک	مالم	نئوسیمرین	– ۱۴۱ میلیون سال قبل
		دوگر	آندین	– ۱۶۰ میلیون سال قبل
		لیاس	یا	– ۱۷۶ میلیون سال قبل
	تریاس		نوادین	– ۱۹۵ میلیون سال قبل
			سیمرین	= ۲۲۵ میلیون سال قبل
اول	پرمین		پالاتین	– ۲۸۰ میلیون سال قبل
	کربونیفر		ساآلین	– ۳۴۵ میلیون سال قبل
	دونین		آستورین یا سودت	– ۳۹۵ میلیون سال قبل
	سیلورین		برتن	– ۴۴۰ میلیون سال قبل
	اردوویسین		کالدونین	– ۵۰۰ میلیون سال قبل
	کامبرین		تاکونیک	– ۵۷۰ میلیون سال قبل
آئته کامبرین			سالائیر	
			آستنیک	

کوهزایی آلپی

هرسی‌نین

پیدا زیستی

نهان زیستی

پرکامبرین

تشخیص آب‌وهوای پرکامبرین به‌طور دقیق امکان‌پذیر نیست.

دلایل:
- دگرگون‌شدن سنگ‌ها
- فقدان اطلاعات مغناطیسی زمین
- کمیابی سنگواره‌ها

دوران	سیستم		مراحل کوه‌زایی	سن مطلق
چهارم				
سوم	نئوژن	پلیوسن	پازادنین	= ۳/۵ تا ۲ میلیون سال قبل
		میوسن	رودانین	۷ تا ۵ میلیون سال قبل
	پالئوژن	اولیگوسن	آتیک	۲۵ میلیون سال قبل
		ائوسن	ساو	
			هلوت	۳۷ میلیون سال قبل
			پیرنه‌ئن	
دوم	کرتاسه		لارامین	= ۶۵ میلیون سال قبل
			اطریشین	– ۱۰۰ میلیون سال قبل
			نئوسیمرین	– ۱۴۱ میلیون سال قبل
	ژوراسیک	مالم	آندین یا نوادین	– ۱۶۰ میلیون سال قبل
		دوگر		– ۱۷۶ میلیون سال قبل
		لیاس		– ۱۹۵ میلیون سال قبل
	تریاس		سیمرین	= ۲۲۵ میلیون سال قبل
اول	پرمین		پالاتین	– ۲۸۰ میلیون سال قبل
	کربونیفر		ساآلین	– ۳۴۵ میلیون سال قبل
	دونین		آستورین یا سودت	– ۳۹۵ میلیون سال قبل
	سیلورین		برتن	– ۴۴۰ میلیون سال قبل
	اردوویسین		کالدونین	– ۵۰۰ میلیون سال قبل
	کامبرین		تاکونیک	– ۵۷۰ میلیون سال قبل
آئته کامبرین			سالانیر	
			آستیک	

کوهزایی آلپی

هرسی‌نین

پرکامبرین

اقلیم پرکامبرین

شواهد

- ✓ وجود رسوبات دگرگون‌شده زیر آب با سنی حدود ۳.۸ میلیارد سال نشانه وجود آب، دمای بیش از صفر درجه و اعتدال هوا در این دوران است.
- ✓ تشکیلات قرمز رنگ، نشانه دوره گرم طی دوران مذکور است.
- ✓ پراکندگی تشکیلات یخچالی شامل تیلیت‌ها[1] و سنگ‌های مخطط نیز دوره‌ها و فصول سرد را اثبات می‌کند.

آب‌وهوا در پرکامبرین به تناوب دارای فصول سرد و گرم بوده است.

۱) تیلیت سنگی که در اثر سنگ شدگی رسوبات یا تیلهای یخچالی به وجود آمده است.

رنگ رسوبات ممکن است اولیه یا اصلی و یا ثانویه باشد. رنگهای اولیه رنگی است که رسوبات در موقع پوشیده و مدفون شدن در زیر رسوبات بالایی دارد و رنگ ثانویه نتیجه تغییرات بعدی است که در رسوبات بوجود می‌آید و یا اینکه در موقع قرار گرفتن در سطح زمین در اثر هوازدگی بوجود آید.

تشخیص رنگهای اولیه و ثانویه در رسوبات اغلب مشکل است و در بعضی مواقع غیر ممکن می‌باشد. بعضی از رسوبات در موقع دفن شدن به علت وجود سولفید آهن سیاه‌رنگ بوده و بعدا به علت تبدیل به مارکازیت و یا پیریت خاکستری رنگ می‌شود.

دیگر رسوباتی که به علت دارا بودن مواد ارگانیکی به رنگ سیاه هستند ممکن است به علت تخریب عمل باکتریها به رنگ خاکستری یا سفید در آیند و همچنین رسوبات قرمز یا قهوه‌ای که شامل اکسیدهای آهن یا هیدروکسید می‌باشند، در اثر احیا شدن با مواد آلی به رنگ خاکستری در می‌آیند.

ماسه سنگ‌ها که در زمان مدفون شدن به رنگ سفید بوده‌اند، ممکن است در اثر اکسید شدن کربنات آهن یا سولفید ، در بعضی مواقع به رنگ قرمز درآیند و بیشتر رسوبات تبخیری که به رنگ سفید یا خاکستری هستند، محتملا به همان رنگ باقی می‌مانند.

تشخیص رنگها

رنگهای اولیه در تشخیص محیط‌های رسوبی خیلی با اهمیت تر از رنگهای ثانویه می‌باشند و حتی‌المقدور رنگها می‌باید از سنگهایی که هوازده نشده‌اند، تعیین گردد.

رنگهای رسوبی دامنه وسیعی داشته و تقریبا هر رنگ را می‌توان در سنگهای رسوبی مشاهده نمود. رنگهای رسوبات آبدار با رنگ رسوبات خشک اختلاف داشته و همچنین اختلاف رنگ در نور و سایه مشاهده می‌گردد که این اختلافات مسائل پیچیده‌ای را سبب می‌شود.

زمین شناسان بایستی در رنگ شناسی دقت عمل بکار برند تا رنگ حقیقی را تشخیص دهند. زیرا ممکن است رنگی قهوه‌ای بوسیله دیگری قرمز تشخیص داده شود. لذا پیشنهاد می‌شود که حتما از نمودارهای استاندارد رنگ برای تشخیص رنگهای رسوبی استفاده گردد. لذا برای آسانی تشخیص ، رنگهای رسوبی را در چهار گروه زیر تقسیم بندی می کنند.

بسیاری از رسوبات که شامل مواد آهنی هستند، در موقعی که اکسید می‌شوند، در سطوحی به رنگهای زرد تا قرمز ثانویه در می‌آیند.

خیلی از مواد بازمانده استوایی یا آب و هوای استوایی دارای رنگهای زرد تا قرمز بوده چنانچه رسوبات این مواد تحت شرایط مواد آلی رسوب کرده باشند، رنگ اولیه باقی می‌ماند.

اما اگر مواد آلی ظاهر شوند آهن احیا شده و رنگ‌های اکسیداسیون از بین می‌رود و رسوبات سطحی که در اثر هوازدگی مجددا اکسیده می‌شوند، آهن به رنگهای اصلی بر می‌گردد.

رنگ قرمز معمولا به علت وجود هماتیت و رنگ زرد به علت لیمونیت می‌باشد و رنگهای حد واسط دارای منشایی از مخلوط این دو کانی می‌باشند. رسوبات بطور محلی قرمز می‌گردند و این به علت کانی‌های اصلی محیط مانند گارنت و فلدسپار قرمز می‌باشد و بعضی به علت وجود ژاسپر قرمز و سنگهای قرمز به رنگ محیط در می‌آیند.

رنگهای قرمز اولیه تعیین کننده آب و هوای گرم است و روی دشت‌های مرتفع و پرباران و حامل رویش متوسط گیاهی می‌باشند. رسوبات قرمز همچنین ممکن است از رسوبات قرمز یا تشکیلات معدنی سرخ رنگ منشا داشته باشند. ولی گل‌های قرمز نواحی عمیق دریایی شامل مراحل فوق نیستند.

پالئوزوئیک

شروع آن با گسترش حیات دریایی (صدف‌ها) کوهزایی کالدونین مشخص می‌شود.

بین دو تحول اقلیمی قرار داشته است.

- دوره یخچالی در عصر ماقبل اول(ائوکامبرین) ← کوهزایی آسینیتیک
- یخبندان دوره کربونیفر (بنجمین دوره پالئوزوئیک) ← حرکات کوهزایی هرسی‌نین

پالئوزوئیک

جغرافیای اقلیمی پالئوزوئیک با عهد حاضر متفاوت بوده است.

دلایل:

- طرز قرار گرفتن قطب‌ها و محور زمین با دوره کنونی متفاوت بوده (مغناطیس دیرین)
  - یکی از قطب‌ها در وسط اقیانوس آرام کنونی بوده.
  - قطب دیگر در بخش جنوبی اقیانوس اطلس قرار داشته.
  - از پرمین قطبین به وضع فعلی بوده‌اند.
- خشکی‌های زمین بطور نسبی جابجا شده‌اند (کوهزایی‌های کالدونین-هرسی‌نین و آلپی)

پالئوزوئیک

وضع اقلیم پالئوزوئیک

۱) رایج بودن آثار خشکی اقلیمی در تشکیلات پالئوزوئیک (رسوبات نمکی کامبرین زیرین در سیبری و هند و سیلورین در امریکای شمالی ← وجود این تشکیلات در نزدیکی قطب شمال کنونی، با نظریه سرگردانی قطبی و جابجایی قاره‌ها توجیه می‌شود.

۲) وجود لایه‌های آهکی دارای منشأ زیستی که از اواخر کامبرین بجا مانده، گواهی بر شرایط حاره و نیمه‌حاره این دوران است.

۳)وجود سنگ‌های یخچالی اوردوویسین، در عرض‌های ۵۰ درجه غربی ← یخبندان

۴) نهشته‌های آهکی سیلورین ← حاکمیت اقلیم گرم ← رسوبات مرجانی شمال اروپا، آمریکا و آسیا

۵) یخ‌نهشته‌ها، سنگواره‌ها در امریکای جنوبی، جنوبگان و عربستان، هند و پاکستان ← یخبندان بخش‌های وسیعی از قاره گندوانا در کربونیفر و پرمین

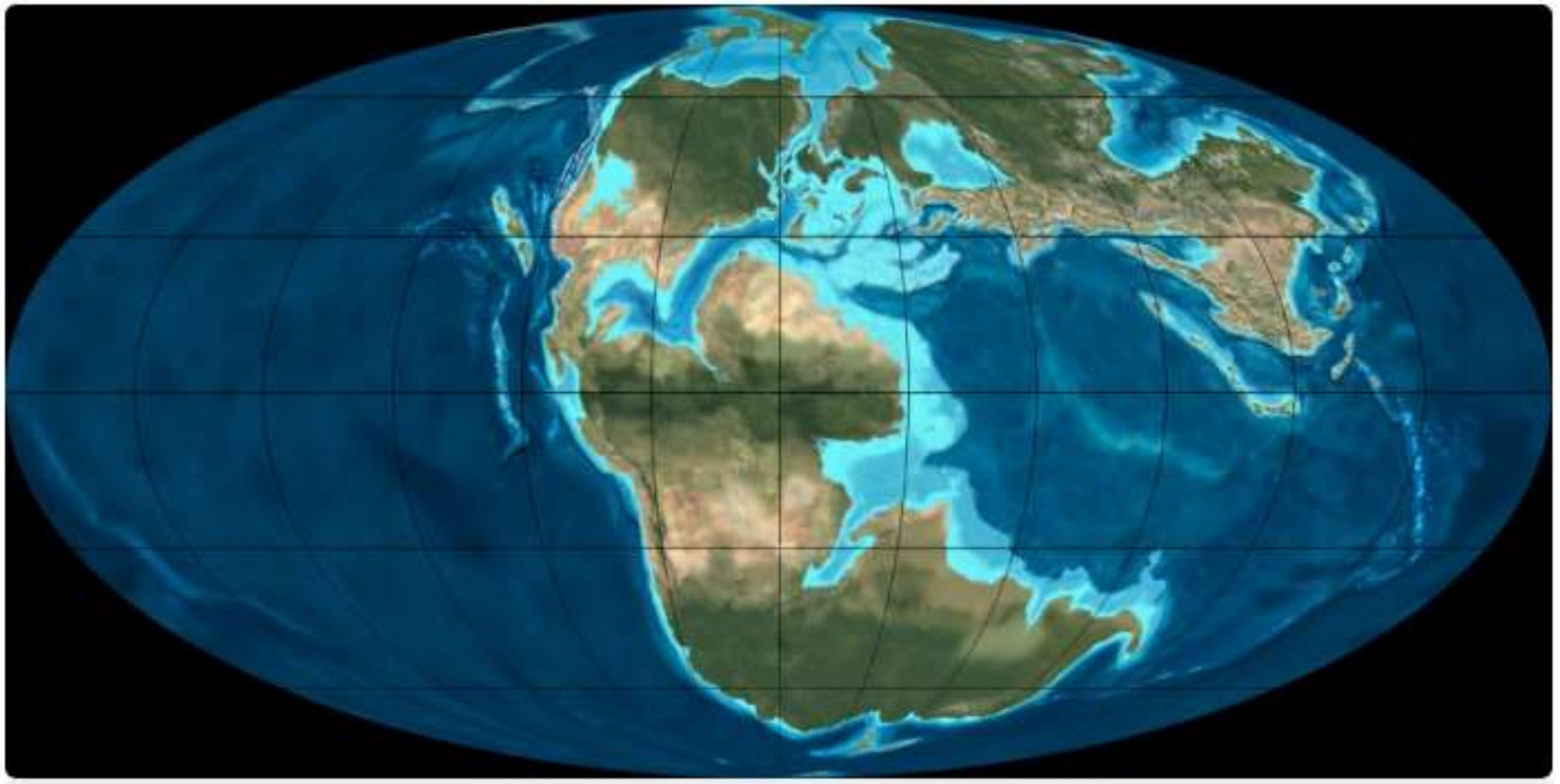
مزوزوئیک

مزوزوئیک از دو کلمه meso به معنی میانه و zoa به معنی حیات ترکیب شده است.

خشکی‌های زمین در این دوره شامل قاره لورازیا و قاره گندوانا بود؛ که لورازیا که شامل قاره آسیا و اروپا و آمریکای شمالی و گرینلند بود در دوره کرتاسه آغاز به تجزیه گرفته‌است و از این طریق اقیانوس اطلس به وجود آمده؛ و قاره گندوانا در دوره تریاس تجزیه شد.

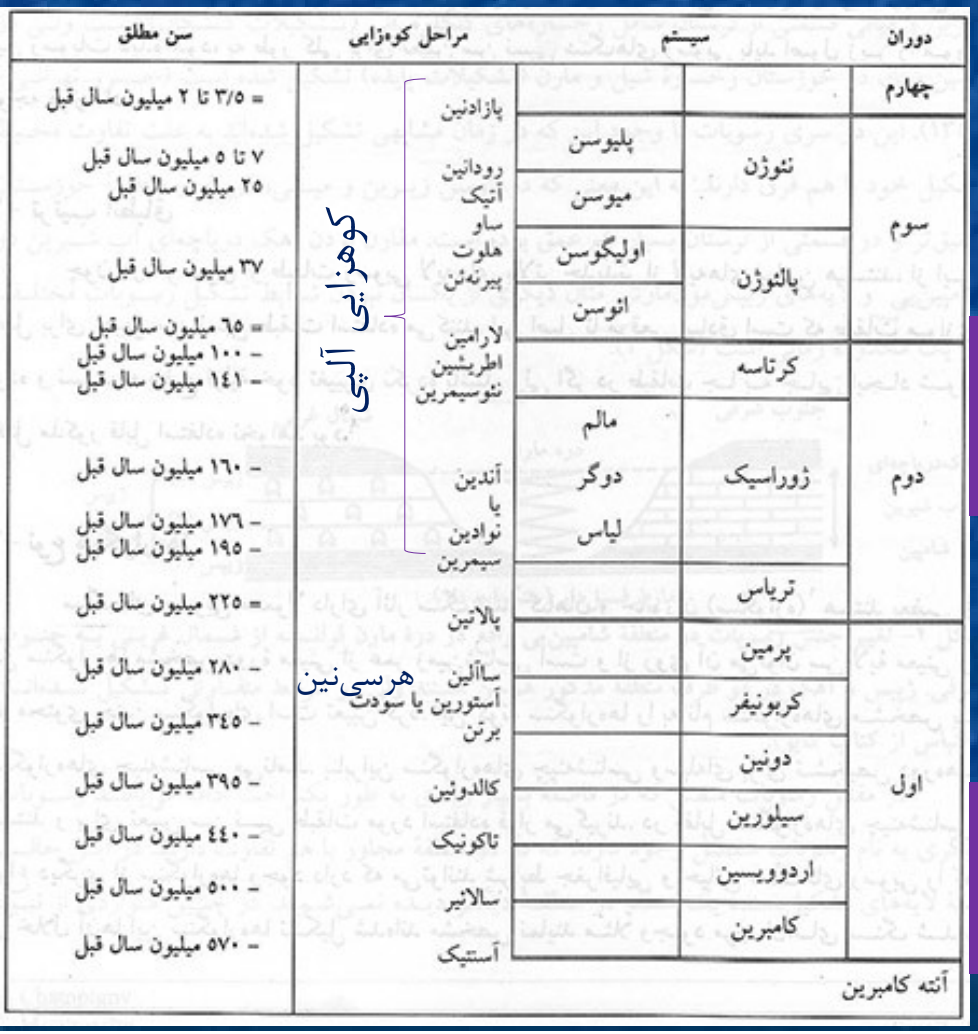
در رسوبات این دوره هیچگونه آثار یخچالی مشاهده نمی‌شود مطالعات ایزوتوپی نشان می‌دهد که آب دریاهای این دوران گرمتر از دریاهای معتدله کنونی بوده است.

این آبهای گرم محیط مستعدی را برای تشکیل رخساره‌های آهکی بیوشیمیایی با صدفهای فراوان نرم تنان و انواع جلبکها و آهک اواولیتی و ریفی بوجود آورده بود.



نقشه تقریبی زمین در دوران مزوزوئیک

مزوزوئیک



دوران	سیستم		مراحل کوه‌زایی	سن مطلق
چهارم			پازادنین	= ۳/۵ تا ۲ میلیون سال قبل
سوم	نئوژن	پلیوسن	رودانین	۷ تا ۵ میلیون سال قبل
		میوسن	آتیک	۲۵ میلیون سال قبل
	پالئوژن	اولیگوسن	ساو هلوت پیرنه‌ئن	۳۷ میلیون سال قبل
		ائوسن		= ۶۵ میلیون سال قبل
دوم	کرتاسه		لارامین اطریشین نئوسیمرین	– ۱۰۰ میلیون سال قبل – ۱۴۱ میلیون سال قبل
	ژوراسیک	مالم دوگر لیاس	آندین یا نوادین سیمرین	– ۱۶۰ میلیون سال قبل – ۱۷۶ میلیون سال قبل – ۱۹۵ میلیون سال قبل
	تریاس		پالاتین	= ۲۲۵ میلیون سال قبل
اول	پرمین		سااَلین آستورین یا سودت برتن	– ۲۸۰ میلیون سال قبل – ۳۴۵ میلیون سال قبل
	کربونیفر		کالدونین	– ۳۹۵ میلیون سال قبل
	دونین		تاکونیک	– ۴۴۰ میلیون سال قبل
	سیلورین		سالائیر	– ۵۰۰ میلیون سال قبل
	اردوویسین		آستیک	– ۵۷۰ میلیون سال قبل
	کامبرین			آنته کامبرین

کوهزایی آلپی

هرسی‌نین

- ۲۲۵ تا ۶۵ میلیون سال قبل
- آغاز کوهزایی آلپی (آخرین کوه‌زایی زمین)
- افزایش دما

دلیل: جابجایی نصف‌النهاری جریان‌های اقیانوسی در امتداد پانگه‌آ، از استوا تا قطب

در این دوران، یخبندان رخ نداده است.

گرم شدن تا بخش اعظم سنوزوئیک ادامه داشته است.

البته در کواترنر عصرهای یخبندان و بین یخچالی را داشته‌ایم

مزوزوئیک

وقایع مرتبط با آب‌هوا در مزوزوئیک:

۱) حرکت ملایم قطبین در سطوح نصف‌النهری به وضعیت کنونی

۲) شرایط اقلیمی اروپا طی اواخر پالئوزوئیک و مزوزوئیک در اغلب مناطق گرم و کم‌آب بوده

متوسط دمای زمین در انتهای مزوزوئیک، ۲۰ درجه گرم‌تر از اکنون بوده است.

۳) کلاهک‌های یخی زمین وجود نداشته است.

- بخش‌های اعظم ایران خارج از آب بوده و دارای آب‌وهوای شبیه مناطق استوایی بوده است. رشد گیاهان شبیه کربونیفر اروپا بوده است.
- سنگواره‌ها و تلماسه‌های پرمین و تریاس حاکی از تناوب گه‌گاه دوره‌های گرمو خشک است.
- وجود نمک در رسوبات آلمان، گویای شرایط گرم و خشک در بخشی از اروپا است.

کربونیفر:

اکسیژن جو در این دوره به بالاترین حد خود (٪۳۵) رسید.

جنگل‌های وسیعی سطح زمین را پوشانده بود که بعدا تبدیل به زغال سنگ شدند.

دوزیستان و خزندگان و بندپایان فراوان بودند و بسیاریشان از نمونه‌های امروزی خیلی درشت‌تر بودند.

یکی از ویژگی‌های خاص این دوره زمین شناسی، همانطور که از نامش پیداست، فراوانی بسیار صخره‌های زغال سنگی است.

دلیل اصلی فراوانی بسیار صخره‌های زغال سنگی، تکامل پلیمر لیگنین در پوسته درختان است.

در آن زمان بخاطر عدم وجود حشرات و باکتری‌هایی که بتوانند به‌طور موثر لیگنین را تجزیه کنند، درختان مرده فرصت کافی برای تبدیل شدن به فسیل را داشتند.

چون گیاهان کربنیفر در آمریکای شمالی، سیبری، اروپا و آسیا کاملا شبیه می‌باشند، لذا می‌توان نتیجه گرفت که اختلاف آب و هوایی در تمام سطح زمین وجود نداشته است.

مزوزوئیک

مشخصات اقلیمی مزوزوئیک:

- گسترش گرما و خشکی در قسمت‌های وسیعی از نیمکره شمالی و جنوبی

ایجاد استپ‌ها، کویرها و معادن نمک

- حرکت بخش‌هایی از گندوانا و دور شدن از استوا ← سرد و مرطوب شدن این بخش‌ها ← تریاس
- دمای اعماق اقیانوس‌ها در قطب، ۱۰-۱۵ درجه بوده (دریاهای کنونی ۰-۲ درجه)
- مناطق خشک، تقریبا موقعیت کنونی را داشته‌اند.

مزوزوئیک

دلایل حرارت و دمای اضافی در مزوزوئیک:

- دی‌اکسیدکربن، ۶ تا ۱۰ برابر حال حاضر بوده ← گرم‌تر بودن زمین
- برخورد جسم آسمانی بزرگی به زمین

سنوزوئیک

- ✓ دوران سنوزوئیک که از ۶۵ میلیون سال قبل شروع شده است به دو دوره ترشیاری و کواترنری تقسیم می‌شود (کواترنری را اصطلاحا دوران چهارم نیز می‌گویند).
- ✓ فعالیت تکنونیکی (زمین ساختی) در این دوران افزایش یافت که نتیجه آن به‌وجود آمدن رشته کوه‌هایی مانند هیمالیا، البرز، زاگرس و آلپ بود.
- ✓ مهمترین حادثه این دوران گسترش و تنوع پستانداران است که به این علت این دوران را دوره پستانداران لقب داده‌اند.

سنوزوئیک

نتایج تکتونیک در سنوزوئیک:

۱- برخورد هندوستان با آسیا ← تشکیل فلات تبت ← ایجاد مانع در مقابل جریان‌های هوایی منطقه ← تکوین بخشی از سیستم موسمی جنوب آسیا

۲-محصور شدن حوضه قطب شمال و بالا آمدن دماغه‌های یخی ← کاهش تبادل آب گرم مداری با آب سرد قطبی ← افزایش گرادیان حرارتی بین قطب و استوا ← افزایش شدت و سرعت جریان‌های دریایی

سنوزوئیک

نتایج تکتونیک در سنوزوئیک:

۳-جدایی استرالیا از قطب جنوب ← تشکیل یک جریان عظیم اطراف قطب

جداسازی قطب جنوب از نظر حرارتی از سایر بخش‌های زمین

توسعه صفحات یخی درون قطب جنوب

سنوزوئیک

تقسیم‌بندی دمایی سنوزوئیک

- دوره گرم/ ترشیاری
- دوره سرد/ کواترنری

ترشیاری

۱-افزایش گرما به حدی که قطبین امروزی پوشیده از جنگل‌های خزان‌کننده شد.

۲- ایجاد یک منطقه گرم بین عرض‌های ۵۰-۴۰ درجه شمالی و جنوبی و دو منطقه معتدل با پوشش درختی تا قطبین

۳- یخچال‌ها صرفا در قلل برخی کوه‌ها مثل کوه راکی/ در پالئوسن تا ائوسن

ترشیاری

دلایل گرما

در مقیاس جهانی
- افزایش CO2 جو
- گسترش سریع پهنه‌های اقیانوسی و فرورانش قاره‌ای
- کاهش در انحراف زاویه محور زمین در ائوسن میانی

در مقیاس محلی
- جابجایی موقعیت برخی مناطق نسبت به امروز

ترشیاری

در الیگوسن دما به تدریج سیر نزولی یافت

- خنک شدن اقیانوس‌ها ← کاهش تبخیر و انتقال آب به عرض‌های پائین‌تر
  - کاهش بارش حاره‌ای و جنب حاره‌ای
    - ایجاد چهره خشک در صحرای آفریقا
- ایجاد یخچال‌های قاره‌ای گسترده و عصرهای یخبندان کواترنر ← **پایان ترشیاری**

کواترنری

دوره کواترنر با ظهور یخبندان عظیم در سطح کره زمین مشخص می شود که باعث تغییرات شدید آب و هوایی و انقراض بعضی از جانوران و ظهور انواع دیگر شده است.

در این دوره است که انسان پا به عرصه وجود می گذارد و گیاهان و جانوران امروزی پدیدار می‌شوند.

کواترنری

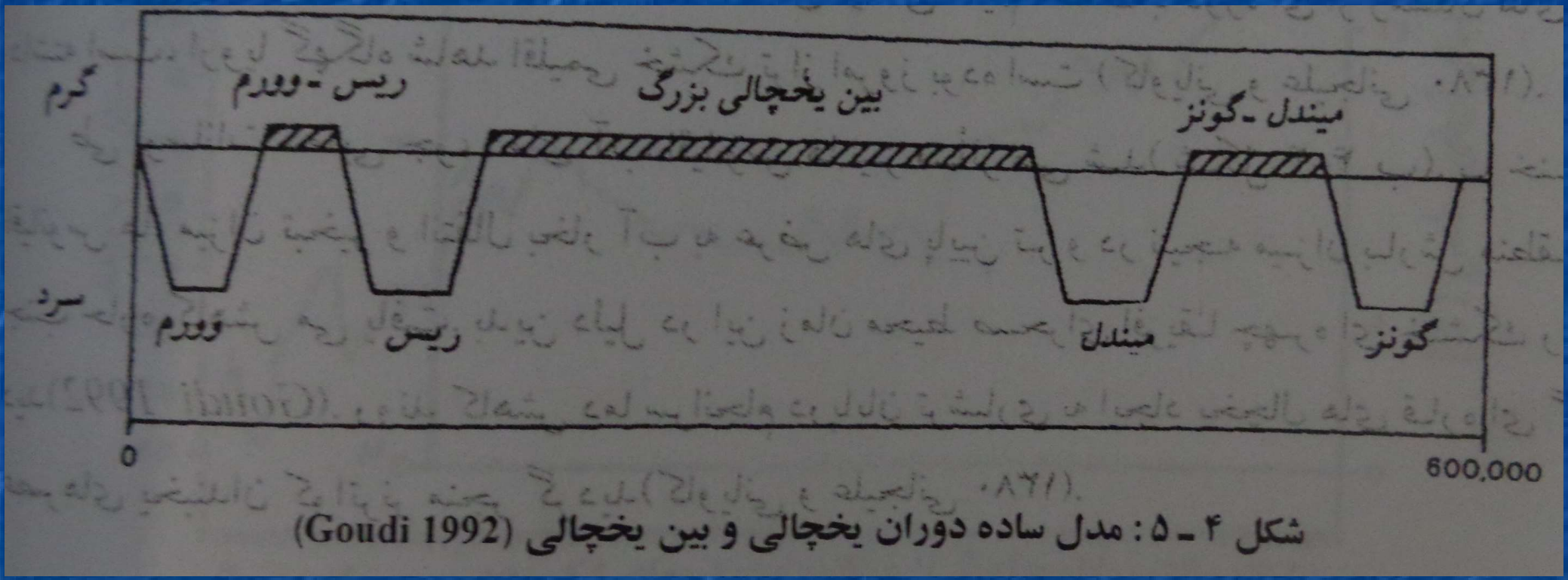
حوادث کواترنر

- دگرگونی‌های اقلیمی توأم با یخبندان‌های عظیم و دوره‌های بین یخبندان
- پیدایش انسان
  - نقش انسان در تحولات اقلیمی
  - نقش تحولات اقلیمی بر زندگی انسان

کواترنری

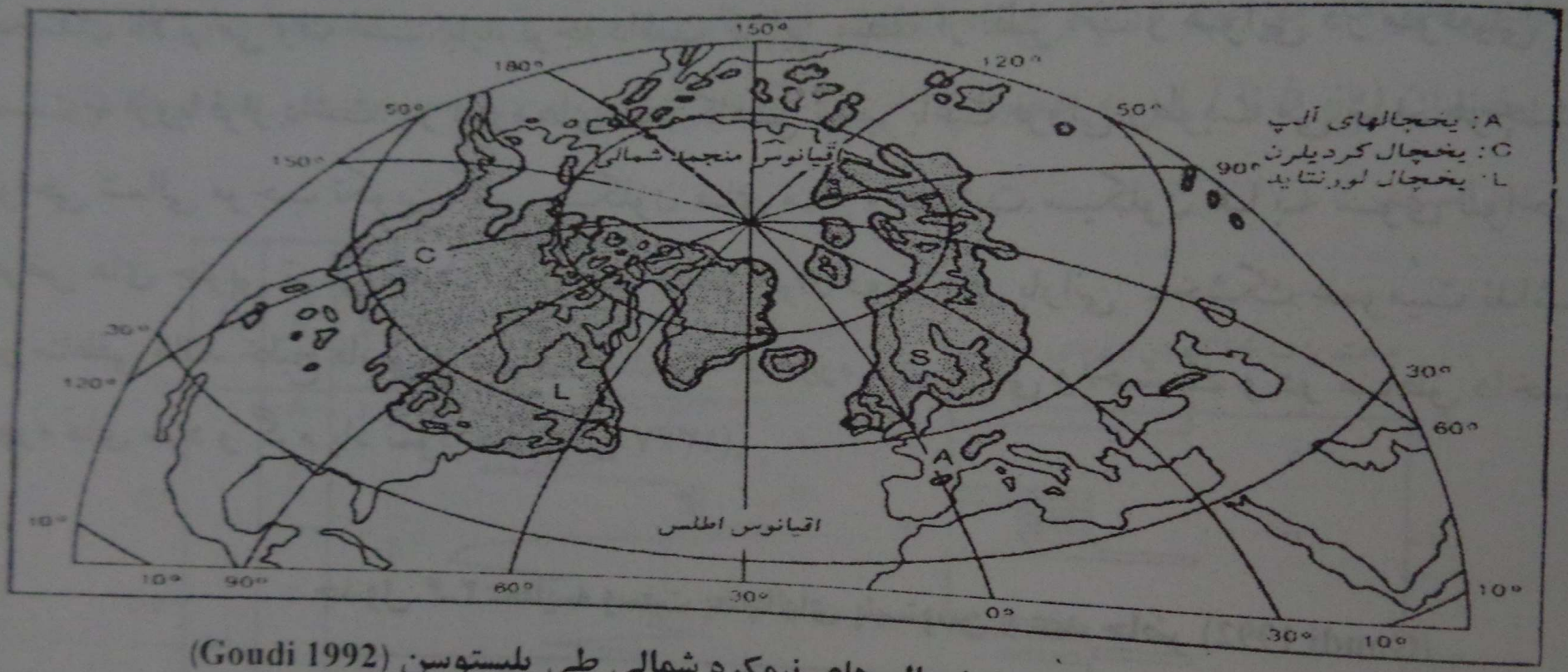
- ✓ در حال حاضر حدود ده درصد از سطح قاره‌ها، تحت تأثیر یخچال‌ها قرار دارند.
- ✓ یخچال‌های قاره‌ای جنوب وگروئنلند نمونه‌های مشخصی از یخچال‌های قاره‌ای می‌باشند.
- ✓ یخچال‌های قاره‌ای را اینلندسیس (اصطلاحی نروژی به مفهوم یخ درون قاره‌ای) می‌نامند،
- ✓ وسعت و حجم یخچال‌ها در قاره قطب جنوب به مراتب بیش از نواحی قطبی شمالی است.
- ✓ وسعت مجموعه یخچالهای قطبی حدود ۹۷ درصد سطح پوشیده از یخ در تمام خشکیهای کره زمین می‌باشد.
- ✓ تمام یخچالهای قطبی در عرض‌هایی قرار گرفته‌اند که دمای آنها بسیار پایین‌تر از نقطه ذوب می‌باشد. به همین دلیل آنها را یخچال‌های سرد می‌نامند.

پلئیستوسن



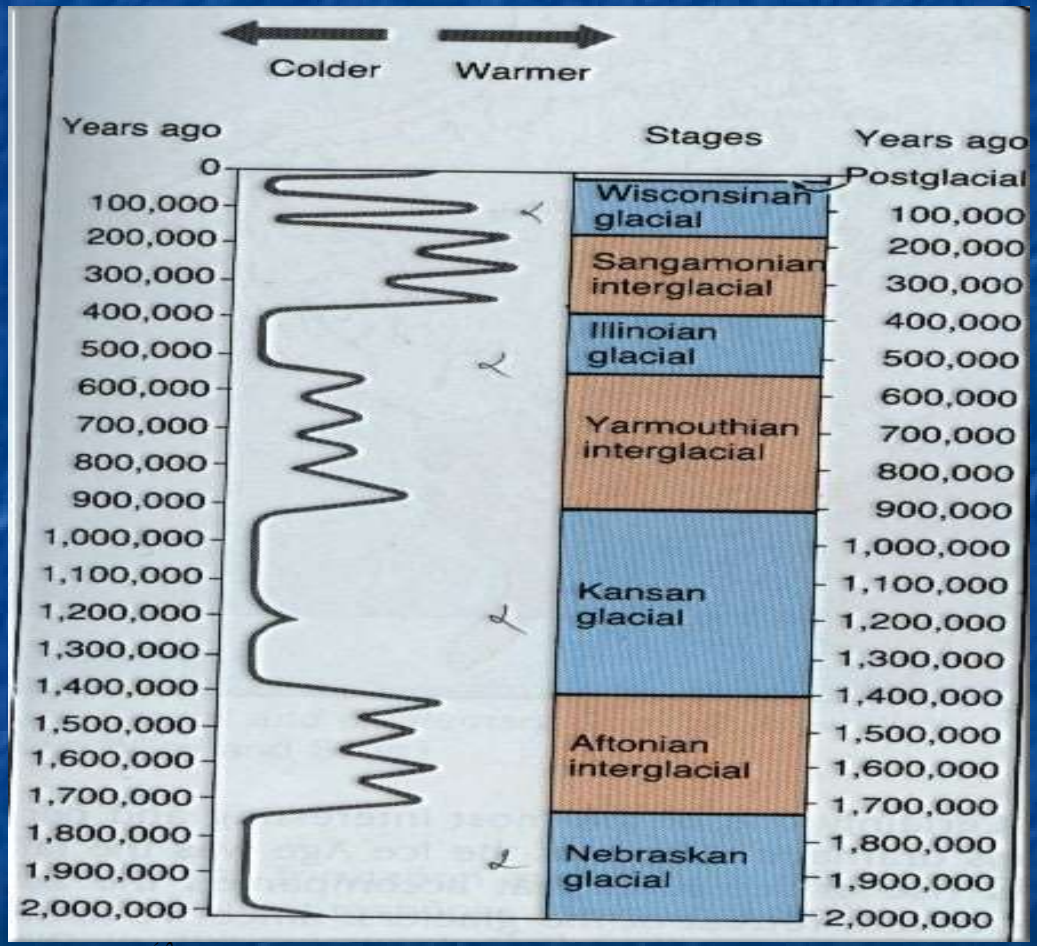
شکل ۴ ـ ۵ : مدل ساده دوران یخچالی و بین یخچالی (Goudi 1992)

پلئیستوسن



شکل ۴ـ۶: گستره بیشینه یخچال های نیمکره شمالی طی پلیستوسن (Goudi 1992)

پلئیستوسن



دوره های یخچالی آلپ و آمریکای شمالی

- دوره های آلپ : بیبر- دوناو - گونز – میندل – ریس – و وورم
- دوره های آمریکای شمالی : نبرسکا – کانزاس- ایلی نویز – و ویسکونسین

پلئیستوسن

تغییرات حرارتی در دوره های یخچالی

تحقیقات نشان میدهد که کاهش دما در مناطق مختلف یکسان نبوده و از ۸ تا ۱۲ درجه در عرضهای بالا تا ۶ درجه در مناطق مداری متغییر است.

دمای میانگین سالانه برای سطح زمین در آخرین دوره یخچالی ۵-۴ درجه کمتر از امروز بوده و در آخرین دوره بین‌یخچالی ۲تا۳ درجه بیشتر از حال حاضر بوده است.

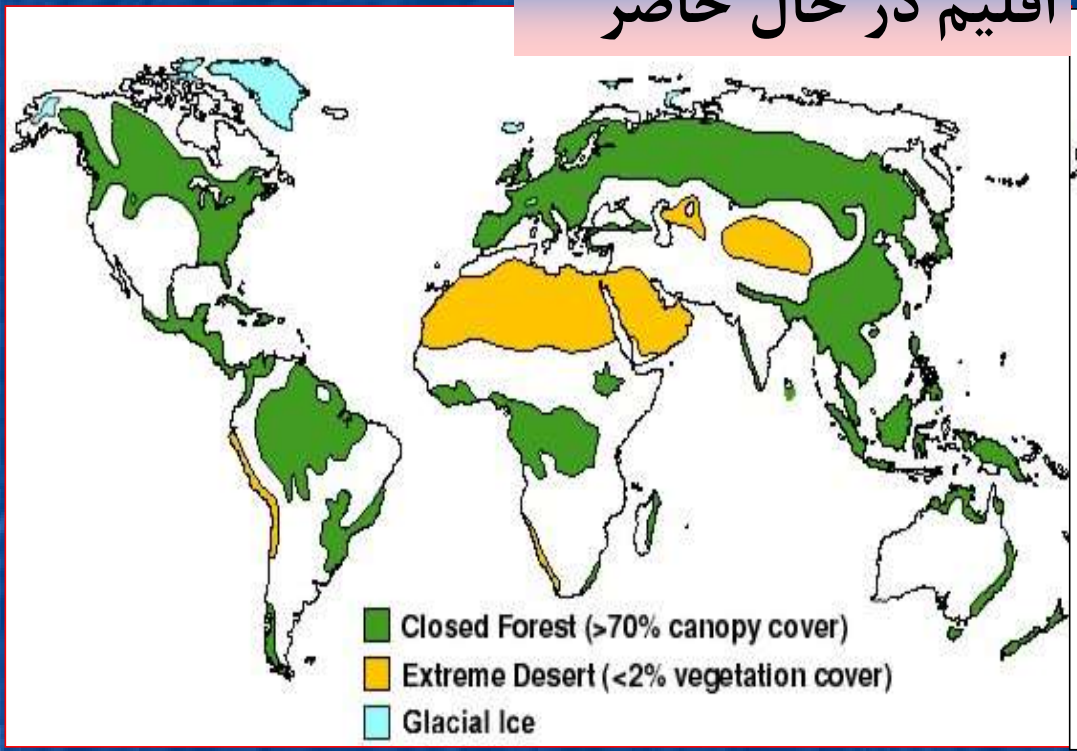
پلئیستوسن

ارزیابی اولیه تحولات اقلیمی دوران چهارم

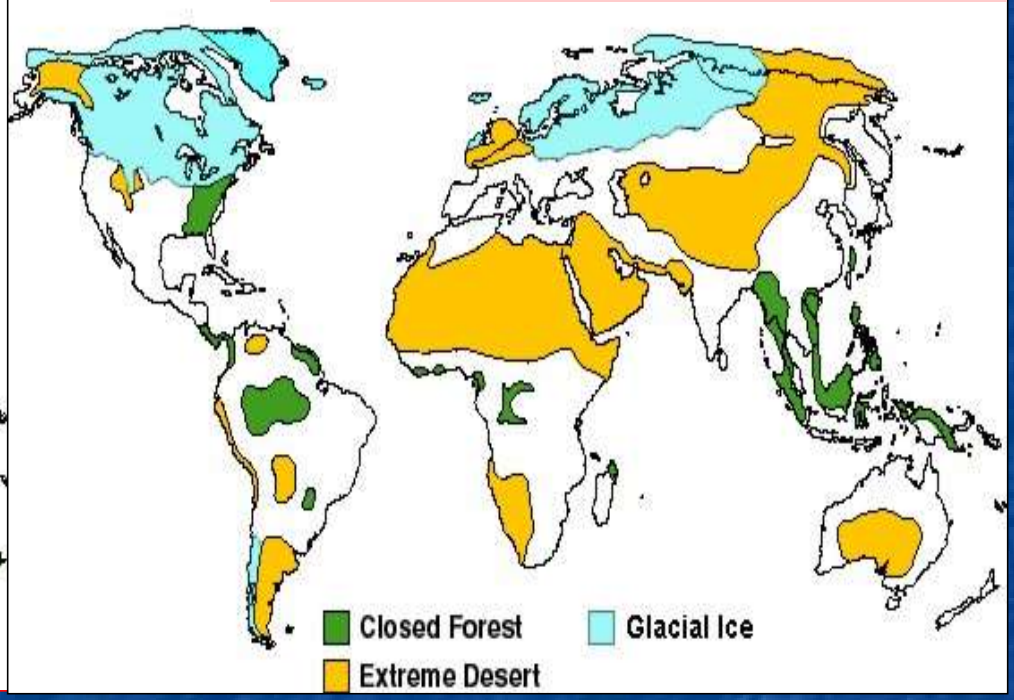
تحولات اقلیمی دوران چهارم برای اواین بار از روی آثار مورفولوژیکی یخچالها در اروپا شناخته شده و بعدها شواهد مربوط به این پدیده و نتایج آن در نقاط مختلف زمین مورد برسی قرار گرفت.

پلئیستوسن

اقلیم در حال حاضر



اقلیم زمین در۱۸۰۰۰سال پیش



- با کاهش و افزایش تدریجی دما مناطق بزرگ اقلیمی از قطب به سمت استوا و برعکس تغییر مسیر داده اند.
- جانوران وگیاهان نیز به متابعت از نوسانات اقلیمی به مهاجرتهای تناوبی پرداختند.
- شرایط شکل زایی متناوب باعث استقرار ناهمواریهای پولی ژنیک در کنار یا روی هم شد.

خطوط کلی تحولات کواترنر از دیدگاه ژئومورفولوژی

شامل :

- ✓تغییرات اقلیمی
- ✓تغییرات استاتیک
- ✓ تغییرات ایزواستاتیک است.

پلئیستوسن

تغییرات استاتیک در کواترنر

متأثر از دورانهای یخچالی و بین یخچالی، نوار ساحلی متناوبأ جابجا شده است.

اشکال پولی سیکلیک بخصوص در مورد پادگانه های رودخانه ای الزاما متأثر از تغییرات سطح اساس دریاها و انتقال آن به مختصات رودخانه ای است.

پلئیستوسن

تغییرات ایزواستاتیک

پیشروی و پسروی یخچالها باعث تغییر رفتار تعادلی پوسته و بر هم خوردن بالانس صفحات لیتوسفر شده است.

بالا و پایین رفتنهای متوالی صفحات به واسطه فشارهای وزنی یخ تحت تاثیر عنوان گلاسیواستاتیزم قابل بررسی است.

پلئیستوسن

نوسانات دریاچه ها در خلال دوره های بارانی

به موازات دوره‌های یخچالی در عرض‌های بالا در عرضهای پایینتر سطح دریاچه‌ها دچار نوسانات زیادی شده است.

رودخانه‌ها در خلال این دوره پرآب‌تر بوده و مداومت بیشتری داشته‌اند.

پایگاه‌های تئوریک دوره‌های بارانی و دوره‌های سرد

- ✓ در دیدگاه حاکمیت دوران سرد فرض بر این است که بارندگی در سطح فعلی ولی بعلت حاکمیت برودتی تبخیر کمتر از حد فعلی و در نتیجه انباشتگی آب بیشتری وجود داشته.
- ✓ در قلمرو نظری دوره‌های بارانی اعتقاد بر افزایش بارش با تکیه بر تغییرات ناچیز دما و تبخیر نسبت به شرایط فعلی است.

پلئیستوسن

روابط دما و بارش بین استوا و قطب در کواترنر

در دوره یخبندان اختلاف دما بین قطب و استوا شدت یافته است.

بدنبال اختلاف دما و تقویت گردش عمومی اتمسفر، تشدید فعالیتهای سیکلونی و پیشروی جبهه قطبی بارش در مناطق خشک ونیمه خشک افزایش یافته.

در عرضهای متوسط، پاره ای نقاط دارای شرایط سرد و مرطوب وبعضی تحت استیلای شرایط سرد و خشک بوده اند.

هولوسن

نام هولوسین از یونانی گرفته شده و به معنی «کاملاً نو» است.

هولوسن حاوی افت و خیزها و نوسانات اقلیمی متعددی بوده است.

۱- ناپدید شدن قطعات یخی نیمکره شمالی بجز در شمال شرقی امریکای شمالی به دلیل افزایش تابش خورشیدی به میزان ۸ درصد بیشتر از دوره یخچالی

۲- متعادل‌تر شدن اقلیم در عرض‌های میانه و بالا به دنبال عقب‌نشینی یخچال‌ها در اروپا و عرض‌های میانه

۳-پسروی چندین کیلومتری درخت‌مرزها به سمت شمال اوراسیا و آمریکا به دلیل افزایش دما در ۵ هزار سال پیش

۴- گرایش نواحی جنب حاره به خشکی به دلیل افزایش دما در ۵ هزار سال پیش و ترک نواحی مذکور توسط انسان‌های اولیه

هولوسن

از حدود ۱۲ هزار سال پیش با آغاز دوره هولوسن و پایان آخرین عصر یخ، دمای هوای کره زمین افزایش قابل توجهی یافت.

طی آخرین سال‌های دوره پلیستوسن یعنی از حدود پانزده هزار سال پیش تا نخستین سال‌های دوره هولوسین (یعنی حدود ده هزار سال پیش) متوسط دمای زمین ۶ درجه سانتیگراد افزایش یافت و بسیاری از یخچال‌های آخرین عصر یخبندان شامل یخچال‌های اروپا و یخچال‌های آمریکای شمالی ذوب شدند.

بسیاری از جانوران به خصوص پستانداران بزرگ نظیر ماموت نتوانستند با این تغییر آب و هوا سازگار شوند و منقرض شدند.

هولوسن

نخستین دوره گرمایش زمین که بین ده هزار سال پیش تا پنج هزار سال پیش به حداکثر خود (دمایی به طور متوسط نزدیک به دمای فعلی زمین) رسید، به طور طبیعی رخ داد، اما از میانه قرن نوزدهم گرمایش زمین در اثر فعالیت‌های صنعتی و انتشار گازهای گلخانه‌ای توسط انسان، به وقوع پیوسته و همچنان ادامه دارد.

طبق چهارمین گزارش ارزیابی IPCCکه در سال ۲۰۰۷ منتشر شد "با اطمینان متوسط می‌توان گفت چنانچه متوسط گرمایش جهانی از ۱٫۵ تا ۲٫۵ درجه سانتیگراد (نسبت به بازه ۱۹۸۰ تا ۱۹۹۹) فراتر رود، تخمینا ۲۰ تا ۳۰ درصد گونه‌هایی که تا کنون تشخیص داده شده‌اند احتمالاً در معرض خطر افزایش یافته انقراض هستند.

چنانچه افزایش متوسط دمای جهانی از حدود ۳٫۵ درجه سانتیگراد فراتر رود، مدل‌های ارزیابی، انقراض قابل ملاحظه‌ای (۴۰ تا ۷۰ درصد گونه‌های تشخیص داده شده) را در سرتاسر جهان پیش بینی می‌کنند.

IPCC — Intergovernmental Panel on Climate Change

دانشگاه هرمزگان
University Of Hormozgan

فصل سوم
اقلیم و تغییر اقلیم

درس دوره کارشناسی‌ارشد تغییر اقلیم

محمد اکبریان

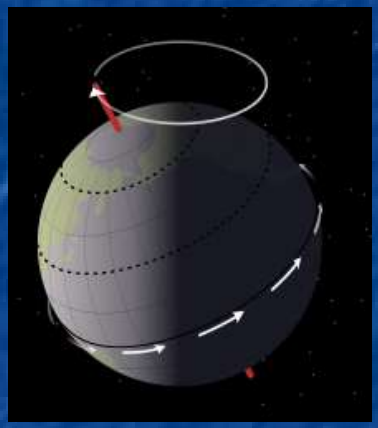
علل دگرگونی و تحولات اقلیمی

- علل بیرونی:
  - به عواملی فراتر از جو زمین نسبت می‌دهند.
  - در اثر رویدادهای ناگهانی و در بازه‌های زمانی بزرگ رخ می‌دهند.
- علل درونی:
  - کنش‌های درون سیستم اقلیمی در محدوده جو زمین
  - مقیاس‌های زمانی مختلف. کوتاه‌تر از چند هفته تا چند هزاره

عوامل بیرونی دگرگونی و تحولات اقلیمی

۱-تغییر در درون‌داد انرژی:
- تغییرات کیفی تابش خورشید
- تغییرات کمی تابش خورشید

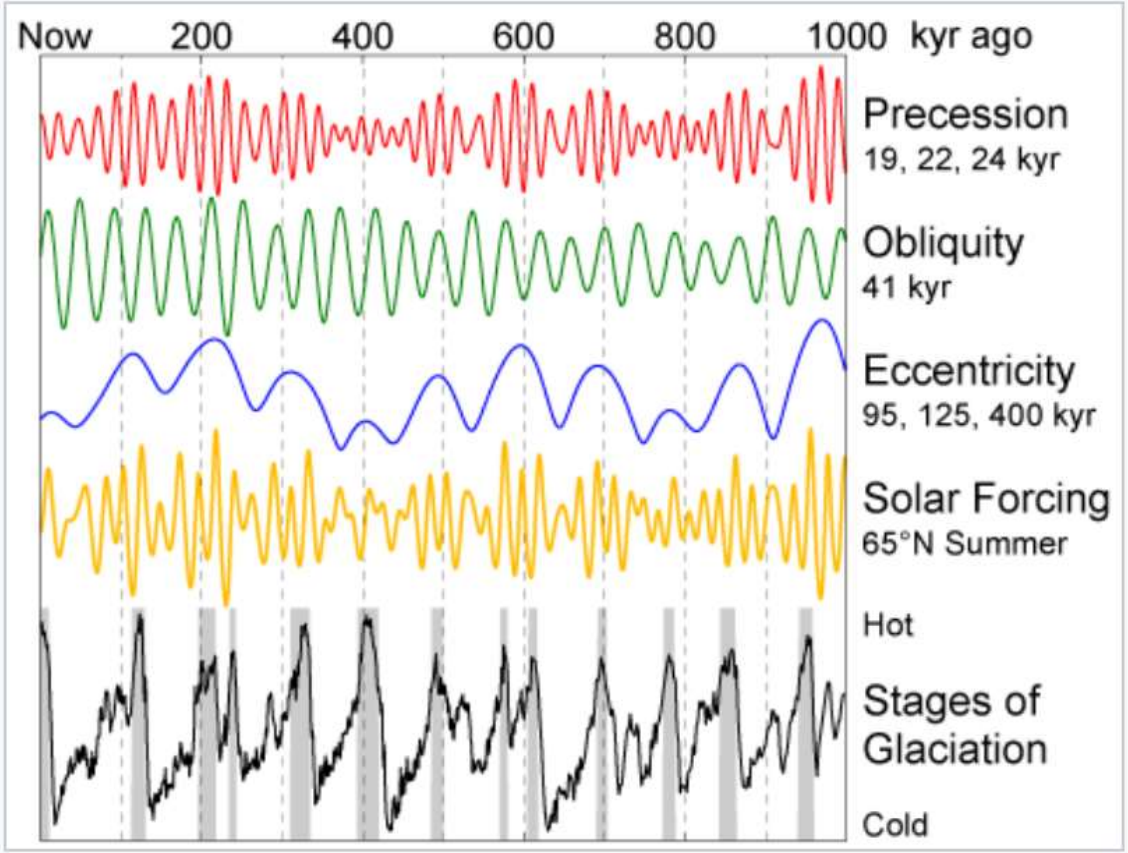
۲- برخورد اجرام آسمانی به جو زمین: برخورد ستاره‌های دنباله‌دار یا سیارک‌ها با جو زمین



۳- نوسان‌های مدار هندسی زمین (چرخه ملانکویچ):
- خروج از مرکز مدار زمین
- تأثیر تقدیم
- تغییر در انحراف دایره البروج

۴- تغییر مدار خورشید

https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Gyroscope_precession.gif?uselang=fa



نظریه چرخه‌های میلانکویچ در یک نگاه: از بالا به پایین پدیده‌های دوره‌ای حرکت تقدیمی (قرمز)، زاویهٔ محور گردش زمین (سبز)، خروج از مرکز مداری (آبی)، تغییرات انرژی خورشیدی در تابستان ۶۵° مدار شمالی (زرد) و نهایتاً اعصار یخ و گرمای زمین (مشکی- بالا عصر گرما و پایین عصر یخ)؛ مقیاس واحدهای محور افقی یکهزار سال است و از سمت راست به چپ کلاً از یک میلیون سال تا به حال را نشان می‌دهد.

عوامل درونی دگرگونی و تحولات اقلیمی

۱-عوامل طبیعی:
- سرگردانی قطبی و رانه قاره‌ای
- فعالیت‌های آتشفشانی

۲- عوامل انسانی:
- انتشار گازهای گلخانه‌ای و تغییر ترکیب جو
- انتشار هواویزه‌ها در اتمسفر
- تغییر کاربری اراضی

پیامدهای رانه قاره‌ای بر تحولات اقلیمی

۱-قرار گرفتن قاره‌ها در کمربندهای متفاوت اقلیم تابشی

- جابجایی قاره‌ها به موازات مدارها : ← عدم تغییر تابش ← عدم تغییر اقلیم
- جابجایی قاره‌ها در جهت نصف‌النهاری: ← تغییر تابش دریافتی ← تغییر اقلیم

۲- کوهزایی

- ایجاد سطوح زاویه‌دار نسبت به تابش خورشید
- انحراف در کمربند بادهای جهانی
- گسترش تفاوت‌های حرارتی در مقیاس‌های زمانی و مکانی

اثر آتشفشان‌ها بر تحولات اقلیمی

آتش‌فشان‌ها با تغییر شفافیت اتمسفر بر دمای جو تأثیر می‌گذارند.

اگر

جذب امواج مرئی توسط هواویزه‌ها ← بازگشت انرژی تابشی خورشید

جذب امواج مادون قرمز توسط هواویزه‌ها ← تشدید اثر گلخانه‌ای

غبارهای آتشفشانی به دلیل اندازه کوچک، امواج خورشید را منعکس کرده و امواج با طول موج بلند(امواج گرمایی زمین) بدون هیچ مانعی از آنها عبور می کند.

پس آتش‌فشان‌ها باعث کاهش درجه حرارت زمین می‌شوند.

عوامل انسانی دگرگونی و تحولات اقلیمی

۱-انتشار گازهای گلخانه‌ای:

جو زمین

- ملکول‌های دو اتمی(اکسیژن و نیتروژن) — شفاف در برابر نور مرئی و مادون قرمز، جاذب مقداری ماوراء بنفش
- ملکول‌های سه اتمی(دی‌اکسید کربی، اکسیدهای نیتروژن، ازن بخار آب) — جاذب انتخابی مادون قرمز ⬇ اثر گلخانه‌ای
- ملکول‌های پنج اتمی (متان)

ازون و ملکول‌های دو اتمی، زمین را از ماوراء بنفش مصون نگه‌می‌دارند.

۲- انتشار هواویزه‌ها در اتمسفر:

۳- تغییر کاربری اراضی:

عوامل انسانی دگرگونی و تحولات اقلیمی

۲- انتشار هواویزه‌ها در اتمسفر:

- طبیعی : گردوغبار، نمک‌های دریایی، آتشفشان‌ها
- حاصل از منابع انسانی
  - حمل و نقل
  - سوزاندن ذغال سنگ
  - صنایع سیمان‌سازی، معادن گچ و ...
  - استخراج و ذوب فلزات
  - سوزاندن پسماندهای صنایع

اثرات هواویزه‌ها

- افزایش هدایت الکتریکی جو
- پخش و جذب تابش خورشید و تابش طول موج بلند

تغییر دمای ناحیه زیرین

برخی هواویزه‌ها مثل دوده تابش خورشیدی را جذب کرده باعث گرمایش جو می‌شوند. برخی سبب کاهش تاثیر نور خورشید در سطح می‌گردند.

عوامل انسانی دگرگونی و تحولات اقلیمی

۳- تغییر کاربری اراضی:

دانشگاه هرمزگان
University Of Hormozgan

فصل چهارم
روش‌های تعیین زمان

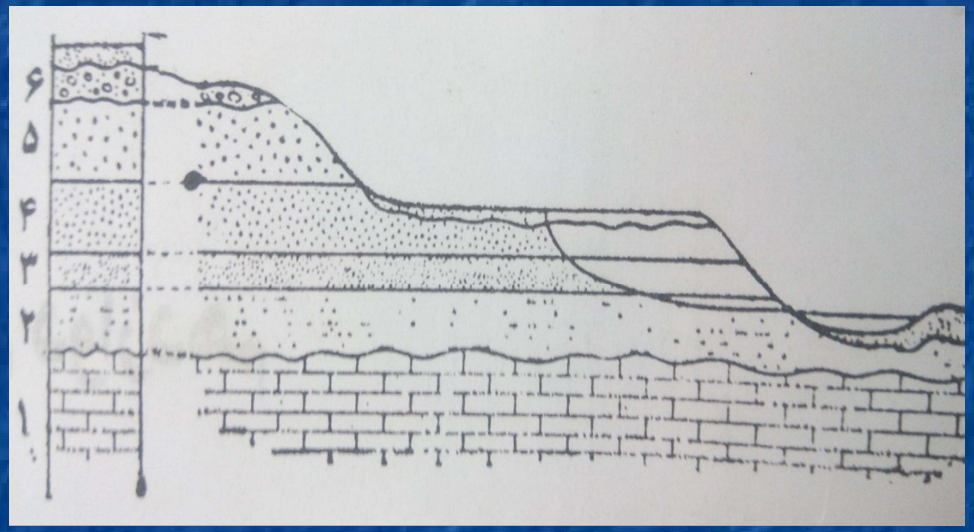
درس دوره کارشناسی‌ارشد تغییر اقلیم

محمد اکبریان

شواهد تغییر اقلیم / روش‌های تعیین زمان

تعیین سن رویدادهای زمین را ژئوکرونولوژی گویند.

شواهد تغییر اقلیم / روش‌های تعیین زمان / سن نسبی



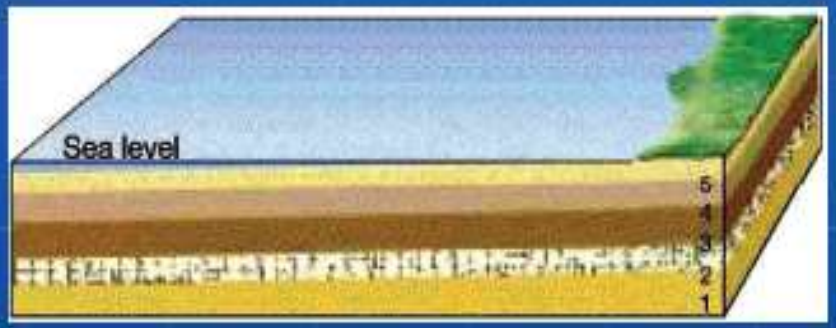
❖ **ترتیب طبقات رسوبی:**

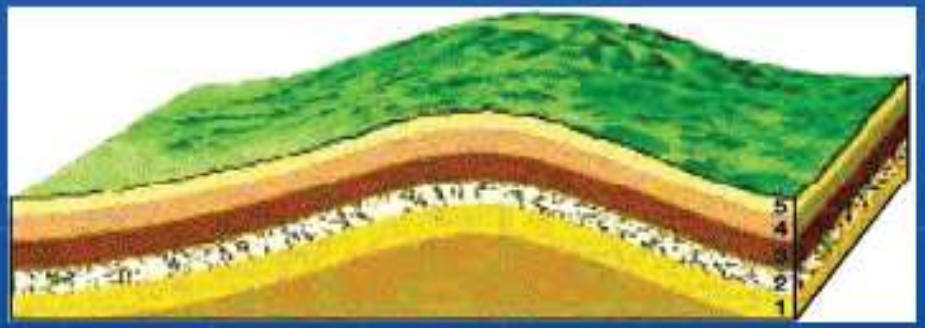
- طبقات رسوبی معمولا لایه‌لایه هستند. در حالت کلی می‌توان گفت که طبقه زیرین از طبقه روئی قدیمی‌تر است
- وضعیت آبرفت‌های پلکانی رودخانه‌ها برعکس این حالت است.
- گاهی نیز وجود گسل باعث می‌شود که طبقه قدیمی‌تر بر روی طبقه جدیدتر قرار گیرد.
- گاهی نیز لایه‌ها بر اثر عوامل تکتونیکی کاملا برگشته و از حالت اولیه واژگون می‌شوند.

- وقتی مواد آذرین یا گسل‌هایی سنگ‌های دیگر را قطع کنند، نسبت به آن‌ها جوانترند.
- اگر طبقاتی از یک سنگ در درون سنگ دیگری یافت شود، سنگ دربر گیرنده، جوان‌تر است.
- اگر سنگ آذرین به‌شکل سیل به درون یک سنگ رسوبی تزریق شده باشد، سنگ رسوبی دربر گیرنده، قدیم‌تر است

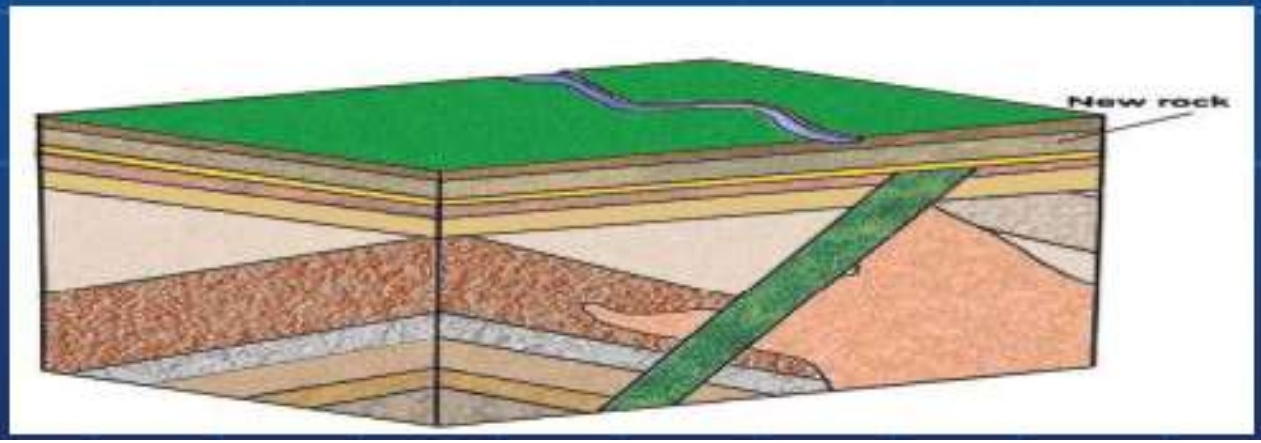
اصول فیزیکی تعیین سن نسبی

- اصل برهم نهش یا انطباق



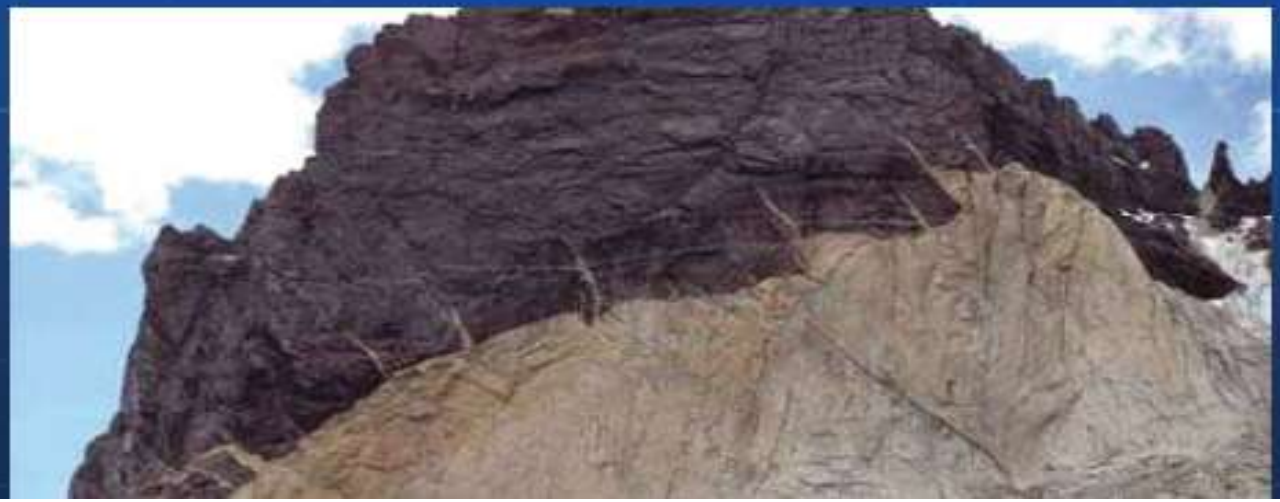


- اصل تزریق



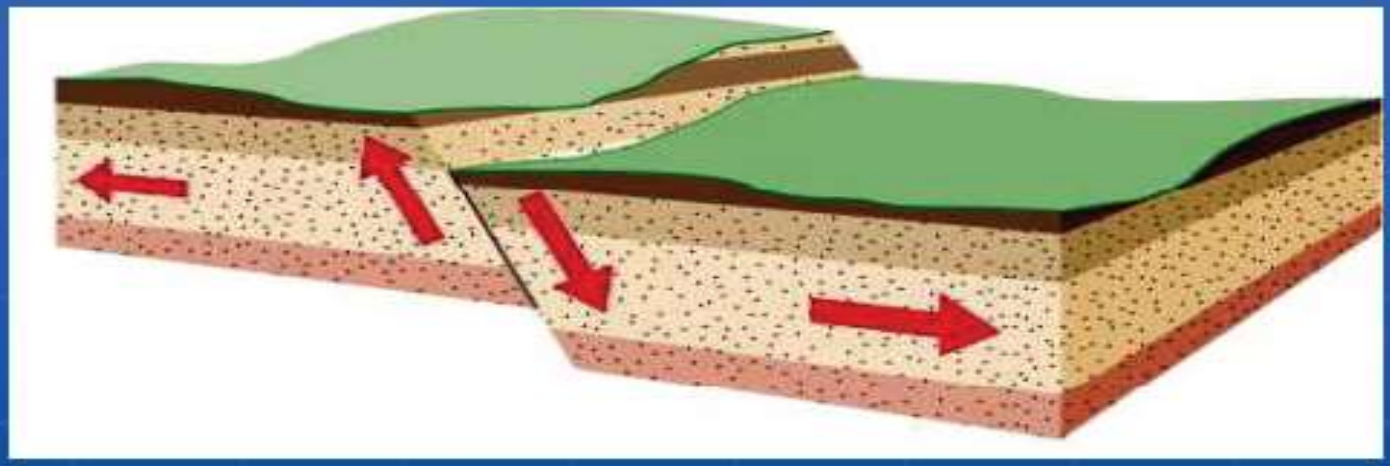
نمونه ای از لایه های افقی

نمونه ای از تزریق آذرین



نمونه ای از هاله ی دگرگونی

- اصل شکستگی یا گسلش



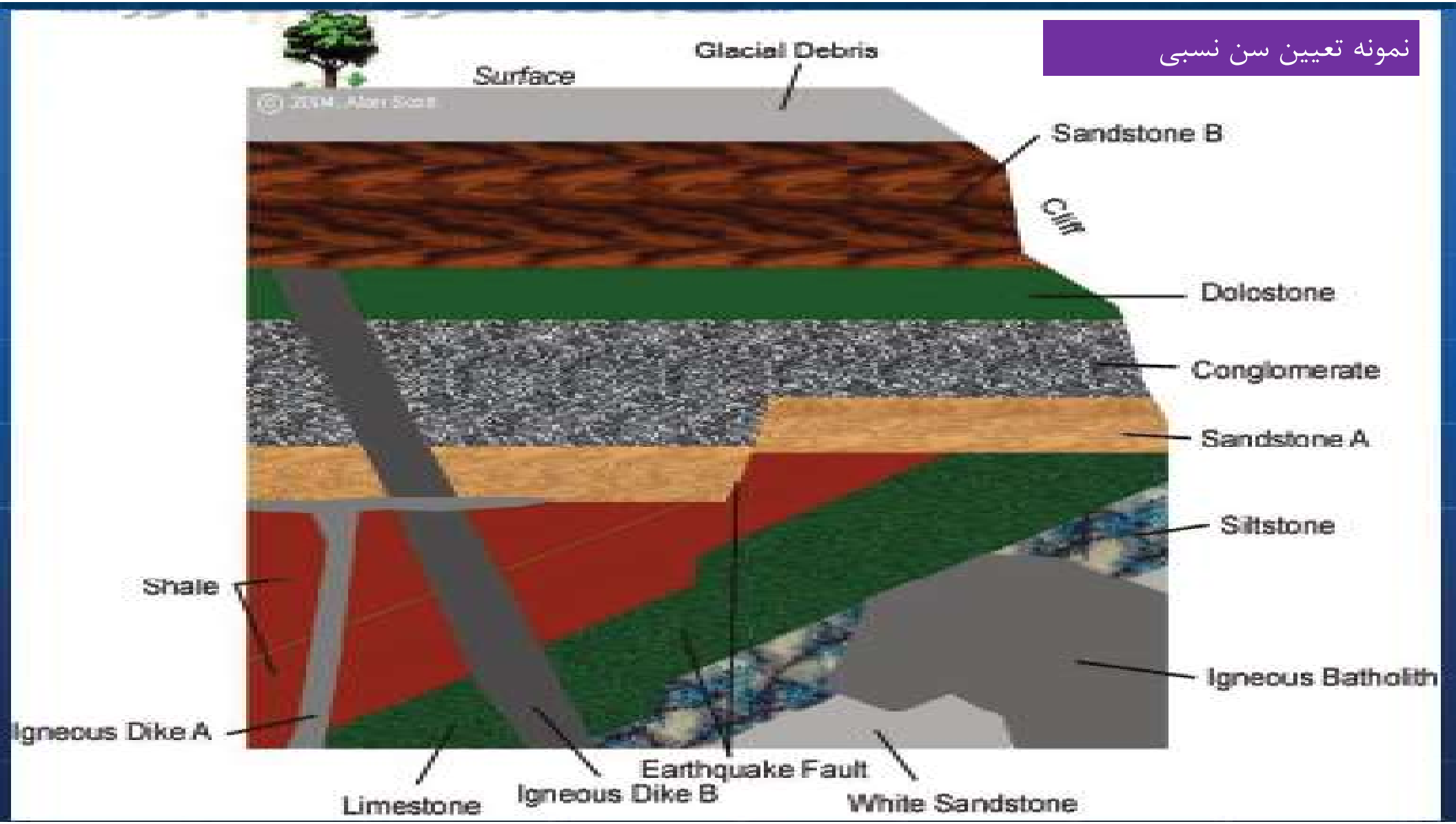
- جوانی سنگ مرکب نسبت به اجزا

- تعیین سن نسبی در دگر شیبی ها

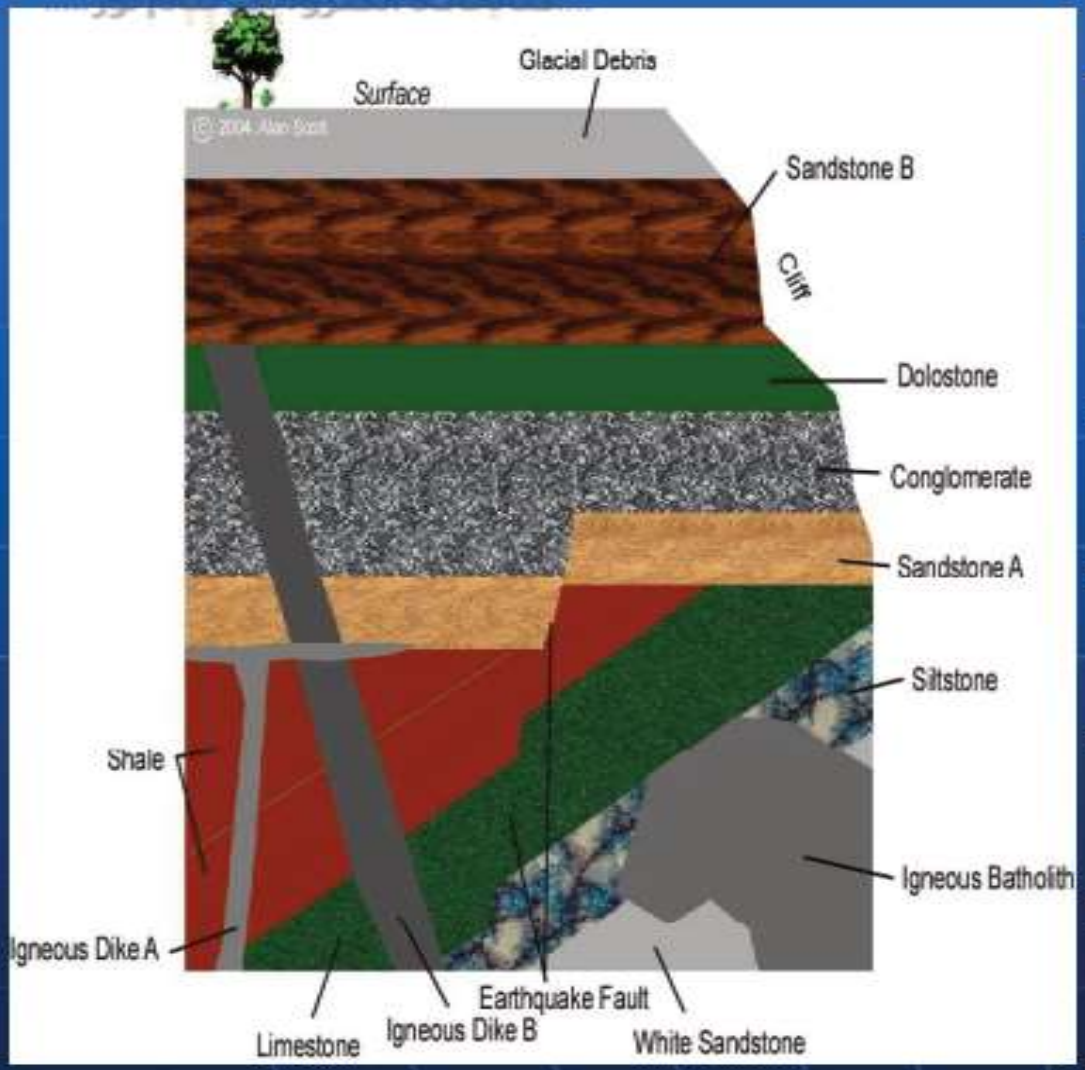
نظر جیمز هاتن

ته نشینی لایه های افقی ← فعالیت تکتونیکی ← بالازدگی و چین خوردگی ← فرسایش ← ته نشینی لایه های افقی دیگر روی لایه های قبلی ← ایجاد ناپیوستگی

نمونه تعیین سن نسبی



نمونه ی تعیین سن نسبی



از قدیم به جدید

1	ماسه سنگ سفید	7	گسل
2	لای سنگ	8	کنگلومرا دولومیت
3	باتولیت	9	دایک B
4	سنگ آهک	10	دایک A
5	شیل	11	ماسه سنگ B
6	ماسه سنگ A	12	سنگریزه یخچالی

شواهد تغییر اقلیم / روش‌های تعیین زمان / سن نسبی

❖ ویژگی‌های فسیل‌شناسی طبقات :

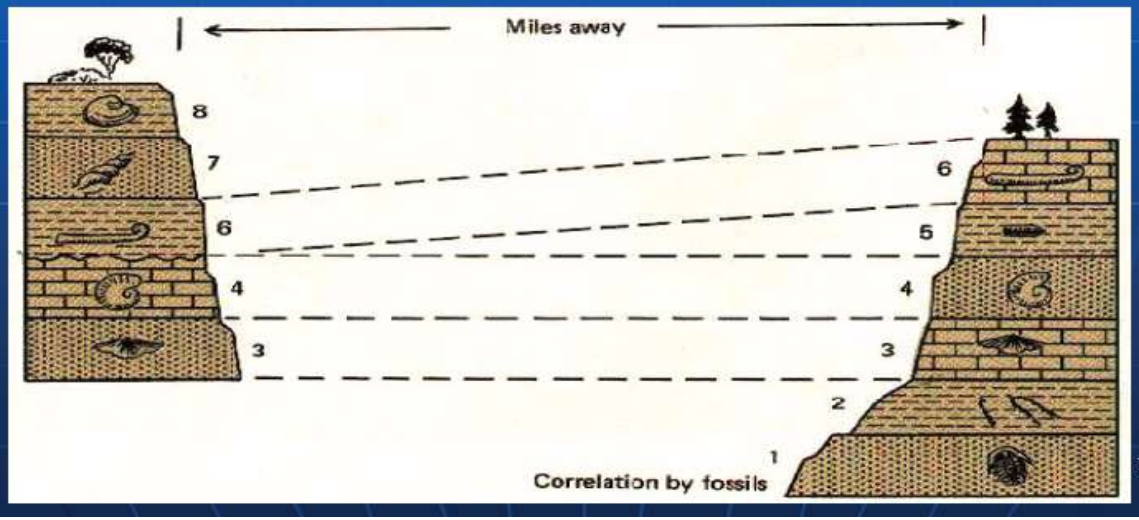
- طبقات رسوبی غالبا دارای فسیل هستند. با مطالعه این فسیل‌ها و تعیین سن آن‌ها می‌توان سن نسبی حتی سن مطلق طبقات را به‌دست آورد.
- موجودات سنگواره‌شده با یک نظم مشخصی به دنبال یکدیگر پا به عرصه وجود گذاشته‌اند.
- دوره‌های زمانی را می‌توان با توجه به محتویات سنگواره‌ای آنها شناسایی کرد. این موضوع اصل توالی موجودات نامیده می‌شود.
- چون سنگواره‌ها شاخص زمان هستند، وسیله خوبی برای تطابق سنگ‌های یکسان در نواحی متفاوت به‌شمار می‌روند.
- زمین‌شناسان برای بعضی از سنگواره‌ها موسوم به سنگواره‌های شاخص، ارزش ویژه‌ای قائلند. این سنگواره‌ها از نظر جغرافیایی گسترش زیادی داشته ولی از نظر زمانی به دوره زمانی کوتاهی محدود هستند.

❖ برقراری ارتباط بین طبقات زمین

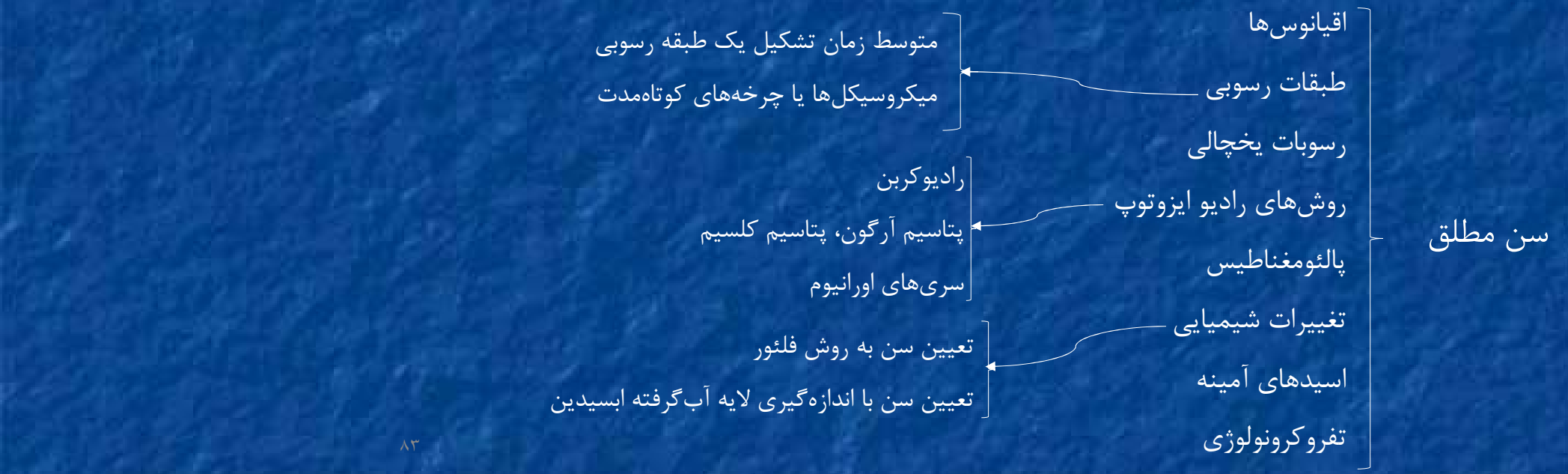
به کمک ویژگی‌های فیزیکی، شیمیایی، فسیل‌شناسی، سنگ‌شناسی و ... طبقات، می‌توان طبقات مختلف را به‌هم ارتباط داد و سن نسبی طبقه را مشخص کرد.

- همبستگی چینه شناسی : تعیین یک چینه ی خاص (تشکیل شده در فاصله ی زمانی معین) در موقعیت های مختلف .

مطمئن ترین نشانه ی همبستگی چینه شناسی : فسیل ممیز ماکروسکوپی یا میکروسکوپی (باقی مانده ی جانداری با گسترش وسیع در فاصله ی زمان زمین شناسی کوتاه)



سن مطلق زمین بر اساس تعیین سن یکی از واحدهای آن محاسبه می‌شود. با احتمال پیدا شدن واحدهای قدیمی‌تر، ممکن است سنی که برای زمین در نظر گرفته شده است، افزایش یابد.



۸۳

❖ شوری اقیانوس‌ها

اگر میزان نمک موجود در آب دریا و نمکی که به صورت لایه‌های رسوبی از آن جدا شده‌اند را تعیین کنیم و مقدار املاحی که سالیانه وارد دریاها می‌شود را نیز محاسبه نماییم، به‌آسانی می‌توان مدت زمانی که دریا تشکیل شده است را به‌دست آورد(مدنی و شفیعی، ۱۳۸۶).

جان جولی در سال ۱۸۹۹ سن زمین را با این روش ۹۰-۸۰ میلیون سال تخمین زد.

به دلایل زیر سنی که از این روش به‌دست می‌آید، خیلی کمتر از سن واقعی زمین است:

- هنوز تمام ذخایر نمک دنیا کشف نشده است.
- مقداری از نمک‌ها چندین بار در چرخه فرسایش، حمل و رسوب‌گذاری شرکت کرده‌اند.
- سرعت ورود نمک‌ها به دریاها، ثابت نیست.
- شواهد فسیل‌شناسی و سایر شواهد حاکی از این‌است که حجم نمک اقیانوس‌ها در پرکامبرین نیز نزدیک به میزان کنونی آن بوده‌است.

شواهد تغییر اقلیم / روش‌های تعیین زمان / سن مطلق

طبقات رسوبی

متوسط زمان تشکیل یک طبقه رسوبی:

هرگاه ضخامت کل طبقات رسوبی را به‌دست آوریم و میزان تشکیل سالانه طبقات را نیز تعیین کنیم، با تقسیم این‌دو می‌توان سن زمین را از شروع عمل رسوب‌گذاری، تعیین کرد.

از آنجا که ضخامت کل رسوبات از پالئوزوئیک تا کنون، در حدود ۱۵۰ کیلومتر محاسبه شده است، با توجه به میزان رسوب‌گذاری سالانه، عدد $۱.۵ * ۱۰^{۹}$ سال برای مدتی که عمل رسوب‌گذاری شروع شده است، به دست می‌آید.

میکروسیکل‌ها یا چرخه‌های کوتاه‌مدت:

در رسوبگذاری سنگ‌های تبخیری، در فصول گرم نمک طعام و در فصول مرطوب سولفات کلسیم برجا گذاشته می‌شود.

نمونه دیگر میکروسیکل‌ها تناوب لایه‌های تیره و روشن در رسوب‌های آهکی تشکیلات کولابی یا دریاچه‌ای است.

محیط کولابی حاشیه‌ای

چنانچه امواج دریا نقاط ساحلی را شکسته و سدی ساحلی ایجاد نماید که در پشت آن آبها تجمع نماید، کولاب تشکیل می‌شود. همچنین کولابها ممکن است از طریق ایجاد سدهایی در امتداد خلیج یا در طول سواحل مسطح و دلتایی که بخشی از آنها بوسیله دریا فرا گرفته شده ایجاد گردد.

رسوبات کولابی شامل رسوبات شنی، رسی آهکی، رسوبات نوع دریایی و تورب (زغال نارس) است.

رسوبات شنی اغلب بوسیله رودخانه‌ها و رسوبات آهکی از طریق فعالیت حیاتی و به صورت شیمیایی (تبخیر آب کولابها) ته‌نشین می‌گردد. چینه بندی رسوبات ته نشین شده در کولابها به علت آرامش عمومی آب، عموما منظم و صاف است.

سنگ آهک، که ترکیب اصلی آن کربنات کلسیم است، حدود ۲۲درصد سنگ‌های رسوبی را شامل می‌شود. بعضی سنگ‌های آهکی در شرایط خاص بر اثر واکنش‌های شیمیایی حاصل می‌شوند. مواد حل شدنی معمولاً با بالا رفتن دما زودتر حل می‌شوند، اما قابلیت انحلال کربنات کلسیم، به مقدار دی‌اکسیدکربن موجود در آب بستگی دارد. از آنجا که دی‌اکسیدکربن موجود در آب گرم کمتر از مقدار این گاز در آب سرد است، آهک در آب گرم زودتر به حدّ اشباع می‌رسد و زودتر هم رسوب می‌کند.

البته به‌جز دما، عوامل دیگری هم در مقدار رسوب کربنات کلسیم در آب دخالت دارند. از آن جمله می‌توان به آشفتگی آب، وجود گیاهان فتوسنتزکننده، عمق و فشار آب اشاره کرد؛ مثلاً آبی که آرام نباشد، CO_2 بیشتری از دست می‌دهد و کربنات کلسیم موجود در آن رسوب می‌کند. کاهش فشار آب هم، CO_2 بیشتر را به هوا می‌فرستد. پس، رسوب کربنات کلسیم در آب‌های کم‌عمق بیشتر از آب‌های عمیق است.

رسوبات یخچالی / شمارش واروها

آب حاصل از ذوب یخچال‌ها گاهی در حاشیه آن‌ها دریاچه‌هایی را پدید می‌آورد. در ته این دریاچه‌ها رسوبات خاصی تشکیل می‌شوند که لایه‌های متناوب تیره و روشن، ظریف و کاملاً مشخصی دارند.

این لایه‌های تیره و روشن را وارو می‌نامند.

لایه‌های روشن‌تر که نسبتاً درشت‌تر هستنددر فصل گرم سال که فصل ذوب یخچال‌ها است ته‌نشین می‌شوند و معمولا از رس، سیلت و ماسه‌های دانه‌ریز تشکیل شده‌اند؛

لایه‌های تیره که ریزترند و بیشتر رسی‌اند، در فصل سرد و پس از یخ زدن سطح دریاچه در آب‌های آرام دریاچه رسوب می‌کنند.

شمارش تعداد واروها نشانگر طول زمان ته‌نشست آن‌ها است. در تعیین سن به روش شمارش وارو، فرض بر این است که تمام واروهای اولیه محفوظ مانده‌اند و هر جفت لایه تیره و روشن در یک‌سال تشکیل شده‌اند (صادقی، ۱۳۸۳).

نوارهای دانه‌ریز در زمستان و نوارهای دانه‌درشت در تابستان رسوب کرده‌اند. با شمارش تعداد جفت‌نوارهای ریز و درشت می‌توان مدت زمانی که از رسوب این مواد می‌گذرد را تعیین کرد(مدنی و شفیعی، ۱۳۸۶).

شواهد تغییر اقلیم

➢ مغزه‌های یخی

مغزه‌های یخی قطب دیدگاه ارزشمندی از اقلیم ۱۰۰۰ سال قبل ارائه می‌دهد.

هر سال برف رسوب کرده، سطح یخ را شکل داده و تا سال آینده مدفون می‌ماند.

یخ را می‌توان یک رکورد چینه‌شناسی از زمان حال حاضر (عمق کم) تا گذشته دور (عمق زیاد) به شمار آورد.

تجزیه و تحلیل غلظت CO_2 و CH_4 در حباب‌های به‌دام افتاده در یخ، بیانگر غلظت افت و خیزهای آن‌ها هم‌پایه با غلظت جو در زمان‌های گذشته است.

از نسبت ایزوتوپ اکسیژن برای تعیین دماهای گذشته و آهنگ بارش و تبخیر که در ده‌ها هزار سال تا یک میلیون سال قبل اتفاق افتاده است، استفاده می‌شود.

حباب‌های اکسیژنی که در رسوبات یخی قدیمی قطب به دام افتاده است، شرایط گذشته را نشان می‌دهد .

Methane (**CH4**) is the second most important greenhouse gas.

شواهد تغییر اقلیم

- مغزه‌های یخی/ تعیین سن با نسبت‌های ایزوتوپ‌های مختلف اکسیژن

سه ایزوتوپ اکسیژن به طور طبیعی ایجاد می‌شوند که عبارتند از O16, O17 و O18.

آب با فرمول شیمیایی H2O دارای ملکول‌های متفاوتی است که از نظر ایزوتوپ‌های اکسیژن O16 و O18 اختلاف دارند.

از این ایزوتوپ‌های اکسیژن می‌توان برای تعیین دمای گذشته زمین و الگوهای تبخیر استفاده کرد.

هنگام تبخیر آب، ملکول‌های آب با ایزوپوپ سبک‌تر O16 با سرعت بیشتری تبخیر می‌شود.

با افزایش دمای هوا و تبخیر آب، نسبت O18 به O16 در باران، برف و یخ کاهش می‌یابد. عکس این حالت زمانی که آب متراکم می‌شود رخ می‌دهد و ملکول آب دارای O18در حجم بیشتری نسبت به ملکول‌های آب دارای O16متراکم می‌شود.

بنابراین نسبت O18 به O16 در آب دریاچه‌ها از طریق توازن بین تبخیر و بارش کنترل می‌شود.

شواهد تغییر اقلیم / روش‌های تعیین زمان / سن مطلق

بعضی از ایزوتوپ‌ها دارای هسته ناپایدار هستند به این معنی که نیروی پیوند پروتون‌ها و نوترون‌ها به یکدیگر به‌قدر کافی قوی نیست.

در نتیجه، هسته خودبه‌خود می‌شکند یا تلاشی پیدا می‌کند که آن‌را فعالیت رادیواکتیویته گویند.

ایزوتوپ رادیواکتیو را مادر و ایزوتوپ‌های حاصل را عناصر دختر می‌نامند.

هر ایزوتوپ رادیواکتیوی که برای تعیین سن به‌کار می‌رود از زمان تشکیل یک سنگ دارای سرعت تلاشی ثابت است.

تجمع مواد حاصل از تلاشی نیز به میزان معینی است.

زمان لازم برای تلاشی نیمی از ایزوتوپ‌های مادر را نیمه‌عمر آن عصر رادیواکتیو می‌گویند که معرف سرعت تخریب هسته‌های آن عنصر است.

اگر نیمه‌عمر عنصری معلوم باشد، نسبت ایزوتوپ عنصر دختر به مادر نشان‌دهنده زمان شروع فعالیت عنصر رادیواکتیو است.

روش‌های رادیو ایزوتوپ

- رادیوکربن
- پتاسیم آرگون، پتاسیم کلسیم
- سری‌های اورانیوم

شواهد تغییر اقلیم / روش‌های تعیین زمان / سن مطلق

❖ رادیوکربن

نیمه‌عمر کربن رادیواکتیو ۵۵۶۸ سال بوده و فقط امکان تعیین سن موادی تا حدود هفتاد هزار سال را می‌دهد (صادقی، ۱۳۸۳).

کربن دو ایزوتوپ دارد، کربن ۱۲ (C^{12}) که شش پروتون و شش نوترون دارد و کربن ۱۴ (C^{14}) که دارای شش پروتون و هشت نوترون است.

کربن ۱۲ پایدار و کربن ۱۴ رادیواکتیو است.

کربن ۱۴ در سطوح بالای جو زمین بر اثر بمباران هسته نیتروژن ۱۴ توسط پرتوهای کیهانی به‌وجود می‌آید.

نیتروژن ۱۴ یک پروتون از دست داده و تبدیل به کربن ۱۴ می‌شود.

کربن ۱۴ وارد چرخه گازکربنیک اتمسفر شده، وارد آب اقیانوس‌ها، دریاها، آب‌های زیرزمینی، یخچال‌ها و نهایتا با فتوسنتز وارد بدن موجودات زنده می‌شود.

غلظت کربن ۱۴ موجود در بدن جانداران از یک‌سو توسط جذب از اتمسفر و از سوی دیگر بر اثر تلاشی و تبدیل آن به نیتروژن ثابت باقی می‌ماند.

غلظت کربن ۱۴ موجود در بدن جانداران با غلظت کربن ۱۴ موجود در اتمسفر یکسان است.

پس از مرگ جاندار، جذب کربن ۱۴ اتمسفر متوقف می‌شود؛ کربن ۱۴ جذب شده در زمان حیات نیز به‌طور مداوم متلاشی شده و مقدار آن کاهش می‌یابد.

تعیین سن به روش کربن ۱۴ بر اساس نسبت غلظت کربن ۱۴ موجود در بقایای موجودات زنده و اتمسفر استوار است (صادقی، ۱۳۸۳).

شواهد تغییر اقلیم / روش‌های تعیین زمان / سن مطلق/ کربن ۱۴

مواد مناسب برای زمان‌سنجی به روش کربن۱۴ (اقتباس از صادقی، ۱۳۸۳)

ماده	مقدار مورد نیاز	نکات مهم
ذرات، دانه‌ها، پوسته دانه، شاخه‌های کوچک، لباس، کاغذ، پوست استخوان سوخته	۲۵ گرم	زمان‌سنجی این مواد معمولا قابل اطمینان است. کم دوام بوده و خطاهای پس از رشد ناچیزی دارند.
مواد آلی آمیخته با خاک	۵۰-۳۰۰ گرم	حداقل شامل ۱٪ کربن آلی به صورت قطعات قابل مشاهده باشد. تا حد امکان خاک آن‌ها جدا شود
تورب	۵۰-۲۰۰ گرم	ریشه‌های نفوذی گیاهان جدید باید از آن جدا شود.
عاج	۵۰ گرم	به‌خوبی محفوظ مانده و قابل اطمینان است.
استخوان(ذغال‌شده)	۳۰۰ گرم	استخوان‌هایی که کامل ذغال نشده‌اند به دلیل امکان تبادل با کربن رادیواکتیو امروزی قابل اطمینان نیستند.
استخوان (کلاژن)	۱۰۰۰ گرم یا بیشتر	قابل اطمینان است، هرچند با افزایش سن مقدار آن به کمتر از ۲٪ کاهش می‌یابد.
صدف(کربن معدنی)	۱۰۰ گرم	به دلیل تبادل با آب، جو و ...، قابلیت اطمینان پایینی دارند.
صدف(کربن آلی)	چندین کیلوگرم	ممکن است خطاهای سیستماتیک مرتبط با عدم قطعیت فعالیت‌های کربن ۱۴ اولیه ایجاد کند.
مارن دریاچه‌ای و رسوب ژرف دریایی و دریاچه‌ای	متغیر	برای ارزیابی خطا، باید به شرایط خاص محلی توجه کرد.
ظرف سفالی و آهنی	۲ تا ۵ کیلوگرم	زمان‌سنجی قابل اطمینان است.

شواهد تغییر اقلیم / روش‌های تعیین زمان / سن مطلق/ پتاسیم آرگون، پتاسیم کلسیم

نیمه‌عمر پتاسیم۴۰ معادل ۱.۳ میلیارد سال است و پس از تلاشی به آرگون۴۰ تبدیل می‌شود.

این عنصر رادیواکتیو برای سن‌سنجی مهم بوده و کاربرد فراوانی دارد.

پتاسیم ۴۰ هرچند نیمه‌عمر بالایی دارد ولی تکنیک‌های جدید ردیابی مقادیر بسیار ناچیز عنصر پایدار دختر (آرگون۴۰) در سنگ‌های جوان‌تر از ۱۰۰ هزار سال را نیز ممکن کرده است؛ همچنین پتاسیم سازنده بسیاری از کانی‌های عادی چون میکاها و فلدسپات‌ها است (تاربوک و لوتگن، ۱۳۹۲).

از زمانی که کانی‌های دارای پتاسیم از ماگما یا در داخل سنگ‌های دگرگونی شروع به تبلور می‌کنند، ساعت رادیواکتیو پتاسیم آرگون شروع به‌کار می‌کند. در این هنگام کانی‌های تشکیل شده که دارای پتاسیم۴۰ هستند شروع به آزادسازی آرگون۴۰ می‌کنند.

آرگون یک گاز بی‌اثر است و با عناصر دیگر ترکیب نمی‌شود.

با گذشت زمان پتاسیم دائما به تلاشی ادامه می‌دهد و آرگون تولید شده در داخل شبکه بلوری کانی محبوس می‌ماند.

چون در هنگام تشکیل کانی، هیچ آرگونی در آن وجود نداشته، لذا تمام اتم‌های آرگون موجود، از تجزیه پتاسیم۴۰ حاصل شده است .

علاوه بر آرگون۴۰، پتاسیم۴۰ می‌تواند کلسیم ۴۰ نیز تولید کند بنابراین به‌جای نسبت K^{40}/A^{40} می توان از نسبت K^{40}/Ca^{40} نیز استفاده کرد.

شواهد تغییر اقلیم / روش‌های تعیین زمان / سن مطلق/ سری‌های اورانیم

تجزیه هسته‌ای اورانیوم و توریم منجر به تشکیل سرب می‌شود.

یک گرم اورانیوم، 10^{-10}* ۱.۵۴ گرم سرب و یک گرم توریوم فقط 10^{-10}*۰.۴۲ گرم سرب در سال تولید می‌کند.

نسبت تولید سرب توریم به سرب اورانیوم تقریبا یک‌چهارم است.

اگر در یک معدن اورانیوم نسبت‌های ثابت برقرار باشد، با توجه به اینکه سرب طبیعی غیر رادیوژنیک از چهار ایزوتوپ ۲۰۶، ۲۰۷، ۲۰۸ و ۲۰۴ تشکیل شده است و اینکه سرب رادیوژنیک صرفا سه ایزوتوپ ۲۰۶، ۲۰۷ و ۲۰۸ را شامل می‌شود، تصحیحی در مورد سن با توجه به نسبت سرب طبیعی به سرب رادیوژنیک لازم می‌آید.

این تصحیح سبب می‌شود زمان قدری کمتر برای زمین‌شناسان محاسبه شود (معتمد، ۱۳۸۳).

ص۳۱۳ الی ۳۱۹ مبانی زمین شناسی (تاربوک و لوتگن، ۱۳۹۲).

تغییرات دیرپای میدان مغناطیسی

از نیمه قرن هفدهم ، دانشمندان می‌دانستند که انحراف مغناطیسی با گذشت زمان تغییر می‌کند.

تغییرات مغناطیسم، در طول دوره‌هایی چندین ساله، صورت گرفته است.

از آنجا که این تغییرات، تنها از روی آثار تاریخی طولانی قابل تشخیص می‌باشند، آنها را تغییرات دیرپای می‌نامند.

علت مغناطیسم زمین

میدان مغناطیسی زمین، از مولفه‌های بیرونی و درونی تشکیل شده است. بخش بیرونی این میزان، عمدتا ناشی از فعالیت خورشید است. این فعالیت، بر روی یونسفر (Ionosphere) تاثیر گذاشته و ظاهرا، علت توضیحی توفانهای مغناطیسی و نورهای شمالی است.

تغییرات و اثرات میدان بیرونی، ممکن است که بسیار سریع و ناگهانی صورت پذیرند، اما بر روی میدان درونی زمین که مورد توجه اصلی ما است، اثر ناچیزی دارند..

تصور زمین شناسان این است که بیشترین بخش هسته زمین از آهن تشکیل یافته است. از آنجایی که بررسیهای دقیق نشان داده‌اند که میانگین شدت مغناطیسی بودن زمین، بیشتر از آن چیزی است که در سنگهای تشکیل دهنده پوسته آن دیده می‌شود، می‌بایستی به منشا مغناطیسم زمین، نگاهی عمیقتر بیافکنیم.

دیرینه‌مغناطیس‌شناسی (Paleomagnetism)

برخی مواد معدنی در سنگ‌ها اطلاعات ارزشمندی از جهت و شدت میدان مغناطیسی زمانی که آن‌ها تشکیل می‌شده‌اند را در خود ثبت کرده‌اند.

جمع‌آوری و ثبت و به هم پیوستن این اطلاعات در مورد چگونگی رفتار میدان مغناطیسی زمین در گذشته و محل‌های زمین‌ساخت‌های صفحه‌ای (صفحات تکتونیکی) و شدت میدان مغناطیسی در آن زمان حقایق زیادی را برای دیرینه‌شناسان آشکار می‌کند.

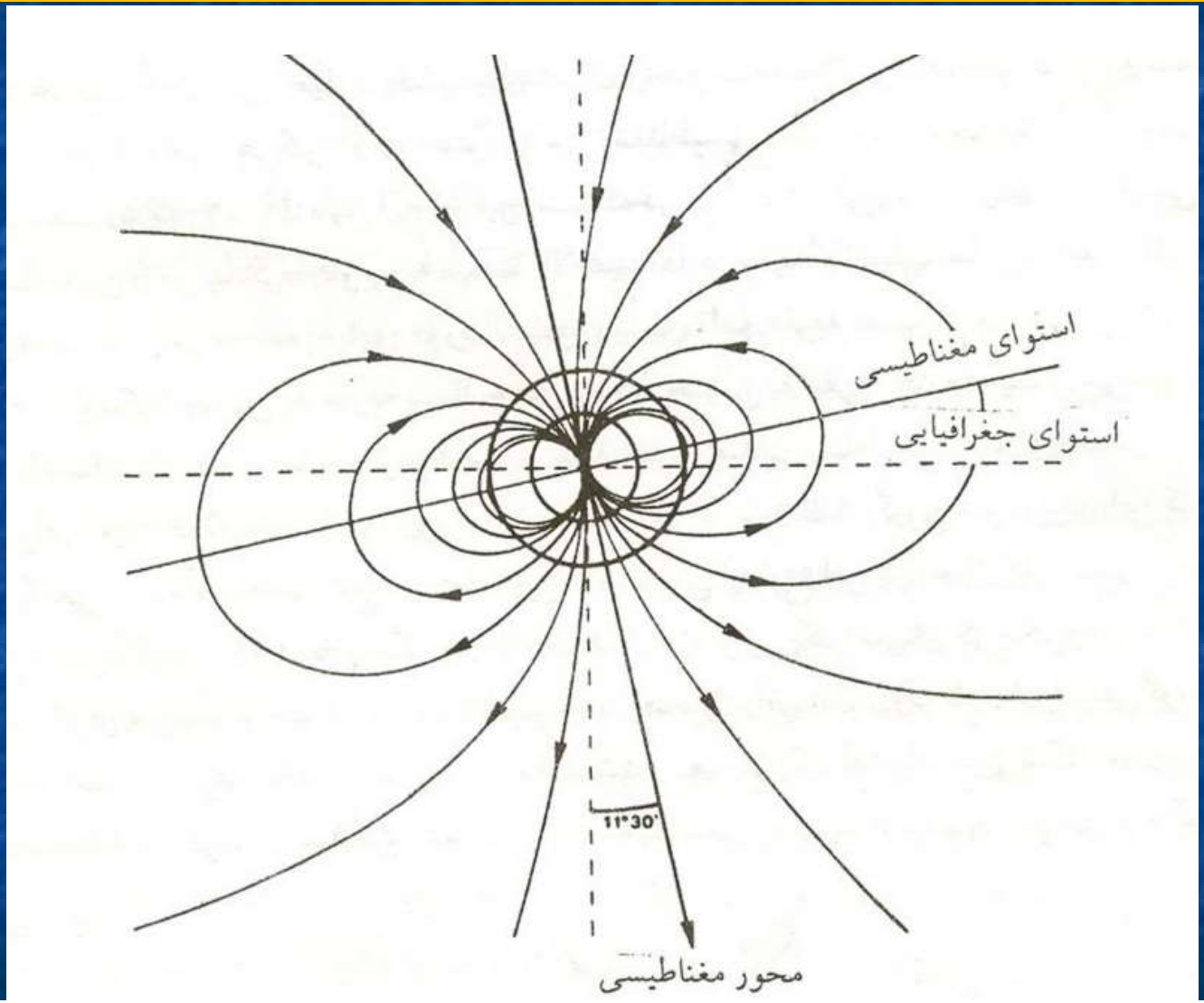
رکورد وارونه شدن‌های میدان مغناطیسی زمین که در سنگ‌ها ذخیره شده‌اند، با مقیاس زمانی که به‌همراه دارند ابزار مهمی برای دیرینه‌شناسان به‌شمار می‌روند.

برخی از سنگها، مانند کانیهای آهن (هماتیت و مانیتیت)، دارای خاصیت مغناطیسی شدیدی هستند.

با این وجود، اکثر سنگها فقط بطور ضعیفی چنین هستند. در واقع خاصیت مغناطیسی هر سنگ، در کانیهای آن نهفته است.

این خاصیت مغناطیسی را تحت عنوان مغناطیسم طبیعی دائمی شناخته و آن را به اختصار ، با سه حرف لاتین (NRM) نشان می‌دهند.

این مغناطیسم دائمی، ممکن است که با سوگیرش کنونی میدان مغناطیسی زمین، مطابقت داشته و یا نداشته باشد و ممکن است که از طرق مختلف، توسط سنگ کسب شده باشد.


استوای مغناطیسی
استوای جغرافیایی
11°30'
محور مغناطیسی

زاویه میل inclination و تغییرات بردار شمال مفناطیسی در عرض‌های مختلف :

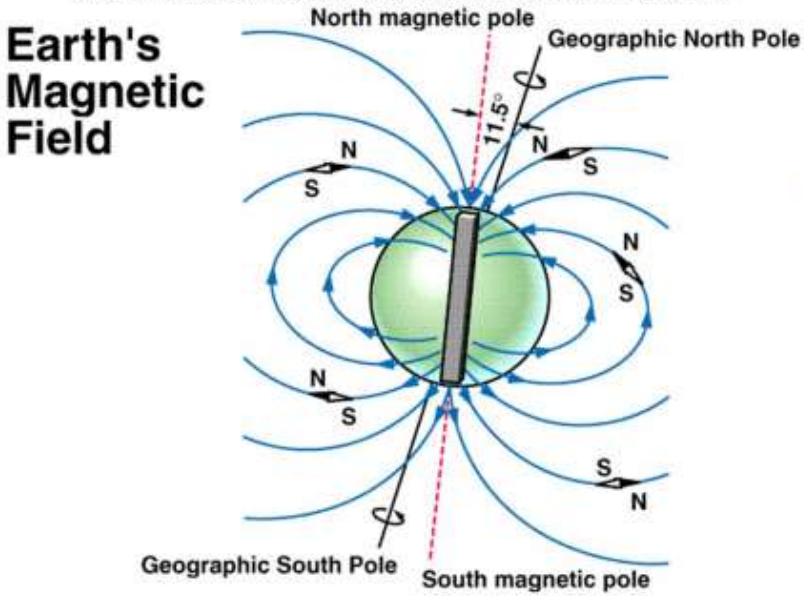
زاویه قائمی که بردار مغناطیسی با سطح افق می سازد و این زاویه در استوار صفر و در قطبین ۹۰ درجه می‌باشد را زاویه میل مغناطیسی گویند.

از روی زاویه میل مغناطیسی میتوان جابجایی قاره ها را تایید نمود.

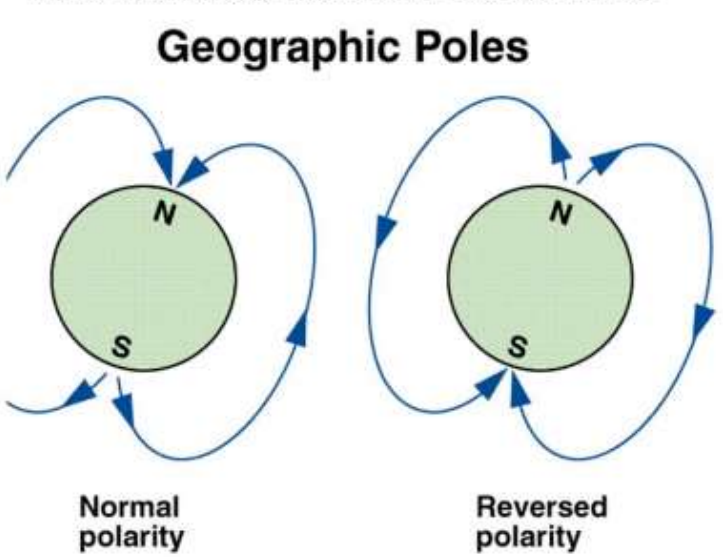
Earth's Interior

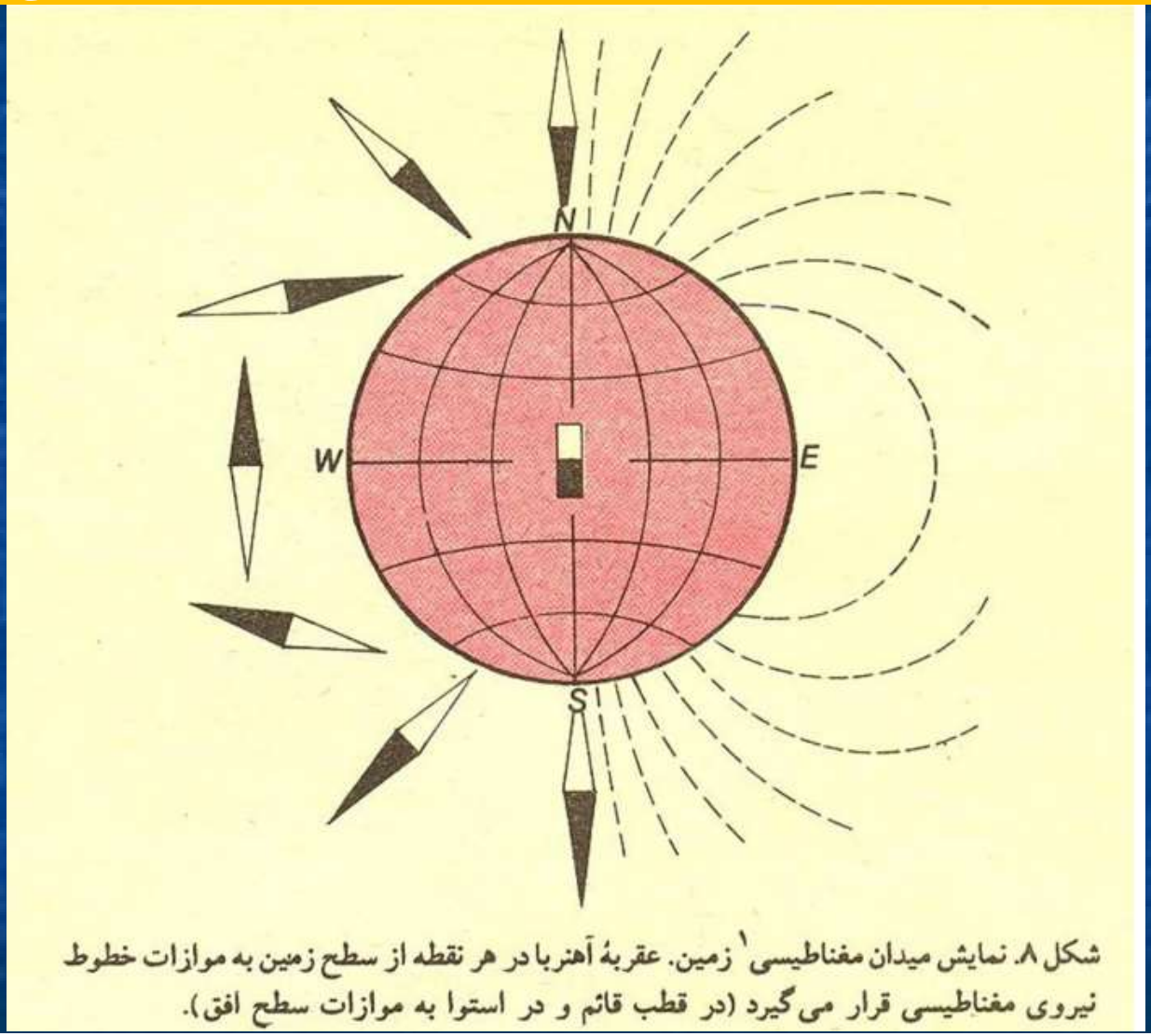
Earth's magnetic field

Plummer/McGeary/Carlson *Physical Geology*, 8e. Copyright © 1999, McGraw-Hill Companies, Inc. All Rights Reserved.



Plummer/McGeary/Carlson *Physical Geology*, 8e. Copyright © 1999, McGraw-Hill Companies, Inc. All Rights Reserved.



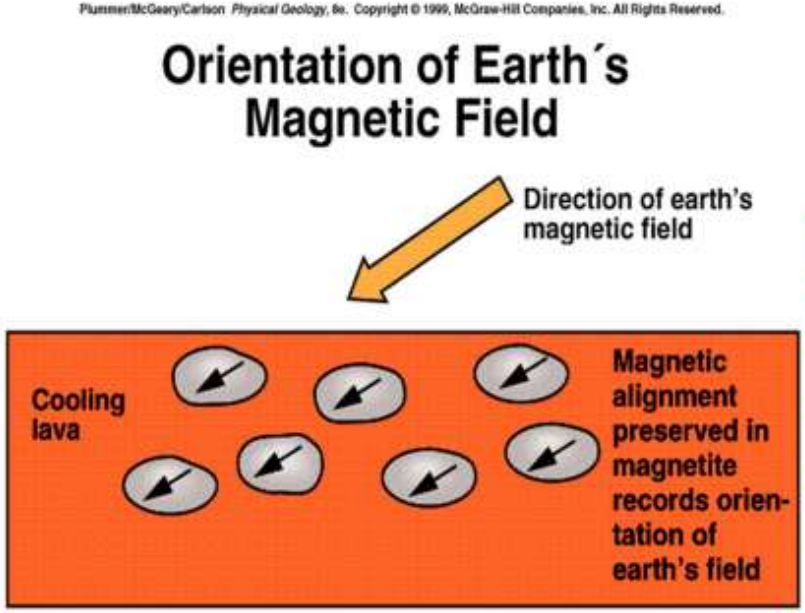


شکل ۸. نمایش میدان مغناطیسی[1] زمین. عقربهٔ آهنربا در هر نقطه از سطح زمین به موازات خطوط نیروی مغناطیسی قرار می‌گیرد (در قطب قائم و در استوا به موازات سطح افق).

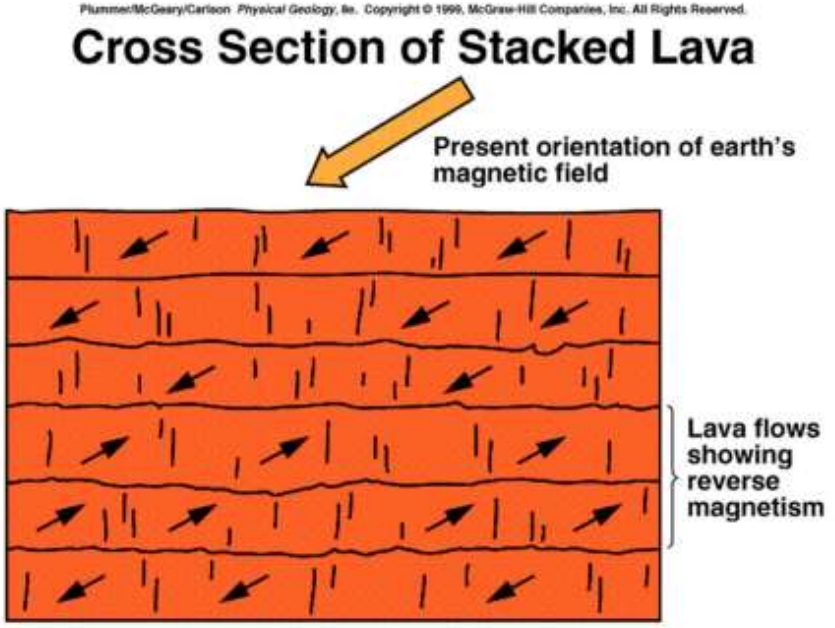
Earth's Interior

Earth's magnetic field

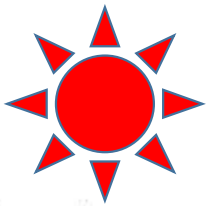
Plummer/McGeary/Carlson *Physical Geology*, 8e. Copyright © 1999, McGraw-Hill Companies, Inc. All Rights Reserved.



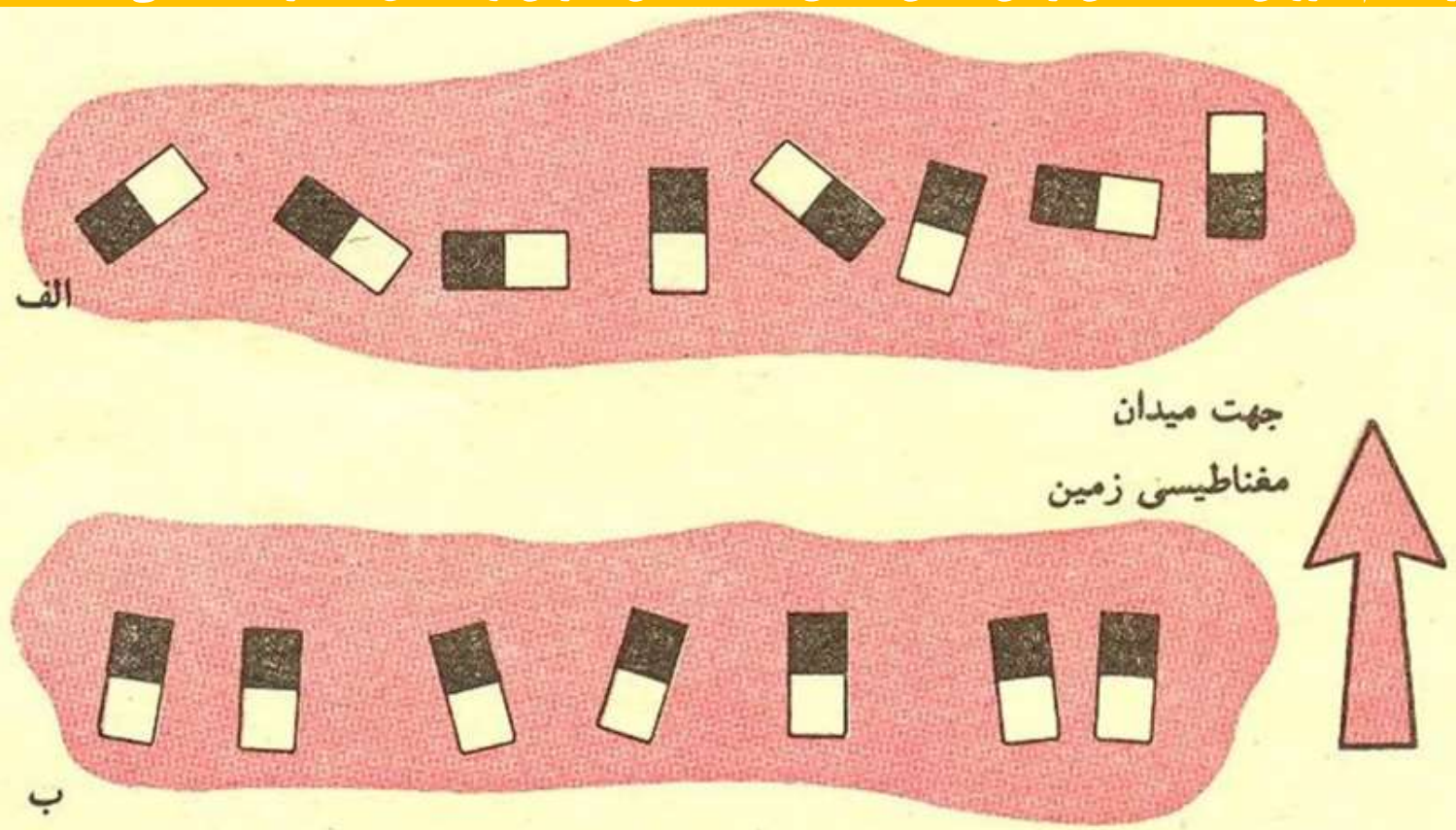
Plummer/McGeary/Carlson *Physical Geology*, 8e. Copyright © 1999, McGraw-Hill Companies, Inc. All Rights Reserved.



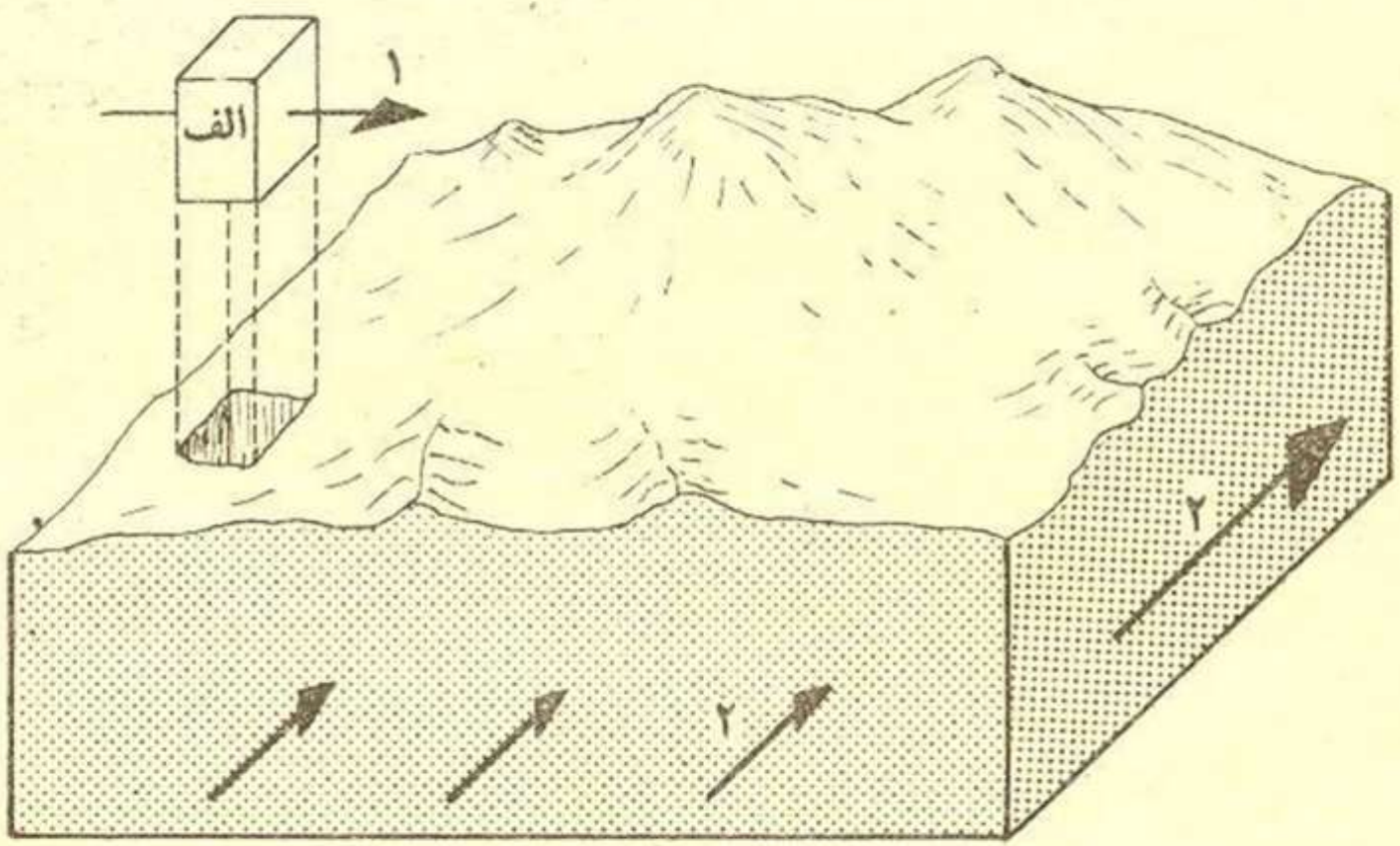
مغناطیس دیرینه



- استفاده از مغناطیس بازمانده در سنگها برای تعیین عرض جغرافیایی زمان تشکیل سنگ
- تفاوت در عرض جغرافیایی دیرینه و کنونی سنگها بعنوان شاهدی بر جابجایی آنها در طول زمان
- کانیهای فرو مغناطیس

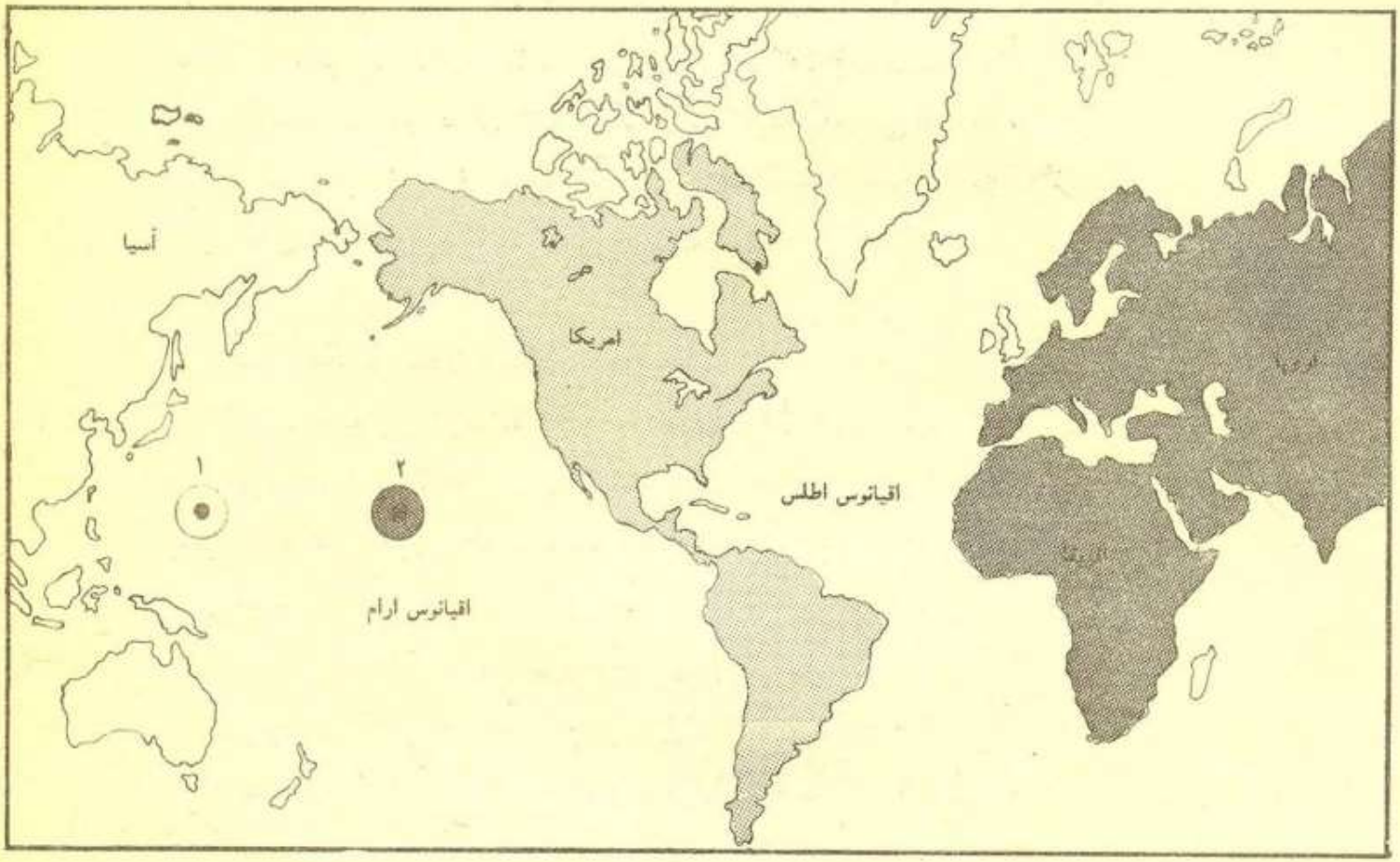


شکل ۹. الف) مغناطیس باقیماندهٔ ذرات مگنتیت (Fe_3O_4) و دیگر کانیهای دارای خاصیت مغناطیسی که در گدازه‌ها به طور نامرتب قرار گرفته‌اند. ب) پس از خروج از دهانهٔ آتشفشان و سردشدن در جهت میدان مغناطیسی زمین قرار می‌گیرند.



شکل ۱۰. جهت «مغناطیس باقیمانده» در نمونهٔ سنگ «الف» با جهت میدان مغناطیسی کنونی متفاوت است. ۱) جهت میدان مغناطیسی در زمان تشکیل سنگ ۲) جهت کنونی میدان مغناطیسی.

شواهد تغییر اقلیم / روش‌های تعیین زمان / سن مطلق/ مغناطیس دیرین و تحلیل تغییرات اقلیمی



شکل ۱۱. موقعیت (تقریبی) قطب مغناطیسی در ۵۰۰ میلیون سال قبل
۱) شمال مغناطیسی که از روی سنگهای قارهٔ امریکا تعیین شده است.
۲) شمال مغناطیسی که از روی سنگهای قاره‌های افریقا و اروپا و آسیا تعیین شده است.

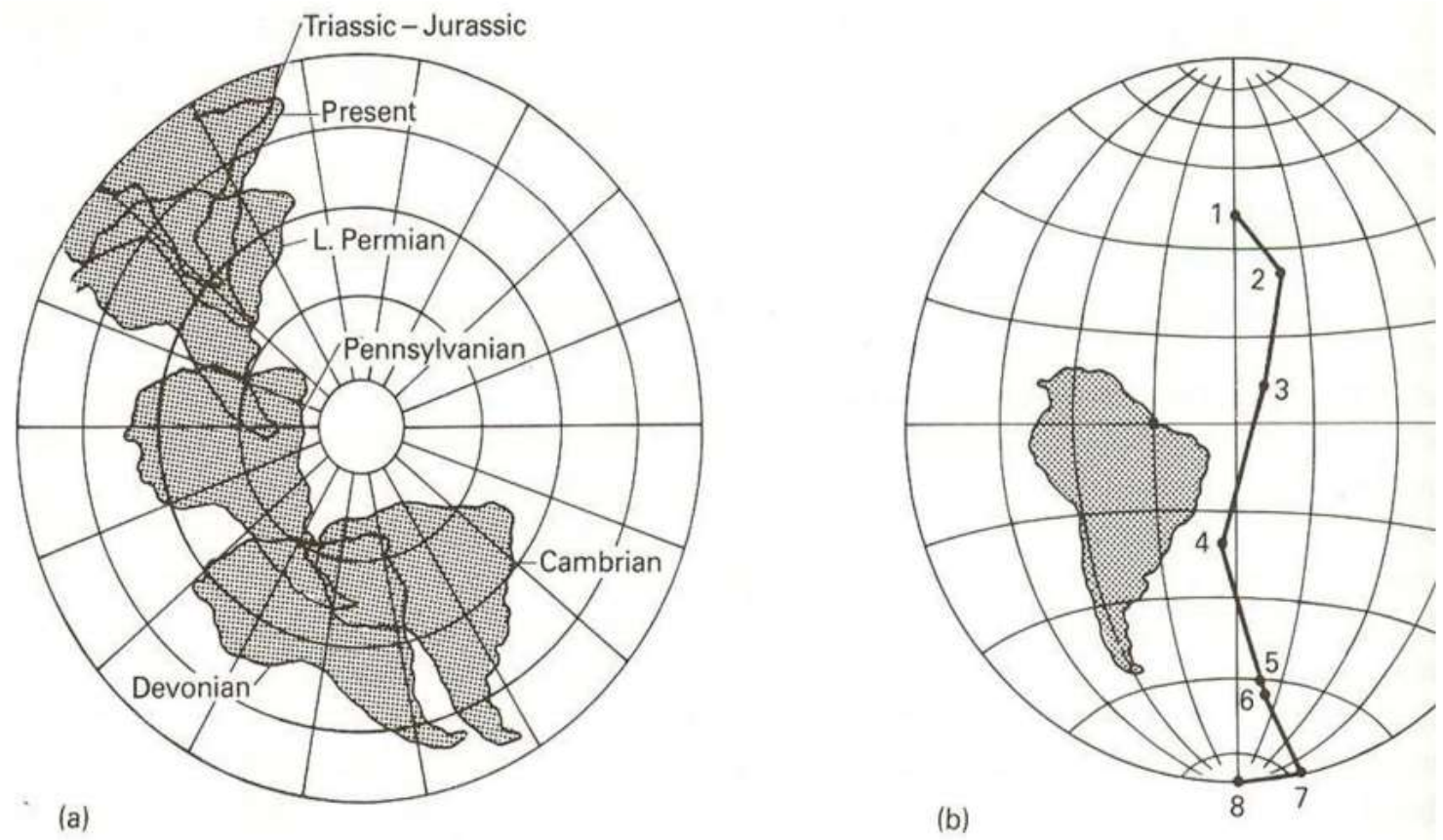
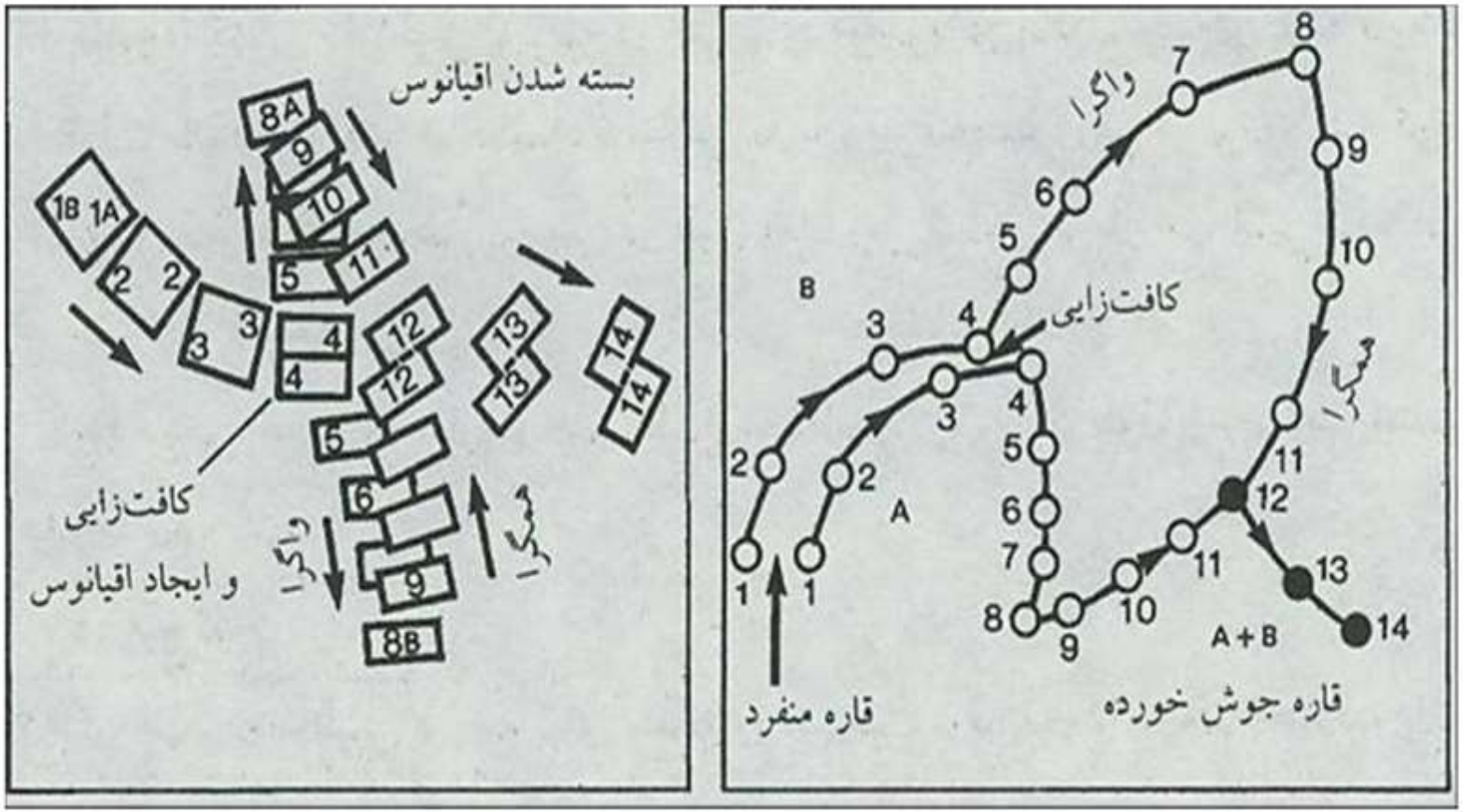


Fig. 3.13 Two methods of displaying palaeomagnetic data: (a) assuming fixed magnetic poles and applying latitudinal shifts to the continent; (b) assuming a fixed continent and plotting a polar wandering path.

منحني هاي سرگرداني قطبي براي چرخه ويلسون



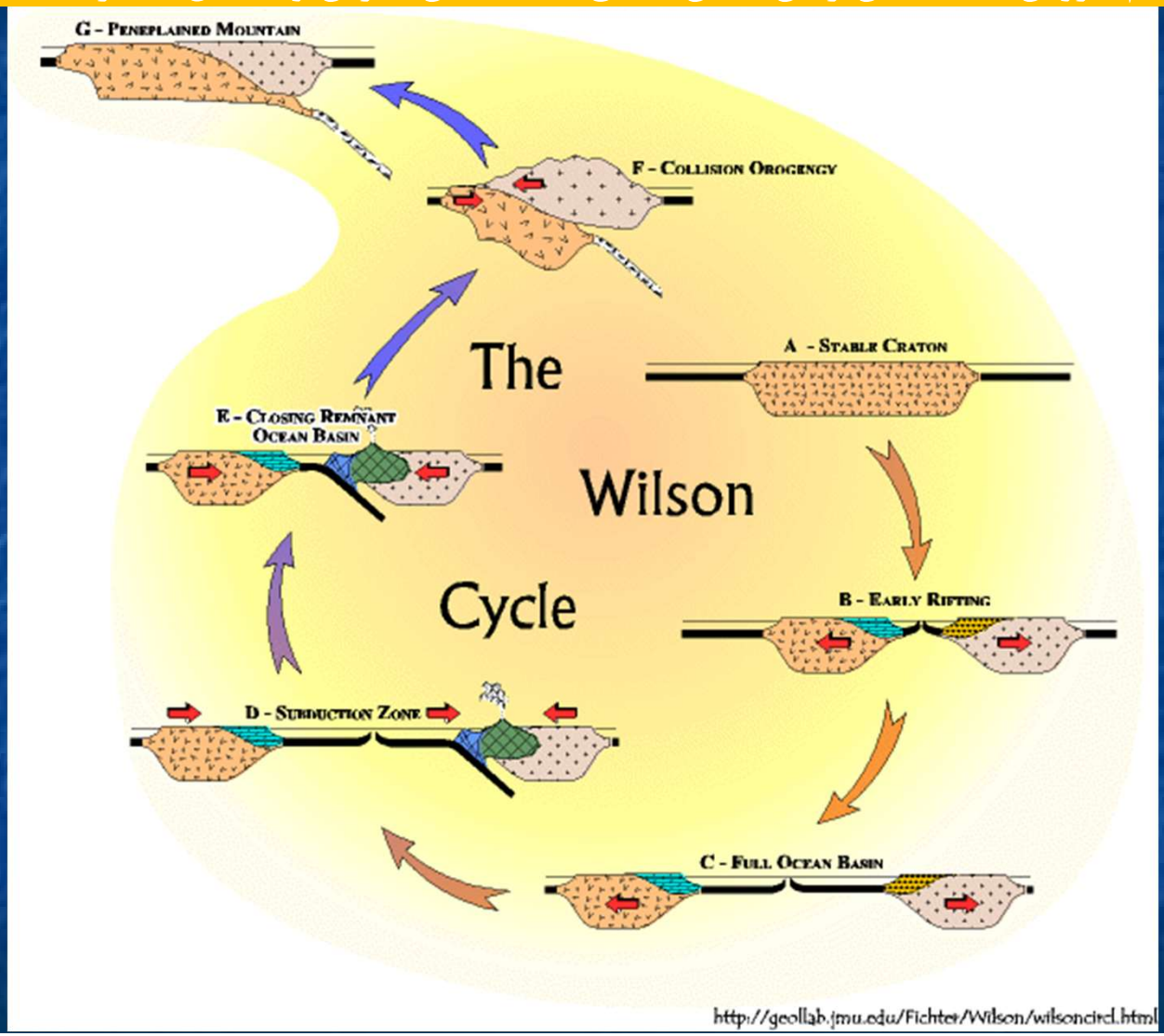
چرخه ویلسون:

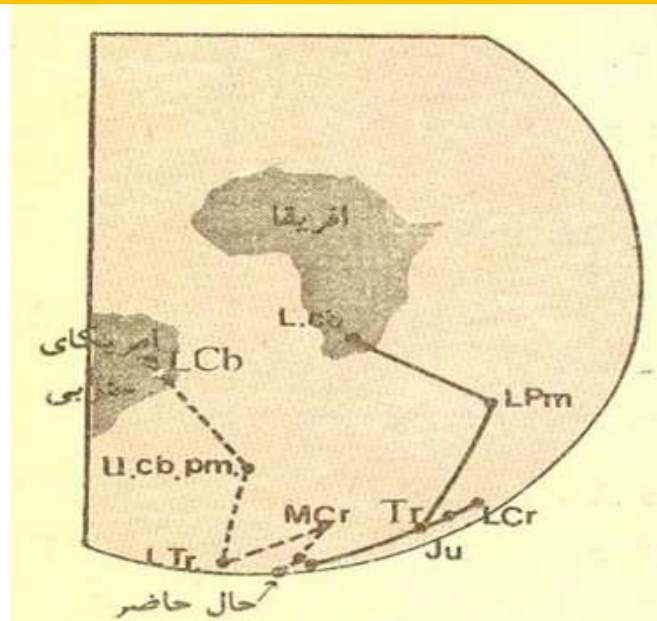
چرخه زمین شناسی که شامل باز شدن یک حوضه اقیانوسی و بسته شدن در حاشیه های قاره ای مجاور است را چرخه ویلسون می نامند که به مناسبت انتشار مقاله معروف توزو ویلسون استاد دانشگاه تورنتو در سال ۱۹۶۶ به این نام مرسوم شده است.

در این مقاله ویلسون نه تنها واقعیت قطعه قطعه شدن پانگهآ را از اوایل ژوراسیک به اثبات رسانید بلکه وجود پانگه‌آهای قدیمی‌تری را که فقط با چرخه‌های باز شدن وبسته شدن حوضه اقیانوسی قابل توضیح بود به اثبات رسانید و نهایتا نظریه اشتقاق قاره‌ها را بوسیله آن تفسیر کرد.

https://www.aparat.com/v/F48yY/%DA%86%D8%B1%D8%AE%D9%87_%D9%88%DB%8C%D9%84%D8%B3%D9%88%D9%86

چرخه ویلسون

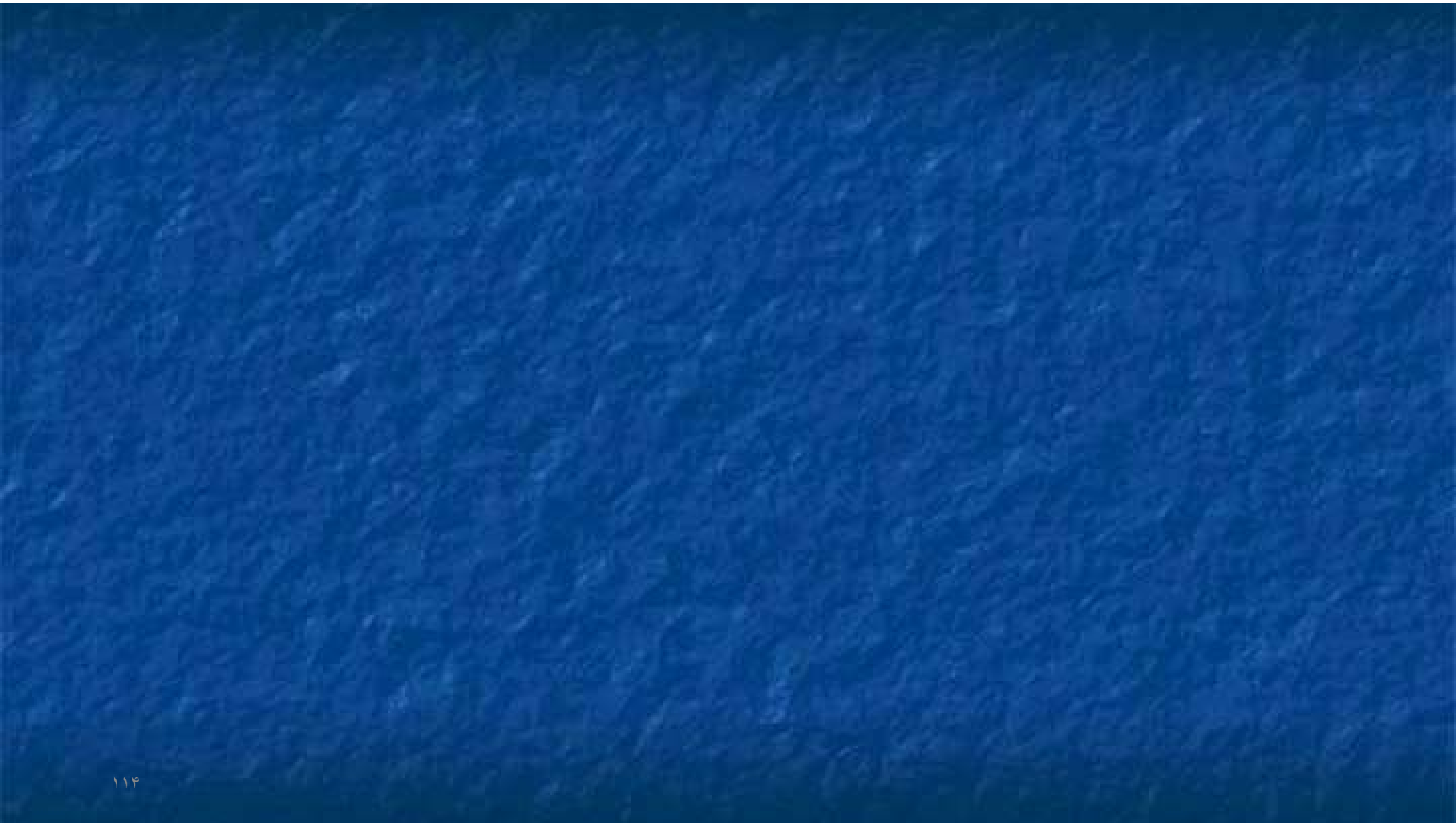




شکل ۱۲. نمایش منحنیهای سرگردانی قطبی در قاره‌های افریقا و امریکای جنوبی

راهنما:

L ـ تحتانی
U ـ فوقانی
M ـ میانی
Cb ـ کربنیفر
Pm ـ پرمین
Tr ـ تریاس
Ju ـ ژوراسیک
Cr ـ کرتاسه



تغییرات شیمیایی

در این روش از سنجش میزان تغییراتی که در ترکیبات شیمیایی سازنده اجزای موجودات زنده نظیر استخوان‌ها یا دندان‌ها و ... یا تغییر ترکیب سنگ‌ها و بلورها طی زمان رخ می‌دهد، استفاده می‌شود.

تغییرات شیمیایی
- تعیین سن به روش فلئور
- تعیین سن با اندازه‌گیری لایه آب‌گرفته اُبسیدین

شواهد تغییر اقلیم / روش‌های تعیین زمان / سن مطلق

❖ تعیین سن به روش فلئور

مبنای تعیین سن به روش فلئور بر این اساس است که استخوان یا دندان‌های مهره‌داران مقدار قابل ملاحظه‌ای آپاتیت آبدار به فرمول $Ca_5[OH(PO_4)_3]$ دارد.

وقتی این باقی‌مانده بدن مهره‌داران در خاک قرار می‌گیرد، به‌تدریج فلئور موجود در محلول خاک با OH آپاتیت آب‌دار جانشین شده و آن‌را تبدیل به فلئور آپاتیت به فرمول شیمیایی $Ca_5[F(PO_4)_3]$ می‌کند.

بدین ترتیب مقدار فلئور بافت استخوانی به تدریج افزایش می‌یابد.

این افزایش ابتدا به سرعت و بعدا به کندی انجام می‌شود. جدول زیر مقدار فلئور موجود در صد گرم آپاتیت از استخوان‌هایی که از دوران‌های گذشته جمع‌آوری شده را نشان می‌دهد.

زمان	مقدار فلئور در صد گرم آپاتیت (گرم)
عصر حاضر	۰,۲۰
پلئیستوسن	۱,۴۰
دوران سوم	۲,۷۰
دوران دوم	۳,۴۰
دونین از دوران اول	۳,۸۰

افزایش مقدار فلئور فسیل‌ها بر حسب سرزمین‌های مختلف و آب‌وهواهای مختلف، متفاوت است؛

بنابراین این روش برای تعیین سن مطلق دارای ارزش کمی است.

ولی روش مفیدی برای تعیین سن نسبی فسیل‌های یک منطقه است.

❖ تعیین سن با اندازه‌گیری لایه آب‌گرفته ابسیدین

سنگ آذرین گرانیتی، سنگی تمام بلورین و درونی است و معادل خروجی آن ریولیت نام دارد که بلورهای ریز آن معمولا قابل تشخیص نیست.

سنگ‌های ریولیتی فاقد بلور و شیشه‌ای، اُبسدین می‌نامند.

اُبسدین تازه در معرض هوا با رطوبت جو واکنش داده و از قسمت خارجی آب جذب کرده یا به‌عبارتی هیدراته می‌شود.

با گذشت زمان بر ضخامت قسمت هیدراته افزوده می‌شود. وقتی که سرعت جذب رطوبت نوع معینی از اُبسدین معلوم باشد، از ضخامت لایه هیدراته شده آن، سن نمونه به‌دست می‌آید.

این سن نشان‌دهنده زمانی است که اُبسدین اولین بار در معرض هوا قرار گرفته است.

این روش تعیین سن برای ابزار انسان‌های اولیه که اُبسدین را شکسته و درمعرض هوا قرار داده‌اند، به‌کار می‌آید.

برای تعیین سن مواد بین ۵۰۰ هزار سال تا کمتر از یک میلیون سال از این روش می‌توان استفاده کرد.

ابسیدین سرباره آبی کد4 | مزایده | شماره کالا : 285...
esam.ir

تجارت ماقبل تاریخ
sinapress.ir

ابزار ها ی زندگی انسان های اولیه
tabiatvatamadon.persianblog.ir

دایرهٔ کانی شناسی و کاربردهای آن
news.zar.ir

سرباره آبی (ابسیدین گلس) به وزن 190 گرم | شماره ک...
esam.ir

ابسیدین سرباره آبی کد4 | مزایده | شماره کالا : 4285...
esam.ir

❖اسیدهای آمینه

در اندام موجودات زنده، پروتئین از پلیمیزاسیون آمینو اسید به‌وجود می‌آید.

اسید آمینه واحد تشکیل دهنده پروتئین است؛ در طول حیات، تولید پروتئین به آمینواسید وابسته است ولی پس از مرگ موجود زنده این وابستگی از بین رفته، پروتئین موجود تجزیه شده و به واحدهای آمینواسید تبدیل می‌شود.

آمینواسید دارای دو ایزومر L و D است.

ایزومر L آمینواسیدی است که موجب چرخش یا انحراف نور پلاریزه به چپ می‌شود. ایزومر D موجب چرخش سطح ارتعاش نور پلاریزه به راست می‌شود.

با گذشت زمان، ایزومر L به D تبدیل می‌شود.

شواهد تغییر اقلیم / روش‌های تعیین زمان / سن مطلق

❖ اسیدهای آمینه

با گذشت زمان، ایزومر L به D تبدیل می‌شود.

تبدیل اسیدآمینه L به D را راسمریزاسیون و مخلوط برابر از ایزومرهای L و D را راسمیک گویند(صادقی، ۱۳۸۳).

میزان راسمریزاسیون تابع حرارت است ولی اگر شرایط حرارتی ثابت باشد، راسمریزاسیون صرفا تابع زمان خواهد بود.

در این شرایط با استفاده از نسبت راسمریزاسیون می‌توان زمان قرار گرفتن موجود (زنده) را در میان رسوبات تعیین کرد.

در آب‌وهوای سرد واکنش راسمریزاسیون کامل چندین میلیون سال طول می‌کشد ولی این واکنش در آب‌وهوای استوایی و گرم در حدود یکصدوپنجاه هزار سال به‌طول می‌انجامد.

صدف‌ها، استخوان‌ها و قطعات چوبی باقی مانده در میان رسوبات را با این روش تعیین سن می‌کنند .

تفروکرونولوژی

به مواد آتشفشانی که به‌صورت ذرات ریز و درشت جامد یا نسبتاً جامد که بر اثر فعالیت‌های انفجاری آتشفشان‌ها به هوا پرتاب می‌شوند، تفرا گویند.

از وجود مواد آذرین قدیمی آتشفشانی در لابه‌لای آبرفت‌ها، قدمت انفجارات و پیدایش گدازه را نسبت به آبرفت‌ها می‌توان دریافت و به‌این وسیله سن نسبی آبرفت‌ها و مواد آتشفشانی را تعیین کرد.

دانشگاه هرمزگان
University Of Hormozgan

فصل ششم
شواهد تغییر اقلیم

درس دوره کارشناسی‌ارشد تغییر اقلیم

محمد اکبریان

۵. مغزه (هسته) های یخی
۶. مرجانها و رسوبات دریایی
۷. شواهد زمین شناختی غیردریایی
۸. شواهد زیست شناختی غیردریایی
۹. تحلیل گرده های گیاهی
۱۰. اقلیم شناسی درختی (دندروکلیماتولوژی)
۱۱. داده های استنادی

شواهد تغییر اقلیم

- شواهد تغییر اقلیم
  - مغزه(هسته)های یخی
  - شواهد زیست‌شناختی
    - مرجان‌ها، پلانکتون‌ها و رسوبات دریایی
    - شواهد زیست‌شناختی غیر دریایی
    - تحلیل گرده‌های گیاهی
    - اقلیم‌شناسی درختی (دندروکلیماتولوژی)
  - شواهد زمین‌شناختی غیر دریایی و ژئومورفولوژیک
    - سنگ چینه‌شناسی
    - زیست چینه‌شناسی
    - شواهد ژئومورفولوژیک
  - داده‌های استنادی

شواهد تغییر اقلیم

➢ مغزه‌های یخی

مغزه‌های یخی قطب دیدگاه ارزشمندی از اقلیم ۱۰۰۰ سال قبل ارائه می‌دهد.

هر سال برف رسوب کرده، سطح یخ را شکل داده و تا سال آینده مدفون می‌ماند.

یخ را می‌توان یک رکورد چینه‌شناسی از زمان حال حاضر (عمق کم) تا گذشته دور (عمق زیاد) به شمار آورد.

- تجزیه و تحلیل غلظت CO_2 و CH_4 در حباب‌های به‌دام افتاده در یخ، بیانگر غلظت افت و خیزهای آن‌ها هم‌پایه با غلظت جو در زمان‌های گذشته است.
- از نسبت ایزوتوپ اکسیژن برای تعیین دماهای گذشته و آهنگ بارش و تبخیر که در ده‌ها هزار سال تا یک میلیون سال قبل اتفاق افتاده است، استفاده می‌شود.

حباب‌های اکسیژنی که در رسوبات یخی قدیمی قطب به دام افتاده است، شرایط گذشته را نشان می‌دهد .

شواهد تغییر اقلیم

- مغزه‌های یخی/ تعیین سن با نسبت‌های ایزوتوپ‌های مختلف اکسیژن

سه ایزوتوپ اکسیژن به طور طبیعی ایجاد می‌شوند که عبارتند از O16, O17 و O18.

آب با فرمول شیمیایی H2O دارای ملکول‌های متفاوتی است که از نظر ایزوتوپ‌های اکسیژن O16 و O18 اختلاف دارند.

از این ایزوتوپ‌های اکسیژن می‌توان برای تعیین دمای گذشته زمین و الگوهای تبخیر استفاده کرد.

هنگام تبخیر آب، ملکول‌های آب با ایزوپوپ سبک‌تر O16 با سرعت بیشتری تبخیر می‌شود.

با افزایش دمای هوا و تبخیر آب، نسبت O18 به O16 در باران، برف و یخ کاهش می‌یابد. عکس این حالت زمانی که آب متراکم می‌شود رخ می‌دهد و ملکول آب دارای O18در حجم بیشتری نسبت به ملکول‌های آب دارای O16متراکم می‌شود.

بنابراین نسبت O18 به O16 در آب دریاچه‌ها از طریق توازن بین تبخیر و بارش کنترل می‌شود.

شواهد تغییر اقلیم

شواهد زیست‌شناختی

- مرجان‌ها، پلانکتون‌ها و رسوبات دریایی
- شواهد زیست‌شناختی غیر دریایی
- تحلیل گرده‌های گیاهی
- اقلیم‌شناسی درختی (دندروکلیماتولوژی)

شواهد تغییر اقلیم

➢ شواهد زیست‌شناختی/ مرجان‌ها و رسوبات دریایی

مرجان‌ها و رسوبات دریایی

- رسوبات کربناتی: رسوبات حاصل از اسکلت کربنات کلسیمی تپه‌های مرجانی دریایی و مغزه‌های دریایی صخره‌های دریایی قدیمی، دمای اقیانوس را در زمان زندگی این جانداران نشان می‌دهد
- آلکنون‌ها: با تحلیل نسبت آلکنون‌های مختلف در رسوبات بستر اقیانوس‌ها، می‌توان به دمای آب دریا در گذشته دست یافت

شواهد تغییر اقلیم

❖ آلکنون‌ها

آلکنون بیولیپیدهای اشباع نشده با زنجیره بلند هستند که توسط فیتوپلانکتون‌ها تولید می شوند.

گونه های تولیدکننده آلکنون با تغییر نسبت نسبی آلکنون های مختلف تولید شده، به تغییرات محیط خود - از جمله تغییرات دمای آب - پاسخ می دهند.

در دماهای بالاتر به طور متناسب آلکنون های اشباع بیشتری تولید می شوند.

این بدان معنی است که می توان از درجه نسبی اشباع نشده آلکنونها برای تخمین دمای آبی که موجودات تولیدکننده آلکنون در آن رشد کرده اند، استفاده کرد.

شواهد تغییر اقلیم

➢ شواهد زیست‌شناختی/ شواهد زیست‌شناختی غیر دریایی

تحلیل گرده‌های گیاهی

گرده‌ها عموما مقاوم بوده و پس از ریزش بر روی آب دریاچه‌ها و باتلاق‌ها، در رسوبات مدفون می‌شوند.

با تهیه مغزه از رسوبات بستر اقیانوس، می‌توان گرده‌های نهشته‌شده در زمان‌های گذشته را استخراج کرد.

تعیین عمر ایزوتوپی همراه با شمارش میکروسکپی گرده‌های گونه‌های گیاهی مختلف، اطلاعاتی از جزئیاتت گیاهان ساکن در یک منطقه طی صدها یا ده‌ها هزار سال قبل ارائه می‌دهد.

با مقایسه اقلیم رویشگاه‌های گونه‌های گیاهی در حال حاضر با اطلاعات به‌دست آمده از گرده‌شناسی، می‌توان اطلاعات زیادی درباره اقلیم گذشته مناطق به‌دست آورد (هاردی، ۱۳۸۷).

شواهد تغییر اقلیم

➢ شواهد زیست‌شناختی/ شواهد زیست‌شناختی غیر دریایی

اقلیم‌شناسی درختی

برای تخمین شرایط اقلیمی یک منطقه طی هزاران سال قبل، می‌توان از حلقه‌های درختانی که در آن زمان می‌زیسته‌اند، استفاده کرد.

به‌عنوان مثال در مغزه‌های جمع‌آوری شده از درختان کاج هیون تاسمانی، آثار موجود در حلقه‌های خارجی این درختان با رکوردهای دمایی ثبت شده در سال‌های ۱۸۹۶ تا ۱۹۸۸ با تقریب بالایی انطباق دارد.

بازسازی دمای انجام یافته به کمک حلقه‌های گیاهی نشان می‌دهد که طی ۱۰۸۹ سال گذشته، هیچ دوره‌ای به گرمی سال‌های پس از ۱۹۶۵ نبوده است .

شواهد تغییر اقلیم

شواهد زمین‌شناختی غیر دریایی و ژئومورفولوژیک

- سنگ چینه‌شناسی
- زیست چینه‌شناسی
- شواهد ژئومورفولوژیک

شواهد تغییر اقلیم

➢ شواهد زمین‌شناختی غیر دریایی و ژئومورفیک

به مجموعه خواص سنگ‌شناسی و فسیل‌شناسی یک واحد چینه‌ای، رخساره سنگ می‌گویند.

رخساره موقعیت ساختمانی، شرایط رسوب‌گذاری و وضعیت زیستی حوضه را نشان می‌دهد.

در صورتی‌که این سه ویژگی حوضه ثابت باشد، رخساره نیز یکسان خواهد بود.

اما در صورتی‌که این ویژگی‌ها تغییر کنند، تغییرات رخساره‌ای نیز پیدا خواهد شد.

در زمین‌شناسی به لایه مشخصی از پوسته زمین مانند لایه‌ای از سنگ‌های رسوبی که ضخامت آن میان چند سانتیمتر تا چند متر باشد چینه می‌گویند.

به عبارت دیگر: چینه عبارت است از لایه‌ای از سنگ که سراسر آن لایه کمابیش یکسان تشکیل یافته و نسبت به لایه‌های بالایی و پائینی خود، مشخص و متفاوت باشد.

به دانش بررسی چینه‌ها، چینه‌شناسی گفته می‌شود. چینه‌شناسی رخساره‌ها را مورد مطالعه قرار می‌دهد.

شواهد تغییر اقلیم

➢ شواهد زمین‌شناختی غیر دریایی و ژئومورفیک

سنگ چینه‌شناسی

در زمین‌شناسی به تغییرات رخساره محدود بین یک پیش‌روی و یک پس‌روی دریا، سیکل رسوبی گفته می‌شود.

یک سیکل رسوبی از مرحله پیش‌روی تا مرحله پس‌روی در یک حوضه از پایین به بالا بدین قرار است:

کنگلومرای قاعده‌ای، رسوبات تخریبی ریزدانه، مواد ریز معلق رسی و لیمونی، شیل و آهک که در حد فوقانی به رسوبات تبخیری مثل گچ و نمک ختم می‌شود.

شواهد تغییر اقلیم

➢ شواهد زمین‌شناختی غیر دریایی و ژئومورفیک

زیست‌چینه‌شناسی

الف- وجود سنگواره سرخس‌ها در مناطق قطبی و فسیل ماگنولیا در گرینلند نشان‌دهنده آب‌وهوای گرم این مناطق در دوره‌های گذشته است.

ب- پیدایش ذغال‌سنگ در مناطق سرد و خشک دلیل بارزی از آب‌وهوای گرم و باتلاقی در گذشته این منطقه از زمین است.

ج- پیدایش بقایایی از مرجان‌های تشکیل دهنده ریف‌ها در جزایر سیبری و قطب، دلیلی بر وجود دریاهای گرم در این مناطق است. این نوع سنگواره‌ها که مشخصه مناطق گرم و معتدل است، نشانه روشنی از وجود آب‌وهوای گرم در دوره‌های زمین‌شناسی در سرزمین‌های سرد امروزی است.

شواهد تغییر اقلیم

شواهد زمین‌شناختی غیر دریایی و ژئومورفیک

شواهد ژئومورفیک

یکی از روشهای بررسی تغییرات اقلیمی و مکانیسم ردیابی آن بویژه در دوران چهارم، بازشناسی فرم‌های ارضی است.

حاکمیت و استمرار هر اقلیمی بر منطقه، سبب عملکرد یک سیستم شکل‌زایی در آن منطقه می‌شود؛ لذا آنچه به‌عنوان پدیده‌های ژئومرفولوژی در سطح خارجی پوسته برجای می‌ماند، بعنوان میراث اقلیمی گذشته، کلیدی در حل معمای تحولات و تغییرات آن محیط می‌تواند محسوب شود.

فرم زمین	شاهدی است بر
پینگو	پرمافروست
سیرک، رسوبات یخچالی، دره‌های یخچالی	دما در ارتباط با برفمرز دائمی
دریاچه‌های داخلی	پادگانه‌های دریاچه‌ای
تپه‌های ماسه‌ای فسیل‌شده	جهت باد و میزان بارش
لجن توفی	افزایش سطح آب زیرزمینی- افزایش بارش
تراس رودخانه‌ای	میزان دبی و بارش
خزش و لغزش	تناوب یخ زدگی و رطوبت
دره‌ها و مئاندهای متروک	رطوبت و بارش

شواهد تغییر اقلیم

➢ شواهد زمین‌شناختی غیر دریایی و ژئومورفیک

شواهد ژئومورفیک/ پینگو

سیستم شکل زایی نواحی سرد بر اساس یک حد آستانه‌ای خاص طبقه بندی می شود. اگر برف در زمستان ببارد و در تابستان ذوب شود پس فرایندهای مجاور یخچالی در منطقه وجود دارد. اگر بارش برف در زمستان زیاد باشد و در تابستان ذوب نگردد، در نتیجه یخچالها در این مناطق تشکیل می شود.

در نواحی مجاور یخچالی یخ می تواند به دو صورت سبب تغییر شکل ناهمواریها شود، اولین حالت وجود زمینهای پرمافراست، یعنی زمینهایی که به طور دائم در زمستان و تابستان دارای دمای زیر صفر درجه سانتی گراد هستند. دومین حالت مربوط به یخبندان و ذوب یخ به طور سالانه وبر اساس دوره های کوتاه مدت است.

"پینگوها " برآمدگی های ناشی از افزایش حجم قطعه یخ های تفکیک شده می باشد که بالا آمدن زمین را به همراه دارند. پدیده آب شدن یخ سبب فرو نشینی زمین می گردد و عمومی ترین شکل این پدیده تشکیل دریاچه های حاصل از ذوب یخ می باشد.

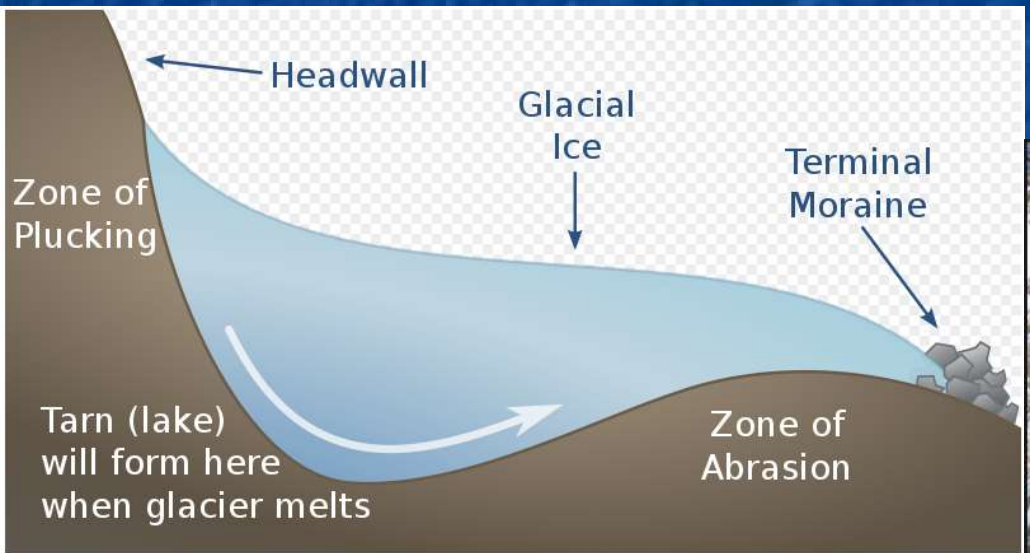
شواهد تغییر اقلیم

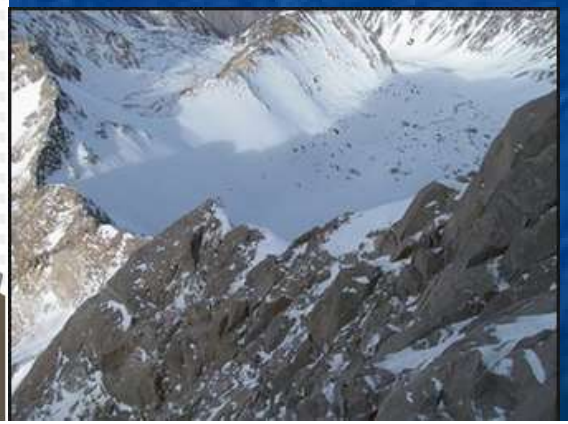
➢ شواهد زمین‌شناختی غیر دریایی و ژئومورفیک

شواهد ژئومورفیک / سیرک:

سیرک یخچالی (Glacial cirque) چاله‌ای مدور و عمیق با کناره‌های شیب‌دار در یخچال‌های طبیعی است که فرسایش یخچالی آن را ایجاد می‌کند و یخچال کوهستانی در آن جای می‌گیرد.

بنابراین از ویژگی‌های مناطق یخچالی است که برف در این چاله‌ها فشرده شده و موجب تغذیه یخچال می‌شود.





شواهد تغییر اقلیم

شواهد زمین‌شناختی غیر دریایی و ژئومورفیک

- سیرک‌ها، اولین و ساده ترین شکلی هستند که توسط یخچالهای کوهستانی ایجاد می‌شوند.
- سیرکها در مرتفع ترین قسمت دره یخچالی در مجاور قلل کوهستان‌ها ایجاد می شوند.
- سیرکها حفره های کاسه مانندی هستند که در رأس دره های یخچالی یافت می شوند.
- حفره های قیفی شکل هستند که دیواره‌های سنگی بر آنها مشرف است.
- بر اثر تمرکز یخ در گودالی که قبلاً وجود داشته، ایجاد می‌شوند.
- اغلب حفره گردی در ته آن‌ها وجود دارد که پس از ذوب یخ‌ها به دریاچه‌ای تبدیل می‌شود.
- این حفرات گرد چون در مرکز سیرک قرار دارند، ناف (Omblic) نامیده می‌شوند.
- در محل خروجی سیرک، برجستگی‌هایی به نام ورّو (Verroue) وجود دارد که ناف را به چاله‌ای بسته تبدیل می‌کند.
- بلندترین قلل مسلط بر سیرک ها هورن (Horn) نام دارد.

شواهد تغییر اقلیم

➢ شواهد زمین‌شناختی غیر دریایی و ژئومورفیک

دره‌های یخچالی

یخچال‌ها با وجود گسترش جغرافیایی محدود، از عوامل موثر در تغییر چشم‌اندازها به‌شمار می‌روند.

حرکت تدریجی یخ به‌سمت پایین باعث سایش و برداشت سنگ‌های زیرین و کناری یخچال می‌شود. سایش یخچال موادی ریزدانه به‌نام آردسنگ یخچالی تولید می‌کند.

آوار و رسوباتی که توسط یخچال حمل شده و پس ار عقب‌نشینی یخچال به‌جا می‌ماند یخرفت نام دارد.

فرسایش یخچالی باعث ایجاد دره‌های U شکل می‌شود، برخلاف دره‌های Vشکل که منشا رودخانه‌ای دارند. این دره‌ها قبلاً وجود داشته و سپس توسط زبانه‌های یخچالی به شدت دستکاری شده‌اند.

در محیط‌هایی که در دوران اخیر تحت تاثیر یخچال بوده‌اند ولی در حال حاضر اثری از یخچال در آن‌ها وجود ندارد در مقایسه با محیط‌هایی که هرگز یخچالی نبوده‌اند، میزان تغییر و تحول بیشتری در چشم‌اندازها به چشم می‌خورد.

شواهد تغییر اقلیم

➢ شواهد زمین‌شناختی غیر دریایی و ژئومورفیک

شواهد ژئومورفیک / دریاچه‌های داخلی

تغییرات بلند مدت میانگین سطح دریا، می‌تواند هم به دلیل حرکات ائوستاتیک (تغییر در حجم آب دریا در اقیانوس‌ها) و همچنین حرکات ایزواستاتیک باشد.

فرایندهای ائوستاتیکی منجر به نوسانات سطح آب دریاچه‌ها در اثر تغییرات حجم آب شده و در نتیجه‌ی آن در خطوط ساحلی، پس‌روی و پیش‌روی‌ها به‌وقوع می‌پیوندد .

تغییرات حجم آب خود عمدتا به دلیل تغییرات میزان بارش سالیانه و تغییرات اقلیم منطقه است.

بررسی رسوبات پادگانه‌های دریاچه‌ای ما را در تشخیص ماهیت این پادگانه‌ها و تغییرات اقلیمی گذشته یاری می‌نماید.

شواهد تغییر اقلیم

- شواهد زمین‌شناختی غیر دریایی و ژئومورفیک

لینک مقاله

شواهد تغییر اقلیم

- شواهد زمین‌شناختی غیر دریایی و ژئومورفیک

هیدروژئومورفولوژی، شماره ۴، پاییز ۱۳۹۴، صص ۱۷۰-۱۴۳

وصول مقاله: ۱۳۹۴/۰۷/۰۷ تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۴/۰۸/۲۳

بازسازي پالئوهيدرولوژي و پالئواكولوژي درياچه‌ي اروميه در كواترنري
(با مطالعه‌ي پادگانه‌هاي درياچه‌اي)

علیرضا صالحی‌پور میلانی[۱]

مجتبی یمانی[۲*]

ابراهیم مقیمی[۳]

راضیه لک[۴]

منصور جعفربیگلو[۵]

شواهد تغییر اقلیم

➢ شواهد زمین‌شناختی غیر دریایی و ژئومورفیک

چکیده

در سال‌های اخیر، با اجرای برنامه‌های سدسازی گسترده بر روی رودخانه‌های اصلی، وقوع خشکسالی‌های هیدرو اقلیمی چند (دهه) گذشته و به دلیل تبخیر زیاد منابع آبی، وسعت دریاچه ارومیه کاهش یافته است. علاوه بر آن میزان شوری دریاچه ارومیه نیز به ۶۵۰ میلی گرم در لیتر افزایش یافته است. با توجه به این شرایط هیدرولوژیکی هیچ موجود زنده ای نمیتواند در دریاچه ارومه زندگی نماید. اطلاعات بسیار زیادی در رابطه با خصوصیات شیمیایی کنونی آب دریاچه ارومیه وجود دارد، ولی دانسته های ما در رابطه با شرایط دیرینه هیدرولوژیکی و زیستی آب این دریاچه و میزان شوری آن در گذشته و به خصوص در کواترنری بسیار اندک است. بررسی پادگانه‌های دریاچه‌ای ارومیه، تحولات و تغییرات ارتفاعی آن‌ها و همچنین تغییرات خصوصیات زیست چینه شناسی آن‌ها یکی از بهترین شواهد در تشخیص بهتر ماهیت گذشته این دریاچه است. گاستروپودا، استراکودا، فرامین فرا و همچنین دو کفه ای پوسته های صدف غالب در رسوبات پادگانه های دریاچه ای می‌باشد. با تعیین جنس و گونه های هر یک از خرده‌های صدف همچنین بررسی شرایط محیطی در زمان شکل گیری این پادگانه ها نسبت به باز سازی شرایط هیدرولوژیکی و همچنین اکولوژیکی دریاچه ارومیه اقدام گردید. نتایج این بررسی نشان می‌دهد، ویژگی‌های شیمایی آب دریاچه ارومیه در زمان تشکیل بسیاری از پادگانه های دریاچه ای بر خلاف شرایط کنونی، بسیار متفاوت و لب شور تا شیرین بوده است.

شواهد تغییر اقلیم

شواهد زمین‌شناختی غیر دریایی و ژئومورفیک

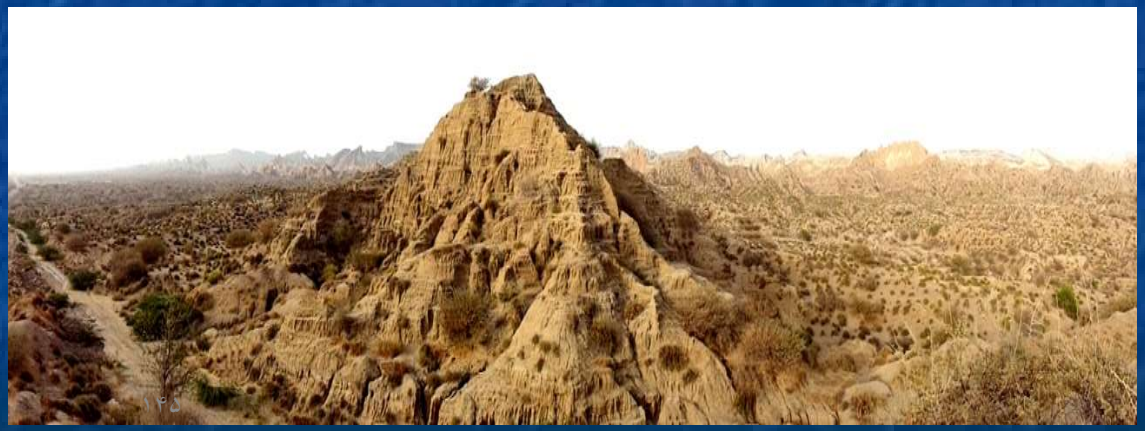
فرایندهای ائوستاتیکی منجر به نوسانات سطح آب دریاچه‌ها در اثر تغییرات حجم آب شده و در نتیجه‌ی آن در خطوط ساحلی، پس‌روی[1] و پیش‌روی‌ها[2] به‌وقوع می‌پیوندد (آهنرت[3]، ۱۹۹۶). بررسی رسوبات پادگانه‌های دریاچه‌ای ما را در تشخیص ماهیت این پادگانه‌ها یاری می‌نماید، وجود مجموعه‌هایی از فسیل‌ها دلالت بر ماهیت دریاچه‌ای این محیط‌های رسوبی دارد. در رابطه با بحث زیست چینه‌شناسی پادگانه‌های دریاچه‌ای ارومیه تنها دو مطالعه بر روی تعداد محدودی از پادگانه‌های دریاچه‌ای ارومیه انجام گرفته است. مغفوری مقدم (۱۳۷۱)، در پایان‌نامه‌ی خود با موضوع فسیل‌شناسی تعدادی از پادگانه‌های دریاچه‌ی ارومیه را در بین روستای گلمانخانه و بندر گلمانخانه در شرق ارومیه، کوه قهرمان‌لو و برش کچه‌باشی و قره‌ضیا، جنس و گونه‌ی تعدادی از پوسته‌های صدفی موجود در پادگانه‌ها را بررسی نموده است. در این تحقیق گونه‌هایی از استراکد و گاستروپود در رسوبات پادگانه‌های دریاچه‌ای شناسایی و محیط زیست دیرینه‌ی آنها بررسی شده است. صبوری (۱۳۸۸)، برش کچه‌باشی را مورد مطالعه قرار داده و سن آن را با استفاده از کربن ۱۴، ۴۶۰۰۰ سال برآورد نموده است.

شواهد تغییر اقلیم

➢ شواهد زمین‌شناختی غیر دریایی و ژئومورفیک

شواهد ژئومورفیک / تپه‌های ماسه‌ای فسیل‌شده

در جلگه غربی مکران، مابین سیریک و کوهستک، توده‌های ماسه‌ای قدیمی و سخت شده‌ای قرار گرفته است که هرچند فاصله آن تا خط ساحلی زیاد بوده و تقریباً در دامنه کوهستان قرار گرفته‌اند، از نظر شاخص‌های دانه‌بندی، مشابه توده‌های ماسه‌ای ساحلی هستند، این توده‌ها زمانی بر کرانه جزر و مدی و در دامنه حداکثر مد تشکیل شده‌اند، سپس در اثر پسروی دریا یا برافراشتگی ساحل، از محدوده خط ساحلی دور افتاده‌اند.



شواهد تغییر اقلیم

➢ شواهد زمین‌شناختی غیر دریایی و ژئومورفیک

شواهد ژئومورفیک/ تراس رودخانه‌ای

تأثیر نوسانات اقلیمی کواترنر بر پادگانه رودخانه ای

نوسانات اقلیمی کواترنر سبب تغییر شرایط فرسایش رودخانه ای شده و از اثر آن به صورت رسوب مواد با ویژگی های متفاوت، پادگانه های رودخانه ای متفاوتی تشکیل شده است.

پادگانه های آبرفتی

پادگانه‌های آبرفتی عارضه‌ای هموار و یا نسبتا هموار است که از آبرفت تشکیل شده و پرتگاه حاشه‌ای آن با شیب تندی به بستر فعال جریان آب و یا به یک پادگانه دیگر مسلط است.

نحوه تأثیر سیکلهای فرسایشی بر تشکیل پادگانه‌ها

پادگانه های آبرفتی مستقیما تحت تأثیر رفتارهای رودخانه‌ای

از سرچشمه

تا مصب

تشکیل می‌شوند.

پادگانه‌های آبرفتی نتیجه تکرار دوره‌های فرسایشی هستند.

دلایل تغییر رفتار رودخانه‌ها

تکرار دوره‌های فرسایشی

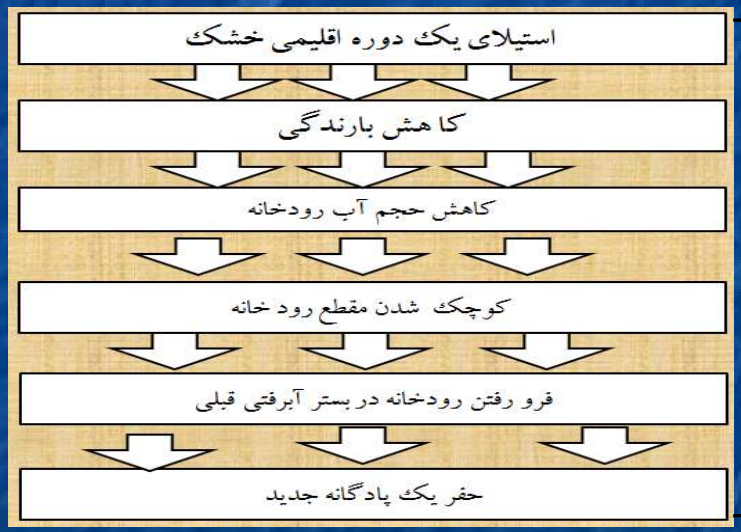
حرکات زمین ساختی

- افزایش میانگین شیب بستر.
- افزایش اولیه قدرت آب.
- رسوب برداری و مانور رودخانه بر بستر قبلی خود.
- حفر یک بستر یا پادگانه جدید.

تغییر سطح اساس

نوسان سطح اقیانوس‌ها

تغییر شرایط اقلیمی



افزایش حجم آب، بالا رفتن نیروی اولیه و تجدید دوره فرسایش

نحوه تاثیرگذاری شرایط اقلیمی وایجاد پادگانه ها

نیروی خالص(P') ونیروی اولیه(P)

انتقال، کاوش و تراکم

- $P'=0$ فقط قادر به حمل رسوبات خود است
- $P'>0$ رود خانه کاوشی است
- $P'<0$ رودخانه در مرحله تراکم سازی است

مراحل ایجاد پادگانه رودخانه‌ای

آغاز یک دوره فرسایشی

$P' > 0$

حفر بستر

کاهش شیب بستر یا کاهش حجم آب

رسوبگذاری

شروع دوره فرسایشی جدید

ایجاد بستر جدید داخل رسوبات و عارضه‌های رسوبی مسلط به بستر جدید

انواع

اگر نیروی کاوش در مرحله دوم فرسایش بیش از نیروی کاوش مرحله اول باشد.

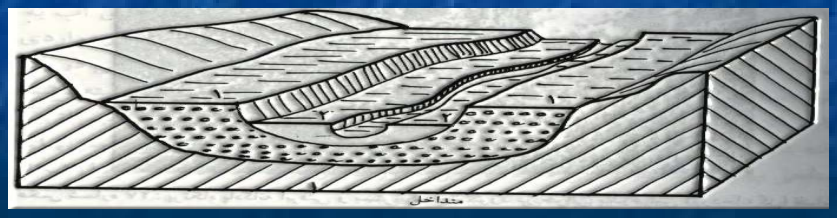
- ✓ جریان آب تمام ضخامت آبرفت مرحله تراکم قبلی را حفر می‌کند. ممکن است سنگ بستر را هم حفر کند.
- ✓ ارتباط فیزیکی آبرفت پادگانه‌های همزمان دو طرف قطع می‌شود.

پادگانه‌های مطبق

اگر نیروی کاوش در مرحله دوم فرسایش کم‌تر از نیروی کاوش مرحله اول باشد.

- ✓ جریان آب نمی‌تواند تمام ضخامت آبرفت مرحله تراکم قبلی را بشکافد.
- ✓ ارتباط فیزیکی آبرفت پادگانه‌های همزمان دو طرف قطع نمی‌شود.

پادگانه‌های متداخل



ترتیب سن شناسی پادگانه ها

مرتفع‌ترین پادگانه کهن‌ترین آنها و کم‌ارتفاع‌ترین آنها جدیدترین‌ها هستند.

در مورد لایه های زمین شناسی عکس این قضیه صادق است.

روش‌های مطالعه پادگانه‌های آبرفتی

- تشخیص بر اساس اختلاف رنگ
- قطر دانه ها
- ترکیب کانی شناسی
- ویژگی های ساختمانی
- مطالعه تخریب

معرفهای رنگی پادگانه ها

- رنگ پادگانه ها معرف ویژگی های سنگ مادر و تأثیرات اقلیمی است.
- ضخامت لایه های رنگی به طول زمان آبرفت گذاری و سرعت آن وابسته است.
- لایه های تیره و قرمز نشان دهنده شرایط گرم و لایه های روشن معرف شرایط اقلیمی سرد هستند.

گرانولومتری آبرفتهای بادگانه ها

- قطر دانه ها وابسته به جنس سنگ مادر، نیروی آب و تداوم آن در طول زمان است.
- بافت آبرفت در بالا دست درشت و در پایین دست ریز دانه است.
- آبرفت های ریز نشان دهنده جریان های آرام و آبرفتهای درشت نشان دهنده جریانهای متلاطم می باشد.

معرفی کانی شناسی پادگانه ها

- کانی های هر لایه معرف سطحی است که رودخانه در هر دوره از آن گذشته است.
- ترکیب و نوع استقرار کانی ها در یک پادگانه سند مطمئنی برای شناخت اقلیم گذشته است.

ویژگیهای ساختمانی تراس های آبرفتی

- آبرفتها معمولا به صورت موازی بر روی هم قرار دارند.
- اختلاف ضخامت در لایه ها معرف تغییرات اقلیمی و حتی کانی شناسی است.
- لایه بندی منظم نشان دهنده جریانهای آرام و لایه بندی نا منظم معرف جریانهای سیلابی است.

سن گذاری پادگانه ها بر اساس تخریب کانیها

- تخریب‌شناسی یکی از متداول‌ترین راههای تعیین سن پادگانه است.
- پادگانه‌های قدیمی معمولا بیشتر از پادگانه‌های جدید تخریب شده‌اند.
- کانی‌های تراس‌های جدید عمدتاً سالم‌تر از تراسهای قدیمی هستند.

شواهد تغییر اقلیم

➢ شواهد زمین‌شناختی غیر دریایی و ژئومورفیک

شواهد ژئومورفیک/ خزش و لغزش

لغزش

لغزش عبارت از پایین افتادن و یا حرکات یکپارچه و اغلب سریع حجمی از مواد رسوبی در امتداد دامنه‌ها است.

عوامل تشدید کننده لغزش

- وجود رسوبات منفصل
- سطوح چینه بندی موازی با توپوگرافی
- جریانات سیلابی
- تغییر اقلیم و افزایش سریع مقدار بارش
- حرکات شدید تکتونیکی و زلزله ها
- وجود یک سطح پایدار در زیر یک سطح نا پایدار

شواهد تغییر اقلیم

شواهد تغییر اقلیم

عمدتا مناطقی مستعد لغزش بوده‌اند که در گذشته (پلئیستوسن) تحت شرایط اقلیمی جنب یخچالی بوده‌اند. آثار شکل‌زایی آنها در ایران بهه شکل لغزش و سولیفلوکسیون در شمال غرب(آذربایجان و کردستان) قابل مشاهده است.

به دلیل یخ زدن و ذوب متناوب زمین

شواهد تغییر اقلیم

➢ شواهد زمین‌شناختی غیر دریایی و ژئومورفیک

داده‌های استنادی

با استناد به مدارک تاریخی می‌توان شرایط اقلیمی متداول مربوط به دوره‌های اخیر را تعیین نمود.

این اسناد مکتوب به صدها تا هزاران سال قبل برمی‌گردد.

برای مثال مطالعه مکاتبات خصوصی عیسویان مذهبی و سفارش کالا توسط آن‌ها در اسپانیا طی دوره زمانی ۱۶۳۴ تا ۱۶۴۸ حاکی از وجود بارندگی‌های شدید و سرما یعنی الگویی مطابق با الگوی اقلیمی عصر یخبندان کوتاه است.

دانشگاه هرمزگان
University Of Hormozgan

فصل هفتم

مشواهد آب‌وهواشناسی

دیرینه

(کواترنر ایران)

فرضیه‌های متحمل در اقلیم کواترنر ایران

- آیا ایران همزمان با دوره‌های یخچالی دارای اقلیم سردتر یا مرطوب‌تر از حال حاظر بوده ؟
- آیا بارش در دوره‌های یخچالی کمتر و شرایط خشک‌تر ولی سردتری وجود داشته؟
- حد برف‌های دائمی در کوه‌های مرتفع ایران در دوره‌های یخچالی تا چه حد پایین آمده؟
- سطوح دریاچه‌های دائمی ایران در کواترنر چندمتر بالاتر از حد امروز بوده است؟
- آیا کویرهای داخله فلات ایران در مراحلی از کواترنر دریاچه‌های دائمی بوده اند؟ اگر اینگونه بوده، وسعت‌آنها چقدر بوده است؟
- آیا مراحل مرطوب و سرد در شمال و جنوب ایران همزمان بوده‌اند؟

شواهد و نظریه‌ها:

تحولات اقلیمی کواترنر در ایران و شواهد مرفولوژیکی آن:

❖ شواهد و نظریه‌ها

شواهد ژئومرفولوژیکی تحولات اقلیمی دوره چهارم ایران که به آسانی قابل تشخیص می‌باشند، عبارت اند از :

- ✓ توپوگرافی یخچالی در کوهستانها
- ✓ پادگانه های دریایی در سواحل دریایی عمان
- ✓ پادگانه‌های دریاچه‌ای در سواحل خزر و حواشی دریاچه‌ها و کویرهای داخلی
- ✓ پادگانه‌های رودخانه‌ای در تمام نقاط کشور

پیشینه مطالعات یخچال شناسی ایران

- ژاگ دومرگان در سال ۱۸۹۰، توضیح سیرک‌های اشتران کوه در ارتفاع ۳۸۰۰ و قلیان کوه
- مطالعات جدی هانس بوبک در کردستان و دزیو ۱۹۳۴در زرد کوه
- مطالعات پدرامی در سال ۱۹۸۲

یخچال های فعال فعلی ایران

- علم کوه – سیرک‌های یخچالی در ارتفاعات ۴۸۲۰و۴۷۰۰ متری قرار گرفته و یک زبانه ۷ کیلومتری را تغذیه می کنند.
- در زرد کوه بختیاری – دماوند و سبلان آثار یخچالی مشاهده شده است.

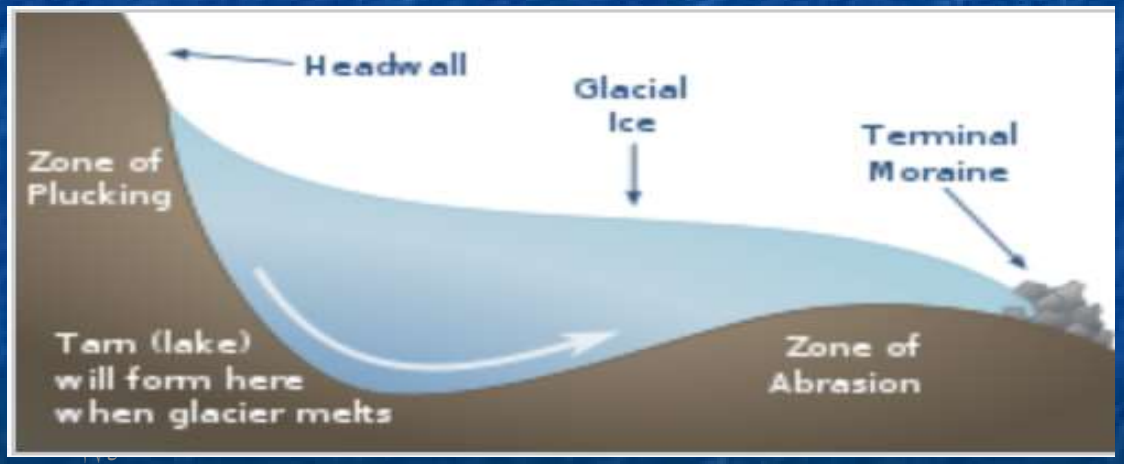
یادآوری

سیرکهای یخچالی

Aerial view of bowl-shaped depressions called cirques in the Uinta Range, Utah.

یادآوری

سیرک یخچالی: اولین و ساده‌ترین شکلی که بوسیله یخچالهای کوهستانی به وجود می‌آیند سیرک یخچالی است. حفره‌های که در مرکز سیرک قرار دارد ناف نامیده می‌شود. شیبی به طرف مرکز حفره دارد (شیب معکوس) مجموعه این برجستگی را ورو می‌گویند. در حد فاصل سیرکها "قلل دندانه داری وجود دارد که شکلی هرمی دارند هورن نامیده می‌شوند. محل این سیرکها همیشه بالاتر از مرز برفهای دائمی است.



یادآوری

دره‌های یخچالی:

چنانچه فشار حاصل از تراکم یخ همراه با دخالت نیروی جاذبه به مرحله‌ای بیش از مقاومت یخ برسد، بر اثر قابلیت شکل پذیری لحظه‌ای و دائمی ، حرکت توده یخ آغاز می‌شود.

دره‌های یخچالی عمدتا به صورت **U**شکل می‌باشند.

تغییرات برف مرز ایران در پلئوستوسن

- به نظر بوبک و شوایتزر پایین آمدن ارتفاع خط برف حدود ۸۰۰تا۱۰۰۰متر پایین تر از حد امروزی بوده .
- رایت پایین آمدن برف مرز را در کوه‌های کردستان تا حد ۱۸۰۰ متر می‌داند.

شواهد یخچالی فسیل در شمال ایران

برف مرکز کواترنر

دره یخچالی ماسوله در جنوب غرب رشت

در غرب چالوس یخچالهای علم کوه و تخت سلیمان

حوضه رود گرگان

پالئومورفهای یخچالی در غرب و شمال غرب ایران

- ✓سبلان – کوه‌های بزغوش در جنوب شهر سراب – توده سهند
- ✓جنوب غرب ارومیه یخچال‌های راژان، درازگیر و زیوه
- ✓یخرفت‌های تیپیک وورم در بانه
- ✓دامنه شمالی الوند
- ✓مناطق یخچالی اطراف تهران و دره کرج

شواهد یخچالی مناطق خشک ایران

- ✓یخرفت‌های یخچالی شیرکوه در ارتفاع ۱۸۰۰ و۲۸۰۰ متری
- ✓آثار یخچالی جنوب کرمان به استناد مطالعات کوهله
- ✓شناسایی دره یخچالی جنوب کاشان توسط پدرامی

توپوگرافی یخچالی کواترنر در ایران:

آثار مرفولوژیکی یخبندانهای کواترنر در ایران حداقل از اواخر قرن ۱۹ شناخته شده بود مطالعه جدی درباره آثار مستقیم یخبندان کوآترنر در کوههای ایران با کارهای هانس بوبک در البرز و ارتفاعات کردستان (۱۹۳۳) دزیو (۱۹۳۴) در زردکوه شروع شده است . پس از آن محققین زیادی اعم از خارجی و ایرانی در این مورد کارکرده اند.

توپوگرافی یخچالی کواترنر در ایران:

در حال حاضر در اطراف قله علم کوه چند یخچال سیرکی وجود دارد.

بزرگترین آنها چاله عمیق درپای قله علم کوه قرارگرفته است (۴۸۴۰ متر) و یخچال سیرکی کوچکتر نیز درپای قله تخت سلیمان دومین قله علم کوه (۴۷۰۰) وجود دارد.

زبانه این یخچالها به هم پیوسته و در دره سرد آبرورد جریان یافته است طول یخچال حدود هفت کیلومتر در ارتفاع ۴۰۰۰ متری قرار دارد.

حدود دو سوم سطح یخ با خرده سنگها پوشیده شده ولی آثار حرکت در آن قسمت هم قابل مشاهده است.

توپوگرافی یخچالی کواترنر در ایران:

ارتفاع مرز برف دائمی در حال حاضر از دامنه‌های خارجی رشته کوههای خارجی به سمت ارتفاعات داخلی بطور قابل توجهی افزایش می‌یابد.

در البرز ۴۲۰۰ متر و در ایران مرکزی ۵۰۰۰ متر

به نوشته پدرامی بهترین منطقه برای مشاهده یخرفتهای دوره وورم اطراف بانه است.

جالبترین یخچالها که از نظر اقلیم کواترنر ایران اهمیت دارد، آنهائیست که در ارتفاعات منطقه خشک داخلی شناسایی شده اند.

آثار یخچالی در اطراف شیرکوه یزد

آثار یخچالی در اطراف جوپار کرمان

و ..

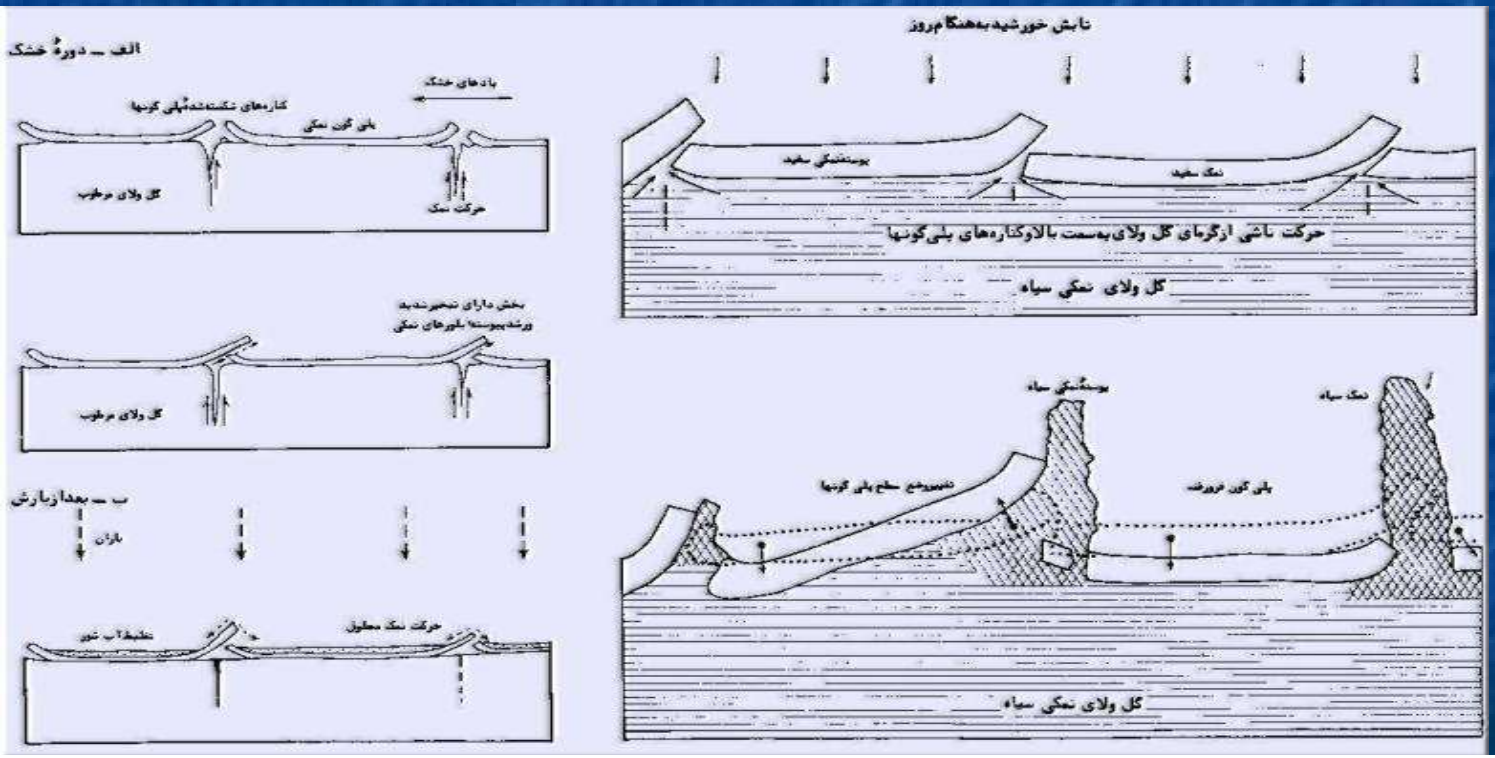
دریاچه‌های پلویال

دریاچه‌های واقع در چاله‌های بسته دوره های سرد یا بارانی کواترنر را دریاچه های پلویال می‌گویند.

بعضی از این دریاچه‌ها بطور کلی خشک شده و از بین رفته و پاره‌ای در حال حاضر دریاچه‌های موقتی هستند.

کویرهای ایران – مواریث دریاچه‌ای پلویال

- تردیدی در خصوص سوابق دریاچه‌ای کویرهای ایران وجود ندارد.
- بوتزر عمق دریاچه‌های پلویال دشت کویر را بیش از۷۵ متر می‌داند.
- کرینسلی حداکثر عمق دریاچه ها را ۱۵ متر ذکر کرده است.



دریاچه‌های پلویال

شواهد مورفیک نوسانات سطح آب خزر

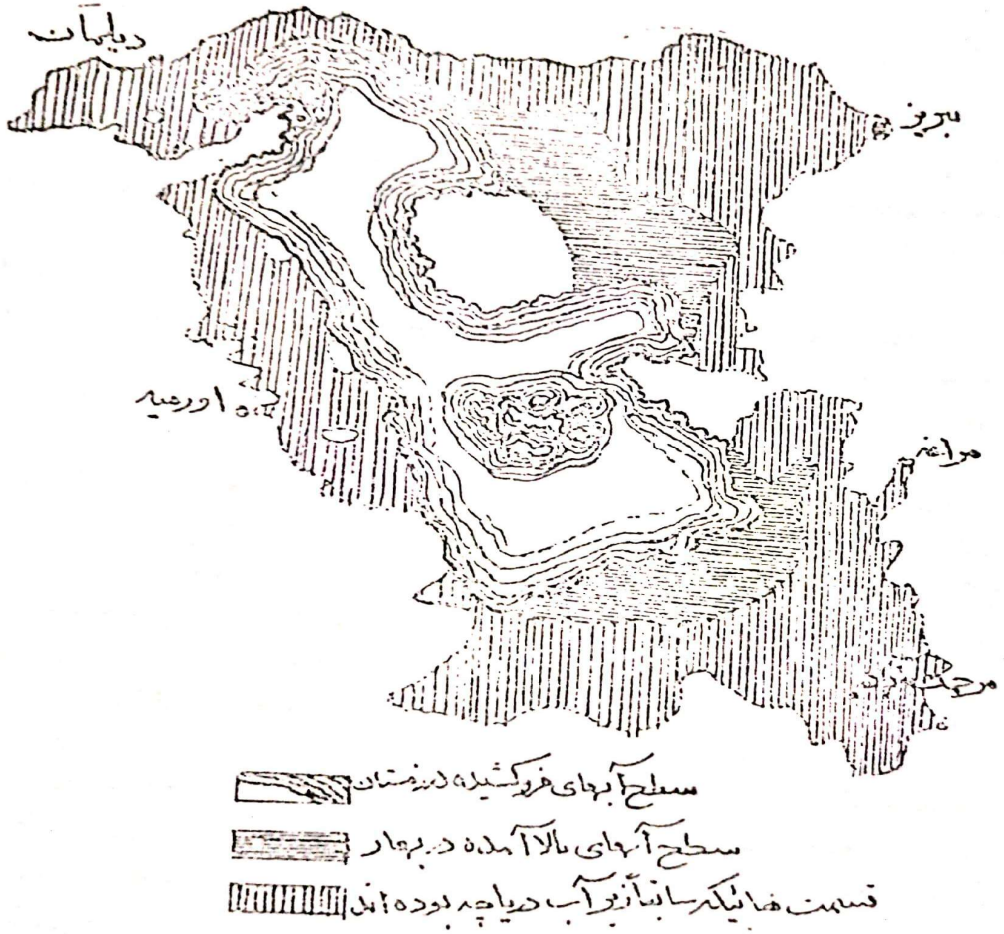
پادگانه‌های ساحلی خزر که توسط اونق، اهلرز و دیگران مطالعه شده نوسانات آب این دریاچه در محدوده ۱۶- تا ۲۱۰ متر از سطح آبهای آزاد ثابت می کند.

دریاچه‌های پلویال

دریاچه ارومیه

ژان دومرگان نوسانات سطح آب دریاچه را محدوده بین ۴۰۰۰تا ۶۰۰۰ کیلومتر مربع می‌داند

کوهله سه پادگانه در ارتفاعات،۱۶۰،۷۵ و۲۷۰ متری نسبت به تراز فعلی تشخیص داده است.



شکل ۵-۳ وسعت دریاچه اورمیه در اواخر پلیوسن به نظر دومرگان

Scanned with CamScanner

دریاچه‌های پلویال

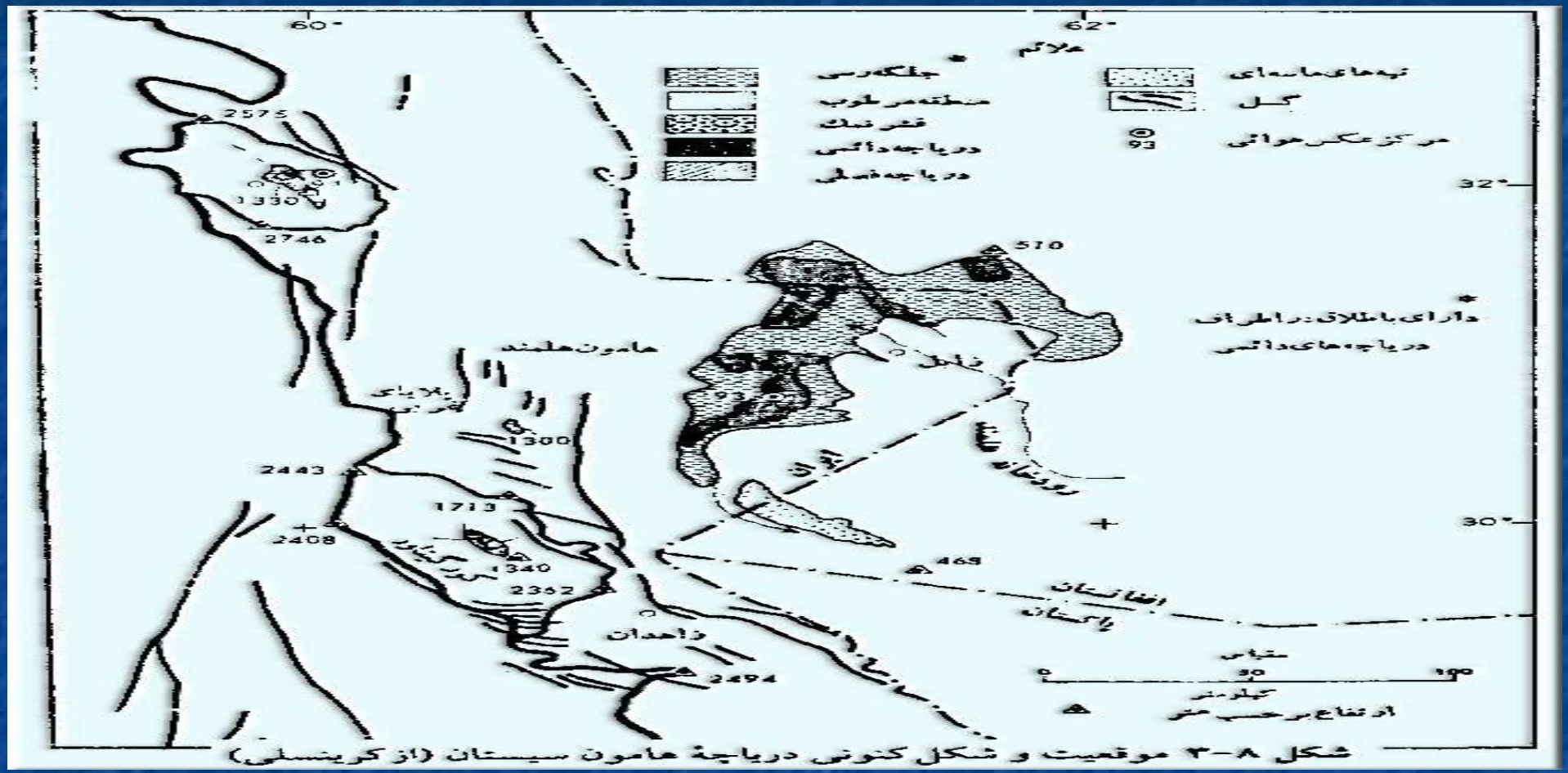
سن سنجی و ارتفاع سنجی پادگانه های ارومیه توسط شوایتزر

ارتفاع پادگانه از سطح امروزی	زمان تشکیل
۱۱۵ متر	دوره سرد میندل
۸۵ – ۸۰ متر	دوره سرد ریس
۶۵ – ۶۰ متر	دوره سرد وورم I
۳۰ متر	دوره سرد وورم III

دریاچه‌های پلویال

دریاچه هامون

هامون وسیع ترین سطح آب شیرین در فلات داخلی ایران است که از سه حوضچه اصلی بنام‌های هامون هیرمند ،پوزک در خاک افغانستان و هامون صابری تشکیل شده است.



شکل ۸-۳ موقعیت و شکل کنونی دریاچهٔ هامون سیستان (از کریتسلی)

دریاچه‌های پلویال

دریاچه نمک

این دریاچه به نام های مختلفی شامل کویر قم، دریاچه نمک کاشان، دریاچه قم و مسیله خوانده می شود.

این دریاچه از نظر توپوگرافی جزء سیستم کویر بزرگ می باشد.

دریاچه‌های پلویال

شناخت موقعیت:

در قسمت جنوبی البرز در شرق تهران و ارتفاعات اتشفشانی ساوه و تفرش در جنوب غرب تهران منطقه بزرگی است به شکل مثلث که قاعده ان در شرق کوه های طبس تا کوه های سبزوار و دو ضلع دیگر ان از یک طرف کوه های کاشان ، انارک و جندق و از طرفی دیگر ارتفاعات جنوبی البرز و سمتان و کوه های ته رود تا سبزوار تشکیل می دهد این منطقه وسیع را دشت کویر می نامند.

حوضه های داخل این مثلث توسط ارتفاعاتی از هم جدا می شوند که بین انها چاله ها و حوضه هایی قرار دارند حوضه مسیله در مغرب و حوضه دشت کویر در مشرق قرار دارد.

حوضه مسیله از سایر حوضه ها مشخص تر و به صورت چهار ضلعی در جهت شمال غربی به جنوب شرقی قرار گرفته که چال ترین جای ان در جنوب شرقی دریای نمک یا دریای مسیله نام گرفته است.

دریاچه‌های پلویال

نوسانات مورفولوژیکی دریاچه نمک

شواهد مورفیک حکایت از وسعت زیاد آن در گذشته دارد احتمالا گودیهای حوالی اشتهارد، ساوه، ایوانکی ،قم و کاشان را احاطه م کرده است.

کرینسلی آثار سطوح قدیمی دریاچه را تا ارتفاع ۲۰متری از سطح کنونی می داند.

دریاچه‌های پلویال

لایه بندی سطوح کواترنر دریاچه نمک

هوبر از سونداژهای ژئوفیزیکی شرکت نفت به این نتیجه رسید که رسوبات کواترنر از دو بخش اصلی شامل لایه زیرین به ضخامت ۳۵۰متر در زیر آب یک دریاچه دائمی و رسوبات روئین به ضخامت ۴۶ متر متشکل از رس ومارن تشکیل شده است.

دریاچه‌های پلویال ایران:

دریاچه‌های واقع در چاله‌های بسته دوره‌های سرد یا بارانی کواترنر را دریاچه‌های پلوپال می‌گویند.

بهترین آثار مرفولوژیکی دریاچه‌های پلویال، در سواحل خزر، دریاچه ارومیه و دریاچه هامون سیستان شناخته شده و بررسیهای زمین شناسی از وجود یک دریاچه وسیع پلویال، در حوضه مسیله خبر می‌دهد که دریاچه نمک قم باقیمانده آن است.

مشخص‌ترین آثار تغییرات اقلیمی کواترنر در ایران پادگانه‌های ساحلی و رودخانه‌ای وابسته به این تغییرات می‌باشد.

اولین کسی که به تراز قدیمی دریاچه ارومیه توجه نموده ، ژاک دومرگان بوده است.

پادگانه‌های دریایی خزر توسط اهلرز انجام گرفته است.

دریاچه‌های پلویال ایران:

پادگانه‌های دریاچه‌ای اطراف تبریز جنوب غرب مراغه و شرق شهر ارومیه حداقل وجود چهار تراز بالاتر از سطح امروزی را ثابت می‌کنند.

وسیع‌ترین سطح آب شیرین در داخل فلات ایران دریاچه هامون است که از سه حوضچه اصلی تشکیل شده است. بزرگترین چاله بنام هامون هیرمند در خاک ایران و کوچکترین آن بنام پوزک درخاک افغانستان است هامون صابری بین دو چاله مذکور قرار گرفته که خط مرزی از وسط آن می‌گذرد.

دریاچه‌های پلویال ایران:

دریاچه نمک یا کویر قم که بسیاری آن را دریاچه نمک کاشان، دریاچه قم مسیله نیز می‌گویند مرکز یک حوضه کویری است این دریاچه از نظر توپوگرافی جزء سیستم کویر بزرگ (دشت کویر) می‌باشد.

دریاچه حوض سلطان در شمال غرب آن نیز جزئی از این حوزه به شمار می‌آید.

(بین ۱۹۳۵) پادگانه‌های دریاچه‌ای و سطوح فرسایشی دریاچه ارومیه را به سه دوره یخچالی عطف کرده است.

شوایترز نیز چهار پادگانه‌ای را که برای دریاچه ارومیه تشخیص داده به سه دوره، همزمان با دوره‌های یخچالی دو پادگانه پایینی را به وورم و پادگانه‌های بالاتر را به ریس (میندل) نسبت می‌دهد.

پادگاه‌های رودخانه‌ای

تأثیر نوسانات اقلیمی کواترنر بر پادگانه رودخانه ای

نوسانات اقلیمی کواترنر سبب تغییر شرایط فرسایش رودخانه ای شده و از اثر آن به صورت رسوب مواد با ویژگی های متفاوت و شکل گیری پادگانه های رودخانه ای شده است.

پادگاه‌های رودخانه‌ای

ارزیابی تاثیر متقابل روند های تکتونیکی و اقلیمی در فرم سازی پادگانه های رودخانه ای ایران

در پلئستوسن سرزمین ایران هم در معرض تحولات اقلیمی و هم حرکات تکتونیکی بوده است.

با ملاحظه همزمان بودن این فرایندها هرپادگانه به تنهایی نمی تواند معرف یک نوسان اقلیمی باشد.

پادگاه‌های رودخانه‌ای

پادگانه های آبرفتی جاجرود

دلنباخ پادگانه های جاجرود را به این شکل معرفی می کند

نام محل	ارتفاع رأس پادگانه از سطح دریا	ارتفاع پادگانه از بستر رودخانه
کُند بالا	۲۱۵۰ متر	۲۰۰ متر
لشکرک	۱۷۵۰ متر	۱۰۰ متر
پل جاجرود	۱۶۶۹ متر	۲۱۹ متر
شرق پارچین	۱۳۵۰ متر	۴۰ متر

رودخانه جاجرود در استان تهران است که از ارتفاعات البرز سرچشمه می‌گیرد و به دریاچه نمک ختم می‌شود.

پادگاه‌های رودخانه‌ای

پادگانه قره سو (البرز شرقی)

در ناحیه گرگان اونق در سراسر شاخه جنوبی قره سو دو یا سه پادگانه آبرفتی را گذارش نموده که تمامی آنها ترازهای قدیمی خزر ارتباط دارند.

پادگاه‌های رودخانه‌ای

پادگانه ارس

در دره ارس افتخار نژاد به پادگانه های جلفا در ارتفاع بین ۶۰۰ الی ۱۰۰۰ متر اشاره می‌کند.

به نظر او پادگانه های ارس در دشت مغان ۲۰۰ متر بالاتر از سطح فعلی رودخانه است.

پادگاه‌های رودخانه‌ای

پادگانه قزل اوزن

در شاخه های مهم قزل اوزن در بخش علیای آن در همه جا سه پادگانه آبرفتی به طور واصح دیده می‌شود که مرتفع‌ترین آنها از سطح بستر رودخانه ۵۰ متر بالاتر است.

طرح مجدد فرضیه‌های متحمل در اقلیم کواترنر ایران

- آیا ایران همزمان با دوره‌های یخچالی دارای اقلیم سردتر یا مرطوب‌تر از حال حاظر بوده ؟
- آیا بارش در دوره‌های یخچالی کمتر و شرایط خشک‌تر ولی سردتر وجود داشته؟
- حد برف‌های دائمی در کوه‌های مرتفع ایران در دوره‌های یخچالی تا چه حد پایین آمده؟
- آیا سطوح دریاچه‌های دائمی ایران در کواترنر چندمتر بالاتر از حد امروز بوده است؟
- آیا کویرهای داخله فلات ایران در مراحلی از کواترنر دریاچه‌های دائمی بوده اند؟ اگر اینگونه بوده، وسعت‌آنها چقدر بوده؟

مبانی تغییرات اقلیمی کواترنر در ایران

شواهد مربوط به حضور پادگانه های آبرفتی- گرده شناسی- فسیل شناسی و رسوب‌شناسی ثابت میکند که اقلیم ایران در کواترنر چندین بار تغییر کرده است.

رفتار های یخچالی ایران و مطابقت آن با نوسانات یخبندان جهانی

پیدایش یخچالهای سیرکی، دره ای، پایکوهی و آثار کاوشی و تراکمی یخ در ایران ثابت می‌کند که تغییرات برودتی و حرارتی در ایران همزمان با پیشروی و پسروی یخچالها بوده است.

همزمانی نوسانات اساس دریاچه های داخلی ایران با سیکلهای یخچالی

- در دوره های یخچالی رژیم های برودتی با سیستم های رطوبتی همراه بوده بنابراین سطح دریاچه های پلویال گسترش یافته و بر عکس در دوره های بین یخچالی سطح دریاچه ها فروکش کرده است.

نظریات ریبن و شوایتزر در مورد تطبیق تراسهای ارومیه با نوسانات یخچالی

ریبن سطوح فرسایشی ارومیه را متعلق به سه دوره یخچالی و شوایتزر نیز با تشخیص چهار پادگانه همزمانی تشکیل این عوارض را با وورم-ریس و میندل اعلام می کند.

مراحل دوره های سرد و بارانی کواترنر

حد اقل چهار مرحله سرد یا بارانی برای ایران قابل قبول است جدیدترین تحولات مربوط به یخبندانهای وورم است.

اختلاف نظر بلانفورد و ریشتهوفن درخصوص اقلیم گذشته ایران

بلانفورد معتقد است که تشکیل حوضه‌های مدرن رسوبی ایران متعلق به یک آب‌وهوای به مراتب مرطوب‌تر از شرایط فعلی و ریشتهوفن با تکیه بر رسوبات آهکی آب وهوای ایران را خشک‌تر ازحال حاضر می‌داند.

دیدگاه هانس بوبک و پالئوکلیمای ایران

- با تاکید بر مطالعات یخچال شناسی او نظریه دوره های سرد را ارائه داد.
- دردوره یخبندان وورم یک اقلیم سرد وخشک بر ایران حاکم بوده است.
- میانگین دما ۴-۳درجه کمتر از حال حاضر بوده است.

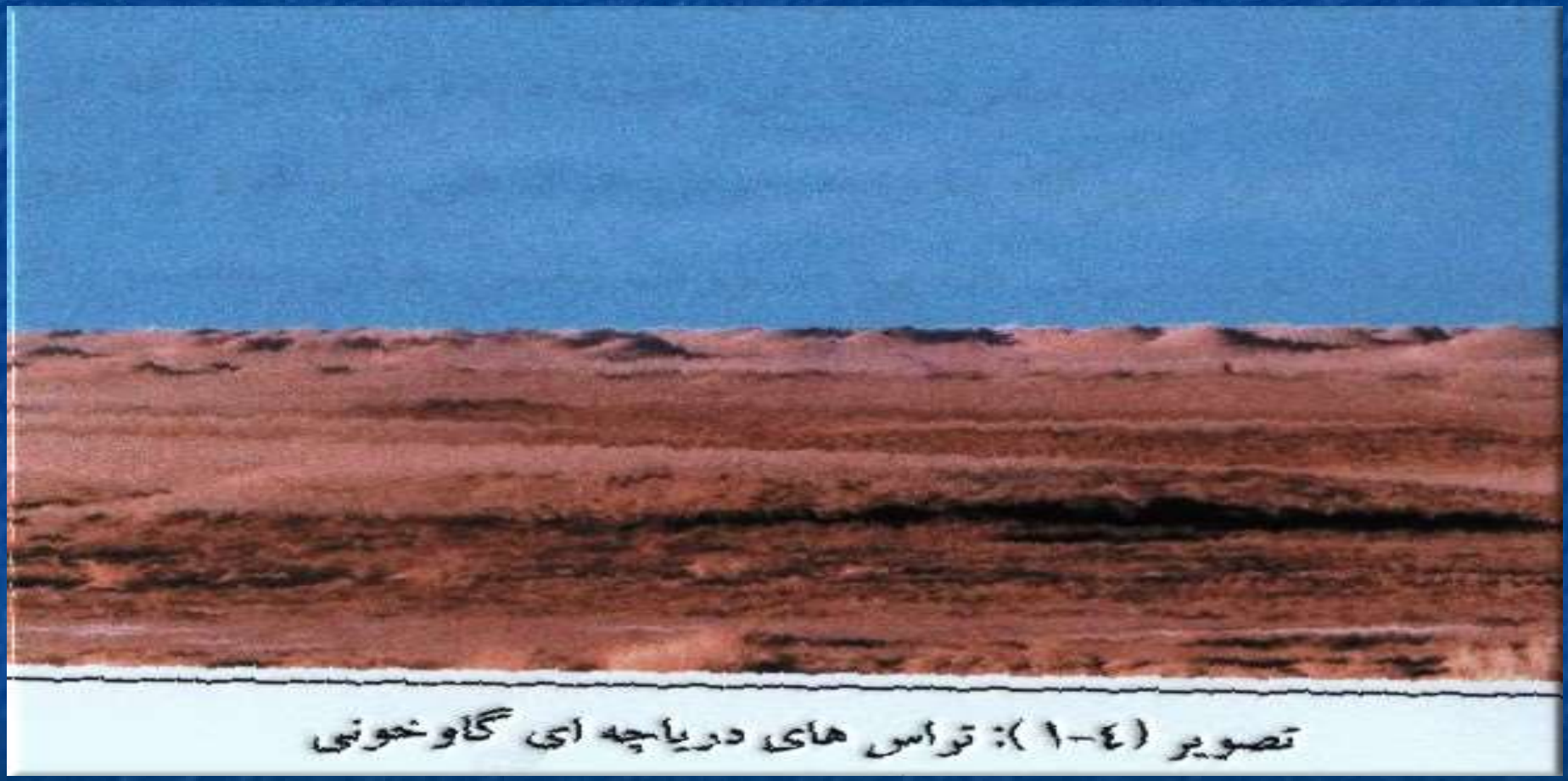
مطالعات گرده شناسی تاکیدی بر نظریات بوبک

- - تفسیر پالئوکلیمای ایران توسط مطالعات گرده شناسی دراطراف دریاچه زریبار است.
- - شواهد درمنه زاری اقلیم سرد و خشک ۱۱۰۰۰ سال پیش ایران را ثابت می کند.
- -۵۵۰۰ سال پیش حضوریک جنگل بلوط شرایط اقلیمی مرطوب تر را نشان می‌دهد.

شمای تکامل اقلیم و اکولوژی ایران از دیدگاه بوبک

۲۷۰۰۰-۱۱۰۰۰سال قبل از میلاد :	استپهای آرتمیزیا با بارش ۲۰۰-۳۰۰ میلی متر
۱۱۰۰۰- ۳۵۰۰ سال قبل از میلاد :	استپهای درختی با بارش۵۰۰-۴۰۰ میلی متر

شواهد نظریه دوره مرطوب پلیستوسن در ایران



تصویر (٤-١): تراس های دریاچه ای گاوخونی

دیدگاه اهلرز درمورد شرایط اقلیمی کواترنر در ایران

- مداوم‌ترین نامساعدشدن اقلیم در اوایل دوره وورم با کاهش شدید دما و حتی الامکان افزایش ناچیز بارش در کوهستان‌های مرتفع ایران همراه بوده است.

- شارلاو با دفاع از دوره‌های بارانی تباینات اصلی را بین سطوح اقلیمی کوهستانی (یخچالی)وچاله های داخلی (مجاور)یخچالی می داند.
- به نظر وی افزایش بارش در نواحی کوهستانی باعث افزایش دبی رودخانه‌ها و در نتیجه پیدایش سطوح آبی شده است.

کرینسلی-تئوری دورانهای سرد و مرطوب

- اختلاف ناحیه ای سیستم های بارشی ،دمایی حال حاضر در پلیستوسن هم وجود داشته است.
- شدت اختلافات بمراتب بیش از حال حاضر بوده است.
- شرایط آب و هوایی سرد تر و مرطوب تر از حال حاضر دبی رودخانه ها را افزایش داده و سطوح داخلی دریاچه ای را بوجود آورده است.

تغییرات درجه حرارت در آخرین دوره سرد نسبت به حال حاضر

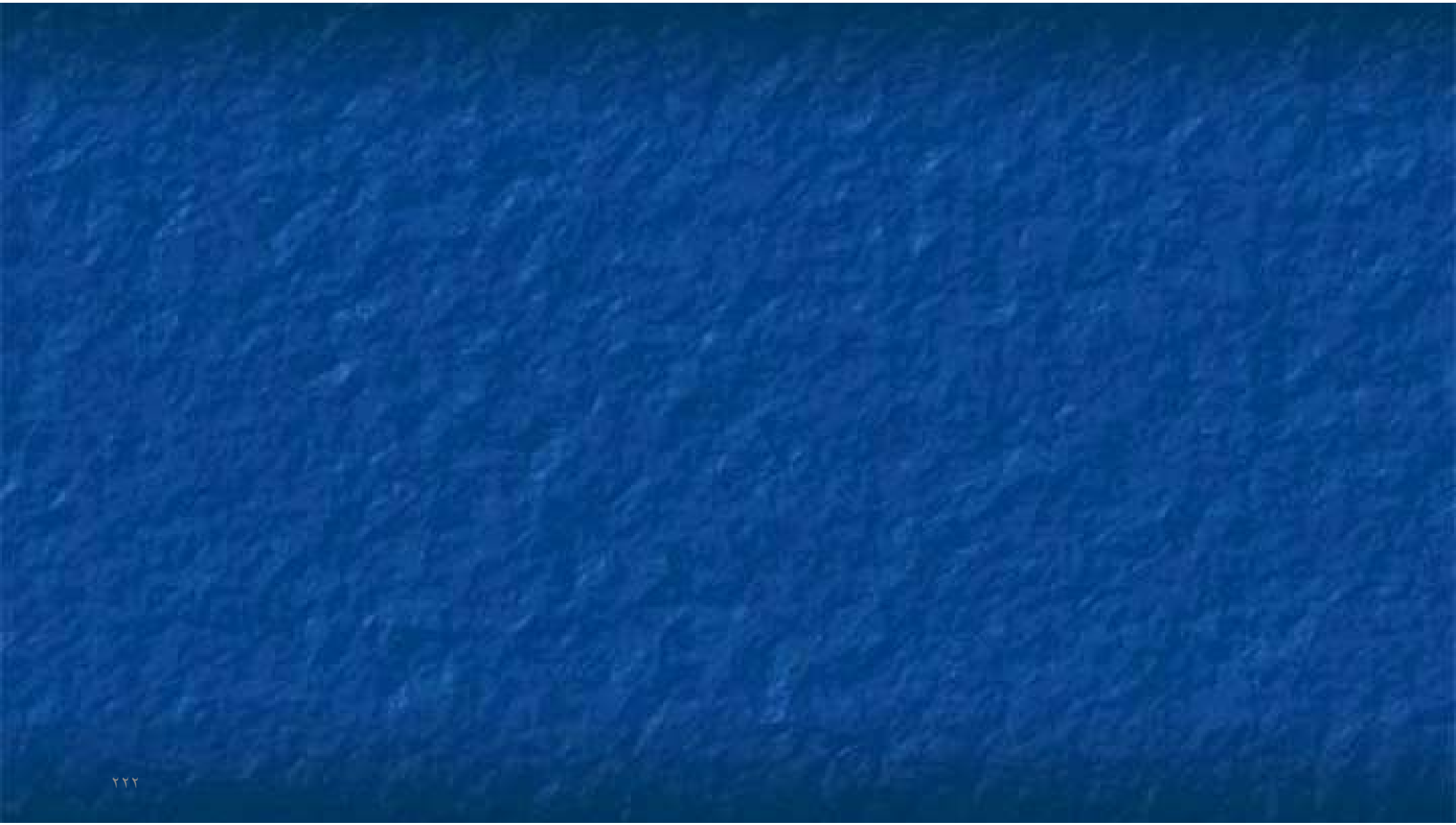
- بوبک کاهش حرارتی را ۴-۳ درجه را برای داخل فلات ایران و برای ارومیه ۵ درجه می داند.
- کرینسلی کاهش دما را تا حد ۵ تا ۸ درجه برای جبهه های داخلی ۵ ات ۸ درجه در نظر گرفته
- پدرامی کاهش حرارت را برای تهران تا۱۸ درجه می داند.

مقایسه وضعت فعلی دریاچه ارومیه و کویر قم از دیدگاه پدرامی

- حفاری‌های اخیر وجود یک دوره یخبدان را در کویر نمک ثابت می‌کند.
- پادگانه‌های با ارتفاع ۲۰ متر حضور یک دریاچه دائمی را در کویر نمک ثابت می‌کند.
- میانگین دمای ارومیه ۲۳ و در کویر نمک ۳۵ است
- نهایتا بازسازی کویر قم برابر دریاچه ارومیه میانگین دما می بایستی۲۵ و بارش ۵۰۰ میلی متر بوده باشد.

تحلیل نهایی اقلیم ایران در کواترنر

- با توجه به شواهد موجود اقلیم ایران در آخرین دوره سرد به مراتب سردتر و مرطوب‌تر از حال حاضر بوده.
- تغییرات حرارتی و رطوبتی برای مناطق مختلف، متفاوت است .
- تغییرات برودتی و رطوبتی از مدل حال حاضر پیروی می کنند.
- تراسهای دریاچه‌ای، رودخانه‌ای، سطوح پلویال و شواهد اکولوژیک شواهد تغییر به شمار می‌روند.



دانشگاه هرمزگان
University Of Hormozgan

فصل هشتم

مدل‌های

آب‌وهواشناسی دیرینه

دانشگاه هرمزگان
University Of Hormozgan

فصل چهارم
پارادوکس خورشید ضعیف

درس دوره کارشناسی‌ارشد تغییر اقلیم