



پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای مافیک و گرانیت‌های A₂ میشو

در جنوب شرقی مرند، شمال غرب ایران

مریم آهنکوب^{۱*}، احمد جهانگیری^۲، محسن مؤید^۲

(۱) گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، ایران

(۲) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

دریافت مقاله: ۱۳۹۱/۴/۵، پذیرش: ۱۳۹۲/۴/۲۵

چکیده

توده‌های نفوذی میشو در دامنه جنوبی گسل شمالی تبریز و در منتهالیه شرقی ارتفاعات میشو، در شمال غرب تبریز برونزد دارند. با بررسی‌های صحرایی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی در منطقه، دو تیپ سنگی مافیک و اسیدی تفکیک شده‌اند. سنگهای مافیک شامل گابروهای هستند که از نظر کانی‌شناسی حاوی پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، اولیوین همراه با اوپاک فراوان می‌باشند و توده اسیدی شامل گرانیت‌های آلکالن با ترکیب کانی‌شناسی فلدسپات پتاسیک، کوارتز، پلاژیوکلاز به همراه مقادیر کمی بیوتیت و آمفیبول می‌شوند. سنگهای مافیک دارای غنی‌شدگی LREEs نسبت به HREEs و همچنین غنی‌شدگی نسبی از LILEs و تهی‌شدگی از عناصر HFSEs می‌باشند. علایم ژئوشیمیایی گابروها دلالت بر تشکیل این سنگها در نتیجه تأثیر متقابل منبع گوشته تهی‌شده با یک پلوم گوشته‌ای بالآمده می‌کند. این در حالی است که سنگهای گرانیتی دارای ماهیت آلکالن، متآلومینوس تا پراآلومینوس هستند که به‌طور نسبی غنی‌شدگی از LILEs به‌ویژه Rb و Th و فقیرشدگی از عناصر Sr, Nb, Ba, Eu, Ti نشان می‌دهند. علایم ژئوشیمیایی گرانیت‌ها به گرانیت‌های تیپ A و زیرگروه A₂ تعلق دارد که در طی فعالیتهای تکتونیکی کششی پس از برخورد در حاشیه قاره‌ای فعال از ذوب پوسته‌ای تحتانی تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌شناسی، ژئوشیمی، شمال غرب ایران، گرانیت نوع A₂، گابرو تولیتی، شرق میشو.

مقدمه

شرق میشو را به قبل از پرمین نسبت داده‌اند. پیر محمدی [۶] توده‌های فلسیک این منطقه را از نوع گرانیت‌های تیپ A تعیین کرده و زمان رخداد آنها را به فعالیتهای کوهزایی کرتاسه نسبت داده است. در این پژوهش به توصیف ویژگیهای صحرایی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمی سنگهای مافیک و اسیدی شرق کوههای میشو پرداخته شده است.

روش تحقیق

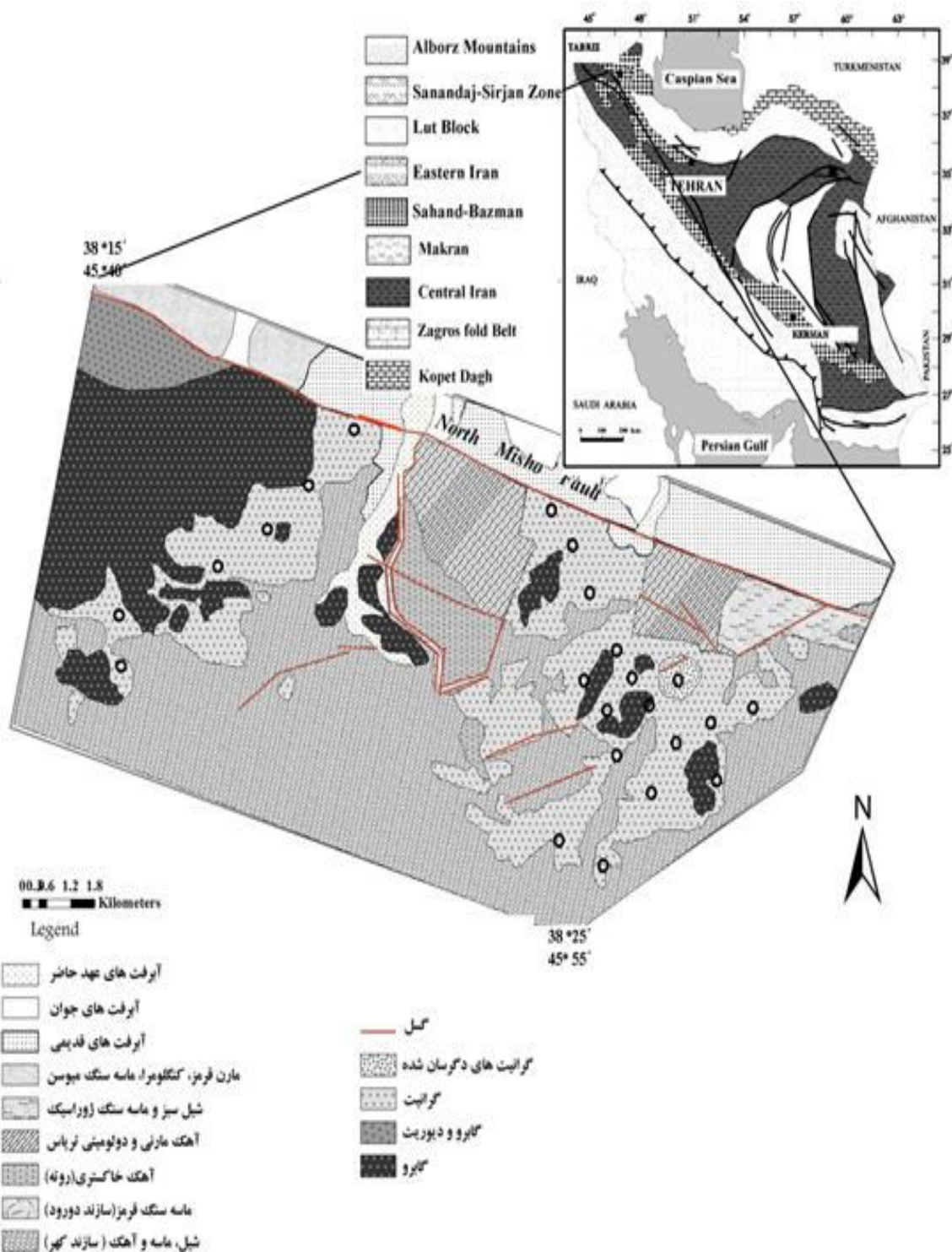
تحقیقات به‌عمل آمده در این پژوهش، دربرگیرنده دو بخش مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی است. مطالعات صحرایی شامل بازدید از منطقه، شناسایی فازهای مختلف نفوذی و ارتباط آنها با یکدیگر و سنگهای دربرگیرنده و در نهایت برداشت ۱۲۰ نمونه از توده‌های نفوذی بوده است. مطالعات آزمایشگاهی شامل تهیه مقاطع نازک از نمونه‌ها و مطالعه

توده‌های اسیدی و مافیک مورد مطالعه در بخش جنوبی گسل شمالی میشو در شمال غربی استان آذربایجان غربی بین طولهای جغرافیایی ۴۰' ۴۵" تا ۵۵' ۴۵" شرقی و عرض جغرافیایی ۱۵' ۳۸" تا ۲۵' ۳۸" شمالی برونزد دارند. این توده‌ها در بخش شمالی ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ مرند و در شمال غرب ایران واقع شده‌اند (شکل ۱).

توده‌های مورد مطالعه بر اساس تقسیم‌بندی ساختاری [۱ و ۲] به ترتیب در پهنه‌های البرز غربی - آذربایجان، سلطانیه - میشو و ایران مرکزی واقع شده است. این توده‌ها با روند شرقی - غربی در امتداد گسل شمالی میشو (شاخه شمالی گسل تبریز) واقع شده‌اند. مطالعات پیشین انجام گرفته در این منطقه شامل نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ ورقه تبریز - پلدشت [۴] و نقشه مرند [۵] بوده است. اسدیان و همکاران [۵] در نقشه زمین‌شناسی منطقه، زمان تشکیل توده‌های نفوذی

گردید. لازم به ذکر است که در طی مطالعات صحرایی، نقشه زمین‌شناسی منطقه نیز با مقیاس ۱/۳۰۰۰۰ تهیه شد.

میکروسکوپی آنها، تجزیه شیمیایی ۲۹ نمونه اسید و بازیک به روش ICP-MS و ICP-AES برای عناصر جزئی و خاکی کمیاب در آزمایشگاه ALS Chemex کشور کانادا (جدول ۱ و ۲) بوده است. در مرحله آخر، با استفاده از نرم‌افزارهای



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه مطالعاتی که بر پایه تصاویر ماهواره‌ای و نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰۰ مرنده تهیه شده است [۵].

جدول ۱. نتایج آنالیز ICP-MS, AES نمونه های اسیدی میشو

نمونه‌های گرانیتی							
	1-M	2-M	3-M	4-M	5-M	6-M	7-M
X	۴۵ ۴۷'۵۳ "	۴۵ ۴۹ '۴۷"	۴۵ ۴۷ '۵ "	۴۵ ۴۷ '۵۸ "	۴۵ ۴۹ '۰۰ "	۴۵ ۴۹ '۰۲ "	۴۵ ۴۹ '۰۷ "
Y	۳۸ ۱۹ '۳۵"	۳۸ ۱۹ '۳۵"	۳۸ ۱۹ '۳۳ "	۳۸ ۱۹ '۳۵ "	۳۸ ۱۸ '۵۶ "	۳۸ ۱۸ '۵۶ "	۳۸ ۱۸ '۴۷ "
Major oxide Wt%							
SiO ₂	۶۷/۷۱	۶۹/۹۲	۷۰/۶۹	۷۰/۸۷	۷۰/۹۱	۷۰/۹۶	۷۱/۳۵
TiO ₂	۰/۵۱	۰/۳۲	۰/۴۱	۰/۴۱	۰/۴۳	۰/۳۶	۰/۳۸
Al ₂ O ₃	۱۴/۷۴	۱۳/۱۱	۱۳/۴۱	۱۳/۶۱	۱۳/۵۹	۱۳/۲۴	۱۳/۶۲
TFeO	۴/۴۹	۳/۱۳	۳/۲۱	۳/۳۴	۳/۶۲	۲/۵۱	۳/۳۱
MnO	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۳
MgO	۰/۴۸	۰/۵۸	۰/۴۵	۰/۴۶	۰/۴۳	۰/۴۹	۰/۴۱
CaO	۱/۶۳	۲/۷۰	۱/۲۸	۱/۰۴	۰/۹۸	۱/۲۱	۰/۶۱
Na ₂ O	۴/۴۲	۳/۶۹	۳/۲۵	۳/۹۶	۳/۵۹	۲/۳۴	۲/۹۹
K ₂ O	۴/۵۱	۴/۷۱	۵/۱۶	۴/۸۱	۴/۸۶	۵/۶۱	۵/۵۱
P ₂ O ₅	۰/۱۱	۰/۰۵	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۰۸
LOI	۲/۲	۲/۳	۲/۳	۱/۹	۱/۲	۱/۳	۱/۸
Total	۹۷/۸	۹۷/۷	۹۷/۷	۹۸/۱	۹۸/۸	۹۸/۷	۹۸/۲
Minor element ppm							
Ba	۱۱۲۰	۲۵۸	۶۴۱	۷۳۳	۷۲۵	۵۰۶	۶۷۸
Rb	۱۲۵/۴۱	۱۵۸/۶۲	۱۴۹/۷۱	۱۴۳/۵۱	۱۴۱/۱۳	۱۶۰/۵۱	۱۶۲/۲۱
Sr	۹۰/۶	۴۷/۷	۴۰/۲	۷۹/۸	۷۴/۸	۸۷/۹	۳۰/۱
Zr	۴۵۳/۶	۲۴۱/۳	۳۱۵/۱	۳۰۶/۸	۳۱۷/۸	۲۷۷/۴	۲۸۳/۲
Nb	۱۹/۴۴	۲۱/۱۲	۱۴/۷۱	۱۴/۳۲	۱۴/۳۱	۱۴/۲۴	۱۵/۵۶
La	۵۴/۸	۶۵/۶	۵۴/۶	۵۱/۳	۴۹/۷	۵۳/۶	۵۸/۶
Ce	۱۲۲	۱۴۹	۱۳۲	۱۳۳	۱۲۲	۱۲۶	۱۳۴
Pr	۱۰/۳	۱۲/۴	۱۵/۸۹	۱۴/۲۹	۱۵/۳۶	۱۳/۸۷	۱۴/۶۴
Nd	۶۱	۷۷	۵۹	۶۶	۶۲	۶۷	۶۶
Sm	۳۲/۱۱	۳۳/۷۶	۳۳/۴۳	۳۲/۷۶	۳۴/۸۶	۲۹/۹	۲۴/۹
Eu	۰/۸۵	۰/۷۸	۰/۹۵	۰/۹۴	۰/۷۷	۰/۷۱	۰/۹۹
Gd	۱۶/۱۳	۲۰/۱۵	۱۸/۱۱	۱۹/۱۳	۱۵/۳۲	۱۷/۳۳	۱۸/۲۳
Tb	۵/۳۲	۶/۳۳	۵/۷۶	۶/۳۴	۵/۴۳	۵/۲۱	۵/۴۳
Dy	۳۳/۴۲	۳۳/۷۶	۳۵/۷۶	۲۹/۹۱	۳۱/۴۳	۲۹/۹۵	۲۷/۱۱
Ho	۵/۱۲	۵/۸۶	۵/۳۶	۵/۸۳	۵/۳۷	۵/۶۲	۵/۹۲
Er	۱۲/۲	۱۴/۷	۱۳/۳	۱۳/۲	۱۲/۱	۱۲/۴	۱۳/۲
Tm	۴/۲۴	۳/۸۸	۳/۹۳	۳/۵۷	۳/۳۴	۳/۸۹	۳/۵۱
Yb	۲۲/۲۳	۲۷/۲۱	۲۲/۵۳	۲۴/۴۵	۲۲/۳۱	۲۳/۱۱	۲۳/۱۳
Lu	۳/۵۴	۳/۸۸	۴/۱۳	۳/۲۴	۳/۵۶	۳/۴۶	۳/۴۹
Y	۱۱۷/۵۲	۱۲۴/۴۴	۱۲۴/۶۴	۱۲۰/۳۲	۱۲۳/۲۸	۱۲۱/۸۴	۱۲۹/۰۴
Cs	۲/۴	۲/۱	۱/۴	۱/۵	۱/۹	۱/۸	۱/۵
Ta	۱/۳	۱/۲	۱/۳	۱/۲	۱/۲	۱/۲	۱/۱
Hf	۱۲/۶۱	۸/۲۲	۹/۷۱	۹/۶۱	۱۰/۱۱	۹/۵۱	۸/۵۱
Ga	۲۰/۱۱	۲۲/۱۲	۱۹/۶۱	۲۱/۲۱	۲۰/۹۱	۲۲/۱۱	۲۱/۱۲
Th	۲۱/۷۱	۲۸/۱۱	۲۱/۱۱	۲۲/۵۱	۱۹/۲۳	۲۱/۹۱	۲۲/۴۱
U	۳/۵	۵/۹	۵/۴	۶/۲	۵/۶	۶/۸	۴/۸
Pb	۴/۵	۹/۵	۴/۹	۸/۵	۹/۴	۱۳/۱	۸/۸

ادامه جدول ۱. نتایج آنالیز ICP-MS, AES نمونه های اسیدی میشو

نمونه‌های گرانیتی						
	8-M	9-M	10-M	11-M	12-M	13-M
X	۴۵'۴۹'۰۹"	۴۵'۴۹'۰۹"	۴۵'۴۹'۰۹"	۴۵'۴۸'۵۲"	۴۵'۴۸'۵۱"	۴۵'۴۸'۵۳"
Y	۳۸'۱۸'۴۵"	۳۸'۱۸'۴۴"	۳۸'۱۸'۵۳"	۳۸'۱۸'۵۳"	۳۸'۱۸'۵۶"	۳۸'۱۸'۵۴"
Major oxide Wt%						
SiO ₂	۷۱/۳۸	۷۱/۵۱	۷۱/۶۹	۷۱/۹۷	۷۱/۲۳	۷۲/۵۶
TiO ₂	۰/۳۶	۰/۳۵	۰/۲۷	۰/۳۸	۰/۳۹	۰/۲۳
Al ₂ O ₃	۱۳/۱۳	۱۲/۹۸	۱۳/۲۲	۱۳/۲۱	۱۳/۲۲	۱۳/۱۱
TFeO	۳/۱۴	۳/۱۶	۲/۶۴	۳/۱۹	۳/۵۴	۲/۲۱
MnO	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳
MgO	۰/۳۶	۰/۳۵	۰/۱۸	۰/۴۷	۰/۴۲	۰/۲۹
CaO	۰/۷۷	۰/۸۳	۱/۰۷	۱/۱۱	۰/۳۶	۰/۸۲
Na ₂ O	۳/۴۹	۳/۲۳	۳/۳۳	۲/۶۱	۳/۲۷	۳/۴۵
K ₂ O	۵/۲۵	۵/۰۳	۵/۳۲	۴/۲۸	۵/۲۱	۵/۸۲
P ₂ O ₅	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۵
LOI	۲	۱/۲	۲/۳	۲/۱	۲	۱/۱
Total	۹۸/۰۱	۹۷/۸	۹۷/۷	۹۷/۹	۹۸/۰۲	۹۸/۹
Minor element ppm						
Ba	۶۵۳	۵۳۳۴	۶۳۰	۵۶۸	۵۶۲	۵۹۹
Rb	۱۴۲/۶۱	۱۴۶/۸۱	۱۹۶/۳۱	۱۳۷/۷۱	۱۵۸/۴۱	۱۸۲/۳۱
Sr	۵۹/۳	۳۵/۵	۴۲/۸	۴۸/۲	۳۰/۲	۵۰/۷
Zr	۲۹۳/۵	۳۰۶/۸	۳۰۳/۹	۳۱۰/۲	۲۹۷/۳	۲۲۳/۲
Nb	۱۵/۳۵	۱۴/۱۳	۱۵/۴۱	۱۴/۵۱	۱۵/۱۲	۱۳/۹۱
La	۵۶/۱۵	۵۸/۳	۵۷/۷	۴۹/۱	۵۱/۱	۵۹/۲
Ce	۱۲۷	۱۳۷	۱۳۶	۱۲۲	۱۳۰	۱۳۷
Pr	۱۵/۶۷	۱۴/۵۷	۱۵/۳۴	۱۵/۷۷	۱۳/۸۵	۱۵/۱۶
Nd	۶۲	۶۴	۶۲	۵۹	۶۱	۷۰
Sm	۳۱/۴۳	۳۲/۹۱	۲۵/۹۵	۲۹/۸۱	۲۹/۹۵	۳۲/۸۶
Eu	۰/۷۶	۰/۸۳	۰/۸۱	۰/۸۴	۰/۹۹	۰/۸۶
Gd	۱۷/۱۱	۱۷/۸۲	۱۶/۸۷	۱۵/۲۷	۱۶/۶۷	۱۱/۱۹
Tb	۵/۴۶	۵/۴۵	۵/۷۶	۵/۳۴	۵/۶۵	۵/۱۲
Dy	۳۲/۱۲	۲۹/۲۱	۳۱/۲۳	۳۲/۶۱	۲۸/۵۸	۳۰/۸۷
Ho	۶/۷۵	۶/۱۲	۶/۰۶	۵/۴۶	۵/۳۴	۵/۱۲
Er	۱۲/۲	۱۳/۸	۱۵/۱۴	۱۲/۳۵	۱۲/۵۸	۱۳/۸۵
Tm	۳/۴۳	۳/۶۲	۳/۳۳	۳/۱۳	۳/۲۱	۳/۶۲
Yb	۲۲/۱۳	۲۴/۱۹	۲۴/۳۴	۲۳/۲۶	۲۴/۸۴	۲۴/۶۱
Lu	۳/۵۳	۳/۶۴	۳/۵۳	۳/۲۳	۳/۴۵	۳/۶۷
Y	۱۲۶/۶۱	۱۲۳/۹۲	۱۳۱/۴۴	۱۱۷/۰۴	۱۲۴/۹۶	۱۳۲/۴
Cs	۲/۸	۱/۷	۲/۸	۱/۷	۲/۸	۳/۱
Ta	۱/۱	۱/۱	۱/۳	۱/۲	۱/۲	۱/۲
Hf	۸/۷۱	۱۰/۲۱	۸/۴۱	۹/۷۱	۹/۶۱	۷/۵۱
Ga	۲۰/۸۱	۲۰/۶۱	۱۹/۸۹	۲۰/۵۱	۲۰/۴۷	۲۰/۹۱
Th	۲۱/۷۱	۲۲/۱۱	۲۴/۱۳	۲۱/۲۱	۲۰/۵۱	۲۱/۸۱
U	۶/۵	۷/۲	۶/۷	۵/۷	۵/۱	۹/۶
Pb	۹/۱	۷/۶	۵/۲	۳/۶	۴/۴	۴/۲

ادامه جدول ۱. نتایج آنالیز ICP-MS, AES نمونه های اسیدی میشو

نمونه‌های گرانیتی							
	14-M	15-M	16-M	17-M	18-M	19-M	20-M
X	۴۵ ۴۴ '۲۷ "	۴۵ ۴۵ '۲۲ "	۴۵ ۴۵ '۳۲ "	۴۵ ۴۵ '۲۱ "	۴۵ ۴۵ '۱۷ "	۴۶ ۳۰ '۱۹ "	۴۵ ۴۹ '۵۷ "
Y	۳۸ ۲۱ '۴۰ "	۳۸ ۲۰ '۳۴ "	۳۸ ۲۰ '۱۸ "	۳۸ ۱۹ '۵۶ "	۳۸ ۱۹ '۴۵ "	۳۸ ۰۳ '۳۸ "	۳۸ ۱۹ '۵۴ "
Major oxide Wt%							
SiO ₂	۷۲/۵۷	۷۲/۸۶	۷۲/۴۶	۷۳/۸۴	۷۴/۰۴	۷۴/۰۷	۷۴/۰۶
TiO ₂	۰/۲۸	۰/۳۶	۰/۲۱	۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۲۲	۰/۱۴
Al ₂ O ₃	۱۳/۳۲	۱۳/۱۹	۱۲/۷۸	۱۲/۷۹	۱۲/۵۱	۱۲/۷۴	۱۲/۹۱
TFeO	۲/۱۴	۳/۱۹	۲/۹	۱۱	۱۱/۴	۱۳/۱	۱۳
MnO	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۱
MgO	۰/۳۷	۰/۴۱	۰/۳۶	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۳۹	۰/۱۳
CaO	۰/۵۸	۰/۳۳	۰/۶۸	۰/۵۶	۰/۶۷	۰/۴۹	۰/۷۵
Na ₂ O	۳/۰۸	۳/۲۱	۲/۳۹	۲/۵۹	۲/۴۴	۲/۹۳	۳/۶۱
K ₂ O	۵/۳۷	۵/۱۷	۵/۶۷	۵/۸۹	۵/۷۱	۵/۸۷	۵/۵۹
P ₂ O ₅	۰/۰۶	۰/۰۹	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۲
LOI	۱/۶	۱/۵	۱/۳	۱/۲	۱/۱	۱/۴	۱/۵
Total	۹۸/۴	۹۸/۵	۹۸/۷	۹۸/۸	۹۸/۹	۹۸/۶	۹۸/۵
Minor element ppm							
Ba	۳۶۵	۶۵۶	۴۹۴	۳۵۱	۴۵۶	۴۹۳	۱۶۳
Rb	۱۶۹/۸۱	۱۵۵/۱۲	۱۷۲/۹۲	۱۸۳/۸۱	۱۵۳/۹۱	۱۶۶/۵۱	۲۰۴/۳۱
Sr	۳۳/۷	۳۳/۶	۴۵	۳۹	۵۶	۳۵	۳۹
Zr	۲۷۴/۳	۲۸۸/۴	۲۸۳/۵	۲۸۵/۴	۲۷۴/۹	۱۴۱/۶	۲۱۱/۸
Nb	۱۴/۱۲	۱۵/۳۱	۱۱/۵۱	۱۱/۸۱	۱۲/۶۱	۱۴/۶۲	۲۶/۳۱
La	۵۴/۱	۵۹/۱	۵۱/۱	۵۶/۹	۶۶/۷	۷۶/۹	۷۰/۳
Ce	۱۳۳	۱۲۶	۱۱۱	۱۲۷	۱۵۲	۱۲۷	۱۶۱
Pr	۱۵/۷۷	۱۵/۷۴	۱۴/۷۶	۱۴/۱۲	۱۵/۱۱	۱۷/۱۱	۱۴/۶۲
Nd	۶۳	۶۲	۵۴	۵۹	۷۱	۶۱	۸۰
Sm	۳۱/۵۲	۳۲/۹۵	۲۵/۳۳	۲۲/۳۳	۳۲/۱۱	۳۱/۳۳	۳۵/۷۱
Eu	۰/۹۹	۰/۹۵	۰/۹۳	۰/۸۱	۰/۶۴	۰/۸۲	۰/۷۵
Gd	۱۹/۱۷	۱۷/۹۱	۱۷/۴۳	۱۶/۷۸	۱۸/۹۱	۱۷/۶۳	۲۳/۱۱
Tb	۵/۲۴	۵/۸۱	۵/۱۳	۵/۴۷	۶/۷۷	۵/۹۵	۷/۷۱
Dy	۲۸/۲۶	۲۶/۱۹	۲۷/۴۱	۲۶/۳۴	۲۹/۵۳	۲۷/۶۵	۳۵/۶۳
Ho	۵/۸۷	۵/۵۵	۶/۰۱	۶/۳۹	۶/۴۹	۶/۴۳	۶/۳۸
Er	۱۴/۵۵	۱۵/۶۱	۱۱/۱۵	۱۲/۸۲	۱۵/۲۸	۱۲/۷۶	۱۶/۳۸
Tm	۳/۱۴	۳/۳۱	۳/۷۱	۳/۳۷	۳/۵۴	۳/۴۵	۴/۰۸
Yb	۲۴/۶۳	۲۳/۲۶	۲۰/۳۵	۲۲/۳۲	۲۷/۷۱	۲۲/۲۱	۲۹/۴۱
Lu	۲/۴۷	۳/۲۳	۳/۴۷	۳/۱۴	۳/۴۳	۳/۳۵	۴/۰۸
Y	۱۲۱/۵۶	۱۳۱/۳۶	۱۲۱/۴۴	۱۲۲/۵۶	۱۵۱/۰۸	۱۵۲/۵۶	۱۵۴/۷۲
Cs	۱/۱	۱/۵	۱/۶	۱/۲	۱/۷	۲/۵	۱/۵
Ta	۱/۴	۱/۱	۱/۲	۱/۴	۱/۱	۱/۴	۲/۴
Hf	۹/۱۲	۹/۱۲	۶/۳۱	۶/۳۲	۵/۹۲	۹/۲۳	۹/۱۲
Ga	۲۰/۷۱	۲۰/۶۸	۲۱/۵۱	۲۰/۸۱	۱۸/۶۱	۲۰/۳۱	۲۲/۵۱
Th	۲۱/۷۱	۲۱/۶۱	۲۱/۳۱	۲۱/۱۱	۲۴/۵۱	۲۴/۱۳	۳۱/۹۱
U	۸/۸	۶/۷	۳/۳	۹/۷	۴/۶	۵/۸	۳۱/۹۱
Pb	۳/۸	۳/۴	۵/۸	۳۳/۹	۳/۷	۲۲/۷	۸/۲۱

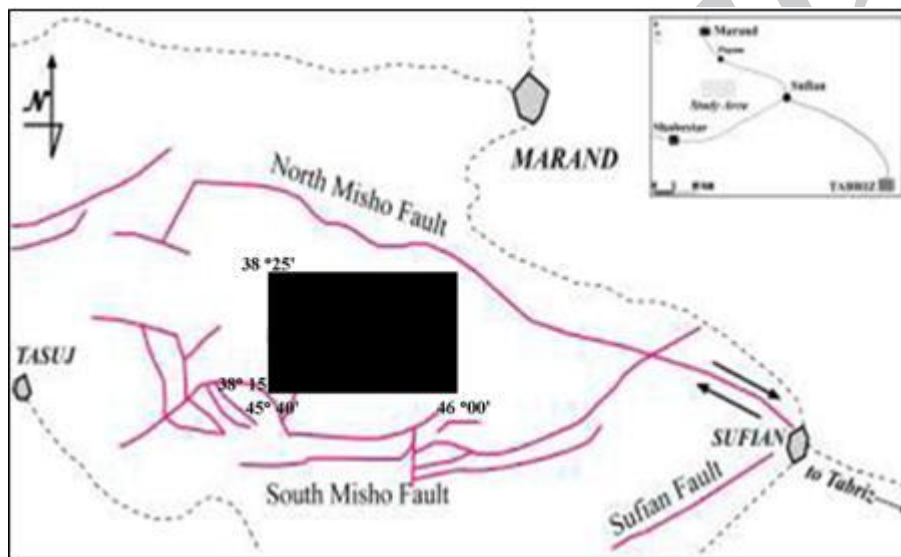
جدول ۲. نتایج آنالیز ICP- Ms و ICP- AES نمونه‌های بازیک و اسیدی میشو

	نمونه‌های گرانیتی			نمونه‌های بازیک					
	21-M	22-M	23-M	1G	2G	3G	4G	5G	6G
X	۴۵°۵۰'۴۸"	۴۵°۳۷'۴۸"	۴۵°۴۸'۳۲"	۴۵°۴۸'۱۸"	۴۵°۴۵'۲۶"	۴۵°۴۹'۰۶"	۴۵°۴۷'۴۹"	۴۵°۴۷'۵۰"	۴۶°۵۲'۵۲"
Y	۳۸°۱۸'۵۴"	۳۸°۱۸'۴۶"	۳۸°۱۸'۴۴"	۳۸°۱۸'۳۲"	۳۸°۲۰'۳۰"	۳۸°۱۸'۴۴"	۳۸°۱۹'۲۷"	۳۸°۱۹'۲۵"	۳۱°۴۳'۱۳"
Major oxide Wt%									
SiO ₂	۷۵/۱۷	۷۵/۹۹	۷۷/۴۱	۴۵/۱۱	۴۵/۶۱	۴۶/۷۱	۴۶/۸۱	۴۷/۱۱	۴۶/۳۱
TiO ₂	۰/۱۳	۰/۲۷	۰/۲۶	۲/۳۲	۲/۴۵	۳/۰۷	۲/۵۳	۲/۵۲	۳/۰۳
Al ₂ O ₃	۱۲/۱۴	۱۲/۰۸	۱۲/۷۳	۱۶/۱۱	۱۶/۱۳	۱۵/۹۱	۱۵/۸۱	۱۵/۶۵	۱۵/۵۱
TFeO	۲/۸	۲/۳	۲/۸۱	۳/۳	۲/۹	۳/۱	۳/۳	۳/۲	۳/۱
MnO	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۶	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۲۲
MgO	۰/۲۱	۰/۰۷	۰/۷۹	۶/۷۷	۶/۵۶	۶/۷۴	۵/۸۱	۵/۹۲	۵/۶۶
CaO	۰/۸۵	۱/۳۵	۲/۲۸	۹/۳۲	۸/۹۳	۸/۰۵	۸/۱۲	۸/۲۳	۸/۳۹
Na ₂ O	۳/۷۵	۳/۸۸	۳/۱۱	۲/۸۸	۲/۹۸	۲/۶۳	۲/۸۱	۲/۷۱	۲/۷۵
K ₂ O	۴/۴۱	۴/۱۳	۴/۸۴	۰/۵۳	۰/۵۲	۰/۱۶	۰/۴۲	۰/۴۸	۰/۲۱
P ₂ O ₅	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۴۶	۰/۴۵	۰/۶۵	۰/۷۳	۰/۷۲	۰/۶۹
LOI	۱/۱	۱/۱	۱/۲	۱/۶	۱/۷	۱/۳	۲/۲	۲/۳	۱/۸
Total	۹۸/۹	۹۸/۹	۹۸/۸	۹۸/۴	۹۸/۳	۹۸/۷	۹۷/۸	۹۷/۷	۹۸/۲
Minor element ppm									
Ba	۵۹	۶۷	۱۲۹	۱۱۲	۱۱۸	۱۹۰	۱۹۲	۱۹۴	۱۹۷
Rb	۱۸۶/۳۲	۲۰۱/۳۲	۳۰۰/۱۳	۱۴۳/۱	۱۳/۶۲	۳۳/۶۱	۳۳/۸۱	۳۲/۹۱	۳۲/۷۱
Sr	۵۰	۳۷	۴۹	۴۳۹	۴۵۰	۶۱۴	۶۱۲	۶۱۰	۵۷۱
Zr	۴۵۹/۳	۳۳۶/۸	۲۶۹/۸	۲۸۰/۳	۲۴۴/۳	۲۴۵/۳	۲۵۶/۳	۲۶۳/۲	۲۷۸/۲
Nb	۲۳/۶۳	۱۷/۷۱	۱۵/۱۲	۵/۶۵	۶/۰۷	۹/۰۱	۸/۹۷	۹/۷۶	۹/۹۵
La	۷۷/۵	۵۵/۱	۵۸/۱	۱۵/۶	۱۸/۷	۲۲/۵	۲۳/۲	۲۳/۵	۲۳/۱
Ce	۱۷۹	۱۲۲	۲۲۰	۳۵/۴	۳۸	۴۵	۴۳	۴۲	۵۲
Pr	۱۸۳/۹	۲۰/۸۶	۱۳/۶۷	۵/۳۷	۵/۹۳	۶/۶۷	۶/۵۶	۷/۳۴	۷/۶۵
Nd	۸۹	۵۸	۶۳	۳۵	۲۸	۳۰	۳۱	۵۴	۳۶
Sm	۳۲/۱۴	۲۹/۸۶	۲۹/۷۱	۶/۰۶	۶/۵۷	۷/۲۸	۷/۱۱	۷/۱۲	۸/۴۹
Eu	۰/۶۵	۰/۸۲	۰/۷۵	۲/۰۵	۲/۱۶	۲/۲۷	۲/۴۱	۲/۳۲	۲/۶۳
Gd	۲۳/۵۱	۱۶/۱۱	۱۷/۲۱	۶/۴۸	۷/۴۴	۷/۹۴	۸/۱۱	۸/۶۷	۸/۸۸
Tb	۷/۵۱	۵/۴۱	۵/۹۲	۲/۱۳	۱/۲۴	۱/۳۱	۱/۳۴	۱/۴۲	۱/۴۷
Dy	۳۲/۶۲	۲۶/۱۳	۲۸/۱۴	۶/۵۲	۷/۳۶	۷/۵۱	۷/۶۲	۷/۶۶	۷/۴۱
Ho	۷/۸۷	۵/۸۳	۶/۳۱	۱/۳۵	۱/۴۸	۱/۴۵	۱/۵۲	۱/۵۱	۱/۷۳
Er	۱۷/۹۸	۱۳/۴۵	۱۳/۷۶	۳/۶۶	۴/۰۳	۴/۰۶	۴/۳۲	۴/۴۹	۴/۵۳
Tm	۴/۵۸	۳/۴۵	۳/۶۱	۰/۵۲	۰/۵۸	۰/۵۶	۰/۶۱	۰/۶۳	۰/۶۷
Yb	۳۲/۶۸	۳۲/۹۱	۱۱/۹۱	۳/۲۱	۳/۴۹	۳/۴۳	۳/۵۲	۳/۶۲	۴/۰۴
Lu	۴/۵۳	۳/۳۵	۳/۴۱	۰/۵۱	۰/۵۳	۰/۵۴	۰/۵۷	۰/۶۳	۰/۶۴
Y	۱۷۲/۲۱	۱۸/۱۲	۱۲۵/۲۱	۳۲/۲۱	۳۵/۲۲	۳۶/۳۳	۳۸/۴۱	۴۰/۶۲	۴۱/۸۱
Cs	۱/۷	۱/۲	۱/۴	۱/۸	۱/۷	۱/۶	۱/۲	۱/۳	۱/۴
Ta	۶/۶	۱/۵	۱/۴	۰/۴۵	۰/۴۳	۰/۶۶	۰/۶۷	۰/۷۳	۰/۷۶
Hf	۱۵/۷۱	۹/۵۱	۸/۱۲	۴/۸۳	۵/۳۳	۵/۲۵	۵/۸۷	۵/۶۵	۵/۹۷
Ga	۳۰/۶۱	۱۸/۳۱	۱۹/۳۲	۱۹/۴۱	۲۰/۱۱	۲۰/۵۱	۲۰/۵۲	۲۲/۷۱	۲۲/۷۱
Th	۳۹/۸۱	۲۰/۲۱	۲۰/۳۳	۰/۵۶	۰/۵۷	۱/۱۶	۱/۳۲	۱/۱۸	۱/۳۲
U	۳۹/۸۱	۲/۴۲	۱	۰/۳۵	۰/۳۱	۰/۴۸	۰/۵۲	۰/۵۴	۰/۷۶
Pb	۱۳/۲۱	۱۲/۷۱	۴/۲	۹/۱۱	۷/۱	۷/۲	۶/۸	۶/۵	۶/۱

زمین‌شناسی

کهن‌ترین رخنمونهای سنگی منطقه، واحدهای شیل‌های میکادار با ماسه سنگهای دانه‌ریز پرکامبرین (سازند کهر) است [۵]. این رسوبات که بخش وسیعی از منطقه را به خود اختصاص داده‌اند، میزبان مجموعه‌های آذرین اسیدی و بازیک می‌باشد. در کنتاکت مجموعه‌های بازیک آثاری از دگرگونی مجاورتی مشاهده می‌شود [۶]. واحدهای مربوط به پرمین برون‌زد محدودی در بخش مرکزی دارند که شامل رخساره‌های آهکهای خاکستری تیره همراه با آهکهای دولومیتی سبتر لایه می‌باشند و با دگرشیبی آذرین پی بر روی

مجموعه فلسیک قرار دارند. آهکهای مارنی و دولومیتی تریاس در کنتاکت با لایه‌های پرمین برون‌زد دارند. همچنین رسوبات شیلی سبز با میان‌لایه‌های از ماسه‌سنگ ژوراسیک در بخشهای شرقی منطقه دیده می‌شوند (شکل ۱). تمام مجموعه‌های ذکرشده در بین دو گسل شمالی و جنوبی میشو به‌صورت مجموعه بالا رانده شده صعب‌العبوری دیده می‌شوند. با توجه به ساز و کار فشاری - راستگرد گسل تبریز (به‌عنوان گسل اصلی) و گسل فشارشی جنوب میشو، می‌توان این ارتفاعات را یک ساختار گل‌وار مثبت در نظر گرفت (شکل ۲) [۷].



شکل ۲. موقعیت تکتونیکی ساختار گل‌وار مثبت گسلهای اصلی. موقعیت منطقه مطالعاتی با مربع مشخص شده است [۷]

درون گیر پرکامبرین (سازند کهر) و سنگهای مافیک رخنمون دارد. این سنگها با بافت تمام بلورین و مقادیر اندکی کانیه‌های مافیک مشخص هستند.

سنگ‌شناسی

بر اساس مطالعات پتروگرافی، توده‌های نفوذی شرق میشو به تفکیک توصیف شده‌اند.

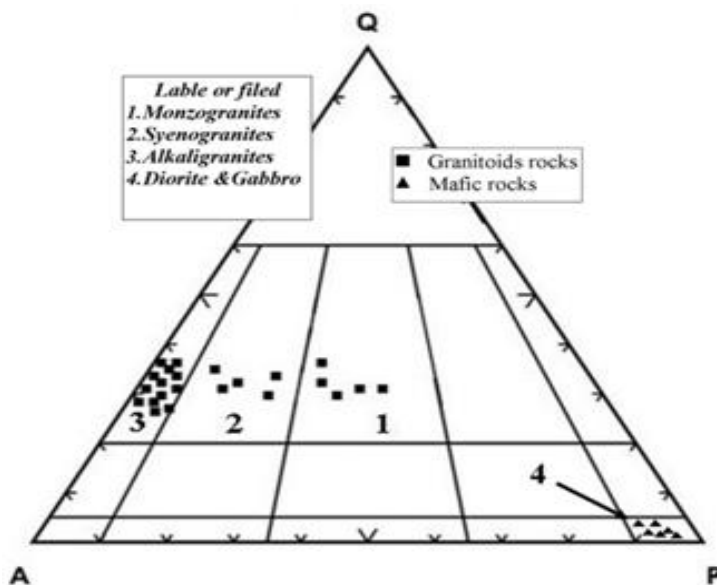
بخش فلسیک: رده‌بندی مودال سنگهای فلسیک نشان می‌دهد که این نمونه‌ها در محدوده آلکالی‌گرانیت قرار می‌گیرند [۸] (شکل ۳) و دارای طیف ترکیبی مونوزوگرانیت-سینوگرانیت و آلکالی‌گرانیت هستند. بافت این سنگها گرانولار از نوع دانه‌های نامساوی است. بافت پورفیری با زمینه دانه متوسط نیز مشاهده می‌شود. همچنین بافتهای درهم رشدی

تشکیل این ساختار در ارتفاعات میشو باعث شده است که سنگهای قدیمی به سن پرکامبرین (سازند کهر) در بخش مرکزی و ارتفاعات اصلی آن رخنمون پیدا کرده و به سمت دامنه‌های شمالی و جنوبی، سن سازندهای رخنموده جوانتر شود. مرز اغلب سازندها و واحدهای زمین‌شناسی گسله بوده و این امر از ویژگیهای ساختارهای گل‌وار مثبت است. توده‌های نفوذی مورد مطالعه در انتهاالیه شرقی ارتفاعات میشو رخنمون دارند و شامل سنگهای فلسیک و مافیک می‌شوند. این توده‌ها در بخش شمالی دارای کنتاکت گسله با نهشته‌های تریاس و ژوراسیک (سازندهای الیکا و شمشک) می‌باشند.

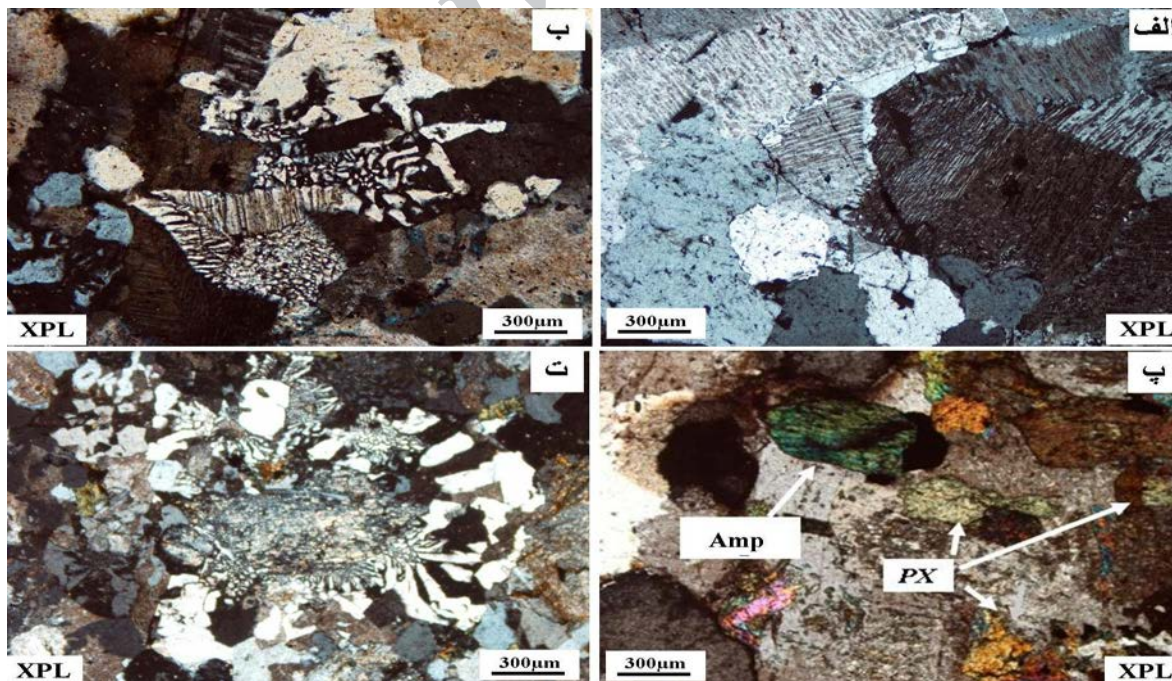
بیشترین رخنمون سنگهای مافیک در بخش غربی منطقه است که توسط بخشهای فلسیک قطع شده‌اند. بخش فلسیک با رنگ سرخ گوشتی تا صورتی کم‌رنگ در میان واحدهای

از ۵۰٪ در متن سنگ وجود دارد. بلورهای پلاژیوکلاز اغلب آتره شده‌اند. همچنین مقدار بیوتیت و هورنبلند حداکثر به ۵ درصد می‌رسد. اکسیدهای آهن -تیتان، اسفن، آپاتیت، زیرکن و آلانیت کانیهای فرعی این سنگها هستند. در این نمونه‌ها بلورهای زیرکن به‌صورت بلورهای شکل دار دیده می‌شود.

شامل گرانوفیری، گرافیکی و پرتیت در این سنگها دیده می‌شود. کانیهای اصلی آنها کوارتز، فلدسپار قلیایی، پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند هستند (شکل ۴ الف، ب، پ، ت). کوارتزها به‌صورت بلورهای درشت بی‌شکل فضای بین دیگر کانیها را پر کرده است. فلدسپار قلیائی به‌صورت درشت بلور در اندازه‌های ۱ تا ۵ میلی‌متر با بافت میکروپرتیت تا پرتیتی با فراوانی بیش



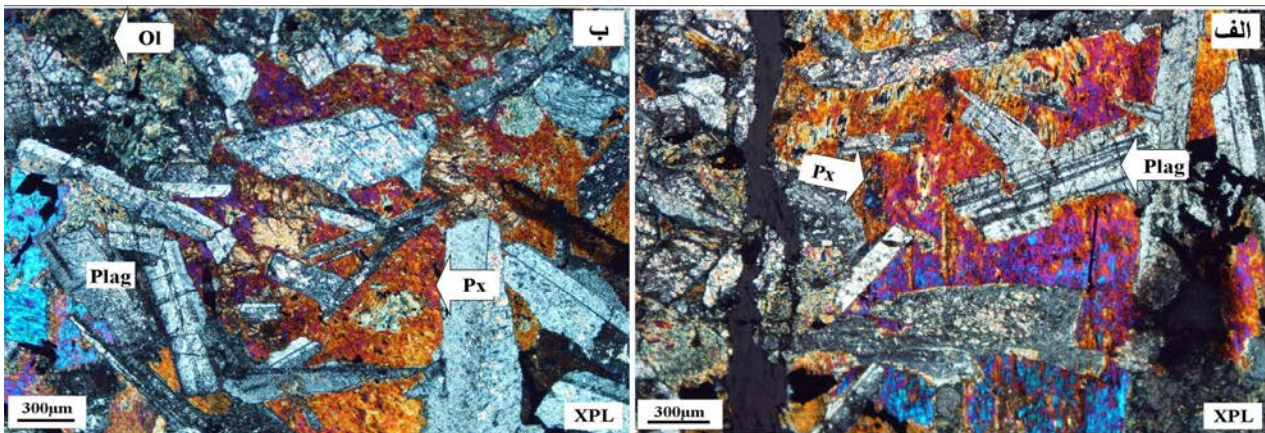
شکل ۳. نمودار مودال [۸] برای مطالعه سنگهای منطقه مورد مطالعه
Q=quartz, A=Alkali feldspar, and P=Plagioclase



شکل ۴. الف) بافت پرتیتی، ب) بافت میکروگرافیکی، پ) بافت گرانولار با کانیهای امفیبول و بقایایی از پیروکسن، ت) بافت گرانوفیری اطراف ارتوز در گرانیت‌ها. (نور XPL) (آمفیبول=Amp، پیروکسن=Px) [49]

بیوتیت، آپاتیت، اسفن و کانیه‌های تیره، کانیه‌های فرعی آنها را تشکیل می‌دهند. مقدار کانیه‌های اپاک (عموماً مگنتیت) در این سنگها زیاد است. آلتراسیون پلاژیوکلازها در این سنگها بسیار متداول بوده، همچنین اغلب پیروکسن‌ها به اورالیت، و آمفیبول‌ها و بیوتیت‌ها به کلریت و کربنات دگرسان شده‌اند.

بخش مافیک: سنگهای مافیک منطقه، دارای طیف ترکیبی گابرو می‌باشند (شکل ۳). این سنگها با بافت گرانولار دانه‌درشت تا دانه‌متوسط و افیتیک، مزوکرات تا ملانوکرات دیده می‌شوند. کانیه‌های اصلی پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین در آنها قابل تشخیص است. از نظر حجمی بلورهای پلاژیوکلاز (۵۰-۵۵٪)، پیروکسن (۲۵-۳۵٪)، الیوین (۸-۱۰٪) را به خود اختصاص داده‌اند (شکل ۵ الف و ب).



شکل ۵. الف و ب) بافت گرانولار دانه‌درشت و حضور کانیه‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن در گابروها (نور XPL) (آمفیبول=Amp، پیروکسن=Px، پلاژیوکلاز=Pl) [۴۹]

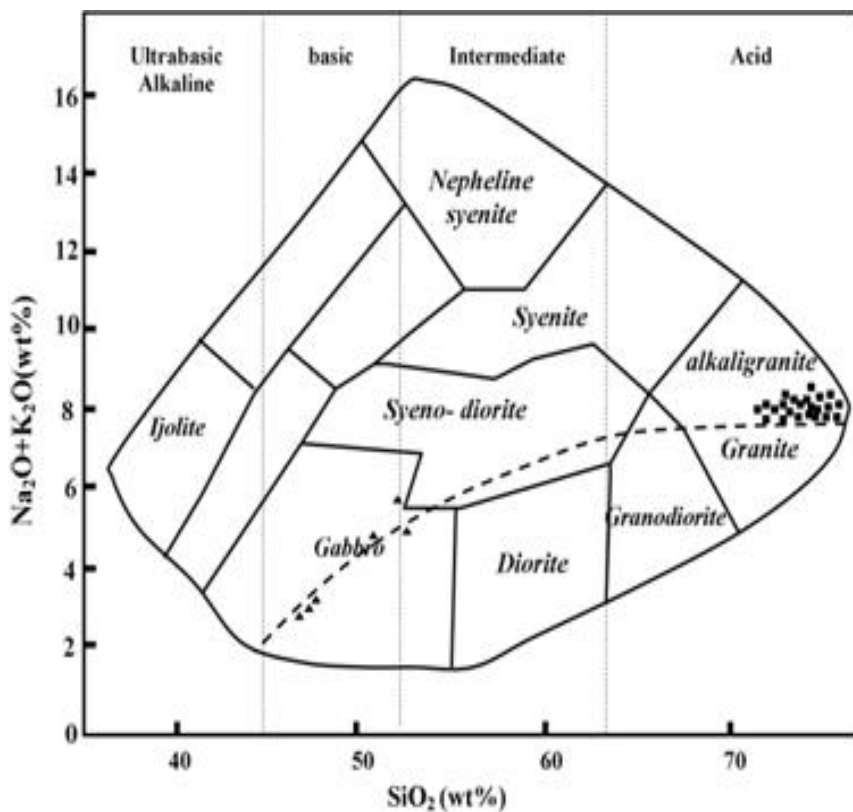
از عناصر K_2O ، Zr ، SiO_2 ، Na_2O و Rb و نمونه‌های گابرویی دارای مقادیر بالایی از عناصر MgO ، Sr ، Ba ، CaO هستند.

توزیع عناصر جزئی

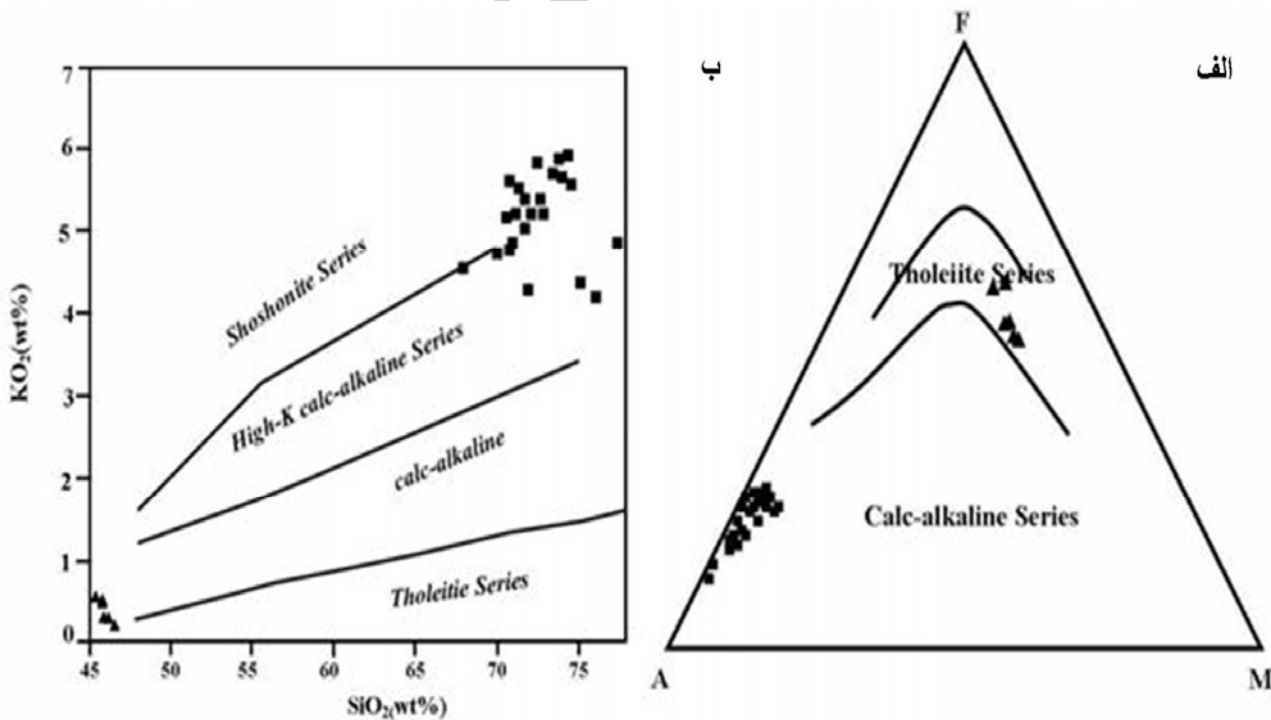
در الگوی توزیع عناصر کمیاب خاکی (بهنجار شده نسبت به کندریت) [۱۵] گابروها، غنی‌شدگی بالای LREEs نسبت به HREEs نمایان است (شکل ۱۰ الف). همچنین آنومالی مثبت کوچک Eu نیز مشاهده می‌گردد. الگوی فرو رفته REE نرمال شده به کندریت نشان‌دهنده نقش مشخص تفریق آمفیبول و پیروکسن در ایجاد این گابروهاست [۱۶]، به نظر می‌رسد وجود هورنبلند سبب غنی‌شدگی REEها می‌شود [۱۷ و ۱۸]. تهی‌شدگی از عناصر Nb و Ti در نمودارهای عنکبوتی نرمالایز شده گابروها به گوشته اولیه [۱۵] دیگر ویژگی ژئوشیمیایی است که در این سنگها دیده می‌شود (شکل ۱۰ ب). همچنین غنی‌شدگی از LIL (برای مثال Cs، Rb، Th، K)، آنومالی مثبت Sr، آنومالی منفی Nb و Ti و عناصر HFSE دیده می‌شود.

ویژگیهای ژئوشیمیایی و سنگ‌شناختی

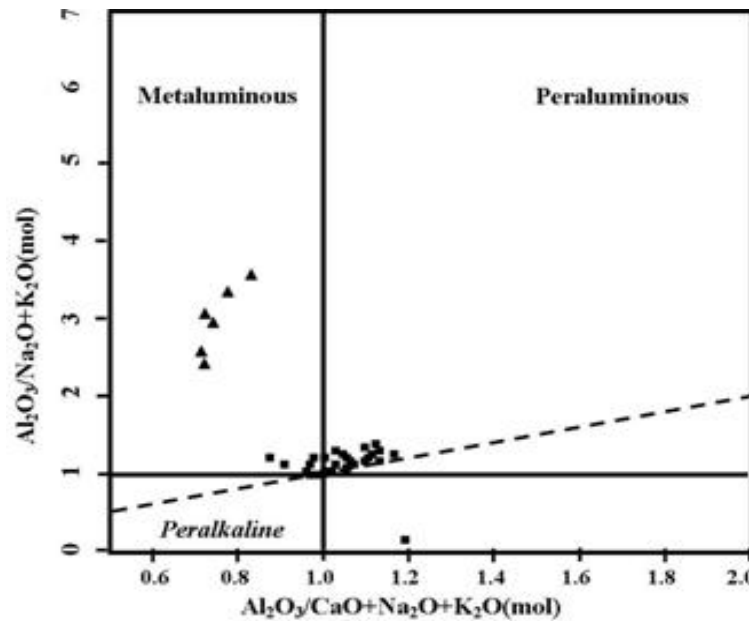
در نمودار رده‌بندی سنگهای آذرین درونی بر اساس تغییرات $Na_2O + K_2O$ در برابر SiO_2 [۹ و ۱۰]، نمونه‌های فلسیک و مافیک به ترتیب در محدوده‌های آکالی‌گرانیت‌ها و گابرو قرار می‌گیرند (شکل ۶). همچنین در نمودار AFM [۱۱]، سنگهای گرانیتوئیدی در محدوده آکالان و نمونه‌های گابرویی در محدوده تولیتی قرار می‌گیرند (شکل ۷ الف). ترسیم تغییرات K_2O در برابر SiO_2 [۱۲] نشان می‌دهد که نمونه‌های گرانیتوئیدی در قلمرو پتاسیم متوسط تا بالا قرار گرفته و نمونه‌های بازیک در محدوده تولیتی قرار دارند (شکل ۷ ب). شاخص اشباع از آلومینیم توده‌های نفوذی بیانگر نسبت مولکولی Al_2O_3 بر مجموع $CaO + Na_2O + K_2O$ در نمودار A/CNK [۱۳] است، برای نمونه‌های مافیک این شاخص کمتر از ۱ بوده و نشانگر متآلومین بودن آنهاست؛ در حالی که بالا بودن این مقادیر در نمونه‌های گرانیتی باعث قرارگیری آنها در محدوده متآلومین تا پراآلومین می‌شود (شکل ۸). بررسی تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در نمودارهای [۱۴] (شکل ۹) نشان می‌دهد که گرانیت‌های مورد مطالعه دارای مقادیر بالایی



شکل ۶. نمودار تغییرات Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 نمونه‌های فلسیک در محدوده آلكالی‌گرانیته و نمونه‌های مافیک در محدوده گابرو پلات می‌شوند [۹ و ۱۰]. مربع= فلسیک و مثلث = مافیک



شکل ۷. الف) نمونه‌های گرانیته‌یویدی و بازیک در نمودار AFM [۱۱]، ب) در نمودار K_2O در مقابل SiO_2 نمونه‌های اسیدی و گابرو به ترتیب در قلمرو کالکوآلكالین غنی از پتاسیم و تولیتی قرار می‌گیرند [۱۲].

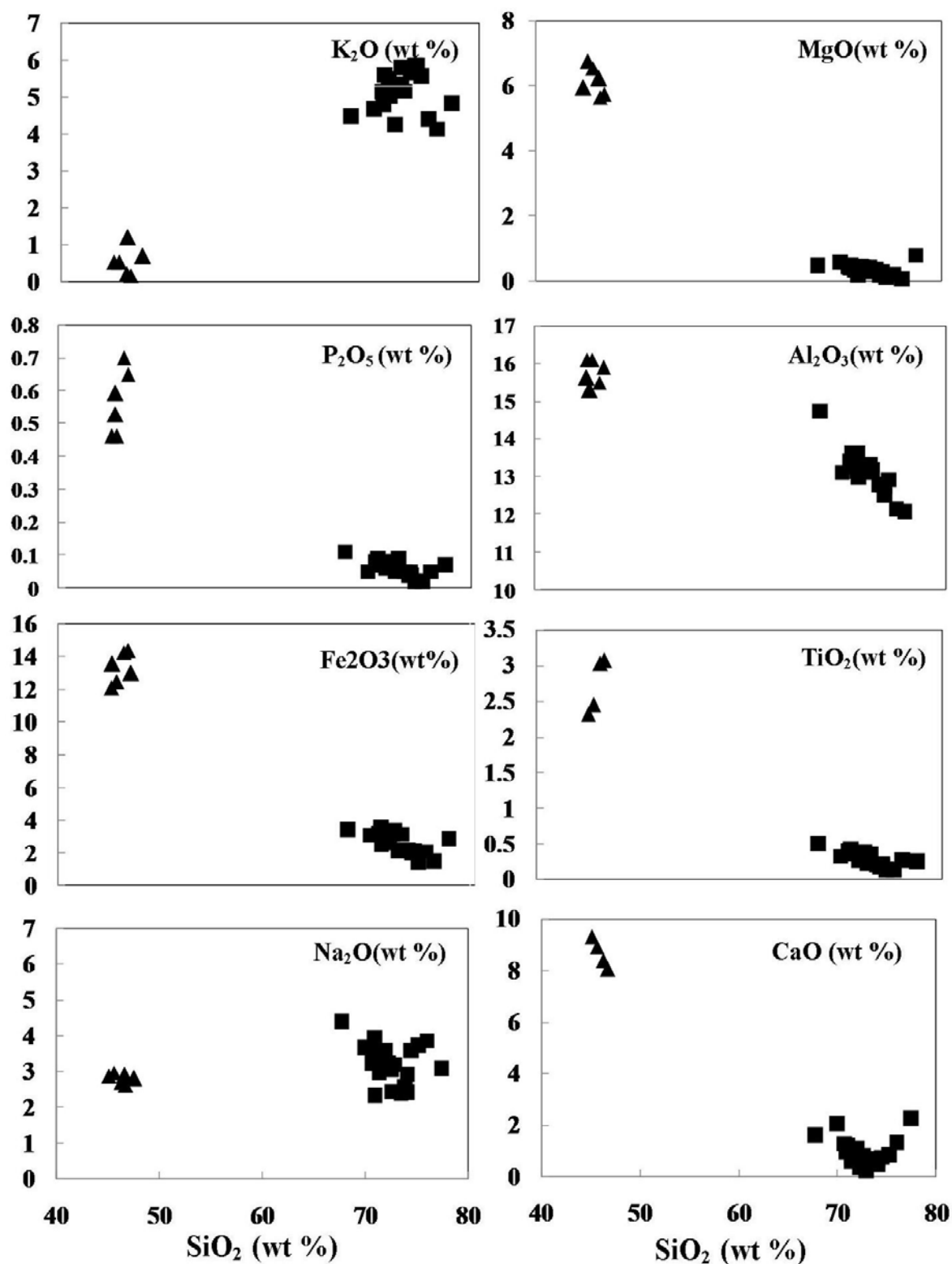


شکل ۸. در نمودار شاخص اشباع‌شدگی از آلومینیم (ASI)، نمونه‌های فلسیک در محدوده پرآلومینوس تا متآلومینوس قرار می‌گیرند و نمونه‌های مافیک در محدوده متآلومینوس واقع می‌شوند [۱۳].

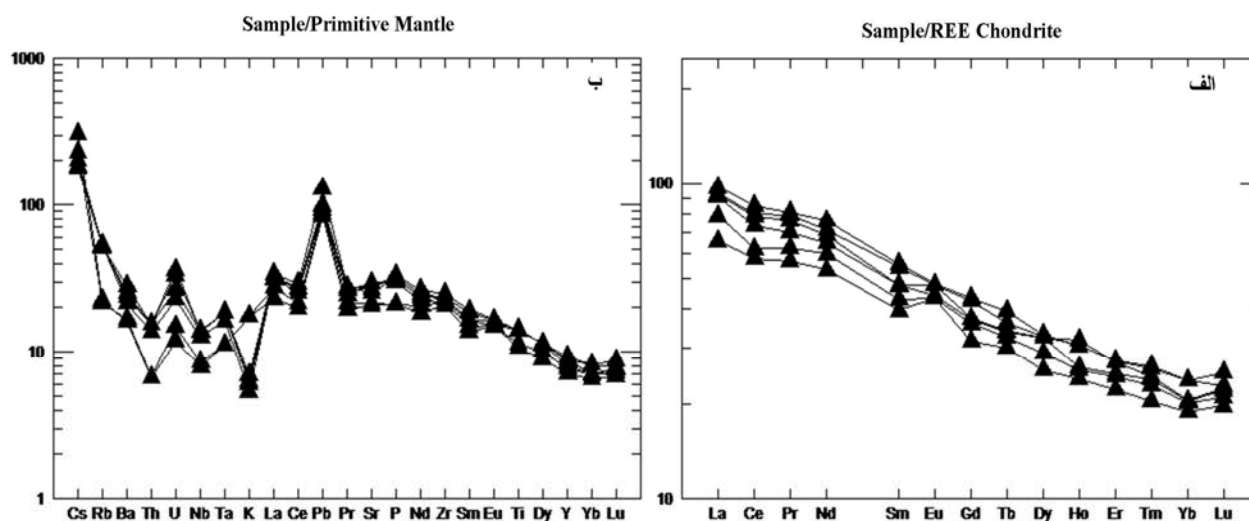
محتوی REEs در سنگهای گرانیتی بالاست (جدول ۱ و ۲) و در نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت غنی‌شدگی LREEs نسبت به HREEs دیده می‌شود (۱۱ الف). در نمودارهای چندعنصری بی‌هنجاری منفی از Ba، Nb و Ta مشاهده می‌شود. چنین غنی‌شدگی‌های انتخابی به‌عنوان تسلط پوسته‌ای (Crustal dominant) یاد شده است [۱۹]. در نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، برای گرانیت‌های مورد مطالعه Rb بی‌هنجاری مثبت، و عناصر Sr، Ba و Ti بی‌هنجاری منفی نشان می‌دهند (۱۱ ب). افزون بر این، این نمونه‌ها به‌طور کاملاً واضحی از LILEs به‌ویژه Rb و Th غنی هستند اما از Eu و Nb فقیرند که این ویژگی گرانیت‌های با منشأ ذوب پوسته‌ای است [۲۰]. همچنین غنی‌شدگی از Pb و Ce در نمونه‌های گرانیتوئیدی می‌تواند نمایانگر غنی‌شدگی‌های انتخابی مرتبط با دخالت پوسته‌ای باشد [۲۱]. در گرانیت‌ها علاوه بر آنومالی شدیداً منفی Eu، پدیده تتراد یا الگوی شکنجی REE مشاهده می‌شود. به‌عبارتی در الگوی REE گرانیتوئیدهای، به‌استثنای Eu، می‌توان به‌راحتی یک پدیده تتراد با چهارمنحنی کامل در تمامی محدوده REE تشخیص داد (شکل ۱۱ الف) این الگو باعث جدا شدن منحنی REE به‌صورت منحنی مقعری و یا صافی در چهار بخش شامل چهار گروه از عناصر در ۳ موقعیت، منطبق با (۱)

منشأ و جایگاه زمین‌ساختی

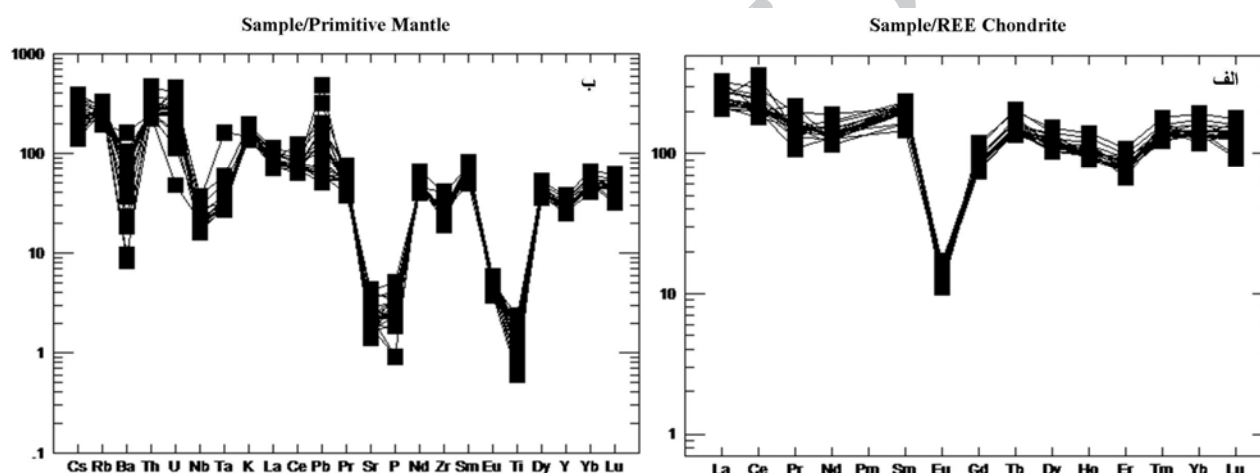
غنی‌شدگی از LREEs نسبت به HREEs و غنی‌شدگی نسبی از عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) نشان می‌دهد که سنگهای مافیک واند از یک منشأ گوشته‌ای غنی‌شده با مقادیر بالای LREEs/HREEs پدید آمده باشد. نمونه‌های گابرویی در نمودار متمایزکننده [۲۴] Ti-Zr-Sr در محدوده کف اقیانوسی قرار می‌گیرند (شکل ۱۲ الف). با توجه به ماهیت تولییتی سنگهای مورد مطالعه، برای تشخیص اولیه بین موقعیت تکتونیکی حاشیه صفحات و درون‌صفحه‌ای از نمودار دوتایی Zr/Y-Zr از [۲۵] استفاده گردیده که همه نمونه‌ها در محدوده درون‌صفحه اقیانوسی قرار می‌گیرند (شکل ۱۲ ب). در نمودار Zr/4-Nb*2-Y [۲۶] نمونه‌های گابرو محدود تولییتی‌های داخل صفحه‌ای را نشان می‌دهد (شکل ۱۲ پ). با استفاده از فراوانی و مقادیر REE می‌توان ترکیبات منشأ گوشته‌ای و درجه ذوب‌بخشی ماگمای مادر را تعیین کرد. همچنین HFSE ماهیت اولیه گوشته‌ای را روشن می‌سازد [۲۷ و ۲۸].



شکل ۹. ترسیم تغییرات اکسیدها در مقابل سیلیس در نمودار [۱۴]



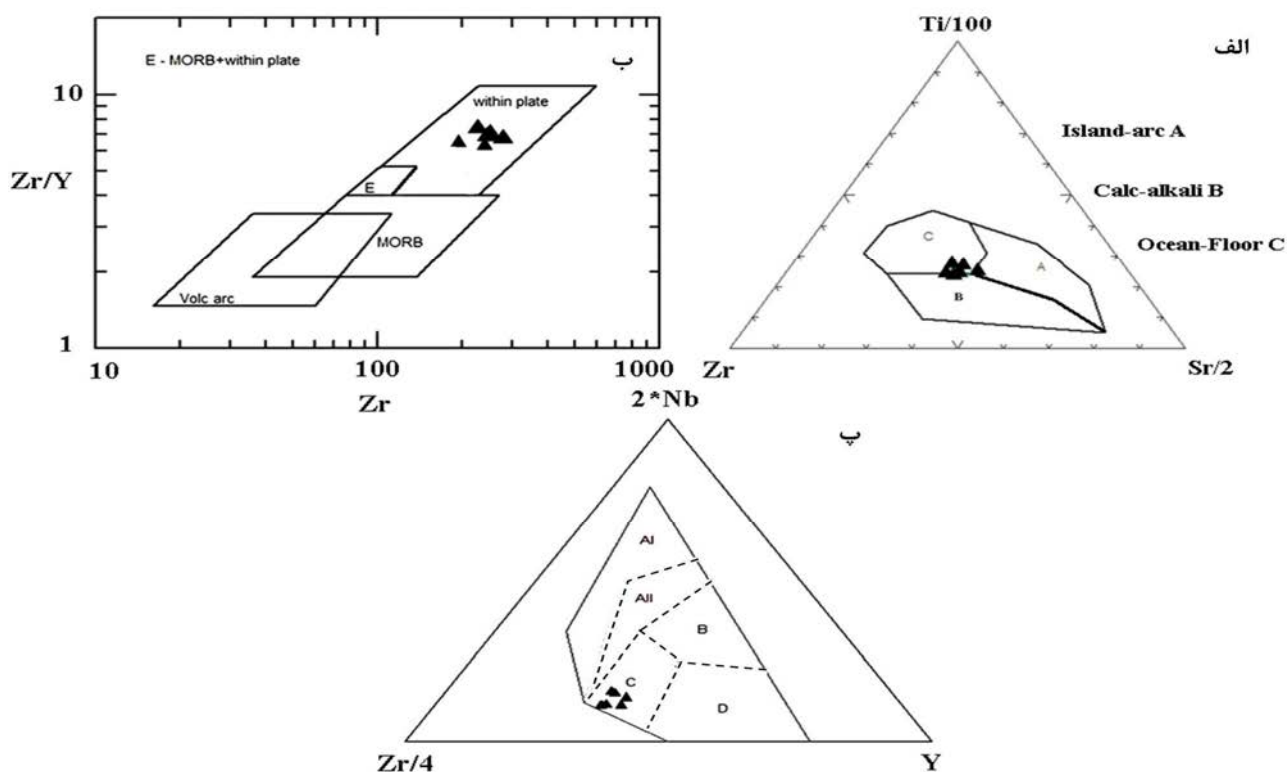
شکل ۱۰. الف) تغییرات فراوانی REE بهنجار شده گابروها نسبت به کندریت [۱۵]، ب) تغییرات فراوانی عناصر اصلی و کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۱۵].



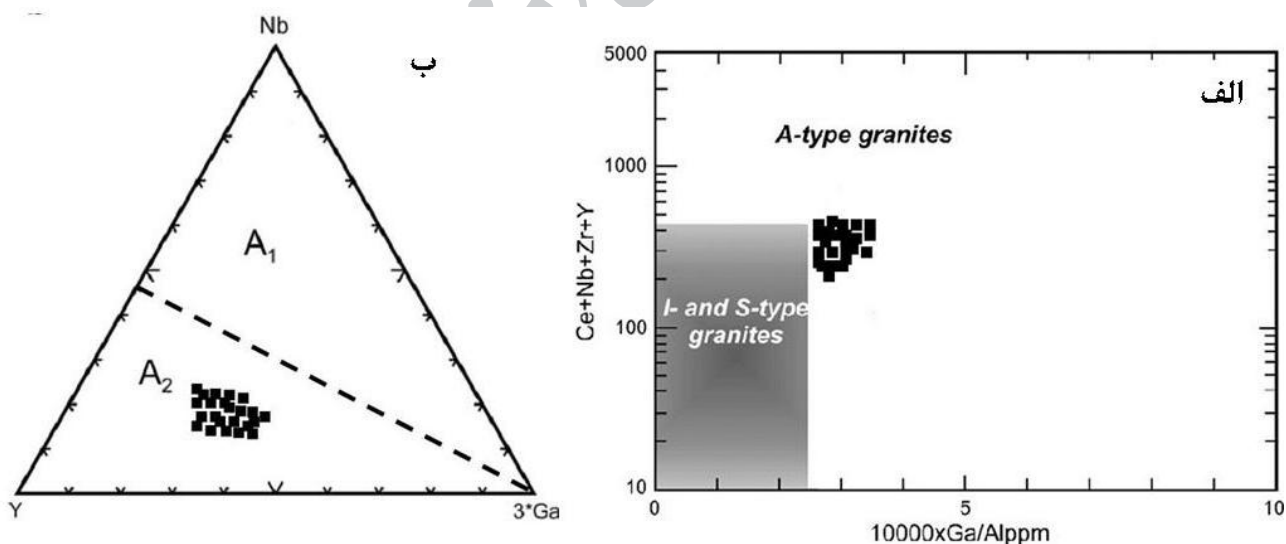
شکل ۱۱. الف) تغییرات فراوانی REE بهنجار شده گرانیت‌ها نسبت به کندریت [۱۵]، ب) تغییرات فراوانی عناصر اصلی و کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۱۵].

(شکل ۱۳ الف). استفاده از نمودار معرفی شده توسط [۳۴] نشان می‌دهد مجموعه گرانیتوئیدی متعلق به زیر گروه A₂ می‌باشد (شکل ۱۳ ب). ترسیم نمونه‌های بازیک و اسیدی در نمودار هارکر نمایانگر ماهیت کاملاً متفاوت سنگهای مافیک و فلسیک مورد مطالعه می‌باشد. ماهیت سنگهای گرانیتی، محتوی بالای سیلیس و پتاسیم، محتوی بالای عناصر REEs، غنی‌شدگی LREEs نسبت به HREEs، غنی‌شدگی نسبی LILEs، Ce، Sr، Ba، Eu و فقیرشدگی نسبی از عناصر Nb و Ti نشانگر منشأ پوسته‌ای سنگهای گرانیتی توده شرق میشو است [۲۰].

مقادیر پایین HFSE مثل توریم، زیرکونیوم، نیوبیوم و ایتریم در گابروهای مورد مطالعه به حضور یک منشأ گوشته تهی شده DMM اشاره می‌کند [۲۸ و ۲۹]. در حالی که غنی‌شدگی از LREEs نسبت به HREEs نمایانگر منبع گوشته‌ای غنی شده می‌باشد [۳۰]. از طرفی سنگهای گرانیتی ویژگی هیپرسولوس داشته و در مجموعه‌ای از نمودارهای ارائه شده توسط [۳۱، ۳۲، ۳۳، ۳۴، ۳۵، ۳۶]، که برای شناسایی انواع گرانیت‌های به کار رفته، در محدوده گرانیت‌های نوع A قرار می‌گیرند. ترسیم نمونه‌های گرانیتوئیدی در نمودارهای 10000Ga/Al در مقابل عناصر Y و Zr، Nb، Ce [۳۳] نشان می‌دهد که تمامی نمونه‌ها در محدوده A-type قرار می‌گیرند



شکل ۱۲. الف) ترسیم نمونه‌ها در نمودار $Zr/Y-Zr$ [۲۸] در محدوده درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند، ب) ترسیم نمونه‌ها در نمودار $Zr-Ti/100-Sr/2$ [۲۷]، ب) ترسیم نمونه‌ها در نمودار $Zr/4-Nb*2-Y$ [۲۹] محدوده تولیتهای داخل صفحه‌ای را نشان می‌دهد.



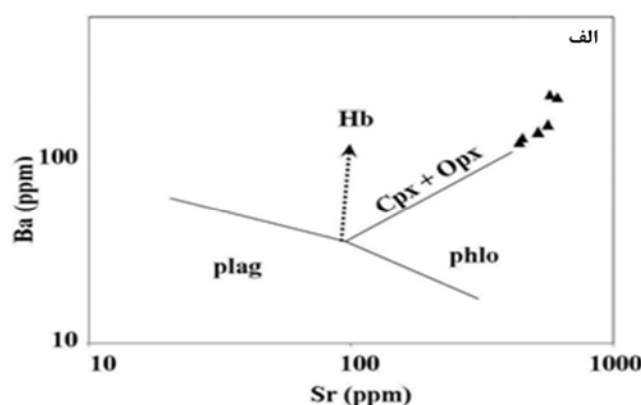
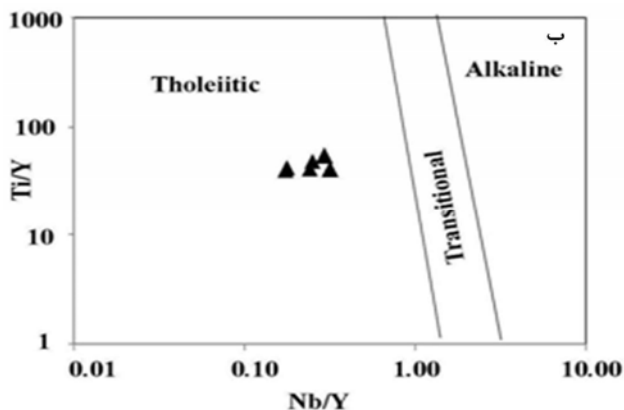
شکل ۱۳. الف) در نمودار تفکیک گرانیت‌های $Ce+Nb+Zr+Y$ در مقابل $10,000 \times Ga/Al$ ، نمونه‌های مطالعه‌شده در قلمرو تیپ A قرار می‌گیرند [۳۳]، ب) در نمودار سه‌تایی $Y-Nb-3 \times Ga$ ، نمونه‌ها در قلمرو A_2 قرار می‌گیرند [۳۴].

درون‌ورقه‌ای هستند. در نمودارهای مربوط به بردارهای کانی بر اساس Ba به Sr، روند تفریق در گابروها نشان می‌دهد که در این سنگها بردار تفریق کانی پیروکسن، بیشترین تأثیر را

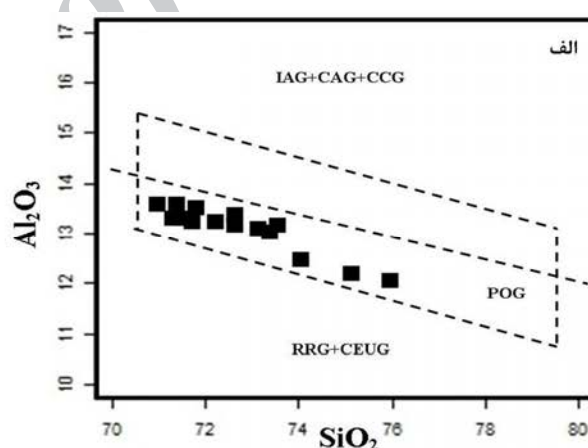
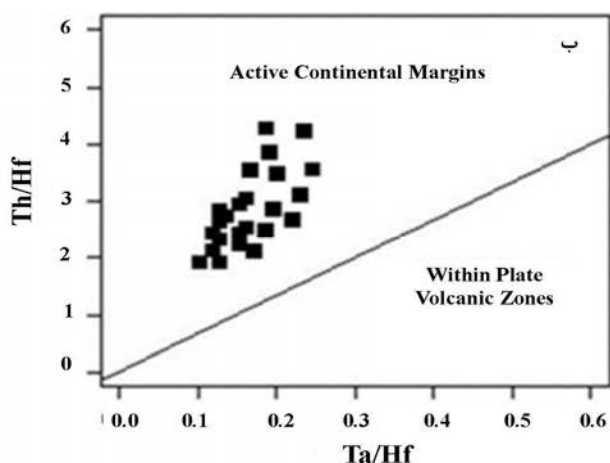
بررسی محیط زمین‌ساختی سنگهای گابرویی با استفاده از نمودارهای که در شکل (۱۲ الف، ب، پ) ارائه شده است، نشان می‌دهد که این سنگها از نوع سنگهای بازیک

داشته است [۲۸] (شکل ۱۴ الف). با توجه به پایین بودن نسبتها در نمودار Nb/Y در برابر Ti/Y نمونه‌ها مافیک، ماهیت تولییتی نشان می‌دهند (شکل ۱۴ ب) که می‌تواند دال بر حضور یک منشأ ماگمای تولییتی باشد [۳۷]. این در حالی است که نمونه‌های گرانیتی در نمودار Th/Hf در مقابل

شکل ۱۴. الف) در نمودار باریوم بر حسب استرانسیم، در گابروها با افزایش استرانسیم، باریوم افزایش نشان می‌دهد [۲۹]. ب) در نمودار Nb/Y در برابر Ti/Y سنگها ماهیت تولییتی نشان می‌دهند [۳۷].



شکل ۱۴. الف) در نمودار باریوم بر حسب استرانسیم، در گابروها با افزایش استرانسیم، باریوم افزایش نشان می‌دهد [۲۹]. ب) در نمودار Nb/Y در برابر Ti/Y سنگها ماهیت تولییتی نشان می‌دهند [۳۷].



شکل ۱۵. الف) در نمودار تفکیک محیط تکتونیکی، گرانیت‌های مورد مطالعه در محدوده پس از کوهزایی قرار می‌گیرند [۱۲]. ب) در نمودار تعیین محیط زمین‌ساختی نمونه‌ها در محدوده حاشیه قاره‌ای قرار می‌گیرند [۳۸].

تمامی داده‌ها نشان می‌دهند گرانیت‌های مورد مطالعه از نوع A-type متعلق به زیر گروه A₂ می‌باشند. این گرانیت‌ها در حاشیه برخورد قاره‌ای فعال شکل می‌گیرند. گرانیت‌های نوع A₂ دارای نسبتهای عنصری متغیری از نسبتهای عنصری میانگین پوسته قاره‌ای تا بازالت‌های کمان جزایری می‌باشند. در این گروه ماگما از پوسته قاره‌ای یا پوسته زیرراند شده‌ای که از طریق سیکل برخورد قاره-قاره یا ماگماتیسیم جزایر کمانی جای گیر شده‌اند، حاصل می‌شوند. این گروه در گستره

وسیعی از محیطهای تکتونیکی دیده می‌شوند و شامل گرانیتوییدهای پس از برخورد و گرانیتوییدهای بعد از کوهزایی (گرانیتوییدهای که در انتهای یک دوره طولانی از جریان حرارتی حرارتی ظاهراً بالا و ماگماتیسیم گرانیتی جای گیری می‌گردند)، می‌باشند [۳۳]. این گرانیت‌ها در اصل شدیداً تحول یافته هستند (دارای SiO₂ بالا و ترکیبات تفریق یافته هستند)، غنی از آلکالی‌ها (Na₂O + K₂O) می‌باشند. و غنی‌شدگی در عناصر با مقاومت میدانی بالا

داده‌های ژئوشیمیایی و ژئودینامیکی منطقه مورد مطالعه، نمایانگر تشکیل گابروها در موقعیت درون‌صفحه‌ای در نتیجه تأثیر متقابل گوشته آستنوسفر تهی شده و پلوم گوشته‌ای بالا آمده است. داده‌های سن‌سنجی [۴۷] نشان می‌دهد که گابروها در طی بازشدگی اقیانوس پالئوتتیس در اواخر دونین - اوایل کربونifer در درون پوسته اقیانوسی تشکیل شده‌اند. تلفیق داده‌های فوق با داده‌های مطالعه‌شده در منطقه و بررسی موارد مشابه در مرکز و شرق آسیا [۴۵، ۴۶، ۴۷ و ۴۸] نشان می‌دهد که دو مجموعه اسیدی و بازیک فوق هیچ‌گونه ارتباط تکتونیک و ماگمایی با یکدیگر ندارند و گابروها در نتیجه فعالیت‌های ماگمای درون‌صفحه‌ای پالئوتتیس در اواخر دونین - اوایل کربونifer [۴۴] و گرانیته‌ها در نتیجه فعالیت‌های تکتونیک کششی پس از برخورد صفحه ایران مرکزی با اوراسیا در اواخر پرمین تشکیل شده‌اند [۴۵].

نتیجه‌گیری

سنگ‌های گرانیته و گابرویی میشو در زون ساختاری سلطانیه میشو و در جنوب شرقی مرند به‌درون نهشته‌های پرکامبرین تزیق شده‌اند. این مجموعه به‌واسطه عملکرد فشاری گسل‌های شمالی و جنوبی میشو، مجموعه ارتفاعات میشو با ساختار گل‌وار مثبت را تشکیل داده‌اند. بررسی پترولوژیکی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که گابروهای مورد مطالعه از نوع سنگ‌های بازیک درون‌ورقه‌ای با ماهیت تولییتی می‌باشند که در نتیجه فازهای کششی درون پوسته اقیانوسی تشکیل شده‌اند. با توجه به علایم ژئوشیمیایی گابروهای میشو می‌توان ادعان داشت که این سنگ‌ها به‌واسطه تأثیر متقابل گوشته آستنوسفری تهی شده و پلوم‌های گوشته‌ای در حال صعود تشکیل شده‌اند. این در حالی است که گرانیته‌های مورد مطالعه دارای ویژگی‌های گرانیته‌های نوع A_2 حاشیه فعال قاره‌ای می‌باشند. داده‌های ژئوشیمیایی و ژئودینامیکی دلالت بر تشکیل این گرانیته‌ها از ذوب‌شدگی پوسته تحتانی در طی فعالیت‌های تکتونیک کششی پس از برخورد صفحات قاره‌ای منتج از بسته‌شدن اقیانوس پالئوتتیس می‌کند.

سپاس‌گزاری

نویسنده مقاله کمال قدردانی و تشکر را از سردبیر محترم مجله پروفیسور محمدحسن کریم پور، هیأت تحریریه و نظرها و پیشنهادهای بسیار سازنده داوران محترم دارد.

HFSE و هالوژن‌ها نشان می‌دهند. لازم به ذکر است قرارگیری نمونه‌های گرانیته‌ییدی در ضلع AF در نمودار AFM یکی از مشخصه‌های تیپیک برای سنگ‌هایی است که در حواشی صفحات کششی حاصل می‌شوند [۳۹ و ۴۰]. به اعتقاد [۳۴] سازوکارهای متفاوتی می‌تواند در تشکیل گرانیته‌های A_2 دخالت داشته باشد. این سنگ‌ها می‌توانند در موقعیت‌های تکتونیک کششی پس از برخورد در حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل شوند. این گرانیته‌ها می‌توانند توسط سه سازوکار اصلی در مناطق کششی پس از کوه‌زایی تشکیل شوند. الف) delamination لیتوسفری [۴۱]، ب) انتقال همرفتی لیتوسفری [۴۲]، ج) Slab break off [۴۱، ۴۳ و ۴۴]. این فرآیندها سبب بالاآمدگی و تورم آستنوسفری شده که می‌تواند ذوب‌گردد و به ذوب‌شدگی لیتوسفری گوشته‌ای زیر قاره‌ای (subcontinental mantle Lithosphere(SCML)) منجر گردد.

این در حالی است که سنگ‌های گابرویی مورد مطالعه دارای برخی علایم ژئوشیمیایی مرتبط با گوشته تهی شده و برخی علایم مربوط به گوشته غنی شده می‌باشند. استفاده از داده‌های ایزوتوپی و ترسیم آنها در نمودارهای مرتبط با منشأ نمونه‌های گابرویی نمایانگر حضور یک منبع گوشته‌ای تهی شده N-MORB می‌باشد [۴۵] که به‌علت حضور یک منشأ متاسوماتیسم شده و یا حضور پلوم‌های گوشته‌ای فعال و یا بخش‌های هتروژن گوشته‌ای، غنی‌شدگی نشان داده‌اند [۴۶]. بررسی داده‌های ژئوشیمیایی به‌دست آمده در طی این تحقیق و تلفیق با داده‌های [۴۵ و ۴۶] نشان می‌دهد که توده‌های گابروی شرق میشو در نتیجه بالا آمدگی و انتقال آستنوسفر گوشته تهی شده به‌وجود آمده که در طی پالس‌های زمانی توسط مذاب‌های متاسوماتیزم‌شده غنی‌شدگی پیدا کرده است و منجر به ایجاد علایم ژئوشیمی مشابه با P-MORB شده است. این فرایند در اعماق مرتبط با رخساره گارنت گوشته‌ای شروع شده و تا اعماق سطحی رخساره اسپینل ادامه داشته است.

تاکنون در خصوص حضور پلوم‌های گوشته‌ای پالئوتتیس از بخش‌های مرکزی و شرق آسیا گزارش‌های زیادی شده است که بر حضور فرایندهای تکتونیک کششی پالئوزوئیک تأکید کرده‌اند [۴۷ و ۴۸].

منابع و مأخذ

- [1] نبوی م. ح.، "دییاجه ای بر زمین‌شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، (۱۳۵۵) ۱۰۹ ص.
- [۲] افتخارنژاد ج.، "تفکیک بخشهای مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه رسوبی"، (۱۳۵۹).
- [3] Stocklin J., "Structural history and tectonics of Iran"; a review. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 52 (1968) 1229–1258.
- [۴] افتخارنژاد ج.، قرشی م.، مهرپرتو م.، "نقشه زمین‌شناسی چهارگوش تبریز - پلدشت با مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، (۱۹۹۱).
- [۵] اسدیان ع.، راستگار م.، محجل م.، حاج علیلو ب.، "نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ مرنه"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، (۱۳۷۳).
- [۶] پیرمحمدی علیشاه ف.، "تحقیق و بررسی پترولوژی و پتروگرافی توده آذرین شمال روستای هریس واقع در کوههای میشو"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه تبریز، دانشکده علوم، طبیعی، گروه زمین‌شناسی، (۱۳۸۴).
- [۷] مؤید م.، حسین‌زاده ق.، "سنگ‌نگاری و سنگ‌شناسی گرانیتوئیدهای A-type شرق کوههای میشو با نگرشی بر اهمیت ژئودینامیکی آنها"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی، شماره ۳ (۱۳۹۰) ص ۵۲۹-۵۴۴.
- [8] Streckeisen A., "To each plutonic rock its proper name", Earth Science Reviews 12 (1976) 1–33.
- [9] Cox K. G., Bell J. D., Pankhurst R. J., "The Interpretation of Igneous Rocks", George Allen and Unwin, London (1979) 450.
- [10] Wilson M., "Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach", Chapman & Hall, London (1989) 446.
- [11] Irvin T. N., Baragar W. R. A. "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", Canadian Journal Earth Science 8 (1971) 523–528.
- [12] Peccerillo A., Taylor S. R., "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey", Ibid 58 (1976) 63–81.
- [13] Maniar P. D., Piccolli P. M., "Tectonic discrimination of granitoids", Geological Society of America Bulletin 101 (1989) 635–643.
- [14] Harker A., "The natural history of igneous rocks", Macmillan, New York (1909) 384.
- [15] Sun S. S., McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematic of ocean basalts: Implication for mantle composition and processes", In: Saunders, A.D., Norry, M.J., (Eds.), Magmatism in Ocean Basins. Geological Society of London, Special publication 42 (1989) 313–345.
- [16] Temizel I., Arslan M., "Mineral chemistry and petrochemistry of post-collisional Tertiary mafic to felsic cogenetic volcanics in the Ulubey (Ordu) area, Eastern Pontides, NE Turkey", Turkish Journal of Earth Sciences 18 (2009) 29–53.
- [17] Thirlwall M. F., Smith T. E., Graham A. M., Theodorou N., Hollings P., Davidson J. P., Arculus R. J., "High field strength element anomalies in arc lavas; source or process?", Journal of Petrology 35 (1994) 819–838.
- [18] Thompson R. N., Morrison M. A., Hendry G. L., Parry S. J., "An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach", Philosophical Transactions of the Royal Society, London A 310 (1984) 549–590.
- [19] Harris C., "The petrology of lavas and associated plutonic inclusions of Ascension Island", Journal of Petrology 24 (1983) 424–470.
- [20] Zhao X. F., Zhou M. F., Li J. W., Wu F.Y., "Association of Neoproterozoic A- and I-type granites in South China: implications for generation of A-type granites in a subduction-related environment", Chemical Geology 257 (2008) 1–15.
- [21] Jørgenson C. K., "Theoretical chemistry of rare earths", Handbook on the Physics and Chemistry of Rare Earths 3 (1979) 111–169.
- [22] Nugent L. J., "Theory of the tetrad effect in the lanthanide (III) and actinide (III) series", Journal. Inorganic Chemistry 32 (1970) 3485–3491.
- [23] Pearce J. A., Cann J. R., "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis", Earth Planetary Sciences Letters 19 (1973) 290–300.
- [24] Pearce J. A., Norry M. J., "Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in rocks", Contribution Mineralogy Petrology 69 (1979) 33–47.
- [25] Meschede M., "A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram", Chemical Geology 56 (1986) 207–218.
- [26] Tatsumi Y., Kogiso T., "The subduction factory: its role in the evolution of the Earth's

- [38] Pearce J. A., "Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe RS (ed) *andesites: orogenic andesites and related rocks*", Wiley, New York (1982) 525-548.
- [39] Shandl E. S., Gorton M. P., "application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments". *Economic geology* 97 (2002) 629-642.
- [40] Petro W. L., Vogel T. A., Willboard j. T., "Major elements chemistry of plutonic rock suites from compressional and extensional plate boundaries", *Chemistry Geology* 26 (1979) 217-235.
- [41] Mufti M. R. H., "Age geochemistry and origin of peraluminous A-type granitoids of the Ablah-Shuwas pluton, Ablah graben. Arabian Shield", *Acta Mineralogy Petrographica*, Szeged 42 (2001) 5-20.
- [42] Black R., Liegeois J. P., "Cratons, Mobile belts, Alkaline rocks and continental lithospheric mantle", epanafrin, testimony. *Journal of Geological Society*, London 150 (1993) 89-98.
- [43] Housmann G. A., McKenzie D. P., Molnar P.J., "Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts", *Journal of geophysical research* 86 (1981) 6115-6132.
- [44] Davies H. J., Von Blanckenburg F., "Slab break off: a model of lithospheric detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogenes", *Earth and planetary science letters* 129 (1995) 85-102.
- [۴۵] آهنکوب م.، "پتروژنز و ژئوشیمی گرانیتوئیدهای شرق کوه‌های میشو، شمال غرب ایران"، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تبریز، دانشکده علوم طبیعی، گروه زمین‌شناسی، (۱۳۹۱).
- [46] Saccani E., Azimzadeh Z., Dilek Y and Jahangiri J., "Geochronology and Petrology of the Early Carboniferous Misho Mafic Complex (NW Iran), and Implications for the Melt Evolution of Paleo-Tethyan Rifting in Western Cimmeria", *Lithos* 162 (2013) 264-278.
- [47] Guo F., Fan W.M., Wang Y.J., Li C.W., "Upper Paleozoic basalts in the southern Yangtze block: Geochemical and Sr-Nd isotopic evidence for asthenosphere-lithosphere interaction and opening of the Paleo-Tethyan Ocean", *International Geology Review* 46 (2004) 332-346.
- [48] Xiao L., He Q., Pirajno F., Ni P., Du J., Wei Q., "Possible correlation between a mantle plume crust and mantle. In: Larter, R.D., Leat, E.T. (Eds.), *Intra-oceanic Subduction Systems: Tectonic and Magmatic Processes*", Geological Society London, Special Publication 219 (2003): 55-80.
- [27] Rollinson H., "Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation", Longman Scientific & Technical, UK (1993) 344.
- [28] Woodhead J. D., Eggins S., Gamble J., "High field strength and transition element systematic in island arc and back-arc basin basalts: evidence for a multiphase melts extraction and a depleted mantle wedge", *Earth and Planetary Science Letters* 114 (1993) 491-504.
- [29] Condie K. C., "Geochemistry and tectonic setting of Early Proterozoic supracrustal rocks in the south-western United States", *The Journal of Geology* 94 (1986) 845-864.
- [30] Hanan B.B., Blichert-Toft J., Kingsley R., Schilling J.-G., "Depleted Iceland mantle plume geochemical signature: Artifact of multicomponent mixing?" *Geochemistry Geophysics Geosystems* doi:10.1029/1999GC000009 (2000)
- [31] Chappell B. W. White A. J. R., "I- and S- type granites in the Lachlan Fold Belt", *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 83 (1992) 1-26.
- [32] Collins W. J., Beams S. D., White A. J., Chappell B. W. "Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 80 (1982) 189-200.
- [33] Whalen J. B., Currie K. L., Chappell B. W. "A-type granites: geochemical characteristics discrimination and petrogenesis", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95 (1987) 407-419.
- [34] Eby E. N., "Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications", *Geology* 20 (1992) 641-644.
- [35] Pitcher W. S., "The Nature and Origin of Granite", 2nd ed. Chapman & Hall, London (1997) 386.
- [36] Abdel Rahman A M., "Petrogenesis of anorogenic peralkaline granitic complexes from eastern Egypt", *Mineralogical Magazine* 70 (2006) 27-50
- [37] Konopelko D., Biske G., Seltmann R., Eklund O., Belyatsky B., "Hercynian postcollisional A-type granites of the Kokshaal Range, Southern Tien Shan, Kyrgyzstan", *Lithos* 97 (2007) 140-160.

[49] Kretz R., "Symbols for rock-forming minerals", American Mineralogist 68 (1983) 277-279.

and the evolution of Paleo-Tethys Jinshajiang Ocean: Evidence from a volcanic rifted margin in the Xiaru-Tuoding area, Yunnan, SW China", Lithos 100 (2008) 112–126.

Archive of SID