

پترولوژی شیست‌های آبی و متاگری وک‌های امتداد گسل ترکمنی - اوردیپ (منطقه ترکمنی، جنوب شرق انارک)

فرشته بیات* و قدرت ترابی

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

دریافت: 1392/9/30، پذیرش: 1393/08/03

چکیده

سنگهای دگرگونی منطقه ترکمنی از شیست آبی و متاگری وک تشکیل یافته‌اند و در امتداد گسل ترکمنی - اوردیپ همراه با واحدهای سنگی پالئوزوئیک برون‌زد دارند. شیست‌های آبی ترکمنی از مجموعه کانیهای آلبیت، اکتینولیت، وینکایت و اپیدوت تشکیل شده‌اند. در اثر دگرگونی پس‌رونده شیست‌های آبی در شرایط دما- فشار رخساره شیست سبز، کانیهای اکتینولیت و اپیدوت تشکیل شده‌اند. در متاگری وک‌ها مجموعه کانیهای آلبیت، اپیدوت، کلریت، فنژیٹ ± گارنت یافت می‌شوند. در اثر رخداد دگرگونی پس‌رونده در شرایط رخساره شیست سبز کانیهای اپیدوت و کلریت در متاگری وک‌ها تشکیل شده‌اند. ماهیت ماگمای سازنده پروتولیت شیست‌های آبی این منطقه برمبنای محتوای عناصر کمیاب و کم‌تحرك، یک بازالت تولییتی بوده است. شیست‌های آبی از LREE بیشتری نسبت به HREE برخوردار هستند. عناصر LIL در این نمونه‌ها دارای مقادیر زیاد با نوسان قابل توجه هستند. آنومالی منفی عناصر HFS نظیر Nb، Zr، Hf و Ti در شیست‌های آبی ترکمنی مشاهده می‌شود. روندهای REE این سنگها شباهت نزدیکی به بازالت‌های حوضه‌های پشت‌کمان دارند. بر اساس نسبت Nb/La و مقادیر عناصر کمیاب، ماگمای سازنده پروتولیت شیست‌های آبی ترکمنی از یک اسپینل لرزولیت گوشته لیتوسفری با درجات ذوب‌بخشی پایین تا متوسط منشأ گرفته است. فرآیندهای مرتبط با فرورانش پوسته اقیانوسی پالئوتتیس موجب غنی‌شدگی گوشته بالای اسلب فرورونده و متاسوماتیسم کربناته آن گردیده‌اند.

واژه‌های کلیدی: شیست آبی، گسل ترکمنی - اوردیپ، فرورانش، پالئوتتیس، ایران مرکزی.

مقدمه

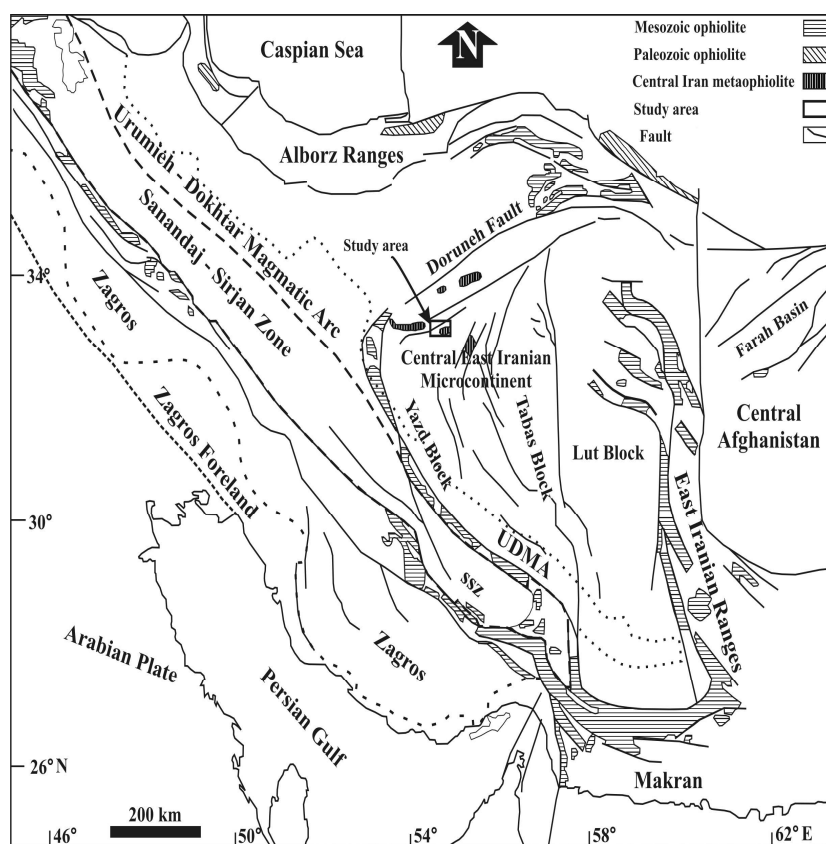
افیولیت‌های ایران مرکزی اغلب در امتداد گسل‌های اصلی رخنمون دارند. شیست‌های آبی شواهدی از شواهد بسته شدن (Volkova et al., 2011) و برخورد صفحه‌های اقیانوسی با صفحه قاره‌ای بوده که رخنمون آنها در ایران مرکزی، در طول گسل ترکمنی - اوردیپ و چوپانان ثبت و بررسی شده است (Bagheri and Stampfli, 2008; Zanchi et al., 2009; Torabi, 2011; Bayat and Torabi, 2011). منطقه مورد مطالعه در قسمت شمال غربی خرد قاره شرق - ایران مرکزی واقع شده است (شکل 1). این خرد قاره با گسل‌های اصلی و افیولیت‌های مزوزوئیک تا ترشیری که بقایای پوسته اقیانوسی نئوتتیس در نظر گرفته می‌شوند، احاطه شده است (Torabi, 2010) و شامل چندین واحد تکتونیکی و

در بخش‌های داخلی خرده قاره شرق - ایران مرکزی¹، رخنمونهای محدودی از سنگهای افیولیتی پالئوزوئیک وجود دارد که آن را شواهدی از وجود اقیانوس پالئوتتیس در ایران، در نظر می‌گیرند (Bagheri and Stampfli, 2008; Zanchi et al., 2009). این سنگها به صورت توده‌های کوچک و یا نوارهای باریک، در کنار گسلها و روراندگیهای بزرگ قرار دارند و گاه امتدادهای شمال شرق - جنوب غرب را آشکار می‌سازند. از مهمترین و اصلی‌ترین رخدادهای فرورانش ثبت شده در ایران مرکزی، می‌توان به فرورانش شاخه‌های اقیانوس پالئوتتیس (پالئوزوئیک) و اقیانوس نئوتتیس (مزوزوئیک تا سنوزوئیک) اشاره کرد. بقایای اقیانوس پالئوتتیس و

* مسؤول مکاتبات: fereshtehbayat2011@gmail.com

(متاگری وک‌ها)، گستره وسیع‌تر، رنگ روشن‌تر و شیستوزیته واضح‌تری نشان می‌دهند و از لحاظ ویژگی‌های کانی‌شناسی، پتروگرافی و شیمی کانیها (جدول 3) شباهت به ماسه‌سنگهای گری وکی دگرگون شده دارند (شکل 3-B). سنگهای آذرین دگرگون شده در رخساره شیست آبی به‌صورت توده‌ای و به رنگ آبی مایل به سبز مشاهده می‌شوند (شکل 3-C). علاوه بر شیست‌های آبی و متاگری وک‌ها در امتداد گسل ترکمنی - اوردیب، توده‌های کم‌وسعت پریدوتیت‌های سرپانتینی شده و قطعات آواری آنها نیز یافت می‌شوند. شیست‌های آبی و متاگری وک‌های ترکمنی، در نقشه‌ها و بررسی‌های پیشینیان، گزارش نشده‌اند. (Torabi, 2011) شیست‌های آبی موجود در افیولیت انارک را از لحاظ پترولوژی بررسی نموده است. براساس سن‌سنجی به روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ بر روی منیزبوریکیت‌های شیست‌های آبی انارک سن دگرگونی این سنگها $285 \pm 1/65$ میلیون سال مطابق با اواخر پرمین محاسبه شده است (Bagheri, 2007).

چینه‌نگاری می‌شود که عبارتند از: بلوک‌های لوت، طبس و یزد و سرزمینهای ساغند، پشت بادام و انارک - جندق (Bagheri, 2007; Aghanabati, 2014). گسلهای درونه، ترکمنی - اوردیب، حاجی‌آباد، بیاضه، کالکافی، چوپانان و شمال انارک از مهمترین و فعالترین گسلهای ایران مرکزی و بلوک یزد محسوب می‌شوند. دسترسی به منطقه ترکمنی از طریق جاده نایین - انارک به سمت چوپانان امکان‌پذیر است. زمین‌شناسی منطقه ترکمنی تا پله‌اوند بسیار متنوع بوده و واحدهای سنگی مختلفی را می‌توان مشاهده نمود (شکل 2). در بخشهای شمال شرقی پله‌اوند (منطقه ترکمنی) و در مجاورت گسل ترکمنی - اوردیب، تپه‌های کم ارتفاعی با روند شرقی - غربی، دیده می‌شود که از سنگهای دگرگونی تشکیل شده‌اند (شکل 2)؛ پروتولیت سازنده این سنگهای دگرگونی روند خطی داشته (شکل 3-A) و متشکل از سنگهای رسوبی و آذرین می‌باشند که در رخساره‌های شیست آبی و سپس شیست سبز دگرگون گردیده‌اند. سنگهای رسوبی دگرگون شده



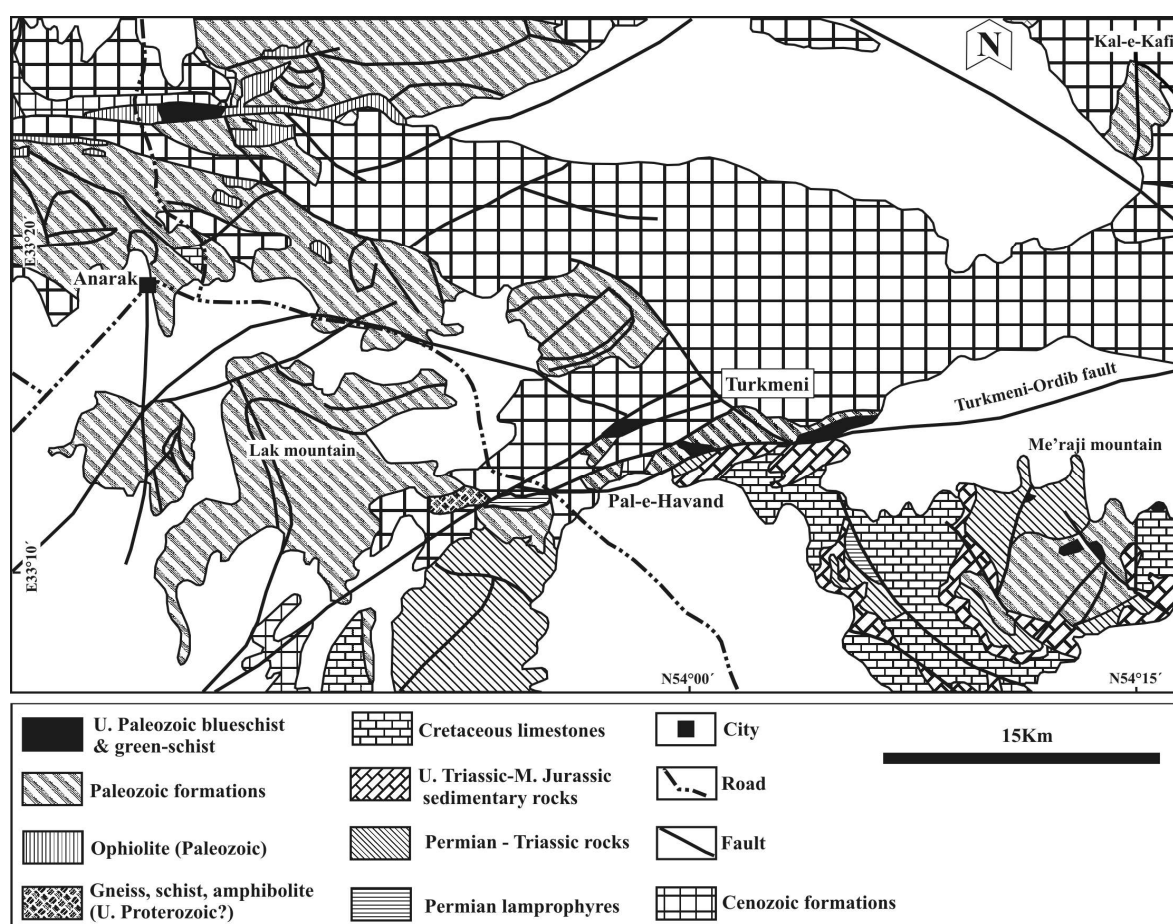
شکل 1. موقعیت منطقه ترکمنی بر روی نقشه ایران (Torabi, 2011).

Fig. 1. Location of Turkmeni area on the Iran map (Torabi, 2011).

روش مطالعه

پس از بررسی‌های صحرایی، نمونه‌برداری و مطالعات پتروگرافی، به‌منظور تعیین شیمی و ماهیت کانیهای موجود در مقاطع نازک، در دانشگاه کانازاوا ژاپن از دستگاه JEOL JXA-8800R با ولتاژ شتاب دهنده 15 kV و جریان 15nA و قطر 3 μm برای آنالیز نقطه‌ای کانیها، استفاده گردید. نتایج آنالیز نقطه‌ای کانیها در جدولهای 1 تا 3 ارائه شده‌اند. مقدار Fe^{3+} کانیها با استفاده از روش استوکیومتری محاسبه شده است.

اختصار نام کانیها از (Kretz, 1983) گرفته شده است. به‌منظور تعیین مقادیر عناصر اصلی و کمیاب سنگ کل نمونه‌های شیست آبی ترکمنی تعداد 5 نمونه به شرکت تحقیقاتی کان‌پژوه، تهران، ایران ارسال شدند. این نمونه‌ها با روش ICP-MS (Inductively Coupled Plasma - Mass Spectroscopy) در آزمایشگاه SGS کانادا آنالیز گردیدند. داده‌های شیمیایی مربوط به سنگ کل نمونه‌های مورد مطالعه در جدول 4 نمایش داده شده‌اند.



شکل 2. نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه ترکمنی (Romanko et al., 1984; Sharkovski et al., 1984).

Fig. 2. Simplified geological map of Turkmeni area (Romanko et al., 1984; Sharkovski et al., 1984).

بحث و بررسی

پتروگرافی

پروتولیت سازنده شیست‌های آبی و متاگری وک‌های ترکمنی با راستای شمال شرق - جنوب غرب در طول ساختارهای خطی ناحیه‌ای و گسل مهم منطقه (ترکمنی-اوردیب)، به

موازات یکدیگر به‌صورت عدسی شکل و با طول در حدود 3 - 5 کیلومتر و عرض 3 - 20 متر گسترش یافته‌اند. شیست‌وزیته آشکاری در راستای شمال شرق - جنوب غرب و به موازات گسل ترکمنی - اوردیب از خود به نمایش گذاشته‌اند؛ ریز بلور تا متوسط بلور هستند. بافت‌های دگرگونی موجود در این سنگها

جهت‌یابی ترجیحی نشان می‌دهند (شکل 4-F). آمفیبول‌ها در اطراف بلورهای اپیدوت جهت‌یابی پیدا نموده‌اند. در برخی از نمونه‌ها در اثر دگرگونی پس‌رونده، از چندرنگی آبی آمفیبول‌ها کاسته شده و ترکیب آنها به سمت اکتینولیت‌های سوزنی تغییر می‌یابد. بلورهای اپیدوت در بعضی از شیست‌های آبی فراوانی بیشتری داشته و اغلب خرد شده هستند و به‌همراه منشورهای کشیده آمفیبول جهت‌یابی خاصی نشان می‌دهند (شکل 4-A و 4-C).

گرانوبلاستیک، نماتوبلاستیک و لپیدوبلاستیک می‌باشد (شکل 4). شیست‌های آبی در نمونه دستی شبیه بازالت‌های توده‌ای دگرگون شده بوده و از مجموعه کانیه‌های آلپیت + وینکایت¹ (آمفیبول سدیم-کلسیم دار) + اپیدوت + اکتینولیت ± کوارتز و اپاک تشکیل شده‌اند (شکل 4-A و 4-B). در شیست‌های آبی، بلورهای آلپیت محدود به زمینه بوده و اغلب حاوی ادخال‌هایی از سایر کانیه‌ها هستند (شکل 4-C و 4-D). اغلب بلورهای آمفیبول منشوری بوده، در نور طبیعی چندرنگی آبی داشته (شکل 4-E) و در برخی قسمتها



شکل 3. تصاویر صحرایی سنگهای دگرگونی منطقه ترکمنی: A: نمای کلی از واحدهای دگرگونی مورد مطالعه (نگاه به شمال شرق)؛ B: سنگهای رسوبی دگرگون شده (متاگرایی وک) با روند خطی در امتداد شرقی- غربی واقع شده اند (نگاه به شرق)؛ C: شیست‌های آبی با شیستوزیته واضح به‌صورت تپه‌های خطی گسترش یافته‌اند (نگاه به شرق).

Fig. 3. Field photographs of Turkmeni metamorphic rocks: A: Whole view of studied metamorphic units (view to the NE); B: Metamorphosed sedimentary rocks (metagreywacke) have located in E-W direction by liner trend (view to the E); C: Blueschist by clear schistosity have extended in linear mounts (view to the E).

گارنت، رگه‌هایی از مسکویت، گارنت، کوارتز و اپاک درشت بلورتر نسبت به زمینه مشاهده می‌شود (شکل 5-C و 5-D). گارنت‌ها ریز بلور و ایزوتروپ بوده و در برخی قسمت‌ها طی دگرگونی پس‌رونده به اپیدوت و کلریت تبدیل شده اند (شکل 5-E و 5-F). فنژیت‌ها ریز تا متوسط بلور بوده و به رنگ سبز، صورتی و نارنجی دیده می‌شوند (شکل 5).

متاگرایی وک‌ها تنوع کانی‌شناسی بیشتری نسبت به شیست‌های آبی نشان می‌دهند و ترکیبی شبیه ماسه‌سنگهای گری وکی (سیلیس + فلدسپار) دگرگون شده دارند (شکل 5). در اغلب نمونه‌ها، کانیه‌های آلپیت، اپیدوت و فنژیت مشاهده می‌شود (شکل 5-A و 5-B)؛ در صورتی‌که در برخی از نمونه‌ها آلپیت، گارنت، مسکویت، اپیدوت و کلریت قابل تشخیص هستند (شکل 5-C). در متاگرایی وک‌های حاوی

جدول 1. ترکیب شیمیایی و فرمول ساختمانی آمفیبول‌های موجود در شیست‌های آبی منطقه ترکمنی

Table 1. Chemical composition and structural formula of Turkmeni blueschists amphiboles

Sample	657-1	657-1	657-1	657-1	657-1	657-1	657-1	657-2	657-2	657-2	657-2	657-2	657-2
Mineral	Act	Act	Win	Win	Win	Win	Win	Act	Win	Win	Win	Win	Win
SiO ₂	57.12	57.37	55.16	55.87	55.15	56.29	54.30	55.76	57.09	57.22	57.55	56.27	57.16
TiO ₂	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	1.55	0.95	2.03	1.56	2.18	2.05	2.22	1.09	3.08	1.69	3.63	2.63	3.24
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.29	0.04	0.07	0.10	0.00	0.00	0.05	0.02	0.02	0.34	0.06
FeO*	9.62	10.88	10.30	9.43	13.23	10.21	12.63	9.90	11.71	12.87	11.80	12.73	11.56
MnO	0.40	0.31	0.41	0.37	0.33	0.39	0.34	0.36	0.26	0.29	0.28	0.30	0.32
MgO	17.69	17.30	16.67	17.53	14.94	16.70	15.37	17.22	15.29	15.70	15.07	15.52	15.28
CaO	9.98	9.64	9.08	9.13	7.59	8.75	8.04	10.25	6.49	7.17	5.96	7.19	6.64
Na ₂ O	1.85	2.03	2.39	2.35	3.18	2.45	3.18	1.67	3.92	3.80	4.44	3.53	4.12
K ₂ O	0.04	0.02	0.07	0.05	0.07	0.07	0.07	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.03
Total	98.26	98.51	96.14	97.28	96.69	96.91	96.16	96.29	97.88	98.78	98.77	98.21	98.36
Oxygen#	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23	23
Si	7.92	7.96	7.83	7.94	7.84	7.91	7.78	7.94	7.93	7.94	7.92	7.81	7.93
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ^{IV}	0.08	0.04	0.17	0.06	0.16	0.09	0.22	0.06	0.07	0.06	0.08	0.19	0.07
Al ^{VI}	0.18	0.12	0.17	0.20	0.21	0.25	0.16	0.12	0.43	0.22	0.51	0.24	0.46
Cr	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.01
Fe ²⁺	0.69	0.77	0.69	0.63	0.84	0.68	0.83	0.84	0.73	0.82	0.75	0.66	0.82
Fe ³⁺	0.42	0.50	0.54	0.47	0.73	0.52	0.69	0.34	0.63	0.67	0.61	0.82	0.52
Mn	0.05	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04
Mg	3.66	3.58	3.53	3.65	3.17	3.50	3.28	3.65	3.17	3.25	3.09	3.21	3.16
Ca	1.48	1.43	1.38	1.37	1.16	1.32	1.24	1.56	0.97	1.07	0.88	1.07	0.99
Na	0.50	0.55	0.66	0.63	0.88	0.67	0.88	0.46	1.05	1.02	1.19	0.95	1.11
K	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
Total	14.99	14.98	15.05	15.01	15.05	15.00	15.13	15.03	15.03	15.10	15.07	15.03	15.10

Act: Actinolite

Win: Winchite

شیمی کانیها

آمفیبول، کانی اصلی متابازیت‌ها در محدوده وسیعی از فشار و حرارت است. واکنش‌های متابازیت‌ها عمدتاً پیوسته بوده و افزایش دما یا فشار باعث تغییرات پیش‌رونده در ترکیب آمفیبول می‌شود (Masoudi and Baharifar, 2003). گروه‌های مهم آمفیبول‌های دگرگونی عبارتند از (Hawthorne et al., 2007):

کلسیک، کلسیک - سدیک، سدیک - کلسیک و آمفیبول‌های آهن، منیزیم و منگنزدار.

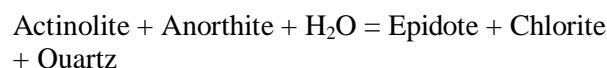
آمفیبول‌های موجود در شیست‌های آبی ترکمنی، از نوع سدیک - کلسیک بوده، ترکیب وینکایت داشته و ترکیب آمفیبول‌های حاصل از دگرگونی پس‌رونده این سنگها، اکتینولیت است (شکل 6). تشکیل اکتینولیت در اطراف وینکایت‌ها و متن سنگ، بیانگر شرایط انتقال از رخساره

شیست آبی به شیست سبز در شرایط دگرگونی پس‌رونده است. آلبیت فراوان‌ترین فلدسپار موجود در سنگهای مورد مطالعه است. این کانی در زمینه شیست‌های آبی و متاگری وک‌ها یافت می‌شود. پایداری کانی اپیدوت در سنگهای دگرگونی، وابسته به فشار است؛ اپیدوت یک کانی نسبتاً چگال بوده ($\rho = 3/1 - 3/5 \text{g.Cm}^{-3}$) و با تنوع ترکیب کانی‌شناسی که در طبیعت دارد، می‌تواند در رخساره‌های دگرگونی فشار بالا نیز پایدار باشد (Deer et al., 1992). واکنش‌های زیر (Spear, 1993) در شرایط تعادلی رخساره شیست سبز، به تشکیل و افزایش اپیدوت در اثر تجزیه فلدسپارها و آمفیبول‌های سنگهای مورد مطالعه منجر می‌گردند:

واکنش 1:



واکنش 2:



واکنش 3:



جدول 2. ترکیب شیمیایی و فرمول ساختمانی کانیهای تشکیل دهنده شیست‌های آبی منطقه ترکمنی

Table 2. Chemical composition and structural formula of constituent minerals in Turkmeni blueschists

Sampl Point	657-1 11	657-1 28	657-1 7	657-1 8	657-1 13	657-1 22	657-1 25	657-1 9	657-1 23	657-1 24	657-2 157
Miner	Albit	Albit	Albit	Albit	Epidot	Epidot	Epidot	Epidot	Chlorit	Chlorit	Chlorit
SiO ₂	67.42	69.55	69.58	69.32	37.94	38.07	38.38	38.28	28.28	29.07	29.12
TiO ₂	1.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	18.80	19.47	19.32	19.30	24.04	23.73	24.69	24.53	18.90	19.09	18.37
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.29	0.19	0.53
FeO*	0.05	0.00	0.02	0.11	10.76	11.05	10.22	10.33	15.79	15.77	15.98
MnO	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.46	0.53	0.55
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.03	22.86	22.66	23.23
CaO	0.85	0.02	0.02	0.03	23.43	23.51	23.46	23.37	0.03	0.04	0.04
Na ₂ O	11.57	11.77	11.86	11.86	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.05	0.06	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.77	100.8	100.8	100.6	96.18	96.36	96.76	96.54	86.61	87.37	87.83
Oxyge	8	8	8	8	12.50	12.50	12.50	12.50	28	28	28
Si	2.97	3.01	3.01	3.01	3.02	3.03	3.03	3.03	4.10	4.16	4.16
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ^{IV}	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.22	3.22	3.09
Al ^{VI}	0.94	0.99	0.98	0.99	2.25	2.22	2.29	2.29	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.06
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.91	1.89	1.91
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.71	0.73	0.67	0.68	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.06	0.07
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.94	4.84	4.95
Ca	0.04	0.00	0.00	0.00	2.00	2.00	1.98	1.98	0.00	0.01	0.01
Na	0.99	0.99	0.99	1.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	5.00	4.99	4.99	5.00	7.99	7.99	7.98	7.98	14.27	14.21	14.25
Ab%	95.80	99.50	99.80	99.70	-	-	-	-	-	-	-
An%	3.90	0.10	0.10	0.10	-	-	-	-	-	-	-
Or%	0.30	0.40	0.10	0.20	-	-	-	-	-	-	-
Ps%	-	-	-	-	20	20	20	20	-	-	-

تا نیمه شکل‌دار، با برجستگی ضعیف تا متوسط، به رنگ‌های بنفش، صورتی، سبز و زرد، فاقد چندرنگی و دارای رخ یک‌جهته در متاگری و ک‌های ترکمنی یافت می‌شود. در نمونه‌های فنزیت متاگری و ک‌های ترکمنی Cr مقدار بسیار کم و نزدیک به صفر دارد؛ میزان TiO₂ فنزیت‌های متاگری و ک‌های ترکمنی کمتر از 0/06 درصد وزنی بوده؛ در حالی که میزان SiO₂ و Al₂O₃ آنها، به ترتیب بیش از 50 و 25 درصد وزنی می‌باشد (جدول 1).

واژه فنزیت را برای محلول‌های جامد شامل مسکویت، آلومینوسلادونیت و سلادونیت به کار می‌برند. این اصطلاح همچنین برای توصیف مسکویتی استفاده می‌شود که نسبت Si:Al در آن بیشتر از 3 است. میزان فنزیت با مقدار Si افزایش می‌یابد که این مورد توسط جانشینی Mg و Fe²⁺ به جای Al همراه می‌گردد (Deer et al., 1992). نسبت Si:Al در فنزیت‌های متاگری و ک‌های ترکمنی به‌طور میانگین 3/16 می‌باشد. بلورهای فنزیت به‌صورت کشیده و صفحه‌ای شکل‌دار

جدول 3. ترکیب شیمیایی و فرمول ساختمانی مجموعه کانیهای موجود در متاگرانی وک‌های منطقه ترکمنی

Table 3. Chemical composition and structural formula of constituent minerals in Turkmeni metagreywackes

Sample	P35	P35	P35	P35	P35	P35	P35	P35	P35	P35
Mineral	Phengite	Phengite	Phengite	Phengite	Albite	Albite	Albite	Albite	Epidote	Epidote
SiO ₂	51.99	52.02	51.76	51.21	69.22	69.43	68.97	68.97	38.58	38.68
TiO ₂	0.05	0.04	0.05	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	26.10	25.29	26.04	25.34	19.53	19.73	19.52	19.64	25.48	23.80
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO*	3.14	3.47	3.21	4.08	0.01	0.01	0.03	0.04	9.69	11.79
MnO	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00
MgO	3.54	3.64	3.58	3.36	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
CaO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.03	0.01	0.04	24.11	23.86
Na ₂ O	0.11	0.07	0.11	0.11	11.80	11.95	11.71	11.73	0.00	0.00
K ₂ O	9.76	9.65	9.73	9.44	0.03	0.03	0.04	0.04	0.00	0.00
Total	94.73	94.21	94.51	93.59	100.62	101.21	100.29	100.49	97.86	98.14
Oxygen#	22	22	22	22	8	8	8	8	12.5	12.5
Si	6.32	6.37	6.31	6.33	3.00	3.00	3.00	3.00	3.01	3.02
Ti	0.004	0.003	0.005	0.002	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ^{IV}	1.68	1.63	1.69	1.67	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ^{VI}	2.06	2.01	2.05	2.02	1.00	1.00	1.00	1.00	2.34	2.19
Cr	0.002	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.32	0.36	0.33	0.42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.63	0.77
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.64	0.66	0.65	0.62	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.02	2.00
Na	0.03	0.02	0.03	0.03	0.99	1.00	0.99	0.99	0.00	0.00
K	1.51	1.51	1.51	1.49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	12.57	12.56	12.58	12.58	4.99	5.00	4.99	5.00	8.00	7.99
Fe#	0.33	0.35	0.33	0.40	-	-	-	-	-	-
Mg#	0.67	0.65	0.67	0.60	-	-	-	-	-	-
Ps%	-	-	-	-	-	-	-	-	20	30

ژئوشیمی سنگ کل

به منظور بررسی ماهیت ماگمای سازنده پروتولیت شیست‌های آبی ترکمنی، از داده‌های ژئوشیمیایی استفاده گردید. میزان SiO₂ آنها در محدوده 45/70 تا 47/80 قرار داشته که بیانگر ماهیت بازیک نمونه‌هاست. میزان TiO₂ نمونه‌ها کمتر از 0/88 و میزان P₂O₅ شیست‌های آبی کمتر از 0/15 درصد وزنی می‌باشد (جدول 4). در نمودار AFM (شکل A-7)، نمونه‌ها اغلب ماهیت تولئیتی نشان می‌دهند؛ در شکل B-7 (نمودار TAS)، نمونه‌ها در سریهای ساب‌آلکالن و در محدوده بازالت واقع شده‌اند. بهره‌گیری از این نمودارها با توجه به تغییر ترکیب شیمیایی نمونه‌ها در اثر دگرگونی با خط‌هایی مواجه می‌باشد؛ بنابراین نتایج نام‌گذاری بایستی بر مبنای عناصر کم

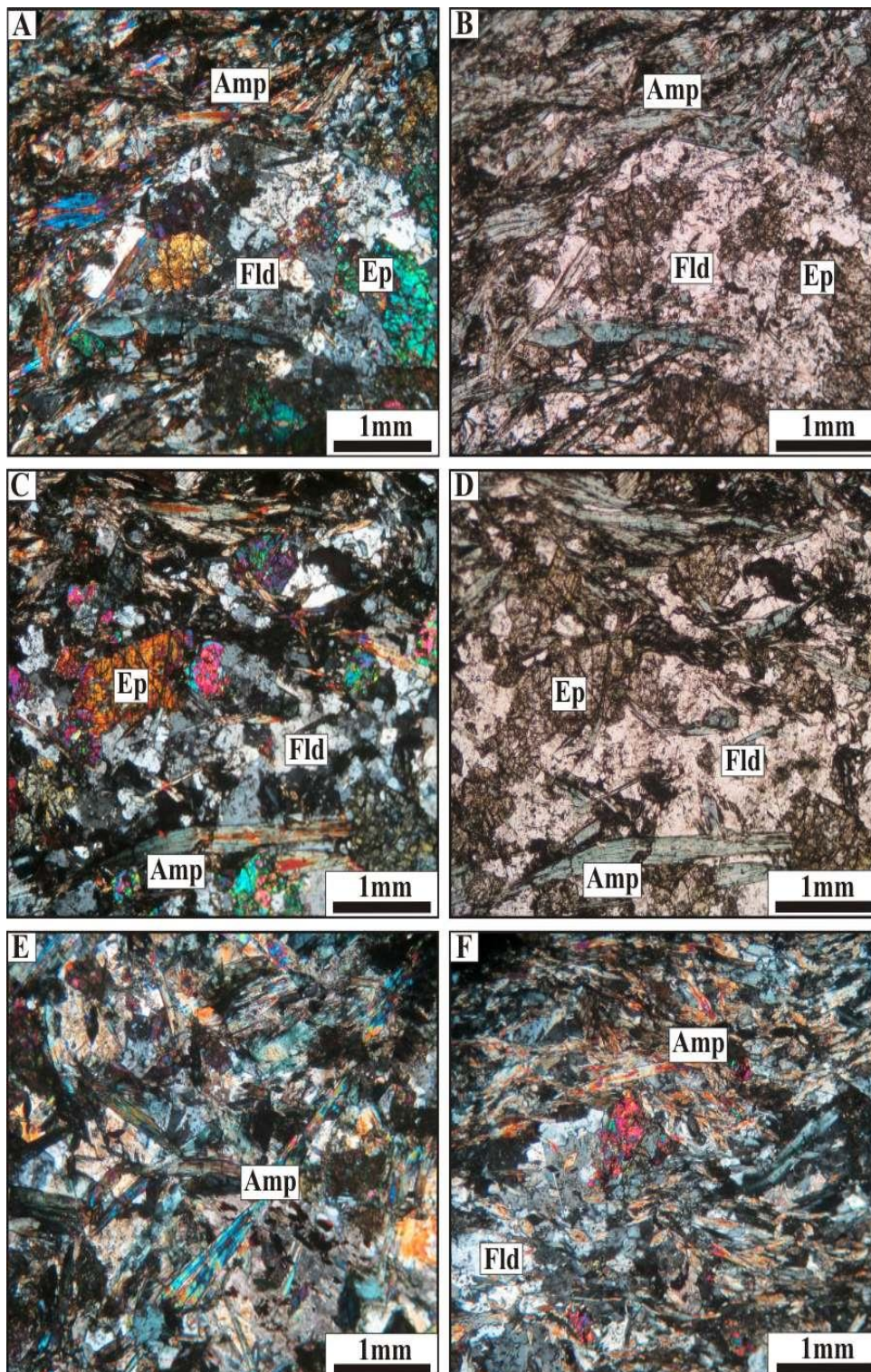
تحرک متمرکز شود. بر اساس غلظت عناصر کم‌تحرک در نمودارهای ارائه شده توسط (Winchester and Floyd, 1977)، ترکیب شیست‌های آبی ترکمنی در میدان ساب‌آلکالی بازالت قرار گرفته است (شکل 7-C و D-7). شیست‌های آبی ترکمنی، نسبت به کندریت در حدود 7-45 برابر از عناصر کمیاب خاکی غنی‌تر هستند. در این نمونه‌ها میزان LREE بیش از HREE است. Eu آنومالی خاصی از خود نشان نمی‌دهد. شیب روندهای REE منفی بوده و در قسمت HREE یکنواخت‌تر از بخشهای دیگر نمودار است (شکل A-8). در نمونه‌های شیست‌های آبی ترکمنی آنومالی‌های مثبت از عناصر U, Cs, Th و Sr و آنومالی‌های منفی از عناصر Rb, Nb, Ti, K و Zr به خوبی مشخص

هستند. به واسطه فرآیندهای دگرگونی ناحیه‌ای و یا ماهیت اولیه ماگمای سازنده این سنگها، در عناصر LIL نوسان بیشتری نسبت به عناصر HFS مشاهده می‌شود (شکل B-8).

جدول 4. مقادیر عناصر اصلی و کمیاب شیست‌های آبی منطقه ترکمنی

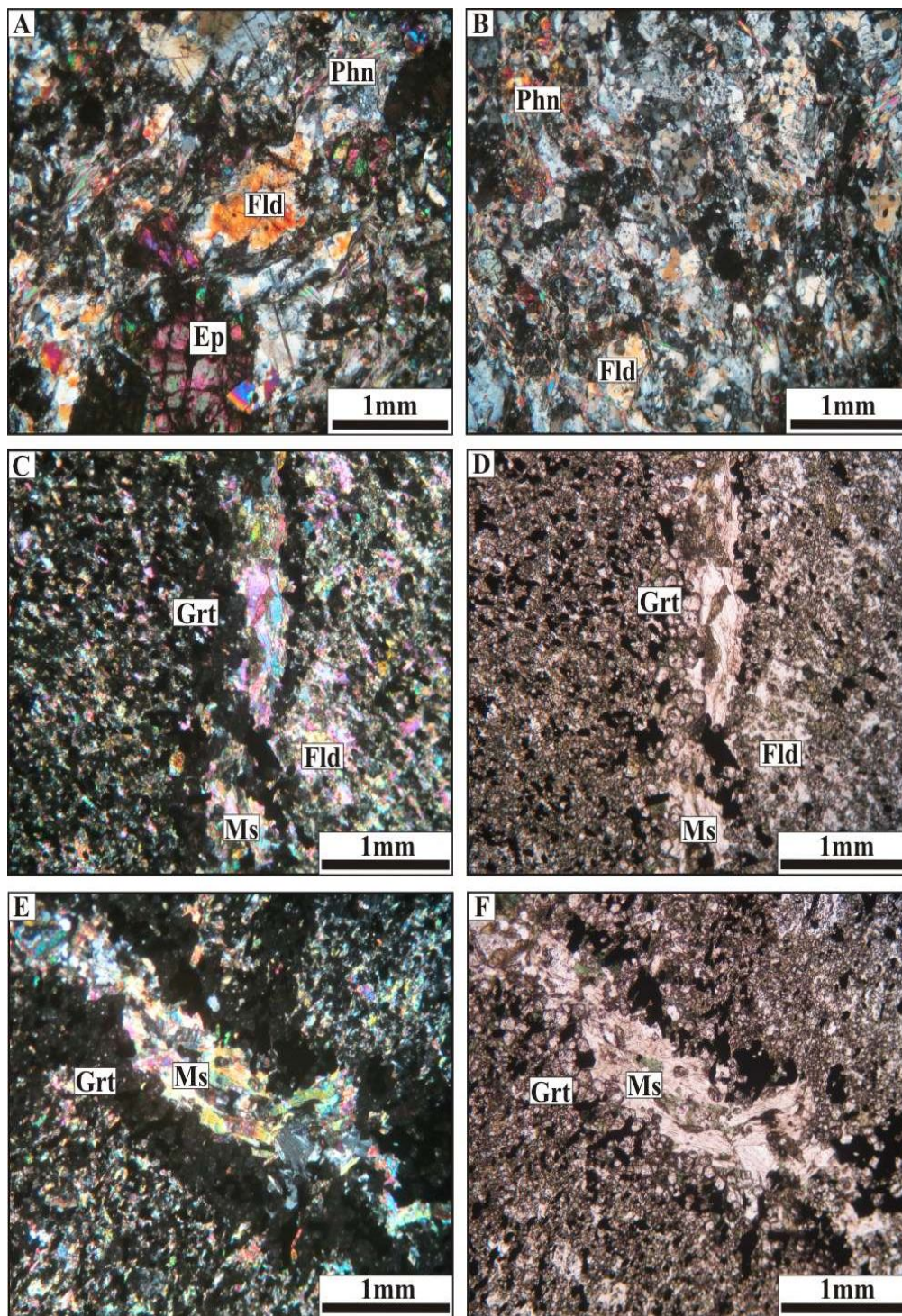
Table 4. Major oxides, minor and trace elements contents of Turkmeni blueschist

Samples	B500	B504	B2-1	B2-4	B657
SiO ₂ (wt%)	47.00	45.70	47.80	47.60	47.60
TiO ₂	0.64	0.62	0.88	0.67	0.64
Al ₂ O ₃	13.30	13.50	16.50	15.80	11.90
Fe ₂ O ₃ *	11.50	11.60	10.70	10.70	10.80
Cr ₂ O ₃	0.08	0.08	<0.01	0.03	0.11
MnO	0.34	0.31	0.18	0.93	0.27
MgO	7.99	8.56	6.39	10.20	8.02
CaO	11.10	10.90	8.93	4.69	11.10
Na ₂ O	2.80	2.30	3.50	1.80	3.00
K ₂ O	0.13	0.21	0.05	0.04	0.12
P ₂ O ₅	0.07	0.11	0.15	0.12	0.12
LOI	3.92	3.62	3.62	5.68	3.85
Total	99.00	97.50	98.70	98.30	97.50
Ni (ppm)	133	131	20	45	136
Co	50.40	55.60	36.40	42.70	50.80
Zn	91	98	94	102	95
Rb	2.80	4.40	1.00	1.40	2.60
Cs	0.20	0.20	0.30	0.20	0.20
Ba	20	50	70	30	20
Sr	190	200	380	410	190
Ta	<0.50	<0.50	<0.50	<0.50	<0.50
Nb	2	2	3	2	2
Hf	<1	<1	<1	<1	<1
Zr	29.80	29.50	50.60	31.90	32.60
Y	13.90	15.30	18.00	13.10	16.30
Th	1.80	1.70	2.10	1.70	1.70
U	0.24	0.24	0.77	0.70	0.25
La	5.80	12.50	8.80	6.80	6.20
Ce	14.90	26.50	20.60	17.00	14.80
Pr	1.94	3.10	2.84	2.29	2.14
Nd	8.60	11.50	12.10	9.50	9.40
Sm	2.40	2.50	3.10	2.70	2.50
Eu	0.69	0.96	0.94	0.79	0.80
Gd	2.58	2.76	3.47	2.55	3.05
Tb	0.50	0.46	0.52	0.42	0.45
Dy	2.52	2.67	3.12	2.35	3.01
Ho	0.62	0.64	0.73	0.55	0.60
Er	1.76	1.76	2.13	1.69	1.77
Tm	0.22	0.25	0.30	0.22	0.22
Yb	1.60	1.60	1.90	1.50	1.70
Lu	0.21	0.24	0.28	0.20	0.21



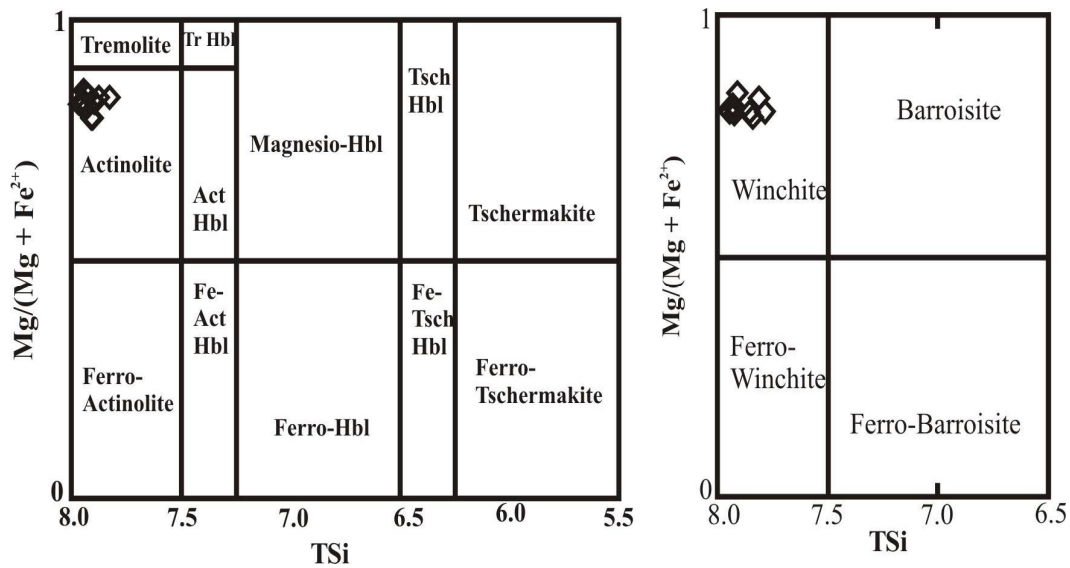
شکل 4. تصاویر میکروسکوپی شیست‌های آبی منطقه ترکمنی: A: تشکیل دهنده‌های اصلی شیست‌های آبی؛ B: تصویر A در نور طبیعی؛ C: آلبیت محدود به زمینه بوده و حاوی ادخال‌های فراوانی است؛ D: تصویر C در نور طبیعی؛ E: فراوانی آمفیبول‌های منشوری با چند رنگی آبی و کاهش میزان اپیدوت در برخی از نمونه‌ها؛ F: جهت‌یابی ترجیحی در آمفیبول‌ها (Amp: آمفیبول، Fld: فلدسپار، Ep: اپیدوت).

Fig. 4. Microphotographs of Turkmeni blueschist: A: Main constituents of blueschist; B: A photo in PPL; C: Albite with a lot of inclusion has restricted to the groundmass; D: C photo in PPL; E: Abundance of blue-amphibole and reduction of epidote were seen in some samples; F: Preferred orientation in amphiboles (Amp: amphibole; Fld: feldspar; Ep: epidote).



شکل 5. تصاویر میکروسکوپی متاگرانی و کهای منطقه ترکمنی: A: پلاژیوکلاز، اپیدوت و فنزیت کانیهای اصلی به شمار می‌روند؛ B: فنزیت‌ها ریز تا متوسط بلور هستند؛ C: در برخی از شیبست‌ها رگه‌های حاوی گارنت، مسکویت و اکسید آهن دیده می‌شود؛ D: تصویر C در نور طبیعی؛ E: گارنت‌های ریزبلور و ایزوتروپ در زمینه نیز فراوان هستند؛ F: تصویر E در نور طبیعی. (Fld: فلدسپار، Ep: اپیدوت، Phn: فنزیت، Ms: مسکویت، Grt: گارنت).

Fig. 5. Microphotographs of Turkmeni meta-greywackes: A: Plagioclase, epidote and phengite are the main minerals; B: Phengites are fine to medium crystals; C: In some samples of schists have seen veins of garnet, muscovite and iron oxide; D: C picture in reflected light; E: Fine crystal and isotropic garnets are abundant in groundmass; F: E picture in PPL. [Fld: feldspar; Ep: epidote; Phn: phengite; Ms: muscovite; Grt: garnet].



شکل 6. طبقه‌بندی و نام‌گذاری آمفیبول‌های موجود در شیست‌های آبی منطقه ترکمنی (Hawthorne, 1981).

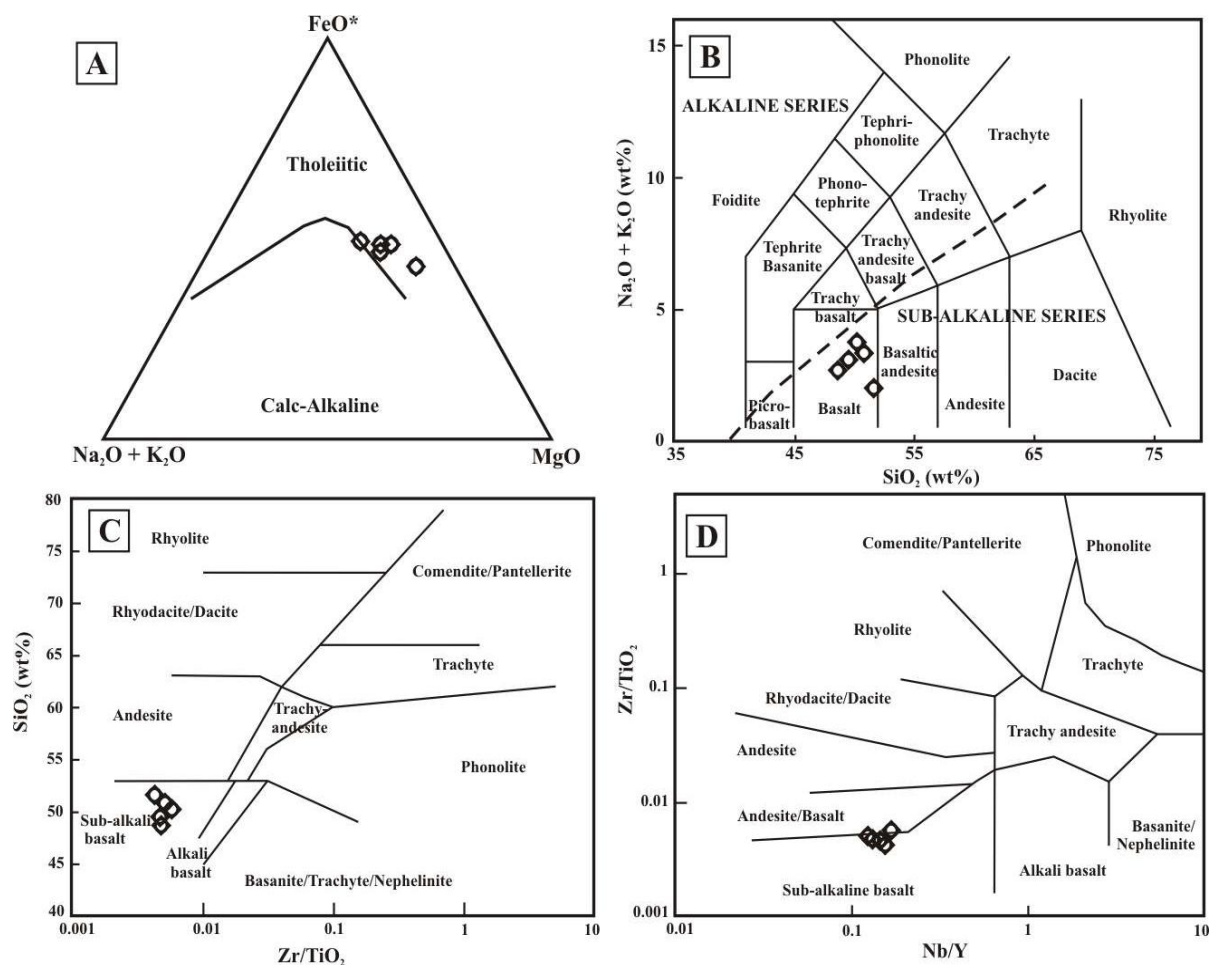
Fig. 6. Classification and nomenclature of existence amphiboles in Turkmeni blueschists (Hawthorne, 1981).

درجات پایین تا متوسط یک اسپینل لرزولیت با میزان کمی گارنت منشأ گرفته است (شکل 9). وجود آنومالی‌های منفی Nb، Zr و تا حدودی Hf در نمونه‌های مورد مطالعه (شکل شکل A-8 و D-8) بیانگر نقش داشتن فرآیندهای مرتبط با فرورانش یا دخالت اجزای پوسته در منشأ ذوب است (Yu et al., 2006). دانشمندان معتقدند که آنومالی‌های منفی Nb و Ti مربوط به ذوب درجه پایین اسلب فرورونده یا مربوط به کانیهای باقی‌مانده در منشأ مانند تیتانیت، ایلمنیت یا پرووسکیت است. تهی‌شدگی از Ti و Nb و غنی‌شدگی از Th شاخص نقش فرورانش هستند (McCulloch and Gamble, 1991). پوسته اقیانوسی فرورونده در طی فرورانش، متحمل فرآیندهایی نظیر دگرگونی، آب‌زدایی و ذوب‌بخشی می‌گردد و مقادیر قابل توجهی از عناصر متحرک در سیال را با خود به لبه گوشته حمل می‌نماید. سیالات آبدار آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرورونده موجب متاسوماتیسم پدیدتیت‌های فوقانی لبه گوشته و در نهایت رخداد ماگماتیسیم می‌گردند (Zhao et al., 2012). شیست‌های آبی ترکمنی مانند بازالت‌های جزایر قوسی آنومالی منفی Nb و Ta داشته و در نمودارهای به‌هنجارسازی نسبت به گوشته اولیه و BABB، Ta در آنها بیش از Nb است (شکل 8).

به‌منظور مقایسه دقیق‌تر و بررسی رفتار ژئوشیمیایی عناصر کمیاب در شیست‌های آبی ترکمنی از مقادیر ترکیب میانگین بازالت‌های غنی‌شده پشته‌های میان اقیانوسی¹، بازالت‌های تولییتی جزایر قوسی²، بازالت‌های معمولی پشته‌های میان اقیانوسی³ و بازالت‌های حوضه‌های پشت کمان⁴ بهره گرفته شد (شکل C-8 و D-8). میانگین REE شیست‌های آبی ترکمنی در نمودار به‌هنجارسازی نسبت به کندریت حدواسط روندهای REE بازالت‌های غنی‌شده پشته‌های میان اقیانوسی و جزایر قوسی می‌باشد. مقادیر LREE شیست‌های آبی ترکمنی بیش از IAB و کمتر از E-MORB است و فراوانی HREE شیست‌های آبی ترکمنی شباهت نزدیکی به IAB دارد (شکل C-8).

بررسی ماهیت سنگ منشأ و محیط تکتونیکی شیست‌های آبی ترکمنی

شیست‌های آبی ترکمنی، دارای نسبت Nb/La حدود 0/34-0/16 هستند که محدوده گوشته لیتوسفری (Abdel-Fattah et al., 2004) را مشخص می‌نمایند. مقادیر HREE آنها حدود 6 تا 10 برابر غنی‌تر از کندریت می‌باشد (شکل A-8 و C-8) که نشان‌دهنده دخالت نداشتن یا نقش کم اهمیت گارنت در منشأ ذوب است (Aldanmaz et al., 2000). ماگمای سازنده پروتولیت شیست‌های آبی ترکمنی از ذوب

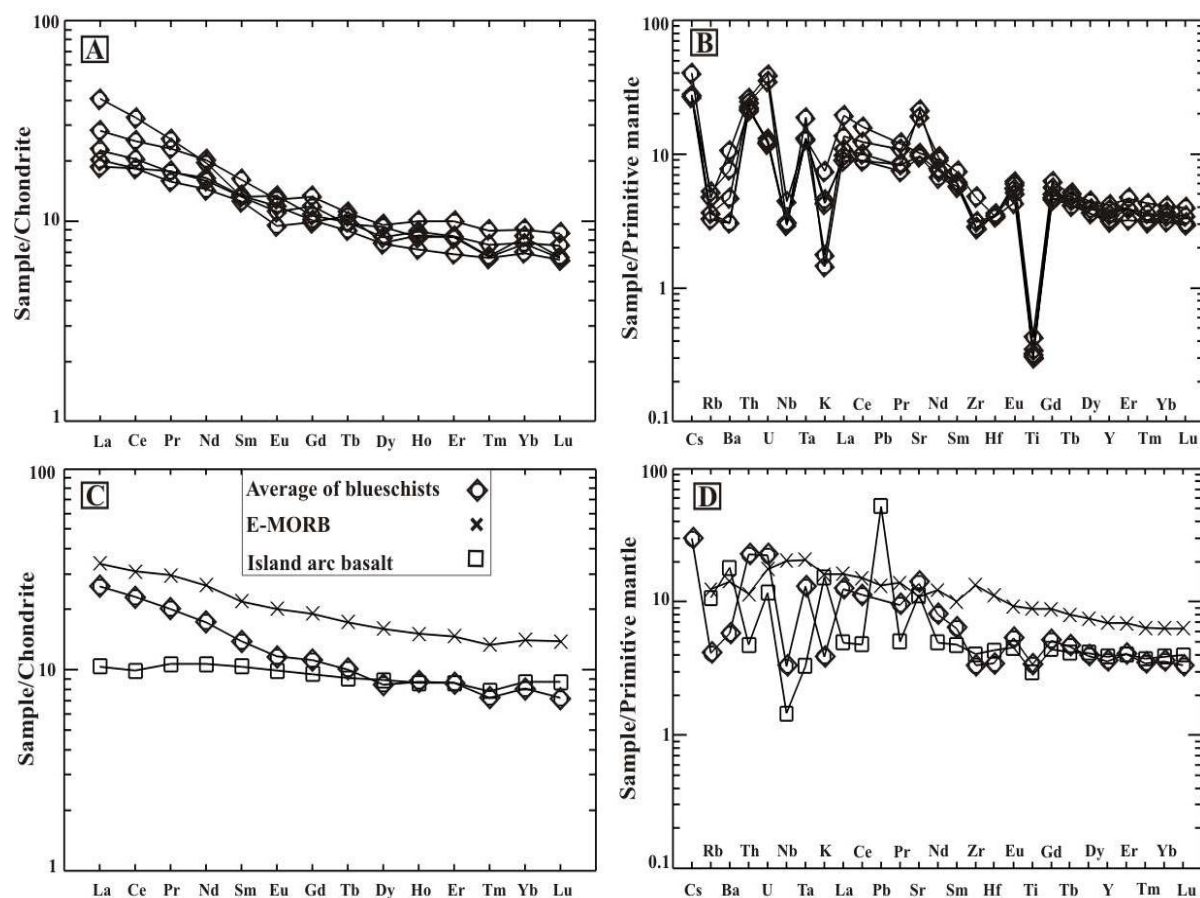


شکل 7. طبقه‌بندی شیست‌های آبی منطقه ترکمنی: A: ماهیت تولییتی نمونه‌ها (Irvin and Baragar, 1971); B: ترکیب بازالتی برای شیست‌های آبی (La Maitre, 2002); C: در نمودار SiO_2 در مقابل Zr/TiO_2 نمونه‌ها در میدان ساب‌آلکالی بازالت واقع شده‌اند (Winchester and Floyd, 1977); D: بر مبنای عناصر غیر متحرک، نمونه‌ها ترکیب ساب‌آلکالی بازالت نشان می‌دهند (Winchester and Floyd, 1977).

Fig. 7. Classification of Turkmeni blueschists: A: AFM diagram show tholeiitic nature for samples (Irvin and Baragar, 1971); B: Turkmeni blueschists have basaltic composition (Le Maitre, 2002); C: In SiO_2 vs Zr/TiO_2 diagram samples have plotted in sub-alkali basalt field (Winchester and Floyd, 1977); D: Based on immobile content of samples, they have sub-alkaline basaltic composition (Winchester and Floyd, 1977).

است که قبلاً فرآیند ذوب را متحمل شده است. تهی‌شدگی از Ta و Nb و سایر HFSE همچون Zr، Ti و Hf در بازالت‌های حوضه جلو و پشت کمان و مرتبط با آرایش منشأهای گوشته‌ای با مذابهای غنی از سیال رخ می‌دهد (Ewart et al., 1994). وجود آنومالی‌های منفی Nb، Zr و تا حدودی Hf و آنومالی‌های مثبت از عناصر LIL نظیر U، Cs، Sr و Th در نمودارهای عنکبوتی شیست‌های آبی ترکمنی به‌هنگار شده نسبت به گوشته اولیه، بیانگر نقش داشتن فرآیندهای مرتبط با فرورانش پوسته اقیانوسی یا دخالت اجزای پوسته در منشأ ذوب است (Yu et al., 2006; Pearce and Stern, 2006).

Nb و Ta زمانی که کانیهای غنی از Ti نظیر روتیل، ایلمنیت و تیتانیت در منشأ ذوب دخالت دارند، تفریق می‌یابند (Green, 1995). روتیل Nb و Ta را توزیع می‌کند و به‌طور مؤثری Nb را در ساختار خود جای می‌دهد (Foley et al., 2000; Bromiley and Reffern, 2008). آنومالی‌های منفی Nb و Ta و نسبت پایین Nb/Ta در شیست‌های آبی ترکمنی مؤید نقش نداشتن روتیل در تولید مذاب و باقی ماندن آن در منشأ است که این حالت تطابق مناسبی با آنومالی منفی Ti و منشأ لیتوسفری مذاب اولیه نیز دارد. از سوی دیگر تهی‌شدگی از Ta و Nb حاصل گوشته‌ای



شکل 8. نمودارهای به‌هنجارسازی شیست‌های آبی منطقه ترکمنی: A: نسبت به کندریت؛ B: نسبت به گوشته اولیه؛ C: مقایسه روند REE میانگین شیست‌های آبی ترکمنی با E-MORB و IAB به‌هنجارشده نسبت به کندریت؛ D: نمودارهای عنکبوتی به‌هنجارسازی نسبت به گوشته اولیه جهت مقایسه ترکیب میانگین شیست‌های آبی ترکمنی با E-MORB و IAB؛ (مقادیر به‌هنجارسازی به کندریت از McDonough and Sun, 1995، گوشته اولیه از Sun and McDonough, 1989)، ترکیب میانگین E-MORB از (Niu et al., 2002)، IAB از (Ewart et al., 1998) می‌باشند).

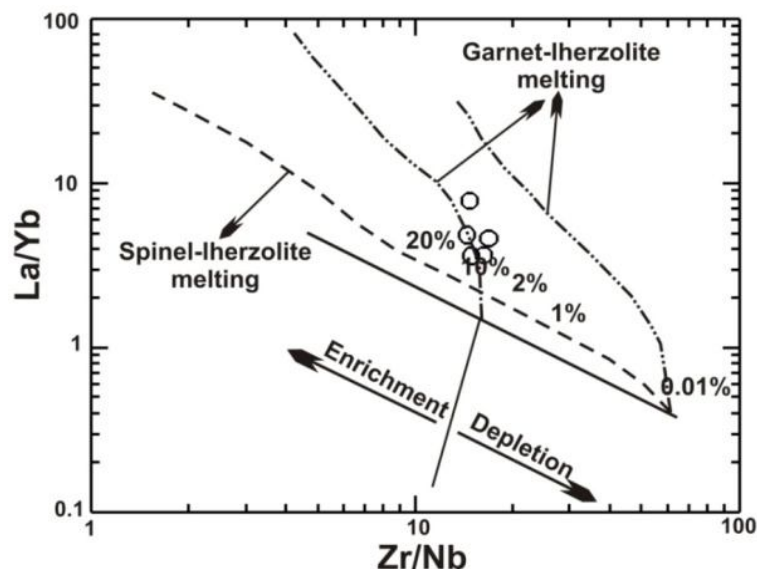
Fig. 8. Normalized multiple-elements diagrams of Turkmeni blueschists: A: Chondrite-normalized REE patterns; B: Primitive mantle-normalized trace element spider diagram; C: Comparison of chondrite-normalized REE trend of Turkmeni blueschist with E-MORB and IAB; D: Primitive mantle-normalized trace element spider diagram for comparison of Turkmeni blueschist average with E-MORB and IAB; [Normalized values for chondrite from (McDonough and Sun, 1995), primitive mantle from (Sun and McDonough, 1989), average composition of E-MORB and IAB from (Niu et al., 2002), and (Ewart et al., 1998), respectively.

برخی از عناصر کمیاب خاکی و LIL نیز مؤثر هستند (Fretzdorffs et al., 2002). الگوهای REE شیست‌های آبی ترکمنی و رفتار ژئوشیمیایی عناصر کمیاب و کم‌تحرک آنها با بازالت‌های حوضه‌های پشت کمان اقیانوسی مطابقت دارد. بازالت‌های حوضه‌های پشت کمان عناصر ناسازگار و مواد فرار را در خود متمرکز می‌کنند و بین MORB و گدازه‌های جزایر قوسی واقع می‌شوند. از این رو اسلب فرورونده در

الگوهای REE شیست‌های آبی ترکمنی حدواسط E-MORB و IAB بوده و روندی تقریباً موازی با E-MORB نشان می‌دهند و نسبت به E-MORB و IAB از HREE کمتری برخوردار هستند ولی نوسان بیشتری از LILE نشان می‌دهند. فراوانی عناصر متحرک LILE توسط فاز آب‌گین آزاد شده از صفحه اقیانوسی فرورونده و فرآیندهای دگرسانی کنترل می‌شوند. علاوه بر این نوع رسوب فرورانش‌کننده نیز در فراوانی

از IAB به سمت N-MORB پیش می‌رود. با توجه به قرارگیری ترکیب ماگمای سازنده پروتولیت شیست‌های آبی ترکمنی بین E-MORB و IAB می‌توان نتیجه گرفت که در زمان تشکیل ماگمای سازنده پروتولیت شیست‌های آبی ترکمنی، زون فرورانش به مرحله بلوغ یا فرورانش کامل خود نرسیده است (شکل 8). همراهی شیست‌های آبی ترکمنی با متاگری وکها (که نوعی ماسه‌سنگ نابالغ دگرگون شده هستند) بیانگر تشکیل آنها در ریفت‌های حاصل از کشش پشت کمان می‌باشد.

تشکیل دهنده‌های ترکیب BABB نقش دارند (Sinton et al., 2003). هرچند همه ماگماهای جزایر قوسی از HFSE مانند Ta, Nb, Hf, Zr, Ti تهی شده‌اند ولی مقادیر کمتر و آنومالی‌های منفی Hf, Zr, Ti به متاسوماتیسم کربناته در منشأ نیز نسبت داده می‌شود (Fretzdorffs et al., 2002; O'Reilly and Griffin, 1998; Xu et al., 2000). نتایج پژوهش‌های ساندرز و تارنی (Saunders and Tarney, 1984) نشان می‌دهد که کامل شدن یا بلوغ¹ زون فرورانش رابطه مستقیم با افزایش نسبت LILE/HFSE دارد و با گذشت زمان و توسعه سیستم تولید مذاب، ترکیب مذابها



شکل 9. نمودار La/Yb در مقابل Zr/Nb جهت تعیین درجه ذوب‌بخشی سنگ منشأ شیست‌های آبی منطقه ترکمنی (Aldanmaz et al., 2000).

Fig. 9. La/Yb vs Zr/Nb diagram represent partial melting degree of source rock of Turkmeni blueschist (Aldanmaz et al., 2000).

جهت‌یابی آمفیبول‌های آلکالی در اطراف اپیدوت‌های خرد شده و تبلور مجدد آنها از اطراف به اکتینولیت در شیست‌های آبی می‌تواند نشانگر دگرگونی اولیه شیست‌ها در رخساره شیست سبز (گسترش اپیدوت و کاسته شدن درصد آنورتیت فلدسپارها)، سپس شیست آبی (تشکیل وینکایت و جهت‌یابی آنها) و در نهایت شیست سبز (تبلور مجدد دگرگونی حاشیه وینکایت‌ها به اکتینولیت) باشد. مجموعه کانیهای یافت شده در متاگری وکها نیز با رخداد چند مرحله دگرگونی مشاهده شده در شیست‌های آبی ترکمنی تطابق دارد. مجموعه کانیهای آلبیت، اپیدوت و گارنت موجود در متاگری وکها،

تحولات دگرگونی

رخدادهای دگرگونی مشاهده شده در شیست‌های آبی و متاگری وکهای ترکمنی، پیچیدگی خاصی داشته و بررسی‌های پتروگرافی و شیمی کانیها حاکی از رخداد 3 فاز دگرگونی در این سنگها می‌باشد:

فاز M1: دگرگونی نمونه‌ها در رخساره شیست سبز؛

فاز M2: دگرگونی در شرایط تعادلی رخساره شیست آبی در اثر فاز تکتونو-ماگمایی وارپسکان؛

فاز M3: دگرگونی در شرایط P-T رخساره شیست سبز مرتبط با فاز کوه‌زایی کیمیرین پیشین.

و اکسیدهای آهن موجود در شیست‌های آبی و آلبیت، اپیدوت، فنزیت و گارنت در متاگری وک‌ها نشانگر رخداد سه فاز دگرگونی نمونه‌ها در رخساره‌های شیست سبز، شیست آبی و سپس شیست سبز هستند. شیست‌های آبی از LREE نسبت به HREE غنی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهند. وجود آنومالی‌های مثبت و نوسان در عناصر LIL نظیر Sr، Cs و Rb و آنومالی‌های منفی در HFSE نظیر Nb، Hf، Zr و Ti در شیست‌های آبی ترکمنی بیانگر شباهت پروتولیت این نمونه‌ها به بازالت‌های حوضه‌های پشت کمان می‌باشند. در منشأ ماگمای سازنده پروتولیت شیست‌های آبی، گوشته متاسوماتیزه شده در اثر فرورانش اقیانوس پالئوتتیس طی پالئوزوئیک میانی تا فوقانی نقش داشته است. همراهی ماسه‌سنگ‌های نابالغ گری وکی با ماگمای بازیک سازنده پروتولیت شیست‌های آبی و نسبت‌های مقادیر عناصر کمیاب بیانگر نابالغ بودن زون فرورانش هستند.

شرایط تعادل در رخساره شیست سبز را نشان می‌دهند. گسترش و رشد گارنت‌ها، فنزیت و رگه‌های متشکل از درشت‌بلورهای گارنت، میکای سفید و اپاک \pm کوارتز بیانگر مجموعه دگرگونی فشار بالا و فعالیت سیالات در حد رخساره شیست آبی بوده (Spear, 1993) و پس از آن کلریتی و اپیدوتی‌شدن گارنت‌ها حاکی از رخداد دگرگونی پس‌رونده در شرایط رخساره شیست سبز می‌باشد. باقری و اشتامپفلی (Bagheri and Stampfli, 2008) رخداد کوه‌زایی واریسکان در منطقه مورد مطالعه را عامل اصلی دگرگونی سنگهای دگرگونی منطقه انارک تا بیاضه می‌دانند.

نتیجه‌گیری

سنگهای دگرگونی ترکمنی در امتداد گسل ترکمنی - اوردیپ به‌صورت ساختارهای خطی با روند شرقی - غربی برون‌زد یافته‌اند. این سنگها اغلب از شیست آبی و متاگری وک تشکیل شده‌اند. مجموعه کانیهای آلبیت، وینکایت، اپیدوت، اکتینولیت

References

- Abdel-Fattah, M., Abdel-Rahman, A.M. and Nassar, P.E., 2004. Cenozoic volcanism in the Middle East: petrogenesis of alkali basalts from Northern Lebanon. *Geological Magazine*, 141(05): 545-563.
- Aghanabati, S.A., 2014. *Geological of Iran*. Tehran, Samar, 640 pp.
- Aldanmaz, E., Pearce J.A., Thirlwall, M. F. and Mitchell, J. G., 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102(1-2): 67-95.
- Bagheri, S., 2007. The exotic Paleo-tethys terrane in Central Iran: new geological data from Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam areas. Ph.D. thesis, Faculty of Geosciences and Environment. University of Lausanne, Switzerland, 208 pp.
- Bagheri, S. and Stampfli, G.M., 2008. The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics*, 451(1-4): 123-155.
- Bayat, F. and Torabi, G., 2011. Alkaline lamprophyric province of Central Iran, Island Arc, 20(3): 386-400.
- Bromiley, G.D. and Reffern, S.A.T., 2008. The role of TiO₂ phases during melting of subduction-modified crust: implications for deep mantle melting. *Earth and Planetary Science Letters*, 267 (1-2): 301-308.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1992. *An introduction to the rock forming minerals*. Longman, London, 528 pp.
- Ewart, A., Bryan, W.B., Chappell, B.W. and Rudnick, R.L., 1994. Regional geochemistry of the Lau-Tonga arc and back-arc systems. *Proceeding of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*. College Station, Texas, USA, 135, pp. 385-452.
- Ewart, A., Collerson, K.D., Regelous, M., Wendt, J.I. and Niu, Y., 1998. Geochemical evolution within the Tonga-Kermadec Lau arc and back-arc systems: The role of varying mantle wedge composition in space and time. *Journal of Petrology*, 39(3): 331-368.
- Foley, S.F., Barth, M.G. and Jenner, G.A., 2000. Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of

- subduction zone magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(5): 933-938.
- Fretzdorff, S., Livermore, R.A., Devey, C.W., Leat, P.T. and Stoffers, P., 2002. Petrogenesis of the back-arc East Scotia Ridge, south Atlantic ocean. *Journal of Petrology*, 43(8): 1435-1467.
- Green, T.H., 1995. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. *Chemical Geology*, 120(3-4): 347-359.
- Hawthorne, F.C., 1981. Crystal chemistry of amphiboles. In: D.R. Veblen and P.H. Ribbe (Editors), *Reviews in Mineralogy*. V. 9A (Amphiboles and other hydrous pyriboles-mineralogy). Mineralogical Society of America, Concorde, pp. 1-102.
- Hawthorne, F.C. and Oberti, R., 2007. Classification of the amphiboles. In: F.C. Hawthorne, R. Oberti, G. Della Ventura and A. Mottana (Editors), *Amphiboles: crystal chemistry, occurrence, and health issues*. Mineralogical Society of America, Concorde, pp. 55-88.
- Irvin T. N. and Baragar W.R.A., 1971. A guide to the classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8(5): 235-458.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68(1-2): 277-279.
- Le Maitre, R.W. 2002. *Igneous rocks: a Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press Cambridge, 254 pp.
- Masoudi, F. and Baharifar, A.A., 2003. *Atlas of Metamorphic Rocks*. Tarbiat Moalem University publication, Tehran, Iran, 112 pp.
- McCulloch, M.T. and Gamble, J.A., 1991. Geochemical and geodynamical constrains on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 102(3-4): 358-374.
- McDonough, W.F. and Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3-4): 223-253.
- Niu, Y., Regelous, M., Wendt, J. I., Batiza, R. and O'Hara, M.J., 2002. Geochemistry of near-EPR seamounts: Importance of source vs. process and the origin of enriched mantle component. *Earth and Planetary Science Letters*, 199(3-4): 327-345.
- O'Reilly, S.Y. and Griffin, W.L., 1988. Mantle metasomatism beneath Victoria, Australia: I. Metasomatic processes in Cr-diopside lherzolites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(2): 433-447.
- Pearce, J.A. and Stern, R.J., 2006. Origin of back arc basin magmas: trace elements and isotope perspectives. In: D.M. Christie, C.R. Fisher, S.M. Lee and S. Givens (Editors), *Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions*. American Geophysical Union, John Wiley and Sons, Washington, pp. 63-86.
- Romanko, E., Krivyakin, B., Perfiliev, Yu., Susov, M., Aistov, L. and Melnikov, B., 1984. Tectonic map of Anarak area, scale: 1/500000. Geological Survey of Iran.
- Saunders, A.D., Tarney, J., 1984. Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. Geological Society, London, Special Publications, 16: 59-76.
- Sharkovski, M., Filichev, I., Selivanov, E., Susov, M., Dvoryankin, A., Amidi, S.M. and Davoudzadeh, M., 1984. Tectonic map of Anarak, scale: 1/250000, V/O Technoexport. Geological Survey of Iran.
- Sinton, J.M., Ford, L.L., Chappell, B. and McCulloch, M.T., 2003. Magma genesis and mantle heterogeneity in the Manus back-arc basin, Papua New Guinea. *Journal of Petrology*, 44(1): 159-195.
- Spear, F.S., 1993. *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. Mineralogical Society of America, America, 799 pp.
- Sun, S. S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42: 313-345.
- Torabi, G., 2010. Early Oligocene alkaline lamprophyric dykes from the Jandaq area (Isfahan Province, Central Iran): Evidence of Central-East Iranian microcontinent confining oceanic crust subduction. *Island Arc*, 19(2): 277-291.
- Torabi, G., 2011. Late Permian blueschist from Anarak ophiolite (Central Iran, Isfahan province), a mark of multi-suture closure of the Paleo-Tethys ocean. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28(3): 544-554.
- Volkova, N.I., Travin, A.V. and Yudin, D.S., 2011. Ordovician blueschist metamorphism as

- a reflection of accretion-collision events in the Central Asian orogenic belt. *Russian Geology and Geophysics*, 52(1): 72-84.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical geology*, 11(20): 249-284.
- Xu, X., O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L. and Zhou, X., 2000. Genesis of young lithospheric mantle in SE China. *Journal of Petrology*, 41(1): 111-148.
- Yu, J.H., O'Reilly, S.Y., Zhang, M., Griffin, W.L. and Xu, X., 2006. Roles of melting and metasomatism in the formation of the lithospheric mantle beneath the Leizhou Peninsula, South China. *Journal of Petrology*, 47(2): 355-383.
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Garzanti, E., Balini, M., Berra, F., Mattei, M. and Muttoni, G., 2009. The Cimmerian evolution of the Naxos - Anarak area, Central Iran, and its bearing for the reconstruction of the history of the Eurasian margin. *Geological Society, London, Special Publications*, 312: 261-286.
- Zhao, Z-F., Zheng, Y-F., Zhang, J., Dai, L-Q., Li, Q. and Liu, X., 2012. Syn-exhumation magmatism during continental collision: Evidence from alkaline intrusives of Triassic age in the Sulu orogen. *Chemical Geology*, 328(4): 70-88.



Petrology of blueschist and meta-greywacke along the Turkmeni-Ordib fault (Turkmeni area, SE of Anarak)

Fereshteh Bayat* and Ghodrat Torabi

Department of Geology, University of Isfahan, Isfahan, Iran

Submitted: Dec. 21, 2013

Accepted: Oct. 25, 2014

Key words: *Blueschist, Turkmeni-Ordib fault, subduction, Paleo-Tethys, Central Iran.*

Introduction

The occurrence of blueschist metamorphic facies is believed to mark the existence of former subduction zones. This facies is represented in the main constituents of subduction-accretion complexes, where it occurs in separate tectonic sheets, imbricated slices, lenses, or exotic blocks within a serpentinite mélangé (Volkova et al., 2011). The evidence of the presence and maturity of Paleo-Tethys oceanic crust in the CEIM (define this) in Paleo-Tethys branches, subduction and collision has been studied by various authors (Bagheri, 2007; Zanchi et al., 2009; Bayat and Torabi, 2011; Torabi 2011). Late Paleozoic blueschists have recognized in the western part of the CEIM (e. g. Anarak, Chupanan and Turkmeni) in linear trends. Metamorphic rocks of the Turkmeni area (SE of Anarak) are composed of blueschist and meta-greywacke and are situated along the Turkmeni-Ordib fault associated with Paleozoic rock units and serpentinitized peridotite bodies. Turkmeni blueschist and meta-greywackes have not been studied by previous workers.

The Turkmeni blueschists consist of albite, winchite, actinolite and epidote. Granoblastic, nematoblastic and lepidoblastic are main textures in these rocks. Winchite is found in the matrix and around epidote grains. This sodic-calcic amphibole serves as an index mineral in blueschist facies. Actinolite and epidote formed during retrograde metamorphism of blueschists in the greenschist facies. The mineral assemblage of albite, epidote, chlorite and phengite ± garnet is present in meta-greywackes in the Turkmeni blueschists. Veins of garnet, muscovite, quartz and opaque minerals are extensive in these rocks. Epidote and chlorite formed in meta-greywackes by retrograde metamorphism in the greenschist

facies. The aim of the present study is to determine the petrological and geochemical characteristics, P-T condition of blueschists and meta-greywackes, as well as the geotectonic setting of primary basaltic rocks of the Turkmeni blueschists.

Material and methods

This study is based on field observations and petrographical and analytical studies. Satellite images and a geological map were prepared. About 20 thin sections were supplied for petrological studies. Mineral chemical analyses were carried out by a JEOL JXA-8800R electron probe micro-analyzer (EPMA) at the Cooperative Center of Kanazawa University, Japan. The analyses were performed under an accelerating voltage of 15 kV and a beam current of 15 nA with 3 μm probe beam diameter. The Fe³⁺ contents of minerals were estimated by assuming ideal mineral stoichiometry. The representative mineral compositions are given in Tables 1-3. Major oxides, rare earth elements (REE) and trace elements of five blueschists samples were analyzed by the ICP-MS method (Kanpanzhoh Research Company, Tehran, Iran) of the SGS laboratory of Canada. Whole rock chemical data are presented in Table 4.

Results and discussion

Petrographical and geochemical characteristics of Turkmeni blueschists reveal that they were derived from a similar mantle source and underwent analogous melt extraction and post magmatism occurrences. According to the trace and rare earth elements contents, the protolith of blueschists should be formed by crystallization of tholeiitic basalt and have sub-alkali basalt nature.

*Corresponding authors Email: fereshtehbayat2011@gmail.com

Blueschists have LREE values more than HREE. High amounts and evident variations of LIL elements are obvious. Negative anomalies of HFSE such as Nb, Hf, Zr and Ti are evident in Turkmeni blueschist. REE trends of these rocks resemble as the back arc basin basalts. Based on the Nb/La ratio and REE contents, the original magma has been generated by low to medium degree of partial melting of a lithospheric mantle spinel lherzolite. Geochemical characteristics and normalized diagrams reveal that primary magma of protolith has been nature near to IAB and E-MORB. The related processes to subduction of Paleo-Tethys oceanic crust led to mantle enrichment and carbonate metasomatism. The Paleo-Tethys Ocean spreading in CEIM commenced in Late Ordovician and terminated in the Late Paleozoic-Triassic. Association of meta-greywackes with blueschist and LILE/HFSE contents shows that Paleo-Tethys oceanic crust subduction zone at Turkmeni region was been immature. Mineral chemistry and assemblages of the blueschists and meta-greywackes units reveal that they suffered different metamorphic evolution: (M1) greenschist metamorphism by existence of actinolite and albite in basaltic rocks, and then they passed a prograde metamorphism in the blueschist facies by existence of winchites (M2) which is followed by a retrograde metamorphism P-T condition in the greenschist facies (M3). Variscan tectono-metamorphism occurrence has been main metamorphic phase in Anarak region and it has led to metamorphism in blueschist facies of Turkmeni rocks.

Acknowledgments

The authors wish to thank the University of Isfahan University for financial supports.

Reference

- Bagheri, S., 2007. The exotic Paleo-tethys terrane in Central Iran: new geological data from Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam areas. Ph.D. thesis, Faculty of Geosciences and Environment. University of Lausanne, Switzerland, 208 pp.
- Bayat, F. and Torabi, G., 2011. Alkaline lamprophyric province of Central Iran, Island Arc, 20(3): 386-400.
- Torabi, G., 2011. Late Permian blueschist from Anarak ophiolite (Central Iran, Isfahan province), a mark of multi-suture closure of the Paleo-Tethys ocean. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28(3): 544-554.
- Volkova, N.I., Travin, A.V. and Yudin, D.S., 2011. Ordovician blueschist metamorphism as a reflection of accretion-collision events in the Central Asian orogenic belt. *Russian Geology and Geophysics*, 52(1): 72-84.
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Garzanti, E., Balini, M., Berra, F., Mattei, M. and Muttoni, G., 2009. The Cimmerian evolution of the Naxhlak – Anarak area, Central Iran, and its bearing for the reconstruction of the history of the Eurasian margin. *Geological Society, London, Special Publications*, 312: 261-286.