Geochemistry and petrogenesis of Mata Lower Jurassic basaltic rocks (Southeast Kerman): Implication to Southern Sanandaj- Sirjan zone evolution

Zahra Badrzadeh *
Department of Geology, Payame Noor University, Iran

Abstract

Lower Jurassic volcanic- sedimentary sequence in the southern end of the Sanandaj-Sirjan zone, north of Mata village (southwest Jiroft), composed of tuffaceous limestone, calcareous tuff, limestone, including felsic volcaniclastic and basaltic volcanic rocks with northwest-southeast trend; which here geochemical characteristics and petrogenesis of the basaltic rocks of this sequence have been studied. The texture is dominantly microporphyritic with clinopyroxene and plagioclase as the main minerals set in an intergranular to intersertal of plagioclase, clinopyroxene, apatite, opaque minerals and chlorite originally glassy matrix. On the basis of petrographic and geochemical data, the basaltic rocks have tholeiitic affinity. These basalts are Light REE- depleted tholeiites similar to that of the REE pattern of N-MORB, However they are characterized by the enrichment of LILE over HFSE and negative Nb-Ta anomalies, which are subduction zone trace element signatures. Based on trace element ratios, the Mata basaltic rocks were derived from partial melting of a depleted lithospheric mantle source which enriched by subduction zone components. Meanwhile, they fractionated on upwelling. Based on field and geochemical data, the Mata basalts are interpreted to have formed in an initial back-arc basin behind the Sanandaj- Sirjan magmatic arc at Lower Jurassic time.

Key words: basalt, geochemistry, petrogenesis, tectonic setting, Kerman, Sanandaj-Sirjan zone

* zahrabadrzadeh@pnu.ac.ir

پتـــــرولوژی، سال نهم، شماره سی و ششم، زمستان ۱۳۹۷، صفحه ۱۵۳-۱۷۰
تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۱۲/۲۰ تاریخ بازنگری: ۱۳۹۷/۰۳/۲۹ و ۱۳۹۷/۰۶/۰۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۸/۰۹

زمین‌شیمی و سنگ‌زایی سنگ‌های بازالتی ژوراسیک زیرینِ متاع (جنوب‌خاوری کرمان): رهیافتی بر تکامل پهنهٔ سنندج- سیرجان جنوبی

زهرا بدرزاده *
گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، ایران

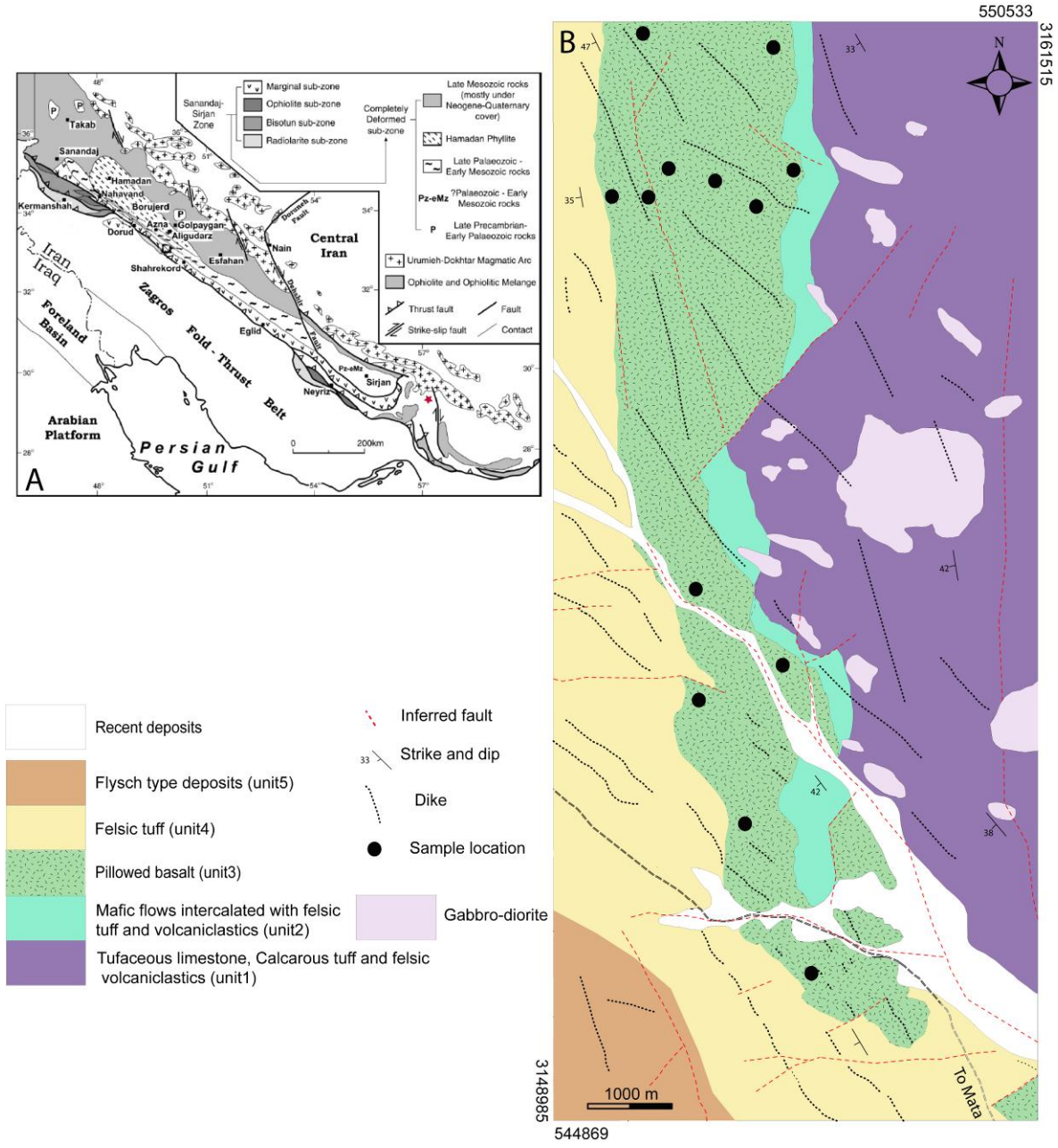
چکیده
توالی آتشفشانی- رسوبی ژوراسیک زیرین در کرانهٔ پهنهٔ سنندج- سیرجان جنوبی در شمال روستای متاع (جنوب‌باختری جیرفت) باروند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری شامل سنگ‌آهک‌توفی، توف‌آهکی، آهک به‌همراه سنگ‌های آذرآواری فلسیک و سنگ‌های آتشفشانی بازالتی است. در این نوشتار ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و سنگ‌زایی سنگ‌های بازالتی این توالی بررسی شده است. بافت سنگ‌های بازالتی بیشتر میکروپورفیریتیک است. پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن از کانی‌های اصلی‌اند که در زمینهٔ اینترگرانولار تا اینترسرتال ساخته‌شده از بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، آپاتیت، کانی‌های کدر و شیشهٔ کلریتی‌شده دیده می‌شوند. برپایهٔ سنگ‌نگاری و داده‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های بازالتی منطقه سرشت تولهٔ‌ایتی دارند. این بازالت‌ها تولهٔ‌ایت‌های تهی‌شده از عنصرهای خاکی کمیاب سبک‌اند و الگوی عنصرهای خاکی کمیاب آنها همانند مورب نرمال است. با وجود این، با غنی‌شدگی از عنصرهای لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ نسبت به عنصرهای با میدان مقاومت بالا و آنومالی منفی Nb و Ta شناخته می‌شوند که از ویژگی‌های عنصرهای کمیاب در ماگماتیسم پهنهٔ فرورانش هستند. برپایهٔ نسبت عنصرهای کمیاب، سنگ‌های بازالتی متاع از ذوب‌بخشی خاستگاه گوشتهٔ سنگ‌کره‌ای تهی‌شده که تحت تأثیر مؤلفه‌های پهنهٔ فرورانشی غنی شده‌اند، پدید آمده‌اند. همچنین، این بازالت‌ها هنگام بالاآمدن دچار تبلوربخشی نیز شده‌اند. برپایهٔ ویژگی‌های صحرایی و زمین‌شیمیایی، سنگ‌های بازالتی متاع در مراحل آغازین بازشدگی پهنهٔ پشت‌کمانِ کمان ماگمایی سنندج- سیرجان در زمان ژوراسیک زیرین پدید آمده‌اند.

واژه‌های کلیدی: بازالت، زمین‌شیمی، سنگ‌زایی، جایگاه زمین‌ساختی، کرمان، پهنهٔ سنندج- سیرجان

مقدمه
سنگ‌های آتشفشانی، به‌ویژه سنگ‌های بازالتی، افزون‌بر اینکه در شناخت نوع گوشته و فرایندهای مؤثر بر آن به‌کار برده می‌شوند، بی‌گمان در شناسایی جایگاه زمین‌ساختی نیز نقش مؤثری بازی می‌کنند (Rogers and Van Staal, 2003).

* zahrabadrzadeh@pnu.ac.ir

سـنگ‌هـای آتشفشـانی بـا ترکیـب بـازالتی در روسـتای متـاع در کرانـۀ جنـوبی پهنـۀ سـنندج- سـیرجان جنـوبی و در جنـوب‌بـاختری شهرسـتان جیرفـت رخنمون دارند (شکل ۱).



شکل ۱- A) نقشۀ ساختاری باختر ایران و جایگاه منطقۀ متاع (نمادِ ستاره) در پهنـۀ سـنندج- سـیرجان (Mohajjel *et al.*, 2003)؛ B) نقشـۀ زمین‌شناسی منطقۀ متاع و گسترش توالی آتشفشانی- رسوبی مزوزوییک (برگرفته از: Aghazadeh و Barati (۲۰۱۰)، با تغییرات)

افزون‌بـر بررسـی‌هـای زمـین‌شناسـی و تهیـه نقشـه (Babakhani, 1992; Shahraki, 2003)، Badrzadeh و همکاران (۲۰۱۱) سنگ‌هـای بـازالتی سـرگز در بخـش شـــمالی منطقـــه، Ahmadipour و Rostamizadeh (۲۰۱۲) تـــودۀ گرانیتوییـــدی ســـرگز و Badrzadeh و Aghazadeh (۲۰۱۴) توده‌های نفـوذی منطقـۀ متـاع را

بررسی کرده‌اند؛ اما تا کنون بررسی‌های جامعی روی سنگ‌های بازالتی در منطقهٔ متاع انجام نشده است. سنگ‌های بازالتی متاع با روند عمومی شمال‌باختری- جنوب‌خاوری، به توالی آتشفشانی- رسوبی مزوزوییک متعلق هستند (Babakhani, 1992). این توالی روی مجموعه سنگ‌های دگرگونی پالئوزوییک به‌صورت ناپیوسته جای گرفته است و با سنگ‌آهک کالپیونلادار به سن ژوراسیک بالایی- نئوکومین پوشیده می‌شود. ازاین‌رو، برپایهٔ رابطهٔ سنی و بررسی‌های زمین‌شناسی، سن آنها ژوراسیک زیرین دانسته شده است (Shahraki, 2003). در این نوشتار ویژگی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی سنگ‌های بازالتی این سکانس با هدف شناسایی پیدایش و جایگاه زمین‌ساختی کهن آنها بررسی شده است. بی‌گمان فهم جایگاه زمین‌ساختی این سنگ‌ها گامی مهم در فهم تکامل زمین‌ساختی پهنهٔ سنندج- سیرجان جنوبی بازی می‌کند.

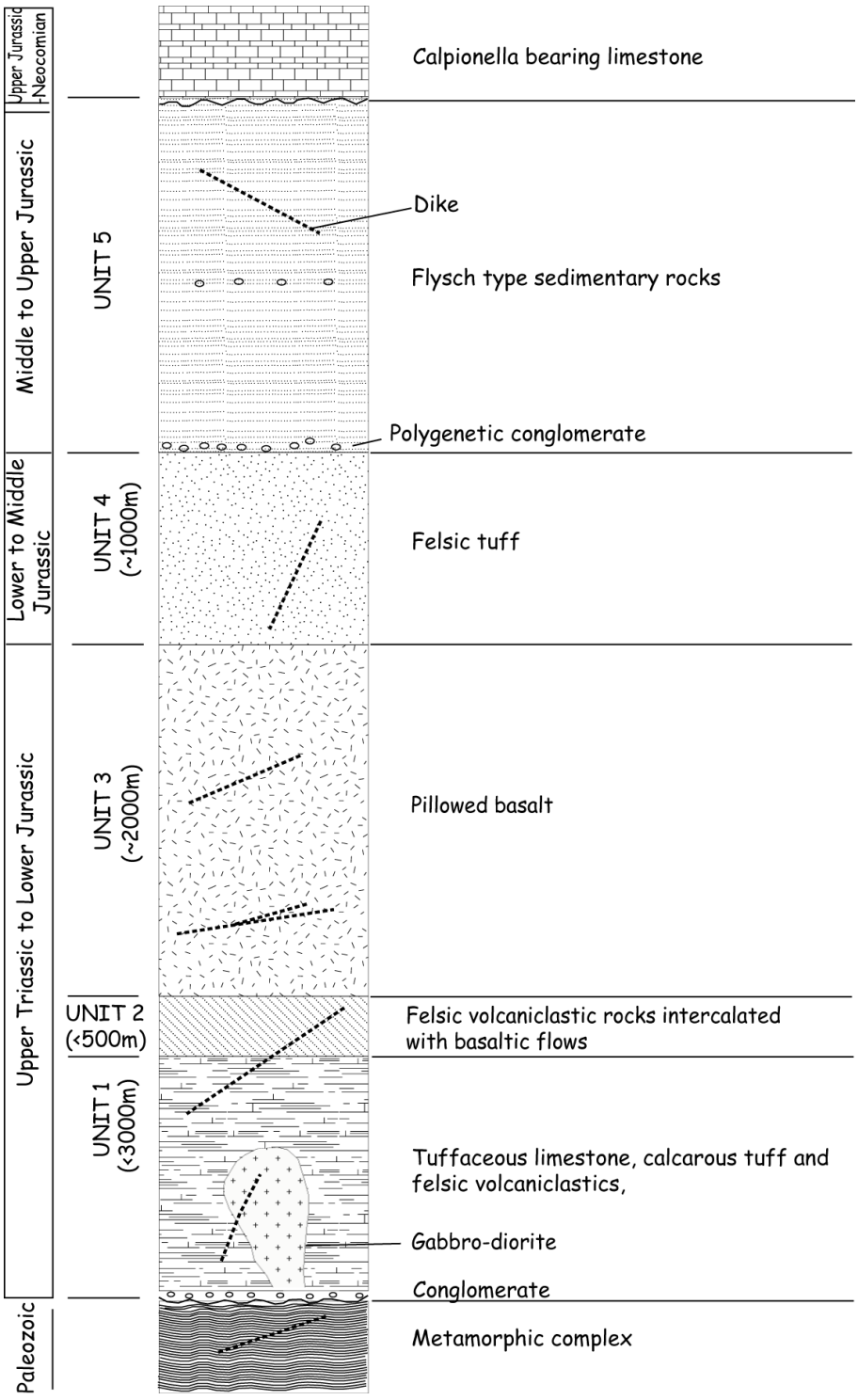
زمین‌شناسی

پهنهٔ سنندج- سیرجان (شکل ۱) با روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری بخشی از کوهزاد زاگرس در باختر ایران است (Mohajjel and Fergusson 2000). این پهنه با پی‌سنگ نئوپروتروزوییک تا ائوآرکئن در لبهٔ شمالی گندوانا جای دارد (Nutman *et al.*, 2014) و با بازشدن اقیانوس تتیس جوان در زمان پرمین تا تریاس (Mohajjel *et al.*, 2003)، به‌عنوان بخشی از خردقاره سیمرین از گندوانا جدا شده است. سنگ‌های رخنمون‌یافتهٔ این پهنه، سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی دگرگون‌شده و سنگ‌های جوان‌تر آن دگرگون‌نشده هستند که توده‌های نفوذی فراوان مافیک تا فلسیک در آنها نفوذ کرده‌اند (Nutman *et al.*, 2014).

مجموعه سنگ‌های دگرگون‌شده تا رخسارهٔ شیست‌سبز تا آغاز رخسارهٔ آمفیبولیت با سن نسبی پالئوزوییک از کهن‌ترین گروه‌های سنگی رخنمون‌یافته در منطقهٔ متاع هستند (Babakhani, 1992). این مجموعه دربرگیرندهٔ فیلیت، ماسه‌سنگ دگرگون‌شده، میکاشیست، آمفیبول‌شیست، کوارتزیت و آهک‌های کریستالین و مرمری‌شده است که در خاور و جنوب منطقهٔ متاع رخنمون دارند. آغاز دوران مزوزوییک در منطقه با نهشته‌شدن مجموعه سنگ‌های آتشفشانی- رسوبیِ منتسب به ژوراسیک زیرین و با ریخت‌شناسی کمابیش مرتفع شناخته می‌شود. این توالی میان دو ناپیوستگی است. ناپیوستگی نخست مربوط به دگرشیبی میان مجموعه سنگ‌های دگرگون‌شده پالئوزوییک و قاعده سکانس آتشفشانی- رسوبی مزوزوییک و ناپیوستگی دوم مربوط به ته‌نشست سنگ‌آهک کالپیونلادار به سن ژوراسیک بالایی- نئوکومین (Shahraki, 2003) روی این سکانس است. در شکل ۲ ستون چینه‌شناسی سکانس آتشفشانی- رسوبی مزوزوییک آورده شده است.

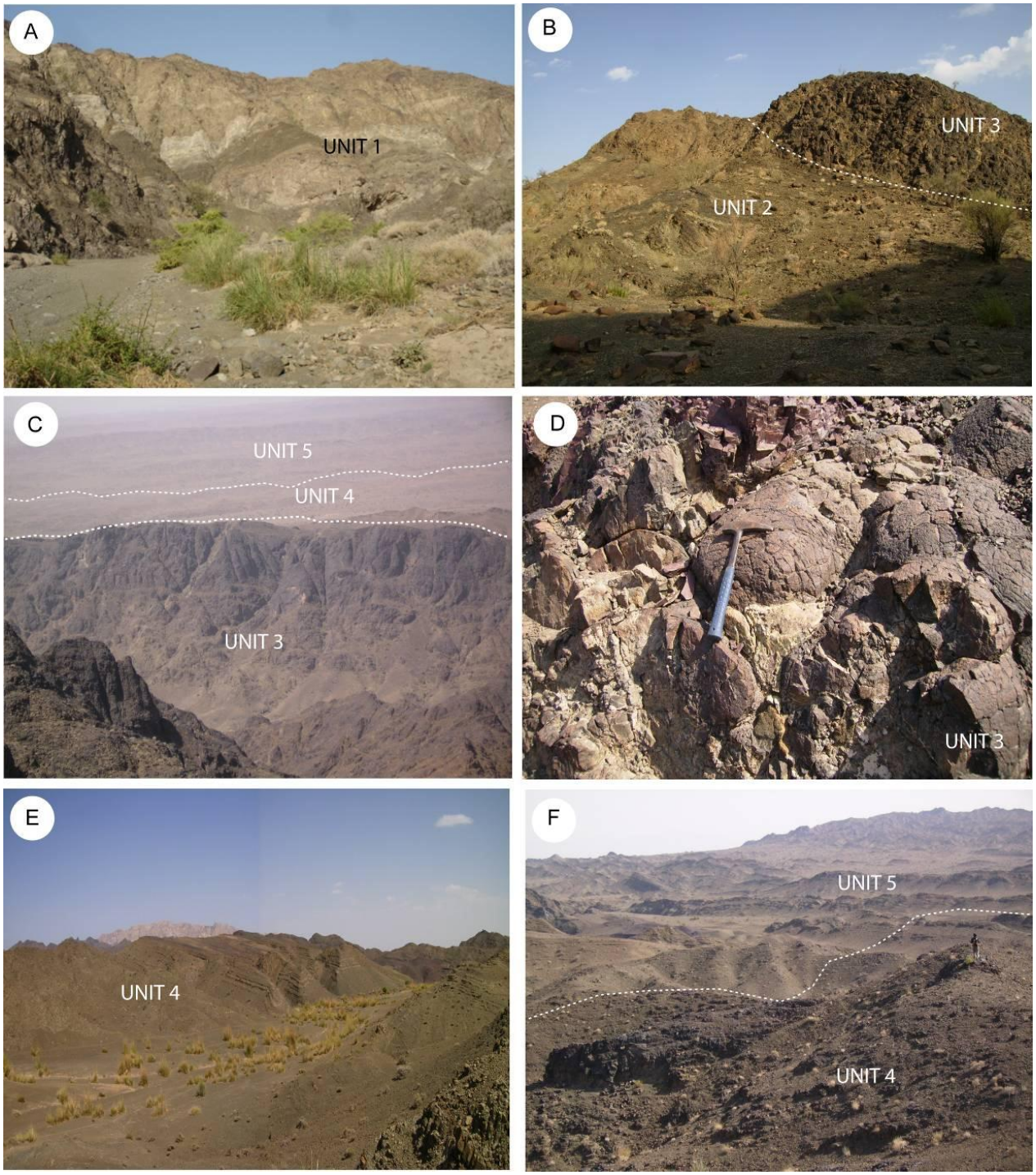
واحدهای سنگ‌چینه‌ای اصلی که در منطقهٔ متاع گسترش دارند شامل ۵ واحد است (شکل‌های ۱و ۲) که از قدیم به جدید عبارتند از:

واحد ۱: ردیفی از سنگ‌های آذرآواری فلسیک (شامل توفیت و کریستال‌لیتیک‌توف‌فلسیک)، سنگ‌آهک‌توفی، توف‌آهکی و سنگ‌آهک است (شکل‌های ۱ و۳) که به‌صورت ناپیوسته روی مجموعه‌های دگرگونی پالئوزوییک ته‌نشست شده‌اند. واحدهای آذرآواری این واحد بسیار دانه‌ریز تا متوسط‌دانه هستند و ترکیب اسیدی دارند. استوک‌ها و دایک‌های با ترکیب گابرودیوریتی تا کوارتزدیوریتی در این واحد نفوذ کرده‌اند (شکل ۱) و رخداد دگرگونی همبری ضعیف در سنگ‌های پیرامون را در پی داشته‌اند. در پی نفوذ توده‌ها و نیز رفتار زمین‌ساختی، شیب و امتداد لایه‌های این واحد تغییرات چشمگیری نشان می‌دهند.



شکل ۲- ستون چینه‌شناسی نمادین از توالی آتشفشانی- رسوبی ژوراسیک زیرین در منطقهٔ متاع

واحـد۲: بـه‌سـوی بـالای سـکانس، سـنگ‌هـای رسوبی کم‌کم حـذف شـده‌انـد و تـوالی شـامل تنـاوبی از سـنگ‌هـای آذرآواری اسـیدی و میـان‌لایـه‌هـایی از سـنگ‌هـای آتشفشـانی بازیـک اسـت (شـکل ۲). در بخش بالایی این واحـد بـر حجـم سـنگ‌هـای بـازالتی افزوده می‌شود.



شکل ۳- تصویرهای صحرایی از رخنمون گروه‌های سنگی گوناگون توالی آتشفشانی- رسوبی مزوزوییک در منطقهٔ متاع. A) ردیف توف‌های آهکی و آهک‌های توفی در قاعده توالی (دید رو به شمال)؛ B) تناوب توف اسیدی و گدازه بازیک در زیر گدازه‌های بالشی بازالتی (دید رو به شمال‌خاوری)؛ C) نمایی از گسترش بازالت‌های بالشی منطقه (دید رو به جنوب)؛ D) نمایی نزدیک از بالش‌های بازالتی که فضای میان بالش‌ها با چرت و سیلیس پر شده است؛ E) واحد توف اسیدی روی گدازه‌های بالشی بازالتی (دید رو به خاور)؛ F) گسترش چشمگیر رسوب‌های نوع فلیش (واحد ۵) روی نهشته‌های بازالتی و آذرآواری (دید رو به جنوب)

واحـد ۳: سـنگ‌هـای آذرآواری واحـد ۲ کـم‌کـم حذف شـده‌انـد و سـکانس بـا تـه‌نشسـت سـنگ‌هـای بـازالتی بـا سـاخت بالشـی شـناخته مـی‌شـود (شـکل ۳). ضـخامت ایـن واحـد بـه ۱/۵ تـا ۲ کیلـومتر مـی‌رسـد. از دیـدگاه ریخـت‌شناسـی، بازالـت‌هـای بالشی بخش‌هـای مرتفـع سـکانس را مـی‌سـازند و بـه رنـگ سـیاه تـا سـبز تیـره هسـتند. قطـر بـالش‌هـای بـازالتی از ۲۰ سـانتیمتر تـا ۱ متـر اسـت. بازالـت‌هـا حفره‌هـای پرشـده از کلریـت و گـاه کربنـات بـا قطـر کمتر از ۲ میلیمتر دارند.

واحـد ۴: بازالـت‌هـای بالشـی بـه‌ترتیـب بـا واحـد تـوف فلسـیک بـه رنـگ سـبز روشـن تـا خاکسـتری پوشیده شده‌اند.

واحـد ۵: روی واحـد تـوف اسـیدی، کنگلـومرای پلی‌ژنتیک به‌گونـهٔ هـم‌شـیب جـای گرفتـه اسـت. روی آن را واحـد فلـیش بـا ردیـف ضـخیمی از رسـوب‌هـای ماسه‌سـنگی، ماسـه‌سـنگ آهکـی، سیلتسـتون، شـیل و کمـی میـان‌لایـه‌هـای آهکـی پوشـانده اسـت. رسـوب‌هـای نـوع فلـیش بـه‌ترتیـب بـا آهـک‌هـای کـالپیونلادار بـه سـن ژوراسـیک بـالایی- نئوکـومین (Shahraki, 2003) بـه‌صـورت ناپیوسـته و دگرشـیب پوشـیده شـده‌انـد (شـکل ۲). دایـک‌هـای فـراوان تـأخیری بـا حاشـیه زودسردشـده و بـا ترکیـب بیشـتر دیابـازی و کوارتزدیـوریتی درون مجموعـهٔ سـنگ‌هـای آتشفشـانی- رسـوبی و نیـز رسـوب‌هـای نـوع فلـیش هجـوم آورده‌انـد. ایـن دایـک‌هـا پایـانی‌تـرین رویـداد ماگماتیسم در منطقهٔ متاع هستند.

برپایـهٔ بررسـی‌هـای زمـین‌شناسـی و روابـط سـنگ‌چینـه‌ای سـن بازالـت‌هـای بالشـی ژوراسـیک زیرین دانسته شده است (Shahraki, 2003).

برپایـهٔ بررسـی‌هـای صـحرایی و سـنگ‌شناسـی از ویژگـی‌هـای مهـم ایـن تـوالی سـنگی، ولکانیسـم دوگانـه (bimodal) آن اسـت کـه بـا حضـور سنگ‌هـای آتشفشـانی بـا ترکیـب اسـیدی و بازیـک و نبـود سـنگ‌هـای آتشفشـانی بـا ترکیـب حـد واسـط شـناخته مـی‌شـود. رخـداد سـنگ‌هـای آهکـی و آهـک‌تـوفی در قاعـده مجموعـه آذریـن- رسـوبی ژوراسـیک زیـرین، تنـاوب سـنگ‌هـای آذرآواری و آتشفشانی اسیدی و بازیـک و تـه‌نشسـت بازالـت‌هـای بـا سـاخت بالشـی نشـان‌دهنـدهٔ پیـدایش ایـن مجموعه در یک پهنهٔ زیردریایی است.

روش انجام پژوهش

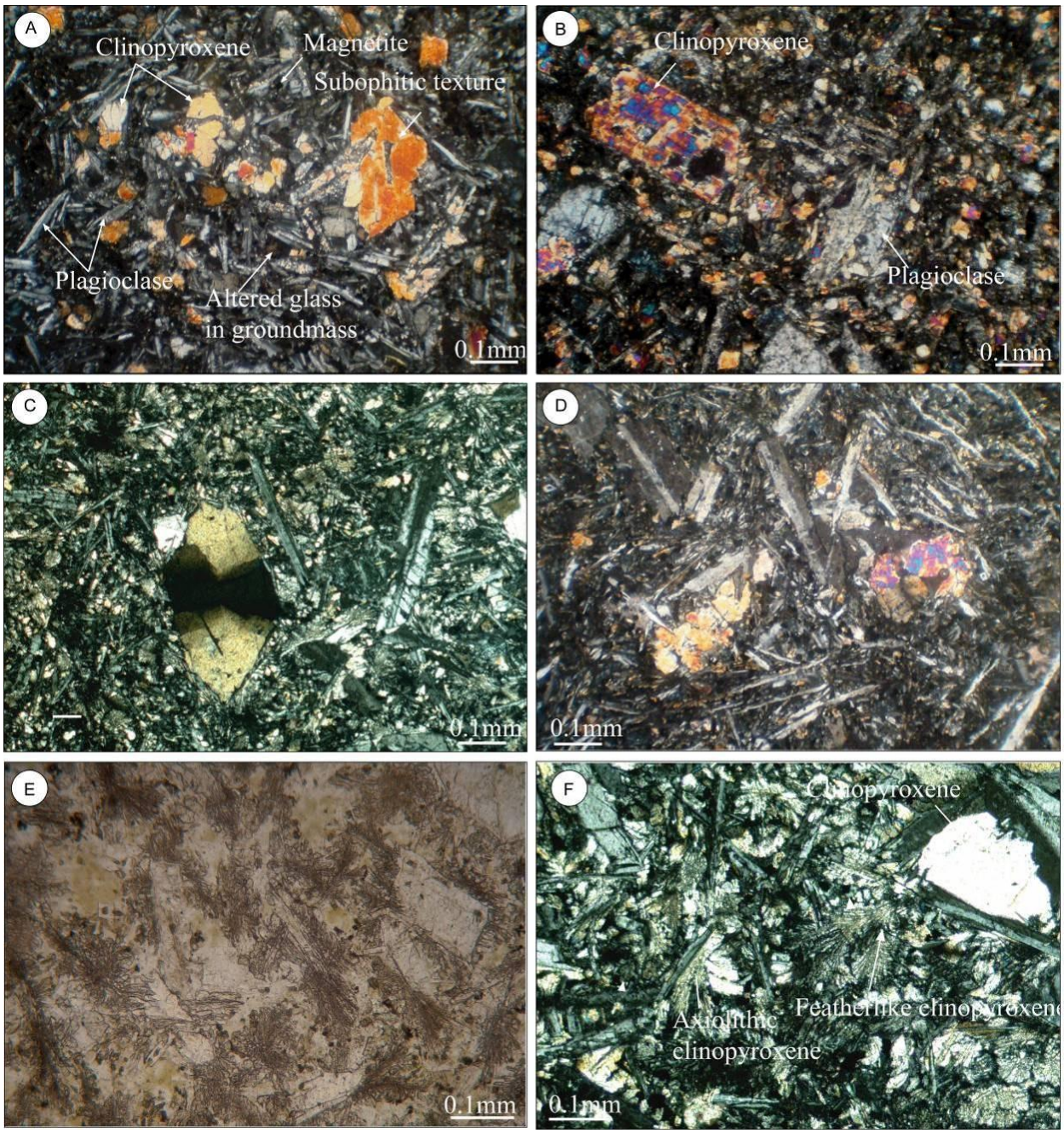
نمونـه‌بـرداری از بخـش‌هـای گونـاگون رخنمـون سـنگ‌هـای بـازالتی منطقـه و از بخـش‌هـای بـا کمتـرین دگرسـانی انجـام شـد. از میـان نمونـه‌هـای برداشـت‌شـده، شـمار ۱۴۷ مقطـع نـازک تهیـه شـد. همچنـین، نقشـهٔ زمـین‌شناسـی منطقـه برپایـهٔ بررسـی‌هـای صـحرایی و میکروسـکوپی رسـم شـد. بـرای بررسـی‌هـای زمـین‌شـیمیایی و سـنگ‌زایـی، شـمار ۱۳ نمونـه از نمونـه‌هـای بـازالتی بـرای تجزیـهٔ شیمیایی فرستاده شـدند. تجزیـهٔ شـیمیایی نمونـه‌هـا بـرای عنصـرهای اصـلی بـه روش XRF و بـه روش پیشـنهادیِ Goto و Tatsumi (۱۹۹۶) و عنصـرهای کمیـاب بـه روش ICP–MS و بـه روش پیشـنهادیِ Chen و همکـاران (۲۰۱۰) در دانشـگاه گوانجـو کشـور چـین انجـام گرفـت (جـدول ۱). خطـای تجزیـه در روش XRF در مقایسـه بـا اسـتانداردهای GSR-1، GSR-3 و RSR-2 کمتـر از ۵٪ اسـت و دقـت آنـالیز عنصـرهای کمیـاب نزدیـک‌بـه ۵٪ برپایـهٔ آنـالیز اسـتانداردهای BHVO-2، GSR-1، AGV-1 و W-2 برآورد شده است.

جدول ۱- داده‌های تجزیهٔ شیمیایی نمونه‌های بازالتی منطقهٔ متاع (جنوب‌خاوری کرمان) (عنصرهای اصلی برپایهٔ درصدوزنی و عنصرهای فرعی برپایهٔ ppm)

Sample No.	GB-1	GB-2	GB-3	GB-4	GB-5	GB-6	GB-7	GB-8	GB-9	GB-10	GB-11	GB-12	GB-13
SiO_2	49.11	49.11	49.20	49.07	49.68	48.87	50.12	50.47	51.08	51.20	51.58	51.86	50.79
TiO_2	0.81	0.85	0.85	0.86	0.88	0.97	0.99	1.25	1.35	1.39	1.43	1.50	1.80
Al_2O_3	16.21	17.04	16.93	16.32	16.10	16.51	15.07	14.80	15.30	14.13	14.34	13.97	12.79
Fe_2O_3	10.60	10.15	9.49	10.29	10.20	11.65	10.93	12.29	12.62	12.92	13.15	13.62	13.58
MnO	0.19	0.16	0.16	0.19	0.16	0.19	0.31	0.18	0.26	0.17	0.18	0.23	0.27
MgO	8.29	8.08	8.19	8.55	8.11	7.57	8.90	6.84	5.99	6.68	6.32	5.89	4.59
CaO	11.73	12.48	13.07	12.16	12.67	12.02	9.51	11.66	9.65	9.40	9.01	8.68	12.20
Na_2O	2.82	1.90	1.93	2.29	2.04	2.11	3.64	2.33	3.24	3.93	3.65	3.99	3.74
K_2O	0.17	0.17	0.11	0.20	0.06	0.06	0.45	0.06	0.40	0.04	0.22	0.11	0.06
P_2O_5	0.06	0.06	0.07	0.07	0.09	0.06	0.07	0.10	0.11	0.12	0.13	0.13	0.17
LOI	2.86	2.73	2.29	3.03	2.18	1.80	3.00	1.39	2.45	2.80	2.58	2.60	3.94
Co	42.0	39.0	38.0	40.0	39.5	42.0	42.9	41.5	41.9	40.4	38.0	41.2	41.2
Cr	270.0	290.0	311.0	260.0	258.1	190.0	267.0	126.0	54.0	59.2	46.6	57.7	44.8
Ni	110.0	80.0	87.9	100.0	102.3	80.0	84.5	61.1	44.1	43.5	40.0	40.9	39.1
Sc	39.0	40.0	36.4	39.0	38.9	43.0	42.1	39.8	39.1	39.0	37.5	40.6	37.4
V	273.0	277.0	250.0	272.0	257.1	311.0	293.0	328.0	352.0	362.0	358.0	405.0	421.0
Cu	140.0	140.0	120.0	130.0	134.2	150.0	134.0	129.0	142.0	122.0	105.0	117.0	122.0
Pb	4.00	4.00	0.87	4.00	1.53	4.00	6.00	0.94	1.73	1.45	1.95	1.44	1.08
Zn	70	70	70	70	78	80	170	108	100	95	101	109	112
Rb	3.00	2.00	1.83	3.00	1.18	1.90	7.12	0.72	10.90	0.63	6.05	1.58	1.03
Ta	0.08	0.09	0.12	0.09	0.07	0.09	0.10	0.13	0.12	0.16	0.20	0.17	0.19
Ba	37.0	44.0	22.3	67.0	18.6	28.0	55.7	22.9	76.3	14.6	31.8	29.7	17.1
Sr	224.0	127.0	122.0	165.0	196.0	122.0	147.0	115.0	241.0	52.5	167.0	87.0	87.8
Ga	14.0	15.0	16.3	14.0	14.0	15.0	15.8	18.5	18.7	19.3	18.2	18.6	15.9
Nb	1.00	0.99	0.93	0.98	1.00	0.94	1.06	1.54	1.38	1.99	2.32	2.30	2.14
Hf	1.20	1.20	1.41	1.20	1.39	1.50	1.54	2.24	2.28	2.42	2.60	2.60	3.38
Zr	40.0	43.0	42.9	42.0	56.3	48.0	47.6	70.1	70.9	76.4	77.6	80.0	99.9
Y	20.0	22.0	21.1	21.0	22.2	23.0	22.5	30.8	31.6	30.2	30.8	31.6	42.3
Th	0.30	0.30	0.31	0.30	0.18	0.20	0.33	0.41	0.38	0.53	0.75	0.57	0.44
U	0.08	0.08	0.09	0.09	0.06	0.08	0.07	0.11	0.10	0.16	0.17	0.15	0.17
La	2.10	2.20	1.91	2.20	2.00	2.20	1.91	2.88	3.03	3.47	3.93	3.75	4.15
Ce	5.90	6.30	5.30	6.30	4.97	6.40	5.40	8.35	8.52	9.51	10.40	9.89	11.80
Pr	0.97	1.06	0.90	1.02	0.96	1.06	0.95	1.42	1.47	1.64	1.72	1.67	2.13
Nd	4.90	5.50	5.06	5.50	4.78	5.70	5.19	7.92	7.93	8.75	9.56	9.36	11.10
Sm	2.00	2.00	1.85	1.90	1.88	2.20	1.93	2.76	2.81	2.89	3.16	3.10	3.98
Eu	0.79	0.81	0.69	0.80	0.74	0.82	0.76	1.07	1.14	1.10	1.23	1.20	1.40
Gd	2.60	2.90	2.83	2.80	2.40	3.00	3.00	4.20	4.34	4.47	4.61	4.72	6.02
Tb	0.50	0.60	0.50	0.50	0.52	0.60	0.55	0.79	0.76	0.77	0.79	0.84	1.08
Dy	3.40	3.60	3.53	3.40	3.56	3.80	3.66	5.30	5.26	5.01	5.64	5.40	7.00
Ho	0.70	0.80	0.78	0.70	0.75	0.80	0.81	1.12	1.15	1.05	1.19	1.19	1.54
Er	2.10	2.20	2.38	2.10	2.35	2.30	2.43	3.41	3.35	3.17	3.56	3.58	4.78
Tm	0.30	0.33	0.33	0.30	0.33	0.35	0.35	0.50	0.48	0.47	0.49	0.51	0.70
Yb	1.90	2.20	2.17	2.00	2.15	2.30	2.26	3.33	3.16	2.91	3.37	3.34	4.40
Lu	0.31	0.35	0.34	0.33	0.33	0.36	0.35	0.52	0.51	0.46	0.54	0.55	0.73
Mg#	61	61	63	62	61	56	62	52	48	51	49	46	40
Eu/Eu*	1.06	1.03	0.92	1.06	1.06	0.98	0.97	0.96	1.00	0.94	0.99	0.96	0.87

سنگ‌نگاری

سنگ‌های بازالتی بررسی‌شده بافت میکروپورفیریتیک با میکروفنوکریست‌های کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز دارند (شکل‌های ۴- A تا ۴- D) و در زمینهٔ اینترگرانولار تا اینترسرتال با پلاژیوکلاز± کلینوپیروکسن و کانی‌های فرعی (مانند: کانی‌های کدر، آپاتیت و شیشهٔ کلریتی‌شده) جای گرفته‌اند. اندازهٔ میکروفنوکریست‌های کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز به ۳ میلیمتر می‌رسد. در بخش پایینی واحد بازالتی و در بخش‌های مرکزی بالش‌ها، اندازهٔ بلورهای کلینوپیروکسن بزرگ‌تر است. بافت ساب‌افیتیک در این سنگ‌ها معمول است (شکل ۴- A). رخداد بافت ساب‌افیتیک شاید نشان‌دهندهٔ تبلور همزمان و یوتکتیک دو کانی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن است (Vernon, 2004).



شکل ۴- تصویرهای میکروسکوپی از بازالت‌های بالشی منطقهٔ متاع. A) بافت ساب‌افیتیک تا افیتیک فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن؛ B) میکروفنوکریست پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در زمینهٔ اینترگرانولار با پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن؛ C) میکروفنوکریست‌های کلینوپیروکسن با منطقه‌بندی ساعت‌شنی؛ D) میکروفنوکریست پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در زمینه اینترگرانولار تا اینترسرتال؛ F،E) بافت‌های اکسیولیتیک (دانه‌محور) و پرمانند کلینوپیروکسن در زمینه به‌دنبال انجماد پرشتاب گدازه و زمینهٔ شیشه‌ای کلریتی‌شده (همهٔ تصویرها در نور XPL گرفته شده‌اند؛ مگر تصویر E که در نور PPL گرفته شده است)

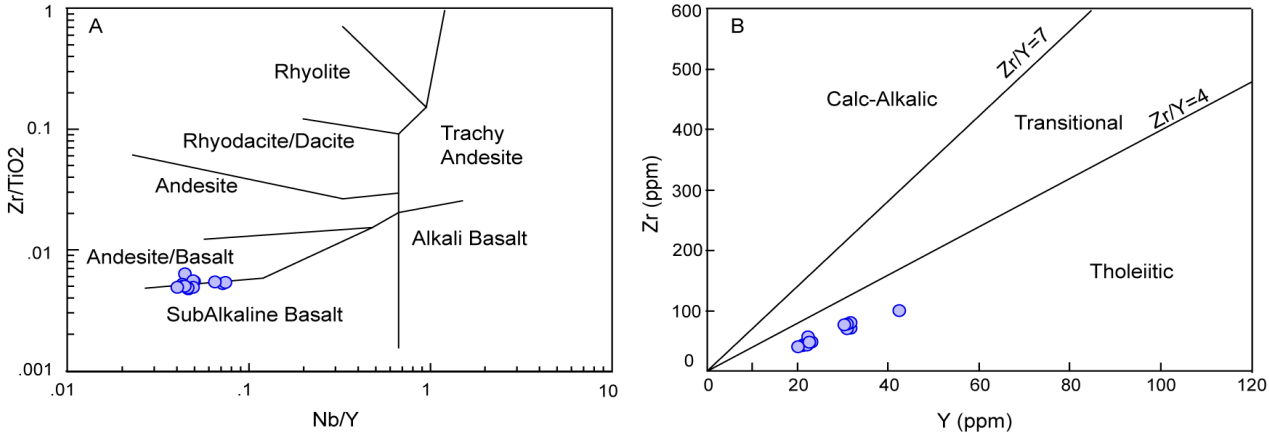
بخش‌های حاشیه‌ای بالش‌های بازالتی نشان‌دهندهٔ سردشدگی سریع گدازه بازالتی دما بالا هستند. پلاژیوکلازهای با بافت واریولیتی و دم‌پرستویی و کلینوپیروکسن‌های اکسیولیتیک (دانه‌محور) و پرمانند در زمینه از بافت‌های نشان‌دهندهٔ این پدیده به‌شمار می‌روند (شکل‌های ۴- E و ۴- F)؛ اما بخش‌های درونی بالش‌های

بازالتی دانه‌درشت‌تر و معمولاً تمام‌بلورین هستند. دگرسانی این سنگ‌ها با جایگزینی بخشی تا کامل کانی‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن با کانی‌های ثانویه آلبیت، اپیدوت و کلریت همراه بوده است. شیشهٔ زمینهٔ سنگ با کلریت جایگزین شده و حفره‌ها با کانی‌های کلسیت و کلریت پر شده‌اند.

زمین‌شیمی

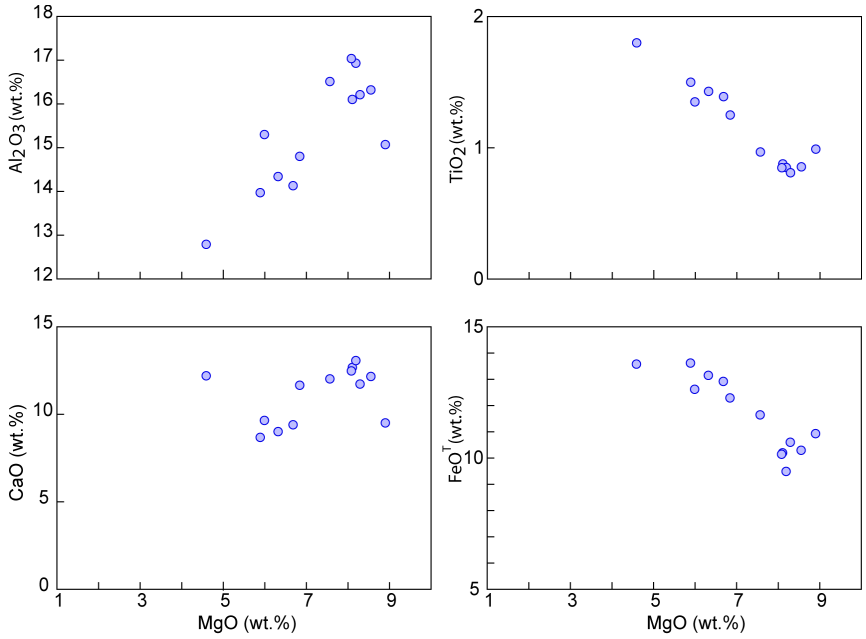
برپایهٔ بررسی‌های سنگ‌نگاری و نسبت‌های Nb/Y و Zr/TiO_2، سنگ‌های بالشی مافیک منطقه ترکیب بازالتی تا آندزیت‌بازالتی دارند (شکل ۵- A). برپایهٔ نسبت کم Nb/Y (۰/۴ ppm تا ۰/۰۸) و نسبت عنصرهای کمیاب (شکل ۵- B) این سنگ‌ها ویژگی ساب‌آلکالن دارند و سرشت تولهایتی نشان می‌دهند (MacLean and Barrett, 1993).

میزان SiO_2 سنگ‌های بازالتی بررسی‌شده برابر با ۴۸/۸۷- ۵۱/۸۶ درصدوزنی، MgO برابر با ۴/۵۹- ۸/۹ درصدوزنی، FeO برابر با ۱۳/۶۲- ۹/۴۹ درصدوزنی، Al_2O_3 برابر با ۱۲/۷۹- ۱۷/۰۴ درصدوزنی و مقدار TiO_2 برابر با ۰/۸۱- ۱/۸ درصدوزنی است (جدول ۱). این بازالت‌ها مقدارهای کم Co برابر با ۳۸- ۴۲/۹ بخش در میلیون، Ni برابر با ۳۹/۱- ۱۱۰ بخش در میلیون و #Mg برابر با ۴۰- ۶۳ نشان می‌دهند (جدول ۱).



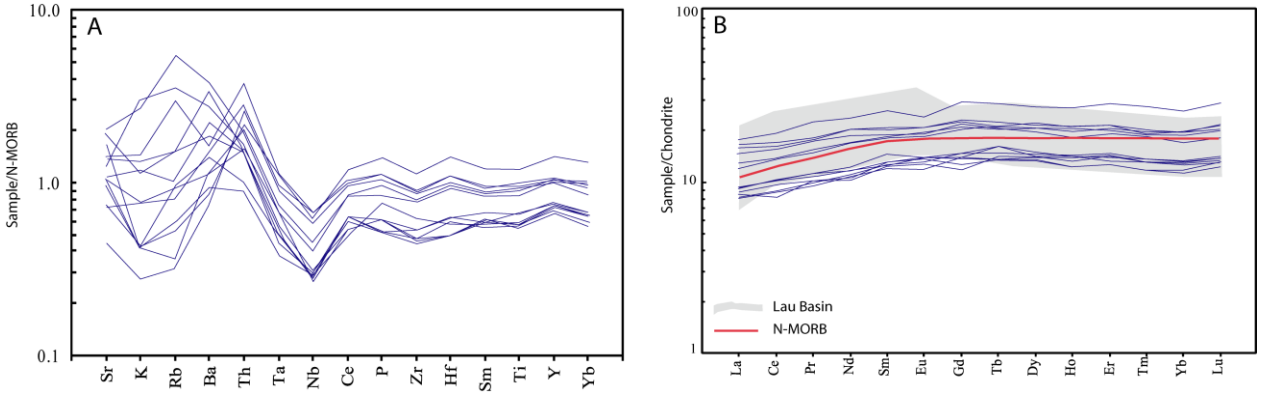
شکل ۵- سنگ‌های آتشفشانی بازیک منطقهٔ متاع در: A) نمودار Nb/Y دربرابر Zr/TiO_2 (Winchester and Floyd, 1977)؛ B) نمودار شناسایی سرشت سنگ‌های آتشفشانی (MacLean and Barrett, 1993)

در نمودارهای عنصرهای اصلی دربرابر MgO (شکل ۶)، با کاهش MgO مقدار CaO و Al_2O_3 نخست روند افزایشی و سپس روند کاهشی دیده می‌شود. این پدیده شاید نشان‌دهندهٔ اینست که در آغاز، این عنصرها در شبکه کانی‌های سنگ‌ساز وارد نشده‌اند؛ اما با پیشرفت فرایند جدایش بلورین، به شبکه کانی‌های سنگ‌ساز (مانند: کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز) افزوده شده‌اند. دربرابر آنها، اکسیدهای آهن و تیتانیم در آغاز با کاهش MgO، روند کاهشی و سپس روند افزایشی دارند. این پدیده شاید پیامد شرکت عنصرهای آهن و تیتانیم در شبکه اکسیدهای آهن و تیتانیم در مراحل نخستین و نبود مشارکت این عنصرها در شبکه کانی‌های یادشده در مرحله بعدی است. برپایهٔ بررسی‌های Walker و همکاران (۱۹۷۹)، افزایش TiO_2 با کاهش MgO پیامد تبلوربخشی پلاژیوکلاز± الیوین± کلینوپیروکسن دانسته شده است. هماهنگی مثبت میان Y و Zr نیز نشان‌دهندهٔ تأثیر فرایند جدایش بلورین، به‌ویژه کلینوپیروکسن، در نمونه‌های بررسی‌شده است (Pearce and Norry, 1979).



شکل ۶- نمودارهای تغییرات عنصرهای اصلی دربرابر MgO برای بازالت‌های منطقهٔ متاع

این سنگ‌ها از عنصرهای LILE با شعاع یونی بزرگ (مانند: Th و Ba) نسبت به عنصرهای ناسازگار با میدان مقاومت بالا (HFSE) غنی‌شده هستند و از عنصرهای Ta و Nb آنومالی منفی نشان می‌دهند (شکل ۷- A). فراوانی Nb و Ta از مقدار این عنصرها در ترکیب N-MORB کمتر است.



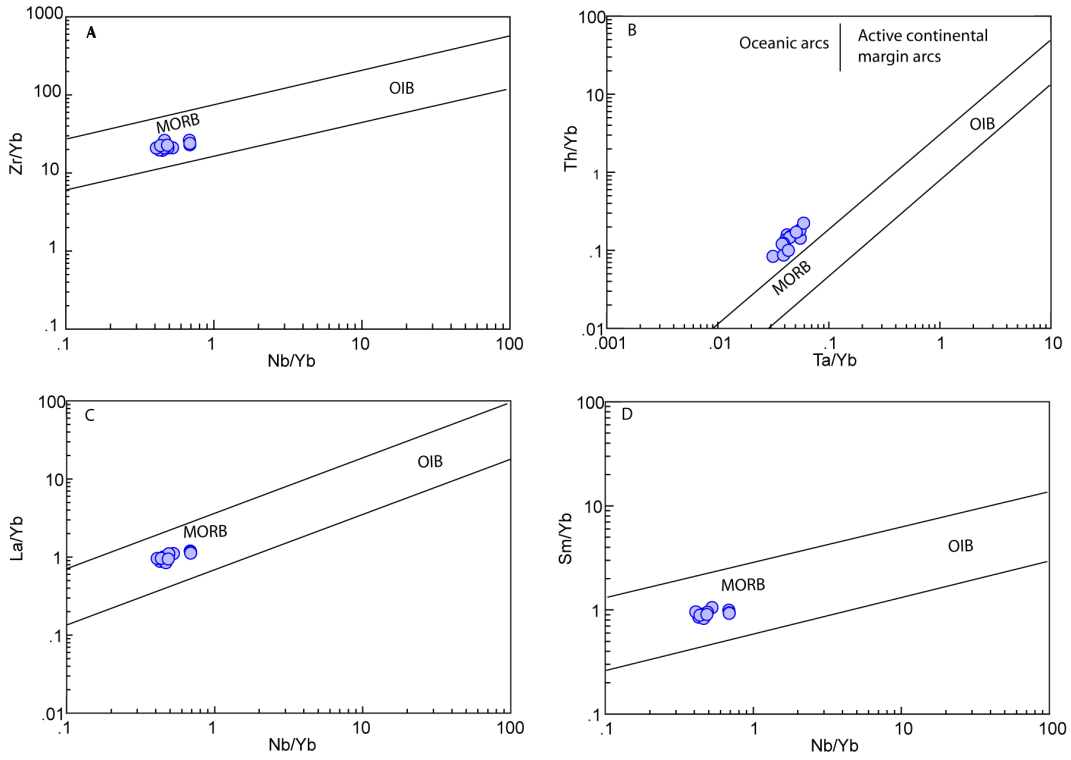
شکل ۷- سنگ‌های بازالتی منطقهٔ متاع در: A) الگوی عنصرهای کمیاب بهنجارشده دربرابر ترکیب پیشنهادیِ Pearce (۱۹۸۳) برای N-MORB؛ B) الگوی عنصرهای خاکی کمیاب بهنجارشده دربرابر ترکیب پیشنهادیِ Sun و McDonough (۱۹۸۹) برای کندریت (داده‌های پهنهٔ لائو: Hawkins and Allan, 1994; Tian *et al.*, 2011)

الگوی بهنجارشده دربرابر ترکیب کندریت (شکل ۷- B) نشان می‌دهد بازالت‌های بررسی‌شده الگوی تهی‌شده از LREE دربرابر HREE (La_N/Yb_N: ۰/۶۱- ۰/۸۶) دارند و الگوی REE آنها همانند N-MORB است. نسبت‌های Gd_N/Yb_N و Sm_N/Yb_N در این بازالت‌ها به‌ترتیب ۰/۹۲-۱/۲۷ و ۰/۹۲-۱/۱۷ هستند. مقدارهای نزدیک به یک برای این نسبت‌ها گویای الگوی هموار برای HREE است. بازالت‌های بررسی‌شده با آنومالی کمابیش ضعیف تا نبود آنومالی Eu شناخته می‌شوند (*Eu/Eu: ۰/۸۷- ۱/۰۶).

سنگ‌زایی

همان‌گونه‌که در بخش زمین‌شیمی گفته شد، بازالت‌های بررسی‌شده ویژگی ساب‌آلکالن و سرشت تولهایتی نشان می‌دهند. نسبت کاتیونی #Mg ($100*Mg/Mg+Fe^{2+}$) و عنصرهای سازگار نیکل و کبالت در نمونه‌های بررسی‌شده نشان‌دهندهٔ اینست که آنها از ماگمای اولیهٔ پدیدآمده از گوشته (#Mg بالای ۰/۷، مقدار Ni بیش از ۴۰۰- ۵۰۰ بخش در میلیون و Cr بالای ۱۰۰۰ بخش در میلیون و مقدار SiO_2 کمتر از ۵۰ درصدوزنی) متبلور نشده‌اند؛ بلکه از ماگمایی تحول‌یافته متبلور شده‌اند (Rollinson, 1993). غنی‌شدگی از LILE پیامد تحرک این عنصرها هنگام فرایند آب‌زدایی صفحهٔ فرورونده است (Pearce and Peate, 1995)، با وجود این، غنی‌شدگی و تهی‌شدگی که در برخی عنصرهای LILE دیده می‌شود (شکل ۷) چه‌بسا پیامد دگرسانی است (Polat *et al* , 2012).

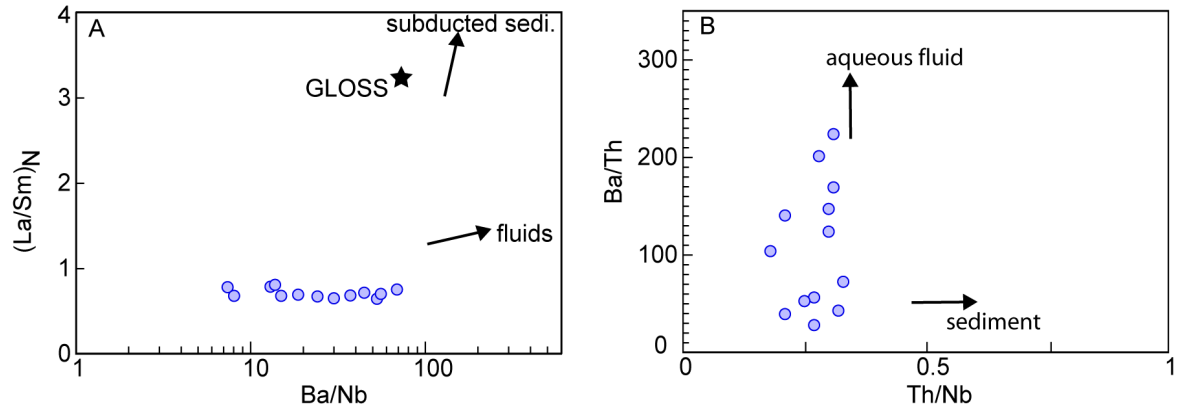
نسبت‌های عنصری عنصرهای ناسازگار (مانند: Zr، Nb، Y و REE) شاخص‌های حساس برای ویژگی‌های ناحیه خاستگاه هستند (Staudigel *et al*., 1996) و این عنصرها کمتر دچار فرایندهای ذوب‌بخشی و تبلوربخشی می‌شوند. ازاین‌رو، برای ارزیابی ویژگی‌های ناحیه خاستگاه سنگ‌های بازالتی منطقه از نمودارهای نسبت‌های عنصرهای کمیاب ناسازگارِ پیشنهادیِ Pearce (۱۹۸۳) و Pearce و Peate (۱۹۹۵) بهره گرفته شد (شکل ۸).



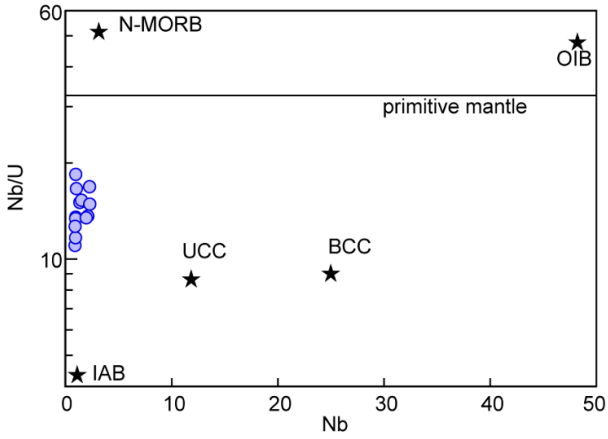
شکل ۸- نمودارهای نسبت عنصرهای کمیاب برای بازالت‌های منطقهٔ متاع (روند آرایهٔ گوشته‌ای از: Pearce، ۱۹۸۳)

عنصرهای Zr و Y در این نمونه‌ها از آرایهٔ گوشته‌ای پیروی می‌کنند. مقدار این عنصرها نزدیک به مقدارهای N-MORB هستند و دور از محدوده OIB جای می‌گیرند. این نکته نشان می‌دهد مؤلفه‌های فرورانشی در تمرکز عنصرهای Zr وYb نقشی نداشته‌اند. مقدار LREE و MREE (عنصرهای La و Sm) نیز از آرایهٔ گوشته‌ای پیروی می‌کنند (شکل‌های ۸- C و ۸- D). با وجود این، عنصرهای با میدان مقاومت کم یا LILE

(مانند: Th و U) کمی بالاتر از آرایهٔ گوشته‌ای جای می‌گیرند و نسبت‌های Th/Yb و U/Yb بالاتری دارند که نشان‌دهندهٔ تأثیر مؤلفه‌های مرتبط با فرورانش است. افزایش نسبت Ba/Th در مقدارهای کمابیش ثابت Th/Nb و افزایش نسبت Ba/Nb در مقدارهای کمابیش ثابت La_N/Sm_N و دور از مقادیر مربوط به رسوب‌های فرورانده‌شده جهانی (Plank and Langmuir, 1998) (شکل ۹) و مقدار Nb/U نمونه‌ها میان خاستگاه N-MORB و IAB (شکل ۱۰) نشان می‌دهند که مؤلفه‌های فرورانش روی بازالت‌های مورد مطالعه کاملاً متأثر از ذوب رسوبات فرورانده شده نبوده و سیالات آبدار آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرورونده نسبت به رسوبات نقش موثرتری داشته‌اند. " نسبت کم Th/Ce (کمتر از ۰/۰۷) در نمونه‌ها نیز نشان‌دهندهٔ نقش ناچیز رسوب‌های فرورونده در پیدایش این سنگ‌هاست (Hawkesworth *et al.*, 1993).



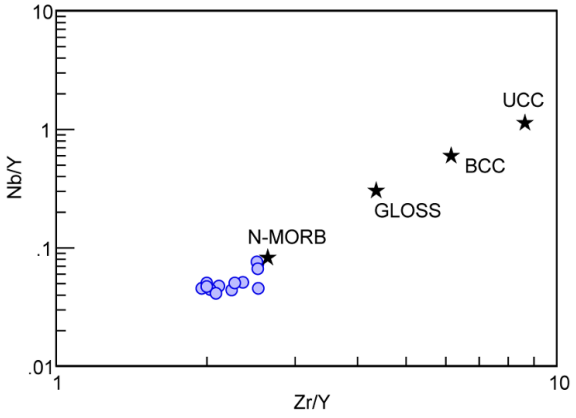
شکل ۹- ترکیب سنگ‌های بازالتی متاع در: A) نمودار Ba/Nb دربرابر La_N/Sm_N؛ B) نمودار Th/Nb دربرابر Ba/Th (Tian *et al.*, 2011)



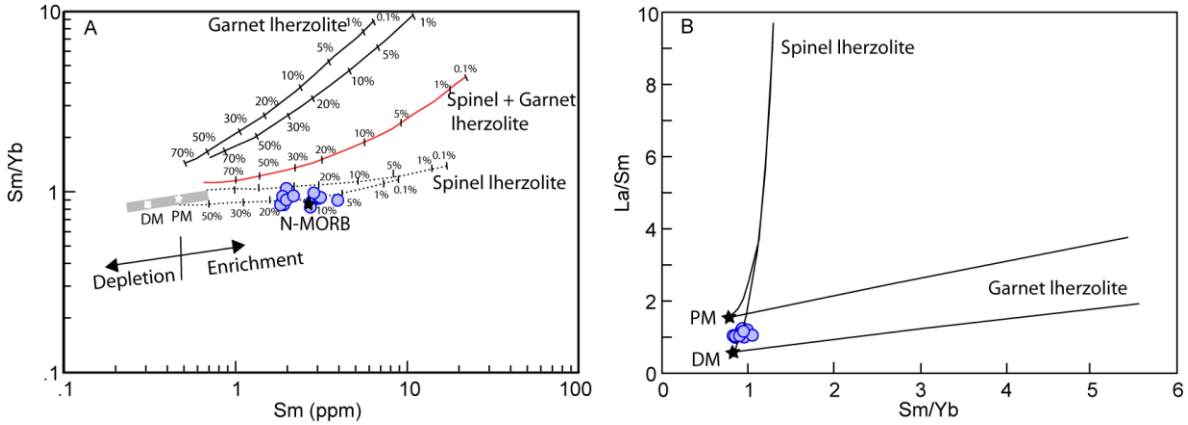
شکل ۱۰- ترکیب سنگ‌های بازالتی متاع در نمودار Nb دربرابر Nb/U (داده‌های گوشته اولیه (primitive mantle) و بازالت پشتهٔ میان‌اقیانوسی نرمال (N-MORB): Sun and McDonough (1989)؛ بازالت جزیره‌های اقیانوسی (OIB) و بازالت جزیره‌های کمانی (IAB): Niu and O´Hara (2003)؛ پوستهٔ قاره‌ای بالایی یا UCC: Taylor and McLennan (1985)؛ پوستهٔ قاره‌ای کل یا BCC: Rudnick and Fountain (1995))

ویژگی‌های زمین‌شیمیایی بازالت‌ها (مانند: الگوی REE همانندِ N-MORB، نسبت عنصرهای کمیاب همانندِ N-MORB؛ شکل ۱۱) نشان‌دهندهٔ سرشت کمابیش تهی‌شده خاستگاه گوشته‌ای آنهاست. الگوی هموار HREE و نسبت‌های LREE/HREE و MREE/HREE بازالت‌ها نشان می‌دهند گارنت در خاستگاه بازالت‌ها فاز دیرگداز نبوده است (Green, 2006). گارنت ضریب توزیع بالایی برای Yb دربرابر Sm دارد. ازاین‌رو، ذوب‌بخشی خاستگاه گوشته‌ای گارنت‌لرزولیت در نمودار Sm/Yb دربرابر Sm روندهای ذوب با شیب بالا پدید می‌آورد. دربرابر آن، ذوب‌بخشی خاستگاه گوشته اسپینل‌لرزولیت نسبت Sm/Yb را تغییر نمی‌دهد؛ اما چه‌بسا

نسبت La/Sm و مقدار Sm مذاب‌ها را کاهش می‌دهد. ازاین‌رو، مذاب‌های بخشی با خاستگاه اسپینل‌لرزولیت روندهای ذوب نیمه‌موازی یا کمابیش همخوان با آرایهٔ گوشته‌ای تعریف‌شده با ترکیب‌های خاستگاه تهی‌شده تا غنی‌شده پدید می‌آورند (شکل ۱۲- A). نسبت عنصرهای خاکی کمیاب نمونه‌های بازالتی (شکل‌های ۱۲- A و ۱۲- B) نشان می‌دهد نمونه‌های مربوط به بازالت‌های متاع روی خط ذوب مربوط به اسپینل‌لرزولیت واقع می‌شوند و از ذوب‌بخشی ۱۰ تا ۲۰ درصدی (شکل ۱۲- B) خاستگاه گوشته سنگ‌کره‌ای اسپینل‌لرزولیتی تهی‌شده در ژرفای کمتر از ۷۰ کیلومتر پدید آمده‌اند.



شکل ۱۱- ترکیب سنگ‌های بازالتی متاع در نمودار Zr/Y دربرابر Nb/Y (داده‌های بازالت پشتهٔ میان‌اقیانوسی نرمال یا N-MORB: Sun and McDonough (1989)؛ پوستهٔ قاره‌ای بالایی یا UCC: Taylor and McLennan (1985)؛ پوستهٔ قاره‌ای کل یا BCC: Rudnick and Fountain (1995)؛ رسوب‌های فرورانده‌شدهٔ جهانی یا GLOSS: Plank and Langmuir (1998))



شکل ۱۲- ترکیب بازالت‌های متاع در: A) نمودار Sm دربرابر Sm/Yb (Zhao and Zhou, 2007)؛ B) نمودار Sm/Yb دربرابر La/Sm (Furnes *et al*., 1987)

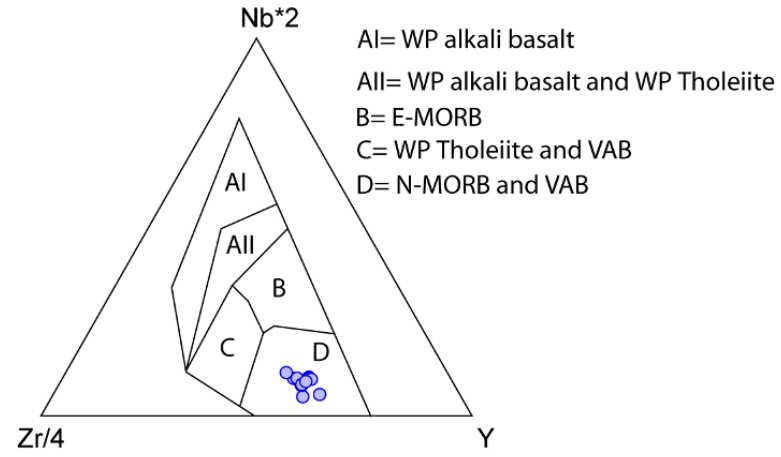
جایگاه زمین‌ساختی

ترکیب بازالت‌های فوران‌یافته در پهنهٔ‌های پشت‌کمان همانند بازالت‌های پدیدآمده از ذوب گوشته بالایی تهی‌شده در پشته‌های میان‌اقیانوسی و نیز بازالت‌های پدیدآمده از واکنش متقابل سنگ‌کرهٔ فرورانده‌شده با گوهٔ گوشته‌ای در پهنه‌های فرورانش است (Saunders and Tarney, 1984). بازالت‌هایِ همانندِ MORB در پهنهٔ‌های پشت‌کمان بالغ و به‌ندرت در مرحله‌های نخستین پیدایش پهنهٔ پشت‌کمان می‌توانند رخ دهند؛ اما ولکانیسمِ همانند پهنه‌های کمانی در هر زمان از تاریخچه پیدایش پهنهٔ پشت‌کمان یافت می‌شود (Keller *et al*., 1992).

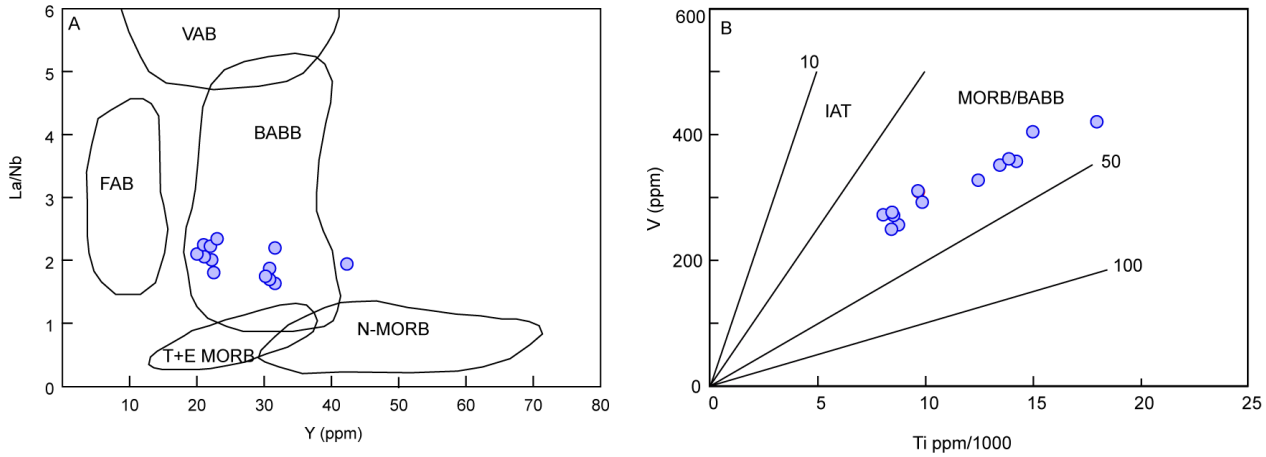
الگوی عنصرهای کمیاب و عنصرهای خاکی کمیاب (شکل ۷) برای سنگ‌های بازالتی بررسی‌شده نشان می‌دهد این سنگ‌ها ویژگی‌های زمین‌شیمیایی همانندِ

بازالت‌های پشتهٔ میان‌اقیانوسی (N-MORB) و نیز الگوی همانندِ پهنه‌های کمانی دارند. در نمودار Zr-Nb-Y (شکل ۱۳)، بازالت‌های بررسی‌شده در محدوده بازالت‌های N-MORB و بازالت‌های کمان آتشفشانی جای گرفته‌اند.

برپایهٔ اینکه بازالت‌های با ویژگی‌هایِ همانندِ جایگاه MORB و VAB در پهنه‌های زمین‌ساختی بالای پهنهٔ فرورانش (مانند: پهنهٔ پیش‌کمان (Reagan *et al.*, 2010) و نیز پهنهٔ پشت‌کمان (Saunders and Tarney, 1984)) یافت می‌شوند، برای شناخت پهنهٔ زمین‌ساختی پیش‌کمان از پشت‌کمان از نسبت La/Nb و مقدار Y نمونه‌های بررسی‌شده بهره گرفته شد. برپایهٔ مقدار میانگین نسبت La/Nb (۱/۶۳- ۲/۳۴) و مقدار بالای Y (۲۰-۴۲ ppm)، این بازالت‌ها ویژگی‌های همانند بازالت‌های پشت‌کمان را نشان می‌دهند (شکل ۱۴- A). در نمودار Ti دربرابر V (Shervais, 1982) نیز بازالت‌های متاع در محدودهٔ بازالت‌های پهنهٔ پشت‌کمان جای گرفته‌اند (شکل ۱۴- B).



شکل ۱۳- ترکیب سنگ‌های بازالتی متاع در نمودار سه‌تایی Zr-Nb-Y (Meschede, 1986)



شکل ۱۴- ترکیب سنگ‌های بازالتی متاع در: A) نمودار Y دربرابر La/Nb (Floyd *et al.*, 1991)؛ B) نمودار Ti دربرابر V (Shervais, 1982) (VAB: بازالت‌های کمان آتشفشانی؛ E-MORB، T-MORB، N-MORB: بازالت‌های پشتهٔ میان‌اقیانوسی غنی‌شده، انتقالی و تهی‌شده؛ FAB: بازالت‌های پیش‌کمان؛ BABB: بازالت‌های پهنهٔ پشت‌کمان)

نسبت عنصرهای کمیاب سنگ‌های بازالتی بررسی‌شده در مقایسه با نسبت این عنصرها در پشتهٔ میان‌اقیانوسی، کمان و پهنه‌های پشت‌کمان (مانند: پهنهٔ لائو) نشان می‌دهد این بازالت‌ها ویژگی‌هایی همانند بازالت‌های پهنهٔ‌های پشت‌کمان جهان دارند (شکل ۱۵). الگوی REE برای بازالت‌های بررسی‌شده نیز همانند الگوی REE برای بازالت‌های پهنهٔ پشت‌کمان لائو است (شکل ۷). گفتنی است که پهنهٔ لائو در ۵۰۰کیلومتری شمال نیوزلند (جنوب‌باختری اقیانوس آرام)، یک سیستم پشت‌کمانیِ فعال مربوط به کمان تونگاست که در پی زمین‌ساخت کششی در پشت‌کمان تونگا روی داده است و در نزدیک‌به ۶ میلیون سال پیش باز شده است (Tian *et al.*, 2011).

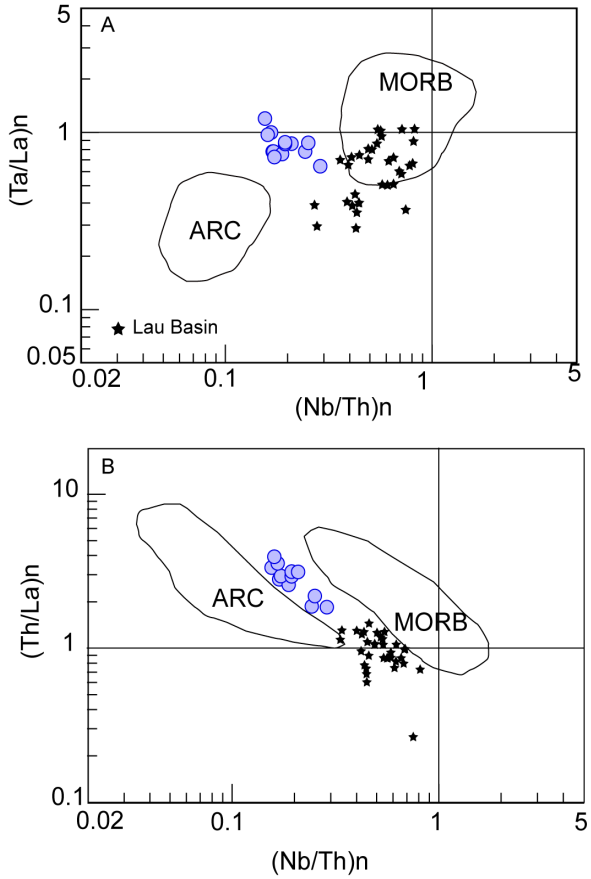
ازآنجایی‌که بازالت‌های با سرشت توله‌ایتی بیشتر در مرحله‌های نخستینِ گسترش پهنهٔ پشت‌کمان یافت می‌شوند (Natland and Tarney, 1981)، بازالت‌های متاع شاید در مرحله‌های نخستین بازشدگی پهنهٔ پشت‌کمان پدید آمده باشند.

نتیجه‌گیری

برپایهٔ بررسی‌های صحرایی، زمین‌شناسی و زمین‌شیمیایی بازالت‌های بالشی متاع:

۱) سنگ‌های رسوبی و سنگ‌های آذرآواری و آتشفشانی بازیک و اسیدی از نهشته‌های آتشفشانی- رسوبی ژوراسیک زیرین هستند و سنگ‌های حد واسط در این توالی دیده نمی‌شوند. ازاین‌رو، ولکانیسم این توالی از نوع دوگانه (bimodal) است؛

۲) سنگ‌های بازالتی ساخت بالشی با ترکیب بازالتی تا آندزیت بازالتی دارند و سرشت توله‌ایتی دارند؛



شکل ۱۵- نمونه‌های بازالتی منطقهٔ متاع در: A، B) نمودارهای نسبت عنصرهای کمیاب بهنجارشده به ترکیب N-MORB (Sun and McDonough, 1989) (داده‌های پشتهٔ میان‌اقیانوسی، کمان و پهنهٔ پشت‌کمان لائو برای مقایسه آورده شده‌اند؛ منبع داده‌ها: Hawkins and Allan (1994)؛ Pearce (1983))

۳) الگوی عنصرهای خاکی کمیاب این بازالت‌ها بسیار همانندِ الگوی N-MORB است. با این وجود، در نمودارهای عنکبوتی این سنگ‌ها غنی‌شدگی از LILEs دربرابر HFSEs و آنومالی منفی در عنصرهای Nb و Ta نشان‌دهندهٔ محیط وابسته به کمان است؛

۴) بازالت‌های منطقهٔ متاع از ذوب‌بخشی خاستگاه گوشته‌ای اسپینل‌لرزولیتی کمابیش تهی‌شده پدید آمده‌اند که با سیال‌های آزادشده از پوستهٔ اقیانوسی فرورونده غنی شده است. این سنگ‌ها هنگام بالاآمدن دچار تبلوربخشی

کلینوپیروکسن± پلاژیوکلاز نیز شده‌اند؛

۵) آلـودگی پوسـته‌ای نقـش چنـدانی در پیـدایش سنگ‌های بررسی‌شده نداشته است؛

۶) برپایهٔ ویژگی‌های صحرایی (مانند: رخداد سنگ‌های آهکـی و آهـک‌تـوفی در قاعـدهٔ تـوالی، تنـاوب سنگ‌های آذرآواری و آتشفشانی اسیدی و بازیک و ته‌نشست بازالت‌های بـا سـاخت بالشـی) و ویژگـی دوگانـه (bimodal) ولکانیسـم در منطقـه، سرشـت تولهٔایتی ولکانیسم و ویژگـی‌هـای زمـین‌شـیمیایی عنصرهای کمیاب، سنگ‌های بازالتی در مرحله‌های نخستین بازشدگی پهنهٔ پشت‌کمانی کمان سنندج-سیرجان جنوبی پدید آمده‌اند.

منابع

Aghazadeh, M. and Barati, B. (2010) Geological and mineralogical map of Gale Rigi (scale 1:20000). Geology survey of Iran, Tehran (in Persian).

Ahmadipour, H. and Rostamizadeh, G. (2012) Geochemical Aspects of Na- Metasomatism in Sargaz Granitic Intrusion (South of Kerman Province, Iran). Journal of Sciences 23(1): 45-58 (in Persian).

Babakhani, A. (1992) Geological map of Sabzevaran (scale 1:250.000). Geology survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).

Badrzadeh, Z. and Aghazadeh, M. (2014) Geochemistry and tectonic setting of Intrusive rocks, SW Jiroft, Kerman. Geochemistry 3: 93-102 (in Persian).

Badrzadeh, Z., Barrett, T. J., Peter, J. M., Gimeno, D., Sabzehei, M. and Aghazadeh, M. (2011) Geology, mineralogy, and sulfur isotope geochemistry of the Sargaz Cu–Zn volcanogenic massive sulfide deposit, Sanandaj–Sirjan Zone, Iran. Mineralium Deposita 46: 905-923.

Floyd, P. A., Kelling, G., Gocken, S. L. and Gocken, N. (1991) Geochemistry and tectonic environment of basaltic rocks from the Miss ophiolitic mélange, south Turkey. Chemical Geology 89: 263-280.

Furnes, H., Vad, E., Austrheim, H., Mitchell, J. G. and Garmann, L. B. (1987) Geochemistry of basalt lavas from Vestfjella and adjacent areas, Dronning Maud Land, Antarctica. Lithos 20: 337-356.

Goto, A. and Tatsumi, Y. (1996) Quantitative analysis of rock samples by an X- ray fluorescence spectrometer (II). Rigaku Journal 13: 20-38.

Green, N. L. (2006) Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from the Garibaldi volcanic belt, northern Cascadia subduction system. Lithos 87: 23-49.

Hawkesworth, C. J., Gallagher, K., Hergt, J. M. and McDermott, F. (1993) Mantle and slab contributions in arc magmas. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 21: 175-204.

Hawkins, J. W. and Allan, J. F. (1994) Petrologic evolution of the Lau Basin, sites 834- 839, Proc. ODP Sci. Results 135: 427-470.

Keller, R. A., Fisk, M. R., White, W. M. and Birkenmajer, K. (1992) Isotopic and trace element constraints on mixing and melting models of marginal basin volcanism, Bransfield Strait, Antarctica. Earth and Planetary Science Letters 111(2-4): 287- 303.

Maclean, W. H. and Barrett, T. J. (1993) Lithogeochemical techniques using immobile elements. Journal of Geochemical Exploration 48: 109-133.

Meschede, M. (1986) A method of discriminating between different types of mid- ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb- Zr- Y diagram. Chemical Geology 56: 207-218.

Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M. R. (2003) Cretaceous- Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, Western Iran. Journal of Asian Earth Sciences 21: 397-412.

Natland, J. H. and Tarney, J. (1981) Petrologic evolution of the Mariana arc and backarc basin system – a synthesis of drilling results in the south Philippine Sea. In: Init Repts DSDP (Eds. Hussong D. M. and Uyeda, S.) 60: 877–907. Govt Printing Office, Washington DC, US.

Niu, Y. L. and O'Hara, M. J. (2003) Origin of ocean island basalts: A new perspective from petrology, geochemistry, and mineral physics considerations. Journal of Geophysical Research 108(B4): 2209.

Nutman, A. P., Mohajjel, M., Bennett, V. C. and Fergusson, C. L. (2014) Gondwanan Eoarchean–Neoproterozoic ancient crustal material in Iran and Turkey: zircon U–Pb–Hf isotopic evidence. Canadian Journal of Earth Science 51: 272-285.

Pearce, J. A. (1983) Role of sub- continental lithosphere in magma genesis at active continental Margins. In: Continental Basalts and Mantle Xenoliths (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.) 230-240. Shivan, Nantwich, U.K.

Pearce, J. A. and Norry, M. J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology 69: 33- 47.

Pearce, J. A. and Peate, D. W. (1995) Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. Annual Review of Earth and Planetary Science Letters 23: 251-285.

Plank, T., Langmuir, C. H. (1998) The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. Chemical Geology 145: 325-394.

Polat, A., Fryer, B. J., Samson, I. M., Weisener, C., Appel, P. W., Frei, R. and Windley, B. F. (2012) Geochemistry of ultramafic rocks and hornblendite veins in the Fiskenæsset layered anorthosite complex, SW Greenland: Evidence for hydrous upper mantle in the Archean. Precambrian Research 214: 124-153.

Reagan, M. K., Ishizuka, O., Stern, R. J., Kelley, K. A., Ohara, Y., Blichert- Toft, J., Bloomer, S. H., Cash, J., Fryer, P. and Hanan, B. B. (2010) Fore- arc basalts and subduction initiation in the Izu-Bonin- Mariana system. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 11.

Rogers, N. and Van Staal, C. R. (2003) Volcanology and Tectonic Setting of the Northern Bathurst Mining Camp: Part II. Mafic Volcanic Constraints on Back- Arc Opening. Economic Geology Monograph 11.

Rollinson, H. R. (1993) Using Geochemical Data: Evolution, Presentation, Interpretation. Longman Scientific and Technical, England.

Rudnick, R. L. and Fountain, D. M. (1995) Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. Reviews of Geophysics 33: 267-309.

Saunders, A. D. and Tarney, J. (1984) Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back- arc basins. Geological Society, London, Special Publications 16: 59- 76.

Shahraki, A. (2003) Geological map of Esfandaqeh sheet (scale 1:100.000). Geology survey of Tehran, Iran (in Persian).

Shervais, J. W. (1982) Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth and Planetary Science Letters 59: 101-118.

Staudigel, H., Plank, T., White, W. M. and Schmincke, H. U. (1996) Geochemical fluxes during seafloor alteration of the basaltic upper crust: DSDP sites 417 and 418. In: Subduction: Top to Bottom (Eds. Bebout G. E. *et al*.) 96: 19–38. Geophysical Monograph Series, AGU, Washington, D. C.

Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in the Ocean Basins (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Geological Society, Special Publication, 42: 313–345.

Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1985) The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford, Blackwell, UK.

Tian, L., Castillo, P. R., Hilton, D. R., Hawkins, J. W., Hanan, B. B. and Pietruszka, A. J. (2011) Major and trace element and Sr-Nd isotope signatures of the northern Lau Basin lavas: Implications for the composition and dynamics of the back-arc basin mantle. Journal of Geophysical Research 116: B11201.

Vernon, R. H. (2004) A Practical Guide to Rock Microstructure. Cambridge University Press, UK.

Walker, D., Shibata, T. and DeLon, C. S. E. (1979) Abyssal tholeiites from the Oceanographer Fracture Zone. II. Phase equilibria and mixing. Contributions to Mineralogy and Petrology 70: 111- 126.

Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology 20: 325- 343.

Zhao, J. H. and Zhou, M. F. (2007) Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): implications for subduction related metasomatism in the upper mantle. Precambrian Research 152: 27- 47.