

ذوب مجدد و ناهنجاریهای ترکیبی (سدیم و پتاسیم بالا) در سینیوگرانیتهای آلموقلاق (همدان)

منوچهر امیری^۱، صدرالدین امینی^۲

^۱ مرکز تحقیقات منابع طبیعی و امور دام جهاد کشاورزی استان همدان

^۲ دانشگاه تربیت معلم تهران

(دریافت: ۸۱/۶/۲۰؛ پذیرش: ۸۲/۲/۲۷)

چکیده

سینیوگرانیته آلموقلاق در شمال اسدآباد همدان واقع شده و با وجود آنکه سن جوانی دارد ولی در محل تصادم (محل فرورانش زاگرس) جای گرفته و از طرف دیگر دارای ناهنجاری ترکیبی (پتاسیم بالا و سدیم خیلی بالا) می باشد. بر اساس بررسیهایی که در این تحقیقات انجام گرفته (مطالعات پتروگرافی، میکروسکوپی و تجزیه و تحلیل داده‌های شیمیایی در نمودارهای پترولوژی و ژئوتکتونیک)، مشخص گردید که ماگمای اولیه تولید کننده این توده ابتدا از ذوب پوسته اقیانوسی در حال فرورانش به زیر پوسته قاره‌ای در اواخر فاز کوهزایی لارامیدین تشکیل و در بخشهای تحتانی پوسته جایگزین و متبلور گردیده و سپس در زمانهای بعدی بار دیگر در حضور محلولهای فلتور (F) و بور (B) دار ذوب و از آلکالیها و به خصوص سدیم غنی گردیده و در شرایط فشار آب قدری کمتر از ۵ کیلو بار ضمن حرکت آرام به بالا بافت پرتیتی را تشکیل داده و سرانجام تحت تأثیر یک پدیده تکتونیک و حرکت آبی به بالا آب خود را از دست داده و سریعاً سرد و متبلور و بافت گرانوفیری را تشکیل داده و آخرین مرحله جایگزینی خود را در اواخر پلیوسن انجام داده است. بنابراین ناهنجاریهای ترکیبی برخی از توده‌های آذرین وابسته به فرورانش در پوسته ایران (مثل آلموقلاق) ناشی از ذوب مجدد در حضور فلوئیدهای اکتیو فلتور و بوردار می باشد.

واژه‌های کلیدی: آلموقلاق، همدان، سینیوگرانیته‌ها، ناهنجاریهای ترکیبی، ذوب مجدد.

مقدمه

منطقه الموقلاق در غرب گرانیتهای الوند، (شمال اسدآباد) و در مختصات جغرافیایی $\varphi = 34^{\circ} - 46' - 05''$ تا $\varphi = 34^{\circ} - 58' - 06''$ عرض شمالی و $\lambda = 48^{\circ} - 03' - 36''$ تا $\lambda = 48^{\circ} - 12' - 15''$ طول شرقی واقع گردیده و دارای تنوع سنگی و کانیائی بسیار فراوان بوده و در حقیقت یک مجموعه کانیائی، سنگی و پترولوژی محسوب می‌گردد.

منطقه مذکور و گرانیتهای الوند در سال ۱۳۵۴ توسط فیاضی از نظر پتروگرافی و سنگ-شناسی مطالعه گردیده است و ایشان در بررسی خویش علاوه بر تهیه مقاطع میکروسکوپی، از سنگهای آذرین منطقه حدود ۱۳ تجزیه شیمیایی (۶ نمونه مربوط به سینیوگرانیتهای و ۷ نمونه مربوط به سایر سنگهای آذرین) به عمل آورده و انواعی از سنگهای آذرین و دگرگونی را گزارش و تشریح نموده است.

امروزه بررسیهای مختلف نشان می‌دهند که در مناطق فرورانش (پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای) با گذشت زمان فعالیت‌های آذرین در فاصله دورتری از محل تصادم به وقوع پیوسته و همچنین ماگماها از عمق بیشتری منشأ گرفته و ترکیب آنها نیز نسبت به زمان و فاصله تغییر می‌نماید از جمله میزان پتاسیم آنها افزایش می‌یابد (منبع ۲) ولی توده‌هایی مثل سینیوگرانیت الموقلاق، شاتیری و کریم آباد شمال بروجرد، ردیف موری در نوار لاخلان (منبع ۲) و ... وجود دارند که پتاسیم و سدیم بالا و سن جوانی داشته و در محل تصادم دو پوسته (مثلاً در ایران در محل تصادم ایران مرکزی با سیر عربستان) قرار گرفته‌اند و از موارد نقض روند کلی محسوب می‌شوند که در این مقاله به علت این ناهنجاری پرداخته‌ایم.

روش تحقیق

در این تحقیق بیش از ۲۲۰ نمونه از رخساره‌های گوناگون و از مناطق مختلف الموقلاق برداشت و پس از بررسی حدود یکصد و سی (۱۳۰) مقطع نازک جهت مطالعه میکروسکوپی تهیه گردید و تعداد ۱۳ نمونه از سنگهای آذرین منطقه (۹ نمونه از سنگهای سینیوگرانیت و ۴ نمونه از سایر سنگهای آذرین) توسط آزمایشگاه کانپژوه آنالیز و همچنین از توده‌های معدنی الموقلاق و سنگهای مجاور بلافصل علاوه بر مقاطع نازک تعداد دوازده مقطع صیقلی تهیه و شش نمونه توسط X.R.D و دو نمونه جهت سنجش عناصر Fe^{3+} و Fe^{2+} , Ti, Zn, Ni, Co, Cr مورد آزمایش قرار گرفت. در این تحقیق با مطالعات صحرایی، مقاطع نازک (از نظر بافت، کانی‌شناسی و میکروفسیلها)، مقاطع صیقلی و بررسی نتایج تجزیه شیمیایی ۲۶ نمونه در دیگرامهای پتروگرافی، پترولوژی و مواد معدنی، توانستیم انواع مختلف رخساره‌های سنگی،

سن تشکیلات، محیط ژئوتکتونیکی سنگهای آذرین و ژنکانسار منطقه را مشخص سازیم. که در این نوشته فقط نحوه جای گیری توده سیینوگرانیت منطقه و غنی شدن آن از عناصر سدیم و پتاسیم تشریح گردیده و در نمودارهای ارائه شده در متن مقاله از نتایج آنالیز شیمیایی ۱۵ نمونه (۹+۶=۱۵) از سیینوگرانیتهای منطقه (جدول شماره ۱) استفاده شده است.

جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی بر روی ۱۵ نمونه از سنگهای سیینوگرانیتهای منطقه آلموقلاق
(* نمونه‌های تجزیه شده توسط فیاضی ۱۳۵۴).

شماره نمونه ترکیب	175	82*	81*	80*	79*	78*	70*	10	21	26	34	45	82	120	175	214
SiO ₂	64.22	69.44	67.52	70.53	62.99	66.74	70.84	69.54	66.55	63.28	66.71	61.37	69.81	64.37	64.22	65.01
Al ₂ O ₃	14.23	15.15	15.97	15.81	15.7	15.58	15.2	14.51	14.12	14.99	14.52	15.57	15.32	15.83	14.23	14.85
Fe ₂ O ₃	4.71	2.13	2.18	1.57	3.56	2.36	2.08	0.51	3.51	3.24	2.03	1.37	0.48	1.37	4.71	1.58
FeO	1.98	1.34	1.51	0.36	3.02	1.52	1.14	0.64	1.34	1.94	1.5	1.91	0.5	1.14	1.98	3.14
CaO	1.89	1.8	1.2	0.54	2.6	1.64	0.1	2.74	2.12	4.84	3.29	5.34	0.66	4.91	1.89	2.33
MgO	0.33	0.34	0.91	1.48	1.06	1.12	0.58	0.12	0.26	1.02	0.32	2.76	0.84	1.15	0.33	1.11
Na ₂ O	6.58	4.77	5.01	4.97	4.88	4.61	4.69	9.07	5.33	8.54	5.90	8.87	5.52	7.56	6.58	6.57
K ₂ O	3.50	2.53	3.52	4.97	3.48	4.11	3.74	0.12	5.22	0.10	4.41	0.20	5.35	1.43	3.50	3.61
TiO ₂	0.70	0.62	0.62	2.69	0.95	0.66	0.41	0.49	0.66	1.11	0.58	1.44	0.34	0.94	0.70	0.80
P ₂ O ₅	0.28	0.13	0.16	0.13	0.34	0.17	0.11	0.13	0.15	0.30	0.16	0.43	0.15	0.28	0.28	0.27
SO ₃	0.004	-	-	-	-	-	-	0.012	0.009	0.017	0.012	0.012	0.022	0.001	0.004	0.017
MnO	0.07	0.01	0.04	-	0.1	0.08	0.02	0.02	0.06	0.01	0.02	0.05	0.01	<0.01	0.07	0.07
H ₂ O ⁺	-	0.84	0.54	0.79	0.61	0.74	0.45	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁻	-	0.04	0.08	0.07	0.13	0.013	0.06	-	-	-	-	-	-	-	-	-
L.O.I	1.44	1.66	1.09	0.86	0.56	0.72	0.42	2.07	0.51	0.39	0.40	0.50	0.60	0.63	1.44	0.38

نتایج و بحث

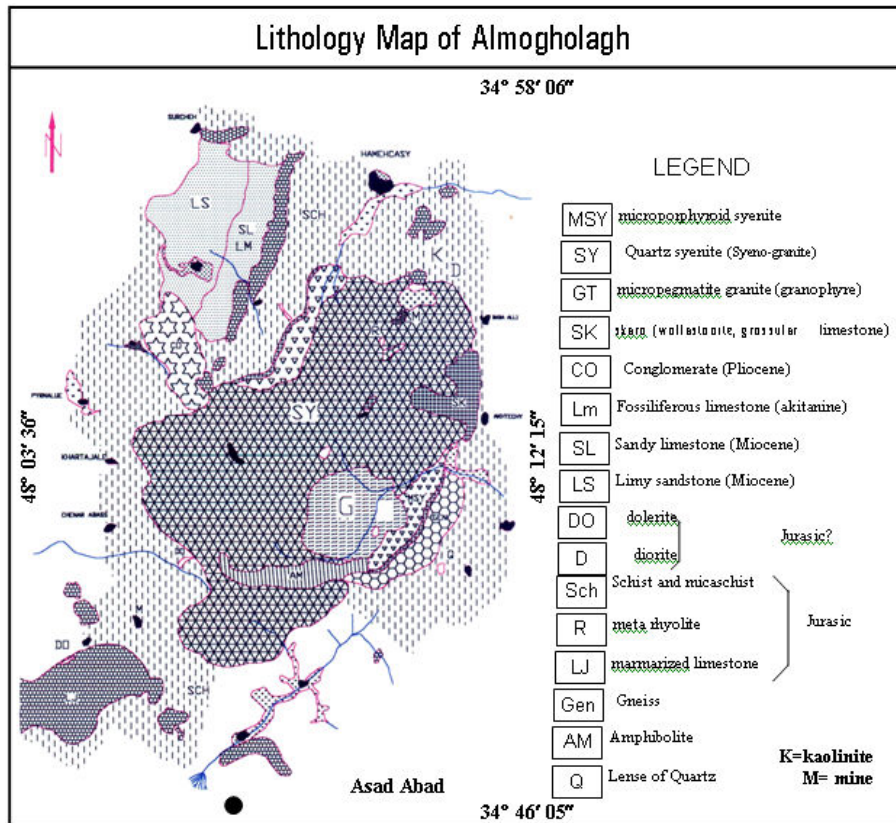
۱- وضعیت لیئولوژی و چینهای منطقه

در منطقه انواعی از سنگهای آذرین، رسوبی و دگرگونی به صورت تقریباً در هم ریخته وجود دارد که در نقشه زمین شناسی شکل شماره ۱ ارائه گردیده است.

سنگهای دگرگونه منطقه از شیستهای سیاه همراه توده‌های کوچک آهکی- و لکانیکی (سیلها و توده‌های کوچک ریولیتی و تراکی- آندزیتی)، سنگهای گنایس چشمی (با کانیهایی موسکویت، سربیسیت، کلریت، فلدسپات، و کوارتز)، آمفیبولیت‌های نماتوبلاستیکی و سنگهای دگرگون همبری شامل مرمهرای متبلور، مرمهرای دولومیتی متبلور، مرمهرای ترمولیت دار، مرمهرای اسکاپولیت دار، مرمهرای پریکلاز - آکرمانیت دار و همبریهایی و لاستونیت و تورمالین دار تشکیل گردیده که سری شیستی- و لکانیکی آن با استناد به کارهای انجام شده (زاهدی و حاجیان، ۱۹۶۵ و ...) در ژوراسیک تحتانی و میانی نهشته گردیده و در ژوراسیک پایانی بر اثر کوهزایی سیمین پسین دگرگون و تشکیل گردیده است.

سنگهای رسوبی شامل آهکهای میکرایتی فرامینی فردار، آهکهای ماسه‌ای، ماسه سنگ و کنگلومرای پلی ژنیک (دارای لیتوکلاستهای آهکی فرامینی فردار، قطعات ماسه سنگی کوارتزیتی، شیست و قطعات ریولیتی) بوده که آهکها به علت وضعیت قرارگیری و داشتن میکروفسیلهایی چون Eulepidina و Nephrolepidina متعلق به سن الیگومیوسن (اشکوب اکی تانین) بوده و کنگلومرای منطقه با داشتن قطعات آهکی فرامینی فردار از آهکهای اکی تانین جوانتر بوده و مربوط به پلیوسن و معادل کنگلومرای بختیاری می‌باشد.

سنگهای آذرین شامل توده‌های کوچکی از ریولیتها و تراکی - آندزیتها همراه با رخساره شیست سبز (همانهایی که در سنگهای دگرگون ذکر گردیدند)، سنگهای آذرین اسیدی (سینوگرانیتها) و سنگهای آذرین بازیک (توده‌های کوچک دیوریتی و دایکهای دلریتی) بوده که سنگهای بافریک جوانتر از رخساره‌های شیستی منطقه بوده و آنها را قطع کرده و سن مطلق آنها بروش Rb-Sr حدود 3 ± 104 میلیون سال برآورد گردیده است (بلون و ورو، ولی زاده ۱۹۷۵). سنگهای سینوگرانیتی (سنگهای اسیدی درونی) بیشترین حجم سنگهای آذرین منطقه را تشکیل داده که آمیزه ای از سنگهای مونوگرانیت، الکالی فلدسپارگرانیت، کوارتزسینیت و سینوگرانیت است که بیشترین مقدار آنرا سینوگرانیت تشکیل می دهد این توده آذرین سنگهای شیستی را قطع کرده و حاوی آنکلاوهایی از سنگهای بازیک هستند. تماس مستقیم این سنگها با آهکهای الیگومیوسن مشاهده نمی‌شود ولی آهکهای تشکیلات الیگومیوسن بطور همشیب بر روی شیستها قرار گرفته و شیستها نیز بر اثر نفوذ سینوگرانیتها از حالت افقی خارج گردیده و شیب دار شده اند. در ضمن آهکهای مذکور در اثر حرارت نفوذ توده آلموقلاق تا حدودی تبلور یافته و به صورت میکرواسپارایت درآمده‌اند. همچنین در کنگلومرای پلیوسن منطقه هیچ گونه قطعه‌ای از سینوگرانیتها مشاهده نشده و بنابراین تصور می‌رود که سینوگرانیتهای منطقه با توجه به اینکه متعلق به مراحل نهایی یک فاز کوهزایی می‌باشند. (دلایل آن ذکر خواهد شد) در اواخر پلیوسن و در اثر فاز کوهزایی پاسادنین و حدود ۲ میلیون سال پیش آخرین مرحله جایگزینی خود را انجام داده است.



شکل ۱- نقشه لیتولوژی (واحد های سنگی) منطقه آموقلاق

۲- ویژگیهای کانی شناسی و ژئوشیمیایی سیینوگرنیتهای منطقه

بر اساس مطالعات پتروگرافی میکروسکوپی و بررسی تجزیه‌های شیمیایی در دیگرامهای مختلف پترولوژی، پتروگرافی و بررسیهای آماری بر روی داده‌ها، مشخصات کانی‌شناسی، ژئوشیمیایی و سیینوگرنیتهای منطقه به طور خلاصه و به شرح ذیل بیان می‌گردد:

آمفیبولهای نوع الکالی سدیک با بیرفرنزانس گاهی، فابریک رشته‌ای و با حالت رشد توأم با فلدسپاتها تشکیل بافت توپوتاکسی (Topotaxy) را داده‌اند. در برخی سنگها آثاری از پیروکسنها که به اورالیت تبدیل گردیده، مشاهده می‌گردد.

کانیهای اسفن به دوشکل اولیه با مجموعه‌های ریز بلور، نوک تیز و لوزی شکل و ثانویه به صورت بی‌شکل و کانیهای بیوتیت به صورت اتومرف با رنگ سبز مغز پسته‌ای تا متمایل به قرمز با درصد حجمی کمتر از آمفیبولها در این سنگها وجود دارند.

دربری از سنگهای منطقه کانیهای درشت اسکورلیت با بیرفرنژانس قرمز، سبز مایل به زرد و سبز و با پلئوکروئیسیم معکوس و گاهی به صورت پوئی کلیتیک قطعات و کانیهای کوارتز را درخود گرفته و گاهی با حالت زونه (اولیه) تشکیل گردیده‌اند. (تصویر a-۲).

درسیینوگرانیتهای منطقه نا آمیختگی‌های الکالی فلدسپاتها با کوارتز (گرانوفیرزایی) و نا آمیختگی آلبیت با ارتوز (پرتیت زایی) به طور فراوان مشاهده می‌شود. (تصویر b-۲) و کانی‌های منیتیت و ایلمنیت با حاشیه واکنشی لوکوکسن دربرخی سنگها ظاهر گشته است.

با توجه به بررسی این سنگها در نمودارهای کونو و میدلموست، آنها از نوع ترانس الکالن و متمایل به سوی کالکوالکالن بوده و دارای پتاسیم متغیر و اغلب بالایی می‌باشند.

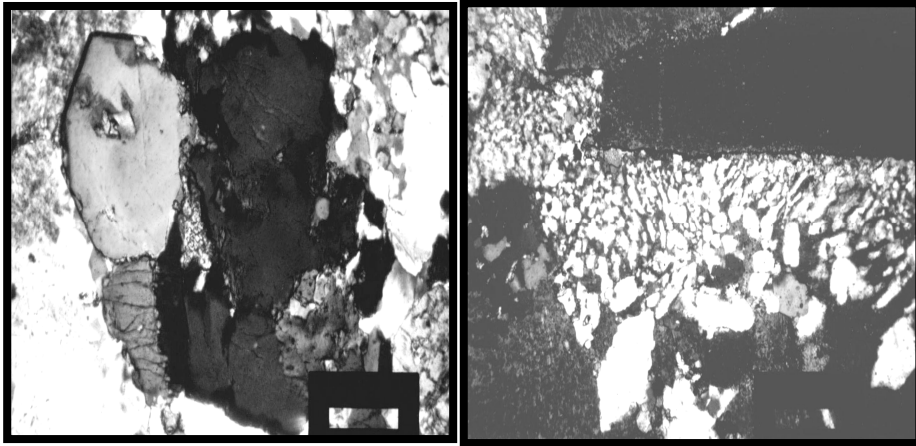
• سنگهای سیینوگرانیتهی منطقه دارای نسبت مولی $\frac{A}{C.N.K}$ برابر با ۰/۹، $\frac{A}{N.K}$ برابر با

$$۱/۱۵، \text{ ضریب رنگینی معادل } ۱۵، \text{ میانگین نسبت } \frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO} \text{ برابر با } ۰/۶۳، \text{ میانگین}$$

درصد وزنی اکسیدهای $Fe_2O_3 + FeO + MnO + MgO + TiO_2$ مساوی ۵/۴ می‌باشد. دامنه تغییرات SiO_2 بین ۶۳ تا ۷۱ درصد، درصد وزنی میانگین Na_2O برابر با ۶/۱۹ درصد،

درصد وزنی میانگین CaO برابر با ۲/۴ و نسبت $\frac{Na_2O}{K_2O}$ برابر با ۲/۱۱ بوده و از نوع سنگهای

الکالی سدیک و متآلومینی می‌باشند. بنابراین با توجه به مشخصات فوق و پلات این گرانیتهای در نمودار K_2O در مقابل Na_2O نتیجه می‌شود که سیینوگرانیتهای منطقه از تیپ I می‌باشند. همچنین با توجه به وجود بافت گرانوفیری، آمفیبولهای سدیک، وجود کانیهای اسفن و اسکورلیت، ناهنجاریهای ترکیبی (مشخصه حضور محلولهای فلئور و بوردار)، تمایل به سوی قطب Ab در مثلث Qz-Ab-Or، کلسیم پائین و تشکیل این گرانیتهای در مراحل انتهایی کوهزایی (در ادامه بیان می‌گردد) می‌توان گفت که این سنگها جزو نوع A می‌باشند. بر طبق نظر برخی از دانشمندان تعدادی از سیینوگرانیتهای نوع A جزء تیپ I می‌باشند. و در مراحل نهایی کوهزایی تشکیل می‌شوند (Pitcher, 1982).



A - کانیهای اسکورلیت

B - بافت گرانوفیری - پرتیتی

شکل ۲ - تصاویر میکروسکوپی بافت پرتیتی - گرانوفیری و کانیهای اسکورلیت - بافت پوئی کلیتیک در سینیوگرانیتهای آلموقلاق

۳ - محیط ژئوتکتونیکی سینیوگرانیتهای منطقه

به طور کلی گرانیتوئیدها را بر اساس محیط تکتونیکی به دو نوع کوهزایی و غیر کوهزایی تقسیم می‌کنند که گرانیتوئیدهای تیپ I و S وابسته به کوهزایی بوده و نوع M و تعداد زیادی از نوع A غیر کوهزایی می‌باشند. برای شناسایی وضعیت تکتونیکی گرانیتوئیدهای منطقه، ترکیبات شیمیایی آنها را در نمودارهای شکل شماره ۳ (پیکولی و مانیار ۱۹۸۹، با چلوربودن ۱۹۸۵) پلات نموده‌ایم با توجه به نمودارهای C, B, A و D مشخص می‌گردد که اغلب نمونه‌ها در محیط گرانیتوئیدهای کوهزایی واقع شده و همچنین در نمودار R1-R2 اکثر نمونه‌ها در موقعیت مراحل نهایی کوهزایی قرار گرفته‌اند. بهر حال با توجه به اینکه این گرانیتوئیدها از نوع ترانس الکان و متمایل بسوی کالکوالکان بوده و دارای پتاسیم متغیر و اغلب بالایی می‌باشند نتیجه می‌شود که گرانیتوئیدهای منطقه مربوط به مراحل انتهایی کوهزایی می‌باشند. حال این سؤال پیش می‌آید که اگر سینیوگرانیتهای منطقه در مراحل کاملاً انتهایی کوهزایی بوجود آمده‌اند. این کوهزایی جزء کدام یک از انواع: IAG (پوسته اقیانوسی به زیر پوسته اقیانوسی)، CAG (پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای) و یا CCG (پوسته قاره‌ای با پوسته قاره‌ای) می‌باشد. با توجه به اینکه گرانیتوئیدهای منطقه از تیپ I می‌باشند و اغلب دانشمندان معتقدند که این تیپ گرانیتوئیدها به نحوی با فرورانش (سابداکشن) در ارتباطند و حاصل تصادم

نیستند. لذا گرانیتوئیدهای منطقه از نوع تصادم (CCG) نبوده و البته این موضوع از نمودار R1- R2 نیز استنتاج می‌شود که نمونه‌ها در مناطق تصادم (Collision) قرار نگرفته‌اند. همچنین با توجه به اینکه در نمودار $\frac{A}{N.K}$ در مقابل $\frac{A}{C.N.K}$ هیچ یک از نمونه‌ها در محدوده گرانیتوئیدهای نوع IAG (پوسته اقیانوسی به زیر پوسته اقیانوسی) قرار نگرفته و از طرف دیگر، پتاسیم موجود در آنها بالا بوده، بنابراین جزو گروه CAG (پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای) می‌باشند. بهر حال با توجه به اینکه این گرانیتوئیدها مربوط به مراحل انتهایی کوهزایی هستند و بررسیهای چینه‌ای آنها را جوانتر از کنگلومرای پلیوسن منطقه نشان می‌دهد. بنابراین این گرانیتوئیدها در مراحل نهایی کوهزایی پاسادنین، آخرین مرحله جایگزینی خود را انجام داده است. حال اگر این سن را برای گرانیتوئیدهای منطقه قبول داشته باشیم باید دید که در این زمان عمل فرورانش در چه وضعیتی قرار داشته و به چه طریقی می‌توان حضور آنها را توجیه نمود.

مطالعه پتروگرافی گرانیتوئیدهای الوند توسط افرادی چون دکتر زرعیان و فرقانی (۱۳۵۷) نشان می‌دهد که این سنگها به صورت توده بزرگ و با سطحی برابر با حدود ۴۰۰ کیلومتر مربع در منطقه ظاهر شده و در آنها بلورهای اسفن به صورت تأخیری، میکروکلین، بلورهای روتیل، زیرکن، آپاتیت به طور فراوان، موسکویت و بخصوص بیوتیت به میزان فراوان وجود داشته و خبری از آمفیبول نیست. همچنین ولی زاده (منبع ۲) این گرانیتوئیدها را کالکوالکان و میزان $\frac{A}{C.N.K}$ را برای آنها برابر با ۱/۴ گزارش نموده که بر طبق رده بندی پیچر ۱۹۸۲ و گرین برگ ۱۹۹۰ جزو گرانیتوئیدهای سرشار از آلومین قرار گرفته و در نتیجه این سنگها جزو گرانیتوئیدهای تیپ S می‌باشند بنابراین با توجه به اینکه گرانیته الوند از نوع S و سرشار از آلومین بوده و همراه آن زینولیت‌هایی از جنس رس قدیمی (آنکلاوهای سورمیکاسه) وجود داشته و فاقد معادلهای ولکانیک در منطقه می‌باشد. لذا این سنگها مربوط به تصادم قاره‌ای بوده و از طرفی بررسیهای سن سنجی مطلق به روش Rb-Sr (بلون و برود، ولی زاده ۱۹۷۵) سنی در حدود ۶۸ ± ۲ میلیون سال پیش را برای آنها بیان می‌دارد.

همچنین در شمال بروجرد یک توده اصلی گرانیته (توده کمره - مالمیر) مشابه الوند با سن ۷۱ ± ۲ میلیون سال پیش (بلون و برود، ولی زاده ۱۹۷۵) وجود دارد که معادل الوند (نوع S) و حاصل تصادم است. بنابراین به این نتیجه می‌رسیم که عمل تصادم قاره‌ای در پوسته ایران در حدود ۷۰ میلیون سال پیش و در کرتاسه فوقانی صورت گرفته است. البته بررسیهای چینه‌ای بر روی افیولیتها، این موضوع را تأیید می‌نماید. حال اگر گفته شود که گرانیتوئیدهای

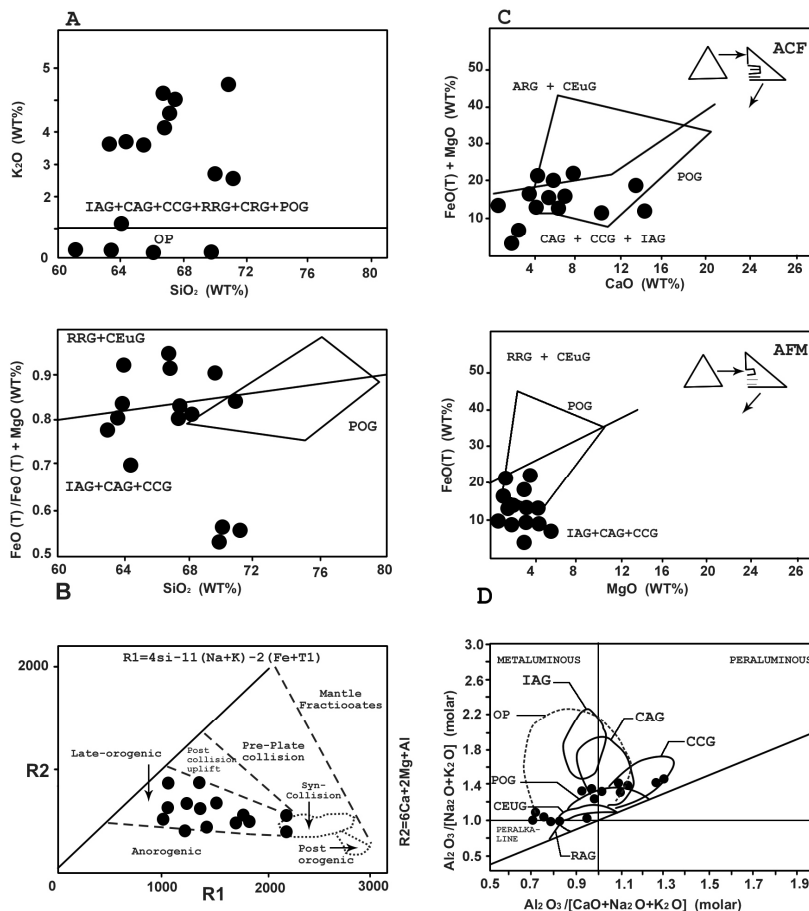
منطقه آلموقلاق مستقیماً در اثر فرورانش در مراحل انتهایی کوهزایی آخرین مرحله جایگزینی را انجام داده، برآستی که سخنی نادرست گفته‌ایم زیرا این سنگها حدود ۷۰ میلیون سال جوانتر از زمان تصادم هستند و سنگهای جوان مرتبط با فرورانش در مقایسه با سنگهای ماگمایی قدیمی در فاصله دورتری از محل تصادم حاصل از فرورانش تشکیل می‌گردند. در صورتیکه گرانیتوئیدهای آلموقلاق در همان محل تصادم تشکیل گردیده‌اند. اغلب دانشمندان معتقدند که همچون گرانیتوئیدهایی و بخصوص آنهایی که دارای مقادیر بالایی از Na و K هستند ابتدا در اثر فرورانش تشکیل و در ترازهای پائین پوسته جایگزین می‌شوند و سپس بر اثر ماگمایی شدن مجدد به ترازهای بالا صعود و جایگزینی نهایی را طی می‌کنند. در نواحی شمال بروجرد نیز توده‌های کوچکی همچون توده‌های شاتیری و کریم آباد وجود دارد که شدیداً الکالی سدیک بوده و همانند گرانیتوئیدهای آلموقلاق در مثلث Qz-0r-Ab بر روی نقطه اوتکتیک قرار نمی‌گیرند و تصور می‌رود که وضعیت مشابهی داشته باشند.

گرانیتوئیدهای وسیع جهان به طور عمده درنوار لاخلان (L.F.B)، نوار کالدونین (C.F.B) و پاسیفیک P.R.B واقع شده‌اند. گرانیتوئیدهای نوار لاخلان با سن حدود ۴۰۰ میلیون سال دارای پتاسیم بالا و سدیم پائین بوده و مقدار سنگهای بازیک همراه آنها کمتر از یک درصد حجم داشته و این گرانیتوئیدها از نوع S و مربوط به تصادم قاره‌ای می‌باشند. گرانیتوئیدهای P.R.B با پتاسیم کمتر و سدیم بالاتر و با مقادیر زیادی از سنگهای بازیک همراه بوده و مربوط به فرورانش می‌باشند. بهمراه نوار L.F.B یک ردیف از گرانیتوئیدها به نام ردیف موریبا وجود دارد که دارای مقادیر بالایی از پتاسیم و سدیم بوده و حتی میزان سدیم آن از نوع P.R.B بیشتر می‌باشد. در گرانیتوئیدهای ردیف موریبا کانیهای زیرکن با سن رادیوژنیک ۳۸۰ میلیون سال وجود دارد که هسته برخی از آنها سن ۶۰۰ میلیون سال پیش را نشان می‌دهند. به عقیده سیلور و چاپل ۱۹۸۸ احتمالاً این گرانیتوئیدها در ۶۰۰ میلیون سال پیش در اثر فرورانش حاصل گردیده و در دوست میلیون سال بعد دوباره ماگمایی شده (ماگمایی شدن مجدد) و تشکیل گرانیتوئیدهای ردیف مذکور را داده‌اند. بعقیده جانسون ۱۹۸۷ برخی از سنگهای نوع فرورانش در ستون زمین شناسی الزاماً مربوط به فرورانش معاصر نیستند بلکه وابسته به یک فرورانش قدیمی و پیشین می‌باشند که مجدداً ماگمایی شده‌اند. ایشان سنگهای آذرین منطقه کاسکید در شمال غرب آمریکا و سنگهای ملانزی غربی را بر همین اساس تعبیر و توجیه نموده است. ما در جدول شماره ۲ و شکل شماره ۴ مقادیر Na_2O ، K_2O و $\frac{Na_2O}{K_2O}$ گرانیتوئیدهای منطقه آلموقلاق را با سایر گرانیتوئیدهای مهم دنیا ارائه و مقایسه نموده‌ایم. همانطوریکه

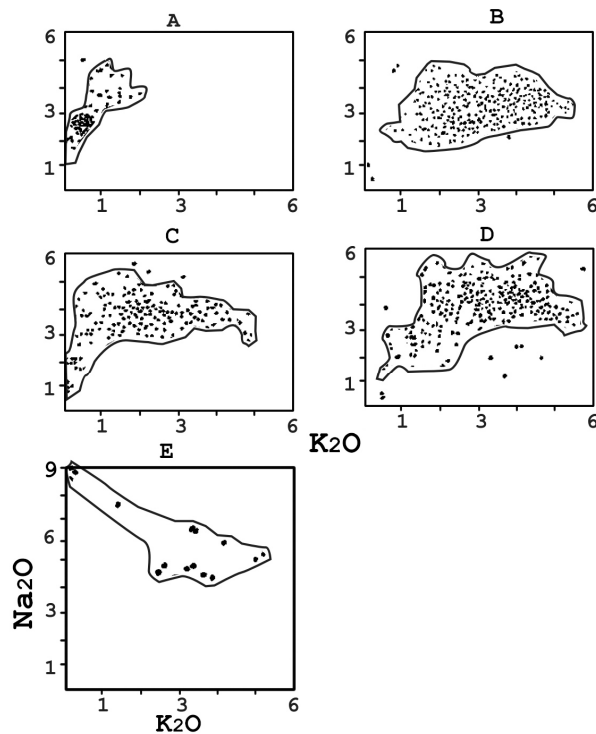
ملاحظه می‌شود میزان سدیم متوسط در گرانیتوئید آلموقلاق خیلی بالا (بیشتر از ۶ درصد) و از تمام تیپهای موجود در جدول و حتی از میزان سدیم موجود در جزایر قوسی بیشتر می‌باشد و میزان پتاسیم از L.F.B و C.F.B کمتر ولی از P.R.B بیشتر می‌باشد. بعقیده جانسون ۱۹۸۷ هنگامی که ترکیبات شیمیایی همچون Na و K در گرانیتوئیدها، ناهنجاری نشان بدهند باید به یک محیط تکتونیکی نامناسب عقیده داشت که گرانیتوئیدها یک فرآیند اضافی را تحمل نموده‌اند این محیط می‌تواند به عنوان ماگمایی شدن مجدد به همراه دخالت فرآیندهای غنی شدگی توجیه شود در ادامه به فرآیند احتمالی که سبب غنی شدن گرانیتوئیدهای آلموقلاق از آلکالیها شده اشاره می‌کنیم.

جدول ۲- میانگین عناصر موجود در چند تیپ گرانیتوئید و سنگ آتشفشانی از نقاط مختلف زمین در مقایسه با سبینوگرنیتهای آلموقلاق.

منطقه نوع اکسید	آلموقلاق (میانگین ۱۵ نمونه)	L.F.B (میانگین ۹۴۸ نمونه)	C.F.B (میانگین ۲۶۸ نمونه)	P.B.D (میانگین ۲۹۷ نمونه)	میانگین آتشفشانی پاسبیفیک (ایوارت، ۱۹۷۹)	میانگین پوسته (تیلور، ۱۹۸۵)	ردیف موریئا (میانگین ۲۰ نمونه)
SiO ₂	۶۶/۵۹	۶۸/۹۸	۶۶/۴۴	۶۷	۶۷/۴۸	۶۶	۶۶/۵۸
TiO ₂	۰/۷۳	۰/۴۳	۰/۵۷	۰/۶۳	۰/۵۶	۰/۵	۰/۶۲
Al ₂ O ₃	۱۵/۱۶	۱۴/۳۳	۱۵/۴۸	۱۵/۹۸	۱۵/۷۳	۱۵/۲	۱۵/۳۷
Fe ₂ O ₃	۲/۲	۱/۰۳	۳/۵۸	۱/۱	۲/۰۳	-	۱/۲۷
FeO	۱/۵۶	۲/۴۴	-	۲/۹۲	۲/۳۴	۴/۵	۲/۶۹
MnO	۰/۰۴	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۱۱	-	۰/۰۸
MgO	۰/۸۹	۱/۵۶	۲/۲	۱/۷۵	۱/۳۸	۲/۰۲	۱/۷۶
CaO	۲/۴	۳/۳۵	۲/۹۸	۴/۵۵	۴/۱	۴/۲	۳/۸۲
Na ₂ O	۶/۱۹	۳/۰۸	۴/۱۵	۳/۸۴	۴/۲	۳/۹	۴/۰۸
K ₂ O	۲/۹۳	۳/۳	۳/۶۵	۲/۱۳	۲/۱۷	۳/۴	۲/۲۳
$\frac{Na_2O}{K_2O} \approx$	۲/۱۱	۰/۹۳	۱/۱۴	۱/۸	۱/۹۴	۱/۱۵	۱/۸۳



شکل ۳- دیاگرامهای مختلف جهت تفکیک محیطهای تکتونیکی گرانیتوئیدها: دیاگرامهای A, B, C, D (از مانیار و پیکولی ۱۹۸۹)، دیاگرام کاتیونی R₂-R₁ (از باچلور و بودن ۱۹۸۵) و دیاگرام (از مانیار و پیکولی ۱۹۸۹). نمونه های آلموقلاق بر روی این نمودارها پلات گردیده است.



شکل ۴- دیاگرام K_2O در مقابل Na_2O برای: A= آتشفشان بیسمارک و کمپلکس یوازیلو، B=L.F.B، C=P.R.B، D=C.F.B و E= نمونه‌های آلموقلاق.

۴ - فرآیند غنی‌شدگی سیینوگرانیتهای منطقه

همانطوری که ذکر گردید سیینوگرانیتهای منطقه آلموقلاق دارای پتاسیم بالا و سدیم خیلی بالا (Na_2O بالای ۶ درصد و $\frac{Na_2O}{K_2O} \approx 2/11$) بوده و بایستی یک فرآیند اضافی موجب غنی‌شدن ماگمای تشکیل دهنده آن شده باشد. به عقیده دانشمندان حضور عناصر فلئور (F) و بور (B) در مذاب (سیستم Qz-Or-Ab) موجب افزایش و تمرکز Si، Al، K و Na در مذاب می‌گردد که شتاب افزایش الکالیهها و به ویژه سدیم نسبت به Al و Si خیلی بیشتر می‌باشد (بورنهام ۱۹۶۷، مانینگ و پیچر ۱۹۸۶). همچنین بر اساس تحقیقات گلبوگ و آنفیلوگوف ۱۹۷۳ در هنگام سرد شدن سریع این مذابها، الکالیهها به صورت ترکیباتی همراه فلئور و یا بور از فاز مایع جدا و رسوب می‌نمایند. از جمله نشانه‌های وجود عناصر فلئور و بور در سیستم ماگمایی سیینوگرانیتهای آلموقلاق می‌توان به موارد ذیل اشاره نمود.

۱- کانیهای تورمالین نوع اسکورلیت به طور فراوان در این سنگها و به خصوص در پگماتیتها مشاهده می‌شود که با توجه به فرمول کلی تورمالین یعنی $\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Mg}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al}, \text{Si})$ $\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_4$ حضور عنصر بور (B) حتمی بوده و احتمال وجود عنصر فلئور نیز در این نوع کانیها وجود دارد.

۲- در کانیهای آمفیبول سدیک و بیوتیت منطقه امکان حضور فلئور وجود دارد. همچنین وجود کانیهای فراوان اسفن اتومرف در گرانیتوئیدهای منطقه می‌تواند دلیلی بر حضور فلئور (F) در سیستم باشد. زیرا بنا به عقیده صاحب نظران تکوین اسفن در ترمهای اسیدی تر مبین فشار بخشی بالای TiF_4 و TiCl_4 در ماگما می‌باشد (مانینگ a ۱۹۸۱).

۳- نقطه میانگین آماری گرانیتوئیدهای آلموقلاق با مختصات $Qz=22.13$, $Or=24.76$ و $Ab=53.11$ در نمودار مثلثی فلئور دار $Qz-Or-Ab$ متعلق به مانینگ ۱۹۱۸، حدود ۲/۷ درصد فلئور را برای مذاب تشکیل دهنده آن نشان می‌دهد. با توجه به موارد فوق نتیجه می‌گیریم که در محیط ماگمایی آلموقلاق سیالهای حاوی B و F حضور داشته که موجب غنی شدگی این ماگماها از الکالیها و به خصوص سدیم گردیده است.

۵ - پرتیت زایی و گرانوفیرزایی و نحوه جای گیری نهایی سیینوگرانیت‌های منطقه

گرانیتوئیدهای منطقه با داشتن دو بافت پرتیت رشته‌ای و گرانوفیر از نوع گرانیتوئیدهای هیپرسولوس بوده و در شرایط فشار آب کمتر از ۵ کیلو بار تبلور حاصل نموده‌اند. پرتیت این سنگها از نوع نا آمیختگی در ارتوزو آلیت بوده که در برخی از کانیها در بخشهای حاشیهای تغییر شکل داده و دانه درشت گردیده‌اند (تصویر شماره ۲-b) و بافت گرانوفیری در این سنگها حاصل نا آمیختگی کوارتز با الکالی فلدسپات بوده و مربوط به مرحله کوتکتیک و یا اتکتیک می‌باشد و هنگامی به وجود می‌آید که آب از محیط فرار نماید و یک سرد شدگی سریع اتفاق بیفتد. حال اگر پرتیت را حاصل نا آمیختگی اولیه بدانیم در آنصورت لازم است که فشار آب محیط تا حدودی (بستگی به شرایط محیط) بالا بوده تا منحنی‌های سولیدوس و سولوس همدیگر را قطع کنند و در تحت شرایط تبلور آهسته پرتیت تشکیل گردد. بنابراین با توجه به وضعیت کانی شناسی گرانیتوئیدهای منطقه می‌توان نتیجه گرفت که تحت شرایط فشار آب بالاتر، ماگما به آرامی سرد شده و ابتدا کانی ارتوز و سپس تحت شرایط کوتکتیک و یا نزدیک به اتکتیک پرتیت تشکیل گردیده و سرانجام مذاب به نقطه اتکتیک رسیده و ضمن ادامه ایجاد پرتیت، کوارتز بی‌شکل نیز تشکیل گشته و در همین زمان بلافاصله بر اثر یک تنش تکتونیکی و احتمالاً حرکت به سطوح بالاتر، گازها از شکستگیها خارج شده و سرد شدگی سریع اتفاق افتاده

و در نتیجه کوارتز و فلدسپات به صورت رشد توأم تشکیل بافت گرانوفیر را داده‌اند و بعداً تحت تأثیر مواد هیدروترمالی، عمل دگرسانی و ورود محلولها به سیستم درزها، کانیهای ثانویه‌ای مثل اپیدوت، پستاتیت و پرهنیت را ایجاد کرده و موجبات دانه‌ای و درشت شدن پرتیتهای رشته‌ای فراهم گردیده است.

نتیجه گیری

به نظر می‌رسد که ماگمای تولید کننده گرانیتوئید آلموقلاق ابتدا به صورت ماگمای حاصل از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورونده در اواخر کوهزایی لارامیدین تشکیل و در سطوح پائینی پوسته جایگزین گردیده است مقدار CaO در این گرانیتوئیدها کم و در حدود ۲/۴ درصد است بنابراین این سنگها ابتدا از ذوب پوسته اقیانوسی حاصل شده‌اند و احتمالاً هوازدگی پوسته اقیانوسی سبب خروج CaO از محیط گردیده است. همچنین در هنگام ذوب پوسته اقیانوسی احتمالاً سیالات فعال فلئور دار و بور دار در محیط وجود داشته و موجب تمرکز الکالیها و به ویژه سدیم در ماگما گردیده و ماگما پس از جایگزینی در پوسته تحتانی در زمانهای بعدی بار دیگر بر اثر حرارت‌های ناشی از فشار فرورانش و یا نقاط داغ (مانتل پلوم) و یا عوامل حرارتی دیگر، مجدداً ذوب گردیده و در هنگام ذوب شدن بعلت حضور محلولهای فلئور (F) و بور (B) از Na و K غنی‌تر شده و حتی مقداری از سدیم سنگهای مجاور احتمالاً وارد سیستم شده است. سپس این ماگما ضمن حرکت به سوی بالا، به آرامی و تحت فشار آب حدود ۵-۴ (کمتر از ۵) کیلوبار سرد و متبلور گشته و تشکیل بافت پرتیت را داده و آنگاه به طور ناگهانی و احتمالاً در اثر نیروهای تکتونیکی و حرکت آنی به سمت بالا، آب خود را از دست داده و تشکیل بافت گرانوفیری را داده و جایگزینی نهایی خود را در اواخر پلیوسن انجام داده است، و به طور کلی می‌توان گفت که علت ناهنجاریهای ترکیبی توده‌های وابسته به فرورانش پوسته ایران ناشی از ذوب مجدد (ماگمایی شدن مجدد) در حضور محلولهای فلئور و بور دار می‌باشد.

References

- Alavi, M. (1994) *Tectonics of the zagros orogenic belt of Iran new data and interpretation*, tectonophysics, **229**, 211-238.
- Berberian, M., & King, G.C.P. (1980) *Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran*, Geol Surv, **52**, 502-557.
- Glyuk, D.S., and Anfilogov, V.N. (1973) *Phase equilibria in the system granite H_2O -HF at a pressure of 1000 kg/cm²*, Geochem. Int., **10**, 321-325.

- Manning, D.A.C. (1981a) *The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 kbar*, *contr. Mineral. Petrol.*, **76**, 206-215.
- Pitcher, w. (1983) *Granite type and tectonic environment*, Mountain Building processes, Hsu keneth J. edit. chay 1-3, P. 19-40, Acad. Press. London.
- Shelley, D. (1993) *Igneous and Metamorphic Rocks under the microscope* (Classification, textures, mirostructures and mineral preferred orientation) Chapman & Hall London.

فیاضی، فرج ا... (۱۳۵۴) بررسی پتروگرافی و سنگ شناسی منطقه الموقلاق، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.

ولی‌زاده، محمدولی، (۱۳۷۱) پترولوژی تجربی و تکتونیک کلی، جلد ۱ و ۲ (ترجمه) انتشارات دانشگاه تهران.