

زمین‌شیمی و سن‌سنجی گابروهای افیولیتی سهول‌آوا-شمال غرب ایران

بهمن رحیمزاده*

دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین، گروه زمین‌شناسی
جمشید حسن‌زاده؛ پاسادنا، انستیتو تکنولوژی کالیفرنیا، بخش زمین‌شناسی و نجوم
فریبرز مسعودی؛ دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین، گروه زمین‌شناسی

چکیده

در اطراف شهر سهول‌آوا در استان کردستان، توده‌ها و دایک‌های با ترکیب گابرویی افیولیتی به همراهی بازالت‌ها و پریدوتیت‌های افیولیتی رخ‌نمون دارند. افیولیت سهول‌آوا بخشی از افیولیت‌های کردستان است که در زون برشی بین زاگرس مرتفع و سنج‌سیرجان شمالی واقع شده است. در این تحقیق ژئوشیمی و سن گابروها بررسی شده است. بافت غالب گابروها دانه‌ای و پگماتویدی است که بخش‌های مجاور گسل اصلی و جوان زاگرس میلونیته شده‌اند. دامنه تغییرات SiO_2 گابروها بین ۴۷/۸۴ تا ۵۱/۶۵ درصد وزنی و سرشت ماگمای آن‌ها بیش‌تر توله‌ایتی است. کانی‌های اصلی گابروها، پلاژیوکلاز با ترکیب لابرادور و کلینوپیروکسن از دو نوع دیوپسید و اوژیت با عدد منیزیم (Mg#) ۸۳/۹۰ تا ۸۸/۹۰ است. ویژگی‌های این گابروها در نمودارهای مختلف ژئوشیمیایی و ژئوتکتونیک گویای منشأ گوشته‌ای اندکی تهی شده است که در محیطی سوپراسابداکشن^۱ جلوی قوس تشکیل شده است. این گابروها به روش U-Pb بر روی دانه‌های زیرکن سن میانگین $1/3 \pm 38/3$ میلیون سال را نشان می‌دهند. سن ائوسن پایانی گابروهای سهول‌آوا و چندین توده گابروی مشابه در امتداد زمین درز زاگرس در منطقه کردستان گویای این است که نئوتتیس در این منطقه بعد از ائوسن بسته شده باشد.

مقدمه

گسل زاگرس محل بسته شدن یکی از شاخه‌های نئوتتیس به‌شمار می‌رود که از جنوب ترکیه و شمال غرب ایران گذشته و تا دریای عمان ادامه داشته است. زاگرس یکی از شاخه‌های نئوتتیس است که در پرمین شروع به باز شدن کرده و در تریاس به بیش‌ترین وسعت خود رسیده است [۱]، [۲]. فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی، در نتیجه حرکت رو به شمال شرق قاره آفریقا، از تریاس پایانی- ژوراسیک زیرین یعنی از زمان برخورد ایران مرکزی با بلوک توران آغاز شده و در کرتاسه بالایی [۳] یا ائوسن میانی [۴] و یا میوسن [۱۶] پایان یافته است. افیولیت‌های کرمانشاه [۵]، [۶]، نیریز [۷] و کردستان [۸] مهم‌ترین بخش‌های افیولیت‌های باقی‌مانده از نئوتتیس هستند. کمان ماگمایی ارومیه دختر نیز حاصل ماگماتیسزم فرورانش نئوتتیس به زیر صفحه ایران است [۱]، [۹]، [۱۰].

واژه‌های کلیدی: گابرو، افیولیت‌های سهول‌آوا، روش U-Pb، سوپراسابداکشن زون، زاگرس.

دریافت ۹۲/۲/۲۲

پذیرش ۹۲/۱۱/۱۴

۱. Supra-subduction Zone

b.rahimzade59@gmail.com

*نویسنده مسئول

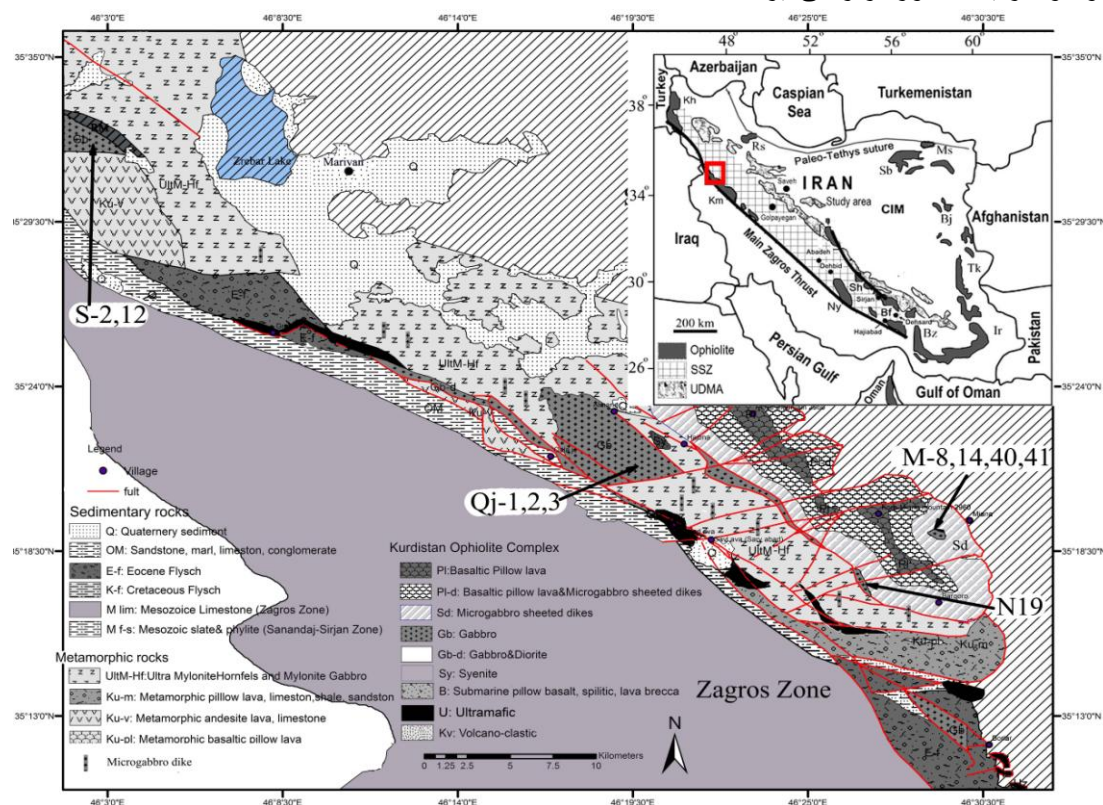
کمان ماگمایی ارومیه دختر در بخش شمالی متفاوت از بخش جنوبی است به‌طوری‌که در پژوهش‌های اخیر چند کمان ماگمایی جدا از هم در مناطق کرمانشاه-کردستان معرفی شده‌اند [۱۰]، [۱۱]، [۱۲]. عزیزی و معین‌وزیری با ارائه مدلی منطقه شمال غرب ایران را به سه محور ماگمایی تقسیم‌بندی کردند که گابروهای منطقه سهول‌آوا را در محور ماگمایی صحنه-بانه قرار داده‌اند و ماگماتیسیم این محور را مربوط به قوس ماگمایی نتیجه فرورانش دانسته‌اند [۱۰].

افیولیت‌های سهول‌آوا بخشی از افیولیت‌های کردستان است. گابروهای دانه‌ای-پگماتویدی همراه این مجموعه افیولیتی هستند. در قاعده واحد میکروگابرویی با رابطه گسلی روی پریدوتیت‌ها و اسلیت-فیلیت‌های سنندج-سیرجان قرار گرفته‌اند. در ادامه حرکت صفحه عربی به سمت ایران و ادامه روراندگی، زون خردشده مشخصی تشکیل و افیولیت‌ها به سمت زون سنندج سیرجان حرکت کرده‌اند. واحدهای افیولیتی در منطقه کردستان نیز با کمان ماگمایی اولیگومیوسن صحنه-بانه [۱۰] هم‌جوار شده‌اند. بررسی گابروهای سهول‌آوا ضمن مشخص کردن ارتباط این گابروها با افیولیت‌ها یا کمان ماگمایی، می‌تواند شناخت بهتری در شکل‌گیری کوه‌زایی زاگرس و زمان بسته شدن نئوتتیس را در پی داشته باشد. در این تحقیق، روابط صحرایی و سنگ‌شناسی گابروهای سهول‌آوا معرفی و ژئوشیمی و سن ایزوتوپی آن‌ها بررسی شده است.

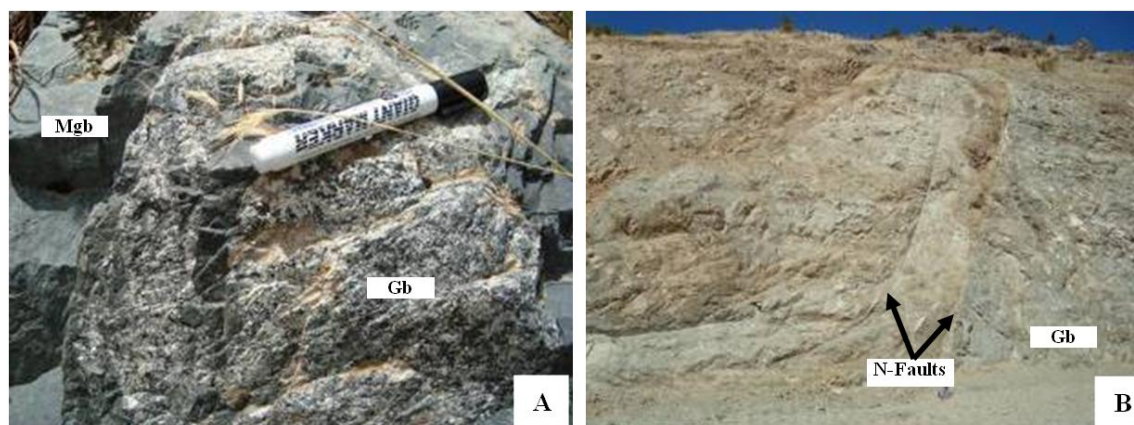
جای‌گاه زمین‌شناسی

افیولیت‌های کردستان در بین راندگی زاگرس و پهنه سنندج-سیرجان قرار گرفته‌اند. مجموعه افیولیتی سهول‌آوا بخشی از افیولیت‌های کردستان است که مابین سنندج و مریوان قرار گرفته است (شکل ۱). در جنوب غرب و غرب سهول‌آوا، آهک‌های زاگرس (مجموعه بیستون) و در شمال و شمال شرق، اسلیت و فیلیت‌های سنندج سنگ‌های همبر افیولیت‌ها را می‌سازند. در منطقه سهول‌آوا مجموعه افیولیتی به‌ترتیب از بالا به پایین شامل توده‌های عظیم و مرتفع بازالت-میکروگابرو، گابروهای دانه‌ای-پگماتویدی (شکل ۲-۱) و در قاعده توالی واحدهای پریدوتیت است. گابروهای با بافت دانه‌ای و پگماتویدی در زیر میکروگابروها قرار گرفته و در آن‌ها نفوذ کرده‌اند. به‌جز توده گابروی قه‌لاجی که نسبتاً بزرگ است، بیش‌تر رخ‌نمون‌های گابرویی در حد استوک و دایک هستند (شکل ۲-۲). به‌دلیل حضور توأم گسل اصلی زاگرس (MZF) و گسل جوان زاگرس (MZRF) در منطقه سهول‌آوا، گابروهای نزدیک این گسل‌ها به‌شدت میلونیتی و حتی الترامیلونیتی شده‌اند. در محدوده بین گابروهای درشت بلور و میکروگابروها، دایک‌های فلسیک با ترکیب پلاژیوگرانییتی نفوذ کرده‌اند (شکل ۲-۳). مجموعه‌ای از رسوبات آهکی-تبخیری معادل سازند قم روی آهک‌های کرتاسه زاگرس (زون بیستون-اورامان) به‌صورت دگرشیب قرار گرفته است و مجموعه افیولیتی سهول‌آوا روی این مجموعه رسوبی رانده شده است (شکل ۲-۴).

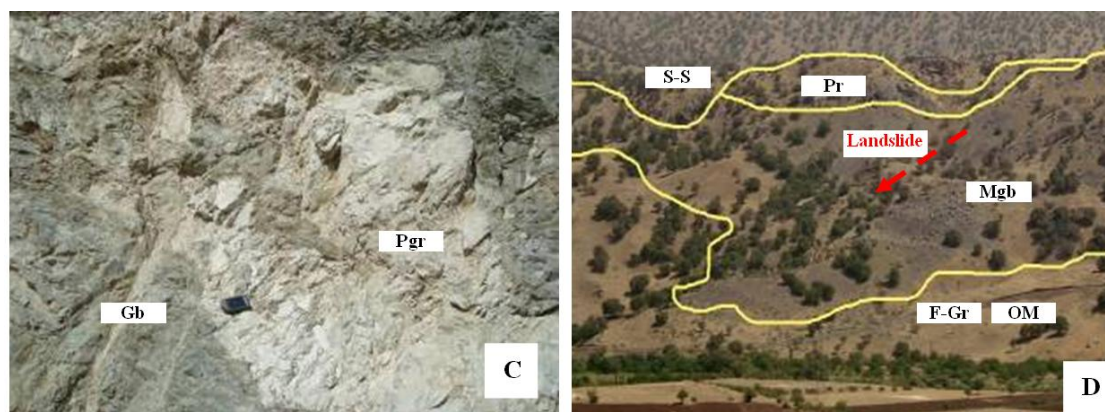
سیل، دایک و استوک‌های کوچک گابرویی در منطقه با روندی همسو با گسل اصلی زاگرس دیده می‌شوند (شکل‌های ۱ و ۳). توده نسبتاً بزرگ منطقه در اطراف روستای قه‌لاجی رخ نمون دارد. توده‌های نفوذی در مرز ایران و عراق (بینجوين) [۱۳]، [۱۴] در شمال غرب منطقه، و توده‌های گابرویی طابیساران [۱۵]، گابروی مروارید [۱۱]، گابروهای شمال غرب کامیاران و مجموعه گابروی شرق کامیاران [۱۶]، مشابه با گابروهای سهول‌آوا در یک محور قرار می‌گیرند.



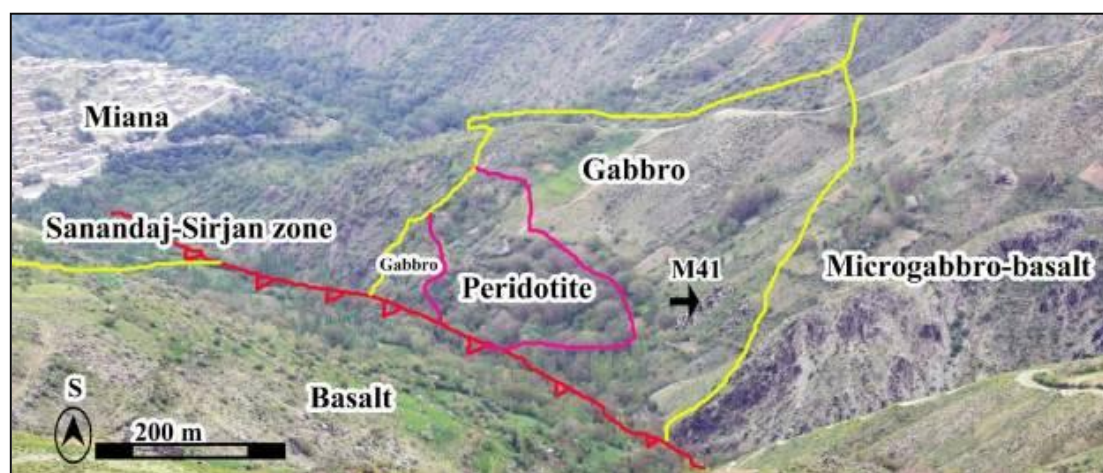
شکل ۱. موقعیت زمین‌شناسی منطقه در ایران و نقشه زمین‌شناسی منطقه بررسی شده (با تغییرات از [۱۷]). نمونه‌های برداشت شده از مناطق مختلف با علامت اختصاری مشخص شده‌اند، M=میان، Qj=قه‌لاجی، S=سردوش و N=نسل



شکل ۲. رخ‌نمون گابروهای (Gb) منطقه و ارتباط آن‌ها با واحدهای بالا و پایین در روستای نسل. (A) نفوذ گابروی گرانولار (G-Gb) در میکروگابرو (Mgb)، (B) گسل‌های نرمال (N-Faults) در ارتباط با گسل جوان زاگرس و تأثیر آن بر گابروها



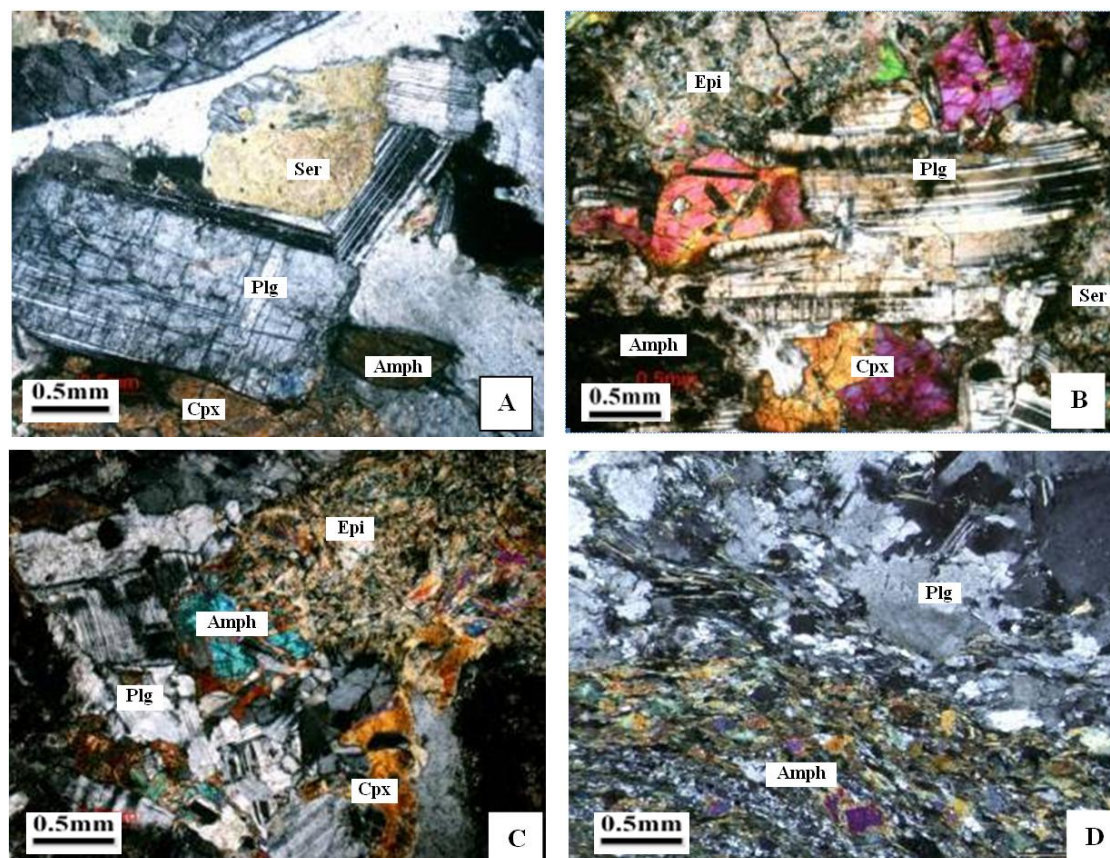
شکل ۲. (C) نفوذ دایک‌های فلسیک پلاژیوگرانییتی (Pgr) در گابروها و میکروگابروها (F-Gr) در گابروها، (D) راندگی اسلیت‌های سنندج سیرجان (S-S) روی پریدوتیت (Pr) و میکروگابرو (مجموعه افیولیتی) و کل مجموعه روی واحد اولیگومیوسن (OM)



شکل ۳. ارتباط صحرایی واحد گابرویی میانه با سنگ‌های همجوار در شرق محدوده بررسی شده

پتروگرافی

گابروها بافت‌های اولیه دانه‌ای و پگماتیته دارند. پلاژیوکلاز لابرادوریتی-آندزینی و کلینوپیروکسن از نوع اوژیت و دیوپسید درشت بلورهای گابروها را می‌سازند (شکل ۴- A و B). کانی‌های فرعی را آپاتیت و مگنتیت و به‌ندرت الیوپن تشکیل می‌دهند. در غالب گابروها ابتدا کانی پلاژیوکلاز متبلور شده و کانی پیروکسن فضای خالی را پر می‌کند. در مواردی کانی پلاژیوکلاز به‌صورت بافت فرعی پویی‌کیلینتیک در داخل پیروکسن‌ها دیده می‌شود. در بیش‌تر توده‌های گابرویی نسبت کانی پلاژیوکلاز به پیروکسن تقریباً یک به یک است. با وجود این، در مواردی از کانی‌های پگماتیته، درصد کانی پلاژیوکلاز بیش‌تر از پیروکسن است و در برخی دایک‌های گابروهای گرانولار درصد پیروکسن بیش‌تر از پلاژیوکلاز است. در بخش‌های نزدیک به گسل زاگرس گابروهای پگماتیته به‌شدت خرد شده و سنگ بافت‌های میلونیتی و اولترامیلونیتی پیدا کرده است (شکل ۴- D). تبدیل کلینوپیروکسن به آمفیبول در گابروهای منطقه شایع است (شکل ۴- C و D). از دگرسانی آمفیبول کانی‌های اپیدوت و کلریت به‌وجود آمده است. کانی‌های کلسیت، سربیسیت و کوارتز ریز دانه نیز حاصل دگرسانی هستند.



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی گابروهای سهول‌آوا، (A) پگماتوئید گابرو با درشت بلورهای خودشکل پلاژیوکلاز تا ۵ سانتی‌متر و کلینوپیروکسن غالباً اورالیتی که بیشتر اوقات به صورت بی‌شکل بین بلورهای پلاژیوکلاز را پر کرده است، (B) گابروی گرانولار با پلاژیوکلازهای هوازده شده و بافت فرعی پویی‌کیلیتیک، (C) اورالیتی شدن کانی کلینوپیروکسن به آمفیبول در گابروی گرانولار، تجزیه‌شدگی پیروکسن به کانی‌های اپیدوت و کلریت دیده می‌شود، (D) متاگابرو با دگرگونی در حد شلیست سبز، کشیدگی و جهت یافتگی کانی‌ها به خصوص آمفیبول مشهود است. (کلینوپیروکسن=Cpx، پلاژیوکلاز=Plg، سرسیت=Ser، آمفیبول=Amph، اپیدوت=Epi)

روش‌های آزمایشگاهی

در طی برداشت‌های صحرایی، تعداد ۳۰ نمونه از گابروهای گرانولار-پگماتیتی در ۴ رخنمون اصلی اشاره شده در شکل ۱ برداشت و از آن‌ها مقطع نازک تهیه شد. پس از بررسی‌های سنگ‌شناسی و پتروگرافی، اکسیدهای عناصر اصلی ۱۰ نمونه به روش XRF و عناصر کمیاب ۵ نمونه به روش ICP در آزمایشگاه دانشکده علوم زمین دانشگاه فرارای ایتالیا تجزیه شد (جدول ۱). آنالیز کانی‌های پیروکسن (جدول ۲) و پلاژیوکلاز (جدول ۳) از گابروی میانه انتخاب شده و با روش آنالیز نقطه‌ای با دستگاه کامکاکامباکس^۱ با ولتاژ ۱۵ کیلو ولت، جریان ۱۵ نانو آمپر و استفاده از سیلیکات‌ها و اکسیدهای طبیعی به عنوان استاندارد، در دانشگاه علوم زمین شهر پادوای ایتالیا انجام شد.

۱. Cameca-Camebax

نمونه M۴۱ از استوک میانه برای تشخیص سن گابروها انتخاب شد (شکل ۱). آماده‌سازی و جدایش کانی زیرکن در آزمایشگاه‌های سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی صورت گرفت. پس از خردایش مقدار ۴ کیلوگرم از سنگ گابرو، جدایش دانه‌های زیرکن انجام شد. محاسبه سن تبلور کانی زیرکن بر اساس اندازه‌گیری ایزوتوپی اورانیم، سرب و توریم با استفاده از دستگاه مایکروپروپ یونی^۱ در دانشگاه کالیفرنیا در لس آنجلس (UCLA) اندازه‌گیری شد. برای اندازه‌گیری از روش کویدلور^۲ و همکاران [۱۸] و اسمیت^۳ و همکاران [۱۹] استفاده شد. میزان اطمینان از داده‌های ایزوتوپی ۹۵ درصد است (برای توضیحات بیشتر مراجعه شود به [۲۰]). خلاصه آنالیزهای ایزوتوپی یونی مایکروپروپ اورانیم-سرب در جدول ۴ آورده شده است.

جدول ۱. نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی به روش XRF و عناصر فرعی به روش ICP. اکسیدهای اصلی بر اساس درصد وزنی (wt.%) و عناصر فرعی و جزیی بر حسب PPM محاسبه شده است.

Sample	XRF&ICP					XRF				
	M-۸	M-۱۴	N-۱۹	M-۴۰	M-۴۱	S۲	S۱۲	Qj ۱	Qj ۲	Qj ۳
Locality	Miana	Miana	Nsel	Miana	Miana	Sardosh	Sardosh	Qalaje	Qalaje	Qalaje
SiO _۲	۵۱/۶۵	۵۰/۶۰	۵۱/۳۹	۴۸/۴۶	۵۱/۶۸	۴۷/۸۴	۴۹/۷۲	۴۸/۹۸	۵۱/۲۹	۵۰/۹۳
TiO _۲	۰/۶۹	۰/۳۵	۰/۳۴	۰/۴۶	۰/۸۶	۰/۱۹	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۶۴	۰/۴۴
Al _۲ O _۳	۱۹/۴۳	۱۷/۵۹	۱۹/۰۸	۱۸/۴۶	۱۴/۹۶	۱۸/۹۲	۱۹/۵۱	۱۶/۳	۱۲/۸۴	۱۲/۹۲
Fe _۲ O _۳	۰/۸۷	۰/۵۸	۰/۵۷	۰/۸۰	۰/۸۸	۱/۱۳	۱/۰۰	۰/۸۵	۰/۹۵	۰/۵۸
FeO	۵/۷۸	۳/۸۴	۳/۷۷	۵/۳۴	۵/۸۵	۷/۵۴	۶/۷۰	۳/۸	۴/۷	۵/۶
MnO	۰/۱۲	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۰۶۲	۰/۰۸۵	۰/۰۷۷
MgO	۱۰/۴۵	۱۰/۴۷	۹/۵۲	۱۳/۲۸	۱۱/۱۵	۱۰/۱۰	۸/۷۶	۱۳/۶۸	۸/۶۷	۱۱/۳۹
CaO	۱۲/۲۶	۱۳/۴۵	۱۱/۹۸	۱۰/۹۴	۱۱/۳۳	۱۳/۶۰	۱۳/۲۴	۸/۹۴	۱۱/۵۴	۱۱/۴۱
Na _۲ O	۲/۵۸	۲/۴۳	۲/۹۶	۱/۸۱	۲/۹۲	۰/۴۷	۰/۶۶	۱/۵۲	۲/۷۱	۱/۷۷
K _۲ O	۰/۰۷	۰/۴۸	۰/۲۶	۰/۲۷	۰/۱۴	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۳	۰/۴۴	۰/۲۹
P _۲ O _۵	۰/۱۱	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۷	۰/۱۱	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۴
LOI	۱/۸۸	۵/۲۶	۲/۳۰	۲/۸۵	۲/۱۳	۲/۲۳	۲/۱۸	۵/۲۱	۵/۳۵	۳/۷۲
Total	۹۹/۶۰	۹۹/۹۵	۱۰۰/۰۱	۹۹/۹۴	۹۹/۹۷	۹۹/۸۷	۱۰۰/۰۱	۹۹/۸۶	۹۹/۹۵	۹۹/۱۶
Cr	۱۷۵	۷۰۵	۲۰۱	۹۹	۲۱۶	۵۰۴	۲۹۵	۲۲۴	۵۹۷	۴۹۶
Co	۲۴	۱۵	۴۲	۳۷	۳۶	۴۸	۴۰	۳۵	۲۱	۲۳
Zn	۲۱	۸	۲۱	۱۵	۲۰	۳۶	۳۰	۳۸	۳۵	۴۲
Cu	۱۱	۶	۸۴	۳۴	۳۸	۸۵	۷۲	۲۶	۳	۱۲
Ga	۱۲	۱۰	۷	۹	۱۰	۱۰	۹			
Ta	۰/۸۹	۰/۱۹	۰/۱۶	۰/۱۶	۰/۲۲					
V	۱۷۹	۸۴	۸۴	۷۸	۲۰۰	۲۰۵	۱۴۷	۳۵	۱۱۶	۸۷
Ni	۱۰۱	۲۴۲	۸۳	۱۵۹	۹۱	۲۰۶	۱۱۷	۴۶۳	۱۹۲	۳۴۸
Rb	۱/۴۵	۰/۹	۱۰/۱۷	۳/۹۱	۲۳/۷۹			۱۳	۲۰	۱۹
Sr	۱۸۸	۲۳۷	۳۹۹	۲۳۲	۲۱۳	۶۷	۷۵	۴۱۳	۲۶۰	۱۴۴
Y	۲	۵	۹	۲۴	۸	۱۱	۷	۱۶	۱۴	
Sc	۲۸	۱۷	۱۲	۷	۳۰	۴۳	۳۳			
Zr	۴۸	۲۸	۱۶	۳۹	۵۴		۵۶	۵۴	۸۱	۴۴
Nb	۱۳/۸۶	۳/۲۷	۲/۶۹	۲/۵۹	۳/۳۶	۴/۲۱	۶/۳۱	۲۵	۱۴	۲
Ba	۲۴	۸	۲۱	۲۰۱	۳۵	۱۲	۱۰	۱۸۵	۲۵۵	۱۷۹
La	۷/۳۵	۳/۸	۲/۰۲	۲/۵۷	۳/۸	۱	۰	۱	۱	۷
Ce	۱۱	۶	۲۰	۱۶	۲۴	۴	۳	۲	۲	۱۴
Pr	۲/۷۶	۱/۷۵	۰/۹	۱/۲۴	۱/۷۵					
Nd	۱۴/۲۱	۸/۹۴	۵/۰۴	۷/۱	۸/۹۴	۲	۱			
Sm	۴/۱۹	۲/۷۹	۱/۸۶	۲/۴۲	۴/۱۹					
Eu	۱/۴	۰/۹۳	۰/۷	۰/۸۶	۱/۴					
Gd	۴/۹۵	۳/۰۹	۲/۳۹	۲/۹۴	۴/۹۵					
Dy	۵/۳۷	۳/۶۵	۳	۳/۴۹	۵/۳۷					
Ho	۱/۱۱	۰/۷۵	۰/۶۲	۰/۷	۱/۰۱					
Er	۳/۱۶	۲/۱۳	۱/۸۲	۲/۰۶	۲/۹۳					
Yb	۳	۲/۰۷	۱/۷۶	۱/۹۴	۲/۸					
Lu	۰/۴۳	۰/۲۹	۰/۲۴	۰/۲۹	۰/۴					
Hf	۲/۳۳	۱/۸۲	۱/۲۲	۱/۶۴	۲/۲۶					
Ta	۰/۸۹	۰/۱۹	۰/۱۶	۰/۱۶	۰/۲۲					
Pb			۰/۷	۱	۱	۴	۴	۵	۶	
Th	۱	۱	۱	۱	۲	۱	۱			
U	۰/۱۶	۰/۰۹	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۱۱					

۱. Cameca IMS 1270

۲. Quidelleur

۳. Schmitt

جدول ۲. آنالیزهای نقطه‌ای کلینوپیروکسن در گابروهای میانه (محاسبات بر پایه شش اکسیژن)

CPX	Diopside						Augite					
Min	۴	۵	۶	۷	۹	۱۰	۱۴	۱۵	۱۶	۱۷	۱۸	۱۱
SiO _۲	۵۱/۸۶	۵۱/۸۹	۵۱/۹۷	۵۲/۱۹	۵۲/۹۹	۵۱/۶۱	۵۲/۱۸	۵۲/۹۷	۵۱/۱۴	۵۲/۶	۴۹/۷۸	۴۸/۱۱
TiO _۲	۰/۶۱	۰/۶۲	۰/۶۷	۰/۴۹	۰/۰۸	۰/۷۹	۰/۵۴	۰/۵۲	۰/۶	۰/۴۹	۰/۷	۰/۳۱
Al _۲ O _۳	۲/۶۴	۲/۷۶	۲/۶۸	۲/۳	۰/۶۲	۲/۵۲	۲/۳۲	۲/۲۹	۲/۵۹	۲/۱۹	۵/۶۹	۷/۶۵
Cr _۲ O _۳	۰/۲۴	۰/۲۳	۰/۲۴	۰/۱۶	۰/۰۲	۰/۱۲	۰/۲	۰/۲۳	۰/۲۲	۰/۲۱	۰/۰۳	۰
MnO	۰/۱۴	۰/۱	۰/۱۱	۰/۱۶	۰/۱۶	۰/۱۹	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۱۸	۰/۱۵	۰/۲۲	۰/۳۶
MgO	۱۷/۰۵	۱۷/۱۲	۱۷/۱۳	۱۶/۴۳	۱۶/۱۵	۱۶/۴۴	۱۷/۲۳	۱۶/۳۱	۱۶/۵۱	۱۷/۶۵	۱۵/۰۸	۱۳/۹۶
CaO	۲۰/۸۴	۲۰/۶۸	۲۰/۸۷	۲۱/۶۳	۲۳/۹۴	۲۰/۷۴	۲۰/۸۴	۲۱/۳۹	۲۰/۸۶	۲۰/۳	۱۱/۴۶	۱۰/۴۶
Na _۲ O	۰/۲۹	۰/۲۹	۰/۳۴	۰/۳	۰/۱۱	۰/۳۱	۰/۳۳	۰/۲۹	۰/۳۳	۰/۳۵	۱/۱۳	۱/۴۴
K _۲ O	۰	۰	۰	۰	۰	۰/۰۲	۰	۰/۰۲	۰/۰۴	۰	۰/۰۶	۰/۰۴
FeO	۳/۹۷	۴/۱۶	۳/۸۱	۴/۳	۳/۸۴	۴/۹۱	۳/۷	۵/۵۶	۳/۸۲	۴/۱	۱۳/۰۴	۱۲/۴۳
Fe _۲ O _۳	۱/۷۸	۱/۶۷	۱/۹۹	۱/۵۵	۱/۰۸	۱/۵۶	۲/۰۳	۰	۱/۹۵	۱/۴۴	۰	۳/۰۱
Total	۹۹/۴۲	۹۹/۵۱	۹۹/۸۱	۹۹/۵	۹۸/۹۸	۹۹/۲	۹۹/۵۹	۹۹/۷۹	۹۸/۲۳	۹۹/۴۷	۹۷/۲	۹۷/۷۷
Wo	۴۲/۵	۴۲/۲	۴۲/۵	۴۴/۱	۴۷/۶	۴۲/۶	۴۲/۳	۴۴	۴۳/۲	۴۱/۳	۲۶/۸	۲۴/۹
En	۴۸/۴	۴۸/۶	۴۸/۵	۴۶/۶	۴۴/۷	۴۷	۴۸/۶	۴۶/۷	۴۷/۵	۴۹/۹	۴۹	۴۶/۳
Fs	۹/۱	۹/۲	۹/۱	۹/۳	۷/۷	۱۰/۴	۹/۱	۹/۳	۹/۳	۸/۸	۲۴/۲	۲۸/۸
N ^o	۸۸/۴	۸۸	۸۸/۹	۸۷/۲	۸۸/۲	۸۵/۷	۸۹/۳	۸۳/۹	۸۸/۵	۸۸/۵	۶۷/۳	۶۶/۷
Mg												

جدول ۳. آنالیزهای تک کانی پلاژیوکلاز در گابروهای میانه (محاسبات بر پایه هشت اکسیژن)

Element	P1-۱	P1-۲	P1-۳	P1-۴	P1-۵	P1-۶	P1-۷	P1-۸	P1-۹	P1-۱۰	P1-۱۱	P1-۱۲	P1-۱۳	P1-۱۴	P1-۱۵
SiO _۲	۵۷/۱۳	۵۴/۱۶	۵۲/۳۳	۵۲/۳۷	۵۵/۶۹	۵۳/۵۰	۵۳/۳۹	۵۳/۳۹	۶۱/۴۷	۵۹/۴۳	۵۲/۷۵	۵۳/۰۰	۵۳/۴۳	۵۲/۳۴	۵۲/۳۱
TiO _۲	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۱۲	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۱۰	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۰۵
Al _۲ O _۳	۲۶/۵۶	۲۷/۲۹	۲۸/۳۱	۲۸/۷۷	۲۷/۴۵	۲۸/۸۹	۲۹/۱۷	۲۸/۹۱	۲۸/۰۷	۲۵/۰۰	۲۹/۴۷	۲۹/۵۸	۲۹/۲۰	۲۹/۱۴	۲۹/۶۳
Cr _۲ O _۳	۰	۰	۰/۰۱	۰	۰	۰	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۱	۰	۰/۰۲	۰	۰	۰
FeO	۰/۳۶	۰/۳۸	۰/۴۰	۰/۵۹	۰/۵۵	۰/۵۰	۰/۴۳	۰/۵۶	۰/۳۷	۰/۳۷	۰/۵۷	۰/۴۸	۰/۴۸	۰/۴۵	۰/۴۷
MnO	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
MgO	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۱۰	۰/۰۴	۰/۰۹	۰/۰۶	۰/۱۱	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۸	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۱
CaO	۸۷/۶	۱۰/۰۶	۱۱/۶۵	۱۱/۷۷	۹/۴۹	۱۱/۴۵	۱۱/۷۰	۱۱/۷۳	۴/۹۴	۶/۷۲	۱۲/۲۷	۱۱/۸۶	۱۲/۰۵	۱۲/۴	۱۲/۳۱
Na _۲ O	۶/۵۷	۵/۶۳	۵/۰۱	۴/۷۴	۶/۱۲	۵/۰۸	۵/۰۱	۴/۹۲	۸/۶۳	۷/۹۰	۴/۵۲	۴/۵۲	۴/۷۳	۴/۴۲	۴/۳۰
K _۲ O	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۱۹	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۱۷	۰/۱۹	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۰۸
Total	۹۹/۶۲	۹۷/۷۶	۹۸/۳۷	۹۸/۴۶	۹۹/۶۵	۹۹/۹۳	۹۹/۷۹	۹۸/۸۱	۹۹/۷۳	۹۹/۸۶	۹۹/۶۳	۱۰۰/۰۶	۹۹/۲۷	۹۹/۱۵	۹۹/۱۵
Ab %	۷۵/۲	۶۷/۳	۵۷/۴	۵۳/۳	۵۰/۱	۴۴/۴	۴۳/۵	۴۳/۶	۴۲/۹	۴۲/۰	۴۱/۴	۴۰/۶	۳۹/۸	۳۹/۳	۳۸/۵
An %	۲۳/۸	۳۱/۶	۴۲/۲	۴۵/۶	۴۹/۵	۵۵/۳	۵۶/۱	۵۶/۰	۵۶/۶	۵۷/۶	۵۸/۳	۵۸/۹	۵۹/۷	۶۰/۲	۶۱/۰
Or %	۱/۰	۱/۰	۰/۴	۱/۱	۰/۴	۰/۳	۰/۴	۰/۵	۰/۵	۰/۴	۰/۴	۰/۵	۰/۵	۰/۶	۰/۴

جدول ۴. داده‌های مایکروپروب یونی اورانیم-سرب کانی زیرکن در نمونه M۴۱ از گابروهای میانه

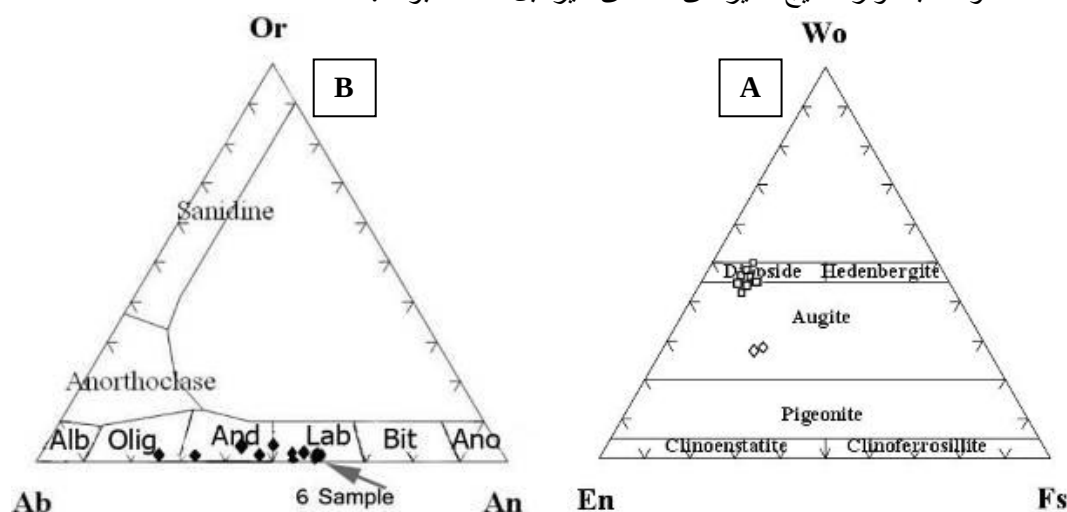
Correlation	^{۲۰۷} Pb*/ ^{۲۳۵} U	۱ s.e.	^{۲۰۷} Pb*/ ^{۲۳۵} U	۱ s.e.	۳/۸۵E-۰۲	۴/۰۸E-۰۲	۳/۸۸E-۰۲
	^{۲۰۶} Pb*/ ^{۲۳۸} U		^{۲۰۶} Pb*/ ^{۲۳۸} U		۴/۰۷E-۰۳	۵/۰۳E-۰۳	۸/۸۸E-۰۳
	Concordia Ellipses		Concordia Ellipses		۵/۸۲E-۰۳	۶/۰۵E-۰۳	۶/۰۷E-۰۳
	^{۲۰۷} Pb*/ ^{۲۰۶} Pb*		^{۲۰۷} Pb*/ ^{۲۰۶} Pb*		۳/۲۹E-۰۴	۳/۸۳E-۰۴	۳/۸۹E-۰۴
Age (Ma)	^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۳۵} U	۱ s.e.	^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۳۵} U	۱ s.e.	۵/۵۶E-۰۱	۵/۳۰E-۰۱	۴/۶۱E-۰۱
	^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۳۵} U		^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۳۵} U		۴/۸۰E-۰۲	۴/۸۹E-۰۲	۴/۶۴E-۰۲
	^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۰۶} Pb		^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۰۶} Pb		۴/۲۲E-۰۳	۵/۱۲E-۰۳	۹/۶۱E-۰۳
	^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۰۶} Pb		^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۰۶} Pb		۳۷/۳۹	۳۸/۸۷	۳۸/۹۸
% Radio	^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۳۵} U	۱ s.e.	^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۳۵} U	۱ s.e.	۲/۱۱	۲/۴۵	۲/۴۹
	^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۳۵} U		^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۳۵} U		۳۸/۳۹	۴۰/۶۱	۳۸/۶۶
	^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۰۶} Pb		^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۰۶} Pb		۳/۹۸	۴/۹۱	۸/۶۸
	^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۰۶} Pb		^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۰۶} Pb		۱۰۱/۳	۱۴۴/۶	۱۸۳/۲
U ppm	^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۰۶} Pb	۱ s.e.	^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۰۶} Pb	۱ s.e.	۲۰۸	۲۴۵	۴۹۸
	^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۰۶} Pb		^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۰۶} Pb		۱۰۰/۴	۱۰۰/۵	۹۹/۱۲
	^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۰۶} Pb		^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۰۶} Pb		۶۸/۷	۵۵/۲	۳۷/۳
	^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۰۶} Pb		^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۰۶} Pb		۷۰/۸	۵۴/۶	۳۹/۸
Th ppm	^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۰۶} Pb	۱ s.e.	^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۰۶} Pb	۱ s.e.	۱/۰۳	۰/۹۹	۱/۰۷
	^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۰۶} Pb		^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۰۶} Pb		۱۰۰/۴	۱۰۰/۵	۹۹/۱۲
	^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۰۶} Pb		^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۰۶} Pb		۶۸/۷	۵۵/۲	۳۷/۳
	^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۰۶} Pb		^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۰۶} Pb		۷۰/۸	۵۴/۶	۳۹/۸
Th/U	^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۰۶} Pb	۱ s.e.	^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۰۶} Pb	۱ s.e.	۱/۰۳	۰/۹۹	۱/۰۷
	^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۰۶} Pb		^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۰۶} Pb		۱۰۰/۴	۱۰۰/۵	۹۹/۱۲
	^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۰۶} Pb		^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۰۶} Pb		۶۸/۷	۵۵/۲	۳۷/۳
	^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۰۶} Pb		^{۲۰۷} Pb/ ^{۲۰۶} Pb		۷۰/۸	۵۴/۶	۳۹/۸

شیمی کانی‌ها

به واسطه دور بودن گابروهای میانه در شرق محدوده بررسی شده (شکل ۱) از راندگی زاگرس، کانی‌های آن به نسبت سایر سنگ‌ها بسیار سالم‌تر هستند. بنا بر این نمونه‌هایی از این منطقه برای آنالیزهای نقطه‌ای انتخاب شدند (جدول‌های ۲ و ۳).

پلاژیوکلاز: پلاژیوکلازها معمولاً منطقه‌بندی عادی نشان نمی‌دهند و ترکیب شیمیایی آن‌ها در محدوده لابرادوریت تا آنزین است که ترکیب بعضی به سمت قطب آلبیت متمایل شده است. ترکیب شیمیایی غالب به‌طور میانگین $Ab_{(57/4-42/9)}An_{(46/6-42/2)}Or_{(1-0/3)}$ است. سه نمونه آنزین با ترکیب $Ab_{67/3}An_{31/6}Or_{0/1}$ و یک نمونه اولیگوکلاز نیز با ترکیب $Ab_{23/8}An_{75/2}Or_{0/1}$ دیده می‌شوند (شکل ۴). پلاژیوکلازها در بسیاری موارد به سریسیت تبدیل شده‌اند. تغییرات ترکیب پلاژیوکلاز می‌تواند تحت تأثیر آب دریا در هنگام نفوذ این گابروها بوجود آمده باشد، به‌طوری‌که با افزوده شدن یون سدیم در اثر تماس آب دریا به ترکیب این سنگ‌ها، پلاژیوکلازها از لابرادوریت به سمت قطب آلبیت تغییر نماید (شکل ۵-A).

پیروکسن: دو گروه پیروکسن در گابروی پگماتیته مشاهده می‌شود که هردو کلینوپیروکسن هستند. کلینوپیروکسن‌ها از دو نوع دیوپسید و اوژیت هستند (شکل ۵-B). عدد منیزیم (Mg#) آن‌ها از ۸۳/۹۰ تا ۸۸/۹۰ متغیر است. ترکیب کلینوپیروکسن‌های دیوپسیدی $En_{(44/7-48/6)}Wo_{(41/3-47/6)}Fs_{(7/7-10/4)}$ و کلینوپیروکسن‌های اوژیتی $En_{(46/3-49)}Wo_{(24/9-26/8)}Fs_{(24/2-28/8)}$ است. کلینوپیروکسن‌ها در گابروهای سهول‌آوا به شدت اورالیتی و دگرسان شده‌اند و این دگرسان شدگی روی اوژیت‌ها بیش‌تر تأثیر داشته است به‌طوری‌که درصد کل آنالیزها کم‌تر از ۱۰۰ است و غالب موارد نتایج آنالیزهای نقطه‌ای غیرقابل استفاده بودند.



شکل ۵. A) ترکیب پلاژیوکلازها در گابروهای سهول‌آوا و B) ترکیب پیروکسن‌ها در گابروها و پریدوتیت‌های سهول‌آوا

ژئوترموبارومتري

روش‌های ترمومتري بايد در مورد کانی‌های که در یک شرایط (دما-فشار) ماگمایی تبلور حاصل کرده‌اند به‌کار رود. علاوه بر این باید کانی‌های بررسی شده ژئوترمومتري سالم مانده باشند. گابروهای افیولیتی به‌واسطه شرایط ژئودینامیکی و تغییرات فراوان غالباً درصدی از آلتراسیون را همیشه تحمل کرده‌اند. متاسوماتیسم زیردریایی یکی از این آلتراسیون‌های همیشگی است. بسیاری از روش‌های پیشنهاد داده شده برای ترموبارومتري غالباً بر اساس کانی‌های متحرک (مانند کلسیم و سدیم) هستند که در مورد واحدهای افیولیتی با توجه به دگرسانی این روش‌ها کمتر کاربرد دارند. یکی از تغییرات دیگر در کانی‌ها ناشی از چندفازی بودن ماگما است. به این معنی که کانی که در حال تبلور در یک ماگمای خاص است، ماگمایی دیگری به محیط افزوده شود و باعث تغییر ترکیب و طبیعتاً دما و فشار حاکم بر محیط شود. با این وجود باید در انتخاب کانی‌ها برای بررسی شرایط ژئوترمومتري همه شرایط در نظر گرفته شود و مناسب‌ترین کانی انتخاب شود.

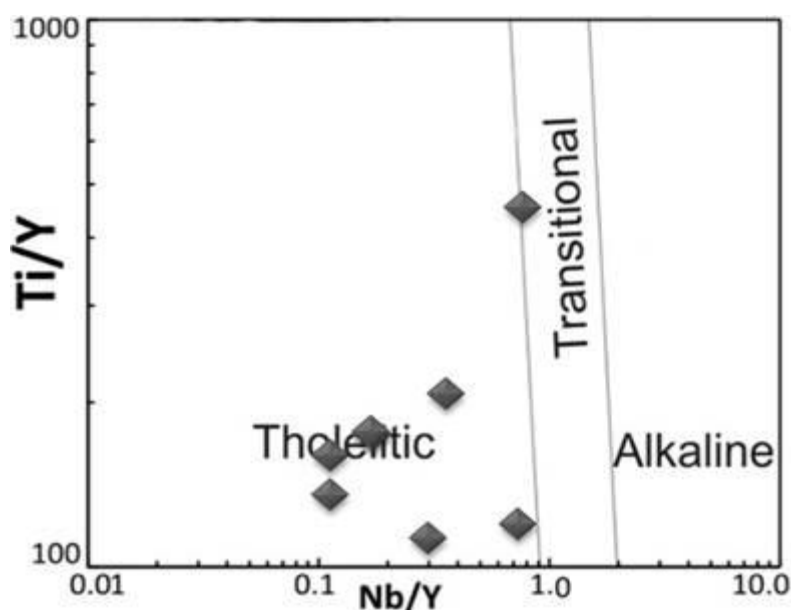
شاید بخش کومولایی (گابروهای پگماتیتی) بهترین بخش برای بررسی ترمومتري گابروها باشد که در آن کانی کلینوپيروکسن و پلاژیوکلاز در کنار هم متبلور شده‌اند که با توجه به شیمی کانی‌ها پلاژیوکلازها تغییر کرده‌اند ولی شیمی کلینوپيروکسن‌ها تغییر کمتری کرده‌اند، از این رو، کانی کلینوپيروکسن برای بررسی ترمومتري استفاده شد. ترمومتري کلینوپيروکسن با روش برتراند^۱ و مریر^۲ (۱۹۸۵) تنها روش است که می‌تواند برای اندازه‌گیری دمای کریستالیزاسیون در مایع میان کریستالی است. این ترمومتر نتایجی قابل مقایسه با دمای تعادلی کومولیت اولترامافیک به‌دست داده است. در این روش دماهای 1106 ± 13 ، 1118 ± 28 و 1091 ± 20 برای نمونه‌های دیوپسیدی M۸، M۴۱ و M۴۰ به‌ترتیب به‌دست آمد و دماهای 1086 ± 12 ، 1068 ± 20 برای نمونه‌های اوژینیتی M۸، M۴۱ محاسبه شد. دمای تشکیل کلینوپيروکسن (روش برتراند و مریر ۱۹۸۵) در پریدوتیت‌های کومولیتی در زیر استوک گابرویی میانه دمایی بین ۱۱۷۸ تا ۱۱۹۸ را به‌دست داده است [۳۹]. با توجه به این‌که گابروها از پریدوتیت‌ها مشتق می‌شوند دمای تشکیل کلینوپيروکسن گابروها منطقی به نظر می‌رسد.

ژئوشیمی

میزان SiO_2 گابروهای سهول‌آوا از ۴۷/۸۴ تا ۵۱/۶۸ درصد وزنی و میزان MgO از ۸/۶۷ تا ۱۳/۶۸ درصد وزنی است. درصد Na_2O نمونه‌های سردوش (۰/۴۷ تا ۰/۶۶) به‌طور معناداری از سایر نمونه‌ها (۱/۵۲ تا ۲/۷۱) کمتر است. به‌همین ترتیب مقدار K_2O نیز در نمونه‌های سردوش (شکل ۱) (۰/۰۳ تا ۰/۰۵) نسبت به سایر نمونه‌ها (۰/۰۷ تا ۰/۴۸) کمتر است. سایر اکسیدهای اصلی تقریباً مشابه هم هستند. به‌منظور شناسایی ماهیت شیمیایی و سرشت گابروها، داده‌های شیمیایی گابروها (جدول ۱) روی نمودار Ti/Y در مقابل Nb/Y [۲۲] قرار داده شد که نمونه‌ها سرشت توله‌ای را نشان دادند (شکل ۶).

۱. Bertrand

۲. Mercier

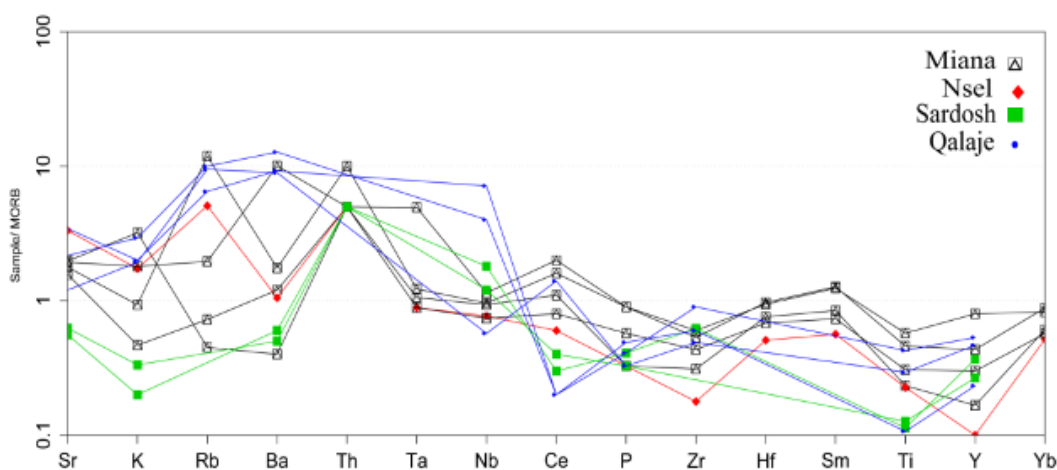


شکل ۶. نمودار Ti/Y در مقابل Nb/Y [۲۲] نمونه‌های گابروی سهول‌آوا سرشت توله ایتی را نشان می‌دهند در گابروهای سهول‌آوا عناصر K، Rb و Ba آنومالی متفاوتی (منفی تا مثبت) دارند. با توجه به توله‌ایتی بودن سرشت غالب گابروها، آنومالی منفی پتاسیم و به‌طبع آن عناصر روبیدیم و باریم در بعضی نمونه‌ها (نمونه‌های سردوش و دو نمونه میانه) قابل انتظار است. آنومالی مثبت این عناصر در دیگر نمونه‌ها (قه‌لاجی) می‌تواند به‌علت گرایش بعضی گابروها به سرشت کالکواکالن و همچنین تأثیر متاسوماتیسم زیر دریایی بر گابروها باشد.

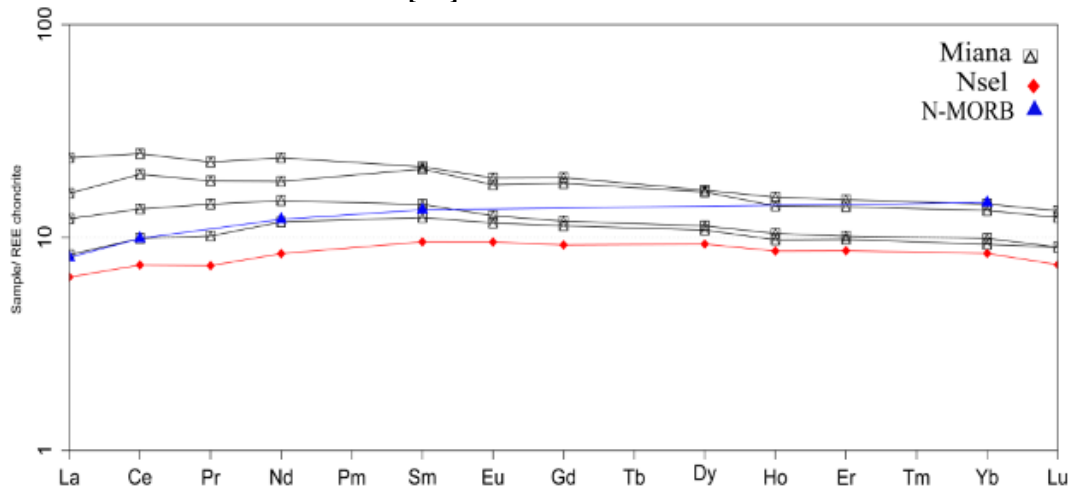
به‌جز نمونه‌های سردوش که فقط آنومالی منفی در Ti را نشان می‌دهد، آنومالی منفی اندکی از عناصر Ta-Nb-Ti و آنومالی مثبت از عناصر Ce و Th در سایر نمونه‌ها دیده می‌شود که می‌تواند نشانه تأثیر مؤلفهٔ فرورائش باشد. آنومالی منفی از Y و Zr در نمونهٔ نسل و نمونهٔ M۸ از نمونه‌های میانه دیده می‌شود که دلیل بر تهی‌شدگی منشأ ماگمای این نمونه‌ها است [۲۳]. البته آنومالی منفی Y می‌تواند نشانهٔ عمق زیاد منشأ (گارنت لرزولیت) و درارتباط با محیط‌های فرورائش باشد [۲۴]. این موضوع دلیلی بر چند منشأ بودن خاستگاه ماگمایی گابروها و هتروژن بودن گوشته ذوب شده است (شکل ۷).

با توجه به نمودار عناصر نادر خاکی نسبت به کندریت [۲۵] نمونه‌های سهول‌آوا الگوی بسیار شبیه به N-MORB [۲۶] نشان می‌دهند (شکل ۸). در تمامی نمونه‌های سهول‌آوا مقدار LREE غنی‌شدگی و HREE تهی‌شدگی اندکی را نسبت به N-MORB نشان می‌دهند به‌طوری‌که اندکی شیب منفی پیدا کرده و به‌سمت E-MORB متمایل می‌شود. شیب منفی و تمایل به‌سمت E-MORB نشان‌دهندهٔ نرخ ذوب بخشی کمتر از N-MORB است. نسبت La/Nb برای نمونه‌های سهول‌آوا برابر ۰/۷۵ تا ۱/۸۳ است که میانگین آن قابل مقایسه با $(N-MORB=۱/۰۷)$ است ولی La/Yb برابر با ۱/۱۴ تا ۲/۴۵ محاسبه شد که در مقایسه با $N-MORB=۰/۸۱$ بیش‌تر است. در نمودار La-Nb [۲۷] نمونه‌های گابرو میانه و نسل در محدودهٔ بینابینی

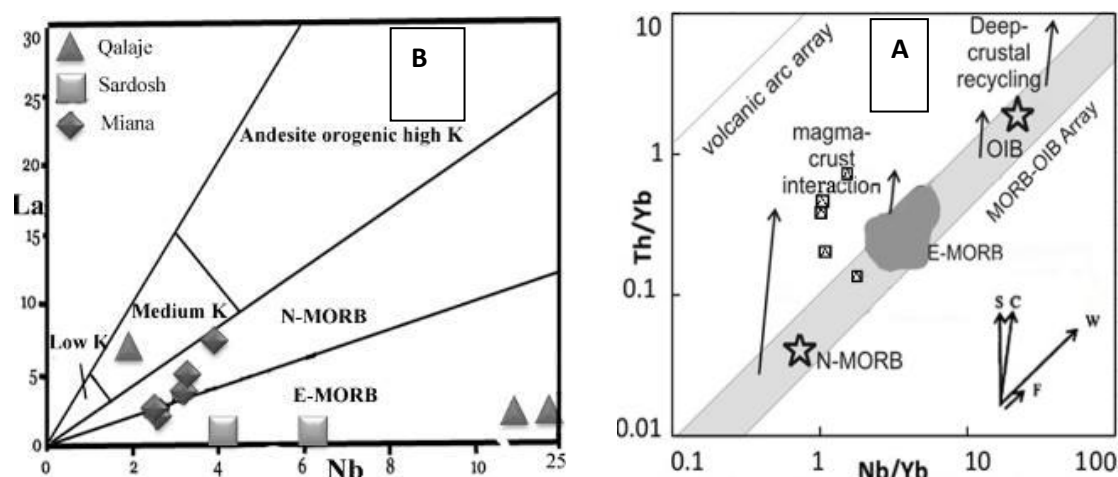
E-MORB و N-MORB با روند به سمت N-MORB قرار می‌گیرند. دو نمونه از قه‌لاجی و نمونه‌های سردوش در محدوده E-MORB قرار گرفته‌اند که دو روند مختلف را نشان می‌دهند (شکل ۹-۱) برای تشخیص علت پراکندگی نمونه‌ها بین محیط‌های توله‌ایت و کالکوالکان از نمودار $Th/Yb-Nb/Yb$ [۲۸] استفاده شد. در این نمودار، ماگمای گابروهای میانه در محدوده‌های مختلفی مانند گوشته تهی‌شده، ماگمای توله‌ایتی و ماگمای کالک آلکان قرار می‌گیرد ولی روند کلی خاصی نیز دیده می‌شود که با توجه به آن، می‌توان گفت تغییرات گابروها متأثر از فرورانش (بردار S) هستند (شکل ۹-۲).



شکل ۷. نمودار عناصر کمیاب نرمالیزه با مورب [۲۹] برای گابروهای سهول‌آوا



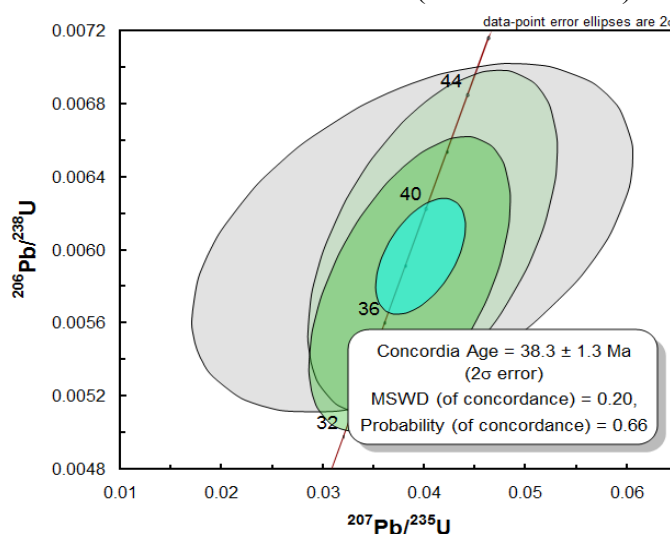
شکل ۸. نمودار عناصر نادر خاکی نمونه‌های سهول‌آوا نسبت به کندریت [۲۵]؛ برای گابروهای سهول‌آوا. نمونه‌ها روندی بسیار شبیه N-MORB دارند. عناصر کمیاب سبک دارای غنی‌شدگی و عناصر کمیاب سنگین اندکی تهی‌شدگی نسبت به N-MORB نشان می‌دهند که گویای آن است که نمونه‌ها یک مؤلفه مشابه با E-MORB نیز دارند یعنی نمونه‌ها بین مورب غنی‌شده و تهی‌شده با تشابه بیشتر به مورب تهی‌شده قرار دارند. البته در نمونه گابروی نسل به‌طور کلی تهی‌شدگی نسبت به N-MORB و سایر نمونه‌ها دیده می‌شود که تهی‌تر بودن منشأ ماگمایی آن را می‌رساند



شکل ۹. (A) نمودار La/Nb [۲۷]، پراکندگی نمونه‌های میانه و نسل در محدوده بین E-MORB و N-MORB با روند به سمت N-MORB است. دو نمونه از قه‌لاجی و نمونه‌های سردوش در محدوده E-MORB قرار گرفته‌اند که گویای منشأ تهی‌شده‌تر برای این توده‌ها هستند. (B) نمودار $Ta/Yb-Ta/Yb$ [۲۸]، برای نمونه‌های میانه نشان می‌دهد که گابروها در جای‌گاه‌های پراکنده‌ای از گوشته تهی‌شده به ماگمایی کالک‌الکالن قرار دارد. بردارهای تغییرات شیمیایی ناشی از تبلور تفریقی F، اثرات منبع W، آغستگی پوسته‌ای C و فرورانش S را نشان می‌دهد. با توجه به بردارها تغییرات در بازالت‌ها ناشی از منشأ (W) و گابروها متأثر از فرورانش (S) هستند.

تعیین سن به روش U-Pb

استوک میانه با بافت گرانولار-پگماتیستی به دلیل حفظ موقعیت خود در توالی افیولیتی و دور بودن از تراست اصلی و گسل جوان زاگرس، شاید سالم‌ترین استوک و مناسب تعیین سن منطقه است. به همین دلیل کمبود زیرکن در گابروها حدود ۴ کیلوگرم نمونه برداشت و خردایش شد. تعداد ۴ کانی زیرکن مناسب آنالیز جداسازی و ایزوتوپ‌های آن اندازه‌گیری و سن تبلور با روش U-Pb تعیین شد. مقدار میانگین 38.3 ± 1.3 میلیون سال برای این نمونه به دست آمد (جدول ۴ و شکل ۱۰).



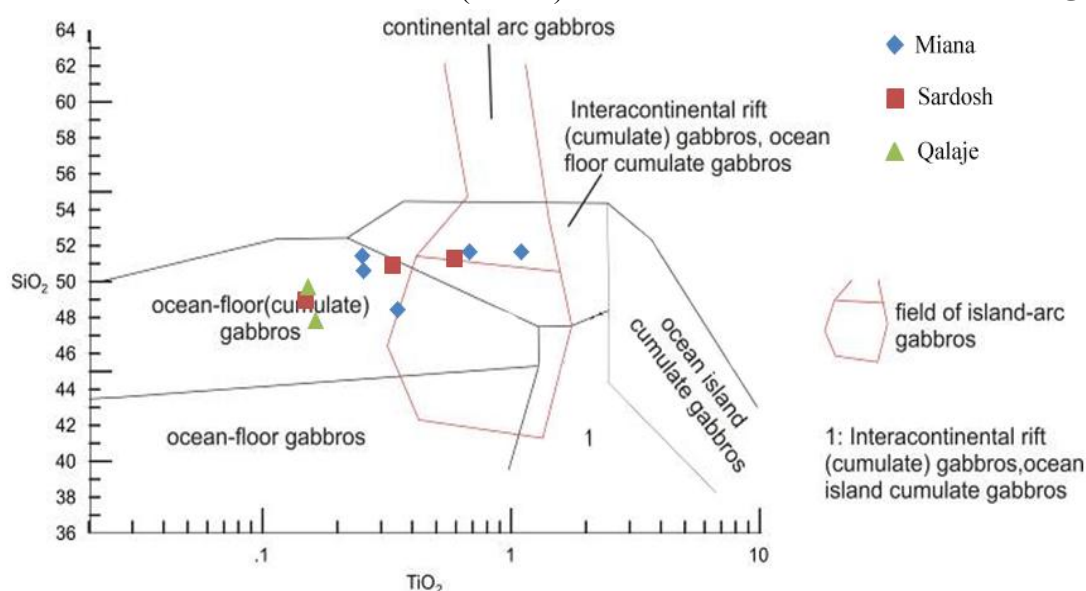
شکل ۱۰. نمایش داده‌های مایکروپروب یونی اورانیم-سرب زیرکن در نمونه M41 از گابروهای میانه در نمودار هماهنگی تعیین سن

بحث

۱. منشأ ماگما

بخش بازالتی-میکروگابرویی از افیولیت‌های سهول‌آوا سرشت ماگمایی تولد ایتی دارد و ویژگی‌های حدواسط N-MORB و E-MORB را نشان می‌دهند [۸]. نمونه‌های گابرویی در نمودارهای ژئوشیمیایی مختلف اکثراً در محدوده گابروهای کومولایی اقیانوسی قرار می‌گیرند (شکل ۱۱). غنی‌شدگی نسبی از LILE مانند K, Rb, Cs, Th و LREE یکی از ویژگی‌های افیولیت‌های بالای زون فرورانش است [۳۰] که در گابروهای سهول‌آوا دیده می‌شود. از این میان عناصر K, Rb, Ba در طول واکنش‌های آب‌زدایی لبه فرورونده در محلول‌ها وارد می‌شوند ولی Th و LREE نسبتاً در برابر دگرسانی پایداری [۳۰]. آنومالی منفی در Nb شاخص ماگماهای جزایر قوسی است و می‌تواند به تفریق نسبی Nb با Ce و Th نسب داده شود زیرا Nb در اثر واکنش‌های آب‌زدایی یا ذوب بخشی صفحه فرورو ترجیحاً در آمفیبول و کانی‌های فرعی نظیر تیتانیت و روتیل باقی می‌ماند [۳۱].

منشأ ماگمایی گابروی قه‌لاجی (بخشی از گابروهای غرب منطقه) گوشته‌ای است و آنومالی منفی Nb نشان از محیطی فرورانش دارد [۱۵]. آنومالی منفی Ta, Nb, Ti که نشانه فرورانشی بودن است، در گابروهای سهول‌آوا دیده می‌شود ولی مقدار آن نسبت به فرورانش‌های کمان قاره بسیار کمتر است. این آنومالی جزیی در بیش‌تر افیولیت‌های زاگرس دیده می‌شود [۳۲] که مشخصه افیولیت‌های نوع سوپراسابداکشن است. در نمودار طبقه‌بندی گابروها [۳۳]، گابروهای سهول‌آوا غالباً در بخش گابروهای بستر اقیانوسی قرار می‌گیرند که می‌تواند دلیلی بر افیولیت بودن گابروهای منطقه سهول‌آوا باشد (شکل ۱۱).



شکل ۱۱. نمودار طبقه‌بندی گابروها [۳۳]. گابروهای سهول‌آوا غالباً در بخش گابروهای (کومولیتی) بستر اقیانوسی قرار می‌گیرند

۲. محیط تکتونیکی

در پژوهش‌های قبلی سن دایک‌های میکروگابروی افیولیت‌های کرمانشاه را به روش $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{K}$ تا ۸۳ تا ۸۶ میلیون سال به‌دست آورده‌اند [۳۴]. عزیزی و همکاران سن ماگماتیسیم منطقه کامیاران را ۳۶ تا ۵۴ میلیون سال اعلام کرده و منشأ ماگماتیسیم را گوشته‌ای تهی شده پیشنهاد کرده‌اند [۱۶]. سن مطلق توده گابروی جنوب شرق مریوان (قه‌لاجی) به‌روش U-Pb ۳۷/۹ میلیون سال تعیین شده است [۱۵]. معین‌وزیری و همکاران سن رادیومتری توده‌های آذرین محور صحنه-مریوان را ۲۷ تا ۳۴ میلیون سال و ماگماتیسیم این محور را نتیجه دور دوم فرورانش نئوتتیس در اولیگوسن می‌دانند (شکل ۱۲) [۱۱]. این محققان سنگ‌های محور صحنه-پنجوین را به جزایر قوسی و محیط سوپراساداکنش نسبت داده‌اند.

پژوهش‌گران دیگری توده‌های گابرویی هم‌ارز با گابروی‌های سهول‌آوا بررسی کرده‌اند که سن‌های به‌دست آمده تا حدود زیادی با هم سازگار هستند. تنها توده گابرو-دیوریتی طابیبساران در پژوهش معین‌وزیری و همکاران [۱۱] سن اولیگوسن دارد، و در پژوهش بیرمنس^۱ سن ائوسن را نشان می‌دهند (جدول ۵) [۳۵]. از توده‌های آورده شده در جدول ۵ فقط گرانیت برده رشه سرشت کالکوالکالن دارد که تشکیل آن را به بعد از کوهزایی نسبت داده‌اند [۱۵] و سایر سنگ‌ها سرشت توله ایتی تا اندکی کالکوالکالن دارند.

جدول ۵. خلاصه تعیین سن سنگ‌های آذرین در محور کامیاران-مریوان

منبع	روش	سن بر حسب میلیون سال	مشخصات توده
[37]	Rb/Sr	34 ± 1	گابروی طابیبساران
		30.01 ± 0.7	گابروی طابیبساران
		27.5 ± 0.7	دیوریت طابیبساران
		42 ± 1	توده گابروی مروارید
[10,11]	K/Ar سنگ کل	37 ± 0.9	توده دیوریتی مروارید
		39.6 ± 2.8 و 34.7 ± 1	بازالت شرق کامیاران
[15]	U-Pb زیرکن	37.9	گابروی قه لاجی
		37.9	گرانیت برده رشه
[16]	U-Pb زیرکن	54	بازالت کامیاران
		36	گابروی کامیاران
مطالعه حاضر	U-Pb زیرکن	38.3 ± 1.3	گابروی سهول‌آوا (M41)

عزیزی و همکاران [۱۰]، [۱۶]، معین‌وزیری و همکاران [۱۱] و معتقدند که در پالئوژن يك سیستم فرورانش بین پوسته اقیانوسی نئوتتیس و زون سندانج-سیرجان در منطقه کردستان وجود داشته است و باعث به‌وجود آمدن کمانی ماگمایی در الیگومیوسن شده است. توده‌های گابرو-گرانیتی شامل گابروی مروارید و گابروی طابیبساران [۱۱]، [۳۶]، گرانیت برده رشه [۱۵] گرانیت نژمار و مونزونیت بنیدر در این کمان پدید آمده‌اند. این نفوذی‌ها در امتداد افیولیت‌های کردستان رخ‌نمون دارند و می‌توان آن‌ها را کمان بعد از تشکیل افیولیت در نظر گرفت که در پالئوژن نفوذ کرده‌اند.

۱. Biermanns

با تکیه بر پژوهش‌های قبلی و بررسی‌های صحرایی به‌منظر می‌رسد که علاوه بر توده‌های نفوذی کمان ماگمایی مرتبط با دوردوم فرورانش، توده‌های گابرویی با خصوصیات توله‌ایتی که مرتبط با افیولیت‌ها هستند، در جوار این کمان و همراه سایر واحدهای افیولیتی وجود دارند. از جمله توده‌های مرتبط با افیولیت که عموماً سرشت توله‌ایتی دارد و به‌همراه پریدوتیت و بازالت‌های توله‌ایتی با ساختار پیلولاوایی در محور دینور-پینجویین دیده می‌شوند می‌توان به گابروهای پینجویین [۱۳]، [۳۷]، گابروهای ایزوترپ و لایه‌ای جنوب مریوان (روستاها و یسه-سیاناو و اسکول)، گابروی قه‌لاجی [۱۵]، استوک‌های مجموعه افیولیتی سهول‌آوا و گابروهای محور دینور-کامیاران اشاره کرد. توده طابیساران نیز خواص ژئوشیمیایی شبیه به گابروهای افیولیتی سوپراسابداکشن دارد که اندکی آنومالی منفی در Ti-Nb-Ta را نشان می‌دهند که گویای مؤلفه فرورانشی است.

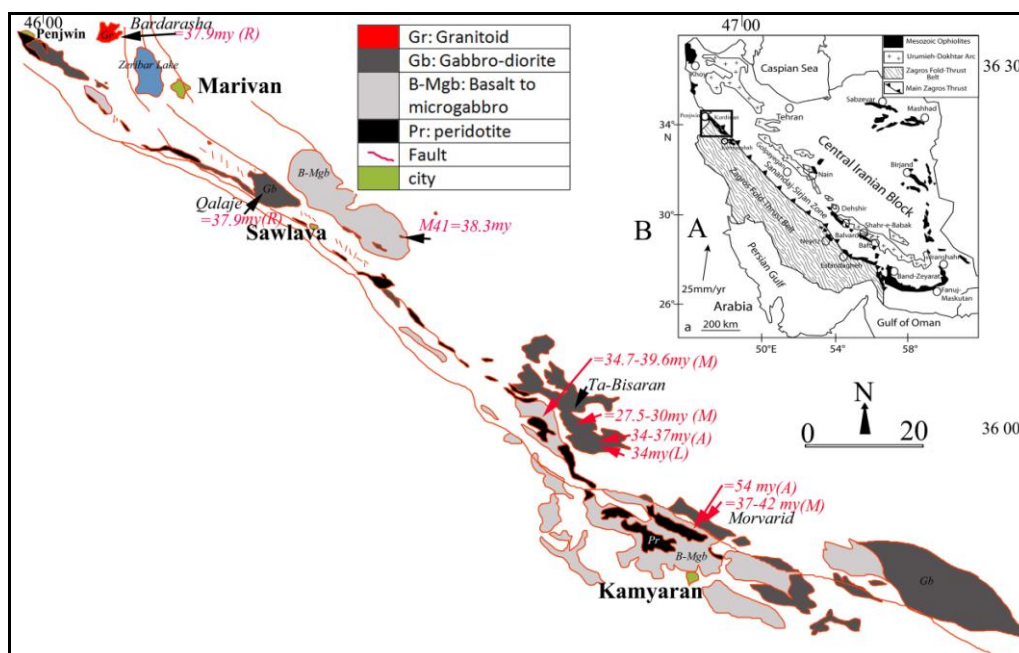
وجود دایک‌های گرانیتی مشابه با خصوصیات پلاژیوگرانیتی اقیانوسی در گابروی طابیساران [۳۶]، اطراف سهول‌آوا [۳۸] نیز نشان از افیولیتی بودن این گابروهاست. پژوهش‌های صحرایی سایر توده‌های با ترکیب گابرو، نشان می‌دهد که دایک‌های فلسیک مشابه در گابروهای شرق کامیاران (روستای سرتخت)، گابروهای سهول‌آوا (روستاها و نسل، انجمنه و قه‌لاجی)، گابروهای جنوب مریوان (روستای و یسه، سیاناو و اسکول) و گابروی پینجویین (روستاها و آسن‌آوا و بناو مسوته) نیز دیده می‌شوند. گابروهایی که دایک فلسیک در آن‌ها نفوذ کرده است در همراهی بازالت‌های توله‌ایتی و پریدوتیت‌های به‌شدت سرپانتینی شده هستند که در مجموع، افیولیت‌های کردستان را می‌سازند. نزدیکی توده‌های مرتبط با کمان ماگمایی پالئوژن و توده‌های گابروی مرتبط با افیولیت‌های کردستان، ممکن است به‌واسطهٔ راندگی زیاد مجموعه افیولیتی با صفحه عربی باشد. در منطقهٔ کامیاران که بیش‌تر بررسی‌های قبلی در آن‌جا صورت گرفته است، واحدهای افیولیتی از هم گسیخته^۱ هستند. به‌همین دلیل گابروهای این منطقه در توالی افیولیتی در موقعیت خویش نیستند و در بررسی‌های قبلی با عنوان گابروی افیولیتی ذکر نشده‌اند. در منطقه سهول‌آوا گابروها و بخش‌های بالاتر توالی افیولیتی در جای‌گاه واقعی خود در یک توالی افیولیتی دیده می‌شوند.

مجموعهٔ افیولیتی روی نهشته‌های کربناتی-تخریبی اولیگومیوسن رانده شده است. نهشته‌های اولیگومیوسن به‌صورت دگرشیب روی آهک‌های بیستون-اورامان نشسته است. این پدیده در محل تراست اصلی زاگرس در روستاهای قلعه‌جی تا شهر سهول‌آوا دیده می‌شود. این تراست‌شدگی بیان‌گر آن است که برخورد دو صفحه در اواخر میوسن شروع و بعد از آن نیز ادامه داشته است. با وجود این مشاهدات می‌توان گفت که احتمالاً سن گابروهای افیولیتی زاگرس در منطقهٔ کردستان به‌ویژه کامیاران و سهول‌آوا ائوسن تا الیگوسن است و جوان‌تر از میکروگابروهای کرتاسه پایانی کرمانشاه است.

در ادامه پژوهش‌های انجام شده در منطقه با استفاده از شیمی کانی‌های دیگر واحدهای افیولیتی سهول‌آوا مانند پریدوتیت‌ها و قطعات کرومیتیتی، روشن شده است که افیولیت‌های منطقه مشخصاً در جلوی قوس محیط

۱. Dismembered

سوپراسابداکشن تشکیل شده‌اند [۳۲]، [۳۹]. گابروهای منطقه به همراه سایر واحدهای افیولیتی در حاشیه سندانج-سیرجان و بسیار نزدیک به تراست اصلی زاگرس قرار گرفته‌اند. با توجه به داده‌های ژئوشیمی، سرشت ماگمای تشکیل دهنده و سن می‌توان تشکیل این گابروها را مصادف با دوم فراورانش نئوتتیس در نظر گرفت.



شکل ۱۲. نقشه زونبندی افیولیت‌های ایران [۳۲]، (B) نقشه پراکندگی افیولیت‌های کردستان و توده‌های گابروی و بازالتی تعیین سن شده در این پژوهش و بررسی‌های قبلی راهنمایی سن‌های پژوهش‌های قبلی: [۱۶]، (A)، [۱۵]، (R)، [۱۱]، (M)، [۳۵]، (L).

نتیجه‌گیری

افیولیت‌های سمول‌آوا بخشی از افیولیت‌های کردستان در بخش شمالی زمین درز زاگرس است. بخش مهمی از افیولیت‌های سمول‌آوا را توده‌های با ترکیب گابرو با بافت پگماتویدی-دانه‌ای و سرشت توله‌ای تشکیل می‌دهند که اندازه آن‌ها غالباً در حد دایک و استوک باست و ترکیب کانی‌شناسی و شیمیایی کم و بیش مشابهی دارند.

سرشت توله‌ای، وجود دایک‌های فلسیک پلاژیوگرانیتی، همراهی با پیلوبازالت‌های توله‌ای و پریدوتیت‌ها و ویژگی‌های ژئوشیمیایی در نمودارهای مختلف نشان‌گر ارتباط این گابروها با افیولیت‌های نوع سوپراسابداکشن جلوی قوس تشکیل شده‌اند.

سن گابروهای سمول‌آوا به روش اورانیم-سرب روی زیرکن $38/3 \pm 1/3$ میلیون سال محاسبه شده است که هماهنگی چشمگیری با سنگ‌های بازالت-گابروی منطقه کامیاران دارد. با توجه به این که سن‌های گابرو-بازالت‌های مرتبط با افیولیت‌های منطقه کردستان اتواولیگوسن (بین ۲۸ تا ۵۴ میلیون سال) است. با پذیرش این

که این گابروها مربوط به توالی افیولیتی هستند، می‌توان گفت که نئوتتیس ممکن است در زمان مذکور هنوز باز بوده است و بعد از اولیگوسن بسته شده است.

اما رانده شدن مجموعه افیولیتی بر روی نهشته‌های رسوبی اولیگومیوسن نشان می‌دهد که بسته شدن نهایی دریای باقی‌مانده از تتیس بین ایران و صفحه عربی در زمانی پس از نهشته شدن این رسوبات یعنی اواخر میوسن یا بعد از آن صورت گرفته است.

منابع

1. H. Moinevaziri, H. Azizi, B. Mehrabi, F. Izadi, "Oligocene Magmatism in the Zagros Thrust Zone (Sahneh- Marivan Area): Evidences for the second Neotethyan Subduction Occurrence in the Paleogene", Journal of Science, University of Tehran 34 (2008) 113-122.
2. S. Alirezaei, J. Hassanzadeh, "Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A-type Hasanrobat granite, Sanandaj-Sirjan belt: A new record of the Gondwana break-up in Iran", Lithos 151 (2012) 122-134.
3. M. Alavi, "Tectonics of Zagros Orogenic belt of Iran, new data and interpretation", Tectonophysics 229 (1994) 144-149.
4. P. Agard, J. Omrani, L. Jolivet, F. Mouthereau, "Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation", Institute Journal of Earth Science (Geol. Rundsch.) 95 (2005) 401-419.
5. A. M. Ghazi, and A. A. Hassanipak, "Geochemistry of sub-alkaline and alkaline extrusive from Kermanshah Ophiolite, Zagros suture zone, western Iran: implications for Tethyan plate tectonics", J. Asian Earth Sci., 17 (1999) 319-332.
6. K. Allahyari, E. Sacanni, M. Pourmoafi, L. Beccalova, F. Masoudi, "Petrology of mantle peridotites and intrusive mafic rocks from the Kermanshah ophiolitic complex (Zagros belt, Iran): implication for the geodynamic evolution of the Neo-Tethyan oceanic branch between Arabia and Iran", Ofioliti 35 (2010) 71-90.
7. A. Nadimi, "Mantle flow patterns at the Neyriz Paleo-spreading centre, Iran", Earth and Planetary Science Letters 203 (2002) 93-104.
8. B. Rahimzadeh, F. Masoudi, K. Allahyari, "Geochemistry and Petrology of Sawlava massive in Kurdistan ophiolite: Implication for the Neo-Tethyan magmatism at the Zagros belt, Iran", The 22nd V. M. Goldschmidt Conference, (2012) 24-29 june, Montreal, Canada.

9. M. Mohajjel, C. L. Fergusson, M. R. Sahandi, "Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran", *Journal of Asian Earth Sciences* 21 (2003) 397-412
10. H. Azizi, H. Moinevaziri, "Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran", *Journal of Geodynamics* 47 (2009) 167-179.
۱۱. حسین معین‌وزیری، حسین عزیزی، بهزاد مهربابی، فاروق ایزدی، ماگماتیسم الیگوسن در زون راندگی زاگرس (محور صفحه- مریوان): دور دوم فرورانش نئوتتیس در پالئوژن. مجله علوم دانشگاه تهران، جلد سی و چهارم شماره ۱ (۱۳۸۷) ۱۲۱-۱۱۳.
12. M. B. Allen, M. Kheirkhah, I. Neill, M. H. Emami, C. L. Mcleod, "Generation of Arc and Within-plate Chemical Signatures in Collision Zone Magmatism: Quaternary Lavas from Kurdistan Province, Iran", *Journal of Petrology*, (2013), doi:10.1093/petrology/egs090.
13. M. E. Al-Hassan, F. H. Hubbard, "Magma segregations in a tectonic remnant of basalt ophiolite, Penjwin", *NE Iraq, Ofioliti* 10 (1985) 139-145.
14. M. E. Al-Hassan, "Rare Earth element pattern of layered gabbro of the Penjwin complex", *NE Iraq, Ofioliti* 12 (1987) 437-444.
۱۵. احمد رانین، پترولوژی و دگرگونی سنگ‌های پلوتونیک منطقه مریوان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران (۱۳۸۷).
16. H. Azizi, T. Tanaka, Y. Asahara, S. L. Chung, M. H. Zarrinkoub, "Discrimination of the age and tectonic setting for magmatic rocks along the Zagros thrust zone, northwest Iran, using the zircon U-Pb age and Sr-Nd isotopes", *Journal of Geodynamics* 52 (2011) 304-320.
۱۷. مسیب سبزه‌ای، احمد گورابجیری، فرید اسلام‌دوست، نقشه زمین‌شناسی پاوه و غرب پاوه با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۹).
18. X. Quidelleur, M. Grove, O. M. Lovera, T. M. Harrison, A. Yin, F. J. Ryerson, "Thermal evolution and slip history of the Renbu Zedong thrust", southeastern Tibet, *Journal of Geophysical Research* 102 (1997) 2659-2679.
19. A. K. Schmitt, M. Grove, T. M. Harrison, O. M. Lovera, J. Hulen, M. Waters, "The Geysers-Cobb Mountain magma system, California (Part 1): U-Pb zircon ages of volcanic rocks, conditions of zircon crystallization and magma residence times", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67 (2003a) 3423-3442.

20. J. Hassanzadeh, D. F. Stockli, B. K. Horton, G. J. Axen, L. D. Stockli, M. Grove, A. K. Schmitt, J. D. Walker, "U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic-Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism and exhumation history of Iranian basement", *Tectonophysics* 451 (2008) 71-96.
21. N. Morimoto, "Nomenclature of pyroxenes", *Canadian Mineralogist* 27 (1989) 143-156.
22. J. A. Pearce, "Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R. S. (ed), *Andesites*, Wiley and Sons", New York (1982) 525-548.
23. H. R. Rollinson, "Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation", Longman Scientific and Technical, England (1993), 345 p.
24. X. Xisheng, Y. O. Suzanne, W. L. Griffin and Z. Xinmin, "Genesis of Young Lithospheric Mantle in Southeastern China: an LAM-ICPMS Trace Element Study", *Journal of Petrology* 41 (2000) 111-148.
25. W. V. Boynton, "Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: HENDERSON, P. (ed), *Rare Earth Element Geochemistry*", Elsevier, 63 (1984) 98-114.
26. S. S. Sun, W. F. McDonough, "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: *Sunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatic in Oceanic Basins, Special Publication*", Geological Society of London 42 (1989) 313-345.
27. J. B. Gill, "Orogrnic Andesites and Plate Tectonics", Springer, Beline (1981).
28. J. A. Pearce, M. J. Norry, "Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks, *Contribution Mineralogy*", *petrology* 69 (1979) 33-43.
29. J. A. Pearce, "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins: p. 230-249 in, *Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J., eds., Continental Basalts and Mantle Xenoliths*", Shiva Publishing Ltd., Cambridge, Mass., (1983) 272 p.
30. J. W. Shervais, "Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites", *Geochemistry Geophysics Geosystem* vol.2 (2000), Paper number 2000 GC000080.
31. J. A. Pearce, "A user's guide to basalt discrimination diagrams, In: *Wyman, D. A., (Ed), Trace Element Geochemistry of Volcanic rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*", Geological Association of Canada, Short Course Notes 12 (1996) 79-113.

32. H. Shafaii Moghadam, R. J. Stern, "Geodynamic evolution of Upper Cretaceous Zagros ophiolites: formation of oceanic lithosphere above a nascent subduction zone", Geological Magazine 148 (2011) 762-801.
33. L. Biermanns, "Chemical classification of gabbroic-dioritic, based on TiO_2 , SiO_2 , FeO , MgO , K_2O , Y and Zr. Third ISAG", St Malo (1996) (France).
34. M. Delaoye, J. Desmons, "Ophiolites and mélange terranes in Iran: a geochronological study and its paleotectonic implications", Tectonophysics 68 (1980) 83-111.
35. J. Leterrier, "Mineralogical, geochemical and isotopic evolution of two Miocene mafic intrusions from the Zagros (Iran)", Lithos, 18 (1985) 311-329.
۳۶. فاروق ایزدی، پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز توده نفوذی (طابیساران)، جنوب غرب سنندج، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۸۴).
37. Y. O. Mohammad, H. Mekawa, F. A. Lawa, "Mineralogy and origin of Mlakawa albitite from Kurdistan region, northeastern Iraq", Geosphere 3 (2007) 624-645.
۳۸. حسین محمودی، ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های آنرین سروآباد، غرب سنندج، پایان‌نامه دوره کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس تهران، (۱۳۸۸).
39. Kh. Allahyari, E. Sacconi, B. Rahimzadeh, O. Zeda, "Mineral chemistry and petrology of highly magnesian ultramafic cumulates from the Sarve-Abad (Sawlava) ophiolites (Kurdistan, NW Iran): New evidence for boninitic magmatism in intra-oceanic fore-arc setting in the Neo-Tethys between Arabia and Iran", Journal of Asian Earth Sciences 79 (2014) 312-328.