

' پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمینشناسی و اکتشافات معدنی کشور ۲دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۱۰/۱۴ تاریخ یذیرش: ۱۳۸۹/۰۵/۳

### چکیدہ

UPpiOOC

افیولیت تکتونیزه کهدوئیه رخنمون یافته در منتهی الیه محدوده شمالی کمربند افیولیتی ده شیر-بافت، حاشیه جنوبی خرده قاره ایران مرکزی از پریدوتیتهای گوشتهای و توالی پوستهای تشکیل شده است. پریدوتیتهای سرپانتینیتی شده ترکیب هارزبورژیت کلینوپیروکسندار و لرزولیت دارند و توسط دایکهای دیابازی منفرد قطع شدهاند. توالی پوستهای درونی دربردارنده گابروهای تودهای و کمپلکس دایکهای ورقهای دیابازی است که توسط اینتروژنهای ورلیتی، کوارتزدیوریت، پگماتیت گابرو و پلاژیو گرانیت-ترونجمیت قطع شده است. توالی آتشفشانی این مجموعه دارای میانلایه هایی از چرت و رادیولاریت، سنگ آهک پلاژیک دارای ریزفسیل های کرتاسه بالایی در قاعده و همچنین برش هیالو کلاستیک، هیالو کلاستیت، جریان صفحهای، توف و گدازه ی بالشی در بالا است. بررسی تجزیه های شیمیایی دلالت بر منشأ سوپرا- سابداکشن دارد و غنی شدگی از عناصر کمیاب سبک مانند RB و BB و Th بازتابی از تأثیر سیالهای بر گرفته از صفحه فرورونده است. به نظر می رسد که افیولیت تکتونیزه کهدوئیه، مجموعهای متولی از مراحل این و راه است. بررسی تجزیمهای شیمیایی دلالت بر منشأ سوپرا- سابداکشن دارد و غنی شدگی مناصر کمیاب سبک مانند RD و BB و Th بازتابی از تأثیر سیالهای بر گرفته از صفحه فرورونده است. به نظر می رسد که افیولیت تکتونیزه کهدوئیه، مجموعه ای متوالی از مراحل شامل تولد، جوانی و بلوغ را در جریان تکامل خود پشت سر گذاشته است که پیامد طبیعی تشکیل افیولیت دکتونیزه کهدوئیه، مجموعه ای متوالی از مراحل

> **کلیدواژهها:** افیولیت، پریدوتیت، گابرو ایزوتروپ، توالی پوستهای، سوپرا- سابداکشن. \***نویسنده مسئول:** مرتضی خلعتبری جعفری

E-mail: Khalat1965@live.com

## ۱- مقدمه

افیولیت تکتونیزه جنوب کهدوئیه در انتهای شمال کمربند افیولیتی ده شیر – بافت در حاشیه خرده قاره ایران مرکزی و در جنوب شهر ده شیر رخنمون دارد (شکل ۱). در این محدوده به دلیل عملکرد گسل ده شیر و شاخه های فرعی آن، رخنمون های این کمربند افیولیتی، به شکل گوه ای در آمده اند. این مجموعه تکتونیزه از باختر توسط گسل ده شیر به دشت ابر کوه و از جانب خاور به سنگ های رسوبی ائوسن تا نئوژن و محدوده مورد مطالعه جز دگرسانی و متاسوماتیسم مرتبط با تشکیل افیولیت، دگرگونی ناحیه ای که سنگ های این مجموعه را تحت تأثیر قرار داده باشد، دیده نشده است و آثار دگرگونی به صورت محدود و در امتداد پهنه های گسلی برشی با ویژگی های دینامیک قابل تعقیب است، در این نوشتار از کاربرد واژه افیولیت ملائژ پرهیز و از واژه افیولیت تکتونیزه که در قالب تعریف "مجموعه افیولیتی" (Juteau & Maury 1999; 2009) می گنجد (Ophiolitic assemblege) استفاده شده است.

اهمیت ژئودینامیکی افیولیتها که میتوان آن را "پوستههای اقیانوسی فسیل" نامید، در سرنوشت دیر و یا زود هنگام آنها در بازگشت به ژرفای زمین نهفته است که بهطور معمول توسط پدیده فرورانش رقم خورده است. تشکیل "پوستههای اقیانوسی فسیل"، بهطور معمول با یک بالاآمدگی گوشتهای- سست کره همراه است که طی آن و با توجه به سرعت بازشدگی و شرایط ژئودینامیکی زمان تشکیل، توالیهای گوشتهای و پوستهای با ویژگیهای ساختاری، سنگشناسی و ژئوشیمیایی خاص خود شکل گرفتهاند. بسته شدن پوستههای اقیانوسی کهن، فرورانش آنها و گذر از مراحل تشکیل گوه، سوچر و سپس ذوب بخشی و ایجاد فعالیت آتشفشانی بعدی، گویای تاریخچهای است که شناخت آن میتواند برای هر زمین شناسی و با هر گرایشی جالب باشد.

کمپلکس ها و مجموعه های افیولیتی در ایران، بقایایی از پوسته های اقیانوسی پالئوتتیس (به مقدار محدود) و نئوتتیس به شمار می آیند که در دسته بندی (1986) Knipper & Ricou جزو افیولیت های درونی ایران است و میان افیولیت های کابل- پاکستان در مخاور و افیولیت های وار و ترکیه در باختر رخنمون دارند.

شناخت تاریخچه بازشدگی پوسته قارمای، تشکیل پوستههای اقیانوسی و بسته شدن آنها، اهمیت ژئودینامیکی خاصی در شناخت تاریخچه تحولات پوسته زمین و رویدادهای بعدی دارد و در این راستا مدل.های مختلفی در رابطه با تشکیل افیولیتها و اهمیت جایگاه ژئودینامیکی آنها ارائه شده است (از جمله Dilek & Furnes, 2009; Dilek et al., 2007; Dilek, 2003; Robertson, 2002; .(Shervais, 2001; Juteau & Maury, 1999, 2009; Stern & Bloomber, 1992 شناخت ویژگی های سنگ شناسی و ژئو شیمیایی هر یک از رخنمون های افیولیتی، اگر بر پایه در ک درست روابط روی زمین واحدها و برداشت سیستماتیک باشد، می تواند در شناخت تحولات ژئودینامیکی پوسته زمین در مقیاس ناحیهای نیز کمک کند. نکته تأسف آور در برخی از پژوهش های کنونی بر روی کمپلکس ها و مجموعه های افیولیتی در ایران، نشناختن روابط واحدها در روی زمین است و برداشت نمونههایی از سنگهای آتشفشانی ائوسن و تجزیه آنها که بهصورت تکتونیزه در درون و کنار برونزدهای افیولیتی رخنمون دارند و نامیدن آنها به عنوان افیولیت بر این تأسف مىافزايد. با توجه به اين كه شمالي ترين بخش از كمربند افيوليتي ده شير- بافت کمتر مورد توجه بوده است، با هدف شناخت و یژگیهای سنگ شناسی و ژئو شیمیائی این کمربند، رخنمون،های افیولیتی پیرامون روستای کهدوئیه در جنوب شهر دهشیر انتخاب و برداشت صحرایی در چند مرحله در پاییز و برداشت نهایی در اسفند ۱۳۸۷ انجام پذیرفت. پس از تهیه مقاطع میکروسکوپی و مطالعه آنها، ۲۱ نمونه انتخاب و به روش Icp- Mass در آزمایشگاه ALS در ونکور کانادا تجزیه شیمیایی شدند. این نوشتار حاصل بررسی های روی زمین، سنگنگاری میکروسکویی و بررسی های سنگشناسی و ژئوشیمیایی این مجموعه است.

## ۲- زمینشناسی عمومی محدوده

در رابطه با پیشینه مطالعات زمینشناسی انجام شده درکمربند افیولیتی ده شیر-بافت، می توان به گزارش زمینشناسی ناحیه کرمان (Dimijtrivic, 1972)، اشاره کرد. ورقه ۱:۲۵۰,۰۰۰ آباده (عمیدی و همکاران، ۱۳۶۲ ) و ورقه ۱:۱۰۰,۰۰۰ دهشیر (روشنروان و همکاران، ۱۳۷۵) نیز از جمله دیگر مطالعات زمینشناسی

# اللي المحالي محالي محالي

ناحیه است. بررسی مجموعه های افیولیتی ده شیر- شهربابک (امینی و کریمی، (۱۳۸۴)، زمین شناسی و ارزیابی پتانسیل معدنی کمربند افیولیتی خمرود- شهربابک (آفتابی و فتحی، ۱۳۸۴)، ژئوشیمی و سنگ شناسی توده های نفوذی دهج-کمرود- شهربابک (ابراهیمی شاه آبادی، ۱۳۸۴)، ساختار و منشأ کمربند افیولیتی نائین- بافت (شفاهیمقدم، ۱۳۸۷)، ژئوشیمی و پتروژنز توالی پوسته ای مجموعه افیولیتی تکتونیزه خبر- مروست (سلطان محمدی، ۱۳۸۸) دو Soltanmohammadi et al. (2009) از جمله دیگر مطالعات انجام شده در این کمربند افیولیتی هستند.

در شکل ۳، ستون چینه نگاری نمادین از موقعیت واحدهای مختلف افیولیت تکتونیزه جنوب کهدوئیه نشان داده شده است. توالی گوشته ای از پریدوتیت های به شدت سرپانتینی شده، هارزبورژیت مارزبورژیت کلینوپیرو کسن دار و لرزولیت سرپانتینی تشکیل شده است (شکل ۴- الف)، که توسط دایک های منفرد از میکرو گابرو- دیاباز (شکل ۴- ب) و اینتروژن های پلاژیو گرانیت- ترونجمیت (شکل های ۴- پ و ت)، قطع شده اند. رودنگیت به مقدار کمتر و لیستونیت کربناتی تا سیلیسی-کربناتی به گونه ای قابل توجه این توالی را قطع کرده اند (شکل ۴- ث). افزون بر آن، بلو که های بیگانه از کالک - سیلیکات (شکل ۴- ج)، مرمر و آمفیبولیت نیز به صورت پراکنده دیده می شوند.

توالی پوسته ای را می توان در دو بخش درونی و بیرونی مجزا کرد. در بخش درونی، گابروی لایه ای دیده نشد. این بخش بیشتر از گابرو ایزوتروپ تشکیل شده است که قابل مقایسه با ترازهای بالایی گابروها در کمپلکس های افیولیتی است. (2009) Shafaii Moghadam et al. کمپلکس های افیولیتی است. (2009) Shafaii Moghadam et al. کمپلکس های جدا شده از آمفیبول گابروی ماسیف دهشیر بهروش K-Ar سن ۹۳/۸ میلیون سال را به دست آورده اند. در سقف توالی، مقدار ناچیزی از گابرو فولیه (شکل ۴- چ) و به گونه ای گسترده کمپلکس دایک های دیابازی تشکیل شده است (شکل های ۴- ح ، خ و د). کمپلکس دایک های ورقه ای دیابازی تشکیل شده است (شکل های ۴- ح ، خ و د). زمچه انحراف به سوی خاور و باختر هستند. توالی یادشده توسط اینتروژن های ورلیتی آپوفیزهایی کم ستبر او طویل بسیاری از کوارتز دیوریت آمفیبول دار آن هار اقطع نموده اند (شکل ۴- خ) با آزیموتی مشابه کمپلکس دایک های ورقه ای دیابازی قطع شده و آپوفیزهایی کم ستبر او طویل بسیاری از کوارتز دیوریت آمفیبول دار آن هار اقطع نموده داند (شکل ۴- ذ). پگماتیت گابرو، اینتروژن های ورلیتی و پلاژیو گرانیت- ترونجمیت، پگماتیت گابرو را قطع کرده اند (شکل ۴- ز، س). دایک های تیره فرودیابازی،

توالی خروجی (شکل ۴ – ص) در قاعده دربردارنده مجموعهای از چرت تیرهرنگ تا رادیولاریت سرخرنگ است که با بررسی مقاطع میکروسکوپی بخش رادیولاریتی آن (شکل های ۴ – ض و ط) سن کرتاسه پسین تعیین شده و ریزفسیل های داده شد. به سوی بالای توالی، به ترتیب میان لایه هایی از سنگآهک پلاژیک برونزد دارند که با بررسی دیرینه شناسی مقاطع میکروسکوپی آن ها نیز سن کرتاسه پسین تعیین و ریزفسیل های زیر با سن کرتاسه پسین تشخیص داده شده اند:

Globotruncana arca, Gansserina gansseri, Globotruncana ventricosa, Glonita sabspinosa, Glonita stuarti, Rosita contusa, Globotruncanella citae, Oligosteginidea, Radiolaria.

لازم به یادآوری است که بر پایه مطالعات دیرینه شناسی و تشخیص ریزفسیل ها، روشنروان و همکاران (۱۳۷۵) سن کرتاسه پسین (مائیستریشتین) را برای سنگ آهک های پلاژیک همراه با گدازه های بالشی کناری کمپلکس دایک های ورقه ای دیابازی گزارش کردند. هیالوکلاستیت، برش هیالوکلاستیک و توف و به سوی بالای ترایی جموعه ای از جریان صفحه ای (sheet flow) و گدازه بالشی رخنمون دارند. میان گدازه های بالشی بیشتر هیالوکلاستیت بسیار ظریف و در مواردی سیمان

کربناتی و گاه رادیولاریت سرخرنگ دیده می شوند که ویژگی های دیرینه شناسی مشابه سنگ آهک گلوبو ترونکانادار و رادیولاریت را دارند. در مواردی سنگ های این توالی تحت تأثیر دگرسانی کف دریا با اپیدوت جانشین (شکل ۴– ط) شدهاند. به سوی خاور محدوده مورد مطالعه و در حاشیه گدازه های بالشی، گدازه آندزیتی فیریک و ایگنمبریت با سن ائوسن به صورت تکتونیزه و درهم برونزد دارند که البته در مقیاس نقشه های زمین شناسی چاپ شده قابل برداشت نیستند.

## 3- سنگنگاری

بر پایه بررسی های سنگ نگاری، بیشتر مقاطع میکروسکوپی پریدوتیت ها، به شدت سرپانتینی شده اند، اما برخی مقاطع به طور کامل سالم هستند. الیوین در این نوع مقاطع ساختار کینک دارد (شکل ۵- الف). ارتوپیروکسن از نوع انستاتیت و دربردارنده نوارهای ناز کی از دیوپسید است که در دو نسل قابل توجه هستند. برخی از آنها دگر شکل هستند به گونه ای که خاموشی موجی دارند و نوارهای دیوپسید حدر درون آنها، تاب خورده اند. در حالی که برخی دیگر بدون دگر شکلی، دارای خاموشی عادی و نوارهای دیوپسید غیر دگر شکل اند (شکل ۵- ب). کلینوپیروکسن نیز از نوع دیوپسید (شکل ۵- پ) است. تشکیل پیروکسن های دگر شکل و الیوین های با ساختار درونی کینک از جمله شواهد دگر شکلی گوشته ای است و پیروکسن های غیرد گر شکل در کنار انواع کانی های دگر شکلی (شکل ۵- ت) را می توان به گذر محلول ها و سیال های ماگمایی عبوری (که سنگهای سری های بالایی کمپلکس افیولیتی را تشکیل داده اند) نسبت داد ((Munter & Piccardo, 2003).

گابرو ایزوتروپ، دربردارندهالیوین گابرو (شکل ۵– ث)، پیروکسن گابرو، گابروديوريت فوليه آمفيبولدار (شكل ۵- چ) با بافت كوموليتي است. اليوين اولین فاز کانیایی است که تبلور یافته است. این کانی بی شکل است و در مواردی ساختمان داخلی نشان میدهد که میتوان از جمله شواهد دگرشکلی ویسکوز و نتیجه بستهبندی (packing) بلورها در طی فرایند فشردگی (compaction) در آنها بیان کرد (Hunter, 1996). ار تو پیروکسن نیز از جمله فازهای اصلی کانی شناسی پس از تشكيل اليوين است (شكل ٥- ج). پلاژيو كلاز، كلينو پيرو كسن و هورنبلاند سبز از کانی های تشکیل دهنده گابروها هستند. به دلیل وجود میان بارهایی از کلینو پیرو کسن در درون پلاژیو کلاز و بالعکس، مشکل می توان در مورد ترتیب تبلور پلاژیو کلاز و كلينوپيروكسن قضاوت كرد. با توجه به مطالعات ميكروسكپى، هورنبلاند گابرو بلورهای درشتی از هورنبلاند سبز دارد که به صورت پوششی کانی های پیشین را در برگرفته و بافت هتراد کومولا ایجاد کردهاست. با توجه به این که بافت ارتو کومولا در یک سامانه بسته شکل می گیرد و بافت های مزو کومولا، آدکومولا و هتراد کومولا نمایان گر سامانه ای باز از حجره ماگمایی در حال تبلور با امکان تراوایی مواد ماگمایی جدید هستند (Winter, 2001)، می توان نتیجه گرفت که گابروهای ایزوتروپ جنوب دەشير، در يک سامانه باز بەوجود آمدەاند. بر پايه پژوهش (2005) Kocak et al.، بر روی هورنبلاند گابروهای آناتولی در مرکز ترکیه، تشکیل هورنبلاند در گابرو ممکن است به دو شکل کانیایی تشرمکیت و مگنزیوهورنبلاند صورت گیرد. به نظر می رسد که تشرمکیت به طور مستقیم از یک ماگمای آبدار و پس از تبلور پیروکسن و یا اليوين و پلاژيو كلاز كلسيك تشكيل شود در حالي كه مگنزيوهورنبلاند ممكن است بهصورت یک فاز کانیایی ثانوی و به موازات افزایش آب ماگما جانشین کانی های فرومنيزين پيشين چون پيروكسن شود. تبلور پلاژيوكلاز كلسيك در هورنبلاند گابرو محدود اما به طور مستقیم ناشی از تبلور ما گما است. همچنین نامبردگان بر این باورند که هورنبلاند گابروها ممکن است به صورت کومولایی به وجود آیند یا این که در اثر فشردگی (compaction) کانی های کومولایی و خروج مایع میان بلوری باقیمانده و تبلور آنها، هورنبلاند گابرو تشکیل شود. در چنین وضعیتی فراوانی عناصر در این

اللي المحالي محالي محالي

نمونهها مشابه محیطهای اقیانوسی و کمانی خواهد بود و یا می توانند ویژگیهای مشابه بازالتهای پشت کمان را داشته باشند.

دایکهای ورقهای دیابازی، بافت میکروسکوپی دیابازی تا فیریک با خمیره دیابازی (شکل ۵- ح) تا دیاباز کوارتزدار (شکل ۵- خ) دارند. درشت بلورها دربردارنده بقایای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و بهندرت الیوین هستند. درشت بلورهای پلاژیوکلاز به سوسوریت، کلریت، لوکوکسن، مواد آرژیلی و گاهی آلبیت دگرسان شدهاند. کلینوپیروکسن به طور چیره با ترمولیت - آکتینولیت، کلریت، لوکوکسن و هورنبلاند جانشین شدهاند. پلاژیوکلازهای خمیره نیز گاه سالم هستند و گاه دگرسانی مشابه درشت بلورهای پلاژیوکلازهای خمیره نیز گاه سالم هستند به طور کلی با هورنبلاند، ترمولیت - اکتینولیت، کلریت، لوکوکسن و کانی های کدر جانشین شده است. کانی های اپاک و بلورهای ریز اسفن نیز در مواردی قابل توجه هستند. در دیابازهای کوارتزدار، کانی کوارتز به صورتی بی شکل در میان دیگر کانی ها شکل گرفته است.

کوارتزدیوریتهای آمفیبولدار، بافت فیریک با خمیرهای ریز بلور دارند. درشتبلورهای هورنبلاند سبز و پلاژیوکلاز حدود ۴۵ درصد از مقطع را تشکیل دادهاند. خمیره نیز افزون بر کانیهای هورنبلاند و پلاژیوکلاز، دربردارنده بلورهای ریز کوارتز و آلکالی فلدسپار به شدت آرژیلی شده است (شکل ۵ – د). اینتروژنهای ورلیتی در این ناحیه از ورلیت و ورلیت ارتوپیروکسندار تشکیل شدهاند. به طور طبیعی کانیهای الیوین و کلینوپیروکسن (کانیهای اصلی) و ارتوپیروکسن در مقادیر متغیری قابل توجه هستند. به طور کلی این نمونه ها در مقاطع میکروسکوپی به شدت آکسید و سرپانتینی شدهاند.

پگماتیت گابرو نیز دارای ترکیب الیوین گابرو و پیروکسن گابرو است. الیوین گابرو سالم تر است و از بلورهای درشت الیوین با ساختمان داخلی، پلاژیوکلاز کلسیک، کلینوپیروکسن و به صورت فرعی ارتو پیروکسن تشکیل شده است. در یگماتیت گابرو با ترکیب پیروکسن گابرو، الیوین دیده نشده است (شکل ۵ – ذ).

اینتروژنها و دایکهای نفوذی اسیدی، دارای ترکیب پلاژیو گرانیت تا ترونجمیت هستند. پلاژیو گرانیتها، بافت فیریک با خمیره ریزبلورین (شکل۵- ر) و یا گرانولار دارند. پلاژیو کلازهای سدیک و کوارتز هم در درشت بلورها و هم در خمیره دیده می شوند که در مواردی بافت کاملاً خرد شده دارند که احتمال بالاآمدگی آنها در امتداد گسل های اصلی را تقویت می کند. ترونجمیت نیز دارای بافت گرانولار تا میکروپگماتیت گرافیک (شکل ۵- ر) است. افزون بر کانی های بیان شده، آلکالی فلدسپار همراه با کوارتز نقش اصلی در تشکیل بافت میکروپگماتیت گرافیک داشته است.

توالی خروجی در بردارنده هیالو کلاستیت، برش و توف هیالو کلاستیک و گدازه بالشی است. برش و توف هیالو کلاستیک نیز ترکیب بازالتی تا بازالتی آندزیتی دارند. توف ها دارای بافت کریستالو کلاستیک تا لیتو کلاستیک هستند. دانههای پلاژیو کلاز و کلینوپیرو کسن به شدت دگرسان و قطعه ها نیز به طور چیره اکسید شده اند. اسمکتیت، کلریت و رگچه های پرشده از آلبیت و کلست نیز قابل توجه هستند. گدازه های بالشی به ندرت بافت فیریک و بیشتر بافت اینتر سرتال دارند. شیشه آتشفشانی نیز به طور کامل با اسمکتیت جانشین شده است (شکل ۵– س). کانی های کدازه بالشی در دو نسل تشکیل شده اند. نسل اول دربردارنده خوشه هایی (clusters) نزوج گدازه تبلور یافته اند. نسل بعدی، میکرولیت های پلاژیو کلاز و بلورهای ریز کلینوپیرو کسن و شیشه آتشفشانی اسمکتیتی شده اند که هنگام فوران از راه های شکل گرفته اند. کلینوپیرو کسن ها شکل دم خروسی دارند که خود از شواهد فوران نرز ترکیب آلدزیتی و بافت می است (بحل ۵). جریان های صفحه ای نیز تر کریب آلدزیتی و بافت میکرولیتیک جریانی دارند که خود از شواهد فوران تشفشانی زیر دریایی است (2009). بحریانی دارند که هنگام می صفحه ای

مقاطع میکروسکوپی نمونه های مربوط به کالک شیست بافت پورفیرو کلاستیک

دارند و اپیدوت و مسکوویت همراه با بلورهای ریزکانیهای نوظهور کربناتی و کوارتز، برگوارگی را تشکیل دادهاند. لیستونیت نیز بیشتر از کانیهای کربناتی نوظهور و کوارتز تشکیل شده است.

# 4- ژئوشیمی

برای شناخت ویژگیهای ژئوشیمیایی و جایگاه ماگمایی- زمینساختی مجموعه افیولیتی تکتونیزه جنوب کهدوئیه، نمونههای برداشت شده در آزمایشگاه ALS در کانادا تجزیه و تحلیل شدند و در این راستا از تفسیر نمودارهای مرتبط استفاده شد. نمونههای توالی خروجی مانند جریان صفحهای و گدازه بالشی دگرسانی شدیدی متحمل شدهاند اما نمونه های مربوط به توالی درونی مانند گابروها و کمپلکس دایکهای ورقهای دیابازی سالم ترند. از آن جایی که توالی پوستهای درونی در محدوده کهدوئیه قابل مقایسه با افق های بالاتر از توالی پوستهای در کمپلکس های افیولیتی شاخص است، از نمونههای این توالی برای تفسیرهای ژئوشیمیایی استفاده میشود. برای مقایسـه نتایـج تجزیـهها با بررسـیهای میکروسکوپی، از نمودار (Le Bas et al. (1986) ابرای نامگذاری ژئوشیمیایی استفاده شد که بهدلیل حجم مطالب مورد نظر از آوردن آنها در این مقاله پرهیز شد. بر اساس نمودار، نمونههای گابروی ایزوتروپ و گابرودیوریت فولیه هورنبلانددار در قلمرو بازالت، دایکهای ورقهای دیابازی در قلمروهای بازالت تا آندزیتبازالتی، جریان صفحهای، گدازه بالشی و دایکهای دیابازی منفرد در قلمروهای بازالت-تراکیبازالت تا تراکیآندزیتبازالتی، کوارتزدیوریت در قلمروهای داسیت و تراکی آندزیت و نمونه های مربوط به یلاژیو گرانیت-ترونجمیت در قلمروهای ریولیت و تراکیداسیت واقع شدهاند. نظر بهاهمیت نمودارهای عنکبوتی، در تفسیر ژئوشیمیایی و جایگاه ماگمایی- زمینساختی، نتایج تجزیههای شیمیایی محدوده مورد مطالعه، با مقادير گوشته اوليه و كندريت از (I989) Sun & Macdonough بهنجار شدند (شکل ۶) . در این نمودارها جز دو نمونه از توالی خروجی و یک نمونه گابروی فولیه هورنبلانددار، بقیه الگوها تهی شده از عنصر Nb هستند. همچنین تهی شدگی از عنصر Ta در بیشتر الگوها و Ti و Zr در برخی از آن ها قابل توجه است. تهیشدگی عنصر Ti در الگوی کوارتزدیوریت و تونالیت- ترونجمیت آشکارتر از دیگر نمونهها است و شیب غنی شدگی از عناصر کمیاب سبک نسبت به عناصر کمیاب سنگین، نمود بیشتری دارد. در مقایسه با ترکیب مورب عادی این نمونه ها غنی شدگی از عناصر سبک لیتوفیل بزرگ یون (LILE) مانند Cs ،Th و تھی شدگی از عنصر Nb در بیشتر تجزیهها و عناصر Ta ،Ti و Zr در برخی از آنها نشان میدهند که از جمله ویژگیهای آشکار افیولیتهای مرتبط با فرورانش یا به عبارتی بهتر افيوليت هاي سو پرا- سابدا كشن است (;Dilek & Furnes, 2009, Dilek et al., 2007) Dilek, 2003; Saccani & Phontiades, 2004; Beccaluva et al., 2004; Robertson, 2002; Shervais, 2001; Juteau & Maury, 1999; 2009; Stern & Bloomer, 1992). در نمودارهای بهنجار شده با مقادیر کندریت (شکل ۶)، تغييرات عناصر خاکی کمياب سبک به سنگين در جريان صفحهای و گدازه بالشی در ترازی بالاتر از نمونههای توالی پوستهای درونی قرار گرفتهاند که تأییدی بر فرايند تفريق در تشکيل آن ها است. الگوي گابروهاي ايز و تروپ، دايک هاي ديابازي ورقهای، پگماتیت گابروها و نمونههای توالی آتشفشانی کموبیش خطی است و از روند یکسانی پیروی می کند اما در ترازهای متفاوتی جای گرفتهاند، به گونهای که برخلاف روند عادی تفریق، الگوهای مربوط به پگماتیت گابرو و دایک دیابازی قطع کننده آنها در ترازی پایین تر از دایکهای ورقهای جای گرفتهاند که می تواند ناشی از ناهمگونی ترکیب گوه گوشتهای و یا تأثیر متفاوت ترکیبات برخاسته (subduction components) از صفحه فرورونده (subducted slab) بویژه سیالها بر روی گوه گوشته ای باشد که تولید کننده اصلی ماگمای سازنده این سنگها

هستند. برخی از الگوها در ترازهایی پایین تر از مورب عادی (N-MORB) جای گرفته اند که نشان از ترکیب تهی شده منبع گوشته ای در بالای صفحه فرورونده دارد، هرچند تأثیر این سیال ها سبب غنی شدگی از عناصری مانند K، Rb ،Cs ، Th عاصری مانند K، Rb ،Cs ، Th و Ba نیز شده است (Arculus 1906; Stern et al., 2006; Tian et al., 2008; Stern et al., 2006; Tian et al., 2008; Stern et al., 2006; تجزیه های پلاژیو گرانیت-و Ba نیز شده است (Arculus 1994; Elliott et al., 1997). الگوهای تجزیه های پلاژیو گرانیت-مستند که شیب قابل توجهی دارند و قابل مقایسه با ویژگی های ماگماتیسم کمان های بالغ هستند. تهی شدگی از عناصر HFSE، ناهمگونی در ترکیب منشأ و قرارگیری نمودارهای عنکبوتی در ترازهایی با فاصله قابل توجه، مقایسه تحولات ماگمای سازنده توالی پوسته ای افیولیت تکتونیزه کهدوئیه را با آنچه که در مورب ها گزارش شده است با اشکال مواجه می کند.

در یک بازنگری (2003) Pearce، چند نمودار کلی برای تشخیص و جدایش افیولیت های با خاستگاه مورب از افیولیت های با منشأ سوپرا- سابداکشن پیشنهاد کرد. اساس این بازنگری بر پایه نمودارهایی بود که طی سال های پس از تعریف کمیته Penros از واژه "افیولیت" در معرض تجربه پژوهشگران بوده است و ما نیز در این مقاله تنها از دو نمونه از آن ها سود برده ایم. شکل ۷، نخستین نمودار مورد استفاده از مجموعه نمودارهای پیشنهادی است که در آن از نسبت های عناص را Th/Yb به Pearce (2003) محیح شد. قلمروهای تولئیتی، کالکو آلکالن و و توسط (2003) Pearce تصحیح شد. قلمروهای تولئیتی، کالکو آلکالن و شوشونیتی نیز از (2006) Pearce برگرفته شده است. در این نمودار گابروی ایزوتروپ، پگماتیت گابرو و دایک دیابازی قطع کننده آن ها و هورنبلاند گابرو در قلمروی تولئیتی با خاستگاه مورب تهی شده جای گرفته اند اما دایک های ورقه ای دیابازی و منفرد، کوارتزدیوریت، گدازه بالشی و جریان صفحه ای در قلمروهای تولئیتی و کالکو آلکالن واقع شده اند که به نوعی تأیید تفسیر نمودارهای عنکبوتی است. می توان گفت که بیشتر نمونه های افیولیت تکتونیزه کهدوئیه در منطقه سویرا-سایداکشن با ویژ گیهای تولئیتی و کالکو آلکالن جای گرفته اند اما دایک های ورقه ای

در نمودار بعدی از نسبتهای Ta، Th و Hf/3 استفاده شده است که توسط (1979; 1980) به کار رفت. از آن جا که تمامی گدازههای کمانی، غنی شدگی از عنصر Th را نشان می دهند (2009 Maury) Th یک عنصر کلیدی در تحولات ماگمایی مرتبط با زونهای فرورانش است و به همین دلیل توسط گروه ژئوشیمی آزمایشگاه پیرسو در پاریس برای جدایش افیولیتهای نوع مورب از نوع سوپرا- سابداکشن پیشنهاد شد. در این نمودار، قلمرو های BC بازالتهای مورب، قلمروهای CD بازالتهای جزایر اقیانوسی (OIB) و قلمرو A ماگماتیسم مرتبط با زونهای سوپرا- سابداکشن را نشان داده است. بیشتر تجزیههای مربوط به افیولیت کهدوئیه در قلمرو سوپرا- سابداکشن واقع شدهاند (شکل ۸).

بررسی نمودارهای عنکبوتی و نمودارهای تکتونوماگماتیک محدوده کهدوئیه حکایت از تشکیل افیولیت این ناحیه در یک زون سوپرا- سابداکشن با تأثیر متفاوت ترکیبات فرورانش دارد. این ترکیبات ممکن است به طور عمده از دو راه به گوه گوشته ای بالای صفحه فرورونده انتقال یابند و ضمن تأثیر بر نقطه ذوب با آن واکنش دهند: ۱- به صورت سیالهای آبدار ناشی از شکسته شدن کانیهای آبدار در ضمن فرورانش صفحه فرورونده و ۲- مذاب ناشی از ذوب بخشی این صفحه. حال یکی از اساسی ترین سؤالهایی که باقی می ماند این است که این نقل و انتقالات به وسیله سیالهای آبدار صورت می گیرد یا از مواد مذاب؟ در این رابطه نمودارهایی که در آن ها نسبتهای عناصر ناساز گاری چون مذاب؟ در این رابطه نمودارهایی که در آن ها نسبتهای عناصر در بازالتهای مناصر در نمودارهای ژئوشیمیایی بازتابی از رفتار آنها در حین ذوب بخشی و یا عناصر در نمودارهای ژئوشیمیایی بازتابی از رفتار آنها در حین ذوب بخشی و یا

تسفریق بلوریس است. بر پایسه داده های انتشار یافتسه از زون های فرورانسش (You et al., 1996; Keppler, 1996; Hermann, 2002)) عنصر Ba، در قلمروهای حرارتی گسترده ای در زون های فرورانش متحرک است و همراه با سیال های آب دار انتشار می یابد. Th در سیال های حرارت پایین، کم تحرک و یا نامتحرک است اما در حرارت بالا که رسوبات بالای صفحه فرورونده و یا گوه گوشته ای دچار ذوب بخشی می شوند میل ترکیبی دارد. افزون بر این، یک عنصر کلیدی برای تشخیص زون های فرورانش است، زیرا تمامی گدازه های کمانی از این عنصر غنی شد گی نشان می دهند (2009, Maury)، اما Md بیشتر نامتحرک است. بنابراین از نسبت های عناصری چون Th/M و Maury, 2009 میتوان برای تشخیص نحوه تأثیر ترکیبات برخاسته از صفحه فرورونده از جمله مذاب ناشی از ذوب بخشی رسوبات و یا سیال ها، در تکوین ماگما در این زون های استفاده کرد. شکل ۹، موقعیت تجزیه های توالی پوسته ای افیولیت کهدوئیه و تأثیر بیشتر سیال ها و نقش کمتر مذاب منشی از ذوب بخشی رسوبات را در ژنز آن ها نشان می دهد. همان گونه که دیده می شود فراوانی نسبت های عناصر بیان شده از مقادیر میانگین مناطقی چون اقیانوس هند و مورب عادی نیز بیشتر است.

سؤال بعدی سازوکار تأثیر سیالها بر ژنز ماگما در زونهای فرورانش است. در مدلی نمادین و برگرفته از (Stern & Bloomer (1992)، ارتباط تشکیل افیولیت با بازشدگی سریع در صفحه بالایی یک زون فروانش در شرف تولد را نشان داده است (شکل ۱۰). در این مدل و در یک زون فرورانش در حال تولد، صفحه فرورونده با سست کره زیرین خود که بیشتر منشأ مورب را دارد به سوی ژرفا کشیده میشود. در این مرحله ممکن است در بالای صفحه فرورونده (subducted slab)، کشیدگی سریع اتفاق افتاده و فضای خالی در محدوده گوه گوشتهای بالای صفحه تشکیل شود. بهدلیل ویژگیهای پلاستیک، سست کره زیر صفحه فرورونده می تواند به بالای صفحه و در محدوده فضای خالی بیان شده نفوذ کند. در هنگام انجام فرایندهای یادشده و با ورود صفحه فرورونده به ژرفا، کانی های آبدار، آب خود را از دست داده و شرایط برای تشکیل سیال های آبدار فراهم میشود که با تأثیر بر گوه گوشتهای سبب پایین آمدن نقطه ذوب بخشی آن میشوند. با افزایش بیشتر ژرفای صفحه فرورونده و خروج سیالها، این صفحه نیز دچار ضعف و شکستگی و در ژرفای گوشته غرق و نایدید می شود. ذوب بخشی گوه گوشته ای بالای صفحه فرورونده و تأثیر متفاوت سیال ها و یا مذاب، می تواند شرایط را برای تشکیل افیولیتهای سوپرا- سابداکشن فراهم کند. بهموازات فاصله گرفتن از جبهه فرورانش و حرکت به سوی کمان ها می توان تأثیر متفاوت اما بیشتر ترکیبات فرورانش را شامل سیال ها و یا مواد مذاب بر ژنز ماگما شاهد بود.

## ۵- بحث

تشکیل پوسته های اقیانوسی که پس از جایگیری در سطح زمین با عنوان افیولیت شناخته می شوند به روش های مختلفی صورت می گیرد. (1973) Miyashiro به صورتی اصولی متوجه این نکته شد که برخی از افیولیت ها و رسوبات با منشأ آتشفشانی همراه آن ها، دارای شباهت های ژئوشیمیایی و چینه نگاری همچون ماگماهای جزایر کمانی هستند. مطالعات بعدی نشان داد که حوضه های حاشیه ای (marginal) مرتبط با فرورانش می تواند محل مناسبی برای تشکیل افیولیت ها باشد و به این تر تیب می توان تشکیل سنگهای آذرین با ویژگی های ژئوشیمیایی کمان ها و یا رسوبات با منشأ آتشفشانی که مواد سازنده آن ها از کمان های آین نوع افیولیت ها اکنون عمل شده اند را توجیه کرد (supra-subduction). این نوع افیولیت ها اکنون با نام سوپرا- سابداکشن (nucein) معروفند نامی که اولین بار توسط دا (1984) ای محادی اویژگی های ژئوشیمیایی کمان های آتشفشانی از افیولیت های با ویژگی های ژئوشیمیایی کمان های

# 

کنونی به کار رفت و کاربرد وسیعی یافت. این نوع افیولیت ها هم در بازشدگی های پیشانی کمان (fore-act) مانند افیولیت های Trodouds، عمان و Range Coast در کالیفرنیا و هم در حوضه های پشت کمان (back-arc) مانند افیولیت Jasphine گزارش شده اند. البته گوناگونی سنگ شناسی – ژئوشیمیایی در محیط های پشت کمان عادی است (Dadd, 1998; Xu et al., 2002) به طوری که ممکن است حتی بخش قابل توجهی از بازالت ها در این حوضه ها، ویژگی های ژئوشیمیایی مشابه بازالت های پشته های میان اقیانوسی را نیز داشته باشند، اما در مقایسه با افیولیت های تشکری برای در حوضه های مورب و پشت کمان، افیولیت های پیشانی کمان، شانس بیشتری برای حفظ در پوسته قاره ای کناری در جریان فرورانش و در پی آن برخورد (collosion).

دیرزمانی است که بحث تشکیل افیولیتها و ویژگیهای ژئوشیمیایی آنها بستر مناسبی را برای ارائه مدلهای ژئودینامیکی فراهم کرده است. مدلهایی که هر از چند گاه دچار تغییر زیادی نیز می شوند. در افیولیتهای نوع سوپرا-سابداکشن بویژه انواعی که در حاشیه یک لبه قارهای فعال و جنبا و پیشانی کمانها و یا در بازشدگیهای درون کمان (intra arc extention) شکل می گیرند، مجموعه فرایندهایی دخالت دارندکه (Shervais (2001) آنها را در ۵ مرحله خلاصه کرده است:

(maturity) مرحله تولد (birth) ۲)- مرحله جوانی (youth) ۳)- مرحله بلوغ (maturity)
۹)- مرحله (death) ۵)- مرحله احیاء (resurrection)

در مرحله تولد، افیولیتها در بالای زون فرورانش و در مراحل اولیه تشکیل این زون، شکل می گیرند. در این مرحله گدازه های تولئیتی کمانی (arc tholeiite)، گابروهای لایهای و کمپلکس دایک های ورقهای دیابازی از ذوب بخشی سست کره تشکیل می شوند. در مرحله جوانی، سست کره دیر گداز (refractory Astenospher) دچار ذوب بخشی می شود و اینتروژن های ورلیتی ایجاد مي شوند. مرحله بلوغ با فوران فعاليت آتشفشاني با ويژگي هاي كماني، اينتروژن هاي کوارتزدیوریتی و حتی گدازههای سیلیسی همراه است. در مرحله مرگ، فرایند گسترش (spreading) اقیانوس و فعالیت آتشفشانی مرتبط، به طور ناگهانی متوقف میشود. این مرحله با تشکیل دایکها و گدازههای با ویژگیهای اقیانوسی همراه است که سری های پیشین را قطع کرده و یا برروی آن ها نهشته شدهاند. مرحله احیاء با جایگیری افیولیت در درون حاشیه قارهای غیرفعال و یا فرورانش آن همراه است و با ادامه فرورانش، با بالاآمدگی افزایشی (accretionary uplift) ادامه خواهد یافت. مراحل تولد، جواني و بلوغ ممكن است در زمان هاي مختلفي رخ دهند و هر مرحله با مرحله پیشین ممکن است هم پوشانی داشته باشد. شناخت این مراحل نشان می دهد که تشکیل افیولیت ها در زون های سوپرا- سابداکشن، یک حادثه اتفاقی نبوده بلکه پیامد مجموعهای از حوادث در این محیط زمین ساختی است.

همان گونه که بیان شد، افیولیت تکتونیزه کهدوئیه در حاشیه جنوب باختری خردهقاره ایران مرکزی واقع شده است و در حاشیه باختری آن با واسطه فروافتادگی ابر کوه، سریهای دگرگونی وابسته به زون ساختاری سنندج – سیرجان واقع هستند. افیولیت این محدوده ویژگیهای ژئوشیمیایی تولئیتی کمانی و کالکوآلکالن یا همان ویژگیهای افیولیتهای سوپرا – سابداکشن را نشان می دهند اما همانند مشاهدات زیر گیهای افیولیت های سوپرا – سابداکشن را نشان می دهند اما همانند مشاهدات ناحیه ویژگیهای یک افیولیت بالغ را نیز نشان می دهند. به این ترتیب که افزون بر رخنمونهایی آشکاری از گابروهای فولیه (که قابل مقایسه با افقهای بالایی توالیهای گابرویی در افیولیت های ماخص هستند)، کمپلکس دایکهای ورقهای دیابازی، اینتروژنهای ورلیتی (که اولین بار در این پژوهش به آنها اشاره شده است) و آبوفیهای کوچک از کوارتزدیوریت – کوارتزمونزودیوریت نیز در این محدوده شناسایی شدهاند. رخنمون سنگهای اخیر از جمله شواهد شاخص روی زمین است

که نشان میدهدکه افیولیت تکتونیزه کهدوئیه دست کم مراحل تولد، جوانی و بلوغ را طی کرده است. برای ارائه یک مدل ژئودینامیکی و این که آیا افیولیت این محدوده در پیشانی کمان-کشیدگی درون کمان و یا پشت کمان تشکیل شدهاند، همچنان نیاز به داده های بیشتر از افیولیت این کمربند، محدوده اطراف نائین و همچنین جایگاه سنی رخنمون های دگرگون همراه با این کمربند افیولیتی و کمپلکس های دگرگونی زون سنندج- سیرجان در حاشیه باختری مجاور را دارد. منشأ پلی ژنیک آنها در کنار نقش سیالها در تکوین ماگمای توالی پوستهای، احتمال تشکیل افیولیت کنونی در محل رخنمون یک افیولیت کهن را تقویت می کند. افیولیتی که دستخوش فرورانش شده و در هنگام تشکیل افیولیت کنونی از بین رفته است. Shafaii Moghadam et al. (2009) با توجه به ویژگیهای ژئوشیمیایی از جمله روند تولئيتي و كالكو آلكالن، تشكيل افيوليت كمربند نائين- بافت را به يك بازشدگی پشت کمان نسبت دادهاند. همان گونه که بیان شد، انتساب این کمربند افیولیتی به یک حوضه پشت کمان نیاز بهدلیل علمی و کارهای پژوهشی با جزییات بیشتری دارد. افزون بر این که در نوشتار و همچنین ستون چینهشناسی پیشنهادی آنان از ماسیف ده شیر (که محدوده کهدوئیه نیزدر آن واقع است) افزون بر رسم سوآرم دایک، اساساً هیچ گونه اشارهای به رخنمون کمپلکس دایک های ورقهای دیابازی، اینتروژنهای ورلیتی– الیوین وبستریتی و آپوفیزهای کوارتزدیوریتی آمفیبولدار نشده است و گابروهای کومولیتی و ایزوتروپ را بهصورت پاکتها و پودهایی در نظر گرفتند که با واقعیتهای روی زمین، دستکم در محدوده کهدوئیه همخوانی ندارند (شکلهای ۳ و ۴). افزون بر این، ویژگیهای ماگمایی تولئیتی کمانی و کالکو آلکالن در کمربندهای افیولیتی پیشانی کمان و زونهای کششی درون کمان مانند Range Coast در کالیفرنیای امریکا نیز گزارش شده است (Shervais et al., 2007; Shervais, 2001). اگرچه Shafaii Moghadam et al. (2010)، افزون بر اصلاح ستون چينه شناسي، تنها بخش کوچکی در قاعده توالی خروجی را بهعنوان کمیلکس دایکهای دیابازی در نظر گر فتند.

## 6- نتیجهگیری

- افیولیت تکتونیزه کهدوئیه در جنوب دهشیر از توالیهای گوشته ای و پوسته ای تشکیل شده است. توالی گوشته ای دربردارنده هارزبورژیت، هارزبورژیت کلینوپیروکسن دار و لرزولیت است که شواهد دگر شکلی گوشته ای را نشان می دهند. بخش درونی توالی پوسته ای از گابرو هورنبلاند دار با ویژگیهای کومولایی و کمپلکس دایک های ورقه ای دیابازی تشکیل شده است که توسط اینتروژنه ای ورلیتی - الیوین وبستریتی، آپوفیزهای کوارتزدیوریتی - کوارتزمونزودیوریتی، پگماتیت گابرو و پلاژیو گرانیت - ترونجمیت قطع شده اند. توالی خروجی نیز از جریان صفحه ای، گدازه ی بالشی، چرت - رادیولاریت سرخرنگ و سنگ آهک پلاژیک با ریزفسیل های کرتاسه بالایی تشکیل شده است.

- افیولیت تکتونیزه کهدوئیه چند منشایی است و روندهای ژئوشیمیایی تولئیتی و کالکوآلکالن دارد و قابل مقایسه با افیولیتهای نوع سوپرا- سابداکشن است.

- ترکیبات برخاسته از صفحه فرورونده بویژه سیالها، نقش اصلی را در منشأ ماگمای توالی پوستهای این محدوده داشته است.

- با توجه به بندهای ۱ و ۲، افیولیت این محدوده مراحل تولد، جوانی و بلوغ را گذرانده و همانند بسیاری از افیولیتهای نوع سوپرا- سابداکشن عمری کوتاه داشته است.

- تشکیل افیولیت محدوده کهدوئیه را شاید بتوان با سناریوی فرورانش کلی نئو تتیس طی دوران مزوزوییک و بویژه کر تاسه بالایی به زیر ایران مرکزی توجیه کرد که البته ارائه یک مدل ژئودینامیکی معرف، نیاز بهدادههای علمی بیشتری دارد.



شكل ۱- براكندگی مجموعهها و كمپلكس هاى افيولينى ايران و موقعيت محدوده مورد مطالعه. اين شكل تلفيقى از داده هاى نقشه ماگماتيك ايران (Emami et al., 1993) و واحدهاى مهم ساختارى- زمين ساختى ايران مركزى (Ghasemi & Talbot, 2006) است. حروف معرف عبارتند از: KH افيوليت خوى، KM: افيوليت كرمانشاه، NK: افيوليت نائين، SHB: افيوليت شهربابك، NY: افيوليت نيريز، BZ: افيوليت بزمان، SB، افيوليت سبزوار، TK: افيوليت چهل كوره، TH: افيوليت تربت حيدريه.



شکل۳- ستون چینهنگاری نمادین از واحدهای مختلف توالیهای درونی و بیرونی افیولیت تکتونیزه کهدونیه، جنوب دهشیر که توضیح آن در متن مقاله آورده شده است.



شکل ۲– نقشه ساده شده زمین شناسی و موقعیت محدوده مورد مطالعه در بخش شمالی کمربند افیولیتی ده شیر– بافت و سنگ های اطراف بر پایه اطلاعات نقشه های ۱:۲۵۰٫۰۰۰ زمین شناسی آباده، یزد، اقلید و انار .



شکل ۴- عکس واحدهای مختلف محدوده کهدوئیه: الف) نمایی از پریدوتیت در باختر روستای اردان، ب) دایکهای منفرد دیابازی که پریدوتیت را قطع کردهاند، پ) پلاژیو گرانیت که در جنوب کمر چاه سرخ پریدوتیت را قطع کرده است، ت) باختر مزرعه رشکوئیه- خاور معدن سنگ، ترونجمیت بهصورت پودهایی پریدوتیت را قطع کرده است، ث) رخنمون لیستونیت در خاور کمرچاه سرخ، ج) بلو که های سر گردان از کالک- سیلیکات که بهصورتی تکتونیزه در درون پریدوتیت دیده می شوند، چ) گابرو هورنبلانددار فولیه در کمرچاه سرخ، ح) جشماندازی از کمپلکس دایکهای ورقهای دیابازی در کوه اسالمون، خ) اینتروژن های تیره رنگ ورلیتی- الیوین وبستریتی در خاور ریش کوه که کمپلکس دایکهای ورقهای دیابازی در کوه اسالمون، خ) اینتروژن های تیره رنگ ورلیتی- الیوین وبستریتی در خاور ریش کوه که کمپلکس دایکهای ورقهای دیابازی را قطع کردهاند، د) نمایی نزدیک از دایکهای ورقهای دیابازی در SID.ir کردهاند، ر) اینتروژن های ورلیتی با آزیموت تقریباً شمالی- جنوبی که گابرو ایزوتروپ را قطع کردهاند،





شکل ۴- ز) اینتروژنهای ورلیتی در خاور ریش کوه که کمپلکس دایکهای ورقهای دیابازی را قطع کردهاند و توسط پگماتیت گابرو خاکستری رنگ و سپس پلاژیو گرانیت روشن رنگ قطع شدهاند، س) نمایی نزدیک از پگماتیت گابرو در خاور ریش کوه ، ش) آخرین فاز ماگماتیک در توالی پوستهای درونی، با ترکیب دیابازی که در شمالباختری کوه اسالمون پگماتیت گابرو را قطع کرده است، ص) نمایی عمومی از توالی خروجی شامل گدازه ی بالشی و جریان صفحهای در جنوب خاوری ریش کوه، ض) نمایی نزدیک از توالی خروجی در روستای اردان که در آن رادیولاریت در قاعده و گدازه بالشی در بالای سری قرار دارد و ط) دگرسانی کف دریا و اپیدوتی شدن شدید توالی خروجی در ریش کوه.



شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی انتخابی شامل الف) الیوین با ساختار داخلی کینک در هارزبورژیت با دگرشکلی گوشتهای، ب) نوارهای نازک دیوپسید در درون آنستاتیت، پ) بلور درشت نادگرشکل دیوپسید در لرزولیت، ت) بلورهای ریز الیوین فاقد ساختار کینک در درون ارتوپیروکسن بلورهای الیوین دگرشکل در پایین مقطع دیده می شوند، ث) پیروکسن، گابرو، ج) هورنبلاندگابرو، چ) ارتوپیروکسن در الیوین-گابرو، ح) دیاباز ریزبلور، خ) دیاباز دارای بلورهای ریز کوارتز، د) کوارتزدیوریت آمفیبول دار، ذ) پگماتیت گابرو، ر) پلاژیوگرانیت با بافت فیریک و خمیره ریزبلور، ترونجمیت با بافت میکروپگماتیت گرافیک، س) جانشینی شیشه آتشفشانی با اسمکتیت زیتونی رنگ، ش) بافت میکرولیتیک جریانی در جریان در جریان صفحهای.



شكل ۶- نمودارهاي عنكبوتي بهنجار شده نسبت با مقادير استاندارد گوشته اوليه و كندريت (Sun & MaDonough (1999) از واحدهاي مختلف افيوليت كهدوئيه نشان داده شده است.





شکل ۸- نمودار سهتایی نسبتهای Hf/3 ،Ta ،Th که توسط Wood et al. که توسط Hf/3 ،Ta ،Th که توسط Wood et al. بازالتهای (1979, 1980) به کار رفته است. در این نمودار، قلمروهای BC بازالتهای مورب (MORB)، CD بازالتهای جزایر اقیانوسی (OIB) و قلمرو A ماگماتیسم مرتبط با مناطق سوپرا- سابداکشن را نشان داده است. بیشتر تجزیههای مربوط به افیولیت کهدوئیه در قلمرو سوپرا-سابداکشن واقع شدهاند.





شکل۱۰- مدل نمادین و برگرفته از (I992) Stern & Blomer ، ارتباط تشکیل افیولیت با بازشدگی سریع در صفحه بالایی یک زون فروانش در شرف تولد را نشان داده است. توضیح بیشتر در متن مقاله، داده شده است.



U.J.oiO

ادامه شکل ۶

شکل ۷- نمودار نسبت عناصر Th/Yb به Ta/Yb. این نمودار توسط Pearce (1982) پیشنهاد و توسط (2003) Pearce تصحیح شد. قلمروهای تولئیتی، کالکو آلکالن و شوشونیتی از (2006) Faustino et al. گرفته شده است. بیشتر نمونه های افیولیت تکتونیزه کهدوئیه در زون سوپرا- سابداکشن رسم شده اند. به نظر می رسد که نمونه های از گابروهای ایزوتروپ و پگماتیت گابرو، منشأ تهی شده داشته اند و بقیه نمونه ها ویژگی های حدواسط تولئیتی -کالکو آلکالن دارند.



شکل ۹– موقعیت تجزیههای منطقه و تأثیر بیشتر سیالها و نقش کمتر رسوبات در ژنز افیولیت کهدوئیه. دادهها از (2008) Tian et al. و منابع





## کتابنگاری

- آفتابی، ع. و فتحی، غ. ، ۱۳۷۵ زمین شناسی و ارزیابی پتانسل معدنی کمربند افیولیتی خمرود شهربابک کرمان. فصلنامه معادن و فلزات، شماره ۵۰، صفحه ۶۰–۷۲. ابراهیمی شاه آبادی، م.، ۱۳۸۴ – بررسی ژئوشیمی و پترولوژی تودههای نفوذی بخش دهج – خمرود واقع در نوار افیولیت– ملانژ خمرود – شهربابک، پایاننامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید باهنر کرمان. امینی، ص. و کریمی، ا، ۱۳۸۴ – ارائه یک توالی کامل افیولیتی از مجموعههای افیولیتی دهشیر – شهربابک، مجموعه مقالات نهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه
  - تربیت معلم تهران. صفحه ۵۰۴–۴۹۴. روشن روان، ج.، سبزه ای، م.، ناظم زاده شجاعی، م.، ۱۳۷۵– ورقه ۱:۱۰۰,۰۰۰ ده شیر. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. سلطان محمدی، ا.، ۱۳۸۸– ژئوشیمی و پتروژنز سکانس پوستهای افیولیتهای خبر– مروست، شمال غرب شهربابک. پایاننامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.

شفائي مقدم، ه.، ١٣٨٧- كمربند افيوليتي نائين-بافت: سن، ساختار و منشأ. رساله دكتري، دانشگاه شهيد بهشتي، ٥٩٠ صفحه.

عمیدی، س. م.، ۱۳۶۲– تلفیق ورقه ۲۰۰۰ ۱:۲۵۰ آباده. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

## References

- Arculus, R. J., 1994- Aspects of magma genesis in arcs. Lithos, 33, 189-208.
- Beccaluva, L., Coltorti, M., Giunta, G. & Siena, F., 2004- Tethyan vs. Cordilleran ophiolites: a reappraisal of distinctive tectono-magmatic features of supra-subduction complexes in relation to the subduction mode. Tectonophysics, 393, 163 174.
- Bedard, J. H., Lauziere, K., Tremblay, A. & Sangster, A., 1998- Evidence for forearc seafloor-spreading from the Betts Cove ophiolite, New Foundland, Oceanic crust of boninitic affinity, Tectonophysics, 284, 233-245.
- Brouxel, M. & Lapierre, H., 1998- Geochemical study of an early Paleozoic island-arc-back-arc basin system, Part 1, The Trinity complex, eastern ophiolite (northern California). Geological Society of America Bulletin, 100, 1111-1119.
- Dadd, K. A., 1998- Incipient back-arc magmatism in the Silurian Tumut Trough, new south wales, An ancient analogue of the early Lau Basin, Australian Journal of Earth Sciences, 45, 109-121.
- Dilek, Y. & Furnes, H., 2009- Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in subduction roll back systems. Lithos, doi; 10.1016/j.lithos.2009.04.022.
- Dilek, Y., 2003- Ophiolite concept and its evolution, in Dilek, Y., and Newcomb, S., eds., Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought, Geological Society of America Bulletin, Special Paper, 373, 1-16.
- Dilek, Y., Furnes, H. & Shallo, M., 2007- Suprasubduction zone ophiolite formation along the periphery of Mesozoic Gondwana. Gondwana Research, 11, 453-475. DOI:10.1016/j.gr.2007.01.005.
- Dimitrijevic, M. D., 1972- Geology of Kerman. Geological survey of Iran, No. 72.
- Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W. & Bourdon, B., 1997- Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. Journal of Geophysical Research, 102, 14991–15019.
- Emami, M. H., Sadeghi, M. M. & Omrani, S. J., 1993- Magmatic map of Iran. Scale 1:1,000,000 Geological Survey of Iran and Minning exploration.
- Faustino, D. V., Yumul, Jr. G. P., Dimalanta J. V. de Jesus, C. B., Aitchison, J. C. & Tamayo, Jr. R. A., 2006- Volcanic hypabyssal rocks geochemistry of a subduction-related marginal basin ophiolite: Southeast Bohol Ophiolite-Cansiwang Melange complex, central Philipines. Geosciences Journal, V10, N3, 291-303.
- Ghasemi, A. & Talbot, C. J., 2006- A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan zone (Iran). Journal of Asian Earth sciences. 26, 683-693.
- Hebert, L. B., Asimow, P. & Antoshechkina, P., 2009- Fluid source-based modeling of melt initiation within the subduction zone mantle wedge: Implications for geochemical trends in arc lavas. Chemical Geology. CHEMGE-15780; No of Pages 14. Article in press.
- Hermann, J., 2002- Allanite: thorium and light rare earth element carrier in subducted crust. Chemical Geology, 192, 289-306.
- Hunter, R. H., 1996-Texture development in cumulate rocks. In: Layered Intrusions, edited by Richard Grant Cawthorn. Elsevier, Amsterdam, 77-101.
- Juteau, T. & Maury, R., 2009- La crout Océanique, Pétrologie et Dynamique Endogene. Société Géologique de France Vuibert. Paris, Cedex 13, 470pp.
- Juteau, T. & Maury, R., 1999- "The oceanic crust, from accretion to mantle recycling", Springer-Paris, Chichester, 18, 109-121. p367.
- Kato, K. & Saka, Y., 2006- New model for the Early Cretaceous development of SW Japan based on basic rocks of the Chichibu composite Terrane. Geosciences Journal, V10, N3, 320-345.
- Keppler, H., 1996- Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids. Nature 380, 237-240.
- Knipper, A., Ricou, L. E., 1986- Ophiolites as indicators of the geodynamic evolution of the Tethyan Ocean. Tectonophysics, 123, 213-40.
- Kocak, K., Isik, M., Arslan, M. & Zedef, V., 2005- Petrological and source region characteristics of ophiolitic hornblende gabbro from the Aksaray and Kayseri region, central Anatolian crystalline complex, Turkey. Journal of Asian Earth sciences, 25, 883-891WW.SID.ir

- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. & Zanettin, B., 1986- A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. Journal of Petrology, 27, 745-750.
- Miyashiro, A., 1973- The Troodos Complex was probably formed in an island arc. Earth and Planetary Sciences Letter, 25, 217-222.
- Munter, O. & Piccardo, G., 2003- Melt migration in ophiolitic peridotites: the message from Alpine- Apennine peridotites and implications for embryonic ocean basins. In Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought: Geological Society of America Bulletin, Special Paper, 373, 69–88.
- Niu, Y. & Batiza, R., 1997- Trace element evidence from seamounts for recycled oceanic crust in the eastern Pacific mantle. Earth and Planetary Science Letters 148, 471–483.
- Pearce, J. A., 1982- Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (Ed.), Orogenic Andesites. Wiley, Chichester, U.K, 528–548.
- Pearce, J. A., 2003- Supra- subduction zone ophiolites: The search for modern analogues. In: Dilek, Y. and Newcomb, S. Ophiolites concept and eveolution of geological thought. Geological Society of America Bulletin, 373, Boulder, Colorado, 269- 293.
- Pearce, J. A., Lippard, S. J. & Roberts, S., 1984- Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. Geological Society of London, Special Publication. 16, 77–94.
- Robertson, A., 2002- Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. Lithos., 65, 1-67.
- Saccani, E. & Photiades, A., 2004- Mid-ocean ridge and supra-subduction affinities in the Pindos ophiolites (Greece): implications for magma genesis in a fore arc setting. Lithos., 73, 229-253.
- Shafaii Moghadam, H., Stern, R. J. & Rahgoshay, M., 2010- The Dehshir ophiolite (centeral Iran): geochemical constraints on the origin and evolution of the inner Zagros ophiolitic belt. Geological Society of America Bulletin, 122, 1516-67.
- Shafaii Moghadam, H., Whitechurch, H., Rahgoshay, M. & Monsef, I., 2009- Significance of Nain-Baft ophiolitic belt (Iran): Short-lived, transtensional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone. C. R. Geoscience, 341, 1016-1028.
- Shervais, J. W., 2001- Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites. Geochems. Geophys. Geosys. PN 2000GC00080. ISSN 1525-2027.
- Shervais, J. W., Kimbrough, D. L., Renne, P., Hanan, B. B., Murchey, B., Snow, C. A., Schuman, M. M. Z. & Beaman, J., 2007- Multi-Stage Origin of the Coast Range Ophiolite, California: Implications for the Life Cycle of Supra-Subduction Zone Ophiolites. International Geology Review, Vol. 46, 289–315.
- Soltanmohammadi, A., Rahgoshay, M., Khalatbari Jafari, M., 2009- Petrogenesis of volcanic rocks in the Khabr-Marvast tectonized ophiolite: Evidence for subduction processes in the south-western margin of centeral Iranian microcontinent. Acta Geologica Sinica, V 83, N 5, 884-892.
- Stern, R. J. & Bloomber, S. H., 1992- Subduction zone infancy: examples from the Eocene Izu-Bonine-Mariana and Jurassic California arcs. Geological Society of America Bulletin, 104, 1624-1636.
- Stern, R. J., Kohut, E. J., Bloomer, S. H., Leybourne, M., Fouch, M. & Vervoot, J., 2006- Subduction factory processes beneath the Guguan cross-chain, Mariana Arc: no role for sediments, are serpentinites important? Contributions to Mineralogy and Petrology, 151 (2), 202-221. doi:10.1007/s00410-005-0055-2.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and process. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins, Geological Society of London, Special Publication, 42, pp.313– 345.
- Tian, L., Castillo, P. L., Hawkins, J. W., Hilton, D. L., Hanan, B. B. & Pietruszka, A. J., 2008- Major and trace element and Sr-Nd isotope signatures of lavas from the Central Lau Basin: Implications for the nature and influence of subduction components in the back-arc mantle. Journal of Volcanology and Geothermal Research 178, 657–670.
- Winter, J. D., 2001- An introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice- hall inc. upper Saddle River, New Jersey. P 697.
- Wood, D. A., 1980- The applications of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. Earth and Planetary Science Letters 50, 11-30.
- Wood, D. A., Joron, J. L., & Treuil, M., 1979- A re-appraisal of the use of trace elements classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. Earth and Planetary Sciences Letters, 45, 326-336.
- Xu, J. F., Castillo, P. R., Li, X. H., Yu, X. Y., Zhang, B. R.& Han, Y. W., 2002- MORB-type rocks from the Paleo-Tethyan Mian-Lueyang northern ophiolite in the Qinling Mountains, Central China: implications for the source of the low 206Pb/204Pb and high 143Nd/144Nd mantle component in the Indian Ocean. Earth and Planetary Science Letters 198, 323–337.
- You, C. F., Castillo, P. R., Gieskes, J. M., Chan, L. H. & Spivack, A. J., 1996-Trace element behavior in hydrothermal experiments: implications for fluid processes at shallow depths in subduction zone. Earth and Planetary Science Letters 140, 41–52.

117