



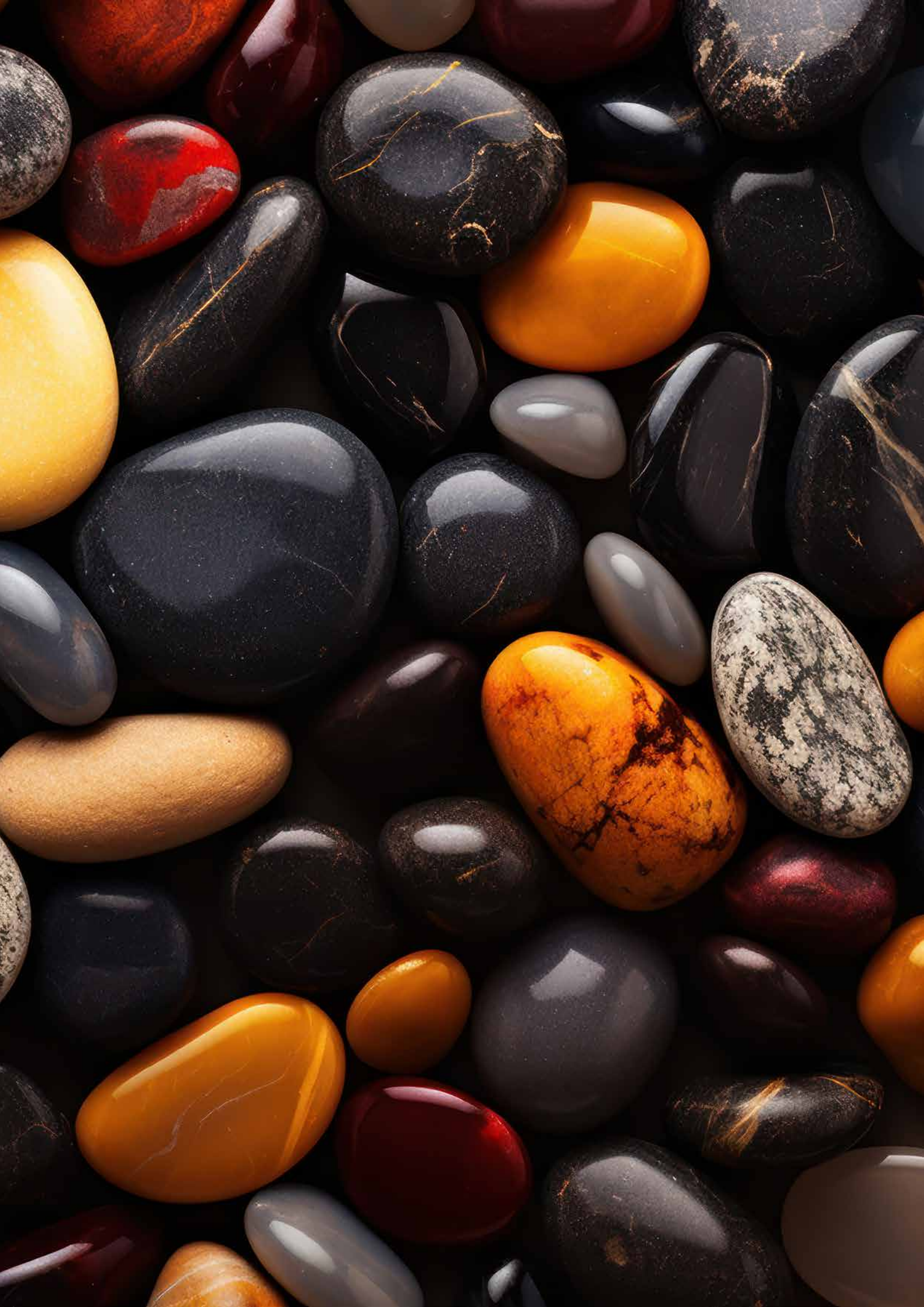
دوفصلنامه علمی تخصصی

زمین کاوان جوان

شماره دوازدهم، پاییز و زمستان ۱۴۰۲

انجمن علمی زمین شناسی دانشگاه محقق اردبیلی

بررسی علم ژئوشیمی | مطالعه پترولوژیکی کانی های گوهری | مطالعه زمین شناسی منطقه آذربایجان با نگرشی بر دریاچه ارومیه | مطالعات زمین شناسی، دگرسانی و کانی سازی کانسار مس یورفیری بارملک (شمال ورزقان - استان آذربایجان شرقی) | بررسی کانی های سمی و خطرناک | معرفی کانی های موزه زمین شناسی دکتر قهرمان سهرابی (دانشکده علوم دانشگاه محقق اردبیلی) | دوره ژوراسیک | نظریه تکامل انسان بر پایه ماهی ها | ژئوتوریسم استان اردبیل (منطقه ازناو خلخال) | معرفی نرم افزار SPSS | معرفی الگ آزمایشگاه زمین شناسی | معرفی کتاب



بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

زمین کاوان جوان

شناسنامه

عنوان: زمین کاوان جوان

زمینه انتشار: علمی - تخصصی

ترتیب انتشار: دو فصلنامه

شماره انتشار: ۱۲

صاحب امتیاز: انجمن علمی زمین شناسی دانشگاه محقق اردبیلی

مدیر مسئول: دکتر سیده نرگس ساداتی

سرمدیر: بیبا علیزاده آقبلاغ

استاد مشاور: دکتر غلامرضا احمدزاده

دوران و ناظران علمی و کیفی: دکتر غلامرضا احمدزاده، دکتر سیده نرگس ساداتی

ویراستار نگارشی: بیبا علیزاده آقبلاغ

کارشناس نشریات دانشگاه: مهندس حامد نقی زاده

هیئت تحریریه: دکتر غلامرضا احمدزاده، دکتر علیرضا روانخواه، بیبا علیزاده آقبلاغ، نازنین نصیری، مهتاب بایرامی، مهدی محمدی، مجید قهرمان روزگار،

علی فردوسی، ابراهیم رحیم زاده، نجمه شکوری نیا، نگین عابدی، سجاد یونس، شیما همسایه مقدم، سهیلا شهیازی مهر، هادی نظری

شماره و تاریخ مجوز: ۱۳۹۵/۰۲/۱۸ | ۱۸۹۴ / ف/م

شماره و تاریخ تغییرات: ۱۴۰۲/۰۳/۳۱ | ۵۷۲۷ / ف/م

طراح جلد و صفحه آرا: عرفان پورعبدل | سانیا آقاپور قوجه بیگلو



راه‌های ارتباطی با ما

آدرس: دانشگاه محقق اردبیلی، دانشکده علوم، طبقه اول، دفتر انجمن‌های علمی

تلگرام: <http://t.me/umageology>

اینستاگرام: <http://Instagram.com/uma.geology>

فهرست مطالب:

- ۶..... بررسی علم ژئوشیمی
- ۱۰..... مطالعه سنگ‌های آذرین
- ۱۶..... مطالعه پترولوژیکی کانی‌های گوه‌ری
- ۲۵..... مطالعه زمین‌شناسی منطقه آذربایجان با نگرشی بر دریاچه ارومیه
- ۳۲..... بررسی لرزه زمین‌ساختی و زلزله‌شناسی زمین لرزه بم (۵ دی ماه ۱۳۸۲) با نگرشی بر خسارات وارده
- ۳۸..... مطالعات زمین‌شناسی، دگرسانی و کانی‌سازی کانسار مس پورفیری بارملک (شمال ورزقان - استان آذربایجان شرقی)
- ۵۰..... معرفی معدن سرب و روی انگوران
- ۵۴..... بررسی کانی‌های سمی و خطرناک
- ۵۸..... معرفی کانی‌های موزه زمین‌شناسی دکتر قهرمان سهرابی (دانشکده علوم دانشگاه محقق اردبیلی)
- ۶۴..... دوره ژوراسیک
- ۷۰..... نظریه تکامل انسان بر پایه ماهی‌ها
- ۷۶..... معرفی میکروفسیل‌ها و رخساره‌های زیستی دوره کربونيفر
- ۸۶..... پوش سنگ و اهمیت آن در صنایع نفتی
- ۹۰..... ژئوتوربسم استان اردبیل (منطقه ازناو خلخال)
- ۹۴..... معرفی نرم‌افزار SPSS
- ۱۰۲..... معرفی الک آزمایشگاه زمین‌شناسی
- ۱۰۶..... معرفی کتاب
- ۱۰۸..... A study of different zoning types in clinopyroxenes of sodic and potassic alkaline volcanic rocks from North Lahrud, NW Iran
- ۱۲۱..... منابع

سخن سردبیر

بیبا علیزاده آقبلاغ، دبیر انجمن علمی | دانشجوی کارشناسی زمین شناسی دانشگاه محقق اردبیلی



کز و ماندگار، این زمین و زمان

به نام خداوند بخشنده مهربان

که با عشق او شد دنیا، بگر کران

که با نام او راست گشت آسمان

به رازش بود، مرموز رازتینم

به نام دنیا بخش پاک آفرینم

با سلام و عرض ادب خدمت مطالعه کنندگان عزیز و گرانقدر سری مجلات زمین کاوان جوان؛ بسیار خرسندم و خداوند متعال را شاکرم که به همت اعضای هیئت تحریریه نشریه زمین کاوان جوان و طراح و ویراستار نشریه، با کمک اساتید بزرگوار گروه زمین شناسی دانشکده علوم دانشگاه محقق اردبیلی، مدیر مسئول محترم نشریه، قادر شدیم که شماره دوازدهم از سری دوفصلنامه های زمین کاوان جوان را طبق روال هر ساله، تا موعد مقرر به دست شما همراهان عزیز برسانیم.

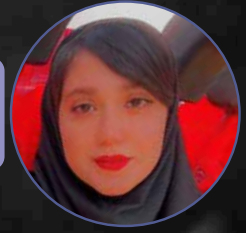
انجمن علمی زمین شناسی دانشگاه محقق اردبیلی، از پویاترین و پرمباهات ترین انجمن های دانشگاه محقق اردبیلی می باشد؛ لذا این انجمن با انتشار نشریه زمین کاوان جوان سعی در این دارد که همراهان قدیمی و هواداران علوم زمین را همواره دوشادوش خود حفظ نماید، به این ترتیب تلاش خود را چند برابر نموده و سعی کرده ایم که در این شماره از نشریه زمین کاوان جوان، مطالب را هرچه قوی تر، پیشرفته تر و تخصصی تر خدمت دوستان عزیزمان عرضه نماییم، به این جهت در این شماره از نشریه، اساتید گروه زمین شناسی دانشگاه محقق اردبیلی نیز منت نهاده و به جهت بالا بردن هرچه بیشتر و بهتر سطح علمی نشریه و مطالب، اقدام به ارسال مقالات چاپ شده خود در مجلات علمی، پژوهشی و تخصصی برتر کشور، برای چاپ مجدد در نشریه زمین کاوان جوان نموده اند؛ لذا در این شماره از نشریه با مطالب فوق تخصصی و پیشرفته تری روبه رو خواهید شد. در مقام سردبیر نشریه، و به نمایندگی از مدیر مسئول محترم نشریه سرکار خانم دکتر سیده نرگس ساداتی، اساتید گروه زمین شناسی دانشگاه محقق اردبیلی، و اعضای کوشا و ساعی هیئت تحریریه، از حسن انتخاب شما مطالعه کنندگان و علاقه مندان به علوم زمین، در انتخاب نشریه زمین کاوان جوان کمال تشکر و قدردانی را دارم و امیدوارم که کماکان همچون شماره های قبلی نشریه مورد قبول و عنایات خاص مسئولان دانشگاهی و کشوری و مطالعه کنندگان گرامی باشد.

برای تمام دست اندرکاران این نشریه که در تمام مراحل نگارش، جمع آوری، تحریر، ویرایش، طراحی، چاپ و انتشار و مطالعه کنندگان و علاقه مندان بزرگوار، از خداوند منان سربلندی و موفقیت های روزافزون توام با سلامتی و مغفرت الهی مسئلت دارم.

بررسی علم ژئوشیمی

گردآورنده: نگین عابدی

دانشجوی کارشناسی زمین شناسی دانشگاه محقق اردبیلی



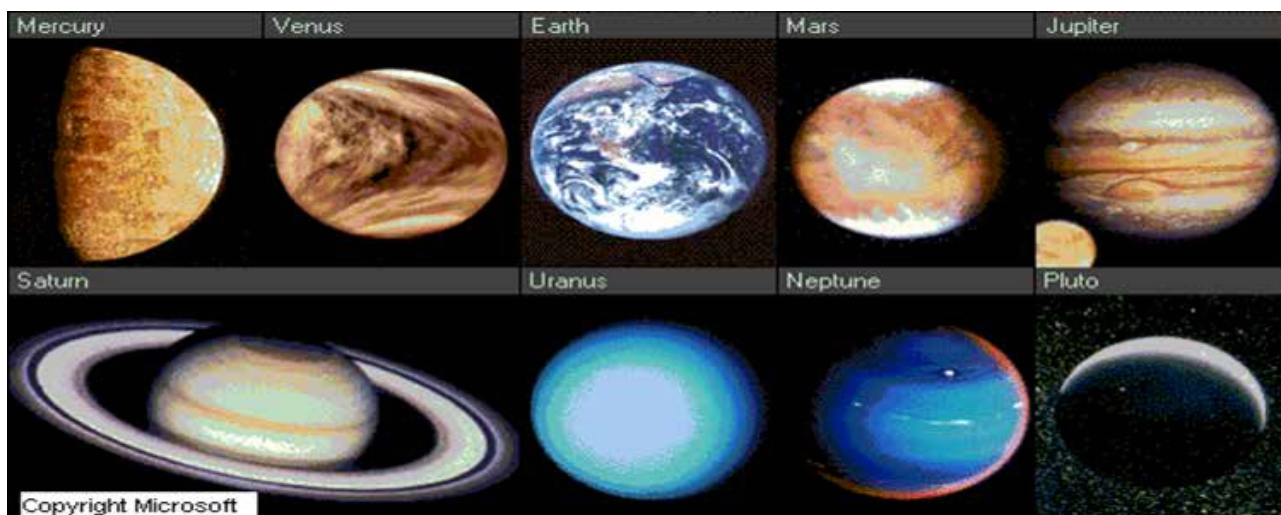
علم ژئوشیمی با توزیع و مهاجرت عناصر شیمیایی در درون زمین و در ابعاد زمان و مکان سروکار دارد. علم توزیع عناصر در جهان (فضا شیمی) نامیده می شود. هدف کلی ژئوشیمی توصیف و توجیه چگونگی مهاجرت عناصر و تفریق عناصر و فرایندهای مربوط به آن است حال چه در کیهان و چه در ماگما باشد (برایان میسون ۱۳۹۰).

مقدمه:

به بیان ساده ژئوشیمی علمی است که شیمی کل زمین و بخش های سازنده آن را بررسی می کند و از لحاظ قلمرو ژئوشیمی هم محدودتر و هم گسترده تر از زمین شناسی است. مسائل مربوط به ژئوشیمی توزیع و مهاجرت عناصر شیمیایی در زمین، زمان و در مکان است. علم شیمی کره زمین مانند سایر علوم شعبات زیادی دارد برای مثال: ۱-ژئوشیمی نظری ۲-ژئوشیمی کاربردی ۳-

ژئوشیمی اکتشافی ۴-ژئوشیمی حالت جامد ۵-ژئوشیمی رسوبی ۶-ژئوشیمی ایزوتوپ های پایدار ۷-ژئوشیمی هسته ای ۸-ژئوشیمی آلی ۹-ژئوشیمی عناصر کمیاب ۱۰-ژئوشیمی محیطی درک درست شیمی زمین: حائز اهمیت است که تا حد امکان از شیمی و تاریخ خورشید و سایر اجسام سیاره ای منظومه شمسی و همچنین شیمی ستارگان و فضای میان سیاره ای مطلع باشیم (حسنى پاک ۱۳۹۵). زمین یکی از اعضای منظومه شمسی

است. منظومه ای که خود از خورشید، سیارات و اقمار آن ها، سیاره ماندها، ستاره های دنباله دار و شخانه ها تشکیل یافته است. خورشید یکی از ستارگان درون کهکشان ماست. در ورای کهکشان ما تعداد بیشماری از سیستم های ستاره ای با اندازه های تقریباً مشابه کهکشان ما وجود دارند. این سیستم ها سحابی های فراکهکشانی نامیده می شود. نزدیکترین سحابی ها به زمین سحابی آندرومدا است (کارلتن مور ۱۳۹۰).



شکل ۱

کلارک:

کلارک موضوع علم ژئوشیمی را در کتاب داده های ژئوشیمی بدین صورت تعریف نموده است: هر سنگ را می توان یک سیستم شیمیایی به حساب آورد که تغییرات شیمیایی در آن به وسیله عوامل مختلف صورت می پذیرد. این چنین تغییری مستلزم درهم ریختن تعادل است و در نهایت به تشکیل سیستم جدیدی منجر میشود که به نوبه خود تحت شرایط جدید پایدار است. قلمرو علم ژئوشیمی مطالعه

این تغییرات است. تعیین این موضوع که چه تغییراتی امکان پذیر می باشد چگونه و چه هنگام رخ می دهد و مشاهده پدیده های همراه با آن ها و در آخر توجه به نتایج نهایی آن ها از وظایف ژئوشیمیست می باشد. از نقطه نظر زمین شناسی، پوسته جامد زمین موضوع اصلی این مطالعه می باشد و واکنش هایی که در آن رخ می دهند را به سادگی می توان تحت سه عنوان تقسیم بندی کرد. اول، واکنش هایی که بین اجزای اصلی خود زمین صورت

می گیرد، دوم واکنش هایی ناشی از لایه نازک آبگین، سوم واکنش های تولید شده بوسیله اتمسفر (انتشارات سنجش و دانش ۱۳۹۹).



شکل ۲- فرانک ویگلزورث کلارک



شکل ۳- لایه های زمین از لحاظ شیمیایی سه بخش پوسته، گوشته و هسته را شامل می‌شود.

گلدشمیت:

ژئوشیمی را به این صورت توصیف کرده است: وظیفه اصلی ژئوشیمی از سویی تعیین ترکیب کمی زمین و بخش های

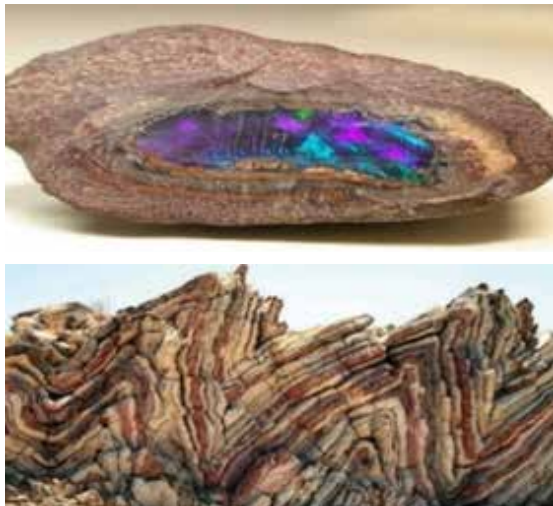
مختلف آن و از سوی دیگر کشف قوانین کنترل کننده توزیع هریک از عناصر است.

وظایف اصلی ژئوشیمی را به صورت زیر می توان خلاصه کرد:

۱- تعیین فراوانی نسبی و مطلق عناصر و انواع اتمی (ایزوتوپ ها) در زمین.

۲- مطالعه توزیع و مهاجرت هر یک از عناصر در بخش های مختلف زمین (اتمسفر، هیدروسفر، پوسته و...) و همچنین در کانی ها و سنگ ها به منظور کشف اصول اداره کننده این توزیع و

مهاجرت. می‌توان ادعا کرد که تاریخ توسعه و گسترش زمین شناسی تا حدودی هدف ژئوشیمی را نیز بیان کرده است زیرا توسعه ژئوشیمی به عنوان یک نظام رسمی نسبتا دیر تحقق یافت. دیگر موضوعات وابسته بخصوص کانی شناسی و پترولوژی اغلب مطالبی را در برمی گیرند که به خوبی در قلمرو علم ژئوشیمی قرار دارند. مطالعات ژئوشیمیایی دقیق توزیع عناصر در سطح زمین، نقش مهمی در اکتشاف کانسارها ایفا کرده است (سنجش و دانش).



عناصر	در صد بر اساس جرم
اکسیژن	۴۵ / ۲۰
سیلیسیم	۲۷ / ۲۰
آلمینیوم	۸ / ۰۰
آهن	۵ / ۸۰
کلسیم	۵ / ۰۶
سدیم	۲ / ۳۲
منیزیم	۲ / ۷۷
پتاسیم	۱ / ۶۸
تیتانیوم	۰ / ۸۶
فسفر	۰ / ۱۰
منگنز	۰ / ۱۲
روی	۰ / ۰۱۳
مس	۰ / ۰۰۷
سرب	۰ / ۰۰۱۶

(غلظت کلدارک عناصر فراوان در پوسته جامد زمین)

فرایند تکامل تا پیدایش اکسیژن به کندی پیش رفته است در این نقطه، فرایند تکامل بیشترین انرژی خود را به نمایش گذاشته است و در ورای آن عناصری که اکسیدهای پایدار می سازند، ساده تر از سایر عناصر و به بیشترین مقادیر تشکیل شده اند بر این مبنا کمبود عناصر دارای عدد اتمی بزرگتر از آهن قابل درک است.

دو ژورنال معتبر ژئوشیمی عبارتند از: geochimica et cosmochemica acta

این دستگاه جدید کشف شدند. RB،.ا عنصر C

بکرل: کشف رادیو اکتیویته **کوری‌ها:** شناسایی عناصر پلونیوم و رادیوم

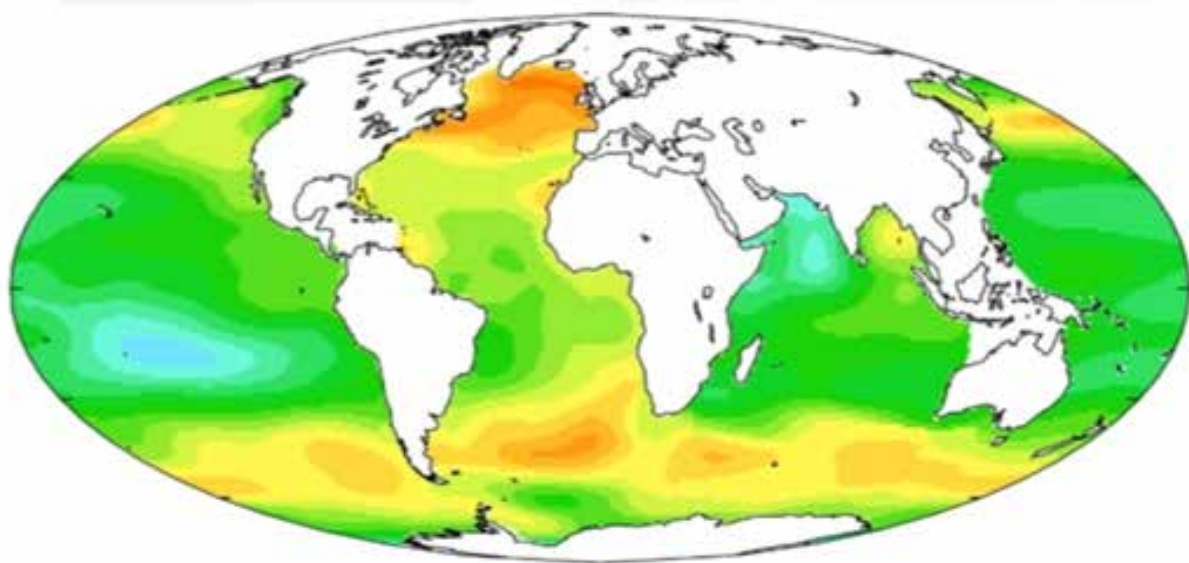
دبی یرن: کشف اکتینیوم اکثر پیشرفت های ژئوشیمی را میتوان ناشی از پیشرفت تکنیک های تجزیه ای دانست.

موزلی: نشان داد بین طیف های اشعه ایکس و اعداد اتمی همبستگی وجود دارد.

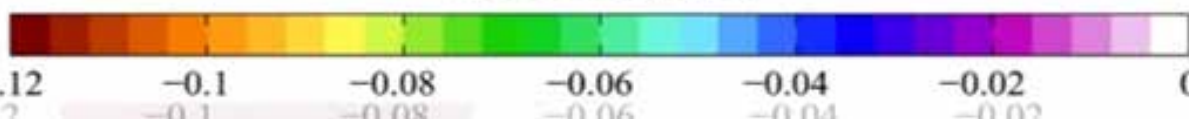
واژه ژئوشیمی برای اولین بار توسط شیمی دان سوئیسی به نام شون بین (کاشف اوزون) معرفی گردید. بدیهی است که تاریخچه علم ژئوشیمی شامل بخش بزرگی از تاریخ علوم شیمی و زمین شناسی می باشد.

لاوازیه: مفهوم جدید یک عنصر را می توان به زمان وی نسبت داد.

بنزن و کیرشهف: چگونگی کاربرد طیف سنج در تشخیص و شناسایی عناصر را به نمایش گذاشتند، پس از آن عناصر مختلف به سرعت و پی در پی بوسیله



Δ sea-surface pH [-]



مطالعه رادیواکتیویه از جنگ جهانی دوم به بعد منجر به پیشرفت های شگرفی در زمینه تجزیه عنصری از طریق فعال سازی نوترون گردیده و فرصتی برای مطالعات ایزوتوپی و زمین زمان سنجی بوسیله ی روش های طیف سنجی جرمی فراهم آورد. این مطلب مهم است چون اجازه می دهد حتی جزئیات دقیق سیستم های ژئوشیمیایی نیز مطالعه شده و در نتیجه کنترل بهتری بر روی نظریه ها و فرضیه های ژئوشیمیایی صورت گیرد.

وظیفه علم ژئوشیمی:

وظیفه دانش مزبور پیگیری و روشن کردن حالت عنصرهای شیمیایی است که شالوده طبیعت هستند ، برحسب نظام معینی قرار یافته اند و معرف رده بندی دوره ای مندلیف اند ؛ پژوهش

زمین شیمی در زمینه عنصر شیمیایی و اتم آن است.



دستگاه مندلیف تنها ارزش نمایاندن یک نمایه نظری را ندارد، بلکه پیوستگی های حقیقی بین عنصرها را نشان می دهد. پیوستگی هایی که همانندی یا ناهمانندی ومهاجرت عنصرها را در زمین ثابت می کند.

زمین شیمی فرایند های شیمیایی را که در پهنه زمین جریان دارند، بررسی می

کند. عناصر شیمیایی مختلف در معرض فشارها و دماهای بینهایت متغیرزمین قرار دارند؛ ژئوشیمی تنها قوانین پخش و مهاجرت عنصرهای شیمیایی رادر زمین بررسی نمی کند بلکه در شرایط زمین شناسی ویژه برخی نواحی، به پژوهش آن ها می پردازد، مثلا در قفقاز یا اورال راه اکتشاف کانی های مفید را پیدا می کند؛ بنابراین اصول کلی ژئوشیمی سعی دارد تعیین کند که در کجا قادر خواهیم بود تا با یک عنصر شیمیایی نامعینی برخورد کنیم علاوه بر آن بررسی خواص و مشخصات عنصر و میل ترکیبی آن را با سایرین یا بالعکس چگونگی جدا شدن آن را شناسایی کنیم البته این امکان تنها در صورتی وجود دارد که حالت عنصرهای شیمیایی را به خوبی بشناسیم.

مطالعه سنگ های آذرین

گردآورنده: شیما همسایه مقدم

عضو اصلی انجمن علمی | دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی دانشگاه محقق اردبیلی



سنگ های آذرین، به گروهی از سنگ ها اطلاق می شود که از انجماد ماگمای سیلیکاته حاصل می شوند. در صورتی که مذاب به آرامی در اعماق پوسته زمین سرد شود، سنگ ها زمان لازم برای رشد و تشکیل بلورهای درشت را خواهند داشت. سنگ هایی که در اعماق چند کیلومتری زمین متبلور شده اند را سنگ های آذرین درونی می نامند، اما اگر این مذاب از یک آتشفشان یا شکافی در پوسته فوران کند، سریع تر سرد شده و سنگ های حاصل، احتمالاً از بلورهای بسیار ریز و شیشه ای تشکیل خواهند شد. اینگونه سنگ ها به سنگ های آذرین بیرونی یا سنگ های آتشفشانی معروف اند. دسته سوم سنگ های آذرین آن هایی هستند که به صورت دایک و سیل جایگیری می کنند که به آن ها سنگ های نفوذی یا هیپ آبیسال می گویند که به طور کلی اندازه دانه هایشان متوسط می باشد (MacKenzie et al., 2017).

دوروش اصلی که از آن برای طبقه بندی سنگ‌های آذرین استفاده می کنند عبارت‌اند از:

۱-روش طبقه بندی بر اساس کانی شناسی: ساده ترین روش برای طبقه بندی سنگ های نسبتاً درشت بوده که در آن‌ها کانی را می توان ابتدا با مطالعه یک نمونه دستی با چشم غیرمسلح و عدسی های دستی و به طور دقیق تر با یک مقطع نازک در زیر میکروسکوپ شناسایی کرد.

۲-روش طبقه بندی بر اساس ترکیب شیمیایی: برای سنگ های بسیار ریزدانه یا شیشه ای طبقه بندی بر اساس ترکیب شیمیایی دقیق ترین روش خواهد بود، اما آنالیز شیمیایی یک سنگ فرآیندی زمانبر و پرهزینه است و روش های تحلیلی مدرن به ابزار دقیق و پیچیده ای نیاز دارند (MacKenzi et al., 2017)

ترکیب سنگ‌های آذرین:

تقریباً ۹۹ درصد از عمده سنگ های آذرین تنها از ۸ عنصر اکسیژن، سیلیسیوم، آلومینیوم، آهن، کلسیم، سدیم، پتاسیم و منیزیم تشکیل شده است. بیشتر این عناصر در ساختار بلوری کانی‌های سیلیکاته سنگساز، برای تولید فلدسپات، الیوین، پیروکسن، آمفیبول، کوارتز و میکا وجود دارند. این ۶ کانی بیشتر از ۹۵ درصد از حجم سنگ های آذرین رایج را تشکیل می دهند؛ بنابراین در مطالعه، طبقه بندی و منشأ آن‌ها از اهمیت بالایی برخوردار هستند. ماگماهای غنی از سیلیسیوم و آلومینیوم را ماگماهای اسیدی می نامند و این ماگماها تمایل بیشتری به تولید کوارتز، فلدسپار پتاسیم

و پلاژیوکلاز سدیم (آلبیت) دارند، آن‌ها به طورکلی سنگ های روشن را تشکیل می دهند. اما ماگماهای غنی از آهن، منیزیم و کلسیم به عنوان سنگ های تیره (مافیک) شناخته می شوند و مقادیر بیشتری الیوین، پیروکسن، آمفیبول و پلاژیوکلاز کلسیم (آنورتیت) تولید می کنند. سنگ های حاصل به دلیل فراوانی کانی های فرومنیزین تیره رنگ هستند. تبلور کانی ها از ماگما، بین ۶۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی گراد رخ می دهد. کانی های با بالاترین نقطه انجماد زودتر متبلور می شوند و در نتیجه بلورهای شکل دار تشکیل می دهند (Hamblin et al., 1980).

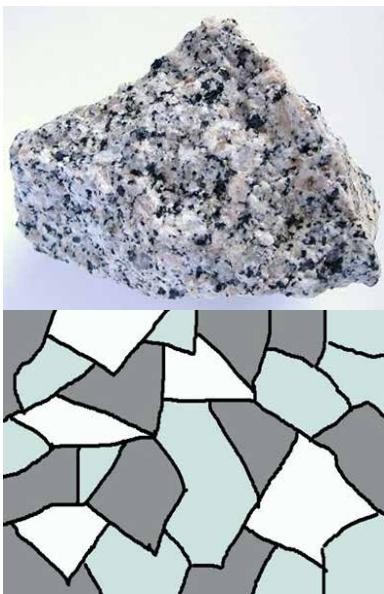
بافت سنگ‌های آذرین:

بافت سنگ‌های آذرین به اندازه، شکل و روابط مرزی کانی های مجاور در یک توده سنگ اشاره دارد. در سنگ های آذرین، بافت عمدتاً در پاسخ به ترکیب و سرعت سرد شدن ماگما ایجاد می شود. در ماگماهایی که در اعماق پوسته زمین به آرامی سرد می شوند، بلورهای منفرد به اندازه های کم و بیش یکنواخت رشد می کنند و ممکن است قطرشان تا بیش از یک اینچ برسد. در مقابل گدازه هایی که در نتیجه فعالیت های آتشفشانی در سطح زمین جریان می یابند، به سرعت سرد می شوند بنابراین بلورهای کانی‌ها تنها زمان کوتاهی برای رشد دارند و بلورهای چنین ماگمایی معمولاً به قدری کوچک هستند که بدون کمک میکروسکوپ نمی توان آن‌ها را مشاهده کرد و ظاهر سنگ به دست آمده نیز توده‌ای و فاقد ساختار بلورین می باشد.

بافت سنگ‌های آذرین به انواع زیر تقسیم می شوند:

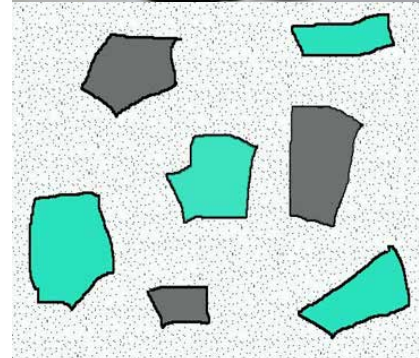
۱-فانریتیک ۲-پورفیریتیک ۳-شیشه ای ۴-آذرآوری (Hamblin et al, 1980)

۱-بافت‌های فانریتیک: در بافت های فانریتیک، بلورهای منفرد به اندازه‌ای بزرگ هستند که به وضوح با چشم غیرمسلح قابل مشاهده می‌باشند. دانه‌های موجود در هر نمونه تقریباً از نظر اندازه برابر هستند و یک موزاییک به هم پیوسته را تشکیل می دهند. اندازه بلورها در یک بافت فانریتیک می تواند از بلورهایی که به سختی قابل مشاهده هستند تا بلورهایی با طول بیش از یک اینچ متغیر باشد. بافت فانریتی از ماگماهایی که به آرامی سرد می‌شوند ایجاد می‌شود و معمولاً در اجسام آذرین نفوذی مانند باتولیت ها یا استوک‌ها تشکیل می شوند. سنگ‌های فانریتی بسیار درشت، که بلورها در آن‌ها چندین فوت طول دارند، تقریباً همیشه در رگه های بزرگ یافت می‌شوند (Hamblin et al., 1980).



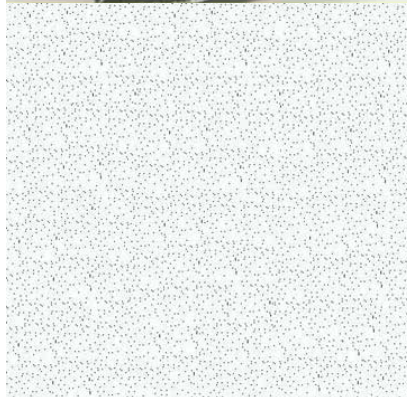
شکل ۱- بافت فانریتیک با نمایش شماتیک

۲- بافت پورفیریتیک: بافت پورفیری نوعی بافت است که در سنگ های آذرین آتشفشانی و نفوذی به وجود می آید که با وجود بلورهای بزرگتر به نام فنوکریست، که توسط ماتریکسی از بلورهای بسیار کوچکتر یا شیشه های آذرین احاطه شده اند تعریف می شوند. اصطلاح (پورفیری) در واقع به تفاوت نسبی اندازه دانه بین فنوکریست ها و زمینه آن اشاره می کند و به اندازه مطلق دانه مرتبط نیست. فنوکریست هایی که کوچکتر از ۵/۰ میلی متر هستند (یعنی قابل تشخیص در زیر میکروسکوپ) به عنوان میکروفنوکریست شناخته می شوند. اصطلاح پورفیری را می توان به عنوان یک صفت در نام سنگ (مانند آندزیت پورفیری) نیز استفاده کرد. اصطلاح مرتبط (پورفیری) یک اصطلاح کلی است که به هر سنگ آذرین با بافت پورفیری اشاره می کند (Hamblin et al., 1980).



شکل ۲- بافت پورفیریتیک با نمایش شماتیک

۳- بافت آفانیتیک: در بافت آفانیتیک، بلورهای منفرد آنقدر کوچک هستند که بدون کمک میکروسکوپ نمی توان آن ها را تشخیص داد. بنابراین سنگ هایی با این بافت، توده ای و بدون ساختار به نظر می رسند. با این حال، هنگامی که بخش نازکی از یک سنگ آفانیتیک زیر میکروسکوپ مشاهده می شود، ساختار بلورها به راحتی آشکار می شود. سنگ از بلورهای کوچک متعدد و معمولاً مقداری شیشه تشکیل شده است (Hamblin et al., 1980).



شکل ۳- بافت آفانیتیک با نمایش شماتیک

۴- بافت شیشه ای: این بافت مشابه شیشه های معمولی است و بلورها را نمی توان در بافت شیشه ای تشخیص داد، حتی زمانی که نمونه با بزرگنمایی بالا مشاهده می شود که این نشان دهنده این است که گدازه به سرعت سرد

شده است (Hamblin et al., 1980).



شکل ۴- بافت شیشه ای

۵- بافت پیروکلاستیک: بافت های آذرآواری از قطعات شکسته و زاویه دار سنگ تشکیل شده اند. در واقع سنگ های آذرآواری از مواد تکه تکه شده، پوک، شیشه و بلورهای شکسته تشکیل شده است و بر اساس اندازه آن ها را طبقه بندی می کنند، به طوری که به مواد ریزتر از ۴ میلی متر توف می گویند. به مواد بزرگتر از ۴ میلی متر پرش آتشفشانی گفته می شود. اگر قطعات در هنگام ته نشین شدن فوق العاده داغ باشند، ممکن است به هم جوش بخورند و یک توده متراکم تشکیل دهند (Hamblin et al., 1980).



شکل ۵- بافت پیروکلاستیک

طبقه بندی و شناسایی سنگ های آذرین:

مفیدترین و قابل توجه ترین سیستم طبقه بندی سنگ های آذرین بر اساس دو معیار ترکیب و بافت آن ها است. این معیارها نه تنها در توصیف سنگ اهمیت بسیار داشته، به طوری که بتوان آن را

هستند. ایوبین به طور کلی به سنگ های مافیک محدود می شود. پیروکسن ها و آمفیبول ها در سنگ های مافیک تا حد واسط وجود دارند. بیوتیت در سنگ های حدواسط و فلسیک رایج است (Hamblin et al., 1980).

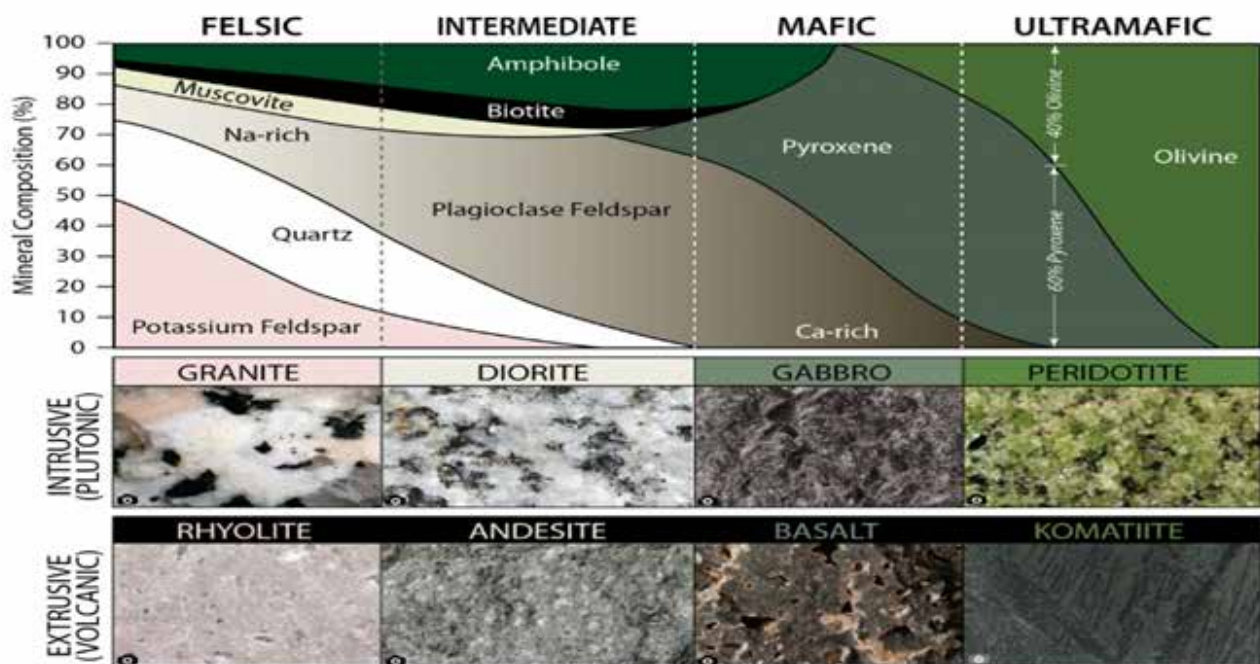
نمودار پایین محدوده ترکیب انواع سنگ های آذرین اصلی را نشان می دهد. هر ناحیه رنگی نشان دهنده یک خانواده سنگی است. مساحت نمودار اختصاص داده شده به هرکدام نشان دهنده درصد سنگی است که از آن کانی تشکیل شده است.

یک کانی فرعی در مقادیر جزئی وجود دارد و عاملی در طبقه بندی نمی باشد (Hamblin et al., 1980).

۲- ترکیب فلدسپات ها، فلدسپات های پتاسیم و پلاژیوکلاز سدیم کانی های اصلی در سنگ های فلسیک هستند اما در سنگ های حدواسط و مافیک بسیار نادر می باشند و یا وجود ندارند. پلاژیوکلاز کلسیم مشخصه سنگ های مافیک است (Hamblin et al., 1980).

۳- مقدار و انواع کانی فرومنیزین، به عنوان یک قاعده کلی، سنگ های مافیک غنی از کانی های فرومنیزین هستند، در حالی که سنگ های فلسیک غنی از کوارتز

از سایر انواع سنگ متمایز کرد، بلکه در ترسیم مفاهیم مهم در مورد منشأ سنگ نیز مهم است (Hamblin et al., 1980). سه معیار کانی شناسی عمده برای طبقه بندی سنگ های آذرین استفاده می شود: ۱- وجود یا عدم وجود کوارتز، کوارتز یک کانی اصلی در سنگ های فلسیک (سنگ های سرشار از سیلیس (SiO₂)) و یک کانی فرعی در سنگ های حدواسط یا مافیک (سنگ های سرشار از منیزیم (Mg) و آهن (Fe)) است. در طبقه بندی سنگ های آذرین، (کانی اصلی) کانی هایی هستند که طبقه بندی سنگ بر اساس آن ها انجام می شود.



شکل ۶- تصاویر انواع بافت سنگ های آذرین

دیوریت-آندزیت از نظر ترکیبی بین خانواده های گرانیت-ریولیت و گابرو-بازالت است؛ با ترکیب زیر مشخص می شود:

پلاژیوکلاز ۵۵-۷۰٪، آمفیبول و بیوتیت ۲۵-۴۰٪، پلاژیوکلاز تقریباً ۵۰ درصد آل بیت و ۵۰ درصد آنورتیت

ماگماهایی که این سنگ ها را تولید می کنند سرشار از پتاسیم، سیلیسیوم و سدیم هستند و آهن، منیزیم و کلسیم کمی دارند. بنابراین گرانیت ها و ریولیت ها دارای رنگ روشن هستند (Hamblin et al., 1980).

خانواده دیوریت-آندزیت: خانواده

خانواده گرانیت-ریولیت: خانواده گرانیت-ریولیت با ترکیب کانیایی زیر مشخص می شود:

کوارتز ۱۰-۴۰٪، فلدسپات پتاسیم ۳۰-۶۰٪، پلاژیوکلاز (سدیم بالا) ۰-۳۳٪، بیوتیت و آمفیبول ۱۰-۳۳٪، این سنگ ها معمولاً فلسیک نامیده می شوند.

است. فلدسپار پتاسیم و کوارتز فقط در مقادیر جزئی وجود دارند. بنابراین رنگ خانواده دیوریت-آندزیت به طور مشخص خاکستری است (Hamblin et al., 1980).

خانواده گابروبالزت: خانواده گابرو-بالزت دارای ترکیب زیر است:

پلاژیوکلاز (کلسیم بالا) ۴۵-۷۰٪، مواد معدنی فرومنیزین (الیوین، پیروکسن و آمفیبول) ۲۵-۵۰٪، این سنگ ها از ماگماهایی متبلور می شوند که آهن، منیزیم و کلسیم نسبتاً بالایی دارند، اما سیلیس آن ها کم است. رنگ سنگ به طور مشخص سیاه یا سبز تیره است (Hamblin et al., 1980).

خانواده پریدوتیت: خانواده پریدوتیت با ترکیب کانیایی زیر مشخص می شود: الیوین ۸۵-۱۰۰٪، پیروکسن ۵-۱۰٪، کلسیم پلاژیوکلاز ۵-۱۰٪، کانی هایی مانند مگنتیت، ایلمنیت، کرومیت ۱۰٪ می باشند.

در واقع، رنگ، اندازه و شکل خاص یک سنگ معین در شناسایی آن اهمیت کمی دارد. ویژگی های سنگی که به ما اجازه می دهد بین انواع مختلف سنگ های آذرین تمایز قائل شویم، ترکیب و بافت کانی است (Hamblin et al., 1980).

منشا ماگما:

منشا ماگما از مشاهدات مستقیم قابل تشخیص نیست، اما در طول چند دهه اخیر، درک ما از شیمی و فیزیک مواد سنگ به شدت افزایش یافته است. این دانش بر اساس مشاهدات ماگماهای مصنوعی ساخته شده در آزمایشگاه، و مشاهده محصولات آتشفشانی و

مطالعات خواص ژئوفیزیکی زمین است. ما از شواهد لرزه ای می دانیم که زمین اساساً تا عمق ۱۸۰۰ مایلی جامد است و فقط هسته بیرونی آن مایع است. با این حال، هسته مایع نمی تواند منبع ماگما باشد. چگالی هسته بین ۹ تا ۱۰ گرم بر سانتی متر مکعب است که این چگالی بسیار بیشتر از هر ماگما یا سنگ آذرین در پوسته است. (بالزت، یکی از متراکم ترین سنگ های آذرین است که چگالی آن تنها ۳ گرم بر سانتی متر مربع است)؛ بنابراین ماگما باید از ذوب موضعی سنگ جامد در گوشته بالایی و پوسته زیرین، در اعماق بین ۲۰ تا ۱۰۰ مایل پایینتر سرچشمه بگیرد (Hamblin et al., 1980).

برای درک منشا ماگما، باید به یاد داشته باشید که یک سنگ نقطه ذوب خاصی ندارد. هر کانی درون سنگ در دمای متفاوتی شروع به ذوب شدن می کند؛ مثلاً مسکویت، فلدسپات پتاسیم و کوارتز نه تنها در دماهای بین ۶۰۰ درجه سانتی گراد تا کمی بیش از ۸۰۰ درجه سانتی گراد به ترتیب متبلور می شوند، بلکه در این محدوده دما نیز ذوب می شوند. آمفیبول در دمای بالاتر ذوب می شود و به دنبال آن پیروکسن و الیوین ذوب می شوند. پلاژیوکلاز غنی از سدیم در حدود ۶۰۰ درجه سانتی گراد شروع به ذوب شدن می کند، در حالی که پلاژیوکلاز غنی از کلسیم ممکن است تا دمای ۱۲۰۰ درجه سانتی گراد ذوب نشود. در واقع، ذوب و تبلور فرآیند های فیزیکی و شیمیایی پیچیده ای هستند. با این حال، به خوبی ثابت شده است که برخی از کانی ها در دماهای پایینتر

ذوب می شوند، و این واقعیت برای درک روش کلی پیدایش ماگما مهم است (Hamblin et al., 1980).

علاوه بر دما، به یاد داشته باشید که عوامل مهم دیگری مانند فشار، مقدار آب موجود، و ترکیب کلی سنگ نیز بر ذوب شدن آن تأثیر می گذارند. به عنوان مثال، ذوب شدن می تواند با افزایش دما یا کاهش فشار آغاز شود و با مقدار آب موجود در فضاها، منفذی سنگ افزایش می یابد (Hamblin et al., 1980).

مطالعات جهانی از توزیع سیل های بالزالتی، آتشفشان ها، باتولیت ها، و کمر بند کوه های مرتبط نشان می دهد که ماگمای بالزالتی در حاشیه صفحات واگرا و ماگمای گرانیتی-آندزیتی در مناطق فرورانش ایجاد می شود. در هر دو ناحیه، تغییرات دما و فشار در نتیجه حرکت صفحه رخ می دهد و ماگما از ذوب بخشی از پوسته پایینی یا گوشته بالایی تولید می شود (Hamblin et al., 1980).

تولید ماگمای بالزالتی:

اعتقاد بر این است که ماگمای بالزالتی در حاشیه های صفحه واگرا با ذوب بخشی استنوسفر ایجاد می شود. استنوسفر و همچنین گوشته پایینی، تقریباً به طور قطع از پریدوتیت تشکیل شده است، پریدوتیت سنگی است که عمدتاً از کانی های الیوین، پیروکسن و مقادیر جزئی پلاژیوکلاز تشکیل شده است. تعادل بین دما و فشار در استنوسفر تقریباً برای شروع ذوب پریدوتیت مناسب است. در زیر استنوسفر، فشار برای ذوب

شروع می شود. ابتدا پلاژیوکلاز ذوب می شود، سپس پیروکسن و در نهایت ذوب الیوین رخ می دهد. اگر تنها بخشی از سنگ گوشته ذوب شود، قسمت اعظم الیوین جامد باقی می ماند، بنابراین ماگمای حاصل از عناصر تشکیل دهنده پلاژیوکلاز و پیروکسن غنی تر است. در واقع، این ترکیب ماگمای بازالتی است. بنابراین دانشمندان فرض می کنند که ماگمای بازالتی از ذوب بخشی

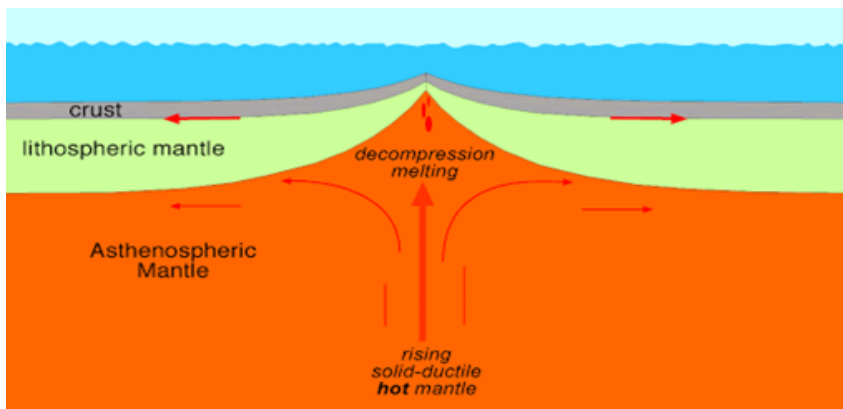
استنوسفر در نواحی ریفتی، جایی که فشار در نتیجه شکافتن صفحات لیتوسفر کاهش می یابد، ایجاد می شود. بنابراین کاهش فشار نقش مهمی در تولید ماگمای بازالتی دارد. ماگمای بازالتی که چگالی کمتری نسبت به پریدوتیت اطراف دارد، در امتداد مراکز در حال گسترش بالا می رود و به عنوان جریان های بازالتی در مناطق ریفتی بیرون می ریزد (Hamblin et al., 1980).

شدن بسیار زیاد است و در اعماق کمتر بالای استنوسفر، دما بسیار پایین است (Hamblin et al., 1980).

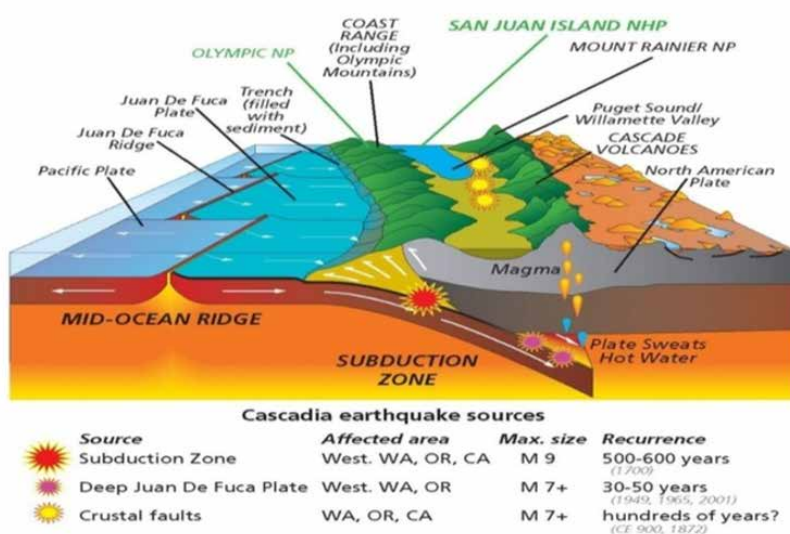
روند کلی چگونگی پیدایش ماگمای بازالتی به این شکل است که، مواد موجود در استنوسفر به آرامی به سمت بالا حرکت می کنند، لیتوسفر شکافته شده و از هم جدا می شود. این باعث کاهش فشار در استنوسفر شده و ذوب

تولید ماگمای گرانیته:

در یک منطقه فرورانش، پوسته اقیانوسی بازالتی و اشباع از آب به همراه رسوبات به گوشته فرو می رود. این مخلوط از بازالت و رسوب با اصطکاک بین صفحات لیتوسفری در حال برخورد و دمای بالاتر در عمق به هنگام غوطه ور شدن مخلوط گرم می شود. وقتی بازالت و رسوبات اقیانوسی گرم می شوند، ابتدا کانی های غنی از سیلیس شروع به ذوب شدن می کنند و حتی برخی از آن ها در دمای کمتر بنابراین ذوب بخشی پوسته بازالتی نسبت به ماگمای تولید شده در مرزهای صفحه واگرا ماگمای غنی تری از سیلیس را تولید می کند. این ماگمای غنی از سیلیس در کمر بند کوهزایی به سمت بالا می رود تا توده های گرانیته و جریان های آندزیتی-ریولیتی ایجاد کند. فشار شدید در یک کمر بند کوه تغییر شکل یافته در حاشیه صفحات همگرا، دما را به اندازه کافی افزایش می دهد تا ذوب برخی از کانی ها در سنگ های دگرگونی آغاز شود (Hamblin et al., 1980).



شکل ۷ - فرایند تولید ماگمای بازالتی



مطالعه پترولوژیکی کانی‌های گوهری

گردآورنده: علی فردوسی

عضو علی‌البدل انجمن علمی | دانشجوی کارشناسی زمین
شناسی دانشگاه محقق اردبیلی



استفاده از جواهرات و سنگ‌های گرانبها به اندازه تاریخ پیدایش بشر قدمت دارد و دارای پیشینه‌ای هفت هزار ساله می‌باشد. جواهر و سنگ‌های قیمتی به دلیل زیبایی، نادر بودن، ارزش و قابل حمل بودن برای انسان‌ها از اهمیت بالایی برخوردار اند.

در زمان های قدیم و بسیار پیش از آنکه بشر وسایلی آماده کند یا مهارتی به دست آورد که بتواند سنگ های سخت را تراش داده یا بر روی آن چیزی حک کند، سنگ های رنگین و با ارزش علاوه بر ارزش مادی، بیشتر جنبه سحر و جادو داشتند و به عنوان طلسم استفاده می شدند و به علت برخی باورها و اندیشه های رازورانه که نسبت به تأثیرات نهفته گوهرسنگ ها وجود داشت، آن ها را ستوده و به کار می بردند.

از باورهایی که مردمان پیشین داشتند این بود که عقیق می تواند انسان را در برابر گزیدن رتیل و برق زدگی حفظ کند و یا برای مثال؛ یشم سبز می توانست باعث باران بشود و یا هر کس سنگ لاجورد داشت از حمله و نیش مار افعی در امان بود. در این مقاله ما به بررسی سنگ های قیمتی یا گوهری می پردازیم و چند نمونه از این گوهر ها را به شما معرفی می کنم:

ویژگی گوهرها:

یک گوهر، کانی ای است که از راه تراش و صیقل زیبایی کافی برای استفاده در گوهر سازی و زیور آلات را بدست می آورد؛ هرچند که زیبایی شرط اول هر گوهر است، اما پسنندیده ترین و باارزش ترین گوهرها، گوهرهای طبیعی والبته کمیاب و با دوام هستند .

از مهم ترین ویژگی گوهرها زیبایی آن ها است؛ از عوامل ایجاد کننده زیبایی می توان به رنگ، جلا و شفافیت و درخشنگی اشاره نمود؛ دومین ویژگی یک گوهر، کمیاب بودن آن است ، کمیابی یک گوهر

ممکن است به علت وجود کم آن ماده با کیفیت جواهری در طبیعت و یا هزینه زیاد استخراج آن باشد؛ هرچه یک گوهر کمیاب تر باشد، ارزشمند تر و قیمت آن نیز بالاتر است.

استحکام و استقامت از دیگر ویژگی های یک گوهر است؛ و منظور از استحکام که با ۳ شاخص سفتی یعنی مقاومت در برابر شکستن، سختی یعنی مقاومت در برابر خراش و همچنین ثبات یعنی مقاومت در برابر عوامل طبیعی مانند نور، حرارت و مواد شیمیایی سنجیده می شود.

منشا جواهرات

جواهر سنگ ها در بسیاری از محیط های زمین تشکیل می شوند، در این بخش به بررسی متداول ترین و مهم ترین محیط های تشکیل این سنگ و نیز فرآیند های مربوط به آن میپردازیم.

ابتدا باید به این مسله که جواهر سنگ ها یا همان گوهرها کجا پیدا می شوند و کجا تشکیل می شوند تمایز قائل شویم، غالباً اکثر گوهر ها در زیر سطح زمین تشکیل می شوند و این گوهر ها بر اثر معدن کاری و یا برخی از فرآیند های زمینی مانند گسل خوردگی، چین خوردگی، بالا آمدگی در مقیاس وسیع و فرآیند های ولکانیکی، به سطح زمین آورده می شوند.

از محیط های شکل گیری جواهرات:

منشا آبرفتی، کانسار های هیدروترمال، پگماتیت، جواهر سنگ های ماگمایی، جواهر سنگ های متامورفیک هستند (مصطفی سبوحی، ۱۳۹۲).

گوهر های معروف

در این بخش به معرفی گوهر های معروف میپردازیم که در طول تاریخ مورد توجه قرار گرفته اند؛ تمدن های مختلف بر حسب نوع فرهنگی که داشتند از آن ها استفاده می کردند.

۱- الماس

از کلمه یونانی آداماس به معنای سخت ترین یا شکست ناپذیر گرفته شده است، طی دوره تاریخی ، الماس در بیشتر زمان ها، برجسته ترین مقام را به عنوان پر طرفدار ترین گوهر داشت.

معروف ترین الماس های قدیمی ، الماس کوه نور به وزن ۱۰۸ قیراط ، الماس مغول کبیر به وزن ۱۸۰ قیراط ، الماس آبی امید به وزن ۴۵ قیراط و بزرگترین الماس گوهری دنیا به نام کولینان به وزن ۳۱۰۶ قیراط در سال ۱۹۰۵ در آفریقای جنوبی کشف شد.

رنگ: بی رنگ و به ندرت به رنگ های زرد، قهوه ای، سبز، صورتی، قرمز تیره و آبی تیره دیده می شود و به نوع سیاه و کدر آن کربوناد یا کربن می گویند.

فرمول شیمیایی: C

سیستم تبلور: در سیستم کوبیک و در رده هگزا کتائدریک متبلور می شود.

ساختار: در ساختار آخر اتم کربن در مرکز یک چهار وجهی از دیگر اتم های کربن قرار دارد و با پیوند کووالاننت، به چهار اتم مجاور خود متصل می شود.

وزن مخصوص: ۳/۵۱

سختی: ۱۰

شفافیت: شفاف تا کدر

جلا: الماسی و بلور های تراش داده نشده آن جلای چرب دارند.

منشاء تشکیل: در توده های کمبرلیتی

همراه با گارنت، انستاتیت، کرومیت، های آبرفتی همراه با کانی های سنگین مگنتیت به وجود می آید، در نهشته دیده می شود. **کاربرد:** مصرف زینتی دارد، تراش، برش و حفاری (علیرضا روان خواه).



شکل ۱- الماس

۲- بریل

نام آن از کلمه یونانی به معنی سنگ جواهر سبز رنگ مشتق شده است.

کانی بریل به عنوان یک گوهر به صورت بلورهای شفاف به رنگ های گوناگون یافت شده و به هرکدام از آن ها نامی داده می شود.

گوشنیت نوع بی رنگ، مورگانیت نوع صورتی، آکومارین نوع سبز آبی فام یا همان کبود و بریل طلایی نوع زرد آن است؛ این بریل ها گوهرهای زیبایی هستند و فقط گونه سبز پررنگ آن یعنی زمرد، به عنوان یک سنگ قیمتی رده بندی می شود.

از روزگار باستان، ارزش زیادی برای زمرد

قائل بودند و امروزه نیز ارزش آن می تواند مساوی یا حتی بالاتر از یاقوت و الماس باشد.

رنگ: بی رنگ، سبز مایل به زرد، صورتی، قرمز، سبز چمنی، زرد مایل به سبز.

فرمول شیمیایی: $Al_2(Si_6O_{18})Be_3$

سیستم تبلور: هگزاگونال

وزن مخصوص: ۲/۹۲_۲/۶۶

سختی: ۷/۵ تا ۸

شفافیت: شفاف تا نیمه شفاف

جلا: شیشه ای

تشکیل: بریل در گرانیت ها و پگماتیت های گرانیتی و نیز در سنگ های دگرگونی یافت می شود در برخی از پگماتیت های توده گرانیتی الوند و نیز گرانیت مشهد وجود دارد.

کاربرد: جواهر سازی و استخراج عنصر بریلیوم برای تولید آلیاژ مس (علیرضا روانخواه).



شکل ۲- بریل

۳- کروندوم

به این کانی در هندوستان کارونتاکا (kauruntaka) گویند. از این رو کروندوم به احتمال از کلمه هندی کروویندا (kuruvinda) به معنی یاقوت، گرفته شده است.

کروندوم خالص بی رنگ است، اما اغلب به علت وجود عناصر فلزی که به صورت ناخالصی وجود دارد، به رنگ های متنوع دیده می شود و بیشتر به رنگ قرمز، قهوه ای و آبی یافت می شود؛ نوع قرمز آنرا یاقوت گویند. رنگ قرمز یاقوت به خاطر وجود کروم است.

به انواع آبی رنگ آن یاقوت کبود یا سافیر گفته می شود .

رنگ: بی رنگ، قرمز، قهوه ای، آبی، سفید، خاکستری، زرد، سبز، ارغوانی و سیاه.

فرمول شیمیایی: Al_2O_3

سیستم تبلور: تریگونال

وزن مخصوص: ۴/۰۲

سختی: ۹ (بعد از الماس سخت ترین کانی است)

شفافیت: شفاف تا نیمه شفاف

جلا: فلزی

تشکیل: کروندوم به عنوان کانی فرعی در برخی از سنگ های دگرگونی مانند مرمر

ها، میکا شیست ها دیده می شود. در سنگ های آذرین مانند سینیت های نفلین دار و به مقدار کم در پریدوتیت ها و بازالت ها یافت می شود. کروندوم کانی مقاوم و پایداری است، از اینرو در سنگ های تخریبی، آبرفت های رودخانه ای و نیز در پلاسر ها نیز وجود دارد.

کاربرد: انواع شفاف آن به عنوان جواهر مصرف دارد. نوع قرمز آن که به یاقوت مشهور است از جمله جواهرات با ارزش می باشد (علیرضا روانخواه).



شکل ۳- کروندوم

۴- فیروزه

این کانی از هزاره دوم قبل میلاد در ایران به عنوان سنگ زینتی مورد استفاده قرار می گرفته است؛ در زمان داریوش آن را اخشائین می نامیدند و در تزئین کاخ ها از آن استفاده می شد. در دوره ساسانی به آن پرنک، پروچک، پیروزاگ

می گفتند و در تهیه انگشتر و گوشواره و ظروف درباری به کار برده می شد؛ این کانی در میان اروپائیان از گذشته دور به نام تورکوایز، یعنی سنگ ترکی شناخته شده است. علت این نامگذاری حمل فیروزه ایران از طریق ترکیه به مصر در زمان های قدیم بوده است (مصطفی

سبوحی، ۱۳۹۲).

رنگ: آبی آسمانی، آبی مایل به سبز و سبز است. هر قدر آهن زیاد تر باشد، بیشتر به رنگ سبز، و هر قدر مس زیاد تر باشد، به رنگ آبی متمایل تر است.

فرمول شیمیایی:



سیستم تبلور: تری کلینیک

وزن مخصوص: ۲/۶-۲/۸

سختی: ۶

شفافیت: نیمه شفاف تا کدر

جلا: مومی

منشاء تشکیل: فیروزه به صورت ثانوی، جهان است.

اغلب همراه با کانی های ثانوی دیگر، در رگه های موجود در شکاف های سنگ های آذرین و رسوبی تشکیل می شود؛ فیروزه نیشابور از معروف ترین معادن کاربرد: فیروزه یک سنگ زینتی است که در جواهر سازی کاربرد دارد و به طور معمول به شکل کروی و یا بیضوی تراش داده می شود (علیرضا روانخواه).



شکل ۴- فیروزه

۵- الیوپین

گونه سبز زیتونی و گوهری الیوپین، امروزه به عنوان پریدوت (زبرجد) شناخته می شود، اما تا همین اواخر به آن کریزوتیل (مترادف الیوپین) و (زمرد شب) گفته می شد.

رنگ: سبز مایل به زرد کم رنگ تا سبز زیتونی است که با افزایش میزان آهن دو بار مثبت تیره تر می شود و تا سبز مایل به قهوه ای می رسد.

فرمول شیمیایی: $(Mg-Fe)_2SiO_6$

سیستم تبلور: ارتورومبیک

وزن مخصوص: ۳/۲-۴/۵

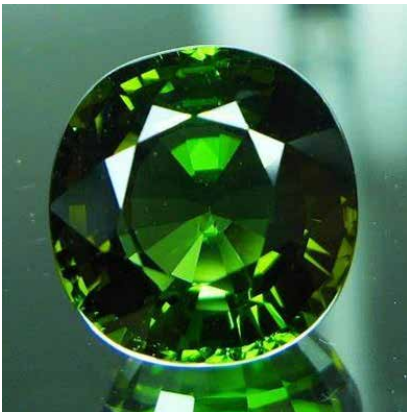
سختی: ۶/۵-۷

شفافیت: شفاف-نیمه کدر

جلا: شیشه ای-چرب

منشاء تشکیل: این کانی اساساً در

سنگ های آذرین تیره رنگ مانند گابرو، پریدوتیت و بازالت یافت می شود. الیوپین گاهی در سنگ های آهکی دولومیتی بلورین یافت می شود. کاربرد: از گونه سبز شفاف آن به عنوان گوهر و از انواع غیر شفاف آن در صنایع ریخته گری استفاده می شود (علیرضا روانخواه).



شکل ۵- الیوپین

۶- زیرکن

زیرکن گوهر شرقی است که قرن های زیادی است که از شن های گوهر دار سریلانکا و هندوستان و چین بدست می آید. در این مناطق به صورت بلور های آبرفتی به رنگ های با سایه سرخ یا قهوه ای یافت می شد و می تواند به رنگ سبز، خاکستری یا بی رنگ نیز باشد. زیر کن زرد را لعل سنبلی می نامند که گرانبها ترین نوع زیرکن است (مصطفی سبوحی، ۱۳۹۲).

رنگ: قهوه ای مایل به قرمز، گاهی زرد، خاکستری و سبز یا بی رنگ.
فرمول شیمیایی: $ZrSiO_4$
سیستم تبلور: تتراگونال
وزن مخصوص: ۴/۶ تا ۴/۷
سختی: ۷/۵
شفافیت: معمولا نیمه شفاف است در برخی نمونه ها شفاف
جلا: الماسی یا صمغی
منشاء تشکیل: زیرکن یکی از فراوان ترین کانی های فرعی سنگ های آذرین

اسیدی مانند گرانیت ها، گرانادیوریت ها، سینیت ها و مونزونیت ها است. زیر کن در این سنگ ها بیشتر به صورت ادخال در بلور بیوتیت یافت می گردد. همچنین در سنگ های دگرگونی مانند مرمرها، گینس ها، و شیست ها نیز ممکن است یافت شود.
کاربرد: نمونه های شفاف ان در جواهر سازی کاربرد دارد (دکتر علیرضا روانخواه).



شکل ۶- زیرکن

۷- اپال

اپال نام یک سنگ قیمتی است که نوعی از دی اکسید سیلیکون هیدرات آمورف محسوب می شود. اپال از نظر سنگ شناسی یک ماده معدنی به شمار می رود تا یک ماده کانی و این امر هم به خاطر شکل آمورفی آن است. واژه (اپال) از کلمه هندی به معنای (سنگ) مشتق شده و در فرهنگ سانسکریت به معنای (سنگ قیمتی) است. اپال به طلسم خوشبختی نیز معروف است و به دلیل هفت رنگ بودن آن، اکثر هنرمندان

به خصوص نقاش ها، موسیقی دان ها و هنرپیشه ها از آن استفاده می کنند. اپال به عنوان سنگ ملی استرالیا نیز شهرت دارد، چون ۹۷ درصد منابع این سنگ در استرالیا واقع شده است.
رنگ: بی رنگ، سفید، زرد پزیده، قرمز، قهوه ای، سبز، خاکستری و آبی.
فرمول شیمیایی: $SiO_2 \cdot nH_2O$
سیستم تبلور: عموما بی شکل است و شبه کانی است.
وزن مخصوص: ۲/۱۶-۲/۰۱
سختی: ۶-۵

شفافیت: شفاف تا نیمه شفاف
جلا: شیشه ای و گاهی چرب
منشاء تشکیل: اپال معمولا در اطراف چشمه های آبگرم تشکیل می شود. همچنین به طور ثانوی در حفرات موجود در سنگ های آتشفشانی به وجود می آید. پوسته سلیمی دیاتومه ها و نیز پوسته اسفنج های سلیمی نیز در ابتدای تشکیل از نوع اپال هستند.
کاربرد: جواهرسازی (دکتر علیرضا روانخواه).



شکل ۷- اپال

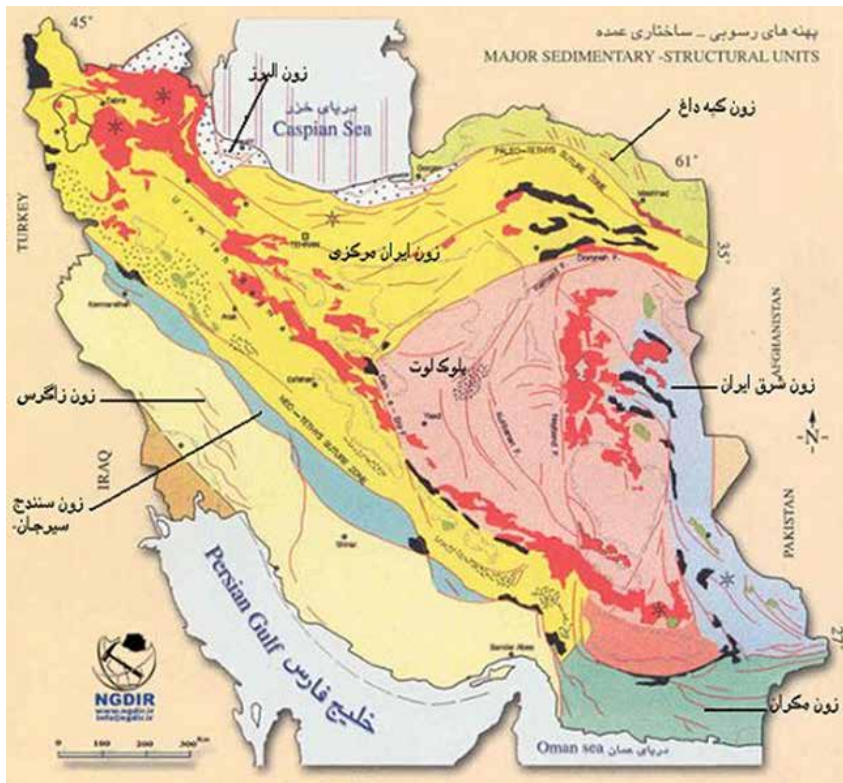


معرفی زمین شناسی منطقه آذربایجان با نگرشی بر دریای ارومیه

گردآورنده: مجید قهرمان روزگار

عضو علی‌البدل انجمن علمی | دانشجوی کارشناسی زمین
شناسی دانشگاه محقق اردبیلی





شکل ۱- نقشه زون های ایران؛ در زمین شناسی ایران

زمین شناسی شمال غرب ایران:

در دیدگاه فرا منطقه ای Innocenti و همکاران (۱۹۸۲) واحد های ساختمانی غرب ایران (آذربایجان و شرق ترکیه تا ترکیه مرکزی) را توسط دو کمربند کوهزایی پانتوس شامل قفقاز کوچک و البرز- آذربایجان و کمربند کوهزایی تاروس شامل سری ایران مرکزی مورد مطالعه قرار داده است و بخش شمالی آذربایجان را با قفقاز و کوه های پانتوس در ترکیه تفکیک نموده اند. از نظر ساختاری شمال غرب ایران در مزوزوئیک تا سنوزوئیک تاریخچه و سرنوشت مشابهی با بخش جنوبی قفقاز داشته است.

طی فروانش بین دو صفحه عربی- اوراسیا کوتاه شدگی و ضخیم شدگی پوسته در آناتولی شرقی و شمال غرب ایران ایجاد شده است و پهنه ماگمایی آناتولی-آذربایجان با وسعت حدودی ۱۵۰۰۰۰ کیلومتر مربع و ارتفاع متوسط آن دو کیلومتر از سطح دریا شکل می گیرد (Dewey et al., 1986) که در شمالغرب توسط زمین درز پالئوتتیس در قفقاز بزرگ و در جنوب توسط زمین درز نئوتتیس و ادامه آن در زاگرس محصور می گردد. (Dilek et al., 2010) که رخنمون های (Out crop) آتشفشانی و نفوذی آن با ترکیبات و سن های متفاوت در ماگماتیسیم شمال غرب ایران تحت عنوان پهنه تکتون ماگمایی البرز غربی (تالش) و ارسباران معرفی گردیده است (Castro et al., 2013, 2010, Ag-hazadeh et al., 2011; Berberian, 1981).

محققین و زمین شناسان زیادی منطقه

آذربایجان را از نظر تکتونیکی و زمین شناسی ایران مورد بحث و بررسی قرار داده اند که به چندی از آن ها می پردازیم.

در رده بندی Stocklin (۱۹۹۷) خود بخش عظیمی از آذربایجان را جزئی از زون ایران مرکزی می داند و فقط حاشیه شمال شرقی منطقه آذربایجان را جزو زون البرز و بخش جنوب غربی را از محدوده ی زون سندج-سیرجان به حساب می آورد.

نبوی (۱۳۵۵) در تقسیم بندی محدوده تکتونیکی-رسوبی ایران بخش عمده آذربایجان را جزو زون البرز-آذربایجان می داند.

از نظر Allen و همکاران (۲۰۰۳) زون تالش به سبب ویژگی های منحصر به فرد خود به صورت یک زون جدا کننده

دانسته و به عنوان یک کمربند چین خورده و تراستی هلالی در نظر گرفته اند که شامل ولکانیک ها و رسوبات تخریبی از پالئوژن تا توالی های رسوبی نئوژن با ویژگی آب های کم عمق می باشد.

طبق نظرات شفیع مقدم و شهبازی شیران (۲۰۱۰) بخش شمال غرب ایران (کمربند البرز غربی یا همان رشته کوه های البرز و حوضه خزر جنوبی) به صورت مجزا از کمربند ماگمایی ارومیه-دختر تکامل یافته است.

فعالیت ماگمایی ائوسن پسین- الیگوسن در البرز غربی با حرکت گسل های ائوسن گسترش یافته است (Wesink and Varekamp, 1980;)

در ائوسن با حرکت کششی بلوک اهر شکاف برداشته است (Didon and Gemain) و آهک پلاژیک

زیر دریایی در آذربایجان گسترش داشت. با کوهزایی‌های پیرنه فعالیت ماگماتیسم گسترده‌ای شکل گرفت که اثرات آن در زنجان، ابهر، تاکستان، میانه، اطراف زنجان و حوالی سلان بوده است که اکثراً گرانیتی و بعضاً سینیتی بوده‌اند که در داخل توفیت‌های سبز تزریق شده‌اند.

فعالیت آتشفشانی سلان که از میوسن شروع به فعالیت کرده بود در کواترنر بصورت فعلی درآمد که در ضمن فوران‌های ریولیتی و داسیتی و توف‌های متعلق به پلیو-کواترنر در آذربایجان اتفاق افتاد. در پلیو-کواترنر در شرق تبریز و اردبیل رسوبات آب شیرین و نهشته‌های دیاتومیت و گچ بر جای مانده‌اند.

علت و تعبیر و تفسیر خم شدگی فلات آذربایجان:

در اثر فاز کوهزایی پیرنه فلات آذری در الیگوسن گرانیتی می‌شود و سرزمین آذربایجان سخت و مستحکم می‌شود و مانند یک کراتون کوچک عمل می‌کند (لسکویه وریو، ۱۹۷۶). در حدود ۲۰ میلیون سال قبل در حد بین کوه‌های تالش (قفقاز کوچک) گسل‌های ترانسفورم زون جوش خورده قفقاز را به زون زاگرس رورانده اتصال می‌داد. در این زمان حرکات تکتونیکی شدیدی که جهت آن از جنوب به شمال و در نتیجه جلو آمدگی قاره عربستان و فشار فزاینده آن بود آن کراتون کوچک را به سمت شمال حرکت داد و قفقاز از آب خارج گشت. حرکت مزبور از نوع کشویی و همچنین سبب چرخش فلات عربستان در پادساعتگرد شد. این حرکت احتمالاً

آلکان تا شوشونیتی با رخداد توده‌های نفوذی در الیگو-میوسن دنبال می‌شود (Aghazadeh, 2010, 2011). پلوتونیسیم در منطقه ارسباران و البرز غربی چندین فاز نفوذی را شامل می‌شود که شامل دوره‌های ائوسن پایانی (الیگوسن انتهایی) میوسن زیرین و پایانی می‌شود. (Castro, 2013. Aghazadeh, 2011-). پلوتونیسیم و ولکانیسم این مناطق در سنوزوئیک ماهیت شوشونیتی یعنی دارای پتاسیم بالا و اداکیتی داشته است (Jahangiri, 2007. Ahmadzadeh, 2010. Aghaza-deh, 2011).

البرز غربی و آذربایجان از دیدگاه درویش زاده:

بنا به نوشته افتخار نژاد (۱۳۵۹) گسل عطاری در سیلورین و دونین پیشین البرز شرقی را از البرز مرکزی و غربی جدا کرده است. در البرز غربی قدیم‌ترین سنگ‌های دگرگونی در حوالی زنجان به سن پرکامبرین تعلق دارد که سازند کهر کم دگرگون شده اواخر پرکامبرین را از دیده پنهان می‌کند. غرب زنجان توده‌های نفوذی نظیر گرانیت دوران در سازند مذکور تزریق شده و سنگ‌های آتشفشانی اینفراکامبرین بنام ریولیت‌های قره‌واش با گسترش زیاد و مشابه ایران مرکزی روی سازند کهر قرار می‌گیرد. توده‌ها سینیتی و گرانودیوریتی مورو و میشو و رسوبات تخریبی قرمز رنگ اوایل پرمین احتمالاً در نتیجه عملکرد فاز کوهزایی هرسینین به وجود آمده است.

در طی ائوسن فعالیت‌های آتشفشانی

شمال افیولیت‌های لویارلو در مشکین شهر با میکرو فسیل (گلوبیژیبرینا گلیبرژاپسیس) و ترونکورتالوئید نشانگر تشکیل آهک در بستر آبی ائوسن میانی است. حوضه باز شده در بلوک اهر تا ائوسن پسین بسته می‌شود و پس از اتمام فرورانش فاز فشارشی تا الیگوسن ادامه داشته و سبب چین خوردگی‌های الیگوسن با محور شمال غرب-جنوب شرقی در شمال مغان شده است (Sudi, Ajirlu and Jahangiri, 2010).

در نظریه‌ای دیگر که توسط Didon و Gemain (۱۹۷۶) بلوک اهر حرکت کشویی و چرخش ۱۸ درجه پاد ساعتگرد دارد که این حرکت در امتداد گسل تبریز (راستگرد) آستارا (راستگرد) و ارس (چپگرد) صورت می‌گیرد و بلوک اهر را تا پلیوکواترنری در امتداد شواهد افیولیتی‌های لویارلو به عرض‌های جغرافیایی بالاتری حرکت می‌دهد.

طبق نظر Zonenshain و Le Pichon (۱۹۸۶) حرکت رو به شمال دماغه عربستان در دوران سوم موجب حرکت و فعالیت گسل‌های ترانسفورم تالش و قفقاز شده است.

از نظر درویش زاده (۱۳۷۰) فلات آذربایجان در حال حاضر در جهت شمال-شمال شرقی به حرکت خود ادامه می‌دهد و احتمالاً ولکانیسم پلیوکواترنر سلان-سهند و زمین لرزه‌های این منطقه نیز به علت این جابجایی‌هاست. در منطقه ارسباران و زون تالش ماگماتیسم گسترده‌ای از زمان کرتاسه شروع شده که اوج این ماگماتیسم در ائوسن بوده است. ولکانیسم کرتاسه-ائوسن در منطقه با ماهیت کالک

در امتداد گسل سلطانی تبریز راستگرد انجام شد که نهایتاً باعث خمیدگی در سلسله جبال البرز در ناحیه آذربایجان شد.

حرکت رو به شمال دماغه عربستان در پلیوسن میانی یعنی حدود ۳/۵ میلیون سال قبل سبب حرکت گسل های امتدادلغز تالش و قفقاز شد و در نهایت بین دریای سیاه و حوضه جنوبی دریای خزر فاصله افتاد و این دو حوضه اقیانوسی از هم جدا شدند. به نظر می آید که علاوه بر خمش (ازدیاد آتشفشان های پلیو-کواترنر سبلان) سهند و گنبد های داسیتی و ریولیتی در امتداد گسل تبریز و زمین لرزه های این مناطق نتیجه همین جابجایی باشد. فراوانی چشمه های آبگرم و خاص در اردبیل (هروآباد و بستان آباد) از شواهد فعال بودن تکتونیک منطقه در عهد حاضر است.

پالئوزوئیک در آذربایجان:

به نظر افتخار تژاد (۱۳۵۹) حرکات پایانی پرکامبرین بالا زندگی های مهمی را در آذربایجان به وجود آورده است و سبب دگرشیبی زاویه دار در تکاب و قره داغ شده است. طی پالئوزوئیک وقوع حرکات قائم در کامبرین باعث ایجاد تغییرات لیتولوژی یا یک نبود یا وقفه رسوب گذاری شده است که شاهد فاز کوهزایی کالدونین در سراسر آذربایجان با آثار بالا آمدگی و فرسایش است. پدیده شکستگی و تکتونیکی اوایل دونین باعث تقسیم شدن رخساره ها در آذربایجان شده است. این پدیده عامل اصلی شکل گیری تبریز شده است.

طبق تقسیم بندی Innocenti و همکاران

(۱۹۸۲) آذربایجان را به دو بلوک شرقی که در دونین آغازی در حال فرونشست بوده و بلوک جنوب غربی که تا کربونیفر-پرمین صورت بالا آمدگی باقی مانده است.

طبق عقیده افتخارنژاد (۱۳۶۲) رسوبات کربونیفر فوقانی همانند سایر نقاط ایران در آذربایجان نیز وجود ندارد و حرکات تریاس بالایی باعث شکافته شدن پلتفرم پالئوزوئیک آذربایجان در امتداد گسل زربنه رود به دو بخش جدا گشته است.

مزوزوئیک در آذربایجان:

طبق بررسی های قربانی (۱۳۹۶) بخش غربی و جنوب غربی آذربایجان از تریاس فوقانی تا کرتاسه پایانی با فرونشینی مداوم به گودی تبدیل شده است و رسوبات ضخیم با رخساره شیلی همراه مواد آتشفشان زیردریایی در آن انباشته گردیده است. حاشیه شرقی این زون به تدریج فرونشست کرده و به یک محیط دریایی عمیق تبدیل شده است که رسوبات پلاژیک به همراه مواد آتشفشانی زیر دریایی طی کرتاسه بالایی-اؤسن زیرین در آن نهشته شده اند.

عملکرد گسل زربنه رود سبب تشکیل یک محیط قاره ای تا کم عمق دریایی در شرق و شمال شرقی منطقه شده است.

سنوزوئیک در آذربایجان:

از نظر Didon و Gemain (۱۹۷۶) در الیگوسن فوقانی یک فاز فشارشی با جهت شمال-شمال شرقی، جنوب-جنوب غربی، بر صفحه آذربایجان فشار آورده و این بلوک را در جهت شمال-شمال شرق حرکت داده و با سلسله جبال چین خورده البرز مجاور کرده است و مقدمه

چین خوردگی قفقاز شده است. با شدت گرفتن این جنبش ها در میوسن صفحه آذربایجان شکسته شده و بلوک اهر می چرخد. گسل های منطقه با حرکات کشویی در جهت شمال-جنوب باعث جدایش بخش های مختلف صفحه آذربایجان و وقوع ولکانیسم میوسن شده است.

ماگماتیسیم آذربایجان:

از نظر ساختاری شمال غرب ایران مشابه حوضه قفقاز جنوبی بوده و در پشت قوس ماگمایی ارمنستان تا زون ماگمایی ارومیه-دختر واقع است (Rolland, 2009). حوضه جنوبی قفقاز تا البرز غربی در مجاورت پهنه ماگمایی ارسباران در سنوزوئیک فعالیت آتشفشانی پشت قوس ماگمایی داشته است. سنگ های آتشفشانی -نفوذی سنوزوئیک شمال غرب ایران اغلب گدازه های آندزیتی تا بازالتی آلکالن-شوشونیتی و اولتراپتاسیک هستند (Babakhani, 1990; Ahmadzadeh, 2010, 2011; Aghazadeh, 2010).

گسل های محدوده ی البرز غربی آذربایجان:

۱-گسل آستارا:

این گسل (گسل تالش) نیز نام دارد که در غرب گودال خزر جنوبی قرار داشته و روندی تقریباً شمالی-جنوبی دارد. طول آن ۴۰۰ کیلومتر است و ادامه شرقی کوه های تالش تا نوار رورانده قفقاز را قطع می کند و رسوبات پالئوزوئیک-مزوزوئیک را در مقابل رسوبات کواترنر قرار می دهد. فرونشستگی کف دریای خزر به این گسل

ربط دارد. بخشی از حرکت کشویی پی سنگ متبلور آذربایجان در امتداد این گسل انجام شده است.

ناگفته نماند که آخرین حرکت این گسل در تاریخ ۱۳۷۰/۷/۱۷ بوده که خسارات زیادی وارد کرده است.

۲- گسل ارومیه:

این گسل از ماکو به طرف جنوب ادامه دارد و از شرق دریاچه ارومیه می گذرد و به زینه رود می پیوندد احتمالاً ادامه گسل تبریز است. ممکن است فروافتادگی دریاچه ارومیه به علت این گسل باشد. به نظر می آید که این گسل از اواخر دوره پرکامبرین یعنی معادل با فاز کوهزایی کاتانگائی فعال بوده است، زیرا سنگ هایی به سن پرکامبرین تا پرمین در غرب آن دیده شده است. ادامه این گسل به سمت جنوب در زیر رسوبات

کواترنر از نظر پنهان است.

۳- گسل تبریز:

این گسل از شمال تبریز تا کوه های مورو و میشو ادامه دارد و احتمالاً پس از گذشتن از خوی و ماکو به کوه آرارات ترکیه می رسد.

عده ای از زمین شناسان فرآیند های تکتونیکی اوایل دوره دونین را در ایجاد این گسل موثر می دانند.

شکستگی ناشی از این فرآیند از گودال زنجان-ابهر شروع شده و با امتداد شمال غرب تا رشته کوه های مورو و میشو و از آنجا تا قفقاز ادامه یافته است و از طرف جنوب غربی با عبور از گسل زاگرس به خط قطر می رسد.

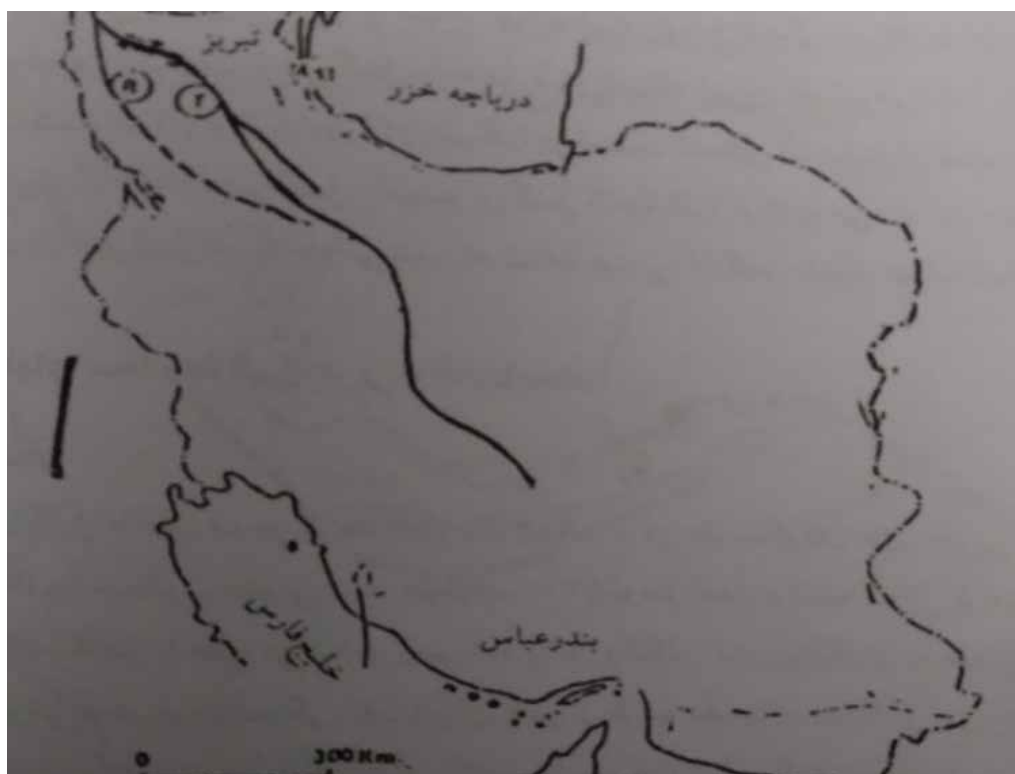
نوی (۱۳۵۵) معتقد است که امتداد این گسل از طرف جنوب شرقی به گسل قم-زفره می رسد. در این صورت، نباید

این گسل را به آذربایجان محدود کنیم زیرا تا مرکز ایران اثر آن قابل تعقیب می باشد.

بربریان (۱۹۷۶) به عبور این گسل از شمال فرودگاه تبریز اشاره کرد و معتقد است در این محل، به دلیل عملکرد این گسل، رسوبات میوسن در مقابل رسوبات آبرفتی قرار می گیرند. آخرین حرکت این گسل راستگرد بوده است.

فعالیت آتشفشانی شدید کوه آرارات در کواترنر احتمالاً ناشی از عملکرد این گسل و سایر گسل های منطقه می باشد.

در امتداد این گسل و در حاشیه جاده ترانزیت تبریز-بازرگان، گنبد های داسیتی متعددی دیده می شود که با توجه به امتداد تقریباً خطی و دانه تسبیح مانند فعالیت آتشفشانی آن ها را نتیجه همین گسل می دانند.



R: گسل ارومیه

T: گسل تبریز

AS: گسل آستارا

شکل ۲- گسل های محدوده البرز-آذربایجان غربی (زمین شناسی ایران درویش زاده)

دریاچه ارومیه:

دریاچه ارومیه یک دریاچه شور است که در شمال غرب ایران جای گرفته است. این دریاچه میان دو استان آذربایجان غربی و شرقی جریان دارد. سطح آب دریاچه در سال های اخیر بطور چشمگیری کاهش پیدا کرده است و تا سال ۱۴۰۱، ۹۵٪ آن خشک شده است. مساحت این دریاچه در سال ۱۳۷۷، ۶۰۰۰ کیلومتر مربع بوده

است. این دریاچه همانطور که اشاره شد از گونه آب شور است که بخش اعظم آب آن از رودخانه های زربینه رود، سیمینه رود، تلخه رود، گادر، باراندوز، شهرچای، نازلو و زولا تامین می شده است. در این دریاچه جزایری چون (کبودان)، (قویون داغی)، (اشک داغی)، (آرزو) و (اسپیر) وجود دارد. از نظر ترکیب شیمیایی، یون های اصلی تشکیل دهنده آب دریاچه شامل (منیزیم، کلسیم، پتاسیم، سدیم، لیتیم) می باشد که آنیون های اصلی آن SO_4 ، Cl ، HCO_3 می باشند. غلظت سدیم و کلسیم به طور تقریبی چهار برابر دریا های آزاد می باشد. در بخش جنوبی دریاچه غلظت سدیم کمی از غلظت آن در بخش شمالی بیشتر است.



شکل ۳- عکس ماهواره ای از دریاچه ارومیه در حال خشک شدن

دلایل خشک شدن دریاچه ارومیه:

۱- سد سازی بی رویه

۲- احداث آزاد راه بر روی دریاچه

۳- استفاده بی رویه از منابع آب حوزه

آبریز دریاچه

۴- بارش های اندک در سال های اخیر

مخاطرات خشک شدن دریاچه

ارومیه:

۱- در صورت خشک شدن، هوای معتدل

منطقه تبدیل به هوای گرمسیری می شود که باعث ایجاد باد ها و ریز گرد های نمکی می شود.

۲- بسیاری از فلزات سمی سنگین که به

آب های سطحی و زیر سطحی راه پیدا

کرده اند. در اثر خشک شدن دریاچه هوازی شده و باعث بروز بیماری‌های تنفسی می‌شوند.

دریاچه ارومیه از دیدگاه زمین‌شناسی:

فورون (۱۹۴۱) معتقد است که در پلیو-پلیستوسن، دریاچه ارومیه تا تبریز و مراغه گسترش داشته است. این دریاچه در معرض یک فرونشست کم عمق وسیع با میانگین عمق ۶ متر قرار گرفته است اما عمیق‌ترین نقطه آن به عمق ۱۳ متر در شمال باختر جای گرفته است.

در بین جزایر (شبه جزیره اسلامی) بزرگترین آن‌ها است. برخلاف جزیره اسلامی که از سنگ‌های ولکانیک پلیوسن است، دیگر جزایر نهشته‌های فیلیش مانند به سن کرتاسه زیرین و یا آهک‌های ریفی به سن میوسن هستند. در گزارش‌های باستانی (گوتتر ۱۸۹۹ و بوبک ۱۹۳۴) دریاچه ارومیه را باقیمانده دریاچه مدیترانه دانسته‌اند ولی از دیدگاه زمین‌شناسی، این حوضه حاصل فعالیت سامانه گسل‌های فشارشی مانند گسل تبریز و زینه رود است که در سیستم آبرگیری آن نقش بسزایی دارند. مکنزی (۱۹۷۲ و ۱۹۷۶) دریاچه ارومیه را از دیدگاه زمین‌ساخت ورقه‌ای چین بیان می‌دارد که: دریاچه ارومیه در قسمتی از پهنه خرد شده بین صفحه‌ی عربستان و ایران و ریز صفحه‌های ایران و ترکیه قرار گرفته و می‌توان آن را نوعی دریاچه زمین‌ساختی دانست.

سن نسبی دریاچه ارومیه:

حدود ۳۵ تا ۴۰ متر نهشته‌های نرم

دریاچه‌ای بر روی پی‌سنگ سخت شده کرتاسه زیرین و یا آهک مارنی میوسن قرار گرفته است که سن دریاچه را ۳۰ تا ۴۰ هزار سال تخمین می‌زنند.

اما بر اساس تراس‌های آبرفتی پیرامون آن سن دریاچه را ۴۰۰ تا ۵۰۰ هزار سال محاسبه می‌کنند.

نمونه‌های گرفته شده از رسوبات نرم بستر نشانگر ردیفی از رسوبات هولوسن است که قسمت زیرین آن نشانگر محیط‌های دیرینه از نوع کویری و کفه‌گلی است.

بررسی دانه‌های موجود در رسوبات دریاچه بیان می‌دارد که: (در طول عمر دریاچه، شرایط خشک اقلیمی نیز وجود داشته است زیرا بیشتر نهشته‌های دریاچه از نوع شیمیایی است و وجود لایه‌های تخریبی (کلسیت و کائولینیت و کوارتز) نشانگر تغییر موقتی آب و هوا و شوری دریاچه است).

از رسوبات شیمیایی دریاچه ارومیه، آراگونیت بیشترین مقدار را داراست که بصورت تیغه نازک و نامنظم تا منظم شکل گرفته است؛ ژئیس بصورت لایه‌های مستقل و بلورهای درشت در گل و لای رشد کرده است. کلسیت موجود در آن به همراه آب رودخانه به دریاچه رسیده‌اند و تغییر نسبت آن به کوارتز بیانگر تغییرات آب و هوایی است. دولومیت نیز ممکن است بصورت جانشینی نیز وجود داشته باشند. نمک طعام و فلدسپارهای پتاسیم دار به صورت کانی‌های فرعی حضور دارند.

ویژگی زمین‌شناسی مهندسی نهشته‌های نرم دریاچه ارومیه:

جنس نهشته‌های نرم دریاچه بیشتر، رس، سیلت، کمی ماسه ریزدانه و خیلی کم رسوب شیمیایی درجا می‌باشد. نهشته‌های آواری آن بیشتر از کوارتز، کلسیت و میکای فراوان می‌باشد. کانی‌های رسی بیشتر از نوع ایلیت، کائولینیت و کلریت می‌باشد. در نهشته‌های درجا زا آراگونیت بیشترین مقدار را دارد.

درصد مواد آلی موجود عموماً کمتر از ۵٪ است ولی در مانداب‌ها و باتلاق‌های شور دریاچه این مقدار به ۱۵٪ می‌رسد. در حالت کلی میانگین غلظت نمک در آب دریاچه به ۲۵۰ گرم بر لیتر می‌رسد. با توجه به میزان شوری آب دریاچه و مقدار قابل ملاحظه رسوب وارده به آن جز در محل مصب رودخانه این نهشته‌ها عملاً از نوع مواد معلق در آب می‌باشند. در سواحل ارومیه و تبریز در نمونه‌های بدست آمده توسط گمانه‌های حفر شده در اعماق، لایه‌های ماسه‌ای بسیار ظریفی با ضخامت حداکثر ۲mm قابل رویت است. وجود یا عدم وجود این لایه‌های ماسه‌ای قادر است ویژگی مهندسی نهشته‌ها را به نحو قابل ملاحظه‌ای تحت تاثیر قرار دهد.

میزان ذرات ریز تر از ۷۵ میکرون تا عمق ۱۵۰متری بطور متوسط ۹۵٪ است که خود علتی از ریزدانه بودن نهشته‌ها می‌باشد.

مصالح بخش میانی دریاچه بطور عمده در حد فاصل بین رس تا لای قرار گرفته است. با افزایش فعالیت نهشته‌ها زاویه اصطکاک داخلی، ضریب نفوذپذیری و ضریب تحکیم کاهش یافته و فشردگی افزایش می‌یابد.



بررسی لرزه زمین ساختی و زلزله شناسی زمین لرزه بم (۵ دی ماه ۱۳۸۲) با نگرشی بر خسارات وارده

گردآورنده: بیتا علیزاده

دبیر انجمن علمی | دانشجوی کارشناسی زمین شناسی
دانشگاه محقق اردبیلی



در سحرگاه ۵ دی سال ۱۳۸۲ هجری شمسی ، در ساعت ۵:۲۶ دقیقه صبح به وقت محلی ایران زمین لرزه ای به بزرگی ۶/۵ ریشتر شهر بم ، در استان کرمان را به لرزه درآورد و باعث ویرانی های وحشتناک و کشتاری دسته جمعی حدود ۲۶۰۰۰ از جمعیت ۱۴۲۰۰۰ نفری شهر و روستاهای پیرامون (طبق سرشماری مرکز آمار) شد. لرزه و به دنبال آن وسعت ویرانی ها به حدی بود که باعث آسیب شدید به بافت تاریخی و فرسوده شهر شد ارگ تاریخی بم دچار ویرانی شدید و بافت های فرسوده شهر به طور کامل به تلی از خاک تبدیل شدند. بررسی های لرزه زمین ساختی حاکی از فعالیت گسل پنهان امتداد لغز ، در زیر شهرستان بم بوده است . در این مقاله به بررسی کامل در رابطه با تکتونیک و ویژگی لرزه زمین ساختی و زلزله شناسی منطقه و همینطور خسارات زلزله بم خواهیم پرداخت.



شکل ۱- ارگ تاریخی بم قبل از ویرانی (منبع: باشگاه خبرنگاران جوان)

مقدمه:

در تاریخ ۵ دی ماه سال ۱۳۸۲ هجری شمسی در سحرگاهی شوم، در ساعت ۵:۲۶ دقیقه صبح به وقت محلی ایران، زمانی که اکثریت شهروندان این شهر در خانه های خود مشغول استراحت بودند؛ زمین لرزه ای به بزرگای ۶/۵ ریشتر شهر بم و روستاهای اطراف آن را به لرزه درآورد. به علت بافت فرسوده و قدیمی شهر و روستاها اکثریت قریب به ۹۰ درصد شهر به صورت کامل تا نیمه ویران شد. ارگ تاریخی بم دچار آسیب دیدگی و ویرانی شدید و جمعیت انسانی شهر و روستاهای اطراف چیزی در حدود ۲۶۰۰۰ نفر از جمعیت ۱۴۲۰۰۰ نفری در آن سال کشته شدند و از بین رفتند. بنا به زمان وقوع زلزله و با توجه به عدم وجود سابقه زمین لرزه های شدید در این منطقه، آمادگی ها جهت فرار و مدیریت بحران های پس از زلزله بسیار

پایین بود به همین علت میزان خسارات جانی و مالی وارده به شهر در این زمین لرزه به طور وسیعی بالا رفت (اسماعیل فرزنانگان، ۱۳۸۴).

در وهله ی اول؛ فرضیه بر فعالیت گسل کواترنر بم به صورت اتفاقی می باشد، پس از بررسی های تکتونیکی در منطقه و بررسی هایی روی جابجایی های شکستگی های گسل کواترنر و فعالیت آن، هیچ اتهامی متوجه این گسل نشده و مشخص شد که زمین لرزه مذکور به علت فعالیت گسلی پنهان و امتداد لغز در زیر شهر بم بوده است.

به علت عدم وجود نشانه هایی از این گسل و شکستگی های سطحی، اطلاعی از وجود این گسل در دسترس نبوده و در نقشه های لرزه زمین ساختی ایران نامی از این گسل به میان نیامده بوده است. تمام عوامل مذکور با همبستگی باعث پدید آمدن این زمین لرزه وحشتناک

و از بین رفتن جمعیت و بافت شهری و روستایی شهر بم شد (اسماعیل فرزنانگان، ۱۳۸۴).



شکل ۲- شهر بم پس از وقوع زلزله (منبع: خبرگزاری فارس)

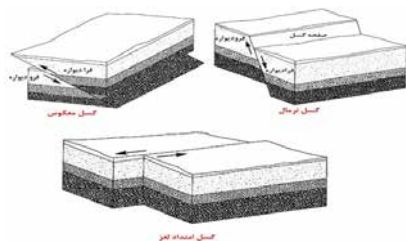
بررسی لرزه زمین ساخت، تکتونیک و پیشینه ی لرزه خیزی شهرستان بم:

با استناد به نقشه های زمین شناسی و پهنه بندی های گسلی ایران، متوجه این خواهیم شد که کشور ایران روی کمربند لرزه خیزی قرار گرفته که علت آن باز شدگی دریای سرخ و فرورانش و حرکت صفحه عربستان به سمت شمال شرق ایران می باشد؛ در اثر فشار های

وارد از سمت صفحه عربستان به گسلش و تجمع انرژی زمین در محدوده صفحه ایران رشته کوه های زاگرس را این برخورد و اعمال فشار، از پیامد های فرورانش زون عربستان به سمت ایران در اثر چین خوردگی داریم؛ کوتاه شدگی، می باشد (مسعود ربیعی وزیری، ۱۳۹۴). گسل ها که عامل اصلی رخداد زمین لرزه های کوچک و بزرگ در سراسر کره زمین می



شکل ۳- صفحه عربستان در برخورد با صفحه ایران (منبع: ویکی پدیا)



شکل ۴- انواع گسل ها و نوع جابه جایی آن ها (منبع: مهندسی عمران- ژئوتکنیک BLOGFA)

گسل های دوران کواترنری که جزو گسل های فعال و لرزه خیز می باشند اغلب در موقعیت حاشیه های ورقه های تکتونیکی قرار دارند، که میزان این گسل ها در موقعیت مرکز ورقه ها و در ورقه ها یکپارچه کمتر بوده و باعث ایجاد لرزه های کمتری نسبت به کواترنری های حاشیه ای می شود (ویکی پدیا). گسل کواترنر شهرستان بم در قسمت شرقی این منطقه، که در ابتدای وقوع

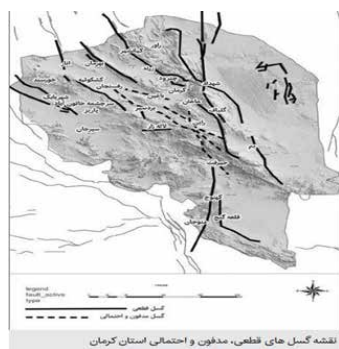
باشد و درزه ها شکستگی های پوسته زمین در اعماق متفاوت می باشند. تفاوت گسل ها و درزه ها با یکدیگر در جابجایی انجام شده در طرفین شکستگی ها می باشد؛ گسل ها شکستگی هایی هستند که طرفین شکستگی نسبت به یکدیگر جابجا شده اند، فعالیت این گسل ها و جابجایی های دوباره، باعث وقوع زمین لرزه در منطقه جابجایی می شود؛ طبق قوانین علوم زمین و فیزیک جابجایی ها مستلزم وجود یک نیرو و انرژی هستند، گسل ها که شکستگی هایی بر روی ورقه های کره زمین هستند انرژی لازم جهت فعالیت و جابجایی را از جریان های همرفتی سست کره (خمیرکره) به دست می آورند. انواع گسل ها به دو دسته عمده، شیب لغز و امتداد لغز تقسیم بندی می

شوند گسل های شیب لغز نیز خود به دو دسته، شیب لغز معکوس و نرمال تقسیم بندی می شوند. گسل های شیب لغز دارای دو طرفین به نام های فرادیواره و فرودیواره می باشند. در انواع گسل های شیب لغز نرمال، فرادیواره که سطح شکستگی آن به سمت پایین می باشد به سمت پایین رانده شده و فرو دیواره به سمت بالا حرکت می کند و در گسل شیب لغز معکوس فرو دیواره که سطح گسل آن رو به بالا می باشد به سمت پایین رانده می شود و فرادیواره به سمت بالا کشیده می شود. در گسل امتداد لغز شکستگی ها به صورت صاف و قائم بوده و طرفین این گسل در امتداد یکدیگر می لغزند و دو نوع چپ بر و راست بر دارند (محسن الیاسی، ۱۳۹۶).

زمین لرزه و در اولین مطالعات تصور می شد که زلزله در اثر فعالیت این گسل رخ داده است، از مهم ترین و فعال ترین گسل های ایران می باشد که از این شهرستان نیز عبور کرده است، این گسل با طولی در حدود ۶/۵ کیلومتر در امتداد شمال-شمال غرب و جنوب-جنوب شرق در ۴ کیلومتری بم می باشد. بررسی های تکتونیکی پهنه های گسلی استان کرمان و شهرستان بم حاکی از وجود چند گسل فعال و بزرگ یعنی گسل های نایبند-گوک در شمال، سبزواران-سروستان در غرب و جنوب غرب این استان است. بر اساس استناد به گزارش های موجود نسبت به آخرین زمین لرزه مخرب در استان کرمان و فلات مرکزی ایران پژوهشگران به این نتیجه رسیدند که آخرین بار در سال ۱۸۵۰ میلادی، زمین لرزه ای مخرب در استان کرمان به ثبت رسیده است. بنابراین به علت عدم توجه به پهنه بندی گسلی و نادیده گرفتن گسل پنهان شهرستان بم، زلزله به صورت غافلگیرانه ای در تاریخ مذکور اتفاق افتاده است. به علت کمبود زیرساخت های لازم و عدم آمادگی نیرو های مدیریت بحران استان و همینطور دخیل بودن بافت فرسوده و قدیمی شهرستان، خسارت کلان در وجهه های جانی و مالی به این شهرستان وارد شد.



شکل ۵- تصویر ماهواره ای گسل زمین لرزه بم (منبع: وبلاگ دکتر مهدی زارع)



شکل ۷- گسل های استان کرمان (منبع: کرمان نو) بم (منبع: وبلاگ دکتر مهدی زارع)

بر اساس آمار های موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران این زمین لرزه در موقعیت جغرافیایی با مختصات ۲۹/۳۸ شمالی و ۵۸/۴۸ شرقی اتفاق افتاده است. موسسات ایرانی و خارجی زیادی مختصات های مختلفی با اندک تفاوت هایی ارائه کردند. حال اینکه به علت رخداد زلزله های پیاپی در مناطق شمال غربی و شمال شرقی و اطلاع دقیق از پهنه های گسلی این مناطق؛ موجبات آگاهی های عمومی و وجود کم و بیش آشنایی و زیرساخت های شهری آمادگی های مدیریت بحرانی را فراهم آورده است.

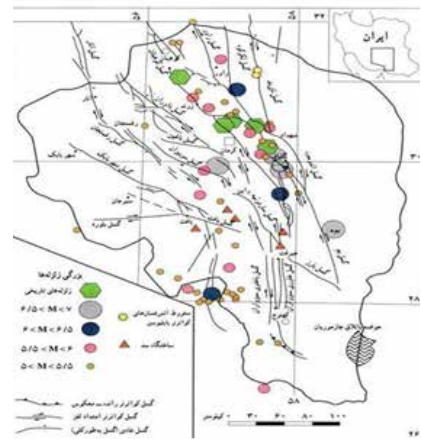
شد، شمار تلفات انسانی از سوی منابع مختلف، متفاوت ارائه می شد و سال ها پس از وقوع هنوز اطلاعات دقیقی از تعداد تلفات ارائه نشده بود؛ بر اساس اطلاعات ضد و نقیضی که از سوی منابع دولتی گزارش می شد تعداد تلفات و کشته ها به حدود ۵۰ هزار یا ۷۰ هزار نفر نیز می رسید، ایرج بسطامی خواننده ایرانی نیز در این حادثه جان خود را از دست داد.

۹۵ درصد سازه های شهر بم به طور کامل تخریب شده بودند، بر اساس وعده های دولت بازسازی بافت شهری و خسارات باید تا پایان سال ۱۳۸۴ به اتمام می رسید، اما هنوز هم شهر به ثبات و به سازی کامل قبل از وقوع حادثه نرسیده است، که علت آن، ضعف مدیریت و ناهماهنگی ارگان های مربوطه می باشد.

بزرگی ۶/۴ ریشتر ثبت گردید. چند روز بعد از لرزه اصلی دستگاه های شتابنگار لرزه های متفاوتی را در مقیاس های متفاوت ثبت کردند؛ وجود پس لرزه های متعدد ناشی از شکستگی و گسترش آن در سمت شمال و شمال شرق بوده است (مسعود ربیعی وزیری، ۱۳۹۴).

اثرات خسارتی و علائم پیش از رخداد زمین لرزه:

زمین لرزه بم که بزرگی در مقیاس حدود ۶.۵ ریشتر یا ۶.۶ ریشتر داشت سومین زمین لرزه بزرگ پس از زمین لرزه های اردبیل و دامغان در تاریخ ایران می باشد. به علت بافت فرسوده شهری و عدم آمادگی ها بافت های فرسوده به کلی تخریب و از بین رفتند، ارگ تاریخی بم به طور کامل به تلی از خاک مبدل



شکل ۸- گسل های کرمان (منبع: خبرگزاری مهر)
این زمین لرزه نیز مانند تمامی زمین لرزه های عظیم تاریخ جهان دارای پس لرزه های کوچک و بزرگ در مقیاس های متفاوت می باشد. به گزارش های مختلف، ۹ پس لرزه در فواصل کمتر از ۲ دقیقه از زلزله اصلی رخ داده است در ۲۶ دسامبر ۲۰۰۳ پس لرزه ای در مقیاس ۵/۳ ریشتر در ایستگاه ابارق و پس لرزه دیگر در ایستگاه محمد آباد در مقیاس



شکل ۹- ارگ تاریخی بم قبل و بعد از زمین لرزه ۵ دی ۱۳۸۴ و تخریب کامل (منبع: ویکی پدیا)

مشکوک و نامشخص از چاه ها، که همه نشان از فعالیت های مشکوک و غیر عادی زمین می باشد، به گزارش مردم محلی از جمله علائم پیش از وقوع زمین

است. انتشار بو های نامطبوع در هوا، بالا آمدن یا پایین رفتن اتفاقی و غیر عادی سطح آب چاه ها، گرم شدن آب قنات ها و به گوش رسیدن صدا هایی

بر اساس گزارش های مبتنی بر علائم زمین ساختی قبل از وقوع حادثه، ۳ پیش لرزه به صورت رسمی از سوی منابع معتبر زمین شناسی و زلزله شناسی گزارش شده

لرزه بوده است (سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور).
 ویرانی های عظیم و تخریب بافت شهر و کشتار قریب به ۵۰ هزار نفر یا بیشتر شد. عدم اطلاعات کافی از پهنه های گسلی و آمادگی های لازم باعث شدت گرفتن ویرانی ها شد. امید است با بالا بردن دانش زمین شناسی و بهای بیشتر علوم زمین و مطالعات هرچه بیشتر در حوزه شناسایی گسل های فعال و پهنه های لرزه خیز کشور، افزایش دانش شناسایی و تخمین زمان وقوع و مقابله و آمادگی های لازم جهت رویارویی با چنین زمین لرزه های سهمگینی، مردم کشور عزیزمان و سازه های شهری و امکانات ایجاد شده کمترین خسارات و تلفات را داشته و نسبت به زندگی آرام و توأم با سلامتی و شادی هرچه بهتر امیدوار باشند و در سوگ عزیزان خود به غم ننشینند.

نتیجه گیری:

زلزله بم، زمین لرزه ای به بزرگی ۶/۵ ریشتر در عمق ۷/۵ کیلومتری بود که به مدت ۱۲ ثانیه، در ۵ دی ماه ۱۳۸۲ در ساعت ۵:۲۶ دقیقه به وقت محلی ایران این شهرستان را لرزاند و باعث



شکل ۱۰- خسارات ناشی از زلزله بم (منبع: ایرنا)

مطالعات زمین‌شناسی، دگرسانی و گازی‌سازی کاندسار میں پورفیری باریک (شمال و رزقان - استان آذربایجان شرقی)



۱-دکتر علیرضا روانخواه؛

استادیار گروه زمین شناسی دانشکده علوم دانشگاه محقق اردبیلی دکتری زمین شناسی گرایش پترولوژی

۲-دکتر محسن موید؛

استاد گروه علوم زمین دانشگاه تبریز

۳-دکتر علی لطفی بخش؛

دانشیار گروه زمین شناسی دانشکده علوم دانشگاه محقق اردبیلی دکتری زمین شناسی اقتصادی

چکیده

گستره اکتشافی بارملک در شمال غرب کشور، استان آذربایجان شرقی و شمال شرق شهرستان ورزقان قرار دارد. رخنمون‌های شمالی منطقه شامل سنگ‌های ولکانیک و ولکانو - کلاستیک ائوسن و توده‌های نفوذی کوارتز مونزونیت پورفیری البیگوسن می‌باشند که خود توسط دایکهای نسل اول و دوم غیر مینرالیزه قطع می‌شوند. در ادامه به سمت شمال، توده نفوذی با نهشته‌های کربناته - فیلیشی کرتاسه فوقانی - پالئوسن همبری دارد. علاوه بر این تزریق دم‌های ساب‌ولکانیک داسیتی و فوران‌های بازالتی آلکالن پلیو - کواترنر نیز در منطقه انجام شده است. توده پورفیری کیکال در ادامه به سمت جنوب غرب به منطقه بارملک می‌رسد. دگرسانی‌های گرمابی فیلیک، پروپیلیتی و آرژیلیک در این توده شناسایی شده‌اند ولی به دگرسانی پتاسیک برخورد نشده است و این مسئله نشان می‌دهد که توده بارملک پورفیری، توده مستقلی نبوده و حاشیه توده پورفیری کیکال محسوب می‌شود. بافت غالب در توده پورفیری، پورفیریک با خمیره ریز بلور است و کانی‌سازی بفرم افشان، رگه - رگچه‌ای و پرکننده سطوح درزه و شامل کالکوپیریت، گالن، اسفالریت و پیریت رخ داده است. میزان پیریت در این توده کم بوده و یکی از دلایل عدم غنی‌شدگی زون سوپرژن همین مسئله است. با توجه به مشاهده کانی‌سازی سرب و روی اغلب بفرم رگه-رگچه‌ای در دایک‌های کوارتزیدیوریتی نسل اول (DK1) و با عنایت به اینکه تزریق این دایک‌ها در سونگون بعد کانی سازی بوده است، می‌توان کانی‌سازی سرب و روی را به فرآیندهای اپی‌ترمالی توده نفوذی بارملک نسبت داد که بعد از تزریق دایک‌های کوارتزیدیوریتی نسل اول رخ داده است.

واژه‌های کلیدی: دم‌های ساب‌ولکانیک، توده پورفیری بارملک، غنی‌شدگی زون سوپرژن، اپی‌ترمال، ورزقان

Geology, alteration and mineralization studies of the Barmolk porphyry copper deposit (North of Varzeghan - East Azarbaijan Province)

Alireza ravankhah^{1*}, Mohsen moayyed² and Ali lotfibakhsh³

1. Assistant professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Mohaghegh Ardabili

2. Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, Tabriz University

3. Assistant professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Mohaghegh Ardabili

Abstract

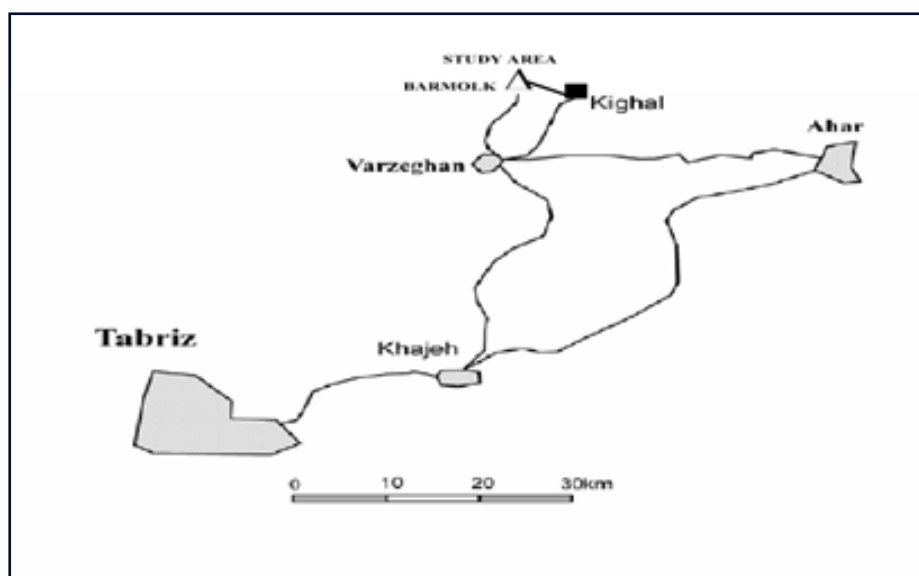
exploration area of Barmolk is located in the northwest of the country, East Azarbaijan province and northeast of the Varzeghan county. Northern outcrops of the area comprises Eocene volcanic and volcanoclastic rocks and Oligocene porphyry quartzmonzonite intrusion bodies, Which are cut off by first and second generation non-mineralized dikes. Toward to the north, this mass have contact with upper Cretaceous-Paleocene carbonate-flysch deposits. In addition, Plio-Quaternary injection of dacite subvolcanic domes and eruption of alkaline basalt in the studied area have taken place. Kighal porphyry extends to the southwest of Barmolk area. Phyllic, propylitic and argillic hydrothermal alterations have been identified in this mass but potassic alteration has not been observed, which indicates that the Barmolk porphyry is not an independent mass and is the margin of Kighal porphyry mass. The main texture in this mass, is porphyritic with fine-grained matrix, and mineralization appearance is disseminated, vein-veinlet and fracture surface filling and occurred including chalcopyrite, galena, sphalerite and pyrite. Amount of pyrite in this mass is low, and this is one of

the reasons for the lack of supergene enrichment zone. Due to the presence of lead and zinc mineralization often in the form of vein-veinlet in the first-generation quartzdiorite dikes (DK1) and with regard to the injection of these dikes into Sungun after supergene zone formation, it can be attributed to the mineralization of lead and zinc by the epithermal processes, related to the Barmolk intrusive mass, which occurred after the injection of first-generation quartzdiorite dikes.

Keywords: Subvolcanic domes, Barmolk porphyry body, Supergene enrichment, Epithermal, Varzeghan

مقدمه

گستره اکتشافی بارملک در شمال غرب کشور، استان آذربایجان شرقی و به فاصله ۱۸ کیلومتری شمال شرق شهرستان ورزقان قرار دارد و در شمال غرب روستای کیقال واقع شده است. بدلیل نزدیکی این منطقه به بخش معدنی سونگون و گسترش دگرسانی گرمابی در مناطق کیقال و بارملک، این مناطق از دیرباز مورد توجه زمین‌شناسان بوده و کارهای اکتشافی سطحی متعددی در این مناطق انجام شده است. پژوهش حاضر نتیجه بررسی‌های زمین‌شناسی سطحی و مطالعه مغزه‌های حاصل از حفاری‌های اکتشافی در این گستره و به تعداد پنج حلقه می‌باشد. راه‌های دسترسی به منطقه اکتشافی در شکل ۱ نشان داده شده است.



شکل ۱- راه‌های دسترسی به گستره اکتشافی بارملک براساس نقشه توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰ اهر

کانسارهای پورفیبری از مهمترین منابع مس و مولیبدن در دنیا می‌باشند که حدود ۵۰ تا ۶۰ درصد از تولیدات مس دنیا و بیش از ۹۵ درصد از تولیدات مولیبدن دنیا را بر عهده دارند. کانسارهای مس پورفیبری اغلب تناژ بالا، عیار پایین، غیر همزاد و درون‌زاد بوده (Titley and Hicks, 1966) و از نظر زمانی و مکانی در ارتباط با نفوذی‌های نیمه عمیق پورفیبری کالک‌آلکالن می‌باشند. کانسارهای مس پورفیبری را می‌توان محصول سرد شدن سیستم‌های گرمابی مرتبط با نفوذی‌های کم عمق جای‌گیر شده در کمان‌های ماگمائی مرتبط با فروانش پوسته اقیانوسی دانست (Zarasvandi et al., 2005). کانسارهای مس پورفیبری در ایران منطبق بر نوارهای ولکانو-پلوتونیک ترشیری بوده و در داخل کمربند تتیس قرار دارند (Waterman and Hamilton, 1975). در ایران سنگ‌های ولکانو-پلوتونیک کالک‌آلکالن در کمان ماگمائی ارومیه-دختر، توانائی بالائی در اکتشاف کانسارهای $Cu \pm Mo \pm Au$ دارند، بطوری‌که بسیاری از مهمترین کانسارهای مس پورفیبری ایران در شمال غرب

تا جنوب شرق ارومیه-دختر واقع شده‌اند (Hassanpour et al., 2015; Ayati et al., 2008; Shahabpour, 1999). از نظر جایگاه تکتونیکی بخش عمده‌ای از کانسارهای مس پورفیری در حاشیه صفحات همگرا (حواشی فعال قاره‌ای و جزایر قوسی) تشکیل می‌گردند. سامانه‌های پورفیری مس بصورت بارز در نواحی فرورانش مرتبط با قاره‌ها و جزایر کمانی گسیل می‌شوند (Chen et al., 2015). فرورانش مشخصه این مناطق می‌باشد، با این حال فاکتورهای متالورژیک دیگری نیز تشکیل این کانسارها را کنترل می‌نمایند (Sillitoe, 1998). ثابت شده است که تشکیل کانسارهای مس پورفیری نه تنها توسط فرآیندهای گرمایی و ماگمایی کنترل می‌شود، بلکه تکتونیک ناحیه‌ای نیز در زمان تشکیل این کانسارها تأثیر گذار است (Sillitoe, 1994, Richards et al., 2001). تشکیل کانسارهای مس پورفیری در قوس‌های ماگمایی کالک‌آلکان محصولی از یک سری فرآیندهای گسترده آب‌گیری صفحه اقیانوسی فرورانده و فرآیندهای (MASH) بعدی در پوسته تحتانی است (Richards, 2005). در مناطق حاشیه فعال قاره‌ای، با توجه به اندرکنش پوسته‌ای قابل توجه، نفوذی‌های آلکان (شوشونیتی) نیز مشاهده می‌شوند (Sillitoe, 1989, 1993, 2000, Richards, 2005). اکثر کانسارها در این مناطق در طول گسلی قدیمی قرار گرفته‌اند که تراوایی پوسته‌ای را ایجاد می‌نماید (Richards et al., 2001).

Richards (۲۰۰۵) معتقد است که ترکیب سیستم‌های ماگمایی میزبان این کانسارها، فلسیک تا حدواسط کالک‌آلکان می‌باشد که از یک ماگمای مافیک‌تر گوشته‌ای مشتق شده است. همچنین در نفوذی‌های شوشونیتی میزان Au بالا می‌باشد (Sillitoe, 2000). نفوذی‌های میزبان مس پورفیری در شرایط حرارتی $750-850^{\circ}\text{C}$ ، فشار یک تا دو کیلو بار و عمق معادل ۱/۵ تا چهار کیلومتر جای‌گیری می‌کنند (Guilbert and Park, 1986).

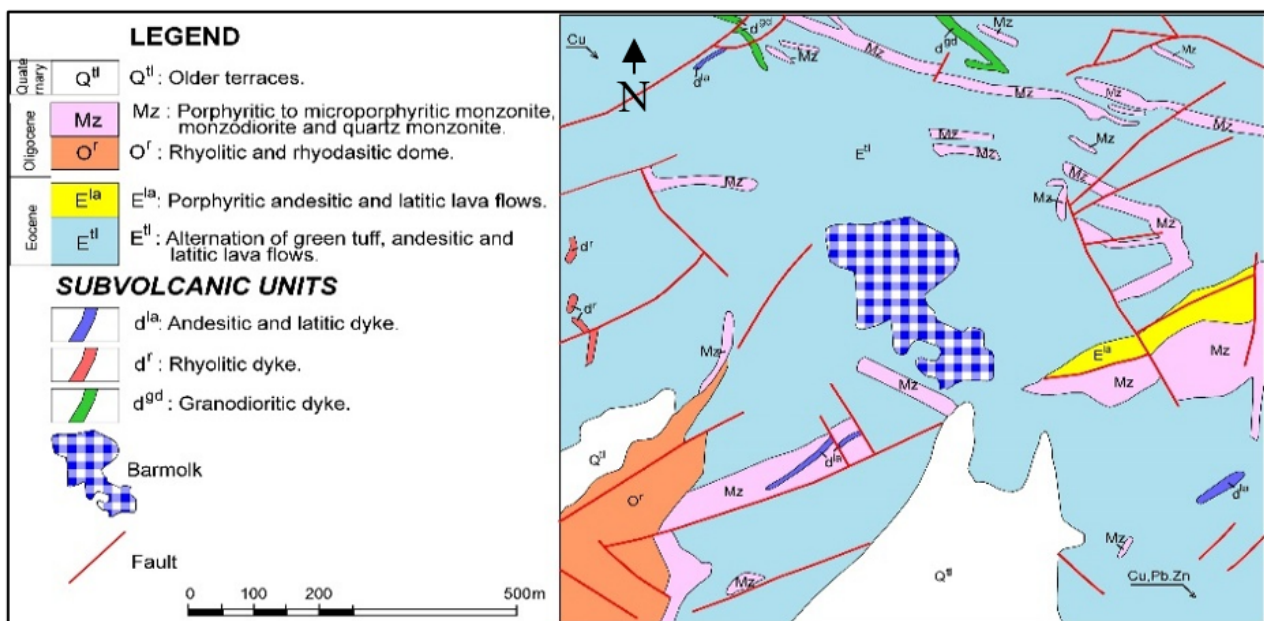
روش مطالعه:

در این پژوهش ابتدا از نمونه‌های سطحی و نیز از مغزه‌های گمانه‌های حفاری شده توسط شرکت ملی صنایع مس ایران، ۱۰۰ مقطع نازک، ۴۰ مقطع صیقلی و ۱۵ مقطع نازک-صیقلی تهیه و مورد بررسی قرار گرفتند. در راستای مطالعات مغزه‌های حفاری علاوه بر لاگینگ نمونه‌های دستی و تعیین زون‌های دگرسانی و مینرالیزه و شکل و فراوانی کانی‌سازی در نمونه‌ها، مبادرت به برداشت‌های ساختاری از این مغزه‌ها شده است و نمونه‌های مناسب برای تهیه مقاطع میکروسکوپی و صیقلی انتخاب شده‌اند که نتایج این مطالعات در پژوهش حاضر منعکس شده است. علاوه بر این نتایج آنالیز پنج حلقه گمانه اکتشافی از سوی شرکت پارس اولنگ مورد استناد قرار گرفتند.

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه:

در بخش جنوب منطقه مورد مطالعه، سنگ‌های ولکانیک و ولکانو - کلاستیک ائوسن سنگ‌های درونگیر توده بارملک پورفیری را تشکیل می‌دهند و سنگ‌های ولکانیک و ولکانو - کلاستیک پلیو - کواترنر با دگرشیمی آذرین‌پی بر روی این مجموعه‌ها قرار گرفته‌اند (شکل ۲). در شمال کیقال و شمال شرق بارملک همبری این توده‌ها با ماسه‌سنگ‌های نومولیت‌دار ائوسن گزارش شده است. همچنین گدازه‌هایی با ترکیب ریولیتی و متعلق به الیگوس در شمال شرق بارملک و شمال غرب آن گزارش شده‌اند که ارتباط سنی آن با بقیه واحدها مشخص نبوده و دلیل انتساب این گدازه‌ها به الیگوس نیز مشخص نمی‌باشد. توده‌های ساب‌ولکانیک پلیوسن با ترکیب داسیتی، تراکی‌آندزیتی و ریوداسیتی در شمال بارملک گزارش شده‌اند که هم‌سن با توده چال‌داغی در کانسار مس پورفیری سونگون بوده و ریولیت‌های الیگوس و توده مونزونیتی را قطع کرده‌اند (گزارش زمین‌شناسی محدوده بارملک شرکت پارس اولنگ، ۱۳۸۳). جوان‌ترین فعالیت ماگمایی در منطقه بارملک مربوط به گدازه‌های بازالتی تا آندزیت بازالتی به سن کواترنر است که در شمال روستای بارملک رخنمون دارند. این بازالت‌ها با بازالت‌های آلکان مسیر جاده اهر - ورزقان هم‌سن بوده و تا حدودی می‌توان آن‌ها را با گدازه‌های تراکی‌آندزیت بازالتی داش‌دیبی (Heydari et al., 2003) در سونگون مقایسه کرد. بررسی‌های سطحی نشان می‌دهد که توده کوارتز مونزونیتی کیقال که شباهت زیادی به توده کوارتز مونزونیتی سونگون دارد

در ادامه به سمت غرب به منطقه بارملک کشیده شده و از پهنای آن به میزان قابل ملاحظه‌ای کاسته می‌شود و در نهایت بفرم زبانه مانند به دره قیه‌قشلاق (دوغوز دره سی) با راستای تقریبی N-S کشیده می‌شود. در این محل توده با توفها و سنگ‌های ولکانیک ائوسن دارای همبری مشخصی است و باعث توسعه کانی‌سازی سرب و روی در سنگ‌های درونگیر شده است. استوک کوارتزمونزونیت پورفیری کیکال طی فعالیت‌های ماگمایی نفوذی فاز پیرنه به درون واحدهای آتشفشانی قدیمی‌تر نفوذ کرده و موجب کانی‌سازی مس - مولیبدن پورفیری و گسترش زون‌های دگرسانی گرمابی در منطقه شده است. پس از جایگیری این توده، دایک‌های تأخیری متعددی با ترکیب عمده دیوریتی-کوارتزدیوریتی در این منطقه به داخل استوک کوارتزمونزونیتی نفوذ کرده‌اند. رخداد شکستگی‌های هیدرولیکی موجب ایجاد زون‌های خرد شده‌ی نفوذپذیر در داخل استوک پورفیری و سنگ‌های پیرامونی و تسهیل گردش سیالات گرمابی شده که منجر به گسترش زون‌های دگرسانی پتاسیک، فلیک، آرژیلیک پیشرفته و پروپیلیتیک در گستره کیکال شده است. تجزیه شیمیایی نمونه‌های استوک کوارتزمونزونیتی و دایک‌های تأخیری نشان می‌دهد که آن‌ها سرشت کالک‌آلکانل غنی از پتاسیم و شوشونیتی دارند. این نفوذی‌ها از نظر زمین‌شناسی ساختمانی در قوس آتشفشانی پس برخوردی و حواشی فعال قاره‌ای شکل گرفته‌اند (Simons et al., 2010, 2011). توده کوارتزمونزونیت پورفیری در صحرا با دگرسانی شدید نسبت به سنگ‌های درونگیر و دایک‌های نفوذی و با رنگ روشن مشخص می‌شود (شکل ۳-۱). دایک‌های کوارتزدیوریتی نسل دوم با برجستگی مشخص و مقاومت فرسایشی بالا نسبت به توده پورفیری مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۲). سنگ‌های ولکانیک و ولکانو - کلاستیک ائوسن شامل تناوبی از گدازه‌های آندزیتی تا آندزیت بازالتی و توف‌های وابسته می‌باشند که در شکل‌های ۳-۳ و ۳-۴ D نمای از این سنگ‌ها مشاهده می‌شوند.

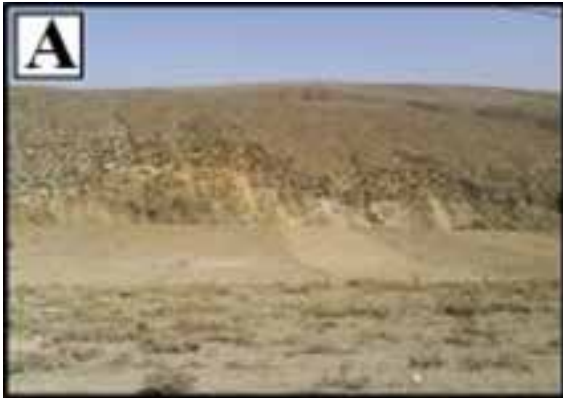


شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی محدوده اکتشافی بارملک (مقیاس ۱:۵۰۰۰) (شرکت مهندسی زرناب)

بحث

سنگ‌نگاری:

با توجه به نمونه‌های سنگی اخذ شده از مغزه‌های حفاری و نمونه‌های سطحی منطقه اکتشافی، توده نفوذی این منطقه ترکیبی در حد کوارتزمونزونیت دارد که مشابه توده کیکال پورفیری بوده و در حقیقت ادامه آن به سمت غرب و جنوب غرب می‌باشد. دایک‌های تأخیری شامل دایک کوارتزدیوریتی نسل اول و دایک کوارتزدیوریتی نسل دوم و سنگ‌های درونگیر این مجموعه‌ها که شامل سنگ‌های ولکانیک با ترکیب آندزیت تا آندزیت بازالتی و توف‌های متنوع می‌باشند.



شکل ۳- (A) نمایی از توده بارملک پورفیری (دید به سمت شرق)، (B) کنتاکت دایک کوارتز دیوریتی نسل دوم با توده پورفیری (دید به سمت شمال شرق)، (C) تناوب توف و گدازه (دید به سمت شرق) و (D) سنگ‌های آندزیت و آندزی بازالت (دید به سمت شرق)

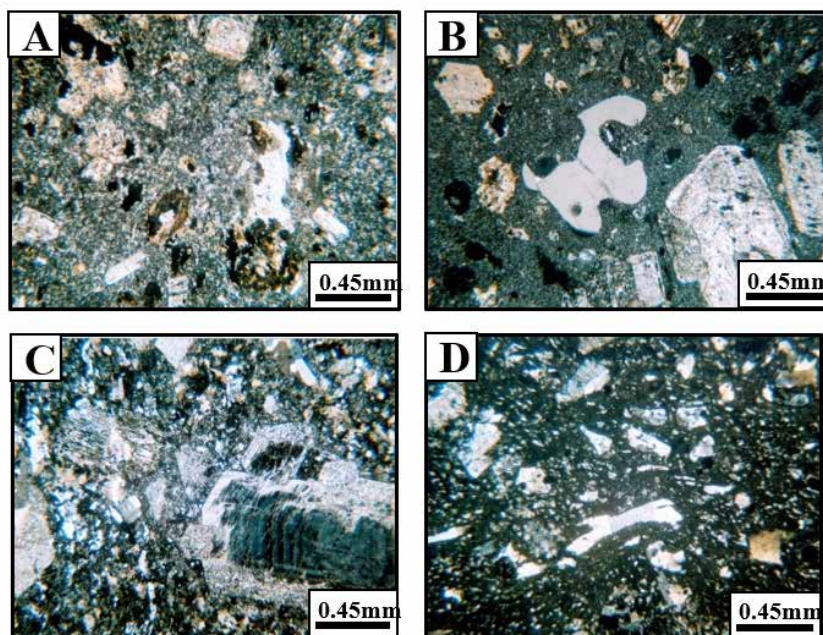
توده کوارتزموزنونیت پورفیری شامل فنوکریستال‌های نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز است که در خمیره ریز تا درشت بلوری از کوارتز و فلدسپار آلکالن قرار دارند. کانی‌های فرومنیزین این توده شامل بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل آمفیبول و بیوتیت است و کانی‌های متفرقه شامل آپاتیت و زیرکن می‌باشند. بافت این توده از پورفیریک با خمیره ریزبلور تا پورفیریک با خمیره درشت بلور در نوسان است (شکل A-۴).

کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده دایک‌های کوارتز دیوریتی نسل اول شامل بلورهای نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز که در خمیره ریز تا درشت بلوری از کوارتز و پلاژیوکلاز و مقادیر جزئی فلدسپار آلکالن قرار دارند. کانی فرومنیزین این دایک‌ها شامل فنوکریستال‌های نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار بیوتیت است که به کلریت، مسکوویت و کربنات تجزیه شده‌اند. زینوکریستال‌های گرد شده کوارتز که گاهی دارای خوردگی خلیجی شکل می‌باشند (شکل B-۴)، بوفور در آن‌ها دیده می‌شود و از ویژگی‌های بارز این دایک‌ها است. در برخی از نمونه‌ها، کوارتز بصورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار با حاشیه واکنشی مشاهده می‌شود. از مشخصات بارز این دایک‌ها وجود بلورهای شکل‌دار بیوتیت و آپاتیت در این سنگ‌ها است و زیرکن نیز گاهی به همراه آپاتیت مشاهده می‌شود. بافت این دایک‌ها از پورفیریک با خمیره ریز بلور تا درشت بلور در نوسان است.

کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده دایک‌های کوارتز دیوریتی نسل دوم شامل فنوکریستال‌های پلاژیوکلاز با زونینگ نوسانی است (شکل C-۴) که در حواشی، اندکی به سریسیت تجزیه شده‌اند و در خمیره ریز تا درشت بلوری از کوارتز و پلاژیوکلاز قرار دارند. کانی فرومنیزین اصلی آن‌ها آمفیبول است که اغلب به مجموعه کلریت، کربنات و گاهی اپیدوت تجزیه شده است و بلورهای نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار بیوتیت نیز به کلریت و کربنات تجزیه گشته‌اند. کانی عارضه‌ای غالب در این دایک‌ها آپاتیت است. این دایک‌ها فاقد کانه‌زایی‌اند و بافت غالب در آن‌ها پورفیریک با خمیره ریز تا درشت بلور است.

سنگ‌های ولکانیک و ولکانو - کلاستیک ائوسن شامل تناوبی از گدازه‌های آندزیتی تا آندزیت بازالتی و توف‌های وابسته (کریستال توف تا لیتیک توف) می‌باشند و در بخش جنوب منطقه با شیب متوسط به سمت جنوب جنوب‌غربی رخنمون دارند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آندزیت‌ها شامل فنوکریستال‌های نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز و مقادیری آمفیبول نیمه شکل‌دار می‌باشد که در خمیره شیشه‌ای و میکروولیتی قرار دارند. بافت این سنگ‌ها هیالومیکروولیتی پورفیریک بوده (شکل D-۴) و کانی عارضه‌ای در آن‌ها اغلب آپاتیت می‌باشد. در برخی از نمونه‌ها پلاژیوکلازها به مجموعه سرپسیت، کلسیت و کانی رسی تجزیه شده‌اند.

کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آندزیت‌های بازالتی شامل میکروکریستال‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن است و مقادیری آمفیبول نیز در آن‌ها دیده می‌شود. کانی عارضه‌ای در این سنگ‌ها آپاتیت است. کلینوپیروکسن و آمفیبول اغلب به کلریت نوع پنین تجزیه شده‌اند و تجمعاتی از کلریت در خمیره این سنگ‌ها دیده می‌شود. بافت این سنگ‌ها میکروولیتیک است. توف‌های مشاهده شده در مغزه‌های حفاری شده به دو دسته کریستال توف و لیتیک‌توف تقسیم می‌شوند. کریستال توف‌ها شامل بلورهای ریز و شکسته شده و زاویه‌دار پلاژیوکلاز، مقادیر جزئی کوارتز و کانی‌های فرومینیزین که به میزان جزئی سرپسیده هستند و اغلب بافت کریستالوکلاستیک دارند. لیتیک توف‌ها از قطعات سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیتی تشکیل شده‌اند و توسط رگه‌های کربناته قطع شده و واجد پیریت می‌باشند. در برخی از نمونه‌ها، رگه‌های سیلیسی و کربناته سنگ را قطع کرده‌اند و پیریت‌های شکل‌دار در متن آن‌ها مشاهده می‌شود. ترکیب کلی این توف‌ها آندزیتی می‌باشد و وابسته به ولکانیزم آندزیتی ائوسن می‌باشند. این سنگ‌ها در حاشیه توده پورفیری میزبان کانی‌سازی سرب و روی می‌باشند.



شکل ۴-۴) بافت پورفیریک با خمیره متوسط بلور در توده کوارتزومونزویت پورفیری، (۲۵×، XPL) B) زینوکریستال‌های کوارتز با خوردگی خلیجی شکل در دایک کوارتزیدیوریتی نسل اول، (۲۵×، XPL) C) زونینگ نوسانی در فنوکریستال‌های پلاژیوکلاز در دایک کوارتزیدیوریتی نسل دوم که در حواشی به سرپسیت تجزیه شده‌اند، (۲۵×، XPL) D) بافت هیالو میکروولیتی پورفیریک در آندزیت، (۲۵×، XPL)

دگرسانی:

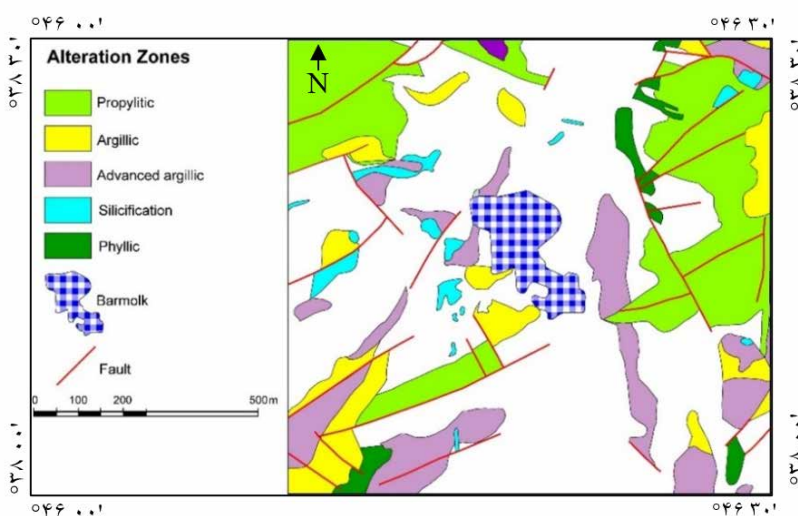
بررسی نمونه‌های سطحی و مغزه‌های حاصل از گمانه‌های اکتشافی در منطقه بارملک نشان می‌دهد که توده کوارتزومونزونیتی بارملک که ادامه توده کیقال پورفیری به سمت جنوب‌غرب می‌باشد، بخش حاشیه‌ای این توده بوده و فاقد دگرسانی پتاسیک می‌باشد. دگرسانی‌های مشاهده شده در این توده و در منطقه بارملک شامل دگرسانی‌های فیلیک متوسط تا شدید می‌باشد

که توسط دگرسانی‌های پروپلیتیک ضعیف تا متوسط و آرژیلیک ضعیف تا متوسط همراهی می‌شود (شکل ۵ و شکل‌های A-۶، B). در دایک‌های کوارتز دیوریتی نسل اول فنوکریستال‌های نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار بیوتیت به کلریت، مسکوویت و کربنات و در دایک‌های کوارتز دیوریتی نسل دوم بلورهای نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار بیوتیت به کلریت و کربنات تجزیه شده‌اند (شکل C، D-۶). بخشی از دگرسانی پروپلیتیک در سنگ‌های درونگیر این توده توسعه یافته است و نمونه‌های آندزیتی و توف‌های وابسته این ویژگی را بخوبی نشان می‌دهند (شکل E-۶).

کانی‌سازی:

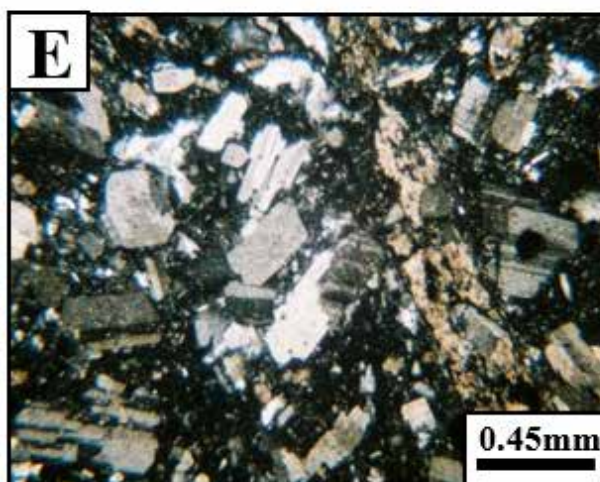
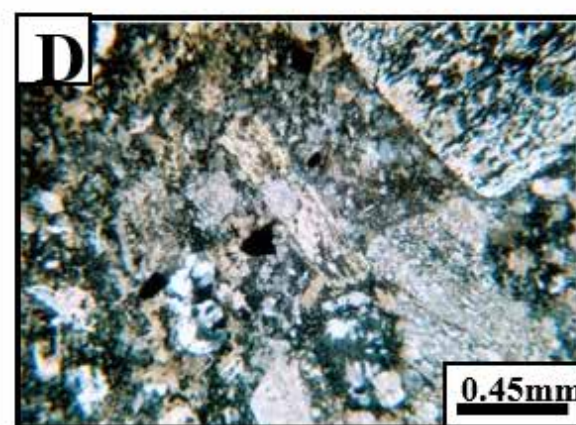
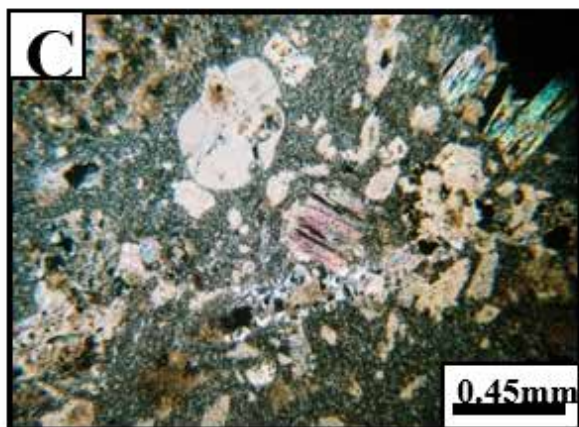
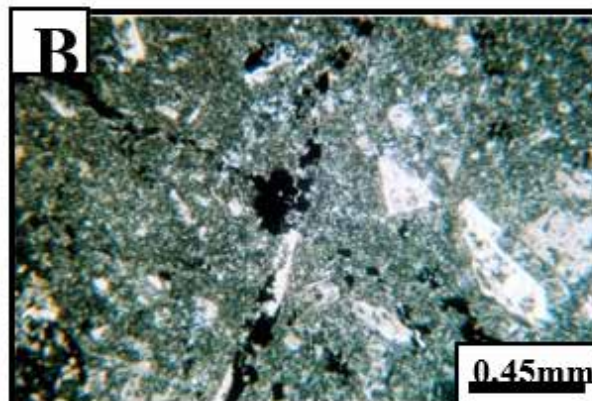
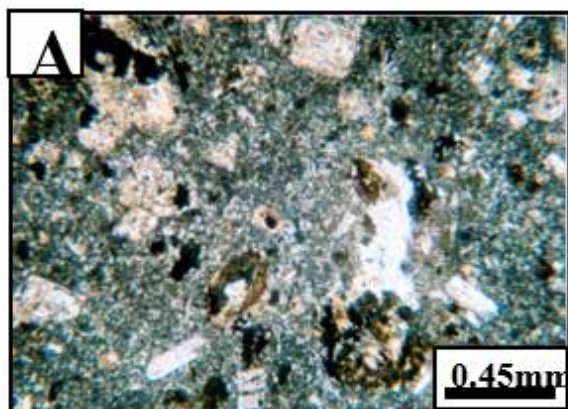
با توجه به عمق فرسایش بالا در این منطقه و قرار گرفتن گستره اکتشافی بارملک در حاشیه توده مذکور، کانی‌سازی مس در این منطقه قابل توجه نیست ولی کانی‌سازی سرب و روی که خاص زون‌های حاشیه‌ای سیستم‌های پورفیری است، در این منطقه بخوبی گسترش دارد. کانی‌سازی مس در توده بارملک پورفیری بصورت افشان، رگه - رگچه‌ای و پرنکنده سطوح درزه می‌باشد. در زون‌های فروشست هماتیت، لیمونیت و جاروسیت در نمونه‌ها مشاهده می‌شود. کانی‌های سولفیدی مس در این منطقه از تنوع بسیار کمتری برخوردار بوده و بیشتر شامل کالکوپیریت است. کانی‌های سولفیدی سرب و روی شامل گالن و اسفالریت در این منطقه به وفور دیده می‌شوند. این کانی‌سازی اغلب بفرم رگه - رگچه‌ای در توده کوارتز موزونیت پورفیری و سنگ‌های درونگیر توده توسعه یافته است و در تمامی گمانه‌های اکتشافی کمابیش مشاهده شده است. پیریت بفرم افشان، رگه - رگچه‌ای و پرنکنده سطوح درزه در تمامی سنگ‌های این منطقه مشاهده شده است. از کانی‌های اکسیدی می‌توان به مگنتیت و هماتیت اشاره کرد. مگنتیت در توده کوارتز موزونیت پورفیری به مارتیت تجزیه شده است (شکل B-V).

پیریت بفرم افشان و بصورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار (شکل A-V) و همچنین بفرم رگه - رگچه‌ای و افشان در توده کوارتز موزونیت پورفیری دیده می‌شود. اصولاً میزان پیریت در این توده کم است و شاید یکی از دلایل عدم غنی‌شدگی زون سوپرژن همین مسئله باشد. با عنایت به اینکه زون سوپرژن در اثر سطح فرسایش و عمق فرسایش بالا از بین رفته است، اظهار نظر قطعی در این خصوص منطقی بنظر نمی‌رسد. پیریت در برخی از نمونه‌ها توسط گوتیت جانشین شده است. همچنین پیریت توسط کالکوپیریت و اسفالریت جانشین شده است (شکل C-V). در نمونه‌های واجد گالن و اسفالریت اکسولوشن بین کالکوپیریت و اسفالریت قابل مشاهده است و پارائز شامل پیریت، کالکوپیریت، گالن و اسفالریت است (شکل D-V). پیریت در برخی از نمونه‌ها توسط گالن و اسفالریت جانشین شده است. در این نمونه اکسولوشن کالکوپیریت و اسفالریت قابل رویت است. در نمونه‌های با کانی‌سازی گالن، پیت‌های آن بخوبی قابل مشاهده است (شکل E-V). همان‌طوری‌که اشاره شد کانی‌سازی علاوه بر توده نفوذی

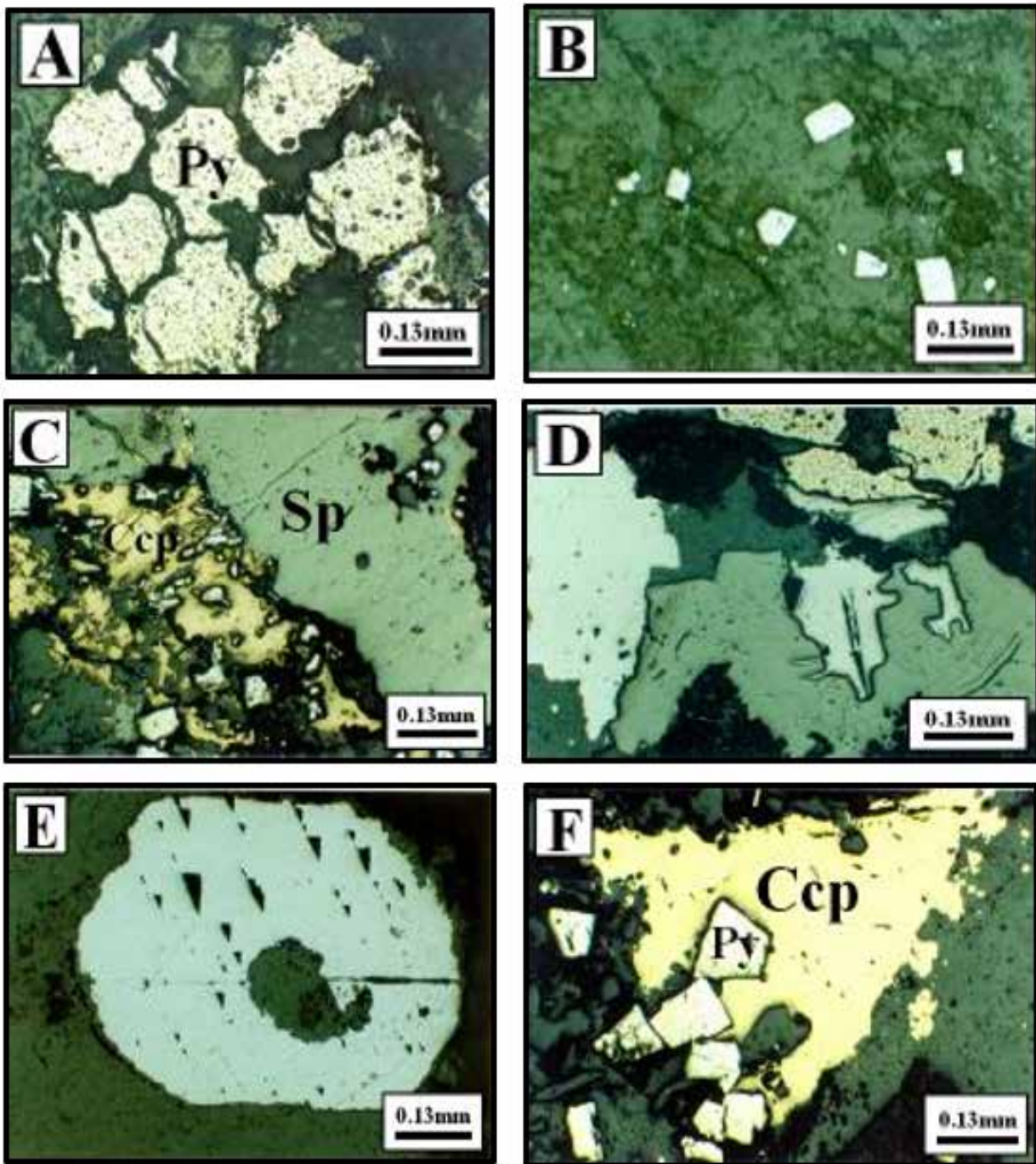


شکل ۵- نقشه دگرسانی محدوده اکتشافی بارملک (مقیاس ۱:۵۰۰۰) (شرکت مهندسی زرناب)

کوارتز موزونیتی در سنگ‌های درونگیر ولکانیک و ولکانو - کلاستیک نیز انجام شده است. پیریت در نمونه‌های آندزیتی بفرم افشان حضور دارد و در هم‌رشدی پیریت و کالکوپیریت نیز در آن‌ها قابل رویت است (شکل F-V). در نمونه‌های آذرآواری نیز پیریت‌های شکل‌دار بهمراه هم‌رشدی پیریت و کالکوپیریت مشاهده می‌شود. همچنین پیریت در این نمونه‌ها توسط اسفالریت جانشین شده و جدایش کالکوپیریت و اسفالریت نیز در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود (شکل G-V).



شکل ۶- (A) بافت پورفیری با خمیره متوسط بلور و دگرسانی فیلیک ضعیف تا متوسط - آرزلیک، پروپیلتیک ضعیف تا متوسط در توده پورفیری، (B) بافت پورفیری با خمیره ریز بلور و دگرسانی فیلیک ضعیف - پروپیلتیک ضعیف تا متوسط در توده پورفیری، (C) تجزیه بیوتیت به کلریت، موسکویت و کربنات در دایک کوارتز دیوریتی نسل اول، (D) تجزیه بلورهای نیمه شکل دار تا شکل دار بیوتیت به کلریت و کربنات در دایک کوارتز دیوریتی نسل دوم و (E) بافت پورفیری با خمیره درشت بلور و دگرسانی فیلیک ضعیف - پروپیلتیک ضعیف در آندزیت



شکل ۷- A) پیریت‌های بفرم افشان و بصورت بلورهای بی‌شکل در توده کوارتزموزنونیت پورفیری، B) تجزیه مگنتیت به مارتیت در توده کوارتزموزنونیت پورفیری، C) جانشینی کالکوپیریت و اسفالریت بجای پیریت در توده کوارتزموزنونیت پورفیری، D) پیریت، گالن، اسفالریت و اکسولوشن بین کالکوپیریت و اسفالریت در توده کوارتزموزنونیت پورفیری، E) گالن بفرم افشان با بیت‌های قابل مشاهده در توده کوارتزموزنونیت پورفیری، F) درهم‌رشدی پیریت و کالکوپیریت در نمونه‌های آندزیتی و G) جانشینی پیریت توسط اسفالریت با اکسولوشن کالکوپیریت و اسفالریت در توف‌ها. حروف اختصاری (Ccp:Chalcopyrite, Py:Pyrite, Sp:Sphalerite)

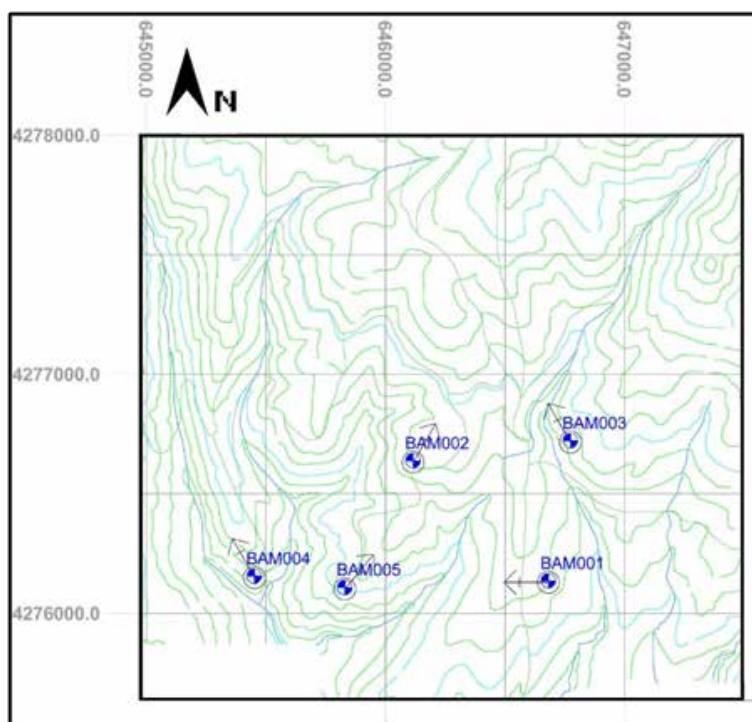
با توجه به اینکه در منطقه اکتشافی سونگون دایک‌های کوارتزیدوریتی نسل اول بعد کانی‌سازی و حتی بعد از تشکیل زون سوپرژن به درون توده پورفیری سونگون تزریق شده‌اند (Moayed, 1383)، لذا می‌توان کانی‌سازی گالن و اسفالریت در این توده را به فرآیندهای تاخیری اپی ترمالی نسبت داد که حتی توانسته است دایک‌های بعد کانی‌سازی را نیز تحت تأثیر قرار دهد. در مجموع بررسی عیار و گسترش کانی‌سازی مس در توده بارملک نشان می‌دهد که این محدوده از پتانسیل مناسبی برای پی‌جویی

ذخائر مس پورفیری برخوردار نیست. جدول ۱ وضعیت کانی‌سازی مس در پنج گمانه اکتشافی را مشخص می‌کند.

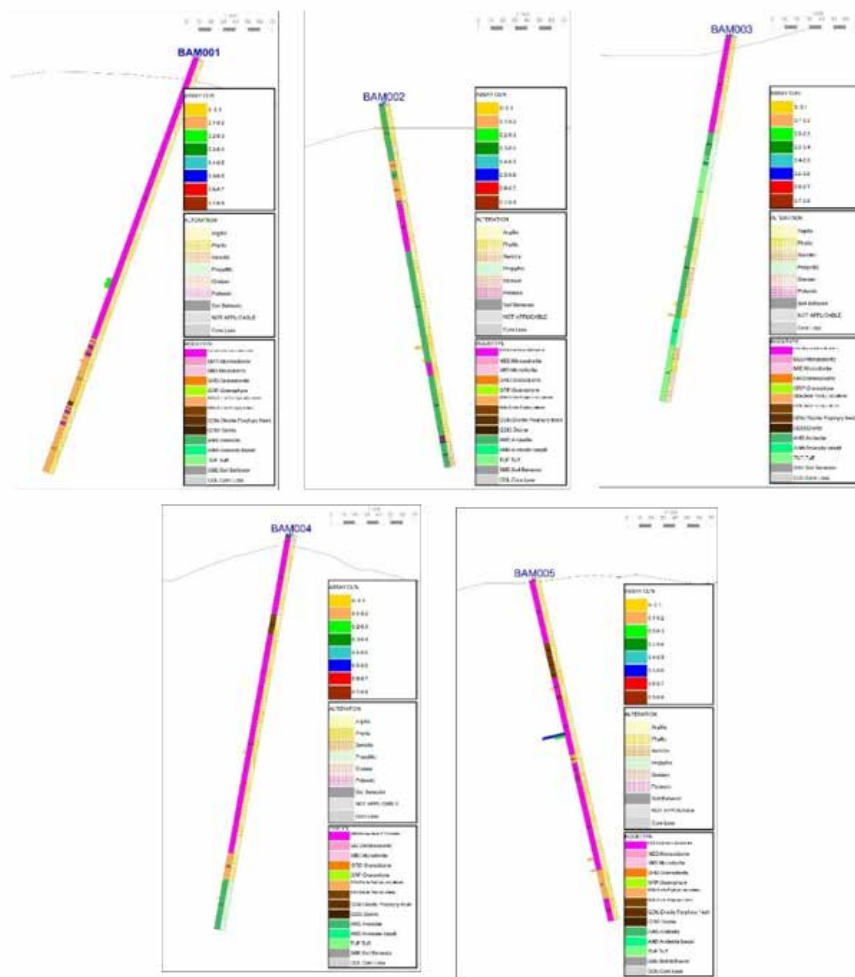
جدول ۱- پارامترهای آماری عیار مس مغزه‌های حفاری

BH No	Depth	Total sample	%Cu Ave	%CuMax	%Cu≤0.15		%Cu>0.15	
					Ave	Num of sam	Ave	Num of sam
BAM_01	360.50	162	0.025	0.26	0.014	154	8	0.23
BAM_02	316.30	83	0.01	0.17	0.008	82	1	0.17
BAM_03	319.00	33	0.016	0.16	0.011	32	1	0.16
BAM_04	352.20	35	0.012	0.08	0.012	35	0	0
BAM_05	300.60	27	0.042	0.51	0.016	25	2	0.38
TOTAL	1648.60	340	0.02	0.51	0.012	328	12	0.25

در شکل ۸ پلان و مقاطع پنج گمانه اکتشافی که براساس شواهد سطحی کانی‌سازی و مطالعات ژئوشیمیایی ارائه گردیده، دیده می‌شود. عمق حفاری‌ها از ۳۰۰/۶۰ متر تا ۳۶۰/۵۰ متر متغیر است و مجموع متراتژ حفاری‌ها ۱۶۴۸/۶ متر می‌باشد. اطلاعات سنگ‌شناسی، مینرال زون، آلتراسیون و عیار گمانه‌ها در شکل ۹ آمده است. بررسی‌های صحرائی و لاگینگ گمانه‌های حفاری شده در منطقه بارملک نشان می‌دهد که دگرسانی غالب در توده کوارتزموزنویت پورفیری فیلیک همراه با پروپیلیتیک و آرژیلیک، در دایک‌های کوارتزدیوریتی نسل اول و دوم پروپیلیتیک همراه با سربیسیت و آرژیلیک ضعیف و در سنگهای ولکانیک و ولکانو-کلاستیک ائوسن پروپیلیتیک ضعیف می‌باشد.



شکل ۸- پلان گمانه‌های اکتشافی در محدوده بارملک



شکل ۹_ نمایش لیتولوژی، دگرسانی و عیار در گمانه‌های اکتشافی محدوده بارملک

نتیجه‌گیری:

نتایج حاصل از بررسی‌های زمین‌شناسی سطحی و اطلاعات گمانه‌های اکتشافی در منطقه بارملک را می‌توان به صورت زیر جمع‌بندی کرد:

عمق زون‌های سولفور در منطقه آنومال بارملک ۶۰ تا ۱۰۰ متر بوده و در کل کمتر از ۱۰۰ متر برآورد شده است. تنوع‌های لیتولوژیک در این منطقه به ترتیب رخداد سنی شامل سنگ‌های ولکانیک و ولکانو - کلاستیک ائوسن، توده کوارتزموزنونیت پورفیری و دایک‌های کوارتزدیوریتی نسل اول و دوم است. دگرسانی‌های غالب در توده کوارتزموزنونیت پورفیری که در واقع ادامه توده کیقال پورفیری به سمت جنوب‌غرب است شامل دگرسانی‌های فیلیک، پروپلیتیک و آرژیلیک بوده و بعلت حاشیه‌ای بودن، دگرسانی پتاسیک در این منطقه دیده نمی‌شود. میزان پیریت این توده کم است و شاید یکی از دلایل عدم تشکیل زون غنی شده سوپرژن همین مسئله باشد. کانی‌سازی مشاهده شده در توده پورفیری بارملک شامل کالکوپیریت، گالن، اسفالریت و پیریت بفرم افشان، رگه - رگچه‌ای و پرکننده سطوح درزه می‌باشد و گسترش کانی‌سازی سرب و روی در این منطقه دلالت بر قرار داشتن این منطقه در بخش حاشیه‌ای یک توده پورفیری است. کانی‌سازی سرب و روی علاوه بر توده پورفیری، در دایک‌های کوارتزدیوریتی نسل اول و سنگ‌های درونگیر نیز توسعه یافته است. مشاهده کانی‌سازی سرب و روی در دایک‌های کوارتزدیوریتی نسل اول بعد کانی‌سازی سوپرژن نشان می‌دهد که تزریق این دایک‌ها قبل از رخداد فاز اپی‌ترمالی توده پورفیری انجام شده است.

معرفی معدن سرب و روی انگوران

گردآورنده: نجمه شکوری نیا

دانشجوی کارشناسی زمین شناسی دانشگاه محقق اردبیلی



معدن مکانی است که در آن انواع فلزات و سنگ هایی که دارای ارزش اقتصادی هستند، تجمع یافته اند. تاریخچه بهره برداری، کشف معادن، ذوب سنگ های معادن و استخراج فلزات از آن ها به دوران باستان بر می گردد. معادن، منابع تأمین کننده مواد اولیه مورد نیاز برای بسیاری از صنایع بوده و در امر خودکفایی صنعتی، ایجاد اشتغال و افزایش تولید ناخالص ملی و درآمد سرانه یک کشور نقش بسزایی دارند. در ایران اکثر معادن بزرگ توسط دولت اداره می شوند (سنگ اورانوس و مقاله اهمیت معادن).

کاربرد های فلزات روی و سرب: ۱- روی:

پس از آلومینیوم و مس فلز روی از مهمترین و پرمصرف ترین فلزات غیرآهنی محسوب میشود و به خاطر خواص مطلوب آن در صنایع متعددی مورد استفاده قرار می گیرد. کاربرد آن بیشتر در گالوانیزه و آلیاژهای مختلف است؛ به طوری که می توان گفت ۴۸ درصد روی تولیدی در جهان در صنعت گالوانیزاسیون، ۱۸ درصد آن در تولید برنج، ۱۵ درصد در تولید آلیاژهای دیگر، ۸ درصد در تولید مواد شیمیایی، ۷ درصد در تولید محصولات نیم ساخته و در آخر ۴ درصد در سایر زمینه ها مورد استفاده قرار می گیرد. اگر بخواهیم از نظر مصرف نهایی آن بگوییم؛ ۴۸ درصد روی تولیدی در صنایع ساختمانی، ۲۳ درصد در صنایع اتومبیل سازی و حمل و نقل و ۱۰ درصد در تولید ماشین آلات و تجهیزات فنی استفاده می شود. بررسی ها نشان می دهد که سالانه حدود ۴ درصد از تولید ناخالص داخلی (PDG) کشورها از طریق خوردگی در فولاد و آهن آلات از بین می رود؛ ولی با گالوانیزاسیون می توان جلوی این خسارت را تا حدود یک درصد کاهش داد (سایت علمی و پژوهشی آسمان).



شکل ۱- سنگ معدن روی (منبع: جهان شیمی)

۲- سرب:

وزن استاندارد، ساخت سکه، مجسمه سازی، دیوارهای ضد آب و آستری سازی، زیور آلات، لنگر سازی و... در قرن بیستم با ظهور خودرو صنایع ماشینی به همراه مواد شیمیایی کاربرد سرب را بعنوان ماده ی افزودنی نرم کننده سوخت، آلیاژ های بلبرینگ و لوله کشی، باتری های ذخیره کننده گسترش فراوان یافت.

کاربردهای مدرن عنصر سرب شامل:

اسلحه سازی، تولیدات شیشه، عایق صدا و محافظ در برابر تشعشعات در نیروگاه های اتمی می باشد (سایت علمی و پژوهشی آسمان).



شکل ۲- سنگ معدن سرب (منبع: مجله تموک)

معدن سرب و روی انگوران:

این معدن در شهرستان ماهشان که در ۱۳۵ کیلومتری غرب شهر زنجان واقع شده است قرار دارد. معدن انگوران در موقعیت ۳۶ درجه و ۳۷ دقیقه شمالی و ۴۷ درجه و ۲۴ دقیقه شرقی قرار گرفته است. روستای قلعه جوق نزدیک ترین روستا به این معدن می باشد. فاصله ی این معدن تا جاده اصلی حدوداً ۱۲۰ کیلومتر میباشد. اختلاف درجه حرارت در شبانه روز بین فصول سرد و گرم در منطقه ی معدن زیاد است. تعداد کسانی که در مجتمع معدنی انگوران

مشغول به کار هستند نزدیک به ۵۰۰ نفر می باشند. این معدن از مهمترین معادن تولید کننده سرب و روی در کشور می باشد و با توجه به ذخیره بالای آن، جزو معادن غنی ایران محسوب می شود (منبع: بانک اطلاعات).



درباره معدن انگوران:

معدن انگوران دارای ۴۶٪ ذخایر ایران است، که با بیش از ۲۵ میلیون تن ذخیره؛ بزرگترین معدن سرب و روی و تراورتن خاورمیانه به حساب می آید. میزان ذخایر معدن انگوران در بخش روباز هشت میلیون تن و در بخش زیرزمینی چهار میلیون تن روی با عیار بالا است؛ با این احتساب اگر سالانه یک میلیون تن ماده ی معدنی از این معدن استخراج شود منابع این معدن حدوداً تا ۱۲ سال دیگر تمام می شود.



شکل ۳- معدن انگوران (منبع: بانک اطلاعات)

سالانه با بهره برداری از این معدن ۱۲۰ هزار تن کانسنگ استخراجی سولفور، مخلوط سولفور-اکسید و اکسید با عیار ۲۵ درصد روی و ۲ درصد سرب استخراج خواهد شد.



شکل ۴. معدن سرب و روی انگوران از نمای بالا (منبع: بانک اطلاعات)

۸۰ درصد کانسنگ هایی که استخراج می شوند از معدن انگوران استان زنجان به استان های دیگر ارسال می شوند و ۲۰ درصد کانسنگ انگوران در خود استان زنجان مورد استفاده قرار می گیرند (سامانه صبا و بانک اطلاعاتی).



بررسی گازی‌های سمی و خطرناک

گردآورنده: مهتاب بایرامی

عضو اصلی انجمن علمی | دانشجوی کارشناسی زمین

شناسی دانشگاه محقق اردبیلی



مقدمه:

از آنجایی که سنگ ها و کانی ها ساختار اصلی زمین را تشکیل می دهند، عناصر هم نقش بسیار مهمی در طبیعت ایفا می کنند. زمین شناسی ارتباط زیادی با سلامت انسان ها دارد، همه عناصر بر سلامتی انسان ها، حیوانات و سایر موجودات تاثیر دارند. البته ممکن است این تاثیر خوب یا بد باشد، به طوری که حتی مقدار بسیار کمی از بعضی کانی ها برای سلامتی جانداران مضر و حتی کشنده باشد. امروزه با پیشرفت و گسترش علوم مختلف، تاثیر متقابل انسان و محیط زیست بر هم شناسایی شده است. با وجود اینکه در گذشته هم کم و بیش به تاثیر محیط بر روی سلامت انسان پی برده بودند، برای مثال؛ بقراط بر این باور بود که سلامت با محیط زندگی انسان در ارتباط است.

برخی از ترکیبات شیمیایی با وجود اینکه خوش رنگ و لعاب اند می توانند در مدت کوتاهی جان انسان را بگیرند یا مسموم کنند. شاید در وهله ی اول فکر کنیم که این ترکیبات تنها در محیط های آزمایشگاهی یافت می شوند، غافل از این که طبیعت بستر واقعی آن ها محسوب می شود. خیلی از این مواد دارای (دستورالعمل ایمنی جمع آوری و انبار کردن) هستند که باید به برگه اطلاعات ایمنی (SDS) آن ها توجه کرد. کارشناسان HSE این مطالب را به خوبی باید به یاد داشته باشند. در ادامه به بررسی ۹ کانی سمی و خطرناک خواهیم پرداخت.

۱- کالکانتیت-سولفات مس ($\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$)

کالکانتیت، سولفات مس محلول در آب است که رنگ آبی درخشانی دارد. این ماده باید در محیط خشک نگهداری شود. چرا که در محیط مرطوب به راحتی حل می شود. حلالیت کالکانتیت در آب می تواند منجر به سمی شدن مس شود و برای انسان ایجاد خطر کند.



شکل ۱- نمونه ای از کالکانتیت طبیعی
(منبع: BLOGFA)

۲- استیب نیت (Sb_2S_3)

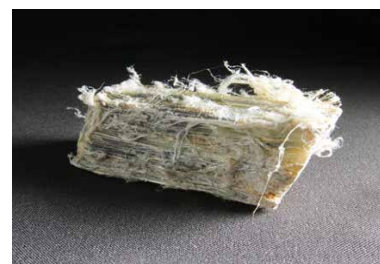
استیب نیت در واقع همان سولفید آنتیموان است که یک ماده ی معدنی سمی است. این ماده با شبکه کریستالی ارتورومبیک خود به عنوان منبعی از فلز آنتیموان شناخته شده است. زمانی از استیب نیت به عنوان یک ماده ی آرایشی برای تیره تر کردن مژه ها و ابروها استفاده می شد!، این ماده ی معدنی در ساخت ظروف غذایی هم کاربرد داشت که آنتیموان موجود در آن ایجاد مسمویت می کرد.



شکل ۲- استیب نیت (منبع: BLOGFA)

۳- آزبست ($\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$)

شاید نام آزبست را همراه با سرطان ریه شنیده باشید. این ماده ی سیلیکاتی به شکل فیبرهای نازک کریستالی رشد می کند و به آسانی به شکل ذرات گرد و غبار خرد می شود. با وجود مفید بودن آزبست در بعضی موارد نظیر عایق بودن، مقاوم بودن در برابر آتش و جاذب صدا بودن، گرد این ماده در صورت تنفس کشنده است. الیاف آزبست می توانند منجر به بیماری هایی نظیر سرطان ریه، مزوتلیوما و آزبستوز شوند.



شکل ۳- آزبست (منبع: zarjoyan)

۴- آرسنوپیریت (FeAsS)

آرسنوپیریت نوعی کانی با رنگ متالیک و براق است که از عناصر آهن ، آرسنیک و گوگرد تشکیل شده است. این ماده در روزنه ی چشمه های آبگرم و سنگ های آذرین پگماتیت وجود دارد. آرسنیک عنصر معلوم الحالی است که پرونده ی سنگینی در خسارت های انسانی و محیطی داشته است و گاهی اوقات در رسوب های طلا هم دیده می شود.



شکل ۴-آرسنوپیریت (منبع: BLOGFA)

۵- سینابار (HgS)

سینابار در واقع همان سولفید جیوه است که رنگ قرمز غلیظی دارد و غنی ترین منبع جیوه در جهان محسوب می شود. در زمان های قدیم از این ماده در رنگسازی استفاده می کردند و نمی دانستند که بر خلاف رنگ فریبنده اش، ماده ای بسیار کشنده است. جیوه با انسان ها اصلا شوخی ندارد و یکی از مهم ترین دلایل مرگ و میر در معادن دنیا بوده است.



شکل ۵-سینابار (منبع: صفحه رسمی شیراز)

۶- گالن (Pbs)

گالن سنگ معدن سولفید سرب است و اصلی ترین منبع سرب در دنیا محسوب می شود. ساختار کریستالی گالن به شکل شبکه مکعبی بوده و منبع نقره نیز به شمار می آید. سرب موجود در گالن سمی بوده و چنانچه گرده های آن وارد سیستم تنفس یا دستگاه گوارش شوند ایجاد مشکل می کنند. اما در حالت سنگ معدن یا کانی نسبتا بی خطر است.



شکل ۶-سنگ معدن گالن (منبع: imico)

۷- هوت چینسونایت (TI,Pb₂As₅S₉)

هوت چینسونایت ساختاری از آرسنیک و سولفید است که با تالیوم و سرب در روزنه ی چشمه های آبگرم یافت می شود. نمک تالیوم تقریبا بی مزه بوده و به شدت سمی است. قبلا از تالیوم در ساخت مرگ موش و حشره کش ها استفاده می شد. حالا فرض کنید که این تالیوم سمی در کنار سولفید آرسنیک قرار بگیرد. طبیعتا ترکیب این دو عنصر، به شدت خطرناک و کشنده خواهد بود. تنها کافی است یک بار (برای اولین و آخرین بار!) در معرض این ترکیب قرار گرفت و مرگ را تجربه کرد.



شکل ۷-هوت چینسونایت (منبع: برترین ها)

۸- زرنیخ (As_2S_3)

زرنیخ با نام لاتین Orpiment یکی دیگر از اعضای خانواده سولفید آرسنیک است که رنگ زرد پرتقالی درخشانی دارد. این ماده ی معدنی به طور طبیعی در منافذ خروجی چشمه های آبگرم، چشمه های آبگرم و شکاف آتشفشان ها پیدا می شود. جالب است بدانید که این ماده، باوجود سمی بودنش، زمانی در چین استفاده ی دارویی داشته است. ضمن این که کیمیاگران قدیم از آن به عنوان ابزاری برای ساخت طلا استفاده می کردند. آرسنیک حتی اگر اکسید هم شود باز هم سمی و خطرناک است.



شکل ۸- زرنیخ (منبع: ویکی پدیا)

۹- توربرنیت ($Cu(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 8,12H_2O$)

توربرنیت یک ماده ی معدنی خطرناک است که از هیدراته سبز رنگ مس، فسفات و اورانیوم تشکیل شده است. این ماده اغلب در گرانیتهای یافت می شود که شامل اورانیوم است. خود اورانیوم به علت تشعشع امواج رادیواکتیو، در دسته عناصر خطرناک قرار می گیرد. توربرنیت به طور طبیعی ماده ی رادیواکتیو رادون را آزاد می کند که در بلند مدت می تواند باعث سرطان ریه شود.



شکل ۹- توربرنیت (منبع: ویکی پدیا)

نتیجه گیری:

سنگ ها و کانی های بالا همه سمی و خطرناک هستند، اما برخی از آن ها گونه های نادری بوده و در طبیعت به وفور یافت نمی شوند. به هر حال، در هر حالت باید تمهیدات ایمنی رعایت شود و خطر را تا حد ممکن کاهش داد.

معرفی کانی‌های موزه دکتر قهرمان سهرابی (دانشکده علوم دانشگاه محقق اردبیلی)

گردآورنده: هادی نظری

دانشجوی کارشناسی زمین شناسی دانشگاه محقق اردبیلی



آپاتیت

رنگ خاکه	رنگ	سیستم کریستالی	فرمول شیمیایی
سفید	سفید، خاکستری، بی رنگ	هگزاگونال	$Ca_5(PO_4)_3(F,Cl,OH)$

وزن مخصوص	سختی	سطح شکست	کلیواژ	جلا و شفافیت
۳/۲۰-۳/۱۵	۵	ناصاف، صدفی	ضعیف	شفاف تا نیمه شفاف

کاربرد	پاراژنز	تشکیل	اگرگات
تهیه کود شیمیایی، جواهر سازی، کبریت سازی، مواد شیمیایی	کلوفان، لارزورآپاتیت، موروکسیت، برینولیت، ابوکمالیت، الستاتیت	بلورهای اتومورف آپاتیت در مرحله اول تبلور ماگما تشکیل می شود، در رگه های پگماتیتی و کوارتزی و در رگه های هیدروترمال به صورت بلورهای درشت و زرد مایل به سبز دیده می شود.	منشوری و سوزنی شکل که در انتها به بی پیرامید ختم می شود.



استینیت

رنگ خاکه	رنگ	سیستم کریستالی	فرمول شیمیایی
خاکستری تیره	خاکستری سربی	ارتورومبیک	Sb_2S_3

وزن مخصوص	سختی	سطح شکست	کلیواژ	جلا و شفافیت
۴/۶۲_۴/۵۲	۲	صدفی تا ناصاف	کامل و ناقص	شفاف تا کدر

کاربرد	پاراژنز	تشکیل	اگرگات
در ساخت حروف ماشین تحریر، پوشش کابل، رنگ سازی	بیسموتین یا بیسموتینیت، گواناژوانیت، برتیریت	در رگه های هیدرو ترمال دمای پایین همراه با کانی هایی مانند رالگار، اورپیمان، گالن، اسفالریت تشکیل می شود	توده های بلوری ساقه ای، شعاعی، دانه ای و رشته های مویین نمد مانند تشکیل می شود



لیپدولیت

فرمول شیمیایی	سیستم کریستالی	رنگ	رنگ خاکه
$(\text{KLi}_2\text{Al}(\text{Al},\text{Si})_3\text{O}_{10}(\text{F},\text{OH})_2)$	مونوکلینیک	بنفش، قرمز روشن، خاکستری، سفید	سفید، صورتی روشن

وزن مخصوص	سختی	سطح شکست	کلیواژ	جلا و شفافیت
۲/۸_۲/۹	۵_۴/۲	صدفی	کامل	شفاف تا نیمه شفاف

کاربرد	پاراژنز	تشکیل	اگرگات
باتری های شارژی، اجزای بدنه هواپیما و در وسایل برقی خانگی	ارتوز، آلبیت، کوارتز، البایت	در سنگ های گرانیت پگماتیته، گاهی در دمای بالا در کوارتز، گریزن و گرانیت تشکیل می شود	کوارتز، آمبلی گونیت، فلدسپار، تورمالین، کلومبیت، کاسیتريت، توپاز و بریل



اورتوپیروکسن

رنگ خاکه	رنگ	سیستم کریستالی	فرمول شیمیایی
خاکستری روشن، سیاه	معمولا روشن	ارتورمبیک	XYZ2O6

وزن مخصوص	سختی	سطح شکست	کلیواژ	جلا و شفافیت
۳/۹-۳/۲	۵-۶	صافی	خوب	نیمه شفاف

کاربرد	پاراژنز	تشکیل	اگرگات
ارزیابی دما و فشار	آنستاتیت، برونزیت، هیپرستن، اولیت، فرو هیپرستن	اورتوپیروکسن های غنی از منیزیم در سنگ های آذرین اولترابازیک مانند پریدوتیت ها همراه با کانی هایی مانند الیوین پلاژیوکلاز دیده می شود	توده ای رشته ای، تیغه ای شکل و گاهی منشوری





JURASSIC > دوره ژوراسیک

گردآورنده: مجید قهرمان روزگار

عضو علی‌البدل انجمن علمی | دانشجوی کارشناسی زمین‌شناسی
دانشگاه محقق اردبیلی



این دوره جزو دوران مزوزوئیک می‌باشد که این دوره از ۲۰۱_۱۴۵ میلیون سال قبل را شامل می‌شود. آغاز این دوره توسط تریاس - ژوراسیک مشخص می‌شود.



شکل ۲- گونه براکیوسورس (ویکی پدیا)

جانور در ژوراسیک پسین می زیسته است.



شکل ۳- گونه کامپتوزورس (ویکی پدیا)

۴- **آستگوسوریا:** از دایناسورهای لگن پرند ای چهار پا و گیاهخوار می باشند که از ویژگی های ظاهری مهم این گونه داشتن صفحات استخوانی بر روی پشتشان و استخوان های میخ مانند بر روی دمشان می باشد.



شکل ۴- استگوسورس (ویکی پدیا)

MARINE REPTILES- خزندگان دریایی

۱- **ایکتیوزور:** ظاهری شبیه به دلفین داشته و طولش از ۱ الی

مشخصات این دوره طبق موارد زیر می باشد:

۱- تنوع دایناسورها

۲- ظهور خزندگان دریایی

۳- تنوع پستانداران

۴- ظهور پرندگان

در این مبحث سعی می کنیم دوره ژوراسیک را از نظر زمین شناسی تاریخی و همچنین مختصراً از نظر زمین شناسی ایران بررسی و شرح دهیم.

همانطور که اشاره شد در این دوره جانوران متعددی تنوع یافته و یا ظهور کرده اند که مختصراً به شرح آن ها می پردازیم. در این دوره دایناسورها با گونه های مختلف تنوع یافته اند از جمله آنها:

۱- **آلوسوروس:** از دایناسورهای گونه تروپودا و بزرگترین گوشتخوار ژوراسیک پسین که دارای بدنی حجیم و دم ستر و قدرتمند و استخوان های محکم بوده است. طول آن ۱۲ متر، قامت ۵ متر و وزنش نیز ۴ تن بوده است.

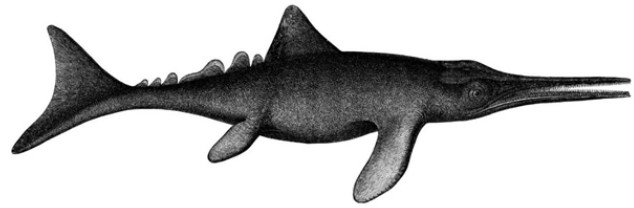


شکل ۱- گونه دایناسور آلاسورس (ویکی پدیا)

۲- **براکیوسوروس:** از سورپود های دوره ژوراسیک به طول ۲۷ متر و وزن ۷۵ تن بوده است. برعکس بقیه دایناسورها این گونه جانوری دارای پاهای جلویی بلند تری از پاهای عقبی داشته و همچنین دارای گردن درازی نیز بوده که نشانگر گیاه خوار بودن این جانور است که از راس درختان تغذیه می کرده است.

۳- **کامپتوزوروس:** از گونه مهم آرنیتوپودا که همگی گیاهخوار بوده اند که به علت فرم جمجمه به آنها دایناسورهای اردک منقاری (DUCK)-BILLED DINOSAURS نیز می گویند. این

۱۵ متر متغییر بوده است.



متمايز شده اند.

هادرودکودیوم یکی از پستانداران دوره ژوراسیک است که می توان آن را اولین پستاندار کامل برشمرد. این جاندار که شباهتی به موش داشته جثه بسیار کوچکی داشته و گوشتخوار بوده است.

پیدایش پرندگان:



شکل ۷- از پرندگان دوره ژوراسیک (ویکی پدیا).



شکل ۵- ایکتیوزور (ویکی پدیا)

۲- پلسیوسور: دارای بدن و باله های کشیده که به راحتی برای شنا کردن تعبیه شده بود؛ طولشان به طور معمول از ۳ الی ۶ متر متغییر بوده گاه به ۱۵ متر نیز می رسیده است.



شکل ۶- پلسیوسور (جزوه زمین شناسی تاریخی دکتر علی لطفی بخش).

یک اتفاقی که در دوره ژوراسیک به وقوع پیوسته ظهور پرندگان می باشد که در دوره های قبلی زمین شناسی اصلا حضور نداشته اند. حال در این مبحث سعی داریم ظهور پرندگان را شرح دهیم.

اولین آثار پر در ژوراسیک پایانی یافت شده است. فسیل های بدست آمده نشانگر دایناسورهایی هستند که پر درآورده اند ؛ همچنین شواهد فسیلی نشان از این می دهد که پرها برای پرواز تکامل نیافته بودند.

به نظر می آید که اضافه شدن پر به ساختار فیزیکی عاملی برای افزایش سرعت هنگام دویدن و حفظ دمای بدن بوده است که در ادامه با تغییر آناتومی ، بدن پرها وسیله ای برای پرواز شده اند.

شواهدی وجود دارد که نشان می دهد پرندگان از خزندگان تقسیم شده اند که از جمله آنها به شرح زیر می باشد:

۱- داشتن پنجه در دست

۲- تخمگذاری

۳- داشتن دندان

۴- داشتن دم بلند

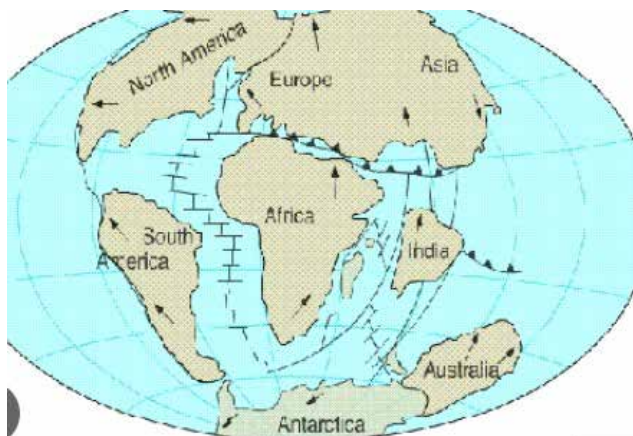
نام اولین پرنده که در ژوراسیک پایانی پدیدار شده آرکئوپتیریکس

حال می خواهیم تنوع پستانداران را در دوره ژوراسیک بررسی کنیم.

در طی ژوراسیک هیچ گونه تغییری در جثه پستانداران صورت نگرفت بلکه در طی حکمرانی دایناسورها گونه فرعی حیات را شکل می دادند. دیرینه شناسان از مطالعه فسیل های بدست آمده به این پی برده اند که در طی دوره ژوراسیک ساختار گوش میانی پستانداران تکامل یافته و حس شنوایی آن ها تکامل یافته است.

در طی این دوره پستانداران اولیه به دو گروه تریکودونت که بعنوان پستانداران تخمگذار از آن ها یاد می شده و یوپاننتوت که از آنها پستانداران کیسه دار و جفت دار تکامل یافتند و

می باشد.



شکل ۹-قاره ها در دوره ژوراسیک (ویکی پدیا).

میکروفسیل در ژوراسیک:

در طول دوره ژوراسیک موجودات میکروسکوپی وجود داشته اند که به حیات خود ادامه می داده اند که با توجه به میکروفسیل های یافت شده چند مورد از آن ها را نام می بریم. خانواده میلیولیدا از فرامینیفر های با پوسته آهکی بدون منفذ هستند که شامل جنس های بیلوکولینا (بیلوکولینا sp10) (تریلوکولینا) (تریلوکولینا تریکاریئاتنا) (کوئینکولوکولینا) (نومولوکولینا) (پیرجوماسلینا) و (اسپیرولولوکولینا) که در دوره ژوراسیک ظاهر شدند.

حیات گیاهی در ژوراسیک:

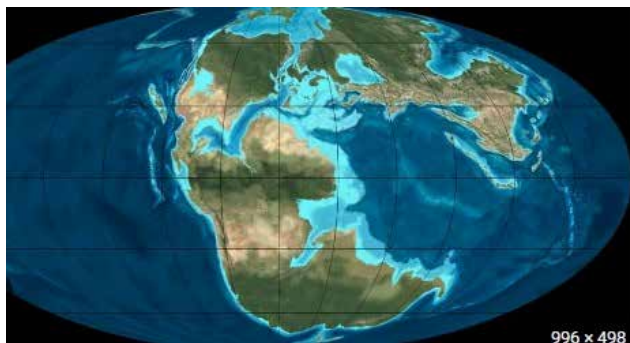
در مدت زمان ژوراسیک شرایط خشک آب و هوایی حاکم بر منطقه به طور یکنواختی کاهش یافت. آب و هوای گرم و مرطوب این اجازه را داد که جنگل های انبوه و پر آب در اغلب خشکی ها حاکم شود.



شکل ۸-گونه گیاهی دوره ژوراسیک (جزوه زمین شناسی تاریخی دکتر لطفی بخش).

شدن کرده است. بخش قابل توجهی از اروپا در زیر آب بوده و در این دوره دو اقیانوس پاسیفیک (اقیانوس آرام) و تتیس خشکی ها را احاطه کرده بودند. در طول ژوراسیک میانی، فاصله آمریکای شمالی از آفریقا و آمریکای جنوبی بیشتر شده و همزمان شکاف میان آفریقا و آمریکای جنوبی از بخش شمالی شکل گرفته و جدایش آن ها اتفاق می افتد. در این موقع هند نیز از آفریقا جدا می شود. آتلانتیک به صورت دریا بین آمریکای شمالی- جنوبی و آفریقا در حال گسترش است و همچنان اروپا در زیر آب جای گرفته است.

در طول ژوراسیک پایانی آمریکای شمالی از آفریقا و آمریکای جنوبی کاملاً جدا شده و بر وسعت آتلانتیک اضافه می شود. همزمان شکاف میان آفریقا و آمریکای جنوبی علاوه بر بخش شمالی از بخش جنوبی نیز گسترش می یابد. در این موقع هند همراه با استرالیا بطور کامل از آفریقا و آمریکای جنوبی جدا می شود که همچنان باز اروپا در زیر آب قرار دارد.



شکل ۱۰ (ویکی پدیا)

در این بخش اشتقاق قاره ها را در طول دوره ژوراسیک بحث می کنیم.

در طول ژوراسیک آغازین ، آمریکای شمالی از آفریقا فاصله ی بیشتری گرفته و همزمان آمریکای جنوبی نیز شروع به جدا

ژوراسیک در زمین شناسی ایران:

می دهد که باعث دگرگونی، ماگماتیسم و چین خوردگی علی الخصوص در بلوک لوت و سنندج- سیرجان می شود. در ژوراسیک بالایی ایران رخدادی به وقوع پیوسته است که باعث ایجاد ناپیوستگی رسوبی شده است که به آن رخداد طبسین می گویند.

در ایران در دوره ژوراسیک لایه های زغالی فراوان در سازند شمشک واقع در زون البرز وجود دارد که نشانگر یک محیط لب شور است. (همانطور که در بالا ذکر شد به علت کاهش شرایط خشک در دوره ژوراسیک جنگل انبوه شکل گرفته اند که در زمان طولانی در اثر فعالیت های تکتونیکی حاکم بر منطقه این درختان و جنگل های انبوه توسط رسوبات پوشیده شده اند که تبدیل به زغال سنگ شده است). در این سازند معادن زغال سنگ قشلاق، زیر آب شمشک و سنگ رود قرار دارد.

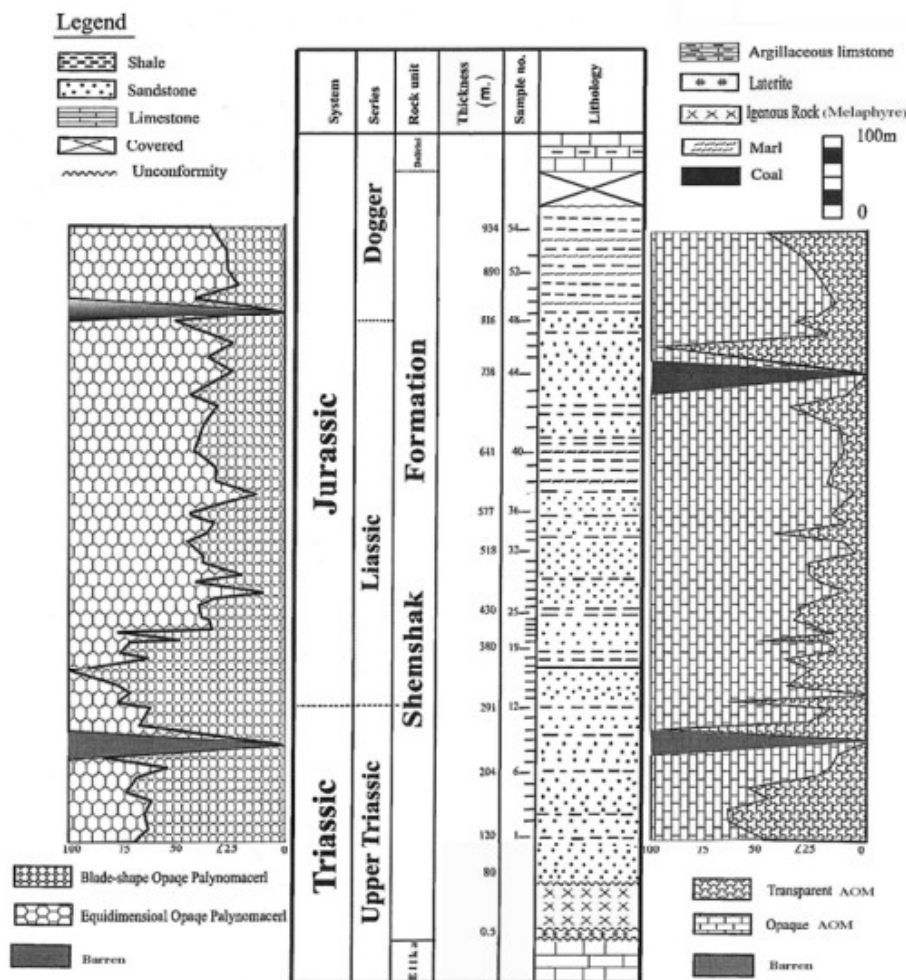
بعد از حرکات تریاس میانی (سیمرین پیشین) قسمت اعظم ایران از آب خارج شد و به محیط مردابی- رودخانه ای تبدیل شد که حاصل جنگل های انبوه در تریاس پسین و لیاس است. وجود ملافیرها در قاعده رسوبات ژوراسیک، نشانه فاز کششی است که به دنبال آن فاز فشارشی تریاس میانی حاصل شده است.

در ابتدای ژوراسیک: وجود نهشته های مردابی- رودخانه ای و حاصل آن لایه های زغالی است.

پیشروی دریا در ژوراسیک میانی: وجود نهشته های دریایی و آهک های آمونیت دار بر روی نهشته های زغالی.

پسروی دریا در اواخر ژوراسیک: بخش هایی از ایران مرکزی و البرز از آب خارج می شود.

در اواسط ژوراسیک میانی یک رویداد بنام سیمرین میانی رخ



شکل ۱۱- جدول زمانی زمین شناسی (جزوه زمین شناسی ایران مسلم خداویسی)



نظریه تکامل انسان بر پایه ماهی‌ها

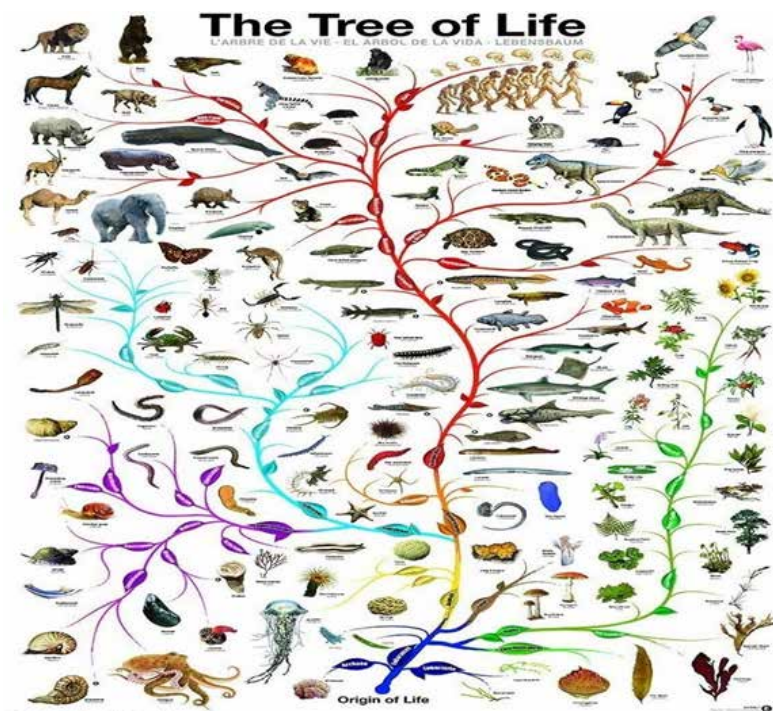
گردآورنده: نازنین نصیری

نائب دبیر انجمن علمی | دانشجوی کارشناسی زمین‌شناسی

دانشگاه محقق اردبیلی



تکامل واژه‌ای است که سریعاً موجب یادآوری موضوع تبدیل شدن یک موجود تک سلولی به دایناسور و سپس میمون و انسان می‌شود!، اما تئوری تکامل واقعا چه چیزی به ما می‌گوید؟ چارلز داروین برای مطرح کردن این موضوع که تمام گونه‌ها دارای اجداد مشترکی هستند، معروف است. به خاطر همین است که به او پدر علم تکامل می‌گویند. اما داروین تنها فردی نبود که به دنبال منشا مشترک گونه‌های مختلف بود.



تکامل روندی است که ارگانیسم ها به دلیل تغییر در صفات ارثی جسمی یا رفتاری، به مرور زمان تغییر می‌کنند. به زبان ساده تر، تکامل می گوید در گذر زمان گونه های قدیمی جانداران برای ادامه بقا (زنده ماندن و تولید مثل) مجبوراند خود را با محیط و شرایط، بهتر وفق دهند و ناچار به تغییرات رفتاری و فیزیکی می شوند و در نتیجه گونه های جدید به وجود می‌آید؛ یعنی هرگونه جانوری از گونه‌ای قدیمی تر به وجود آمده است (اقتصاد ۲۴، ۱۳۹۹).

حال آنکه منشأ تمام گونه های جاندار، از انسان گرفته تا هر حیوان دیگر، یکی است. جد همی ما جانداران روی زمین، یک تک سلولی در ۴ میلیارد سال پیش است.

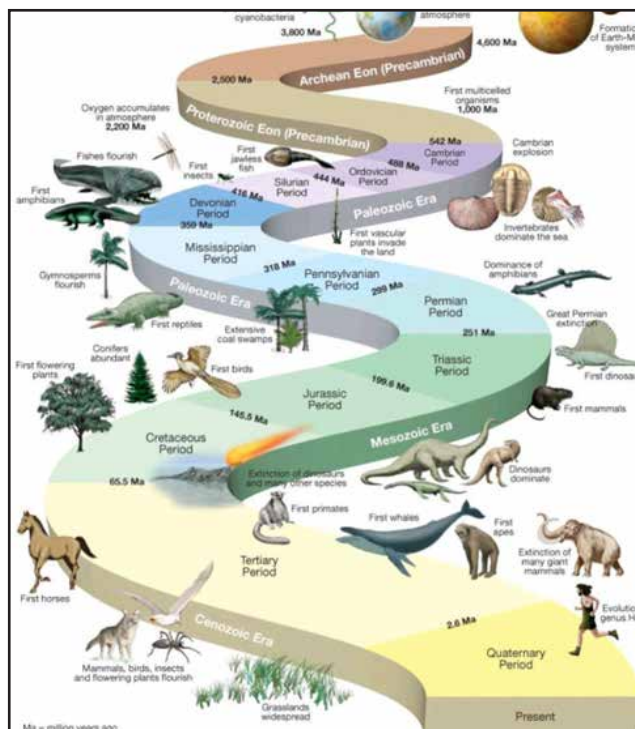
نظریه تکامل به اندازه (نظریه جاذبه) حقیقت

دارد، به راحتی می توانید آن را اثبات کنید. کافی است به ناف خود نگاه کنید که با پستانداران جفت دار دیگر مشترک است، یا ستون فقراتتان که با دیگر مهره داران مشترک است، یا DNA که با همه موجودات زنده روی زمین مشترک است. این ویژگی ها یکبار در انسان ها ظاهر نشده اند. از اجداد مختلف به ما و تمام نوادگانشان منتقل شده است (سایت آموزش ۳۶۵).

گیاهان و باکتری ها موجودات اولیه هستند و ماهی ها باعث شده اند دوزیستان به دنبال خزندگان و پستانداران بوجود بیایند و پس از آن شما بوجود آمدید، موجود تکامل یافته ای در انتهای این رشته؛ اما زندگی در یک خط تکامل نمی یابد و به ما ختم نمی شود؛ اما همیشه ما نظریه تکامل را به این صورت به تصویر کشیده ایم، یک میمون و یک شامپانزه، چند نوع انسان

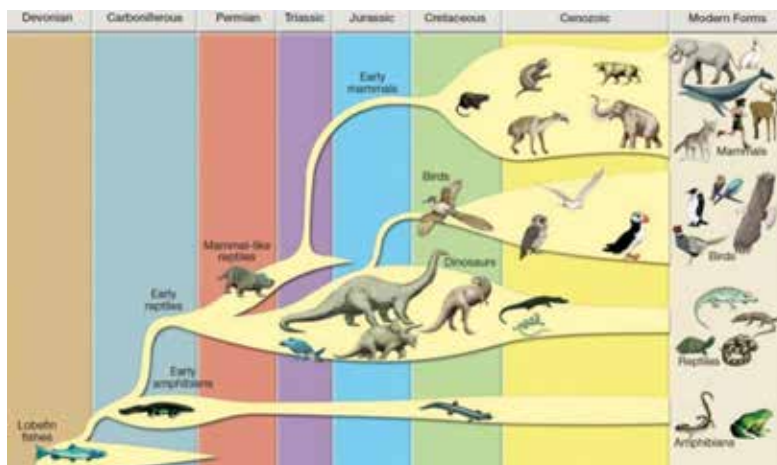
منقرض شده، همه در یک صف ثابت و یکنواخت که در نهایت تبدیل به ما شوند؛ اما دیگر نه آن ها به ما تبدیل می شوند، نه ما به آن ها تبدیل می شویم. بعلاوه ما غایت تکامل نیستیم (نقل از پروسانتا چاکرابارتی آبی شانس و عضو TED، ۲۰۱۸).

بیایید به ۴ میلیارد سال قبل برگردیم. این یک موجود تک سلولی است که ما از آن نشأت گرفته ایم. در ابتدا موجودات تک سلولی دیگر را بوجود آورده است، اما این موجودات تا امروز هم در حال تکامل هستند و بعضی می گویند آبی و باکتری که بیشتر این گروه از موجودات را ساخته اند موفق ترین گروه در زمین هستند. آن ها مسلماً بعد از ما هم به راحتی به زندگی ادامه می دهند. حدود سه میلیارد سال پیش چند سلولی ها تکثیر شدند که شامل قارچ ها، گیاهان و جانوران می شوند. جانوران مهره دار، ماهی ها بودند. در واقع همه مهره داران ماهی هستند (سایت آموزش ۳۶۵).



شکل ۲- جدول تکامل (جزوه زمین شناسی تاریخی دکتر علی لطفی بخش)

وقتی به تکامل انسان فکر می کنید احتمال زیادی وجود دارد که شامپانزه ها را در حال کاوش در جنگل های باستانی یا انسان های اولیه را تصور کنید که در حال نقاشی کردن تصویر ماموت های پشمالو بر روی دیواره های غار هستند. با این وجود، ما انسان ها همراه با خرس، مارمولک، مرغ مگس خوار و تیرانوسوروس رکس در واقع ماهی های باله دار هستیم. ممکن است عجیب به نظر برسد، اما شواهد در ژن ها، آناتومی و فسیل های ما وجود دارند. ما به گروهی از حیوانات به نام گوشتی بالگان ساکن در خشکی تعلق داریم، اما تغییرات تکاملی گسترده ظاهر ما را پنهان کرده است (سازمان فرارو، اسفند ۱۴۰۱).



شکل ۳- تکامل موجودات (جزوه زمین شناسی تاریخی دکتر علی لطفی بخش)

اجداد گوشتی بالگان ما، ریه ها و سایر سازوکارهای تنفس هوا، اندام های استخوانی و ستون فقرات قوی تر را پیش از ورود به زمین تکامل داده اند. این سازگاری ها نه تنها در محیط های آبی مفید بودند بلکه به اجدادمان اجازه داده اند تا زمین را کشف کنند در واقع، آنان پیش سازگارشدگانی برای زندگی در خشکی بودند (سایت فرارو، اسفند ۱۴۰۱). انتقال از آب به خشکی یکی از مهم ترین رویدادها در تکامل مهره داران بود. شاید آغاز این روند به عنوان راهی برای فرار از دست شکارچیان بوده باشد؛ داروین معتقد بود که رقابت برای منابع محدود منجر به بقای موثرترین رقبا می شود. با این وجود، انتخاب طبیعی ممکن است نه تنها در نتیجه رقابت بلکه در نتیجه برخی جنبه های محیط فیزیکی، مانند آب و هوای نامساعد رخ دهد.

راه رفتن به طور مستقل چندین بار در ماهی تکامل یافت و آن جانور را به نمونه ای از همگرایی تکاملی تبدیل کرد ویژگی های مشابهی که به طور مستقل تکامل می یابند مانند بال در خفاش ها و پرندها. تصور می شود که این سازگاری برای تکامل (چهارپایان، دوزیستان، پستانداران، خزندگان و پرندگان) در طول انتقال ما از آب به خشکی در دوره دونین پسین حدود ۳۷۵ میلیون سال پیش حیاتی بوده اند. ما نمی دانیم که این جد کدام گونه بوده است، اما احتمالاً شبیه به کولاکانت است که دارای سابقه فسیلی غنی است و یک (فسیل زنده) است که امروزه در اقیانوس هند غربی و اندونزی ساکن است (سایت فرارو، اسفند ۱۴۰۱).

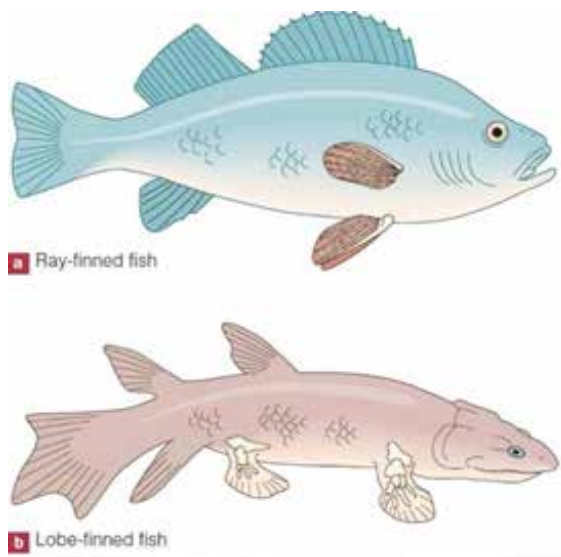


شکل ۳- گونه ای ماهی (سایت فرارو، اسفند ۱۴۰۱)

ماهی های استخوانی در دونین تکامل یافتند. از آنجا که اولین جانوران خشکی از این گونه تکامل یافته اند مطالعه آن ها اهمیت خاصی دارد. در مسیر تکامل از ماهی های استخوانی دو گونه پرتو بالگان (دارای باله های بسیار ظریف) و گوشتی بالگان (دارای چند جفت باله عضلانی) متمایز شدند.



شکل ۴- تکامل ماهی ها (جزوه زمین شناسی تاریخی دکتر علی لطفی بخش)

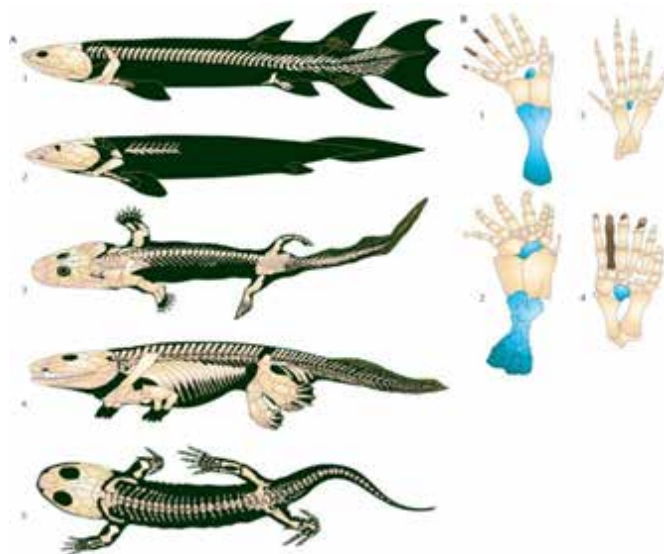


شکل ۵- انواع ماهی گوشتی بالگان و پرتو بالگان

در ادامه از ماهی های باله گوشتی دو گونه شش ماهی ها و چهار اندام ریختان بوجود آمدند، ایجاد این دو گونه نقطه عطفی در تکامل حیات می باشد چرا که امکان انتقال حیات مهره داران از آب به خشکی را فراهم کردند (جزوه زمین شناسی تاریخی دکتر علی لطفی بخش).

چهار اندام ریختی ها (Tetrapodomorphs) که در اواخر دونین از باله گوشتی ها متمایز شدند بدنی کاملاً کشیده با باله هایی قوی داشتند. این گونه همانند شش ماهی ها توانایی تنفس هوا را نیز داشتند. با تکامل بیشتر به واسطه داشتن باله های قوی و شش امکان حرکت محدود در خط ساحلی را پیدا کردند. در ادامه این گونه از ماهی ها اجداد موجوداتی می شوند که توانسته اند از آب خارج شده و در خشکی ادامه حیات دهند (جزوه زمین شناسی تاریخی دکتر علی لطفی بخش).

تیکتاآلیک، اولین چهار اندام در اواخر دونین ۳۷۵ میلیون سال پیش که می توانست به طور محدودی در حاشیه ساحل از آب خارج شود. دارای باله های هر چند قوی بوده اما برای حرکت در خشکی هنوز تکامل نیافته بودند.



شکل ۶- مراحل تکامل از چهار اندام ریختی ها به چهار دست و پایی ها که از اواخر دونین آغاز شد (جزوه زمین شناسی دکتر علی لطفی بخش).

بطور کلی یکی از گونه های ماهی به زمین آمد و پستانداران و خزندگان را بوجود آورد. تعدادی از خزندگان به پرنده تبدیل شدند، بعضی پستانداران به نخستی ها تبدیل شدند، بعضی از نخستی ها میمون های دارای دم می شوند و بقیه هم میمون های بدون دم می شوند که شامل گونه ای از انسان هم می شود. می بینید! ما از میمون ها تکامل نیافته ایم اما دنیایی مشترک با هم داریم.

در تمام این مدت زندگی اطراف ما، در حال تکامل بوده است؛ باکتری بیشتر، قارچ بیشتر، تعداد بسیار زیادی ماهی (نقل از پروسانتا چاکرابارتی آبری شناس و عضو TED، ۲۰۱۸).

هرچقدر زندگی تکامل پیدا می کند، به همان اندازه از بین می رود. بیشتر گونه ها فقط چند میلیون سال دوام آوردند. پس می بینید اکثر موجودات زنده ای که امروز اطراف خود می بینیم هم سن گونه های ما هستند.

شواهد تکامل چیست؟

- سوابق فسیلی
- تکامل انشعابی و نسبت مشترک
- شباهت ریخت شناسی
- تکرار مسیر تکامل
- ساختارهای به جا مانده

موارد گفته شده در بالا به خوبی با تبیین تکاملی بر اساس نسب مشترک، تغییر و انتخاب سازگار هستند و شواهد انکارناپذیری در تأیید تکامل ارائه می دهند (سایت موازی).

واژه فرگشت انسان به تاریخچه فرگشت نخستی سانان (پستانداران شبیه انسان) و به خصوص سرده انسان، از جمله پیدایش انسان ها به عنوان گونه ای مجزا از انسان سانان (کپی های بزرگ) گفته می شود. خانواده انسان سانان، یا کپی های بزرگ، بین ۱۵ تا ۲۰ میلیون سال پیش از خانواده گیبون ها جدا شدند. راه رفتن روی دوپا ابتدایی ترین انطباق در دودمان انسان تباران

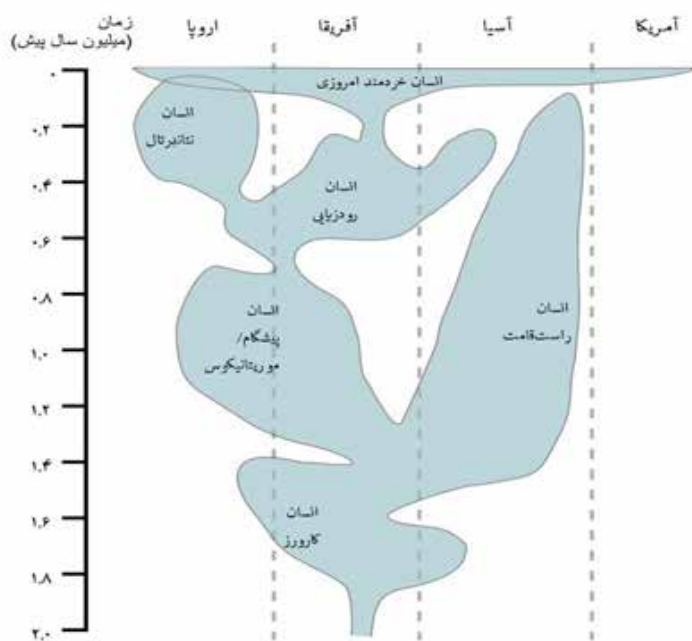
است، و نخستین انسان تبارانی که بر روی دویا راه می رفته اند، مرز مردم و اررین بوده اند. گوریل ها و شامپانزه ها حدوداً در یک زمان از این دودمان جدا شدند و احتمالاً ساحل مردم با اررین آخرین نیای مشترک ما و آن ها بوده است. انسان های امروزی از انسان سانانی که بین ۲/۳ تا ۲/۴ میلیون سال پیش در آفریقا می زیسته اند، فرگشت یافته اند (ویکی پدیا). آغاز فرگشت انسان های امروزی در آفریقا بوده است و سپس بین ۵۰۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ سال پیش آن ها به خارج از قاره آفریقا



شکل ۷- سنگواره های انسان سانان در موزه استخوان شناسی اوکلاهما در شهر اوکلاهما سیتی آمریکا (ویکی پدیا)

مهاجرت کردند و کم کم جایگزین انسان های راست قامت در آسیا و نئاندرتال ها در اروپا شدند. شواهد نشان دهنده آن است که نئاندرتال ها و گونه های دیگر انسان سانان مانند انسان تبار دنیسوا تا ۶ درصد در ژن های انسان های امروزی در نژاد های مختلف این مقدار متفاوت است مشارکت داشته اند. انسان امروزی که انسان خردمند نامیده می شود تنها گونه بازمانده از انسان تباران است (ویکی پدیا).

یکی از دیدگاه های امروزی در مورد توزیع جغرافیایی و زمانی جمعیت های انسان سانان سایر تفسیرها تفاوت عمده ای در طبقه بندی و توزیع جغرافیایی گونه های انسان سانان دارند. برخی انسان شناسان معتقدند جوامع انسانی امروزی صرفاً در شرق آفریقا فرگشت یافتند، گونه زایی کردند و سپس به خارج از آفریقا کوچ نمودند (ویکی پدیا).



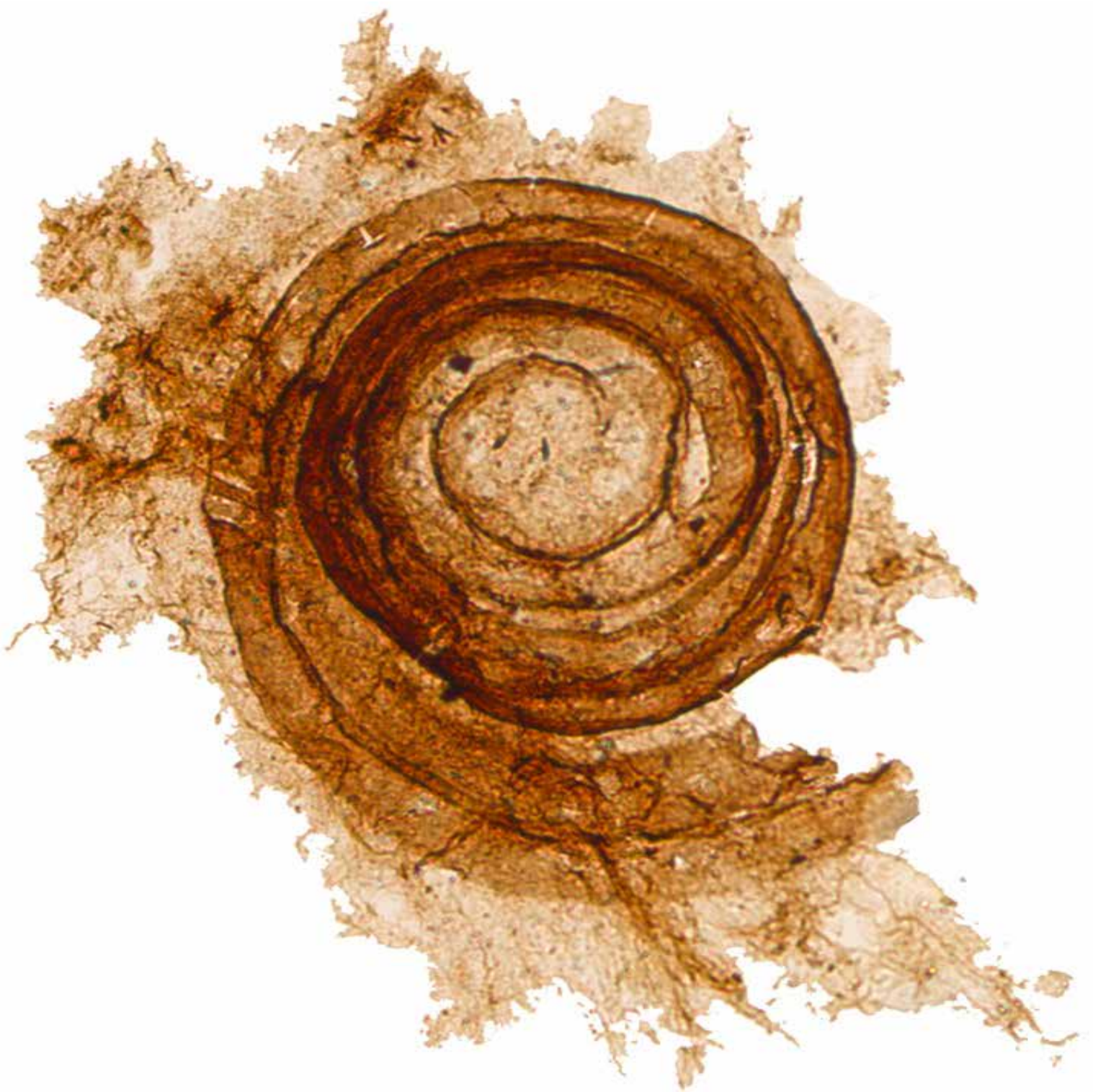
شکل ۸- نمودار پراکنندگی تکاملی انسان ها (ویکی پدیا)

(به نقل از پروسانتا چاکرا بارتی) به زندگی مانند این کتاب نگاه کنید، دقیقاً یک کتاب ناتمام. ما فقط چند صفحه آخر هر فصل را می بینیم. هشت میلیون گونه ای را که زمین را با آن ها شریک هستیم، به عنوان چهارمیلیارد سال تکامل تصور کنید، همه حاصل آن هستند. همه ما برگ های جوانی، روی این درخت کهن و عظیم زندگی هستیم، همه ما با شاخه های نامرئی نه تنها به یکدیگر، بلکه به خویشان منقرض شده و اجداد تکامل یافته خود وصل شده ایم. شاید بهتر است خودمان را ماهی های بیرون از آب تصور کنیم. بله، ماهی هایی که یاد گرفتند راه بروند و صحبت کنند، اما هنوز خیلی چیزها هست که باید درباره هویت و منشأ آمدن خود بیاموزد.

معرفی میکروفسیل‌ها و ریزسارم‌های زیستی > دوره کربونیفر

گردآورنده: سجاد یونسی

دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، دانشگاه خوارزمی



چکیده:

کربونيفروس کربونيفر يا (Carboniferous) يا زغالين بر یکی از دوره‌های دیرینه زیستی (پالئوزوئیک) است که از پایان دونین در ۳۵۸/۹ میلیون سال پیش، تا آغاز پرمین در ۲۹۸/۹ میلیون سال پیش طول کشید. جانداران دریایی این دوره شامل: روزنه داران (Foraminifera)، بعضی از گلستان زیان (Anthozoa)، بریوزوآ یا خزهرزیان (Bryozoa)، استراکودا (Ostracoda)، بازوپایان (Brachiopoda)، از سرپایان، آمونیت‌ها (Ammonoidea) و خارپوستان (Echinodermata) به ویژه زنبق دریایی یا کرینوئیدها (Crinoidea) می باشد. سنگ های کربونيفر شناخته شده ایران، بیشتر به سن کربونيفر پایینی تا اوایل کربونيفر بالایی (اشکوب نامورین) هستند. نوع سنگ های کربونيفر پایینی در بیشتر نقاط ایران کربنات های آهنی است ولی شیل های تیره رنگ و مارن نیز وجود دارد که حاوی انواع گوناگونی از بازوپایان، گونیاتیت، تریلوبیت و بریوزوآ است. رخساره سنگی و زیستی سنگ های یاد شده نشان از دریاهاى گرم و کم عمق کربناته دارد.

مقدمه:

کاهش جهانی سطح آب دریاها در انتهای دونین و کربونيفر معکوس شد. این امر باعث ایجاد دریا های داخلی گسترده و رسوب کربنات‌ها در محدوده رود می سی سی پی گردید. همچنین کاهش دما در عرض های جنوبی به ویژه قطب جنوب وجود داشت و جنوب گندوانا برای مدت زیادی پوشیده از یخ بود. در اواسط کربونيفر، افت شدید سطح آب دریاها باعث بروز یک انقراض بزرگ دریایی شد که ضربه شدیدی به سرپایان به ویژه آمونیت‌ها و خارپوستان به ویژه کرینوئیدها زد. این افت سطح آب باعث تغییرات زیست محیطی و اقلیمی تازه ای شد. زمانی که ابرقاره پانگه آگرد هم آمد، فعالیت های کوهزایی فعال بود و قاره های جنوبی به یکدیگر برخورد نموده که یکی از این برخوردها در امتداد شرق آمریکای شمالی با لوراسیا بود. این عوامل باعث فعال شدن کوهزایی هرسینی در اروپا و کوهزایی آگنین در آمریکا شمالی شد. در همان چارچوب زمانی، بیشتر صفحه اوراسیا شرقی در امتداد خطوط کوه های اورال به اروپا متصل شد. اگرچه شمال چین در اواخر کربونيفر به یکدیگر متصل شد اما قسمت های جنوبی چین هنوز از لوراسیا جدا بودند.

دو اقیانوس اصلی در کربونيفر وجود داشت: پانتالاسا و پالئوتتیس. زمانی که ابرقاره گندوانا شروع به حرکت به سمت شمال کرد، بخش غربی اقیانوس پالئوتتیس بسته شد.

کربونيفر خود به دو زیر دوره (subperiod) تقسیم می شود:

۱- می سی سی پین ۳۵۸/۹ تا ۳۲۳/۲ میلیون سال پیش.

۲- پینسیلوانین ۳۲۳/۲ تا ۲۹۸/۹ میلیون سال پیش.

نام کربونيفر برای اولین بار در سال ۱۸۲۲ توسط دو زمین شناس انگلیسی به نام های کوننبر (W.D.Conybeare) و فیلیپس (J.Phillips) به طبقات زغال داری که بر روی رسوبات دونین قرار گرفته است اطلاق گردید. این دوره در سال های بعد توسط زمین شناسان دیگری از جمله کوننیک (L.D.Koninck)، شلوت هایمی (E.F.Shlotheimi) و استرنبرگ (K.Sternberg) مطالعه گردید که هر یک از این زمین شناسان در شناسایی رسوبات این دوره سهم به سزایی داشته اند.

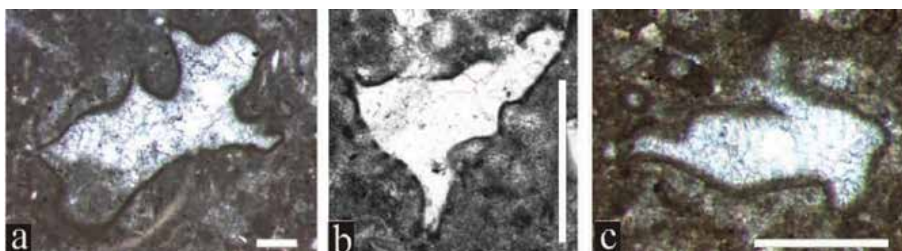
حد زیرین سیستم کربنifer با رسوبات دونین به طور ممتد توسط رسوبات دریایی مشخص است و از نظر بایواستراتیگرافی و تصمیم کنگره بین المللی چینه شناسی کربونيفر (سال ۱۹۳۵) نامگذاری شد. ظهور گونیاتیتی به نام Gattenioforma و Sabinovoluta مشخص قاعده کربونيفر است، ولی به نظر می رسد که بهترین مقطع معرف مرز دونین- کربونيفر در حوضه رسوبی دینان در اروپای غربی واقع است. حدود دونین- کربونيفر با مطالعه میکروفسیل های شاخص از قبیل فرامنیفرها و مخصوصا کنودونت ها نیز امکان پذیر است. حد فوقانی این دوره نیز با میکروفسیل های بنتیک دیگری و دو کفه ای پالئودونتا شناخته شده است.

در این دوره جنبش های کوهزایی مهمی بوقوع پیوسته و در نتیجه آن رشته کوه های هرسینین تشکیل گردیده است. این رشته کوه ها از آمریکای شمالی تا نواحی اورال کشیده شده است. این کوهزایی باعث تغییرات مهمی در موجودات زنده گردیده است. چرخه کوهزایی فوق دارای دو جهت است، یکی در جهت شمال غرب - جنوب شرق به نام آرموریکن (Armorican) و دیگری جنوب غربی - شمال شرقی به نام وارسیک (Varisque) و هر دو روی هم به نام آرمواریسک معروف هستند.

فرامینیفرها:

۱- جنس ایرگولارینا (دونین - کربونیفر زیرین):

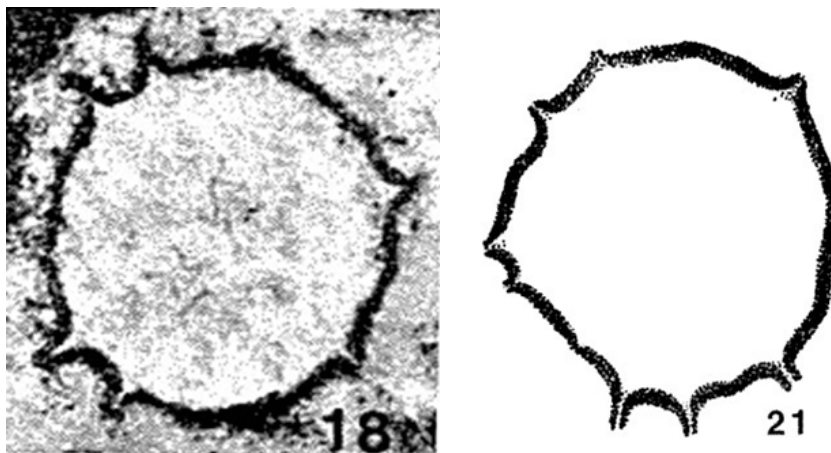
پوسته کروی یا نامنظم بوده، ساختمان دیواره صدف گرانولار با منافذ درشت مشخص است. در فسیل این جنس ظاهر دهانه مشخص نمی شود. این جنس برای اولین بار در شمال کشور قزاقستان شناسایی و مطالعه شد.



شکل -نمایی از جنس های مختلف ایرگولارینا در زمینه گل آهکی (منبع: Felix Schlagintwrit , 2013)

۲- جنس پاراتورامینا (سیلورین بالایی - کربونیفر زیرین):

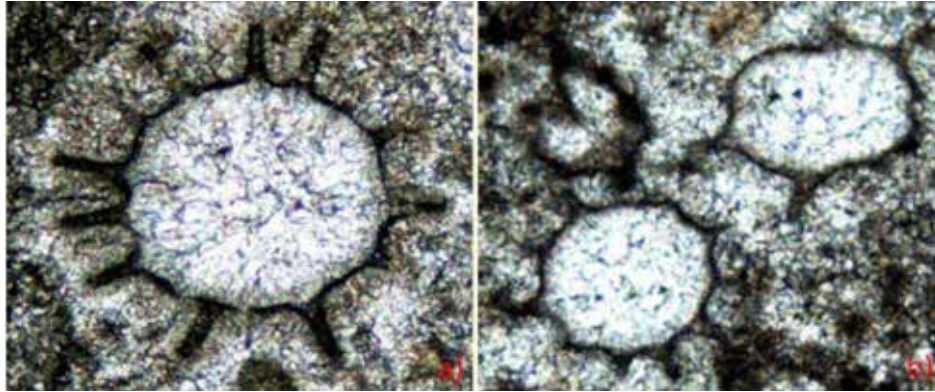
پوسته آزاد، کروی شکل به قطر ۲/۰ تا ۴۵/۰ میلی متر، دیواره آهکی و در مقطع نازک، مخطط و یا منقوط است. در سطح خارجی صدف دارای زائده های خار مانند می باشد که هر زائده در انتها به دهانه ای ختم می شود.



شکل ۲-نمایی از جنس پاراتورامینا که به شکل کروی همراه با زائده های خار مانند است (منبع: foraminifera.eu سایت)

۳- جنس پکی تورامینا (دونین میانی - کربونیفر زیرین):

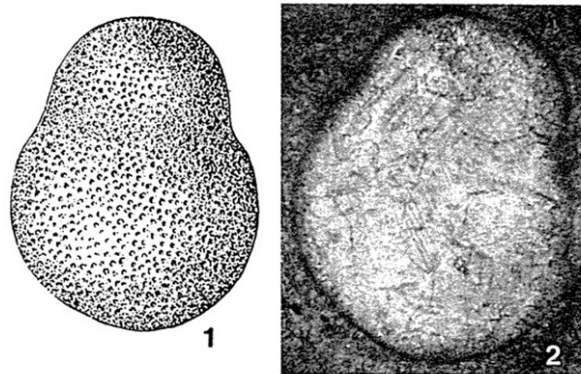
صدف کروی شکل با زائده های گردن مانند در پیرامون آن. دیواره ضخیم، میکروگرانولار و تیره رنگ با کانال های باریک در آن دهانه به صورت انتهایی و باریک که از میان همان زوائد گردن مانند می گذرد.



شکل ۳-نمایی از جنس پکی تورامینا با دیواره میکروگرانولار (منبع: Karl Krainer, 2014)

۴-جنس بی سفرا (دونین میانی-کربونیفر زیرین):

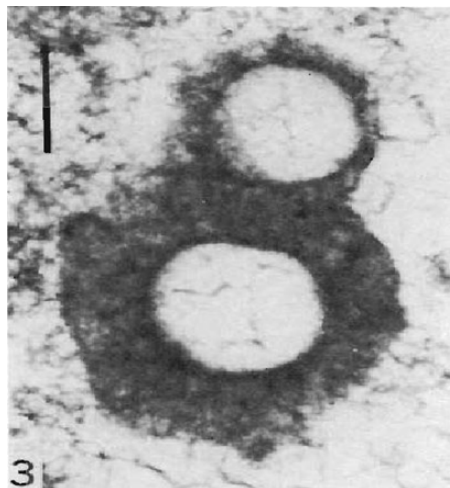
صدف یک حجره ای ولی در اثر فشردگی مرکز آن به شکل دو حجره ای نمایان می شود. دیواره ساده و یک ردیفی و از جنس کلسیت گرانولار ریز دانه و متخلخل تشکیل یافته است. این جنس اولین بار در شرق کشور روسیه بررسی شد.



شکل ۴-نمایی از جنس بی سفرا که در ظاهر شبیه یک سیب زمینی است (منبع: Birina, 2018).

۵-جنس آرگتسفرا (دونین-کربونیفر زیرین):

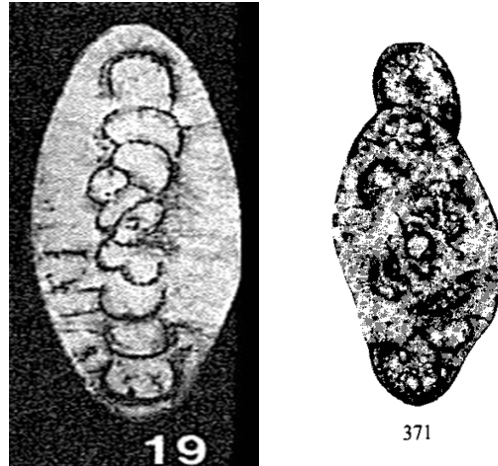
یوسته آزاد، کروی شکل، به قطر $0/34$ تا $0/8$ میلی متر، سطح خارجی صدف صاف، دیواره آهکی نازک و تقریباً تیره رنگ است. انواع فسیل آن بدون منفذ و دهانه مشاهده می شود.



شکل ۵-نمایی از جنس آرگتسفرا با دیواره آهکی نازک (منبع: JOZEF KAZMIERCZAK, 2008)

۶- جنس آرکتدیسکوس (کربونیفر زیرین - میانی):

پوسته آزاد، عدسی شکل، حجره اولیه با پیچش از نوع سترپتوسپیرال (Streptospiral) یعنی در جهات مختلف. صدف نسبتاً طویل، اولوت، حجره دوم لوله ای شکل و بدون تقسیمات با رشد متمایل به حالت پلاننسیپیرال است. دیواره آهکی فیبری ظریف با ضخامت قابل توجه در حاشیه پوسته بوده و دهانه در انتهای حجره لوله ای شکل به خارج باز می شود.



شکل ۶-نمایی از جنس آرکتدیسکوس، از میکروفسیل‌های شاخص دریا‌های کم عمق دوران کربونیفر (منبع: www.marinespecies.org)

۷- جنس اورالودیسکوس (کربونیفر زیرین):

صدف کشیده و حجره جنینی آن توسط یک حجره ثانویه تابولارو اینولوت به طور کامل پوشیده می شود. دیواره معمولاً از یک لایه داخلی نازک و تیره تشکیل شده و یک لایه خارجی ضخیم تر و روشن رنگتر (آهک هیالین) آن را می پوشاند. بنابراین دیواره دو لایه ای واضحی در این جنس قابل تشخیص است.

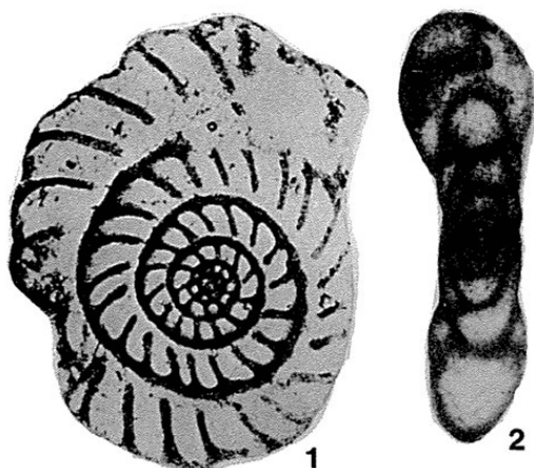


شکل ۷-نمایی از جنس اورالودیسکوس (منبع: Malakhova, N. P. (1973)).

۸- جنس میلرلا (کربونیفر):

صدف کوچک و عدسی شکل، پلاننسیپیرال، اینولوت تا ادولوت (Advolute) بوده و محور با کمترین قطر از حجره اولیه می گذرد. به عبارت دیگر محور پیچش کوتاه ترین قطر پوسته را تشکیل می دهد. ساختمان پوسته از اسپیروتکا و تکتوم همراه با تکتوریای

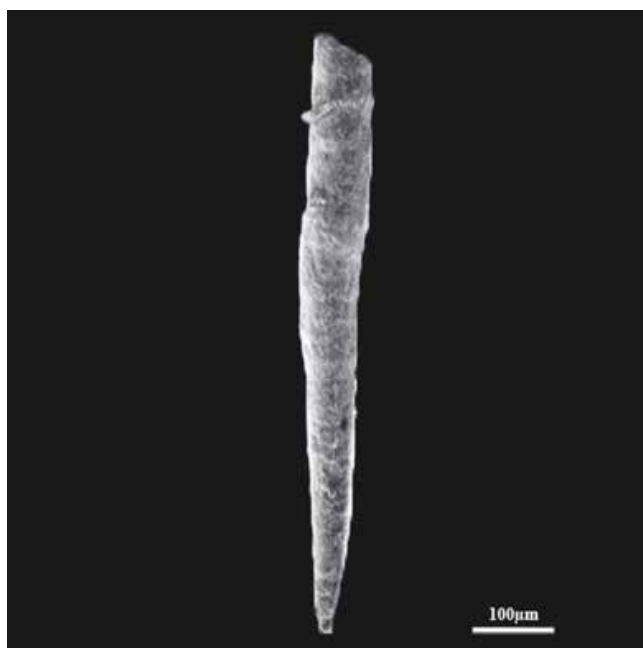
بالایی و پائینی تشکیل شده است. پرده ها (Septa) به سمت جلو خمیدگی دارند. کوماتا (chomata) در برخی نمونه ها کمتر مشخص بوده ولی اغلب برجسته و بزرگ و لبه خارجی آن ها کمی گرد شده است. جنس دیواره آهک میکروگرانولار در مقطع نازک زیر میکروسکوپ با رنگ تیره مشاهده می شود. جنس های دیگر همراه این فرامینیفر در کربونیفر عبارتند از: Bradyina and Endothyra.



شکل ۸-نمایی از جنس میلرلا (منبع: Loeblich, A. R., Tappan, H. N., 1987).

۹-جنس ایرلندیا (سیلورین - پرمین):

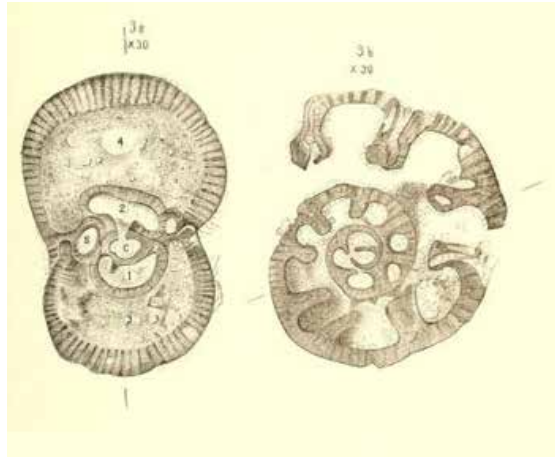
یوسته آزاد، شکل ظاهری لوله ای و استوانه ای شکل، حجره اولیه گلبولی شکل بوده و توسط حجره تابولار بلند ادامه می یابد. دیواره آهکی میکروگرانولار در مقطع نازک طولی به صورت دو دیواره تیره رنگ، مستقیم و متوازی و در مقطع عرضی حلقوی تیره تا سیاه رنگ مشاهده می گردد. دهانه در انتهای لوله باز می شود. ایرلندیل یا همراه با جنس های Archaediscus، Millerella، Endothyra و Tetrataxis در کربونیفر وجود دارد. این جنس در آهک های مبارک (کربونیفر زیرین) و میکروفاسیس های آهکی معادل آن در نواحی خوش بیلاق (البرز شرقی) و خلخال (آذربایجان) مشاهده می شود.



شکل ۹-نمایی از جنس ایرلندیا از گروه های زیستی شاخص کربونیفر (منبع: Plummer, H.J., 19)

۱۰- جنس برادینا (کربونیفر):

پوسته آزاد، با پیچش پلانیس پیرال، اینلوت، تعداد حجرات نسبتا کم و اندازه صدف حدود یک میلی متر است. تقسیمات حجرات توسط لامل های پرده ای، حجرات ثانوی را می سازد که به داخل منطقه نافی وارد می شوند. دیواره آهکی، میکروگرانولار، منفذدار با لامل های شعاعی واضح است که در نور طبیعی میکروسکوپ به رنگ تیره دیده می شوند. برادینا دارای دهانه های غربالی در آخرین حجره و منافذ متعدد در خطوط درز حجرات می باشد. در داخل نیز منافذ پرده ای اضافی به داخل حجرات ثانوی پرده ای راه می یابند.



شکل ۱۰-نمایی از جنس برادینا (منبع: Möller, V. von. 1878).

۱۱- جنس آندوتیرا (کربونیفر):

صدف پیچشی، گاهی اینلوت، سطح پیچش در حین رشد تغییر کرده و بین ۳۰ تا ۹۰ درجه می چرخد و ممکن است که به تدریج به صورت پیچیده در سطوح مختلف در آید و یا ناگهان نزدیک به ۹۰ درجه گردد. اندازه تقریبی این جنس حدود نیم میلی متر می باشد. پوسته آهکی بوده و از لایه خارجی نازک و تیره (تکتوم) و لایه داخلی فیبری، ضخیم و حفره دار (دیافانوتکا)، تشکیل یافته است. مقطع دیواره این جنس در زیر میکروسکوپ با نور طبیعی تیره تا کدر است. تبلور دوباره محلی ممکن است پوسته آهکی دانه ای را ایجاد کرده باشد. در مقطع محوری حجرات دارای پیچش با دیواره هاشور مانند بوده و در مقطع استوایی پیچش پلانیس پیرال با دیواره هاشوری شکل قابل مشاهده است. رسوب ثانوی در کف حجرات به صورت گرهک یا خطوط برجسته نمایان است. این جنس دارای منافذ نسبتا بزرگ در بین حجره ها بوده و دهانه آن که از نوع انتهایی است همیشه مشخص نیست ولی گاهی به صورت دهانه باریکی در قاعده آخرین حجره دیده می شود.

در ادامه به رده بندی این جنس از فرامینیفرهای مهم و شاخص کربونیفر می پردازیم:

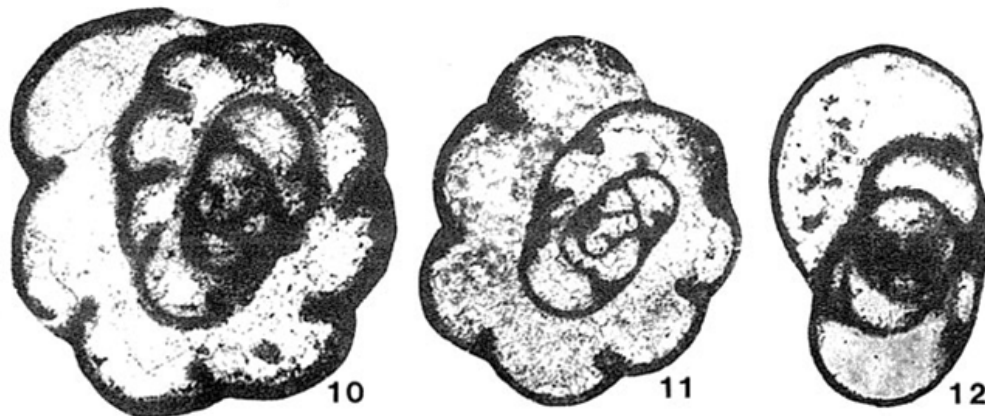
- حوزه یوکاریوت ها
- سلسله پروتیستا
- زیر سلسله پروتوزوا
- شاخه ریزوپودا
- رده فرامینیفریدا
- راسته فوزولینیدا
- خانواده آندوتیریده
- جنس آندوتیرا



شکل ۱۱-نمایی از جنس آندوتیرا، از فرامینیفرهای شاخص کربونیفر (منبع: whitesidei Galloway and Ryniker, 1930)

۱۲-جنس لاکسوآندوتیرا (کربونیفر زیرین):

پوسته کوچک و متورم ، در مراحل اولیه استرپتوسپیرال که به تدریج به صورت پلانیس پیرال در می آید. حجرات خیلی سریع بزرگ شده و تعداد آن ها در هر پیچش صدف به سمت آخرین حجره کاهش می یابد. جنس دیواره آهکی و میکروگرنولار بوده و از دو لایه تشکیل می گردد. دهانه از نوع قاعده ای و بزرگ می باشد.



شکل ۱۲-نمایی از جنس لاکسوآندوتیرا (منبع: Lipina, 1955).

۱۳-جنس گلوبوآندوتیرا (کربونیفر زیرین):

پوسته کروی با پیچش های اولیه استرپتوس پیرال که به پیچش های بعدی پلانیس پیرال ختم می گردد. حجرات متورم ، سپتا مایل و اثر آن روی پوسته به صورت خطوط منحنی مشاهده می شود. جنس پوسته آهکی بوده و دیواره آن از سه لایه تشکیل شده است. لایه خارجی تیره رنگ (تکتوم) لایه میانی شفاف (دیافانوتکا) و لایه درونی نیز تیره رنگ است. گاهی در کف حجرات ممکن است رسوبات ثانویه هم دیده شوند که در این صورت باعث ضخیم شدن دیواره حجره می گردد. دهانه از نوع شکافی

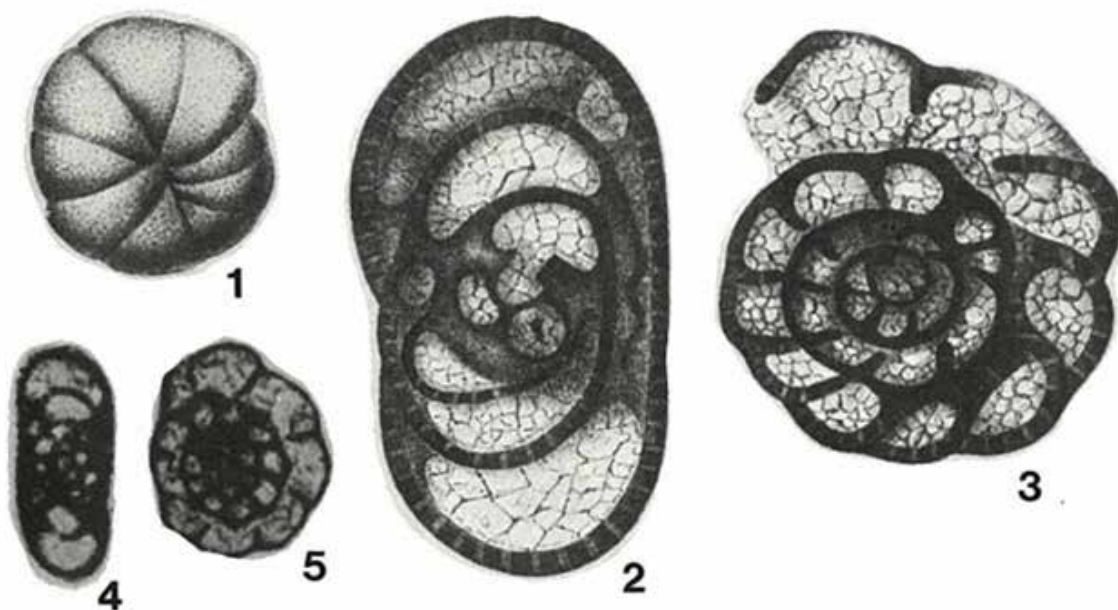
است.



شکل ۱۳-نمایی از یکی از گونه های جنس گلوبوآندوتیرا از فرامینیفرهای دوران کربونیفر (منبع: Hall, J. 1858)

۱۴-جنس آندوستاقلا (کربونیفر زیرین):

پوسته مدّور، ضخیم، پیچش های آغازین استریتوس پیرال و پیچش های بعدی با زاویه ۹۰ درجه نسبت به پیچش های آغازین داشته است، و از حالت استریتوس پیرال به حالت پلانیس پیرال در می آیند. جنس دیواره آهکی و میکروگرانولار بوده و در رسوبات ثانویه یا اصلا وجود ندارد یا این که مقدارشان خیلی کم است. دهانه ساده و از نوع قاعده ای است.



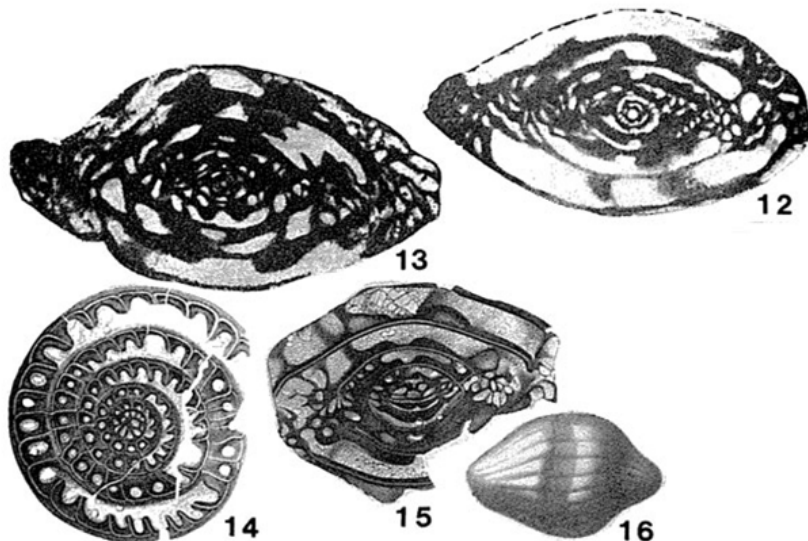
شکل ۱۴-نمایی از جنس آندوستاقلا (منبع: Loeblich, A. R., Tappan, H. N., 1987)

۱۵-جنس فوزولینلا (کربونیفر بالایی):

صدف در این جنس گندمی شکل و بسیار کشیده بوده، پیچش آن پلانیس پیرال می باشد. اندازه صدف حدود یک میلی متر است. دیواره صدف از سه لایه تشکیل یافته که عبارتند از: تکتوم، دیفانوتکا و تکتوریا مقطع نازک دیواره صدف در زیر میکروسکوپ با نور طبیعی به صورت تیره و کدر مشاهده می شود. سپتاها (Septa) فقط در منطقه قطبین صدف تجمع دارند.

کوماتا (chomata) متراکم و یکپارچه است.

مقطع استوایی پیچش پلانیس پیرال را نشان می دهد و مقطع محوری برشی است که در آن کلاف های تیره رنگ مربوط به سپتاها شبکه وار در هم قرار گرفته اند. برخی از میکروفسیل های کربونیفر با این جنس دیده می شوند.



شکل ۱۵-نمایی از جنس فوزولینلا (منبع: Loeblich, A. R., Tappan, H. N., 1987).

نتیجه گیری:

کربونیفر یکی از دوره های مهم از پالئوزوئیک بالایی بوده و رویداد و اتفاقات مهمی در آن دوره روی داده است. جمع شدن ابرقاره پانگه آ، یخبندان های طولانی، افت شدید سطح آب دریاها، تغییرات اکولوژی بخشی از تغییرات مهم در کربونیفر است که بر روی زیست و رشد ارگانسیم های دریایی به ویژه فرامینیفرها و تاثیر گذاشته است. روزنه داران به خصوص روزنه داران دوران کربونیفر به ویژه دیواره میکروگرانولارها خصوصا آرکندیسکوس، ایرلندیا و آندوتیرا از شاخص های بسیار مفیدی برای شناسایی محیط های دیرینه و بایواستراتیگرافی هستند. بهره گیری این موجودات از تمامی این زیستگاه ها نشان دهنده این است که مورفولوژی صدف این موجودات، با انواع مختلف محیط ها سازش پذیری قابل ملاحظه ای داشته است. در ایران نیز، وجود ریزفسیل ها، رخساره ها و محیط های رسوبی بخشی از تاریخ زمین شناسی این مرز و بوم می باشد.

در این پژوهش، ابتدا به معرفی مختصر فرامینیفرهای دوران کربونیفر پرداخته شد، سپس شناسایی و بررسی سیستماتیک جنس های شاخص آن ها مورد تحقیق قرار گرفت. در انتها باید به این نکته مهم اشاره شود که، وجود و تنوع میکروفسیل های فرامینیفرها در دوران کربونیفر، نشانگر وجود دریا های کم عمق کربناته و گرم در نواحی مختلف جهان از جمله کشور عزیزمان ایران می باشد.

پوش سنگ و بررسی اهمیت آن در صنایع نفتی

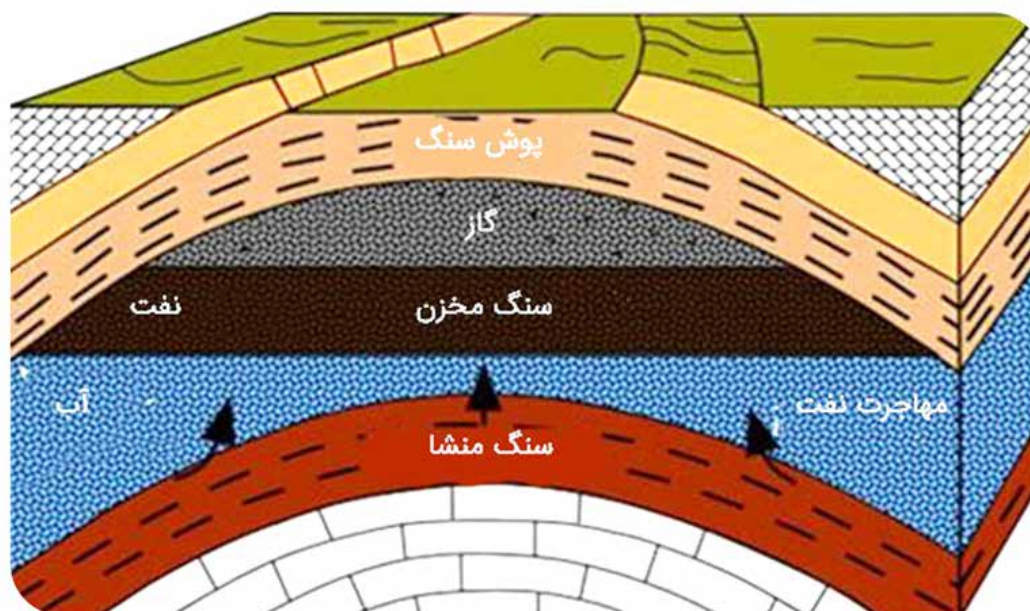
گردآورنده: ابراهیم رحیم زاده

دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی نفت دانشگاه تبریز



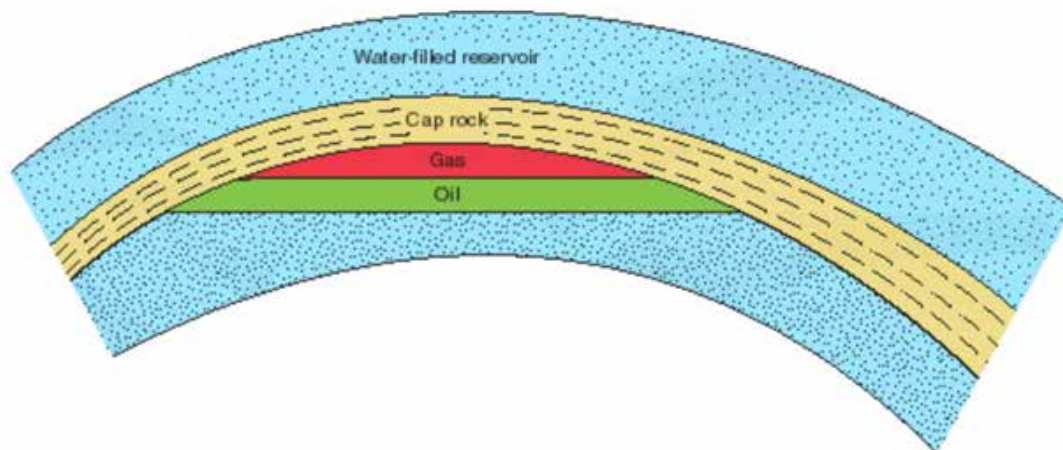
پوش سنگ:

پوش سنگ (Cap rock) یا Seal سنگی ناتراواست که از حرکت رو به بالای هیدروکربن در مخزن جلوگیری می کند و باعث به تله افتادن نفت و سیالات مهاجرت کننده می شود. مهمترین پوش سنگ ها به ترتیب اهمیت به قرار زیرند:



۱- **تبخیری ها:** سنگ های تبخیری مانند انهیدریت و نمک مهمترین پوش سنگ ها هستند. یکی از خواص مهم سنگ های تبخیری مانند نمک این است که وقتی تدفین می شود در اثر دما و فشار طبقات فوقانی خاصیت پلاستیک پیدا می کنند. یعنی در اثر فشارهای وارده دچار شکستگی نمی شوند و حالت خمیری به خود میگیرند. این مساله منجر به انعطاف پذیری قابل ملاحظه آن ها به عنوان سدهای تراوایی و باعث به تله افتادن هیدروکربن ها می شود.

۲- **آواری ها:** سنگهای آواری مانند شیل می توانند پوش سنگ های خوبی تشکیل دهند. اکثر میادین بزرگ جهان (giant oilfield) دارای پوش سنگ های شیلی هستند. شیل ها پس از تبخیری ها در درجه دوم اهمیت هستند و در مناطقی که از نظر تکتونیکی فعالیت بالایی دارند، نسبت به سنگ های کربناته شکننده بهتر عمل می کنند. دیگر سنگ های آواری که در اثر سیمانی شدن یا تراکم به سنگ هایی ناتراوا تبدیل شده اند نیز می توانند نقش پوش سنگ را ایفا کنند.



یک نمونه پوش سنگ شیلی برای یک مخزن اشباع

۳- کربنات ها: سنگ های کربناته هم می توانند در صورت عدم داشتن تخلخل و تراوایی مانع فرار هیدروکربن شوند. اما کربنات ها و مخصوصاً سنگ های دولومیتی به شدت شکننده هستند و در مناطقی که از نظر تکتونیکی فعال هستند ممکن است در اثر نیروهای وارده دچار شکستگی شده و خاصیت پوش سنگی آن ها از بین رود.

نیروهای درگیر در مرز پوش سنگ به مخزن

۱- فشار مویینگی ای (Capillary pressure): هر چه اندازه منافذ ریزتر باشد مقدار فشار مویینگی نیز بالا خواهد بود. یکی از خواص مهم پوش سنگ ها این است که به علت منافذ بسیار ریز دارای فشار مویینگی بالایی هستند که این امر مانع فرار هیدروکربن می شود.

۲- نیروی شناوری (Buoyancy): که در مهاجرت جانبی یا عمودی هیدروکربن به سمت بالا عمل می کند.

۳- نیروی هیدرودینامیکی روبه بالا: منجر به مهاجرت و جابجایی هیدروکربن می شود.

۴- نیروی هیدرودینامیکی روبه پایین: منجر به توقف حرکت رو به بالای هیدروکربن و به تله افتادن آن می شود.

همانطور که مشاهده می شود نقش فشار مویینگی بر خلاف نیروی شناوری و هیدرودینامیکی رو به بالا است. در ضمن نیروی هیدرودینامیکی روبه پایین در جهت فشار مویینگی است. برای اینکه پوش سنگ مانع فرار رو به بالای نفت شود لازم است یکی از شرط های زیر برقرار باشد:

نیروی شناوری + نیروی هیدرودینامیکی روبه بالا (مثبت) > فشار مویینگی
نیروی شناوری > نیروی هیدرودینامیکی روبه پایین (منفی) + فشار مویینگی

و در صورت فقدان نیروهای هیدرودینامیکی:

نیروی شناوری < فشار مویینگی

- کیفیت پوش سنگ
- کیفیت پوش سنگ با ضخامت آن
- گسترش جانبی آن
- ارتفاع ستون هیدروکربن زیر و آن
- فشار جابجایی یا (Pd, displacement pressure) بستگی مستقیم دارد.

مسلم است که هر چه ضخامت و گسترش جانبی یک پوش سنگ بیشتر باشد، کیفیت آن بهتر خواهد بود. ارتفاع ستون هیدروکربن زیر یک پوش سنگ نیز دال بر توان بازدارندگی آن است. هرچه پوش سنگ بتواند ارتفاع بیشتری از ستون هیدروکربن را در برگیرد، نشان از کیفیت و توان بازدارندگی مناسب آن خواهد داشت.

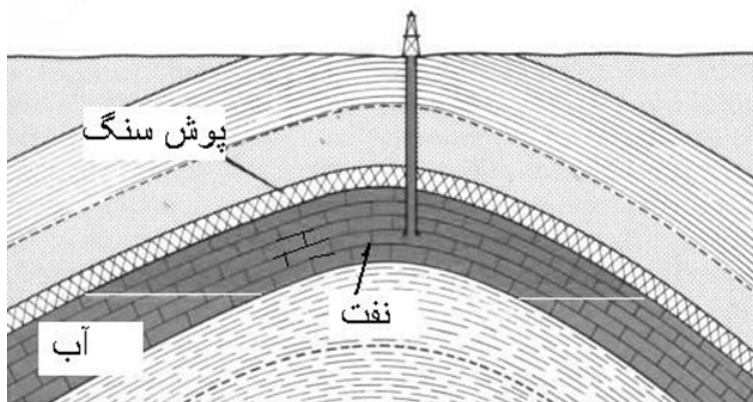
فشار جابجایی یا Pd حداقل فشاری است که برای جابجایی سیال (مانند آب یا جیوه) در منافذ پوش سنگ لازم است. هرچه فشار جابجایی یک لایه پوش سنگی بیشتر باشد، کیفیت یا توان بازدارندگی آن نیز بیشتر خواهد بود. فشار جابجایی یک لایه پوش سنگی به مراتب بالاتر از یک لایه مخزنی است، چرا که به علت قطر مویین گلوگاه های تخلخل فشار بسیار بالایی نسبت به یک لایه مخزنی متخلخل و تراوا لازم است تا جیوه بتواند وارد منافذ سنگ شود.

خواص پوش سنگ

۱- سنگ شناسی (Lithology)

سنگ شناسی یکی از خواص مهم پوش سنگ است، هر نوع سنگی می تواند نقش پوش سنگ را ایفا کند، به شرطی که مقدار

Pd آن بیشتر از نیروی شناوری روبه بالای ستون نفت باشد. اما سنگ های تبخیری، آواری های دانه ریز مانند شیل ها و کربنات های دارای فشار موبینگی بالا به ترتیب بهترین پوش سنگ ها هستند. اما همانطور که قبلاً بحث شد سنگ های کربناته شکننده بوده و در درجات آخر اهمیت هستند.



۲- ضخامت (Thickness)

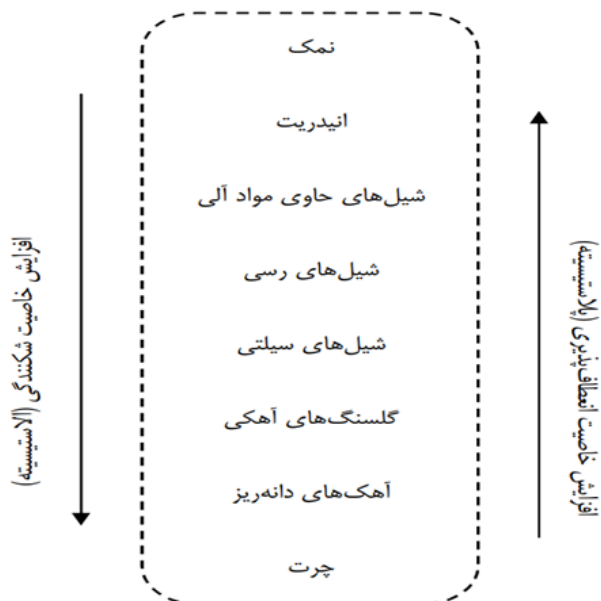
هرچه ضخامت پوش سنگ بیشتر باشد کیفیت آن بهتر خواهد بود. ضخامت پوش سنگ در مناطقی که دارای گسل هستند از اهمیت زیادی برخوردار است، چرا که در صورت نازک لایه بودن ممکن است در مناطق فعال تکتونیکی دچار شکستگی شده و خاصیت پوش سنگی خود را از دست دهد. البته پوش سنگ های انعطافپذیر مانند تبخیری ها در مقایسه با پوش سنگ های شکننده ضخامت کمتری لازم دارند تا بتوانند ارتفاع ستون هیدروکربن را تحمل کنند.

۳- تداوم جانبی (Lateral continuity)

تنها وجود سنگ شناسی مناسب و ضخامت کافی برای جلوگیری از فرار هیدروکربن کافی نیست. لازم است که پوش سنگ ها به طور جانبی تداوم کافی داشته باشند. سازند گچساران در حوضه زاگرس که پوش سنگ مخزن آسماری می باشد نمونه شاخصی از پوش سنگ های دارای ضخامت، سنگ شناسی، تداوم جانبی مناسب و انعطاف پذیری می باشد.

۴- انعطاف پذیری (Ductility)

پوش سنگ های انعطاف پذیر بویژه در مناطق فعال تکتونیکی دارای اهمیت ویژه ای هستند. سنگ های شکننده در مناطقی که دچار چین خوردگی می شوند، ممکن است دچار شکستگی شده و خاصیت بازدارندگی خود را از دست دهند. تبخیری ها در سطح شکننده هستند اما در اعماق بیشتر دارای خاصیت پلاستیک می شوند و در چنین مناطقی در اثر تنش های وارده جریان می یابند و ساختارهای پیچیده ای را ایجاد می کنند. حضور مواد آلی در سنگ های آواری به افزایش خاصیت پلاستیسیته آن ها کمک می کند. ترتیب خاصیت انعطافپذیری سنگ ها به این صورت است:



ژئوتوریسم استان اردبیل (منطقه ازنای و خلخال)

گردآورنده: سهیلا شهبازی مهر

عضو علی البدل انجمن علمی | دانشجوی کارشناسی زمین شناسی
دانشگاه محقق اردبیلی





شکل ۱- آنیجا ۱۴۰۰

معرفی شهرستان خلخال:

شهرستان خلخال سومین شهر بزرگ استان اردبیل است که در جنوب این استان قرار دارد. شهرستان خلخال از سه بخش مرکزی، شاهرود، خورش رستم تشکیل شده است. شهرستان خلخال از طرف شمال با شهرستان کوثر در استان اردبیل و از طرف شرق با استان گیلان و از طرف جنوب با شهرستان طارم در استان زنجان و از طرف مغرب با شهرستان میانه در استان آذربایجان شرقی همسایه است.

شهرستان خلخال در مسیر جاده های مهمی مانند جاده سرچم و جاده معروف اسالم - خلخال قرار دارد و این شهرستان دارای طبیعت کم نظیر و مناطق گردشگری فراوان است (باشگاه خبرنگاران جوان).



شکل ۲- (ویکی پدیا ۱۴۰۰)

موقعیت جغرافیایی منطقه ازناو:

جهت کوه ازناو شمال غربی- جنوبی است و در فاصله ی ۴۸ درجه و ۳۵ دقیقه عرض شمالی و ۳۷ درجه و ۳۳ دقیقه و ۳۰ ثانیه طول شرقی قرار دارد. این کوه به دلیل دارا بودن ترکیبات آهنی سبب به وجود آمدن غارهای متعددی شده است. به دلیل وجود پنج غار طبیعی بزرگ و کوچک در سازه های آهنی کوه ازناو شرایط زیستگاهی بسیار مناسب برای زندگی انواع حیوانات و پرندگان وحشی مثل کبک و کل و بز وحشی به وجود آمده است. در این منطقه گیاهان دارویی فراوان وجود

منطقه گردشگری ازناو:

منطقه گردشگری ازناو که مردم محلی آن منطقه به آن (ازنو)

در وجه تسمیه این کوه و چشمه داستان های فراوان وجود دارد و یکی از این وجه تسمیه ها، وجه تسمیه چشمه ازناو است که به «ناودان» بر می گردد زیرا به نظر می رسد که دو کوه به هم پیوسته و ناودانی را به وجود آورده اند و چشمه ای از دل آن جاری شده است.



دارد که احتمالا تعداد آنها بیشتر از ۲۰۰ نوع است (سایت انیجا: anyja.ir).



شکل ۳- حسن زاده ۱۳۹۹

چشمه ازناو:

آب این چشمه ۵۰۰ هکتار از اراضی پایین دست خود را آبیاری می کند و باغات فراوان اطراف آن از اول بهار میزبان گردشگران هستند و باعث رونق صنعت توریسم شهرستان خلخال شده اند.

این منطقه به چهل چشمه هم معروف است زیرا علاوه بر چشمه اصلی ازناو، چندین چشمه دیگر هم وجود دارد (سایت magazine Detail.ir).

از دامنه ی ضلع غربی این قله و از ارتفاع حدود ۱۹۰۰ متری از چشمه آبی گوارا و خنک خارج می شود که به چشمه ازناو معروف است. چشمه ازناو در فاصله ی ۵ کیلومتری از منطقه گردشگری ازناو قرار دارد و از مشهورترین و محبوب ترین جاذبه های بوم گردی و طبیعی شهرستان خلخال به حساب می آید و سالانه بوم گردان زیادی را به این منطقه فرا می خواند. این سرچشمه زیبا در کنار روستای خوجین بر قامت خلخال تکیه کرده است. این سرچشمه دارای چشمه های جوشان و فعال و دبی آب ۴۰۰ لیتر در ثانیه یکی از پر آب ترین چشمه های استان اردبیل است.



شکل ۴- محمدپور ۱۴۰۰



شکل ۵- بهنام شوقی ۱۴۰۲

این چشمه علاوه بر تامین بخشی از آب آشامیدنی اهالی منطقه، رودخانه نسبتا پر آبی را تشکیل می دهد که تا هرو آباد جاری است و با پیوستن به رودخانه بویوک چای، باغ های بسیار زیبا و مفرحی را در امتداد خود به وجود آورده اند.

پیشینه و پتانسیل های منطقه گردشگری ازناو:

منطقه ی نمونه گردشگری ازناو از مدت ها قبل، درست از زمانی که در این منطقه امکانات خاصی وجود نداشت، به دلیل طبیعت زیبا و منحصر به فرد مورد توجه گردشگران بوده است و امروزه نیز با ایجاد بعضی از تاسیسات و تبلیغات انجام شده استقبال بیشتری از این منطقه می شود. همین کار باعث شده منطقه ازناو یکی از بهترین مناطق برای سرمایه گذاری در حوزه گردشگری باشد، در سال های گذشته سرمایه گذاران بخش خصوصی توجه زیادی به این منطقه داشته اند و پروژه های متعددی اجرا شده و یا در حال اجرا است. یکی از مهم ترین سرمایه گذاری ها در این منطقه اقامتگاه بوم گردی قصر چوبی است که با سرمایه گذاری بیش از ۵۰ میلیارد تومانی و با مصالح چوبی انجام شده است و یکی از بهترین نمونه های بوم گردی در کشور است. احداث هتل ، پل معلق و سایر مجموعه ها نیز در این منطقه در حال انجام است تا منطقه ازناو به یکی از قطب های گردشگری استان اردبیل تبدیل شود (ویکی پدیا: wikipedia.org).

سفر کنند می توانند یکی از دو مسیر جاده سرچم به اردبیل یا جاده اسالم به خلخال را انتخاب کنند، و در مسیر از دیدن جاذبه های گردشگری استان اردبیل لذت ببرند. جاده سرچم یک جاده اصلی برای تردد به استان اردبیل است و انتخاب این مسیر دسترسی سریع تر به شهرستان خلخال را فراهم کرده است.

جاده اسالم به خلخال با وجود مشکلات تردد در جاده می تواند یکی از هیجان انگیزترین انتخاب برای مسافرت باشد. با انتخاب این جاده برای مسافرت، از میان جنگل های اسالم از جاده ای پر از پیچ و خم عبور می کنید و هر لحظه با افزایش ارتفاع نسبت به سطح دریا رو به رو هستید تا جایی که در نهایت کل مسیر زیر پای شما خواهد بود و اگر بخت با شما یار باشد می توانید جنگل ابر را ببینید (ویکی پدیا: wikipedia.org).



شکل ۷- موقعیت مکانی ازناو (مکان یاب ۱۴۰۲)

و در نهایت شما به شهرستان خلخال می رسید و در ابتدای مسیر خود به سمت شهر خلخال منطقه نمونه گردشگری ازناو می رسید که بهترین انتخاب برای تفریح و گذراندن یک روز در دل طبیعت و در کنار چشمه پر از آب خواهد بود.



شکل ۶- مجتمع قصر چوبی خلخال

مسیر دسترسی:

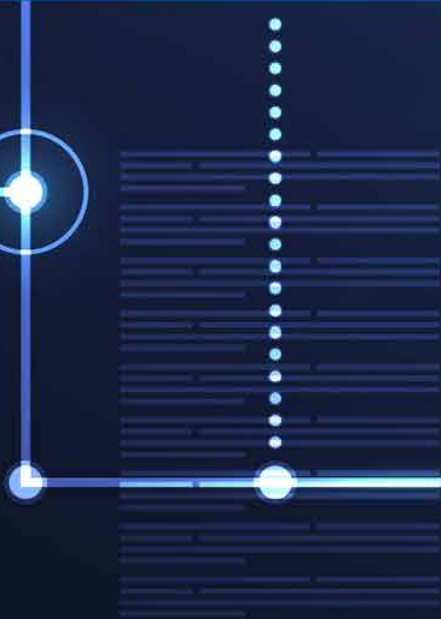
گردشگران از مسیرهای مختلفی می توانند به منطقه نمونه گردشگری ازناو دسترسی داشته باشند. دو مسیر مهم و پرتردد که گردشگران را با عبور از شهرستان خلخال به سایر جاذبه های گردشگری استان اردبیل می رساند، بهترین انتخاب می تواند باشد.

افرادی که می خواهند از مرکز یا شمال کشور به استان اردبیل

معرفی نرم افزار SPSS

گردآورنده: مهدی محمدی

عضو افتخاری انجمن علمی | دانشجوی کارشناسی زمین شناسی
دانشگاه محقق اردبیلی





SPSS مخفف عبارت (Statistical Package for the Social Sciences) به معنای پکیج آماری برای علوم اجتماعی است. شرکت IBM این نرم افزار را برای تحلیل داده معرفی کرد. محیط این نرم افزار به خوبی ساده ترین تا پیچیده ترین مدل های آماری را تحلیل می کند. همچنین از SPSS در حوزه محاسبات و هوش مصنوعی به کرات برای مدل سازی استفاده می شود. در رشته های مختلف علوم اجتماعی، پژوهش های بازاری، پزشکی، نظرسنجی شرکتی، سازمان ها، بازاریابی و آموزشی هم کاربرد دارد.

در واقع کار جمع آوری و سازماندهی داده ها با کمک SPSS ساده می شود. همچنین دستیابی به اهداف مدنظر، ارائه بازخورد در حوزه تصمیم گیری و تعیین راهبرد منجر به بهترین عملکرد ممکن از جمله قابلیت های تحلیلی این نرم افزار است (techmedia today).



با کمک نرم افزار SPSS تحلیل های مختلفی از جمله آزمون های ناپارامتریک، آمارهای تحلیلی، آزمون اعتبار و روایی پرسشنامه ها، مقایسه متغیرهای مختلف، طراحی نقشه شناختی و پیش بینی های تک متغیر و چند متغیر امکان پذیر است. ۳۰ سال از طراحی این نرم افزار می گذرد و کارایی آن در سراسر جهان به اثبات رسیده، چون قابلیت کار با پایگاه های داده ای حجیم را دارد.

ویژگی های SPSS

نرم افزار SPSS کاربرد گسترده ای در زمینه محاسبات آماری دارد و ابزاری برای مطالعه، پژوهش و تصمیم گیری است. ویژگی های زیر در این نرم افزار مطرح است (today thechmedia):

۱- دارای صفحه گسترده برای حل معادلات ریاضی، جبری و آماری است.

۲- امکان مدیریت و پردازش پایگاه داده با قابلیت به روزرسانی در عملیات ها و تهیه گزارش های سفارشی را دارد.

۳- با گزارش ساز این نرم افزار به خروجی های جذابی در مورد پژوهش ها می رسید که حاوی متن، جدول، نمودار و نتایج آماری در داخل یک فایل هستند.

۴- با تحلیل داده در این نرم افزار به اطلاعات لازم برای محاسبه آمارهای توصیفی، استنباطی و چند متغیره خواهید رسید.

۵- با داده کاوی می توانید سرچ های هوشمندانه را اجرا کرده و با طراحی درخت های تصمیم گیری، تقسیم بندی بازاری یا طراحی شبکه های عصبی هوش مصنوعی به استنباط اطلاعات مخفی شده در داده های خام بپردازید.

مزایای استفاده از نرم افزار SPSS



۱- صرفه جویی در کار و زمان تا حدی که محاسبات چند ساعته یا چند روزه در عرض چند ثانیه انجام می شوند.

۲- محاسبات دقیق تر و اجتناب از گرد کردن و محاسبات تقریبی.

۳- امکان تحلیل حجم زیادی از داده ها با استفاده از نمونه های بزرگتر و متغیرهای بیشتر را فراهم می کند.

۴- امکان دستیابی به یادداشت های مفهومی از محاسبات انجام شده فراهم است. یعنی امکان تصمیم گیری، تفسیر نتایج و تحلیل انتقادی وجود دارد.

۵- یکی از ابزارهای رایج در حوزه پژوهش کسب و کار و سایر رشته های علوم انسانی است.

۶- سایر برنامه های مدیریت داده سازگار است. پس امکان انتقال داده از یک برنامه به برنامه دیگر فراهم است.

اجزای تشکیل دهنده نرم افزار SPSS

این نرم افزار برای ویرایش و تحلیل هر نوع داده ای طراحی شده است. این داده ها از منابع مختلف پژوهشی، مشتریان، گوگل آنالیتیکس یا سایر فایل های لاگ سرور وب سایت به دست می آید. نرم افزار SPSS قادر به باز کردن تمامی فرمت های سازگار با داده های ساختار یافته از جمله موارد زیر است (www.spss-tutorials.com):

۱- صفحه گسترده های ام اس اکسل یا اپن آفیس (OpenOffice)

۲- فایل های (Plain text txt یا csv)

۳- پایگاه های داده ارتباطی (SQL)

۴- Stata و SAS

در ادامه نگاهی به اجزای این نرم افزار می اندازیم.

برگه یا شیت Data View در SPSS

بعد از باز کردن فایل داده در SPSS صفحه ای مشابه تصویر زیر باز می شود.

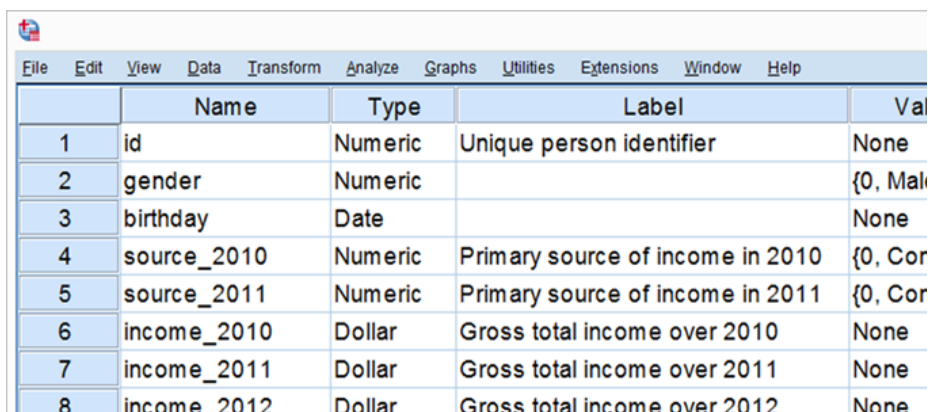
این صفحه تحت عنوان دیتا ویو همواره مقادیر داده را نمایش می دهد. برای مثال در تصویر فوق داده های مربوط به متغیرهای جنسیت (gender)، تاریخ تولد (birthday) و... قابل مشاهده است.

	gender	birthday	source_2010	income_2010	in
1	0	17-Apr-1979	0	\$6,072.40	
2	1	10-Apr-1985	0	\$12,706.65	
3	0	27-Jun-1986	0	\$14,912.82	
4	1	27-Dec-1983	1	\$16,338.36	
5	0	26-Apr-1979	0	\$22,606.99	
6	1	20-Feb-1971	0	\$23,544.95	
7	0	25-Apr-1987	1	\$24,985.21	

برگه یا شیت Variable View در SPSS

همواره فایل داده در SPSS حاوی برگه دومی به نام Variable View است.

در اینجا متادیتای مرتبط با داده را مشاهده می کنید. متادیتا یا فرا داده همان اطلاعات مفهومی متغیرها و مقادیر ارزشی داده را نشان می دهد. این صفحه به طور کلی تحت عنوان (Codebook) معروف است ولی در SPSS به آن (dictionary) می گویند. کاربران ناآشنا با SPSS، ظاهر آن را مشابه اکسل می دانند؛ ولی این دو برگه مجزا نبوده و ارتباط تنگاتنگی با هم دارند.



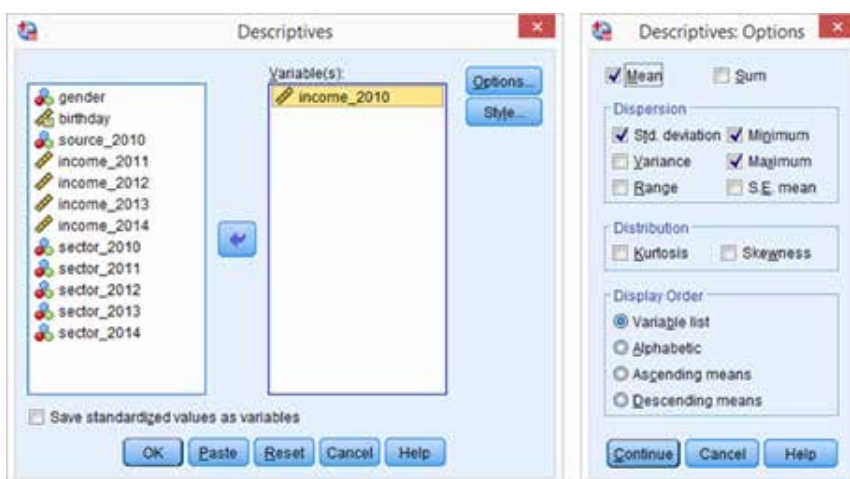
	Name	Type	Label	Val
1	id	Numeric	Unique person identifier	None
2	gender	Numeric		{0, Mal
3	birthday	Date		None
4	source_2010	Numeric	Primary source of income in 2010	{0, Cor
5	source_2011	Numeric	Primary source of income in 2011	{0, Cor
6	income_2010	Dollar	Gross total income over 2010	None
7	income_2011	Dollar	Gross total income over 2011	None
8	income_2012	Dollar	Gross total income over 2012	None

تحلیل داده

نرم افزار SPSS قادر به باز کردن و نمایش هر داده ای (و متا داده ای) در قالب دو برگه در داخل پنجره Data Editor است. خب حالا تحلیل داده در آن چگونه است؟ یکی از روش های به کارگیری این نرم افزار به کارگیری گزینه های قرار گرفته در نوار منو است. برای مثال، اگر داده ها حاوی نرخ درآمد سال ۲۰۱۰ است می توانیم میانگین درآمد شرکت کنندگان در نظرسنجی را با طی کردن مسیر زیر و رسیدن به Descriptive Statistics محاسبه کنیم.

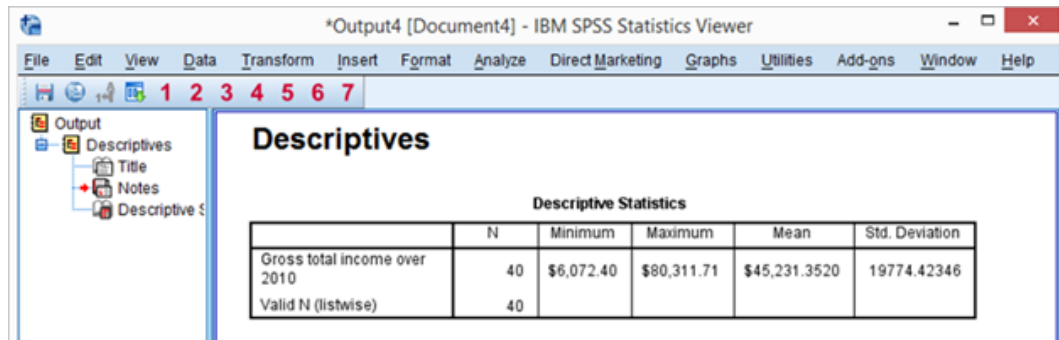


با این کار کادری باز می شود تا متغیر یا متغیرهای مدنظرمان را در کنار یک یا چند مؤلفه آماری انتخاب کنیم.



پنجره خروجی SPSS

بعد از انتخاب و کلیک کردن روی دکمه OK، پنجره جدیدی باز می شود که Output Viewer نام دارد. در این پنجره جدید، جدولی حاوی تمامی آمارهای مربوط به تمامی متغیرها قرار گرفته است که ظاهرش را در تصویر زیر مشاهده می کنید.



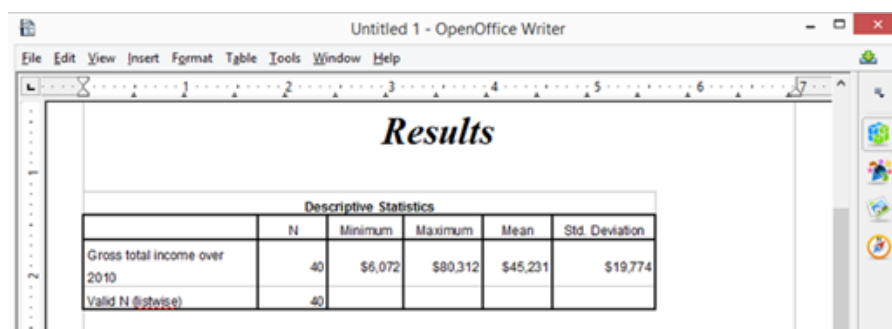
The screenshot shows the 'Descriptives' window in SPSS. It displays a table of descriptive statistics for the variable 'Gross total income over 2010'. The table includes columns for N, Minimum, Maximum, Mean, and Std. Deviation.

Descriptive Statistics					
	N	Minimum	Maximum	Mean	Std. Deviation
Gross total income over 2010	40	\$6,072.40	\$80,311.71	\$45,231.3520	19774.42346
Valid N (listwise)	40				

این پنجره جدید چیدمان و ساختار متفاوتی نسبت به پنجره Data Editor دارد. خروجی گرفتن در این نرم افزار هیچگونه تغییری در داده های اصلی ایجاد نمی کند. SPSS برخلاف اکسل از پنجره های متفاوتی برای داده و خروجی های حاصل از داده ها استفاده می کند.

گزارش گیری در SPSS

به راحتی می توان جداول و نمودارهای موجود در خروجی را به داخل سایر برنامه ها کپی کرد. برای مثال بسیاری از کاربران از پردازشگرهای ورد مثل OpenOffice، MS Word یا Google Docs برای گزارش گیری استفاده می کنند. جداول هم معمولاً با فرمت rich text قابل کپی شدن هستند؛ یعنی سبک فونت و کادر بندی خودشان را حفظ می کنند. تصویر زیر نتیجه کپی کردن جدول خروجی SPSS در OpenOffice را نشان می دهد.



The screenshot shows the 'Results' section in OpenOffice Writer. It contains the same descriptive statistics table as shown in the SPSS viewer, demonstrating how the data is pasted into a rich text environment.

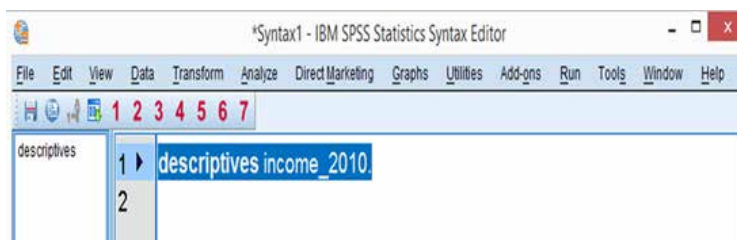
Descriptive Statistics					
	N	Minimum	Maximum	Mean	Std. Deviation
Gross total income over 2010	40	\$6,072	\$80,312	\$45,231	\$19,774
Valid N (listwise)	40				

پنجره Syntax Editor در SPSS

جدول خروجی که در تصویر فوق مشاهده کردید با اجرای فرمان Descriptive Statistics در منوی SPSS به دست آمده بود. البته SPSS روش دیگری هم برای اجرای این فرمان دارد. می توانید پنجره سومی تحت عنوان Syntax editor window باز کنید. در این صفحه قادر به تایپ کردن و اجرای کد SPSS تحت عنوان SPSS Syntax هستید. برای مثال فرمان زیر را برای فایل نمونه فوق اجرا کنید.

```
descriptives income_2010.
```

این فرمان همان نتیجه مسیر فرمان داخل منوی SPSS را به همراه خواهد داشت.



اغلب این فرمان ها به جای تایپ کردن در قسمت سینتکس از طریق مسیرهای مختلف داخل منو قابل اجرا هستند. اگر منویی با گزینه های مختلف در اختیار داریم ، پس اصلاً پنجره سینتکس چه کاربردی دارد؟ فرمان های درون سینتکس قابل ذخیره شدن، اجرا و به اشتراک گذاری در بین پروژه ها و کاربران مختلف است. با کمک سینتکس تمامی فرمان های اجرا شده درون SPSS قابل تکرار است. اگر کسی نسبت به خروجی ها و نتایج شما تردید دارد؛ می توانید برای اصلاح یا اجرای مجدد آن از سینتکس استفاده کنید. پنجره Syntax برای کاربران ناآشنا با SPSS درست مثل Notepad به نظر می رسد. یعنی پنجره ای که فقط حاوی متن است.

فرمت فایل های داده

نرم افزار SPSS دارای فرمت فایل داده خاص خودش با پسوند Sav است. البته به راحتی با فایل های Plain، MS Excel، Stata، textSQL و SAS سازگار است. داده های تحلیلی وب که اغلب به فرمت اکسل هستند به راحتی با SPSS قابل بازگشایی و تحلیل هستند.

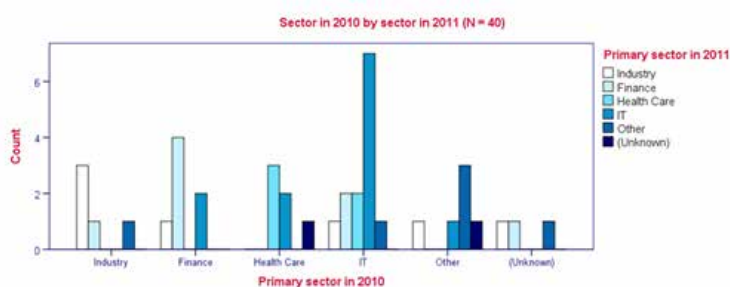
	A	B	C	D	E
1	Page	Month of the year	Pageviews	Unique Pageviews	Avg. Time on Page
2	/basics/	12	837	526	00:00:31
3	/mean-center-many-variables/	2	823	680	00:04:04
4	/statistical-tests/	1	819	508	00:00:43

ویرایش داده

در دنیای پژوهشی واقعی قبل از تحلیل نهایی ، نیازمند ویرایش داده ها هستیم. برای مثال در ابتدا باید مقادیر میانگین و مجموع متغیرها را محاسبه کرده و سازماندهی مجدد داده ها، تشخیص مقادیر پرت و حذف مشاهدات غیرمحتمل را انجام دهیم. این کارها به منظور دستیابی به نتایج کارآمد صورت می گیرند. SPSS برای ساده تر کردن این مسیر از توابع عددی، رشته ای و زمانی استفاده می کند.

جداول و نمودارها در SPSS

تمامی جداول و نمودارهای اصلی درون این نرم افزار به سرعت قابل طراحی هستند. نمونه های این موارد را در زیر منوی



Data Analysis می کنید. یکی از نقطه

ضعف های اصلی SPSS طراحی نمودارهای زشت با

چیدمان زمخت است. بهترین روش برای غلبه بر این

مشکل به کارگیری SPSS Chart templates است.

آمارهای استنباطی

نرم افزار SPSS حاوی تمامی آزمون های اصلی و تحلیل های چند متغیره است که در ادامه به برخی از آنها اشاره می کنیم:

۱. آزمون های t
۲. آزمون های خی دو
۳. آنوا (ANOVA)
۴. همبستگی ها و سایر معیارهای مرتبط با آن
۵. رگرسیون
۶. آزمون های ناپارامتریک
۷. تحلیل عامل
۸. تحلیل خوشه ای و ...

One-Sample Test						
	Test Value = 400					
	t	df	Sig. (2-tailed)	Mean Difference	95% Confidence Interval of the Difference	
					Lower	Upper
body_weight	① -2.428	② 39	③ .020	④ -30.450	-55.81	-5.09

ذخیره داده و خروجی

داده در SPSS را می توان به صورت فرمت های مختلف زیر ذخیره کرد:

- MS Excel
- CSV یا (Plain text) txt
- Stata
- SAS

در مورد خروجی هم امکانات زیادی وجود دارد. نمودارها یا چارت ها را می توان به صورت تصویر و با فرمت png کپی کرد. نمودارها هم با فرمت rich text ذخیره می شوند؛ چون چیدمان، فونت ها و حاشیه های نمودار را به همان شکل حفظ می کند. البته تمام خروجی را می توان با فرمت MS Word، HTML، pdf، و ... ذخیره کرد. گزارش نویسی با داشتن فایل خروجی حاوی جداول و نمودارهای زیبا میسر است. پس می توانید کل خروجی را به فایل ورد منتقل کرد تا متن های توصیفی و عناوین مدنظرتان را به جداول و نمودارها اضافه کنید.





معرفی الک آزمایشگاه زمین شناسی

گردآورنده: مهدی محمدی

عضو افتخاری انجمن علمی | دانشجوی کارشناسی زمین شناسی

دانشگاه محقق اردبیلی



الک آزمایشگاهی چیست:

الک یا سرند آزمایشگاهی وسیله ای است جهت دانه بندی و یا اندازه گیری مواد، که نیز خود یکی از بهینه و صرفه ترین روش های اندازه گیری مواد می باشد. جنس توری و فریم الک های آزمایشگاهی از استیل ضد زنگ یا همان استنلس استیل ساخته شده است. توری الک های آزمایشگاهی با توجه به استاندارد، از اندازه ۲۵ میکرون تا ۱۰۱ میلی متر ساخته شده است که هر الک (در صورت سفارش) دارای گواهی کالیبراسیون منحصر به فرد جهت ارائه به اداره استاندارد می باشد.



چگونه الک آزمایشگاهی خوب را تشخیص دهیم:

اگر شما بخواهید الک آزمایشگاهی تهیه کنید حتما به این فکر می افتید که الک های آزمایشگاهی خوب چه ویژگی دارند. هنگامی که شما دو یا چند نوع الک آزمایشگاهی کنار هم داشته باشید خیلی سریعتر و آسانتر می توانید تشخیص

دهید که کدام الک بهتر از دیگری می باشد ولی این مطلب را نیز در نظر داشته باشید برای تشخیص الک آزمایشگاهی خوب فقط کیفیت ظاهری اهمیت ندارد (سروآرما).

۱- کیفیت فریم الک آزمایشگاهی:

ورق دوری الک آزمایشگاهی را فریم آن مینامیم. ضخامت و نوع جنس و همچنین خمکاری فریم باید مناسب باشد. در بعضی از فریم ها جهت ارزانتر شدن الک از ضخامت ورق آن کم میکنند، که این خود در عمر مفید الک آزمایشگاهی بسیار موثر می باشد. در صورت کوچکترین ضربه فریم الک از شکل خود خارج میشود. رعایت ضخامت مناسب فریم یکی از عوامل طول عمر مفید الک آزمایشگاهی میباشد.



۲- جوشکاری یا لحیم کاری توری الک به فریم:

در صورتی که توری الک بخوبی به فریم جوشکاری نشود در زمان کمی توری در اثر بار مواد، از فریم جدا می شود که قابل تعمیر نمی باشد. در هنگام تهیه الک آزمایشگاهی در نظر داشته باشید که جوشکاری با کیفیت خوب و مناسب انجام شده باشد.

۳- کیفیت بافت توری الک آزمایشگاهی:

یکی از مهمترین شاخصه های الک، کیفیت توری و نیز مشخصات ابعادی آن می باشد. به جرات بگویم این مشخصه را با چشم غیر مسلح نمی توان تشخیص داد. برای تشخیص این مهم بهتر است الک را به شرکت های که صلاحیت کالیبراسیون الک آزمایشگاهی را دارند سپرد تا با دستگاه های پیشرفته از سلامت و دقت الک نیز مطمئن شد.

الک های آزمایشگاهی استاندارد در ایران در سه اندازه فریم ساخته میشود:

- ۱- فریم ۸ اینچ = معادل ۲۰۳ میلی متر
- ۲- فریم ۱۲ اینچ = معادل ۳۰۴ میلی متر
- ۳- فریم ۱۸ اینچ = معادل ۴۵۷ میلی متر

الک آزمایشگاهی در کاربرد آزمایشگاه مکانیک خاک با سری ۱۵ تایی به شماره های ذیل ارائه میگردد:

- ۱- شماره مش ۲۰۰ سایز ۷۵ میکرون
- ۲- شماره مش ۱۰۰ سایز ۱۵۰ میکرون
- ۳- شماره مش ۵۰ سایز ۳۰۰ میکرون
- ۴- شماره مش ۴۰ سایز ۴۲۰ میکرون
- ۵- شماره مش ۳۰ سایز ۶۰۰ میکرون
- ۶- شماره مش ۱۶ سایز ۱/۲۰ میلی متر
- ۷- شماره مش ۱۰ سایز ۲/۰۰ میلی متر
- ۸- شماره مش ۸ سایز ۲/۳۶ میلی متر
- ۹- شماره مش ۴ سایز ۴/۷۵ میلی متر
- ۱۰- شماره مش ۸/۳ سایز ۹/۵۱ میلی متر
- ۱۱- شماره مش ۲/۱ سایز ۱۲/۷۰ میلی متر
- ۱۲- شماره مش ۴/۳ سایز ۱۹/۰۰ میلی متر
- ۱۳- شماره مش ۱ سایز ۲۵/۴۰ میلی متر
- ۱۴- شماره مش ۲/۱۱ سایز ۳۸/۱۰ میلی متر
- ۱۵- شماره مش ۲ سایز ۵۰/۸۰ میلی متر

های خرد شده، رس، گرانیت، فلدسپار، زغال سنگ، بسیاری مواد گرده ای و حتی دانه های غلات نیز استفاده کرد. (Atlassieve.ir)

برای این آزمایش از الک های ویژه ای که شبکه ی کف آن ها از سیم فولادی است استفاده می کنیم، سوراخ های کف این الک ها همگی دارای اندازه دقیق و مشخص اند. باید مجموعه الک ها را بر روی هم قرار داد، الک های با سوراخ بزرگتر در بالا و الک های ریزتر در پایین قرار می گیرند. پس از آن نمونه خاک خشک را که تمام کلوخه های آن شکسته شده ابتدا وزن می کنند و بعد آن را بر روی الک بالایی می ریزند و مجموعه الک ها را برای مدت معلومی (استاندارد) تکان کردن کنیم.



درب و کفی الک آزمایشگاهی

هدف از آزمایش دانه بندی و استفاده الک آزمایشگاهی:

توزیع بزرگی دانه ها معمولاً از اهمیت ویژه ای برخوردار است و در رفتار مهندسی مواد دانه ای تاثیرگذار است. آزمایش الک را می توان بر روی تمام مواد آلی و غیر آلی دانه ای شامل ماسه، تکه سنگ





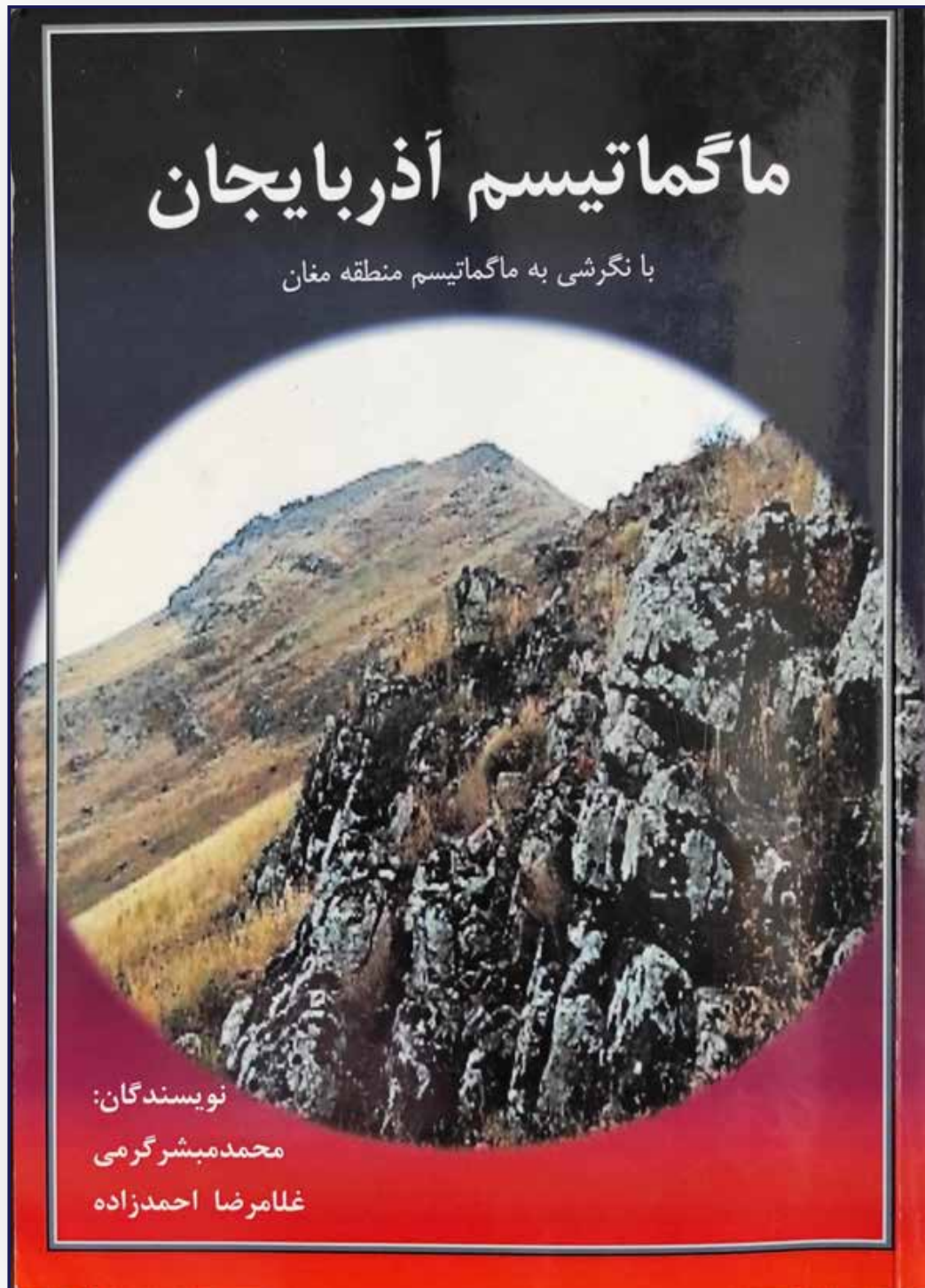
معرفة كتاب



عنوان: کتاب ماگماتیسم آذربایجان با نگرشی بر ماگماتیسم منطقه مغان

نویسندگان: غلامرضا احمدزاده، محمد مبشر گرمی

سال چاپ: ۱۳۹۸



A study of different zoning types in clinopyroxenes of sodic and potassic alkaline volcanic rocks from North Lahrud, NW Iran



Gholamreza Ahmadzadeh

Department of Geology, university of Mohagheh Ardabili, Ardabil, Iran

Reza Zamani

Department of Geology, Meshginshahr Branch, Islamic Azad University,
Meshginshahr, Iran

Abstract:

Clinopyroxene phenocrysts and microphenocrysts in potassic and sodic Eosen alkaline volcanic rocks from the northern Lahrud (NW Iran) record various stages in the crystallization and evolution history of the alkaline melt as well as its origin. The rock series hosting the clinopyroxene phenocrysts is phonolitic tephrite and tephritic phonolite composition. These rocks generally show porphyritic texture and have a variable phenocryst-rich nature (25-50%), with phenocryst assemblages characterized by $Cpx \pm An \pm Pl$. The studied clinopyroxenes have relatively high Mg-numbers (0.66-0.90), variable Al_2O_3 (3.77-7.31 wt%), low TiO_2 (<2.02 wt%) and Na_2O (<1.23 wt%) contents and low $AlVI/AlIV$ ratios (mostly <0.25), suggesting relatively low-pressure crystallizing conditions of the magma in the magma chamber. The calculated pressures for the clinopyroxenes in these rocks vary in the range of 4-5.5 kbars. Oscillatory reverse zoning of clinopyroxenes related to the different crystallization paths under a variable oxygen fugacity and different oxidation conditions and sudden pressure differentiation and magma mixing processes. Normal zoning related to the differentiation and fractional crystallization of the magma. The resorption texture of core parts of some clinopyroxenes are attributed to the changes of crystallization pressure though such textures have been ascribed to magma mixing.

Keywords: alkaline volcanic, clinopyroxene, sodic and potassic, magma mixing, NW Iran

1-Introduction

Ca-rich clinopyroxene is one of the most common ferromagnesian minerals in alkaline potassic and

sodic rocks from various tectonic settings, and has been used as a petrogenetic indicator for distinct magmatic series. But the occurrence of Ca-rich clinopyroxene phenocrysts in alkaline volcanic rocks from collision zone or post-collision setting is generally rare and has been considered to provide important clues to the nature of crystallization and evolution of related magmas. Crystal chemical studies on clinopyroxenes have provided useful information about the origin of parental magmas and petrological evolution of host rocks (e.g., (Bindi et al., 1999; Avanzinelli et al., 2004)).

Several studies have shown that compositional variations in the clinopyroxenes can be used as petrogenetic indicators (Dal Negro et al. 1982; Dal Negro et al. 1986; Manoli and Molin 1988; Bizimis et al. 2000; Ghorbani and Middlemost 2000; Princivalle et al. 2000; Nazzareni et al. 2001; Avanzinelli et al. 2004; Zhu and Ogasawara 2004). In particular, most of the clinopyroxenes in alkaline rocks show different types of zoning such as oscillatory, sectoral, and complex.

Oscillatory zoning may generally indicate cyclic changes in crystallization conditions (Federico et al. 1988; Shimizu 1990) or different crystallization paths under variable fluid regime (Sazonova and Nosova 1999). On the other hand, the origin of complex and reversed zoning clinopyroxene phenocrysts with resorption is ascribed to magma mixing by many researches (e.g., (Wass 1979; Duda and Schmincke 1985; Dobosi and Fodor 1992; Simonetti et al. 1996; Aldanmaz 2006), and this is generally called a co-magmatic origin (Vollmer et al. 1981; Barton et al. 1982). In some cases, the clinopyroxenes that are not genetically related to the host lavas are interpreted to have crystallized at high pressures from magmas,

and these clinopyroxenes are called xenocrystic origin (Shaw and Eyzaguirre 2000). Crystallization pressure of the clinopyroxenes in magmatic systems has also been investigated by several authors. Dal Negro et al. (1989) qualitatively discussed the influence of crystallization pressure on the crystal-chemistry of the clinopyroxenes, and Malgarotto et al. (1993) also estimated the crystallization pressures of their samples with the clinopyroxenes. More recently, an efficient clinopyroxene geobarometer was proposed by Nimis (1995); Nimis and Ulmer (1998); Nimis (1999), thus providing an opportunity to constrain the depths of magma chambers in the crustal levels.

2-Geological setting

The study area is situated in the northern Lahrud, NW Iran (Fig. 1). Based on the classification of Iran-s structural units, this area is part of the Eocene-age, EW trending Alborz-Azerbaijan magmatic belt that is related to the western division of the Alborz Cenozoic volcanic belt. The Alborz Cenozoic volcanic belt is divided into western and eastern parts by the N-S trending Rasht-Takestan Fault (Azizi and Moinevaziri 2009). This volcanic belt is separated from the central Iranian plate to the south by the Tabriz Fault and to the north, and extends into Armenia (Azizi and Jahangiri 2008a). Volcanic and plutonic rocks of Eocene and Plio-Quaternary age are widely distributed in this Alborz-Azerbaijan-Lesser Caucasus magmatic belt and mainly comprise calc-alkaline to alkaline felsic to mafic volcanic rocks and felsic to intermediate intrusions (Moayyed 2001; Jamali et al. 2012). Almost coincidental with the closing of the Neo-Tethys ocean in the Zagros Belt and related branches around central Iran, the Sevan-Akera-Qaradagh Ocean (or northern branches of the Neo-Tethys) was closed in

northcentral Iran (Azerbaijan) in the late Cretaceous (Aghanabati 2004). The magmatism in the Alborz-Azerbaijan belt is probably related to the closure of this basin. The study area comprises alkaline lavas and pyroclastic rocks associated with sedimentary and volcano-sedimentary units (Fig. 2). In addition, a number of small sub-volcanic bodies of the Oligocene age are exposed in the south-western part of the area. Phonotephrite and trachyandesite feeder dykes of the volcanic units locally cut volcanic breccias and form parallel sets. The volcanic rocks include analcime-bearing and analcime-free lavas locally associated with volcanic breccias and pillow lava. Submarine lava eruptions formed widespread volcanic breccias, pillow lavas, and clastic rocks in the early Eocene.

3-Petrography

Based on mineral assemblages mafic alkaline rocks is exposed over a wide area and is characterized by feldspar (plagioclase and alkaline feldspar; estimated vol. 25-40% and 10-30% respectively), clinopyroxene (15-40%) and analcime (10-30%) phenocrysts set in a microlithic groundmass of feldspar with minor clinopyroxene, analcime and volcanic glass. Most samples show porphyritic texture with vitrophyric textures in the groundmass. Oscillatory zoning is also observed in plagioclase. More evolved rocks contain sanidine with rare Carlsbad twinning as phenocryst and groundmass mineral. Clinopyroxene phenocrysts, 1-6 mm long, are found in all rock types and often show both oscillatory and sector zoning (Fig. 3a). Locally, clinopyroxene shows glomeroporphyritic textures. Melt inclusions in some clinopyroxenes possibly indicate crystallization under disequilibrium conditions (Fig. 3b). Some clinopyroxenes

show oscillatory normal and reverse type of zoning (Fig 3a:d). Trapezohedral analcime phenocrysts are up to 2 cm in size and commonly show radial cracks.

Apatite and opaque minerals occur as accessory minerals in the groundmass, and apatite also forms inclusions in clinopyroxene phenocrysts.

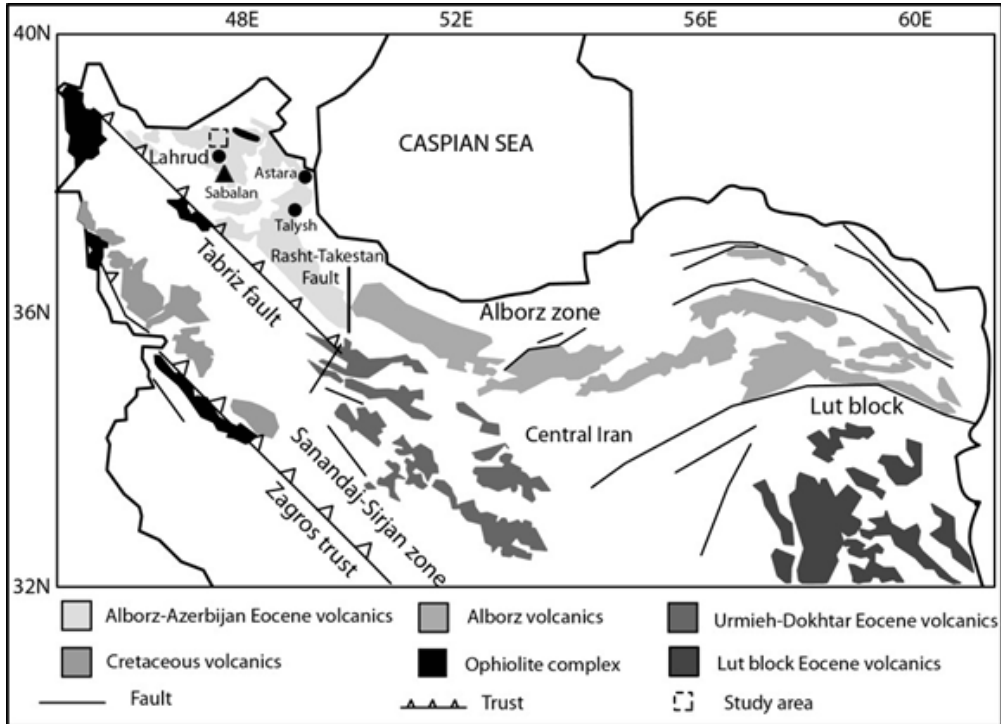


Fig 1_ Distribution of Cretaceous and Eocene volcanic rocks and dismembered ophiolites in Iran (after Azizi and Jahangiri (2008b)).

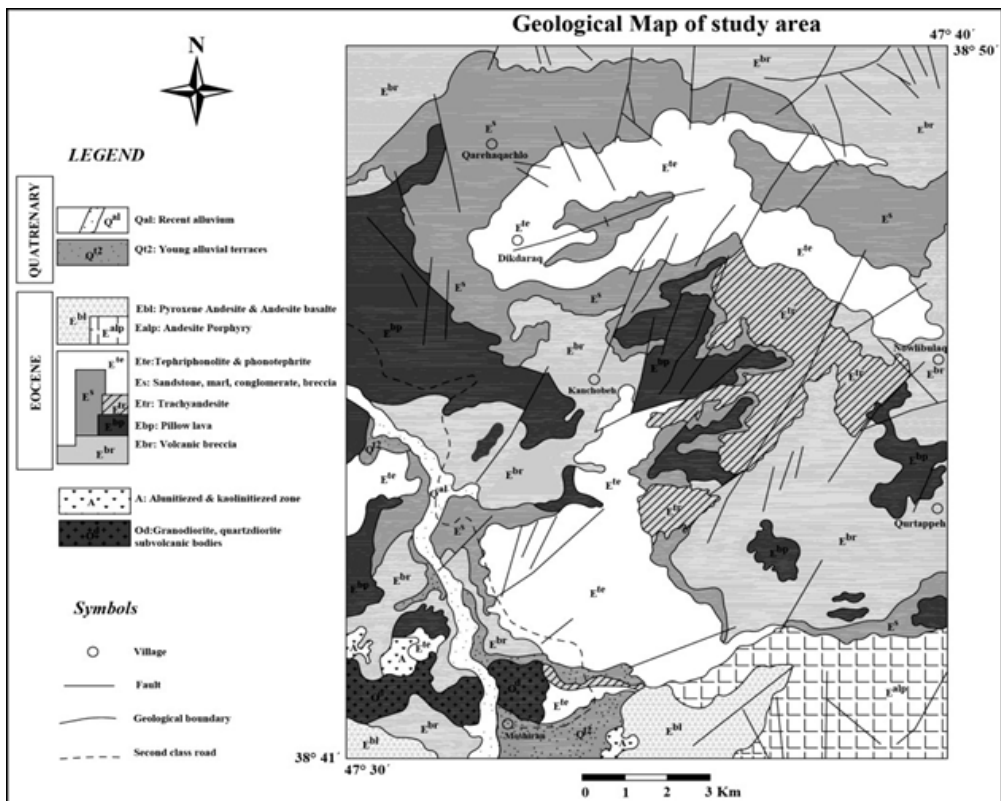


Fig. 2_ Modified geological map of the study area (NE Meshginshahr).

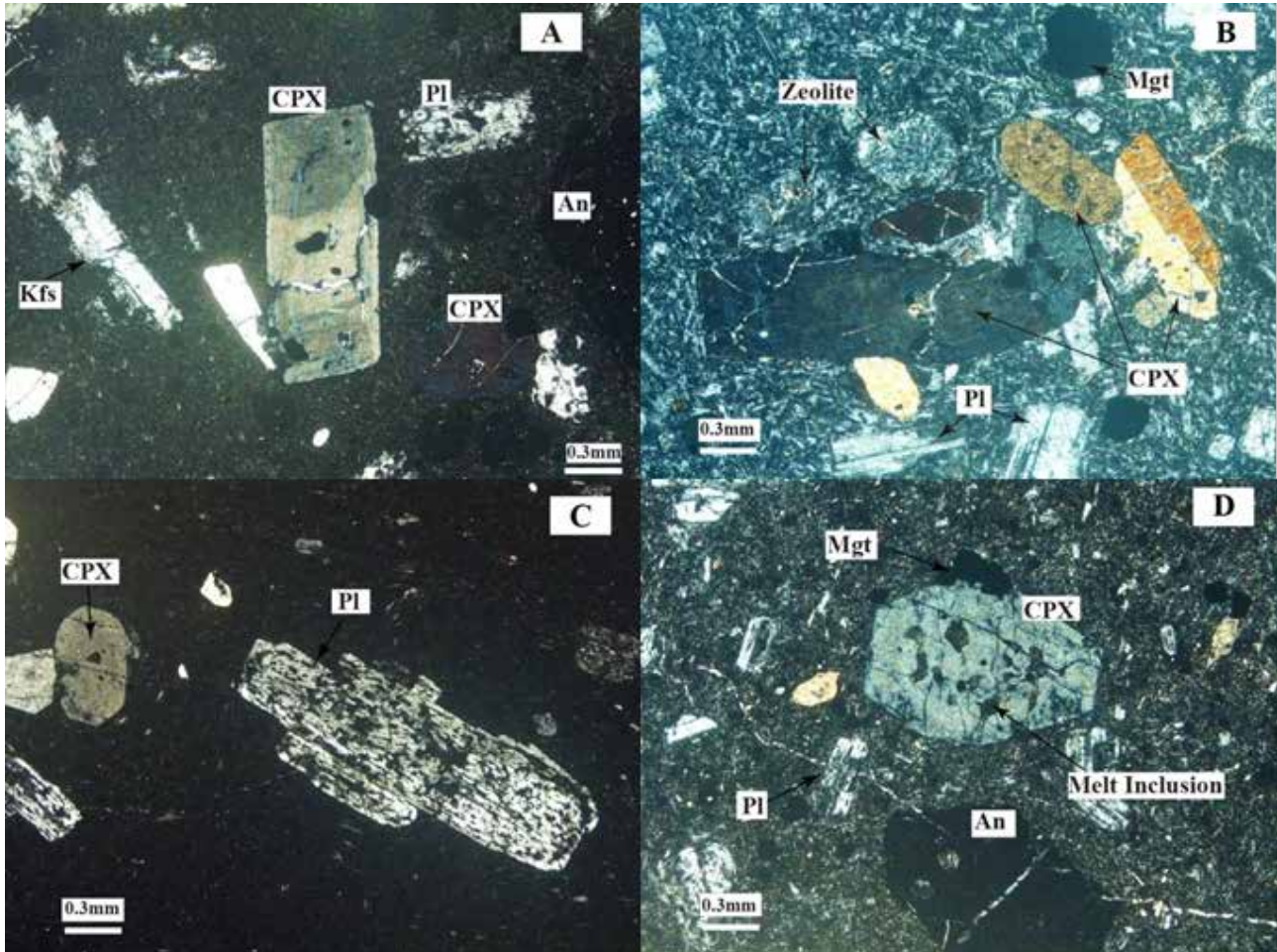


Fig. 3_ Microscopic from sodic and potassic alkaline rocks show different zoning type of clinopyroxenes.

4_ Analytical Methods

Polished thin sections of the clinopyroxenes were studied in detail by using optical methods before microprobe analyses. For determination of the major element composition, a number of euhedral and subhedral clinopyroxenes were analyzed. Chemical analyses of the clinopyroxenes were performed by using a CAMECA-SX-100 electron microprobe at the mineralogical lab of Manitoba University, Canada.

5_ Clinopyroxene composition and classification

Major representative element compositions and site occupancies of the investigated clinopyroxenes are presented in Table 1. The crystals have generally high

Mg numbers $[Mg/(Mg+Fe^{2+})]$ of 0.66-0.90, variable Al_2O_3 (3.77-7.21 wt%), low TiO_2 (<2.02 wt%) and Na_2O (<1.23 wt%) contents and low $Al[6]/Al[4]$ ratios (generally <0.5). In the conventional classification diagram (Morimoto et al., 1988) all clinopyroxenes are salite in composition (Fig. 4a, b). In the Ti-Na- $Al[4]$ triangular diagram of Papike et al. (1974), the compositions of most of clinopyroxenes fall in the CaTschermak-s molecule (CATS) field (Fig. 5). The moderate to high Al/Ti (5.2-12.6) and low $AlVI/AlIV$ (mostly <0.25) ratios typically reflect low pressure igneous clinopyroxenes (Aoki and Shiba 1973). The low Na contents indicates that the clinopyroxenes in the area rocks are poor in acmite.

Clinopyroxenes of mafic alkaline series display high

content of Al³⁺ and are present mostly on the T site and to a lesser extent on the M1 site, as in clinopyroxenes from potassic alkaline volcanic province in Italy (Bindi et al. 1999; Avanzinelli et al. 2004). The M1 site is dominated by Mg (0.507-0.690 a.f.u.) with minor amounts of Fe²⁺ (0.101-0.235 a.f.u.) and R³⁺ (Al^{VI}+Fe³⁺+Cr³⁺+Ti⁴⁺ = 0.20 - 0.28 a.f.u.). The M2 site is almost fully occupied by Ca (0.872 - 0.913 a.f.u.), while Na (<0.113 a.f.u.), Mn (<0.037 a.f.u.) and Mg M2 (0.002-0.033 a.f.u.) are characteristically

low (Table 1). In all clinopyroxenes, Al^T is sufficient to completely fill the deficiency of Si⁴⁺ in the tetrahedral sites. The observed differences in the Fe³⁺ content can be explained by different oxidation states or diverse oxygen fugacity of the magmas (Canil and Fedortchouk 2000; Aydin et al. 2008), although the use of the Al^{VI}+2Ti+Cr versus Al^{IV}+Na diagram (Bence et al. 1975) shows that all the samples fall on the upper side of the Fe³⁺ line, indicating a high oxygen fugacity of the magma (Fig. 6).

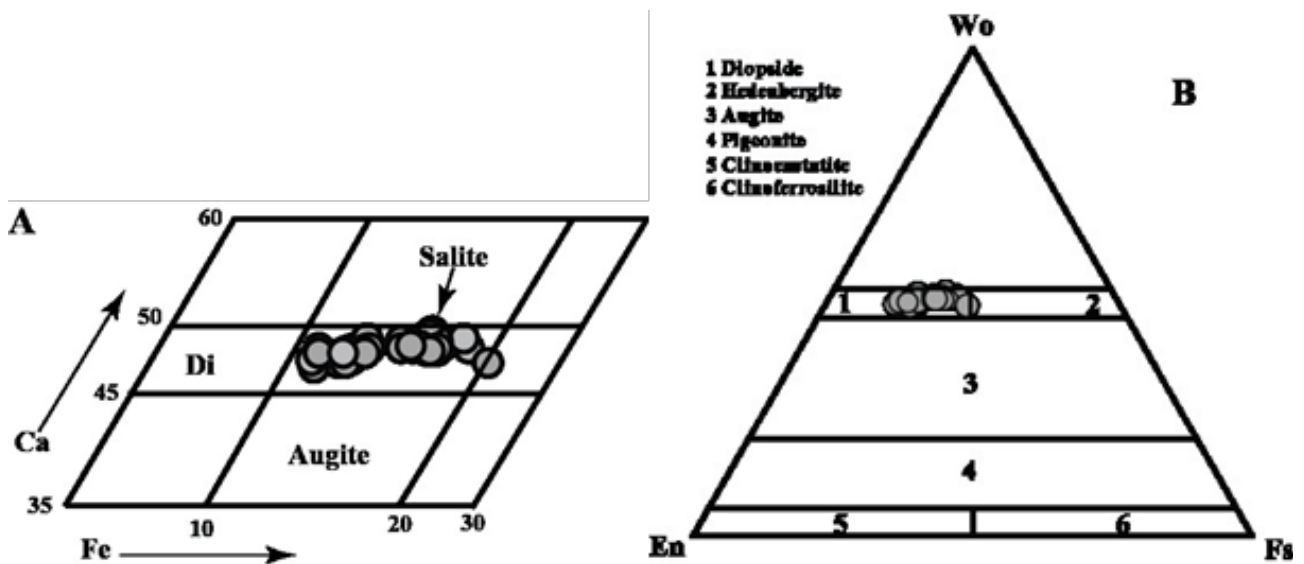


Fig.4_ conventional classification diagram (Morimoto et al. 1988), all clinopyroxenes are salite in composition.

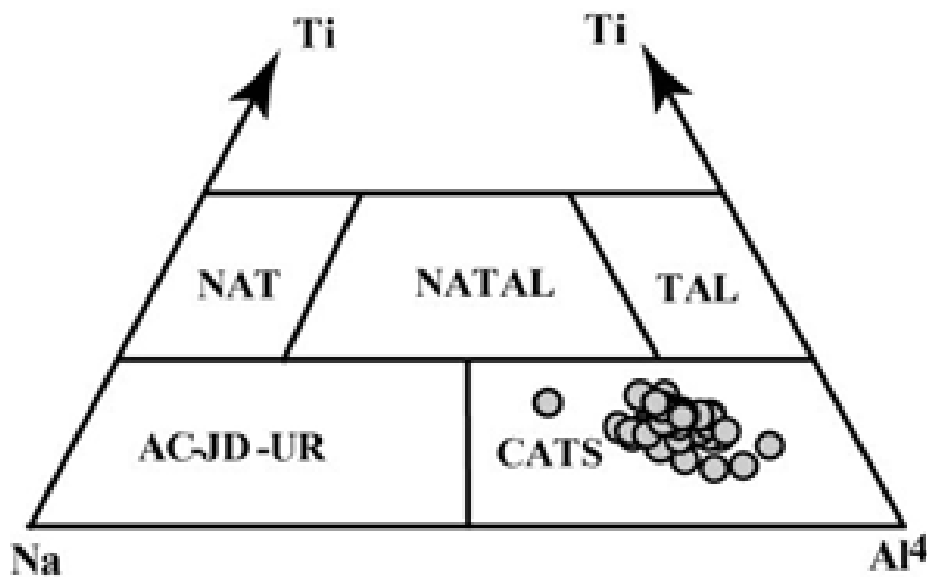


Fig. 5_ The Ti-Na- Al[4] triangular diagram of (Papike et al. 1974), the compositions of most of clinopyroxenes fall in the CaTschermak-s molecule (CATS) field.

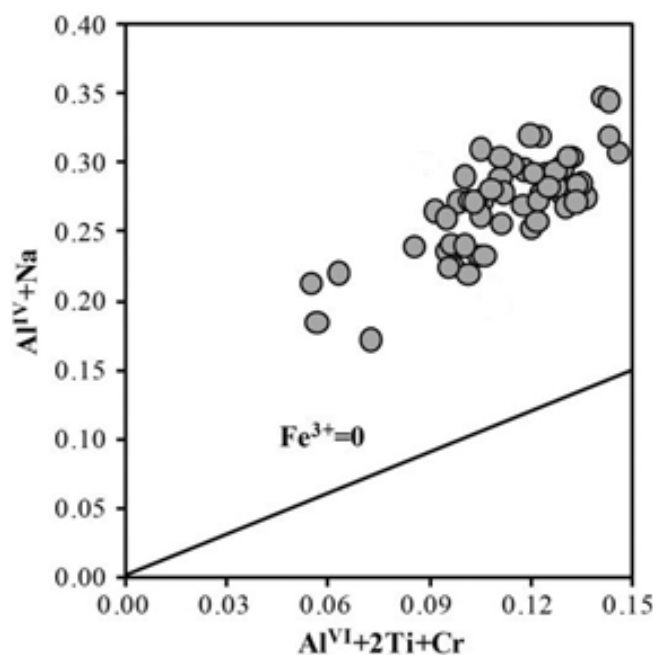


Fig 6_ The $Al^{VI}+2Ti+Cr$ versus $Al^{IV}+Na$ diagram (Bence et al. 1975) shows all the samples fall in the upper side of $Fe^{3+}=0$ line.

6_Clinopyroxene zoning

Representative chemical data for zoning types in the clinopyroxenes are given in Table 1. Analysis has been done along a core to rim profile of clinopyroxene phenocrysts. We recognized the following types of zoning: i) zoning related to the crystallization of melt (oscillatory and sectoral zoning), ii) zoning related to different crystallization paths under a variable fluid regime (oscillatory, reverse zoning), iii) zoning related to fractionation of crystallizing magma (normal zoning, i.e., enrichment of Fe, Al and Ti in at rims). The zoning types will be presented in detail below.

I) Oscillatory, reverse zoning is occasionally observed in the clinopyroxenes of the studied samples (Fig. 7). In particular, these clinopyroxenes consist of three distinct regions: core, intermediate zone, and rim. The core has a nearly homogenous composition, characterized by lower Mg content and higher Fe, Al, and Ti concentrations. In the intermediate zone, the trends are reversed (i.e., reversed zoning): Mg grad-

ually increases, whereas Fe, Al, and Ti relatively decrease towards rims. The third compositional region along the profiles displays a very thin clinopyroxene rim that has a nearly homogenous composition in terms of all the elements. The three stages, in our opinion, show a change from the constant to different crystallization paths and probably reflect the following three stages in the crystallization of the melt: (1) relatively low-pressure crystallization under a constant fluid regime, (2) different crystallization paths under a variable fluid regime, (3) variable oxygen fugacity and different oxidation condition and sudden pressure differentiation, (4) magma mixing.

II) Normal zoning is usually observed in the clinopyroxenes of the mafic alkaline rocks as can be seen in (Fig. 8). This phenocryst shows generally normal zoning with enrichment of Fe^{2+} , Al, and Ti from core to rim compared to those of the other clinopyroxenes, which is the direct result of magmatic fractionation. However, it consists of three distinct regions: core, mantle, and rim. The core has a near-

ly homogenous composition. It is characterized by higher Mg and Ca concentrations and lower Fe, Al, and Ti contents (Fig. 8). This character of crystallization is most common in relatively deep-seated quiet environments (<15 km) devoid of sudden changes in the intensive parameters of the magmatic system. The mantle is made up of strong oscillation zones, making it possible to clearly distinguish the oscillatory zoning from the core. The oscillatory zoning shows an overall increasing trend for Fe, Al, and Ti, and a decreasing concentration trend for Mg and Ca throughout the mantle. Finally, the rim has a nearly homogenous composition, with relatively decreasing Mg and Ca. Hence, these characters point to a normal process of melt fractionation and the variations in the crystallization conditions of the clinopyroxenes.

7_ Discussion

7_1_ P_T Conditions of Clinopyroxenes

The investigated clinopyroxenes mostly fall in the „igneous rocks field of Aoki and Shiba (1973) according to the Al[6] vs. Al[4] diagram. Their AlVI/AlIV ratios

are generally lower than 0.25, indicating a relatively low-pressure crystallization (Fig. 9a). They differ from those in xenoliths of mantle lherzolite (Dawson 1987) and high pressure clinopyroxenes (Simonetti et al. 1996) in having lower Mg# (0.68-0.95, Fig. 9b) and very low Cr₂O₃ (0.0-0.2 wt%), Al₂O₃ (<9.6 wt%), Na₂O (<0.9 wt%) contents. A more quantitative estimation of pressure can be acquired with the equations proposed by Nimis (1995); Nimis (1999). In this study, we have calculated the pressure by using the Cpx-geobarometer proposed by Nimis (1999), which can be used for basic tholeiitic to alkaline magmas. The equilibrium temperatures were estimated by using the equation based on the experimental work of Putirka et al. (2003). The chemical variations between the core and rim compositions of the clinopyroxenes in these rocks do not affect significantly the estimated equilibrium pressures and intra-crystalline closure temperatures, leading to a range of 3-5.5 kbars and 950-1080°C for the Cpx compositions.

Table 1-Representative microprobe analyses of clinopyroxene phenocrysts in volcanic rocks of study area.

	Core					Rim	Core					Rim
	1-1	1-2	1-3	1-4	1-5		2-1	2-2	2-3	2-4	2-5	2-6
SiO ₂	49.79	46	48.11	47.74	48.65		47.26	47.23	48.65	48.36	48.07	49.03
TiO ₂	0.95	1.19	1.16	1.15	1.04		1.44	1.53	1.13	1.18	1.22	0.98
Al ₂ O ₃	4.39	7.92	5.02	5.68	4.96		6.16	6.14	4.86	5.51	5.67	4.63
FeO	7.94	9.02	8.25	8.73	8.34		8.71	8.8	8.06	8.5	8.63	8.47
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.47	0.28	0.4	0.52	0.45		0.45	0.4	0.42	0.52	0.41	0.46
MgO	12.8	11.56	12.84	12.11	12.68		12.12	12.1	12.99	12.29	12.17	12.57
CaO	21.95	22.67	22.21	21.59	21.86		22.09	22.37	22.36	21.95	22.12	21.92
Na ₂ O	0.81	0.48	0.68	0.95	0.81		0.88	0.68	0.73	0.87	0.82	0.82
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.1	99.12	98.67	98.47	98.79		99.11	99.25	99.2	99.18	99.11	98.88
Site T												
Si	1.863	1.728	1.809	1.800	1.827		1.772	1.772	1.818	1.811	1.803	1.841

Al ^{IV}	0.137	0.272	0.191	0.200	0.173	0.228	0.228	0.182	0.189	0.197	0.159
Site M ₁ Al ^{VI}	0.057	0.079	0.031	0.053	0.046	0.044	0.043	0.032	0.054	0.053	0.046
Fe(III)	0.085	0.160	0.144	0.151	0.127	0.167	0.148	0.140	0.132	0.135	0.117
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.027	0.034	0.033	0.033	0.029	0.041	0.043	0.032	0.033	0.034	0.028
Fe(II)	0.155	0.116	0.109	0.118	0.127	0.101	0.121	0.107	0.128	0.129	0.142
Mg	0.676	0.611	0.683	0.646	0.670	0.647	0.644	0.690	0.653	0.648	0.668
Site M ₂ Mg	0.038	0.037	0.037	0.035	0.040	0.030	0.033	0.034	0.033	0.032	0.036
Fe(II)	0.009	0.007	0.006	0.006	0.008	0.005	0.006	0.005	0.007	0.006	0.008
Mn	0.015	0.009	0.013	0.017	0.014	0.014	0.013	0.013	0.016	0.013	0.015
Ca	0.880	0.913	0.895	0.872	0.879	0.887	0.899	0.895	0.881	0.889	0.882
Na	0.059	0.035	0.050	0.069	0.059	0.064	0.049	0.053	0.063	0.060	0.060
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Wo	47.4	49.3	47.4	47.3	47.1	47.9	48.2	47.5	47.6	48.0	47.3
En	38.4	35.0	38.2	36.9	38.1	36.6	36.3	38.4	37.1	36.7	37.7
Fs	14.2	15.8	14.4	15.8	14.8	15.5	15.5	14.1	15.3	15.3	15.0
Mg#	0.81	0.84	0.86	0.85	0.84	0.87	0.84	0.87	0.84	0.83	0.83
R ₃₊	0.17	0.27	0.21	0.24	0.20	0.25	0.23	0.20	0.22	0.22	0.19
Structural formulae calculated on the basis of six oxygen, Mg# = (Mg/Mg+Fe²⁺), R³⁺ = (Al^{VI}+Fe³⁺+Cr³⁺+Ti⁴⁺)											
	Core										Rim
	3-6	3-7	3-8	3-9	3-10	3-11	3-12	3-13	3-14	3-15	3-16
SiO ₂	46.21	45.55	45.51	46.1	46.07	47.12	47.56	47.09	46.71	46.72	46.91
TiO ₂	1.98	1.72	2.02	1.62	1.73	1.45	1.32	1.64	1.78	1.5	1.73
Al ₂ O ₃	5.6	6.27	6.79	5.58	6.12	5.16	4.85	5.53	5.34	5.41	3.87
FeO	11.73	11.08	12.26	11.42	11.78	11.04	10.42	10.92	11.4	10.65	13.43
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.74	0.75	0.76	0.72	0.77	0.71	0.72	0.81	0.82	0.72	1.14
MgO	9.9	10.09	8.94	10.02	9.98	10.49	10.97	10.31	10.14	10.63	8.7
CaO	21.82	22.25	21.81	22.29	22.13	22.38	22.31	22.15	21.9	22.26	20.9
Na ₂ O	0.94	0.82	1.09	0.95	0.91	0.82	0.85	0.91	0.96	0.81	1.5
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	98.92	98.53	99.18	98.7	99.49	99.17	99	99.36	99.05	98.7	98.18
Site T Si	1.766	1.742	1.738	1.761	1.748	1.789	1.803	1.785	1.779	1.780	1.818
Al ^{IV}	0.234	0.258	0.262	0.239	0.252	0.211	0.197	0.215	0.221	0.220	0.177
Site M ₁ Al ^{VI}	0.018	0.024	0.044	0.012	0.021	0.020	0.020	0.032	0.019	0.023	0.000
Fe(III)	0.173	0.196	0.183	0.204	0.199	0.168	0.164	0.156	0.171	0.172	0.200
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.027	0.049	0.058	0.047	0.049	0.041	0.038	0.047	0.051	0.043	0.050
Fe(II)	0.155	0.158	0.208	0.161	0.173	0.181	0.165	0.188	0.190	0.166	0.235
Mg	0.676	0.573	0.507	0.575	0.558	0.589	0.614	0.577	0.569	0.597	0.515

Site M ₂											
Mg	0.010	0.003	0.002	0.00	0.007	0.005	0.006	0.006	0.007	0.007	-0.01
Fe(II)	0.004	0.001	0.001	0.000	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.000
Mn	0.024	0.024	0.025	0.023	0.025	0.023	0.023	0.026	0.026	0.023	0.037
Ca	0.893	0.912	0.892	0.912	0.899	0.911	0.906	0.900	0.894	0.908	0.868
Na	0.070	0.061	0.081	0.070	0.067	0.060	0.062	0.067	0.071	0.060	0.113
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Wo	48.1	48.9	49.1	48.8	48.3	48.5	48.2	48.5	48.1	48.5	47.1
En	30.4	30.8	28.0	30.5	30.3	31.6	33.0	31.4	31.0	32.2	27.3
Fs	21.5	20.3	22.9	20.7	21.4	19.9	18.8	20.1	21.0	19.3	25.6
Mg#	0.74	0.78	0.71	0.78	0.76	0.76	0.79	0.75	0.75	0.78	0.68
R ₃₊	0.25	0.27	0.28	0.26	0.27	0.23	0.22	0.24	0.24	0.24	0.25

Structural formulae calculated on the basis of six oxygen, Mg# = (Mg/Mg+Fe²⁺), R³⁺ = (Al^{VI}+Fe³⁺+Cr³⁺+Ti⁴⁺)

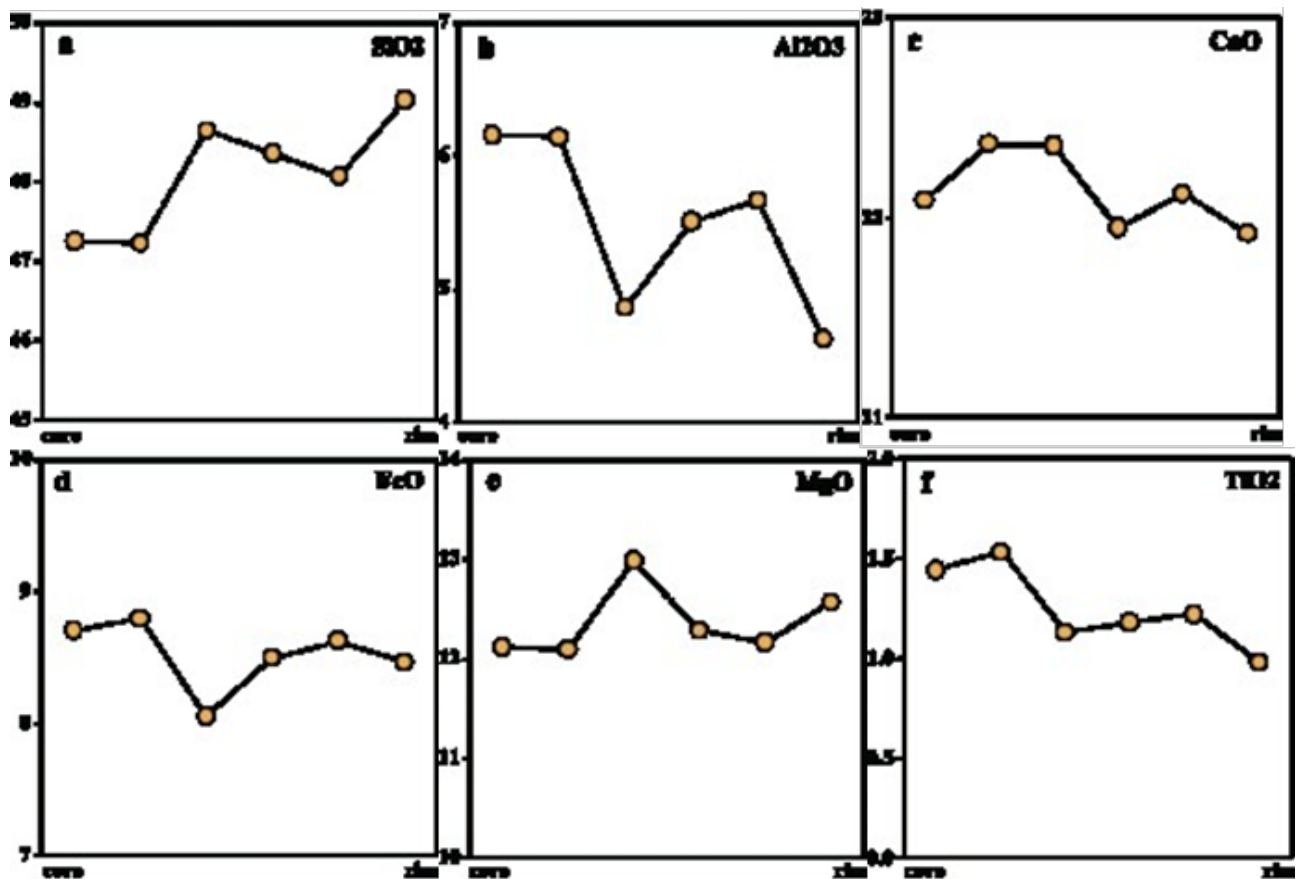


Fig. 7- Oscillatory, reverse zoning is occasionally observed in the clinopyroxenes of studied samples.

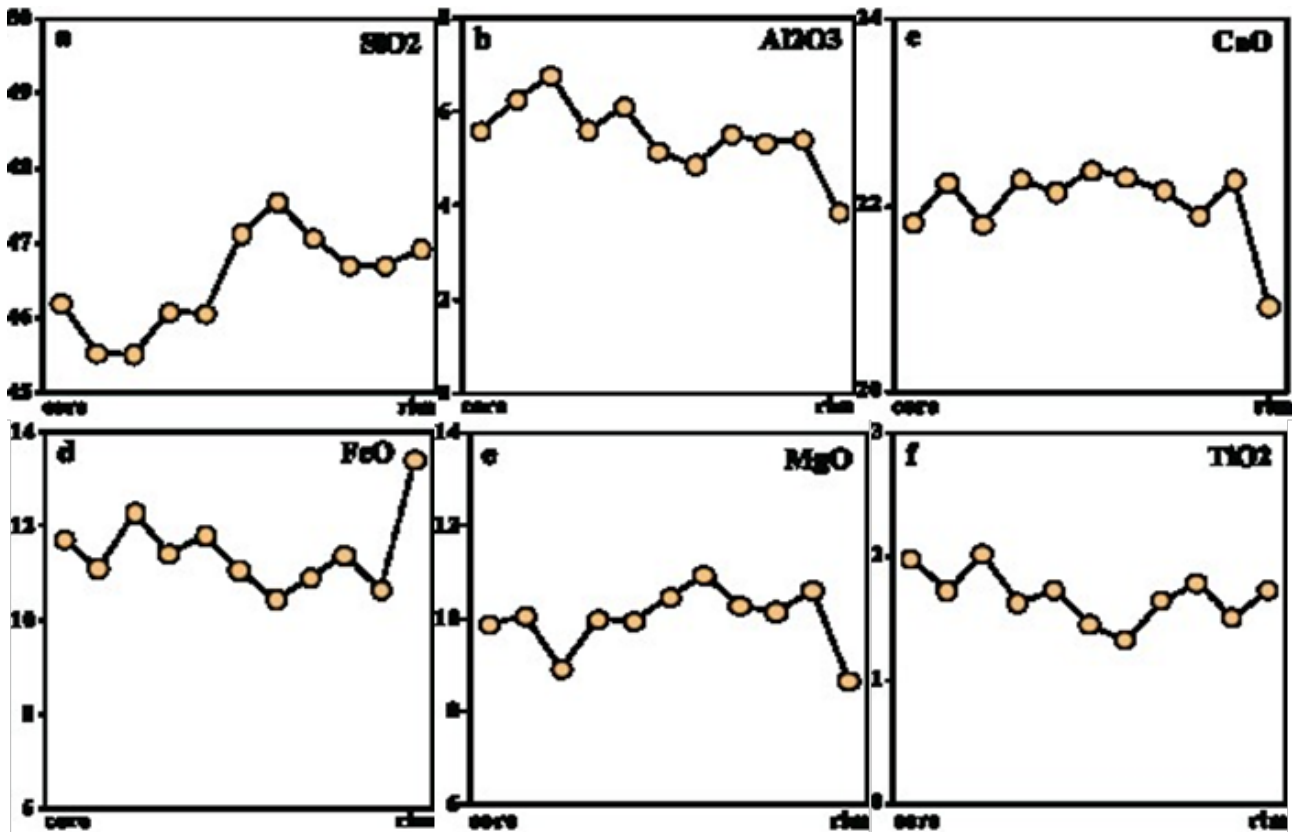


Fig. 8-Normal zoning is usually observed in the clinopyroxenes of the mafic alkaline rocks.

According to the Mg number versus Na diagram (Fig. 9b), it can be said that there are little differences between the estimated pressures from the Na-Mg# variation diagram and those from calculations. According to this diagram, most of the samples show pressure in the range of 5-10 kb. However, the quantitative results, mostly based on Ti, Cr and Al[6]

contents, are lower than 10 kbars. As a result, it can be said that the studied clinopyroxenes do not have sufficient Na content compared to the clinopyroxene phenocrysts from different locations, and thus do not resemble the high-pressure (>15 kbars) ones. However, the different pressures values in these clinopyroxenes

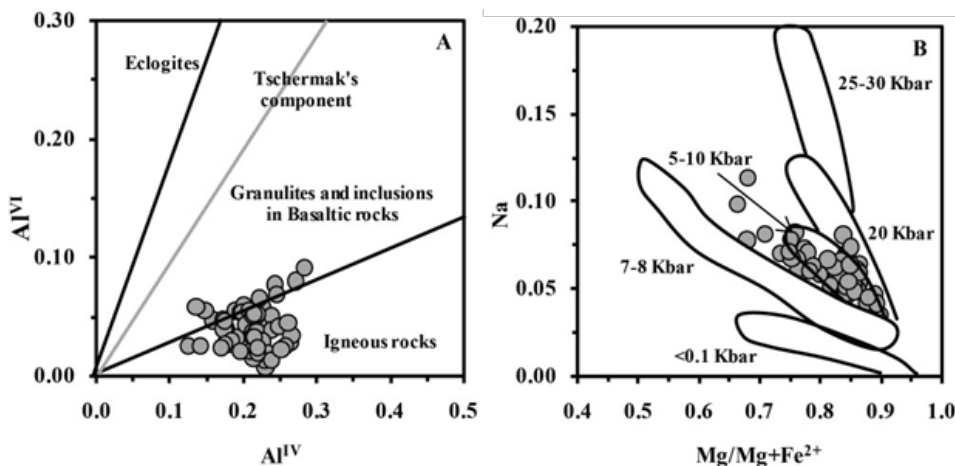


Fig. 9_a) According to the Al[6] vs. Al[4] diagram, the investigated clinopyroxenes mostly fall in the „igneous rocks field of Canil and Fedortchouk (2000). b) Mg number versus Na diagram (Simonetti et al. 1996).

are related to the crystallization of clinopyroxenes at different levels and depths of magma chamber station in the ascent path of magma from the lower mantle to the crust.

7_2_ Causes of Zoning Types in Clinopyroxenes

Various hypotheses can be considered to explain the occurrence of different zoning types in the studied clinopyroxenes.

1_ A possible hypothesis is that the core and rim and mantle band compositions of the clinopyroxenes crystallized at different pressures (Wass 1979; Dobosi and Horvath 1988). Figures 8 and 9 show different diagrams for cores and rims of the clinopyroxenes, and for groundmass crystals. These diagrams provide us useful information on the crystallization pressure of the clinopyroxenes, showing no considerable difference between the crystallization pressures of the cores and rims of the studied clinopyroxenes.

1_ The mixing process has been recognized as one of the main processes that can induce disequilibrium phenomena such as complex or reverse zoning and resorption/reaction textures. Indeed, most of the disequilibrium textures are ascribed to magma mixing by many researches (Wass 1979; Duda and Schmincke 1985; Dobosi and Fodor 1992; Simonetti et al. 1996). Such a process is known to have the ability to generate strong heterogeneities within magma bodies on very short scales (Perugini et al. 2002; Perugini et al. 2003). The presence of colourless diopside cores with sharply contrasting green salite rims is the best evidence in support of magma mixing. The sharp compositional differences between diopside cores and salite rims suggest that the cores and rims crystallized from two melts with different chemical com-

position. Dissolution of clinopyroxenes cores, which led to the formation of strongly resorbed margins and a network of internal cavities within the Cpx, indicate disequilibrium between cores of Cpx and melt. The presence of Mg- and Cr-rich bands and resorbed texture in some clinopyroxenes of potassic and sodic volcanic rocks of Lahrud, indicate that magma mixing of primary magma with some differentiated magma can be reason for such texture and zonings.

1_ Considering the effect of oxygen fugacity, the Fe^{3+}/Fe ratio for the clinopyroxenes (mean=0.14) is significantly lower. This is interpreted here to be evidence of different oxidation states for the formation of the core and rim. Although changes in the Fe^{3+}/Fe ratio of the clinopyroxenes occur between the core and the rim, it is less significant among different zones of the salite rim. Therefore, the complex zoning of the rim cannot be explained by the oxidation state of the magma, as discussed by Hamilton et al. (1964); Brooks and Rucklidge (1973). They suggested that the changes in oxygen fugacity due to, for example; the release of volatile or contamination might explain the rapid changes in clinopyroxene compositions toward the Fe^{3+} -rich type. Oxygen fugacity may have risen as a result of contamination (Hamilton et al. 1964) and could have a genetic link with the green rim.

8_ Conclusion

Mineral chemistry studies show clinopyroxenes of the study area with salite composition have relatively low-pressure crystallization conditions of the magma in the magma chamber. The calculated pressures for the clinopyroxenes in these rocks are in the range of 4-5.5 kbars. The analyses of the compositional trends of the clinopyroxenes indicate the oscillatory

reverse zoning in clinopyroxenes related to the different crystallization paths under a variable oxygen fugacity and different oxidation condition and magma mixing processes. Normal zoning is related to the differentiation and fractional crystallization of the magma. The resorption texture of core parts of

some clinopyroxenes are attributed to the changes of crystallization pressure, though such textures have been ascribed to magma mixing. Crystallized clinopyroxenes underwent a relatively low-pressure fractional crystallization process in closed-magma chambers at different levels of the crust.

منابع



۱- بررسی علم ژئوشیمی

- ۱_ مور ، ک .، میسون ، ب .، ۱۳۹۰. اصول ژئوشیمیایی .
- ۲_ حسنی پاک ، ع .، ۱۳۹۵ . اصول اکتشافات ژئوشیمیایی ، انتشارات دانشگاه تهران .
- ۳_ ژئوشیمی (گروه مولفین).
- ۴_ جزوه ژئوشیمی (گروه زمین).

۲_ مطالعه سنگ های آذرین

- 1_MacKenzie, W., Adams, A., Brodie, K. (2017). Rocks and Minerals in Thin Section: A Colour Atlas. United States: CRC Press.
- 2_Hamblin, W. K., Howard, J. D. (1980). Exercises in physical geology. United States: Burgess Publishing Company.
- 3_ <http://www.brooklyncollegegeology.com/fourth/textures.htm>.
- 4_Copyright © 2019 by Karla Panchuk is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial-ShareAlike 4.0 International License, except where otherwise noted.
- 5_ <https://www.sciencedirect.com/topics/earth-and-planetary-sciences/mid-ocean-ridge>
- 6_Plate Tectonics and Our National Parks (2020)Text and Illustrations by Robert J. Lillie, Emeritus Professor of Geosciences, Oregon State University [E-mail]Produced under a Cooperative Agreement for earth science education between the National Park Service's Geologic Resources Division and the American Geosciences Institute

۳- مطالعه پتروژئیک کانی های گوهری

- ۱_ روان خواه ، ع .، نرم افزار minerals world.
- ۲_ روان خواه ، ع .، جزوه مبانی کانی شناسی.

۳- سبوحی ، م .، وبلاگ blogfa.com.

۴- www.pinterest.com

۴- مطالعه زمین شناسی منطقه آذربایجان با نگرشی بر دریاچه ارومیه

- ۱- درویش زاده ، ع .، ۱۳۸۵ . زمین شناسی ایران ، انتشارات امیر کبیر.
- ۲- مبشر گرمی ، م .، احمدزاده ، غ .، ۱۳۹۸ . ماگماتیسیم آذربایجان با نگرشی بر ماگماتیسیم منطقه مغان ، انتشارات آناس.
- ۳- خسرو تهرانی ، خ .، ۱۳۹۵ . چینه شناسی ایران ، انتشارات دانشگاه تهران.
- ۴- سازمان زمین شناسی و اکتشاف مواد معدنی - فصلنامه علوم زمین.

۵- بررسی لرزه زمین ساختی و زلزله شناسی زمین لرزه بم (۵ دی ماه ۱۳۸۲) با نگرشی بر خسارات وارده

- ۱- فرزنانگان ، ا .، ۱۳۸۴ . بررسی لرزه زمین ساخت و جنبش نیرومند زمین در گستره بم با نگرشی ویژه به زمین لرزه دی ماه ۱۳۸۲ بم ، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال ، مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن ، نهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران ، دانشگاه تربیت معلم تهران .
- ۲- ربیعی وزیری ، م .، ۱۳۹۴ . بررسی زمین لرزه پنجم دی ماه سال ۱۳۸۲ بم استان کرمان ، دومین کنفرانس بین المللی پژوهش در مهندسی - علوم و تکنولوژی .
- ۳- مقالات سایت زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ۴- wikipedia.com
- ۵- سایت خبرگزاری ایرنا.
- ۶- سایت خبرگزاری مهر.
- ۷- کرمان نو.
- ۸- وبلاگ دکتر مهدی زارع.
- ۹- مهندسی عمران - ژئوتکنیک BLOGFA
- ۱۰- خبرگزاری فارس.
- ۱۱- باشگاه خبرنگاران جوان.

۶- مطالعات زمین شناسی، دگرسانی و کانی سازی کانسار مس پورفیری بارملک (شمال ورزقان- استان آذربایجان شرقی)

- ۱- بابائی، ع. علوی تهرانی، م. و نوگلسادات، ج. ۱۳۷۵. نقشه توپوگرافی اهر با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور
- ۲- حیدری، م. مؤید، م. و طالبیراد، ف.، ۱۳۸۶. ماگماتیسیم پلیوکواترنری در محدوده معدن مس سونگون. هفتمین همایش سالانه انجمن زمینشناسی ایران، دانشگاه اصفهان، ۴۳۸-۴۴۷.
- ۳- سیمونز، و. کلاگری، ع.ا. مؤید، م. و جهانگیری، ا.، ۱۳۸۹. بررسی سنگشناسی و سنگزائی استوک کوارتزومونزویت پورفیری کیقوال (شمال ورزقان، آذربایجان شرقی). فصلنامه زمینشناسی ایران، دوره ۴، شماره ۱۳، ۴۷-۶۰.
- ۴- سیمونز، و. کلاگری، ع.ا. مؤید، م. و جهانگیری، ا.، ۱۳۹۰. بررسی زونهای دگرسانی نوع پورفیری و رفتار ژئوشیمیائی عناصر کمیاب و نادر خاکی در آنها در منطقه کیقوال (شمال ورزقان، آذربایجان شرقی). مجله بلورشناسی و کانیشناسی ایران، دوره ۱۹، شماره ۴، ۵۶۵-۵۷۸-۶۰.
- ۵- گزارش زمینشناسی محدوده بارملک، ۱۳۸۷. شرکت مهندسی زرناب، ص ۱۵۲.
- ۶- گزارش زمینشناسی محدوده بارملک، ۱۳۸۸. شرکت مهندسی و مشاورهای پارساوانگ، ص ۱۶۶.

7_Ayati, F., Yavuz, F., Noghreyan, M., Haroni, H.A. and Yavuz, R., 2008. Chemical characteristics and compo-

sition of hydrothermal biotite from the Dalli porphyry copper prospect, Arka, central province of Iran. *Mineralogy and Petrology*, 94,1, 107-122.

8_Chen, J.L., Xu, J.F., Wang, B.D., Yang, Z.Y., Ren, J.B., Yu, H.X., Liu, H. and Feng, Y., 2015. Geochemical differences between subduction and collision-related copper bearing porphyries and implications for metallogenesis. *Ore Geology Reviews*, 70,1, 424-437.

9_Guilbert, J.m. and Park, C.F., Jr., 1986. *The Geology of Ore Deposits*. Freeman and Company, New York, 985.

10_Hassanpour, Sh., Alirezaei, S., Selby, D. and Sergeev, S., 2015. SHRIMP zircon U-Pb and biotite and hornblende Ar-Ar geochronology of Sungun, Haftcheshmeh, Kighal and Niaz porphyry Cu-Mo systems: evidence for an early Miocene porphyry-style mineralization in northwest Iran. *International Journal of Earth Sciences*, 104,1, 45-59.

11_Moayyed, M., 2004. Reporting of geological studies and drilling cores of logging in Barmolk limit. Pars olang Engineering and Consulting Co, Tehran, 170.

Richards, J.P., 2005. Cumulative factors in the generation of giant calc-alkaline porphyry Cu deposits, in Porter, T.M., (ed.), *Super porphyry copper and gold deposits*.

12_Global Perspective, PGC Publishing, Adelaide, 1, 7-25.

13_Richards, J.P., Boyce, A.J. and pringle, M.S., 2001. Geological evolution of the Escondida area, northern Chile: A model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization. *Economic Geology*, 96, 271-305.

14_Shahabpour, J., 1999. The role of deep structures in the distribution of some major ore deposits in Iran, NE of Zagros thrust zone. *Journal of Geodynamics*, 28, 237-250.

15_Sillitoe, R.H., 1989. Gold deposits in western Pasific island arcs: the magmatic connection, in: Keays, R.R., Ramsay, W.R.H., and Groves, D.I. (eds.), *The geology of gold deposits: the perspective in 1988*. *Economic Geology Monograph*, 6, 274-291.

16_Sillitoe, R.H., 1993. Gold-rich porphyry copper deposits: Geological model and exploration implications. *Geological Association of Canada Special Paper*, 40, 465-478.

17_Sillitoe, R.H., 1994. Erosion and collapse of volcanoes: Causes of telescoping in intrusion-centered ore deposits. *Geology*, 22, 945-948.

18_Sillitoe, R.H., 1998. Major regional factors favoring large size, high hypogene grade elevated gold content and supergene oxidation and enrichment of porphyry copper deposits, in: Porter, T.M., (ed.), *Porphyry and Hydrothermal copper and gold deposits. A Global Perspective*: PGC Publishing, Adelaide, 21-34.

19_Sillitoe, R.H., 2000. Gold-rich porphyry deposits: Descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery. *SEG Reviews*, 13, 315-345.

20_Titley, S.R. and Hicks, C.L., 1966. *Geology of the porphyry copper deposits, Southwestern North America*. Tuoson: Univ, Ariz Press, 287.

21_Waterman, G.C. and Hamilton, R.L., 1975. The Sar Cheshmeh porphyry copper deposit. *Economic Geology*, 70, 568-576.

22_Zarasvandi, A., Liaghat, S. and Zentilli, M., 2005. Geology of the Darreh-Zerreshk and Ali-Abad porphyry copper deposits, central Iran. *International Geology Review*, 47,6, 620-646.

۷- معرفی معدن سرب و روی انگوران

- 1_ <https://zanjan.mcth.ir/database/agentType/View/PropertyID/3056>
- 2_ <http://uranus-stone.com/content/77-maadan>
- 3_ <https://civilica.com/doc/169088/>
- 4_ <https://zanjan.mcth.ir/database/agentType/View/PropertyID/3056>
- 5_ <http://www.asebankafinet.ir/%D8%AA%D8%AD%D9%82%DB%8C%D9%82-%D8%AF%D8%B1%D8%A8%D8%A7%D8%B1%D9%87-%D9%85%D8%B9%D8%AF%D9%86-%D8%B3%D8%B1%D8%A8-%D9%88-%D8%B1%D9%88%DB%8C-%D8%A7%D9%86%DA%AF%D9%88%D8%B1%D8%A7%D9%86/>

۸- بررسی کانی های سمی و خطرناک

- ۱_ سایت علمی آئرولیت.
- ۲_ ویکی پدیا .
- ۳_ BLOGFA
- ۴_ سایت برترین ها.
- ۵_ سایت imico
- ۶_ صفحه رسمی شیراز.
- ۷_ zarjoian.com

۹- معرفی کانی های موزه زمین شناسی دکتر قهرمان سهرابی (دانشکده علوم ، دانشگاه محقق اردبیلی)

- ۱_ روان خواه ، ع .، نرم افزار دنیای کانی ها .
- ۲_ سایت آئرولیت .

۱۰- دوره ژوراسیک

- ۱_ لطفی بخش ، ع .، جزوه زمین شناسی تاریخی .
- ۲_ روان خواه ، ع .، جزوه میکروفسیل.
- ۳_ روان خواه ، ع .، جزوه زمین شناسی ایران .
- ۴_ خداویسی ، م.، جزوه زمین شناسی ایران .

۱۱- نظریه تکامل انسان بر پایه ماهی ها

- ۱_ سایت اقتصاد ۲۴، تیر ماه ۱۳۹۹.
- ۲_ سایت فرارو ، اسفند ۱۴۰۱.
- ۳_ لطفی بخش ، ع .، جزوه زمین شناسی تاریخی .
- ۴_ سایت آموزش ۳۶۵.
- ۵_ سایت موازی.
- ۶_ ویکی پدیا.

۱۲- معرفی میکروفسیل ها و رخساره های زیستی دوران کریونئفر

- ۱_ خسرو تهرانی، خ.، ۱۳۹۰. میکروپالئونتولوژی کاربردی، انتشارات دانشگاه تهران.
- ۲_ رحیم پور بناب، ج.، ۱۳۸۴. سنگ شناسی کربناته، ارتباط دیاژنز و تکامل تخلخل، انتشارات دانشگاه تهران.
- ۳_ چهارزی، ع.، ۱۳۹۰. چینه شناسی ، انتشارات دانشگاه پیام نور.

- ۴- خسرو تهرانی، خ، ۱۳۹۲. چینه شناسی و رخدادهای زمین شناسی، انتشارات دانشگاه تهران.
- ۵- بینو، ژ، ریز دیرینه شناسی. ترجمه قاسمی نژاد، ۱۳۸۲.۱، انتشارات مرکز نشر دانشگاهی.
- ۶- خسرو تهرانی، خ، ۱۳۸۹. چینه شناسی ایران، انتشارات دانشگاه تهران.
- ۷- وزیری مقدم، ح، طاهری، ع، کیمیاگری، م، ۱۳۹۰. فرامینیفرا: جنس‌های شاخص و پالئواکولوژی، انتشارات جهاد دانشگاهی اصفهان.
- ۸- وزیری، م، داستانیپور، م، ناظری، و، ۱۳۹۲. مبانی دیرینه شناسی، انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان.
- ۹- خسرو تهرانی، خ، ۱۳۶۰. شناخت رخساره‌های رسوبی در مقیاس ماکروسکوپی (میکروفاسیس)، انتشارات دانشگاه تهران.
- ۱۰- کیمیائی، ع، ۱۳۵۶. سنگواره‌های ذره بینی (میکروپالئوتولوژی) راسته روزن بران، انتشارات دانشگاه تهران.
- ۱۱- تاکر، م، ۱۳۹۳. سنگ شناسی رسوبی، مقدمه‌ای بر منشا سنگ‌های رسوبی، ترجمه موسوی حرمی، س ر، محبوبی، ا، انتشارات جهاد دانشگاهی مشهد.
- ۱۲- آقائباتی، س ع، ۱۳۸۳. زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ۱۳- درویش زاده، ع، ۱۳۸۲. زمین شناسی ایران، انتشارات امیرکبیر.
- ۱۴- خسرو تهرانی، خ، ۱۳۹۰. دیرینه شناسی، انتشارات دانشگاه تهران.
- ۱۵- رحیم پور بناب، ح، ۱۳۹۶. سنگ شناسی کربناته، با نگرشی بر کیفیت مخزنی، انتشارات دانشگاه تهران.
- ۱۶- تاربوک، ا ج، و، لونگن، ف ک. مبانی زمین شناسی، ترجمه اخروی، رسول، انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان.
- ۱۷- مر، ف، ۱۳۹۲. عناصر زمین، ترجمه زائری، خ. انتشارات دانشگاه شیراز.
- ۱۸- خسرو تهرانی، خ، ۱۳۹۰. اطلس رخساره‌های میکروسکوپی، جلد اول، انتشارات دانشگاه تهران.
- ۱۹- خسرو تهرانی، خ، ۱۳۸۹. چینه شناسی ایران، انتشارات دانشگاه تهران.

۱۳- پوش سنگ و بررسی اهمیت آن در صنایع نفتی

- ۱- کدخدایی، ع، ۱۴۰۱. زمین شناسی نفت، انتشارات دانشگاه تبریز.

۱۴- ژئوتوریسم استان اردبیل (منطقه ازناو خلخال)

- ۱- ورود گردشگران خارجی به منطقه ازناو. خبرگزاری فارس.
- ۲- کیانی، د، ۱۳۹۲. فرهنگ جغرافیایی استان اردبیل، انتشارات دانشگاه محقق اردبیلی.
- ۳- منطقه گردشگری ازناو در اردبیل.
- ۴- مکانی برای آرامش روح و روان + تصاویر
- ۵- منطقه گردشگری ازناو در اردبیل www.yjc.ir
- ۶- سایت anyja.ir
- ۷- سایت lastsecond.ir
- ۸- ویکی پدیا.

۱۵- معرفی نرم افزار

- ۱- www.techmediatoday.com/what-is-spss-definition-features-and-advantages
- ۲- www.spss-tutorials.com/spss-what-is-it

۱۶- معرفی الگ آزمایشگاه زمین شناسی

- ۱- سروآزما.
- ۲- Atlassieve.ir
- ۱۸- اخبار روز زمین شناسی

17-A study of different zoning types in clinopyroxenes of sodic and potassic alkaline volcanic rocks from North Lahrud, NW Iran

- 1_Aghanabati A (2004) Geology of Iran. Geological survey of Iran.
- 2_Aldanmaz E (2006) Mineral-chemical constraints on the Miocene calc-alkaline and shoshonitic volcanic rocks of western Turkey: disequilibrium phenocryst assemblages as indicators of magma storage and mixing conditions, Turkish Journal of Earth Sciences 15:47-73.
- 3_Aoki K-I, Shiba I (1973) Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome-gata, Japan, Lithos 6:41-51.
- 4_Avanzini R, Bindi L, Menchetti S, Conticelli S (2004) Crystallisation and genesis of peralkaline magmas from Pantelleria Volcano, Italy: an integrated petrological and crystal-chemical study, Lithos 73:41-69.
- 5_Aydin F, Karsli O, Chen B (2008) Petrogenesis of the Neogene alkaline volcanics with implications for post-collisional lithospheric thinning of the Eastern Pontides, NE Turkey, Lithos 104:249-266.
- 6_Azizi H, Jahangiri A (2008a) Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran, Journal of Geodynamics 45:178-190
- 7_Azizi H, Jahangiri A (2008b) Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran, Journal of Geodynamics 45:178-190 doi:10.1016/j.jog.2007.11.001.
- 8_Azizi H, Moinevaziri H (2009) Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran, Journal of Geodynamics 47:167-179.
- 9_Barton M, Varekamp JC, Van Bergen MJ (1982) Complex zoning of clinopyroxenes in the lavas of Vulcini, Latium, Italy: evidence for magma mixing, Journal of Volcanology and Geothermal Research 14:361-388.
- 10_Bence A, Papike J, Ayuso R (1975) Petrology of submarine basalts from the Central Caribbean: DSDP Leg 15, Journal of Geophysical Research 80:4775-4804.
- 11_Bindi L, Cellai D, Melluso L, Conticelli S, Morra V, Menchetti S (1999) Crystal chemistry of clinopyroxene from alkaline undersaturated rocks of the Monte Vulture Volcano, Italy, Lithos 46:259-274 Bizimis M, Salters VJ, Bonatti E (2000) Trace and REE content of clinopyroxenes from suprasubduction zone peridotites. Implications for melting and enrichment processes in island arcs, Chemical Geology 165:67-85.
- 12_Brooks CK, Rucklidge JC (1973) A Tertiary lamprophyre dike with high pressure xenoliths and megacrysts from Wiedemanns Fjord, East Greenland, Contributions to Mineralogy and Petrology 42:197-212.
- 13_Canil D, Fedortchouk Y (2000) Clinopyroxene-liquid partitioning for vanadium and the oxygen fugacity during formation of cratonic and oceanic mantle lithosphere, Journal of Geophysical Research 105:246.
- 14_Dal Negro A, Carbonin S, Molin G, Cundari A, Piccirillo E (1982) Intracrystalline cation distribution in natural clinopyroxenes of tholeiitic, transitional, and alkaline basaltic rocks. In: Advances in physical geochemistry. Springer, pp 117-150.
- 15_Dal Negro A, Cundari A, Piccirillo E, Molin G, Uliana D (1986) Distinctive crystal chemistry and site configuration of the clinopyroxene from alkali basaltic rocks, Contributions to Mineralogy and Petrology 92:35-43.
- 16_Dal Negro A, Manoli S, Secco L, Piccirillo EM (1989) Megacrystic clinopyroxenes from Victoria (Australia): crystal chemical comparisons of pyroxenes from high and low pressure regimes, European Journal of

Mineralogy:105-122.

17_Dawson J (1987) Metasomatized harzburgites in kimberlite and alkaline magmas: enriched restites and "flushed" lherzolites, *Mantle Metasomatism*:125-144

18_Dobosi G, Fodor R (1992) Magma fractionation, replenishment, and mixing as inferred from greencore clinopyroxenes in Pliocene basanite, southern Slovakia, *Lithos* 28:133-150.

19_Dobosi G, Horvath I (1988) High-and low-pressure cognate clinopyroxenes from alkali lamprophyres of the Velence and Buda Mountains, Hungary, *N Jb Mineral Abh* 158:241-256.

20_Duda A, Schmincke H-U (1985) Polybaric differentiation of alkali basaltic magmas: evidence from greencore clinopyroxenes (Eifel, FRG), *Contributions to Mineralogy and Petrology* 91:340-353.

21_Federico M, Gianfagna A, Aurisicchio C (1988) Clinopyroxene chemistry of the high-potassium suite from the Alban Hills, Italy, *Mineralogy and Petrology* 39:1-19.

22_Ghorbani MR, Middlemost EA (2000) Geochemistry of pyroxene inclusions from the Warrumbungle Volcano, New South Wales, Australia, *American Mineralogist* 85:1349-1367.

23_Hamilton D, Burnham CW, Osborn E (1964) The solubility of water and effects of oxygen fugacity and water content on crystallization in mafic magmas, *Journal of Petrology* 5:21-39.

24_Jamali H, Yaghubpur A, Mehrabi B, Dilek Y, Daliran

25_ F, Meshkani A (2012) Petrogenesis and TectonoMagmatic Setting of Meso-Cenozoic Magmatism in Azerbaijan Province, Northwestern Iran. *Petrology - New Perspectives and Applications*. InTech China.

26_Malgarotto C, Molin G, Zanazzi PF (1993) Crystal chemistry of clinopyroxenes from Filicudi and Salina (Aeolian Islands, Italy). *Geothermometry and barometry*, *European journal of mineralogy* 5:915-923.

27_Manoli S, Molin G (1988) Crystallographic procedures in the study of experimental rocks: X-ray single-crystal structure refinement of C2/c clinopyroxene from Lunar 74275 high-pressure experimental basalt, *Mineralogy and petrology* 39:187-200.

28_Moayyed M (2001) Investigation of Tertiary volcanoplutonic bodies in west Alborz-Azarbayejan (Hashtjin area). PhD Thesis, Shahid Beheshti University, Iran, (in Persian).

29_Morimoto N, Ferguson A, Ginzburg I, Ross M, Seifert F, Zussman J, Aoki A, Gottardi G (1988) Nomenclature of Pyroxenes, *American Mineralogist* 1:131-145.

30_Nazzareni S, Molin G, Peccerillo A, Zanazzi P (2001) Volcanological implications of crystal-chemical variations in clinopyroxenes from the Aeolian Arc, Southern Tyrrhenian Sea (Italy), *Bulletin of Volcanology* 63:73-82.

31_Nimis P (1995) A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal-structure modeling, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 121:115-125.

32_Nimis P (1999) Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 135:62-74.

33_Nimis P, Ulmer P (1998) Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks Part 1: An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 133:122-135.

34_Papike J, Cameron K, Baldwin K Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. In: Geological Society of America, Abstracts

with Programs, 1974. pp 10531054.

35_Perugini D, Busa T, Poli G, Nazzareni S (2003) The role of chaotic dynamics and flow fields in the development of disequilibrium textures in volcanic rocks, *Journal of Petrology* 44:733-756

Perugini D, Poli G, Gatta G (2002) Analysis and simulation of magma mixing processes in 3D, *Lithos* 65:313-330.

36_Princivalle F, Tirone M, Comin-Chiaramonti P (2000) Clinopyroxenes from metasomatized spinelperidotite mantle xenoliths from Nemby (Paraguay): crystal chemistry and petrological implications, *Mineralogy and Petrology* 70:25-35.

37_Putirka K, Ryerson F, Mikaelian H (2003) New igneous thermobarometers for mafic and evolved lava compositions, based on clinopyroxene+ liquid equilibria, *American Mineralogist* 88:1542-1554.

38_Sazonova L, Nosova A (1999) Clinopyroxene zoning as an Indicator of the magmatic melt cooling conditions: an example of odinites from the Urals, *Geochemistry International* 37:1141-1157.

39_CS, Eyzaguirre J (2000) Origin of megacrysts in the mafic alkaline lavas of the West Eifel volcanic field, Germany, *Lithos* 50:75-95.

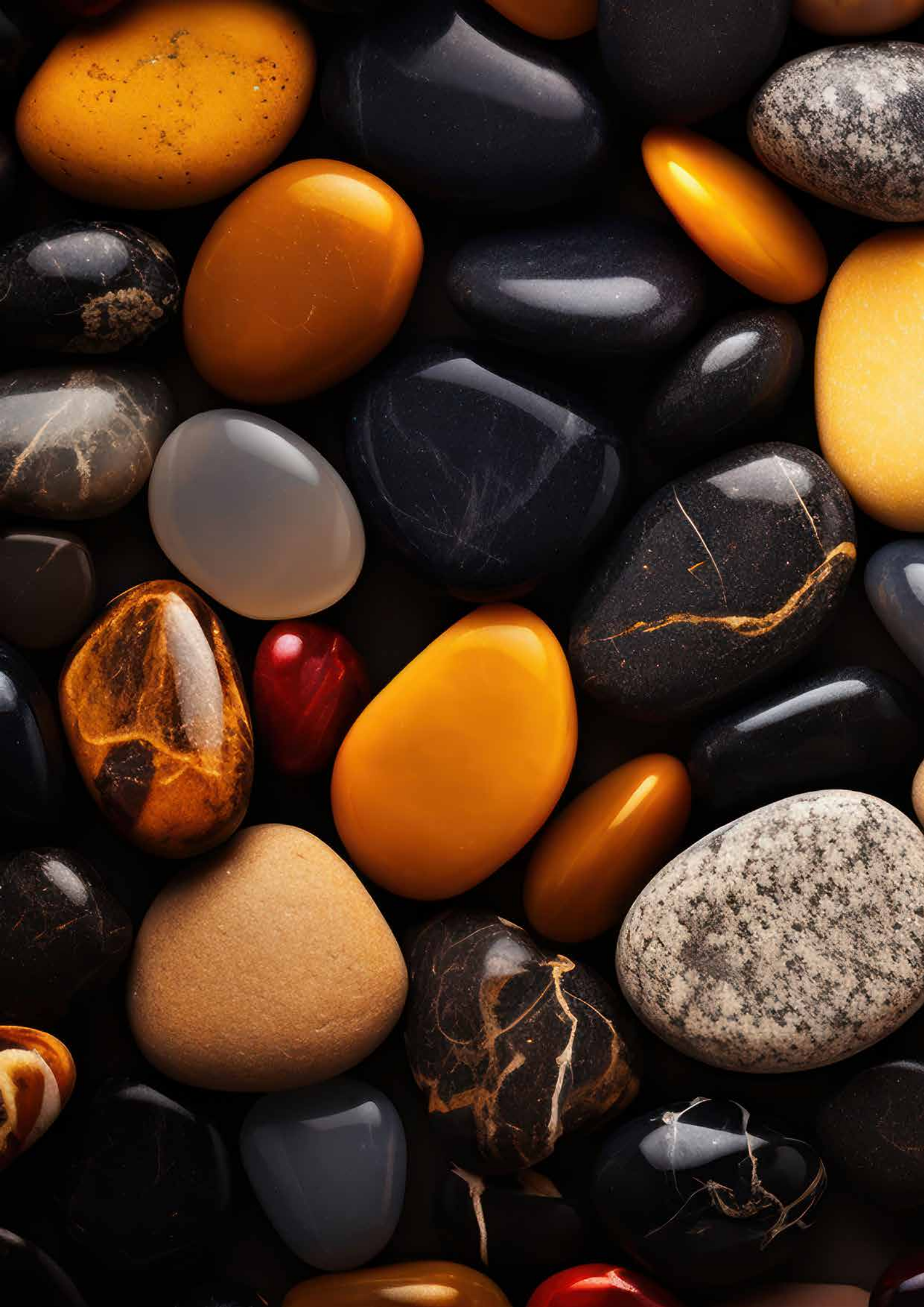
40_Shimizu N (1990) The oscillatory trace element zoning of augite phenocrysts, *Earth-Science Reviews* 29:2737.

41_Simonetti A, Shore M, Bell K (1996) Diopside phenocrysts from nephelinite lavas, Napak Volcano, eastern Uganda; evidence for magma mixing, *The Canadian Mineralogist* 34:411-421.

42_Vollmer R, Johnston K, Ghiara M, Lirer L, Munno R (1981) Sr isotope geochemistry of megacrysts from continental rift and converging plate margin alkaline volcanism in south Italy, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 11:317-327.

43_Wass SY (1979) Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks, *Lithos* 12:115-132.

44_Zhu Y, Ogasawara Y (2004) Clinopyroxene phenocrysts (with green salite cores) in trachybasalts: implications for two magma chambers under the Kokchetav UHP massif, North Kazakhstan, *Journal of Asian Earth Sciences* 22:517-527 doi:10.1016/s1367-9120(03)00091-9.



دوفصلنامه علمی تخصصی

زمین گاوآن جوان

شماره دوازدهم، پاییز و زمستان ۱۴۰۲

انجمن علمی زمین شناسی دانشگاه محقق اردبیلی

