مدیریت اکوسیستم‌های طبیعی
Management of Natural Ecosystems
دوره ۳، شماره ۱، بهار ۱۴۰۲، ۶۲-۴۵
Volume 3, Issue 1, Spring 2023, 45-62
http://emj.ardakan.ac.ir/ article_715046.html

# فرآیندهای موثر بر خاستگاه جنگل‌های هیرکانی با تاکید بر تاریخ زمین‌شناسی از پالئوژن تا کواترنری

فریبا فروغی*[۱]، مسلم یزدانی[۲]

CC BY

مقاله پژوهشی

۱. استادیار، دانشکده زمین‌شناسی، دانشکدگان علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران.
f.foroughi@ut.ac.ir
*نویسنده مسئول

۲. پژوهشگر، دانش‌آموخته دکتری علوم زمین، گرایش آموزش، دانشگاه اشفورد، آمریکا.
yazdani.moslem@yahoo.com

**شناسه مقاله:** ۲۴۰۲-۱۰۵۳
**شماره صفحه پیاپی:** ۳۹۶-۴۱۳

**تاریخ دریافت:** ۱۴۰۲/۱۱/۲۱
**تاریخ پذیرش:** ۱۴۰۳/۰۲/۱۲
**انتشار آنلاین:** ۱۴۰۳/۰۵/۲۳
**زمان پذیرش:** ۸۲ روز

**استناددهی:**
فروغی، ف.، و یزدانی، م. (۱۴۰۲). فرآیندهای موثر بر خاستگاه جنگل‌های هیرکانی با تاکید بر تاریخ زمین‌شناسی از پالئوژن تا کواترنری. مدیریت اکوسیستم‌های طبیعی، (۱)۳، ۶۲-۴۵.

## چکیده

جنگل‌های مختلط کاسپی هیرکانی، در کرانه‌های جنوبی دریای خزر، با عرض ۱۱۰ کیلومتر و طول ۸۰۰ کیلومتر، از درختان خزان‌کننده معتدله، تشکیل شده است. جنگل‌های هیرکانی، یک زیست منطقه در زیست‌بوم جنگل‌های مختلطِ پهن‌برگِ حاشیه جنوبی دریای خزر و کناره شمالی البرز می‌باشد که در جبهه جنوب و جنوب باختری دریای خزر و در بخش‌هایی از شمال ایران و جمهوری آذربایجان، گسترش یافته است. این جنگل که ذخیره‌گاه ژنتیکی منحصر بفردی در کره زمین محسوب می‌شود، از دوره پالئوژن، شروع به گسترش یافته و تاکنون دستخوش رویدادهای اقلیمی گوناگونی شده است. سازندهای فجن، زیارت، کرج، کند، آقچگیل، آپشرون و هزار دره همزمان با پیشروی و پسروی آب دریا نهشته شده و البرز سیمای فعلی را به خود گرفته است. شیل و مارن‌های زیرکنگلومرای فجن نشانگر پیشروی دریا و کنگلومرای قرمز رنگ فجن نشانه خروج از آب و رسوبگذاری در محیط خشکی است. آخرین پیشروی دریای کربناته با گسترش سازند زیارت در ائوسن میانی همراه بوده است. سازند کرج نیز با وجود توفیت‌ها نشانگر شرایط آتشفشانی در ائوسن میانی بوده است. در پلیوسن تا پلیستوسن و اوایل کواترنری به شدت متاثر از دوره‌های یخبندانی نیم‌کره شمالی بوده و حتی آتشفشان‌های کواترنری از قبیل دماوند نیز منجر به آسیب‌هایی به این رویشگاه جنگلی شده است، ولی این جنگل‌ها، باز تحت تاثیر شرایط اقلیمی مناسب حاکم بر البرز شمالی، شروع به پیشروی و گسترش نموده است. سیمای کنونی البرز متاثر از حرکات تکتونیکی لارامید (در انتهای کرتاسه)، پیرنین و آتیکان در سنوزوئیک بوده تا بستر مناسبی برای پیدایش و گسترش جنگل‌های هیرکانی فراهم شود.

## واژگان کلیدی:

ائوسن، پالئوژن، سازند زیارت، جنگل‌های هیرکانی، کواترنری.

شاپا: ۲۸۲۱-۰۱۸۲
DOI: 10.22034/emj.2024.2022673.1053

## ۱- مقدمه

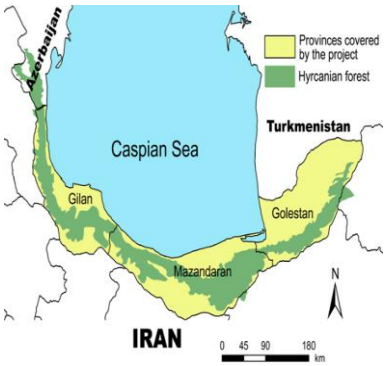
جنگل‌ها به عنوان نوعی از پوشش گیاهی که درختان، عناصر اصلی آن را تشکیل می‌دهند، از نظر فرم ظاهری و بافت به تیپ‌های مختلفی، تقسیم می‌شوند. به‌طوری که شرایط اکولوژیکی خاصی از نظر فون و فلور و عوامل اقلیمی و خاک بر آن حکم فرماست. ایران کشوری با سطوحِ کمِ جنگلی، شناخته شده است. جنگل‌های هیرکانی در شمال ایران به عنوان باقی‌مانده جنگل‌های کهن دوران سوم زمین‌شناسی که در جنوب دریای کاسپین گسترش داشته و در طی زمان ۶۵ میلیون سال، مخاطرات و تحولات اقلیمی گوناگونی را پشت سر گذاشته است. جنگل‌های هیرکانی به صورت نوار باریکی از خاور تا باختر بر روی دامنه شمالی کوه‌های البرز و در جنوب دریای کاسپین تا ارتفاع حداکثر ۲۸۰۰ متری از سطح دریا گسترش یافته است. این جنگل‌ها جزء جنگل‌های پهن برگِ خزان کننده ناهمسال، دارای تاج پوشش ۴۰ تا ۹۰٪ و توده‌های خالص و آمیخته با یک اقلیم نیمه مدیترانه‌ای و دارای آب و هوای معتدل و مرطوب می‌باشد. به لحاظ زمین‌شناختی، در ایران نیز همانند دیگر نقاط جهان، سنوزوییک از ۶۵ میلیون سال پیش و پس از رخداد کوهزایی جهانی لارامین آغاز شده است و شامل دو دورهٔ ترشیری و کواترنری است. جدا از رویداد زمین‌ساختی و تحولات ژئودینامیکی، از نگاه زیستی نیز مرز مزوزوییک و سنوزوییک با ناپدید شدن خزندگان بزرگ، آمونیت‌ها، بلمنیت‌ها و بسیاری از موجودات ذره‌بینی مثل فرامینیفرها، دایونوفلاژله‌ها و نانوپلانکتون‌های آهکی مشخص می‌شود. رخداد لارامین، یکی از رویدادهای زمین‌ساختی اثرگذار بر زمین‌شناسی ایران است که در اثر آن ضمن به هم‌رسیدن صفحه‌های جدا مانده و بسته شدن زمین درز کهن (به جز مکران)، حوضه‌های رسوبی مستقل سنوزوییک ایران شکل گرفته‌اند. در البرز، رخداد لارامید، سبب شده است تا دامنهٔ شمالی از دامنهٔ جنوبی جدا شود. به همین‌رو نهشته‌های سنوزوییکِ بخش شمالی ایران، در دو حوضهٔ رسوبی مستقل، انباشته شده‌اند (آقانباتی، ۱۳۸۳). در بخش شمالی البرز، کهن‌ترین نهشته‌های سنوزوییک، ردیف‌های دریایی میوسن هستند که رخسارهٔ پاراتتیس دارند و نشانگر پیش‌روی دریایی میوسن پس از یک دورهٔ خروجِ از آب طولانی می‌باشد. شرایط دریایی میوسن البرز شمالی، کم و بیش تا زمان کواترنری ادامه داشته است. در بخش جنوبی البرز، پس از دوره‌های فرسایشی و انباشت آواری‌های پالئوسن (کنگلومرای فجن)، زمین با دریای کم ژرفایی پوشیده شده که محل مناسبی برای ته‌نشست سنگ‌آهک‌های نومولیت‌دار ائـوسن پیشین و یا نانوفسیل‌های آهکی (سازند زیارت) و توف‌هـــای سبز ائوسن میانـی ( سازند کرج) بوده است. در مرز ائوسن- الیگوسن، رخداد زمین‌ساختی پیرنین، موجب خروج از آب گسترده البرز جنوبی شده است. به‌همین‌رو، سنگ‌های الیگوسن و حتی نئوژن البرز جنوبی، گسترش بسیار محدود دارند و اغلب، شامل ردیف‌های انباشته شده در حوضچه‌های بین کوهی با شرایط اکسیدی هستند. رخداد زمین‌ساختی مرز میوسن-پلیوسن (فاز آتیکن)، ضمن اثرگذاری بر ارتفاع و مورفوتکتونیک البرز، سبب شده تا نهشته‌های پلیوسن البرز، انباشته‌های کنگلومرایی (سازند هزار دره) باشند که در کوهپایه‌های جنوبی البرز به ویژه در حد فاصل قزوین تا سمنان رخنمون دارند. همانند زمان پلیوسن، در زمان کواترنری نیز شرایط رسوبی البرز جنوبی از نوع رودخانه‌ای سیلابی است که حاصل آن فرسایش شدید بلندی‌ها و پر شدن سریع گودی‌ها است. این جنگل‌های پهن برگ در طول یخبندان‌های سنوزوئیک و کواترنری، کوچک‌تر شدند و پس از افزایش مجدد دما، دوباره گسترش یافته‌اند. کمربند شمالی ایران به سبب برخورداری از آب و هوای مناسب و میانگین بارش ۶۰۰ تا ۲۲۰۰ میلی‌متر و ارتفاع صفر تا ۵۶۷۱ متری، دارای شرایط و بستر مساعد برای رشد گونه‌های گیاهی مدیترانه‌ای است. این جنگل‌ها، در طی آخرین عصر یخبندان، در این ناحیه، بقای خود را حفظ کرده‌اند. در این تحقیق به تحولات زمین‌شناسی و تکتونیکی و بررسی سازندهای زمین‌شناسی در زون البرز از پالئوژن تا عهد حاضر، پرداخته شده و هدف آن نشان دادن چگونگی تاثیر تحولات تکتونیکی و سنی زمین‌شناسی در پیشروی و پسروی آب دریا بر شکل‌گیری بستری برای توسعه جنگل‌های هیرکانی است.

## ۲- مواد و روش‌ها

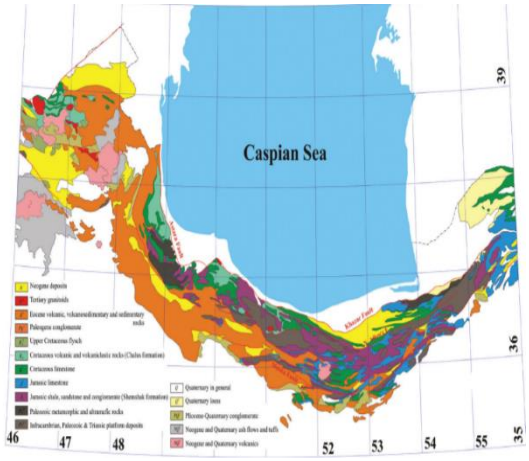
### ۲-۱- محدوده مطالعاتی

جنگل‌های هیرکانی با عرض ۱۱۰ کیلومتر و طول ۸۰۰ کیلومتر، در حاشیه جنوبی دریای خزر، گسترش یافته‌اند. جنگل‌های هیرکانی، یک زیست‌منطقه در زیست‌بوم جنگل‌های مختلطِ پهن‌برگِ حاشیه جنوبی دریای خزر و کناره شمالی البرز به مساحت ۵۵۰۰۰ کیلومتر مربع می‌باشد که در جبهه جنوب و جنوب باختری دریای خزر و در این رویشگاه جنگلی در بخش‌هایی از ۵ استان شمالی ایران (خراسان شمالی، گلستان، مازندران، گیلان، اردبیل) قرار گرفته و در دو کشورِ ایران (۸۰٪) و جمهوری آذربایجان (۲۰٪)، گسترش یافته است. جنگل‌های هیرکانی از غنی‌ترین اکوسیستم‌های جهان به شمار می‌رود و زیستگاه حدود ۳۰۰ گونه پرنده و ۱۰۰ گونه پستاندارد و حدود ۱۵۰ گونه درختِ نادر می‌باشد. این جنگل که ذخیره‌گاه ژنتیکی منحصر بفردی در کره زمین محسوب می‌شود، گسترش این جنگل‌ها در شکل‌های (۱) و (۲) نشان داده شده است. در شکل (۳) نیز به ساختار زمین‌شناسی زون البرز اشاره شده است.

**شکل (۱): محدوده مورفولوژیک هیرکانی (Ghorbanalizadeh and Akhani, 2022)**




**شکل (۲): گسترش کشوری محدوده جنگل‌های هیرکانی (https://www.gileboom.info)**




**شکل (۳): نقشه زمین‌شناسی زون البرز (Sheikholeslami, 2018)**

### ۲-۲- مروری بر زمین‌شناسی البرز در سنوزوئیک

در اثر فاز کوهزایی اواخر کرتاسه (لارامید)، برجستگی‌هایی در البرز شمالی به وجود آمده و در نتیجه ردیف‌های ترشیری البرز در دو حوضهٔ رسوبی مستقل و جدای از یکدیگر انباشته شده‌اند. بیش‌تر البرز شمالی در ترشیری از آب بیرون بوده و فاقد رسوب است، ولی در نئوژن، حاشیهٔ جنوبی دریای خزر و دشت گرگان به‌عنوان بخشی از حوضهٔ رسوبی پاراتتیس (پُنتوکاسپین)، که حوضه‌ای مستقل و جدای از البرز بوده، محل نهشت رسوبات تبخیری ماسه‌ای-سیلتی رُسی، بوده است. در البرز جنوبی، توالی ستبری از رسوب‌های دریایی پالئوژن و نهشته‌های قاره‌ای نئوژن دیده می‌شود. در اینجا سنگ‌های پالئوسن، بیش‌تر از نهشته‌های کنگلومرایی و ماسه‌سنگی است که گاه همراهانی از گدازه‌های آتشفشانی دارد و به تدریج به سنگ‌آهک‌های نومولیت‌دار دریایی کم عمق ائوسن زیرین می‌رسد (نبوی، ۱۳۵۶).

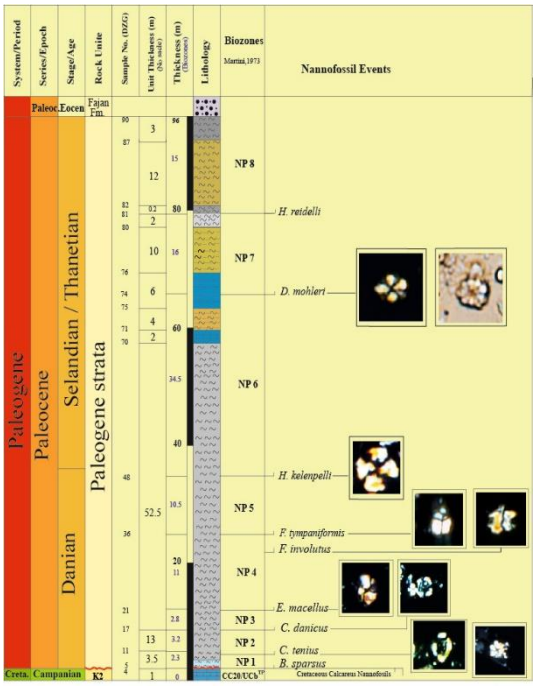
در ائوسن میانی، حجم قابل توجهی (حدود ۳۰۰۰ متر) از توف و توفیت‌های سبز، در حوضهٔ در حال فرونشینی البرز جنوبی نهشته شده که سرانجام به رسوب‌های کم عمق و تبخیری ائوسن بالایی می‌رسد. در مرز ائوسن–الیگوسن، رخداد زمین‌ساختی پیرنین موجب خروج گستردهٔ البرز جنوبی شده و به‌همین‌رو، توالی‌های الیگوسن در البرز جنوبی وجود ندارد ولی در حوضه‌های میان کوهی این بلندی‌ها، توالی‌هایی از رسوبات قاره‌ای اکسیدی وجود دارد که ویژگی‌های سنگی آنها، مشابه ردیف‌های نئوژن (سازند قرمز بالایی) ایران مرکزی است (Golonka, 2004).

#### ۱-۲-۲- پالئوسن در البرز

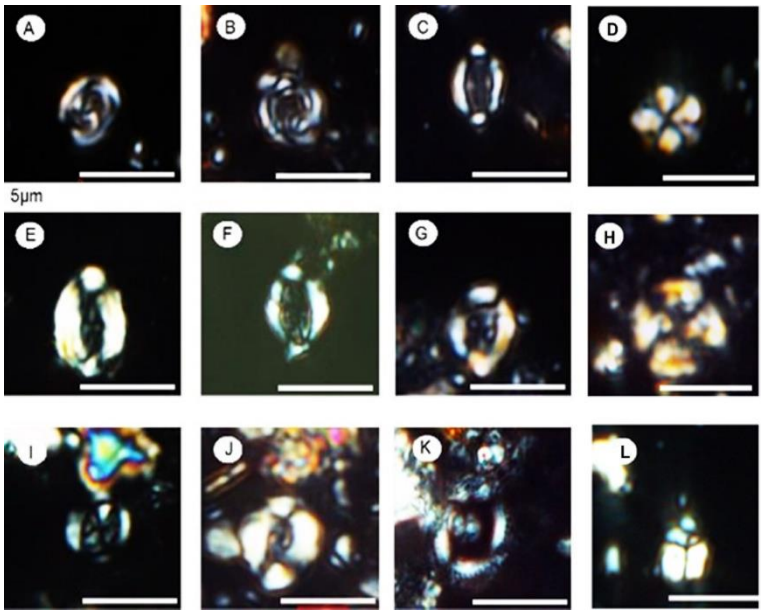
در دامنهٔ شمالی البرز، توالی‌های پالئوسن گسترش بسیار محدودی دارد و به ظاهر، رویدادهای زمین‌ساختی لارامید سبب شده تا گستره‌های وسیعی از این نواحی از آب خارج باشد. در بیش‌تر نقاط البرز جنوبی، رخسارهٔ پالئوسن، قاره‌ای (سازند کنگلومرایی قرمز رنگ فجن) است که در کمتر مکانی آثار فسیل از آن گزارش شده است. سازند فجن، در قاعدهٔ رسوبات ائوسن زیرین یا در بخش بالایی ائوسن زیرین و یا در رسوبات ائوسن میانی (لوتسین)، قرار می‌گیرد. دارای ضخامت‌های متفاوت از چند متر تا بیش از ۲۰۰۰ متر است و لذا، انتساب آن به پالئوسن، نیاز به بازنگری دارد. تحقیقات اخیر بر روی این رسوبات با یک ناپیوستگی در روستای زرد دره که در ۳۵ کیلومتری دماوند از توابع مهرآباد بر روی رسوبات کرتاسه بالایی واحد ($K_3$) قرار گرفته و در زیر کنگلومرای پلی مکتیک (چند منشایی) با رنگ قرمز سازند فجن قرار گرفته است. در این مطالعات از ۹۶ متر از رسوبات و ۸۴ نمونه، ۴۷ گونه و ۲۱ جنس و ۱۵ خانواده تشخیص داده شد. تحقیقات اخیر بر روی رسوبات بالایی کرتاسه و رسوبات زیر سازند فجن که خود متشکل از

ماسه‌سنگ و کنگلومرای پلی مکتیک (چند منشایی) است، (فروغی و همکاران، ۱۴۰۰؛ Foroughi et al., 2022) در روستای زرد دره بر اساس نانوفسیل‌های آهکی (نشانگر محیط دریایی) با یک ناپیوستگی و با یک توربیداتی به رسوبات شیل و مارن‌های خاکستری تا زرد به سن دانین پیشین تا انتهای پالئوسن (سلاندین- تانتین) و بیوزون‌های حاشیه شمالی تتیس انجام گرفته است. نتایج آن نشان داد که این حوضه دریایی با عمق زیاد در حال ته نشست بوده و با تغییرات ایزوستازی و بالاآمدگی زمین از آب خارج شده و رسوبات ماسه سنگی و کنگلومرای فجن به سن پالئوسن- ائوسن حاصل رسوبگذاری در محیط خشکی است. همچنین این رسوبات بر اساس دایینوفلاژله‌ها نیز مورد بررسی قرار گرفته و نشان داد که این رسوبات حاوی دایینوفلاژله‌های کرتاسه و پالئوسن هستند (زارعی و همکاران، ۱۴۰۲). نانوفسیل‌ها و دایینوفلاژله‌ها نشان از موجودات پلانکتونیک دریایی هستند. در شکل‌های (۴) و (۵) به ترتیب تصویری از شیل و مارن‌های خاکستری در زیر کنگلومرای فجن با سن پالئوسن در برش زرد دره واقع در جنوب دماوند و ستون سنگ‌شناسی و بیوزون‌های نانوپلانکتون‌های رسوبات پالئوسن، در رسوبات شیل و مارنی زیر کنگلومرای فجن و در شکل‌های (۶) و (۷) تعدادی از نانوفسیل‌های آهکی و دایینوفلاژله‌های موجود در این رسوبات در روستای زرد دره (زره در یا زر دره) نشان داده شده است.

**شکل(٤): شیل و مارن‌های خاکستری تا زرد رنگ رسوبات دارای سن پالئوسن زیر رسوبات کنگلومرای قرمز رنگ پلی مکتیک (چند منشایی) سازند فجن در برش روستای زرد دره در جنوب دماوند (نگاه به شمال)**

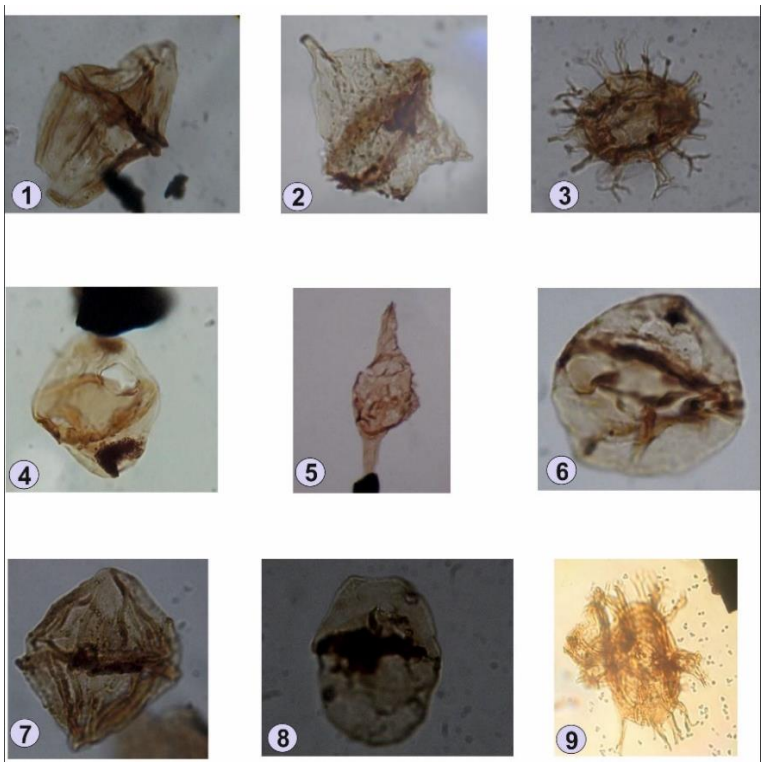



**شکل (٥): ستون سنگ‌شناسی و بیوزون‌های نانوفسیل‌های آهکی در برش زرد دره (فروغی و همکاران، ١٤٠٠)**




**شکل(٦): تعدادی از نانوپلانکتون‌های دریایی سنوزوئیک (پالئوسن) در برش زرد دره (Foroughi et al., 2022)**

A. *Chiasmolithus bidens;* B. *Ericsonia* sp.; C. *Cruciplacolithus neohelis;* D. *Discoaster mohleri;* E. *Cruciplacolithus intermedius;* F. *Cruciplacolithus asymmetricus;* G. *Cruciplacolithus tenuis;* H. *Heliolithus kleinpellii;* I. *Cruciplacolithus latipons;* J. *Cruciplacolithus frequens;* K. *Coronocyclus nitescens;* L. *Fasciculithus tympaniformis.*




**شکل(۷): تعدادی از داینوفلاژله‌های دریایی رسوبات کرتاسه و سنوزوئیک (پالئوسن) در برش زرد دره (زارعی و همکاران، ۱۴۰۲)**

1. *Dinogymnium sibricum*, Mag. X300; 2. *Chatangella robusta*, Mag. X500; 3. *Achomosphaera neptunii*, Mag. X500 ;4. *Manumiella drugii*, Mag. X500; 5. *Andalusiella mauthei*, Mag. X300; 6. *Manumiella rotunda*, Mag. X500; 7. *Dinogymnium witzeli*, Mag. X300; 8. *Manumiella seelandi*, Mag. X500; 9. *Pervosphaeridium pseudhystrichodinium*, Mag. X500.

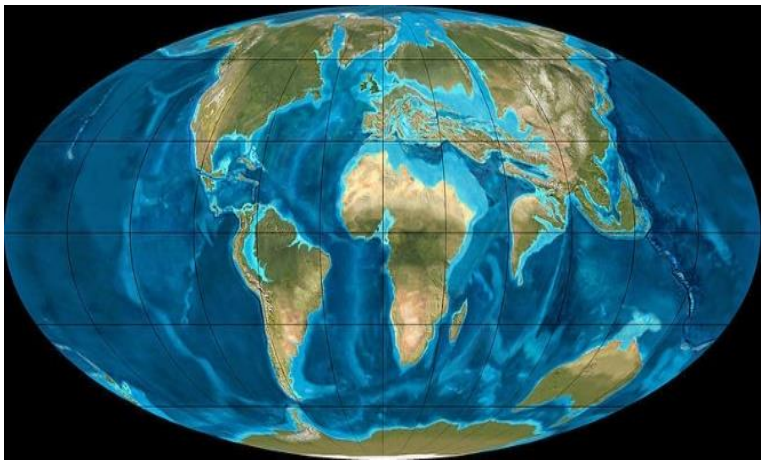
اگرچه سازند کنگلومرایی فجن نشانگر ردیف‌های پالئوسن در البرز است، ولی در ناحیهٔ فیروزکوه، لایه‌های آهکی حاوی استراکودها، *Textularia* sp.، *Claria* sp.، *Amblyochara begudina* را به پالئوسن نسبت داده است (Stiger, 1966). یا در ناحیهٔ اهر، سنگ‌های پالئوسن به‌طور عمده، گدازه، بِرِش و توف (سازند محمدآباد) است که در بخش زیرین آن، ردیفی از مارن، کنگلومرا، سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای، مولاس‌های سُرخ حاوی دوکفه‌ای دیده می‌شود. آهک‌های ماسه‌ای این توالی رسوبی، حاوی روزنه‌داران، جلبک، مرجـــان و خارپوست به سن پالئوسن است. در این ناحیه، دگرشیبی

وابسته به فاز لارامید دیده نمی‌شود، ولی مرز کرتاسه–پالئوسن ناپیوسته است (نبوی، ۱۳۵۶). این مساله با بررسی نانوفسیل‌های آهکی نشان داده شده است که محل این مرز دارای ناپیوستگی است و وجود نانوپلانکتون‌ها و گلاکونیت در محل این مرز، آن را تایید می‌نمایند (Foroughi et al., 2022).

**سازند کنگلومرایی فجن (فاجان):** سازند کنگلومرایی فجن نشانگر چرخه‌های فرسایشی پس از رویداد کوهزایی لارامید است که به‌طور عموم، ردیف‌های کهن‌تر را با دگرشیبی زاویه‌ای می‌پوشاند. برش الگوی این سازند را در ۱۰۰ کیلومتری خاور تهران و نزدیک روستای فاجان، به ضخامت ۱۵۰۰ متر اندازه‌گیری کرده ولی ضخامت این سازند تغییرات زیادی دارد (Dellenbach, 1964). از نگاه سنگ‌شناختی، این سازند، شامل ضخامت متغیری از کنگلومرای پلی مکتیک (چند منشایی)، ماسه‌سنگ‌های سُرخ‌رنگ و مارن ماسه‌ای است ولی، به‌طور محلی، سازند فجن نوعی کنگلومرای آتشفشانی (آگلومرا) است (آقانباتی، ۱۳۸۳). لازم به‌ذکر است تحقیقات جدید بر روی نانوپلانکتون‌ها و پالینومورف‌های دریایی (زارعی و همکاران، ۱۴۰۲؛ Foroughi et al., 2022) در رسوبات شیل و مارنی در زیر رسوبات قرمز رنگ کنگومرای چند منشایی نشان‌دهنده رسوبگذاری در محیط خشکی است، که این نظریه نیز در ناحیه جنوب البرز مرکزی زیر سوال رفته و نیاز به بازنگری و مطالعات بیشتری بر روی این سازند می‌باشد.

در محل برش الگو، کنگلومرای فجن، به‌طور دگرشیب، سنگ‌آهک‌های اوربیتولین‌دار کرتاسهٔ زیرین (سازند تیزکوه) را می‌پوشاند و در بالا با سازند آهکی زیارت هم‌شیب است. ولی در برخی نقاط، مانند باختر فیروزکوه، دو سازند فجن (در زیر) و زیارت (در بالا)، در زمان و مکان، با یکدیگر ارتباط بین انگشتی دارند. با وجود داشتن آلوئولین و نومولیت، سازند فجن پیش‌تر بر اساس جایگاه چینه‌شناسی به سن پالئوسن–ائوسن دانسته شده است، ولی با توجه به اینکه در پاره‌ای نقاط ایران، رویداد کوهزایی لارامید، سن پس از شروع دانین دارد و با تکیه بر پیوند تدریجی و بین انگشتی دو سازند فجن و زیارت، احتمال ائوسن بودن این نهشته‌های کنگلومرایی بیش‌تر است (Koprubasi and Aldanmaz, 2004). با توجه به مطالعات رسوبات شیل و مارنی فجن این احتمال تقویت می‌شود که سن کنگلومرای فجن قسمت‌های انتهایی پالئوسن و ابتدای ائوسن باشد. کنگلومرای قرمز رنگ فجن فاقد فسیل‌های موجودات دریایی می‌باشد، لذا سن زمین‌شناسی آن بر اساس موقعیت چینه‌شناسی تخمین زده شده است.

شایان ذکر است که، در ناحیهٔ دماوند، کنگلومرای موجود در قاعدهٔ سنگ‌آهک‌های زیارت را، بخش قاعده‌ای سازند زیارت می‌دانند و از آن به نام کنگلومرای زیارت یاد می‌کنند (Allenbach, 1966). خاوری‌ترین رخنمون‌های سُرخ رنگ سازند فجن را می‌توان در شمال شاهرود (درهٔ مُجن) دید. به سمت باختر، این سازند در شمال باختری دامغان (تویه درروار)، شمال سمنان، باختر و خاور فیروزکوه، درهٔ منجیل و کوه‌های سلطانیه، گزارش شده است. پاره‌ای از کنگلومراهای قیاس شده با سازند فجن، نیاز به بازنگری دارند (آقانباتی، ۱۳۸۳). از نگاه رخساره، به ویژه جایگاه چینه‌شناسی، سازند فجن را می‌توان با ردیف‌های هم‌رخساره در ایران مرکزی (کنگلومرای کرمان)، کپه‌داغ (سازند پسته‌لیق) و حتی بخش شیل ارغوانی سازند پابده در زاگرس، مقایسه کرد (آقانباتی، ۱۳۸۳). در شکل (۸)، سیمای کلی زمین ساخت دوره پالئوسن، نشان داده شده است.



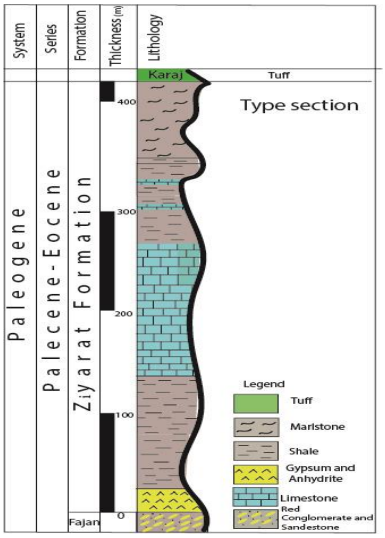
**شکل(۸): سیمای ژئومورفولوژیک دوره پالئوسن (www.geologypage.com)**

### ۲-۲-۲- ائوسن در البرز

گسترش سنگ‌های ائوسن، محدود به پهلوی جنوبی، بلندی‌های البرز است که از نگاه رخسارهٔ سنگی و زیستی شباهت زیادی با ردیف‌های همزمان در آذربایجان دارد. واحدهای سنگ‌چینه‌ای فجن (فاجان)، زیارت، توفیت‌های کرج و سازند کُند، نشانگر ردیف‌های ائوسن البرز است که به‌ویژه در البرز مرکزی، مطالعه و معرفی شده‌اند، ولی با اندکی تغییر در دیگر نقاط البرز و حتی آذربایجان، زنجان و تکاب شناسایی و مطالعه شده‌اند (آقانباتی، ۱۳۸۳).

**سازند آهکی زیارت:** سازند آهکی زیارت، نشانگر واحدی از سنگ‌آهک نومولیت‌دار به سن ائوسن میانی است که به‌طور معمول در فاصلهٔ چینه‌شناسی، سازند کنگلومرایی فجن در زیر و توفیت‌های سازند کرج در بالا قرار دارد. ولی، گاهی نیز این سازند جایگاه عمومی خود را ندارد و ممکن است شامل چند واحد آهکی باشد که در پایین با سازند فجن و در بالا با سازند کرج، تناوب و ارتباط بین انگشتی داشته باشد. برش الگوی این سازند را در خاور تهران، واقع در باختر دهکدهٔ توچال، به ضخامت ۴۳۵ متر، اندازه‌گیری کرده است (Dellenbach, 1964). رسوبات سازند زیارت حاوی سنگواره‌های

دریایی فراوانی است که موید تسلط شرایط دریایی در بخش‌هایی از حوضه رسوبگذاری سازند زیارت است. ستون سنگ‌شناسی سازند زیارت در برش الگو به ضخامت ۴۳۵ متر که بر روی کنگلومرای فجن قرار گرفته و خود در زیر سازند کرج واقع شده ، در شکل (۹) نمایش داده شده است. در این محل، سازند زیارت شامل دو بخش است.




**شکل (۹): ستون سنگ‌شناسی سازند زیارت در برش الگو (Dellenbach, 1964 همراه با تغییرات)**

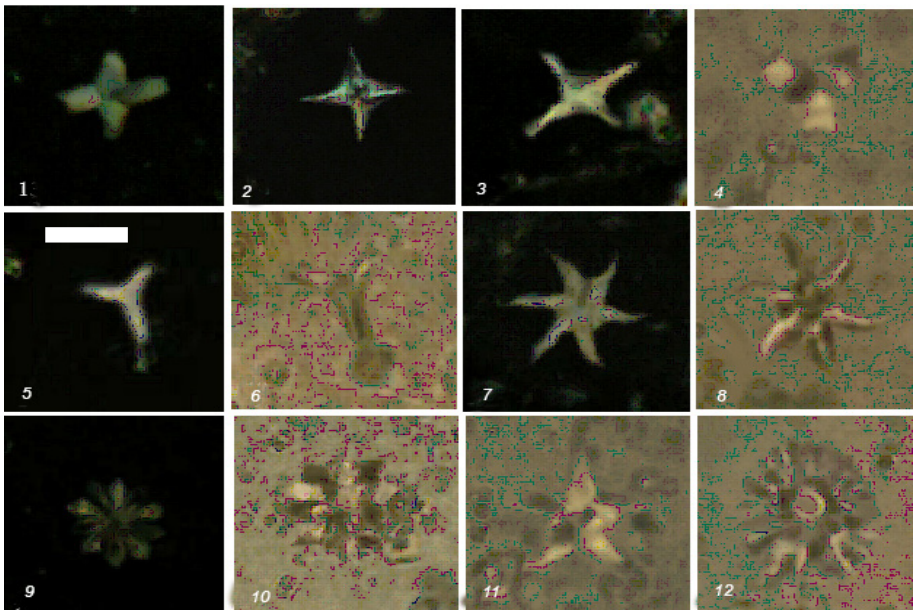
بخش زیرین حدود ۱۵۰ متر مارن‌های مایل به زرد و گچ‌دار است و بخش بالایی آن حدود ۳۰۰ متر سنگ‌آهک‌های ضخیم‌لایه و ریفی است که به داشتن نومولیت فراوان، شاخص است. ویژگی‌های سنگی برش الگو در همه جا، پایدار نیست. برای نمونه، بخش مارن پایینی برش الگو در همه جا وجود ندارد و یا بخش ریفی بالای برش الگو، به‌طور محلی، ممکن است مارنی، توفی و یا ماسه‌ای باشد. در هرحال، داشتن رنگ بژ روشن، فراوانی نومولیت، بقایای نرم‌تنان، جلبک، بریوزوآ و حتی لایه‌هایی از برش آهکی، از ویژگی‌های سازند زیارت است. در محل برش الگو، سنگواره‌های فراوان سازند زیارت، سن آن را پالئوسن تا ائوسن میانی برآورد می‌نماید. در منطقهٔ دماوند وجود بعضی از آلوئولینیده‌ها را که گویای وجود رسوبات اشکوب ایلردین (Allenbach, 1966) و لایه‌های زیرین و میانی آهک‌های زیارت را متعلق به اشکوب کوزین می‌داند (Golonka, 2004).

اما نطقی مقدم و سنماری (۱۴۰۳) با مطالعه بر روی نانوفسیل‌های موجود در سازند زیارت در دهکده توچال، سن پالئوسن پسین– ائوسن میانی را ارائه نمودند (شکل ۱۰). سازند زیارت بعنوان آخرین پیشروی دریای کربناته از پالئوسن پایانی تا ائوسن میانی با وجود فرامینیفرهای بنتیک و نانوفسیل‌های آهکی در این سازند است.

**سازند توفی کرج:** سازند کرج به عنوان یکی از شاخص‌ترین واحدهای سنگ‌چینه‌ای البرز جنوبی، شامل توالی به نسبت ستبری از توف‌های سبزرنگ، سنگ‌های رسوبی و گدازه‌های آتشفشانی و به ندرت تبخیری است. در درهٔ کرج، برشی از این سازند تحت عنوان «سازند کرج» معرفی شده است (آقانباتی، ۱۳۸۳).

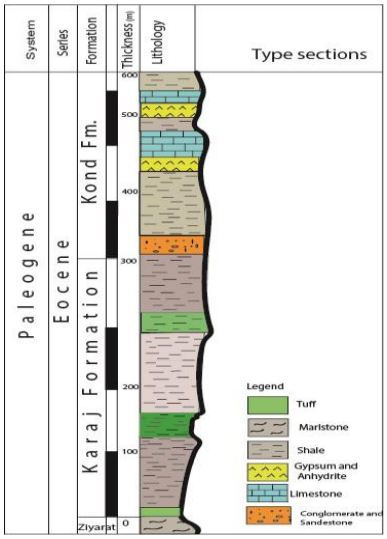
شایان ذکر است که عضو پنجم در برش الگو دیده نشده و تعلق آن به سازند کرج مورد تردید است. اشتوکلین و ستوده نیا (Stocklin and Setudehnia, 1971) بر این باور است که از نگاه سنگ‌شناسی، شیل‌های کنـــدوان ممکن است هم‌ارز «سازند کُند» باشد که جوان‌تر از سازند کرج است و ارتباط ناپیوسته‌ای با آن (سازند کرج) دارد. عضوهای چندگانهٔ برش الگوی سازند کرج، سنگ‌شناسی و ستبرای پایداری ندارند و تغییرات آن‌ها در فواصل کوتاه، قابل توجه است به همین‌رو، عضوهای یاد شده تنها در طول برش الگو کاربرد دارد (شکل ۱۱) (آقانباتی، ۱۳۸۳).

در دیگر نقاط البرز، سازند کرج، عضوبندی نمی‌شود و یا از عضوهای غیر رسمی و محلی استفاده می‌شود. برای نمونه، در کوه‌های طارم (شمال خاوری زنجان)، این سازند به دو عضو غیررسمی به نام کُردکَند (۲۴۰۰ متر) توف ماسه‌سنگی و مارن در زیر و اَمَند (۱۴۰۰ متر) ماسه‌سنگ و آندزیت در بالا، تقسیم شده است. در درهٔ چالوس (برش الگو)، مرز پایینی سازند کرج به طور مستقیم بر روی شیل‌های سبز تیره و ماسه سنگ‌های سازند شمشک است و مرز بالایی آن به کنگلومرای سُرخ‌رنگی است که احتمالا، سن نئوژن دارد (Stocklin and Setudehnia, 1971). ولی در بیش‌تر نقاط البرز جنوبی، مرز زیرین سازند کرج با سنگ‌آهک‌های نومولیت‌دار سازند زیارت هم‌شیب است. گاهی نیز توف‌های سازند کرج، بدون حضور سنگ آهک‌های زیارت، با ردیف‌های کنگلومرایی سازند فجن (فاجان) هم مرز است. آثار گیاهان تک لپهٔ قاره‌ای (در توف بالایی)، روزنه‌داران پلانکتونیک نواحی ژرف، آثار و بقایای ماهیان (در شیل پایینی)، سنگواره‌های گزارش شده از سازند کرج هستند که به‌طور عمده به زمان ائوسن میانی تعلق دارند. از ناهمگونی سنگواره‌ها و حفظ شدگی ضعیف آن‌ها چنین برمی‌آید که شاید فسیل‌ها در جا نباشند، ولی جایگاه چینه‌شناسی سازند کرج، سن ائوسن میانی آن را تأیید می‌کند (Feyzullayev et al., 2001).



**شکل(۱۰): تعدادی از نانوفسیل‌های موجود در سازند زیارت در برش توچال (نطقی مقدم و سنماری ،۱۴۰۳)**

**1. *Nannotetrina alata;* 2. *Nannotetrina fulgen;* 3: *Tribrachiatus bramlettei*; 4. *Tribrachiatus contortus;* 5, 6. *Tribrachiatus orthostylus*; 7, 8. *Discoaster lodensis;* 9., 10. *Discoaster barbadiensis; 11. Discoaster sublodensis;* 12. *Discoaster multiradiatus* (Scale bar is=5 µ)**



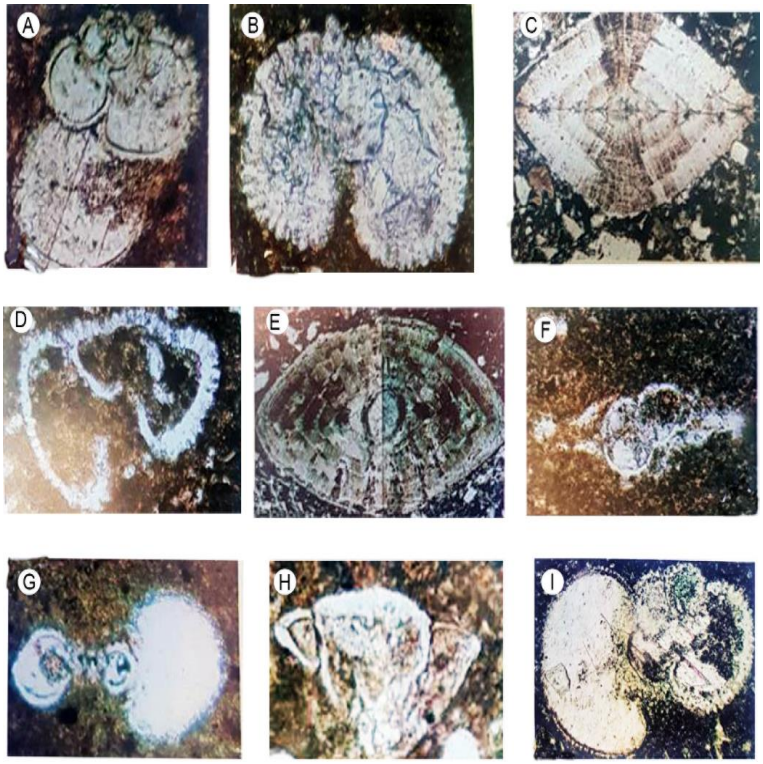

**شکل (۱۱): ستون سنگ‌شناسی شماتیک سازندهای کرج و کند در برش الگو (همراه با تغییرات)**

در سازند کرج یکسری فرامینیفرهای پلانکتونیک و نانوفسیل‌های آهکی وجود دارند که موقعیت دریاچه‌ای که به آب‌های عمیق آزاد مرتبط بوده، درحالیکه توف‌ها و ایگنمبریت‌ها در ناحیه دهکده توچال در خاور تهران و کوه‌های فیروزه حاکی از شرایط آتشفشانی در دریاچه‌ای کم عمق را متصور می‌شوند. مطالعات جامعی بر روی این سازند از سمت کرج تا قسمت‌هایی از کوه فیروزه در خاور تهران نیز با بررسی برش‌های مختلف، نشان داد که سازند کرج در محیط‌های مختلفی نهشته شده و فرامینیفرهای پلانکتونیک، به‌همراه فرامینیفرهای بنتیک (شمیرانی و همکاران، ۱۳۷۲) و حتی ایکوفسیل‌های تالاسینوئید در آن وجود دارد. همچنین وجود نانوفسیل‌های آهکی در بخش شیل بالایی سازند کرج در برش روستای سولقان نیز مورد شناسایی قرار گرفته و سن ائوسن انتهایی از آن گزارش است.

تنوع سنگواره‌ها به ویژه ساخت‌های رسوبی، تفسیر محیط رسوبی سازند کرج را دشوار ساخته است. این باور وجود دارد که سازند کرج به رغم ضخامت زیاد، در یک دورهٔ کوتاه نهشته شده که محدود به بخش میانی و پسین ائوسن میانی است. در ضمن، تغییر عمق و تغییر شرایط رسوبی سازند کرج قابل توجه است. ساخت‌های رسوبی موجود در نهشته‌های آذرآواری، آتشفشانی آواری، نظیر لایه‌بندی، لایه‌بندی تدریجی، ریزلایه‌بندی خمیده، قالب شیاری و لغزش‌های گرانشی، نه تنها گویای نهشت در محیط دریایی است، بلکه حاکی از جریان‌های آشفته در محیط رسوبی است. بادزن‌های زیردریایی و اولیستوستروم‌ها همچنان نشانهٔ جریان و حمل توده‌های رسوبی است. به‌همین‌رو، لاسمی (۱۳۷۰) بر این باور است که بخش بزرگی از مجموعهٔ

ماگمایی البرز در گودال‌های ژرف قاره‌ای، در کف شیب قاره و در جلوی یک کمان ماگمایی فعال تشکیل شده‌اند. با توجه به داده‌های ژئوفیزیکی نیز متخصصین معتقدند که جنوب دریای خزر، شبیه گودال اقیانوسی است که موهو در ۴۰ کیلومتری به اعماق فرورفته و احتمال دارد که توفیت‌های سبز البرز به وسیلهٔ آتشفشان‌های انفجاری از نوع جزایر کمانی و حاشیهٔ قاره‌ای به وجود آمده باشند (درویش‌زاده، ۱۳۹۴).

شمیرانی و همکاران (۱۳۷۲) سازند کرج را در پهنه البرز مرکزی با بررسی ۱۵ برش صحرایی از محور دره رود کرج، در محور سولقان، امامزاده داوود، شهرستانک، خاور تهران، لواسانات و ارتفاعات کلون بسته مورد مطالعه قرار دادند و لوتسینبر اساس مطالعات فرامینیفرهای بنتیک و پلانکتونیک، سن (ائوسن میانی) لوتشین پیشین تا بارتونین آغازی را برای این سازند پیشنهاد کردند. علاوه بر این ایشان معتقد به سکانس‌های تکراری در سازند کرج که معلول تغییرات بالا و پایین رفتن متناوب انرژی حوضه است، می‌باشند. تعدادی از فرامینیفرهای پلانکتونیک و بنتیک این سازند در شکل (۱۲) نشان داده شده است.




**شکل (۱۲): تعدادی از فرامینیفرهای بنتیک و پلانکتونیک سازند کرج (شمیرانی و همکاران، ۱۳۷۲، همراه با تغییرات)**

A. *Globigerinatheka kugleri;* B. *Acarina primitiva;* C. *Nummulites globulus;* D. *Planorotalites pseudoscitula;* E. *Nummulites lucasi;* F. *Aragonella mexicana; G. Pseudohastigerina micra;* H. *Acarina* sp.; I. *Turborotalia* cf. *cerroazulensis*

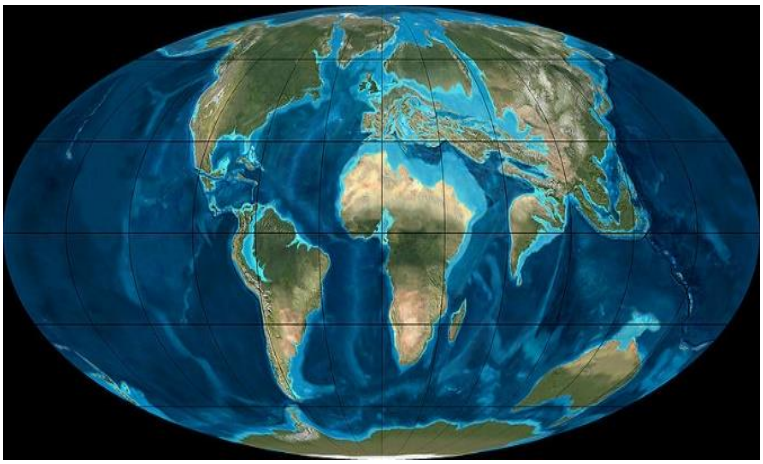
مراحل آخر این گونه آتشفشان‌ها، به فعالیت شوشونیتی پایان می‌یابد که شوشونیت‌های طالقان (ائوسن پایانی) می‌توانند نمونه‌ای از آن باشند (درویش‌زاده، ۱۳۹۴). در شمال خاوری تهران (لتیان)، سازند کرج را به ۱۹ چرخهٔ رسوب‌گذاری متناوب تقسیم کرده که بیش‌تر، شامل توف اُوپالی، ماسه‌ای، چندزادی، شیشه‌ای، فلدسپاتی، سیلکسیت، کالسدونیت، روانه‌های گدازه‌ای، ماسه‌سنگ میکروکنگلومرایی، پُرسلانیت و سنگ‌آهک است (Dellenbach, 1964). وجود توف‌های دانه‌درشت در قاعدهٔ هر چرخهٔ رسوبی و ریزدانه شدن آن‌ها به سمت بالا و سرانجام پایان گرفتن چرخه با رسوبات سیلیسی رادیولردار و فرامینیفرهای پلانکتونیک و بنتیک در آن، سبب شده تا برای سازند کرج، ویژگی سیکلوتمی پیشنهاد کند (شمیرانی و همکاران، ۱۳۷۲؛ Castro et al., 2013).

باید خاطر نشان کرد که سازند کرج منحصر به توف و نهشته‌های رسوبی نیست. در درهٔ کرج– چالوس، در میان نهشته‌های سبز سازند کرج، بخش‌های گدازه‌ای زیردریایی وجود دارد که به‌طور عمده به صورت فوران‌های انفجاری به شکل نهشته‌های هیالوکلاستیک همراه با دایک‌های تغذیه کننده، نمایان هستند. در کوه‌های تالش نیز، در بخش بالایی سازند کرج روانه‌های گدازه سبز تیره از جنس پیروکسن آندزیت، با بافت پورفیری، وجود دارد. در منطقهٔ طارم، انواع فرعی روانه‌ها، در بخش بالایی سازند دیده می‌شود که شامل انواع بازیک مانند الیوین و الیوین–اورژیت بازالت هستند. انواع اسیدی‌تر مانند بیوتیت– داسیت و بیوتیت– ریولیت هم در بین توف‌ها وجود دارند. در البرز مرکزی و مناطق شمال تهران نیز واحدهای گدازه‌ای و برش‌های هیالوکلاستیک وابسته به فعالیت‌های انفجاری زیردریایی شایان توجه است. از نظر گسترش جغرافیایی، اگرچه سازند توفی کرج، یادآور فوران‌های انفجاری ائوسن میانی البرز جنوبی، است ولی باید خاطر نشان کرد که جدا از البرز جنوبی، این سازند با ویژگی‌های سنگی و رنگی مشابه،

همچنان در کوه‌های سلطانیهٔ زنجان، تکاب، باختر قم، تفرش، آران و پاره‌ای از نقاط ایران مرکزی گسترش قابل توجهی دارد و لذا، فوران‌های انفجاری ائوسن میانی پدیده‌ای گسترده‌تر از البرز جنوبی است که به‌طور کلی به صورت خاکستر و در برخی نقاط (عباس‌آباد شاهرود)، به صورت آگلومراست که تا ۱۵۰۰ متر ضخامت دارد (Bonin, 2004).

**سازند کُند:** در بسیاری از نقاط البرز جنوبی، سازند کرج آخرین واحد سنگ‌چینه‌ای ائوسن است، ولی در دو ناحیه از خاور تهران (دهکدهٔ کُند و نزدیک روستای بُلان)، بر روی سازند کرج، مجموعه‌ای از سنگ‌ماسه، کنگلومرا، لایه‌های گچ، مارن و سنگ‌آهک مارنی بودار، وجود دارد که دارای سنگواره‌های ائوسن پایانی (آشکوب پریابونین) هستند. مطالعات بر روی رخنمون دهکدهٔ کُند، منجر به معرفی واحد سنگ‌چینه‌ای به نام «سازند کُند» شده که حدود ۲۵۰ متر ضخامت دارد (Dellenbach, 1964). برش الگوی سازند کُند قابل تقسیم به سه عضو غیر رسمی است. حدود ۸۰ متر تناوب کنگلومرا و ماسه‌سنگ در پایین، حدود ۴۰ متر ژیپس در وسط و حدود ۱۲۰ متر سنگ‌آهک و مارن در بالا تا اندازه‌ای بوی قیر می‌دهد. رخنمون بُلان–آجان، مشابه برش الگو نیست. سازند کُند شامل حدود ۳۰۰ متر سنگ آهک ریفی، مقداری ژیپس و دولومیت است (شکل ۱۱) (آقانباتی، ۱۳۸۳).

سنگواره‌های گزارش شده از سازند کُند از نوع *Discocyclina* sp.، Miliodes، Ostreids، *Nummulites* cf. *striatus*، *Gypsina globules* و *Rotalia* sp. است که معروف به ائوسن پسین هستند. سازند کُند یک چرخهٔ رسوبی محدود بین دو ناپیوستگی است. مرز زیرین آن به دلیل وجود قلوه‌های توف با سازند کرج، ناپیوسته و به ظاهر موازی است. مرز بالایی آن با نهشته‌های الیگوسن، به نام سازند سُرخ زیرین، دگرشیب است (Feyzullayev et al., 2001). در شکل (۱۳)، سیمای کلی زمین ساخت دوره ائوسن، نشان داده شده است.



**شکل(۱۳): سیمای ژئومورفولوژیک دوره ائوسن (https://serc.carleton.edu)**

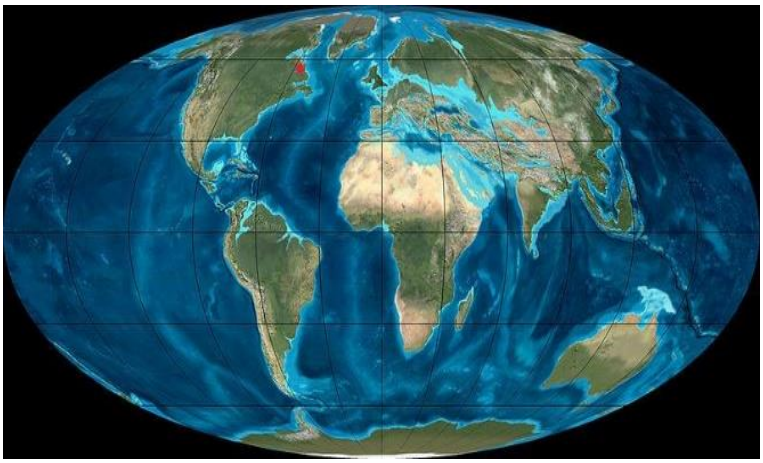
### ۲-۲-۳- الیگوسن در البرز

در زمین‌شناسی ایران این باور وجود دارد که رخداد زمین‌ساختی پیرنین، اثر قابل توجهی بر دیرینه جغرافیای ایران به‌ویژه البرز داشته به گونه‌ای که در نتیجهٔ آن، با پسروی دریا، تمام البرز به خشکی گسترده‌ای تبدیل شده و به‌همین‌رو، ردیف‌های الیگوسن در البرز وجود ندارد (Castro et al., 2013). در شکل (۱۴)، سیمای کلی زمین‌ساخت دوره الیگوسن، نشان داده شده است.

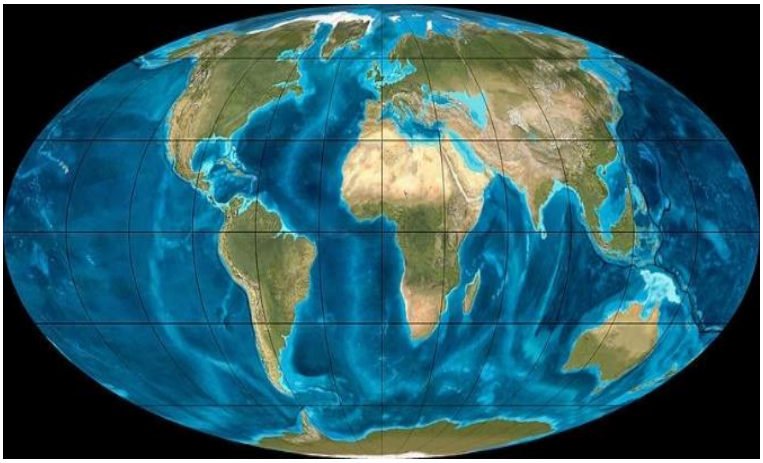
### ٤-۲-۲- میوسن در البرز

جدا از نواحی ساحلی دریای خزر و دشت گرگان–گنبد که بخشی از دریای پاراتتیس است، در دیگر نقاط البرز، توالی میوسن به‌طور عمده محدود به فرونشست‌های میان‌کوهی است که به ویژه در درهٔ جاجرود، میگون، سراسر لواسانات و در فرونشست قزل‌اوزن–گیلوان (بین کوه‌های طارم و تالش)، رخنمون دارند. در این نواحی، ردیف‌های منسوب به میوسن، به‌طور عمده نهشته‌های سُرخ‌رنگی از مارن، ماسه‌سنگ و کنگلومرا است که به‌طور محلی گچ و یا نمک دارند و گاهی نیز چند متر سنگ‌آهک میلیولیددار در بخش زیرین آن‌ها دیده می‌شود (Axen et al., 2011).

نهشته‌های مذکور به طرف حاشیهٔ حوضه، تبدیل به کنگلومرا می‌شود و سه دورهٔ مشخص کنگلومرازایی در این ناحیه قابل شناسایی است. کنگلومرای دور سوم ممکن است هم سن و هم‌ارز سازند هزاردره باشد. این رسوبات قاره‌ای «سازند سُرخ» نام‌گذاری شد (درویش‌زاده، ۱۳۹۴). سیما و ویژگی‌های سنگ‌شناختی این نهشته‌ها قابل قیاس با سازند سُرخ بالایی ایران مرکزی است. ولی احتمال هم‌ارزی آنها با مجموعهٔ سازندهای سُرخ زیرین، سنگ‌آهک‌های قم و سازند سُرخ بالایی وجود دارد. در چنین حالتی تغییرات سنی آنها از الیگوسن تا میوسن خواهد بود (Castro et al., 2013). در شکل (۱۵)، سیمای کلی زمین ساخت دوره میوسن، نشان داده شده است.



**شکل(۱٤): سیمای ژئومورفولوژیک دوره الیگوسن (https:// www.craterexplorer.ca)**



**شکل (۱۵): سیمای ژئومورفولوژیک دوره میوسن (https://www.geologypage.com)**

**۲-۲-۵- پلیوسن در البرز**

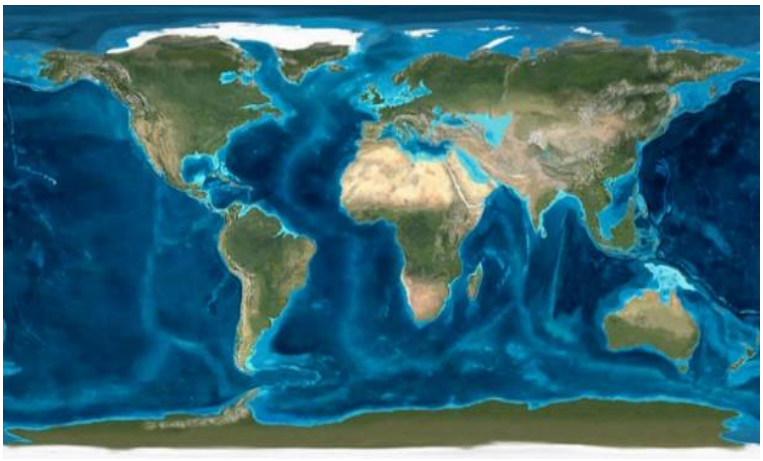
**سازند هزاردره:** درکوهپایه‌های البرز جنوبی، به‌ویژه در حد فاصل قزوین تا سمنان، نهشته‌های کنگلومرایی بارزی وجود دارد که با ناپیوستگی دگرشیب و یا هم‌شیب بر روی سنگ‌های قدیمی‌تر، به‌ویژه توفیت‌های سازند کرج قرار دارند. به‌نظر می‌رسد که به دنبال رخداد زمین‌ساختی میوسن پسین– پلیوسن (فاز آتیکان)، چرخه‌های فرسایشی شدید چیره شده که حاصل آن، فرسایش شدید بلندی‌ها و پر شدن سریع گودی‌ها با رسوبات آبرفتی– کوهپایه‌ای است. تغییرات سنی این نهشته‌های آبرفتی–رودخانه‌ای از پلیوسن تا زمان حال است که به چهار سری A، B، C و D تقسیم شد. بازنگری بعدی موجب تغییر مرتبهٔ سری‌های یاد شده به سازند گردید (آقانباتی، ۱۳۸۳).

سیمای ریختی بخش پلیوسن این نهشته‌های کنگلومرایی به‌صورت دره‌های متعدد، با گودی کم است. به‌همین‌رو، در البرز جنوبی، نام «سازند هزاردره» دارد که تپه‌های باختر رودخانهٔ جاجرود به عنوان برش الگوی آن انتخاب شده است. سازند هزاردره، نهشته‌های رودخانه‌ای سیلابی است که از شمال خاوری تهران و از میان کوه‌های البرز و سه پایه به سوی جنوب و جنوب خاوری تهران جاری بوده‌اند (آقانباتی، ۱۳۸۳). در شکل (۱۶)، سیمای کلی زمین ساخت دوره پلیوسن، نشان داده شده است.

## ۲-۳- کواترنری در ایران

در زمین‌شناسی ایران، به‌طور معمول سنگ‌ها و نهشته‌های پس از سازندهای کنگلومرایی پلیوسن– پلیستوسن (هزاردره، بختیاری) را به سن کواترنری دانسته‌اند که به‌طور دگرشیب (به جز در سواحل جنوبی دریای خزر) سنگ‌های کهن‌تر را می‌پوشاند و در بین آنها، نهشته‌های آبرفتی– کوهپایه‌ای، بادی و صحرایی– کویری بیش‌ترین سهم را دارند. به‌همین‌رو، این باور وجود دارد که به دنبال رخداد زمین‌ساختی آلپ پایانی، سرزمین ایران از آب خارج و ریخت‌شناسی کنونی آن شکل گرفته است که از جمله نتایج آن، آغاز چرخه‌های فرسایشی است که از آن زمان تاکنون بر پوستهٔ ایران تحمیل شده است. قابل ذکر است در برخی پهنه‌های ساختاری–رسوبی ایران، مانند بلندی‌های کپه‌داغ، کوه‌های خاور ایران و حتی پهنه‌های وسیعی از البرز و ایران مرکزی آغاز پدیده‌های فرسایشی بسیار کهن‌تر از کواترنری است که در انجام آن، رخداد زمین‌ساختی پیرنین، نقش بنیادی‌تری داشته است. افزون بر ردیف‌های تخریبی انباشته شده در محیط‌های قاره‌ای، دریاچه‌ای و دریایی، تکاپوهای ماگمایی دورهٔ کواترنری، سنگ‌های آذرین این زمان را

به وجود آورده‌اند. با توجه به عواملی مانند محیط رسوب‌گذاری، خاستگاه، چگونگی فرآیندهای هوازدگی و فرسایش، سنگ‌های کواترنری ایران را می‌توان از انواع نهشته‌های دریایی و کواترنری دانست (Alavi, 1996).



**شکل (١٦): سیمای ژئومورفولوژیک دوره پلیوسن (https://www.thearmchairexplorer.com)**

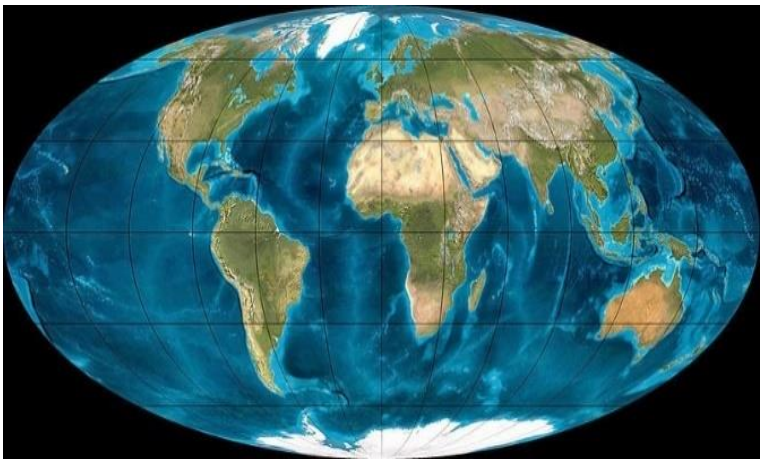
**۲-۳-۱- نهشته‌های دریایی کواترنری**

**سازند آپشرون (آبشوران):** در نواحی مشرف به خزر جنوبی، از جمله ایران، به نهشته‌های اشکوب آپشرونین، سازند آپشرون گفته شده که متشکل از توالی ضخیم ماسه، مارن و لایه‌های صدف‌دار است که بر روی رسوب‌های آقچه‌گیل قرار گرفته و با نهشته‌های آشکوب باکو پوشیده می‌شود. در ایران این نهشته‌ها از نوع مارن‌های آبی متمایل به خاکستری، سبز، ماسه‌های دانه‌ریز و لایه‌هایی شنی و کمی خاکستر آتشفشانی است که در دشت گرگان، سواحل استان مازندران و دشت مُغان شناسایی شده‌اند. سازند آپشرون به سن پلیستوسن آغازی است ولی احتمال دارد لایه‌های آغازین آن به سن پلیوسن پسین باشد. در دشت گرگان، ضخامت این سازند از ۴۵۰ متر در خاور تا ۸۰۰ متر در باختر تغییر می‌کند. در دشت مُغان، چند رخنمون قابل قیاس با سازند آپشرون گزارش شده است (Alavi, 1996).

**لایه‌های باکو:** در نواحی مشرف به خزر جنوبی، از جمله ایران، به نهشته‌های آشکوب باکووین[1] لایه‌های باکو گفته شده که بیش‌تر شامل رس و ماسه با صدف‌های زیاد است. در ایران، این لایه‌ها فقط در دشت گرگان و سواحل مازندران گزارش شده که متشکل از رس و ماسه محیط‌های لب‌شور است و درجهٔ سخت شدگی آن‌ها خیلی کم می‌باشد. مرز پایینی و بالایی لایه‌های باکو هم‌شیب است. ضخامت این نهشته‌ها در دشت گرگان از ۳۶۰ تا ۵۳۹ متر و در دشت مازندران از ۵۷۰ تا ۶۰۰ متر متغیر است.

**نهشته‌های پس از باکو:** در چاه‌های اکتشافی دشت گیلان و مازندران، نهشته‌های پس از باکو، شامل نهشته‌های خزر قدیمی در زیر و نهشته‌های خزر جدید در بالاست (موسوی روحبخش، ۱۳۸۰). نهشته‌های خزر قدیمی[2]تناوبی از مارن‌های خاکستری متمایل به سبز و خاکستری آبی‌رنگ و ماسه‌های دانه‌ریز سیمان نشده است، که گاهی زبانه‌هایی از ماسه‌های محیط آب شیرین، لایه‌های نازک شن و مقادیر زیادی صدف دارد. تغییرات ضخامت این نهشته به سمت فرونشست خزر و همچنین از خاور به باختر، قابل توجه است. از نظر همزمانی با تکاپوهای یخچالی، خزر قدیمی کم و بیش با مرحلهٔ حد واسط وُرم[3] هم‌ارز است. نهشته‌های خزر جدید[4] در پایین، بیش‌تر شامل ماسه‌های سخت نشدهٔ آب شیرین است که بر روی آنها رسوب‌های صدف‌دار زمان حال نشسته است. بر اساس دوکفه‌ای‌ها و شکم‌پایان موجود، سن این نهشته‌ها عهد حاضر (هولوسن) تعیین شده است. آغاز رسوبگذاری اشکوب خزر جدید به تقریب با دورهٔ یخچالی وُرم هم‌زمان بوده و در این زمان سطح دریای خزر در حدود ۷ تا ۹ متر زیر سطح دریای آزاد بوده است (هم اکنون سطح خزر ۲۵ متر زیر سطح دریای آزاد است) (گزارش زمین شناسی خزر، ۱۳۹۸). در شکل (۱۷)، سیمای کلی زمین ساخت دوره کواترنری، نشان داده شده است.

1. Bakuvian
2. Ancient Caspian
3. Wurm
4. Neocaspian



**شکل (۱۷): سیمای ژئومورفولوژیک دوره کواترنری (https://www.geologypage.com)**

**۲-۳-۲-سنگ‌های آتشفشانی کواترنری**

سنگ‌های آتشفشانی کواترنری نشانگر آخرین تکاپوهای ماگمایی ایران هستند که نتیجه آن شکل‌گیری آتشفشان‌های چینه‌ای عظیم مانند سبلان، دماوند، تفتان، بزمان می‌باشد. برخی از این آتشفشان‌ها، از جمله بزمان و سبلان از زمان‌های پیش از کواترنری فعال بوده‌اند، ولی مخروط اصلی آن‌ها در کواترنری در طی فازهای تناوبی گدازه‌ای و انفجاری و با انباشته شدن مواد خروجی بر روی هم شکل گرفته است. افزون بر آن، در این زمان، گدازه‌های بازالتی قلیایی کواترنری نیز، از طریق شکستگی‌های عمده، به سطح زمین رسیده‌اند تا روانه‌ها و سرتخت‌های بازالتی شمال باختر (ماکو، ارومیه) و خاور ایران (بلوک لوت) را تشکیل دهند. نوع و ترکیب شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی کواترنری نشانگر آن است که منشأ بازالت‌ها از گوشته است که گاهاً در اثر پدیدهٔ تفریق یا ذوب بخشی از پوسته، سنگ‌های تراکی بازالتی، تراکی آندزیتی تا تراکیتی را به وجود آورده‌اند (Alavi, 1996).

**آتشفشان دماوند:** مخروط دماوند، شاخص‌ترین آتشفشان چینه‌ای کواترنری ایران است که ارتفاع آن از سطح دریا ۵۶۷۰ متر (۵۶۱۱ متر)، ولی از زمین‌های اطراف ۲۰۰۰– ۱۶۰۰ متر است. دامنهٔ کوه، به وسیلهٔ جریان‌های گدازه‌ای مکرر که بارها از قله و یا از مخروط‌های فرعی سرازیر شده‌اند و همچنین از مواد آذرآواری شامل پامیس، توف و رسوبات لاهار پوشیده شده است. گدازه‌های دماوند گستره‌ای به وسعت ۴۰۰ کیلومتر را زیر پوشش دارد و قطر دهانهٔ آتشفشان در حدود ۴۰۰ متر است. قسمت مرکزی دهانه، به وسیلهٔ دریاچه‌ای از یخ پوشیده شده و در حاشیهٔ آن دودخان‌هایی وجود دارد که زمین‌های اطراف را به رنگ زرد در آورده‌اند. جدا از دهانهٔ فعلی، شواهدی از دهانه‌های قدیمی را می‌توان دید (زمین شناسی خزر، ۱۳۹۷).

یکی از این دهانه‌های قدیمی در پهلوی جنوبی و در ارتفاع ۱۰۰ متر قرار دارد که در حال حاضر، محل خروج گازها و دودخان‌ها است. در پهلوی شمالی دماوند اثر دیگری از یک دهانهٔ قدیمی به قطر حدود ۹ کیلومتر دیده می‌شود که امروزه رودخانهٔ نونال در آن جریان دارد. سنگ‌های دهانهٔ قدیمی کمی بازیک‌تر از گدازه‌های جوان دماوند است. اگرچه با توجه به ترکیب شیمیایی گدازه‌ها، دماوند را آتشفشانی دیررس و دور از زاگرس می‌دانند که در تشکیل آن برخورد صفحه‌ها و پدیدهٔ فرورانش از نوع خاص و ذوب پوستهٔ اقیانوسی نقش داشته، ولی جایگاه این مخروط در محل تلاقی البرز خاوری و باختری این ذهنیت را تقویت می‌کند (Brousse and Moin Vaziri, 1982) که تلاقی گسل‌های عمیق پوسته، به ویژه انواع امتداد لغز شمال باختری و شمال خاوری، محل مناسبی برای رسیدن ماگما به سطح زمین بوده است (موسوی روحبخش، ۱۳۸۰).

**۲-٤- جنگل و ارتباط با خاستگاه زمین‌شناسی**

**۱-٤-۲- پیدایش جنگل و طبقه‌بندی آن**

جنگل منطقه وسیعی پوشیده از درختان، درختچه‌ها و گونه‌های علفی است که همراه با جانوران وحشی، نوعی اشتراک حیاتی گیاهی و جانوری را تشکیل داده و تحت تاثیر عوامل اقلیمی و خاکی، قادر است تعادل طبیعی خود را حفظ کند. حداقل سطحی که برای تشکیل جنگل از نظر علمی لازم است، بسته به نوع گونه درختی، شرایط محیطی، آب و هوا و قرارگیری در عرض‌های جغرافیایی و غیره تغییر می کند. این مساحت در شرایط معمولی حداقل ۰/۳ هکتاراست (گرگندی پور و همکاران، ۱۳۹۶).

جنگل بکر یا جنگل دست نخورده، جنگلی است که بدون دخالت انسان بوجود آمده است و ترکیب گونه‌های درختی و درختچه‌ای و علفی آن طوری است که وضعیت کاملاً طبیعی را نشان می‌دهد. چوب و سایر فرآورده‌های تولید شده در جنگل بکر در همان سیستم طبیعی تجزیه شده و به خود جنگل بر می‌گردد. به عبارت دیگر، از جنگل بکر هیچ گونه موادی (زنده یا غیر زنده) به خارج از آن حمل نمی‌شود (Hafezi and Ghafoori, 2007). رویش چوبی جنگل‌های بکر که به حالت تعادل رسیده باشند عملاً صفر است، در واقع میزان چوب و سایر مواد آلی، تولید شده با موادی که تجزیه می‌شود و یا می‌پوسد برابر می‌باشد. به عبارت دیگر چرخه رفت و بازگشت مواد در یک جنگل بکر، چرخه‌ای بسته است ( فتحی و همکاران، ۱۴۰۰).

در جنگل بکر بین تولید کنندگان (گیاهان)، مصرف کنندگان (جانوران) و تجزیه کنندگان (جانوران ریز) یک اشتراک حیاتی متقابل و پایدار برقرار است. جنگل‌های بکر از تنوع زیستی بالایی برخوردارند و دارای اطلاعات ژنتیکی ارزشمندی هستند که تا به امروز بسیاری از این اطلاعات کشف نشده است. امروزه ارزش جنگل‌های بکر بسیار زیاد است هر چند که متاسفانه روند تخریب کمی و کیفی آن‌ها در دنیا روبه افزایش است. سعی بر این است که جنگل‌های بکر باقی مانده بر روی کره زمین را حفظ و از آن‌ها بعنوان ذخیره‌گاه‌های اطلاعات ژنتیکی و تنوع زیستی استفاده شود (گرگندی پور و همکاران، ۱۳۹۶).

گیاهان در دوره اردوویسین در کره زمین ظاهر شدند و پس از آن رو به گسترش نهادند و در اثر انتخاب طبیعی به رویشگاه‌های متراکم جنگلی، تبدیل شدند و از ژوراسیک به بعد، جنگل‌های گسترده‌ای، سطح قاره‌ها را پوشاند و در دوره کرتاسه این روند، تقویت شد. بسته به نوع درختان تشکیل دهنده، جنگل‌های دنیا را به دو نوع سوزنی برگ و پهن برگ تقسیم می‌کنند (Hafezi and Ghafoori, 2007).

جنگل‌های سوزنی برگ دنیا، قدیمی‌تر از جنگل‌های پهن برگ هستند و پیدایش اولیه این جنگل‌ها در دوران دوم زمین‌شناسی در دوره کرتاسه یعنی حدود ۱۴۰ میلیون سال قبل رخ داده است. جنگل‌های پهن برگ در مقابل جنگل‌های سوزنی برگ تکامل یافته‌تر در عین حال جدیدتر هستند. این جنگل‌ها در دوران سوم زمین‌شناسی در حدود ۶۵ میلیون سال پیش به وجود آمده‌اند. از آن زمان تاکنون جنگل‌های دنیا دائماً در حال تحول و تکامل بوده و اگر انسان در روند آن دخالتی نداشته باشد سیر تحول وتکامل آن‌ها همچنان ادامه خواهد یافت (گرگندی پور و همکاران، ۱۳۹۶).

در اواخر دوران سنوزوئیک، اقلیم کره زمین رو به سردی گذاشت به‌طوری که در اوایل دوران چهارم (حدود یک میلیون سال پیش) بارش‌های آسمانی اکثراً به‌صورت برف درآمد و به خصوص در عرض‌های جغرافیایی بالاتر از ۴۰ درجه شمالی و یا ارتفاعات بالای ۳ تا ۴ هزار متری، یخچال‌های طبیعی تشکیل شدند و به تدریج رشد کردند، به عبارت دیگر دوران‌های یخبندان به وجود آمد. یخچال‌های طبیعی اکثر جنگل‌های مناطق مذکور (بالاتر از ۴۰ درجه عرض شمالی) را در زیر خود مدفون ساختند. با گرم شدن آب و هوای کره زمین، یخچال‌ها ذوب شده یا عقب‌نشینی کردند و پس از مدتی دوباره بر اثر سرد شدن اقلیم، یخچال ها شروع به پیشروی کردند (Hafezi and Ghafoori, 2007).

در طول یک میلیون سالی که از اوایل دوران چهارم می‌گذرد، چهار دوره یخبندان عمده به وجود آمد و در این زمان کلیه جنگل‌هایی که بالاتر از عرض های ۴۰ درجه بود، از بین رفتند. آخرین دوره یخبندان در حدود ۱۸ هزار سال پیش به اتمام رسید و آب و هوای کره زمین، رو به گرم شدن نهاد. لازم به توضیح است که جنگل‌های ایران مخصوصاً جنگل‌های شمال کشور، در این مدت از هجوم یخچال‌ها مصون ماندند و به توسعه و تکامل خود ادامه دادند. اکثر جنگل‌های کنونی اروپایی پس از پسروی آخرین یخچال‌ها، به وجود آمدند. به عبارت دیگر، جنگل‌های کنونی کشورهای اروپایی شمال آمریکا و آسیای شمالی جنگل‌های «جوان» هستند و قدمت تکاملی آن‌ها به ۱۰ هزار سال نمی‌رسد (گرگندی پور و همکاران، ۱۳۹۶).

در صورتی که جنگل‌های شمالی ایران، جنگل‌های کهن هستند و قدمت آنها بیش از یک میلیون سال است. این اطلاعات ارزشمند، اهمیت ژنتیکی جنگل‌های خزری را به خوبی نشان می‌دهد. امروزه با مطالعات گرده‌شناسی ثابت شده است که قدمت جنگل‌های راش اروپا به ۶ هزار سال هم نمی‌رسد. از این‌رو است که در مقایسه جنگل‌های راش شمال ایران، جنگل‌های منطقه قفقاز و شمال ترکیه نیز، جزو جنگل‌های کهنِ پهن برگِ مناطق معتدله محسوب می‌شوند. با توجه به طول تحول و تکامل جنگل‌های دنیا، جنبش های قاره‌ای، نوسانات اقلیمی در سطح کلان و عوامل دیگر، امروزه ۵ نوع جنگل در دنیا قابل تفکیک است. این جنگل‌ها از قطب شمال به طرف خط استوا به ترتیب عبارتند از:

۱-جنگل‌های سوزنی برگ مناطق سرد نیمکره شمالی (جنگل‌های بوره آل)

۲-جنگل‌های پهن برگ خزان کننده (سبز تابستانه) مناطق معتدله (جنگل‌های راش و بلوط)

۳-جنگل‌های همیشه سبز مناطق مدیترانه‌ای (جنگل‌های زوبین و زیتون)

۴-جنگل‌های پهن برگ مناطق نیمه استوایی (همیشه سبز و سبز بارانی)

۵-جنگل‌های پهن برگ مناطق استوایی (همیشه سبز و سبز بارانی)

در ایران به دلیل پستی و بلندی فراوان و اقلیم‌های متنوع، سه نوع از جنگل‌های پنج گانه دنیا وجود دارد: جنگل‌های سبز تابستانه راش و بلوط در شمال ایران، جنگل‌های همیشه سبز مدیترانه‌ای (جنگل‌های زوبین و زیتون) در شمال و جنوب باختر و همچنین جنگل‌های پهن برگ گرمسیری مختص مناطق نیمه استوایی همانند جنگل‌های کهور و کنار و جنگل‌های ماندابی (مانگرو) در جنوب ایران (فتحی و همکاران، ۱۴۰۰).

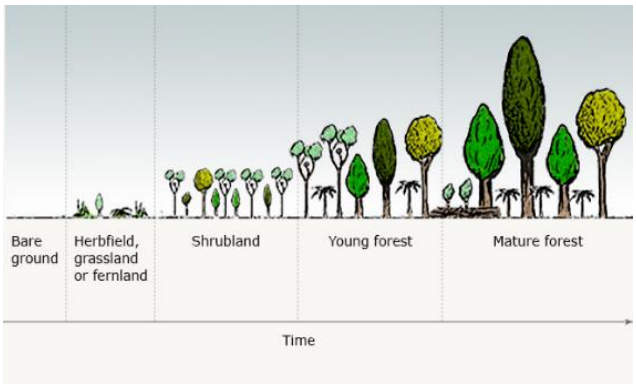
علل پدید آمدن جنگل‌های پنج گانه دنیا عبارت است از شرایط کلی تحول و تکامل تاریخ از دوره سنوزوئیک، پدیده انشقاق قاره‌ها در این دوران و همچنین شرایط کلی اقلیمی و خاکی حاکم بر نقاط مختلف کره زمین که در این مورد نقش اساسی دارند (Hafezi and Ghafoori, 2007).

**۲-٤-۲-پراکنش جنگل‌ها**

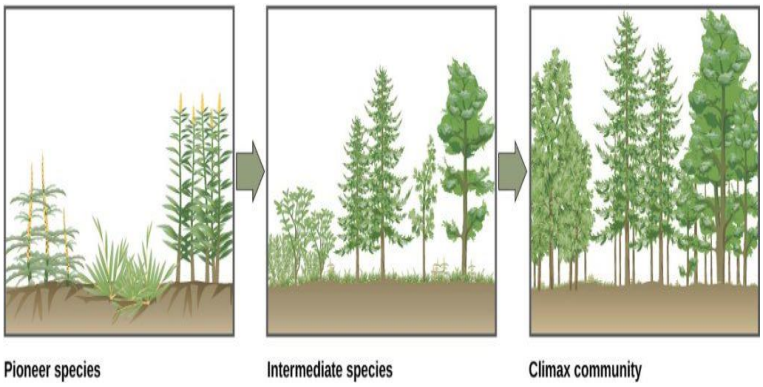
پراکنش جنگل‌ها در تمام نقاط کره زمین یکسان نیست. اصولاً برای ایجاد جنگل در یک منطقه، شرایط زیست محیطی خاصی مورد نیاز است. این شرایط عبارتند از حرارت و رطوبت کافی. منظور از حرارت و رطوبت کافی برای پیدایش جنگل در یک منطقه، وجود حداقل ۲ ماه گرم در سال است، که به مدت ۶۰ روز، درجه حرارت روزانه به‌طور متوسط از ۱۰ درجه بالاتر باشد (Report of FMP, 2007).

وجود رطوبت کافی یعنی بارندگی که مقدار کافی نیز ضرورت دارد که برای رشد جنگل، حداقل به ۶۰۰ میلی لیتر بارندگی در سال نیاز است و از این مقدار حداقل نیمی از آن باید در دوره رشد گیاهی، یعنی دوره گرم سال (بهار و تابستان) ریزش کند. به‌طورمثال مناطق شمالی ایران، این شرایط را دارد و به همین دلیل، از آستارا در باختر گیلان تا جنگل گلستان در خاور استان گلستان، جنگل‌های انبوه پهن برگ راش و بلوط (هیرکانی) قابل مشاهده است. حال چنانچه میزان بارندگی سالانه بین ۳۰۰ تا ۶۰۰ میلی لیتر باشد، جنگل‌های به اصطلاح کم پشت یا تنک ظاهر می‌شوند (مثل اکثر جنگل‌های منطقه زاگرس در باختر و جنوب باختر کشور)، جنگل‌های کویری با گونه‌هایی مثل تاغ و گز قادرند حتی با بارندگی ۱۰۰ تا ۲۰۰ میلی لیتر در سال ظاهر شوند. این جنگل‌ها، دیگر قدرت تولید زیاد چوب را نداشته و بیش‌تر از نظر حفاظت خاک و جلوگیری از فرسایش اهمیت دارند. در مناطق استوایی حرارت کافی در تمام طول سال وجود دارد و میزان بارندگی سالانه اکثراً بیش از ۲ هزار میلی لیتر است و این امتیاز سبب پیدایش جنگل‌های انبوه و غنی از گونه‌های مختلف درختی می‌شود (Bahmaniar, 2002).

به‌طورکلی در کره زمین دو نوار جنگلی مهم وجود دارد، نوار جنگلی استوایی که بیش‌ترین تمرکز این جنگل‌ها در آمریکای جنوبی (برزیل)، آفریقای غربی و مرکزی (کنگو) و آسیای جنوب شرقی (اندونزی)، است و نوار جنگلی دیگر که جنگل‌های سوزنی برگ مناطق سرد را در نیمکره شمالی در بر می‌گیرد و شامل کشورهای کانادا، اسکاندیناوی و روسیه (سیبری) است. در مقابل، جنگل‌های استوایی از نظر تنوع زیستی و ژنتیکی و گیاهان دارویی اهمیت دارند و نقش این جنگل‌ها در اقلیم کره زمین، در حال افزایش است (عابدی و همکاران، ۱۳۸۹). فرآیند تشکیل جنگل در شکل‌های (۱۷) و (۱۸) نشان داده شده است.




**شکل (۱۸): تکامل رویشگاه‌های جنگلی (https://teara.govt.nz)**




**شکل (۱۹): تکامل گونه‌های جنگلی (www.ahtrees.org)**

## ٤- نتیجه گیری

جنگل‌های مختلط کاسپی هیرکانی، یکی از ذخیرگاه‌های منحصر بفرد ژنتیکی کره زمین می‌باشد که از اوایل سنوزوئیک و تحت تاثیر گرما، رطوبت و غلظت بالای اکسیژن، شروع به گسترش یافت و در ادوار مختلف، بسته به ظهور دوره‌های گرمسیری و یخبندان در کره زمین، به دفعات، گسترش یافته و مجددا، محدود شده است. لازم به ذکر است از پیدایش سازندهایی که در خشکی و یا در دریا نهشته شده‌اند، تاریخ زمین‌شناسی منطقه البرز را از سنوزوئیک تا کواترنری شکل می‌دهند. سازندهای فجن، زیارت، کرج، کند، آقچگیل، آپشرون و هزاردره را از پالئوسن تا کواترنری در ناحیه شمالی ایران را در سیمای کنونی به تصویر می‌کشاند، تا سنگ‌های موجود و رخساره‌های رسوبی را نشان دهند. آخرین فاز پیشروی آب دریا با سازند زیارت مشخص می‌شود که دارای سن پالئوسن انتهایی– ائوسن میانی است. ائوسن، متاثر از تکاپوهای گسترده آتشفشانی این دوره بوده که منجر به آسیب و پسروی این جنگل‌ها شده و در الیگوسن تا میوسن به دلیل شرایط اقلیمی منحصر بفرد منطقه و ظهور فون‌های جدید و واقع شدن منطقه در مسیر

مهاجرت‌های گسترده جانوران از عرض‌های جغرافیایی بالاتر، رو به گسترش نهاده است و مجددا در پلیوسن تا پلیستوسن و اوایل کواترنری به شدت متاثر از دوره‌های یخبندانی نیم کره شمالی بوده است و حتی آتشفشان‌های کواترنری از قبیل دماوند نیز منجر به آسیب‌هایی به این رویشگاه جنگلی شده است. ولی این جنگل‌ها، باز تحت تاثیر شرایط اقلیمی مناسب حاکم بر البرز شمالی، شروع به پیشروی و گسترش نموده است. جنگل‌های هیرکانی به شدت متاثر از حرکات کوهزایی لارامید، پیرنین و آتیکان بوده‌اند، به نحوی که با افزایش ارتفاع البرز، شرایط مساعدی جهت به دام انداختن توده‌های بارشی متاثر از دریای خزر، فراهم شده و با ادامه چرخه آب و رطوبت در این منطقه، به بقای این رویشگاه جنگلی، کمک قابل توجهی، نموده است.

## منابع


آقاباتی، س. ع. (۱۳۸۳). زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۴۰ ص.

درویش‌زاده، ع. (۱۳۹۴). زمین‌شناسی ایران. انتشارات دانشگاه امیرکبیر، ۴۳۴ ص.

زارعی، ا.، فروغی، ف.، و اکبرزاده، ف. (۱۴۰۲). پالینوستراتیگرافی نهشته‌های کرتاسه بالایی (واحد $K_3$) در حوضه البرز مرکزی (برش چینه‌شناسی روستای دره زر). پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، (۳) ۳۹، ۱۲۲-۱۰۳.

شمیرانی، ا.، بابازاده، س. ا.، مدرس نیا، م.، و ناصحی، ا. (۱۳۷۲). سازند کرج در البرز مرکزی. نشریه دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی (شماره ویژه زمین شناسان)، ۲، ۱۷۴-۱۳۶.

عابدی، ت.، حسینی، س. ا.، نقدی، ر. (۱۳۸۹). مطالعه رابطه خواص مکانیکی خاک و ایجاد لغزش در مسیر جاده جنگلی (مطالعه موردی: حوزه آبخیز چفرود استان گیلان). پژوهشنامه مدیریت حوزه آبخیز، (۱)۱، ۲۹-۱۷.

فتحی، ک.، جورغلامی، م.، حسینی، س. ع.، و خلیقی سیگارودی، س. ح. (۱۴۰۰). فاصله بهینه زهکش‌های عرضی در مسیرهای وبکشی به‌منظور انحراف رواناب (مطالعه موردی: جنگل خیرود). جنگل ایران، (۳)۱۳، ۲۳۷-۲۵۰.

فروغی، ف.، قدیم خاتون آباد، ه.، و کامیابی شادان، ح. (۱۴۰۰). بیوستراتیگرافی رسوبات پالئوژن جنوب البرز مرکزی بر اساس نانوفسیل‌های آهکی (برش دره زر). سیزدهمین همایش ملی تخصصی زمین‌شناسی پیام نور، تیرماه ۱۴۰۰، کرج.

گرگندی‌پور، م.، حسینی، س. ع.، عبدی، ا.، و زاهدی امیری، ق. (۱۳۹۶). مقایسه منطقه لغزشی تثبیت شده و بدون لغزش از نظر تنوع زیستی علفی و برخی ویژگی‌های خاک (مطالعه موردی: بخش پاتم، جنگل خیرود). بوم‌شناسی جنگل‌های ایران، (۹)۵، ۲۳-۱۷.

گزارش زمین‌شناسی خزر، (۱۳۹۸). پژوهش‌های نوین در حوزه زمین‌شناسی نفت و گاز دریای خزر. شرکت نفت خزر، شرکت ملی نفت ایران، ۳۰۸ ص.

لاسمی، ی. (۱۳۷۰). بادزن‌های زیر دریایی و نهشته‌های توربیدیتی در سازند کرج. دهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور. پایگاه ملی داده های علوم زمین، ۵۷ ، ۱۵۳-۱۴۶.

موسوی روحبخش، م. (۱۳۸۰). زمین‌شناسی خزر. تهران: انتشارات نیکوگفتار. ۱۸۹ ص.

نبوی، م. ح. (۱۳۵۶). مقدمه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی ایران، ۱۰۹ ص.

نطقی مقدم، م.، و سنماری، س. (۱۴۰۳). زیست‌چینه‌نگاری سازند زیارت بر مبنای نانوفسیل‌های آهکی در برش توچال، حوضه رسوبی البرز (البرز مرکزی). یافته‌های نوین زمین شناسی کاربردی، (۳۵) ۱۸، ۲۷۰-۲۵۷.

Alavi, M. (1996) Tectonostratigraphic Synthesis and Structural Style of the Alborz Mountain System in Iran. Journal of Geodynamics, 21 (1), 1-33.

Report of FMP (2007). Forest Management Plan (FMP), Alberta, Department of Forestry Technical, Chaloos, Forests, Range and Watershed Management Organization. Sundance Forest Industries Ltd., 139.

Allenbach, P. (1966). Geology and petrography of Damavand and its surroundings (Central Elburz): Iran. Geological Institute, ETH-Zurich, Communication No. 63, 114 p.

Axen, G.J., Lam, P.M., Grove, M., Stocklin, D.F., and Hassanzadeh, J. (2001). Exhumation of the west–central Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics. Geology, 29(6), 559–562.

Bahmaniar, M. A. 2002. Effect of parent material on clay mineralogy of some woodland area in Northern Iran. 17th World Congress Soil Science, Bangkok, Thailand, August, 14-21.

Bonin, B. (2004). Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. Lithos, 78(1-2), 1-24.

Brousse, R. and Vaziri, H.M., (1982). Damavand Shoshonitic Association (Iran). Geologische Rundschau, **71**, 687–702. https://doi.org/10.1007/BF01822389

Castro, A., Aghazadeh, M., Badrzadeh, Z. and Chichorro, M. (2013). Late Eocene-Oligocene Post-Collisional Monzonitic Intrusions from the Alborz Magmatic Belt, NW Iran. An Example of Monzonite Magma Generation from a Metasomatized Mantle Source. Lithos, 180-181, 109-127.

Dellenbach, J. (1964). Contributions to the geological study of the region located east of Tehran (Iran). Ph.D. Diss., Faculty of Sciences, University of Strasbourg (France), 117.

Feyzullayev, A.A., Guliyev, I.S., and Tagiyev, M.F. (2001). Source potential of the Mesozoic-Cenozoic rocks in the South Caspian Basin and their role in forming the oil accumulations in the Lower Pliocene reservoirs. Petroleum Geoscience, 7(4), 409-417.

Foroughi, F., Ghadim Khatoon Abad, H., and Kamyabi Shadan, H. (2022). Biostratigraphy of Paleocene strata based on calcareous nannofossils at Zard-Darreh section, southern central Alborz Mountains, Northern Iran. Geopersia Journal, 12(12), 299-316.

Ghorbanalizadeh, A., and Akhani, H. (2022). Plant diversity of Hyrcanian relict forests: An annotated checklist, chorology and threat categories of endemic and near-endemic vascular plant species. Plant Diversity, 44(1), 39-69.

Golonka, J. (2004). Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. Tectonophysics, 381(1-4), 235-273.

Hafezi, M., and Ghafoori, M. (2007). Investigation of the distributions and causes of landslides in central Alborz, Iran. World Applied Sciences Journal, 2(6), 652-657.

Koprubasi, N., and Aldanmaz, E. (2004). Geochemical constraints on the petrogenesis of Cenozoic I-type granitoids in Northwest Anatolia, Turkey: Eevidence for magma generation by lithospheric delamination in a post-collisional setting. International Geology Review, 46(8), 705-729.

Report of FMP (2007). Forest Management Plan (FMP), Alberta, Department of Forestry Technical, Chaloos, Forests, Range and Watershed Management Organization. Sundance Forest Industries Ltd., 139.

Sheikholeslami, M.R. (2018). Tectonosedimentary evolution of the basins in Central Alborz, Iran. Geosciences, 27(106), 29-38.

Steiger, R. (1966). The geology of the west-Firuzkuh area (Central Alburz, Iran). Reports from the geological institute of the E.T.H. and University of Zurich, New Series, 1-145.

Stocklin, J. and Setudehnia, A. (1971). Stratigraphic lexicon of Iran. Geological Survey of Iran, Report, 18, 376p.

https://www.ahtrees.org/2020/08/forest-disturbance-and-succession-a-look-at-the-pattern-of-forest-dyn amicus/.

https://www.gileboom.info/

https://www.teara.govt.nz/en/diagram/11898/stages-of-forest-succession.

*Management of Natural Ecosystems*
Volume 3, Issue 1, Spring 2023, 45-62
http://emj.ardakan.ac.ir/ article_715046.html

# Effective processes on the origin of the Hyrcanian forests with an emphasis on the geological history from the Paleogene to the Quaternary

**Fariba Foroughi*[1], Moslem Yazdani[2]**

CC BY

**Research Article**

1. Assistant Professor, School of Geology, Collage of Sciences, University of Tehran, Tehran, Iran.

f.foroughi@ut.ac.ir

*Corresponding author

2. Resercher, Ph.D. Earth Sciences, Education, Ashford University, USA.

yazdani.moslem@yahoo.com

**Article Code:** 2402-1053
**Countinus Pagination:** 396-413

**Received:** 10 February 2024
**Accepted**: 01 May 2024
**Online:** 13 August 2024
**Review speed:** 82 days

**Citation:**
Foroughi, F., and Yazdani, M. (2024). Effective processes on the origin of the Hyrcanian forests with an emphasis on the geological history from the Paleogene to the Quaternary. Management of Natural Ecosystems, 3(1), 45-62.

## Abstract

Caspian Hyrcanian mixed forests, on the southern shores, of the Caspian Sea, with 110 km wide and 800 km long are composed of temperate deciduous trees Hyrcanian is a biome in the ecosystem of mixed broadleaf forests on the southern edge of the Caspian Sea and the northern edge of Alborz, which has expanded in the southern and southwestern front of the Caspian Sea and parts of northern Iran and the Republic of Azerbaijan. This forest, which is considered a unique genetic reserve in the world, Scince the Paleogene period, it began to expand and so far it has undergone various climatic events. Fajan, Ziyarat, Karaj, Kond, Aghchegil, Apsheron, and Hezar-Dareh formations were deposited simultaneously of seawater intrusion and retreat and Alborz has taken its current form. The shale and marl of the Fajan sub-conglomerate indicate the advance of the sea and the red-colored conglomerate of Fajan is a sign of exit from water and depositionin a dry environment. The last advancementof the carbonate sea was accompanied by the expansion of the Ziyarat Formation in the Middle Eocene. The Karaj formation also indicates the volcanic conditions in the Middle Eocene, despite the tuffites. In the Pliocene to Pleistocene and the early Quaternary, it was strongly affected by the glacial periods of the Northern Hemisphere, and even Quaternary volcanoes such as Damavand have also caused damage to this forest habitat, but these forests, under the influence of the favorable climatic conditions prevailing in the northern Alborz, have started to advance and expand. The current appearance of Alborz was affected by the tectonic movements of Laramide (at the end of the Cretaceous), Pyrenean, and Attican in the Cenozoic in order to providea suitable platform for the emergence and expansion of Hyrcanian forests.

## Key Words:

Eocene, Paleogene, Ziyarat Formation, Hyrcanian forests, Quaternary.

ISSN: 2821-0182
DOI: 10.22034/emj.2024.2022673.1053