

سنگ‌نگاری و زمین‌دما فشارسنجی لرزولیت‌های چاه‌لقه (افیولیت‌عشین)

نرگس شیردشت‌زاده^{۱*} و قدرت ترابی^۲

^۱دکتر، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

^۲استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۱/۰۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۳/۰۸

چکیده

در این پژوهش گروهی از لرزولیت‌های گوشته‌ای افیولیت‌عشین بررسی شده‌اند که شواهد رویداد دگرگونی-زمین‌ساختی هنگام بالاآمدگی (exhumation) و فرارانش روی پوسته قاره‌ای پس از بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در آنها دیده می‌شود. برپایه سنگ‌نگاری، ارتوپروکسن، کلینوپروکسن، الیون و کرم اسپینل از کانی‌های سازنده اولیه این سنگ‌ها هستند. برپایه کانی‌شناسی و زمین‌دما فشارسنجی، این لرزولیت‌های چهارفازی در گوشته سنگ‌گره‌ای (در فشار ۲۱/۶-۸/۶ کیلو بار) و در پی واکنش‌های مذاب/سنگ‌دیواره (در دمای ۱۰۱۲-۱۱۸۳ درجه سانتی‌گراد) پدید آمده‌اند. پس از تشکیل، این سنگ‌ها در راستای پهنه گسلی این منطقه روی پوسته قاره‌ای جایگیری و فرارانش کرده و دگرریخت شده‌اند. نخستین رویداد دگرریختی انعطاف‌پذیر و در بخش‌های ژرف‌تر سنگ‌کره موجب میولینیتی شدن دما بالای این سنگ‌ها (دمای بیشتر از ۶۰۰-۸۰۰ درجه سانتی‌گراد) شده است. ویژگی‌های کانی‌شناسی نشان‌دهنده کاهش فشار در این مرحله و واکنش ساب‌سولیدوس پیروکسن‌ها و اسپینل‌ها با هم و پیدایش الیون و پلاژیوکلاز به جای آنهاست. از این رو، داده‌های سنگ‌نگاری و دما فشارسنجی نشان‌دهنده رخساره لرزولیت‌های گوشته‌ای اسپینل‌دار تا پلاژیوکلازدار برای این سنگ‌ها هستند. سرانجام، در پی فرایند بالا آمدن و بیرون آمدن، این سنگ‌ها تا اندازه‌ای دچار خردشدگی و دگرریختی شکننا و کاتاکلاستیک در دمای کمتر از ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار و ژرفای کمتر شده‌اند. در پی فرایندهای دگرسانی، بیشتر پلاژیوکلازها با کانی‌های پرنهیت، پومپله‌ایت، کلریت، هیدروگروسولر و زونولیت جایگزین شده‌اند.

کلیدواژه‌ها: سنگ‌نگاری، زمین‌دما فشارسنجی، بالاآمدگی، لرزولیت، افیولیت‌عشین.

*نویسنده مسئول: نرگس شیردشت‌زاده

E-mail: nshirdasht@gmail.com

۱- پیش‌نوشتار

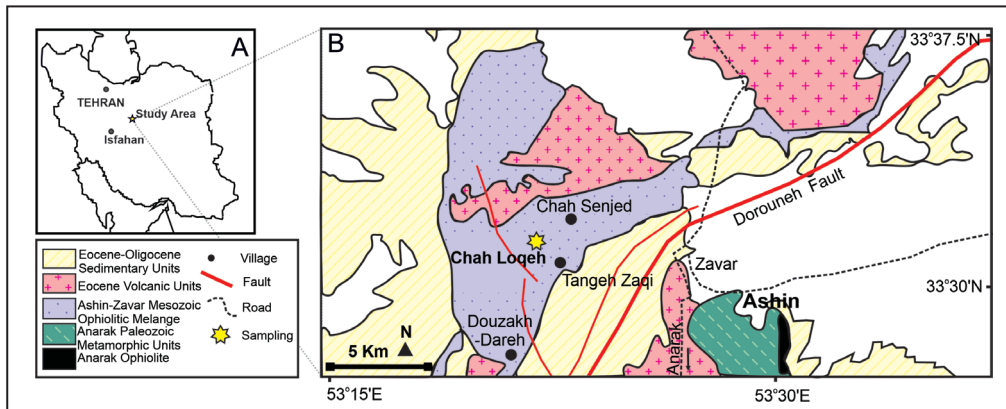
بررسی افیولیت‌های ایران مرکزی از دیدگاه زمین‌شیمیایی، رویدادهای دگرگونی و زمین‌ساختی در توصیف فرایندها و بررسی الگوی ژئودینامیک و تکتونوماگماتیک ایران مرکزی و تکمیل رویدادهای زمین‌شناسی ایران اهمیت بسیاری دارد. بر پایه تازه‌ترین بررسی‌های (Dilek and Furnes, 2009)، افیولیت‌ها در جایگاه‌های زمین‌ساختی گوناگونی دیده می‌شوند: افیولیت‌های مرز قاره‌ای یا CM (Continental Margin)، افیولیت‌های برآمدگی میان‌اقیانوسی یا MOR (Mid-Ocean-Ridge)، افیولیت‌های پلوم یا P (Plume) افیولیت‌های سوپراسابداکشن یا SSZ (Supra-Subduction Zone)، افیولیت‌های کمان آتشفشانی یا VA (Volcanic Arc). هنگام بسته شدن اقیانوس و رویداد فرارانش، هریک از این افیولیت‌ها چه بسا به صورت برافزایشی (Accretionary) و برش‌های زمین‌ساختی از صفحه‌های فرورونده خراشیده شده و در کنار هم جای می‌گیرند. بررسی سنگ‌های گسلی که از گوشته بالایی و پوسته زیرین به روی زمین رخنمون یافته‌اند در بررسی سازوکار شکسته شدن سنگ‌کره و تغییر شرایط دگرریختی شکننا - انعطاف‌پذیر (ductile-brittle) سنگ‌کره کاربرد دارد (Ueda et al., 2008).

آمیزه افیولیتی‌عشین (عشین- زوار) در شمال باختری خردقاره شرق- ایران مرکزی (Central East - Iranian Microcontinent یا CEIM) و بخشی از پهنه افیولیتی آلپی در ایران به‌شمار می‌رود. بررسی سنگ‌های سازنده و رویدادهای دگرگونی آنها در شناخت زمین‌شناسی ایران و این پهنه افیولیتی کاربرد دارد. از بررسی‌های سنگ‌شناسی انجام شده درباره سنگ‌های آذرین و دگرگونی افیولیت‌عشین می‌توان بررسی‌های ترابی (۱۳۸۳) و شیردشت‌زاده (۱۳۹۳) را نام برد. بر پایه بررسی‌های ایشان، لرزولیت‌های افیولیت‌عشین همانند پریدوتیت‌های مناطق کافت میان اقیانوسی هستند. در این پژوهش، گروه خاصی از لرزولیت‌های گوشته این افیولیت بررسی می‌شوند که نشانه‌هایی از رویداد نوع خاصی از دگرگونی در پی کاهش فشار هنگام فرارانش و بالاآمدگی (exhumation) در آنها دیده می‌شوند. بررسی‌های (Hoogerduijn Strating et al., 1993)، (Hamlyn and Bonatti, 1980) و (Hampton et al., 2006) از بررسی‌هایی هستند که روی چگونگی رخداد این فرایند

انجام شده‌اند. درباره افیولیت‌عشین، اگرچه این لرزولیت‌ها فراوانی کمتری نسبت به دیگر پریدوتیت‌های این منطقه دارند، اما بررسی آنها در زمینه بررسی فرایندهای پس از پیدایش و فرارانش روی پوسته قاره‌ای اهمیت بسیاری دارد. از این رو، در این پژوهش به بررسی سنگ‌نگاری، شیمی کانی‌های اصلی و برخی کانی‌های فرعی سازنده آنها و نیز زمین‌دما فشارسنجی این سنگ‌ها در رابطه با پیدایش و رویداد دگرگونی زمین‌ساختی آنها پرداخته می‌شود. افزون‌براین، برای بررسی بهتر فرایندهای دگرگونی و زمین‌ساختی، این سنگ‌ها با دیگر لرزولیت‌های افیولیت‌عشین که شواهد کانی‌شناسی دگرگونی و دگرریختی در اثر بالاآمدگی در آنها دیده نمی‌شود نیز مقایسه خواهند شد.

۲- زمین‌شناسی منطقه

افیولیت‌های ایران بخشی از پهنه افیولیتی‌تتیس هستند که افیولیت‌های خاور اروپا، یونان و ترکیه را به افیولیت‌های آسیای خاوری در پاکستان و هند پیوند می‌دهند (Dilek et al., 2007). زمان پیدایش اقیانوس نئوتتیس میان صفحه عربی و ایران مرکزی را پرمین آغازین تا پرمین میانی - تریاس آغازین دانسته‌اند (Agard et al., 2011)، هرچند در برخی منابع، بر پایه سن‌سنجی آهک و چرت‌های فسیل‌دار (Sharkovski et al., 1984) و یا سنگ‌های آذرین دگرگون‌نشده جوان (Moghadam et al., 2009 and 2013)، سن پیدایش و پایان اقیانوس نئوتتیس و پیدایش افیولیت‌ها در این پهنه را کرتاسه بالایی برشمرده‌اند. با وجود این سن‌های ^{40}K - ^{40}Ar به دست آمده برای دو گروه از پلاژیوگرانیت‌های افیولیت‌عشین (به عنوان محصول جدایش ماگمایی مذاب‌های بازیک) برابر با ۱۸۸ (پلینسباخین، میانه ژوراسیک زیرین) و ۹۸ (سنومین، آغاز کرتاسه بالایی) میلیون سال پیش هستند (Sharkovski et al., 1984). منطقه عشین بخشی از پهنه ساختاری ایران مرکزی و بلوک یزد در باختر خردقاره شرق- ایران مرکزی است که از خاور با گسل درونه (کویر بزرگ) و از باختر با پهنه افیولیتی‌عشین - ناین - بافت فراگرفته شده است. این افیولیت در طول جغرافیایی خاوری ۱۵° تا ۲۷° و عرض جغرافیایی شمالی ۲۵° تا ۳۳° تا ۳۷° تا ۳۳° جای دارد (شکل ۱).



شکل ۱- (A) جایگاه افیولیت عشین در نقشه زمین‌شناسی ایران؛ (B) نقشه زمین‌شناسی افیولیت عشین برگرفته از Shirdashtzadeh et al. (2015).

سرپانتینی شده‌اند؛ اما الومین، ارتوپروکسن، کلینوپروکسن و کانی کروم‌اسپینل از کانی‌های اصلی آنها به شمار می‌روند و از این رو این پریدوتیت‌های چهارفازی به نام اسپینل‌لرزه‌لرزه خوانده می‌شوند. این سنگ‌ها در نمونه دستی سبز تیره هستند. در نمونه میکروسکوپی نیز بیشتر کانی‌هایشان خرد شده هستند و بافت کاتاکلاستیک و پورفیروکلاستیک نشان می‌دهند. در این سنگ‌ها، با دگرسانی الومین‌ها و ارتوپروکسن‌ها، سرپانتین با بافت مشبک پدید آمده است. کلریت، پرنیت، هیدروگروسلر (هیشیت)، مگنتیت و اندکی زونولیت از دیگر کانی‌های دگرسانی هستند. در ادامه به بررسی میکروسکوپی پدیده‌هایی که نشان‌دهنده دگرریختی این سنگ‌ها هستند و نیز ترکیب شیمیایی کانی‌ها پیش و پس از دگرریختی آنها پرداخته می‌شود.

بلورهای الومین به سه صورت دیده می‌شوند: ۱) بلورهای درشت الومین خرد شده و سرپانتینی شده با بافت مشبک؛ (شکل ۲- A) با خاستگاه گوشته‌ای؛ ۲) بلورهای کوچک‌تر و بی‌شکل الومین واکنشی (Ol) در درون و مرزهای فرورفته ارتوپروکسن‌ها که در پی واکنش پریتمکتیک و ذوب نامتجانس ارتوپروکسن‌ها $(Mg_2Si_2O_6 (Opx) = Mg_2SiO_4 (Ol) + SiO_2 \text{ (in the liquid)})$ پدید آمده‌اند و همانند ارتوپروکسن‌های میزبان‌شان دچار خردشدگی شده‌اند (شکل ۲- A) و پیامد ذوب نامتجانس ارتوپروکسن‌ها هنگام گذر مذاب‌های بازیگرتر هستند؛ ۳) بلورهای خرد شده و ریزتر الومین در مرز میان اسپینل و ارتوپروکسن‌ها (شکل ۲- B) که در این پژوهش به بررسی خاستگاه آنها پرداخته خواهد شد. داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی برای این گروه از الومین‌ها در جدول ۱ آورده شده‌اند. از دیدگاه بافتی، همه این الومین‌ها خرد شده‌اند و دگرریختی شکنا نشان می‌دهند (شکل ۲). دگرریختی شکنا در الومین در دماهای کمتر از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد دیده می‌شود (Passchier and Trouw, 2005). در بخش‌های خرد شده آنها، سرپانتین‌ها گسترش یافته‌اند. الومین‌هایی که در پیرامون ارتوپروکسن‌ها پدید آمده‌اند کمتر از الومین‌های ماگمایی زمینه سرپانتینی شده‌اند؛ زیرا فرایند سرپانتینی شدن هم پیش از فرایندهای مذاب/سنگ و هم پس از آنها روی داده است. ترکیب شیمیایی الومین‌ها کریزولیت - فورستریت و میانگین $Mg\#$ آنها برابر با ۸/۸ به دست آمده؛ اما در الومین‌های بررسی شده در دیگر لرزه‌لرزه‌های این افیولیت، میانگین $Mg\#$ برابر با ۹۰/۳ و ترکیب آنها فورستریت است (جدول ۱).

ارتو- و کلینوپروکسن‌ها در زمینه‌ای از الومین‌های خرد و سرپانتینی شده با بافت مشبک دیده می‌شوند. پدیده‌های دگرریختی پلاستیک در پیروکسن‌ها (مانند: شکستگی و خردشدگی کانی‌ها، خاموشی موجی، صفحه‌های خمیده رخ‌ها، کینک‌باند، اکسولوشن کلینوپروکسن و ماکل) از ویژگی‌های دگرریختی نخستین این سنگ‌ها هستند (شکل ۲- C) که سپس با پدیده‌های دگرریختی شکنا (مانند: شکستگی و خردشدگی کانی‌ها) قطع شده‌اند (شکل ۲).

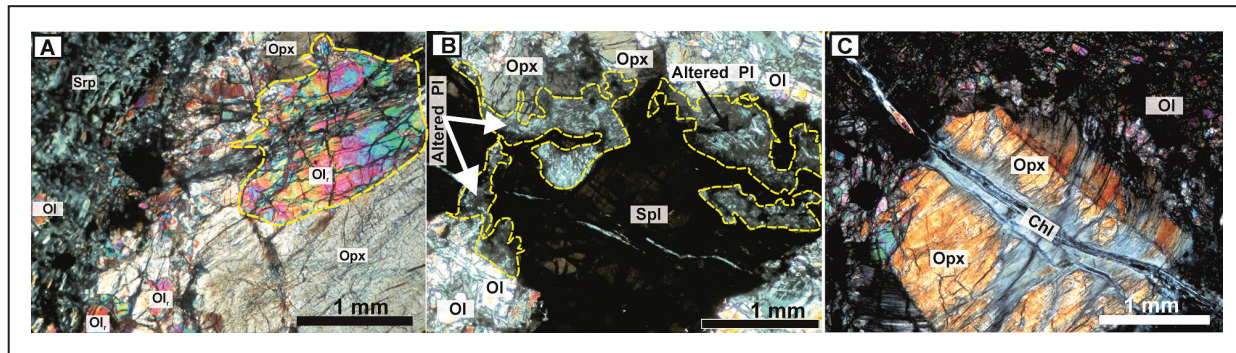
راه دسترسی به این افیولیت، جاده خاکی معدن‌های تالمسی و مسکنی است که از ۱۵ کیلومتر ۱۵ جاده انارک- ناین جدا می‌شود و پس از گذر از معدن‌های یاد شده به روستاهای عشین و زوار می‌رسد. به دنبال فرایندهای زمین‌ساختی، توالی افیولیتی عشین دچار بهم ریختگی شده است. از دیدگاه سنگ‌شناسی، آمیزه افیولیتی عشین از گروه‌های سنگی گوناگونی ساخته شده است (نفوذی‌های ماگمایی، آتشفشانی و سنگ‌های رسوبی وابسته به آنها، دایک دیا بازی، گابرو و پریدوتیت‌ها (لرزه‌لرزه، هارزبورگیت و دونیت)، به همراه سنگ‌های دگرگونی (شامل سرپانتینیت، آمفیبولیت، لیستونیت، رودینگیت، اسکارن، متاچرت نواری و اسپیلیت) هستند (ترابی، ۱۳۸۳؛ شیردشت‌زاده، ۱۳۹۳). بر پایه سن چرت‌های رادیولاردار، سن محیط دریایی اقیانوس نئوتتیس با ژرفای نزدیک به ۴۵۰۰-۵۰۰۰ متر در منطقه عشین نزدیک به ۱۰۷ تا ۹۴ میلیون سال پیش (تورونین، آغاز کرتاسه بالایی) بوده است (Shirdashtzadeh et al., 2015).

۳- روش انجام پژوهش

افزون بر ساخت مقطع نازک برای بررسی میکروسکوپی کانی‌ها، شماری مقطع نازک صیقلی برای بررسی شیمی کانی‌ها ساخته شد. فراوانی عنصرها در کانی‌ها با دستگاه ریزکاو الکترونی مدل JEOL JXA8800R (ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلوولت، جریان ۱۵ نانوآمپر) در دانشگاه کاناواوی ژاپن بررسی شد. بر پایه این روش، در صدوزنی اکسیدهای اصلی در ۳۵ نقطه از کانی‌های گوناگون در توده لرزه‌لرزه‌ای نزدیک چاه‌لقه به دست آمد. با به کارگیری ترکیب کانی‌های طبیعی و مصنوعی، داده‌های به دست آمده تصحیح استاندارد عدد اتمی (Standard corrections of atomic number) $ZAF \text{ factors} = ZAF$ شدند. در نرم‌افزارهای تخصصی فرمول ساختاری کانی‌ها بر پایه داده‌های به دست آمده و بر پایه شمار اکسیژن‌های فرمول ایده‌آل هر کانی به دست آورده شد. مقدار آهن فریک (Fe³⁺) بر پایه روش Stoichiometry پیشنهادی Droop (1987) به دست آمده است. داده‌های به دست آمده برای لرزه‌لرزه‌های چاه‌لقه در مقایسه با دیگر لرزه‌لرزه‌های افیولیت عشین در جدول‌های ۱ تا ۵ آورده شده‌اند.

۴- سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌ها

در آمیزه افیولیتی عشین، پریدوتیت‌ها و پریدوتیت‌های سرپانتینی شده فراوان‌ترین گروه سنگی منطقه هستند و در میان آنها، هارزبورگیت‌ها بیشترین فراوانی را دارند. پریدوتیت‌های دیگر (لرزه‌لرزه و دونیت) با فراوانی کمتری یافت می‌شوند؛ اما در کل، لرزه‌لرزه‌ها به علت کلینوپروکسن فراوان‌تر، دگرسانی کم‌تری نسبت به هارزبورگیت‌ها و دونیت‌ها نشان می‌دهند. لرزه‌لرزه‌های بررسی شده در این پژوهش در چاه‌لقه رخنمون یافته‌اند (شکل ۱- B). این لرزه‌لرزه‌ها تا اندازه‌ای



شکل ۲- تصاویر میکروسکوپی (XPL) از: (A) بلورهای الیون خرد شده و سرپانتینیته شده و الیون های واکنشی (Ol) در فرورفتگی های پیرامون ارتوپروکسن ها؛ (B) پلاژیوکلازهای دگرسان شده و الیون در کنار مرز دگرسان شده میان اسپینل و ارتوپروکسن ها؛ (C) الیون خرد شده و ارتوپروکسن دگرریخت با صفحه های خمیده رخ ها، کینک باند و رگه سرپانتین در محل شکستگی ها (نام اختصاری کانی ها برگرفته از Whitney and Evans (2010)).

جدول ۱- داده های تجزیه ریز کاو الکترونی الیون ها (بر پایه wt %) و فرمول ساختاری آنها (بر پایه a.p.f.u) برای ۴ اتم اکسیژن، به همراه سازنده های پایانی آنها ($Mg\# = Mg / (Mg + Fe^{2+})$).

افیولیت عشین				چاهلقه							Region
۵۲۵	۴۲۴	۲۴۹	۲۲۲	۴۲۵-۴	۴۲-۳	۱۱۹	۱۲۰	۱۲۴	۱۰۹	۱۲۸	Point No.
۴۰/۱۵	۳۹/۹۷	۴۰/۴۷	۴۰/۷۱	۴۰/۲۱	۴۰/۰۹	۴۰/۷۹	۴۰/۳۷	۴۰/۷۵	۴۰/۶۱	۴۰/۴۲	SiO ₂
۱۰/۰۰	۹/۱۱	۹/۰۷	۹/۲۵	۹/۹۴	۱۰/۰۵	۹/۹۹	۹/۶۶	۱۰/۲۲	۱۰/۰۵	۹/۵۷	FeO*
۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۰۷	MnO
۴۹/۴۱	۵۰/۱۶	۴۹/۷۶	۵۰/۴۹	۴۸/۸۵	۴۹/۹۶	۴۹/۵۶	۴۹/۵۰	۴۸/۸۶	۴۹/۶۱	۴۹/۰۲	MgO
۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۰	CaO
۰/۳۷	۰/۳۹	۰/۳۹	۰/۳۸	۰/۳۸	۰/۳۵	۰/۴۶	۰/۴۷	۰/۳۶	۰/۳۶	۰/۳۵	NiO
۱۰۰/۰۹	۹۹/۸۰	۹۹/۸۶	۱۰۰/۰۸	۹۹/۵۶	۱۰۰/۶۲	۱۰۰/۹۵	۱۰۰/۱۳	۱۰۰/۳۶	۱۰۰/۷۸	۹۹/۴۵	Sum
۰/۹۹	۰/۹۸	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۸	۰/۹۹	۰/۹۹	۱/۰۰	۰/۹۹	۱/۰۰	Si
۰/۲۱	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۲۰	Fe ²⁺
۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	Mn
۱/۸۱	۱/۸۴	۱/۸۲	۱/۸۳	۱/۸۰	۱/۸۲	۱/۸۰	۱/۸۱	۱/۷۸	۱/۸۰	۱/۸۰	Mg
۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	Ca
۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	Ni
۳/۰۱	۳/۰۲	۳/۰۱	۳/۰۱	۳/۰۱	۳/۰۲	۳/۰۰	۳/۰۱	۳/۰۰	۳/۰۱	۳/۰۰	Sum
۹۰/۰۰	۹۰/۶۴	۹۰/۵۵	۹۰/۵۹	۸۹/۷۵	۸۹/۸۶	۹۰/۰۰	۹۰/۰۵	۸۹/۴۵	۸۵/۵۵	۹۰/۰۰	Mg#
۱۰/۴۰	۹/۳۶	۹/۴۵	۹/۴۱	۱۰/۲۵	۱۰/۱۴	۱۰/۰۰	۹/۹۵	۱۰/۵۵	۱۰/۴۵	۱۰/۰۰	Fayalite
۸۹/۶۰	۹۰/۶۴	۹۰/۵۵	۹۰/۵۹	۸۹/۷۵	۸۹/۸۶	۹۰/۰۰	۹/۰۵	۸۹/۴۵	۸۹/۵۵	۹۰/۰۰	Forsterite

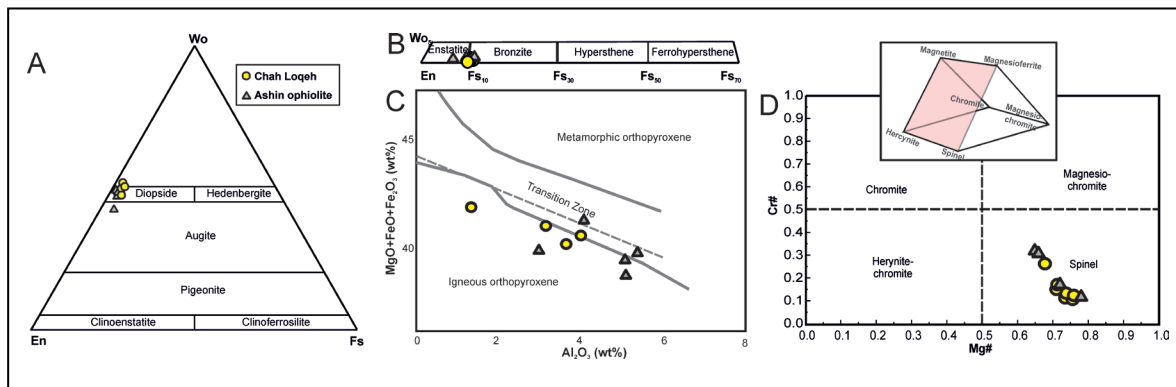
اما میانگین Mg# در ارتوپروکسن های دیگر لرزولیت های این افیولیت بیشتر و برابر با ۹۳/۲ درصد است (جدول ۲؛ شکل ۳- B). در نمودار مقدار $MgO+FeO+Fe_2O_3$ در برابر Al_2O_3 (شکل ۳- C) ترکیب شیمیایی ارتوپروکسن های چاهلقه نیز سرشت آذین آنها را نشان می دهد.

اسپینل های کروم دار به رنگ قهوه ای کم رنگ و کرمی شکل تا بی شکل هستند. کروم اسپینل ها در مرزها هاله ای غبار آلود دارند که گاه تا اندازه ای ویژگی های نوری کانی های کدر را نشان می دهد و گاه به رنگ خاکستری و با برجستگی بالاتر از سرپانتین و تالک دیده می شود. این هاله دگرسان شده آمیزه ای از کانی های کلسیم دار پرهنتیت، هیدروگروسولر و زنونیت و همچنین، کلریت است. این کانی ها پیامد

میزان کلینوپروکسن نزدیک به ۵ درصد حجمی است. در پی فرایندهای مذاب/سنگ و ذوب ارتوپروکسن، در کناره های بلورهای ارتوپروکسن، فرورفتگی های پر شده با الیون دیده می شوند. گاه در مرزها و در راستای رخ ها، ارتوپروکسن ها با سستی شده و رگه هایی از کریزوتیل آنها را بریده اند. ترکیب کلینوپروکسن ها دیوپسید و میانگین Mg# آنها برابر با ۹۳/۷ درصد است؛ اما میانگین Mg# در کلینوپروکسن های دیگر لرزولیت های این افیولیت بیشتر و برابر با ۹۵/۵ درصد است (جدول ۲؛ شکل ۳- A). ترکیب شیمیایی ارتوپروکسن های چاهلقه بسیار همانند ترکیب ارتوپروکسن های دیگر لرزولیت های این افیولیت است (شکل ۳). ارتوپروکسن ها از نوع انستاتیت با، $En_{89.0-92.0}\%Wo_{<3\%}$ (برونزیت - انستاتیت) و میانگین Mg# برابر با ۹۱/۶ درصد هستند؛

Matsumoto and Arai (2001) در ساختار کروم‌اسپینل‌ها وابستگی مثبتی میان DR# و Ti دیده می‌شود. در لرزولیت چاه لقه و دیگر لرزولیت‌های این افیولیت، کروم‌اسپینل‌ها کمایش کرمی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار هستند و از این رو، DR# نزدیک به ۰/۲ تا ۰/۳ دارند (شکل ۲- B). مقدار میانگین TiO_2 و Cr# این کانی‌ها در نمونه‌های چاه‌لقه به ترتیب ۰/۱ درصدوزنی، نزدیک به صفر و ۰/۱ است (جدول ۳)؛ اما در کروم‌اسپینل‌های بررسی‌شده در دیگر لرزولیت‌های این افیولیت، مقدار میانگین TiO_2 بالاتر و Cr# و Al کمتر است (جدول ۳).

دگرسانی پلاژیوکلازهایی هستند که در مرز کروم‌اسپینل با پیروکسن‌ها و در شرایط ساب‌سولیدوس پدید آمده‌اند (شکل ۲- B). مقدار کروم و تیتانیم در کروم‌اسپینل‌هایی که در لبه آنها پلاژیوکلاز پدید آمده است، بیشتر است؛ زیرا این دو عنصر در ساختار ملکولی پلاژیوکلاز جایی ندارند و از این رو، فراوانی آنها در کروم‌اسپینل افزایش می‌یابد (ترابی، ۱۳۸۳). بر پایه نمودار رده‌بندی اسپینل‌ها (شکل ۳- D)، در گستره ترکیبی اسپینل‌ها هستند و در آنها درصد مولی اسپینل برابر با ۰/۷۵ تا ۰/۷۸، کرومیت برابر با ۰/۱۱ تا ۰/۲۶، هرسینیت برابر با ۰/۰۳ تا ۰/۱۲ و مگنتیت برابر با ۰/۰۱ تا ۰/۰۳ است (جدول ۳). بر پایه بررسی‌های



شکل ۳- ترکیب پیروکسن در نمودار: (A) رده‌بندی کلیتوپیروکسن‌ها (Morimoto, 1989)؛ (B) رده‌بندی ارتوپیروکسن‌ها (Deer et al., 1997)؛ (C) رده‌بندی ارتوپیروکسن‌ها (Rietmeijer, 1983)؛ (D) رده‌بندی اسپینل‌ها (Melluso and Sethna, 2011).

جدول ۲- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی کلیتوپیروکسن‌ها (برپایه wt%) و فرمول ساختاری آنها (برپایه a.p.f.u) بر پایه ۶ اتم اکسیژن، به همراه سازنده‌های پایانی آنها (Cr# = Cr/(Cr + Al))

افیولیت‌عشین					چاه‌لقه						Region	
۴۷۳-۲	۴۷۳-۱	۵۲۵	۲۴۹	۲۲۲	۴۲۵-۷	۴۲۵-۶	۴۲۵-۵	۱۲۶	۱۲۵	۱۱۸	۱۱۷	Point No.
۵۲/۱۳	۵۲/۳۱	۵۲/۱۳	۵۲/۲۱	۵۵/۱۹	۵۲/۳۱	۵۲/۷۰	۵۱/۴۰	۵۲/۱۷	۵۱/۴۸	۵۱/۴۰	۵۰/۲۴	SiO ₂
۰/۱۴	۰/۰۸	۰/۵۴	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۵۵	۰/۵۳	۰/۵۵	۰/۴۳	۰/۳۹	۰/۴۹	۰/۳۴	TiO ₂
۱/۸۷	۳/۵۸	۴/۶۲	۳/۳۶	۳/۸۴	۳/۹۹	۳/۹۹	۵/۸۹	۵/۶۲	۶/۷۸	۵/۵۰	۷/۱۲	Al ₂ O ₃
۰/۸۹	۱/۲۷	۰/۸۲	۰/۹۱	۱/۲۳	۰/۸۲	۰/۷۶	۰/۸۹	۰/۷۴	۰/۸۳	۰/۸۴	۰/۸۹	Cr ₂ O ₃
۳/۱۴	۱/۹۱	۲/۴۲	۲/۳۶	۲/۴۴	۲/۴۷	۲/۳۵	۲/۴۴	۲/۳۶	۲/۶۲	۲/۸۳	۲/۸۷	FeO*
۰/۱۴	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۶	۰/۱۰	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۶	MnO
۱۷/۱۸	۱۷/۲۰	۱۶/۳۴	۱۷/۲۵	۱۷/۸۱	۱۶/۲۱	۱۶/۷۹	۱۶/۰۳	۱۴/۸۰	۱۵/۳۴	۱۵/۷۰	۱۴/۷۶	MgO
۲۳/۹۷	۲۴/۲۳	۲۲/۸۹	۲۳/۰۲	۲۰/۰۳	۲۲/۹۹	۲۳/۰۱	۲۲/۶۶	۲۲/۵۵	۲۱/۰۱	۲۳/۰۰	۲۳/۱۹	CaO
۰/۱۶	۰/۰۶	۰/۶۰	۰/۰۸	۰/۱۲	۰/۵۶	۰/۶۳	۰/۶۰	۱/۱۵	۱/۱۷	۰/۵۹	۰/۶۵	Na ₂ O
۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۴	NiO
۱۰۰/۵۲	۱۰۰/۷۲	۱۰۰/۴۶	۹۹/۳۳	۱۰۰/۸۳	۱۰۰/۰۲	۱۰۰/۸۷	۱۰۰/۶۰	۹۹/۹۲	۹۹/۷۶	۱۰۰/۳۷	۱۰۰/۰۷	Sum
۱/۹۳	۱/۸۹	۱/۸۹	۱/۹۱	۱/۹۶	۱/۹۰	۱/۹۰	۱/۸۶	۱/۹۰	۱/۸۷	۱/۸۷	۱/۸۳	Si
۰/۰۷	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	Ti
۰/۰۷	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۰۰	۰/۱۰	۰/۰۸	۰/۱۳	۰/۱۰	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۷	Al ^{IV}
۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۱۷	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۱۲	۰/۱۴	۰/۱۶	۰/۱۰	۰/۱۳	Al ^{VI}
۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	Cr
۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	Fe ³⁺
۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۴	Fe ²⁺
۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	Mn
۰/۹۳	۰/۹۳	۰/۸۸	۰/۹۴	۰/۹۴	۰/۸۸	۰/۹۰	۰/۸۶	۰/۸۰	۰/۸۳	۰/۸۵	۰/۸۰	Mg

ادامه جدول ۲

افیولیت عشین					جاهلقه							Region
۴۷۳-۲	۴۷۳-۱	۵۲۵	۲۴۹	۲۲۲	۴۲۵-۷	۴۲۵-۶	۴۲۵-۵	۱۲۶	۱۲۵	۱۱۸	۱۱۷	Point No.
۰/۹۳	۰/۹۴	۰/۸۹	۰/۹۰	۰/۷۶	۰/۹۰	۰/۸۹	۰/۸۸	۰/۸۸	۰/۸۲	۰/۹۰	۰/۹۱	Ca
۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۴	۰/۰۵	Na
۴/۰۹	۴/۰۱	۴/۰۱	۴/۰۱	۳/۹۵	۴/۰۱	۴/۰۱	۴/۰۱	۴/۰۰	۴/۰۱	۴/۰۱	۴/۰۲	Sum
۹۵/۸۸	۹۷/۸۹	۹۵/۶۵	۹۴/۹۵	۹۳/۰۷	۹۲/۱۳	۹۲/۷۲	۹۲/۱۳	۹۳/۰۲	۹۲/۲۲	۹۴/۴۴	۹۵/۲۴	Mg#
۰/۲۰	۰/۱۹	۰/۱۱	۰/۱۵	۰/۱۸	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۸	Cr#
۲/۱۱	۱/۰۶	۲/۲۱	۲/۶۵	۳/۹۵	۴/۰۶	۳/۸۱	۴/۰۶	۳/۴۵	۴/۰۷	۲/۷۸	۲/۲۹	Ferrosillite
۴۸/۹۵	۴۹/۲۱	۴۸/۶۲	۴۹/۷۴	۵۳/۱۱	۴۷/۵۱	۴۸/۴۶	۴۷/۵۹	۴۵/۹۸	۴۸/۲۶	۴۷/۲۲	۴۵/۷۱	Enstatite
۴۸/۹۵	۴۹/۷۴	۴۹/۱۷	۴۷/۶۲	۴۲/۹۴	۴۸/۴۳	۴۷/۷۳	۴۸/۳۵	۵۰/۵۷	۴۷/۶۷	۵۰/۰۰	۵۲/۰۰	Wollastonite

جدول ۳- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی کروم اسپینل‌ها (برپایه %wt) و فرمول ساختاری آنها (برپایه a.p.f.u.) بر پایه ۳۲ اتم اکسیژن، به همراه سازندهای پایانی آنها $(F=10\ln(Cr\#)+24)$.

جاهلقه										Region
۴۲۵-۱۲	۱۰۶	۱۲۲	۱۲۱	۱۱۳	۱۱۲	۱۰۷	۲۸۲	۲۷۵		Point No.
۰/۱۳	۰/۱۸	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۱۲	۰/۱۸	۰/۱۱	۰/۱۵	۰/۱۱		TiO ₂
۵۳/۲۰	۵۳/۰۲	۵۸/۲۳	۵۷/۷۲	۵۶/۶۵	۵۲/۱۰	۵۵/۷۵	۴۴/۶۷	۵۶/۸۰		Al ₂ O ₃
۱۴/۲۱	۱۳/۸۸	۱۰/۷۷	۱۰/۷۹	۱۰/۸۶	۱۵/۸۳	۱۲/۶۳	۲۳/۵۲	۱۱/۴۷		Cr ₂ O ₃
۱۳/۰۳	۱۳/۷۷	۱۱/۳۳	۱۱/۶۰	۱۲/۷۱	۱۳/۳۵	۱۲/۳۲	۱۴/۳۷	۱۱/۵۷		FeO*
۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۱۶	۰/۰۹		MnO
۱۹/۷۲	۱۹/۰۲	۲۰/۰۱	۲۰/۰۶	۱۹/۸۱	۱۸/۷۲	۱۹/۶۴	۱۷/۰۴	۲۰/۳۳		MgO
۰/۲۹	۰/۳۲	۰/۳۹	۰/۳۴	۰/۳۸	۰/۳۰	۰/۳۷	۰/۱۹	۰/۳۴		NiO
۱۰۰/۷۸	۱۰۰/۵۹	۱۰۰/۹۰	۱۰۰/۶۶	۱۰۰/۶۸	۱۰۰/۶۲	۱۰۰/۹۶	۱۰۰/۳۱	۱۰۰/۷۵		Sum
۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲		Oxygen no.
۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲		Ti
۱۳/۱۳	۱۲/۹۱	۱۴/۱۸	۱۳/۹۱	۱۳/۷۹	۱۲/۶۸	۱۳/۵۷	۱۰/۷۶	۱۳/۸۳		Al
۲/۳۵	۲/۲۷	۱/۷۶	۱/۷۴	۱/۷۷	۲/۵۸	۲/۰۶	۳/۸۰	۱/۸۷		Cr
۲/۲۸	۲/۴۴	۱/۹۵	۲/۰۰	۲/۲۱	۲/۳۷	۲/۱۴	۲/۶۵	۲/۰۰		Fe
۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲		Mn
۶/۱۵	۵/۸۶	۶/۱۶	۶/۱۲	۶/۱۰	۵/۷۶	۶/۰۵	۵/۱۹	۶/۲۶		Mg
۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۴		Ni
۲/۶۰	۲۴/۱۷	۲۴/۰۴	۲۴/۰۷	۲۴/۱۲	۲۴/۱۰	۲۴/۰۹	۲۴/۱۱	۲۴/۰۹		Sum
۷۷/۲۶	۷۱/۱۲	۸۰/۶۳	۷۵/۵۶	۷۳/۵۸	۷۱/۳۸	۷۳/۹۶	۶۷/۸۴	۷۸/۲۵		Mg#
۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۷	۰/۱۳	۰/۲۶	۰/۱۲		Cr#
۵/۱۵	۴/۹۹	۱/۹۶	۲/۰۵	۲/۲۸	۶/۲۴	۳/۷۴	۱۰/۵۷	۲/۷۴		F
۰/۷۷	۰/۷۵	۰/۷۷	۰/۷۷	۰/۷۷	۰/۷۷	۰/۷۶	۰/۷۰	۰/۷۸		Spinel
۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۲۶	۰/۱۲		Chromite
۰/۰۵	۰/۰۸	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۰۳	۰/۰۸		Hercynite
۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲		Magnetite

ادامه جدول ۳

افولیت عشین								Region
۲۲۲	۴۷۳	۴۲۵	۴۲۴	۲۴۹	۴۲۵-۱۵	۴۲۵-۱۴	۴۲۵-۱۳	Point No.
۰/۲۹	۰/۰۷	۰/۱۵	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۰۹	TiO ₂
۲۹/۹۷	۵۵/۴۰	۵۱/۲۹	۴۰/۲۷	۳۹/۵۲	۵۵/۵۰	۵۶/۱۵	۵۱/۲۱	Al ₂ O ₃
۲۹/۴۵	۱۱/۵۹	۱۵/۷۶	۲۶/۹۲	۲۸/۰۱	۱۱/۰۴	۱۱/۴۵	۱۵/۶۱	Cr ₂ O ₃
۲۹/۳۵	۱۱/۶۶	۱۳/۳۲	۱۵/۸۶	۱۵/۹۲	۱۲/۵۹	۱۱/۲۸	۱۳/۵۹	FeO*
۰/۳۴	۰/۱۳	۰/۱۷	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۱۶	MnO
۱۰/۶۹	۲۱/۴۵	۱۹/۴۴	۱۷/۰۴	۱۶/۵۸	۲۰/۷۹	۲۰/۹۹	۱۹/۱۰	MgO
۰/۲۱	۰/۳۴	۰/۲۸	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۳۰	۰/۳۷	۰/۲۸	NiO
۱۰۰/۳۱	۱۰۰/۶۸	۱۰۰/۱۹	۱۰۰/۵۵	۱۰۰/۵۱	۱۰۰/۵۳	۱۰۰/۵۵	۱۰۰/۱۱	Sum
۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	Oxygen no.
۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	Ti
۸/۷۴	۱۳/۵۷	۱۲/۸۸	۱۰/۶۸	۱۰/۵۳	۱۳/۵۳	۱۳/۶۴	۱۲/۸۳	Al
۵/۷۶	۱/۹۰	۲/۶۶	۴/۷۹	۵/۰۱	۱/۸۰	۱/۸۷	۲/۶۲	Cr
۶/۰۷	۲/۰۳	۲/۳۷	۲/۹۹	۳/۰۱	۲/۱۸	۱/۹۵	۲/۴۲	Fe
۰/۰۷	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	Mn
۳/۹۴	۶/۶۵	۶/۱۸	۵/۷۲	۵/۵۹	۶/۴۱	۶/۴۵	۶/۲۵	Mg
۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۵	Ni
۲۴/۶۸	۲۴/۲۴	۲۴/۱۹	۲۴/۲۵	۲۴/۲۲	۲۴/۰۱	۲۴/۰۰	۲۴/۰۰	Sum
۳۹/۳۷	۷۶/۶۳	۷۲/۲۳	۶۵/۷۰	۶۴/۹۹	۸۰/۴۳	۸۱/۱۳	۷۶/۰۱	Mg#
۰/۴۰	۰/۱۲	۰/۱۷	۰/۳۱	۰/۳۲	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۷	Cr#
۱۴/۷۷	۳/۰۵	۶/۳۳	۱۲/۲۸	۱۲/۶۸	۲/۵۸	۲/۸۴	۶/۲۶	F
۰/۴۸	۰/۸۳	۰/۷۷	۰/۷۱	۰/۶۹	۰/۸۰	۰/۸۱	۰/۷۶	Spinel
۰/۳۵	۰/۱۲	۰/۱۷	۰/۳۰	۰/۳۱	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۱۶	Chromite
۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۳	-	-	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۵	Hercynite
۰/۱۱	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	Magnetite

کلریت (ریپیدولیت و تالک - کلریت؛ جدول ۴) و زئولیت (Ca₈Si₆O₁₇(OH)₂) که در کناره‌های بلورهای کروم‌اسپینل رشد کرده‌اند در جدول ۴ آورده شده است. بر پایه شیمی کلریت‌ها، تالک کلریت با کروم و منیزیم بالاتر و آلومینیم ناچیز (Cr=0.049, Mg=10.303, Al=0.457 اتم در واحد فرمول ساختاری) پیامد دگرسانی کروم‌اسپینل است؛ اما ریپیدولیت با آلومینیم بیشتر و منیزیم و کروم بسیار ناچیز (Cr=0.000, Mg=2.786, Al=5.810 a.p.f.u.) از تجزیه مگنتیت و پلاژیوکلاز پیرامون کروم‌اسپینل پدید آمده است.

به دنبال رویداد فرایندهای دگرسانی (مانند: سرپانتینی شدن)، بیشتر پلاژیوکلازهای پدیدآمده در پیرامون کروم‌اسپینل‌ها به صورت سودومورف با کانی‌های پره‌نیت، کلریت، هیدروگروسولر و زئولیت جایگزین شده است (شکل ۲- B). از این رو، میزان Ca/Na در ترکیب پلاژیوکلازهای به‌جا مانده کاهش پیدا کرده است و از ترکیب مورد انتظار آنورتیت (با An < ۹۰ درصد مولی) به لابرادوریت (با An ~ ۶۶-۷۲ درصد مولی؛ جدول ۴) گرایش یافته است. ترکیب شیمیایی پره‌نیت،

جدول ۴- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی (برپایه wt%)، به‌همراه فرمول ساختاری (برپایه a.p.f.u.) برای پلاژیوکلاز و کانی‌های دگرسانی پیرامون اسپینل.

Xonotlite	Prehnite						Pumpellyite				Chlorite		Plagioclase		Mineral type
	labradorite		talch-chlorite		ripidolite										
۲۸۰	۲۸۱	۱۰۸	۲۷۹	۲۷۷	۱۰۲	۱۰۵	۱۰۴	۱۱۴	۲۸۴	۱۱۱	۲۷۸	۲۷۶	۴۲۵-۲	۴۲۵-۱	Point no.
۴۷/۲۸	۳۳/۱۳	۳۱/۸۳	۳۱/۱۹	۳۱/۰۶	۳۱/۱۹	۳۰/۰۴	۳۱/۰۶	۲۹/۱۴	۲۹/۱۲	۲۸/۱۹	۲۳/۶۶	۳۷/۲۳	۴۸/۴۲	۵۰/۹۸	SiO ₂
۱/۴۱	۲۲/۴۱	۲۳/۰۸	۲۲/۵۸	۲۱/۱۶	۲۳/۰۵	۲۳/۴۹	۲۲/۴۲	۲۲/۴۳	۲۲/۱۴	۱۸/۵۷	۲۲/۵۲	۴/۱۳	۳۱/۴۰	۳۱/۰۲	Al ₂ O ₃
۱/۸۶	۰/۳۹	۰/۵۵	۰/۷۵	۱/۴۵	۰/۴۶	۱/۰۵	۱/۶۱	۱/۴۴	۱/۶۶	۶/۰۵	۳۲/۵۷	۶/۶۴	۱/۰۲	۰/۰۷	FeO*
۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۸	۰/۰۴	۰/۰۸	۰/۹۰	۰/۱۷	۰/۰۶	۰/۰۰	MnO
۰/۱۱	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۸۶	۰/۱۱	۱/۴۱	۳/۰۴	۸/۵۴	۳۴/۴۶	۰/۱۰	۰/۰۲	MgO

Xonotlite	Prehnite						Pumpellyite				Chlorite		Plagioclase		Mineral type	
	labradorite		Mineral classification		Point no.											
۲۸۰	۲۸۱	۱۰۸	۲۷۹	۲۷۷	۱۰۲	۱۰۵	۱۰۴	۱۱۴	۲۸۴	۱۱۱	۲۷۸	۲۷۶	۴۲۵-۲	۴۲۵-۱		
۴۸/۶۸	۳۸/۶۲	۳۸/۷۰	۳۹/۶۲	۳۸/۵۷	۳۸/۹۶	۳۹/۷۹	۳۶/۲۱	۳۸/۴۵	۳۷/۶۸	۳۵/۹۵	۰/۰۸	۰/۱۷	۱۵/۰۰	۱۳/۷۳		CaO
۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۳/۱۷	۳/۸۹		Na ₂ O
۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۱		K ₂ O
۹۷/۴۰	۹۴/۶۴	۹۴/۲۹	۹۴/۲۴	۹۳/۳۶	۹۳/۸۱	۹۴/۴۵	۹۲/۲۰	۹۱/۶۸	۹۲/۰۴	۹۲/۰۱	۸۸/۳۱	۸۳/۳۰	۹۹/۱۸	۹۹/۸۳		Sum
۱۸	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۴/۵	۲۴/۵	۲۴/۵	۲۴/۵	۲۸	۲۸	۸	۸		Oxygen no.
۵/۷۲	۴/۵۸	۴/۴۰	۴/۳۱	۴/۴۳	۴/۳۱	۴/۱۵	۵/۰۵	۴/۷۴	۴/۷۴	۴/۵۹	۵/۱۸	۷/۴۷	۳/۳۷	۳/۴۹		Si
۰/۲۰	۳/۶۵	۳/۷۶	۳/۶۸	۳/۴۵	۳/۷۵	۳/۸۳	۴/۳۰	۴/۳۰	۴/۲۵	۳/۵۶	۵/۸۱	۰/۴۶	۲/۵۷	۲/۵۰		Al
۰/۱۹	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۹	۰/۱۷	۰/۰۵	۰/۱۲	۰/۲۲	۰/۲۰	۰/۲۳	۰/۸۲	۰/۰۸	۰/۰۰	۰/۰۶	۰/۰۰		Fe ³⁺
	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۵/۸۷	۱/۱۲				Fe ²⁺
۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۱۷	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰		Mn
۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۲۱	۰/۰۳	۰/۳۴	۰/۷۴	۲/۷۹	۱/۰۳۰	۰/۰۱	۰/۰۰		Mg
۶/۰۵	۵/۷۲	۵/۷۳	۵/۸۷	۵/۷۱	۵/۷۷	۵/۸۹	۶/۳۱	۶/۷۰	۶/۵۷	۶/۲۷	۰/۰۲	۰/۰۴	۱/۱۲	۱/۰۱		Ca
۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۴۳	۰/۵۲		Na
۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰		K
۱۲/۱۸	۱۴/۰۱	۱۳/۹۷	۱۳/۹۶	۱۳/۷۷	۱۳/۹۰	۱۴/۰۰	۱۶/۱۰	۱۵/۹۹	۱۶/۱۳	۱۶/۰۰	۱۹/۹۲	۲۰/۰۱	۷/۵۶	۷/۵۲		Sum

۵- رویدادهای دگرگونی - زمین‌ساختی هنگام بالا آمدگی

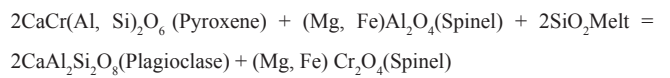
کاتا کلاستیک) در دمای کمتر از ۶۰۰~ درجه سانتی‌گراد شده‌اند. این خردشدگی در همه کانی‌ها دیده می‌شود. یافته‌های سنگ‌نگاری نشان‌دهنده تعادل دوباره و جانمایی پلاژیوکلاز به جای اسپینل در شرایط ساب‌سولیدوس است؛ اما در پی فرایندهای زمین‌ساختی و خردشدگی، این سنگ‌ها تا اندازه‌ای دگرسان شده‌اند و بیشتر پلاژیوکلازها با کانی‌های کلسیم‌دار جایگزین شده‌اند. البته برخی دانشمندان (Dick and Bullen, 1984; Dick, 1989; Tartarotti et al., 2002) پیدایش اسپینل با مقدار بالای TiO₂ (نزدیک به ۴۰/۱۵ درصدوزنی) را از ویژگی‌های پریدوتیت‌های پلاژیوکلازدار دانسته‌اند. هرچند داده‌های تجزیه‌ای از اسپینل تیتانیم‌دار در این گونه سنگ‌ها در دسترس نیست، اما میانگین مقدار TiO₂ (۰/۱۱ تا ۰/۱۸ درصدوزنی) در کروم‌اسپینل‌های لرزولیت‌های دگرگون‌شده چاه‌لکه و دیگر لرزولیت‌های این افیولیت همانند است. در کل، پلاژیوکلاز در پریدوتیت‌ها، در فشارهای کمتر از ۸ کیلو بار پایدار است (Green and Hibberson, 1970) و یک کانی فرعی در پریدوتیت‌های مغاک‌ی به‌شمار می‌رود. تا کنون خاستگاه‌های گوناگونی برای پیدایش پلاژیوکلاز در پریدوتیت‌ها پیشنهاد شده است: تجزیه‌ی پروکسن در پی واکنش انستاتیت + دیوسید + اسپینل و پیدایش الیون + پلاژیوکلاز (Hamlyn and Bonatti, 1980) از آن و همچنین، تبلور از مذاب‌های به‌دام‌افتاده (Dick and Bullen, 1984). بر پایه شیمی کانی‌ها و ویژگی‌های بافتی، پلاژیوکلاز پیامد رویداد اشباع‌شدگی به‌دست مذاب‌های مورب به‌دام‌افتاده یا گذری است (Bonatti et al., 1992; Cannat et al., 1992; Dick, 1989; Tartarotti et al., 2002; Rampone et al., 1997). پایه این دو خاستگاه، در ادامه به بررسی نمونه‌های چاه‌لکه پرداخته می‌شود:

۱) فرایند به‌دام‌افتادن مذاب‌های بازالتی در خمیره‌ای پریدوتیتی (Dick, 1989) که در پی آن، پریدوتیت پلاژیوکلازدار (پریدوتیت غنی‌شده بر اثر تأثیر مذاب) یک سنگ هیبریدی است که دربردارنده پریدوتیت میزبان و مواد گابرویی جدا شده از مذاب هجوم‌آورنده است. بافت پلاژیوکلازی که در شرایط سولیدوس از مذاب مهاجم جدا می‌شود با بافت پلاژیوکلاز ساب‌سولیدوس پدیدآمده در پی کاهش فشار

بررسی‌های پژوهشگران (Jaroslow et al., 1996; Ueda et al., 2008) روی پریدوتیت‌های گوشته‌ای نشان می‌دهد این سنگ‌ها در دمای دست کم ۶۰۰ تا دماهای بیشتر از ۸۰۰~ درجه سانتی‌گراد دچار دگرریختی انعطاف‌پذیر می‌شوند. پدیده‌های دگرریختی یادشده درباره پورفیروکلاست‌های پروکسن نشان دمای بیشتر از ۶۰۰-۸۰۰~ درجه سانتی‌گراد در بخش‌های ژرف‌تر سنگ کره هستند؛ اما با بالا آمدن توده در پهنه برشی، ژرفای جایگیری و فشار لایه‌های بالایی و دما کاهش یافته و این کانی‌ها در شرایط ساب‌سولیدوس دچار خردشدگی و دگرریختی شکنا در دمای کمتر از ۶۰۰-۸۰۰~ درجه سانتی‌گراد شده‌اند. بر پایه بررسی‌های (Altenberger, 1995) باز تبلور الیون و پروکسن‌ها در پریدوتیت‌های میلیونیتی شده کمپلکس Finero (منطقه Ivrea) در دمای نزدیک به ۶۴۰-۷۷۵ درجه سانتی‌گراد روی داده است. (Jaroslow et al., 1996) و Warren and Hirth (2006) دمای ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد را برای میلیونیت‌پریدوتیت‌های کم‌دما پهنه‌های خردشده اقیانوسی پیشنهاد داده‌اند. (Skrotzki et al., 1990) دمای ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد را برای دگرریختی لرزولیت‌های کمپلکس Balmuccia و رویداد اکسولوشن کلینوپروکسن درون ارتوپروکسن آنها به دست آورده‌اند. از سوی دیگر، انستاتیت (ارتوپروکسن)، در حضور آب، در دمای کمتر از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد ناپایدار است (Bucher and Frey, 2002). از این‌رو، تبلور سرپانتین در شکستگی‌های این کانی (شکل ۲- C) چه بسا نشانه دمای کمتر از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد هنگام سرپانتینی شدن هنگام و یا پس از دگرریختی شکنا این سنگ‌هاست. پس پدیده‌های دگرریختی یادشده در این کانی‌ها نشانه دو رویداد دگرریختی در این سنگ‌هاست: ۱) رویداد دگرریختی نخست که میلیونیتی شدن دما بالای این سنگ‌ها در دمای بالاتر از ۶۰۰ تا ۸۰۰~ درجه سانتی‌گراد در بخش‌های ژرف‌تر سنگ کره را به دنبال داشته است؛ ۲) رویداد دگرریختی دوم، با بالا آمدن توده در پهنه برشی و کاهش ژرفای جایگیری و فشار لایه‌های بالایی و دما رخ داده است و در پی آن، این سنگ‌ها در شرایط ساب‌سولیدوس دچار خردشدگی و دگرریختی شکنا

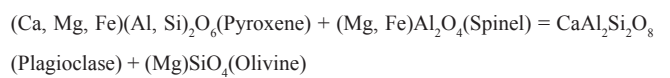
پریدوتیت‌های دیگر در چنین منطقه‌ای است. پیدایش هاله دگرسانی پلاژیوکلاز و الیون‌های ریزبلورتر که میان اسپینل و پیروکسن‌ها دیده می‌شوند نشان‌دهنده روند تغییر رخساره این سنگ‌ها از اسپینل لرزه‌تیت به پلاژیوکلاز لرزه‌تیت است. فرایندهای سرپانتینی شدن که پس از واکنش‌های مذاب سنگ دیواره و نیز برآمدگی (exhumation) روی داده‌اند پلاژیوکلازها را کاملاً دچار دگرسانی کرده‌اند، اما الیون‌ها کمابیش دست نخورده‌تر به جای مانده‌اند. به دنبال فرایند بالآمدگی، ترکیب کلینوپيروكسن‌ها و ارتوپيروكسن‌ها و نیز اسپینل‌های نخستین در نمونه‌های جاه‌لقه که در واکنش یادشده شرکت کرده‌اند دچار تغییر شده است. برای نمونه، اگرچه با کاهش فشار هنگام ذوب‌بخشی و شرایط سولیدوس، Cr# در اسپینل‌های همزیست با الیون‌ها افزایش پیدا می‌کند (Arai, 1994)، اما در اسپینل‌های جاه‌لقه، افت فشار، کاهش Cr# اسپینل‌ها را در پی داشته است؛ زیرا آلومینیم اسپینل‌ها در شرایط ساب‌سولیدوس به ساختار پلاژیوکلازها افزوده می‌شود. از این رو، مقدار آلومینیم در برابر کروم در اسپینل‌ها کاهش پیدا می‌کند (آلومینیم درون پیروکسن‌ها نیز شاید تا اندازه‌ای در ساخت پلاژیوکلازها مشارکت کند). برای در نمونه‌های جاه‌لقه مقدار Cr# اسپینل‌ها و درجه ذوب‌بخشی $(F=10 \ln(Cr\#)+24)$ ؛ (Hellebrand et al., 2001) از دیگر لرزه‌تیت‌های پهنه‌های میان‌اقیانوسی (مانند: دیگر لرزه‌تیت‌های این افیولیت) کمتر است (جدول ۳). از سوی دیگر، کروم و تیتانیوم در ساختار پلاژیوکلاز جایی ندارند و مقدار آنها در بخش‌های مرزی اسپینل‌ها که پلاژیوکلاز در آن بخش‌ها پدید آمده باید بیشتر باشد (Borghini et al., 2010). تهی‌شدگی ناچیز در Mg/Fe و Mg# (جدول ۵) در پیروکسن‌های جاه‌لقه نیز چه بسا پیامد افت فشار بوده است (نه درجه کم ذوب‌بخشی هنگام واکنش مذاب-سنگ‌دیواره گوشته). بر پایه بررسی‌های Arai (1992)، با افزایش درجه ذوب‌بخشی و فرایندهای مذاب صعودکننده با سنگ‌دیواره گوشته‌ای، مقدار Mg/Fe و Mg# کاهش پیدا می‌کند؛ از این رو، مقدار Mg# در الیون درون لرزه‌تیت‌های پهنه‌های میان‌اقیانوسی (دیگر لرزه‌تیت‌های افیولیت‌عشین) باید بیشتر از الیون درون لرزه‌تیت‌های پهنه‌های فرورانش (لرزه‌تیت‌های بررسی‌شده Shirdashtzadeh et al., 2014) در افیولیت‌نابین) باشد. درباره الیون‌های جاه‌لقه، Mg# الیون‌ها از دیگر لرزه‌تیت‌های این افیولیت کمتر است (جدول ۱)؛ زیرا در شرایط دما-فشار کمتر و از پیروکسن‌هایی با تهی‌شدگی ساب‌سولیدوس از Mg# پدید آمده‌اند؛ نه از ذوب نامتجانس ارتوپيروكسن‌های سرشار از Mg# گوشته‌ای.

(در یک لرزه‌تیت اسپینل‌دار) یکسان نیست (Rampone et al., 1993). برای پیدایش این گروه از پریدوتیت‌ها ساختار برشی منطقه چه بسا بخشی از یک پهنه گسترش بوده که در آن گوشته سنگ‌گرمای زیرقاره‌ای هنگام ریفتینگ و بازشدن اقیانوس دچار کاهش فشار در شرایط سولیدوس شده است. پس سن جایگزینی اسپینل با پلاژیوکلاز در هنگام بالآمدگی این پریدوتیت‌ها بسیار بیشتر از سن پریدوتیت‌های دیگر و پیدایش اقیانوس در چنین منطقه‌ای است (Rampone et al., 2005). Dick et al. (2010) واکنش زیر را برای رویداد این پدیده پیشنهاد کرده‌اند:



در این واکنش، مقدار Cr# در اسپینل افزایش می‌یابد؛ اما مقدار آلومینیم در پیروکسن کاهش پیدا می‌کند. همچنین، مقدار سیلیس، تیتانیوم و سدیم در پیروکسن افزایش نشان می‌دهد. شیمی اسپینل‌های درون لرزه‌تیت جاه‌لقه با دیگر لرزه‌تیت‌های این افیولیت که پلاژیوکلازی در آنها پدید نیامده است مقایسه شد. بر پایه آن، مقدار Cr# اسپینل کاهش و مقدار آلومینیم آن افزایش پیدا کرده است. همچنین، آلومینیم و سیلیس پیروکسن تا اندازه‌ای افزایش یافته است؛ اما مقدار تیتانیوم و سدیم پیروکسن افزایش چشمگیری نشان می‌دهند. لذا لرزه‌تیت‌های جاه‌لقه با این گروه شباهتی ندارند و از این رو، پلاژیوکلاز درون آنها پیامد چنین فرایندی نبوده است.

(۲) فرایند بالآمدن و بیرون‌آمدن (exhumation) از ژرفای زمین و به دنبال آن، برداشته شدن فشار و تعادل دیواره و جاننشینی اسپینل با پلاژیوکلاز (Hamlyn and Bonatti, 1980) در شرایط ساب‌سولیدوس که به دنبال آن، بافت گرانولار سنگ میلونیتی می‌شود (Hoogerduijn Strating et al., 1993; Rampone et al., 2005). این فرایند به صورت زیر است (مانند: Hamlyn and Bonatti, 1980; Borghini et al., 2010):



مقایسه نمونه‌های جاه‌لقه با گروه دوم از پریدوتیت‌های پلاژیوکلازدار نشان دهنده همانندی آنها با یکدیگر است و نشان می‌دهد این سنگ‌ها بخشی از یک پوسته اقیانوسی بسته شده هستند که در آن لرزه‌تیت‌های جاه‌لقه دچار کاهش فشار در هنگام فرارانش و جایگیری روی پوسته قاره‌ای شده‌اند. رویداد جاننشینی اسپینل با پلاژیوکلاز نشان‌دهنده سن بالآمدگی این پریدوتیت‌ها و پیدایش اقیانوسی با سن کمتر از سن

جدول ۵- داده‌های تجزیه ریز کاو الکترونی ارتوپيروكسن‌ها (بر پایه wt%) و فرمول ساختاری آنها (بر پایه a.p.f.u.) بر پایه ۶ اتم اکسیژن، به همراه سازنده‌های پایانی آنها.

افیولیت‌عشین						جاه‌لقه						Region
۳۲۲	۴۶۸	۴۲۵	۴۲۴	۲۴۹	۴۲۵-۹	۴۲۵-۸	۱۱۰	۱۱۵	۱۱۶	۱۲۳	۱۲۷	Point no.
۵۴/۲۹	۵۳/۸۵	۵۴/۶۶	۵۵/۴۵	۵۳/۹۳	۵۴/۳۵	۵۴/۴۲	۵۴/۵۰	۵۶/۷۹	۵۵/۵۵	۵۵/۵۰	۵۵/۳۳	SiO ₂
۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۰۲	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۱۰	۰/۰۲	۰/۰۸	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۰۹	TiO ₂
۵/۰۹	۴/۰۷	۵/۰۷	۲/۹۷	۵/۳۹	۴/۸۷	۵/۲۳	۰/۵۰	۱/۳۵	۳/۲۰	۳/۶۹	۴/۰۶	Al ₂ O ₃
۰/۵۵	۰/۳۷	۰/۵۲	/۶۰	۰/۴۹	۰/۴۵	۰/۵۷	۰/۰۴	۰/۰۷	۰/۳۸	۰/۲۸	۰/۳۲	Cr ₂ O ₃
۵/۸۱	۶/۶۳	۶/۱۷	۵/۹۱	۶/۲۶	۶/۳۳	۵/۹۴	۷/۳۱	۶/۷۶	۶/۹۷	۶/۳۵	۶/۷۱	FeO*
۰/۱۴	۰/۱۷	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۲	۰/۱۶	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۴	MnO
۳۲/۱۸	۳۴/۱۹	۳۳/۶۷	۳۳/۲۲	۳۲/۸۱	۳۲/۷۶	۳۲/۲۶	۳۷/۹۲	۳۴/۴۱	۳۳/۲۳	۳۲/۹۸	۳۳/۰۳	MgO
۲/۳۴	۱/۶۹	۱/۲۴	۰/۶۸	۱/۱۴	۱/۰۲	۱/۴۶	۰/۲۱	۰/۴۵	۰/۴۴	۰/۷۲	۰/۶۵	CaO
۱۰۰/۷۸	۱۰۰/۲۱	۱۰۰/۷۳	۹۹/۰۹	۱۰۰/۴۲	۱۰۰/۱۴	۱۰۰/۲۹	۱۰۰/۸۰	۱۰۰/۱۲	۱۰۰/۱۲	۹۹/۸۳	۱۰۰/۴۳	Sum
۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶	Oxygen no.
۱/۸۷	۱/۸۵	۱/۸۸	۱/۹۱	۱/۸۶	۱/۸۷	۱/۸۹	۱/۸۸	۱/۹۶	۱/۹۱	۱/۹۱	۱/۹۱	Si
۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	Ti
۰/۱۳	۰/۱۵	۰/۱۲	۰/۰۹	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۹	Al

ادامه جدول ۵- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی ارتوپروکسن‌ها (بر پایه %wt) و فرمول ساختاری آنها (بر پایه a.p.f.u. بر پایه ۶ اتم اکسیژن، به همراه سازنده‌های پایانی آنها).

افویلته عشین												Region
۳۲۲	۴۶۸	۴۲۵	۴۲۴	۲۴۹	۴۲۵-۹	۴۲۵-۸	۱۱۰	۱۱۵	۱۱۶	۱۲۳	۱۲۷	Point no.
۰/۰۸	۰/۰۲	۰/۰۹	۰/۰۳	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۱۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۷	Al ^{VI}
۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	Cr
۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	Fe ³⁺
۰/۱۵	۰/۱۸	۰/۱۶	۰/۱۶	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۲۰	۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۱۷	۰/۱۸	Fe ²⁺
۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	Mn
۱/۶۵	۱/۷۶	۱/۶۸	۱/۷۱	۱/۶۸	۱/۶۸	۱/۶۷	۱/۹۵	۱/۷۷	۱/۷۱	۱/۶۹	۱/۷۰	Mg
۰/۰۹	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	Ca
۴/۰۲	۴/۰۴	۴/۰۱	۴/۰۰	۴/۰۲	۴/۰۱	۴/۰۱	۴/۰۹	۴/۰۱	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	Sum
۹۳/۷۶	۹۶/۲۰	۹۱/۸۰	۹۱/۰۵	۹۳/۳۷	۹۰/۲۲	۹۰/۶۴	۹۶/۰۸	۹۱/۲۴	۹۰/۰۵	۹۰/۰۵	۹۰/۴۳	Mg#
۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۱۲	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۰۵	Cr#
۸/۳۳	۹/۲۸	۸/۷۰	۸/۵۶	۹/۱۹	۹/۱۹	۸/۷۴	۹/۳۰	۹/۲۳	۱۰/۰۰	۹/۱۴	۹/۵۷	Ferrosilite
۹۱/۶۷	۹۰/۷۲	۹۱/۳۰	۹۱/۴۴	۹۰/۸۱	۹۰/۸۱	۹۱/۲۶	۹۰/۷۰	۹۰/۷۷	۹۰/۰۰	۹۰/۸۶	۹۰/۴۳	Enstatite

۶- زمین دما فشارسنجی

روش دارای وابستگی دمایی کمتری (۱/۲ تا ۲/۴ کیلوپار به‌ازای هر ۵۰ C°)، نسبت به فشارسنج‌های دیگر بر پایه مقدار Al در ارتوپروکسن (۲ تا ۳ کیلوپار به‌ازای هر ۵۰ C°) است. میانگین فشار برای لرزولیت چاه‌لکه بسیار کمتر (نزدیک به ۳/۶ ± ۸/۶ کیلوپار) از لرزولیت‌های بررسی شده در دیگر بخش‌های این افویلته (نزدیک به ۲۱/۶ ± ۶/۱ کیلوپار) است (جدول ۶)؛ زیرا آلومینیم در کلینوپروکسن‌های لرزولیت چاه‌لکه بیشتر است (جدول ۲). همانند بررسی‌های میکروسکوپی، فشارهای به دست آمده نیز با شرایط فشار رخساره اسپینل لرزولیت تا پلاژیوکلازلرولیت همخوانی دارند (شکل ۴). فشار به دست آمده برای دیگر لرزولیت‌های عشین بسیار بیشتر است و حتی تا رخساره گارنت لرزولیت نیز می‌رسد (شکل ۴).

در ادامه به بررسی و برآورد دما و فشار هنگام فرایندهای سولیدوس در گوشته و فرایندهای ساب‌سولیدوس هنگام بالا آمدن توده لرزولیتی چاه‌لکه، به روش‌های دما فشارسنجی گوناگون بر پایه شیمی کانی‌ها پرداخته می‌شود:

۶-۱. فشارسنجی بر پایه ترکیب کلینوپروکسن

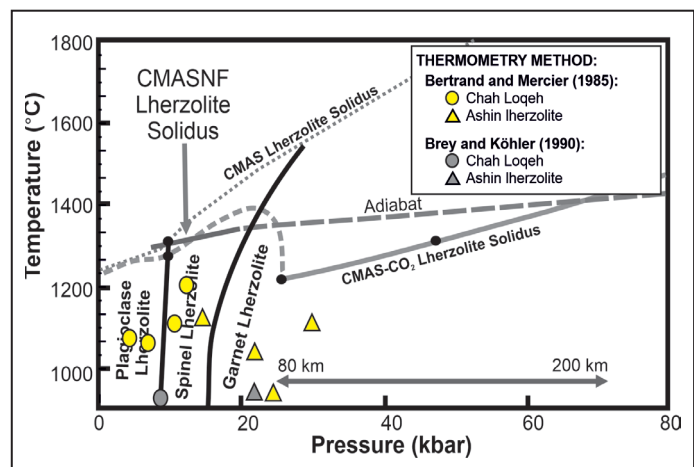
بر پایه روش Nimis and Taylor (2000)، مقدار Na، Cr و K پروکسن‌ها برای ارزیابی فشار به کار می‌روند. فرمول محاسبه فشار بر پایه این روش به صورت زیر است:

$$P_{(kbar)} = - (T_{(K)}/126.9) \cdot \ln(a_{CaCrTs}^{Cpx}) + 15.483 \cdot \ln(Cr\#/T_{(K)}) + (T_{(K)}/71.38) + 107.8$$

در این معادله $a_{CaCrTs}^{Cpx} = Cr - 0.81 \cdot Cr\# \cdot (Na+K)$ و $Cr\# = Cr / (Cr+Al)$ است. این

جدول ۶- میانگین نتایج فشارسنجی و دماسنجی لرزولیت‌های چاه‌لکه و دیگر لرزولیت‌های افویلته عشین.

T (°C)	P (kbar)	T (°C)	P (kbar)	روش دماسنجی و فشارسنجی	
-	-	-	۸/۶	Nimis and Taylor (2000)	چاه‌لکه
-	-	۱۱۸۳	-	Bertrand and Mercier (1985)	
۱۰۱۲	۱۶/۸	-	-	Brey and Köhler (1990)	
-	-	-	۲۱/۶	Nimis and Taylor (2000)	افویلته عشین
-	-	۱۱۲۶	-	Bertrand and Mercier (1985)	
۱۰۱۹	۲۱/۳	-	-	Brey and Köhler (1990)	



شکل ۴- دما و فشار به دست آمده در نمودار دما-فشار و منحنی‌های سولیدوس سه رخساره لرزولیت گارنت‌دار، اسپینل‌دار و پلاژیوکلازلرولیت در سیستم CMAS (CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂).

برگرفته از: Pressnall et al. (2002).
www.SID.ir

۲-۲. دماسنجی به روش تک پیروکسن

دست آمده از دماسنج الیون- اسپینل به خاستگاه الیون و اسپینل در لرزولیت‌های چاه‌لکه وابسته است که با خاستگاه پیروکسن‌های شان یکسان نیست؛ زیرا این کانی‌ها پیامد واکنش‌های شدیدتر مذاب بازیک با سنگ‌دیواره لرزولیتی هستند. از این رو، غنی‌شدگی از کروم و منیزیم در الیون‌ها کمتر بوده است و کروم اسپینل آنها از منیزیم کمی تهی‌تر و از آهن فرو سرشارتر است. از سوی دیگر، تغییر ترکیب این کانی‌ها در ساب‌سولیدوس نیز بر ضریب جدایش عناصر آهن و منیزیم میان الیون و اسپینل و دمای به دست آمده از این روش اثر گذاشته است؛ زیرا در پی واکنش پیروکسن و اسپینل‌ها در هنگام بالا آمدگی توده لرزولیتی، مقدار منیزیم الیون‌های کنار اسپینل‌ها هنگام واکنش با اسپینل‌های دربرگیرنده چه بسا تا اندازه‌ای افزایش یافته است. از این رو، دمای به دست آمده از این روش نه تنها گویای دمای پیدایش این دو کانی در دما و ژرفای گوشته‌ای نیست، بلکه شیمی این دو کانی در پی کاهش فشار و واکنش‌های ساب‌سولیدوس هنگام بالا آمدن توده لرزولیتی (هنگام فرارانش روی پوسته قاره‌ای و جایگیری) نیز دچار تغییر شده است.

۲-۳. نتیجه‌گیری

ویژگی‌های سنگ‌نگاری و داده‌های دما فشارسنجی کانی‌ها در لرزولیت چاه‌لکه نشان‌دهنده رخساره لرزولیت‌های گوشته‌ای اسپینل‌دار تا پلاژیوکلازدار و گویای رویدادهای دگرگونی- زمین‌ساختی پریدوتیت‌های چاه‌لکه (افیولیت‌عشین) در محل پیچش گسل کویر بزرگ به سوی جنوب هستند. بر پایه داده‌های دما فشارسنجی، این سنگ‌ها نخست در گوشته سنگ‌گرای (فشار ~ ۲۱/۶ تا ۸/۶ کیلوبار) و در پی واکنش مذاب بازیک با سنگ‌دیواره لرزولیتی (در دمای ~ ۱۰۱۲-۱۱۸۳ درجه سانتی‌گراد) پدید آمده‌اند. مقدار درجه ذوب‌بخشی کمتر در لرزولیت‌های چاه‌لکه (در برابر دیگر لرزولیت‌های این افیولیت) افزون‌بر اینکه شاید پیامد واکنش اسپینل با پیروکسن و پیدایش الیون و پلاژیوکلاز بوده باشد، چه بسا نشان‌دهنده ژرفای بیشتر برای پیدایش این سنگ‌ها نیز هست. سپس با جایگیری و فرارانش آنها روی پوسته قاره‌ای، فشار در راستای پهنه گسلی این منطقه دچار کاهش ناگهانی شده است. اثر این کاهش فشار در لرزولیت‌های چاه‌لکه که از ژرفای بیشتری برآمده‌اند به صورت پیدایش پلاژیوکلاز به جای کروم اسپینل در شرایط ساب‌سولیدوس دیده می‌شود. این واکنش پس از پیدایش دیگر کانی‌های پریدوتیت روی داده است. از آنجایی که الیون‌ها پیامد واکنش مذاب‌گذری با لرزولیت نیستند و در پی واکنش پیدایش پلاژیوکلاز در شرایط ساب‌سولیدوس شیمی آنها تغییر کرده است، دماسنجی آنها به روش الیون- اسپینل گویای دمای پیدایش این دو کانی در دما و ژرفای گوشته سنگ‌گرای نیست. ویژگی‌های سنگ‌شناسی این سنگ‌ها نشان‌دهنده (جدای از دگرریختی‌های گوشته‌ای) دست کم دو رویداد دگرریختی آشکار هنگام بالا آمدگی و برنزد آنها روی زمین است: ۱) دگرریختی انعطاف‌پذیری که پیامدهای آن می‌لونیته شدن دما بالای این سنگ‌ها در دمای بالاتر از ۶۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد در بخش‌های ژرف‌تر سنگ‌گرای بوده است؛ ۲) دگرریختی شکنایی که با بالا آمدن توده در پهنه برشی و کاهش فشار و دما (کمتر از ۶۰۰ ~ درجه سانتی‌گراد) رخ داده است. بر پایه ویژگی‌های بافتی، پیدایش پلاژیوکلازها پیامد رویداد دگرریختی نخست بوده است؛ اما در پی فرایندهای بعدی، این پلاژیوکلازها به کانی‌های پرهینت، کلریت، هیدروگروسولر و زونولیت دگرسان شده‌اند.

سپاسگزاری

نگارندگان از حمایت‌های معاونت پژوهشی دانشگاه اصفهان در انجام این پژوهش سپاسگزاری می‌کنند.

برای دماسنجی تک پیروکسن به روش پیشنهادی (Bertrand and Mercier (1985)، مقدار فشارهای جدول ۶ به کار برده شدند (جدول ۶). این دماسنج به مقدار $K + Ti, Fe, Al, Cr, Na$ در کلینوپيروکسن‌ها وابسته است. فرمول پیشنهاد شده برای این دماسنج عبارتست از:

$$T^{Cpx} = (33696 + 454.5 \cdot P_{(Gpa)}) / \{17.61 - (8.314 \cdot \ln([1 - X_{Ca}^{M2}] / 0.95)) - (12.13 \cdot (X_{Ca}^{M2})^2)\}$$

$$X_{Ca}^{M2} = Ca^{M2} / (Fe^{2+M2} + Mg^{M2} + Ca^{M2} + Mn + Na)$$

میانگین دما برای لرزولیت‌های چاه‌لکه و دیگر لرزولیت‌های این افیولیت به ترتیب ۱۱۸۳ و ۱۰۲۶ درجه سانتی‌گراد به دست آمد (جدول ۶). در روش Nimis and Taylor (2000) با افزایش Al، فشار کاهش می‌یابد و در رابطه دماسنجی (Bertrand and Mercier (1985) نیز با کاهش فشار دما نیز کاهش می‌یابد. مقدار Al در فشارسنج Nimis and Taylor (2000) و به دنبال آن در دماسنجی تا اندازه‌ای اثرگذار است. البته گمان می‌رود در دماسنج (Bertrand and Mercier (1985) دما بیشتر به مقدار Ti وابسته است؛ به گونه‌ای که مقدارهای کمتر Al و Ti در نمونه‌های چاه‌لکه با کمتر بودن دمای به دست آمده همخوانی دارد.

۲-۴. دماسنجی به روش کلینوپيروکسن - ارتوپيروکسن

تاکنون روش‌های گوناگونی برای ارزیابی دما بر پایه ترکیب کلینوپيروکسن و ارتوپيروکسن پیشنهاد شده‌اند (Wood and Banno, 1973; Brey and Köhler, 1990; Seitz et al., 1999). میانگین دمای به دست آمده برای لرزولیت‌های چاه‌لکه و دیگر لرزولیت‌های این افیولیت به روش پیشنهادی (Brey and Köhler (1990) به ترتیب نزدیک به ۱۰۱۲ و ۱۰۱۹ درجه سانتی‌گراد و نزدیک به روش دماسنجی (Bertrand and Mercier (1985) است (جدول ۶). فرمول پیشنهادی (Brey and Köhler (1990) عبارت است از:

$$Tc = [23664 + P \cdot (24.9 + (126.3 \cdot X_{Fe}^{Cpx}))] / [13.38 + (\ln K_p)^2 + (11.59 \cdot X_{Fe}^{Opx})]$$

در این فرمول، مقدار دما بر پایه درجه کلون و فشار بر پایه کیلوبار است. پارامترهای دیگر عبارتند از:

$$X_{Fe}^{Cpx} = Fe / (Fe + Mg)$$

$$Ca_{px}^* = Ca_{px}^{M2} / (1 - Na_{px}^{M2})$$

$$KD = (1 - Ca^*)^{Cpx} / (1 - Ca^*)^{Opx}$$

۲-۴. دماسنجی به روش الیون - اسپینل

در سنگ‌های مافیک و الترامافیک که اسپینل‌دار هستند، دمای به دست آمده از دماسنجی الیون - اسپینل به ضریب جدایش عنصرهای آهن و منیزیم میان الیون و اسپینل بستگی دارد (Roeder et al., 1979; Ballhaus et al., 1991a and b). میانگین دما برای لرزولیت‌های چاه‌لکه (نزدیک به ۸۹۵ درجه سانتی‌گراد) بسیار کمتر از دماهای به دست آمده از دماسنجی پیروکسن‌ها (جدول ۶) است.

۲-۵. جمع‌بندی داده‌های دماسنجی - فشارسنجی و ژرفای پیدایش

پریدوتیت‌های عشین

فشار به دست آمده برای نمونه‌های چاه‌لکه (۸/۶ کیلوبار) نشان‌دهنده ژرفای کمتر آنها در برابر دیگر لرزولیت‌های این افیولیت (۲۱/۶ کیلوبار) (جدول ۶) و نشان‌دهنده تغییر ژرفای جایگیری این توده‌ها از نزدیک به ۸۰ تا ۳۵ کیلومتری است. دماهای به دست آمده روی نمودار رخساره‌های گوشته‌ای رسم شده‌اند (شکل ۴). برای نمونه‌های چاه‌لکه، بیشتر فشار و دماهای به دست آمده با دما - فشار لرزولیت‌های اسپینل‌دار تا پلاژیوکلازدار همخوانی دارند؛ اما برای لرزولیت‌های بررسی شده در دیگر بخش‌های این افیولیت که نشانه‌های کانی‌شناسی کاهش فشار در آنها دیده نشد، نمونه‌ها در گستره‌ای از لرزولیت‌گارت‌دار تا اسپینل‌دار پراکنده هستند. دمای کم به

کتابنگاری

ترابی، ق.، ۱۳۸۳- پترولوژی افیولیت‌های منطقه انارک (شمال شرق استان اصفهان). رساله دکترای پترولوژی، دانشگاه تربیت مدرس، ۲۴۰ ص (<http://www.irandoc.ac.ir>).
 شیردشت‌زاده، ن.، ۱۳۹۳- پترولوژی گدازه‌های بالشی و آمفیبولیت‌ها و دگرگونی در پریدوتیت‌های گوشته افیولیت‌های ناین و عشین، پایان‌نامه دکترای پترولوژی گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان، اصفهان، ۳۴۵ ص (<http://www.irandoc.ac.ir>).

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011- Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Mineralogical Magazine* 148, 1-34 (<https://doi.org/10.1017/S001675681100046X>).
- Altenberger, U., 1995- Local disequilibrium of plagioclase in high temperature shear zones of the Ivrea Zone, Italy. *Journal of Metamorphic Rocks* 13(5), 553-558 (<https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1995.tb00242.x>).
- Arai, S., 1992- Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. *Mineralogical Magazine*, 56, 173-184 (<https://doi.org/10.1180/minmag.1992.056.383.04>).
- Arai, S., 1994- Characterization of spinel peridotite by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation. *Chemical Geology* 113, 191-204 ([https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90066-3](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90066-3)).
- Ballhaus, C., Berry, R. F. and Green, D. H., 1991a- Errata: High pressure experimental calibration of the olivine orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 108(3), 384 (<https://doi.org/10.1007/BF00310615>).
- Ballhaus, C., Berry, R. F. and Green, D. H., 1991b- High pressure experimental calibration of the olivine orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 107(1):27-40 (<https://doi.org/10.1007/BF00311183>).
- Bertrand, P. and Mercier, J. C. C., 1985- The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for the natural system? *Earth and Planetary Science Letters* 76, 109-122 ([https://doi.org/10.1016/0012-821X\(85\)90152-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(85)90152-9)).
- Bonatti, E., Peyve, A., Kepezhinskas, P., Kurentsova, N., Seyler, M., Skolotnev, S. and Udintsev, G., 1992- Upper mantle heterogeneity below the Mid-Atlantic Ridge, 0°15'N. *Journal of Geophysical Research* 97, 4461-4476 (<https://doi.org/10.1029/91JB02838>).
- Borghini, G., Fumagalli, P. and Rampone, E., 2010- The Stability of Plagioclase in the Upper Mantle: Subsolidus Experiments on Fertile and Depleted Lherzolite. *Journal of Petrology* 51(1-2), 229-254 (<https://doi.org/10.1093/petrology/egp079>).
- Brey, G. T. and Köhler, T., 1990- Geothermobarometry in four phase lherzolites, part II: new thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology* 31(6), 1353-1378 (<https://doi.org/10.1093/petrology/31.6.1353>).
- Bucher, K. and Frey, M., 2002- *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Berlin and Heidelberg, New York, Springer-Verlag, 7th Edition, 341pp (<https://www.springer.com/gp/book/9783662049143>).
- Cannat, M., Bideau, D. and Bougault, H., 1992- Serpentinized peridotites and gabbros in the Mid-Atlantic Ridge axial valley at 15°37'N and 16°52'N. *Earth and Planetary Science Letters* 109, 87-106 ([https://doi.org/10.1016/0012-821X\(92\)90076-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(92)90076-8)).
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1997- *Rock-Forming Minerals*. Volume 2B. Double-Chain Silicates. Geological Society, London, 2nd edition, 764 p (https://books.google.com/books/about/Rock_forming_Minerals.html?id=f41cNzc7w-0C).
- Dick H. J. B. and Bullen T., 1984- Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 86, 54-76 (<https://doi.org/10.1007/BF00373711>).
- Dick, H. J. B., 1989- Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism. In: A. D., Saunders, M. J., Norry (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London, Special Publications 42, 71-105 (<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.06>).
- Dick, H. J. B., Lissenberg, C. J. and Warren, J. M., 2010- Mantle Melting, Melt transport, and Delivery Beneath a Slow-Spreading Ridge: The Paleo-MAR from 23°15'N to 23°45'N. *Journal of Petrology* 51, 425-467 (<https://doi.org/10.1093/petrology/egp088>).
- Dilek, Y. and Furnes, H., 2009- Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in subduction rollback systems. *Lithos* 113, 1-20 (<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.04.022>).
- Dilek, Y., Furnes, H. and Shallo, M., 2007- Suprasubduction zone ophiolite formation along the periphery of Mesozoic Gondwana. *Gondwana Research* 11, 435-475 (<https://doi.org/10.1016/j.gr.2007.01.005>).
- Droop, G. T. R., 1987- A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51, 431-435 (<https://doi.org/10.1180/minmag.1987.051.361.10>).
- Green, D. H. and Hibberson, W., 1970- The instability of plagioclase in peridotite at high pressure. *Lithos* 3, 209-221 ([https://doi.org/10.1016/0024-4937\(70\)90074-5](https://doi.org/10.1016/0024-4937(70)90074-5)).
- Hamlyn, P. R. and Bonatti, E., 1980- Petrology of mantle-derived ultramafics from the Owen Fracture Zone, northwest Indian Ocean: implications for the nature of the oceanic upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 48, 65-79 ([https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90171-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90171-5)).
- Hellebrand, E., Snow, J. E., Dick, H. J. B. and Hofmann, A. W., 2001- Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites. *Nature*, 410, 677-681 (<https://doi.org/10.1038/35070546>).
- Hoogerduijn Strating, E. H., Rampone, E., Piccardo, G. B., Drury, M. R. and Vissers, R. M. L., 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 (<https://doi.org/10.1093/petrology/34.5.901>).

- Jaroslów, G. E., Hirth, G. and Dick, H. J. B., 1996- Abyssal peridotite mylonites: implications for grain-size sensitive flow and strain localization in the oceanic lithosphere. *Tectonophysics* 256, 17–37 ([https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00163-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00163-8)).
- Matsumoto L. and Arai S., 2001- Morphological and chemical variations of chromian spinels in dunite–harzburgite complexes from the Sangun zone (SW Japan): implication for mantle/melt reaction and chromite formation processes. *Mineralogy and Petrology* 73, 305-323 (<https://doi.org/10.1007/s007100170004>).
- Melluso, L. and Sethna, S. F., 2011- Mineral compositions in the Deccan igneous rocks of India: An Overview. In: J., Ray, G., Sen, B., Ghosh (Eds.), *Topics in igneous petrology*. Springer 7, 35-159 (https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-90-481-9600-5_7).
- Moghadam, H. S., Corfu, F. and Stern, R. J., 2013- U-Pb zircon ages of Late Cretaceous Nain- Dehshir ophiolites, Central Iran. *Journal of the Geological Society, London* 170, 175-184 (<https://doi.org/10.1144/jgs2012-066>).
- Moghadam, H. S., Whitechurch, H., Rahgoshay, M. and Monsef, I., 2009- Significance of Nain-Baft ophiolitic belt (Iran): Short-lived, transtensional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone. *Comptes Rendus Geoscience* 341, 1016-1028 (<https://doi.org/10.1016/j.crte.2009.06.011>).
- Morimoto, N., 1989- Nomenclature of pyroxenes. *The Canadian Mineralogist*, 27, 143-156 <http://canmin.geoscienceworld.org/content/27/1/143.full.pdf>.
- Nimis, P. and Taylor, W. R., 2000- Single pyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and evaluation of the Cr-in-pyroxene barometer and enstatite solvus thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139, 541-554 (<https://doi.org/10.1007/s004100000156>).
- Passchier, C. W. and Trouw, R. A. J., 2005- *Microtectonics*. 2nd edition, Springer, Verlag, Berlin (<https://doi.org/10.1007/978-3-662-08734-3>).
- Presnall, D. C., Gudfinnsson, G. H. and Walter, M. J., 2002- Generation of mid-ocean ridge basalts at pressures from 1 to 7 GPa. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66, 2073-2090 ([https://doi.org/0016-7037/02 \\$22.00](https://doi.org/0016-7037/02 $22.00)).
- Rampone, E., Piccardo, G. B., Vannucci, R. and Bottazzi, P., 1997- Chemistry and origin of trapped melts in ophiolitic peridotites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 41, 4557-4569 ([https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00260-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00260-3)).
- Rampone, E., Piccardo, G. B., Vannucci, R., Bottazzi, P. and Ottolini, L., 1993- Subsolidus reactions monitored by trace-element partitioning: the spinel-facies to plagioclase-facies transition in mantle peridotites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 115, 1-17 (<https://doi.org/10.1007/BF00712974>).
- Rampone, E., Romairone, A., Abouchami, W., Piccardo, G. B. and Hofmann, A. W., 2005- Chronology, petrology, and isotope geochemistry of the Erro-Tobbio peridotites (Ligurian Alps, Italy): Records of late Palaeozoic lithospheric extension. *Journal of Petrology* 46, 799-827 (<https://doi.org/10.1093/petrology/egi001>).
- Rietmeijer, F. J. M., 1983- Chemical distinction between igneous and metamorphic orthopyroxenes especially those coexisting with Ca-rich clinopyroxenes: A re-evaluation. *Mineralogical Magazine* 47, 143-151 (<https://doi.org/10.1180/minmag.1983.047.343.04>).
- Roeder, P. L., Campbell, J. H. and Jamieson, H. E., 1979- A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 68, 325-334 (<https://doi.org/10.1007/BF00371554>).
- Seitz, H. M., Altherr, R. and Ludwig, T., 1999- Partitioning of transition elements between orthopyroxene and clinopyroxene in peridotitic and websteritic xenoliths: new empirical geothermometers. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 3967-3982 ([https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00163-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00163-5)).
- Sharkovski, M., Susov, M. and Krivyakin, B., 1984- Geology of the Anarak area (Central Iran), Explanatory text of the Anarak quadrangle map, 1:250,000, V/O Technoexport Report 19, Geological Survey of Iran, Tehran, 143 p (<http://www.gsi.ir>).
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G., Meisel, T. C., Arai, S., Bokhari, S. N. H., Samadi, R. and Gazel, E., 2014- Origin and evolution of metamorphosed mantle peridotites of Darreh Deh (Nain Ophiolite, Central Iran): Implications for the Eastern Neo-Tethys evolution. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 273(1), 89-120 (<https://doi.org/10.1127/0077-7749/2014/0418>).
- Shirdashtzadeh, N., Kachovich, S., Aitchison, J. C. and Samadi, R., 2015- Mid-Cretaceous radiolarian faunas from the Ashin Ophiolite (western Central-East Iranian Microcontinent). *Cretaceous Research* 56, 110-118 (<https://doi.org/10.1016/j.cretres.2015.04.003>).
- Skrotzki, W., Wedel, A., Weber, K. and Müller, W. F., 1990- Microstructure and texture in lherzolites of the Balmuccia massif and their significance regarding the thermomechanical history. *Tectonophysics* 179, 227-251 ([https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90292-G](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90292-G)).
- Tartarotti, P., Susini, S., Nimis, P. and Ottolini, L., 2002- Melt migration in the upper mantle along the Romanche Fracture Zone (Equatorial Atlantic). *Lithos* 63, 125-149 ([https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00116-0](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00116-0)).
- Ueda, T., Obata, M., Di Toro, G., Kanagawa, K. and Ozawa, K., 2008- Mantle earthquakes frozen in mylonitized ultramafic pseudotachylytes of spinel-lherzolite facies. *Geology* 36(8), 607-610 (<https://doi.org/10.1130/G24739A.1>).
- Warren, J. M. and Hirth, G., 2006- Grain size sensitive deformation mechanisms in naturally deformed peridotites. *Earth and Planetary Science Letters* 248(1-2), 438-450 (<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.06.006>).
- Whitney, D. L. and Evans, B. W., 2010- Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95, 185-187 (<https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>).
- Wood, B. J. and Banno, S., 1973- Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 42, 109-124 (<https://doi.org/10.1007/BF00371501>).

Petrography and geothermobarometry of lherzolites in Chah-Loqeh (Ashin ophiolite)

N. Shirdashtzadeh^{1*} and Gh. Torabi²

¹Ph.D., Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran

²Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran

Received: 2019 March 27

Accepted: 2019 May 29

Abstract

In this study, some mantle lherzolites of Ashin ophiolite are investigated which contain evidence of a geotectonic/metamorphism during exhumation and obduction of oceanic lithosphere on the continental crust, after closure of Neo-Tethys Ocean. Based on petrography, their primary rock-forming minerals are orthopyroxene, clinopyroxene, olivine, and chromian spinel. Mineralogy and geothermobarometry indicate that these 4-phase lherzolites were formed in the lithospheric mantle (at pressures ~ 21.6-8.6 kbar) by melt/wall rock reactions (at temperatures ~ 1012-1183 °C). Then, they were emplaced and obducted on the continental crust along the fault zone of this region, and consequently deformed. The first ductile deformation event occurred in the depth of lithosphere and resulted in high-temperature mylonitization at temperatures higher than 600-800 °C. Mineralogical features confirm pressure decreasing in this stage based on subsolidus reaction between pyroxene and spinel and substitution by plagioclase and olivine. Therefore, petrography and thermobarometry data are indicative of spinel to plagioclase lherzolite facies for these rocks. Finally, they partially underwent brittle and cataclastic deformation at temperatures below 600°C in lower pressures and depth during exhumation. However, most of plagioclases were replaced by prehnite, pumpellyite, chlorite, hydrogrossular and xonotlite minerals during further alterations.

Keyword: Petrography, Geothermobarometry, Exhumation, Lherzolite, Ashin ophiolite.

For Persian Version see pages 81 to 92

*Corresponding author: N. Shirdashtzadeh.; E-mail: nshirdasht@gmail.com