پتـــــرولوژی، سال اول، شماره دوم، تابستان ۱۳۸۹، صفحه ۳۱- ۴۲
تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۰۶/۱۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۱۲/۱۱

مطالعه پریدوتیت‌های تکتونیتی افیولیت خوی

خدیجه خلیلی*[۱] و رضا پهلوانی‌نژاد[۲]
[۱*] دانشگاه پیام‌نور مرکز بروجن، چهارمحال و بختیاری، ایران
[۲] سازمان آب منطقه‌ای استان اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده
منطقه افیولیتی خوی در شمال‌باختری ایران واقع شده است. این پهنه دارای پی‌سنگ پرکامبرین است. پریدوتیت‌های تکتونیتی خوی به‌طور عمده از هارزبورژیت‌های کلینوپیروکسن‌دار تشکیل شده‌اند. این هارزبورژیت‌ها دارای بافت‌های پروتوگرانولار، پورفیروکلاستیک و انتقالی بوده، از الیوین (دارای Kink band)، ارتوپیروکسن (دارای خاموشی موجی و اکسولوشن کلینوپیروکسن)، اسپینل (به‌صورت Holly-Leaf و شکل‌دار) و کمتر از ۱۰ درصد کلینوپیروکسن تشکیل شده‌اند. در این هارزبورژیت‌ها دو مرحله دگرسانی قابل مشاهده است. یک مرحله دگرسانی استاتیک و مرحله دیگر دگرسانی دینامیک است. این پریدوتیت‌ها باقی‌مانده ذوب‌بخشی لرزولیت‌های اسپینل‌دار هستند. پریدوتیت‌های تکتونیتی خوی در عناصر REE الگوهای U شکل را نشان می‌دهند. وجود این الگوها به احتمال زیاد مربوط به مراحل ذوب‌بخشی و مراحل بعد از ذوب‌بخشی از قبیل نفوذ ماگماهای فلسیک بعد از جاگیری افیولیت‌هاست.
واژه‌های کلیدی: افیولیت، پریدوتیت‌های تکتونیک، خوی، عناصر نادر خاکی

مقدمه

منطقه افیولیتی خوی در شمال باختری ایران و در محدوده ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ خوی واقع شده است. این منطقه از نظر تقسیمات زمین‌شناسی با عناوین مختلف معرفی شده، به‌طوری که نبوی (۱۳۵۵) آن را با عنوان پهنه البرز- آذربایجان معرفی نموده است. این پهنه دارای پی‌سنگ پرکامبرین است. مطالعات قبلی صورت‌گرفته بیانگر حضور تنها یک مجموعه افیولیتی اعم از کالرد ملانژهای تکتونیکی (Kamineni and Mortimer, 1975) با مجموعه افیولیت‌های کرتاسه فوقانی است که تکتونیزه و دگرگونی (Hassanipak and Ghazi, 2000) هستند. مطالعات صورت‌گرفته توسط Khalatbari و همکاران (۲۰۰۳) نشان می‌دهد که دو مجموعه افیولیتی مجزا در منطقه خوی دیده می‌شود:

(۱) مجموعه افیولیتی قدیمی دگرسانی با سن کرتاسه تحتانی که از قطعات تکتونیک بزرگ از

* kh_khalili@pnu.ac.ir

www.SID.ir

تکتونیت‌های گوشته بـه‌همـراه لنـزهـا و دایـک‌هـایی از متاگابروها، آمفیبولیت‌ها و متادیابازها تشکیل شده است. سـنگ‌هـای مافیـک ایـن مجموعـه در حـد رخسـاره آمفیبولیـت دگرگـون شـده، تعیـین سـن کـانی‌هـای دگرگونی بـه روش $^{40}K/^{40}Ar$، سـنی معـادل ژوراسـیک تحتانی تا کرتاسه فوقانی را نشان می‌دهد. ایـن قطعـات افیولیتی تحول‌یافته به‌مقدار کمی همراه زون دگرگـونی شرقی هستند.

(۲) کمپلکس غیردگرگونی جـوان بـا سـن کرتاسـه فوقـانی: ایـن افیولیـت نشـان‌دهنـده آخـرین فعالیـت پشته‌اقیانوسی در حوضه خوی است که بر روی سـکوی قاره عربی و یا بخشی از آن فرورانـده شـده اسـت. ایـن مجموعه، سنی مشابه سایر افیولیت‌هـای معـروف غـرب ایران، ترکیه و عمان دارد که متعلق به هلال افیولیت به دور عربستان (Pre-Arabic ophiolitic crescent) اسـت (Ricou, 1971). بنابراین، تمامی این افیولیت‌ها که فاقد دگرگـونی ناحیـه‌ای هسـتند، بعـد از بازشـدن اقیـانوس نئـوتتیس در پـرمین فوقـانی، بـا گسـترش بسـتر ایـن اقیانوس توسعه یافته و در طی کرتاسـه فوقـانی بـر روی حاشـیه جنـوبی اقیـانوس نئـوتتیس (پلاتفـرم عربـی- آفریقایی) و یا برروی خرده قاره‌های گندوانا که در طـی زمان پرمین - تریاس از بلوک گندوانا جدا شده‌اند، رانده شده‌اند (Khalatbari *et al.*, 2004).

افیولیت‌های مـورد بحـث مـا متعلـق بـه گـروه دوم هستند که با سـن کرتاسـه فوقـانی دارای ویژگـی‌هـایی است که مختص رشته‌های میان‌اقیانوسی با گسترش کم است. واحدهای سنگی موجود در منطقـه خـوی شـامل نهشـته‌هـای پلاتفرمـی البـرز- آذربایجـان، مجموعـه افیولیتی، سنگ‌های دگرگون‌شده (میلونیت)، نهشته‌های سنوزوئیک و سنگ‌های نفوذی است (شکل ۱).

مجموعه افیولیتی خوی از بالا به پایین شامل سـنگ آهک پلاژیک، چرت و رسوبات ولکانوسدیمنت (لایه ۱)، گدازه‌های بالشی (لایه ۲)، اپـی‌دیوریـت‌هـا و گابروهـای لایه‌ای (لایـه ۳) و سـنگ‌هـای الترامافیـک کومولیـت و تکتـونیتی (لایـه ۴) اسـت. در ایـن مجموعـه افیـولیتی دایک‌های صفحه‌ای مشاهده نمی‌شود.

سـنگ‌هـای پریـدوتیتی در نقشـه خـوی بـا رونـد شمال‌باختر- جنوب‌خاور به‌صورت دو تـوده مجـزا دیـده می‌شوند. توده اول از روسـتای چوچـوک شـروع شـده و به‌سمت شمال‌باختر توسعه یافته است و اغلب در ارتباط با گابروهای کومولیت است. توده دوم از بـاختر روسـتای خانقاه شروع شده و به سمت شمال‌باختر توسعه یافته و با مرز گسله در مجاورت سنگ‌های دگرگونی قرار گرفته است. به‌طور عمده، توده اول دارای بافت‌های کومـولیتی و توده دوم دارای بافت‌های تکتونیتی است. این پژوهش بـه پتروگرافـی و ژئوشـیمی پریـدوتیت‌هـای تکتـونیتی مجموعه می‌پردازد.

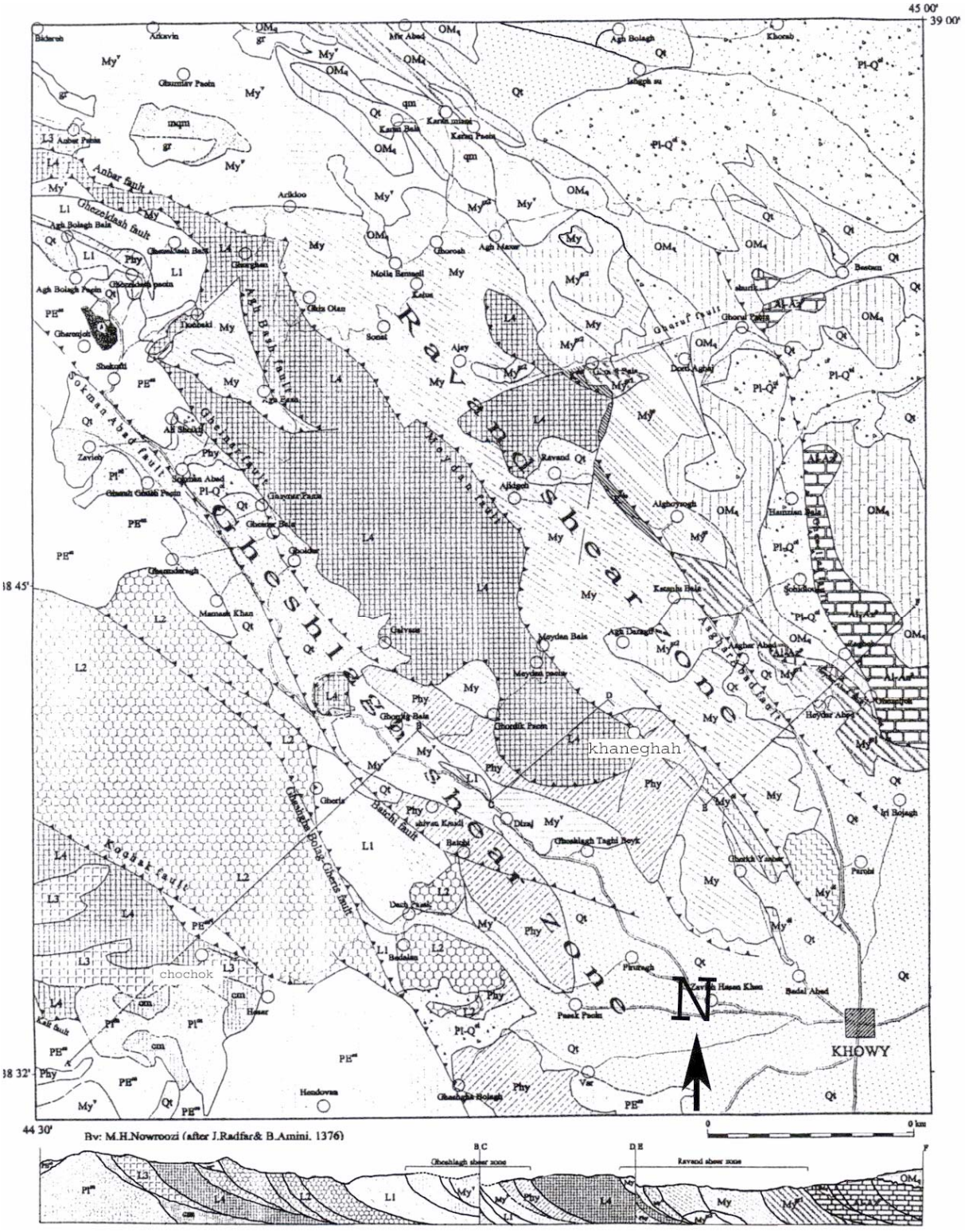
روش انجام پژوهش

ابتدا با بررسی‌های صحرایی در مناطق خوی و دیزج، توالی و مرزهای سنگی افیولیت خوی بررسی شد. سپس بـا تمرکـز بـر روی پریـدوتیت‌هـای مجموعـه، از آنهـا نمونه‌برداری و مقاطع نازک تهیه شد.

بعد از بررسی‌های مقدماتی میکروسکوپی بـر اسـاس شـواهد بـافتی محـل دقیـق رخنمـون پریـدوتیت‌هـای تکتونیتی مشخص شد و نمونـه‌بـرداری‌هـای تکمیلـی از آنها به‌عمل آمد. سپس ضمن مطالعات دقیق پتروگرافی، نمونه‌هایی برای آنالیز شـیمیایی انتخـاب شـدند، تـا بـه روش ICP-MS در دانشـگاه جورجیـای آمریکـا تجزیـه شوند.

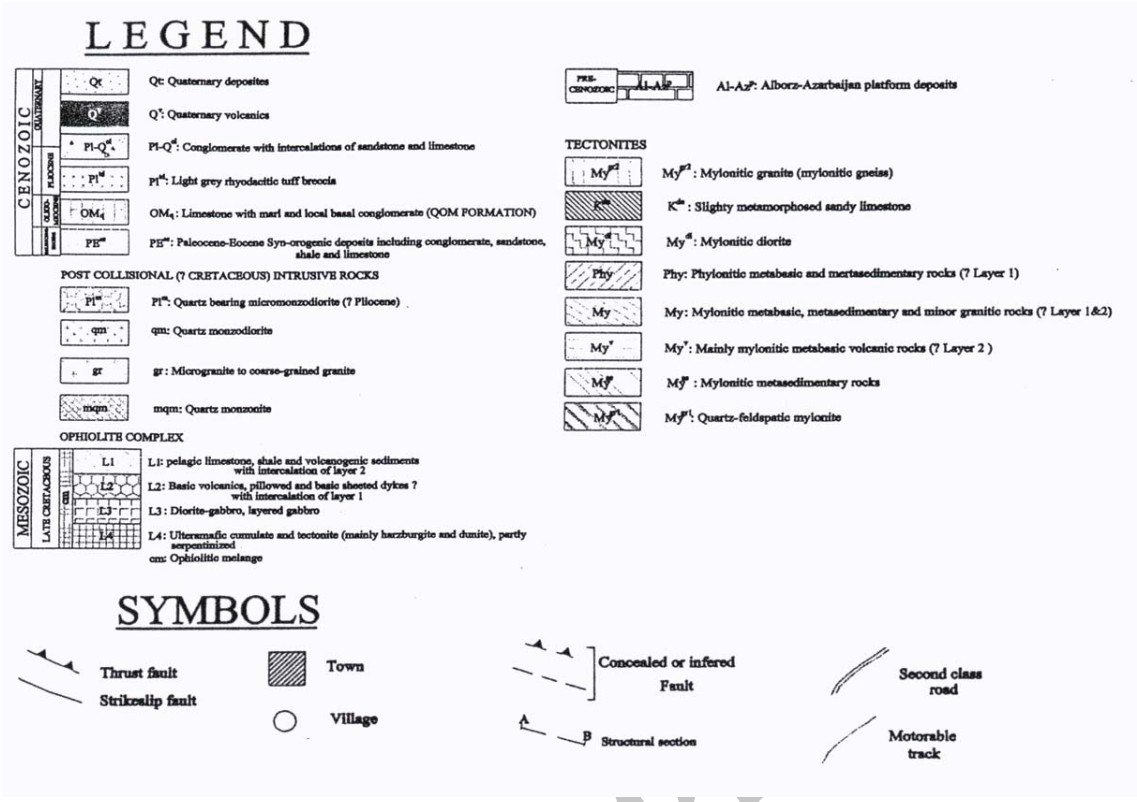
Archive of SID

www.SID.ir



شکل ۱- نقشه لیتوتکتونیک خوی (نوروزی، ۱۳۷۹)، هارزبورژیت‌های تکتونیتی (L4) (شمال‌باختر روستای خانقاه).

www.SID.ir



شکل ۱- ادامه.

زمین شناسی منطقه

پریدوتیت‌های تکتونیتی مجموعه افیولیتی خوی به‌طور عمده از نوع هارزبورژیت هستند و به‌صورت گسله بر روی الترامیلونیت‌ها قرار گرفته‌اند (شکل ۲-الف). عملکرد درزه‌های هم‌یوغ (Conjugate joint) و ایجاد فرسایش کروی (Spherical weathering) به‌همراه هوازدگی باعث ایجاد ساخت‌های قلوه‌ای در این هارزبورژیت‌ها شده است. این سنگ‌ها در نمونه‌دستی، دانه‌ای و دارای کانی‌های نسبتاً درشت الیوین و ارتوپیروکسن هستند (پهلوانی‌نژاد، ۱۳۸۰). در بخش‌هایی از ردیف پریدوتیت‌های تکتونیتی خوی (شمال‌باختر روستای خانقاه) نوارهای ترکیبی از هارزبورژیت، دونیت و پیروکسنیت مشاهده می‌شود (شکل ۲-ب).

این‌گونه ساخت‌های نواری در تکتونیت‌های افیولیت عمان نیز قابل رؤیت است که به‌عقیده Ildefonse و همکاران (۱۹۹۷) این نوارشدگی‌ها عموماً مربوط به گوشته اولیه ناهمگن هستند. پریدوتیت‌های تکتونیتی دارای بافت‌های میکروسکوپی متعددی هستند. این بافت‌ها توسط Mercier و همکاران (۱۹۷۵) طبقه‌بندی شده‌اند. بر این اساس، بافت‌های موجود در تکتونیت‌های منطقه خوی شامل بافت‌های پروتوگرانولار (Protogranular)، پورفیروکلاستیک (Porphyroclastic) و انتقالی (Transitional) (حدواسط بین بافت‌های پورفیروکلاستیک و هم‌بعد (Equigranular) هستند.

بافت پروتوگرانولار قدیمی‌ترین بافت پریدوتیت‌های تکتونیتی محسوب می‌شود. هارزبورژیت‌هایی که در منطقه مورد مطالعه دارای این بافت هستند، به‌طور عمده، شامل الیوین، انستاتیت و کمتر از ۱۰ درصد دیوپسید هستند. الیوین‌ها و انستاتیت‌ها درشت‌دانه

Archive of SID

www.SID.ir

(~4mm) بوده، در طول آنها یک ماکل ضعیف مکانیکی (Kink bands) ایجاد شده است. در بخش‌های پیرامونی انستاتیت‌ها، دیوپسید به‌صورت لکه‌ای مشاهده می‌شود.

(الف)

(ب)

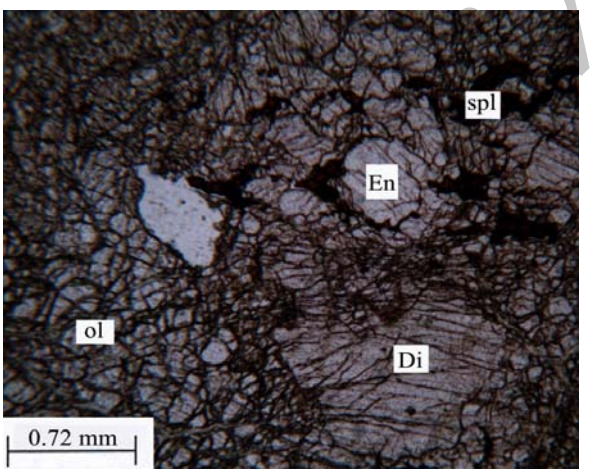
شکل ۲- الف) واحد هارزبورژیتی (لایه ۴ از مجموعه افیولیتی) که به‌صورت گسله بر روی الترامیلونیت‌های منطقه قرار گرفته است (شمال روستای روند)، ب) نوارهای ترکیبی از هارزبورژیت، پیروکسنیت و دونیت در واحد پریدوتیت‌های تکتونیتی (شمال‌باختر روستای خانقاه).

اسپینل‌ها عموماً به‌صورت کرمی‌شکل اطراف انستاتیت‌ها یا بین انستاتیت‌ها و لکه‌های دیوپسید به‌وجود آمده‌اند. بر اثر تبلور مجدد، پیروکسن‌ها به‌صورت هم‌رشدی گرافیک (Graphic intergrowth) به دانه‌های ریز موزائیکی تبدیل شده‌اند. اسپینل عموماً به‌صورت کرمی‌شکل درون یا اطراف انستاتیت‌ها یا به‌صورت میان‌روزنه‌ای (Interstitial) بین دانه‌های پیروکسن باقی مانده است (شکل ۳). آنورتیت موجود در ماگمای بازیک هنگام عبور از گوشته با الیوین آنها واکنش داده و رشد توأم مجموعه کانی‌های انستاتیت، دیوپسید و کرم‌اسپینل را موجب شده است (واکنش ۱). شایان ذکر است که بافت پروتوگرانولار فقط در پریدوتیت‌های آلپی تشکیل شده (Nicolas *et al*, 1971) و در مجموعه‌های افیولیتی زیادی گزارش شده است.

واکنش ۱:

$$+ MgAl_2O_4 \leftrightarrow 2Mg_2SiO_4 + CaAl_2Si_2O_8$$
$$CaMgSi_2O_6 + Mg_2Si_2O_6$$

اسپینل+دیوپسید+انستاتیت→ الیوین +آنورتیت

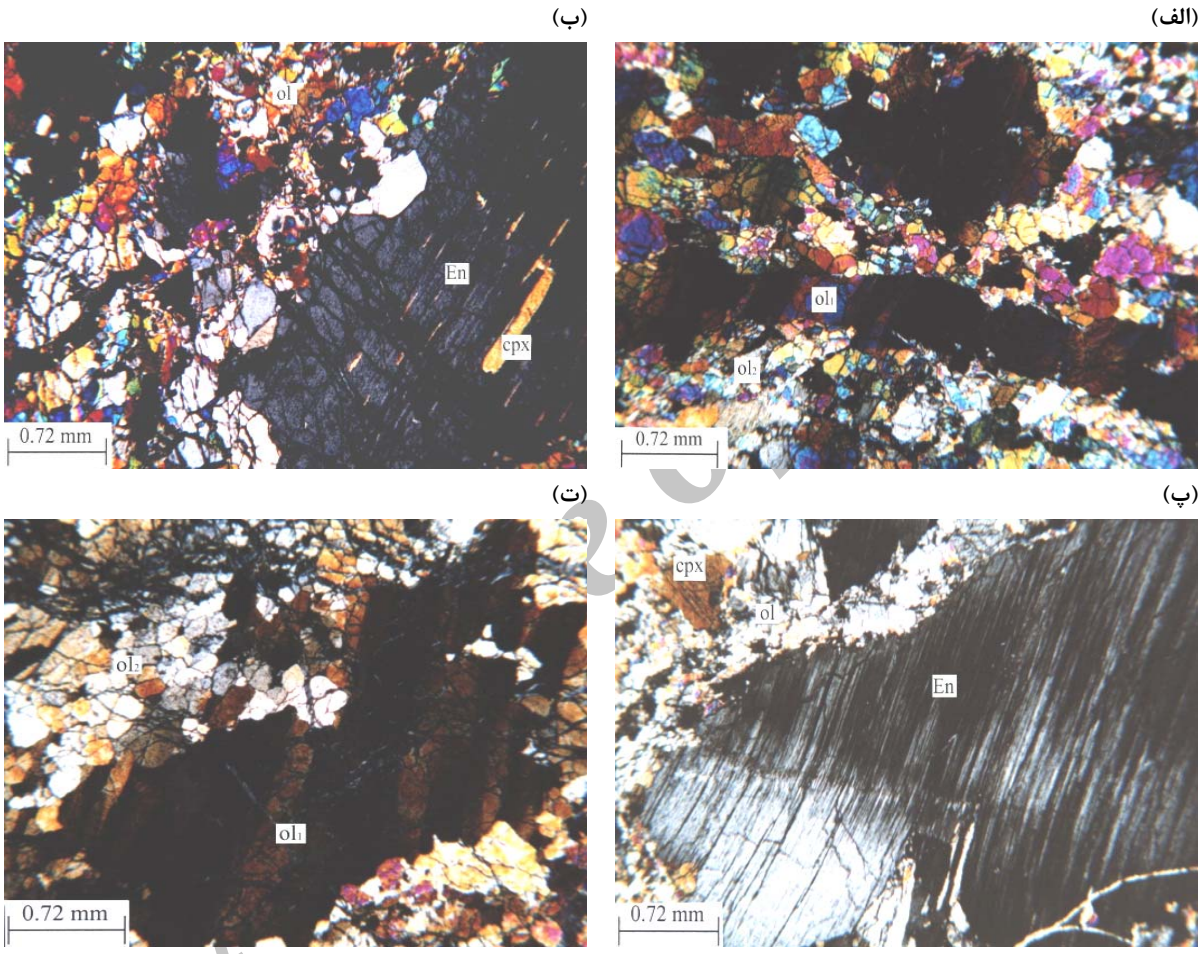


شکل ۳- هارزبورژیت‌های پروتوگرانولار که نشان‌دهندهٔ تعادل اسپینل‌کرم‌دار، انستاتیت و دیوپسید است (PPL) (الیوین=Ol، انستاتیت= En، اسپینل=Spl).

بافت پورفیروکلاستیک بر اثر افزایش جریان پلاستیک بر روی بافت پروتوگرانولار تشکیل می‌شود. هارزبورژیت‌های منطقه مورد مطالعه که دارای این بافت

www.SID.ir

هســتند، بــه‌طــور عمــده شــامل الیــوین، ارتوپیروکســن (انستاتیت) با اکسولوشن کلینوپیروکسن و اسپینل‌هــای قهوه‌ای (پیکوتیت) بی‌شکل (برگ راجی یا Holly Leaf) هستند (شکل ۴-الف). بافت پورفیروکلاستیک دارای دو گونه بلور الیوین و انستاتیت است. یــک گونــه از بلورهــا، بزرگ وکشیده (پورفیروکلاست‌هــا)، حــاوی لغــزش‌هــای درون بلــوری و ماکــل مکــانیکی (Kink bands) اســت. بلورهــایی کــه دارای لغــزش‌هــای درون بلــوری هســتند بیشتر مربوط به تبلور همزمان یا بعد از تکتونیک بوده و بر اثر تغییرشکل‌های حرارت بالا به‌وجود آمده‌اند.



شکل ۴- (الف) هارزبورژیت تکتونیتی دارای انستاتیت با اکسولوشن کلینوپیروکسن، نئوبلاست‌های الیوین و اسپینل‌های بی‌شکل، (ب) و (پ) دو نسل الیوین (Ol_1، دارای ماکل مکانیکی و خاموشی موجی که حالت جریان‌یافتگی (Flow) و Ol_2، نئوبلاست‌های الیوین که برخی زوایای ۱۲۰درجه نشان می‌دهند)، (ت) هارزبورژیت پورفیروکلاستیک با انستاتیت‌های دارای ماکل مکانیکی و خاموشی موجی (XPL).

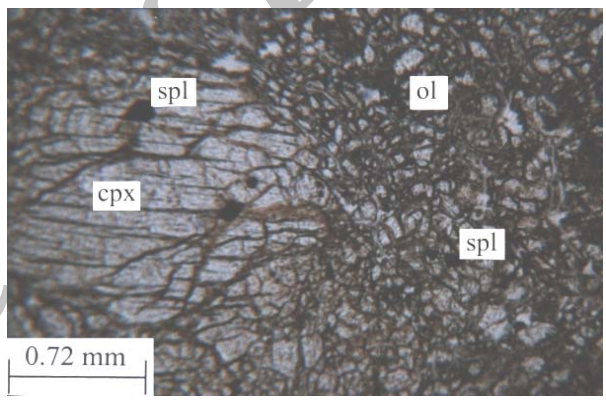
گونــه دیگــر، بلورهــای پلــی‌گونــال و کوچــک (نئوبلاست‌ها) هستند که لغزش‌های درون‌بلوری و ماکل مکــانیکی ندارنــد. عبــور مــذاب‌هــای بــازالتی از درون ســنگ‌هــای گوشــته موجــب بازپخــت بلــورهــای دگرشکل‌نشده، تبلور مجــدد و تشــکیل نئوبلاســت‌هــای فاقــد دگرشــکلی مــی‌شــود. تشــکیل مجموعــه ارتوپیروکسن+کلینو پیروکسن+اسپینل که در بالا شــرح داده شد نیز خود گویای این حقیقت است که مــذاب از

www.SID.ir

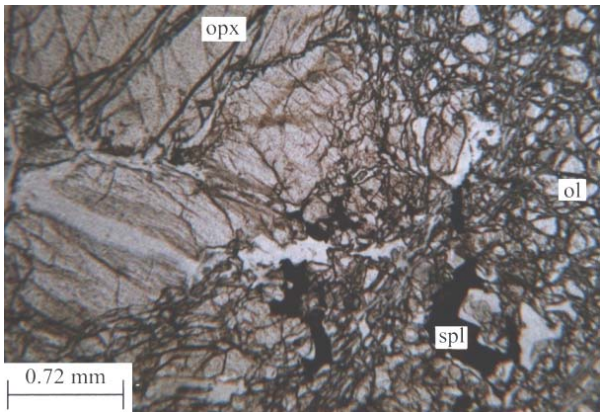
درون این سنگ‌ها عبورکرده و اثر دیگر آن تشکیل نئوبلاست است (شکل‌های ۴-ب، ۴-پ و ۴-ت). بافت هم‌بعد به‌وسیله تبلور مجدد بافت پورفیروکلاستیک توسعه پیدا می‌کند.

در هارزبورژیت‌های تکتونیتی خوی بافت هم‌بعد تیپیک مشاهده نشده است. با وجود این، بافتی در این تکتونیت‌ها قابل مشاهده است که حدواسط بافت پورفیروکلاستیک و هم‌بعد بوده، در اصطلاح بافت انتقالی نامیده می‌شود.

(الف)



(ب)



شکل ۵- الف) هارزبورژیت دارای بافت انتقالی که در آن اسپینل‌ها خودشکل بوده و پورفیروکلاست‌های کلینوپیروکسن واجد میان بار اسپینل هستند، ب) هارزبورژیت پورفیروکلاستیک حاوی اسپینل‌های فاقد شکل (برگ راجی یا Holly Leaf) و پورفیروکلاست‌های ارتوپیروکسن که فاقد میان بار اسپینل هستند (PPL) (اسپینل = Spl، ارتوپیروکسن= Opx، الیوین= Ol).

در بافت انتقالی بقایای برخی از پورفیروکلاست‌ها وجود دارد که ممکن است موجب شوند این بافت با بافت پورفیروکلاستیک اشتباه شود. برای تشخیص این دو بافت از دو فاکتور زیر استفاده شد:

(۱) در پورفیروکلاست‌های باقی‌مانده در تیپ انتقالی، میان‌بارهای اسپینل خودشکل و کروی وجود داشت (شکل ۵- الف)، درصورتی‌که پورفیروکلاست‌های بافت پورفیروکلاستیک فاقد هر گونه میان‌بار اسپینل هستند (شکل ۵- ب). تفسیر این مطلب به این‌گونه است که در بافت انتقالی به‌علت افزایش تغییرشکل، بلورهای اطراف اسپینل‌ها رشد نموده و آن‌ها را به‌دام انداخته‌اند.

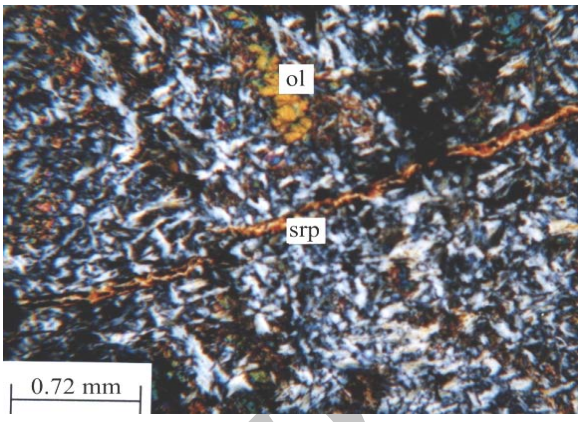
۲) اسپینل‌ها در بافت انتقالی شکل‌دار و پراکنده بوده (شکل ۵- الف)، در صورتی‌که در بافت پورفیروکلاستیک اسپینل‌ها به‌صورت برگ راجی (Holly Leaf) هستند (شکل ۵- ب).

پریدوتیت‌های نوع هارزبورژیتی منطقه عمدتاً سالم بوده و فقط به میزان کمی سرپانتینیتی شده‌اند. در مناطق برشی سرپانتینیت‌ها توسعه زیادتری پیدا نموده‌اند (واکنش‌های آب‌گیری ساب‌سولیدوس بین آب، الیوین و پیروکسن ماگمایی باعث ایجاد سرپانتینیت‌ها می‌شوند). بلورهای گروه سرپانتین شامل آنتیگوریت، لیزاردیت و کریزوتیل هستند. عموماً آنتیگوریت‌ها در درجه حرارت‌های بالا (~۲۵۰-۵۰۰°C) پایداری بیشتری داشته، در صورتی‌که لیزاردیت و کریزوتیل در حرارت‌های پایین‌تر (<۲۵۰°C) دارای پایداری بیشتری هستند (Coulton,1997). همچنین آنتیگوریت به‌طور مستقیم از دگرسانی الیوین ایجاد نمی‌شود، بلکه بر اثر قرار گرفتن سرپانتین‌های گروه لیزاردیت در زون‌های میلونیتی‌شده بلور آنتیگوریت به‌وجود می‌آید.

Archive of SID

www.SID.ir

(الف)



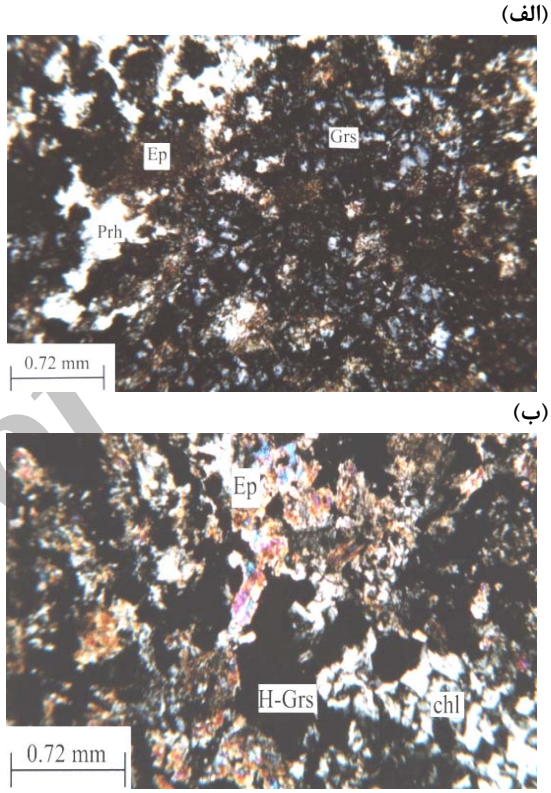
(ب)

شکل ۶- الف) سرپانتینیت که حاوی بلورهای آنتیگوریت، رگه کریزوتیل، بقایای الیوین و اکسید آهن است (XPL) (Ol = الیوین، Srp = سرپانتین)، ب) دایک رودنگیتی‌شده درون سرپانتینیت‌ها (مکان بین روستاهای زورآباد و آق‌باش).

آنتیگوریت‌های میلونیتی‌شده به‌وسیله تبلور مجدد و تغییر شکل سرپانتین‌های حرارت پایین (عموماً لیزاردیت) ایجاد می‌شوند و نمی‌توانند از سرپانتینی‌شدن درجه حرارت بالای یک پریدوتیت میلونیتی به‌وجود آیند (Coulton,1997). سرپانتینیت‌های منطقه به‌طور عمده از نوع آنتیگوریت و رگه‌های کریزوتیل هستند (شکل ۶- الف). همچنین درون ردیف پریدوتیت‌های هارزبورژیتی منطقه یک سری دایک‌های بازیک وجود دارند که به رودینگیت تبدیل شده‌اند (شکل۶- ب). Khalathbari و همکاران (۲۰۰۴) علاوه بر وجود چنین دایک‌های دیابازی تکتونیزه و رودینگیتی‌شده به دایک‌های لیستونیتی که محتوی دولومیت، کوارتز، سرپانتین و اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن هستند اشاره نموده‌اند. رودنگیتی‌شدن یک واکنش شیمیایی متاسوماتیک بین مجموعه بلورهای ماگماتیک سنگ‌های بازیک و سیالات حاوی یون Ca^{+2} بوده که در مراحل سرپانتینی‌شدن به‌وجود آمده‌اند. بر اثر پدیده سرپانتینی‌شدن پتانسیل بالایی از یون Ca^{+2} در سیالاتی که در حال تعادل با سرپانتینیت‌ها هستند، ایجاد می‌شود. واکنش متاسوماتیک یون H_2O و Ca^{+2} با دایک‌های بازیک که به‌صورت بین‌لایه‌ای با سرپانتینیت‌ها قرار گرفته است، باعث ایجاد مجموعه‌های مختلف پاراژنزی کالک‌سیلیکات به‌خرج بلورهای ماگماتیک می‌شود و نهایتاً رودینگیت‌ها به‌وجود می‌آیند (Sabzehei, 2002). به‌طورعمده رودنگیت‌های منطقه دارای دو گروه پاراژنزی هستند: (۱) رودنگیت‌های گرانوبلاستی دارای پاراژنز گراسولار+ اپیدوت + پرهنیت (شکل ۷-الف)؛ (۲) رودنگیت‌های گرانوبلاستی دارای پاراژنز هیدروگراسولار+ اپیدوت + کلریت Mgدار (شکل ۷- ب). در هارزبورژیت‌های تکتونیتی خوی، دو پدیده سرپانتینی‌شدن ورودنگیتی‌شدن در ارتباط با یکدیگر بوده، به‌صورت دو مرحله متفاوت قابل تشخیص هستند: (۱) مرحله اول: سرپانتینی‌شدن حرارت پایین و ایجاد لیزاردیت وکریزوتیل همراه رودنگیت‌های گرانوبلاستی است. سرپانتینی‌شدن استاتیک مربوط به متامورفیسم کف اقیانوسی است و رودینگیتی‌شدن استاتیک که به‌صورت بافت‌های گرانوبلاستی ایجاد می‌شوند، در ارتباط با این‌گونه سرپانتین‌هاست (دگرسانی استاتیک) (Sabzehei, 2002) (شکل ۷- الف و ۷- ب)؛ (۲) مرحله دوم: تبدیل سرپانتین‌های حرارت پایین لیزاردیتی به سرپانتین‌های حرارت بالای آنتیگوریتی و ایجاد رگه‌های

Archive of SID
www.SID.ir

رودینگیتی است. سرپانتینی‌شدن دینامیکی که به‌صورت چند فازی است، مربوط به جایگیری افیولیت‌هاست و در زون‌های برشی در زمان جاگیری افیولیت‌ها ایجاد شده است و با این نوع رودینگیت‌ها در ارتباط است (دگرسانی دینامیک) (Sabzehei, 2002).



شکل ۷- الف) رودنگیت گرانوبلاستی حاوی گراسولار + اپیدوت + پرهنیت، ب) رودنگیت گرانوبلاستی حاوی هیدروگراسولار + اپیدوت + کلریت Mgدار (Ep = اپیدوت، Chl = کلریت، H-Grs = هیدروگراسولار، Prh = پرهنیت، Grs = گراسولار) (XPL).

شرایط T-P پریدوتیت‌های تکتونیتی

به‌عقیده Ildefonse و همکاران (۱۹۹۷) بافت‌های پورفیروکلاستیک در پریدوتیت‌های تکتونیتی شرایط لیتوسفری (۱۰۰۰-۸۰۰°C) را نشان می‌دهند. در شرایط لیتوسفری دانه‌های الیوین دارای کشیدگی، مرزهای ساب‌گرین فراوان (وجود ماکل مکانیکی) و تیغه‌های اکسولوشن کلینوپیروکسن درون پورفیروکلاست‌های ارتوپیروکسن هستند. وجود پدیده‌های ذکر شده در هارزبورژیت‌های پورفیروکلاستیک خوی می‌تواند دلیلی بر توسعه این پریدوتیت‌ها در شرایط لیتوسفری باشد. در نمونه‌های بدون تجزیه، همبری‌های بین اسپینل‌های قهوه‌ای و الیوین یا پیروکسن به‌صورت قاطع و بدون هیچ محصول واکنشی است (شکل‌های ۳، ۴ و ۵). این مطلب نشان‌دهندهٔ تعادل حرارت بالا در میدان Al زیاد است (O'Hara, 1968; Anastasiou *et al*., 1972). همچنین وجود این‌گونه همبری‌ها نشان می‌دهد که این تکتونیت‌ها (هارزبورژیت‌های اسپینل‌دار) در میدان پایداری لرزولیت‌های اسپینل‌دار توسعه پیدا نموده‌اند. به عبارت دیگر، هارزبورژیت‌های تکتونیتی مجموعه افیولیتی خوی باقی‌مانده‌های ذوب لرزولیت‌های اسپینل‌دار هستند. بر اساس نمودار P-T لرزولیت‌ها (شکل ۸)، به احتمال زیاد هارزبورژیت‌های اسپینل‌دار تکتونیتی خوی به‌علت عدم حضور فازهای Alدار دیگر، از قبیل گارنت و پلاژیوکلاز، در شرایط مشابه نقطه B این نمودار (شکل ۸) ایجاد شده‌اند.

ژئوشیمی

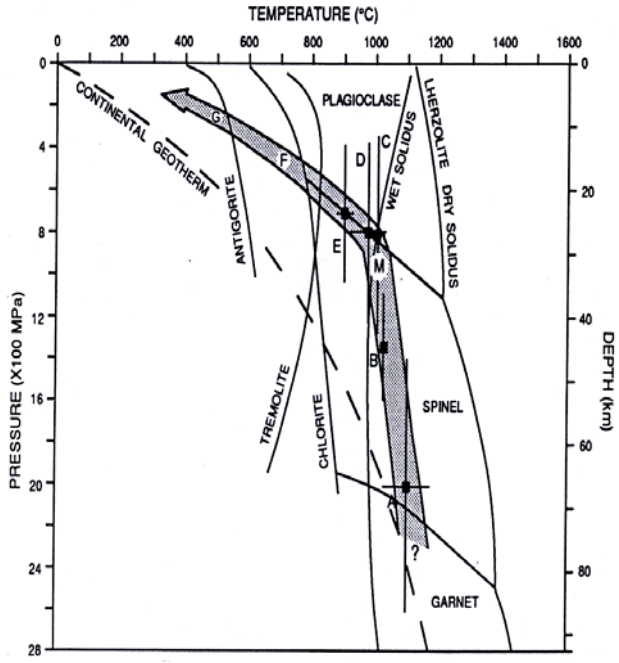
بر اساس نمودارهای عنکبوتی، هارزبورژیت‌های تکتونیتی خوی نسبت به گوشته اولیه، بازالت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی وکندریت‌ها عادی‌سازی شده‌اند (شکل ۹).

جدول ۱- داده‌های REE مربوط به هارزبورژیت‌های تکتونیتی خوی

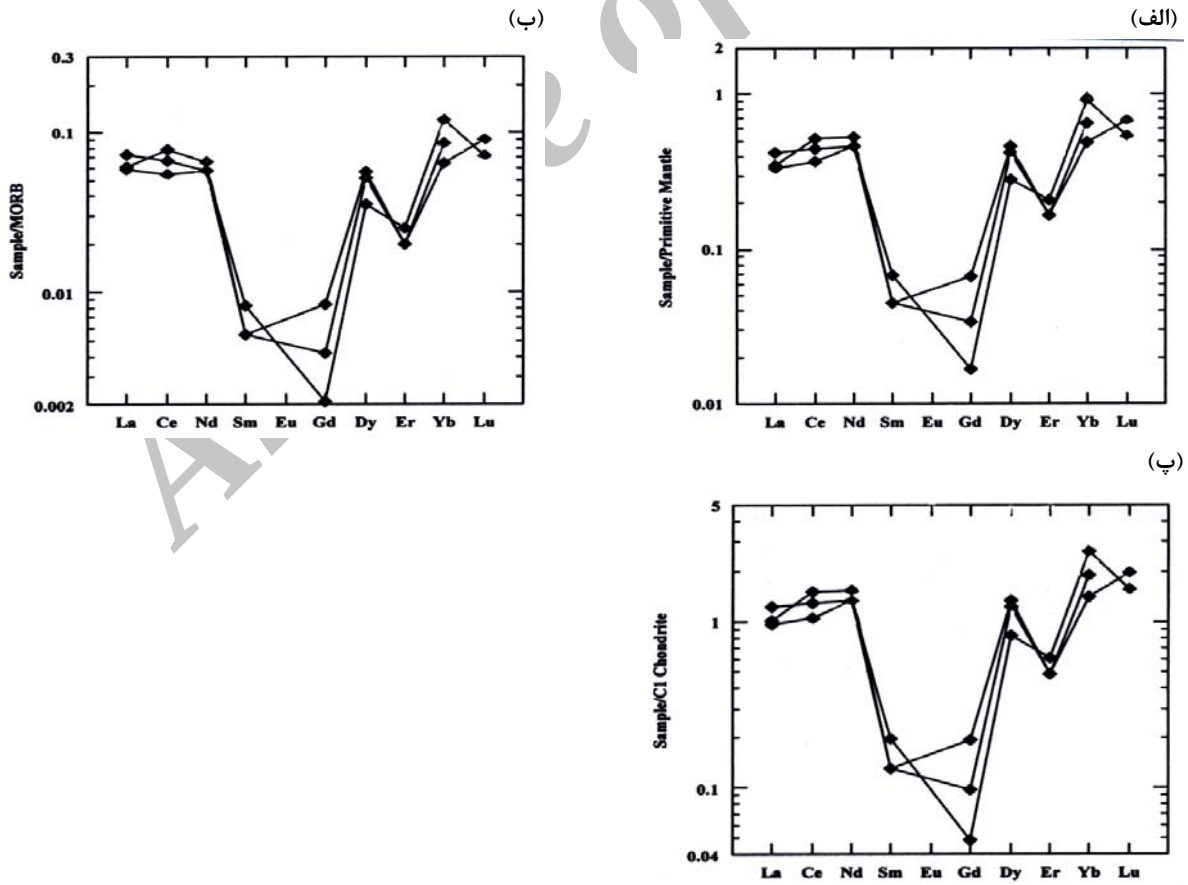
Sample	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu
Kh-20	0.24	0.93	0.72	0.02	-	0.02	0.31	0.08	0.24	0.05
Kh-21	0.29	0.79	0.63	0.02	-	0.04	0.34	0.08	0.32	-
Kh-22	0.23	0.65	0.63	0.03	-	0.01	0.21	0.1	0.45	0.04

Archive of SID

www.SID.ir



شکل ۸- نمودار P-T لرزولیت‌ها. اساس این نمودار، داده‌های ترمومتری Sachtleben و Seck (۱۹۸۱) و داده‌های بارومتری Mercier وNicolaset (۱۹۷۵) است. (A) تبلور مجدد لرزولیت‌های گرانولار، (B) پریدوتیت‌های اسپینل‌دار تکتونیتی، (C) پریدوتیت‌های پلاژیوکلازدار میلونیتی، (D) تکتونیت‌های میلونیتی پلاژیوکلازدار، (E) پریدوتیت‌های میلونیتی هورنبلنددار، (F) پریدوتیت‌های میلونیتی کلریت‌دار، (G) سرپانتینیت‌های میلونیتی. نقطه M مربوط به ذوب‌بخشی فشار پایین است (Hoogerduijn Strating et al., 1993).



شکل ۹- نمودارهای عنکبوتی هارزبورژیت‌های تکتونیتی خوی که نسبت به (الف) گوشته اولیه، (ب) بازالت‌های میان‌اقیانوسی، و (پ) کندریت‌ها، عادی‌سازی شده‌اند.

Archive of SID

www.SID.ir

دراین پریدوتیت‌ها عناصر MREE (Sm-Eu-Gd) نسبت به HREEها و LREEها تهی‌شدگی بیشتری را نشان می‌دهند. این مطلب باعث پیدایش الگوهای U شکل در عناصر REE این پریدوتیت‌ها شده است. وجود الگوهای U شکل که در پریدوتیت‌های تکتونیتی مختلف گزارش شده، توسط محققان تفسیر شده که به ذکر سه مورد از آنها پرداخته می‌شود:

(۱) آنومالی منفی MREEها در هارزبورژیت‌ها نشان می‌دهد که این سنگ‌ها بازمانده‌های ذوب‌بخشی هستند (Prinzhofer *et al*., 1985).

(۲) عناصر LREE در گوشته نسبت به HREE بسیار ناسازگارتر بوده، بر اثر ذوب‌بخشی میزان LREEها در بازمانده‌های ذوب (هارزبورژیت‌ها) تهی می‌شوند. این پدیده شیب مثبت در الگوی REEهای بازمانده‌ها ایجاد می‌نماید (Downes, 2001).

(۳) ایجاد الگوهای U شکل در بازمانده‌های ذوب در ارتباط با نوع ذوب‌بخشی و یا مراحل بعد از آن از قبیل دگرسانی، متاسوماتیسم و یا ورود یک ماگمای سیلیکاته (Prinzhofer *et al*., 1985).

در حقیقت، ابتدا بر اثر ذوب‌بخشی، الگوهای REE با شیب مثبت ایجاد شده، سپس تأثیر مراحل ثانویه از قبیل دگرسانی، متاسوماتیسم یا تله مذاب باعث غنی‌شدگی در LREE می‌شود. با توجه به مطالب گفته شده وجود الگوهای U شکل در تکتونیت‌های خوی را طی دو مرحله می‌توان توجیه نمود:

۱) به علت ناسازگاری بیشتر عناصر LREE نسبت به HREE ها، در مراحل ذوب‌بخشی گوشته بالایی، بازمانده ذوب از عناصرLREE تهی شده، در این مرحله الگوی REEها در بازمانده‌ها دارای شیب مثبت می‌شود.

۲) در مرحله بعد رورانش لیتوسفر اقیانوسی مزوزوئیک بر روی لیتوسفر قاره‌ای باعث افزایش میزان LREEها شده است. به‌عبارت دیگر، عملکرد فازهای ماگمایی و متاسوماتیسم ترشیری در شمال‌غرب ایران به‌صورت جایگزینی توده‌های نفوذی یا ساب‌ولکانیکی فلسیک-حدواسط در زون آمیزه رنگی یا مجموعه افیولیتی باعث افزایش عناصر LILE و گاه LREEها شده است؛ به‌ویژه آن‌که شواهد متاسوماتیسم در منطقه سرو - خوی به‌صورت توده‌های نفوذی گرانیتی (کرتاسه پسین- پالئوسن)، میکروگرانودیوریت‌ها و گنبدهای داسیتی (پلیوسن) مشاهده می‌شود.

نتیجه‌گیری

بر اساس مطالعات صورت‌گرفته می‌توان اثبات کرد که پریدوتیت‌های هارزبورژیتی خوی دارای فابریک‌های تکتونیتی و الگوهای U شکل در عناصر REE هستند. نتایج به‌دست آمده دلیلی بر گوشته‌ای بودن این پریدوتیت هاست.

همچنین با توجه به‌دلایل بحث‌شده در متن، شرایط T-P این هارزبورژیت‌ها به‌گونه‌ای است که نشان می‌دهد آنها در میدان پایداری لرزولیت‌های اسپینل دار توسعه پیدا کرده‌اند.

با استناد به مطالب ذکر شده می‌توان گفت افیولیت خوی دارای مقطع گوشته‌ای با ترکیب هارزبورژیت بوده که به‌وسیله درجه بالای ذوب‌بخشی لزولیت‌های اسپینل‌دار تهی شده است.

سپاسگزاری

با تشکر از آقایان دکتر محمدهاشم امامی، دکتر سبزه‌یی، دکتر حسنی‌پاک، دکتر قاضی و دکتر بابایی، به‌دلیل راهنمایی‌های مفیدشان و ارسال نتایج ژئوشیمیایی که به روش ICP-MS در دانشگاه جورجیای آمریکا انجام داده‌اند.

Archive of SID

www.SID.ir

منابع

امینی، ب. و رادفر، ج. (۱۳۷۶) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ خوی، سازمان زمین‌شناسی کشور.

پهلوان‌نژاد، ر. (۱۳۸۰) بررسی پترولوژی و ژئوشیمی افیولیت‌های منطقه خوی. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، پژوهشکده علوم‌زمین، تهران، ایران.

نبوی، م. (۱۳۵۵) دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران، ایران.

نوروزی، م. (۱۳۷۹) بررسی ویژگی‌های ساختاری پهنه‌های برش نرم و ترد در گستره خوی. پایان نامه کارشناسی‌ارشد، پژوهشکده علوم‌زمین، تهران، ایران.

Anastasiou, P. and Seifert, F. (1972) Solid solubility of Al_2O_3 in enstatite at high temperature and 1-5 kb water pressure. Contribution to Mineralogy and Petrology 34: 272-287.

Boudier, F. and Nicolas, A. (1985) Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments. Earth and planetary science letters 76: 84-92

Coulton, A. J. (1997) Serpentinite mylonites from an ophiolite (Fault – Related Rocks): A photographic atlas. Snoke, Tullis and Todd 408-411.

Downes, H. (2001) Formation and modification of the shallow sub – continental lithospheric mantle: A review of geochemical evidence from ultramafic xenolith suites and tectonically emplaced ultramafic massifs of western and Central Europe. Journal of petrology42: 233-250.

Hassanipak, A.. A. and Mohamad Ghazi, A. (2000) Petrology, geochemistry and tectonite setting of the Khoy ophiolite, North west Iran: implication for Tethyan tectonics. Journal of Asian Earth Science Elsevier 18: 109-121.

Hoogerduijn strating, E. H., Rampone, E., and Piccardo, G. B., Drury, M. R. and Vissers, R. L. M (1993) Subsolidus emplacement of mantle peridotites during incipient oceanic rifting and opening of the Mesozoic Tethys (Voltri massif, NW Italy). Journal of petrology 34: 901-927.

Ildefonse, B., Boudier, F. and Nicolas, A. (1997) Asthenospheric deformation in ophiolitic peridotite (Fault – Related Rocks): A photographic atlas. Snoke, Tullis and Todd 588-589.

Ildefonse, B., Boudier, F. and Nicolas, A. (1997) Lithospheric deformation in ophiolitic peridotite (Fault – Related Rocks): A photographic atlas. Snoke, Tullis and Todd 590-593.

Kamineni, D. C. and Mortimer, C. (1975) The structural environment of Khoy region, NW Iran. International Journal Earth Science 64: 831-835.

Khalatbari, M., Juteau, T., Bellon, H., whitechurch, H., Cotton, J. and Emami, H. (2003) Discovery of two ophiolitic complex of different ages in the Khoy area (NW Iran). Geodyamics 335: 917-929.

Khalatbari, M., Juteau, T., Bellon, H., whitechurch, H., Cotton, J. and Emami, H. (2004) New geological and geochemical investigation on thee Khoy ophiolites and related formation NW Iran. Journal of Asian Earth Science 23: 507-533.

Mercier, C. J. and Nicolas, A. (1975) Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. Journal of petrology 16: 454-487.

Nicolas, A., Bouchez, L., Boudier, F. and Mercier, C. J. (1971) Textures, structures and fabrics due to solid-state flow in some European lherzolites. Tectonophysics 12: 55-86.

O'Hara, M. J. (1968) The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. Journal of Asian Earth Science 4: 69-133.

Prinzhofer, A. and Allegre, C. J. (1985) Residual peridotites and the mechanisms of partial melting. Earth and planetary science letters 74: 251-265.

Ricou, L. E. (1971) Lecroissant ophiolitique pri-arabe: un ceinture de nappes au Cretace superieur. Rev. Giogr. Phys. Geol. Dyn 13: 327-50.

Sabzehei, M. (2003) Rodengitization of Iran basic rocks: A new interpretation. Jour of sciences Islamic Republic of Iran 13:155-160.

Sachtleben, T. and Seek, H. A. (1981) Chemical control of Al solubility in orthopyroxene and its implications. on pyroxene geothermometry. Contributions to Mineralogy and Petrology 78:157-165.

Schandle, E. S., O'Hanley, D. S. and Wicks, F. J. (1990) Fluid inclusions in rodingites: A geothermometer for serpentinization. Economic Geology 85: 1273-1276.

Archive of SID

www.SID.ir

Tectonite peridotites studies of Khoy ophiolite

Khadijeh Khalili*[1] and Reza Pahlevaninjad[2]

[1] Department of Geology, Payam-e-Nour University of Borojen, Chaharmahal and Bakhtiari, Iran
[2] Regional Water Organization, Isfahan, Iran

Abstract

The Khoy ophiolite with Precambrian basement rock is located in north western of Iran. The tectonite peridotites are most formed by clinopyroxene harzburgites. These harzburgites characterized by protogranular, porphyroclastic and transformation textures, and composed of olivine (with kink band), orthopyroxene (with wavy extinction and exsolution clinopyroxene), spinel (like Holly – Leaf and shaped) and less than 10% of clinopyroxene. Two stages of alteration occur in these rocks, including static and dynamic. These peridotites are partial melting residual of spinel lherzolites. The Khoy tectonite peridotites show the U-form pattern in the REEs. These patterns are probably related to the partial melting procedures and the process following the partial melting such as influence of felsic magmas after emplacement of ophiolites.

Key words: Ophiolite, Tectonic peridotites, Khoy, REE

Archive of SID

* kh_khalili@pnu.ac.ir

www.SID.ir