

## مطالعات زمین‌شناسی مجموعه افیولیت اللهیارلو، شمال غرب ایران

شهره حسن‌پور<sup>۱</sup> و سعیده سنماری<sup>۲\*</sup>

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، ایران

۲- گروه مهندسی معدن، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، قزوین

نویسنده مسئول: senemari2004@yahoo.com\*

دریافت: ۹۷/۲/۲۹ پذیرش: ۹۸/۴/۱

## چکیده

سنگ‌های اصلی این مجموعه از توالی گابرو و سنگ‌هایی نفوذی الترابازیکی و پریدوتیتی تشکیل شده‌اند و هم‌چنین شامل پلاژیوگرانیت‌ها بوده و از بازالت‌های بالشی بزرگی که بصورت بین لایه‌ای با سنگ‌های رسوبی پلاژیک همراه با چرت‌های رادیولردار تشکیل شده‌اند. داده‌های عناصر ناسازگار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه و کندریت نشان می‌دهند که افیولیت اللهیارلو از بازالت‌هایی با منشأ گوشته‌ای حاصل آمده است. براساس داده‌های عناصر نادر خاکی (REE)، تمام سنگ‌های افیولیت اللهیارلو، سنگ‌های همزاد و حاصل تفریق ماگمایی با منشأ بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی از نوع آرایه گوشته‌ای مورب غنی شده (E-MORB) هستند. سنگ‌های گابرو، بازالت، پلاژیوگرانیت و متاگابرو همگی خصوصیات کالک‌آلکان از خود نشان می‌دهند. سنگ‌های افیولیتی اولترامافیک و بازالت‌های بالشی به ترتیب در طول پالئوزوئیک پسین تا تریاس پسین تشکیل شده‌اند. بازسازی صفحات تکتونیکی نشان می‌دهد که سنگ‌های این مجموعه تقریباً همزمان با افیولیت‌های نواحی مشهد و رشت تشکیل شده‌اند و سن تبلور آن‌ها حدوداً ۳۸۰ میلیون سال است. مجموعه سنگ‌های افیولیت اللهیارلو نشان‌دهنده موقعیت شمالی پوسته اقیانوسی پالئوتتیس بوده و پوسته پالئوتتیس در این زمین درز افیولیتی از پالئوزوئیک فوقانی تا تریاس پسین حفظ شده است. این مجموعه هم‌چنین شامل کربنات‌های پلاژیک و بازالت‌ها به عنوان لایه‌های میانی یا قطعات بیگانه هستند. نتایج مطالعات چینه‌شناسی، شواهد بیواستراتیگرافی مربوط به دوران پالئوزوئیک را نشان می‌دهد. شواهد بدست آمده حاکی از آن است که اگرچه ریفت اولیه و متبلور شدن پوسته اقیانوسی افیولیت اللهیارلو در کربونیفر آغاز شده، اما فعالیت‌های آتشفشانی هم‌چنان تا تریاس پسین ادامه داشته است.

واژه‌های کلیدی: افیولیت، پالئوتتیس، اللهیارلو، لاهرود

## ۱- مقدمه

۱ نشان داده شده است. در مقاله ارائه شده توسط آروین و رابینسون (۱۹۹۴)، افیولیت‌های ایران را براساس سن تشکیل به دو گروه تقسیم‌بندی می‌کنند: افیولیت‌های نادر پالئوزوئیک و افیولیت‌های فراوان مزوزوئیک. افیولیت‌های ایران از لحاظ واحدهای ساختاری نیز به چهار گروه اصلی تقسیم‌بندی شده‌اند: (الف) افیولیت‌های شمال ایران در محدوده البرز، (ب) افیولیت‌های زمین‌درز زاگرس، از جمله افیولیت‌های نیریز و کرمانشاه، که به نظر می‌رسد با افیولیت‌های اسماعیل (عمان) که در حاشیه قاره عربی قرار دارد هم‌سن باشند، (پ) افیولیت‌های منشور برافزایشی مکران و (ت) افیولیت‌ها و آمیزه‌های رنگین که مرزهای خرده قاره مرکزی-خاوری ایران<sup>۱</sup> (CIM) را نشان می‌دهد که شامل افیولیت‌های شهر بابک،

افیولیت‌ها اساساً قطعاتی از لیتوسفر اقیانوسی هستند که به صورت تکتونیکی و ضمن رخداد کوهزایی در قاره‌ها به وجود می‌آیند. این بخش از پوسته اقیانوسی حاوی مواد معدنی بوده و معمولاً در امتداد زمین‌درزه‌های پوسته قرار گرفته و نقش مهمی در بازسازی پیشینه تکتونیکی کمربندهای کوهزایی دارند (کولمن، ۱۹۷۷؛ دیلیک، ۲۰۰۳). یک افیولیت کامل شامل توالی نسبتاً دست نخورده از پوسته اقیانوسی و گوشته‌ای است که از بالا به پایین شامل: گدازه‌های بالشی، دایک‌های ورقه‌ای، سنگ‌های مافیک توده‌ای و اولترامافیک و پریدوتیت‌های تکتونیزه شده است. اکثر افیولیت‌ها به علت گسلش‌های بعدی بسیار آسیب‌پذیر بوده و برخی از این واحدها بخصوص دایک‌های ورقه‌ای شکل ممکن است از بین بروند. مناطق اصلی تکتونیک ایران و افیولیت‌ها در شکل

<sup>1</sup> Central Iranian Microcontinent ophiolites

منجر به تغییر شکل ائوکیمبرین و فشرده شدن حاشیه آن در ژوراسیک میانی، در شمال ایران و افغانستان شده است (شکل ۲) (بولین، ۱۹۸۸؛ زانچی و همکاران، ۲۰۰۹). باز شدن زمین‌درز پالئوتتیس تحت تأثیر پراکندگی وسیعی از مواد قلیایی به سمت ترکیبات بازالت‌های تولیتی قاره‌ای میل کرده است (بازالت‌های سلطان میدان)، توده‌های پلوتونیک مافیک-فلسیک و دولومیت‌ها، رسوبات تبخیری و اجزا آواری در اوردوئیسین، سازند قلی تا دونین زیرین، سازند پادها در شمال ایران است (استامپفلی، ۱۹۷۸؛ اهری پور و همکاران، ۲۰۱۰). این داده‌ها نشان می‌دهد که به دنبال بازشدگی پوسته در اوردوئیسین-سیلورین، گسترش بستر اقیانوسی از زمان دونین تا پرمین متغیر بوده و منجر به گسترش کف اقیانوس در پالئوتتیس شده است. بقایای پالئوزوئیک عمدتاً در بخش شمالی ایران گسترش دارد اما بطور کامل شناخته شده نیست. قطعات افیولیتی شمال ایران، شامل افیولیت‌های مشهد، فریمان-دره انجیر (در کپه‌داغ)، رشت، تکاب و جندق-انارک است (شکل ۱). در مطالعه حاضر، نتایج مطالعه چند زمینه‌ای در مورد شکل‌گیری و تکامل افیولیت اللهیارلو در شمال غرب ایران ارائه شده است. در این تحقیق، از داده‌های صحرایی، مطالعات پتروگرافی، آنالیزهای شیمیایی عناصر نادر خاکی و چینه‌شناسی استفاده شده است تا در نهایت محیط تشکیل اجزا سازنده در بستر اقیانوسی پالئوتتیس مورد بررسی قرار گیرند.

### پراکندگی افیولیت‌های ایران

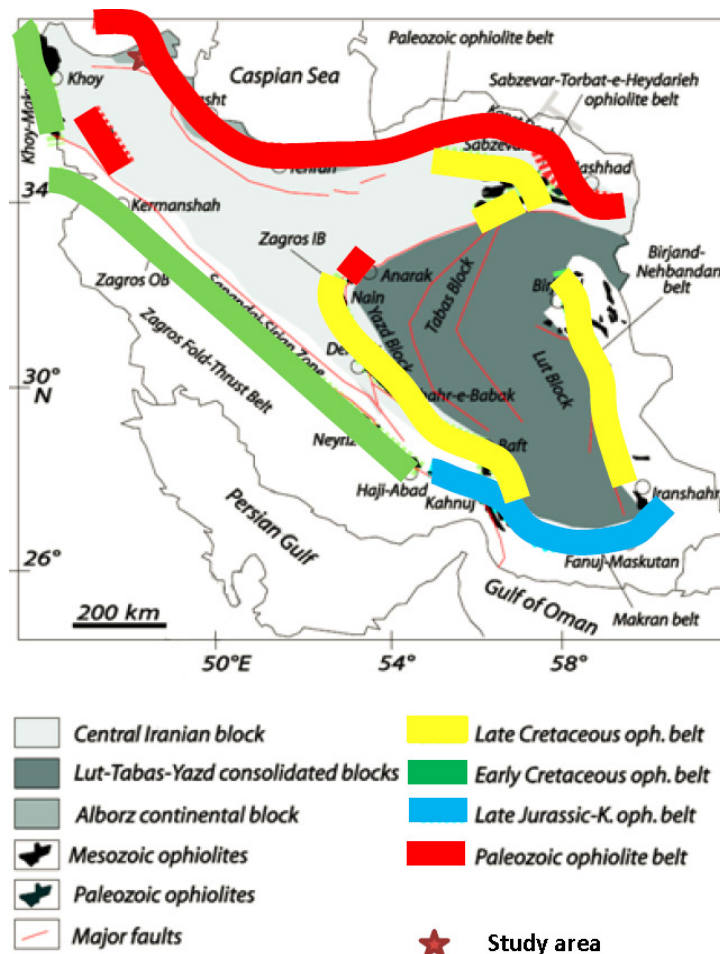
افیولیت‌های ایران به دو گروه عمده تقسیم شوند: افیولیت‌های پالئوزوئیک با فراوانی کم و افیولیت‌های مزوزوئیک با فراوانی بیش‌تر (قاضی و همکاران، ۲۰۰۳). این افیولیت‌ها به طور خاص به چهار گروه عمده نیز تقسیم‌بندی شده‌اند (تاکین، ۱۹۷۲؛ اشتوکلین، ۱۹۷۴؛ مک کال، ۱۹۸۵، ۱۹۹۷؛ قاضی و حسنی پاک، ۲۰۰۰): (۱) افیولیت‌های شمال ایران در محدوده البرز (برای مثال، افیولیت‌های تالش (رشت) و ویرانی (مشهد))؛ (۲) افیولیت‌های زمین‌درز زاگرس، که شامل نیریز و افیولیت‌های کرمانشاه است، به نظر می‌رسد با افیولیت‌های اسماعیل که در حاشیه قاره عربی قرار دارد همزمان باشند. (۳) افیولیت‌ها و آمیزه‌های رنگین منطقه

نابین، بافت، سبزواری و چهل کوره می‌باشند (تکین، ۱۹۷۲؛ اشتوکلین، ۱۹۷۴؛ مک کال، ۱۹۹۷). CIM بخشی زمین‌شناختی در ایران مرکزی است که از یزد، پشت بادام، طبس تا بلوک لوت کشیده شده است. براساس مشاهدات صحرایی افیولیت‌های ایران به سه گروه تفکیک می‌شوند: (الف) پروتروئیک، که به صورت رخنمون‌های منحصراً برفدی در حاشیه غربی CIM حضور دارند، (ب) ژوراسیک پسین، که در دامنه شمالی البرز واقع است، و (پ) ژوراسیک پیشین، که فراوان‌ترین نوع هستند (علوی، ۱۹۹۱). جدول ۱ خلاصه‌ای از مشخصات توزیع، سن، خصوصیات شیمیایی و ساختاری/تکتونیکی عمده‌ای از افیولیت‌ها از ژوراسیک پسین تا پیشین ایران است که توسط محققینی مانند بابایی و همکاران، (۲۰۰۱)؛ قاضی و همکاران، (۲۰۰۳)؛ شجاعت و همکاران، (۲۰۰۳) جمع‌آوری شده است. بنابراین افیولیت‌ها بطور گسترده‌ای در ایران پراکنده شده و می‌توانند به دو گروه اصلی تفکیک گردند (شکل ۱): (۱) افیولیت‌های پالئوزوئیک در شمال ایران (۲) افیولیت‌های مزوزوئیک که در قسمت‌های جنوبی و در اطراف کوهزایی اصلی در بلوک قاره‌ای هستند (شفایی‌مقدم و استرن، ۲۰۱۱؛ شفایی‌مقدم و همکاران، ۲۰۱۳). در شکل ۱، موقعیت جغرافیایی پالئوتتیس و افیولیت‌ها را می‌توان در جهت شمال شرق تا شمال غرب ایران دنبال کرد (شفایی‌مقدم و همکاران، ۲۰۱۴). افیولیت‌های پالئوزوئیک جنوب غربی آسیا در ترکیه<sup>۲</sup> و قفقاز و در مسیری از داخل ایران به سمت افغانستان، ترکمنستان و تبت رخنمون دارند (مینگ و همکاران، ۲۰۱۳؛ شی و همکاران، ۲۰۱۲؛ سو و همکاران، ۲۰۱۱). پراکندگی افیولیت‌های پالئوزوئیک در این مناطق، نشان‌دهنده سابقه طولانی ریفت قاره‌ای، پیشرفت سواحل اقیانوسی، آغاز فرورانش در امتداد حاشیه جنوبی اوراسیا، رخنمون سنگ‌های فشار بالا و بسته شدن حوضه اقیانوسی پالئوتتیس است (استامپفلی و بورل، ۲۰۰۲؛ باقری و استامپفلی، ۲۰۰۳؛ رولند و همکاران، ۲۰۱۱؛ دای و همکاران، ۲۰۱۱؛ جیان و همکاران، ۲۰۰۹؛ الف و ب؛ زای و همکاران، ۲۰۱۳؛ زانچتا و همکاران، ۲۰۱۳؛ بوکس و همکاران، ۲۰۱۳؛ عمرانی و همکاران، ۲۰۱۳). در جنوب اوراسیا، اقیانوس پالئوتتیس در پالئوزوئیک پیشین باز شده و در تریاس بسته شده و

<sup>2</sup> Kure mélange

در شکل ۱ امتداد کلی افیولیت‌های فوق بر روی نقشه ایران نشان داده شده است. اخیراً هم مطالعات و تقسیم‌بندی‌های جدیدی توسط ترابی و همکاران، در خرده قاره شرق و ایران مرکزی صورت گرفته است. بنظر ایشان دو نوع افیولیت در حاشیه آن که از لحاظ زمانی مربوط به مزوزوئیک هستند و نیز نئوتتیس (مثل نایین و عشین) و دیگری که در درون بخش غربی آن در مناطق انارک - جندق - بیاضه و پشت بادام که متعلق به زمان پالئوزوئیک و پالئوتتیس است وجود دارد (بربریان و همکاران ۱۹۸۱).

مکران که در جنوب بلوک خرده قاره سنندج- سیرجان واقع شده و شامل مجموعه‌های غیرآواری اولترامافیک مانند سرخ‌بند و رودان هستند؛ (۴) برخی از افیولیت‌ها و آمیزه‌های رنگین که مرزهای خرده قاره مرکزی- خاوری ایران CIM را نشان می‌دهند، در منطقه مکران هستند (برای مثال، بند زیارت، دره‌انجیر، گنجی، رمشک و مختارآباد) و آنهایی که در داخل بلوک خرد قاره سنندج- سیرجان قرار دارند و از طریق مکران نیز گسترش می‌یابد (شهر بابک، نائین، بافت، سبزواری، چهل کوره و ایران شهر، فنوج- مسکوتان) (شکل ۱) (جدول ۱).



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ایران با تکیه بر کمربندهای افیولیتی (خطوط ضخیم) (شفایی مقدم و همکاران، ۲۰۱۴)

دگرگونی رشت- اسالم (RS) در جنوب‌غرب دریای خزر، سنگ‌های دگرگون شده هستند و ترکیبات افیولیتی دارند. سه ویژگی مهم زمین‌شناسی در این منطقه عبارتند از: (الف) گدازه‌های بالشی، که بر روی توالی افیولیتی قرار دارند، (ب) توالی افیولیتی اللهیارلو، که از

#### زمین‌شناسی ناحیه‌ای و منطقه‌ای

زمین‌درز اللهیارلو در شمال‌غرب ایران دارای رخنمون کوچکی از مجموعه افیولیتی است که در منطقه البرز و در بخش جنوبی فروانش خزر قرار گرفته است. زمین‌شناسان بر این باور هستند که بخش غربی زون

زیر سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک پسین-کرتاسه پیشین و کرتاسه پسین در منطقه قرار گرفته‌اند (شکل‌های ۳ و ۴). سنگ‌های آهکی پلاژیک، صورتی و قرمز رنگ بوده و میان لایه‌ای از شیل و مارن با رنگ‌های زرد و سبز دارند. به اعتقاد بربریان و همکاران (۱۹۸۱) این مجموعه احتمالاً با زمین‌درز سوان-آکرا در آن دوران ارتباط داشته است (شکل ۱).

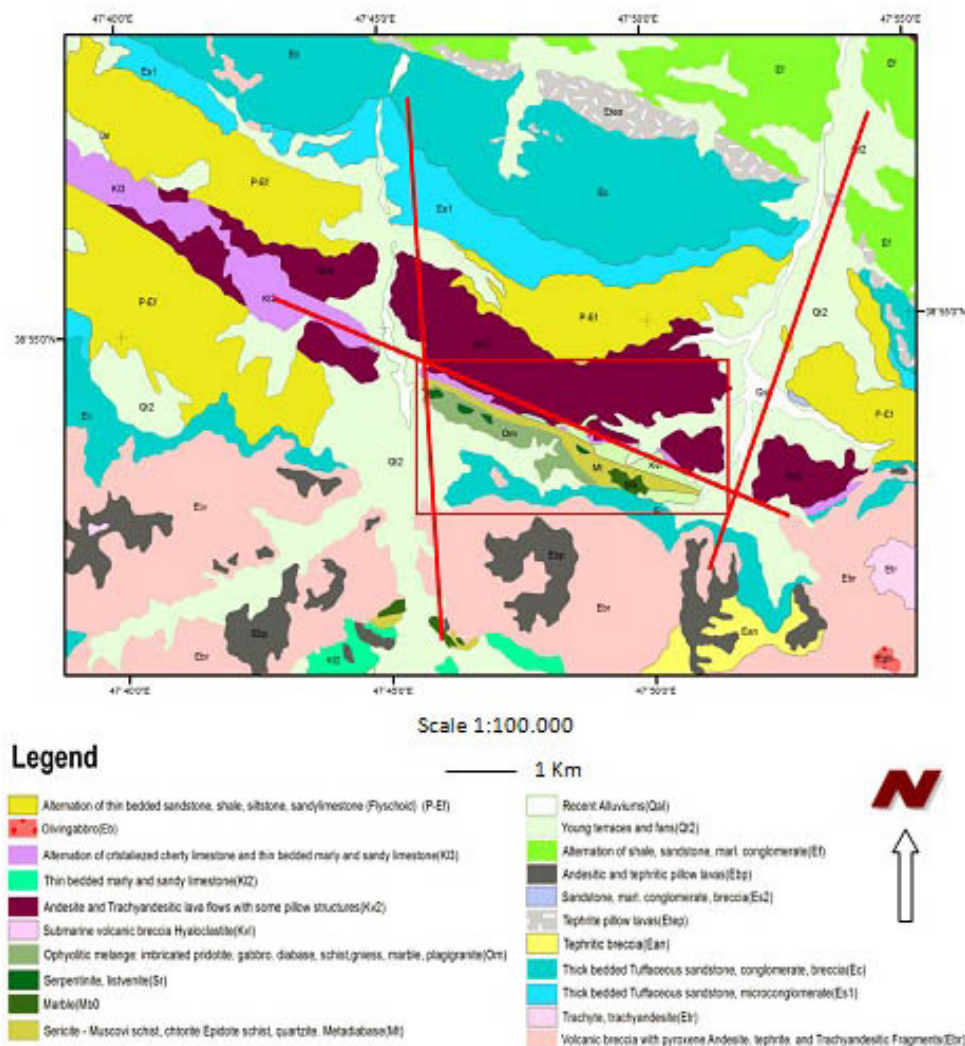
گابرو، سنگ‌های اولترامافیک و پلاژیوگرانیت‌ها تشکیل شده است؛ (پ) سنگ‌آهک پلاژیک که مستقیماً بر روی توالی فوق نهشته شده است. توالی اللهیارلو شامل گنیس، آمفیبولیت، کلریت شیست و متادیاباز همراه با سر پانتینیت‌ها، گابرو، دونیت، برش‌های تکتونیکی و مرمر است که در قسمت زیرین سنگ‌های آهکی پلاژیک با جهت شرقی- غربی قرار گرفته‌اند. کل این مجموعه در

جدول ۱. خلاصه‌ای از مشخصات عمومی افیولیت‌های ایران (زانچتا و همکاران، ۲۰۰۹)

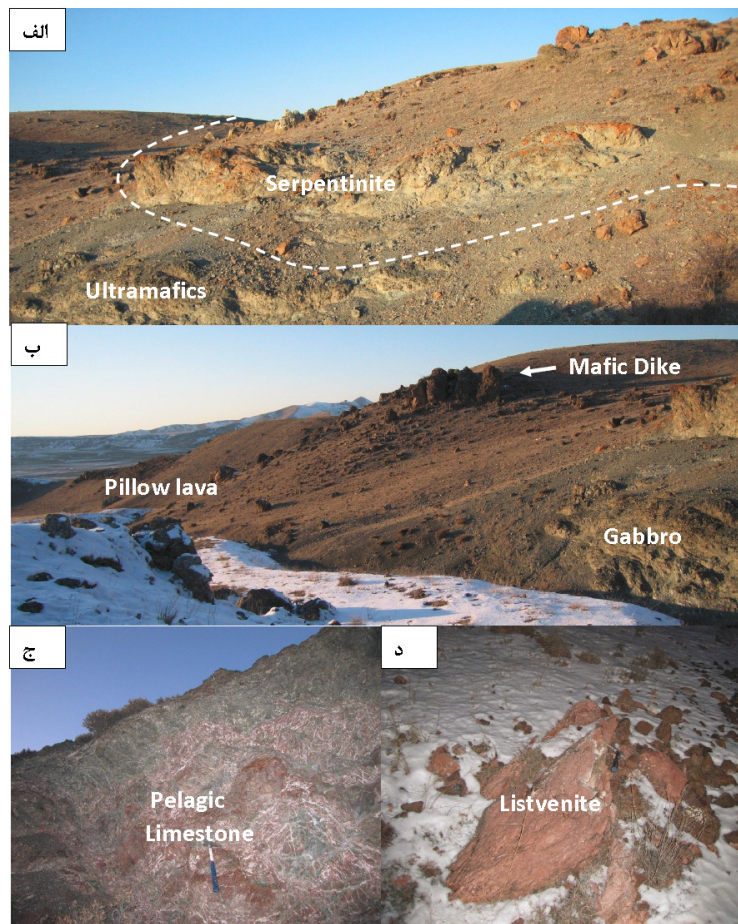
Region	Ophiolite Complex	Formation age (Ma)	Emplacement age (Ma)	References
N-NW	Khoy	154-159 (Ar/Ar)	106-110 (Ar/Ar)	Ghazi et al. (1997a)
			143 (Muscovite)	Hassanipak and Ghazi (2000)
Zagros	Rasht	Pre Jurassic	(?)	Alavi (1996)
	Kermanshah	95-98 (Ar/Ar)	Post-Campanian	Lippard et al. (1986)
			Pre-Maastrichtian	Ghazi and Hassanipak (1999)
	Sahneh	86.3?	(?)	Delaloye and Desmons (1980)
	Neyriz	93-95 Ma (Ar/Ar)	89 Ma (Ar/Ar)	Ghazi et al. (1999), Lanphere and Pamic (1983), Sarkarinejad (1994)
South-Central	Naein	93-95 Ma (Ar/Ar)	96-98 Ma (Ar/Ar)	Post-Campanian
			Pre-Maastrichtian	Lippard et al. (1986), Sarkarinejad (1994), Hassanipak and Ghazi (2000)
	Shar-e-Babak	93 Ma (Ar/Ar)	Pre-Paleocene	Campbell et al. (2000), Aftabi and Fathi (1992), Tucker et al. (2000)
	Baft-Esphandagheh	Upper Cretaceous	Pre-Paleocene	Ghazi et al. (1997b), Hassanipak et al. (1996), Desmons and Beccaluva (1983), McCall (1997), Ghazi et al. (1999)
	Makran	Band-e-Zeyarat	140-142 (Ar/Ar)	Early Paleocene
Dar Anar				
Ganj		135 K/Ar	Early Eocene	McCall (1985),
Remeshk/Mokhtar		Late Jurassic-	Early Paleocene	McCall (1985), Desmons and Beccaluva (1983), McCall (1997), Hassanipak et al. (1996)
Abad		Early Cretaceous		
East-Northeast	Iranshar	Upper Cretaceous	Upper Cretaceous	Pre-Paleocene
			Upper Cretaceous	Pre-Paleocene
	Fanuj-makustan	Upper Cretaceous	Pre-Paleocene	
	TchehelKureh	Upper Cretaceous	Pre-Paleocene	Desmons and Beccaluva (1983), Lippard et al. (1986), Delaloye and Desmons (1980)
	sabzevar	52.4 (Ar/Ar)	Post-Paleocene	Hassanipak et al. (2002), Lensch et al. (1977), Lensch (1980), Shojaat (1999)
NW	Lahroud	277-281 (Ar/Ar)	277-281 (Ar/Ar)	Pre-Jurassic
			245-187 Ma (Ar/Ar)	Paleozoic
				This study

توالی از طریق قرار گرفتن بر روی توالی رسوبات پلاژیک بخوبی گسترش یافته‌اند. الهیپارلو مجموعه چینه‌ای از افیولیت‌های نوع کلاسیک بوده که سنگ‌های نفوذی آن شامل گابروها، سنگ‌های نفوذی و دایک‌های ورقه‌ای شکل هستند. در مجموع، سری الهیپارلو توسط دو گسل اصلی، گسل انگوت در مجموعه با روند شمال‌غرب- جنوب‌شرق و گسل الهیپارلو در غرب با روند شمالی- جنوبی قطع شده است (شکل ۲). احتمالاً به علت این گسل‌خوردگی، سنگ‌های گوشته تنها بصورت برون‌زدگی‌های بسیار کوچک در امتداد گسل‌های فوق دیده می‌شوند.

سنگ‌های لایه‌لایه‌ای آهکی بخصوص در قسمت‌های فوقانی مجموعه آلیتی هستند و به رنگ سفید و قرمز، همراه با فسیل‌های پالئوزوئیک پسین، بصورت ناپیوستگی دگرشیب، بر روی سنگ‌های آتشفشانی، مافیک و دگرگونی قرار گرفته‌اند. بطور کلی این مجموعه دارای یک هسته اولترامافیک-گابرویی است که دارای یک توالی از دایک‌های دیاباز ورقه‌ای شکل بوده که بر روی یک توالی حفظ شده از سنگ‌های گابرویی قرار گرفته است. این دایک‌ها تقریباً موازی با امتداد افیولیت هستند، اما فقط در بعضی از قسمت‌های این منطقه رخنمون دارند (شکل ۲). این



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه الهیپارلو بر روی برگه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ لاهردو



شکل ۳. تصاویری از واحدهای سنگی منطقه، آهک‌های بعد از پالئوزوئیک بر روی مجموعه گابرو، واحدهای الترامافیک، گدازه‌های بالشی و سرپانتینیت نشست‌ه است. الف) واحد الترامافیک که در بخش‌هایی تبدیل به سرپانتین شده است. ب) دایک‌های دیاباز، گابرو و گدازه‌های بالشی در الهیارلو. ج) آهک‌های پلاژیک دارای تراکمی زیاد از چرت. د) لیستونیت (در حاشیه جنوبی و جنوب غربی توده الترامافیک الهیارلو)

### سنگ‌شناسی منطقه مورد مطالعه

#### سنگ‌های نفوذی

سنگ‌های آذرین درونی منطقه شامل سنگ‌های مافیک و اولترامافیک هستند، که بخش بزرگی از این مجموعه افیولیتی را تشکیل داده‌اند. براساس مطالعات انجام شده، این سنگ‌ها دارای بافت‌های اینترگرانولار و اینترسرتال می‌باشند. متاگابرو دارای زمینه‌ای پورفیری از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز (۷۰٪-۶۰٪)، پیروکسن (۴۰٪-۳۰٪)، و آمفیبول‌ها (۵٪-۰) می‌باشد (شکل ۴ الف و ب). بیش‌تر این سنگ‌ها تحت تأثیر رخدادهای دگرگونی (آمفیبول-مسکویت‌شیست) نیز قرار گرفته‌اند، آمفیبولیت منطقه توسط افتخارنژاد و بهروزی (۱۹۹۱) و حسن‌پور (۲۰۱۸) مورد تعیین سن قرار گرفته و سنی معادل ۳۴۰

میلیون سال سن دارند. توالی پوسته‌ای به طور گسترده‌ای از گابروها تشکیل یافته است که به صورت توده‌های نسبتاً کوچک و تکه‌های مجزا در اثر رخدادهای تکتونیکی هستند (شکل ۴ ج، د). رخنمون‌های سرپانتینیتی بصورت سنگ‌های اولترابازیک دگرگون شده در این توالی قابل مشاهده هستند.

#### ۱- گابرو

با سن جوان‌تر از متاگابرو فوق که بعد از آن شکل گرفته، با بافت‌های اینترگرانولار و اینترسرتال متاگابرو با بافت پورفیری از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز (۷۰٪-۶۰٪)، پیروکسن (۴۰٪-۳۰٪)، و آمفیبول‌ها (۵٪-۰) تشکیل یافته است (شکل ۴ ج).

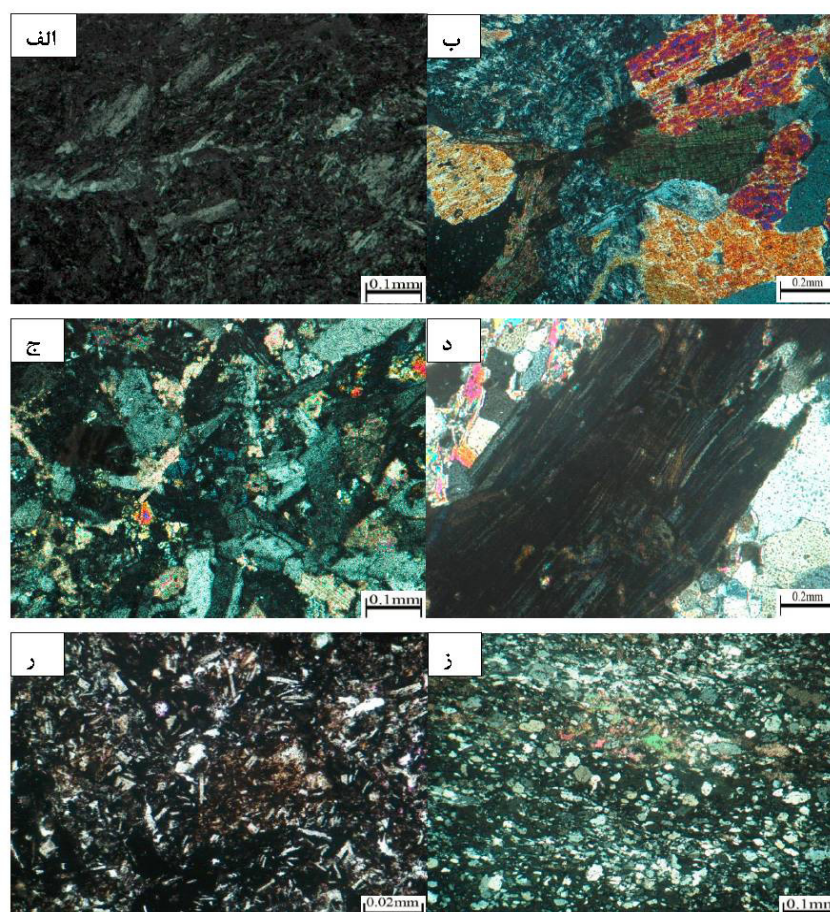
## ۲- سنگ‌های آتشفشانی

سنگ‌های خروجی در مجموعه افیولیت الهیارلو اکثراً به صورت جریان‌های توده‌ای و رخنمون‌های بلوکی (مکعبی) و به ندرت به صورت گدازه‌های بالشی دیده می‌شوند. گدازه‌های بالشی بازالتی و آندزیت بازالتی اغلب دگرگون شده‌اند. در نمونه‌های دستی، این سنگ‌ها اکثراً دارای بافت آفیریک هستند. در قسمت بالایی ناحیه، گدازه‌های بالشی بوسيله سنگ‌های آهکی حاوی فسیل‌های عمق‌زی (پلاژیک) پوشیده می‌شوند. این بلوک از سنگ‌آهک و چرت‌ها، از چند متر تا ده‌ها متر و در اندازه‌های متفاوت

تشکیل شده‌اند. واحد سنگ‌آهک قرمز رنگ حاوی ژاسپر و چرت می‌باشد (شکل ۴ ر).

## ۳- سنگ‌های دگرگونی

برخی از سنگ‌های دگرگون شده در منطقه رخنمون دارند از نوع شیست با درشت بلورهایی از نوع مسکوویت و سیلیمانیت می‌باشند (شکل ۴ ج، ر). برونزدهای سرپانتین نیز در منطقه، رخنمون‌های تالکی و سبز رنگ را نشان می‌دهند (شکل ۳ ز).



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های مجموعه الهیارلو، (الف) گابروهای دایک مانند، (ب) متاگابرو، (ج) گابروهای جوان‌تر در افیولیت الهیارلو، (د) سنگ‌های دگرگونی دارای سیلیمانیت، (ر) بازالت‌های نسبتاً سالم. اغلب اسپیلیتی شده‌اند، (ز) آمفیبول مسکوویت شیست دگرگون شده

## پetroگرافی سنگ‌های منطقه

تعداد ۳۵ نمونه از سنگ‌های با دگرسانی پایین از این مجموعه نمونه‌برداری شد. این نمونه‌ها پس از تهیه مقاطع نازک، در زیر میکروسکوپ مورد مطالعات سنگ‌شناسی قرار گرفتند و نوع سنگ‌ها شناسایی گردید.

## روش‌های تجزیه شیمیایی ICP-OES و ICP-MS

تعداد هفت نمونه از این مجموعه سنگ‌شناختی انتخاب و برای تجزیه عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی (REE)، با روش‌های تجزیه شیمیایی ICP-MS و ICP-OES در آزمایشگاه امدل استرالیا مورد آنالیز شیمیایی قرار

کندریت‌هاست. الگوی REE برای نمونه‌های بازالتی در شکل ۶ ب نشان داده شده است. سنگ‌های آتشفشانی با غنی‌شدگی متوسط REE  $[La_N/Sm_N]$  با میانگین = ۳/۳ و همراه با آنومالی‌های مثبت Eu مشخص می‌شوند  $[Eu/Eu^*]$  با میانگین = ۱/۶. الگوی REE برای نمونه‌های بازالتی از نظر شکل مشابه الگوی سایر نمونه سنگ‌های نفوذی منطقه است (شکل ۶ الف و ب). الگوی REE از نمونه‌های بازالتی الهپارلو به طور کلی متمایز از الگوی نمونه‌های دیابازی مجموعه مشهد (شفایی‌مقدم و همکاران، ۲۰۱۴)، و متفاوت از الگوی گدازه‌های بالشی است. الگوهای بازالتی REE افیولیت‌های مشهد فاقد REE سبک هستند. قابل ذکر است، الگوی نمونه‌های الهپارلو به الگوی REE نمونه‌های بازالت‌های بالشی و بازالتی افیولیت‌های مشهد در شمال ایران (شفایی‌مقدم و همکاران، ۲۰۱۴) شباهت دارد و در کل الگوهای غنی‌شدگی شدیدی از LREE نشان می‌دهند  $[La_N/Sm_N]$  با میانگین = ۳/۴۷. الگوهای REE، به همراه یکدیگر با مشابهتی آشکار در الگوی REE و آنومالی Eu، مشخص می‌کنند که این سنگ‌ها باید همزاد بوده و از خانواده ماگمایی یکسانی نشأت گرفته‌اند. الگوی REE متاگابرو و پلاژیوگرانیت در شکل ۶ پ نشان داده شده است. این الگوها به موازات بازالت‌ها و گابرو، به همراه غنی‌شدگی از عناصر LREE تقریباً یکسان  $[La_N/Sm_N]$  با میانگین = ۱/۵۹ و الگوی Eu مشابه هستند  $[Eu/Eu^*]$  با میانگین = ۰/۸۱. اگرچه، غلظت کلی REE در آن‌ها بالاتر بوده و بین ۱۰۰ تا ۱۵۰ برابر کندریت‌ها می‌باشد.

## ۲- مطالعات چینه‌شناسی

رادپولاریت‌های دارای میان لایه‌های توریدیتی و گدازه‌ها در بخش ایرانی زمین‌درز پالتوتیس پرمین زیرین قرار دارد (افتخارنژاد و بهروزی، ۱۹۹۱). این واحد چینه‌ای از لحاظ سنی اواخر پرمین پیشین یا اواسط پرمین (زانچتا و همکاران، ۲۰۱۳)، یعنی تقریباً ۲۶۰ تا ۲۹۰ میلیون سال قدمت دارد. این سن‌ها با سن سنجی آرگون-آرگون ( $^{40}Ar-^{39}Ar$ ) هورنبلاند گابرو از افیولیت مشهد با سن ۲۸۸ تا ۲۸۲ میلیون سال (قاضی و همکاران، ۲۰۰۱) و با پلاژیوگرانیت‌های انارک با سن سنجی به روش زیرکن اورانیم-سرب ( $1 \pm 262.3$  میلیون سال) مطابقت دارند (رخنمون افیولیت‌های پالتوزوئیک در ایران مرکزی، و

گرفتند. حد تشخیص برای عناصر نادر خاکی ۰/۵ تا ۱ پی‌پی‌ام بوده است. نتایج آنالیز عناصر کمیاب و نادر خاکی مربوط به سنگ‌های منطقه در جدول ۲ آورده شده است. لازم به ذکر است که نتایج آنالیزهای عناصر اصلی نمونه‌ها با توجه به محدودیت از سوی سازمان وابسته، ارائه نگردید.

## مطالعه نمونه‌های سنگی از نظر چینه‌شناسی

سیزده نمونه مقاطع نازک سنگ رسوبی عمدتاً از واحد آهکی پلاژیک و چرت‌ها از مجموعه افیولیت الهپارلو برای مطالعات بیواستراتیگرافی تهیه شدند. در یک برش عرضی، میکروفسیل‌های فرامینیفر در نهشته‌های رسوبی در ۱۳ مقطع نازک مورد مطالعه قرار گرفت. نتایج حاصل از مطالعات مقاطع نازک و نمونه‌های تهیه شده در شکل ۷ نشان داده شده‌اند و در جدول ۳ نیز مشخصات هر کدام از آن‌ها با ذکر منابع بطور خلاصه نشان داده شده است.

## نتایج

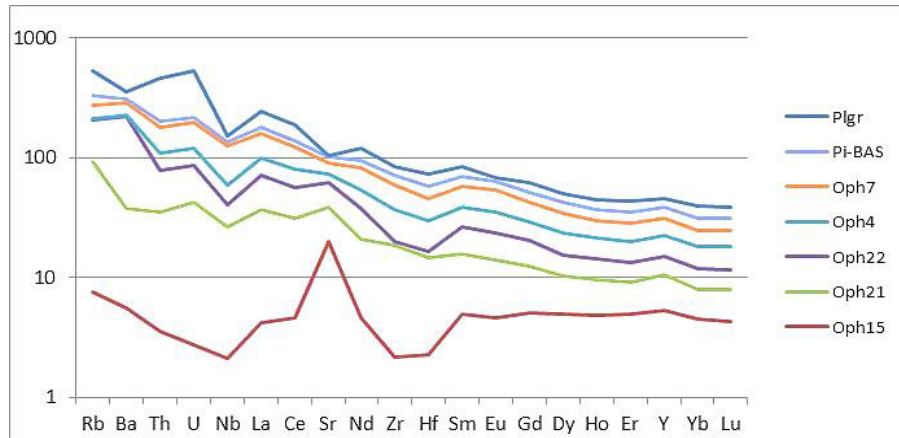
### ۱- ژئوشیمی عناصر نادر خاکی

در جدول ۲ نتایج آنالیز عناصر نادر خاکی مربوط به سنگ‌های منطقه مورد مطالعه نشان داده شده است. شکل‌های ۵ و ۶ الگوهای عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت‌ها را برای تمام توالی سنگ‌ها در یک برش از افیولیت الهپارلو نشان می‌دهد، که نشان‌دهنده توالی آذرین افیولیتی و مقدار فراوانی عناصر نادر خاکی است. در شکل ۶ الف، الگوهای عناصر نادر خاکی برای سنگ‌های گابرو و متاگابرو نشان داده شده است. گابروها دارای غلظتی معادل ۱۰۰-۱۵۰ کندریت از عناصر نادر خاکی بوده و الگوی غنی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سبک  $[La_N/Sm_N]$  با میانگین = ۰/۸۱ و N به معنی کندریت نرمال شده است و اندکی غنی‌شدگی در عناصر نادر خاکی میانی را نشان می‌دهند. کانی‌شناسی اولیه آن‌ها در برگیرنده هورنبلاند و به مقدار کمتری پلاژیوکلاز می‌باشد. غلظت کلی MREE در گابروها اندکی بالاست (تقریباً ۱۰ کندریت)؛ هرچند Eu در آن‌ها ناهنجاری‌های مثبت کوچک‌تری نیز نشان می‌دهد  $[Eu/Eu^*]$  میانگین = ۱/۳۲. الگوی REE در این نمونه متاگابرو، الگوی صاف همراه با اندکی غنی‌شدگی در REE و الگوی مشابه با

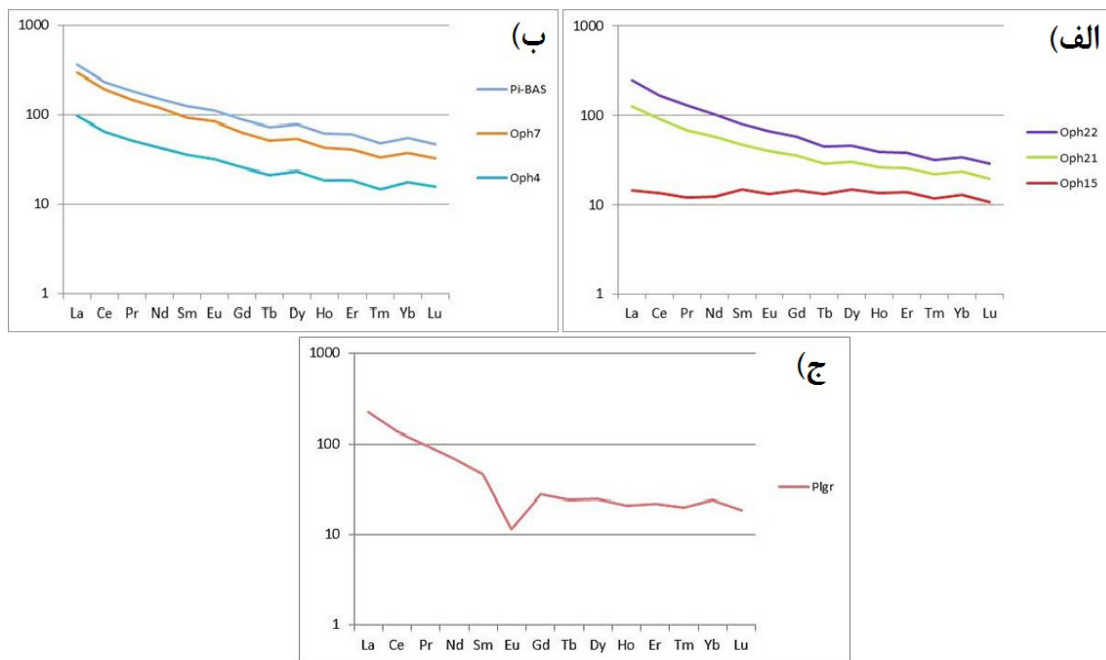


*Earlandia*, *Nodosinella*, *Endothyra baileyi* is probably synonymous to *Globoendothyra baileyi* (Mississippian/Carboniferous), *Pachyphloia*, *Paratikhinella*, A piece of *Fusulinella (Staffella)*, A piece of Bivalve, *Paleotextularia* sp., *Endostafella*, *Nodosinella* cf. *cylindrica*, *Nodosinella* cf. *concinna*, *Pseudokahlerina* sp., *Laxoendothyra*, *Nodosinella* sp., *Pseudokahlerina compressa*, *Pachyphloia ovata*.

۳۸۰-۳۸۲ میلیون سال در افیولیت دره انجیر منطقه مشهد، در این مطالعه مشخص گردید که رسوبات کربونیفر با توالی نسبتاً کاملی با نهشته‌های پرمین در ارتباط هستند. وجود برخی از فرامینیفرها نظیر پالئوتکستولاریا در نمونه‌های برش مورد مطالعه بیانگر وجود آب‌های گرم دریای باز می‌باشد. از گونه‌های متنوع و میکروفسیل‌های متعلق به زمان کربونیفر و پرمین می‌توان به برخی از شاخص‌های زیر اشاره نماییم:



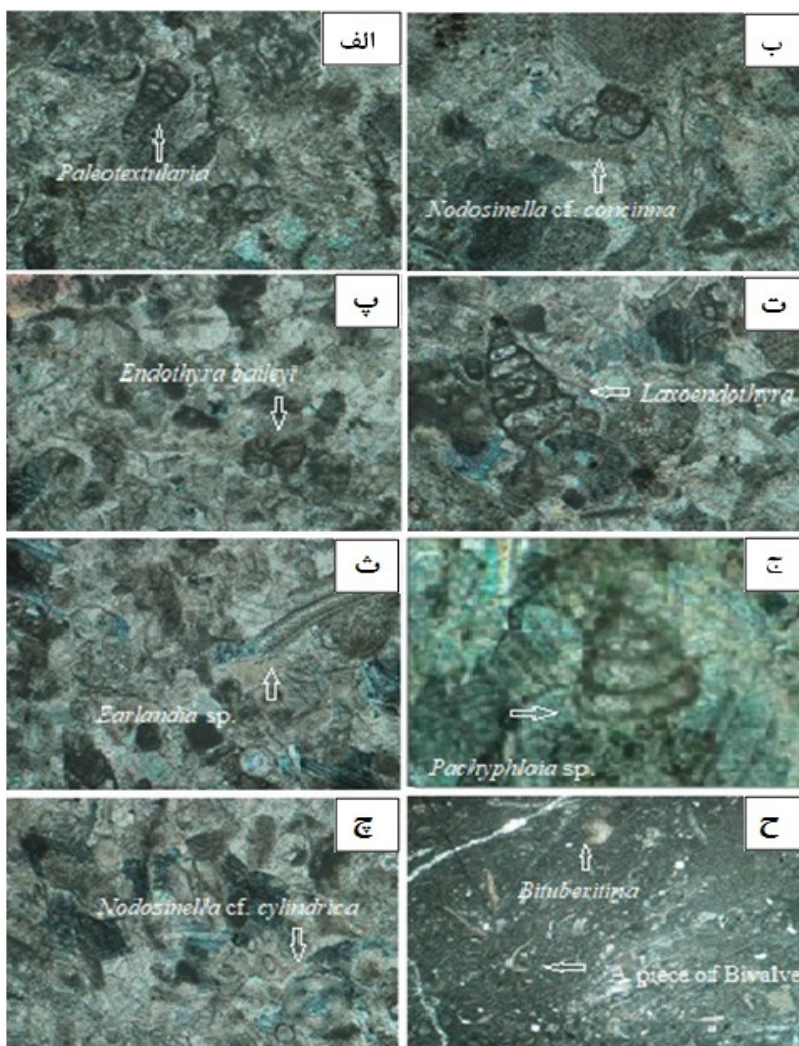
شکل ۵. نمودار عناصر کمیاب و نادر خاکی در نمونه‌های مجموعه الهپار لو که نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده‌اند.



شکل ۶. الگوی عناصر نادر خاکی که نسبت به کندریت‌ها بهنجار شده است، الف) گابروهای جوان و قدیمی، ب) بازالت‌ها و دیابازها، ج) پلاژیوگرانیت با ناهنجاری‌های مثبت و ملایم

جدول ۲. آنالیز شیمیایی عناصر نادر خاکی در نمونه‌های انتخابی از افیولیت‌های لاهیارلو

Sample No.	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Unit	PP m	PP m	PP m	ppm	PP m	PP m	PP m	PP m	PP m	ppm	PP m	ppm	PP m	PP m
Oph15	2.9	8.2	1.2	6.18	2.2	0.7 8	3	0.5 2	3.6 6	0.8	2.3 5	0.35	2.2	0.3 2
Oph21	22. 3	46. 8	5.6	22.2	4.8	1.5 8	4.4 5	0.6 4	3.8 8	0.76	2.0 5	0.3	1.7 5	0.2 6
Oph22	24. 3	46. 1	6.2	23.1	4.7 8	1.6	4.6	0.6 4	3.8 2	0.78	2.0 5	0.3	1.8 5	0.2 8
Oph4	19. 5	40. 1	5.2 5	21.7	5.4 6	1.9 4	5.4 5	0.8 6	5.8 8	1.14	3.2	0.45	3.0 5	0.4 8
Oph7	40. 6	79. 1	9.7 5	38.4	8.5 8	3.1 2	8.0 5	1.2 2	7.8 4	1.46	3.8 5	0.55	3.3 5	0.5
Pi-BAS	12. 7	26. 4	3.8 5	16.9	4.8 6	1.6 6	5.3	0.8 6	6.0 2	1.16	3.3 5	0.45	3.0 5	0.4 6
Plgr	45	83. 9	9.7 5	34.2	7.0 4	0.7	5.8	0.9 8	6.1 6	1.28	3.8	0.6	4.1	0.5 6



شکل ۷. الف) *Paleotextularia* (Pennsylvanian)، ب) *Nodosinella cf. concinna* (Mississippian)، پ) *Endothyra baileyi* (Tournaisian to Visean)، ت) *Laxoendothyra* (Pennsylvanian, Carboniferous)، ث) *Earlandia sp.* (Middle)، ج) *Pachyphloia* (Middle)، چ) *Nodosinella cf. cylindrica*، ح) *Bituberitina*. مقیاس تمامی نمونه‌ها ۵ میکرون متر می‌باشد.

جدول ۳. اجزای موجود در سنگ آهک پلاژیک و چرت‌های توالی افیولیت اللهیارلو

Samples	Fossils	Age	Reference
Oph2	Nodosinella cf. concinna	Upper Mississippian, Carboniferous	Brady, 1876
Oph3	Nodosinella cf. cylindrica	Upper Mississippian to lower Pennsylvanian, Carboniferous	Brady, 1876
Oph6	Endothyra baileyi	Mississippian, Carboniferous	Hall, 1858
Oph7	Endostaffella		Rozovskaya, 1961
Oph11	Staffella molleri	Pennsylvanian, Carboniferous	Ozawa, 1925
Oph12	Bituberitina bicamerata Miklukho	Mississippian; central Asia	Maklay, 1965
Oph13	Paleotextularia grahamensis	Upper Pennsylvanian	Cushman & waters, 1927

### بحث

اینجا به جهت مقایسه، اطلاعاتی از سایر افیولیت‌های پالئوزوئیک ایران از جمله: اکلوزیت‌های کربنیفر میانی در رشت، به همراه سنگ‌های آغازین بازالتی و گابروها، مطالعاتی توسط زانجتی و همکاران (۲۰۰۹) و اطلاعاتی از متاگابرو دونین تا پرمین و متابازیت از افیولیت جندق-انارک با SSZ وابستگی ژئوشیمیایی و گدازه‌های نوع MORB جمع‌آوری و مقایسه شده است (بوچز و همکاران، ۲۰۱۳). در ادامه حوضه پالئوتتیس، مطالعات در شمال‌شرق ایران حاکی از این است که گابروهای مشهد در دره‌انجیر از HFSE ها تهی‌شدگی و از لحاظ REE ها غنی‌شدگی نشان می‌دهند. این محققین بر طبق نسبت‌های عناصر کمیاب، نتیجه گرفتند که بیش‌تر سنگ‌های این منطقه نشان‌دهنده افزایش ماده مذاب/سیالات از رسوبات فرورانده شده یا آلاشی پوسته قاره‌ای هستند. گدازه‌های پرمین فریمان، نشان‌دهنده آرایه گوشته MORB غنی شده، حاوی تأثیرات فرورانشی هستند، مشابه آن چیزی که ممکن است توسط منشأ گوشته تهی شده به وجود آمده باشد. سنگ‌های آذرین مشهد بین سنگ‌های با نسبت توریم/نیوبیم بالای دره‌انجیر و سنگ‌های با نسبت توریم/نیوبیم پایین فریمان کشیده شده‌اند و سنگ‌های اللهیارلو نیز از این نظر بیش‌تر به محدوده تغییرات این سنگ‌ها در مشهد نزدیک‌ترند. این محققین افیولیت‌های مشهد را با بیش‌تر سنگ‌های ماگمایی از جندق-انارک، رشت، و افیولیت‌های آق‌در بند که با مشخصه موقعیت فرورانشی ظاهر شده‌اند، مقایسه نمودند، اما کماکان وضعیت داده‌های فوق در اللهیارلو به موقعیت نمونه‌های مشهد بسیار شبیه‌تر است (حسن‌پور، ۲۰۱۸).

نتایج مطالعات جدید در این تحقیق، بر درک سه جانبه‌ای از سری مافیک-ولترامافیک افیولیت اللهیارلو متمرکز است: تمرکز بر پراکندگی سنی و فسیل‌شناسی برای دریافت شرایط پتروژنز آن؛ مقایسه الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی آن با سایر افیولیت‌های پالئوزوئیک در آسیا و بازسازی مفهوم تکتونیک کلی آن در مقیاس ناحیه‌ای.

### ۱- پراکندگی زمانی افیولیت‌های ایران

تنوع افیولیت‌های ایران بطور عمده باعث تقسیم‌بندی آن‌ها از لحاظ زمانی شده است؛ به گونه‌ای که آن‌ها را متعلق به دو گروه عمده پالئوتتیس و نئوتتیس تقسیم‌بندی نموده‌اند. حوضه پالئوتتیس ایران در بخش‌های شمال‌شرق ایران بخوبی شناخته شده است. در ناحیه رشت- شاندرمن هم ادامه این روند توسط زمین‌شناسان به اثبات رسیده بود ولی ادامه آن پیوسته برای زمین‌شناسان کشور، بصورت معمایی باقی مانده است. هرچند که بربریان (۱۹۸۱) در یک گزارش منتشر نشده، احتمال داده است که این افیولیت می‌بایستی متعلق به پالئوتتیس باشد.

### ۲- شواهد ژئوشیمیایی

نسبت‌های مختلف عناصر کمیاب در افیولیت اللهیارلو جهت مقایسه با سنگ‌های افیولیتی شمال و شمال‌شرق کشور مطالعه شده است (حسن‌پور، ۲۰۱۸). سنگ‌های آتشفشانی و آذرین اللهیارلو نشان‌دهنده ویژگی MORB و از سری کالک‌آلکان هستند. این سنگ‌ها اختصاصات REE با منشأ پوسته‌ای غنی شده را نشان می‌دهند. در

### ۳- شواهد دگرگونی

توده سنگ‌های دگرگون شده‌ای بین قفقاز بزرگ تا شمال و قفقاز کوچک تا جنوب قرار دارند (زاکاریادز و همکاران، ۲۰۰۷)، و دربردارنده شواهدی از سنگ‌های افیولیت دگرگون شده مربوط به اوایل پالئوزوئیک می‌باشند؛ از جمله می‌توان به دایک‌های ورقه‌ای و گدازه‌های بالشی اشاره نمود (گامگری لیدزه و همکاران، ۱۹۹۹؛ رولاند و همکاران، ۲۰۱۱). یک منطقه تکتونیکی بصورت آمیزه رنگین، در شمال خط زمین درز سوان- آکرا به همراه قطعات جابجا شده سنگ‌های پالئوزوئیک میانی (سرپانتین‌ها، آمفیبولیت‌ها، فیلیت‌ها، گرانیت‌ها و سنگ‌های آتشفشانی غنی از سیلیس) تحت تأثیر دگرگونی وارiskan اولیه قرار گرفته و بنا به سن‌سنجی Ar-Ar مربوط به ۳۳۶-۳۳۰ میلیون سال پیش است (زاکاریادز، ۲۰۰۷؛ تریلوار و همکاران، ۲۰۰۹). این سنگ‌ها ممکن است نشان‌دهنده یک منشور برافزایشی به همراه قطعاتی از لیتوسفر اقیانوسی و بخش‌هایی از رسوبات آتشفشانی در موقعیت کمان‌های قاره‌ای در حاشیه اورسیا باشند. این واحدها مشابه وضعیت چینه‌شناسی صفحه اقیانوسی (OPS) است و با رخنمون دیر هنگام سنگ‌های دگرگونی فشار بالا و ماگماتیسم گرانی پست بر افزایشی همراه است. این شواهد در افیولیت اللهیارلو نیز وجود دارد و در تعیین سن انجام شده متعلق به ۳۴۰ میلیون سال پیش بوده است.

### ۴- شواهد فرورانش و رسوبات پلاژیک

شواهد فرورانش در منطقه ترکمن در ترکمنستان شامل رسوبات عمیق اقیانوسی و افیولیت‌های پالئوزوئیک پیشین تا دونین پسین است (بولین، ۱۹۸۸، ۱۹۸۰) (شکل ۸). در منطقه شمال- شمال غرب آق‌در بند، در مناطق کیزیلای و تاوار ترکمنستان، رخنمون‌هایی از پوسته اقیانوسی به همراه ۲۰۰ متر ضخامت چرت‌های شیست‌دار و ۱۰۰ متر ضخامت پیروکسن، دیاباز گابرو و گدازه‌های بالشی به همراه رادیولاریت‌های بین لایه‌ای از کربونifer پیشین تا میانی وجود دارد (میرزاخانوف، ۱۹۸۹). در افغانستان واحدهای سنگی پالئوزوئیک پیشین تا دونین پسین شامل فلیش‌های کامبرین- اردوسین تا سیلورین است که احتمالاً نشان‌دهنده پالس‌های انتشار پالئوتتیس می‌باشد (بولین، ۱۹۸۸). در

منطقه گسلی هرات- اکباتان رسوبات پلاژیک دونین همراه با گابرو، سرپانتین و سنگ‌های آتشفشانی گزارش شده است، که می‌تواند نشانه شکاف پالئوزوئیک باشد. در شمال شرق افغانستان، سنگ‌های آتشفشانی/رسوبی کربنیفر پسین همراه با گدازه‌های کالک‌آلکان و سنگ آهک‌های فسیل‌دار دریایی کم عمق دیده می‌شود (در مناطق غرب هندوکش و بدخشان) که احتمالاً حاکی از ماگماتیسم فعال حاشیه قاره‌ای است. فلات تبت نیز بازمانده اقیانوسی پالئوتتیس و جدایش بین ابر قاره‌های لوراسیا و گندوانا از زمان پالئوزوئیک است (شنگور و ناتالین، ۱۹۹۶). در حرکت به سمت شرق، گدازه‌های بالشی شمال- شمال شرق تاجیکستان سنگ‌آهک‌های پلاژیک میان لایه‌ای با سن فامنین- تورنیزین (۳۶۰ میلیون سال) و شواهدی از کمان بازمانده پوسته اقیانوسی را نشان می‌دهند (جیانگ و همکاران، ۱۹۹۲). فرورانش لیتوسفر پالئوتتیس در این منطقه از پالئوزوئیک میانی و دقیقاً در دونین شروع شده است (شنگور و ناتالین، ۱۹۹۶؛ هیوبک، ۲۰۰۱؛ اسشواب و همکاران، ۲۰۰۴). توده‌های نفوذی کالک‌آلکان کربونیفر پسین- پرمین پیشین و فعالیت‌های آتشفشانی در مناطق مدیترانه‌ای و قفقاز نشان‌دهنده فرورانه شدن قسمت شمالی پالئوتتیس به زیر صفحه اوراسیا است (استامپلی و بورل، ۲۰۰۲؛ رولاند و همکاران، ۲۰۱۱). سنگ‌های دگرگونی دما بالا- فشار پایین در جنوب گرجستان با سن ۳۰۳ میلیون سال به روش سن‌سنجی Ar-Ar (دوره کربونیفر) و سنگ‌های فشار بالا در قسمت شمالی ایران (مجموعه شاندرمن در افیولیت رشت) با سن ۳۳۰ میلیون سال به روش سن‌سنجی Ar-Ar به عنوان شواهد فرورانش پالئوتتیس تفسیر می‌شوند. هرچند که فرورانش قسمت شمالی بر کمر بند کوهزایی آسیای مرکزی (CAOB) غالب است، در مقابل قطبیت فرورانش مرتبط با تصادم بلوک‌های خرده قاره‌ای نیز متداول است. فرورانش قسمت جنوبی به زیر بخش شمالی کمان تیان‌شان (جنوب شرق قزاقستان، در داخل CAOB) عامل تولید پلاژیوگرانیتهای نوع SSZ با سن ۳۴۳ میلیون سال و گابروها با سن ۳۰۲ میلیون سال و نوع E-MORB (نوع OIB) بوده است (لی و همکاران، ۲۰۱۴). کمان کولون مربوط به دوره کربونیفر در شمال پامیر و شمال غرب تبت همراه با ماگماتیسم در تاجیکستان نیز مربوط به فرورانش

شمالی حوضه پالئوتتیس می‌باشد (شواب و همکاران، ۲۰۰۴).

مهم‌ترین پالس شکل‌گیری افیولیت‌های ایران در طی دوران پالئوزوئیک پیشین تا میانی، با بخش‌های ریفتی در حاشیه شمالی گندوانا و اشتقاق این قطعات از شمال همزمان بوده است (شکل ۸). سرگذشت زمین‌شناسی ایران نشان می‌دهد که پالئوتتیس در اردوئیسین (استامپفلی، ۱۹۷۸؛ استامپفلی و همکاران، ۱۹۹۱) با شروع فرورانش ۳۸۰ میلیون سال پیش شروع به باز شدن کرده است (شکل ۸). آغاز فرورانش در حاشیه جنوبی اوراسیا ممکن است طولانی‌تر بوده باشد، زیرا افیولیت‌های ترکمنستان و قفقاز نشان‌دهنده پوسته اقیانوسی کربونیفر نوع SSZ هستند. زانچتا و همکاران (۲۰۱۳) به این نتیجه رسیده‌اند که واحدهای رسوبی-آتشفشانی پالئوزوئیک در اطراف فریمان و دره‌انجیر در طول زمان پرمین نهشته شده‌اند که شامل توربیدیت‌های سیلیسی آواری مشتق شده از فرسایش کمان ماگمایی و پی‌سنگ آن، همراه با کربنات‌ها و جریان‌های گدازه‌ای بازالتی کالک-آلکانل و سری (قلیایی) حدواسط است. از این نظر، سنگ‌های آذرین فریمان-دره انجیر به عنوان بقایای کمان ماگمایی در حاشیه جنوبی اوراسیا، بالاتر از ناحیه فرورانشی پالئوتتیس در منطقه شمالی، که حاشیه فعال از زمان کربنیفر بوده، تلقی می‌شوند (زانچتا و همکاران، ۲۰۱۳). به اعتقاد شفایی‌مقدم و همکاران (۲۰۱۴)، داده‌های ژئوشیمیایی و سنی U-Pb، پیدایش پریدوتیت‌ها با لایه‌های دونیتی و دایک‌های کلینوپیکروکسنیت با کانی‌شناسی و خصوصیات ژئوشیمیایی، شبیه به آن‌هایی است که در پریدوتیت‌های مناطق عمیق همراه با بونینیت‌های دونین و گابرو-پلاژیوگرانیت‌های کالک-آلکانل با سن‌سنجی زیرکن U-Pb، گویای تشکیل یک پالس پوسته اقیانوسی نوع SSZ در اوایل دونین پسین می‌باشد (شکل ۸). در سناریوی آن‌ها، ماگماتیسم پرمین و رسوبات آواری/پلاژیک مرتبط با آن، ممکن است نشانگر ماگماتیسم و رسوب‌گذاری در موقعیت فرورانشی در حاشیه اوراسیا باشد، شبیه به یک کوهزایی برافزایشی همراه با تکه تکه شدن، پوسته اقیانوسی در دونین و سپس ماگماتیسم در پرمین اتفاق افتاده باشد. به طور کلی تصور بر این است که برخورد نهایی صفحه اوراسیا در زمان تریاس رخ داده است، اما زمان تریاس پسین-

ژوراسیک پیشین نیز برای بسته شدن پالئوتتیس همواره مد نظر است که احتمالاً به دنبال ریفتینگ پس از برخورد در ژوراسیک میانی و نهشته شدن سازند کشف‌رود اتفاق افتاده است (رابرت و همکاران، ۲۰۱۴). نفوذ توده گرانیته-گرانودیوریتی در افیولیت‌های مشهد-تربت جام با داده‌های سنی زیرکون (U-Pb)  $215 \pm 4$  تا  $217 \pm 4$  (کریم‌پور و همکاران، ۲۰۱۰) و  $199.8 \pm 3.7$  تا  $217 \pm 4$  میلیون سال همراه است. میرزاد و همکاران (۲۰۱۳) و زانچتا و همکاران (۲۰۱۳) چنین استدلال می‌کنند که فرورانش لیتوسفر اقیانوسی پالئوتتیس به سمت شمال در امتداد حاشیه جنوبی اوراسیا و حداقل در نواحی ترکیه، قفقاز، ایران و افغانستان در دوره پالئوزوئیک میانی تا پسین اتفاق افتاده است (برای مثال، علوی، ۱۹۹۱؛ روتر، ۱۹۹۳؛ زانچی و همکاران، ۲۰۰۹) (شکل ۸). در تطابق با موضوع فوق، اللهیارلو بخشی از زمین درز پالئوتتیس در شمال غربی ایران، با یک رویداد دگرگونی در ۳۴۷ میلیون سال پیش به عنوان بخشی از رژیم دگرگونی آن، در زیر یک پوسته ضخیم اقیانوسی اتفاق افتاده و فرآیند فرورانش می‌تواند علت بسته شدن نهایی حوضه و ایجاد سیستم افیولیتی در این منطقه را نیز توضیح دهد (شکل ۸). کمر بند پالئوتتیس که متعلق به سری دونین-پرمین دره انجیر-مشهد است، حوضه اقیانوسی پالئوزوئیک دیگری را نشان می‌دهد. قفقاز-کوراملنگ (ترکیه) در امتداد مرزهای غربی محدوده سکایی در بردارنده توربیدیت‌ها و بلوک‌های بیگانه سنگ آهک‌های پلاژیک کربنیفر-پرمین می‌باشند و پیشنهاد می‌کنند که پالئوتتیس تا ترکیه به سمت غرب، کشیده شده است.

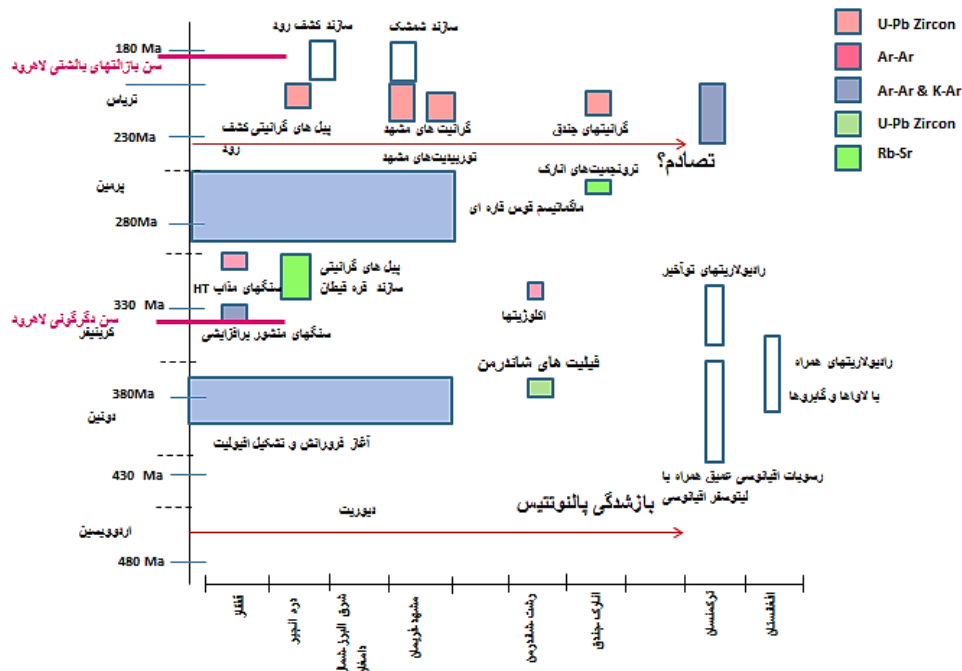
### نتیجه‌گیری

یافته‌های بدست آمده از این تحقیق مشخص می‌کند که (۱) افیولیت اللهیارلو سری افیولیتی با یک زون مشخص از بازالت‌های دگرگونی در اقیانوس مزوتتیس است؛ (۲) تقریباً افیولیت اللهیارلو شامل تمام لیتولوژی‌های مورد نیاز برای یک افیولیت را داراست؛ (۳) گدازه‌های جریان‌ی آتشفشانی رایج‌ترین واحد سنگ‌شناسی در منطقه هستند و به طور وسیعی در بردارنده سنگ‌آهک‌های پلاژیک و چرت‌های رادیولاریتی هستند. نتایج مطالعات چینه‌شناسی و سن‌سنجی رادیومتری بر روی متاگابروی

برای این امر در نظر گرفت. این پروسه تا ۱۸۰ میلیون سال پیش ادامه داشته و با خروجی‌های آتشفشانی بازالتی بالشی پایان یافته است. نتایج تحقیق حاضر نشان می‌دهد که افیولیت‌های الهپارلو مجموعه آذرین ترکیبی است؛ تعیین سن انجام شده به روش Ar-Ar و مطالعات چینه‌ای از افیولیت‌های الهپارلو نشان‌دهنده سن پرمین است اما سن سنجی دقیق، ارتباط سنی ژوراسیک پیشین در گدازه‌های بالشی و سن کربونیفر پیشین برای واحدهای دگرگونی ارائه می‌دهد. این مطلب مشخص می‌سازد که قطعه دیگری از پالئوتتیس در شمال غربی ایران و در امتداد زمین‌درز مشهد- رشت یافت شده است. این کشف، مدرکی قوی دال بر حضور پوسته پالئوتتیس در زمان دونین تا ژوراسیک پیشین در شمال- غرب ایران می‌باشد.

دگرگون شده و بازالت (گدازه بالشی)، به وضوح مشخص می‌سازد که پالئوزوئیک پایانی زمان شروع بوجود آمدن افیولیت‌های الهپارلو بوده است. داده‌هایی که از مطالعات چینه‌شناسی سنگ‌آهک‌های پلاژیک به دست آمده، همان سن رادیومتری را تایید می‌نماید. این سنین می‌سی‌سی‌پین تا دوره کربونیفر می‌باشند. گدازه‌های بالشی جوان‌تر نشان‌دهنده ادامه تشکیل پوسته اقیانوسی الهپارلو از کربونیفر پسین تا ژوراسیک پیشین است. با توجه به این نتایج، یک سناریوی احتمالی برای تفسیر تکتونیکی شکل‌گیری و بسته شدن آن بخش از پوسته اقیانوسی پالئوتتیس وجود دارد که اکنون در افیولیت‌های الهپارلو در شمال غربی ایران دیده می‌شود. به نظر می‌رسد که فرورانش و بسته شدن این پوسته اقیانوسی تقریباً ۴۳۰ میلیون سال پیش آغاز شده و می‌تواند دگرگونی قوی در منطقه را به عنوان یک شاهد واضح

#### افیولیت‌های پالئوزوئیک



شکل ۸. نمودار ساده شده از سن ماگماتیسیم و سکانس‌های رسوبی افیولیت‌های پالئوزوئیک ایران. تعیین سن پبل‌های قره، تعیین سن آرگون-آرگون بر روی افیولیت‌های مشهد، تعیین سن اورانیوم-سرب بر روی گرانیت‌های مشهد، تعیین سن آرگون-آرگون بر روی اکلوزیت‌های رشت-شاندرد، تعیین سن اورانیوم-سرب زیرکن در ترانجمیت‌های انارک، تعیین سن اورانیوم سرب گرانیت‌های تربت جام، پیل گرانیتی قره قیطان و پیل‌های گرانیتی سازند کشف رود، تعیین سن آرگون-آرگون بر روی منشور برافزایشی و دگرگونی دما بالای قفقاز، داده‌های رسوبات پلاژیک ترکمنستان و افغانستان، تعیین سن آرگون-آرگون بر روی افیولیت لاهرود (الهپارلو) به ترتیب ۱۸۷ تا ۳۴۷ میلیون سال (سفایمی‌مقدم و همکاران، ۲۰۱۴).

- Dai, J. G., Wang, C. S., Hebert, R., Santosh, M., Li, Y. L., & Xu, J. Y. (2011) Petrology and geochemistry of peridotites in the Zhongba ophiolite, Yarlung Zangbo Suture Zone: Implications for the Early Cretaceous intra-oceanic subduction zone within the Neo-Tethys. *Chemical Geology*, 288: 133-148.
- Eftekharneshad, J., & Behroozi, A. (1991) Geodynamic significance of recent discoveries of ophiolites and Late Paleozoic rocks in NE Iran (including Kopet Dag). *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 38: 89-100.
- Ghazi, A. M., Pessagno, E. A., Hassanipak, A. A., Kariminia, S. M., Duncan, R. A., & Babaie H. A. (2003) Biostratigraphic zonation and <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar ages for the Neotethyan Khoy ophiolite of NW Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 193: 311-323.
- Ghazi, A. M., & Hassanipak, A. A. (2000) Geochemistry and petrology of the Shahr-e-Babak ophiolites, Central Iran. *Proceedings of Penrose Conference on Ophiolites and Oceanic Crust: New Insights from Field Studies and Ocean Drilling Program*. Geological Society of America Special Paper, 349: 485-497.
- Ghazi, M., Hassanipak, A. A., Tucker, P. J., & Mobasher, K. (2001) Geochemistry and <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar ages of the Mashhad Ophiolite, NE Iran. *Eos. Trans. AGU*, 82: 47.
- Gamkrelidze, I. P., Shengelia, D. M., Shvelidze, Iu. U., & Vashakidze, G. T. (1999) The new data about geological structure of the Lokhi crystalline massif and Gorastskali metaophiolites. *Proceedings of Geological Institute of Academy of Sciences Georgia, New Series*, 114: 82-108.
- Hassanpour, S. (2018) The Lost Puzzle of Paleo-Tethys Suture Zone in NW Iran: New Evidence from Geochemical Characteristics, Rb-Sr-Sm-Nd-Pb isotopes, <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar Age dating, Biostratigraphy and Original Tectonic Settings of the Lahroud Ophiolite. *International journal of earth sciences*, under review.
- Heubeck, C. (2001) Assembly of central Asia during the middle and late Paleozoic. In: Hendrix, M. S., Davis, G. A. (eds.), *Paleozoic and Mesozoic Tectonic Evolution of Central Asia; from Continental Assembly to Intracontinental Deformation*, Geological Society of America Memoir, 194: 1-22.
- Jian, P., Liu, D., Kroner, A., Zhang, Q., Wang, Y., Sun, X., & Zhang, W. (2009a) Devonian to Permian plate tectonic cycle of the Paleo-Tethys Orogen in southwest China (I): Geochemistry of ophiolites, arc/back-arc assemblages and within-plate igneous rocks. *Lithos*, 113: 748-766.
- Jian, P., Liu, D., Kroner, A., Zhang, Q., Wang, Y., Sun, X., & Zhang, W. (2009b). Devonian to Permian plate tectonic cycle of the Paleo-Tethys Orogen in southwest China (II): Petrology and geochemistry of ophiolites, arc/back-arc assemblages and within-plate igneous rocks. *Lithos*, 113: 767-784.
- Alavi, M. (1991) Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 103: 983-992.
- Arvin, M., & Robinson, P. T. (1994) The petrogenesis and tectonic setting of lavas from the Baft ophiolitic melange, southwest of Kerman, Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 31: 824-834.
- Aharipour, R., Moussavi, M. R., Mosaddegh, H., & Mistiaen, B. (2010) Facies features and paleoenvironmental reconstruction of the Early to Middle Devonian syn-rift volcano-sedimentary succession (Padeha Formation) in the Eastern-Alborz Mountains, NE Iran. *Facies*, 56: 279-294.
- Babaie, H. A., Ghazi, A. M., Babaei, A. A., La Tour, T. E., & Hassanipak, A. A. (2001) Trace element geochemistry of the volcanic rocks of the Neyriz ophiolite, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 19: 61-67.
- Bagheri, S., & 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: 123-155.
- Buchs, D. M., Bagheri, S., Martin, L., Hermann, J., & Arculus, R. (2013) Paleozoic to Triassic ocean opening and closure preserved in Central Iran: Constraints from the geochemistry of meta-igneous rocks of the Anarak area. *Lithos*, 172(173): 267-287.
- Boulin, J. (1988) Hercynian and Eocimmerian events in Afghanistan and adjoining regions. *Tectonophysics*, 148: 253-278.
- Berberian, M., Amidi, S. M., & Babakhani, A. (1981) Discovery of the Qaradagh ophiolite belt, the southern continuation of the Sevan-Akera (Little Caucasus) ophiolite belt in northwestern Iran (Ahar quadrangle); a preliminary field note. *Geol. Surv. Iran, Internal Report*, 15p (in Persian).
- Boulin, J. (1980) Introduction a la geologie des Monts de Turkman, en Afghanistan: l'importance des evenements hercyniens et cimmeriens. *Revue de Geologie Dynamique et de Geographie Physique*, 3: 187-199.
- Boulin, J. 1988. Hercynian and Eocimmerian events in Afghanistan and adjoining regions. *Tectonophysics*, 148: 253-278.
- Coleman, R. G. (1977) *Ophiolites-ancient oceanic lithosphere (Minerals and Rocks)*. V, 12, Berlin, Heidelberg, and New York (Springer-Verlag), 229 p.
- Dilek, Y. (2003) Ophiolite concept and its evolution. In: Dilek, Y., Newcomb, S., (eds.), *Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought*, Geological Society of America Special Paper, 373: 1-16.

- Armenia) revealed by  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  dating. *Gondwana Research*, 20: 798-815.
- Stocklin, J (1974) Possible ancient continental margins in Iran. In: Burke, C.A., Drake, C.L. (eds.), *The Geology of Continental Margins*. Springer-Verlag, New York, 873-887.
- Shojaata, B., Hassanipaka A. A, Mobasherb, K., & Ghazi, A. M (2003) Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21: 1053-1067.
- Shafaii Moghadam, H., & Stern, R. J (2011) Geodynamic evolution of upper Cretaceous Zagrosophiolites: formation of oceanic lithosphere above a nascent subduction zone. *Geological Magazine*, 148: 762-801.
- Shafaii Moghadam, H., Zaki Khedr, M., Arai, S., Stern, R. J., Ghorbani, G., Tamura, A., & Ottley, C. J (2013) Arc-related harzburgite-dunite-chromitite complexes in the mantle section of the Sabzevar ophiolite, Iran: a model for formation of podiform chromitites. *Gondwana Research*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2013.09.007>.
- Shafaii Moghadam, H.; Li, H., Ling, X. X., Stern, R. J., Khedr, M. K., Chiaradia, M., Ghorbani, M., Shoji, A., & Tamura, A (2014) 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, NE Iran. *Gondwana Research*, Article in press.
- Schwab M., Ratschbacher, L., Siebel, W., McWilliams, M., Minaev, V., Lukov, V., Chen, F., Stanek, K., Nelon, B., Frisch, W., & Wooden, J. L (2004) Assembly of the Pamirs: Age and origin of magmatic belts from the southern Tien Shan to the southern Pamirs and their relation to Tibet. *Tectonics*, 23, doi: 10.1029/2003TC001583.
- Shi, R., Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y., Huang, Q., Zhang, X., Liu, D., Zhi, X., Xia, Q., & Ding, L (2012) Melt/mantle mixing produces podiform chromite deposits in ophiolites: Implications of Re-Os systematics in the Dongqiao Neotethyan ophiolite, northern Tibet. *Gondwana Research*, 21: 194-206.
- Stampfli, G. M (1978) *Etude Geologique generale de l'Elbourz oriental au sud de Gonbad-e-Qabus (Iran, NE)*. PhD Thesis, Universite de Geneve, 329 pp.
- Sengor, A. M. C., & Natalin, B. A (1996) Paleotectonics of Asia: Fragments of a synthesis. In: Yin, A. and Harrison, T.M. (eds), *The Tectonic Evolution of Asia*. Cambridge University Press, 486-640.
- Su, B. Q., Qin, K. Z., Sakyi, P. A., Li, X.-H., Yang, Y. H., Sun, H., Tang, D. M., Liu, P. P., Xiao, Q. H., & Malaviarachchi, S. P. K (2011) U-Pb ages and Hf-O isotopes of zircons from Tethys Orogen in southwest China (II): Insights from zircon ages of ophiolites, arc/back-arc assemblages and within-plate igneous rocks and generation of the Emeishan CFB province. *Lithos*, 113: 767-784.
- Jiang, C., Yang, J., & Feng, B (1992) Opening and closing Tectonics of the Kunlun Mountains. Geological Publishing House, Beijing.
- Karimpour, M. H., Stern, C. R., & Farmer, G. L (2010) Zircon U-Pb geochronology, Sr-Nd isotope analyses, and petrogenetic study of the Dehnow diorite and Kuhsangi granodiorite (Paleo-Tethys), NE Iran. *J. Asian Earth Sci.*, 37: 384-393.
- Li, C., Xiao, W., Han, C., Zhou, K., Zhang, J., & Zhang, Z (2014) Late Devonian-Early Permian accretionary orogenesis along the North Tianshan in the southern Central Asian Orogenic Belt. *International Geology Review*, 68.
- Mirsakhanov, M. W. (ed.) (1989) *Geologic map of Turkmenistan, scale 1:500000. Turkmengeologyia Ashkabad (in Russian)*.
- McCall, G. J. H (1985) Area report, east Iran, area no. 1. *Geological Survey of Iran Report*, 57: 643.
- Mirnejad, H., Lalonde, A. E., Obeid, M., & Hassanzadeh, J (2013) Geochemistry and petrogenesis of Mashhad granitoids: an insight into the geodynamic history of the Paleo-Tethys in northeast of Iran. *Lithos*, 170-171: 105-116.
- McCall, G. J. H (1997) The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 15: 517-531.
- Meng, F., Cui, M., Wu, X., & Ren, Y (2013) Heishan mafic-ultramafic rocks in the Qimantag area of Eastern Kunlun, NW China: Remnants of an early Paleozoic incipient island arc. *Gondwana Research*, 23: 825-836.
- Omrani, H., Moazzen, M., Oberhansli, R., Tsujimori, T., Bousouet, R., & Moayyed, M (2013) Metamorphic history of glaucophane-paragonite-zoisite eclogites from the Shanderman area, northern Iran. *Journal of Metamorphic Geology*, 31: 91-812.
- Ruttner, A. W (1993) Southern borderland of Triassic Laurasia in northeast Iran. *Geologische Rundschau*, 82: 110-120.
- Robert, A. M. M., Letouzey, J., Kavoosi, M. A., Sherkati, S., Muller, C., Verges, J., & Ghababaei, A (2014) Structural evolution of the Kopeh Dagh fold-and-thrust belt (NE Iran) and interactions with the south Caspian Sea Basin and Au Darya Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 57: 68-87.
- Rolland, Y., Sosson, M., Adamia, Sh., & Sadradze, N (2011) Prolonged Variscan to Alpine history of an active Eurasian margin (Georgia,



- Geochemistry and geochronology of the Neoproterozoic Pan-African Transcaucasian Massif and implications for island arc evolution of the Late Precambrian Arabian-Nubian Shield. *Gondwana Research*, 11: 92-108.
- Late Paleozoic mafic-ultramafic units in the southern Central Asian Orogenic Belt: Tectonic implications and evidence for an Early-Permian mantle plume. *Gondwana Research*, 20: 516-531.
- Stampfli, G. M., & Borel, G. D (2002) A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 196: 17-33.
- Stampfli, G. M., Marcoux, J., & Baud, A (1991) Tethyan margins in space and time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 87: 373-409.
- Takin, M (1972) Iranian geology and continental drift in the Middle East. *Nature*, 235: 147- 150.
- Treloar, P. J., Mayringer, F., Finger, F., Gerdes, A., & Shengalia, D (2009) New age data from the Dzirula Massif, Georgia: implications for Variscan evolution of the Caucasus. 2nd International Symposium on the Geology of the Black Sea Region, Abstract book, pp. 204-205.
- Torabi, G., ShirdaShtzadeh, N., arai, S. & KoepKe, J (2011) Paleozoic and Mesozoic ophiolites of Central Iran: amphibolites from Jandaq, Posht-e-Badam, Nain and Ashin ophiolites. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 262: 227-240; Stuttgart.
- Zanchetta, S., Berra, F., Zanchi, A., Bergomi, M., Caridroit, M., Nicora, A., & Heidarzadeh, G (2013) The record of the Late Palaeozoic active margin of the Palaeotethys in NE Iran: Constraints on the Cimmerian orogeny. *Gondwana Research*, 24: 1237-1266.
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Berra, F., Mattei, M., Garzanti, E., Molyneux, S., Nawab, A., & Sabouri, J (2009) The Eo-Cimmerian (Late Triassic) orogeny in north Iran. In M.-F. Brunet, M. Wilmsen and J.W. Granath (eds.), *South Caspian to Central Iran Basins. Geological Society of London Special Publication*, 312: 31-55.
- Zhai, Q. G., Jahn, B. M., Wang, J., Su, L., Mo, X. X., Wang, K. L., Tang, S. H., & Lee, H. Y (2013) The Carboniferous ophiolite in the middle of the Qiangtang terrane, Northern Tibet: SHRIMP U-Pb dating, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic characteristics. *Lithos*, 168-169: 186-199.
- Zanchetta, S., Zanchi, A., Villa, I., Poli, S., & Mottoni, G (2009) The Shanderman Eclogites: a Late Carboniferous high-pressure event in the NW Talesh Mountains (NW Iran). In: Brunet, M.F., Wilmsen, M., Granath, J.W. (eds) *South Caspian to Central Iran Basins. Geological Society, London, Special Publications*, 312: 57-78.
- Zakariadze, G. S., Dilek, Y., Adamia, S. A., Adamia, Sh. A., Oberhansli, R. E., Karpenko, S. F., Bazylev, B. A., & Solov'eva, N (2007)

## Geological Studies of Ophiolite Collection Allahyarlu, Northwest of Iran

Sh. Hassanpour<sup>1</sup> and S. Senemari<sup>\*2</sup>

1- Dept., of geology, Payame Noor University, Iran

2- Dept., of Mining Engineering, Imam Khomeini International University, Qazvin

\*senemari2004@yahoo.com

Received: 2018/5/19 Accepted: 2019/6/22

### Abstract

The principal rock units are a gabbro sequence, late intrusive rocks that consist largely of the plagiogranite and volcanic rocks, which are largely pillow basalts interbedded with pelagic sedimentary rocks, including radiolarian cherts. Chondrite- and primitive mantle-normalized incompatible trace element data indicate that the Lahroud ophiolite was derived from a within plate basalt-like mantle source. All rocks are cogenetic geochemically and were derived by fractionation from melts with a composition similar to average E-MORB with calc-alkaline signatures. Plate reconstructions suggest that the rocks appear to be approximately contemporaneous with the Mashhad ophiolites and Rasht ophiolite, which has a crystallization age of ~380 Ma. Rocks from the Lahroud ophiolite complex represent northern Paleo-Tethyan ocean crust that was formed distinctly earlier than crust preserved in the Ma Paleo-Tethys suture zone ophiolite from upper Paleozoic to Later Triassic. The results from microfossil studies show the presence of Paleozoic biostratigraphy (e.g., *Paleotextularia*, *Nodosinella cf. concinna*, *Pseudokahlerina*, *Cylindrica*, *Earlandia*, *Endothyra baileyi*, *pachyphloia*, *Fusulinella Stafella* and Bivalve, *Paratikhine*). The data suggest that although the initial rifting and crystallization of the oceanic crust of the Lahroud ophiolite began in the Carboniferous, with volcanic activities continuing through to the late Triassic.

**Keywords:** Ophiolite, Paleo-Tethys, Allahyarlou, Lahroud