

بررسی شیمی کانی، دما فشارسنجی، و تعادلات فازی در سنگ‌های آتشفشانی بازیک

پلیو- کواترنری شمال شرق ورزقان

رحیم دبیری*؛ دانشیار، باشگاه پژوهشگران جوان و نخبگان، واحد مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد، ایران

حبیب مالایی؛ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، واحد مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد، ایران

عبدالله یزدی؛ استادیار، گروه زمین‌شناسی، واحد کهنوج، دانشگاه آزاد اسلامی، کهنوج، ایران

میترا غفاری؛ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۱۲/۱۰

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۶/۰۶

چکیده

سنگ‌های آتشفشانی شمال شرق ورزقان در کمربند ماگمایی اهر- ارسباران فوران کرده‌اند. این مجموعه پلیوکواترنری شامل بازالتی آلکان، تراکی بازالت، بازالتیک تراکی آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت، و ریوداسیت است. بررسی شیمی کانی‌های سنگ‌های بازیک منطقه نشان می‌دهد ترکیب بلورهای بیوین از نوع کریزولیت ($X_{Fe}: 0.74-0.84$)، پیروکسن از نوع اوژیت و دیوپسید ($Fe_{10-16}, En_{37-45}, Wo_{42-48}$) و پلاژیوکلاز کلاسیک تا حد واسط ($X_{An}: 31-93$) است. بر پایه محاسبات شیمی کانی، دما فشارسنجی، و تعادلات فازی (بر اساس روش‌های ترکیب خمیره سنگ، ترکیب کلینوپیروکسن، تعادل کلینوپیروکسن- مذاب، ترکیب بیوین و تعادل بیوین- مذاب) دمای تشکیل سنگ‌های بازیک منطقه بین ۱۱۷۰ تا ۱۲۷۰ درجه سانتی‌گراد و فشار تبلور کلینوپیروکسن‌های منطقه در حدود ۸ کیلو بار (پوسته میانی - زیرین) تخمین زده می‌شود. ترکیب کلینوپیروکسن‌ها نشان می‌دهد بازالت‌های منطقه در محدوده مربوط به محیط کشتی و با سرشت آلکان قرار می‌گیرند. همچنین ترکیب پیروکسن‌های منطقه نشان می‌دهد ماگمای والد این سنگ‌ها از یک منشأ غنی یا کمترتهی شده نشئت گرفته و کمتر دچار تحول شده‌اند.

کلیدواژگان: تعادلات فازی، دما فشارسنجی، کلینوپیروکسن، کواترنری، ورزقان.

مقدمه

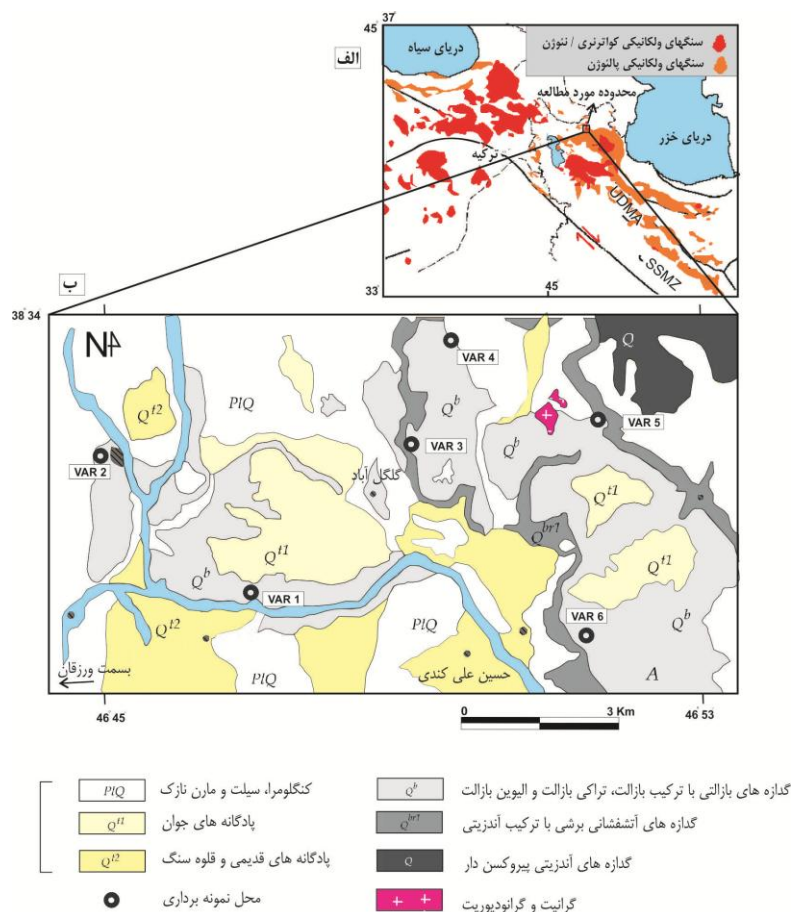
تصادم ابرقاره اوراسیا و پهنه عربی ۳۰ میلیون سال قبل آغاز و سبب تشکیل سنگ‌های مختلفی در اواخر دوره سنوزوئیک شد. ولکانیسم کواترنری شمال غرب ایران آخرین تظاهرات ماگماتیسم پس از تصادم یادشده است. در این دوره مراکز آتشفشانی مختلفی در یک محیط، هم‌زمان با برخورد یا پس از برخورد، در شمال غرب فلات ایران و شرق آناتولی شکل گرفته‌اند (خیرخواه و همکاران ۲۰۰۹؛ حاج‌علیلو و همکاران ۲۰۰۹؛ عزیزی و معین‌وزیری ۲۰۰۹؛ آلن و همکاران ۲۰۱۱). فعالیت‌های ولکانیکی در این منطقه اغلب به صورت انفجاری با محصولات آذراواری آغاز شد و با آزاد شدن گازهای درون منابع ماگمایی به صورت روانه‌های بازالتی بدون حفره ادامه یافت. در مراحل پایانی ولکانیسم شمال غرب ایران با افزایش گاز در منابع ماگمایی دوباره فعالیت‌های انفجاری مراکز آتشفشانی رونق گرفت و با خروج گازهای آتشفشانی و نیز چشمه‌های آب‌گرم در منطقه نمود پیدا کرد (خیرخواه ۱۳۹۴). نمونه‌هایی از روانه‌های بازالتی را می‌توان در اطراف کوه

آارات ماکو، شمال شرق ورزقان، تکاب، و بیجار و محصولات آذرآواری و بمب‌های اسکوری را در اطراف سلماس (معدن پوکه معدنی) و قروه کردستان (قرینه، ایلانلو، احمدآباد) مشاهده کرد (ملکوتیان و همکاران ۱۳۸۶؛ دبیری و همکاران ۲۰۱۱؛ حق‌نظر و ملکوتیان ۱۳۹۰؛ آلن و همکاران ۲۰۱۳؛ خیرخواه و میرنژاد ۲۰۱۴؛ عزیزی و همکاران ۲۰۱۴). زون ولکانیکی اهر- ارسباران یکی از مناطقی است که سنگ‌های ولکانیکی با وسعت زیاد و به فراوانی در آن یافت می‌شوند (جمالی و همکاران ۲۰۱۰؛ دبیری و همکاران ۱۳۹۲). عمده رخنمون‌های سنگی این زون ماگمایی شامل نهشته‌های پیروکلاستیکی کرتاسه بالا و سنوزئیک، توده‌های ولکانیکی و پلوتونیک سنوزوئیک، و سنگ‌های ولکانیکی کواترنری‌اند. به لحاظ ویژگی‌های ژئوشیمیایی گدازه‌های کواترنری زون اهر- ارسباران مشابه گدازه‌های میوسن - کواترنری قفقاز کوچک (دیلک و همکاران ۲۰۱۰)، آتشفشان‌های پلیو- پلیستوسن نمود، تندورک، و مجموعه ولکانیکی مس - سولهان در صفحه ترکیه است (بوکت و تمل ۱۹۹۸؛ یلماز و همکاران ۱۹۹۸؛ سومیتا و اشمینکی ۲۰۱۳). در شمال شرق شهرستان ورزقان، سنگ‌های ولکانیکی کواترنری مساحتی بالغ بر ۲۵۰ کیلومتر مربع را پوشانده‌اند (مهرپرتو و همکاران ۱۳۷۱). این حجم عظیم گدازه از چندین مرکز آتشفشانی سرچشمه گرفته و ساخت‌های متنوع آتشفشانی را به وجود آورده‌اند. در این مقاله داده‌های جدید کانی‌شناسی برای گدازه‌های آلکالن بازیک کواترنری شمال شرق ورزقان ارائه می‌شود و با استفاده از این داده‌ها، ضمن بررسی نقش فرایندهای مؤثر ماگمایی، به دما و فشارسنجی این توده‌های بازیک و همچنین بررسی جایگاه تکتونیک این سنگ‌ها بر اساس ترکیب کانی‌شناسی آن‌ها پرداخته می‌شود.

زمین‌شناسی ناحیه

چنان که بیان شد، منطقه مورد مطالعه در شمال غرب ایران و بخشی از زون ولکانیکی اهر- ارسباران است. بررسی تاریخ تکوین سکانس‌های چینه‌شناسی منطقه نشان می‌دهد این منطقه مراحل پیچیده و متعددی از فرایندهای زمین‌شناسی و ریخت‌شناسی- از جمله دگرگونی، پیش‌روی دریای کم‌عمق، رسوب‌گذاری، فرسایش، بالآمدگی، ولکانیسم، پلوتونیسم، و کانه‌زایی- را پشت سر گذارده است. در این منطقه می‌توان رسوبات کرتاسه، ائوسن، لیگوسن، میوسن، پلیوسن، و نهایتاً کواترنر را مشاهده کرد. قدیمی‌ترین واحد سنگی منطقه سنگ‌های دگرگونی و آهکی منتسب به کرتاسه است (مهرپرتو و همکاران ۱۳۷۱). فعالیت‌های آتشفشانی در این منطقه با فوران‌های زیردریایی در زمان کرتاسه پایانی آغاز شده است. در این زمان حجمی از مواد بازیک تا اسیدی در محیط دریایی کم‌عمق فوران کرده‌اند. این واحد با سنگ‌های ولکانیکی پالتوسن و ائوسن پوشیده شده است. در اوایل پالتوسن فعالیت‌های ماگمایی به صورت زیردریایی (گدازه‌های زیردریایی اسپیلیتی و آندزی بازالت‌های برشی شده) ادامه یافته تا اینکه در اواخر پالتوسن به تدریج منطقه از آب خارج شده است. هم‌زمان با بالآمدگی منطقه و پس‌روی دریا، رخداد ولکانیکی ائوسن آغاز شده و به گسترش وسیع سنگ‌های حد واسط تا فلسیک در منطقه منجر شده است. بنابراین، تا اوایل ائوسن فعالیت‌های آتشفشانی عمدتاً زیردریایی بوده و از آن به بعد در خشکی صورت گرفته است؛ هرچند گاه فوران‌های زیردریایی (توفیت‌های مطبق نومولیت‌دار سبزرنگ با ترکیب آندزیتی) در اواسط ائوسن نیز دیده می‌شود. در زمان لیگوسن- میوسن فعالیت‌های ماگمایی با جای‌گیری توده‌های عظیم پلوتونیک پیگیری شده است. مهاجرت توده‌های پلوتونیک به مناطق سطحی و نفوذ این توده‌ها به آهک‌های کرتاسه موجب

آلتراسیون وسیع و کانی‌زایی در این منطقه شده است. از آن جمله می‌توان به کانه‌زایی مس مزرعه در شرق منطقه مورد مطالعه و کانسار مس سونگون در غرب منطقه مورد مطالعه اشاره کرد (مثلاً: ملایی و همکاران ۲۰۱۴؛ آفازاده و همکاران ۲۰۱۰). فعالیت‌های ماگمایی در پلیوسن با سنگ‌های آذرآواری و سنگ‌های تراکی‌اندزیتی مشخص می‌شود. نهایتاً در کواترنری فعالیت ولکانیکی شدت گرفته و بخش وسیعی از منطقه را تحت تأثیر قرار داده است. سنگ‌های بازالتی آلکان، تراکی‌بازالت، بازالتیک‌تراکی‌اندزیت، تراکی‌اندزیت، اندزیت، داسیت، و ریوداسیت محصول همین فعالیت ولکانیکی اخیر در منطقه‌اند. به‌طور کلی، سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری در همه ادوار قابل مشاهده است؛ ولیکن حجم فعالیت‌های ولکانیکی کواترنری و رخنمون سنگ‌های این دوره زمانی بسیار بیشتر است، طوری که این واحدهای سنگی مساحتی بالغ بر ۲۰ درصد کل منطقه مورد مطالعه را شامل می‌شود. اغلب گسل‌های منطقه جوان و دارای جهت شمال‌غرب - جنوب‌شرق هستند. همچنین بیشتر گسل‌های منطقه از نوع راست‌گرد است. گمان می‌رود عملکرد این گسل‌های راست‌گرد در منطقه عامل ایجاد فضاهای کششی است که در مجموع باعث ایجاد معابری برای خروج ماگما شده‌اند.



شکل ۱. (الف) نقشهٔ تکتونوماگمایی ساده‌شدهٔ شمال‌غرب ایران و شرق آناتولی (UDMA) کمان ماگمایی ارومیه‌دختر، SSMZ؛ (ب) نقشهٔ زمین‌شناسی ساده‌شدهٔ مورد مطالعه (مهرپرتو و همکاران ۱۳۷۱)

روش مطالعه

پژوهش حاضر بر مبنای مشاهدات صحرایی، بررسی مقاطع نازک، شیمی کانی‌ها، و تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و جزئی انجام گرفته است. در این زمینه، پس از تهیه مقاطع نازک صیقلی، نمونه‌های مناسب با دستگاه الکترون مایکروپروب Cameca Sx-100 دانشگاه تاسمانیای استرالیا با ولتاژ شتاب‌دهنده 20KV و جریان 15nA بررسی شدند (جدول ۱ تا ۳). این آنالیز بر سه نوع کانی (الیون، پیروکسن، فلدسپات) در شش نمونه سنگی و در مجموع ۱۱۰ نقطه انجام شد.

جدول ۱. آنالیز مایکروپروب الیون در سنگ‌های مافیک منطقه مورد مطالعه (بر اساس چهار اتم اکسیژن)

Sample	Rock type	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _t	MnO	MgO	CaO	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	NiO	K ₂ O	Na ₂ O	Total	Te (%)	Fo (%)	Te (%)	Mg#
VAR1	OI-B	37.92	0.02	0.02	20.38	0.31	40.98	0.18	0.03	0.00	0.13	0.00	0.00	99.97	0.33	77.74	21.68	80.04
VAR1	OI-B	38.26	0.00	0.06	17.17	0.34	40.59	0.25	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	96.77	0.38	80.22	19.04	80.82
VAR1	OI-B	38.70	0.01	0.03	18.23	0.38	41.71	0.16	0.01	0.00	0.33	0.00	0.00	99.56	0.41	79.79	19.57	80.64
VAR1	OI-B	40.23	0.05	0.09	14.50	0.16	41.33	0.29	1.60	0.01	0.26	0.00	0.01	98.53	0.18	83.05	16.35	83.56
VAR1	OI-B	38.50	0.00	0.10	16.27	0.10	42.65	0.31	1.60	0.00	0.07	0.00	0.00	99.94	0.11	81.93	17.53	82.76
VAR1	OI-B	39.65	0.02	0.10	15.13	0.18	42.88	0.34	1.60	0.00	0.38	0.00	0.00	99.97	0.20	82.92	16.41	83.48
VAR1	OI-B	40.33	0.05	0.25	14.25	0.15	42.50	0.41	1.60	0.00	0.12	0.00	0.00	99.66	0.17	83.54	15.71	84.17
VAR1	OI-B	39.20	0.04	0.09	15.73	0.15	42.35	0.33	1.30	0.03	0.17	0.02	0.00	99.41	0.17	82.24	17.14	82.76
VAR1	OI-B	39.25	0.04	0.08	14.50	0.29	40.50	0.38	1.30	0.00	0.09	0.00	0.00	96.43	0.34	82.53	16.58	83.27
VAR2	OI-B	39.54	0.02	0.06	15.89	0.22	40.87	0.33	1.30	0.00	0.11	0.00	0.00	98.34	0.25	81.50	17.78	82.09
VAR2	OI-B	38.32	0.02	0.00	16.12	0.66	43.12	0.38	0.00	0.00	0.46	0.00	0.01	99.09	0.71	81.65	17.12	84.16
VAR2	OI-B	38.64	0.02	0.04	15.15	0.59	44.14	0.39	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00	99.11	0.62	82.89	15.96	85.34
VAR2	OI-B	39.19	0.04	-0.01	16.10	0.67	43.30	0.39	0.00	0.01	0.15	0.01	0.00	99.85	0.71	81.71	17.04	83.14
VAR2	OI-B	37.60	0.02	0.01	16.80	0.71	42.50	0.37	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	98.21	0.76	80.82	17.92	84.14
VAR2	OI-B	39.35	0.01	0.01	20.13	0.66	39.15	0.39	0.00	0.00	0.28	0.00	0.00	99.98	0.74	76.62	22.10	77.61
VAR2	OI-B	39.15	0.02	0.08	22.15	0.73	36.16	0.40	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	98.8	0.84	73.37	25.21	74.43
VAR3	OI-B	37.17	0.08	0.03	18.18	0.99	42.13	0.41	0.00	0.00	0.33	0.00	0.00	99.32	1.06	79.21	19.18	83.96
VAR3	OI-B	37.19	0.03	0.00	16.50	0.77	43.43	0.31	0.00	0.02	0.18	0.00	0.01	98.44	0.82	81.41	17.35	86.17
VAR3	OI-B	37.6	0.00	0.06	17.7	0.28	42.6	0.23	0.00	0.00	0.4	0.00	0.00	99.05	0.3	80.5	18.8	83.6

VAR3	OI-B	38.15	0.02	0.00	18.09	0.28	42.77	0.22	0.00	0.00	0.39	0.01	0.00	99.93	0.30	80.35	19.06	82.95
VAR3	OI-B	36.70	0.00	0.04	19.80	0.72	41.12	0.33	0.00	0.07	0.11	0.00	0.00	98.89	0.78	77.77	21.01	82.55
VAR3	OI-B	38.20	0.00	0.04	15.27	0.22	45.34	0.27	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	99.54	0.23	83.62	15.79	87.30
VAR4	OI-B	37.56	0.00	0.00	16.05	0.25	44.82	0.24	0.00	0.00	0.45	0.00	0.00	99.37	0.26	82.78	16.63	87.33
VAR4	OI-B	38.25	0.02	0.04	17.51	0.30	42.24	0.29	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	98.75	0.33	80.55	18.73	82.27
VAR4	OI-B	38.20	0.01	0.02	16.28	0.31	44.94	0.22	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	100.04	0.32	82.61	16.79	86.45
VAR4	OI-B	37.84	0.00	0.00	18.15	0.69	41.25	0.28	0.00	0.00	0.42	0.00	0.00	98.63	0.76	79.29	19.57	81.53
VAR4	OI-B	36.16	0.03	0.07	16.50	0.87	44.12	0.57	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	98.43	0.91	81.29	17.05	89.00
VAR4	OI-B	39.12	0.04	-0.07	17.01	0.63	41.10	0.38	0.00	0.00	0.09	0.00	0.01	98.31	0.69	80.16	18.61	81.16

جدول ۲. آنالیز مایکروپروب پیروکسن در سنگ‌های مافیک منطقه مورد مطالعه (بر اساس شش اتم اکسیژن)

Sample	Rock Type	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Cr ₂ O ₃	NiO	K ₂ O	Total	Wo (%)	En (%)	Fs (%)	Mg#
VAR1	OI-B	49.88	0.78	3.42	7.65	0.38	14.37	22.28	0.50	0.03	0.00	0.00	99.29	46.19	41.44	12.37	77.01
VAR1	OI-B	50.53	0.62	2.64	7.36	0.44	14.99	22.20	0.43	-0.02	0.00	0.00	99.19	45.49	42.74	11.77	78.41
VAR1	OI-B	50.36	0.62	2.53	7.64	0.43	15.36	21.47	0.42	0.01	0.00	0.00	98.84	44.00	43.79	12.21	78.19
VAR1	OI-B	49.92	0.71	3.54	7.17	0.38	15.34	22.12	0.42	0.00	0.00	0.01	99.6	44.10	43.42	12.49	77.67
VAR1	OI-B	47.24	0.94	7.14	7.02	0.15	13.45	22.83	0.29	0.01	0.00	0.00	99.07	48.55	39.81	11.65	77.37
VAR1	OI-B	47.84	0.94	5.36	7.39	0.21	14.32	22.34	0.28	-0.03	0.00	0.00	98.65	46.52	41.48	12.01	77.55
VAR1	OI-B	48.30	0.83	6.50	6.18	0.08	13.97	23.26	0.26	0.06	0.00	0.00	99.44	48.94	40.91	10.15	80.12
VAR1	OI-B	46.88	0.91	6.50	7.15	0.15	13.71	22.76	0.25	0.01	0.00	0.00	98.32	48.00	40.22	11.78	77.36
VAR1	OI-B	47.48	0.94	5.82	8.00	0.17	13.68	21.99	0.34	-0.01	0.03	0.00	98.41	46.52	40.27	13.21	75.30
VAR2	OI-B	49.71	0.57	2.83	8.11	0.40	14.83	21.08	0.48	-0.01	0.04	0.00	98	43.88	42.95	13.17	76.53
VAR2	OI-B	49.96	0.69	2.83	7.70	0.40	15.03	20.77	0.43	-0.02	0.00	0.00	97.79	43.55	43.85	12.60	77.68
VAR2	OI-B	47.83	0.98	5.02	8.45	0.28	13.50	22.15	0.50	-0.02	0.00	0.00	98.69	46.61	39.52	13.88	74.01
VAR2	OI-B	50.98	0.54	2.59	8.11	0.38	15.61	20.76	0.44	-0.05	0.00	0.00	99.36	42.54	44.49	12.97	77.44
VAR2	OI-B	50.83	0.53	2.18	7.94	0.49	15.53	20.56	0.43	-0.05	0.00	0.00	98.44	42.52	44.67	12.82	77.71
VAR2	OI-B	51.27	0.55	2.10	7.34	0.43	16.21	21.10	0.35	0.03	0.00	0.00	99.38	42.74	45.66	11.60	79.75
VAR2	OI-B	50.60	0.29	1.77	8.86	0.36	14.32	22.14	0.44	0.03	0.00	0.00	98.81	45.20	40.68	14.11	74.24
VAR3	OI-B	49.53	1.03	4.50	7.44	0.25	14.14	21.18	0.40	0.01	0.01	0.00	98.48	45.39	42.16	12.44	77.21
VAR3	OI-B	50.29	0.85	2.64	8.22	0.25	14.56	21.42	0.31	0.02	0.00	0.00	98.56	44.54	42.12	13.34	75.95
VAR3	OI-B	49.54	0.91	3.18	7.66	0.36	15.11	21.32	0.33	0.03	0.00	0.00	98.44	44.12	43.51	12.37	77.86
VAR4	OI-B	49.99	1.02	4.25	7.17	0.23	14.84	20.87	0.45	0.01	0.00	0.00	98.83	44.29	43.83	11.88	78.68
VAR4	OI-B	50.35	0.96	4.21	8.05	0.28	14.61	20.14	0.41	0.06	0.02	0.00	99.07	43.07	43.49	13.44	76.39
VAR4	OI-B	49.82	0.93	4.31	7.88	0.29	13.78	20.35	0.37	0.05	0.05	0.00	97.78	44.55	41.98	13.47	75.72
VAR5	B	47.52	1.38	5.03	9.42	0.24	12.68	22.38	0.41	0.01	0.00	0.01	99.07	47.23	37.24	15.53	70.58
VAR5	B	48.65	1.12	4.18	9.67	0.27	13.45	21.66	0.44	0.02	0.00	0.00	99.46	45.20	39.05	15.75	71.25
VAR5	B	48.09	1.16	5.12	9.79	0.24	13.25	21.50	0.43	0.00	0.00	0.00	99.58	45.19	38.75	16.06	70.70
VAR5	B	48.58	1.21	4.15	9.25	0.26	13.21	22.28	0.47	0.00	0.00	0.00	99.41	46.53	38.39	15.08	71.81
VAR5	B	50.00	0.89	3.61	9.17	0.26	14.14	21.26	0.34	0.01	0.00	0.00	99.68	44.21	40.92	14.88	73.34
VAR5	B	49.37	1.13	3.43	9.25	0.23	13.98	21.47	0.37	0.01	0.00	0.00	99.24	44.60	40.40	15.00	72.92
VAR5	B	49.53	1.03	3.52	9.54	0.25	13.95	21.18	0.40	0.01	0.00	0.00	99.41	44.09	40.41	15.50	72.28
VAR5	B	49.89	0.83	2.47	9.01	0.25	14.51	21.44	0.35	0.01	0.00	0.00	98.76	44.05	41.49	14.46	74.17
VAR5	B	50.29	0.85	2.64	8.85	0.25	14.50	21.42	0.31	0.02	0.00	0.00	99.13	44.16	41.60	14.24	74.51
VAR5	B	49.69	0.92	3.13	9.39	0.25	14.14	21.49	0.37	0.00	0.00	0.01	99.38	44.30	40.58	15.12	72.86
VAR5	B	48.99	1.02	4.25	9.46	0.23	13.68	20.87	0.45	0.01	0.00	0.00	98.96	44.14	40.25	15.61	72.05
VAR5	B	50.64	0.83	2.39	9.76	0.31	13.73	21.58	0.36	0.01	0.00	0.00	99.61	44.68	39.55	15.77	71.50
VAR6	TB	49.64	0.92	3.74	9.81	0.25	13.84	21.11	0.39	0.00	0.00	0.00	99.7	43.96	40.10	15.94	71.56
VAR6	TB	50.91	0.84	2.53	9.40	0.26	14.43	21.08	0.34	0.02	0.00	0.00	99.81	43.47	41.40	15.13	73.24
VAR6	TB	50.48	0.72	2.83	9.56	0.30	14.48	21.08	0.45	0.01	0.00	0.00	99.91	43.29	41.38	15.33	72.98
VAR6	TB	49.04	1.10	4.20	10.10	0.26	13.44	20.96	0.48	0.01	0.00	0.00	99.59	44.08	39.34	16.58	70.35
VAR6	TB	49.10	1.06	4.02	10.13	0.27	13.59	20.97	0.45	0.01	0.00	0.00	99.6	43.89	39.58	16.54	70.53
VAR6	TB	48.56	0.78	6.30	6.43	0.16	14.22	22.59	0.28	0.35	0.00	0.00	99.67	47.67	41.75	10.58	79.78

VAR6	TB	51.72	0.84	6.48	8.90	0.31	11.12	17.54	1.53	-0.01	0.00	0.00	98.43	43.89	38.72	17.39	69.01
VAR6	TB	48.61	0.72	6.17	6.13	0.18	14.71	22.03	0.30	0.42	0.00	0.00	99.27	46.59	43.29	10.12	81.06
VAR6	TB	50.67	0.85	2.71	9.67	0.31	14.23	20.97	0.37	0.02	0.00	0.00	99.8	43.41	40.98	15.62	72.41
VAR6	TB	49.16	1.09	4.68	8.53	0.21	14.01	21.76	0.29	0.16	0.01	0.00	99.89	45.41	40.70	13.89	74.56
VAR6	TB	49.21	0.93	4.84	8.19	0.24	14.19	21.22	0.32	0.22	0.00	0.00	99.36	44.82	41.69	13.49	75.55

جدول ۳. آنالیز مایکروپروب فلدسپات در سنگ‌های مافیک منطقه مورد مطالعه (بر اساس هشت اتم اکسیژن)

Sample	Rock Type	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	An (%)	Ab (%)	Or (%)
VAR1	OI-B	45.56	0.06	34.79	0.68	-0.05	0.05	17.50	-0.02	1.29	0.08	99.94	87.82	11.67	0.50
VAR1	OI-B	44.25	0.03	35.47	0.61	0.01	0.09	18.64	-0.06	0.74	0.04	99.82	93.04	6.70	0.25
VAR2	OI-B	44.12	0.04	35.29	0.61	0.03	0.08	18.56	0.08	0.89	0.07	99.77	91.67	7.94	0.39
VAR2	OI-B	44.04	0.01	34.25	0.82	0.00	0.18	18.11	0.03	1.13	0.06	98.63	89.56	10.10	0.34
VAR2	OI-B	44.49	0.01	34.95	0.55	-0.05	0.06	18.50	0.10	1.08	0.06	99.75	90.16	9.52	0.32
VAR3	OI-B	49.26	0.02	32.22	0.24	0.00	0.05	15.33	0.00	2.31	0.05	99.48	78.34	21.36	0.30
VAR3	OI-B	47.12	0.05	33.11	0.07	0.00	0.11	15.59	0.05	2.13	0.12	98.35	79.59	19.68	0.73
VAR3	OI-B	46.57	0.03	34.12	0.09	0.00	0.04	16.17	0.03	2.26	0.09	99.4	79.43	20.04	0.53
VAR4	OI-B	46.25	0.05	33.05	0.65	0.00	0.08	16.46	0.05	3.01	0.07	99.67	74.85	24.77	0.38
VAR4	OI-B	47.08	0.06	33.18	0.70	0.00	0.09	15.22	0.09	3.18	0.06	99.66	72.32	27.34	0.34
VAR4	OI-B	45.11	0.05	33.54	0.55	0.00	0.04	16.12	0.05	2.22	0.04	97.72	79.86	19.90	0.24
VAR4	OI-B	46.14	0.08	34.57	0.50	0.00	0.07	15.23	0.09	2.55	0.07	99.3	76.43	23.16	0.42
VAR4	OI-B	47.17	0.03	33.33	0.43	0.00	0.02	16.43	0.04	2.41	0.04	99.9	78.84	20.93	0.23
VAR5	B	52.12	0.04	30.18	0.54	-0.03	0.04	12.22	-0.10	4.09	0.28	99.38	61.25	37.08	1.67
VAR5	B	54.55	0.06	28.18	0.52	0.01	0.03	10.16	0.11	5.26	0.48	99.36	50.17	47.04	2.79
VAR5	B	56.45	0.06	26.60	0.45	-0.03	0.06	8.21	0.16	6.36	0.83	99.15	39.64	55.58	4.78
VAR5	B	53.45	0.03	28.65	0.48	0.04	0.06	10.90	-0.01	4.80	0.45	98.85	54.18	43.13	2.69
VAR5	B	56.16	0.02	27.36	0.50	-0.04	0.04	9.07	0.02	5.86	0.59	99.58	44.50	52.05	3.46
VAR5	B	56.49	0.08	26.50	0.42	0.03	0.06	8.26	0.06	6.04	0.83	98.77	40.96	54.16	4.89
VAR5	B	50.68	0.01	30.21	0.49	-0.01	0.05	12.84	0.05	3.95	0.26	98.53	63.30	35.20	1.50
VAR5	B	53.91	0.05	27.97	0.53	-0.02	0.05	10.23	-0.10	5.22	0.48	98.32	50.54	46.65	2.81
VAR5	B	54.91	0.08	27.70	0.69	0.02	0.05	9.73	0.09	5.55	0.52	99.34	47.73	49.22	3.06
VAR5	B	53.98	0.10	27.52	0.73	-0.02	0.06	10.07	0.09	5.40	0.50	98.43	49.26	47.82	2.92
VAR5	B	53.50	0.04	28.55	0.55	0.01	0.05	10.75	0.08	4.96	0.43	98.92	53.11	44.37	2.53
VAR5	B	58.84	0.07	24.94	0.58	-0.03	0.00	6.62	0.21	7.22	0.70	99.15	32.27	63.66	4.07
VAR5	B	53.69	0.04	28.95	0.57	0.00	0.05	11.00	0.03	4.90	0.43	99.66	53.98	43.50	2.52
VAR6	TB	59.36	0.01	25.69	0.17	0.01	0.01	7.01	-0.02	6.99	0.58	99.81	34.47	62.15	3.37
VAR6	TB	60.07	0.00	24.90	0.24	0.01	0.00	6.31	-0.07	7.34	0.62	99.42	31.03	65.32	3.65
VAR6	TB	59.56	0.05	25.02	0.11	0.02	0.01	6.37	-0.01	7.08	0.62	98.83	31.97	64.34	3.69
VAR6	TB	59.16	0.04	25.61	0.19	0.04	0.01	6.88	0.04	7.03	0.52	99.52	34.01	62.93	3.05
VAR6	TB	52.44	0.03	28.94	0.48	0.00	0.07	11.43	0.07	4.60	0.23	98.29	57.04	41.56	1.40
VAR6	TB	58.49	0.02	26.01	0.22	-0.02	0.00	7.58	0.03	6.72	0.60	99.65	37.07	59.45	3.48
VAR6	TB	57.31	0.03	25.96	0.20	0.01	0.02	7.87	0.02	6.39	0.46	98.27	39.37	57.90	2.72
VAR6	TB	59.72	0.02	24.97	0.25	-0.07	0.02	6.33	-0.05	7.36	0.57	99.12	31.13	65.50	3.36
VAR6	TB	56.09	0.02	26.50	0.43	0.04	0.03	8.40	0.18	6.11	0.69	98.49	41.40	54.55	4.05
VAR6	TB	52.22	0.04	29.25	0.59	-0.05	0.07	11.48	-0.08	4.67	0.38	98.57	56.31	41.45	2.24

پتروگرافی و شیمی کانی‌ها

سنگ‌های آتشفشانی بازیک کواترنری منطقه ایوبین‌بازالت، بازالت، و تراکی‌بازالت هستند که حجم قابل توجهی از

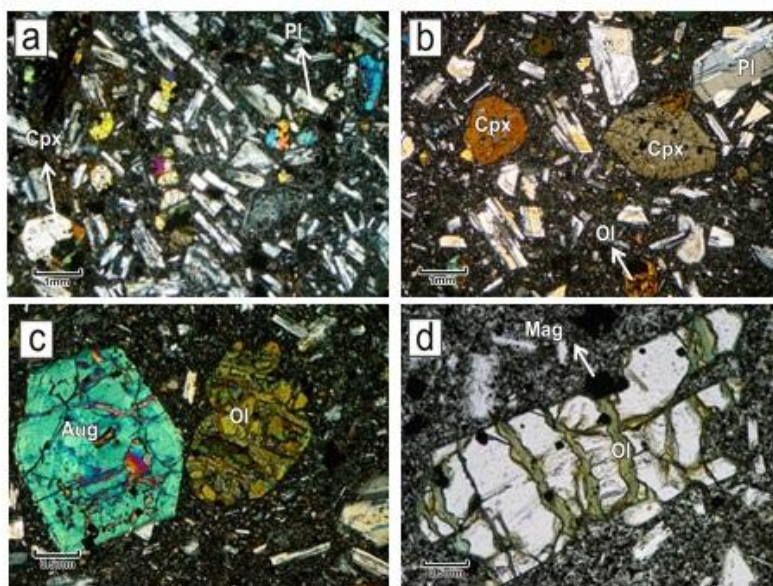
گدازه‌ها را در منطقه به خود اختصاص داده‌اند. اغلب این سنگ‌ها دارای بافت پورفیریتیک با خمیره کریپتوکریستالین یا میکروکریستالین، آفیریک، و حفره‌دار (آمیگدال) هستند (شکل ۲a و ۲b). عمده‌ترین فازهای کانیایی در این سنگ‌ها فلدسپات پلاژیوکلاز، پیروکسن، و الیوین‌اند. پلاژیوکلازهای با فراوانی حجمی ۶۰ تا ۷۰ درصد به دو صورت فنوکریست و میکروولیت قابل مشاهده‌اند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز اغلب از نوع کلسیک تا حد واسط و مؤلفه آنورتیت (X_{an}) آن‌ها از ۰/۳۱ تا ۰/۹۳ (آنورتیت تا آندزین) در تغییر است (شکل ۳). مطالعات پتروگرافی پلاژیوکلازها و تعیین ترکیب این کانی‌ها بر اساس زاویه خاموشی نیز این موضوع را تأیید می‌کند. در این میان الیوین بازالت‌های منطقه نسبت به بقیه سنگ‌های بازیک منطقه مؤلفه آنورتیتی بسیار بالاتری دارند ($X_{an}= 0.72-0.93$) (شکل ۳). فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای ماکل ساده و پلی‌سنتتیک‌اند و برخی نیز منطقه‌بندی ترکیبی دارند (شکل ۲). اندازه برخی از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز تا ۱ سانتی‌متر نیز می‌رسد. در مواردی تجمع برخی از پلاژیوکلازها باعث ایجاد بافت گلوپورفیریتیک شده است. مؤلفه پتاسیم (X_{or}) فنوکریست‌های پلاژیوکلاز بین ۰/۰۲ تا ۰/۰۴ (کمتر از ۴ درصد) در تغییر است. بخش‌های میانی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، که مؤلفه آنورتیت بیشتری دارند، بیشتر تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته‌اند و سریسیتی و سوسوریتی شده‌اند و مجموعه کانی‌های کلسیت و سریسیت و کلریت در قالب آن‌ها تشکیل شده است. میکروولیت‌های فلدسپات نیز اغلب، بدون جهت‌یافتگی خاص، با ترکیبی سدیک‌تر در خمیره دیده می‌شوند. این میکروولیت‌ها را می‌توان محصول آخرین مراحل سردشدگی در ماگما دانست.

فنوکریست‌های پیروکسن موجود در این سنگ‌ها از نوع کلینوپیروکسن است و در نمودار تقسیم‌بندی پیروکسن‌ها در محدوده اوژیت و دیوپسید قرار می‌گیرند (شکل ۴). ترکیب کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های بازیک منطقه در نموداری با یک‌دیگر مقایسه شده است (شکل ۵). همان‌طور که در این نمودار مشخص است، پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های الیوین بازالتی منطقه با مؤلفه Wo از ۴۲ تا ۴۸ درصد، مؤلفه En از ۳۹ تا ۴۵ درصد، و مؤلفه Fs از ۱۰ تا ۱۴ درصد مشخص می‌شوند. همچنین سنگ‌های بازالتی منطقه دارای پیروکسن‌های با ویژگی Wo از ۴۴ تا ۴۷ درصد، مؤلفه En از ۳۷ تا ۴۱ درصد، و مؤلفه Fs از ۱۴ تا ۱۶ درصد و سنگ‌های تراکی‌بازالتی دارای پیروکسن‌های با ویژگی Wo از ۴۳ تا ۴۷ درصد، مؤلفه En از ۳۸ تا ۴۳ درصد، و مؤلفه Fs از ۱۰ تا ۱۷ درصدند. به‌طور کلی، ترکیب کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های بازیک منطقه شبیه هم است. اوژیت‌های موجود در سنگ‌های بازیک در بیشتر موارد به صورت خودشکل با ماکل ساعت‌شنی^۱ دیده می‌شوند. وجود ماکل ساعت‌شنی در کلینوپیروکسن‌ها را ناشی از جذب انتخابی مقادیر فراوان کاتیون Ti^{+4} در فضاهای خالی M_1 (با عدد هم‌آرایی ۶) و M_2 (با عدد هم‌آرایی ۸) در سطح (۰۰۱) می‌دانند (شلی ۱۹۹۳). این ساختار هنگامی گسترش می‌یابد که رشد بلور نسبتاً سریع بوده باشد (کارپنتر ۱۹۸۰). با توجه به رابطه معکوس بین سرعت رشد بلور و تعداد هستک‌های تبلور، می‌توان نتیجه گرفت که پیروکسن‌های نوع تیتان اوژیت در مراحل اولیه تفریق و از یک ماگمای سرشار از تیتان (ماگمای مافییک قلیایی) متبلور شده‌اند. ادخال‌هایی از فلدسپات‌ها داخل این کانی‌ها قابل مشاهده است. در برخی موارد کلینوپیروکسن‌ها دارای منطقه‌بندی شیمیایی‌اند؛ طوری که مرکز این فنوکریست‌ها نسبت به حاشیه مؤلفه ولاستونیتی بالاتری دارند. همچنین در مواردی فنوکریست‌های اوژیت موجود در

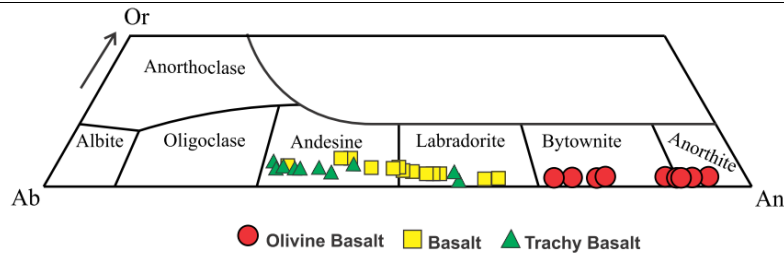
1. Hourglass texture

بازالت‌ها (بالاخص الیوین‌بازالت‌ها) دارای حاشیه تحلیل‌رفته و خرده‌شده‌اند (شکل ۲c). در برخی موارد هم‌گام با انتقال ماگما به اعماق کمتر تحلیل‌یافتگی معتناهایی صورت می‌گیرد؛ طوری که با کاهش فشار برخی از فازهای کانیایی تحت تأثیر انحلال قرار می‌گیرند (براون و گاردنر ۲۰۰۶). همچنین ممکن است تزریق ماگماهای بازالتی بازیک‌تر در یک مخزن ماگمایی تعادل بین فنوکریست و مزوستاز را به هم بزند و تحلیل بلورهای موجود را در پی داشته باشد.

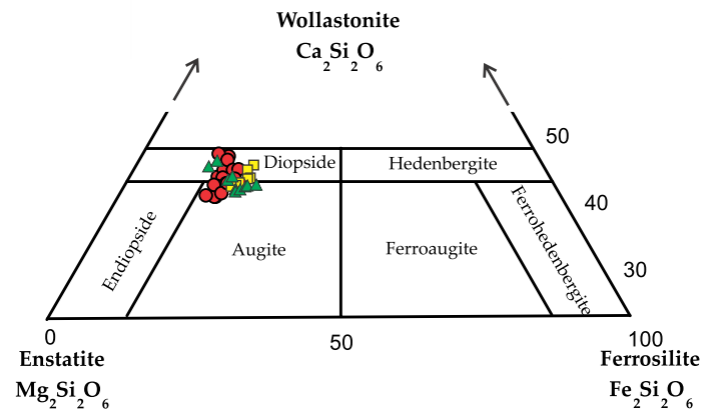
الیوین دیگر کانی فرومینزین مهم در این سنگ‌هاست. در برخی موارد فراوانی آن‌ها از پیروکسن نیز بیشتر است و می‌توان این نوع از سنگ‌ها را الیوین‌بازالت نامید. بر اساس مطالعات کنوسکوپی و اندازه‌گیری زاویه $2V$ الیوین‌های مورد مطالعه از نوع کریزولیت ($2V=83^\circ-92^\circ$) هستند. این نتایج با مطالعات آنالیز شیمیایی این کانی‌ها نیز منطبق است. بر اساس مطالعات آنالیز شیمیایی کانی‌ها نیز بلورهای الیوین مؤلفه فورستریتی (X_{Fo}) $0/74$ تا $0/84$ دارند و از نوع کریزولیت‌اند (شکل ۶). برخی از الیوین‌ها دگرسان شده و سودومورف آن توسط سرپانتین و کلسیت و کلریت پر شده است (شکل ۲c و ۲d). در تعدادی از الیوین‌بازالت‌های مورد مطالعه، الیوین‌ها حواشی تحلیل‌رفته و خرده‌شده دارند (شکل ۲d). از دیگر کانی‌های این سنگ‌ها می‌توان به کانی‌های اپک، مانند مگنتیت و تیتانومگنتیت، اشاره کرد. برخی کانی‌های ثانوی، مانند کلریت و اپیدوت و کلسیت و کوارتز، داخل حفره‌ها و نیز به مثابه محصولات دگرسانی کانی‌های فرومینزین وجود دارند.



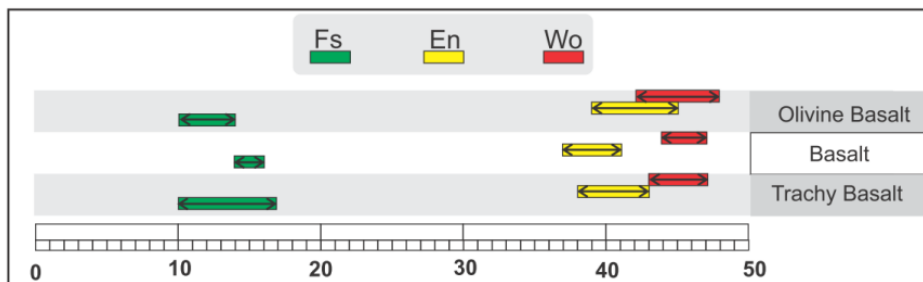
شکل ۲. تصاویری از کانی‌های موجود در سنگ‌های بازیک منطقه: (a) و (b) تصویری از بافت پورفیریتیک و کانی‌های موجود در سنگ‌های بازالتی و الیوین‌بازالت، شامل کلینوپیروکسن (Cpx)، پلاژیوکلاز (Pl)، الیوین (Ol)؛ (c) تصاویری از یک فنوکریست الیوین و اوژیت در کنار هم که بلور الیوین در امتداد شکستگی‌های خود در حال تبدیل شدن به رشته‌های سرپانتین است و بلور اوژیت با منطقه‌بندی نوسانی و بخش‌های تحلیل‌یافته با خمیره پر شده است؛ (d) تصویری از یک فنوکریست الیوین با حواشی تحلیل‌رفته و رشته‌های سرپانتین در امتداد شکستگی‌های سنگ‌های الیوین‌بازالتی. همچنین کانی‌های فلزی (مینیتیت=Mag) روی کانی‌های فرومینزین (الیوین) رشد کرده‌اند. (تصاویر ۲a و ۲b و ۲c در نور عبوری XPL و تصویر ۲d در نور عبوری PPL است).



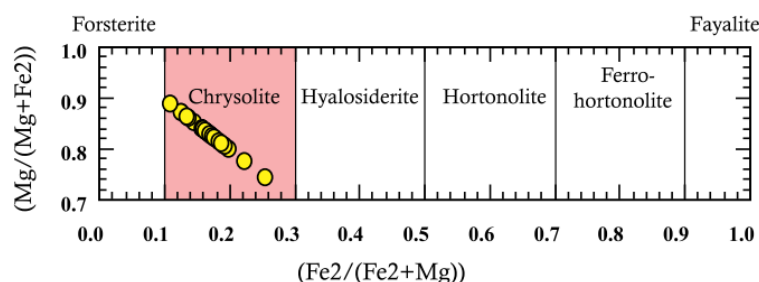
شکل ۳. ترکیب کانی‌های فلدسپاتی سنگ‌های بازیک منطقه (شامل الیون بازالت‌ها، بازالت‌ها، تراکی بازالت‌ها) در نمودار Ab-Or-An. چنان که در نمودار نیز دیده می‌شود. ترکیب فلدسپات‌های سنگ‌های الیون بازالتی منطقه کلسیک تر بوده و در محدوده $X_{an} = 0.72 - 0.93$ قرار گرفته است. طیف ترکیبی فلدسپات‌های سنگ‌های بازیک منطقه بین ۳۱ تا ۹۳ درصد آنورتیت در تغییر است.



شکل ۴. ترکیب کانی‌های پیروکسن در سنگ‌های بازیک منطقه (شامل الیون بازالت‌ها، بازالت‌ها، تراکی بازالت‌ها) در نمودار En-Wo-Fs. چنان که در نمودار نیز دیده می‌شود، ترکیب پیروکسن‌های سنگ‌های بازیک منطقه در محدوده اوژیت و دیوپسید قرار می‌گیرد. سیمبل‌ها مطابق شکل ۳ هستند.



شکل ۵. مقایسه ترکیب کلینوپیروکسن‌های مختلف در سنگ‌های بازیک منطقه (شامل الیون بازالت‌ها، بازالت‌ها، تراکی بازالت‌ها)



شکل ۶. ترکیب کانی‌های الیوین سنگ‌های الیوین‌بازالتی منطقه. چنان که در نمودار نیز دیده می‌شود ترکیب الیوین‌های مورد مطالعه در محدوده کانی کریزولیت واقع شده و مقادیر درصد فورستریتی آن از ۷۴ تا ۸۴ درصد متغیر است.

ترموبارومتری سنگ‌های بازیک

استفاده از شیمی کانی‌های مختلف سنگ‌های ولکانیکی در تعیین شرایط دما و فشار تشکیل کاربرد دارد. زمین‌شناسانی همچون لیندسلی (۱۹۸۳) و آندرسون (۱۹۹۵) از ترکیب پیروکسن‌ها و آمفیبول‌ها برای تعیین دمای تشکیل سنگ‌ها استفاده کردند. همچنین واس (۱۹۷۹) و لیو و همکارانش (۲۰۰۰) از ترکیب زوج کانی‌ها فشار (عمق) تشکیل سنگ‌ها را تخمین زدند. برای تعیین سری ماگمایی و محیط تکتونیکی از ترکیب کانی‌ها، مانند کلینوپیروکسن و بیوتیت و آمفیبول، بهره گرفته شده است (لتیریر و همکاران ۱۹۸۲؛ ناچیت ۱۹۸۶؛ عبدالرحمان ۱۹۹۴). روش‌های مختلفی برای ترموبارومتری سنگ‌های ولکانیکی بازیک وجود دارد که از آن جمله می‌توان به روش‌های ترمومتری بر اساس ترکیب خمیره سنگ، ترمومتری بر اساس ترکیب کلینوپیروکسن، ترموبارومتری بر اساس تعادل کلینوپیروکسن - مذاب، ترمومتری بر اساس ترکیب الیوین، و ترمومتری بر اساس تعادل الیوین - مذاب اشاره کرد. در ادامه از روش‌های یادشده برای تعیین دما و فشارسنجی سنگ‌های بازیک منطقه استفاده می‌شود.

ترموتری با استفاده از ترکیب خمیره سنگ

هلز و ترنبر (۱۹۸۷) از درصد وزنی MgO موجود در خمیره سنگ (MgO^{liq}) برای ترمومتری استفاده کردند. مدل آن‌ها را موتیریت و همکارانش (۱۹۹۵) ارتقا دادند. این دو مدل به‌رغم سادگی و محدوده کالیبراسیون کم^۱ به‌خوبی برای سیستم‌های ماگمای غنی از الیوین کار می‌کنند. پوتیرکا (۲۰۰۸) با مطالعات تجربی اندکی خطا در کالیبراسیون روش هلز و ترنبر (۱۹۸۷) مشاهده و آن را اصلاح کرد. روش‌های یادشده و دمای محاسبه‌شده بر اساس ترکیب خمیره سنگ (ترکیب سنگ کل) برای نمونه‌های بازیک منطقه در جدول ۴ خلاصه شده است. بر اساس این روش‌ها، میانگین دمای محاسبه‌شده برای این نمونه‌ها بین ۱۱۹۱ تا ۱۲۱۶ درجه سانتی‌گراد است.

1. Narrow calibration range

جدول ۴. جدول محاسبه دمای تشکیل سنگ‌های بازیک منطقه بر اساس ترکیب سنگ کل (خمیره سنگ) با روش‌های مختلف. در روش پوتیرکا (۲۰۰۸) فشار تشکیل ماگما، با توجه به روش پوتیرکا (۲۰۰۸)، در حدود ۸ کیلو بار (P=0.8Gpa) در نظر گرفته شده است.

	VAR1	VAR2	VAR3	VAR4	روش
دما (سانتی‌گراد)	1161	1181	1176	1183	دماسنجی بر اساس هلز و ترنبر (۱۹۸۷)
دما (سانتی‌گراد)	1222	1244	1239	1250	دماسنجی بر اساس پوتیرکا (۲۰۰۸)
میانگین	1191	1212	1207	1216	

ترموبارومتري بر اساس تک‌بلور پيروکسن و پيروکسن-مذاب

تعدادی از دانشمندان از ترکیب تک‌کانی کلینوپيروکسن برای ترمومتري و بارومتري استفاده کردند (نیمس ۱۹۹۵؛ نیمس و اولمر ۱۹۹۸؛ نیمس و تیلور ۲۰۰۰). برخی دانشمندان نیز از ترکیب کلینوپيروکسن و مذاب در تعادل با آن برای ترموبارومتري استفاده کردند (پوتیرکا و همکاران ۱۹۹۶: ۲۰۰۳). پوتیرکا (۲۰۰۸) بارومتري جدیدی، که بر اساس توزیع AI بین کلینوپيروکسن و مذاب دربرگیرنده کالیبره شده است، ارائه کرده است. روش‌های یادشده و دمای محاسبه‌شده برای تشکیل سنگ‌های بازیک منطقه بر اساس تک‌بلور پيروکسن و روش پيروکسن-مذاب در جدول ۵ خلاصه شده است. بر اساس این روش‌ها، محدوده دمای محاسبه‌شده برای این نمونه‌ها بین ۱۱۷۳ تا ۱۱۹۸ درجه سانتی‌گراد است. همچنین، فشار تبلور کلینوپيروکسن‌های منطقه بین ۶/۹ تا ۱۰ کیلو بار (به طور میانگین ۸/۳ کیلو بار) محاسبه شده است.

جدول ۵. جدول محاسبه دما و فشار تشکیل سنگ‌های بازیک منطقه بر اساس تک‌بلور پيروکسن و پيروکسن-مذاب. در روش پوتیرکا (۲۰۰۸) فشار تشکیل ماگما در حدود ۸ کیلو بار (P=0.8Gpa) در نظر گرفته شده است.

	VAR1	VAR2	VAR3	VAR4	روش
محدوده فشار (کیلو بار)	7.3-12.1	5.2-10.5	7.8-9.3	7.2-8.3	فشارسنجی بر اساس روش پوتیرکا (۲۰۰۸)
میانگین فشار (کیلو بار)	10	6.9	8.7	7.7	
میانگین دما (سانتی‌گراد)	1177	1183	1179	1191	دماسنجی بر اساس پوتیرکا (۲۰۰۸)
میانگین دما (سانتی‌گراد)	1173	1189	1188	1198	دماسنجی بر اساس روش نیمس و تیلور (۲۰۰۰)

ترمومتری بر اساس تعادل الیومین- مذاب

هاکلی و رایت (۱۹۶۷) شاید اولین کسانی بودند که ترمومتر الیومین- مذاب را کالیبره کردند. آن‌ها شیوه توزیع عنصر Ni را برای این منظور به کار بردند. پژوهش‌های بعدی تمرکز خود را بر توزیع عنصر Mg بین الیومین و مذاب دربرگیرنده متمرکز کردند (بیتی ۱۹۹۳). این روش را هرزبرگ و اوهارا (۲۰۰۲) اصلاح کردند. البته این اصلاح در فشار یک بار (P=1bar) صورت گرفته است. پوتیرکا (۲۰۰۸)، به منظور استفاده از این کالیبراسیون برای سیستم‌های آبدار، کالیبراسیون جدیدی را ارائه کرد. روش‌های یادشده و دمای محاسبه‌شده برای تشکیل الیومین بازالت‌های منطقه، بر اساس روش‌های تعادل الیومین- مذاب، در جدول ۶ خلاصه شده است. بر اساس این روش‌ها، محدوده دمای محاسبه‌شده برای این نمونه‌ها حداقل ۱۲۲۷ و حداکثر ۱۲۹۲ درجه سانتی‌گراد است. با توجه به بی‌آب بودن این طیف از سنگ‌های منطقه به نظر می‌رسد دماهای به‌دست‌آمده به روش پوتیرکا (۲۰۰۸)، که برای سیستم‌های آبدار کالیبره شده، اندکی بالاتر از مقادیر روش‌های دیگر است. این در حالی است که بر اساس روش بیتی (۱۹۹۳)، که برای سیستم‌های خشک کالیبره شده، دمای محاسبه‌شده بین ۱۲۴۴ تا ۱۲۷۰ درجه سانتی‌گراد است.

جدول ۶. جدول محاسبه دمای تشکیل سنگ‌های بازیک منطقه بر اساس ترکیب الیومین و مذاب هم‌زیست. در روش پوتیرکا (۲۰۰۸) فشار تشکیل ماگما در حدود ۸ کیلوپا (P=0.8Gpa) در نظر گرفته شده است.

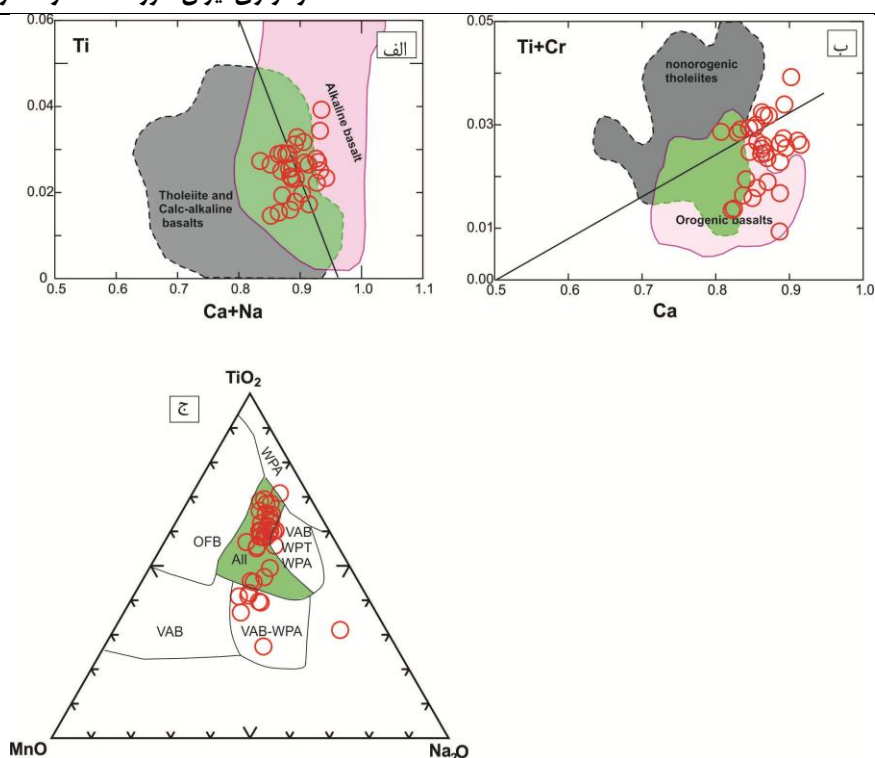
	VAR1	VAR2	VAR3	VAR4	روش
میانگین دما (سانتی‌گراد)	1274	1255	1270	1244	دماسنجی بر اساس بیتی (۱۹۹۳)
میانگین دما (سانتی‌گراد)	1275	1256	1271	1246	دماسنجی بر اساس هرزبرگ و اوهارا (۲۰۰۲)
محدوده دمایی (سانتی‌گراد)	1271-1283	1249-1292	1256-1275	1227-1244	دماسنجی بر اساس پوتیرکا (۲۰۰۸)

تعیین محیط تکتونیکی بر اساس شیمی کانی‌ها

ترکیب شیمیایی کانی‌ها و مذاب سازنده آن زمینه را جهت شناسایی شرایط فیزیکوشیمیایی ماگما و پهنه تکتونوماگمایی فراهم می‌آورد. یکی از این کانی‌ها کلینوپیروکسن است که ترکیب شیمیایی آن دربرگیرنده اطلاعات فراوان در خصوص سری ماگمایی و جایگاه زمین‌شناختی مذاب است. از آنجا که ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن به تغییر ترکیب مذاب و نیز شرایط فیزیکی تبلور وابسته است، این کانی ابزاری برای بررسی‌های سنگ‌زایی (پتروژنیک) است (نیس‌بت و پیرس ۱۹۷۷؛ لتریر و همکاران ۱۹۸۲). ترکیب کلینوپیروکسن‌ها بر اساس شیمی ماگمای میزبان و تا اندازه‌ای بر اساس فرایند و شرایط فیزیکی تبلور تغییر می‌کند (بکالوا و همکاران ۱۹۸۹). بررسی مقادیر Ti، Ca، Al، Cr، و Na در کلینوپیروکسن‌ها روشی است که بر اساس آن می‌توان به شناسایی وابستگی آن‌ها به سری‌های ماگمایی مختلف پرداخت (لی باس ۱۹۶۲؛

لتیریر و همکاران (۱۹۸۲). کلینوپیروکسن سنگ‌های آلكالین نسبت به سنگ‌های توله‌ایتی دارای غنی‌شدگی از TiO_2 و Na_2O و تهی‌شدگی از Cr_2O_3 هستند. بررسی ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های منطقه مورد مطالعه غنی‌شدگی این کانی از مقادیر Na و Ti و تهی‌شدگی از Cr ، نیز، سرشت آلكالین بازالت‌های منطقه را نشان می‌دهد. همچنین بر اساس نمودارهای لتیریر و همکارانش (۱۹۸۲) (نمودار Ti در برابر $Ca+Na$ و نمودار Ca در برابر $Ti+Cr$) ترکیب اغلب کلینوپیروکسن‌های نمونه‌های بازیک در محدوده بازالت‌های آلكالین و بازالت‌های کوه‌زایی قرار می‌گیرند (شکل ۷الف و ۷ب). واقع شدن نمونه‌ها در هر دو محیط قوس آتشفشانی و داخل قاره‌ای را می‌توان از ویژگی‌های محیط‌های بعد از برخورد دانست. این ویژگی در نمودار سه‌تایی Na_2O ، TiO_2 ، MnO که پهنه‌های مختلف زمین‌ساختی (کمان‌های آتشفشانی، کف اقیانوس، پهنه درون‌صفحه‌ای) بر پایه ترکیب کلینوپیروکسن از هم جدا و شناخته شده‌اند نیز دیده می‌شود (شکل ۷ج). نمونه‌های منطقه در محدوده بین محیط‌های تکتونیکی مختلف (بازالت‌های کمان آتشفشانی، بازالت‌های کف اقیانوس، بازالت‌های آلكالین درون‌صفحه‌ای) قرار می‌گیرند. هنگام ذوب‌بخشی گوشته‌ای، عنصرهای سدیم و تیتانیوم ناسازگارند و ترجیح می‌دهند به فاز مذاب بپیوندند. بنابراین، تمرکز کمتر TiO_2 در مذاب به خاستگاه گوشته‌ای تهی‌شده و مقادیر بالاتر آن به خاستگاه غنی‌شده یا کمتر تهی‌شده نسبت داده می‌شود (بکالوا و سری ۱۹۸۸). گوشته با ویژگی غنی‌شده یا کمتر تهی‌شده به گوشته ژرف (خاستگاه OIB) (داویس و همکاران ۲۰۱۱) یا گوشته دگرسان‌شده زیرقاره‌ای (مکنزی و اونیونز ۱۹۹۵) نسبت داده می‌شود.

مقایسه ترکیب کانی‌شناسی الیوین بازالت‌های منطقه با بازالت‌های شرق آناتولی نشان می‌دهد پیروکسن‌های الیوین بازالت‌های منطقه با داشتن ویژگی Wo_{42-48} ، En_{39-45} ، Fs_{10-14} نسبت به بازالت‌های یادشده دارای پیروکسن‌های منیزیم‌دارتری هستند (جدول ۷). همچنین مؤلفه An در بازالت‌های منطقه نشان می‌دهد الیوین بازالت‌های منطقه با داشتن مؤلفه An_{72-93} یکی از بازالت‌های نخستین شمال غرب ایران محسوب می‌شوند. با این استدلال شیمی بازالت‌های کواترنری منطقه (سرشت آلكالین، غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار، اولیه بودن ماگما) با خاستگاه تهی‌نشده (کافت درون‌صفحه‌ای) سازگاری دارد. گمان می‌رود رخداد کافتی در منطقه به صورت محلی گسترش یافته و هیچ‌گاه در شمال غرب ایران باعث گسسته شدن کامل سنگ‌کره قاره‌ای نشده است. برخی پژوهشگران دلیل این گسستگی محلی را فرورانش مایل می‌دانند (آگارد و همکاران ۲۰۰۵؛ مک‌کلی و همکاران ۲۰۰۴؛ الماس و یلماز ۲۰۰۳؛ بابایی و همکاران ۲۰۰۱). فرورانش مایل باعث تشکیل حوضه‌های کششی موسوم به Pull apart می‌شود. در چنین رژیم تکتونوماگمایی، جزء اصلی شامل فشارش حاصل از فرورانش و جزء فرعی شامل کشش حاصل از عملکرد گسل‌های امتدادلغز راست‌گرد است. این فضاهای کششی محیطی مناسب برای ولکانیسم آلكالین و شوشونیتی‌اند (دوی و همکاران ۱۹۸۶؛ پیرس و همکاران ۱۹۹۰؛ کشکین و همکاران ۱۹۹۸). علاوه بر این ضخیم‌شدگی لیتوسفر نیز در طول برخورد صفحه عربی و اوراسیا و شکسته شدن پوسته فرورونده باعث پایین رفتن مواد سرد و جایگزینی مواد گوشته‌ای زیرین گرم شده است. بر اساس مطالعات ماگی و پریستلی (۲۰۰۵) گوشته بالایی در بخش‌هایی از ایران دارای دمایی بالاتر از دمای سولیدوس خود بوده و با کاهش سرعت موج برشی، کاهش چگالی، و وقوع ولکانیسم (در کواترنری) مشخص می‌شود.



شکل ۷. دیاگرام‌های مختلف تعیین محیط تکتونیکی بر اساس ترکیب کلینوپروکسن‌های سنگ‌های بازیک منطقه: (الف) و (ب) دیاگرام‌های تفکیک محیط تکتونیکی بازالت‌ها بر اساس ترکیب Ca , Na , Cr , Ti موجود در کلینوپروکسن‌های این سنگ‌ها (اقتباس از لتریر و همکاران ۱۹۸۲)؛ (ج) نمودار شناسایی پهنه زمین‌ساختی بر پایه میزان TiO_2 ، Na_2O و MnO در کلینوپروکسن (نیس‌بت و پیرس ۱۹۷۷) (بازالت‌های کمان‌آتشفشانی: VAB، بازالت‌های کف اقیانوس: OFB، بازالت‌های آکالن درون‌صفحه‌ای: WPA، و بازالت‌های توله‌ایتی درون‌صفحه‌ای: WPT. توضیح اینکه مقادیر این کاتیون‌ها بر اساس اکسیژن ۶ حساب شده است.)

نتیجه

مطالعه شیمی کانی‌های سنگ‌های بازیک کواترنری منطقه شمال شرق و رزقان (شامل الیوین‌بازالت، بازالت، تراکی‌بازالت) نشان می‌دهد فنوکریست‌های پلاژیوکلاز اغلب از نوع کلسیک تا حد واسط، پروکسن از نوع اوژیت، و دیوپسید و بلورهای الیوین از نوع کریزولیت‌اند. روش‌های دما فشارسنجی گوناگون بر پایه ترکیب شیمیایی خمیره سنگ، پروکسن، و الیوین نشان‌دهنده دمای بین ۱۱۷۰ تا ۱۲۷۰ درجه سانتی‌گراد است. این دما با دمای مذابی بازیک هم‌خوانی دارد. افزون بر این فشار به دست آمده بین ۶/۹ تا ۱۰ کیلوبار (به طور میانگین ۸/۳ کیلوبار) برای فنوکریست‌هاست که با ژرفای پوسته میانی - زیرین هم‌خوانی دارد. بررسی ترکیب شیمیایی کلینوپروکسن‌های نمونه‌های بازیک منطقه نشان‌دهنده سرشت آکالن مذاب مادر و محیط حوضه‌های کششی برای آن است. همچنین، ترکیب پروکسن‌های منطقه نشان می‌دهد ماگمای والد این سنگ‌ها از یک منشأ غنی یا کمترتهی شده نشئت گرفته است. مقایسه شیمی کانی سنگ‌های منطقه با شرق آناتولی حکایت از آن دارد که الیوین‌بازالت‌های منطقه ویژگی‌های اولیه خود را حفظ کرده و کمتر دچار تحول ماگمایی شده‌اند.

جدول ۷. محدوده ترکیب کانی شناسی پیروکسن و پلاژیوکلاز در بازالت‌های کواترنری ایران و آناتولی

منبع	پیروکسن			پلاژیوکلاز	مکان
	Wo(%)	En(%)	Fs(%)	An(%)	
یورتمن و همکاران ۲۰۰۰	49-52	32-36	15-18	28-66	بازالت‌های کواترنری تپه دلی هالیل (جنوب‌شرق ترکیه)
یورتمن و همکاران ۲۰۰۰	48-50	33-38	14-17	56-68	بازالت‌های کواترنری تپه توپراک‌کالی (جنوب‌شرق ترکیه)
یورتمن و همکاران ۲۰۰۰	47-49	35-38	15-16	62-71	بازالت‌های کواترنری اوچ‌تپه‌لر (جنوب‌شرق ترکیه)
کورت و همکاران ۲۰۰۸	45-47	42-44	9-11	63-71	بازالت‌های آلکان کاراجاداغ (آناتولی مرکزی)
تمل و همکاران ۲۰۱۰	41-50	35-50	8-17	35-73	الیون بازالت‌های آلکان پولاتلی (آناتولی مرکزی)
پژوهش حاضر	42-48	39-45	10-14	72-93	الیون بازالت‌های شمال شرق ورزقان

تشکر و قدردانی

نویسندگان مقاله از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه آزاد اسلامی مشهد و بالاخص باشگاه پژوهشگران جوان و نخبگان به دلیل حمایت‌های خود تقدیر و تشکر می‌کنند.

منابع

- حق نظر، ش. و ملکوتیان، س. (۱۳۹۰). «خصوصیات منشأ گوشته‌ای آلکالی الیون بازالت‌های کواترنری منطقه قره - تکاب»، *پترولوژی*، د ۲، ش ۶، صص ۱۷ - ۳۰.
- خیرخواه، م. (۱۳۹۴). «ولکانیسم هم‌زمان با برخورد کواترنری در شمال پهنه سندیج- سیرجان، ماگماتیسم در یک فلات فعال کوه‌زایی»، *پترولوژی*، د ۶، ش ۲۳، صص ۴۵ - ۶۴.
- دیبری، ر.، امامی، م.، ملایی، ح.، غفاری، م.، وثوقی عابدینی، م.، رشیدنژاد عمران، ن. (۱۳۹۲). «بررسی فرایندهای ماگمایی در فعالیت آتشفشانی کواترنری شمال باختر اهر، بر پایه مطالعات ژئوشیمیایی و ایزوتوپی»، *علوم زمین*، د ۲۳، ش ۹۰، صص ۵۵ - ۶۲.
- ملکوتیان، س.، حق نظر، ش.، قربانی، م.، امامی، م. (۱۳۸۶). «بررسی تحولات ماگمایی در سنگ‌های آتشفشانی بازی کواترنری محور قره- تکاب»، *علوم زمین*، د ۱۶، ش ۶۴، صص ۱۶۶ - ۱۷۸.
- مهرپرتو، م.، امینی فضل، آ.، رادفر، ج.، (۱۳۷۱). *نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورزقان*، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

Abdel-Rahman, A. F. M. (1994). "Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas". *Journal of petrology*, 35(2), pp. 525-541.

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Mouthereau, F., (2005). "Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation". *International Journal of Earth Sciences*, 94, pp. 401-419.
- Aghazadeh, M., Castro, A., Omran, N. R., Emami, M. H., Moinvaziri, H., & Badrzadeh, Z. (2010). "The gabbro (shoshonitic)-monzonite-granodiorite association of Khankandi pluton, Alborz Mountains, NW Iran". *Journal of Asian Earth Sciences*, 38(5), pp. 199-219.
- Allen, M. B., Kheirkhah, M., Neill, I., Emami, M. H., McLeod, C. L. (2013). "Generation of arc and within-plate chemical signatures in collision zone magmatism: Quaternary lavas from Kurdistan province, Iran". *Journal of Petrology*, 54(5), pp. 887-911.
- Allen, M. B., Mark, D. F., Kheirkhah, M., Barfod, D., Emami, M. H., Saville, C. (2011). "40Ar/39Ar dating of Quaternary lavas in northwest Iran: constraints on the landscape evolution and incision rates of the Turkish-Iranian plateau". *Geophysical Journal International*, 185(3), pp. 1175-1188.
- Anderson, J. L. & Smith, D. R. (1995). "The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer". *American Mineralogist*, 80(5-6), pp. 549-559.
- Azizi, H. & Moinevaziri, H. (2009). "Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran". *Journal of Geodynamics*, 47(4), pp. 167-179.
- Azizi, H., Asahara, Y., Tsuboi, M. (2014). "Quaternary high-Nb basalts: existence of young oceanic crust under the Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran". *International Geology Review*, 56(2), pp. 167-186.
- Babaei, A., Arvin, M., Babaie, H. A. (2001). "An oblique convergence and rotation model for the emplacement of thebaft ophiolitic melange in Iran. *Ofioliti*, 26(2b), pp. 401-408.
- Beattie, P. (1993). "Olivine-melt and orthopyroxene- melt equilibria". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115, pp. 103-111.
- Beccaluva, L. & Serri, G. (1988). "Boninitic and low-Ti subduction-related lavas from intraoceanic arc-backarc systems and low-Ti ophiolites: a reappraisal of their petrogenesis and original tectonic setting". *Tectonophysics*, 146(1-4), pp. 291-315.
- Buket, E. & Temel, A. (1998). "Major-element trace-element and Sr-Nd isotopic geochemistry and genesis of Varto (Mus) volcanic rocks, Eastern Turkey". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, pp. 405-422.
- Browne, B. L. & Gardner, J. E. (2006). "The Influence of Magma Ascent Path on the Texture, Mineralogy, and Formation of Hornblende Reaction Rims". *Earth and Planetary Science Letters* 246, pp. 161-176.
- Dabiri, R., Emami, M., Mollaei, H., Chen, B., Abedini, M., Omran, N., Ghaffari, M. (2011). "Quaternary post-collision alkaline volcanism NW of Ahar (NW Iran): geochemical constraints of fractional crystallization process". *Geologica Carpathica*, 62(6), pp. 547-562.
- Dabiri, R., Emami, M., Mollaei, H., Ghaffari, M., Vosougi Abedini, M., Rashidnejad Omran, N. (2014). "Investigation of Magmatic Processes in the Quaternary Volcanism in NW of Ahar: a Geochemical and Isotopic Study", *Journal of Geoscience*, 23(90), pp. 55-62.
- Davis, F. A., Hirschmann, M. M., Humayun, M. (2011). "The composition of the incipient partial melt of garnet peridotite at 3 GPa and the origin of OIB". *Earth and Planetary Science Letters*, 308(3-4), pp. 380-390.
- Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Saroglu, F. A. M. C., Şengör, A. M. C. (1986). "Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia—a young collision zone". Geological Society, London, *Special Publications*, 19(1), pp. 1-36.
- Dilek, Y., Imamverdiyev, N., Altunkaynak, S. (2010). "Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint", *International Geology Review*, 52: 4, pp. 536-578.

- Elmas, A. & Yilmaz, Y. (2003). "Development of an oblique subduction zone—tectonic evolution of the Tethys suture zone in southeast Turkey". *International Geology Review*, 45(9), pp. 827-840.
- Hajalilou, B., Moayyed, M., Hosseinzadeh, G. (2009). "Petrography, geochemistry and geodynamic environment of potassic alkaline rocks in Eslamy peninsula, northwest of Iran". *Journal of Earth System Science*, 118(6), p. 643.
- Haghnazar, S. & Malakotian, S. (2011). "Mantle source characteristics of the Quaternary Alkali olivine basalts in Qorveh-Takab area", *Iranian Journal of Petrology*, 2(6), pp. 17-30.
- Hakli, T. A. & Wright, T. L. (1967). "The fractionation of nickel between olivine and augite as a geothermometer". *Geochim Cosmochim Acta*, 31, pp. 877-884.
- Helz, R. T. & Thornber, C. R. (1987). "Geothermometry of Kilauea Iki lava lake, Hawaii". *Bulletin of Volcanology*, 49, pp. 651-668.
- Herzberg, C. & O'Hara, M. J. (2002). "Plume-associated ultramafic magmas off Phanerozoic age". *Journal of Petrology*, 43, pp. 1857-1883.
- Jamali, H., Dilek, Y., Daliran, F., Yaghubpur, A., Mehrabi, B. (2010). "Metallogeny and tectonic evolution of the Cenozoic Ahar–Arasbaran volcanic belt, northern Iran". *International Geology Review*, 52(4-6), pp. 608-630.
- Keskin, M., Pearce, J. A., Mitchell, J. G. (1998). "Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism on the Erzurum–Kars Plateau, northeastern Turkey". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85(1-4), pp. 355-404.
- Kheirkhah, M. (2015). "Quaternary Syn-collision volcanism in north of the Sanandaj-Sirjan zone, magmatism within an active orogenic plateau", *Iranian Journal of Petrology*, 6(23), pp. 45-64.
- Kheirkhah, M., Allen, M. B., Emami, M. (2009). "Quaternary syn-collision magmatism from the Iran/Turkey borderlands". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 182(1-2), pp. 1-12.
- Kheirkhah, M. & Mirnejad, H. (2014). "Volcanism an active continental collision zone: A case study on most recent lavas within Turkish Iranian plateau". *Journal of Tethys*. 2(2), pp.81–90.
- Kurt, H., Asan, K., Ruffet, G. (2008). "The relationship between collision-related calcalkaline, and within-plate alkaline volcanism in the Karacadağ Area (Konya-Türkiye, Central Anatolia)". *Chemie der Erde-Geochemistry*, 68(2), pp. 155-176.
- Le Bas, M. J. (1962). "The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage". *American Journal of Science*, 260(4), pp. 267-288.
- Leterrier, J., Maury, R., Thonon, P., Girard, D., Marchal, M. (1982). "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series". *Earth and Planetary Sciences Letters*, 59, pp. 139-154.
- Lindsley, D. H. (1983). "Pyroxene thermometry". *American Mineralogist*, 68(5-6), pp. 477-493.
- Liu, T. C., Chen, B. R., Chen, C. H. (2000). "Melting experiment of a Wannienta basalt in the Kuanyinshan area, northern Taiwan, at pressures up to 2.0 GPa". *Journal of Asian Earth Sciences*, 18(5), pp. 519-531.
- Maggi, A. & Priestley, K. (2005). "Surface Waveform Tomography of the Turkish-Iranian Plateau". *Geophysical Journal International*., 160, pp. 1068-1080.
- Malecotyan, S., Hagh-Nazar, S., Ghorbani, M., Emami, M. (2008). "Magmatic Evolution in Quaternary Basaltic Rocks in Ghorveh – Takab Axis", *Journal of Geoscience*, 16(64), pp. 166-178.
- McClay, K. R., Whitehouse, P. S., Dooley, T., Richards, M. (2004). "3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence". *Marine and Petroleum Geology*, 21(7), pp. 857-877.
- McKenzie, D. A. N. & O'NIONS, R. K. (1995). "The source regions of ocean island basalts. *Journal of*

- Petrology, 36(1), pp. 133-159.
- Mehrpour, M., Aminifazl, A., Radfar, J. (1993) "Geological map of Varzaghan, scale 1:1,000,000". Geological Survey of Iran, Tehran.
- Mollai, H., Pe-Piper, G., Dabiri, R. (2014). "Genetic relationships between skarn ore deposits and magmatic activity in the Ahar region, Western Alborz, NW Iran". *Geologica Carpathica*, 65(3), pp. 209-227.
- Montierth, C., Johnston, A. D., Cashman, K. V. (1995). "An empirical glass-composition-based geothermometer for Mauna Loa lavas. In: Mauna Loa Revealed: Structure, Composition, History, and Hazards". Rhodes JM, Lockwood JP (eds) *AGU Geophysical Monograph* 92, pp. 207-217.
- Nachit, H. (1986). "*Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes*": applications typologiques (Doctoral dissertation).
- Nimis, P. & Taylor, W. R. (2000). "Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part 1 Calibration and testing of a Cr-in-cpx barometer and an enstatite-in-cpx thermometer". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139, pp. 541-554.
- Nisbet, E. G. & Pearce, J. A. (1977). "Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63, pp. 149-160.
- Pearce, J. A., Bender, J. F., De Long, S. E., Kidd, W. S. F., Low, P. J., Güner, Y., Mitchell, J. G. (1990). "Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44(1-2), pp. 189-229.
- Putirka, K. D., Mikaelian, H., Ryerson, F., Shaw, H. (2003). "New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho". *American Mineralogist*, 88(10), pp. 1542-1554.
- Putirka, K. D. (2008). "Thermometers and barometers for volcanic systems". *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69, pp. 61-120.
- Putirka, K. D., Johnson, M., Kinzler, R., Walker, D., (1996). "Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 123, pp. 92-108.
- Shelley, D. (1993). "*Igneous and metamorphic rocks under the microscope: classification, textures, microstructures and mineral preferred-orientations*". London: Chapman & Hall.
- Sumita, M. & Schmincke, H. U. (2013). "Impact of volcanism on the evolution of Lake Van II: temporal evolution of explosive volcanism of Nemrut Volcano (eastern Anatolia) during the past ca. 0.4 Ma". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 253, pp. 15-34.
- Temel, A., Yürür, T., Alici, P., Varol, E., Gourgaud, A., Bellon, H., Demirbağ, H. (2010). "Alkaline series related to Early-Middle Miocene intra-continental rifting in a collision zone: An example from Polatlı, Central Anatolia, Turkey". *Journal of Asian Earth Sciences*, 38(6), pp. 289-306.
- Wass, S. Y. (1979). "Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks". *Lithos*, 12(2), pp. 115-132.
- Yılmaz, Y., Güner, Y., Şaroğlu, F. (1998). "Geology of the Quaternary volcanic centres of the East Anatolia". *Journal of volcanology and geothermal research*, 85(1-4), pp. 173-210.
- Yurtmen, S., Rowbotham, G., İşler, F., Floyd, P. A. (2000). "*Petrogenesis of basalts from southern Turkey: the Plio-Quaternary volcanism to the north of Iskenderun Gulf*". Geological Society, London, Special Publications, 173(1), pp. 489-512.