# ماگماتیسم الیگوسن در زون تراست زاگرس (محور صحنه- مریوان): دور دوم فرورانش نئوتتیس در پالئوژن

حسین معین‌وزیری[۱]*، حسین عزیزی[۲]، بهزاد مهرابی[۱]، فاروق ایزدی[۲]
۱- گروه زمین‌شناسی دانشگاه تربیت معلّم تهران، تهران، ایران
۲- گروه معدن دانشگاه کردستان، کردستان، ایران
* مسئول مکاتبات- آدرس الکترونیکی: *moinevaziri@yahoo.com*
(دریافت: ۸۶/۹/۱۳ ؛ پذیرش:۸۶/۱۲/۱۱)

## چکیده

در جنوب‌غرب سنندج (محور صحنه- مریوان)، در زون ساختاری زاگرس رورانده، زنجیری ازتوده‌های نفوذی غالبا بازیک و حدواسط که توسط رگه‌های اسیدی قطع شده‌اند، با روند شمال‌غرب- جنوب‌شرق، به داخل سنگ‌های رسوبی کرتاسه و پالئوسن تزریق شده، سبب دگرگونی آنها تاحد رخساره آلبیت- اپیدوت یا پیروکسن هورنفلس شده است. علاوه بر توده‌های نفوذی، دربعضی نقاط گدازه‌های آتشفشانی غالبا بازیک نیز به چشم می‌خورند. درحاشیهٔ غربی توده‌های نفوذی و در امتداد تراست‌های زاگرس اثراتی از ملانژ افیولیتی رخنمون یافته است. توده‌های نفوذی و سنگ‌های آتشفشانی وابسته به آنها متعلق به ائوسن پایانی- اولیگوسن بوده، غالباً دارای طبیعت کالک‌آلکالن و بعضی توله‌ایتی هستند. رفتار عناصر اصلی و کمیاب سنگ‌های آذرین منشاء یک گوشته هتروژن را برای این سنگ‌ها معرفی می‌کند و از تعلق آنها به محیط‌های فرورانش خبر می‌دهد. زمان جایگزینی، موقعیت تکتونیکی و اختصاصات ژئوشیمیائی توده‌های آذرین حاکی از این است که پس از شکسته شدن پوسته اقیانوسی نئوتتیس در کرتاسه بالائی، فرورانش بخش جنوب غربی این پوسته به زیر بخش شمال‌شرقی آن در طول پالئوژن سبب این ماگماتیسم در دوره اولیگوسن شده است. اگر این احتمال درست باشد، برخورد نهائی دو صفحه عربستان و ایران باید در پایان اولیگوسن و در آغاز میوسن صورت گرفته باشد.

**واژه‌های کلیدی:** پلوتونیسم، تکتونوماگماتیسم، فرورانش، برخورد.

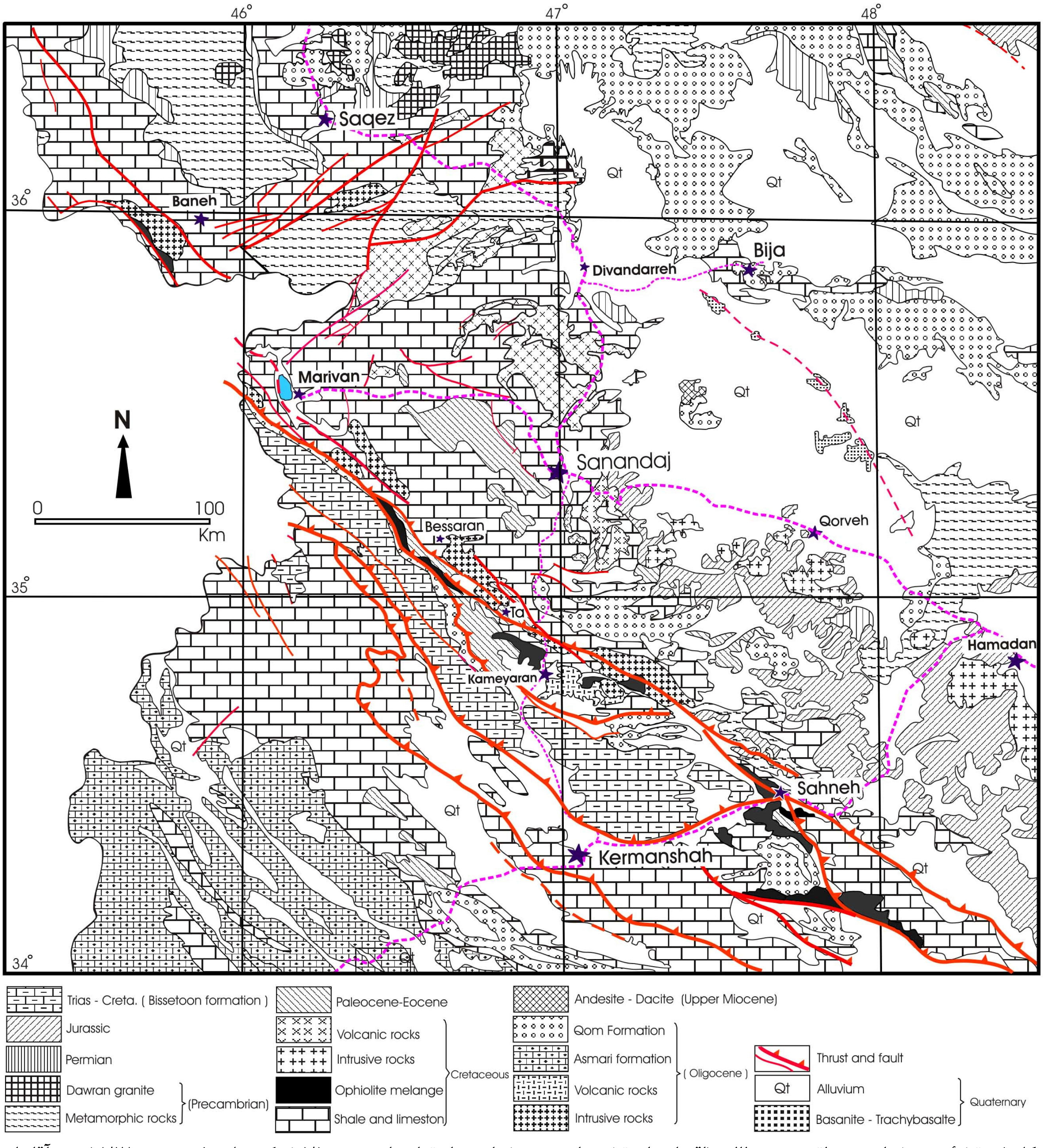
### مقدمه

منطقه مورد مطالعه در غرب ایران، در استان‌های کردستان و کرمانشاه، بین صحنه و مریوان قرار دارد (شکل ۱). این منطقه از نظر تقسیمات ساختاری- چینه‌شناسی ایران جزو زون تراست یا زاگرس خرد شده به شمار می‌آید. براساس مطالعات تکتونیکی، روراندگی زاگرس با امتداد شمال‌غرب- جنوب‌شرق به عنوان مرز برخورد دو پلیت عربستان و ایران در کرتاسه بالائی (Stocklin 1974) یا اولیگوسن (Dercourt *et al.* 1986) و یا میوسن زیرین (Berberian & Berberian 1981, Mohajjel *et al.* 2003; Agard *et al.* 2005) در نظر گرفته می‌شود.

به‌طورکلی منطقه مورد مطالعه شامل ۳ بخش شمال شرقی، جنوب غربی و مرکزاست. بخش شمال شرقی از سنگ‌های آهکی و شیل‌های کرتاسه تشکیل شده و بخش جنوب غربی را آهک‌های گلوبوترونکانا دار کرتاسه بالائی، فلیش‌های ائوسن و سازند بیستون (تریاس- کرتاسه) می‌سازند (شکل ۱). در بخش مرکزی یا میانی زنجیری از توده‌های نفوذی غالبا بازیک با روند شمال غربی- جنوب شرقی رخنمون یافته‌اند. درحاشیه جنوب غربی این توده‌ها رخنمونه ائی از ملانژ افیولیتی دیده می‌شود. مجموعه این واحدها که روندی موازی با گسل زاگرسِ دارند در اثر تنش‌های تکتونیکی به صورت سفره‌های راندگی با شیب کم به طرف شرق، بر روی هم رانده شده‌اند (شکل ۱).

در این تحقیق یکی از توده‌های نفوذی بزرگ محور صحنه- مریوان که در بین روستاهای طا و بیساران (جنوب غرب سنندج) واقع است مورد بررسی نسبتاً دقیق قرارگرفته و درخصوص سایر توده‌های نفوذی این محور، از داده‌های محققین دیگر (معین وزیری ۱۳۴۹, آرین ۱۳۷۸) استفاده شده است. Leterrier (1985) سن رادیومتری یک نمونه از توده آذرین طا را به روش Rb/Sr حدود ۱ ± ۳۴ میلیون سال بدست آورده است. این سن با سنی که به روش K/Ar برای این توده بدست آمده همخوانی دارد (جدول ۱).

توده نفوذی مورد بحث که در این نوشتار از آن به عنوان توده نفوذی طا- بیساران نام برده می‌شود دارای ۳۵ کیلومتر درازا و ۱۵ کیلومتر پهنا است و با روند شمال‌غربی- جنوب‌شرقی واحدهای کرتاسه و پالئوسن را قطع کرده است. توده نفوذی طا- بیساران شامل انواع گابرو، دیوریت و رگه‌های گرانیت، گرانودیوریت، آپلیت و پگماتیت




**شکل ۱– نقشهٔ زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (اقتباس از نقشه های زمین شناسی با مقیاسهای ۱/۱۰۰۰۰۰۰ شرکت ملی نفت و ۱/۲۵۰۰۰۰ (برو و آقانباتی ۱۳۵۶) و ۱/۱۰۰۰۰۰ (صادقی و دلاور ۱۳۸۵) سازمان زمین شناسی کشور).**

است. به طرف مریوان (شمال غرب) و صحنه (جنوب غرب) نیز توده‌های بزرگ و کوچکی با همین ترکیب و روند دیده می‌شوند که سن جایگزینی آنها به روش K/Ar و روی سنگ تمام بین ۱ ± ۴۲ و ۰/۷ ± ۲۷/۵ میلیون سال اندازه‌گیری شده‌است (جدول ۱).

### پتروگرافی سنگهای نفوذی منطقه

**سنگهای بازیک:** بخش مهمی از توده نفوذی طا- بیساران را گابروی الیوین‌دار، گابروی معمولی و رگه‌های آنورتوزیت می‌سازند. بافت این سنگ‌ها از میکروگابرو تا گابروی پگماتوئیدی تغییر می‌کند (شکل ۲). کانی‌های اصلی گابروها شامل: اولیوین (Fo = 70-71 %)، پلاژیوکلاز

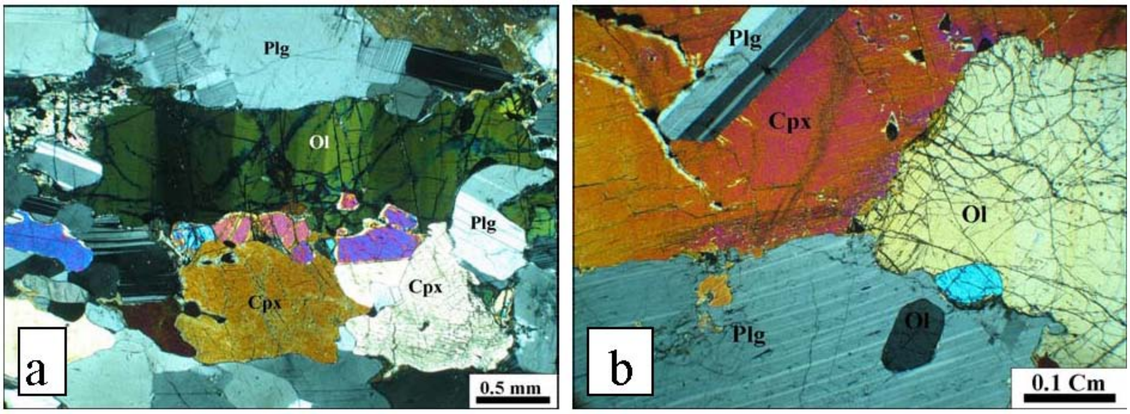
(An = 53-56 %) و اوژیت- سالیت ( Wo = 39-45%, En= 42- 47%, Fs = 11-14%) است (جدول ۲، شکلهای ۳ و ۴). بیوتیت، هورنبلند و آپاتیت نیز به صورت کانی فرعی در این سنگ‌ها وجود دارند. در بعضی از گابروها، بلورهای الیوین تغییر شکل مکانیکی نشان می‌دهند (شکل ۲ -a). پلاژیوکلازها بدون زونینگ‌اند و بعضی بلورها، به علت تأثیر استرس‌های فشاری بر تودهٔ متبلورداغ، تغییرشکل یافته‌اند.

دگرسانی گرمابی موجب سوسوریتیزاسیون پلاژیوکلازها و تشکیل رگه‌هایی از پرهنیت در شکستگیهای این سنگ‌ها شده‌است. ترکیب شیمیائی یکنواخت از مرکز تا حاشیه بلورکانیها از تبلور تعادلی گابروها حکایت می‌کند (جدول ۲).

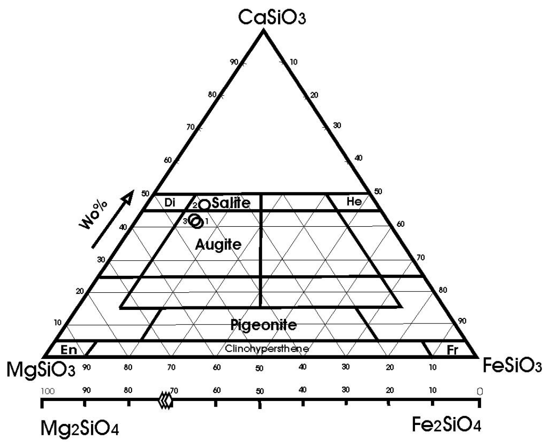
در این محور، درشرق کامیاران، علاوه برگابرو، گدازه‌های بازالت تولهایتی متعلق به اولیگوسن به سن ۲/۸ ± ۳۹/۶ و ۱ ± ۳۴/۷ میلیون سال (روش K/Ar - جدول ۱) نیز یافت می‌گردد. در این بازالتها اسپینل (پیکوتیت) بصورت ادخال در داخل فنوکریستهای پلاژیوکلاز دیده می‌شود. براساس مطالعه ادخالهای موجود در بلورهای اسپینل و شباهت مایعات درون ادخالها به MORB و به IAB، احمدی و همکاران (۱۳۸۵) این بازالتها را جزو مجموعه افیولیتی کرتاسه بالائی

**جدول ۱- سن رادیومتری سنگهای نفوذی و آتشفشانی محور صحنه- مریوان ( تعیین سن به روش K/Ar درفرانسه، دانشگاه Brest ، بعمل آمده و هنوز منتشر نشده است ). سن رادیومتری یک نمونه از توده آذرین طا که توسط Leterrier ( ۱۹۸۵ ) به روش Rb/Sr اندازه گیری شده ۱ ± ۳۴ میلیون سال است که با سن سنجی به روش K/Ar آزمایشگاه Brest تفاوت چندانی ندارد. بطوری که ملاحظه می‌شود، تمامی توده های پلوتونیک و ولکانیک این محور در پایان ائوسن و درطول الیگوسن بوجود آمده‌اند.**

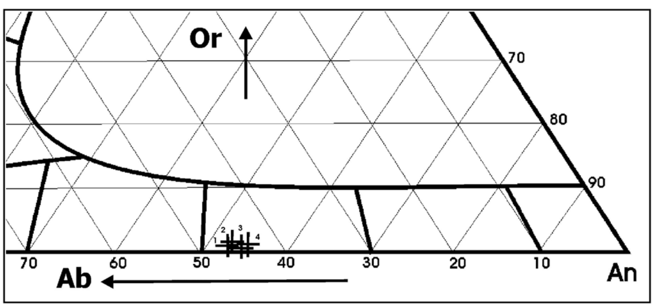
| *محل نمونه برداری* | *سن رادیومتری(میلیون سال)* |
|---|---|
| *توده نفوذی طا – بیساران* | |
| *گابرو:* | ۰/۷ ± ۳۰/۱ |
| *دیوریت:* | ۰/۷ ± ۲۷/۵ |
| *آمفیبولیت یخته خان:* | ۲/۷ ± ۳۸ |
| *تودهٔ مروارید* | |
| *گابرو:* | ۱ ± ۴۲ |
| *دیوریت:* | ۰/۹ ± ۳۷ |
| *بازالت محتوی پیکوتیت شرق کامیاران(دونمونه)* | ۱ ± ۳۴/۷ و ۲/۸ ± ۳۹/۶ |




**شکل ۲- a : بلور الیوین دارای تغییر شکل مکانیکی دربین بلورهای اوژیت و پلاژیوکلاز، b ؛ بلورهای درشت الیوین، پلاژیوکلاز و اوژیت در الیوین‌گابروی پگماتوییدی،(XPL).**




**شکل۳- نمایش ترکیب شیمیائی اولیوین و کلینوپیروکسن گابروهای منطقه مورد مطالعه در نمودار Poldervaart & Hess (1951- در Deer *et al.* 1991).**




**شکل۴- نمایش ترکیب شیمیائی پلاژیوکلاز گابروهای منطقهٔ مورد مطالعه در نمودار Or-Ab-An.**

**جدول ۲- نتایج تجزیه شیمیائی اولیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز گابروها توسط میکروسوند الکترونیک. تجزیه در مرکز فراوری مواد معدنی بعمل آمده است.**

| | ترکیب شیمیائی و فرمول ساختمانی پلاژیوکلاز بر اساس ۸ اکسیژن | | | | ترکیب شیمیائی و فرمول ساختمانی کلینوپیروکسن بر اساس ۶ اکسیژن | | | | ترکیب شیمیائی و فرمول ساختمانی اولیوین بر اساس ۴ اکسیژن | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | حاشیه بلور | | مرکز بلور | | حاشیه بلور | | مرکز بلور | | | | |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 | 4 | 1 | 2 | 3 |
| ***$SiO_2$*** | 54.81 | 54.30 | 54.80 | 53.48 | 50.43 | 51.29 | 52.15 | 52.04 | 37.17 | 36.57 | 35.85 |
| ***$TiO_2$*** | 0.09 | ---- | 0.02 | 0.12 | 0.70 | 0.67 | 0.79 | 0.85 | --- | --- | 0.04 |
| ***$Al_2O_3$*** | 28.72 | 28.81 | 28.29 | 28.77 | 2.23 | 2.16 | 1.63 | 2.14 | --- | --- | --- |
| ***FeO*** | --- | 0.34 | 0.17 | 0.17 | 9.15 | 7.31 | 7.01 | 8.26 | 24.68 | 25.16 | 26.09 |
| ***MgO*** | --- | --- | --- | --- | 15.36 | 14.90 | 16.35 | 16.44 | 34.46 | 34.95 | 34.55 |
| ***CaO*** | 11.12 | 11.64 | 10.92 | 12.06 | 19.72 | 22.16 | 20.27 | 18.92 | 0.12 | 0.13 | 0.07 |
| ***$Na_2O$*** | 5.16 | 5.26 | 5.06 | 5.13 | 0.54 | 0.11 | 0.21 | 0.48 | 0.12 | 0.12 | --- |
| ***$K_2O$*** | 0.25 | 0.13 | 0.18 | 0.22 | --- | --- | 0.01 | 0.02 | --- | --- | --- |
| ***MnO*** | --- | --- | --- | --- | --- | --- | 0.26 | 0.40 | --- | --- | --- |
| ***NiO*** | --- | --- | --- | --- | 0.23 | --- | --- | 0.25 | --- | 0.68 | --- |
| ***Total*** | 100.16 | 100.19 | 99.33 | 99.79 | 99.40 | 98.66 | 98.70 | 99.85 | 96.55 | 97.69 | 96.61 |
| ***Si*** | 2.470 | 2.453 | 2.488 | 2.431 | .912 | 1.928 | 1.948 | 1.930 | 1.014 | 0.995 | 0.988 |
| ***Al(IV)*** | 1.525 | 1.533 | 1.513 | 1.541 | 0.088 | 0.072 | 0.052 | 0.070 | --- | --- | --- |
| ***Al(VI)*** | --- | --- | --- | --- | 0.011 | 0.023 | 0.019 | 0.001 | --- | --- | --- |
| ***Ti*** | 0.003 | --- | --- | 0.004 | 0.020 | 0.019 | 0.022 | 0.022 | --- | --- | 0.001 |
| ***Fe*** | --- | --- | --- | --- | 0.290 | 0.230 | 0.217 | 0.256 | 0.563 | 0.572 | 0.601 |
| ***Mg*** | --- | --- | --- | --- | 0.868 | 835 | 0.910 | 0.909 | 1.401 | 1.416 | 1.419 |
| ***Ca*** | 0.536 | 0.562 | 0.531 | .587 | 0.802 | 0.892 | 0.810 | 0.751 | 0.003 | 0.003 | 0.002 |
| ***Na*** | 0.449 | 0.461 | 0.444 | 0.449 | 0.040 | 0.008 | 0.015 | 0.034 | 0.003 | 0.003 | --- |
| ***K*** | 0.013 | 0.008 | 0.008 | 0.010 | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| ***Mn*** | --- | --- | --- | --- | --- | --- | 0.008 | 0.012 | --- | --- | --- |
| ***Ni*** | --- | --- | --- | --- | 0.006 | --- | --- | 0.006 | --- | 0.014 | --- |
| ***% Ab*** | 44.99 | 44.71 | 45.10 | 42.92 | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| ***% Or*** | 1.30 | 0.77 | 1.00 | 0.90 | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| ***% An*** | 53.70 | 54.51 | 54.00 | 56.12 | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| ***% Wo*** | --- | --- | --- | --- | 40.91 | 45.58 | 41.81 | 39.19 | --- | --- | --- |
| ***% En*** | --- | --- | --- | --- | 44.28 | 42.66 | 46.98 | 47.44 | --- | --- | --- |
| ***% Fs*** | --- | --- | --- | --- | 14.79 | 11.75 | 11.20 | 13.36 | --- | --- | --- |
| ***% Fo*** | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | 71.33 | 71.22 | 70.24 |

دانسته‌اند اما سن رادیومتری دو نمونه از آنها (جدول ۱) نشان می دهد که این گدازه های توله‌ایتی جزو مجموعه افیولیتی کرتاسه بالائی نیستند. باتوجه به سن این گدازه ها، اگر این بازالتها بخشی از یک پوسته اقیانوسی به حساب آیند بازهم روشن می‌شود که در اولیگوسن هنوز در این ناحیه برخورد صورت نگرفته و اقیانوس نئوتتیس درحال گسترش بوده‌است.

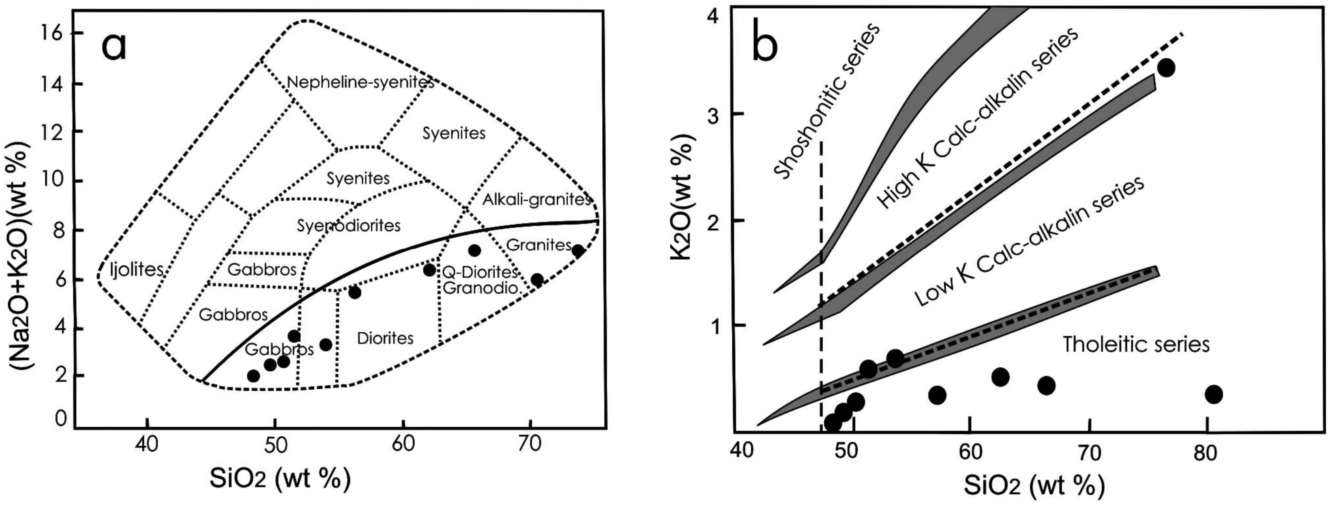
**سنگ‌های حدواسط:** سنگ‌های حدواسط شامل انواع دیوریت هستند که در بیشتر نقاط مرز آنها با گابروها تدریجی‌است اما درپاره‌ای نقاط تزریق ماگمای دیوریتی به درون گابروها کاملاً مشخص است (ایزدی ۱۳۸۴). کانی‌های اصلی دیوریت‌ها را پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز و اوژیت تشکیل می‌دهند. کوارتز، بیوتیت، اورالیت، کلریت، سریسیت، آپاتیت، اسفن، اپیدوت (آلانیت) و کانی‌های اپاک نیز در انواع مختلف دیوریت‌ها مشاهده می‌شود.

**سنگ‌های اسیدی :** این سنگ‌ها بصورت رگه‌ای، دایک و ندرتاً سیل، در منطقه مورد مطالعه دیده می‌شوند. ترکیب آنها درحد گرانودیوریت، گرانیت، پگماتیت و آپلیت است.

## ژئوشیمی سنگ‌های نفوذی منطقه

ترکیب شیمیائی سنگ‌های منطقه طیفی از گابرو تا گرانیت را شامل می‌شود (شکل ۵- a) و در محدوده سریهای ساب‌آلکالن فقیر از پتاسیم قرار می‌گیرد (شکل ۵- b).

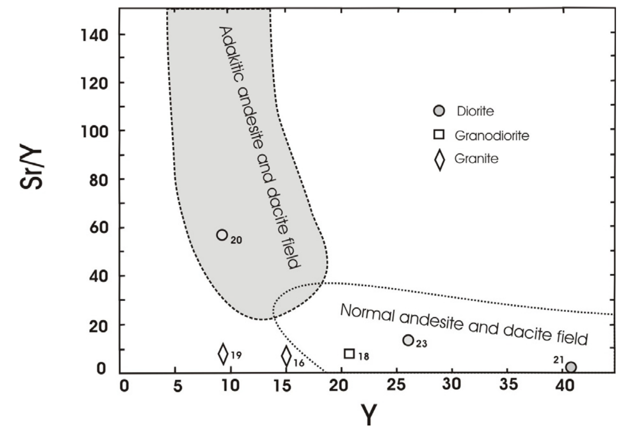
ترکیب شیمیائی سنگ‌های نفوذی منطقه به سریهای کالک‌آلکالن فقیر از پتاسیم نزدیک است (جدول ۳). سنگ‌های اسیدی منطقه ، از لحاظ شیمیائی، به آداکیتها که خاص مناطق فرورانش در زمان شکسته شدن ورقه اقیانوسی و یا زمان برخورد پلیتها هستند ( Chung *et al.* 2002, Maury *et al.* 1996; Xu *et al.* 2002) شباهت ندارند زیرا در آنها مقادیر MgO، Sr/Y و میزان Sr، نسبت به آداکیتها، پائین است. در آداکیتها نسبت Sr/Y بیش از ۲۵ بوده، حال آن که در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، جز یک نمونه دیوریت (نمونه شماره ۲۰)، کمتراز این مقدار است ( شکل ۶). دراین نمونه مقدار MgO حدود ۰/۹۴ درصد است درحالیکه آداکیت‌ها سنگ‌های غنی از منیزیم هستند.




(شکل ۵- a : .سنگهای آذرین توده طا- بیساران در نمودار آلکالن- سیلیس (Cox *et al.* 1979)، b : ماهیت فقیرازپتاسیم بعضی ازآنها در نمودار $K_2O–SiO_2$ (Rollinson, 1993).

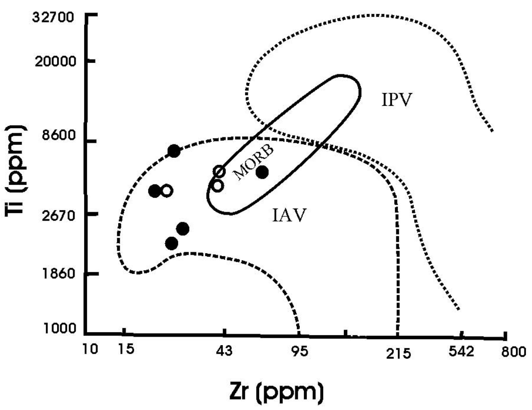
**جدول ۳- نتایج تجزیه شیمیائی گونه های مختلف سنگهای آذرین منطقه طا- بیساران (جز نمونه های Mr.10 و Mr.21 ، سایرنمونه ها در استرالیا، به روش ICP-MSتجزیه شده اند).**

| *Facies* | *Gabbro* | *Gabbro* | *Gabbro* | *Gabbro* | *Diorite* | *Diorite* | *Diorite* | *Grano-diorite* | *Granite* | *Pegmatite* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Elements* | Mr.10 | SZ.11 | SZ.17 | Mb.15 | Mb.23 | Mr.20 | Mr.21 | Mr.18 | Tg.16 | NZ.19 |
| *$SiO_2$* | 48.35 | 49.53 | 50.21 | 51.05 | 53.11 | 56.42 | 62.03 | 65.66 | 75.49 | 80.83 |
| *$TiO_2$* | 0.66 | 0.48 | 1.08 | 1.03 | 0.60 | 0.78 | 0.71 | 0.67 | 0.21 | 0.06 |
| *$Al_2O_3$* | 13.52 | 20.15 | 18.62 | 18.15 | 15.89 | 21.18 | 16.32 | 15.44 | 12.03 | 10.60 |
| *$Fe_2O_3$* | 2.16 | 1.98 | 2.58 | 2.53 | 2.10 | 2.12 | 2.21 | 2.17 | 1.71 | 0.4 |
| *FeO* | 8.89 | 3.99 | 6.43 | 4.33 | 4.65 | --- | 5.13 | 2.01 | 0.04 | ---- |
| *CaO* | 12.53 | 13.85 | 11.77 | 11.19 | 11.16 | 10.07 | 3.59 | 3.21 | 1.94 | 1.17 |
| *MgO* | 8.84 | 5.19 | 4.27 | 5.31 | 6.26 | 0.94 | 1.22 | 0.80 | 0.51 | 0.o1 |
| *$Na_2O$* | 1.96 | 2.27 | 3.14 | 2.94 | 2.46 | 5.69 | 6.63 | 6.48 | 3.18 | 5.02 |
| *K2O* | 0.08 | 0.19 | 0.30 | 0.76 | 0.86 | 0.38 | 0.62 | 0.34 | 3.54 | 0.35 |
| *P2O5* | 0.02 | 0.03 | 0.16 | 0.20 | 0.09 | 0.01 | 0.22 | 0.21 | 0.04 | 0.01 |
| *MnO* | 0.19 | 0.07 | 0.13 | 0.11 | 0.09 | 0.01 | 0.14 | 0.05 | 0.01 | --- |
| *L.O.I.* | 2.25 | 1.86 | 1.15 | 1.75 | 2.06 | 1.94 | 1.33 | 2.54 | 0.92 | 0.73 |
| *Total(%)* | 100.16 | 99.59 | 99.86 | 99.36 | 99.34 | 99.54 | 100.17 | 99.59 | 99.64 | 99.18 |
| *Sr* | 113 | 293 | 428 | 466 | 335 | 439 | 87 | 183 | 95 | 70 |
| *Ba* | 402 | 48.7 | 145 | 189 | 79 | 51 | 175 | 333 | 250 | 36 |
| *Zr* | 22 | 30 | 24 | 77 | 26 | 42 | 17 | 79 | 92 | 29 |
| *Pb* | 6 | 4.8 | 4.3 | 13 | 7.4 | 14 | 16 | --- | --- | 12 |
| *Nb* | 5 | 1.6 | 6.4 | 5.9 | 4 | 2.2 | 18 | 4.7 | 26.7 | 5 |
| *Ta* | --- | 0.9 | 1.1 | 0.9 | 1.4 | 1.3 | --- | 0.6 | 1.4 | 2.4 |
| *U* | 4 | 0.2 | 0.5 | 0.41 | 0.6 | 1 | 5 | --- | --- | --- |
| *Rb* | 6 | 4.8 | 4.3 | 13 | 7.4 | 14 | 11 | 12 | 6 | 18 |
| *Th* | 2 | 0.73 | 1.49 | 1.35 | 2.63 | 1 | 7 | 5 | 9 | 13 |
| *Ce* | 42 | 7.3 | 13 | 30.2 | 26.5 | 4.29 | 25 | 39.8 | 29.7 | 34.5 |
| *Eu* | --- | 0.6 | 1.28 | 1.21 | 0.9 | 0.6 | --- | 1.74 | 0.66 | 0.26 |
| *La* | --- | 3.07 | 7.2 | 11.6 | 10.7 | 2.7 | --- | 25 | 18.1 | 29.2 |
| *Lu* | --- | 0.14 | 0.26 | 0.32 | 0.3 | 0.04 | --- | 0.64 | 0.13 | 0.1 |
| *Nd* | --- | 4.07 | 10.6 | 13.8 | 11.9 | 10.1 | --- | 36.3 | 19.2 | 12.4 |
| *Sm* | --- | 1.17 | 2.82 | 3.37 | 2.99 | 0.29 | --- | 7.22 | 2.33 | 2.15 |
| *Yb* | --- | 1 | 1.87 | 2.37 | 2.25 | 0.26 | --- | 4.69 | 0.95 | 0.76 |
| *Y* | 12 | 11.9 | 23.4 | 28.6 | 26.1 | 8 | 41 | 21 | 15 | 8 |



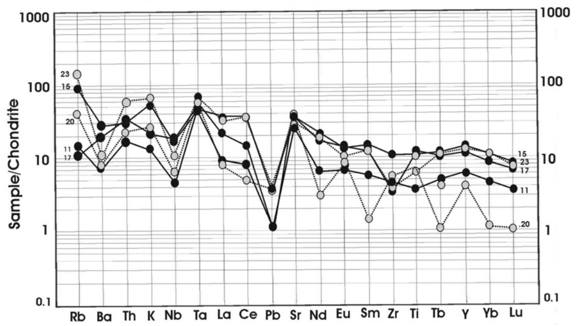

**شکل ۶- محل سنگ‌های حدواسط و اسیدی در نمودار Sr/Y-Y که آداکیت‌-ها را از آندزیت‌ها و داسیت‌های معمولی متمایز می سازد (گرفته شده از: Xu *et al.* 2002 ). نمونهٔ شمارهٔ ۲۰ که درقلمرو آداکیت‌ها قرارگرفته، به علت داشتن مقدارکم منیزیم (۰/۹۴ درصد) نمی تواند آداکیت به شمار آید.**

Pearce & Cann (1973) از تغییرات درصد وزنی $TiO_2$ در برابر Zr (برحسب ppm) ، برای نشان دادن تفاوت‌های شیمیایی بین ماگماهای بازیک درون صفحه ای، مورب و ماگماهای بازیک قوسهای آتشفشانی استفاده کرده‌اند. ترکیب نمونه های منطقه مورد مطالعه در این الگو با قوسهای ماگمائی همخوانی دارد (شکل ۷ ).




**شکل ۷- همسانی نمونه‌های بازیک و حدواسط منطقه از لحاظ رابطه Ti/Zr با سنگ‌های بازیک قوس‌های ماگمایی (Pearce *et al.* 1973).**

نمودارهای عنکبوتی نمونه های بازیک منطقه که نسبت به متئوریت کندریتی نرمال شده اند نشان می دهند (شکل ۸) که در این سنگ‌ها عناصرناسازگار، نسبت به عناصرسازگار، ۴ برابر غنی‌شده اند. شیب کم منحنیها معرف نرخ ذوب بالا است اما آنومالی منفیP دریکی از نمونه ها از نرخ ذوب پائین و یا تبلور و تفریق آپاتیت در تشکیل این نمونه حکایت دارد. آنومالی منفی Pb شاید به علت ذوب سنگ منشاء در عمق کم بوده باشد ( Ghorbani,2006 ). همچنین، شرکت مقدار ناچیزی از سیالات آزاد شده از پوسته های اقیانوسی در ذوب سنگ منشاء پریدوتیتی می تواند موجب نبود آنومالی منفیNb ( Reiners & Hammond 2000 ) و به احتمال زیاد، آنومالی منفی Pb نیز بشود.

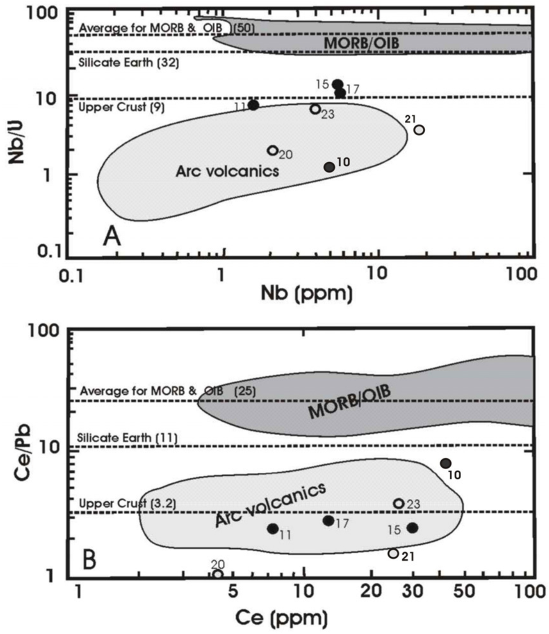



**شکل ۸- نسبت عناصر کمیاب نمونه‌های بازیک و حدواسط منطقه به کندریت ها. (مقادیر نرمالیزاسیون از : Pearce, 1983 ). ● - گابروها، O - دیوریتها.**

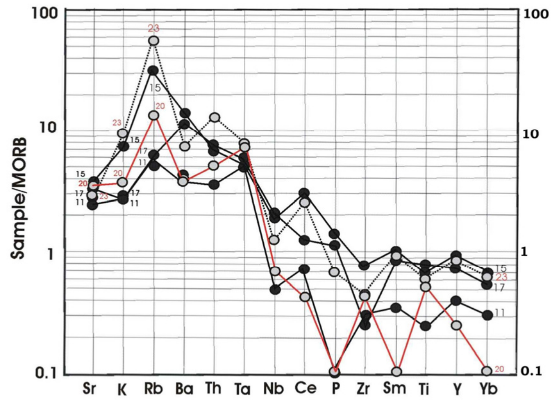
معمولاً آنومالی منفی نیوبیوم هم در سیالات آزاد شده از پوسته های اقیانوسی فرورو (Prouteau *et al.* 2001) و هم در پوسته قاره‌ای (Xu *et al.* 2002, Rollinson 1993; ) دیده می شود. اما نسبتهای Ce/Pb و Nb/U به Ce و Nb در این سنگها کمتراز معدل پوسته قاره‌ای است ( شکل ۹) درحالیکه اگر با پوسته قاره‌ای آلایش صورت می‌گرفت می‌بایستی این نسبتها مقادیری بین مقادیر پوسته‌ای و بازالتهای اقیانوسی را از خود نشان می دهند. از طرف دیگر نسبتهای ( $^{87}Sr/_{86}Sr$ ) و ( $^{143}Nd/_{144}Nd$ )، در توده گابروئی مروارید (جنوبشرق توده مورد مطالعه) که دارای موقعیت زمین شناسی وخصوصیات سنگ شناسی توده طا – بیساران است به ترتیب ۰/۷۰۴۲۹ و ۰/۵۱۲۸۸۱ گزارش شده (آرین ۱۳۷۸) که نشانه منشاء گوشته‌ای بدون آلایش پوسته‌ای است.

نمودارهای عنکبوتی عناصرکمیاب، نرمالیزه با مورب، نشان می‌دهند (شکل ۱۰) که بخشی ازگوشته منطقه مورد مطالعه (سنگ منشاء نمونه ۱۱)، نسبت به گوشته زیر مورب، از عناصر کمیاب نسبتاً کم تحرک (ازNb تا Yb ) تهی بوده اما ازعناصری که توسط سیالات آسانتر حمل می‌شوند (K, Rb, Ba, Th وTa ) بطور ناهمگن غنی شده است. در این نمودار نسبت عناصرکم تحرک در بعضی از گابروها (نمونه ۱۱) بین ۰/۲ تا ۰/۳ و نسبت عناصر پرتحرک ۳/۵ تا ۵ است که برای گروه اول عناصر، معادل با ۳ تا ۵ برابرتهی شدگی وبرای گروه دوم عناصر، معادل با ۱۰ تا ۲۰ برابر غنی شدگی است. بعلاوه این نمودارها بطور واضح آنومالی منفیNb نشان نمی‌دهند. طبق تحقیقات آزمایشگاهی Reiners & Hammond (2000) ذوب گووه گوشته‌ای با حضورمقدارکافی سیالات پوسته اقیانوسی و بکمک گرمای اضافی

گوشته (ذوب ایزانتالپیک)، به تولید مذابهای دارای آنومالی منفی Nb منتهی می گردد اما ذوب چنین گوشته ای، بدون حضورمقدارکافی سیالات آبکی، به گرمای اضافی نیاز دارد (ذوب ایزوترمیک). دراینصورت، متناسب با درصد سیال آزادشده از پوسته اقیانوسی، ماگماهای حاصل از ذوب گووه گوشته‌ای با یا بدون آنومالی منفی Nb ( شبیه به MORB یا OIB ) خواهند شد.




**شکل ۹- موقعیت نمونه های بازیک و حدواسط منطقه در نمودارهای: Nb/U-Nb و Ce/Pb-Ce (گرفته شده از Chung *et al.*, 2003).**




**شکل ۱۰- فراوانی عناصر کمیاب سنگ‌های بازیک و حدواسط منطقه که نسبت به مورب نرمال شده‌اند. (مقادیر نرمالیزاسیون از : Pearce 1983 ).**

**● -- گابروها، O -- دیوریتها.**

نمودارهای مقایسه با مورب نشان می‌دهند که گوشته مولد این ماگماها، قبلاً بطور ناهمگن متحمل ذوب بخشی شده است. بعنوان مثال، ترکیب سنگ منشاء نمونه‌های ۱۵ و ۱۷ به گوشته زیرمورب شباهت دارد و متحمل ذوب و تهی شدگی چندانی نشده درحالیکه سنگ منشاء نمونه ۱۱ به علت تحمل یک دوره ذوب بخشی قبلی، از عناصر کمیاب سنگین فقیر شده است.

## بحث و نتیجه گیری

مطالعه سنگ‌های ماگمائی محور صحنه- مریوان، بویژه توده نفوذی طا- بیساران، به نتایج زیر رسیده است:

- توده های نفوذی محور صحنه- مریوان فقط دربخشهائی از تراست زاگرس دیده می‌شوند که در آنجا ورقه های افیولیتی نیز حضور دارند.

- توده های نفوذی رسوبات کرتاسه را دگرگون‌کرده و قلوه های آنها در رسوبات تخریبی نئوژن دیده می شوند بنابراین پلوتونیسم منطقه بعداز جایگزینی افیولیت (کرتاسه بالائی) و قبل از میوسن صورت گرفته است. سن رادیومتری نیز این نتیجه را تأیید می‌کند، بنابراین، ماگماتیسم محور صحنه- مریوان تقریباً ۲۰ تا ۲۵ میلیون سال پس از شکسته شدن (breakdown) ورقه اقیانوسی نئوتتیس درکرتاسه بالائی، صورت گرفته است.

- ماگماتیسم منطقه موردمطالعه دراصل بازیک بوده که در نتیجه تفریق به تشکیل ملا گابرو، مزوگابرو، دیوریت و بعضی از رگه های اسیدی انجامیده‌است. چنین ماگمائی با بازیسیته و نقطه ذوب بالا نمی‌تواند حاصل ذوب بخشی پوسته قاره‌ای باشد. بخصوص نبود آنومالی منفی Eu از یک منشاء بدون پلاژیوکلاز برای ماگماهای این سنگ‌ها خبر می‌دهد.

- آنومالی منفی Nb، در مقایسه با کندریتها، از مشارکت محدود سیالات آزاد شده از یک پوسته اقیانوسی درذوب بخشی گوشته حکایت می‌کند.

قبلاً ماگماتیسم اولیگوسن زون تراست زاگرس را به دگرگونی معکوس و ذوب بخشی لیتوسفراقیانوسی فرارانده برروی رسوبات آبدار پوسته زیررانده (sole metamorphism process ) نسبت داده‌اند (آرین ,۱۳۷۸ معین وزیری ۱۳۸۳): بدین ترتیب که پس از شکسته شدن پوسته اقیانوسی نئوتتیس درکرتاسه بالائی، روراندگی بین دو بخش از پوسته اقیانوسی، یکی داغ باگرادیان دمای بالا و دیگری سرد و سرپانتینیزه همراه با رسوبات آبدار، موجب آبگیری از پوسته اقیانوسی زیررانده شده، سیالات آزادشده از پوسته زیررانده نقطه ذوب پوسته فرارانده را پائین آورده و سبب ذوب بخشی آن گردیده است. هرچند این عقیده غیرمحتمل نیست اما بعید است که این فرایند بتواند مدت طولانی ماگماتیسم و حجم عظیم ماگمای بازیک منطقه را توجیه کند بخصوص اینکه در منطقه مورد مطالعه پلاژیوگرانیت یا ترونجمیت که محصول ذوب بخشی پوسته اقیانوسی هستند وجود ندارند.

محمدقاضی و حسنی پاک ۱۹۹۸، توده های نفوذی کالک‌آلکالن صحنه - کامیاران را جزایرقوسی و سنگهای آلکالن همراه با مجموعه افیولیتی را جزایراقیانوسی معرفی کرده‌اند. این محققین، بطور غیر

مستقیم، ماگماتیسم این منطقه را به کرتاسه نسبت داده‌اند. قبلاً آرین درسال ۱۳۷۸، بازالتهای آلکالن همراه با افیولیتهای منطقه را باقیمانده‌های جزایر اقیانوسی نئوتتیس اعلام کرده بود.

Leterrier (1985) نمونه های توده خرسره و توده طا را که قبلاً توسط ژان برو برداشت شده بودند مورد بررسی ژئوشیمیائی و تعیین سن رادیومتری به روش Rb/Sr قرارداده اما به علت اینکه منطقه را شخصاً از نزدیک مطالعه و نمونه برداری ننموده، لذا دچار اشتباهات زیر شده است:

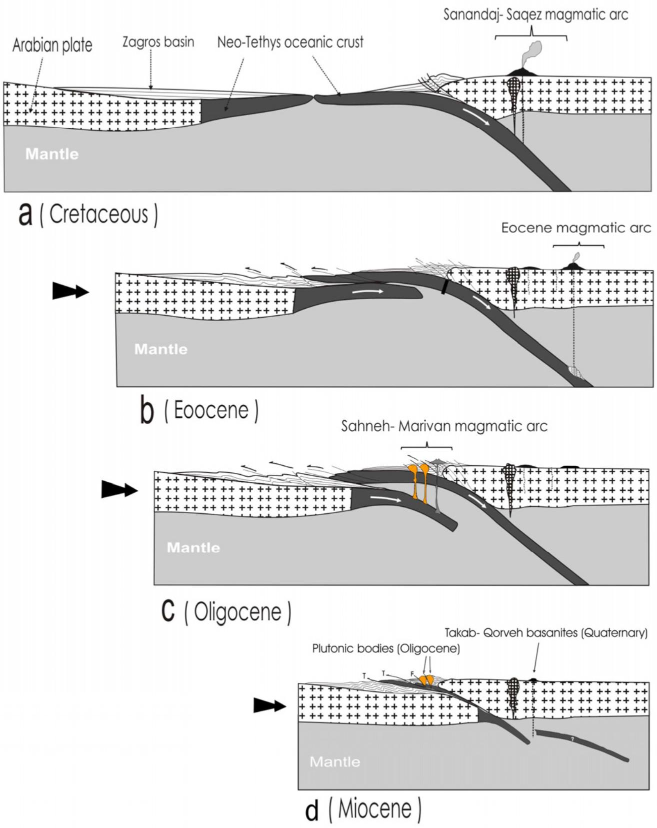
الف- دراطراف سنقر توده نفوذی وجود ندارد، بعلاوه، دراین منطقه کوه یا محلی بنام خرسره در نقشه‌های جغرافیائی یا زمین‌شناسی دیده نمی‌شود. تنها توده بزرگ این منطقه ، توده نفوذی جنوب قروه است که از نظر ساختاری در ردیف توده های الوند و سقز قرارگرفته و از لحاظ اختصاصات پتروگرافی و ژنتیکی با آنها مشابه می‌باشد. احتمالاً منظور لوتریه از توده خرسره همین توده گرانیتوئید بسیار بزرگ قروه بوده است.

ب- توده نفوذی طا که دراین مقاله ازآن به نام توده طا- بیساران یاد شده، بیشترشامل گابرو و دیوریت است که توسط رگه های گرانیت و پگماتیت قطع شده، بعلاوه دارای طبیعت کالک‌آلکالن یا تولهایتی می‌باشد درحالیکه لوتریه آنرا آلکالن، شامل سیینوگابرو، سیینودیوریت و سیینیت معرفی کرده که درست نیست. این توده، نه‌تنها با افیولیتهای منطقه ارتباط زمانی و ژنتیکی ندارد بلکه گابروی دارای لایه بندی (ان ایزوترپ) نیز درآن دیده نمی شود.

ج- باتوجه به موقعیت زمین شناسی توده ها، سن های ایزوتوپی طا (۱± ۳۴ میلیون سال) و خرسره ( ۳ ± ۱۱۹ میلیون سال ) که توسط لوتریه محاسبه شده، صحیح بنظر می‌رسند زیرا توده نفوذی خرسره (یا قروه) جزو نوارماگمائی کرتاسه است و با گرانیتوئید های الوند، قروه و سقز، همزمان می باشد درحالیکه لوتریه سن توده خرسره را بسیار بالا دانسته و علت آنرا به آلایش پوسته‌ای نسبت داده است.

بنابراین، باتوجه به موقعیت تکتونیکی ، سن توده های آذرین، ترکیب شیمیائی و حجم زیاد ماگماهای بازیک و نیز مدت طولانی ماگماتیسم (حدود ۱۵ میلیون سال)، احتمال ازسرگیری دور دوم فرورانش نئوتتیس در این منطقه ، در طول پالئوژن، به یقین نزدیک‌تر است. طبق این نظریه (شکل ۱۱):

**a-** به دنبال یک دوره فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران درکرتاسه ( شکل۱۱– a) و فورانهای عظیم بازالت و آندزیت با ترکیب تولهایتی و کالک‌آلکالن در مناطق سنندج و سقز ( عزیزی و معین وزیری، ۱۳۸۶ - a و b)، و تزریق بعضی از توده های نفوذی سقز، قروه، الوند و باحتمال زیاد بروجرد، پوسته اقیانوسی نئوتتیس در کرتاسه بالائی (کامپانیین- Campanian ) شکسته می‌شود (شکل۱۱- b).




**شکل۱۱- نمایش شماتیک تحولات تکتونوماگمائی در پهنهٔ سقز- سنندج- کرمانشاه ازکرتاسه تا میوسن.**

**a- فرورانش پوستهٔ اقیانوسی نئوتتیس به زیر زون سنندج- سیرجان در دورهٔ کرتاسه منجر به ماگماتیسم (بخصوص پلوتونیسم) در بخش شمالی این زون شده و توده‌های نفوذی و آتشفشانی محور سقز، قروه، سنقر(خرسره)، الوند و باحتمال زیاد بروجرد، نتیجهٔ این فرایند بوده اند.**

**b- درکرتاسهٔ بالائی(Campanian- Maastrichtian)، در نتیجهٔ ادامهٔ حرکت پلیت عربستان بسمت شمال شرق، پوستهٔ اقیانوسی نئوتتیس شکسته می‌شود و بخش جنوب غربی این پوسته به زیر بخش شمال شرقی آن باشیب بسیارکم فرومیخزد. درطول ائوسن، کمان ماگمائی کرتاسه در پهنهٔ سقز- سنندج- قروه- همدان تقریباً خاموش می گردد اما به جای آن کمان ماگمائی ائوسن، کمی دور تر از گودال(ایران مرکزی)، تشکیل می گردد.**

**c- در ائوسن بالائی و در طول اولیگوسن، ادامهٔ فرورانش بخش جنوب غربی پوستهٔ اقیانوسی نئوتتیس به زیر بخش شمال شرقی آن و افزایش تدریجی شیب فرورانش سبب شده تا در قلمرو اقیانوسی و بصورت جزایر قوسی، توده های نفوذی و گاهی آتشفشانی غالباً بازیک با ترکیب کالک‌آلکالن و تولهایتی در محور صحنه – کامیاران – مریوان، بوجود آیند.**

**d- درمیوسن زیرین برخورد دو قاره صورت می گیرد. زون برخورد در میوسن میانی و پلیوسن پایانی متحمل کوتاه شدگی، بالا آمدگی و فرسایش شده تا اینکه به تدریج موقعیت امروزی را پیدا کرده است.**

شکسته شدن پوسته اقیانوسی در کرتاسه بالائی در سایر نقاط جهان نیز بوقوع پیوسته که شاید علت آن برخورد سنگهای آسمانی بسیار بزرگ به زمین دراین دوره بوده و این عمل موجب افزایش موضعی گرمای درون زمین، تشدید ناگهانی کنوکسیون درون‌گوشته‌ای و حرکت سریع‌تر پلیتها شده‌است.

**b**- در نتیجه افزایش سرعت حرکت صفحه عربستان به سمت شمال شرق، بخش جنوب غربی پوسته اقیانوسی از ناحیه ریفت شکسته شده، به زیر بخش شمال‌شرقی آن فرورانده می‌شود و این فرورانش درطول پالئوژن ادامه پیدامی‌کند (شکل ۱۱- b).

**c**- ادامه فرورانش قبلی، درطول ائوسن، ولکانیسم زون ارومیه- دختر و ایران مرکزی را بصورت قوس ماگمائی دورتر ازگودال بوجود آورده و فرورانش جوان، از اواخر ائوسن و در طول اولیگوسن، یک قوس ماگمائی بصورت جزایر قوسی ( ماگماتیسم محور صحنه- مریوان ) برروی بخش شمال شرقی پوسته اقیانوسی نئوتتیس ایجاد کرده که در آن زمان این پوسته توسط رسوبات کرتاسه و پالئوسن پوشیده بوده است ( شکل ۱۱- c ).

**d**- پس از برخورد دو صفحه ایران و عربستان در آغاز میوسن (شکل ۱۱- d)، روراندگیهای مکرر و متوالی درطول نئوژن و کواترنر، فاصله زون بنیف را با قوس ماگمائی تنگ ترکرده تاجائی که امروز قوس ماگمائی در زون تراست دیده می‌شود و در سطح زمین مرز برخورد دو صفحه بدرستی روشن نیست.

## منابع:


احمدی م.، ولی زاده م.و.، کامنتسکی و. ۱۳۸۵: مطالعه اجمالی ژئوشیمی ادخالهای مذاب در اسپینلهای بازالتهای افیولیت کرمانشاه. بیست و پنجمین گردهمائی علوم زمین. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. تهران.

آرین م.ع. ۱۳۷۸: پتروگرافی و پترولوژی توده های آذرین محور سنقر- مریوان. رساله دکترای دانشگاه آزاداسلامی- واحدتهران. ۲۲۱ صفحه.

ایزدی ف. ۱۳۸۴: پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز توده نفوذی طا- بیساران (جنوب غرب سنندج)، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد پترولوژی، دانشگاه تربیت معلّم- تهران. ۱۵۵ صفحه.

برو ج.، آقانباتی س.ع. ۱۳۵۶: نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ کرمانشاه. سازمان زمین شناسی کشور.

عزیزی ح.، معین وزیری ح. ۱۳۸۶a: پتروگرافی و پترولوژی ولکانیتهای کرتاسه شمال سنندج. مجله *علوم دانشگاه تهران*. (زیرچاپ).

عزیزی ح.، معین وزیری ح. ۱۳۸۶b: پتروگرافی و پترولوژی ولکانیتهای کرتاسه سقز. *مجله علوم دانشگاه اصفهان*. (زیرچاپ).

صادقی م.، دلاوری س. ۱۳۸۵: نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کامیاران. سازمان زمین شناسی کشور.

معین‌وزیری ح. ۱۳۴۹: تحقیق سنگ شناسی و کانی شناسی سنگهای آذرین منطقه مروارید (بین سنندج و کرمانشاه). رساله فوق لیسانس- دانشکده علوم- دانشگاه تهران. ۱۰۵ صفحه.

معین‌وزیری ح.۱۳۸۳: چند نقطه عطف در تاریخچه تکتونوماگمایی ایران. *نشریه علوم زمین*. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. سال یازدهم، **۵۰ – ۴۹:** ۴۰-۳۲.

Agard P., Omrani J., Jolivet L., Mouthereau F., 2005: Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *Ins. J. Earth Sci.(Geol. Rundsch.).* **95:** 401- 419.

Berberian F., Berberian M., 1981: Tectono-plutonic episodes in Iran. Amer. Geophysical Union. *Geodynamics series.* **3:** 5-32.

Braud J., 1978: Geological map of Kermanshah, Scale 1:250000. Geological Survey of Iran.

Chung S.L., Liu D., Ji, J., Chu M.F., Lee H. ,Wen D.J, Lo C.H., Lee T.Y., Qian Q., Zhang Q. 2003: Adakites from continental collision zones; melting of thickned lower crust beneath southern Tibet. *Geological Society of America.* **31:** 1021-1024.

Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. 1979: The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin. 450.

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1991: An introduction to the Rock forming minerals, Longman, UK. 528.

Dercourt J., Zonenshain L.P., Riou L.E., Kazmin V.G., Le Pichon X., Knipper A.L., Grandjacquet C., Sbortshikov I.M., Geyssant J., Lepvrier C., Pechersky D.H., Boulin J., Sibuet J.C., Savostin L.A., Sorokhtin O., Westphal M., Bazhenov M.L., Lauer J.P., Biju-Duval B. 1986: Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs Since the Lias. *Tectonophysics.* **123:** 241- 315.

Ghorbani M.R. 2006: Lead enrichment in Neotethyan volcanic rocks from Iran: The implications of a descending slab. *Geochemical Journal.* **40:** 557-568.

Leterrier J. 1985: Mineralogical, geochemical and isotopic evolution of two Miocene mafic intrusions from the Zagros (Iran). *Lithos.* **18:** 311- 329.

Maury R.C., Sajona F.G., Pubellier M., Bellon H., Defant M.J. 1996: Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes; exemple de Mindanao (Philipine).*Bull.Soc.Géol.France.* **167:** 579-595.

McQuarrie N., Stock J.M., Verdel C., Wernicke B.P. 2003: Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. *Geophysical Reserch Lettres.* **30:** 20-36.

Mohajjel M., Fergusson C.L., Sahandi M.R. 2003: Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone; western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences.* **21:** 397-412.

Mohamad Ghazi, Hassanipak A.A. 1999: Geochemistry of subalkaline and alkaline extrusives from the Kermanshah ophiolite, Zagros Suture Zone, Western Iran: implication for Tethyan plate tectonics. *Joutnal of Earth Sci.* **17:** 319- 332.

Pearce J.A., Cann J.R. 1973: Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.* **19:** 209-300.

Pearce J.A. 1983: Trace-element characteristics of lavas from destructive plate boundaries.Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks. John Wiley & Sons, New York. 525-548.

Prouteau G., Scaillet B., Pichavant M., Maury R. 2001: Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. *Nature.* **410:** 197-200.

Reiners P.W., Hammond P.E. 2000: Young basalts of the central Washington Cascades, flux melting of the mantle, and trace element signatures of primary arc magmas. *Contrib. Mineral Petrol.* **138:** 249-264.

Rollinson H.R. 1993: Using geochemical data. Longman Scientific & Technical. 352.

Stocklin J. 1974: Possible Ancient Continental Margins in Iran. In Geology of continental Margin, BURKE & DRAKE (Edit). Springer Verlag. 873- 888.

Xu T.F., Shinjo R., Defant M.T., Wang Q., Rapp R.P. 2002: Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: Partial melting of delaminated lower continental crust? *Geological Society of America.* **30:** 1111-1114.