تکامل ریزساختاری سنگ‌کره گوشته‌ای افیولیتهای دگرگونی خوی، شمال باختر ایران

نوشته: محمد رهگشای* ایمان منصف* هادی شفائی مقدم*و محمد محجل**

*دانشکده علوم‌زمین ،دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران؛ ****گروه زمین‌شناسی تکتونیک، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

Microstructural Evolution of the Mantle Lithosphere in the Khoy Ophiolites – NW of Iran

By: M.Rahgoshay*,I.Monsef *,H.Shafaii Moghadam*& M.Mohajjel**

*Earth Sciences Faculty, Shahid Beheshti University,Tehran,Iran;

** Department of Geology,Tarbiyat modares University,Tehran,Iran.

*تاریخ دریافت: ۲۰ /۱۳۸۴/۱۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۵/۰۴/۲۶

چکیده

مطالعات پتروفابریکی، ساختاری و ژئوشیمیایی تکتونیتهای اولترامافیک زون دگرگونی خاوری مجموعه افیولیتی خوی نشان می‌دهد که این سنگها حاوی پهنه‌های برشی دما پایین با امتداد شمال باختری - جنوب خاوری هستند که جهت جریان گوشته‌ای دما بالا تا دما متوسط با امتداد شمال خاوری - جنوب باختری را قطع کرده‌اند. ریزساختارها در این تکتونیتها، یک تحول فابریکی را از بافتهای پورفیروکلاستیک تخت و دوکی شکل (مربوط به دگرشکلیهای دما بالا تا دما متوسط بخشهای گوشته‌ای) به سمت بافتهای میلونیتی (با دگرشکلی دما پایین درون پهنه‌های برشی) نشان می‌دهند. مطالعه الگوهای جهت‌یابی ترجیحی شبکه‌ای کانی الیوین در نمونه‌های با دگرشکلی دما بالا و دما متوسط گوشته‌ای لغزش را بر روی سیستمهای [100] (010) دما بالا و تنش پایین و [100] (0kl) دما متوسط (بیش از ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد) نشان می‌دهند در حالی که الگوهای جهت‌یابی ترجیحی شبکه‌ای کانی الیوین در نمونه‌های با دگرشکلی دما پایین درون پهنه‌های برشی، گویای سیستم لغـزش [100] (001) دمای پایین (۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد) است. اسپینلهـــای همراه این پریدوتیتها با تغییرات چشـــمگیر عدد کروم (۱۰ تا ۹۰ = Cr #) و عدد منیزیم (۹۰ تا ۵۰ = Mg #) همراه می‌باشند. کلینوپیروکسنها عموماً غنی از کروم بوده که نشان‌دهنده ذوب بخشی محدود این پریدوتیتهاست. تغییرات شدید ترکیب شیمیایی اسپینلها می‌تواند به فرایند ذوب بخشی و تبلور دوباره این کانی طی فاز جداشدگی سنگ‌کره گوشته‌ای و توسعه پهنه‌های برشی مرتبط باشد.

کلید واژه‌ها : مجموعه افیولیتی خوی، تکتونیتهای الترامافیک، پهنه‌های برشی، جهت‌یابی ترجیحی شبکه‌ای، سیستم لغزش

Abstract

Petrofabric, structural and geochemical study of the ultramafic tectonites in the Khoy ophiolitic complex suggest that these tectonites including low-temperature NW-SE shear zones cut the high-temperature to medium-temperature NE-SW mantle flow direction. Microstructures in these tectonites, record a fabric transition from oblate porphyroclastic and oblong porphyroclastic textures (related to the high- and medium-T deformations in mantle sections) to mylonitic textures (with low-T deformation in the shear zones). The study of olivine LPO patterns in high- and medium-T deformation samples of mantle shows slip on the (010) [100] high-temperature-low stress and (0kl) [100] moderate-temperature systems (up to 1000°) while olivine LPO patterns in the low-T deformation samples within the shear zones indicate gliding along (001) [100] low-temperature slip system (800-900°). Spinels in these peridotites show high variations in Cr number (10 to 90) and Mg number (50 to 90). Cpxs rich in Cr suggest a low degree of partial melting in these peridotites. The very variable composition of the spinels may be the result of partial melting process and recrystallization of these minerals in the mantle lithosphere during the detachment phase and the development of the shear zones.

Key words: Khoy ophiolitic complex, Ultramafic tectonites, Shear zones, Lattice preferred orientation (LPO), Slip system.

۱- مقدمه

در مراحل اولیه جدایش (Detachment) سنگ‌کره اقیانوسی، یک سری پهنه‌های برشی به صورت محلی در درون گوشته سنگ‌کره‌ای اقیانوسی ایجاد می‌شوند که رفتار تغییر شکلی متفاوتی نسبت به تکتونیتهای میزبان دارند(Van Derwal et al., 1992). این گونه پهنه‌های برشی شکل‌پذیر (Ductile shear zones) نقش مهمی در محدود شدن کرنش (Strain localization) در پوسته زیرین و گوشته بالایی دارند. کاهش دینامیکی اندازه بلورها منجر به ضعیف شدن و همچنین محلی شدن کرنش طی دگرشکلی همراه با جابه‌جایی خزشی طی لغزش مرز دانه‌ای در پهنه‌های برشی می‌گردد (Dijkstra et al., 2001). این پهنه‌های برشی در گوشته بالایی در اثر عملکرد فازهای تغییر شکلی متفاوتی تشکیل شده و بر خواص سیلان‌شناسی (Reology) گوشته تأثیر بسزایی می‌گذارند. طبیعت جنبشی (Kinematic) جریانهای شکل‌پذیر در این گونه پهنه‌های برشی توسط عناصر فابریکی و یا نشانگرهای جهت برش مشخص می‌شود(White et al.,1982; Simpson & Schmid,1983) . این عناصر فابریکی می‌توانند در گوشته، ایجاد فابریکهای مورب نمایند (Van Derwal et al.,1992; Law et al.,1984) ،که نشان‌دهنده جهت برش طی دگرشکلیهای ناهم‌محور(Non-coaxial) و دما بالا هستند. جهت‌یافتگی ترجیحی شبکه‌ای کانی الیوین در پریدوتیتها و همچنین در پهنه‌های برشی گوشته‌ای یکی دیگر از نشانگرهای سازوکارهای دگرشکلی و جریان در گوشته سنگ‌کره‌ای است. به طور کلی کانی الیوین یکی از مناسب‌ترین کانیهای تشکیل‌دهنده تکتونیتهای گوشته‌ای است که برای توجیه و تفسیر رژیمهای دگرشکلی گوشته از آن استفاده می‌شود، زیرا کانی الیوین دارای سیستمهای لغزشی ساده با امکان رفتار(Strength yield) متفاوت در شرایط مختلف دما و فشار است (Bai et al., 1991; Durham & Goetze, 1977).

در این مقاله، پهنه‌های برشی گوشته‌ای و تفکیک رفتار دگرشکلی آنها نسبت به تکتونیتهای میزبان (جریان گوشته‌ای اولیه در پشته‌های میان اقیانوسی) و نقش آنها در مراحل اولیه جدایش سنگ‌کره اقیانوسی در توالی گوشته‌ای زون دگرگونی خاوری مجموعه افیولیتی خوی مورد مطالعه قرار گرفته و به کمک ویژگیهای سنگ‌شناختی، ژئوشیمیایی و پتروفابریکی پریدوتیتهای تکتونیتی، تکامل دینامیکی سنگ‌کره گوشته‌ای این مجموعه مورد بحث قرار می‌گیرد.

۲- موقعیت زمین‌شناسی

مجموعه افیولیتی خوی در شمال باختر ایران با راستای شمال باختری به جنوب خاوری گسترش قابل توجهی دارد که حاشیه باختری آن تا مرز ترکیه نیز امتداد پیدا کرده است (شکل ۱). این مجموعه افیولیتی توسط زمین‌شناسان متعددی بررسی شده است از جمله:

نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ خوی(Ghorashi & Arshadi,1978)،نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ خوی(Radfar et al.,1993)،نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دیزج(Amini etal.,1993) و بحث سنگ‌شناسی و ژئوشیمی افیولیت خوی (Hassannipak & Ghazi,2000)،مطالعه سنگ‌شناسی‌و دما-فشارسنجی دگرگونیهای خاوری افیولیت خوی (Azizi,2001; Azizi et al.,2004)، بررسیهای زمین‌شناسی،سنگ‌شناسی،زمین‌گاهشماری (ژئوکرونولوژی) و ژئوشیمیایی مجموعه افیولیتی خوی (Khalatbari Jafari, 2002; Khalatbari Jafari et al.,2003; Khalatbari Jafari et al.,2004) . مطالعات پیشین (Khalatbari Jafari et al.,2003) وجود دو نوع مجموعه افیولیتی با سن متفاوت شامل کمپلکس دگرگونی خاوری دارای قطعه‌های افیولیت دگرگونی با سن ژوراسیک پیشین تا ژوراسیک میانی و کمپلکس افیولیتی دگرگون نشده به سن کرتاسه پسین را در این منطقه نشان داده است.

تکتونیتهای الترامافیک در بخش مجموعه دگرگونی خاوری قرار داشته که از باختر روستای خانقاه شروع و به سمت شمال باختر تا حوالی روستای آق‌باش ادامه پیدا می‌کند. این واحدهای سنگی بر روی متابازیتها رورانده شده و به طور عمده شامل تکتونیتهای لرزولیتی و به مقادیر کمتر، هارزبورژیتی است که به خوبی دگرشکلی گوشته‌ای را نشان می‌دهند (شکل ۱).

۳- روش مطالعه

در مقیاس ماکروسکوپی، ساختارهای خطوارگی(Lineation) درون تکتونیتهای الترامافیک منطقه معمولاً به وسیلهٔ کشیدگی بلورهای کروم - اسپینل و ارتوپیروکسن مشخص شده‌اند. این ساختارها بر روی زمین اندازه‌گیری و سپس در آزمایشگاه به کمک مقاطع نازک تهیه شده از نمونه‌های جهت‌دار کنترل شده‌اند. تحلیل ساختاری جهت‌یابیهای خطوارگی درون تکتونیتهای الترامافیک در شکل ۱ نشان داده شده است. روند خطوارگیهای موجود در مسیر دگرشکلی دما بالا و دما متوسط حاصل از جریانهای گوشته‌ای (سست‌کره‌ای و سنگ‌کره‌ای) با جهت شمال خاوری- جنوب باختری و روند خطوارگیهای موجود در مسیر دگرشکلی دما پایین

درون پهنه‌های برشی با روند شمال باختری - جنوب خاوری مشخص شده‌اند.

به منظور انجام تحلیلهای پتروفابریکی بر روی کانی الیوین، از بخشهای گوشته‌ای زون دگرگونی خاوری نمونه‌برداری شده است. نمونه‌های با دگرشکلی دما بالا تا دما متوسط نشان‌دهنده بافت پورفیروکلاستیک تخت (درشت بلور) تا دوکی شکل (ریزبلور) هستند، در حالی که نمونه‌های با دگرشکلی دما پایین دارای ریزساختارهای متغیری بوده و به طور عموم نشان‌دهنده بافت میلونیتی هستند.

مطالعه جهت‌یابی محورهای بلورشناختی کانی الیوین با استفاده از پلاتین یونیورسال انجام شده و داده‌ها بر روی شبکه هم‌مساحت یا شبکه اشمیت (نیمکره پایینی) پیاده شده است.

تجزیه کل سنگ از نمونه‌های پریدوتیتی به روش فلوئورسانی پرتو ایکس (XRF) در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور انجام گرفته است (جدول ۱). به منظور مطالعات ژئوشیمیایی کانیهای موجود در تکتونیتهای گوشته‌ای این منطقه نیز، تجزیه میکروپروب الکترونی در دانشگاه پاریس VI و نانسی فرانسه با استفاده از دستگاه Cameca SX-50 انجام پذیرفته است (جدولهای ۲، ۳ و ۴).

۴- مطالعات سنگ‌شناختی و تجزیه ژئوشیمیایی کل سنگ

بر اساس ویژگیهای سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی می‌توان تکتونیتهای اولترامافیک را به سه واحد سنگی گلوانس، قینار پایین و خانقاه تقسیم‌بندی کرد (شکل ۱).

۴-۱- پریدوتیتهای واحد گلوانس

این نمونه‌ها دارای مقادیر بالایی از اکسید کلسیم (CaO=2.17 Wt%) میانگین) و اکسید آلومینیم (Al_2O_3=2.18 Wt%) میانگین) هستند. بلورهای کرومیت در امتداد رخ پیروکسنها و یا در اطراف کانیهای پیروکسن و الیوین (به صورت سایه فشارشی دروغین) و همچنین به صورت قطره‌های کوچک بی‌شکل(Holly leaf) (شکل ۳-۲) و یا به صورت کرمی شکل (شکل ۲-۲) مشاهده می‌شوند. این کرومیتها ریزبلور بوده (۰/۵ میلی‌متر) و در سراسر متن سنگ (متشکل از الیوین) پخش شده‌اند و دارای خطوارگی کششی(Stretching Lineation) هستند (شکل ۱-۲). نمونه‌های این واحد کمتر سرپانتینی شده‌اند و در برخی از نقاط سرپانتینیتها در اثر عملکرد فاز دگرگونی بعدی در حال تبدیل به تالک و بروسیت می‌باشند (شکل ۴-۲). در اثر عملکرد فاز دگرگونی ثانویه ترمولیت نیز درون این پریدوتیتها تشکیل شده است (شکل ۵-۲). یکی دیگر از ویژگیهای این لرزولیتها، وجود رگه‌های به نسبت نازک کلینوپیروکسنیتی است که تشکیل آنها می‌تواند در ارتباط با متاسوماتیسم گوشته‌ای باشد (شکل ۶-۲).

۴-۲- پریدوتیتهای واحد قینار پایین

این واحد شامل پریدوتیتهای به شدت دگرسان است که به طور کامل به سرپانتین، تالک و کلریت تبدیل شده‌اند. الیوینها تقریباً به طور کامل به سرپانتینیت تبدیل شده‌اند. همچنین در این سنگها، اشکال دروغین مگنتیت سطوح پیروکسن را کم و بیش اشغال کرده‌اند به طوری که رخ و نوارهای شکنجی پیروکسنها حفظ شده و بافت باقی‌مانده(Relict) را بر جای گذاشته‌اند (شکل ۳). در حقیقت، پریدوتیتهای سرپانتنیتی شده، دراثر واکنش با محلولهای داغ گرمابی به شدت دگرسان شده‌اند. این سنگها به دلیل دگرسانی شدید، کلسیم و آلومینیم بالاتری دارند.

۴-۳- پریدوتیتهای واحد خانقاه

این پریدوتیتها بیشتر رسی و کلریتی شده‌اند به طوری که دگرسانی در پیروکسنهای سنگ بیشینه است (شکل ۱-۴). در برخی از نمونه‌های پریدوتیتی دگرسانی از نوع سیلیسی و کربناتی است. الیوینها سرپانتینی شده‌اند و در برخی موارد، در اثر عملکرد فاز دگرگونی بعدی، سرپانتینها در حال تبدیل به تالک و بروسیت هستند (شکل ۲-۴). بلورهای کرومیت بی‌شکل بوده و در حاشیه نیز به کروم-کلریت(کمرریت،Kammererite) و همچنین به فریت کرومیت تبدیل شده‌اند (شکل ۳-۴ و ۴-۴).

به طور کلی، سنگهای تکتونیتهای الترامافیک یک غنی‌شدگی از عناصر دیرگدازی چون کروم، نیکل و منیزیم نشان داده و در عوض از عناصر سبک‌تر نظیر پتاسیم، کلسیم و سدیم فقیر هستند.

همان گونه که در شکل ۵ مشخص است، مقدار کروم (Cr = 1551-3381 ppm) و نیکل (Ni = 1970-2788 ppm) در نمونه‌های پریدوتیتی بالاست و در نمودار کروم و نیکل در مقابل اکسید منیزیم یک غنی‌شدگی دیده می‌شود.

مقدار مس موجود در این پریدوتیتها نیز اندک و بین صفر تا حدود ۷۰ ppm متغیر است. مقدار وانادیم (V=36-80 ppm) این نمونه‌ها نیز نسبت به عناصر سازگار بالاتر بوده و یک روند تقریباً منفی را نسبت به اکسید منیزیم نشان می‌دهد (شکل ۵).

نمونه‌های پریدوتیتی کاملاً دگرسان شده (مانند نمونه GH14 از واحد قینار پایین) حاوی مجموعه‌ای از کانیهای ثانویه همچون تالک، کربنات، سیلیس نامتبلور و نهان بلورین است.

مقدار Al_2O_3 (11.82 Wt %) , FeO_{Total} (11.70 Wt %) SiO_2 (53.09 Wt %) و CaO (9.97 Wt%) و همچنین عناصر مس

(Cu = 210 ppm) و وانادیم (V = 165 ppm) در نمونه مذکور نسبتاً بالا بوده و در عوض میزان MgO (9.632 Wt%) و عناصر نیکل(Ni=79 ppm) و کروم (Cr = 193 ppm) آن پایین است.

۵- تجزیه ژئوشیمیایی کانیها

۵-۱- کروم- اسپینل

عدد کروم (Cr#) در کرومیتهای برجای‌مانده (Residual) در پریدوتیتها بین ۱۰ تا ۹۰ در تغییر بوده و مقدار عدد منیزیم (Mg#) آنها بین ۵۰ تا ۹۰ در نوسان است. این دو عدد رابطه‌ای منفی با یکدیگر نشان می‌دهند و با افزایش عدد کروم، عدد منیزیم کاهش می‌یابد (شکل ۶). رابطه میان کاتیونهای منیزیم (Mg) و آلومینیم (Al) مثبت بوده و با افزایش میزان آلومینیم مقدار منیزیم نیز افزایش می‌یابد. با توجه به نمودارهای Cr#/Mg# و Mg/Al (شکل ۶)، دو گروه کرومیت درون پریدوتیتها قابل تشخیص است: I- بلورهای کرومیت با عدد کروم بالا و میزان منیزیم پایین و II- بلورهای کرومیت با مقدار عدد کروم پایین و میزان منیزیم بالا(شکل۶). این کرومیتها در برخی از موارد حاوی میانبارهایی از کانیهای سولفیدی هستند(شکل ۷a). تجزیه نیمه کمی این سولفیدها با استفاده از میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) نشان‌دهنده ترکیب تک فازی سولفیدی و فاز غنی از نیکل و آهن یعنی پنتلاندیت است (شکل ۷b).

۵-۲- الیوین

مقدار درصد فورستریت (Fo%) الیوینهای موجود در پریدوتیتهای مذکور در حدود ۹۰ درصد بوده که نشان‌دهنده درصد بالایی از منیزیم در این کانی و معرف پریدوتیتهای باقی‌مانده گوشته‌ای (Residual peridotites) است. مقدار NiO الیوینها بین ۰ تا ۰/۵ درصد وزنی متغیر بوده و هیچ گونه رابطه‌ای با میزان فورستریت آنها نشان نمی‌دهد (شکل ۸).

۵-۳- پیروکسنها

ترکیب ارتوپیروکسنهای موجود در این پریدوتیتها انستاتیتی (Wol Fs10 En88- Wol Fs9 Es89) بوده و به طورکلی آلومین- کرومین- انستاتیت است. درصد انستاتیت آنها (En%) از ۸۱ تا ۹۶ متغیر است (شکل ۹). از ویژگیهای مهم این ارتو پیروکسنها مقادیر به نسبت زیاد کروم (Cr_2O_3 = 0.367 – 0.89 Wt%) آنهاست.

کلینوپیروکسنهای موجود در پریدوتیتهای منطقه را می‌توان (Wo28 Fs5 En65-Wo49 Fs En46) با عنوان آلومین- کرومین- دیوپسید و آلومین- کرومین- اوژیت رده‌بندی کرد. کلینوپیروکسنهای مورد مطالعه بسیار غنی از کروم (Cr_2O_3 = 0.525 – 1.15 Wt%) بوده و همانند ارتوپیروکسنهای همراه، به نظر می‌رسد که ذوب بخشی گوشته‌ای بسیار محدودی را متحمل شده باشند (Rahgoshay,1986; Johnson et al.,1990).

۶- مطالعات پتروفابریکی

به کمک مطالعات پتروفابریکی پریدوتیتها می‌توان جریانهای سست‌کره‌ای با دگرشکلی دما بالا را از دگرشکلیهای سنگ‌کره‌ای دما پایین تفکیک کرد (Nicolas, 1989). به طور کلی، دو گونه بافت متفاوت شامل بافت پورفیروکلاستیک و بافت میلونیتی درون پریدوتیتها قابل تشخیص است. بافت پورفیروکلاستیک به وسیله حضور پورفیروکلاستهای کشیده شده الیوین (همراه با مقدار اندکی نئوبلاستهای الیوین حاصل از تبلور دینامیکی) مشخص می‌شود. این بافت را به جریانهای گوشته‌ای در پشته میان اقیانوسی نسبت می‌دهند(Nicolas, 1989). برعکس، بافتهای میلونیتی معمولاً خاص پهنه‌های برشی بوده و به وسیله حضور چندین نسل از نئوبلاستهایی با اندازه‌های متفاوت مشخص می‌شود که به طور عمده پیرامون پورفیروکلاستهای درشت در حال رشد هستند (Harter,1977; Mercier,1985).

از لحاظ تکامل پتروفابریکی، سه نوع فابریک ساختاری درون تکتونیتهای ترامافیک منطقه قابل مشاهده است:

۱- بافت پورفیروکلاستیک تخت(Boudier, 1987) (Oblate porphyroclastic texture) یا بافت پورفیروکلاستیک درشت بلور (Coarse-grained porphyroclastic texture) (شکل ۱۱، شماره ۱ و ۲).

۲- بافت پورفیروکلاستیک دوک مانند(Boudier,1987) (Oblong porphyroclastic texture)یا بافت پورفیروکلاستیک ریزبلور (Fine-grained porphyroclastic texture) (شکل ۱۱، شماره ۳ و ۴).

۳- بافت میلونیتی(Mylonitic texture) (شکل ۱۱، شماره ۵ و ۶).

۶-۱- بافت پورفیروکلاستیک تخت

در این پریدوتیتها، پورفیروکلاستهای بزرگ الیوین (با اندازه ۲ تا ۴ میلی‌متر) تبلور دوباره‌ای را به سمت نئوبلاستهای با اندازه ۰/۱-۰/۷ میلی‌متر نشان می‌دهند. همچنین در بعضی از نمونه‌ها می‌توان توسعه دوقلویی دگرشکلی را در نتیجه جریان پلاستیک (تحت شرایط دگرشکلی سست‌کره‌ای)، در بلورهای الیوین مشاهده کرد (شکل ۱-۱۰ و ۲-۱۰).

برخلاف پورفیروکلاستهای الیوین که دارای مرز دانه‌ای بسیار نامنظم و منحنی شکلی هستند (شکل ۱- ۱۱ و ۲-۱۱) ، نئوبلاستهای الیوین مرزهای مستقیم و شکلهای منظم تا چندوجهی دارند.

پورفیروکلاستهای الیوین به میزان کمی کشیدگی داشته (شکل ۲-۱۱) و همراه با دانه‌های کروم- اسپینل خطوارگی سنگ را تشکیل می‌دهند.
پورفیروکلاستهای الیوین حاوی یک ساختار در ریزبلورها (Subgrains) با فضای پهن می‌باشند که نوار شکنجی (Kink band) نیز نامیده شده و مرزهای ریزبلورها (یا دیواره‌های جابه‌جایی (Dislocation walls) که اثراتی از سطح (100) الیوین است) زاویه زیادی را با برگوارگی (Foliation) نشان می‌دهند (شکل ۱-۱۱ و ۲-۱۱) درحالی که در نئوبلاستها این ساختارهای وابسته چندان توسعه پیدا نکرده‌اند.
نئوبلاستهای الیوین جهت‌یافتگی تقریباً مشابه با پورفیروکلاستهای آن دارند که می‌توان فرایند تبلور دوباره با چرخش ریزبلور را برای آنها پیشنهاد کرد (Poirier & Nicolas, 1975).
پورفیروکلاستهای کلینوپیروکسن به صورت بلورهای مجزا، تقریباً در اندازه ۴ تا ۶ میلی‌متر هستند که به صورت تقریباً موازی با برگوارگی اصلی جهت‌یافته شده‌اند و دارای مرزهای به نسبت نامنظم با خمیره الیوینی هستند.
پورفیروکلاستهای کلینوپیروکسن حاوی نوار شکنجی بوده که نشانه لغزش ناشی از جابه‌جایی در شبکه کانی است (شکل ۳-۱۰ و ۵-۱۰). این پورفیروکلاستها تحت تبلور دوباره دینامیکی قرار گرفته‌اند. همچنین نئوبلاستهای کلینوپیروکسن در امتداد نوارهای شکنجی رشد کرده‌اند.
پورفیروکلاستهای ارتوپیروکسن نیز همانند کلینوپیروکسن دارای نوار شکنجی بوده، با این تفاوت که خمیدگی در نوارهای شکنجی نسبتاً شدیدتر است (شکل۴-۱۰ و ۶-۱۰).تیغه‌های برون‌رانش (Exsolution lamellae) در ارتوپیروکسنها به مقدار زیاد دیده می‌شود که در مرز نوارهای شکنجی تغییر جهت می‌دهند.

۶-۲- بافت پورفیروکلاستیک دوک مانند

در این حالت پورفیروکلاستهای الیوین کشیده بوده و با اندازه ۱ الی۲ میلی‌متر، تبلور دوباره‌ای را به سمت نئوبلاستهای ریزبلورتر (کمتر از ۱ میلی‌متر) با شکلهای نیمه چند وجهی نشان می‌دهند. این پورفیروکلاستها اغلب دارای مرزهای مقعر و نامنظم بوده (شکل ۳-۱۱) و حاوی ساختارهای متشکل از ریزبلورها با فضای بسته‌تر است که مرزهای ریزبلورها زاویه تقریباً حاده‌ای را با برگوارگی می‌سازند (شکل ۴-۱۱). هیچ گونه ساختار خاصی در نئوبلاستها قابل مشاهده نیست. تورم (Bulging) مشاهده شده بین پورفیروکلاستهای الیوین (شکل ۳-۱۱) نشانه‌ای از تبلور دوباره دینامیکی از نوع مهاجرت مرزدانه‌ای (Grain boundary migration recrystallization) است.
پیروکسنها به صورت بلورهای مجزا و کشیده بوده (تقریباً در اندازه ۲ تا ۴ میلی‌متر) که به صورت تقریباً موازی با برگوارگی اصلی قرار گرفته‌اند.

۶-۳- بافت میلونیتی

این بافت یک توزیع دوگانهٔ اندازه بلورها را نشان داده که به طور کلی از پورفیروکلاستهای چشمی(Augen) کلینوپیروکسن در اندازه میلی‌متری تا الیوینهای ریزبلورتر متغیر است (شکل ۵-۱۱ و ۶-۱۱). اغلب بلورها، به شدت کشیده و ریزبلورهای متراکم معمولاً خاموشی موجی نشان داده و برگوارگی و خطوارگی واضحی دارند.
الیوینها تقریباً به طور کامل تبلور دوباره یافته‌اند و در اندازه‌های بلوری کوچک دیده می‌شوند (با اندازه دانه ۰/۰۲ تا ۰/۲ میلی‌متر) (شکل ۶-۱۱).
پورفیروکلاستهای کلینوپیروکسن کشیده بوده و حاوی نوار شکنجی می‌باشند که نشانه لغزش ناشی از جابه‌جایی در شبکه کانی است. پورفیروکلاستهای ارتوپیروکسن نیز کشیده بوده و حاوی تیغه‌های برون‌رانشی (از کلینوپیروکسن) تقریباً موازی با برگوارگی است (شکل ۵-۱۱). در نمونه‌هایی با بافت میلونیتی مقدار این تیغه‌های برون‌رانشی زیادتر بوده و ستبرای بیشتری نیز دارند.
نئوبلاستها ریزبلور بوده و دارای مرزهای دانه‌ای نامنظم می‌باشند و در بعضی از موارد کشیدگیهایی به موازات صفحه برگوارگی نشان می‌دهند.

۷- الگوهای جهت‌یافتگی ترجیحی شبکه‌ای کانی الیوین

بررسی توسعه جهت‌یافتگی ترجیحی شبکه‌ای کانی الیوین بر روی نمونه‌های با دگرشکلی دما بالا و دما متوسط (HT-MT) مربوط به جریانهای گوشته‌ای و نمونه‌های با دگرشکلی دما پایین (LT) حاصل از پهنه‌های برشی انجام شده است.
جهت‌یافتگی ترجیحی شبکه‌ای کانی الیوین درنمونه‌هایی با دگرشکلی دما بالا و دما متوسط، به وسیله تمرکز محور [۰۱۰] عمود بر صفحه برگوارگی، محور [۱۰۰] درون صفحه برگوارگی و تا حدودی به موازات خطوارگی و محور [۰۰۱] درون صفحه برگوارگی همراه با زاویه زیادی با خطوارگی مشخص شده است (شکلهای ۱۲ و ۱۳).
جهت‌یافتگی ترجیحی شبکه‌ای کانی الیوین در نمونه‌هایی با دگرشکلی دما پایین، به وسیله تمرکز محور [۱۰۰] درون صفحه برگوارگی و تا حدی مایل با خطوارگی ، تمرکز محور [۰۰۱] تقریباً به صورت پراکنده و تمرکز محور [۰۱۰] تقریباً عمود بر صفحه برگوارگی مشخص می‌شود (شکل ۱۴). کل داده‌های الگوهای جهت‌یافتگی ترجیحی شبکه‌ای کانی الیوین در شکل شماره ۱۵ نشان داده شده است.

۷-۱- سیستم لغزشی الیوین در پریدوتیتهای با دگرشکلی دما بالا (HT) و دما متوسط (MT)

الگوهای جهت‌یافتگی ترجیحی شبکه‌ای کانی الیوین در نمونه‌های با دگرشکلی دما بالای گوشته‌ای (جریان سست‌کره‌ای) که به طور پلاستیک

دگرشکل شده‌اند، عمدتاً لغزش بر روی سیستم [۱۰۰] (۰۱۰) را نشان می‌دهند (شکل ۱۲) که نشان‌دهنده دمای بالا و تنش پایین (۱۲۰۰ - ۱۲۵۰ درجه سانتی‌گراد) است(Nicolas & Poirier,1976). ریخت‌شناسی نوارهای شکنجی در بلورهای الیوین موجود در تکتونیتهای منطقه نیز این سیستم لغزشی دما بالا (یعنی [۱۰۰] (۰۱۰)) را تأیید می‌کند (شکلهای ۱-۱۱ و ۲-۱۱).

الگوهای جهت‌یافتگی ترجیحی شبکه‌ای کانی الیوین در نمونه‌های با دگرشکلی دما متوسط گوشته‌ای (جریان سنگ‌کره‌ای) لغزش برروی سیستم [۱۰۰] (0kl) را نشان می‌دهند (شکل ۱۳) که نشان‌دهنده دمای متوسط (۱۰۰۰- ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد) است (Mercier,1985; Nicolas & Poirier, 1976; Nicolas et al., 1973; Carter & Ave Lallemant, 1970; Ave-Lallemant, 1975; Zhang & Karato, 1995; Zhang et al., 2000).

ریخت‌شناسی نوارهای شکنجی موجود در بلورهای الیوین نیز این سیستم لغزشی را تأیید می‌کنند. در این حالت مرزهای نوارهای شکنجی (و یا دیوارهای جابه‌جایی) به طور مایل نسبت به برگوارگی قرار می‌گیرند (شکل۴-۱۱). تغییرات جهت‌یافتگی ترجیحی شبکه‌ای کانی الیوین از یک نمونه به نمونه دیگر قابل مشاهده بوده که این الگوهای متفاوت جهت‌یافتگی ترجیحی شبکه‌ای را می‌توان به وسیلهٔ نوسانات و تغییرات میزان تبلور دوباره دینامیکی توجیه کرد. تبلور دوباره دینامیکی تحت افزایش کرنش(Strain) منجر به پایدار شدن و در نهایت انتشار گسترده‌ای از الگوی جهت‌یافتگی ترجیحی شبکه‌ای می‌شود (Tommasi et al., 2000).

۷-۲-سیستم‌لغزشی‌الیوین‌در پریدوتیتهای‌با دگرشکلی‌دماپایین (LT)

الگوی جهت‌یافتگی ترجیحی شبکه‌ای کانی الیوین در نمونه‌های با دگرشکلی دما پایین (LT) الگوی فابریکی [۱۰۰] (۰۰۱) دما پایین (۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد) (Carter & Ave Lallemant,1970; Raleigh, 1968) را نشان می‌دهد (شکل ۱۴). این الگوی جهت‌یافتگی ترجیحی شبکه‌ای احتمالاً ناشی از جابه‌جایی لغزشی بر روی سیستم [۱۰۰]{okl} است و معمولاً سیستم لغزشی [۱۰۰] (۰۰۱) به عنوان یک سیستم لغزشی فرعی در نظر گرفته می‌شود (Tommasi et al., 2000).

۸- نتیجه‌گیری

جهت‌یابیهای خطوارگی درون تکتونیتهای الترامافیک دو روند اصلی را نشان می‌دهند: ۱- روند خطوارگی موجود در مسیر دگرشکلیهای دما بالا و دما متوسط (حاصل از جریانهای گوشته‌ای) با جهت شمال خاوری - جنوب باختری و ۲- روند خطوارگی موجود در مسیر دگرشکلی دما پایین (درون پهنه‌های برشی) با روند شمال باختری- جنوب خاوری. مطالعات ساختاری الگوهای خطوارگی نشان می‌دهند که این پهنه‌های برشی در درون جریانهای گوشته‌ای اولیه (جریانهای سست‌کره‌ای و سنگ‌کره‌ای) توسعه یافته‌اند.

نمونه‌های با بافت پورفیروکلاستیک تخت در ارتباط با دگرشکلی دما بالا و کرنش پایین یعنی ۱۲۰۰ تا۱۲۵۰ درجه سانتی‌گراد در دماهای سولیدوس و هیپرسولیدوس مربوط به جریان گوشته‌ای سست‌کره‌ای در زیر مرکز گسترش اقیانوس است (شکل ۱۶).

نمونه‌های با بافت پورفیروکلاستیک دوک مانند نشان‌دهنده دماهای پایین‌تر یعنی ۱۰۰۰-۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد و کرنش بالاتر یا محلی شدن جریان حاصل از دگرشکلی دما متوسط مربوط به جریان گوشته‌ای سنگ‌کره‌ای است (شکل ۱۶).

نمونه‌های با بافت میلونیتی مربوط به دگرشکلی دما پایین و کرنش بالای پهنه‌های برشی در درون سنگ‌کره گوشته‌ای است. دامنه دمایی ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد برای این نوع بافت در نظر گرفته می‌شود (شکل ۱۶).

درنتیجه، ریزساختارها یک تکامل فابریکی را از بخشهای گوشته‌ای با بافت پورفیروکلاستیک تخت و دگرشکلی دما متوسط با بافت پورفیروکلاستیک دوکی شکل به سمت پهنه‌های برشی با بافت میلونیتی نشان می‌دهند (شکل ۱۶) که منجر به ایجاد ریزبلورهایی با فضای بسته‌تر و همچنین کاهش دینامیکی اندازه بلورها شده است.

الگوی جهت‌یافتگی ترجیحی شبکه‌ای کانی الیوین در نمونه‌های با دگرشکلی دما بالا به طور عمده لغزش را بر روی سیستم [۱۰۰] (۰۱۰) نشان می‌دهند که عمده‌ترین سیستم لغزشی در پریدوتیتهای به طور طبیعی دگرشکل شده است. مطالعات تجربی نشان می‌دهند که سیستم لغزش [۱۰۰] (۰۱۰) در شرایط بالاترین دما در میان سیستمهای لغزشی [۱۰۰] {0kl} فعال‌ترین سیستم لغزشی و نشان‌دهنده دماهای بالا و کرنش پایین (۱۲۰۰ تا۱۲۵۰ درجه سانتی‌گراد) است.

مطالعه الگوی جهت‌یافتگی ترجیحی شبکه‌ای کانی الیوین در نمونه‌های با دگرشکلی دما متوسط به طور عمده لغزش را بر روی سیستم [۱۰۰] (0kl) نشان می‌دهند که نشان‌دهنده دماهای متوسط (۱۰۰۰-۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد) است.

مطالعه الگوی جهت‌یافتگی ترجیحی شبکه‌ای کانی الیوین در نمونه‌های با دگرشکلی دما پایین (حاصل از پهنه‌های برشی) سیستم لغزش [۱۰۰] (۰۰۱) دمای پایین (۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد) را نشان می‌دهند. این سیستم لغزش [۱۰۰] (۰۰۱) زمانی فعال می‌شود که جهت تنش فشارشی موازی با محور [۱۰۰] گردد (Bai et al.,1991; Bai & kohlstedt,1992). بنابراین، جهت تنش فشارشی اصلی احتمالاً موازی با محور [۱۰۰] الیوین در حین

فعالیت پهنه برشی است که می‌تواند منجر به غالب شدن سیستم لغزشی [۱۰۰] (۰۰۱) در پهنه‌های برشی شود.

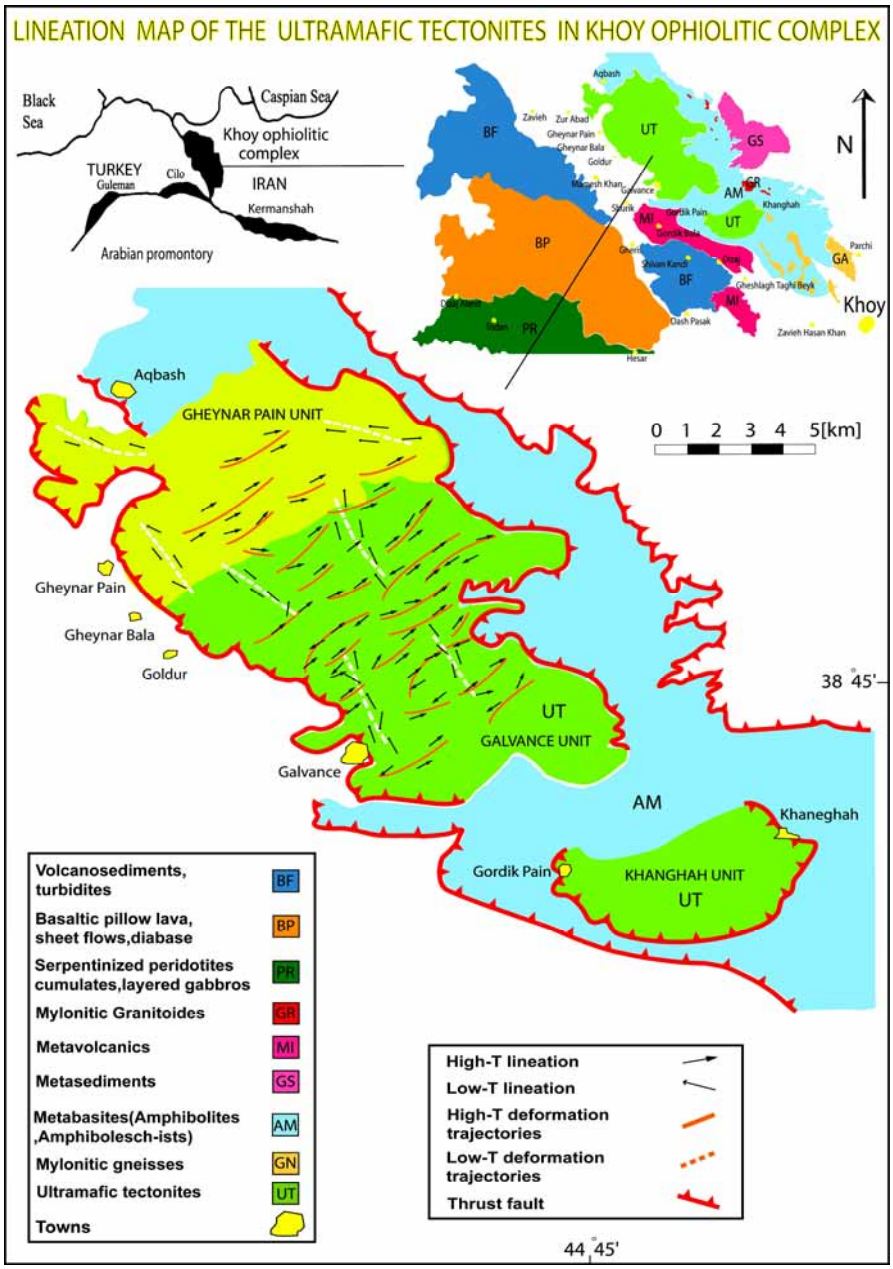
الگوهای جهت‌یافتگی ترجیحی شبکه‌ای کانی الیوین از سیستم لغزشی [۱۰۰] (۰۱۰) نمونه‌های سست‌کرهٔ گوشته‌ای به الگوی [۱۰۰] (0kl) نمونه‌های سنگ‌کرهٔ گوشته‌ای و در نهایت به الگوی [۱۰۰] (۰۰۱) نمونه‌های پهنه‌های برشی تغییر می‌کند. در نتیجه، جهت‌گیری محورهای بلورشناختی کانی الیوین در مختصات هندسی تغییر کرده است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که الگوی جهت‌یافتگی ترجیحی شبکه‌ای کانی الیوین درون پهنه‌های برشی دچار تغییر شده و این تغییر با چرخش محور [۰۱۰] بلورهای الیوین مشخص شده است. به نظر می‌رسد که سیستم لغزشی الیوین در پهنه‌های برشی گوشته‌ای منطقه با سیستم لغزشی عمل کننده در تکتونیتهای گوشته‌ای متفاوت بوده و به عبارت دیگر این سیستم لغزشی یک سیستم دما پایین‌تر(نسبت به تکتونیتها) یعنی[100] (001) است (شکل ۱۶).

با توجه به داده‌های ژئوشیمیایی دو نوع کرومیت درون پریدوتیتها قابل تشخیص است: I- بلورهای کرومیت با عدد کروم (Cr#) بالا و II- بلورهای کرومیتی با مقدار عدد کروم (Cr#) پایین .

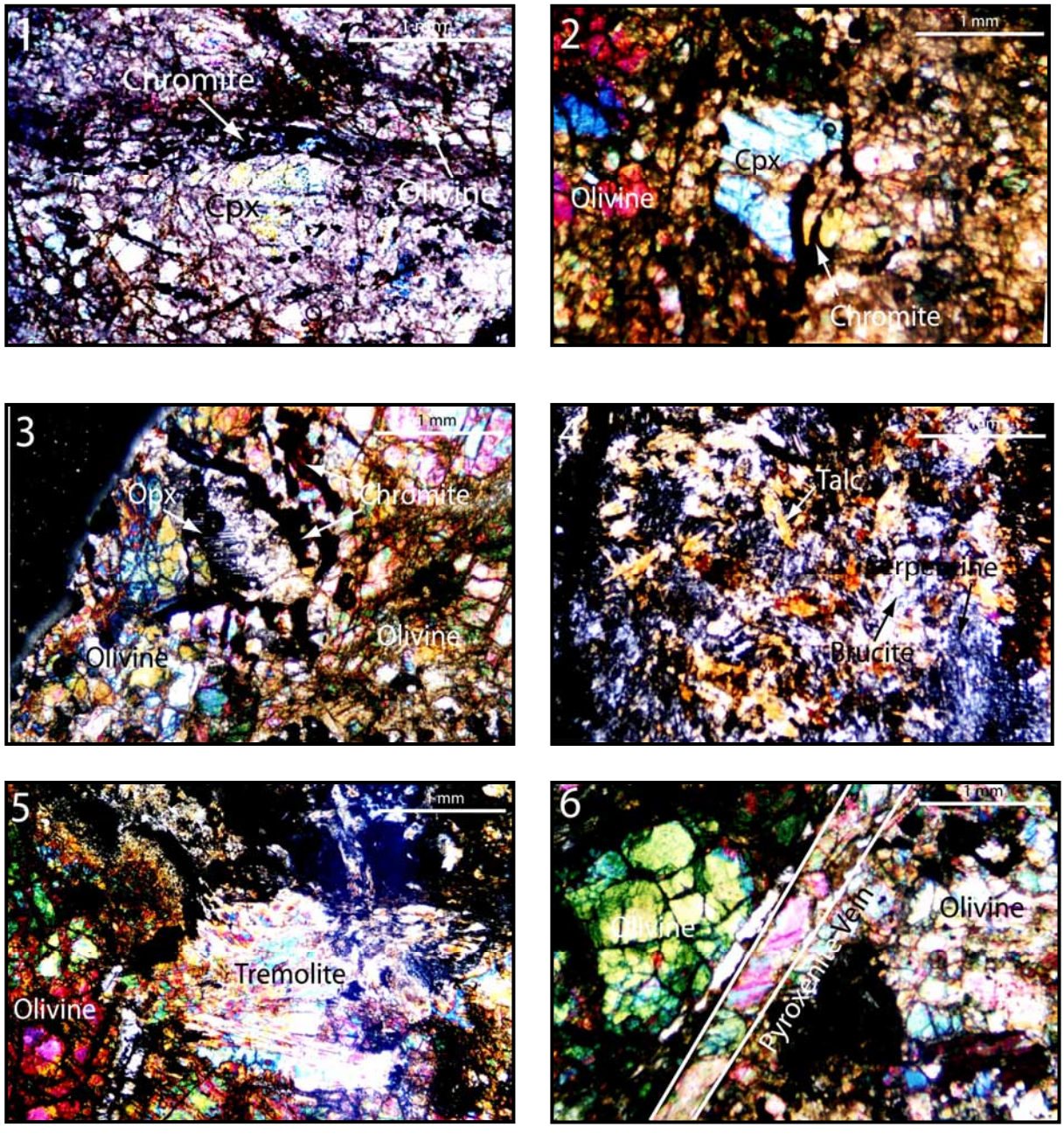
با توجه به داده‌های فوق می‌توان نتیجه گرفت که در مراحل اولیه جداشدگی اقیانوسی و توسعه پهنه‌های برشی ثانویه در سنگ‌کره گوشته‌ای فرایند ذوب بخشی در طول پهنه‌های برشی اتفاق افتاده است که منجر به ایجاد مذاب بازالتی غنی از آلومین شده است. در این صورت کرومیتهای فقیر از کروم و غنی از آلومینیم (تیپ II) می‌توانند یا حاصل واکنش مذاب بازالتی سرشار از آلومین با بلورهای کرومیت اولیه (تیپ I) و یا حاصل تبلور و تفریق ماگمای بازالتی عبوری سرشار از Al و اشباع از Cr از داخل تکتونیتها باشند. تشکیل بلورهای کرومیت در امتداد رخ پیروکسنها و یا در اطراف کانیهای پیروکسن و الیوین (به صورت سایه فشارشی دروغین) و همچنین به صورت قطره‌های کوچک بی‌شکل و یا به صورت کرمی‌شکل که خطوارگی کششی را نیز تشکیل می‌دهند، می‌تواند گویای تبلور نسل متأخر دیگری از کرومیتها (تیپ II) باشد.

کرومیتهای غنی از کروم (Cr) (تیپ I) احتمالاً باقی‌مانده‌ای از سنگ اولیه (کروم – اسپینل لرزولیت) می‌باشند که تحت تأثیر ذوب بخشی اندک، قسمت اعظمی از آلومینیم (Al) خود را از دست داده و بنابراین باقی‌مانده دیرگداز (تفاله) حاصل از ذوب بخشی می‌باشند. وجود کلینوپیروکسنها و ارتوپیروکسنهای غنی از Cr در این پریدوتیتها می‌تواند نشانه‌ای از میزان ذوب بخشی بسیار محدود در این پریدوتیتها باشد.

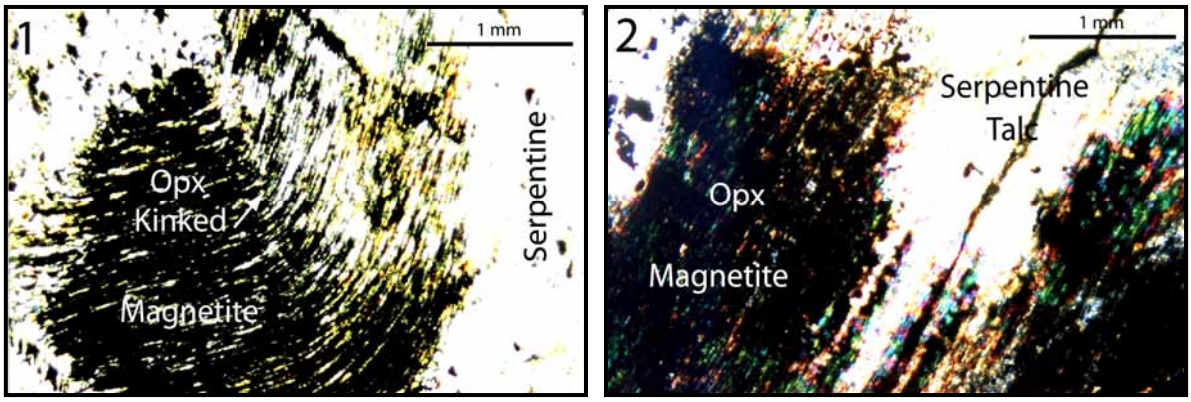
پهنه‌های برشی اشاره شده احتمالاً در مراحل اولیه جداشدگی سنگ‌کره گوشته‌ای اقیانوسی(Oceanic mantle lithosphere detachment) ایجاد گردیده‌اند. شکستگیهای مرتبط با این پهنه‌های برشی در درون تکتونیتهای الترامافیک منجر به نفوذ محلولهای داغ و ایجاد دگرسانی گرمابی از نوع ترمولیتی، مگنتیتی، تالکی،کربناتی و سرپانتینیتی درون پریدوتیتها شده‌اند.



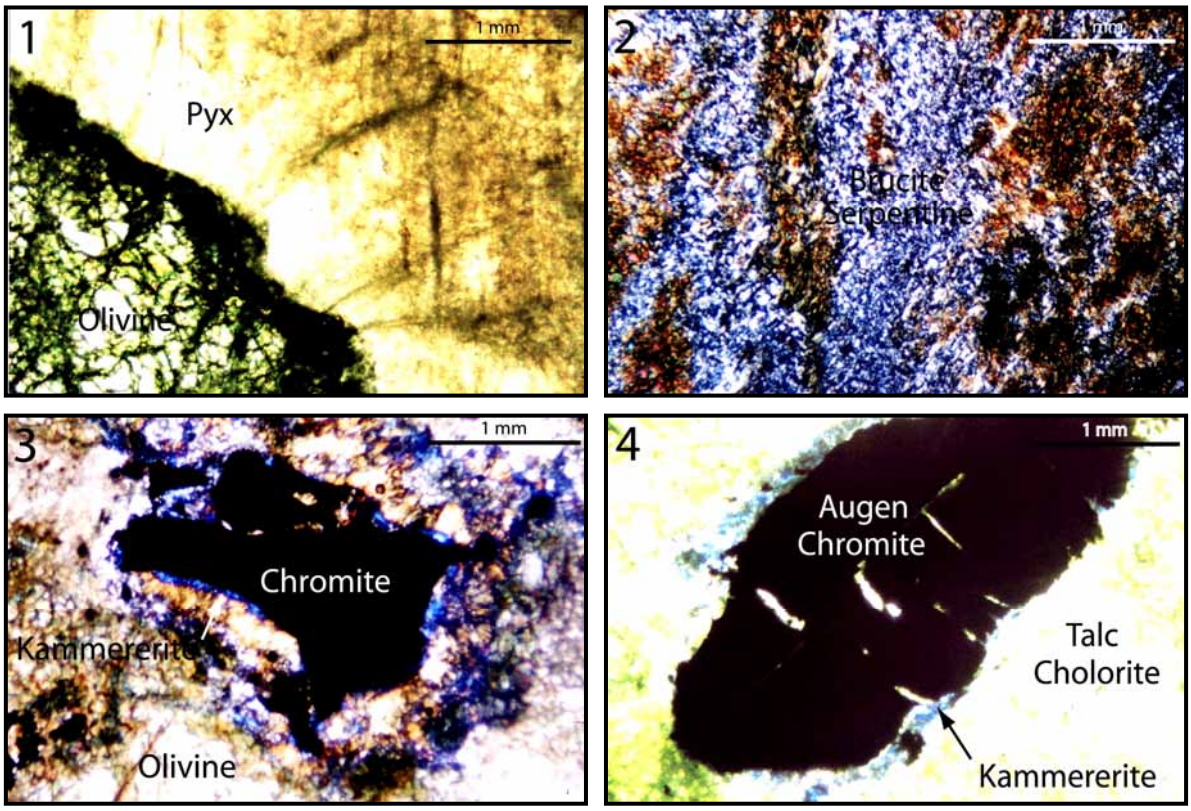
شکل ۱- نقشه خطوارگی همراه با مسیرهای دگرشکلی و واحدهای تکتونیتهای اولترامافیک در مجموعه افیولیتی خوی با استفاده از داده‌های ماهواره لندست ۷. روند خطوارگیهای موجود در مسیر دگرشکلی دما بالا و دما متوسط (حاصل از جریان گوشته‌ای) با جهت شمال خاوری - جنوب باختری و روند خطوارگیهای موجود در مسیر دگرشکلی دما پایین (درون پهنه‌های برشی) با روند شمال باختری - جنوب خاوری مشخص شده‌اند.



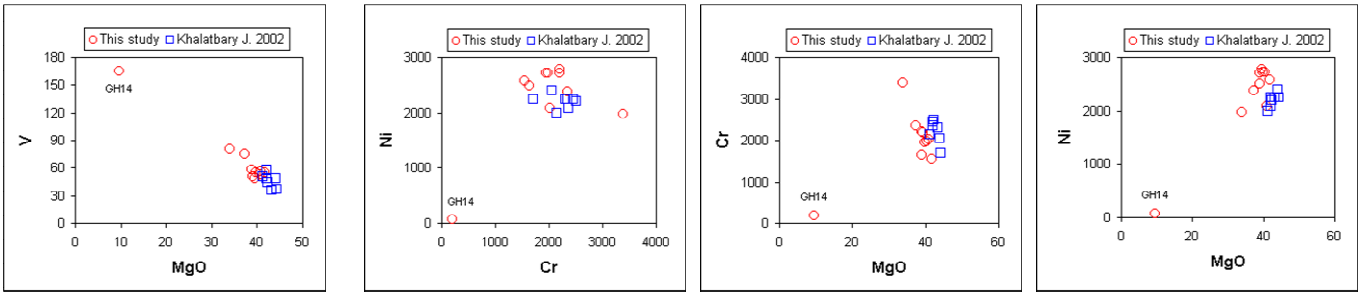
شکل ۲ – نمونه‌های پریدوتیتی واحد گلوانس. ۱– خطوارگی کرومیت که پورفیروکلاست کلینوپیروکسن را در دو جهت دور زده است. ۲– کرومیت به صورت کرمی شکل که خطوارگی کششی را نیز نشان می‌دهد. ۳– کرومیت به صورت قطره‌های کوچک بی‌شکل. ۴– سرپانتینیتها، که در حال تبدیل به تالک و بروسیت هستند. ۵– تشکیل ترمولیت در اثر عملکرد فاز دگرگونی ثانویه درون پریدوتیتها. ۶– رگه‌های کلینوپیروکسنیتی که به احتمال در ارتباط با فاز متاسوماتیسم گوشته‌ای هستند.



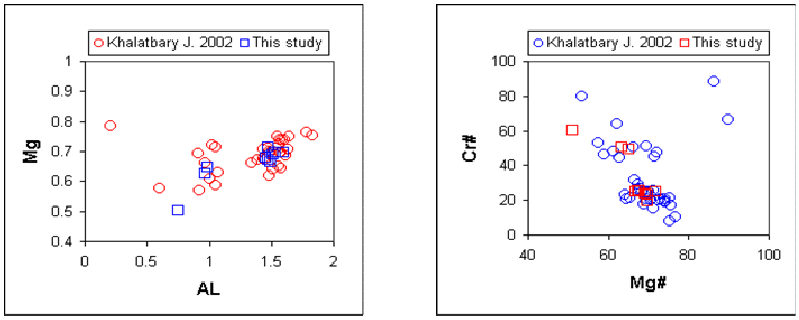
شکل ۳- نمونه‌های پریدوتیتی واحد قینار پایین. حضور مگنتیت بر روی سطوح و در طول رخهای اشکال دروغین ارتوپیروکسن، به طوری که رخها و نوارهای شکنجی پیروکسنها حفظ شده و بافت باقی مانده بر جای مانده است.



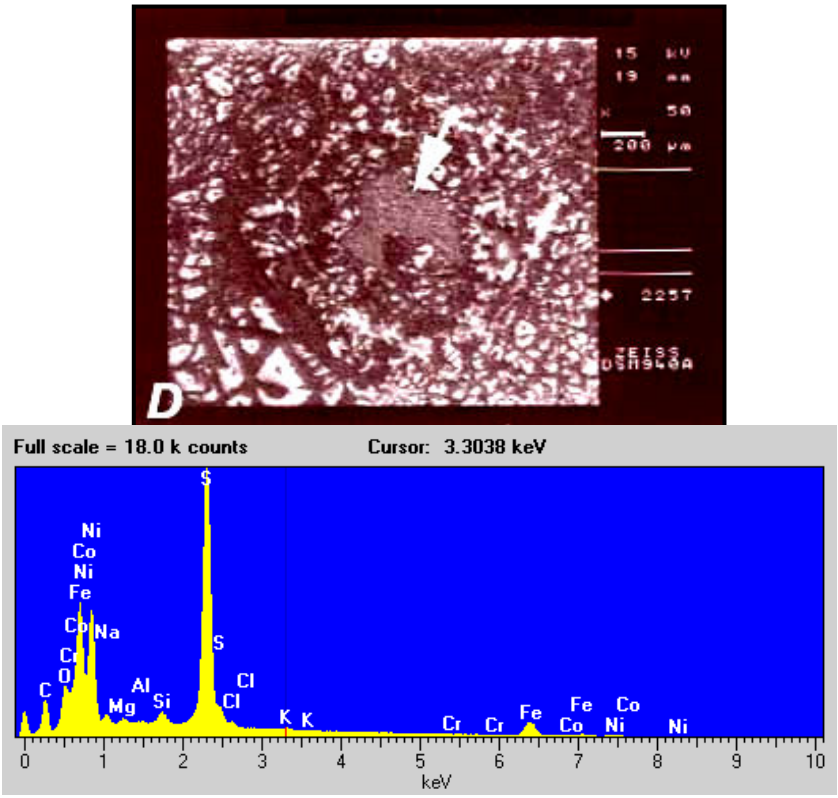
شکل ۴- نمونه‌های پریدوتیتی واحد خانقاه. ۱- کلینوپیروکسن دگرسان شده همراه با الیوین کلریتی شده. ۲- سرپانتینیت، که در حال تبدیل به تالک و بروسیت است. ۳- دانه‌های کرومیت بی‌شکل که در حاشیه به کروم- کلریت (کمرریت) دگرسان شده‌اند. ۴- دانه‌های کرومیت دوکی شکل همراه با الیوینهایی که به شدت تالکی و کلریتی شده‌اند، دانه‌های کرومیت در حاشیه به کروم-کلریت تبدیل شده‌اند.



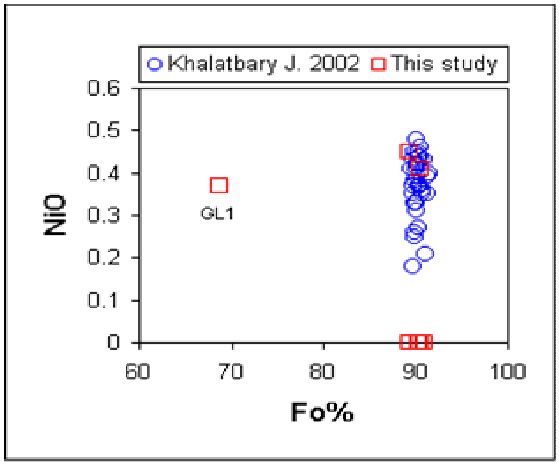
شکل ۵- نمودارهای ژئوشیمیایی کل سنگ. تغییرات عناصر کمیاب در مقابل اکسید منیزیم و همین طور نمودار نیکل در برابر کروم. علاوه بر نمونه‌های متعلق به این مطالعه از تجزیه نمونه‌های پریدوتیتی Khalatbari jafari (2002) نیز به منظور مقایسه استفاده شده است.



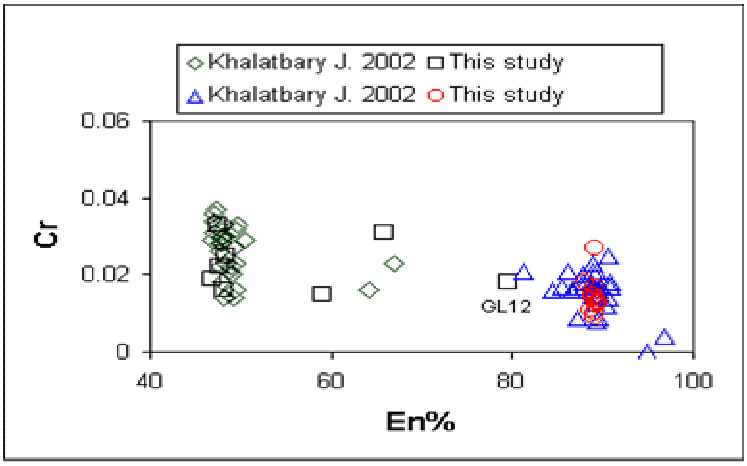
شکل ۶- نمودار های تغییرات Mg/Al ,Cr# /Mg# برای کروم - اسپینل تکتونیتهای اولترامافیک.



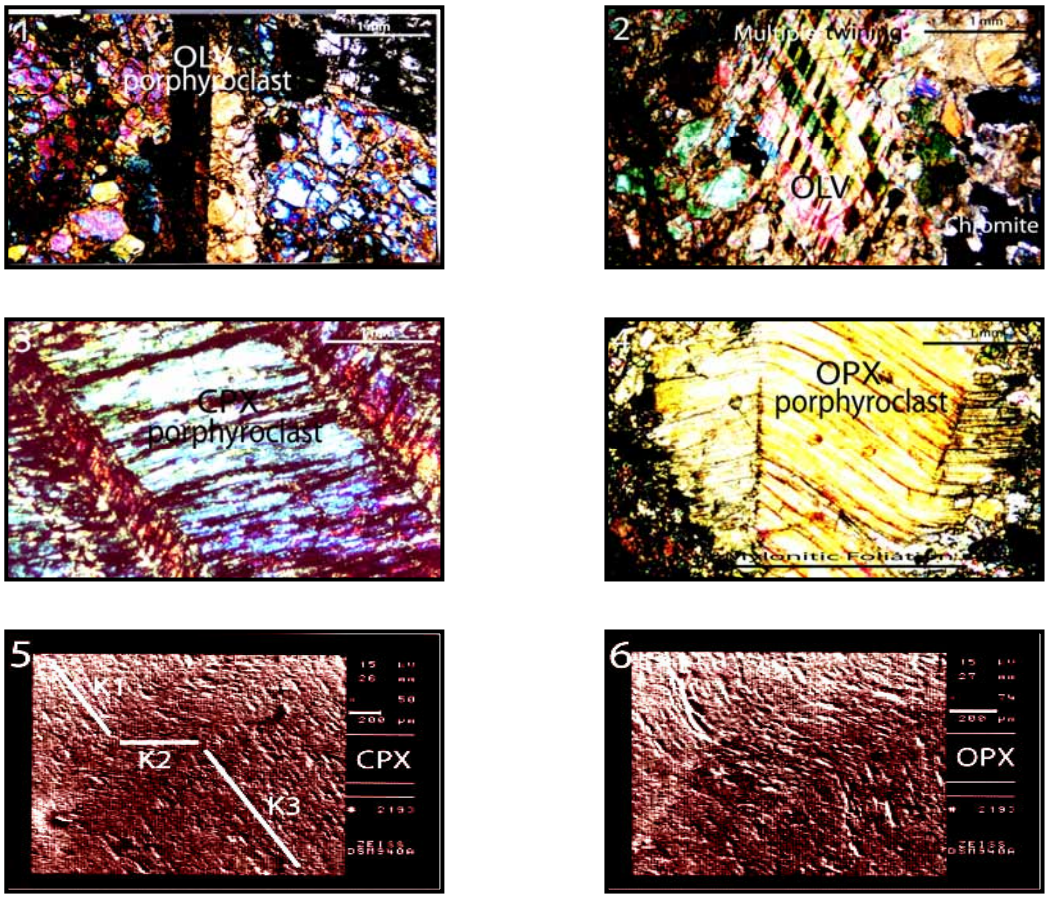
شکل ۷- تصویر SEM مربوط به دانه سولفید در داخل کرومیتهای باقی مانده موجود در پریدوتیتهای گلوانس خوی. تجزیه شیمیایی نیمه کمی مربوط به این دانه سولفید در زیر تصویر نمایان است و نشان می‌دهد که ترکیب این دانه پنتلاندیت یعنی سولفید نیکل- آهن است.



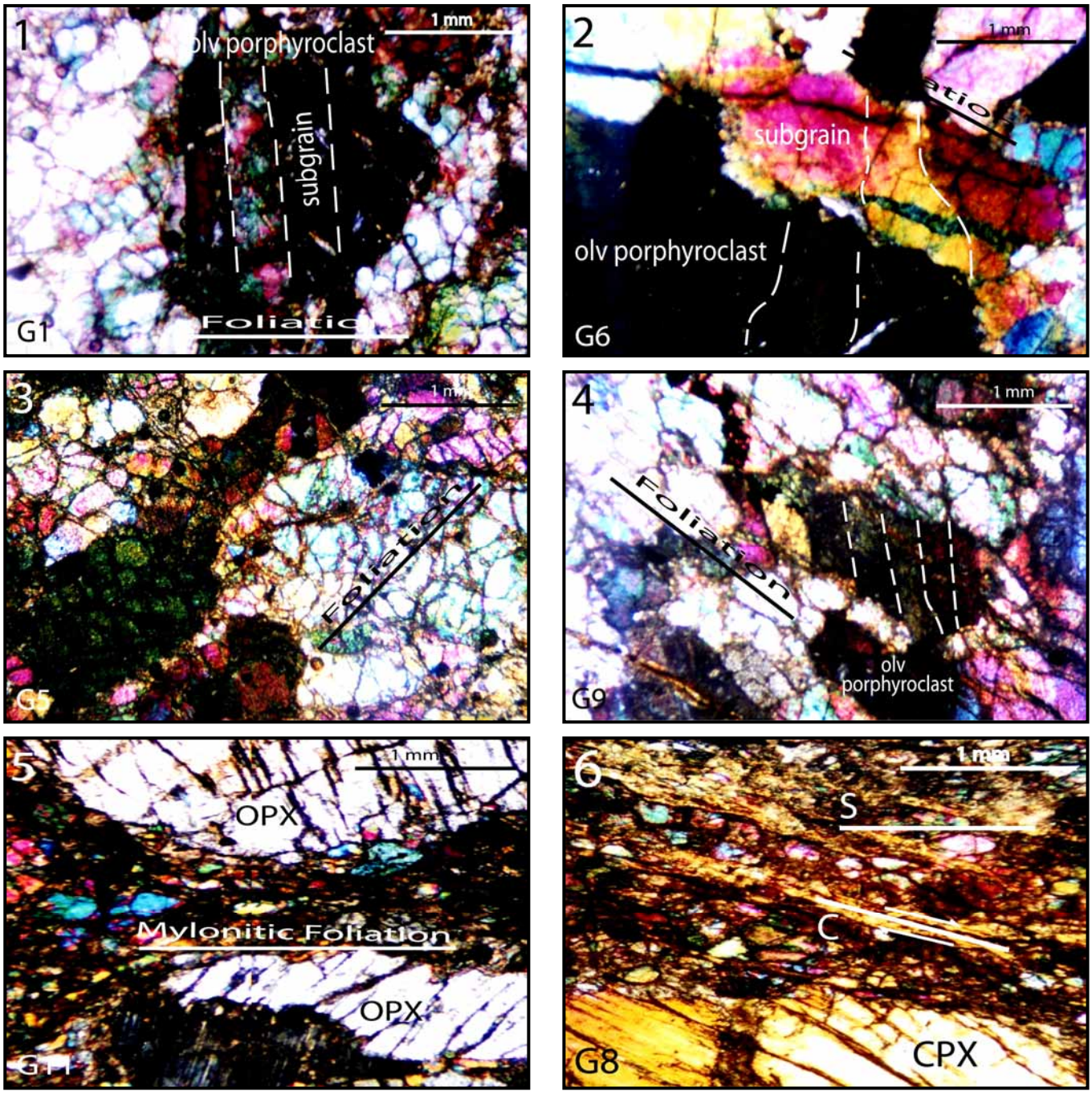
شکل ۸- نمودار تغییرات NiO/FO% برای الیوین تکتونیتهای اولترامافیک



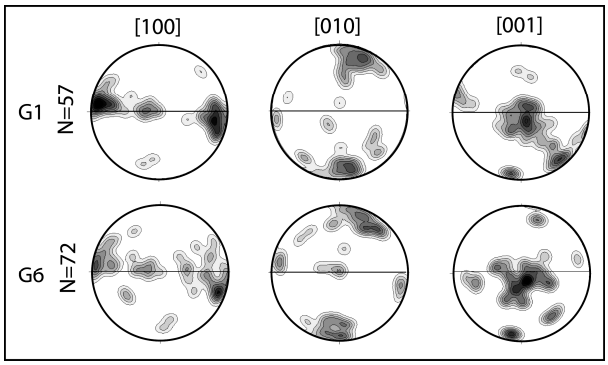
شکل ۹- نمودار تغییرات Cr/En% برای ارتو پیروکسنها و کلینوپیروکسنهای تکتونیتهای الترامافیک.



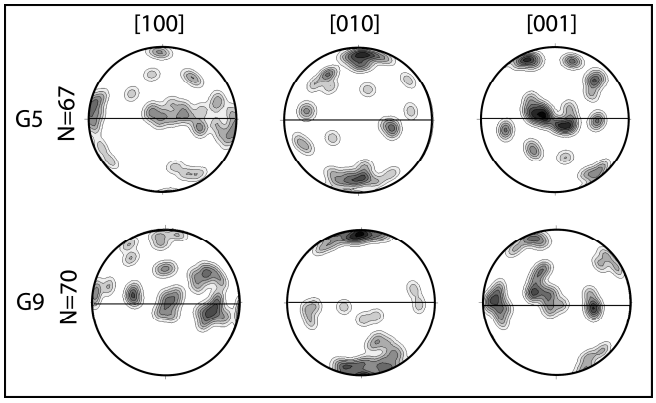
شکل ۱۰- ۱ و ۲- توسعه دوقلویی دگرشکلی در بلورهای الیوین. ۳- پورفیروکلاست کلینوپیروکسن دارای نوار شکنجی. ۴- پورفیروکلاست ارتوپیروکسن حاوی نوار شکنجی که خمیدگی در نوار شدیدتر می‌باشد. ۵ و ۶- تصاویر الکترون ثانویه (Secondary electron images) از میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM)، چرخش رخها در کانی کلینوپیروکسن همراه با تغییرات هندسه نوارهای شکنجی (K1, K2 & K3)، همان طور که مشاهده می‌شود خمیدگی در نوار شکنجی در ارتوپیروکسن شدیدتر و نشان‌دهنده دگرشکلی پلاستیکی این کانیها در شرایط گوشته‌ای است.



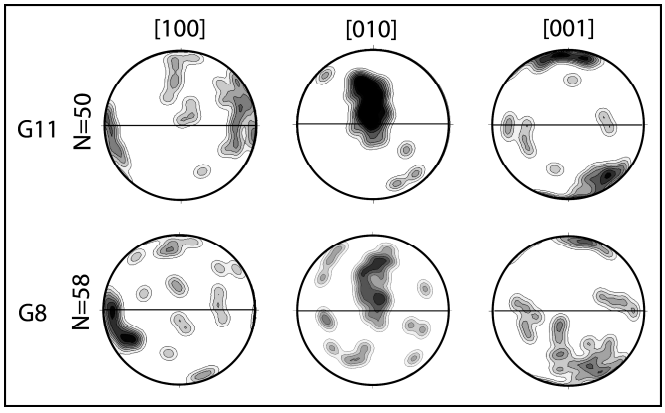
شکل ۱۱- تکامل فابریکی ریزساختارها از بافت پورفیروکلاستیک تخت (۱ و ۲) با دگرشکلی دما بالا (HT) و بافت پورفیروکلاستیک دوکی شکل (۳ و ۴) با دگرشکلی دما متوسط (MT) (مربوط به جریانهای سست‌کره‌ای و سنگ‌کره‌ای گوشته‌ای) به سمت بافت میلونیتی (۵ و ۶) با دگرشکلی دما پایین (LT) (درون پهنه‌های برشی).



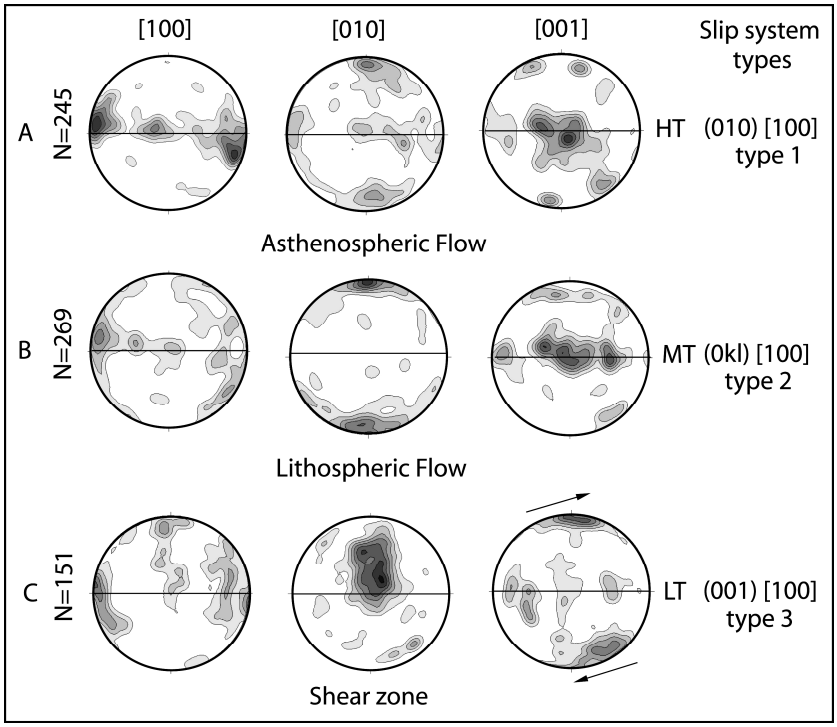
شکل ۱۲- الگو های جهت‌یافتگی ترجیحی شبکه‌ای کانی الیوین در نمونه‌های با دگرشکلی دما بالا (حاصل از جریان سست‌کره‌ای گوشته‌ای) که نشان‌دهنده سیستم لغزشی [۱۰۰] (۰۱۰) است. داده‌ها بر روی شبکه هم‌مساحت یا شبکه اشمیت (نیمکره پایینی) پیاده شده است. N تعداد قطبهای اندازه‌گیری شده، بیشترین چگالی ۶/۰۱ و کنتور شده در فواصل ۱ تا ۶ درصد. شماره نمونه‌ها (G1,G6) مطابق با شکل شماره ۱۱ است. (G1,G6) نمونه‌های منتخب.



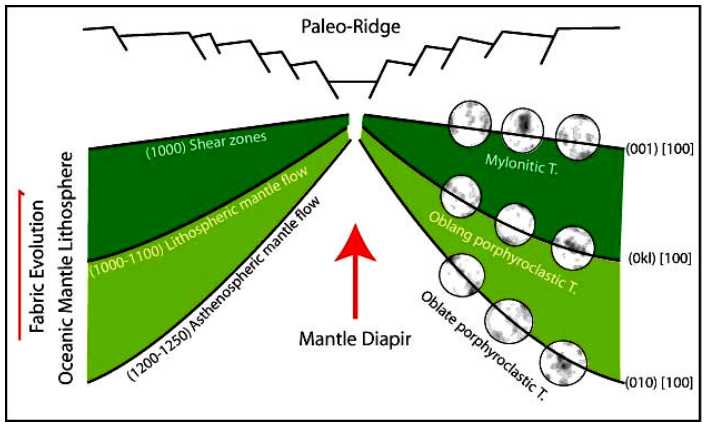
شکل ۱۳- الگوهای جهت‌یافتگی ترجیحی شبکه‌ای کانی الیوین در نمونه‌های با دگرشکلی دما متوسط (حاصل از جریان سنگ‌کره‌ای گوشته‌ای) که نشان‌دهنده سیستم لغزشی [۱۰۰] (0kl) است. داده‌ها بر روی شبکه هم‌مساحت یا شبکه اشمیت (نیمکره پایینی) پیاده شده است. N تعداد قطبهای اندازه‌گیری شده، بیشترین چگالی ۶/۰۱ و کنتور شده در فواصل ۱ تا ۶ درصد.شماره نمونه‌ها (G5,G9) مطابق با شکل شماره ۱۱ است. (G5,G9) نمونه های منتخب.



شکل۱۴- الگوهای جهت‌یافتگی ترجیحی شبکه‌ای کانی الیوین در نمونه‌های با دگرشکلی دما پایین (حاصل از پهنه‌های برشی) که نشان‌دهنده سیستم لغزشی [۱۰۰] (۰۰۱) است. داده‌ها بر روی شبکه هم‌مساحت یا شبکه اشمیت (نیمکره پایینی) پیاده شده است. N تعداد قطبهای اندازه‌گیری شده، بیشترین چگالی ۶/۰۱ و کنتور شده در فواصل ۱ تا ۶ درصد. شماره نمونه‌ها (G8,G11) مطابق با شکل شماره ۱۱ است.(G8,G11) نمونه‌های منتخب.



شکل ۱۵- A- کل داده‌های الگوهای جهت‌یافتگی ترجیحی شبکه‌ای کانی الیوین در نمونه‌های با دگرشکلی دما بالا (حاصل از جریان سست‌کره‌ای گوشته‌ای) که نشان‌دهنده سیستم لغزشی [۱۰۰] (۰۱۰) است، کل داده‌ها مطابق با شکل شماره ۱۲ می باشد. B- کل داده‌های الگوهای جهت‌یافتگی ترجیحی شبکه‌ای کانی الیوین در نمونه‌های با دگرشکلی دما متوسط (حاصل از جریان سنگ‌کره گوشته‌ای) که نشان‌دهنده سیستم لغزشی [۱۰۰] (0kl) ، و کل داده‌ها مطابق با شکل شماره ۱۳ است. C- کل داده‌های الگوهای جهت‌یافتگی ترجیحی شبکه‌ای کانی الیوین در نمونه‌های با دگرشکلی دما پایین (حاصل از پهنه‌های برشی) که نشان‌دهنده سیستم لغزشی [۱۰۰] (۰۰۱) ، و کل داده‌ها مطابق با شکل شماره ۱۴ است.



شکل ۱۶- طراحی مدل تکامل دینامیکی سنگ‌کره گوشته‌ای مجموعه افیولیتی خوی. الگوهای جهت‌یافتگی ترجیحی شبکه‌ای مطابق با شکل شماره ۱۵ است.

References

Amini,B., Radfar, J., Khalatbari, M. & Behrudi,A., 1993- Geological map of the Dizaj Quadrangle, Scale 1/100,000, Geological Survay of Iran.

Ave-Lallemant, H. G., 1975- Mechanism of preferred orientations in olivine in tectonite peridotites, Geology, 3: 653-656.

Azizi, H., 2001- Petrography, petrology and geochemistry of metamorphic rocks in the north of Khoy, PHD thesis. Univ. Teacher Education, Tehran, Iran, 251p.

Azizi, H., Moinevaziri, H., Mohajjel, M. & Yaghobpoor, A., 2005- PTt path in metamorphic rocks of the Khoy region (northwest of Iran) and their tectonic significance for Cretaceous Tertiary continental collision, Journal of Asian Earth Sciences, 1-9.

Bai, Q., Mackwell, S. J. & Kohlstedt, D. L., 1991- High temperature creep of olivine single crystals. 1. Mechanism results for buffered samples, Journal of Geophysical Research, 96: 2441- 2463.

Bai, Q. & kohlstedt, D. L., 1992- High – temperature creep of olivine single crystals. 2. Dislocation structures, Tectonophysics, 206: 1-29.

Boudier, F., 1978- Structure and petrology of the Lanzo peridotite massif (Piedmont Alps), Geol. Soc. Am. Bull, 89: 1574-1591.

Carter, N. & Ave Lallemant, H. G., 1970- High temperature flow of dunite and peridotite, Geol. Soc. Am. Bull, 81: 2181-2202.

Dijkstra, A. H., Drury, M. R., Vissers, R. L. M. & Newman, J., 2001- On the role of melt-rock reaction in mantle shear zone formation in the Othris peridotite Massif (Greece), Journal of Structural Geology, 24: 1431-1450.

Durham, W. B. & Goetze, G., 1977- Plastic flow of oriented singles crystals of olivine. 1. Mechanism data, Journal of Geophysical Research, 83: 5755-5770.

Ghorashi, M. & Arshadi, S., 1978- Geological map of the Khoy Quadrangle, Scale 1/250,000, Geological Survay of Iran.

Harter, B., 1977- Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallization textures in olivine-bearing xenoliths, J. Geol., 85: 279-288.

Hassnnipak, A. & Ghazi, M., 2000- Petrology, geochemistry and tectonic setting of the Khoy ophiolite, northwest Iran: implications for Trthyan tectonics, Journal of Asian Earth Sciences, 18: 109-121.

Johnson, K.T.M. & Dick, H.J.B. & Shimizu, N., 1990- Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. Journal of Geophysical Research, 95: 2661-2678.

Khalatbari jafari, M., 2002- Etude geologique, petro-geochimique et geochronologique des ophiolites de la region de Khoy (Iran), PHD thesis, Univ. Bretange Occidentale, Brest, France, 252 p.

Khalatbari jafari, M., Juteau, T., Bellon, H. & Emami, H., 2003- Discovery of two ophiolite complexes of different ages in the Khoy area (NW Iran), Geodynamics, 335: 917-929.

Khalatbari jafari, M., Juteau, T., Bellon, H., Whitechurch, H., Cotton, J. & Emami, H., 2004-New geological, geochronological and geochemical investigation on the Khoy ophiolites and related formations, NW Iran, Journal of Asian Earth Sciences, 23: 507-535.

Law, R. D., Knipe, R.J. & Dayan, H., 1984- Strain path partitioning within thrust sheets: microstructural and petrofabric evidence from the Moine thrust zone at Loch Eriboll, NW Scotland, Journal of Structural Geology, 6: 477-498.

Mercier, J. L. & Nicolas, A., 1975- Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by basalt xenoliths, J. Petrol., 16: 454-487.

Mercier, J. L., 1985- Olivine and pyroxenes. In: H. R. Wenk (Editor), Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks: an Introduction to Modern Textures Analysis, Academic Press, New York, N. Y., 407-430.

Nicolas, A., Boudier, F. & Boullier, A. M., 1973- Mechanism of flow in naturally and experimentally deformed peridotites, Am. J. Sci., 280: 192-210.

Nicolas, A. & Poirier, J.P., 1976- Crystalline Plasticity and Solid State flow in Metamorphic Rocks,London: John Wiley,444 p.

Nicolas, A., 1989- Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere, Kluwer, Dordrecht, 367 p.

Poirier, J. P. & Nicolas, A., 1975- Deformation induced rycrystallization by progressive misorientation of subgrain boundaries with special reference to mantle peridotites, J. Geol., 83: 707-720.

Radfar,J., Amini,B. & Khalatbari,M.,1993-Geological map of the Khoy Quadrangle,Scale1/100,000,Geological Survay of Iran.

Simpson, C. & Schmid, S. M., 1983- An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks, Bull. Geol. Soc. Am., 94: 1281-1288.

Rahgoshay, M., 1986- Les chromites et leurs gisements dans les complexes ophiolitiques de la chained u Taurus (Turquie), comparaison avec les gisements omanais. These Doct. Etat., Univ. L. Pasteur, Strasbourg, France.

Raleigh, C.B., 1968- Mechanism of plastic deformation of olivine. Journal of Geophysical Research, 73: 5391-5406.

Tommasi, A., Mainprice, D., Canova, G. & Chastel, Y., 2000- Viscoplastic self-consistent and equilibrium-based modeling of olivine lattice preferred orientations. Implications for upper mantle seismic anisotropy, Journal of Geophysical Research, 105: 7893-7908.

Van Derwal, D., Vissers, L.M., Drury, M.R. & Hoogerduijn Strating, E. H., 1992- Oblique fabrics in porphyroclastic Alpine-type peridotites: a shear-sense indicator for upper mantle flow, Journal of Structural Geology, 14: 839-846.

White, S. H., Evans, D. & Zhong, D. L., 1982- Fault rocks of the Moine Thrust Zone: Microstructures and textures of selected mylonites, Textures Microstructure, 5:33-61.

Zhang, S. & Karato, S., 1995- *Lattice* preferred orientation of olivine aggregates in simple shear, Nature, 375: 774-777.

Zhang,S.,Karato,S.,FitzGerald,F., Faul,U.H. & Zhou,Y.,2000-Simple shear deformation of olivine aggregate*s*, Tectonophysics, 316: 133-152.