<table>
<tr><td rowspan="9">عنوان درس به فارسی: زمین-شناسی ایران

عنوان درس به انگلیسی: Geology of Iran</td><td rowspan="8">تعداد واحد: ۳

تعداد ساعت: ۵۱</td><td rowspan="8">نوع واحد:</td><td rowspan="2">عمومی</td><td>نظری</td><td rowspan="8">دروس پیشنیاز: چینه-شناسی-زمین-ساختاری (۲)</td></tr>
<tr><td>عملی</td></tr>
<tr><td rowspan="2">پایه</td><td>نظری</td></tr>
<tr><td>عملی</td></tr>
<tr><td rowspan="2">الزامی</td><td>نظری</td></tr>
<tr><td>عملی</td></tr>
<tr><td rowspan="2">اختیاری</td><td>نظری</td></tr>
<tr><td>عملی</td></tr>
<tr><td colspan="5">آموزش تکمیلی عملی: دارد ■ ندارد
سفر عملی ■ کارگاه □ آزمایشگاه □ سمینار □</td></tr>
</table>

***: در این فایل بیشتر بر روی بخش ماگماتیسم و دگرگونی تاکید شده است.

اهداف کلی درس:

آشنایی با زمین‌شناسی ایران از دیدگاه ماگماتیسم و دگرگونی

آشنایی با ماگماتیسم و دگرگونی

آشنایی با چرخه‌های تکتونوماگمایی

شناخت کانسارهای مهم ماگمایی و دگرگونی

سرفصل مطالب:

کلیات

	چگونه به زمین‌شناسی ایران نگاه کنیم. - بررسی پراکندگی جغرافیایی و زمانی سنگهای آذرین و دگرگونی در ایران
	بررسی مفاهیم زون‌ها یا پهنه‌ها و بلوک‌های ساختاری
	معرفی محیط‌های تکتونیکی و ماگماتیسم و دگرگونی مرتبط با آنها
	بررسی ارتباط تنگانگ ماگماتیسم، رسوبگذاری و دگرگونی با یکدیگر
	معرفی چرخه‌های تکتونوماگمایی بزرگ مقیاس در ایران
	ماگماتیسم و دگرگونی در نئوپروتروزوئیک پسین در ایران
	ماگماتیسم و دگرگونی در نئوپروتروزوئیک پسین تا کامبرین زیرین در ایران
	ماگماتیسم سیلورین تا دونین در ایران
	ماگماتیسم و دگرگونی کربونیفر تا تریاس در ایران
	ماگماتیسم تریاس – ژوراسیک در ایران
	ماگماتیسم ژوراسیک – کرتاسه در ایران
	ماگماتیسم ائوسن - الیگوسن در ایران
	ماگماتیسم الیگوسن – میوسن در ایران
	ماگماتیسم اواخر میوسن تا عهدحاضر در ایران
	پراکندگی زمانی و مکانی افیولیت‌ها در ایران
	پراکندگی زمانی و مکانی کانسارهای مهم ماگمایی و دگرگونی در ایران
	زمین‌شناسی ایران و خاورمیانه در یک نگاه کلی

مباحث تفصیلی

۱	**چگونه به زمین‌شناسی ایران نگاه کنیم** ۱- زمین شناسی ایران در گذر زمان – تغییر رویکردها همزمان با ظهور فناوری‌های جدید (دسترسی به دستگاه‌های تعیین سن و تصاویر ماهواره‌ای) و یا تغییر رویکردها همزمان با نیازهای جدید بشر به مواد معدنی اولیه ۲- بررسی پراکندگی جغرافیایی و زمانی سنگهای آذرین و دگرگونی در ایران
۲	**معرفی محیط‌های تکتونیکی بزرگ مقیاس و ماگماتیسم و دگرگونی مرتبط با آنها** معرفی اجمالی محیط های تکتونیکی و سنگ‌شناسی آنها نظیر: ۱- ریفت‌های قاره ای ۲- محیط های درون ورقه‌ای (نقاط داغ درون قاره ای و نقاط داغ درون اقیانوسی) ۳- مرز ورقه های واگرا (پشته های میان اقیانوسی) ۴- پهنه های فرورانشی (حاشیه‌های قاره‌ای و کمان های جزیره‌ای) ۵- پهنه های برخوردی یا تصادمی (آمیزه‌های تکتونیکی از جمله آمیزه‌های افیولیتی) ۶- محیط‌های تکتونیکی فعال (زنده) ۷- محیط‌های تکتونیکی غیرفعال (مرده) ۸- چگونگی بازشناسی محیط های تکتونیکی بر مبنای ویژگی‌های صحرایی و ژئوشیمیایی ۹- استفاده از تصاویر ماهواره‌ای در شناسایی بهتر محیط‌های تکتونیکی
۳	**بررسی ارتباط تنگانگ ماگماتیسم (فعالیت‌های ماگمایی)، رسوبگذاری و دگرگونی با یکدیگر** - بررسی اثرات متقابل فعالیت‌های ماگمایی و رسوبگذاری نظیر حوضه‌های آتشفشانی رسوبی - بررسی اثرات متقابل فعالیت‌های ماگمایی و دگرگونی نظیر دگرگونی مجاورتی - بررسی اثرات متقابل فعالیت‌های ماگمایی و کانه‌زایی
۴	**بررسی مبانی تعریف یا تعیین پهنه‌ها و بلوک‌های ساختاری** - پهنه‌های ساختاری بر چه اساسی تعریف می‌شوند. نگاهی به گذشته و حال - معرفی پهنه‌ها یا بلوک‌های ساختاری یا تکتونوماگمایی ایران
۵	**معرفی چرخه‌های تکتونوماگمایی بزرگ مقیاس در ایران** ۱-پروتوتتیس ۲-پالئوتتیس ۳-نئوتتیس - بررسی شواهد باقیمانده از این چرخه‌های تکتونوماگمایی بزرگ مقیاس در ایران - معرفی فازهای کوهزایی با تاکید بر عملکرد آنها در سرزمین ایران

۶	**ماگماتیسم و دگرگونی ایران در نئوپروتروزوئیک پسین** - اهمیت شناخت سرزمین‌های پی سنگی ایران - بازسازی چرخه‌های رسوبگذاری، ماگمایی و دگرگونی نئوپروتروزوئیک پسین در ایران - کانه‌زایی مرتبط با فعالیت‌های ماگمایی و دگرگونی در نئوپروتروزوئیک پسین در ایران
۷	**ماگماتیسم و دگرگونی ایران در پالئوزوئیک** ۱- ماگماتیسم کامبرین زیرین ۲- ماگماتیسم ارددویسین تا دونین ۳- ماگماتیسم کربونیفر - پرمین - تریاس ۴- کانه‌زایی مرتبط با فعالیت‌های ماگمایی و دگرگونی در پالئوزوئیک
۸	**ماگماتیسم و دگرگونی ایران در مزوزوئیک** ۱- ماگماتیسم تریاس – ژوراسیک در ایران مرکزی، سنندج – سیرجان، البرز ۲- ماگماتیسم کرتاسه در ایران مرکزی، لوت، حاشیه شمالی ایران مرکزی (جنوب سبزوار) ۳- ماگماتیسم کرتاسه در البرز ۴- ماگماتیسم کرتاسه در آذربایجان ۵- کانه‌زایی مرتبط با فعالیت‌های ماگمایی و دگرگونی در مزوزوئیک
۹	**ماگماتیسم و دگرگونی ایران در سنوزوئیک** - ماگماتیسم پالئوسن تا الیگوسن در پهنه‌های ساختاری ۱- ارومیه دختر، ۲- لوت ۳- فلیش شرق ایران ۴- آذربایجان ۵- لبه شمالی ایران مرکزی - ماگماتیسم الیگومیوسن در پهنه های ساختاری ذکر شده - ماگماتیسم میوسن تا عهدحاضر در پهنه های ساختاری ذکر شده - نقش گسل‌های پی سنگی ایران در ظهور فعالیت‌های ماگمایی میوسن تا عهدحاضر - کانه‌زایی مرتبط با فعالیت‌های ماگمایی و دگرگونی در سنوزوئیک
۱۰	**پراکندگی زمانی و مکانی افیولیت‌ها در ایران** افیولیت ها در دوره های زمانی مختلف اهمیت تکتونوماگمایی افیولیت‌ها اهمیت اقتصادی افیولیت‌ها اهمیت افیولیت‌ها در بازسازی تاریخچه زمین‌شناسی ایران

۱۱	**پراکندگی زمانی و مکانی کانسارهای مهم ماگمایی و دگرگونی در ایران** بررسی پراکندگی زمانی کانسارها فارغ از محیط تکتونوماگمایی آنها بررسی پراکندگی کانسارها از نگاه محیط‌های تکتونوماگمایی بررسی پراکندگی کانسارها از نگاه محیط‌های زایشی یا نحوه تشکیل آنها
۱۲	**زمین‌شناسی ایران و خاورمیانه در یک نگاه کلی** نگاهی بزرگ مقیاس به ایران و کشورهای همسایه از دید فعالیت‌های ماگمایی و دگرگونی نگاهی بزرگ مقیاس به ایران و کشورهای همسایه از دید فعالیت‌های رسوبی یا حوضه‌های رسوبی نگاهی بزرگ مقیاس به ایران و کشورهای همسایه از دید منابع معدنی نگاهی بزرگ مقیاس به ایران و کشورهای همسایه از دید عناصر ساختاری

منابع:

۱- تجارب علمی و شناخت هر یک از مدرسین در زمینه شناخت زمین‌شناسی ایران

۲- زمین شناسی ایران - دکتر علی آقانباتی

۳- ماگماتیسم و دگرگونی ایران دکتر منصور قربانی

۴- دیباچه ای بر ماگماتیسم و دگرگونی ایران – دکتر حسین معین وزیری

۵- زمین شناسی ایران – دکتر علی درویش زاده

۶- فرهنگ چینه شناسی ایران – دکتر علی آقانباتی در سه جلد

۷- زمین‌شناسی ایران و کشورهای همجوار- دکتر علی آقانباتی

۸- زمین شاسی کپه داغ – دکتر افشار حرب

۹- زمین شاسی زاگرس – مهندس همایون مطیعی

۱۰- مجموعه کتاب های زمین شناسی ایران – طرح تدوین کتاب

۱۱- مجموعه مقالات و گزارش های منتشر شده

زمین شناسی ایران - جلسه دوم

هدف از مطالعه زمین شناسی ایران

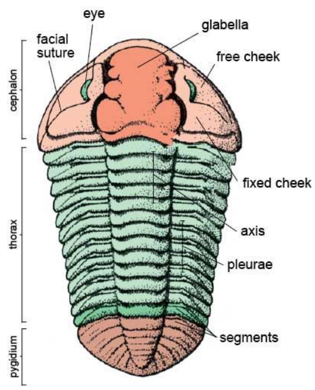
۱. بررسی تاریخچه تشکیل و تحول سرزمین ایران در گذر زمان
۲. این موضوع می تواند توسط زمین شناسان دارای مهارت و تخصص‌های مختلف انجام شود که اهم آنها عبارتند از:
۳. چینه شناسی
۴. سنگ شناسی
۵. تحولات ساختاری (ژئودینامیک، لرزه خیزی)
۶. زمین شناسی اقتصادی
۷. زمین شناسی مهندسی
۸. زمین‌شناسی و فرهنگ

در مبحث چینه شناسی، سن تشکیل سنگها و جایگاه تشکیل آنها مورد بحث و بررسی است که از طُرُق مختلف دستیابی به این هدف امکان پذیر است. در مبحث تعیین سن سنگ‌ها فسیل‌ها از اهمیت خاصی برخوردار هستند.

مطالعه مجموعه های فسیلی جانوری و گیاهی

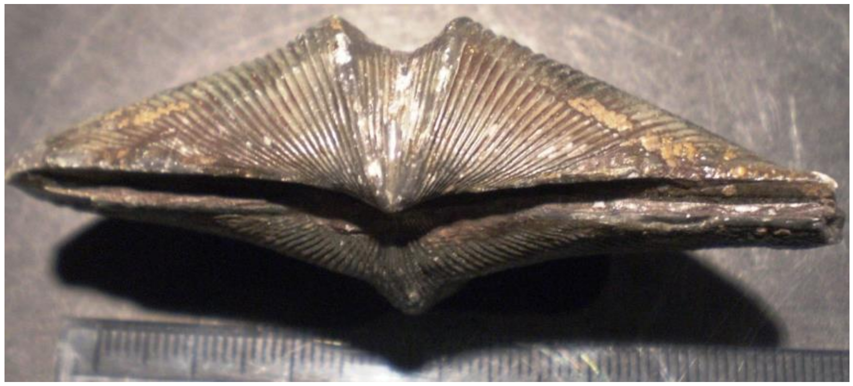
برای ادوار مختلف زمین شناسی مجموعه های فسیلی مشخص وجود دارد که به کمک آنها می توان سن لایه‌های سنگی را مشخص کرد که برخی از موارد بارز آنها عبارتند از: (به صفحات بعد رجوع کنید).

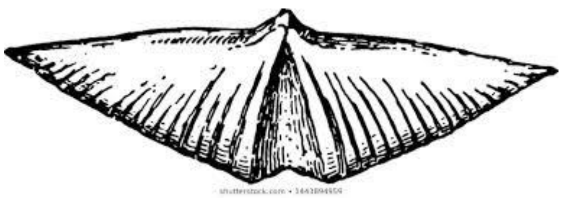
تریلوبیت‌ها

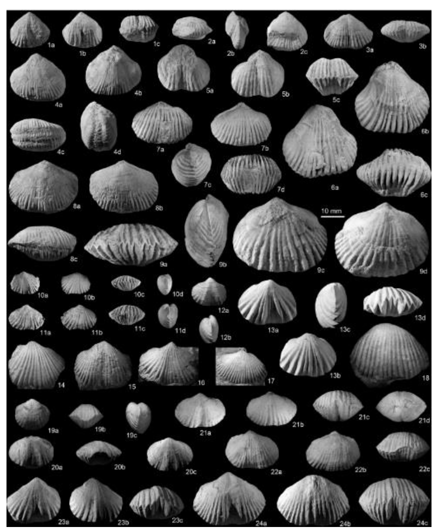

eye
glabella
facial suture
free cheek
cephalon
fixed cheek
thorax
axis
pleurae
segments
pygidium


fine art america

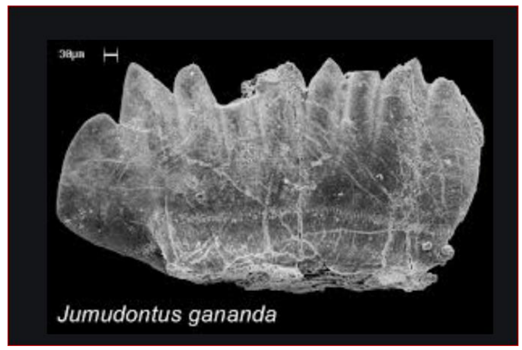
اسپیریفرها

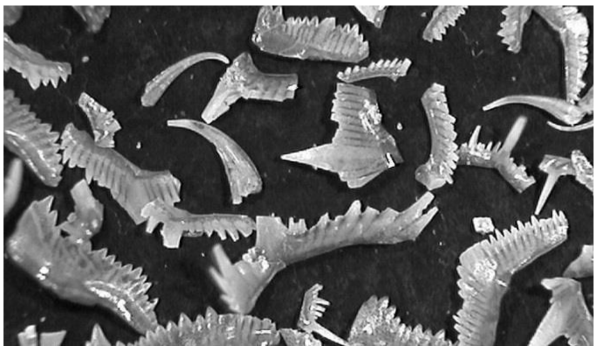


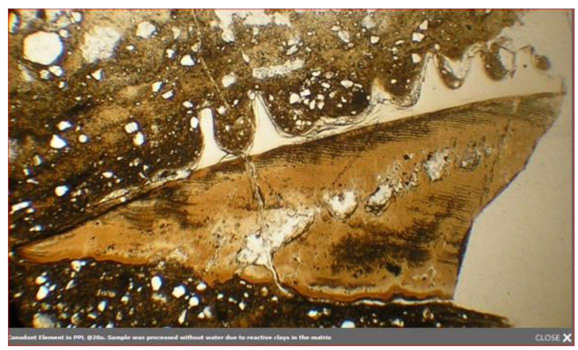




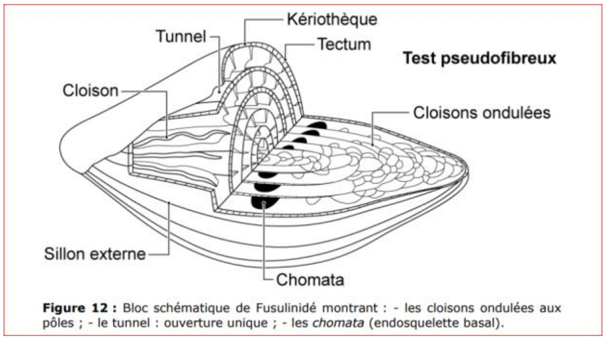
کنودونت‌ها

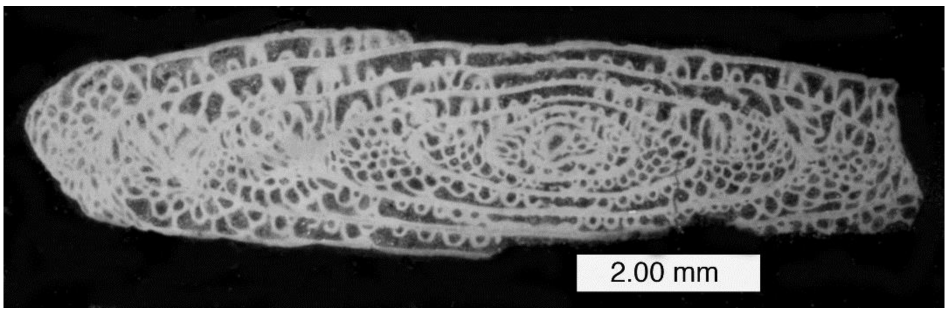


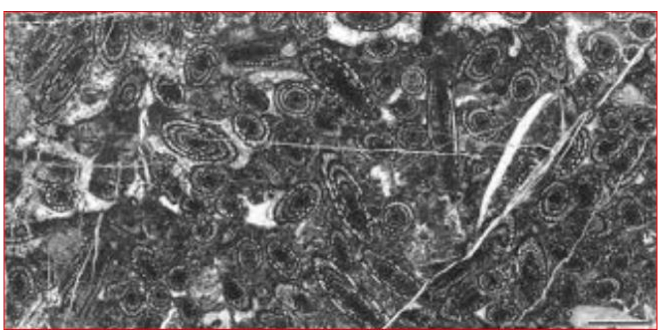




فوزولین


Kériothèque
Tunnel
Tectum
Test pseudofibreux
Cloison
Cloisons ondulées
Sillon externe
Chomata
Figure 12 : Bloc schématique de Fusulinidé montrant : - les cloisons ondulées aux pôles ; - le tunnel : ouverture unique ; - les *chomata* (endosquelette basal).


2.00 mm



اربیتولین

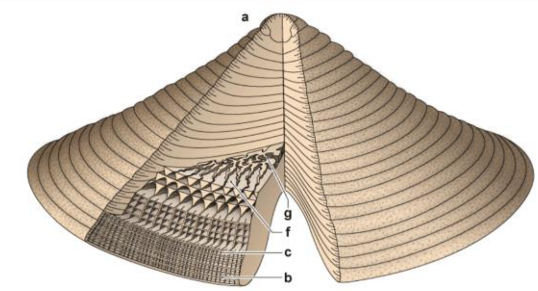
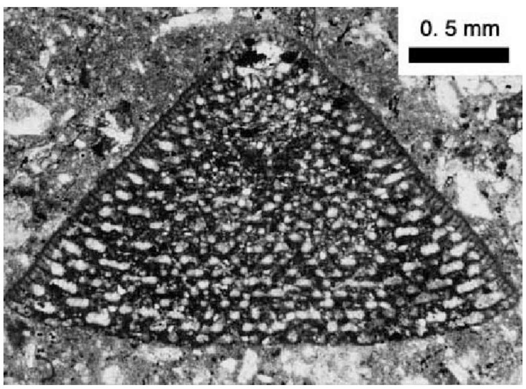
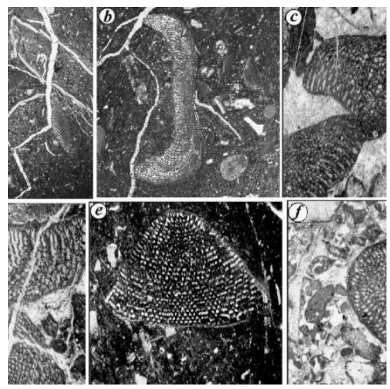
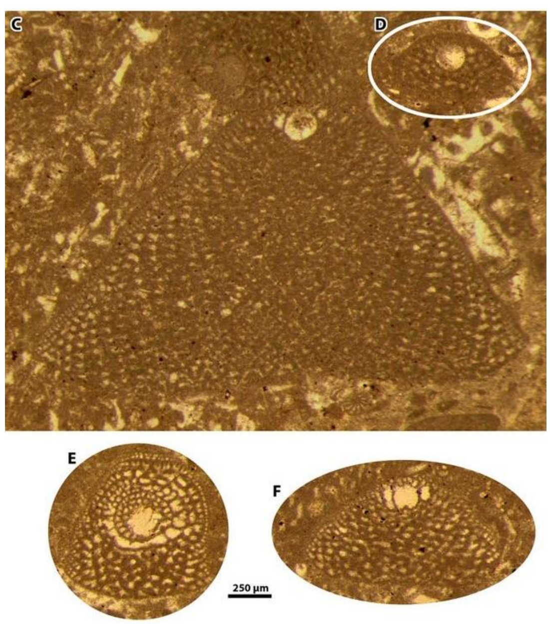


Figure 8 : Bloc diagramme d'une *Orbitolina*.







نوموليت

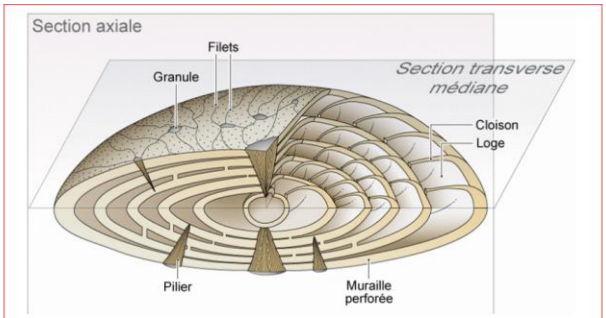
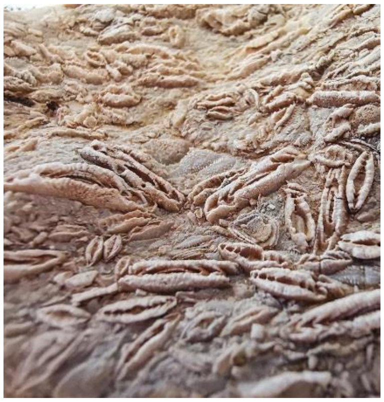


Figure 24.a : Bloc diagramme d'une *Nummulites*.



آلوئولین

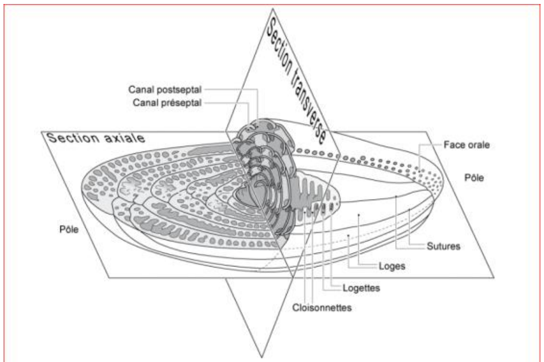
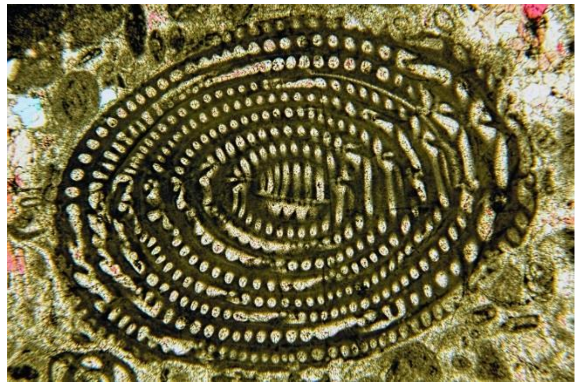
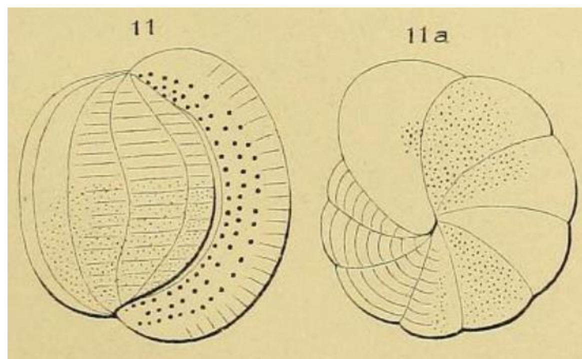


Figure 17 : Bloc diagramme d'une *Alveolina*.





آمونیت‌ها

۲- بررسی شباهت‌های لیتولوژیکی در مقیاس منطقه‌ای و فرامنطقه‌ای

برخی از سازندهای با سن مشخص در مقیاس منطقه‌ای و فرامنطقه‌ای دارای شهرت خاصی هستند.

نام سازند	سن سازند	محل رخنمون
زاگون و لالون	کامبرین	البرز – شمال مهدی شهر
سلطان میدان	اردوویسین - سیلورین	البرز – شمال شاهرود
خوش ییلاق	دونین	البرز – شمال شاهرود
شمشک	ژوراسیک	البرز
الیکا	تریاس	البرز
آهک های اربیتولین دار	کرتاسه	بیشتر نقاط ایران
کرج	ائوسن	البرز
آسماری	زاگرس	جنوب غرب ایران – رشته کوه زاگرس

۳- به کارگیری روش‌های تعیین سن مبتنی بر ایزوتوپ‌های عناصر شیمیایی سازنده سنگ‌ها

متعارف‌ترین این روش‌ها عبارتند از:

روش‌های اورانیم – سرب، توریم – سرب و سرب - توریم – سرب (با عنوان کلی اورانیم- توریم - سرب)،

لوتسیم - هافنیم،

روبیدیم – استرانسیم،

پتاسیم – آرگن،

آرگن – آرگن،

نئودیمیم – ساماریم،

رنیم – اسمیم،

کلسیم – پتاسیم،

لانتانیم سریم،

لانتانیم باریم،

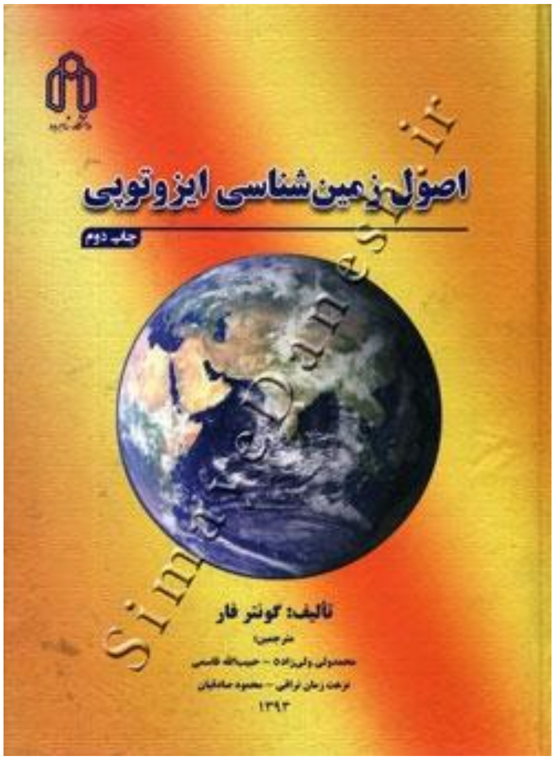
روش کربن ۱۴،

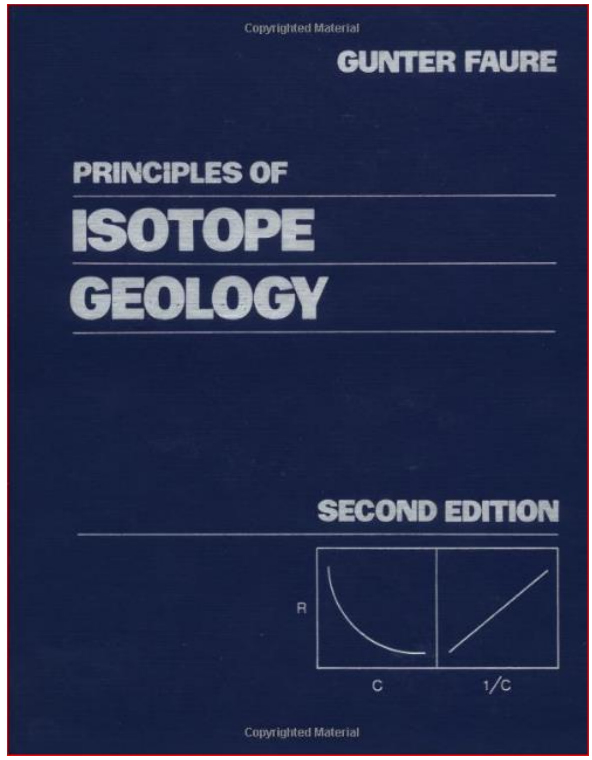
روش مبتنی بر صدمات ناشی از تشعشعات رادیواکتیو (رد شکافت)

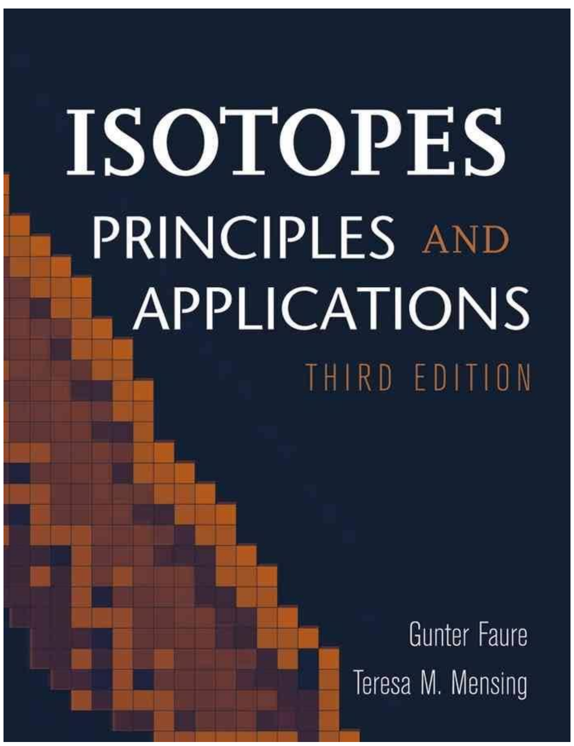
و ...

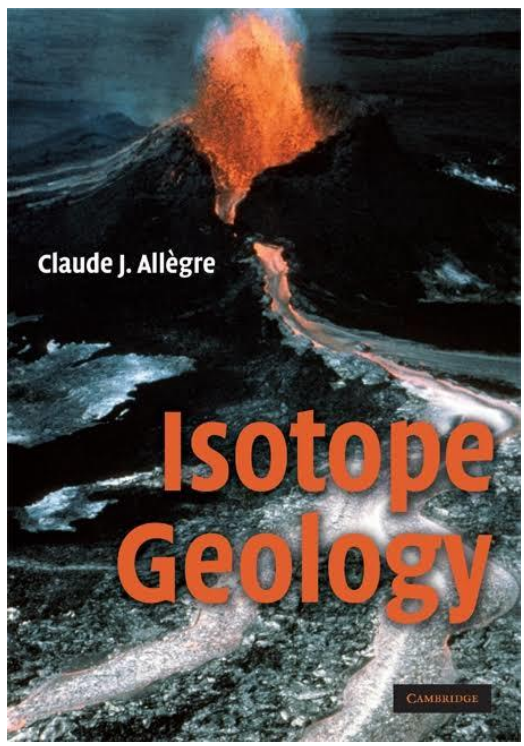
برای دست یابی به اطلاعات بیشتر به کتاب اصول زمین شناسی ایزوتوپی (مؤلف گونتر فار، ۱۹۸۶، مترجمین: محمد ولی ولی‌زاده، حبیب‌الله قاسمی، نزهت زمان نراقی و محمود صادقیان، ۱۳۸۵ و ۱۳۹۳ از انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود رجوع کنید).

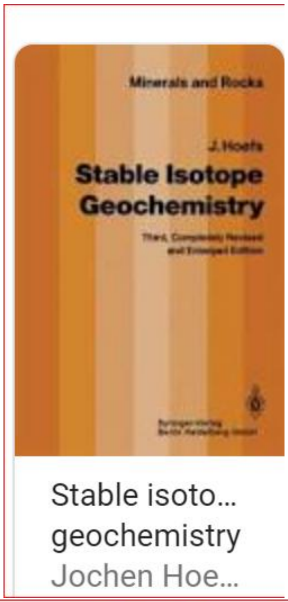
کتابهای مرجع زیادی در زمینه تعیین سن سنگها و ویژگی‌های ایزوتوپی آن چاپ شده که تصویر روی جلد برخی از آنها در ادامه نشان داده شده است.


اصول زمین‌شناسی ایزوتوپی
چاپ دوم
تألیف: گونتر فار
مترجمین:
۱۳۹۳

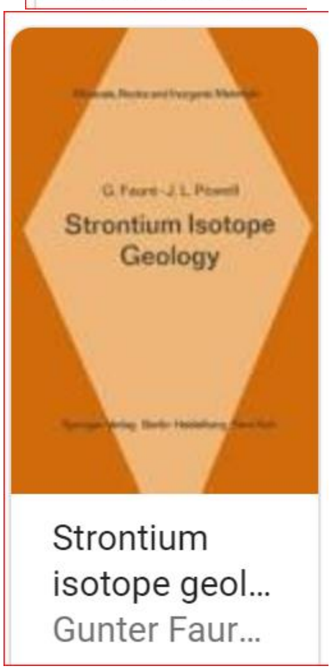

Copyrighted Material
GUNTER FAURE
PRINCIPLES OF
ISOTOPE
GEOLOGY
SECOND EDITION
R
C
1/C
Copyrighted Material

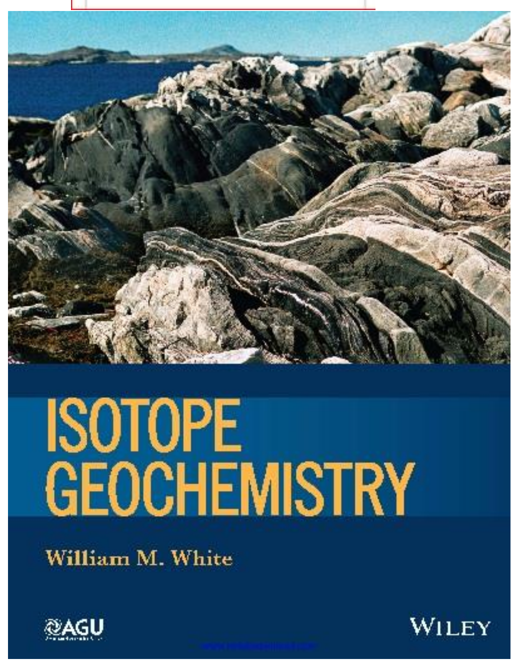

ISOTOPES
PRINCIPLES AND
APPLICATIONS
THIRD EDITION
Gunter Faure
Teresa M. Mensing

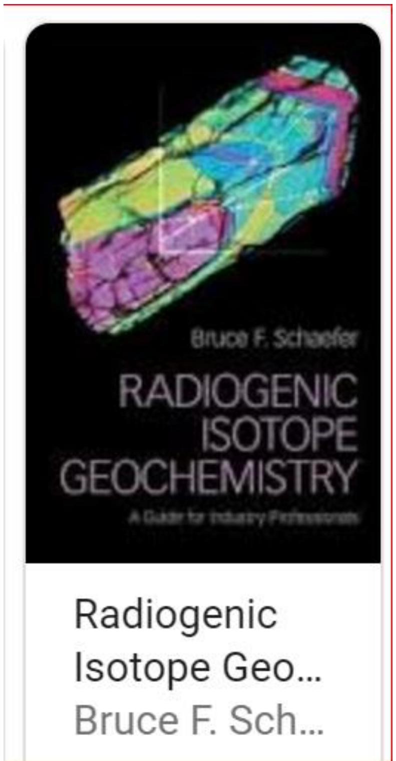

Claude J. Allègre
Isotope
Geology
CAMBRIDGE

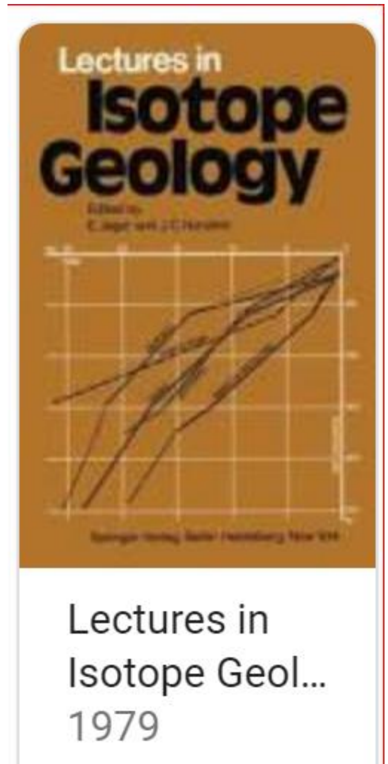

Minerals and Rocks
J. Hoefs
Stable Isotope Geochemistry
Stable isoto...
geochemistry
Jochen Hoe...


Radiogenic Isotope Geology
ALAN P. DICKIN
Radiogenic
isotope geol...
Alan P. Dicki...


G. Faure · J. L. Powell
Strontium Isotope Geology
Strontium
isotope geol...
Gunter Faur...


ISOTOPE GEOCHEMISTRY
William M. White
AGU
WILEY


Bruce F. Schaefer
RADIOGENIC ISOTOPE GEOCHEMISTRY
Radiogenic Isotope Geo…
Bruce F. Sch…


Lectures in Isotope Geology
Lectures in Isotope Geol…
1979

مبحث سنگ شناسی

(ادامه جلسه دوم)

***** بررسی پراکندگی سنی و جغرافیایی سنگ‌های سازنده پوسته سرزمین ایران*****

همانطور که می دانید سنگ‌ها در سه دسته کلی آذرین، دگرگونی و رسوبی تقسیم بندی می‌شوند و حالات گذرا یا انتقالی بین بعضی از آنها نیز وجود دارد.

مثل: ۱- میگماتیت‌ها (گذر بین دگرگونی و آذرین)

۲- آتشفشانی – رسوبی‌ها (گذر بین آذرین و رسوبی)

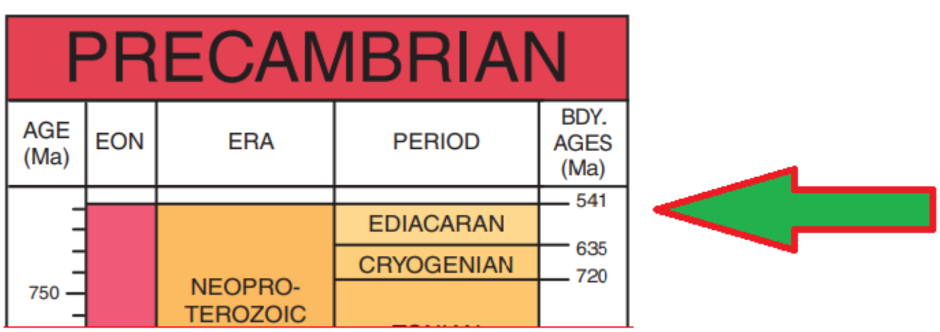
۳- همچنین گذر از دگرگونی به دگرگونی نیز دیده می‌شود (تحمیل دگرگونی مجاورتی بر دگرگونی ناحیه‌ای، یا دگرگونی درجه بالاتر بر سنگ‌های درجه پایین‌تر) که به عبارتی پُلی متامورفیسم گفته می‌شود.

سنگهای آذرین و دگرگونی در ایران تقریباً به همه زمان‌های زمین شناسی تعلق دارند ولی حضور آنها در برخی دوره های زمانی مشهودتر و ملموس‌تر می‌باشد. این موضوع برای سنگ‌های آذرین و دگرگونی اندکی متفاوت است.

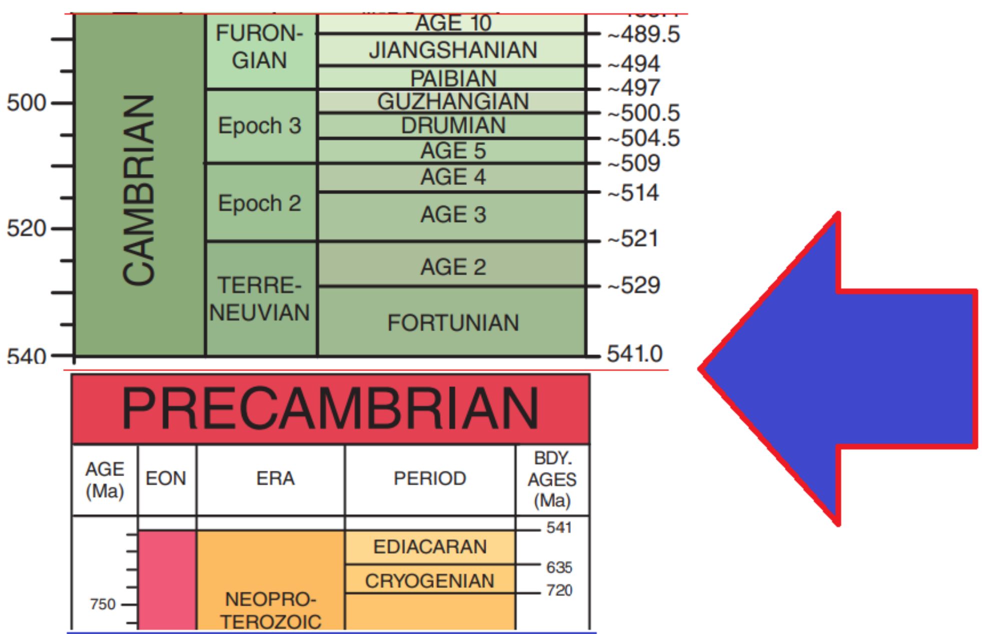
لازم به ذکر است در پهنه ساختاری زاگرس، مکران و کپه داغ فعالیت‌های ماگمایی و دگرگونی نسبت به سایر پهنه ساختاری ایران کمتر است یا اصلاً وجود ندارد.

دوره‌های اوج فعالیت‌های ماگمایی و دگرگونی در ایران عبارتند از:

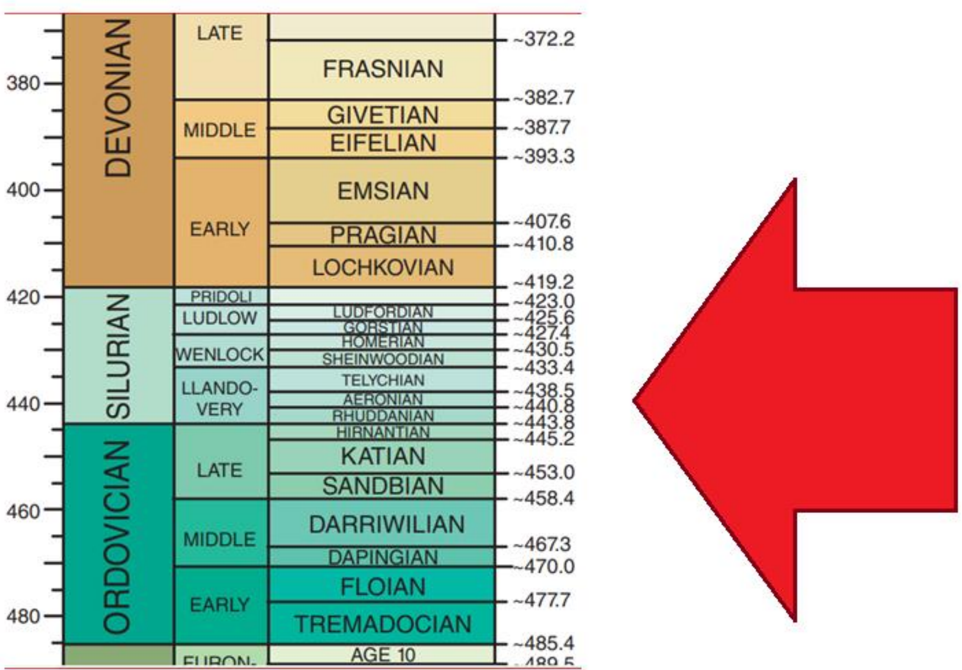
۱- نئوپروتروزوئیک پسین (پرکامبرین)



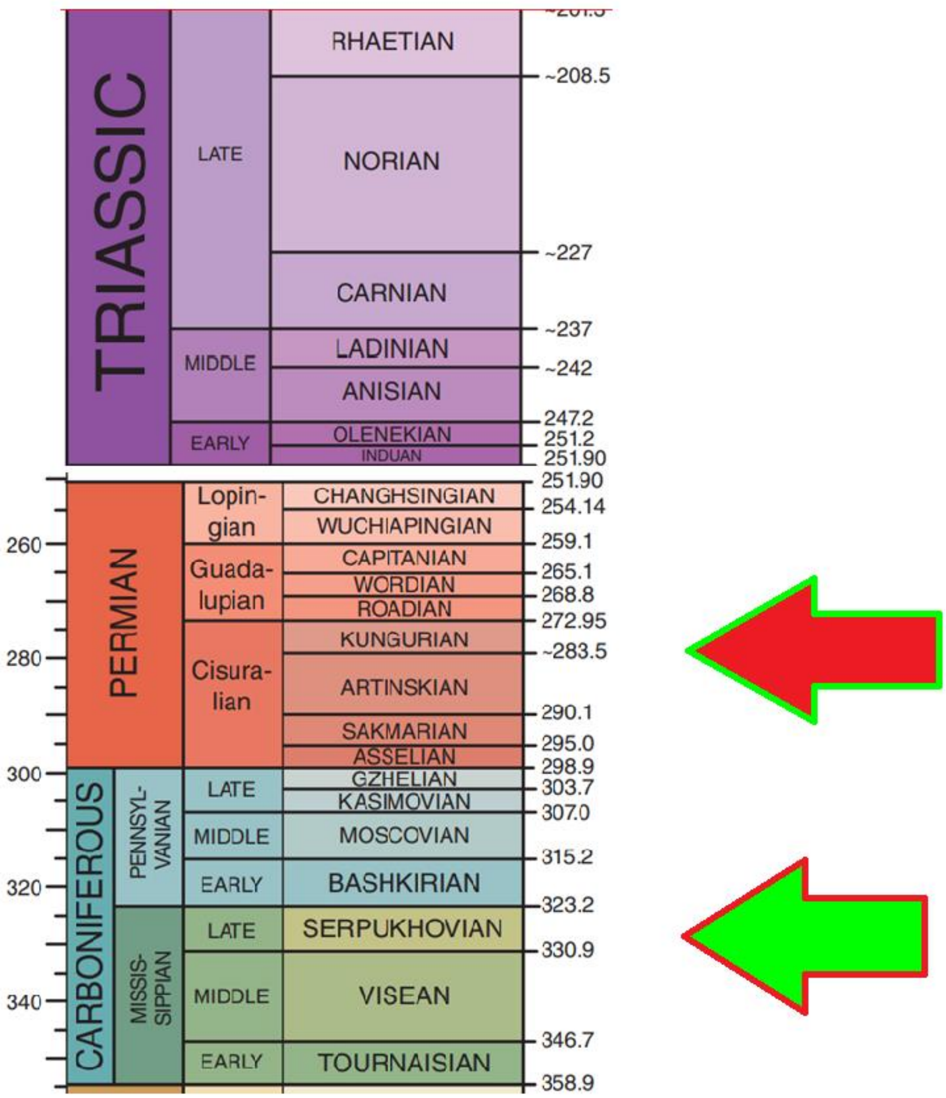
۲- نئوپروتروزوئیک‌پسین تا کامبرین زیرین



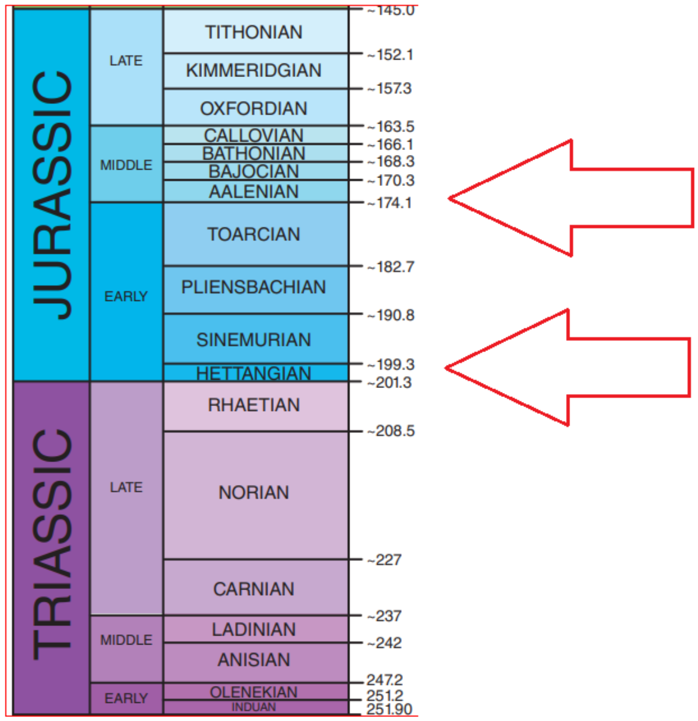
۳- اردوویسین - سیلورین تا دونین



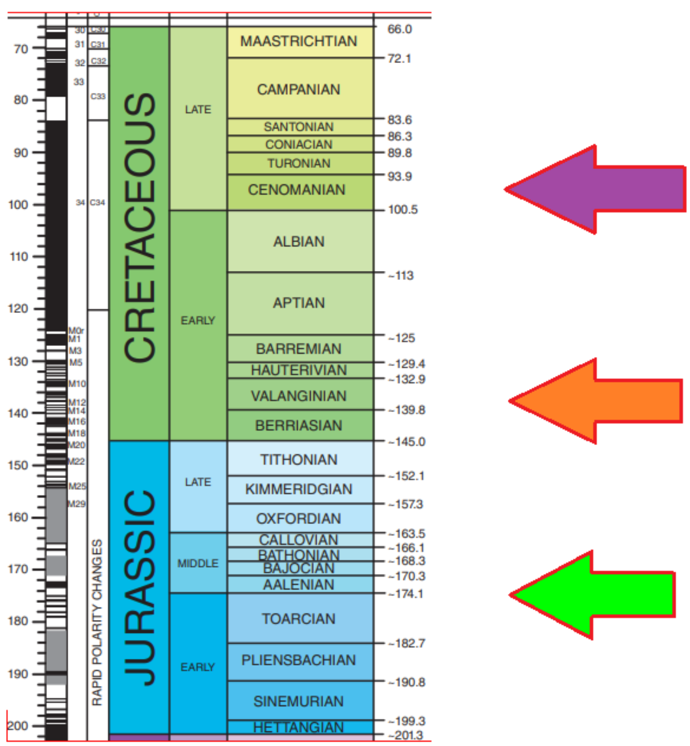
۴- کربونیفر تا تریاس



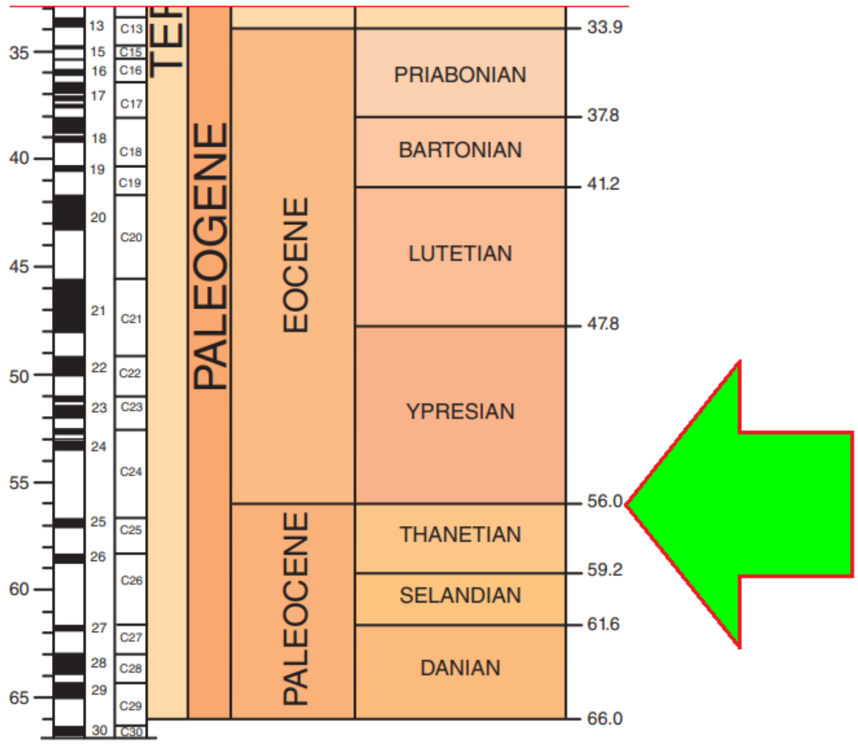
۵- تریاس – ژوراسیک



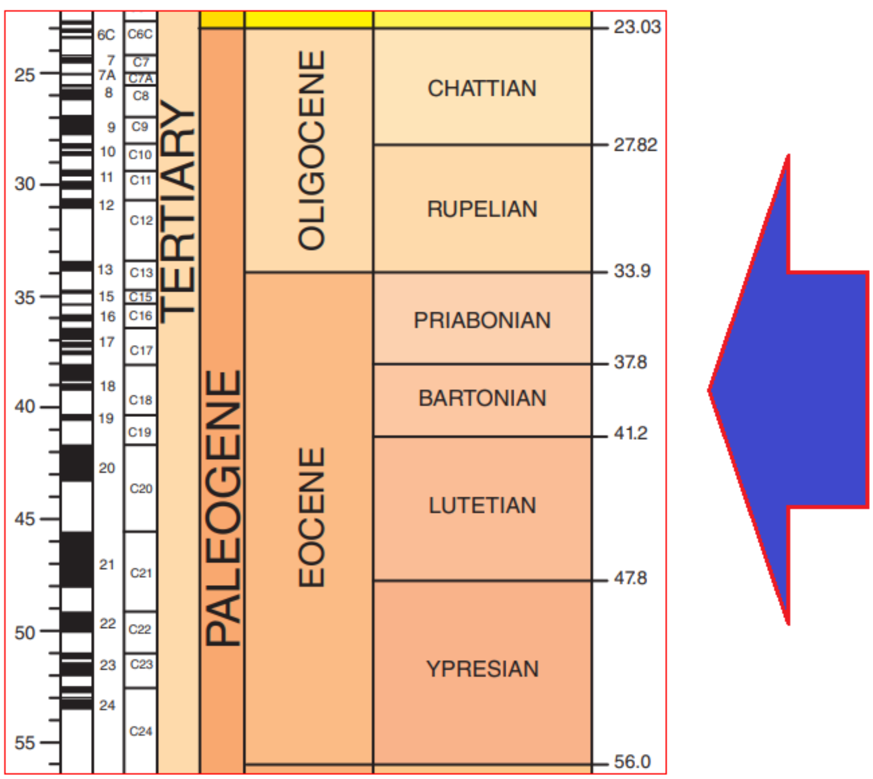
۶- ژوراسیک – کرتاسه



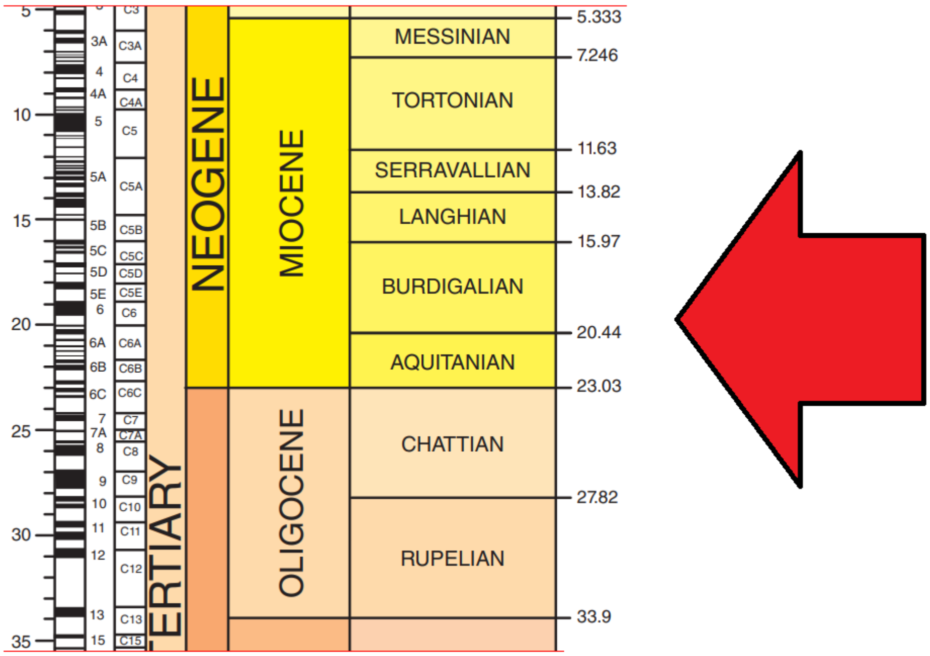
۷- پالئوسن – ائوسن



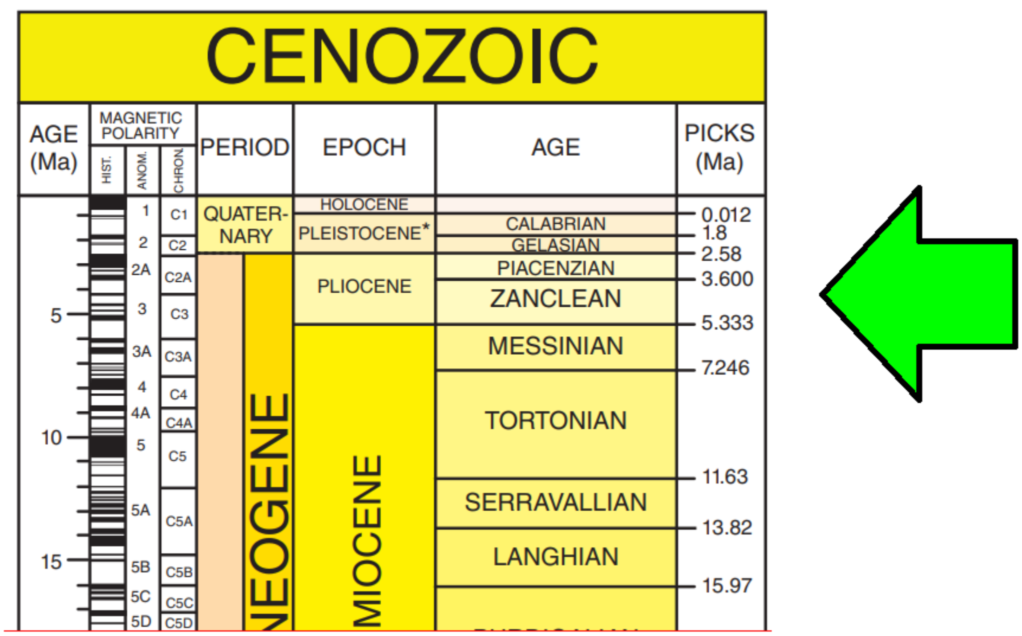
۸- ائوسن – الیگوسن



۹- الیگوسن – میوسن

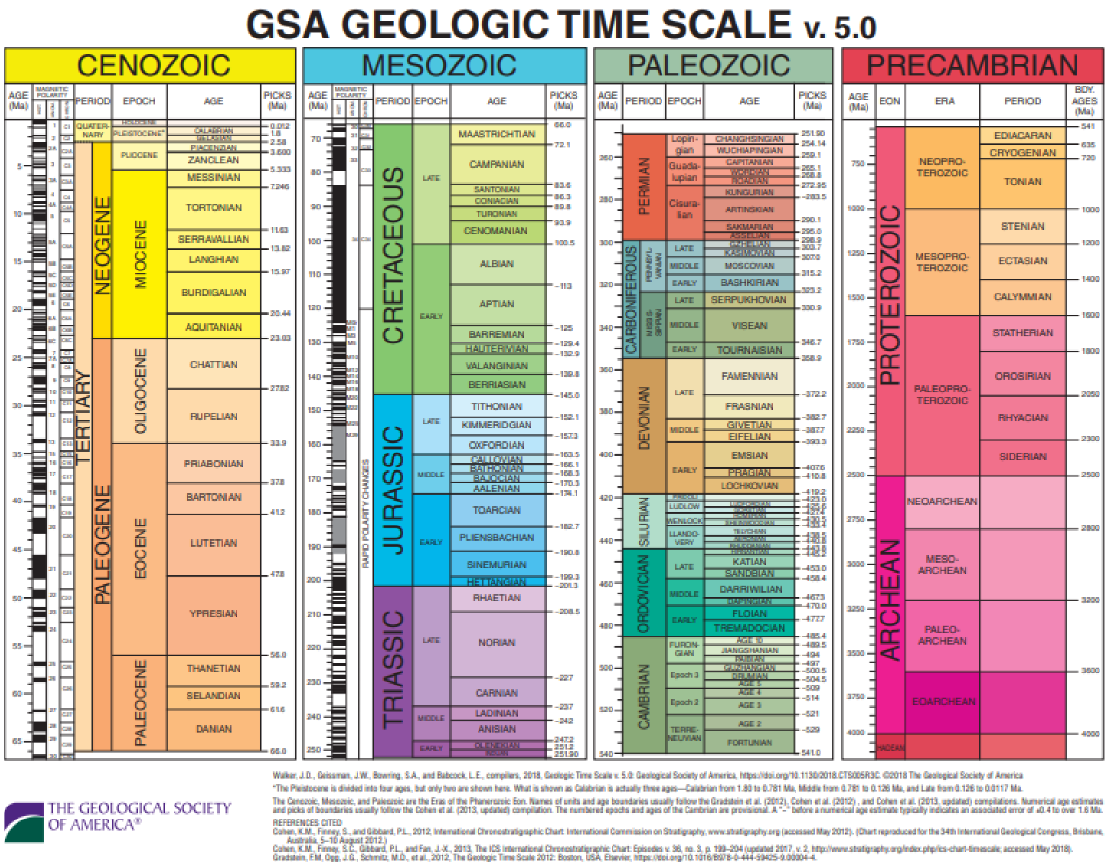


۱۰-اواخر میوسن تا عهدحاضر



**** توجه فرمایید: فایل کامل و یکپارچه ستون‌زمانی زمین‌شناسی را از بخش تابلو اعلانات اینجانب صادقیان دانلود فرمایید.**

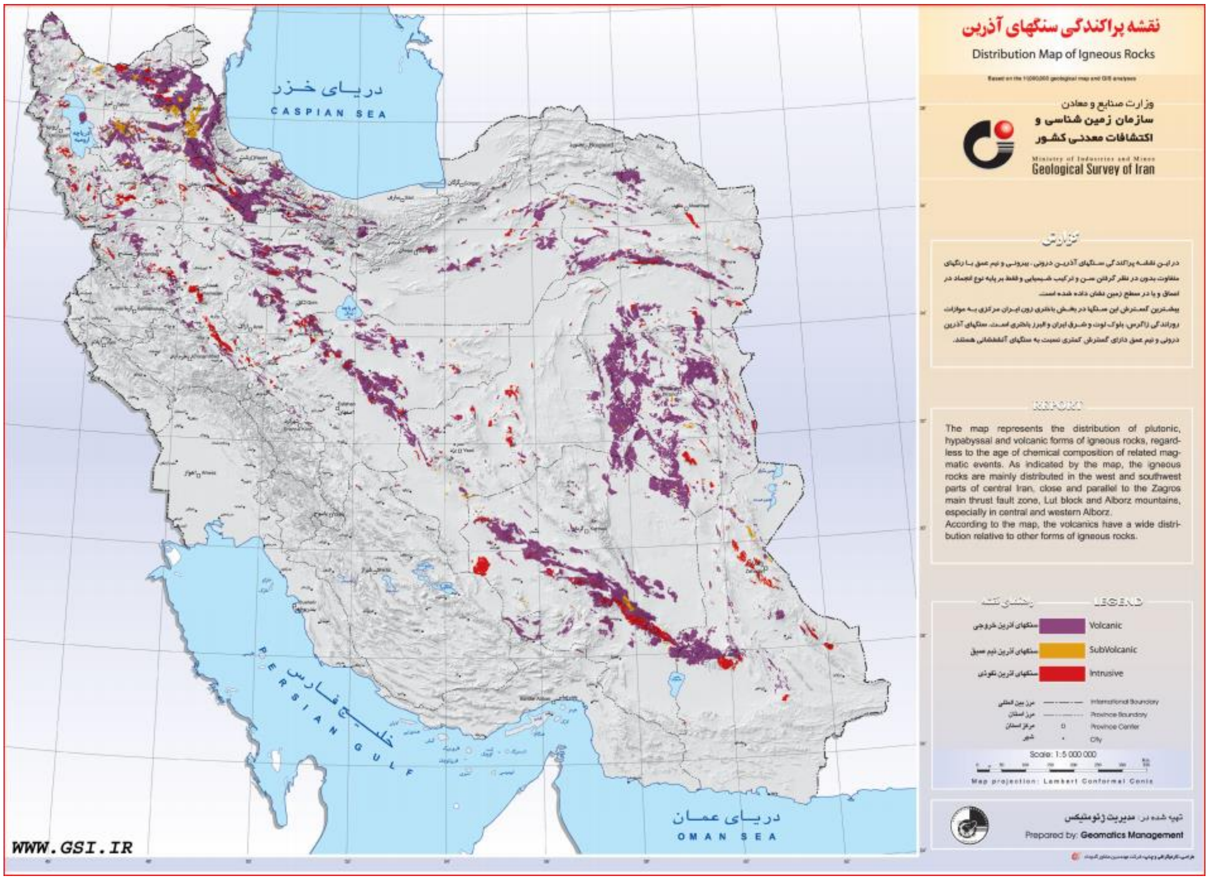
آدرس اینترنتی: https://www.geosociety.org/documents/gsa/timescale/timescl.pdf



جدول زمانی زمین‌شناسی برای کل کره زمین (اقتباس از انجمن زمین شناسی آمریکا، ۲۰۱۸)

پراکندگی مکانی یا جغرافیای سنگ های آذرین در ایران

در شکل زیر، پراکندگی مکانی سنگ‌های آذرین در ایران دیده می‌شوند. دقت فرمایید که بیشتر فعالیت‌های ماگمایی در پهنه‌های ساختاری سنندج – سیرجان، ارومیه دختر، ایران مرکزی، لوت، فلیش شرق ایران و البرز متمرکز شده است. دقت فرمایید سنگهای آذرین با سن بیش از ۵۵۰ میلیون سال عمدتاً به سنگ‌های دگرگونی با ترکیب شیمیایی معادل تبدیل شده‌اند. مثلاً بازالت‌ها به شیست سبز، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت تبدیل شده اند.



نقشه پراکندگی مکانی سنگ‌های آذرین در ایران (اقتباس از سازمان زمین شناسی کشور).

بررسی مکانی و زمانی سنگ‌های دگرگونی ایران

سنگهای دگرگونی ایران را می‌توان ابتدا به دوسته کلی : ۱- سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و سنگ‌های دگرگونی مجاورتی تقسیم کرد. طبق رول معمول سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای از گسترش یبشتری برخوردار هستند. سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای ایران بیشتر در پهنه ساختاری برخوردی، جبهه‌های فرورانشی و زمین‌درزها (Suture zones) یافت می‌شوند. مثل: پهنه ساختاری ایران مرکزی با سن عمدتاً پروتروزوئیک پسین، پهنه ساختاری سنندج – سیرجان با سن ژوراسیک میانی، در امتدا خط درز پالئوتتیس مثل گشت – شاندرمن – اسالم، مشهد و .....

البته دگرگونی تدفینی درجه پایین همراه با سنگ‌های آتشفشانی سازند کرج (یا نوارهای آتشفشانی و آتشفشانی – رسوبی پالئوسن – ائوسن) به صورت زئولیت‌زایی نیز دیده می‌شود.

سنگ‌های دگرگونی مجاورتی در بیشتر دوره‌های زمین‌شناسی یافت می‌شوند ولی در موارد زیر بارزتر هستند:

۱- در ارتباط با توده‌های نفوذی گابرویی - دیوریتی – سیینیتی - گرانیتی (ماگماتیسم بازیک – تا فلسیک) کامبرین‌زیرین پهنه ساختاری ایران‌مرکزی (این دسته دارای فراوانی کم هستند)(با دامنه سنی حدود ۵۴۰ تا ۵۲۰ میلیون سال پیش)--- اسکارن‌های منطقه بافق یزد- در مجاورت توده‌های گابرویی و سیینیتی پیرامون معدن فسفات اسفوردی

۲- در ارتباط با توده‌های نفوذی گابرودیوریتی (ماگماتیسم بازیک) اردوییسن - سیلورین پهنه ساختاری البرز (با دامنه سنی حدود ۴۴۰ میلیون سال پیش)(در حاشیه توده‌های گابرویی جنوب‌گرگان – شمال شاهرود و دامغان از جمله توده نفوذی پلنگ‌در)،

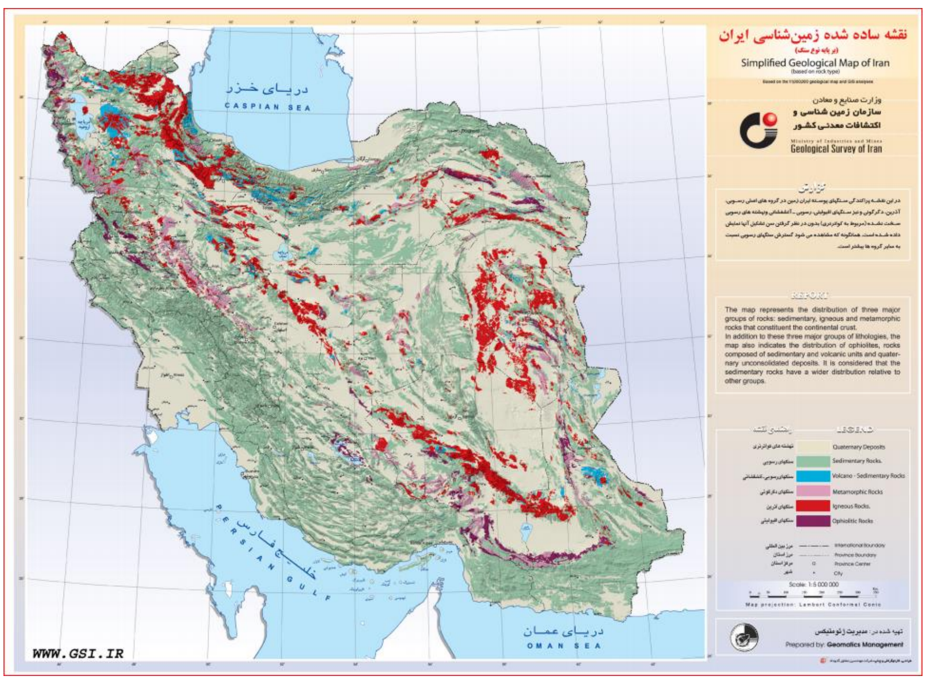
۳- در ارتباط با توده‌های نفوذی گابرویی - دیوریتی – مونزونیتی (ماگماتیسم بازیک - حدواسط) کربونیفر پهنه ساختاری البرز (البته دارای فراوانی کم هستند)(با دامنه سنی حدود ۳۳۰ میلیون‌سال‌پیش)(در حاشیه توده‌مونزونیتی – مونزودیوریتی تویه‌دروار – جنوب‌غرب دامغان)،

۴- در ارتباط با توده‌های نفوذی گابرودیوریتی (ماگماتیسم بازیک) ژوراسیک میانی پهنه ساختاری سنندج سیرجان و با فراوانی کمتر در ایران مرکزی (با دامنه سنی حدود ۱۷۰ تا ۱۶۰ میلیون سال پیش)(در حاشیه توده‌های گابرویی – دیوریتی شمال ماجراد – جنوب‌شرق شاهرود و دامغان)،

۵- در ارتباط با توده‌های نفوذی گرانیتی (ماگماتیسم فلسیک) ژوراسیک‌میانی پهنه ساختاری سنندج سیرجان(با دامنه سنی حدود ۱۷۰ تا ۱۶۰ میلیون سال پیش)(در حاشیه توده‌های گرانیتی الوند و بروجرد)،

۶- در ارتباط با توده‌های نفوذی گابرویی تا گرانیتی (ماگماتیسم بازیک تا فلسیک) کرتاسه پسین پهنه‌های ماگمایی لوت و همچنین نوار ماگمایی شمال ایران مرکزی (جنوب سبزوار، شمال بردسکن و کاشمر) (با دامنه سنی حدود ۱۰۰ تا ۸۰ میلیون سال پیش)، --- اسکارن‌های منطقه بزمان، بَجستان (علی آباد) و فردوس (کَجه)

۷- در ارتباط با توده‌های نفوذی گابرویی تا گرانیتی (ماگماتیسم بازیک تا فلسیک) ائوسن – الیگوسن) پهنه‌های ماگمایی ارومیه دختر و لوت و همچنین نوار ماگمایی شمال ایران مرکزی (با دامنه سنی حدود ۵۰ تا ۲۵ میلیون سال پیش)، --- اسکارن‌های منطقه خواف، اَنجِرد، هَراران بافت (جنوب‌شرق کرمان)، مس مزرعه (شمال اهر – آذربایجان شرقی)، خضر آباد یزد.



نقشه پراکندگی مکانی سنگ‌های رسوبی، آذرین و دگرگونی در ایران
(اقتباس از سازمان زمین شناسی کشور).

مجموعه‌های آذرین دگرگونی دارای دامنه سنی پرکامبرین - کامبرین‌زیرین

نقشه‌های جغرافیای دیرین کره زمین در دامنه سنی پرکامبرین - کامبرین‌زیرین (رجوع شود به دالزیل، ۱۹۹۷؛ پلیت پروجکت، ۱۹۹۹؛ اشتامپفلی و بورل، ۲۰۰۱؛ اسکوتس، ۲۰۰۱ (پالئومپ)؛ گولونکا، ۲۰۰۴؛ لاینمن و همکاران، ۲۰۱۰؛ گولونکا، ۲۰۱۴؛ استرن و همکاران، ۲۰۱۶؛ و ...) نشان می‌دهند که سرزمین ایران در آن زمان، همراه با بخش‌هایی از سرزمین‌های آوالونیای غربی و شرقی، ماسیف سنترال فرانسه، ماسیف آرموریکن، ماسیف بوهمیا (یونان و چک)، آناتولی (ترکیه)، هند، تاریم و چین به صورت خرد قاره‌ای در حاشیه شمالی ابرقاره گنداونا قرار داشته است. خرد قاره ایران در پالئوزوئیک و در اثر ریفت‌زایی پالئوتتیس از حاشیه شمالی گندوانا جدا شده است (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ اشتامفلی، ۲۰۰۲ و ۲۰۰۱؛ حسن‌زاده و همکاران، ۲۰۰۸) و سپس در خلال کوهزایی سیمیرین و در نتیجه فرورانش رو به شمال پالئوتتیس و بسته‌شدن آن، در تریاس‌پایانی به اوراسیا ملحق شده‌است (Sengor and Natalin, 1996 و اشتامفلی، ۲۰۰۰). بخش عمده‌ای از بقایای این سامانه تکتونوماگمایی به صورت سرزمین‌های پی‌سنگی، به ویژه در ایران مرکزی، رخنمون دارند (رمضانی و تاکر، ۲۰۰۳). با باز شدن نئوتتیس تاریخچه پر پیچ و خم تحولات تکتونیکی ایران ادامه پیدا کرده است که پرداختن به تحولات آن خارج از مجال این مبحث، مستندات زیادی در این ارتباط منتشر شده و علاقه‌مندان می‌توانند به آنها رجوع کنند.

در سالهای اخیر مطالعات گسترده‌ای بر روی مجموعه‌های پی‌سنگی ایران انجام شده است که از آن جمله می‌تواند به موارد زیر اشاره کرد: رمضانی و تاکر، ۲۰۰۳؛ باقری و اشتامفلی، ۲۰۰۸؛ حسن‌زاده و همکاران، ۲۰۰۸؛ رحمتی ایلخچی، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۱؛ کریم‌پور و همکاران، ۲۰۱۱؛ شفاهی‌مقدم و همکاران، ۲۰۱۳ و ۲۰۱۶؛ جمشیدی‌بدر و همکاران، ۲۰۱۳؛ منظمی باقرزاده و همکاران، ۲۰۱۵، فرامرزی و همکاران، ۲۰۱۵؛ بلاغی و همکاران، ۲۰۱۴ ؛ رزتی و همکاران، ۲۰۱۴؛ حسینی و همکاران، ۲۰۱۵؛ هنرمند و همکاران، ۲۰۱۶؛ مسعودی و همکاران، ۲۰۱۷؛ بلاغی و همکاران، ۱۳۹۴؛ حسینی و همکاران، ۱۳۹۵؛ ویس کرمی و همکاران، ۱۳۹۵؛ صادقیان و همکاران، ۱۳۹۶؛

شکاری و همکاران، ۱۳۹۶؛ بلوچی و همکاران؛ در دست چاپ. ولی با توجه به تنوع و پیچیدگی سرگذشت زمین-شناسی سرزمین‌های مورد نظر، شناخت تحولات تکتونوماگمایی آنها نیازمند انجام مطالعات گسترده و همه جانبه بیشتری می‌باشد. به استثنای پهنه‌های کپه‌داغ، فلیش‌شرق ایران و مکران، در سایر نقاط ایران به ویژه در پهنه ساختاری ایران مرکزی به طور پراکنده سرزمین‌های گندوانایی رخمنون دارند ولی در مورد سن آنها اختلاف نظرهایی وجود داشته و دارد(حقی‌پور، ۱۹۸۱؛Crawford, 1977؛ سامانی، ۱۹۹۴؛ داوودزاده، ۱۹۹۷؛ ندیمی، ۲۰۰۷). در سالهای اخیر با توسعه روش‌های سن‌سنجی قابل اطمینان (سن‌سنجی U-Pb بر روی زیرکن) مطالعات ارزشمندی بر روی این مناطق انجام شده و یا در حال انجام است که گام مؤثری در روشن شدن ابهامات موجود در مورد این سرزمین‌ها می‌باشند. سن‌سنجی‌های انجام شده معرف دامنه سنی نئوپروتروزوییک پایانی - کامبرین زیرین برای این سرزمین‌ها است. مطالعات جدید نشان می‌دهد که سرزمین‌های ایران با سرزمین‌های پی‌سنگی سپر افرو- عربی (Abbo et al., 2015., Yilmaz et al., 2014., Kaygusuz et al., 2015., Stern et al., 2016., Asad et al., 2013., Robertson & Ustaomer, 2009., Gursu et al., 2005, 2015, 2016., Ustaomer et al., (2005, 2009, 2012)، از لحاظ دامنه سنی تشکیل‌شان، تفاوت بارزی نشان می‌دهند، اگرچه از لحاظ تنوع سنگ-شناسی، دارای ویژگی‌های سنگی مشابه بسیار زیادی هستند.

مجموعه‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک پسین طیف متنوعی از سنگ‌های دگرگونی نظیر متاپلیت‌ها، متاپسامیت‌ها، متاریولیت‌ها، متاکربنات‌ها و متابازیت‌ها را شامل می‌شوند.

در برخی مناطق نظیر جنوب شرق شاهرود، با توجه به مشاهدات صحرایی، داده‌های ژئوشیمیایی و سن‌سنجی به دست آمده می‌توان رخدادهای زمین‌شناسی را در دو رده سنی جای داد که عبارتند از: ۱- اواخر نئوپروتروزوئیک – کامبرین‌زیرین، ۲- اواخر تریاس تا ژوراسیک میانی.

رخدادهای رده دوم فرایندهای رسوبگذاری، و تحولات ماگمایی و دگرگونی اواخر تریاس تا ژوراسیک میانی را شامل می‌شود. بطور خلاصه توالی ژوراسیک با کنگلومرای قاعده‌ای پلی‌ژنیک سرشار از قلوه‌های سنگی آذرین و دگرگونی شروع می‌شود و با توالی نسبتاً ضخیمی از ماسه‌سنگ، شیل، آهک‌ماسه‌ای و آهک ادامه پیدا می‌کند.

قطعات سازنده کنگلومرای قاعده‌ای شامل قلوه‌هایی از جنس گرانیت، گنیس، میکاشیست، شیست سبز، آمفیبولیت، مرمر و ... می‌باشند. در بین این توالی چند افق از سنگ‌های بازالتی و هیالوکلاست‌های بازالتی نیز به صورت میان لایه یافت می‌شود که ضخامت آنها تا حدود ۱۰۰ متر نیز می‌رسد. در برخی از افق‌های بازالتی ساخت‌بالشی زیبایی مشاهده می‌شود. توالی رسوبی - آتشفشانی تریاس‌پایانی - ژوراسیک‌زیرین در ژوراسیک‌میانی دگرگون‌شده و به مجموعه دگرگونی درجه پایینی متشکل از اسلیت، فیلیت، متاسندستون، متاگری‌وک، متابازالت (شیست‌سبز) و متاکربنات (مرمرهای با درجه تجدید تبلور پایین) تحول پیدا کرده است. محصولات حاصل از فرسایش توالی ژوراسیک در کنگلومرای پالئوسن و کنگلومرای قاعده توالی آتشفشانی – رسوبی ائوسن یافت می‌شود. توالی مورد نظر را می‌توان معادل سازند شمشک در البرز و ایران مرکزی در نظر گرفت که در حوضه‌های کششی درون قاره‌ای برجای گذاشته است. این توالی در برخی نقاط توسط تعدادی توده نفوذی گابرودیوریتی متعلق به ژوراسیک‌میانی قطع شده است.

سنگ‌های دگرگونی مربوط به اواخر نئوپروتروزوئیک – کامبرین‌زیرین حجم غالب سنگ‌های مجموعه‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک را به خود اختصاص داده‌اند.

مرهای آهکی و دولومیتی به صورت مرمرهای کلسیتی و دولومیتی همراه با سنگ‌های متاپسامیتی و متاپلیتی یافت می‌شوند و در برخی نقاط از گستردگی زیادی برخوردار هستند. تبلور دوباره کانی‌ها، درشت‌تر شدن اندازه دانه‌ها و تغییر رنگ از خاکستری به روشن (کرم تا قهوه‌ای روشن) از ویژگی‌های بارز این مرمرها هستند. متاپلیت‌ها طیفی متنوعی از اسلیت، میکاشیست، گارنت میکاشیست تا گنیس و گارنت گنیس را شامل می‌شوند. دما – فشار حاکم بر محیط تشکیل آنها، در حد رخساره شیست سبز تا رخساره آمفیبولیت بوده است.

متابازیت‌ها دسته دیگری از مجموعه‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک هستند که غالباً با متاکربنات‌ها، متاپلیت‌ها و در برخی مناطق با متاریولیت‌ها همراه هستند و به صورت طیف سنگی گسترده‌ای از شیست‌سبز تا گارنت آمفیبولیت یافت می‌شوند. بر اساس مشاهدات صحرایی و داده‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مادر متابازیت‌ها، روانه-های بازالتی زیردریایی، و سنگ‌های آتشفشانی - تخریبی‌های وابسته می‌باشند که در برخی مناطق ساخت بالشی

سنگهای بازالتی والد آنها تا حدودی محفوظ مانده است. متابازیت‌ها شامل شیست سبز، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت هستند و اغلب برگوارگی و خطوارگی بسیار بارزی نشان می‌دهند. در برخی مناطق چین‌ها و ریزچین-های بسیار زیبا در مقیاس‌های متری تا میلیمتری، در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود.

پتروگرافی

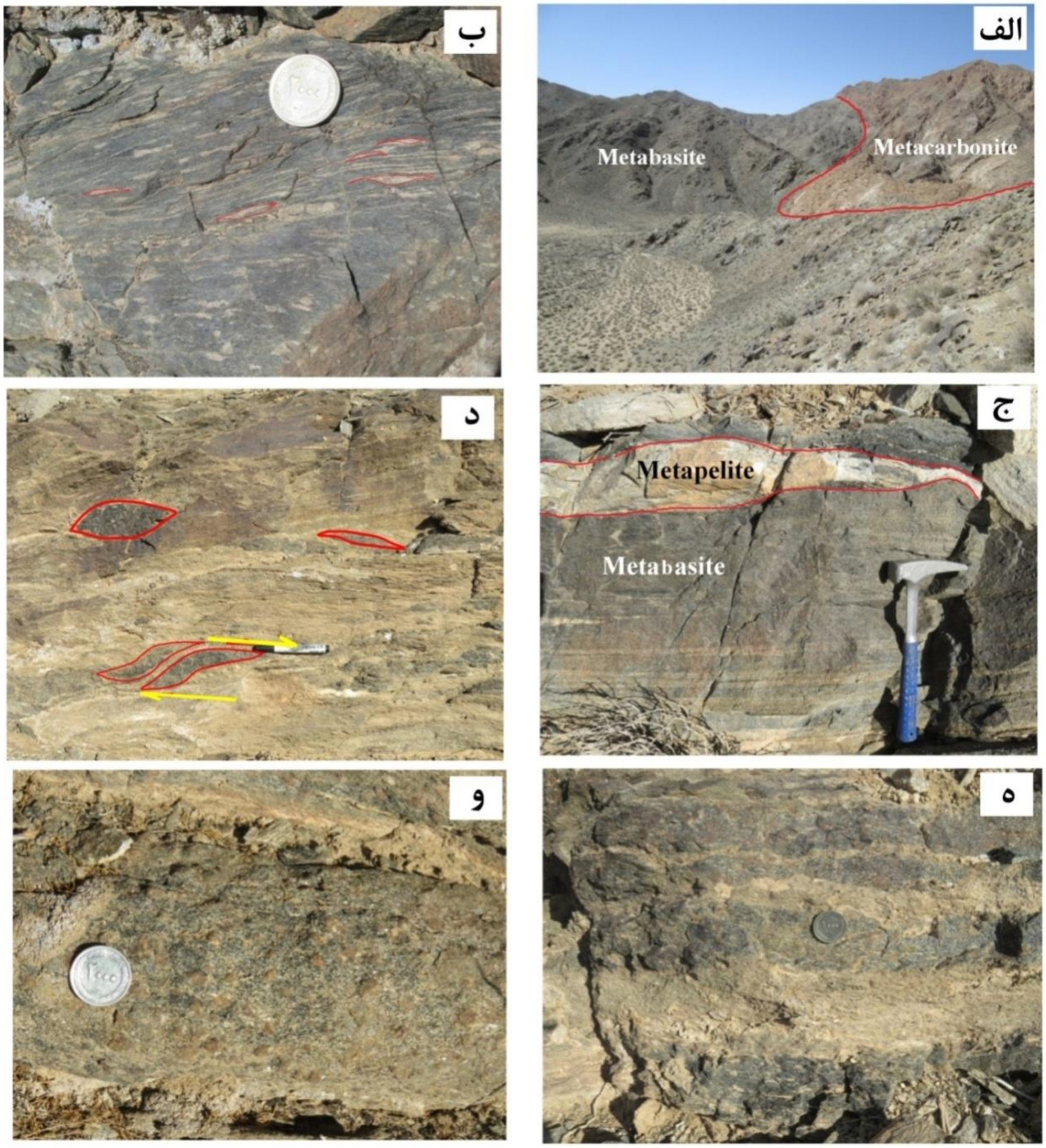
متابازیت‌های را می‌توان به سه گروه تقسیم کرد:۱- شیست سبز (آکتینولیت شیست)، ۲- آمفیبولیت و ۳- گارنت آمفیبولیت.

این سنگ‌ها دارای مجموعه کانی‌های زیر هستند:

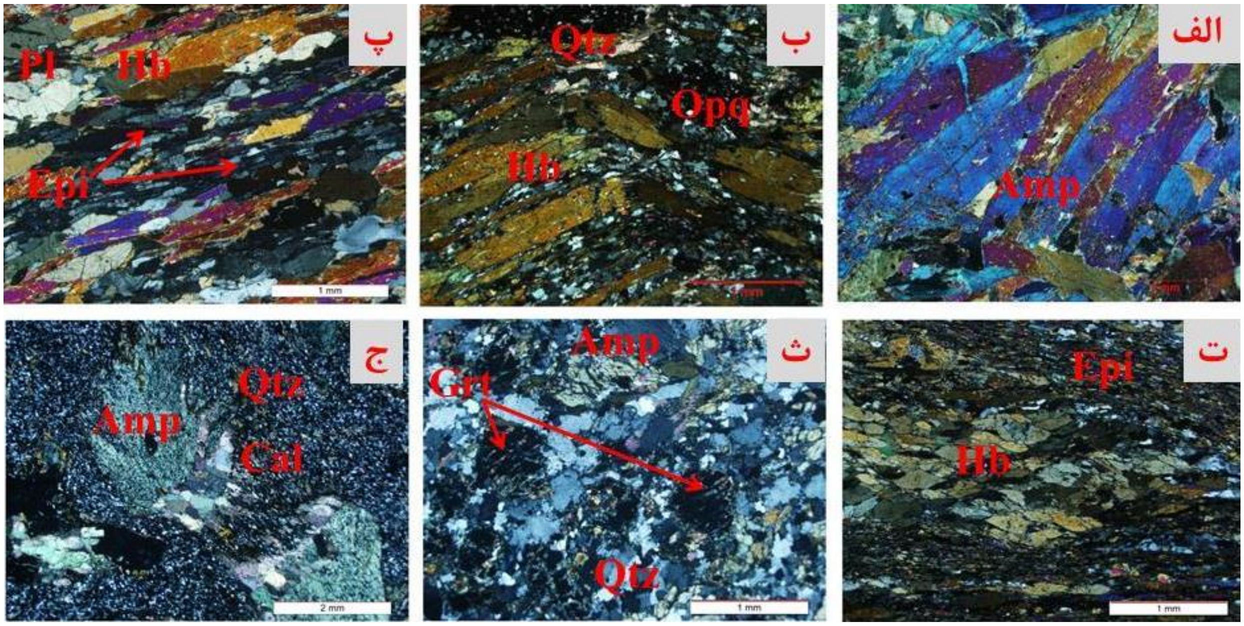
۱- شیست‌های سبز (آمفیبول (آکتینولیت) ± پلاژیوکلاز ± بیوتیت ± کوارتز ± کانیهای فرعی) ،۲- آمفیبول شیست‌ها (آمفیبول (هورنبلند) ± آلبیت ±اپیدوت ± کوارتز ±اسفن ±تیتانیت) و ۲-گارنت آمفیبولیت‌ها (هورنبلند± آلبیت ±اپیدوت ± کوارتز ±اسفن ±گارنت ±تیتانیت).

متابازیت‌ها اغلب بافت نماتوبلاستی، پورفیروبلاستی و پوئی‌کیلوبلاستی دارند و شواهد دگرریختی به خوبی در آنها مشاهده می‌شود. از جمله شواهد دگرریختی در این سنگ‌ها می‌توان به برگوارگی، خطوارگی، طویل‌شدن آمفیبول-ها، وجود بلورهای ماهی شکل آمفیبول و بیوتیت اشاره کرد. این سنگ‌ها اغلب دچار دگرگونی برگشتی (پسرونده) نیز شده‌اند، وجود کانیهایی از قبیل کلریت، اپیدوت (زوئیزیت و کلینوزوئیزیت)، آلبیت و آکتینولیت گواه این مطلب است. پلاژیوکلازهای آنورتیتی به کانیهای گروه اپیدوت و هورنبلند به آکتینولیت تبدیل شده‌اند.

در برخی از این سنگ‌ها تناوبی از کانیهای تیره و روشن شامل هورنبلند، پلاژیوکلاز و کوارتز مشاهده می‌شود که در اثر مهاجرت مکانیکی ناشی از فرآیندهای دگرشکلی در سنگ هتروژن بوجود آمده‌اند. پرفیروکلاست‌هایی با ساختار هسته – پوشش نیز در این سنگها مشاهده می‌شود که پورفیروکلاست‌ها اغلب گارنت می‌باشند. میزان کانیهای روشن مانند کوارتز و پلاژیوکلاز در این گروه نسبت به گروه قبلی بسیار بیشتر است.



تصاویری از ویژگی های صحرایی متابازیت‌ها در مجموعه دگرگونی شترکوه – جنوب شرق شاهرود.
همبری متابازیت‌ها و متاکربنات‌ها در بخش شمال شرقی مجموعه شترکوه، ب) ساخت بادامکی ناشی از حفرات پر شده که بر اثر دگرگونی به صورت دنباله‌های اشکی یا نوارهای کشیده در آمده‌اند، ج و د) نمای نزدیکی از روانه‌های بازالتی دگرگون شده در لابلای متاپلیت‌ها، (جنوب شرق معدن میکای ملحه، دید به سمت شرق)، ه و و) گارنت آمفیبولیت‌های حاصل از دگرگونی گدازه‌های بازالتی زیردریایی.

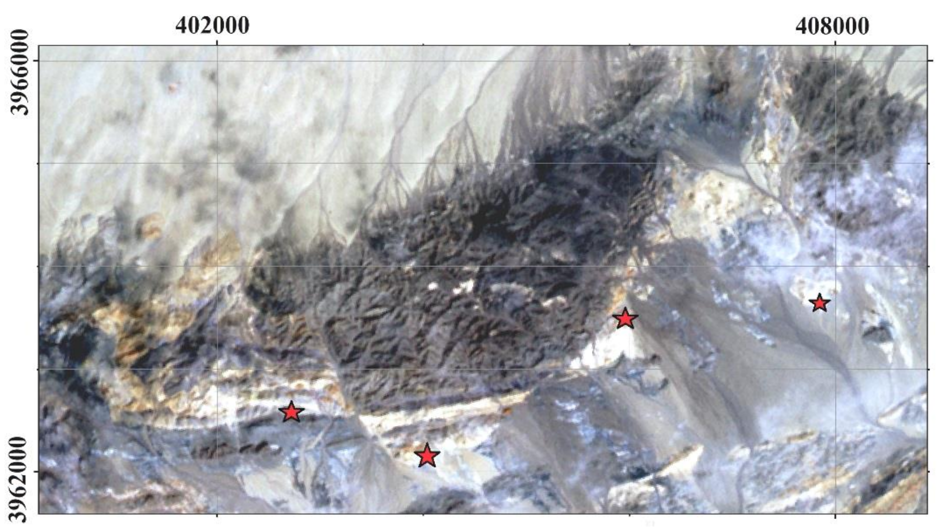


تصاویر میکروسکوپی نشان دهنده برخی ویژگی‌های پتروگرافی متابازیت‌های مجموعه دگرگونی ماجراد – جنوب شرق شاهرود: الف. بافت نماتوبلاستی ناشی از حضور بلورهای هورنبلند سبز، ب. آرایش گرفتگی و برگوارگی بارز در آمفیبولیت‌ها، ج- ریزچین‌های دارای مقیاس میکروسکپی در آمفیبولیت‌ها. ت- تبدیل هورنبلند سبز به بیوتیت در آمفیبولیت‌ها، ج- گارنت آمفیبولیت، آرایش یافتگی مورب و بلورهای ماهی‌شکل هورنبلند در آمفیبولیت‌ها، تصویری از آکتینولیت‌های دارای پورفیروبلاست‌های آکتینولیت و سایه‌فشار تشکیل شده در مجاورت آنها که با حضور پهنه‌های دارای دانه‌های ریز کوارتز مشخص می‌باشد.

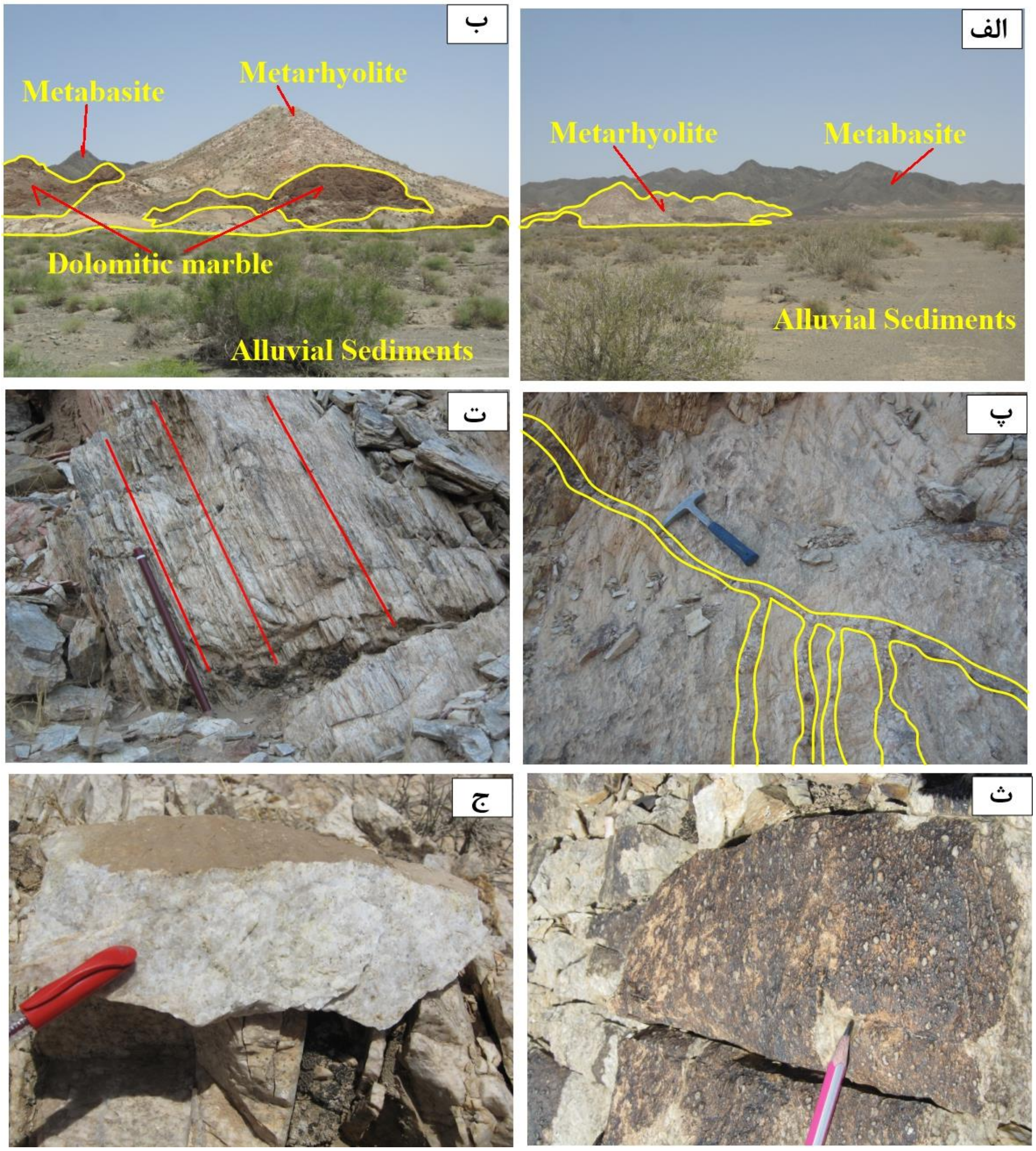
متاریولیت‌ها

در شمال تنگه ماجراد متاریولیت‌ها به شکل گنبد یا میان‌لایه همراه با مرمرهای کلسیتی و دلومیتی، متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌ها رخنمون دارند. در شمال تنگه ماجراد متاریولیت‌ها، توسط کنگلومرای قاعده‌ای ژوراسیک سرشار از قطعات سنگ‌های دگرگونی نظیر گنیس، میکاشیست، شیست‌سبز، آمفیبولیت و مرمر و همچنین قطعاتی از سنگ‌های گرانیتی نئوپروتروزوئیک‌پسین پوشیده شده است. در برخی نقاط ضخامت کنگلومرای مذکور تا حدود ۱۰۰ متر می‌رسد.

متاریولیت‌ها به رنگ سفید تا خاکستری با سطوح براق که ناشی از حضور مسکوویت‌های ثانویه است مشاهده می‌شوند، بلاستوفیرهای کوارتز به خوبی در سطح این سنگ‌ها مشاهده می‌شوند. در اثر دگرگونی و میلونیتی‌شدن، برگوارگی و خطوارگی بارزی در آن‌ها توسعه یافته است. سطوح برخی از متاریولیت‌ها حاوی پیریت بوده که بعد از دگرسانی به هماتیت رنگ متاریولیت‌ها به قرمز آجری تغییر پیدا کرده است. از دیگر شواهد موجود در این سنگ‌ها می‌توان به وجود رگه‌های سیلیسی دارای مقیاس میلی‌متری تا متری اشاره کرد که هم‌راستا با برگوارگی یا عمود بر آن به داخل سنگ تزریق شده‌اند.



تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده رخنمون متاریولیت‌ها در کنار متاکربنات‌ها و گابرودیوریت‌ها در شمال تنگه ماجراد.



الف و ب - دورنمایی از رخنمون متاریولیت‌ها در کنار مرمرهای دولومیتی و گابرودیوریت‌ها در شمال تنگه ماجراد. پ - رگچه‌های سیلیسی همراه متاریولیت‌ها. ت- متاریولیت‌ها با خطوارگی و برگوارگی بارز، ث و ج - نمایی از بلاستوفیرهای کوارتز که در سطح متاریولیت‌ها مشاهده می‌شوند.

متاپلیت و متاسمی‌پلیت‌ها

متاپلیت‌ها طیف وسیعی از سنگ‌های دگرگونی شامل فیلیت، شیست، گارنت شیست، میکاشیست، گارنت میکاشیست تا گنیس، گارنت گنیس و میگماتیت را در بر می‌گیرند. پروتولیت اولیه آنها ترکیبات پلیتی تا شبه یا نیمه‌پلیتی داشته است.

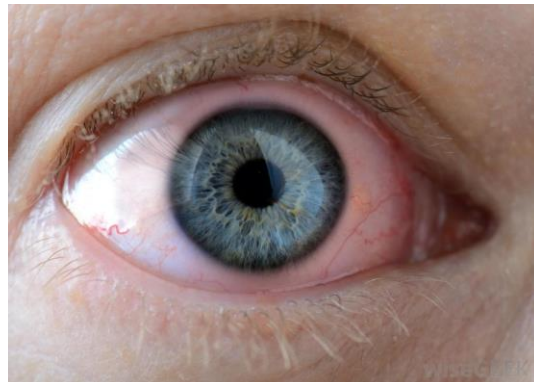
فیلیت‌ها به عنوان سنگ دگرگونی درجه پایین در مجموعه‌های نئوپروتروزوئیک پسین، نسبت به سایر سنگ‌های رخنمون کمتری دارند. فیلیت‌ها به رنگ‌های خاکستری روشن تا تیره دیده می‌شوند و دارای سطوح برّاق و متورق می‌باشند. این امر مؤید حضور فراوان میکا در آن‌ها است. شیست‌های و به عبارت دقیق‌تر کیکاشیست‌ها دارای رنگ خاکستری مایل به سبز بوده و شدیداً متورق و براق می‌باشند و نشانه‌های بارزی از کینک باند در آنها دیده می‌شود. طیف ترکیبی این سنگ‌ها شیست، میکاشیست تا گارنت میکاشیست می‌باشد. درجه دگرگونی شیست‌ها در حد زون‌های بیوتیت و گارنت می‌باشد. در بیشتر میکاشیست‌ها پورفیروبلاست‌های گارنت مشاهده می‌شود. برگوارگی بارز سنگ‌های میکاشیستی ناشی از حضور فراوان بیوتیت و جهت یافتگی ترجیحی آنها می‌باشد.

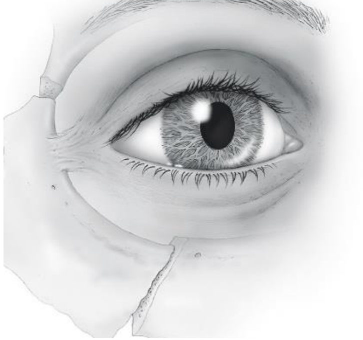
در برخی از میکاشیست‌ها تشکیل بلورهای نوظهور گارنت یا غده‌های اولیه گارنت، در زمینه سنگ مشاهده می‌شود. گاهی در میکاشیست‌ها، گارنت‌ها با هاله‌های روشن تهی شده از آهن و منیزیم و غنی شده از سیلیس و عناصر آلکالی همراه هستند، با این منظره بافت Eye Socket یا بافت چشمی یا شبه‌چشمی هم گفته می‌شود (گارنت شبیه مردمک در مرکز و بخش سفید رنگ به قسمت سفید رنگ چشم تشبیه شده است. آهن و منیزیم خارج شده از این مناطق برای ساخت گارنت مورد استفاده قرار گرفته است. در برخی از بخش‌های مجموعه دگرگونی نئوپروتروزوئیک پسین، در راستای زون یا پهنه‌های برشی، دگرشکلی شدیدی از جمله میلونیتی شدن رخ داده است. تشکیل فیلونیت در راستای زون برشی یکی از این شواهد می‌باشد (فیلونیت (Phyllonite) یعنی میلونیت سرشار از میکا).

ب الف

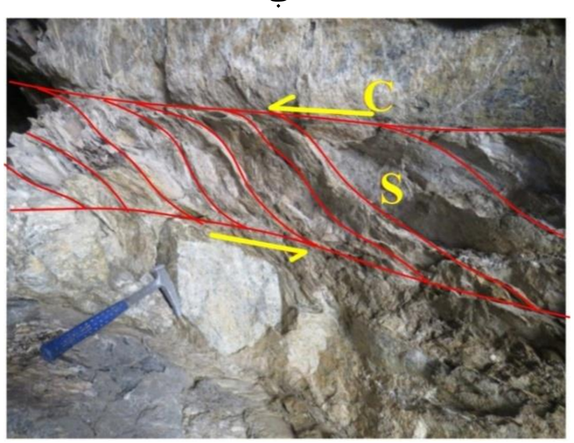
د ج

نمونه‌هایی از مجموعه دگرگونی شترکوه. تصویری از رخنمون صحرایی فیلیت‌ها که با سطح براق و به رنگ‌های سبز تا خاکستری قابل مشاهده هستند، ب) نمای نزدیکی از واحد میکاشیستی دارای سطوح برّاق و متورق که فابریک S و C نیز در سطح آن قابل مشاهده است، ج) تصویری از نمونه ماکروسکپی گارنت میکاشیست با حضور بلورهای گارنت بر روی سطح آن، د) حضور درشت بلورهای گارنت در گارنت میکاشیست‌های مجموعه شترکوه واقع در بخش‌های جنوبی مجموعه شترکوه، اندازه بلورهای گارنت در این محل تا ۵ سانتیمتر نیز می‌رسد (غرب پاسگاه محیط بانی جمیل).





الف　　　　ب



ج　　　　د

الف و ب) تصاویری از نمای بیرونی چشم و تشابه آن با ساخت‌های صحرایی متشکل از گارنت و هاله سفید پیرامون آن در گارنت‌میکاشیست‌ها و گارنت‌گنیس‌ها. هاله‌های روشن در واقع بخش‌های تهی شده از آهن و منیزیم و غنی شده از سیلیس و عناصر آلکالی هستند، ج) نمایی از معدن فیلونیت (که در این محل به عنوان معدن ورمیکولیت شناخته می‌شود) در بخش شمال غربی مجموعه شترکوه، حفاری در راستای پهنه برشی یا گسلی انجام شده است، د) توسعه سطوح برشی S و C در معدن متروکه میکای ملحه.

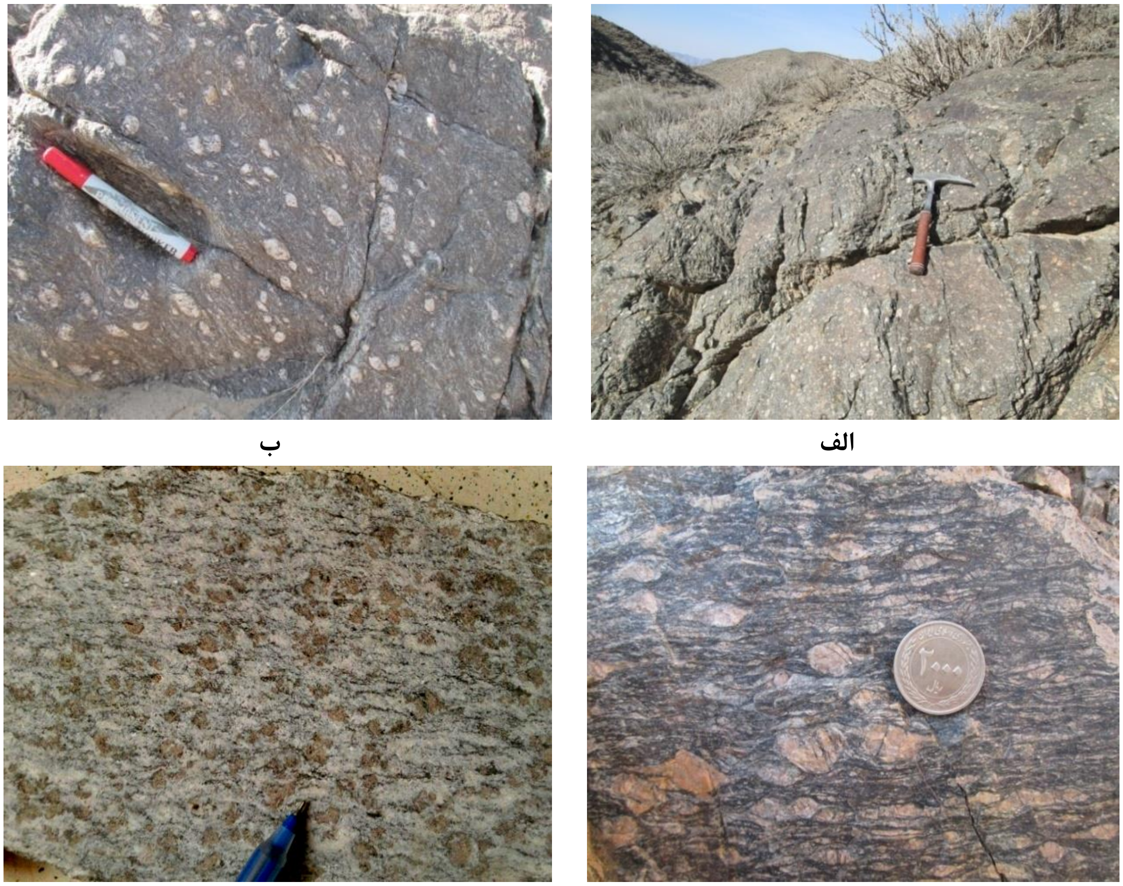
همچنین آثاری از فلدسپارزایی نیز در متاپلیت‌ها به چشم می‌خورد که نشان می‌دهد رفته رفته درجه حرارت بالا رفته و ساختار سنگ به سمت گنیسی شدن نزدیک شده است، در برخی نقاط از جمله منطقه جنوب شرقی شترکوه، بلورهای تورمالین بر روی سطح گارنت میکاشیست‌ها به صورت بلورهای ریز منشوری شکل یافت می‌شود. تشکیل تورمالین در این متاپلیت‌ها نشان می‌دهد سیالات منشاء گرفته از ذوب‌بخشی سنگ‌های دگرگونی، حاوی عناصر لازم برای تشکیل این کانی، از جمله B بوده است.

الف

ب

تصاویری از حضور تورمالین در الف) میکاشیست‌ها و ب) گارنت میکاشیست‌ها.

گنیس‌ها عمدتاً به رنگ تیره تا خاکستری دیده می‌شوند و کانی‌های بیوتیت، کوارتز، پلاژیوکلاز و گارنت در آنها مشاهده می‌شود. تفکیک نوارهای تیره (غنی از بیوتیت و گارنت) و روشن (غنی از کوارتز و فلدسپار)، به نواربندی گنیسی و یا گنیسوزیته در برخی گنیس‌ها منجر شده‌است. نواربندی خاص گنیسی، رشد پورفیروبلاست‌های گارنت و آلکالی‌فلدسپارها از ویژگی‌های بارز تفکیک‌کننده این سنگ‌ها از میکاشیست‌ها است.



ب الف

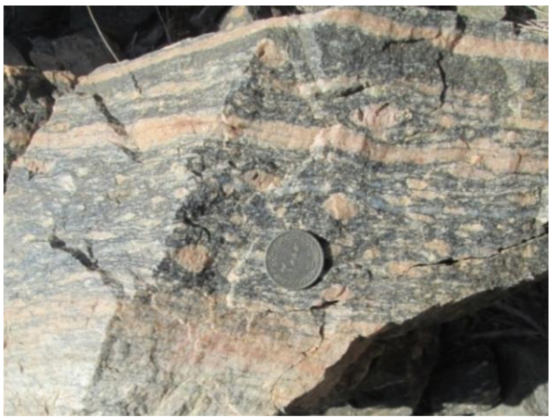
د ج

رخنمونی از گنیس‌های مجموعه شترکوه، (دید به سمت جنوب شرق)، ب) آثار از فلدسپارزایی در گنیس‌های مجموعه شترکوه، ج) گنیس چشمی (پورفیروکلاست‌های ارتوز) میلونیتی‌شده، د) گارنت گنیس، با پورفیروبلاست‌هایی از گارنت نوع آلماندین.

گنیس‌ها و گارنت‌گنیس‌ها دارای پورفیروبلاست‌های گارنت و پتاسیم فلدسپار (ارتوز) غالباً با بافت چشمی به همراه سطوح بارز C–S هستند. از جمله شواهد میلونیتی شدن در این سنگ‌ها، اشکال سیگما و دلتا در پورفیروکلاست‌های ارتوکلاز و بافت چشمی در گنیس‌ها (اوگن گنیس)، به علاوه نوارهای کشیده کوارتز که در حین دگرریختی‌های شکل‌پذیر دمای متوسط تا بالا ایجاد شده، می‌باشد. این شواهد به وضوح در مقیاس ماکروسکپی با چشم غیر مسلح نیز مشاهده می‌شود.

در برخی گنیس‌ها، گارنت نیز وجود دارد. لیکن اندازه آنها از میکروسکپی تا بسیار دانه درشت (۱۰ سانتیمتر) متغیر بوده و در نمونه دستی عمدتاً به راحتی قابل مشاهده هستند. پورفیروبلاست‌های دانه درشت گارنت با این اندازه‌های متغیر و شگفت‌انگیز چند سانتیمتری در این سنگ‌ها بوفور مشاهده می‌شود. این اندازه جالب توجه گارنت بیانگر وجود شرایط دما- فشار و ترکیب کانیایی مناسب جهت رشد فوق العاده این کانی بوده است.

الف



ب

ج

د

الف) پورفیروکلاست درشت فلدسپار آلکالن از نوع ارتوز در گنیس میلونیتی شده. ب) نواربندی گنیسی به همراه چشم‌های درشت ارتوزی در گنیس‌های مجموعه شترکوه، ج و د) حضور درشت بلورهای گارنت در گارنت گنیس‌های مجموعه شترکوه.

کوارتزهای حاصل از فرآیند آبزدایی کانی‌های آبدار از جمله کلریت و مسکوویت به صورت رگه و رگچه یا بصورت توده‌ای در درون متاپلیت‌ها یافت می‌شوند. این رگه‌ها حاصل تبلور و نهشته‌شدن کوارتز از سیالات واجد سیلیسیم دارای منشاء دگرگونی در فضاهای باز می‌باشند. رگه‌های موجود با توجه به تنش‌های تحمیل شده یا فضاهای باز

ایجاد شده برای ته نشست آنها دارای اشکال متنوعی هستند و در مواردی چین‌خوردگی و سینوسی‌شدن در آنها دیده می‌شود و یا بودینه شده‌اند. در برخی نقاط حجم رگه‌های سیلیسی افزایش یافته و به صورت توده‌های کوچک مقیاس رخنمون دارند که می‌توانند دارای ارزش استخراج باشند.

الف

ب

دورنمایی از معدن سلیس در بخش غربی مجموعه شترکوه، دید به سمت غرب، ب) رخنمونی از توده‌های کوچک مقیاس سیلیسی در بین گنیس‌های مجموعه شترکوه.

بر روی سطح برخی گنیس‌ها، اپیدوت‌زایی مشاهده می‌شود، اپیدوت‌ها حاصل دگرسانی هستند. کلریتی شدن نیز در برخی از گنیس‌ها دیده می‌شود که به صورت لکه‌های سبز رنگی بر روی سطح گنیس‌ها و در محل درز و شکستگی‌ها قابل مشاهده است. در برخی زون‌های برشی گنیس‌های به شدت خرد شده نیز یافت می‌شود.

الف

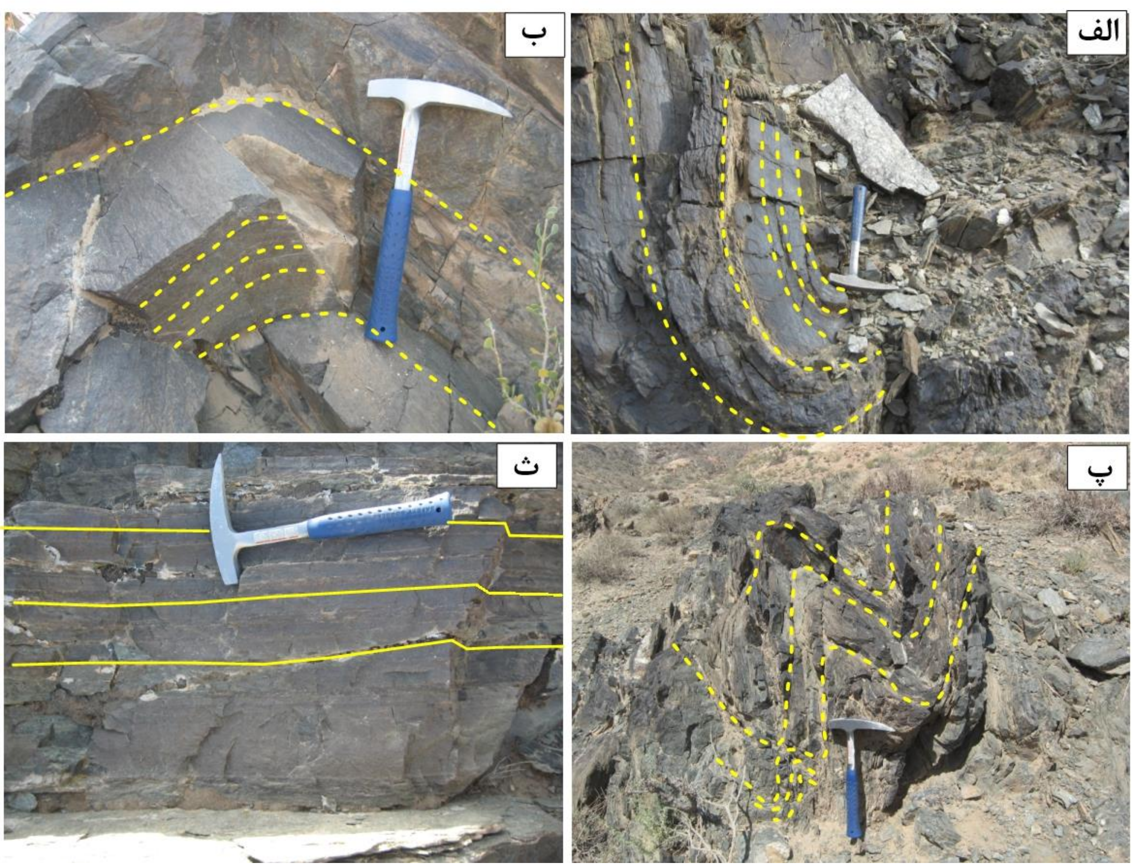
ب

الف) تصویری از اپیدوت‌زایی در امتداد درز و شکستگی‌های ایجاد شده در گنیس‌ها. ب) گنیس برشی شده واقع در زون برشی.

متاپسامیت‌ها

متاپسامیت‌ها (یا ماسه‌سنگ‌های دگرگون‌شده) به رنگ خاکستری تیره تا سیاه‌رنگ به صورت میان-لایه همراه با متاپلیت‌ها و متاکربنات‌ها مشاهده می‌شوند اغلب ضخامت آن‌ها به چندین صد متر می-رسد و از گستردگی زیادی در منطقه برخوردار می‌باشند. مهم‌ترین وجوه تمایز این سنگ‌ها با متاپلیت‌ها در مورفولوژی برجسته، رنگ تیره این سنگ‌ها، تورق ضعیف یا عدم حضور کانی‌های ورقه-ای و یا فراوانی کم آن‌ها می‌باشند. در برخی مناطق آثار چین‌خوردگی در مقیاس چندین متری در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود.

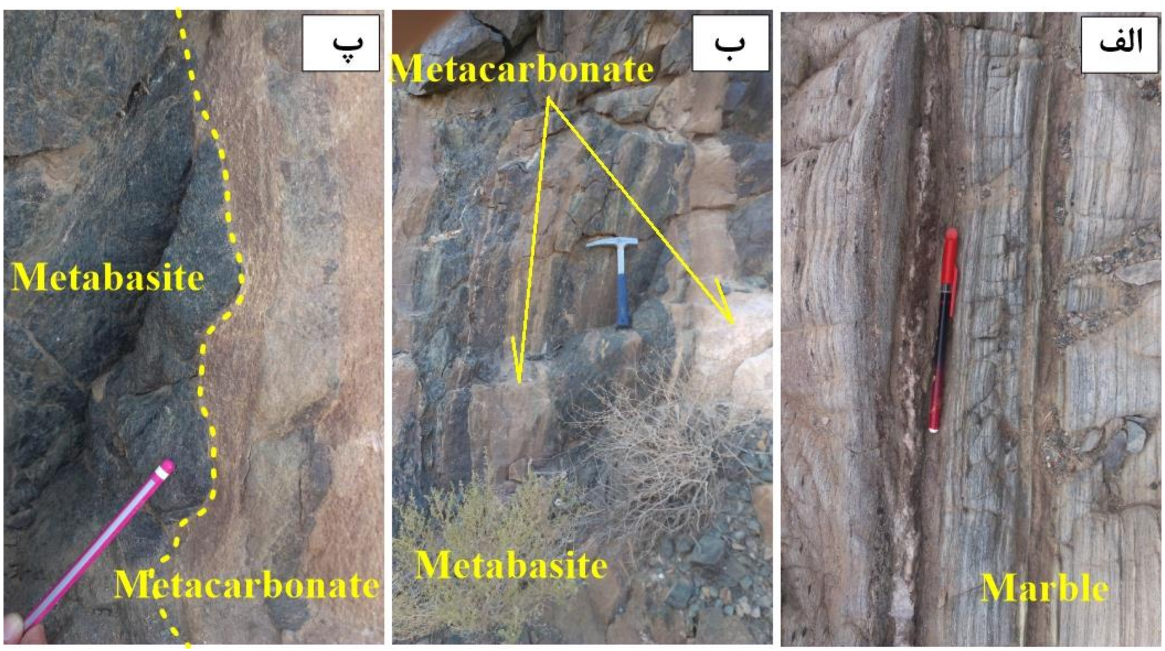
در مجموعه دگرگونی دوچاه متاپسامیت‌ها از فراوانی بیشتری برخوردار هستند این سنگ‌ها در مجموعه دگرگونی دلبر و شتر کوه نیز رخنمون دارند.



تصاویری از رخنمون صحرایی متاپسامیت‌ها و توسعه برگوارگی و چین‌خوردگی در این سنگ‌ها.

متاکربنات‌ها

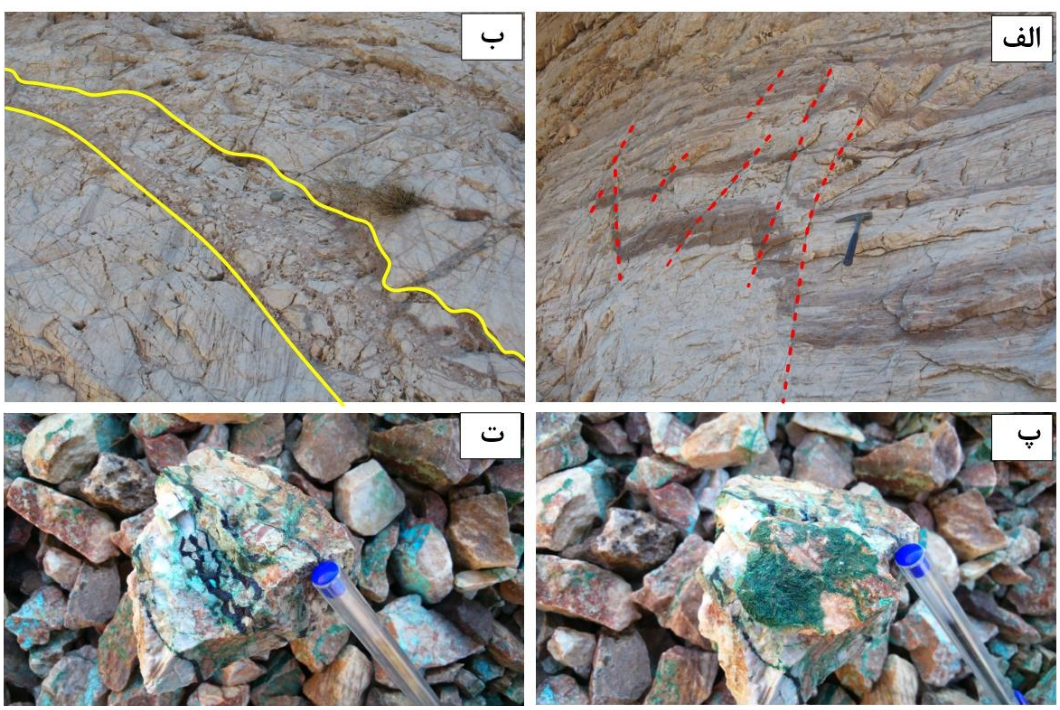
متاکربنـاتـ‌هـا شـامل مرمرهـای آهکـی و دولـومیتی هسـتند بـه علـت مقـاوم بـودن کـانی کلسـیت در بـازه وسیعی از دگرگـونی تنهـا تغییـرات ایجـاد شـده در ایـن سـنگ‌هـا بـه صـورت افـزایش انـدازه دانـه‌هـا، تبلـور دوبـاره کـانی‌هـا و تغییـر رنـگ کربنـات‌هـا اسـت. در بخـش‌هـای مختلـف مجموعـه هـای دگرگـونی نئوپروتروزوئیـک پسـین نظیـر مـاجراد، جنـدق، پشـت بـادام، زمـان آبـاد، مـاه نشـان و ... متاکربنـات‌هـا بـه صورت میان‌لایه‌ای با متاپلیت‌هـا، متاپسـامیت‌هـا، متابازیـت‌هـا و متاریولیـت‌هـا مشـاهده مـی‌شـوند کـه خـود شاهد محکمی بر وابستگی لایـه‌هـای کربناتـه بـه تـوالی اصـلی اسـت. در همبـری کربنـات‌هـا بـا متابازیـت‌هـا آثـار چـین‌خـوردگی شـدید در متاکربنـات‌هـا، تغییـر رنـگ خاکسـتری تیـره بـه روشـن، لامیناسـیون‌هـای ظریـف در بخـش‌هـای کربناتـه، آغشـتگی کربنـات‌هـا بـا متابازیـت‌هـا و حالـت انحنـاء و خمیـدگی در متاکربنات‌ها مشاهده می‌شود.



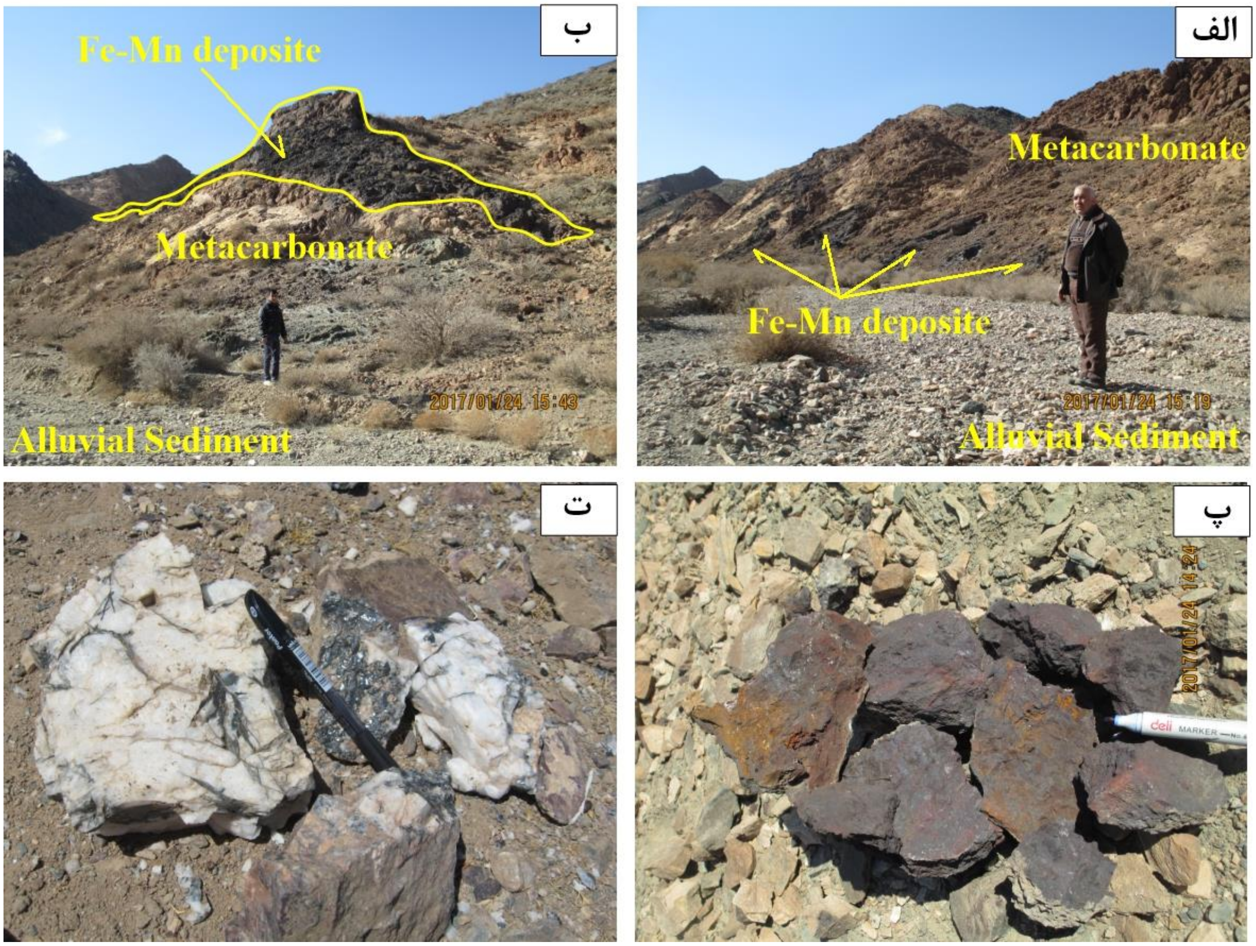
تصویری از متاکربنات‌های منطقه ماجراد که تحـت تـأثیر دگرگـونی لایـه‌هـای ظریـف در آن‌هـا تشـکیل شـده است، در لایه‌های مزبور اخـتلاف رنـگ و انـدازه کـانی‌هـا کـاملاً مشـهود اسـت. ب و پ- تصـاویری از همبـری متاکربنات‌ها و متابازیت‌ها در مجموعه ماجراد، به سطوح تماس منحنی توجه شود.

متاکربنات‌ها بعلت مقاومت بیشتر نسبت به متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌ها، مهم‌ترین ترکیبات سنگی تشکیل دهنده ارتفاعات منطقه می‌باشند. در برخی مناطق ضخامت بخش‌های کربناته بسیار زیاد است (مثلاً در منطقه ماجراد به حدود ۳۰۰ تا ۴۰۰ متر نیز می‌رسد)، این واحدهای مرمری در کوه ماجراد دارای قابلیت برداشت به عنوان سنگ ساختمانی می‌باشند. به علت تأثیر نیروهای تکتونیکی در منطقه آثار چین‌خوردگی و گسل‌خوردگی به وفور در این سنگ‌ها قابل مشاهده است.

در همبری متاکربنات‌ها با توده‌های نفوذی گابرودیوریتی شمال تنگه ماجراد شواهد زیبایی از چین‌خوردگی متاچرت‌ها و اسکارن‌زایی در مرمرها مشاهده می‌شود، دمای بالای توده نفوذی باعث تبلور مجدد کلسیت‌ها شده که به وضوح در سطح سنگ قابل مشاهده می‌باشند. در برخی مناطق مانند معدن فیروزه ماجراد، کانه‌زایی مس با ترکیب کانی‌شناسی مالاکیت و آزوریت، همراه این مرمرها مشاهده می‌شود، درون دولومیت‌های این مجموعه، چرت‌های غنی از آهن و منگنز یا لایه‌های غنی از آهن با ترکیب مگنتیت یافت می‌شود.



شکل ۲-۹- الف و ب - تصاویری از گسل‌خوردگی و گوژ گسلی در مرمرهای کوه ماجراد. پ و ت- کانه‌زایی مس به صورت مالاکیت و آزوریت در متاکربنات‌های معدن فیروزه ماجراد.



الف و ب - دورنمایی از کانه‌زایی آهن و منگنز در همبری متاکربنات‌ها و متابازیت‌ها. پ - نمونه‌های دستی از کانه‌زایی آهن و منگنز و ت - کانه‌زایی آهن با ترکیب اولیژیست درون توده‌های سیلیسی در منطقه حلوایی (مجموعه دگرگونی ماجراد).

در مجموع دگرگونی سرزمین‌های پرکامبرین ایران اغلب از نوع ناحیه‌ای پیشرونده بوده است و درجه دگرگونی سنگ‌ها از حد رخساره شیست – سبز تا آمفیبولیت (به ویژه بخش دما- فشار بالای رخساره آمفیبولیت) متغّیر بوده است. دگرگونی از نوع دما – فشار متوسط یا نوع بارووین بوده است.

توده‌های گرانیتوئیدی

نئوپروتروزوئیک پسین – کامبرین پیشین (حدود ۵۵۰ تا ۵۱۰ میلیون سال پیش)

نمونه‌های بارز:

توده‌های گرانیتوئیدی چادگان – شهرکرد

توده‌های گرانیتوئیدی موته گلپایگان

توده‌های گرانیتوئیدی ازنا - درود

توده‌های گرانیتوئیدی تکاب – ماه نشان

توده‌های گرانیتوئیدی مهاباد – شاهین دژ

توده‌های گرانیتوئیدی خوی – سرو

توده‌های گرانیتوئیدی بند هزار چاه – جنوب شرق شاهرود

توده‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی – شرق شاهرود

توده‌های گرانیتوئیدی سرو جهان و دوران – زنجان

توده‌های گرانیتوئیدی مغانلو – جنوب غرب تکاب

توده‌های گرانیتوئیدی همراه مجموعه‌های دگرگونی جندق، دلبر، نی‌باز، شتر کوه، دو چاه، ماجراد و ....

ویژگی های سنگ شناسی و کانی شناسی

توده‌های گرانیتوئیدی نئوپروتروزوئیک پسین – کامبرین پیشین

کانی شناسی

کانیهای اصلی: بیوتیت، مسکوویت، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، کوارتز،

کانیهای فرعی: تورمالین، اسفن، اوپک (ایلمنیت)، توپاز، زیرکن، آلانیت و احتمالاً مونازیت

کانیهای ثانویه: سریسیت، اپیدوت

کانیهای موروثی: گارنت، آندالوزیت، سیلیمانیت، کردیریت و ...

بافت: شکل‌دار، نیمه شکل‌دار، کاتکلاستی یا خرد شده، میلونیتی شده و ...

بافت‌های ناشی از دگرشکلی: دانه‌ریز شدن (ساب‌گرین subgrain)، ساخت‌های دلتا، سیگما، میلونیتی‌شدن و ...

طیف ترکیبی: گرانیت، آلکالی فلدسپار گرانیت، مونزوگرانیت، گرانودیوریت

ماهیت: پرآلومین- کالک آلکالن

آنکلاوها: متاپلیتی (عمدتاً)، سورمیکاسه، متاسندستونی، متاکربناتی

سن: نئوپروتروزوئیک پسین – کامبرین پیشین

تیپولوژی (تیپ‌ها یا انواع) گرانیت‌ها

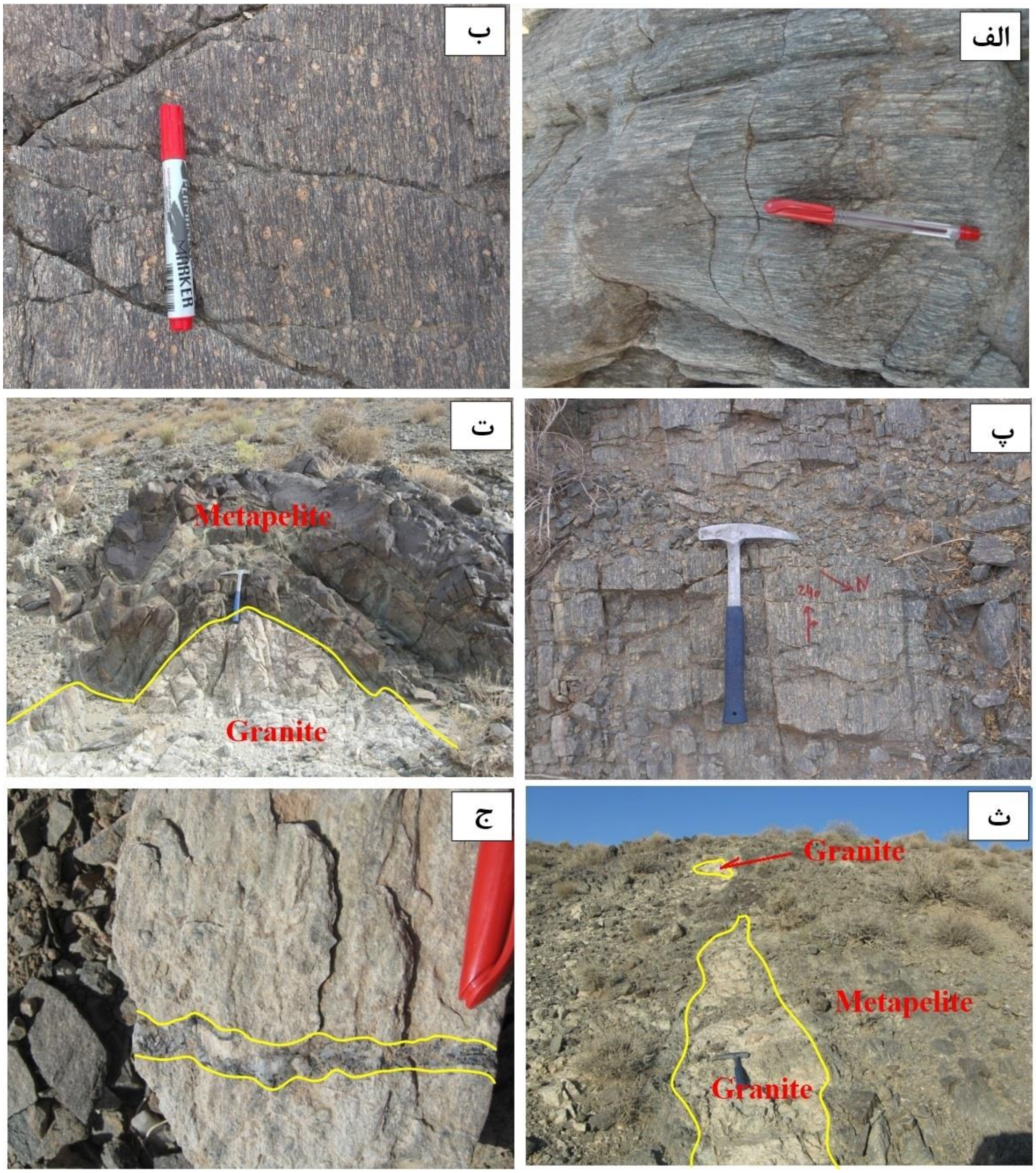
S-type, I-type, A-type

اغلب S-type

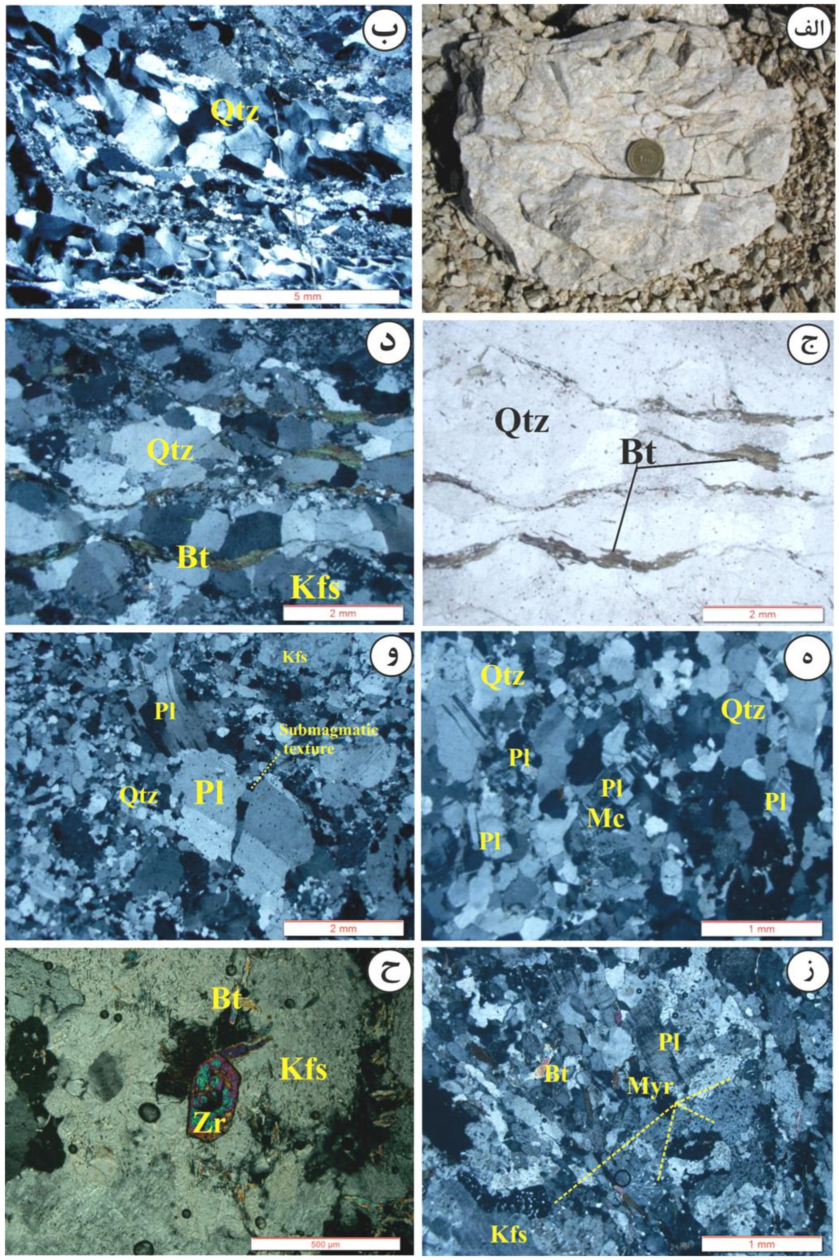
گرانیت‌ها (گرانیتوئیدها)

گرانیت‌ها دسته دیگری از سنگ‌های مجموعه‌های نئوپروتروزوئیک هستند که به صورت لایه‌های نازک آپلیتی، بسته‌ها و رگه‌های پگماتیتی، آپوفیزهای کوچک و توده‌های نفوذی کوچک تا بزرگ مقیاس رخنمون دارند. شرایط دما و فشار دگرگونی حاکم بر گنیس‌ها به بروز آناتکسی و تشکیل گرانیت منجر گردیده است که آثار ذوب‌شدگی در مقیاس سانتی‌متری تا متری به وضوح مشاهده می‌شود. در برخی مناطق رگه‌های پگماتیتی- آپلیتی متشکل از کوارتز، آلکالی فلدسپار، تورمالین همراه گرانیت‌ها دیده می‌شود.

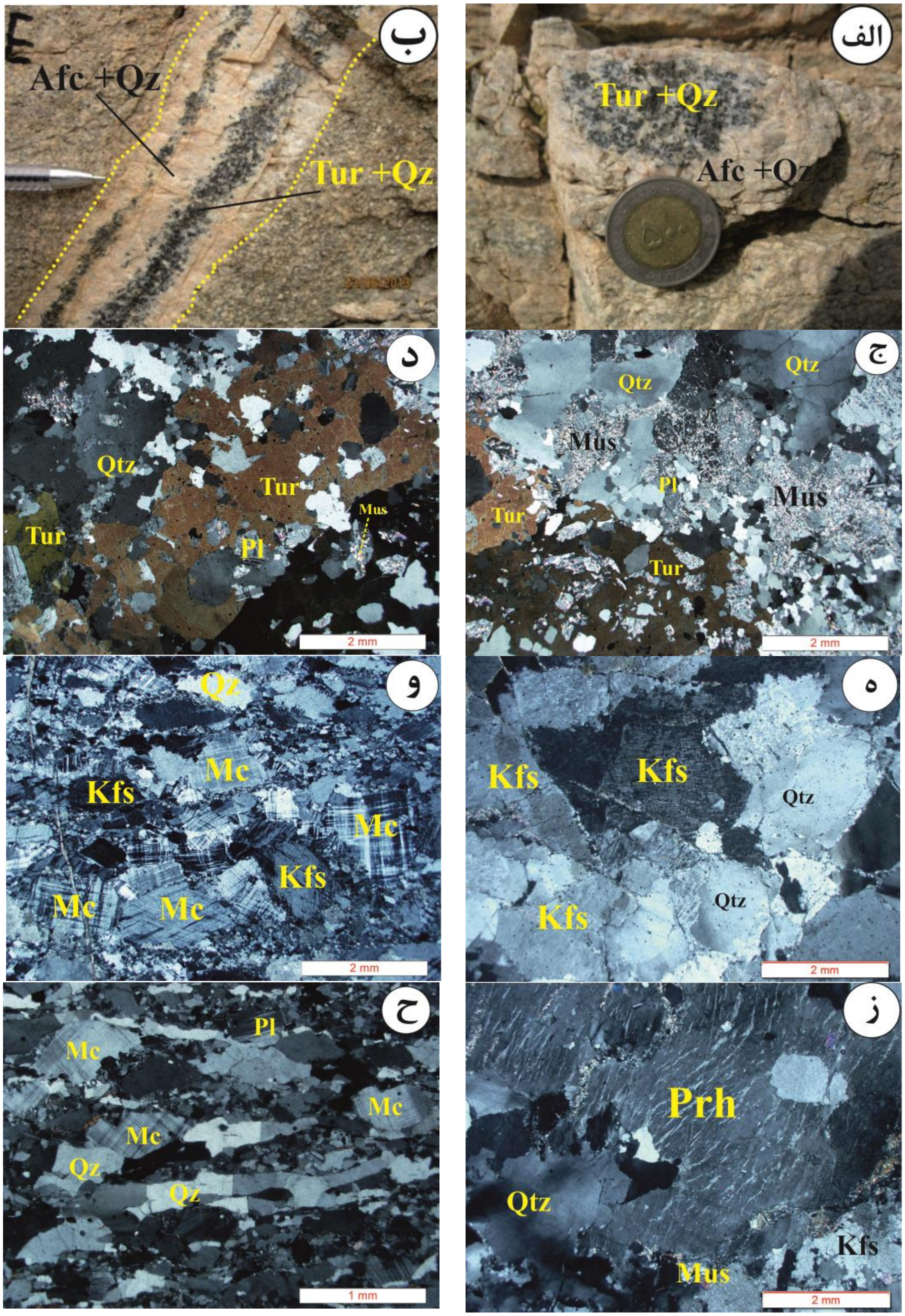
در شمال‌شرقی منطقه ماجراد گرانیت‌ها به صورت توده‌های نفوذی کوچک‌مقیاس در کنار کربنات-های صورتی رنگ و متاپلیت‌ها مشاهده می‌شوند که در حاشیه توده متاپلیت‌ها به صورت گنیس‌های شدیداً میلونیتی هستند، شواهد ذوب‌بخشی به صورت چین‌های ریز میگماتیتی تا عدسی‌های بزرگ گرانیتی به وضوح قابل مشاهده است. مذاب‌های گرانیتی تشکیل شده اغلب در لولای چین‌ها یا به موازات برگوارگی تزریق شده‌اند. توده‌های گرانیتوئیدی بند هزار چاه و جنوب غرب میامی از نمونه-های بارز این گرانیتوئیدها در نزدیکی شاهرود می‌باشند. در شمال غرب ایران (مناطق زنجان تکاب تا خوی) و مرکز ایران (منطقه ساغند – پشت بادام) نمونه های مشابهی از این توده‌های گرانیتوئیدی رخنمون دارند.



تصاویری از ویژگی‌های بارز گنیس و گرانیت‌های آناتکسی مجموعه ماجراد: الف- گنیس میلونیتی، لایه‌های روشن و تیره به صورت نوارهای بسیار ظریف در کنار هم مشاهده می‌شود، در بخش‌های تیره میزان بیوتیت و در بخش‌های روشن فراوانی آلکالی فلدسپار بیشتر است. ب و پ - گنیس میلونیتی با پورفیروبلاست درشت ارتوز در سطح سنگ. ت و ث - گرانیت‌زایی موضعی ناشی از ذوب متاپلیت‌ها و ج - تورمالین‌زایی موضعی در گنیس‌ها.



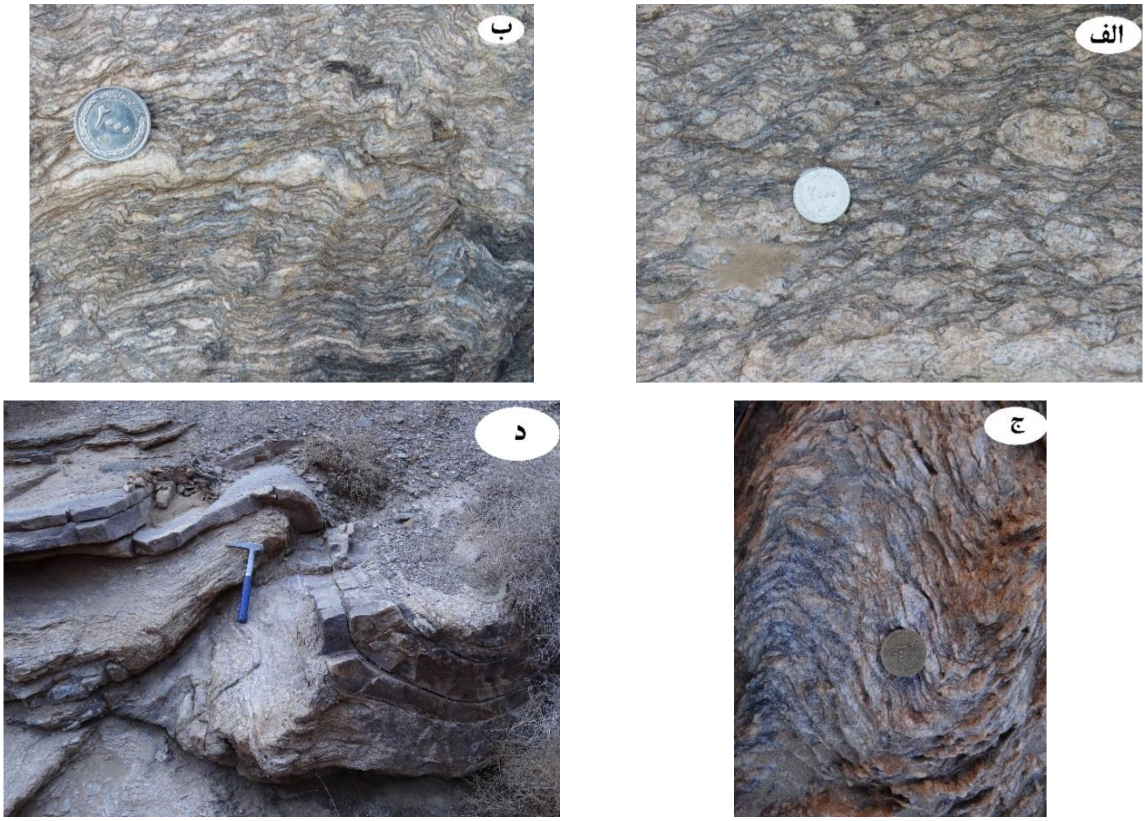
تصاویری از نمونه دستی بخش‌های پگماتیتی نشاندهنده همرشدی کوارتز و تورمالین (الف)، تصویر صحرایی نشاندهنده رگه‌های پگماتیتی حاوی تورمالین که در لابلای سنگهای گنیسی منطقه نفوذ کرده‌اند. تورمالین به رنگ سیاه بوضوح در تصویر مشاهده می‌شود (ب)، تصاویر میکروسکوپی از کوارتز و تورمالین‌های رشدیافته به صورت همرشدی در رگه‌های پگماتیتی مورد مطالعه در نور XPL (ج و د)، تصاویر میکروسکوپی نشاندهنده حضور آلکالی فلدسپارهای درشت ارتوز در آلکالی فلدسپار گرانیت‌های صورتی رنگ در نور XPL (ه) و میکروکلین با ماکل مشبّک در آلکالی فلدسپار گرانیتهای منطقه دلبر در نور XPL (و)، تصویر میکروسکوپی از ارتوز با بافت پرتیتی به همراه کوارتز در آلکالی فلدسپار گرانیتها که تا حدودی متحمل فرایندهای ساختاری شده‌اند. خاموشی موجی مشخص در کوارتزها و بافت پرتیتی در ارتوز از شواهد دگریختی‌های دمای بالا در حالت جامد می‌باشند (نور XPL شکل ز)، تصویری از گرانیتهای لوکوکرات با حضور میکروکلین، پلاژیوکلاز و کوارتزهای نواری (نور XPL، ح).



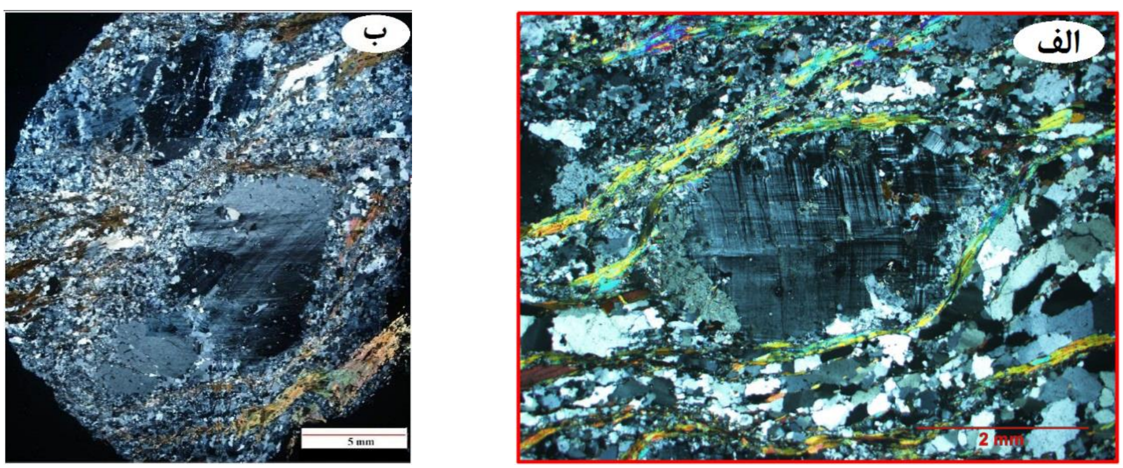
تصویری از نمونه دستی لوکوگرانیت سفیدرنگ فاقد کانی مافیک (الف)، تصویر میکروسکوپی از لوکوگرانیتها (نور PPL، ب، د و ه) کانی مافیک بیوتیت در لوکوگرانیتها (نور XPL، ج)، بافت ساب‌ماگمایی ناشی از نفوذ مذابهای فلسیک به درون شکستگی‌های موجود در پلاژیوکلاز در گرانیتها (نور XPL، و)، بافت میرمکیتی در مرز بین بلورهای پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار در گرانیتهای منطقه غرب کوه ملحدو (نور XPL، ز) و بلور دشت و شکل‌دار زیرکن به همراه بیوتیت در گرانیتها (نور PPL، ح).

دگرشکلی

بیوتیت‌گرانیت‌های سازنده برخی توده‌های گرانیتی نظیر توده‌های گرانیتوئیدی چاه‌زرد، کلاته قنبر و آیراکان وابسته به مجموعه دگرگونی – آذرین جندق به سن نئوپروتروزوئیک پسین، عمدتاً به رنگ روشن تا خاکستری دیده می‌شوند و بیوتیت، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز و کوارتز در آن‌ها یافت می‌شود. زیرکن، اسفن و کانی‌های اوپک (احتمالاً ایلمنیت) جزء کانی‌های فرعی آن‌ها محسوب می‌شوند. کلریت، مسکوویت، اپیدوت، آلانیت و اسفن ثانویه و همچنین اکسیدهای آهن و منگنز نظیر هماتیت و لیمونیت جزء کانی‌های ثانوی این سنگ‌ها به‌حساب از آنجایی که این گرانیت‌ها پس از استقرار متحمل میلونیت‌زایی شده‌اند، ریزساخت پورفیروکلاستی نشان می‌دهند و دارای پورفیروکلاست‌های پتاسیم فلدسپار (ارتوز) و پلاژیوکلاز، غالباً با بافت چشمی هستند. در بیوتیت‌گرانیت‌های دانه‌درشت میلونیتی‌شده، نیز چین‌خوردگی بزرگ‌مقیاس تا ریزمقیاس، ساب‌گرین‌شدن (خردشدن و تشکیل دانه‌های ریزتر) دانه‌های کوارتز و فلدسپار و ایجاد سطوح برشی C، S و Ć به‌وضوح در مقیاس صحرایی و میکروسکپی قابل مشاهده است. در اثر میلونیتی‌شدن این سنگ‌های گرانیتی به یک مجموعه بسیار متورق با ورقه‌هایی دارای مقیاس میلی‌متری (متشکل از ارتوز، پلاژیوکلاز و بیوتیت‌های به شدت دگرشکل‌شده) تبدیل شده است. در مقیاس میکروسکوپی تبدیل اورتوکلاز به میکروکلین دیده می‌شود که مبیّن تنش تحمیل‌شده بر ارتوکلاز و تحوّل سیستم بلوری آن از منوکلینیک به تریکلینیک می‌باشد. این تغییر و تحول ناشی از تنزل سیستم بلوری ارتوکلاز از رده مونوکلینیک (با درجه تقارن بیشتر) به میکروکلین از رده‌تری کلینیک (با درجه تقارن کمتر) است. همچنین تبدیل بیوتیت به مسکوویت و اورتوکلاز به مسکوویت به وضوح در مقیاس میکروسکوپی دیده می‌شود که معرف حضور سیّالات سرشار از آب در طی میلونیت‌زایی می‌باشد. در طی فرایند میلونیتی‌شدن و در حضور سیالات نامبرده، بیوتیت آهن خود را از دست داده و با کسب مقادیری آلومینیوم به مسکوویت (یا سریسیت) تبدیل شده است. از سوی دیگر ارتوکلاز یا میکروکلین نیز با دریافت مقداری آب به مسکوویت (یا سریسیت) تبدیل شده است. در اثر تبدیل بیوتیت به مسکوویت و فراوانی قابل توجه مسکوویت‌های ثانویه یا نوظهور، رنگ سنگ از حد معمول بیوتیت‌گرانیت‌ها روشن‌تر می‌باشد.



تصاویری از نمای نزدیک گرانیت‌های میلونیتی چاه‌زرد. الف - تصویری از وجود پورفیروکلاست‌های ارتوکلاز همراه با سطوح برشی S و C. ب و ج - چین‌خوردگی گرانیت‌های میلونیتی چاه‌زرد در مقیاس سانتیمتری تا میلیمتری. د - چین‌خوردگی گرانیت‌ها و آپلیت‌های لوکوکرات میلونیتی چین‌خورده در منطقه جنوب‌غرب اوسائن. همین این تصاویر معرّف دگرشکلی پلاستیک بسیار شدید تحمیل شده بر این سنگ‌ها است.



تبدیل بیوتیت به مسکوویت و تبدیل ارتوکلاز به میکروکلین (XPL). ب- پورفیروکلاست‌های ارتوکلاز در زمینه‌ای بسیار دانه‌ریز (subgraining) متشکل از دانه‌های خرد شده کوارتز، پتاسیم فلدسپار و بیوتیت. در ضمن بخشی از همین پورفیروکلاست‌های ارتوکلاز به میکروکلین تبدیل شده‌اند.

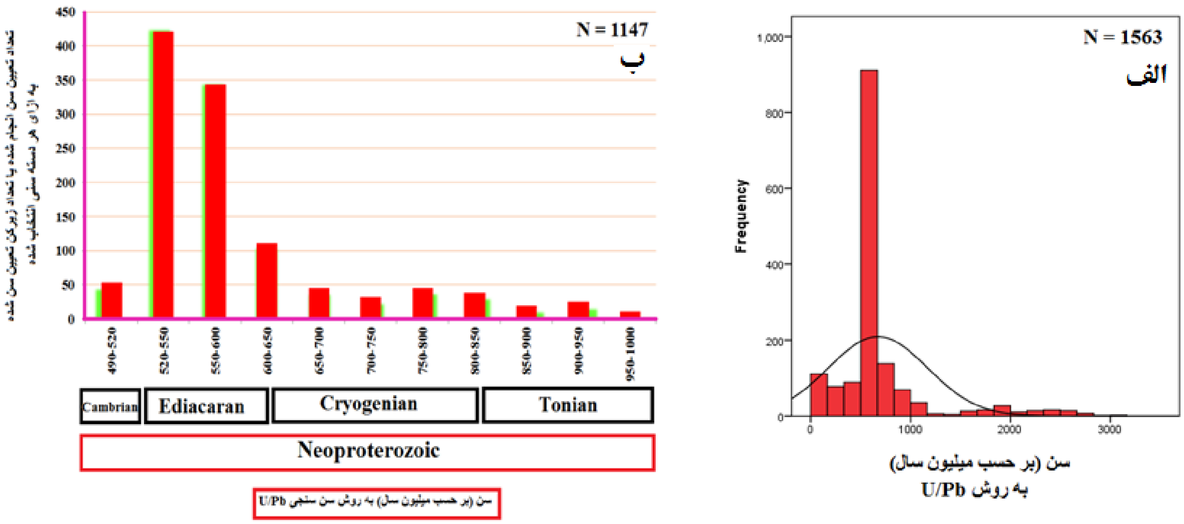
جدول -۱- نتایج تعیین سن به روش U-Pb انجام شده

بر روی زیرکن‌های جدا شده از برخی سنگ‌های مجموعه‌های دگرگونی- آذرین نئوپروتروزوئیک پسین – کامبرین پیشین

بخش‌های شمالی و میانی پهنه ساختاری ایران مرکزی (با تأکید بر روی توده‌های گرانیتوییدی آنها).

ردیف	مرجع	منطقه یا مجموعه مورد مطالعه	سن ایزوتوپی (بر حسب میلیون سال)
۱	Hassanzadeh et al., 2008	مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر (جنوب‌خاور شاهرود)	۵۳۴ تا ۵۵۶
۲	"	گرانیتویید سفید سنگ (جنوب‌خاور شاهرود)	۵۴۴
۳	"	گرانیتوییدهای بند هزارچاه (جنوب‌خاور شاهرود)	۵۲۷ تا ۶۰۱
۴	"	گرانیتوییدهای شتر کوه (جنوب‌خاور شاهرود)	۵۵۶
۵	"	مجموعه دگرگونی زنجان - تکاب	۵۴۸ تا ۵۶۸
۶	Bagheri & Stampfli, 2008	مجموعه دگرگونی- آذرین جندق (گرانیت آیرکان)	۵۴۹
۷	Rahmati-Ilkhchi et al., 2011	مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه(جنوب‌خاور شاهرود)	۵۴۷
۸	Shafaii Moghadam et al., 2013	مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه (جنوب‌خاور شاهرود)	۵۲۹ تا ۵۴۸
۹	Balaghi et al., 2014	مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر (جنوب‌خاور شاهرود)	۵۴۱ تا ۵۴۷
۱۰	Rossetti et al., 2014	مجموعه گرانیتوییدهای کوه سرهنگی (جنوب‌باختر بردسکن)	۵۳۵ تا ۵۷۵
۱۱	Hosseini et al., 2015	گرانیتوییدهای بند هزارچاه (جنوب‌خاور شاهرود)	۵۲۹ تا ۵۵۳
۱۲	Monazzami Bagherzadeh et al., 2015	مجموعه گرانیتوییدی برنورد(شمال‌باختر بردسکن)	۵۴۰ تا ۵۵۰
۱۳	Shafaii Moghadam et al., 2016	مجموعه دگرگونی زنجان - تکاب	۴۹۱ تا ۵۴۳
۱۴	Jamshidi Badr et al., 2010, 2013	مجموعه دگرگونی سورسات باختر تکاب	۵۳۷ تا ۵۴۳
۱۵	همین مقاله	گرانیتوییدهای جنوب‌باختر میامی	۵۴۱ تا ۵۵۱
۱۶	ویس‌کرمی و همکاران، ۱۳۹۵	گرانیتوییدهای دو چاه (شمال‌خاور طرود)	۵۴۷
۱۷	شکاری و همکاران، ۱۳۹۵	گابرودیوریت‌های شترکوه (جنوب‌خاور شاهرود)	۵۲۹ تا ۵۷۰
۱۸	منتشر نشده	گنیس‌های باختر رضاآباد خارتوران (جنوب‌خاور شاهرود)	۵۵۲

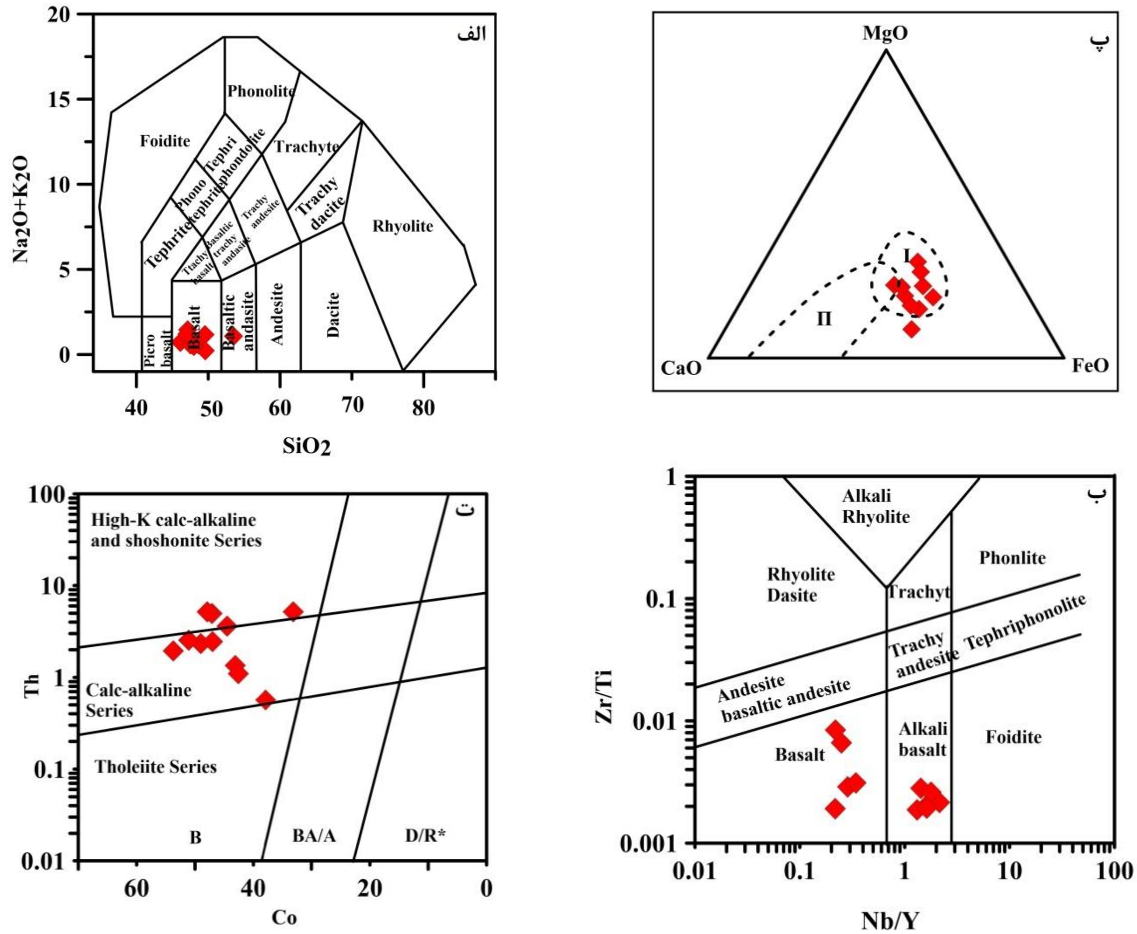
***: به علت اختصار نویسی، در این جدول از ذکر دامنه خطای تعیین سن‌های انجام شده، چشم پوشی شده است. برای اطلاع بیشتر به مراجع مربوطه رجوع شود.**



نمودار فراوانی سن‌های U-Pb سنگ‌های گرانیتوییدی و دگرگونی اواخر نئوپروترزوئیک (حاصل تلفیق داده‌های حاصل از مقالاتی که در جدول صفحه قبل به آنها اشاره شده است. شکل سمت راست (ب) نشان می‌دهد که سن‌های بسیار قدیمی بیش از ۲۰۰۰ میلیون سال نیز گزارش شده است. در شکل سمت چپ به اوج نمودار در محدوده سنی ۵۵۰ تا ۵۲۰ میلیون‌سال پیش مطابق اواخر ادیاکارن – اوایل کامبرین توجه نمایید. اکثر سن‌های جوان‌تر از ۵۰۰ میلیون‌سال در واقع منعکس کننده پیامدهای حوادثی نظیر دگرگونی و ماگماتیسم می‌باشد که پس از تشکیل این مجموعه‌ها دوباره بر آنها تحمیل شده است و بارزترین آنها با دگرگونی در تریاس بالایی، ژوراسیک میانی – بالایی و ماگماتیسم ائوسن – الیگوسن ایران به ویژه پهنه ماگمایی ارومیه‌دختر، نوار ماگمایی شمال پهنه‌ساختاری ایران‌مرکزی و پیامدهای فعالیت‌های ماگمایی جوان شمال‌باختر ایران، بر روی این مجموعه‌های سنگی منطبق می‌باشد. لازم به ذکر است برای دست‌یابی به سن‌های کمتر از ۵۲۷ و بیش از ۶۰۱ میلیون سال به منابع علمی مربوطه رجوع شود.

نام‌گذاری و تعیین سری ماگمایی سنگ والد متابازیت‌ها

براساس نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌کل و با توجه به شواهد صحرایی به ویژه ساخت‌های بالشی محفوظ مانده، متابازیت‌ها دارای سنگ مادر آتشفشانی (بازالتی) هستند.

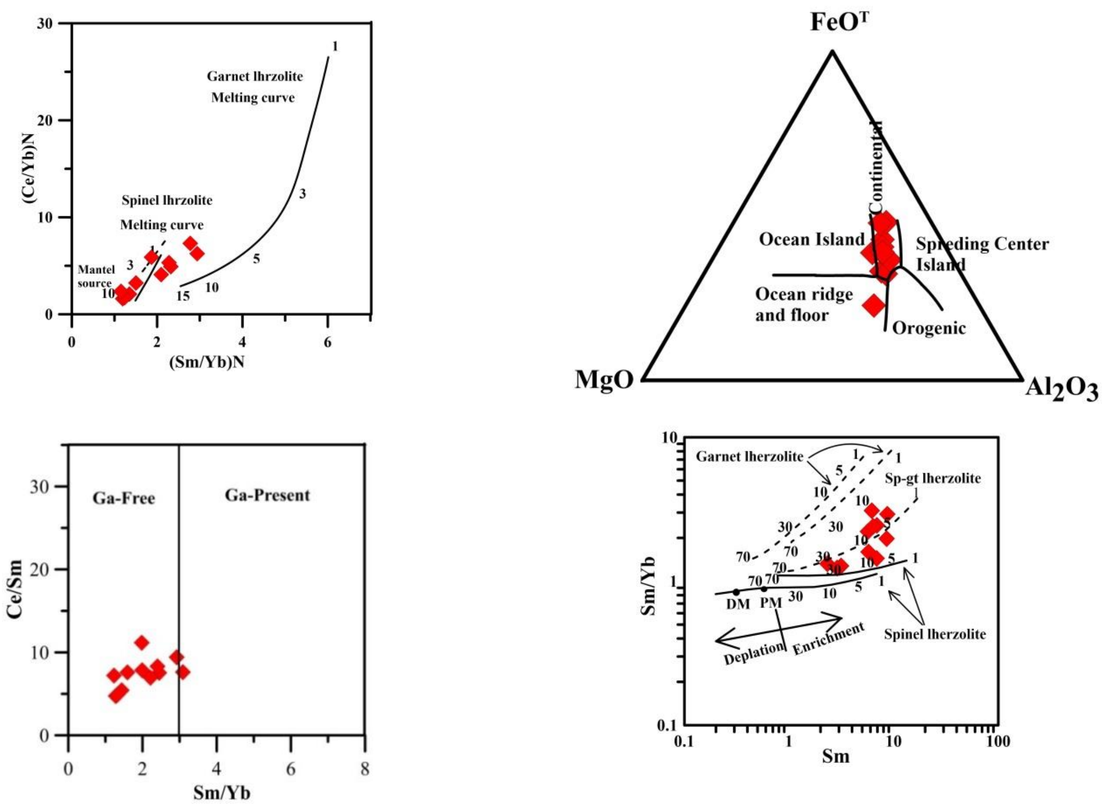


شکل ۴- نمودارهای تعیین ماهیت، موقعیت ترکیبی و سری ماگمایی سنگهای مادر متابازیت‌ها (برای نمونه متابازیت‌ها ی مجموعه دگرگونی ماجراد):

الف - نمودار مثلثی MgO, FeO_t و CaO (واکر و همکاران، ۱۹۶۰) جهت تفکیک ارتوآمفیبولیت‌ها (I) و پارا آمفیبولیت‌ها (Π) از یکدیگر، ب - نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۹۴) و ج- نمودار Zr/Ti در مقابل Nb/Ti (پییرس، ۱۹۹۶) به منظور نامگذاری سنگ‌های اذرین بیرونی مادر متابازیت‌ها، و ت - نمودار Th در مقابل Co (پییرس، ۱۹۹۶) جهت تعیین سری ماگمایی سنگ‌های اذرین بیرونی مادر متابازیت‌ها.

محیط تکتونیکی

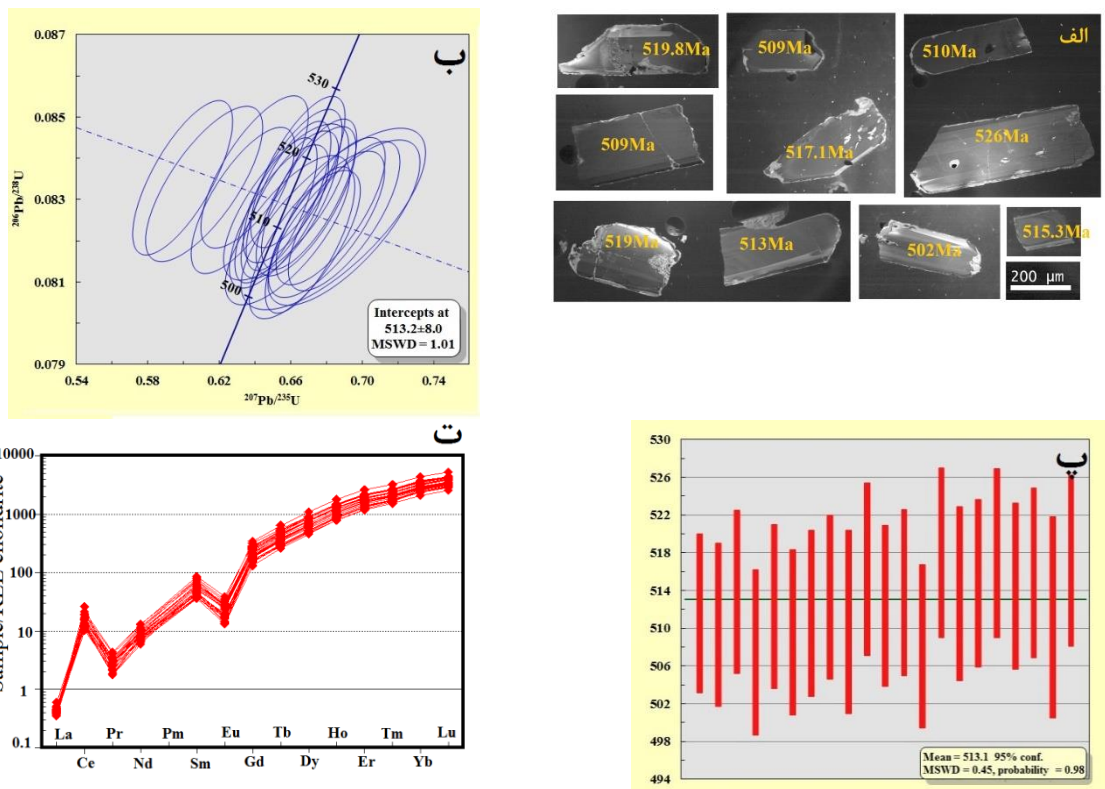
براساس نمودارهای تعیین کننده محیط تکتونوماگمایی سنگ‌والد یا مادر متابازیت‌ها غالباً بازالت‌های با ماهیت تولئیتی تا اندکی‌آلکالن بوده‌اند که به درون حوضه‌های کششی درون قاره‌ای راه یافته‌اند یا به عبارتی در آنها فوران کرده‌اند.



شکل ۶: موقعیت نمونه‌های متابازیتی الف. نمودار Sm/Yb در برابر Sm جهت تعیین درجه ذوب‌بخشی ماگمای اولیه نمونه‌های متابازیتی ب. نمودار N(Ce/Yb) در مقابل N(Sm/Yb) [۴۶]جهت تعیین درجه ذوب بخشی ناحیه منشأ پ. نمودار $MgO-Al_2O_3-FeOT$ (پییرس و همکاران، ۱۹۷۷) جهت تمایز محیط زمین‌ساختی سنگ‌های مادر نمونه‌های متابازیتی، ت- نمودار Ce/Sm در برابر Sm/Yb جهت تشخیص حضور گارنت در محل منشأ ماگماهای سازنده سنگ‌های مادر نمونه‌های متابازیتی.

سن سنجی

نتایج حاصل از سن سنجی به روش U-Pb بر روی کانی زیرکن یکی از نمونه های متابازیتی مجموعه دگرگونی ماجراد سن سازگاری ۸ ±۵۱۳/۲ میلیون سال را نشان می‌دهند که با کامبرین‌زیرین مطابقت نشان می‌دهد. سن‌های ناسازگار بدست آمده از برخی زیرکن‌ها ممکن است به دلیل از دست دادن اورانیوم یا توزیع مجدد سرب در خلال حوادث دگرگونی باشد. لازم به ذکر است تعیین سن‌های انجام شده بر روی متابازیت‌های سایر مناطق از جمله شترکوه، دامنه سنی متابازیت‌ها را تا حدود ۵۶۰ میلیون سال پیش نیز نشان می‌دهد. در نتیجه دامنه سنی ۶۰۰ تا حدود ۵۱۰ معادل نئوپروتروزوئیک پسین تا کامبرین پیشین برای این سنگ‌ها مطلوبتر است. به ویژه اینکه متابازیت‌ها سن حادثه دگرگونی را نشان می‌دهند نه سن سنگ‌های مادر بازالتی.



الف. تعدادی از تصاویر CI دانه‌های زیرکن جداشده از نمونه‌های متابازیتی (آمفیبولیت). سنهای به‌دست آمده برای هر نقطه از زیرکن‌ها بر روی آنها مشخص شده‌است. ب و پ نمودار سازگاری و میانگین سنی ترسیم شده بر اساس داده‌های حاصل از آنالیزهای ایزوتوپی یک نمونه از آمفیبولیت‌ها به روش LA-ICPMS . ت. نمودار تغییرات عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت (بوینتون، ۱۹۸۴) برای زیرکن‌های استخراج شده از نمونه آمفیبولیتی تعیین سن شده.

نمونه ای ار نتایج سن سنجی های انجام شده :

جدول: نسبتهای ایزوتوپی و سن سنجی U-Pb به روش LA-ICPMS

بر روی زیرکن‌های نمونه آمفیبولیتی متعلق به مجموعه دگرگونی ماجراد.

$^{07}Pb/^{235}U$	±σ	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ	ρ
0.02274	0.08259	0.00142	0.02613	510.6	13.96	0.31638
0.02656	0.0824	0.00145	0.02672	526.8	16.05	0.32427
0.02373	0.08298	0.00145	0.02552	498.1	14.75	0.30754
0.02543	0.08191	0.00147	0.02529	519.4	15.48	0.30875
0.02501	0.08272	0.00146	0.02690	528.2	15.09	0.32519
0.02848	0.08226	0.00148	0.02625	513.5	17.44	0.31911
0.04026	0.08577	0.00173	0.02750	558.8	23.58	0.32062
0.02553	0.08260	0.00148	0.02728	532.7	15.34	0.33027
0.02761	0.08719	0.00157	0.03083	601.9	15.5	0.35360

چگونگی تشکیل و تحول مجموعه‌های سنگی نئوپروتروزوئیک پسین – احتمالاً کامبرین پیشین

با توجه به مطالعات پیشین صورت گرفته بر روی مناطق پی‌سنگی، در اواخر نئوپروتروزوئیک در مناطق قاره‌ای شمال گندوانا، حوضه‌های کششی درون قاره‌ای کوچک و بزرگی تشکیل و تحت تأثیر حوادث بعدی دگرگون و دگرشکل شده‌اند.,Ramezani & Tucker, 2003., Haghipour, 1974., Samani, 1988) Verdel et al., 2007 Hassanzadeh et al., 2008 ., Bagheri & Stampfli, Ramezani, 1997 ., ., Rahmati-Ilkhchi et al., 2011., Balaghi et al., Jamshidi Badr et al., 2013., ،Shafaii Moghadam et al., 2013., Saki, 2010., 2008., (Shafaii Rossetti et al., 2014.,Hosseini et al., 2015.,Monazzami Bagherzadeh et al., 2015 2014., .Moghadam et al., 2016.,

در برخی مناطق شواهد تشکیل پوسته اقیانوسی و گسترش این حوضه‌های کششی تا مرحله اقیانوس‌زایی گزارش شده است (منصور قربانی، ۱۹۹۸؛ صادقیان و همکاران، ۱۳۹۵؛ Hushmandzadeh, 1969). در مناطقی مانند شمال هرمزگان و شمال کاشمر نیز شواهدی از ریفت‌زایی و تشکیل حوضه‌های رسوبی درون‌قاره‌ای ارائه شده است (فرامرزی و همکاران، ۲۰۱۵؛ منظمی باقرزاده و همکاران، ۲۰۱۵). ترکیب کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی سرزمین-های پی‌سنگی نشان می‌دهد، که سنگ‌های مادر آنها دارای طیف متنوعی از ماسه‌سنگ، شیل، آهک، دولومیت، مارن، بازالت، ریولیت و آتشفشانی‌تخریبی‌های وابسته بوده که اکنون به صورت مجموعه‌های دگرگونی با طیف

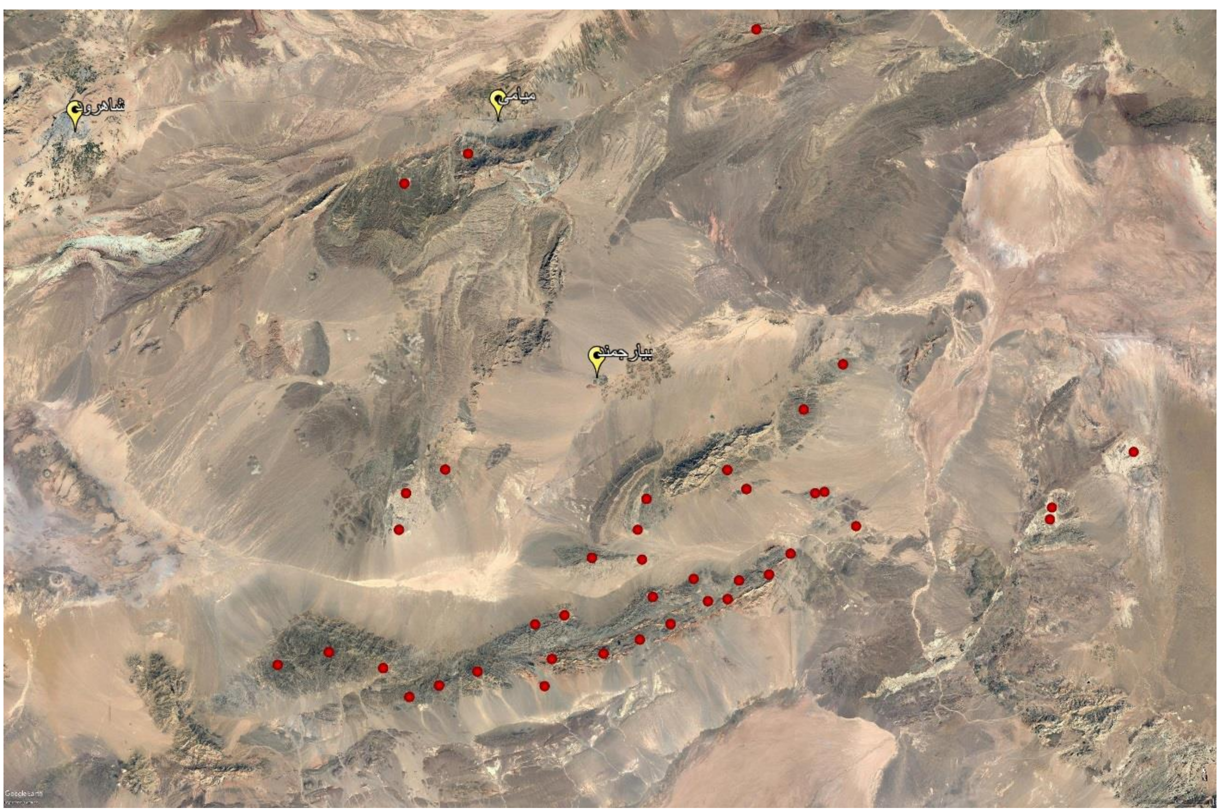
ترکیبی وسیع شامل متاپلیت، متاکربنات، متابازیت، متاپسامیت و متاریولیتی در این مناطق تظاهر یافته‌اند. دگرگونی در این مناطق اغلب از رخساره‌های شیست سبز تا آمفیبولیت و آمفیبولیت بالایی متغیّر است. در برخی مناطق، دگرگونی در بالاترین درجه خود، تا حد آناتکسی پیش رفته که در سنگ‌های متاپلیتی به گرانیت‌زایی (شفاهی مقدم و همکاران، ۲۰۱۶؛ روزتی و همکاران، ۲۰۱۴؛ ندیمی، ۲۰۰۷؛ رمضانی و تاکر، ۲۰۰۳؛ Verdal et al, 2007) دوچاه بندهزار چاه دلبر) و در آمفیبولیت‌ها و گارنت‌آمفیبولیت‌ها به تشکیل ترکیبات تونالیتی (شکاری و همکاران، ۱۳۹۵) منجر شده است.

برخی از مجموعه‌های متابازیتی مناطق پی‌سنگی ایران نظیر مجموعه جندق علاوه بر متابازیت‌های با پروتولیت بازالتی دارای طیف وسیعی از لوکوگابرو، پیروکسنیت و هارزبورژیت‌های دگرگون شده می‌باشند که در حد رخساره شیست سبز دگرگون شده‌اند (بلوچی، ۱۳۹۷). به نظر می‌رسد حوضه‌های کششی تشکیل شده در این مناطق به مرحله ریفت‌زایی نرسیده و فاز تراکمی جانشین فاز کششی شده و به برخورد قاره – قاره تبدیل شده‌اند. در شکل زیر خلاصه‌ای از این رویدادها به صورت شماتیک نمایش داده شده است. برخی از این حوضه‌های کششی به مرحله ریفت‌زایی نرسیده بلکه طی بازه زمانی کوتاهی بسته شده و فرایند برخوردی از نوع قاره – قاره صورت گرفته است به عبارت دیگر رژیم تکتونیکی کششی (یا ریفت‌زایی) عقیم مانده و یک رژیم فشارشی قوی بر این سرزمین‌ها حاکم گشته است.

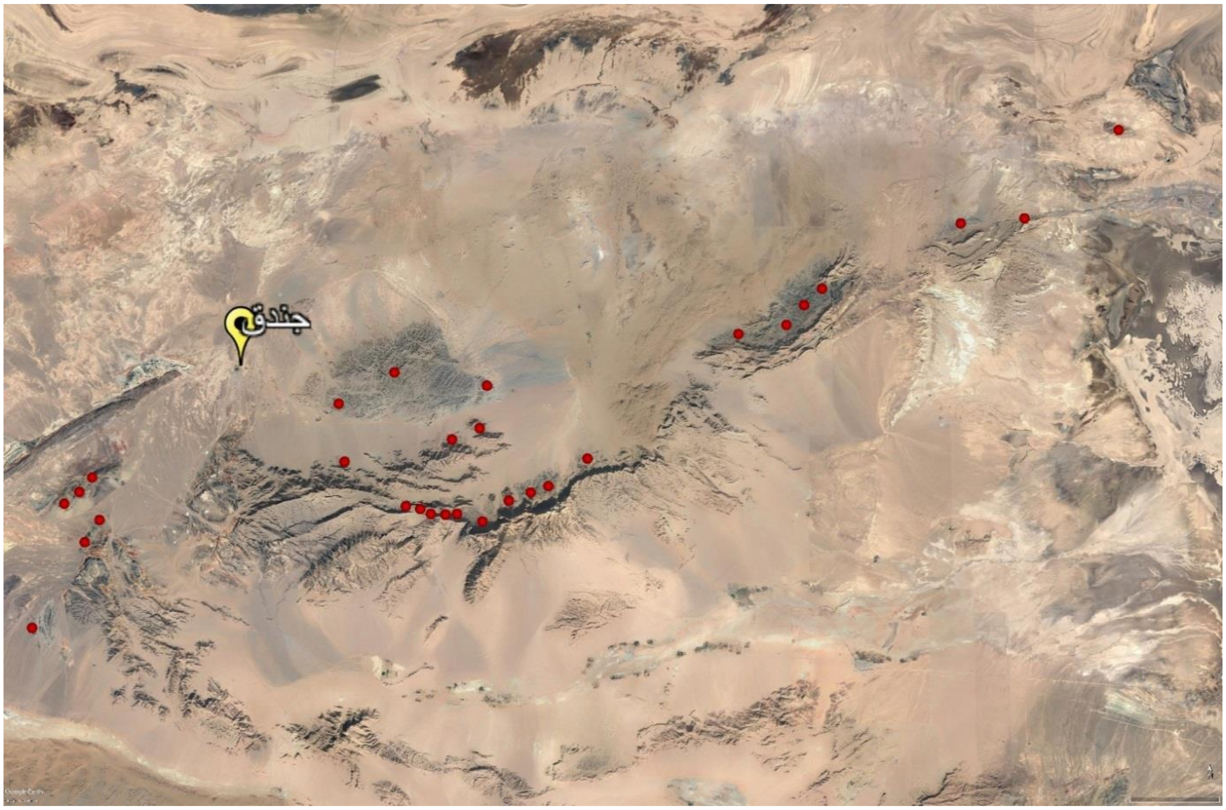
بررسی مستندات منتشر شده در مورد سرزمینهای پیسنگی داری وضعیت مشابه ولی داری دامنه سنی قدیمیتر در عربستان سعودی، سومالی مصر اردن ترکیه اتیوپی یمن..... نشان می‌دهد تحولات ژئودینامیکی به صورت تشکیل حوضه‌های کششی درون قارهای بوده که به ندرت تا مرحله اقیانوس‌زایی پیشرفته تحول یافته‌اند. به نظر میرسد در نئوپروتروزوئیک گوشته زمین فعالتر بوده و درجه زمین‌گرمایی کلی زمین بالاتر بوده است و توانسته است چرخه‌های تکتونیکی فعال ولی کوتاه مدت ایجاد نماید. رخنمون بسیار کم افیولیتهای قدیمی خود شاهدی بر این ادعا است که حوضه‌های اقیانوسی قدیمی گسترش زیادی نداشته‌اند و اکثر حوضه‌های کششی درون قاره‌ای قبل از رسیدن به مرحله زایش پوسته اقیانوسی بسته شده‌اند. مجموعه رسوبات و سنگهای آتشفشانی درون این

حوضه‌ها (عمدتاً ترکیب بازالتی داشته طی بسته‌شدن به مجموعه درهمی از سنگهای‌دگرگونی منجر شده‌اند. بستگی به شدت و ضعف بسته‌شدن و فرورانش‌های ناقص احتمالی و از سوی دیگر فررانش بُرش‌های سنگی (اسلب‌ها)، سنگهای دگرگونی درجات دگرگونی بسیار ضعیفی تا شدید (اواخر رخساره آمفیبولیت- و احتمالاً تا آغاز رخساره گرانولیت) نشان می‌دهند.

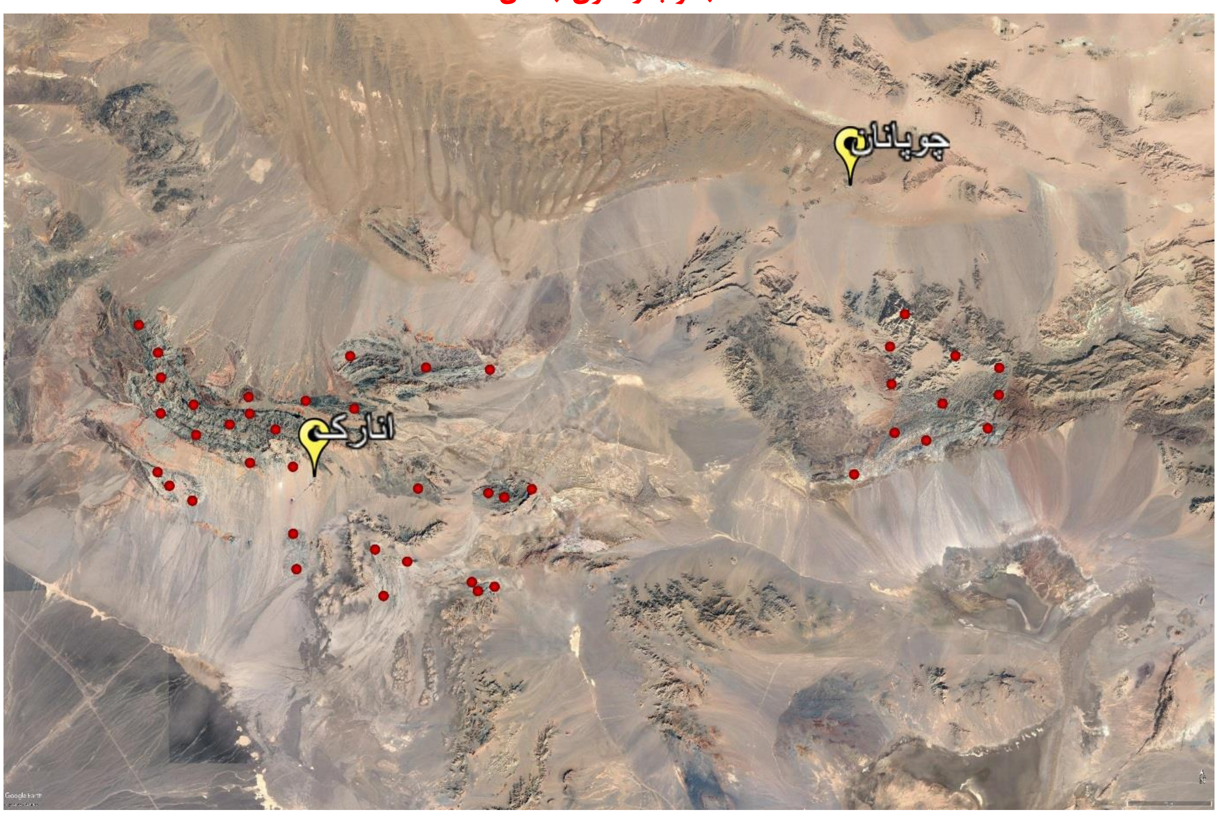
در ادامه تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌هایی در ارتباط با پراکندگی جغرافیایی مجموعه‌های سنگی نئوپروتروزوئیک پسین – کامبرین زیرین ارائه شده است به آنها توجه نمایید. به پراکندگی این رخنمون‌ها در پهنه‌های ساختاری ایران مرکزی، سنندج – سیرجان، البرز و ... توجه نمایید.



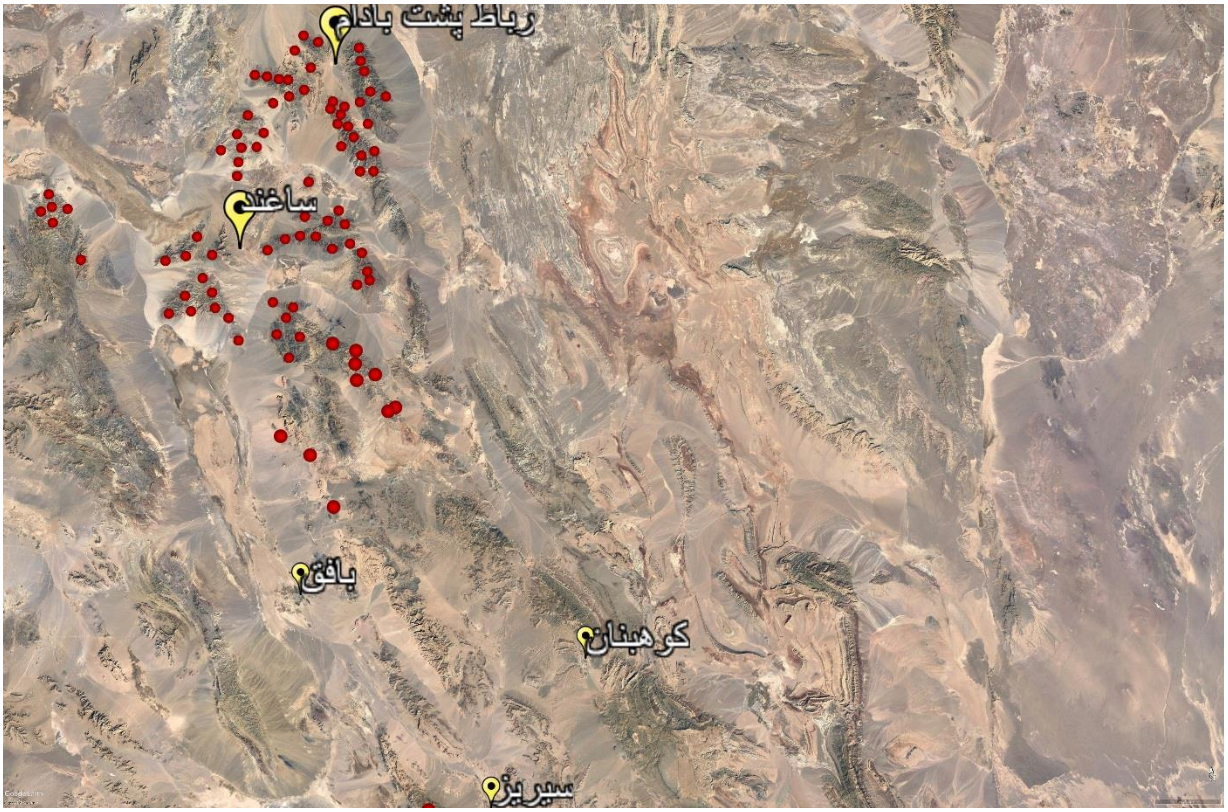
جنوب و جنوب شرق شاهرود



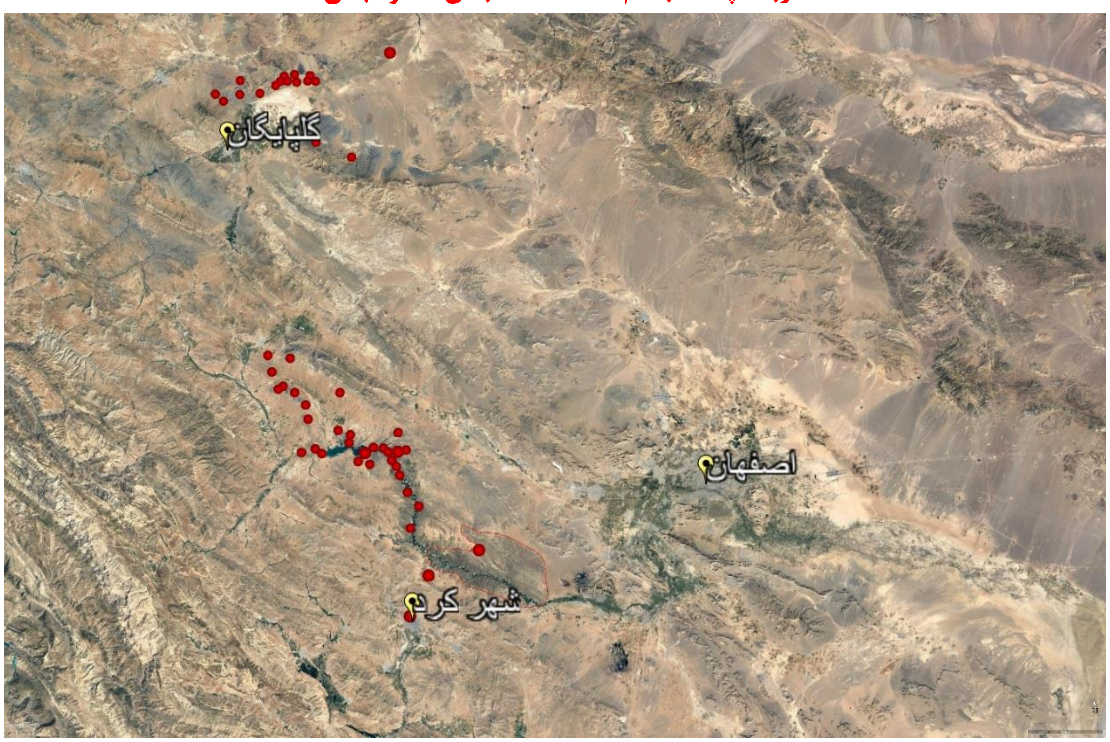
جنوب و شرق جندق



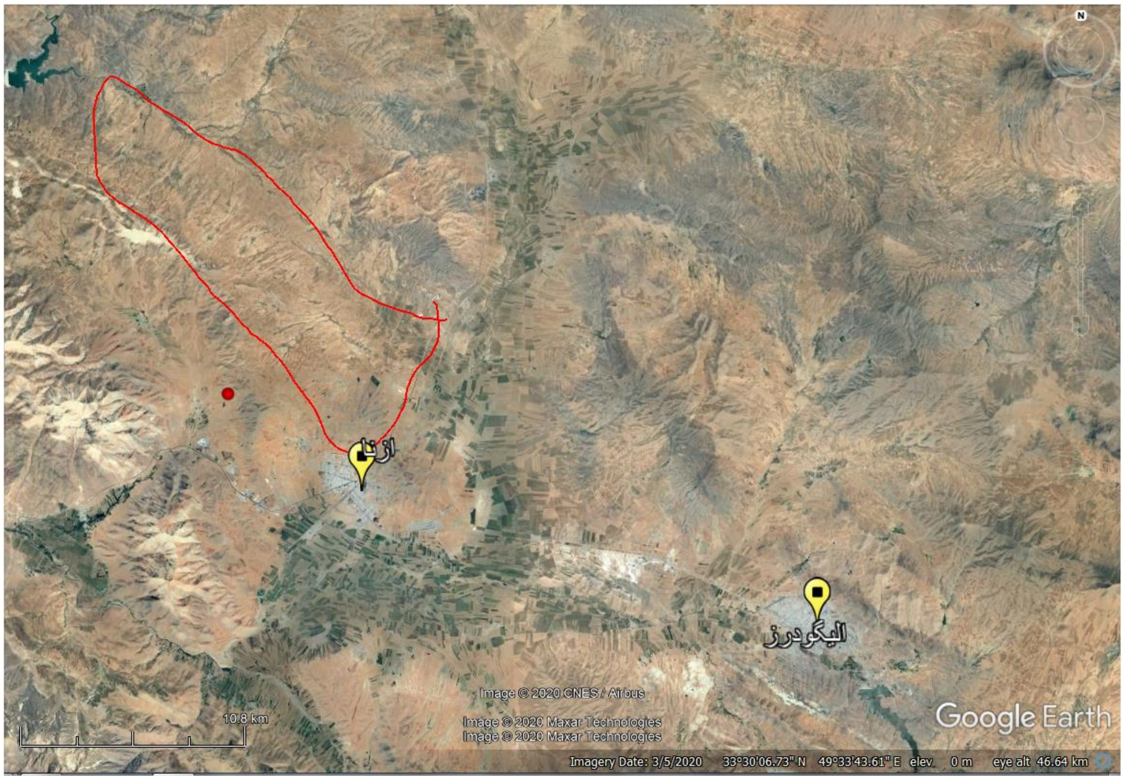
انارک - چوپانان



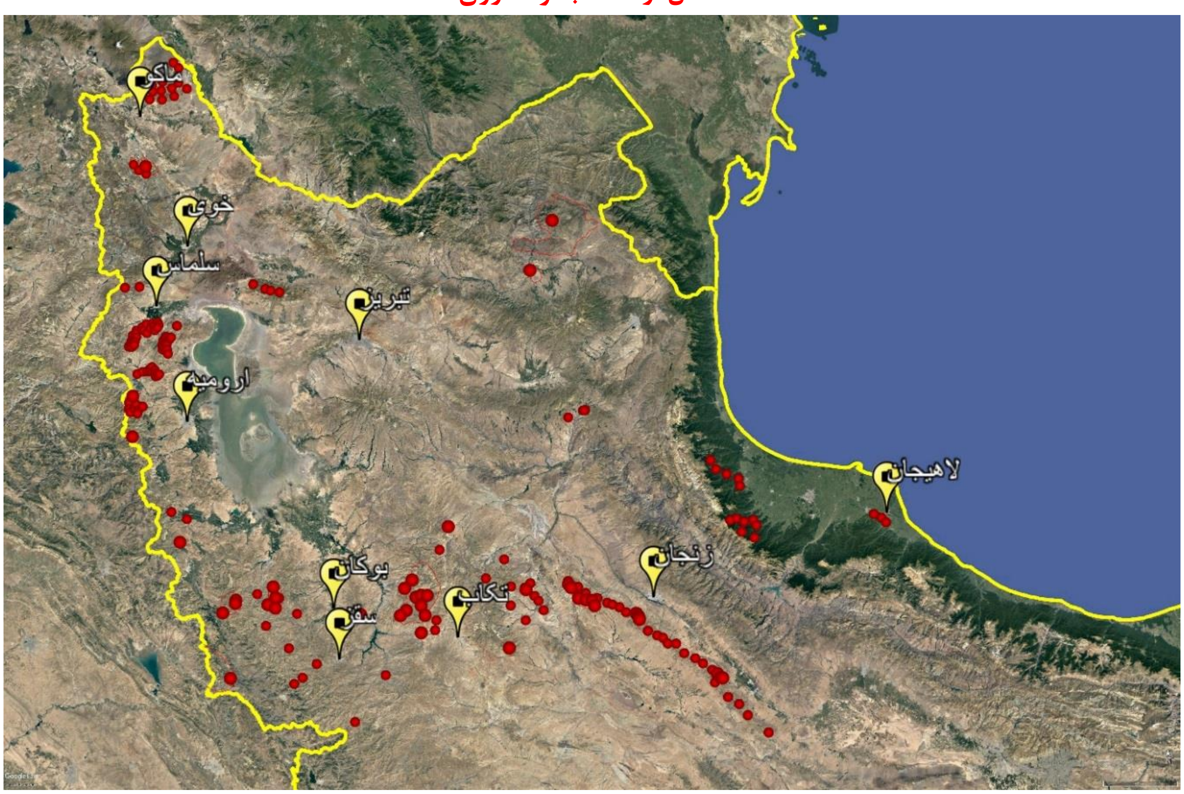
رباط پشت بادام – ساغند – بافق - کوهبنان



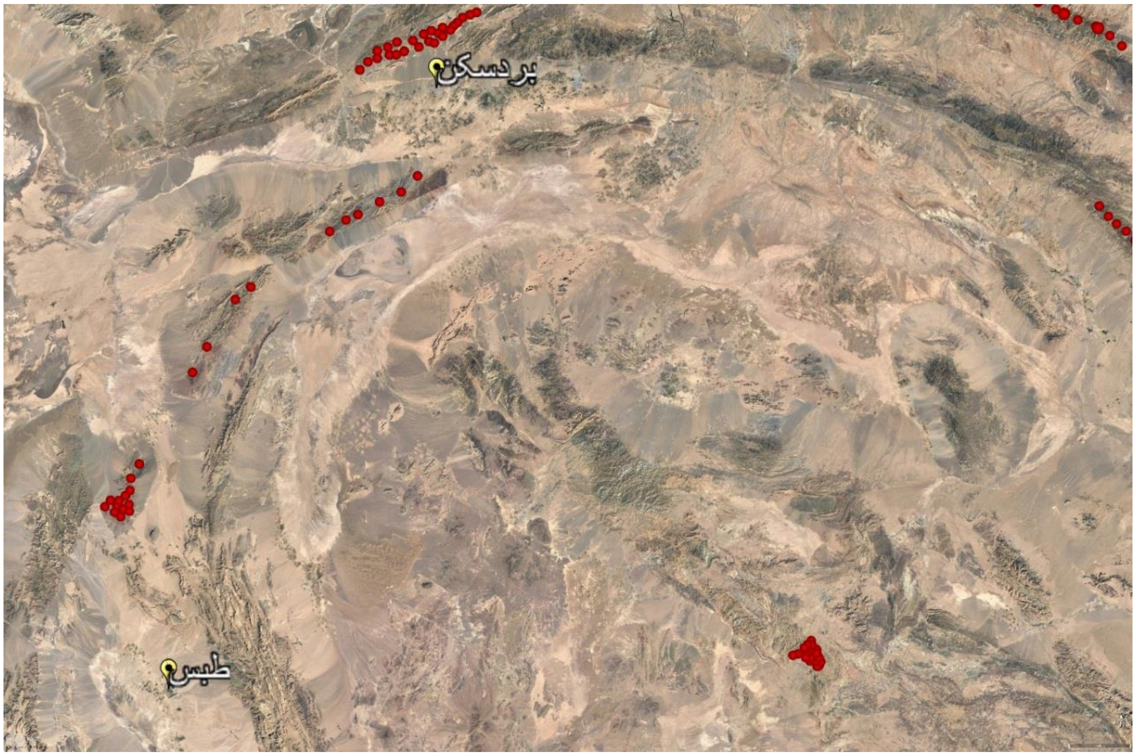
اصفهان – گلپایگان - شهرکرد



شمال ازنا – مجموعه ژون

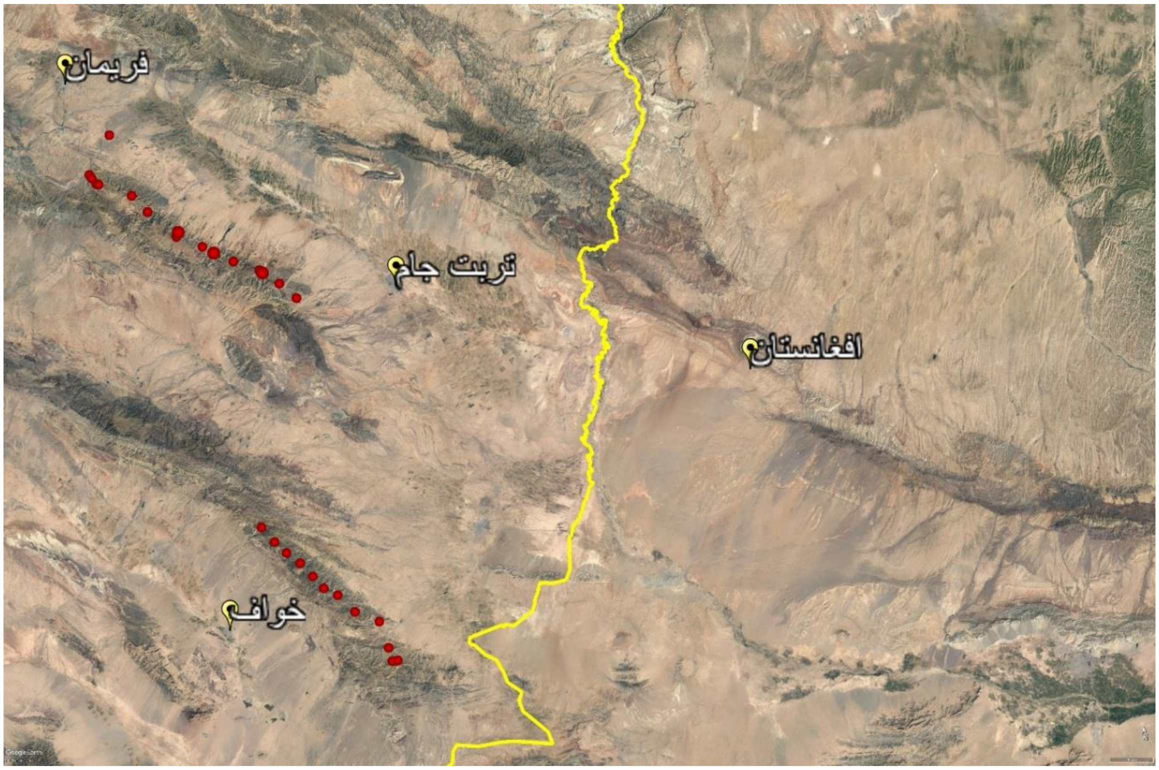


شمال و شمال غرب ایران



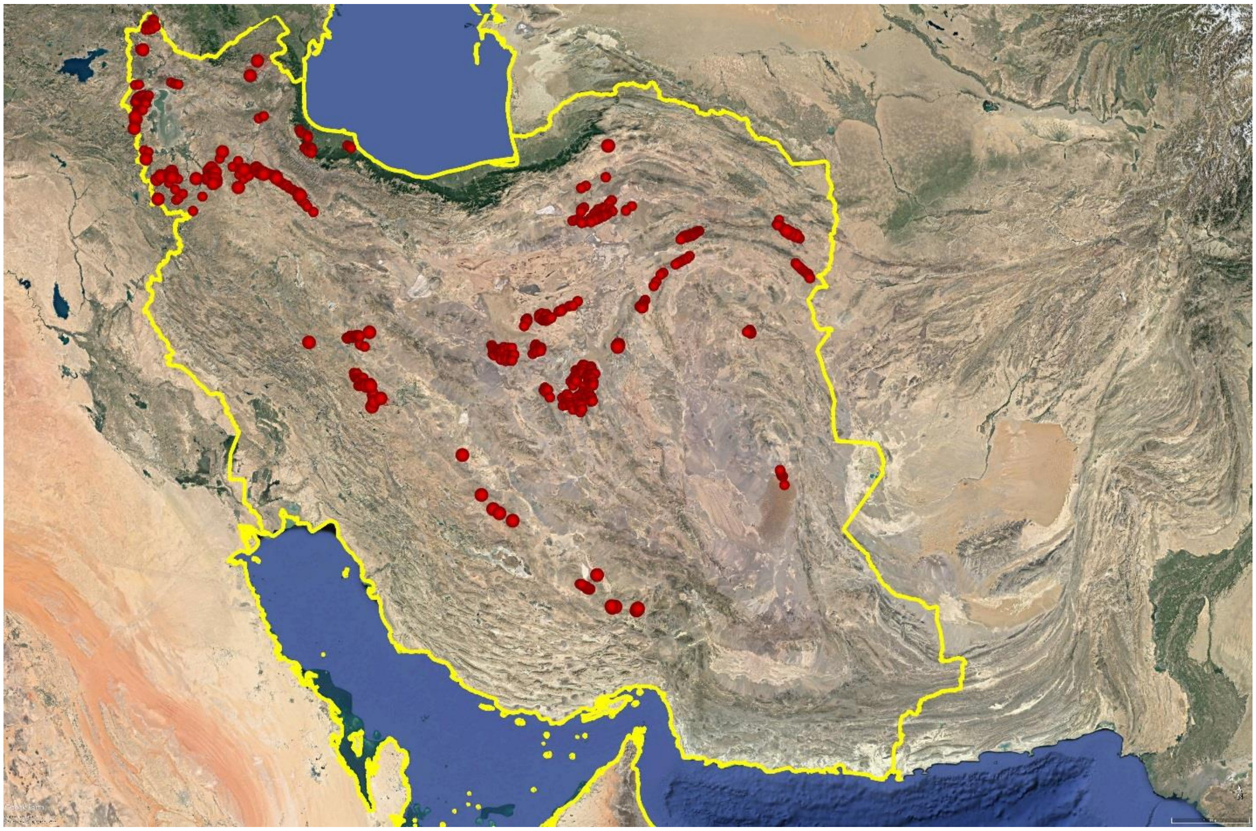
طبس – بردسکن – جنوب قاین (گوشه پایین سمت راست)

جنوب قاین

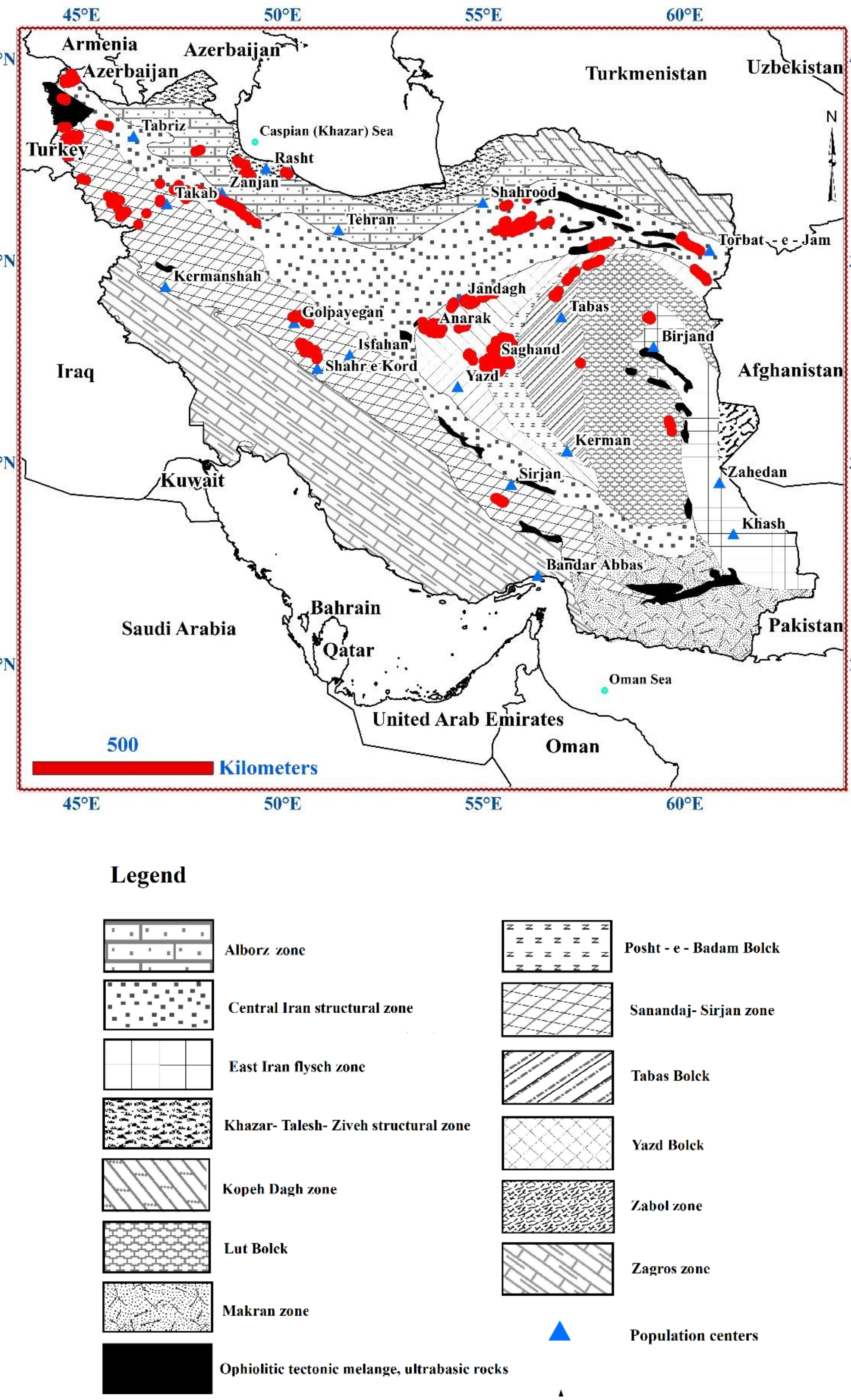


فریمان – تربت جام – خواف

جنوب سیرجان



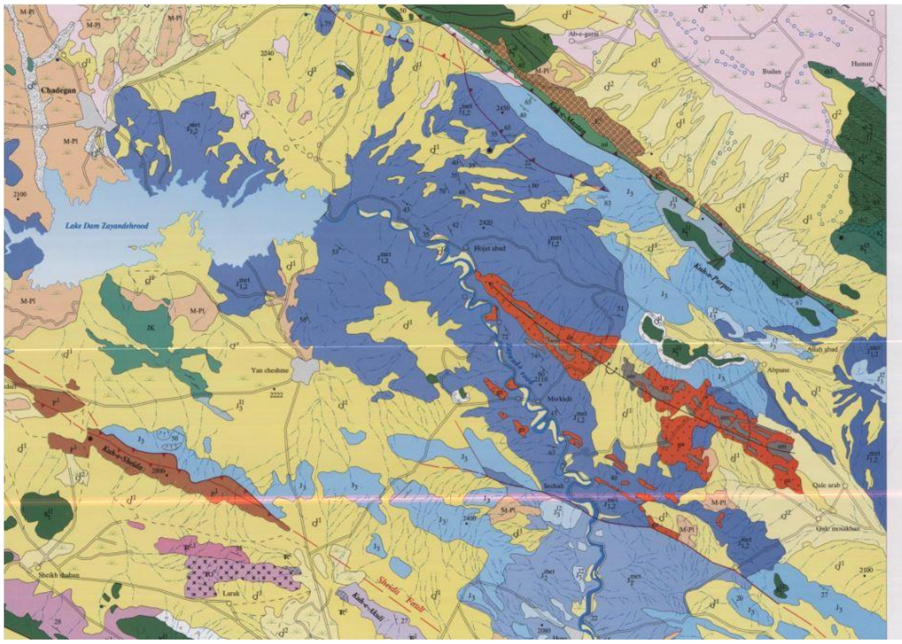
در کل ایران



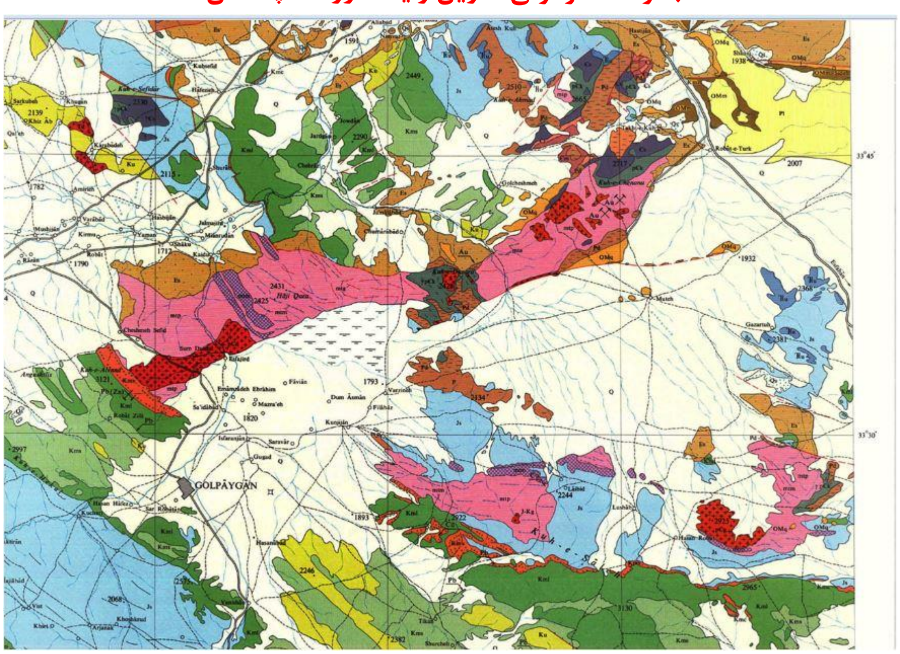
45°E
50°E
55°E
60°E
40°N
35°N
30°N
25°N
Armenia
Azerbaijan
Azerbaijan
Turkmenistan
Uzbekistan
N
Caspian (Khazar) Sea
Tabriz
Turkey
Rasht
Zanjan
Takab
Shahrood
Tehran
Torbat - e - Jam
Kermanshah
Jandagh
Tabas
Golpayegan
Anarak
Birjand
Isfahan
Saghand
Shahr e Kord
Yazd
Iraq
Afghanistan
Kerman
Sirjan
Zahedan
Kuwait
Khash
Bandar Abbas
Bahrain
Saudi Arabia
Qatar
Pakistan
Oman Sea
United Arab Emirates
Oman
500
Kilometers
Legend
Alborz zone
Central Iran structural zone
East Iran flysch zone
Khazar- Talesh- Ziveh structural zone
Kopeh Dagh zone
Lut Bolck
Makran zone
Ophiolitic tectonic melange, ultrabasic rocks
Posht - e - Badam Bolck
Sanandaj- Sirjan zone
Tabas Bolck
Yazd Bolck
Zabol zone
Zagros zone
Population centers

نقشه پراکندگی رخنمون های سنگی پرکامبرین – کامبرین زیرین در ایران. به طور خاص مجموعه‌های دگرگونی درجه متوسط و بالا و سرزمین‌های دارای سنگ‌های گرانیتوئیدی.

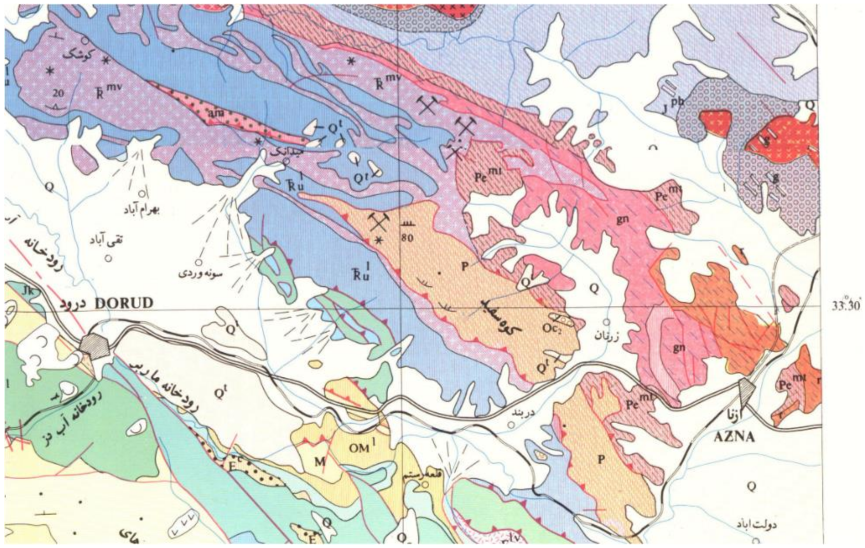
بخش هایی از برخی نقشه‌های زمین شناسی ۲۵۰۰۰۰ : ۱ یا ۱۰۰۰۰۰ : ۱ که سنگهای آذرین و دگرگونی در گستردهٔ پوشش داده شده توسط آنها رخنمون دارند.



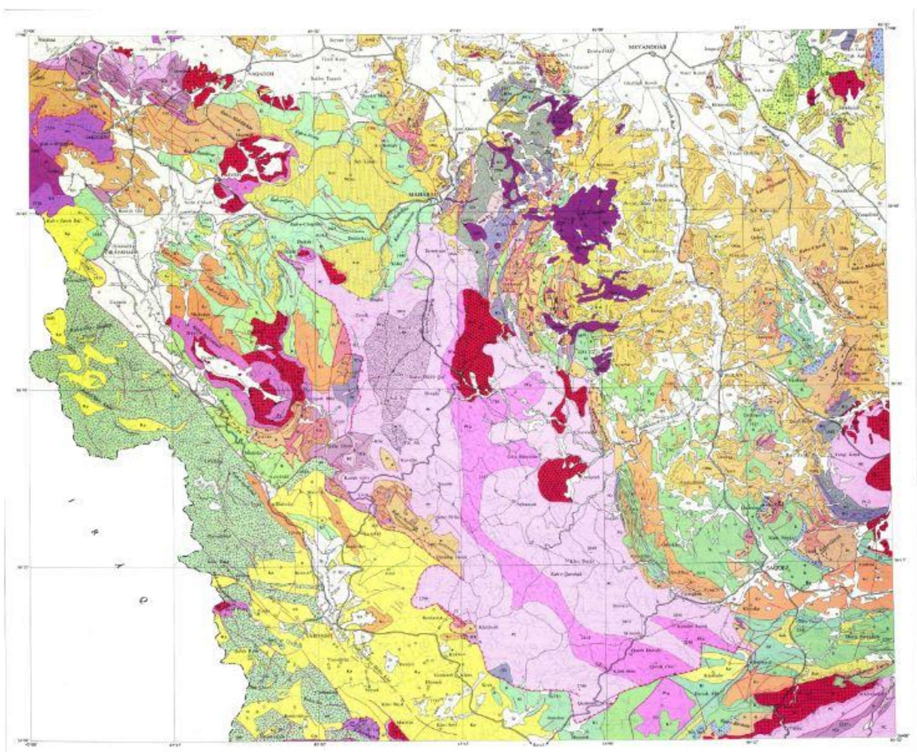
مجموعه دگرگونی آذرین زاینده رود – چادگان



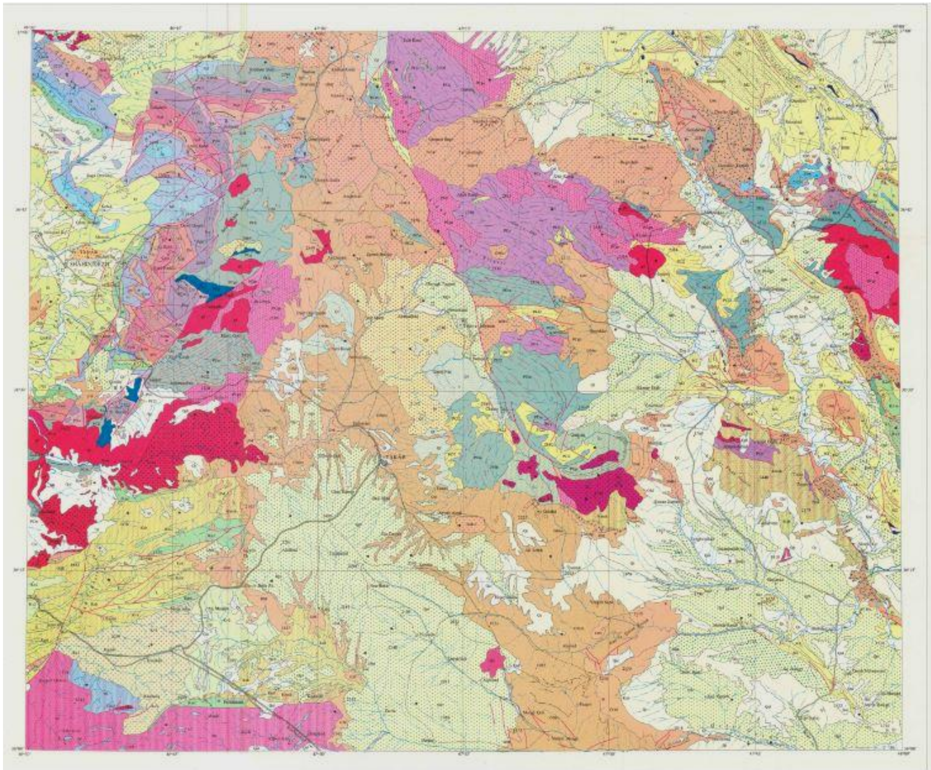
موته گلپایگان



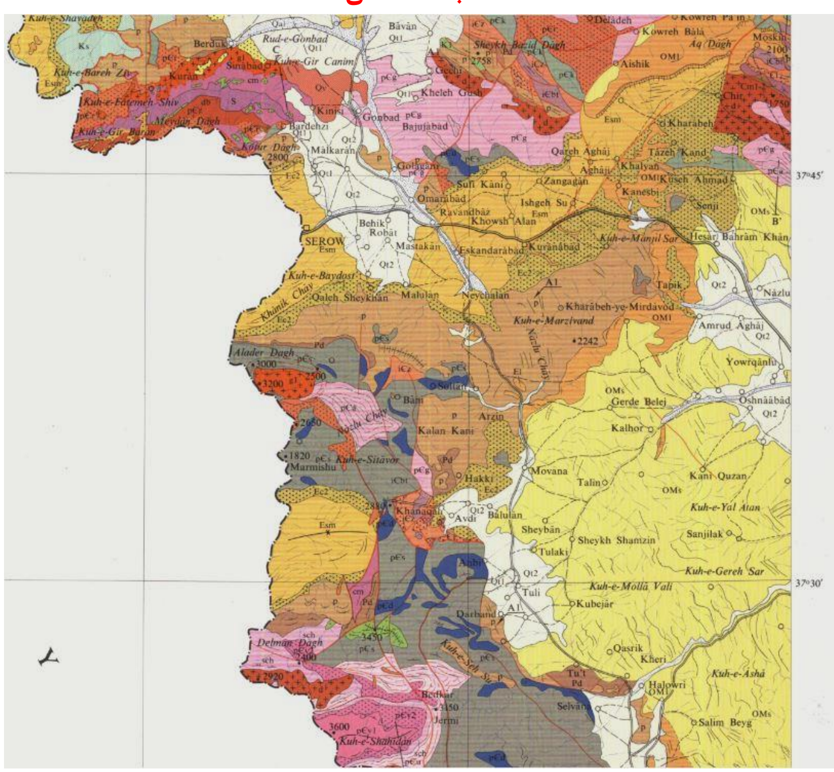
ازنا – درود



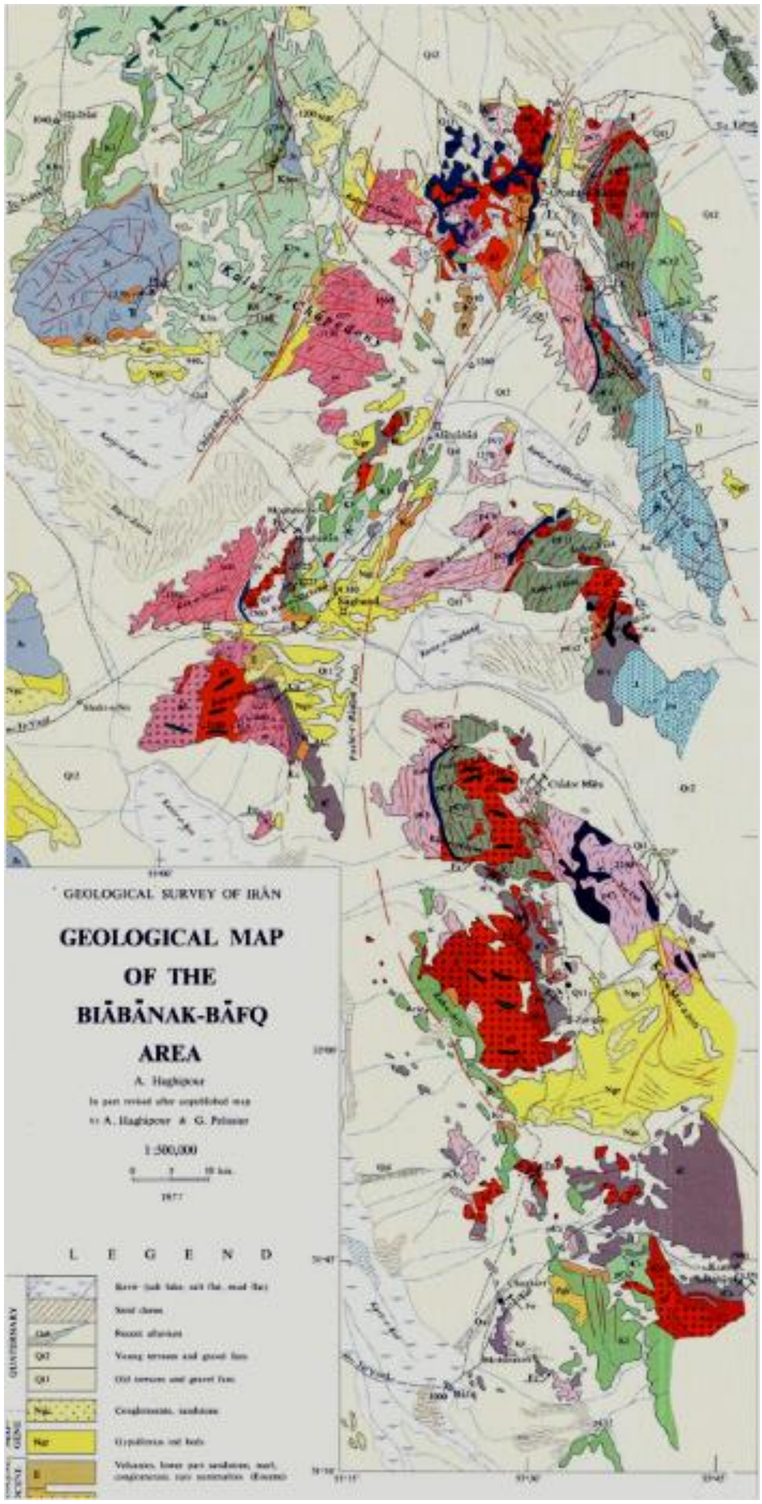
مهاباد – شاهین دژ



تکاب ماه نشان

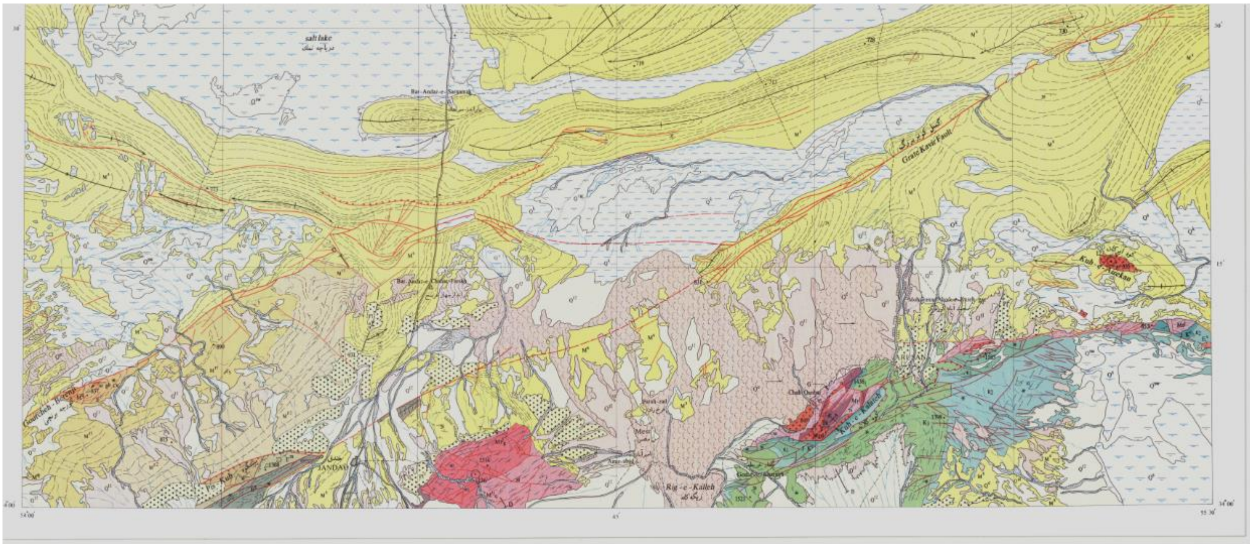


سرو – نئوپروتروزوئیک

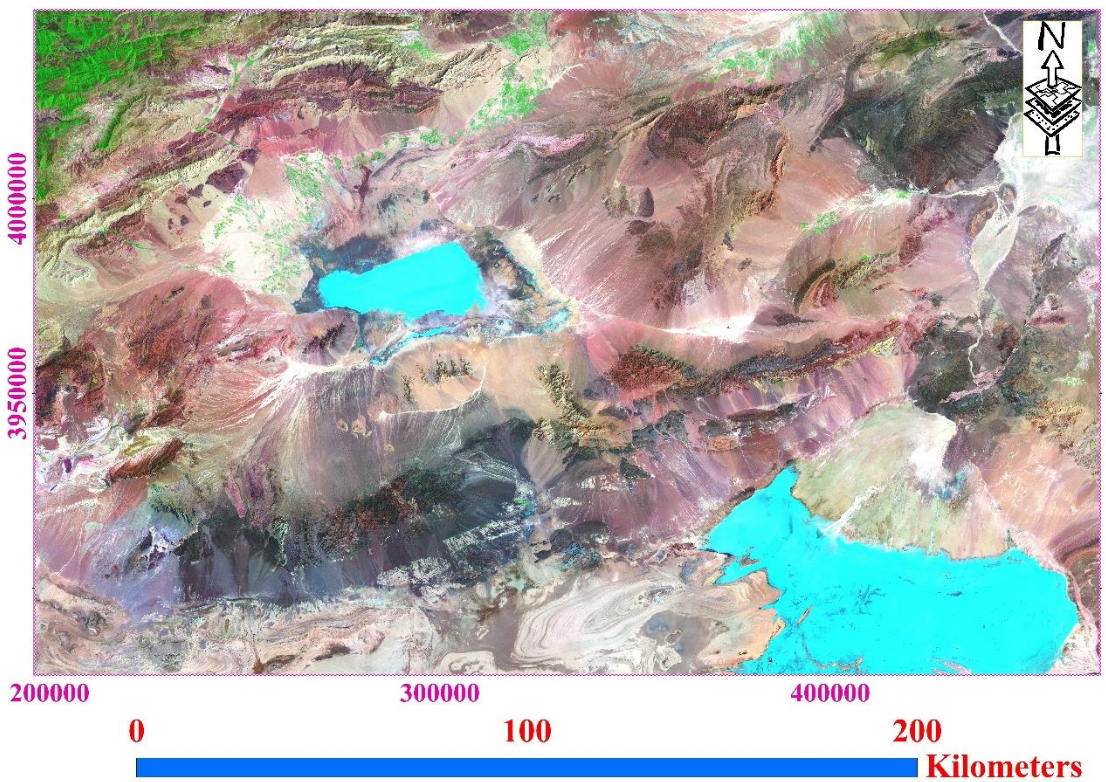


ابران مرکزی – بافق – ساغند – پشت بادام

مجموعه های نی باز، چاپدونی، زمان آباد، تاشک، بنه شورو، سرحد، خشومی، ناتک، پشت بادام



جندق – مجموعه جندق - عروسان



تصویر ماهواره ای نشان دهنده محدوده در برگیرنده مجموعه های شتر کوه، بند هزارچاه،دلبر، ماجراد، دو چاه، سفید سنگ، احمد آباد و رضا آباد در جنوب و شرق شاهرود

ماگماتیسم و دگرگونی (نئوپروتروزوئیک پسین – کامبرین زیرین)

با تأکید بر ماگماتیسم ریفتی در ایران

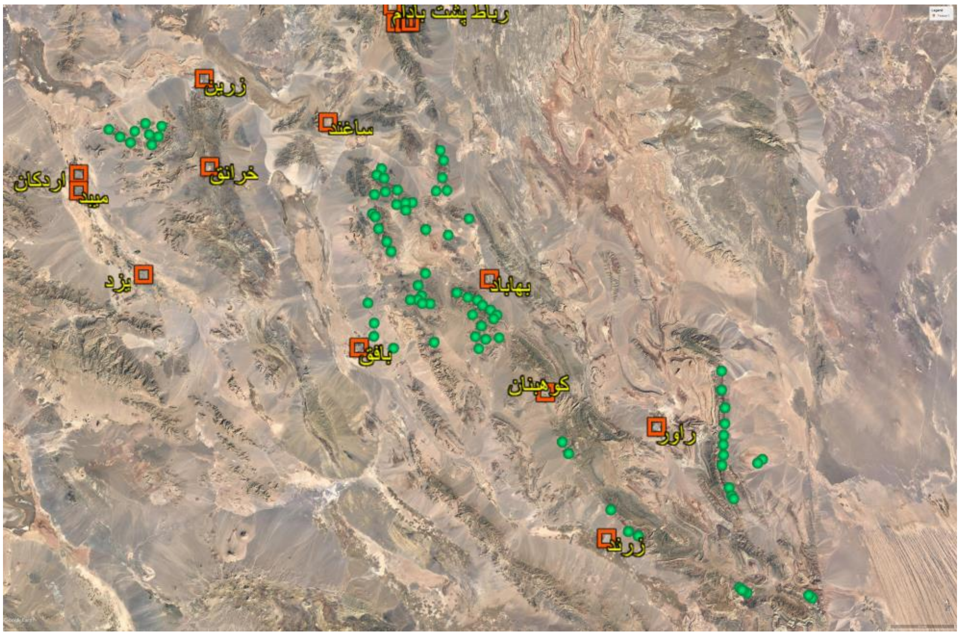
بخشی از منطقه ایران مرکزی که به صورت هلالی از شمال کرمان شروع می‌شود، به سمت بافق و ساغند ادامه می‌یابد و سپس به سمت طبس و شیرگشت تغییر راستا می‌دهد، سنگ‌های منسوب به پرکامبرین و کامبرین‌زیرین یا به عبارت کلی‌تر نئوپروتروزوئیک‌پسین و پالئوزوئیک‌زیرین را در گستره‌ای وسیع دربرمی‌گیرد. این منطقه هلالی شکل به عنوان بلوک یزد، بلوک پشت بادام (آقانباتی ۱۳۸۹)، نوار کرمان – کاشمر (حسن زاده و همکاران، ۲۰۰۸)، کرمان - بافق - طبس (رمضانی و تاکر، ۲۰۰۳) معروف است. لازم به ذکر است قطع شدگی‌هایی در رخنمون‌های سنگی این نوار هلالی شکل دیده می‌شود و یا در برخی مناطق آن، مجموعه‌های دگرگونی، آذرین و آتشفشانی رسوبی قدیمی ایران، توسط توالی‌های سنگی رسوبی جوانتر پوشیده می‌شوند. این نوار، در برخی نقاط با کانه‌زایی-های قابل توجه آهن، سرب، روی، اورانیوم و منگنز همراه است و به نوار فلز زایی کرمان – کاشمر (تراب و همکاران، ۲۰۰۷) نیز معروف است. کانسارهای آهن چغارت، چادرملو، چاه گز، سه چاهون، لکه‌سیاه، شیطور و رباط؛ کانسارهای سرب و روی کوشک، چاه میر و زریگان، کانسار اورانیوم ساغند و کانسار فسفات اسفوردی و چادرملو از نمونه‌های بارز آنها هستند. در این نوار تحولات آذرین، دگرگونی و رسوبی زیادی به وقوع پیوسته است و بخش قابل توجهی از تاریخچه زمین‌شناسی ایران را خود ثبت و ضبط کرده است.

در بیشتر از نیم قرن گذشته، سنگ‌های نوار کرمان - کاشمر، با دارا بودن دو ویژگی بارز، از جمله تنوع زیاد ترکیب‌های سنگ‌شناسی و داشتن منابع معدنی ارزشمند و با پتانسیل اقتصادی بالا، توجه زمین‌شناسان زیادی از گرایش‌های مختلف به ویژه پترولوژیست‌ها و زمین شناسان اقتصادی را به خود جلب کرده‌اند. سنگ‌های رسوبی این نوار نیز همیشه مورد توجه چینه‌شناسان بوده و هست. زمین‌شناسان متخصص عناصر ساختاری یا تکتونیسن‌ها نیز آمیزه‌های تکتونیکی بزرگ مقیاس نوار مذکور را از جهات مختلف مورد توجه قرار داده‌اند. برخی از مراجع منتشر شده در این ارتباط عبارتند از: رمضانی و تاکر (۲۰۰۳)، حسن زاده و همکاران (۲۰۰۸)، هوشمندزاده و همکاران (۱۳۶۸)، حمدی (۱۳۶۷)، بلاغی اینالو (۱۳۹۳)، بلاغی اینالو و همکارن (۱۳۹۳)، حسینی (۱۳۹۴)، حسینی و همکاران (۱۳۹۷)، صادقیان و همکاران (۱۳۹۵)، شکاری (۱۳۹۶)، شکاری و همکاران (۱۳۹۷)، بلوچی (۱۳۹۷)، بلوچی و همکاران (۱۳۹۷)، ویسکرمی (۱۳۹۷)، بلاغی اینالو و همکارن (۲۰۱۴)، حسینی و همکارن (۲۰۱۵)، و ....

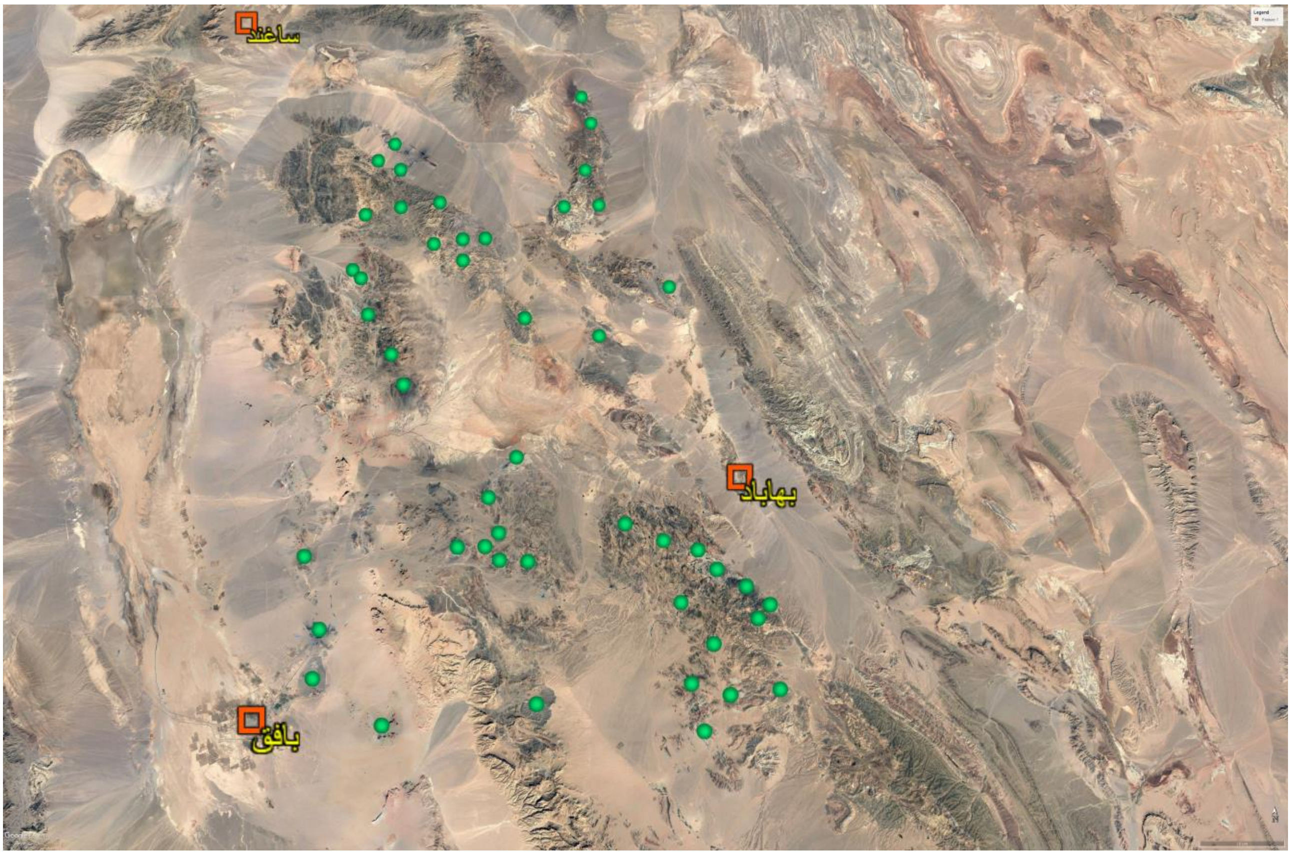
مستندات منتشر شده در مورد نوار کرمان - کاشمر و سایر سرزمین‌های پی‌سنگی ایران صورت گرفته نشان می‌دهد که تقریباً می‌توان از حوالی روستای زریگان و شمال معدن آهن چاه گز (یا به‌عبارت دیگر از جنوب معدن آهن چادر ملو)، این نوار را به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم کرد. در ادامه به شرح مختصری از ویژگی‌های این دو بخش، خواهیم پرداخت.

در ***نیمه شمالی*** نوار کرمان - کاشمر، سنگ‌های دگرگونی بسیار متنوع با درجات دگرگونی پایین تا بالا و رخساره‌های دگرگونی شیست‌سبز تا آمفیبولیت بالایی و شاید گرانولیت رخنمون دارند. این سنگ‌های غالباً دگرشکلی شدیدی را متحمل شده‌اند و معمولاً با شواهد بارزی از میگماتیت‌زایی و گرانیت‌زایی همراه هستند.

در ***نیمه جنوبی*** نوار کرمان - کاشمر، سنگ‌ها دارای دارای طبیت عمدتاً آتشفشانی رسوبی هستند و دگرشکلی به مراتب کمتری را متحمل شده‌اند و تنها در مواردی که در معرض راندگی یا محیط‌های تراکمی موضعی قرار گرفته‌اند، درجه دگرگونی آن‌ها اندکی از حد رخساره شیست‌سبز فراتر رفته است. در حقیقت حادثه دگرگونی بارزی بر آنها تحمیل نشده است. سنگ‌های آذرین این بخش دارای طیف ترکیبی فلسیک تا بازیک (بازالت تا ریولیت و از سوی دیگر گابرو تا گرانیت) هستند و به اشکال مختلف از جمله لایه‌های گدازه، آذرآواری‌ها، دایک، سیل، توده‌های نفوذی کوچک و بزرگ رخنمون دارند. این مجموعه‌های‌سنگی به‌نام سری‌های **ریز و دسو (یا دزو)** شناخته می‌شوند.

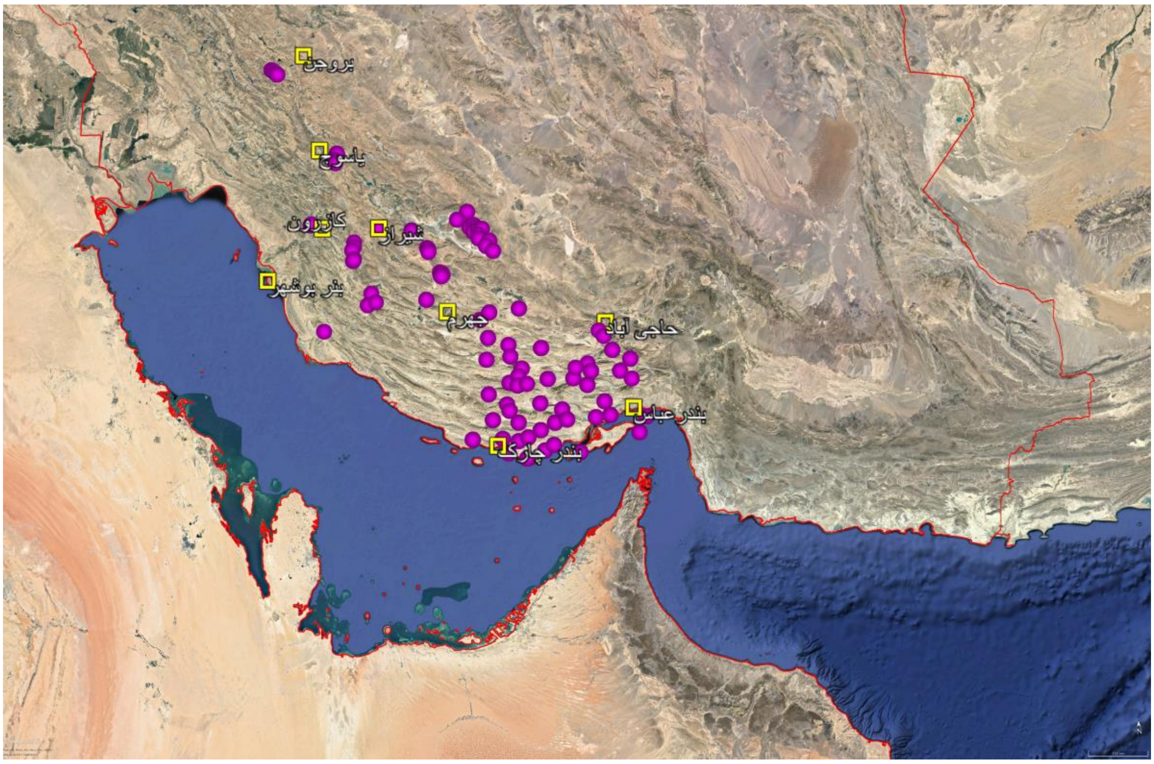


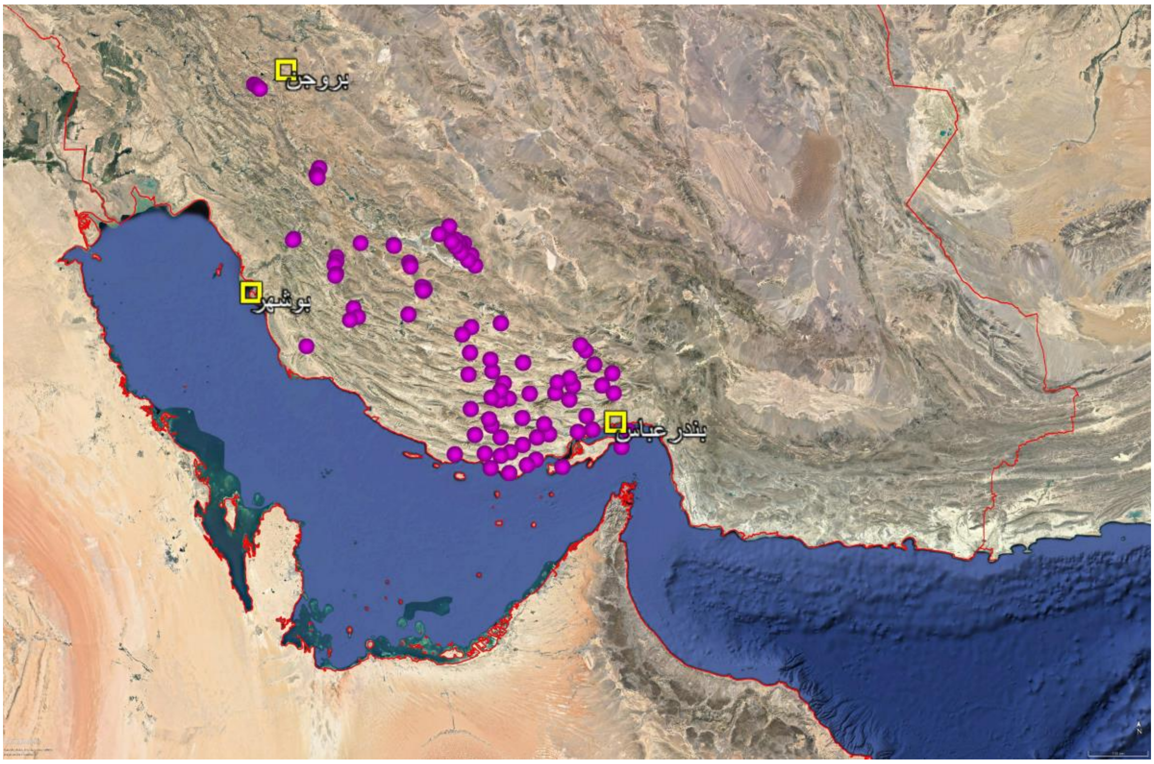
تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده پراکندگی سنگ‌های آتشفشانی – رسوبی نئوپروتروزوئیک پسین - کامبرین پیشین و توده‌های نفوذی همراه آنها در حد فاصل رباط پشت بادام در شمال غرب تا زرند در جنوب شرق. شهرهای مهم در این محدوده بر روی تصور مشخص شده‌اند.



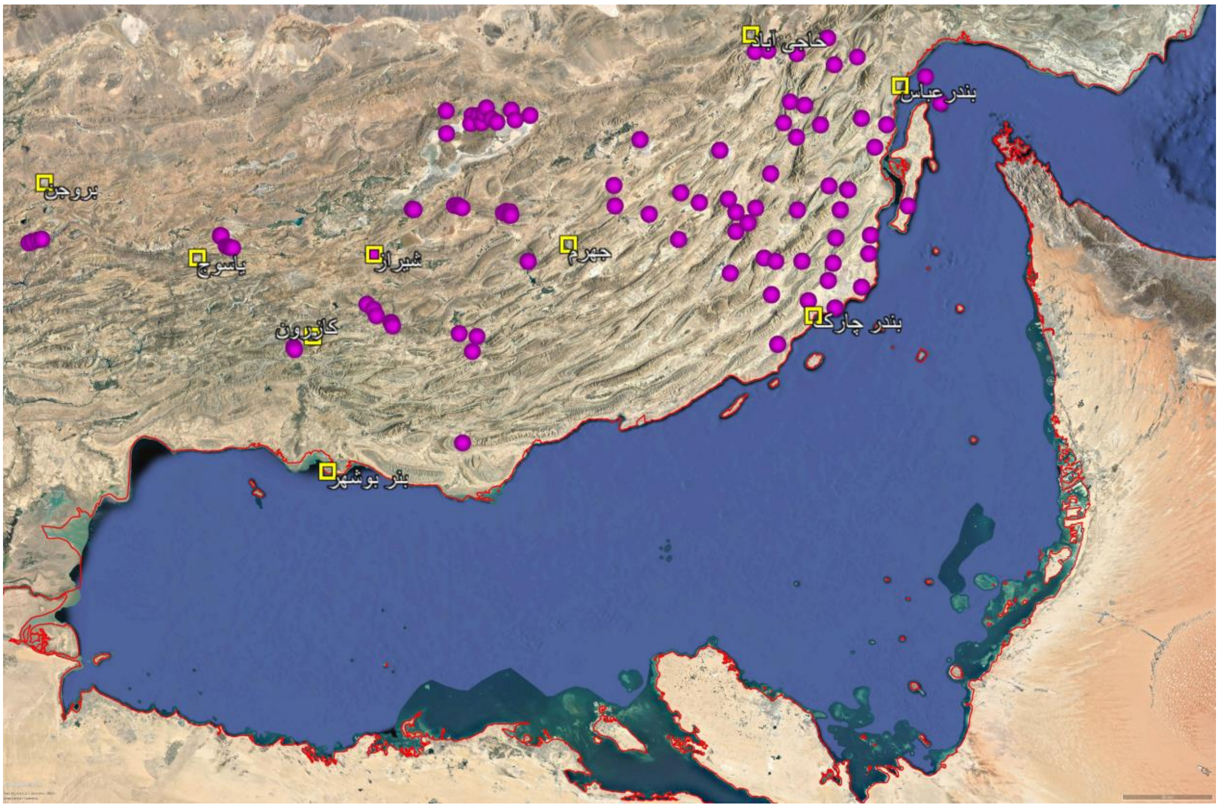
تصویر ماهواره‌ای دیگری از پراکندگی سنگ‌های آتشفشانی – رسوبی نئوپروتروزوئیک پسین - کامبرین پیشین و توده‌های نفوذی همراه آنها در حد فاصل ساغند در شمال تا بافق در جنوب و بهاباد در شرق این تصویر.

لازم به ذکر است سنگ‌هایی با ویژگی‌های زمین‌شناسی مشابه با نیمه پایینی نوار کرمان - کاشمر در جنوب ایران (جنوب و جنوب شرقی پهنه ساختاری زاگرس (شمال خلیج فارس)) رخنمون دارند که غالباً به صورت گنبدهای نمکی تظاهر پیدا کرده‌اند و از ویژگی بارز زمین‌شناسی ایران و خاورمیانه محسوب می‌شوند و از گذشته‌های دور تا کنون، همیشه کانون توجه زمین‌شناسان زیادی بوده‌اند. این توالی‌های سنگی به نام **سری هرمز** شناخته می‌شوند.





تصاویر ماهواره‌ای نشان دهنده پراکندگی سنگ‌های آتشفشانی – رسوبی نئوپروتروزوئیک پسین - کامبرین پیشین و توده‌های نفوذی همراه آنها در حد فاصل بروجن در شمال غرب تا بندر عباس در جنوب شرق. شهرهای مهم در این محدوده بر روی تصویر مشخص شده‌اند. لازم به ذکر است این سنگ‌ها اغلب به‌صورت گنبدهای نمکی رخنمون پیدا کرده‌اند که خود مخلوط درهمی از سنگ‌های آذرین، رسوبی و در برخی موارد دگرگونی هستند. در تصویر زیرین از نشان دادن نام بیشتر شهرها صرف‌نظر شده است تا پراکندگی جغرافیایی گنبدهای نمکی بهتر قابل درک باشد.



تصاویر ماهواره‌ای نشان دهنده پراکندگی سنگ‌های آتشفشانی – رسوبی نئوپروتروزوئیک پسین - کامبرین پیشین و توده‌های نفوذی همراه آنها در حد فاصل بروجن در شمال غرب تا بندرعباس در جنوب شرق. برای داشتن نمای بهتر تصویر حدود ۴۵ درجه به سمت چپ چرخانده شده است.

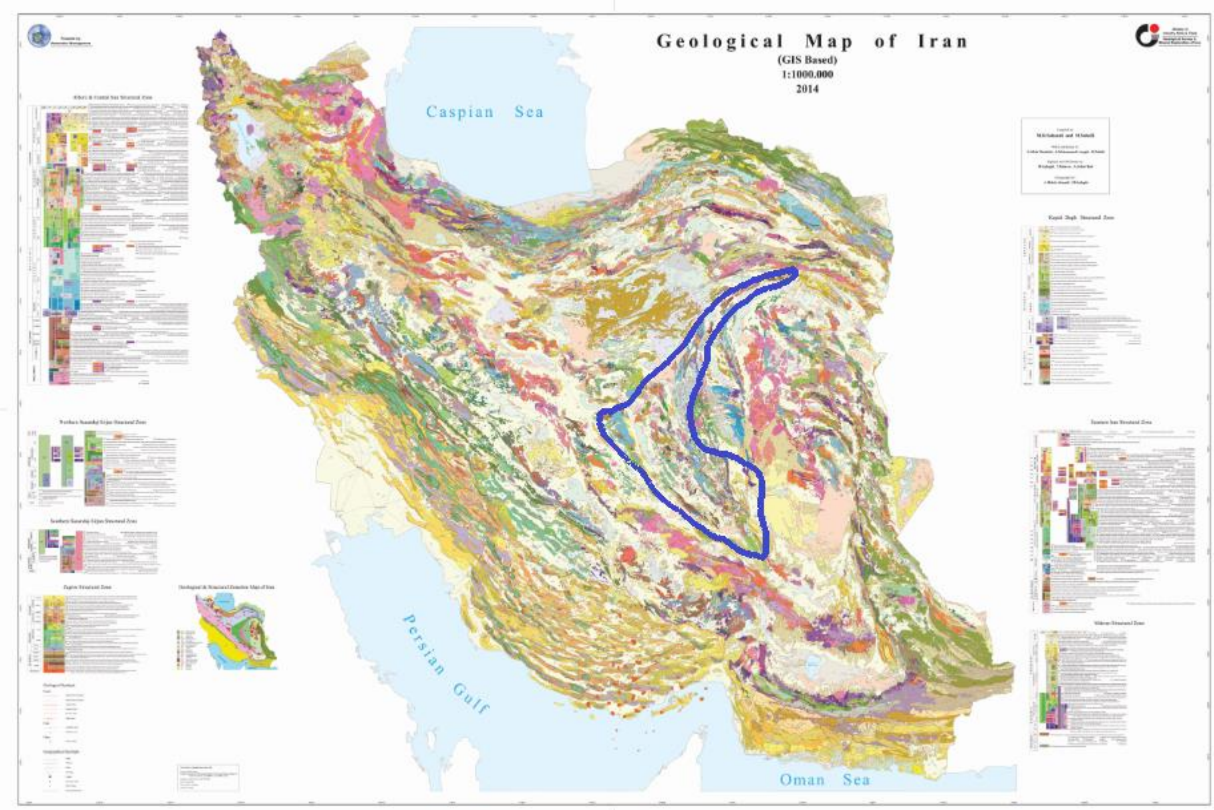
تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده گنبد نمکی جاشک در شمال شرق بوشهر،
که یکی از جاذبه‌های توریستی مشهور استان بوشهر به حساب می‌آید.

گنبد نمکی جنوب روستای آسو – معروف به کوه مهران

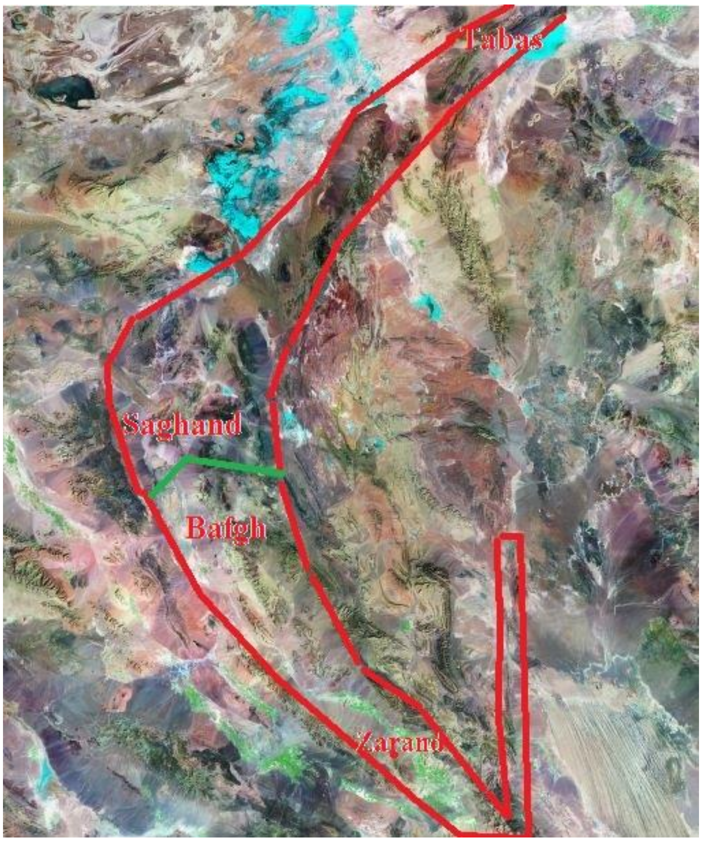
گنبد نمکی شمال غرب روستای شاه غیب

تصاویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده دو مورد از گنبدهای نمکی در پهنه‌ساختاری زاگرس رخنمون دارند (شمال و شمال-غرب بندر عباس). گنبدهای نمکی با ساختار دایره‌ای تا بیضی شکل دیده می‌شوند و در ضمن با نقطه‌ای بنفش رنگ مشخص شده‌اند.

با وجود اینکه در گذشته مطالعات ارزشمندی در مورد سنگ‌های رخنمون‌یافته در نوار کرمان - کاشمر، صورت گرفته است لیکن به نظر می‌رسد بین بخش شمالی و جنوبی این نوار تفاوت‌های بارزی وجود دارد که تا کنون کمتر به آنها توجه شده است و هنوز ناگفته‌های زیادی در مورد نحوه تشکیل و جایگاه تکتونوماگمایی و یا تکتونواستراتیگرافی این دو بخش وجود دارد که باید به آنها توجه شود.



محدوده گسترش رخنمون‌های سنگی منسوب به نئوپروتروزوئیک‌پسین - پالئوزوئیک‌زیرین (نوار کرمان - کاشمر) در ایران مرکزی که با کادر آبی رنگ مشخص شده است.



تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده منطقه دربرگیرنده رخنمون‌های سنگی نئوپروتروزوئیک‌پسین - پالئوزوئیک‌زیرین نوار کرمان – کاشمر (از شمال زرند تا شمال‌غرب کاشمر).

در جداول ۱ و ۲ بطور ساده نقشه‌های زمین‌شناسی که در آنها سنگ‌های دارای رخنمون‌هایی از نئوپروتروزوئیک پسین - پالئوزوئیک‌زیرین هستند، معرّفی شده‌اند. روند تقریبی رخنمون این سنگ‌ها و پراکندگی جغرافیایی نقشه‌های زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ : ۱ نیز بر روی شکل نشان داده شده در صفحه بعد نمایش داده شده است. این نقشه‌ها براساس مشاهدات صحرایی و بررسی راهنمای آنها انتخاب شده‌اند (هر چند ممکن است در موارد نادری نیز با اشتباهاتی همراه باشند).

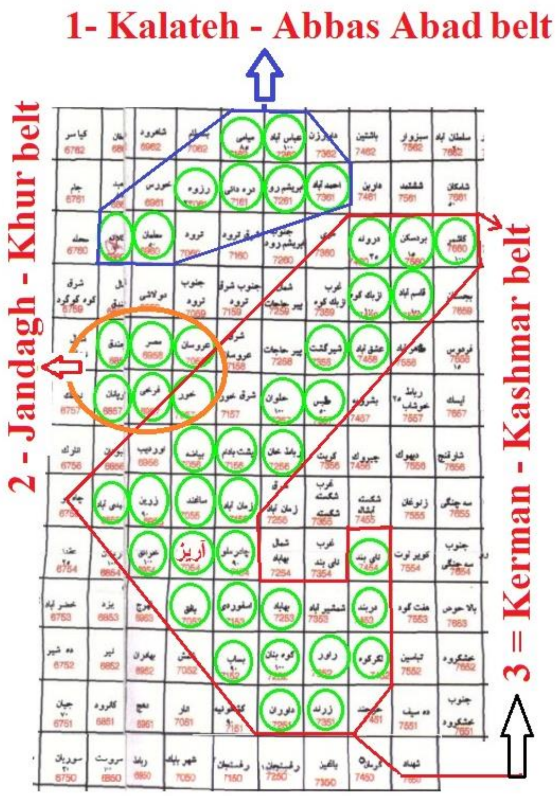
لازم به یادآوری است که در شمال گسل درونه نیز در گستره نقشه زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰ : ۱ کاشمر و نقشه‌های زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ : ۱ درونه، بردسکن و کاشمر نیز رخنمون‌هایی از سنگ‌های منسوب به پرکامبرین (نئوپروتروزوئیک پسین) وجود دارند که به مجموعه برنورد یا تکنار مشهور هستند و شمال‌غرب آنابَد با کانه‌زایی مس تکنار (کانسار مس یا معدن مس تکنار) همراه می‌باشند. این مجموعه با راستای تقریباً شرقی- غربی، تا شمال-غرب کاشمر (منطقه آهوبَم)، ادامه پیدا کرده است.

جدول ۱- الگوی پراکندگی نقشه‌های زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰ : ۱ دارای رخنمون‌هایی از نئوپروتروزوئیک‌پسین - پالئوزوئیک‌زیرین در منطقه ایران مرکزی. از لکر کوه در جنوب شرق تا کاشمر در منتهی‌الیه شمال شرقی و از آبدوغی در شرق تا اردکان در غرب.

	جاجرم	
کاشمر	خارتوران	ترود
فردوس	معدن چاهسرب	جندق
	طبس	فرخی
	آبدوغی	اردکان
لکرکوه	راور	یزد

جدول۲- الگوی‌پراکندگی نقشه‌های‌زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ : ۱ دارای رخنمون‌هایی از نئوپروتروزوئیک‌پسین – پالئوزوئیک‌زیرین در منطقه ایران مرکزی (از زرند در جنوب تا شمال‌غرب کاشمر در شمال و از نایبند در شرق تا مهدی آباد در غرب

کاشمر	بردسکن	درونه	مری					
بجستان	قاسم آباد	ازبک کوه	**غرب ازبک کوه**					
فرودس	طاهر آباد	عشق آباد	شیرگشت					
			طبس	حلوان				
				رباط خان	پشت بادام	بیاضه		
				شرق زمان آباد	زمان آباد	ساغند	زرین	مهدی آباد
		نایبند	غرب نایبند	شمال بهاباد	چادرملو	آریز	خرانق	
		دربند	شمشیر آباد	بهاباد	اسفوردی	بافق	فهرج	
		لکر کوه	راور	کوهبنان	بساب	شمش		
			زرند	داوران				



الگوی پراکندگی نقشه‌های زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ : ۱ دارای رخنمون‌هایی از نئوپروتروزوئیک‌پسین – پالئوزوئیک‌زیرین در منطقه ایران مرکزی. از زرند در جنوب شرق تا کاشمر در شمال شرق و از نایبند در شرق تا مهدی‌آباد در غرب (نوار کرمان – کاشمر). نوارهای دگرگونی جندق - خور و کلاته - عباس آباد نیز در این تصویر نشان داده شده‌اند.

سنگ‌های مورد نظر را می‌توان در چند دسته تقسیم بندی کرد:

سنگ‌های آتشفشانی اغلب بایمدال یا دارای فراوانی دو قطبی (قطب ریولیت و داسیت و قطب دوم بازالت، تراکی بازالت)

سنگ‌های آتشفشانی – رسوبی

سنگ‌های صرفاً رسوبی

توده‌های گرانیتوئیدی بازیک – حدواسط (با ترکیب الیوین گابرو، گابرو، دیوریت، گرانودیوریت، سینیت، مونزونیت و ...)

توده‌های گرانیتوئیدی فلسیک (با ترکیب گرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیت)

اجتماعات دایکی دیابازی

متاسوماتیت‌ها

گنبدهای نمکی

کانه‌زایی‌های آهن، سرب، روی، منگنز، اورانیم، گچ، نمک و ...

توجه: معمولاً در این توالی‌ها تفکیک سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی یا آتشفشانی رسوبی برای اهدافی نظیر تهیه نقشه زمین‌شناسی به آسانی امکان پذیر نیست و آنها را به صورت مجموعه درهمی نشان می‌دهند. چون اغلب این مجموعه‌های سنگی به صورت آمیزه‌های (مخلوط‌های) تکتونیکی در آمده‌اند و واحدهای سنگی مختلف با مرز گسلی در کنار هم قرار گرفته‌اند.

توده‌های نفوذی این عمدتاً کوچک مقیاس هستند. به طوری رخنمون سطحی آنها در بسیاری موارد از چند صد متر مربع یا چند کیلومتر مربع فراتر نمی‌رود. این توده‌های نفوذی غالباً دارای گرایش آلکالن ضعیف تا متوسط هستند. آنها کانی‌های فلدسپاتوئیدی نظیر نفلین، لوسیت، هائوئین، نوزآن و ... دیده نمی‌شود در نتیجه به معنی واقعی کلمه جزء سنگ‌های آلکالن به حساب نمی‌آیند.

در ضمن توالی‌های آتشفشانی – رسوبی و نفوذی‌همراه آنها در مجموع به نام سازند ریز و دسو (یا دزو) شناخته می‌شوند.

سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی - رسوبی

سنگ‌های رسوبی، آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی در شرق و غرب توده گرانیتی زریگان با روند رخنمون دارند. رنگ این واحد کرم - خاکستری تا قهوای تیره، سبز تیره و یا سبز روشن می‌باشد. رنگ کرم خاکستری و قهوای مربوط به آهک‌ها و دولومیت‌ها است. رنگ‌های سیاه و سبز تیره مربوط به سنگ‌های آتشفشانی بازالتی است. در توالی آتشفشانی می‌توان بازالت با هیالوکلاست‌های بازالتی و توفیت را نیز مشاهده کرد. به‌نظر درجه می‌رسد توفیت‌ها دگرگونی ضعیفی را تحمل کرده‌اند، رنگ سبز آن‌ها مربوط به کلریتی‌شدن و اپیدوتی‌شدن آنها است. ساخت‌های پورفیری و بادامکی از ویژگی‌های بارز این بازالت‌ها است. حفرات آن‌ها با کلسیت، کلریت، اپیدوت و گاه کوارتز پر شده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی با ترکیبات داسیتی و ریولیتی نیز در این توالی دیده می‌شوند که با رنگ سفید و گاه سفید مایل به کرم ظاهر می‌شوند. توفیت‌های ریولیتی، داسیتی و بازالتی از دیگر سازندگان این توالی هستند. توف‌شیلی، ماسه‌سنگ توفی، آذرآواری‌های با ترکیبات ریولیتی، داسیتی و بازالتی از دیگر واحدهای سنگی همراه این توالی هستند. میان‌لایه‌های کربناته با ترکیبات آهکی و دلومیتی با رنگ کرمی روشن تا قهوه‌ای نیز در این توالی دیده می‌شوند. ضخامت لایه‌های کربناته از چند سانتیمتر تا ده‌ها متر متغیّر است و گسترش آنها از چند متر تا چند صدمتر یا چند کیلومتر رخنمون دارند. در برخی نقاط نظیر جنوب‌شرق معدن فسفات اسفوردی، این لایه‌های‌کربناته حاوی آثار جلبکی استروماتولیتی و آرکئوسیاتید می‌باشند. سبزه‌ایی (۱۳۸۶) در گزارش نقشه ۱ : ۲۵۰۰۰ علی‌آباد، شواهد فسیلی مشابهی ارائه کرده است. در شکل زیر برخی از ویژگی‌های سنگ‌های رسوبی، آتشفشانی و آتشفشانی – رسوبی به نمایش گذاشته شده‌اند.



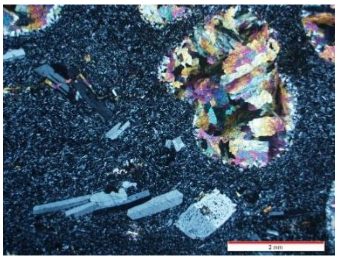
تصاویری از رخنمون صحرایی سنگ‌های کربناته
دارای آثار جلبک‌های استروماتولیتی و آرکئوسیاتید (جنوب‌شرق معدن فسفات اسفوردی).

الف

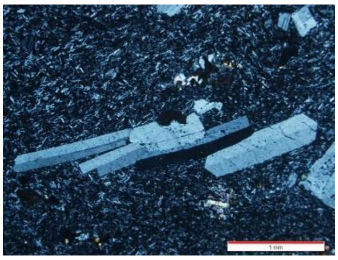
ب

پ

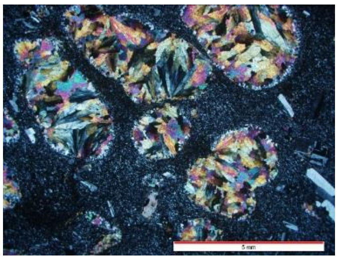
ت



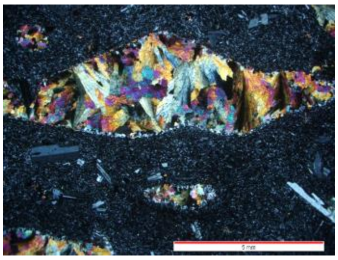
ث



ج



ح



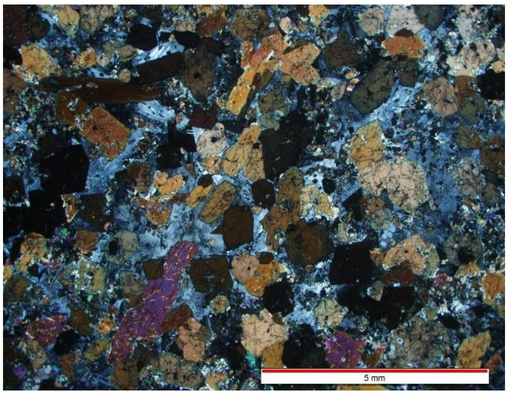
خ

تصاویری از رخنمون صحرایی سنگ‌های آتشفشانی (بازالتی)، آتشفشانی - رسوبی منطقه چاه گز. الف – دورنمایی از سنگ‌های آتشفشانی (بازالتی)، آتشفشانی – رسوبی در مجاورت گرانیت‌های لوکوکرات زریگان (بخش سفید رنگ). ب- دورنمایی از سنگ-های آتشفشانی (بازالتی)، در جنوب ر.وستای حسن آباد (نگاه به سمت غرب – شمال‌غرب). پ- نمایی از سنگ‌های آتشفشانی (بازالتی) و میان‌لایه‌های کربناته (آهکی – دلومیتی) در شما معدن چاه گز. ت- تصویری از ساخت آمیگدالوئیدال در سنگ‌های بازالتی جنب غرب روستای حسن آباد. حفرات توسط کلسیت، اپیدوت، کلریت و کواتز پرشده‌اند. سهم اپیدوت بیشتر از بقیه کانی‌های نامبرده است. ث تا خ تصاویر میکروسکپی سنگ‌های بازالتی نشان داده شده در بخش ب و ت. به بافت‌های پورفیری، میکرولیتی، میکرولیتی – پورفیری، گلومروپورفیری و آمیگدالوئیدال توجه نمایید. به بلورهای رنگارنگ اپیدوت در مرکز حفرات و حاشیه کوارتزی آنها توجه نمایید.

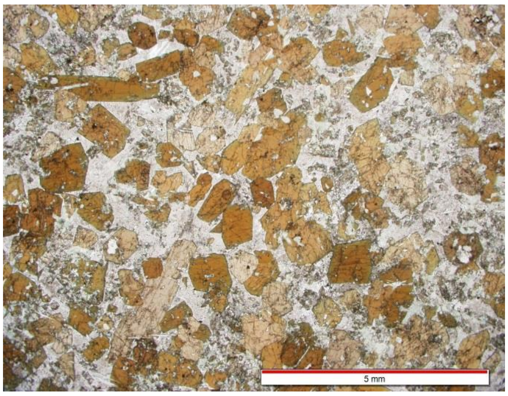
سنگ‌های بازیک - حدواسط (گابرویی- دیوریتی تا گرانودیوریت)

بررسی‌های اولیه چند مقطع نازک از سنگ‌های بازیک - حدواسط (گابرویی- دیوریتی) نشان می‌دهد که ترکیب این سنگ‌ها از گابرو به سمت دیوریت، کوارتزدیوریت، مونزودیوریت و گرانودیوریت، تفریق‌یافتگی نشان می‌دهند. پیروکسن (احتمالاً اوژیت)، هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز، کوارتز، کانی‌های اوپک (اکسیدهای آهن و تیتانیم از جمله مگنتیت و تیتانومگنتیت)، زیرکن و اسفن، سازندگان (اصلی و فرعی) سنگ‌های مورد نظر هستند. بافت آن‌ها غالباً گرانولار، افیتیک و ساب‌افیتیک است.

الف



ب



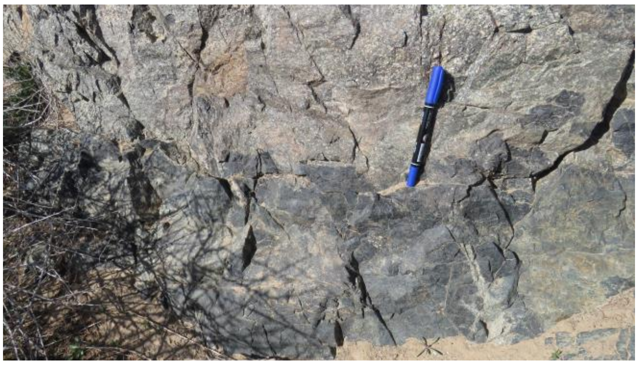
پ

الف- رخنمونی از توده گابرویی – دیوریتی با رنگ تیره‌تر و در سمت راست تصویر که در درون سنگ‌های آتشفشانی رسوبی جای گرفته است (نگاه به سمت شمال شرق- درون کارگاه استخراجی معدن آهن چاه گز). ب- تصویر میکروسکپی دیوریت در نور پلاریزه متقاطع (ب)، و در نور پلاریزه عادی (پ). هورنبلند قهوه‌ای به وفور در این تصاویر دیده می‌شوند.

الف

ب

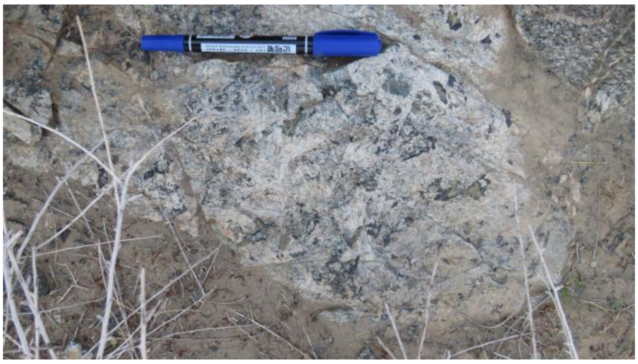
پ



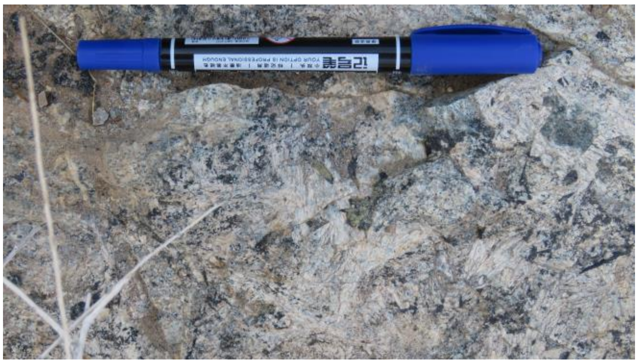
ت

ث

ج

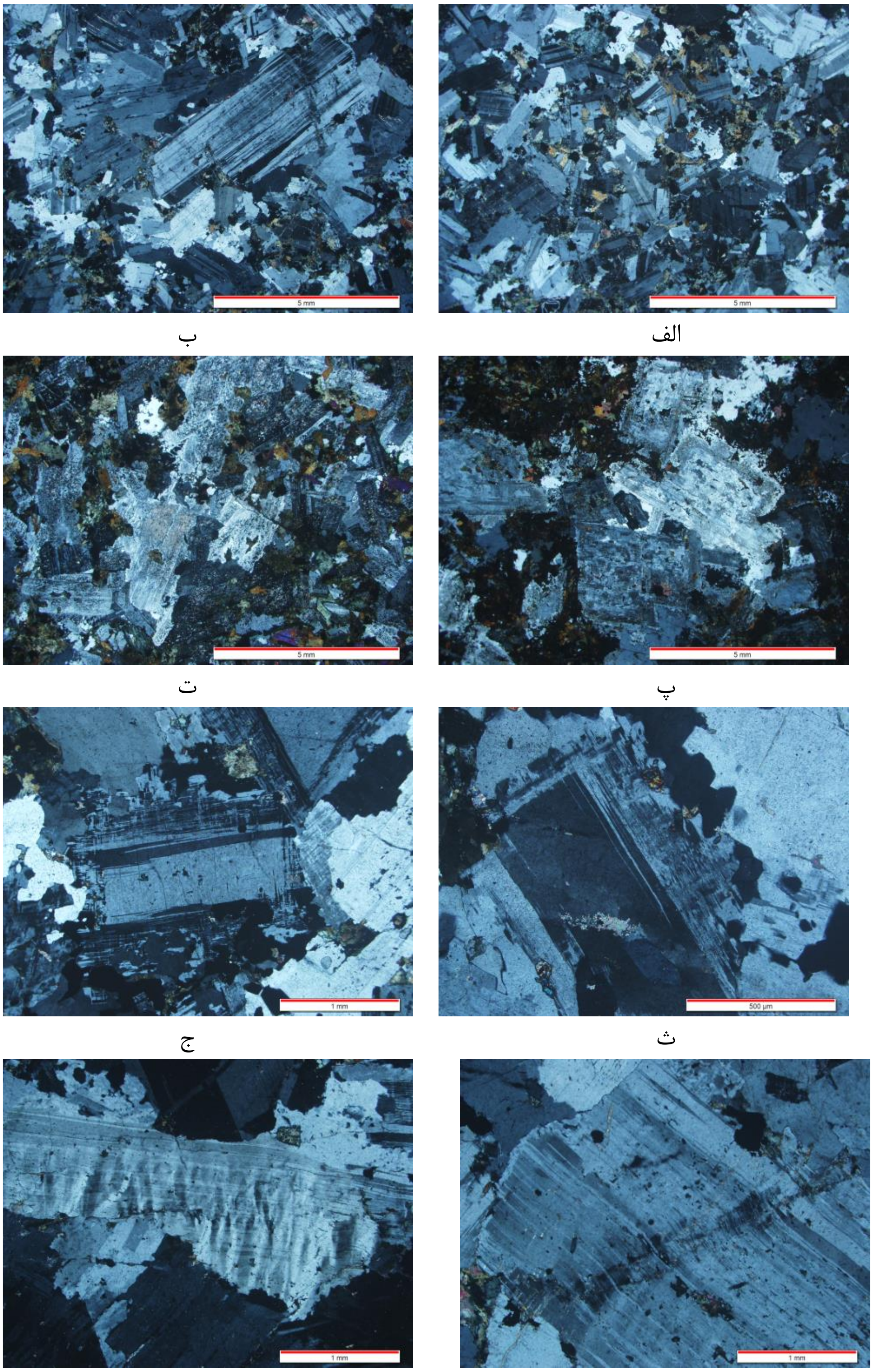


چ



ح

تصاویری از رخنمون سنگهای گابرویی و دیوریتی در غرب شرق معدن چاه گز (الف و ب) و شمال‌غرب منطقه چاه گز. به ساخت گرانولار و پگماتوئیدی این سنگ‌ها در تصاویر ث تا ح توجه نمایید. این سنگ‌ها دگرشکلی ضعیفی را متحمل شده‌اند.



الف- ت پ - تصاویری از ویژگی‌های میکروسکپی بارز سنگ‌های گابرویی تا مونزودیوریتی و کوارتزدیوریت. ث و ج – بافت راپاکیوی در مونزودیوریت‌ها. ح و خ – دگرشکلی مکانیکی به صورت خمیدگی بلور که نشان دهنده دگرشکلی در دماهای بالا می‌باشند. پتاسیم فلدسپارها به صورت پرتیت و میکروکلین پدیدار شده‌اند. کوارتزها به صورت بین‌دانه-ای رشد کرده‌اند و در برخی نقاط بافت گرافیکی نشان می‌دهند.

الف

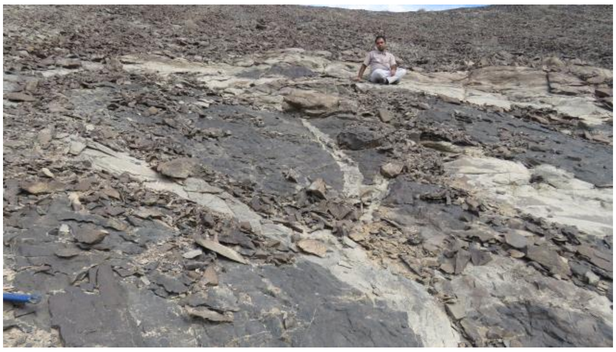
گرانودیوریت‌ها

گرانودیوریت‌ها در نمونه‌دستی دارای رنگ خاکستری روشن هستند و اندازه دانه‌های سازنده آن‌ها متوسط (یک تا ۲ میلیمتر) می‌باشد. این سنگ‌ها به درون دیوریت‌های میزبان خود تزریق شده‌اند. شواهد گسیختگی دیوریت‌ها توسط این سنگ‌ها در صحرا به وضوح دیده می‌شود. این سنگ‌ها در مقیاس میکروسکپی دارای بافت گرانولار شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار می‌باشند. پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و کوارتز کانی‌های فلسیک سازنده این سنگ‌ها هستند و هورنبلند و بیوتیت کانی‌های مافیک این دسته سنگ‌ها به حساب می‌آیند و عمدتاً بی‌شکل می‌باشد. شواهدی از دگرسانی کانی‌های مافیک به کلریت و اپیدوت و دگرسانی کانی‌های فلسیک به ویژه پلاژیوکلاز به کانی‌های رسی در مقاطع نازک دیده می‌شوند. این سنگ‌ها دارای ترکیب گرانودیوریتی هستند.

تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده محل رخنمون گرانودیوریت‌ها (محدوده‌هایی که با کادر بنفش رنگ مشخص شده‌اند)، بخشی از توده گرانیتی زریگان (محدوده‌ایی که با کادر سبز رنگ مشخص شدءا ست)، آلکالی فلدسپار گرانیت (محدوده‌هایی که با کادر قرمز رنگ مشخص شده است) و دیوریت‌ها (بخش‌های تیره‌رنگ). به دایک‌های دیابازی (خطوط تیره‌رنگ) قطع کننده توده گرانیتی زریگان توجه نمایید.

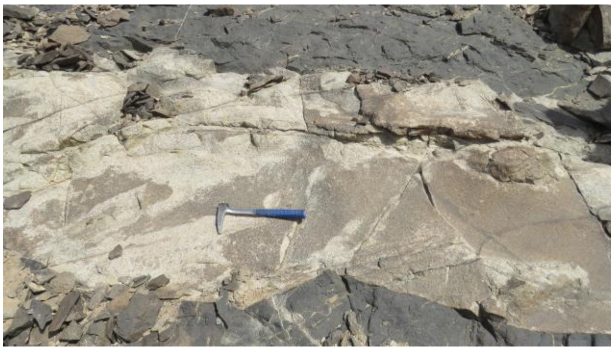
الف

ب



پ

ت



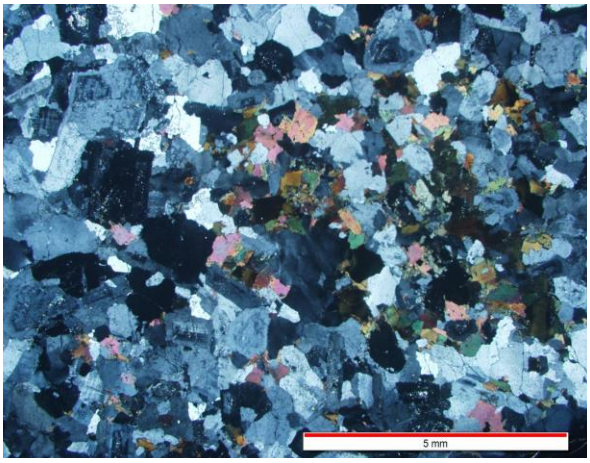
ث

ج

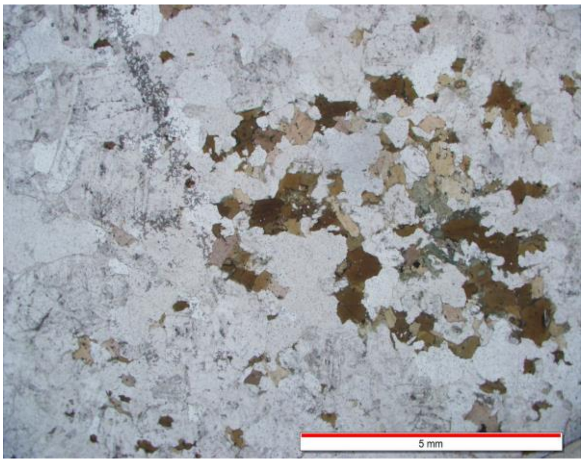
ح

خ

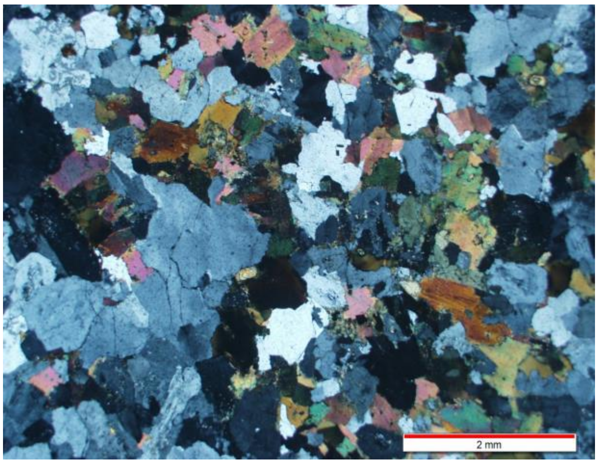
الف تا ج - تصاویری از روابط صحرایی گرانودیوریت‌ها و دیوریت‌هایی که توسط آنها قطع شده‌اند. ح و خ- به فابریک‌های ماگمایی، ساخت دانه‌ای و حضور کانی‌های مافیک (هورنبلند سبز و بیوتیت) در این سنگ‌ها توجه نمایید.



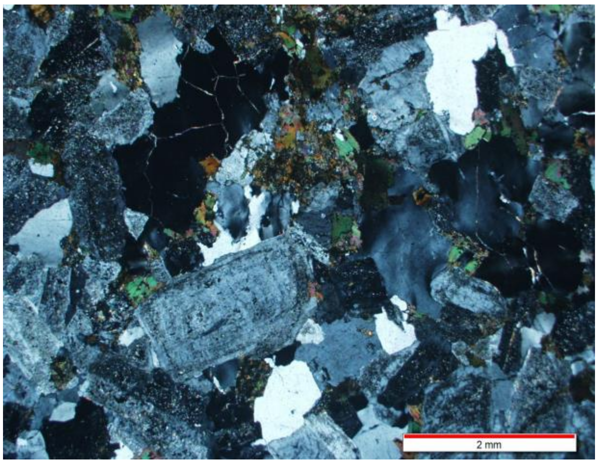
الف



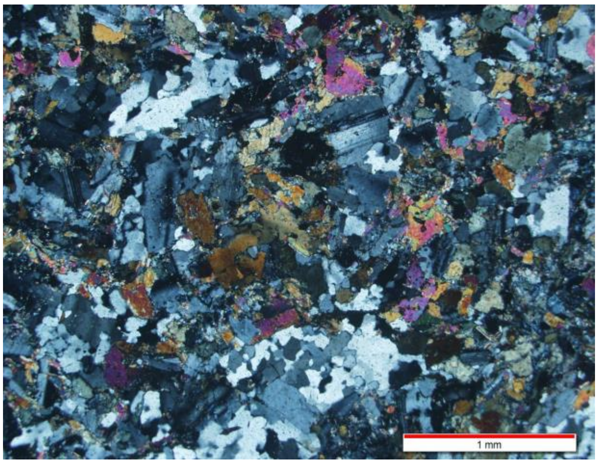
ب



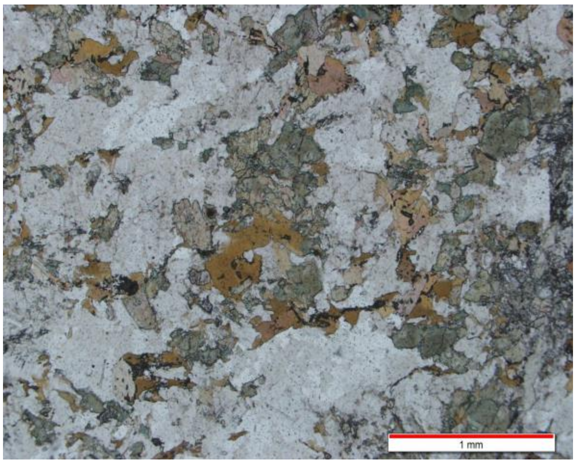
پ



ت



ث



ج

تصاویر ماهواره‌ای از ویژگی‌های میکروسکپی بارز گرانودیوریت‌ها. به بافت دانه‌ای و حضور کانیهای هورنبلند سبز، بیوتیت، پلاژیوکلاز، کوارتز، ارتوکلاز، کوارتز و کانی‌های اوپک در این سنگ‌ها توجه نمایید.

آلکالی فلدسپار گرانیت‌های صورتی‌رنگ

آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها با رنگ‌صورتی روشن نسبت به سایر سنگ‌ها، به راحتی قابل‌شناسایی و تفکیک هستند، دانه ریز می‌باشند، به‌طوری که در نمونه‌دستی شناسایی و تفکیک کانی‌های سازنده آن‌ها امکان پذیر نیست. مرز تماس این سنگ‌ها، با سنگ‌های‌میزبان‌شان واضح و بارز می‌باشد. تصاویر میکروسکوپی مقاطع‌نازک تهیه‌شده از این سنگ‌ها، نشان می‌دهد که کوارتز و میکروکلین مهمترین سازندگان این سنگ‌ها هستند و بافت آن‌ها نیز دانه‌ای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل می‌باشد.

الف

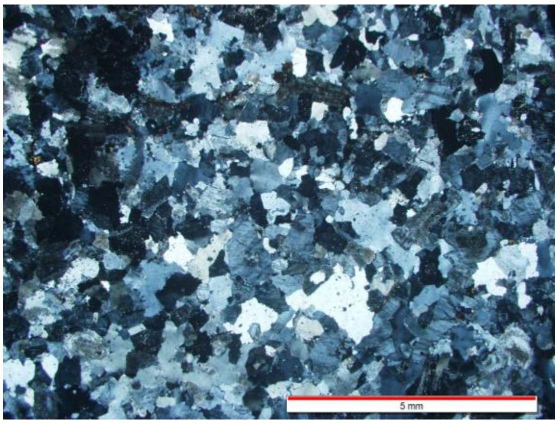
ب

پ

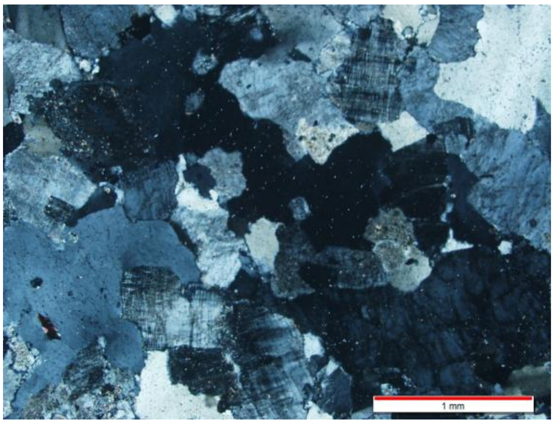
دورنمایی از آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌های صورتی‌رنگ دانه‌ریز قطع‌کننده دیوریت‌ها و گرانودیوریت‌ها (نگاه به سمت جنوب شرق). ب - تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده رخنمون آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌ها در گوشه شمال‌غرب توده گرانیتوئیدی زریگان. وسعت رخنمون رخنمون آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌ها کمی بیش از ۲ کیلومتر مربع می‌باشد. پ - شمای تفصیلی‌تری از رخنمون آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌ها در مقیاس تصاویر ماهواره‌ای.

الف

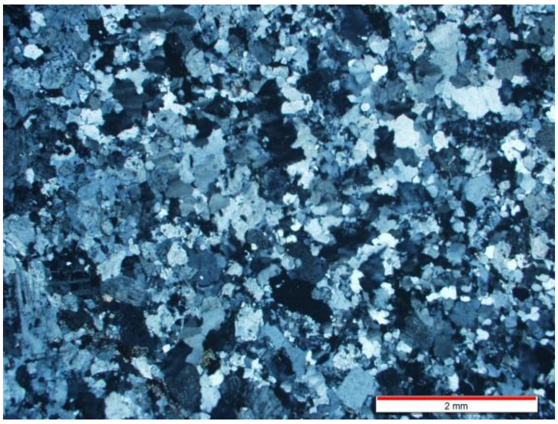
ب



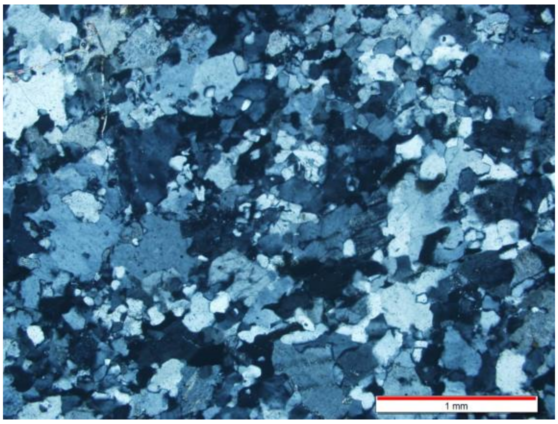
ت



ث



ج

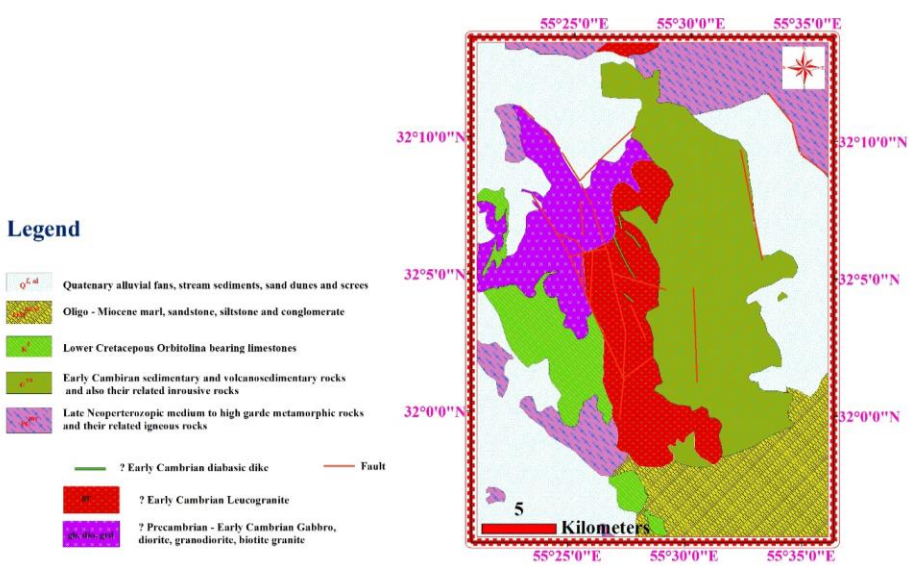


چ

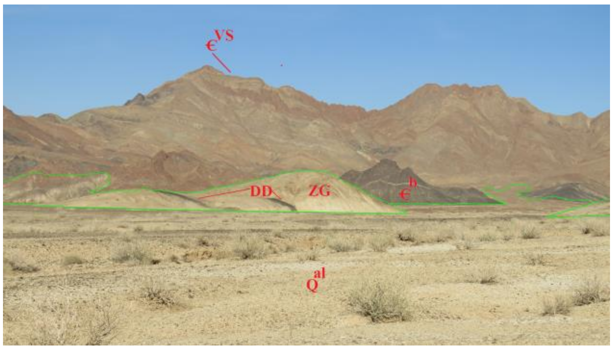
الف و ب - تصاویری از نمای نزدیک آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌های صورتی‌رنگ دانه‌ریز قطع‌کننده دیوریت‌ها و گرانودیوریت‌ها (نگاه به سمت جنوب‌شرق). ت تا چ - تصاویر میکروسکپی نشان دهنده بافت گرانولار دانه‌ریز و حضور گسترده کوارتز و میکروکلین در این سنگ‌ها.

توده گرانیتوئیدی زریگان

توده گرانیتوئیدی زریگان با راستای کلی شمالی - جنوبی و وسعت‌تقریبی ۷۰ کیلومتر مربع به درون سنگ‌های آتشفشانی رسوبی کامبرین زیرین نفوذ کرده در آن‌ها جای‌گرفته است. در حاشیه شرقی توده گرانیتوئیدی زریگان، چند توده گابرویی کوچک مقیاس با ابعاد ۱ تا ۲ کیلومتر مربع رخنمون دارند. سنگ‌های سازنده توده گرانیتوئیدی زریگان در مقیاس صحرایی و میکروسکپی ویژگی‌های جالبی را به نمایش می‌گذارند که بارزترین آنها وجود ساخت پورفیروئیدی و ساخت دانه‌ای یا گرانولار است. شواهد میکروسکپی نظیر بافت خلیج خوردگی در کوارتز و سایر بافت‌های بارز گرانیت‌ها از جمله هم‌رشدی کوارتز و فلدسپارها به ویژه پتاسیم‌فلدسپار نظیر بافت گرافیکی از دیگر ویژگی‌های جالب این توده نفودی است. کانی‌های مافیک یا فرومنیزین دارای فراوانی بسیار کمی هستند. اندک کانیهای فرومنیزین آنها، از نوع هورنبلند سبز هستند و در برخی موارد به کلریت یا اپیدوت دگرسان شده‌اند. خوردگی پلاژیوکلاز توسط مذاب‌های سرشار از پتاسیم، به وضوح در مقاطع نازک دیده می‌شود. این فرایند که معرف رشد تأخیری پتاسیم فلدسپارها (ارتوکلاز و میکروکلین) نسبت به پلاژیوکلازها می‌باشد. تورمالین نیز که یکی از دیگر کانی‌های فرعی موجود در توده گرانیتوئیدی زریگان است در برخی نقاط همراه با تجمعات موضعی پگماتیتی و یا رگه‌های کوارتز- تورمالین دیده می‌شوند.



نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه چاه گز، براساس مشاهدات صحرایی و نقشه‌های زمین‌شناسی از قبل منتشر شده و همچنین تصاویر ماهواره‌ای لندست و گوگل ارث.



الف

ب

پ

ت

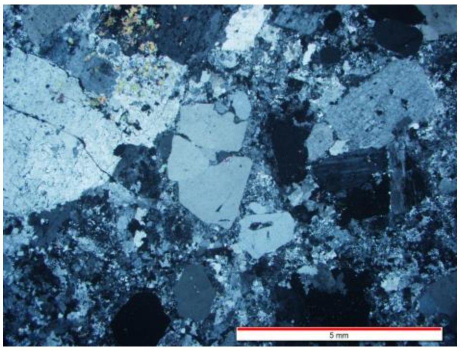
ث

ج

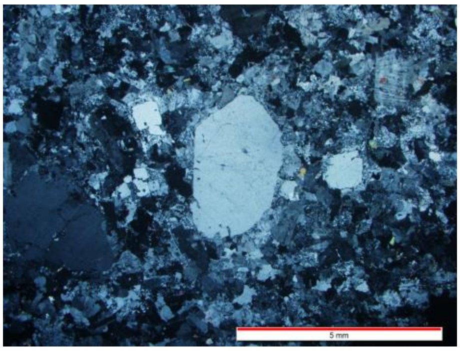
ح

خ

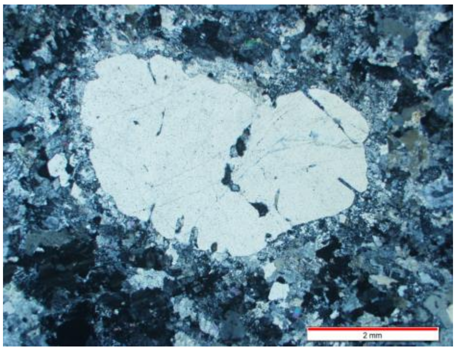
الف و ب - تصاویری از توده گرانیتوئیدی زریگان و سنگهای آتشفشانی رسوبی میزبانش (در گوشه شمال‌غربی آن). پ و ت- تصاویری از دایک‌های دیابازی قطع کننده توده گرانیتوئیدی زریگان (نوارهای تیره‌رنگ). ث و ج – تصاویری از ساخت پورفیروئیدی ناشی از حضور فنوکریست‌های کوارتز. ح - ساخت گرانولار و رنگ سفید روشن گرانیت‌های زریگان و خ- نمای نزدیکی از یک دایک دیابازی قطع کننده توده گرانیتوئیدی زریگان.



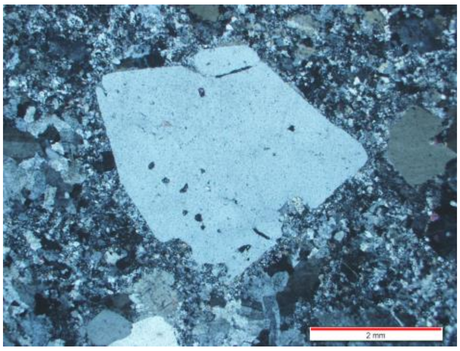
الف



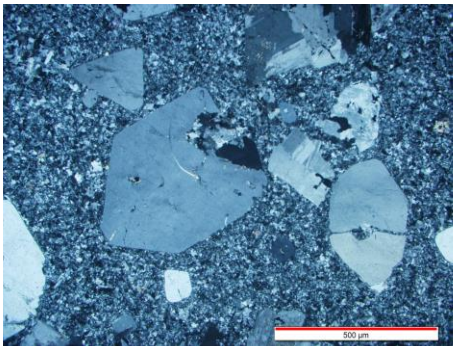
ب



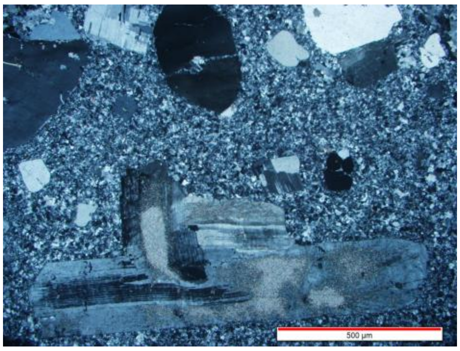
پ



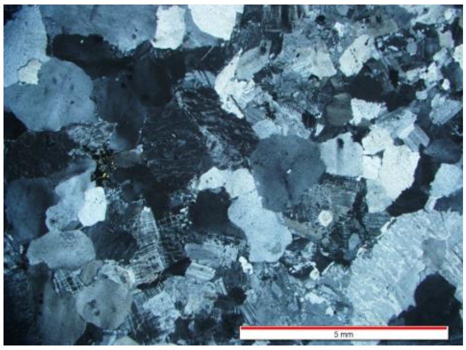
ث



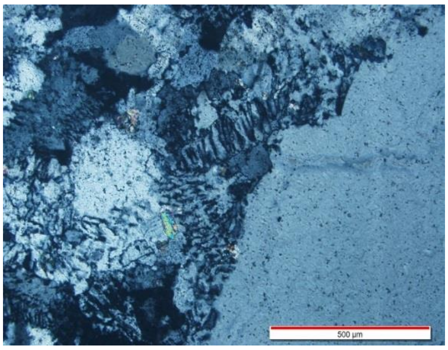
ث



ج



ح



خ

الف تا ج - تصاویر میکروسکپی معرّف بافت خلیج‌خوردگی در کوارتز، و ح و خ - بافت دانه‌ای معرّف حضور کوارتز و پتاسیم-فلدسپار (ارتوز و میکروکلین) و بافت گرافیکی.

اجتماعات دایکی دیابازی

توده گرانیتوئیدی زریگان توسط صدها دایک دیابازی قطع شده است. راستای این دایک‌ها در بخش‌های مختلف توده نفوذی زریگان و همچنین در سنگ‌های میزبانش دارای تغییرات زیادی است ولی در مجموع دارای راستای شمال - شمال‌غرب تا جنوب – جنوب‌شرق می‌باشند. به این مجموعه دایک، اجتماعات دایکی دیابازی نیز گفته می‌شود. طول آنها از چند متر تا چند صد متر متغیّر است. عرض این دایک‌ها نیز از چند سانتیمتر تا حداکثر سه متر متغیّر است. برخی از این دایک‌های دیابازی سرشار از کانی‌های اکسیدی آهن (مگنتیت و هماتیت) هستند.

تصاویر ماهواره‌ای نشان دهنده بخش شمال غربی توده گرانیتوئیدی زریگان و دایک‌های دیابازی قطع کننده آن (خطوط یا نوار های تیره رنگ). محل معدن چاه گز نیز در این تصویر دیده می‌شود.

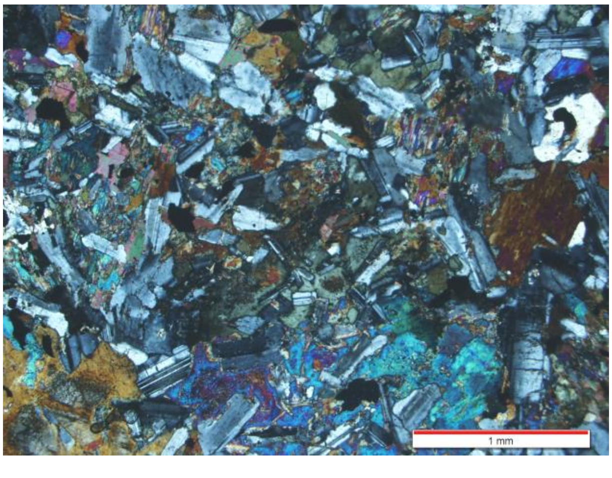
تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده بخشی از شمال‌غرب توده گرانیتوئیدی زریگان و دایک‌های دیابازی قطع کننده آن (خطوط یا نوارهای تیره رنگ). در این تصویر دایک‌ها بهتر دیده می‌شوند. آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها در گوشه پایین سمت چپ به صورت یک بیضی کشیده با رنگ کرم مایل به زرد دیده می‌شوند.

تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده بخش دیگری از توده گرانیتوئیدی زریگان و دایک‌های دیابازی قطع کننده آن (خطوط یا نوار های تیره رنگ). محل معدن چاه گز نیز در این تصویر دیده می‌شود.

تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده بخشی از توده گرانیتوئیدی زریگان و دایک‌های دیابازی قطع کننده آن (خطوط یا نوار های تیره رنگ).

دورنمایی از توده گرانیتوئیدی زریگان با ساختار تپه‌ماهوری و رنگ روشن در بخش جلویی تصویر که توسط تعداد زیادی دایک‌های دیابازی قطع شده است (خطوط یا نوار های تیره رنگ در بخش گرانیتی، دید به سمت شمال‌غرب).

نمایی از توده‌گرانیتوئیدی زریگان با که توسط چند دایک‌دیابازی قطع شده‌است (خطوط یا نوارهای تیره‌رنگ).



تصویری از بافت میکروگرانولار در نمونه سنگی متعلق به یک دایک دیابازی قطع‌کننده توده گرانیتوئیدی زریگان. به حضور هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز در این سنگ و بافت افیتیک آن توجه نمایید.

کانه‌زایی

کانه‌زایی آهن

در ارتباط توده‌های بازیک – حدواسط (گابرویی، دیوریتی، کوارتزدیوریتی، مونزودیوریتی و حتی گرانودیوریتی)، و گاه همراه با توالی های آتشفشانی رسوبی کانه‌زایی آهن با ترکیب کانیایی غالب مگنتیت و هماتیت صورت گرفته است. آپاتیت در برخی نقاط در مقیاس نمونه دستی نیز به صورت بلورهای سوزنی شکل سفید رنگ، در کانسگ‌های آهن دیده می‌شود.

معادن آهن چادرملو، چاه گز، بافق، رباط پشت بادام، سه چاهون، لکه سیاه، شیطور، چاه گز، میشدوان، سیریز، نمونه‌های بارزی از این کانه زایی‌ها هستند. اندیس‌های آهن متعددی نیز وجود دارد که کمتر شناخته شده هستند نظیر گزستان، فضل آباد، همیجان، دارستان، اسفوردی و ...

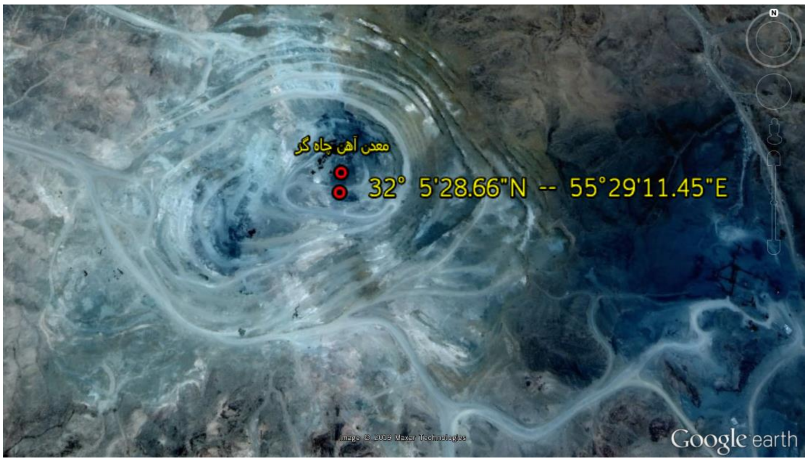
رخنمونی از کانسنگ مگنتیتی – هماتیتی با رنگ تیره‌تر در سمت راست تصویر که در در مرز سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی و گابرودیوریت‌ها دیده می‌شود (نگاه به سمت شمال شرق- هسته مرکزی کارگاه استخراجی معدن آهن چاه گز).

رخنمونی از کانسنگ مگنتیتی - هماتیتی با رنگ تیره‌تر در بخش میانی تصویر که در در مرز سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی و گابرودیوریت‌ها رخنمون دارد (نگاه به سمت شمال شرق- معدن آهن چاه گز).

تصویری از کانسنگ مگنتیتی – هماتیتی با بلورهای درشت آپاتیت همراه است (بخش سفید رنگ) (هسته مرکزی کارگاه استخراجی یا پیت معدن آهن چاه گز).

معدن سنگ آهن چاه گز به عنوان نمونه با مختصات جغرافیایی "۱۱/۴۵ '۲۹ °۵۵ شرقی و "۲۸/۶۶ '۰۵ °۳۲ شمالی، در ۷۵ کیلومتری شهرستان بافق قرار دارد. میزان ذخیره این معدن حدود ۸۳ میلیون تن با عیار متوسط حدود ۵۳ درصد، برآورد شده است که به صورت دو توده کانسنگ آهن با راستای تقریباً شرقی - غربی می‌باشد. این معدن در حال حاضر، فعال و در دست بهره‌برداری است.

الف

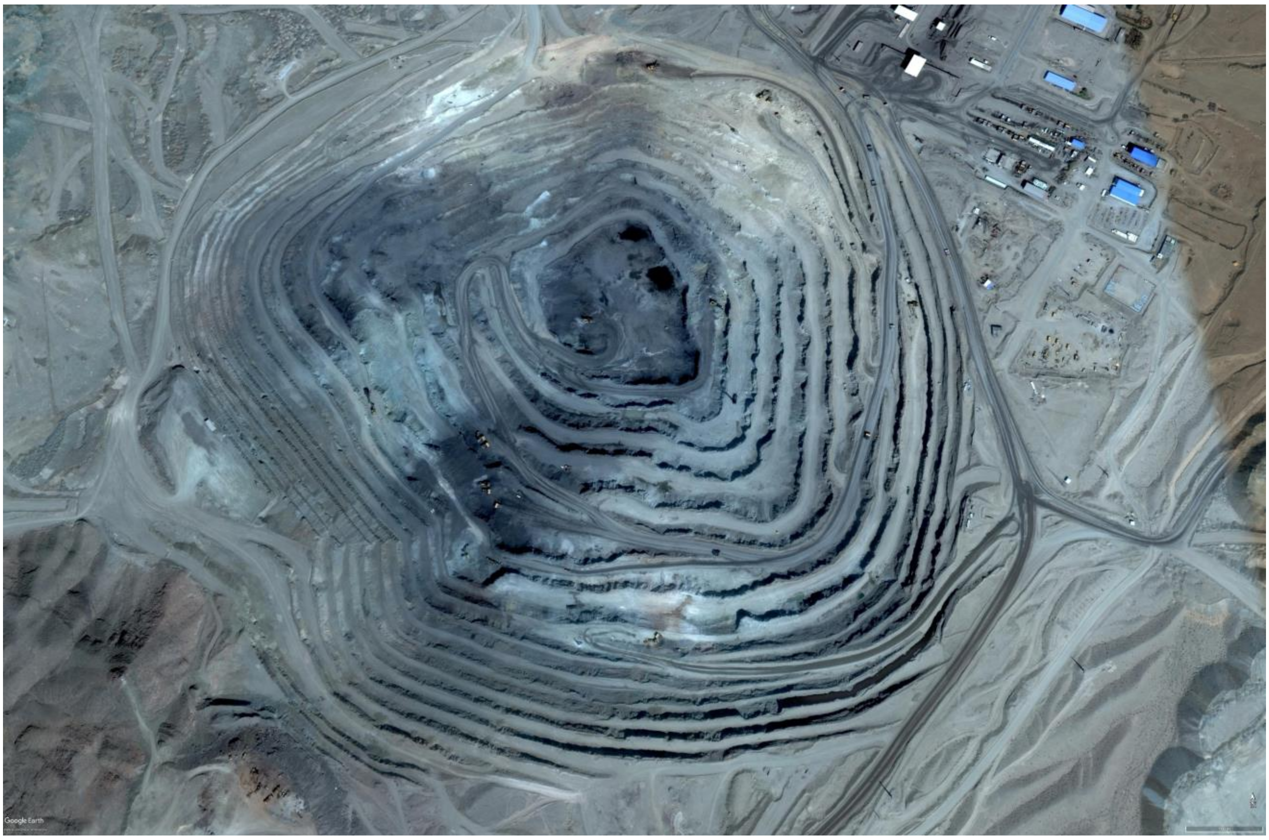


ب

ج

تصاویر ماهواره‌ای از معدن آهن چاه گز (الف و ب) و دورنمایی از آن (دید به سمت شمال – شمال غرب) (ج).

تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده گارگاه استخراجی یا پیت معدن سنگ آهن چغارت شمال بافق.
مساحت دهانه هم سطح با زمین این پیت حدود ۱ کیلومتر مربع است.



تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده گارگاه استخراجی یا پیت معدن سنگ آهن چادرملو. مساحت دهانه هم سطح با زمین این پیت حدود ۱/۳ کیلومتر مربع است.

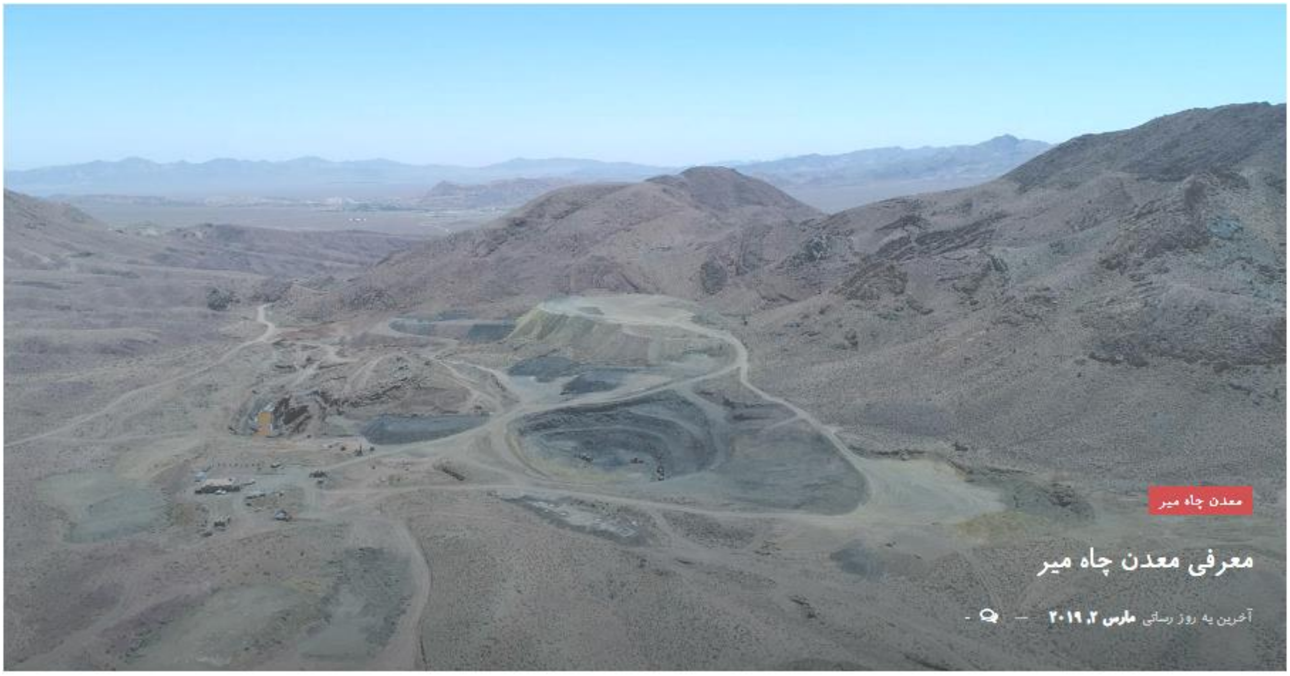
کانه‌زایی سرب و روی

بارزترین کانه‌زایی‌های سرب و روی کانسارهای سرب و روی کوشک، چاه میر و زریگان هستند. این کانه‌زایی ها دارای ماهیت آتشفشانی رسوبی هستند. کانسار روی- سرب چاه‌میر (همانند دیگر کانسارهای سرب و روی کوشک، زریگان و دره دهو) است که در توالی رسوبی- آتشفشانی کامبرین پیشین، همزمان با رخداد اقیانوس‌های بدون اکسیژن (Oceanic anoxic event) جهان در کامبرین، در یک محیط ریفتی، تشکیل شده است. واحدهای سنگی میزبان کانسار سیلتستون سیاه دارای مواد آلی با میان لایه‌هایی از توف و توف‌سیلتی هستند که توسط توف‌های کربناتی سبزرنگ پوشیده شده است. در کانسار چاه میر، بر اساس ماهیت کانه زایی سولفیدی، بافت و کانی‌شناسی سولفیدها، می‌توان چهار رخساره را از هم متمایز کرد. این رخساره‌ها بر اساس جایگاه آنها نسبت به محل خروج سیال‌های کانه ساز عبارتند از: ۱) رخساره کانسنگ توده ای (رخساره دهانه‌ای) که بخش ضخیم، پرعیار و توده‌ای کانسار را در خاور آن تشکیل داده و شامل دو زیررخساره سولفیدی- سیلیسی- کربناتی، در مرکز و سولفیدی-کربناتی در اطراف آن است. بافت سولفیدها در این رخساره به صورت توده‌ای، جانشینی، رگه- رگچه‌ای و کلوفرم برشی شده است. ۲) رخساره رگه- رگچه‌ای (زون تغذیه کننده) شامل رگه های سولفیدی و سیلیسی است که به صورت قطع کننده لایه‌بندی سنگ میزبان، در زیر رخساره کانسنگ توده‌ای تشکیل شده‌است. بافت‌های رگه- رگچه‌ای و جانشینی سولفیدها سیمای اصلی این رخساره را تشکیل می‌دهند. ۳) رخساره کانسنگ لایه‌ای که ضخامت کمتری نسبت به رخساره کانسنگ توده‌ای دارد و با سیمای لایه‌ای و نواری و عیار پایین ماده معدنی قابل- تشخیص است. این رخساره، به صورت سولفیدهای لامینه و نواری هم‌روند با لایه‌بندی سنگ میزبان (چینه‌سان)، در بخش‌مرکزی کانسار تشکیل شده‌است. ۴) رخساره حاشیه‌ای، در بخش انتهایی غرب کانسار تشکیل شده و در واقع معادل رسوبی رخساره کانسنگ لایه‌ای را می‌سازد. مهم‌ترین ویژگی این رخساره وجود پیریت دانه پراکنده، نوارهای چرت و باریت است. با توجه به مهم ترین ویژگی‌های کانه‌زایی در منطقه چاه‌میر، از جمله محیط زمین- ساختی، سنگ دربرگیرنده، کانی‌شناسی، محتوای فلزی، حضور رخساره‌های چهارگانه و مقایسه آنها با ذخایر روی- سرب با میزبان سیلتستون و شیلی نوع Sedex، می‌توان کانسار روی- سرب چاه‌میر را در رده کانسارهای رسوبی- بروندمی نزدیک به دهانه بروندم (Selwyn-Type (Vent Proximal) SEDEX Deposits) در نظر گرفت و در ایران معرفی کرد (اقتباس از رجبی و همکاران، ۱۳۹۰، با اندکی تغییر).

تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده گارگاه استخراجی یا پیت معدن سنگ سرب و روی کوشک در شمال غرب روستای کوشک. این معدن به صورت روباز و زیر زمینی استخراج می شود و دارای چندین دهه قدمت استخراج و بهره برداری می‌باشد.

نمایی از معدن سرب و روی کوشک در شمال غرب روستای کوشک.

تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده گارگاه استخراجی یا پیت معدن سرب و روی چاه میر در جنوب شرق بهاباد- شمال روستای دولت آباد.



دورنمایی از معدن سرب و روی چاه میر در جنوب شرق بهاباد- شمال روستای دولت آباد.

سری هرمز

در جنوب ایران، در پهنه ساختاری زاگرس طیف وسیعی از سنگ‌های آذرین درونی (گابرو، دیوریت، گرانیت) و بیرونی (بازالت، ریولیت، داسیت)، سنگ‌های آتشفشانی – رسوبی و همچنین سنگ‌های رسوبی شیمیایی و تبخیری نظیر آهک، دلومیت، گچ و نمک یافت می‌شود که اغلب به شکل گنبد نمکی رخنمون دارند. این توالی‌های سنگی در مجموع به نام **سری هرمز** شناخته می‌شوند و از بروجن در شمال غرب تا بندرعباس در جنوب شرق به طور پراکنده رخنمون دارند. در زاگرس چین خورده حضور دویست گنبد نمکی تأیید شده است که برخی از آن ها دارای رخنمون سطحی و برخی دیگر فاقد رخنمون سطحی هستند. دگرگونی مجاورنی از نوع اسکارن‌زایی نیز به صورت محدود، در این گنبدهای نمکی و در محل تماس سنگ‌های گابرودیوریتی و سنگ‌های کربناته گزارش شده است.

این گنبدها از لحاظ وجود ذخایری از کانی‌های فلزی، غیر فلزی و ذخایر هیدروکربوری دارای اهمیت اقتصادی می‌باشند. برای مثال، در گنبدهای نمکی هرمز، گچین، پل، کنگان و ... ذخایر فلزی شامل اورانیوم، پتاس، آهن (خاک سرخ)، آپاتیت، عناصر نادر خاکی وجود دارد و در گنبدهایی نظیر: هرمز، قشم ،بستانه و گچین نیز و ... ذخایر غیر فلزی مثل نمک، گوگرد و ید یافت شده است (خانکهدانی و اسکندری، ۱۳۹۰، همراه با تغییراتی چند). لازم به ذکر است اغلب کانه‌های آهن همراه گنبدهای نمکی در جریان فعالیت‌های آتشفشانی زیردریایی حاصل شده‌اند و دارای ترکیب غالب هماتیتی می‌باشند. تعیین سن‌های ایزوتوپی یا رادیومتری معدودی بر بروی سازنده سنگ‌های آذرین گنبدهای نمکی صورت گرفته است که برای نمونه می‌توان به فرامرزی و همکاران (۲۰۱۵) اشاره کرد. آنها برای سنگ‌های ریولیتی به روش U-Pb بر روی زیرکن سن ۸ ± ۵۵۸ میلیون سال را گزارش کرده‌اند که معرف سن نئوپروتروزوئیک پسین می‌باشد. ولی شواهد چینه‌شناسی نظیر حضور تریلوبیت دامنه سنی کامبرین‌زیرین را نیز برای آنها درنظر گرفت. در پایان باید متذکر شد که برای این دسته از سنگ‌های محیط تکتونیکی ریفتی درون قاره‌ای (کافتی)، پشت کمانی و حاشیه قاره‌ای در نظر گرفته شده است که به نظر می‌رسد محیط ریفتی نسبت به بقیه، منطقی‌تر است.

تصویر ماهواره‌ای گنبد نمکی جاشک – شمال شرق بوشهر

نمایی از گنبد نمکی جاشک – شمال شرق بوشهر

تصویر ماهواره‌ای گنبد نمکی هرمز – جزیره هرمز. بخش اعظم جزیره را گنبد نمکی به خود اختصاص داده است و تنها بخش کمی از آن را مارن‌های رنگارنگ میوسن به خود اختصاص داده‌اند.

گنبد نمکی هرمز، شاخص ترین گنبد نمکی حوضه زاگرس.

دور نمایی از گنبد نمکی هرمز

ماگماتیسم و دگرگونی (اردوویسین –سیلورین - دونین)

شاهدی بر بازشدگی پالئوتتیس

(ماگماتیسم ریفتی درون قاره‌ای)

هر حادثه ماگمایی بزرگ مقیاس معمولاً تصویری یا انعکاسی از وقوع یک چرخه تکتونیکی یا بخشی از یک چرخه تکتونیکی است نظیر ریفت‌زایی، فرورانش، برخورد، یا فعالیت‌های ماگمایی درون ورقه‌ای نقطه‌ای مثل نقاط داغ درون قاره‌ای یا درون اقیانوسی.

ماگماتیسم سیلورین ایران نیز بخشی از یک حادثه ریفت‌زایی است که شواهد وقوع آن از اردوویسین شروع می‌شود در حد مرزی اردوویسین – سیلورین به اوج خود می‌رسد و در تا اواسط دونین با قدرت کمتر ادامه یافته است. از دونین به بعد تا اواخر تریاس این چرخه تکتونیکی در برخی نقاط حالت انقباضی یا برگشت‌پذیری پیدا کرده و در نهایت به‌صورت فرورانش یا بسته‌شدن اقیانوس پالئوتتیس تجلی پیدا کرده است. شواهد موجود از این فعالیت‌های ماگمایی به ویژه از اردوویسین تا دونین میانی با وجود ماگماتیسم بازیک با ترکیب غالب بازالتی و گابرویی مشخص می‌گردند. خود این فعالیت‌ها به شکل گدازه، دایک، سیل و توده‌های نفوذی کوچک مقیاس گابرویی تظاهر پیدا کرده‌اند.

شاهرود - سبزوار

رخنمون‌های سنگی اردوویسین – سیلورین به طور پراکنده در حد فاصل شمال شاهرود تا شمال سبزوار در راستای یک روند کلی شرقی – غربی به طول حدود ۳۲۰ کیلومتر رخنون دارند که به طور محلی با اسامی سازند سلطان میدان (در شمال شاهرود) و قلی (در شمال جاجرم) و رباط قره بیل در غرب بجنورد شناخته می‌شود. این روند تا شمال روستای صفی آباد از توابع اسفراین ادامه دارد. این مناطق توسط نقشه‌های زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ : ۱ علی آباد و بجنورد پوشش داده می‌شوند.

رساله دکترا و چند مقاله (دکتر مرتضی درخشی، دکتر عبدالرضا جعفریان) و همچنین مقالات دکتر قاسمی

پایان نامه کارشناسی ارشد (زکیه کاظمی حسنوند، مریم دیهیمی، طاهره سهامی، شیوا صالحیان، تورج فتحی، مریم محمودی، ایرج گلابتونچی)

کلشانه – شیرگشت

در غرب کلشانه (شمال طبس) سنگ‌های بازالتی و همچنین الیوین گابرویی و گابرویی به سن اردوویسین - سیلورین رخنمون دارند. آقای مرتضی درخشی این منطقه را در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد مورد مطالعه قرار داده است.

پل‌خاوند

در ۱۵ کیلومتری جنوب شرق انارک، در محلی به نام پل‌خاوند نیز سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بازالتی رخنمون دارند که به سیلورین نسبت داده شده‌اند. خانم مهین هاشمی این منطقه را در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد مورد مطالعه قرار داده است.

ابیانه - جِهَق

در جنوب نطنز و کاشان نیز شواهدی از فعالیت‌های ماگمایی اردوویسین - سیلورین در جنوب ابیانه و همچنین جنوب جهق با راستای شمال غرب – جنوب شرق تا شرقی – غربی رخنمون دارند (فریماه آیتی در سطح پایان نامه کارشناسی ارشد و رساله دکترا سنگ‌های معرف این فعالیت‌های ماگمایی را مورد مطالعه قرار داده است). رخنمون-های سنگی مورد نظر توسط بخش‌هایی از نقشه‌های ۱۰۰۰۰۰ : ۱ کاشان، نطنز و طرق پوشش داده می‌شود.

نگین گون (شمال شرق بافق)

در شمال روستای نگین (شمال شرق بافق) سنگ‌های بازالتی سیلورین رخنمون دارند. در گزارش نقشه زمین-شناسی ۲۵۰۰۰ : ۱ اسفنگ (صادقیان، ۱۳۸۶) به شرح تفصیلی این واحد سنگی پرداخته شده است. رخنمون‌های سنگی مورد نظر توسط بخشی از نقشه ۱۰۰۰۰۰ : ۱ اسفوردی پوشش داده می‌شود.

ماکو

در شمال غرب ایران در جنوب شهر ماکو رخنمون‌های سنگی منسوب به سیلورین رخنمون دارند که رخنمون‌های آنها توسط بخش‌هایی از نقشه‌های ۱۰۰۰۰۰ : ۱ ماکو و علی حاجی پوشش داده می‌شود. در این منطقه رخنمون-های سنگی منسوب به سیلورین در یک راستای شرقی – غربی به طول حدود ۲۳ کیلومتر مشاهده می‌شوند. فرزانه ولی نسب زرنق در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد این سنگ‌ها را مورد مطالعه قرار داده است.

در جنوب گرگان، گلوگاه و بهشهر نیز رخنمون‌های سنگی منسوب به سیلورین رخنمون دارند.

ویژگی‌های کلی ماگماتیسم اردوویسین – سیلورین (در برخی نقاط دونین میانی)

ترکیب غالب بازالتی با گرایش آلکالن ضعیف

در مورد توده‌های نفوذی و دایک‌ها و سیل‌ها می‌توان به ترکیب گابرویی آنها اشاه کرد.

کانی‌های سازنده اصلی: الیوین (فراوانی زیادی ندارد)، پیروکسن، پلاژیوکلاز

کانیهای فرعی : اکسیدهای آهن و تیتانیم مثل مگنتیت و تیتانومگنتیت

کانیهای ثانوی (ثانویه) : کلریت، کلسیت، اپیدوت، اسفن ثانویه، زئولیت، کلسدونی، کوارتز، مالاکیت، هماتیت، گوتیت و ...

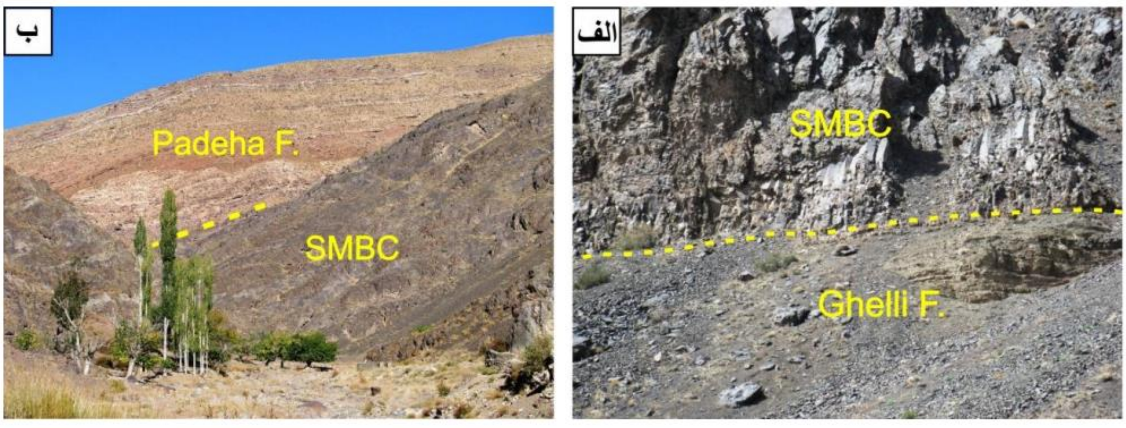
بافتها در سنگ‌های آتشفشانی: پورفیری، میکرولیتی پورفیری، گلومروپورفیری، بادامکی (آمیگدالوئیدال)، جریانی، حفره‌دار (وزیکولار)، تمام شیشه‌ای، ویتروفیری و ...

بافتها در سنگ‌های نفوذی: دانه‌ای یا گرانولار، افیتیک و ساب افیتیک

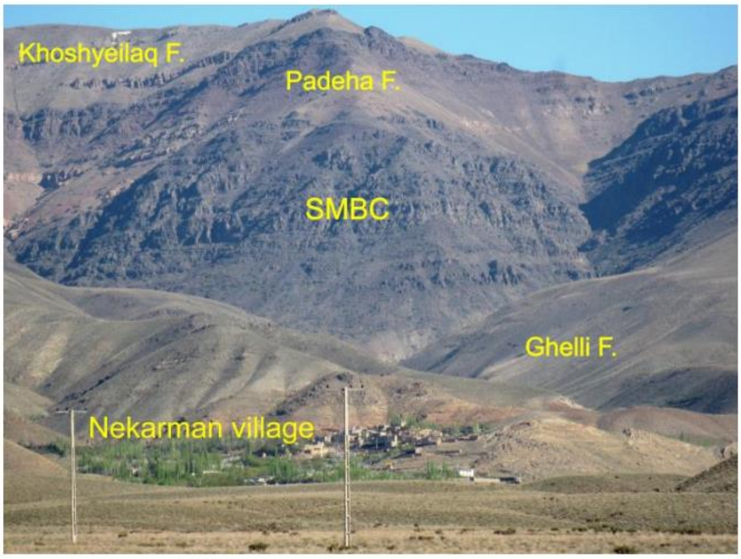
ساخت‌های بارز در مقیاس صحرایی: روانه گدازه، ستون‌های منشوری، گدازه بالشی، پپریت (یا مخلوط گدازه و رسوبات)

در مجموع ماگماتیسم اردویسین - سیلورین (گاه تا دونین میانی) معرف وقوع ریفت درون قاره‌ای در پالئوزوئیک زیرین در شمال ابرقاره گندوانا است.

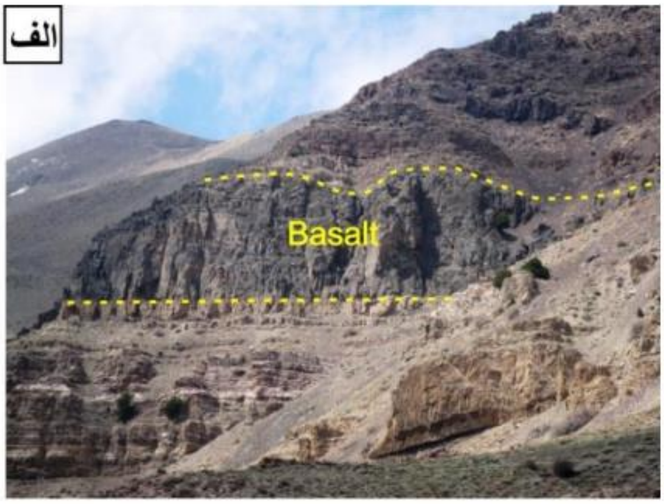
در ادامه چند تصویر که از رساله دکترای مرتضی درخشی اقتباس شده، برای نمایش روابط صحرایی، بافت و ساخت‌های سنگ‌های بازالتی سازند سلطان میدان نشان داده دشده است.

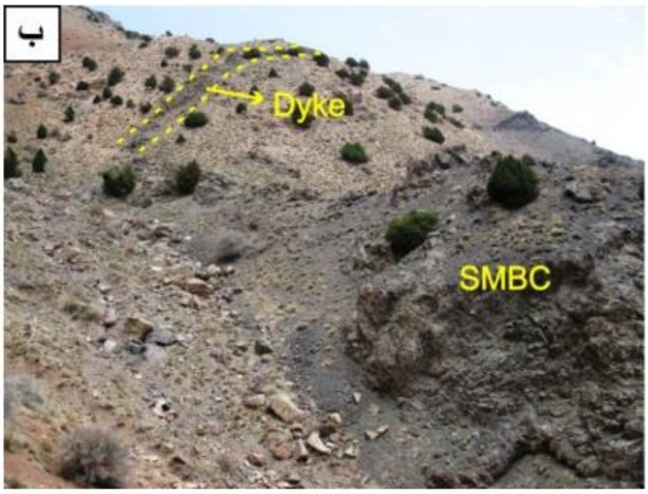


شکل ۲-۴- تصاویری از مرز زیرین و فوقانی بازالت‌های سلطان میدان با سازندهای قلی و پادها در **الف)** دره‌ی تنگو (شمال روستای نکارمن) و **ب)** شمال غرب روستای ابرسج (دید به سوی شمال غرب). SMBC: مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان.

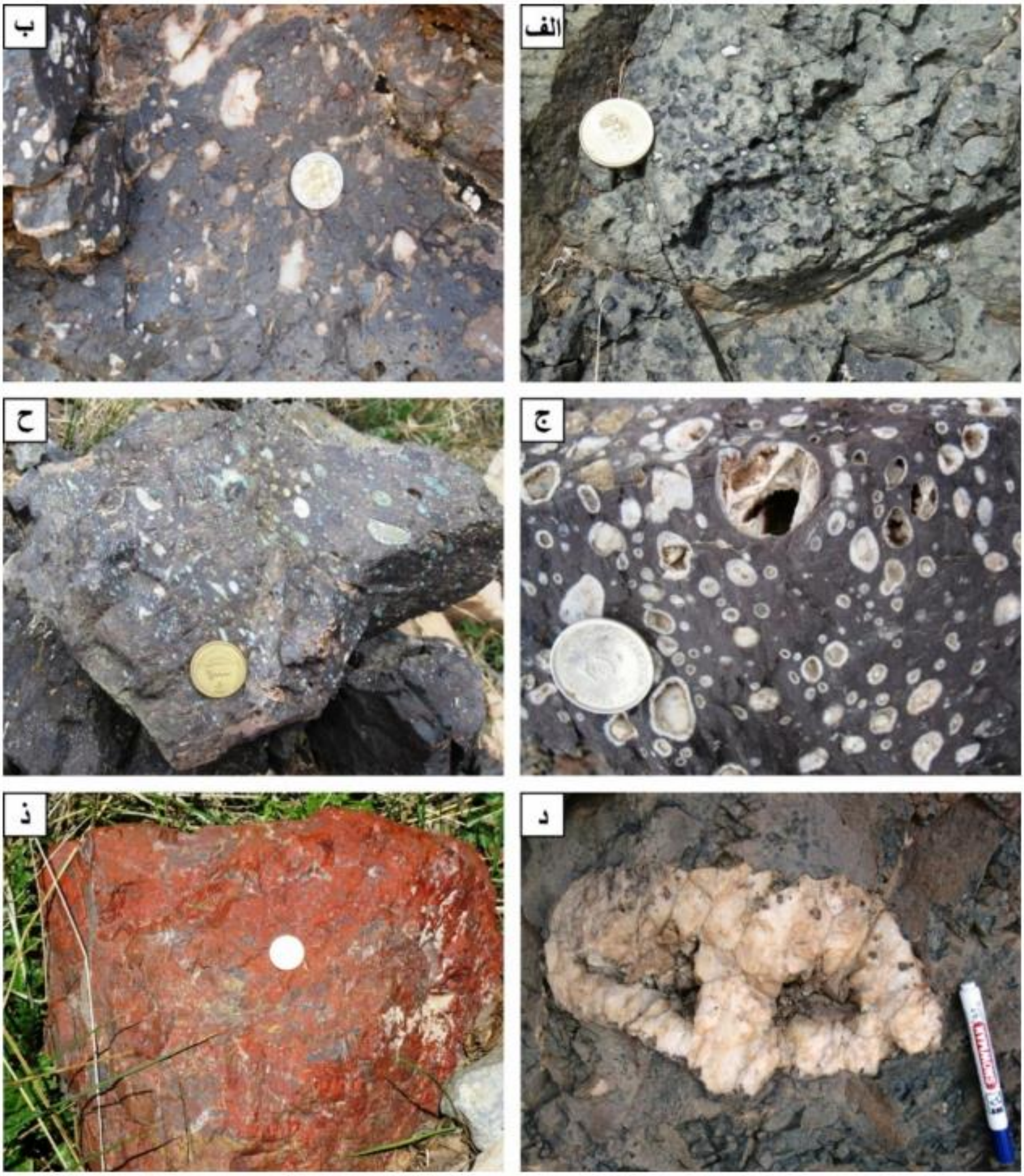


شکل ۲-۱۳- توالی واحدهای سنگی اردوویسین تا دونین در محل دره‌ی کلودر، شمال روستای نکارمن (دید به سوی شمال غرب). در این محل می‌توان رخنمون سازند قلی، مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان، و سازندهای پادها و خوش‌ییلاق را دید.





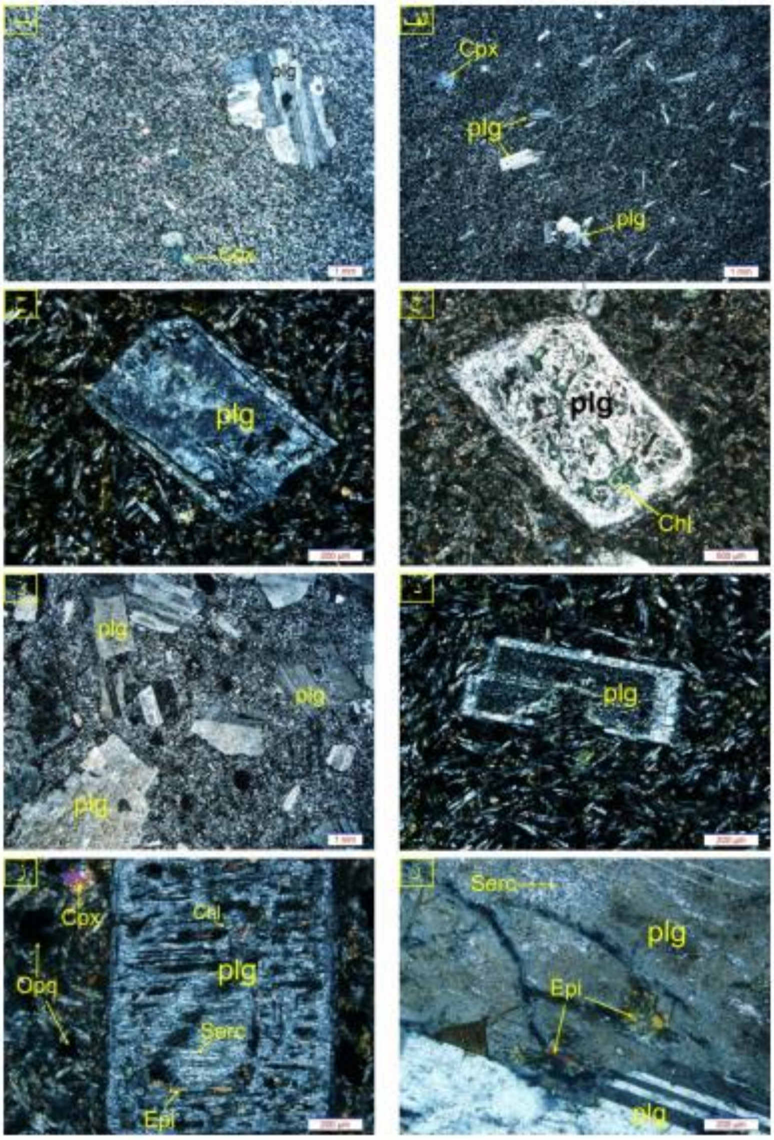
شکل ۲-۹- نمایی از حضور **الف)** روانه‌ی بازالتی به ضخامت حدود ۱۰ متر (دید به سوی شمال غرب) و **ب)** دایک بازیک به ضخامت حدود دو متر در بخش تحتانی سازند پادها به ترتیب در دره‌ی کلودر و دره‌ی تنگو، شمال روستای نکارمن (دید به سوی شمال شرق).



شکل ۲-۱۱- نماهایی نزدیک از حضور فراوانِ ساخت بادامکی در بازالت‌های منطقه که توسط **الف)** کلریت و کلسیت **ب)** کوارتز **ج)** کلسیت، کوارتز و **ح)** مالاکیت، آزوریت، کوارتز و کلسیت پر شده‌اند. همچنین در شکل **د** می‌توان نمونه‌ای از حفرات بزرگ ثانویه که تماماً توسط کوارتز پُر شده است را مشاهده نمود. **ذ)** نمونه‌ای از ژاسپرهای موجود در بازالت‌های منطقه که به دلیل رنگ قرمز خاصِ خود براحتی قابل تشخیص می‌باشد.

شکل ۲-۱۷- نماهایی از بخش‌های مختلف بازالت‌های سلطان میدان و سازند پادها در دره‌ی کلودر، شمال روستای نکارمن. **الف** و **ب)** حضور ساخت منشوری در بخش زیرین مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان. این منشورها عموماً ۵ یا ۶ ضلعی بوده و ارتفاع آنها گاهی به بیش از ۲۰ متر می‌رسد.

تابلو ۳-۱



تابلو ۳-۱

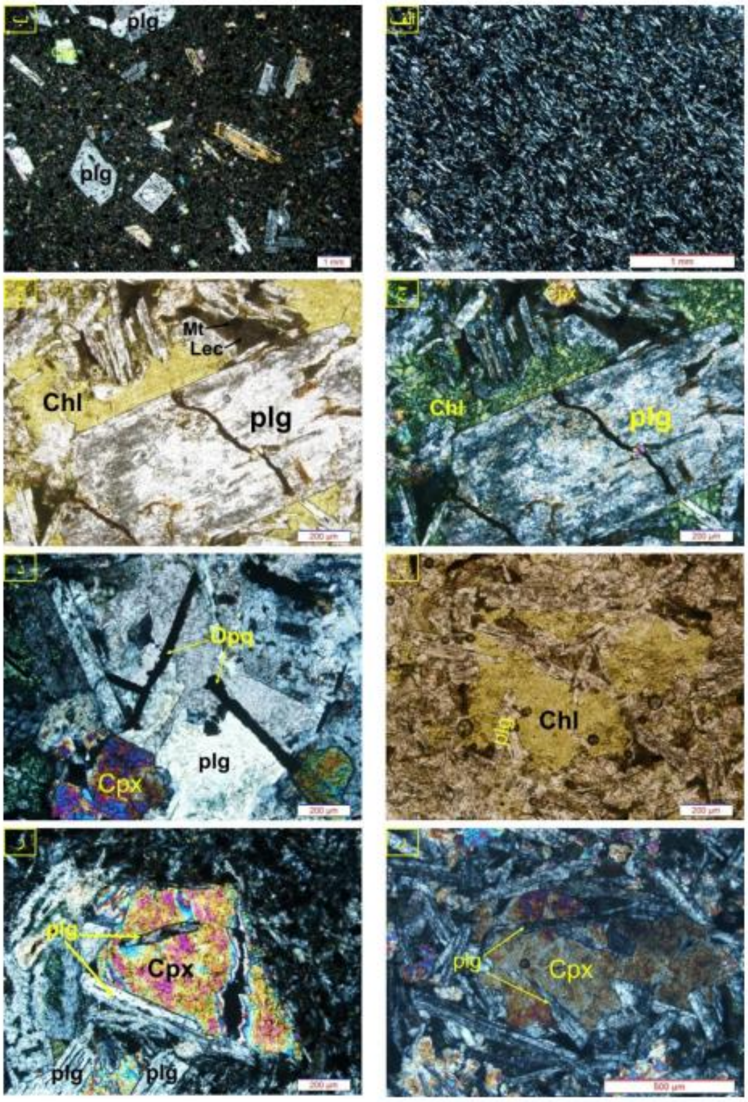
الف، ب) تصویری از درشت بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از میکرولیت و ریز بلورهای اوژیت. در نتیجه‌ی ردیف شدن میکرولیت‌ها در زمینه‌ی سنگ بافت جریانی دیده می‌شود. در شکل ب در اثر تجمع درشت بلورهای تقریباً سالم پلاژیوکلاز بافت گلومروپورفیری قابل مشاهده می‌باشد. (نور پلاریزه‌ی متقاطع)

ج، ح، د) درشت بلورهای دگرسان شده‌ی پلاژیوکلاز در زمینه‌ای دانه‌ریز از میکرولیت، کلینوپیروکسن، کانی‌های اپک و شیشه‌ی کلریتی شده. درشت بلورهای پلاژیوکلاز که دو نسلی می‌باشند، در بخش مرکزی حالت غربالی نشان می‌دهند. در شکل ج می‌توان ادخال‌های کلریت را در پلاژیوکلازهای نسل اول مشاهده نمود. (نور پلاریزه‌ی متقاطع)

ذ) تصویری از مقطع میکروسکوپی یک نمونه‌ی بازالتی غنی از پلاژیوکلاز. در این تصویر بافت سریه‌ایتی که در نتیجه‌ی تدریجی بودن اندازه‌ی بلورهای پلاژیوکلاز ایجاد شده است به خوبی قابل تشخیص است. (نور پلاریزه‌ی متقاطع)

ر، ز) درشت بلورهای پلاژیوکلاز که در اثر دگرسانی به کانی‌های ثانویه‌ی اپیدوت، سریسیت و کلریت تبدیل شده‌اند. (نور پلاریزه‌ی متقاطع)

تابلو ۳-۲



تابلو ۳-۲

الف) ردیف شدگی میکرولیت‌ها و ایجاد بافت جریانی در سنگ. (نور پلاریزه‌ی متقاطع)

ب) بافت سریه‌ایتی در نتیجه‌ی تدریجی بودن اندازه‌ی بلورهای پلاژیوکلاز. (نور پلاریزه‌ی متقاطع)

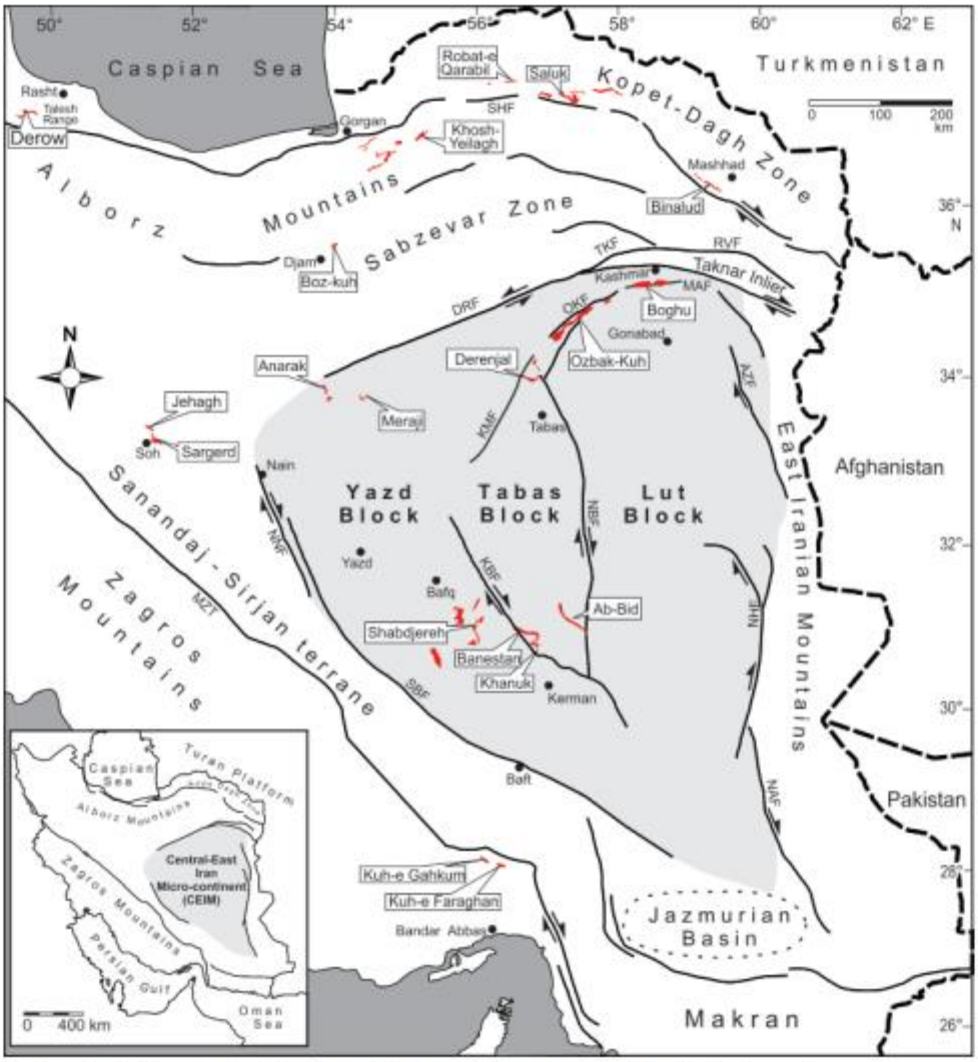
ج، ح، د) پُر شدگی فضای بین بلورهای پلاژیوکلاز بوسیله شیشه و ایجاد بافت اینترسرتال. به دلیل عملکرد فرآیندهای دگرسانی و دویتره شدن، شیشه به شکلی یکنواخت به کلریت تبدیل شده است. همچنین در تصویر ح می‌توان تبدیل مگنتیت‌های غنی از تیتانیوم (ویا احتمالاً ایلمنیت) به لوکوکسن را مشاهده نمود. (تصویر ج در نور پلاریزه‌ی متقاطع و تصاویر ح و د در نور پلاریزه‌ی معمولی)

ذ) حضور بلورهای کشیده‌ی کانی‌های اپک در میان درشت بلورهای پلاژیوکلاز. (نور پلاریزه‌ی متقاطع)

ر، ز) احاطه شدن کامل و ناقص بلورهای کشیده‌ی پلاژیوکلاز توسط درشت بلورهای اوژیت و تشکیل بافت‌های افیتیک و ساب‌افیتیک. (نور پلاریزه‌ی متقاطع)

در ادامه تصاویری مربوط به محل رخنمون سنگ‌های مرتبط با ماگماتیسم اردویسین - سیلورین (گاه تا دونین میانی) نشان داده شده‌اند.

202 VACHIK HAIRAPETIAN *ET AL.*



Text-fig. 1. Simplified tectonic maps of Iran showing the location of Silurian outcrops (marked with red colour; small exposures are exaggerated) discussed in the paper (base map modified mainly from Ramezani and Tucker 2003 and Hairapetian *et al.* 2012); structural data compiled from various sources, e.g., Berberian and King (1981), Lindenberg *et al.* (1984) and Alavi (1991). Abbreviations: AZF – Abiz Fault; DRF – Doruneh Fault; KBF – Kuhbanan Fault; KMF – Kalmard Fault; MAF – Mehdiabad Fault; MZT – Main Zagros Thrust; NAF – Nostratabad Fault; NBF – Nayband Fault; NHF – Nehbandan Fault; NNF – Nain Fault; OKF – Ozbak Kuh Fault; RVF – Rivash Fault; SBF – Shahre-Babak Fault; SHF – Syahkuh Fault; TKF – Taknar Fault

نقشه ساده شده نشان‌دهنده پراکندگی رخنمون های سنگی سیلورین (بخش‌های قرمز رنگ)

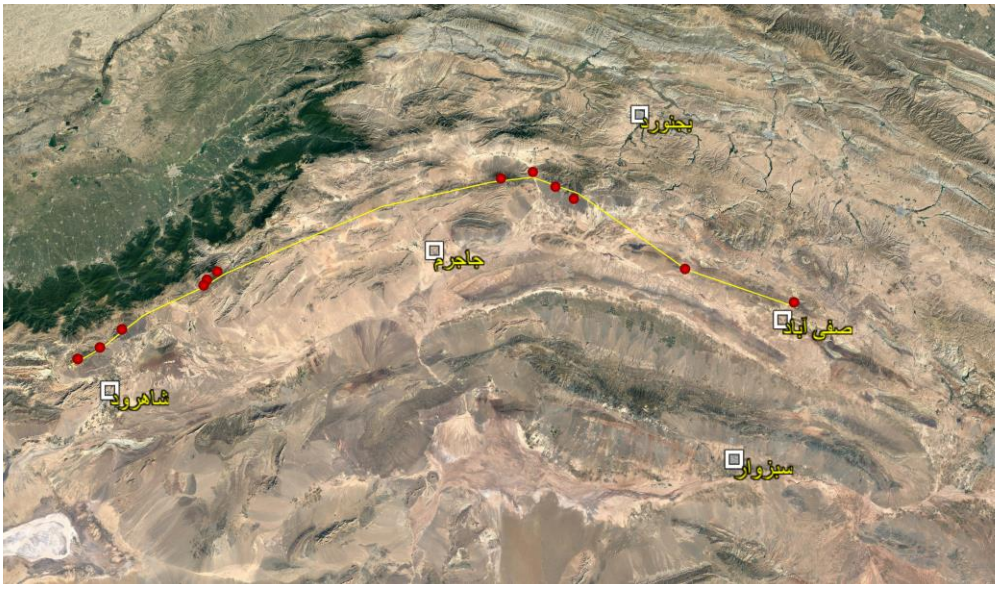
Acta Geologica Polonica, Vol. 67 (2017), No. 2, pp. 201–233
DOI: 10.1515/agp-2017-0014

DE G DE GRUYTER OPEN

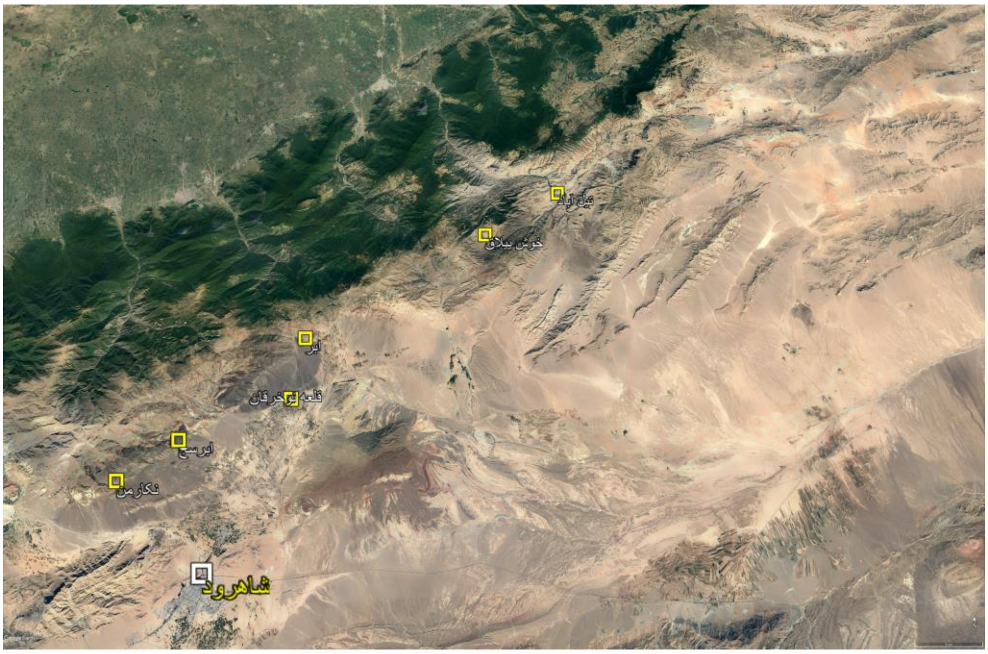
Silurian stratigraphy of Central Iran – an update

VACHIK HAIRAPETIAN[1], MANSOUREH GHOBADI POUR[2, 3], LEONID E. POPOV[3], PEEP MÄNNIK[4] and C. GILES MILLER[5]

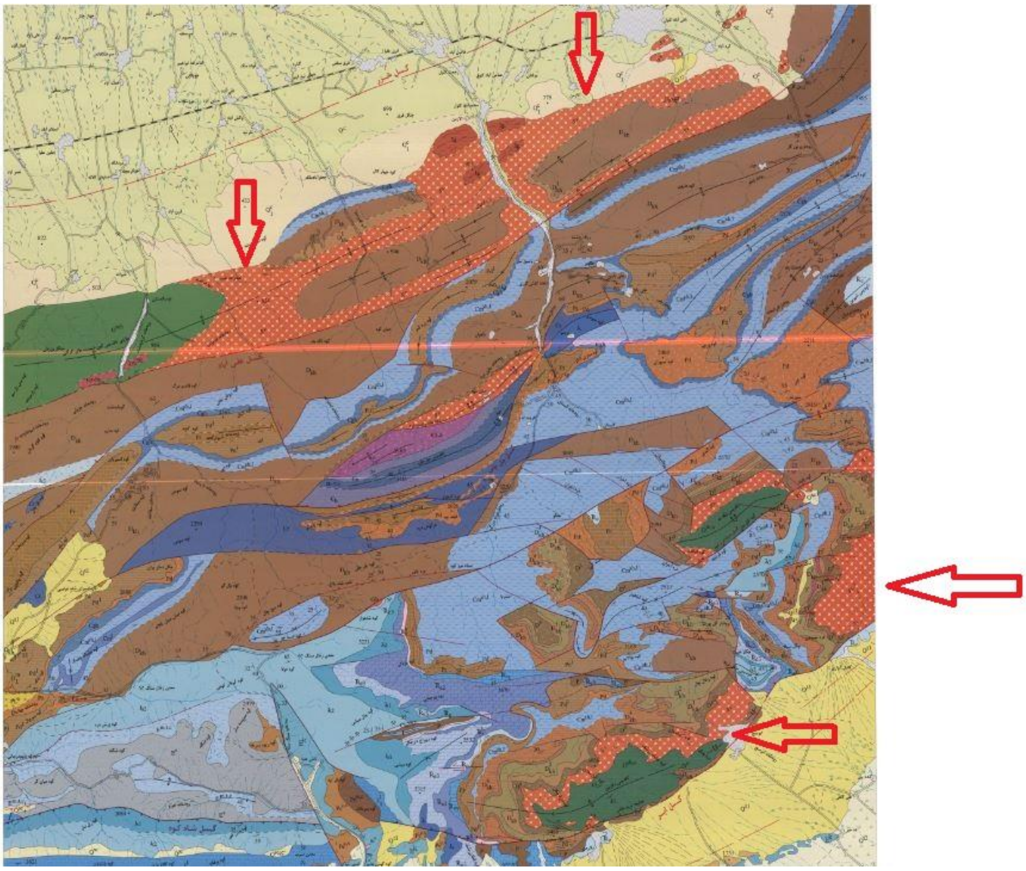
تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده پراکندگی رخنمون‌های سنگی اردوویسین – سیلورین در ایران



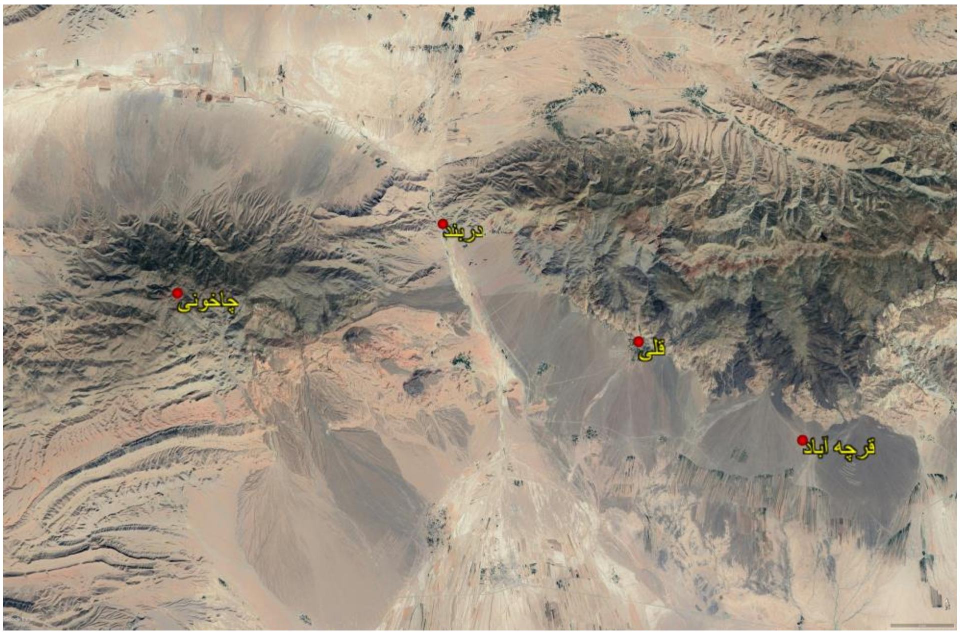
تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده روند پراکندگی رخنمون‌های سنگی اردوویسین – سیلورین در حد فاصل شمال شاهرود تا شمال سبزوار. در امتداد این روند رخنمون‌های آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی معروف به نکارمن – ابرسج، میغان – قلعه نوخرقان، خوشش ییلاق (همه با هم مشهور به سازند سلطان میدان)، شمال جاجرم (معروف به قِلی) و شمال صفی‌آباد. این روند تقریباً ۳۲۰ کیلومتر طول دارد.



تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده روند پراکندگی رخنمون‌های سنگی اردوویسین – سیلورین در شمال شاهرود (حد فاصل نکارمن تا خوشض ییلاق). در امتداد این روند رخنمون‌های آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی معروف به نکارمن - ابرسج، میغان – قلعه نوخرقان و خوشش ییلاق (همه با هم مشهور به سازند سلطان میدان)، با طول تقریبی ۷۰ کیلومتر حضور دارند.

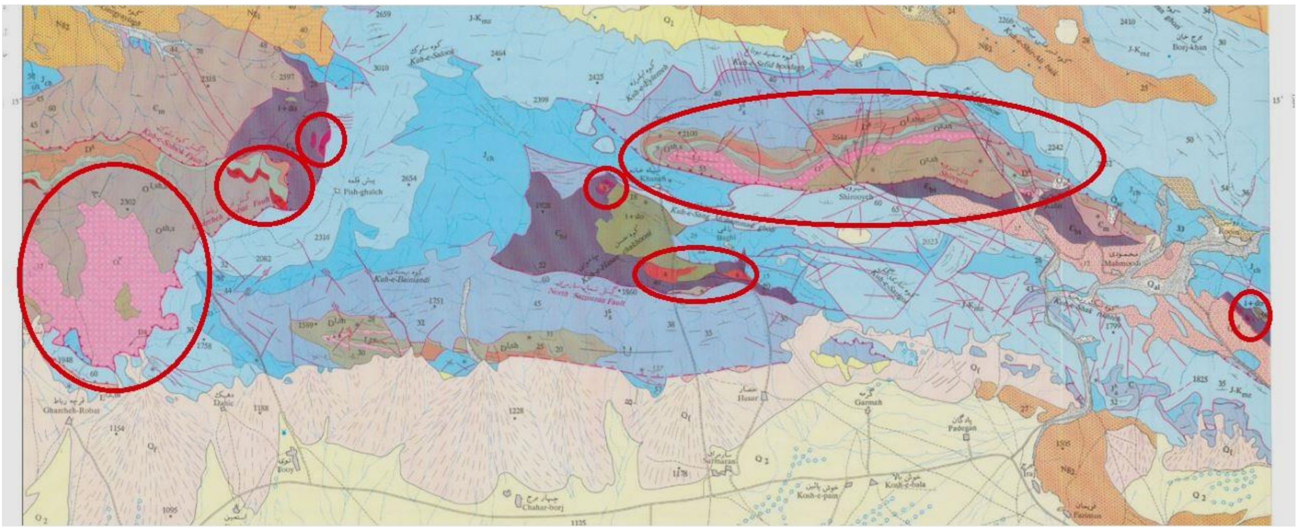


بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰: ۱ علی آباد. موقعیت جغرافیایی رخنمون‌های سنگی کامبرین، اردوویسین و سیلورین با پیکان مشخص شده است.

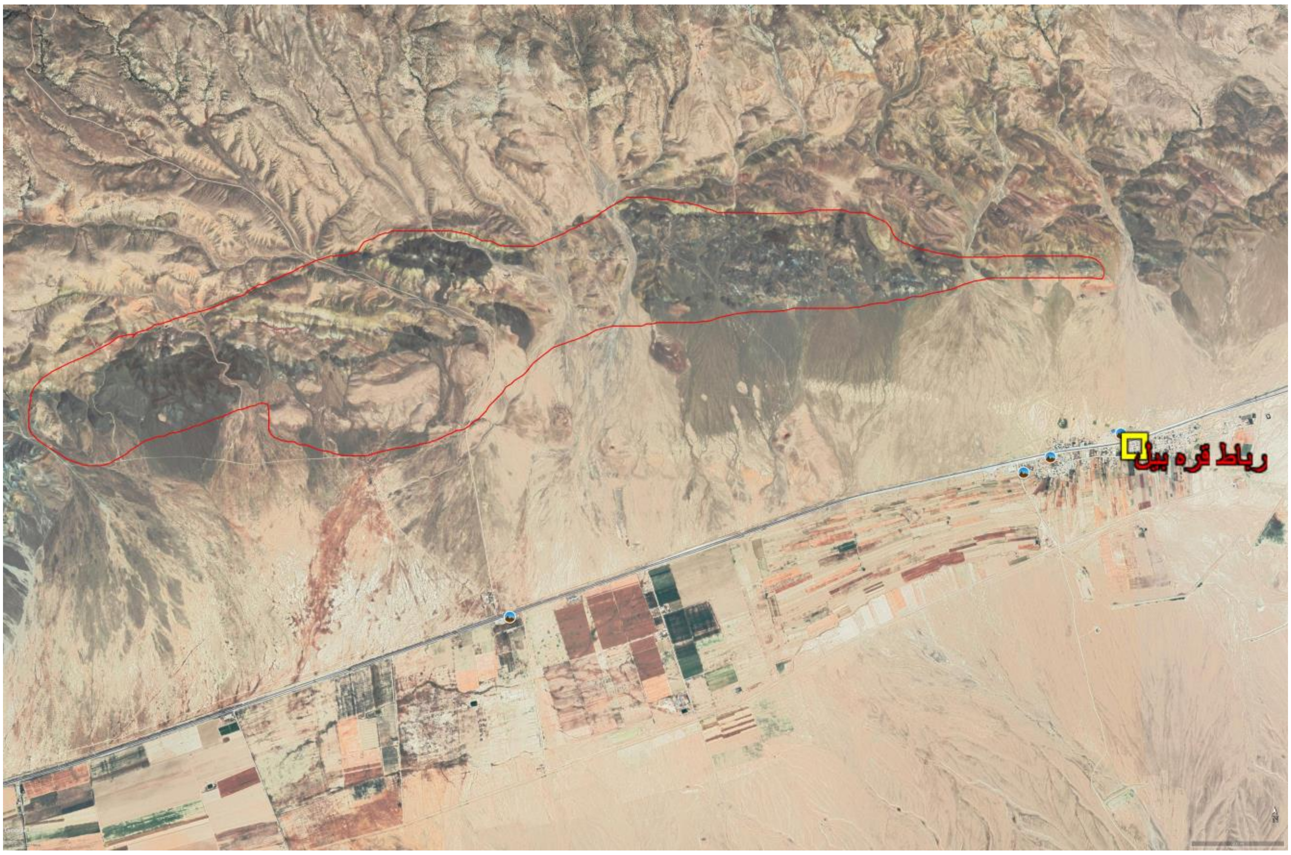


تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده روند پراکندگی رخنمون‌های سنگی اردوویسین – سیلورین در شمال جاجرم.

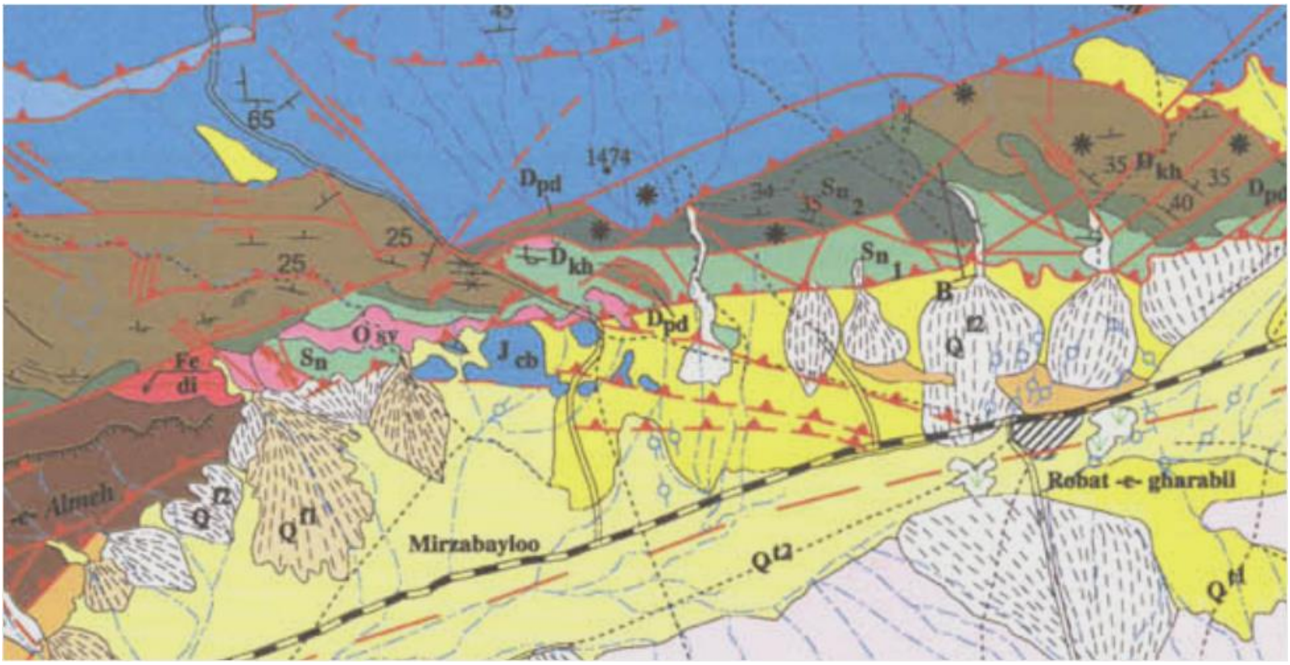
در امتداد این روند رخنمون‌های آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی معروف به چاخونی و قلی با طول تقریبی ناپیوسته ۴۸ کیلومتر یافت می‌شوند.



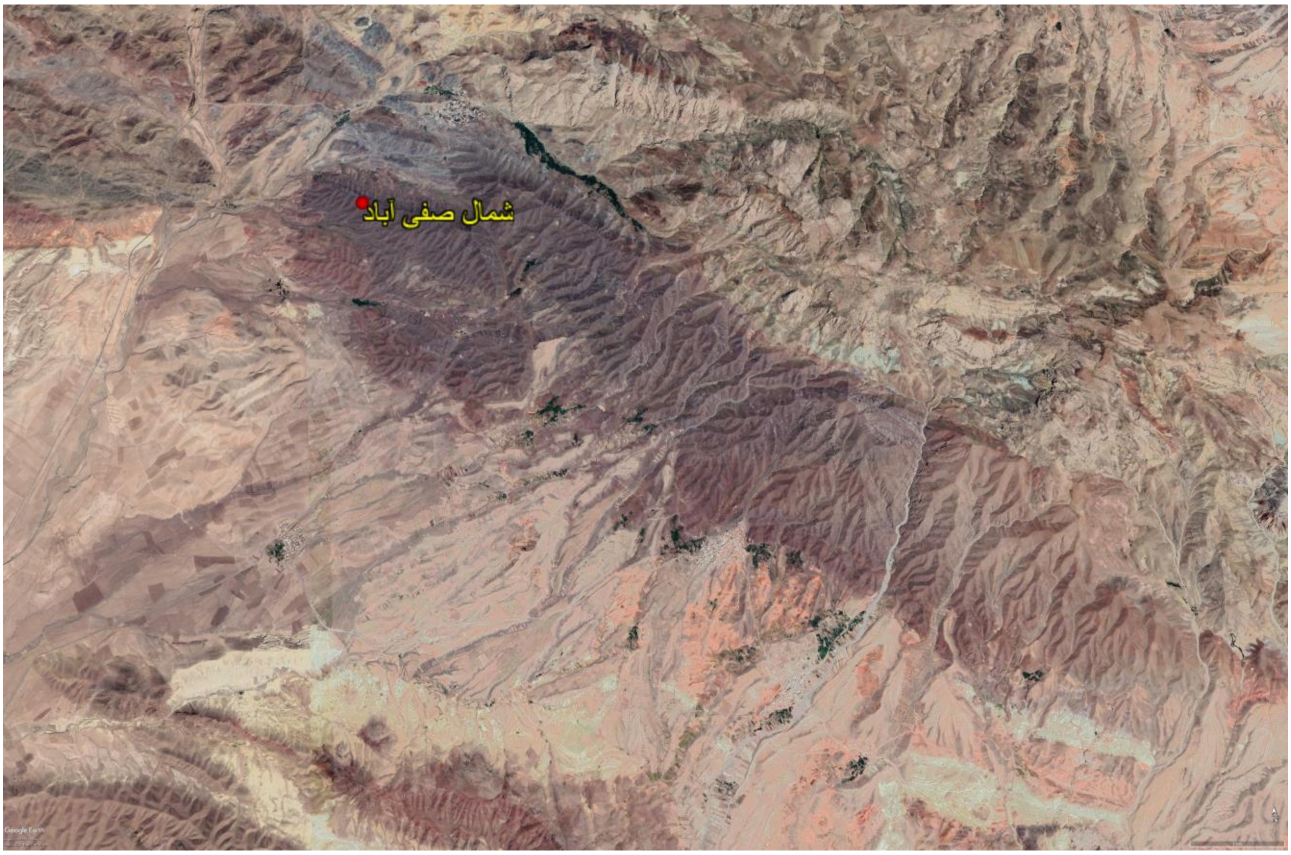
بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰: ۱ بجنورد. بخش تیره‌رنگ موقعیت‌جغرافیایی رخنمون‌های سنگی کامبرین، اردوویسین و سیلورین را نشان می‌دهد.



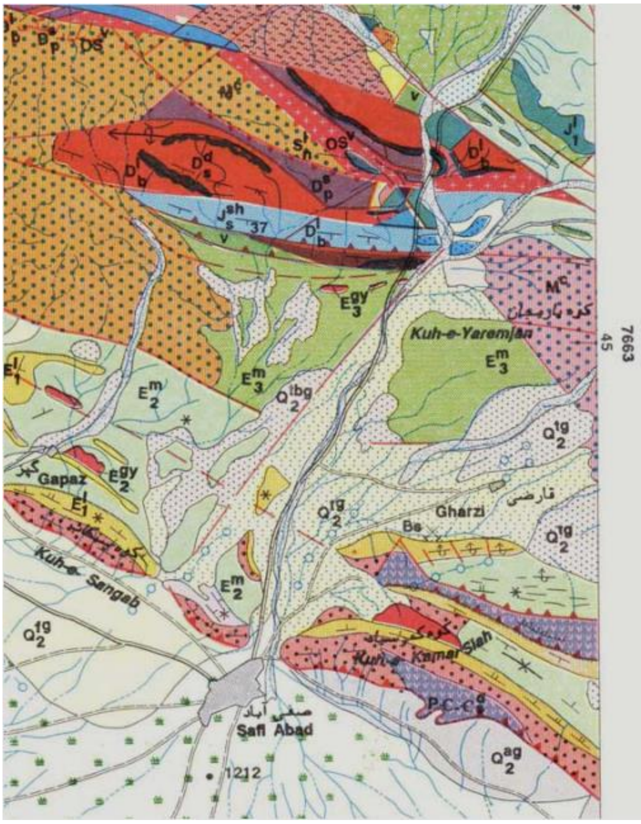
تصویر ماهواره‌ای‌نشان‌دهنده روند پراکندگی رخنمون‌های‌سنگی اردوویسین – سیلورین در شمال‌غرب رباط قره‌بیل. بخش تیره‌رنگ موقعیت جغرافیایی رخنمون‌های سنگی اردوویسین و سیلورین را نشان می‌دهد.



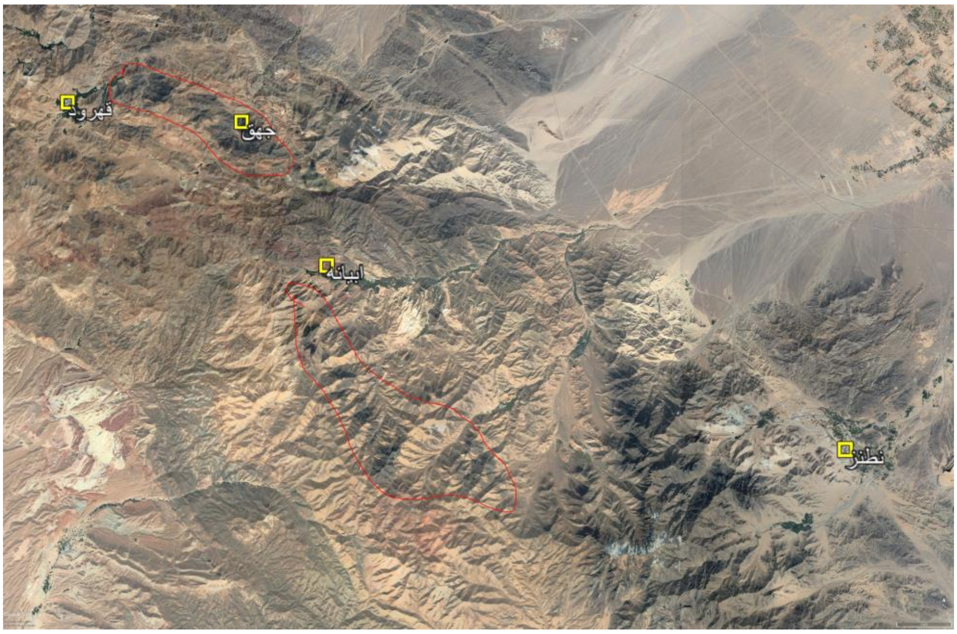
بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰: ۱ رباط قره بیل. بخش تیره‌رنگ موقعیت جغرافیایی رخنمون‌های سنگی کامبرین، اردوویسین و سیلورین را نشان می‌دهد. واحد سنگی معرف سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی منسوب به اردوویسین- سیلورین با نماد Osv (و رنگ صورتی) نشان داده شده‌است.



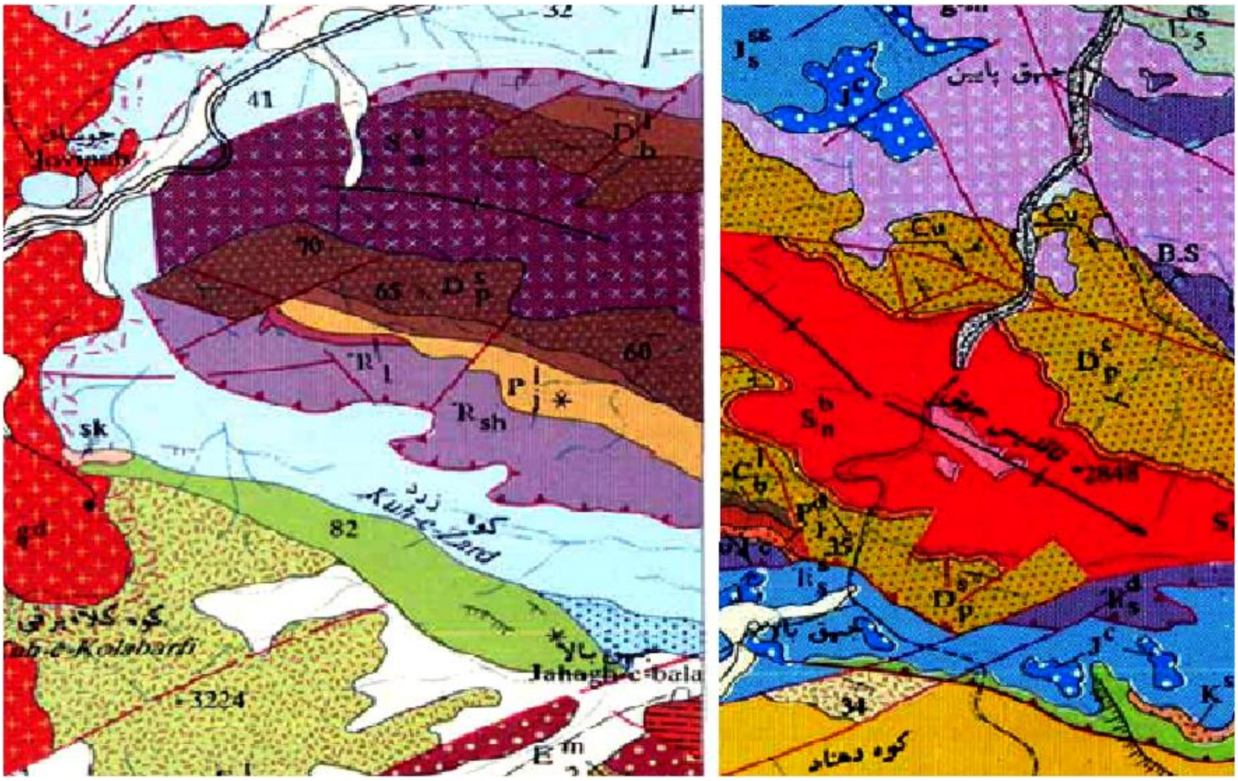
تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده رخنمون‌های سنگی منسوب به سیلورین در شمال صفی آباد.



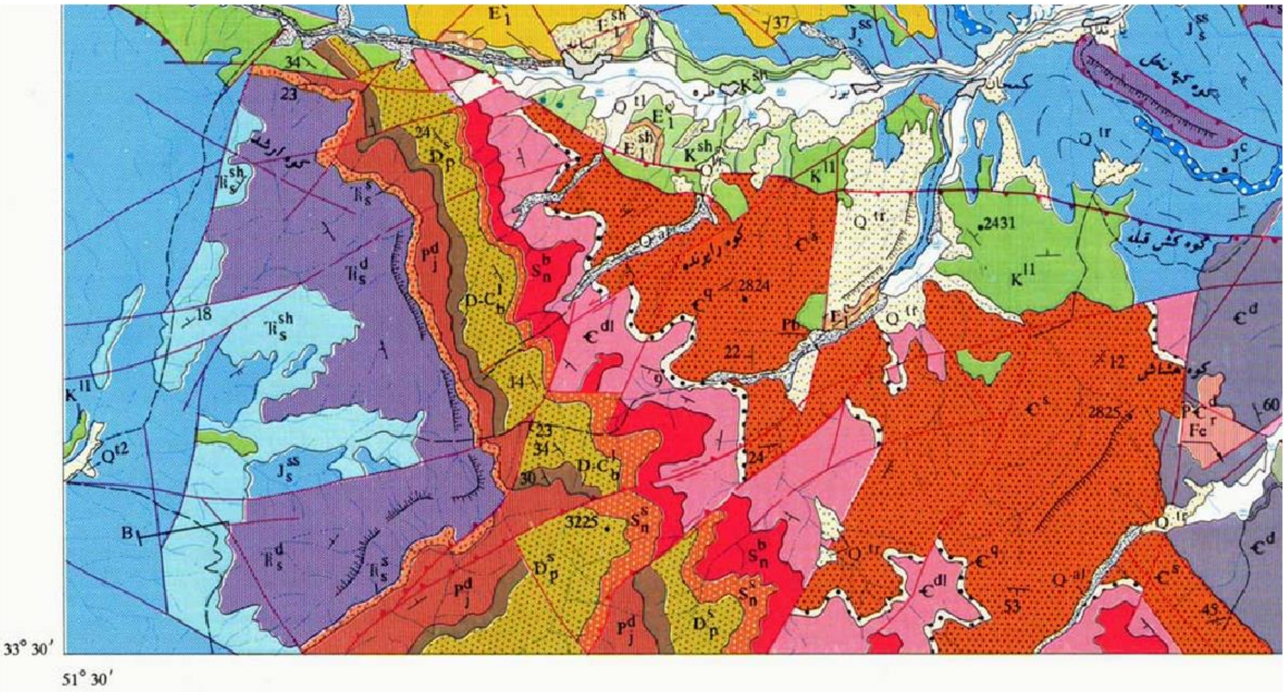
بخش از نقشه زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ : ۱ صفی‌آباد که رخنمون‌های سنگی منسوب به سیلورین را با نماد Osv نشان می‌دهد (بخش بالایی تصویر).



تصاویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده رخنمون‌های سنگی منسوب به سیلورین در منطقه قهرود و ابیانه یا به عبارتی در جنوب کاشان و نطنز.

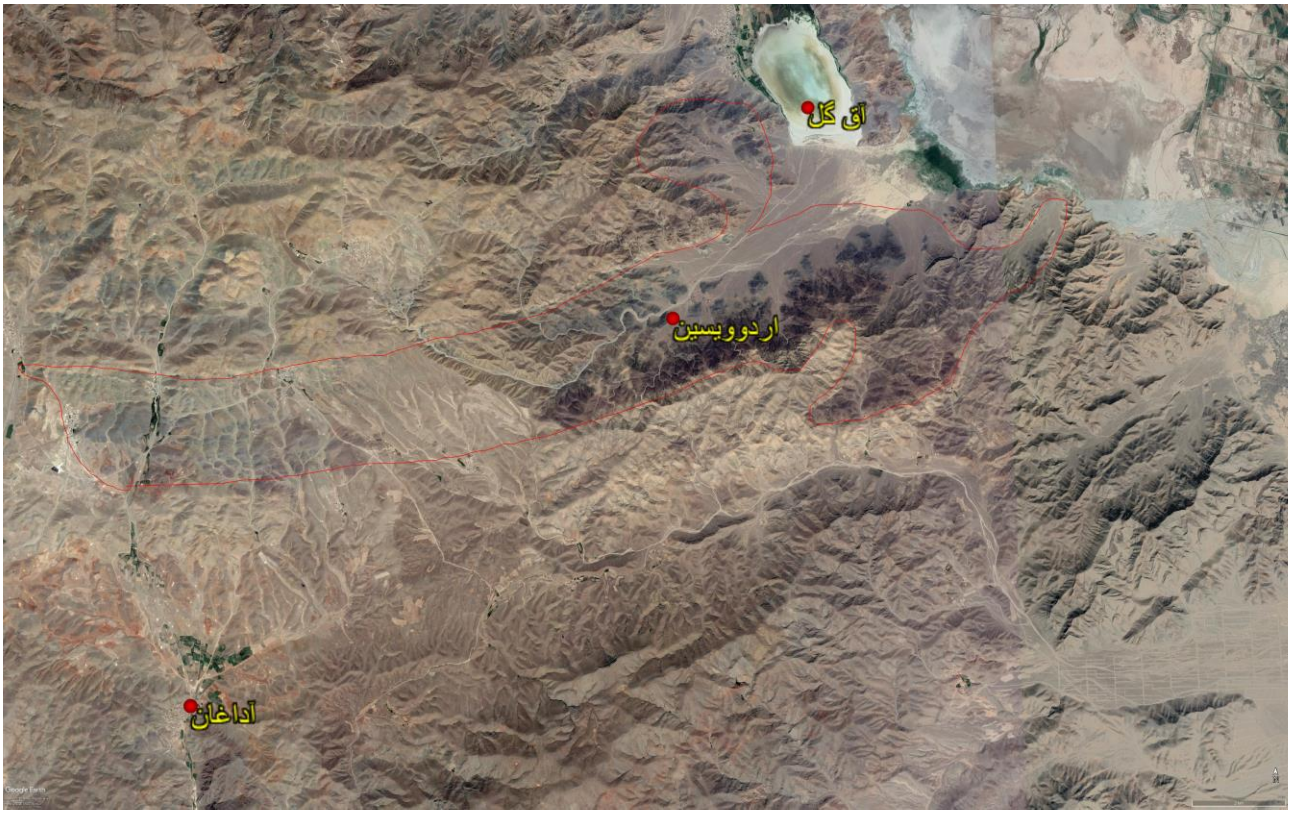


جهق

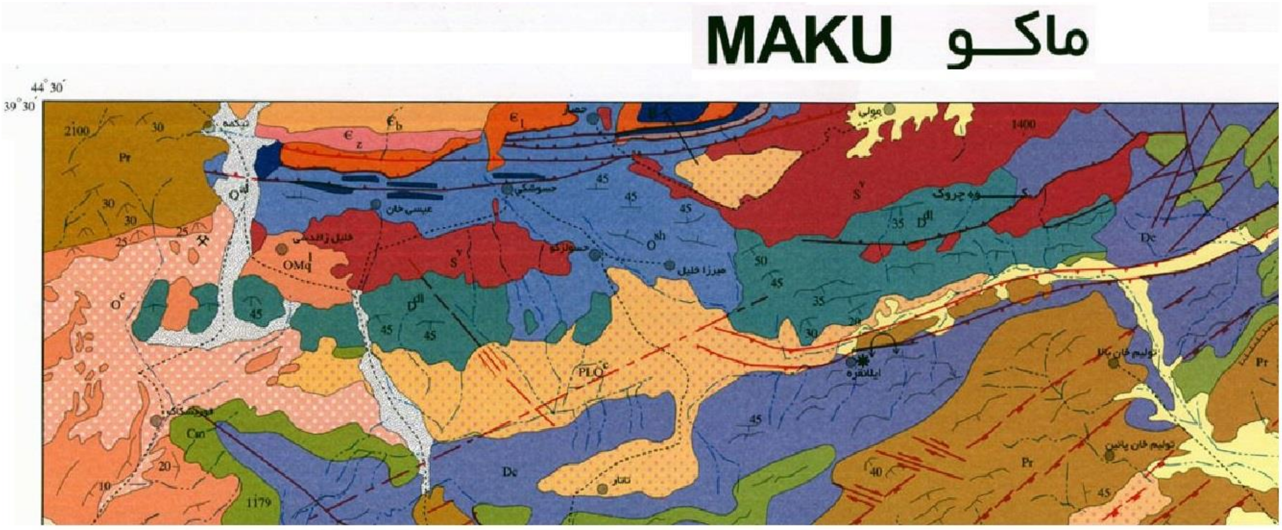


ابیانه

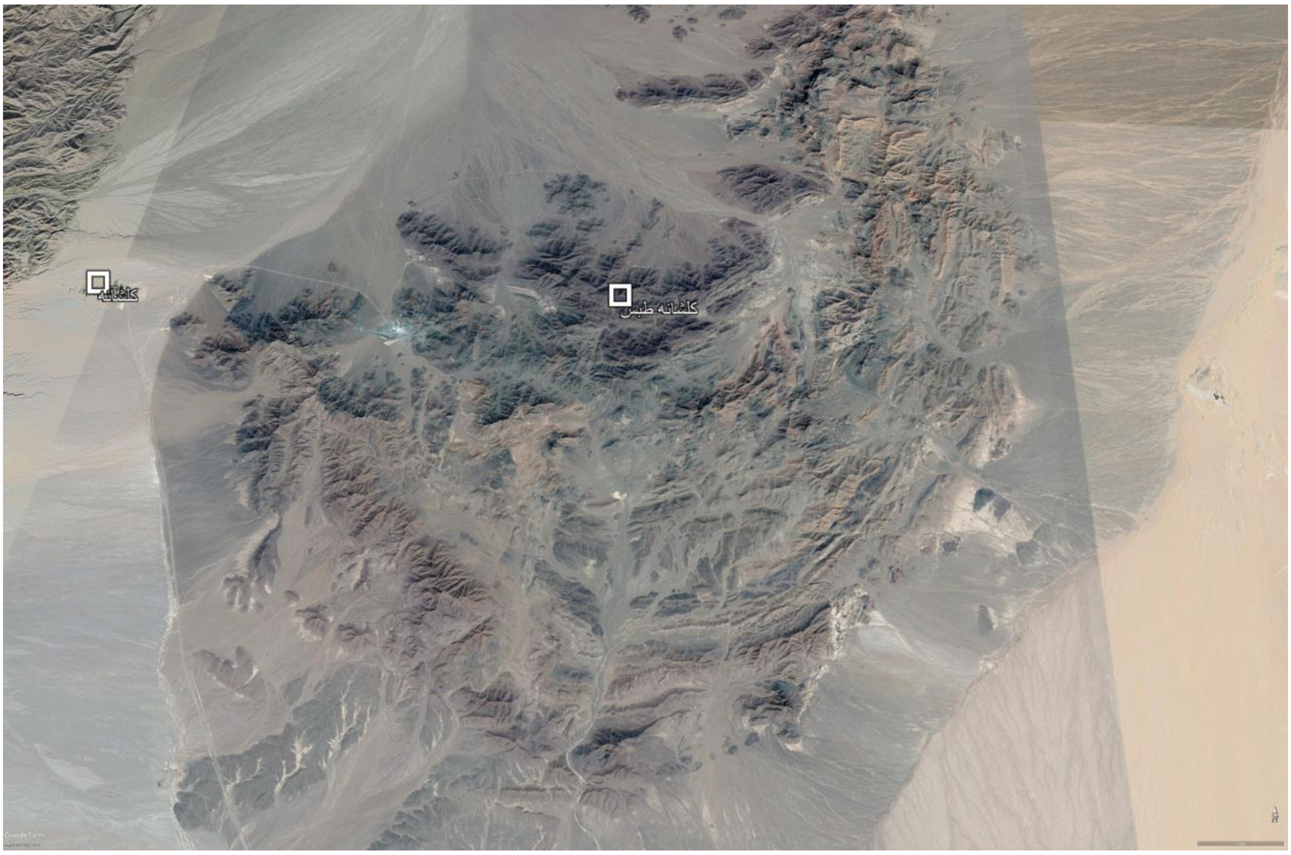
بخش‌هایی از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ : ۱ کاشان و نطنز که نشان‌دهنده محل حضور رخنمون‌های سنگی منسوب به سیلورین در منطقه قهرود و ابیانه می‌باشد. بخشی از آن به طاقدیس جهق معروف است.



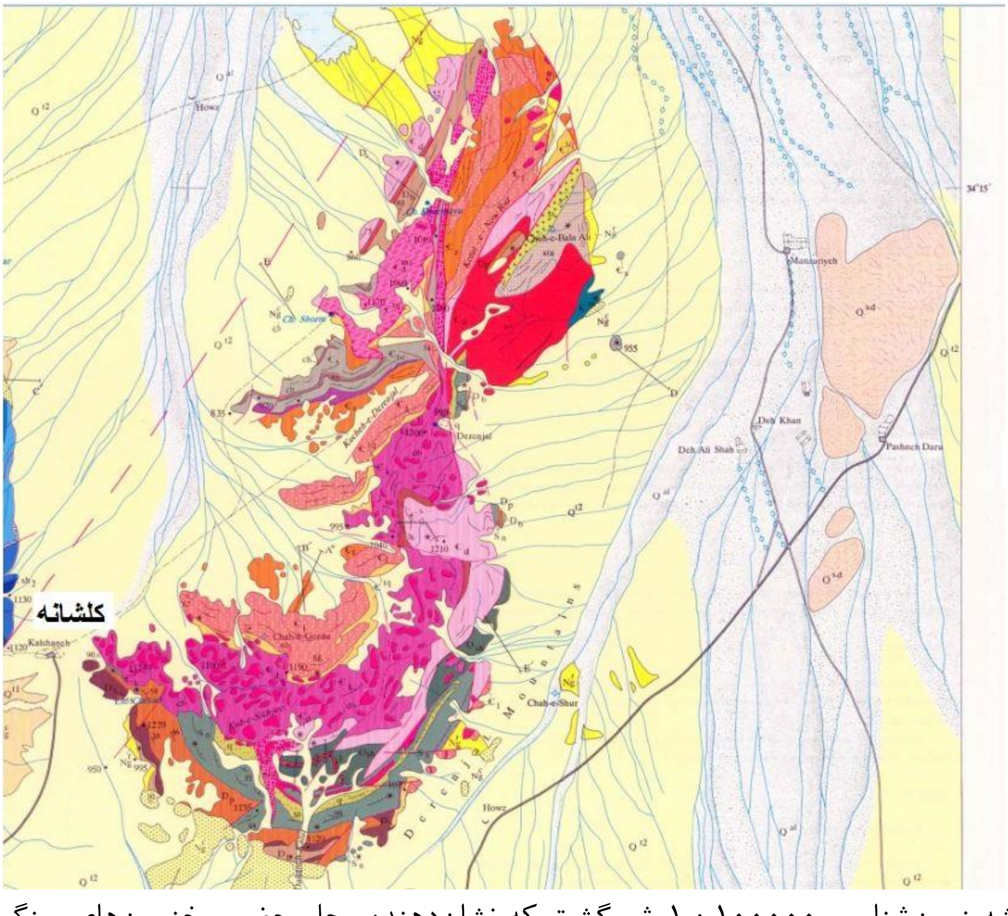
تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده رخنمون‌های سنگی منسوب به سیلورین در منطقه ماکو.



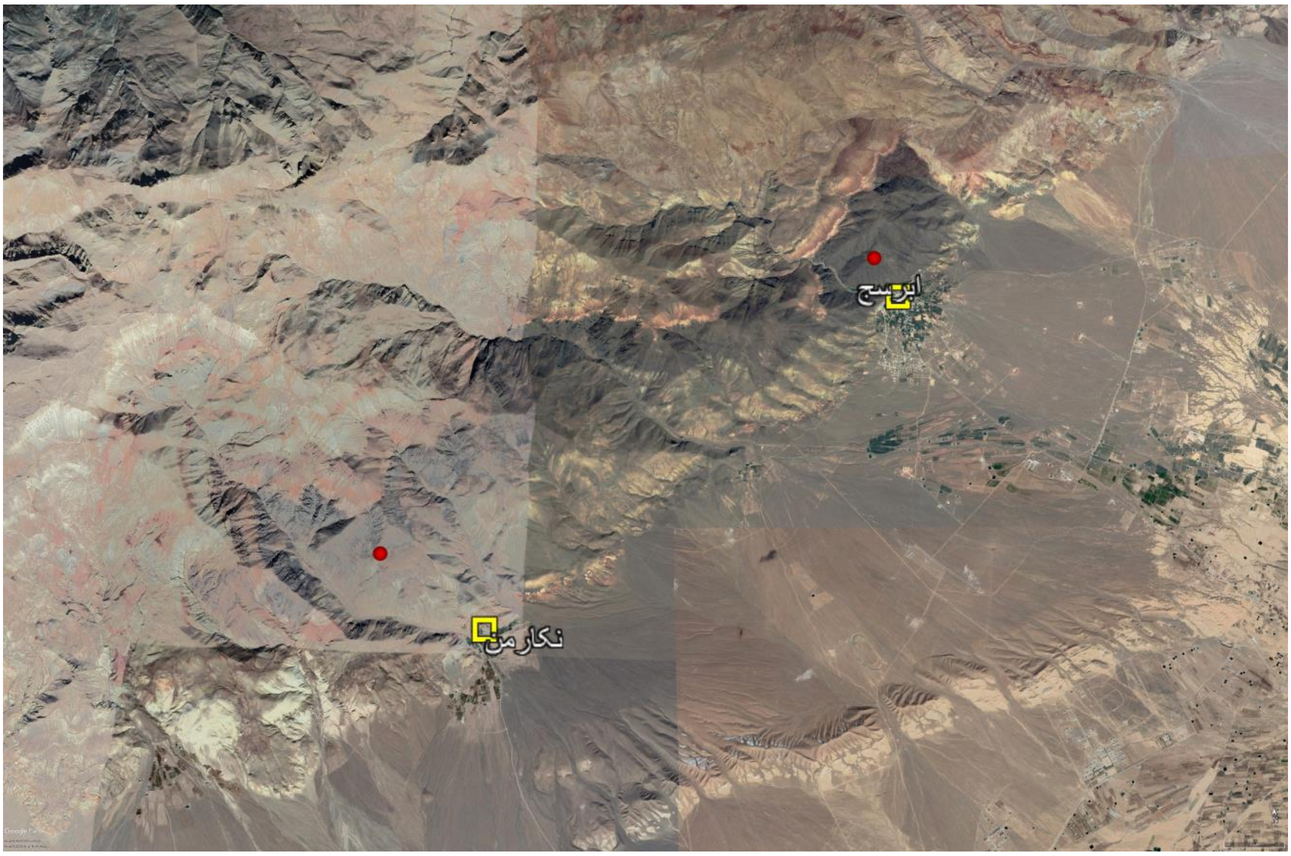
بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ : ۱ ماکو که نشان‌دهنده محل حضور رخنمون‌های سنگی منسوب به سیلورین در منطقه ماکو می‌باشد.



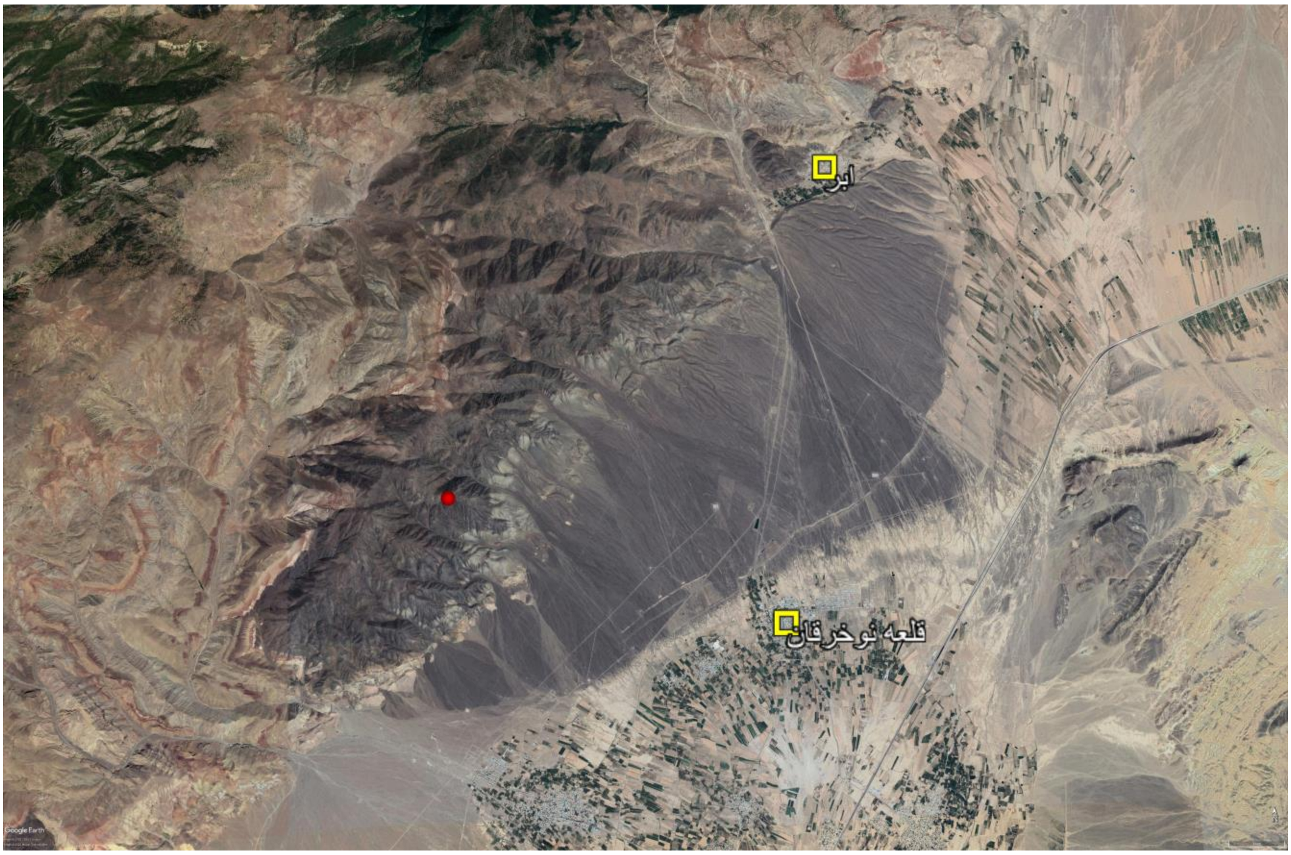
تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده رخنمون‌های سنگی منسوب به سیلورین در منطقه کلشانه (شمال طبس).



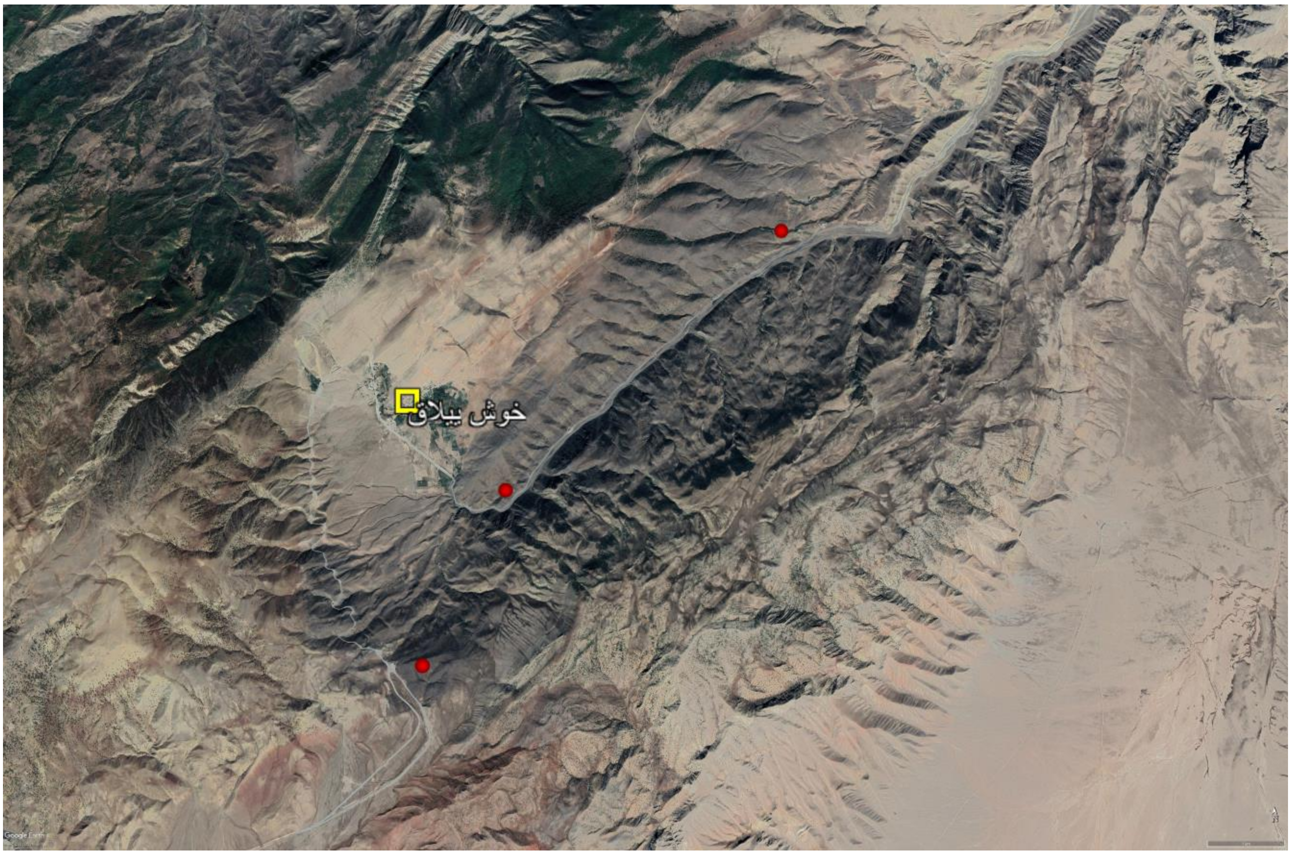
بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ : ۱ شیرگشت که نشان‌دهنده محل حضور رخنمون‌های سنگی منسوب به سیلورین در منطقه کلشانه - شیرگشت می‌باشد.



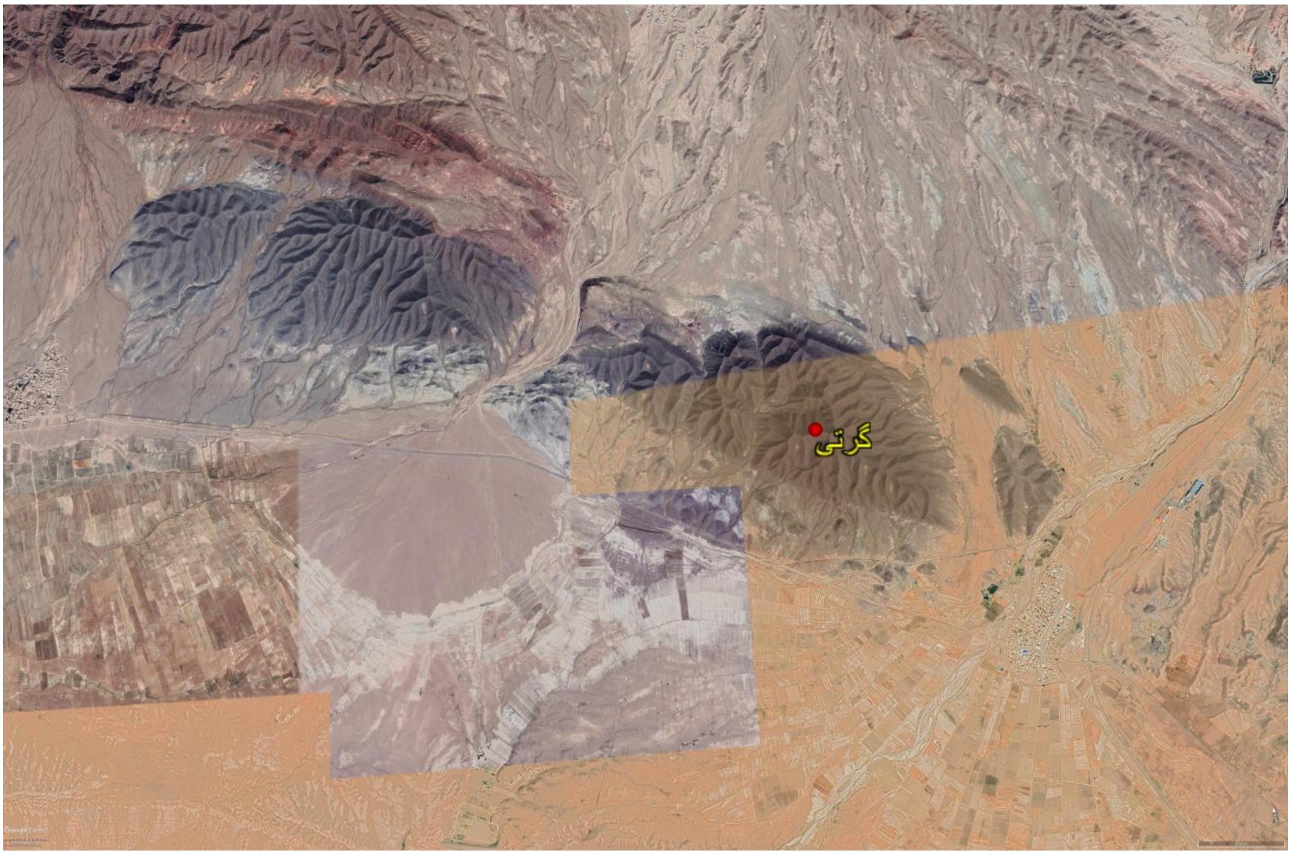
تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده رخنمون‌های سنگی منسوب به سیلورین در منطقه نکارمن - ابرسج (شمال شاهرود).



تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده رخنمون‌های سنگی منسوب به سیلورین در منطقه قلعه نو - خرقان (شمال شاهرود).

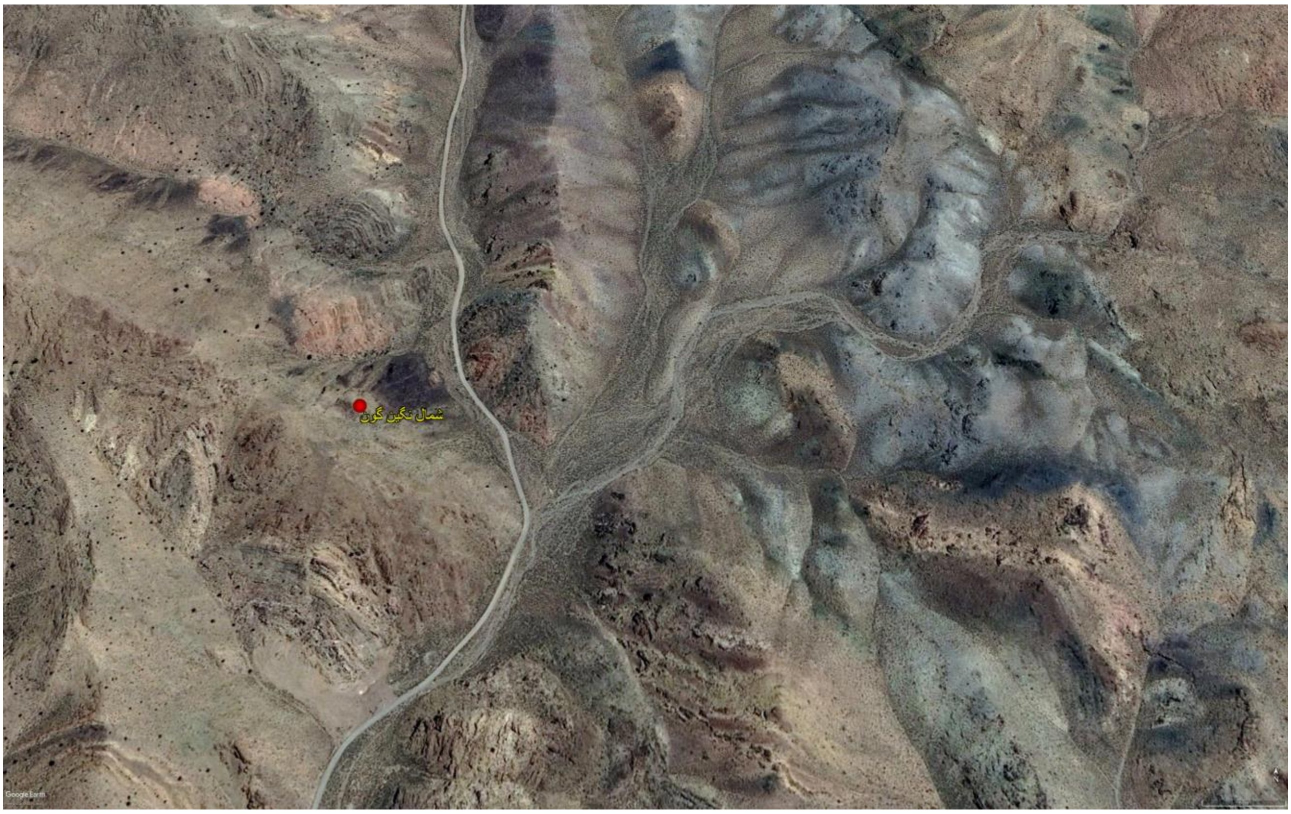


تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده رخنمون‌های سنگی منسوب به سیلورین در منطقه خوش ییلاق (شمال شاهرود).

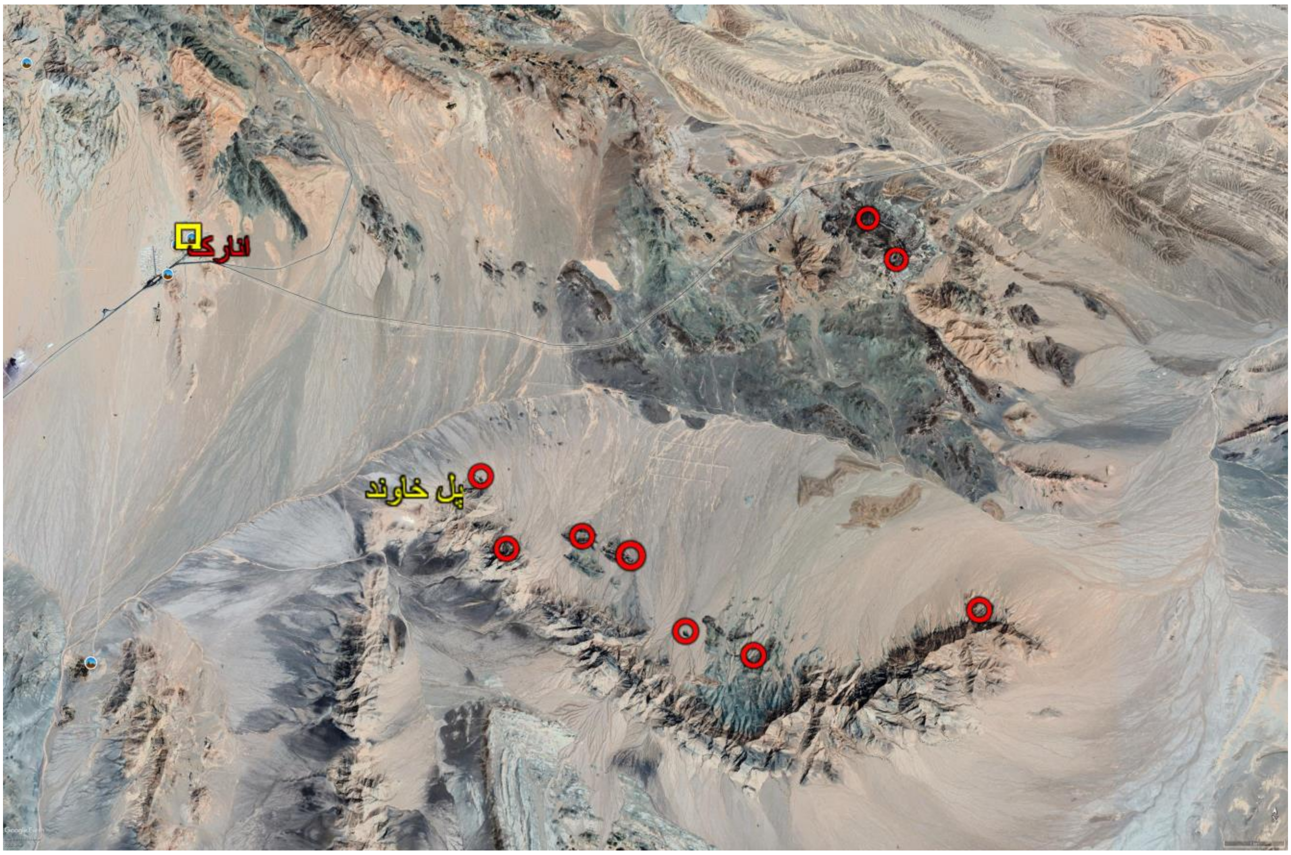


تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده رخنمون‌های سنگی منسوب به سیلورین در منطقه گرتی (شمال صفی آباد).

تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده رخنمون‌های سنگی منسوب به سیلورین در منطقه هندور (جنوب ماکو).



تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده رخنمون‌های سنگی منسوب به سیلورین در منطقه نگین گون (شمال‌شرق بافق).



تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده رخنمون‌های سنگی منسوب به سیلورین در منطقه پل خاوند (جنوب‌شرق انارک).

چکیده برخی پژوهش‌های صورت گرفته توسط چند تن از محققین در مورد ماگماتیسم اردویسین - سیلورین (و دونین) در ادامه آورده شده است.

ایرج گلابتونچی

جولاپور، علی اصغر و ایرج گلابتونچی، ۱۳۷۷، پژوهشی در سنگ شناسی و پتروژنز سنگهای آتشفشانی پالئوزوییک زیرین البرز خاوری (ره آوردی تازه از سرگذشت پالئوتتیس در شمال ایران، دومین همایش انجمن زمین شناسی ایران، مشهد، انجمن زمین شناسی ایران

گستره مورد مطالعه در شمال خاوری ایران قرار داشته و دنباله رشته کوه‌های البرز در حد فاصل پارک ملی گلستان (در باختر) و کوه‌های شاهجان (در خاور) را تشکیل می‌دهد. ضخامت سنگهای پالئوزوئیک زیرین در ناحیه مورد بررسی بیش از ۴۰۰۰ متر می باشد که سازندهای باروت، میلا، قلی و نیور در آن قابل شناسایی است. دو واحد آتشفشانی مهم یکی در اردویسین‌زیرین (با ضخامت ۲۶۰ متر در تنگ قلی) و دیگری در سیلورین زیرین (با ضخامت ۲۰۰ متر در شیرویه) شناخته شده است. جهت مطالعه سنگهای آتشفشانی در این ناحیه از سه برش قلی، رباط قره‌بیل و گردنه پلمس (کوه شیرویه) نمونه برداری منظم صورت گرفته است. شکل ۱ موقعیت جغرافیایی ناحیه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

رخساره بارز سنگهای آتشفشانی پالئوزوئیک‌زیرین در ناحیه، بازالت حفره‌داری (Amygdaloidal Basalt) است که حفره های آن اغلب توسط کانیهای ثانوی همچون کلریت، زئولیت، کربنات‌ها و کوارتز پر می‌گشته است. ساخت‌های بالشی، منشوری و توده‌ای در این سنگها قابل‌شناسایی است. وجود افق‌هایی از سنگ‌های آذر آواری از جمله اگلومرا، توف و لاپیلی‌توف در میان روانه‌های گدازه، نشانگر ماهیت انفجاری رخداد آتشفشانی می باشد.

علی‌رغم کمیابی سنگ‌های اردوویسین در ایران، رخنمون‌های قابل توجهی از آن‌ها در شمال و شمال‌غرب شاهرود تحت عنوان سازندهای آبستو، ابرسج و قلی وجود دارد. سازند ابرسج (به سن اردوویسین فوقانی) یک سازند غیر رسمی است که لیتولوژی عمده‌ی آن شامل ماسه‌سنگ، شیل سبز تا خاکستری و شیل سیلتی می‌باشد. تجزیه و تحلیل کلیه شواهد صحرایی از قبیل ساختارهای رسوبی نشان می‌دهند که سازند ابرسج در یک محیط رسوبی توربیدایتی عمیق و بصورت یک بادزن زیردریایی نهشته شده است. سنگ‌های آذرین مورد بررسی به صورت گدازه، دایک و سیل میکروگابرویی و با ترکیب بازالت، تراکی بازالت و تراکی آندزیت بازالتی در نهشته‌های اردوویسین فوقانی (سازندهای ابرسج و قلی) حضور دارند. پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن (از نوع اوژیت) از کانی‌های اصلی تشکیل دهنده نمونه‌های بازالتی مناطق مورد مطالعه می‌باشند. از مهمترین کانی‌های فرعی این سنگ ها می‌توان به الیوین و کانی‌های اوپک (مگنتیت، پیریت و کالکوپیریت) اشاره کرد. شدت تجزیه الیوین به حدی است که کانی اولیه، به‌طور کلی اختصاصات کانی‌شناسی خود را از دست داده و توسط کلریت، کلسیت و اکسیدآهن جانشین شده است. مهمترین بافت‌های موجود در سنگ‌های بازالتی شامل بافت‌های پورفیری، گلومروپورفیری، بادامکی، جریانی، ساب افیتیک و اینترگرانولار هستند. به دلیل نفوذ سیالات، سنگ‌های بازالتی تا حدودی دچار دگرسانی شده و پلاژیوکلازها در نتیجه سوسوریتی‌شدن به مجموعه کانی‌های اپیدوت و کلسیت تبدیل شده‌اند. کانی‌های اصلی سنگ‌های میکروگابرویی شامل پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن (اوژیت) می‌باشند. آپاتیت و کانی‌های اوپک مشاهده شده در مقاطع صیقلی مانند مگنتیت و پیریت از مهمترین کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند. کانی‌های ثانویه از قبیل کلریت و کلسیت در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در این سنگ‌ها تشکیل شده‌اند. بافت های غالب موجود در این سنگ‌ها شامل بافت‌های اینترگرانولار، ساب‌افیتیک و افیتیک هستند. بررسی‌های ژئوشیمایی سنگ های آذرین مورد مطالعه نشان می‌دهند که آن‌ها دارای ماهیت قلیایی (آلکالی) هستند و بر اساس نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی، این سنگ ها در محدوده

بازالت‌های قلیایی مرتبط با کافت (ریفت) درون قاره‌ای قرار می‌گیرند. این جایگاه با جغرافیای دیرین پالئوزوئیک زیرین البرز (وجود کافت درون قاره‌ای پالئوتتیس توران) در زمان اردوویسین - سیلورین مطابقت دارد. نمودارهای بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه و کندریت حاکی از نسبت بالای LREE/HREE و غنی‌شدگی ازLREE ، بدون هیچ گونه تهی‌شدگی از HFSE هستند. روندهای موازی موجود در نمودارهای عنکبوتی، نشان دهنده ماگمای والد مشترک سنگ‌های مورد مطالعه و نقش تبلور تفریقی به عنوان فرآیند اصلی در تحول ماگمایی سنگ‌های منطقه می‌باشد. بررسی‌های ژئوشیمیایی بیانگر مشتق‌شدن ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های بازالتی از یک مخزن عمیق OIB مانند، یعنی یک منبع گوشته‌ای استنوسفری غنی شده می‌باشد. ماگمای سازنده این سنگ ها در اثر ذوب بخشی ۱۴ تا ۱۶ درصدی یک گوشته گارنت پریدوتیتی در اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری حاصل شده است. شواهد ژئوشیمیایی به وضوح نشان دهنده نبودن یا ناچیز بودن نقش آلایش پوسته‌ای در تحول ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های بازالتی منطقه در طی صعود ماگما به سطح زمین می‌باشند.

شیست های گرگان (صالحیان و همکاران، ۱۳۹۰).

شیست های گرگان، بخشی از زون ساختاری البرز شرقی هستند. این مجموعه تحت تأثیر دگرگونی ناحیه ای در حد سطوح پایین رخساره‌ی شیست سبز قرار گرفته و دارای طیف سنگی فیلیت تا شیست می‌باشد. شیست ها دارای تنوع ترکیبی زیادی هستند و مراحل مختلف دگرشکلی به صورت برگوارگی هایS0 ، S1، S2در آنها دیده می شود. بسیاری از محققین حضور سنگ های آذرین مافیک را در نقاط مختلف این مجموعه گزارش نموده اند. این سنگ ها به شکل میان-لایه های نازک گدازه در توالی شیست های گرگان و همچنین به شکل توده های نفوذی کوچک و دایک های پراکنده در منطقه رخنمون دارند. میان لایه های گدازه با ظاهر ملانوکرات، دارای ساخت جریانی و حفره دار هستند، به شدت دگرسان شده و ترکیب بازالتی نشان می دهند. کانی های اصلی تشکیل دهنده ی آنها پلاژیوکلاز به شکل میکرولیت در زمینه و فنوکریست و همچنین کلینوپیروکسن به شکل فنوکریست هستند. حضور اسفن ثانویه در اطراف کلینوپیروکسن ها نشان می‌دهد که جنس آنها بیشتر از نوع تیتان اوژیت است. به علت دگرسانی و دگرگونی درجه پایین، کانی‌های متنوعی از قبیل کلریت، اپیدوت، اسفن، آلبیت،

سوسوریت، سریسیت، زوئزیت، کلینوزوئزیت، پیستاسیت، کلسیت، کوارتز و ... به شکل ریز دانه، رگه‌ای و دانه‌ای در این سنگ ها تشکیل شده است. مهمترین بافت‌های موجود در بازالت‌ها، بافت‌های پورفیری، گلومروپورفیری و پورفیری- تراکیتی است. توده های نفوذی کوچکی به-ویژه در دره ناهارخوران در داخل شیست ها رخنمون دارند. ظاهر آنها ملانوکرات و جنس آنها عمدتاً گابرویی است. ترکیب شیمیایی آنها، شباهت زیادی به بازالت های منطقه دارد. این سنگ ها نیز به شدت تحت تأثیر دگرگونی و دگرسانی قرار گرفته و طیف وسیعی از کانی های ثانویه را نشان می‌دهند. بافت های مهم مشاهده شده در گابروها، شامل گرانولار، اینترگرانولار، افتیک و ساب افتیک است. در کل منطقه و به صورت پراکنده، دایک های کوچکی وجود دارند که جنس آنها از بازالت تا آندزیت و تراکیت متغیر است. در این سنگ ها، مقدار کلینوپیروکسن بسیار کم است و یا دیده نمی‌شود، پلاژیوکلاز به مقدار قابل توجهی افزایش یافته و فلدسپارهای آلکالن به شکل فنوکریست در آنها ظاهر شده است. در مطالعات پتروگرافی، می‌توان یک طیف تبلور تفریقی از بازیک به حد واسط را در سنگ های منطقه مشاهده کرد. در بررسی‌های ژئوشیمیایی، حضور مقادیر قابل توجهی از الیوین و مقدار کمی فلدسپاتوئید نورماتیو در بعضی از نمونه ها، تحت اشباع بودن ماگمای والد از سیلیس را نشان می‌دهد. به علاوه، این ماگما دارای ماهیت آلکالن بوده است. نمودارهای عنکبوتی حاکی از غنی شدگی نمونه ها از LREE و LILE و تهی‌شدگی آنها از HREE هستند. این امر به درجات پایین ذوب بخشی در محل منشأ اشاره دارد. به علاوه، غنی‌بودن نسبی این سنگ ها از HFSE ، نبود تهی شدگی از Tiو آنومالی مثبتNb، نشان دهنده یک منبع غنی شده برای این سنگ‌ها، عدم آلایش آنها به پوسته قاره‌ای و مشابهت نزدیک آنها به ماگمای آلکالن و محیط‌های درون ورقه قاره‌ای است. الگوهای موازی موجود در نمودارهای عنکبوتی و نسبت نزدیک به یک (۱) در نمودارهای بهنجار شده نسبت بهOIB، نشان دهنده مشابهت منشأ آنها با محل منشأ ماگماهای OIB است. با توجه به نتایج حاصل از نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی و تعیین ویژگی های محل منشأ، این نمونه ها در یک محیط کافت درون ورقه قاره‌ای و از ذوب‌بخشی ۱۰ - ۲ درصدی یک منبع گوشته آستنوسفری با ترکیب گارنت اسپینل لرزولیت در عمق ۱۱۰- ۱۰۰ کیلومتری بوجود آمده‌اند. این محیط با رژیم کششی حاکم بر لبه شمال شرقی ابرقاره گندوانا و تشکیل ریفت توران در زمان اردوویسین - سیلورین که منجر به تشکیل اقیانوس پالئوتتیس و جدا شدن البرز و ایران مرکزی از گندوانا شده است، مطابقت دارد (صالحیان و همکاران، ۱۳۹۰).

- جعفریان (۱۳۸۸) در رساله دکتری خود با عنوان "پترولوژی و ژئوشیمی ماگماتیسم مافیک پالئوزوئیک زیرین در البرز شرقی، ناحیه شاهرود–خوش‌ییلاق"، به بررسی مجموعه بازالتی سلطان میدان پرداخته است. ایشان از نظر پتروگرافی این سنگ‌ها را شامل طیف ترکیبی بازالت، آندزیت بازالتی، تراکی بازالت، تراکی‌آندزیت بازالتی و دیاباز دانسته و سن تشکیل آنها را سیلورین بیان کرده است. نامبرده یکی از ویژگی‌های مهم چینه‌شناسیِ این مجموعه را حضور یک باند آگلومرایی ۱۰۰ متری در افق‌های میانی تا فوقانی آن ذکر کرده‌اند. به عقیده ایشان، این افق آگلومرایی به صورت یک طبقه‌ی کلیدی (Keybed) در تمام گستره‌ی این مجموعه دیده می‌شود. مطالعات ژئوشیمی توسط ایشان حاکی از آن است که این سنگ‌ها به لحاظ ماهیت در محدوده‌های آلکالی بازالت و بازالت‌های ساب آلکالن قرار می‌گیرند. همچنین ایشان این بازالت‌ها را از نوع درون صفحه‌ای و منشأ آنها را در ارتباط با پلوم گوشته‌ای دانسته است. وجود برخی سنگ‌های با مقدار SiO_2 بالا و ترکیب ریولیتی در این مجموعه باعث شده است که وی ماگماتیسم منطقه را بایمودال دانسته و ذوب بخشی پوسته در اثر حرارت منتقل شده از پیشانی پلوم را به عنوان ساز و کار تشکیل این سنگ‌های اسیدی پیشنهاد نماید. در این بررسی تشکیل ماگمای اولیه‌ی مجموعه بازالتی سلطان میدان حاصل کاهش فشار در پلوم گوشته‌ای و احتمالاً وقوع ۵ درصدی ذوب بخشی در گوشته اولیه در نظر گرفته شده است.

قوشه (جام)(ناجی و قاسمی، ۱۳۸۳)

رخنمون‌های سازندهای پالئوزوئیک زیرین – میانی در بخشهای وسیعی از واحد ساختاری ایران مرکزی دیده می‌شوند. در بعضی از این بخشها نظیر مناطق قوشه، ابیانه، سُه، زفره، باقر آباد و دالمه این سازندها در بر دارنده سنگهای آتشفشانی تا نیمه‌عمیق بازیک هستند. بررسی‌های پترولوژیکی، ژئوشیمیایی و نمودارهای تمایز، محیط تکتونیکی نشان می‌دهند که اکثر سنگهای آذرین مزبور ماهیت آلکالن و تعداد کمی نیز ماهیت ساب آلکالن داشته، در جایگاه تکتونیکی درون صفحه قاره‌ای و از ذوب بخشی درجه پائین گوشته

زیر لیتوسفر قاره‌ای نشات گرفته‌اند. این جایگاه با پالئوژئوگرافی پالئوزوئیک زیرین ایران‌مرکزی مبنی بر وجود یک محیط کششی ریفتی درون قاره‌ای در این زمان کاملاً منطبق می باشد (ناجی و قاسمی، ۱۳۸۳).

پُل خاوَند (هاشمی و ترابی)

منطقه مورد مطالعه (پل خاوند) در زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده است. پل خاوند در ۱۵ کیلومتری جنوب شرقی انارک (شمال شرق استان اصفهان) قرار دارد و به‌طور تقریبی دارای مختصات '۱۱°۳۳ عرض شمالی و '۵۳°۵۳ طول شرقی است. بررسی‌های پتروگرافی و پترولوژی نشان می‌دهد که بازالت‌های منطقه پل خاوند از نظر پتروگرافی و کانی‌شناسی تقریباً یکنواخت هستند. عمده کانی‌های تشکیل دهنده این بازالت‌ها، فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن‌های سالم هستند. در نمونه‌های مورد مطالعه تبلور فلدسپارها قبل از تشکیل پیروکسن‌ها بوده است. بافت افیتیک در این سنگ‌ها شاهدی بر این موضوع است.

با توجه به یکنواختی بافتی و کانی‌شناسی بازالت‌های منطقه پل خاوند، می‌توان چنین بیان کرد که ماگمای تشکیل دهنده آنها بدون توقف و تفریق گسترده در مسیر به سطح زمین رسیده است. ویژگی‌های سنگ‌شناسی و شیمیایی نمونه‌ها، ارتباط آنها با یک رژیم زمین‌ساخت کششی را نشان می‌دهد. همراه بودن این بازالت‌ها با ماسه سنگ‌ها وجود یک محیط دریایی کم عمق را برای آنها به اثبات می‌رساند. دلیل تشکیل نشدن گدازه بالشی در این منطقه، کم بودن عمق آب در هنگام بیرون ریختن گدازه است.

با استفاده از دیاگرام‌های مختلف ارائه شده برای تعیین محیط تکتونیکی، این نتیجه حاصل شد که نمونه‌های مورد مطالعه متعلق به بازالت‌های درون صفحه‌ای هستند. مقایسه نمونه‌های پل خاوند با بازالت‌های منطقه ابیانه (سُه) نشان می‌دهد که بازالت‌های منطقه سُه نیز از نظر بافتی و کانی‌شناسی تقریباً یکنواخت هستند. همچنین، در دیاگرام‌های‌تعیین‌موقعیت‌تکتونیکی همچون نمونه‌های پل‌خاوند در محدوده بازالت‌های‌درون‌صفحه‌ای قرار می گیرند.

با توجه به اینکه در دیاگرام‌های تعیین ماهیت ماگما، نمونه‌های مورد نظر روی مرز بین محدوده آلکالن و ساب آلکالن قرار می‌گیرند، ماهیت اصلی این سنگ ها، انتقالی در نظر گرفته می‌شود. علت واقع شدن این نمونه‌ها در نزدیکی محدوده آلکالن، بالا بودن عناصر آلکالی، به‌علت اسپیلیتی شدن آنها است. از این نظر نیز نمونه‌های مورد مطالعه شبیه به نمونه‌های منطقه سُه هستند. زیرا که بازالت‌های منطقه سُه نیز اسپیلیتی شده‌اند و مقدار عناصر آلکالی در آنها بالاست و در نمودارهای تعیین ماهیت ماگمایی در محدوده آلکالن قرار دارند. در نمودارهای عنکبوتی

و بهنجارسازی که در آنها عناصر ناسازگار و نادر خاکی نسبت به گوشته اولیه و کندریت نرمالیزه شده‌اند، همه نمونه‌ها روند تقریباً مشابهی را نشان می‌دهند که بیانگر منشأ یکسان آن‌ها و عدم رخداد تفریق گسترده در آن‌ها است. همهٔ آنها در عناصر نادر سبک غنی شدگی و در عناصر نادر سنگین تهی شدگی نشان می‌دهند (ترابی و هاشمی، ۱۳۸۹).

سنگ‌های آتشفشانی سیلورین (حمید صالحی، ۱۳۸۸):

به نظر می‌رسد، یکی از مهم‌ترین فعالیت‌های ماگمایی پالئوزوییک، در سیلورین رخ داده باشد، زیرا در نقاطی از ایران، به ویژه در البرز خاوری و خاور ایران مرکزی، که ردیف‌های رسوبی سیلورین برونزد دارند، واحد سنگ‌چینه‌ای این زمان (سازند نیور) دارای همراهانی از گدازه‌های بازالتی است. گفتنی است که:

* از جنوب گرگان (دشت سلطان میدان در جنوب باختری گرگان، مینودشت) تا شمال شاهرود (گردنهٔ خوش‌ییلاق، تیل‌آباد)، گدازه‌های سیلورین حدود ۲۵۰ تا ۷۰۰ متر ضخامت دارند و ژنی (۱۹۷۷) برای این گدازه‌ها نام «بازالت‌های سلطان میدان» را انتخاب کرده است. سن پرتوسنجی این گدازه‌ها به زمان‌های گوناگون (کامبرین، کربنیفر، اوایل ژوراسیک، آغاز تریاس) اشاره دارد که با جایگاه چینه‌شناسی آن هماهنگی ندارد.

* بخش بزرگی از سنگ‌های سیلورین زون سنندج – سیرجان، به ویژه در ناحیهٔ سیرجان از نوع گدازه‌های اسپیلیتی است و چنین به نظر می‌رسد که فاز کششی سیلورین، در زون سنندج – سیرجان، بیشترین اثر را داشته است.

* آثار دگرگونی ضعیف در همهٔ سنگ‌های آتشفشانی سیلورین وجود دارد که به احتمال نتیجهٔ عملکرد فاز کالدونین است، هرچند حرکت‌های جوان‌تر نیز مؤثر بوده‌اند.

* گدازه‌های بازالتی سیلورین به طور عموم تیره رنگ بوده و ساخت بالشی دارند که نشانگر فعالیت‌های آتشفشانی زیردریایی است.

* ترکیب شیمیایی این گدازه‌ها قلیایی است، به همین رو روانه‌های مورد نظر حاصل نخستین شکستگی سکوی پالئوزوییک ایران دانسته شده‌اند. ژنی (۱۹۷۷) به دلیل بالا بودن مقدار تیتانیم و قلیایی بالا، این بازالت‌ها را از نوع قاره‌ای می‌داند.

* در پاره‌ای نقاط ایران به ویژه جنوب گرگان – شمال شاهرود، جنوب باختری اسفراین، سنگ‌های آتشفشانی سیلورین، در مقایسه با سنگ‌های رسوبی گسترش و ضخامت بیشتری دارند.

* گدازه‌های سیلورین تنها از نوع بازالت نیست بلکه انواع سنگ‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی نیز وجود دارد.

* چنین به نظر می‌رسد که سنگ‌های بازالتی تیره‌رنگ موجود در واحدهای کهن‌تر از سیلورین (کامبرین و به احتمال اردویسین نواحی شیرگشت، ماکو، قلی، تَتَورود و ۰۰۰) نتیجهٔ همین فاز آتشفشانی باشند.

* به غیر از البرز خاوری (گرگان، شاهرود، اسفراین، رباط قره‌بیل و ۰۰۰)، در نواحی شیرگشت، ترود، جام، سُه (کاشان) و خور (انارک) نیز سنگ‌های سیلورین (سازند نیور) دارای روانه‌های بازالتی هستند.

* جایگاه چینه‌شناسی گدازه‌های سیلورین و پوشیده شدن آنها با ردیف‌های پیشروندهٔ دریایی دونین سبب شد تا اشتامفلی (۱۹۷۸) و شهرابی (۱۳۵۶) به رویداد زمین‌ساختی تاکونین در ایران اعتقاد داشته باشند.

سنگ‌های آتشفشانی دونین (حمید صالحی، ۱۳۸۸):

در پاره‌ای از نقاط ایران، نهشته‌های رسوبی دونین، همراهانی از سنگ‌های آتشفشانی بازیک دارند. سازند جیرود شناخته شده‌ترین واحد سنگ‌چینه‌ای دونین بالای ایران است که همراهان بازالتی آن، گاه تا حدود ۱۵۰ متر ضخامت دارند. جدا از درهٔ جاجرود (بُرش الگوی جیرود)، سنگ‌های دونین نواحی آمل، شمال قزوین، علم‌کوه، کوه‌های طالش و نواحی لکرکوه، انارک (برش شاه گنبد) همراهان بازالتی دارند.

در ناحیهٔ حاجی‌آباد، واقع در پهنهٔ سنندج – سیرجان، سنگ‌های دونین (کمپلکس سرگز) دارای تناوب‌های مکرر از گدازه‌های بازالتی به ضخامت‌های متفاوت با برتری سری سنگ‌های بازیک آلکالن با روند سُدیک است. تکرار روانه‌های بازالتی می‌تواند نشانهٔ تکرار فازهای کششی باشد. اوج ماگماتیسم در دونین بالایی است که حجم قابل ملاحظه‌ای از سنگ‌های ماگمایی را به صورت گدازه، برش آتشفشانی و توف در میان رسوبات جا داده است. در این آتشفشانی‌ها، پدیدهٔ دگرگونی پیشرفته است. به طوری که بیشتر آنها چنان متحول شده‌اند که جز با مطالعات سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی دقیق، نمی‌توان به اصل آنها پی برد. با این حال، سنگ‌های مذکور ضمن حفظ بافت اولیه، سرشت ماگمایی خود را به خوبی حفظ کرده‌اند، هرچند که در حال حاضر خصلت آمفیبولیت و شیست سبز دارند (حمید صالحی، ۱۳۸۸).

کانی شناسی، ژئوشیمی و نقش فرایند جدایش مکانیکی بلورهای الیوین در تشکیل سنگهای آذرین پالئوزوئیک زیرین منطقه شیرگشت، شمال غرب طبس، ایران مرکزی (قاسمی ، مرتضی درخشی ، نشریه بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، تابستان ۱۳۸۷ شماره۲).

این منطقه در۶۰ کیلومتری شمال غربی طبس، در کوههای درنجال و در زون ایران مرکزی قرار دارد. سنگهای آذرین مورد مطالعه به صورت نفوذی و با طیف ترکیبی الیوین گابرو، گابرو، دیوریت و مونزودیوریت در سازند کالشانه به سن کامبرین میانی و به شکل خروجی و با ترکیب الیوین بازالتی در قسمتهای زیرین سازند نیور به سن سیلورین قرار دارند. شواهد سنگ شناسی و ژئوشیمیایی حاکی از ارتباط ژنتیکی سنگهای نفوذی و خروجی با یکدیگر، نشات گرفتن آنها از یک ماگمای مشترک، تاثیر نسبتاً کم آلایش ماگمایی و نقش موثر فرایند تفریق ماگمایی به ویژه جدایش مکانیکی بلورهای الیوین در روند شکل گیری و تحول این سنگهاست. نمودارها و شواهد مختلف حاکی از ماهیت انتقالی تا قلیایی این سنگها، جایگاه تشکیل درون صفحه قاره‌ای و نیز شکل‌گیری آنها از ذوب ۱۲ تا ۱۷ درصدی یک خاستگاه غنی شده گارنت پریدوتیتی در آغاز سیلورین است. این جایگاه با موقعیت محیط کششی (کافت درون قاره‌ای) ایران مرکزی در خلال پالئوزوئیک زیرین، به ویژه رخداد ماگمایی سیلورین در خلال کافت زایی پالئوتتیس در این منطقه از ایران مرکزی سازگار است.

پایان‌نامه مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگ های آذرین سازند کلشانه، شمال طبس (نرگس آورند، ۱۳۹۴)

منطقه موردمطالعه در فاصله ۸۰ کیلومتری طبس و ۱۰ کیلومتری شمال روستای شیرگشت در محدوده کوههای درنجال واقع‌شده است. این منطقه ازلحاظ ساختاری و تقسیمات زمین‌شناسی به‌عنوان بخشی از زون ایران مرکزی در نظر گرفته می‌شود. کوه‌های درنجال حاصل بالازدگی سنگ‌های پالئوزوییک زیرین بوده و در این کوه‌ها توالی تقریباً کاملی از سنگ‌های این زمان دیده می‌شود. سنگ‌های آذرین موردمطالعه به‌صورت نفوذی و با ترکیب عمدتاً بازیک در درون سازند کلشانه رخنمون دارند. بیشترین و مهم‌ترین حجم این سنگ‌ها به اشکال سیل و توده‌های نامنظم و با ترکیب شبه پریدوتیت، الیوین‌گابرو، گابرو، گابرودیوریت، دیوریت و مونزودیوریت رخنمون دارند. طیف ترکیبی مشاهده‌شده در این سنگ‌ها حاصل عملکرد فرایندهای تبلور تفریقی بوده و الیوین، پلاژیوکلاز،

کلینوپیروکسن و گاهی آمفیبول کانی‌های اصلی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. مهم‌ترین کانی‌های فرعی نیز شامل هورنبلند، بیوتیت، کانی‌های اپک و آپاتیت می‌باشند. این سنگ‌ها تمام بلورین بوده و انواع بافت‌های گرانولار، افیتیک، ساب افیتیک و پوئی کلیتیک را نشان می‌دهند. فراوانی کانی الیوین در پریدوتیت‌ها و الیوین گابروها، و نیز گرد شدگی آن‌ها حاکی از جدایش مکانیکی الیوین در هنگام تشکیل این سنگ‌ها می‌باشد. سنگ‌های موجود در این سازند متحمل درجات متوسط تا شدید دگرسانی شده‌اند بطوریکه کمترین دگرسانی در پریدوتیت‌ها و الیوین‌گابروها و بیشترین دگرسانی در مونزودیوریت‌ها می‌باشد. فرایند دگرسانی به تشکیل انواع کانی‌های دگرسانی نظیر اپیدوت، کلریت، کلسیت و سرپانتین منجر شده است. به‌طورکلی مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که این سنگ‌ها ماهیت انتقالی تا آلکالن داشته و در یک محیط درون صفحه‌ی قاره‌ای ایجادشده‌اند. الگوی عناصر کمیاب سنگ‌های منطقه به‌صورت موازی با یکدیگر می‌باشند، موازی بودن الگوی عناصر در سنگ‌های منطقه نیز می‌تواند تأییدکننده منشأ واحد این سنگ‌ها و نقش تبلور تفریقی به‌عنوان مکانیسم اصلی تشکیل آن‌ها باشد. بر اساس نمودارهای مختلف ژئوشیمیایی می‌توان گفت که این سنگ‌ها از ذوب ۱۲ تا ۱۷ درصدی یک منشا غنی‌شده‌ی گارنت پریدوتیتی منشا گرفته‌اند.

ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های متاولکانیکی (آتشفشانی دگرگون شده) شمال ماکو، شمال غرب ایران

(فرزانه ولی نسب زرنق- استاد راهنما محسن مؤیّد)

فعالیت ماگمایی پالئوزوئیک‌زیرین و به ویژه فوران گسترده بازالتی سیلورین و ارتباط آن با تشکیل و گسترش تتیس از موضوعات مهم و مطرح در زمین‌شناسی ایران است. بر پایه نشانه‌های زمین شناسی، بخش‌های گسترده‌ای از پهنه‌های ساختاری البرز، ایران مرکزی و سنندج- سیرجان در طی سیلورین تحت تأثیر این فعالیت ماگمایی قرار داشته‌اند. مجموعه ولکانیکی ماکو از گدازه و سنگ‌های آذآواری اسید و متوسط مانند آندزیت و ریوداسیت با بافت پورفیری تا هیالوپورفیری، توف و آگلومرا همراه با گدازه‌های متوسط تا بازیک با بافت میکرولیتی پورفیری و آمیگدالوئیدی تشکیل شده است. این سنگ‌ها در اثر تحمل دگرگونی به شیست‌سبز تبدیل شده‌اند. در درون این مجموعه دایک‌های میکرودیوریتی با فنوکریست‌های پلاژیوکلاز تزریق شده است. علوی و بلورچی (۱۳۵۴) معتقدند این مجموعه ولکانیکی به سن پرکامبرین‌اند و از سه واحد مجزا تشکیل شده‌اند. امینی‌آذر و عباسی (۱۳۸۲) معتقدند گدازه‌های این واحد، واحد سنگی هم‌ارز لشکرک را پوشانده و به طور پیشرونده به وسیله ماسه سنگ‌های

قاعده واحد دولومیتی شده دونین میانی(؟) - بالایی پوشیده می‌شود، بنابراین، این سنگ‌ها دارای سن سیلورین هستند. جایگاه زمین‌ساختی احتمالی تشکیل این مجموعه احتمالاً مرتبط با پنج مورد زیر است: ۱) در ارتباط با ماگماتیسم پالئوزوئیک زیرین در امتداد حاشیه گندوانایی اقیانوس پروتوتتیس و تشکیل ماگماتیسم قوسی نوع آندی در ارتباط با فرورانش پوسته اقیانوسی پروتوتتیس به زیر گندوانا، ۲) مرتبط با محیط کششی- کافتی حاکم بر ایران مرکزی و البرز و مراحل آغازین تشکیل و گسترش پالئوتتیس در حاشیه شمالی گندوانا طی پالئوزئیک زیرین و به ویژه اردوویسین پسین- سیلورین. ۳) در ارتباط با تکوین نئوتتیس به علت تاثیر فاز کششی کالدونین. ۴) در ارتباط با گدازه‌های حاشیه فعال قاره‌ای حاصل از فرورانش پالئوتتیس به زیر اوراسیا. و ۵ – مربوط به پرکامبرین هستند که جایگاه ژئودینامیکی آنها مشخص نشده است. مجموعه ولکانیکی منطقه ماکو و علی حاجی تاکنون مورد بررسی قرار نگرفته است. در این تحقیق با مطالعه و شواهد صحرایی، سنگ‌شناسی، ژئوشیمیایی و جایگاه زمین-ساختی به مطالعه ویژگی های مجموعه ولکانیکی ماکو و مقایسه ویژگی‌های آن با رخداد ماگمایی شاخص سیلورین در ایران مرکزی و البرز و نوع ارتباط آنها با یکدیگر پرداخته خواهد شد.

ماگماتیسم سیلورین درمنطقه ابیانه–سه (کاشان–ایران مرکزی)

فریماه آیتی*[۱]، محمود خلیلی[۲]، موسی نقره ئیان[۲]، محمد علی مکیزاده[۲]

[۱]عضو هیئت علمی گروه زمین شناسی دانشگاه پیام نور شهر کرد

[۲]گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

*مسئول مکاتبات- آدرس الکترونیکی: *F_ayati@geol.ui.ac.ir*

(دریافت: ۸۸/۵/۵ ؛ پذیرش: ۸۸/۱۲/۸)

چکیده

برونزدهای آتشفشانی پالئوزوئیک در منطقه ابیانه - سُه با ترکیب بازالتی به صورت جریانی از گدازه با ساخت توده ای، بالشی و گاهی بادامکی و رنگ سیاه مایل به سبز و به صورت بین لایه ای درماسه سنگ ها و رسوبات کربناتی رخنمون دارند. این افق های ولکانیکی در طی چند فاز پیاپی فوران نموده اند. بین دو فوران متوالی و در وقفه زمان اندکی، رسوبگذاری ماسه سنگها، آهکهای ماسه‌ای و رسوبات کربناته به وقوع پیوسته است.کانی‌های بازالتهای مورد مطالعه عمدتاً شامل پلاژیوکلاز کلسیک، الیوین و کلینوپیروکسن (اوژیت) می‌باشد. براساس مطالعات ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد بررسی ماهیت تولئیتی تا آلکالن نشان می دهند و براساس نمودارهای تعیین کننده سری ماگمایی، این ولکانیک ها، ویژگی های سری تحولی را از خود به نمایش می گذارند. چنین رهیافتی همراه با سایر ویژگی های شیمیایی و سنگ شناسی این نمونه‌ها، وابستگی آنها را به یک رژیم زمین ساختی کششی آشکار می سازد. غنای این بازالتها از نظر تیتانیوم، وسعت و ضخامت قابل توجه ولکانیکها و میان لایه بودن آنها با رسوبات آهکی و ماسه سنگی، نشانگر ارتباط این سنگ ها به یک رژیم زمین ساختی کششی از نوع ریفت درون قاره ای و وجود حرکات ضربانی کششی – فشارشی درزمان پالئوزوئیک درایران می باشد. مقدار کم عناصر نادر خاکی سنگین در این بازالتها با منشا گارنت لرزولیتی سازگار است. تشابه الگوها و آنومالی ها در دیاگرام های عنکبوتی بیانگر وجود یک خاستگاه مشترک برای ولکانیک ها ی مورد مطالعه می باشد.

مواردی از مقالات، پایان نامه‌ها و رساله‌های دکترای مرتبط با ماگماتیسم اردوویسین – سیلورین و یا به طور کلی سیلورین ایران

Acta Geologica Polonica, Vol. 67 (2017), No. 2, pp. 201–233
DOI: 10.1515/agp-2017-0014

DE G DE GRUYTER OPEN

Silurian stratigraphy of Central Iran – an update

VACHIK HAIRAPETIAN[1], MANSOUREH GHOBADI POUR[2, 3], LEONID E. POPOV[3], PEEP MÄNNIK[4]
and C. GILES MILLER[5]

بهار ۹۷، سال بیست و هفتم، شماره ۱۰۷، صفحه ۱۶۵ تا ۱۷۲

سنگ‌چینه‌نگاری و زیست‌چینه‌نگاری توالی‌های سیلورین در برش چینه‌شناسی رباط قره‌بیل بر پایه کنودونت‌ها

عباس قادری[1]، جعفر طاهری[2]، اعظم کراچیان[3] و عبدالمجید موسوی نیا[4]
[1]استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران
[2]دکترا، اداره کل زمین شناسی و اکتشافات معدنی منطقه شمال شرق، مشهد، ایران
[3]دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، مشهد، ایران
[4]دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، مشهد، ایران

پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی (گرایش پترولوژی) **بررسی پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای آتشفشانی پالئوزوئیک زیرین شمالشرق ایران** **(مقاطع شاهرود، رباط قره‌بیل، و جنوب بجنورد)**	**نگارنده:** تورج فتحی **خرداد ۱۳۷۷**

عنوان: پترولوژی، ژئوشیمی و الگوی ژئودینامیکی تشکیل مجموعه‌ی بازالتی سلطان میدان، شمال شاهرود	نگارنده: مرتضی درخشی	رساله جهت اخذ درجه دکتری تابستان ۹۳

مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگ های آذرین سازند کلشانه، شمال طبس
استاد راهنما : سید احمد مظاهری، استاد مشاور : محمد ناظمی ، دانشجو : نرگس آورند، دولتی – وزارت علوم، تحقیقات و فناوری – دانشگاه فردوسی مشهد – دانشکده علوم پایه – ۱۳۹۴ – (کارشناسی ارشد)

کانی شناسی، ژئوشیمی و نقش فرایند جدایش مکانیکی بلورهای الیوین در تشکیل سنگهای آذرین پالئوزوئیک زیرین منطقه شیرگشت، شمال غرب طبس، ایران مرکزی

نویسندگان : حبیب‌الله قاسمی ، مرتضی درخشی، نشریه بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، تابستان ۱۳۸۷ شماره۲.

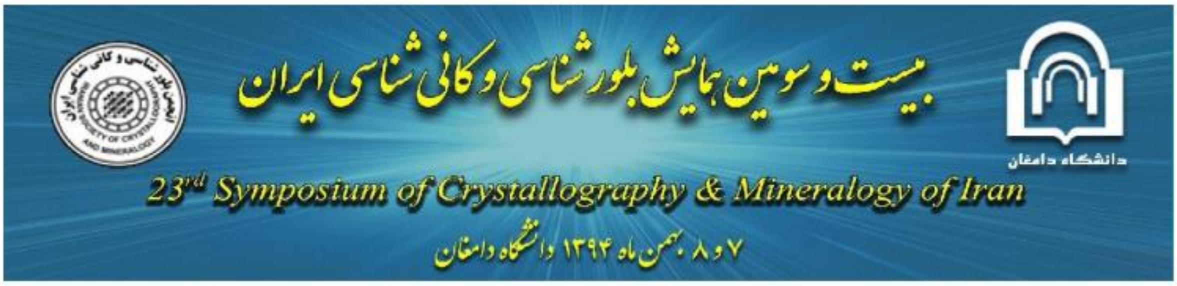
بهار ۹۳، سال بیست و سوم، شماره ۹۱، صفحه ۶۳ تا ۷۶

زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی مجموعه بازالتی سلطان‌میدان در رخنمون‌های شمال و شمال خاور شاهرود، البرز خاوری، شمال ایران

مرتضی درخشی [۱]*، حبیب‌الله قاسمی [۲] و طاهره سهامی [۳]

[۱] دانشجوی دکترا، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران.
[۲] دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران.
[۳] کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

تاریخ دریافت: ۱۲/ ۰۶/ ۱۳۹۰ تاریخ پذیرش: ۲۲/ ۰۵/ ۱۳۹۱



تحول زمین‌ساختی- ماگمایی در لبه شمالی ایران مرکزی- جنوب البرز شرقی

حبیب‌الله قاسمی
استاد پترولوژی دانشکده علوم زمین دانشگاه شاهرود
Email: h-ghasemi@shahroodut.ac.ir

تابستان ۹۴، سال بیست و چهارم، شماره ۹۶، صفحه ۲۶۳ تا ۲۷۶

مقایسه سنگ‌های آذرین مافیک سازند قلی (اردوویسین بالایی) و شیست‌های گرگان در پهنه البرز خاوری

حبیب‌اله قاسمی [۱]*، زکیه کاظمی [۲] و شیوا صالحیان [۳]

[۱] استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود، شاهرود، ایران
[۲] دانشجوی دکترا، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود، شاهرود، ایران
[۳] کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود، شاهرود، ایران

تاریخ دریافت: ۰۳/ ۱۲/ ۱۳۹۲ تاریخ پذیرش: ۱۰/ ۱۲/ ۱۳۹۳

پتـــــرولوژی، سال پنجم، شماره هجدهم، تابستان ۱۳۹۳، صفحه ۱۰۵-۱۲۲
تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۰۷/۱۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۱۰/۲۱

ماگماتیسم اردوویسین-دونین در شمال شاهرود: شاهدی بر کافت‌زایی طولانی مدت پالئوتتیس در البرز شرقی

مرتضی درخشی و حبیب‌اله قاسمی *
گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

پتـــــرولوژی، سال اول، شماره سوم، پاییز ۱۳۸۹، صفحه ۲۹- ۴۶
تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۰۴/۱۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸/۱۲/۲۳

پترولوژی بازالت‌های دونین در منطقه پل خاوند (جنوب‌شرق انارک، شمال‌شرق اصفهان)

قدرت ترابی* و فاطمه هاشمی
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران
سال شانزدهم، شمارهٔ ۲، تابستان ۸۷، از صفحهٔ ۲۰۷ تا ۲۲۴
انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران

کانی‌شناسی، ژئوشیمی و نقش فرایند جدایش مکانیکی بلورهای الیوین در تشکیل سنگهای آذرین پالئوزوئیک زیرین منطقه شیرگشت، شمال‌غرب طبس، ایران مرکزی

حبیب ا... قاسمی[1]، مرتضی درخشی[2]

۱- دانشیار دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود
۲- فارغ التحصیل کارشناسی ارشد پترولوژی دانشگاه صنعتی شاهرود
پست الکترونیکی: h-ghasemi@shahroodut.ac.ir

(دریافت مقاله ۱۳۸۶/۲/۱۷ ، نسخه نهایی : ۱۳۸۶/۱۱/۱۵)

مجله علوم دانشگاه تهران **جلد سی‌و پنجم (۱۳۸۸) شماره ۴ (۳۱-۲۱)**

ماگماتیسم سیلورین درمنطقه ابیانه-سه (کاشان-ایران مرکزی)

فریماه آیتی*[1]، محمود خلیلی[2]، موسی نقره ئیان[2]، محمد علی مکیزاده[2]
[1]عضو هیئت علمی گروه زمین شناسی دانشگاه پیام نور شهر کرد
[2]گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان
*مسئول مکاتبات- آدرس الکترونیکی: *F_ayati@geol.ui.ac.ir*

(دریافت: ۸۸/۵/۵ ؛ پذیرش: ۸۸/۱۲/۸)

پایان‌نامه زمین شناسی و پتروژنز بازالت سلطان میدان در مناطق نگارمن و ابرسج، شمال شاهرود

استاد راهنما: *حبیب الله قاسمی* ، استاد مشاور: *عزیزالله طاهری* ، دانشجو: *طاهره سهامی* ،
وزارت علوم، تحقیقات و فناوری - دانشگاه صنعتی شاهرود - ۱۳۹۰ - [کارشناسی ارشد]
کلیدواژه: بازالت ، سیلورین ، پالیوتتیس ، کافت زایی ، نگارمن ، ابرسج

پایان‌نامه پترولوژی و ژئوشیمی ماگماتیسم بازیک دونین در سازندهای پادها و خوشییلاق در شمال شاهرود

استاد راهنما: *حبیب الله قاسمی* ، استاد مشاور: *عزیزالله طاهری* ، دانشجو: *مریم دیهیمی* ،
وزارت علوم، تحقیقات و فناوری - دانشگاه صنعتی شاهرود - پژوهشکده علوم - ۱۳۹۱ - [کارشناسی ارشد]
کلیدواژه: بازالت ، خوش ییلاق ، پادها ، شاهرود

مقاله کنفرانس پترولوژی و ژئوشیمی بازالت های آلکالن موجود در سازندهای پادها و خوش ییلاق در شمال شاهرود، البرز شرقی

نویسندگان: *مریم دیهیمی* ، *حبیب ال.... قاسمی* ، *عزیز ا.... طاهری* ،
سی و یکمین همایش علوم زمین - ۱۳۹۱
کلیدواژه: ماگماتسم بازالتی ، دونین ، البرز شرقی ، پالئوتتیس ، شاهرود

مقاله نشریه ماگماتیسم بازیک قلیایی دونین در البرز شرقی، شمال شاهرود: شاهدی بر کافت زایی پالئوتتیس

نویسندگان: *حبیب الله قاسمی** ، *مریم دیهیمی* ،

نشریه زمین شناسی ایران » زمستان ۱۳۹۳ شماره۳۲

کلیدواژه: شاهرود ، البرز شرقی ، ماگماتیسم ، دونین ، کافت پالئوتتیس

مقاله کنفرانس ماگماتیسم بازالتی دونین البرز شرقی در منطقهی شمال شاهرود

نویسندگان: *مریم دیهیمی* ، *حبیب الله قاسمی* ، *عزیزالله طاهری* ، *محمود صادقیان* ،

سی امین گردهمایی علوم زمین - ۱۳۹۰

محیط زمینساختی و ویژگی های خاستگاه سنگ های آذرین سازند ابرسج (اردوویسین فوقانی)، البرز شرقی، شمال شاهرود

حبیب الله قاسمی، زکیه کاظمی

مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران، سال بیست و یکم شماره ۲ (تابستان ۱۳۹۲)،

ص ۳۱۹

ماگماتیسم کربونیفر – پرمین در ایران

رخنمون های سنگی مربوط به پرمین و کربونیفر از بیشتر نقاط ایران به ویژه پهنه ساختاری البرز، ایران مرکزی، سنندج سیرجان و زاگرس گزارش شده اند (از جمله آباده، بلده، طبس، شهمیرزاد، سرجان، آق دربند، دامنه جنوبی البرز، شاهرود، جلفا، فریمان) و با اسامی سازندهای سردر، شیشتو، جمال، جیرود، مبارک، درود، روته، نسن، گچال، سورمق، همبست، فراقون، دالان، خوف، جلفین، مرغابین، **بوج و گروه خواجو شناخته می‌شوند.**

لیکن با فعالیت‌های ماگمایی صورت گرفته در این دوره های زمانی را می‌توان به دو دسته تقسیم کرد:

۱- فعالیت‌های ماگمایی عمدتاً آتشفشانی مثل پهنه ساختاری البرز و سنندج – سیرجان

۲- فعالیت‌های ماگمایی به صورت توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی در پهنه‌های ساختاری البرز و سنندج – سیرجان مثل توده گرانیتوئیدی تویه دروار، توده گرانیتوئیدی حسن رباط، توده گرانیتوئیدی هریس، توده‌های گرانیتوئیدی میشو.

در پهنه ساختاری البرز فعالیت‌های ماگمایی عمدتاً آتشفشانی پرمین در محدوده نقشه‌های زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰ : ۱ آمل، چالوس و قزوین و رشت و یا نقشه‌های زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ : ۱ آمل، بلده، مرزن آباد لنکران رخنمون دارند. از جدیدترین مطالعات صورت گرفته در این زمینه می‌توان به پژوهش‌های دلاوری (۱۳۹۶) و کاظمی (حدیقه خاتون) (۱۳۹۸) اشاره کرد. گوشه‌ای از یافته‌های آنها در اینجا ارائه شده است. مقالاتی نیز توسط محققین نامبرده و همکاران‌شان به چاپ رسیده که در ادامه به آنها اشاره شده است.

لازم به ذکر است بازشدگی نئوتتیس در جنوب ایران و بسته شدن پالئوتتیس در شمال ایران نیز در همین بازه زمانی صورت گرفته و یا آغاز شده است.

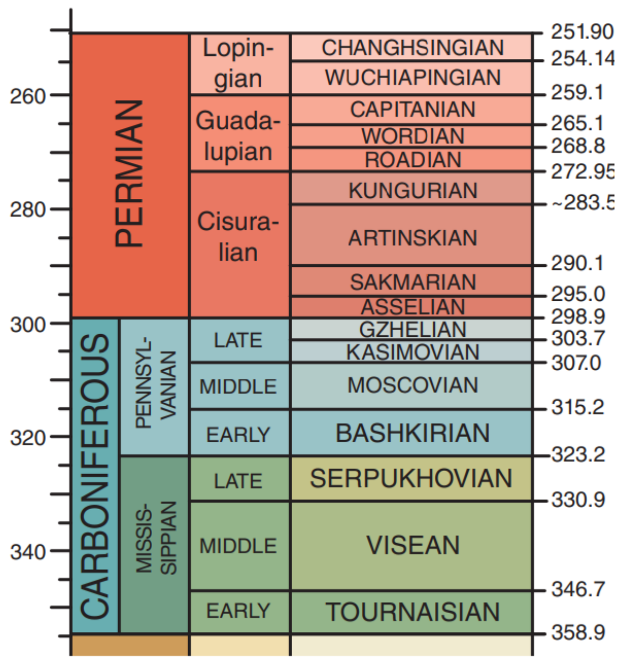
در ضمن برای دستیابی به اطلاعات بیشتر، مطالب مختصری در مورد چینه‌شناسی کربونیفر و پرمین در ایران در پایان همین آورده شده است تا علاقه‌مندان از آن بهره مند شوند.

فعالیت‌های ماگمایی پرمین در پهنه ساختاری البرز

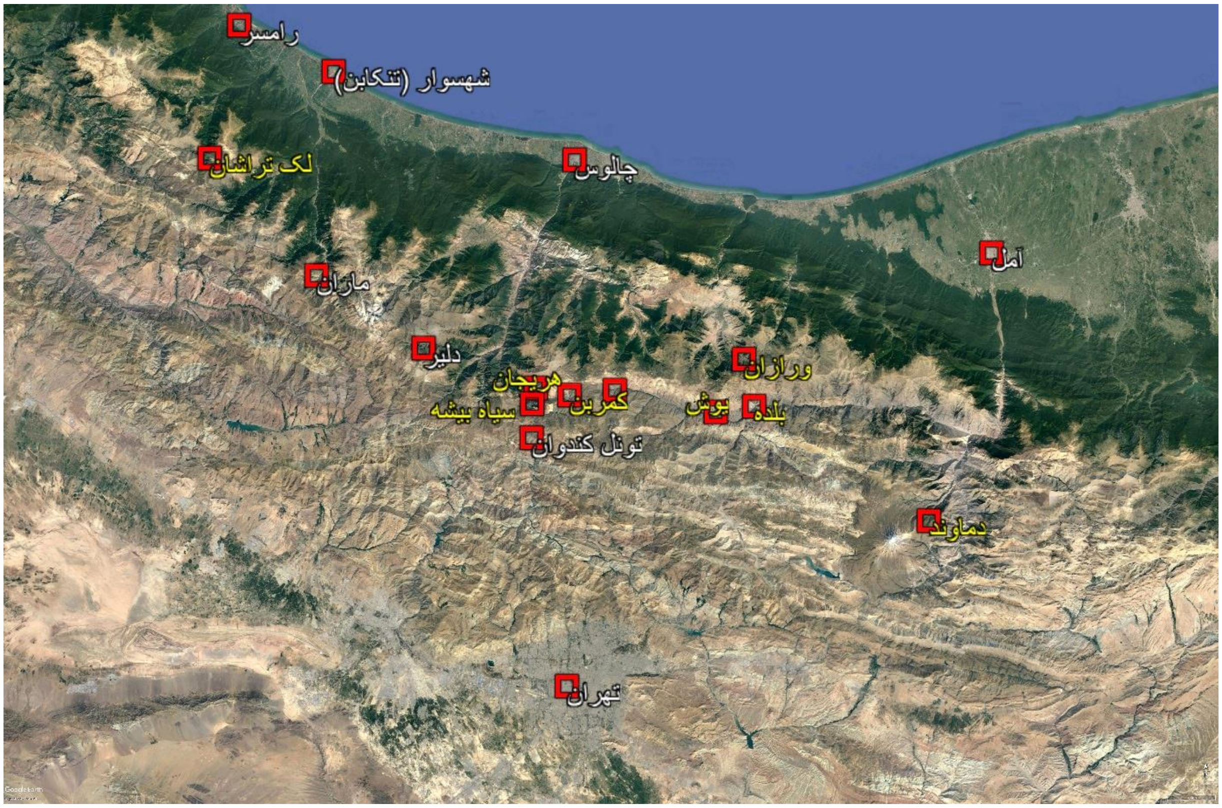
توالی نسبتاً کاملی از واحدهای سنگ چینه‌ای پرمین شامل سازندهای دورود (عمدتا از ماسه سنگ و شیل)، روته (عمدتا از سنگ آهک با بین لایه هایی از مارن) و نسن (عمدتا از سنگ آهک و شیل) در البرز مرکزی از سیاه بیشه و هریجان در جاده چالوس تا یوش، بلده، زرین کمر و ورازان در جنوب آمل، در استان مازندران رخنمون دارد.

در این توالی، سنگ های آتشفشانی و نفوذی کم عمق بازی آلکالن در سازندهای دورود و روته رخنمون دارند.

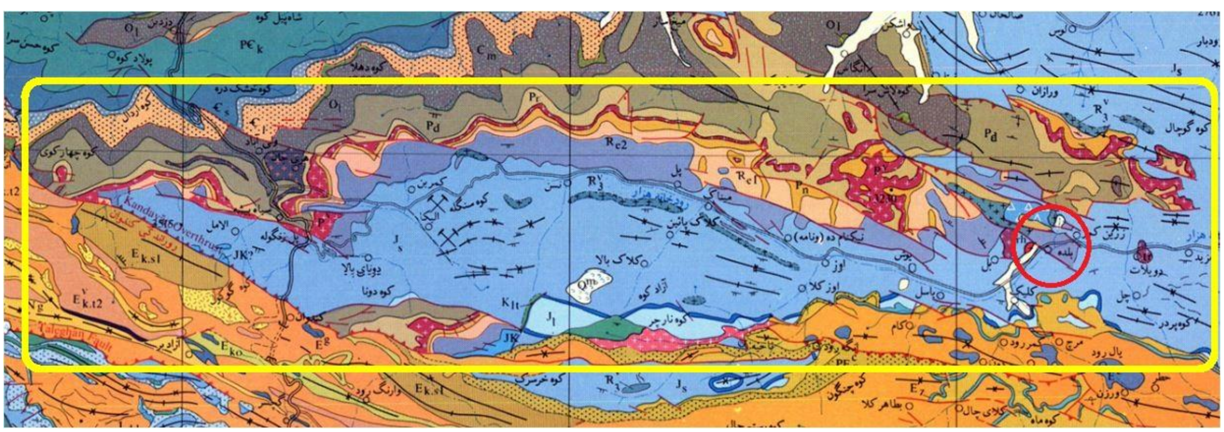
این سنگ ها در سازند دورود به صورت دایک و توده های کوچک دیابازی، میکروگابرویی و لامپروفیری و در بخش بالایی سازند روته به شکل بازالت به همراه آذرآواری های وابسته دیده می شوند.



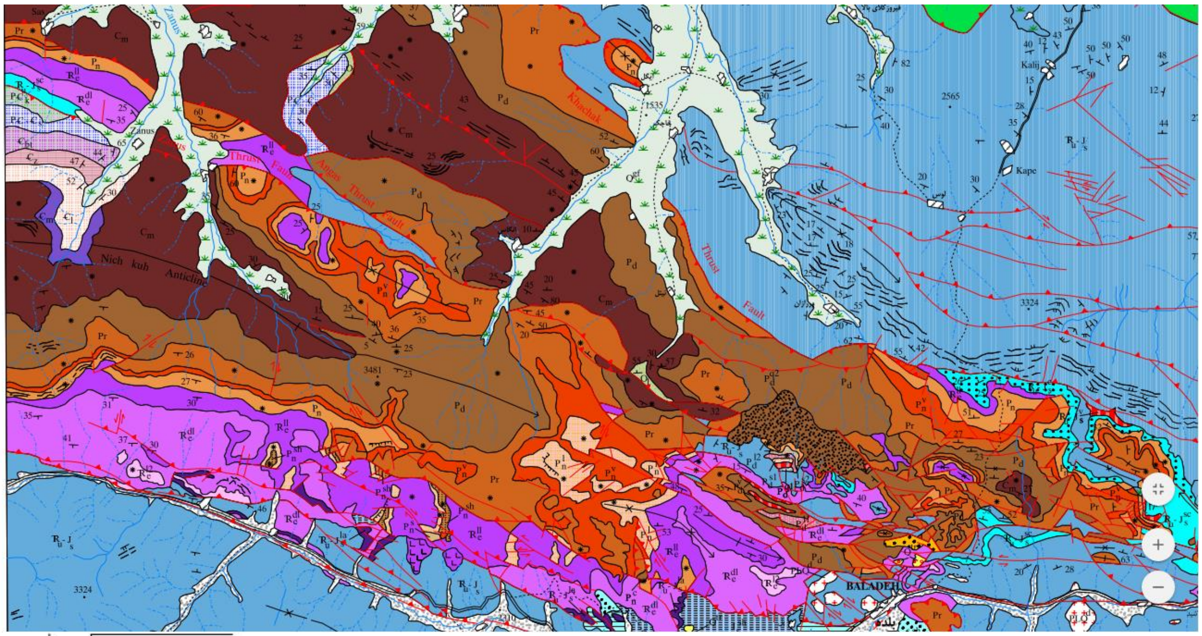
ستون چینه شناسی و مقیاس زمانی دوره‌های کربونیفر و پرمین.

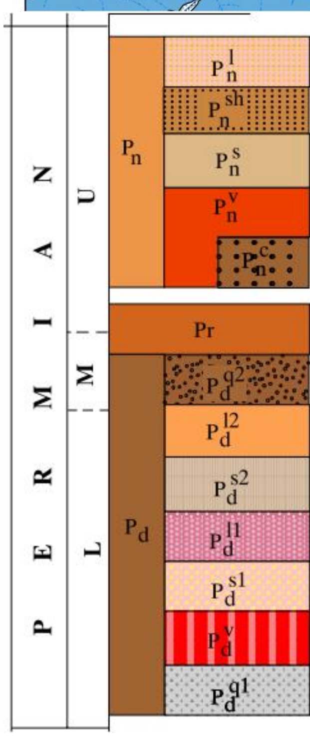


تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده محل تقریبی پراکنگی رخنمون های پرمین از بلده تا سیاه بیشه و ادامه آن به سمت شمال غرب (تا جنوب شهسوار). به موقعیت شهرهای آمل، چالوس، تنکابن، رامسر و تهران توجه کنید.



بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰ : ۱ آمل که در آن سنگ‌های آذرین بازیک پرمین با نماد Pv نشان داده شده اند. موقعیت شهر بلده در پایین سمت راست شکل مشخص است. این رخنمون‌ها (نوار قرمز رنگ – با راستای کلی شرقی – غربی) با یک کادر زرد رنگ محصور شده‌اند.





P_n^l : Dark gray, blak, thick-bedded to massive fossiliferous limestone.

P_n^{sh}: Blak calcareous and gypsiferous shale with abundant brachiopoda.

P_n^s : Gray, red coarse grained quartz rich sandstone.

P_n^v : Blak, dark green volcanics including basalt and spilite.

P_n^c : Red, well-bedded, well-sorted, well consolidated, polymictic conglomerate.

P_n : Limestone, shale, sandstone, conglomerate and volcanics (Nesen fm.)

Pr : Gray, thick-bedded to massive limestone and dolomite (Ruteh fm.)

P_d^{q2}: White, gray, thick bedded quartz arenite.

P_d^{l2}: Cream, yellow and gray fusulinid limestone.

P_d^{s2}: Red and gray sandestone over-laine by alternation of limestone and sandstone.

P_d^{l1}: Gray, thick bedded, oncolitic, fossiliferous, reefal limestone containg coral and fusulinid.

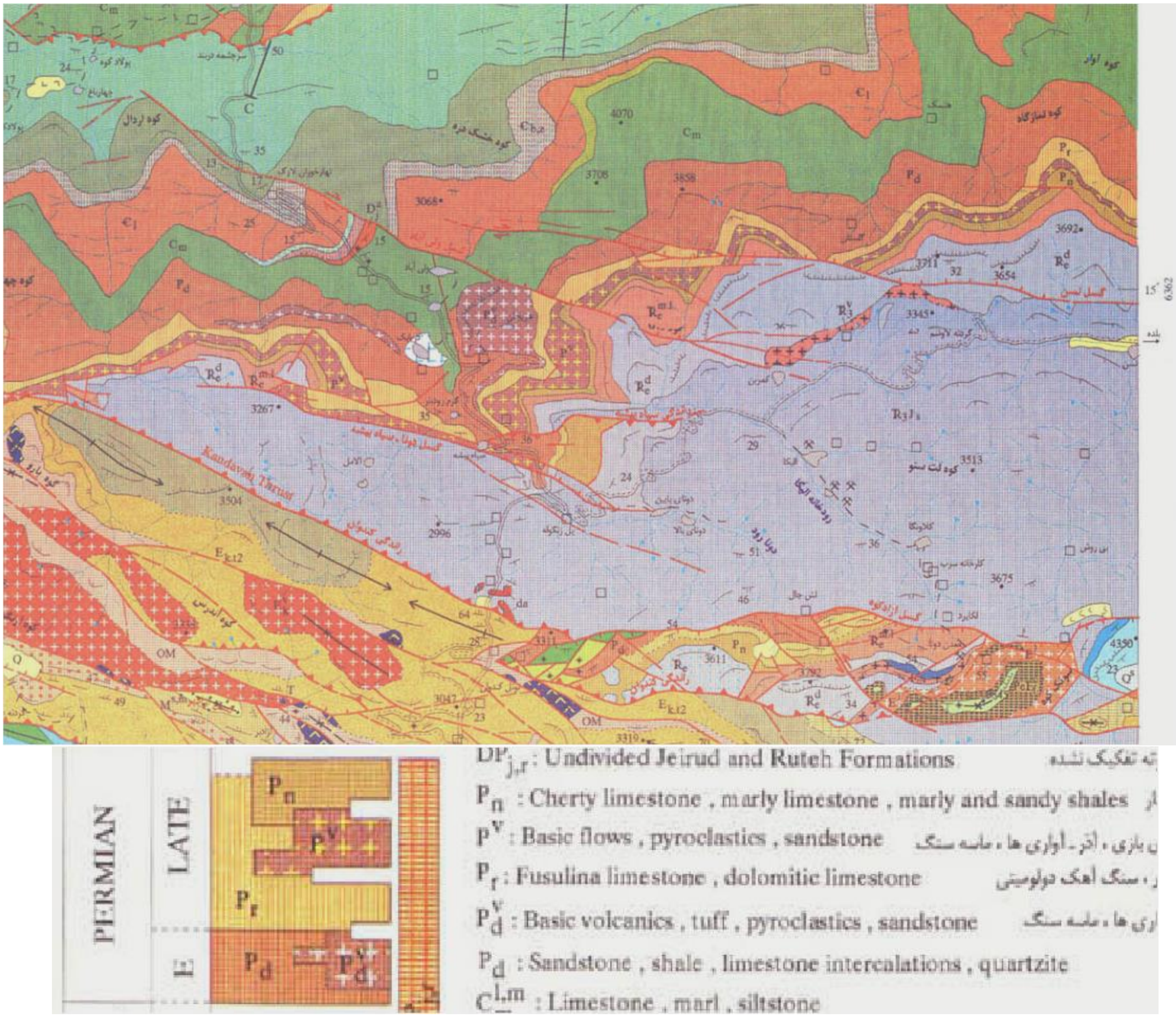
P_d^{s1}: Red and gray sandstone with intercalations of pebbly sandstone.

P_d^v : Volcanics including basalt and andesite.

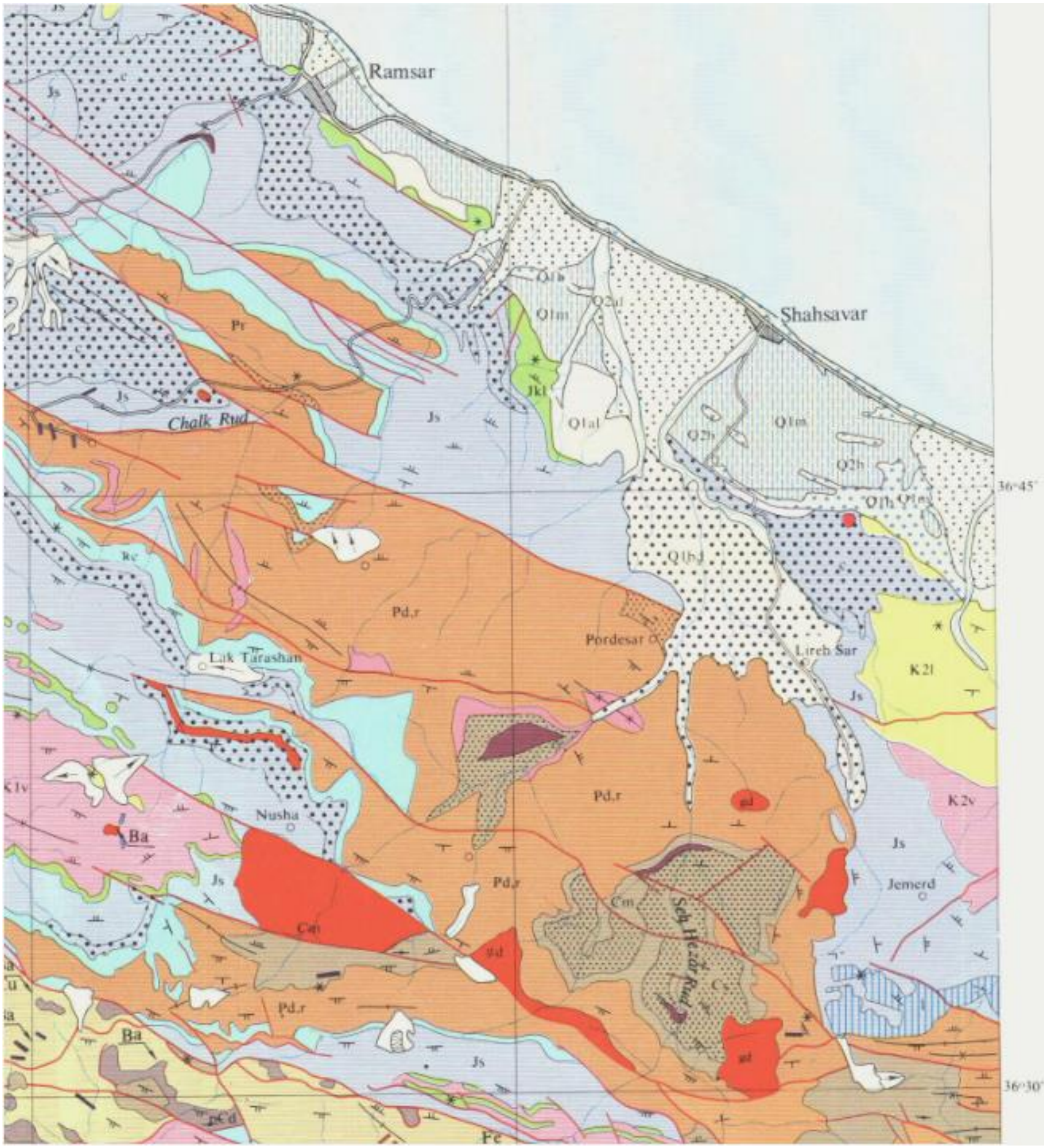
P_d^{q1}: White, gray quartz arenite: red, thick to medium bedded sandstone and pebbly sandstone.

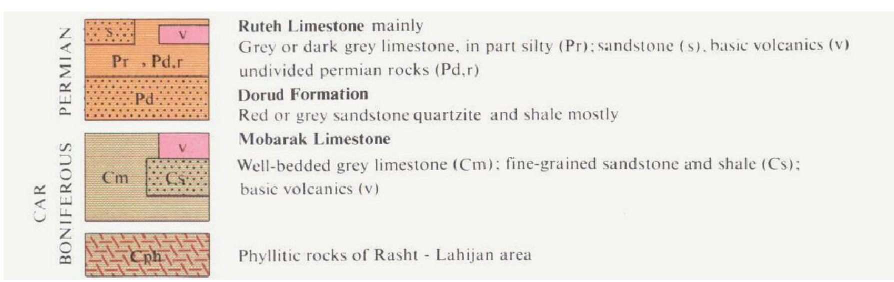
P_d: Quartz arenite, limestone and volcanics (Dorud fm.)

بخش از نقشه زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ : ۱ بَلَدِه که در آن سنگ‌های آذرین بازیک پرمین با نماد Pv^n و Pv^d نشان داده شده اند. موقعیت شهر بلده در پایین سمت راست شکل مشخص است.



بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ : ۱ مَرزَن آباد که در آن سنگ‌های آذرین بازیک پرمین با نماد Pv^n و Pv^d نشان داده شده اند. این نقشه در ادامه بخش غربی نقشه بلده واقع می‌شود.





بخش از نقشه زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰ : ۱ قزوین و رشت که در آن سنگ‌های آذرین بازیک پرمین با نماد V و رنگ صورتی نشان داده شده‌اند. این نقشه در ادامه بخش غربی نقشه آمل واقع می‌شود. دقت کنید که رخنمون‌های پرمین تا جنوب شهسوار (یا تنکابن) ادامه پیدا می‌کند. دقت نمایید در توالی کربونیفر نیز فعالیت‌های آتشفشانی دیده می‌شود.

شکل۲-۹- تصاویری از بخش‌های مختلف سازند روته در روستای یوش. الف) میکروگابرو ب) بازالت پ) آگلومرا

شکل ۲-۱۰- تصاویری از سازندهای روته و نسن در جاده بلده به رویان. الف ، ب) بازالت

شکل۲-۱۱- تصاویری از گدازه‌های بازالتی در سازند روته. الف، ب) نمای نزدیک از برونریزی مستقیم گدازه‌های بازالتی بر روی آهک‌های سازند روته.

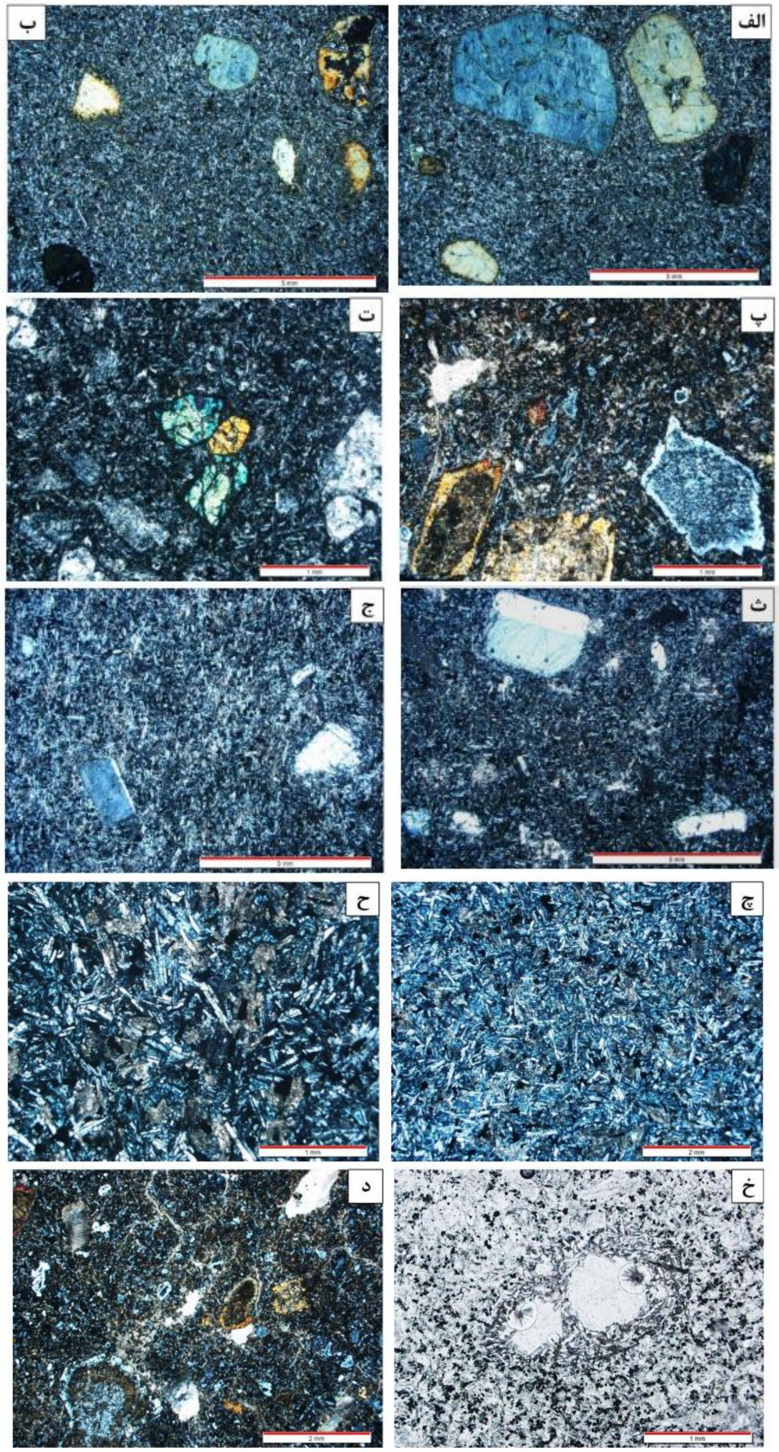
ترکیب این سنگ ها عمدتا در محدوده بازیک (بازالت و گابرو) و برخی از دایک ها دارای ترکیب لامپروفیری هستند.

کانی‌های اصلی سازنده بازالت‌ها و دیابازها پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و گاهی الیوین هستند و در میکروگابروها نیز پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن یافت می‌شود. لامپروفیرها، آمفیبول (هورنبلند سبز) به وفور یافت می‌شود.

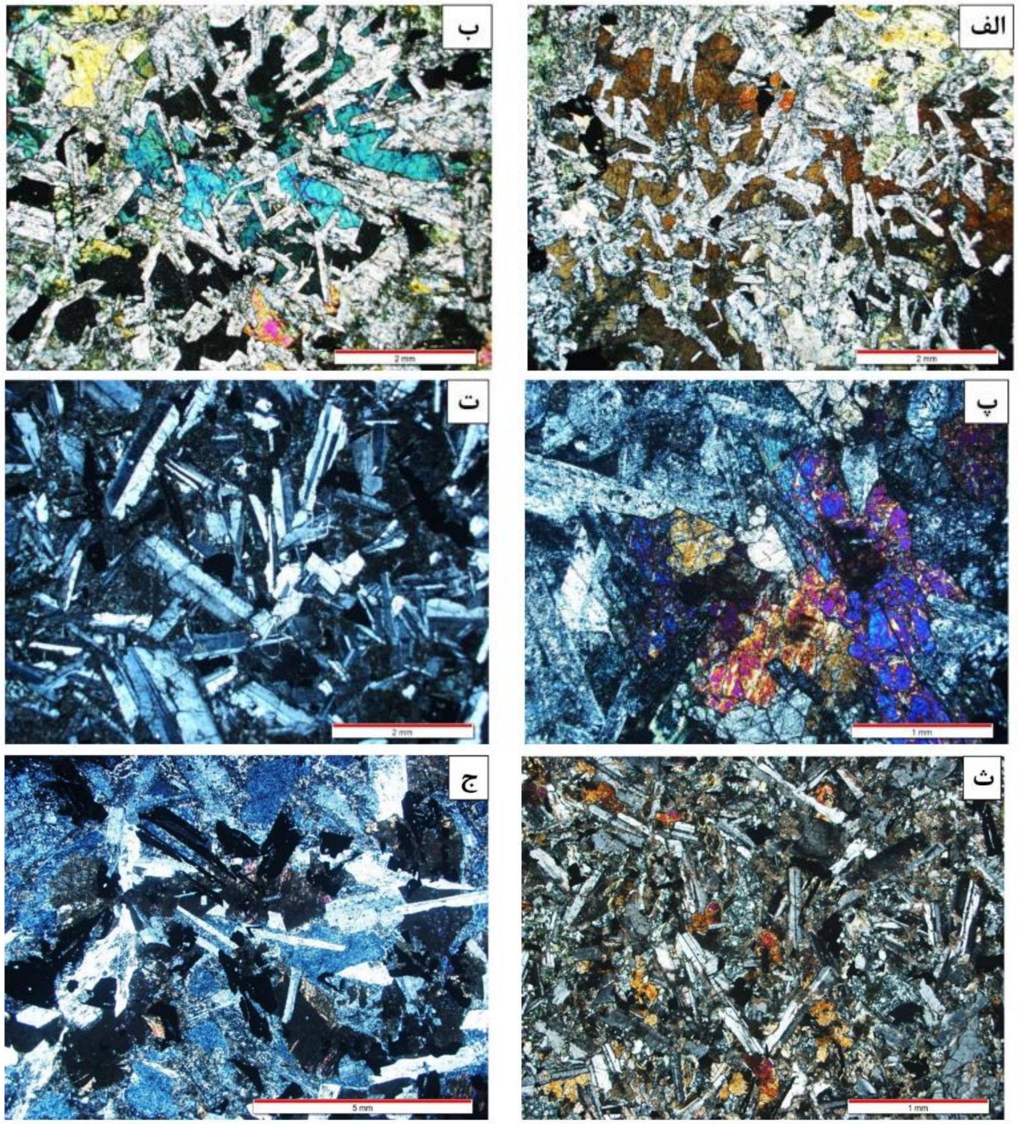
دیابازها و میکروگابروها بافت‌های افیتیک، ساب‌افیتیک، پوئی‌کیلیتیک، پوئی‌کیلیتی، افیتیک، اینترگرانولار و میکروگرانولار متشکل از کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن هستند. دایک‌های لامپروفیری نیز بافت میکرولیتی پورفیری متشکل از پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و آمفیبول فراوان هستند.

روانه‌های بازالتی موجود در سازند روته دارای بافت‌های بادامکی، هیالومیکرولیتیک پورفیری، میکرولیتیک پورفیری، هیالوپورفیری، اینترسرتال و تراکیتی هستند و دارای کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و گاهی الیوین هستند و حفره‌های (بادامک‌های) آنها توسط کانی‌های ثانویهٔ کلریت، کلسیت و کوارتز پر شده‌اند. منطقه‌بندی ترکیبی و بافت غربالی در کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز و بافت اسکلتی و تحلیل‌رفتگی حاشیهٔ بلورها در الیوین‌ها و کلینوپیروکسن‌ها دیده می‌شود.

از دیگر ویژگی‌های مهم سنگ‌های آتشفشانی منطقه، وجود منطقه‌بندی ترکیبی، بافت غربالی و حالت‌های عدم‌تعادل در درشت‌بلورهای الیوین، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن است. در برخی موارد، درشت‌بلورها شکل اسکلتی، حالت خوردگی و ادخال‌هایی از سایر کانی‌ها دارند. بافت غربالی حاصل به‌دام‌افتادن ادخال‌های مذاب در بلور است.



شکل۳-۲- تصاویر بافت‌های دیده شده در بازالت‌ها الف و ب) الیوین‌بازالت با بافت میکرولیتی پورفیری جریانی (پورفیری) پ و ت) بازالت با بافت هیالومیکرولیتی پورفیری- بادامکی ث و ج) بازالت با بافت هیالومیکرولیتی پورفیری جریانی چ) بازالت با بافت میکرولیتی ح) بازالت با بافت اینترگرانولار- میکرولیتی پورفیری - اینترسرتال خ) بازالت با بافت گلومروپورفیری جریانی و هیالومیکرولیتی پورفیری آمیگدالوئید د) بازالت با بافت میکرولیتی پورفیری آمیگدالوئید و بافت گلومروپورفیری جریانی.



شکل ۳-۳- تصاویر بافت‌های دیده شده در گابروها الف و ب) گابرو با بافت افیتیک و ساب افیتیک (اینترگرانولار) پ) گابرو با بافت اینترگرانولار ت) میکروگابرو با بافت اینترگرانولار ث) میکروگابرو با بافت اینترگرانولار ج) گابرو با بافت گرانولار و اسکلتی

توده های کم عمق میکروگابرویی و لامپروفیری درون سازند دورود، درحقیقت ماگمای باقیمانده و منجمد شده در مجاری تغذیه کننده فعالیت آتشفشانی بازالتی در بخش بالایی سازند کربناته روته هستند.

این سنگ‌ها درنمودارهای بهنجارشده نسبت به کندریت، غنی‌شدگی از عناصر کمیاب سبک (LREE) و تهی‌شدگی از عناصر کمیاب سنگین (HREE) دارند. در نمودارهای چندعنصری بهنجارشده نسبت به گوشته اولیه، دارای تمرکز بالای عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و تمرکز پایین عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) و تهی‌شدگی از عناصر Nb , K و Zr هستند. این سنگ‌ها در نمودارهای مختلف تمایز محیط زمین‌ساختی در محدوده کافت درون قاره‌ای با ویژگی‌های گوشته محل منبع جزایر اقیانوسی قرار می‌گیرند. ماگمای سازنده این سنگ‌ها از ذوب بخشی کمتر از ۲۰ درصد یک گوشته اسپینل- گارنت لرزولیتی در اعماق ۹۰ تا ۱۱۰ کیلومتری حاصل شده و همزمان با فاز کششی پرمین در لبه جنوبی حوضه اقیانوسی تتیس کهن در البرز بالا آمده و در توالی سنگی پرمین جایگزین شده است.

برخلاف گزارش‌های پیشین، سنگ‌های آذرین نفوذی به‌عنوان ماگمای باقیمانده و منجمدشده در مجاری تغذیه‌کنندهٔ فعالیت آتشفشانی بخش بالایی سازند روته گسترش چشمگیری در منطقه دارند؛ همچنین جایگاه دقیق سنگ‌چینه‌ای واحد بازالتی بین سازندهای روته و نسن نیست، بلکه داخل بخش بالایی سازند روته است.

به نظر می رسد در زمان پرمین، هنوز پهنه البرز به صورت یک حوضه کششی کافتی کم عمق درجنوب اقیانوس پالیوتتیس جای داشته و فعالیت ماگمایی آن با زمین ساخت کششی اواخر پالیوزوییک در حاشیه شمالی گندوانا منطبق بوده است.

پتـــــرولوژی، سال هشتم، شماره بیست و نهم، بهار ۱۳۹۶، صفحه ۵۳-۷۴
تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۱۰/۱۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۹/۱۶

ماگماتیسم بازالتی پرمین البرز مرکزی: شاهدی بر حاشیه قاره‌ای غیرفعال جنوب پالئوتتیس

مرتضی دلاوری*، فرزانه رستمی و اصغر دولتی
گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه خوارزمی تهران، ایران

چکیده

منطقه بررسی‌شده در البرز مرکزی (شمال‌خاوری بلده) واقع شده است. ماگماتیسم پرمین در این منطقه به‌صورت واحدی بازالتی میان سازند روته- نسن رخنمون دارد. از دیدگاه سنگ‌نگاری، سنگ‌های بازالتی از گروه پلاژیوکلاز- فیریک‌ها هستند و از دیدگاه زمین‌شیمیایی، سرشت آلکالن سدیک نشان می‌دهند. در الگوی عنصرهای خاکی نادر بهنجارشده به ترکیب کندریت، نسبت‌های $(La/Sm)_N$ از ۱/۹۵ تا ۴/۶۲، $(Sm/Yb)_N$ از ۴/۲۳ تا ۵/۴۵، $(La/Yb)_N$ از ۸/۳۰ تا ۲۰/۵۲ و غنی‌شدگی بالایی از عنصرهای خاکی نادر سبک در برابر سنگین نشان دهنده شباهت این سنگ‌ها به بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) است. افزون‌براین، الگوهای چندعنصری نمونه‌ها، بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه، نیز همانند OIB است. مدل‌سازی برپایه تمرکز عنصرهای کمیاب و همچنین، برخی عنصرهای اصلی، نشان‌دهندهٔ ذوب درجه کم (کمتر از ۱۰٪) گوشته‌ای گارنت‌دار در ژرفای نزدیک به ۱۱۰ کیلومتری است. افزون‌براین، تغییرات نسبت‌های برخی عنصرهای کمیاب، مانند Nb/Rb، K/La، La/Nb، Ba/Nb، Th/Nb و K/Nb نشان‌دهندهٔ خاستگاه گوشته‌ای نوع HIMU است. زمین‌شیمی نمونه‌ها با جایگاه زمین‌ساختی ماگمای درون‌ورقه‌ای بدون تأثیر فرایندهای پهنه‌های فرورانشی سازگار است. ازاین‌رو، البرز در زمان پرمین (و پیش از آن) حاشیه‌ای غیرفعال در راستای مرز جنوبی پالئوتتیس بوده و ماگماتیسم آن پیامد زمین‌ساخت کششی و یا فعالیت پلوم گوشته‌ای بوده است.

واژه‌های کلیدی: بازالت آلکالن، درون‌ورقه‌ای، پرمین، البرز مرکزی

همانطور که قبلاً اشاره شد: کاظمی، ۱۳۹۸ و کاظمی و همکاران، ۱۳۹۷ ضمن بررسی دقیق توالی پرمین جایگاه سنی دقیق این بازالت‌ها را بخش بالایی سازند روته در نظر گرفته‌اند.

پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی
سال سی و چهارم، شماره پیاپی ۷۳، شماره چهارم، زمستان ۱۳۹۷
تاریخ وصول: ۱۳۹۷/۹/۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۱۰/۱۶
صص ۱–۲۰

موقعیت سنگ‌چینه‌ای و تنوع رخدادهای سنگ‌های آذرین بازیک آلکالن در واحدهای سنگ‌چینه‌ای پرمین، پهنهٔ البرز مرکزی

حدیقه خاتون کاظمی، *دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه پترولوژی و زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران*
حبیب اله قاسمی، *استاد، گروه زمین شناسی، دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران* *
عزیزا... طاهری، *استاد، گروه زمین‌شناسی کاربردی، دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران*

چکیده
توالی نسبتاً کاملی از واحدهای سنگ‌چینه‌ای پرمین شامل سازندهای دورود (عمدتاً از ماسه‌سنگ و شیل)، روته (عمدتاً از سنگ‌آهک با بین‌لایه‌هایی از مارن) و نسن (عمدتاً از سنگ‌آهک و شیل) در البرز مرکزی از سیاه‌بیشه و هریجان در جادهٔ چالوس تا یوش، بلده، زرین‌کمر و ورازان در جنوب آمل، در استان مازندران رخنمون دارد. بر اساس برداشت‌های صحرایی و مطالعه‌های سنگ‌نگاری، این سنگ‌های آذرین با ماهیت بازیک و آلکالن به‌شکل دایک، سیل و توده‌های کوچک میکروگابرویی و لامپروفیری داخل سازند تخریبی دورود و به‌شکل روانه‌های بازالتی همراه با آذرآواری‌های وابسته داخل بخش بالایی سازند روته رخنمون دارند. توده‌های کم‌عمق میکروگابرویی و لامپروفیری درون سازند دورود، درحقیقت ماگمای باقیمانده و منجمدشده در مجاری تغذیه‌کنندهٔ فعالیت آتشفشانی بازالتی در بخش بالایی سازند کربناتهٔ روته هستند. سازند دورود در محیط رودخانه‌ای– دلتایی در پرمین زیرین و سازندهای روته و نسن در پلت‌فرم کربناته (لاگون، پشته‌های سدی و دریای باز) در پرمین میانی و بالایی تشکیل شده‌اند. نبود رخساره‌های ریفی گسترده و رسوبات توربیداتی نشان‌دهندهٔ ته‌نشست توالی عمدتاً کربناتهٔ روته و نسن در پلت‌فرم کربناته‌ای از نوع رمپ در پرمین میانی– بالایی است. در این زمان، البرز مرکزی به‌شکل حاشیهٔ غیرفعال در جنوب پالئوتتیس جای داشته است و فعالیت ماگمایی بازیک آلکالن آن با زمین‌ساخت کششی اواخر پالئوزوئیک در حاشیهٔ شمالی گندوانا و هم‌زمان با مراحل آغازین گسترش نئوتتیس در زاگرس قابل‌تفسیر است.

واژه‌های کلیدی: چینه‌نگاری، سنگ‌های آتشفشانی، البرز مرکزی، [illegible]

سنگ‌های آتشفشانی پرمین (آقانباتی):

در زون سنندج – سیرجان، به ویژه در نواحی گلپایگان، الیگودرز و حاجی‌آباد، بخش بزرگی از سنگ‌های پرمین از نوع بازالت و یا دیابازهای قلیایی با ضخامت و گستردگی زیاد هستند و گاه با رسوبات نوع فلیشی همراه هستند. بر اساس فراوانی سنگ‌های آتشفشانی قلیایی پرمین در زون سنندج – سیرجان حتمالاً فازهای دیررس هرسی‌نین موجب تجدید فعالیت کافت‌های درون قاره‌ای در سنندج – سیرجان شده و خود مقدمه‌ای برای نازک شدگی پوسته و جدایش صفحهٔ ایران از عربستان بوده است.

به غیر از پهنهٔ سنندج – سیرجان، در کوه‌های البرز، به ویژه در درهٔ چالوس و درهٔ جاجرود، در مرز بالای سازند روته و یا به صورت میان‌لایه در سازند نسن، گدازه‌های بازی (بازالتی) وجود دارند که اغلب در اثر دگرسانی به افق‌های آهن‌دار و یا عدسی‌های بوکسیت ولاتریت تبدیل شده‌اند.

در آذربایجان و در ایران مرکزی سنگ‌های آتشفشانی پرمین گزارش نشده‌اند ولی وجود افق‌های بوکسیت ولاتریت در نقاط مختلف نواحی مذکور، ممکن است حاصل هوازدگی سنگ‌های آتشفشانی پرمین باشد. هرچند هوازدگی سنگ‌های کربناتی نیز نقش داشته‌اند.

در استان چهارمحال و بختیاری، در نزدیکی دوپُلان، بین سنگ‌های پرمین و تریاس زاگرس، ردیف به نسبت ضخیمی از بازالت و ریولیت با موقعیت چینه‌شناسی بسیار روشن دیده می‌شود (امامی، ۱۳۷۹).

از جنوب باختری مشهد تا شمال خاوری فریمان، تکاپوهای آتشفشانی پرمین از نوع گدازه‌های بازالتی و یا دیابازی است که به رنگ تیره و ساخت بالشی شاخص است. گدازه‌های بازی یاد شده بخشی از منشورهای برافزایشی هستند که تشکیل آنها در زمین‌درز تتیس کهن حتمی است.

مطالعات جدیدی توسط محسن مباشری در قالب رساله دکترا و چند مقاله در ارتباط با سنگ‌های آتشفشانی دونین - پرمین شمال شرق ایران صورت گرفته است. علاقمندان برای دستیابی به اطلاعات بیشتر به رساله و مقالات نامبرده و همکارن وی رجوع کنند. گزیده کوتاهی از آنها در زیر نشان داده شده است.

Journal of Economic Geology
Vol. 11, No. 2 (2019)
ISSN 2008-7306

زمین‌شناسی اقتصادی
جلد ۱۱، شماره ۲ (سال ۱۳۹۸)
صفحات ۲۳۷ تا ۲۵۵

بافت‌های اسکلتی، میکرواسپینیفکس و هاریسیت در سیل‌ها و گدازه‌های کماته‌ایتی پالئوزوئیک بالایی مشهد- ویرانی، شمال‌خاوری ایران

محسن مباشری[1*]، حبیب‌الله قاسمی[1]، بهنام رحیمی[2] و مجتبی رستمی حصوری[1]

۱) گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران
۲) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۶/۰۵/۰۵، پذیرش: ۱۳۹۷/۰۱/۱۹

چکیده

بافت‌های اسکلتی، میکرواسپینیفکس و هاریسیت به‌عنوان نخستین شواهد بارز از وجود گدازه‌ها و سیل‌های کم‌عمق کماته‌ایتی در همتافت مشهد- ویرانی گزارش شده‌اند. این همتافت که تاکنون به‌عنوان توالی افیولیتی منظور شده است، از نظر سنگ‌شناسی شامل سیل‌های ورلیتی- گابرویی و پیروکسنیتی، سیل‌ها و دایک‌های آمفیبول گابرویی و روانه‌های تفریق‌یافته کماتهایت بازالتی با بافت‌های میکرواسپینیفکس است که در تناوب با لایه‌های رسوبی دگرگون‌شده پالئوزوئیک بالایی قرار دارند. برای نخستین‌بار، بافت‌های ناتعادلی اسپینیفکس و هاریسیت در این سیل‌های کم‌عمق ورلیتی-گابرویی و سنگ‌های خروجی یافت و گزارش شده‌اند. نرخ سردشدگی و گرادیان حرارتی در سنگ‌های خروجی و آبرسیرشدگی، گاززدایی و اختلاط ماگمایی در سنگ‌های نفوذی کم‌عمق از مهم‌ترین عوامل ایجاد بافت‌های ناتعادلی بوده‌اند. بررسی‌های دما - فشارسنجی بر روی آمفیبول گابروهای این همتافت بیانگر فشار میانگین ۲/۴ کیلوبار و دمای میانگین ۱۲۲۲ درجه سانتی‌گراد برای تبلور آنهاست که با شواهد صحرایی، سنگ‌نگاری و شرایط تبلور این‌گونه از ماگماها کاملاً سازگار است.

واژه‌های کلیدی: *اسکلتی، اسپینیفکس، هاریسیت، کماته‌ایت، مشهد- ویرانی، پالئوزوئیک بالایی*

۲- مباشری، م.؛ قاسمی، ح.؛ رحیمی، ب.؛ گورابجیری پور، آ. (پذیرش شده) " **شیمی‌کانی و دماسنجی گدازه‌های فرامافیک با منیزیم بالا (کماته‌ایت) شـمال‌خاوری ایران: شـواهدی از تعامل تنوره گوشـته‌ای-کمان در پهنه فرورانش پالئوزوئیک بالایی مشهد- فریمان**"، مجله پترولوژی دانشگاه اصفهان.

دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین

رساله دکتری

پترولوژی، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های مافیک - فرامافیک شمال- باختر تا جنوب‌باختر مشهد

نگارنده: محسن مباشری

استاد راهنما

دکتر حبیب الله قاسمی

استاد مشاور

دکتر بهنام رحیمی

مؤمن‌زاده (۱۳۶۰)، به یک فاز فلززایی به سن پرمین باور دارد که مواد معدنی قابل توجه آن در البرز از نوع سرب، روی، باریت و نقره است. کانسار سرب و نقرهٔ دونا – الیکا در البرز مرکزی و انجیرهٔ یزد و به احتمال، سیاه کوه عقدا در ایران مرکزی، نمونه‌هایی از کانسارهای همزاد آتشفشانی پرمین هستند.

ماگماتیسم گرانیتوئیدی کربونیفر - پرمین در البرز، سنندج سیرجان و آذربایجان

بر اساس تعیین سن های رادیومتری صورت گرفته به روش اورانیم – سرب چند توده نفوذی که تعلق داشتن آنها به بازه زمانی پرمین تقریباً قطعی شده است عبارتند از:

توده گرانیتوئیدی تویه دروار،
جنوب غرب دامغان در پهنه ساختاری البرز
سن ۳ ± ۳۲۵ میلیون سال

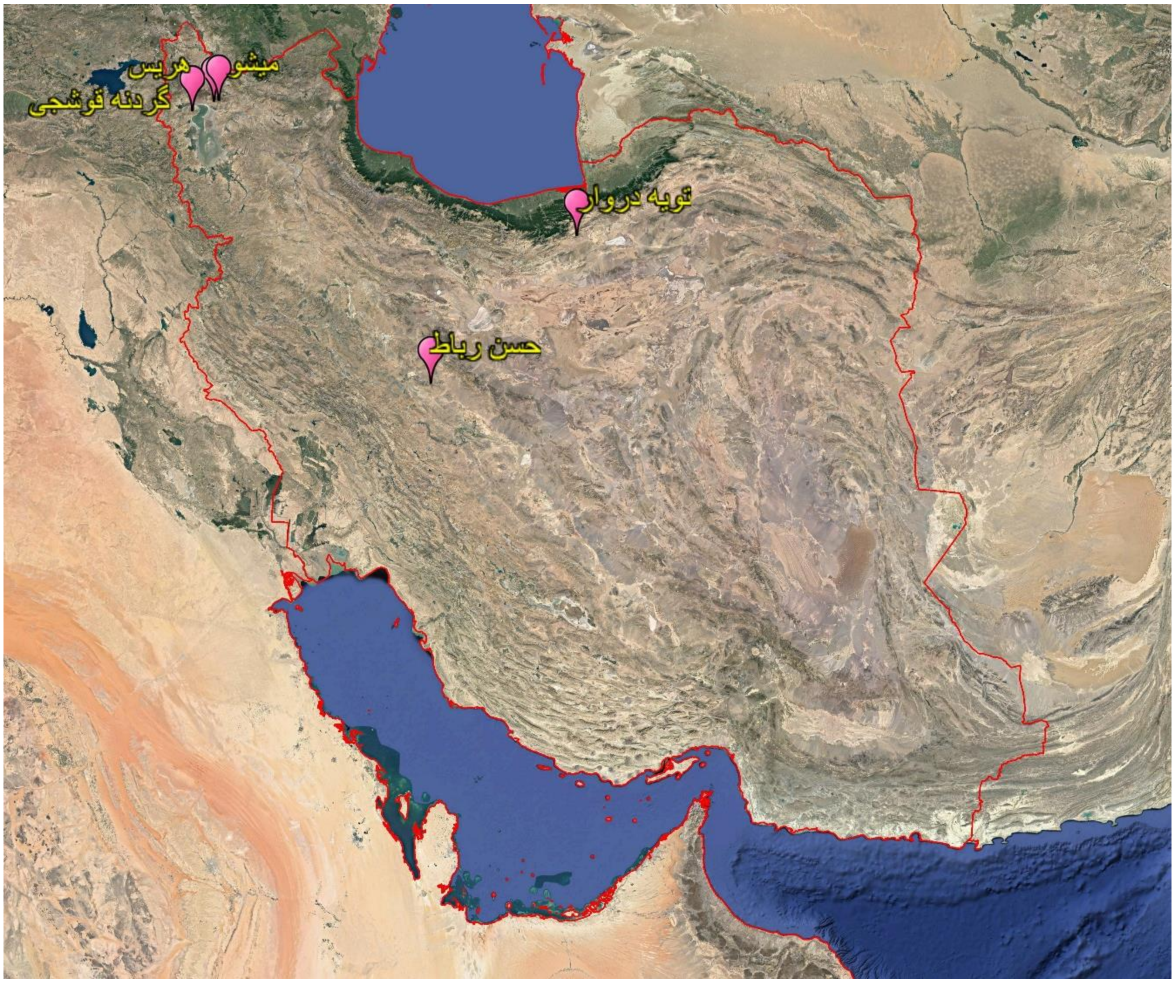
توده گرانیتوئیدی حسن رباط، جنوب شرق گلپایگان
در پهنه ساختاری سنندج – سیرجان
سن ۳/۶ ± ۲۸۸/۳ میلیون سال

توده‌های گرانیتوئیدی گردنه قوشچی، جنوب شرق سلماس
در پهنه ساختاری سنندج – سیرجان (یا ارومیه دختر)
حدود ۳۲۰ میلیون سال

توده گرانیتوئیدی هریس، شمال‌غرب شبستر،
در پهنه ساختاری سنندج – سیرجان (یا ارومیه دختر)
سن ۳۴ ± ۳۰۶ میلیون سال

توده‌های گرانیتوئیدی میشو، جنوب شرق مرند،
در پهنه ساختاری سنندج – سیرجان (یا ارومیه دختر)

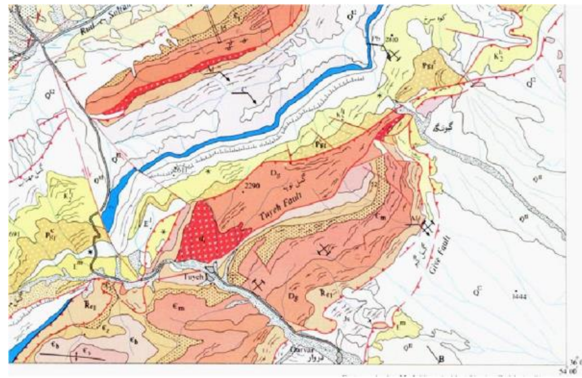
سن نسبی یا چینه شناسی پرمین



پراکندگی توده های گرانیتوئیدی به سن کربونیفر – پرمین بر روی تصویر ماهواره ای ایران

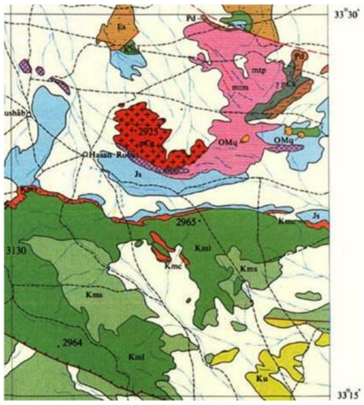
***** این توده‌های گرانیتوئیدی به انواع تیپ های گرانیتوئیدی I ،S، و A تعلق دارند و ترکیب سنگ شناسی آنها طیف ترکیبی گابرو، مونزوگابرو، دیوریت، سیینیت، مونزونیت، کوارتزمونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت را شامل می‌شود ولی فراوانی هر یک از این اعضاء در مناطق مختلف، متغیّر است. در نقاط مختلف دارای کانی شناسی متفاوتی هستند ولی غالباً دارای پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز، هورنبلند سبز و بیوتیت می‌باشند. زیرکن، اسفن، کانی‌های اوپک (ایلمنیت و تیتانومگنتیت)از کانی‌های فرعی سازنده این سنگ‌ها به حساب می‌آیند. دارای ماهیت کالکوآلکالن و در مواردی آلکالن می‌باشند. جایگاه تکتونیکی آنها غالباً درون ورقه قاره‌ای است و برخی از آنها نظیر توده گرانیتوئیدی حسن رباط، قوشچی و احتمالاً میشو شواهدی از فعالیت‌های ماگمایی مرتبط با بازشدگی نئوتتیس محسوب می‌شوند. *****

گرانیتوئیدهای پرمین – کربونیفر



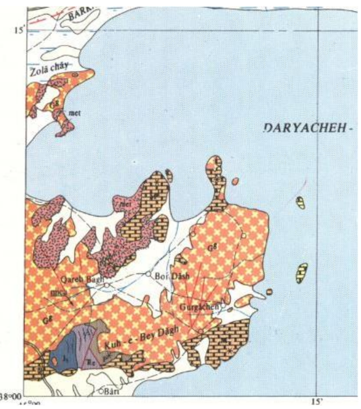
بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ : ۱ کیاسر

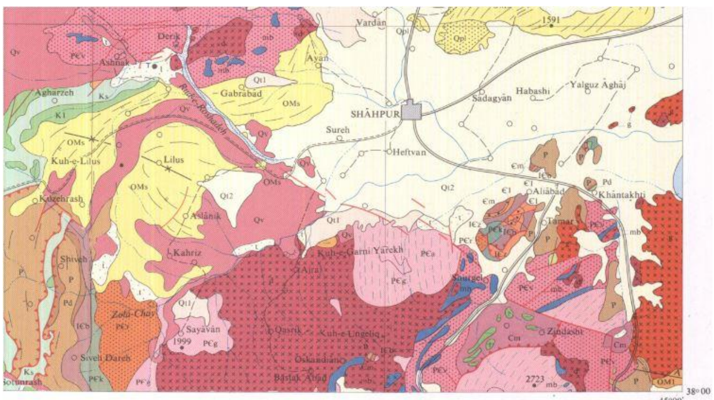
توده گرانیتوئیدی تویه دروار (پرمین – کربونیفر پسین)



بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰ : ۱ گلپایگان

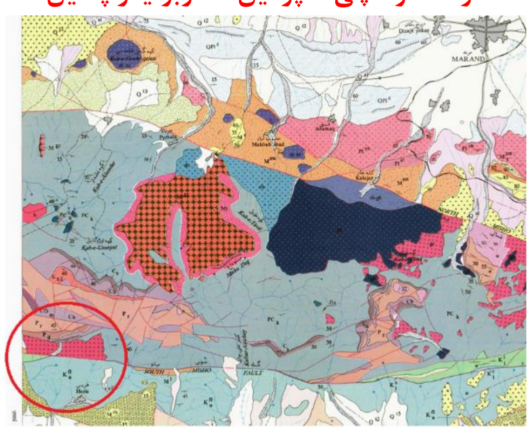
توده گرانیتوئیدی حسن رباط (پرمین – کربونیفر پسین)





بخشی از نقشه های زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰ : ۱ تبریز (سمت راست) و خوی (سمت چپ)

گردنه قوشچی – پرمین – کربونیفر پسین



بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ : ۱ مرند

توده گرانیتوئیدی هریس، جنوب شرق مرند یا شمال غرب شبستر

(سن کربونیفر پسین – پرمین، ۳۴ ± ۳۰۶ میلیون سال)

توده گرانیتوئیدی میشیو نیز در این تصویر دیده می‌شوند.

مقالات مرتبط با این توده های گرانیتوئیدی در ادامه معرفی شده‌اند.

توده گرانیتوئیدی تویه دروار
جنوب غرب دامغان در پهنه ساختاری البرز

Lithos 318–319 (2018) 494–508

Contents lists available at ScienceDirect

Lithos

journal homepage: www.elsevier.com/locate/lithos

Petrogenesis and tectonic setting of the Tuyeh-Darvar Granitoid (Northern Iran): Constraints from zircon U-Pb geochronology and Sr-Nd isotope geochemistry

Azin Naderi [a,*], Habibollah Ghasemi [a], José F. Santos [b], Fernando Rocha [b], William L. Griffin [c], Hadi Shafaii Moghadam [d], Lambrini Papadopoulou [e]

[a] Department of Petrology, Geochemistry and Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, 36199-95161 Shahrood, Iran
[b] Geobiotec, Departamento de Geociências, , Universidade de Aveiro, Portugal
[c] ARC center of Excellence for Core to Crust Fluid Systems, GEMOC ARC National Key Centre, Earth and Planetary Sciences, Faculty of Science and Engineering, Macquarie University, NSW 2109, Australia
[d] School of Earth Sciences, Damghan University, 36716-41167 Damghan, Iran
[e] Department of Mineralogy-Petrology-Economic Geology, School of Geology, AUTh, GR 54124 Thessaloniki, Greece

ABSTRACT

Tuyeh-Darvar granitoid, which outcrop *ca* 45 km Sw of Damghan city, in the Eastern Alborz zone, comprise mainly the pluton emplaced into the Barut Formation of Lower Cambrian ages. Zircon U-Pb ages show Carboniferous ages (325 ± 3 Ma) for the formation of this granitoid. The granitoid is mostly metaluminous, ferroan and alkalic monzonite to monzodiorite. "These rocks have high values of FeOT/MgO and Ga/Al, high concentrations of K2O+Na2O, low abundances of MgO and transitional elements. Plots normalized to chondrite and primitive mantle compositions show strong enrichments of LREE relative to HREE and of LILE relative to HFSE, accompannied by negative anomalies of Nb and Sr."They contain Fe-rich hydrous mafic minerals and magnetite. These features are typical of A-type granites. Sr-Nd isotopic geochemistry, with initial εNd values from −1.1 to −1.5 and initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios between 0.70562 and 0.70678, are consistent with magmatic differentiation from mafic melts produced from an enriched mantle source. However, other models such as melting of mafic crust or mixing of components from depleted mantle and continental crust cannot be discarded. On the basis of the U-Pb zircon age (325 ± 3 Ma) and the known magmatic tectonic regime in Iran during the Paleozoic, it is suggested that the pluton, formed in a rift environment related to extensional structures of the Alborz block in Early Carboniferous time.

مقاله نشریه گرانیتوئید نوع A تویه دروار، جنوب باختر دامغان: نشانه ای از ماگماتیسم حوضه ی کششی پالئوتتیس در پالئوزوئیک زیرین البرز

نویسندگان: *حبیب ا.. قاسمی* ، *علیرضا خانعلی زاده* ،

نشریه بلور شناسی و کانی شناسی ایران » بهار ۱۳۹۱ شماره۱

کلیدواژه: دامغان ، البرز ، پالئوزوئیک ، گرانیتوئید ، پالئوتتیس ، نوع A

مشخصات نویسندگان مقاله پترولوژی، ژئوشیمی و جایگاه تکتونیکی تودهٔ کوارتز مونزونیتی تویه - دروار، جنوب غرب دامغان

علیرضا خانعلی زاده - دانشجوی کارشناسی ارشد پترولوژی دانشگاه صنعتی شاهرود

حبیب الله قاسمی - استادیار دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

چکیده مقاله:

توده نفوذی تویه ــ دروار با طیف ترکیبی کوارتز مونزودیوریت , کوارتز مونزونیت و مونزونیت در زون البرز شرقی در 45 کیلومتری جنوب غرب دامغان واقع شده است . یافته های این تحقیق بیانگر آن است که سنگ میزبان توده را دولومیتها و آهکهای سازندهای سلطانیه , باروت و ماسه سنگهای سازندهای زاگون و لالون تشکیل می دهند و بنابراین سن آن احتمالاً کامبرین زیرین و به یقین پالئوزوئیک زیرین است . روندهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی , کمیاب و کمیاب خاکی نمونه های مورد مطالعه حاکی از پیوستگی طیف ترکیب سنگی توده و تشکیل آنها از تفریق یک ماگمای بازیک تر می باشد . تمامی نمونه ها دارای غنی شدگی از عناصر کمیاب خاکی و ناسازگار هستند . پراکندگیهای نمونه ها در برخی از دیاگرامها نیز ناشی از اعمال فرایندهایی همچون آلایش پوسته ای ماگمای مادر و فرایندهای بعدی نظیر دگرسانی , بالازدگی و هوازدگی است . دیاگرامهای مختلف تمایز محیط تکتونیکی نیز موید وابستگی این توده به محیط درون ورقه ای WPG نوع A است . این محیط با محیط کششی پالئوزوئیک زیرین ایران کاملاً سازگار است

کلیدواژه‌ها:

پترولوژی، ژئوشیمی، کوارتز مونزونیتی، تویه - دروار ، دامغان

:عنوان نشریه

بلورشناسی و کانی شناسی ایران :بهار ۱۳۹۱ ,دوره 20 ,شماره 1 ;از صفحه3تا صفحه24.

:عنوان مقاله

گرانیتوئید نوع A تویه دروار، جنوب باختر دامغان: نشانه ای از ماگماتیسم حوضه کششی پالئوتتیس در پالئوزوئیک زیرین البرز

:نویسندگان

قاسمی حبیب اله ,*خانعلی زاده علیرضا

:چکیده

توده گرانیتوئیدی تویه دروار، واقع در جنوب باختر دامغان، در دامنه جنوبی زون البرز خاوری قرار دارد. این توده، علی رغم ظاهر یکنواخت در صحرا، دارای طیف ترکیبی دیوریت، مونزودیوریت، مونزونیت، کوارتزمونزونیت و گرانودیوریت با برتری بخش مونزونیتی-کوارتزمونزونیتی است. برخلاف گزارش های قبلی مبنی بر نفوذ این توده در سازند جیرود و سن دونین بالایی برای آن، یافته های این پژوهش نشان می دهند که توده نامبرده در داخل سازندهای بایندر، سلطانیه، باروت، زاگون و لالون وابسته به پرکامبرین پسین-کامبرین، نفوذ کرده است. نبود دگرگونی همبری چشمگیر، حاکی از کمبود شاره ها و طبیعت نسبتا خشک ماگما، حجم کم توده و صعود دیاپیری آن در حالت نسبتا جامد و سرد، در اعماق خیلی کم پوسته است. وجود رگه های معدنی از اکسیدها و هیدرواکسیدهای آهن و منگنز، فلوریت، باریت، سرب و روی در سنگ های میزبان، غالب بودن بافت های دانه ای ریزبلور واکنشی هیپرسالووس تا ساب سالووس (پرتیتی، میرمکیتی، گرافیک و گرانوفیری)، طبیعت ماگمای قلیایی، غنی شدگی از عناصر نادر خاکی سبک و ناسازگار (LILE)، مقادیر نسبتا بالای عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) در مقایسه با دیگر گرانیتوئیدها، داشتن CaO و MgO پائین، مقدار بالای نسبت FeO_T/MgO (غالب بودن کانی شناسی مافیک غنی از آهن)، بالا بودن نسبت Ga/Al و قرارگیری در موقعیت گرانیتوئیدهای نوع A در نمودارهای تمایز محیط زمین ساختی، حاکی از آن است که این توده از نوع گرانیتوئیدهای ناکوهزایی زیرگروه A_1 (وابسته به ماگماتیسم کافتی درون ورقه‌ای) است. شواهد مختلف حاکی از وابستگی نزدیک توده گرانیتوئیدی تویه دروار به ماگماتیسم محیط کافتی پالئوزوئیک زیرین (اردوویسین-سیلورین) در سرزمین یکپارچه گندوانایی ایران در آن زمان، در ارتباط با آغاز تشکیل حوضه اقیانوسی پالئوتتیس است که در مناطق مختلفی از ایران، به خصوص البرز و ایران مرکزی و نیز در کشورهای مجاور گزارش شده است.

توده گرانیتوئیدی حسن رباط، جنوب شرق گلپایگان
در پهنه ساختاری سنندج – سیرجان

Lithos 151 (2012) 122–134

Contents lists available at SciVerse ScienceDirect

Lithos

journal homepage: www.elsevier.com/locate/lithos

Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A-type Hasanrobat granite, Sanandaj–Sirjan belt: A new record of the Gondwana break-up in Iran

Saeed Alirezaei [a,*], Jamshid Hassanzadeh [b]

[a] *Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran*
[b] *Tectonics Observatory, California Institute of Technology, Pasadena, CA 91125, USA*

A B S T R A C T

The Sanandaj–Sirjan metamorphic–plutonic Belt (SSB) in west central Iran is a polyphase metamorphic terrain composed of dominantly greenschist-grade metasedimentary and metavolcanic rocks, and felsic to mafic plutons, of Neoproterozoic–Phanerozoic ages. The Hasanrobat granite in central SSB occurs as a single pluton, ~20 km^2 surface area, with relatively consistent mineralogy and chemistry. Quartz, alkali feldspars (microcline and perthite), sodic plagioclases and biotite are the main constituents, commonly associated with minor amphibole. Accessory phases include zircon, allanite, apatite, and magnetite.

The country rocks are Upper Carboniferous–Lower Permian sandstones and dolomitic limestones. Scattered patches of skarn-type assemblages dominated by tremolite and talc occur in the dolomitic limestones, and sandstones are recrystallized to a coarse-grained quartzite at contact with the granite. The granite is metaluminous to slightly peraluminous, and is distinguished by high FeO_t/MgO ratios, typical of ferroan (A-type) granites. The A-type affinity is also reflected by high Na_2O+K_2O, high Ga/Al ratios, high contents of large ion lithophile elements (LILE), high field strength elements (HFSE) and rare earth elements (REE), as well as low contents of Sr, and distinct negative Eu anomalies. The biotites are aluminous, Fe-rich, and plot near the siderophyllite corner in the quadrilateral biotite diagram. They are further distinguished by high fluorine contents (0.61 to 1.33 wt.%). Amphibole is ferrohastingsite in composition. Ion microprobe analyses of zircon grains separated from a representative granite sample yielded concordant U–Pb ages with weighted mean $^{206}Pb/^{238}U$ age of 288.3 ± 3.6 Ma.

The granite and the country rocks are cut by a set of mafic dykes with asthenosphere-like geochemical signatures. Such association suggests anorogenic intraplate magmatism in Lower Permian in the region. This provides further evidence for, and significantly constrains timing of, a major extension in Upper Paleozoic in Iran, previously inferred from the rock record. The extension led to the Gondwana break-up and the opening of Neotethys Ocean between Sanandaj–Sirjan and Zagros in Permian.

Journal of Asian Earth Sciences 37 (2010) 207–218

Contents lists available at ScienceDirect

Journal of Asian Earth Sciences

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jseaes

A-type granite of the Hasan Robat area (NW of Isfahan, Iran) and its tectonic significance

M. Mansouri Esfahani [a,*], M. Khalili [b], N. Kochhar [c], L.N. Gupta [c]

[a] Department of Mining Engineering, Isfahan University of Technology, Isfahan, Iran
[b] Department of Geology, The University of Isfahan, Isfahan, Iran
[c] CAS in Geology, Punjab University, Chandigarh 160 014, India

ARTICLE INFO

Article history:
Received 27 November 2007
Received in revised form 18 May 2009
Accepted 21 May 2009

Keywords:
A-type granite
Rift tectonic
Hasan Robat Granite
Sanandaj–Sirjan Zone
Iran

ABSTRACT

The Late Precambrian Hasan Robat Granite occurs in the northwestern part of the Sanandaj–Sirjan Zone NW of Iran. The granitoid rocks are composed of biotite-bearing syenogranite, alkali-feldspar granite and minor amount of monzogranite. The main minerals are quartz, microcline, plagioclase (albite–oligoclase), green biotite, and amphibole (ferrohornblende) with subsolvus to subordinate hypersolvus affinities.

Chemically, the rock suite is characterized by high SiO_2, Fe/Mg, total alkali (K_2O, Na_2O), Zr, Nb, Y, Hf, Ta, Ga/Al, and REE (except for Eu), and low contents of MgO, CaO, P_2O_5, and Sr. They display A-type characteristics, being ferroan, alkali–calcic to calc–alkalic and metaluminous to peraluminous with minor of peralkaline nature. Crystallization of such magmas has produced the iron-enrichment and alkali composition of the Hasan Robat Granite which likely occurred in an extensional environment. Low abundances of Ba, Sr, P, Ti, Eu, the positive correlation between Ba and Eu anomalies, and the negative correlation between Rb and K/Rb reveal fractional crystallization of alkali feldspar produced at the final compositions of these granites. The low ratios of Y/Nb (<1.2) as well as the ferroan composition of these rocks suggest that they are fractionation from mantle derived magma related to Within Plate Granite (WPG) field.

حمیدی، ۱۳۹۲

تعیین سازوکار جایگزینی توده گرانیتوئیدی حسن رباط با استفاده از روش ناهمگنی قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) (0) (0)

پایان‌نامه . دولتی - وزارت علوم، تحقیقات، و فناوری - دانشگاه صنعتی شاهرود - دانشکده علوم زمین ، 1392 . کارشناسی ارشد

دریافت فایل

موضوع: علوم و علوم کاربردی > زمین شناسی

استاد راهنما: محمود صادقیان | استاد مشاور: حبیب علیمحمدیان | پدیدآور: محسن حمیدی

توده گرانیتوئیدی حسن‌رباط در 38 کیلومتری غرب میمه (از توابع شهرستان شاهین‌شهر استان اصفهان) رخنمون دارد. این توده در درون سنگ‌های دگرگونی زون سنندج- سیرجان (شامل مرمرهای آهکی و دولومیتی کربنیفر - پرمین) نفوذ کرده است. این توده دارای ترکیب سنگ‌شناسی گرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیت می‌باشد. ارتوز و کوارتز فراوان‌ترین کانیهای روشن موجود در این سنگ‌ها هستند. بیوتیت و هورنبلند سبز کانی‌های سیلیکاته مافیک بارز این توده گرانیتوئیدی می‌باشند. بیوتیت در سراسر این توده گرانیتوئیدی حضور دارد، ولی هورنبلند از فراوانی و حضور کمتری برخوردار است. آلانیت، اسفن و مگنتیت بارزترین کانیهای فرعی این سنگ‌ها هستند. آلانیت از همراهی خاصی با بیوتیت برخوردار است. این توده نفوذی بر اساس اندازه دانه‌ها، به دو بخش دانه‌درشت و دانه‌ریز تقسیم شده است. توده گرانیتوئیدی حسن‌رباط توسط تعدادی قابل‌توجهی دایک دیابازی قطع شده است. در سمت شرق توده، این دایک‌ها از فراوانی بیشتری برخوردار هستند. در جنوب توده نفوذی مورد نظر، این دایک‌ها، مرمرهای آهکی و دولومیتی میزبان را نیز قطع کرده‌اند. به منظور مطالعه فابریک‌های مغناطیسی از توده گرانیتوئیدی حسن رباط در 64 ایستگاه، نمونه‌های جهت‌دار به صورت مغزه (257 مغزه) گرفته شد. بر اساس اندازه گیری‌های انجام شده متوسط پذیرفتاری مغناطیسی این توده 3542 µSI می‌باشد. با توجه به مقادیر Km به دست آمده، تغییرات مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی، بهترین انطباق را با پراکنش مگنتیت نشان می‌دهد. این توده گرانیتوئیدی در زمره گرانیت‌های فرومغناطیس قرار می‌گیرد. مقادیر ناهمگنی مغناطیسی (پارامتر P) برحسب درصد از 005/1 تا 2/17 تغییر می‌کند. مقادیر پارامتر شکل از 776/0- تا 868/0 تغییر می‌کند. بیضوی‌های مغناطیس از هر دو نوع کلوچه‌ای‌شکل و دوکی‌شکل می‌باشند، ولی سهم بیضوی‌های دوکی‌شکل بیشتر است. خطواره‌های مغناطیسی غالباً به سمت غرب آرایش نشان می‌دهند و بهترین خطواره مغناطیسی یا خطواره مغناطیسی میانگین، دارای راستای 250 و 20 درجه میل در همین راستا می‌باشد. برگواره‌های مغناطیسی غالباً به سمت شرق شیب دارند و در ضمن از شیب کمی برخوردار هستند. با توجه به وضعیت سنگ‌شناسی (دانه‌ریز و دانه‌درشت بودن) و همچنین قطع‌شدگی گرانیتهای دانه‌درشت توسط گرانیتهای دانه‌ریز، این توده به دو قلمروA و B تقسیم شده‌است ولی رفتار خطواره‌ها و برگواره‌های مغناطیسی در هر دو قلمرو تقریباً یکسان است. با توجه به اینکه گرانیت‌های دانه‌ریز گرانیت‌های دانه‌درشت را قطع کرده‌اند، به نظر می‌رسد آنها در خلال دو مرحله، ولی تحت شرایط ساختاری تقریباً یکسان جایگزین شده‌اند. با توجه به روند آرایش یافتگی خطواره‌های مغناطیسی، مقادیر میل آنها و درنظر گرفتن ملاحظات سنگ-شناسی، می‌توان گفت ماگمای سازنده توده گرانیتوئیدی حسن‌رباط، از بخش جنوب شرقی به سمت بالا صعود کرده و در راستای غرب – جنوب‌غرب گسترش یافته است.

نمایه ها:

فرومغناطیس | مغناطیس | ناهمسانگردی مغناطیسی | مغناطیس‌پذیری | سنگ دگرگونی | کانی | کانی سیلیکاتی | دایک | گرانیت |

توده‌های گرانیتوئیدی گردنه قوشچی، جنوب شرق سلماس
در پهنه ساختاری سنندج – سیرجان یا ارومیه دختر

Lithos 212–215 (2015) 266–279

Contents lists available at ScienceDirect

Lithos

journal homepage: www.elsevier.com/locate/lithos

Petrogenesis and tectonic implications of Late Carboniferous A-type granites and gabbronorites in NW Iran: Geochronological and geochemical constraints

Hadi Shafaii Moghadam [a,b,*], Xian-Hua Li [a], Xiao-Xiao Ling [a], Robert J. Stern [c], Jose F. Santos [d], Guido Meinhold [e], Ghasem Ghorbani [b], Shirin Shahabi [b]

[a] State Key Laboratory of Lithospheric Evolution,, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China
[b] School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan 36716-41167, Iran
[c] Geosciences Dept., University of TX at Dallas, Richardson, TX 75083-0688, USA
[d] Geobiotec, Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, 3810-193 Aveiro, Portugal
[e] Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen, Goldschmidtstraße 3, D-37077 Göttingen, Germany

ABSTRACT

Carboniferous igneous rocks constitute volumetrically minor components of Iranian crust but preserve important information about the magmatic and tectonic history of SW Asia. Ghushchi granites and gabbronorites in NW Iran comprise a bimodal magmatic suite that intruded Ediacaran–Cambrian gneiss and are good representatives of carboniferous igneous activity. Precise SIMS U–Pb zircon ages indicate that the gabbronorites and granites were emplaced synchronously at ~320 Ma. Ghushchi granites show A-type magmatic affinities, with typical enrichments in alkalis, Ga, Zr, Nb and Y, depletion in Sr and P and fractionated REE patterns showing strong negative Eu anomalies. The gabbronorites are enriched in LREEs, Nb, Ta and other incompatible trace elements, and are similar in geochemistry to OIB-type rocks. Granites and gabbronorites have similar $\varepsilon_{Nd}(t)$ (+1.3 to +3.4 and −0.1 to +4.4, respectively) and zircon $\varepsilon_{Hf}(t)$ (+1.7 to +6.2 and +0.94 to +6.5, respectively). The similar variation in bulk rock $\varepsilon_{Nd}(t)$ and zircon $\varepsilon_{Hf}(t)$ values and radiometric ages for the granites and gabbronorites indicate a genetic relationship between mafic and felsic magmas, either a crystal fractionation or silicate liquid immiscibility process; further work is needed to resolve petrogenetic details. The compositional characteristics of the bimodal Ghushchi complex are most consistent with magmatic activity in an extensional tectonic environment. This extension may have occurred during rifting of Cadomian fragments away from northern Gondwana during early phases of Neotethys opening.

توده گرانیتوئیدی هریس، شمال‌غرب شبستر
در پهنه ساختاری سنندج – سیرجان (یا ارومیه دختر)

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال هجدهم، شمارهٔ ۴، زمستان ۸۹، از صفحهٔ ۶۳۳ تا ۶۴۶

انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران

پتروژنز و سن‌سنجی رادیومتری U-Pb زیرکن در گرانیت هریس (شمال غرب شبستر)، استان آذربایجان شرقی

مهران ادوای*[1]، جلیل قلمقاش[2]

۱- دانشگاه آزاد اسلامی، واحد اهر

۲- سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

(دریافت مقاله: ۸۸/۹/۲۸ ، نسخه نهایی: ۸۹/۳/۲۹)

چکیده: توده نفوذی هریس سازند کهر را قطع کرده و خود با رسوب‌های قاعده‌ی پرمین به‌صورت دگرشیبی آذرین پی پوشیده می‌شود. این توده ترکیب گرانیتی ـ قلیایی گرانیتی داشته و ماهیت متاآلومینیوس تا پرآلومینیوس ضعیف نشان می‌دهد. بی‌هنجاری منفی شدید Eu در نمودار REE نشانگر حضور پلاژیوکلاز در سنگ خاستگاه و یا جدایش پلاژیوکلاز در طول تکامل ماگمای تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌هاست. بی هنجاری منفی شدید Ba و غنی شدگی‌های Rb و Th نسبت به Ta و Nb نشانگر خاستگاه پوسته‌ای آن‌هاست. این گرانیت‌ها از نوع درون برگه‌ای و از نوع گرانیت‌های غیرکوهزایی (نوع A) ، ارزیابی شده‌اند که از ذوب بخشی یک خاستگاه تونالیتی – گرانودیوریتی و در یک محیط کششی تشکیل شده‌اند. سال‌سنجی رادیومتری به روش U-Pb زیرکن، سن ۳۴±۳۰۶ میلیون سال را برای تبلور این سنگ‌ها به دست داده است. این سن با کشش‌های آغازین کافت‌زایی روی تختگاه پوسته‌ی قاره‌ای عربی ـ ایران سازگار است.

واژه‌های کلیدی: *شبستر، گرانیت، ژئوشیمی، سن‌سنجی رادیومتری، زیرکن، U-Pb، SHRIMP*

توده‌های گرانیتوئیدی میشو، جنوب شرق مرند،
در پهنه ساختاری سنندج – سیرجان (یا ارومیه دختر)

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال نوزدهم، شمارهٔ ۳، پاییز ۹۰، از صفحهٔ ۵۲۹ تا ۵۴۴

انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سنگ‌نگاری و سنگ‌شناسی گرانیتوئیدهای A-type شرق کوه‌های میشو با نگرشی بر اهمیت ژئودینامیکی آن‌ها

محسن مؤید*، **قادر حسین‌زاده**

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

(دریافت مقاله: ۸۹/۶/۱۵ ، نسخه نهایی: ۸۹/۹/۳۰)

چکیده: توده‌های گرانیتوئیدی شرق کوه‌های میشو (جنوب‌شرق مرند- استان آذربایجان‌شرقی) به درون نهشته‌های سازند کهر و سنگ‌های مافیک – اولترامافیک کوه‌های میشو تزریق شده و دارای همبری گسلی با نهشته‌های کربناتی تریاس هستند. این توده‌ها دارای تنوع ترکیبی از کوارتزمونزونیت تا گرانیت و گرانیت قلیایی بوده و با دایک‌های اسیدی گرانیت پورفیری و دیابازی قطع شده‌اند. کانی‌های اصلی این توده‌ها شامل فلدسپار قلیایی پرتیتی، کوارتز و پلاژیوکلاز سدیمی بوده و دارای مقادیر کمتری بیوتیت و آمفیبول-اند. بر این اساس این توده‌ها جزء گرانیت‌های هیپرسولووس بوده و به زیر گروه A_2 گرانیتوئیدهای نوع A تعلق دارند. ماگمای مولد این توده‌ها دارای سرشت آهکی- قلیایی تا شوشونیتی بوده و دارای بیهنجاری مثبت از LILE و LREE و بیهنجاری منفی مشخص از Ba، Eu و HREE هستند. این توده‌ها در یک محیط پس از برخورد و در ارتباط با حرکت‌های کششی پس از فاز کوهزائی هرسی‌نین از ذوب سنگ‌های پوسته‌ای تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: *کوه‌های میشو؛ گرانیتوئید؛ نوع A؛ هیپرسولووس؛ هرسی‌نین؛ پس از برخورد.*

مقدمه

گرانیت‌ها به‌دلیل فراوانی در پوسته قاره‌ای و ارائه اطلاعات با ارزش از اعماق زمین و وابستگی تنگاتنگ‌شان به زمین‌ساختی و ژئودینامیک جالب توجه هستند [۱-۳]. اهمیت کوهزائی هرسی‌نین در شمال‌غرب ایران از ابعاد مختلف مورد بحث و بررسی قرار گرفته است [۴-۶]. توده‌های گرانیتی تا گرانیتی قلیایی کوه‌های میشو که نظیر آن‌ها در کوه‌های مورو در شمال‌غرب کشور نیز رخنمون دارند، از جمله توده‌های گرانیتوئیدی هستند که با چرخه‌ی کوهزائی هرسی‌نین در ارتباط بوده و بررسی سنگ‌شناسی و پتروژنز آن‌ها در جهت تکمیل اطلاعات زمین‌شناسی شمال‌غرب کشور از اهمیت خاصی برخوردار است و به آگاهی ما از شکل‌گیری پوسته‌ای ایران در طی کوهزائی هرسی‌نین کمک می‌کنند. این پژوهش در راستای روشن ساختن سنگ‌شناسی، پتروژنز و جایگاه زمین‌ساختی بخشی از توده‌های یاد شده و در ارتباط با چرخه-ی کوهزائی هرسی‌نین در آذربایجان انجام گرفته است.

توجه شود : در برخی مراجع به این توده های نفوذی سن پرکامبرین نیز نسبت داده شده است.

مختصری در مورد واحدهای سنگی کربونیفر و پرمین در ایران (اقتباس از آقانباتی)

کربونیفر در ایران

به جز آذربایجان و زاگرس در اکثر نواحی ایران نهشته های دونین پسین بعد از یک توقف رسوبی ناچیز تا کربونیفر پیشین ادامه دارد.
در نتیجه مانند سنگهای دونین بالایی, سنگهای کربونیفر پایینی گسترش نسبتا" زیادی در ایران دارند و می توان گفت مرز بالایی دونین وپایینی کربونیفر در تمام ایران کاملا" پیوسته است (Wend et al., 2005).

سنگهای کربونیفر شناخته شده ایران عمدتا" به سن کربونیفر پایینی تا اوایل کربونیفر بالایی «**آشکوب نامورین**» می باشد.

کربونیفر در زاگرس:

در اشتران کوه, زردکوه و دنا نیز در نواحی گهکم-فراقون حدود ۳۰ تا ۴۸۸ رسوبات ماسه سنگی درشت دانه با لایه بندی نازک تا توده‌ای به رنگ سفید وجود دارد که در گذشته به کربونیفر نسبت داده می شود. اما مطالعات پالینولوژی قویدل (۱۳۶۲) نشان داد که ماسه سنگهای مورد نظر سن دونین پسین (سازند زکین) و پرمین پیشین (**سازند فراقون**) دارند. یعنی در کوه های زاگرس سیستم کربونیفر یک دوره خروج از آب و فرسایش به بزرگی ۷۰ میلیون سال را پشت سر گذاشته اند.

کربونیفر در البرز مرکزی:

دو واحد سنگ چینه ای در دونین و کربونیفر البرز مرکزی گشترش دارند که عبارتند از:
سازند جیرود: Assereto.1963

این سازند اولین بار توسط آسرتو معرفی شد و شامل رسوباتی است که بصورت نا پیوسته بین میلا به سن کامبرین و **درود به سن پرمین** قرارداد. «آسرتو وجائتانی ۱۹۶۴) این سازند را به ۴واحد Aتا D تقسیم کردند. اما استپانو ۱۹۷۱ این تعریف را محدود می کند و بیان می‌کند تنها بخش A مربوط به سازند جیرود است و بقیه مربوط به سازند مبارک است که این سازند را می‌پوشاند.
همه نویسندگان اخیر از جمله اشتوکلین ۱۹۹۱, ۲۰۰۲ Went etal,2005 این تعریف جدید را پذیرفته اند.
در تعریف جدید جیرود تشکیل شده از ۴۰۰-۳۰۰ متد شیل, کوارتزیت ماسه سنگ قرمز و کنگلومرای قرمز تیغه ای بزرگ مقیاس و چینه بندی متقاطع و ماسه سنگهای دولومیتی, آهک های ماسه ای و شیل قرمز (Ueno et al 1997)
یک محیط دلتایی رودخانه ای به عنوان محیط رسوبی این سازند معرفی می شود. اما با توجه به ماسه سنگهای دولومیتی حاوی فیسل براکیوپودا در بخش بالایی این سازند می توان گفت بخش بالایی این سازند در یک محیط دریایی تشکیل شده. (Ueno et al 1997)
با توجه به شواهد زیر سن این سازند دونین میانی تا کربونیفر زیرین می باشد.
۱. براکیوپودا بزرگ نیا ۱۹۶۴, ۱۹۶۴ Loronz,1963Aserto, جائتانی ۱۹۶۵، ۲. پالیتومورف ها کیمیایی ۱۹۷۲, قویدل ۱۹۹۵، ۳. گونیا نیت ها دشت بان ۱۹۹۵
۴. بقایای ماهی ها دشت بان ۱۹۹۶، ۵. سازند مبارک Stepanor ۱۹۷۱
این سازند بصورت پیوسته سازند جیرود را می پوشاند.
در مقطع تیپ این سازند روی میلا و زیر نسن قرار دارد اما در نواحی دیگر با جیرود همبر است
این واحد ابتدا در ۱۹۶۳ توسط آسترو و تحت عنوان آهک های مبارک معرفی شد و بیش از ۴۵۰ متر ضخامت دارد که اصولا" شامل آهک های سیاه رنگ فسیل دار به همراه مقداری شیل های سیاه و آهک های مارنی در بخش پایینی و میان لایه های شیلی.
محیط رسوبی این سازند یک محیط سابتایدال به همراه مقدار ناچیزی نوسانات آب دریا می باشد. (Ueno et al, 1997) این سازند حاوی فسیل های فراوانی است که عبارتند از:۱. براکیوپود ها:۱۹۳۴ Rivierre, 1963 Assereto، ۲. کرینوئیدها: ۲۰۰۷ Webster et al، ۳. فرامینیفرها ۱۹۹۷, Ueno et al,1973 Bozorg nia، ۴. بریزوآ و گاستردپودا

بر اساس مطالعات (Stepanov ۱۹۷۱) سن این سازند کربونیفر زیرین تخمین زده شده است. رسوبات **سازند مبارک** توسط رسوبات فرسایشی قاره ای به سن پرمین زیرین به نام **سازند درود** پوشیده شده ویا به وسیله برش ها و یا ماسه سنگ های اوولیتی به سن ژوراسیک پوشیده شده اند «Wend tetal ۱۹۷۷»

این سازند دارای پتانسیل هیدروکربنی است و ردیف های بالایی آن به علت داشتن دولومیت های ضخیم و سنگ آهک سنگ مخزن مناسبی است.

سازند مبارک قابل قیاس با سازند شیشتو است هرچند که رخساره های سنگی این دو با هم تفاوت دارد.

برش شهمیرزاد:

این برش شامل ضخامتی در حدود ۴۵۰ متر از رسوبات کربناته و آواری سازند مبارک و جیرود است. در این سازند جیرود شامل ۱۹۸ متر رسوبات اساسا" آواری است, که به صورت ناپیوسته بر روی سازند کامبرو اردویسین میلا قرار دارد, که خود توسط رسوبات سازند مبارک با ضخامت ۳۵۰ متر پوشیده شده. در این برش سازند مبارک در زیر سازند آهکی الیکا به سن تریاس با ضخامت ۲۰ متر قرار دارد.

دامنه جنوبی البرز:

سازند مبارک در این ناحیه محدود به تورنزین-ویزئن میانی است و به نظر می رسد که خروج ویزئن میانی دامنه جنوبی تا پرمین به طول انجامیده. برخلاف دامنه جنوبی,در دامنه شمالی پس از فرسایش ویزئن میانی دوباره دریا پیشروی کرده است به نهشته های این دریای پیشرونده به طور غیر رسمی سازندهای باقرآباد (در دره چالوس) قزل قلعه, دزد بند (حوالی گرگان) می گویند.

ناحیه آق دربند:

در این محل سنگ آهک های معادل سازند مبارک ضمن داشتن سنگ واره های شاخص مرمری شده اند.شبیه بودن ردیف های آهکی آق دربند و البرز یکی از دلایلی است که افتخار نژاد کپه داغ را ادامه سکوی پالئوزوئیک صفحه ایران دانسته است.

کربونیفر در ایران مرکزی:

در ایران مرکزی سنگهای کربونیفر رخساره های متفاوتی دارند.

در بلوک طبس: بصورت رسوبات آواری در حوضه های با فرونشست زیاد زیر سازند شیشتو۲ وسازند سردر به سن کربونیفر پیشین تا پسین در سکوهای اطراف بلوک طبس مانند: نواحی یزد و اردکان سنگهای کربونیفر رخساره کربناته مشابه سازند آهکی مبارک در البرز دارند.

بلوک «کلمرد»:

سنگهای کربونیفر رخساره کربناته دار ضخامت قابل توجه گچ (تا ۱۲۰ متر) از ویژگی خاص این بلوک است و در هیچ جای ایران مشاهده نشده و به طور غیر رسمی این لایه گچی به نام سازند گچال نام کذاری شده است.

زیر سازند شیشتو ۲:

- واحد شیلی (زیر)، واحد کربناته (سنگ آهک خاکستری(بالا))

برش الگو در ازبک کوه- برش مرجع در حوض دو راه ۲۱۷ متر ضخامت دارد.

زیر سازند شیشتو۲

سن شیشتو۲ براساس سرپایان, بازوپایان و مرجانها, از تورنزین پایانی تا ویزین آغازی است.

مرز زیرین شیشتو: منطبق بر (افق موش) و به ظاهر پیوسته و تدریجی اما گرگیج (۱۳۸۱) این مرز را گسله می داند.

مرز بالای شیشتو با سازند سردر یک سطح فرسایشی موازی که با افق های کنگلومرایی قاعده سازند سردر مشخص می شود (این کنگلو مرا معرف نبود رسوبگذاری و چرخه فرسایش ویزین میانی است که برای آن نام البرزین پیشنهاد شده

سازند آواری سردر:

نهشته های شیلی- ماسه سنگی در برش الگو در کوهپایه های غربی کوههای شتری چون در برش الگو سازند در یک تاقدیس برونزد دارد و مرکز تاقدیس دیده نمی شود ضخامت و لیتولوژی بخش زیرین آن مشخص نیست.

برش کمکی سازند سردر در دامنه جنوبی کوه جمال (دره حوض دوراه)

در بسیاری از نقاط بلوک طبس سازند سردر ضخامت متغیری از نهشته های شیلی-ماسه سنگی سبز رنگ تا خاکستری با تناوبهای ماسه سنگ آهکی, کوارتزیت و سنگ آهکهای ماسه ای قهوه ای این مجموعه به صورت تپه ماهورهای تیره رنگ است.

توالی شیل و ماسه سنگ سردر توسط لایه کوارتزیتی به ضخامت ۷۴ متر پوشیده شده. به لحاظ وجود رخساره رسوبی جزء سازند سردر شناخته شده ولی بعد از مطالعات صحرایی مشخص شد پیوند آن با ردیف های کربناتی سازند جمال (پرمین) بیشتر است. بنابراین به پیشنهاد کمیته ملی چینه شناسی عضو کوارتزیتی از ردیف های کربونیفر حذف و جزء نهشته های آواری پیشرونده پرمین شناخته می شود.

از روی فسیل های یافت شده سردر ها

- زیرسازند سردر۱ (علوی نائینی ۱۳۷۲)، • زیرسازند سردر۲ (علوی نائینی ۱۳۷۲) می‌باشد.

مرز زیرین سازند سردر ۳۰ تا ۵۰ متر کنگلومرای چرتی+ میان لایه‌های ماسه‌سنگی است که به صورت ناپیوستگی هم شیب روی شیشتو ۲ قرار گرفته‌اند.

مرز بالایی به صورت دگرشیبی فرسایشی در زیرلایه کوارتزینی سفید رنگ پرمین (سازند جمال) قرار دارد.

نظرات مختلف درباره سن سازند سردر:

استپانوف (۱۹۶۷) سردر۱ ویزئن پسین تا نامورین و سردر۲ به سن کربونیفر پسین وپرمین می داند.

والیر (۱۹۶۶) سردر۲ را مربوط به پنسیلوانین پیشین می داند. یزدی (۱۹۹۶) با توجه به گونیاتیت های وستفالین مرز بالای سردر را محدود به وستفالین می داند.

سازند گچال:

آقا نباتی (۱۹۷۵) سازند گچال را به چهار عضو تقسیم می کند:

عضو A: ضخامت ۷۵ متر ,لیتولوژی: سنگ آهک لایه ای منطبق که با چند لایه ماسه سنگ کوارتزی و با ناپیوستگی هم‌شیب گاهی روی سنگهای دونین و گاهی روی ردیف های اوردووسین قرار دارد. فسیل‌های آن به ویژه بازوپایان با فسیل های شیشتو۲ و لایه‌های اول سردر مشابه است.

عضوB : ضخامت۷۰ تا ۹۰ متر, لیتولوژی: دولومیت خاکستری ضخیم- فاقد فسیل در زیرسطح فرسایشی ویزئن میانی قرار دارد و سن تورنزین-ویزئن دارد.

عضو C: لایه راهنمای پسروی دریا در کربونیفر (فاز البرزین)- گاهی با رسوب ۱۲۰ تا ۱۵۰ متر گچ و کمی دولومیت- به طور جانبی نازک وگاهی نیز حذف می شود.

عضو D: ضخامت ۲۲ تا ۹۸ متر, لیتولوژی: سنگ آهک‌خاکستری روشن و حاوی کنودنت، مرجان‌های درشت و... به سن ویزئن تا نامورین می باشد.

(هفت لنگ ۱۳۷۹ و گرگیج ۱۳۸۱) سازند گچال محدود به این چهار عضو نیست وردیف های کربناته و آواری روی عضو D که در گذشته پرمین به حساب می آمدند دارای فسیل های کربونیفر است بر این اساس سازند گچال ۵ عضو با رنج سنی ویزئین تا آغاز نامورین دارد.

کربونیفر در سنندج سیرجان:

در سنندج سیرجان بویژه در جنوب غرب آن سنگ های کربونیفر دگرگون هستند . بخشی از دگرگونی پالئوزوئیک به علت تاثیر شدید سیمرین پیشین () در نواحی سیرجان, پاریز و چهار گنبد, سنگهای کربونیفر را به نام «**گروه خواجو**» نام گزاری کرده اند.

این سنگها حدود ۲۰۰۰ متر ضخامت دارد و شامل ۳ واحد جداگانه است:

واحد پایینی: شیست, میکا شیست و گابرو (رخساره شیست سبز)، واحد میانی: فیلیت, کالک شیست و دیاباز دگرگونی، واحد بالایی: مرمر و دولومیت های مرمری

این گروه فاقد فسیل بوده و سن مشخصی ندارد اما واحد بالایی آن با مرمرهای کوه زیران مقایسه و سن آن کربونیفر پسین- پرمین پیشین شناخته می شود, دو واحد دیگر احتمالا" مسن تر هستند.

در ناحیه بردسیر کرمان: مجموعه دگرگونی سوریان به سن کربونیفر پیشین است که شامل, کوارتزیت, میکاشیست و کالک شیست می باشد.

در ناحیه باغین کرمان: **سازند بوج,** شامل مرمر توده ای در زیر, گابرو-دیوریت

در وسط و مرمر لایه ای در بالا است (دیستیریم ۱۹۷۳).

مک کال(۱۹۸۵) سنگهای کربونیفر گزارش شده مجموعه دگرگونی جداکننده مکران شمالی از مکران جنوبی را ادامه جنوب شرق زون سنندج-سیرجان در مکران می داند.

پرمین در ایران مرکزی

وجود برونزدهای نسبتاً گسترده سنگ‌های پرمین در نواحی طبس، شیرگشت، کلمرد، کرمان، بهاباد، بیابانک، انارک، بافق، تربت‌جام، ازبکوه، تربت‌حیدریه، کاشمر، نایبند، بیرجند، بزمان و ۰۰۰ گویای پیشروی گستــردهٔ دریای پرمین در ایران مرکزی است که در همه جا به ردیف‌های رسوبی این دریای پیشرونــدهٔ « **سازند جمال**» نام داده شده است. اگرچه سازند جمال یادآور ردیف‌های « کربناتی» زمان پرمین است، ولی در همه جای ایران مرکزی، لایه‌های آغازین این سازند با ردیف‌های آواری آغاز می‌شود. شباهت رخسارهٔ این آواری‌ها با نهشته‌های آواری کربنیفر (سازند سردر) سبب شده تا آواری‌های موردنظر بخش انتهایی سازند سردر دانسته شوند. در حالی که وجود یک ناپیوستگی رسوبی در پایهٔ این آواری‌ها و به ویژه گذر تدریجی آنها به سنگ‌آهک‌های پرمین حتمی و نشانگر پیوند آنها با سازند جمال است.

وجود سنگواره‌های کربنیفر پسین در ردیف‌های آواری پایه سازند جمال نشانگر آن است که پس از چرخهٔ فرسایشی هرسی‌نین، در آشکوب‌های پایانی کربنیفر (مسکووین – قزلین) دریا، به ویژه بلوک در حال نشست طبس را فرا گرفته و رسوبگذاری آغاز شده در کربنیفر پایانی، بدون انفصال تا زمان پرمین ادامه پیدا کرده است. لذا شایسته است تا دست کم در ناحیهٔ طبس، سازند جمال را به دو بخش آواری (در زیر) و کربناتی (در بالا) تقسیم و تغییرات سنی آن را از کربنیفر پسین (مسکووین – قزلین) تا پرمین بدانیم.

سازند آهکی جمال : بُرش الگوی سازند جمال، توسط اشتوکلین و همکاران (۱۹۶۵)، در پهلوی جنوبی کوه جمال، در جنوب طبس، مطالعه و معرفی شده است. در این محل، مرز زیرین سازند جمال به سازند سردر است و در بالا، با ناپیوستگی هم‌شیب با واحد سنگ چینه‌ای سازند سُرخ شیل، به سن تریاس پیشین، پوشیده می‌شود.

در بُرش الگو، سازند آهکی جمال شامل ۴۷۳ متر سنگ‌های کربناتی است که حدود ۶۰ متر بالای آن دولومیت کرم رنگ و بقیهٔ آن، سنگ‌آهک‌های ضخیم لایه تا توده‌ای ریفی، به رنگ خاکستری است. مرجان به ویژه فوزولینیده از مهم‌ترین سنگواره‌های سازند جمال است که به ویژه در بخش میانی این سازند یافت می‌شوند و تغییرات سنی آنها از بخش بالایی پرمین پیشین تا جُلفین است.یافته‌های زمین‌شناسی جدید نشان می‌دهد که بر خلاف شرح بیان شده برای بُرش الگو، سازند جمال منحصر به ردیف‌های کربناتی نیست. به عبارت دیگر ۷۴ متر آواری‌های زیر سنگ‌آهک‌های سازند جمال به واقع ردیف‌های آواری پیشروندهٔ این سازند هستند.

به همین‌رو، بنا به پیشنهاد کمیتهٔ ملی چینه‌شناسی، آواری‌های مورد سخن از سازند سردر حذف و نخستین عضو سازند جمال دانسته می‌شوند. بدین ترتیب، در بُرش‌های کامل، سازند جمال یک عضوماسه‌سنگ کوارتزی در زیر، یک عضو سنگ‌آهک مرجانی در وسط و یک عضو دولومیتی در بالا دارد.

طاهری (۱۳۸۱)، به ردیف‌های آواری حد فاصل سازند سردر (در زیر) و کربنات‌های سازند جمال، « عضو زَلدو » نام داده و با توجه به پراکندگی فوزولیناسه‌آ و شناسایی دو زون زیستی به تغییرات سنی قزلین پسین – آسلین اعتقاد دارد. ایشان، در برش حوض دوراه (کوه جمال) ردیف‌های «کربناتی» پرمین را شامل چهار زون زیستی و به سن بُلورین – جُلفین – دورآشامین؟ می‌داند.

پرمین در آباده

در جنوب آباده، توالی به نسبت ضخیمی (۱۱۹۰ متر) از سنگ‌های پرمین پایینی تا بالایی وجود دارد که به لحاظ داشتن گذر تدریجی به تریاس، شاخص است. رخسارهٔ متفاوت این سنگ‌ها و همچنین گذر تدریجی آنها به تریاس سبب شده تا طراز (۱۹۶۹)، ردیف‌های پرمین ناحیه را به گونه‌ای دیگر نامگذاری و معرفی نماید که نتیجهٔ آن در جدول زیر خلاصه شده است.

شماره واحد	واحد سنگ چینه‌اي (غير رسمي)	ضخامت (متر)	سنگ شناسي	زون‌هاي زيستي	اشکوب	در مقايسه با جلفا
٧	سازند همبست	١٩	سنگ‌آهک نازک سرخ مايل به قهوه‌اي	Paratirofites Beds Beds Pseudoqastrioceras Araxoceras Beds Araxilevis Beds	پرمو- ترياس (جلفين- ايندوان)	واحد E (لايه‌هاي گذر تدريجي)
٦		١٧/٥	سنگ‌آهک، سنگ‌آهک مارني، خاکستري سنست		جلفين	واحد C (جلفاي پاييني)
٥	سازند اباده	٥٦	سنگ‌آهک سياه، سخت، بودار، ديواره‌ساز	Codonofusiella–Reichelina Beds	اباديين	-
٤		٢٧٨	شيل‌هاي سرخ تا ارغواني در زير، سنگ‌آهک سياه، شيل و مارن خاکستري تيره در بالا			
٣	سازند سورمق	١١٠	سنگ‌آهک خاکستري تيره، با سختي متوسط	Statta Zone (حدواسط‌کوادالوپين‌وجوان‌تر)	کوادالوپين	واحد B (لايه‌هاي خاچيک)
٢		٢٦٠	سنگ‌آهک خاکستري، سياه، متراکم، حاوي لايه‌هاي چرت در پائين و قلوه‌هاي چرت در بالا	Verbeekina-Chusenella Zone		واحدهاي A وB (لايه‌هاي کنيشيک و خاچيک)
١		٤٥٠	سنگ‌آهک، خاکستري، توده‌اي با افقي ازماسه‌سنگ‌آهکي درشت دانه در زير	Neoschwagerina Zone Afghanella Zone Polydiexodina Zone	واحد A اسلين – ارتنسکين	

پرمین در بلوک کلمرد

در بلوک کلمرد، واقع در باختر طبس، سنگ‌های پرمین تفاوت رخساره‌ای محسوسی با بُرش الگوی این سنگ‌ها در کوه جمال دارند. در این ناحیه (کلمرد)، سنگ‌های پرمین متشکل از سه چرخهٔ رسوبی دانسته شده است. به همین لحاظ سنگ‌های یاد شده (پرمین) به سه عضو A ,B و C تقسیم و به مجموعهٔ آنها، با اقتباس از نام روستای رباط‌خان (۹۰ کیلومتری باختر طبس) «**سازند خان**» نام داده شده است (آقانباتی، ۱۹۷۵).

یافته‌های دیرینه‌شناسی جدید (آقانباتی و هفت‌لنگ، ۱۳۷۹) نشان داده است که عضو A سازند خان حاوی .Pseudoepimastopora sp Globivalvulina cf. sphaerica (Abich), Pseudostaffella sp. به سن مسکووین است. به همین دلیل، با توجه به بازنگری انجام شده، سازند غیررسمی خان متشکل از دو عضو، با تغییرات سنی **مرغابین – جُلفین** می‌باشد.

پرمین در شهرضا

در شمال خاوری شهرستان شهرضا، ردیف رسوبی کاملی از سنگ‌های پرمین برونزد دارد. باغبانی (۱۳۷۵)، رسوبات پرمین ناحیهٔ شهرضا را با عنوان « گروه شورجستان » نام‌گذاری کرده که با ناپیوستگی فرسایشی بر روی رسوبات کربنیفر و به طور هم‌شیب و بدون نبود چینه‌ای در زیر رسوبات تریاس زیرین قرار می‌گیرد و از نظر تداوم رسوبگذاری از پرمین به تریاس مشابه نواحی جلفا و آباده است. ردیف‌های پرمین شهرضا در جدول زیر خلاصه شده است.

واحد سنگی: گروه	واحد سنگی: سازند	ضخامت	سنگ شناسی	زون زیستی	اشکوب	دوره
گروه شورجستان	سازند همبست	۸۰	سنگ‌اهک سرخ متمایل به قهوه‌ای سنگ‌اهک خاکستری	Vedioceras nakamurai subzone Araxoceras tectum subzone Araxillevis Zone Codonofusilla Rectostipulina Zone	جلفین	پرمین
	سازند اباده	۲۰۶ ۴۱۴	- تناوب شیل، سیاه و سنگ‌اهک ورقه‌ای - سنگ‌اهک خاکستری	Yabeina (Lepidolina) Zone	ابادیین	
				Discospirella Zone		
				Paraqlobivalvulina – Chusenella abichi Zone		
	سازند سورمق	۴۴۰	بخش بالایی (۶۰ متر) سنگ‌اهک میکریتی با لایه‌ها و قلوه‌های چرت بخش پایینی (۲۸۰ متر) سنگ‌اهک و اهک دولومیتی، ضخیم لایه، خاکستری صخره‌ساز	Neoschwaqerina margaritae Zone	مرغابین (گوادالوپین)	
				Eopolydiexodina dauqlasi Zone		
				Neoschwaqerina sinplex Zone		
				Cancellina Zone	کوبرگندینین	
				Maklaya Zone		
				Misellina Zone	بلورین	
				Pseudofusulina, Parafusulina Zone	ارتنسکین	
	سازند وژنان	۱۴۲	ماسه سنگ، سنگ‌اهک و شیل، دارای یک ردیف کنگلومرایی به ضخامت ۰/۵ متر درپایه	Robustoschwaqerina	ساکمارین	
				Pseudoschwaqerina-Pseudo Fusulina	اسلین	

پرمین در مشهد – فریمان

بر خلاف تمام گسترهٔ ایران زمین که سنگ‌های پرمین خاستگاه قاره‌ای – سکویی دارد، در جنوب باختری مشهد تا شمال خاوری فریمان مجموعه‌ای از سنگ‌های مافیک و اولترامافیک وجود دارد که همراهانی از سنگ‌های رسوبی پلاژیک، به سن پرمین دارند. مجموعهٔ سنگ‌های مافیک، اولترامافیک و همراهان رسوبی آنها، سیمای منشورهای برافزاینده دارند و بیشتر زمین‌شناسان بر این باورند که مجموعهٔ یاد شده، ضمن داشتن خاستگاه اقیانوسی، نشانگر زمیندرز تتیس کهن است که دو صفحهٔ توران و ایران را از یکدیگر جدا می‌سازد.

در ناحیهٔ مشهد، این مجموعه، دگرگونی و بدون سنگواره شاخص است که گاهی به سن پرکامبرین و زمانی به سن دونین - کربنیفر دانسته شده است. در ناحیهٔ سفید سنگ از درجهٔ دگرگونی سنگ‌ها کاسته شده و می‌توان نشانه‌هایی از سنگواره‌های پرمین را به ویژه در سنگ‌های آهکی دید. بهترین رخنمون این مجموعه را افتخارنژاد (۱۳۷۰) در دره انجیر، واقع در ۲۰ کیلومتری جنوب باختری آق‌دربند گزارش کرده است. در دره انجیر، مجموعه‌ای از سنگ‌های دیابازی، توف، رادیولاریت، چرت و سنگ‌آهک وجود دارد که با سنگ‌های مافیک و اولترامافیک پیوند گسلی دارند. سنگواره‌های موجود در افق‌های آهکی این مجموعه حاوی انواع گوناگونی از سنگواره‌های جلفین پیشین است. جدا از بخش‌های کربناتی، چرت‌های پلاژیک این مجموعه، به ویژه در ناحیهٔ فریمان، دارای کنودونت‌های اواخر پرمین زیرین هستند.

پرمین در سنندج – سیرجان

پیچیدگی‌هایی که در تعیین مرز سنندج – سیرجان و ایران مرکزی وجود دارد، سبب شده تا دیدگاه‌های موجود در مورد سنگ‌های پرمین این پهنه، متفاوت باشد. باغبانی (۱۳۷۰)، سنگ‌های پرمین نواحی سورمق، آباده، شهرضا را متعلق به زون سنندج – سیرجان می‌داند. لاسمی (۱۳۷۱) بر این باور است که توالی‌های پرمین نواحی آباده – شهرضا رخسارهٔ تتیس جوان دارد. تفاوت دیدگاه‌ها، ارایهٔ شرحی بر سنگ‌های پرمین سنندج – سیرجان را دشوار می‌سازد. ولی، در یک نگاه کلی به نظر می‌رسد که بیشتر سنگ‌های پرمین این ناحیه سنگ‌های کربناتی آهکی- دولومیتی هستند که همراهانی از شیل و سنگ‌های آتشفشانی آلکالن دارند. در ناحیهٔ مریوان، سنگ‌های آتشفشانی بازی تا متوسط، حجم اصلی سنگ‌های پرمین ناحیه را تشکیل می‌دهند. دگرگونی و دگرشکلی، یکی از ویژگی‌های سنگ‌های پرمین سنندج – سیرجان است که در ایجاد آن رویداد زمین‌ساختی سیمرین پیشین نقش داشته است

پرمین در زاگرس

یافته‌های جدید دیرینه‌شناسی زاگرس گویای آن است که ایست رسوبی و چرخه‌های فرسایشی پیش از پرمین این پهنه دست کم به بزرگی ۷۰ میلیون است، به گونه‌ای که لایه‌های آغازین سیستم پرمین (آشکوب ساکمارین) با دگرشیبی موازی سطوح فرسایشی دونین پسین (فامنین پیشین) و گاهی سنگ‌های کامبرین را می‌پوشانند.

جدا از ردیف‌های آواری دریای پیشروندهٔ پرمین، سهم بیشتر سنگ‌های پرمین زاگرس از نوع نهشته‌های کربناتی آهکی است که شباهت کافی به ردیف‌های همزمان در عربستان دارد. به همین‌رو تا پیش از سال ۱۹۷۷، برای سنگ‌های پرمین زاگرس از نام «سازند خوف (Khuff Fm.) » استفاده می‌شد که از واحد سنگی پرمین عربستان اقتباس شده بود.

بر پایهٔ مطالعات زابو و خرد پیر (۱۹۷۸) و قویدل (۱۹۸۸)، در حال حاضر دو واحد سنگ‌چینه‌ای فراقون (درزیر) و دالان (دربالا)، معرف سنگ‌های پرمین زاگرس است. گفتنی است که مجموعهٔ دو سازند فراقون و دالان، همراه با **سازند کنگان** (تریاس پایینی)، یک واحد سنگ‌چینه‌ای در مرتبهٔ گروه است که «گروه دهرَم (Deheram Group) » نام دارد.

سازند ماسه‌سنگی فراقون: برش الگوی سازند فراقون زیر سطحی است و در چاه شمارهٔ یک کوه سیاه انتخاب شده است (مطیعی، ۱۳۷۲). برونزدهای سطحی این سازند را می‌توان در کوه فراقون (۸۰ کیلومتری شمال بندرعباس) چالیشه، اشترانکوه، کوه گوگرد، کوه دنا، کوه گهگم و کوه سورمه دید.

در گذشته ماسه‌سنگ‌های فراقون نشانگر سنگ‌های پرمو - کربنیفر و زمانی هم یادآور ردیف‌های دونین بود. ولی در حال حاضر این واحد سنگ‌چینه‌ای تنها نشانگر ردیف‌های پیشروندهٔ پرمین پیشین است. از نگاه سنگ‌شناسی، لایه‌های آغازین این سازند بیشتر کنگلومرای کوارتزی با قلوه‌های نیم گرد است که با آژندی ماسه‌سنگی و سیمان سیلیسی در بر گرفته شده‌اند، ولی بیشتر سازند ماسه‌سنگ کوارتزی با دانه‌بندی متوسط تا دانه ریز دلتایی - رودخانه‌ای است که تناوب‌هایی از شیل و لایه‌های آهکی دارد. در چاه انجیر (۱)، کبیرکوه (۱) و هلیان (۱) بیشتر این سازند شامل شیل است (مطیعی، ۱۳۷۲).

ستبرای سازند فراقون از ۵۳ متر در کوه فراقون تا ۵۰۰ متر در چالیشه متغیر است. در بیشتر نواحی مرز زیرین ماسه‌سنگ‌های فراقون ناپیوسته و ممکن است به کامبرین (کوه دنا) اردویسین (کوه سورمه) و یا دونین (کوه فراقون و کوه گهکم) باشد ولی در همه جا، مرز بالایی این سازند با کربنات‌های سازند دالان (پرمین) تدریجی است.

سن سازند فراقون، به لحاظ نداشتن سنگوارهٔ شاخص چندان روشن نیست. اگرچه در گذشته ردیف‌های آواری فراقون را به سن پرمو – کربنیفر دانسته‌اند ولی مطالعه پالینومرف‌های این سازند (قویدل، ۱۹۸۸) معرف آشکوب ساکمارین از پرمین پیشین است. بدین ترتیب در کوه‌های زاگرس وجود یک نبود چینه‌شناسی از فرازنین بالایی و فامنین، تمامی کربنیفر تا پرمین پیشین حتمی است.

سازند ماسه‌سنگی فراقون را می‌توان با آواری‌های دریای پیشروندهٔ پرمین در البرز (سازند دورود) و یا ماسه‌سنگ‌های کوارتزی موجود در پایهٔ سازند جمال (ایران مرکزی) مقایسه کرد.

سازند آهکی دالان : سازند دالان نشانگر رخساره‌های کربناتی ردیف‌های پرمین بالایی زاگرس است. بُرش الگوی این سازند با ۷۴۸ متر ضخامت، در چاه شمارهٔ (۱) کوه سیاه است. بهترین رخنمون سطحی آن با ۶۳۸ متر ستبرا، در کوه سورمه (۱۱۰ کیلومتری جنوب شیراز) برونزد دارد.

در یک دید سراسری، باغبانی (۱۹۸۱) سازند دالان را به سن گوبرگندینین ((Gubergendinian تا دورآشامین ((Dorashamian می‌داند. مرز زیرین سازند دالان، از نوع پیوسته و تدریجی و به سازند آواری فراقون است. در بسیاری از نواحی زاگرس یک دگرشیبی در مرز پرمین و تریاس قابل شناسایی است.

سازند دالان در شرایط رسوبی مشابهی انباشته نشده به همین رو، این سازند در نواحی گوناگون سنگ رخسارهٔ متفاوت دارد (شکل ۴-۷). باغبانی (۱۳۶۹) به سه سنگ رخساره و مطیعی (۱۳۷۲) به چهار سنگ رخساره باور دارند. از تلفیق این دو دیدگاه، سازند دالان را می‌توان به رخساره‌های زیر تقسیم کرد.

رخسارهٔ کربناتی محدود همراه با سنگ‌های تبخیری: این رخساره که معرف ویژگی‌های عمومی بُرش الگو است به ویژه در نواحی فارس و لرستان گسترش دارد و نشانگر محیط‌های کم انرژی تا انرژی متوسط است. در این نواحی، سازند دالان شامل سه عضو زیر است.

عضو « کربناتی پایینی (Lower Carbonate Member) »، با ۲۵۰ تا ۳۰۰ متر ستبرا، شامل سنگ‌آهک‌های دولومیتی و دولومیت با روزنه‌داران کوچک، جلبک و به ندرت فوزولینید است. این بخش دو افق گچ به نام‌های A و B دارد. بررسی‌های دیرینه‌شناسی جامع باغبانی (۱۹۸۱) در نواحی مختلف زاگرس، گویای آن است که عضو کربناتی پایینی دارای چهار زون زیستی زیر است: (بالا) – Kahlerina Globivalvulina - Eopoly diexodina -Eoverbeekina -Neaendothyra -(پایین)با استناد به این زون‌های زیستی، عضو کربناتی پایینی، سن گوبرگندینین و مرغابین دارد.

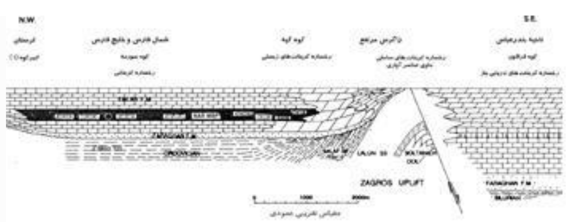
«**عضو تبخیری نار**»، با ۸۰ تا ۲۲۷ متر ضخامت، شامل انیدریت‌های ضخیم لایه در تناوب با دولومیت‌های ائولیتی و گچی است. از فارس به سمت زاگرس مرتفع، بخش تبخیری نار ابتدا به سنگ‌آهک تبخیری و سپس به لایه‌های کربناتی تغییر رخساره می‌دهد. زون‌های زیستی زیر سبب شده تا باغبانی، بخش انیدریتی نار را به سن مرغابین بالایی و آبادیین بداند.(بالا)- Discospirella -Palaglobivalvulina -Schwagerina -Kahlerina – Globivalvulina (پایین)

عضو « کربناتی بالایی (Upper Carbonate) »، با حدود ۳۰۰ متر ضخامت، شامل سنگ‌آهک‌های ائولیتی در پایین و سنگ‌آهک‌های میکرایتی و دولومیت در بالا است. عضو کربناتی بالایی دو ویژگی دارد. یکی تخلخل بسیار زیاد که سبب شده تا این عضو سنگ مخزن ذخایر گازی باشد. دوم داشتن افق‌های متعدد گچ که به ستبرترین آنها افق C نام داده شده است. زون‌های زیستی این عضو عبارتند از:(بالا)- Paradagmarita -Rectostipulina - Shanita-(پایین)

رخسارهٔ کربناتی ساحلی – دریای آزاد: در زاگرس مرتفع، سازند دالان با حدود ۱۰۰۰ متر ستبرا، رخسارهٔ کربناتی محض دارد و شامل ردیف‌هایی از سنگ‌آهک، آهک دولومیتی و دولومیت است که لایه‌بندی آن از متوسط تا توده‌ای تغییر می‌کند. عدسی‌ها و گرهک‌های چرت در بخش‌های میانی و بالایی این ردیف‌های وجود دارد.در کوه گره، زردکوه، قلعه کوه و اشترانکوه فراوانی مرجان‌ها، لاله‌وشان، جلبک‌ها، بازوپایان و روزنه‌دارانی چون فوزولینیدها، نشانگر رخساره‌های کربنات‌های آلی ساحلی است. ولی، در کوه‌های گهکم و فراقون، فراوانی فوزولینید، بازوپایان و جلبک، بیانگر رخسارهٔ کربناتی دریای آزاد با انرژی متوسط تا کم می‌باشد.

رخسارهٔ کربناتـی – آواری نزدیک ساحل: در کوه دنا، سازند دالان شامل آهک‌های فوزولینیدار است. وجــود یک بخش آواری سبب شده تا در این ناحیـه سازند دالان قابل تقسیم به سه عضــو « سنگ‌آهک پایینی »، « ماسه‌سنگ گیاه‌دار میانی » و « دولومیتی بالایی » باشد. سه عضو یاد شده می‌تواند نشانگر عضوهای سه گانهٔ برش الگو باشند. ولی در این نواحی، عضو تبخیری نار با ردیف‌های ماسه‌سنگی جایگزین شده است.

سنگ‌شناسی و محیط رسوبی **سازند دالان:** کاووسی (۱۳۷۴) سنگ‌های رسوبی سازند دالان را از دیدگاه رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی در کوه‌های دنا و سورمه بررسی کرده است. بر اساس این مطالعات، ریز رخساره‌های سازند دالان در زیر محیط‌های دریای باز، زیست‌آواری و ائوییدی، تالابی و پهنه‌های کشندی و در یک سکوی کربناتی نوع رمپ، با آب و هوای خشک، همسان با خلیج فارس امروزی، نهشته شده‌اند.لاسمی (۱۳۷۹) بر پایهٔ تغییرا ت قائم، هشت چرخهٔ رسوبی پسرونده (توالی) در سنگ‌های سازند دالان کوه دنا شناسایی کرده است که سه توالی در عضوکربناتی پایینی، سه توالی در عضو انیدریتی نار و دو توالی در عضو کربناتی بالایی جای دارد.



شکل ٤ - ٧ -انتشار رخساره‌های چهارگانه سازند دالان و چگونگی کنترل بلندای زاگرس در آن رخساره‌ها (مطیعی ۱۳۷۲)

توده‌های گرانیتوئیدی مشهد و تربت جام

نمونه‌های بارزی از ماگماتیسم تریاس در شمال شرق ایران

توده‌های گرانیتوئیدی مشهد و تربت جام در شمال‌شرق در بین سنگهای دگرگونی به سن تریاس و قبل از آن تزریق شده‌اند.

توده گرانیتوئیدی مشهد

کانی شناسی

کانیهای اصلی: بیوتیت، مسکوویت، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، کوارتز،

کانیهای فرعی: تورمالین، اسفن، اوپک (ایلمنیت)، توپاز، زیرکن، آلانیت و احتمالاً مونازیت

کانیهای ثانویه: سریسیت، اپیدوت

کانیهای موروثی: گارنت، آندالوزیت

بافت: شکل‌دار، نیمه شکل‌دار

طیف ترکیبی: گرانیت، آلکالی فلدسپار گرانیت، مونزوگرانیت، گرانودیوریت

ماهیت: پرآلومین- کالک آلکالن

سن: تریاس پسین یا اواخر تریاس

موارد تعیین سن گزارش شده عبارتند از:

۳/۶ ± ۲۰۱/۳ میلیون سال (مونزوگرانیت) (کریم‌پور و همکاران، ۱۳۸۸)

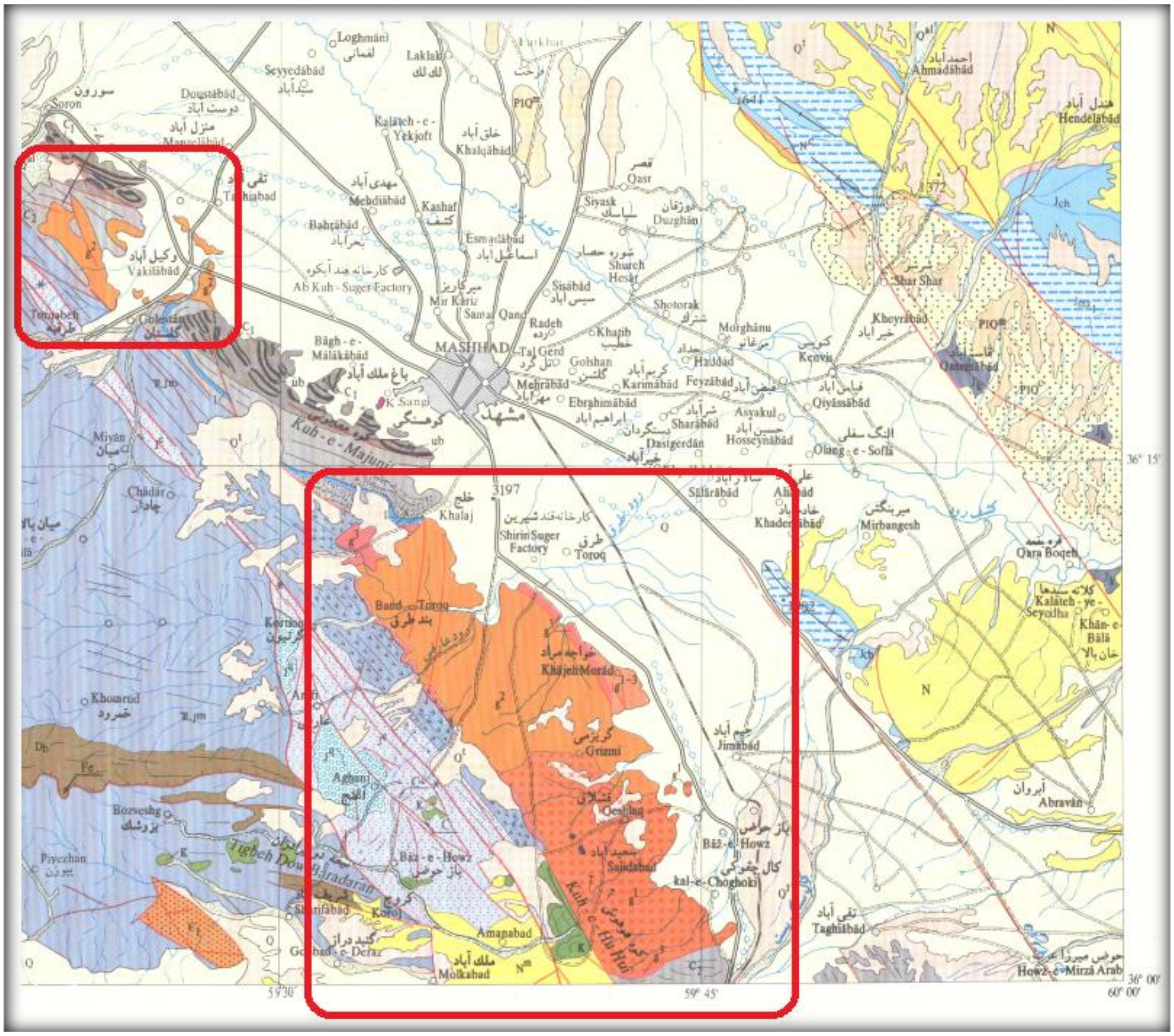
۴/۱ ± ۲۰۵/۶میلیون سال (لوکوگرانیت) (کریم‌پور و همکاران، ۱۳۹۰)

۴ ± ۲۱۵،(دیوریت کوه سنگی) ۴ ± ۲۱۷ میلیون سال (گرانودیوریت) (کریم‌پور و همکاران، ۱۳۹۰)

۳/۷ ± ۱۹۸،(مونزوگرانیت) ۵/۲ ± ۲۱۲ میلیون سال (گرانودیوریت) (میرنژاد و همکاران، ۲۰۱۳)

۳/۸ ± ۲۰۰/۱ میلیون‌سال (گرانیت) ۱/۸ ± ۲۰۵/۳ میلیون‌سال (گرانودیوریت) (زهرا عباسی، ۱۳۹۶)

در هر سه مورد روش تعیین سن، روش اورانیم – سرب بر روی زیرکن بوده است.



نقشه زمین‌شناسی نشان دهنده گسترش جغرافیایی توده‌های گرانیتوئیدی جنوب و غرب مشهد (بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰ : ۱ مشهد، آقانباتی، ۱۳۶۵ (تلفیق کننده)).

تصاویری از دور نمای سنگ‌های آلکالی فلدسپار گرانیتی مشهد
در منطقه خواجه ابا صلت (اقتباس از عباسی، ۱۳۹۶).

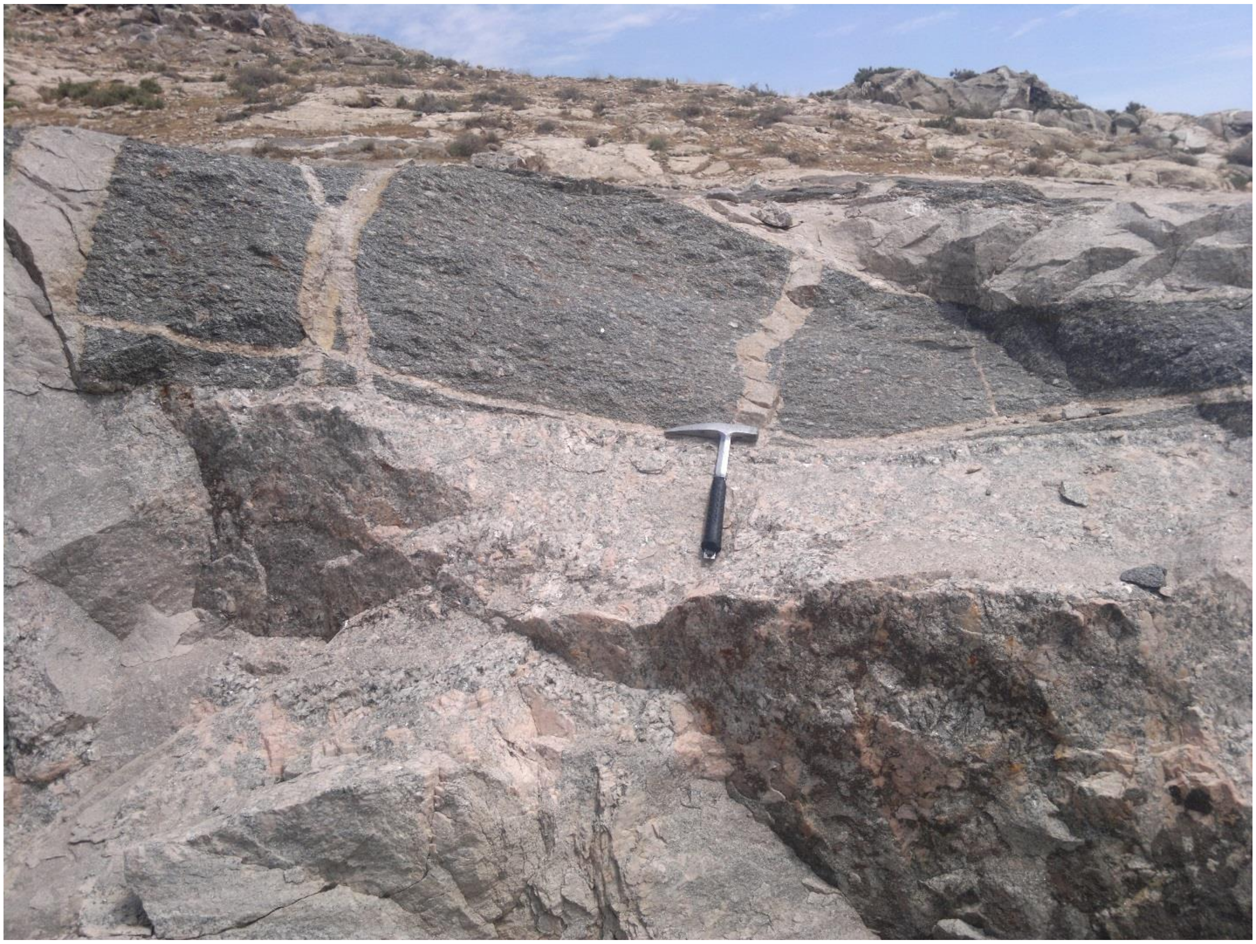
تصاویری از نمای نزدیک گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌های توده نفوذی مشهد. در تصاویر پایینی زینولیت‌های به ارث رسیده از سنگ‌های دگرگونی میزبان در گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌ها دیده می‌شود اقتباس از عباسی، ۱۳۹۶).

تصویری از آقای دکتر حسین مهدیزاده شهری و جمعی از دانشجویان کارشناسی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود (بهار ۱۳۹۵)، بر فراز توده گرانیتوئیدی مشهد (محل خواجه مراد – جنوب غرب مشهد).

تصویری از دور نمای توده گرانیتوئیدی مشهد (محل خواجه مراد – جنوب غرب مشهد).

نمایی از شبکه داربستی رگه های آپلیتی و پگماتیتی قطع کننده بخش میگماتیتی تیره رنگ موجود در حاشیه حنوبی توده گرانیتوئیدی مشهد ((که با رنگ سفیدتر و داشتنن ارتوزهای صورتی رنگ، ورقه های مسکویت، کوارتز و پلاژیوکلاز مشخص می‌شوند (محل خواجه مراد – جنوب غرب مشهد)).

تصویر دیگری از شبکه داربستی از رگه های آپلیتی و پگماتیتی قطع کننده بخش میگماتیتی تیره رنگ موجود در حاشیه حنوبی توده گرانیتوئیدی مشهد (با رنگ سفیدتر و داشتنن ارتوزهای صورتی رنگ، ورقه های مسکویت، کوارتز و پلاژیوکلاز مشخص می‌شوند (محل خواجه مراد – جنوب غرب مشهد). البته بخش تیره رنگ در مطالعات پیشین به عنوان گرانیت نسل اول یا G1 معرفی شده است. به نظر اینجانب این دسته بندی منطقی به نظر نمی‌رسد و نیازمند مطالعات بیشتری است. به گسیختگی بسیار زیبای بخش تیره رنگ توجه نمایید.



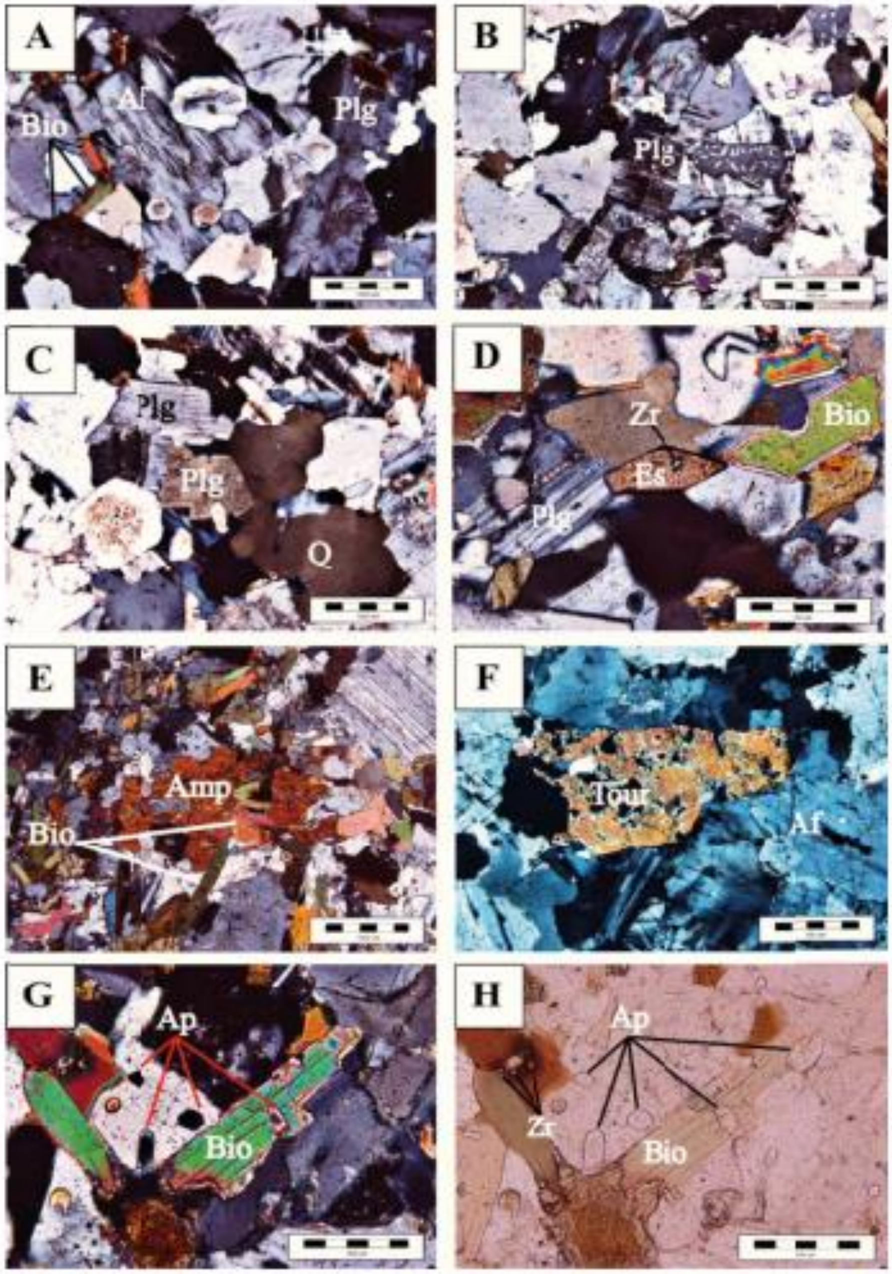
تصویری از رگه های آپلیتی و پگماتیتی قطع کننده بخش میگماتیتی تیره رنگ موجود در حاشیه جنوبی توده گرانیتوئیدی مشهد (با رنگ سفیدتر و داشتنن ارتوزهای صورتی رنگ، ورقه‌های مسکوویت، کوارتز و پلاژیوکلاز مشخص می‌شوند (محل خواجه مراد – جنوب غرب مشهد)). به توضیحات ارائه شده در شکل قبل توجه کنید.

نمای نزدیکی از رگه های آپلیتی و پگماتیتی قطع کننده بخش میگماتیتی تیره رنگ موجود در حاشیه حنوبی توده گرانیتوئیدی مشهد به توضیحات ارائه شده در شکل‌های قبلی توجه کنید.

پگماتیت‌های همراه توده‌گرانیتوئیدی مشهد که دارای ارتوزهای صورتی‌رنگ و ورقه‌های مسکوویت می‌باشد. کوارتز و پلاژیوکلاز نیز در این سنگ‌ها یافت می‌شود (محل خواجه مراد – جنوب غرب مشهد).

تصویری از گرانیت‌های بیوتیت – مسکوویت دار دانه متوسطه مشهد (منطقه خلج) پس ار برش و ساب به منظور استفاده به عنوان سنگ نما. اندازه دانه ها در حد یک تا ۴ میلیمتر است.

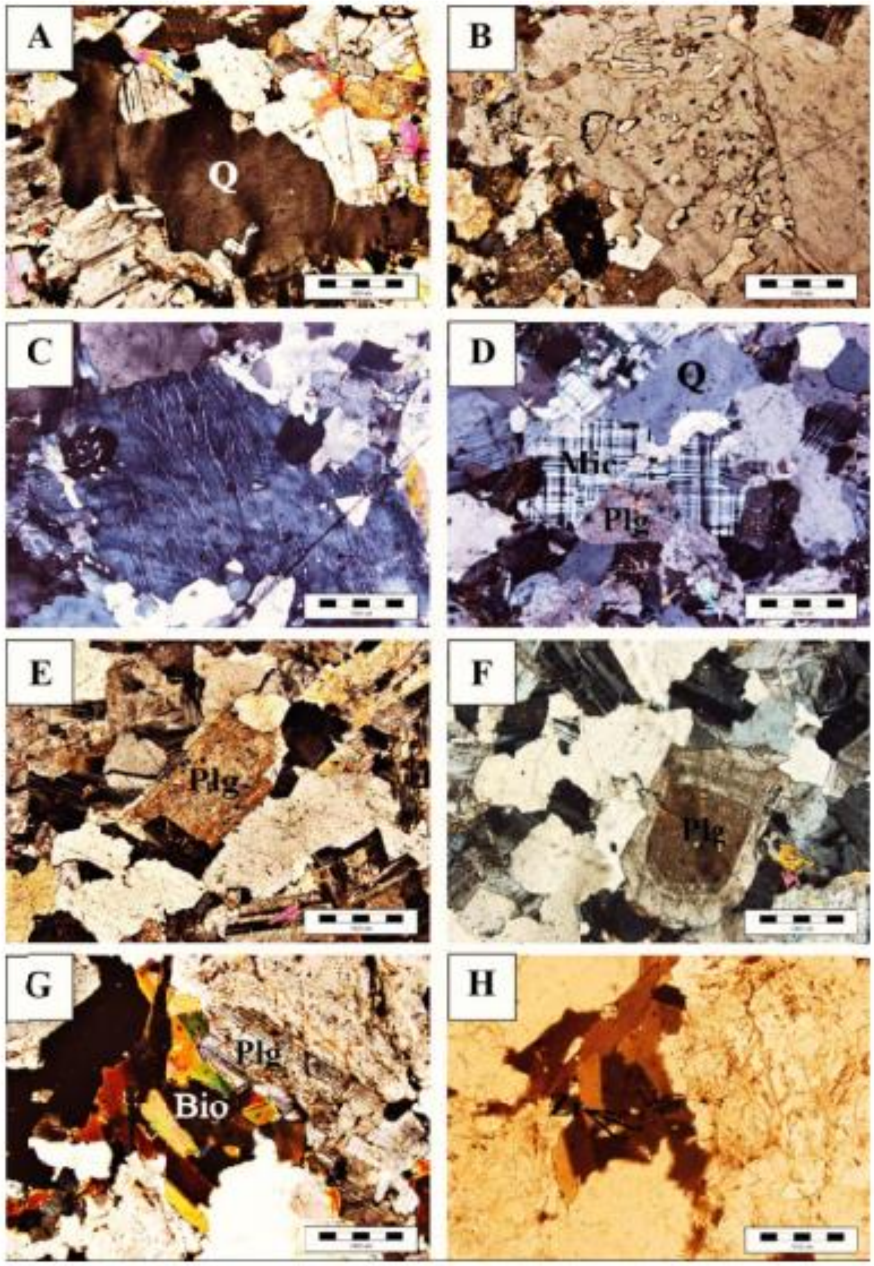
تصویر دیگری از گرانیت‌های بیوتیت – مسکوویت دار دانه متوسطه مشهد (منطقه خلج) پس از برش و ساب به منظور استفاده به عنوان سنگ نما. اندازه دانه ها در حد یک تا ۴ میلیمتر است.



شکل۳-۲: A- بلور بیوتیت و پلاژیوکلاز به‌همراه بلور آلکالی‌فلدسپار که حالت پرتیتی را نشان می‌دهد، بافت پولی‌کیلیتیک. B- بلور پلاژیوکلاز که حالت کینک‌باند را نشان می‌دهد به‌همراه بافت گرافیکی. C- بلور کوارتز به‌همراه پلاژیوکلاز سالم و سرسیتی شده. D- بلور لوزی‌شکل اسفن که در داخل آن بلور زیرکن مشاهده می‌شود، بلور بیوتیت که رنگ‌های اینترفرنسی بالایی را نشان می‌دهد. E- بلور درشت آمفیبول که در داخل آن بلورهای بیوتیت مشاهده می‌شود، بافت پولی-کیلیتیک. F- بلور درشت تورمالین و آلکالی‌فلدسپار، بافت هیپیدیومورف گرانولار. G- بلورهای آپاتیت به‌همراه بیوتیت و زیرکن. H- نور pplعکس قبل.

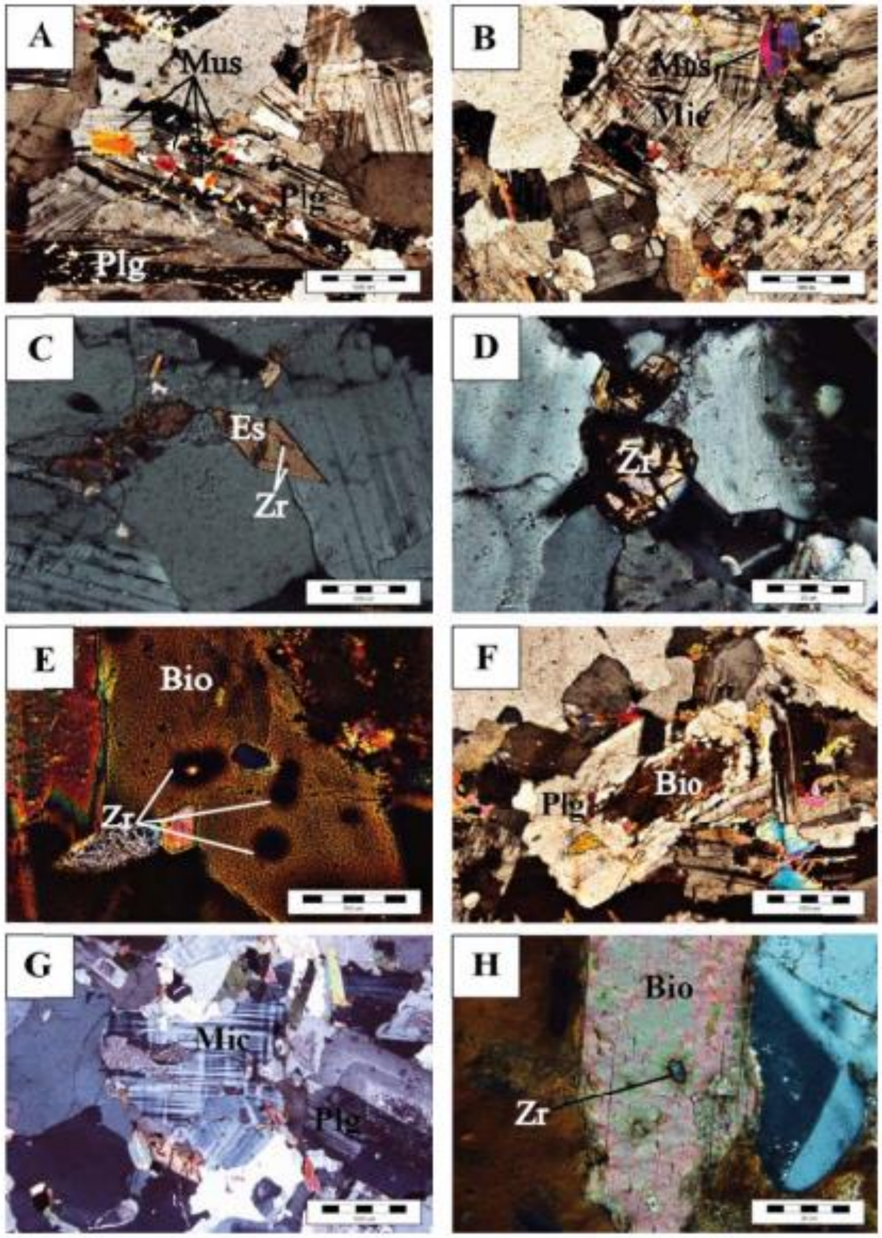
۲۹

تصاویری از ویژگی‌های میکروسکپی سنگهای گرانودیوریتی
متعلق به توده گرانیتوئیدی مشهد (اقتباس از عباسی، ۱۳۹۶).



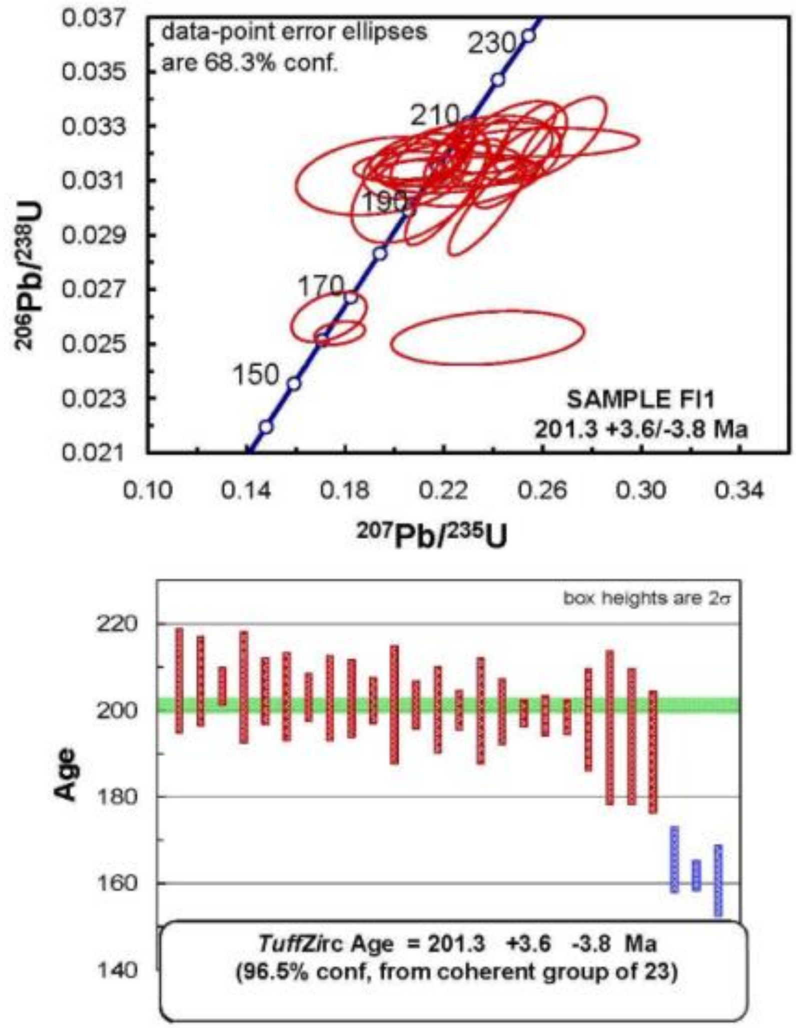
شکل۳-۳: A- بلور کوارتز که خاموشی موجی را نشان می‌دهد، B- رشد توام کوارتز و آلکالی‌فلدسپار، بافت گرافیکی. C- بافت پرتیتی و گرافیکی در این شکل مشاهده می‌شود. D- بلور میکروکلین، پلاژیوکلاز سرسیتی شده و کوارتز. E- بلور پلاژیوکلاز دگرسان شده به کانی‌های رسی، بافت پوئی‌کلیتیک. F- پلاژیوکلاز کلسیک به علت دگرسانی شدید در مرکز حالت زونینگ را نشان می‌دهد. G- تجمع بلورهای بیوتیت که در داخل آن بلورهای زیرکن مشاهده می‌شود به‌همراه بلور پلاژیوکلاز. H- شکل قبل در نور ppl.

تصاویری از ویژگی‌های میکروسکپی سنگهای آلکالی فلدسپار گرانیتی متعلق به توده گرانیتوئیدی مشهد (اقتباس از عباسی، ۱۳۹۶).



شکل۳-۴: A- بلورهای مسکوویت که درون بلور پلاژیوکلاز قرار گرفته‌اند، بافت پوئی‌کیلیتیک. B- بلور میکروکلین و مسکوویت، بافت هیپیدیومورف‌گرانولار و پوئی‌کلیتیک. C- بلور لوزی شکل اسفن که در داخل آن ادخال‌هایی از زیرکن مشاهده می‌شود. D- بلور درشت زیرکن. E- دانه‌های زیرکن درون بلور بیوتیت نور Xpl F- بلور بیوئیت که داخل یک پلاژیوکلاز قرار گرفته‌است، بافت پوئی‌کیلیتیک. G- بلور میکروکلین به همراه پلاژیوکلاز، بافت گرافیکی نیز مشاهده می‌شود. H- بلور درشت بیوتیت که در مرکز آن بلور زیرکن مشاهده می‌شود.

تصاویری از ویژگی‌های میکروسکپی سنگهای آلکالی فلدسپار گرانیتی متعلق به توده گرانیتوئیدی مشهد (اقتباس از عباسی، ۱۳۹۶).



نمودار سازگاری نشان دهنده سن ۲۰۱/۳ میلیون سال (راتین یا رتین – تریاس پسین) که به روش سن سنجی بر روی زیرکن‌های استخراج شده از مونزوگرانیت‌های توده گرانیتوئیدی مشهد (منطقه سنگ‌بست) به‌دست آمده‌است (اقتباس از کریم‌پور و همکاران، ۱۳۸۸). رفرنس در زیر دیده‌می‌شود.

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال هفدهم، شمارهٔ ۴، زمستان ۸۸، از صفحهٔ ۷۰۲ تا ۷۱۵

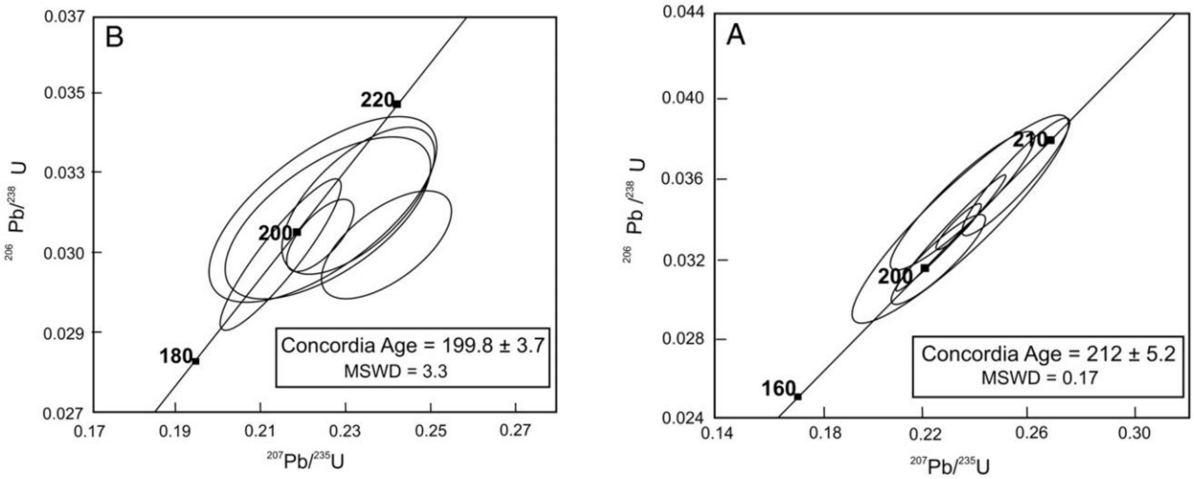
انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سن سنجی، ژئوشیمی رادیو ایزوتوپ‌ها و منشا مونزوگرانیت پالئوتتیس سنگ بست مشهد، ایران

محمد حسن کریم‌پور[۱*]، لنگ فارمر[۲]، چاک استرن[۲]

۱- مرکز پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد
۲- گروه زمین شناسی دانشگاه کلرادو، بولدر امریکا

(دریافت مقاله: ۸۸/۲/۱۶ ، نسخه نهایی ۸۸/۵/۲۰)



مونزوگرانیت گرانودیوریت

نمودار سازگاری نشان دهنده سن ۵/۲ ± ۲۱۲ میلیون سال برای گرانودیوریت و ۳/۷ ± ۱۹۸ میلیون سال مونزوگرانیت‌های توده گرانیتوئیدی مشهد (راتین یا رتین – تریاس پسین) که به روش سن‌سنجی اورانیم - سرب بر روی زیرکن‌های استخراج شده از این سنگ‌های گرانودیوریتی و مونزوگرانیتی (منطقه سنگ‌بست) به‌دست آمده‌است (اقتباس از میر نژاد و همکاران، ۲۰۱۳). رفرنس در زیر دیده‌می‌شود.

مراجع بیشتری برای مراجعه علاقمندان در زیر ارائه شده است.

Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 21(4): 321-331 (2010) http://jsciences.ut.ac.ir
University of Tehran, ISSN 1016-1104

An Investigation on the Composition of Biotite from Mashhad Granitoids, NE Iran

A.A.T. Shabani,[1,*] F. Masoudi,[2] and F. Tecce[3]

[1] *Research Center for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Islamic Republic of Iran*
[2] *Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Islamic Republic of Iran*
[3] *Istituto Geologia Ambientale e Geoingegneria, C.N.R., Rome, Italy*

Received: 31 July 2010 / Revised: 31 October 2010 / Accepted: 16 November 2010

سال هفدهم، شمارهٔ ۴، زمستان ۸۸ از صفحهٔ ۷۰۲ تا ۷۱۵

سن سنجی، ژئوشیمی رادیو ایزوتوپ‌ها و منشا مونزوگرانیت پالئوتتیس سنگ بست مشهد، ایران

محمد حسن کریم‌پور[۱*]، لنگ فارمر[۲]، چاک استرن[۲]

۱- مرکز پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد
۲- گروه زمین شناسی دانشگاه کلرادو، بولدر امریکا

Lithos 170–171 (2013) 105–116

Contents lists available at SciVerse ScienceDirect

Lithos

journal homepage: www.elsevier.com/locate/lithos

Geochemistry and petrogenesis of Mashhad granitoids: An insight into the geodynamic history of the Paleo-Tethys in northeast of Iran

H. Mirnejad [a,*], A.E. Lalonde [b,1], M. Obeid [c], J. Hassanzadeh [d]

[a] Department of Geology, Faculty of Science, University of Tehran, Tehran 14155-64155, Iran
[b] Department of Earth Sciences and Ottawa-Carleton Geoscience Centre, University of Ottawa, Ottawa, Ontario, Canada
[c] Geology Department, Faculty of Science, Fayoum University, Fayoum, Egypt
[d] Division of Geological and Planetary Sciences, California Institute of Technology, Pasadena, CA 91125, USA

تابستان ۹۰، سال بیستم، شماره ۸۰، صفحه ۱۷۱ تا ۱۸۲

ژئوشیمی رادیو ایزوتوپ‌ها Rb–Sr و Sm–Nd، سن سنجی زیرکن U-Pb و تعیین منشأ لیکوگرانیت‌های خواجه مراد، مشهد، ایران

محمد حسن کریم‌پور[۱،۲*]، لنگ فارمر[۲] و چاک استرن[۲]

[۱] گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی خاور ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران
[۲] گروه زمین‌شناسی دانشگاه کلرادو، بولدر، امریکا

تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۰۲/۲۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸/۰۸/۲۳

زمین‌شناسی و کانی‌شناسی پگماتیت‌های جنوب مشهد با نگرشی ویژه بر کانی‌سازی لیتیم

پژواک دیدار [۱]، نیما نظافتی [۲]، محمدهاشم امامی [۳] و علی سلگی [۲]

[۱] دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران
[۲] استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران
[۳] دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد اسلامشهر، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۰۱/۱۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۰۴/۲۹

71 مجله علوم دانشگاه تهران، جلد ۲۱، شماره ۱، بهار ۱۳۷۴ ۷۱

منشاء و موقعیت تکتونیکی گرانیتهای جنوب مشهد

محمدولی ولی‌زاده*

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

محمدحسن کریم‌پور

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی، مشهد، ایران

JOURNAL GEOLOGICAL SOCIETY OF INDIA
Vol. 52, July 1998, pp.87-94

Petrography and Geochemistry of the Mesozoic Granite at Mashhad, Khorasan Province, Northeastern Part of Iran

Jalil Iranmanesh[1] and S.F. Sethna[2]

[1]Atomic Energy Organization of Iran, PO Box, 11365-8486, Tehran, I.R. Iran
[2]Department of Geology, St. Xavier's College, Mumbai - 400 001

وزارت علوم تحقیقات وفناوری

دانشگاه دامغان

دانشکده علوم زمین

پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی (پترولوژی)

تعیین سن و ژئوشیمی ایزوتوپی گرانیتوئیدهای جنوب مشهد

توسط

زهرا عباسی

استاد راهنما:

دکتر قاسم قربانی

استاد مشاور:

دکتر هادی شفائی مقدم

بهمن ۹۶

Biotite Composition from Mashhad Granitoids, NE, Iran

Article · May 2010

در عباسی ۱۳۹۶ به موارد بیشتری از مطالعات قبلی اشاره شده است به آن رجوع کنید.

توده گرانیتوئیدی تربت جام واقع در شمال تربت جام

کانی شناسی

کانیهای اصلی: بیوتیت، هورنبلند، پیروکسن، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، کوارتز،

کانیهای فرعی: زیرکن، اسفن، اوپک (ایلمنیت و مگنتیت)،

کانیهای ثانویه: سریسیت، اپیدوت

دارای دگرگونی مجاورتی از نوع: کردیریت هورنفلس

بافت: شکل دار، نیمه شکل‌دار

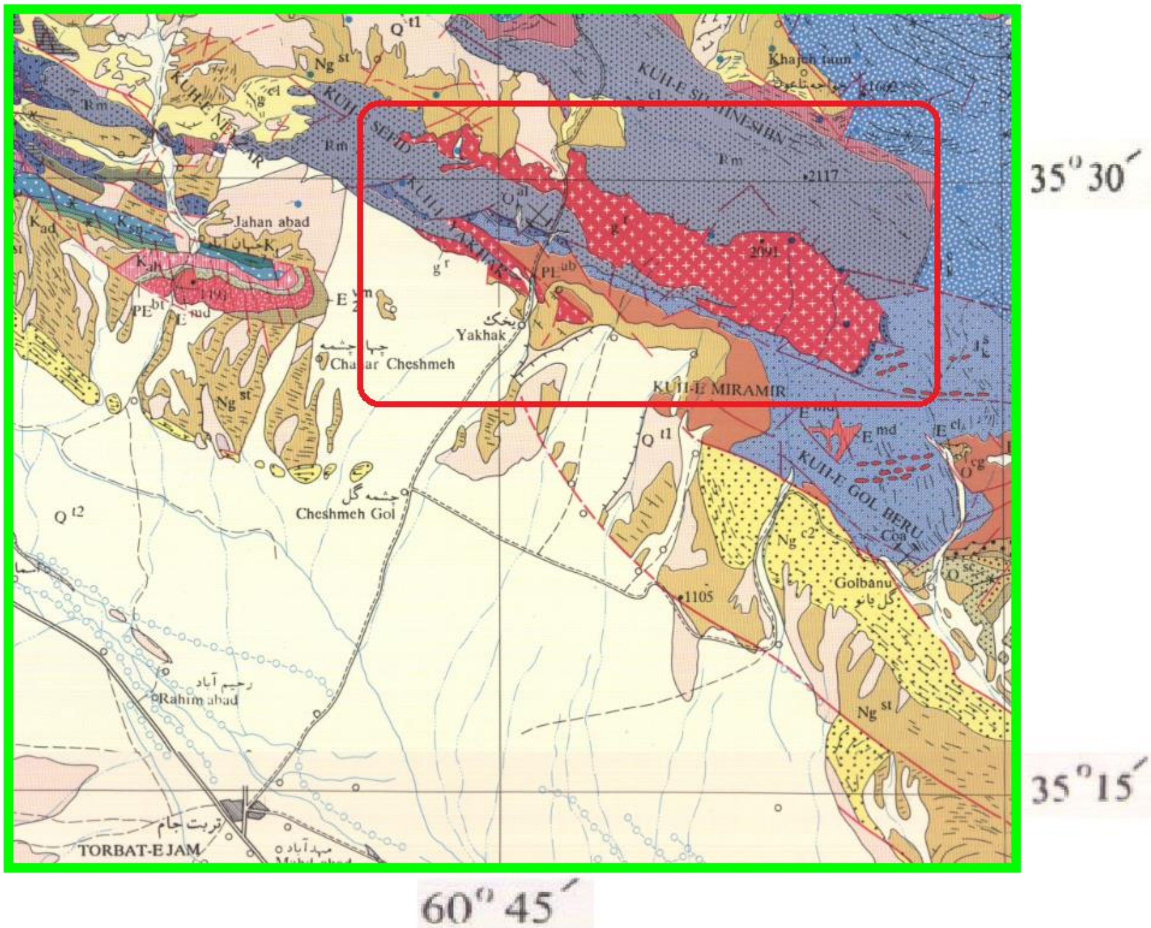
طیف ترکیبی: دیوریت، کوارتزدیوریت، گرانودیوریت

ماهیت: متالومین - پرآلومین- کالک آلکالن

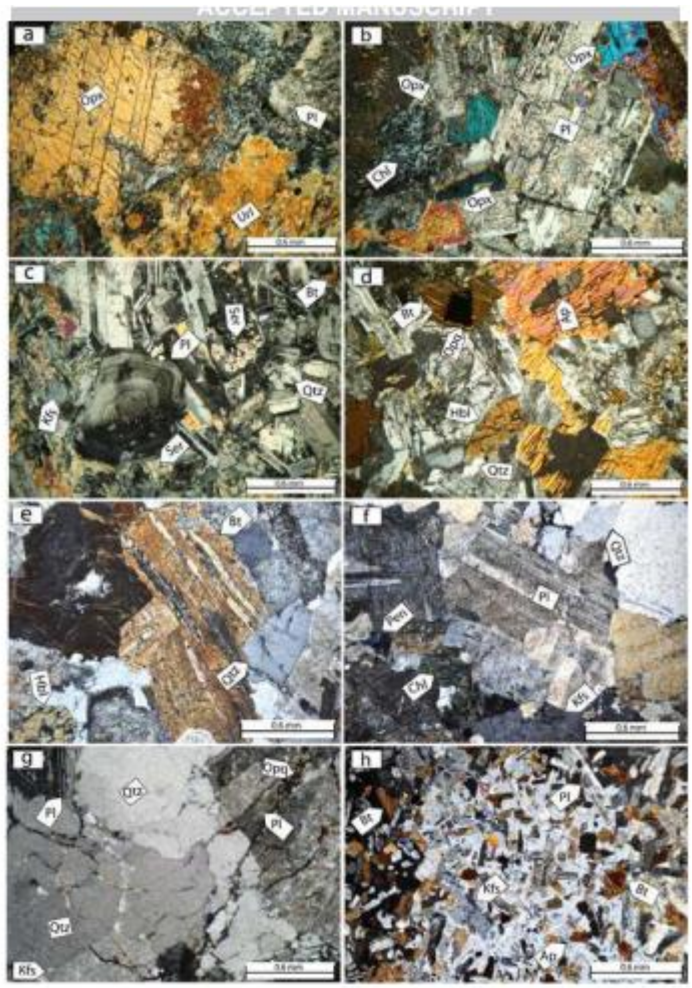
سن: تریاس پسین یا اواخر تریاس

۰/۹ ± ۲۱۵/۵،(کوارتزدیوریت) (قوی و همکاران، ۲۰۱۸) **(روش تعیین اورانیم – سرب بر روی زیرکن)**

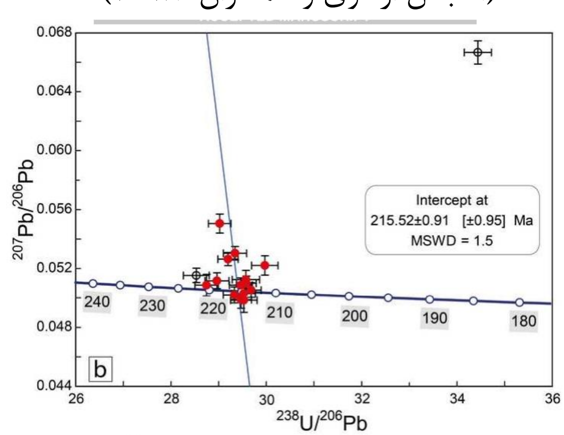
علت تشکیل: در ارتباط با بسته شدن پالئوتتیس



بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰ : ۱ تربت جام (افتخار نژاد، ۱۹۹۳ (تلفیق کننده)) که نشان دهنده گسترش جغرافیایی توده گرانیتوئیدی شمال تربت جام است.



تصاویری از ویژگی‌های میکروسکپی سنگهای سازنده توده گرانیتوئیدی تربت جام
(اقتباس از قوی و همکاران، ۲۰۱۸).



نمودار سازگاری نشان دهنده سن ۰/۹۱ ± ۲۱۵/۵۲ میلیون سال (تریاس پسین) که به روش سن‌سنجی بر روی زیرکن‌های استخراج شده از کوارتزدیوریت‌های توده گرانیتوئیدی تربت جام به‌دست آمده‌است (اقتباس از قوی و همکاران، ۲۰۱۸). رفرنس در ادامه دیده‌می‌شود.

Accepted Manuscript

Triassic I-type granitoids from the Torbat e Jam area, northeastern Iran: Petrogenesis and implications for Paleotethys tectonics

Jamal Ghavi, Mohammad Hassan Karimpour, Seyed Ahmad Mazaheri, Yuanming Pan

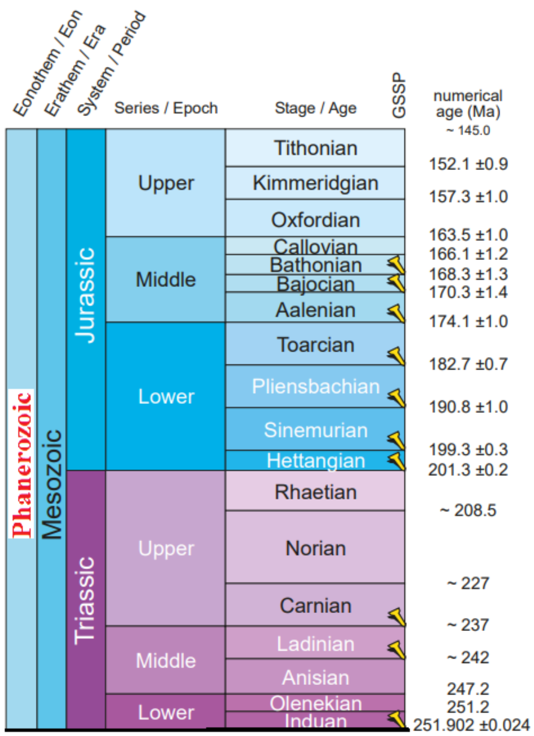
PII:	S1367-9120(18)30245-1
DOI:	https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2018.06.025
Reference:	JAES 3555

To appear in: *Journal of Asian Earth Sciences*

Received Date:	29 October 2017
Revised Date:	8 June 2018
Accepted Date:	10 June 2018

دگرگونی در ژوراسیک

دوره زمانی ژوراسیک دامنه سنی ۲۰۱ میلیون سال پیش تا ۱۴۵ میلیون سال پیش را شامل می‌شود. در شکل زیر بخشی از ستون زمانی زمین‌شناسی برای رده‌های تریاس و ژوراسیک نشان داده شده است تا درک بهتری از دامنه زمانی به دست اید.



ستون زمانی - چینه‌شناسی تریاس و ژوراسیک در مقیاس جهانی

دوره زمانی ژوراسیک در ایران بیشتر با موارد زیر شناخته می‌شود:

توالی رسوبی دارای ماهیت غالب شیلی و ماسه سنگی به نام سازند شمشک در پهنه ساختاری البرز،

توالی رسوبی دارای ماهیت غالب شیلی و ماسه سنگی معادل شمشک در ایران مرکزی

در برخی نقاط ایران مرکزی سنگ‌های رسوبی غالباً شیلی و ماسه سنگی دگرگونی درجه پایین در حدرخساره شیست سبز را متحمل شده‌اند و اغلب در حد اسلیت و فیلیت و یا متاسندستون‌های درجه پایین یا مرمرهای درجه پایین مشاهده می‌شوند.

توالی رسوبی دارای ماهیت غالب شیلی و ماسه سنگی معادل شمشک در سنندج – سیرجان که اکنون به صورت مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی با درجه دگرگونی پایین تا متوسط دیده می‌شود و بر وقوع حادثه دگرگونی ناحیه‌های برزگ مقایس حکایت دارد.

در ادامه برای داشتن آگاهی بیشتر نسبت به دوره زمانی ژوراسیک توالی‌های رسوبی مربوط این دوره در پهنه‌های ساختاری کپه داغ، زاگرس، ایران مرکزی و سنندج سیرجان به طور خلاصه شرح داده شده است و یا به صورت خیلی خلاصه در قالب چند جدول نشان داده شده‌اند. لازم به ذکر است این مطالب غالباً از کتاب زمین‌شناسی ایران تالیف دکتر سید علی آقانباتی و برخی منابع اینترنتی اقتباس شده است. ولی برای ساده‌تر شدن و فهم بهتر مطلب گزیده‌ای آز آنها انتخاب شده است.

ژوراسیک در پهنه ساختاری کپه داغ

در پهنه ساختاری کپه داغ، سنگ‌های با سن ژوراسیک، به جز موارد استثنایی، رخساره‌ای یکسان با سنگ‌های همزمان در البرز دارند. این شباهت به اندازه‌ای است که تعیین و حتی برآورد مرز میان کپه‌داغ و البرز خاوری را دشوار می‌سازد.

خلاصه‌ای از ویژگی‌های توالی رسوبی ژوراسیک در کپه داغ همراه با اسامی سازندهای مربوطه در جدول زیر آورده شده است.

نام سازند	ترکیب سنگ‌شناسی	سن
شوریجه	ماسه سنگ و کنگلومرای قرمز رنگ	ژوراسیک پسین - کرتاسه‌زیرین
سرچشمه	شیل و مارن همراه با میان لایه های آهکی	(بارمین پسین -آپتین‌پیشین)، و همچنین آلبین
تیرگان	آهک، آهک مارنی، مارن و شیل آهکی	کرتاسه پیشین (بارمین - آپتین‌زیرین)
مزدوران	آهکی - دولومیتــی؛ آواری – تبخیری؛ آهکی- ماسه‌سنگی	ژوراسیک میانی – بالایی (کالووین، آکســفوردین – کیمــریجین) و همچنین نئوکومین (کرتاسه زیرین)
خانه‌زو	آهکی	معادل سنی سازند چمن بید (کالووین - نئوکومین)
چمن‌بید	آهکی - مارنی	ژوراسیک میانی - پسین (باژوسین پسین - آکسفوردین)
باش‌کلاته	شیل‌های سیاه و خاکستری	ژوراسیک میانی
کَشَف‌رود	شیل‌های تیره‌رنگ، ماسه‌سنگ و کمی سنگ‌آهک و کنگلومرا	ژوراسیک پیشین (توآرسین)

البرز	کپه داغ	زاگرس	ایران مرکزی
ژیپس وملافیر	شوریجه	انیدریت هیث	بیدو
لار	مزدوران	سورمه	هجدک
دلیچای	چمن بید		بادامو
شمشک	کشف رود	نیریز	شمشک

هم ارز ی سازندهای ژوراسیک در پهنه‌های ساختاری مختلف ایران

ژوراسیک در پهنه ساختاری زاگرس

سنگ‌های ژوراسیک پهنه زاگرس را می‌توان را به سه گروه مجزا با سه رخسارهٔ متفاوت زیر تقسیم کرد (مطیعی، ۱۳۷۲) :

* رخساره‌های کم ژرفای تبخیری که به ویژه در لرستان و نزدیک مرز عراق نهشته شده‌اند، ولی رخنمون سطحی ندارند.

* رخساره‌های ژرف کربناتی که در زاگرس چین‌خورده به ویژه سکوی فارس بر جای گذاشته شده‌اند.

* رخساره‌های ژرف کربناتی – رادیولاریتی که معرف بخش‌های ژرف زاگرس رورانده است که به ویژه در دو ناحیهٔ نیریز و کرمانشاه، به صورت فلس‌های رانده شدهٔ نا برجا رخنمون دارند.

سازند سرگلو (تناوب شیل خاکستری تیره و سنگ‌آهک‌های رُسی نازک لایه و بودار با سن ژوراسیک میانی). در حوالی کرمانشاه، سازند سرگلو دارای آمونیت‌های ژوراسیک میانی است. با وجود جدا بودن حوضه‌ها، ویژگی‌های سنگی و سنی سازند سرگلو، در خور قیاس با سازند بَغَمشاه (ایران مرکزی) سازند دلیچای (البرز)، و سازند چمن بید است.

جایگاه چینه‌شناسی نهشته‌های انیدریتی سازند گوتنیا به خوبی با نهشته‌های تبخیری ژوراسیک بالایی فارس داخلی (سازند هیث)، البرز (واحد گچ و ملافیر)، ایران مرکزی (گچ مگو) و سنگ‌های نمکی ژوراسیک ناحیهٔ راور در خور قیاس است. این نهشته‌های تبخیری یادآور ردیف‌های مشابه در عربستان و نشانگر چیرگی شرایط آب و هوایی گرم ژوراسیک پسین بر گستره‌های وسیع خاورمیانه است.

در زاگرس مرتفع سنگ های ژوراسیکی بخشی از یک مجموعه رسوبی ژرف با تغییرات سنی از تریاس تا کرتاسه پسین هستند. در ناحیه نیریز به این سنگ‌ها سازند پیچاکون (پیچَلون) گفته شده که مجموعه‌ای از رسوبات مارنی سیاه رنگ، سنگ آهک سیلیسی اوولیتی و رادیولاریت است. در جدول زیر خلاصه‌ای ویژگی‌های سنگ‌شناسی و سنی توالی رسوبی ژوراسیک آورده شده است.

نام منطقه	نام سازند	ترکیب سنگ‌شناسی	سن
منطقه لرستان	**گوتنیا**	آنیدریت	ژوراسیک پسین (تیتونین)
	نَجمه	آهک پلیتی و جلبکی	ژوراسیک پسین
	سرگِلو	شیل خاکستری تیره و سنگ‌آهک‌های رُسی نازک لایه و بودار	ژوراسیک میانی
	عَلَن	تناوب انیدریت و آهک	لیاس پسین
	مَوس	آهک	احتمالاً لیاس پسین
	عَدایِه	تناوب انیدریت و دولومیت	لیاس پسین
منطقه فارس	**هیث**	دلومیت و رسوبات تبخیری (انیدریت)	تیتونین (و یا ژوراسیک پسین - کرتاسهٔ پیشین)
	سورمه	کربناتی	ژوراسیک پیشین (لیاس)
	نیریز	دولومیت، شیل، سیلت	ژوراسیک پیشین (لیاس)
	دشتک	شیل، تبخیری‌ها، دلومیت	تریاس
	خانه کت	کربنات‌های رُسی و شیل در بخش پایین و آهک و دولومیت در بخش بالا	تریاس
زاگرس مرتفع	**پیچاکون (پیچَلون)**	مجموعه ای از رسوبات مارنی سیاه رنگ ، سنگ آهک سیلیسی اوولیتی و رادیولاریت	ژوراسیک

❊❊ توجه : سازندها بر اساس سن از قدیم به جدید (از پایین به بالا) مرتب شده‌اند. در مواردی که همسنی یا هم ارزی دیده می‌شود به منابع مربوطه رجوع کنید.

تریاس پسین و ژوراسیک در البرز :

به جز ناحیهٔ پالند ((وحدتی، ۱۳۶۴) و جنوب گلنـدرود (دبیـری، ۱۳۸۰)) که گذر ردیف‌های سکویی سازند الیکا به نهشته‌های شـیلی - ماسـه‌سـنگی زغالـدار تریـاس بـالایی تدریجی است، در دیگر نقاط البرز، گذر تریاس‌میانی به تریاس‌بالایی ناپیوسته و نشانگر شواهدی از رویداد زمین‌ساختی سیمرین پیشین است که با پایان گرفتن شرایط سکویی تریاس‌میانی، بالا آمدن زمین و پس‌نشست دریا همراه بوده است. ولی در تریاس پسین (نورین) با پیشروی دوبارهٔ دریا پهنـهٔ البرز به یک خلیج به نسبت باریک تبدیل شده که به سوی خاور گـسترش زیـاد داشـته و از سـمت باختر با دریای آزاد در ارتباط بوده است (رضوی و معین‌السادات، ۱۳۷۲).

در زمان نورین‌پسین با پس‌نشست دریا، البرز نخست به دشت آبرفتی – دلتایی و سـپس در زمـان رتینRhaetian به یک دشت آبرفتـی تبـدیل شـده کـه گـاه در آن مـرداب‌هـای تـوربزار شـکل می‌گرفته‌اند. به دلیل شرایط جغرافیای دیرینهٔ حاکم، ردیف‌های تریاس بالای البـرز نهـشته‌هـای بـه نسبت همگن شیل و ماسه‌سنگ است که به داشتن لایه‌های زغال شاخص‌انـد. تـرادف‌هـای

زغالـدار تریاس بالایی البرز سنگ رخسارهٔ به طورکامل همسان با سنگ های ژوراسیک پایینی - میانی دارنـد. از همــین‌رو، در نقــاط زیـادی از البـرز، نهـشته هـای زغالـدار تریـاس بـالایی از رسوب‌های مشابه، ولی به سن ژوراسیک پایینی - میانی، تفکیک نشده‌اند و حتــی گـاه سـنگ‌هـای تریاس بالایی به سن ژوراسیک دد نظر گرفته شده‌اند.

سازند شمشک

در ۱۹۶۳ آسرتو به مجموعهٔ رسوب‌های زغالدار البرز «سازند شمشک» نام داد و تغییرات سنی آن را از لیاس (آشکوب هتانژین) تا دوگر (آشکوب باتونین) دانست. ولی، یافته‌های‌زمین‌شناختی جدید نشان داد که سازند شمشک یک واحد زمین‌ساختی- چینـه- شـناختی Tectonostratigraphy در مرتبهٔ گروه است که در فاصله زمانی دو رخداد کوهزایی سـیمرین پیـشین و میـانی نهـشته شـده و می‌تواند مشتمل بر چند سازند باشد، به همین دلیل، در حال حاضر برای این چرخهٔ رسـوبی بـزرگ نام «گروه شمشک» انتخاب شده که به سن نورین – باتونین است که در البرز شمالی با یک بخش آهنی – بوکسیتی و رس‌های فلینیتی به رنگ سُرخ – قهوه‌ای آغاز می‌شود ولـی، در البـرز جنـوبی، آغاز گروه شمشک بـا بازالـت‌هـای تیـره‌رنـگ زیردریـایی اسـت کـه بـا رسـوب‌هـای زغالـدار ادامــه می‌یابد.

در منطقه طزره سازند شمشک به سه زیربخش به نام‌های پشکلات، آسیاب و کلاریز تقسیم می‌شود که از نظر چینه‌شناسی رسوبات زغال‌دار متعلق به زیر بخش‌های کلاریز و پشکلات می‌باشند.

بخش‌های تریاس بالایی این گروه، در شرایط رسوبی نابرابر، بـر جـای گذاشـته شـده انـد بـه همین لحاظ در همه جا ویژگی‌های سنگی و نام همسان ندارند. اگرچـه در نقـاط بـسیاری از البـرز، ردیف‌های تریاس بالایی از گروه شمشک به دلیل فقر داده های فسیلی وضوح چندان ندارند، ولی، در ناحیهٔ سمنان و پاره‌ای از نقاط زغال‌خیز البرز، مطالعه سنگواره‌های گیاهی و یا جـانوری در تفکیـک رسوبهای تریاس بالا کمک شایان کرده است. رسوب‌های زغال‌دار تریاس بالایی البرز را می‌توان با همه و یا بخش‌هـایی از سـازندهای نایبنـد در طبس، پرسفید در کاشان، درهٔ گُر – دَهرود درکرمان، قدیر در نایبند، فردوس در لوت هم‌ارز دانست.

سازند دلیچای

سازند دلیچای از سازندهای شاخص پهنه ساختاری البرز با سن ژوراسیک میانی (باژوسین تا کالووین) ،نخستین واحد سنگی از رسوب‌های دریایی ژوراسیک البرز است که به‌ویژه در دامنه جنوبی این کوه‌ها برونزد دارد. این سازند در بیشتر نقاط، از نوع مارن و سنگ‌آهک‌های مارنی نازک‌لایه است که میان‌لایه‌هایی از شیل‌های مارنی دارد. گاهی میزان مارن بیشتر از سنگ‌آهک است، به همین رو از اصطلاح «مارن‌های دلیچای» نیز برای این سازند استفاده می‌شود. نوع سنگ‌ها و سنگواره‌ها نشانگر نهشته‌گذاری در یک محیط دریایی است که با شرایط دریاچه‌ای - مردابی نهشته‌های زیر آن (گروه شمشک) و ردیف‌های کربناتی ضخیم‌لایه روی

آن(سازند لار) تفاوت آشکار دارد، به گونه‌ای که سازند مارنی دلیچای نقش یک لایه راهنمای زودفرسای مایل به سبز دارد که ردیف‌های تیره‌رنگ زغال‌دار پایینی را از صخره‌های بلند رویی جدا می‌کند. گسترش جغرافیایی سازند دلیچای محدود به البرز (دماوند، کرج، آبیک، شمال‌قزوین، دره هراز، سمنان، جام، شاهرود و ...) نیست. این سازند در کوه‌های سلطانیه زنجان، مراغه، آبگرم همدان و جنوب شرقی دریاچه ارومیه نیز گزارش شده است.

سازند لار

نام سازند آهکی لار از درهٔ لار در البرز مرکزی گرفته شده است. سازند لار به سنگ آهک‌های کوه ساز با سن ژوراسیک پسین گفته می‌شود که در نواحی وسیعی از البرز بر روی نهشته‌های زود فرسای ژوراسیک میانی (سازند دلیچای) و یا رسوبات زغال دار گروه شمشک قرار دارد. سازند لار از لحاظ لیتولوژی شامل سنگ آهک‌های نازک لایه میکرایتی تا توده‌ای ولی متراکم با رنگ خاکستری روشن و حاوی نودول‌های چرت و یا لایه‌های سیلیسی به رنگ سفید تا بنفش کم رنگ می‌باشد. ضخامت سازند لار بین ۲۵۰ تا ۳۵۰ متـــــــر گزارش شده است (آسرتو ۱۹۶۶؛ اشتوکلین). در سنگ‌های‌آهکی لار فسیل‌های زیادی یافت‌می‌شود که از جمله آن‌ها می‌توان به آمـــــــونیت‌های ایدوسراس، آتاکسیدسراس و انواع مختلف جنس پریفنکتس اشاره‌کرد. در کوه‌های سلطانیه زنجان آهک لار دوباره ظاهر می‌شود که به طور هم شیب بر روی سازند شمشک ولی با دگر شیبی در زیر کرتاسه قرار دارد. آهک لار با بخش بالایی سازند سورمه در زاگرس هم ارز است. بررسی ویژگی‌های سازند لار در برش ها و رخنمون‌های گوناگون نشان‌می‌دهد که حوضه رسوبی این سازند در همه مناطق شرایط و عمق یکسان نداشته است به گونه‌ای که رخساره‌های پلاژیک با سراشیبی مناسب با لغزش های گرانشی رخساره‌های جلوی ریف، رخساره‌های ریفی و بالاخره رخساره پشت ریف از چهره‌های شاخص سازند لار است. در «کوه‌های البرز»، چگونگی مرز ژوراسیک – کرتاسه در البـرز شـمالی و البـرز جنـوبی متفـاوت دانسته شده است و باور همگان بر این است کـه در نقـاط زیـادی از البـرز شـمالی (تـالش، رشـت، چالوس، گرگان، ساری و ...) ، مرز ژوراسیک – کرتاسه تدریجی اسـت و بـا نهـشته‌هـای پلاژیـک تیتونین – نئوکومین مشخص مـی‌شـود. ولـی در البـرز جنـوبی، یـک توقف رسـوبی مهـم، شـامل آشکوب‌های تیتونین و نئوکومین، وجود دارد. سـنگهـای تیتـونین و حتـی تیتـونین – نئوکـومین موجود در پاره‌ای از نقاط البرز جنوبی مانند ناحیهٔ جام (علـوی نـایینی، ۱۹۷۲) و ناحیـهٔ فیروزکـوه (کشانی، ۱۳۶۱) نشانگر آن است که اگرچه در البـرز جنـوبی سـنگ‌هـای تیتـونین – بریـازین بـه گستردگی البرز شمالی نیست، ولی پیوسته بودن مرز ژوراسیک – کرتاسه حتمی است، به احتمـال، دوره‌های فرسایشی پیش از بارمین در البرز جنوبی عملکرد شدیدتر داشته و باعث حذف ردیف‌هـای نئوکومین و تیتونین شده است.

پهنه ساختاری البرز			
سن	ترکیب سنگ‌شناسی	نام سازند	نام گروه
ژوراسیک بالایی (پسین)	آهک‌های نازک‌لایه میکرایتی تا توده‌ای ولی متراکم با رنگ خاکستری روشن و حاوی نودول‌های چرت و یا لایه‌های سیلیسی به رنگ سفید تا بنفش کم رنگ	**لار**	
ژوراسیک میانی (باژوسین تا کالووین)	سنگ‌آهک	**دلیچای**	
ابتدای ژوراسیک میانی (باژوسین- باتونین)	ماسه‌سنگ‌های آرکوزی و شیل‌های سبز و خاکستری تا قهوه‌ای، زغال‌سنگ	**شمشک**	**شمشک**
تریاس	آهک کِرمی‌شکل	**الیکا**	

ژوراسیک در ایران مرکزی و سنندج – سیرجان

زون سنندج - سیرجان، به عنوان یک کافت درون قاره‌ای (؟)، به دلیل داشتن پدیده‌های دگرگونی، ماگمایی و زمین‌ساخت مکرر و منطبق بر فازهای زمین‌ساختی شناخته شده، ناآرام‌ترین پهنۀ زمین‌ساختی ایران است. این زون دارای یک آشکوب ساختاری اصلی است که از پرکامبرین پسین با کافتش (ریفت‌زایی) شروع شده و در کوهزایی سیمرین پیشین با وارونگی زمین ساختی به پایان رسیده است. در تریاس پسین حوضه‌های توربیدیتی مزوزوییک شکل گرفته که به احتمال، در فاز سیمرین پسین و به احتمال بیشتر در فاز لارامید سرانجام گرفته است. همانند دیگر نقاط صفحۀ ایران (البرز، ایران مرکزی) در زون سنندج – سیرجان هم سنگهای تریاس بالا - ژوراسیک پایین هم رخساره‌اند و در بیشتر موارد، تفکیک آنها به آسانی ممکن نیست. از نگاه سبزه‌ئی، در فاصلۀ کوتاهی بین تریاس بالا و ژوراسیک پایین شرایط سکویی برقرار بوده ولی پس از آن، گودال‌های پویای مزوزوییک تا اوایل کرتاسه چیره شده‌اند. به همین دلیل، در پهنۀ سنندج – سیرجان تا لبۀ زاگرس، در دورۀ ژوراسیک جولانگاه رسوبهای عمیق، رخساره‌های فلیشی، توربیدیتی بوده، در حالی که در زون‌های مجاور شرایط فلات قاره (زاگرس) و یا شرایط کولابی – مردابی آرام (ایران مرکزی) چیره بوده است. جدا از رخساره و شرایط رسوبی متفاوت، چگونگی عملکرد و پیامد رخدادهای زمین‌ساختی ژوراسیک بر زون سنندج – سیرجان قابل قیاس با دیگر نواحی ایران نیست. برای نمونه در ناحیۀ همدان، رویداد زمین‌ساختی سیمرین میانی با دگرگونی ناحیه‌ای و حتی جایگیری توده‌های نفوذی همراه بوده است و یا در ناحیۀ اسفندقه، رویداد طبسین بیشترین اثر را داشته است، در حالی که رویداد سیمرین پسین بر این زون، بی‌اثر بوده و یا اثر ناچیز داشته است .به دلیل چیرگی شرایط گودال‌های پویا، تفکیک چرخه‌های رسوبی ژوراسیک دیگر نواحی ایران در زون سنندج – سیرجان دشوار

است. ولی توصیف نهشته‌های ژوراسیک به صورت ناحیه‌ای امکانپذیر است .در «ناحیهٔ گل‌گهر»، سنگهای ژوراسیک پایینی وجود ندارد. سنگهای ژوراسیک بالا با نهشته‌های توربیدایت آغاز و با یک گذر تدریجی، ابتدا به ماسه سنگهای آهکی و سپس به آهک‌های ماسه‌ای و در پایان به مجموعه‌ای از سنگ‌آهک ریفی – ماسه‌سنگ‌های آهکی و سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای می‌رسد که دارای سنگواره‌های ژوراسیک پسین تا اواخر نئوکومین و اوایل بارمین است. در «ناحیهٔ باغات - خَبر»، سنگ‌های ژوراسیک تنها نشانگر زمان ژوراسیک پسین – کرتاسهٔ پیشین هستند، ولی به دلیل تفاوت‌های سنگ‌شناختی و به ویژه به لحاظ رفتار زمین‌ساختی پیچیده شناخت و توصیف ردیف‌های چینه‌ای دشوار است. به همین رو سبزه‌ئی و همکاران ۱۳۷۳)، سنگ‌های ژوراسیک را متعلق به حوضه‌های ساختاری – رسوبی جداگانه دانسته‌اند .در «ناحیهٔ نیریز»، سنگهای ژوراسیک پایینی و میانی وجود ندارد. به سنگ‌هـــای ژوراسیک بالا « گروه گلو معدن» نام داده شده (ریکو، ۱۹۷۴) که بیشتر از نوع شیل‌های سُرخرنگ، کوارتزیتهای سبز در زیر و سنگ‌آهک‌های آواری – کرانه‌ای سیاه با رنگ فرسایش زرد، در بالا است. سنگواره‌های این مجموعه، جلبک و روزنه‌داران ژوراسیک‌پسین تا کرتاسهٔ‌پیشین هستند.

پهنه ساختاری ایران مرکزی			
نام گروه	نام سازند	ترکیب سنگ‌شناسی	سن
	بیدو	رسوبهای آواری (کنگلومرا، ماسه سنگ سُرخ) و نهشته‌های دریایی (سنگ‌آهک و مارنهای سبزرنگ)	ژوراسیک فوقانی- کرتاسه زیرین
	اسفندیار	سنگ‌آهک	ژوراسیک بالایی
مگو	قلعه دختر	ماسه سنگ، شیل، سنگ آهک و دولومیت	ژوراسیک میانی - ژوراسیک بالایی (کالووین – کیمریجین)
مگو	بَغَمشاه	شیل، مارن و مقادیر کمتری سنگ آهک ماسه‌ای	بریازین پیشین تا بارمین پیشین
مگو	پروده	کنگلومرا ، شیل، سیلتستون، ماسه سنگ، سنگ‌آهک	باتونین میانی تا آغاز باتونین پسین
شمشک	هُجدک	ماسه‌سنگ‌های آرکوزی و شیل‌های سبز و خاکستری تا قهوه‌ای، زغال‌سنگ	ابتدای ژوراسیک میانی (باژوسین- باتونین)
شمشک	بادامو	سنگ‌آهک‌های اوولیتی حاوی بلمنیت، دوکفه‌ای، مرجان و آمونیت	توآرسین – باژوسین
شمشک	آب حاجی	شیل، ماسه‌سنگی، لایه‌های زغالی	لیاس
	نایبند	سنگ آهک، کوارتزآرنایت، شیل آهکی و شیل	تریاس فوقانی (نورین – رتین)

در «ناحیهٔ اسفندقه»، سنگ‌های ژوراسیک رخسارهٔ ناهمگن دارند. در این ناحیه سنگ‌های ژوراسیک بـا فوران‌های آتشفشانی، قلیایی زیردریایی، با همراهانی از سنگهای رسوبی آغـاز و بـا آواریهـایی بـه سن دوگر دنبال می‌شود. بالاترین بخش سنگهای ژوراسیک ناحیهٔ اسفندقه، از نوع سنگ‌آهک‌هـای کالپیونلا و رادیولردار مالم پسین است که به‌طور دگرشیب سنگ‌های کهن‌تر (ژوراسـیک میـانی) را می‌پوشاند. وجود دو دگرشیبی در این نهشته‌ها درخور توجه است. دگرشیبی بین رسوب‌های تریاس بالا – ژوراسیک میانی نشانگر رویداد سیمرین میانی و دگرشـیبی بـین ژوراسـیک میـانی و بـالایی، گویای حرکت‌های زمین‌ساختی طبسین است. در «ناحیهٔ سیرجان»، سنگهای ژوراسیک در دو رخنمون کوه معدن (معدن چاه‌گز) و کوه خواجو برونزد دارند. در کوه معدن سنگ‌های موردنظر دگرگونی بوده و سن ژوراسیک آنها حتمی نیست. در کوه خواجو، نهشته‌های ژوراسیک محدود به سنگ‌آهک‌های کالپیونلادار ژوراسیک بالایی – کرتاسـهٔ پایینی است که به طور دگرشیب بر روی آهکهای پـرمین قـرار دارنـد و شـامل سـنگ آهـک‌هـای خاکستری رنگ و همگن هستند که به طور محلی تناوب هایی از ماسهسنگهای توفی قهوهای مایـل به سُرخ دارند.

در «ناحیهٔ شهرکرد»، سنگهای ژوراسیک پایینی، آتشفشانی اسـت کـه بـه اسـلیت‌هـای برشـی و سنگ‌آهک‌های سیاه رادیولردار به سن ژوراسیک‌پسین – کرتاسهٔ‌پسین می‌رسند. مقایسهٔ منطقه‌ای گویای آن است که سنگ‌آهک‌های تیره رنگ قسمت بالایی پس از یک ایست (توقف) رسوبی و یـک رویـداد زمین‌ساختی (طبسین) برجای گذاشته شده‌اند و رسـوبگذاری آغـاز شـده، در ژوراسـیک پـسین تـا کرتاسهٔ پیشین ادامه یافته است. در «ناحیهٔ همدان - کرمانشاه»، سنگ‌های ژوراسیک بیشتر رخسارهٔ فلیش آتشفشانی کـم و بـیش دگرگون شده دارند. بُـرو (۱۳۶۹) به همهٔ سنگهای رسـوبی – آتشفـشانی واقـع در شـمال، شـمال خاوری و خاور سُنقر تا دشت اسدآباد و همچنین تپه های شمال و باختر کنگاور «سـری آتشفـشانی –آهکی سُنقر» نام داده که با شیست‌های همدان ارتباط جانبی دارد. به نظـر اشـراقی و جعفریـان(۱۳۷۳)، بخش پایینی این مجموعه، به طور عمده از سنگهای آتشفشانی و بخش بالای آن بیـشتر از سنگهای رسوبی است. ولی به دلیل تنش‌های زمین‌ساختی، نمی‌توان در همه جا، نظم یاد شـده را دید. اگرچه بخش‌های آهکی این مجموعه دارای Laeollibranches, Merinees و همچنـین Pseudocyclammines متعلق به ژوراسیک پسین هستند، ولـی بُـرو (۱۳۶۹) ردیـف‌هـای کـم دگرگون شدهٔ ناحیهٔ سُنقر و کنگاور را به سن ژوراسیک (به احتمال از لیاس تا به یقین مالم پایـانی) می‌داند. با این وجود، اشراقی و جعفریان (۱۳۷۳) این مجموعه را به دو بخش تریاس پایینی – ژوراسـیک و ژوراسیک بالا – کرتاسه تقسیم کرده‌اند که در بین این دو نشانه‌هـایی از یـک ناپیوسـتگی (رویـداد سیمرین‌میانی) را می‌توان دید.

در «ناحیهٔ سنندج»، سنگ‌های ژوراسیک به دو حوضهٔ ساختاری زاگـرس و سـنندج تعلـق دارنـد. ردیف‌های ژوراسیک بخش سنندج – سیرجان این ناحیه از دو قسمت تشکیل شده‌اند، بخش پایینی کوارتزیت، شیل و ماسه‌سنگ است که به ویژه در دامنه‌های خاوری رشته کوه صلوات آباد تـا جنـوب باختری قروه برونزد دارد. واحد بالایی شامل شیل، ماسه‌سنگهای خاکستری، عدسی‌های به نـسبت

بزرگ سنگ آهک و سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی است. سنگواره‌هـای یافـت شـده در عدسـی‌هـای آهکی (Rhapydionina deserta و Pseudocyclammina sp. , Lenticulina sp) معرف سـن ژوراسیک پیشین تا میانی هستند.

IJST (2015) 39A2: 165-178
Iranian Journal of Science & Technology
http://ijsts.shirazu.ac.ir

The Kasian volcanic rocks, Khorramabad, Iran: Evidence for a Jurassic Intra-Oceanic island arc in Neo-Tethys ocean

A. Zarasvandi[1], M. Rezaei[1]*, D. Lentz[2], H. Pourkaseb[1] and M. Karevani[2]

[1]Department of Geology, Faculty of Earth Science, Shahid Chamran University (SCU), Ahvaz, Iran
[2]Department of Earth Sciences, University of New Brunswick, New Brunswick, Canada
E-mail: mn-rezaei@phdstu.scu.ac.ir

Received date: 30 November 2018

Revised version received date: 3 April 2019

Accepted date: 23 April 2019

Jurassic igneous rocks of the central Sanandaj-Sirjan zone (Iran) mark a propagating continental rift, not a magmatic arc

Hossein Azizi[1*], Robert J. Stern[2†]

[1]Department of Mining, Faculty of Engineering, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran

[2] Geosciences Department, University of Texas at Dallas, Richardson, TX 75083-0688, USA

در صفحه بعد سازندهای پهنه‌های ساختاری البرز، ایران مرکزی، زاگرس و کپه داغ نشان داده شده‌اند. لازم به ذکر است در پهنه ساختاری فلیش شرق ایران رخساره‌های سنگی مربوط به دوره زمانی ژوراسیک برونزد ندارند.

جدول اسامی سازندها در پهنه‌های ساختاری کپه داغ، البرز، ایران مرکزی و زاگرس

پهنه ساختاری کپه داغ

نام گروه	نام سازند
	باش کلاته
	کشف‌رود
	چمن‌بید
	مزدوران
	شوریجه
	زرد
	تیرگان
	سرچشمه
	سنگانه
	آیتامیر
	آب‌دراز
	آب‌تلخ
	نیزار
	کلات
	پستلیق
	چهل‌کمان
	خانگیران

پهنه ساختاری البرز

نام گروه	نام سازند
	کهر
	بایندر
	سلطانیه
	باروت
	زاگون
	لالون
	میلا
	لشکرک
	سلطان میدان
	پادها
	مولی
	خوش‌ییلاق
	جیرود
	ایلانقاره
	مبارک
	باقرآباد
	دزده‌بند
	قزل‌قلعه
	درود
	روته
	نسن
	الیکا
شمشک	طزره
	گانو
	دلیچای
	فارسیان
	لار
	آبنک
	شال
	تیزکوه
	فجن
	زیارت
	کرج
	کند
	هزاردره
	کهریزک

پهنه ساختاری ایران مرکزی

نام گروه	نام سازند
	تاشک
	مراد
	کلمرد
	تکنار
	ریزو
	دسو (دزو)
	داهو*
	کوهبنان
میلا	کالشانه
	درنجال
	شیرگشت
	نیور
	پادها
ازبک‌کوه	سیب‌زار
	بهرام
	شیشتو
	سردر
	گچال
	جمال
	قرمز
	شتری
نخلک	علم
	باقرق
	عشین
	نایبند
شمشک	آب حاجی
	بادامو
مگو	هُجدک
	پروده
	اسفندیار
	قلعه دختر
	بیدو
	کرمان
	بیابانک
	قرمز پایینی
	قم
	قرمز بالایی

پهنه ساختاری زاگرس

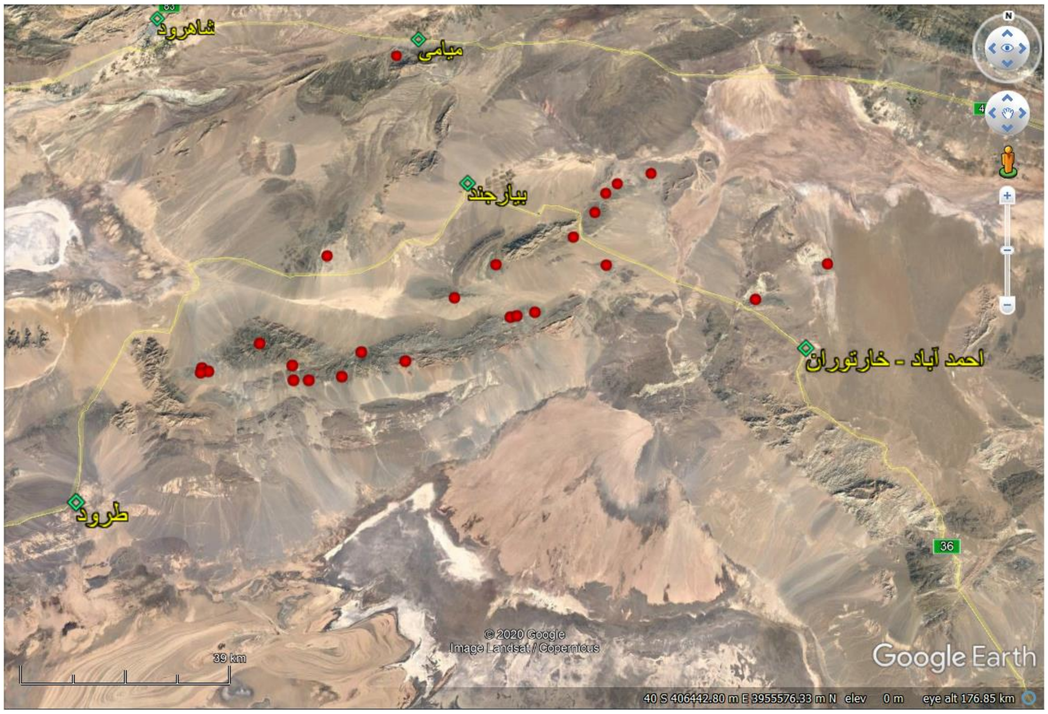
نام گروه	نام سازند
	هُرمز
	لیبیک
	زردکوه
	سیاهو
	سرچاهان
	زکین
	فرغان
دهرم	دالان
	کنگان
	خانه‌کت
کازرون	دشتک
	نیریز
	موس
	علن
	سرگلو
	نجمه
	گوتینا
خامی	سورمه
	هیث
	فهلیان
	گدوان
	داریان
بنگستان	کژدمی
	سروک
	سورگاه
	ایلام
	فان
	گرو
	گورپی
	تاربور
	پابده
	ساچون
	جهرم
	امیران
	تله زنگ
	کشکان
	شهبازان
	آسماری
	رازک
فارس	گچساران
	میشان
	آغاجاری
	بختیاری

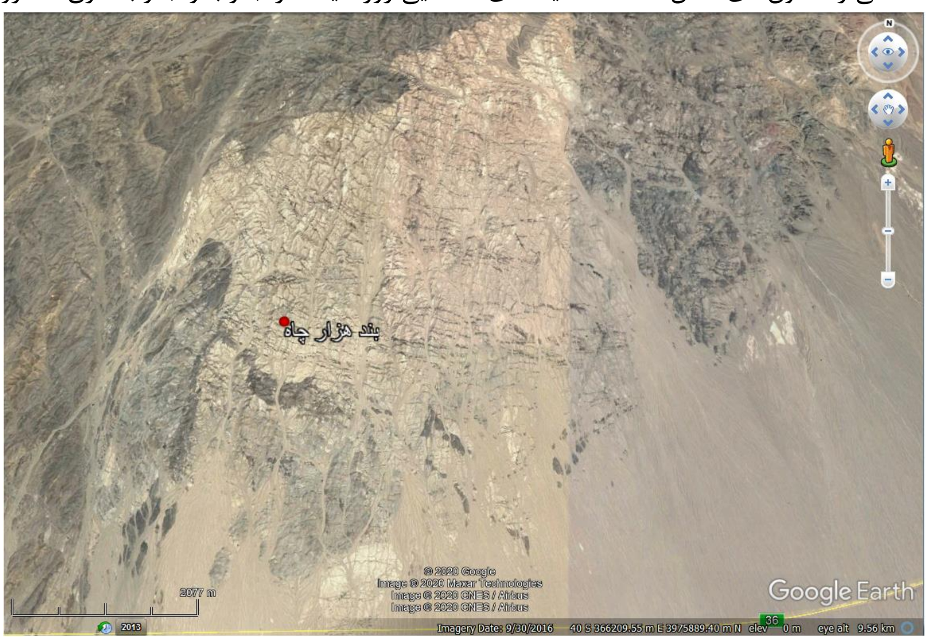
پس از این معرفی اجمالی واحدهای رسوبی به بحث ماگماتیسم و دگرگونی در ژوراسیک ایران می‌پردازیم.

ماگماتیسم ایران در دوره ژوراسیک را باید به چند دسته تقسیم کرد.

ا- فعالیت‌های ماگمایی بازیک- حدواسط با سن اواخر تریاس تا ژوراسیک میانی که تقریباً با توالی شیلی – ماسه سنگی شمشک یا معادل آن همسن هستند و از جنوب تا شمال ایران رخنمون‌های از آنها دیده می‌شود. این مجموعه فعالیت‌ها به صورت گدازه‌های بازالتی – آندزیتی (غالباً بازالتی)، سنگ‌های آتشفشانی تخریبی زیردریایی، دایک‌های دیابازی، توده‌های نفوذی کوچک مقیاس با ترکیب الیوین گابرو تا دیوریت دیده می‌شوند. در پهنه ساختاری سنندج سیرجان به دلیل اعمال دگرگونی ناحیه‌ای بر این سنگ‌ها و تحول آنها به شیست سبز و یا قرار گیری آنها در بین متاپلیت‌های درجه پایین، کمتر مورد توجه قرار گرفته‌اند. در پهنه ساختاری البرز که این فعالیت‌های ماگمایی از حادثه دگرگونی در امان بوده‌اند، بهتر قابل‌شناسایی و ردیابی هستند و مطالعات متعددی در مرود آنها صورت گرفته است (از جمله شرح نقشه‌های ۱۰۰۰۰۰ : ۱ دامغان، علی آباد، رامیان، گرگان، و ...، جمشیدی، ۱۳۹۸، جمشیدی و همکاران، ؛ قاسمی و همکاران). در حال حاضر نیز رساله دکترای خانم شیرین شهابی به مطالعه این مجموعه فعالیت‌های ماگمایی در پهنه ساختاری البرز از شمال شاهرود و دامغان تا شمال قزوین اختصاص یافته است که مستندات آنها هنوز به مرحله چاپ و انتشار نرسیده است.

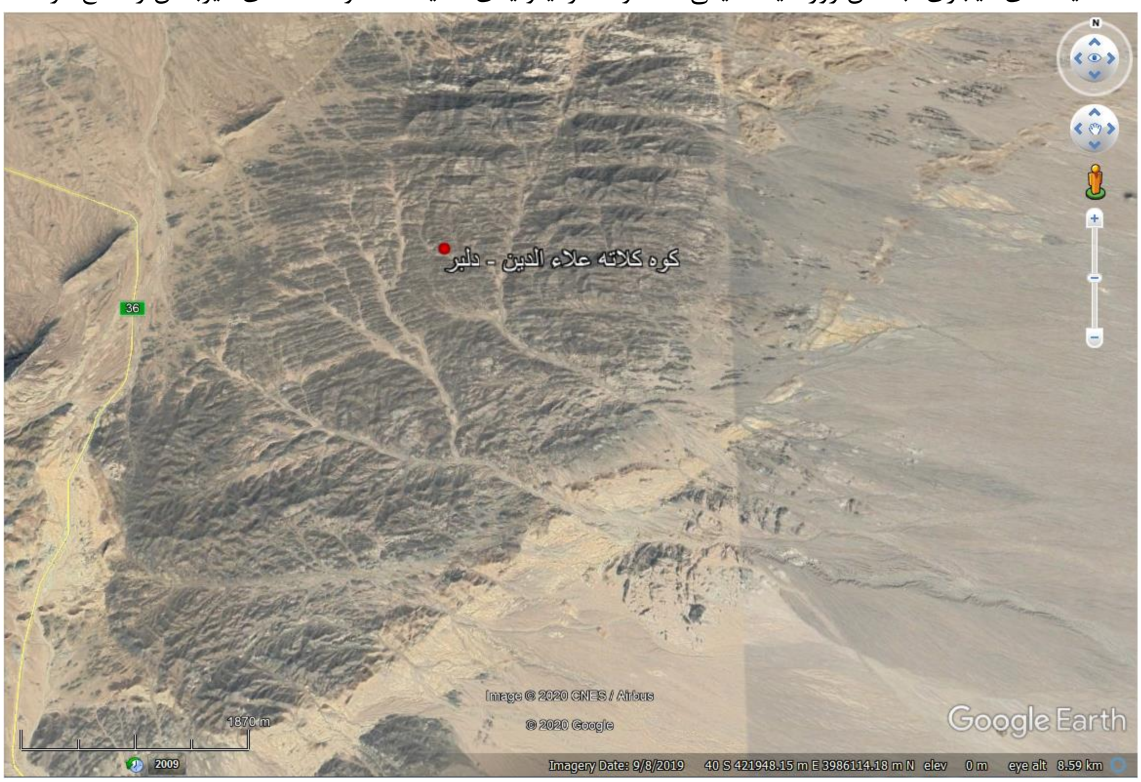
در جنوب شاهرود (حد فاصل طرود تا خارتوران) فعالیت‌های ماگمایی ژوراسیک در بین اسلیت‌ها، فیلیت‌ها و متاسندستون‌های ژوراسیک، به صورت سنگ‌های بازالتی با درجه دگرگونی (بسیار پایین تا پایین (شیست سبز))، دایک‌های دیابازی رخنمون دارند. در ضمن بخشی از این فعالیت‌های ماگمایی به صورت توده‌های نفوذی گابرویی تا دیوریتی و همچنین دایک‌های دیابازی به درون سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک تزریق شده‌اند و در آنها جای گرفته‌اند. این سنگ‌ها دارای دامنه سنی ۱۶۰ تا ۱۷۰ میلیون سال پیش (ژوراسیک میانی) می‌باشند (به شرح نقشه‌های زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ : ۱ دره دایی، رزوه و ابریشم رود و همچنین دادپور، ، بلاغی، ۱۳۹۳؛ همتی، ۱۳۹۲؛ بلاغی و همکاران، ۲۰۱۴؛ حسینی، ۱۳۹۲؛ حسینی، ۱۳۹۴؛ حسینی و همکاران، ۲۰۱۵، صادقیان، ۱۳۹۶؛ شکاری، ۱۳۹۷، قاسمی و همکاران، ۱۳۹۷؛ رستمی و همکاران، ۱۳۹۶؛ ابتهاج و همکاران، ۱۳۹۳؛ شکاری و همکاران، ۱۳۹۸؛ ویسکرمی، ۱۳۹۷؛ ویسکرمی و همکاران، ۱۳۹۸ رجوع کنید). دسته‌دایک‌های دیابازی به سن ژوراسیک میانی که کنگلومراها و شیل وماسه‌سنگ‌های اواخر تریاس – اوایل ژوراسیک و همچنین توده‌های گرانیتوئیدی و سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک را قطع کرده‌اند در منطقه دلبر، سفید سنگ، رضا آباد خارتوران و بند هزار چاه مناظر زیبایی را به نمایش گذاشته‌اند.



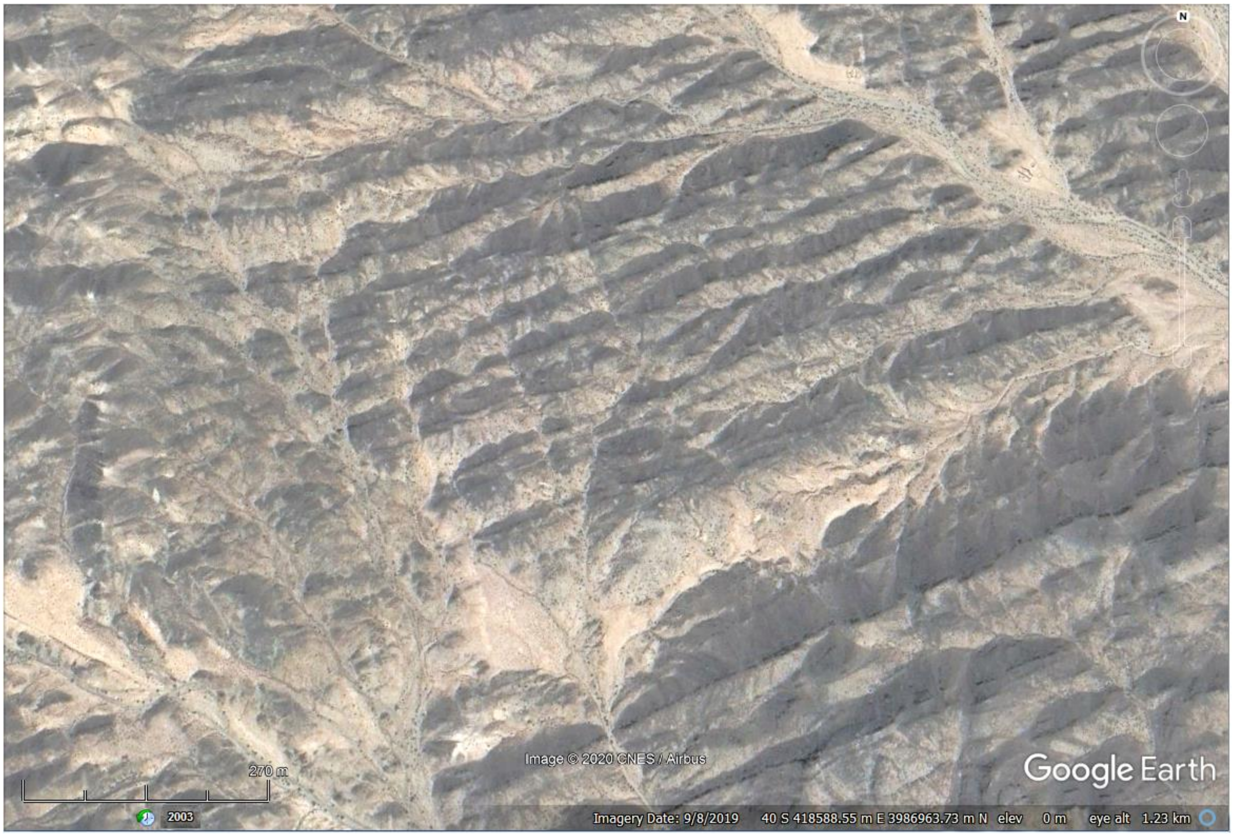
پراکندگی رخنمون‌های نشان دهنده فعالیت‌های ماگمایی ژوراسیک در جنوب و جنوب شرق شاهرود.


دسته‌دایک‌های دیابازی (به سن ژوراسیک میانی) که توده گرانیتوئیدی بند هزار چاه و سنگ‌های میزبانش را قطع کرده‌اند.

دسته‌دایک‌های دیابازی (به سن ژوراسیک میانی) که توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ و سنگ‌های میزبانش را قطع کرده‌اند.



دسته‌دایک‌های دیابازی (به سن ژوراسیک میانی) که گنیس‌های کوه کلاته علاء الدین (منطقه دلبر)را قطع کرده‌اند. آثار خطی موازی همان دایک‌های دیابازی هستند که تقریباً دارای راستای شرقی – غربی می‌باشند.



دسته‌دایک‌های دیابازی (به سن ژوراسیک میانی) که گنیس‌های کوه کلاته علاء الدین (منطقه دلبر)را قطع کرده‌اند.
آثار خطی موازی همان دایک‌های دیابازی هستند که تقریباً دارای راستای شرقی – غربی می‌باشند.

در شرق جندق فعالیت‌های ماگمایی ژوراسیک به صورت توده‌های نفوذی گابرویی تا دیوریتی و همچنین آلکالی فلدسپار گرانیتی صورتی رنگ به درون سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک جای گرفته‌اند و دارای دامنه سنی ۲۲۰ تا ۲۰۰ میلیون سال پیش (تریاس پسین - ژوراسیک پیشین) می‌باشند (به بلوچی، ۱۳۹۷، بلوچی و همکاران، ۱۳۹۷ رجوع کنید).

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و ششم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۹۷، از صفحهٔ ۸۲۷ تا ۸۴۴

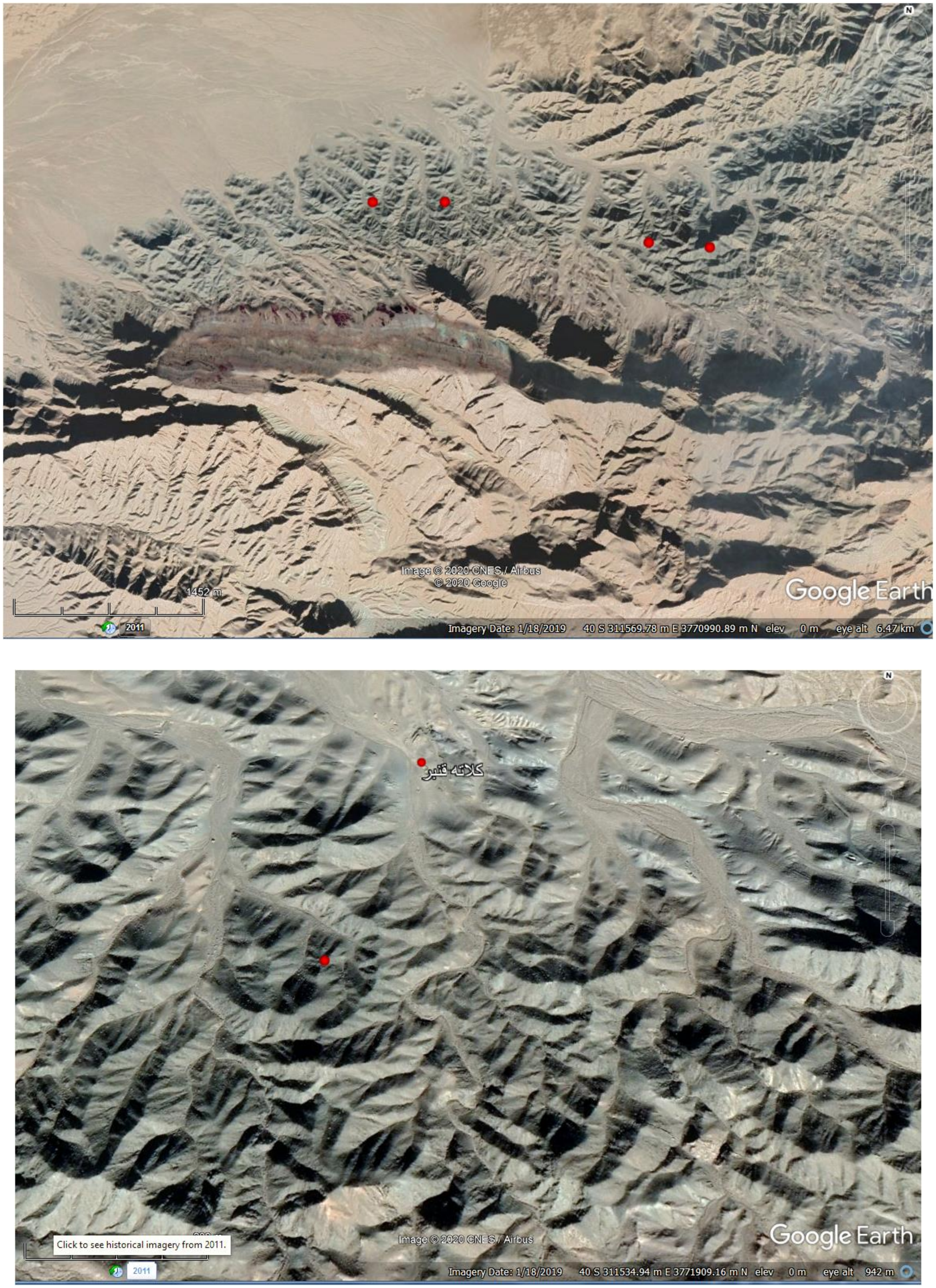
انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران

شیمی کانی، زمین‌شیمی و سن پرتوسنجی سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه کلاته (شمال- غربی خور): شاهدی بر فعالیت ماگمایی تریاس پسین در پهنه ساختاری ایران مرکزی

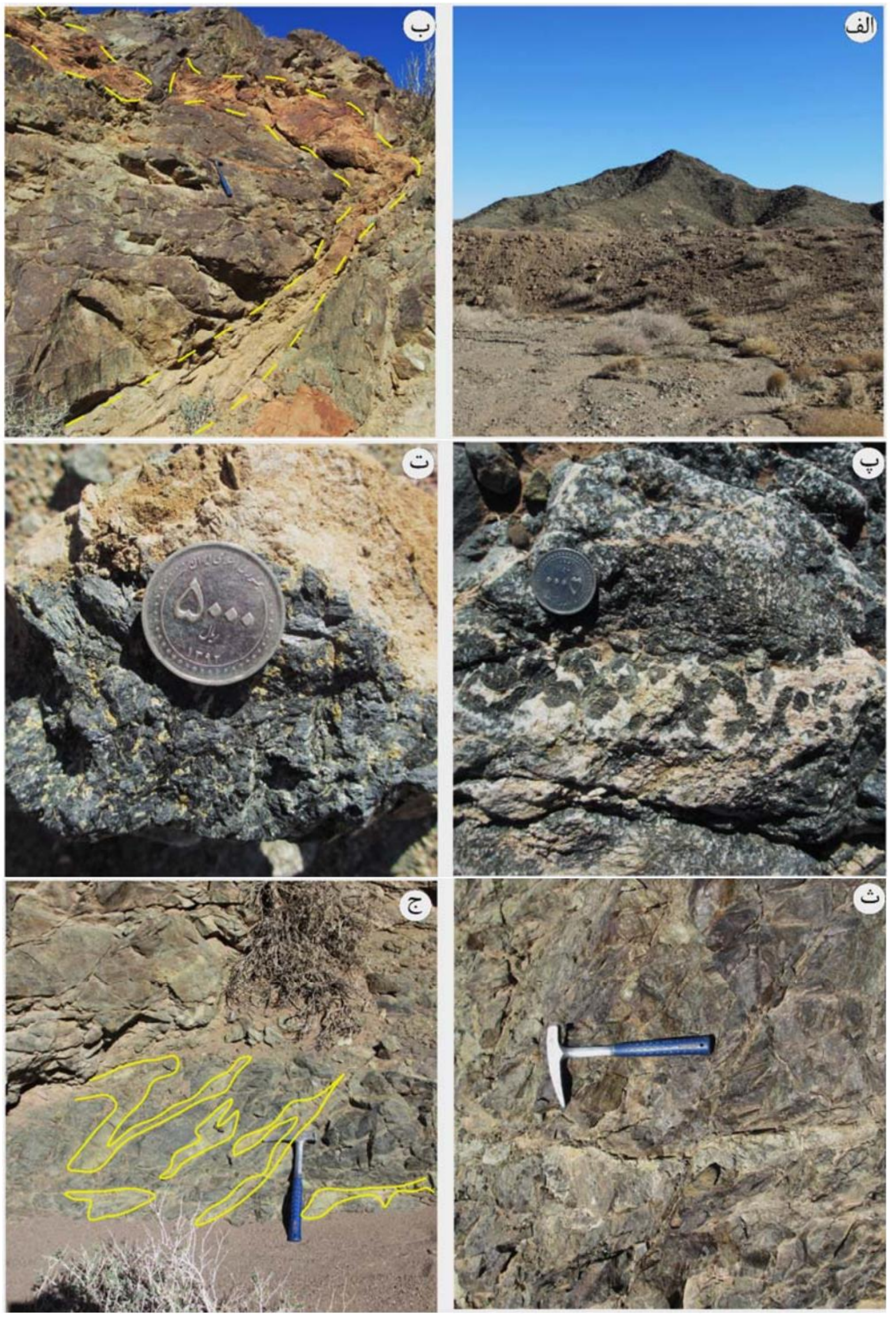
سولماز بلوچی*[1]، محمود صادقیان[1]، حبیب ا... قاسمی[1]، جای مینگو[2]، چیولی لی[2]، ژانگ یانبین[2]

۱- دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران
۲- موسسه زمین شناسی و ژئوفیزیک، انجمن علوم چین، پکن، چین

(دریافت مقاله: ۹۶/۱۰/۶، نسخه نهایی: ۹۶/۱۲/۱۲)



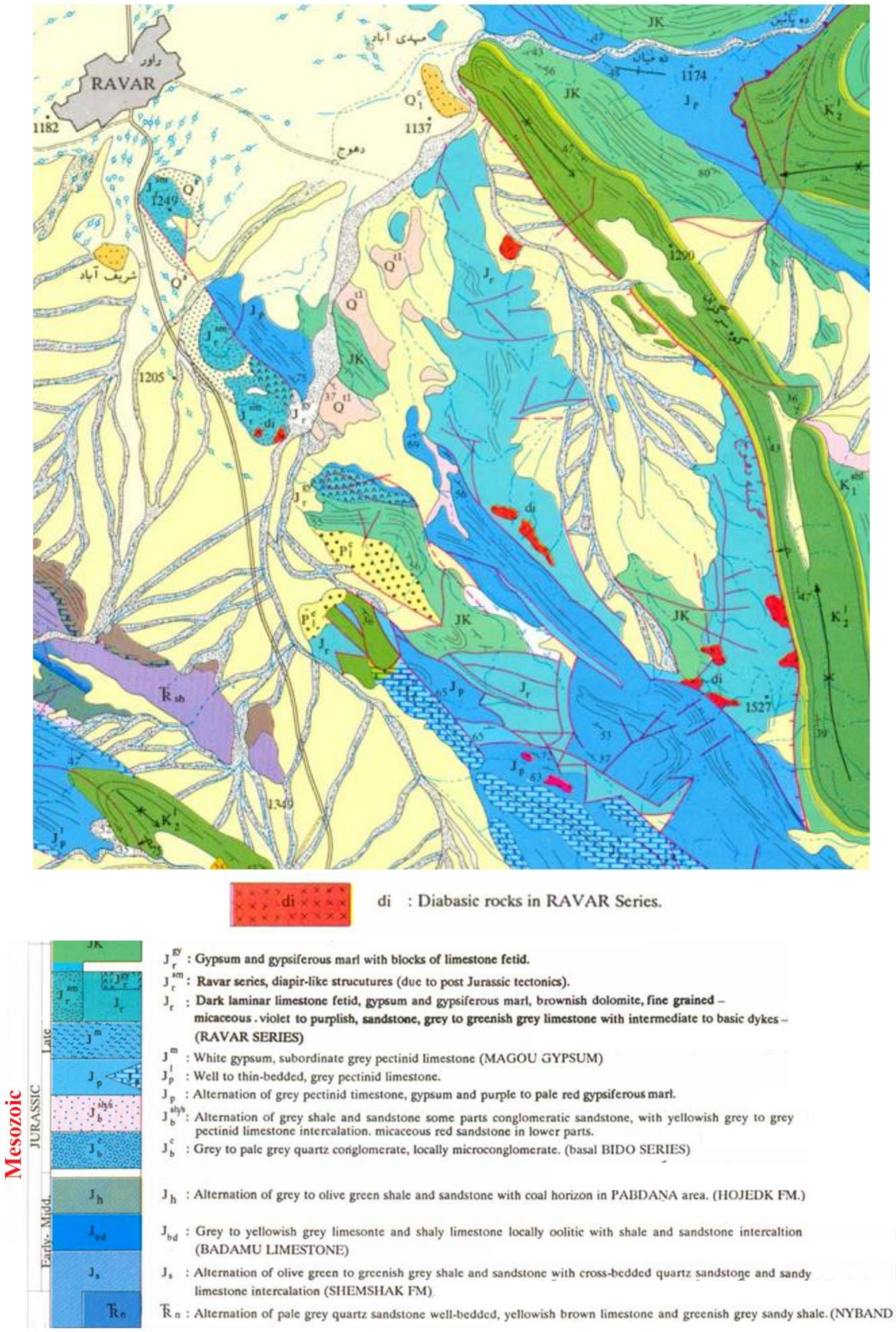
تصویر ماهواره‌ای مشان دهنده محل وجود توده‌های گابرودیوریتی قطع کننده سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک در پیرامون روستای مخروبه کلاته قنبر (جنوب شرق مصر یا شرق جندق).



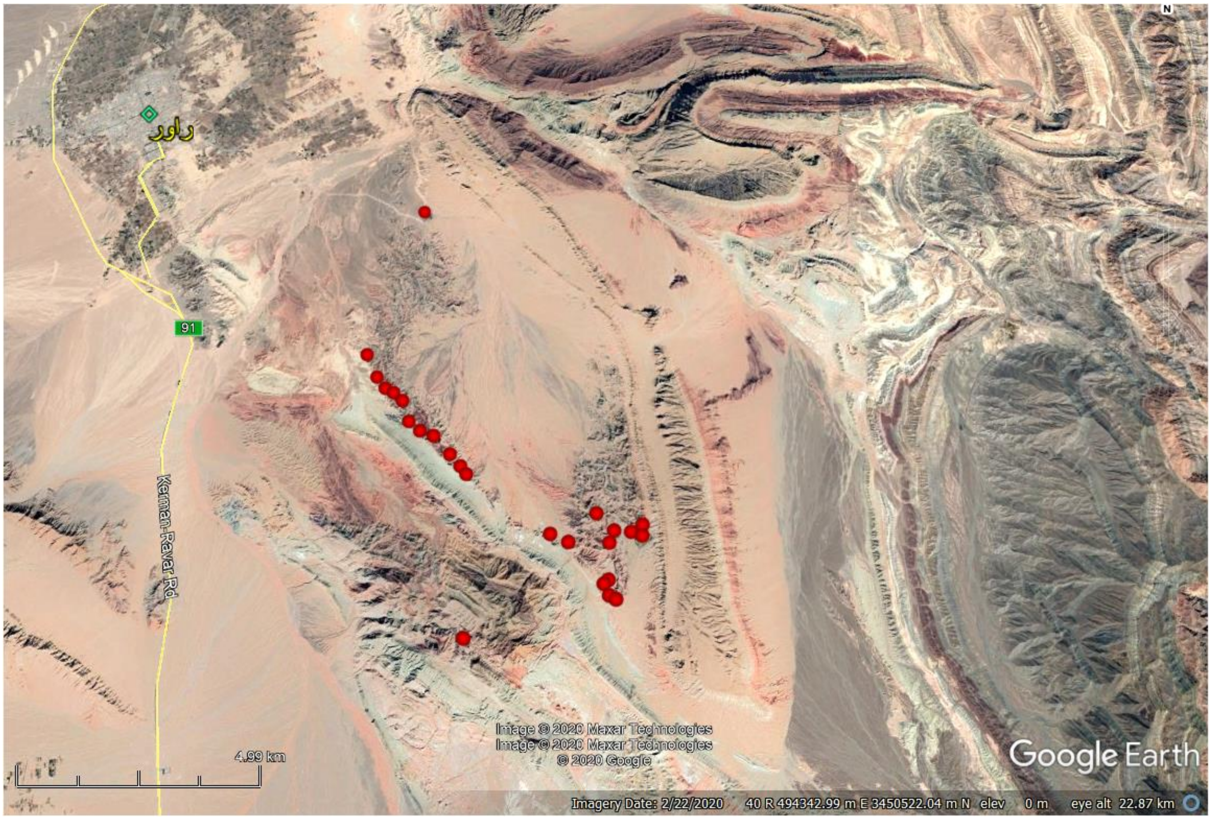
الف) دورنمایی از توده‌های نفوذی گابرودیوریتی (نگاه به سوی شرق)؛ ب) نفوذ دایک‌های سرشار از آلکالی فلدسپارهای صورتی رنگ به درون گابرودیوریت‌ها؛ پ) گابرودیوریت درشت دانه (ساخت پگماتوئیدی)؛ ت) هورنبلندهای درشت و فراوان در گابرودیوریت‌های پگماتوئیدی؛ ث) گابرودیوریت دگرشکل شده واقع در زون گسلی؛ ج) گابرودیوریت‌های اپیدوتیتی شده در پهنه‌های گسلی.

تصاویری از توده‌های نفوذی گابرودیوریتی و گرانیت‌های آلکالی فلدسپار گرانیتی شرق جندق (بلوچی، ۱۳۹۷).

در جنوب شرق راور (از توابع استان کرمان) میان‌لایه‌های بازالتی و دایک‌های دیابازی در گستره‌ای وسیع به سن ژوراسیک رخنمون دارند.



بخشی از نقشه ۱۰۰۰۰۰ : ۱ راور (حاج ملاعلی، ۱۹۹۵) که نشان دهنده محل رخنمون سنگ‌های دیابازی (میان‌لایه‌های بازالتی و دایک‌های دیابازی) جنوب شرق راور می‌باشد.



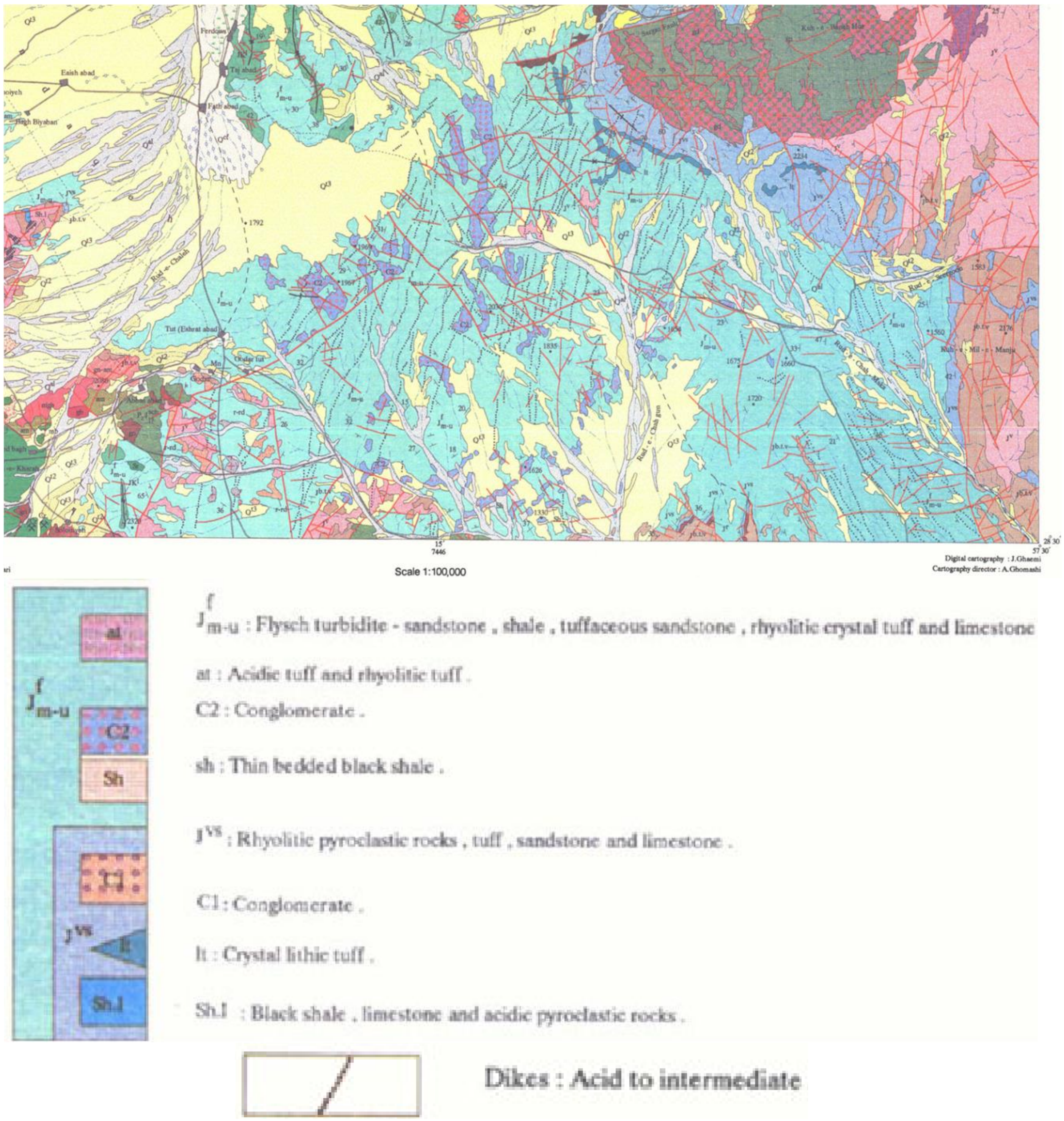
تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده محل رخنمون میان‌لایه‌های بازالتی و دایک‌های دیابازی) جنوب شرق راور (استان کرمان).
پیروی کردن رخنمون سنگ‌های دیابازی از ساختار لایه بندی سنگ‌های همراه نشان می‌دهد که آنها به صورت میانلایه می‌باشند.

اسفندقه دایک های دیابازی ژوراسیک

جنوب و جنوب شرق نقشه زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ : ۱ اسفندقه نشان می‌دهد که در در شرق عشرت آباد دایک‌های دیابازی زیادی توالی شیلی – ماسه‌سنگی ژوراسیک را قطع کرده‌اند. طول این دایک‌ها به چند صد متر می‌رسد و پهنای آنها از چند سانتیمتر تا چند متر متغیّر است.

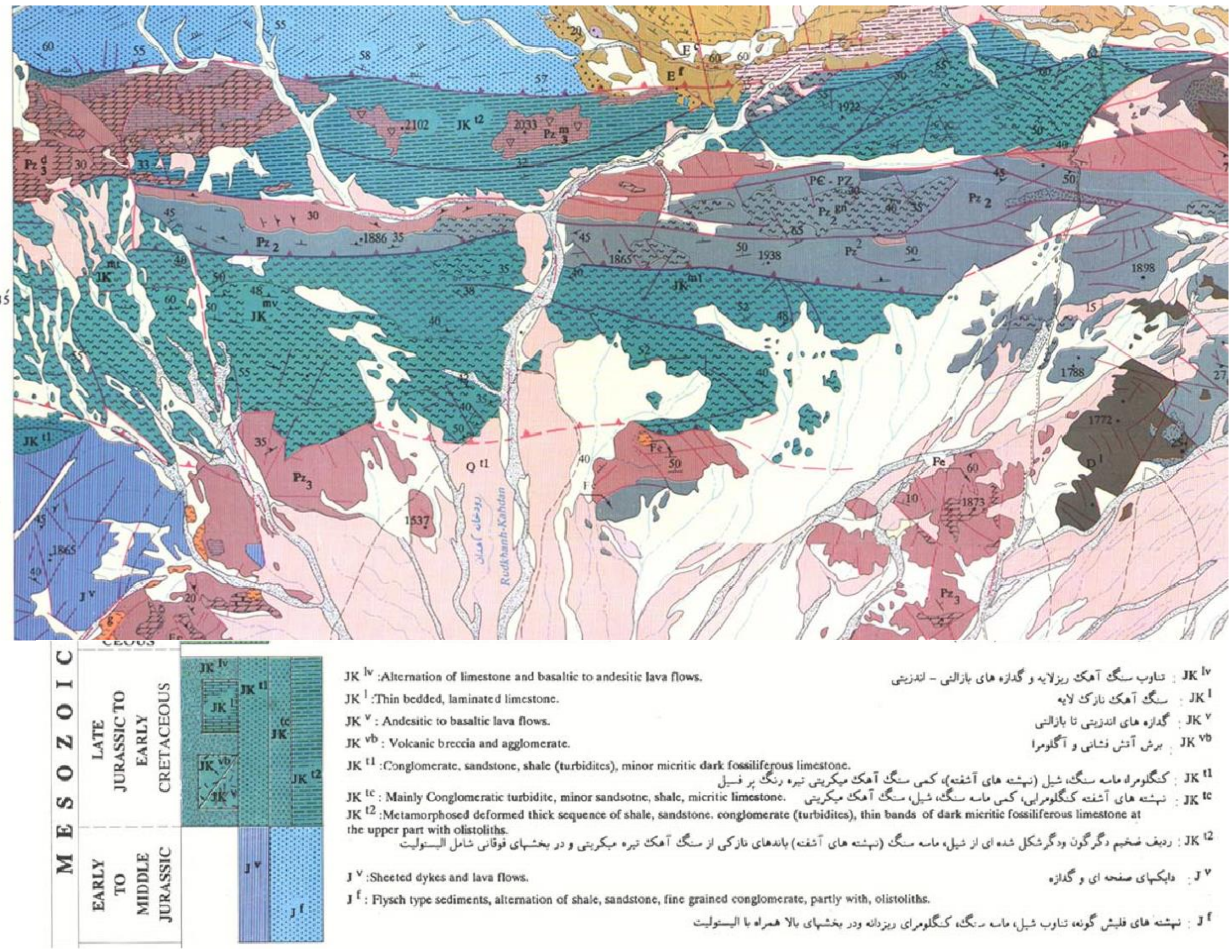
تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده محل رخنمون دایک‌های دیابازی قطع کننده توالی اسلیتی – فیلیتی یا شیل و همچنین میان‌لایه‌های آتشفشانی بازیک و ماسه‌سنگ‌های با درجه دگرگونی ضعیف به سن ژوراسیک در جنوب شرق راور (استان کرمان).

تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده نمای تفصیلی‌تری از محل رخنمون دایک‌های دیابازی قطع کننده توالی اسلیتی – فیلیتی یا شیل و همچنین میان‌لایه‌های آتشفشانی بازیک و ماسه‌سنگ‌های با درجه دگرگونی ضعیف به سن ژوراسیک در جنوب شرق راور (استان کرمان).



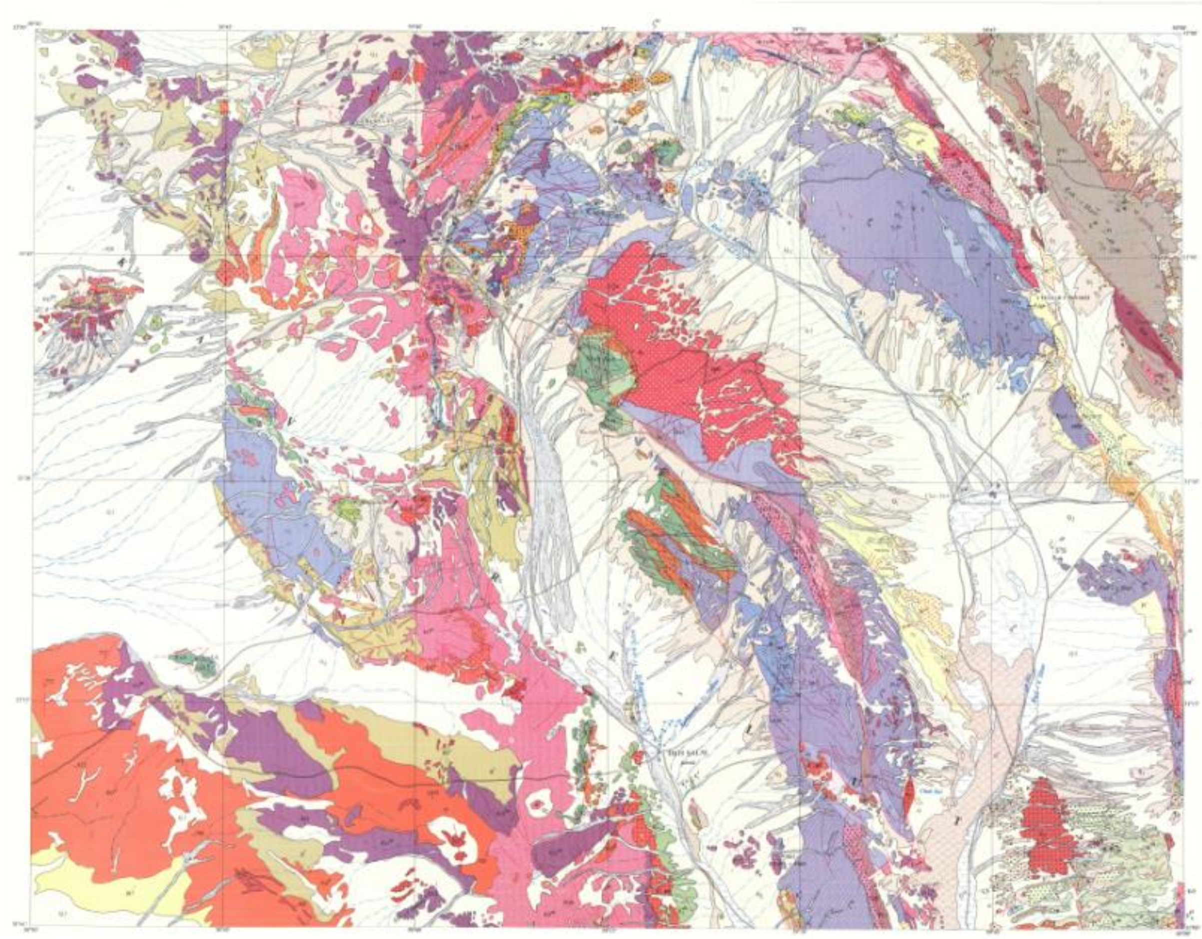
بخشی از نقشه ۱۰۰۰۰۰ : ۱ اسفندقه (شهرکی قدیمی، ؟) که نشان دهنده محل رخنمون دسته دایک‌های دیابازی قطع کننده شیل و ماسه‌سنگهای ژوراسیک می‌باشند.

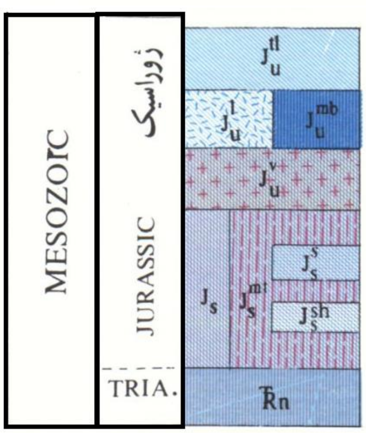
در محدوه نقشه‌های زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ : ۱ آوج، خَبر، سنقر، قروه، سنندج، مهاباد، ملایر نیز فعالیت‌های ماگمایی ژوراسیک گزارش شده‌اند.



بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ : خَبر (از توابع کرمان) که نشان دهنده محل رخنمون گدازه‌های آندزیتی و بازالتی ژوراسیک و کرتاسع می‌باشد. این رخنمون‌ها به سمت غرب در محدوده نقشه زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ : باغات ادامه دارند.

در محدوده ورقه زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰ : ۱ ده سلم رخنمون‌های سنگی منسوب به ژوراسیک در گستره‌ای وسیع رخنمون دارند و به سمت جنوب در محدوده ورقه زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰ : ۱ آب‌سرد یا نخیل آب ادامه پیدا می‌کند. در محدوده ورقه زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰ : ۱ ده سلم، سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک با ترکیب آندزیت، داسیت و توف داسیتی به صورت میان‌لایه‌ای گزارش شده است.





J_u^{tl} Sandy limestone, limestone and tuff.
J_u^{mb} Marmorized limestone.
J_u^{l} Limestone, reefal.
J_u^{v} Andesite, dacite and dacitic tuff.
J_s Shale, siltstone and sandstone. (SHEMSHAK FORMATION).
J_s^{mt} Phyllite, shaleand metasandstone with quartz veins.
J_s^{s} Quartzitic sandsotne and shale.
J_s^{sh} Slate to micaschist with pyrite.
$\bar{R}n$ Calc schist , marble metaquartz arenite and epidote amphibole schis

نقشه زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰ : ۱ ده سلم که سنگ‌های دارای سن ژوراسیک در آن دارای گسترش زیادی هستند.
در ضمن سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک با ترکیب آندزیت، داسیت و توف داسیتی به صورت میان‌لایه‌ای یافت می‌شوند.

سنگ‌های دگرگونی در دامنه سنی ژوراسیک را می‌توان به چند دسته بارز تقسیم کرد. لازم به ذکر است سن حوادث دگرگونی مورد نظر ژوراسیک میانی بالایی می‌باشد. *** در ضمن سنگ مادر (پروتولیت) سنگ‌های دگرگونی مورد نظر نیز دارای سن اواخر تریاس تا ژوراسیک پیشین یا میانی می‌باشند. ***

۱ – سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای در پهنه ساختاری سنندج - سیرجان

۲- سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای در پهنه ساختاری ایران مرکزی

۳- سنگهای دگرگونی مجاورتی در پهنه ساختاری سنندج - سیرجان

۴- سنگهای دگرگونی مجاورتی در پهنه ساختاری ایران مرکزی

۵- سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای در پهنه ساختاری البرز

۶- سنگهای دگرگونی مجاورتی در پهنه ساختاری البرز

از بین موارد ذکر شده **سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای موجود در پهنه ساختاری سنندج – سیرجان با سن ژوراسیک** دارای بیشترین گسترش یا رخنمون سطحی هستند. سنگ‌مادر آنها تناوبی از شیل، ماسه‌سنگ، آهک، دلومیت و میان‌لایه‌های آتشفشانی (در برخی نقاط) بوده است. البته سهم سنگ‌های شیلی بیشتر از بقیه بوده است. بنابراین، سنگ‌های حاصل شده، دارای ماهیت متاپلیتی، متاسندستونی (متاپسامیت)، متاکربنات و متاولکانیک می‌باشد. درجه دگرگونی آنها ضعیف تا متوسط است و در حد رخساره‌های شسیت سبز و آمفیبولیت دگرگون شده‌اند. بارزترین سنگ‌های دگرگونی مورد نظر عبارتند از: اسلیت، فیلیت، میکاشیست، گارنت میکاشیست، استارولیت شیست و کیانیت شیست. در مجموع این سنگ‌ها را می‌توان در تیپ بارووین یا سنگ‌های دگرگونی دما – فشار متوسط دسته‌بندی کرد.

در برخی نقاط این سنگ‌ها تحت تأثیر نفوذ توده‌های آذرین بزرگ مقیاس (جایگیری اتاق‌های ماگمایی بزرگ مقیاس چند ده کیلومتر مربعی تا چند صد کیلومتر مربعی) متحمل دگرگونی مجاورتی شده‌اند و سنگ‌های دگرگونی مجاورتی نظیر کردیریت هورنفلس، آندالوزیت هورنفلس و سیلیمانیت هورنفلس را به وجود آورده‌اند. در برخی نقاط دما از این حد هم فراتررفته است و هورنفلس‌ها دچارذوب بخشی شده‌اند و میگماتیت‌زایی صورت گرفته است. در مواردی میگماتیت‌زایی به گرانیت‌زایی منجر می‌شود. وجود کانی‌های شاخص سنگ‌های دگرگونی نظیر گارنت، آندالوزیت، سیلیمانیت و کردیریت در سنگ‌های آذرین شاهد بارزی بر این موضوع است. در شمال الیگودرز، شرق بروجرد، ملایر و غرب همدان شواهد بارزی از این پدیده‌ها مشاهده می‌شود. در گرانیت‌ها یا به عبارت صحیح‌تر میگماتیت‌های شمال الیگودرز و شرق بروجرد، بلورهای درشت آندالوزیت در گستره‌ای وسیع یافت می‌شند. لازم به ذکر است شواهد وجود ماگماهای بازیک در نقاط معدودی نظیر منطقه سرکان (تویسرکان)، چشمه قصابان (شمال غرب همدان) و ... در

سطح زمین قابل مشده است. سنگ‌های دگرگونی مجاورتی مورد نظر شواهدی از دگرگونی چند مرحله‌ای یا پلی متامورفیسم نشان می‌دهند. وجود کانی‌های شاخص دگرگونی ناحیه‌ای نظیر استارولیت، کیانیت و کلریتوئید در برخی از سنگ‌های هورنفلسی شاهدی بر این ادعا است. در ضمن بافت‌ها یا ریزساخت‌های سنگ‌های دگرگونی ترکیبی از بافت‌ها یا ریزساخت‌های سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی می‌باشند (مثل بافت پورفیروبلاستی، لپیدوبلاستی، گرانوبلاستی، وجود برگوارگی بارز و ...).

گرانیت‌هایی که از این طریق حاصل شده‌اند پس از مهاجرت و صعود به ترازهای بالاتر در بین سنگ‌های متاپلیتی جایگزین شده‌اند و دگرگونی مجاورتی کم وسعت‌تر و دمای پایین‌تر (نسبت به دگرگونی مجاورتی حاصل از جایگیری ماگماهای بازیک) را به وجود آورده‌اند. این نوع دگرگونی مجاورتی غالباً در حد کردیریت هورنفلس و آندالوزیت هورنفلس ظاهر می‌شود. در صورتی که سنگ‌های گرانیتی در بین سنگ‌های متاپلیتی (دگرگونی ناحیه‌ای) درجه پایین جایگزین شوند این تغییرات محسوس‌تر و ملموس‌تر است.

لازم به ذکر سنگ‌های دگرگونی دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی پهنه ساختاری سنندج – سیرجان از سال‌ها پیش مورد توجه زمین-شناسان بوده است و قدمت مطالعه آنها به بیش از ۵۰ سال نیز می‌رسد. اساتید بزرگواری نظیر مرحوم دکتر سیروس زرعیان، و همچنین دکتر عبدالحسین فرقانی، دکتر علی درویش‌زاده، دکتر محمد ولی ولی‌زاده، دکتر حسن معین وزیری در مطالعه این سنگ‌ها نقش برجسته‌ای داشته‌اند. زمین‌شناسان جوانتر نظیر دکتر علی اصغر سپاهی، دکتر اشرف ترکیان، دکتر علی اکبر بهاری‌فر و دکتر عادل ساکی، دکتر حسین عزیزی و دکتر احمد خلجی در مطالعه سنگ‌های دگرگونی دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی پهنه ساختاری سنندج – سیرجان نقش بارزی ایفا کرده‌اند. البته دانشجویان کارشناسی زیادی نیز پایان نامه‌های کارشناسی ارشد خود را به مطالعه این سنگ‌ها اختصاص داده‌اند.

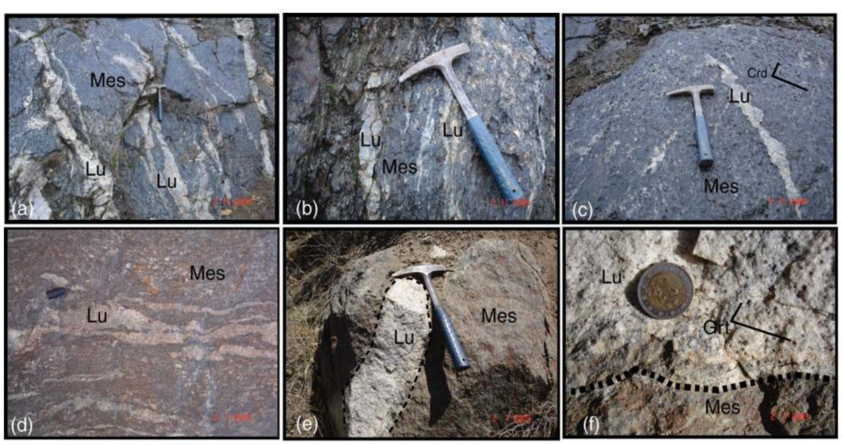


Figure 3. Field photographs of migmatites. In the migmatite with smaller leucosomes, leucosomes appear to be crystallized from melt derived locally (A and B), whereas the larger leucosome likely records evidence of melt moving through the system (C). Melt accumulation in inter-boudin partitions, sites that are inferred to have been of lower pressure (D). The stromatic migmatite (E, F). The peritectic product of the biotite-dehydration melting reaction, euhedral garnet, occurs in leucosome veins.

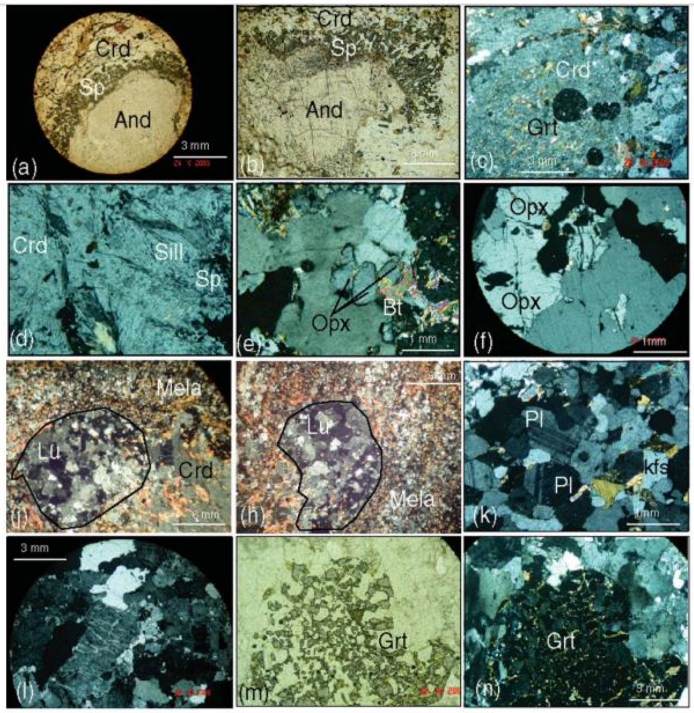


Figure 4. (A, B) Microscopic, plane-polarized light view of a Spl + Crd + And corona in the mesosome, field of view 4.8 and 2.4 mm, respectively. (C) Grt and Crd in the mesosome, field of view 2.4 mm. (D) Sill + Spl + Crd + melt in the melanosome, field of view 2.4 mm. (E, F) Biotite partially replaced by orthopyroxene, field of view 2.4 mm. (G, H) Microstructure of the leucosome. The mesosome between the leucosome veins in the migmatite shows evidence of having been partially melted, such as the K-feldspar–plagioclase–quartz patches (Lu), the melt apparently segregated into mesoscopic patches or veins. (K) Euhedral shape of the plagioclase phenocrysts against intersertal quartz. Field of view 2.4 mm. (L) Cotectic compositions, field of view 2.4 mm. (M, N) Garnet formed in the leucosome, field of view 4.8 mm.

International Geology Review

Publication details, including instructions for authors and subscription information:
http://www.tandfonline.com/loi/tigr20

Migmatite microstructures and partial melting of Hamadan metapelitic rocks, Alvand contact aureole, western Iran

Adel Saki [a] , Mohssen Moazzen [b] & Ali Akbar Baharifar [c]

[a] Department of Geology, Faculty of Science , Shahid Chamran University of Ahvaz , Ahvaz , Iran

[b] Department of Geology , University of Tabriz , 51664 , Tabriz , Iran

[c] Department of Geology , Payame Noor University (PNU) , Abhar , Iran

Published online: 15 Dec 2011.

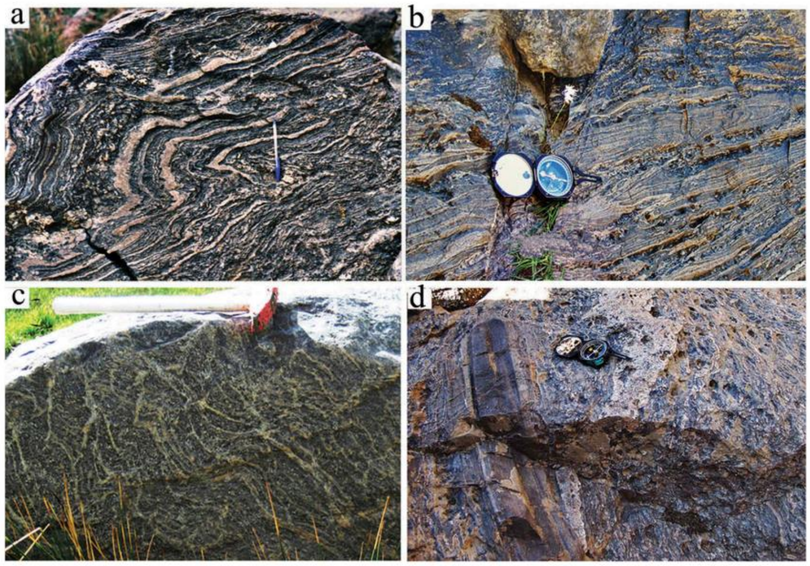


Figure 2. Selected outcrop photos of studied migmatites (a–b): stromatic, (c) diktyonitic, (d) Scholen (raft).

INTERNATIONAL GEOLOGY REVIEW
https://doi.org/10.1080/00206814.2018.1517392

Taylor & Francis
Taylor & Francis Group

Check for updates

ARTICLE

Age, petrologic significance and provenance analysis of the Hamedan low-pressure migmatites; Sanandaj-Sirjan Zone, west Iran

Ali Asghar Sepahi[a], Seyedeh Razieh Jafari[a], Yasuhito Osanai[b], Hossein Shahbazi[a] and Mohssen Moazzen[c]

[a]Department of Geology, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran; [b]Division of Earth Sciences, Kyushu University, Kyushu, Japan; [c]Department of Geology, University of Tabriz, Tabriz, Iran

پتـــــرولوژی، سال اول، شماره اول، بهار ۱۳۸۹، صفحه ۱- ۱۰

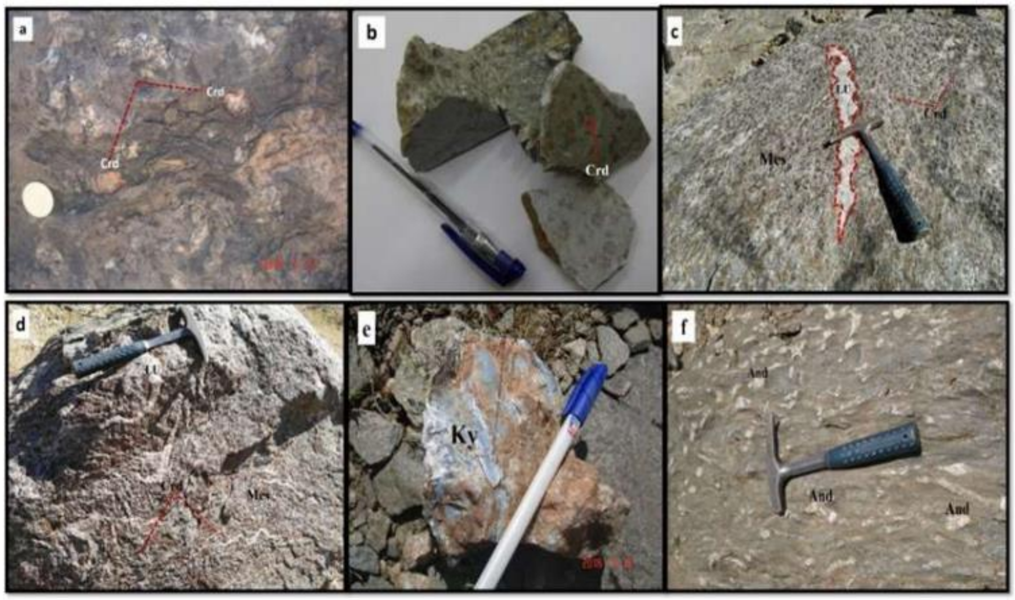
تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۰۸/۰۶   تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۰۲/۲۹

معرفی فیبرولیت‌های منطقه قروه و شرایط تشکیل آنها

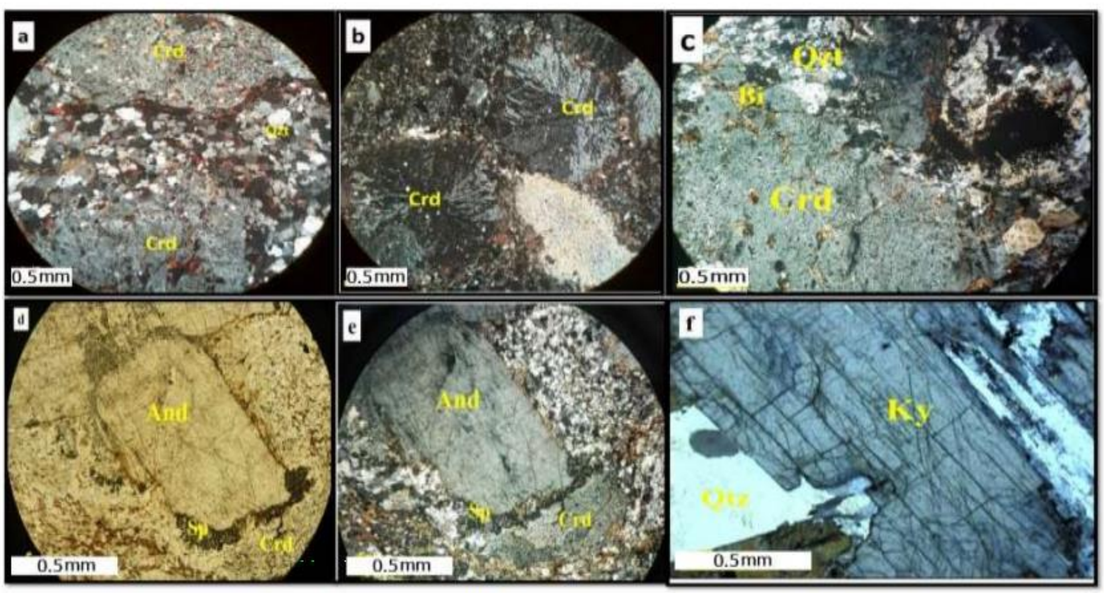
هادی عمرانی[1*]، محسن مؤید[2]، احمد جهانگیری[2] و محسن مؤذن[2]

[1*] گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران

[2] گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران



شکل ۲- تصاویر صحرایی از سنگ‌های موردمطالعه (a)، (b) بلورهای درشت کردیریت در مزوسوم که گاهی به‌اندازه ۳ سانتی‌متر هم می‌رسد، (c-d) لوکوسوم و مزوسوم بصورت لایه‌های روشن و تیره در تصویر مشاهده می‌شوند، (e) کیانیت تشکیل‌شده در رگه‌های کوارتز-کیانیت در منطقه و (f) رخنمون هورنفلس آندالوزیت. اندازه آندالوزیت‌ها از ۱ تا بیش از ۱۰ سانتی‌متر می‌باشد. علائم اختصاری از Keretz (۱۹۸۳).



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی. (a) درشت بلورهای کردیریت تشکیل‌شده در مزوسوم میگماتیت‌ها، (b-c) کردیریت-های شکل دار به همراه ماکل در مزوسوم، (d-e) کانی شکل‌دار آندالوزیت که از حاشیه به اسپینل و کردیریت تبدیل‌شده است، (f) کیانیت‌های تشکیل‌شده در رگه‌های کوارتز ـ کیانیت.

Winter 2019, Vol 9 (4): 440-453 J. Adv. Appl. Geol. OPEN ACCESS

Study of the formation conditions and gemology potential of cordierite, kyanite and andalusites in the alteration halo of Alvand Batholith, Hamedan, Iran

Adel Saki [1*], Alireza Zarasvandi [1], Fatemeh Mazraeh [1]

1- Department of Geology, Facualty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Iran

Keywords: Sanandaj-Sirjan Zone, Hamedan, Cordierite, Kyanite, Chiastolite, Gemstone

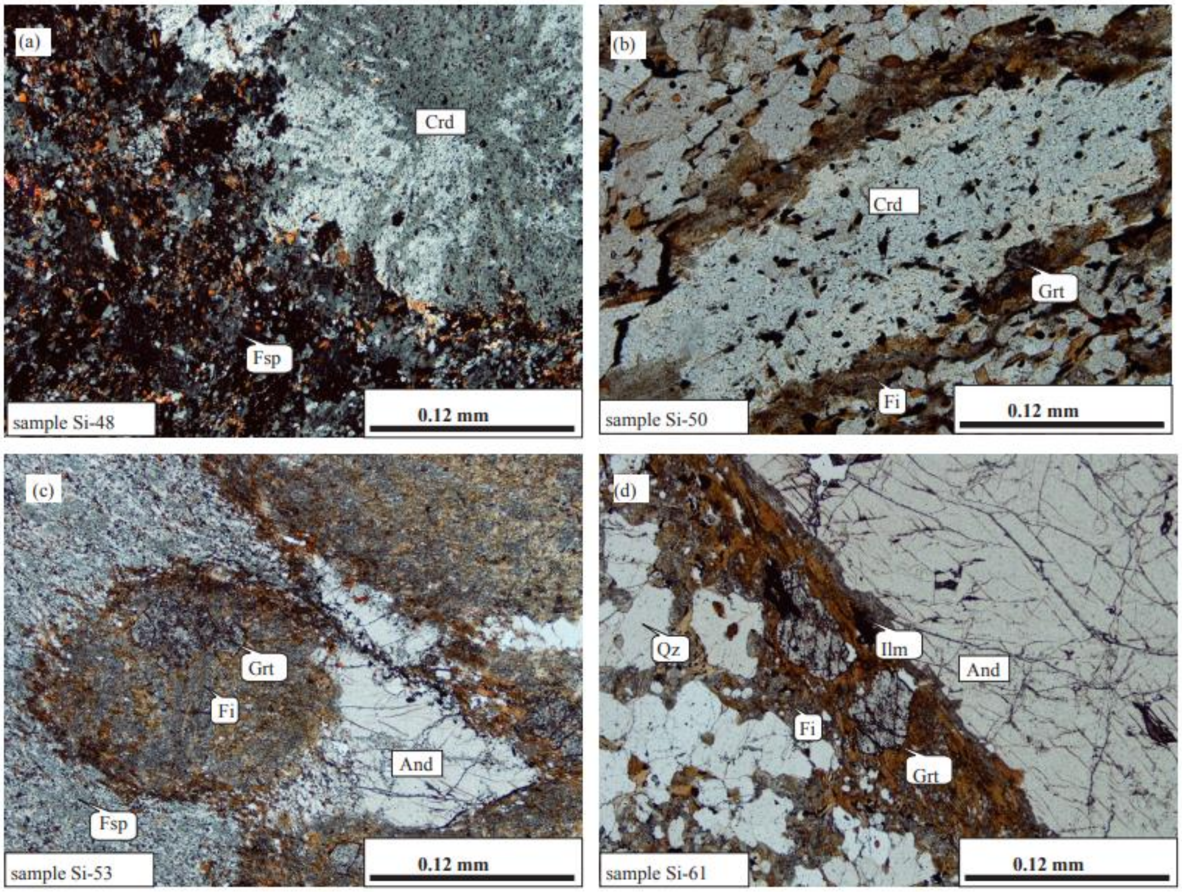


Figure 3. (a) Cordierite porphyroblast in K-feldspar and biotite rich matrix. (b) Fibrolite and garnet formation around cordierite. (c) Cordierite completely replaced by Grt + Fib + Bt, while andalusite is stable. (d) Grt + Bt + Fib + Ilm at the andalusite rim.

TÜBİTAK

Turkish Journal of Earth Sciences

http://journals.tubitak.gov.tr/earth/

Research Article

Turkish J Earth Sci
(2019) 28: 275-298

doi:10.3906/yer-1802-9

Petrology, geothermobarometry, and P-T path of spinel-bearing symplectite migmatites from the Simin area, Hamedan, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran

Ali-Akbar BAHARIFAR[1,*], Donna L. WHITNEY[2], Kwan-Nang PANG[3], Sun-Lin CHUNG[3], Yoshiyuki IIZUKA[3]
[1]Department of Geology, Faculty of Science, Payam-e-Noor University, Tehran, Iran
[2]Department of Earth Sciences, University of Minnesota – Twin Cities, Minneapolis, MN, USA
[3]Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Taipei, Taiwan

Received: 09.02.2018 • **Accepted/Published Online:** 23.12.2018 • **Final Version:** 20.03.2018

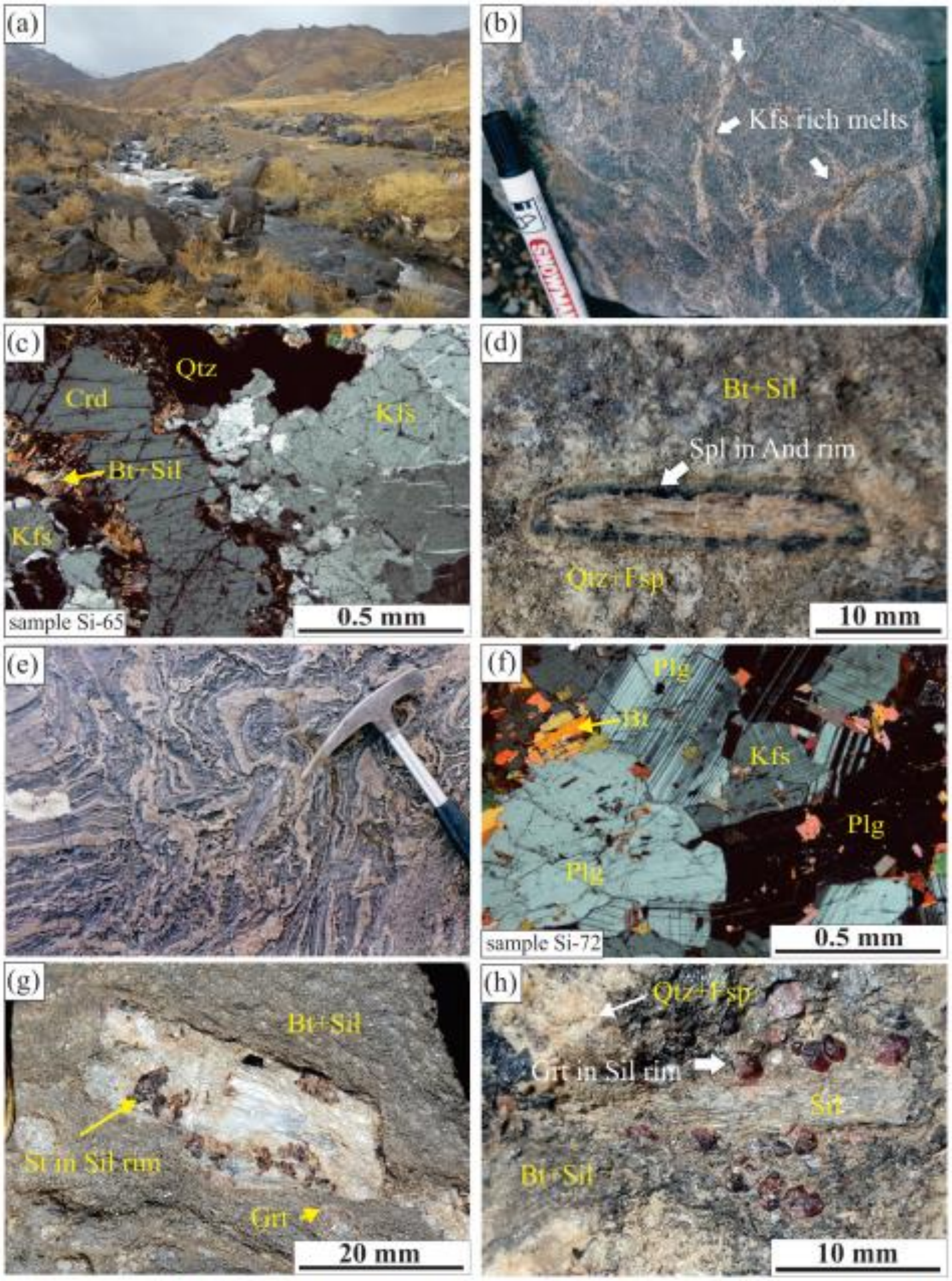


Figure 4. (a) General view of migmatites in Simin area; (b) first appearance of Kfs-rich leucosome in metatexite; (c) Kfs-rich leucosome in metatexites; (d) andalusite rimmed by spinel symplectite in migmatite (metatexite); (e) diatexite outcrop, with analyzed leucosome; (f) plg-rich leucosome in diatexites; (g) sillimanite pseudomorph after andalusite in nebulitic diatexite, the pseudomorph rimmed by fine-grained euhedral staurolite; (h) garnet and rare staurolite forming moat around sillimanite.

اقتباس از بهاری فر و همکاران، ۲۰۱۹

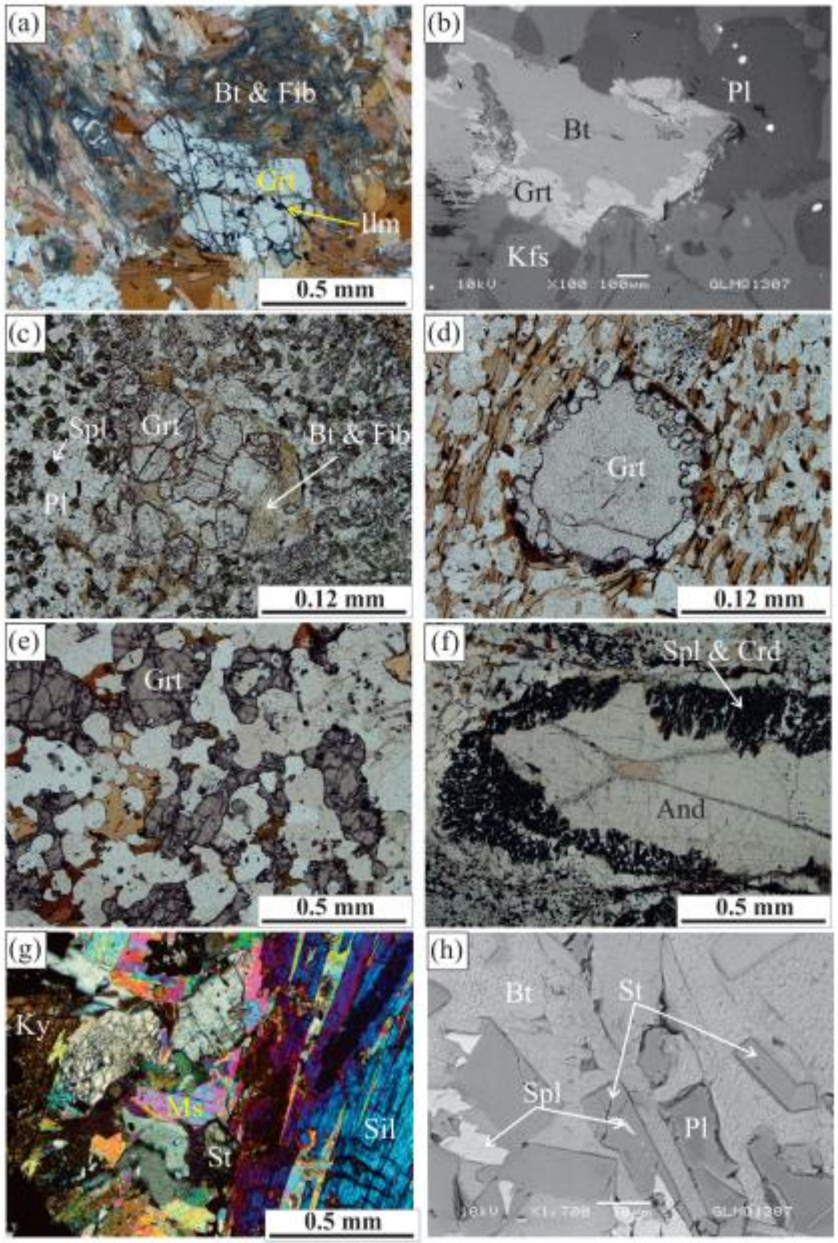


Figure 5. (a) Photomicrograph of garnet with ilmenite inclusion in association with fibrolite and biotite in a melanosome that completely replaced previous cordierite; (b) BSE image of biotite rimmed by new generation of garnet + ilmenite in diatexite migmatite; (c) garnet relics in symplectite; (d) garnet with resorbed rim in diatexite mesosome; (e) large poikiloblastic garnets in leucosome of diatexite; (f) cordierite + spinel symplectite replacing andalusite; (g) sillimanite rimmed by new staurolite, muscovite, and kyanite, postdated symplectite minerals in melanosome; (h) new staurolite with spinel as inclusions

اقتباس از بهاری فر و همکاران، ۲۰۱۹

دگرگونی ژوراسیک در ایران مرکزی و بلوک لوت :

دگرگون‌شدن رسوبات شیلی و ماسه‌سنگی ژوراسیک، محدود به نوار سنندج – سیرجان نیست. در نواحی چهار فرسخ، ده‌سلم، آبگرم (در بخش خاوری و شمال بلوک لوت)، خاور ازبکوه، ناحیهٔ گناباد، جنوب خاوری نهبندان جنوب خاوری سمنان و ترود، سنگهای ژوراسیک پایینی – میانی سرگذشت مشابهی دارند.

در اطراف توده گرانیتوئیدی شاه کوه بیرجند (به سن ژوراسیک میانی (۱۶۶ تا ۱۶۳ میلیون سال پیش)) نیز حوادث مشابهی صورت گرفته است. به برخی از منابع مربوطه در صفحات بعد اشاره شده است.

Magmatic and metamorphic history of the Deh-Salm metamorphic Complex, Eastern Lut block, (Eastern Iran), from U-Pb geochronology

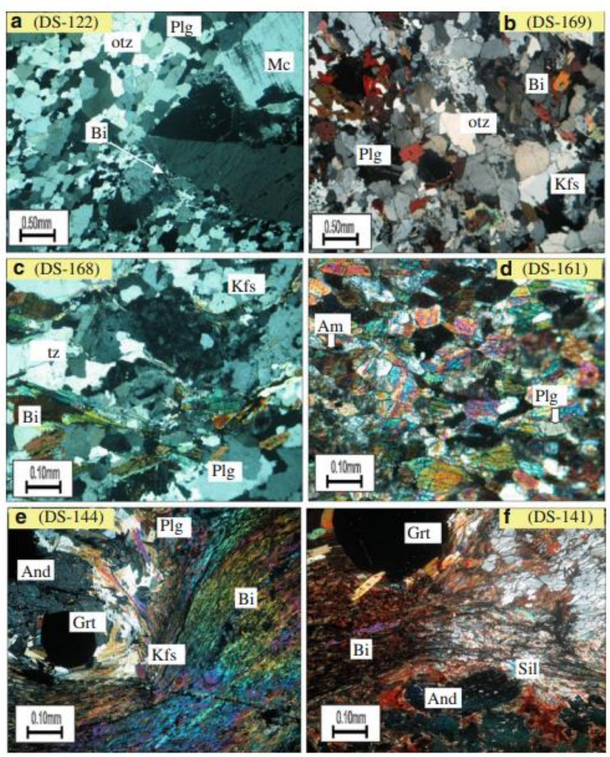
Article in International Journal of Earth Sciences · September 2010
DOI: 10.1007/s00531-009-0465-x

4 authors, including:

Shahryar Mahmoudi
Kharazmi University

Fariborz Masoudi
Shahid Beheshti University

Fig. 3 Photomicrographs, in transmitted, polarized light, of thin-sections of the various samples. *Am* amphibole, *And* andalusite, *Bt* biotite, *Grt* garnet, *Kfs* K-feldspar, *Mc* microcline, *Plg* plagioclase, *Qtz* quartz, *Sill* sillimanite



Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 17(3): 235-244 (2006) http://jsciences.ut.ac.ir
University of Tehran, ISSN 1016-1104

Garnet (Almandine-Spessartine) Growth Zoning and Its Application to Constrain Metamorphic History in Dehsalm Complex, Iran

F. Masoudi,* B. Mehrabi, and Sh. Mahmoudi

Department of Geology, Tarbiat Moallem University, Tehran, Islamic Republic of Iran

زمستان ۹۵، سال بیست و ششم، شماره ۱۰۲، صفحه ۳۲۵ تا ۳۳۸

دگرگونی پیشرونده در متاپلیت‌های کمپلکس دگرگونی ده‌سلم، خاور بلوک لوت، به استناد دماسنجی زوج گارنت– بیوتیت

الهام بهرام‌نژاد[۱*]، ساسان باقری[۲]، علی احمدی[۲] و اعظم زاهدی[۳]

[۱]کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران
[۲]استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران
[۳]دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۹/۱۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۴/۲۷

دگرگونی در دوره زمانی ژراسیک - در پهنه ساختاری البرز

همانطور که قبلاً گفته شد سنگ‌های دگرگونی در دوره زمانی ژراسیک پهنه ساختاری البرز را می‌توان در دو دسته جای داد:

۱- سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای ۲- سنگ‌های دگرگونی مجاورتی.

در مجموع شواهدی از دگرگونی ناحیه‌ای بارزی در البرز، که با تغییرات کانی‌شناسی و ظهور کانی‌های شاخص دگرگونی باشد، دیده نمی‌شود و فقط دگرگونی درجه پایینی را می‌توان تصور کرد که به طور موضعی در حد تشکیل اسلیت می‌باشد.

۲- سنگ‌های دگرگونی مجاورتی.

از آنجایی که توده‌های نفوذی به سن ژوراسیک در پهنه ساختاری البرز غالباً کوچک هستند، دگرگونی مجاورتی پیامد نفوذ این توده‌های آذرین، کم وسعت هستند و در ضمن تنوع کانی‌شناسی چندانی ندارند. جمشیدی (۱۳۸۹) و آقاجانی (۱۳۹۷)، دگرگونی مجاورتی کوچک مقیاسی (در حد چند متر مربع) در پیرامون توده‌های گابرودیوریتی تالو و پلنگ‌در در شمال شرق دامغان گزارش کرده‌اند. در این مناطق سنگ‌های کربناته میزبان دچار تبلور مجدد شده‌اند، بافت گرانوبلاستی پیدا کرده‌اند و در مواردی هم ولاستونیت و دیوپسید در آنها شکل گرفته است.

توده‌های گرانیتوئیدی پهنه ساختاری سنندج - سیرجان

نمونه‌های بارزی از ماگماتیسم تریاس در جنوب و غرب ایران

توده‌های گرانیتوئیدی پهنه ساختاری سنندج - سیرجان به چهار تا پنج دسته زیر تقسیم می‌شوند:

نئوپروتروزوئیک پسین – کامبرین پیشین (حدود ۵۵۰ تا ۵۱۰ میلیون سال پیش)

نمونه‌های بارز:

توده‌های گرانیتوئیدی چادگان – شهرکرد

توده‌های گرانیتوئیدی موته گلپایگان

توده‌های گرانیتوئیدی ازنا - درود

توده‌های گرانیتوئیدی تکاب – ماه نشان

توده‌های گرانیتوئیدی مهاباد – شاهین دژ

توده‌های گرانیتوئیدی خوی - سرو

کربونیفر – پرمین (حدود ۳۳۰ تا ۲۸۰ میلیون سال پیش)

نمونه‌های بارز:

توده گرانیتوئیدی حسن رباط

توده گرانیتوئیدی گردنه قوشچی

توده گرانیتوئیدی مرند – میشو (شمال تبریز)

توده گرانیتوئیدی هریس

تریاس پسین (حدود ۲۲۰ تا ۲۰۰ میلیون سال پیش)

نمونه‌های بارز:

گابرودیوریت‌های شمال غرب گلپایگان

گابرودیوریت‌های اشنویه (بالستان)

ژوراسیک میانی (حدود ۱۸۰ تا ۱۶۰ میلیون سال پیش)

نمونه‌های بارز:

توده گرانیتوئیدی جنوب غرب مریوان (مریوان - کردستان)

توده گرانیتوئیدی جنوب سقز (سقز - کردستان)

توده گرانیتوئیدی صوفی آباد (جنوب غرب سنندج)

توده گرانیتوئیدی غرب بوکان (کردستان)

توده‌های گرانیتوئیدی غرب – جنوب غرب قروه (قروه – دِهگُلان (کردستان))

توده گرانیتوئیدی آلموقولاق یا آلمائُلاغ (همدان)

توده گرانیتوئیدی الوند (همدان)

گابرودیوریت‌های شمال و جنوب توده گرانیتوئیدی الوند (همدان)

توده‌های گرانیتوئیدی بروجرد - ملایر - سامن (از شرق بروجرد تا غرب ملایر)

توده گرانیتوئیدی آستان (اراک)

توده گرانیتوئیدی گوشه (شرق بروجرد)

توده گرانیتوئیدی ازنا (شمال ازنا)

توده گرانیتوئیدی ملاطالب یا دره باغ (شمال غرب الیگودرز)

توده گرانیتوئیدی گل زرد یا خورهه (شمال الیگودرز)

توده گرانیتوئیدی نوده (شمال الیگودرز)

توده گرانیتوئیدی بوئین - میاندشت (اصفهان)

توده گرانیتوئیدی کلاه قاضی (اصفهان)

توده گرانیتوئیدی شیر کوه (یزد)

کرتاسه (حدود ۱۰۰ تا ۸۰ میلیون سال پیش)

نمونه‌های بارز:

اشنویه، آلموقولاق و الوند

لازم به ذکر است این گرانیتوئیدها در تعیین سن‌های بعدی عمدتاً به ژوراسیک میانی نسبت داده شده‌اند (مثل آلموقولاق و الوند) یا حداقل بعضی از آنها نظیر توده گرانیتوئیدی اشنویه هنوز مورد تردید می‌باشند.

ائوسن – الیگوسن (حدود ۶۰ تا ۲۵ میلیون سال پیش)

نمونه‌های بارز:

گرانیتوئیدهای بانه، نقده، پیرانشهر، تابایسان، تخت سلیمان

به مسئله جوان شدگی کاذب سن سنگ‌ها (در اثر حوادث ماگمایی بزرگ مقیاس جوان

در دوره زمانی ائوسن – الیگوسن (در پهنه ساختاری سنندج – سیرجان) باید توجه داشت

ممکن است برخی از این سن‌ها سن تشکیل سنگ نباشند و معرف حوادث بعدی باشند.

ویژگی های سنگ شناسی و کانی شناسی

توده‌های گرانیتوئیدی پهنه ساختاری سنندج - سیرجان

کانی شناسی

کانیهای اصلی: بیوتیت، مسکوویت، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، کوارتز،

کانیهای فرعی: تورمالین، اسفن، اوپک (ایلمنیت)، توپاز، زیرکن، آلانیت و احتمالاً مونازیت

کانیهای ثانویه: سریسیت، اپیدوت

کانیهای موروثی: گارنت، آندالوزیت، سیلیمانیت، کردیریت و ...

بافت: شکل‌دار، نیمه شکل‌دار، کاتکلاستی یا خرد شده، میلونیتی شده و ...

بافت‌های ناشی از دگرشکلی: دانه ریز شدن (ساب‌گرین subgrain)، ساخت‌های دلتا، سیگما، میلونیتی‌شدن و ...

طیف ترکیبی: گرانیت، آلکالی فلدسپار گرانیت، مونزوگرانیت، گرانودیوریت

ماهیت: پرآلومین- کالک آلکالن

آنکلاوها: متاپلیتی (عمدتاً)، سورمیکاسه، متاسندستونی، متاکربناتی

سن: پرکامبرین، کربونیفر – پرمین، تریاس پسین، ژوراسیک میانی، ائوسن؟

تیپولوژی (تیپ‌ها یا انواع) گرانیت‌ها

S-type, I-type, A-type

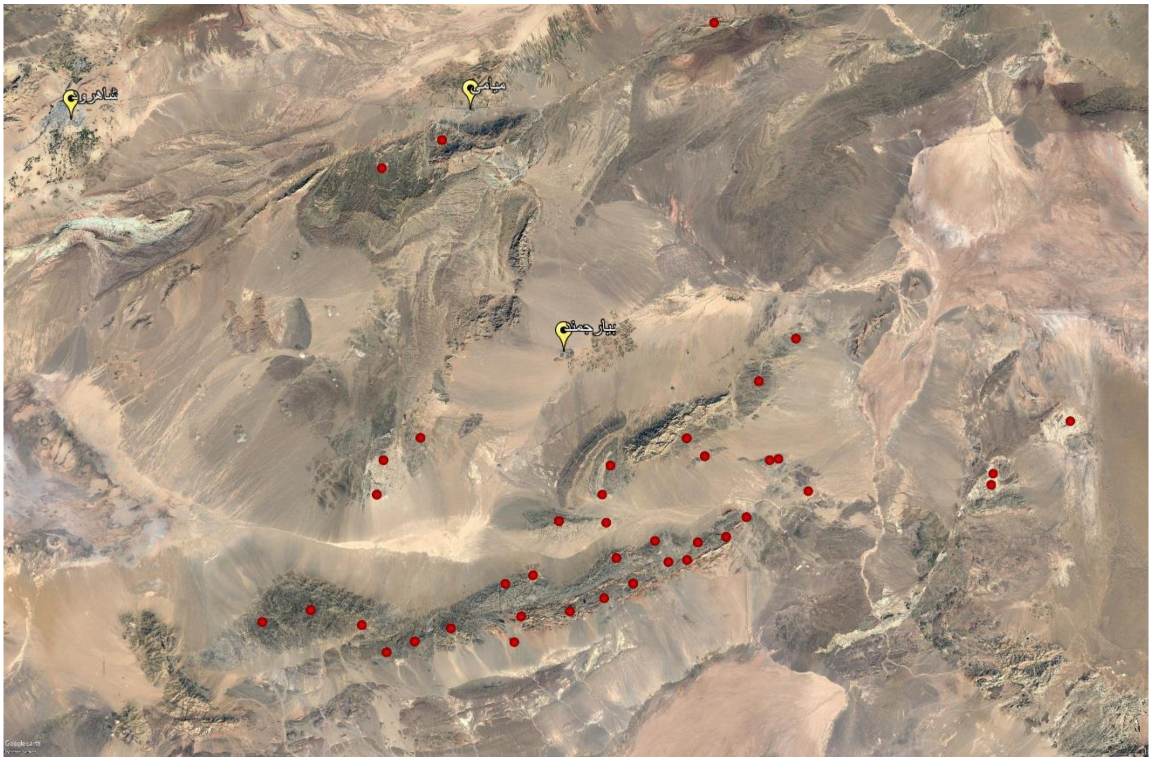
موارد تعیین سن گزارش شده به صورت جدول و هیستوگرام در ادامه ارائه شده‌اند:

ردیف	نام محل یا مجموعه	محقق	سال انتشار	روش تعیین سن	سن بر حسب میلیون سال	مقدار خطا (±)
1	ارومیه – سلماس	شفایی مقدم	2016	U-Pb	568	
2	ارومیه – سلماس	شفایی مقدم	2016	U-Pb	513	
3	ارومیه – سلماس	شفایی مقدم	2016	U-Pb	571	
4	ازنا	نوتمن	2013	U-Pb	568	11
5	ازنا	نوتمن	2013	U-Pb	586	26
6	ازنا – درود	شباتیان	2017	U-Pb	526.6	4
7	اشنویه	قلمقاش	2009	K-Ar	76	3.4
8	اشنویه	قلمقاش	2009	K-Ar	77.1	1.8
9	اشنویه	قلمقاش	2009	K-Ar	78.9	3.1
10	اشنویه	قلمقاش	2009	K-Ar	79.6	1.9
11	اشنویه	قلمقاش	2009	K-Ar	81.7	2
12	اشنویه	قلمقاش	2009	K-Ar	82	1.9
13	اشنویه	قلمقاش	2009	K-Ar	91.9	2.3
14	اشنویه	قلمقاش	2009	K-Ar	94.1	2.3
15	اشنویه	قلمقاش	2009	K-Ar	94.8	2.2
16	اشنویه	قلمقاش	2009	K-Ar	98.9	1.5
17	اشنویه	قلمقاش	2009	K-Ar	100	2.4
18	اشنویه	قلمقاش	2009	K-Ar	100	1.5
19	الوند	ولی زاده و زرین	1976	Rb-Sr?	144	17
20	الوند	چیو	2013	U-Pb	165.1	2
21	الوند	بهاری فر	2004	K-Ar	163.9	1.8
22	الوند	بهاری فر	2004	K-Ar	81.8	1.9
23	الوند	بهاری فر	2004	K-Ar	74.7	1.8
24	الوند	بهاری فر	2004	U-Pb	73.2	3.1
25	الوند	بهاری فر	2004	U-Pb	135.2	3.1
26	الوند	شهبازی	2010	U-Pb	166.5	1.8
27	الوند	شهبازی	2011	U-Pb	163.9	0.9
28	الوند	شهبازی	2011	U-Pb	161.7	0.6
29	الوند	شهبازی	2011	U-Pb	154.4	1.3
30	الوند	شهبازی	2011	U-Pb	153.3	2.7
31	الوند	شهبازی	2011	U-Pb	166.6	4.8
32	الوند	شهبازی	2011	U-Pb	166.5	1.9
33	الوند	شهبازی	2011	U-Pb	163.93	0.88
34	الوند	شهبازی	2011	U-Pb	163.2	1.1
35	الوند	شهبازی	2011	U-Pb	161.69	0.57
36	الوند	شهبازی	2011	U-Pb	161.9	5.3
37	الوند	شهبازی	2011	U-Pb	164.2	5.4
38	الوند	ولی زاده و کانتگرل	1975	Rb-Sr	78	
39	الوند	ولی زاده و کانتگرل	1975	Rb-Sr	89	
40	الوند	ولی زاده و کانتگرل	1975	K-Ar	89.1	3
41	الوند	ولی زاده و کانتگرل	1975	Rb-Sr	104	3
42	الوند	ولی زاده و کانتگرل	1975	K-Ar	82.8	3
43	الوند	ولی زاده و کانتگرل	1975	Rb-Sr	68	2
44	الوند	ولی زاده و کانتگرل	1975	K-Ar	63.8	3
45	الوند	ولی زاده و کانتگرل	1975	K-Ar	80.8	3
46	الوند	محمودی	2011	U-Pb	165	0.4
47	الوند	محمودی	2011	U-Pb	165.2	0.2
48	الوند – گابرو	شهبازی	2010	U-Pb	166.5	1.5
49	الوند – گرانیت	شهبازی	2010	U-Pb	163.9	0.9
50	الوند – گرانیت	شهبازی	2010	U-Pb	161.7	0.6
51	الوند – گرانیت	شهبازی	2010	U-Pb	154.4	1.3
52	الوند – گرانیت	شهبازی	2010	U-Pb	153.3	2.7
53	الیگودرز – خورهه – ملاطالب – دره باغ	اثنی عشری	2012	U-Pb	165	5
54	الیگودرز – خورهه – ملاطالب – دره باغ	اثنی عشری	2012	U-Pb	164	5
55	آستانه	محمودی	2011	U-Pb	167.5	1
56	آستانه	مسعودی	2002	Rb-Sr	98.9	1
57	آلمابلاغ	ولی زاده و کانتگرل	1975	Rb-Sr	144	17
58	آلمابلاغ	شهبازی	2015	U-Pb	107.4	7.8
59	آلمابلاغ	شهبازی	2015	U-Pb	156.9	1.2
60	آلمابلاغ	شهبازی	2015	U-Pb	133.8	3.5

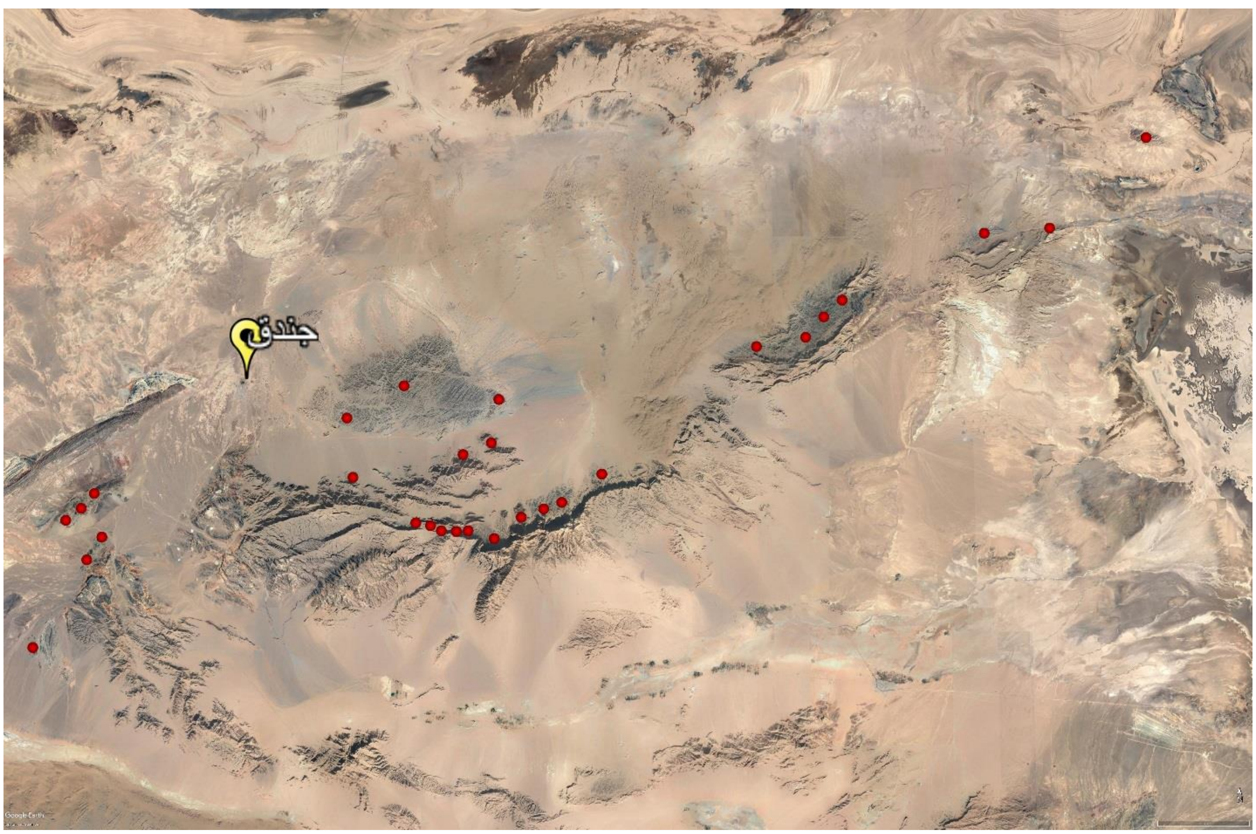
ردیف	نام محل یا مجموعه	محقق	سال انتشار	روش تعیین سن	سن بر حسب میلیون سال	مقدار خطا (±)
61	بالستان	خطیبی	1395	U-Pb	200	
62	تخت سلیمان (میگماتیت)؟	حاجی علی اوغلی	1390	U-Pb	26.5	
63	تخت سلیمان (میگماتیت)؟	حاجی علی اوغلی	1390	U-Pb	28.8	
64	تخت سلیمان (میگماتیت)؟	حاجی علی اوغلی	1390	U-Pb	27.2	
65	تخت سلیمان (میگماتیت)؟	حاجی علی اوغلی	1390	U-Pb	25.5	
66	تخت سلیمان (میگماتیت)؟	حاجی علی اوغلی	1390	U-Pb	26.8	
67	بانه	عزیزی	2018	U-Pb	39.7	0.9
68	بانه	عزیزی	2018	U-Pb	40.5	0.6
69	بانه	عزیزی	2018	U-Pb	41	1
70	بانه	عزیزی	2018	U-Pb	50.7	0.9
71	بانه	عزیزی	2018	U-Pb	52.6	5.3
72	بانه	عزیزی	2018	U-Pb	38.8	0.4
73	بانه	عزیزی	2018	U-Pb	39.1	0.6
74	بروجرد	محمودی	2011	U-Pb	169.6	0.3
75	بروجرد	احمدی خلجی	2007	U-Pb	170.7	1.6
76	بروجرد	احمدی خلجی	2007	U-Pb	169.6	0.2
77	بروجرد	احمدی خلجی	2007	U-Pb	171.3	1.1
78	بروجرد	احمدی خلجی	2007	U-Pb	170.7	1
79	بروجرد	احمدی خلجی	2007	U-Pb	171.7	1.5
80	بروجرد	احمدی خلجی	2007	U-Pb	170.7	0.9
81	بروجرد	مسعودی	2002	Rb-Sr	130	1.4
82	بروجرد	مسعودی	2002	Rb-Sr	117.2	1.2
83	بروجرد	مسعودی	2002	Rb-Sr	127.3	1.3
84	بروجرد	مسعودی	2002	Rb-Sr	119.2	1.3
85	بروجرد	مسعودی	2002	Rb-Sr	70.1	0.7
86	بروجرد	مسعودی	2002	Rb-Sr	52.3	0.5
87	بروجرد	مسعودی	2002	Rb-Sr	69.6	0.7
88	بروجرد	مسعودی	2002	Rb-Sr	61.8	0.6
89	بروجرد	مسعودی	2002	Rb-Sr	66.1	0.7
90	بروجرد	مسعودی	2002	Rb-Sr	114.2	1.1
91	بروجرد	مسعودی	2002	Rb-Sr	118.8	1.2
92	بروجرد	مسعودی	2002	Rb-Sr	120.2	0.7
93	بلبان آباد – هوارین	یاجم	2015	U-Pb	144	1
94	بوانات	موسیوند	2012	U-Pb	191	12
95	بوباکتان	حسن زاده	2008	U-Pb	544	19
96	پیرانشهر	مظاهری	2009	U-Pb	41.1	0.6
97	پیرانشهر	مظاهری	2009	U-Pb	41.5	0.5
98	پیرانشهر	مظاهری	2009	U-Pb	40.7	0.2
99	پیرانشهر	مظاهری	2009	U-Pb	41	0.5
100	پیرانشهر – سنگ های مافیک	مظاهری	2009	U-Pb	40.7	0.2
101	پیرانشهر – گرانیت	مظاهری	2009	U-Pb	41.3	0.8
102	تاپایسان گابرودیوریت	عزیزی	2011-2	U-Pb	36.75	0.51
103	تاپایسان گابرودیوریت	عزیزی	2011-2	U-Pb	36.63	0.4
104	تاپایسان گابرودیوریت	عزیزی	2011-2	U-Pb	36.75	0.51
105	تاپایسان گابرودیوریت	عزیزی	2011-2	U-Pb	35.7	0.38
106	تاپایسان گابرودیوریت	عزیزی	2011-2	U-Pb	54.6	1.8
107	تاپایسان گابرودیوریت	عزیزی	2011-2	U-Pb	35	3.6
108	توتک	حسینی بهناز	1390	U-Pb	173	9
109	جنوب سقز	محمودی	2011	U-Pb	59.78	0.18
110	جنوب سقز	محمودی	2011	U-Pb	108.8	0.3
111	جنوب غرب دریاچه ارومیه – قوشچی	شفایی مقدم	2015	U-Pb	318.4	2.3
112	جنوب غرب دریاچه ارومیه – قوشچی	شفایی مقدم	2015	U-Pb	317.3	1.9
113	جنوب غرب دریاچه ارومیه – قوشچی	شفایی مقدم	2015	U-Pb	322	2.9
114	جنوب غرب دریاچه ارومیه – قوشچی	شفایی مقدم	2015	U-Pb	571.4	4.5
115	جنوب غرب دریاچه ارومیه – قوشچی	شفایی مقدم	2015	U-Pb	319.9	2.5
116	جنوب غرب دریاچه ارومیه – قوشچی	شفایی مقدم	2015	U-Pb	316.8	2.3
117	جنوب قروه	یاجم	2015	U-Pb	147	3
118	چادگان –شمال شهرکرد	افسانه بدر	2017	U-Pb	513.5	8.5
119	چادگان –شمال شهرکرد	افسانه بدر	2017	U-Pb	521.6	9.1
120	چادگان –شمال شهرکرد	افسانه بدر	1398	U-Pb	523.9	5.3

ردیف	نام محل یا مجموعه	محقق	سال انتشار	روش تعیین سن	سن بر حسب میلیون سال	مقدار خطا (±)
121	چادگان –شمال شهرکرد	افسانه بدر	1398	Rb-Sr	504	47
122	چادگان –شمال شهرکرد	داوودیان	2016	U-Pb	569	13
123	چادگان –شمال شهرکرد	افسانه بدر	2017	U-Pb	515	10
124	چادگان –شمال شهرکرد	افسانه بدر	2017	U-Pb	513.5	8.5
125	چادگان –شمال شهرکرد	افسانه بدر	2017	U-Pb	521.6	9.1
126	چاه بزرگان	فضل نیا	2013		170.5	1.9
127	حاجی قرا	حسن زاده	2008	U-Pb	588	44
128	حسن رباط	علیرضایی	2012	U-Pb	288.3	3.6
129	زنجان – دوران	حسن زاده	2008	U-Pb	544	29
130	زنجان – دوران	حسن زاده	2008	U-Pb	599	42
131	زنجان – دوران	حسن زاده	2008	U-Pb	567	19
132	ژون – ازنا	شاکر اردکانی	2017	U-Pb	200	
133	سامن	محمودی	2011	U-Pb	169	1
134	سرنجیانه	یاجم	2015	U-Pb	148	1
135	سورسات	جمشیدی بدر	2013	U-Pb	543	6
136	سورسات	جمشیدی بدر	2013	U-Pb	537	8
137	شمال خوی	عزیزی	۲۰۰۱ و ۲۰۱۱	U-Pb	566	9.3
138	شمال شهرکرد	داوودیان	2016	U-Pb	569	13
139	شمال غرب گلپایگان	مظاهری	1398	U-Pb	200	
140	شمال قروه	یاجم	2015	U-Pb	161	4
141	شمال قروه	یاجم	2015	U-Pb	160	2
142	شمال قروه	یاجم	2015	U-Pb	159	3
143	شمال قروه	عزیزی	2015	U-Pb	157.9	1.6
144	شمال قروه	عزیزی	2015	U-Pb	155.6	5.6
145	شیخ چوپان	حسن زاده	2008	U-Pb	551	25
146	شیرکوه	فورستر	1978	Rb-Sr	176	10
147	شیرکوه	ریر و محافظ	1972	K-Ar	159	
148	شیرکوه	ریر و محافظ	1972	K-Ar	186	
149	صوفی آباد	عزیزی	2011	U-Pb	148.5	1.9
150	صوفی آباد	عزیزی	2011	U-Pb	143.5	2.3
151	صوفی آباد	عزیزی	2011	U-Pb	147.5	1.3
152	صوفی آباد	عزیزی	2011	U-Pb	143.5	2.3
153	صوفی آباد	عزیزی	2011	U-Pb	147.5	1.3
154	صوفی آباد	عزیزی	2011	U-Pb	143.5	2.3
155	صوفی آباد	عزیزی	2011	U-Pb	147.5	1.3
156	غرب قروه	محمودی	2011	U-Pb	156.5	0.6
157	قروه	محمودی	2011	U-Pb	151	0.2
158	قروه	محمودی	2011	U-Pb	149.3	0.2
159	قروه	محمودی	2011	U-Pb	149	0.2
160	قروه – دهگلان	یاجم	2015	U-Pb	147	3
161	قروه – گلالی	یاجم	2015	U-Pb	149	2
162	قلعه دژ	شبانیان	2009	U-Pb	568	11
163	قلعه دژ	نوتمن ، شاکر اردکانی ۲۰۱۵	2014	U-Pb	588	41
164	کر سفید	شیخ الاسلامی	1383	U-Pb	520	
165	کلاه قاضی	چیو	2013	U-Pb	164.6	2.1
166	کلاه قاضی	بیات	2017	U-Pb	169.3	1.9
167	کلاه قاضی	بیات	2017	U-Pb	175.8	2.4
168	کلاه قاضی	بیات	2017	U-Pb	168.8	1.2
169	کلاه قاضی	بیات	2017	U-Pb	169.7	1.2
170	کلاه قاضی	بیات	2017	U-Pb	175.2	1.8
171	کلاه قاضی	بیات	2017	U-Pb	170	1.4
172	کلاه قاضی	بیات	2017	U-Pb	175	2.4
173	کلاه قاضی	بیات	2017	U-Pb	174.3	1.5
174	کنگره	عزیزی	2014	U-Pb	146.9	8.7
175	کنگره	عزیزی	2015	U-Pb	148.3	3
176	گرانیت گوشه – تواندشت	محمودی	2011	U-Pb	34.87	0.08
177	گرانیت نقده	مظاهری	2012	U-Pb	41.85	0.41
178	گرانیت های خلفان	بی	2011	U-Pb	315	2
179	گرانیت های خلفان	بی	2011	U-Pb	277.2	4.9
180	گرانیت های خلفان	بی	2011	U-Pb	315	4

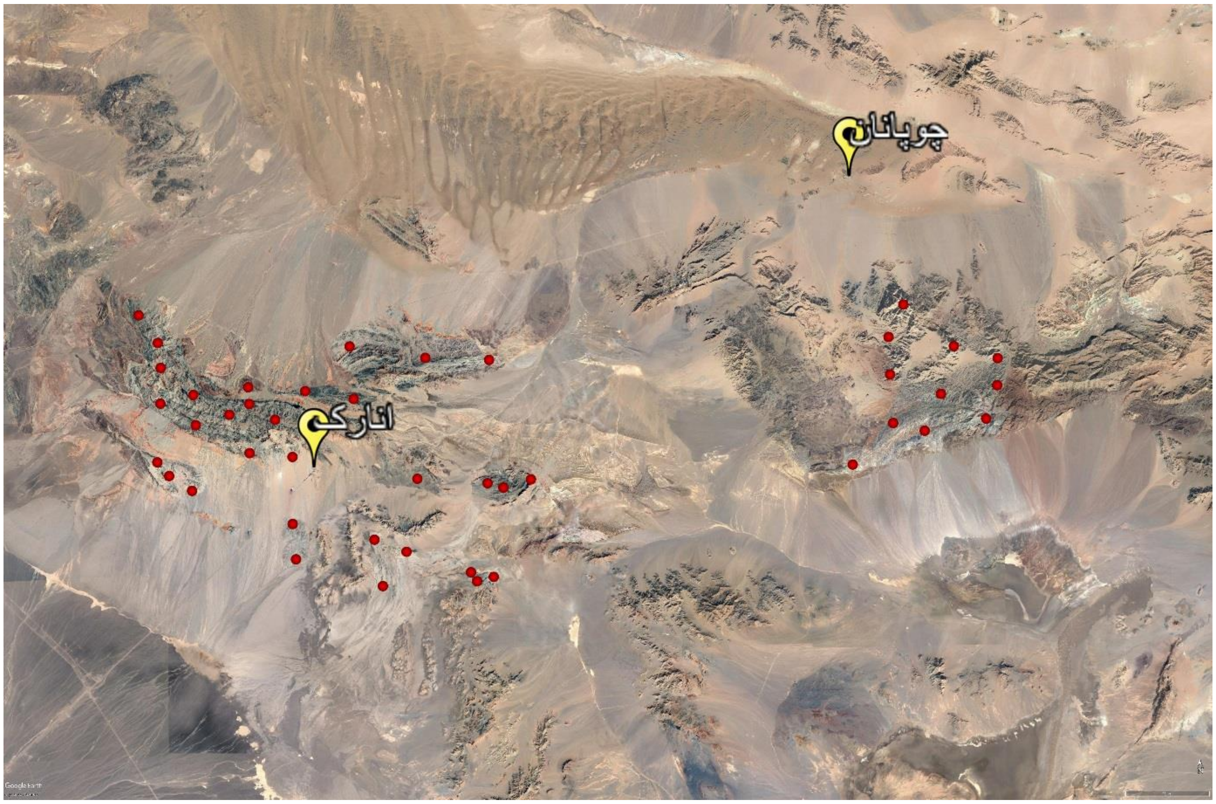
ردیف	نام محل یا مجموعه	محقق	سال انتشار	روش تعیین سن	سن بر حسب میلیون سال	مقدار خطا (±)
181	گلالی	یاجم	2015	U-Pb	151	0.2
182	گلپایگان – موته	حسن زاده	2008	U-Pb	596	24
183	گلپایگان – موته	حسن زاده	2008	U-Pb	578	22
184	گلپایگان – ورزنه	حسن زاده	2008	U-Pb	588	23
185	ماه نشان	حسن زاده	2008	U-Pb	568	44
186	ماه نشان	حسن زاده	2008	U-Pb	557.2	3
187	مغانلو	حسن زاده	2008	U-Pb	548	27
188	مغانلو	عادل ساکی	2010	U-Pb	548	27
189	ملایر	احدنژاد	2011	U-Pb	187	6
190	ملایر	احدنژاد	2011	U-Pb	170	4
191	ملایر	احدنژاد	2011	U-Pb	174	6
192	ملایر	احدنژاد	2011	U-Pb	162	8
193	ملایر	احدنژاد	2011	U-Pb	183	5
194	ملایر	احدنژاد	2011	U-Pb	174	5
195	ملایر	احدنژاد	2011	U-Pb	169	8
196	ملایر	احدنژاد	2011	U-Pb	172	2
197	موته	حسن زاده	2008	U-Pb	578	22
198	موته	حسن زاده	2008	U-Pb	596	24
199	میشو	شاه زیدی	2016	U-Pb	550.4	3.8
200	میشو	شاه زیدی	2016	U-Pb	550.6	3.6
201	میشو	شاه زیدی	1394	U-Pb	500	74
202	میشو	شاه زیدی	1394	U-Pb	537	60
203	میشو	شاه زیدی	1395	U-Pb	525	15
204	نیریز	فضل نیا	2007	U-Pb	170	
205	نیریز – چاه دزدان	فضل نیا	2007	U-Pb	170.5	1.9
206	نیریز – چاه دزدان	فضل نیا	2007	U-Pb	173	1.6
207	نیریز – چاه دزدان	فضل نیا	2007	U-Pb	167	3.1
208	نیریز – چاه دزدان	فضل نیا	2007	U-Pb	164	8.1
209	نیریز – چاه دزدان	فضل نیا	2007	U-Pb	171	16
210	هریس	اداوی	1389	U-Pb	306	34
محققین توجه شود -- در بخش نام محققین برای اختصار فقط نام نفر اول آورده شده است – به این موضوع دقت نمایید.						



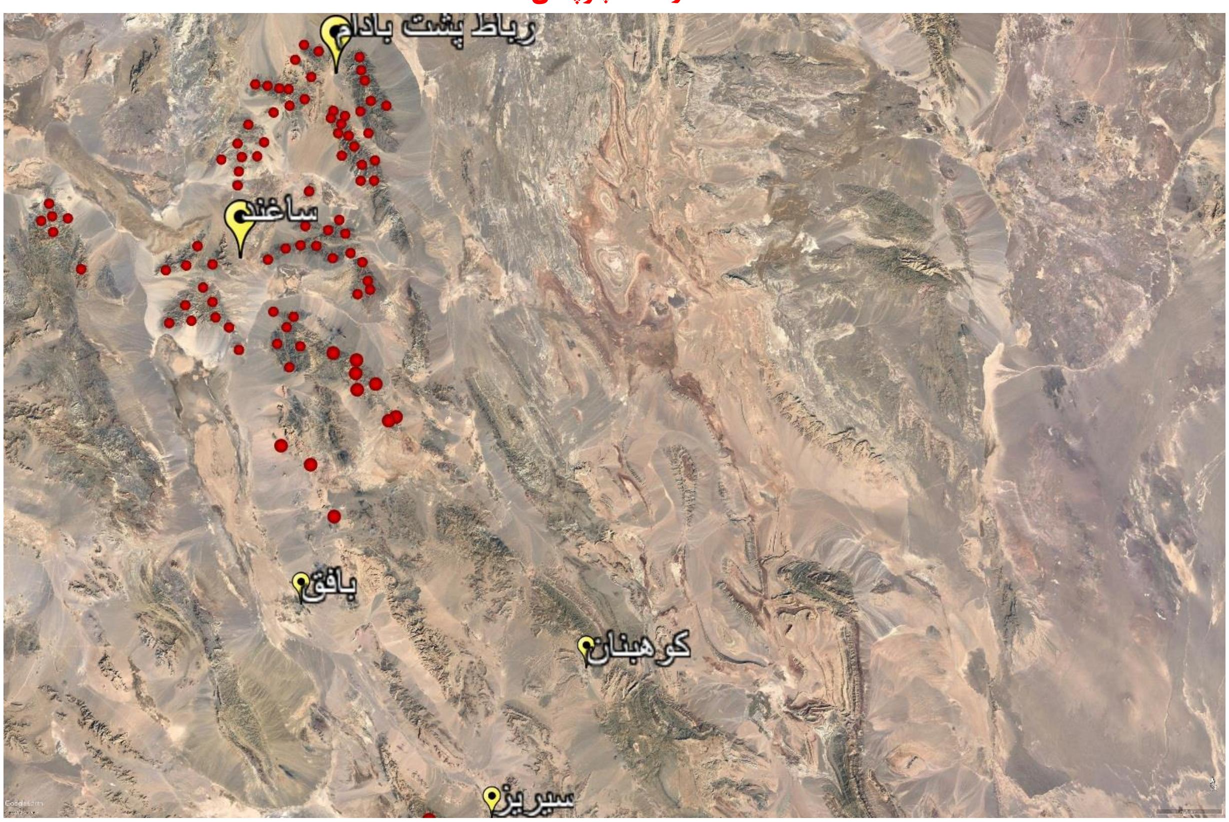
جنوب و جنوب شرق شاهرود



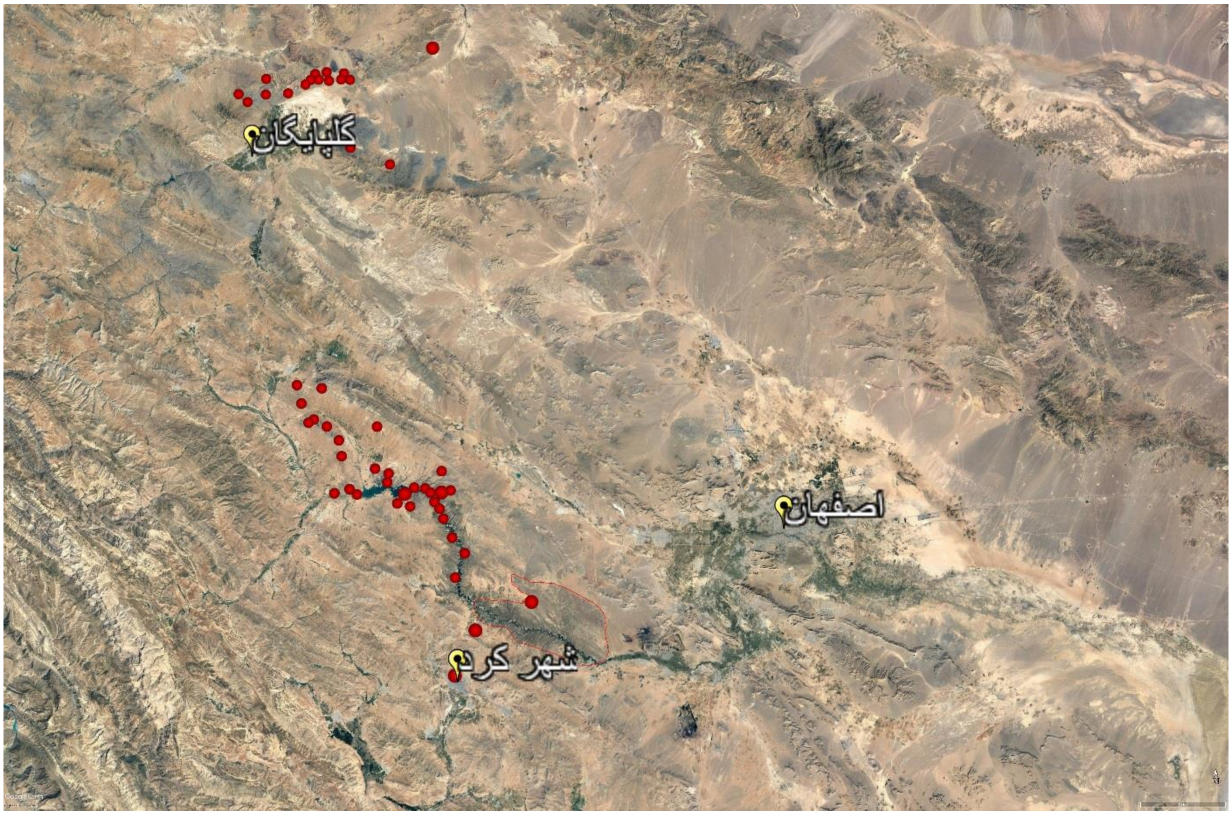
جنوب و جنوب شرق جندق



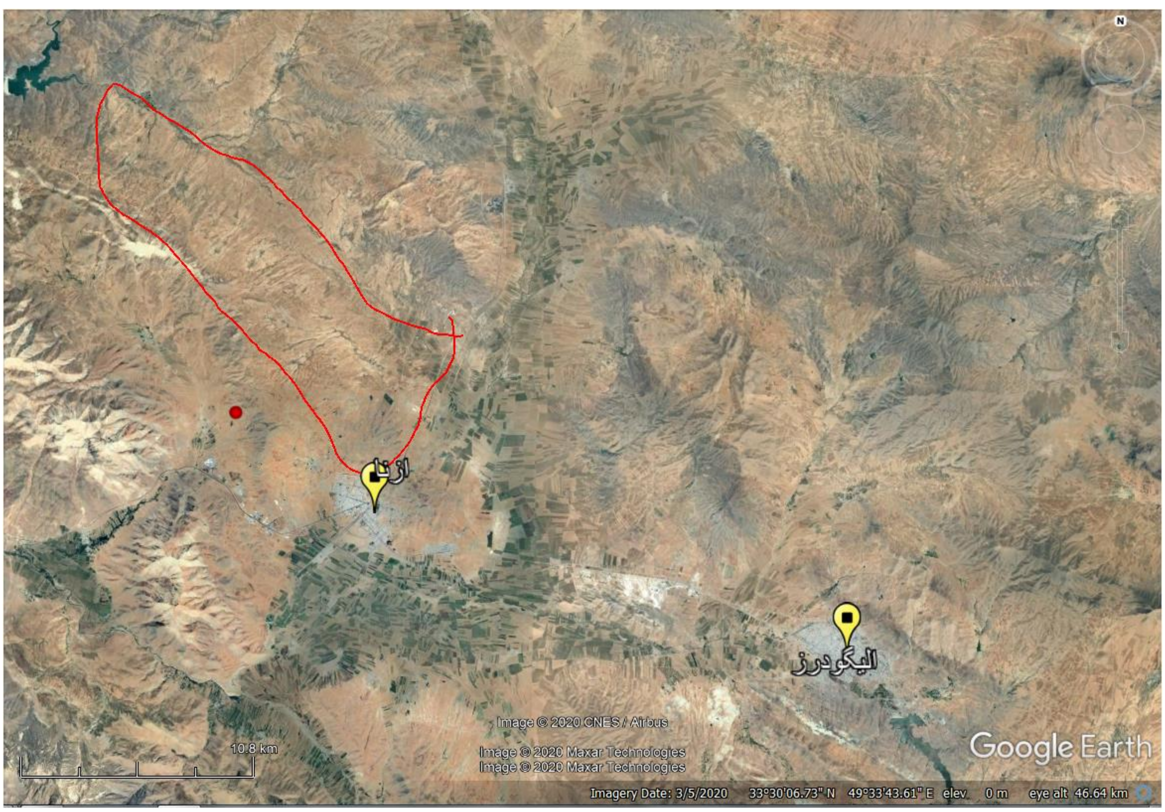
انارک - چوپانان



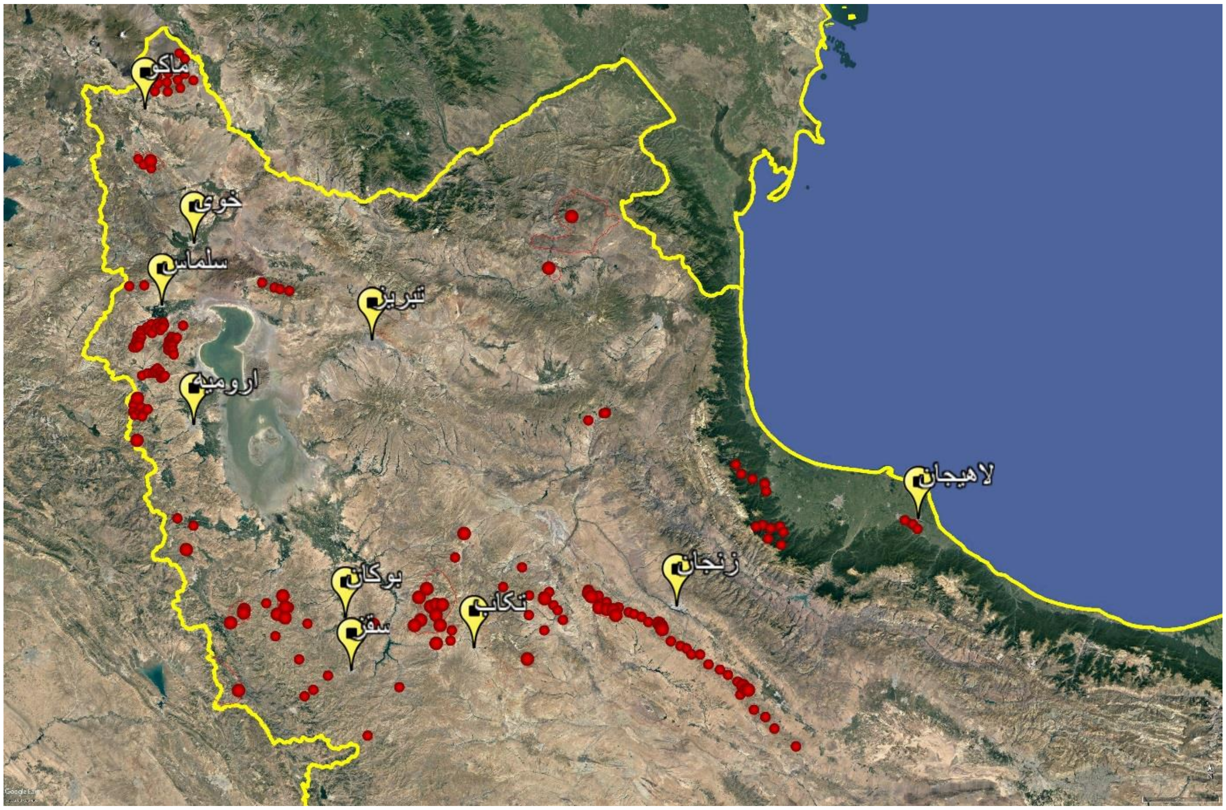
رباط پشت بادام – ساغند – بافق - کوهبنان



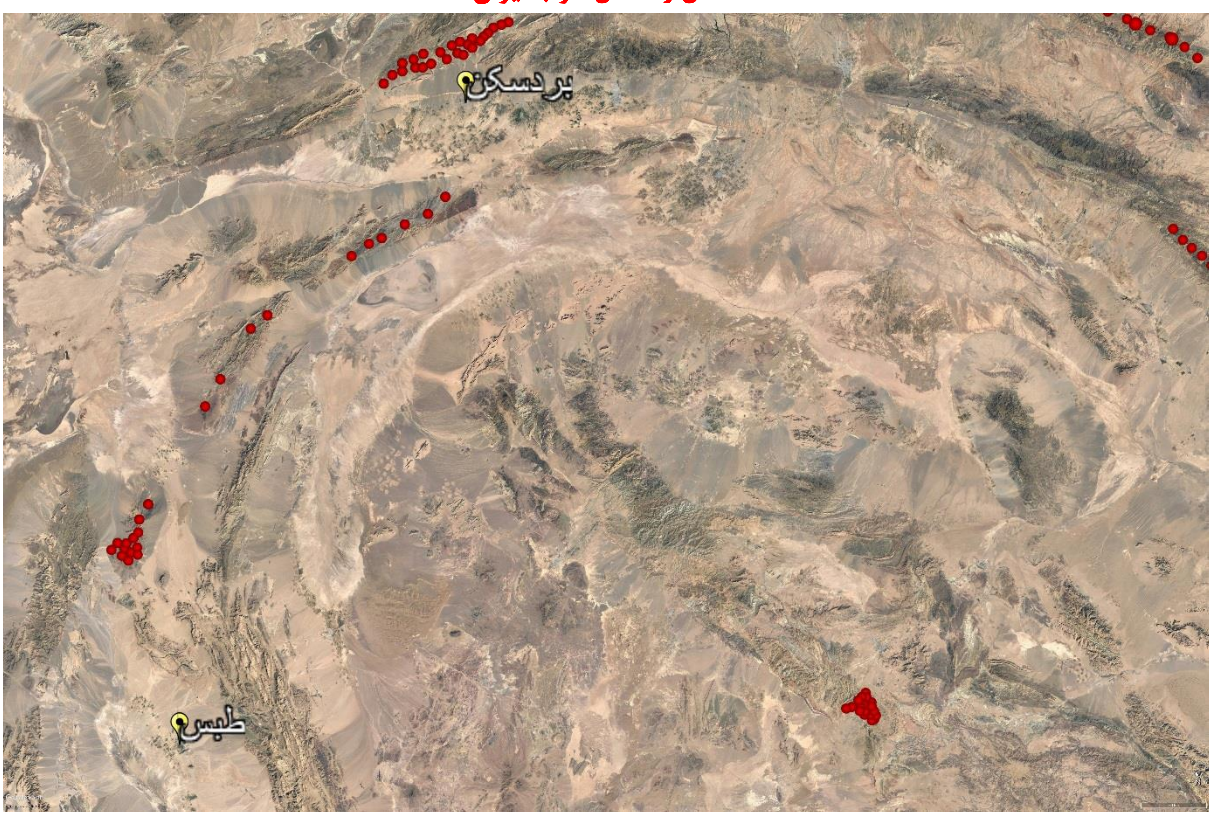
اصفهان – گلپایگان – شهرکرد



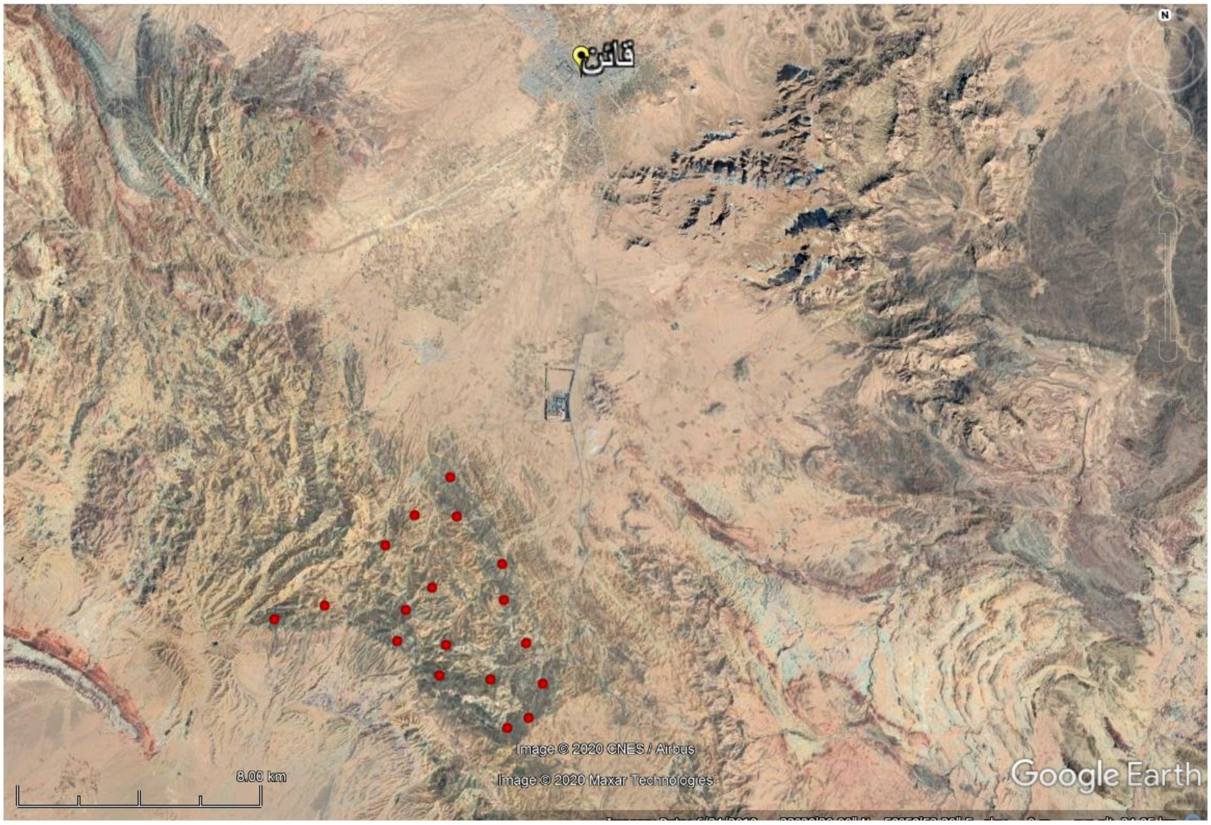
شمال ازنا – مجموعه ژون



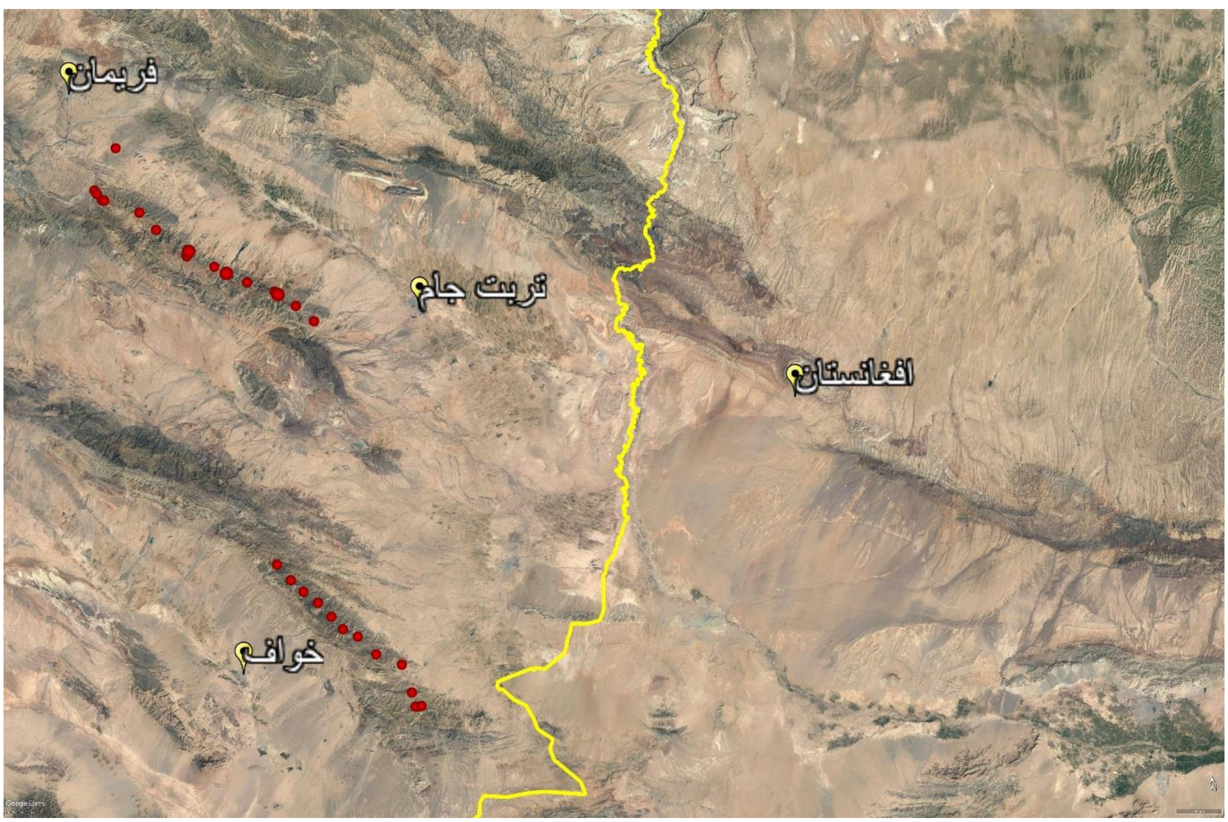
شمال و شمال غرب ایران



طبس – بردسکن – جنوب قاین (گوشه پایین سمت راست)



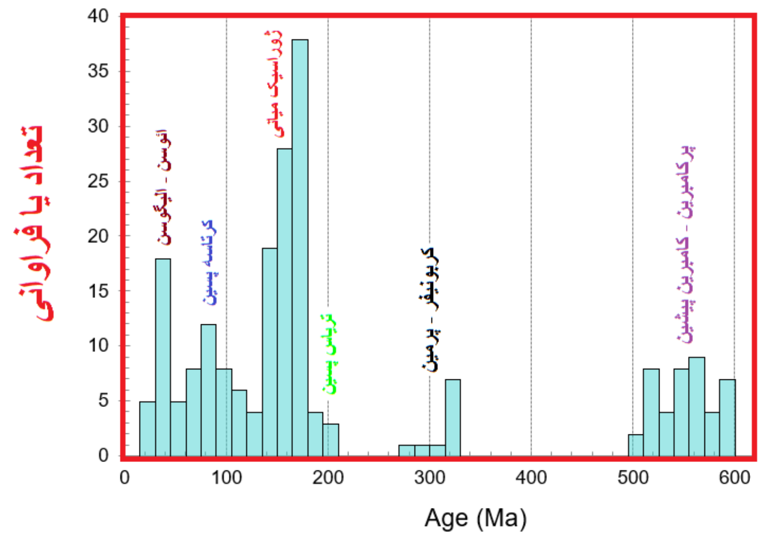
جنوب قاین



فریمان – تربت جام – خواف

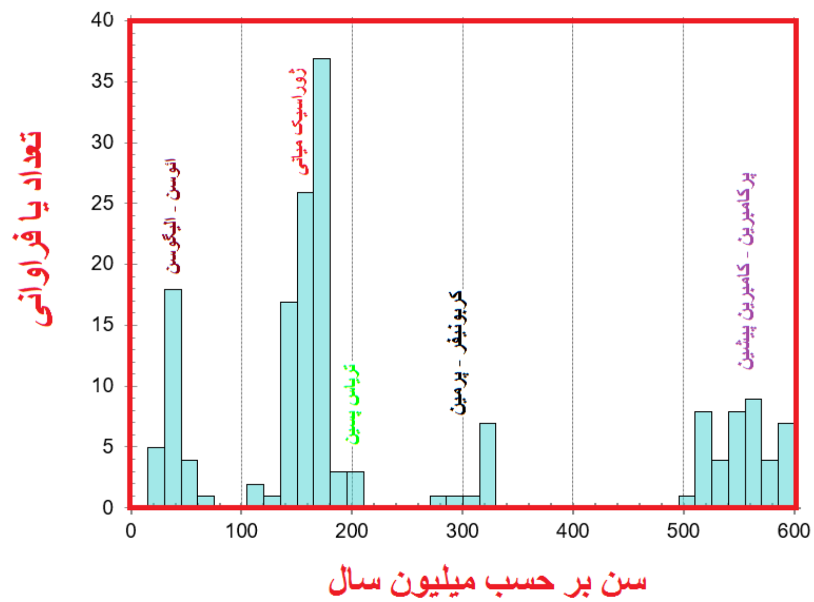
جنوب سیرجان

کل ایران – همراه با نام برخی از شهرها



برای مجموع داده ها و روش های تعیین سن

نمودار فراوانی یا هیستوگرام تعیین سن‌های گزارش شده از زون سنندج – سیرجان (برای کل روش ها).

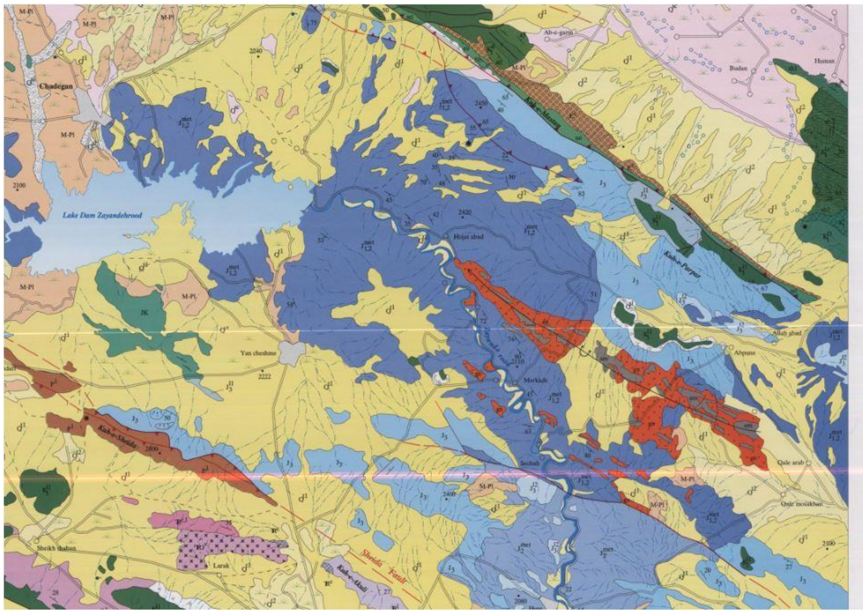


روش تعیین سن اورانیم - سرب بر روی زیرکن/ مونازیت/ اسفن یا تیتانیت
(عمدتاً زیرکن)

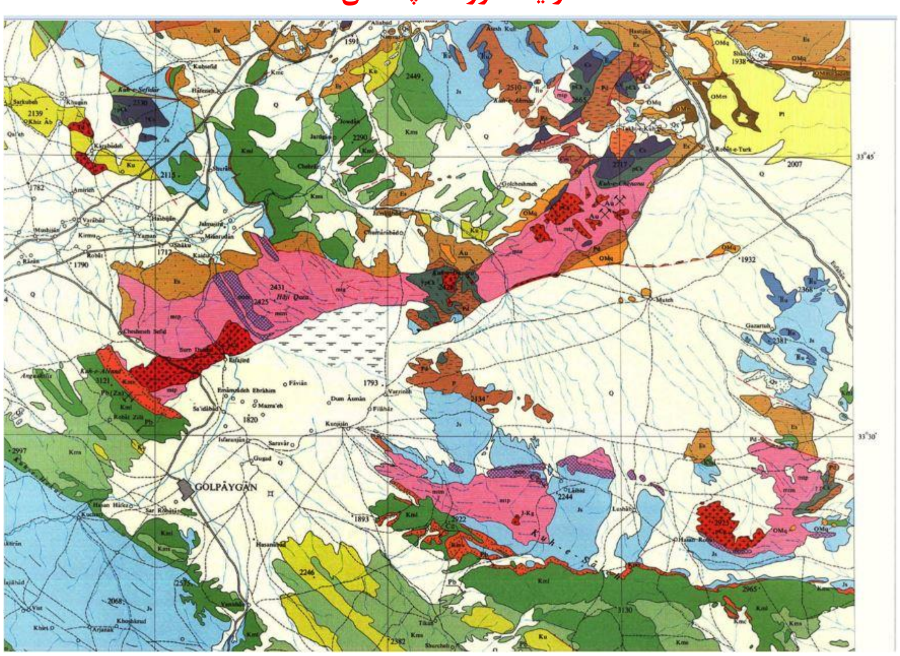
نمودار فراوانی یا هیستوگرام تعیین سن‌های گزارش شده از زون سنندج – سیرجان (فقط برای روش **U-Pb**).

با حذف داده های مبتنی بر روش پتاسیم – آرگن و روبیدیم- استرانسیم
بخش قابل توجهی از داده ها که معرف دامنه سنی کرتاسه می باشد حذف می گردند.
در حال حاضر مشخص شده است دقت این دو روش برای دامنه سنی سنگ‌های مورد نظر کم است.

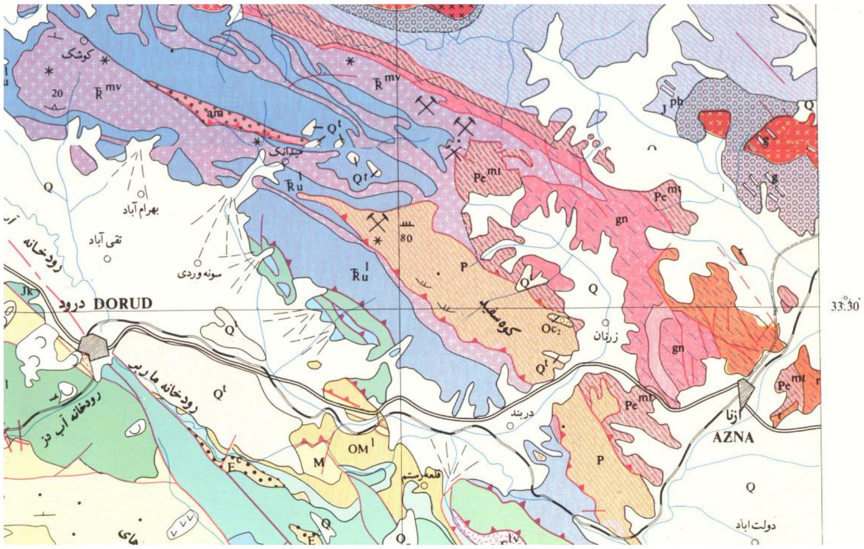
نقشه های معرف برخی از مناطق شاخص که دارای ماگماتیسم یا دگرگونی در پهنه ساختاری سنندج سیرجان می باشند، در ادامه ارائه شده اند.



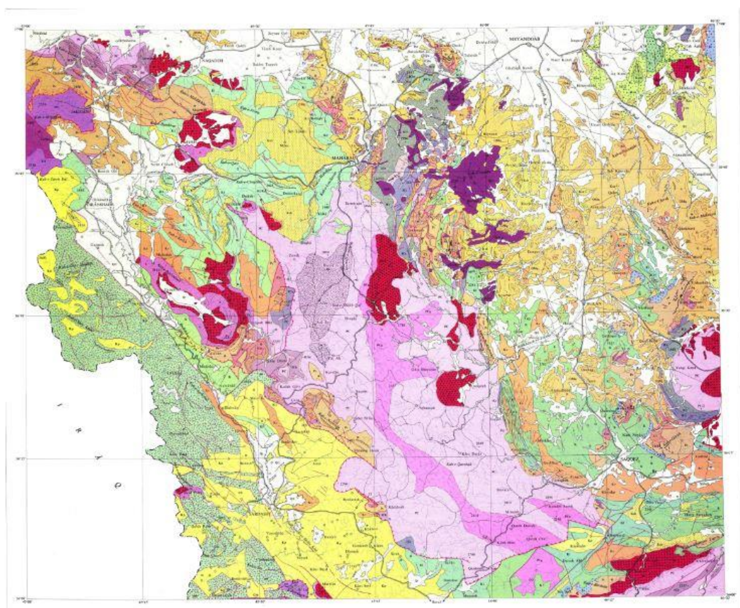
زاینده رود - چادگان



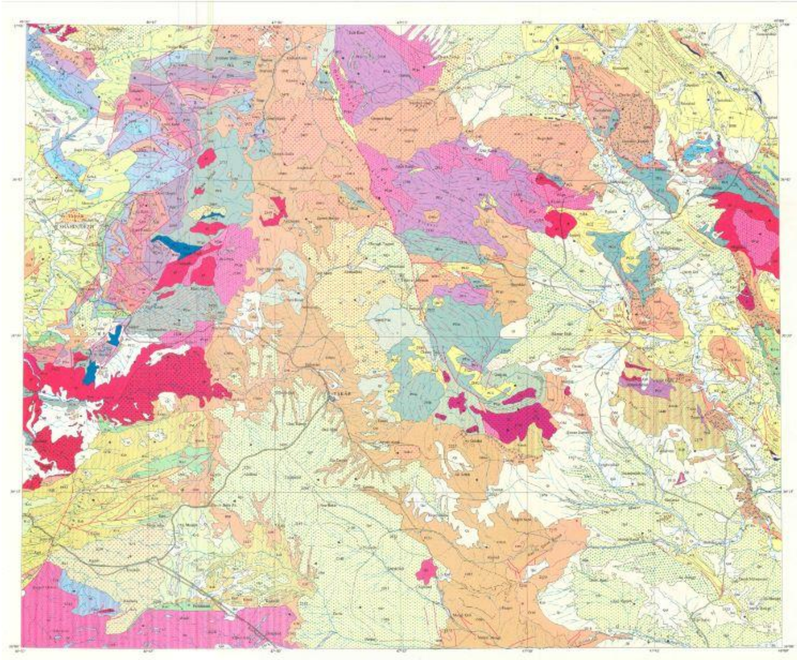
موته گلپایگان



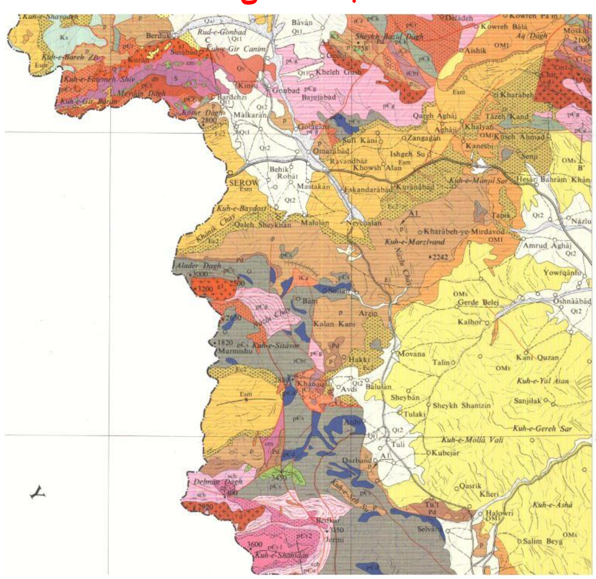
ازنا – درود



مهاباد – شاهین دژ

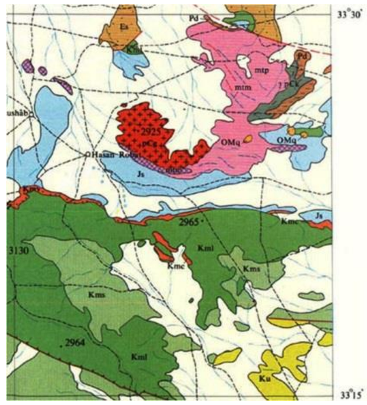


تکاب ماه نشان

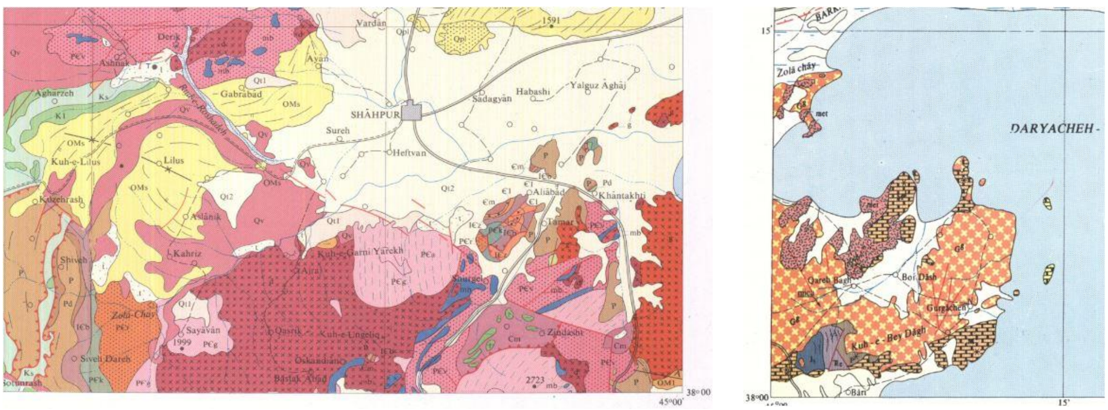


سرو – نوپروتروزوئیک

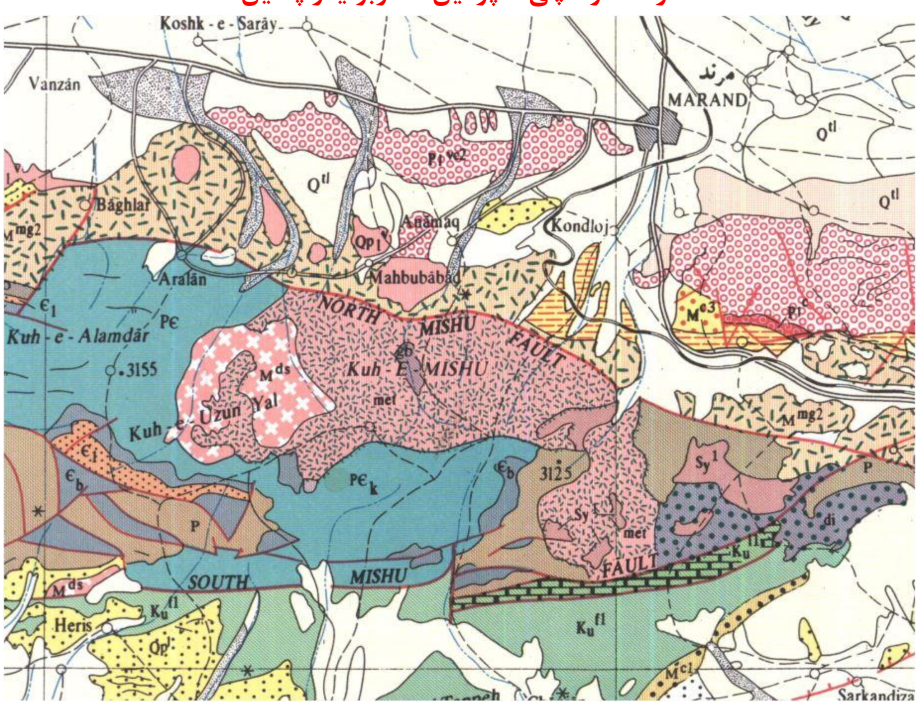
گرانیتوئیدهای پرمین – کربونیفر



توده گرانیتوئیدی حسن رباط (پرمین – کربونیفر پسین)

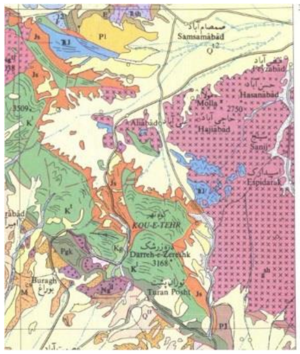


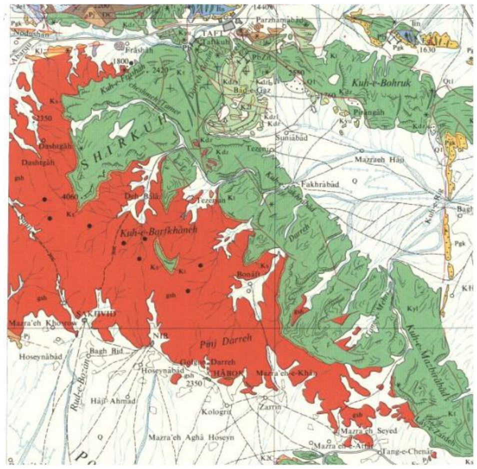
گردنه قوشچی – پرمین – کربونیفر پسین



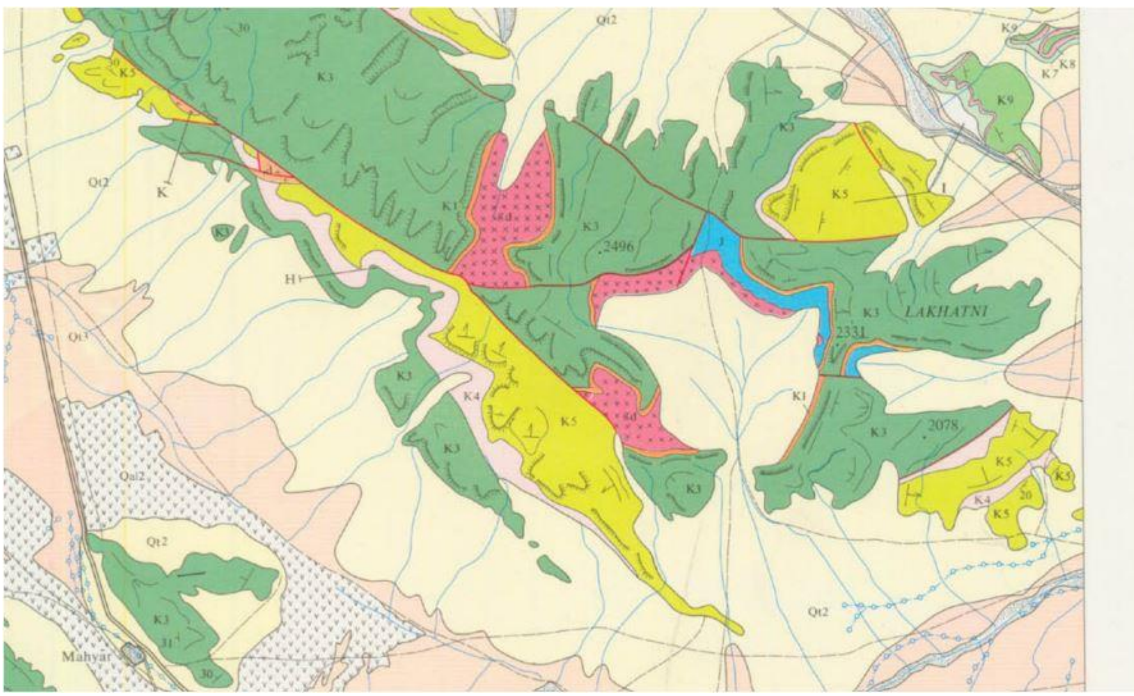
مرند – میشو– پرمین – کربونیفر پسین

گرانیتوئیدهای ژوراسیک میانی

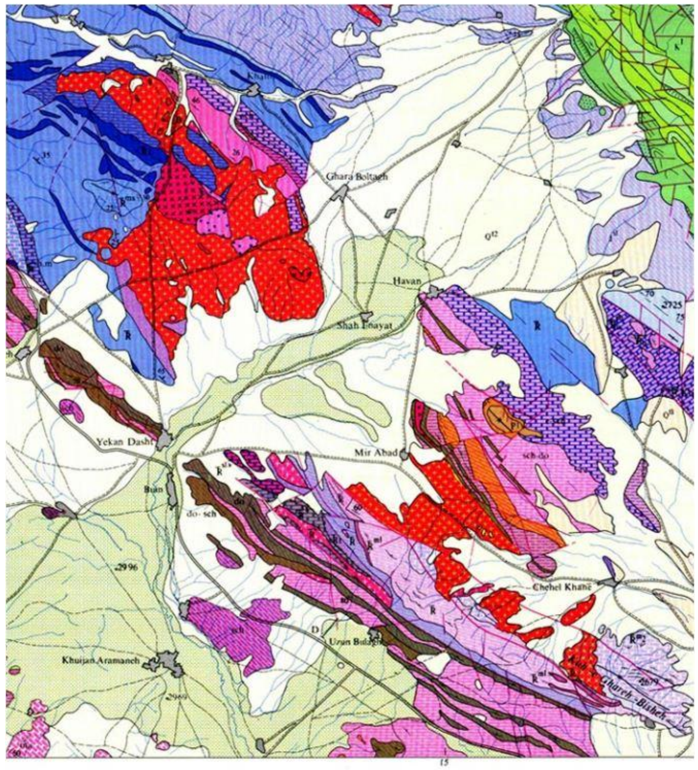




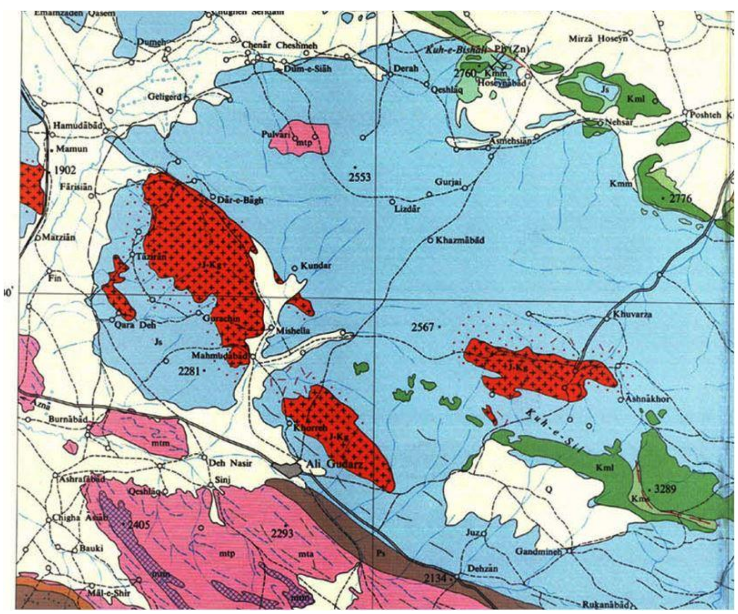
نقشه زمین‌شناسی نشان دهنده گسترش جغرافیایی توده گرانیتوئیدی شیرکوه جنوب و شرق یزد



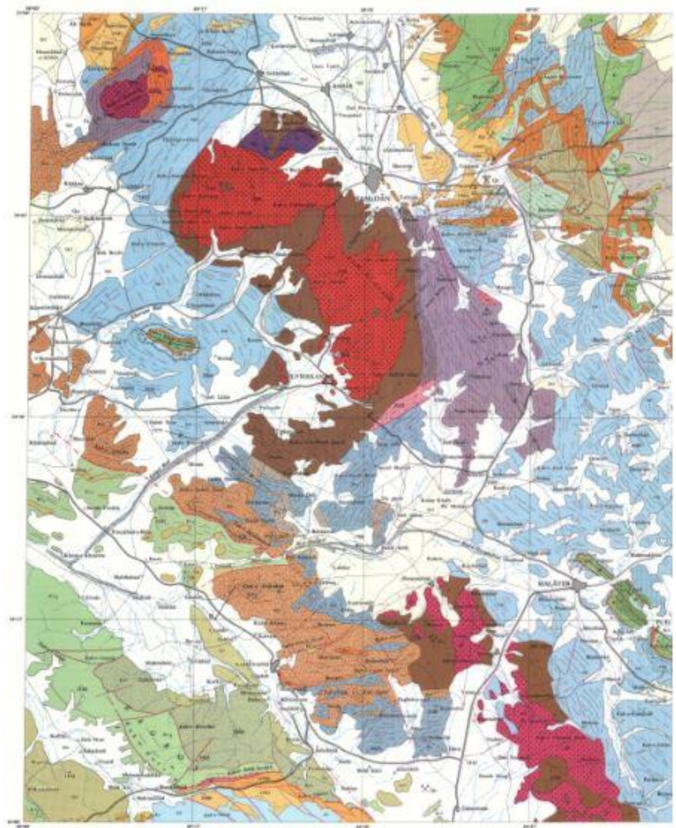
کلاه قاضی

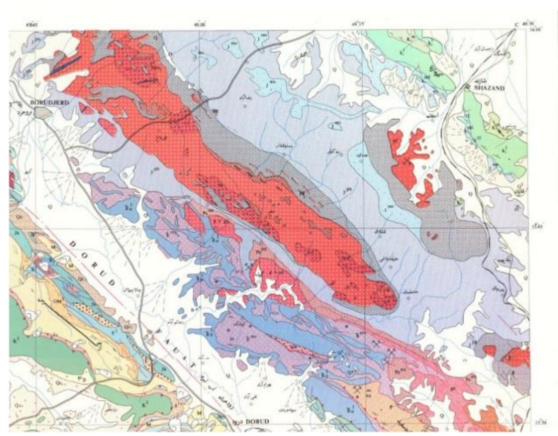


بوئین میاندشت

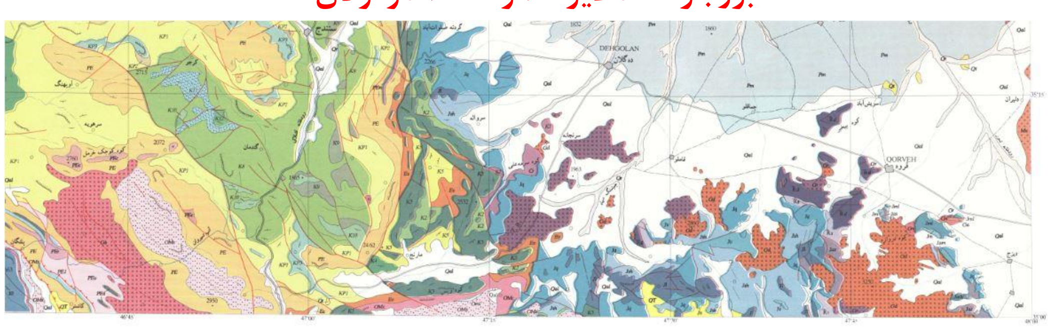


ازنا - الیگودرز

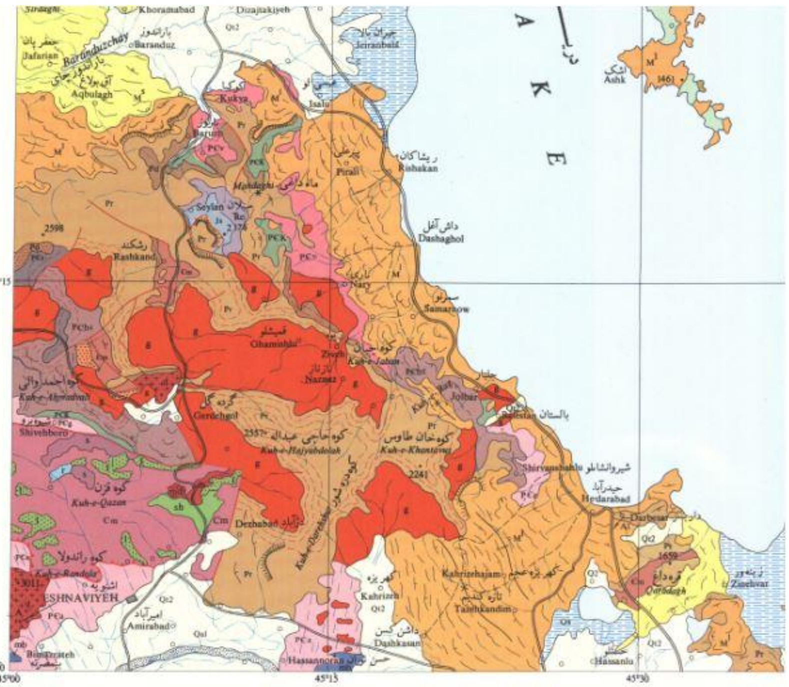




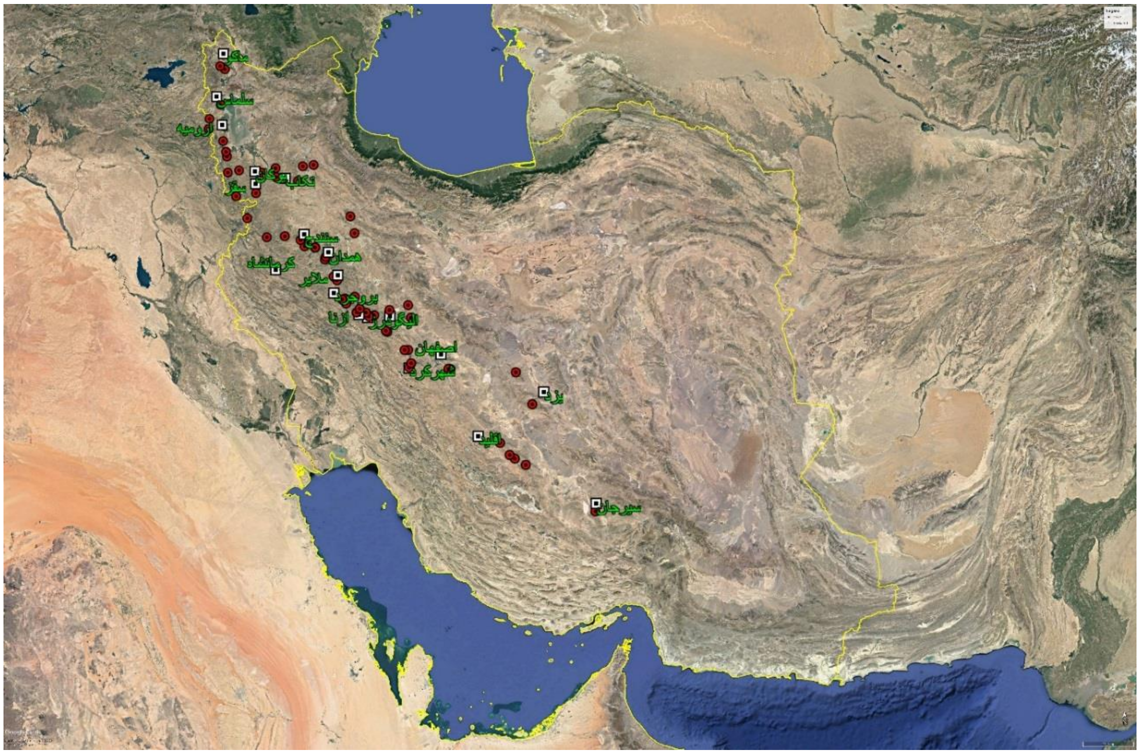
بروجرد – ملایر – الوند - آلموقولاق



قروه - دهگلان

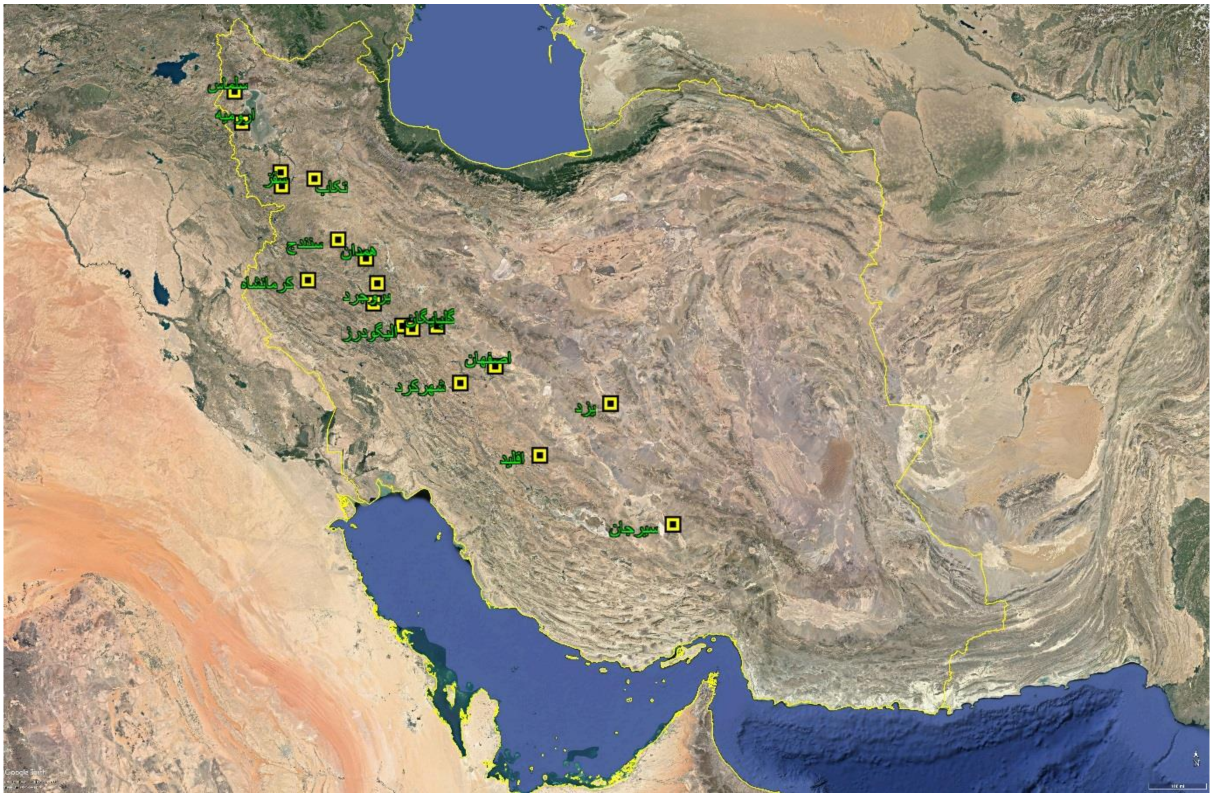

Khoramabad
Jafarian
Baranduz
Aqbulagh
Kukya
Isalu
Pirali
Rishakan
Dashaghol
Rashkand
2598
Samarsow
Narnaz
Gerdehgol
2557
2241
Jolbar
Shirvanshahlu
Hedarabad
1461
1659
Kahrizeh
Kahrizehajam
Dashkasan
Hassanlu
Amirabad
ESHNAVIYEH
37°15
45°00
45°15
45°30

اشنویه

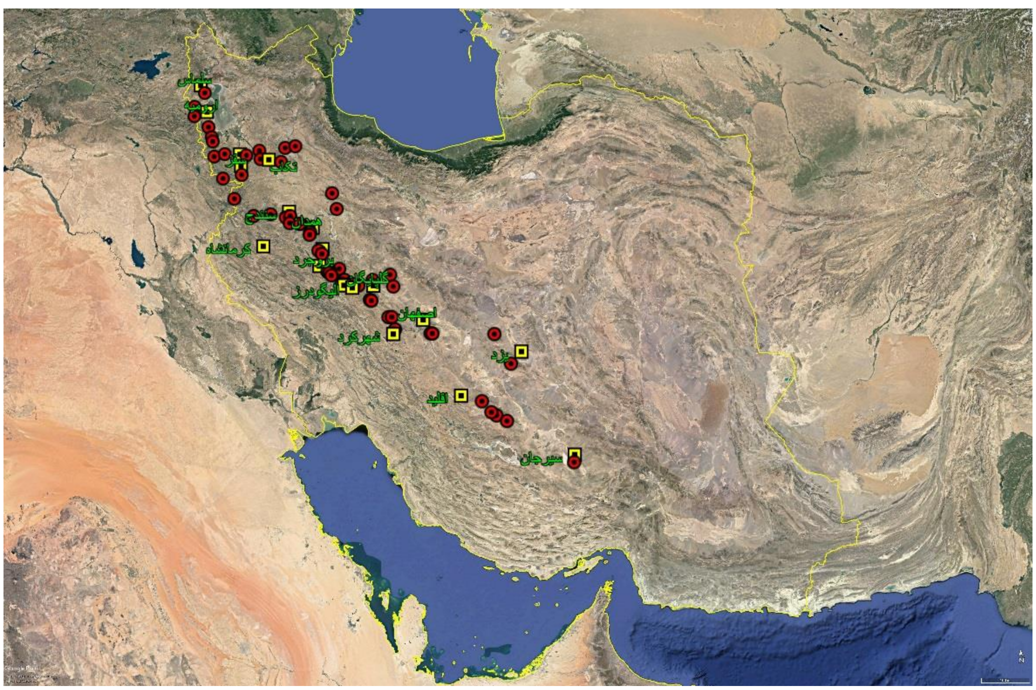


تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده موقعیت مجموعه‌های دگرگونی و گرانیتوئیدهای با سن پرکامبرین تا الیگوسن در پهنه ساختاری سنندج سیرجان (در حالت کلی – برای تجسم چگونگی پراکندگی جغرافیایی آنها). به موقعیت شهرها و اسامی آنها در این پهنه ساختاری توجه کنید.

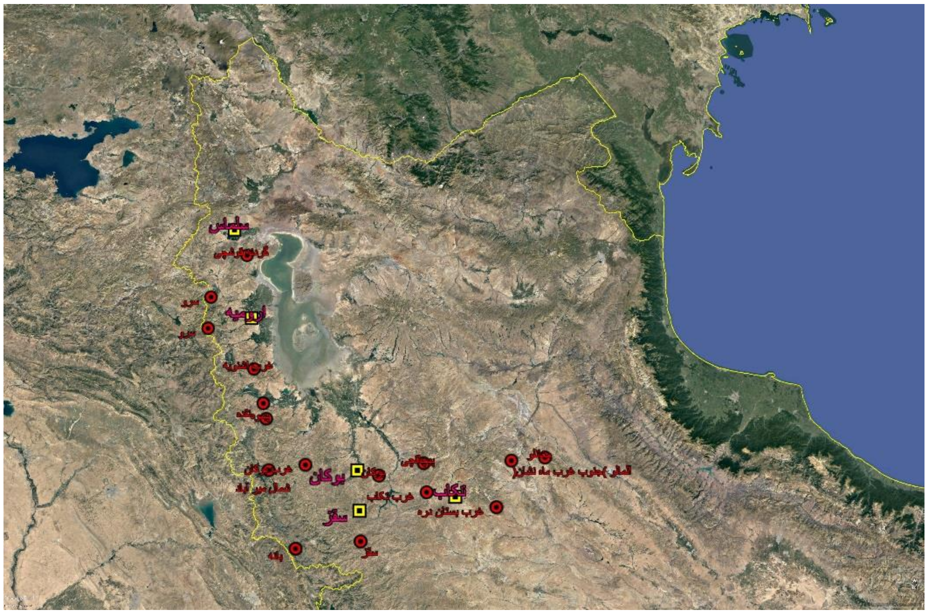
تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده موقعیت مجموعه‌های دگرگونی و گرانیتوئیدهای با سن پرکامبرین تا الیگوسن در پهنه ساختاری سنندج سیرجان (در حالت کلی – برای تجسم چگونگی پراکندگی جغرافیایی آنها).



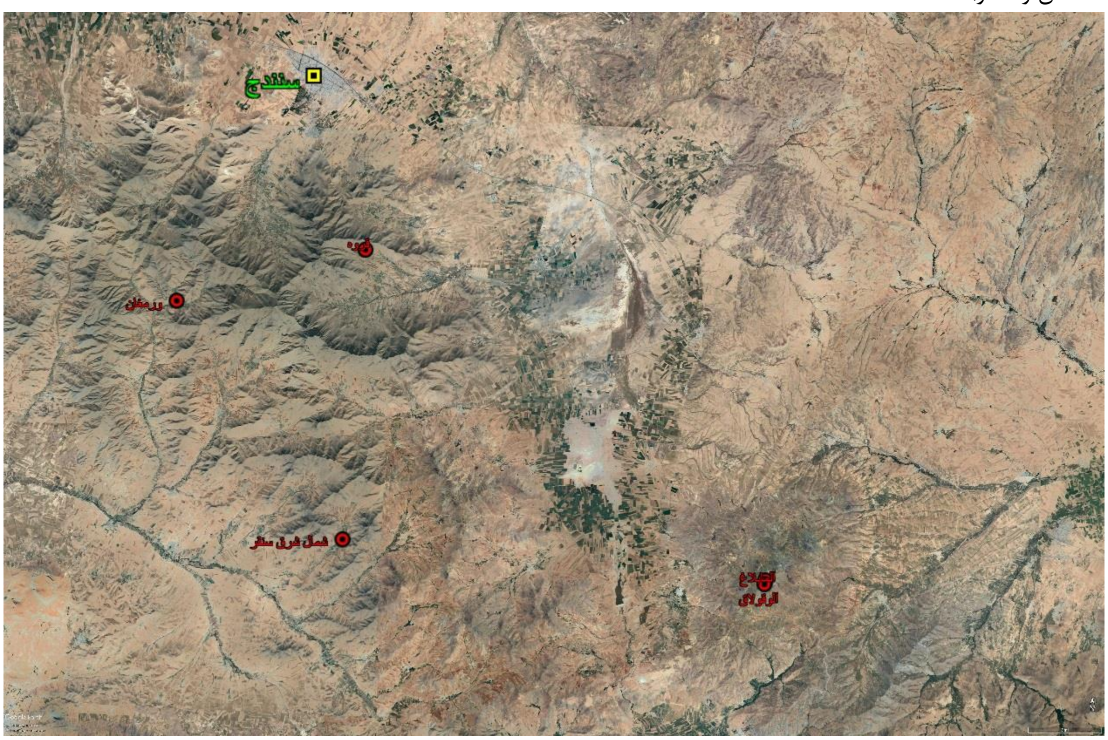
تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده موقعیت شهرها و اسامی آنها در این پهنه ساختاری سنندج سیرجان (برای تجسم چگونگی پراکندگی جغرافیایی آنها).



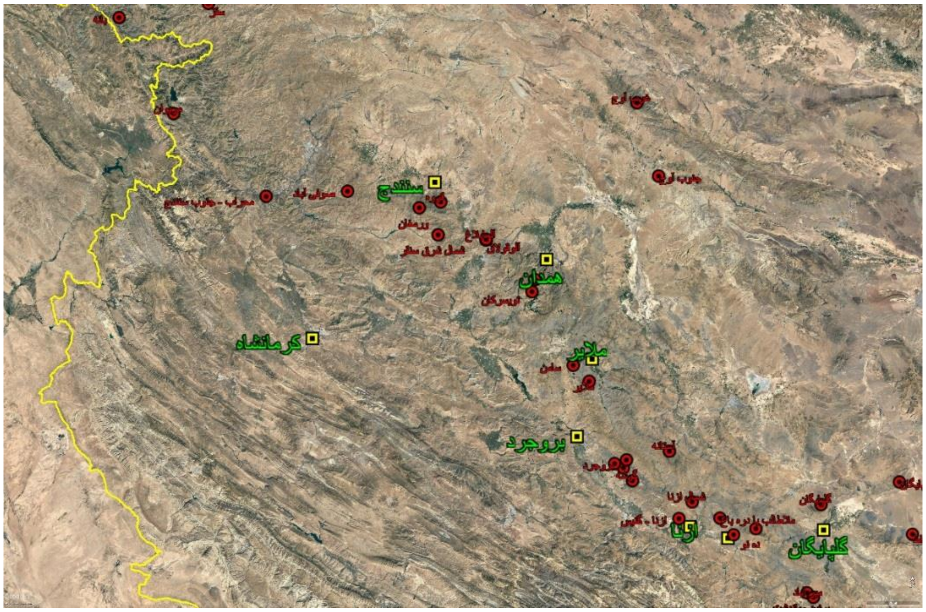
تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده موقعیت مجموعه‌های دگرگونی و گرانیتوئیدهای با سن پرکامبرین تا الیگوسن در پهنه ساختاری سنندج سیرجان (در حالت کلی – برای تجسم چگونگی پراکندگی جغرافیایی آنها). به موقعیت شهرها و اسامی آنها در این پهنه ساختاری توجه کنید.



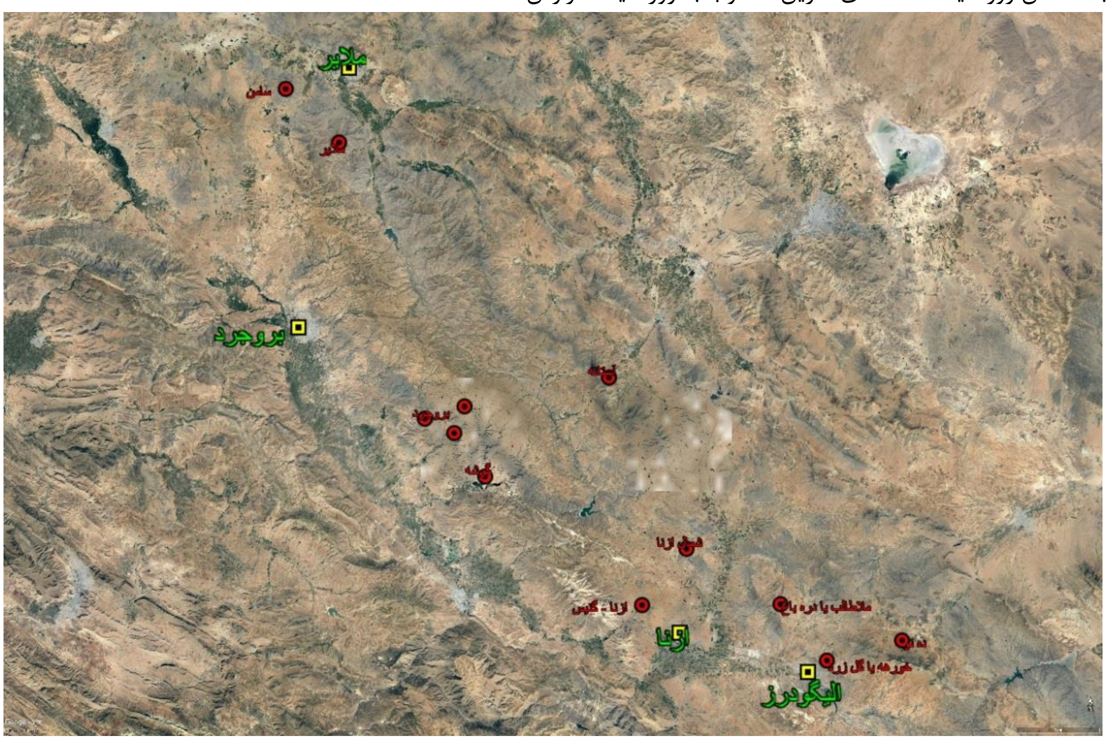
تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده موقعیت سنگ‌های دگرگونی و گرانیتوئیدهای تکاب، مهاباد، سرو، ماکو (پرکامبرین- کامبرین)، و توده‌های گرانیتوئیدی بانه، جنوب سقز، بوکان، اشنویه، قوشچی، میشو، نقده (با سن‌های کربونیفر تا الیگوسن) نسبت به شهرهای تکاب، سقز، ارومیه، سلماس و ماکو).



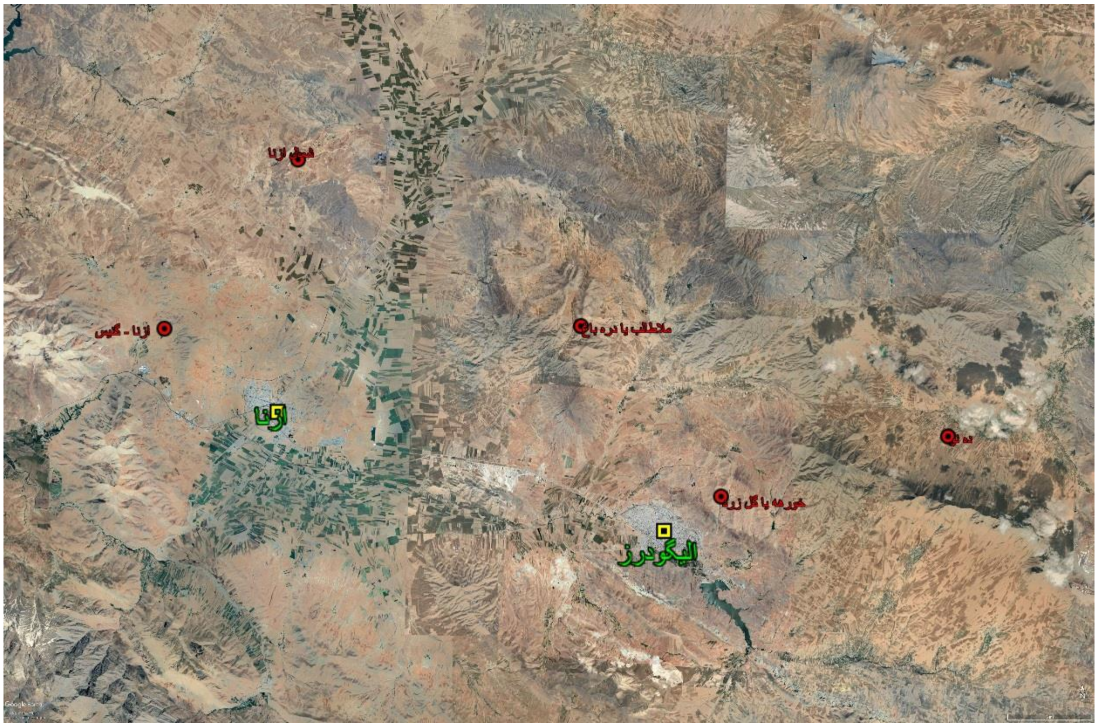
تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده موقعیت سنگ‌های دگرگونی شمال شرق سنقر (؟پرمو – تریاس) و گرانیتوئیدهای آلمابلاغ، قروه، ورمغان و گلالی در غرب قروه و جنوب سنندج و کرمانشاه.



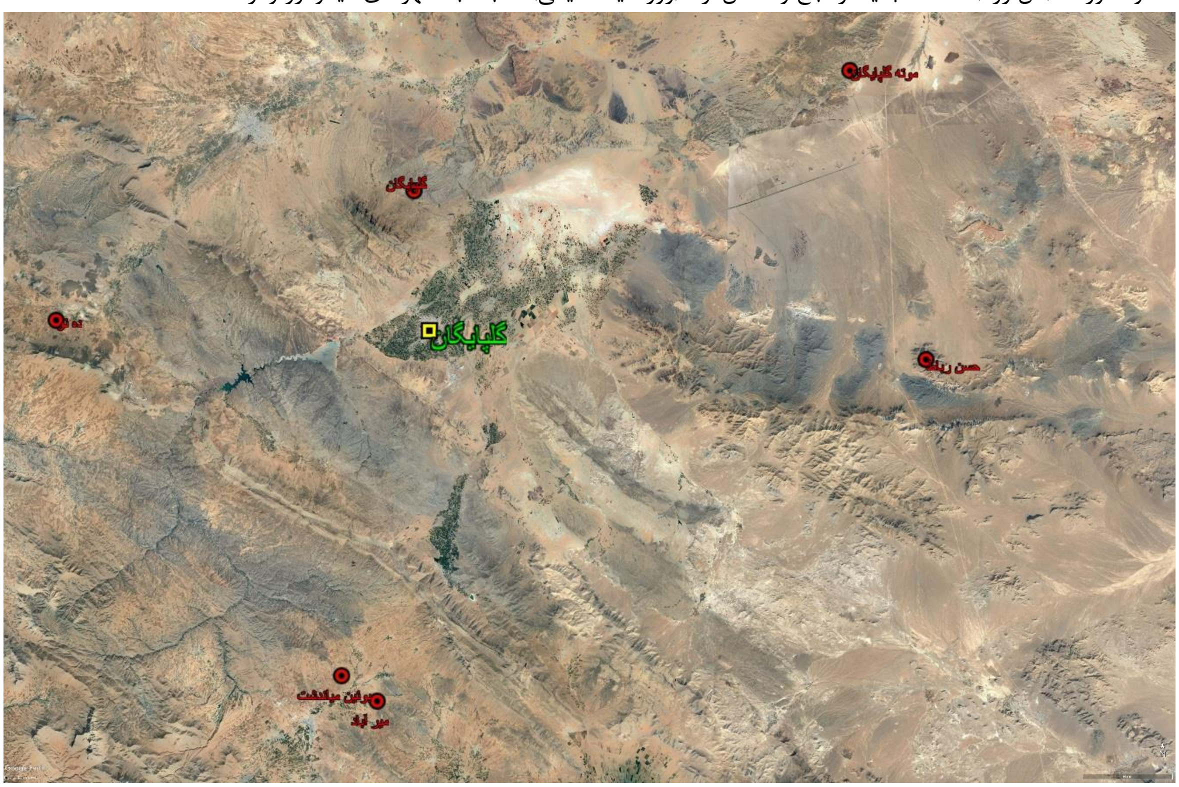
تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده موقعیت سنگ‌های دگرگونی و گرانیتوئیدهای ازنا در شمال ازنا (پرکامبرین- کامبرین)، و توده‌های گرانیتوئیدی ده نو، خورهه (گل زرد)، ملاطالب یا دره باغ و شمال ازنا، آستانه، گوشه، بروجرد، ملایر و سامن، الوند، آلمابلاغ، صوفی آباد و محراب (ژوراسیک میانی) نسبت به شهرهای گلپایگان، الیگودرز، ازنا، بروجرد، ملایر، همدان، سنندج و کرمانشاه. لازم به ذکر است در غرب و جنوب آوج نیز همراه با سکانس ژوراسیک سنگ‌های آذرین منسوب به ژوراسیک گزارش شده است.



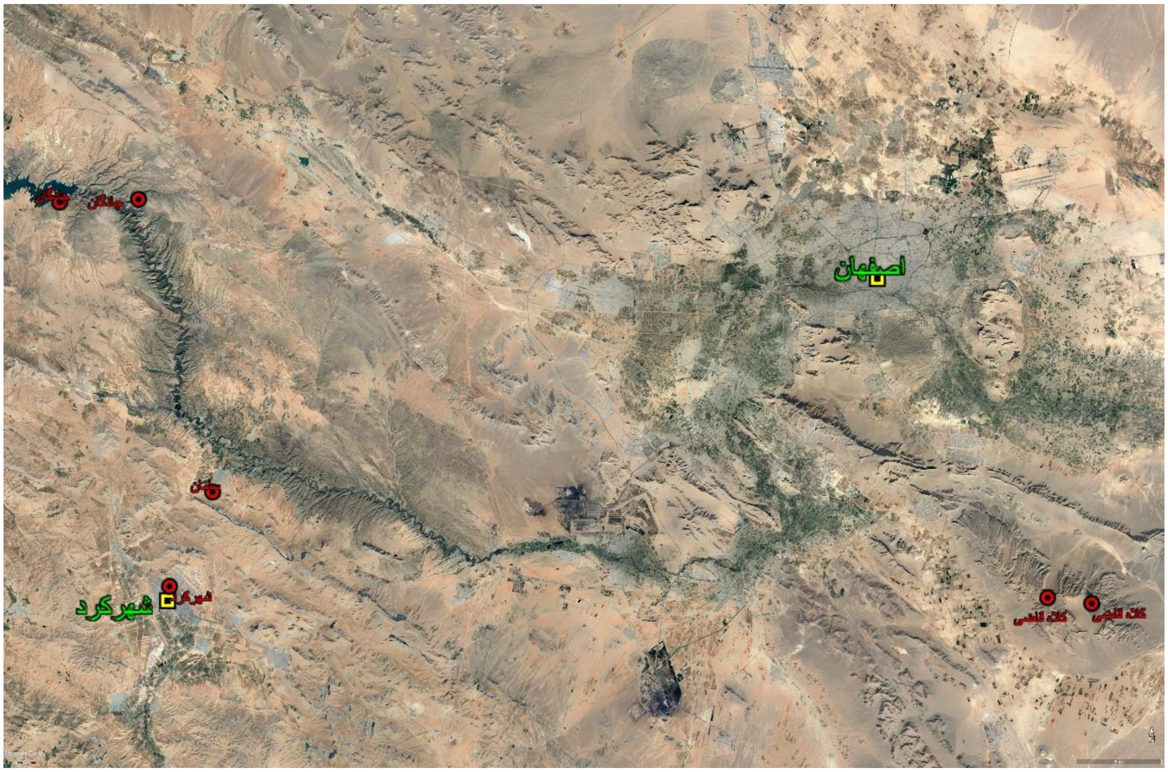
تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده موقعیت سنگ‌های دگرگونی و گرانیتوئیدهای ازنا در شمال ازنا (پرکامبرین- کامبرین)، و توده‌های گرانیتوئیدی ده نو، خورهه (گل زرد)، ملاطالب یا دره باغ و شمال ازنا، آستانه، گوشه، بروجرد، ملایر و سامن (ژوراسیک میانی) نسبت به شهرهای الیگودرز، ازنا، بروجرد و ملایر.



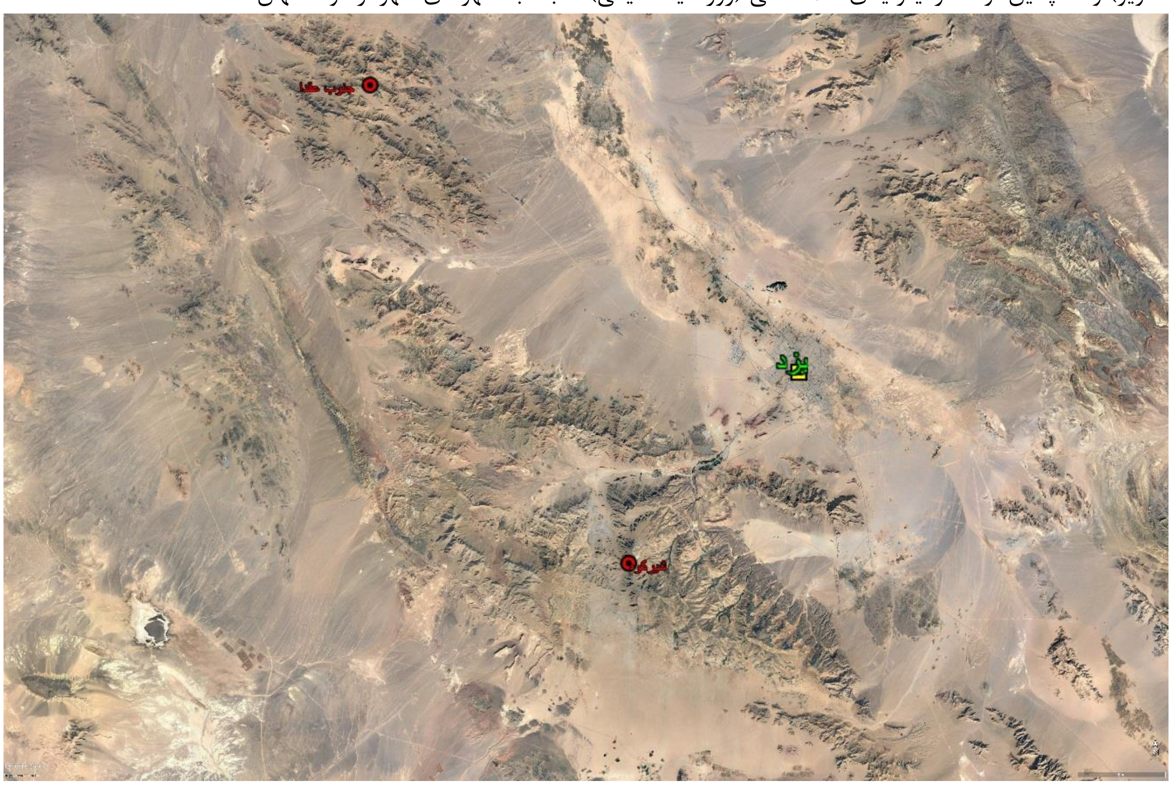
تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده موقعیت سنگ‌های دگرگونی و گرانیتوئیدی ازنا در شمال ازنا (پرکامبرین- کامبرین)، و توده‌های گرانیتوئیدی ده نو، خورهه (گل زرد)، ملاطالب یا دره باغ و شمال ازنا (ژوراسیک میانی) نسبت به شهرهای الیگودرز و ازنا.



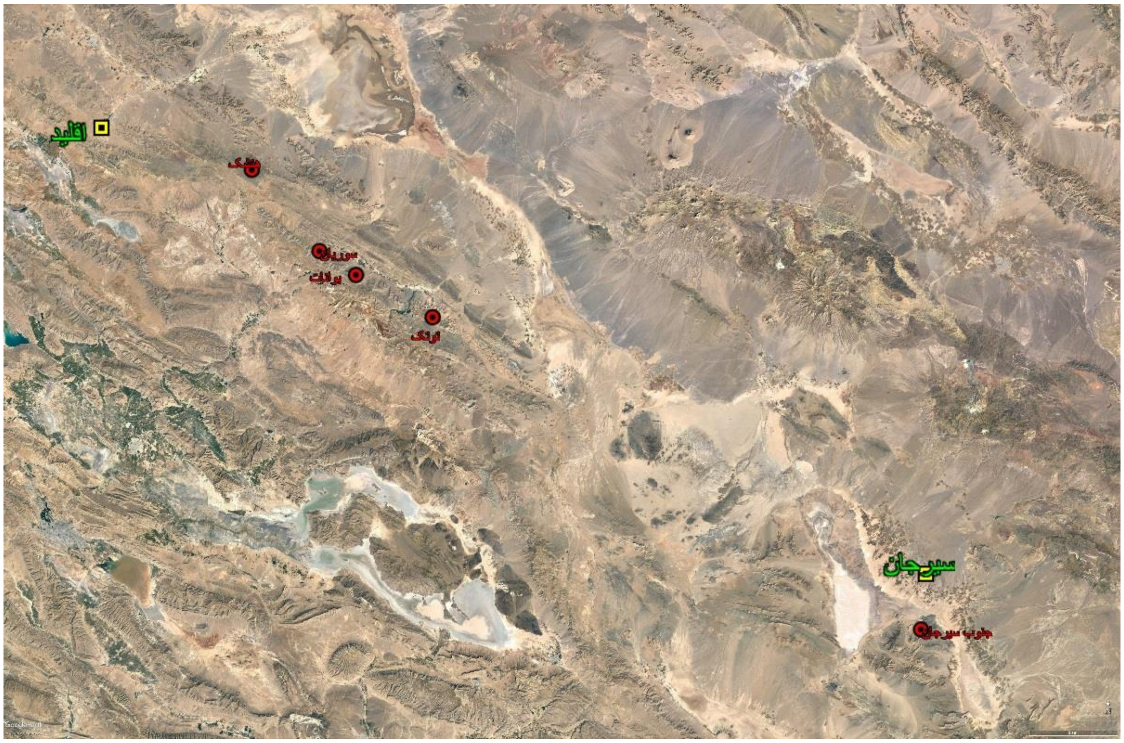
تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده موقعیت سنگ‌های دگرگونی و گرانیتوئیدی موته و ورزنه در شمال و غرب گلپایگان (پرکامبرین- کامبرین)، توده گرانیتوئیدی حسن رباط (کربونیفر)، دیوریت‌های شمال گلپایگان (تریاس پسین) و همچنین توده گرانیتوئیدی بوئین – میاندشت و ده نو (ژوراسیک میانی) نسبت به شهر گلپایگان.



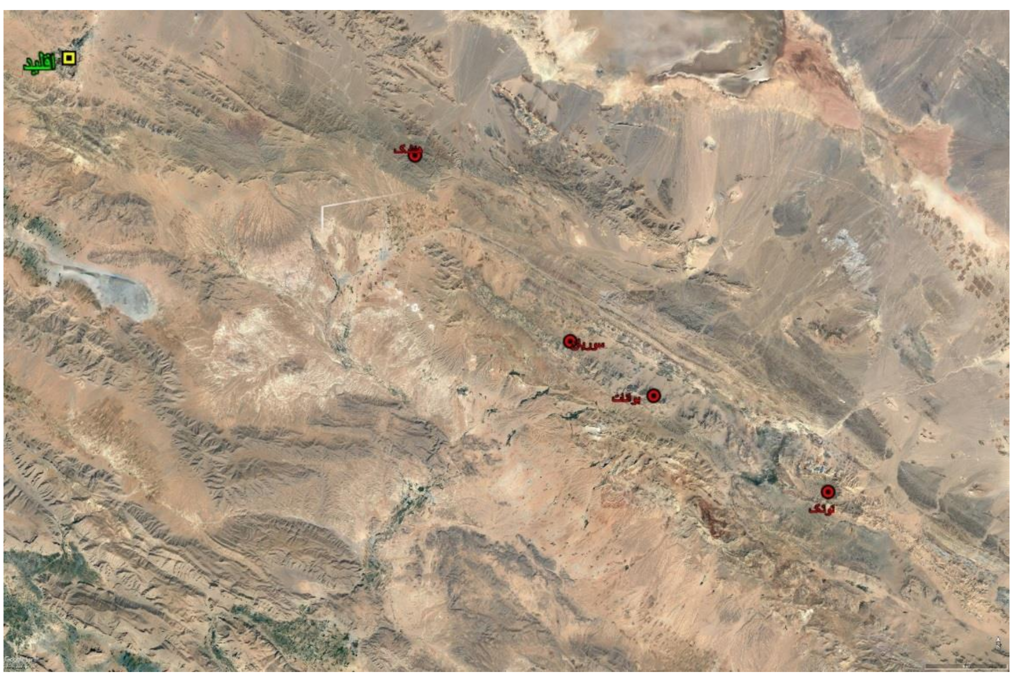
تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده موقعیت سنگ‌های دگرگونی و گرانیتوئیدی چادگان – شمال شهرکرد (پرکامبرین- کامبرین، سمت چپ تصویر) و همچنین توده گرانیتوئیدی کلاه قاضی (ژوراسیک میانی) نسبت به شهرهای شهرکرد و اصفهان.



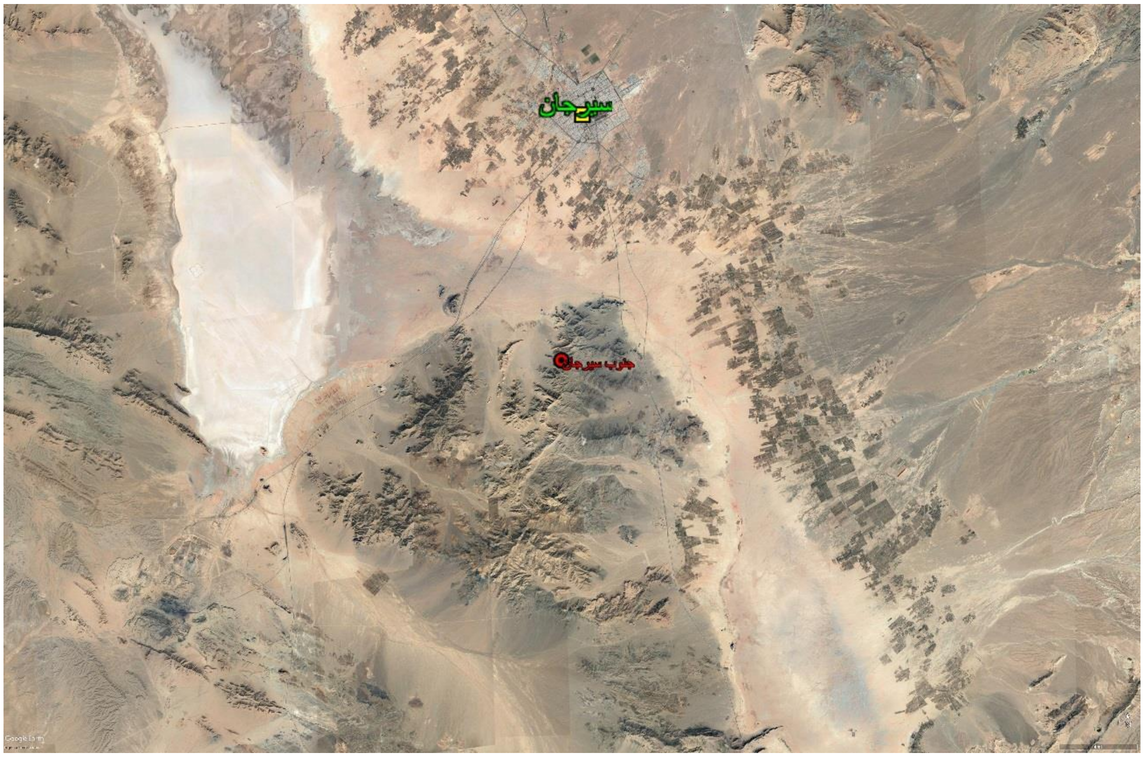
تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده موقعیت توده گرانیتوئیدهای شیرکوه (ژوراسیک میانی) نسبت به شهر یزد
و همچنین گرانیتوئیدهای پراکنده و کوچک مقیاس جنوب عقدا (پرکامبرین- کامبرین).



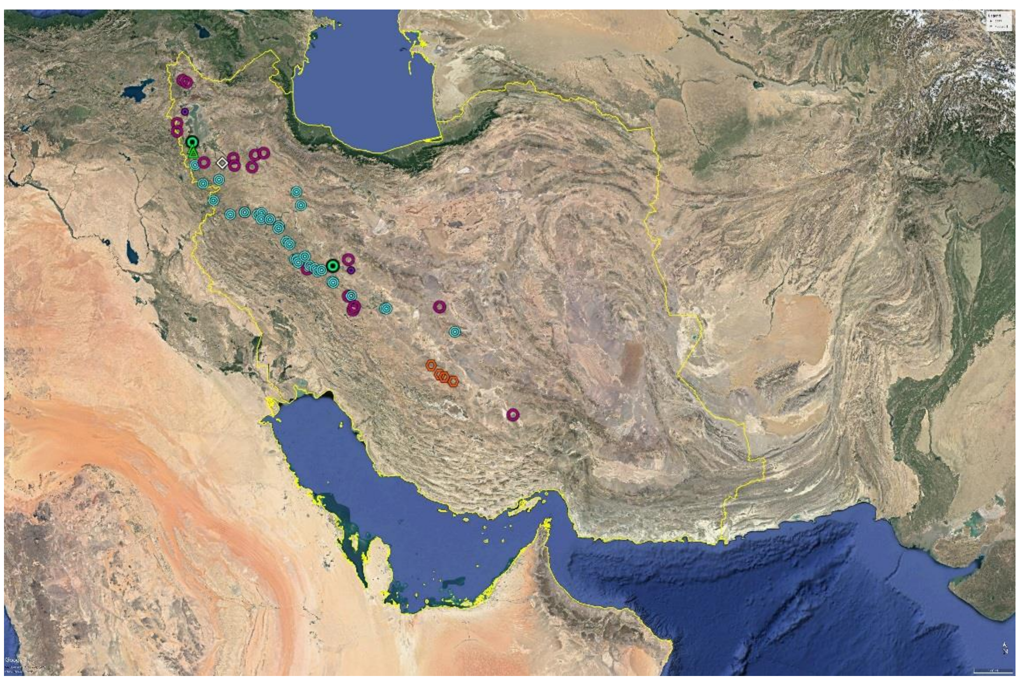
تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده موقعیت سنگ‌های دگرگونی کمپلکس‌های (مجموعه‌های) بوانات، توتک و سورمق در شرق اقلید (پرمو – تریاس تا ژوراسیک میانی)، و سنگ‌های دگرگونی جنوب سیرجان. به موقعیت این مجموعه‌ها نسبت به شهرهای اقلید و سیرجان توجه نمایید.



تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده موقعیت سنگ‌های دگرگونی کمپلکس‌های (مجموعه‌های) بوانات، توتک و سورمق در شرق اقلید (پرمو – تریاس تا ژوراسیک میانی. به موقعیت این مجموعه‌ها نسبت به شهرهای اقلید توجه نمایید.

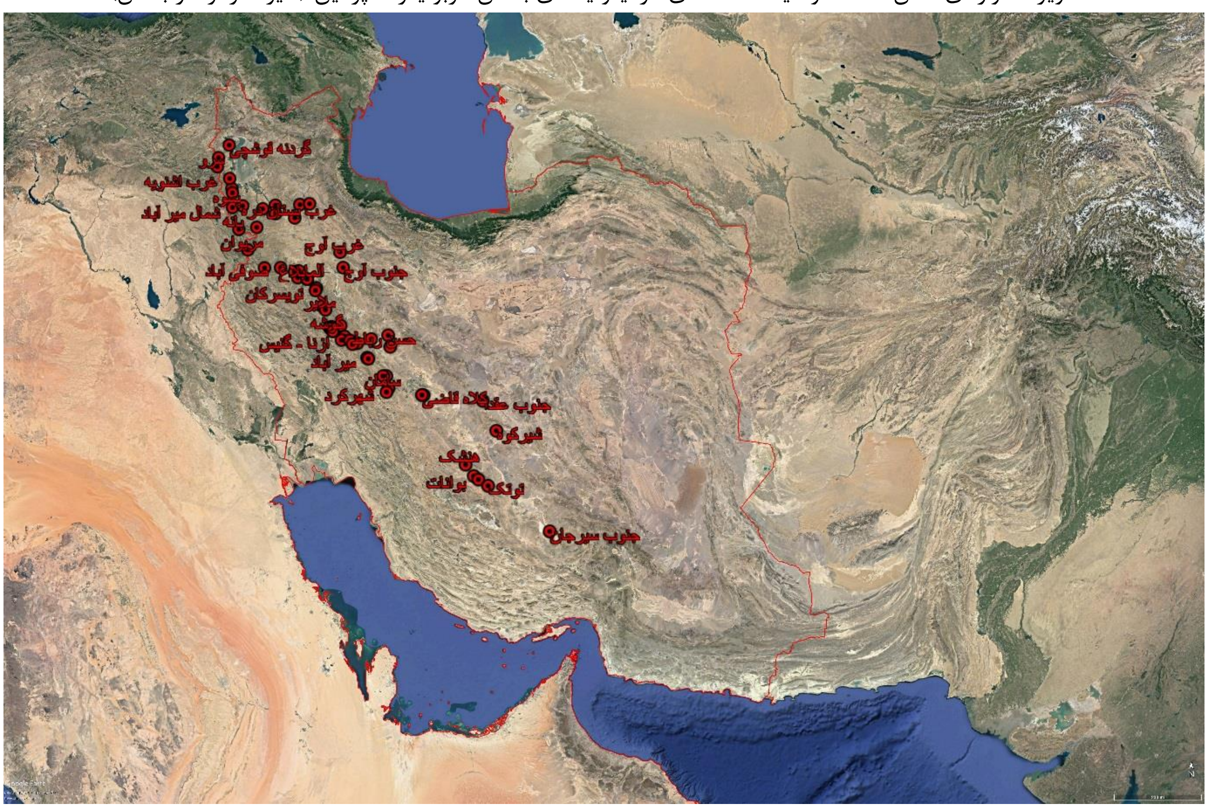


تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده موقعیت سنگ‌های دگرگونی جنوب سیرجان منسوب به پرکامبرین. به موقعیت این مجموعه نسبت به شهرهای سیرجان توجه نمایید.



تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده موقعیت سنگ‌های مجموعه‌های دگرگونی و گرانیتوئیدهای با سن پرکامبرین تا الیگوسن در پهنه ساختاری سنندج سیرجان. حلقه‌های (دایره‌های) بنفش رنگ (پرکامبرین – کامبرین)، دایره مرکز دار بنفش (کربونیفر – پرمین)، دایره سبز (تریاس پسین)، دوایر متحدالمرکز آبی (ژوراسیک میانی)، مثلث سبز (کرتاسه؟)، شش ضلعی نارنجی (پرموتریاس – احتمالاً ژوراسیک میانی)، لوزی سفید (ائسن – الیگوسن).

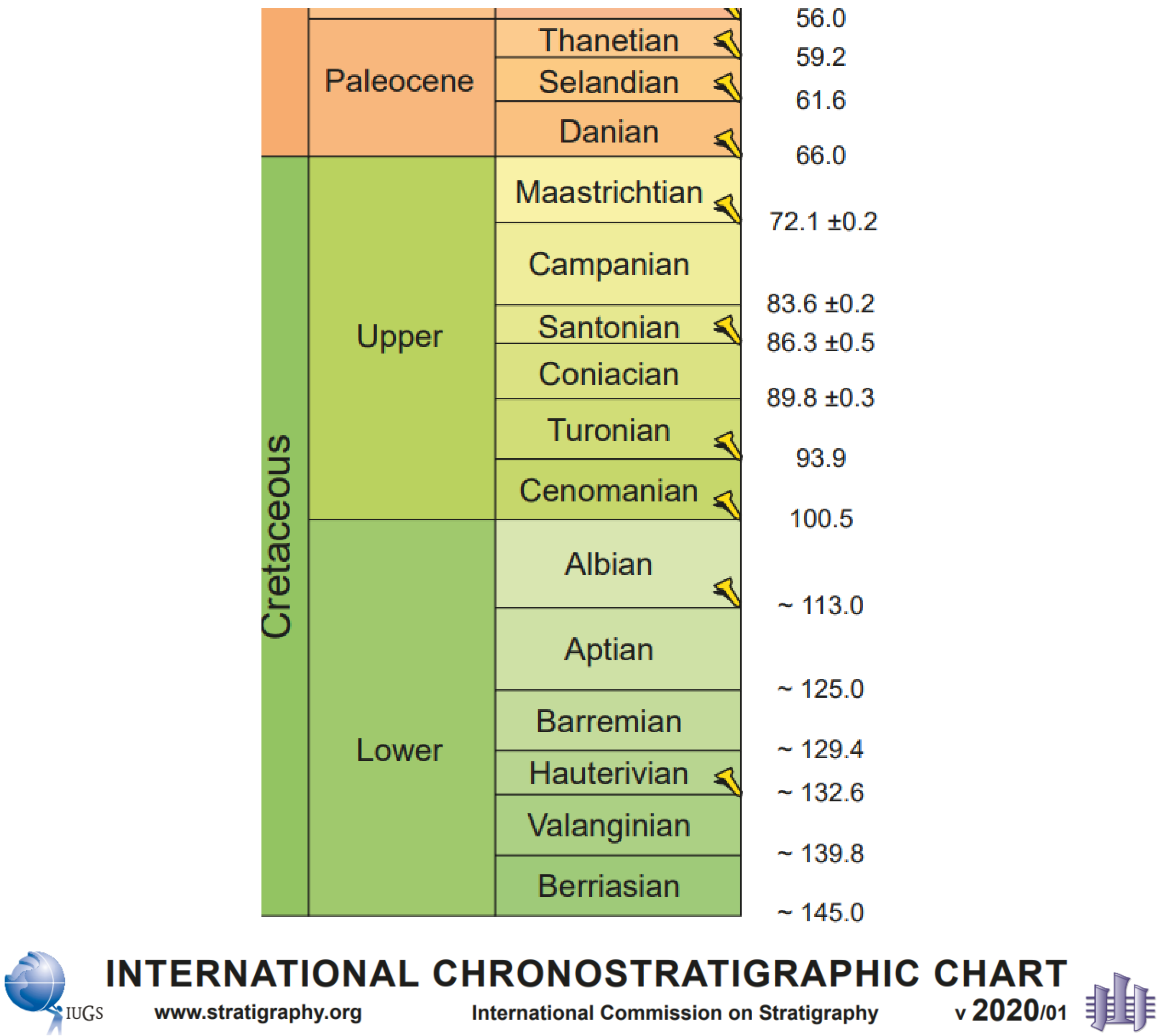
تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده موقعیت سنگ‌های گرانیتوئیدهای با سن کربونیفر – پرمین (دایره مرکز دار بنفش).



تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده موقعیت سنگ‌های مجموعه‌های دگرگونی و گرانیتوئیدهای با سن پرکامبرین تا الیگوسن در پهنه ساختاری سنندج سیرجان (در حالت کلی – برای تجسم چگونگ پراکندگی جغرافیایی آنها).

ماگماتیسم و دگرگونی کرتاسه

فعالیت‌های رسوبی، ماگمایی و دگرگونی هر چند در نگاه اول سه مقوله مجزا به نظر می‌رسند ولی در بسیاری موارد همانند دانه‌های زنجیر مکمل یکدیگر هستند و ارتباط تنگاتنگی بین آنها وجود دارد. در بسیاری موارد، محیط‌های رسوبی و سنگ‌های آذرین همراه‌هشان، در تعیین محل انجام فعالیت‌های ماگمایی و در مقیاسی بزرگتر جایگاه تکتونیکی آنها، بسیار مفید و حائز اهمیت هستند.



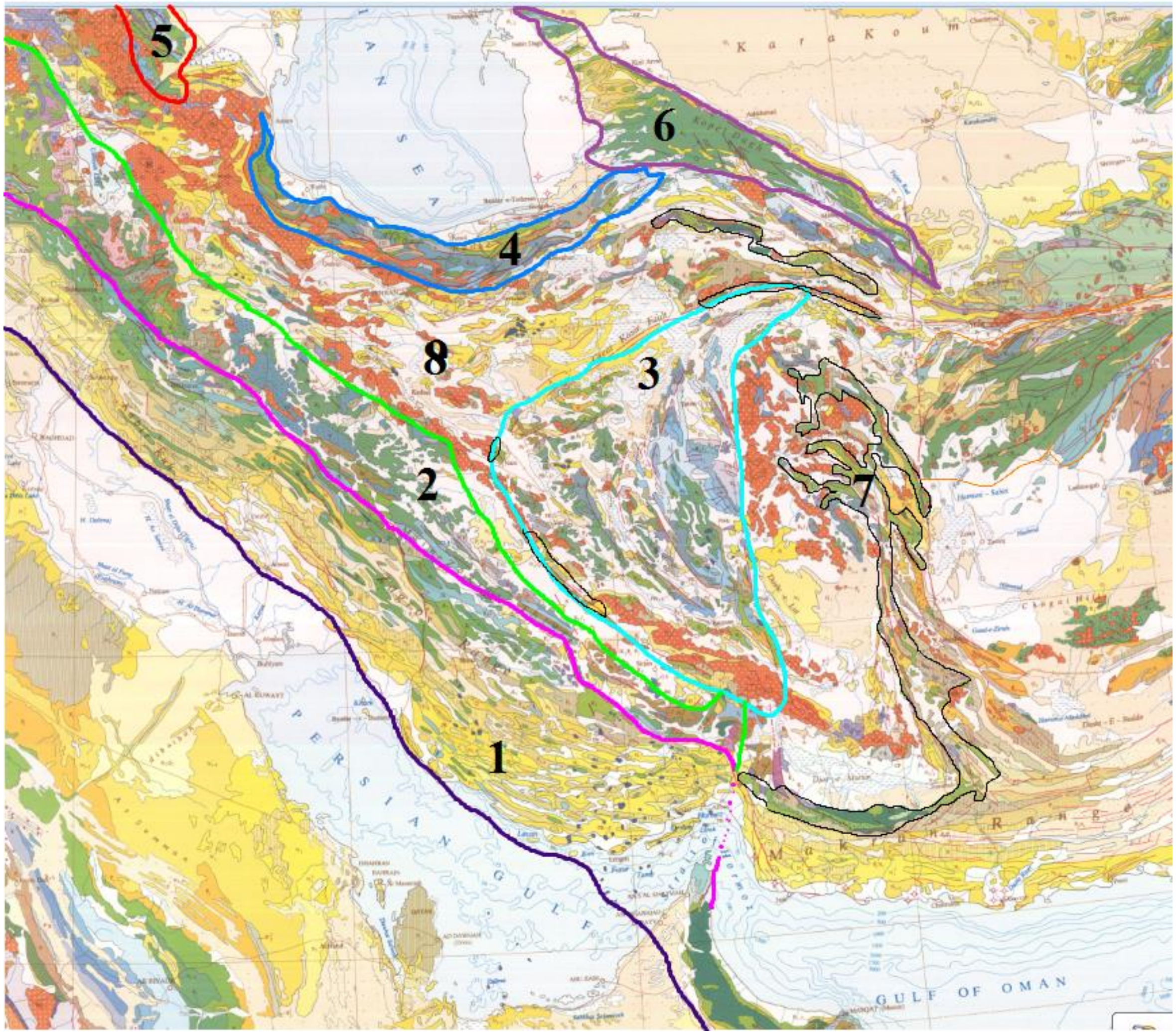
جدول زمانی زمین‌شناسی دوره کرتاسه

تقریباً در بیشتر نقاط ایران و یا به عبارت دیگر در بیشتر پهنه‌های ساختاری ایران سنگ‌های دارای سن کرتاسه رخنمون دارند (به ویژه سنگ‌های رسوبی) (به شکل زیر نگاه کنید). با توجه به شکل زیر تقسیم بندی انجام شده به شرح زیر می‌باشد: **۱- پهنه ساختاری زاگرس، ۲- پهنه ساختاری سنندج - سیرجان، ۳- خرده قاره ایران مرکزی، ۴- پهنه ساختاری البرز، ۵- پهنه ساختاری آذربایجان، ۶- پهنه ساختاری کپه داغ، ۷- شرق ایران، ۸ – به صورت پراکنده درون پهنه ساختاری ایران مرکزی**. در دامنه زمانی دوره کرتاسه در پهنه‌های ساختاری زاگرس و کپه داغ فعالیت ماگمایی گزارش نشده است.

فعالیت‌های ماگمایی کرتاسه در ایران، در درجه اول با حضور مجموعه‌ها یا نوارهای افیولیتی شناخته می‌شود (شکل زیر) که با اسامی افیولیت‌های سبزوار، تربت حیدریه، نهبندان – خاش، فنوج، دهشیر - بافت، نائین، انارک، نیریز، و صحنه و هرسین شناخته می‌شوند و از گذشته‌های دور تا کنون، توجه بسیاری از زمین‌شناسان ایران و جهان را به خود معطوف کرده‌اند. زیرا، این مجموعه‌های افیولیتی در واقع معرف بقایای حوضه‌های اقیانوسی نئوتتیس هستند و از سوی یکی از دربرگیرندگان مهم کانسنگ‌ها کرومیتی به حساب می‌آیند.

در درجه دوم فعالیت‌های ماگمایی کرتاسه در ایران به صورت ماگماتیسم غالباً بازیک تا حدواسط به صورت بازالت، گابرو، مونزوگابرو، دیوریت و دایک‌های دیابازی ظاهر شده‌اند و در پهنه‌های ساختاری البرز (جنوب دریای خزر)، ایران مرکزی (خارتوران – زمان آباد)، جنوب خور و بیابانک (حدفاصل روستاهای بیاضه و حاجی آباد) و سنندج – سیرجان (از جاجی آباد در جنوب شرق تا مریوان و بانه در شمال غرب رخنمون) دارند.

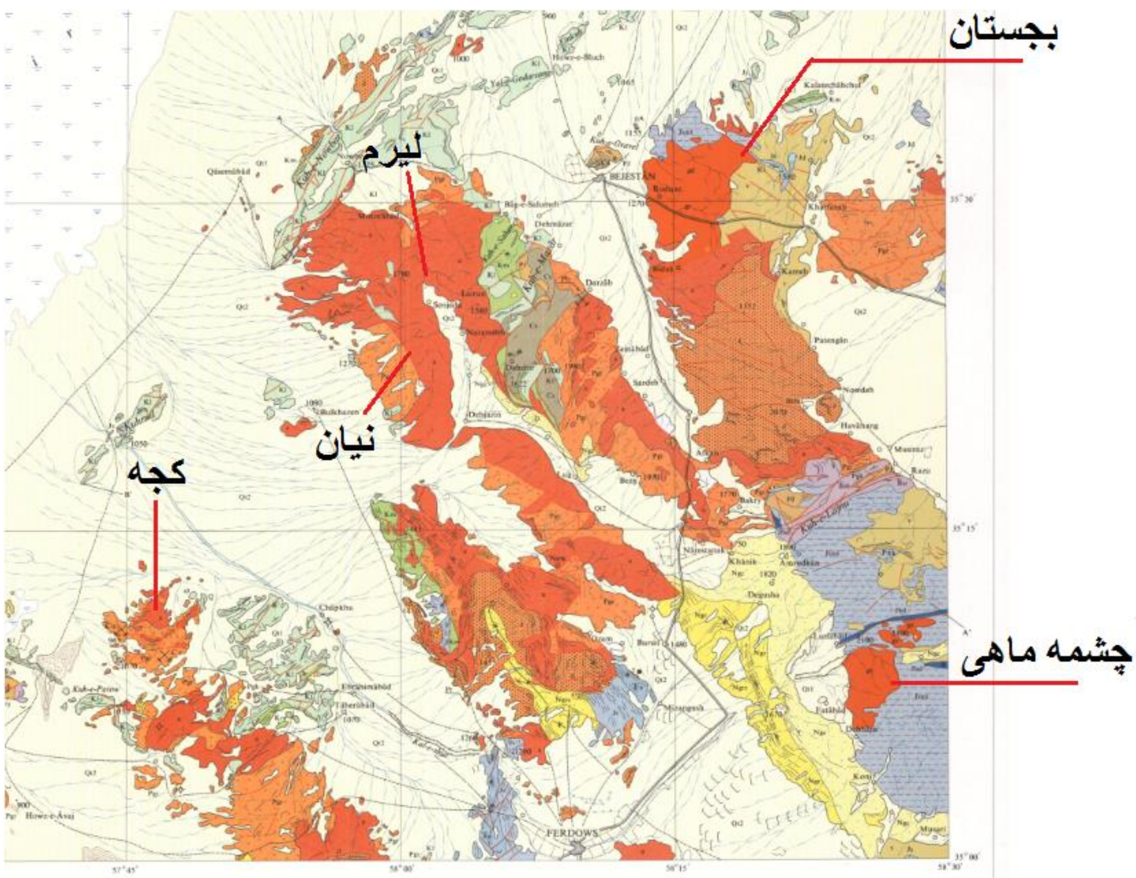
در پهنه ساختاری شرق ایران یا به عبارت دقیق‌تر فلیش شرق ایران فعالیت‌های ماگمایی کرتاسه به صورت میان‌لایه‌های آتشفشانی و سنگ‌های آتشفشانی رسوبی ظاهر شده‌اند که از شمال زاهدان تا جنوب بیرجند به طور پراکنده رخنمون دارند و بارزترین رخنمون‌های آنها به منطقه نهبندان معطوف می‌شود. این مجموعه با چین-خوردگی‌های زیاد و تغییرات ساختاری زیاد یکی از ویژگی‌های بارز زمین‌شناسی شرق ایران به حساب می‌آیند.



بخش از نقشه زمین‌شناسی خاورمیانه که رخنمون‌های سنگی کرتاسه را در آن به چند دسته تقسیم کرده‌ایم. ۱- در پهنه ساختاری زاگرس، ۲- سنندج - سیرجان، ۳- خرده قاره ایران مرکزی، ۴- البرز، ۵- آذربایجان، ۶- کپه داغ ، ۷- شرق ایران، ۸ – پراکنده درون ایران مرکزی.

بخش اندکی از فعالیت‌های ماگمایی کرتاسه در بلوک لوت و به عبارت کلی‌تر در شرق ایران به صورت توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی ظاهر شده‌اند که از آن جمله می‌توان به توده‌های گرانیتوئیدی بجستان (احمدی روحانی، ۱۳۹۵)، کجه (نجفی، ۱۳۹۵)، لیرم (انصاری و همکاران، ۱۳۹۳)، نیان، چشمه مروارید، در حد فاصل بجستان تا فردوس، ششتمد در جنو ب سبزوار () و همچنین توده‌های گرانیتوئیدی بزمان (قدسی و همکاران، ۲۰۱۶؛ واحدی و همکاران، ۱۳۹۵) و گزو (مهدوی و همکاران، ۲۰۱۵)، هلاک آباد (قورچی و همکاران، ۱۳۹۳)، گابرودیوریت‌های

جنوب‌غرب سبزوار (۱۳۹۷) اشاره کرد. این توده‌های نفوذی دارای دامنه سنی ۱۰۰ تا ۶۰ میلیون سال پیش می‌باشند و ترکیب سنگ‌شناسی آنها از گابرو، دیوریت، گرانودیوریت تا آلکالی فلدسپار گرانیت متغیّر است. کانی-های سازنده آنها اغلب پیروکسن (اوژیت)، آمفیبول (هورنبلند سبز)، بیوتیت، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز می‌باشد. مگنتیت، اسفن، آپاتیت، زیرکن و تورمالین کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند. در حقیقت جایگاه سنی این گروه از توده‌های نفوذی به تازگی و در پی دستیابی به سن‌های ایزوتوپی مشخص شده است و قبلاً غالباً به سنوزوئیک (ائوسن یا الیگومیوسن) نسبت داده شده‌اند.



بخش از نقشه زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰ : ۱ فردوس که نشان‌دهنده موقعیت جغرافیایی و واحدهای سنگی دربرگیرنده توده‌های گرانیتوئیدی بجستان، چشمه ماهی، لیرم، نیان و کجه می‌باشد (تلفیق شده توسط افتخار نژاد و روتنر، ۱۹۷۷).

Journal of Economic Geology
Vol. 8, No. 2 (2016-2017)
ISSN 2008-7306

مجله زمین‌شناسی اقتصادی
جلد ۸، شماره ۲ (سال ۱۳۹۵)
صفحات ۵۲۵ تا ۵۵۲

سنگ‌شناسی، سن‌سنجی، ژئوشیمی و تعیین منشأ توده‌های گرانیتوئیدی منطقه بجستان، شمال فردوس، استان خراسان رضوی

ریحانه احمدی روحانی[۱]، محمدحسن کریم‌پور[۲*]، بهنام رحیمی[۱]، آزاده ملکزاده شفارودی[۲]، اورس کلوتزلی[۳] و ژوزه فرانسیسکو سانتوس[۴]

۱) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران
۲) گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران
۳) گروه تحقیقات لیتوسفر، دانشکده علوم زمین، جغرافی و نجوم، دانشگاه وین، وین، اتریش
۴) گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آویرو، آویرو، پرتغال

دریافت: ۱۳۹۵/۰۴/۰۹، پذیرش: ۱۳۹۵/۰۹/۲۱

توده گرانیتوئیدی بجستان ---- سن کرتاسه پسین (معادل کامپانین) (۷۶-۷۹ میلیون سال) (ریحانه احمدی روحانی و همکاران، ۱۳۹۵)
توده گرانیتوئیدی کجه ---- سن کرتاسه پسین (معادل سانتونین – کامپانین – ماستریشتین) (۷۰-۸۵ میلیون سال) (نجفی و همکاران، ۱۳۹۳)
توده گرانیتوئیدی بزمان ---- سن کرتاسه پسین (معادل سانتونین – کامپانین – ماستریشتین) (۷۲/۵-۸۳ میلیون سال) (قدسی و همکاران، ۲۰۱۶)
گابرودیوریت‌های جنوب‌غرب سبزوار - سن کرتاسه پسین (معادل سنومانین تا کامپانین) (۷۵-۱۰۱ میلیون سال) (کاظمی و همکاران، ۱۳۹۷)
توده گرانیتوئیدی هلاک آباد ---- سن کرتاسه پسین (معادل سنومانین) (۹۹/۷ میلیون سال) (قورچی روکی و همکاران، ۱۳۹۳)
توده گرانیتوئیدی ششتمد ---- سن کرتاسه پسین (معادل سنومانین) (۷۹۷ تا ۱۰۰ میلیون سال) (قورچی روکی و همکاران، ۱۳۹۲)
توده گرانیتوئیدی گزو ---- سن کرتاسه پسین (معادل کامپانین) (۶۸ تا ۶۰ میلیون سال) (مهدوی و همکاران، ۲۰۱۵)

ریحانه احمدی روحانی و همکاران (۱۳۹۵) معتقدند توده های گرانیتوئیدی بجستان در شرق شهر بجستان، جنوب غرب استان خراسان رضوی واقع شده اند. توده های عمیق و نیمه عمیق اسیدی برون زد یافته در این منطقه دارای ترکیب سینوگرانیتی، مونزوگرانیتی و گرانیتی هستند. نتایج سن سنجی نشانگر حضور دو فاز ماگماتیسم در منطقه است. توده های بیوتیت مونزوگرانیت، گرانیت پورفیری و سینوگرانیت، دارای سن کرتاسه بالایی، کامپانین (۷۶-۷۹ میلیون سال) است و تنها توده پیروکسن هورنبلند بیوتیت مونزوگرانیت در جنوب غرب محدوده مورد بررسی، دارای سن الیگوسن (۱/۵±۳۰/۷ میلیون سال) است. در توده‌های با سن کرتاسه بالایی، میزان $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه بین ۰/۷۱۰۸۹۸ تا ۰/۷۱۷۹۰۸ و $^{143}Nd/^{144}Nd$ اولیه بین ۰/۵۱۲۰۵۸ تا ۰/۵۱۲۲۱۱ و εNdi در دامنه ۷/۳۸- تا ۱۰/۶۵- متغیر است. نسبت‌های $^{87}Sr/^{86}Sr$ و $^{143}Nd/^{144}Nd$ اولیه و εNdi برای توده پیروکسن هورنبلند بیوتیت مونزوگرانیت به ترتیب ۰/۷۱۳۲۹۲، ۰/۵۱۲۱۸۶ و ۸/۰۶- است. از نظر ویژگیهای ژئوشیمیایی، توده های بالا، عمدتاً ماهیت پرآلومین دارد و به گرانیتوئیدهای تیپ S دسته احیایی (ایلمینیت) تعلق دارند. با توجه به نتایج

بررسی‌های انجام شده، منشاء توده های نفوذی منطقه، پوسته ای و حاصل ذوب رسوبات دگرگون شده با ترکیب پسامیت و مرتبط با زون برخورد است. توده های گرانیتوئیدی با سن کرتاسه بالایی منطقه بجستان در مقایسه با سایر توده‌های متعلق به کرتاسه بالایی، مانند بزمان، گزو و کجه، دارای نسبت بالاتر $^{87}Sr/^{86}Sr$ هستند. توده پیروکسن هورنبلند بیوتیت مونزوگرانیت با سن الیگوسن با دارا بودن ویژگیهای مشابه با توده های کرتاسه بالایی، نشان دهنده ادامه محیط زون برخوردی در این بخش از بلوک لوت است (لازم به ذکر است با توجه به مشاهدات صحرایی صورت گرفته در راستای کارهای صحرایی پایان نامه کارشناسی ارشد خانم عاطفه علیپور (دفاع شده در سال ۱۳۹۸)، بخشی از نتیجه‌گیری‌های ارائه شده در مورد خاستگاه این توده نفوذی چندان منطقی به نظر نمی‌رسد و نیازمند بررسی‌های محدد می‌باشد).

نجفی و همکاران (۱۳۹۳) بر این باورند که توده‌های گرانیتوئیدی منطقه کجه در شمال‌غرب فردوس، با ترکیب دیوریت، مونزودیوریت، مونزونیت، مونزوگرانیت، سینوگرانیت و گرانیت، با ماهیت کالک آلکالن و پتاسیم بالا، ویژگی‌های ژئوشیمیایی عناصر کمیاب و نادر خاکی مشابه زون های فرورانش متعلق به تیپ I دارند. این توده ها اغلب مربوط به سری اکسیدان بوده و تنها یک توده مربوط به سری احیایی در منطقه برون زد داشته و ویژگیهایی از تیپ S را نشان می‌دهد. سه نمونه از واحدهای گرانیتوئیدی منطقه به روش U-Pb زیرکن سن‌سنجی شده‌اند. از نظر سنی، توده‌های نفوذی منطقه متعلق به کرتاسه پسین هستند. گرانیت پورفیری با سن 84.2±1.3 میلیون سال (آشکوب سانتونین) قدیمی‌ترین توده و بعد از آن توده بیوتیت هورنبلند مونزوگرانیت با سن 70.8±1.4 میلیون سال (آشکوب کامپانین) و جوانترین آنها، توده هورنبلند کوارتزدیوریت با سن67.9±1 میلیون‌سال (آشکوب ماستریشتین) است. نسبت‌های $^{87}Sr/^{86}Sr$ و $^{143}Nd/^{144}Nd$ اولیه و €NdI برای‌توده‌گرانیت‌پورفیری‌به‌ترتیب برابر 0.708080، 0.512129 و 7.81- است. همین نسبت‌ها برای توده بیوتیت‌هورنبلند مونزوگرانیت 0.706125، 0.512416 و 2.55- و برای توده هورنبلند کوارتز دیوریت 0.707491، 0.512221 و 6.43- است. با توجه به مجموعه اطلاعات ژئوشیمیایی و ایزوتوپی، سه گروه سنگی با ویژگی‌های متفاوت و منشاء متفاوت در منطقه قابل‌تمایز است. دسته اول، گرانیت پورفیری (قدیمی‌ترین توده) که احتمالاً منشاء پوسته‌ای داشته و دسته دوم مونزونیت ها و مونزودیوریت‌ها و دسته سوم

دیوریت ها که احتمالا منشا گوشته‌ای داشته و با توجه به متفاوت بودن منشا و عمق تشکیل و جای گزینی این توده ها، نسبتهای متفاوتی از آلایش را تحمل نموده‌اند. توده های نفوذی منطقه در مقایسه با دیگر توده‌های کرتاسه پسین بلوک لوت در منطقه بزمان و گزو از میزان بالاتری $(^{87}Sr/^{86}Sr)i$ برخوردار بوده و نسبت به منطقه بجستان، این میزان در سنگهای منطقه کمتر است. توده گرانیت پورفیری منطقه از نظر پتروشیمی، شباهت فراوانی به سنگهای منطقه بجستان داشته، ولی از نظر سنی حدود ۱۰ میلیون سال قدیمی تر است. دو گروه دیگر توده های منطقه نیز از نظر ژئوشیمی و منشا به منطقه بزمان و گزو شباهت دارند، با این تفاوت که به نظر می رسد میزان آلایش بیشتری را متحمل شده اند.

مشخصات مقاله

عنوان نشریه: زمین شناسي اقتصادي : ۱۳۹۳ , دوره ۶, شماره ۱ ; از صفحه ۱۰۷ تا صفحه ۱۳۵.

عنوان مقاله: **سن سنجی U–Pb زیرکن، ژئوشیمی ایزوتوپ های Rb–Sr و Sm–Nd و پتروژنز توده های گرانیتوئیدی منطقه اکتشافی کجه، شمال باختر فردوس: شاهدی بر ماگماتیسم کرتاسه پسین در بلوک لوت**

نویسندگان: نجفی علی*, کریم پور محمدحسن, قادري مجيد, استرن چارلز, فارمر جی.لنگ

Turkish Journal of Earth Sciences
http://journals.tubitak.gov.tr/earth/
Research Article

Turkish J Earth Sci
(2016) 25: 311-340
© TÜB TAK
doi:10.3906/yer-1509-3

Geochemistry, zircon U-Pb age, and tectonic constraints on the Bazman granitoid complex, southeast Iran

Mohammad Reza GHODSI[1], **Mohammad BOOMERI**[1,*], **Sasan BAGHERI**[1], **Daizo ISHIYAMA**[2], **Fernando CORFU**[3]
[1]Department of Geology, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran
[2]Department of Earth Science and Technology, Faculty of Engineering and Resource Science, Akita University, Akita, Japan
[3]Department of Geosciences, University of Oslo, Norway

Received: 06.09.2015 • **Accepted/Published Online:** 15.03.2016 • **Final Version:** 09.06.2016

علوم زمین خوارزمی (نشریه علوم دانشگاه خوارزمی) جلد ۲، شمارهٔ ۱، بهار و تابستان ۱۳۹۵ ۱۳۱

پتروژنز و جایگاه تکتونیکی باتولیت بزمان، جنوب شرق ایران

لیلا واحدی*، مرتضی دلاوری، اصغر دولتی؛
دانشگاه خوارزمی، دانشکده علوم زمین، گروه زمین‌شناسی،
علی محمدی؛ دانشگاه صنعتی زوریخ (ETH-Zurich) سوییس

دریافت ۹۴/۵/۲۶ پذیرش ۹۵/۳/۱

پتـــــرولوژی، سال چهارم، شماره شانزدهم، زمستان ۱۳۹۲، صفحه ۱-۲۰
تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۱۰/۱۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۰۶/۰۲

تعیین سن، منشأ و جایگاه تکتونیکی توده‌های نفوذی جنوب سبزوار

ملیحه قورچی روکی، محمد حسن کریم‌پور و خسرو ابراهیمی نصرآبادی *
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

توده گرانیتوئیدی چشمه ماهی

اکابری و همام (۱۳۹۳) معتقدند توده گرانیتوئیدی چشمه ماهی در زون زمین ساختی بلوک لوت و بخشی از ارتفاعات ایران مرکزی رخنمون دارد که سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری با سن ائوسن (به احتمال زیاد کرتاسه؟) را قطع کرده است. این توده گرانیتی دارای طیف ترکیبی گرانیت، مونزوگرانیت، گرانودیوریت و مونزو دیوریت می‌باشد شواهد صحرایی همراه با مطالعات ژئوشیمی عناصر نادر بیانگر این مطلب است که توده گرانیتوئیدی در کمان قاره ای (CAG) در اثر ذوب پوسته‌تحتانی ایجاد گردیده است. این سنگ‌ها خاصیت کالک آلکالن با پتاسیم بالا تا کالک - آلکالن را از خود نشان می‌دهند. این توده نفوذی دارای خصوصیات تیپ I بوده و از لحاظ شاخص اشباع از آلومین در محدوده پرآلومین قرار می‌گیرد. فراوانی عناصر LILE مانند K، Rb، La، Ce، Th و U و تهی‌شدگی عناصر HFSE مانند Nb و Ti نشان‌دهنده مشخصات گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی (VAG) مناطق فرورانش است.

توده گرانیتوئیدی بزمان

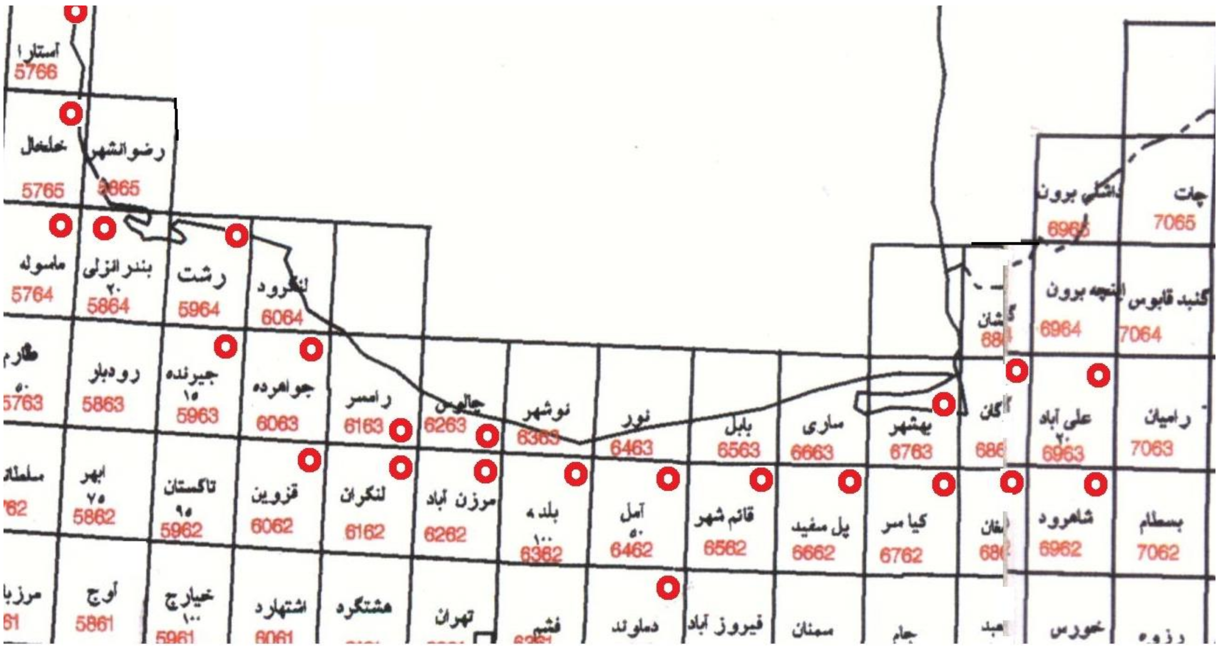
توده گرانیتوئیدی بزمان در جنوب بلوک لوت، انتهای جنوب شرق کمربند سهند- بزمان و شمال زون مکران واقع شده است. ترکیب سنگ‌شناسی این توده نفوذی شامل کوارتز مونزودیوریت، مونزودیوریت، دیوریت و گرانودیوریت می باشد. توده گرانیتوئیدی بزمان از نظر اندیس اشباع از آلومینیم در محدوده متاآلومین و جز گرانیت های حاشیه فعال قاره‌ای است. الگوی عناصر کمیاب و نادر خاکی نشان‌دهنده غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار (LILE) Rb, La, Th، K و آنومالی منفی عناصر با شدت میدان بالا (P, Zr, Nb,Ti) است که نشان دهنده وجود محیط فرورانش و

نقش بالای مواد حاصل از فرورانش و آلایش پوسته‌ای در تشکیل ماگمای گرانیتوئیدی بزمان می‌باشد (موسوی و همکاران، ۱۳۹۴). قدسی و همکاران (۲۰۱۶) با توجه به سن‌سنجی انجام شده به روش U-Pb سن این توده نفوذی زا ۷۵/۲ تا ۸۳/۱ میلیون‌سال گزارش کرده‌اند. این توده نفوذی با اسامی دیگری نظیر باتولیت بزمان، و توده گرانیتوئیدی مکسان نیز مورد بررسی قرار گرفته است (نظیر قدسی و همکاران، ۱۳۹۴).

تصویر ماهواره‌ای توده گرانیتوئیدی بزمان در جنوب کوه بزمان
(۷۵/۲ تا ۸۳/۱ میلیون سال، به روشU-Pb بر روی زیرکن)

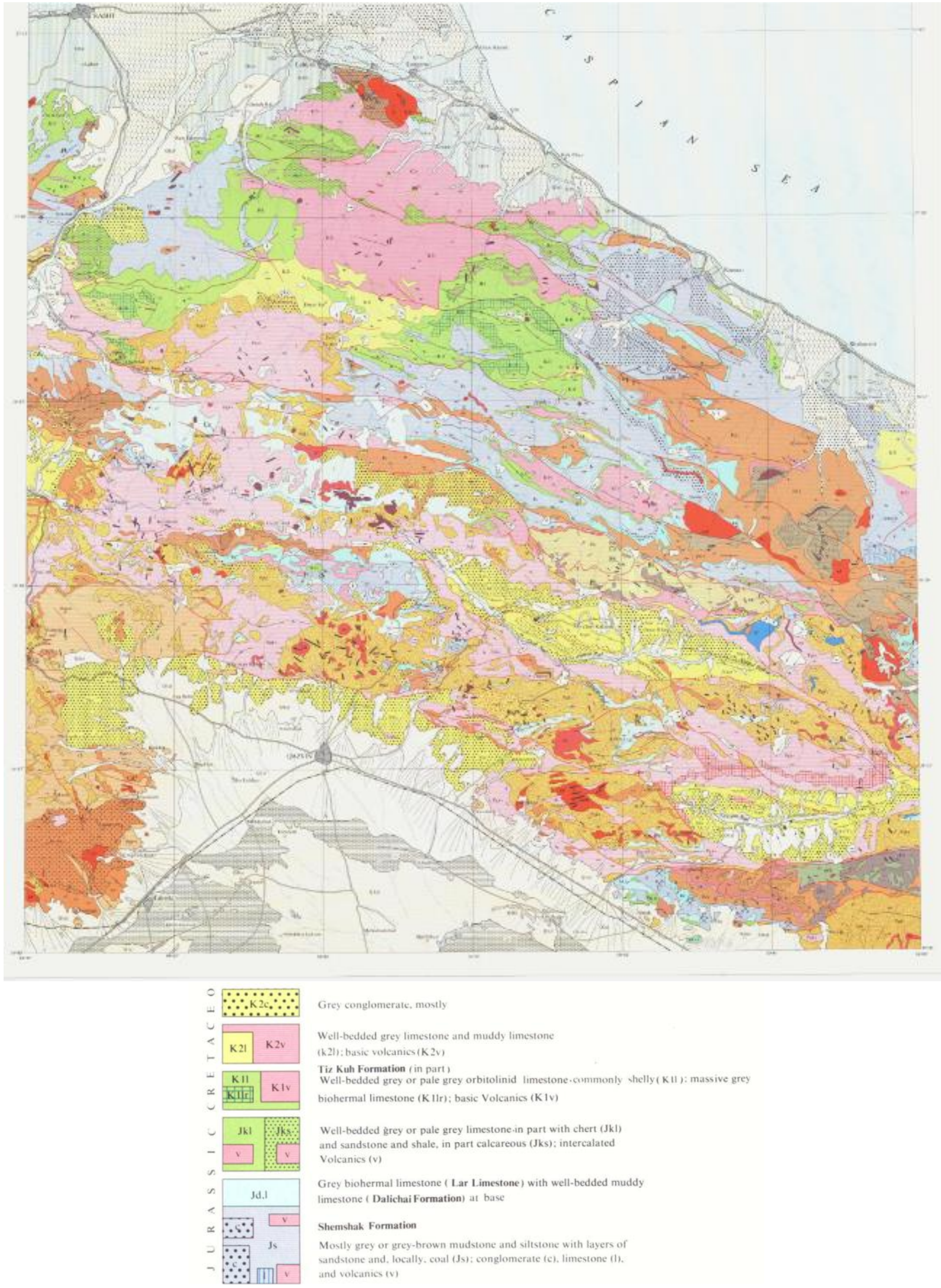
پهنه ساختاری ایران البرز

در پهنه ساختاری البرز، فعالیت‌های ماگمایی کرتاسه غالباً به صورت میان‌لایه‌های بازالتی، توفیت‌ها و پپریت‌ها می‌باشند این سنگ‌ها در حدفاصل جنوب آمل تا جنوب شهسوار رخنمون دارند و در برخی مناطق نظیر جنوب لاهیجان ساختار بالشی زیبایی به نمایش می‌گذارند.

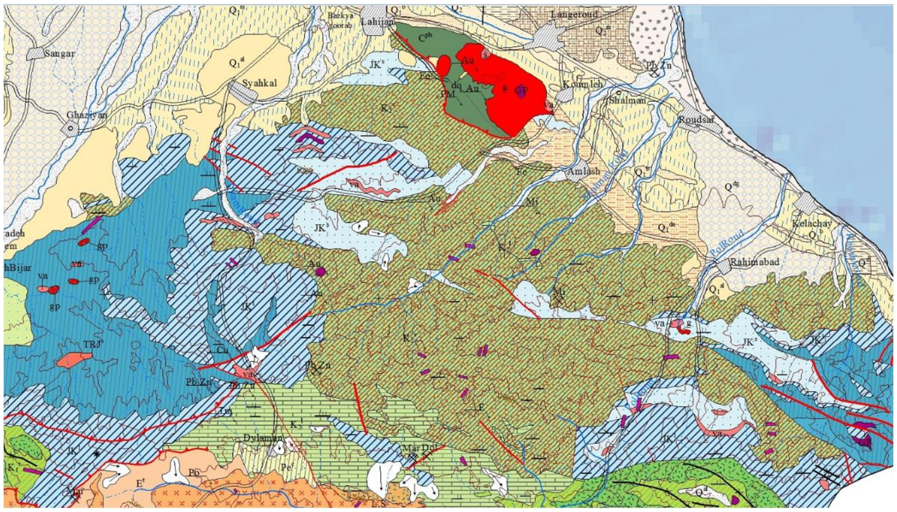


بخشی از راهنمای نقشه‌های زمین‌شناسی ایران که در آن نقشه‌های دارای رخنمون‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی و یا به عبارت کلی‌تر فعالیت‌های ماگمایی کرتاسه در پهنه ساختاری البرز، با علامت دایره کوچک قرمز رنگ مشخص شده‌اند.

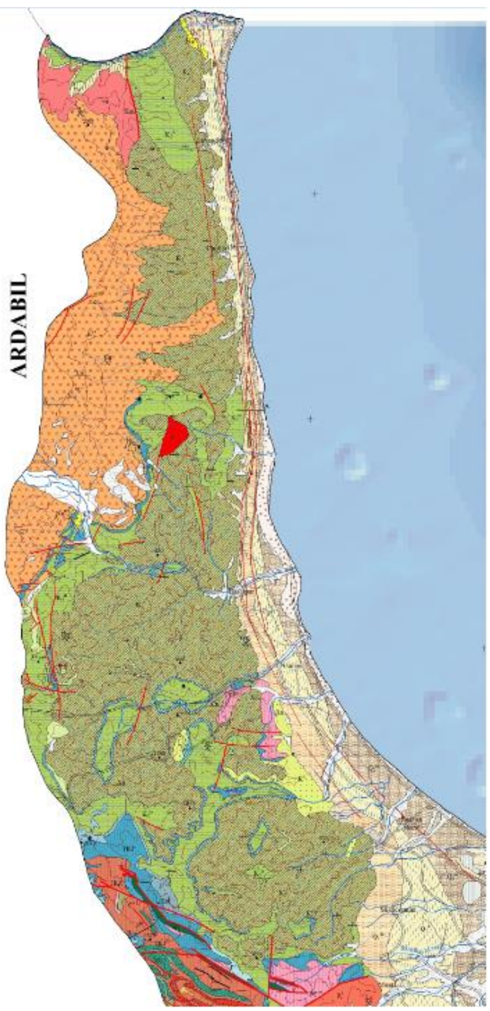
بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰ : ۱ آمل که نشان‌دهنده پراکندگی رخنمون‌های سنگی مربوط به فعالیت‌های آتشفشانی زیردریایی ژوراسیک و کرتاسه در بخش مرکزی پهنه ساختاری البرز می‌باشد.

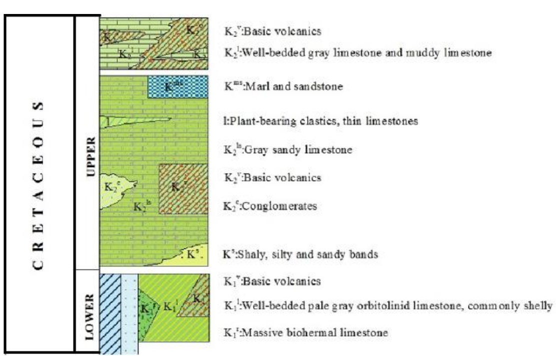


بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰ : ۱ قزوین - رشت که نشان‌دهنده پراکندگی رخنمون‌های سنگی مربوط به فعالیت‌های آتشفشانی زیردریایی ژوراسیک (واحد V) و کرتاسه (واحدهای V، K1v و K2V) در پهنه ساختاری البرز (بخش غربی) می‌باشد.



منطقه جنوب رودسر تا دیلمان





غرب استان گیلان

بخش‌های از نقشه زمین شناسی استان گیلان که در آن گسترش واحدهای سنگی ماگمایی کرتاسه دیده می‌شود.
به بخشی از راهنمای نقشه در سمت راست توجه کنید (نوگل سادات، ۱۳۷۰ و بازنگری شده توسط حداد ایرانی، ۱۳۹۴).
به گسترش زیاد این واحدهای سنگی در استان گیلان توجه نمایید.

مرادی و همکاران (۱۳۹۶) معتقدند سنگ‌های آتشفشانی منطقه کجید (جنوب لاهیجان) جزیی از واحدهای البرز مرکزی بوده و با توجه به روابط چینه‌شناختی، سن کرتاسه‌پسین دارند. این سنگ‌ها با رخنمونی گسترده (حدود ۵۰۰ کیلومتر مربع) شامل روانه‌های بالشی و توده‌ای، واحدهای ولکانوکلاستی همراه و دسته دایک‌های دیابازی قطع کننده می‌باشند. این سنگ‌ها به طور عمده دارای ترکیب آلکالی بازالتی و فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیوین هستند. ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های آنها در محدوده اوژیت تا دیوپسید قرار می‌گیرد. شیمی کلینوپیروکسن‌ها با مقادیر بالای TiO_2 ۰/۹۶ تا ۵/۱۳ درصد وزنی) و Na_2O (۰/۲۴تا ۰/۶۸ درصد وزنی) مشخص می‌شود. این ویژگی‌های ژیوشیمیایی با اختصاصات بازالت‌های آلکالن و همچنین یک محیط تکتونوماگمایی درون ورقه‌ای سازگاری دارد. چنین موقعیتی با تکتونیک کششی و رخداد ریفتی درون قاره‌ای قابل توضیح است. از طرفی، محیط دریایی نسبتا عمیق فوران‌های بازالتی کرتاسه‌پسین در البرز نشان از یک ریفت توسعه یافته دارد. به‌علاوه، حجم زیاد فوران‌های بازالتی کرتاسه‌پسین در البرز احتمالاً نشان‌دهنده یک آنومالی دمایی با منشاء گوشته‌ای و یا صعود آستنوسفری است که می‌تواند به عنوان شاهد کلیدی مهمی در بحث تحولات البرز در زمان کرتاسه مطرح گردد.

حق نظر و همکاران (۱۳۹۳) معتقدند بازالت‌های بالشی به سن کرتاسه در دامنه‌شمالی البرز در شرق گیلان (شمال ایران) برونزد دارند. این گدازه‌ها دارای ترکیب عمده اولیوین بازالتی هستند. از نظر ژئوشیمیایی این بازالت‌ها جزو سری انتقالی یا کمی آلکالن بوده و بی‌هنجاریهای منفی Ta-Nb, Zr, Ba و بی‌هنجاریهای مثبت K , Pb و نسبت‌های پایین Pb/Ce و U/Nb و نسبت‌های بالای Nb/Th و Zr/Ba از شاخصه‌های آالایش این سنگ‌ها با پوسته قاره‌ای می‌باشند. در نمودارهای تشخیص جایگاه‌های زمین‌ساختی، گدازه‌های بالشی در محدوده بازالت‌های ریفت‌های درون قاره‌ای قرار می‌گیرند و قابل قیاس با بازالت‌های تحولی ریفت اتیوپی هستند. مطالعات ژئوشیمیایی نشان می‌دهدکه این بازالت‌ها از گوشته اسپینل لرزولیتی در اعماق کمتر از ۶۰ کیلومتری و نرخ ذوب بخشی کمتر از ۱۵٪ منشأ گرفته‌اند.


نمایی از گدازه های بالشی کرتاسه دامنه شمالی البرز در شرق گیلان (حق نظر و همکاران، ۱۳۹۳).

زمستان ۹۳، سال بیست و چهارم، شماره ۹۴، صفحه ۱۷۱ تا ۱۸۲ (سنگ و کانی)

جایگاه زمین‌ساختی ــ ماگمایی بازالت‌های بالشی کرتاسه در دامنه شمالی البرز در خاور گیلان (شمال ایران): بخشی از مجموعه افیولیتی یا کافت درون قاره‌ای؟

شهروز حق نظر [1*]، سارا ملکوتیان [2] و خلیل الهیاری [3]

[1] استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد لاهیجان، لاهیجان، ایران
[2] استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد دماوند، ، دماوند، ایران
[3] دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

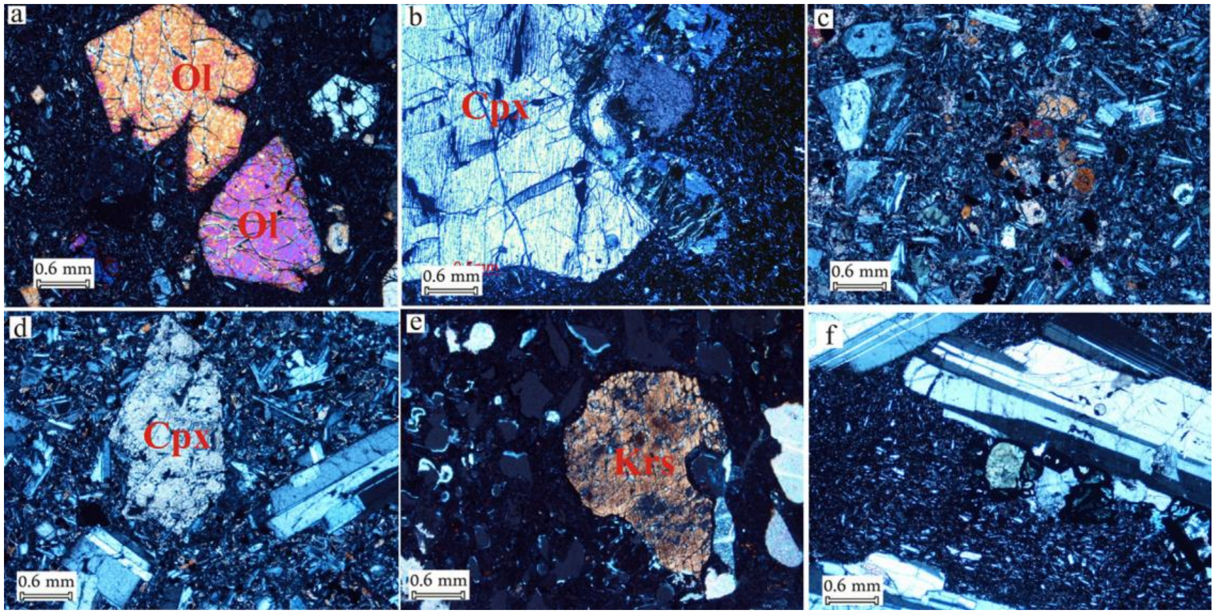
تاریخ دریافت: ۱۰/ ۱۳۹۰/۱۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۰۵/۰۶

Geological Quarterly
2019 | Vol. 63, No. 4 | 757--770

Cretaceous magmatic evolution in the Deylaman igneous complex, Alborz zone, Iran : change from extensional to compressional regime

Akmali, Sheida , Asiabanha, Abbas , Haghnazar, Shahrooz

Wybrane pełne teksty z tego czasopisma: http://gq.pgi.gov.pl/gq
Języki publikacji: EN



- فنوکریست الیوین در آلکالی بازالت‌ها، b- مگاکریست پیروکسن در آلکالی الیوین بازالت‌ها، c- بافت گلومروپورفیری در آلکالی بازالت‌ها، d- فنوکریست کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز آندزیت‌های تراکی بازالتی، e- آمفیبول از نوع کرسوتیت در آندزیت‌های تراکی بازالتی، f- مگاکریست پلاژیوکلاز در آندزیت‌های تراکی بازالتی (اقتباس از دوروزی و همکاران، ۲۰۱۵).

Cretaceous alkaline volcanism in south Marzanabad, northern central Alborz, Iran: Geochemistry and petrogenesis

Roghieh Doroozi [a,*], Carmela Vaccaro [b], Fariborz Masoudi [a], Riccardo Petrini [c]

[a] *Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University, Velenjak, Tehran, Iran*
[b] *Department of Mineralogy, University of Ferrara, Corso Ercole I d'Este 32, 44100 Ferrara, Italy*
[c] *Department of Mathematics and Geosciences, University of Trieste, Via Weiss, 8-34100 Trieste, Italy*

Geological Quarterly
2019 | Vol. 63, No. 4 | 757--770

Cretaceous magmatic evolution in the Deylaman igneous complex, Alborz zone, Iran: change from extensional to compressional regime

Akmali, Sheida , Asiabanha, Abbas , Haghnazar, Shahrooz

پتـــــرولوژی، سال سوم، شماره دهم، تابستان ۱۳۹۱، صفحه ۷۹-۹۴
تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۱۱/۱۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۰۷/۰۵

پترولوژی، ژئوشیمی و محیط زمین‌ساختی گابروی کرتاسه جواهردشت واقع در دامنه شمالی البرز، شرق گیلان، شمال ایران بخشی از مجموعه افیولیتی یا کافت درون قاره‌ای؟

شهروز حق‌نظر *
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان، لاهیجان، ایران

مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران
سال هجدهم، شمارهٔ ۴، زمستان ۸۹، از صفحهٔ ۵۴۵ تا ۵۶۲
انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و ژئوشیمی گابروهای جواهردشت (شرق گیلان)

شهروز حق نظر[1]، سارا ملکوتیان[2]، خلیل الهیاری[3]

۱-گروه زمین‌شناسی ، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان
۲-گروه زمین‌شناسی ، دانشگاه آزاد اسلامی واحد دماوند
۳-گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

(دریافت مقاله: ۸۸/۳/۱۸ ، نسخه نهایی: ۸۹/۳/۸)

آقازاده، مهراج، امامی م ه.، سعیدی ع.، سبزه ای م.، ۱۳۸۴، پترولوژی سنگهای ولکانیکی منطقه مرزن آباد – چالوس ، بیست و یکمین گردهمائی علوم زمین شناسی سازمان زمین شناسی کشور.
آقازاده، مهراج، امامی م ه.، سعیدی ع.، سبزه ای م.، ۱۳۸۴ ،ایجاد بافت پپریتی در گدازه‌های کرتاسه زیرین ناحیه چالوس – مرزن آباد (البرز مرکزی) نشانه‌ای از مخلوط‌شدن گدازه‌های گرم با رسوبات مرطوب و سرد و تکه‌تکه شدن (Fragmentation) گدازه‌ها، بیست و یکمین گردهمائی علوم زمین شناسی سازمان زمین شناسی کشور،

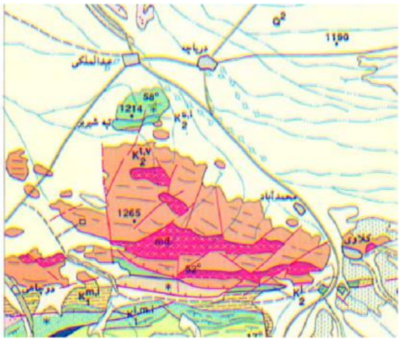
کرتاسه در جنوب غرب سبزوار

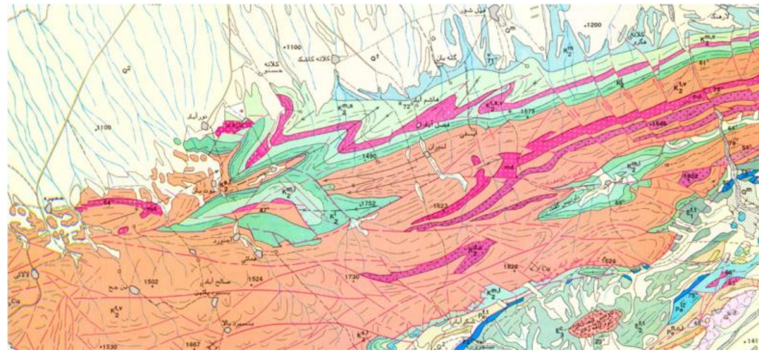
کاظمی (۱۳۹۷) معتقد است توالی آتشفشانی- رسوبی جنوب‌غرب سبزوار با روند شمال‌شرق- جنوب‌غرب در لبه شمالی زون ایران مرکزی قرار دارد. این توالی شامل سنگ‌های آذرین خروجی (نظیر تراکی‌آندزیت، داسیت و ریولیت)، آذرآورای‌های زیرآبی (انواع توفیت‌ها) و سنگ‌های آذرین نفوذی نیمه‌عمیق با ترکیب گابرو، گابرودیوریت، دیوریت و گرانیت و می‌باشد. سنگ‌های آتشفشانی عمدتاً دارای بافت‌های پورفیری، گلومروپورفیری و غربالی هستند. کوارتز، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن از کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده سنگ‌های آتشفشانی می‌باشند که در زمینه‌ای ریزبلور از این کانی‌ها قرار دارند. پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن از کانی‌های اصلی تشکیل دهنده گابرودیوریت‌ها و گابروها هستند و از کانی‌های فرعی و ثانویه آن‌ها می‌توان به آمفیبول، آپاتیت‌های سوزنی شکل، کانی‌های کدر، کلریت و سریسیت اشاره نمود. بافت این سنگ‌ها از نوع دانه‌ای و در حاشیه پورفیری می‌باشد. دیوریت‌ها از نظر کانی‌شناختی دارای پلاژیوکلاز و آمفیبول به عنوان کانی‌های اصلی می‌باشند. گرانیت‌ها اغلب دارای بافت دانه‌ای متوسط تا درشت‌دانه بوده و به‌طور گسترده، بافت گرافیکی نشان می‌دهند. پلاژیوکلاز، کوارتز و آلکالی فلدسپار، کانی‌های اصلی سنگ‌های گرانیتی هستند. کوارتز و پلاژیوکلاز کانی‌های اصلی تشکیل دهنده توف‌ها در منطقه می‌باشند. آمفیبول نیز در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود.

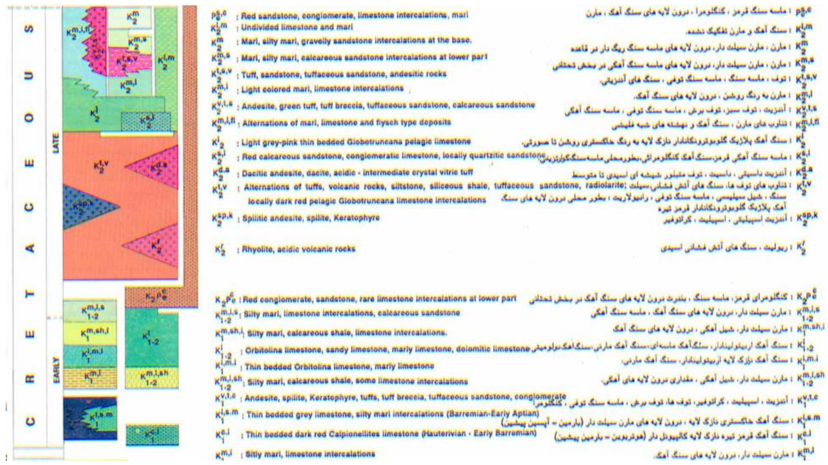
محدوده گسترش مجموعه آتشفشانی – رسوبی جنوب و جنوب غرب سبزوار که تا نزدیک بردسکن و کاشمر ادامه دارند.

مطالعات شیمی‌کانی و سنگ‌کل سنگ‌های آذرین جنوب‌غرب سبزوار بیانگر سرشت کالک‌آلکالن تا تولئیتی جزایر کمانی است. روند نمونه‌ها در نمودارهای تغییرات عناصر اصلی، فرعی و کمیاب، بیانگر ارتباط این سنگ‌ها از طریق فرآیند تبلور تفریقی می‌باشد. نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای بهنجارشده به کندریت دارای الگوی تقریباً مسطحی از REE با ناهنجاری منفی Eu در نمونه‌های گرانیتی می‌باشند. در نمودارهای به‌هنجار شده نسبت به گوشته اولیه، نمونه‌ها از عناصری همچون U K, Pb, و Ba غنی‌شدگی و از عناصر Nb, Ti, Ta, Th و Zr تهی‌شدگی نشان می‌دهند. نمودارهای به‌هنجار شده و عنکبوتی نشان می‌دهند که سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی جنوب‌غرب سبزوار، دارای همخوانی ژئوشیمیایی قابل توجهی هستند و ماگمای سازنده آنها از یک منبع گوشته‌ای یکسان در یک محیط فرورانش نشأت گرفته است. علاوه بر وجود فسیل‌های شاخص کرتاسه بالایی (گلوبوترونکانا) در آهک‌های پلاژیک منطقه که بیانگر سن کرتاسه بالایی برای آنها می‌باشد، مطالعات سن‌سنجی به روش U-Pb بر روی کانی زیرکن سنگ‌های آذرین جنوب‌غرب سبزوار نشان دهنده سن ۷۵ تا ۱۰۱ میلیون سال (کرتاسه بالایی) برای این سنگ‌ها است. از نظر ایزوتوپی، نسبت اولیه $^{87}Sr/^{86}Sr$ سنگ‌های آذرین بیرونی (داسیت، ریولیت و تراکی‌آندزیت) و درونی (گابرودیوریت، دیوریت و گرانیت) منطقه به ترتیب بین ۰/۶۹۵ - ۰/۷۰۶۱ و ۰/۷۰۴۲ -۰/۷۰۵۹ متغیر است. نسبت‌اولیه $^{143}Nd/^{144}Nd$ در سنگ‌های آذرین‌بیرونی منطقه مطالعاتی بین ۰/۵۱۲۹۳-۰/۵۱۳۰۱ و در سنگ‌های آذرین‌درونی بین ۰/۵۱۲۹۲-۰/۵۱۲۹۷ می‌باشد. به‌طور کلی، سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی دارای مقادیر ایزوتوپی Sr و Nd مشابهی هستند که بیانگر ارتباط ژنتیکی آنهاست. میزان εNd برای سنگ‌های درونی و بیرونی به ترتیب از ۵/۸۱ تا ۷/۲۲ و ۵/۹۱ تا ۷/۳۸ متغیر است که از نظر ترکیبی نشان دهنده گوشته تهی‌شده به عنوان محل منشأ برای ماگمای مادر این سنگ‌ها می‌باشد. شواهد ژئوشیمیایی همگی حاکی از تولید ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین جنوب‌غرب از یک گوه گوشته‌ای تهی‌شده سبزوار supra-subduction در یک **محیط فرورانش جزیره کمانی** در خلال فرورانش حوضه اقیانوسی نئوتتیس سبزوار طی کرتاسه پسین می‌باشد.

لازم به ذکر است این توده‌های نفوذی منطقه جنوب و جنوب غرب سبزوار قبلاً به ائوسن نسبت داده شده‌اند و در نقشه دارین سن ائوسن یا به طورکلی ترشیری به آنها نسبت داده شده است.





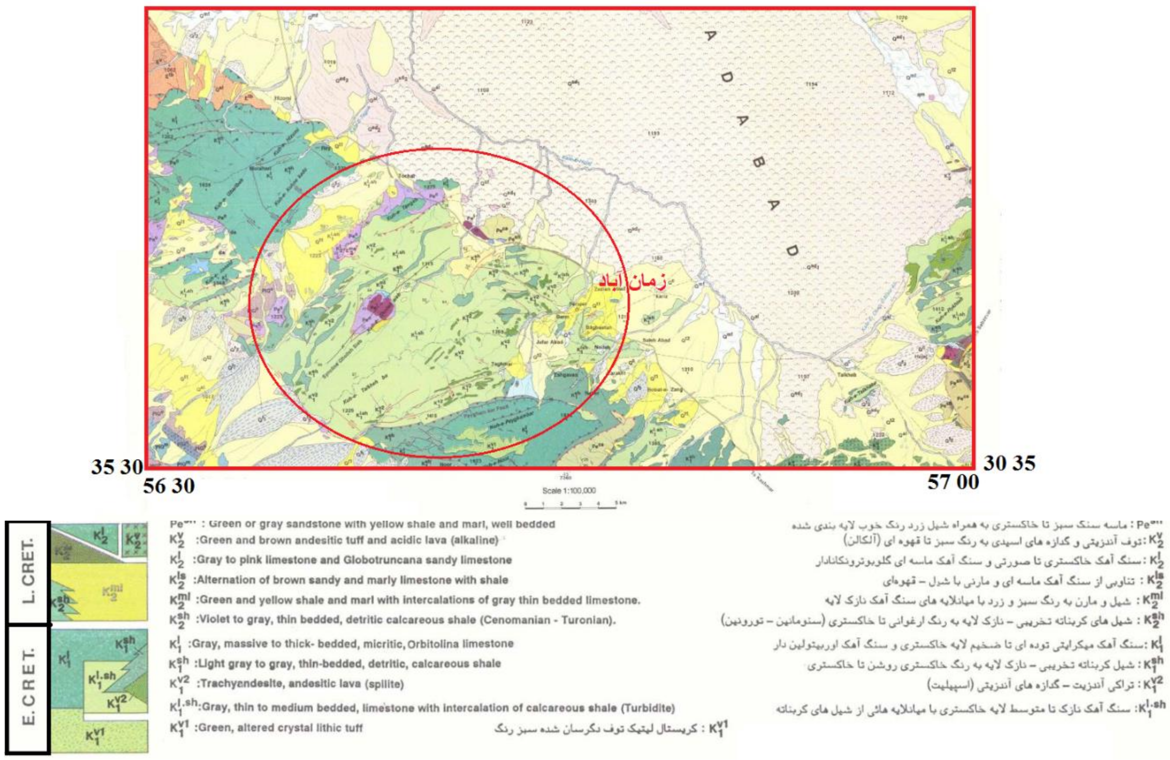


بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ : ۱ دارین که در آن سیل‌ها و دایک‌های گابرودیوریتی به رنگ صورتی نشان داده شده‌اند.

پهنه ساختاری ایران مرکزی

در پهنه ساختاری ایران مرکزی، فعالیت‌های ماگمایی کرتاسه غالباً به صورت میان‌لایه‌های بازالتی، توفیت‌ها و پپریت‌ها می‌باشند رخنمون بارزی از این سنگ‌ها در غرب و جنوب‌غرب زمان آباد (جنوب شرق شاهرود، لبه شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی) مشاهده می‌شود اکرمیان (۱۳۸۹) معتقدداست، در منطقه زمان آباد خارتوران (جنوب شرق شاهرود و لبه شمالی ایران مرکزی) سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه زیرین با ترکیب بازالتی تا تراکی بازالتی، به صورت گدازه‌های بالشی ضخیم لایه همراه با میان لایه‌های آذرآواری و آهک‌های اوربیتولین دار یافت می‌شوند. لازم به ذکر است که رخنمون‌های بازالتی به صورت پراکنده همراه با آهک‌های پلاژیک کرتاسه یافت می‌شوند. بازالت‌ها در برخی نقاط ساختار بالشی زیبایی به نشان می‌دهند. مطالعات صحرایی و فسیل شناسی بر روی سنگ‌های آهکی اوربیتولین‌دار همراه‌گدازه‌ها نشان می‌دهد که آن‌ها در داخل یک محیط دریایی کم عمق و گرم فوران کرده‌اند. سنگ‌های بازالتی، دارای بافت‌های اینترگرانولار، اینترسرتال و بادامکی هستند. شواهد ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که این سنگ‌های بازالتی دارای ماهیت آلکالن هستند و فرآیند تبلور تفریقی در تحول ماگمای سازنده آنها نقشی اساسی ایفاء نموده است. با توجه به الگوهای عناصر کمیاب و کمیاب خاکی آن‌ها، بازالت‌های مورد مطالعه به بازالت‌های جزایر اقیانوسی تعلق دارند. در نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی نیز، آن‌ها

در قلمرو بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) قرار می‌گیرند. ماگماهای سازنده این سنگ‌ها از اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری و ذوب بخشی ۸ تا ۱۲ درصدی گوشته گارنت لرزولیتی نشأت گرفته و سپس در داخل حوضه دریایی کم عمق کرتاسه زیرین ایران مرکزی فوران کرده‌اند.



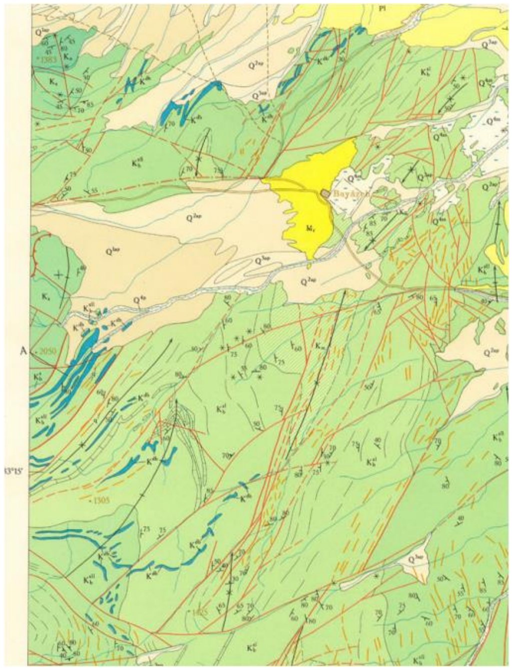
بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ : ۱ احمد آباد (سلامتی، ۱۹۹۹)که نشان‌دهنده حضور گدازه‌های بازالتی در بین آهک‌های پلاژیک کرتاسه پسن می‌باشد. زخنمون‌های آتشفشانی به صورت لکه‌های ریز سبز رنگ با علامت اختصاری $K1^{V2}$ نشان داده شده‌اند.

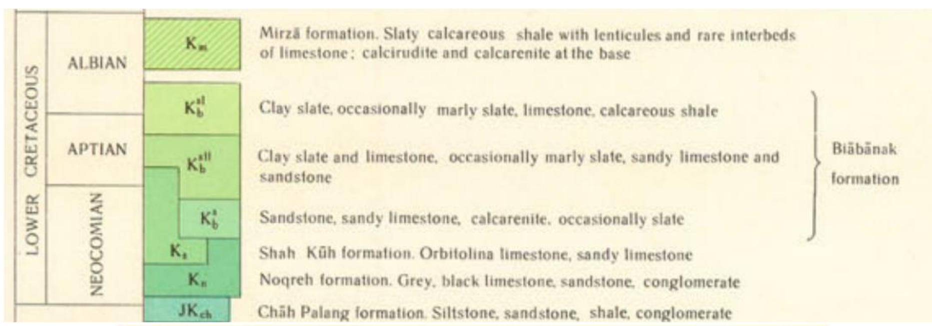
جنوب خور و بیانک (ایران مرکزی)

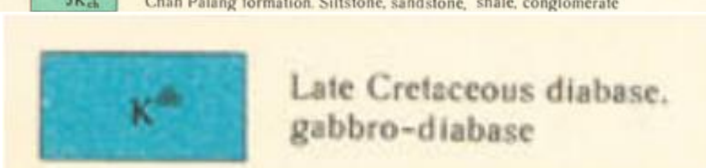
درجنوب خور و بیانک در حد فاصل روستاهای بیاضه و حاجی آباد توالی رسوبی کرتاسه به سن نئوکومین تا سنومانین‌زیرین (و با ترکیب سنگی غالب آهکی، شیلی و ماسه‌سنگی) توسط دایک‌های دیابازی زیادی قطع شده‌اند که بر اساس راهنمای نقشه‌های زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ : ۱ بیاضه و اردیب، سن کرتاسه پسین برای آنها در نظر گرفته شده است. لازم به ذکر است هر دو نقشه ذکر شده توسط زمین‌شناسان روسی شرکت تکنواکسپورت و به سرپرستی اِوگنی رومانکو (از زمین‌شناسان برجسته روسی) انجام شده است.

کریمی و همکاران (۱۳۹۰) معتقدند گدازه‌های بالشی و دایک‌های دیابازی رخنمون یافته در چندین نقطه از جنوب غرب بیاضه تا شمال حاجی‌آباد دارای سن کرتاسه پایینی هستند. این منطقه بخشی از پهنه ساختاری ایران مرکزی است. بهترین رخنمون این سنگ‌ها در کوه دم کلاغ دیده می‌شود. بررسی‌های صحرایی به خوبی نشان داده است که برخی از دایک های دیابازی به گدازه‌های بالشی ختم شده و می‌توان آنها را دایک‌های تغذیه کننده به حساب آورد. در ضمن فاصله بین گدازه‌های بالشی توسط رسوبات پر شده است. تمام مجموعه را چـرت‌هـا و سنگ آهک‌های سازند بیابانک با سن کرتاسه پایینی پوشانده‌اند. کانیهای تشکیل دهنده گـدازه‌هـای بالشـی و دایـکهـای دیابازی مورد نظر، پلاژیوکلاز ((لابرادوریت تا بیتونیت و (آلبیت در نمونه‌های دگرسان‌شده))، کلینوپیروکسن (دیوپسید)، الیوین، کلریـت، ایلمنیـت، ترمولیـت - اکتینولیـت، اپیدوت، پرهنیت، سریسیت، کلسیت، کلریت، پیریت و مگنتیت است. مطالعه شیمی کلینوپیروکسن‌ها بیانگر ماگمـای والـد بـا آب کم، TiO_2 بالا و فوگاسیته اکسیژن بالا است. بر اساس شیمی سنگ‌کل، ماگمـای اولیـه گـدازه‌هـای بالشـی و ماگمای اولیه دایک‌های دیابازی دارای ماهیت تولئیتی تا آلکالن ضعیف بوده است. دماسنجی و فشارسنجی کلینوپیروکسن‌ها دمای تشـکیل ۷۵۰ تا ۸۵۰ درجه سانتیگراد و فشار ۱۳ تا ۱۶ کیلوبار (معادل اعماق ۴۰ تا ۴۸ کیلومتری زیر سطح زمین) را نشان می‌دهد که معرف یک مخزن ماگمایی برای استقرار موقت ماگما در سر راه خود برای صعود به سطح زمین می‌باشد. ترمومتری کلریت ها دمای ۱۹۰ تا ۲۴۰ درجه سانتیگراد را نشان میدهد که بیانگر رخداد دگرگونی بستر اقیانوسی گدازه‌های بالشی در رخساره پرهنیت - پومپلیئیت است. بررسی‌ها نشان می‌دهد که در این منطقه در زمان کرتاسه پایینی، یک سیستم ریفتی توسعه نیافته در این منطقه حاکم بوده است . این بررسـی نشـان مـی‌دهـد کـه ریفتی‌شدن مرتبط با باز شدگی نئوتتیس، فقط مختص زمین‌درز زاگرس و اطراف خرده قاره شرق ایران‌مرکزی نیست.

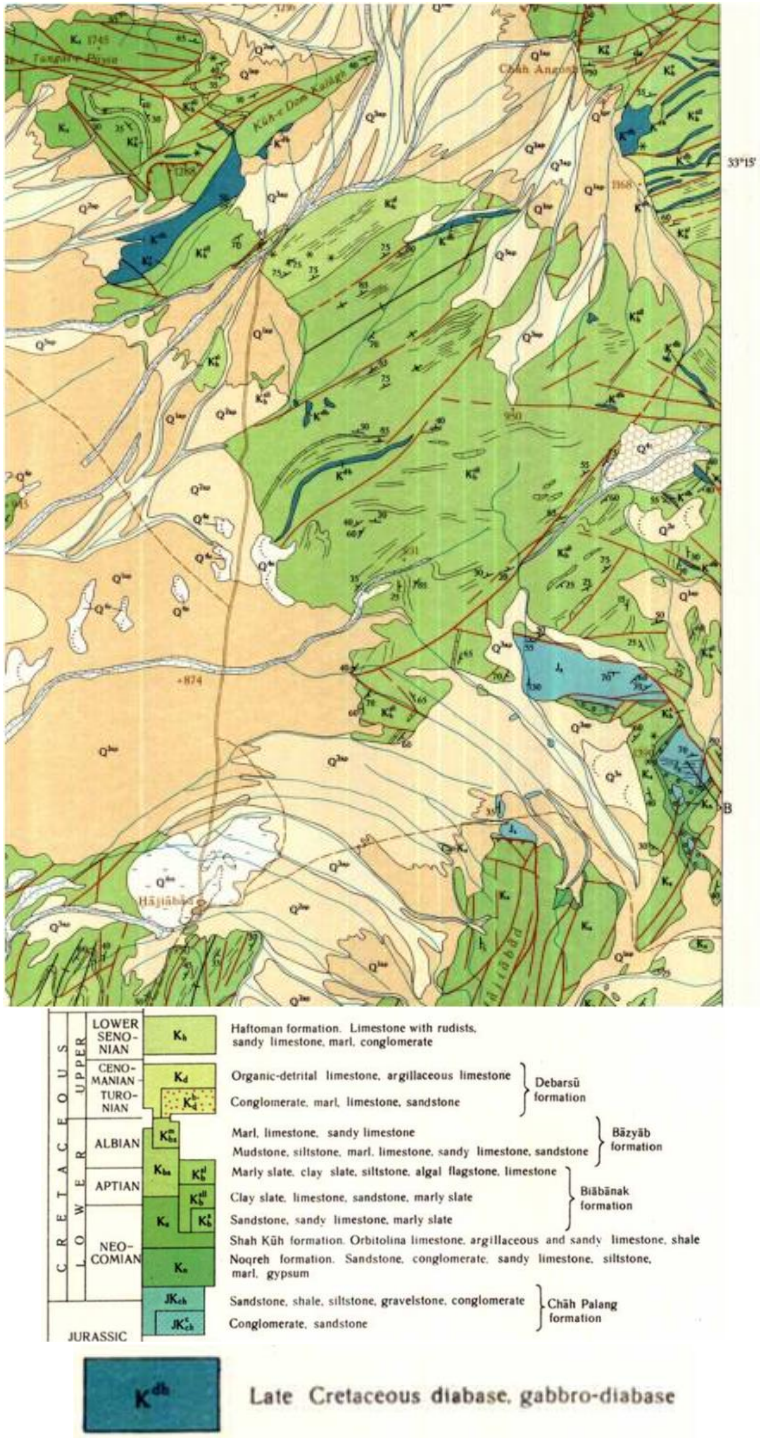
در صفحات بعد بخش‌هایی از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ :۱ بیاضه و اُردیب و همچنین چند تصویر ماهواره‌ای جهت نمایش این فعالیت‌های ماگمایی ارائه شده است.







بخشی از نقشه ۱۰۰۰۰۰ : ۱ بیاضه که نشان می‌دهد در غرب و جنوب غرب بیاضه توالی رسوبی کرتاسه توسط دایک‌های دیابازی متعددی قطع شده‌اند.سن این دایک‌های دیابازی کرتاسه پایانی یا پسین گزارش شده است. این دایک‌ها به سمت غرب در گستره نقشه زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ : ۱ اُردیب نیز ادامه پیدا می‌کنند. به سمت شرق نیز در جنوب غرب پشت بادام این دایک‌ها رخنمون دارند و در مجموع از ویژگی‌های مشابهی برخوردار هستند.

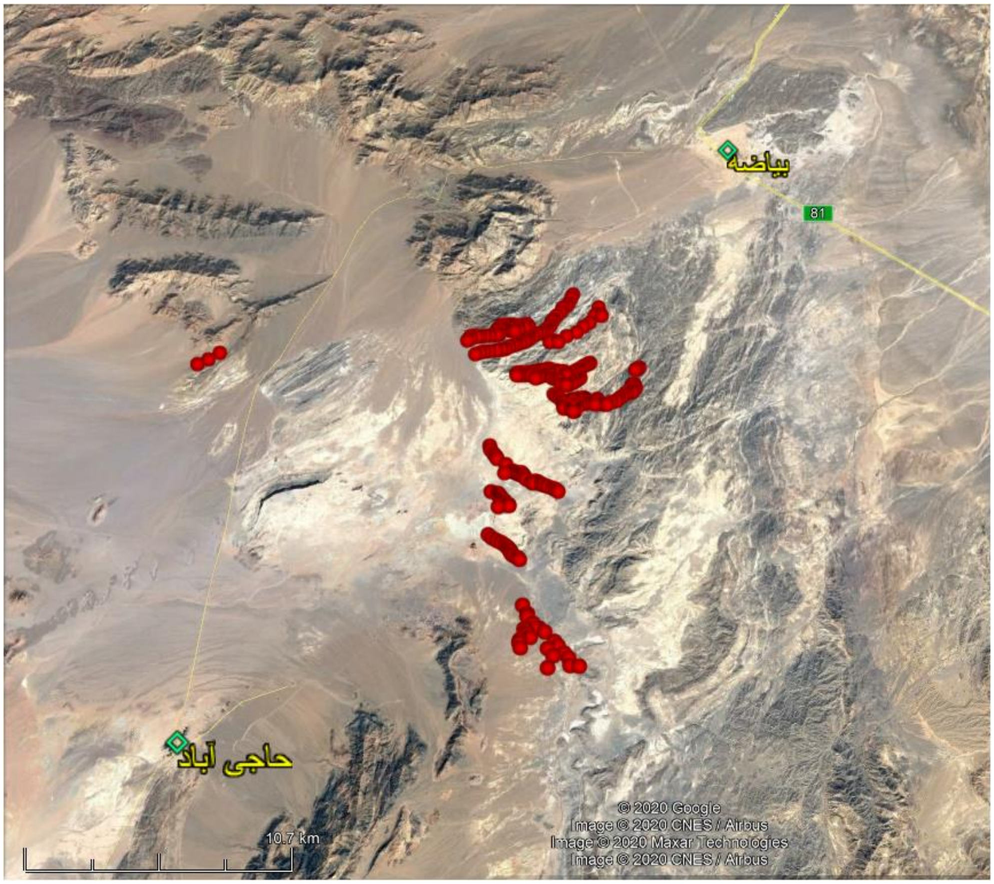


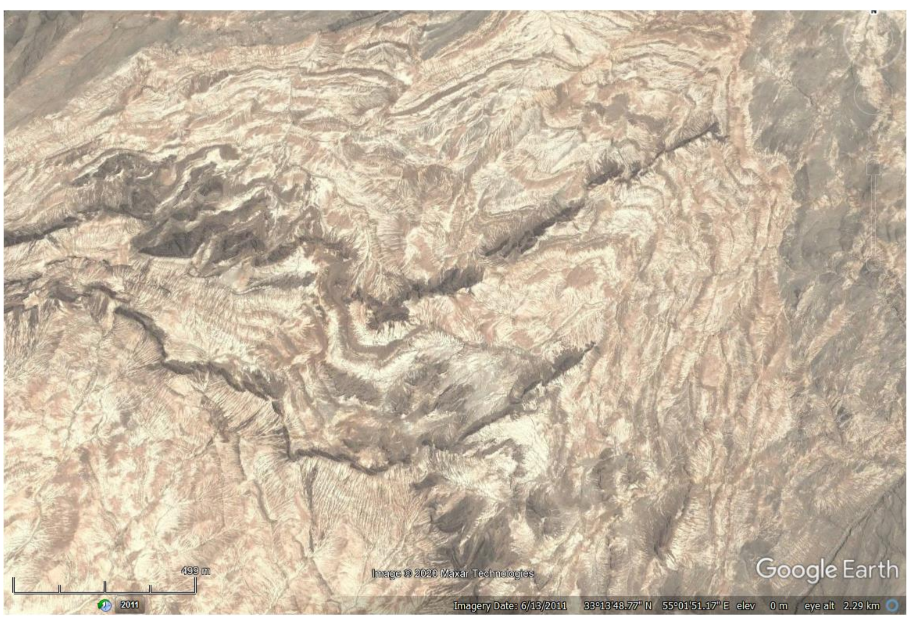
بخشی از نقشه ۱۰۰۰۰۰ : ۱ اُردیب که نشان می‌دهد در شمال شرق حاجی آباد توالی رسوبی کرتاسه توسط دایک‌های دیابازی متعددی قطع شده‌اند. سن این دایک‌های دیابازی کرتاسه پایانی یا پسین گزارش شده است. این دایک‌ها به سمت شرق در گستره نقشه زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ : ۱ بیاضه نیز ادامه پیدا می‌کنند.

پتـــــرولوژی، سال دوم، شماره هشتم، زمستان ۱۳۹۰، صفحه ۳۹-۵۴
تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۰۸/۰۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸/۰۷/۲۱

سنگ‌شناسی گدازه‌های بالشی و دایک‌های دیابازی کرتاسه پایینی شمال حاجی‌آباد (جنوب‌غرب بیاضه، استان اصفهان، ایران)

سمیه کریمی [۱]، قدرت ترابی [۱]* و یورگن کوپکه [۲]
[۱] گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران
[۲] انستیتوی کانی‌شناسی، دانشگاه لیبنیز، هانوور، آلمان





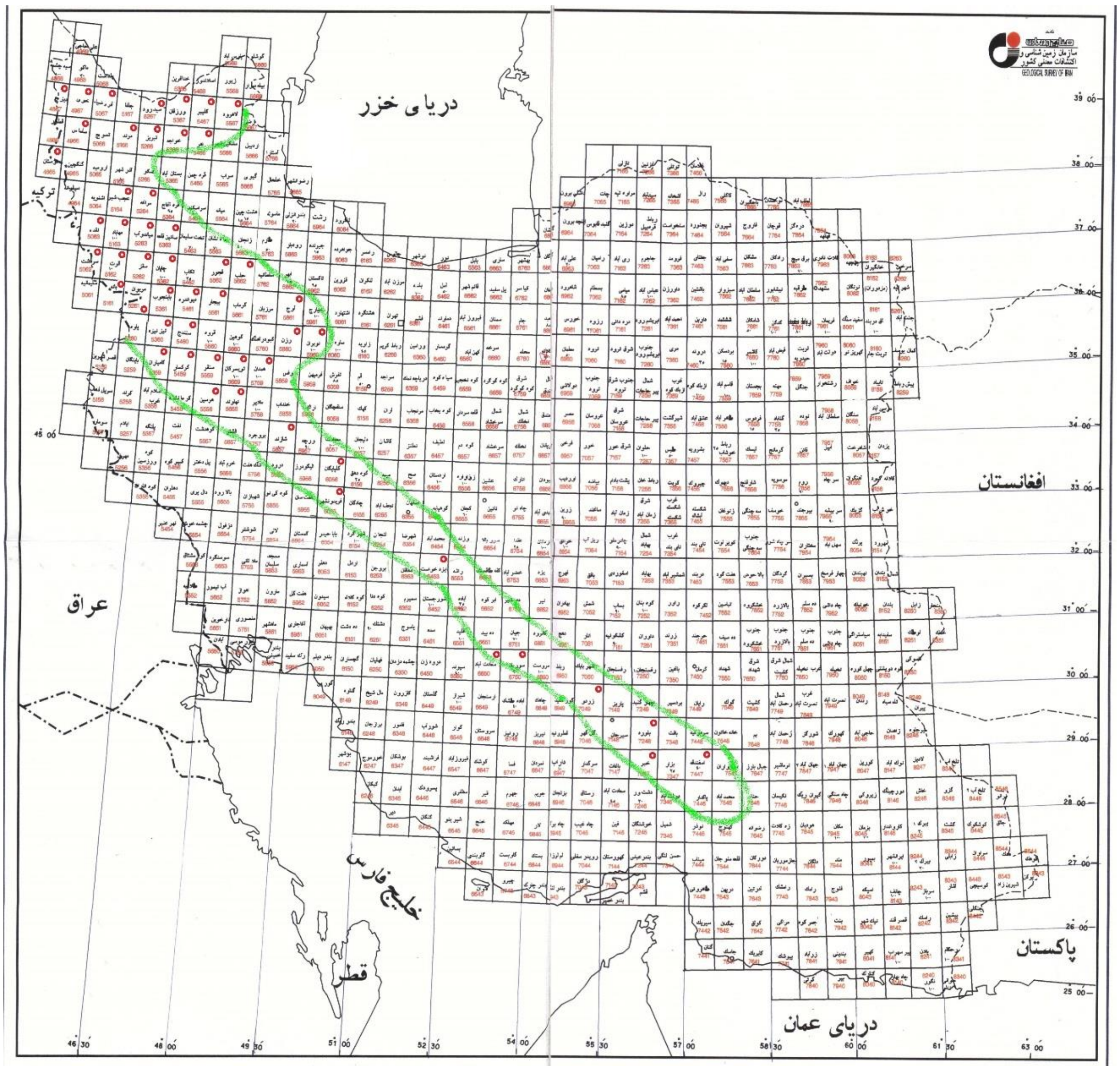
تصاویر ماهواره‌ای نشان دهنده قطع شدن توالی رسوبی کرتاسه توسط دایک‌های دیابازی متعدد در حدفاصل بیاضه و حاجی آباد - جنوب خور و بیابانک – استان اصفهان).

تصویر ماهواره‌ای دیگری که نشان دهنده قطع شدن توالی رسوبی کرتاسه توسط دایک‌های دیابازی متعدد در حدفاصل بیاضه و حاجی آباد می‌باشد (جنوب خور و بیابانک – استان اصفهان).

تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده قطع شدن توالی رسوبی کرتاسه توسط دایک‌های دیابازی متعدد در جنوب غرب پشت بادام و به عبارت دیگر غرب مجموعه پی‌سنگی پشت بادام.

پهنه ساختاری سنندج – سیرجان

توالی‌های ماگمایی ژوراسیک و کرتاسه پهنه ساختاری سنندج – سیرجان در محدوده نقشه‌های زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰ ۱: حاجی آباد، اقلید، شهرکرد، اصفهان، خرم آباد، سنندج، مهاباد، تکاب و مریوان – بانه گزارش شده‌اند. این توالی‌ها غالباً به صورت میان‌لایه‌های آندزیتی و بازالتی یا سنگ‌های توفیتی با ترکیب‌های ذکر شده معرفی شده‌اند.



بخشی از راهنمای نقشه‌های زمین‌شناسی ایران که در آن نقشه‌های دارای رخنمون‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی و یا به عبارت کلی‌تر فعالیت‌های ماگمایی کرتاسه در پهنه ساختاری سنندج – سیرجان، با علامت دایره کوچک قرمز رنگ مشخص شده‌اند. این نقشه‌ها همچنین توسط نوار سبز رنگی محاط شده‌اند.

تصویر دیگری از راهنمای نقشه‌های زمین‌شناسی ایران که در آن نقشه‌های دارای رخنمون‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی و یا به عبارت کلی‌تر فعالیت‌های ماگمایی کرتاسه در پهنه ساختاری سنندج – سیرجان، با علامت دایره کوچک قرمز رنگ مشخص شده‌اند. این نقشه‌ها همچنین توسط نوار سبز رنگی محاط شده‌اند. دقت نمایید که بیستر این مناطق در استان‌های کرمانشاه، کردستان، آذربایجان غربی و آذربایجان شرقی متمرکز هستند. این نقشه‌تک تک مورد بررسی قیق قرار گرفته است تا از دقت کافی برخوردار باشد.

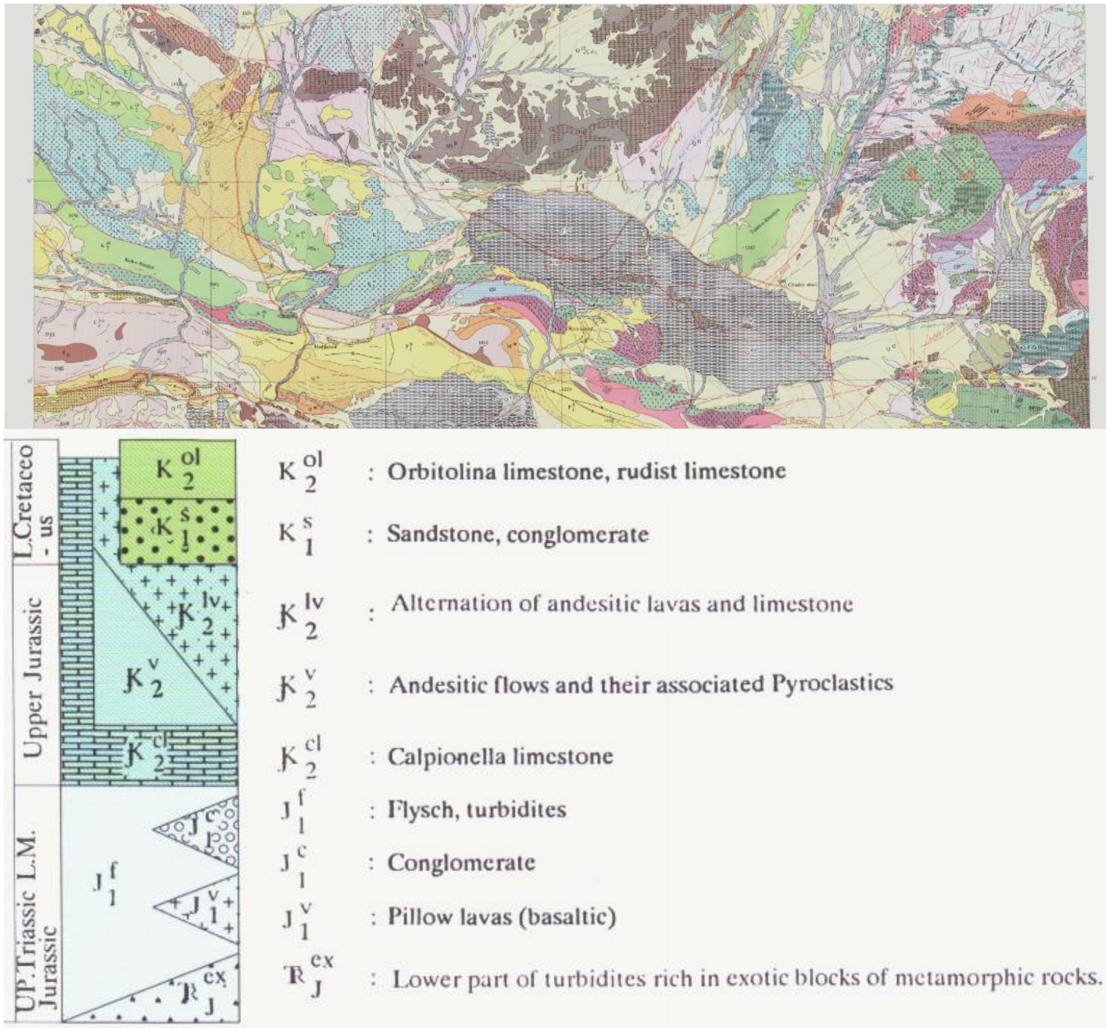
در ادامه بخش‌های از این نقشه‌های زمین‌شناسی به همراه راهنمای آنها نشان داده شده‌اند تا درک بهتری از وجود توالی‌های ماگمایی ژوراسیک و کرتاسه در پهنه ساختاری سنندج – سیرجان حاصل شود. البته نفوذی‌های غالباً گرانیتوئیدی ژوراسیک میانی سنندج – سیرجان در فایل جداگانه‌ای به تفصیل شرح داده شده‌اند. با این وجود از این نقشه‌ها می‌توان دریافت در غرب و شمال‌غرب پهنه ساختاری سنندج – سیرجان پیرامون تکاب، سقز، سنندج، قروه، دیواندره، مریوان، مهاباد رخنمون‌های بارزتری از این سنگ‌ها یافت می‌شود. همچنین در جنوب شرق پهنه ساختاری سنندج – سیرجان پیرامون حاجی آباد تا ارزوئیه رخنمون‌های بارزی از توالی‌های ماگمایی ژوراسیک و کرتاسه یافت می‌شوند. منصف و

همکاران (۱۳۸۹) بر این باورند که توالی‌های ماگمایی ژوراسیک در جنوبی‌ترین بخش کمربند سنندج – سیرجان، تحولات پتروژنتیکی منحصر به‌فردی را در طی تکامل ترکیبی خود نشان می‌دهند. این توالی‌های ماگمایی در منطقه حسین‌آباد به سن ژوراسیک زیرین تا میانی و در منطقــه حاجی‌آباد به سن ژوراسیک‌بالایی تا کرتاسه‌زیرین رخنمون پیدا کرده‌اند. ماگمای مادر تــوالی اول در منطقــه حســین‌آبـاد، بـا سرشت تولئیت جزایر قوسی (IAT) از یک منشأ گوشته‌ای اسپینل لرزولیتی با ترکیب گوشته اولیه (PM) حاصل شده‌انـد. ایـن منشأ گوشته‌ای تحت تأثیر سیالات و رسوبات حاصل از ورقه فرورانش قرار گرفته اســت. ماگمــای مــادر تــوالی دوم در منطقــه حاجی‌آباد، با سرشت تولئیتی جزایر قوسی تا تحولی، از یک منشأ گوشته‌ای گارنت - اسپینل لرزولیت بـا ترکیــب مــورب غنــی شده (E-MORB) حاصل شده است. این تغییرات ترکیبی می‌تواند با اهمیت تأثیر رسوبات و ســیالات، در اعمــاق بیشــتر ورقــه فرورانش، به درون گوه گوشته‌ای مرتبط باشد. این توالی‌های ماگمایی می‌توانند در نتیجه فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر پهنه سنندج – سیرجان، از زمان ژوراسیک زیرین تا کرتاسه زیرین، در محیط جزایر کمانی تشکیل شده باشند.

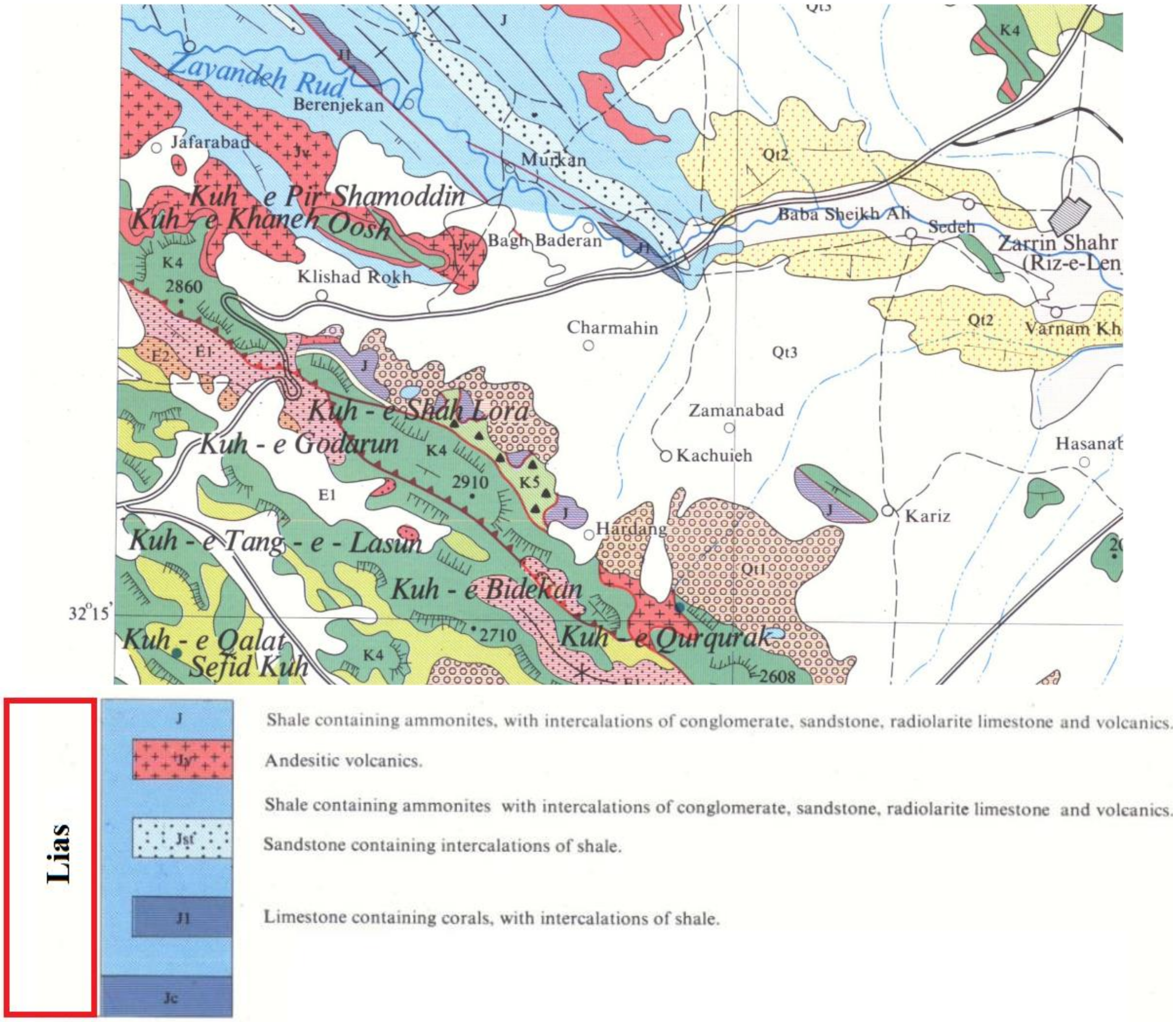
پتــــرولوژی، سال اول، شماره چهارم، زمستان ۱۳۸۹، صفحه ۸۹– ۱۱۲
تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۰۲/۲۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۰۷/۱۳

تحولات پتروژنتیک در توالی‌های ماگماتیکی ژوراسیک نواحی حسین‌آباد – حاجی‌آباد در کمربند سنندج – سیرجان (جنوب ایران)

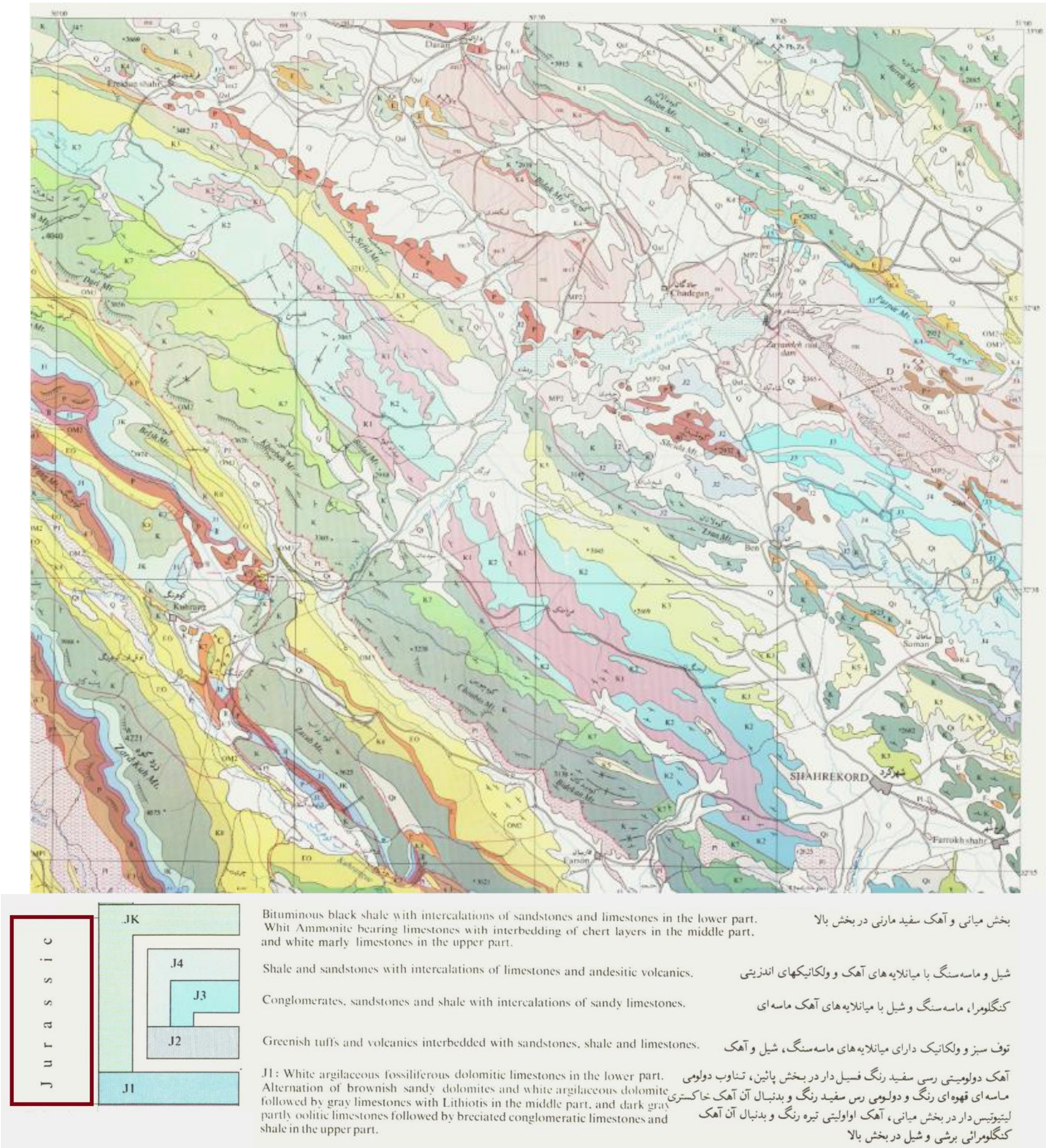
ایمان منصف [۱*]، محمد رهگشای [۱] و هوبرت وایت چرچ [۲]
[۱] دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
[۲] انستیتو زمین‌شناسی، دانشگاه لویی پاستور، استراسبورگ، فرانسه



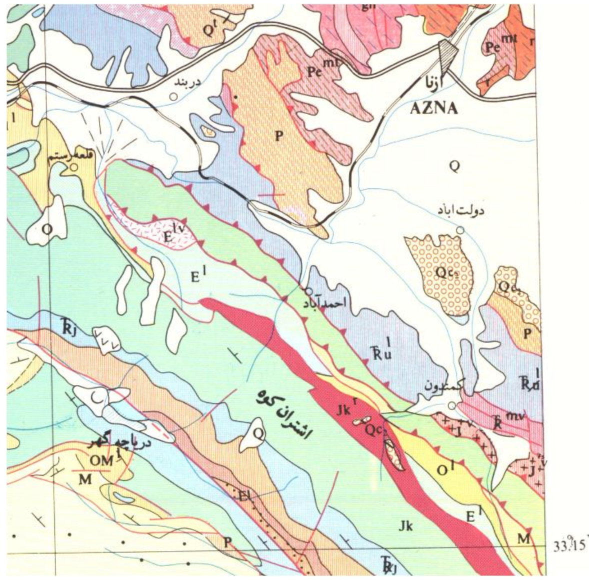
بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰ : ۱ حاجی آباد که معرّف گسترش زیاد سنگ‌های آتشفشانی در بین توالی های سنگی ژوراسیک و کرتاسه می‌باشد. لازم به ذکر است این نقشه زمین‌شناسی بخش جنوب شرقی پهنه ساختاری سنندج – سیرجان را پوشش می‌دهد.



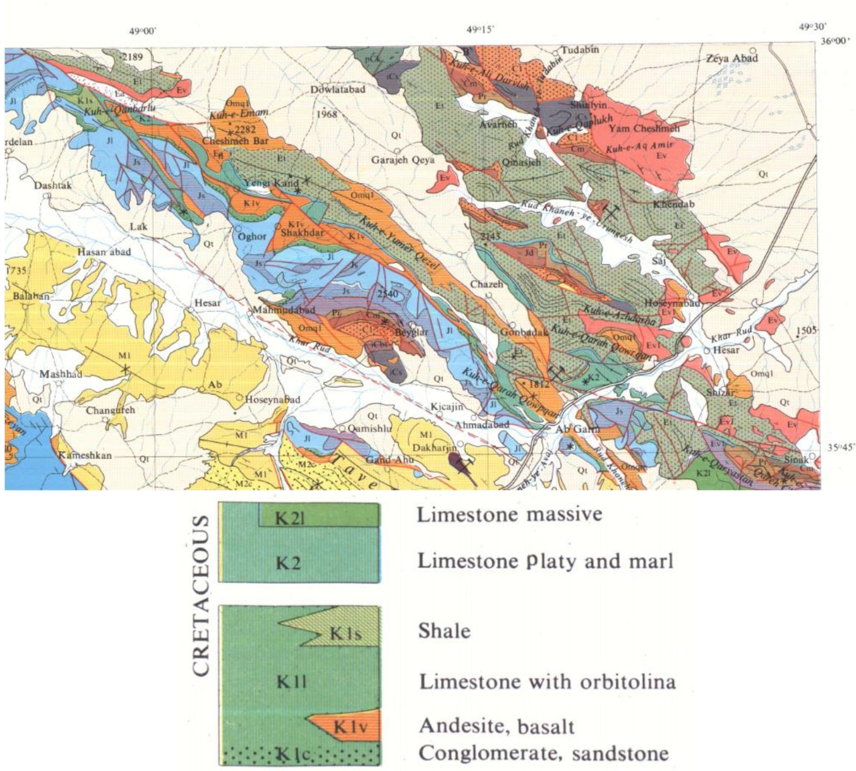
بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰ : ۱ اصفهان که معرف گسترش سنگ‌های آتشفشانی (Jv) در بین توالی های سنگی ژوراسیک در غرب زرین‌شهر می‌باشد. لازم به ذکر است این نقشه زمین‌شناسی بخش میانی پهنه ساختاری سنندج – سیرجان را پوشش می‌دهد.



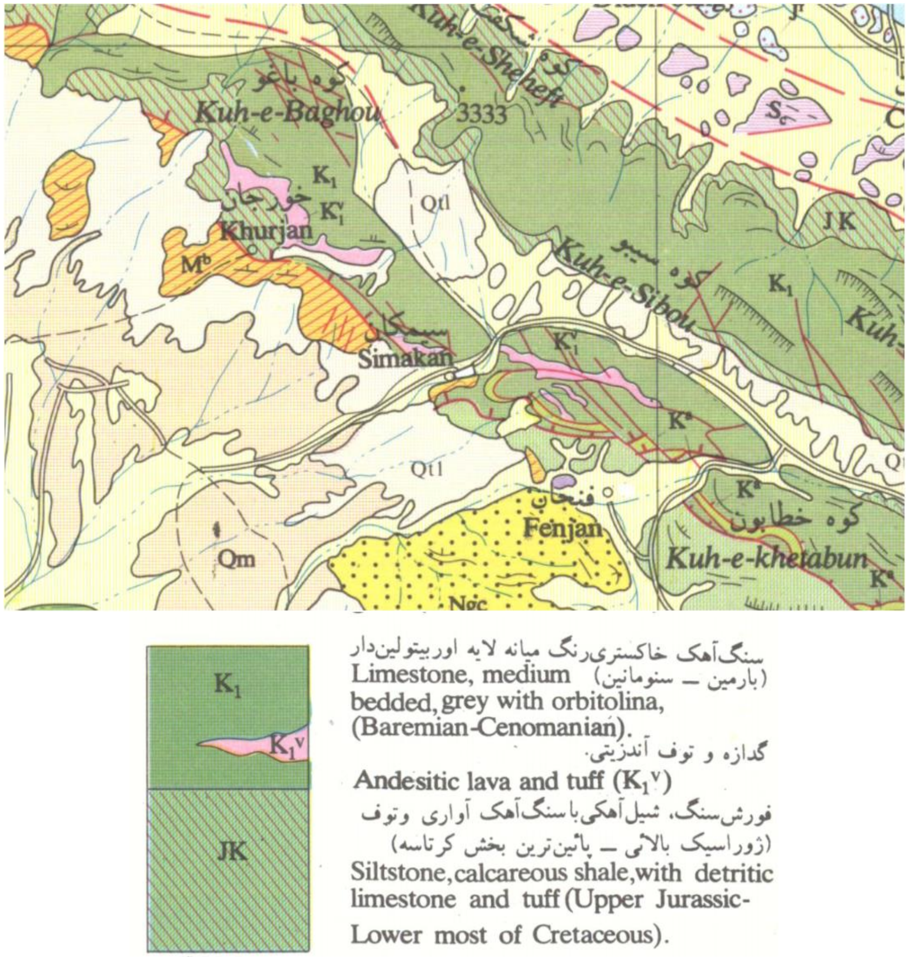
بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰ : ۱ شهرکرد که معرف گسترش سنگ‌های آتشفشانی (J2 7& J4) در بین توالی های سنگی ژوراسیک در غرب شهرکرد می‌باشد. لازم به ذکر است این نقشه زمین‌شناسی بخشی از قسمت میانی پهنه ساختاری سنندج – سیرجان را پوشش می‌دهد.



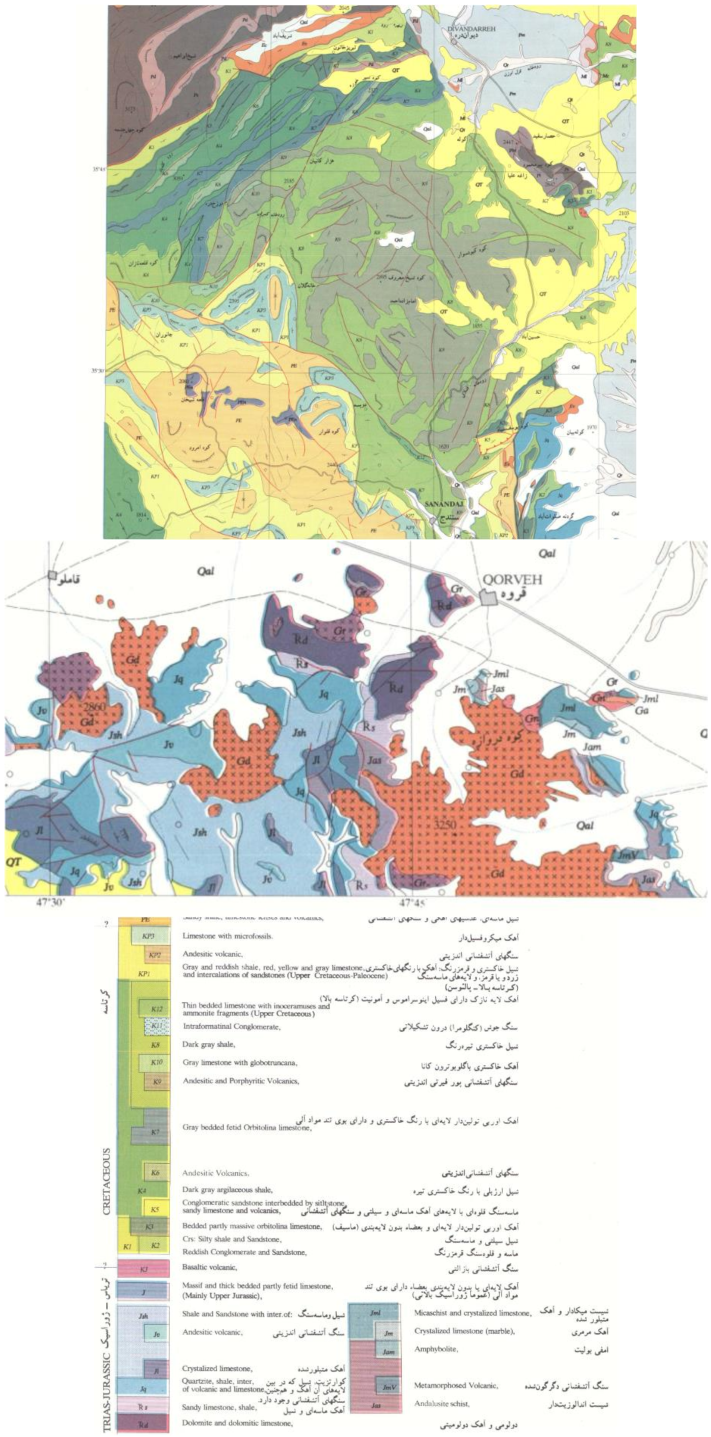
بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰ : ۱ خرم آباد که معرّف گسترش سنگ‌های آتشفشانی (Jv) در بین توالی های سنگی ژوراسیک در جنوب ازنا می‌باشد. لازم به ذکر است این نقشه زمین‌شناسی غربی پهنه ساختاری سنندج – سیرجان را پوشش می‌دهد.



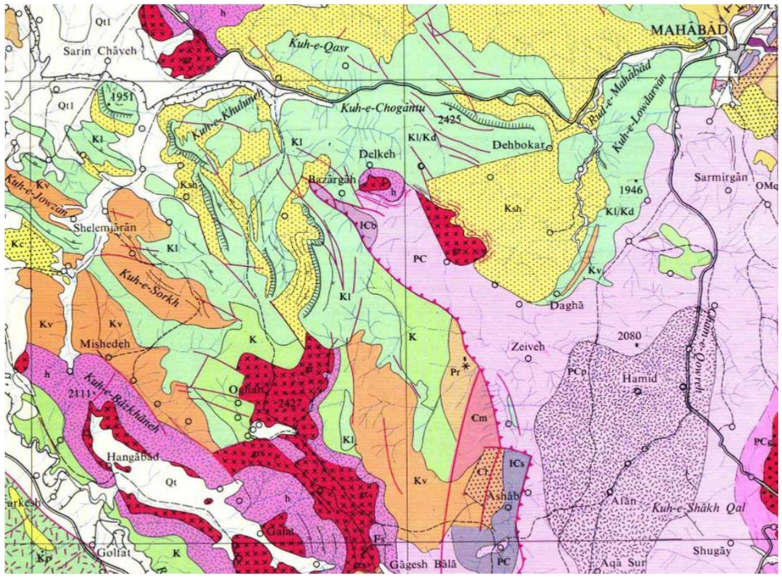
بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰ : ۱ کبودر آهنگ که معرف گسترش زیاد سنگ‌های آتشفشانی در بین توالی های سنگی کرتاسه (K1V) در غرب و شمال غرب آوج می‌باشد. لازم به ذکر است این نقشه زمین‌شناسی تقریباً بخش میانی تا غربی پهنه ساختاری سنندج – سیرجان را پوشش می‌دهد.



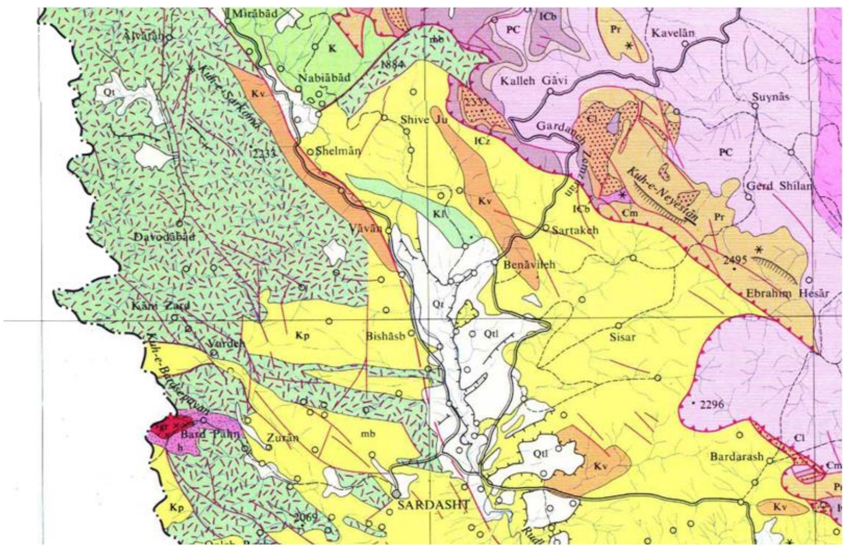
بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰ : ۱ اقلید که معرف گسترش سنگ‌های آتشفشانی در بین توالی های سنگی کرتاسه ($K1^V$) (با رنگ صورتی روشن) در پیرامون سیمکان و خورجان می‌باشد. لازم به ذکر است این نقشه زمین‌شناسی تقریباً بخش میانی پهنه ساختاری سنندج – سیرجان را پوشش می‌دهد.



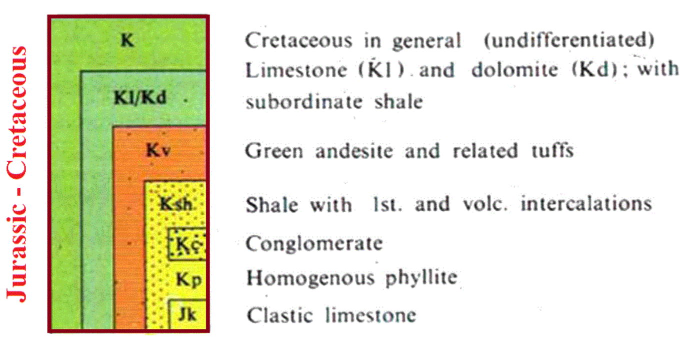
بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰ : ۱ سنندج که معرف گسترش زیاد سنگ‌های آتشفشانی در بین توالی های سنگی ژوراسیک (واحد J^v) در جنوب قروه و کرتاسه (واحد K^9) در حد فاصل سنندج – دیواندره می‌باشد. لازم به ذکر است این نقشه زمین‌شناسی بخش شمال غربی پهنه ساختاری سنندج – سیرجان را پوشش می‌دهد.



جنوب غرب مهاباد(Kv)

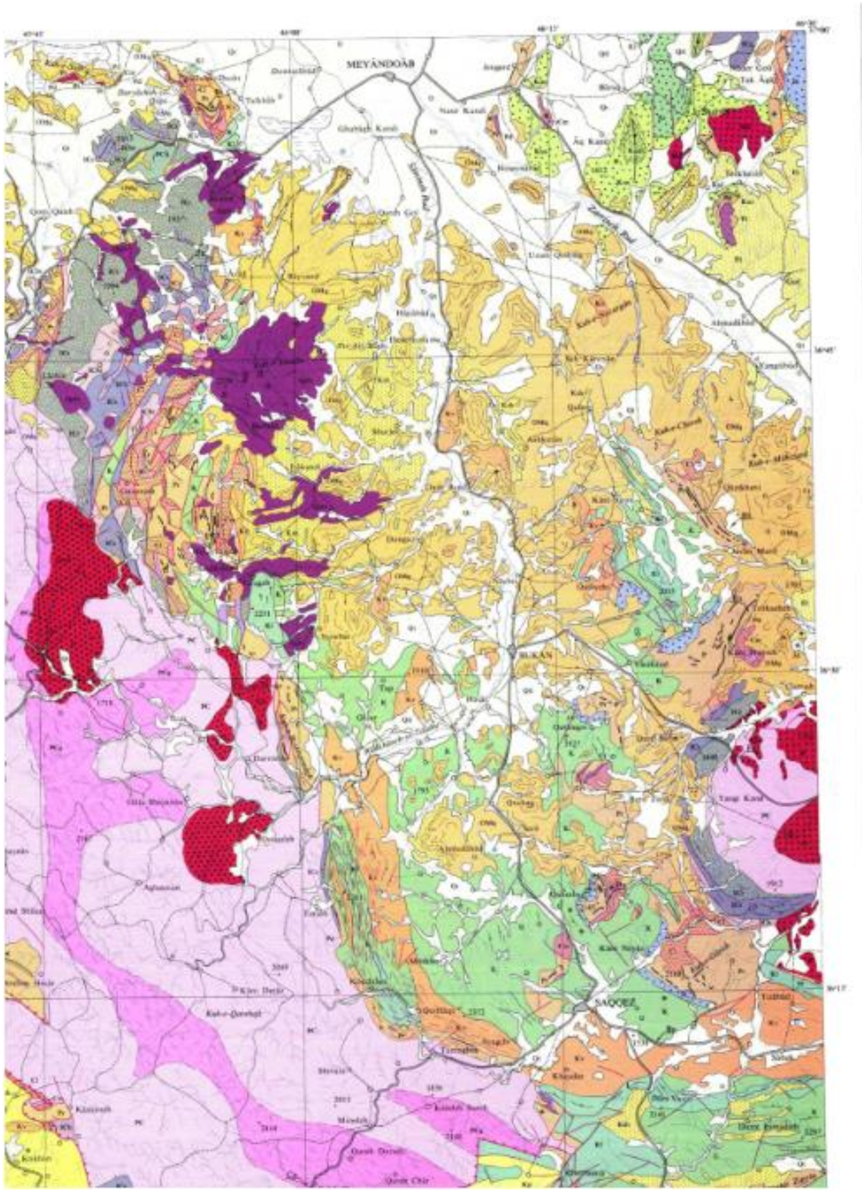


شرق و شمال سردشت(Kv)

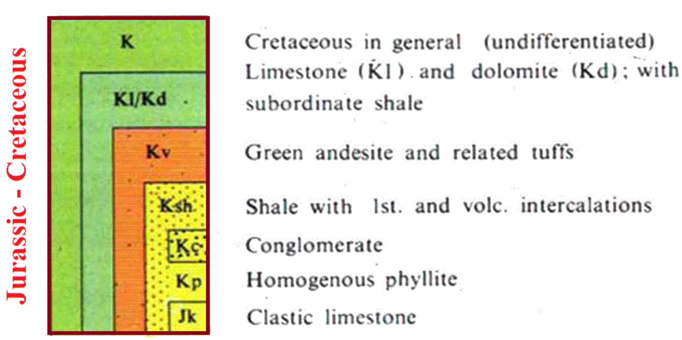


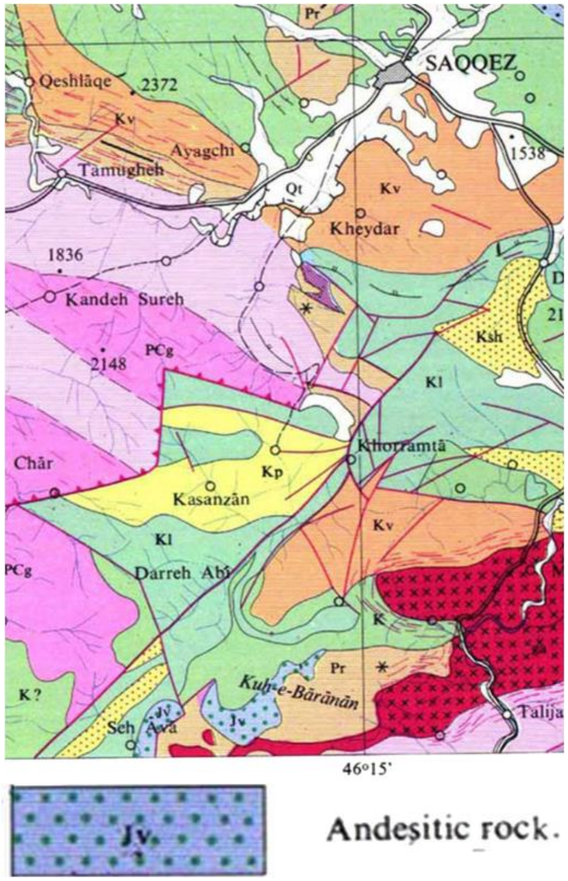
بخش‌هایی از نقشه زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰ : ۱ مهاباد که معرف گسترش زیاد سنگ‌های آتشفشانی در بین توالی های سنگی کرتاسه (واحد Kv) می‌باشد. لازم به ذکر است این نقشه زمین‌شناسی بخش شمال غربی پهنه ساختاری سنندج – سیرجان را پوشش می‌دهد.

بخش دیگری از نقشه زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰ : ۱ مهاباد که معرف گسترش زیاد سنگ‌های آتشفشانی در بین توالی های سنگی کرتاسه (واحد Kv) می‌باشد. لازم به ذکر است این نقشه زمین‌شناسی بخش شمال غربی پهنه ساختاری سنندج – سیرجان را پوشش می‌دهد.

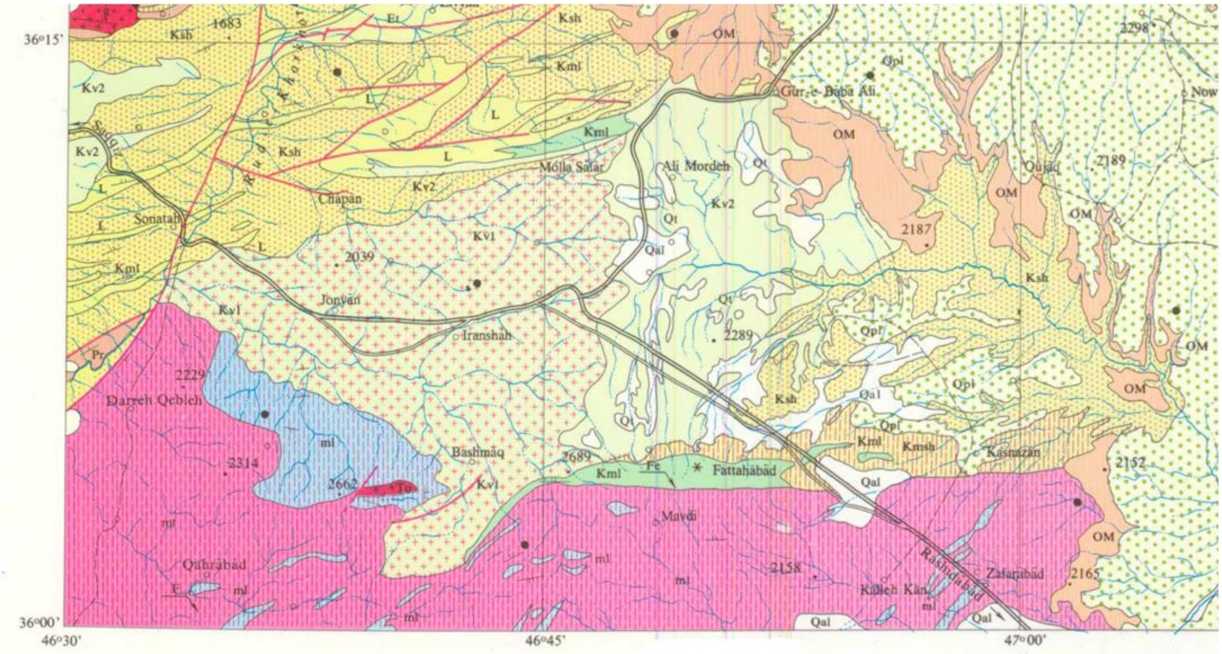


شمال سقز تا جنوب میاندوآب (Kv)

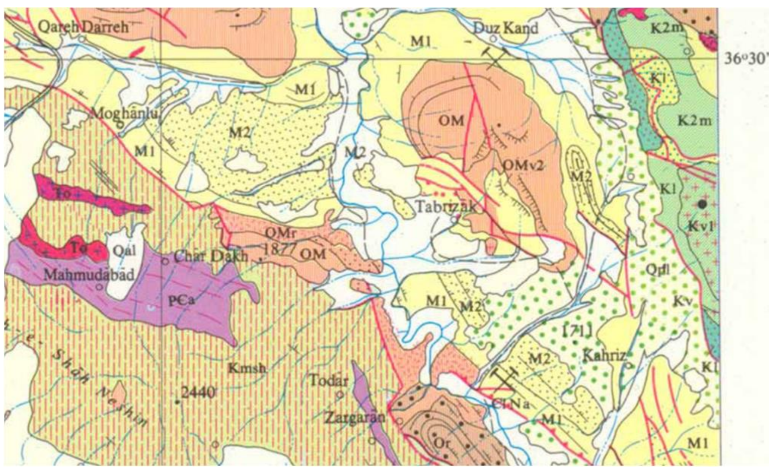




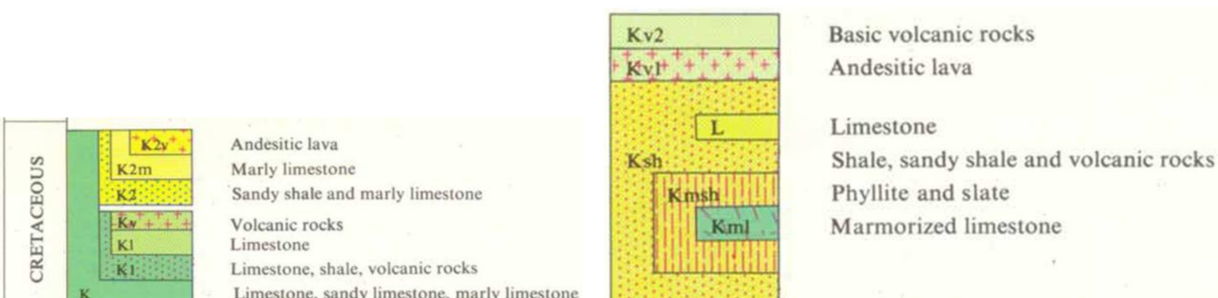
بخش دیگری از نقشه زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰ : ۱ مهاباد که معرف گسترش سنگ‌های آتشفشانی در بین توالی های سنگی ژوراسیک زیرین (واحد Jv) و کرتاسه (واحد Kv) در جنوب سقّز (استان کردستان) می‌باشد. لازم به ذکر است این نقشه زمین‌شناسی بخش شمال غربی پهنه ساختاری سنندج – سیرجان را پوشش می‌دهد.



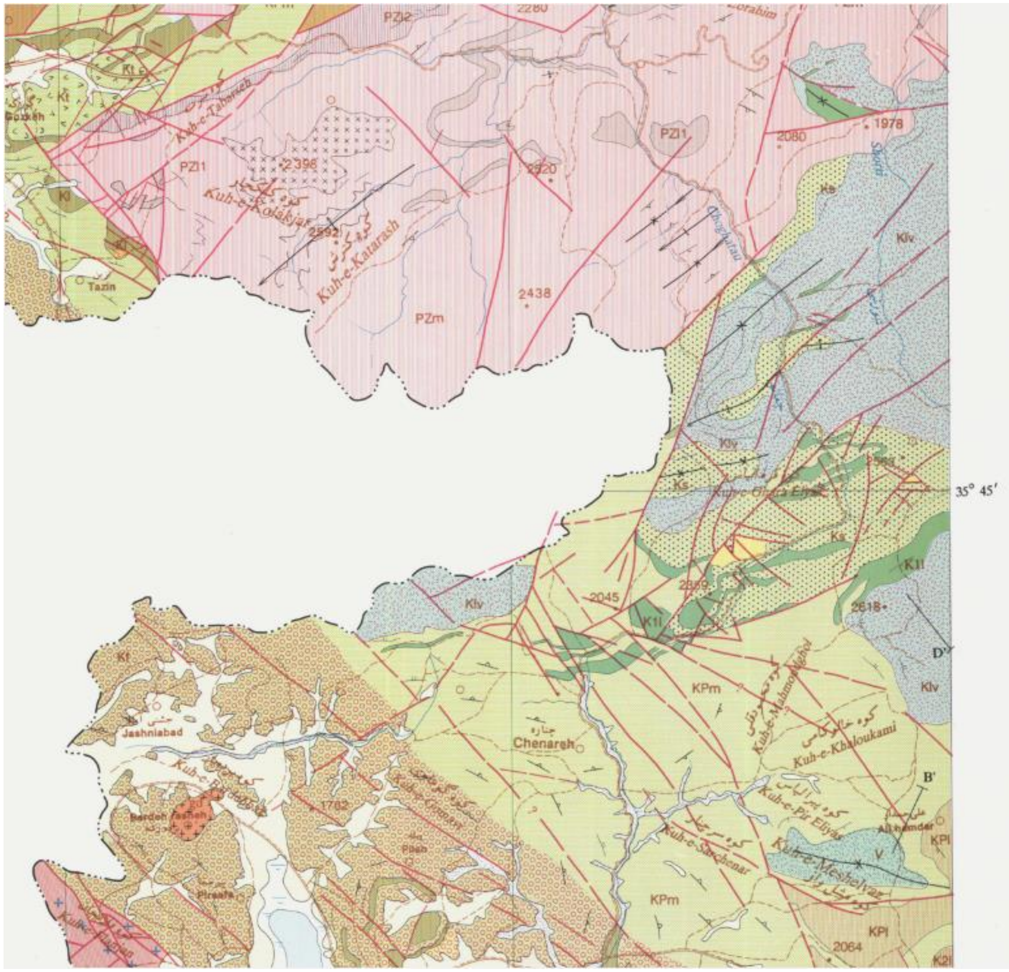
جنوب غرب تکاب – شرق سقز

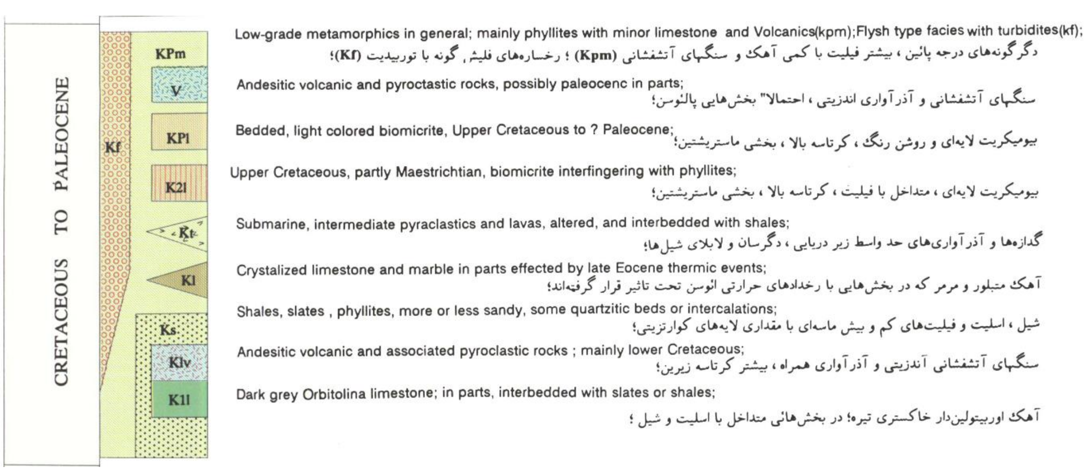


شرق تکاب (قره دره)

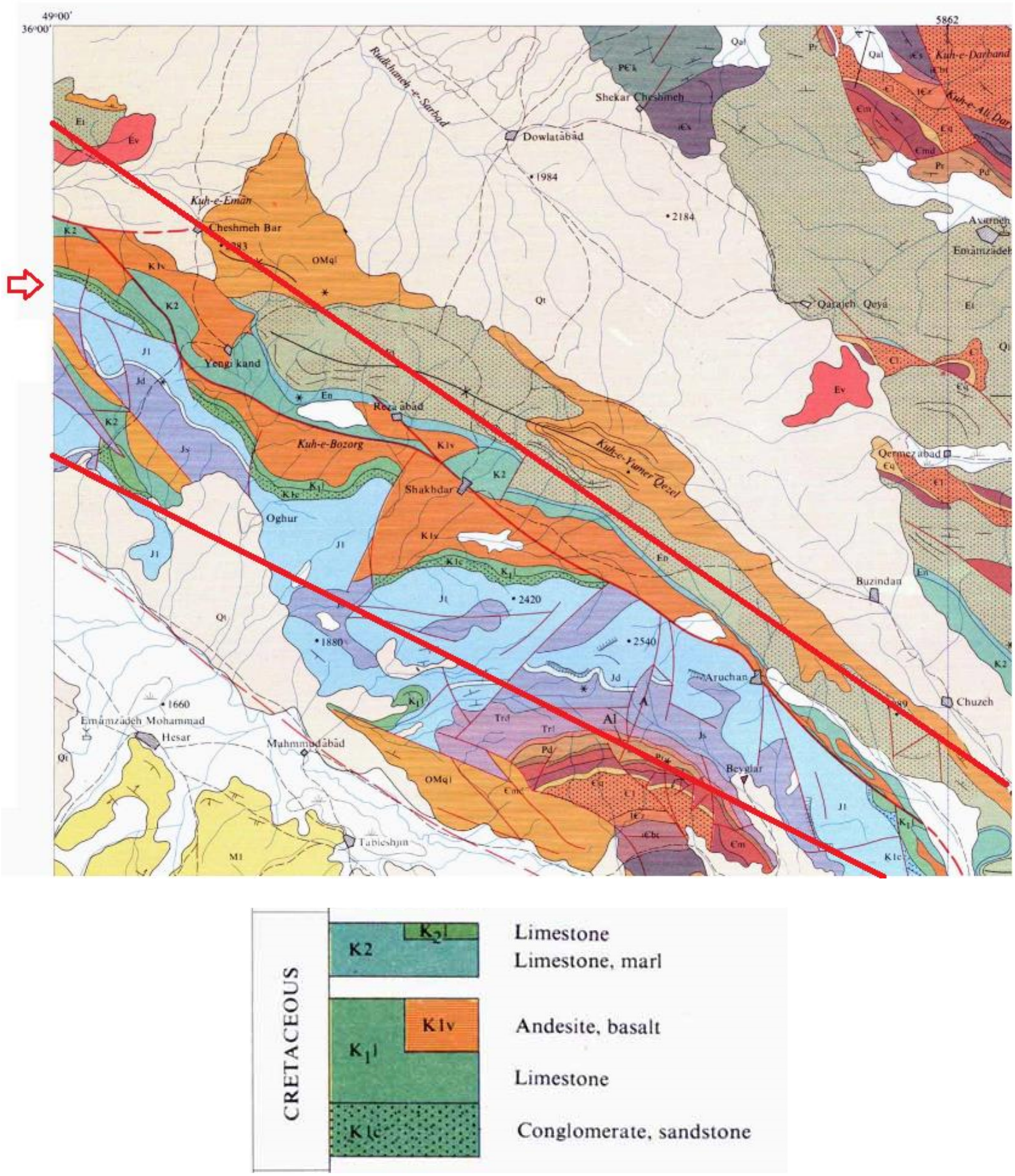


بخش‌هایی از نقشه زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰ : ۱ تکاب که معرف گسترش سنگ‌های آتشفشانی در بین توالی های سنگی کرتاسه (واحد Kv2، KV1، Kv) در جنوب غرب و شرق تکاب می‌باشد. لازم به ذکر است این نقشه زمین‌شناسی بخش شمال غربی پهنه ساختاری سنندج – سیرجان را پوشش می‌دهد.





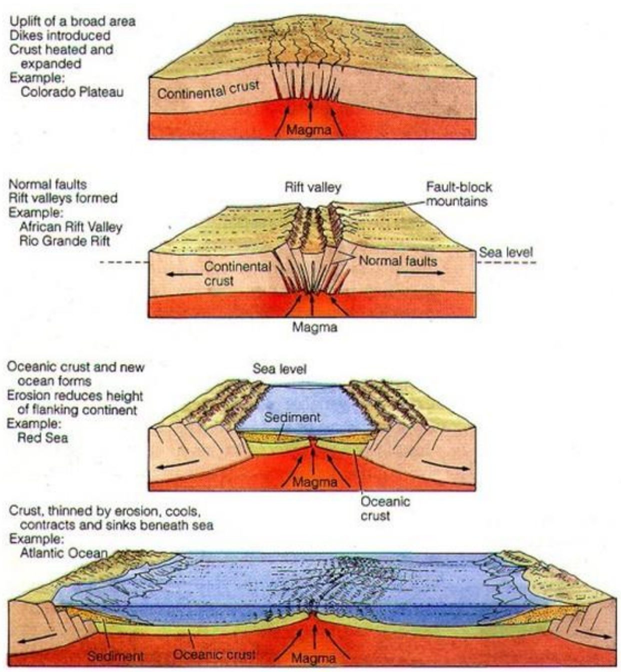
بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰ : ۱ مریوان - بانه که معرّف گسترش سنگ‌های آتشفشانی در بین توالی های سنگی کرتاسه (واحدهای V ،K1V) در غرب و شمال غرب مریوان می‌باشد. لازم به ذکر است این نقشه زمین‌شناسی بخش غربی تا شمال غربی پهنه ساختاری سنندج – سیرجان را پوشش می‌دهد. این منطقه در نزدیک بخش مرزی کشورهای ایران و عراق قرار دارد.



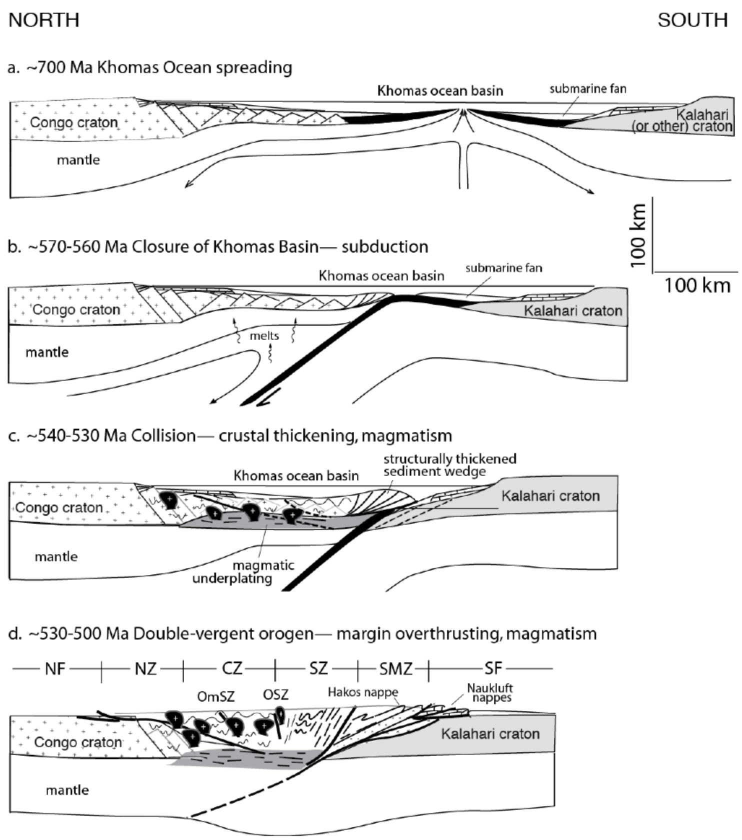
بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ : ۱ آوج که معرّف گسترش سنگ‌های آتشفشانی در بین توالی های سنگی کرتاسه (واحدهای K1V، در غرب و شمال غرب آوج می‌باشد. لازم به ذکر است این نقشه زمین‌شناسی بخش غربی تا شمال غربی پهنه ساختاری سنندج – سیرجان را پوشش می‌دهد.

نوارها و مجموعه‌های افیولیتی

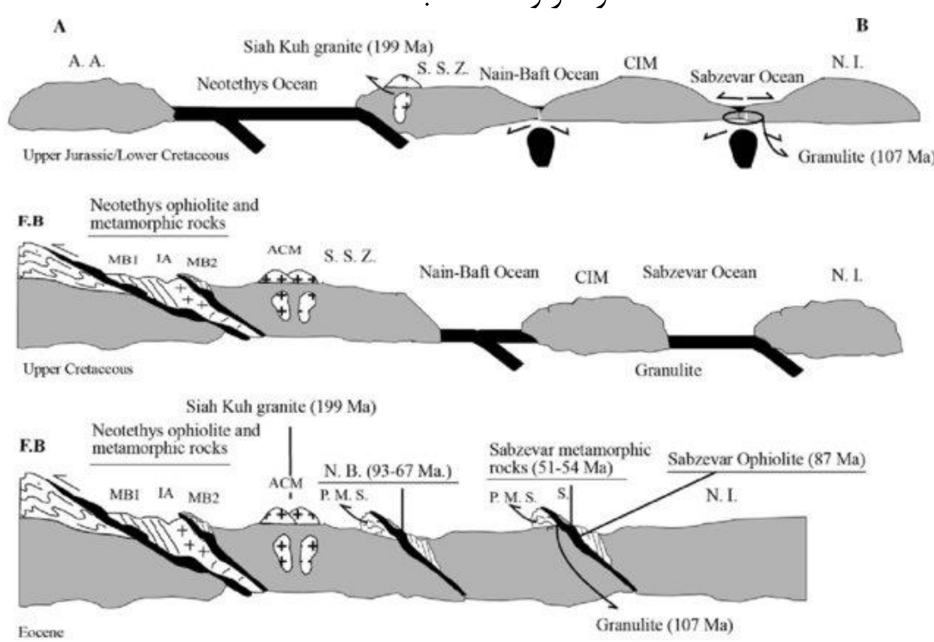
به طور کلی افیولیت‌ها بر محل بسته‌شدن اقیانوس‌ها منطبق هستند و در فهم تحولات زمین‌شناسی هر منطقه بسیار مهم هستند. ولی همیشه فرایند ریفت‌زایی و اقیانوس زایی یک فرایند کامل نیست و ممکن است در هر مرحه از دوره تکوین خود، ناتمام بماند. از این رو ممکن است در همه مناطقی که معرف بسته‌شده حوضه‌های اقیانوسی هستند توالی افیولیتی کامل نباشد. در مجموع افیولیت‌ها با حضور بقایای لیتوسفر گوشته‌ای و و جود سنگ‌های اولترامافیک نظیر دونیت لرزولیت، هارزبورژیت، ورلیت، پیروکسنیت شناخته می‌شوند. معمولاً توالی افیولیت را به دو بخش تقسیم می‌کنند که عبارتند از: سکانس پوسته‌ای و سکانس گوشته‌ای. سکانس پوسته‌ای معمولاً از بالا به پایین شامل آهک‌های پلاژیک، مجموعه آتشفشانی – رسوبی با ماهیت توفیتی، گدازه‌های بازالتی (بازالتهای بالشی)، دایک‌های ورقه‌ای دیابازی، یوریت و گابروهای توده‌ای یا لایه‌ای می‌باشند. ضخامت این بخش حدود ۵ تا ۷ کیلومتر می‌باشد. سکانس گوشته‌ای شامل دونیت لرزولیت، هارزبورژیت، ورلیت، پیروکسنیت و ... می‌باشد. خط مرزی بین این دو سکانس، مرز موهو می‌باشد.



تصویری نمادین از تشکیل یک حوضه اقیانوسی از مرحله جنینی تا توسعه کامل.



فوستر و گاسکامب، ۲۰۱۳



عمرانی وهمکاران، ۲۰۱۳

تصاویری نمادین از بسته شدن یک حوضه اقیانوسی تا مرحله برخورد قاره‌ای و تشکیل افیولیت (نوارهای سیاهرنگ در مرحله پایینی در هر دو شکل).

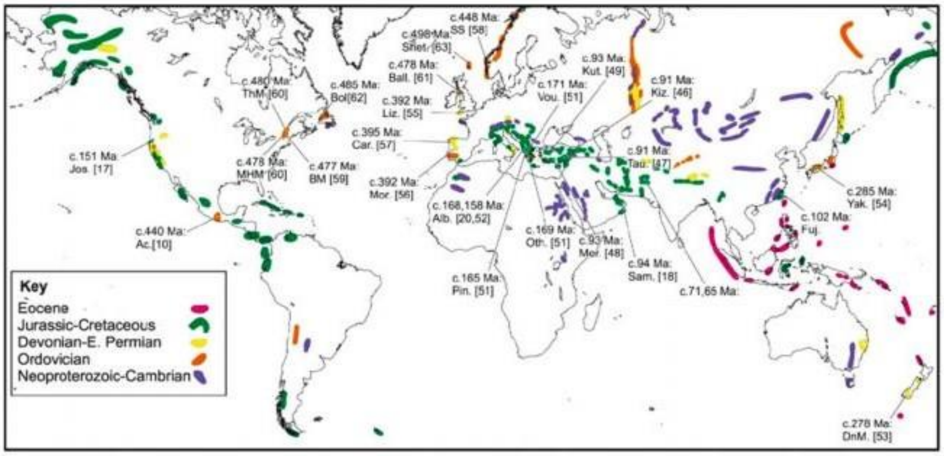


Fig. 1. Distribution of belts of Phanerozoic ophiolites cited in the text, including major Neoproterozoic and Phanerozoic occurrences. Note that ophiolites of several age pulses are represented in most belts. Scandinavian ophiolites [2], Mediterranean and western Asia ophiolite distribution [3], Central Asian ophiolites [4] apart from [5], western Pacific ophiolites [6], Uralian ophiolites [7], Alaskan ophiolites [8], western North American, Central American and Caribbean ophiolites [9] apart from [10,11], southern South American ophiolites [12,13]. Shet.: Shetland; Ball.: Ballantrae; ThM: Thetford Mines; MHM: Mont Ham Massif; BoI: Bay of Islands; BM: Boil Mountain; SS: Solund-Stavfjord; Car.: Careon; Ac.: Acatlán; Mor.: Morais; Liz.: Lizard; Yak.: Yakuno; DnM: Dun Mountain; Vou.: Vourinos; Oth.: Othris; Alb.: Albanian; Pin.: Pindos; Jos.: Josephine; Fuj.: Fujian; Sam.: Samail; Kut.: Kutahya; Mer.: Mersin; Tau.: Tauride; MB: Muslim-Bagh.

g. 1 Distribution of ophiolite belts worldwide (from Vaughan and Scarrow 2003)

نقشه نشان‌دهنده پراکندگی نوارها یا مجموعه‌های افیولیتی در کل کره زمین در دوره‌های زمانی مختلف. رنگ بنفش : نئوپروتروزوئیک – کامبرین، رنگ نارنجی : اردوویسین، رنگ زرد : دونین – پرمین پیشین، رنگ سبز : ژوراسیک – کرتاسه، رنگ قرمز – سرخابی : ائوسن (اقتباس از ووگان و اسکارو، ۲۰۰۳).

لازم به ذکر است اگرچه در این شکل، به افیولیت‌های ایران عمدتاً به دوره زمانی ژوراسیک – کرتاسه نسبت داده شده‌اند ولی در ایران افیولیت‌های مربوط به اواخر نئوپروتروزوئیک و دونین-پرمین نیز رخنمون دارند. البته فراوانی افیولیت‌های کرتاسه پسین در ایران نسبت به سایر دوره‌های زمانی به مراتب بیشتر است (در این ارتباط به شکل های بعدی توجه نمایید). افیولیت‌های اواخر نئوپروتروزوئیک ایران در جندق، رباط پشت بادام، ماه نشان، خوی و سرو مشاهده شده‌اند. افیولیت‌های دونین-پرمین ایران بر راستای پالئوتتیس منطبق هستند و در مناطقی مانند شمال فریمان، غرب تربت جام، پیرامون مشهد، پیرامون رشت – اسالم – شاندرمن رخنمون دارند. افیولیت‌های کرتاسه پسین در پیرامون فنوج، خاش، نهبندان، بیرجند، تربت حیدریه، سبزوار، نائین، دهشیر، بافت، صحنه، هرسین، نیریز، کرمانشاه و خوی رخنمون دارند.

در ادامه تصاویر بارزی از ویژگی‌های واحدهای سنگی سازنده افیولیت‌ها و چگونگی گسترش آنها در کل کره زمین، ایران و کشورهای همجوار نشان داده شده است.

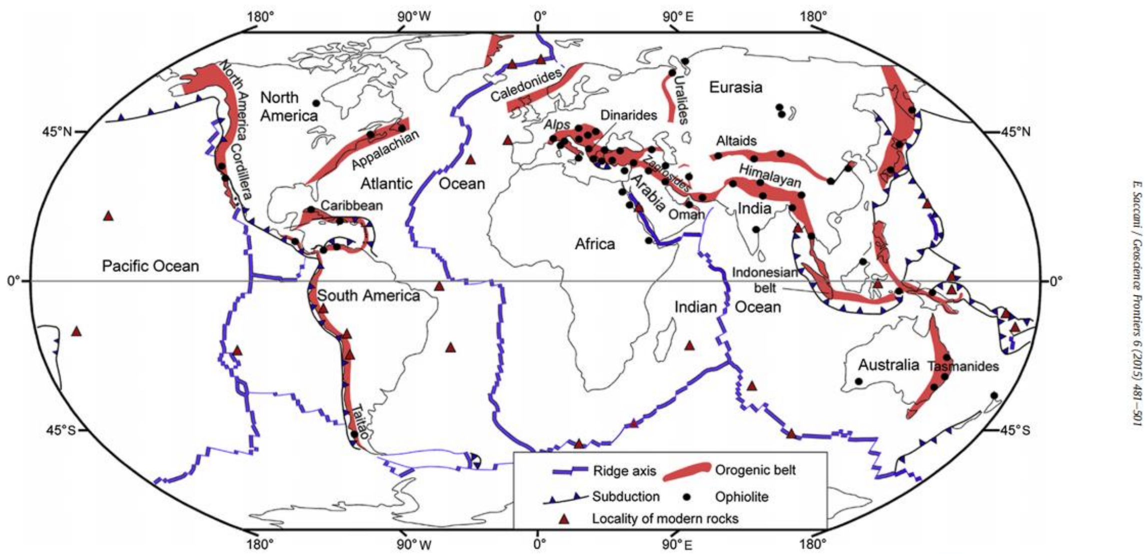
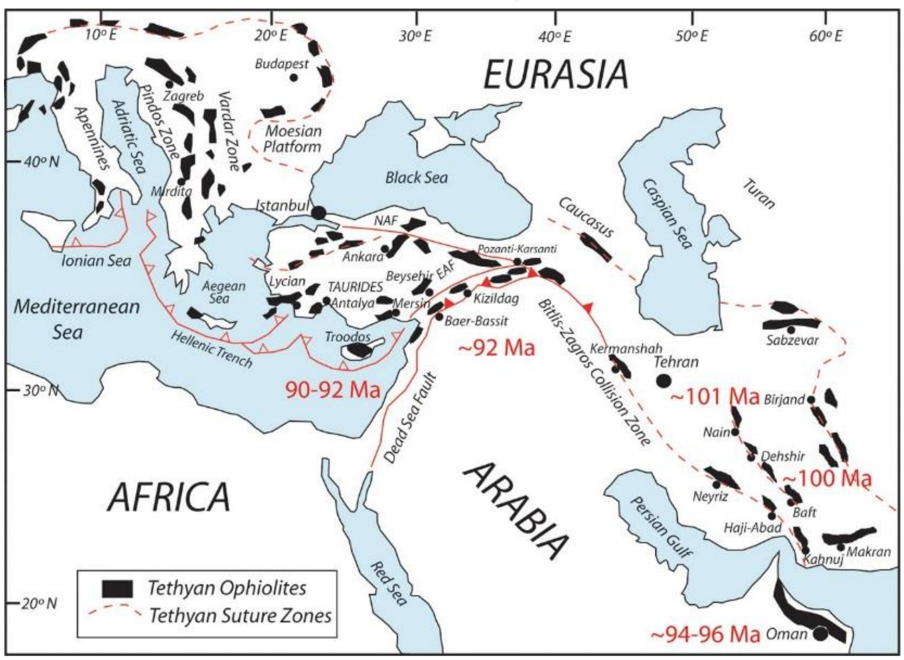
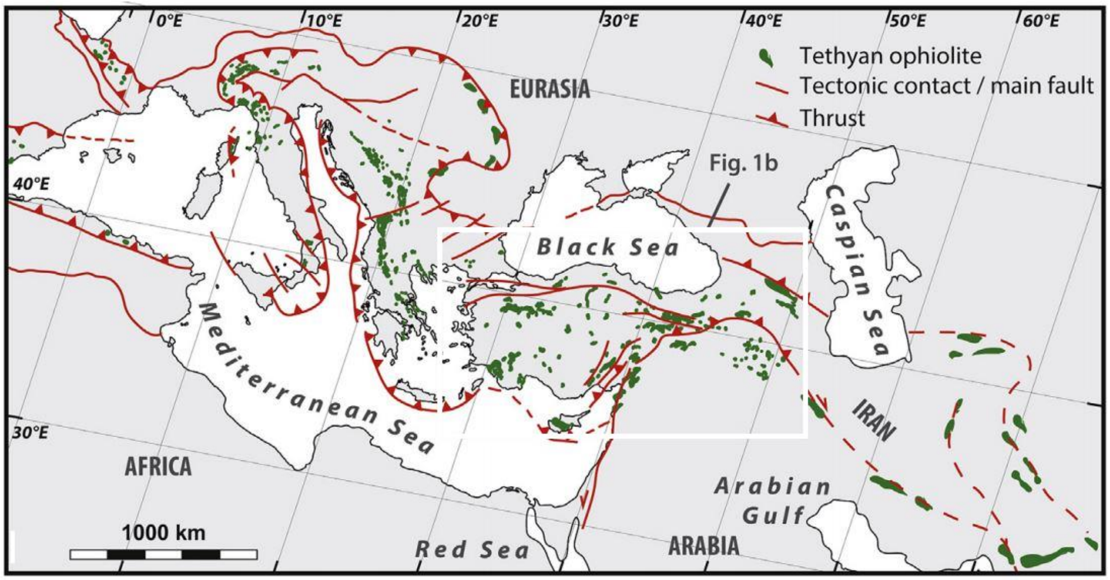


Figure 1. Global distribution of major Proterozoic and Phanerozoic ophiolitic belts, as well as location of ophiolites and modern rocks used in this paper (for details, see Table 1).

نقشه نشان‌دهنده پراکندگی نوارها یا مجموعه‌های افیولیتی در کل کره زمین در دوره‌های زمانی مختلف.
سکسانی (Saccani)، ۲۰۱۵

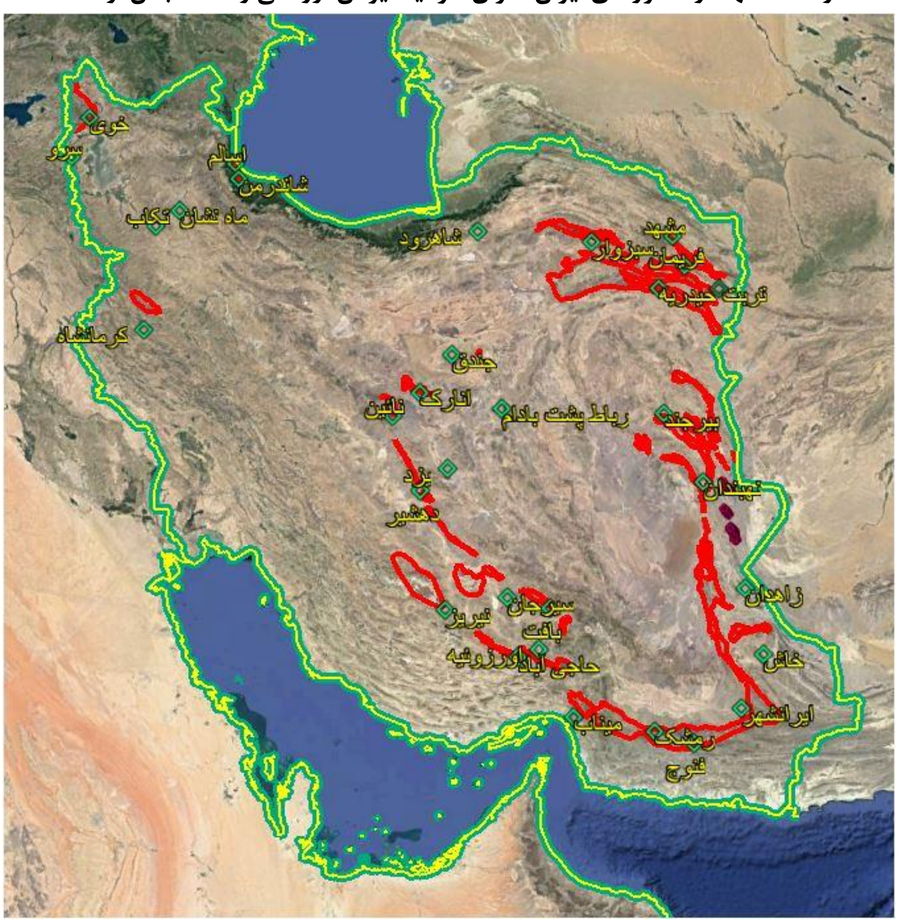


نقشه پراکندگی مجموعه‌های افیولیتی ایران و ادامه آنها در کشورهای عراق، ترکیه، یونان، رومانی و ...
(اقتباس از شفایی مقدم، ۲۰۱۳).

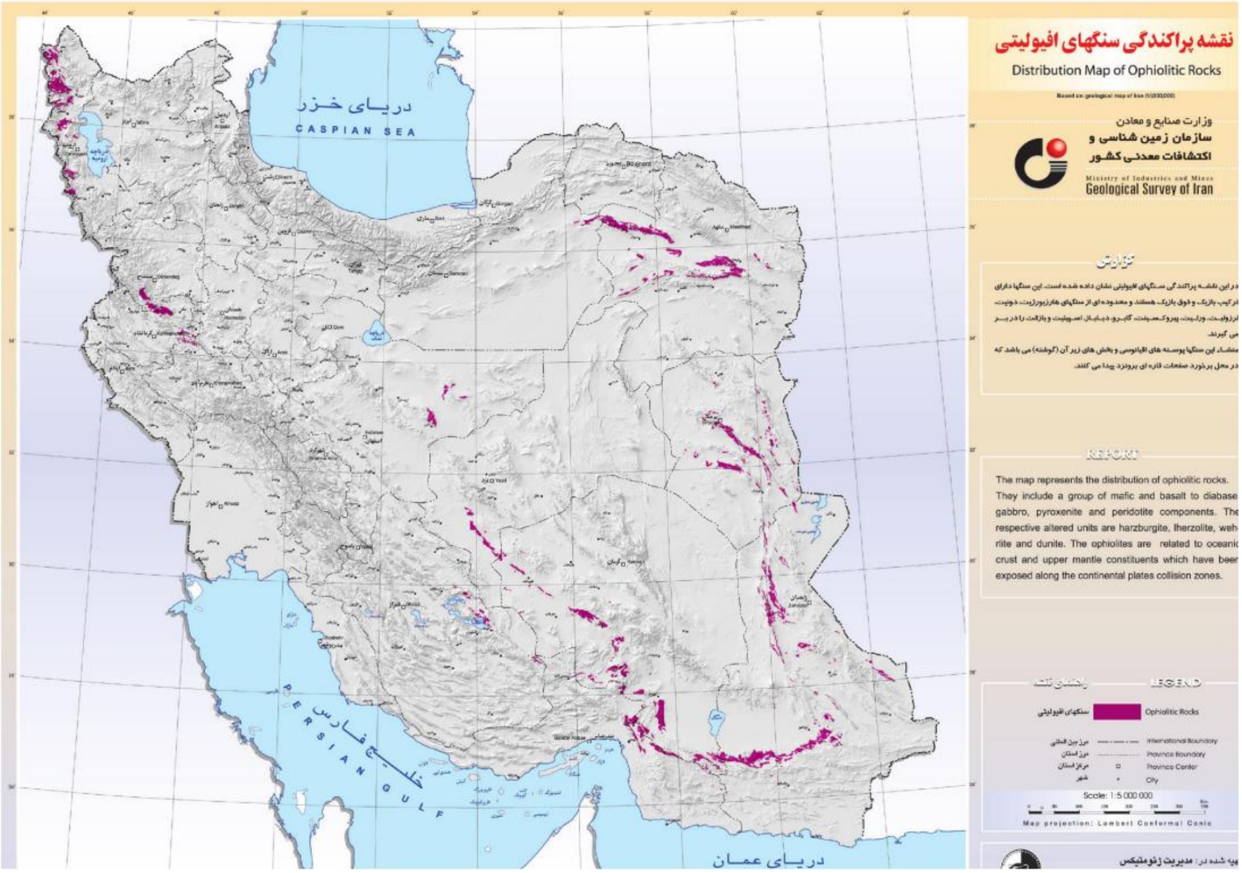


تصویر دیگری از نقشه پراکندگی مجموعه‌های افیولیتی ترکیه

و ادامه آنها در کشورهای ایران، عراق، ترکیه، یونان، رومانی و ... (اقتباس از ؟).

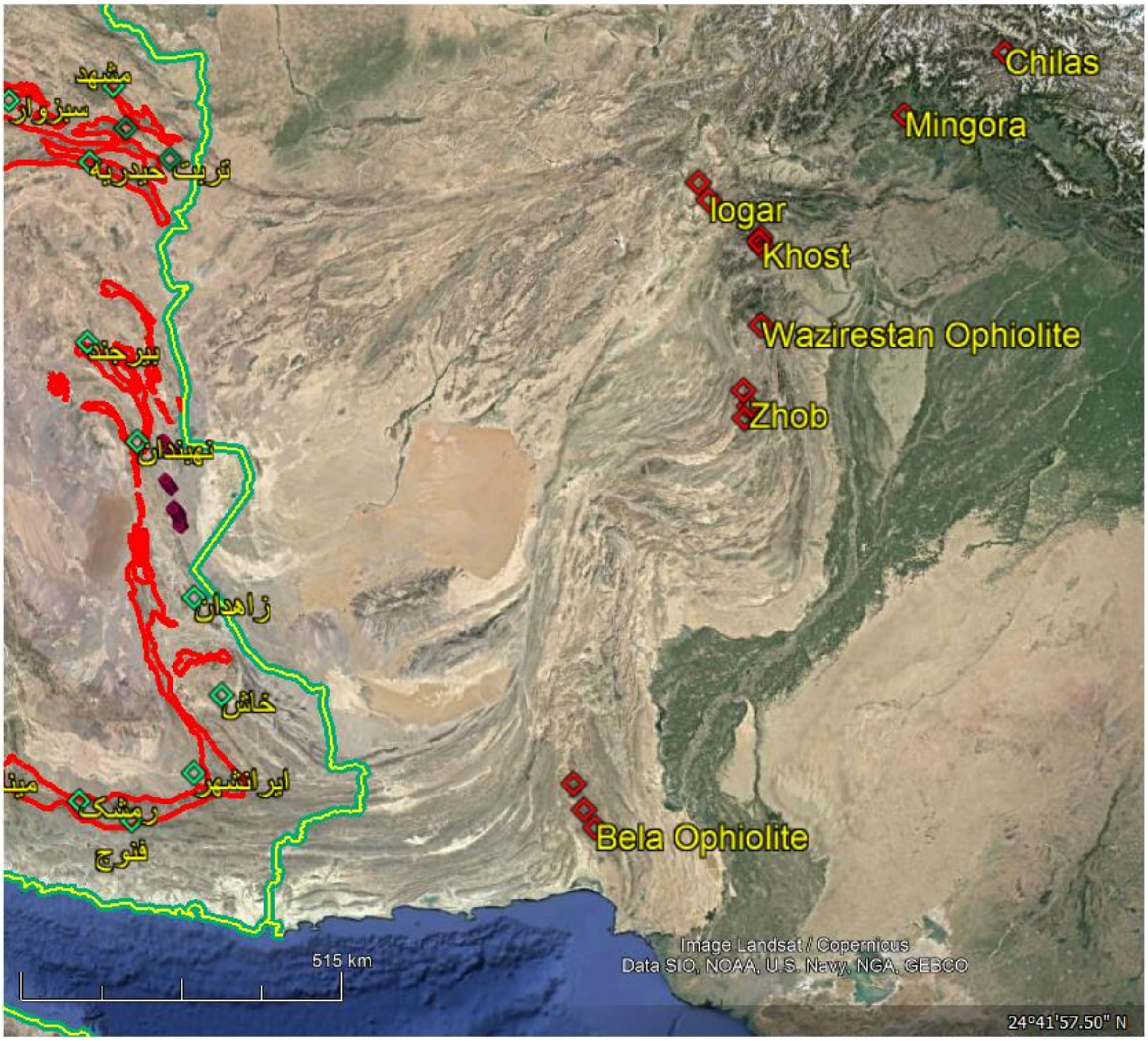


تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده مجموعه‌ها یا نوارهای افیولیتی ایران.

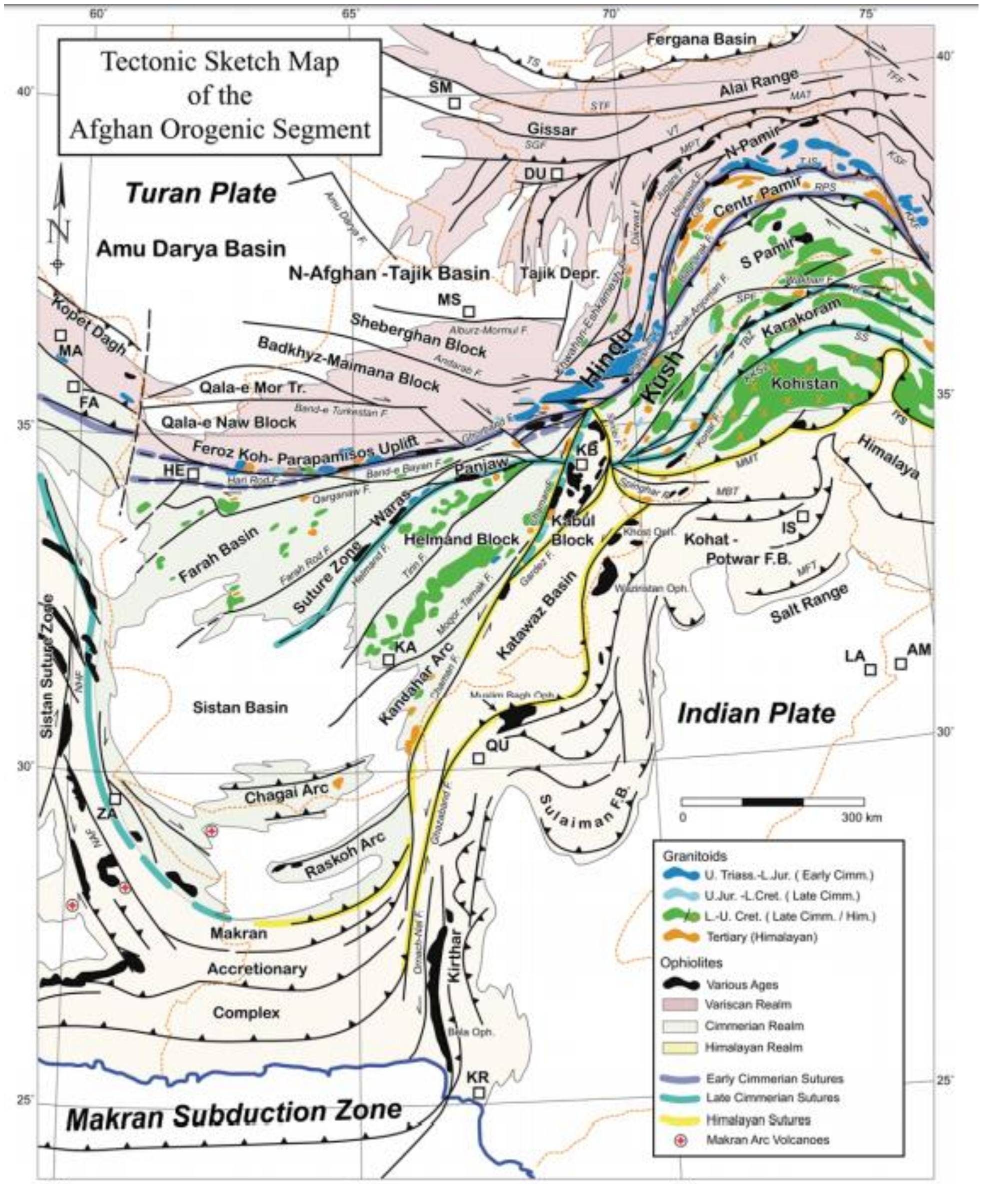


نقشه پراکندگی مجموعه‌ها یا نوارهای افیولیتی شرق ایران

(اقتباس از انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور).

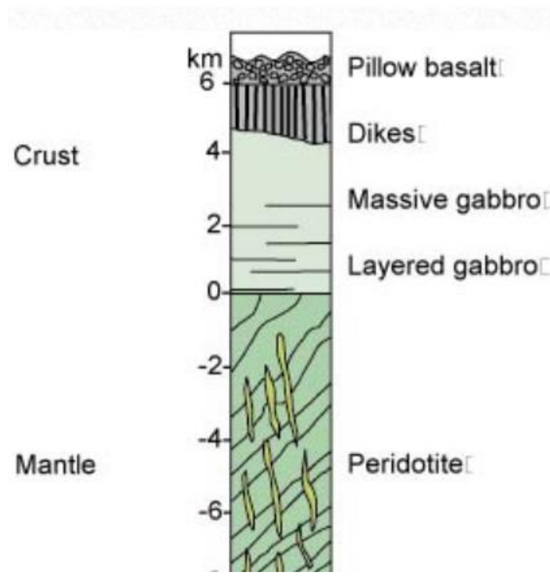


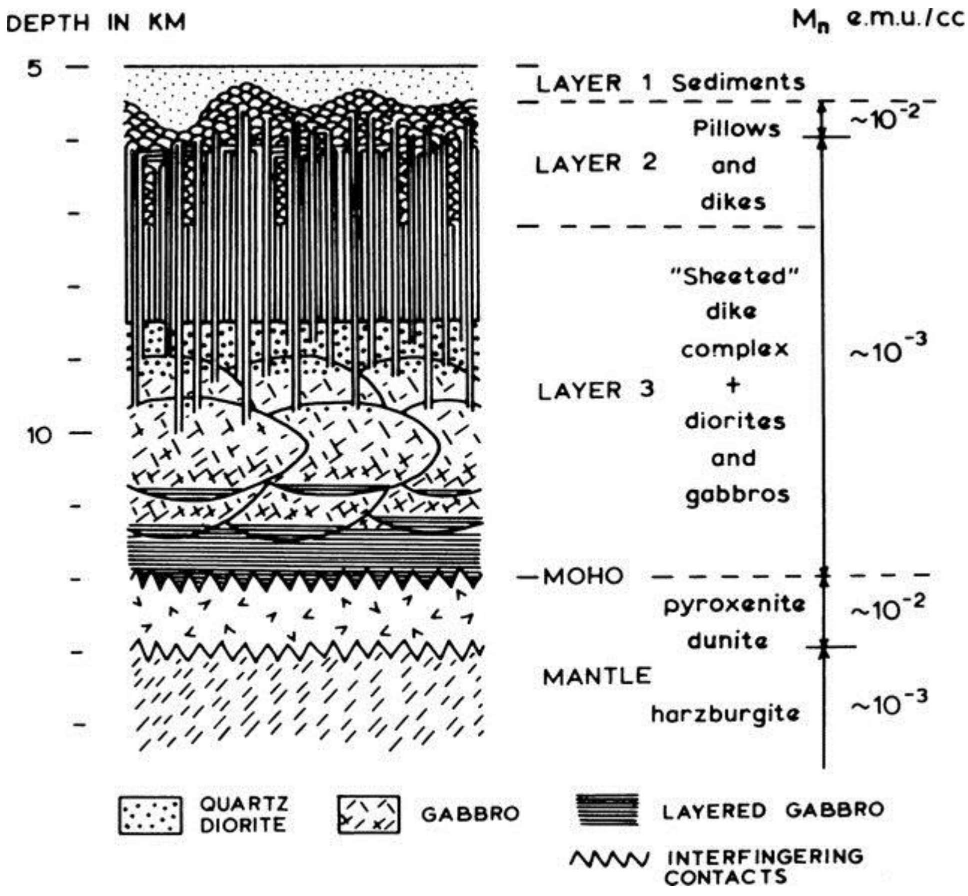
تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده مجموعه‌ها یا نوارهای افیولیتی شرق ایران و پاکستان و افغانستان.



Tectonic sketch map of the Afghan orogenic segment, compiled from: Wolfart & Wittekindt (1980), Tirrul *et al.* (1983), Boulin (1988, 1990), Baud & Stampfli (1989), Bender & Raza (1995), Badshah *et al.* (2000), Schwab *et al.* (2004), Ulmishek (2004), Doebrich & Wahl (2006), Abdullah & Chmyriov (2008), Haghipour (2009), Cowgill (2010), Aghanabati & Ghorbani (2011), Schmidt *et al.* (2011), Zanchi & Gaetani (2011), Robinson *et al.* (2012), Angiolini *et al.* (2013) and Zanchetta *et al.* (2013). CBF, Central Badakhshan/Vanch Akbaytal Fault; KF, Kilik Fault; KKF, Karakoram Fault; KKSZ, Karakoram–Kohistan Suture Zone; KSF, Kongur Shan Fault; MAT, Main Alai Thrust; MBT, Main Boundary Thrust; MFT, Main Frontal Thrust; MMT/IYS, Main Mantle Thrust/Indus–Yarlung Suture; MPT, Main Pamir Thrust; NAF, Nostratabad Fault; NHF, Nehbandan Fault; RPS, Rushan Pshart Suture; SGF, South Gissar Fault; SPF, South Pamir Fault; SS, Shyok Suture; STF, Scytho–Turanian Fault; TBZ, Tirich Mir Boundary Zone; TFF, Talas–Fergana Fault; TJS, Tanymas–Jinsha Suture; TS, Turkestan Suture; VT, Vakhsh Thrust.

نقشه زمین‌شناسی نشان دهنده ساختارهای تکتونیکی بزرگ مقیاس شرق ایران و کشورهای افغانستان، پاکستان، هند و چین، همراه با مجموعه‌ها یا نوارهای افیولیتی آنها (مناطق تیره رنگ). این افیولیت‌ها بر محل بسته شدن نئوتتیس در کرتاسه پسین منطبق می‌باشند. سن کرتاسه پسین در واقع جوانترین سنی است که از واحدهای رسوبی آنها نظیر رادیولاریت‌ها و آهک‌های پلاژیک به دست آمده است و در مواردی نیز بر تعیین سن پلاژیوگرانیت‌ها استوار می‌باشد.





مدل شماتیک نشان دهنده ستون چینه‌شناسی یا سنگ‌شناسی یک مجموعه افیولیتی منظم یا کلاسیک.

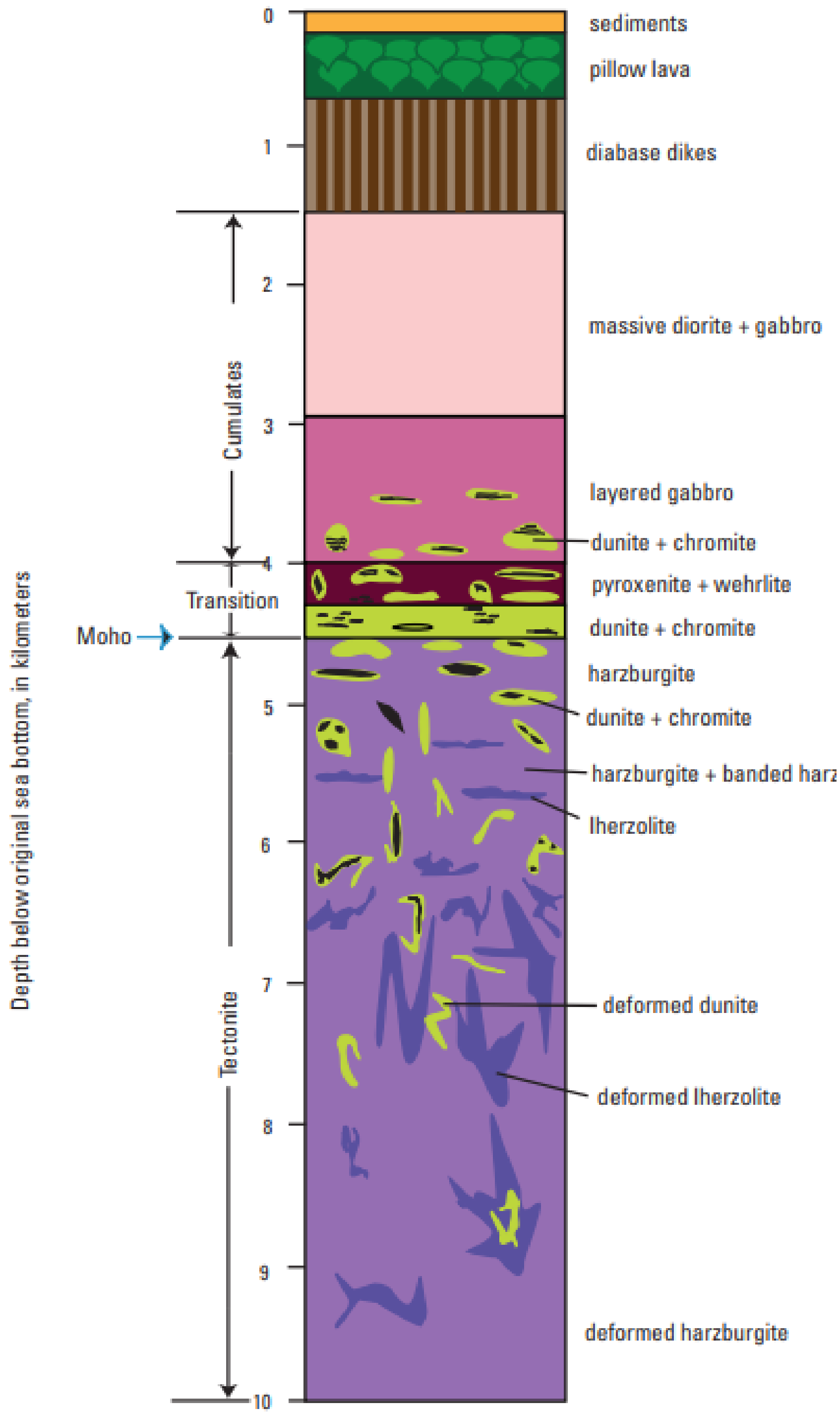
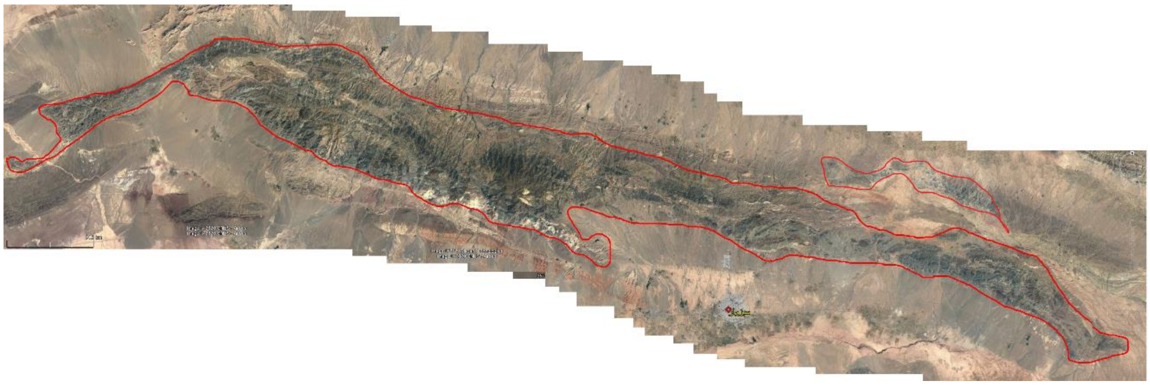


Figure 3. Generalized stratigraphic column of an ophiolite sequence showing the zones with their lithologies and the distribution of podiform chromite (black blebs) (modified after Dickey, 1975; Laurent and Kacira, 1987; and Leblanc, 1987).

تصویری دیگر از مدل شماتیک نشان دهنده ستون چینه‌شناسی یا سنگ‌شناسی یک مجموعه افیولیتی منظم یا کلاسیک.



تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده گسترش نوار افیولیتی سبزوار. طول این نوار حدود ۱۹۰ کیلومتر است و حداکثر پهنای آن نیز به حدود ۲۰ کیلومتر می‌رسد. موقعیت شهر سبزوار در این تصویر نشان داده شده است.

دورنمایی از توالی آتشفشانی - رسوبی کرتاسه پسین جنوب سبزوار، پیرامون روستای فضل آباد. بخش روشن بالایی آهک های نازک‌لایه پلاژیک می‌باشند. این لایه‌های آهکی تقریباً جوانترین و بالاترین افق این توالی آتشفشانی رسوبی را به خود اختصاص می‌دهند.

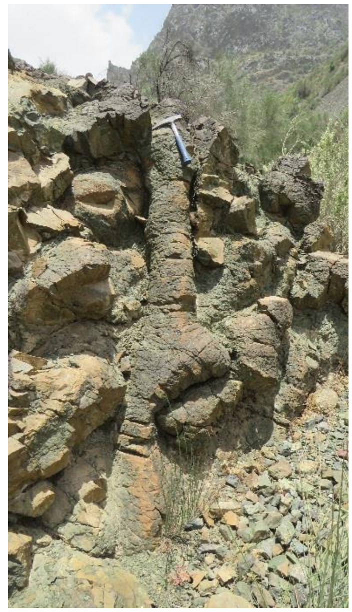
دورنمایی از توالی آتشفشانی – رسوبی متشکل از لایه‌های متناوب توفیت و گدازه (افق های با مورفولوژی برجسته‌تر) متعلق به توالی آتشفشانی – رسوبی کرتاسه پسین جنوب سبزوار، پیرامون روستای لندران.

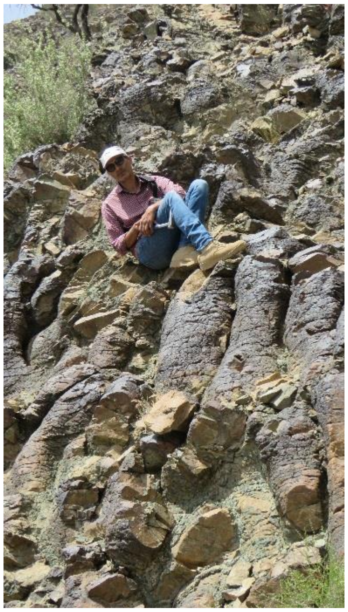
دورنمایی از توالی آتشفشانی – رسوبی متشکل از لایه‌های متناوب توفیت‌های ارغوانی، سبز و خاکستری متعلق به توالی آتشفشانی – رسوبی کرتاسه پسین جنوب سبزوار، کیلومتر ۹۰ جاده سبزوار – بردسکن.

دورنمایی از توالی آتشفشانی – رسوبی متشکل از لایه‌های متناوب توفیت‌های سبز و خاکستری رنگ متعلق به توالی آتشفشانی – رسوبی کرتاسه پسین جنوب سبزوار، کیلومتر ۹۰ جاده سبزوار – بردسکن.

تصویری از گدازه‌های بالشی بازالتی موجود در توالی آتشفشانی – رسوبی کرتاسه پسین جنوب سبزوار، کیلومتر ۹۰ جاده سبزوار – بردسکن.

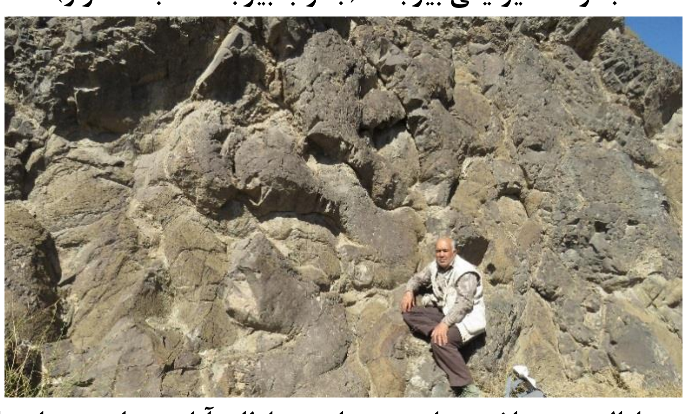
نمای نزدیکی از گدازه‌های بالشی بازالتی موجود در توالی آتشفشانی – رسوبی کرتاسه پسین جنوب سبزوار، کیلومتر ۹۰ جاده سبزوار – بردسکن.





جنوب روستای آوِنون – جنوب بافت (منطقه اسفندقه کرمان)

مجموعه افیولیتی بیرجند (جنوب بیرجند – جاده مزار)



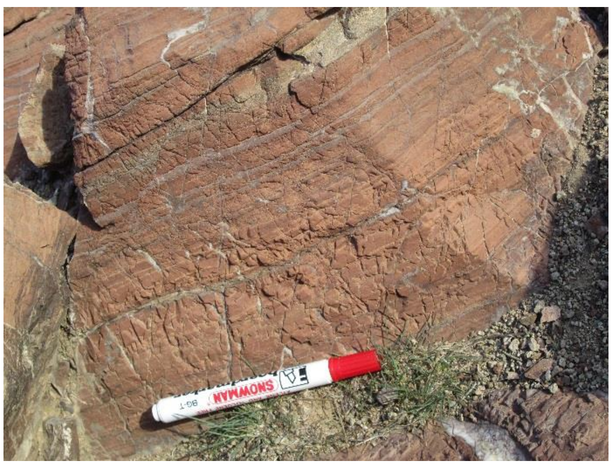
تصویری از گدازه‌های بالشی بازالتی در حاشیه جاده سبزوار – سلطان آباد بعد از روستای باغجر (سمت غرب جاده). به ساختار بالشی بسیار زیبا در این رخنمون توجه نمایید.

تصویری از گدازه‌های بالشی بازالتی در شمال کوه بی بی مریم وابسته به مجموعه افیولیتی کرتاسه پسین نهبندان که گدازه‌های بازالتی بالشی آن، ساختی شبیه به پسته‌های خندان (دهان باز) نشان می‌دهند. این ساخت بسیار زیبا است و تاکنون کمتر گزارشی از این نوع گدازه‌های بازالتی بالشی منتشر شده است.

تصویری از توربیدایت‌های موجود در توالی آتشفشانی – رسوبی کرتاسه پسین جنوب سبزوار، کیلومتر ۹۰ جاده سبزوار – بردسکن.

نمایی از توالی آتشفشانی - رسوبی کرتاسه پسین جنوب سبزوار، کیلومتر ۹۰ جاده سبزوار – بردسکن. در این تصویر توقیت‌های شیلی و ماسه‌ای با رنگ ارغوانی و سبز دیده می‌شوند.

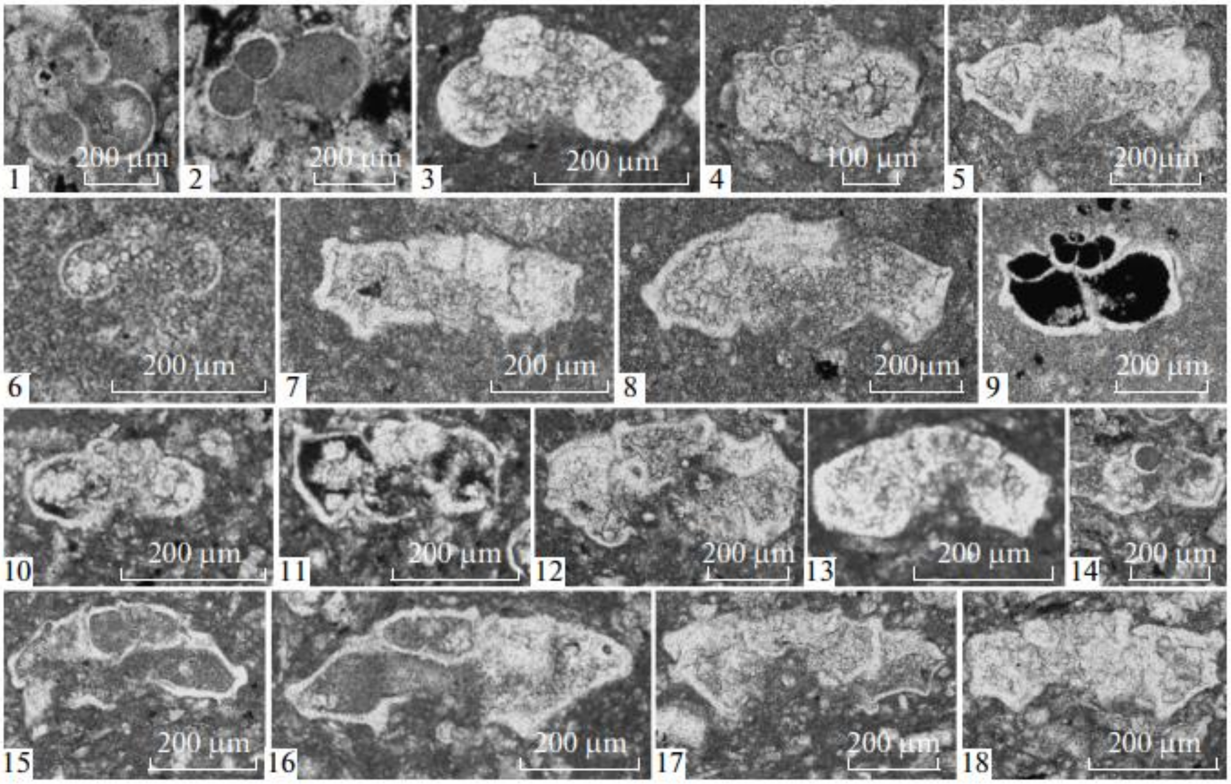
نمایی نزدیکی از توفیت‌های سبزرنگ متعلق به توالی آتشفشانی - رسوبی کرتاسه پسین جنوب سبزوار. شمال روستای فضل آباد



نماهای نزدیکی از آهک‌های پلاژیک قرمز- ارغوانی متعلق به توالی آتشفشانی - رسوبی کرتاسه پسین میلوئیه، شمال‌شرق سیرجان. درزه‌ها و شکستگی‌ها توسط رگه‌های کلسیتی سفید رنگ پر شده‌اند. در تصویر سمت چپ لایه‌بتدی بسیار نازک یا لامیناسیون این سنگ‌ها به وضوح دیده می‌شود.

دورنمایی از آهک های نازک‌لایه پلاژیک کرم رنگ در جنوب روستای فضل آباد متعلق به توالی آتشفشانی - رسوبی کرتاسه پسین جنوب سبزوار. به ضخامت نسبتاً زیاد و چین خوردگی شدید این واحد سنگی توجه نمایید.

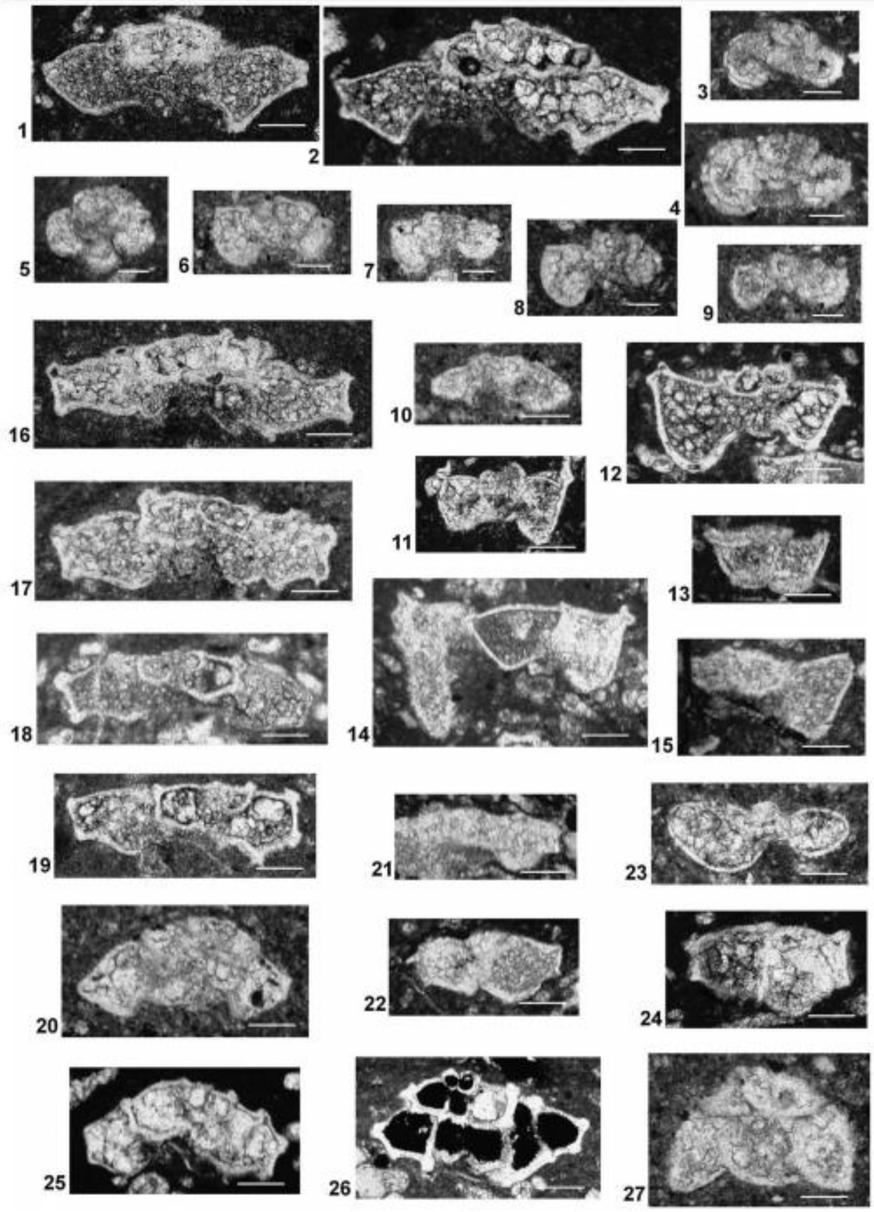
نمایی نزدیکی از آهک‌های نازک‌لایه پلاژیک در جنوب روستای فضل آباد متعلق به توالی آتشفشانی - رسوبی کرتاسه پسین جنوب سبزوار. به چین خوردگی شدید سنگ‌ها توجه نمایید.



Late Cretaceous (late Turonian–Coniacian) planktonic foraminifera obtained from pelagic limestones of Çatak 1 section: (1) *Hedbegella* sp., sample ÇTK1-L; (2) *Hedbegella* sp.. sample ÇTK1-L; (3) *Hedbergella planispira* Tappan, 1940, sample ÇTK1-M; (4) *Marginotruncana* sp., sample ÇTK1-M; (5) *Marginotruncana* cf. *coronata* (Bolli, 1945), sample ÇTK1-M; (6) *Hedbergella* sp., sample ÇTK1-N; (7) *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno, 1967, sample ÇTK1-N; (8) *Marginotruncana coronata* (Bolli, 1945), sample ÇTK1-N; (9) *Archaeoglobigerina* sp., sample ÇTK1-N; (10) *Praeglobotruncana* sp., sample ÇTK1-Ö; (11) *Praeglobotruncana* sp., sample ÇTK1-Ö; (12) *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno, 1967, sample ÇTK1-Ö; (13) *Praeglobotruncana* sp., sample ÇTK1-P; (14) *Praeglobotruncana* sp., sample ÇTK1-P; (15) *Marginotruncana coldreriensis* (Gandolfi, 1957), sample ÇTK1-P; (16) *Marginotruncana sigali* (Reichel, 1950), sample ÇTK1-P; (17) *Marginotruncana* cf. *coronata* (Bolli, 1945), sample ÇTK1-O; (18) *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno, 1967, sample ÇTK1-O.

STRATIGRAPHY AND GEOLOGICAL CORRELATION Vol. 24 No. 2 2016

تصاویری از فرامینیفرهای پلانکتونیک کرتاسه پایانی (پیسن) بدست آمده از آهک‌های پلاژیک کاتاک (ترکیه) (تورک اوز و همکاران، ۲۰۱۶).

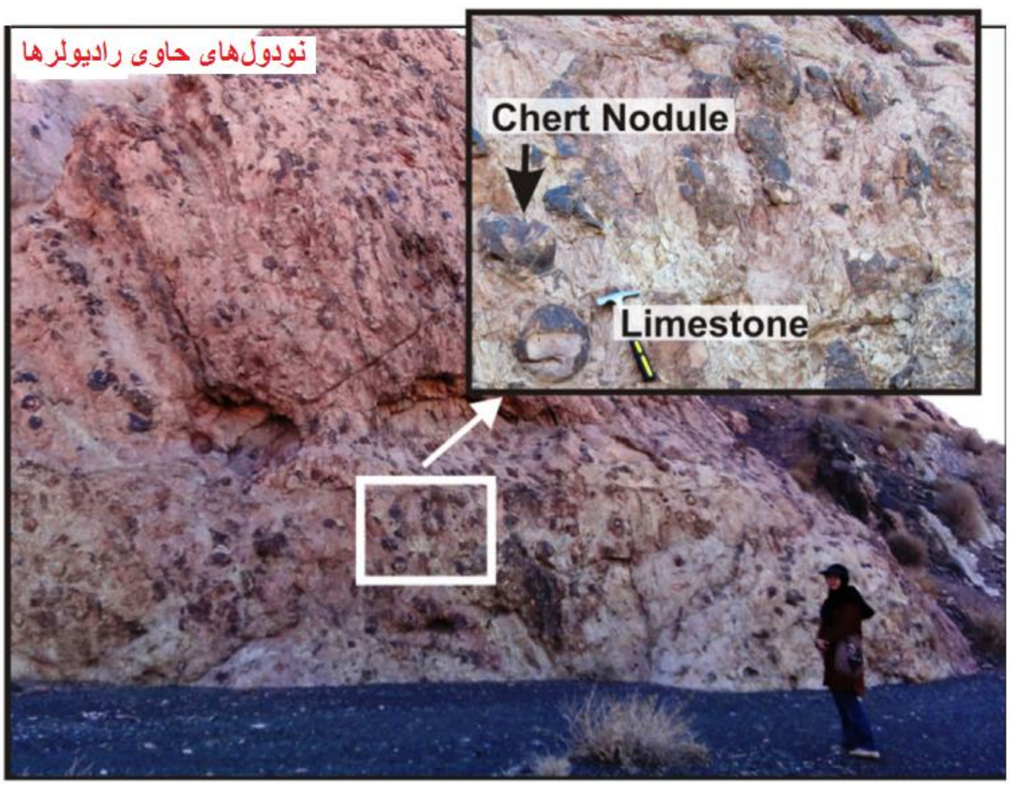


Thin section photomicrographs of some important microfossils from the Upper Cretaceous pelagic limestones (samples 1207, 2658, and 3617) and from the Araç formation (samples 2454, 3397, 3410, and 2411). Scale bar is 0.1 mm. (1 and 2) *Marginotruncana renzi* (Gandolfi, 1942) 2658B. (3 and 4) *Whiteinella praehelvetica* (Trujillo, 1960) 3397C. (5) *Whiteinella paradubia* (Sigal, 1952) 3397C. (6–9) *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli, 1945) 3410. (10) *Dicarinella algeriana* (Caron, 1966) 3410. (11, 14, and 15) *Dicarinella asymetrica* (Sigal, 1952) (11) 2658I, (14) 3617B, and (15) 2454E. (12 and 13) *Dicarinella concavata* (Brotzen, 1934) (12) 3617B and (13) 2658A. (16) *Marginotruncana coronata* (Bolli, 1945) 2658B. (17–19) *Marginotruncana pseudolinneiana* (Pessagno, 1967) (17) 2658A, (18) 3617B, and (19) 2658B. (20) *Marginotruncana schneegansi* (Sigal, 1952) 3410. (21 and 22) *Dicarinella primitiva* (Dalbiez, 1955) 3411. (23) *Hedbergella flandrini* (Porthault, 1970) 1207A. (24) *Globotruncana bulloides* (Vogler, 1941) 2658F. (25 and 26) *Globotruncana arca* (Cushman, 1926) (25) 2658E and (26) 2658I. (27) *Praeglobotruncana gibba* (Klaus, 1960) 3410.

مقطع نازک برخی از میکروفسیل‌های مهم آهک های پلاژیک کرتاسه بالایی مربوط به کشور ترکیه

(اوکای و همکارن، ۲۰۱۳)

تصویر زیبایی از چرت‌های رادیوار دارنازک لایه چین خورده وابسته به افیولیت‌های کشور عمان.



تصویری از نودول‌های چرتی رادیولرداردرون آهک‌های پلاژیک شمال چاه لوقه (منطقه عشین)

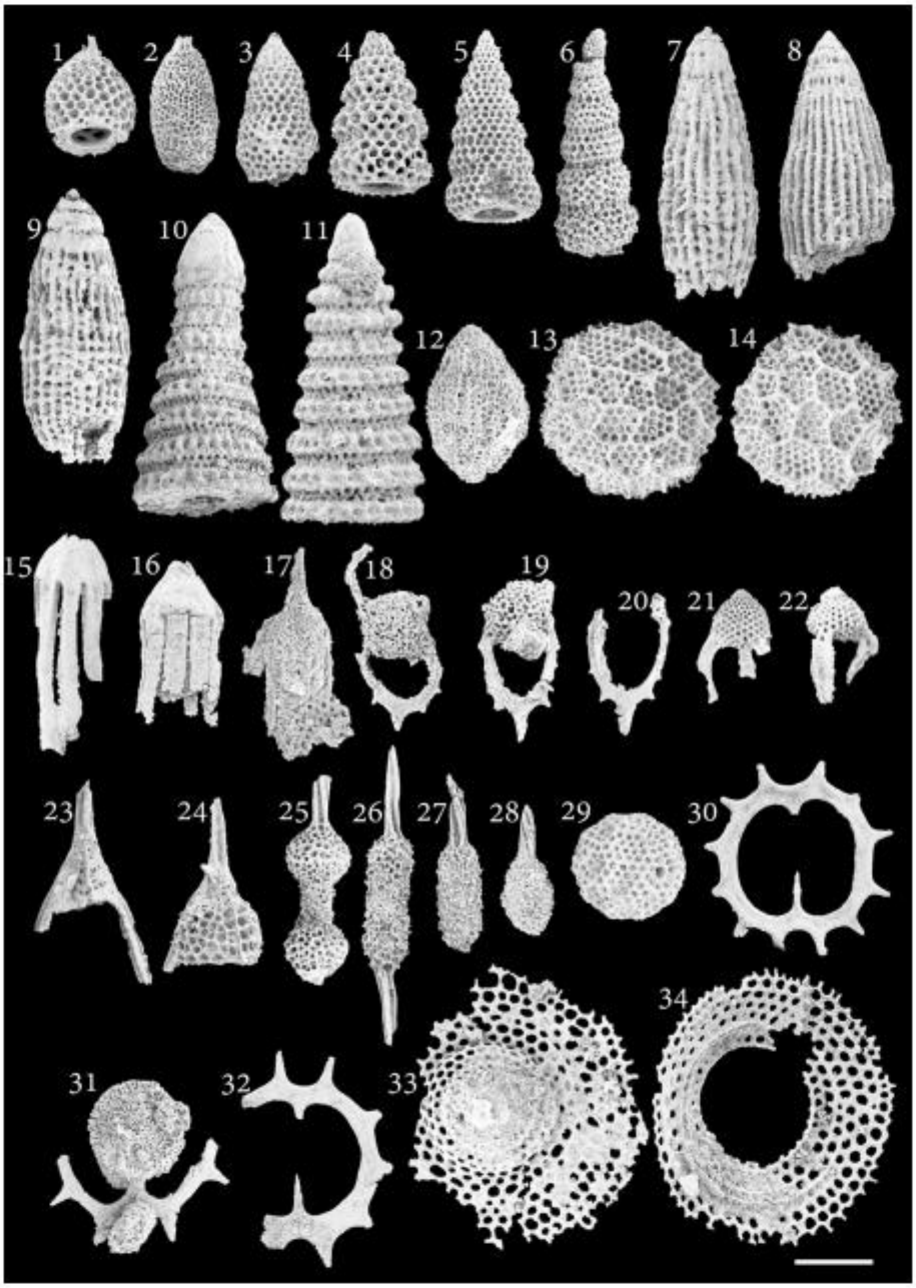


Fig. 3. Scanning electron photomicrographs of radiolarians in chert nodule sample A138 from the Ashin Ophiolite: **(A)** (1) *Rhopalosyringium hispidum* O'Dogherty (GPEM 150401); (2) ?*Phalangites telum* O'Dogherty (GPEM 150402); (3–6) *Stichomitra communis* Squinabol (GPEM 150403-6); (7–9) *Dictyomitra montisserei* (Squinabol) (GPEM 150407-9); (10) *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (Squinabol) (GPEM 150410); (11) *Pseudodictyomitra tiara* (Holmes) (GPEM 150411); (12) *Diacanthocapsa antiqua* (Squinabol) (GPEM 150412); (13, 14) *Archaeocenosphaera? mellifera* O'Dogherty (GPEM 150413, 150414); (15–17) *Afens liriodes* Riedel and Sanflippo (GPEM 150415-17); (18–20) *Vitorfus campbelli* Pessagno (GPEM 150418-20); (21, 22) ?*Annikaella omanensis* De Wever (GPEM 150421, 150422); (23) *Ultranapora* sp. (GPEM 150423); (24) *Ultranapora cretacea* (Squinabol) (GPEM 150424); (25–27) *Archaeospongoprunum bipartitum* Pessagno (GPEM 150425-27); (28) *Archaeospongoprunum cortinaensis* Pessagno (GPEM 150428); (29) *Hemicryptocapsa polyhedra* Dumitrica (GPEM 150429); (30, 32) *Acanthocircus hueyi* (Pessagno) (GPEM 150430, 150432); (31) *Acanthocircus tympanum* O'Dogherty; (33, 34) *Sciadiocapsa speciosa* (Squinabol) (GPEM 150433, 150434). Scale bar = 100 μm.

تصویری از رادیولرهای (میکروفسیل‌های شعاعی شکل یا شعاعیان) جدا شده از رادیولاریت‌های وابسته به مجموعه افیولیتی انارک، منطقه عشین به سن کرتاسه میانی (آلبین و تورونین) (شیردشت‌زاده و همکاران، ۲۰۱۵).

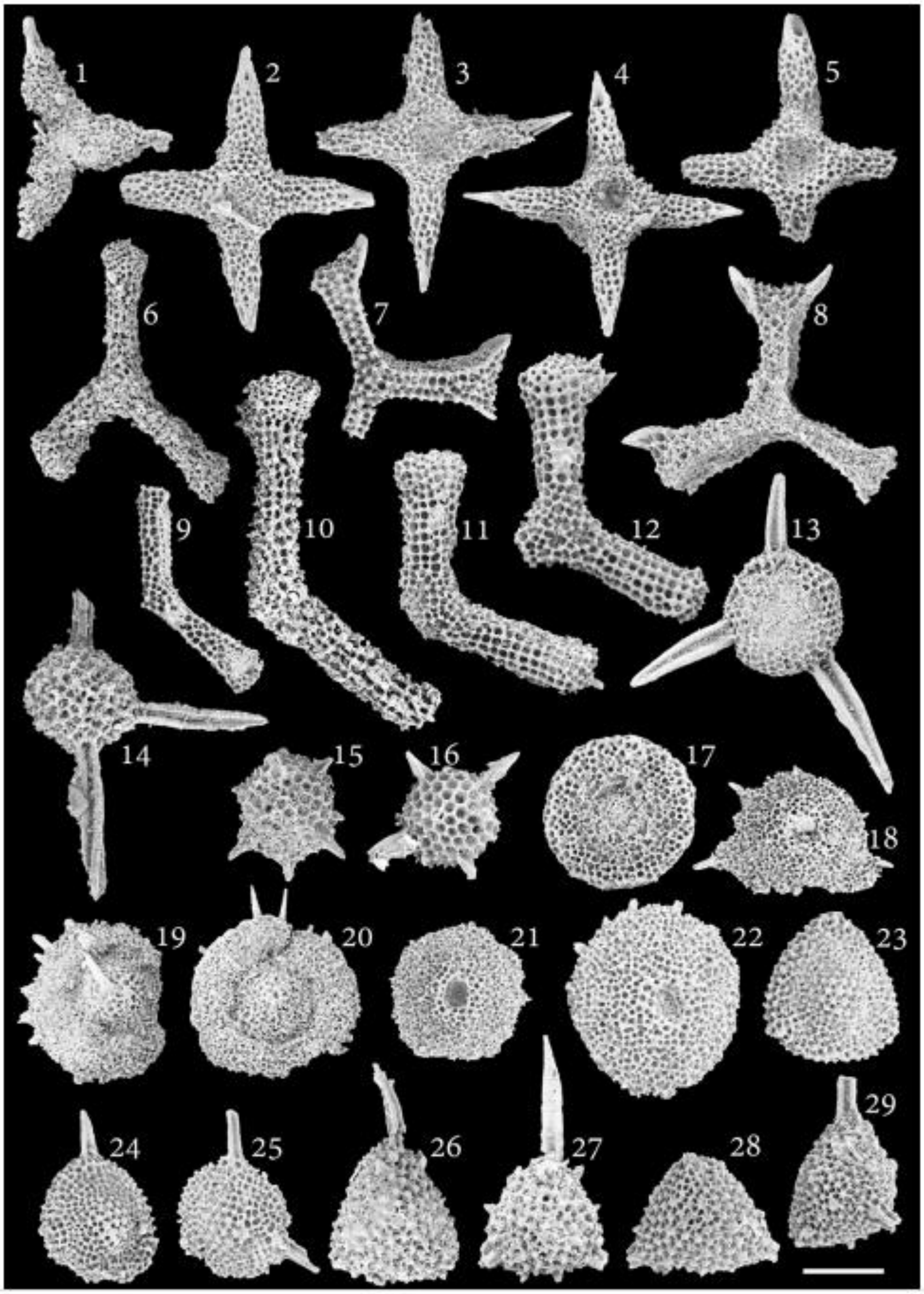
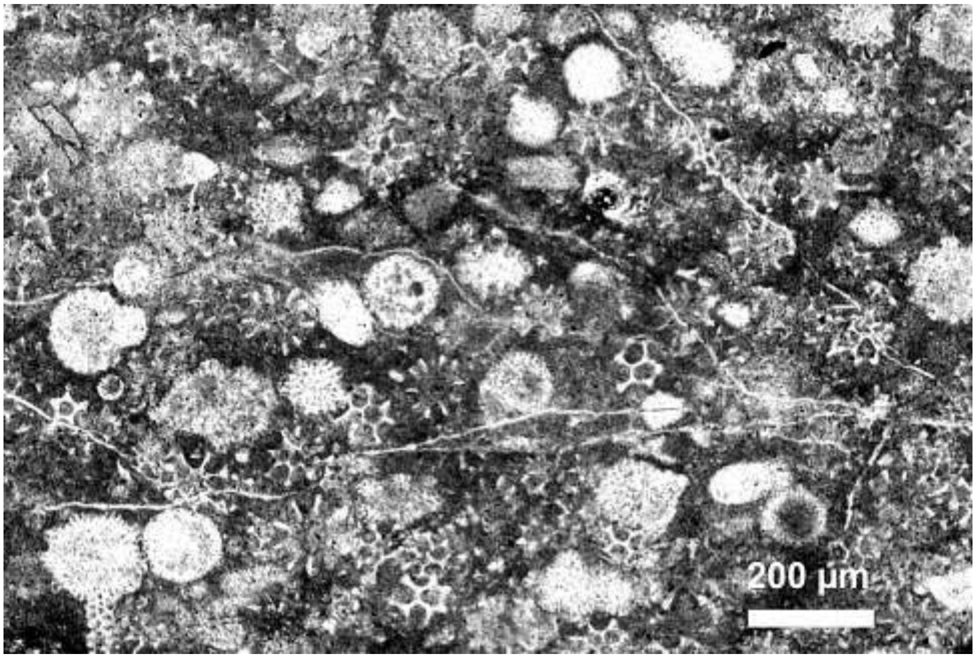


Fig. 4. Scanning electron photomicrographs of radiolarians in chert nodule sample A138 from the Ashin Ophiolite: (1) *Paronella communis* (Squinabol) (GPEM 150501); (2–5) *Crucella cachensis* Pessagno (GPEM 150502-05); (6, 9–12) *Pessagnobrachia fabianii* (Squinabol) (GPEM 150506, 150509-12); (7–8) *Halesium amissum* (Squinabol) (GPEM 150507, 150508); (13) *Triactoma hexeris* O'Dogherty (GPEM 150513); (14) *Acaeniotyle amplissima* (Foreman) (GPEM 150514); (15, 16) gen. et sp. indet. (GPEM 150516, 150516); (17) *Orbiculiforma cf. monticelloensis* Pessagno (GPEM 150517); (18–20) *Patellula ecliptica* O'Dogherty (GPEM 150518-20); (21, 22) *Patellula heroica* O'Dogherty (GPEM 150521, 150522); (23–25) *Pseudoaulophacus putahensis* Pessagno (GPEM 150523-25); (26–29) *Alievium superbum* (Squinabol) (GPEM 150526-29). Scale bar = 100 μm.

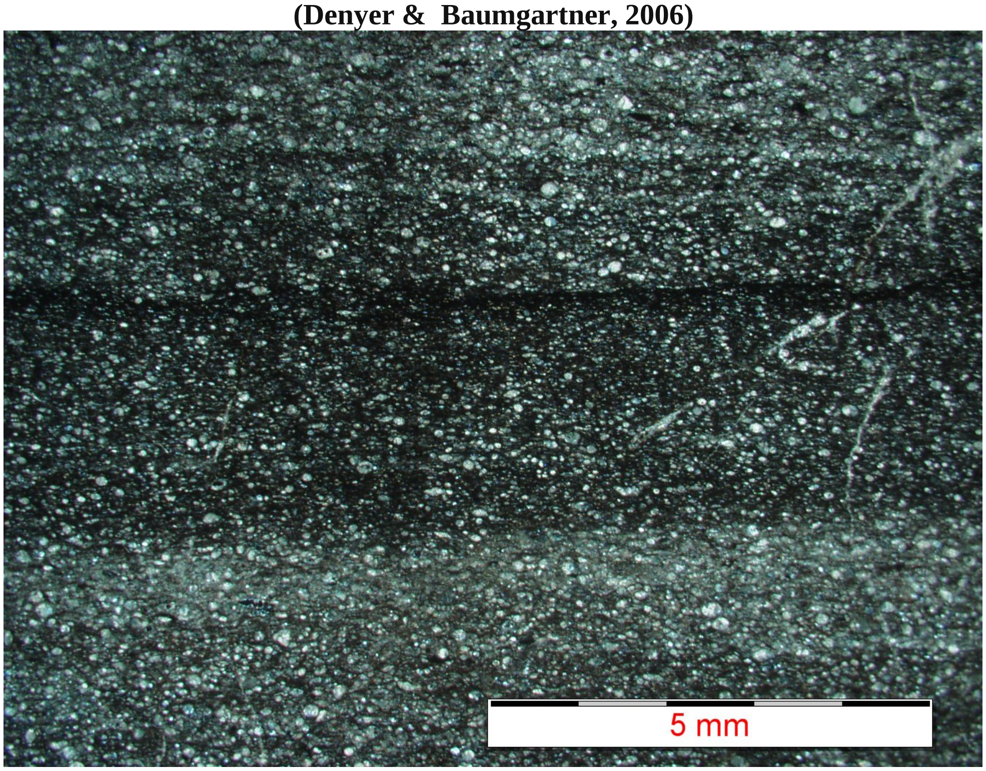
تصویری دیگری از رادیولرهای جدا شده از رادیولاریت‌های وابسته به مجموعه افیولیتی انارک منطقه عشین به سن کرتاسه میانی (آلبین و تورونین) (شیردشت‌زاده و همکاران، ۲۰۱۵).



تصویری از رادیولاریت‌ها در مقطع نازک به ساختار چند حجره‌ای و برش‌های تقریباً مدور آنها توجه نمایید.

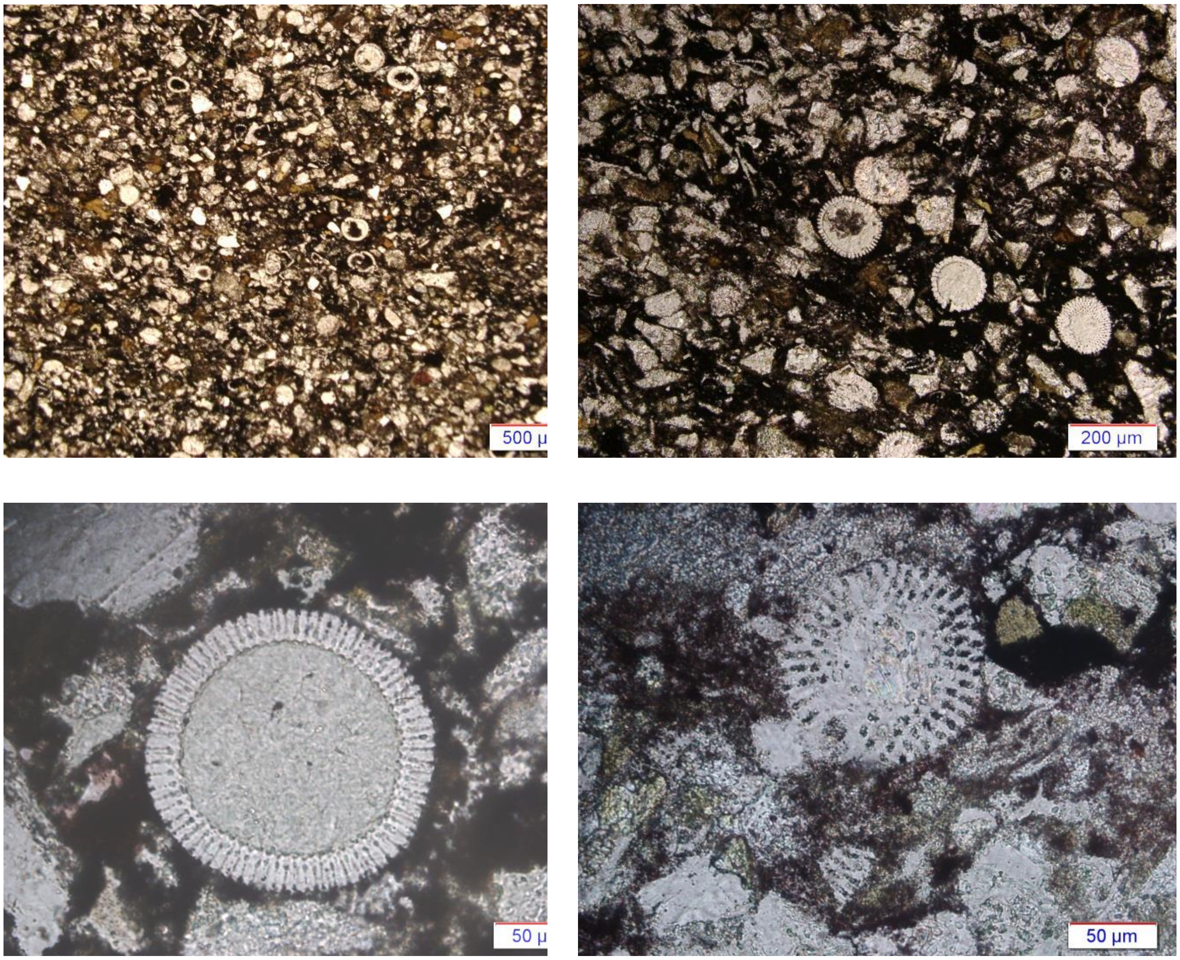
این مقطع مربوط به رادیولاریت‌های اوایل کرتاسه مجموعه نیکویا (کاستاریکا) می‌باشد (دنییر و بومگارتنر، ۲۰۰۶).

(Emplacement of Jurassic-Lower Cretaceous radiolarites of the Nicoya Complex (Costa Rica))
(Denyer & Baumgartner, 2006)

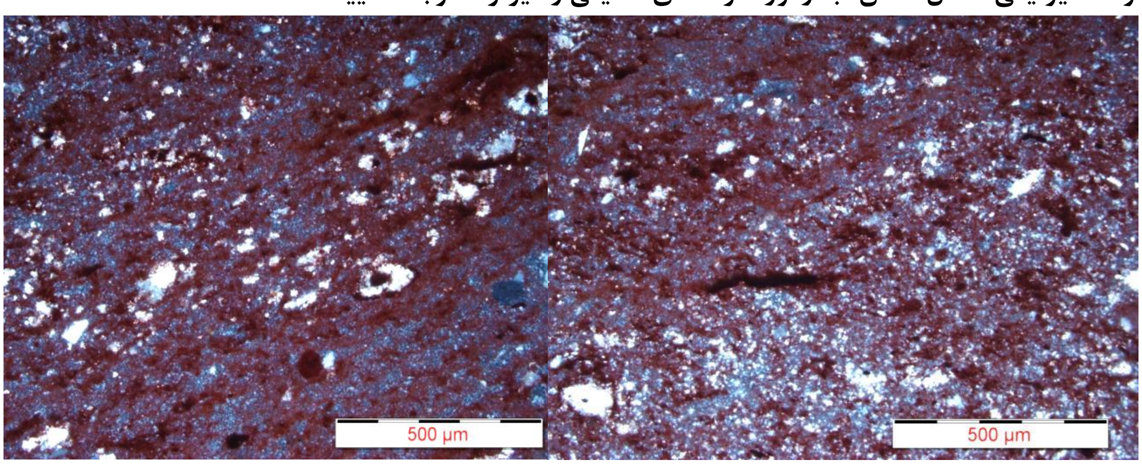


تصویری از رادیولاریت‌های شمال شرق سیرجان، منطقه میلوئیه وابسته به مجموعه افیولیتی بافت – سیرجان.

اشکال دایره‌ای معرف برش عرضی رادیولاریت‌ها می‌باشند.

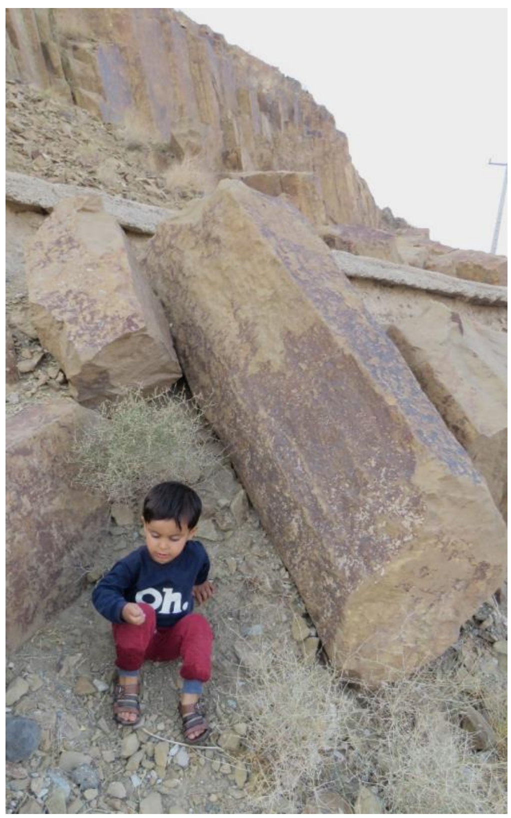


تصاویر میکروسکپی نشان‌دهنده حضور میکروفسیل‌های کرتاسه پایانی – ماستریشتین در رادیولاریت‌های وابسته به مجموعه افیولیتی شمال تفتان. به وفور خرده‌های فسیلی رادیولرها توجه نمایید.



تصاویر میکروسکپی نشان‌دهنده حضور دانه‌های ریز کوارتز در رایولاریت‌ها همراه با مقادیری اکسید آهن (هماتیت). در بین دانه‌های کوارتز مقادیری کلسیت نیز یافت می‌شود (در نور پلاریزه متقاطع).

دورنمایی از گدازه‌های داسیتی منشوری در توالی آتشفشانی - رسوبی کرتاسه پسین جنوب سبزوار. جنوب شهر ششتمد.



نمایی نزدیکی از گدازه‌های داسیتی منشوری
در توالی آتشفشانی - رسوبی کرتاسه پسین جنوب سبزوار (جنوب شهر ششتمد).

دورنمایی از یک سیل گابرودیوریتی در شمال روستای لندران. این واحد سنگی با مورفولوژی برجسته‌تر و ساخت دیاکلازی (دارای درزه‌های منظم) و واریزه‌های سنگی زیاد با رنگ تیر و قطعات واریزه‌ای زاویه‌دار به خوبی از سایر واحدهای قابل تفکیک می‌باشد.

نمای نزدیکی از دیوریت‌های شمال‌شرق روستای فضل آباد. پورفیروئیدهای هورنبلند سبز با رنگ سیاه و اشکال- هندسی منظم به وضوح در این تصویر دیده می‌شوند .

نماهای نزدیکی از گرانودیوریت‌های شمال دارین که توالی آتشفشانی رسوبی کرتاسه - پسین جنوب سبزوار را قطع کرده‌اند. لازم به ذکر است این توده‌های نفوذی تقریباً با توالی آتشفشانی – رسوبی میزبان خود همسن هستند.

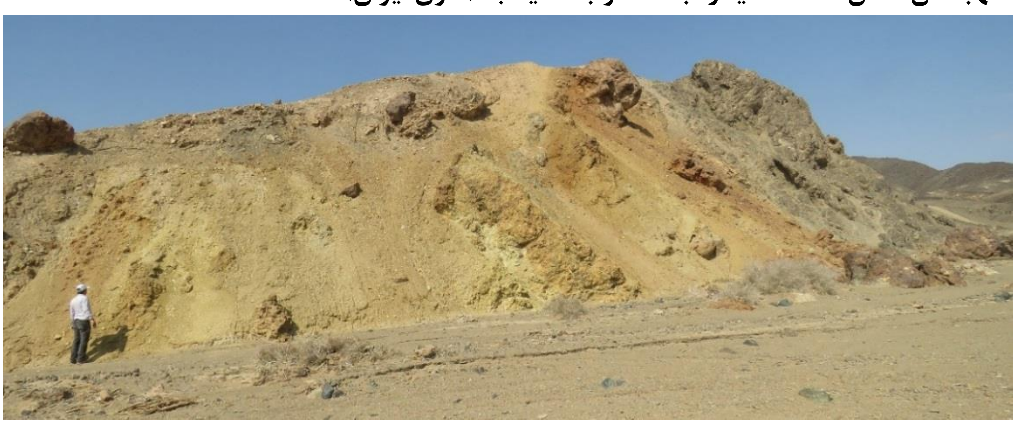
دورنمایی از پریدوتیت‌های هارزبورژیتی نوار افیولیتی – نهبندان خاش منطقه حیدر آباد – غرب سفیدابه (شرق ایران).

دورنمایی دیگر از پریدوتیت‌های هارزبورژیتی نوار افیولیتی – نهبندان خاش منطقه حیدر آباد – غرب سفیدابه (شرق ایران).

نمای نزدیک‌تری از پریدوتیت‌های هارزبورژیتی نوار افیولیتی – نهبندان خاش منطقه حیدر آباد – غرب سفیدابه (شرق ایران).

نمای نزدیکی از پریدوتیت‌های هارزبورژیتی به شدت برشی‌شده که در امتداد شکستگی‌های ایجاد شده در آنها، سرپانتینی‌شدن و منیزیتی‌شدن صورت گرفته است (بخش‌های سبز روشن تا سفید رنگ) (نوار افیولیتی – نهبندان خاش منطقه حیدر آباد – غرب سفیدابه (شرق ایران).

نمای دیگری از پریدوتیت‌های هارزبورژیتی به‌شدت برشی‌شده. به ساختار غربالی یا مش در این توده سنگی توجه نمایید. توجه نمایید که در امتداد درزه‌ها و شکستگی‌ها، سرپانتینی‌شدن و منیزیتی‌شدن صورت گرفته است (نوار افیولیتی – نهبندان خاش منطقه حیدر آباد – غرب سفیدابه (شرق ایران).



نمایی از دگرسانی گرمابی تحمیل‌شده بر پریدوتیت‌های متعلق به نوار افیولیتی شرق ایران (حیدرآباد – سفیدابه). به تغییر رنگ شدید این سنگ‌ها از سیاه به زرد لیمویی توجه نمایید در ضمن استحکام این سنگها به شدت کاهش پیدا کرده است.

دگرگونی در کرتاسه

ایشیزوکا و سوزوکی (۱۹۹۵) معتقدند سنگ‌های دگرگونی همراه افیولیت‌ها را می‌توان به چهار دسته زیر تقسیم کرد:

۱- سنگ‌های دگرگونی فشار پایین

۲- سنگ‌های دگرگونی فشار بالا

۳- سنگ‌های دگرگونی فشار متوسط

سنگ‌های دگرگونی که چند مرحله دگرگونی بر آنها تحمیل شده است یا چند مرحله دگرگونی را پست سر گذاشته‌اند (از فشار پایین تا فشار بالا).

برای اطلاعات بیشتر در مورد دگرگونی سنگ‌های بازیک و اولترابازیک به کتب مرجع معتبر از جمله پتروژنز سنگ‌های‌دگرگونی (ولی‌زاده و صادقیان، ۱۳۷۹)، پترولوژی‌دگرگونی (ولی‌زاده و صادقیان، ۱۳۷۹)، پترولوژی‌سنگ‌های‌دگرگونی (همام و همکاران،۱۳۹۰)، پتروگرافی و پتروژنر سنگ‌های دگرگونی: مبانی پتروگرافی و روش‌های مطالعه (جلد ۱)(۱۳۹۵)، و پتروگرافی و پتروژنر سنگ‌های دگرگونی: پتروژنز گروه‌های ترکیبی و محیط‌های زمین‌ساختی رخداد دگرگونی (جلد ۲) (قاسمی، ۱۳۹۵) و منابع معتبر بین المللی رجوع کنید.

با توجه شواهد سنگ‌شناسی بزرگ مقیاس حوادث دگرگونی صورت گرفته در کرتاسه ایران، بیشتر در ارتباط با بسته شدن حوضه‌های اقیانوسی نئوتتیس قابل تعریف و بحث و بررسی است. با توجه به تنوع سنگ‌های درگیر در جریان فراین فرورانش و شدت و ضعف دما و فشار حاکم بر محیط فرورانش و از سوی دیگر سایر عوامل مؤثر در فرایند دگرگونی نظیر سیالات جدا شده از رسوبات و سنگ‌های در حال فرورانش، سنگ‌های دگرگونی که طی فرایند فرورانش و بسته‌شدن حوضه‌های اقیانوسی به وجود می‌آیند از تنوع زیادی برخوردار هستند. با این وجود شواهد صحرایی و رخنمون‌های موجود نشان می‌دهد اسپیلیت‌ها و شیست‌های سبز رنگ از فراوانی بیشتری برخوردار هستند و آمفیبولیت‌ها و شیست‌های آبی

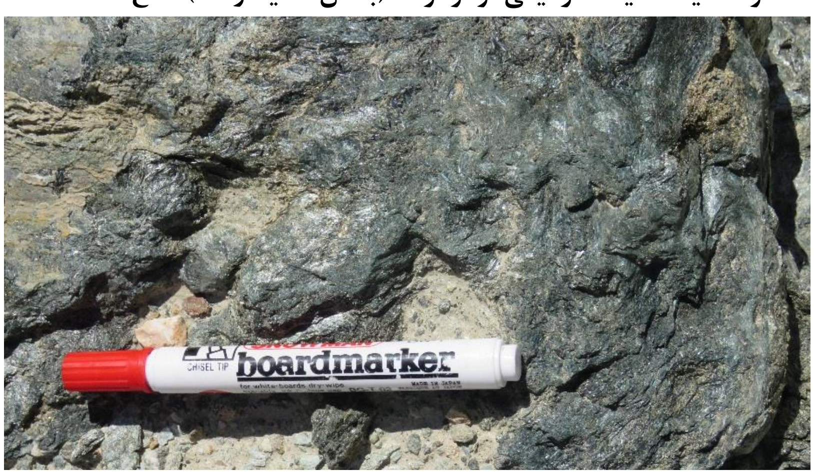
یا گلوکوفان شیست‌ها و در مواردی اکلوژیت‌ها در رده‌های بعدی قرار می‌گیرند. در بیشتر مجموعه‌های افیولیتی کرتاسه ایران اسپیلیت‌ها و شیست‌های سبز به‌وفور یافت می‌شوند. آمفیبولیت‌ها و گارنت آمفیبولیت‌ها با مجموعه‌های افیولیتی نائین (منصف و همکاران، ۱۳۸۵)، بیرجند (فتوحی راد، ۲۰۰۵)، سبزوار (بازوبندی، ۱۳۷۳، نصرالهی، ۱۳۹۶)، فنوج (عمرانی و همکاران، ۲۰۱۶) و ... یافت شده‌اند. شیست-های آبی یا گلوکوفان شیست‌ها از مجموعه افیولیتی آشین اسفندقه کرمان (شفایی مقدم و همکاران، ۲۰۱۶) و (شفایی مقدم و استرن، ۲۰۱۴)، فنوج (عمرانی و همکاران، ۲۰۱۶)، شمال انارک (ZANCHETTA et al., 2017)، شمال تفتان (صادقیان، شرح نقشه‌های زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰ : ۱ تفتان)، سبزوار (عمرانی و همکاران، ۲۰۱۳) گزارش شده است. شیست‌های آبی معرّف شرایط فشار بالا و دمای متوسط حاکم بر محیط دگرگونی می‌باشند با این وجود ممکن است این سنگ‌ها در محل انجام راندگی‌های بزرگ مقیاس، به صورت محلی یا موضعی در پهنه‌های برشی (گسلی) مشاهده شوند. در افیولیت‌های شمال تفتان (منطقه سَنیب) این پدیده به وضوح قابل مشاهده است. اکلوژیت، همراه با افیولیت‌های بیرجند گزارش شده است (فتوحی راد و همکاران، ۲۰۰۵). در شمال مجموعه افیولیتی سبزوار و به عبارت دقیق‌تر در جنوب سلطان آباد، شیست‌های آبی و یا شیست‌هایی در مرز گذر از شیست آبی به شیت سبز می‌باشند و همچنین مقداری آمفیبولیت رخنمون دارند. این سنگ‌ها به شدت چین‌خورده و دگرشکل شده هستند. برگوارگی و خطوارگی بارزی در آنها توسعه یافته است. در برخی نقاط این سنگ‌ها تحت نام گرانیت‌های سبز جنگلی به عنوان سنگ نما مورد استخراج و بهره‌برداری قرار گرفته‌اند.

یکی دیگر از سنگ‌های دگرگونی که به وفور همراه با مجموعه‌های افیولیتی یافت می‌شوند سرپانتینیت‌ها می‌باشند که خود از تحول سنگ‌ها اولترامافیک حاصل شده‌اند. در بیشتر مجموعه‌های افیولیتی ایران، سرپانتینی‌شدن با شدت و صعف متفاوت صورت گرفته است و سرپانتینیت‌زایی از مقیاس میلیمیتری تا چند صد متری و گاه چند کیلومتری دیده می‌شود.

میگماتیت‌زایی سنگ‌های پلیتی (گنیس‌ها) و مافیک (معمولاً آمفیبولیت‌ها) همراه افیولیت‌ها غالباً در مجموعه‌های دگرگونی قدیمی دیده می‌شود که فرسایش شدیدی را پشت سرگذاشته‌اند و یا بر اثر فرایندهای تکتونیکی نظیر فراراندگی به سطح زمین رسیده‌اند و در سطح رخنمون پیدا کرده‌اند. برخی از تصاویری که در ادامه نشان داده شده است صرفاً جهت آگاهی داشتن نسبت به مفاهیم شیست آبی و اکلوژیت می‌باشد و ممکن است به ماگماتیسم کرتاسه ایران ربطی نداشته باشد.

تصویری از گلوکوفان شیست‌های جنوب شرق سلطان آباد (شمال سبزوار، وابسته به مجموعه افیولیتی سبزوار). سلطان آباد در تصویر دیده می‌شود.

تصویری از گارنت گلوکوفان شیست‌های چین‌خورده جنوب غرب سلطان آباد (شمال سبزوار) که توسط یک دایک گرانیتی لوکوکرات (بخش سفید رنگ) قطع شده است.



نمای نزدیکی از گلوکوفان شیست‌های جنوب غرب سلطان آباد (شمال سبزوار).

نمای نزدیکی از گلوکوفان شیست‌های چین خورده جنوب شرق سلطان آباد (شمال سبزوار) در یک دیواره سنگی برش خورده از یک معدن سنگ نما (بدون ساب و صیقل). علت رنگ زرد فراوانی اپیدوت در این سنگ‌ها می‌باشد.

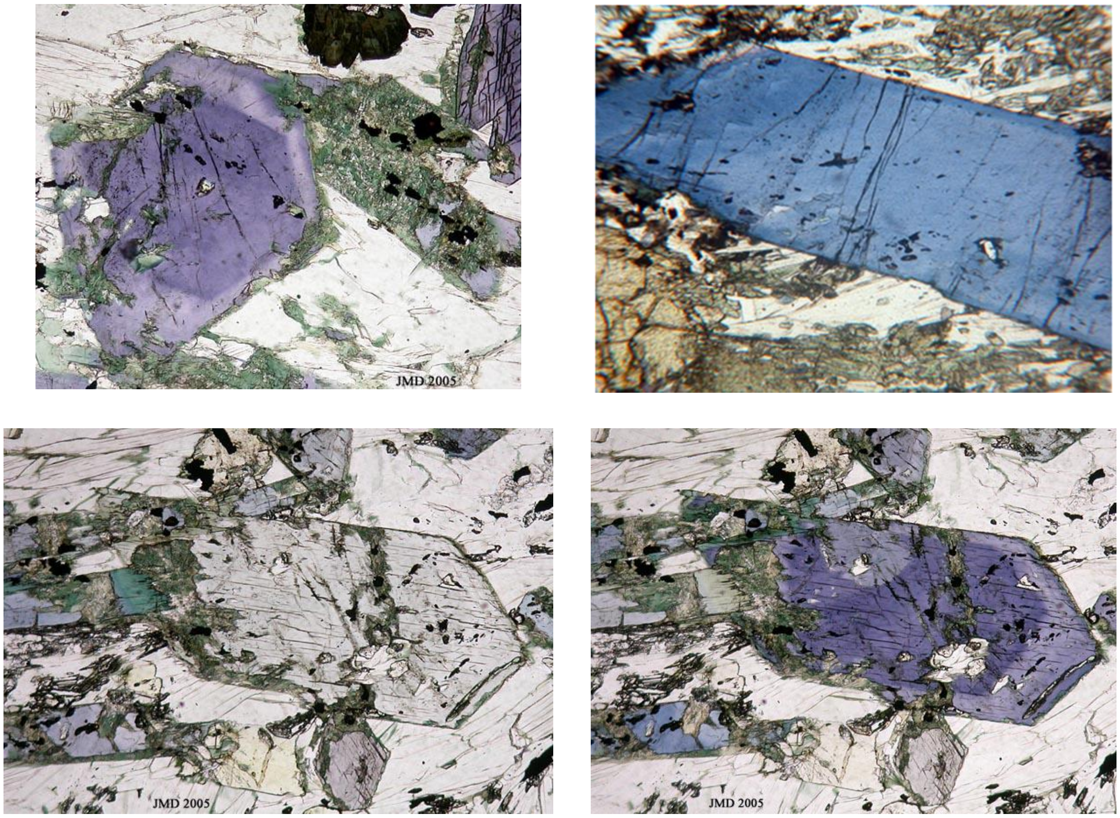
معدن سنگ نما در شیست‌های آبی جنوب شرق سلطان آباد.

شیست‌های سبز - آبی جنوب شرق سلطان آباد (پس از برش و ساب و صیقل).

تصویری کاربرد منحصر به فرد شیست آبی به عنوان سنگ نما در دکوارسیون داخلی منزل

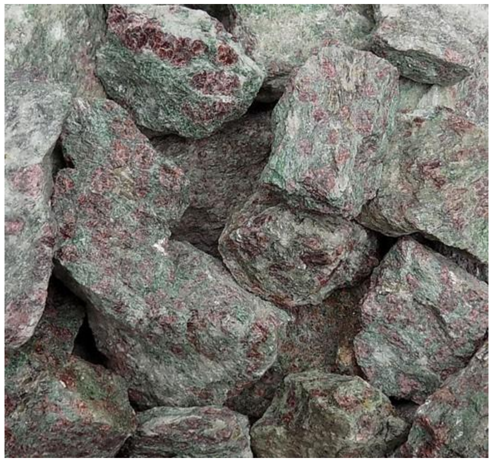
گلوکوفان‌شیست یا شیست آبی در نمونه دستی

تصویری از گارنت گلوکوفان‌شیست یا شیست آبی در نمونه دستی



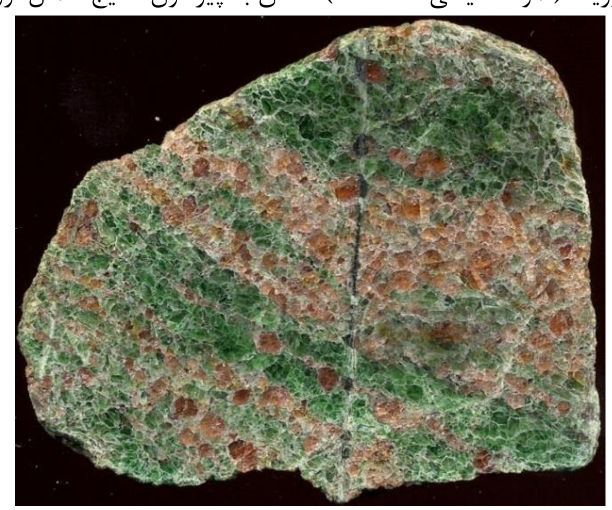
چند مورد از تصاویر میکروسکپی گلوکوفان شیست‌ها. گلوکوفان با رنگ آبی - سرمه‌ای کانی شاخص این سنگ‌ها است

گلوکوفان و لاوسونیت شیست

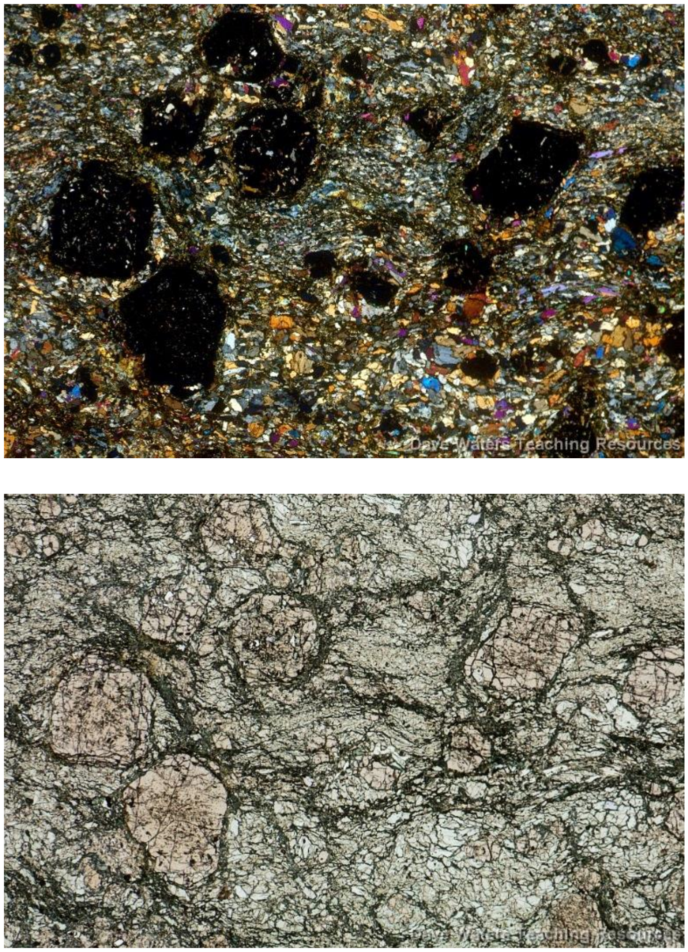


اکلوژیت (در مقیاس نمونه دستی، متعلق به منطقه المننینگ (Almenning) نروژ،

اکلوژیت (نمونه صیقلی داده شده) متعلق به پیرامون خلیج شمال نروژ.



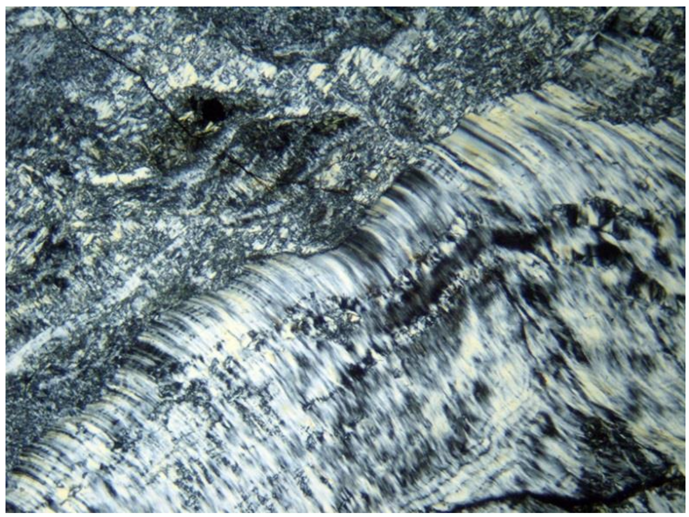
گارنت قرمز – قهوه‌ای و امفاسیت‌های سبز رنگ در اکلوژیت (نمونه صیقلی داده شده) متعلق به کشور اسلوونی.



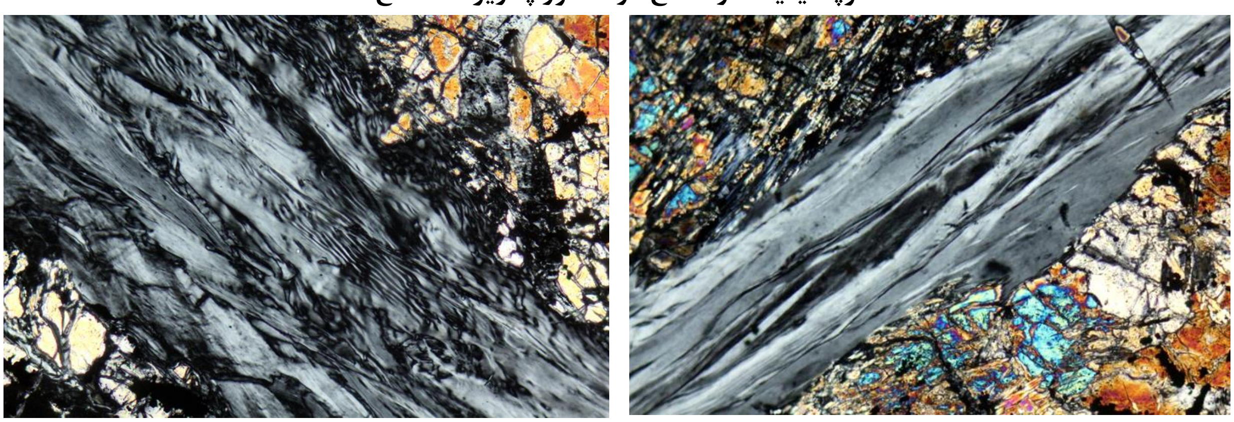
مقطع نازک اکلوژیت که با حضور گارنت و پیروکسن از نوع امفاسیت مشخص می‌گردد.

سرپانتینی شدن و منیزیت‌زایی پریدوتیت‌های هارزبورژیتی به‌شدت برشی‌شده است (متعلق به نوار افیولیتی – نهبندان خاش منطقه حیدر آباد – غرب سفیدابه (شرق ایران). به ساختار غربالی یا مش در این توده سنگی توجه نمایید.

سرپانتینیت متعلق به افیولیت‌های ترودوس قبرس



سرپانتینیت در مقطع نازک، نور پلاریزه متقاطع.



سرپانتین‌زایی در امتداد درزه‌ها و شکستیگ‌های میکروسکپی یک نمونه سنگ پریدوتیتی (بخش الیافی خاکستری رنگ وسط تصویر) (در مقطع نازک، نور پلاریزه متقاطع).

۲۰۱۶

Iranshahr Blueschist: Subduction of the Inner Makran Oceanic Crust

H. Omrani[1*], M. Moazzen[2], R. Oberhänsli[3], M. E. Moslempour[4]

1. Department of Geology, Golestan University, Gorgan, Iran
2. Department of Earth Sciences, University of Tabriz, 51664, Tabriz, Iran
3. Institute for Earth and Environmental Sciences, University of Potsdam, Germany
4. Department of Geology, Research Center for Earth Science, Zahedan Branch, Islamic Azad University, Zahedan, Iran
** The corresponding author*

ELSEVIER

Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE DIRECT

Lithos 84 (2005) 1–24

LITHOS

www.elsevier.com/locate/lithos

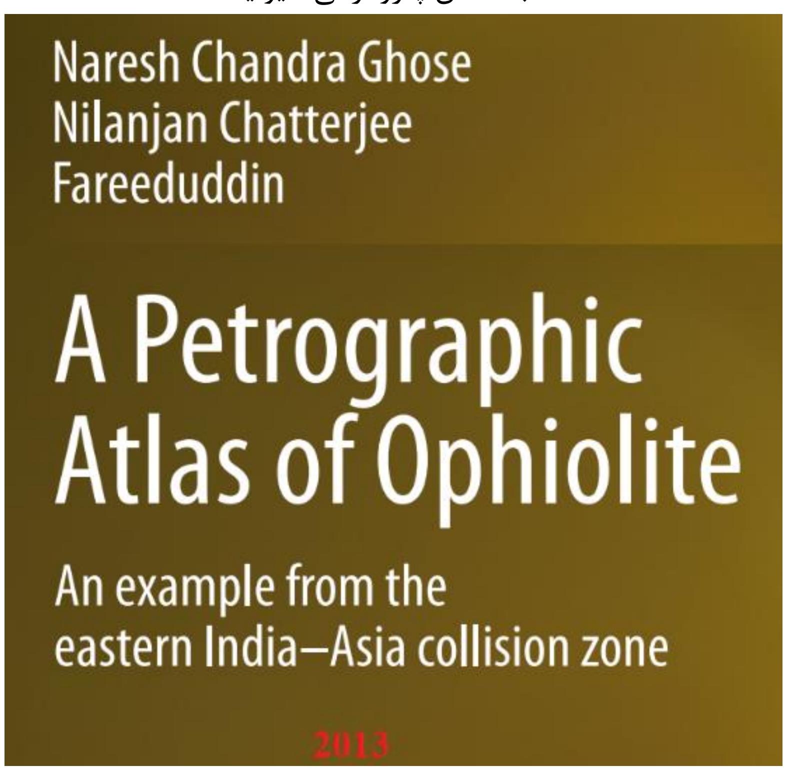
Eclogites and blueschists of the Sistan Suture Zone, eastern Iran: A comparison of *P–T* histories from a subduction mélange

G.R. Fotoohi Rad[a,1], G.T.R. Droop[b,*], S. Amini[a], M. Moazzen[c]

[a] *Department of Geology, Teacher Training University of Tehran, 49 Moffateh Avenue, Tehran, 15614, Iran*
[b] *Department of Earth Sciences, University of Manchester, Oxford Road, Manchester M13 9PL, UK*
[c] *Department of Geology, University of Tabriz, 29 Bahman Blvd., Tabriz 51664, Iran*

Received 28 July 2004; accepted 28 January 2005
Available online 17 March 2005

کتاب اطلس پتروگرافی افیولیت



Journal of Asian Earth Sciences 91 (2014) 19–38

Contents lists available at ScienceDirect

Journal of Asian Earth Sciences

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jseaes

Review article

Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia: (I) Paleozoic ophiolites

Hadi Shafaii Moghadam [a,*], Robert J. Stern [b]

[a] School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran
[b] Geosciences Dept., University of Texas at Dallas, Richardson, TX 75083-0688, USA

Research Article

Geochemistry, Geophysics, Geosystems
DOI: 10.1002/2016GC006585

Subduction, high–P metamorphism and collision fingerprints in SW Iran: Constraints from zircon U–Pb and mica Rb–Sr geochronology

H. Shafaii Moghadam[1*], M. Bröcker[2], W. L. Griffin[1], X. H– Li[3], R. X. Chen[4] and S. Y. O'Reilly[1]

بر خلاف عنوان مقاله، منطقه مورد بحث در شرق ایران واقع است. اشتباهی در عنوان صورت گرفته است.

Lithos 154 (2012) 392–405

Contents lists available at SciVerse ScienceDirect

Lithos

journal homepage: www.elsevier.com/locate/lithos

Zircon U–Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran

Mohammad Hossein Zarrinkoub [a], Kwan-Nang Pang [b], Sun-Lin Chung [b,*], Mohammad Mahdi Khatib [a], Seyyed Saeid Mohammadi [a], Han-Yi Chiu [b], Hao-Yang Lee [b]

[a] Department of Geology, Birjand University, Birjand, Iran
[b] Department of Geosciences, National Taiwan University, Taipei, Taiwan

مجله علوم دانشگاه تهران

جلد سي‌و دوم (۱۳۸۵) شماره ۲ (۵۶ ۳۷)

پترولوژي پتروفابريك و انواع دگرگوني‌هاي مجموعه افيوليتي نائين (ايران مركزي)

محمد رهگشاي*، هادي شفائي مقدم، ايمان منصف
دانشكده علوم زمين، دانشگاه شهيد بهشتي، اوين، تهران
* مسئول مكاتبات آدرس الكترونيكي: m-rahgoshay@sbu.ac.ir

(دريافت: ۸۲/۱۰/۲۲ ؛ پذيرش: ۸۳/۷/۷)

Int J Earth Sci (Geol Rundsch) (2013) 102:1491–1512
DOI 10.1007/s00531-013-0881-9

ORIGINAL PAPER

The Sabzevar blueschists of the North-Central Iranian micro-continent as remnants of the Neotethys-related oceanic crust subduction

Hadi Omrani · Mohssen Moazzen · Roland Oberhänsli ·
Uwe Altenberger · Manuela Lange

ماگماتیسم سنوزوئیک در ایران

می توان ماگماتیسم سنوزوئیک در ایران را به موارد زیر تقیسم بندی کرد:

۱ - نوارهای آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی پالئوسن – ائوسن

۲- توده های نفوذی ائوسن – الیگوسن

۳- سنگ‌های آتشفشانی عمدتاً آندزیتی – بازالتی الیگومیوسن

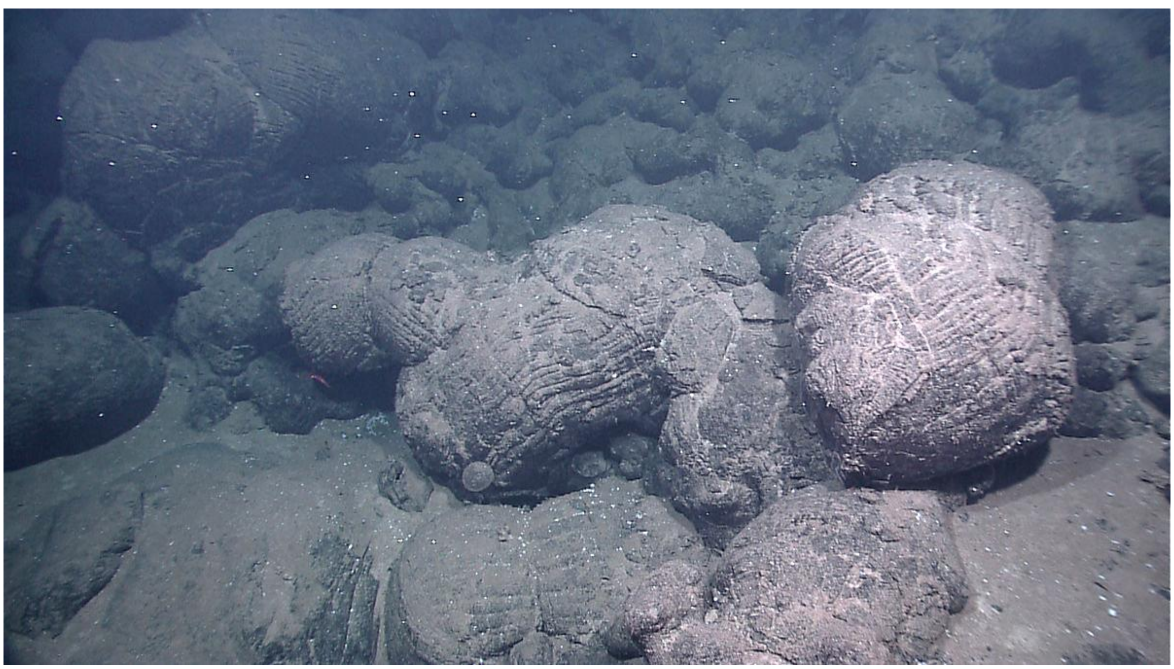
۴- مجموعه های آتشفشانی نئوژن مثل بیدخان و مساحیم در استان کرمان و مجموعه آتشفشانی

۵- جنوب قوچان و اسفراین در شمال شرق ایران و نمونه های مشابه زیادی در شرق ایران مثل مجموعه آتشفشانی دوپرکوه – آساگی

۶- مجموعه های آتشفشانی جوان مثل تفتان، بزمان، دماوند، سهند، سبلان، آرارات

برخی ویژگی‌های بارز مجموعه‌های آذرین سنوزوئیک

۱- برون ریزی گدازه (در محیط های آبی و خشکی یا به عبارتی **subarial & submarine**)

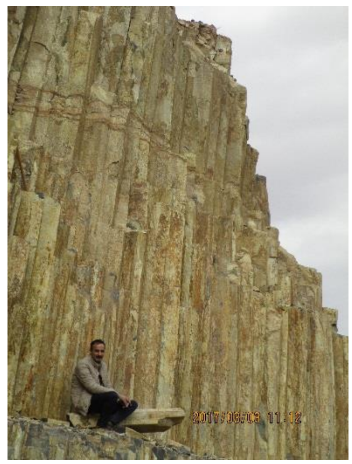


محیط آبی یا زیردریایی – گدازه بالشی جوان تشکیل‌شده در ریفت گالاپاگوس.

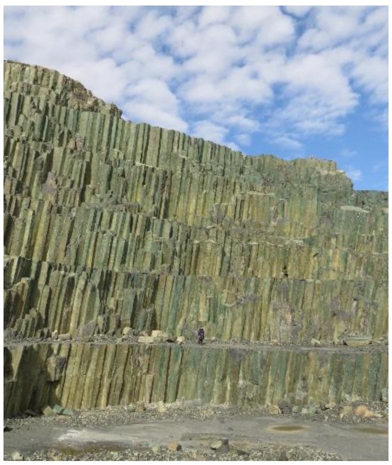
تصویر توسط زیردریایی گرفته شده است.

محیط آبی یا زیردریایی – گدازه بالشی جوان –
تصویر توسط زیردریایی گرفته شده است.

محیط آبی یا زیردریایی – توربیدایت مخلوط
گدازه بالشی و توفیت‌ها
(کیلومتر ۹۰ جاده سبزوار – بردسکن)



محیط خشکی – آندزی بازالت های منشوری
(غرب سربیشه – جنوب بیرجند)

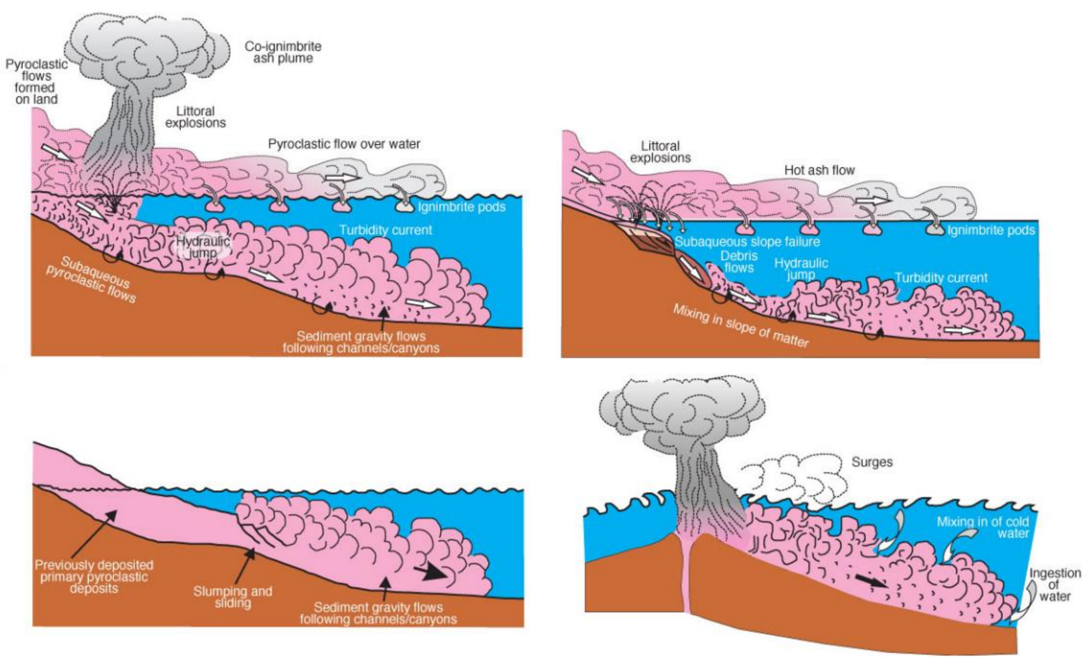


محیط خشکی – آندزی بازالت های منشوری
(غرب بایگ – تربت حیدریه)

محیط خشکی

محیط خشکی

۲- فوران به صورت آذر آواری (Pyroclastic) (در محیط های آبی و خشکی)



مدل شماتیک چگونگی تشکیل سنگ‌های آذر آواری زیرآبی

برگرفته از اینترنت

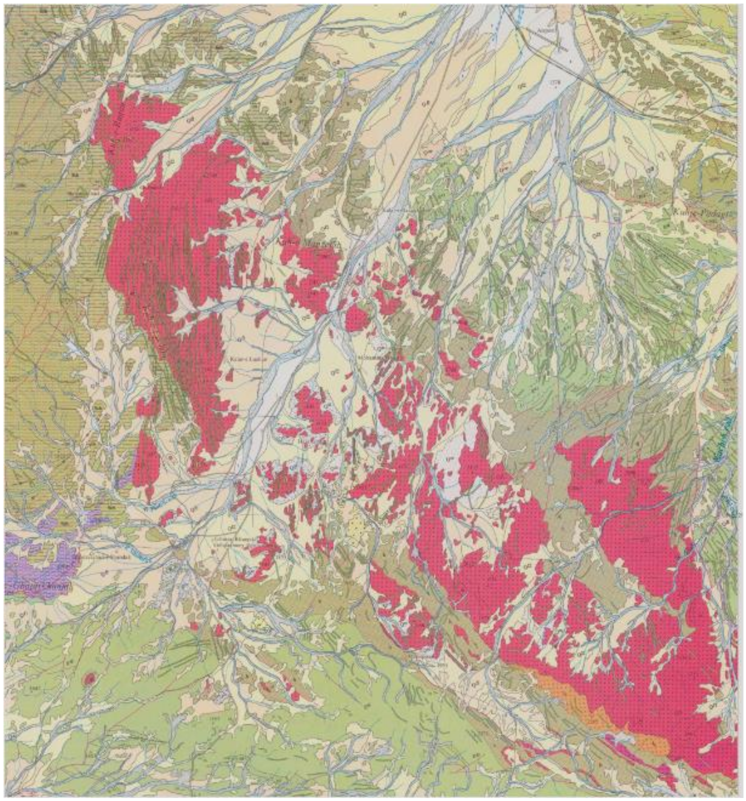
۳-اپی کلاستی(Epiclastic) (آواری – تخریبی – فرسایشی)

تناوبی از نهشته‌های اپی کلاستی(Epiclastic) (آواری – تخریبی – فرسایشی)

برگرفته از اینترنت

تناوبی از نهشته‌های اپی کلاستی(Epiclastic) (آواری – تخریبی – فرسایشی) و پیروکلاستی (آذرآواری) آتشفشان تفتان

۴- توده های نفوذی(وسعت یا رخنمون سطحی این توده های نفوذی از چند صد متر مربع تا صدها کیلومتر مربع متغیر است)

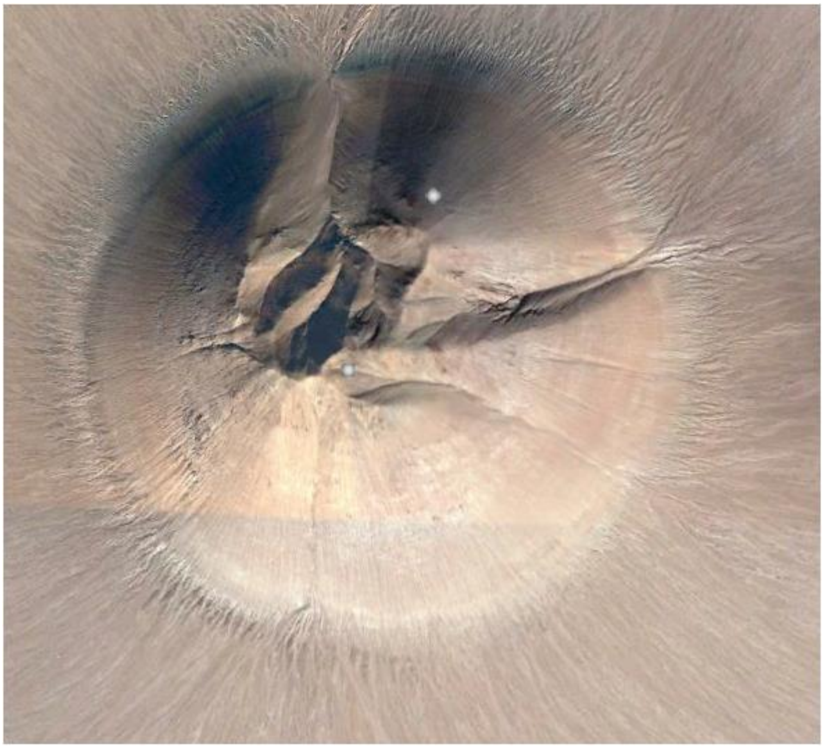


برای نمونه توده گرانیتوئیدی زاهدان . به دایک‌های قطع کننده آن و سنگ‌های میزبانش توجه نمایید.

۵-دایک ها و مجموعه دایک‌ها یا اجتماعات دایکی

توده گرانیتوئیدی جنوب غرب سلطان آباد- خطوط تیره رنگ دای‌های حدواسط قطع کننده آن هستند.

۶- گنبدها یا توده های نفوذی نیمه عمیق



گنبد نیمه عمیق آندزیتی - داسیتی کوه عاج بالا – جنوب انار – استان کرمان

این گنبد به درون مجموعه آتشفشانی – رسوبی کمان ماگمایی ارومیه – دختر نفوذ کرده است

گنبد نیمه عمیق ریولیتی – داسیتی ساروق – غرب سبزوار.

این گنبد مجموعه افیولیتی سبزوار را قطع کرده است و به عبارتی درون آن نفوذ کرده است

۷- توالی های آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی

دورنمایی از توالی آتشفشانی رسوبی میاندشت – شرق شاهرود

توالی آتشفشانی رسوبی میاندشت – شرق شاهرود

۸-مجموعه‌های آتشفشانی مساحت‌های از چند ده‌ها کیلومتر مربع تا بالغ بر ۱۰۰۰ کیلومتر مربع را پوشش می دهند.

مجموعه‌آتشفشانی بیدخون

(پهنای تصویر معرف حدود ۴۵ کیلومتر است)

مجموعه‌آتشفشانی مساحیم

(پهنای تصویر معرف حدود ۴۲ کیلومتر است)

مجموعه‌آتشفشانی بزمان

(پهنای تصویر معرف حدود ۱۶۰ کیلومتر است)

مجموعه‌آتشفشانی تفتان

(پهنای تصویر معرف حدود ۶۰ کیلومتر است)

۹- مخروط‌های آتشفشانی، دهانه‌های آتشفشانی، مخروط‌های فرو ریخته، کالدرا و کراتر در مجموعه‌های آتشفشانی به وضوح بر روی زمین و در مقیاس تصاویر ماهواره ای دیده می شوند

مخروط آتشفشانی بزمان

مخروط آتشفشانی دماوند

بخشی از مجموعه آتشفشانی
کوه چاه شاهی – غرب خاش

کالدرای قلعه حسنعلی
(راین کرمان)

۱۰- ظهور فعالیت‌های آتشفشانی به صورت مجموعه‌های نقطه‌ای، خطی، نقطه‌ای متعدد، تک مرحله‌ای یا چند مرحله‌ای، متمرکز یا پراکنده

مجموعه های آتشفشانی چند صد تا چند هزار کیلومتر مربعی

مجموعه آتشفشانی گندم بریان
(برون ریزی گدازه در امتداد گسل نایبند)

بخشی از مجموعه آتشفشانی شرق ایران
(برون ریزی گدازه در امتداد گسل نه یا نهبندان - خاشد)

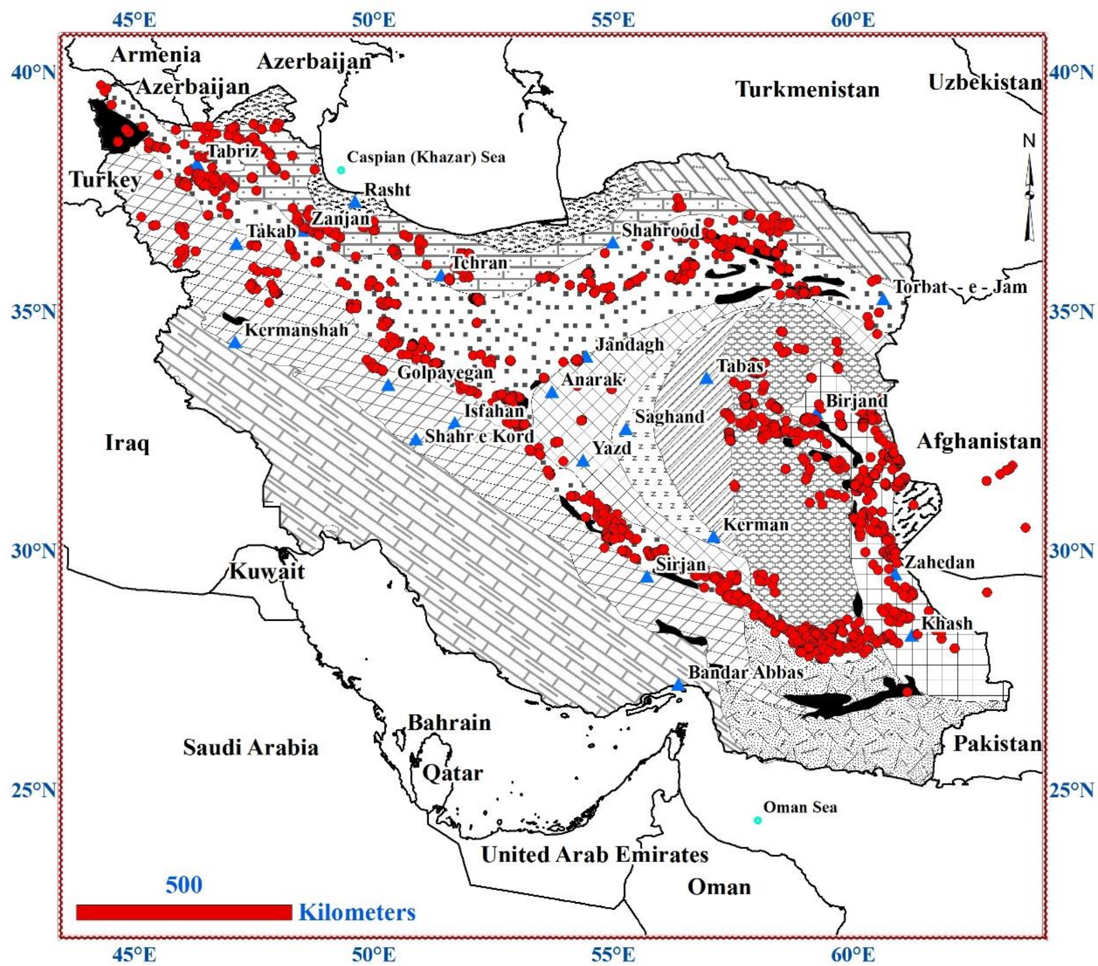
مجموعه آتشفشانی بزمان با بیش از ۷۸۰۰ کیلومتر مربع گسترش در جنوب شرق ایران

پراکندگی جغرافیایی

در بیشتر پهنه‌های ساختاری ایران به استثنای زاگرس و کپه داغ رخنمون دارند

سنگ‌های آذرین سنوزوئیک نسبت به سنگ‌های آذرین قبل از سنوزوئیک دارای بیشترین رخنمون سطحی در ایران هستند

به شکل زیر و شکل های صفحات بعد توجه نمایید.



نقشه پراکندگی رخنمون سنگ‌های آذرین سنوزوئیک ایران.

در سمت شرق ایران به ادامه رخنمون برخی از این سنگ‌ها

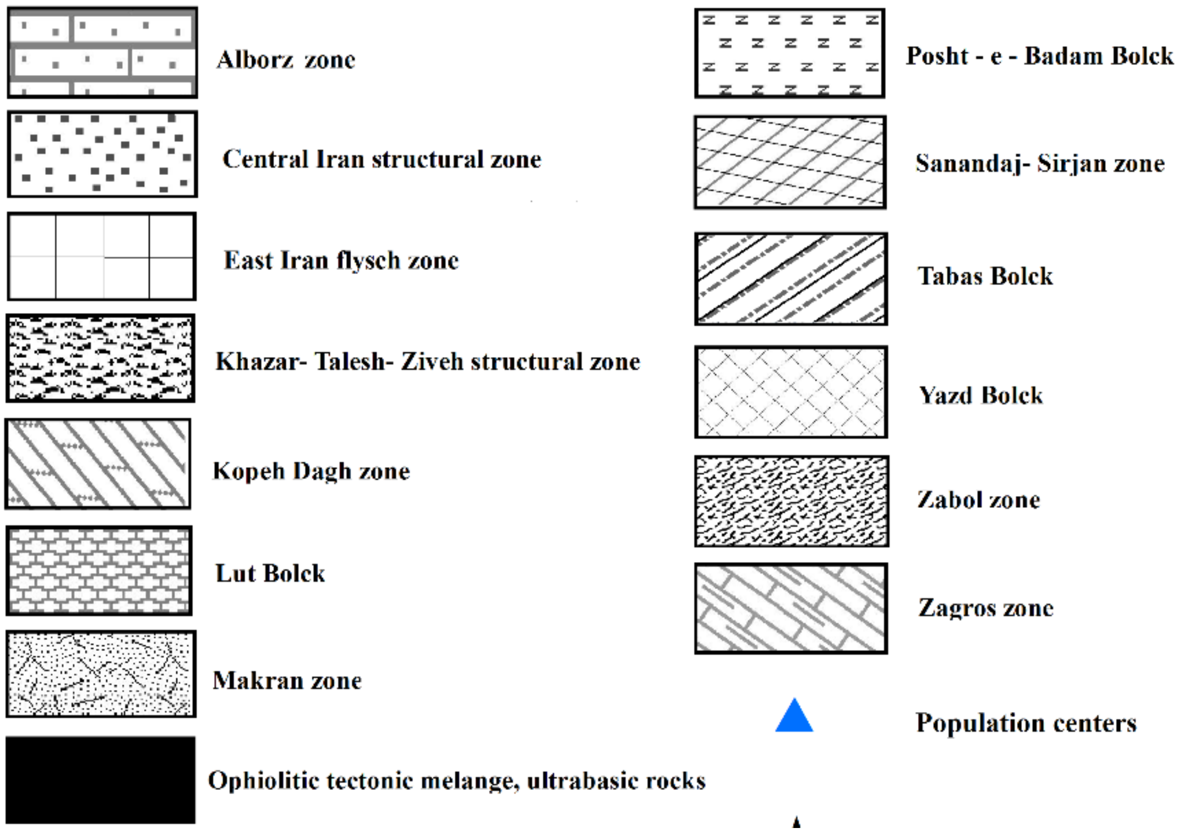
در کشورهای افغانستان و پاکستان توجه نمایید.

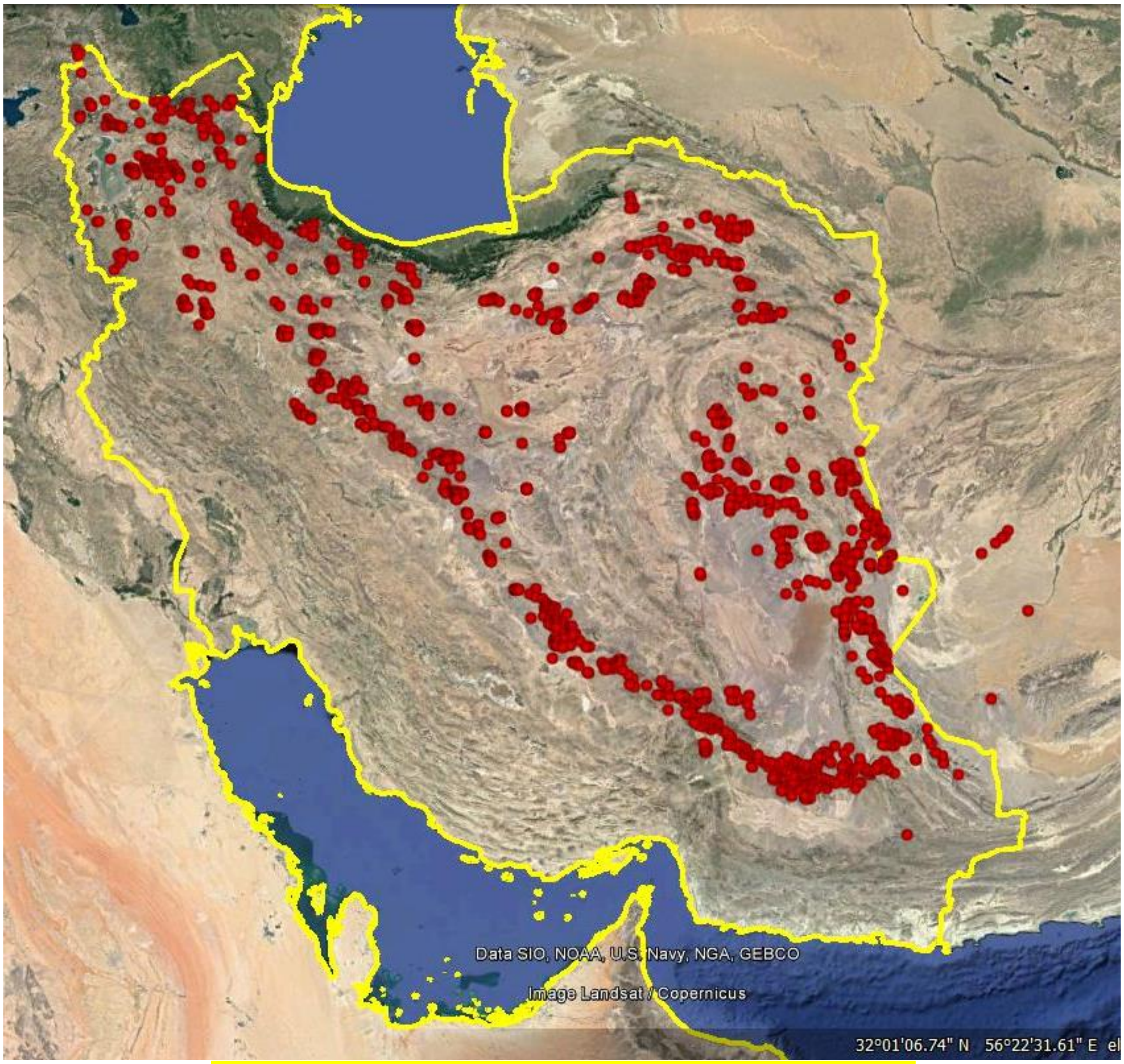
در سمت شمال غرب نیز، رخنمون سنگ‌های آذرین سنوزوئیک

به درون کشورهای آذربایجان، ارمنستان و ترکیه ادامه دارند.

به راهنمای نقشه در صفحه بعد توجه کنید.

Legend


Alborz zone
Central Iran structural zone
East Iran flysch zone
Khazar- Talesh- Ziveh structural zone
Kopeh Dagh zone
Lut Bolck
Makran zone
Ophiolitic tectonic melange, ultrabasic rocks
Posht - e - Badam Bolck
Sanandaj- Sirjan zone
Tabas Bolck
Yazd Bolck
Zabol zone
Zagros zone
Population centers



پراکندگی جغرافیایی سنگ‌های آذرین سنوزوئیک در ایران

تصویر دیگری از پراکندگی جغرافیایی سنگ‌های آذرین سنوزوئیک در ایران

توده‌های گرانیتوئیدی کمان‌های ماگمایی سنوزوئیک ایران

نمونه‌های بارزی از ماگماتیسم اواخر پالئوسن تا اوایل میوسن (عمدتاً ائوسن)در ایران

نمونه‌های بارزی از توده‌های نفوذی:

توده‌های گرانیتوئیدی کِمتال و کیماکی داغ در شمال آذربایجان‌های شرقی و غربی

توده‌های گرانیتوئیدی شمال اهر

توده‌های گرانیتوئیدی طارم- شمال زنجان

توده‌های گرانیتوئیدی ساوه – تفرش (سیلیجرد، نیوشت، کاسوا و ...)

توده‌های گرانیتوئیدی زفره، ظفرقند، کاشان، قم، سلفچگان

توده‌های گرانیتوئیدی جنوب و جنوب غرب نائین (هاشم آباد)

توده‌های گرانیتوئیدی جنوب و جنوب غرب یزد (نمونه بارز خضر آباد و دره زرشک)

توده‌های گرانیتوئیدی دهج –ساردوئیه (جنوب شهر انار تا جنوب کرمان) مثل کوه شاه، چهارگنبد، بردسیر، ممزار، هراران و ...

توده‌های گرانیتوئیدی جبال بارز – حنوب شرق استان کرمان

توده‌های گرانیتوئیدی پهنه ساختاری البرز (نمونه بارز شکران، سیل‌های اطراف سد کرج)

توده‌های گرانیتوئیدی شمال غرب و شمال سمنان (نوکه، عطاری)

توده‌های گرانیتوئیدی نوارماگمایی معلمان –احمد آباد یا به عبارت دیگر طرود – چاه شیرین)

چاه موسی، چالو، کوه زر، باغو، گنبدهای نیمه عمیق منطقه سهل – رزه و همچنین احمد آباد – رضا – آباد)

توده‌های گرانیتوئیدی قطع کننده افیولیت‌های شمال سبزوار (مثل گنبدهای نیمه عمیق منطقه داورزن تا باغجر و همچنین کهنه – دستوران، فُرومد - مَنیدر)

گنبدهای نیمه عمیق منطقه جنوب قوچان و اسفراین مثل زهان، کاهان، فتح آباد، ماهرخ کوه و ...

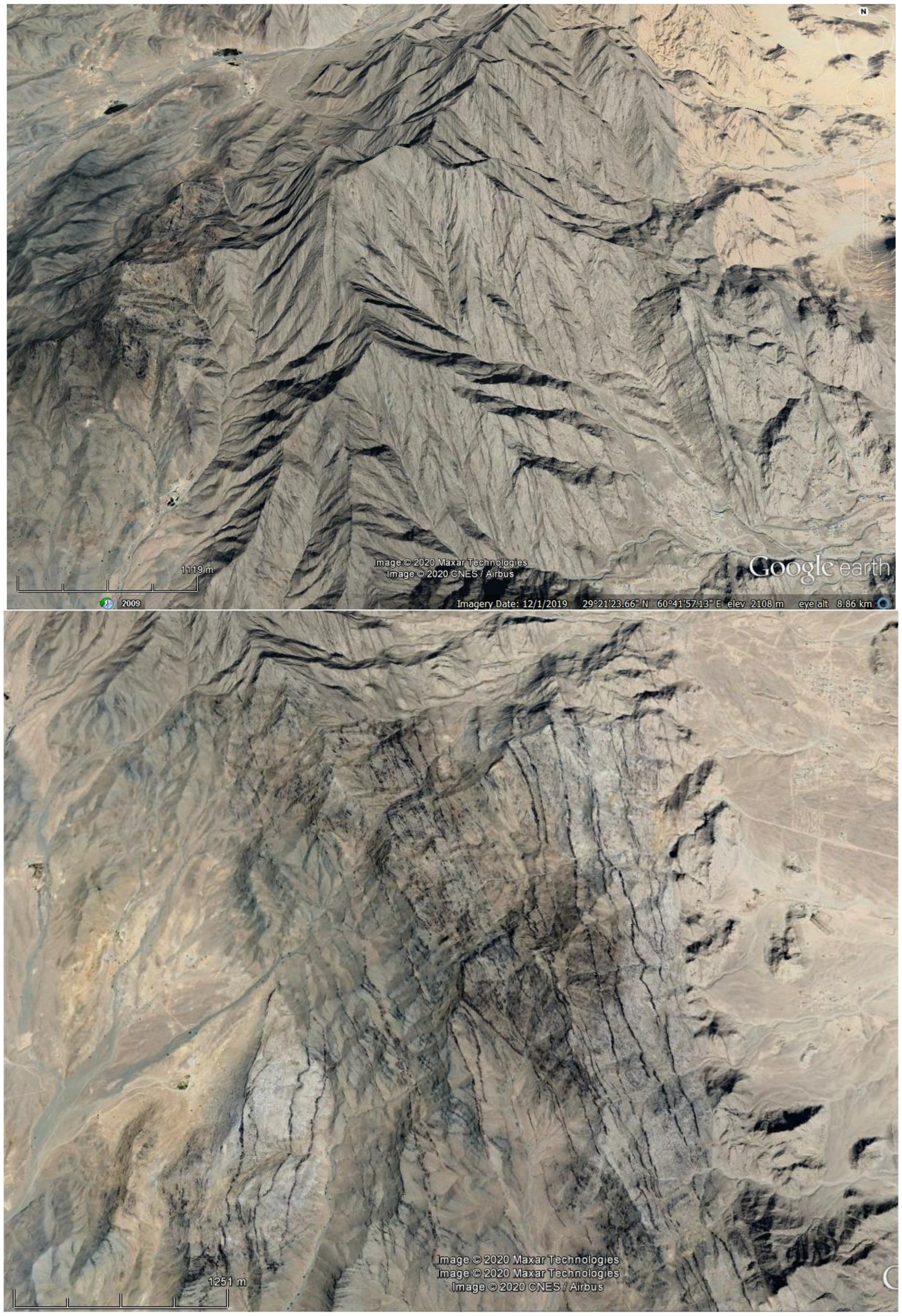
توده‌های گرانیتوئیدی شمال کاشمر

توده‌های گرانیتوئیدی شمال خواف

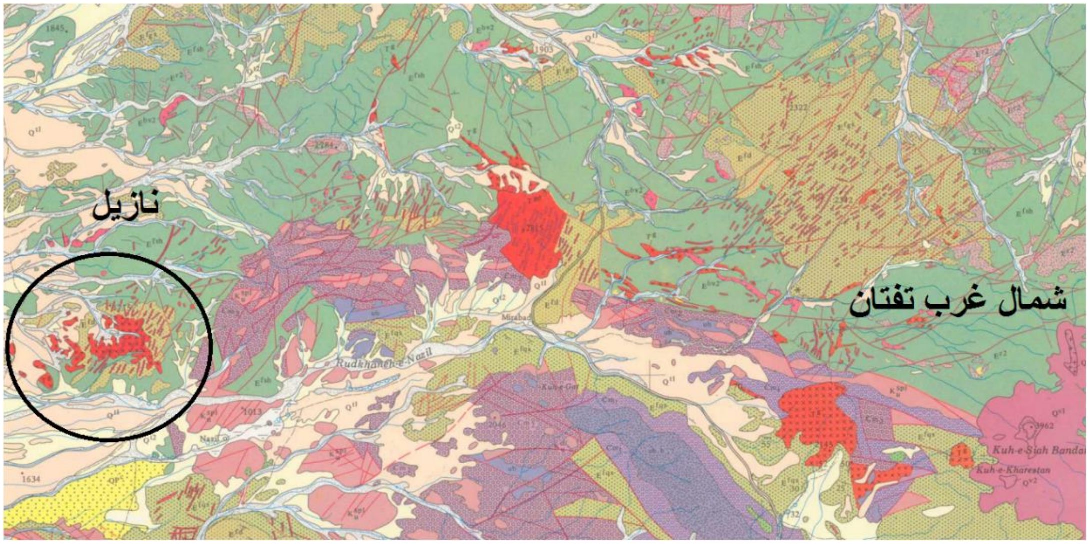
توده گرانیتوئیدی جنوب شرق ایران (نوار گرانیتوئدی نره نو – گراغه از شمال شرق سراوان تا شمال شرق زاهدان)

توده‌های گرانیتوئیدی پهنه ماگمایی دُوپِرکوه – آساگی (در شرق ایران شمال استان سیستان و بلوچستان و جنوب استان خراسان جنوبی)

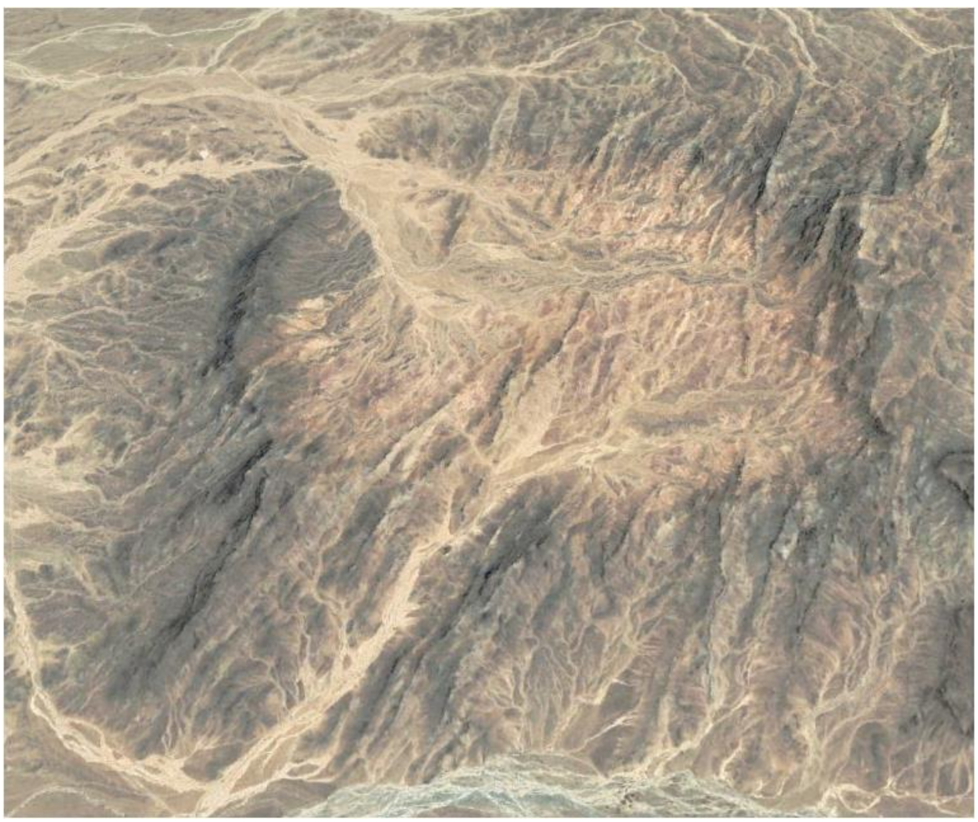
نمونه‌های بارزی از اجتماعات دایکی



۱- دایک‌های حدواسط (آندزیتی – داسیتی) قطع کننده توده های گرانیتوئیدی جنوب و جنوب غرب زاهدان (به سن الیگوسن)، و همچنین لخشک- خطوط تیره روی تصاویر ماهواره‌ای نشانگر دایک‌های آندزیتی هستند (منطقه لوچو – جنوب زاهدان).



دایک‌های حدواسط (آندزیتی) قطع کننده توده گرانیتوئیدی نازیل شمال غرب خاش و سنگ‌های پیرامون آن



۲- دایک‌های حدواسط (آندزیتی) قطع کننده توده گرانیتوئیدی نازیل (به سن ائوسن – الیگوسن) شمال غرب خاش – خطوط مستقیم تیره رنگ‌تر

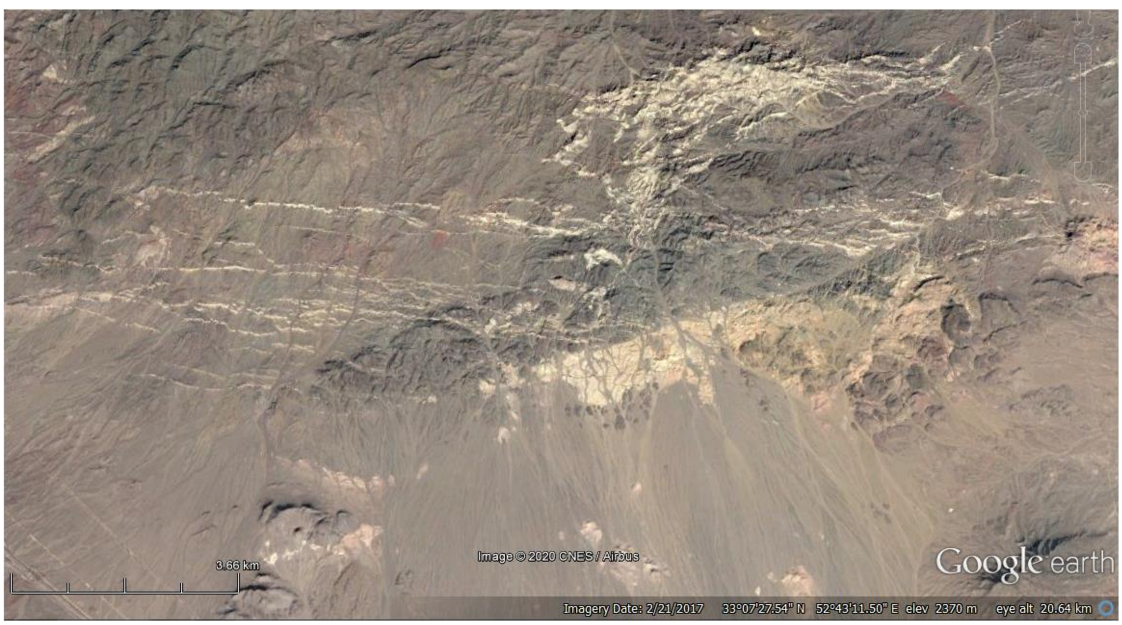
۳- دایک‌های حدواسط (آندزیتی) قطع کننده سنگ‌های آتشفشانی رسوبی ائوسن

شمال غرب نیشابور منطقه دستجرد

۴- دایک‌های حدواسط (تراکی آندزیتی) قطع کننده سنگ‌های آتشفشانی – رسوبی ائوسن

جنوب سَهل و جنوب شرق رَزّه (شمال شرق طرود)

۵- دایک‌های حدواسط (آندزیتی) قطع کننده توده گرانیتوئیدی
جنوب غرب سلطان آباد (سبزوار) به سن ائوسن
در سمت نمای نزدیکی از این دایک‌ها دیده می‌شود.



۶- دایک‌های فلسیک (گرانیتی) قطع کننده سنگ‌های آتشفشانی رسوبی ائوسن
(جنوب غرب اردستان)

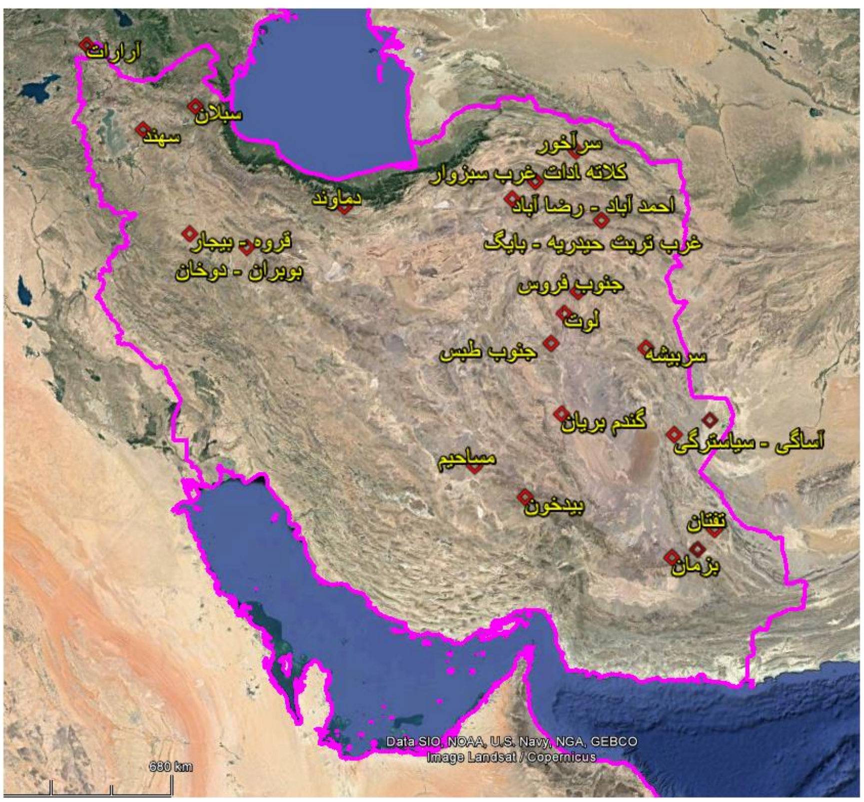
۷- و ...

نمونه‌های بارزی از مجموعه‌های آتشفشانی جوان

(الیگومیوسن تا عهد حاضر)

آرارت
سبلان
سرآخور (جنوب قوچان)
بزمان
مساحیم یا مزاحم
گندم بریان
آساگی - سیاسترگی
قروه - بیجار
چاه شاهی
احمد آباد رضا - آباد
غرب تربت حیدریه بایگ

سهند
دماوند
تفتان
بیدخان یا بیدخون
جنوب طبس
فردوس
نوبران – دوخان
شمال زابل
سربیشه
کلاته سادات غرب سبزوار
مقیسه – باشتین – غرب سبزوار



پراکندگی جغرافیایی نمونه های بارز مجموعه های آتشفشانی جوان(الیگومیوسن تا عهد حاضر)

ویژگی‌های کانی شناسی و سنگ شناسی

توده‌های گرانیتوئیدی کمان‌های ماگمایی سنوزوئیک ایران

کانی شناسی

کانیهای اصلی: الیوین، پیروکسن، آمفیبول (اغلب هورنبلند سبز و قهوه ای) بیوتیت، مسکوویت (به ندرت)، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، کوارتز،

کانیهای فرعی: اسفن، اوپک (مگنتیت، تیتانومگنتیت، ایلمنیت، پیریت)، زیرکن، آلانیت و احتمالاً مونازیت، تورمالین،

کانیهای ثانویه: سریسیت، اپیدوت، کلریت، کلسیت

بافت: شکل‌دار، نیمه شکل‌دار، عمدتاً دارای بافت ماگمایی دگرشکل نشده هستند.

به ندرت کاتاکلاستی یا خرد شده و میلونیتی شده)

طیف ترکیبی: گرانیت، آلکالی فلدسپار گرانیت، گرانیت، سیینیت، مونزوگرانیت، گرانودیوریت، مونزودیوریت، دیوریت، گابرو، الیوین گابرو

ماهیت: متالومین (مت آلومین)- کالک آلکالن

آنکلاوها: میکروگرانولار مافیک و لخته های مافیک(عمدتاً)، و در برخی موارد آنکلاوهای متاپلیتی، سورمیکاسه، متاسندستونی، متاکربناتی، توفی و ...

عناصر فلزی همراه: طلا، نقره، مس، مولیبدن، سرب، روی و ...

سن: اواخر پالئوسن تا الیگوسن و اویل میوسن (عمدتاً ائوسن)

تیپولوژی (تیپ‌ها یا انواع) گرانیت‌ها

عمدتاً **I-type**

ویژگی‌های کانی‌شناسی و سنگ شناسی

سنگ‌های آتشفشانی کمان‌های ماگمایی سنوزوئیک ایران

کانی شناسی

کانیهای اصلی: الیوین، پیروکسن، آمفیبول (هورنبلند سبز، قهوه‌ای و اکسی هورنبلند)، بیوتیت (و اکسی بیوتیت)، سانیدین، پلاژیوکلاز، کوارتز،

کانیهای فرعی: اوپک (مگنتیت، تیتانومگنتیت، ایلمنیت، پیریت)، زیرکن،

کانیهای ثانویه: سریسیت، اپیدوت، کلریت، کلسیت

بافت: جریانی، میکرولیتی، پورفیری، آمیگدالوئیدال، حفره‌ای یا وزیکولار، شیشه‌ای، ویتروفیری

طیف ترکیبی: بازالت، آندزیت، داسیت، ریولیت، ترکیت، تفریت، بازانیت و ...

ماهیت: کالک آلکالن - آلکالن

آنکلاوها: لخته‌های مافیک (عمدتاً گابرویی و دیوریتی)، زینولیت‌های گوشته‌ای و در برخی موارد آنکلاوهای متاپلیتی، متاسندستونی، متاکربناتی، توفی و ...

عناصر فلزی همراه: طلا، نقره، مس، مولیبدن، سرب، روی و ...

سن: اواخر پالئوسن تا عهد حاضر (عمدتاً ائوسن)

تیپولوژی (تیپ‌ها یا انواع):

مخلوطی از استراتوولکانها (ولکانین، پلینین، استرومبولین) و آتشفشانهای سپری شکل

برای موارد تعیین سن‌های گزارش شده به مقاله چیو و همکاران ۲۰۱۳ و سایر پژوهش های صورت گرفته در ارتباط با کمان ماگمایی ارومیه دختر رجوع کنید. فعلاً جمع و جورترین پژوهش همین مقاله است.

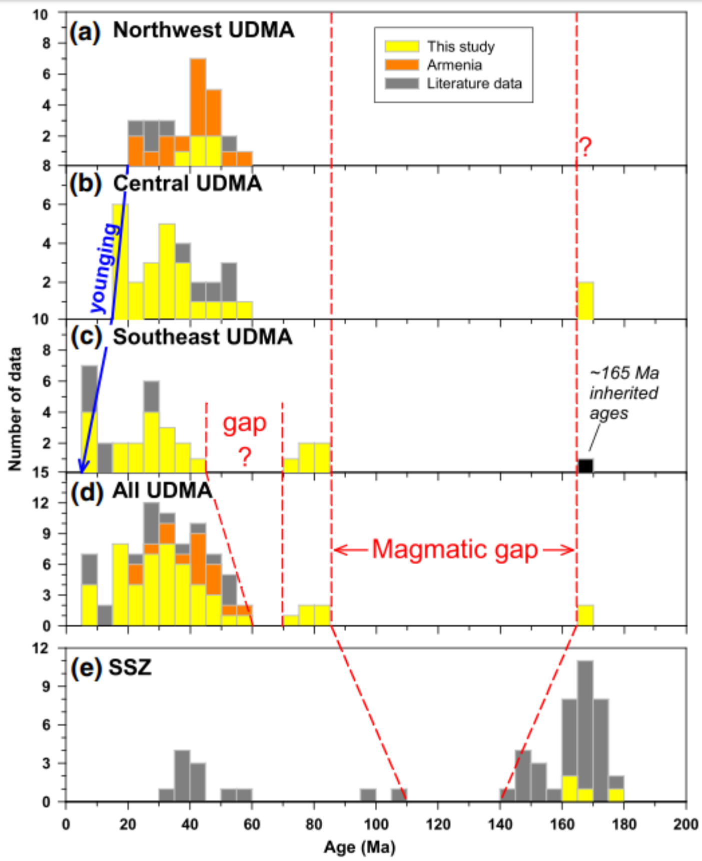


Fig. 10. Histograms of age results from (a) the Northwest UDMA, (b) the Central UDMA, (c) the Southeast UDMA, (d) all UDMA, and (e) the SSZ. Age data from Armenia are from Lin (2011) and our unpublished data.

هیستوگرام یا نمودار فراوانی سنی توده‌های نفوذی: a - بخش شمال غربی کمان آتشفشانی ارومیه دختر ، b- بخش مرکزی کمان آتشفشانی ارومیه دختر (نسبت به کل روند شمال غربی – جنوب شرق این نوار)، c – بخش جنوب شرقی کمان آتشفشانی ارومیه دختر، d- داده‌های سنی کل کمان آتشفشانی ارومیه دختر ، e - داده های سنی مربوط به پهنه ساختاری سنندج – سیرجان (داده‌های مربوط به کشور ارمنستان از لین (۲۰۱۱) و داده‌های چاپ نشده ما (مؤلفین مقاله) اقتباس شده است). به شکل مشابهی در صفحات بعد و شرح آن توجه نمایید.

مشخصات مقاله در زیر دیده می‌شود.

Lithos 162–163 (2013) 70–87

Contents lists available at SciVerse ScienceDirect

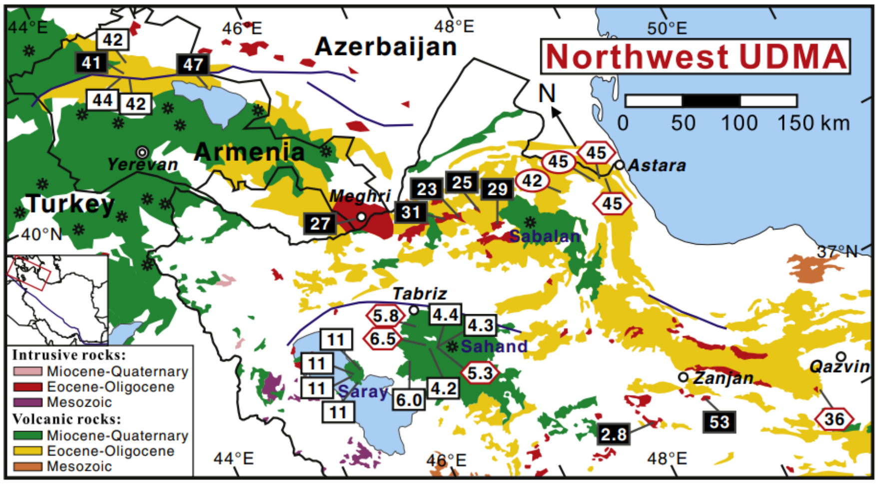
Lithos

journal homepage: www.elsevier.com/locate/lithos

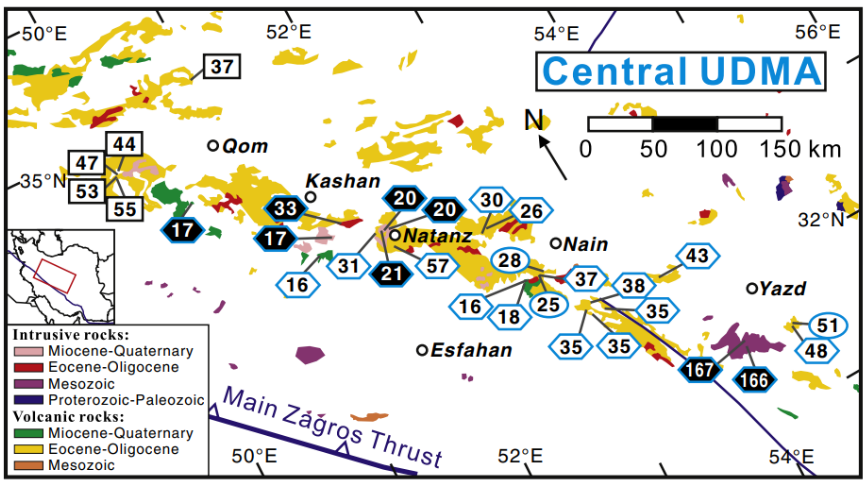
Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny

Han-Yi Chiu [a], Sun-Lin Chung [a,*], Mohammad Hossein Zarrinkoub [b], Seyyed Saeid Mohammadi [b], Mohammad Mahdi Khatib [b], Yoshiyuki Iizuka [c]

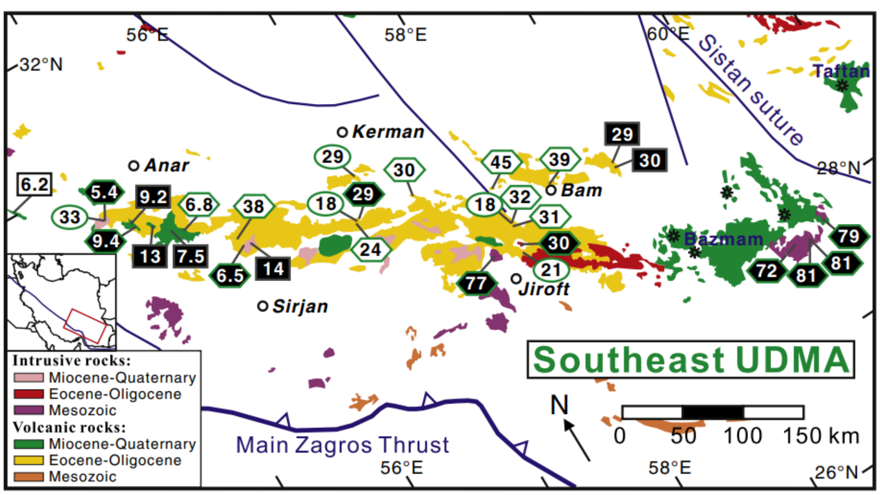
[a] Department of Geosciences, National Taiwan University, Taipei, Taiwan
[b] Department of Geology, Birjand University, Birjand, Iran
[c] Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Taipei, Taiwan



بخش شمال غربی کمان آتشفشانی ارومیه دختر

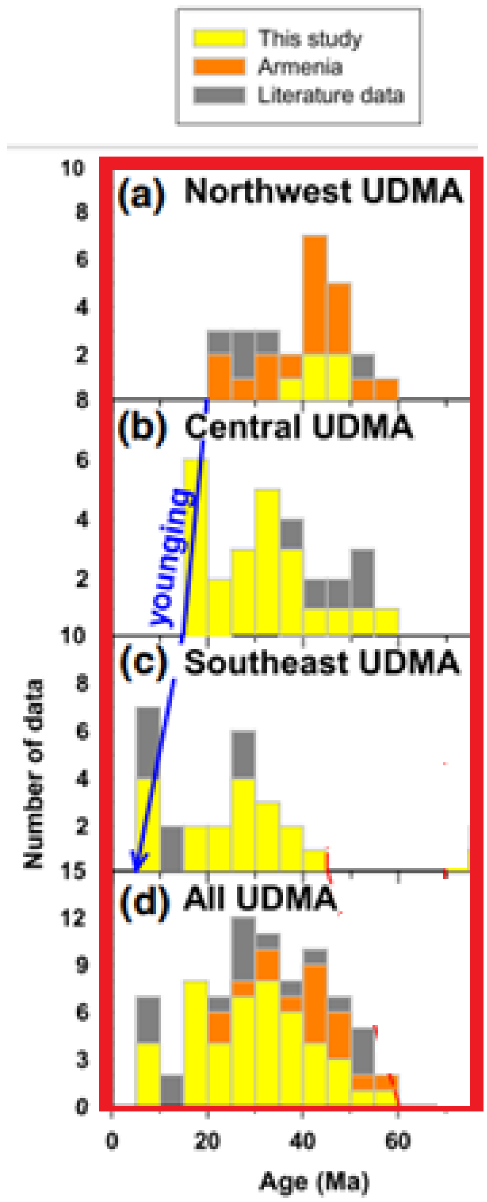


بخش مرکزی کمان آتشفشانی ارومیه دختر



بخش جنوب شرقی کمان آتشفشانی ارومیه دختر

اعداد معرف سن توده های نفوذی بر حسب میلیون سال هستند.



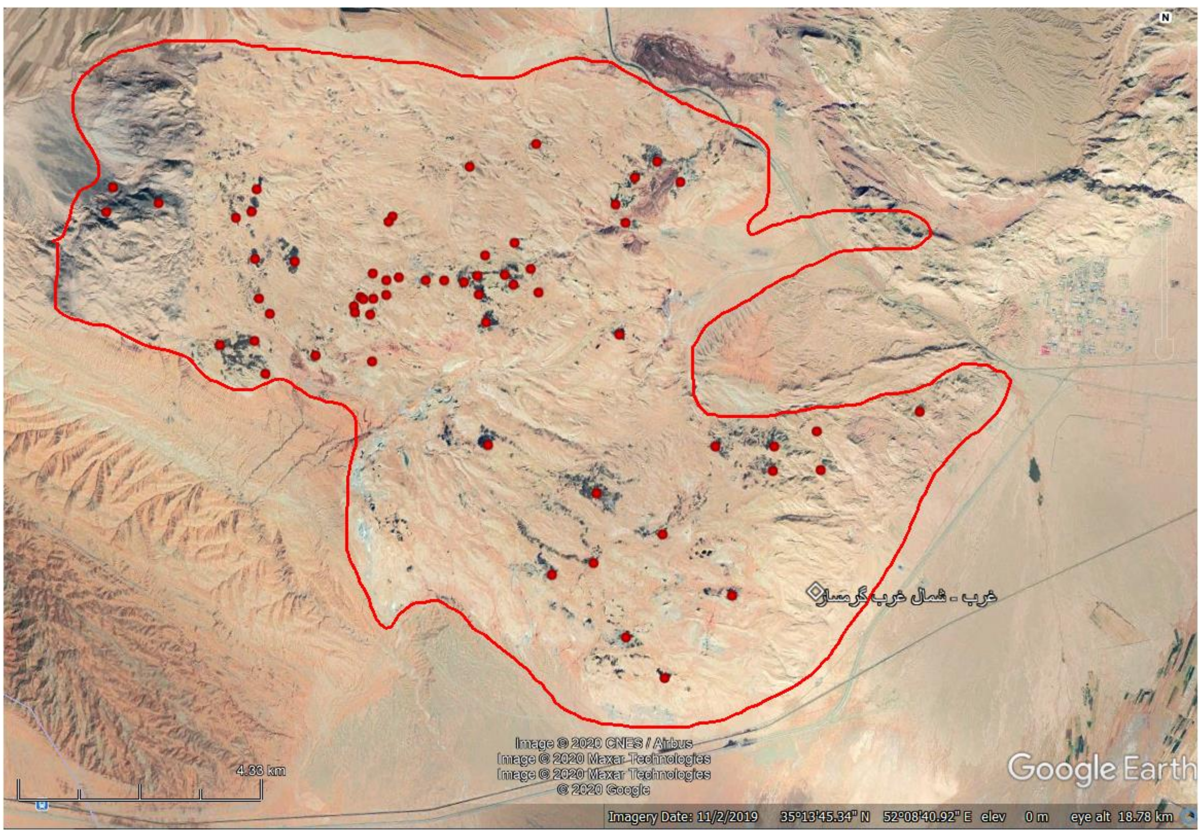
هیستوگرام یا نمودار فراوانی سنی توده‌های نفوذی: a - بخش شمال غربی کمان آتشفشانی ارومیه دختر ، b- بخش مرکزی کمان آتشفشانی ارومیه دختر (نسبت به کل روند شمال غربی – جنوب شرق این نوار)، c – بخش جنوب شرقی کمان آتشفشانی ارومیه دختر، d- داده‌های سنی کل کمان آتشفشانی ارومیه دختر.

بهتر است برای نگاه به ماگماتیسم ارورمیه دختر نمودار فراوانی سنی مسترج از مقاله چیو و همکاران ۲۰۱۳ را به این صورت دید. اکنون با زمین شناسی ایران سازگارتر است.

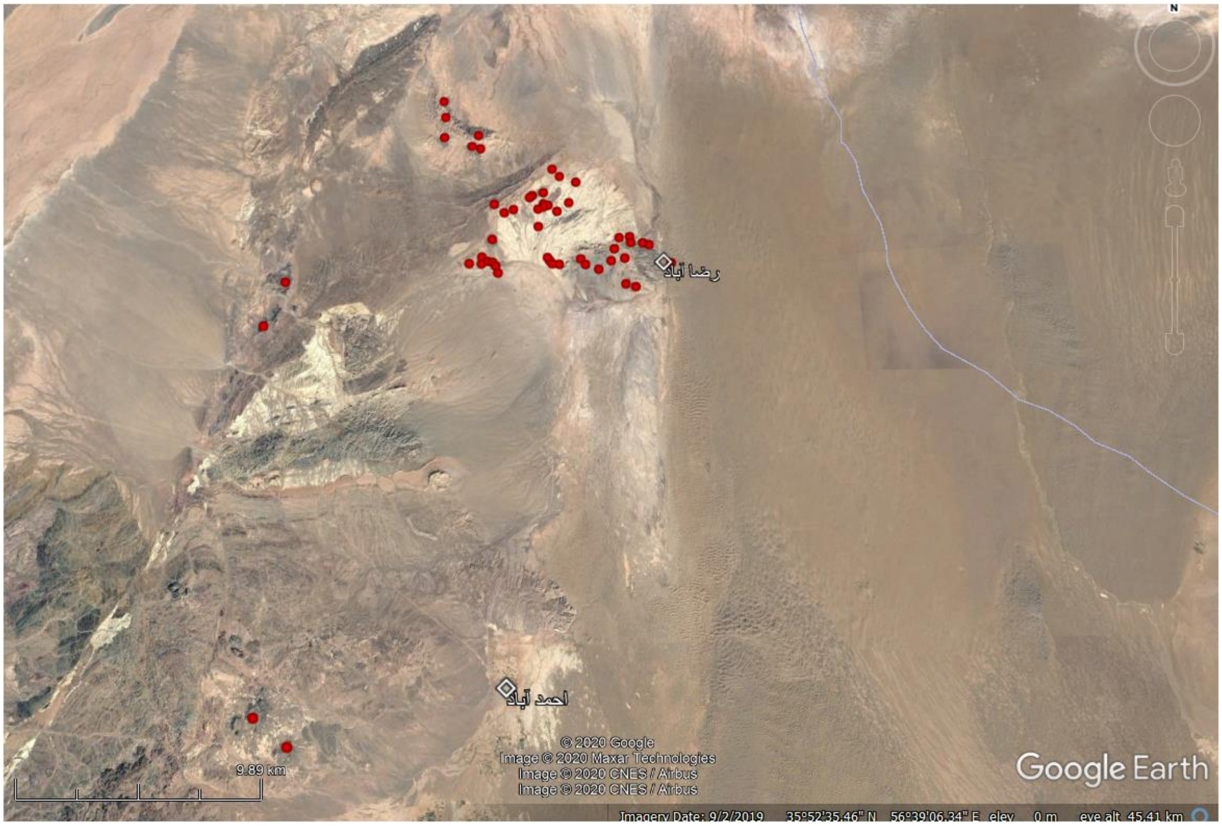
دقت کنید بخشی از ماگماتیسم جوان ارومیه دختر با دامنه سنی الیگومیوسن تا عهد حاضر که عمدتاً به صورت سنگ‌های آتشفشانی هستند در این نمودار لحاظ نشده اند یا کمتر به آنها توجه شده است، چون در این تحقیق خیلی مورد توجه نبوده اند و در ضمن سن سنجی آنها با دشواری های بیشتری برخوردار است.

ماگماتیسم الیگومیوسن تا عهد حاضر

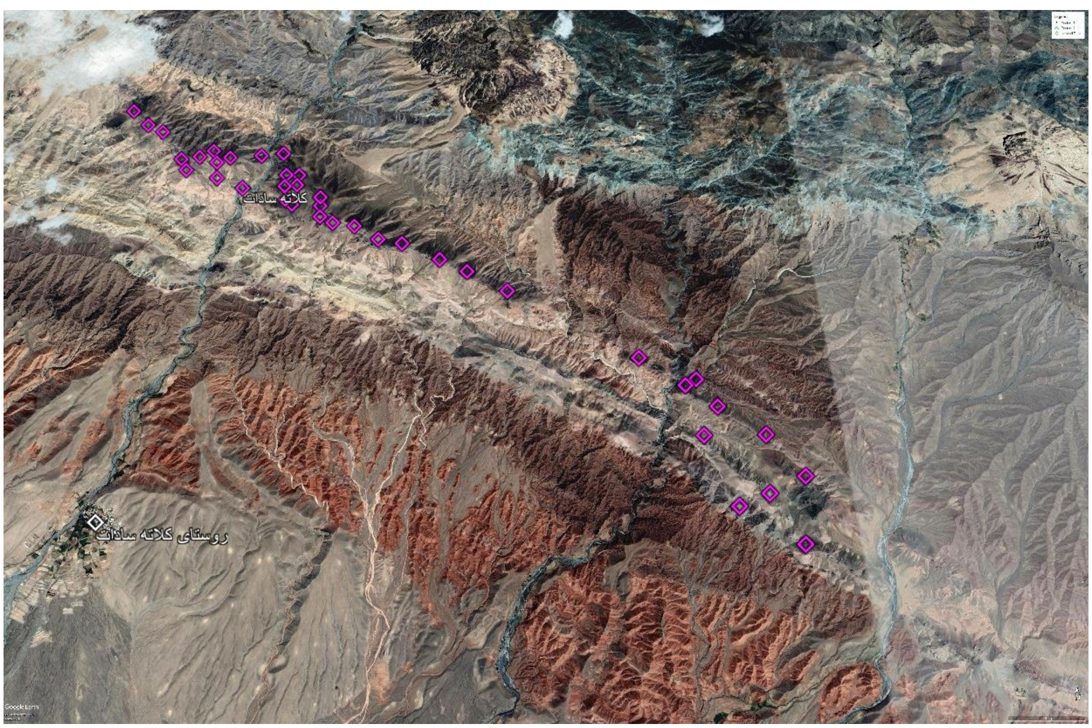
تصاویری از محل‌های رخنمون سنگهای آذرین با سن الیگومیوسن تا عهد حاضر در ادامه دیده می‌شود



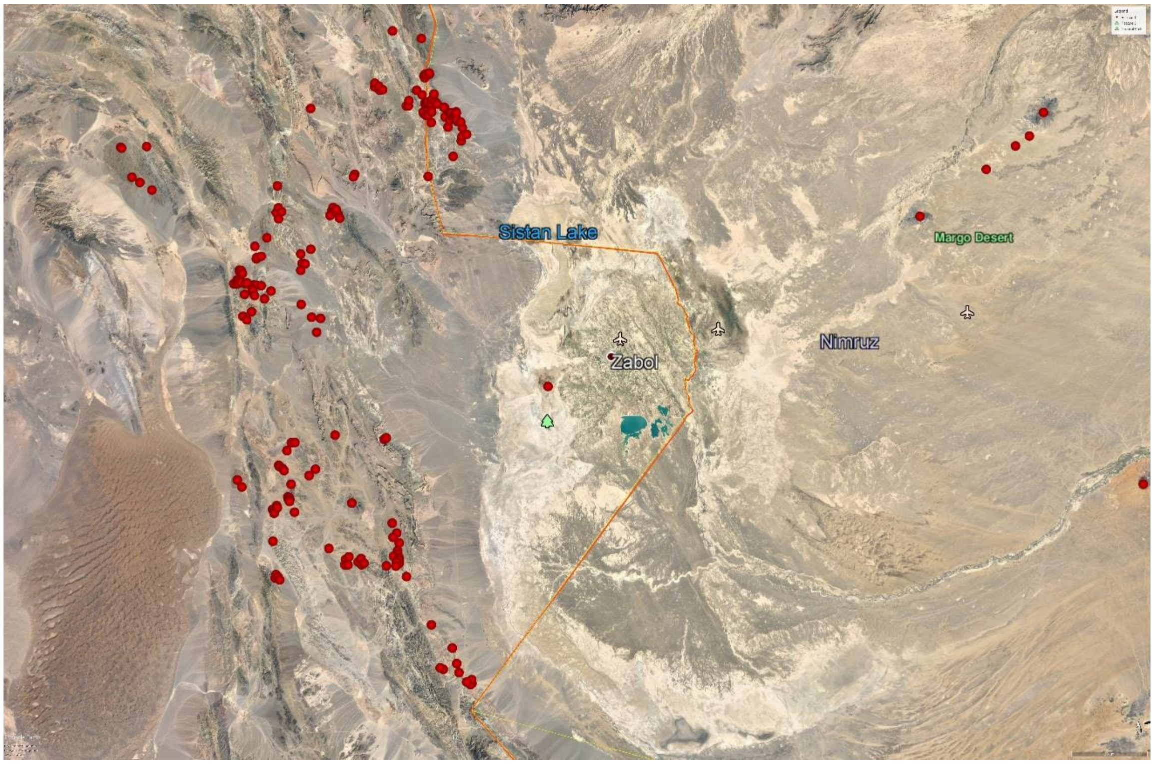
غرب شمال غرب گرمسار



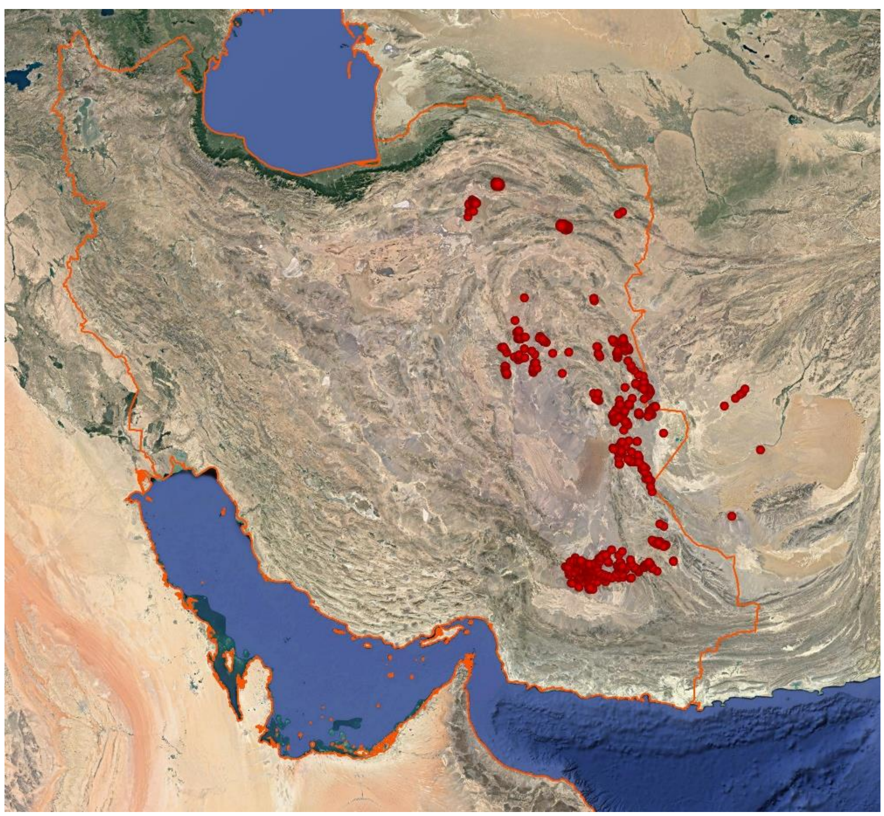
احمد آباد – رضا آباد (شرق - جنوب شرق شاهرود)



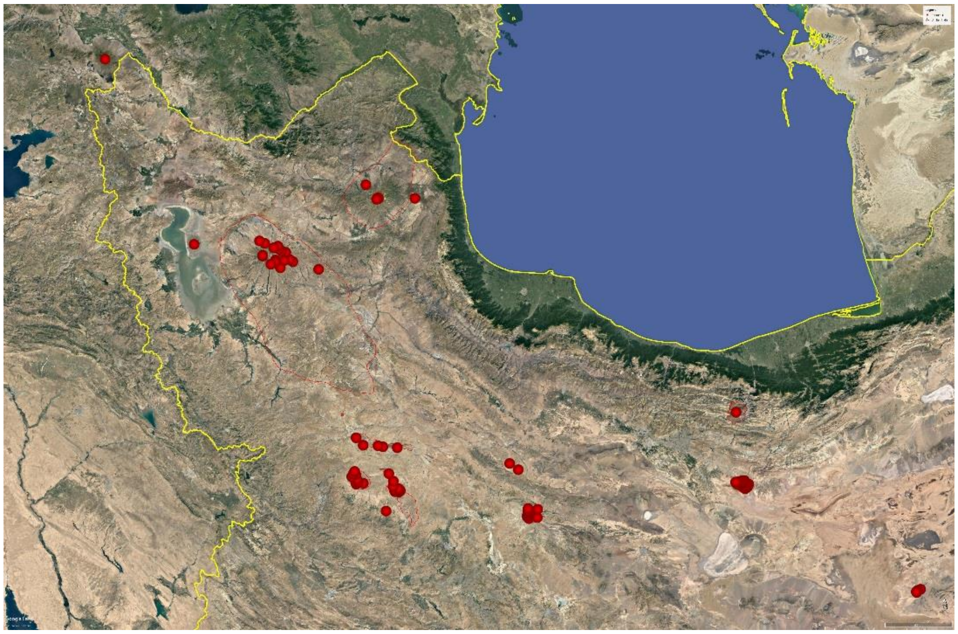
کلاته سادات (غرب سبزوار)



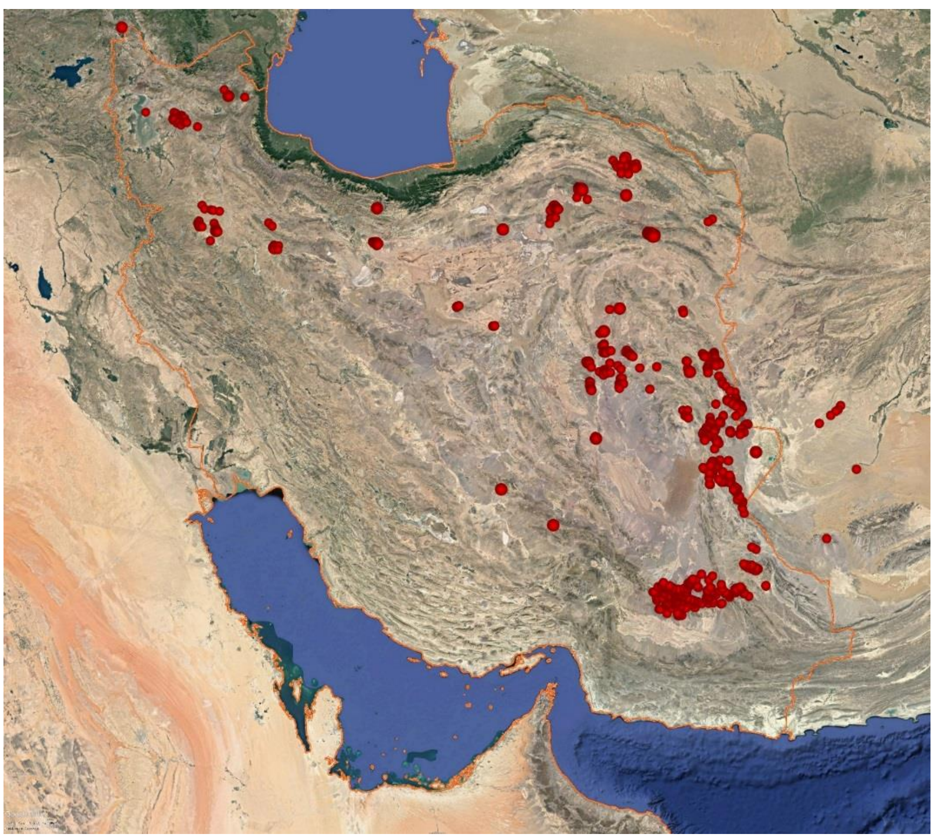
زابل – نصرت آباد (شرق - ایران)



نیمه شرقی ایران



شمال و شمال غرب ایران



تقریباً کل ایران – سنگهای آتشفشانی الیگومیوسن تا عهد حاضر

پیامدهای ماگماتیسم سنوزوئیک

کانه زایی

۱- مس (نظیرکانسار مس سرچشمه و سونگون،

۲- سرب، روی، طلا، آهن، باریت

۳- کانسارهای مس همراه سنگ‌های آتشفشانی غرب شاهرود – شمال زنجان و ...

۴- سنگ‌های ساختمانی (سنگ نما و سنگ لاشه - استفاده مستقیم از سنگ‌های آذرین)

۵- پوکه معدنی، پُوزُولان، پِرلیت (پومیس و اسکوری)

اسکارن زایی

۱- در جنوب غرب یزد، خضر آباد،

۲- کامو – قهرود (جنوب و جنوب غرب کاشان)،

۳- شمال اهر (در مجاورت معدن مس مزرعه)،

۴- شمال بافت – هراران در استان کرمان

دگرسانی های گرمابی بزرگ مقیاس

- حوالی طارم شمال قزوین – تاکستان – زنجان)،

- جنوب کرمان از شهربابک تا سبزواران و

- شمال آذربایجان های غربی و شرقی

به وجود آمدن سرزمین‌های حاصلخیز

حضور چشمه های آبگرم

به وجود آمدن مناظر دیدنی از جمله دهانه‌های آتشفشانی، مخروط‌های بلند آتشفشانی، دریاچه تشکیل شده در محل دهانه‌های فروریخته یا کالدراها و کراترها.