



ویژگی‌های کانی‌شناسی آمفیبول در آمفیبول - پریدوتیت‌های مشهد

کوروش محمدیها^{۱،۲*}، محسن مؤذن^۱، اووه آلتنبرگر^۳، رباب حاجی علی اوغلی^۱

۱- گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۲- سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

۳- انیستیتو علوم زمین و محیط زیست، دانشگاه پتسدام، آلمان

(دریافت مقاله: ۹۵/۶/۲، نسخه نهایی: ۹۵/۸/۲۹)

چکیده: مجموعه سنگ‌های اولترامافیک مشهد به سن چینه‌ای پرمین - تریاس، در شمال خاوری کوه‌های بینالود و در نزدیکی شهر مشهد (جنوب باختر تا شمال باختر) قرار گرفته است. این منطقه از سنگ‌های مافیک و اولترامافیک، سنگ‌های رسی و کربناتی دگرگون شده، گرانیتوئید و فیلیت‌های مشهد با راستای عمومی شمال باختری - جنوب خاوری تشکیل شده است. آمفیبول-پریدوتیت-های سرپانتینی شده، اصلی‌ترین انواع سنگ‌های اولترامافیک در منطقه‌ی مورد بررسی است. کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ‌های الترامافیک این منطقه شامل اولیوین، ارتوپروکسن، کلینوپروکسن، آمفیبول قهوه‌ای و کانی‌های تیره به عنوان کانی‌های باقیمانده از سنگ اولیه و کانی‌های گروه سرپانتین، ترمولیت-اکتینولیت، کلریت، مقادیر اندکی تالک و کانی‌های کربناتی هستند. دو نوع آمفیبول در این سنگ‌ها مشاهده می‌شوند. آمفیبول‌های نیمه شکل‌دار قهوه‌ای با ترکیب پارگازیتی و آمفیبول‌های بی‌شکل و رشته‌ای سبز کم-رنگ و یا بی‌رنگ با ترکیب ترمولیت - اکتینولیت. تغییرات نسبت‌های کاتیونی Fe, Al, Cr و Ti در ساختمان پارگازیت‌ها متأثر از فازهای مجاور آمفیبول (مانند کانی‌های اولیوین و پروکسن و به ویژه فازهای آهن داری نظیر کرومیت) هستند. اطلاعات سنگ‌نگاری (ارتباط بافتی میان کانی‌ها) و ترکیب شیمیایی کانی‌ها نشان می‌دهد که پارگازیت‌های موجود در آمفیبول-پریدوتیت‌های منطقه با آمفیبول-پریدوتیت‌های گوشته‌ای متاسوماتیزه در یک منطقه‌ی فرورانشی همخوانی بیشتری دارند.

واژه‌های کلیدی: مجموعه اولترامافیک مشهد؛ آمفیبول پریدوتیت؛ پارگازیت؛ متاسوماتیسم گوشته‌ای؛ فرورانش.

مقدمه

های اولیه دیگر تعادل بافتی نشان می‌دهند و به نظر می‌رسد که از آمفیبول‌های اولیه باشند. این سنگ‌ها را آمفیبول-پریدوتیت می‌نامند. آمفیبول-پریدوتیت در دنیا کم است و این سنگ‌ها استثناء به حساب می‌آیند. بررسی آمفیبول-پریدوتیت و چگونگی تشکیل آنها در پریدوتیت و نقش سیالات در تشکیل پریدوتیت‌های پوسته‌ای (کومولایی) و گوشته‌ای اهمیت بسیاری دارد. در پریدوتیت‌های مجموعه سنگ‌های اولترامافیک منطقه مشهد آمفیبول‌هایی با تعادل بافتی با کانی‌های اولیه مشاهده می‌شوند و این سنگ‌ها را جزء آمفیبول-پریدوتیت‌ها قرار می‌دهد.

بررسی‌های زیادی روی سنگ‌های اولترامافیک مناطق مختلف جهان از نظر سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و سرشتی‌های ژئوشیمیایی کانی‌های تشکیل‌دهنده‌ی آنها صورت گرفته است ([۱-۶]). پریدوتیت معمولاً یک سنگ بدون آب در نظر گرفته می‌شود که بیشتر از کانی‌های الیوین، پروکسن و اسپینل با نسبت‌های مختلف تشکیل می‌شود. کانی‌های آبدار مانند کانی‌های گروه سرپانتین، آمفیبول، کلریت و تالک کانی‌های اولیه نیستند و از آبدگیری کانی‌های اولیه در فرایندهای دگرگونی و یا دگرسانی بعدی در این سنگ‌ها بوجود می‌آیند. با این حال بعضی از پریدوتیت‌ها دارای آمفیبول‌هایی هستند که با کانی-

صفحات برخوردی و سنگ‌های اولترامافیک جنوب یمن و شرق آفریقا که در محیط‌های کششی قرار دارند، مشاهده شده است [۹-۱۵].

به منظور بررسی شیمی آمفیبول موجود در پریدوتیت‌های مشهد، بعد از برداشت‌های صحرایی و مطالعه دقیق مقاطع نازک از نظر روابط بافتی و کانی‌های تشکیل دهنده، تعداد ۴ نمونه از مقاطع میکروسکوپی این سنگ‌ها به روش EPMA تجزیه شد. آنالیزهای شیمیایی با استفاده از ریزپردازنده‌ی مدل JEOLJXA-8900K با ولتاژ ۱۵ کیلووات و جریان ۲۰ نانو آمپر با باریکه‌ی ۲-۱۰ میکرومتر در دانشگاه پتسدام آلمان انجام شده است. فرمول ساختاری برای کانی آمفیبول بر اساس ۲۳ اکسیژن و ۱۵ کاتیون و نسبت Fe^{2+} به Fe^{3+} با استفاده از استوکیومتر [۱۶] محاسبه شده است که نتایج آن در جدول ۱ و جدول ۲ آمده است.

بررسی بافتی این سنگ‌ها، ویژگی‌های شیمیایی آمفیبول‌های اولیه و فرایندهای تشکیل دهنده‌ی آمفیبول در این پریدوتیت‌ها موضوع این مقاله است. این مقاله برای اولین بار آمفیبول-پریدوتیت‌ها را در این منطقه و در ایران معرفی می‌کند. جانشین‌های شیمیایی فراوان در آمفیبول می‌تواند اطلاعاتی در مورد مراحل تکامل سیال‌ها در توده‌های اولترامافیک ارائه کند. مقدار Al^{IV} و Ti آمفیبول‌ها به دما و فشار محیطی وابستگی دارد و می‌توان از آن در بررسی شرایط پایداری پریدوتیت‌ها استفاده کرد [۱۷].

اکسبرگ [۸] جزء نخستین پژوهندگانی بود که با بررسی زونلیت‌های موجود در کیمبرلیت‌ها، وجود آمفیبول را در سنگ‌های گوشته‌ی بالایی گزارش کرد. آمفیبول اولیه در سنگ‌های اولترامافیک در جایگاه‌های زمین‌شناختی مختلف مانند آفریقای جنوبی، کلرادو و آریزونا که روی کراتون‌های گسله و قدیمی، ژاپن، کامچاتکا و آلاسکا که در حاشیه‌ی

جدول ۱ نتایج آنالیز مایکروپروب آمفیبول‌های اولیه در آمفیبول-پریدوتیت‌های سرپانتینی شده مشهد به همراه نتایج حاصل از محاسبه فرمول ساختاری بر اساس ۲۳ اکسیژن.

	۸-۱		۸-۲		۸-۳		۸								۱۲۲-۲		
	۶۰	۱۶۹	۶۳	۶۴	۱۷۵	۱۷۹	۶۶	۷۱	۷۸	۸۲	۱۸۳	۱۹۱	۱۷	۱۸	۱۷۳		
SiO ₂	۴۵.۰۵	۵۰.۷۴	۴۶.۱۰	۴۵.۳۳	۴۳.۷۲	۴۴.۹۵	۴۳.۴۲	۴۸.۲۶	۴۷.۶۱	۴۲.۹۸	۵۴.۹۴	۴۹.۵۰	۴۳.۸۶	۴۴.۳۶	۴۴.۲۲		
Al ₂ O ₃	۹.۴۰	۵.۹۵	۸.۴۲	۹.۳۰	۱۰.۵۵	۹.۵۹	۱۰.۸۹	۸.۵۳	۸.۲۹	۹.۹۵	۱.۷۸	۷.۰۳	۹.۵۶	۱۰.۰۲	۹.۷۶		
MgO	۱۷.۳۳	۲۰.۳۰	۱۸.۱۳	۱۷.۶۴	۱۶.۲۰	۱۷.۴۲	۱۶.۴۴	۱۸.۹۹	۱۸.۶۷	۱۵.۸۷	۲۲.۱۰	۱۸.۷۱	۱۵.۹۲	۱۴.۵۰	۱۶.۴۸		
CaO	۱۱.۴۲	۱۲.۰۱	۱۱.۴۶	۱۱.۸۱	۱۱.۷۷	۱۱.۵۱	۱۱.۷۹	۱۱.۹۴	۱۲.۱۶	۱۱.۴۱	۱۳.۱۸	۱۲.۲۵	۱۱.۳۸	۱۱.۶۱	۱۱.۴۰		
FeO	۷.۲۶	۵.۷۸	۶.۹۱	۷.۱۹	۷.۷۰	۷.۱۸	۷.۷۳	۶.۳۶	۶.۲۷	۷.۳۸	۳.۷۲	۶.۳۶	۹.۱۲	۸.۸۸	۹.۲۲		
K ₂ O	۰.۴۸	۰.۰۵	۰.۳۴	۰.۴۱	۰.۵۹	۰.۳۶	۰.۶۵	۰.۱۰	۰.۱۳	۰.۶۱	۰.۰۶	۰.۰۷	۰.۴۷	۰.۱۸	۰.۲۳		
Na ₂ O	۲.۶۱	۲.۰۴	۲.۳۴	۲.۳۸	۲.۴۸	۲.۵۴	۲.۴۸	۲.۴۷	۲.۴۰	۲.۶۸	۰.۷۷	۲.۰۱	۲.۷۹	۲.۷۹	۲.۸۴		
TiO ₂	۳.۱۱	۰.۰۶	۲.۴۲	۲.۴۳	۳.۱۲	۲.۸۷	۳.۱۷	۰.۳۴	۰.۹۰	۵.۲۱	۰.۰۱	۰.۴۳	۳.۵۲	۳.۲۱	۲.۸۳		
Cr ₂ O ₃	۰.۴۱	۰.۰۰	۰.۲۲	۰.۲۴	۰.۴۲	۰.۱۹	۰.۲۰	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۷۰	۰.۰۴	۰.۱۶	۰.۰۵	۰.۰۲	۰.۵۰		
MnO	۰.۰۸	۰.۱۱	۰.۰۹	۰.۱۱	۰.۱۰	۰.۰۸	۰.۱۰	۰.۱۰	۰.۱۱	۰.۱۲	۰.۱۰	۰.۱۲	۰.۱۲	۰.۰۹	۰.۱۷		
Total	۹۶.۷۴	۹۷.۰۳	۹۶.۲۰	۹۶.۶۰	۹۶.۲۲	۹۶.۴۸	۹۶.۶۶	۹۷.۰۹	۹۶.۶۴	۹۶.۲۱	۹۶.۶۶	۹۶.۴۸	۹۶.۷۴	۹۵.۶۳	۹۷.۱۴		
Formula based on 23(O)																	
Si	۶.۴۸	۷.۰۹	۶.۶۱	۶.۵۱	۶.۳۷	۶.۴۶	۶.۲۹	۶.۸۰	۶.۷۷	۶.۳۱	۷.۶۶	۷.۰۴	۶.۳۹	۶.۵۶	۶.۳۷		
Al iv	۱.۵۲	۰.۹۱	۱.۳۹	۱.۴۹	۱.۶۳	۱.۵۴	۱.۷۱	۱.۲۰	۱.۲۳	۱.۶۹	۰.۲۹	۰.۹۶	۱.۶۱	۱.۴۴	۱.۶۳		
Al vi	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۰۳	۰.۰۸	۰.۱۹	۰.۰۹	۰.۱۵	۰.۲۱	۰.۱۸	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۲۲	۰.۰۳	۰.۳۰	۰.۰۲		
Ti	۰.۳۴	۰.۰۱	۰.۲۶	۰.۲۶	۰.۳۴	۰.۳۱	۰.۳۵	۰.۰۴	۰.۱۰	۰.۵۸	۰.۰۰	۰.۰۵	۰.۳۹	۰.۳۶	۰.۳۱		
Fe3+	۰.۴۵	۰.۶۶	۰.۶۲	۰.۵۱	۰.۲۷	۰.۵۱	۰.۳۹	۰.۶۲	۰.۴۶	۰.۰۴	۰.۲۱	۰.۳۵	۰.۳۸	۰.۰۰	۰.۶۴		
Fe2+	۰.۴۲	۰.۰۱	۰.۲۱	۰.۳۵	۰.۶۷	۰.۳۵	۰.۵۵	۰.۱۳	۰.۲۹	۰.۸۶	۰.۲۲	۰.۴۰	۰.۷۳	۱.۱۰	۰.۴۷		
Mn	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۲		
Cr	۰.۰۵	۰.۰۰	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۵	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۸	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۶		
Mg	۳.۷۱	۴.۲۳	۳.۸۷	۳.۷۸	۳.۵۲	۳.۷۳	۳.۵۵	۳.۹۹	۳.۹۶	۳.۴۷	۴.۶۰	۳.۹۷	۳.۴۶	۳.۱۹	۳.۵۴		
Ca	۱.۷۶	۱.۸۰	۱.۷۶	۱.۸۲	۱.۸۴	۱.۷۷	۱.۸۳	۱.۸۰	۱.۸۵	۱.۷۹	۱.۹۷	۱.۸۷	۱.۷۸	۱.۸۴	۱.۷۶		
Na	۰.۷۳	۰.۵۵	۰.۶۵	۰.۶۶	۰.۷۰	۰.۷۱	۰.۷۰	۰.۶۷	۰.۶۶	۰.۷۶	۰.۲۱	۰.۵۵	۰.۷۹	۰.۸۰	۰.۷۹		
K	۰.۰۹	۰.۰۱	۰.۰۶	۰.۰۸	۰.۱۱	۰.۰۷	۰.۱۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۱۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۹	۰.۰۳	۰.۰۴		
(Ca+Na) (B)	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰		
Na (B)	۰.۲۴	۰.۲۰	۰.۲۴	۰.۱۸	۰.۱۶	۰.۲۳	۰.۱۷	۰.۲۰	۰.۱۵	۰.۲۱	۰.۰۳	۰.۱۳	۰.۲۲	۰.۱۶	۰.۲۴		
(Na+K) (A)	۰.۵۸	۰.۳۶	۰.۴۷	۰.۵۶	۰.۶۵	۰.۵۵	۰.۶۵	۰.۶۹	۰.۵۴	۰.۶۷	۰.۱۹	۰.۴۳	۰.۶۵	۰.۶۷	۰.۵۹		
Mg(Mg+Fe2)	۰.۹۰	۱.۰۰	۰.۹۵	۰.۹۱	۰.۸۴	۰.۹۱	۰.۸۷	۰.۹۷	۰.۹۳	۰.۸۰	۰.۹۵	۰.۹۱	۰.۸۳	۰.۷۴	۰.۸۸		
Al(Al+Fe3+Cr)	۰.۹۷	۰.۹۶	۰.۹۸	۰.۹۸	۰.۹۷	۰.۹۹	۰.۹۹	۰.۹۹	۰.۹۹	۰.۹۶	۰.۹۶	۰.۹۶	۱.۰۰	۱.۰۰	۰.۹۷		

ادامه جدول ۱ نتایج آنالیز مایکروپروب آمفیبول‌های اولیه در آمفیبول-پریدوتیت‌های سرپانتینی شده مشهد به همراه نتایج حاصل از محاسبه فرمول ساختاری بر اساس ۲۳ اکسیژن.

	۱-۸	۱-۸-۶	۱۲۲-۸	۱۲۲-۹		۱۲۲-۱۱		۱۲۲				۱۲۲-۴			
	۲۲۸	۶۷	۲۳	۴۴	۴۵	۴۶	۲۰	۲۲	۳۶	۴۳	۱۸۱	۱۹۶	۲۰۸	۲۶	۲۷
SiO _۲	۵۰.۵۰	۴۳.۸۵	۴۴.۰۳	۴۴.۰۴	۴۴.۸۸	۴۴.۴۹	۴۳.۲۷	۴۳.۶۵	۴۴.۴۱	۴۴.۰۲	۴۵.۷۳	۴۴.۶۰	۴۳.۵۸	۴۳.۶۳	۴۵.۴۸
Al _۲ O _۳	۴.۵۲	۹.۴۸	۹.۹۶	۹.۹۴	۱۰.۴۴	۱۰.۰۷	۹.۷۶	۹.۵۱	۱۰.۲۹	۹.۸۳	۹.۳۴	۱۰.۸۰	۹.۶۵	۹.۵۷	۹.۶۱
MgO	۲۰.۹۲	۱۶.۵۹	۱۶.۳۶	۱۶.۱۶	۱۶.۹۴	۱۶.۴۴	۱۵.۶۰	۱۵.۹۴	۱۶.۳۶	۱۶.۰۰	۱۷.۲۱	۱۶.۸۲	۱۶.۷۶	۱۵.۹۳	۱۷.۲۶
CaO	۱۱.۱۰	۱۱.۱۲	۱۱.۰۴	۱۱.۴۱	۱۱.۳۱	۱۱.۳۹	۱۱.۲۹	۱۱.۲۷	۱۱.۴۸	۱۱.۶۳	۱۱.۸۲	۱۱.۶۰	۱۱.۲۱	۱۱.۰۵	۱۱.۵۹
FeO	۴.۷۴	۷.۱۲	۹.۳۳	۹.۵۶	۸.۶۰	۹.۱۶	۹.۶۷	۹.۵۳	۸.۶۳	۹.۰۶	۸.۱۶	۸.۲۷	۸.۲۲	۹.۹۳	۷.۸۳
K _۲ O	۰.۰۴	۰.۳۹	۰.۲۱	۰.۲۵	۰.۱۹	۰.۲۲	۰.۶۴	۰.۴۹	۰.۲۱	۰.۲۲	۰.۱۹	۰.۱۸	۰.۱۸	۰.۴۷	۰.۱۸
Na _۲ O	۲.۸۰	۳.۲۱	۲.۸۴	۲.۹۴	۲.۴۸	۲.۸۰	۲.۸۸	۲.۹۵	۲.۶۸	۲.۵۸	۲.۳۸	۲.۶۶	۲.۵۲	۲.۸۷	۲.۴۸
TiO _۲	۰.۴۴	۴.۹۵	۳.۰۱	۳.۳۶	۲.۲۹	۲.۷۹	۴.۳۰	۴.۰۹	۳.۰۴	۳.۲۱	۱.۶۱	۲.۶۱	۲.۸۹	۳.۹۵	۱.۷۴
Cr _۲ O _۳	۰.۸۲	۰.۷۴	۰.۴۰	۰.۰۳	۰.۲۳	۰.۲۳	۰.۱۲	۰.۱۷	۰.۲۴	۰.۶۳	۱.۰۲	۰.۲۲	۰.۳۱	۰.۱۷	۰.۹۴
MnO	۰.۴۴	۰.۰۷	۰.۱۳	۰.۱۶	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۲	۰.۰۹	۰.۱۵	۰.۱۵	۰.۱۲	۰.۱۰	۰.۱۵	۰.۱۲	۰.۱۴
Total	۹۵.۵۰	۹۶.۷۸	۹۶.۹۰	۹۷.۸۲	۹۷.۲۶	۹۷.۵۰	۹۷.۵۳	۹۷.۵۲	۹۷.۲۶	۹۶.۷۲	۹۶.۵۷	۹۷.۶۴	۹۵.۱۵	۹۷.۵۱	۹۶.۳۱
Formula based on 23(O)															
Si	۷.۱۸	۶.۳۷	۶.۳۴	۶.۳۳	۶.۳۸	۶.۳۷	۶.۲۹	۶.۳۲	۶.۳۸	۶.۳۹	۶.۵۷	۶.۳۵	۶.۳۶	۶.۳۰	۶.۵۳
Al iv	۰.۷۶	۱.۶۲	۱.۶۶	۱.۶۷	۱.۶۲	۱.۶۳	۱.۶۷	۱.۶۲	۱.۶۲	۱.۶۱	۱.۴۳	۱.۶۵	۱.۶۴	۱.۶۳	۱.۶۷
Al vi	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۳	۰.۰۱	۰.۱۳	۰.۰۷	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۱۲	۰.۰۷	۰.۱۵	۰.۱۶	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۱۶
Ti	۰.۰۵	۰.۵۴	۰.۳۳	۰.۳۶	۰.۲۴	۰.۳۰	۰.۲۷	۰.۴۵	۰.۳۳	۰.۳۵	۰.۱۷	۰.۲۸	۰.۳۲	۰.۴۳	۰.۱۹
Fe ³⁺	۰.۵۶	۰.۱۱	۰.۷۵	۰.۵۶	۰.۸۴	۰.۶۴	۰.۳۶	۰.۴۲	۰.۵۳	۰.۴۶	۰.۶۱	۰.۶۳	۰.۷۴	۰.۶۰	۰.۶۴
Fe ²⁺	۰.۰۰	۰.۷۵	۰.۳۸	۰.۵۹	۰.۱۸	۰.۴۶	۰.۸۱	۰.۷۳	۰.۵۰	۰.۶۴	۰.۳۸	۰.۲۵	۰.۲۶	۰.۶۰	۰.۲۰
Mn	۰.۰۵	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۲
Cr	۰.۰۹	۰.۰۹	۰.۰۵	۰.۰۰	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۷	۰.۱۲	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۲	۰.۱۱
Mg	۴.۴۳	۳.۵۹	۳.۵۱	۳.۴۶	۳.۵۹	۳.۵۱	۳.۴۸	۳.۴۴	۳.۵۰	۳.۴۶	۳.۶۸	۳.۵۷	۳.۶۴	۳.۴۳	۳.۷۰
Ca	۱.۶۹	۱.۷۳	۱.۷۰	۱.۷۶	۱.۷۲	۱.۷۵	۱.۷۶	۱.۷۵	۱.۷۷	۱.۸۱	۱.۸۲	۱.۷۷	۱.۷۵	۱.۷۱	۱.۷۸
Na	۰.۷۷	۰.۹۰	۰.۷۹	۰.۸۲	۰.۶۸	۰.۷۸	۰.۸۱	۰.۸۳	۰.۷۵	۰.۷۳	۰.۶۶	۰.۷۳	۰.۷۱	۰.۸۰	۰.۶۹
K	۰.۰۱	۰.۰۷	۰.۰۴	۰.۰۵	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۱۲	۰.۰۹	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۹	۰.۰۳
(Ca+Na) (B)	۱.۹۷	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰
Na (B)	۰.۲۸	۰.۲۷	۰.۳۰	۰.۲۴	۰.۲۸	۰.۲۵	۰.۲۴	۰.۲۵	۰.۲۳	۰.۱۹	۰.۱۸	۰.۲۳	۰.۲۵	۰.۲۹	۰.۲۲
(Na+K) (A)	۰.۵۰	۰.۷۱	۰.۵۳	۰.۶۲	۰.۴۴	۰.۵۷	۰.۶۹	۰.۶۷	۰.۵۵	۰.۵۸	۰.۵۲	۰.۵۴	۰.۵۰	۰.۶۰	۰.۵۱
Mg(Mg+Fe2)	۱.۰۰	۰.۸۳	۰.۹۰	۰.۸۵	۰.۹۵	۰.۸۸	۰.۸۱	۰.۸۲	۰.۸۷	۰.۸۴	۰.۹۱	۰.۹۱	۰.۹۳	۰.۸۵	۰.۹۳
Al(Al+Fe3+Cr)	۰.۸۹	۰.۹۵	۰.۹۷	۱.۰۰	۰.۹۹	۰.۹۸	۰.۹۹	۰.۹۹	۰.۹۸	۰.۹۶	۰.۹۰	۰.۹۹	۰.۹۸	۰.۹۹	۰.۹۳

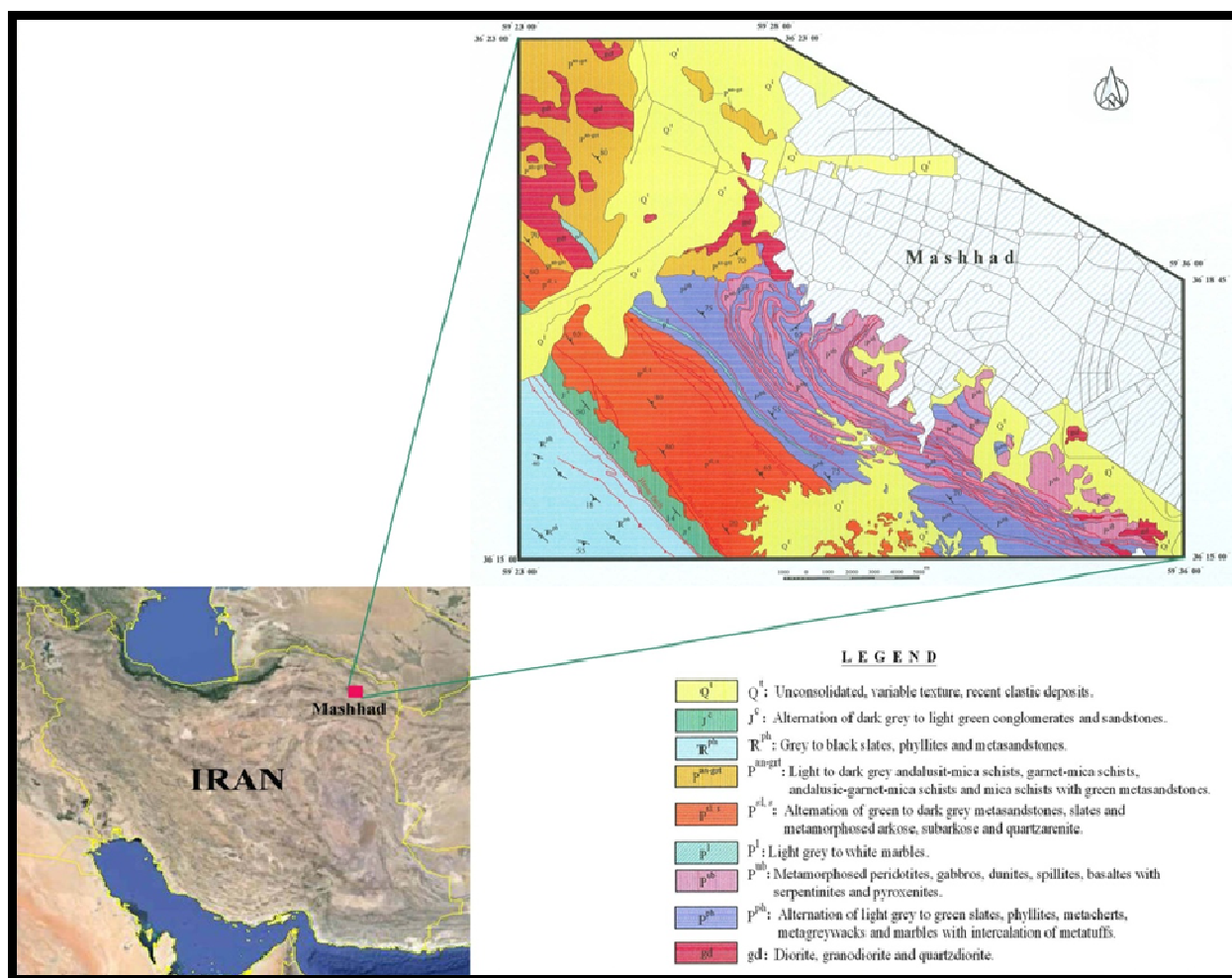
جدول ۲ نتایج آنالیز مایکروپروب آمفیبول‌های ثانویه در پریدوتیت‌های سرپانتینی شده مشهد به همراه نتایج حاصل از محاسبه فرمول ساختاری بر اساس ۲۳ اکسیژن.

	A-۶	۱۰A			A-۱			A-۲		A-۳	۱۰A-۱		۱۰A-۷	A	
	۱۸۸	۲۲۸	۲۳۲	۶۱	۱۶۲	۱۶۵	۱۷۰	۱۷۲	۱۷۶	۱۸۰	۲۱۷	۲۲۰	۷۱	۱۹۳	۱۹۵
SiO ₂	۵۵.۴۲	۵۰.۵۰	۵۵.۹۵	۵۱.۲۱	۵۴.۴۶	۵۷.۰۲	۵۶.۴۳	۵۴.۳۱	۵۶.۴۰	۵۵.۵۰	۵۳.۱۷	۵۱.۲۷	۵۶.۲۷	۵۴.۴۸	۵۴.۰۰
Al ₂ O ₃	۱.۵۹	۴.۵۲	۰.۸۴	۴.۸۳	۲.۲۰	۰.۱۴	۰.۲۵	۲.۲۷	۰.۱۴	۱.۳۵	۲.۸۰	۴.۴۱	۰.۷۶	۲.۴۷	۲.۵۹
MgO	۲۲.۳۳	۲۰.۹۲	۲۳.۰۲	۲۰.۸۴	۲۱.۸۳	۲۲.۷۲	۲۲.۷۱	۲۲.۰۰	۲۱.۴۸	۲۲.۳۵	۲۰.۹۱	۲۰.۴۰	۲۲.۹۶	۲۱.۱۸	۲۱.۹۷
CaO	۱۳.۱۹	۱۱.۱۰	۱۳.۲۵	۱۱.۳۱	۱۳.۰۳	۱۳.۳۶	۱۳.۵۳	۱۳.۲۱	۱۲.۹۲	۱۳.۱۹	۱۲.۴۵	۱۲.۱۶	۱۳.۲۵	۱۲.۸۲	۱۲.۹۶
FeO	۳.۴۷	۴.۷۴	۲.۴۵	۶.۲۱	۴.۱۸	۳.۰۹	۲.۷۷	۴.۰۸	۵.۶۶	۳.۵۳	۴.۵۹	۸.۲۳	۲.۴۶	۴.۷۹	۴.۱۳
K ₂ O	۰.۰۷	۰.۰۴	۰.۰۹	۰.۰۳	۰.۰۷	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۷	۰.۰۰	۰.۰۵	۰.۰۱	۰.۰۴	۰.۰۶	۰.۰۱	۰.۰۹
Na ₂ O	۰.۷۸	۲.۸۰	۰.۶۹	۱.۷۸	۱.۰۲	۰.۱۹	۰.۱۴	۰.۹۷	۰.۱۵	۰.۶۴	۱.۶۰	۱.۸۷	۰.۷۲	۰.۹۵	۱.۰۰
TiO ₂	۰.۰۴	۰.۴۴	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۵	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۵۲	۰.۸۹	۰.۰۱	۰.۰۵	۰.۰۶
Cr ₂ O ₃	۰.۰۴	۰.۸۲	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۳	۰.۰۱	۰.۵۱	۰.۳۵	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۲
MnO	۰.۱۰	۰.۴۴	۰.۱۴	۰.۱۸	۰.۰۶	۰.۰۴	۰.۱۱	۰.۰۸	۰.۱۴	۰.۰۵	۰.۰۹	۰.۰۵	۰.۱۶	۰.۰۹	۰.۰۷
Total	۹۶.۹۸	۹۵.۵۰	۹۶.۴۶	۹۶.۴۱	۹۶.۸۸	۹۶.۶۰	۹۵.۹۸	۹۷.۰۴	۹۶.۹۰	۹۶.۶۹	۹۶.۱۳	۹۶.۳۲	۹۶.۶۶	۹۶.۸۳	۹۶.۸۷
Formula based on 23(O)															
Si	۷.۷۰	۷.۱۸	۷.۷۸	۷.۱۹	۷.۶۰	۷.۹۱	۷.۸۹	۷.۵۷	۷.۸۵	۷.۷۲	۷.۵۲	۷.۲۵	۷.۸۲	۷.۶۱	۷.۵۲
Al iv	۰.۲۶	۰.۷۶	۰.۱۴	۰.۸۰	۰.۳۶	۰.۰۲	۰.۰۴	۰.۳۷	۰.۰۲	۰.۲۲	۰.۴۷	۰.۷۳	۰.۱۲	۰.۳۹	۰.۴۲
Al vi	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
Ti	۰.۰۰	۰.۰۵	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۶	۰.۰۹	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۱
Fe3+	۰.۱۹	۰.۵۶	۰.۱۴	۰.۷۳	۰.۲۵	۰.۱۲	۰.۰۹	۰.۳۷	۰.۳۹	۰.۲۱	۰.۱۸	۰.۳۸	۰.۰۹	۰.۲۷	۰.۳۷
Fe2+	۰.۲۱	۰.۰۰	۰.۱۵	۰.۰۰	۰.۲۴	۰.۲۳	۰.۲۴	۰.۲۱	۰.۲۷	۰.۲۰	۰.۳۷	۰.۲۴	۰.۱۹	۰.۲۹	۰.۱۱
Mn	۰.۰۱	۰.۰۵	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۱
Cr	۰.۰۰	۰.۰۹	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۶	۰.۰۴	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Mg	۴.۶۲	۴.۴۳	۴.۷۷	۴.۳۶	۴.۵۴	۴.۷۰	۴.۷۳	۴.۵۷	۴.۴۵	۴.۶۴	۴.۴۱	۴.۳۰	۴.۷۵	۴.۴۱	۴.۵۶
Ca	۱.۹۶	۱.۶۹	۱.۹۷	۱.۷۰	۱.۹۵	۱.۹۹	۲.۰۳	۱.۹۷	۱.۹۳	۱.۹۷	۱.۸۹	۱.۸۴	۱.۹۷	۱.۹۲	۱.۹۳
Na	۰.۲۱	۰.۷۷	۰.۱۹	۰.۴۸	۰.۲۸	۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۲۶	۰.۰۴	۰.۱۷	۰.۴۴	۰.۵۱	۰.۱۹	۰.۲۶	۰.۲۷
K	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۲
(Ca+Na) (B)	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۱.۹۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۳	۲.۰۰	۱.۹۶	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰
Na (B)	۰.۰۴	۰.۲۸	۰.۰۳	۰.۲۰	۰.۰۵	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۱۱	۰.۱۶	۰.۰۳	۰.۰۸	۰.۰۷
(Na+K) (A)	۰.۱۸	۰.۵۰	۰.۱۸	۰.۲۹	۰.۲۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۲۵	۰.۰۰	۰.۱۵	۰.۳۳	۰.۳۶	۰.۱۸	۰.۱۸	۰.۲۲
Mg(Mg+Fe)	۰.۹۶	۱.۰۰	۰.۹۷	۱.۰۰	۰.۹۵	۰.۹۵	۰.۹۵	۰.۹۶	۰.۹۴	۰.۹۶	۰.۹۲	۰.۹۵	۰.۹۶	۰.۹۴	۰.۹۸
Al(Al+Fe3+	۰.۷۶	۰.۸۹	۰.۶۹	۰.۸۷	۰.۸۰	۰.۲۱	۰.۲۵	۰.۶۷	۰.۱۲	۰.۶۷	۰.۸۹	۰.۹۵	۰.۹۵	۰.۹۶	۰.۹۹

زمین شناسی

گستره‌ی مورد بررسی در شمال خاوری ایران و در حد فاصل عرض‌های جغرافیایی $36^{\circ} 15' 00''$ - $36^{\circ} 23' 00''$ و طول‌های جغرافیایی $59^{\circ} 23' 00''$ - $59^{\circ} 36' 00''$ قرار دارد (شکل ۱). سنگ‌های اولترامافیک به شدت سرپانتینی شده مشهود با مجموعه‌های رسی دگرگون شده نظیراسلیت، فیلیت و شیست-های گارنت و استارولیت‌دار به صورت متناوب قرار دارند (شکل ۱). تناوب ظاهری این مجموعه اولترامافیک با سنگ‌های رسوبی پیرامون سبب شد تا سنگ‌های یاد شده نوعی جریان-های گدازه‌ای همزمان با رسوب‌گذاری دانسته شوند. ولی ممکن است تکرار سنگ‌های اولترامافیک و ردیف‌های رسوبی دگرگون شده حاصل عملکرد راندگی‌ها در یک منشور برافزاینده باشد [۱۷].

بنا به اعتقاد بعضی از زمین‌شناسان این سنگ‌های اولترامافیک حاصل یک پدیده‌ی اقیانوس‌زایی دانسته شده‌اند که در پالئوزوئیک پسین در اثر جدایش دو صفحه ایران و توران جایگیر شده‌اند. ولی برخی دیگر محیط ژئودینامیکی تشکیل این مجموعه را نوعی اولاکوژن می‌دانند که به کافت‌های اقیانوسی شباهتی ندارد [۱۸]. امروزه این باور وجود دارد که سنگ‌های یاد شده که سیمای آلوتون‌های توریدایتی دارند. بازمانده‌های اقیانوس تتیس کهن هستند که در تریاس پسین به صورت یک مجموعه برافزایشی در منطقه‌ی فروانش ورقه توران تشکیل و پس از دگرگون شدن روی منطقه‌ی غیرفعال ورقه‌ی ایران فرارانش کرده‌اند [۱۹].



شکل ۱ موقعیت منطقه و نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد بررسی که واحدهای سنگی در آن نمایش داده شده است (اقتباس از [۲۱،۲۰] با اندکی تغییرات).

نمی‌توان مورد بررسی قرار داد و این سنگ‌ها در حال حاضر بیشتر سرپانتینی شده‌اند. سنگ‌های سرپانتینی شده در این محدوده دارای تنوع رنگی از قهوه‌ای تیره تا قهوه‌ای کمرنگ و سبز تیره تا سبز کم رنگ هستند.

کانی‌های تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های اولترامافیک منطقه که اغلب به صورت آمفیبول-پردوتیت هستند، عبارتند از اولیوین + کلینوپروکسن ± ارتوپروکسن + آمفیبول اولیه (پارگازیت) ± اسپینل به عنوان کانی‌های اولیه و کانی‌های گروه سرپانتین + آمفیبول ثانویه (ترمولیت و منیزیهورنبلند) + کلریت + تالک به عنوان کانی‌های ثانویه حاصل از دگرگونی درجه پائین. آمفیبول از جمله کانی‌هایی است که در این سنگ‌ها حضور گسترده‌ای دارد. دو نسل آمفیبول در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود، (۱) هورنبلند (Amp1) نیمه شکلدار تا بی شکل به رنگ قهوه‌ای و سرخ - قهوه‌ای که بین کانی‌های اولیوین و پروکسن و گاهی مگنتیت قرار می‌گیرد و با این کانی‌ها در حال تعادل بافتی است (شکل ۲ ب، پ، ت، ج و الف، ت. ۲). آمفیبول (Amp2) به رنگ سبز، سبز کمرنگ و بی‌رنگ که محصول دگرگونی درجه‌ی پائین کانی‌های فرومنیزین اولیه-ای نظیر پروکسن و آمفیبول‌های اولیه هستند. در اغلب نمونه‌ها، کلینوپروکسن‌ها و یا آمفیبول‌های گروه اول از حاشیه و یا در راستای رخ‌ها و محل شکستگی‌ها به آمفیبول ثانویه تبدیل شده‌اند (شکل ۲).

سنگ‌های اولترامافیک مشهد به شدت سرپانتینی شده و سرپانتین در این سنگ‌ها به‌طور فراگیر جانشین اولیوین و گاهی پروکسن شده است (شکل ۲ پ، ت و ج). در آمفیبول-پردوتیت‌ها مشهد، ارتوپروکسن کمیاب است و فقط در بخش‌هایی بلورهای از آن که در حال تجزیه به آمفیبول ثانویه هستند مشاهده می‌شود (شکل ۲ ث). کلینوپروکسن بیشتر به صورت میان دانه‌ای در میان بلورهای اولیوین قرار دارد. فلوگوپیت و پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها مشاهده نشده است. اسپینل به صورت دانه‌های قهوه‌ای - قهوه‌ای تیره گاهی به-وسیله‌ی بلورهای اولیوین محصور می‌شود و گاهی نیز به صورت بلورهای خودشکل مشاهده می‌شود. گسترش این کانی در سنگ‌های مورد مطالعه ۱ تا ۳ درصد سنگ را شامل می‌شود. به نظر برخی از پژوهشگران [۳۱،۳۰] تبلور و تشکیل کانی کروم اسپینل بی‌شکل بر اساس واکنش زیر اتفاق می‌افتد:

قرارگیری اتفاقی سنگ‌های اولترامافیک و رسوب‌های پلاژیک ناپیوسته آق دربند، مشهد، جنوب باختری انزلی و منطقه‌ی الهیارلو (اهر) می‌تواند شاهی بر زمین درزی کهن در شمال ایران باشد که مرزی بین ورقه‌ی توران (اوراسیا) و ورقه-ی ایران (گندوانا) دانسته می‌شود. ولی بعضی از زمین شناسان [۲۴-۲۲] از آن به عنوان پالئوتتیس دوم یاد کرده‌اند.

سنگ‌های اولترامافیک مشهد طی سالیان گذشته توسط زمین‌شناسان متعددی مورد بررسی‌های زمین‌شناختی قرار گرفته است. مجیدی [۲۵] ضمن مقایسه این سنگ‌های اولترامافیک با سنگ‌های کربونيفر شمال افغانستان و توران، سن سنگ‌های یادشده را به دونین - کربونيفر نسبت داد که در اثر رخداد هرسی نین، گاهی تا رخساره آمفیبولیت دگرگون شده‌اند. بازنگری دوباره‌ی این سنگ‌ها [۲۶،۲۴] با پیدا شدن سنگواره‌هایی به سن پرمین میانی - پسین در لایه‌های آهکی پلاژیک همراه با سنگ‌های مافیک و اولترامافیک در ناحیه سفیدسنگ، مشخص کرد که کلیه فازهای دگرگونی منسوب به پالئوزوئیک مشهد، مربوط به سیمین پیشین و فازهای جوان‌تر (سیمین میانی) است.

با سال‌سنجی $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ هورنبلندهای موجود در سنگ‌های مافیک، سن این مجموعه از ۲۸۸-۲۸۲ میلیون سال محاسبه شده است [۲۷]. هر چند بررسی‌های بعدی با استفاده از روش U-Pb زیرکن‌های موجود در گابروهای افیولیت منطقه دره انجیر، سن این مجموعه را 380.6 ± 3.7 و 382.9 ± 3.7 میلیون سال نشان می‌دهد [۲۸].

مجموعه سنگ‌های اولترامافیک با رسوب‌های دگرگون شده همراه خود توسط کنگلومرا، ماسه سنگ و شیل‌های ژوراسیک میانی (سازند کشف رود) به‌صورت ناپیوسته‌ی زاویه‌دار و دگرشیب پوشیده می‌شوند. سازند کشف رود منطقه‌ی برخوردی پالئوتتیس بین ایران و اوراسیا را می‌پوشاند [۲۹].

سنگ‌نگاری

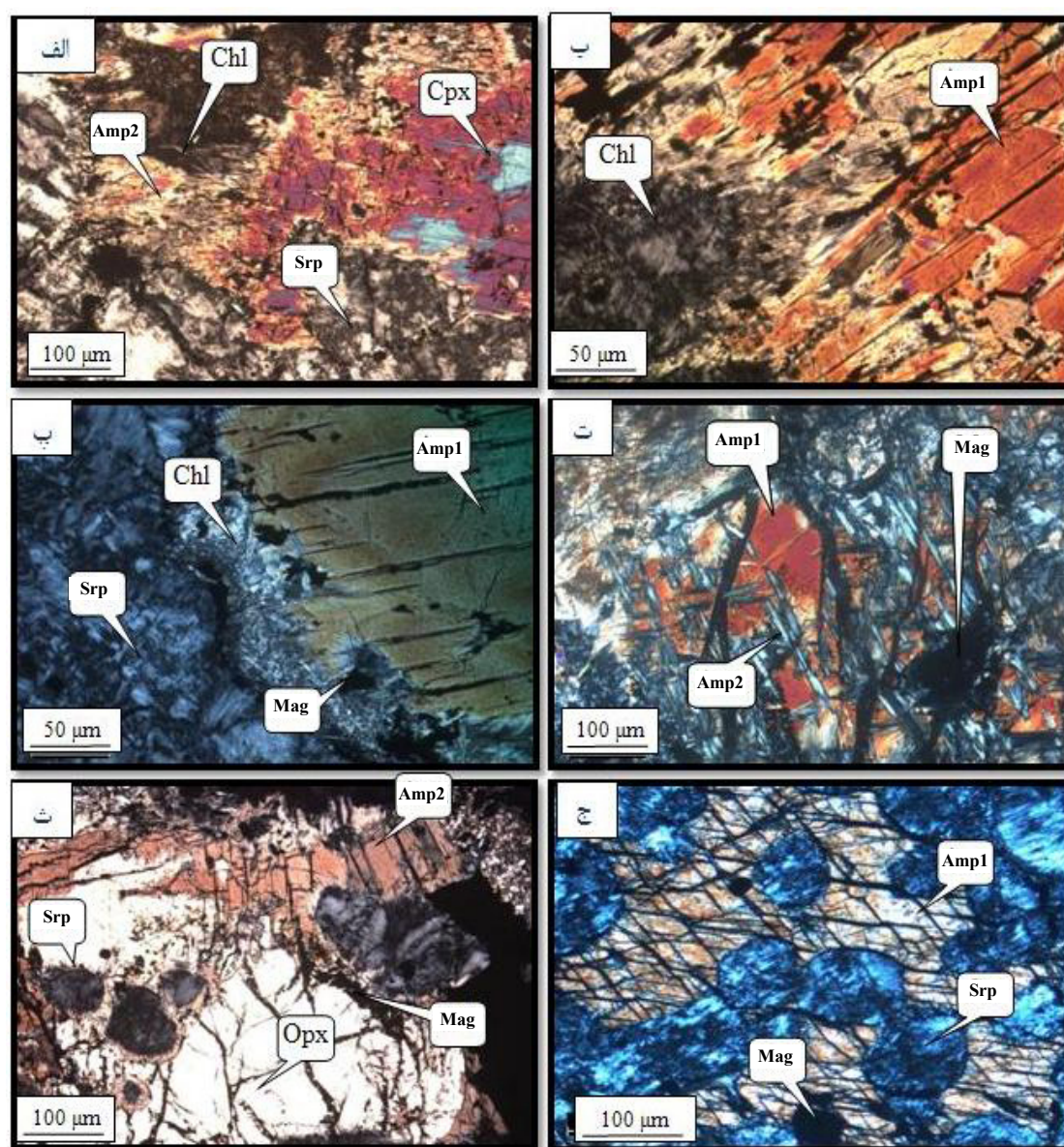
سنگ‌های اولترامافیک مشهد شامل دونیت، هارزبورژیت، ورلیت و انواع پروکسنیت‌ها هستند. این مجموعه به دلیل انواع دگرگونی‌های ناحیه‌ای، گرمایی و دینامیکی دگرگون و سپس دگرسان شده‌اند و به همین دلیل بافت اولیه سنگ‌های اولترامافیک رخنمون یافته در منطقه‌ی مشهد را به راحتی

اولترامافیک مشهد در جدول ۱ و ۲ آمده است. در کانی‌های آمفیبول این سنگ‌ها میزان اکسیدها از ۹۵/۱۵ تا ۹۷/۸۲٪ در تغییر است. در این کانی‌ها میزان کلسیم در حدود ۱/۶۹۱ تا ۲/۰۲۶ اتم در واحد فرمولی و میزان سدیم ۰/۰۳۸ تا ۰/۹۰۵ اتم در واحد فرمولی است.

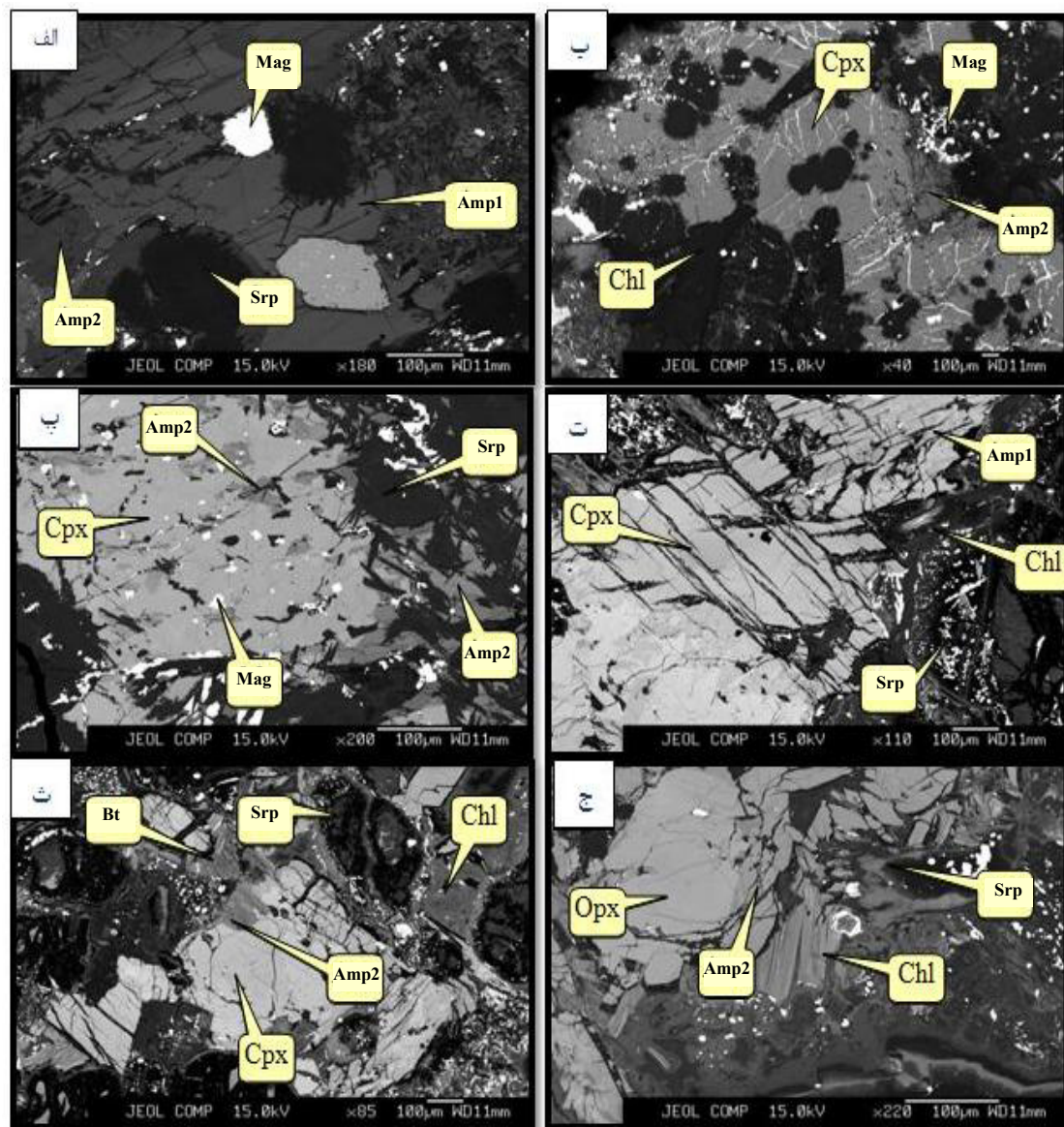
پیروکسن غنی از آلومینیوم و کروم + اولیوین ← پیروکسن فقیر از آلومینیوم و کروم + کروم اسپینل. تصاویر BSE به خوبی نشانگر تجزیه کانی‌های اولیه به محصولات ثانویه هستند (شکل ۳).

شیمی کانی آمفیبول

نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای این کانی در سنگ‌های



شکل ۲ الف) تبدیل کلینوپیروکسن از حاشیه به اکتینولیت، ب) تبدیل پارگازیت درشت اولیه به کلریت، پ) تبدیل پارگازیت از حاشیه به کلریت، ت) تبدیل پارگازیت به اکتینولیت، ث) تبدیل ارتوپیروکسن به منیزیهورنبلند، ج) پارگازیت بین سرپانتین حاصل از اولیوین قرار گرفته است) علائم اختصاری مورد استفاده در این تصاویر از [۳۲] اقتباس شده است. (همه تصاویر در نور XPL).



شکل ۳ تصاویر BSE از سنگ‌های اولترامافیک مشهد که روابط بافتی بین کانی‌های مختلف را نشان می‌دهد؛ الف) تبدیل پارگازیت (Amp1) به منیزپهورنبلند (Amp2)، ب، پ و ت) تبدیل کلینوپیروکسن به آمفیبول، ت) قرارگیری کلینوپیروکسن و پارگازیت در مجاورت هم، ج) تبدیل ارتوپیروکسن به آمفیبول، علائم اختصاری مورد استفاده در این تصاویر از [۳۲] اقتباس شده است.

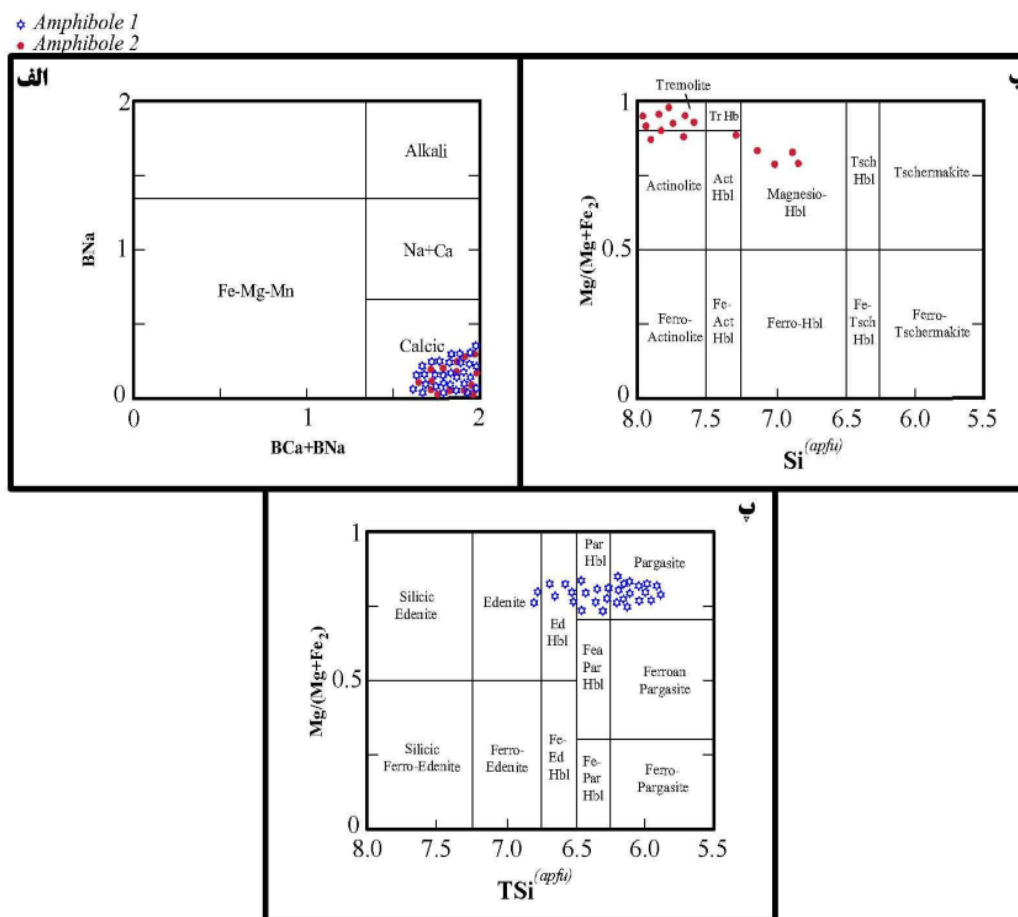
آمفیبول‌های اولیه در سنگ‌های اولترامافیک دارای میزان تیتانیوم بالایی هستند (میزان TiO_2 بین ۱/۳ تا ۲/۷ درصد وزنی) و آمفیبول‌های ثانویه مقدار تیتانیوم پائینی دارند (میزان TiO_2 کمتر از ۰/۷ درصد وزنی)، علاوه بر آن آمفیبول‌های اولیه حاوی Mg\# بالا (۹۱/۶ تا ۹۲/۵)، کروم بالای (Cr_2O_3 بین ۰/۵ تا ۲ درصد وزنی) و K بالا (K_2O بین ۰/۳۶ تا ۰/۵۴ درصد وزنی) هستند [۳۴].

تغییرات نسبت‌های کاتیونی در پارگازیت‌ها به شدت متأثر از کانی‌های مجاور و همزیست خود است. برای مثال میزان

بر اساس رده‌بندی لیک و همکاران [۳۳] تمام آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های اولترامافیک در گروه آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرند (شکل ۴ الف). آمفیبول‌های قهوه‌ای و سرخ - قهوه‌ای دارای $(\text{Ca}+\text{Na})_{\text{B}} \leq ۱/۳۴$ و $\text{Na}_{\text{B}} < ۰/۶۷$ ، $\text{Ti} < ۰/۵$ بوده و $\text{Fe}^{3+} < \text{Al}^{\text{VI}}$ است. این آمفیبول‌ها دارای ترکیب پارگازیت، هورنبلند پارگازیتی و هورنبلند ادنیتی هستند (شکل ۴ پ). آمفیبول‌های ثانویه سبز، سبز کمرنگ و بی رنگ دارای ترکیب منیزپهورنبلند، اکتینولیت و ترمولیت هستند (شکل ۴ ب).

دارد و شاید به همین دلیل است که آمفیبول‌های پارگازیتی مجاور اکسیدهای آهن و تیتانیوم مقدار بیشتری جانشینی دوگانه ادنیتی و چرماکیتی در ترکیب خود دارند. توزیع Al^{VI} و Fe در آمفیبول‌ها نشان می‌دهد که آمفیبول‌های پارگازیتی موجود در آمفیبول-پریدوتیت‌های مشهد مقدار کمتری از این کاتیون‌ها را دارند. به همین دلیل در این پارگازیت‌ها، کاتیون Al در جایگاه‌های M_2 و M_3 توزیع شده‌اند و اثری از کاتیون Al در جایگاه M_1 وجود ندارد. با توجه به بررسی‌های [۳۷-۳۵]، دو عامل برای آن می‌توان در نظر گرفت: (۱) مقدار بسیار کم Fe در ترکیب شیمیایی، (۲) مقدار کم Fe در ساختار آمفیبول‌های مورد بررسی به دلیل انباشت آهن در فازهای آهن داری مانند مگنتیت و کرومیت آهن‌دار.

کاتیون‌های Al^{IV} ، Cr و Ti در آمفیبول‌های پارگازیتی مجاور اسپینل (مانند نمونه‌های ۲۰، ۳۶، ۴۳، ۶۰، ۶۳، ۶۶، ۸۲، ۱۷۳ و ۱۸۱) نسبت به آمفیبول‌های مجاور با اولیوین و پیروکسن (مانند نمونه‌های ۲۶، ۳۳، ۴۶، ۷۱، ۱۶۹، ۱۷۵، ۱۹۱، ۲۲۸) به مراتب بیشتر است. بررسی توزیع کاتیون‌های $(Na+K)_A$ و Na_B در آمفیبول‌ها حاکی از آن است که توزیع آن‌ها متأثر از کانی مجاور نیست ولی پارگازیت‌هایی که در مجاورت با اولیوین هستند حاوی کاتیون Na_B کمتری در ترکیب خود هستند. در مجموع این بررسی‌ها نشان می‌دهند که هم کرومیت و هم کانی‌های سیلیکاتی در تغییرات ترکیبی آمفیبول‌ها تأثیرگذارند و به نظر می‌رسد حضور یا عدم حضور کرومیت، ایلمنیت و مگنتیت نسبت به سیلیکات‌ها تأثیر بیشتری در این تغییرات



شکل ۴ الف و ب) موقعیت آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های اولترامافیک مشهد در نمودار لیک و همکاران [۳۳]، (آمفیبول‌های شکلداری نیمه شکلداری قهوه‌ای و سرخ-قهوه‌ای میان کانی‌های اولیوین و پیروکسن به صورت ستاره آبی و آمفیبول‌های سبز و یا بی رنگ حاصل از دگرگونی به صورت دایره سرخ).

بحث

از مثال‌های خوب برای خاستگاه گوشته فوقانی پارگازیت‌های همراه با اولیوین‌های غنی از فورستريت، انستاتیت، دیوپسید و کرومیت می‌توان به بلوک‌های رانده شده Ataq در جنوب یمن، منطقه Engaruka در شمال تانزانیا، معدن Monastery در آفریقای جنوبی و منطقه‌ی ایفل در غرب آلمان اشاره کرد [۳۸]. بر پایه‌ی بررسی‌های داوسون و اسمیت [۳۸] آمفیبول-هایی که در زینولیت‌های مربوط به گوشته‌ی فوقانی وجود دارند، بافت‌های متفاوتی را نشان می‌دهند. بعضی از آنها با فازهای مجاور خود در حال تعادل هستند، برخی دیگر به صورت اینترکومولوس بوده و بعضی هم حاصل جانشینی و دگرسانی کانی‌های اولیه می‌باشند.

برای تشکیل آمفیبول در سنگ‌های اولترامافیک نظرهای مختلفی از سوی پژوهندگان ارائه شده است. به عقیده‌ی از زمین‌شناسان [۳۹-۴۳] آمفیبول از تبلور ماگمای اولیه میان کانی‌های کومولایی تشکیل شده است. به عقیده‌ی فری و پرینتز [۴۴] پارگازیت‌ها و هورنبلندهای پارگازیتی شکلدار و نیمه شکلداری که همراه با اولیوین و کلینوپیروکسن مشاهده می‌شوند را می‌توان ناشی از تبلور ماگمای باقی مانده از جدایش بلورین در پردوتیت‌های پوسته‌ای (کومولایی) در نظر گرفت. در حالی که برخی دیگر [۴۵-۴۷] معتقدند حضور آمفیبول در این سنگ‌ها ناشی از دگرنهادی حالت جامد است. به عبارتی در سنگ‌های اولترامافیک، آمفیبول در اثر واکنش سیال حاوی مواد فرار با سیلیکات‌های فرومنیزین مانند اولیوین و پیروکسن تشکیل می‌شود. در واقع تبلور سیلیکات‌های بی آب و درشت بلور، مانند اولیوین، ممکن است به یک مرحله‌ی اولیه پیش از نفوذ مواد فرار ارتباط داشته باشد. می‌توان تصور کرد که گدازه-های آبدار در اعماق لیتوسفری زیاد در داخل پردوتیت‌ها نفوذ کرده و در اثر دگرنهادی، باعث تشکیل آمفیبول‌های پارگازیتی می‌شوند [۴۸].

برخی پژوهندگان [۴۹] معتقدند که آمفیبول‌های پارگازیتی معمولاً در پردوتیت‌های گوشته‌ای دگرنهاد شده یافت می‌شوند. به عقیده‌ی [۵۰] آمفیبول‌های گوشته‌ای در ترکیب خود شامل Ti کمتر (TiO_2 بین ۰/۰۱ تا ۰/۴۲ درصد وزنی) و Al بیشتری (Al_2O_3 بین ۱۰/۳۳ تا ۱۴/۷۴ درصد وزنی) نسبت به آمفیبول‌های ناشی از پوسته هستند.

با توجه به روابط بافتی و ترکیب شیمیایی پارگازیت‌های شکلدار و نیمه شکلدار موجود در آمفیبول-پردوتیت‌های مشهد می‌توان استنباط کرد که این آمفیبول‌ها در اثر دگرنهادی سنگ‌های پردوتیتی گوشته‌ای تشکیل یافته‌اند.

به عقیده‌ی برخی از پژوهشگران [۵۱] آمفیبول می‌تواند در یک گستره‌ی گسترده‌ی گدازه مافیک و اولترامافیک در شرایط دما و فشار ثابت در گوشته فوقانی و یا پوسته رشد کند و از طرفی به نظر می‌رسد که بیشتر آمفیبول‌ها نمی‌توانند در اعماق بیشتر از ۸۰ - ۱۰۰ کیلومتر به صورت پایدار باقی بمانند. عدم حضور کانی پلاژیوکلاز در سنگ‌های اولترامافیک نیز نشان می‌دهد که عمق تشکیل این سنگ‌ها بایستی بیشتر از ۳۵ کیلومتر باشد [۵۲]. بدین ترتیب آمفیبول‌های پارگازیتی موجود در پردوتیت‌های مشهد در عمقی بین ۳۵ تا حداکثر ۱۰۰ کیلومتری متبلور گشته‌اند.

حضور کانی‌های آبدار به نفوذ و واکنش عوامل دگرنهاد با پردوتیت‌های خشک ارتباط دارد [۵۳]. بررسی‌ها نشان می‌دهد که حضور آمفیبول و میکا در پردوتیت‌ها، به منابع آبی مختلف وابسته است [۵۴]. این منابع ممکن است آب دریای نفوذ کرده در سنگ‌های پوسته‌ای عمیق باشد و یا ماگمای صعود کرده از گوشته و شاره‌های آبی جوان باشد.

بر اساس بررسی‌های صحرایی تماس میان سنگ‌های پردوتیتی و سنگ‌های رسوبی دگرگون در منطقه‌ی غسل رخ می‌دهد. از اینرو پیش بینی می‌شود که مجموعه‌ی اولترامافیک که قطعاتی از گوه‌ی گوشته‌ای است در اثر دگرنهادی ناشی از شاره‌های آبدار آزاد شده در منطقه فرورانشی، سرپانتینی شده و در اثر کاهش چگالی به صورت تیغه‌های افزایشی روی سطح زمین رخنمون می‌شوند.

در بررسی عناصر موجود در ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها، به ویژه عناصر کمیاب، REE و HFSE می‌توان ماهیت عوامل دگرنهاد کننده را که در پردوتیت‌های گوشته‌ای نفوذ کرده‌اند مشخص کرد، هرچند پیش بینی دقیق ترکیب مذاب دگرنهاد کننده از نظر کمی بسیار مشکل است [۵۵، ۴۹]. برای مثال تهی شدگی Ti در مذاب‌های دگرنهاد کننده بوسیله محتوای پائین Ti در آمفیبول‌های پارگازیتی تأیید می‌شود. از این رو چنین استنباط می‌شود که محتوای Ti آمفیبول پارگازیتی به ترکیب عامل دگرنهاد است [۴۹]. از بررسی‌های انجام شده معلوم شد که مطالعات مؤید این مطلب است که آمفیبول‌های

- Stillwater Complex, Montana*", U.S. Geological Survey Professional Paper 800-C (1972) C29-C37.
- [5] Raedeke L.D., "Petrogenesis of the Stillwater Complex", Seattle, Wash., University of Washington, Ph.D. dissertation (1982) 212 p.
- [6] Raedeke L.D., McCallum I.S., "Investigations in the Stillwater Complex: Part II. Petrology and petrogenesis of the Ultramafic series", *Journal of Petrology* 25 (1984) 395-420.
- [7] Helz R.T., "Phase relations of basalts in their melting range at $PH_2O = 5$ kb as a function of oxygen fugacity, Pt. 1, Mafic phases", *Journal of Petrology* 14 (1973) 249-302.
- [8] Oxburgh E. R., "Petrological evidence for presence of amphibole in the upper mantle", *Geol. Mag.* 101 (1964) 1-19.
- [9] Taylor H.P. Jr., "The zoned ultramafic complexes of southeastern Alaska", In: Wyllie P. J. (ed) *Ultramafic and related rocks*. Wiley, New York, (1967) 97-121.
- [10] Snoke A.W., Quick J.E., Bowman H.R., "Bear Mountain igneous complex, Klamath Mountains, California: an ultrabasic to silicic calc-alkaline suite", *J Petrol* 22 (1981) 501-552.
- [11] Nixon G.T., Cabri L.J., Laflamme J.H.G., "Platinum-group-element mineralization in lode and placer deposits associated with the Tulameen Alaskan-type complex", *British Columbia. Can Mineral* 28 (1990) 503-535.
- [12] Kepezhinskis P. K., Taylor R.N., Tansaka H., "Geochemistry of plutonic spinels from the north Kamchatka Arc: comparisons with spinels from other tectonic settings", *Mineral Mag* 57 (1993) 575-589.
- [13] Tistl M., Burgath K.P., Hohndorf A., Kreuzer H., Munoz R., Salinas R., "Origin and emplacement of Tertiary ultramafic complexes in northwest Colombia: evidence from geochemistry and K-Ar, Sm-Nd and Rb-Sr isotopes", *Earth Planet Sci Lett* 126 (1994) 41-59.
- [14] Feshtater G.B., Montero P., Borodina N.S., Pushkarev E.V., Smirnov V.N., Bea F., "Uralian magmatism: an overview", *Tectonophysics* 276 (1997) 87-102.
- [15] Hafez A.M.A., Abdel Kader Z., Shalaby I.M., "Zoned mafic-ultramafic complex in Wadi Abu Hamamid, South Eastern Desert", *Ann Geol Surv Egypt* XVII (1991) 53-65.
- [16] Droop G. T. R., "A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria", *Mineralogical Magazine* 51 (1987) 431-450.

موجود در پریدوتیت‌های گوه گوشته‌ای میزان Ti کمتری نسبت به آمفیبول‌های موجود در زنولیت‌های جایگاه‌های میان صفحه‌ای دارند [۴۹]. با بررسی محتوای تیتانیوم پارگازیت‌های موجود در آمفیبول-پریدوتیت‌های مشهد می‌توان دریافت که میزان تیتانیوم در پارگازیت‌ها و هورنبلند پارگازیتی این سنگ-ها به میزان تیتانیوم آمفیبول‌های مربوط به پریدوتیت‌های گوه گوشته‌ای نزدیک است و بسیار پائین‌تر از مقدار آن در آمفیبول‌هایی است که در زنولیت‌های گوشته‌ای موجود در جایگاه‌های میان صفحه‌ای معرفی شده‌اند.

برداشت

به طور کلی با توجه به بررسی‌های روابط صحرایی، سنگ‌نگاری و نتایج بررسی‌های شیمیایی می‌توان نتیجه گرفت که پریدوتیت‌های مشهد تحت تأثیر مذاب‌ها و سیالات آبدار گوشته‌ای قرار گرفته‌اند که احتمالاً با فروران‌های همراهی و وابستگی دارند. به عبارتی دیگر این مجموعه به صورت قطعات پوسته‌ای اقیانوسی و گوشته‌ای هستند که دستخوش تغییر در یک جایگاه فروران‌شی شده‌اند. این پریدوتیت‌ها در محیط فروران‌شی (ابر فروران‌شی) بوسیله ماگماهای قوسی مشتق شده از گوه‌ی گوشته‌ای متاسوماتیزه شده و این فرایند به تشکیل آمفیبول‌های پارگازیتی منجر شده است.

نتایج بررسی عناصر فرعی، به ویژه عناصر REE در کانی-هایی از قبیل پیروکسن و آمفیبول برای پی بردن به ماهیت و ترکیب دقیق ژئوشیمیایی ماگما و سیالات متاسوماتیسم کننده پریدوتیت‌های گوشته‌ای بسیار مفید و سودمند است تا نسبت به تعیین خاستگاه این سیالات و نیز احتمال تأثیر مواد پوسته-ای در آرایش این سیالات تصمیم گرفت.

مراجع

- [1] Jackson E.D., "Primary textures and mineral associations in the ultramafic zone of the Stillwater Complex, Montana", U.S. Geological Survey Professional Paper 358 (1961) 106 p.
- [2] Jackson E.D., "Ultramafic cumulates in the Stillwater, Great Dyke, and Bushveld intrusions", in Wyllie, P. J., ed., *Ultramafic and related rocks*, New York, John Wiley (1967) 20-38.
- [3] Jackson E.D., "The origin of ultramafic rocks by cumulus processes", *Fortschritte Mineralogie*, 48 (1971) 128-174.
- [4] Page N.J., Shimek R., Huffman C.Jr., "Grain-size variations within an olivine cumulate,

- NE Iran, Gondwana Research (2014), <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2014.06.009>
- [29] Zanchi A., Zanchetta S., Berra F., Mattei M., Garzanti E., Molyneux S., Nawab A., Sabouri J., "The Eo-Cimmerian (Late? Triassic) orogeny in north Iran", Geological Society, London, Special Publications, 312 (2009) 31-55.
- [30] Arai S., Fujii T., "Petrology of ultrabasic rocks from Site 395", in Initial Reports of DSDP, 45 (1978) 587-594, Melson W.G., et al. (Eds.), Washington (US Govt. Printing Office).
- [31] Juteau T., Berger E., Cannat M., "Serpentinized residual mantle peridotites from the MAR median valley, ODP Hole 670A (21° 10' N, 45° 02' W, Leg 109)", Primary mineralogy and geothermometry, Proceedings of ODP Scientific Results, 106/109 (1990) 27-45.
- [32] Whitney D.L., Evans B.W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", American Mineralogist. 95 (2010) 185-187.
- [33] Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G., "Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names", American Mineralogist 82 (1997) 1019-1037.
- [34] Bazylev B.A., Silantiev S.A., Dick H.G.B., Konokova N.N., "Magmatic amphiboles and micas in oceanic peridotites and some specific features of the related magmas: 15° 20' N MAR Fracture Zone", Russian Journal Of Earth Sciences, 3 (2001) 219-234.
- [35] Raudsepp M., Turnock A.C., Hawthorne F.C., "Amphibole synthesis at low pressure: what grows and what doesn't", Eur. J. Mineral. 3 (1991) 983-1004.
- [36] Raudsepp M., Turnock A.C., Hawthorne F.C., Sherriff B.L., Hartman J.S., "Characterization of synthetic pargasitic amphibole ($\text{Na Ca}_2 \text{Mg}_4 \text{M}^{+3} \text{Si}_6 \text{Al}_2 \text{O}_{22} (\text{OH}, \text{F})_2$; $\text{M}^{+3} = \text{Al, Cr, Ga, Sc, In}$) by infrared spectroscopy, Rietveld structure refinement, and ^{27}Al , ^{29}Si and ^{19}F MAS NMR spectroscopy", Am. Mineral. 72 (1987) 580-593.
- [37] Welch M.D., Kolodziejski W., Klinowski J., "A multinuclear NMR study of synthetic pargasite", Am. Mineral. 79 (1994) 261-268.
- [17] Alavi M., "Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran", Geological Society of America Bulletin, 103 (1991) 9183-9192.
- [۱۸] سبزه‌ئی، م.، "پدیده‌های تفریق در ماگماهای اولترابازیک: برداشت‌هایی از گدازه‌های لایه‌ای اولترامافیک - مافیک اولاکوژن‌های پالتو ژوتیک ایران زمین"، سیزدهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، (۱۳۷۳) ص ۶۵ - ۷۸.
- [۱۹] آقانباتی ع.، "زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور"، (۱۳۸۳) ۶۰۹ صفحه.
- [۲۰] قائمی ف.، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ مشهد ۵"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۸۶).
- [۲۱] قائمی ف.، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ مشهد ۶"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۸۶).
- [22] Belov A.A., Gatinsky Yu.G., Mossakovsky A.A., "A precis on pre-Alpian tectonic history of tethyan paleoceans", Tectonophysics 127 (1986) 197-211.
- [23] Stöcklin J., "Possible Ancient Continental Margin in Iran", In: Burk C.A. & C.L. Drake (eds) The geology of continental margins. Springer, Berlin, (1974) 873-887.
- [24] Eftekharnajad J., Behrooz A., "Geodynamic significance of recent discoveries of ophiolites and late paleozoic rocks in NE Iran (including Kopet Dag)", Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 38 (1991) 89-100.
- [25] Majidi B., "Etude pérostructurale de la région de Mashad (Iran). Les problèmes des méamorphites, serpentinites et granitoides hercyniens", Thèse de Docteur Ingenieur, Université Scientifique ed Médicale de Grenoble, (1978) 277 pp.
- [26] Majidi B., "The ultrabasic lava flows of Mashhad, North East Iran", Geological Magazine 118 (1981) 49-58.
- [27] Ghazi M., Hassanipak A.A., Tucker P.J., Mobasher K., "Geochemistry and 40Ar- 39Ar ages of the Mashhad Ophiolite, NE Iran", Eos. Trans. AGU 82, (47), Fall Meet (2001)
- [28] Shafaii Moghadam H., Li X.H., Ling X.X., Stern R.J., Zaki Khedr M., Chiaradia M., Ghorbani G., Arai S., Tamura A., "Devonian to Permian evolution of the Paleo-Tethys Ocean: New evidence from U-Pb zircon dating and Sr-Nd-Pb isotopes of the Darrehanjir- Mashhad ophiolites",

- Oceanic Ridges and Ophiolites*", Dordrecht (Kluwer) (1995) 5-34.
- [47] Silantyev S.A., "Origin conditions of the Mid-Atlantic Ridge plutonic complex at 13-17° N", *Petrology*, 6 (1998) 351-387.
- [48] Franz L., Becker K.P., Kramer W., Herzig P.M., "Metasomatic mantle xenoliths from the Bismarck microplate (Papua New Guinea): thermal evolution, geochemistry and extent of slab-induced metasomatism", *Journal of Petrology* 43 (2002) 315-343.
- [49] Coltorti M., Bonadiman C., Faccini B., Gregoire M., O'Reilly S.Y., Powell W., "Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle", *Lithos* 99 (2007) 68-84.
- [50] Best M.G., "Mantle-derived amphibole within inclusions in alkalic-basaltic lavas", *J. Geophys. Res.* 79 (1974) 2107-2113.
- [51] Merrill R.B., Wyllie P.J., "Kaersutite and Kaersutite Eclogite from Kakanui, New Zealand Water-Excess and Water-Deficient Melting to 30 Kilobars", *Geological Society of America Bulletin*, 86 (4) (1975) 555-570.
- [52] Green D.H., Hibberson W.O., "The instability of plagioclase in peridotite at high pressure", *Lithos* 3 (1970) 209-221.
- [53] Ionov D., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., "Volatile-bearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle", *Chemical Geology* 141 (1997) 153-184.
- [54] azylev B.A., Silantyev S.A., Kononkova N.N., "Phlogopite and hornblende in spinel harzburgites from the Mid-Atlantic Ridge: mineral assemblages and origin", *Ophioliti* 24 (1999) 59-60.
- [55] Ionov D.A., Hofmann A.W., "Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas: implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations", *Earth and Planetary Science Letters* 131 (1995) 341-356.
- [38] Dawson J.B. and Smith J.V., "Upper-Mantle Amphiboles: A Review", *Mineralogical Magazine* 45 (1982) 35-46.
- [39] Cawthorn R.G., "The amphibole peridotite-metagabbro complex, Finero, northern Italy", *J. Geol.* 83 (1975) 437-454.
- [40] Coltorti M., Siena F., "Mantle tectonite and fractionate peridotite at Finero (Italian Western Alps)", *Neues Jahrb. Mineral. Abh.* 149 (1984) 225-244.
- [41] Siena F., Coltorti M., "The petrogenesis of a hydrated mafic-ultramafic complex and the role of amphibole fractionation at Finero (Italian Western Alps)", *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.* (1989) 255-274.
- [42] Arai S., Matsukage K., "Petrology of gabbro-troctolite-peridotite complex from Hess Deep, Equatorial pacific: implications for mantle-melt interaction within the oceanic lithosphere", in: *Proceedings of ODP, Scientific Results*, 147 (1996) 135-148.
- [43] Arai S., Matsukage K., Isobe E., Vysotskiy S., "Concentration of incompatible elements in oceanic mantle: effect of melt/wall interaction in stagnant or failed melt conduits within peridotite", *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61 (1997) 671-675.
- [44] Frey F.A., Prinz, M., "Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona: petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis", *Earth Planet. Sci. Lett.* 38 (1978) 129-176.
- [45] Lensch G., "Die Ultramafitite der Zone von Ivrea und ihre geologische Interpretation", *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 48 (1968) 91-102.
- [46] Cannat M., Casey J.F., "An ultramafic lift at the Mid-Atlantic Ridge: successive stages of magmatism in serpentinized peridotites from the 15°N region. In Vissers R.L.M., and Nicolas A. (Eds.), *Mantle and Lower Crust Exposed in*