



رساله دکتری پترولوژی

پترولوژی، ژئوشیمی و پتروژنز گنبدهای آداکیتی نئوژن، (نوار ماگمایی قوچان – اسفراین)، شمال شرق ایران.

نگارنده: سارا گردیده

استاد راهنما دکتر حبیب الله قاسمی

استاد مشاور دکتر محمود صادقیان

شهريور ۱۳۹۷

شمارہ: ۲۰۷۵) تاریخ: ۱۷ ۷ مر	باسمه تعالى	PD Notice the
ويرايش:	1	مديريت تحصيلات تكميلي

فرم شماره ۱۲: صورت جلسه نهایی دفاع از رساله دکتری (Ph.D) (ویژه دانشجویان ورودی های ۹۴ و ما قبل)

بدینوسیله گواهی می شود خانم سارا گردیده دانشجوی دکتری رشته پترولوژی به شماره دانشجویی ۹۱۲۴۶۲۵ ورودی مهر سال ۱۳۹۱ در تاریخ ۱۳۹۷/۶/۲۱ از رساله نظری] / عملی 📕 خود با عنوان : پترولوژی، ژئوشیمی و پتروژنز گنبدهای آداکیتی نئوژن، (نوار ماگمایی قوچان – اسفراین)، شمال شرق ایران دفاع و با اخذ نمره سما ۱۹۹۰، ۲۰۰۰ به درجه : در آمتریج، ۱۰۰۰ نال گردید.

ب) درجه بسیار خوب: نمره ۱۸/۹۹ – ۱۷	الف) درجه عالى: نمره ۲۰-۱۹ 🕅
د) غير قابل قبول و نياز به دفاع مجدد دارد 🗌	ج) درجه خوب: نمره ۱۶/۹۹– ۱۵ 🗌
	ه) رساله نیاز به اصلاحات دارد

	اعضاء	مر تبه علمی	نام و نام خانوادگی	هیئت داوران	رديف
1	2	استاد تمام	استاد راهنما	دكتر حبيبالله قاسمى	١
5	4	دانشيار	مشاور	دكتر محمود صادقيان	٢
	And.	دانشيار	استاد مدعو خارجی ً	دكتر مسعود همام	٣
Q		استاديار	استاد مدعو داخلی	دکتر مریم شیبی	۴
	F	استاديار	استاد مدعو داخلی	دکتر مهدی رضایی کهخایی	۵
C		استاديار	سرپرست (نماینده) تحصیلات تکمیلی دانشکده	دکتر مسعود علیپور اصل	۶

مدیر محترم تحصیلات تکمیلی دانشگاه:

ضمن تأیید مراتب فوق مقرر فرمائید اقدامات لازم در خصوص انجام مراحل دانش آموختگی خانم *سارا گرد*یره بعمل آید.

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده : دکتر پرویز امیدی تاریخ و امضاء و مهر دانشکده:



مور تقدیم بیر:

خانواده کرامی ام

که در تمام مراحل زندگی پاری رسان و حامی من بوده اند و بمواره شاکر وجود پر مهرشان هتم .

تقدير وتسكر سایس و سآیش مر خدای را جل و حلاله که آثار قدرت او بر چهره روز روش، تابان است و انوار حکمت او در دل شب تار، د قثان. آفریدگاری که خویشتن را به ماشناساند و درمای علم را بر ماکثود و عمری و فرصتی عطا فرمود تا بدان، بنده ضعیف خویش را در طريق علم ومعرفت سازمار. پس از سیاسکزاری از آفرینده نظام هتی به خاطر فرصت <mark>ب</mark>ری با ارزش که در مسیر زندگی ام قرار داد، لازم می دانم که از اساتید بزرگوارم جناب آقای دکتر حیب ایبد قاسمی که با دانش، تجربه و صبر زیاد مرا در انجام این رساله را،مبری نمودند، جناب آقای د کتر محمود صادقیان که مثاوره و تثویق ایشان در نگیل این کار، گرانها و قابل توجه بود، تشکر و قدر دانی نمایم . از جناب آقای دکتر محمد حن کریم پور، آقای دکتر مهدی رضایی، آقای دکتر فرج امد فردوست، سرکار خانم دکتر مریم شیبی و جناب آقای دکتر مرتضی غطیم زاده به خاطر استفاده از نظرات ارزشمند ایثان در طول انجام رساله، قدردانی می نایم . از دیگر اساتید و کار مندان مخترم دانشگده علوم زمین دانتگاه صنعتی شاهرود به ویژه سترکار خانم مهندس فارسی، خانم باباتحدی، آقای مهندس باقری و آقای آجودانی و نمچنین کک پای بی شائبه ی جناب آقای مهندس کفاش و جناب آقای مهندس خلیلی کال . تشکر و قدردانی را می نمایم . بر خود واجب می دانم از زحات دکتر یومان رایت ، دکتر جوزه فرانسیکو ساتوش و دکتر جائو مآما به خاطر کمک در انجام آنالیز بهی میکروپروب و ایزوتویی قدردانی نایم . از همرا به و حایت تمیشی دوسانم به ویژه خانم با دکتر سولماز بلوچی ، سکسهٔ تثاری و خانم مهندس ناهید طائفی تشکر و قدردانی می نایم . سیاس بیکران بر بمدلی، ہمراہی و ہمگامی خانوادہ ی دلسوز و مهربانم که بمواره کلیهگاه من در مواجهه با مثلات، و وجودشان مایه دلکر می من می باشد.

تعهدنامه

اینجانب سارا گردیده دانشجوی دوره دکتری رشته زمین شناسی گرایش پترولوژی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه پترولوژی، ژئوشیمی و پتروژنز گنبدهای آداكيتي نئوژن، (نوار ماگمايي قوچان – اسفراين)، شمال شرق ايران تحت راهنمائي دكتر حبيب الله قاسمي متعهد مي شوم: تحقيقات در اين پايان نامه توسط اينجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است. در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است. مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است. كليه حقوق معنوى اين اثر متعلق به دانشگاه صنعتى شاهرود مى باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتى شاهرود» و یا « Shahrood University of Technology » به چاپ خواهد رسید . حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایح اصلی پایان نامه تأثیر گذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد. در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است. در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است.

تاريخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج ، کتاب ، برنامه های رایانه ای ، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد . این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود و استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

چکیدہ

نوار ماگمایی قوچان- اسفراین در شمال شرق ایران و شرق پهنه ساختاری البرز در زون بینالود واقع شده است که در آن توالی های ضخیمی از سنگهای رسوبی و آتشفشانی- رسوبی به سن ژوراسیک تا کواترنری رخنمون دارند. تعداد زیادی گنبد و دایک آذرین نیمه عمیق با ترکیب آندزیتی، تراکی آندزیتی تا ریولیتی به درون این توالی ها نفوذ کردهاند. آنکلاوهایی با ابعاد و ترکیب های متفاوت در این گنبدها دیده می شوند که شواهدی از اختلاط ماگمایی و آلایش با پوسته قارهای به حساب می آیند. با توجه به معیارهای ژئوشیمیایی، سنگهای مورد نظر دارای ماهیت کالک آلکالن هستند که از LILE و LREE غنی شدگی و از HSFE و HREE تهی شدگی نشان میدهند. ویژگیهایی نظیر SiO₂ (۵۹ تا ۲۵ درصد)، Na₂O بیش از ۳ درصد، Al₂O₃ بیش از ۱۵ درصد، Yb پایین تر از ۱/۸ پیپیام، Y کمتر از ۱۸ پیپیام و نسبت K2O/ Na2O (۱/۰ تا ۰/۹ درصد)، در این سنگها با ویژگی های آداکیتهای پر سیلیس مشابه است. همچنین تهیشدگی از Nb و Ti و تمرکز بالای K ،Ba ،Rb و Th بیانگر آلایش پوستهای ماگمایی سازنده سنگهای آداکیتی مورد نظر میباشد. مجموعه شواهد سنگشناختی و ژئوشیمیایی نشان میدهند که ماگماهای سازنده سنگهای آداکیتی پر سیلیس، از ذوب ورقه اقیانوسی فرورانشیافته و گسیخته شده نئوتتیس (شاخه سبزوار) در شرایط دما – فشار رخساره أمفيبوليت/ اكلوژيت سرچشمه گرفته است. بر اساس روش سنسنجي U-Pb بر روى زيركن و K-Ar برروی انواع گروه های سنگی، سن ۱۷/۸۱±۰/۱۵Ma میلیون سال تا ۲/۳۳±۰/۱۲Ma برای آنها بدست آمده است که معادل با میوسن پایینی تا پلیوسن بالایی میباشد. نسبتهای اولیه ¹⁴³Nd/¹⁴⁴ Nd در محدوده ۵۱۲۵۸۱۱ تا ۱/۵۱۲۸۰۳ و ⁸⁷Sr/⁸⁶ Sr بین¹⁴³Nd/¹⁴⁴ Nd باشند و مبین آنند که این سنگها، از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی گسیخته شده (شاخه سبزوار) منشأ گرفتهاند. سنگهای مورد بررسی عمدتاً از کانیهای پلاژیوکلاز، آمفیبول و پیروکسن تشکیل شدهاند. بر اساس نتايج أناليز شيمي كاني، پلاژيوكلازها از نوع اليگوكلاز تا أندزين، كلينوپيروكسنها

عمدتاً از نوع اوژیت و آمفیبولها از نوع چرماکیتی تا هورنبلند منیزیمدار میباشند. نتایج حاصل از دما – فشار سنجی بر روی کانی آمفیبول، بیانگر تبلور آنها در دماهای بین ۸۶۰ تا ۹۴۳درجه سانتی گراد و فشار ۱/۷ تا ۴/۰۸ کیلوبار و برای کلینوپیروکسنهای موجود، بیانگر دمای ۱۱۵۰ تا ۱۱۷۵ درجه سانتی گراد و فشار بین ۳/۸ تا ۵/۹ کیلوبار می باشد که نشان دهنده عمق تبلور حداکثر ۲۰ کیلومتر برای سنگهای آذرین نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان–اسفراین میباشد.

واژەھای كليدی: پترولوژی، ژئوشيمی، زمين شناسی ايزوتوپی، شيمی كانی، نوار ماگمايی قوچان-اسفراين، سبزوار.

مقالات مستخرج از پایان نامه:

ب: مقالات كنفرانسي

الف: مقالات ISI و علمي - پژوهشي

 ۱- گردیده س، قاسمی ح، صادقیان م ،(۱۳۹۷)، " سن سنجی U-Pb بر روی بلورهای زیر کن، نسبت-های ایزوتوپی Sr-Nd و زمین شیمی گنبدهای آداکیتی نئوژن کمان ماگمایی قوچان- اسفراین، شمال شرق ایران" مجله بلورشناسی و کانی شناسی، ص ۴۵۳- ۴۷۶.
 ۲- گردیده س، قاسمی ح، صادقیان م ،(۱۳۹۷)، " بازالتهای سرشار از نیوبیوم نئوژن کمان ماگمایی قوچان- اسفراین، شمال شرق ایران: نشانهای از بالاآمدگی گوشته از طریق پنجره ورقه اقیانوسی" فصلنامه زمین شناسی ایران، (زیر چاپ).

3-Gardideh, S., Ghasemi, H., Sadeghian, M, 2015 "Petrology, geochemistry and petrogenesis of Neogene adakitic domes,(Quchan – Esfarayen Magmatic Belt), NE Iran.". Mineralogia Special Papers Journal, Vol.44.

4-Gardideh, S., Ghasemi, H., Raith, J.G., Santos, J.F., Miao, L., Sadeghian, M, 2018 "Neogene adakitic rocks in the Quchan-Esfarayen magmatic belt: implications for the evolution of the Sabzevar Neo-Tethys ocean, NE Iran" Lithos, (Under review).

5-Gardideh, S., Ghasemi, H., Raith, J.G., Sadeghian, M, 2018 "Mineral chemistries as a tools for evaluating the physico-chemical conditions of magma crystallization in the Neogene adakites from Quchan-Esfarayen magmatic belt, NE of Iran" Journal of Mineralogy and Petrology, (Under review).

۱- گردیده س، قاسمی ح، صادقیان م ،(۱۳۹۴)، "بررسی رخساره ها و توالی های آتشفشانی گنبدهای
 آداکیتی نئوژن (نوار ماگمایی قوچان - اسفراین)، شمال شرق ایران"، بیست و سومین همایش بلور
 شناسی و کانی شناسی، ۷ و ۸ بهمن ماه ۱۳۹۴، دانشگاه دامغان.

2-Gardideh, S., Ghasemi, H., Sadeghian, M, 2016 "Introduction and Facial study of Volcanic Successeions in Neogene adakitic domes,(Quchan – Esfarayen Magmatic Belt), NE Iran" 34th National and 2th International Geosciences Congress.Feb 22-24, Tehran, Iran.

۳- گردیده س، قاسمی ح، صادقیان م ،(۱۳۹۵)، "سنگ شناسی و ژئوشیمی گنبدهای آداکیتی پر سیلیس (نوار ماگمایی قوچان – اسفراین)، شمال شرق ایران "، هشتمین همایش انجمن زمین شناسی اقتصادی ایران، ۲۶ و ۲۷ شهریور ماه ۱۳۹۴، دانشگاه زنجان.

۴- گردیده س، قاسمی ح، صادقیان م ،(۱۳۹۵)،" ژئوشیمی و ترکیب محل منشا گنبدهای آداکیتی
 نئوژن (نوار ماگمایی قوچان – اسفراین)، شمال شرق ایران"، بیست و چهارمین همایش بلور شناسی و
 کانی شناسی ایران، ۶ و ۷ بهمن ماه ۱۳۹۵، دانشگاه شاهرود.

۵- گردیده س، قاسمی ح، صادقیان م ،(۱۳۹۶)، " مطالعه شیمی کانی ها و دما - فشارسنجی آداکیت های نئوژن کمان ماگمایی قوچان - اسفراین، شمالی شرق ایران "، بیست و پنجمین همایش بلور شناسی و کانی شناسی ایران، ۴ و ۵ اسفند ماه ۱۳۹۶، دانشگاه یزد.

فصل اول: كليات

۲	۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه های دسترسی
۲	١-٢- آب و هوا
۴	۱–۳- زمین ریخت شناسی منطقه
۶	۱-۴- وضعیت اجتماعی و اقتصادی مردم منطقه
۶	۱-۵- پوشش گیاهی و زندگی جانوری
۷	۱-۶- مطالعات پیشین
۱۴	۱-۷- اهداف تحقيق
۱۵	۸-۸- روش انجام تحقيق

فصل دوم: زمین شناسی عمومی

7.	۱–۲ – مقدمه
۲۰	۲-۲- زمین شناسی عمومی زون های سبزوار و بینالود
۲۷	۲-۳- واحدهای سنگی رخنمون یافته در نوار ماگمایی قوچان- اسفراین .
۳۲	۲-۳-۲ مجموعه های رسوبی ژوراسیک و کرتاسه
۳۲	۱–۱–۱–۱ – سازند شمشک
۳۳	۲-۳-۲- سازند دلیچای
۳۴	۲–۳–۱–۳ سازند لار
۳۵	۲–۳–۱–۴– سازند تیزکوه
۳۷	۲-۳-۲ مجموعه های رسوبی – آتشفشانی ائوسن
۳۷	۲-۳-۲ واحد ماسه سنگی- شیلی
٣٩	۲-۳-۲ واحد شیلی- مارنی گچ دار سبز روشن
۴۱	۲-۳-۲-۵ مجموعه آتشفشانی-رسوبی ائوسن
۴۵	۲-۳-۳ میوسن
۴۵	۲-۳-۳-۱ واحد شیلی مارنی گچ دار قرمز تا سبز
۴۶	۲-۳-۴ واحد آذر آواری میوسن
۵۲	۲-۳-۵ واحدهای آذرین نیمه عمیق میوسن و پلیوسن
۵۲	۲-۳-۲-گنبد چکنه و شیخ مصطفی
۵۵	۲-۳-۲-۵-۲ گنبد های نیمه نفوذی خیران و ارسنگ

۵۸	۲-۳-۵-۳-گنبد ماهرخ کوه
۶۱	۲-۵-۵-۵-گنبد زهان
۶۱	۲-۳-۵-۶-گنبد قوچ خوار و قوچ قو
۶۷	۲–۳–۵–۷-گنبد کاهان
۶۸	۲-۳-۵-۸- روانه ها و دایک های الیوین بازالتی و آندزی بازالتی میوسن
٧٠	۲-۳-۶-پليوسن-كواترنر
٧٠	۲-۳-۴-اواحد کنگلومرایی- ماسه سنگی
٧٠	۲-۳-۶-۲-پادگانه های آبرفتی
۷۱	۲–۳–۷-پتانسیل های معدنی۲

فصل سوم:پتروگرافی

٧۴	۱–۳– مقدمه
۷۵	۳-۲- آندزیت-تراکی آندزیت
٨۴	۳-۳-تراکی داسیت- داسیت
λλ	۳-۴- ريوليت- ريوداسيت
٩٠	۳-۵- بازالت ها و آندزیت های بازالتی
94	۳-۶-آنكلاوها

فصل چهارم: شیمی کانی ها و دما- فشارسنجی

۴–۱– مقدمه ۸۹
۴-۲- شیمی بلورها
۴۹-۲-۴ - شیمی آمفیبول
۴-۲-۲ شیمی فلدسپات
۴-۲-۴ شيمي كلينوپيروكسن
۴-۲-۴ تعیین سریهای ماگمایی سنگهای منطقه بر اساس شیمی کانی کلینوپیروکسن
۴-۲-۳-۲ تعیین محیط تکتونیکی سنگهای منطقه براساس شیمی کانی کلینوپیروکسن
۴-۲-۴ شیمی بیوتیت ها
۴-۳- مطالعات دما- فشارسنجی
۴–۳–۱ – دما- فشارسنجی آمفیبول
۴-۳-۴ - دما- فشارسنجي هورنبلند-پلاژيوكلاز

۱۳۱	۴-۳-۳ دما و فشارسنجی کلینوپیروکسن
۱۳۱	۴-۳-۳-۱ دما و فشارسنجی تک کلینوپیروکسن
۱۳۱	۴-۳-۳ دماسنجي تک کلينوپيروکسن
۱۳۳	۴-۳-۳-۱ فشارسنجي تک کلينوپيروکسن
۱۳۵	۴-۳-۳-۲ دما-فشارسنجي کلينوپيروکسن- مذاب
۱۳۸	۴-۴-مدل تکامل تبلور کانی ها

فصل پنجم: ژئوشیمی

147	۵–۱– مقدمه
۱۴۳	۵-۲- آماده سازی و تجزیه ژئوشیمیایی نمونه ها
144	۵-۳- تصحیح داده های حاصل از تجزیه ژئوشیمیایی
144	۵-۳-۵ - تصحیح مربوط به حذف مواد فرّار (L.O.I)
144	۲-۳-۵- تصحیح نسبت Fe ₂ O ₃ /FeO تصحیح نسبت
۱۴۵	۵-۴- کاربرد دادههای ژئوشیمیایی
149	۵-۵- رده بندی و نامگذاری سنگهای آذرین
149	۵–۵–۱ – طبقه بندی شیمیایی سنگ ها
۱۴۷	۵–۵–۱–۱ نمودار Na ₂ O+K ₂ O در مقابل Le Bas et al., 1986) SiO ₂ در مقابل Na ₂ O+K ₂ O -۱-۵-۵
۱۴۸	۲-۵-۵-۲ نمودار Zr/TiO ₂ در مقابل SiO ₂ (Winchester and Floyd (1977) SiO ₂)
۱۴۸	۵-۶- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگ ها به کمک نمودارهای تغییرات
149	۵-۶-۹ - نمودارهای هارکر
149	۵-۶-۱-۱- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO ₂
۱۵۵	۵-۶-۲-۱-۶ نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO ₂ در بازالت ها
۱۵۵	۵-۶-۶ نمودارهای درصد وزنی اکسید – ضریب تفریق (.D.I)
۱۵۸	۵-۶-۳ نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب سازگار و ناسازگار در برابر SiO ₂ و D.I
187	۵-۶-۴ نمودارهای تغییرات عناصر سازگار – ناسازگار
١۶٧	۵-۲- تعیین سری ماگمایی
١۶٨	۵–۱-۲-۵ نمودار (Irvine and Baragar, 1971) AFM)
١۶٨	۲-۷-۵ در مقابل FeO _{Total} /MgO)
١۶٨	۳-۷-۵- نمودار K ₂ O در مقابل Peccerillo and Taylor, 1976) SiO ₂

۱۶۸	A / NK) در مقابل A / NK ا نمودار A / NK) (Maniar and Piccoli, 1989) A /CNK)
189	۵-۸- نمودارهای بهنجار شده و چند عنصری (نمودارهای عنکبوتی)
۱۷۰	۵-۸-۱- نمودار تغییرات عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت
۱۷۱	۵–۸–۲ نمودار چند عنصری بهنجار شده به گوشته اولیه (نمودار عنکبوتی)

فصل ششم: مطالعات سن سنجی

١٧۴	۲-۶ مقدمه
۱۷۶	 -۲-۶ آماده سازی و جدایش زیرکن از نمونه های سنگی میزبان
١٧٩	۶-۳ - سنسنجی زیرکن به روش U-Pb
۱۸۰	۶-۴- سن سنجی U-Pb زیرکن های جدا شده از نمونه های سنگی مورد مطالعه
١٨٨	۶−۵- تحلیل نتایج سن سنجی U-Pb

فصل هفتم: پتروژنز

19۴	۱-۲ مقدمه
194	۲-۲- ماگماتیسم آداکیتی و خصوصیات سنگ شناسی آداکیت ها
198	۲-۲-۲ آداکیت های سیلیس بالا (HSA)
۱۹۷	۲-۲-۲ آداکیت های سیلیس پائین (LSA)
۱۹۹	۷-۳- محیط زمین ساختی سنگهای نوار ماگمایی قوچان- اسفراین
۲۰۰	۲-۴- تعیین محیط زمینساختی بر اساس شیمی سنگ کل
۲۰۰	Nb-Y - نمودارهای تمایزی Nb-Y و Ta-Tb
۲۰۱	۲-۴-۷ نمودارهای تمایزی Rb در مقابل (Yb+Ta) و (Y+Nb)
۲۰۱	Al ₂ O ₃ -۳-۴-۷- نمودار Al ₂ O ₃ در برابر Muller and Groves, 1993) TiO ₂)
۲۰۲	Th/Yb نمودار Th/Yb در برابر Pearce, 2014) Nb/Yb)
۲۰۳	۷-۵- تعیین محیط زمین ساختی بر اساس شیمی کانی ها
۲۰۳	۲-۶- منشا ماگماتیسم آداکیتی سنگ های مورد مطالعه
ماگمایی نئوژن قوچان-اسفراین براساس داده	۲-۶-۲ منشا ماگماتیسم آداکیتی سنگ های آذرین گنبد های نیمه عمیق نوار
۲۰۹	های ایزوتوپی
۲۱۳	۲-۶-۷ - ترکیب ایزوتوپی Sr , Nd در سنگهای آذرین
ک کل	۷-۶-۳ منشا ماگماتیسم آداکیتی سنگ های مورد مطالعه براساس شیمی سنگ
776	۲-۲- ترکیب محل منبع سنگ های آداکیتی نوار ماگمایی قوچان - اسفراین

۲۲۸	۸-۲- نقش فرایندهای تحول ماگمایی در خلال صعود ماگما
اسفراین	۲-۹- الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگهای آداکیتی نوار ماگمایی قوچان –

فصل هشتم: نتیجه گیری و پیشنهادات

Υ۴۸	۸-۱-۸ نتایج
۲۵۱	۸-۲-پیشنهادات
۲۵۲	منابع
۲۸۱	پيوست

فهرست شکل ها

فصل اول

شکل۱-۱: موقعیت جغرافیایی نوار ماگمایی قوچان-اسفراین در نقشه پهنه های رسوبی- ساختاری عمده ایران (آقا نباتی، ۱۳۸۳)
و نقشه راه های دسترسی به نوار ماگمایی قوچان - اسفراین که در بخش زون البرز شرقی (زون بینالود) واقع شده است (نقشه
راه بر اساس تصاویر ماهواره ای Google Earth تهیه شده است)۳
شکل۱-۲: تصویر ماهواره ای از نوار ماگمایی قوچان - اسفراین که مناطق مطالعاتی بر روی آن نشان داده شده است
شکل۱-۳: تصویر ماهواره ای سه بعدی از وضعیت زمین ریخت نوار ماگمایی قوچان- اسفراین و موقعیت گنبدهای نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان- اسفراین.
شکل ۱-۴: الف: دستگاه SEM مدل JEOL JXA 8200 ب: مشاهده تصویر در هنگام کار با دستگاه SEM، ج و د: دستگاه و
ابزارآلات ایجاد کننده پوشش کربن (C Coating) بر روی مقاطع نازک مورد نظر به منظور کار با دستگاه SEM واقع در دانشگاه
مونتان اتریش
فصل دوم
فصل دوم شکل۲-۱: نقشه ساده شده از موقعیت حوزه های تکتونیکی اصلی در ایران، همراه با زون های افیولیتی نئوتتیس .(Rossetti et al) (2014
فصل دوم شکل۲-۱: نقشه ساده شده از موقعیت حوزه های تکتونیکی اصلی در ایران، همراه با زون های افیولیتی نئوتتیس ,Rossetti et al (2014) شکل۲-۲: نقشه پراکندگی باقیمانده های اقیانوس تتیس در طول زون برخوردی آلپ- هیمالیا و موقعیت افیولیت های ایران (Rossetti et al., 2014).
فصل دوم شکل۲-۱: نقشه ساده شده از موقعیت حوزه های تکتونیکی اصلی در ایران، همراه با زون های افیولیتی نئوتتیس ,Rossetti et al. (2014) شکل۲-۲: نقشه پراکندگی باقیمانده های اقیانوس تتیس در طول زون برخوردی آلپ- هیمالیا و موقعیت افیولیت های ایران (Rossetti et al., 2014). شکل۲-۳: موقعیت نوار ماگمایی قوچان-اسفراین با راستای شمال غرب- جنوب شرق بین رشته کوه های بینالود و الله داغ و محصور بین سیستم های گسلی نیشابور، چکنه و فرهدان (Shabanian et al, 2012).
فصل دوم شکل۲-۱: نقشه ساده شده از موقعیت حوزه های تکتونیکی اصلی در ایران، همراه با زون های افیولیتی نئوتتیس ,.(Rossetti et al) (2014) شکل۲-۲: نقشه پراکندگی باقیمانده های اقیانوس تتیس در طول زون برخوردی آلپ- هیمالیا و موقعیت افیولیت های ایران (Rossetti et al., 2014) شکل۲-۳: موقعیت نوار ماگمایی قوچان-اسفراین با راستای شمال غرب- جنوب شرق بین رشته کوه های بینالود و الله داغ و محصور بین سیستم های گسلی نیشابور، چکنه و فرهدان (Shabanian et al, 2012). شکل۲-۴: تصویر ماهواره ای از رخنمون گنبدهای نئوژن نوار ماگمایی قوچان-اسفراین با روند شمال غرب-جنوب شرق (منبع

۳۴.....

شکل ۲-۲۰: الف و ب: وجود نهشته های ایگنمبریتی به همراه روانه های لاهار و کنگلومرا در بخش های فوقانی در دره برسلان. ۴۹

شکل ۲-۲۱: الف: پراکندگی گسترده نهشته های آذرآواری در دره برسلان و فهنه (دید به سمت شمال غرب) و ب: نهشته های آذرآواری چگال در زیر و بر روی آن نهشته های سفید رنگ اپی کلاستیک......

شکل ۲-۲۳: نمای نزدیک از واحدهای اپی کلاستیک در دره برسلان و تشکیل کنگلومرا که همراه با دانه بندی تدریجی می باشد. ۵۱....

شکل ۱-۱۸: نفشه رمین سناسی شاده شده کنبد ماهرخ کوه (با تغییر از نفشه رمین سناسی ۱:۱۰٬۰۰۰ مسکان)
شکل ۲-۲۹: الف: نمایی از گنبد ماهرخ کوه واقع د رجنوب روستای ینگجه، ب: وجود درزه های ستونی در قسمت های تراکی
اندزیتی حاشیه خارجی گنبد ماهرخ کوه (دید به سمت جنوب غرب)
شکل ۲-۳۰: الف: تصویری از حضور آنکلاوهای مارنی در داسیت های گنبد ماهرخ کوه و ب: حضور آنکلاوهای بازالتی در اندازه
های کوچک در تراکی آندزیت های گنبد مارخ کوه
شکل ۲-۳۱: تصویری از آنکلاوهای گنیسی در تراکی آندزیت های گنبد ماهرخ کوه (شکل از فتاحی، ۱۳۸۲)
شکل ۲-۳۲: نقشه زمین شناسی ساده شده گنبد زهان (با تغییر از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ مشکان)
شکل ۲-۳۳: نمایی از گنبد زهان که در سنگ های شیلی- مارنی میوسن نفوذ کرده است
شکل ۲-۳۴: نقشه زمین شناسی ساده شده گنبد قوچ خوار (با تغییر از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مشکان)
شکل ۲-۳۵: نقشه زمین شناسی ساده شده گنبد قوچ قو (با تغییر از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ مشکان)
شکل ۲-۳۶: الف: نمایی از گنبد قوچ خوار و ب: قوچ قو که در واحدهای آتشفشانی-رسوبی ائوسن نفوذ کرده اند، ج و د: حضور
آنکلاوهای مارنی و سیلتستونی در سنگ های داسیتی و تراکی آندزیتی گنبدهای نیمه عمیق قوچ خوار و قوچ قو، ه: حضور بلور
های درشت آمفیبول در سطوح سنگی گنبد قوچ قو، و: پرشدگی شکستگی ها و درزه های سنگ های تراکی داسیتی و تراکی
آندزیتی گنبد قوچ قو توسط رگه های الیژیست و اکتینولیت
آندزیتی گنبد قوچ قو توسط رگه های الیژیست و اکتینولیت
آندزیتی گنبد قوچ قو توسط رگه های الیژیست و اکتینولیت
آندزیتی گنبد قوچ قو توسط رگه های الیژیست و اکتینولیت
آندزیتی گنبد قوچ قو توسط رگه های الیژیست و اکتینولیت
آندزیتی گنبد قوچ قو توسط رگه های الیژیست و اکتینولیت
آندزیتی گنبد قوچ قو توسط رگه های الیژیست و اکتینولیت
آندزیتی گنبد قوچ قو توسط رگه های الیژیست و اکتینولیت
آندزیتی گنبد قوچ قو توسط رگه های الیژیست و اکتینولیت
آندزیتی گنبد قوچ قو توسط رگه های الیژیست و اکتینولیت
آندزیتی گنبد قوچ قو توسط رگه های الیژیست و اکتینولیت

فصل سوم

شکل۳-۱: تصاویری از ویژگیهای میکروسکوپی آندزیتها: الف: بافت پورفیری در سنگهای آندزیتی به همراه فنوکریستهای اکسیآمفیبول با حاشیه اوپاسیتی. ب: بافت پورفیری و جریانی در آندزیت واجد آمفیبول و دو دسته پلاژیوکلاز درشت دانه و ریز دانه. ج: بافت گلومروپوفیری در سنگ های آندزیتی همراه با فنوکریست های پالاژیوکلاز با بافت غربالی و ادخال هایی از آمفیبول دگرسان که حاکی از تقدم تبلور آمفیبول می باشد. د: ساختمان منطقه ای در فنوکریست پلاژیوکلاز با ریزبلورهای آمفیبول سوخته در آندزیتها. ه: فنوکریست پلاژیوکلاز با بافت غربالی همراه با پلاژیوکلازهای ریز بلور و کانی های اپک در زمینه. و: وفور آمفیبول های سوخته با شدت اکسیداسیون بالا که به اکسید آهن دگرسان شده اند. کلیه تصاویر در نور پلاریزه متقاطع (XPL تهیه شده است. شکل۳-۲: الف: بافت گلومروپورفیری در سنگهای تراکیآندزیتی به همراه فنوکریستهای آمفیبول و پلاژیوکلاز دارای منطقه بندی ترکیبی نور (XPL).ب: بافت پورفیری در تراکی آندزیت ها دارای آمفیبول دوکی شکل که فقط حاشیه باریکی از آنها دچار سوختگی شده است نور (PPL). ج: حضور فنوکریست های پلاژیوکلاز با بافت غربالی و ماکل کارلسباد در تراکی آندزیتها به همراه آمفیبول های کلریتی شده و ریزبلورهای پلاژیوکلاز نور (XPL). د: دگرسانی در سنگ های تراکی آندزیتی و ایجاد کانی های کلریت و کلسیت نور (PPL).

شکل۳-۳: تصاویری از ویژگیهای میکروسکوپی تراکیآندزیت ها: الف و ب: بافتهای فلسیتیک پورفیری و هیالومیکرولیتی پورفیری جریانی در سنگهای تراکیآندزیتی به همراه فنوکریستهای اکسیآمفیبول با حاشیه اوپاسیتی و پلاژیوکلاز، ج: بافت هیالومیکرولیتی پورفیری جریانی در تراکی آندزیت ها و دو دسته پلاژیوکلاز درشت دانه همراه با منطقه بندی ترکیبی و پلاژیوکلازهای ریز دانه، د: بافت فلسیتیک پورفیری، پلاژیوکلاز همراه با منطقه بندی ساده،کوارتز و کانی های ایک، ه: حضور کانی های ایک (مگنتیت و تیتانو مگنتیت عمدتاً) و دگرسانی شدید با ایجاد کلریت و زوئیزیت در کانی های مافیک موجود در تراکی آندزیت ها، و: بافت هیالومیکرولیتی پورفیری جریانی و وجود بلورهای سوزنی آپاتیت در فنوکریست های پلاژیوکلازها. کلیه تصاویر در نور پلاریزه متقاطع (XPL) تهیه شده است.

شکل۳-۴: الف: حضور کانی بیوتیت به میزان اندک در سنگ های تراکی آندزیتی گنبد ارسنگ و خیران، ب: بلورهای ریز بیوتیت همراه با بلورهای بی شکل کوارتز و برهمرشدی آن با فلدسپارها در گنبد ارسنگ و خیران. تصاویر در نور پلاریزه متقاطع (XPL) تهیه شده است.

شکل۳–۵: تصاویر میکروسکوپی از ترکیبات داسیتی/تراکی داسیتی: الف و ب: بافت پورفیری و جریانی و حضور فنوکریست آمفیبول که به صورت نوار باریکی در حاشیه دچار سوختگی شده است همراه با فنوکریست های پلاژیوکلاز و ریز بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز در زمینه. ج: بافت پورفیری، پلاژیوکلاز همراه با منطقه بندی ترکیبی و ماکل کارلسباد. د: ماکل کارلسباد، بافت غربالی در فنوکریست پلاژیوکلاز موجود در داسیت همراه با بلورهای آمفیبول سوخته ه: فنوکریست درشت سانیدین با بافت غربالی به همراه بلورهای ریز بیوتیت و آمفیبول سوزنی در ریوداسیت های گنبد ماهرخ کوه. و: وجود بلورهای درشت سانیدین همراه با آمفیبول در زمینه ای ریزبلور از میکرولیت های پلاژیوکلاز، بیوتیت، مگنتیت و کوارتز .کلیه تصاویر در نور پلاریزه متقاطع (XPL) تهیه شده است.

شکل۳-۶: تصاویر میکروسکوپی از وجود بلورهای سوزنی اکتینولیت همراه با کانی منیتیت به وفور در ترکیبات داسیتی/تراکی داسیتی گنبد قوچ قو در اثر ترواش محلول های گرمابی به داخل شکاف های سنگی.................

شکل۳-۷: تصاویر میکروسکوپی از ترکیبات ریولیتی/ ریوداسیتی : الف: بافت پورفیری و حضور بلورهای شکل دار سانیدین با ماکل کارلسباد به همراه پلاژیوکلاز در یک زمینه ریز بلور از این کانی ها، بیوتیت و کوارتز. ب: فنوکریست شکل دار سانیدین به همراه پلاژیوکلاز دارای ماکل پلی سنتتیک و منطقه بندی و بیوتیت. ج و د: فنوکریست پلاژیوکلاز با ادخال هایی از ریزبلورهای بیوتیت و آمفیبول به همراه کواترز با حاشیه گرد شده و خلیج خوردگی .کلیه تصاویر در نور پلاریزه متقاطع (XPL) تهیه شده است..... ۹۰

شکل۳–۸: الف و ب: تصویر میکروسکوپی از الیوین بازالت های میوسن زیرین همراه با بافت هیالو میکرولیتی پورفیری جریانی(نور (XPL) ج: بافت گلومروفیری جریانی در سنگ های الیوین بازالتی در اثر تجمع کانی های پیروکسن (نور XPL)، د: بلورهای خودشکل و درشت پیروکسن همراه با دگرسانی و کانی های ایک در تراکی آندزی های بازالتی (نور XPL) .ه: وجود بافت اسکلتی در الیوین بازالت های منطقه همراه با بافت ساب افتیکی (نور XPL).و: بلورهای کلینو پیروکسن همراه با دگرسانی به کانی های کلریت، اپیدوت و سریسیت در فضای بین بلورهای پلاژیوکلاز در تراکی آندزی های بازالتی نوار ماگمایی قوچان اسفراین (نور XPL).

 شکل۳-۱۰: تصویر میکروسکوپی از آنکلاوهای شیستی در تراکی آندزیت های گنبد ماهرخ کوه (نور XPL) حاوی بلورهای کردیریت با ماکل شعاعی-چرخشی (برگرفته از فتاحی، ۱۳۸۲).

فصل چهارم

شكل۴-۱: نمودار (Leake et al. (1997 جهت تعيين درجه آلكالينيته آمفيبول ها. آمفيبول هاى نوار ماگمايي قوچان-اسفراين در قلمرو آمفيبول هاي كلسيك قرار مي گيرند...... شکل۴-۲: نمودار طبقه بندی و نامگذاری آمفیبول بر اساس ترکیب عناصر اصلی (Leake et al., 1997;2004)، موقعیت آمفیبول های نوار ماگمایی قوچان-اسفراین در نمونه های تراکی داسیتی و تراکی آندزیتی غالباً از نوع چرماکیتی و در نمونه های داسیتی غالباً هورنبلند منيزيم دار مي باشند. شکل۴-۳: موقعیت آمفیبول های موجود در سنگ های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان- اسفراین در نمودار تعیین سری آمفیبول، برگرفته از (Leake, 1971) که نشانگر منشاء ماگمایی این آمفیبول ها می باشد. الف: نمودار تغییرات (Ca+Na+K) در مقابل Si ب: نمودار Al^{IV} در برابر Al کل..... شکل ۴-۴: موقعیت آمفیبول های موجود در سنگ های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان- اسفراین که در محدوده سری ماگمایی كالك-آلكالن قرار مي گيرند. شکل ۴-۵: موقعیت ترکیبی آمفیبول های موجود در سنگ های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان- اسفراین که نشانگر تغییرات Al^{VI} (آلومینیوم در جایگاه C) در برابر Al^{IV} (آلومینیوم در جایگاه T) می باشد. شکل ۴-۶: موقعیت ترکیبی آمفیبول های موجود در سنگ های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان- اسفراین که نشانگر انطباق منفی بین تغییرات ^۸(Na+K) در برابر Si بر واحد فرمول می باشد (با افزایش Si میزان ^۸(Na+K) کاهش می یابد)....... شکل ۲-۴: نمودار Na₂O در برابر SiO₂ (Coltorti et al., 2007) SiO₂ جهت تعیین ارتباط آمفیبول های موجود در سنگ های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان- اسفراین با خاستگاه تکتونیکی آنها که (I Amph) نشان دهنده آمفیبولهای متبلور شده از ماگماهای تشکیل شده در محیطهای درون صفحهای است و (S Amph) نیز معرف آمفیبولهای سنگهایی است که آنها در ارتباط با یک خاستگاه فرورانشی تشکیل شدهاند. شکل۴-۸: تصویر BSE از آمفیبول با منطقه بندی الف :ساده، ب: معکوس ، ج: نوسانی که به صورت زون هایی با رنگ تیره و روشن نمایان است، د: نمودار تغییرات عناصر اصلی در واحد فرمولی برای فنوکریست آمفیبول دارای منطقه بندی نوسانی.....۱۰۷ شکل ۴-۹: ترکیب شیمیایی تمامی پلاژیوکلازهای انتخابی (تراکی آندزیت تا ریولیت) در نمودار مثلثی ترکیب فلدسپارها.....۱۱۰ شکل۴-۱۰: الف: تصویر BSE از پلاژیوکلاز با منطقه بندی ساده (نمونه وسط تصویر). ب: نمودار تغییرات ترکیبی پلاژیوکلاز دارای منطقه بندی نرمال (تغییر روند CaO و Na₂O از مرکز به حاشیه). شکل۴-۱۱:الف: تصویر BSE از پلاژکلاز با زونینگ نوسانی و ب:نمودار تغییرات عناصر اصلی در واحد فرمولی برای پلاژیوکلاز داراي منطقه بندي نوساني. شکل ۴-۱۲: نمودار میزان آلومنیوم اضافه بر حسب درصد آنورتیت که بیانگر عقیم بودن نمونه های موجود در سنگ های نیمه عميق نوار ماگمايي قوچان-اسفراين، از كانه هاي مس پورفيري مي باشد...... شکل ۴-۱۳: رده بندی پیروکسن های منطقه طبق نمودارهای (Morimoto et al. (1988) که بر اساس آن نمونه های موجود در سنگ های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان- اسفراین عمدتاً در محدوده اوژیت قرار می گیرند................... شکل ۴-۱۴: نمودار AI در مقابل Ti (Le Terrier et al., 1982) Ti که نشانگر این می باشد که ترکیب شیمیایی تمامی نمونه های پیروکسن موجود در سنگ های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان- اسفراین از نوع کالک-آلکالن می باشند.................... شکل ۴-۱۵: موقعیت پیروکسنهای مورد مطالعه در نمودارJ989 (Morimoto که نشاندهندهی ترکیب پیروکسنهای سنگهای آذرین نوار ماگمایی قوچان-اسفراین است.....

شکل ۴-۱۶: موقعیت نمونههای موجود در سنگ های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان- اسفراین در نمودار تعیین فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل پیروکسنها که در آن نمونهها در گستره بالای خط Fe⁺³=0 قرار میگیرند (Schweitzer et al.,1975) ۱۱۶.....

شکل ۴-۱۷: موقعیت کلینوپیروکسنهای سنگهای موجود در نوار ماگمایی قوچان-اسفراین در نمودار Ti+Cr+Na دربرابر Al، که در آن نمونه ها در محدودهی آذرین قرار گرفتهاند (Berger et al, 2005).

شکل ۴–۱۸: موقعیت کلینوپیروکسنهای سنگهای آذرین نوار ماگمایی قوچان⊣سفراین در نمودار Ti در مقابل Ca+Na، که در آن نمونه ها در محدودهی ساب آلکالن قرار گرفتهاند (Le Terrier et al., 1982).

شکل۴–۱۹: موقعیت کلینوپیروکسنهای سنگهای نوار ماگمایی قوچان-اسفراین در نمودار Ti در مقابل Ca که نشانگر محیط زمین ساختی از نوع کوهزایی می باشد (Sun and Bertrand, 1991).

شکل ۴-۲۰: نمودارنامگذاری کانی بیوتیت از (Speer, 1984) و موقعیت بیوتیت های انتخابی در سنگ های نیمه عمیق نوارماگمایی قوچان- اسفراین.....

شکل۴–۲۱: الف: بیوتیت های نوار ماگمایی قوچان-اسفراین در قلمرو بیوتیتهای با منشأ آذرین قرار می گیرند Marakushev). (and Tararin, 1965 ب،ج، د: نتایج حاصل از آنالیز ژئوشیمی نشان می دهد که بیوتیت های موجود در سنگ های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان- اسفراین در مجموعه کوهزایی و سری کالک آلکالن قرار می گیرند(Abdel Rahman, 1994).

شکل ۴-۲۲: هیستوگرام نتایج دما و فشاری حاصله از دما فشار سنجی آمفیبول به روش (2012) Ridolfi and Renzulli برای نمونه های داسیتی (بلندترین ستون نمودار، بیشترین دما و فشار تبلور کانی را نشان میدهد..................

شکل ۴-۲۳: هیستوگرام نتایج دما و فشاری حاصله از دما فشار سنجی آمفیبول به روش (2012) Ridolfi and Renzulli برای نمودار، نمونه های تراکی داسیتی و تراکی آندزیتی در سنگ های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان- اسفراین (بلندترین ستون نمودار، بیشترین دما و فشار تبلور کانی را نشان میدهد).

شکل ۴-۲۴: نمودار مقایسه نتایح دما و فشار آمفیبول های سنگ های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان- اسفراین با نتایج حاصل از آمفیبول های مورد آزمایش توسط (2012) Ridolfi and Renzulli (خطوط خط چین بیانگر دامنه پایداری تجربی آمفیبول های آزمایشگاهی می باشند)......

شکل ۴-۲۵: نتایج دما و فشاری حاصل از روش هورنبلند-پلازیوکلاز برای شرایط تبلور نمونه های مورد مطالعه در سنگ های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان-اسفراین

شکل ۴-۲۶: هیستوگرام های نتایج دما و فشاری حاصله از دما فشار سنجی به روش هورنبلند- پلاژیوکلاز برای نمونه های داسیتی، تراکی داسیتی و تراکی آندزیتی در نوار ماگمایی نئوژن قوچان- اسفراین (بلندترین ستون نمودار، بیشترین دما و فشار تبلور کانی را نشان میدهد).

شکل۴-۲۸: موقعیت پیروکسنهای موجود در سنگهای نوار ماگمایی قوچان⊣سفراین در نمودار تعیین فشار XPT در مقابل YPT ۱۳۴......

شکل ۴-۳۰: نتایج دما و فشار محاسبه شده برای کلینوپیروکسن های موجود در سنگ های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان-اسفراین به روش کلینوپیروکسن- مذاب (Putirka , 2008a).....

شکل ۴–۳۱: هیستوگرام های دما و فشار حاصله از روش کلینوپیروکسن- مذاب برای نمونه های آندزیتی موجود در سنگ های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان- اسفراین (بلندترین ستون نمودار، بیشترین دما و فشار تبلور کانی را نشان میدهد).

شکل ۴–۳۲: الف: نمودار مقایسه ی نتایج فشارسنجی با روش های آمفیبول بارومتری، آمفیبول – پلاژیوکلاز بارومتری و کلینوپیروکسن – مذاب بارومتری که نشان دهنده تبلور ماگما در یک آشیانه ماگمایی اصلی و بازه ی فشاری ۵۹۰ تا ۱۷۰مگاپاسکال می باشد .ب: تصویر شماتیک از ساختار پوسته در شمال شرق ایران و تبلور کانی های آمفیبول، پلاژیوکلاز و کلینو پیروکسن گنبد های آداکیتی نئوژن نوار ماگمایی قوچان– اسفراین در اعماق کمتر از ۲۰ کیلومتر. عمق موهو با توجه به مطالعات پیشین (Motaghi et al., 2012)، ۴۵ کیلومتر در نظر گرفته شده است.

فصل پنجم

شکل۵-۱: نمودار درصدهای وزنی SiO ₂ در برابر (Le Maitre, 1976) (Na ₂ O+K ₂ O) که در آن خطوط نسبت های اکسیداسیونی
مساوی ([FeO/[FeO+Fe2O3]) برای سنگ های آذرین درونی (با خطوط ممتد) و برای سنگ های آتشفشانی(با خط چین) نشان
داده شده است. موقعیت ترکیبی نمونه های مورد مطالعه بر روی این شکل نشان است و نتایج به دست آمده از آن مبنای
محاسبات و تصحیح مقادیر FeO و Fe ₂ O ₃ مد نظر قرار گرفته است. علائم به کار رفته در این نمودار در نمودارهای بعدی این فصل
نیز تکرار شده است
شکل ۵−۲: نمودار K ₂ O+Na ₂ O در برابر SiO ₂ برای الف: گنبدهای نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان-اسفراین و ب: برای سنگهای
بازالتی نوار ماگمایی قوچان- اسفراین از (Le Bas et al. (1986)
شکل۵-۳: نمودار Zr/TiO ₂ در مقابل SiO ₂ (Winchester & Floyd (1977) SiO ₂ ، جهت نامگذاری سنگهای آذرین نیمه عمیق
وارماگمایی قوچان- اسفراین
شکل ۵-۴: موقعیت سنگ های آذرین نوار ماگمایی نئوژن قوچان- اسفراین در نمودارهای هارکر
شکل۵-۵: موقعیت نمونه های بازالتی میوسن زیرین نوار ماگمایی نئوژن قوچان - اسفراین در نمودارهای هارکر(Harker, 1909).
۱۵۶
شکل ۵-۶: موقعیت نمودارهای تغییرات اکسید عناصر اصلی در برابر ضریب تفریق (D.I) در سنگ های نیمه عمیق نوار ماگمایی
قوچان- اسفراین
شکل ۵-۷: موقعیت سنگ های آذرین نوار ماگمایی نئوژن قوچان- اسفراین در نمودار های مقادیر عناصر کمیاب در برابر SiO ₂ .
شکل ۵-۸: موقعیت سنگ های آذرین نوار ماگمایی نئوژن قوچان- اسفراین در نمودار تغییرات مجموع عناصر ۷ , Ni, Co و

همچنین مجموع عناصر U, Th و U, Th در برابر ضریب تفریق (D.I).

شکل ۵-۹: موقعیت سنگ های آذرین نوار ماگمایی نئوژن قوچان- اسفراین در نمودار تغییرات عناصر شدیداً ناسازگار Tb, Ho در برابر Y و Ce در برابر Zr بر حسب (ppm) در سنگهای مورد مطالعه..... شکل ۵-۱۰: نمودار تغییرات عناصر کمیاب سازگار- ناسازگار برای نمونه های سنگی نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان-اسفراین.

196

شکل ۵–۱۱: نمودار تغییرات عناصر کمیاب ناسازگار- ناسازگار و نسبت های آن ها برای نمونه های سنگی نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان-اسفراین.....

شکل ۵-۱۲: موقعیت نمونه های سنگ های آذرین نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان- اسفراین در نمودار های الف: نمودار Rb/Th در برابر Th جهت تفکیک فرایندهای هضم و تبلور تفریقی (AFC)یا تبلور تفریقی (FC) در تحول ماگماهای سازنده سنگهای نوار ماگمایی قوچان- اسفراین. ب: نمودار تغییرات نسبت K₂O/Na₂O در برابر Rb/Zr (Speranca et al., 1992). ج: نمودار Vy/Yb در برابر Nb/Ta از (1983) Pearce د: نمودار که میتواند بیانگر آلودگی پوسته و تشکیل نمونهها در محیط فرورانش باشد (Temel et al., 1998).

شکل ۵–۱۳: نمودارهای تعیین سری ماگمایی برای سنگهای گنبد های نیمه عمیق نئوژن نوار ماگمایی قوچان- اسفراین. الف: نمودار Irvine & Baragar, 1971) AFM). ب: نمودار Si₂O در برابر Miyashiro, 1974) FeO/MgO). ج: نمودار K₂O در برابر Peccerillo & Taylor, 1976) SiO₂). د: نمودار A/CNK در برابر Maniar & Piccoli, 1989).

شکل ۵–۱۴: نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura , 1974) برای سنگهای نوار ماگمایی قوچان-اسفراین.....

شکل ۵–۱۵: نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) برای سنگهای نوار ماگمایی قوچان- اسفراین.....

فصل ششم

شکل ۶-۱: موقعیت جغرافیایی نمونه های انتخابی (علامت ستاره) جهت جداسازی زیرکن بر روی نقشه زمین شناسی تهیه شده از منطقه مورد مطالعه (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین شناسی مشکان) (امینی و خان ناظر، ۱۳۸۰)......

شکل ۶-۲: تصاویرCL از نمای نزدیک بلور های زیرکن جدا شده از ۴ نمونه سنگی از گنبد های آداکیتی نوار ماگمایی قوچان – اسفراین ، الف: تراکی آندزیت گنبد ارسنگ(AR4) ،ب: داسیت گنبد شیخ مصطفی (SHEYKH1)، ج: داسیت گنبد کاهان (KHN6)، د: تراکی داسیت گنبد ماهرخ کوه (BR2)، نتایج سن سنجی هر کدام از نقاط بر روی تصاویر مشخص شده است. ۱۸۲

شکل ۶–۳: تصاویر CL از نمای نزدیک بلور های زیرکن جدا شده از دو نمونه، الف: داسیتی (SHEYKH1)، ب: تراکی آندزیتی(AR4) گنبد های آداکیتی نوار ماگمایی قوچان – اسفراین. نتایج سن سنجی هر کدام از نقاط بر روی تصاویر مشخص شده است.

شکل ۶-۴ : نمودارهای سازگاری و میانگین سنی ترسیم شده بر اساس داده های حاصل از آنالیزهای ایزوتوپی به روش U-Pb بر روی زیرکن های استخراج شده از سنگ های آداکیتی نوار ماگمایی قوچان- اسفراین. الف، ب: داسیت گنبد شیخ مصطفی(SHEYKH1) . ج، د: داسیت گنبد کاهان (KHN6). ه، و: تراکی آندزیت گنبد ارسنگ(AR4). ز،ح: تراکی داسیت گنبد ماهرخ کوه (BR2) .

فصل هفتم

شکل ۲-۱: موقعیت نمونه های گنبد های نیمه عمیق نوار ماگمایی نئوژن قوچان⊣سفراین در نمودار Sr/Y در برابر Y از Drummond & Defant (1990).....

۷-۲: موقعیت نمونه های سنگ های آذرین گنبد های نیمه عمیق نوار ماگمایی نئوژن قوچان⊣سفراین در نمودار شناسایی آداکیتهای پرسیلیس (HSA) از کم سیلیس (LSA) الف: نمودار MgO در برابر 2005) Martin et al. (2005، or در ا برابر CaO + Na₂O از (2012) CaO که نشانگر قرار گرفتن آنها در گروه HSA می باشد......

شکل۷- ۳: موقعیت نمونه های سنگ های آذرین گنبد های نیمه عمیق نوار ماگمایی نئوژن قوچان- اسفراین در نمودار تمایز تکتوماگمایی از Pearce et al. (1984) که نشانگر قرار گرفتن نمونه ها در موقعیت گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی می باشد. الف: نمودار Nb در برابر Y و ب: نمودار Ta در برابر Yb . (میدان آداکیت توسط Martin (1999) معرفی شده است)......

شکل۷-۴: موقعیت نمونه های سنگ های آذرین گنبد های نیمه عمیق نوار ماگمایی نئوژن قوچان- اسفراین در نمودار تمایز تکتوماگمایی از Pearce et al. (1984) که بیانگر محیط زمین ساختی کمان آتشفشانی (VAG) برای این سنگها می باشد. الف: نمودار Rb در برابر (Ta+Yb) و ب: نمودار Rb در برابر (Y+Nb). (میدان آداکیت توسط (1999) Martin معرفی شده است).....

شکل ۷-۶: موقعیت قرار گیری نمونه های سنگ های آذرین گنبد های نیمه عمیق نوار ماگمایی نئوژن قوچان- اسفراین در نمودار Th/Yb در برابر Nb/Yb از (Nb/2 که نشانگر قرار گرفتن نمونههای مورد نظر در محدوده کمانهای آتشفشانی در بالای محدوده OIB و N-MORB می باشد.

شکل ۷-۸: موقعیت قرارگیری نمونه های سنگ های آذرین گنبد های نیمه عمیق نوار ماگمایی نئوژن قوچان- اسفراین در نمودار تغییرات R⁸⁶ Sr ⁸⁶ Sr در برابر Rb از (Drummond et al. (1996) که نشانگر قرار گرفتن نمونه ها در محدوده آداکیتهای مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورونده سنوزوئیک می باشد.

شکل ۷-۹: موقعیت قرارگیری نمونه های سنگ های آذرین گنبد های نیمه عمیق نوار ماگمایی نئوژن قوچان- اسفراین در نمودار تغییرات ⁸⁷ Sr/⁸⁶ Sr اولیه در برابر Nd از (۵016) Chen et al که نشانگر قرار گرفتن نمونه ها در محدوده آداکیتهای کلاسیک می باشد.

شکل۷-۱۰: موقعیت قرارگیری نمونه های سنگ های بازالتی نوار ماگمایی نئوژن قوچان- اسفراین در نمودار الف: (i¹⁴³Nd^{/144}Nd(i) شکل۷-۱۰: موقعیت قرار گیری نمونه ها در محدوده آرایه در مقابل (i¹⁸⁵Sr/⁸⁶Sr(i) ازHofman (1997) و ب: Nd(t) در مقابل ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr(i) که نشانگر قرار گیری نمونه ها در محدوده آرایه گوشته ای و محدوده همپوشان بازالت های نوع OIB و IAB می باشد. (موقعیت محدوده های MORB، OIB، OIB (1989), Zindler & Hart (1986), Hart et al. (1992), گرفته شده است)......

شکل ۷–۱۱: نمودار تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب در مقابل SiO₂ (Wang et al., 2006) جهت تعیین منشأ آداکیتهای نوار ماگمایی قوچان- اسفراین (Wang et al., 2004, 2006). بر طبق این نمودارها، نمونههای مورد مطالعه عمدتاً در محدوده آداکیتهای مشتق شده از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورونده، قرار می گیرند. شکل ۷-۱۲: موقعیت قرارگیری نمونه های سنگ های آذرین نوار ماگمایی قوچان- اسفراین در نمودارهای تعیین منشأ ماگماهای آداکیتی که در آن نمونه ها در محدوده آداکیتهای مرتبط با ذوب ورقه اقیانوسی فرورانده قرار میگیرند. الف و ب: نمودارهای تغییرات MgO در برابر SiO2 و نمودارهای TiO2 در برابر SiO2 از (2006) .Mag et al. ج: نمودار تغییرات A/NK در برابر A/CNK از (1943) از Shand (1943). د: نمودار تغییرات # Mg در برابر SiO2 از SiO2)

شکل ۷-۱۴: موقعیت سنگهای آذرین گنبد های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان- اسفراین بر روی نمودار Nb/Ta در برابر Zr/Sm از 2005) از Condie (2005) جهت تعیین ترکیب منبع سنگ های آداکیتی که نشانگر قرارگیری نمونه ها در محدوده ترکیبات آداکیتی و TTG می باشد. (میدان های MORB, MORB و IAB توسط (2002) Foley et al. (2002 و نسبت های Nb/Ta (۱۷/۴) و ۲۲۶. (۲۵/۲) گوشته اولیه توسط(1989) Sun & McDonough به دست امده است).

۲۲۶ به Urummond & Defant (۱۹۹۵) به ۲۲۶ به عمیق نوار ماگمایی قوچان- اسفراین بر روی نمودار نسبت La/Yb به Yb به ۲۵ از Drummond & Defant (۱۹۹۵) که نشان دهنده ماهیت آداکیتی نمونه ها نسبت به سنگ های شاخص کمانی نرمال می باشند ۲۲۶۰.....

شکل ۷-۱۶: موقعیت سنگهای آذرین گنبد های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان- اسفراین بر روی نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm از (2012) et al. (2012 که نشانگر حضور آمفیبول، گارنت و پیروکسن در سنگ منشاء ماگماهای سازنده آداکیتها می باشد و بیانگر رخساره اکلوژیت یا گارنت آمفیبولیت است.

شکل ۷–۱۷: الف: موقعیت سنگهای آذرین گنبد های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان– اسفراین بر روی نمودار الف: تغییرات Cs/Th در برابر La/Sm از (2013). Chibeiro et al. (2013). ب: نمودار تغییرات Th/Yb در برابر Th/Sm از (1989), Sun& Macdonough, اساس این نمودارها، نمونهها از هر دو مؤلفه ذوب ورقه اقیانوسی و ذوب رسوبات همراه آن متأثر شدهاند.................

شکل ۷–۱۸: موقعیت سنگهای آذرین گنبد های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان- اسفراین بر روی نمودارهای تغییرات نسبت های الف: Sr/Y، ب: Zr/Sm و ج: Gd//Yb در مقابل SiO₂، د: نمودار تغییرات CaO/Al₂O₃ در برابر FeO/MgO.....

شکل ۷–۱۹: موقعیت سنگهای آذرین گنبد های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان- اسفراین بر روی نمودار تغیییرات نسبت الف: Sr/Y و ب: La/Yb] در برابر *Eu/Eu که در آن روند های مشاهده شده نشانگر عدم تبعیت از روند تجمع پلاژیوکلاز در سنگ می باشد.

شکل ۷-۲۰: موقعیت سنگهای آذرین گنبد های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان- اسفراین بر روی نمودارهای لگاریتمی تغییرات الف: نسبت Rb/Sr در برابر Sr ب: Ba در برابر Rb ج: نسبت Sr در برابر Ba د: نسبت Rb در برابر Sr و ه: Rb/Sr در برابر ۲۳ از (Hanson (1989) که بیانگر نقش فرایند تبلور تفریقی آمفیبول در طول تحول ماگمای سازنده می باشد.............

شکل ۷-۲۱: موقعیت سنگهای آذرین گنبد های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان- اسفراین بر روی نمودارهای الف: SiO₂ در برابر #Mg از (2014) Kamvong et al. (2014) که نشانگر خالص نبودن مذاب حاصل از ورقه فرورنده اقیانوسی در تشکیل سنگ ها می باشد (محدوده مذاب های بازلت تجربی از (Rapp 7 watson (1995) و مذاب های هیبرید تجربی از (1999) Rapp et al. برگرفته شده است). ب: نمودار K₂O/Na₂O در برابر Yb از (2014) Kamvong et al. (2014) که نقش تبلور تفریقی همراه با فرایندهای هضم و آلایش ماگمایی (AFC) را در خلال صعود ماگما پیشنهاد میکند.

شکل ۷-۲۲: مدل زمین ساختی نمادین برای بیان تحول و تکامل ماگماتیسم مزوزوئیک- سنوزوئیک در حوضه سبزوار (قاسمی و
همکاران، ۱۳۹۶)
شکل۷-۲۳: الگوی تحولات زمین ساختی- ماگمایی زون بینالود در طول مراحل انتهایی فرورانش نئوتتیس سبزوار (بدون مقیاس)
در زمان ميوسن پاييني- پليوسن بالايي با الهام از Shabanian et al. (2012) و جمشيدي (۱۳۹۴)

فهرست جداول

فصل سوم

جدول۳-۱: نشانه های اختصاری استفاده شده در تصاویر میکروسکوپی(Whitney & Evans, 2010)۷۵

فصل چهارم

فصل ششم

جدول ۶-۱: نیمه عمر و ثابت تلاشی ایزوتوپهای اورانیوم (Steiger & Jager, 1977)
جدول ۶-۲: مشخصات سنگ شناسی و موقعیت جغرافیایی نمونه های برداشت شده جهت انجام مطالعات سن سنجی ۱۷۷
جدول ۶-۳ : داده های حاصل از آنالیز ایزوتوپی U-Pb بر روی زیرکن های جدا شده از تعدادی از نمونه های سنگ های آذرین گنبد های نئوژن نوار ماگمایی قوچان⊣سفراین
جدول ۶- ۴: نتایج تعیین سن سنگ های آذرین نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان- اسفراین و سبزوار به روش پتاسیم- آرگون نوسط (Spies et al. (1983)
جدول ۶- ۵: نتایج تعیین سن سنگ های آذرین نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان- اسفراین و سبزوار به روش پتاسیم- آرگون نوسط قاسمی و همکاران (۱۳۸۹).

فصل هفتم

مقایسه آن ها با ویژگی های سنگهای	کیتی از دیدگاه (Castillo (2012) و	ژئوشیمیایی سنگهای آداک	دول۷-۱: ویژگی های ز	ج
۱۹۸	ېان⊣سفراين	يق نوار ماگمايي نئوژن قوچ	رین گنبد های نیمه عم	آذ
های آذرین گنبد های نیمه عمیق نوار	تهای موجود در نمونه های سنگ	فىهاى ژئوشيميايى آداكيى	دول ۷–۲: مقایسه ویژهٔ	ج
۲۰۸	یتهای ایران	مفراین با چند مورد از آداک	اگمایی نئوژن قوچان- اس	ما
یق نوار ماگمایی قوچان⊣سفراین۲۱۷	ک کل برای سنگهای آذرین نیمه عم	وپی Sm-Nd و Rb-Sr سنگ	دول۷-۳: دادههای ایزوت	ج
قوچان- اسفراین	سنگ های بازالتی نئوژن نوار ماگمایی	ىاى ايزوتوپى Sr-Nd براى ى	دول۷-۴: نتايج تجزيه ه	ج

پيوست

جدول۴–۱: نتایج آنالیز مایکروپروپ بر روی کل نمونه های آمفیبول سنگ های نیمه عمیق نئوژن نوار ماگمایی قوچان- اسفراین ۲۸۲
جدول۴-۲: نتایج آنالیز مایکروپروپ بر روی کل نمونه های پلاژیوکلاز و فلدسپات آلکالن سنگ های نیمه عمیق نئوژن نوار ماگمایی قوچان-اسفراین
جدول۴-۳: نتایج آنالیز مایکروپروپ بر روی کل نمونه های کلینوپیروکسن سنگ های نیمه عمیق نئوژن نوار ماگمایی قوچان- اسفراین
جدول۴-۴: نتایج آنالیز مایکروپروپ بر روی کل نمونه های بیوتیت سنگ های نیمه عمیق نئوژن نوار ماگمایی قوچان- اسفراین ۲۹۲
جدول۵-۱: نتایج تجزیه شیمیایی سنگ های نیمه عمیق نئوژن نوار ماگمایی قوچان- اسفراین

فصل اول



١

۱–۱– موقعیت جغرافیایی و راه های دسترسی

نوار ماگمایی قوچان- اسفراین با راستای شمال غربی- جنوب شرقی در بخش شمالی نوار افیولیتی سبزار در زون بینالود (البرز شرقی) و در محدوده جنوب قوچان تا شرق اسفراین قرار گرفته است و دارای مختصات '۵۲°۵۹ تا ۵۸°۵۸ طول جغرافیایی شرقی و'۳۲°۳۶ تا ۸۶°۳۶ عرض جغرافیایی شمالی می باشد. این منطقه در فاصله ۶۰ کیلومتری جنوب قوچان و ۵۰ کیلومتری شرق اسفراین واقع شده است و رخنمون های ناپیوسته آذرین آن را می توان در اطراف روستاهای چکنه، شیخ مصطفی، عبدالله گیو، زهان، ینگجه، کاهان، دزق، بام، قوزه زن، داراب، اردنج و دهنه اجاق پیگیری نمود. منطقه مورد مطالعه بخش هایی از نقشه های زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ اخلمد (پورلطیفی، ۱۳۸۵)، ۱:۱۰۰۰۰۰ مشکان (امینی و خان ناظر، ۱۳۸۰) و ۱:۱۰۰۰۰ صفی آباد (رادفر، ۱۳۸۰) را شامل می شود. دسترسی به این منطقه علیرغم کوهستانی بودن، بواسطه راه های موجود چندان مشکل نیست. مهم ترین راه دسترسی به منطقه مورد نظر از طریق جاده های آسفالته قوچان – سبزوار و سبزوار - اسفراین می باشد. از طریق این جاده ها و نیز چندین جاده خاکی فرعی می توان به روستاهای منطقه دسترسی پیدا کرد. برای دسترسی به هر کدام از گنبد های مورد مطالعه در منطقه با استفاده از جاده های درجه ۲ و ۳ که از این جاده ها منتج می شود، می توان استفاده نمود (شکل ۱-۱). تصویر ماهواره ای در شکل ۱-۲ نشان داده شده است.

۲-۱- آب و هوا

مناطق کوهستانی شمال نوار ماگمایی قوچان- اسفراین، دارای آب و هوای معتدل تا نیمه خشک و نواحی جنوبی و جنوب غربی آن دارای آب و هوای و گرم خشک هستند. علی رغم آب و هوای متنوع، منطقه مورد مطالعه غالباً دارای آب و هوای سرد و مرطوب کوهستانی است و چشمه ها و رودخانه های فصلی زیادی در آن جاری است. اکثر این رودخانه های فصلی به رود کال شور ریخته و از منطقه خارج می شوند. اختلاف دمایی بین فصول سرد و گرم در آن به طور متوسط بالای ۲۴ درجه است (بهار فیروزی و همکاران، ۱۳۷۷). میانگین بارندگی منطقه ۲۵۰ میلیمتر و بیشتر به صورت برف می باشد. به همین علت قسمت اعظم آب شرب و مورد نیاز کشاورزی از قنات های کوچک بدست می آید. رودخانه ینگجه یکی از رودخانه های دائمی ولی تقریباً کم آب منطقه می باشد.



شکل۱–۱: موقعیت جغرافیایی نوار ماگمایی قوچان-اسفراین در نقشه پهنه های رسوبی- ساختاری عمده ایران (آقا نباتی، ۱۳۸۳) و نقشه راه های دسترسی به نوار ماگمایی قوچان -اسفراین که در بخش زون البرز شرقی (زون بینالود) واقع شده است (نقشه راه بر اساس تصاویر ماهواره ای Google Earth تهیه شده است).



شكل۱-۲: تصوير ماهواره اي نوار ماگمايي قوچان –اسفراين .

۱–۳– زمین ریخت شناسی

زمین ریخت نوار ماگمایی قوچان – اسفراین متأثر از فعالیتهای آتشفشانی و فعالیتهای زمین ساختی است. به طور کلی محدوده مورد نظر نسبتاً مرتفع بوده و گنبدهای نیمه عمیق مورد مطالعه، بلندترین ارتفاعات منطقه را تشکیل می دهند.

این منطقه به دلیل وجود کوه های بلند، گنبدهای آتشفشانی و دره های پرشیب دارای مورفولوژی خشن و نسبتاً مرتفع می باشد. بدون شک این زمین ریخت به عواملی از جمله تنوع ترکیب سنگ شناسی رخنمون ها، ساخت و بافت سنگ ها، عوامل زمین ساختی و همچنین تفاوتهای آب و هوایی و فعالیت های تکتونیکی مرتبط است. متوسط ارتفاع ناحیه در حدود ۱۵۰۰ متر بوده و اختلاف ارتفاع بین بلندترین و پست ترین بخش منطقه به طور متوسط ۱۹۰۰ متر است. حداکثر ارتفاع منطقه متعلق به قله کوه شاه جهان با ارتفاع حدود ۳۰۳۰ متر از سطح دریا و سپس سرآخور با ارتفاع حدود ۲۵۲۹ متر از سطح دریا است. پس از آن قله ماهرخ کوه با ارتفاع ۲۴۰۰ متر از بلندترین ارتفاعات منطقه می باشد. مخروط افکنه های کواترنر، رسوبات آبراهه ها و پهنه های رسی مناطق کم ارتفاع و پست را به خود اختصاص داده اند گنبدهای آتشفشانی به صورت کله قندی و شیب دار، دره های پرشیب را ایجاد کرده اند. محور چین خوردگی ها (تاقدیس فهنه، تاقدیس عشق آباد) و گسل های اصلی منطقه (گسل های چکنه، سرآخور، فرهدان، مشکان) با روند همگانی ساختاری زون بینالود و نهشته های منطقه به ویژه ائوسن یکسان و به صورت شمال باختری – جنوب خاوری است. نهشته های لاهار و کنگلومرای آتشفشانی با تغذیه از مواد سست آذرآواری و یا گدازه های برشی شده بر روی سطوح توپوگرافی و به ویژه دره ها (مانند دره برسلان و دره فهنه) روان شده است.



شکل ۱-۳: تصویر ماهواره ای سه بعدی گوشه ای از وضعیت زمین ریخت نوار ماگمایی قوچان-اسفراین و موقعیت گنبدهای نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان-اسفراین.

۱-۴- وضعیت اجتماعی و اقتصادی مردم منطقه

با توجه به وجود آتشکده های فراوان در شهرهای شمالی این منطقه از جمله درگز و آثار باستانی مربوط به دوران ساسانیان در شیروان، می توان به تاریخچه طولانی سکونت در این منطقه پی برد. روستاهای زیادی در این منطقه وجود دارند که بزرگترین آنها روستای عبدالله گیو است. این منطقه از دو بخش مهم سرولایت و صفی آباد تشکیل شده که بیشترین امکانات اداری و دولتی را دارا می باشند. شغل اکثر مردم کشاورزی و دامداری است و محصولات آنها بیشتر پنبه، گندم، جو، عدس، نخود، چغندرقند، زیره و بادام است .گویش مردم منطقه کردی، ترکی و همچنین فارسی با لهجه خراسانی می باشد (بهار فیروزی و همکاران، ۱۳۷۷).

به طور کلی توزیع جمعیت در این ناحیه به کوهپایه ها و دشتها محدود است .منابع تأمین کننده آب آشامیدنی در روستاها و مناطق کشاورزی از محل کاریزها، سدهای محلی، چاه های عمیق و نیمه عمیق و چشمه سارها است .

۱–۵– پوشش گیاهی و زندگی جانوری

پوشش گیاهی در منطقه از اختلاف ارتفاع تبعیت می کند. مراتع کوهستانی با پوشش گیاهی نسبتاً متراکم و در مراتع نیمه خشک با پوشش گیاهی تنک واکثراً به صورت بوته و درختچه دیده می شوند. گیاهانی چون کتیرا، زرشک و درمنه در این منطقه دیده میشود. درههای این منطقه پوشیده از گیاهان مختلف میباشد که برای دامداران محل مطلوبی است، گیاهان دارویی این منطقه نیزعبارتند از: کتیرا، درمنه ترکی، شه تره، ترنجبین که عرقیات گیاهی منطقه به همین دلیل معروف است. نوع خاک این منطقه زراعی است و از جنس رسی، شنی – شنی، رسی – هوموسی و در بعضی نقاط سیاه میباشد. گونههای مهم جانوری این منطقه قوچ و میش، کل و بز، گرگ، خوک، روباه، کبک، هما، سارگپه، خارپشت، عقاب طلایی، پایکا، خرگوش خفاش و انواع مار میباشد. شهرستان قوچان بواسطه وجود ارتفاعات و دردهای متعدد و چشمههای فراوان از پوشش گیاهی متنوعی برخوردار است و در هر حوضه گیاهان خاصی وجود دارد، شقایق و لاله وحشی از گل های فراوان کوهستان ها و جلگههای قوچان است. گیاهانی با نام های محلی مانند: چریش، زیانی گزی و کنگر محلی در کوهستان های منطقه فراوان و مورد استفاده است. در کوه های شمالی منطقه قوچان در منطقه حفاظت شده، قوچ، میش و بز کوهی یافت میشود. درههای کوه های این ناحیه پوشیده از نباتات مختلف بوده و برای دامداران محلی مطلوب است. موقعیت کشاورزی منطقه مشهور بوده غلات بطور عمده گندم، جو، ذرت، عدس و گیاهانی از قبیل منداب، کنجد و کرچک بخوبی بعمل میآید. و باغهایی از قبیل زردآلو، گوجه، سیب به وفور به چشم میخورد. وسعت کل زمین های قابل کشت شهرستان قوچان ۲۶۶۷۸۵ هکتار و وسعت کشت آبی ۱۵۷۵۵۸ هکتار است. سطح کل مراتع ۲۵۶۶۱۵ جمعیت شاغل در بخش کشاورزی به کل جمعیت ۱۴/۵ درصد و نسبت سطح زیر کشت به مساحت کاربری اراضی ۲۵ درصد دارای ۴۵ حلقه چاه عمیق و نیمه عمیق، ۱۴۰ رشته قنات دایر و ۱۱۶ جشمه سار و ۳۳ رود فصلی و دائمی است. ۹۵ درصد خاک از نوع شیرین و ۵ درصد خاک شور است. پوشش طبیعی ناحیه قوچان شامل ۲۰ درصد مرتع و ۳ درصد جنگل و ۶۲ درصد زمین

۱-۶- مطالعات پیشین

۱- اولین بار (I975) Lensch et al. در سمپوزیوم ژئودینامیک جنوب غرب آسیا Geodynamic of) (Geodynamic of به بررسی زمین شناسی، ژئوشیمی و پتروژنز سنگ ها ی افیولیتی ناحیه سبزوار پرداخته اند. به طور کلی مطالعات آنها شامل بررسی توالی های افیولیتی به ویژه گرگونی های همراه (گارنت آمفیبولیت ها) بوده است. این دگرگونی ها در ارتباط با قسمت عمیق پوسته اقیانوسی و در نتیجه حرکت در حالت جامد به وجود آمده اند. علاوه بر دگرگونی ها ی یاد شده، دگرگونی های فشار زیاد حرارت متوسط، به صورت گلوکوفان شیست و شیست های آبی نیز در منطقه مورد مطالعه دیده می شوند. با توجه به وسعت و حجم این سنگ ها، می توان آنها را به فشارهای ناشی از عملکرد زون های فرورانش و برخورد در فازهای کوهزایی مرتبط دانست.

۲- (1977, 1980) ۲۰ د العیم المحمد المحممد المحمد المحمد المحمد المحمد المحمد المحم

۳– (1981) Berberian and King افیولیت های خرده قاره ایران مرکزی، شامل افیولیت های نایین بافت و افیولیت های سبزوار را بخشی از یک حوضه اقیانوسی عمیق (شاخه ای از نئوتتیس) همانند دریای سرخ فرض نموده که در بین خرده قاره ایران مرکزی و بلوک سنندج سیرجان (برای افیولیتهای نایین– بافت) و کپه داغ یا اوراسیا برای افیولیت های سبزوار) در حال باز شدن بوده است. مطالعات نشان می دهد که افیولیت های نایین– بافت در ارتباط با گسترش یک حوضه پشت قوس(Shafaii Moghadam et al., 2010) و یا زایش لیتوسفر اقیانوسی در مراحل اولیه فرورانش (Shafaii Moghadam et al., 2010).

۴- (Noghreyan در رساله دکتری خود به بررسی تکامل ژئوشیمیایی و پتروژنز افیولیت های سبزوار (در بخش مرکزی این افیولیت؛ ناحیه باغ جر) پرداخته است. در این مطالعه با توجه به ژئوشیمی توالی های گوشته ای، گابرویی و ولکانیکی افیولیت های سبزوار، یک محیط پشت قوس برای پیدایش این توالی افیولیتی پیشنهاد شده است.
زیاد شدن عمق اتاق ماگمایی در اثر برخورد خرده قاره ی خاور ایران مرکزی و توران دانسته اند. ۶- Bauman et al. (1983) ۹- (1983) با بررسی ترکیب استرانسیوم در سنگ های آتشفشانی ترشیری در ناحیه ی واقع بین کاشمر – سبزوار - قوچان، نتیجه گرفته اند که تغییرات نسبت ایزوتوپ ⁸⁷Sr⁸⁶Sr بین ۱۰/۷۰۳۵ تا ۱۰/۷۰۶۰ (میانگین ۱۰/۷۰۴۶) است. ماگماهای مادر آن ها در نتیجه بی آب شدن پوسته اقیانوسی در فشار بخار آب بالا و فشار اکسیژن بالا (Spies et al., 1983) و توسط ذوب بخشی گوه گوشته بالایی زون فرورانش و بدون مشارکت پوسته قاره ای سیالیک به وجود آمده است.

۷- (۱۹۶۹) Barot and Macaudiere با مطالعه سری های آتشفشانی-رسوبی همراه افیولیت های سبزوار چهار تیپ تشکیلات متفاوت از کرتاسه بالایی(کامپانین) تا پالئوسن تشخیص داده اند که مشتمل بر پیلولاواهای آلکالن؟ تا کالک آلکالن، لیت آرنایت ها، برش ها و آگلومراها همراه با رسوبات کرتاسه بالایی می باشند. با توجه به این رخساره ها، آنها گسترش یک محیط پشت قوس را برای ایجاد لیتوسفر اقیانوسی(در بخش های میانی کرتاسه بالایی) و سپس نهشته شدن رسوبات مرتبط با یک قوس بالایی قوس بالایی) یک محیط پشت قوس را برای ایجاد لیتوسفر اقیانوسی(در بخش های میانی کرتاسه بالایی) و سپس نهشته شدن رسوبات مرتبط با ایجاد لیتوسفر اقیانوسی(در بخش های میانی کرتاسه بالایی) و سپس نهشته شدن رسوبات مرتبط با ایجاد لیتوسفر اقیانوسی(در بخش های میانی کرتاسه بالایی) و سپس نهشته شدن رسوبات مرتبط با ایجاد لیتوسفر اقیانوسی(در بخش های میانی کرتاسه بالایی) و سپس نهشته شدن رسوبات مرتبط با ایجاد لیتوسفر اقیانوسی(در بخش های میانی کرتاسه بالایی) و سپس نهشته شدن رسوبات مرتبط با ایجاد لیتوسفر ای ای را در حوضه اقیانوسی در حال فرونشست (کرتاسه بالایی – پالئوسن) پیشنهاد نموده اند.

۸- بهار فیروزی و همکاران (۱۳۷۷) پتانسیل های اقتصادی منطقه را بررسی کرده اند، قریب و فتونی (۱۳۸۲) به مطالعه ساختارها ی واحدهای مختلف منطقه با استفاده از داده های دورسنجی پرداخته اند، رادفر (۱۳۸۰) نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ صفی آباد و امینی و خان ناظر (۱۳۸۰) نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مشکان را تهیه نموده اند.

۹- بازوبندی (۱۳۷۹) در رساله کارشناسی ارشد خود با عنوان مطالعه پترولوژی و پتروگرافی مجموعه دگرگونی سلطان آباد (در ارتباط با افیولیت سبزوار)، به بررسی سنگ ها ی دگرگونی سلطان آباد و ارتباط آنها با مجموعه افیولیت های سبزوار پرداخته است. به طور کلی دگرگونی های افیولیت های سبزوار شامل مجموعه ای از دگرگونی ها در حد رخساره شیست سبز- آمفیبولیت و گلوکوفان شیست می باشد.

۱۰- مصلحی (۱۳۸۳) در پایان نامه کارشناسی ارشد خود با عنوان پترولوژی و کانی شناسی رودنژیت های سبزوار(باغ جر و سلیمانیه) به مطالعه کانی شناسی و ژئوشیمی رودنژیت های سبزوار پرداخته است.

۱۱ – صالحی نژاد (۱۳۸۷) در پایان نامه کارشناسی ارشد خود با عنوان بررسی پترولوژی و ژئوشیمی گنبدهای ساب ولکانیک منطقه باشتین، جنوب غربی سبزوار) به مطالعه پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگهای داسیتی گنبدهای ساب ولکانیک منطقه مذکور پرداخته است. براساس مطالعات ژئوشیمیایی صالحی نژاد (۱۳۸۷)، این سنگ ها دارای ماهیت متاآلومین و آهکی قلیایی بوده و در گروه آداکیت مالحی نژاد (۱۳۸۷)، این سنگ ها دارای ماهیت متاآلومین و آهکی قلیایی بوده و در گروه آداکیت مالحی نژاد (۱۳۸۷)، این سنگ ها دارای ماهیت متاآلومین و آهکی قلیایی بوده و در گروه آداکیت مالحی نژاد (۱۳۸۷)، این سنگ ها دارای ماهیت متاآلومین و آهکی قلیایی بوده و در گروه آداکیت های غنی از سیلیس قرار می گیرند.ماگمای سازنده این گنبدهای آداکیتی از طریق ذوب بخشی درجه پائین تا متوسط ورقه اقیانوسی فرورونده داغ و جوان نئوتتیس سبزوار با ترکیب گارنت آمفیبولیت در یک زون فرورانش قوسی با شیب رو به شمال ایجاد شده و سپس از طریق فرایندهای تبلور تفریقی و آلایش ماگمایی تحول یافته است .حضور آنکلاوهایی از جنس سنگ میزبان افیولیتی در ترکیبات سنگی گنبدهای آداکیتی، مؤید این مطلب است (صالحی نژاد و همکاران،۹۵۶ و صالحی در ترکیبات سنگی گنبدهای آداکیتی از طریق فرایندهای در تبلور تفریقی و آلایش ماگمایی تحول یافته است .حضور آنکلاوهایی از جنس سنگ میزبان افیولیتی در ترکیبات سنگی گنبدهای آداکیتی، مؤید این مطلب است (صالحی نژاد و همکاران،۱۳۸۶ و صالحی نژاد،۱۳۸۷).

۱۲ - دهنوی و همکاران (۱۳۸۷)، واحدهای سنگی آذرین نیمه عمیق غرب نیشابور در منطقه شهر فیروزه را مشابه آداکیتهای پرسیلیس جنوب قوچان دانسته که از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده سبزوار با ترکیب گارنت آمفیبولیت به طرف شمال و به زیر زون بینالود حاصل شده اند و متعاقب آن با پریدوتیت گوه گوشته ای نیز واکنش داده اند.

۱۳- تنها (۱۳۸۸) در پایان نامه کارشناسی ارشد خود با عنوان پتروژنز سنگ های آذرین شمال عنبرآباد به بررسی ویژگی های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگ های نیمه عمیق نئوژن منطقه و ارتباط آنها با زون فرورانش سبزوار پرداخته است.

۱۴- سنگ های آداکیتی پرسیلیس کمان قاره ای نئوژن، منطقه جنوب قوچان توسط قاسمی و همکاران (۱۳۸۹) بررسی شده است. بر اساس این مطالعات گنبدهای نیمه عمیق نوار آتشفشانی نئوژن جنوب قوچان، در بخش شمالی نوار افیولیتی سبزوار واقع شده است که دارای ترکیب تراکی آندزیت، آندزیت، تراکیت، تراکی داسیت، داسیت و ریوداسیت به سن پلیو- پلیستوسن (۲ تا ۱۱ میلیون سال قبل) می باشند. ترکیب این گنبدها مشابه ولی جوان تر از گنبدهای آداکیتی منطقه باشتین (غرب سبزوار) می باشد شواهد ژئوشیمیایی موجود در واحدهای سنگی گنبدها با ترکیب آندزيت تا ريوداسيت، بيانگر ماهيت آهكي – قليايي، سنگ منبع اكلوژيتي يا گارنت آمفيبوليتي حاصل از دگرگونی ورقه اقیانوسی فرورانده شده سبزوار به عنوان محل خاستگاه ماگما، نقش تبلور جدایشی، فرایندهای هضم و آلایش ماگمای سازنده این گنبدها می باشد. بر اساس این پژوهش ها در اثر تداوم فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس سبزوار به درون گوشته و هضم آن، آخرین فراورده های ماگمایی آن تا پلیو- پلیستوسن نیز فوران داشته اند. در گذر زمان و با تداوم فرورانش، جبهه ماگمایی از جنوب در مجاورت نوار افیولیتی و دگرگونی سبزوار به سوی شمال در جنوب قوچان تغییر مکان داده و در نتيجه از افيوليت ها به سمت شمال، سن ماگماتيسم به ترتيب از ائوسن به پليوسن-پلیستوسن کاهش یافته است. به نظر می رسد که یک ارتباط زایشی بین ماگماتیسم گسترده آداکیتی در زون افيوليتي سبزوار با گنبدهاي آداكيتي قوچان – اسفراين وجود دارد. ۱۵ - محمدی گورجی (۱۳۹۱) در رساله کارشناسی ارشد خود با عنوان ژئوشیمی و پتروژنز گنبدهای ولکانیکی منطقه شمال غرب سبزوار با تکیه بر مطالعات ایزوتوپی Pb-Sr-Nd به بررسی دقیق تر این گنبدها از لحاظ ژئوشیمیایی و ایزوتوپی پرداخته و آداکیت های دامنه جنوبی و شمالی نوار افیولیتی سبزوار را به شرح ذیل از یکدیگر تفکیک و سنگ های با ماهیت آداکیتی را گزارش نموده است ۱ – آداکیت های دامنه منوبی کوه سفید) که دارای آداکیت های دامنه شمالی نوار افیولیتی میزوار یا تکیه میزوار (سازوق، زردکوهی، کوه سفید) که دارای ترکیب ریولیتی بوده و بسیار تفریق یافته می باشند.۲ – آداکیت های دامنه شمالی نوار افیولیتی شمال میزوار (سازوق، زردکوهی، کوه سفید) که دارای ترکیب ریولیتی بوده و بسیار تفریق یافته می باشند.۲ – آداکیت های دامنه شمالی نوار افیولیتی شمال در نوده انقلاب و کمرتنگ)که دارای ترکیب آندزیتی و داسیتی هستند و تفریق یافتگی کمتری دارند.

۱۶- (2012) Shabanian et al. (2012) تیز در بررسی تعدادی از گنبدهای آداکیتی منطقه سرآخور در جنوب قوچان، یک منشأ ذوب پوسته اقیانوسی فرورو و یا ذوب پوسته تحتانی مافیک را برای سنگ های نیمه عمیق این منطقه در نظر گرفته اند که مورد اخیر خود ناشی از بالا آمدن استنوسفر حاصل از گسیختگی ورقه فروروی اقیانوسی می باشد.

۱۷- فتح آبادی (۱۳۹۳) در غالب پایان نامه کارشناسی ارشد به مطالعه گنبدهای ساب ولکانیک منطقه مقیسه واقع در جنوب غرب سبزوار پرداخته است.

۱۸ - گنبدهای آداکیتی منطقه باشتین (غرب سبزوار) همچنین توسط جمشیدی و همکاران (۱۳۹۲، ۱۳۹۴)، جمشیدی (۱۳۹۴ مورد بررسی قرار ۱۳۹۴)، جمشیدی (۱۳۹۴) ،(۱۳۹۴) ،(2015) Jamshidi et al. (2018) و (۲۹۱۶)، جمشیدی (۱۳۹۴) ،(۱۳۹۴) ،(۲۹۱۶) ، الای این منطقه با ترکیب سنگ شناسی ریولیت، داسیت، تراکی گرفت. بر اساس این مطالعات سنگ های این منطقه با ترکیب سنگ شناسی ریولیت، داسیت، تراکی آندزیت و آندزیت با ماهیت آهکی – قلیایی و آداکیتی پرسیلیس، به صورت گنبدهای بزرک و کوچک آندزیت و آندزیت با ماهیت آهکی – قلیایی و آداکیتی پرسیلیس، به صورت گنبدهای بزرک و کوچک و دایکن، با روند شمال غربی– جنوب شرقی، مجموعه افیولیتی کرتاسه – پالئوسن، سنگ های آتشفشانی رسوبی ائوسن و الیگومیوسن را قطع کرده و در ابتدای پلیوسن در سطح زمین برزونزد یافته است. این سنگ ها حاوی مقادیر نسبت های ایزوتوپی نخستین Sr/⁸⁶Sr (۲۰۳۸۳) و (۲۷۰۴۸۰) و دارt) دارt) در این این این این ای دارt) در دارt) این این این ای دارt) در دارt در دارt) در دارt دارt) در دارt) در دارt در دارt) در دارt) در دارt) در دارt) در دارt دارt) در دارt دارt) در دارt دارt) در دادt دارt) در دارt) در دارt) درد

ویژگی های ایزوتوپی همراه با دیگر شواهدژئوشیمیایی مطالعه شده بر روی سنگ های نیمه عمیق پساافیولیتی سبزوار با ترکیبات آداکیتی حاصل از ذوب ورقه های اقیانوسی قرورانده شده سنوزوئیک مطابقت دارد. بررسی این سنگ ها نشان می دهد که آنها بخشی از کمان ماگمایی سبزوار می باشند که در ادامه فرورانش سنگ کره اقیانوسی نئوتتیس حوضه سبزوار در ائوسن زیرین تا میانی در یک پهنه فرورانش حاشیه قاره با شیب رو به شمال به وجود آمده اند. سن جایگزینی این سنگ ها در پهنه افیولیتی سبزوار از طریق سن سنجی U-Pb با روش SHRIMP II روی کانی زیرکن، سن ائوسن میانی (۵۲-۴۱Ma) سال بدست آمده است.

۱۹- یوسفی و صادقیان (۱۳۹۴)، یوسفی و همکاران (۱۳۹۵) و (Yousefi et al. (2016) به مطالعه نوار ماگمایی ترود- احمدآباد در جنوب- جنوب شرق شاهرود (شرق استان سمنان) و شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی پرداخته است که در آن توالی ضخیمی از سنگهای اُتشفشانی و اُتشفشانی-رسوبی به سن پالئوسن تا ائوسن میانی رخنمون دارند. سنگ های این نوار ماگمایی شامل تعداد زیادی دایک و گنبدهای آذرین نیمه عمیق و همچنین توده نفوذی کوچک، با ترکیب غالب تراکی آندزیبازالتی و تراکیآندزیتی، داسیتی ، گابرویی، دیوریتی، گابرویی و سینیتی می باشد که به درون این توالی نفوذ کردهاند. این سنگها در گروه آداکیتهای پر سیلیس در منطقه احمدآباد خارتوران و کم سیلیس در منطقه سهل- رزّه قرار می گیرند (یا گروه شبه آداکیتها). مجموعه شواهد سنگشناختی و ژئوشیمیایی نشان میدهند که ماگمای سازنده سنگهای آداکیتی پر سیلیس، از ذوب ورقه اقیانوسی فرورانش یافته و دگرگون شده نئوتتیس (شاخه سبزوار – درونه) در شرایط دما – فشار رخساره آمفیبولیت سرچشمه گرفتهاند و آداکیتهای مورد نظر کم سیلیس، از تبلور مذاب حاصل از ذوببخشی گوه گوشتهای متاسوماتیسمشده واقع در بالای زون فرورانش ورقه اقیانوسی (شاخه سبزوار - درونه) حاصل شدهاند. سنگهای گابرویی و سینیتی از تبلور تفریقی ماگمای مافیک منشأ گرفته از گوه گوشتهای بالای ورقه اقیانوسی فرورونده حاصل شدهاند. بر اساس روش سنسنجی

U-Pb بر روی کانی زیرکن، سن سنگهای آندزیتی و داسیتی ۲/±۳۵/۵ تا ۴۱/۴±۴۰/۴ میلیون سال در نظر گرفته شده است که معادل با ائوسن میانی- بالایی میباشد.

۱–۷– اهداف تحقيق

مطالعه میدانی سنگهای آذرین نیمه عمیق نئوژن نوار ماگمایی قوچان ⊣سفراین در گستره وسیعی از زون بینالود از شمال غرب تا جنوب شرق و بررسی روابط صحرایی، چینه شناسی و زمانی این سنگها با واحدهای در برگیرنده و همچنین واحدهای جوانتر در منطقه مورد مطالعه. ✓ تعیین ترکیب کانی شناسی دقیق سنگ های مورد نظر با مطالعات دقیق پتروگرافی و مایکروپروب. ✓ تعیین ترکیب شیمیایی صحیح و دقیق سنگ های مورد مطالعه (آنالیز شیمیایی به روش ICP و...). ✓ تعیین شرایط دما – فشار حاکم بر محیط تشکیل ماگمای سازنده این سنگ ها و عمق استقرار آنها. ✓ تعیین زمان دقیق جایگزینی سنگ های آذرین مورد مطالعه در زون بینالود و مطالعات سن سنجی به روش dPJ بر روی بلورهای زیرکن.

ايزوتوپی Sm-Nd ،Rb-Sr سنگ کل.

مقایسه و بررسی ارتباط بین این رخداد آذرین در نوار ماگمای قوچان – سفراین با دیگر
رخدادهای آذرین مشابه و مرتبط با فرورانش اقیانوس نئوتتیس در منطقه سبزوار.

🗸 ارائه یک الگوی ژئودینامیکی در ارتباط با تشکیل سنگهای آذرین نیمه عمیق نئوژن مورد مطالعه.

۱-۸- روش انجام تحقیق

در این مطالعه از روش ها و ابزارهای متنوعی به شرح زیر برای دستیابی به مجموعه اهداف پیش رو استفاده شده است:

- گردآوری و مطالعه کلیه اطلاعات و منابع موجود از قبیل گزارشها، نقشهها، پایان نامهها و مقالات در رابطه با منطقه مود مطالعه.

- برداشتهای صحرایی و نمونه برداری از رخنمون های متنوع و پراکنده سنگ های ماگمایی مورد مطالعه در نوار ماگمایی قوچان-اسفراین از جنوب شرق تا شمال غرب آن.

- بررسی روابط صحرایی و چینه شناختی گنبدها و دایک های مورد مطالعه با واحدهای سنگی دیگر در منطقه مانند سنگ های آتشفشانی - رسوبی های ائوسن، سنگ های رسوبی میوسن و پلیوسن . - تهیه بیش از ۱۸۰ مقطع نازک میکروسکوپی از نمونه سنگ های برداشت شده و انجام مطالعات دقیق پتروگرافی بر روی آنها.

- انتخاب نمونه های مناسب و کمتر دگرسان شده و تهیه ۱۵ مقطع نازک صیقلی از آنها به منظور انجام آنالیز مایکروپروب الکترونی.

- انجام آنالیز عناصر اصلی بر روی کانی های انتخاب شده (شامل آمفیبول، پلاژیوکلاز، پیروکسن و بیوتیت) با استفاده از دستگاه مایکروپروب الکترونی (JEOL JXA 8200) در مرکز مایکروپروب دانشگاه مونتان اتریش آنالیز کمّی با استفاده از ولتاژ شتاب پرتو ۱۵ kv، جریان پرتو ۱۵ ۸۸ و مدت زمان ۱۰ ثانیه برای هر نقطه اوج صورت گرفته است.

- استفاده از جدیدترین روش دما- فشارسنجی آمفیبول (Ridolfi and Renzulli, 2012) در ماگمایی. ماگماهای کالکوآلکالن جهت مطالعات دما فشارسنجی و تعیین شرایط ذخیره و تبلور ماگمایی. تکمیل این مطالعات با استفاده از روش دما فشارسنج آمفیبول- پلاژیوکلاز (Holland and Blundy) (1994 و فشارسنج کلینوپیروکسن- مذاب (Putirka, 2008a) انجام پذیرفته است جزئیات مربوط به هر روش در فصل (۴) ارائه شده است. - انتخاب و آماده سازی ۲۴ نمونه سنگی سالم تر و کمتر دگرسان شده به منظور انجام آنالیز ژئوشیمی در آزمایشگاه (ACME) کانادا. فراوانی کل اکسید عناصر اصلی، مواد فرار و برخی از عناصر کمیاب سنگ کل با روش (ICP-ES) و غلظت سایر عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به روش (-ICP) به دست آمده است.

– جدایش کانی زیر کن از تعداد چهار نمونه سنگی مورد مطالعه به منظور مطالعات سن سنجی U-Pb بر روی زیر کن های جدا شده. پس از مراحل خردایش و پودر کردن نمونه ها به وسیله دو دستگاه سنگ شکن فکی و آسیاب میله ای در آزمایشگاه تجزیه کنندگان بلورین آمتیس شرق در مشهد، جدایش دانه های زیر کن به روشهای جدایش مغناطیسی فرانتز و مایعات سنگین و در نهایت جدایش دستی زیر میکروسکوپ بینوکولار در آزمایشگاه مرکز لیزر کرون آریزونای آمریکا صورت پذیرفت. در این آزمایشگاه، ابتدا زیرکن ها بر روی یک زیرکن استاندارد و یک جفت تراشه از جنس شیشه عنصر کمیاب و با ویژگی NBS 610 قرار گرفت و تا کمتر از ۲۰ میکرون صیقل داده شدند. سن سنجی زیرکن در این مرکز آزمایشگاهی به روش (Gehrels et al., 2008) انجام شد. روش آزمایشگاهی به کار گرفته شده برای این منظور به تفصیل در فصل مطالعات سن سنجی (فصل ۶) معرفی شده است.

- پردازش و تجزیه و تحلیل نتایج حاصل از داده های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی توسط نرم افزارهای پترولوژیکی مانند WinAmphcal, ISOPLOT, IGPET, GCDKIT.



شکل ۱-۴: الف: دستگاه SEM مدل JEOL JXA 8200، ب: مشاهده تصویر در هنگام کار با دستگاه SEM، ج و د: دستگاه و ابزارآلات ایجاد کننده پوشش کربن (C Coating) بر روی مقاطع نازک مورد نظر به منظور کار با دستگاه SEM واقع در دانشگاه مونتان اتریش.



زمین شناسی عمومی

۲-۱- مقدمه

منطقه مورد مطالعه قسمتی از برگه های نقشه های زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ اخلمد (پورلطیفی، ۱۳۸۸)، ۱:۱۰۰۰۰ مشکان (امینی و خان ناظر، ۱۳۸۰) و ۱۰۰۰۰۰ صفی آباد (رادفر، ۱۳۸۰) است که در شمال شرقی سبزوار و جنوب غربی قوچان و شرق اسفراین قرار دارد. در این پژوهش با توجه به گستردگی منطقه مورد مطالعه، پیمایش صحرایی و نمونه برداری از گنبدهای آتشفشانی و سنگ های در برگیرنده در راستای جنوب شرق – شمال غرب بر طبق نقشه های زمین شناسی و بر اساس مطالعات صحیح صحرایی صورت گرفته است. در این فصل به طور جامع به مطالعات و برداشت های صحرایی و ارائه نتایج حاصل از این بررسی ها می پردازیم.

۲-۲- زمین شناسی عمومی زون های سبزوار و بینالود

منطقه مورد مطالعه بخشی از نوار کوهزایی آلپ- هیمالیا می باشد. نوار کوهزایی آلپ-هیمالیا، نتیجه فرآیند کوهزایی آلپی است که از اوایل دوران دوم آغاز شده و حتی بخش هایی از آن تا کواترنری ادامه یافته است. این نوار از کوه های آلپ در اروپای شرقی شروع و با عبور از کوه های هیمالیا در شمال شبه قاره هند به شرق اسیای دور می رسد (بربریان، ۱۳۶۲).

ایران زمین به عنوان بخشی از نواحی مرکزی- غربی سامانه کوهزایی آلپ-هیمالیا به جهت تحمیل زمین ساخت خاص نواحی همگرایی صفحات (2006) Ghasemi and Talbot جولانگاه فعالیت های ماگمایی (آتشفشانی و نفوذی) گسترده ای به ویژه در دوران سنوزوئیک بوده است. اغلب نواحی ایران مرکزی و البرز در زمان سنوزوئیک میزبان فعالیتهای آتشفشانی شدید ناشی از ماگمازایی در حاشیه-های برخورد قارهای بوده است (Allen et al., 2004). گسترش این سنگهای ماگمایی در پهنه ایران مرکزی از آذربایجان تا بزمان و تفتان در سیستان و بلوچستان ادامه داشته و به نام نوار ماگمایی ارومیه – دختر مشهور است (Alavi, 1994). همچنین این فعالیت های ماگمایی پیرامون خرده قاره ایران مرکزی، شمال و شمال شرق ایران (کمان ماگمایی سبزوار) در دورههای زمانی مختلف به صورت خروج گدازه در محیطهای خشکی و زیرآبی و همچنین نفوذ و جایگزینی تودههای آذرین گرانیتوئیدی تظاهر یافته است (Emami, 2001). شواهد ماگماتیسم گسترده دوران سنوزوئیک درپهنه ایران زمین با زنجیره های آتشفشانی – نفوذی متعدد در ایران می تواند حاکی از چندین زون فرورانش در این دوران باشد. به نظر می رسد که فرورانش سنگ کره اقیانوسی نئوتتیس در خلال کرتاسه – پالئوسن عامل اصلی این فعالیت های ماگمایی بوده باشد.



شکل۲-۱: نقشه ساده شده از موقعیت حوزه های تکتونیکی اصلی در ایران، همراه با زون های افیولیتی نئوتتیس(Rossetti et al., 2014).

زون دگرگونی و افیولیتی سبزوار با ۱۵۰ کیلومتر درازا و ۱۰ تا ۳۰ کیلومتر پهنا، یک مجموعه افیولیتی بزرگ محسوب می شود که در طول نوار شمالی خرده قاره ایران مرکزی واقع شده است(Shojaat et al., 2003).

(شکل ۲–۲). این مجموعه به عنوان یک مجموعه افیولیتی کامل، همه سنگ های شاخص یک واحد افیولیتی را دارا می باشد، به طوری که طیفی از سنگ های هارزبورژیتی سرپانتینی شده، دونیت، دونیت سرپانتینی شده، گابروهای توده ای و لایه ای، دایک های ورقه ای، بازالت های بالشی و گاهی اسپیلیتی شده، لیستونیت و سنگ های سیلیسی قرمز رسوبی (چرت های قرمز نواری)، سنگ های آهکی قرمز رنگ و آهک های خاکستری پلاژیک در توالی افیولیتی سبزوار مشاهده می شوند. توالی افیولیتی سبزوار در طول فرورانش رو به شمال این اقیانوس در زمان کرتاسه بالایی – پالئوسن به وجود آمده است (Shojaat et al., 2003). فرورانش رو به شمال اقیانوس سبزوار به زیر خرده قاره ایران، منجر به تشکیل مجموعه افیولیتی سبزوار و به دنبال آن بروز فعالیت های آتشفشانی دراز مدت از ائوسن (تقریبا ۴۰ میلیون سال) تا پایان پلیوسن (تقریباً ۲/۳میلیون سال) شد (Lensch et al., 1977;

Spies et al., 1983; Shojaat et al., 2003; Shabanian et al., 2012)

سنگ های با سن ائوسن زیرین تا میانی که جمشیدی (۱۳۹۴) آنها را سنگ های آذرین پساافیولیتی معرفی نموده است به صورت پراکنده و با گستردگی فراوان در بخش شمالی و جنوبی زون افیولیتی سبزوار رخنمون دارند. این سنگ ها با اشکال گنبد، دایک و استوک در بین سنگ های افیولیتی کرتاسه بالایی-پالئوسن، سری آتشفشانی و آتشفشانی -رسوبی ائوسن و توالی مارنی الیگوسن- میوسن تظاهر یافته اند.

سنگ های آذرین با سن میوسن زیرین تا پلیوسن انتهایی که مورد مطالعه این پژوهش می باشند در نوار ماگمایی قوچان – اسفراین با راستای شمال غرب– جنوب شرق بین مجموعه افیولتی سبزوار و سیستم گسلی نیشابور واقع گشته است (شکل ۲–۳). نوار ماگمایی قوچان– اسفراین بر اساس تقسیم بندی نبوی (۱۳۵۵) در زون بینالود که دنباله شرقی رشته کوه های البرز می باشد واقع شده است و از نظر (1991) Alavi بخشی از زون سبزوار به حساب می آید.

سنگ های نیمه عمیق نئوژن نوار ماگمایی قوچان- اسفراین غالباً به صورت گنبد های بزرگ و کوچک با قاعده ۱ تا ۴ کیلومترمربع و همچنین به صورت دایک و استوک با ترکیب آندزیتی تا ریولیتی غالباً در بین سنگ های میزبان رسوبی ژوراسیک، سری آتشفشانی و آتشفشانی -رسوبی ائوسن، سنگ های رسوبی میوسن و پلیوسن تظاهر یافته اند.

در این منطقه رخساره های قبل از مزوزوئیک کاملا شبیه به ایران مرکزی است، اما رخساره های مزوزوئیک و تا حدودی سنوزوئیک آن به رخساره های البرز شباهت دارند (بهارفیروزی و همکاران، ۱۳۷۷). نهشته های مزوزوئیک قدیمی ترین واحدسنگ شناختی منطقه می باشد و در برگیرنده سازندهای شمشک، لار، تیزکوه و تا اندازه ای واحدهای کرتاسه پسین است که دارای گسترش در خور توجه در بخش های شمال شرق، شرق و شمال غرب منطقه می باشد و در زیر پوششی از نهشته های ائوسن، میوسن و پلیوکواترنر جای گرفته اند. نهشته های مزوزوئیک بر اثر عملکرد فازهای کوهزایی برابر با لارامید چین خورده اند و ازآب بیرون آمده اند (امینی و خان ناظر، ۱۳۸۰).

گسترش نواحی با سن سنوزوئیک در نوار ماگمایی قوچان – اسفراین با تشکیل حوضه رسوبی ائوسن در میان سرزمین های مزوزوئیک البرز – کپه داغ و دراثر وجود گسل های عمودی در طول مرز های گسلی فرهدان و چکنه ظهور یافته اند. مراحل رسوب گذاریی، چین خوردگی و دگرشکلی در طول دوره ائوسن تا میوسن بتدریج در منطقه ذکر شده صورت گرفته است (امینی و خان ناظر، ۱۳۸۰ Shabanian et al., 2009b) در دوره ائوسن، نهشته های رسوبی و آتشفشانی به تناوب تکرار شده اند. سن گدازه ها از جنوب غرب به سمت شمال شرق منطقه كاهش مي يابد. بيشترين حجم گدازه و مواد آذر آواری در ائوسن پسین پدید آمده است. روند همگانی ساختاری نهشته های این منطقه به ویژه در ائوسن، شمال غرب- جنوب شرق می باشد و محور چین خوردگی ها و گسله های اصلی نیز هماهنگ با همين راستا است. حركات كوهزايي ائوسن پاياني- اليگوسن سبب تغيير رژيم دريايي ائوسن به قاره ای شده و پس از آن، فعالیتهای آتشفشانی (فاز کوهزایی پیرینه) موجب پیدایش ماگماتیسم حدواسط تا اسیدی گشته که به صورت توده های آذرین متعددی در مرز زمانی الیگوسن- میوسن و پلیوسن-پلیستوسن ظاهر شده است. در حوضه های رسوبی پراکنده میوسن در منطقه، رسوباتی نظیر کنگلومرا، ماسه سنگ و مارن نهشته شده است.کوهزایی آلپی پسین موجب چین خوردگی ملایم نهشته های میوسن شده است. حرکات کوهزایی بعد از پلیوسن در اوایل کواترنر موجب چین خوردگی پایانی منطقه، آخرین تظاهرات ماگماتیسم و ایجاد شکل امروزی آن گردیده است (امینی و خان ناظر، .(177.



شکل۲-۲: نقشه پراکندگی باقیمانده های اقیانوس تتیس در طول زون برخوردی آلپ- هیمالیا و موقعیت افیولیت های ایران (Rossetti et al., 2014).



شکل۲-۳: موقعیت نوار ماگمایی قوچان⊣سفراین با راستای شمال غرب- جنوب شرق بین رشته کوه های بینالود و الله داغ و محصور بین سیستم های گسلی نیشابور، چکنه و فرهدان (Shabanian et al, 2012).

۲-۳- واحدهای سنگی رخنمون یافته در نوار ماگمایی قوچان- اسفراین

کمان ماگمایی قوچان – اسفراین اساساً از واحدهای آذرآواری و سنگ های آندزیتی، تراکی آندزیتی، تراکی داسیتی، داسیتی و ریولیتی به همراه روانه های بازالتی تشکیل شده است که به شکل گنبد، دایک و استوک در بخش های مختلف این نوار ماگمایی گزارش شده اند.

این گنبد ها غالباً درون واحدهای رسوبی ژوراسیک و کرتاسه، سنگ های آتشفشانی و آتشفشانی -رسوبی ائوسن، رسوبات پراکنده میوسن با ترکیب شیل مارنی گچ دار و ماسه سنگ مشاهده می شوند. پیشروی دریا در اوایل پلیوسن، سبب برجای نهادن کنگلومرا، مارن و گچ به طور ناپیوسته بر روی مجموعه سنگ های قدیمی تر شده است. حرکات کوهزایی بعد از پلیوسن در اوایل کواترنر موجب چین خوردگی نهشته های پلیوسن و دگرشیبی در قاعده نهشته های کواترنر شد و منطقه شکل کنونی خود را به دست آورد. مناطق مورد بررسی را در اطراف روستاهای چکنه، شیخ مصطفی، عبداالله گیو، زهان، ینگجه، کاهان، آق قلعه، اردنج، بام، صفی آباد می توان جستجو کرد.

شکل (۲–۴) تصویر ماهواره ای کلی تهیه شده از منطقه مورد مطالعه را نشان می دهد. اسامی تعلق یافته به هرکدام از گنبدها براساس همجواری این واحدها با روستاهای منطقه می باشد. از مهم ترین این واحدهای آذرین می توان به گنبدهای چکنه و شیخ مصطفی در ارتفاعات شمالی روستای شیخ مصطفی، گنبد زهان در شمال غرب روستای زهان، گنبد ماهرخ کوه در جنوب روستای ینگجه، گنبد کاهان به همراه چندین گنبد کم ارتفاع در نزدیکی روستای کاهان، گنبد قوچ خوار و قوچ خو در شمال روستای اسفید و جنوب روستای قوزه زن و گنبد ارسنگ و خیران در شمال روستای دهنه اجاق اشاره کرد.

تصاویر ماهواره ای جزیی تر از هر کدام از گنبدهای مورد مطالعه که به وضوح درون واحدهای مختلف خصوصا واحد های آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی ائوسن و میوسن رخنمون یافته اند در شکل (۲-۵-الف تا و) قابل مشاهده اند.



شکل۲-۴: تصویر ماهواره ای از رخنمون گنبدهای نئوژن نوار ماگمایی قوچان⊣سفراین با روند شمال غرب-جنوب شرق (منبع Google Earth).



شکل۲-۵: تصاویر ماهواره ای از رخنمون گنبدهای نئوژن نوار ماگمایی قوچان- اسفراین در واحد های مختلف سنگی (منبع Google Earth). همچنین، نقشه زمین شناسی ساده شده منطقه مورد مطالعه به همراه تفکیک واحدهای مختلف زمین شناسی منطقه و رخداد سنگ های نیمه عمیق نئوژن در نوار ماگمایی قوچان- اسفراین و محل نمونه های برداشت شده جهت تعیین سن به روش U-Pb و تعیین نسبت های ایزوتوپی Sr-Nd در شکل (۲-۶) نمایش داده شده اند.



شکل ۲-۶: نقشه زمین شناسی ساده شده منطقه مورد مطالعه (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین شناسی مشکان) (امینی و C=Chakaneh; S=Sheykhmostafa; Z=Zohan; CH=Chargoushli; M=Markooh; خان ناظر، ۱۳۸۰). علائم اختصاری شامل: Q=Quchkhar; K=Kahan; G=Ghochghou; A=Arsang and Kheyran

۲-۳-۲ مجموعه های رسوبی ژوراسیک و کرتاسه

۲-۳-۱–۱– سازند شمشک

قدیمی ترین پیکره های دوران مزوزوئیک درمنطقه مربوط به سازند شمشک به سن رتولیاس است که عمدتاً در شمال غرب منطقه مورد مطالعه و ارتفاعات شمالی روستای دهنه اجاق و کوه شاه جهان واقع در نقشه ۱:۱۰۰۰۰ صفی آباد قابل مشاهده است. گنبدهای نیمه عمیق ارسنگ و خیران این واحد را قطع نموده اند.

سازندهای متعلق به ژوراسیک زیرین در البرز، از رخساره های قاره ای، مردابی و دریاچه ای حاوی آثار گیاهان فراوان تشکیل شده است. به طور کلی سازند شمشک از چهار بخش ماسه سنگ زیرین (تناوبی از ماسه سنگ و شیل)، زغال دار زیرین (سیلتستون های زغال دار با آثار گیاهی)، ماسه سنگ بالایی (ماسه سنگ و شیل آمونیت و دوکفه ای دار) و بالاخره زغال دار بالایی (شیل های رسی و سیلتستون زغال دار با آثار گیاهی) تشکیل شده است (درویش زاده، ۱۳۸۳).

بخش سوم این سازند در تماس با گنبد های نیمه عمیق مورد مطالعه می باشد. لیتولوژی بخش سوم این سازند شامل شیل های خاکستری تیره تا سیاه همراه با میان لایه هایی از ماسه سنگ دانه ریز کوارتزآرنایتی است. در نتیجه نفوذ گنبد های ارسنگ و خیران، در شیل ها پختگی ایجاد شده و مرز حرارتی در حدود ۱ متر را ایجاد نموده است. در اثر گسل خوردگی در مرز بین شیل و واحد آذرین، کشیدگی لایه های رسوبی به سمت حرکت گسل به وضوح مشاهده می شود (شکل ۲ – ۷ و ۲–۸). گاهی قطعات بزرگی از سنگ میزبان در گنبد ارسنگ به دام افتاده است. حد زیرین سازند شمشک در تمامی زون البرز به صورت ناپیوستگی بوده که خود نشان دهنده ی فاز کوهزایی مهم سیمیرین پیشین است. در این منطقه نیز، حد زیرین این سازند نامشخص است ولی حد بالایی ان با پیشروی گسترده دریا به سازند دلیچای ختم می شود (Fakhr, 1975). علی رغم اهمیت اقتصادی این سازند در البرز، لایه های ذغالی کشف شده آن، در این منطقه بسیار ناچیز است، ولی در عین حال پی جویی و اکتشافات پراکنده جهت کشف لایه های ذغالی احتمالی در حال انجام می باشد (رادفر، ۱۳۸۰).



شکل ۲-۲: الف و ب: نفوذ گنبد ارسنگ به داخل شیل های سازند شمشک.



شکل ۲-۸: نفوذ گنبد ارسنگ در امتداد مرز گسلی در شمال روستای دهنه اجاق در داخل لایه های شیلی- ماسه سنگی شمشک.

۲-۳-۱-۲- سازند دلیچای

سازند دلیچای در مرز زیرین به سازند شمشک و در حد فوقانی خود به سازند لار ختم می شود و در محدوده گنبد خیران در شمال نقشه زمین شناسی صفی آباد رخنمون های وسیعی از آن مشاهده می شود (رادفر، ۱۳۸۰). این سازند با ضخامت ۱۰۱۷ متر از آهک های مارنی و ماسه ای با لایه بندی منظم و میان لایه هایی از شیل مارنی با فسیل آمونیت نظیر پارکینسونیا و اوپلیا است (درویش زاده، ۱۳۸۳). شایان ذکر است که سازند دلیچای و برخی تشکیلات کرتاسه در منطقه مورد مطالعه وجود دارند، ولی به طور مستقیم توسط همه ی توده های نیمه نفوذی قطع نشده اند و ارتباطی بین آنها وجود ندارد (شکل ۲–۹).



شکل ۲-۹: حضور واحد آهکی مارنی دلیچای بر روی شیل های سازند شمشک همراه با نفوذ گنبد ارسنگ به داخل این شیل ها.

۲-۳-۱-۳- سازند لار

ضخامت این واحد ۲۵۰ تا ۳۵۰ متر و از آهک های ضخیم لایه تا توده ای به رنگ خاکستری روشن حاوی چرت یا نوار های سیلیسی است. فسیل آمونیت پریسفتکس سن این آهک ها را ژوراسیک بالایی (آکسفوردین-کیمریجین) تعیین می کند (رادفر، ۱۳۸۰). در شرق و جنوب شرق گنبد خیران استوک های کوچک داسیتی در آن نفوذ کرده اند و سبب پختگی در مرز تماس آنها شده اند. مرز تحتانی آن، سازند دلیچای بوده ولی مرز فوقانی آن اکثراً بریده و گسله می باشد. آهک های لار روی سازند دلیچای در منطقه قرار گرفته است.

۲-۳-۱-۴- سازند تیزکوه

رسوبات کرتاسه زیرین در ناحیه ی البرز با سازند تیزکوه معرفی می شود. ضخامت آن در نقاط مختلف البرز از یک تا ۲۵۰ متر متغیر است. این سازند با دگرشیبی زاویه دار مشخصی بر روی ژوراسیک فوقانی یا حتی قدیمی تر از آن قرار دارد که خود نشان دهنده ی تاثیر فاز فشاری سیمیرین پسین است. به طور کلی در اکثر نقاط ایران، در قاعده ی رسوبات کرتاسه آهک اربیتولین داری یافت می شود که با مقطع نمونه سازند تیزکوه قابل مقایسه اند. از نظر گسترش جغرافیایی این سازند از خراسان تا آذربایجان دیده می شود (درویش زاده، ۱۳۸۳). در منطقه مورد مطالعه این سازند شامل بخش های زیر می باشد:

الف) بخش آهکی: این واحد در بخش های شمال خاوری، در نزدیکی روستاهای فهنه و برسلان، درشمال باختری در پیرامون روستای آمورد آغاجی و با گسترش کم در بخش جنوب خاوری، در نزیکی روستای شترسنگ و هچنین در نزدیکی گنبد های نیمه عمیق چکنه و شیخ مصطفی رخنمون دارد. این واحد در بر گیرنده سنگ های آهکی اوربیتولین دار و آهک های ریفی و در مواردی همراه با میان لایه های مارنی به رنگ کرم- قهوه ای روشن و یا صورتی است. در کوه بلوزان، در نزدیکی روستای فهنه، نهشته های این واحد در ساختمان های تاقدیسی با محوری در راستای شمال باختر-جنوب خاور جای دارند. در برخی موارد میان لایه های آهک اتولیتی و سیلتستون در میان آهک های این واحد دیده می شود. ستبرای این واحد در ساختمان های تاقدیسی با محوری در راستای شمال باختر-این واحد دیده می شود. ستبرای این واحد در ساختمان های تاقدیسی با محوری در زاستای شمال باختر-این واحد دیده می شود. ستبرای این واحد در ساختمان های تاقدیسی با محوری در راستای شمال باختر-این واحد دیده می شود. ستبرای این واحد در ساختمان های تاقدیسی با محوری در میان آهک های این واحد دیده می شود. ستبرای این واحد نزدیک به ۳۰۰ متر می باشد.گذر پایینی آن نامشخص نیمه عمیق مورد مطالعه این واحد را قطع نموده اند. سن این سنگ ها کرتاسه پیشین (آپسین) است که با سازند تیزکوه در البرز مرکزی در خور مقایسه است. در بعضی نقاط قطعات بزرگ سنگ های آهکی کرتاسه بر روی واحدهای آذرآواری نئوژن به صورت رانده شده قابل مشاهده هستند(شکل7ب) بخش مارنی-آهکی: این واحد در برگیرنده تناوب مارن و شیل با سنگ آهک به رنگ سبز روشن به ستبرای نزدیک به ۱۵۰ متر است که زمین های نرم و روشن رنگی را پوشانده اند. بخش های مارنی و شیلی نرم تر و به رنگ مایل به سبز، ولی لایه های آهکی با ستبراهای ۲۰ تا ۱۵۰ سانتیمتر برجسته تر نمایان اند. این واحد به سن کرتاسه پیشین وابسته است. لاهار و مواد آذرآواری به رنگ خاکستری روشن، و یا نهشته های شیلی، مارنی و ماسه سنگی میوسن بر روی آنها جای گرفته اند. در جنوب باختری برسلان و شمال روستای فهنه رخنمون این واحد دیده می شود. در میان لایه های آهکی این واحد فسیل اوربیتولین به فراوانی دیده می شود.



شکل ۲-۱۰: الف و ب: سنگ های واحد آهکی تیزکوه که در اطراف دره برسلان به صورت راندگی بر روی واحدهای ولکانیکی و آذرآواری نئوژن به چشم می خورد (دید به سمت شمال شرق). ج: میکروفسیل اربیتولین و جلبک های سبز – آبی در قطعات آهکی تیزکوه.

۲–۳–۲– مجموعه های رسوبی – آتشفشانی ائوسن

سنگ های آتشفشانی و رسوبی-آتشقشانی ائوسن به طور گسترده در ایران رخنمون دارند (به ویژه در زون ارومیه دختر، زون ایران مرکزی و زون البرز). سنگ های آتشفشانی – رسوبی ائوسن شامل تناوبی از گدازه های بازیک – حد واسط فوران یافته در محیط خشکی و دریا، آذرآواری های محیط های خشکی و دریایی و نهشته های رسوبی محیط خشکی، لاگون محصور و نیمه محصور و دریای کم عمق باز هستند که در حوضه های کششی محلی داخل کمان آتشفشانی سبزوار در ائوسن میانی – فوقانی نهشته شده است (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲). تنوع رخسارهای ائوسن نشانه تناوب پیشروی ها و پسروی های دریای کم عمق است (درویش زاده ۱۳۸۳). اغلب گنبدهای نیمه عمیق منطقه به درون توالیهای آتشفشانی- رسوبی ائوسن نفوذ کردهاند. این توالیها عمدتاً شامل بازالت و آندزیت به همراه نهشتههای آذرآواری وابسته (لاپیلی توف، آگلومرا و برشهای آتشفشانی)، ماسه سنگ، شیل و مارن-های گچدار ائوسن هستند که به عنوان سنگ میزبان گنبدهای مورد نظر نیز به حساب می آیند. آنکلاوهای سیلتستونی و مارنی این واحد در تراکی آندزیت های گنبد قوچ قو به فراوانی دیده میشود. واحدهای آتشفشانی- رسوبی ائوسن بر اساس مطالعات صحرایی به بخشهای زیر تقسیم میشوند: – واحد ماسه سنگی – شیلی - واحد شيلي - مارني

- سنگهای آتشفشانی- رسوبی

۲-۳-۲-۱ واحد ماسه سنگی- شیلی

این واحد در برگیرنده تناوب ماسه سنگ و شیل همراه با میان لایه های کنگلومرایی، توفی و توفیتی به رنگ قرمز با ستبرای نزدیک به ۲۰۰ متر است (رادفر، ۱۳۸۰). گدازه های آتشفشانی ائوسن بر روی آنها قرار دارند و توده های نیمه عمیق نئوژن مورد مطالعه آنها را قطع کرده اند(شکل۲–۱۱). بیشترین گسترش این واحد در اطراف گنبد های قوچ خوار و قوچ قو می باشد. همراهی این واحد با واحد های شیلی- مارنی گچ دار از روستای فتح آباد تا نزدیک روستای داراب مشاهده می شود. حضور اشکال رسوبی همچون ریپل مارک در ماسه سنگ های ریز دانه نشان دهنده محیط دریایی و ساحلی کم عمق در این منطقه می باشند. حضور آنکلاوهای سیلتستونی این واحد در تراکی آندزیت های قوچ قو دیده می شوند (شکل ۲-۱۲).



شکل ۲-۱۱: نمایی از واحد ماسه سنگی- شیلی ائوسن و رخنمون داسیت های منشوری نئوژن بر روی آن.



شکل ۲-۱۲: نمای نزدیک از آنکلاوهای مربوط به واحدهای رسوبی ائوسن درون تراکی آندزیت های گنبد گنبد قوچ قو.

۲-۳-۲ واحد شیلی- مارنی گچ دار سبز روشن

این واحد دربرگیرنده شیلهای مارنی، سیلتی گچ دار همراه با میان لایه های سنگ گچ، ماسه سنگ، توفیت و سنگ آهک می باشد. در لایه های گچی گاهی بلورهای زیبای گچ دیده می شود. در برخی موارد میزان سنگ گچ در این واحد و واحد شیلی-مارنی گچ دار قرمز قابل توجه است و می تواند مورد بهره برداری قرار گیرد. این واحد، به رنگ خاکستری روشن مایل به سبز روشن و در برخی موارد مایل به قرمز به ستبرای نزدیک به ۶۰۰ متر است. مرز زیرین آن، واحد ماسه سنگی-شیلی ائوسن می باشد.

شایان ذکر است که توده های نیمه عمیق نئوژن مورد مطالعه در برخی مناطق این واحد را قطع نموده اند (شکل ۲–۱۳). حضور آنکلاوهای مارنی و شیلی این واحد در اندازه های مختلف در گنبد های ماهرخ کوه، زهان، قوچ خوار و گاهان درخور توجه است (شکل ۲–۱۴). لازم به ذکر است که این واحد از نظر گسترش مهمترین واحد رسوبی منطقه بوده که به عنوان سنگ میزبان گنبد های مورد نظر، محسوب می شود.



شکل ۲-۱۳: نمایی از واحد شیلی- مارنی ائوسن و نفوذ گنبد های نئوژن در آن(دید به سمت شمال شمال).



شکل ۲-۱۴: حضور آنکلاوهای واحد شیلی – مارنی ائوسن در سنگ های داسیتی گنبد مارکوه (جنوب روستای ینگجه).

در برخی نقاط، نظیر عبدالله گیو، سلطان میدان، آهکهای نومولیتدار کرم تا خاکستری رنگ همراه با سایر ترکیبات رسوبی در این مجموعه رسوبی- آتشفشانی دیده می شود (شکل ۲–۱۵). حضور روزنداران بدون منفذ و منفذدار در توالی کربناته مورد بحث، بیانگر محیطهای خشکی و دریایی کم عمق برای نهشتههای ائوسن منطقه می باشد (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲).



شکل ۲–۱۵: الف: نمایی از آهکهای فسیلدار ائوسن در شمال روستای سلطان میدان ب: تصویر میکروسکوپی معرّف وجود نومولیت در آهکهای فسیلدار ائوسن.

۲-۳-۲-۳- مجموعه آتشفشانی-رسوبی ائوسن

مجموعه آتشفشانی ائوسن در منطقه عمدتاً شامل سه بخش می باشد که ستبرای آن حدود ۲۰۰۰ متر است. بخش سوم که آخرین بخش واحدهای آتشفشانی ائوسن می باشد گسترش بیشتری در محدوده مورد مطالعه دارد و دارای ترکیب ترکیب بازیک تا حدواسط و به ندرت اسیدی هستند. دایک های تغذیه کننده ی ائوسن و یا میوسن نهشته های ائوسن را قطع نموده اند. سنگهای رخنمونیافته در مجموعه آتشفشانی ائوسن به صورت ستون چینه نگاری ارائه شده است (شکل۲–۱۶).

قدیمی ترین واحد آتشفشانی-رسوبی ائوسن منطقه در برگیرنده تناوب بازالت هماتیتی شده، ماسه سنگ توفی، شیل و گدازه های آندزیت – بازالتی است. گدازه ها رنگ خاکستری مایل به قرمز داشته و در نزدیکی روستای قوزه زن به رنگ قرمز مایل به سیاه درمی آید. مگنتیت های موجود در این سنگ ها اکثراً هماتیتی شده اند. ضخامت این واحد متغیر بوده و در این منطقه حدود ۱۵۰ متر می باشد (امینی و خان ناظر، ۱۳۸۰).

واحد دیگری که به طور بسیار گسترده در منطقه مشاهده می شود و میزبان گنبدهای نئوژن منطقه می باشند به صورت تناوب گدازه های بازالتی- آندزیتی هیالوکلاستیکی، اسپیلیتی، تراکی آندزیت همراه با گدازه های برشی، توفیت هماتیتی شده، لیتیک توف و ماسه سنگ توفی گسترش دارد. حفرات سنگ های بازالتی توسط کلسیت و کوارتز پر شده است.

بعد از این واحد یک واحد آگلومرایی با ضخامت کم ۱ تا ۳ متر در نزدیکی روستاهای گلبین و فتح آباد مشاهده می شود. واحد آگلومرایی به رنگ کرم تا صورتی است که در برخی نقاط، این واحد بر روی شیل ها و مارن های گچ دار ائوسن بالایی قرار می گیرد (شکل۲–۱۷). سخت شدگی آن ضعیف تا متوسط و بسیار سست می باشد. قطعات آن غالباً به صورت گرد شده و عمدتاً از تراکی آندزیت و بازالت تشکیل یافته است. در برخی مناطق قطعاتی همچون بمب آتشفشانی در واحد آگلومرایی با اندازه ۵۰ تا ۹۰سانتی متر مشاهده می گردد. قطعات سنگی دارای بلورهای بسیار ریز بوده و آفانتیک هستند به طوری که فنوکریست ها در آنها بخوبی قابل مشاهده نیستند. در برخی نقاط در اثر دگرسانی پیروکسن موجود در این سنگ ها به کانی کلریت به رنگ سبز- آبی قابل مشاهده هستند. سنگ های آذرآواری ائوسن در منطقه عمدتاً شامل آگلومرا، برش آتشفشانی، لاپیلی و توف ها هستند. هیالوکلاست ها خرده سنگ ها، بلورهای منفرد و شیشه های آتشفشانی خرد شده را شامل می شوند. توف ها به رنگ سبز، قرمز تا ارغوانی، خاکستری متمایل به ارغوانی تیره و سبز روشن هستند. بعد از واحد آگلومرایی، گدازه های اسپیلیتی- اسکوری های آندزیتی و بازالتی در سراسر منطقه گسترش داشته و بخاطر ویژگی های شاخص و سادگی شناخت آن همانند یک لایه کلید عمل می کند.

از لحاظ ترکیب سنگی و نوع رخساره می توان آن را به دو قسمت عمده شامل واحد اسپیلیتی شده – اسکوری آندزیتی و بازالت ها تقسیم کرد. گدازه اسپیلیتی– اسکوری آندزیتی بخش اول این واحد است که بر روی واحد آگلومرایی قرار می گیرند. نمای دوگانه ی این بخش (واحد اسپیلیتی– اسکوری آندزیتی) نشانگر فوران گدازه با ترکیب بازالتی در زیر آب (فوران زیرآبی) با تشکیل اسپیلیت و فوران در محیط کم عمق آبی که منجر به تشکیل اسکوری آندزیتی گردیده است. در اطراف روستای کلاته بام ، اسکوری آندزیت ها به صورت متناوب با گدازه های متراکم بازالتی دیده می شوند. بلورهای زئولیت و کلسیت در حفرات واحد اسپیلیتی به وفور و به صورت ثانویه تشکیل شده اند (شکل ۲–۱۷). بخش دوم این واحد را بازالت های متراکم تشکیل داده اند. این بازالت ها به طور جانبی و گاهی بر روی بخش قبلی قرار گرفته اند (شکل ۲–۱۷).

رخساره شناسی این واحد حاکی از آن است که در انتهای ائوسن یک انفجار آتشفشانی نه چندان قوی روی داده است و در پی آن آگلومرا ها شکل گرفته اند. سپس در پی صعود سریع ماگمایی با ترکیب بازالتی- آندزیتی، این ماگما در نتیجه کاهش فشار دچار جدایش گازی شده و در نتیجه محصولات اولیه این فاز فورانی (آندزیت های اسپلیتی شده – اسکوری های آندزیتی) ساخت حفره ای دارند. بعد از خروج گازهای آتشفشانی، ماگما تقریباً بی گاز شده و خروج آن به آرامی صورت گرفته است. زیرا در بخش ها روی دارند و این این ماگمایی با ترکیب بازالتی- آندزیتی، این ماگما در نتیجه کاهش فشار دچار جدایش گازی شده و در نتیجه محصولات اولیه این فاز فورانی (آندزیت های اسپلیتی شده – اسکوری های آندزیتی) ساخت حفره ای دارند. بعد از خروج گازهای آتشفشانی، ماگما تقریباً بی گاز شده و خروج آن به آرامی صورت گرفته است.

در بیشتر حجم خود به صورت متراکم و توده ای بوده و معرف فوران هوایی می باشند (فتاحی، ۱۳۸۲).



شکل ۲-۱۶: برش های عرضی زمین شناسی واحد های آتشفشانی ائوسن در نزدیکی الف: گنبد قوچ خوار و ب: گنبد ماهرخ کوه.



شکل ۲–۱۷: الف، ب، ج و د:تصاویری از رخنمون واحد آگلومرایی در منطقه همراه با قطعات بازالتی و بمب های آتشفشانی در شمال روستای فتح آباد. ه: بازالت های پوشاننده واحد آگلومرایی، و: ساخت بادامکی در گدازه اسپیلیتی شده .
۲-۳-۳ میوسن

۲-۳-۳-۱-واحد شیلی مارنی گچ دار قرمز تا سبز

این واحد شامل تناوب شیل و مارن گچ دار همراه با میان لایه های ماسه سنگ، کنگلومرا و سنگ گچ به رنگ قرمز تا سبز است. در برخی موارد لایه ها، رگه ها و رگچه های گچ در نهشته های این واحد، به ویژه در مارن ها دیده می شود. ضخامت این مجموعه به حدود ۹۰۰ متر می رسد (رادفر، ۱۳۸۰) و اطراف روستای زهان، گنبد نیمه عمیق زهان این واحد سنگی را قطع کرده است. این واحد معادل سازند قرمز بالایی است و در برخی نقاط به صورت یک واحد برگشته معرفی شده است. این واحد بیشتر قسمت های غربی و جنوب غربی منطقه با گسترش نسبتاً زیاد به چشم می خورد و دارای توپوگرافی ملایم است که نهشته های رسوبی پلیوکواترنز عمدتاً به طور ناپیوسته بر روی این واحد قرار



شکل ۲-۱۸: نمایی از واحد شیلی مارنی میوسن و نفوذ گنبد زهان در آن (دید به غرب).

۲-۳-۴ واحد آذر آواری میوسن

فعالیت آتشفشانی گنبد های نیمه عمیق منطقه مورد مطالعه با تکاپوهای انفجاری و پیدایش مواد آذرآواری اسیدی آغاز شده است و آنگاه گدازه و گدازه های برشی شده در پیرامون مراکز آتشفشانی گسترش یافته است. لاهار و کنگلومرای آتشفشانی با تغذیه از مواد سست آذرآواری و یا گدازه های برشی شده بر روی سطوح توپوگرافی و به ویژه دره ها روان شده است. پس از فقیر شدن ماگما از گاز و مواد فرار و تفریق سنگ های آتشفشانی در پیکر گنبد، گدازه های ستبر در منطقه رخنمون یافته اند. در بخش هایی از منطقه پس از تکاپوی وابسته به گدازه و گدازه های برشی شده کالدرا پدید آمده است، که در محل کالدرا گنبد نیمه عمیق با جنس آندزیتی تا داسیتی نفوذ کرده است. پیدایش کالدرا را می توان در وابستگی با پیدایش خلا نسبی در مخازن ماگمایی کم ژرفا و ریزش سقف آنها تفسیر کرد (امینی و خان ناظر، ۱۳۸۰).

این واحد آذرآواری در دو مقطع مورد بررسی قرار گرفت. مقطع اول در نزدیکی دره خایسک می باشد که مقطع عرضی جالب و بی نظیری از این واحد را به نمایش می گذارد. مقطع دوم در نزدیکی گنبدهای آتشفشانی چکنه و شیخ مصطفی در دره برسلان و دره فهنه بررسی شده است که توالی بسیار زیبایی از واحدهای آذرآواری و اپی کلاستیک را نشان می دهد. واحد آذرآواری دره خایسک نشانگر شروع فعالیت برخی از گنبدهای آتشفشانی منطقه با سن های جوان می باشند. در دره خایسک این واحد آذرآواری دارای تناوبی از توف و لایه های خاکستر با لایه بندی ظریف، آگلومرا، توف های جوش خورده جریانی، لاپیلی استون، لاپیلی توف، توف و خاکستر می باشد. آگلومرای این واحد حاوی قطعات متفاوتی بوده، شامل سنگ های رسوبی قدیمی، بازالت های ائوسن، آندزیت های اسپیلیتی شده و اسکوری های متعلق به ائوسن، تراکی آندزیت و تراکیت می باشند که اندازه آنها از ۸/۰ میلی متر تا بزرگتر از ۱ متر تغییر می کند و در یک خمیره تراکیتی قرار دارند. توف های جوش جریانی به فراوانی در این واحد به چشم می خورند. بیشتر این توف های جوش خورده جریانی ترکیب تراکیتی داشته و به رنگ صورتی تا قرمز (احتمالاً به دلیل داغ بودن جریان) دیده می شوند. ظاهر این سنگ ها به خوبی جوش خوردگی و حالت جریانی یافتگی را نشان می دهد.

در این قسمت نیز اندازه قطعات متفاوت بوده و هیچ نظم دانه بندی در این قطعات دیده نمی شود. خصوصیاتی که در بخش زیرین این واحد آذرآواری مشاهده می شود بیانگر وجود یک جریان متلاطم و چگال از مواد آذرآواری است که درآن فراوانی قطعات سنگی بیشتر از خاکستر است Michael et) al., 2002). داخل این جریان آذرآواری متلاطم، جدایش ثقلی انجام شده است. بدین ترتیب که یک قسمت چگال تر که حاوی قطعات سنگی درشت تر است در زیر قرار گرفته و آگلومراها را ساخته و بخش دیگر که از چگالی کمتری برخوردار بوده و شامل قطعه سنگ های با اندازه ی متوسط و خاکستراست. جوش خوردگی و جریان یافتگی در این سنگ ها به این دلیل است که جریان های تشکیل دهنده این نهشته ها حاوی گاز و مقدار فراوانی خاکستر بوده است. این گازهای پر حرارت در بین ذرات خاکستر محبوس شده و موجب انتقال آنها می شوند. همانگونه که ذکر شد حرارت این گازها بالاست و از طرفی در هنگام فوران بدلیل انجام واکنش های اکسیداسیونی حرارت باز هم بالاتر می رود، این حرارت براحتی می تواند موجب ذوب ذرات خاکستر و جوش خوردن آنها در حین جریان یافتن شود(Michael et al., 2002). ویژگی های اشاره شده نشان دهنده یک نهشته آذرآواری جریانی می باشد. به طور کلی بخش زیرین شباهت زیادی با نهشته های جریانی بلوک- خاکستر نشان می دهند. آنگونه که (Gilbert and Spark (1998) تشکیل نهشته های جریانی را توصیف نموده اند، این نهشته ها می توانند در نتیجه ریزش ثقلی فروریزش گنبد، فروریزش ستون فورانی و یا فروریزش گدازه ها در شیب های تند تشکیل شوند. این نهشته ها غالباً گودی ها و دره ها را پر می کنند و بندرت ارتفاعات و بلندی ها را به صورت یک پوشش یکپارچه می پوشانند. در منطقه مورد مطالعه نیز این نهشته ها، دره ها را پر کرده اند بطوریکه بهترین مقطع در دره برسلان دیده می شود. بخش فوقانی این واحد آذرآواری رخساره ای متفاوت از بخش زیرین دارد. در این بخش لایه های متناوب

لاپیلی استون، لاپیلی توف، توف و خاکستر دیده می شود که همگی از نظم دانه بندی تدریجی نرمال برخوردارند که مرتب تکرار می شوند این لایه ها شیب و امتدادی به قرار S60E/41NE دارند این مقطع نشان دهنده چند فازی بودن مرحله انفجاری آتشفشان ها می باشد که فاز های فعالیت با دوره های آرامش کوتاه مدت همراه بوده است و تا زمان پلیوسن ادامه داشته اند (شکل۲–۱۹).



۲-۱۹: برش های عرضی زمین شناسی از واحد های آذرآواری میوسن تا پلیوسن در الف: دره برسلان و ب: دره فهنه.

در دره برسلان و فهنه نیز واحدهای آذرآواری رخنمون های جالبی را به نمایش می گذارند. در نزدیکی روستای فهنه می توان یک جریان آذرآواری متلاطم و چگال از قطعات سنگی و خاکستر را در بخش پایینی واحدهای آذرآواری مشاهده نمود که بنابر تعریف (Branny & Kokelaar (2002)، به آنها جریان های چگال آذرآواری (PDC) می گویند. جریان های چگال آذرآواری ترکیبی از ذرات آذرآواری جامد و گاز هستند که در سطح زمین تحت اثر نیروی گرانش حرکت می کنند. این جریان ها بر حسب نسبت ذرات جامد به سیال آنها به صورت رقیق (اکثرا سیال) تا غلیظ (غالباً ذرات جامد) بوجود می آید. در دره برسلان می توان نهشته های ایگنمبریتی که شامل مخلوطی از ذرات با جورشدگی ضعیف و متشکل از قطعات پومیس و خاکستر ریز دانه است را همراه با تناوبی از روانه های لاهار و کنگلومرا مشاهده نمود که در برخی موارد کنگلومراها با لاهار تناوب داشته و تفکیک آنها به خوبی مقدور نیست. از مهمترین ویژگی های نهشته های لاهار در این منطقه فقدان چین خوردگی و سیمان شدن آن است. ضمن آنکه تراس های ایجاد شده توسط این نهشته ها بلندترین تراس های این منطقه را تشکیل می دهد(شکل ۲–۲۰ و ۲–۱۲).



شکل ۲-۲۰: الف و ب: وجود نهشته های ایگنمبریتی به همراه روانه های لاهار و کنگلومرا در بخش های فوقانی در دره برسلان.

^{1 -} Pyroclastic Density Currents



شکل ۲-۲۱: الف: پراکندگی گسترده نهشته های آذرآواری در دره برسلان و فهنه (دید به سمت شمال غرب) و ب: نهشته های آذرآواری چگال در زیر و بر روی آن نهشته های سفید رنگ اپی کلاستیک.

همچنین در این منطقه رسوبات اپی کلاستیک مشاهده می شوند که غالباً رسوباتی هستند که از حرکت و ته نشست مجدد واحدهای آذرآواری قبل از خود ایجاد شده اند. این رسوبات در منطقه عمدتاً شامل گل سنگ و توفیت و یا کنگلومرای اپی کلاستیک می باشند. این نهشته ها معمولا دارای دانه های ریز تا متوسط ولکانیکی هوازده می باشند و معمولا لایه بندی تدریجی از خود نشان می دهند. این لایه ها در نقاط بسیاری توسط گسل های پله ای نرمال قطع شده اند که باعث جا به جایی ثقلی و روبه پایین لایه های اپی کلاستیک شده است(شکل ۲-۲۲ و ۲-۲۳).



شکل ۲-۲۲: تصویری از واحدهای اپی کلاستیک در دره برسلان که در اثر ته نهشت دوباره واحدهای آذرآواری قبلی در منطقه بر روی آنها ایجاد شده است و دارای لایه بندی مستقیم و موازی هم می باشند که توسط گسل های نرمال (عادی) و پله ای گاهاً این لایه ها جا به جا شده اند (شیب لایه ها به سمت شمال غرب-جنوب شرق می باشد).



شکل ۲-۲۲: نمای نزدیک از واحدهای اپی کلاستیک در دره برسلان و تشکیل کنگلومرا که همراه با دانه بندی تدریجی می باشد.

۲-۳-۵ واحدهای آذرین نیمه عمیق میوسن و پلیوسن

سنگ های آذرین نیمه عمیق با ترکیب آندزیت، ترکی آندزیت، تراکی داسیت، داسیت و ریولیت از منطقه جنوب قوچان تا شرق اسفراین به طور پراکنده رخنمون دارند. این سنگ ها به صورت گنبدی شکل، دایک و استوک در بین سنگ های میزبان رسوبی ژوراسیک، کرتاسه، سری آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن، سنگ های رسوبی میوسن وحتی پلیوسن رخنمون دارند. رنگ سنگ ها در این گنبد ها از خاکستری روشن مایل به صورتی تا خاکستری تیره متغیر بوده و دارای تنوع بافتی ریز بلور تا درشت بلور(۱ تا ۱۵ میلی متر) درمقیاس نمونه دستی هستند. این گنبدها بلندترین ارتفاعات را در اطراف روستاهای چکنه، شیخ مصطفی، عبداالله گیو، زهان، ینگجه، کاهان، آق قلعه، اردنچ، بام، صفی آباد و دهنه اجاق به وجود آورده اند. درشت بلورهای آمفیبول، پلاژیوکلاز، کوارتز و به میزان مطالعات صورت گرفته بیگانه سنگ های با ابعاد و ترکیب متغیر در سنگ های نیمه عمیق مورد بحث مشاهده شده است. این بیگانه سنگ های ما بعاد و ترکیب متغیر در سنگ های آتشفشانی – رسوبی ائوسن و میوسن می باشند. سنگ های سازنده این گنبدها دارای سن ۱۷ تا ترفیسانی میروب بعث مشاهده شده است. این بیگانه سنگ ها عمدتاً شامل قطعاتی از سنگ های آتشفشانی – رسوبی

در منطقه مورد مطالعه می توان دایک ها و روانه های الیوین بازالت و تراکی آندزی بازالت با سن میوسن را در اطراف برخی از گنبدهای نیمه عمیق مشاهده نمود که در این پژوهش این سنگ ها نیز مورد مطالعه قرار گرفته اند.

۲-۳-۵-۱-گنبد چکنه و شیخ مصطفی

گنبد های مذکور با قاعده بیضی شکل و یا کروی به قطر حداکثر ۳ کیلومتر در اطراف روستاهای چکنه، شیخ مصطفی، گلشن آباد و فرهدان رخنمون دارند (شکل۲-۲۴ و ۲-۲۵). در اطراف این گنبدها گدازه ها و نهشته های آذرآواری اسیدی به همراه کنگلومرا که دارای قطعات آتشفشانی می باشد و همچنین لاهار به رنگ خاکستری روشن مشاهده می شود. همچنین در برخی مناطق سنگ های آهکی به سن کرتاسه معادل سازند تیزکوه را در نزدیکی این گنبدها می توان یافت. این گنبدها غالباً در امتداد گسل های چکنه در سطح زمین رخنمون یافته اند. با توجه به تعیین سن های صورت گرفته توسط قاسمی و همکاران (۱۳۸۹) و گردیده و همکاران (۱۳۹۷) سن گنبدهای مذکور بین ۸/۵ به روش U-Pb تا ۲/۳ میلیون سال به روش K-Ar بدست آمده است.

عمده در آنها آمفیبول و پلاژیوکلاز می باشد. سنگ های آهکی کرتاسه سازند تیزکوه و رسوبات آبرفتی کواترنری پوشاننده این گنبدها می باشند.



شکل ۲-۲۴: الف: نقشه ساده شده از گنبدهای نیمه عمیق چکنه که توسط دوایر بیضوی آبی رنگ شکل بیضوی آنها به خوبی نشان داده شده اند به همراه نمودار گل سرخی در سمت راست بالای تصویر که جهت یابی ترجیهی بیضوی گنبدها را نشان می دهد و ب: تصویر صحرایی یکی از گنبدهای چکنه (دید به سمت شمال شمال غرب).



شکل ۲-۲۵: نمایی از گنبد شیخ مصطفی که در بخش شرقی آن سنگ های آهکی سازند تیزکوه به چشم می خورد .

۲-۳-۵-۲-گنبدهای نیمه نفوذی خیران و ارسنگ

گنبد های مذکور در شمال روستای دهنه اجاق در ورقه زمین شناسی صفی آباد (شکل ۲-۲۶) به صورت توده های نسبتاً کشیده در بخش های شیلی واحد سوم سازند شمشک (شکل ۲-۲۷ الف تا ه)، نفوذ کرده اند. گاهی آپوفیزهایی از آنها در سنگهای آهکی لار نیز تزریق شده و سبب پختگی و تغییراتی در شیل ها و آهک ها گردیده اند. در نقشه زمین شناسی ۲۰۰۰۰۰ صفی آباد که توسط سازمان زمین شناسی کشور تهیه شده است، ترکیب سنگ شناسی این گنبدها دیوریتی تا میکروکوارتزدیوریتی ذکر شده، که پس از بررسی های صحرایی، میکروسکپی و آنالیز شیمیایی، ترکیب آنها تراکی آندزیت، تراکی داسیت و داسیت تعیین گردید. قسمت های مرکزی این گنبد ها درشت بلورتر بوده و به میکروگرانودیوریت می رسد. همچنین این گنبد ها دارای حاشیه انجماد سریع بوده، که در این نواحی بلورهای آن کاملا ریزدانه و حاوی شیشه زیاد در زمینه می باشند (شکل ۲-۲۵). حضور آنکلاوهایی از جنس شیلی، ماسه سنگی و سیلتستونی در آنها مشهود است که وقوع فرایند آلایش و هضم سنگ میزبان را اثبات می کند (شکل ۲–۲۷ و). همچنین بلورهای آمفیبول، بیوتیت و پلاژیوکلاز بصورت کشیده در نمونه دستی سنگ قابل تشخیص می باشند (شکل ۲–۲۷ و). تجزیه پلاژیوکلازها و فلدسپات ها، حضور حفرات پر شده با کلسیت که به اکسید آهن اغشته شده اند، رگچه های کلسیتی و مقادیر نسبتا زیاد اکسید های آهن در برخی نقاط این گنبد ها حاکی از دگرسان شدن آنهاست. تعین سن صورت گرفته بر روی این گنبدها توسط گردیده و همکاران (۱۳۹۶) سن ۱۷/۵ میلیون سال را برای آنها بدست آورده است.



شکل ۲-۲۶: نقشه زمین شناسی ساده شده گنبد ارسنگ و خیران (با تغییر از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ صفی آباد).



شکل ۲–۲۷: الف: نمایی از سنگ های شیلی بخش سوم سازند شمشک دارای لایه بندی بندی منظم افقی و حضور درز و شکاف های عمود بر سنگ ها، ب: نفوذ گنبد ارسنگ در سنگ های شیلی ج: نمایی از دره V شکل در منطقه ارسنگ و خیران د: نمایی از ایجاد حاشیه انجماد سریع در سنگ های داسیتی گنبد خیران، ه: آثار فسیل های گیاهی ژوراسیک در سنگ های رسوبی منطقه، و: وجود آنکلاو شیلی در سنگ های نیمه عمیق گنبد ارسنگ.

۲-۳-۵-۳-گنبد ماهرخ کوه

مرتفع ترین گنبد در منطقه مورد مطالعه می باشد و در مرکز ورقه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ مشکان قرار دارد(شکل۲-۲۸). این گنبد دارای مورفولوژی خشن و شکل کله قندی بوده و دسترسی به آن کمی مشکل می باشد (شکل۲–۲۹). ترکیب سنگ شناسی آندزیت و تراکی آندزیت در حاشیه ها و تراکی داسیت، داسیت و ریولیت در مرکز گنبد می باشد. سنگ های آتشفشانی-رسوبی ائوسن میزبان این گنبد هستند. سنگهای مورد نظر دارای رنگ خاکستری روشن، خاکستری تیره تا متمایل به سبز میباشد. گنبد ماهرخ کوه ترکیب سنگ شناسی کاملتری نسبت به دیگر گنبد های منطقه دارا می باشد و سرشار از کانیهای آمفیبول سوخته و سوزنی شکلی هستند که ساخت جریانی به سنگ داده اند و عمده ترین فنوکریست قابل مشاهده با چشم غیر مسلح محسوب می شوند. در این گنبدها، آنکلاوهای متفاوتی همچون بازالتی، شیستی، مارنی و سیلتستونی قابل رؤیت است. آنکلاوهای بازالتی عمدتاً در اندازه های کوچک (در حد چند سانتیمتر) دیده می شوند. در سنگ های تراکی داسیتی و داسیتی از میان آنکلاوهای موجود، انواع مارنی حجم بیشتری را به خود اختصاص داده اند و اندازه آنها از چند میلی متر تا ۱۰ سانتی متر متغیر است و از مارن های قرمز فوقانی می باشند (شکل ۲-۳۰). آنکلاوهای سیلتستونی نیز در اندازه و حجم کمتر یافت می شوند. همچنین در این گنبد ها آنکلاوهای گنیسی را می توان سنگ های تراکی آندزیتی گنبد ماهرخ کوه مشاهده نمود (فتاحی، ۱۳۸۲). آنکلاوهای گنیسی مانند آنکلاوهای رسوبی پراکندگی زیادی ندارند. این آنکلاوها ساخت دگرگونی خود را به خوبی حفظ کرده و تغییرات زیادی را نشان نمی دهند. بلورهای بیوتیت به خوبی در این سنگ ها مشاهده می شود (شکل۲–۳۱).



شکل ۲-۲۸: نقشه زمین شناسی ساده شده گنبد ماهرخ کوه (با تغییر از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ مشکان).



شکل ۲-۲۹: الف: نمایی از گنبد ماهرخ کوه واقع د رجنوب روستای ینگجه، ب: وجود درزه های ستونی در قسمت های تراکی آندزیتی حاشیه خارجی گنبد ماهرخ کوه (دید به سمت جنوب غرب).



شکل ۲-۳۰: الف: تصویری از حضور آنکلاوهای مارنی در داسیت های گنبد ماهرخ کوه و ب: آنکلاو بازالتی در تراکی آندزیت های گنبد مارخ کوه.



شکل ۲-۳۱: تصویری از آنکلاو گنیسی موجود در تراکی آندزیت های گنبد ماهرخ کوه (اقتباس از فتاحی، ۱۳۸۲).

۲-۳-۵-۵-گنبد زهان

در جنوب ماهرخ کوه قرار داشته و دسترسی به آن از دامنه غربی و از طریق روستای کوشک کار چندان مشکلی نیست (شکل۲-۳۲) همچنین از جاده اصلی سبزوار –قوچان و از طریق جاده آسفالته روستای زهان می توان به این گنبد دسترسی یافت. میزبان این گنبد، سنگ های رسوبی میوسن هستند (شکل ۲-۳۳). رنگ نمونه های سنگی به رنگ خاکستری است و فنوکریست های آمفیبول با چشم غیرمسلح در زمینه ریز دانه قابل رویت است. ترکیب عمده آن داسیتی و تراکی داسیتی است و آمفیبول های سوزنی آن کاملاً سوخته هستند. از ویژگی های منحصر به فرد این گنبد پلاژیوکلازهایی با حالت عدم اختلاط می باشد. همچنین در مقاطع آن فنوکریست های پلاژیوکلاز با بافت غربالی فراوان هستند.

۲-۳-۵-۶-گنبد قوچ خوار و قوچ قو

گنبد قوچ خوار در نزدیکی روستای اردنج در ورقه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مشکان و درون گدازه های آندزیت و بازالتی ائوسن و سنگ های رسوبی شیلی- مارنی ائوسن قرار دارد (شکل۲-۳۴). ترکیب سنگ شناسی این گنبد عمدتاً تراکی آندزیتی، آندزیتی، داسیتی و ریولیتی است به علت وجود بخش های تفریق یافته با ترکیب ریولیتی ظاهر تیره و روشنی در گنبد ایجاد شده است. ریولیت ها غالباً در قسمت های درز و شکاف دار دگرسان شده اند و گاهی کانی زایی در آنها دیده می شود. ارتفاع گنبد قوچ خوار نسبت به گنبدهای دیگر کمتر است و مورفولوژی خشن نیز ندارد (۲-۳۶ الف و ب) فنوکریست های پلاژیوکلاز و آمفیبول به صورت کشیده و جهت یافته در برخی مقاطع آن دیده می شوند. آنکلاوهایی از جنس گدازه های ائوسن ، سیلتستون ها، ماسه سنگ ها و مارن های ائوسن و میوسن در سنگ های این گنبد ها رؤیت می شود (شکل ۲–۳۶ ج و د).



شکل ۲–۳۲: نقشه زمین شناسی ساده شده گنبد زهان (با تغییر از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ مشکان).



شکل ۲-۳۳: نمایی از گنبد زهان که در سنگ های شیلی- مارنی میوسن نفوذ کرده است.

گنبد قوچ قو نیز در نزدیکی گنبد قوچ خوار و جنوب روستای قوزه زن واقع شده است(شکل ۲–۳۵). این گنبد نیز شبیه گنبد قوچ خوار می باشد و از ارتفاع بالایی برخوردار نیست. سطح شکست صدفی و داشتن لبه های تیز از خصوصیات بارز سنگ های واریزه ای در دامنه های آنهاست که دلیل آن شیشه ای بودن خمیره سنگ است. کانیهای پلاژوکلاژ و آمفیبول های سوخته به صورت خیلی ریز، کشیده و جهت یافته در آنها دیده می شوند و بافت تراکیتی و جریانی را ایجاد نموده اند. از ویژگی این گنبد حضور بلورهای درشت آمفیبول و مگنتیت در سطح سنگ می باشند که در اثر وجود سیالات گرمابی باعث تشکیل این بلورها در سطح شکستگی های سنگ ها شده است. همچنین بلورهای اکتینولیت و الیژیست به صورت رگه هایی درزه ها و شکستگی های سنگ های تراکی آندزیتی را پر نموده اند.



شکل ۲-۳۴: نقشه زمین شناسی ساده شده گنبد قوچ خوار (با تغییر از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ مشکان).





شکل ۲-۳۵: نقشه زمین شناسی ساده شده گنبد قوچ قو (با تغییر از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ مشکان).



شکل ۲-۳۶: الف: نمایی از گنبد قوچ خوار و ب: قوچ قو که در واحدهای آتشفشانی-رسوبی ائوسن نفوذ کرده اند، ج و د: حضور آنکلاوهای مارنی و سیلتستونی در سنگ های داسیتی و تراکی آندزیتی گنبدهای نیمه عمیق قوچ خوار و قوچ قو، ه: حضور بلور های درشت آمفیبول در سطوح سنگی گنبد قوچ قو، و: پرشدگی شکستگی ها و درزه های سنگ های تراکی داسیتی و تراکی آندزیتی گنبد قوچ قو توسط رگه های الیژیست و اکتینولیت.

۲-۳-۵-۷-گنبد کاهان

این گنبد در روستای کاهان سفلی رخنمون دارد و ترکیب آن داسیتی، تراکی داستی و به میزان کمتر تراکی آندزیتی است .جهت یافتگی کانی های آمفیبول در نمونه های دستی نیز مشخص می باشد. بلورهای آمفیبول خودشکل تا نیمه خود شکل بوده و به اشکال لوزی، سوزنی و کشیده دیده می شوند. اکسیدشدگی آمفیبول ها متغیر بوده و برخی فقط در حاشیه و برخی کاملاً سوخته اند. این گنبد اهمیت زیادی از نظر چینه شناختی دارد، زیرا نفوذ درکنگلومرای پلیو – پلئیستوسن و قطع کردن این واحد توسط آن رخ داده است (شکل ۲–۳۷). بدین ترتیب به نظر می رسد این گنبد از لحاظ سن نسبی از این واحد کنگلومرایی جوان تر است (تنها، ۱۳۸۸). سن مطلق آن به روش پتاسیم– آرگن Ma ۲/۱۰ ± ۲/۳۲ بدست آمده است (قاسمی و فتاحی، ۱۳۸۳). سنگ های این گنبد به شدت برشی و خردشده اند. با توجه به ترکیب داسیتی گنبد و گرانروی نسبتاً زیاد ماگمای تشکیل دهنده آن، نحوه جایگیری و ساختار قارچی و ستونی آن را می توان توجیه کرد (شکل ۲–۳۸) .



شکل ۲-۳۷: نمایی از گنبد جوان کاهان و نفوذ آن در واحد رسوبی کنگلومرای پلیوسن.



شکل ۲–۳۸: نمایی از درزه های قائم ایجاد شده گنبد نیمه عمیق کاهان و ب: وجود آنکلاوهای توفی سیلتستونی در سنگ های تراکی داسیتی گنبد کاهان.

۲-۳-۵-۸- روانه ها و دایک های الیوین بازالتی و آندزی بازالتی میوسن

بر روی واحدهای شیلی مارنی گچ دار به سن ائوسن فوقانی می توان واحدهای الیوین بازالتی به رنگ ظاهری خاکستری تا کاملاً سیاه با ساخت بادامکی را مشاهده کرد که غالباً به صورت متراکم و توده ای رخنمون دارند. همچنین رخنمون دسته دایک های بازالتی و آندزی بازالتی با طول چندین کیلومتر را می توان مشاهده نمود که رسوبات ماسه سنگ ، سیلتستون، گل سنگ و مارنی (معادل با سازندهای قرمززیرین و فوقانی) را قطع نموده اند. گدازه های بازالتی مورد مطالعه در نزدیکی گنبدهای آداکیتی منطقه و عمدتاً در اطراف روستاهای عبدالله گیو، زیگ، شمال گلبین و فتح آباد مشاهده میشوند. این بازالتها دارای شباهتهای فراوان با بازالتهای حوضههای کششی پشت کمانی الیگومیوسن شمال شرق ایران مرکزی (قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۵؛ قاسمی و برهمند، ۱۳۹۲) می باشند. در نقشه زمین شناسی منطقه (امینی و خان ناظر، ۱۳۸۰) این توسط قاسمی و فتاحی (۱۳۸۳)، سن آنها را ۲۰/۵±۱۹/۵میلیون سال و به روش Ar/³⁹Ar توسط (۲۵۰ میلیون سال نشان می دهد. که می توان سن (۲۱/۲) Ahmadi et al میلیون سال نشان می دهد. که می توان سن میوسن زیرین را برای آنها در نظر گرفت.

حفره های سنگ های بازالتی توسط کانی های ثانویه مانند کلسیت و زئولیت پرشده اند. در زیر سنگ های الیوین بازالتی می توان واحدهای آگلومرایی، برش آتشفشانی، لاپیلی توف را مشاهده نمود که بیانگر فوران این گدازه ها در محیط دریاچه ای گرم و کم ژرفاست (قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰) (۲-



شکل ۲-۳۹: الف: نمایی از حضور دایک های آندزی بازالتی در کنار گنبدهای نیمه عمیق نئوژن منطقه،ب و ج: پرشدگی درزه ها و شکستگی سنگ های بازالتی توسط کلسیت و چرت سیلیسی، د: وجود ساخت بادامکی در سنگ های بازالتی نوار ماگمایی قوچان اسفراین.

۲-۳-۶-پليوسن-كواترنر

۲-۳-۶-۱-۹ واحد کنگلومرایی- ماسه سنگی

این واحد لایه های کنگلومرایی ضخیمی را با روند جنوب شرقی- شمال غربی در اطراف برخی از توده های نیمه عمیق نئوژن نوار ماگمایی قوچان - اسفراین تشکیل می دهد (شکل ۲-۴۰ الف). این واحد رسوبی بر روی واحد مارن میوسن قرار گرفته است و حاوی قطعات از سنگ های قدیمی تر منطقه مانند سری آتشفشانی-رسوبی ائوسن و سنگ های رسوبی میوسن و سنگ های گنبدهای نیمه عمیق منطقه می باشد (شکل ۲-۴۰ ب).

رخنمون این واحد به صورت کنگلومرای خاکستری رنگ با گرد شدگی خوب و جورشدگی متوسط تا ضعیف می باشد که قطعات آن با سیمانی از جنس کربنات کلسیم به یکدیگر متصل شده اند. ذرات ریزدانه موجود در قطعات سبب کاهش تخلخل این واحد گردیده است. اندازه قطعات حداکثر به ۱ متر می رسد. یکی از ویژگی های این واحد سنگی چین خوردگی کم شیب آن است. در برخی مناطق، در بخش های زیرین این واحد میان لایه های چند متری از مواد آذر آواری و لاهار های حاصل از فعالیتهای آتشفشانی دیده می شود (امینی و خان ناظر، ۱۳۸۰).

۲-۳-۶-۲-پادگانه های آبرفتی

واحدهای کواترنر و پلیوکواترنر شامل نهشته های جوان و کواترنر، مخروط افکنه ها، تراس های ابرفتی و آبرفتهای در حال تشکیل در بستر رودخانه ها و مسیل ها می باشند. نهشته های آبرفتی از رسوبات دانه درشت و منفصل (قلوه سنگ و شن بدون سیمان) و دانه ریز (سیلت و رس) تشکیل شده اند. در دامنه ها، نهشته های آبرفتی دانه درشت دانه و حاوی لایه ها و عدسی های درشت دانه و ریز دانه در در ت دانه درشت دانه و مسیل ها، نهشته های آبرفتی در ت در در دان در در ای در می باشند. نهشته های آبرفتی از رسوبات دانه درشت و منفصل (قلوه سنگ و شن بدون سیمان) و دانه ریز (سیلت و رس) تشکیل شده اند. در دامنه ها، نهشته های آبرفتی دانه درشت با مصالح شنی و حاوی لایه ها و عدسی های درشت دانه و ریز دانه در ت دانه و اینه در ت دانه و میزان ها و عدسی های در ت دانه درشت دانه و میز دانه در می شود. بسیاری از ویژگی های فیزیکی آنها مشابه با آبرفت های اسی در در دانه در با دانه در ت دانه و است که از جمله آنها می توان به تخلخل، عدم وجود سیمان و میزان هوازدگی اشاره کرد. پادگانه

های آبرفتی اکثرا از تغییر سطح اساس بوجود می آیند و بیشتر اوقات افقی هستند و در سرتاسر رودخانه ها مشاهده می شوند.



شکل ۲-۴۰: الف: نمایی از رسوبات کنگلومرای پلیوسن منطقه، ب: نمای نزدیک از رسوبات کنگلومرایی که قطعات آن از سنگ های آذرین قدیمی تر منطقه مانند سری آتشفشانی- رسوبی ائوسن و سنگ های نیمه عمیق نئوژن با سن میوسن می باشد.

۲-۳-۲-پتانسیل های معدنی

در منطقه مورد مطالعه معدن فعال دیده نمی شود و کانسارزایی ها بیشتر به عنوان اثر های معدنی معرفی می شوند. از جمله آثار معدنی موجود در منطقه می توان به کانه های مس و آهن، سنگ گچ، زغال سنگ، سنگ های ساخمانی و فیروزه اشاره کرد. کانی زایی مس به صورت پراکنده در اکثر نقاط دیده می شود که عمدتاً شامل کربنات های مس به صورت مالاکیت و کمتر آزوزیت و سیلیکاتهای مس مانند کریزوکولا می باشد. امینی و خان ناظر (۱۳۸۰) در نقشه زمین شناسی ۱۰۰۰۰۰ مشکان به رگه های سیلیسی مالاکیت دار در بخش بالای نهشته های میوسن اشاره کرده است. همچنین بهار فیروزی و همکاران (۱۳۷۷) در بررسی چکشی نقشه زمین شناسی مشکان وجود این رگه ها را اثبات کرده است. آثار شدادی در برخی منطق که عمدتا جهت استخراج مس صورت گرفته دیده می شود. آثار کانه زایی آهن نیز توسط بهارفیروزی و همکاران (۱۳۷۷) معرفی شده، به طوری که نگارنده در واحد های بازالتی–آندزیتی ائوسن در نزدیکی روستای قوزه زن آثاری از نمونه های معرفی شده رابه صورت هماتیت و اولیژیست مشاهده نموده که در حد پی جویی بوده و دارای ارزش اقتصادی نمی باشند (شکل ۲–۴۱). در جنوب شرقی اسفراین از سنگ گچ های واحد شیلی– مارنی گچ دار ائوسن به صورت جزئی بهره برداری می شود. در بخش های جنوب غربی اسفراین در واحد سوم شمشک اکتشاف زغال سنگ در حال انجام است. همچنین سنگ های نیمه نفوذی مشابه و حتی آندزیت ها و تراکی آندزیت ها را به دلیل سختی، استحکام، دوام و حجم زیاد می توانند به عنوان سنگ ساختمانی و سنگ لاشه مورد اکتشاف قرار داد تا پس از تأیید اقتصادی بودن مورد بهره برداری قرار گیرند.



شکل ۲–۴۱: آثار پراکنده از کانه زایی مس و آهن به صورت مالاکیت، هماتیت و الیژیست در گنبدهای نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان اسفراین.

فصل سوم

بنروكرافي

۳–۱– مقدمه

پتروگرافی یا سنگ نگاری قسمتی از علم سنگ شناسی است که به بررسی میزان مدال کانیهای تشکیل دهنده سنگ و نام گذاری سنگهای مورد مطالعه می پردازد و به کمک آن ترکیب کانی شناسی، بافت و نام سنگ مشخص می شود. به عبارت دیگر، در پتروگرافی با استفاده از مطالعات میکروسکپی و تعیین درصد حجمی کانیها و روابط بین آن ها، نام دقیق سنگ تعیین میگردد. همچنین این علم ما را در تشخیص بهتر روابط صحرایی، ترتیب تبلور کانی ها و تحولات ماگمائی (تبلور تفریقی، هضم، آلایش و …) کمک می کند. بدین منظور از سنگهای منطقه مورد مطالعه، تعداد ۱۸۰ مقطع نازک تهیه گردید. سنگهای آذرین گنبد های مورد مطالعه از نوع نیمه عمیق و ریز بلور بوده، بنابر این برای شناسایی بهتر و نام گذاری دقیق تر آنها از نتایج آنالیز شیمیایی نیز استفاده شده است که در فصل ۵ به تفصیل به این مقوله خواهیم پرداخت. ترکیب سنگهای آذرین گنبد های منطقه شامل آندزیت، تراکی آندزیت، تراکی داسیت، داسیت و ریولیت می باشد. ترکیب عمده این سنگها، داسیت و به میزان کمتر آندزیت و در حجم بسیار کم، ریولیت می باشد. حجم سنگهای ریولیتی به مراتب کمتر از داسیتها است. با توجه به حضور گسترده دایک ها و روانه های بازالتی در کنار گنبد های نیمه عمیق منطقه ویژگی های پتروگرافی این سنگ ها نیز مورد بررسی قرار گرفته است. علائم اختصاری مورد استفاده در اشکال این فصل در جدول (۳-۱) آورده شده است.

علامت اختصارى	نام کانی	علامت اختصاري	نام کانی
Opq	کانی اپک	Ар	آپاتيت
Chl	كلريت	Amp	آمفيبول
Ct	كلسيت	Bt	بيوتيت
Срх	كلينوپيروكسن	Pl	پلاژيوكلاز
		Sa	سانيدين

جدول ۳-۱: نشانه های اختصاری استفاده شده در تصاویر میکروسکوپی(Whitney & Evans, 2010) .

۲-۲- آندزیت-تراکی آندزیت

آندزیتها، اولین واحدهای گنبدهای نئوژن هستند که معمولاً قاعده آنها را تشکیل می دهند. این سنگ ها معمولاً دارای رنگ خاکستری تا قهوهای هستند. بررسی مقاطع نازک تهیه شده از این نمونه های سنگی نشان دهنده بافت های غالب از نوع میکرولیتیک پورفیری و هیالومیکرولیتیک پورفیری و جریانی است. در حوالی روستاهای آقاقیه و چهار گوشلی این سنگ ها دارای بلورهای درشت پلاژیوکلاز همراه با آمفیبولهای سوخته هستند که به اکسیدهای آهن وتیتان دگرسان شدهاند (شکل ۳-۱ الف، ب و ج). این سنگها در حوالی سلطان میدان به وفور یافت میشوند. میزان شیشه در آندزیتها کمتر بوده و میزان بلورها و خمیره در کل بیشتر میباشد. برخی از آنها دارای خمیره میکروکریستالین میباشند. آندزیتها سرشار از فنوکریستهای خودشکل تا نیمه شکل دار آمفیبول سوخته می باشند. همچنین آمفیبول های خودشکل با مقطع شش ضلعی و حاشیه سوخته در برخی از مقاطع میکروسکپی دیده می شود.

پلاژیوکلاز به میزان ۳۰ تا ۳۵ درصد و به صورت فنوکریست و همچنین میکرولیت در مقاطع میکروسکپی دیده می شود. اندازه برخی از فنوکریستهای پلاژیوکلاز تا ۵ میلی متر نیز میرسد. فنوکریستها دارای بافت غربالی و زونینگ میباشند که نشانه دهنده عدم تعادل ترکیبی می باشد (شکل ۳–۱ د و ه). بافت غربالی در مرکز و حاشیه فنوکریستهای پلاژیوکلاز دیده می شود، که حاصل به دام افتاده ادخالهای مذاب در بلورها است و میتواند علل متفاوتی از جمله کاهش سریع فشار، افزایش دما و تغییر ترکیب ماگمای در حال تبلور داشته باشد (آسیابانها، ۱۳۸۰). فنوکریستها اکثراً کشیده و در برخی موارد دچار خوردگی شدهاند.

یک تفسیر برای بروز بافت های غربالی، رشد سریع اسکلتی ناشی از سردشدن است (Kuo and) (Kirkpatrick, 1982). دو سازوکار دیگر که برای چگونگی ایجاد بافت غربالی در پلاژیوکلازها پیشنهاد شده است عبارتند از اختلاط ماگمایی (Tsuchiyama ,1985؛ Dungan & Rhodes, 1978) و کاهش فشار ماگما (Nelson & Montana, 1989؛ Stormet, 1972؛ اختلاط یک ماگمای مافیک با یک ماگمای سیلیسی تر و حاوی پلاژیوکلاز سدیک دار سبب عدم پایداری پلاژیوکلاز سدیک می شود (Tsuchiyama, 1985). چنین فرایندی به تولید بلورهای پلاژیوکلاز کلسیک تر اطراف هسته ذوب شده و غربالی سدیک تر می انجامد.

همچنین علت چنین پدیده ای را می توان در اثر تغییر ترکیب شیمیایی در نتیجه هضم آنکلاوهای مختلف بویژه آنکلاوهای مارنی دانست. زیرا هضم این آنکلاوها موجب بالا رفتن میزان کلسیم در ماگما شده است. واکنش فنوکریست ها با این آنکلاوها و کاهش میزان سیلیس شرایط را برای تشکیل بافت غربالی فراهم آورده است. از طرفی این افزایش کلسیم همراه با کاهش سریع دما همراه شده و در نتیجه زمان لازم برای همگن شدن ترکیب پلاژیوکلاز را در اختیار نگذاشته است

از ویژگیهای شاخص آندزیتها، وفور آمفیبولهای سوخته از نوع هورنبلند خودشکل و به ندرت سوزنی می باشد (شکل ۳–۱ الف، ب). این کانی در برخی مقاطع به شکل شش وجهی نیز دیده می شود. همچنین اکثراً به صورت فنوکریست بوده ولی در زمینه نیز دیده می شوند و اندازه آنها حداکثر به ۴ میلیمتر می رسد. پدیده اکسیداسیون یا سوختگی آمفیبولها، با شدتهای متفاوت در بلورهای این کانی دیده می شود. در برخی از آنها، تنها به صورت نوار باریکی در حاشیه دیده میشود و هسته سالم باقی مانده و در برخی به حدی زیاد است که اثراتی از آمفیبولها در بین فنوکریستهای پلاژیوکلاز باقی مانده است و بلور به اکسید آهن تبدیل شده است(شکل ۳–۱الف، و). هورنبلند معمولی به واسطه تحمل حرارت زیاد گدازه (تا حدود ۸۰۰ درجه سانتی گراد) در مجاورت هوا، به هورنبلند بازالتی تبدیل می شود. طی این عمل، هیدورژنی که یونهای هیدروکسیل را تشکیل می دهند، جدا شده و یونهای اکسیژن ازاد می شوند. آزاد شدن یونهای اکسیژن موجب تبدیل ²⁺ Fe به دهند، جدا شده و یونهای اکسیژن ازاد می شوند. آزاد شدن یونهای اکسیژن موجب تبدیل (Middlemost, 1986; Deer et al. می Fe⁺³ می گردد و بدین ترتیب Fe₃O₄ یا منیتیت تولید می شود ,.Middlemost, 1986; Deer et al. (مع می در اندا محیط بی آب و افزایش دما در (1996 فرایند اکسید شدن را به علت عدم تعادل کانیهای آبدار با محیط بی آب و افزایش دما در جریان خروج گدازه بیان می کند.

بلورهای بسیار ریز سوزنی و منشوری کلینوپیروکسن در حجم بسیار کم(۸ درصد) در این سنگ ها دیده میشود. گاهی میکروفنوکریست های پیروکسن بصورت گرد و مدور و دگرسان در این سنگها دیده می شوند . از جمله کانیهای فرعی آندزیتها، فلدسپات آلکالن غالباً از نوع سانیدین و بیوتیت و به میزان کمتر کوارتز (۵ تا ۱۰درصد) می باشد. سانیدین درصد بسیار کمی از سنگ را شامل شده و فاقد دگرسانی می باشند. بیوتیتها به صورت بلورهای کشیده و ریز بوده و اکسیداسیون در آنها دیده می شود. بلورهای کوارتز بی شکل و ریز بوده و به میزان بسیار کم در اطراف فنوکریست ها و در خمیره دیده می شوند. برخی از حفرات این سنگ ها توسط کلسیت پر شده است. همچنین در زمینه سنگ کلسیت، کلریت، اپیدوت، اکسیدهای آهن و به میزان کمتر سریسیت و زئولیت بصورت ثانویه دیده می شود.

بیشترین حجم تراکی آندزیت ها در اطراف روستای اردنج (گنبد قوچ خوار)، روستای قوزه زن (گنبد قوچ قو) و روستای ینگجه (گنبد ماهرخ کوه) و به میزان کمتر در گنبد کاهان دیده می شود. رنگ این سنگها در نمونههای دستی، خاکستری روشن تا خاکستری تیره است. همچنین فنوکریستهای آمفیبول در نمونههای دستی قابل تشخیص هستند. بافت غالب آنها میکرولیتیک پورفیری و جریانی است. از جمله ویژگیهای این سنگها وجود آمفیبولهای خودشکل سبز روشن تا سبز تیره می باشد که دارای حاشیه سوخته و خوردگیهای خلیجی می باشند. همچنین بافتهای غربالی و منطقه بندی



شکل ۳-۱: تصاویری از ویژگیهای میکروسکوپی آندزیتها: الف: بافت پورفیری در سنگهای آندزیتی به همراه فنوکریستهای اکسی آمفیبول با حاشیه اوپاسیتی. ب: بافت پورفیری و جریانی در آندزیت واجد آمفیبول و دو دسته پلاژیوکلاز درشت دانه و ریز دانه. ج: بافت گلومروپوفیری در سنگ های آندزیتی همراه با فنوکریست های پالاژیوکلاز با بافت غربالی و ادخال هایی از آمفیبول دگرسان که حاکی از تقدم تبلور آمفیبول می باشد. د: ساختمان منطقه ای در فنوکریست پلاژیوکلاز با ریزبلورهای آمفیبول درسان که حاکی از تقدم تبلور آمفیبول می باشد. د: ساختمان منطقه ای در فنوکریست پلاژیوکلاز با ریزبلورهای آمفیبول سوخته در آندزیتها. ه: فنوکریست پلاژیوکلاز با بافت غربالی همراه با پلاژیوکلازهای ریز بلور و کانی های ایک در زمینه. و: وفور آمفیبول های سوخته با شدت اکسیداسیون بالا که به اکسید آهن دگرسان شده اند. کلیه تصاویر در نور پلاریزه متقاطع (XPL) تهیه شده است.

در این واحد سنگی، بلورهای آمفیبول عمدتاً به اشکال منشوری کشیده (تا طول ۱ سانتی متر) و تجمعات تک کانیایی در زمینه ای از ریزبلورهای پلاژیوکلاز و آمفیبول قابل مشاهده هستند که بافت

گلومروپورفیری را به نمایش می گذارند (شکل ۳-۲ الف تا د). به نظر (Kirkpatrick (1977) ،تجمع بلورها و تشکیل گلومرول می تواند ناشی از نطفه بندی ناهمگن این بلور ها باشد. در هنگام صعود ماگما، بلورهایی که دارای شبکه بلوری موازی هم باشند و یا در اثر برخورد با یکدیگر در جهت ماکلی و یا روابط اپی تاکسیالی مناسب هم قرار گیرند، به یکدیگر چسبیده و گلومرول ها را ایجاد می کنند (Shelley, 1993). به اعتقاد (2009) الفت كلومرويورفيري شامل فنوكريست هاي تجمع یافته است که در ۳ مرحله تشکیل می شود. در مرحله اول و طی جایگزینی ماگمای اولیه در اتاق ماگمایی، فنوکریست ها از مذاب متبلور می شوند. در مرحله دوم، با تزریق تصادفی مذاب درون ماگمای در حال تبلور در اتاق ماگمایی، مذاب های مختلط تولید می شوند. کاهش چگالی و گرانروی مذاب احاطه کننده این فنوکریست ها، باعث تجمع فنوکریست های چگال تر به صورت انباشتی در کف آشیانه ماگمایی می شود. اتاق ماگمایی مذکور ممکن است از طریق سیستم دایک با آشیانه های ماگمایی عمیق تر در ارتباط باشد. لذا در مرحله سوم، تزریق ماگمای چگال تر با حرکات سریع رو به بالا، سبب آشفتگی مخزن، انتقال و در نتیجه، اختلاط مذاب می شود. همچنین، این دایک ها می توانند فشار زیادی را از آشیانه ماگمایی عمیق تر به طرف اتاق ماگمایی در حال جایگزینی انتقال دهند. اگر فشار ماگما در اتاق ماگمایی اخیر، بیشتر از مقاومت سنگ میزبان باشد، سنگ می شکند و مذاب به وسيله گراديان فشار به درون شكستگي ها نفوذ كرده و آنها را پر مي كند. سپس، اين مذاب به سمت بالا حرکت کرده و در آشیانه های ماگمایی کم عمق تر جایگزین می شود. در این زمان، كاهش فشار، يك نيروي انبساطي قوى براي فنوكريست هاي انباشتي ايجاد مي كند و سبب جوشش و احتمالاً انفجار در مذاب مذکور می شود. حال آن که، تزریق و انتقال مذاب، تنش برشی را بین فنوكريست ها و مذاب تحريك مي كند. نيروى انبساطي و تنش برشي، باعث شكسته شدن و توليد تجمعات گلومروپورفیری برشی و قطعه قطعه می شوند که با صعود مذاب، به طرف بالا آورده می شوند. اتصال گلومروپورفیری ها در مذاب های درونی، احتمالاً به کاهش دما و افزایش گرانروی ناشی از آن مرتبط است (Baker, 1998). به باور (Xu et al. (2009). به هم پيوستن ذرات تحت تاثير كشش

سطحی، باعث تراکم، بوجود آمدن ذرات دوقلوی انحنا دار و قوس مانند و در نتیجه بافت گلومروپورفیری می گردد. میزان فنوکریست های آمفیبول و پلاژیوکلاز بیش از ۵۰ درصد حجم نمونه های سنگی را تشکیل می دهند.



شکل۳-۲: الف: بافت گلومروپورفیری در سنگهای تراکیآندزیتی به همراه فنوکریستهای آمفیبول و پلاژیوکلاز دارای منطقه بندی ترکیبی (XPL).ب: بافت پورفیری در تراکی آندزیت ها دارای آمفیبول دوکی شکل که فقط حاشیه باریکی از آنها دچار سوختگی در شده است نور (PPL). ج: حضور فنوکریست های پلاژیوکلاز با بافت غربالی و ماکل کارلسباد در تراکی آندزیتها به همراه آمفیبول های کلریتی شده و ریزبلورهای پلاژیوکلاز در (XPL). د: دگرسانی در سنگ های تراکی آندزیتها به عمراه آمفیبول های کلریتی شده و ریزبلورهای پلاژیوکلاز در (XPL).

ترکیبات تراکی آندزیتی حاوی فنوکریست های آمفیبول و پلاژیوکلاز به عنوان کانی های اصلی هستند (شکل ۳-۳ الف تا د). درشت بلورهای آمفیبول در ترکیبات تراکی آندزیتی با اشکال منشوری کشیده تا سوزنی به وضوح منطقه بندی ترکیبی نشان می دهند. حواشی سوخته به وفور در این بلورها نیز مشاهده می شود (شکل ۳-۳ ب). فلدسپار پلاژیوکلاز متداول ترین فاز کانیایی بی آب است که عمدتاً به صورت متعادل با کانی آمفیبول در مذاب های سیلیکاته حدواسط یافت می شود. این کانی
دارای یک سری محلول جامد کامل بین اعضای نهایی غنی از سدیم (آلبیت، NaAlSi₃O₈) و غنی از کلسیم (آنورتیت، CaAl₂Si₂O₈) می باشد. منطقه بندی ترکیبی که یک عارضه معمول در بسیاری از پلاژیوکلازهای آذرین محسوب می شود، در فنوکریست های پلاژیوکلاز موجود در ترکیبات تراکی آندزیتی نیز متداول است (شکل ۳-۳ ج). منطقه بندی در پلاژیوکلاز عبارتست از تغییرات درصد آنورتیت (An%) یک بلور واحد از مرکز به سمت حاشیه آن و به صورت کم و بیش منظم(شکل ۳-۳ د). این الگوی ترکیبی به وسیله تغییرات آنورتیت درصد از مرکز به طرف حاشیه بلور در مقیاس چند ده میکرون مشخص می شود (L'Heureux, 1997) . منطقه بندی ترکیبی در پلاژیوکلاز عموماً به عنوان اثرات کینتیکی در لایه مرزی در سطح مشترک بلور – مذاب در نظر گرفته می شود (Allegre et al., 1981؛ Bottinga et al., 1966). همچنین، این رخداد را میتوان به تغییرات بزرگ مقیاس در پارامترهای دما، فشار، میزان H₂O و ترکیب مذاب نسبت داد که احتمالاً با ورود مذاب جدید به آشیانه ماگمایی همراه است (Foley et al., 2013). انواع منطقه بندی ترکیبی در کانی های آمفیبول و پلاژیوکلاز به طور مفصل در فصل شیمی کانی ها (فصل ۴) مورد بررسی قرار گرفته است. بلورهای پلاژیوکلاز اکثرا به صورت خودشکل تا نیمه خودشکل، تیغه ای و کشیده هستند (شکل ۳-۳ د)، اشکال بلوری کشیده پلاژیوکلازها نتیجه رشد سریع و غیر تعادلی آنهاست. علت آن است که بلوری با سطح بلورین مشخص که از یک ماگمای در حال سرد شدن رشد می کند، هنگامی که دارای سطوح صاف و منظم باشد، در پایین ترین سطح انرژی خود قرار دارد. این حالت نیازمند آن است که همگام با رشد سريع بلور، محل انتشار بتواند اتم ها را به محلهاي مناسب انتقال دهد. در عمل امكان چنين پدیده ای بسیار کم است، زیرا در یک ماگمای در حال سرد شدن در حالی که سرعت هسته بندی و رشد زیاد می شود، بالعکس سرعت انتشار دچار نقصان می شود و مواد لازم برای رشد بلورها عمدتا در کناره ها و گوشه های بلور انباشته می شود. این محل ها با حجم زیادتری از ماگما محصور می شوند و در صورتی که عمل انتشار همراه با رشد بلورها پیشرفت کند، کناره ها و گوشه های بلور سریعتر از

بقیه نقاط بلور رشد می کند و اشکال بلوری کشیده و تیغه ای و تعداد زیادی میکرولیت پدید می آیند (Shelley, 1993).

میزان بیوتیت در تراکی آندزیتها ناچیز است و اندازه بلورهای آن نیز، بسیار کوچک میباشد. برخی از آنها، دچار سوختگی شده و به اکسیدهای آهن تبدیل شدهاند. فلدسپات آلکالن به میزان کم و عمدتاً ریزبلور و سابهدرال بوده و گاهی همرشدیهایی با بلورهای کوارتز نشان میدهند. فلدسپارهای آلکالن موجود در تراکی آندزیتها از نوع سانیدین می باشند. بلورهای کوارتز بی شکل و دانه ریز بوده و در اطرا فنوکریستها و همچنین در خمیره دیده میشوند. در برخی موارد برهمرشدی هایی بین کوارتز و فلدسپاتها دیده میشود (شکل ۳–۴ الف و ب). اندازه این کانی حداکثر به ۱ میلی متر می-رسد.

بلورهای آپاتیت به صورت کشیده و سوزنی در برخی از پلاژیوکلازها دیده می شود. کانی های ثانویه شامل کلسیت، کلریت، اپیدوت، سریسیت و کانیهای اپک میباشند و عمدتاً بر اثر دگرسانی آمفیبول-ها، پیروکسنها، بیوتیتها و پلاژیوکلازها ایجاد شدهاند (شکل ۳-۳ ه، و).



شکل۳–۳: تصاویری از ویژگیهای میکروسکوپی تراکیآندزیت ها: الف و ب: بافتهای فلسیتیک پورفیری و هیالومیکرولیتی پورفیری جریانی در سنگهای تراکیآندزیتی به همراه فنوکریستهای اکسیآمفیبول با حاشیه اوپاسیتی و پلاژیوکلاز، ج: بافت هیالومیکرولیتی پورفیری جریانی در تراکی آندزیت ها و دو دسته پلاژیوکلاز درشت دانه همراه با منطقه بندی ترکیبی و پلاژیوکلازهای ریز دانه، د: بافت فلسیتیک پورفیری، پلاژیوکلاز همراه با منطقه بندی ساده،کوارتز و کانی های اپک، ه: حضور کانی های اپک (مگنتیت و تیتانو مگنتیت عمدتاً) و دگرسانی شدید با ایجاد کلریت و زوئیزیت در کانی های مافیک موجود در تراکی آندزیت ها، و: بافت هیالومیکرولیتی پورفیری جریانی و وجود بلورهای سوزنی آپاتیت در فنوکریست های پلاژیوکلازها.



شکل۳-۴: الف: حضور کانی بیوتیت به میزان اندک در سنگ های تراکی آندزیتی گنبد ارسنگ و خیران، ب: بلورهای ریز بیوتیت همراه با بلورهای بی شکل کوارتز و برهمرشدی آن با فلدسپارها در گنبد ارسنگ و خیران. تصاویر در نور پلاریزه متقاطع (XPL) تهیه شده است.

۳-۳-تراکی داسیت- داسیت

داسیت ها و تراکی داسیت ها بیشترین حجم گنبدهای نیمه عمیق منطقه مورد مطالعه و همچنین دایک ها را تشکیل می دهند. بخش عمده ای از گنبدهای کاهان، زهان، ارسنگ، خیران، شیخ مصطفی، قوچ قو و قسمت های مرکزی ماهرخ کوه ترکیب داسیتی و تراکی داسیتی دارند. در نمونه دستی به رنگ خاکستری تا کرم روشن دیده می شوند و فنوکریست های آمفیبول (۲۰ تا ۲۵ درصد)، پلاژیوکلاز (۶۰تا ۶۲درصد) و سانیدین (کمتر از ۵ درصد) در آنها مشاهده می شود. در برخی موارد نحوه قرار گیری پورفیرها (آمفیبول و پلاژیوکلاز) ساخت جریانی را در سنگ به وجود آورده است. بافت غالب این سنگ ها پورفیری، میکرولیتی پورفیری است. فنوکریست های پلاژیوکلاز به رنگ سفید به عنوان فاز غالب به فراوانی در مقاطع نازک تهیه شده از این واحدها به خصوص تر کیبات سفید به عنوان فاز غالب به فراوانی در مقاطع نازک تهیه شده از این واحدها به خصوص تر کیبات سفید به منوان فاز غالب می ارانکه، فنوکریست های آمفیبول در ترکیبات تراکی داسیتی فراوان تر هستند. فنوکریست های آمفیبول به اشکال دوکی و منشوری شکل با منطقه بندی ترکیبی و حواشی سوخته به همراه فنوکریست های پلاژیوکلاز در ترکیبات تراکی داسیتی دیده می شوند (شکل ۳–۵ همانند پلاژیوکلازهای موجود در ترکیبات تراکی آندزیتی، غالب فنوکریست های پلاژیوکلاز در این واحدها نیز منطقه بندی ترکیبی و ماکل پلی سنتیتیک نشان می دهند (شکل ۳–۵ ج و د). از دیگر شواهد پتروگرافی این گروه سنگی می توان به بافت غربالی در فنوکریست های پلاژیوکلاز اشاره کرد (شکل ۳–۵ د). به طوریکه، یک هسته وسیع با بافت جزیره ای یا غربالی به وسیله یک حاشیه با منطقه بندی ساده و یا نوسانی احاطه شده است. حضور چنین بافتی به همراه رخداد منطقه بندی نوسانی که به وفور در فنوکریست های پلاژیوکلاز در سنگ های آتشفشانی قابل مشاهده است، می تواند بیانگر شرایط عدم تعادل ماگمایی باشد. عامل اصلی منطقه بندی ترکیبی نبود تعادل کامل در خلال تبلور است(Shelley, 1993).

همراهی ساختمان منطقه ای با بافت غربالی در پلاژیوکلازهای سنگ های گنبد زهان و ماهرخ کوه به وفور دیده می شود. رخداد بافت غربالی به همراه منطقه بندی نوسانی پلاژیوکلازها در فصل شیمی کانی ها (فصل ۴) مورد بررسی قرار گرفته است. فلدسپات آلکالن از نوع سانیدین و نیز بیوتیت با رخ

میکایی به میزان کمتر در سنگ های تراکی داسیتی-داسیتی حضور دارند (شکل ۳–۵ ه، و). بیشترین حجم کانیهای مافیک در داسیتها را آمفیبول ها شامل می شوند. اندازه آنها از ریزبلورهایی در زمینه تا فنوکریستهای بزرگ متغیر است. در برخی از مقاطع مربوط به ماهرخ کوه مگاکریست-هایی از آمفیبول با حاشیه سوخته دیده می شود (شکل ۳–۵ الف، ب). همچنین شدت اکسیداسیون در آنها متفاوت می باشد ولی به طور کلی اکسیداسیون آمفیبول در داسیتها نسبت به سنگهای مافیک تر کمتر می باشد. علت این امر دمای کمتر ماگماهای داسیتی نسبت به ماگماهای مافیک تر می باشد. اکسیداسیون آمفیبولها در آندزیتها بیشترین و در داسیتها به کمترین حد خود می رسد، بطوریکه در برخی مقاطع علائمی از سوختگی مشاهده نمی شود. آمفیبولها معمولاً از نوع هورنبلند سبز و قهوهای می باشد.

بیوتیت (۵ تا ۸ درصد) در داسیتها بسیار کمتر از آمفیبول بوده و به صورت میکروفنوکریستهایی غالباً خودشکل در اندازههایی تا حداکثر ۲ میلیمتر دیده میشوند. میزان بلورهای ریز موجود در خمیره بیشتر از فنوکریستها است. فرایند اکسید شدگی در بیوتیتها و تجمعات آنها با آمفیبولها نیز دیده میشد که در اثر آن به رنگ قهوهای تیره تا سیاه در آمدهاند (شکل ۳–۵ ه). کانیهای ثانویه شامل کلریت، کلسیت، سریسیت، اکسیدهای آهن و اپیدوت می باشند (شکل ۳–۵). میزان دگرسانی کانیها در مناطق مختلف متفاوت بوده و در نتیجه میزان اکسیدهای آهن ثانویه نیز، متفاوت می باشد.

همانگونه که در فصل دوم ذکر گردید، بلورهای سوزنی اکتینولیت همراه با کانی منیتیت به وفور در سطوح حاصل از شکستگی های ترکیبات داسیتی/تراکی داسیتی گنبد قوچ قو و در اثر ترواش محلول های گرمابی به داخل شکاف های سنگی ایجاد شده اند (شکل۳-۶).



شکل۳-۵: تصاویر میکروسکوپی ترکیبات داسیتی/تراکی داسیتی: الف و ب: بافت پورفیری و جریانی و حضور فنوکریست آمفیبول که به صورت نوار باریکی در حاشیه دچار سوختگی شده است همراه با فنوکریست های پلاژیوکلاز

و ریز بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز در زمینه. ج: بافت پورفیری، پلاژیوکلاز همراه با منطقه بندی ترکیبی و ماکل کارلسباد. د: ماکل کارلسباد، بافت غربالی در فنوکریست پلاژیوکلاز موجود در داسیت همراه با بلورهای آمفیبول سوخته ه: فنوکریست درشت سانیدین با بافت غربالی به همراه بلورهای ریز بیوتیت و آمفیبول سوزنی در ریوداسیت های گنبد ماهرخ کوه. و: وجود بلورهای درشت سانیدین همراه با آمفیبول در زمینه ای ریزبلور از میکرولیت های پلاژیوکلاز، بیوتیت،



شکل۳-۶: تصاویر میکروسکوپی از وجود بلورهای سوزنی اکتینولیت همراه با کانی منیتیت به وفور در ترکیبات داسیتی/تراکی داسیتی گنبد قوچ قو در اثر ترواش محلول های گرمابی به داخل شکاف های سنگی.

۳-۴-ريوليت-ريوداسيت

این سنگها محصول نهایی فرآیند تفریق ماگمایی در مجموعه ولکانیکی سنگهای منطقه مورد مطالعه می باشند. رنگ آنها معمولاً خاکستری روشن بوده و با حضور بلورهای کوارتز قابل تشخیص هستند. همچنین در برخی مناطق، به درون داسیتها نفوذ کردهاند، ولی در مجموع حجم این سنگ-ها بسیار کم و فقط به صورت محدود در منطقه اردنج (گنبد قوچ خوار) مشاهده می شوند. بافت عمده آنها پورفیری می باشد. میزان کانیهای مافیک همچون آمفیبول و بیوتیت در این سنگها بسیار ناچیز بوده، بطوری که می توان از آنها صرفنظر کرد.

بخشی از سنگ های مورد مطالعه در این بخش کاملا ریز بلور هستند، لیکن غالب آنها حاوی فنوکریست هایی مانند کوارتز(۳۰ تا ۳۵ درصد) و سانیدین(۴۰ تا ۴۲ درصد) هستند و بافت های پورفیری و جریانی را به نمایش می گذارند (شکل ۳–۶- الف). فنوکریست های کوارتز با حاشیه گرد شده و یا حواشی خلیج خوردگی، بلورهای خودشکل و نیمه خودشکل سانیدین و پلاژیوکلاز (با ترکیب آلبیتی) در یک زمینه ریزبلور از همین کانی ها و نیز بیوتیت حضور دارند (شکل ۳–۷ الف تا د). اگر چه فنوکریست های کوچکتر کوارتز دارای حواشی صاف هستند، لیکن بسیاری از بلورهای بزرگتر کوارتز از حواشی گرد شده و دارای خلیج خوردگی برخوردار هستند (شکل ۳-۷ د). بعضی از این حواشی کوچک بوده و تنها به لبه های بلور محدود می شوند. در مقابل، تعدادی دیگر از این حواشی خليجي تا عمق هسته بلورهاي كوارتز نفوذ كرده اند. مناسب ترين فرايند كه قادر به توضيح چنين حواشی خلیجی عمیق در بلورهای کوارتز می باشد، فرایند انحلال در یک مذاب ریولیتی داغ و اشباع از آب ناشی از صعود و کاهش فشار ماگما و یا اختلاط ماگمایی است (Donaldson & Henderson, 1988؛ Chang & Meinert, 2004). فنوكريست های سفيد رنگ سانيدين به صورت شكل دار و نیمه شکل دار در این گروه سنگی حضور دارند. سانیدین عموماً تحت دگرسانی شدید قرار گرفته اند و ظاهری صورت کدر و ابری شکل به خود گرفته اند (شکل ب، ج). همانطور که قبلاً نیز اشاره شد، ريوليتها محصول نهايي تفريق ماگمايي هستند و بنابراين فاقد آنكلاو مي باشند.



شکل ۳–۲: تصاویر میکروسکوپی از ترکیبات ریولیتی/ ریوداسیتی : الف: بافت پورفیری و حضور بلورهای شکل دار سانیدین با ماکل کارلسباد به همراه پلاژیوکلاز در یک زمینه ریز بلور از این کانی ها، بیوتیت و کوارتز. ب: فنوکریست شکل دار سانیدین به همراه پلاژیوکلاز دارای ماکل پلی سنتتیک و منطقه بندی و بیوتیت. ج و د: فنوکریست پلاژیوکلاز با ادخال هایی از ریزبلورهای بیوتیت و آمفیبول به همراه کواترز با حاشیه گرد شده و خلیج خوردگی .کلیه تصاویر در نور پلاریزه متقاطع (XPL) تهیه شده است

۳-۵- بازالت ها و آندزیت های بازالتی

با توجه به وجود دایک ها و روانه های بازالتی و تراکی آندزی بازالتی در اطراف برخی از گنبد های نیمه عمیق منطقه و همچنین تعین سن صورت گرفته بر روی این سنگ ها که سن نزدیک به گنبدهای نیمه عمیق منطقه را نشان می دهند (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹; Ahmadi, 2017)، به نظر می رسد که تشکیل این سنگ ها مرتبط با گنبدهای نیمه عمیق منطقه باشد. لذا پتروگرافی این سنگ ها نیز بررسی شده است. سنگ های بازالتی در نمونه دستی سیاه، سیاه متمایل به قهوه ای، سبز تیره تا خاکستری دیده می شوند.

این سنگ ها عمدتاً دارای بافت هیالومیکرولیتی پورفیری، گلومروپورفیری و جریانی هستند و کانی-های اصلی آنها را درشت بلورها و ریزبلورهای الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در زمینه شیشهای تا میکرولیتی تشکیل میدهند. آنها شامل الیوین بازالت و به میزان کمتر تراکی آندزیت بازالتی هستند (شکل۳–۸ الف و ب). کلینوپیروکسن، اصلیترین پیروکسن موجود در بازالتهاست. کلینوپیروکسن ها اغلب نیمه خودشکل هستند و برخی از آنها حاشیه خلیج مانند نشان می دهند. اندازه فنوکریست های پیروکسن گاهی تا ۵ میلی متر نیز می رسد. بافت گلومروپورفیری، ناشی از تجمع بلورهای پیروکسن، الیوین و پلاژیوکلاز در این سنگ ها دیده میشود (شکل۳–۸ ج).

بلورهای ریز کلینوپیروکسن نیز در بین پلاژیوکلازها به چشم می خورند. میزان دگرسانی فنوکریست ها از ریز بلورها بیشتر است. پلاژیوکلازها نیز غالباً به صورت فنوکریست، تیغه ای، میکرولیتی و سوزنی شکل دیده می شوند. برخی از آنها ماکل پلی سنتتیک نشان می دهند. بیشتر بلورها در جهت جریان قرار گرفته و بافت تراکیتی نشان می دهند. اندازه آنها بین ۲/۰ تا ۴ میلیمتر است که اکثراً خودشکل تا نیمه شکل هستند. الیوین در مقاطع میکروسکوپی به صورت نیمه شکل دار تا بی شکل و بیشترگرد شده است و دارای بافت غیرتعادلی، اسکلتی (شکل ۳–۸ ه)، حاشیه های خورده شده و خلیج مانند می باشد. فنوکریست های الیوین در این سنگ ها ایدنگزیتی شده اند و به رنگ قرمز در سطح سنگ می باشد. فنوکریست های الیوین در این سنگ ها ایدنگزیتی شده اند و به رنگ قرمز در سطح سنگ یابد. وجود شکستگی های فراوان درالیوین، سبب ایدنگزیتی شده اند و تا مرکز بلور ها ادامه می گردد. تحت تاثیر این فرایند دگرسانی، ایدنگزیت و اکسید آهن در سطح الیوین بوجود می آید. ایدنگزیت قرمز رنگ حاوی اکسیدهای آهن سه ظرفیتی با پلوکروئیسم ضعیف است (Shelley, 1993) طی فرایند ایدنگزیتی شدن، مخلوطی از کانی های بسیار ریز میکروسکوپی از گوتیت (سنگ آهن به رنگ سبز خاکستری مشاهده می شوند و عمدتاً شامل فنوکریست های کلینوپیروکسن می باشند. بلورهای پیروکسن به صورت خودشکل تا نیمه شکل دار با ابعاد چند دهم میلیمتر تا حدود ۵ میلیمتر متغیر هستند. بافت غالب این سنگ ها پورفیری، جریانی و گلومروپورفیری می باشد. تراکی آندزیتهای بازالتی به رنگ سبز خاکستری همراه با سنگهای الیوین بازالتی دیده میشود و تفکیک آنها از سنگهای بازالتی بر روی نقشه زمینشناسی به راحتی امکانپذیر نیست. فنوکریستهای پیروکسن به وفور در این سنگ ها مشاهده می شود. بلورهای پیروکسن به صورت نیمه خودشکل تا کاملا شکلدار با کمتر از ۵ میلیمتر دیده می شوند. بر خلاف سایر کانیها پیروکسنها کمتر تحت تاثیر دگرسانی قرار گرفتهاند و اغلب سالم هستند، در برخی نمونه ها نیز آثار بافتهای غالب تراکی آندزیت های بازالتی پورفیری، گلومروپورفیری و جریانی می باشند (شکل ۳–۸ و). درگرسانی پیروکسن ها به کانی های ثانویه مانند کلریت و اپیدوت مشاهده می گردد (شکل ۳–۸ و). درگرسانی پالزیوکلاز غالباً به صورت تیغه ای و یا به صورت میکرولیتی در این سنگ ها مشاهده می



شکل۳–۸: الف و ب: تصویر میکروسکوپی از الیوین بازالت های میوسن زیرین همراه با بافت هیالو میکرولیتی پورفیری جریانی(در XPL) ج: بافت گلومروفیری جریانی در سنگ های الیوین بازالتی در اثر تجمع کانی های پیروکسن (در XPL)، د: بلورهای خودشکل و درشت پیروکسن همراه با دگرسانی و کانی های ایک در تراکی آندزیت های بازالتی (نور XPL) .ه: وجود بافت اسکلتی در الیوین بازالت های منطقه همراه با بافت ساب افتیکی (در XPL).و: بلورهای کلینو پیروکسن همراه با دگرسانی به کانی های کلریت، اپیدوت و سریسیت در فضای بین بلورهای پلاژیوکلاز در تراکی آندزی های بازالتی نوار ماگمایی قوچان اسفراین (در XPL).

۳-۶-آنکلاوها

همانطور که در فصل دوم اشاره شده است، یکی از خصوصیات بارز کلیه این گروه های سنگی وجود آنکلاوهای عمدتاً زینولیتی در آنها می باشد.

فرآیندهای AFC شامل کلیه فعل و انفعالاتی میشوند که در طی آنها پدیده هضم سنگ میزبان و تبلور تفریقی صورت می گیرد. عمل هضم و تبلور تفریقی تواماً مکانیسم نیرومندی را برای تفریق ماگمایی فراهم می آورند. فرآیندهای آلایش و هضم در حین صعود و جایگزینی ماگماهای گنبدهای نیمه عمیق در سنگهای پوستهای، صورت می پذیرد. به عبارت دیگر، در مراحل اولیه صعود ماگما که دمای آن خیلی زیاد است، عمل هضم سنگها و یا قطعاتی که به درون اتاقک ماگمایی سقوط کرده-اند، صورت پذیرفته و خصوصیات ژئوشیمیایی ماگما متأثر از ترکیب شیمیایی این قطعات می گردد. از جهت دیگر، در صورتیکه عواملی همچون دما و طول مدت تبلور ماگما مساعد جهت هضم این قطعات نباشد، این قطعات به صورت انکلاو حمل، و شاهدی بر پدیده آلایش خواهند بود. هضم و آلایش این قطعات سنگی در حجم های زیاد، تاثیر بسزایی درتکوین و تحولات ماگمایی منطقه داشته و خصوصیات و ویژگی های ژئوشیمیایی آنها را متاثر نموده است.

آنکلاوهای موجود در گنبدهای نیمه عمیق منطقه مورد مطالعه عمدتاً رسوبی (مارن، سیلتستون، شیل) و به میزان کمتر آذرین (آندزیت و بازالت) میباشند. از بین آنکلاوهای رسوبی، مارنها و سیلتستونها بیشترین حجم را شامل میشوند. آنکلاوهای آذرین حاوی کانیهای کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز می باشند (شکل ۳–۹). اغلب کانیهای این آنکلاوهای سالم بوده و دگرسانی کمی در پلاژیوکلازها مشاهده می شود. از آنکلاوهای رسوبی و آذرین مشاهده شده میتوان به آنکلاوهای سیلتستونی گنبد کاهان، آنکلاوهای مارنی ماهرخ کوه، آنکلاوهای سیلتستونی چکنه و آنکلاوهای آندزیتی چهارگوشلی اشاره کرد. آنکلاوهای سیلتستونی گنبد کاهان دارای ریزبلورهایی از کوارتز و

^{1 -}Assimilation-fractional crystallization

آنکلاوهای شیستی و گنیسی که در سنگهای تراکی آندزیتی عمدتاً مشاهده شدهاند، شامل کردیریت، آندالوزیت، ریزبلورهای کلینوپیروکسن، بیویت و خمیرهای سرشار از کوارتز و فلدسپات ریز بلور می باشد. آنکلاوهای شیستی غالباً بوکیتی شده اند (شکل ۳–۱۰). اگر بخشی از انکلاو های شیستی ذوب شوند، سنگی حدواسط سنگ های آذرین و دگرگونی به وجود می آید که بوکیت نامیده می شود. بوکیت ها در رخساره سانیدینیت غالباً دارای کانی های پیروکسن، پلاژیوکلاز، کردیریت، کانی های اوپک در خمیره شیشه ای می باشند (درویش زاده، ۱۳۸۹). آنکلاوهای اتولیتی یا هم منشأ، بخش های حاشیهای و سریع سرد شده همان ماگمای در حال صعود هستند که مجدداً درون ماگما قرار گرفته اند. این آنکلاوها در سنگهای بازالتی و تراکی آندزیتی منطقه قابل مشاهده هستند.



شکل۳-۹: الف و ب: تصویر میکروسکوپی آنکلاوهای سیلتستونی در گنبد کاهان (در XPL). ج و د: آنکلاوهای آندزیتی سرشار از پلاژیوکلاز و پیروکسن در سنگهای داسیتی چهارگوشلی (در XPL).



شکل۳-۱۰: تصویر میکروسکوپی از آنکلاوهای شیستی در تراکی آندزیت های گنبد ماهرخ کوه (در XPL) حاوی بلورهای کردیریت با ماکل پروانه ای (برگرفته از فتاحی، ۱۳۸۲).

فصل جہار م •

شمی کانی کا و دما-شار شخی

پس از بررسیهای جامع میدانی و برداشتهای دقیق صحرایی، در مجموع بیش از ۱۸۰ نمونه سنگی از گنبدهای آداکیتی نوار ماگمایی قوچان- اسفراین برداشته شد و تقریباً از تمامی آنها مقاطع نازک میکروسکپی تهیه و مورد مطالعه پتروگرافی قرار گرفت. پس از مطالعات دقیق سنگنگاری، ۱۵ نمونه با کمترین میزان دگرسانی انتخاب و پس از تهیه مقطع نازک صیقلی با استفاده از ریزپردازندههای الکترونی در دانشگاه مونتان کشور اتریش مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند. تعداد ۴۸۳ نقطه از کانی ها توسط دستگاه مایکروپروب (JEOL EPMA JXA-8200R)، با قطر باریکه الکترونی ۲mµ، با ولتاژ شتاب دهنده جريان ۱۵ Kv، شدت جريان ۱۵nA آناليز شد. همچنين تصاوير ميكروسكوپ الكتروني (BSE) و آنالیز کیفی به روش EDS تهیه گردیدند. در بررسی و پردازش دادهها از نرم افزارهای زمین شناسیWinAmphcal 1.02 ،Winpyrox 1.07 استفاده شده است. کانی های مورد بررسی در اين سنگ ها شامل أمفيبول، فلدسپات، كلينوپيروكسن و بيوتيت مي باشند كه پس از بررسي و أناليز آنها اطلاعاتی در مورد ترکیب شیمیایی و تغییرات صورت گرفته در ماگمای سازنده این سنگ ها بدست آمده است. در نهایت از این اطلاعات برای انجام مطالعات دما-فشارسنجی به روش دما-فشارسنجی آمفیبول (Ridolfi & Renzulli, 2012) استفاده شده است و به منظور آزمودن این نتایج از دو روش دما فشارسنجي آمفيبول- پلاژيوكلاز (Holland & blundy, 1994) و روش دما فشارسنجي كلينوپيروكسن- مذاب همزيست (Putrika, 2008a) نيز بهره گرفته شده است كه هر سه روش منجر به نتايج قابل قبولي گشته است. علاوه بر اين، مطالعات دما-فشارسنجي تک پيروکسن نيز بر روی نمونه های آندزیتی انجام شده است. از نتایج دما و فشار بدست آمده برای تعیین عمق تقریبی جایگیری ماگما در آشیانه ماگمایی این سنگ ها استفاده گردیده است که بیانگر وجود دو آشیانه ماگمایی کم عمق در پوسته میانی تا بالایی می باشد.

۲-۴- شیمی بلورها

کانی شناسی یکی از کلیدهای تعیین نوع ماگماهای مولد توده های آذرین است. امروز با پیشرفت تکنولوژی آنالیز کانی ها، امکان دستیابی دقیق به تمرکز عناصر و بررسی تغییرات آنها در کانی ها وجود دارد. ترکیب شیمایی کانی ها (شیمی بلور) و تغییراتی که در مقیاس بسیار ریز میکروسکوپی در آنها صورت می گیرد به طور شگفت انگیزی، در تعیین ویژگی های ماگمای مادر، اطلاعاتی در اختیار پترولوژیست ها قرار می دهد.

۴–۲–۱– شیمی آمفیبول

آمفیبول از جمله کانی های کلیدی و بسیار ارزشمند جهت مطالعات پترولوژیست هاست. این کانی به علت حضور تقریباً فراگیر در تمامی طیف ترکیبی سری های مختلف، به ویژه کالک آلکالن ها ی آبدار، کانی با اهمیتی برای تعیین دما- فشار در این گونه توده ها به شمار می رود.

آمفیبول ها در دامنه ی گسترده ای از فشار و دما ظاهر می شوند و از سازندگان عادی سنگ های آذرین بویژه سنگ های درونی از نوع آهکی – قلیایی و سنگ های دگرگونی به شمار می آیند. در محدوده ی مورد مطالعه نیز آمفیبول مهمترین کانی مافیک به ویژه در سنگ های حدواسط منطقه است. طبق مطالعات آزمایشگاهی انجام شده توسط (Blundy & Holland این کانی تا دمای ۱۵۰۰ درجه سانتی گراد و فشار ۲۳۰۰ مگا پاسگال پایدار می باشد.

در منطقه مورد مطالعه این کانی به صورت درشت بلور های خود شکل با منطقه بندی ترکیبی در نمونه های داسیتی، تراکی داسیتی و تراکی آندزیتی قابل مشاهده است. ترکیب عناصر اصلی این کانی بوسیله انجام آنالیز میکروپروب بر روی ۳۶ بلور کمتر دگرسان شده بدست آمده که نتایج آن در جدول ۴-۱ به صورت اکسید عناصر اصلی و همچنین کاتیون بر واحد فرمول ارائه گردیده است. شیمی این کانی به دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن و آب حساس می باشد.

·16	آمفيبول		ول	آمفيب	آمفيبول				
ەبى	با منطقه بندی ساده		ی نوسانی	با منطقه بندو	با منطقه بندی نوسانی				
سنگ میزبان	تراکی داسیت		دزيت	تراکی آن	داسیت				
موقعيت	مرکز bh ₄₁	حاشيه bh ₄₃	مرکزmc ₃₃	mc ₃₆ حاشيه	مرکزg ₁ a	عاشيهg ₁ bحاشيه			
SiO ₂	۴۳/۳۸	40/84	42/41	۴۱/۸۱	<i>۴۳/۳۹</i>	47/10			
TiO ₂	१/११	۱/۴۶	١/٣٨	١/٣۵	۲/۱۲	۲/۱۴			
Al ₂ O ₃	11/81	۱ • /۶ •	11/67	۱۲/۳۰	۱ • / • •	۹/۸۲			
FeO	11/9٣	۱۰/۷۶	۱۳/۳۴	13/13	17/20	17/77			
MgO	۱۳/۹۳	۱۴/۸۷	17/17	۱ ۱/۰۰	14/4.	۱۴/۲۸			
MnO	•/١•	•/١١	•/18	•/١٨	•/18	•/١٢			
CaO	11/08	۱ ۱/۶۸	11/10	۱۰/۳۵	۱۱/۳۳	11/18			
Na ₂ O	۲/۱۸	۲/۱۲	۲/۶۷	۲/۱۷	۲/۳۱	۲/۴۰			
K ₂ O	۰/۳۱	• /٣٢	•/٢٩	• /۳۸	•/٣۶	•//۴•			
F	•/• •	•/• ٢	•/• ٢	٠/١٣	•/• •	•/• •			
Cl	۰/۲۶	•/١•	• /٣٣	• /٣٧	۰/۳۴	٠/٣٩			
Total	98/14	۹٧/٧٠	٩٧/۴٧	۹۳/۱۸	98/84	۹۵/۰۷			
فرمول آمفيبول بر اساس ١٣ كاتيون (Leak et al., 1997).									
Si	۶/۳۳	۶/۵۶	۶/۳۵	۶/۴۰	۶/۳۷	<i>۶</i> /۲٩			
Al ^{IV}	١/٦٢	1/44	١/۶۵	١/۶٠	1/84	۱/۷۱			
Al ^{VI}	۰/٣٣	۰/۳۵	•/٣۴	•/8٣	٠/• ٩	•/• ٢			
Ti	•/18	•/\۶	•/\۵	•/18	۰/۲۳	•/٢۴			
Fe ³⁺	• /Y 1	۰/۵۳	• /Y •	۰/۵۴	• /YA	٠/٨۴			
Mg	٣/٠٣	٣/١٨	۲/۸۶	۲/۵۱	٣/١۵	۳/۱۸			
Fe ²⁺	٠/٧۴	•/\7	•/٩٣	1/14	•/٧٢	• /۶٨			
Mn	•/•)	•/• ١	•/•٢	•/•٢	•/•٢	• /• ٢			
Ca	۱/۸۱	١/٨٠	۱/۲۵	١/٢٠	١/٧٨	١/٢٩			
Na	•/87	۰/۵۹	•/\7	•/۶۵	• 88	• / Y •			
К	•/•۶	• • ۶	•/• ۵	•/•¥	•/•Y	•/• ٨			

جدول ۴-۱: ترکیب شیمیایی تعدادی از آمفیبول های شاخص موجود درسنگ های آداکیتی واقع در کمان ماگمایی قوچان- اسفراین که به صورت درصد اکسید عناصر اصلی و کاتیون ها ارائه شده است.

جهت تعیین نوع آمفیبول، محاسبات به روش نورمالایز کردن با مجموع ۱۳ کاتیون و بر اساس ۲۳ اکسیژن صورت گرفته است. نسبت آنیون های F، OH و Cl در فشار سنجی به روش محتوی هورنبلند موثر نیست، زیرا این آنیون ها جانشین یک اتم اکسیژن می شوند، بنابراین تعداد کاتیون ها را تغییر نمی دهند. البته روش های دیگری نیز برای نورمالیز کردن آمفیبول ها وجود دارد که بعضاً پرخطا بوده و نتایج داده های آن، در مقدار Al محاسبه شده، سبب می گردد که دما و فشارهای غیرعادی و غیر متعارفی بدست آید (Anderson, 1996).

T= Si, A= Na, K که در آن $A_{0-1}B_2C_5T_8O_{22}$ (OH, F, Cl)₂ که در آن C= Mg, Fe²⁺, Mn, Al, Fe³⁺, Ti, Zn, Cr; B=Na, Zn, Li, Ca, Mn, Fe²⁺, Mg; Al, Ti; شناخته می شود. از آمفیبول بخاطر پایداری بالای آن به عنوان یک کانی شاخص در تعیین شرایط تبلور یاد می شود. در سنگ های آذرین نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان اسفراین. آمفیبول با منطقه بندی ترکیبی در واحد های داسیتی، تراکی داسیتی و تراکی آندزیتی قابل مشاهده است. در یک ردهبندی جدید (2004). Leake et al. (2004) می شرح زیر تقسیم,بندی نمودند:

۱- گروه منیزیم- آهن- منگنز- لیتیم که در آن در سایت Mg,Fe,Mn,Li) ≤ ۱/۵ B) است.
Na<۰/۵۰ و ۵۰/۵۰ Ca,Na) ≥ ۱ (Mg,Fe²⁺,Mn²⁺,Li) ≤ ۰/۵۰ B) و ۵۰/۵۰ Na<۰/۵۰ می باشد.

۳- گروه سدیک- کلسیک که در آن در سایت Mg,Fe²⁺,Mn²⁺,Li) ≤۰/۵۰ B)، ۱≤ (Ca,Na) و ۱/۵×Na<۱/۵ می باشد.

۴- گروه سدیک که در آن در سایت Na≥۱/۵۰ (Mg,Fe²⁺,Mn²⁺,Li)، ۵/۱≤ Na≥۱/۵ می باشد. ۵- گروه سدیم- کلسیم- منیزیم- آهن- منگنز- لیتیم که به عنوان گروه جدیدی از آمفیبولها معرفی شدهاند و در آنها در سایت N/۵۰ B(Mg,Fe²⁺,Mn²⁺,Li)>۰/۵۰ و ۱/۵≥(Ca,Na) ک۰/۵۰ و N/۵۰≤(Ca,Na) برای نام گذاری بر اساس (Leake et al. (1997)، تخمین نسبت ^{+Fe³⁺} جهت محاسبه دوباره فرمول، بر پایه روش Avg.15-NK, 13-CNK اعمال شده است. این روش که در آن، فرمول کانی بر اساس میانگین فرمول حداقل و حداکثر ^{+Fe³⁺} نرمالایز می شود، برای هورنبلندهای اشباع از کلسیم مناسب است (Leake et al., 1997).

آمفیبول های مورد مطالعه بر اساس مطالعات (1997) Leake et al. با دارا بودن مورد مطالعه بر اساس مطالعات (1997), Leake et al. (1997) و کلسیم $Ca_B \ge 1/50$, $Ca_A < 0/50$, $(Na + K)_A < 0/5$ (Na + K)_A < 0/5 (NA + K)_A



شکل۴–۱: نمودار (Leake et al. (1997 جهت تعیین درجه آلکالینیته آمفیبول ها. آمفیبول های نوار ماگمایی قوچان-اسفراین در قلمرو آمفیبول های کلسیک قرار می گیرند.

Leake) جهت تعیین زیر گروه هورنبلندهای کلسیک، از نمودارها مختلفی استفاده می شود. درنمودار (et al., 1997 در واحد (et al., 1997)، نسبت محتوی ($Mg(Mg + Fe^{+2})$) واحد

فرمولی) می تواند نوع هورنبلند کلسیک (مونوکلینیک) را مشخص نماید. بر این اساس آمفیبول های منیزیم هورنبلند با فرمول ساختمانی $_{22}(OH)_{22}(OH)_{22}[OH)_{22}[Mg_4(AI,Fe^{+3})][(Si_7Al)O_{22}](OH)_{22}]$ از محتوای منیزیم هورنبلند با فرمول ساختمانی $_{22}(OH)_{22}(OH)_{22}$ از محتوای $Mg_4(AI,Fe^{+3})][(Si_7Al)O_{22}](OH)_{22}$ از محتوای $Mg/(Mg + Fe^{+2})$ بیش از ۵/۰ و ۵/۷ Mg < Mg > 0 برخوردار هستند در حالی که نمونه های چرماتیکی دارای سیلیس بین ۵/۵ تا ۵/۶ در واحد فرمول هستند. برای طبقه بندی و نامگذاری آمفیبول های موجود در منطقه، ترکیبات آن ها در نمودار طبقه بندی ($^{+2}Mg/(Mg + Fe^{+2})$ مقیبول های موجود در منطقه، ترکیبات آن ها در نمودار طبقه بندی ($^{+2}Mg/(Mg + Fe^{+2})$ در مقابل آمفیبول های موجود در منطقه، ترکیبات آن ها در نمودار طبقه بندی ($^{+2}Mg/(Mg + Fe^{+2})$ در مقابل در مقابل های موجود در منطقه، ترکیبات آن ها در نمودار طبقه بندی ($^{+2}Mg/(Mg + Fe^{+2})$ در مقابل در مقابل آمفیبول های موجود در منطقه، ترکیبات آن ها در نمودار طبقه بندی ($^{+2}Mg/(Mg + Fe^{+2})$ در مقابل در مقابل در مقابل می موجود در منطقه، ترکیبات آن ها در نمودار طبقه بندی ($^{+2}Mg/(Mg + Fe^{+2})$ در مقابل در مقابل در مقابل موزیبین الامان می دهد این آمفیبول ها در نمونه های تراکی داسیتی و تراکی آندزیتی غالباً از نوع چرماکیتی و در نمونه های داسیتی غالباً هورنبلند می باشند.



شکل۴–۲: نمودار طبقه بندی و نامگذاری آمفیبول بر اساس ترکیب عناصر اصلی (Leake et al., 1997;2004)، موقعیت آمفیبول های نوار ماگمایی قوچان⊣سفراین در نمونه های تراکی داسیتی و تراکی آندزیتی غالباً از نوع چرماکیتی و در نمونه های داسیتی غالباً هورنبلند منیزیم دار می باشند.

مقادیر Si در این آمفیبول ها کمتر از ۷ می باشد که خود نشانگر منشاء آذرین این سنگ ها می باشد (Leake, 1971). نمودار تغییرات (Ca+Na+K)در مقابل Si (Leake, 1971) و همچنین نمودار اAl^{IV}در برابر Al کل(Al^{IV}+Al^{VI}) بیانگر این می باشد که تمامی آمفیبول های مورد مطالعه در منطقه قوچان-اسفراین در محدوده آمفیبول های آذرین قرار دارند (شکل ۴-۳ الف و ب).



شکل۴–۳: موقعیت آمفیبول های موجود در سنگ های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان- اسفراین در نمودار تعیین سری آمفیبول، برگرفته از (Leake, 1971) که نشانگر منشاء ماگمایی این آمفیبول ها می باشد. الف: نمودار تغییرات (Ca+Na+K) در مقابل Si بن نمودار ^{VI}IA در برابر Al کل.

برای تمایز بلورهای آمفیبول سری کالک آلکالن از آلکالن معمولا از آمفیبول های کلسیکی استفاده می شود. زیرا که آمفیبول های سری کالک آلکالن حاوی مقادیر پتاسیم پایین تری نسبت به آمفیبول های سری آلکالن می باشند (Ridolfi & Renzulli, 2012). همانطور که در شکل (۴-۴) نشان داده شده، آمفیبول های موجود در منطقه مورد مطالعه در محدوده سری کالک آلکالن قرار می گیرند.



شکل ۴-۴: موقعیت آمفیبول های موجود در سنگ های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان- اسفراین که در محدوده سری ماگمایی کالک-آلکالن قرار می گیرند.



شکل ۴-۵: موقعیت ترکیبی آمفیبول های موجود در سنگ های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان-اسفراین که نشانگر تغییرات Al^{VI} (آلومینیوم در جایگاه C) در برابر Al^{IV} (آلومینیوم در جایگاه T) می باشد.



شکل ۴-۶: موقعیت ترکیبی آمفیبول های موجود در سنگ های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان- اسفراین که نشانگر انطباق منفی بین تغییرات ^A(Na+K) در برابر Si بر واحد فرمول می باشد (با افزایش Si میزان ^A(Na+K) کاهش می یابد)

برای تعیین خاستگاه تکتونیکی سنگهای مورد مطالعه، شیمی کانی آمفیبول و شرایط دما و فشاری تبلورشان ارزیابی شده است. بر اساس شکل (۴–۶) از (۱۹78) Leake آمفیبول های مورد مطالعه خصوصیات آمفیبول های آذرین را دارند زیرا میزان سیلیس آنها بیش ۶ تا ۷ در واحد فرمول می باشد. علاوه بر این، طبق نمودار Na₂O در برابر SiO₂ از (2007) از Coltorti et al. (2007) این آمفیبول ها در میدان مرتبط با محیطهای فرورانشی (S-Amph) قرار گرفته اند (شکل۴–۲).



شکل ۴-۷: نمودار Na₂O در برابر SiO₂ (SiO₂ (Coltorti et al., 2007) جهت تعیین ارتباط آمفیبولهای موجود در سنگ های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان-اسفراین با خاستگاه تکتونیکی آنها که (I Amph) نشان دهنده آمفیبولهای متبلور شده از ماگماهای تشکیل شده در محیطهای درون صفحهای است و (S Amph) نیز معرف آمفیبولهای سنگهایی است که آنها در ارتباط با یک خاستگاه فرورانشی تشکیل شدهاند.

آمفیبول های موجود در منطقه مورد مطالعه دارای سه نوع منطقه بندی نرمال، معکوس و نوسانی (شکل ۴–۸ الف، ب، ج) می باشند. آمفیبول هایی با منطقه بندی ساده که دارای هسته هایی با ترکیب چرماکیتی همراه با ادخال های نیمه خودشکل کوچک از اکسیدهای Fe-Ti می باشند. در این آمفیبول ها از هسته به طرف حاشیه مقدار Mg و مقادیر IN^{VI} و ^A(Na+K) کاهش می یابند. فنوکریست های آمفیبول با منطقه بندی نوسانی نیز در نمونه های داسیتی و تراکی داسیتی دیده می شود. در تصویر (BSE) گرفته شده از یک فنوکریست آمفیبول، منطقه بندی مذکور به شکل زون های روشن و تیره نمایان شده است (شکل ۴–۸ ج). در این آمفیبول ها از هسته به طرف حاشیه مقدار Mg کاهش و مقادیر ^{IV}Al و Na+K) به صورت نوسانی افزایش و کاهش می یابند(شکل۴–۸ د).



شکل۴-۸: تصویر BSE از آمفیبول با منطقه بندی الف :نرمال، ب: معکوس ، ج: نوسانی که به صورت زون هایی با رنگ تیره و روشن نمایان است، د: نمودار تغییرات عناصر اصلی در واحد فرمولی برای فنوکریست آمفیبول دارای منطقه بندی نوسانی.

۴-۲-۲ شیمی فلدسپات

این کانی به صورت فنوکریست و میکرولیت به میزان زیادی در نمونه های مورد مطالعه با ترکیب ریولیتی/ ریوداسیتی، داسیتی، تراکی داسیتی و تراکی آندزیتی با اندازه هایی بین ۳ تا ۵ میلی متر در منطقه مورد نظر یافت می شود که گاها در تعادل با آمفیبول نیز می باشد. ترکیب شیمیایی فلدسپات ها بر اساس فرمول ساختاری ۸ اتم محاسبه شده است که میزان آن ها در جدول (۴-۲) ذکر شده است. در سنگ های مورد مطالعه در منطقه ترکیب پلاژیوکلاز ها در نمونه های ریوداسیتی و ریولیتی دارای %An_{10-20%}Ab_{79-88%}Or_{1-2%} در سنگ های داسیتی و تراکی داسیتی به ترتیب دارای .An₂₂₋ An46-54%Ab45- و در تراكى آندزيت ها حاوى _43%Ab56-75%Or1-2% و در تراكى آندزيت ها حاوى _43%Ab56-75%Or $An_{1-2\%}Ab_{39}$ می باشند. همچنین در نمونه های فلدسپات آلکالن ترکیب آن ها دارای $Ab_{39-1\%}$ 42%Or57-60% مى باشد. براساس نمودار مثلثى تركيب فلدسيارها (Ab-Or-An) توسط مودار مثلثى المعارها (Ab-Or-An) مع باشد. (1996) پلاژیوکلاز های انتخابی آنالیز شده عمدتا در ناحیه الیگوکلاژ و آندزین و تا حدودی در محدوده لابرادورايت قرار گرفته اند (شکل۴-۹). اين ترکيبات عمدتاً داراي زون بندي نرمال بوده و بیشتر دارای کلسیم در مرکز و سدیم در حاشیه می باشد که به طور ویژه در پلاژیوکلاز های داسیتی مورد مطالعه مشاهده می شود (شکل۴–۱۰ الف و ب). پلاژیوکلاز هایی با ساختار غربالی و همچنین با زون بندی نوسانی نیز در نمونه های مورد مطالعه مشاهده گردیده است (شکل ۴–۱۱). طبق نظر (Pringle et al. (1974) تبلور پلاژيوكلازها توسط عوامل زير كنترل مي شود: ۱) تبلور بوسیله میزان انتقال حرارت، تحت شرایطی که سرعت حذف حرارت کمتر از سرعت انتشار ترکیبات در مذاب است، کنترل می شود. ۲) تبلور بوسیله سرعت انتشار ترکیبات پلاژیوکلاز در مذاب کنترل می شود. ۳) تبلور بوسیله سرعت انتشار در مذاب و سرعت حذف گرما کنترل می شود. روش تجربی ایجاد منطقهبندی متنوع در پلاژیوکلازها، نشان دهنده تغییرات فیزیکوشیمیایی است که مذابهای سیلیسی در طول تبلور تحمّل می کنند (Lofgren, 1974a).

	پلاژيوكلاز		پلاژيوکلاز		پلاژيوكلاز				
کانی	ندی سادہ	با منطقه ب	با منطقه بندی نوسانی		با منطقه بندی نوسانی			الكالن فلدسپات	
سنگ	تراکی آندزیت		تراکی داسیت						
ميزبان						داسيت	ىرا دى داسيت		
موقعيت	مرکز	حاشيه	مرکز	حاشيه	وسط	وسط	حاشيه	مركز	حاشيه
	sy ₁₈	sy ₁₉	bh3	bh ₅	line ₁ P ₁	line ₈ P ₁	line ₁ 4P ₁	a ₂₂	a ₂₄
SiO ₂	۵۶/۳۳	۵۶/۵۳۴	۵۷/۱۸۸	۵۷/۹۹۲	۵۸/۳۴۶	۶۲/۰۱۳	۶١/•٩	88/31	۶۵/۱۹
TiO ₂	•	•	•	•	۰/۰۲۵	•/• ١٩	•/• ١٢	•/1۵	•/8٣
Al ₂ O ₃	YY/YA 1	20/260	۲۶/۰۸	۲۶/۴۳۸	20/888	۲۳/۵۱۴	۲۳/۴۶۶	۱۸/۷۲	۱۸/۸۸
FeO	•/٣٧٢	•/٣٢۶	۰/۲۱۵	۰/۱۵۸	٠/١٩۴	•/1•۴	•/•۶٣	•/187	•/176
CaO	11/084	1./489	1./440	९/९१९	٨/٨٦٧	۶/۱۲۳	Δ/Λ T I	•/٣٣	۰ /۳۱۱
Na2O	۵/۹۳۳	۶/۳۵۹	۶/۳۳۵	Y/۱۱۲	۷/۳۵۲	۸/۹۰۵	9/788	۴/۲۸	۴/۶۹
K2O	•/١٣۶	•/141	•/١٣٢	٠/١٩۴	•/181	•/٢۶٨	۰/۳۰V	۹/٨۶	٩/۶۴
MnO	•	•	•/••٨	•	•	•	۰/۰۳۵	•	•
MgO	۰/۰۳۵	•/• ۵۲	•/• 18	•/••۶	•/••9	•	•	•	•
Cr2O3	•	•/••٨	•/• ١٧	•	•/• ٢	•	•/• ۲٩	•	•
BaO	•	•/••۶	•/•٣٧	•	•/•۵٣	•/•۴١	•	١/۵٧	۱/۵۸
SrO	•	•	•	•	•	•	•	•	•
Total	1 • 1/58 1	1.1/242	1/412	۱۰۱/۳۱۹	۱۰۰/۷۱۵	۱۰۰/۹۸۷	۱··/·۸۹	1.1/14	۱۰۰/۵۴
تركيب اجزاء فلدسپات									
An%	۵۰	۴۷	۴۷	۴۲	۴.	۲۷	۲۵	١	٢
Ab%	49	۵۲	۵۲	۵۷	۵۹	۷۲	۷۳	۳۹	۴۱
Or	١	١	١	١	١	١	٢	۶.	۵۷

جدول۴-۲ : ترکیب شیمیایی تعدادی از پلاژیوکلاز های شاخص موجود درسنگ های آداکیتی واقع در کمان ماگمایی قوچان – اسفراین که به صورت درصد اکسید عناصر اصلی و مقادیر محاسبه شده ی سازنده های (An, Ab, Or) ارائه شده است.



شکل ۴-۹: ترکیب شیمیایی تمامی پلاژیوکلازهای انتخابی (تراکی آندزیت تا ریولیت) در نمودار مثلثی ترکیب فلدسپارها.



شکل۴–۱۰: الف: تصویر BSE از پلاژیوکلاز با منطقه بندی ساده (نمونه وسط تصویر). ب: نمودار تغییرات ترکیبی پلاژیوکلاز دارای منطقه بندی نرمال (تغییر روند CaO و Na₂O از مرکز به حاشیه).



شکل۴–۱۱:الف: تصویر BSE از پلاژکلاز با زونینگ نوسانی و ب:نمودار تغییرات عناصر اصلی در واحد فرمولی برای پلاژیوکلاز دارای منطقه بندی نوسانی.

کانی پلاژیوکلاز بسیار کم تحت تاثیر پدیده تعادل دوباره حالت جامد قرار می گیرد و بیانگر تغییرات جزئی در ساختار ماگما می باشد، از این رو این کانی بیانگر دامنه ی مشخصی از اطلاعات در مورد منشاء سنگ های کالک–آلکالن می باشد (Grove et al. 1984; Blundy & Shimizu, 1991). کانی ماگمایی پلاژیوکلاز به عنوان کانی غالب در تشخیص کانسار های مس پورفیری ⁽(PCD) در سنگ های کالک-آلکالن بکار می رود. این کانسار ها به طور تقریبی به ترتیب حدود ۷۵ درصد و ۲۰ درصد مس و طلای دنیا را تشکیل می دهند (Williamson, et al, 2016). وجود آلومینیوم اضافه در کانی پلاژیوکلاز می تواند یک روش اقتصادی و کم هزینه در تشخیص و جداسازی محیط های زایا (حاوی مس پورفیری) از محیط های عقیم (تهی از مس پورفیری) می باشد. وجود آلومنیوم اضافه، مربوط به میزای بالای آب در اثر نفوذ یک مذاب یا سیال آبدار به داخل اتاق ماگمایی نیمه پورفیری می باشد. در اینجا از اطلاعات و آنالیز های نقطه ای (میکرو پروب الکترونی) در پلاژیوکلاز های سنگ های منطقه برای بدست آوردن آلومینیوم اضافه ((Al* = Al / (Ca + Na + K)-1) / (0.01 An%) استفاده شده و نمودار آلومنيوم اضافه بر حسب درصد آنورتيت رسم گرديده است (شكل ۴-۱۲). در اين شكل نواحی که میزان آلومنیوم اضافه آنها بیشتر از یک باشد جزء محیط های زایا برای کانه زایی مس محسوب می شوند. بر اساس این نمودار تمامی نمونه های موجود در منطقه مورد مطالعه در محدوده عقیم یا به عبارتی تهی از کانه های مس پورفیری قرار دارند. مطالعات و برداشت های صحرایی نیز این مسئله را تأیید می کند.

^{1 -} Porphyry Copper Deposit



شکل ۴–۱۲: نمودار میزان آلومنیوم اضافه بر حسب درصد آنورتیت که بیانگر عقیم بودن نمونه های موجود در سنگ های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان⊣سفراین، از کانه های مس پورفیری می باشد.

۴-۲-۳ شیمی کلینوپیروکسن

یکی از کانی های مهم در تفسیر سنگشناسی سنگ های آذرین، پیروکسن می باشد. در سنگ های بررسی شده در منطقه کلینوپیروکسن در نمونه های آندزیتی با اندازه دانه های کمتر از ۴ میلی متر به صورت خودشکل و نیمه خود شکل یافت شده است. از نمودار ردهبندی (Morimoto (1988) برای تعیین نوع دقیق پیروکسنها استفاده شده که بر این اساس، پیروکسنهای منطقه عمدتاً ترکیب اوژیت و تمایل بسیار کمی به سمت دیوپسید نشان میدهند (شکل۴–۱۳).

ترکیب اعضای نهایی این کانی بین ۲۰۵_{۱۵}-۱3.75 En42.27-46.33 Fs10.08 در نوسان بوده و مقدار عدد منیزیمی این کانی در محدوده ۷۷ تا ۸۵ درصد محاسبه شده است. جدول ۴-۳ ترکیب شیمیایی تعدادی از کلینوپیروکسن های موجود در سنگ های آذرین نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان اسفراین را نشان می دهد که بر اساس ۶ اکسیژن در واحد فرمول محاسبه شده اند. نمودار تغییرات Ti در مقابل Al کل در واحد فرمول از (Le Terrier et al., 1982)، نشان می دهد که ترکیب شیمایی پیروکسنهای مورد مطالعه در محدوده کالک آلکالن قرار می گیرند (شکل ۴-۱۴) که نشانگر مطابقت بین ماهیت ماگمای سازنده کلینوپیروکسنها با ماهیت آهکی-قلیایی که بر پایه ترکیب سنگ کل بدست آمده می باشد. این کانی عمدتا دارای منطقه بندی ساده است که آنالیز شیمیایی آن از مرکز به سمت حاشیه حاکی از تفاوت های جزئی در ترکیب عناصری از قبیل آهن، منیزیم، سیلیس و آلومینیم می باشد.این تفاوتهای اندک به دلیل تغییرات درصد اکسیدهای عناصر اصلی -Fe-AI-Ti Mg (Bowles et al., 2012) Mg و ناهمگنی در ماگماهای اولیه میباشد (2012, 2012). همچنین (1974) معتقداند که این تفاوت نشان دهنده روند تفریق پیروکسن بوده است، بطوریکه هسته نسبت به حاشیه از میزان Mg و Si غنی تر و از Fe, Ti و Al فقیر تر میباشد. همچنین تغییرات سریع پارامترهای دما- ترکیب طی فرایند تبلور، عامل ایجاد این تغییرات میباشد.

جدول۴-۳: ترکیب شیمیایی تعدادی از کلینوپیروکسن های شاخص موجود درسنگ های نیمه عمیق واقع در کمان ماگمایی قوچان – اسفراین که به صورت درصد اکسید عناصر اصلی و مقادیر محاسبه شده ی سازنده های (Wo, En, Fs) ارائه شده است.

کانی	کلینوپیروکسن								
سنگ میزبان	آندزيت		آندزيت		آندزيت				
نمونه و موقعیت	مرکز ts ₁	حاشيه ts ₃	مرکز ts₄	حاشيهts7	مرکزts ₈	وسطts ₁₀	ts ₁₂ حاشيه		
SiO ₂	54/22	54/221	۵۳/۵۱۲	۵۳/۷۸۹	54/.25	۵۴/۰۷۹	۵۲/۸۰۹		
TiO ₂	•/٢١٩	•/١٨٧	۰/۱۸۶	•/۲۵٩	•/٣٣٣	•/٢٩٢	٠/٢٧٨		
Al ₂ O ₃	١/٧٠٢	1/574	١/۵۵٧	1/668	1/814	١/٨٣۴	١/٨٩۶		
Cr2O3	•/٣۵٣	•/۲٧	• /٣١	•/١٨٣	۰/۲۰۳	٠/١۴۵	•/١١١		
FeO	۶/۳۲۲	۶/۵۶۹	8/888	8/808	۶/۹۸۸	λ/۲۱۱	۸/۵۳۵		
MnO	•/1&Y	•/١٢٨	•/١٧١	•/١۵٣	•/144	۰/۲۳	•/۲۶۷		
MgO	18/874	18/378	١۶/١٨٧	18/847	18/484	۱۵/۵۳۱	۱۵/۵۳۸		
CaO	51/888	21/228	21/681	51/290	۲۰/۸۴۷	۲۰/۸۹۳	7.1888		
Na2O	•/٣٩٣	•/٣۶۶	•/٢٨٢	•/٣٧٩	۰/۳۴۵	•/٣٧٢	٠/٣٩		
К2О	•/••۶	•/••۵	•/••٣	•	•/••٣	•/••٣	•		
NiO	•	•	•/•٣٣	•/• ١٢	•/•٣٩	•/• ٣٧	•/• ١٩		
Total	1 • 7/ • 87	1.1/227	१९/१٣	1/226	1/927	1.1/814	۱۰۰/۴۸۹		
	11		للينوپيروكسن	تركيب اجزاءك			1		
Wo	۴۳/۷۸	42/01	۸۲/۴۳	47/10	47/24	42/00	۴۲/۵۵		
En	46/	40/98	۴۵/۹۸	46/۰۷	46/41	44/•2	۴۴/۰۲		
Fs	۱۰/۲۲	۱۰/۵۴	۱۰/۱۹	۱۰/۷۷	11/29	۱۳/۴۳	13/47		



شکل ۴-۱۳: ردهبندی پیروکسنهای منطقه طبق نمودارهای (Morimoto et al. (1988) که بر اساس آن نمونه های موجود در سنگ های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان-اسفراین عمدتاً در محدوده اوژیت قرار می گیرند.



شکل ۴–۱۴: نمودار Al در مقابل Ti (Le Terrier et al., 1982) که نشانگر این می باشد که ترکیب شیمیایی تمامی نمونه های پیروکسن موجود در سنگ های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان-اسفراین از نوع کالک-آلکالن می باشند.

پیروکسنها با فرمول عمومی شیمیایی M₂M1T₂O₆ معین میشوند وکاتیونهای با کئوردینانسون اکتاهدرال در موقعیتهایM1 و M2 و کاتیونهای با کئوردینانسون تتراهدرال در موقعیت T قرار می-گیرند (Morimoto, 1988). پیروکسنها با توجه به تعداد کل کاتیونها در موقعیتهای M1 و M2 و بر پایه شش اکسیژن به چهار گروه شیمیایی زیر تقسیم میشوند (Morimoto, 1988):

- ۱- پیروکسنهای گروه Ca-Mg-Fe (Quad)
 - ۲- پیروکسنهای گروه Ca-Na
 - Na پیروکسنهای گروه ا
 - ۴- دیگر پیروکسن ها (Other)

بر این اساس، برای تعیین نوع پیروکسن، تعداد کاتیونهای Ca، Mg، Ca و Na موجود در موقعیت-های M در نمودار Q = Ca+Mg+Fe²⁺) و Q = Ca+Mg+Fe²) ترسیم میشوند. با توجه به این نمودار، پیروکسنهای مورد مطالعه در محدوده پیروکسنهای گروه آهن- منیزیم- کلسیم (Quad) و فقیر از سدیم قرار میگیرند (شکل۴–۱۵).



شکل ۴-۱۵: موقعیت پیروکسن،های مورد مطالعه در نمودار Q-J (Morimoto (1988) که نشاندهندهی ترکیب پیروکسن،های سنگهای آذرین نوار ماگمایی قوچان⊣سفراین است.

برای تعیین فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل پیروکسنها از نمودار $Al^{IV}+Na$ نسبت به Al^{IV}+Na استفاده میشود (Schweitzer et al., 1979 ؛ Bence et al., 1975). اساس موازنهی Al^{IV}+2Ti+Cr موجود در موقعیت چهاروجهی و با Al $e^{r^{+3}}$ موجود در موقعیت هشت وجهی بنا اساس موازنهی I موجود در موقعیت (شکل Fe^{+3} قرار می گیرند (شکل Fe^{+3}). هر چه فاصله نمونهها از خط Fe⁺³=0 بیشتر باشد، مقدار فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل آنها نیز بیشتر است (Cameron & Papike, 1981).



شکل ۴–۱۶: موقعیت نمونههای موجود در سنگ های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان-اسفراین در نمودار تعیین فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل پیروکسنها که در آن نمونهها در گستره بالای خط 6=Fe⁺³ قرار می گیرند (Schweitzer et al.,1975 ؛ Bence et al.,1975).

۴-۲-۳-۱ تعیین سریهای ماگمایی سنگهای منطقه بر اساس شیمی کانی کلینوپیروکسن همه عناصر موجود در ماگما میتوانند در کانی کلینوپیروکسن جای بگیرند، بنابراین ترکیب این کانی میتواند نماینده نوع ماگمایی باشد، که این کانی از آن منشأ میگیرد. تغییرات تدریجی ترکیب شیمیایی و کانیشناسی از یک گدازه به گدازهی دیگر نشانه رابطه خویشاوندی گدازهها با هم و منشأ گرفتن آنها از یک منبع مشترک میباشد (معین وزیری و احمدی، ۱۳۷۱). جهت تعیین سری ماگمایی سنگهای آذرین مورد مطالعه از نمودارهای مختلف استفاده شده است که در ادامه به معرفی بعضی از آنها پرداخته میشود.
الف – نمودار Ti+Cr+Na در برابر Al:

نمودار Ti+Cr+Na در مقابل Al، برای تفکیک کلینوپیروکسنهای آذرین و دگرگون توسط Berger) (et al, 2005 ارائه شده است. با توجه به این نمودار کلینوپیروکسنهای موجود در نوار ماگمایی قوچان-اسفراین در محدوده آذرین قرار گرفتهاند (شکل ۴-۱۷).



شکل ۴-۱۷: موقعیت کلینوپیروکسنهای سنگهای موجود در نوار ماگمایی قوچان اسفراین در نمودار Ti+Cr+Na دربرابر Al، که در آن نمونه ها در محدودهی آذرین قرار گرفتهاند (Berger et al, 2005).

ب- نمودار Ti در برابر Ca+Na:

یکی از مزایای مطالعه کلینوپیروکسنها، تعیین سری ماگمایی سنگهای مورد مطالعه میباشد. به این منظور از نمودار Ti در مقابل Na+Ca استفاده شده است (Le Terrier et al., 1982). ترکیب شیمیایی اکثر پیروکسنهای مورد مطالعه در محدوده ساب آلکالن قرار می گیرد (شکل۴–۱۸).



شکل ۴-۱۸: موقعیت کلینوپیروکسنهای سنگهای آذرین نوار ماگمایی قوچان⊣سفراین در نمودار Ti در مقابل Ca+Na، که در آن نمونه ها در محدودهی ساب آلکالن قرار گرفتهاند (Le Terrier et al., 1982).

۴-۲-۳-۲- تعیین محیط تکتونیکی سنگهای منطقه براساس شیمی کانی کلینوپیروکسن یکی از مزایای مطالعه کلینوپیروکسنها، تعیین محیط تکتونیکی سنگهای مورد مطالعه میباشد. از جمله نمودارهایی که برای تشخیص محیط تکونیکی ماگما با استفاده از ترکیب کلینوپیروکسن به کار برده میشود نمودار Ti در برابر Ca توسط (Sun & Bertrand, 1991) می باشد که بر اساس مقدار معدودهی غیرکوهزایی قرار میگیرند و اگر نمونهها، دارای مقادیر بالای Ca باشند در محدودهی کوهزایی واقع میشوند (شکل ۴–۱۹). با توجه به مقدار پایین تیتانیوم و میزان بالا کلسیم در نمونهها، محیط زمین ساختی سنگهای مورد بررسی از نوع محیط کوهزایی است.



شکل۴−۱۹: موقعیت کلینوپیروکسنهای سنگهای نوار ماگمایی قوچان-اسفراین در نمودار Ti در مقابل Ca که نشانگر محیط زمین ساختی از نوع کوهزایی می باشد (Sun & Bertrand, 1991).

۴-۲-۴ شیمی بیوتیت ها

میکاهای ماگمایی که غنی از آهن (بیش از ۱۰ درصد FeO) و تیتانیوم (بیش از ۲ درصد TiO₂) می باشند بیوتیت نامیده می شوند. در این تحقیق، درشت بلورهای بیوتیت بیش تر در نمونه های تراکی داسیتی به صورت همیافت با آمفیبول هستند. ترکیب شیمیایی این کانی در جدول ۴–۴ ارائه شده است. فرمول ساختاری آن بر اساس برنامه محاسبه فرمول ترکیب میکا (1990) Tindle & Web بدست آمده است.

از روش (1984) Speer و (1996) Deer et al. (1996) و طبقه بندی بیوتیت های منطقه مورد مطالعه استفاده شده است که بر اساس آن تمام بیوتیت های آنالیز شده بر اساس متوسط میزان آلومینیوم (I^VAl+^{VI}Al) برابر با ۲/۹ و میانگین عدد منیزیم برابر با ۶۴/۰ در محدوده بیوتیت ها و نزدیک به میدان فلوگوپیت قرار می گیرند (شکل ۴–۲۰). تمامی بیوتیت های بررسی شده از لحاظ ساختمانی همگن بوده و دارای ترکیب شیمیایی تقریباً یکسانی در نمونه های مختلف مورد مطالعه می باشند.



شکل ۴-۲۰: نمودارنامگذاری کانی بیوتیت از (Speer, 1984) و موقعیت بیوتیت های انتخابی در سنگ های نیمه عمیق نوارماگمایی قوچان-اسفراین.

ترکیب شیمیایی برخی کانی ها مانند بیوتیت یک ابزار مفید و پرکاربرد در تعیین ماهیت ماگماهای تشکیل شده در محیطهای زمین ساختی مختلف محسوب می شود. (Abdel-Rahman, 1994)، با به-کارگیری اکسید عناصر اصلی بیوتیت (یعنی Al₂O₃ ،FeO و MgO) در سنگهای آذرینی که از سه نوع ماگمای متمایز متبلور میشوند، تعدادی نمودار برای تعیین منشا ماگماهای گرانیتوئیدی پیشنهاد کرده است. این ۳ نوع ماگما عبارتند از: ۱- ماگمای نوع A یعنی ماگماهای آلکالن غیر کوهزایی ۲-ماگمای نوع P یعنی پرآلومین (تیپ S) و ۳- ماگمای نوع C یعنی ماگمای کالکوآلکالن مرتبط با کوهزایی. بر اساس این نمودارها، بیوتیتهای موجود در واحدهای آلکالن غیر کوهزایی (میدان A) غالباً بیوتیتهای غنی از آهن (نزدیک به ترکیب آنیت) با میانگین نسبت FeO/MgO = ۷/۰۵ هستند، بیوتیتهای متعلق به واحدهای پرآلومین (تیپ S) با میانگین نسبت FeO/MgO =۳/۴۸ از نظر ترکیبی سیدروفیلیی هستند و در میدان P قرار می گیرند. در مقابل، بیوتیتهای موجود در سنگهای کالکوآلکاین مرتبط با کوهزایی (میدان C) به طور متوسط غنی از منیزیم بوده و دارای میانگین نسبت FeO/MgO = ۱/۷۶ هستند. با توجه به تمامی نمودارهای یاد شده، بیوتیتهای انتخابی، با میانگین نسبت FeO/MgO برابر با ۱/۲ به طور قابل انتظاری در میدان C واقع می شوند. به عبارت دیگر، سنگهای بیوتیتدار مورد مطالعه، از یک ماگمای کالکوآلکالن در یک محیط کوهزایی تشکیل شده- اند. در چنین ماگمایی، شکست H₂O و آزادسازی H، سبب غنی شدن سیستم از اکسیژن در مرحله اول میشود. در دسترس بودن اکسیژن و در نتیجه تبلور اولیه آمفیبولهای غنی از آهن و اکسیدهای آهن (منیتیت) به نوبه خود مانع از تمرکز آهن در مذابهای کالکوآلکالن شده و به تبلور بلورهای بیوتیت غنی از منیزیم میانجامد (Shabbani & Lalonde, 2003; Abdel-Rahman, 1994).نتایج حاصل از آنالیز ژئوشیمی نشان می دهد که بیوتیت های موجود در محدوده مورد مطالعه در مجموعه کوهزایی و سری کالکو آلکالن قرار می گیرند (Abdel Rahman, 1994) (شکل ۴-۲۱ ب، ج، د).



شکل۴–۲۱: الف: بیوتیتهای نوار ماگمایی قوچان⊣سفراین در قلمرو بیوتیتهای با منشأ آذرین قرار می گیرند Marakushev). (and Tararin, 1965 ب،ج، د: نتایج حاصل از آنالیز ژئوشیمی نشان می دهد که بیوتیت های موجود در سنگ های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان-اسفراین در مجموعه کوهزایی و سری کالکو آلکالن قرار می گیرند(Abdel Rahman, 1994).

کانی	بيوتيت								
سنگ میزبان	تراکی داسیت		داسيت	تراکی	تراکی داسیت				
نمونه و موقعیت	مرکز a ₉	a ₁₁ حاشیه	a ₁₂ مرکز	a ₁₄ حاشيه	مرکزa ₁₇	وسطa ₂₀	a 21 حاشيه		
SiO ₂	۳۶/۹۶	84/929	۳۷/۲۰۱	٣۶/۲۷۱	۳۵/۳۰۵	366/128	30/084		
TiO ₂	4/272	۴/۷۸۳	4/848	۵/۲۳۳	۴/۴۶۵	۴/۳۶	۴/۵۸۲		
Al ₂ O ₃	१९/•۶٩	14/•08	۱۳/۷۰۵	١٣/٨٩٩	۱۳/۴۷۸	۱۳/۴۴۸	17/177		
FeO	18/898	۱۵/۵۹	14/212	۲۳/۸۰۴	۱۸/۱۷۴	۱۷/۵۷۸	18/828		
MnO	۰/۲۲۳	٠/١٩۶	۰/۲۵۸	•/١٧۴	• /٢۶۶	•/۲٧	•/174		
MgO	14/104	17/77	۱ ۲/۷۳ ۱	18/888	12/262	۱۲/۹	10/988		
CaO	۰/۰۵۸	۰/۰۵۲	۰/۰۵۳	•/•)	•/•۵۵	•/••٩	•		
Na ₂ O	۰/۵۶۹	• /888	۰/۵۶۸	• /۵۲۹	•/۵۱۸	۰/۶۳	۰/۷۵۸		
K ₂ O	۸/۵۴۳	٨/۶۶١	አ/۳አ۹	٧/٩۶٧	۸/۴۳۷	۹/۰۶۵	٨/٨٨٢		
SrO	•	•	•	•	•	•	•		
BrO	۰/۱۰۶	۰/۷۳۵	۰/۳۸۸	۰/۵۴۲	۰ /۵۵ ۱	۰/۷۲۵	• / ۴۸ ۱		
Cr ₂ O ₃	•/•٢٢	•	•	•/•٣۴	۰/۰۳۵	۰/۰۶۵	•		
Total	94/357	۹۳/۴۰۸	۹۴/۸۵۱	97/+99	۹۳/۸۳۲	90/779	۹۳/۳۷۷		
فرمول بيوتيت بر اساس ٢۴ اتم اکسيژن									
Si	۵/۵۴۴	۵/۳۷۱	۵/۵۶۲	۵/۵۱۹	۵/۴۵۷	۵/۴۷۸	۵/۴۰۸		
Al ^{IV}	۲/۳۱۱	۲/۵۴۷	۲/۴۱۵	۲/۴۸۱	۲/۴۵۶	۲/۴۰۰	۲/۳۵۵		
Al ^{VI}	•/•••	•/•••	•/•••	•/• ١٢	•/•••		•/•••		
Ti	•/۴٨٢	۰/۵۵۳	•/۴٨٩	۰/۵۹۹	•/۵۱۹ •/۴۹۷		•/574		
Cr	• / • • ٣	•/•••	•/•••	•/••۴	•/••۴	•/••٨	•/•••		
Fe ²⁺	۲/۰۵۷	۲/۰۰۵	۲/۱۵۲	١/٧۵٧	۲/۳۴۹	۲/۳۴۹ ۲/۲۲۶			
Mn	۰/۰۲۸	•/• 79	۰/۰۳۳	•/• ٢٢	•/•۳۵ •/•۳۵		•/•٣٢		
Mg	۳/۱۵۴	۳/۱۵۷	۲/۸۳۸	٣/٠٩٣	۲/۸۲۲	۲/۸۲۲ ۲/۹۱۲			
Li	۰/۶۳۷	•/٢٩٢	• /۶٧۶	۰/۵۲۵	۰/۳۶۱	·/٣۶١ ·/۵·۶			
Ca	•/•1۴	•/••٩	• / • • ٨	•/••٢	۰/۰۰۹	•/••٩ •/••١			
Na	۰/۱۶۵	٠/١٩٠	۰/۱۶۵	•/\۵۶	•/١۵۵	·/\&& ·/\&&			
K	۱/۶۳۵	1/8९९	۱/۶۰۰	1/548	1/884	۱/۷۵۱	١/٧٢٣		
Sr	•/•••	•/•••	•/•••	•/•••	• / • • •	•/•••	•/•••		
Ba	•/••۶	•/•۴۴	•/•٢٣	•/•٣٢	۰/۰۵۲	•/•۴٣	•/•٢٩		
Al total	۲/۳۱۱	۲/۵۴۷	۲/۴۱۵	۲/۴۹۳	۲/۴۵۶	۲/۴۰۰	۲/۳۵۵		
Fe/(Fe+Mg)	۰/۳۹۵	۰/۳۸۸	۰ /۴۳۱	•/٣۶٢	•/۴۵۴	• / ۴۳۳	• /۳۳۷		

جدول ۴-۴: ترکیب شیمیایی تعدادی از بیوتیت های شاخص موجود درسنگ های آداکیتی واقع در نوار ماگمایی قوچان – اسفراین که به صورت درصد اکسید عناصر اصلی و مقادیر کاتیون ها ارائه شده است.

۴–۳– مطالعات دما– فشارسنجی

برای شناخت شرایط دما و فشار تشکیل سنگها، مطالعات زمیندماسنجی و زمینفشارسنجی یک روش مفید می باشد که امروزه کاربرد فراوانی پیدا کرده است. در این تحقیق نیز به منظور تعیین شرایط تبلور و ذخیره ماگمایی از روش دما – فشار سنجی آمفیبول(Ridolfi & Renzulli, 2012)) استفاده شده و همچنین برای تکمیل و آزمودن نتایج بدست آمده از روش های دما- فشارسنجی هورنبلند-پلاژیوکلاز (Putirka, 2008a) و کلینوپیروکسن- مذاب (Putirka, 2008a) نیز استفاده شده است. این مدل ها دارای دقت بالا و خطای کمی می باشند

۴–۳–۱ – دما– فشارسنجی آمفیبول

در روش دما- فشارسنجی آمفیبول، شرایط دما، فشار، فوگاسیته اکسیژن و H₂O_{mett} در درشت بلورهای آمفیبول که قبلا بر اساس روش ۱۳ کاتیون محاسبه شده مورد بررسی قرار گرفته است. شیمی آمفیبولهای متبلور شده به فشار، دما، فوگاسیته اکسیژن و فوگاسیته آب حساس میباشد (Helz, 1982; Spear, 1981; Wones, 1981). اور به درشت بلورهای آمفیبول محدود میباشد و نباید برای رگههای آمفیبول دار مرتبط با سیال (رگههای گرمابی)، میکرولیتها و آمفیبولهای زونهای انجماد سریع که نشان دهنده ترکیبات نامتعادل هستند، به کار رود (Ridolfi آمفیبولهای زونهای انجماد سریع که نشان دهنده ترکیبات نامتعادل هستند، به کار رود (Ridolfi و شیمیایی (فشار ۲۲۰۰–۲۲۰۰ مگاپاسگال و دمای ۲۰۰ تا ۱۳۰ درجه سانتی گراد) برای ماگماهای آلکالن و کالک آلکالن می باشد. همچنین نتایج حاصله از این روش دارای عدم قطعیت و خطای پایینی می باشند (۲۰۰۶ ± P و °C 23.5 ± T). در نهایت از فشار بدست آمده می توان برای (Ridolfi & Renzulli, 2012). قبل از تعیین دما و فشار، لازم است که فرمول آمفیبول براساس روش ۱۳ کاتیون (Ridolfi & Renzulli, (2012) و با استفاده از برنامه (Amp-TB.xls) معرفی شده توسط (2012) Ridolfi & Renzulli, (2012) معرفی شده توسط (2012) Ridolfi & Renzulli (2012) محاسبه شود. با توجه به این دستورالعمل معرفی شده توسط (2012) پارامترهای XPae ، ΔPdb و ۲ (MPa) باید با استفاده از روش های تجربی زیر و براساس مقادیر ارائه شده در جدول (۴-۵) محاسبه شود.

(۱) محاسبه مقادیر فشار (P) براساس فرمول Pla (Pla) lb ، (Plb) ، lc ، (Plb) ، lc ، (Plb) و Ple). به
 عنوان مثال فرمول زیر با توجه به جدول به صورت زیر محاسبه می شود :

فرمول (Eq.la)

lnP = 125.93 – 9.5876Si – 10.116 Ti – 8.1735Al – 9.2261 Fe – 8.7934 Mg – 1.6659 Ca + 2.4835Na + 2.5192 K

سایر فرمول ها از (lb) تا (le) نیز به همین روش و براساس مقادیر آورده شده در جدول (۴-۵) محاسبه می شوند.

XPae = (Pla-Pla)/Pla, DPdb = Pld - Plb, محاسبه (۲)

(۳) تخمین P₂ بر اساس شرایط زیر :

اگر Plb<335 MPa، آنگاه P2=Plb، آنگاه P2=Plb، آنگاه P2=Plc; اگر Pld<470 MPa، آنگاه P2=Pld، آنگاه P2=Pld، آنگاه P2=Pld; اگر ΔPdb>500 MPa، آنگاه P2=Plc; اگر ΔPdb>250 MPa; اگر P2=Pld، آنگاه P2=Pld، آنگاه P2=Pld، آنگاه P2=Plc, ΔPdb<100 MPa، آنگاه P2=Plc; اگر APdb<100 MPa، آنگاه P2=Plc; در سایر موارد P2 برابر است با میانگین Plc ، Plc و Plc.

APE<50% با استفاده از محاسبه مقادیر مطلق (Pla-P2)*200/(Pla+P2) ; اگر %APE<50%) ; اگر APE</p>
آنگاه APE در غیر اینصورت فشار (P) برابر است با میانگین P2 و Pla. زمانی که فشار (P) محاسبه شد، سایر فرمولهای مطرح شده در جدول (۴–۵) برای تعیین (°DNNO (°T(C) و (wt%) و (wt%) راحتی و با جایگزینی مقادیر P

¹ Apparent Percentage Error

Eq	Dependent variable	Ν	Constant	Independent variable coefficeients						\mathbf{R}^2			
				Si	Ti	A1	Fe	Mg	Ca	Na	K	Pressure	
1a	InP(130/2.200 Mpa)	۶۱	۱۲۵/۹۳	-9/3878	-1•/118	-8/1720	-9/7781	-1/8809	2/4720	4/4720	۲/۵۱۹۲	-	۰/۹۴۵
1b	InP(130/500 Mpa)	۴۱	۳۸/۷۲۳	-۲/۶۹۵۷	-۲/۳۵۶۵	-1/٣٠٠۶	-T/YYX•	-•/8814	<u>- • /۲۷ • ۵</u>	-•/YV•۵	•/\\\\	-	•/917
1c	P (130/500 Mpa)	41	74/•73	-1/980/8	- 1/77 • /8	- 1/4VV/Q	- 1/843/2	-101/11	-4•/444	-4•/444	۲۵۳/۵۲	-	•/٩١٧
1d	P (400 / 1.500 Mpa)	۳۲	78/1.8	-1/991/9	_٣/•٣۵/•	-1/477/7	-7/404/1	-820/26	۲/۷۰۸/۸	۲/۷۰۸/۸	۲/۲۰۴/۱	-	٠/٨٩٢
1e	InP (930/2.200 Mpa)	۲۰	26/222	- 1/Y • AD	-۳/۸۵۹۳	-1/1•24	-۲/٩・۶٨	•/۵١٣۴	7/9858	7/9857	1/8148	-	۰/۸۳۹
2	T (°C) (800 / 1130°C)	۶۱	۱۷/۰۹۸	- 1/377/3	- 1/• ۳۵/ I	- 1/Y • A/Y	- 1/22./6	-12./6.	7/54	۲۰۰/۵۴	۲٩/۴۰۸	^a ۲۴/۴۱۰	•/٩٢٧
3	ANNO (-2.1 / 3.6 log units)	21	۲۱۴/۳۹	-14/•42	- T۶/• X •	-18/389	-18/397	•/٢١۶٢	۶/۱۹۸۷	<i>۶</i> /۱۹۸۷	14/389	-	•/9۵۵
4	InH ₂ O _{mentl} (2.8 / 12.2 wt%)	۲۸	-&0/4•V	۵/•۹۸۱	۳/۱۳۰۸	4/9711	4/9744	۱/۰۰۱۸	-•/YA٩•	-•/•YA٩•	-•/۵۳۹	^a •/۴۶۴۲	۰/۸۴۵
5	SiO ₂ (52.6 / 78.1 wt%)	۵۲	-147/21	۲۲/۰۰۸	- 1 ۵/۳ • ۶	۲/۱۸۸۰	18/488	۰/۴۰۸۵	۶/۷۱۰۰	۶/۲۱۰۰	۲۰/۹۸۰	^b _9/۶۴۲۳	•/٩٧٢
6	InTiO ₂ (0.12/2.4 wt%)	۵۲	۹۷/۹۵۴	-9/•410	- 4/228	-4/4900	-8/46.1	- 1/986	-•/۵۶۵۱	-•/۵۶۵۱	•/1978	^c ۴۲/۱۳۹	٠/٨٩٠
7	AL ₂ O ₃ (12.2 / 19.8 wt%)	۵۲	-۵۲/۸۳۹	۳/۳۱۱۶	۶/۸۶۴۱	٨/۶۴۰۰	۶/۰۷۶۰	-•/٣۴•٢	1/9718	1/9718	-•/Y1&1	^d ۴/۸۸۱۶	۰/۹۵۰
8	InFeO (0.5 / 10.8 wt%)	۵۲	-A/8077	•/••¥•	4/0011	۱/۸۱۴۵	1/1984	•/٣٢٣۶	-•/ \ •٣•	-•/ \ • \ *	-۵/۳۳・۱	-	•/974
9	MgO (0.0 / 4.9 wt %)	۵۲	۷۳/۸۱۸	-۶/۲ • ۵۳	-•/٣٢•	-٣/٩٩٨۶	-8/2781	1/1808	-7/8988	-7/8986	-۵/Δ•۵λ	^e λ/۶۷۶۵	۰/۸۷۵
10	CaO (0.4 / 8.7 wt%)	۵۲	۱۳۰/۵۴	-17/941	-7/7741	۳/۰ ۸۶۳	- 1 7/X 1 W	-4/•18•	-4/4010	-٧/٤۵١۵	-13/261	^f YY۴/۴۸	۰/۹۳۵
11	InK ₂ O (0.8 / 5.8 wt%)	۵۲	۷/۱۰۵۹	-•/١٣•٢	-7/1877	-1/•۴۵۹	-•/۵Y۶A	-•/٩٩۵۵	۱/۰۰۹٣	۱/۰۰۹۳	٩/٣٣١٠	f_•/•••Δ١	•/974

جدول ۴- ۵: فرمول های محاسباتی دما- فشار برای آمفیبول های کلسیک سنگ های آذرین (Ridolfi & Renzulli, 2012).

محاسبات انجام شده نشان می دهند که تبلور آمفیبول های هورنبلند منیزیم دار موجود در نمونه های داسیتی در دمای بین ۸۷۰ تا ۹۳۰ درجه سانتی گراد با میانگین وزنی دمای ۹۰۵ درجه سانتی گراد صورت گرفته است. این تبلور در بازه فشاری ۱۷۰ تا ۲۴۰ مگاپاسکال با میانگین فشار ۲۰۸ مگا پاسگال انجام گرفته است. شکل(۴–۲۲) هیستوگرام های نتایج دما و فشاری حاصله را نشان می دهد که می توان در آن دما و فشاری که بیشترین فراوانی را دارند مشاهده کرد.



Ridolfi and Renzulli شکل ۴-۲۲: هیستوگرام نتایج دما و فشاری حاصله از دما فشار سنجی آمفیبول به روش Ridolfi and Renzulli (2012) (2012) (2012) (بالی نمونه های داسیتی (بلندترین ستون نمودار، بیشترین دما و فشار تبلور کانی را نشان میدهد.

نمونه های تراکی داسیتی و تراکی آندزیتی (آمفیبول های چرماکیتی) به ترتیب دارای بازه دمای ۸۶۰ تا ۹۴۰ (میانگین ۹۱۴ درجه سانتی گراد) و ۸۹۰ تا ۹۴۵ (میانگین دمای ۹۲۴ درجه سانتی گراد) می باشند. بر اساس محاسبات انجام شده برای این سنگ ها نمونه های تراکی داسیتی در بازه فشاری ۲۰۸ تا ۳۸۳ مگاپاسکال با فشار میانگین ۲۹۸ مگاپاسکال و نمونه های تراکی آندزیتی در بازه فشاری ۲۶۵ تا ۴۰۸ مگاپاسگال با میانگین فشار ۳۴۴ مگاپاسکال متبلور گشته اند. شکل(۴–۲۳) هیستوگرام دما و فشار تبلور را برای سنگ های مطالعه شده نشان می دهد.



شکل ۴–۲۲: هیستوگرام نتایج دما و فشاری حاصله از دما فشار سنجی آمفیبول به روش (Ridolfi & Renzulli, 2012)برای نمونه های تراکی داسیتی و تراکی آندزیتی در سنگ های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان- اسفراین (بلندترین ستون نمودار، بیشترین دما و فشار تبلور کانی را نشان میدهد).

داده های دما و فشاری برای کل آمفیبول های مورد مطالعه در سنگ های نیمه عمیق منطقه قوچان-اسفراین دارای که از روش (2012) Ridolfi & Renzulli بدست آمده دارای حد بالای دمایی ۹۵۰ درجه سانتی گراد و فشار ۴۱۰ مگا پاسکال می باشند که با در نظر گرفتن رابطه ی موجود بین عمق و فشار (Putirka, 2008a) می توان نتیجه گرفت که تبلور ماگمایی در سنگ های مورد مطالعه در عمق کمتر از ۱۵ کیلومتر و در پوسته بالایی صورت گرفته است. همچنین آمفیبول های بررسی شده در این تحقیق در مقایسه با نتایج بدست آمده از آمفیبول های مورد آزمایش توسط (& Ridolfi شده در این Renzulli, 2012) در یک میدان پایداری و فیزیکو- شیمیایی قرار گرفته اند (شکل ۴–۲۴). در این شکل خطوط خط چین بیانگر میزان حداکثر پایداری دما و فشار می باشد که تمامی داده های مورد مطالعه در داخل این محدوده قرار گرفته اند.



شکل ۴-۲۴: نمودار مقایسه نتایح دما و فشار آمفیبول های سنگ های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان-اسفراین با نتایج حاصل از آمفیبول های مورد آزمایش توسط (2012) Ridolfi and Renzulli (خطوط خط چین بیانگر دامنه پایداری تجربی آمفیبول های آزمایشگاهی می باشند).

۲-۳-۴ - دما- فشارسنجی هورنبلند-پلاژیوکلاز

در سنگ های آذرین کالک آلکالن، هورنبلند و پلازیوکلاز معمولا به صورت همیافت با یکدیگر یافت می شوند. بنابراین طبق نظر (Holland and Blundy, 1994 ; Blundy and Holland, 1990 و Zhang et al., 2006) از این کانی ها برای آنالیز دما و فشار سنجی می توان استفاده کرد. دو روش دما سنجی توسط (Zhang et al., 2004 برای پلاژیوکلاز های همیافت با آمفیبول ها ارائه گردید. سپس (1996) Anderson به این نتیجه رسید که از این دو روش ارائه شده، روش دما سنجی ادنیت-ریشتریت نسبت به روش ادنیت-ترمولیت قابل اعتماد تر می باشد. Anderson & smith (1995) یک فرمول کلی برای بدست آوردن فشار بر اساس دما بیان کردند که این فرمول برای بازه دمایی بین ۶۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی گراد کاربرد دارد. در این فرمول از دمای بدست آمده از روش Holland & Blundy (1994) به عنوان ورودی استفاده می شود و بر اساس آن فشار تبلور محاسبه می گردد.

بر اساس روش های ذکر شده نتایج حاصل از محاسبات دما-فشارسنجی به روش هورنبلند-پلاژیوکلاز برای تمامی نمونه های موجود در منطقه که دارای آمفیبول و پلاژیوکلاز همیافت بوده اند بدست آمده است که نتایج آن در شکل ۴–۲۵ ارائه گردیده است. در بررسی دقیق تر نمونه های داسیتی به این نتیجه رسیدیم که تبلور این نمونه ها در بازه دمای بین ۷۸۰ تا ۸۴۰ درجه سانتی گراد با میانگین دمای ۸۱۷ درجه سانتی گراد صورت گرفته است. این تبلور در بازه فشاری ۲۱۰ تا ۳۳۰ مگاپاسکال با میانگین فشار ۲۴۳ مگا پاسگال انجام گرفته است. همچنین نمونه های تراکی داسیتی و تراکی آندزیتی به ترتیب دارای بازه دمای ۷۹۰ تا ۸۷۰ (با میانگین دمای ۸۲۲ درجه سانتی گراد) و ۷۸۰ تا ۸۸۰ (میانگین وزنی دمای ۸۱۷ درجه سانتی گراد) می باشند. بر اساس محاسبات انجام شده برای این سنگ ها نمونه های تراکی داسیتی در بازه فشاری ۲۱۰ تا ۳۹۰ مگاپاسکالی با فشار میانگین ۳۱۳ مگاپاسکال و نمونه های تراکی آندزیتی در بازه فشاری ۱۷۰ تا ۴۷۰ مگاپاسگالی با میانگین فشار ۳۷۸ مگاپاسکال متبلور گشته اند. شکل ۴-۲۶ هیستوگرام های نتایج دما و فشاری حاصله را نشان می دهد که می توان در آن دما و فشاری که بیشترین بسامد را دارند مشاهده کرد. نتایج بدست آمده از این روش با داده های حاصل از روش دما فشارسنجی آمفیبول مشابهت نزدیکی دارند که هر دو روش بیانگر این می باشد که ماگمای مادر در عمق کمتر از ۲۰ کیلومتری، در پوسته میانی تا بالایی متبلور گردیده است.



شکل ۴–۲۵: نتایج دما و فشاری حاصل از روش هورنبلند-پلازیوکلاز برای شرایط تبلور نمونه های مورد مطالعه در سنگ های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان⊣سفراین



شکل ۴–۲۶: هیستوگرام های نتایج دما و فشاری حاصله از دما فشار سنجی به روش هورنبلند- پلاژیوکلاز برای نمونه های داسیتی، تراکی داسیتی و تراکی آندزیتی در نوار ماگمایی نئوژن قوچان- اسفراین (بلندترین ستون نمودار، بیشترین دما و فشار تبلور کانی را نشان میدهد).

درادامه نتایج حاصل ازمطالعات دما-فشارسنجی به روش های مختلف ذکر شده به صورت خلاصه در جدول ۴-۶ بیان شده است. این جدول شامل میانگین دما و فشار محاسبه شده درنمونه سنگ های داسیتی، تراکی داسیتی و تراکی آندزیتی موجود در منطقه مورد مطالعه می باشد.

جدول ۴-۶- خلاصه نتایج حاصل از مطالعات دما- فشارسنجی به روش های مختلف ذکر شده برای نمونه های داسیتی، تراکی داسیتی و تراکی آندزیتی موجود در سنگ های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان- اسفراین .

نمونه سنگ	آمفيبول به روش	دما- فشارسنجی	دما- فشار سنجي هورنبلند- پلاژيوكلاز به روش				
	Ridolfi and R	enzulli (2012)	Holland and Blundy (1994)				
	دما (°C)	فشار(Mpa)	دما (°C)	فشار(Mpa)			
داسیت	٩٠۵	۲۰۸	٨١٧	۲۴۳			
تراکی داسیت	٩١۴	297	٨٢٢	۳۱۳			
تراکی آندزیت	974	844	٨١٧	۳۷۸			

۴-۳-۳ دما و فشارسنجی کلینوپیروکسن

۴-۳-۳-۱- دما و فشارسنجی تک کلینوپیروکسن

۴-۳-۳-۱ دماسنجی تک کلینوپیروکسن

پیروکسنها به دلیل حساس بودن به حرارت برای برآورد دما مناسب میباشند. به این منظور برای تعیین زمین دماسنجی سنگهای آذرین مورد مطالعه از روشهای پیشنهادی ارائه شده در زیر استفاده می شود:

الف- روش تك كلينوپيروكسن نميس و تايلر (Nimis & Taylor, 2000)

استفاده از دماسنجی تک کانی کلینوپیروکسن برای بدست آوردن اطلاعاتی از گوشته بالایی نقش مهمی دارد. این ژئوترمومتر توسط (2000) Nimis & Taylor ارائه شده است و در آن از یک ترکیب تجربی برای کالیبره شدن این دماسنجی در دماهای ۸۵۰ تا ۱۵۰۰ درجه سانتیگراد و فشار ۰ تا ۶۰ کیلوبار استفاده شده است. نتایج حاصل از دماسنجی کلینوپیروکسن، برای نمونههای آنالیز شده در

معادله ۴-۱:

 $T(K) = 23166 + 39.28 P(Kbar) / 13.25 + 15.35 Ti + 4.50 Fe - 1.55 (Al + Cr - Na - Ka) + (Ln a^{cpx})^{2}$ en)² Acpx en = (1-Ca-Na-K).1-1/2(Al+Cr+Na+K))

جدول۴–۷- میزان دمای محاسبه شده برای کلینوپیروکسنهای موجود در سنگهای آذرین نوار ماگمایی قوچان-اسفراین، با استفاده از روش (Nimis & Taylor (2000).

Sample	T (C°)								
ts1	1.41	ts6	۱۰۳۸	ts11	١٠٨۴	ts16	1.44	ts23	۱۰۵۵
ts2	1.4.	ts7	۱۰۸۶	ts12	١٠٨٧	ts19	١٠٢٣	ts24	1.40
ts3	۱۰۵۸	ts8	١١١٩	ts13	1.80	ts20	1.44	ts25	117.
ts4	۱ • ۶۵	ts9	۱۰۹۵	ts14	١٠٩٨	ts21	۱۰۲۵	Min	٩٨٣
ts5	1.47	ts10	١١١٣	ts15	١٠٣٧	ts22	٩٨٣	Max	115.

ب - دماسنجي تشكيل كلينوپيروكسنها به روش (1997) Soesoo

روش (1997) Soesoo، به منظور تعیین دمای پیروکسنهای موجود در سنگهای آذرین مورد مطالعه پیشنهاد شده است. در این روش که دما به صورت ترسیمی نمایش داده می شود، محور X و Y بر اساس دو شاخص XPT و YPT تعریف شده است. محاسبهی شاخص XPT و YPT به منظور تعیین موقعیت نقاط روی نمودار، به ترتیب با معادلات ۱ و ۲ امکان پذیر می باشد.

معادله ۴-۲:

 $\mathbf{XPT} = 0.446 \text{SiO}_2 + 0.187 \text{TiO}_2 - 0.404 \text{Al}_2\text{O}_3 + 0.346 \text{FeO} \text{ (tot)} - 0.052 \text{MnO} + 0.309 \text{MgO} + 0.431 \text{CaO} - 0.446 \text{Na}_2\text{O}$

 $\mathbf{YPT} = -0.369 \text{SiO}_2 + 0.535 \text{TiO}_2 - 0.317 \text{Al}_2 \text{O}_3 + 0.323 \text{FeO} \text{ (tot)} + 0.235 \text{MnO} - 0.516 \text{MgO} - 0.167 \text{CaO} - 0.153 \text{Na}_2 \text{O}$

مزیت این روش دماسنجی این است، که حضور دو پیروکسن جهت دماسنجی الزامی نیست و برای انواع پیروکسنهای کلسیم- منیزیم- آهندار و منیزیم- آهندار قابل استفاده میباشد. بر اساس این روش دمای تشکیل کلینوپیروکسنهای موردمطالعه در حدود ۱۱۵۰ درجهی سانتیگراد به دست آمده است (شکل۴–۲۷).



شکل۴–۲۷: موقعیت پیروکسنهای موجود در سنگهای نوار ماگمایی قوچان⊣سفراین در نمودار تعیین دما XPT در مقابل Soesoo, 1997) (YPT).

۴-۳-۳-۱ فشارسنجی تک کلینوپیروکسن

الف- فشارسنجي تشكيل كلينوپيروكسنها به روش (1997) Soesoo

Soesoo (1997) کینوپیروکسنهای موجود در سنگهای مورد مطالعه نمودار YPT و XPT و XPT و YPT و YPT و YPT تعریف شدهاند. با توجه به این نمودار میزان فشار تبلور پیروکسنها در نمونههای مورد مطالعه در

حدود ۲-۵ کیلوبار میباشد (شکل۴–۲۸). برای محاسبه شاخصهای XPT و YPT به ترتیب از معادلات ۴-۴ و ۴-۵ استفاده شده است:

معادله ۴-۴:

 $\mathbf{XPT} = 0.446 \text{SiO}_2 + 0.187 \text{TiO}_2 - 0.404 \text{Al}_2\text{O}_3 + 0.346 \text{FeO} \text{ (tot)} - 0.052 \text{MnO} + 0.309 \text{MgO} + 0.431 \text{CaO} - 0.446 \text{Na}_2\text{O}$

معادله ۴-۵:

 $\mathbf{YPT} = -0.369 \text{SiO}_2 + 0.535 \text{TiO}_2 - 0.317 \text{Al}_2\text{O}_3 + 0.323 \text{FeO} \text{ (tot)} + 0.235 \text{MnO} - 0.516 \text{MgO} - 0.167 \text{CaO} - 0.153 \text{Na}_2\text{O}$



شکل۴–۲۸: موقعیت پیروکسنهای موجود در سنگهای نوار ماگمایی قوچان⊣سفراین در نمودار تعیین فشار XPT در مقابل YPT (Soesoo, 1997)

ب - روش فشارسنجي تشكيل كلينوپيروكسنها به روش (Helz (1973)

بنابر نظر (Helz (1973) توزیع آلومینیوم در موقعیتهای چهاروجهی و هشت وجهی کلینوپیروکسنها معیار مناسبی برای محاسبه مقدار آب ماگما و میزان فشار حاکم بر محیط تشکیل سنگهای آذرین است. با توجه به نمودار IN در برابر Al^{VI} که توسط (Helz (1973) Helz ارائه شده است، پیروکسنها در فشار ۵ کیلوبار و مقدار آب ماگما تقریباً ۱۰ درصد متبلور شدهاند (شکل ۴–۲۹).



شکل۴–۲۹:موقعیت پیروکسنهای موجود در سنگهای آذرین نوار ماگمایی قوچان-اسفراین در نمودار Al^{VI} در برابر Helz (1973) Al^{IV}

۴-۳-۳-۲ دما-فشارسنجی کلینوپیروکسن- مذاب

روش کلینوپیروکسن – مذاب بر پایه توزیع Al بین کلینوپیروکسن و مذاب همزیست در سیستمهای ماگمایی آبدار بنا شده است. به عقیده (Putirka (2008a) برای آزمون تعادل، ضریب آزمون تعادلی بین کانی و مذاب همیافت (K_D(Fe-Mg)^{cpx-liq}) بایستی برابر۸۰/۰± ۲/۰ و مستقل از دما باشد. در این تحقیق تنها از نمونههای آندزیتی که در تعادل باسنگ کل خود به عنوان مذاب فرضی بوده اند استفاده شده است.

در این روش، مقادیر سازنده های پیش بینی شده کلینوپیروکسن که از یک مذاب فرضی متبلور می-شوند با مقادیر سازنده های مشاهده شده در پیروکسن مورد مقایسه قرار می گیرند. جفت های کانی – مذاب فرضی برای حصول شرایط تعادلی نیازمند همخوانی نزدیک بین سازندگان پیش بینی شده و سازندگان مشاهده شده هستند.

برای تخمین دما و فشار از روش (Putirka (2008a) استفاده شده است و بر اساس معادلات ۴-۶، ۴-۷ و ۴-۸ استوار میباشد:

$$T(K) = \frac{93100 + 544P(Kbar)}{61.1} + 36.6 (X_{Ti}^{cpx}) + 10.9 (X_{Fe}^{cpx}) - 0.95 (X_{Al}^{cpx} + X_{Cr}^{cpx} - X_{Na}^{cpx} - X_{K}^{cpx}) + 0.395 [ln(a_{En}^{cpx})]2 X_{Al}^{cpx} = X_{Al(IV)}^{cpx} + X_{Al(VI)}^{cpx} a_{En}^{cpx} = (1 - X_{Ca}^{cpx} - X_{Na}^{cpx} - X_{K}^{cpx}) \cdot (1 - 0.5 (X_{Al}^{cpx} + X_{Cr}^{cpx} + X_{Na}^{cpx} + X_{K}^{cpx}))$$

معادله ۴-۷:

$$\begin{split} P(\text{Kbar}) &= -40.73 + \frac{358\text{T}(\text{K})}{10^4} + \frac{21.69\text{T}(\text{K})}{10^4} \ln \left[\frac{X_{\text{NaAlSi2O6}}^{\text{cpx}}}{X_{\text{AlO1.5}}^{\text{liq}}} \left(X_{\text{SiO2}}^{\text{liq}} \right)^2 \right] - 105.7 \left(X_{\text{CaO}}^{\text{liq}} \right) \\ &- 165.5 \left(X_{\text{NaO0.5}}^{\text{liq}} + X_{\text{KO0.5}}^{\text{liq}} \right) 2 - 50.15 \left(X_{\text{SiO2}}^{\text{liq}} \right) \left(X_{\text{FeO}}^{\text{liq}} + X_{\text{MgO}}^{\text{liq}} \right) \\ &- 3.178 \ln \left(X_{\text{DiHd}}^{\text{cpx}} \right) - 2.205 \ln \left(X_{\text{EnFs}}^{\text{cpx}} + 0.864 \ln \left(X_{\text{Al}}^{\text{cpx}} \right) + 0.3962 (\text{H2O}^{\text{liq}} \right) \right). \end{split}$$

$$\begin{aligned} XAl^{\text{cpx}} &= X_{\text{Al}(\text{VI})}^{\text{cpx}} + X_{\text{Al}(\text{VI})}^{\text{cpx}} , \text{NaAlSi2O6}^{\text{cpx}} = \text{NaO}_{0.5}^{\text{liq}} + \text{AlO}_{1.5}^{\text{liq}} + 2\text{SiO}_{2}^{\text{liq}} \end{split}$$

معادله ۴–۸:

$$P (Kbar) = -57.9 + 0.0475T (K) - 40.6 (X_{FeO}^{liq}) - 47.7 (X_{CaTs}^{cpx}) + 0.676 (H2O^{liq}) - 153 (X_{CaO0.5}^{liq} X_{SiO2}^{liq}) + 6.89 \left[\frac{X_{Al}^{cpx}}{X_{AlO1.5}^{liq}}\right]$$
$$X_{Al}^{cpx} = X_{Al(IV)}^{cpx} + X_{Al(VI)}^{cpx}$$



کل ۲-۱۰؛ تنایج دما و قشار محاسبه سده برای کلینوپیروکسن های موجود در سنگ های نیمه عمیق نوار ماکمایی قوچان-اسفراین به روش کلینوپیروکسن- مذاب (Putirka , 2008a) .



شکل ۴–۳۱: هیستوگرام های دما و فشار حاصله از روش کلینوپیروکسن- مذاب برای نمونه های آندزیتی موجود در سنگ های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان- اسفراین (بلندترین ستون نمودار، بیشترین دما و فشار تبلور کانی را نشان میدهد).

در ادامه نتایج حاصل از مطالعات دما- فشارسنجی بر روی پیروکسن های نوار ماگمایی قوچان -اسفراین به روش های مختلف ذکر شده به صورت خلاصه در جدول ۴-۸ بیان شده است.

جدول ۴-۸ خلاصه نتایج حاصل ازمطالعات دما-فشارسنجی بر روی پیروکسن های موجود در سنگ های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان-اسفراین به روش های مختلف ذکر شده.

روش	دما (°C)	فشار (Kbar)
تک کلینوپیروکسن به روش (Nimis and Taylor (2000)	1.84	-
تک کلینوپیروکسن به روش (Soesoo (1997)	110.	۵-۲
تک کلینوپیروکسن به روش (Helz (1973)	-	۵
کلینوپیروکسن- مذاب به روش (Putirka (2008a)	1180	8-4

۴–۴– مدل تکامل تبلور کانی ها

با توجه به مطالعات شیمی کانی ها و تعیین شرایط دما- فشار این طور می توان نتیجه گرفت که نوار ماگمایی سنوزوئیک قوچان- اسفراین در شمال سبزوار در یک محیط فرورانش ایجاد شده و از گنبد های نیمه عمیق نئوژن با ترکیب غالب آندزیتی تا ریولیتی تشکیل شده است. نتایج حاصل از بررسی-های ریزپردازنده الکترونی نشان میدهند که آمفیبول های موجود در این سنگها در محدوده چرماکیتی تا هورنبلند منیزیم دار و کلینوپیروکسنها در گستره اوژیت و به میزان کمتر دیوپسید قرار دارند. ترکیب این کانی ها منطبق بر آمفیبول ها و پیروکسنهای موجود در سری ماگمایی آهکی-قلیایی است. ترکیب پلاژیوکلازها در محدوده الیگوکلاز تا آندزین هستند. نتایج حاصل از دما – فشار سنجی بر روی کانی آمفیبول بیانگر تبلور آن در دمای بین ۸۶۰ تا ۹۴۹درجه سانتی گراد و فشار سنجی گراد و فشار یین ۱۱۸۰ تا ۱۱۷۵ در محدوده ایموکسنهای موجود، بیانگر دمای داند درجه

تصویر سازی مرز پوسته – گوشته در ایران مرکزی و شمال شرق ایران توسط . Motaghi et al (2012) و (2011) و Shad manaman et al. (2011) نشان دهنده تغییرات زیاد عمق موهو از ۳۵ کیلومتر در زیر ایران مرکزی تا ۵۵ کیلومتر در زیر شمال شرق ایران می باشد. با توجه به این مدل عمق موهو ۴۵ کیلومتر در نظر گرفته شده است. با توجه به شکل نمادین از ساختار لیتوسفر شمال شرق ایران (شکل۴–۳۲ ب) ماگمای اولیه سازندهی سنگهای نیمه عمیق نئوژن نوار ماگمایی قوچان- اسفراین پس از تولید در عمق حدود ۱۷ کیلومتری در پوسته میانی انباشته شده و شروع به تبلور کلینوپیروکسن کرده است که بیانگر آن است صعود ماگما به سطح در این عمق متوقف شده و باعث تشکیل آشیانه ی ماگمایی شده است. لذا کلینوپیروکسن ها اولین فاز متبلور شده از ماگما بوده و آمفیبول ها و پلاژیوکلازها، در فاز بعدی تبلور یافته اند (۴–۳۲ الف). در ادامه با صعود ماگما به سطح پوسته بالایی تبلور آمفیبول ها در عمق حدود ۱۲ کیلومتری آغاز گشته و تا سطوح نزدیک به سطح زمین تا عمق حدود ۵ کیلومتری در آشیانه های ماگمایی کوچک تری در پوسته بالایی تبلور نهایی این بلور ها به همراه پلاژیوکلاز ها در عمق حدود ۱۲ کیلومتری آغاز گشته و تا سطوح نزدیک به سطح زمین تا عمق حدود ۵ کیلومتری در آشیانه های ماگمایی کوچک تری در پوسته بالایی تبلور نهایی وشار سنجی به یک آشیانه ماگمایی نسبتاً بزرگ در مرز پوسته میانی و بالایی و آشیانه ماگمایی فشار سنجی به یک آشیانه ماگمایی نسبتاً بزرگ در مرز پوسته میانی و بالایی و آشیانه ماگمایی کوچک تر در پوسته بالایی اشاره دارد که ماگمای این آشیانه ها درانتها از طریق شکستگی ها و گسل ها بالا آمده و تحت تأثیر تفریق و آلودگی با مواد پوسته ای قرار گرفته اند و در نهایت به صورت توده



شکل ۴–۳۲: الف: نمودار مقایسه ی نتایج فشارسنجی با روش های آمفیبول بارومتری، آمفیبول – پلاژیوکلاز بارومتری و کلینوپیروکسن – مذاب بارومتری که نشان دهنده تبلور ماگما در یک آشیانه ماگمایی اصلی و بازه ی فشاری ۵۹۰ تا ۱۷۰مگاپاسکال می باشد .ب: تصویر شماتیک از ساختار پوسته در شمال شرق ایران و تبلور کانی های آمفیبول، پلاژیوکلاز و پیروکسن گنبد های آداکیتی نئوژن نوار ماگمایی قوچان–اسفراین در اعماق کمتر از ۲۰ کیلومتر. عمق موهو با توجه به مطالعات پیشین (Motaghi et al., 2012)، ۴۵ کیلومتر در نظر گرفته شده است.

فصل يتجم



۵–۱– مقدمه

ژئوشیمی علمی است که با شیمی کل زمین و اجزای تشکیل دهنده آن ارتباط دارد. به باور گلدشمیت وظیفه اصلی ژئوشیمی از سویی تعیین ترکیب کمّی زمین و بخشهای مختلف آن و از سویی دیگر کشف قوانین کنترل کننده توزیع هر یک از عناصر است. به عبارت دقیقتر، ژئوشیمی قویترین ابزار برای تشریح منشأ و تحول سنگ ها می باشد.

از آنجایی که تبلور و انجماد ماگما از پدیده های متعددی تاثیر پذیر است که صرفاً به کمک شواهد پتروگرافی قابل درک نمی باشند، استفاده از ترکیب شیمیائی سنگ هایی که بشترین شباهت را به ماگمای والد خود دارند، ضروری به نظر می رسد. داده های عناصر اصلی به منظور طبقه بندی سنگ های مورد مطالعه، ترسیم نمودارهای تغییرات عناصر مختلف و مقایسه با ترکیبات سنگی که به طور تجربی تعیین گردیده اند، مورد توجه می باشند. همچنین عناصر اصلی، اغلب به همراه عناصر کمیاب، برای تعیین جایگاه ژئوتکتونیکی سنگ ها به کار گرفته می شوند. بررسی عناصر کمیاب، بخش اصلی پترولوژی جدید بوده و نسبت به عناصر اصلی کارایی بهتری در متمایز نمودن فرآیندهای پترولوژی دارند.

با توجه به در دسترس بودن نتایج آنالیز ژئوشیمیایی صورت یافته توسط تنها (۱۳۸۸) بر روی نمونه های سنگی مورد مطالعه (تعداد ۲۲ نمونه)، در این مطالعه جهت تکمیل مطالعات ژئوشیمیایی سنگ های آذرین مورد نظر، تعداد ۲۴ نمونه سنگی از گنبد ها و رخنمون های مختلف سنگی انتخاب شد و پس از انجام مراحل آماده سازی اولیه، خردایش و آسیاب، جهت تعیین میزان عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی سنگ کل به آزمایشگاه ژئوشیمی ACME کانادا ارسال شد. اساس انتخاب این ۲۴ نمونه، تنوع سنگ شناختی و پراکندگی آنها در گستره مورد مطالعه بوده است. در نمونه های سنگی انتخاب فراوانی کل اکسید عناصر اصلی و برخی از عناصر کمیاب به روش (ICP-ES) و دیگر عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به روش (ICP-MS) به دست آمد. مورد اخیر روشی است که از توسعه روش طیف سنجی نشر پلاسمای جفت شده القایی ایجاد شده است (Rollinson, 1993). از ویژگی های مهم این روش، حد آشکار سازی بسیار پائین، صحّت و دقت بالای آن می باشد. برای تجزیه گستره وسیعی از عناصر جزئی در یک محلول و با مقدار اندکی نمونه، میتوان از این روش استفاده کرد. در این مطالعه سعی شده است که سنگ های انتخاب شده برای تجزیه، دارای بیشترین تنوع ترکیبی و حداقل دگرسانی باشند.

۵-۲- آماده سازی و تجزیه ژئوشیمیایی نمونه ها

در مراحل مختلف آماده کردن نمونه ا تا انجام آزمایش و صدور نتیجه به علت برخی فرآیندها از جمله آلایش در طول آماده سازی نمونه ا در مرحله خردکردن و پودرکردن آنها ، پوشش ناز کی از رسوبات بر اثر فرآیندهای هوازدگی، آلودگی و آلایش در طبیعت، خطاهای ناشی از کالیبراسیون، خطاهای ناشی از همپوشانی پیک ها و آلایش حاصل از واکنشگرهای ناخالص مورد استفاده در انحلال و تهیه نمونه، دچار خطا می شوند (Rollinson, 1993) آلودگی در خلال آماده سازی نمونه ها (خرد و آسیاب کردن) می تواند مهم ترین منبع جدی خطا در تجزیه های ژئوشیمیایی باشد که میتوان با استفاده از روشهایی چون استفاده از دستگاه آکات در جریان آمادهسازی نمونه ها را به حداقل سنگ پس از بریدن و قبل از پودر کردن با اسید کلریدریک یک مولار و غیره این خطاها را به حداقل رسانید. بنابراین در هر مرحله از آمادهسازی هر نمونه ابتدا قطعات سالم و با حداقل هوازدگی از سنگ های مورد نظر جدا گشته وپس از هر مرحله آسیاب به دقت تمیز شده است.

نمونه های مورد مطالعه در آزمایشگاه ACME کانادا و به روش های ICP-ES و ICP-MS تجزیه شده اند. اعتبار جهانی آزمایشگاه، حد آشکارسازی بسیار پائین، سرعت بالا، درستی و دقت بالای این روش ها باعث می شود تا با اطمینان بیشتری، نتایج حاصل از تجزیه نمونه ها مورد بحث و تحلیل قرار گیرد. نتایج این تجزیه ژئوشیمیایی نمونههای سنگی، به همراه سایر نتایج از قبل موجود در جدول (۵–۱) که در فایل پیوست ارائه شده است.

۵–۳– تصحیح داده های حاصل از تجزیه ژئوشیمیایی

قبل از استفاده از نتایج به دست آمده از تجزیه های ژئوشیمیایی نمونه های مورد مطالعه و پردازش آن ها، لازم است تغییرات و تصحیحات مربوط به حذف مواد فرّار (L.O.I) و نسبت Fe₂O₃/FeO بر روی آن ها صورت گیرد.

۵−۳−۱ - تصحیح مربوط به حذف مواد فرّار (L.O.I) .

داده های حاصل از تجزیه های ژئوشیمیایی بیانگر میزان مواد فرّار (L.O.I) نمونه های مورد مطالعه در محدوده ی ۱۳ تا ۲/۲ درصد است. برای حذف مواد فرّار، درصد L.O.I هر نمونه سنگی را از مقدار حاصل از جمع اکسیدهای آن نمونه کم کرده، عدد بدست آمده، مقدار جدید اکسیدهای سنگ خواهد بود که مواد فرّار آن حذف شده است. پس از آن، نسبت (۱۰۰ تقسیم بر مجموع جدید) را به صورت ضریبی در مقدار درصد هر یک از اکسیدهای سنگ ضرب کرده، درصد اکسیدها بدون مواد فرّار محاسبه می شود. به عنوان مثال، ضریب حذف مواد فرّار (Z) برای نمونه شماره (AR4)، به صورت زیر قابل محاسبه است:

 $(N-1) \rightarrow Sum = 100.04, L.O.1 = 1.10$ $Sum_{New} = (Sum - L.O.I) = 100.04 - 1.10 = 98.9$ Z = 100/98.9 = 1.01

Fe₂O₃/FeO تصحيح نسبت -۲-۳-۵

در تجزیه های شیمیایی سنگ ها، مقدار اکسید آهن به صورت Fe₂O₃ کل ارائه می شود. Feo در ساختمان سیلیکات ها و Fe₂O₃ در فازهای اکسیدی به صورت کانی های اپک وارد می شود. نسبت Fe₂O₃/FeO در سنگ های آذرین به دلیل دگرسانی در شرایط اکسیدان افزایش می یابد. بنابراین مقادیر محاسبه شده ی آهن فرو (FeO) و آهن فریک (Fe₂O₃)، مقادیر واقعی نخواهد بود. این مسأله تأثیر قابل توجهی بر ترکیب کانی شناسی نورماتیو سنگ خواهد داشت، به طوری که در محاسبه ی نورم سنگ اکسید شده، به دلیل افزایش نسبت Fe₂O₃/FeO، میزان مگنتیت نورماتیو، بیشتر از مقدار واقعی و مقادیر سیلیکات های آهن دار کمتر از مقدار حقیقی خواهد بود (Middlemost, 1997). برای rows و مقادیر سیلیکات های آهن دار کمتر از مقدار حقیقی خواهد بود (Middlemost, 1997). برای تصحیح این خطا، از نمودار مجموع Na₂O+K₂O در مقابل SiO₂ (SiO₂ (Addited the second text)) استفاده شده است (شکل۵–۱). نسبت Fe₂O₃/FeO براساس این نمودار به دست آمده و مقادیر تصحیح شده Fe₂O و Fe₂O و Fe₂O برای است (شکل۵–۱). نسبت Fe₂O₃/FeO براساس این مودار به دست آمده و مقادیر تصحیح شده Fe₂O و Fe₂O



شکل۵-۱: نمودار درصدهای وزنی SiO₂ در برابر (Na₂O+K₂O) (Le Maitre, 1976) که در آن خطوط نسبت های اکسیداسیونی مساوی (FeO/[FeO+Fe₂O₃]) برای سنگ های آذرین درونی (با خطوط ممتد) و برای سنگ های آتشفشانی(با خط چین) نشان داده شده است. موقعیت ترکیبی نمونه های مورد مطالعه بر روی این شکل نشان است و نتایج به دست آمده از آن مبنای محاسبات و تصحیح مقادیر FeO و Fe₂O₃ مد نظر قرار گرفته است. علائم به کار رفته در این نمودار در نمودارهای بعدی این فصل نیز تکرار شده است.

۵–۴– کاربرد دادههای ژئوشیمیایی

الف – عناصر اصلي

این عناصر که شامل اکسیدهای SIO₂ ، K₂O ، Na₂O ، CaO ، MgO ، MnO ، FeO ، AL₂O₃ ، SIO₂ ، Na₂O ، OaO ، MgO ، MnO ، FeO ، AL₂O₃ ، SIO₂ و P₂O₃ با فراوانی بیش از ۱ درصد وزنی هستند، به صورت درصد وزنی اکسید (Wt^w) بیان می شوند. بیشترین موارد کاربرد این عناصر در طبقه بندی سنگها، نمایش نمودارهای تغییرات عناصر و همچنین استفاده از آنها همراه با عناصر کمیاب تعیین جایگاه تکتونیکی تشکیل سنگهای آذرین می باشد.

ب- عناصر كمياب

عناصر کمیاب، آن دسته از عناصری هستند که غلظت آنها در سنگ کمتر از ۰/۱٪ وزنی بوده و به صورت قسمت در میلیون (ppm) بیان میشوند (Rollinson, 1993). این عناصر معمولاً به تنهایی قادر به ساختن کانی مخصوص به خود نبوده و بیشتر جایگزین عناصر اصلی در ساختار کانیها می-شوند. بنابراین با توجه به فراوانی کم آنها نسبت به عناصر اصلی، میتوانند در تفسیر و تشخیص فرآیندهای پترولوژیکی بسیار مفید است.

۵-۵- رده بندی و نامگذاری سنگهای آذرین

۵-۵-۱- طبقه بندی شیمیایی سنگها

در این طبقه بندی معمولاً تغییرات یک یا دو اکسید که در ساختمان کانیهای اصلی سنگ نقش اساسی دارند، نسبت به تغییرات سیلیس ترسیم میشوند. همچنین در برخی طبقه بندیهای شیمیایی، از تغییرات عناصر کمیاب یا نسبت بین دو نوع از این عناصر در مقابل سیلیس استفاده می-گردد. یکی از مهمترین و بهترین روش های رده بندی و نامگذاری شیمیایی سنگ ها، استفاده از نمودار رده بندی مجموع آلکالی (Na₂O+K₂O) در مقابل ₂Oiگ است که توسط پژوهشگران متعدد نظیر;(Middlemost, (1985), Scox et al. (1979); Middlemost, (1985) به استفاده از سیلیس در طبقه بندی شیمیایی سنگ های آذرین اهمیت خاصی دارد، زیرا مقدار SiO به عنوان اصلی ترین اکسید سازنده سنگ های ماگمایی معمول در زمین، خواص فیزیکی و ساختمانی

مذاب را کنترل می کند (Middlemost, 1997). همچنین استفاده از مقادیر Na₂O و K₂O در محاسبات همراه با سیلیس، از اهمیت بسزایی برخوردار است. طبقه بندیهای پیشنهاد شده در این بخش با بررسیهای میکروسکپی و مطالعات صحرایی سنگهای مورد مطالعه همخوانی دارند. از آنجا که سنگ های مورد مطالعه غالباً نیمه عمیق و پورفیری هستند، جهت طبقه بندی و نامگذاری آنها از طبقه بندی سنگ های آتشفشانی استفاده شده است که در ذیل به آنها اشاره شده است.

(Le Bas et al., 1986) SiO₂ در مقابل Na₂O+K₂O − 1− 1− 4− 4

این نمودار توسط (IA8) SiO₂ در مقابل Na₂O+K₂O در مقابل Na₂O+K₂O در مقابل (TAS) SiO₂ ترسیم شده است. نمونه های گنبد های نیمه عمیق منطقه مورد مطالعه در این نمودار در محدوده آندزیت، تراکی آندزیت، تراکی داسیت، داسیت و ریولیت قرار می گیرند (شکل ۵–۲ الف) . با توجه به خط ممتد خمیده جداکننده ترکیبات آلکالن و ساب آلکالن/ تولئیتی بر روی نمودار مذکور، تمامی نمونه های سنگی مورد مطالعه دور از محدوده آلکالن و در میدان ترکیبات ساب آلکالن/ تولئیتی قرار می گیرند (شکل ۵–۲ الف) . با توجه به خط ممتد خمیده جداکننده ترکیبات آلکالن و ساب آلکالن/ تولئیتی بر روی نمودار مذکور، تمامی نمونه های سنگی مورد مطالعه دور از محدوده آلکالن و در میدان ترکیبات ساب آلکالن/ تولئیتی قرار می گیرند. نمونه های برداشت شده از دایک ها و روانه های بازالتی منطقه نیز در محدوده تراکی بازالت و تراکی آندزیت بازالتی و جزو ترکیبات آلکالن قرار می گیرند (شکل ۵–۲ ب) .



شکل ۵-۲: نمودار K₂O+Na₂O در برابر SiO₂ برای الف: گنبدهای نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان⊣سفراین و ب: برای سنگهای بازالتی نوار ماگمایی قوچان-اسفراین از (Le Bas et al. (1986).

(Winchester and Floyd (1977) SiO₂ در مقابل Zr/TiO₂ نمودار −1−۵−۵

این نمودار بر اساس نسبت Zr/TiO₂ در مقابل SiO₂ توسط (Winchester and Floyd (1977) ارائه شده است. از آنجایی که فرایند دگرسانی سنگ بر روی انتشار و تمرکز عناصر اصلی آن اثر می گذارد، نمودارهای مربوط به عناصر کمیاب که در درجات کم دگرسانی به صورت غیر متحرک باقی می مانند (مانند Nb ،Ti ،Zr و ماهیت سنگ ها باشند. لذا نمودار Zr/TiO₂ در مقابل SiO₂ از SiO2 از Winchester and Floyd (1977) برای نامگذاری سنگ های نیمه مورد نظر استفاده شده است. با توجه نمودار مذکور، نمونه های نیمه عمیق منطقه در محدوده آندزیت، داسیت/ ریوداسیت / ریولیت واقع شده اند.



شکل۵-۳: نمودار 2r/TiO₂ در مقابل SiO₂ (Winchester and Floyd)، جهت نامگذاری سنگهای آذرین نیمه عمیق نوارماگمایی قوچان-اسفراین.

۵-۶- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگ ها به کمک نمودارهای تغییرات

معمولاً نمودارهای تغییرات شیمیایی، برای تجزیه و تحلیل روند تغییرات بین سنگهای آذرین یک منطقه و تعیین روابط پتروژنتیکی ماگمای سازنده این سنگها نظیر تبلور تفریقی، ذوب بخشی، اختلالط ماگمایی و آلایش پوستهای به کار می روند. جهت دستابی به این منظور نمودارهای گوناگونی توسط برخی از پترولوژیستها ارائه شده است که نمودارهای عناصر اصلی و کمیاب در برابر SiO₂ (Harker, 1909)، و همچنین نمودارهای عناصر کمیاب در برابر یکدیگر از آن جمله میباشند. معمولاً هر گاه تغییرات ترکیب شیمیایی بین یک سری از سنگهای ماگمایی به صورت تدریجی باشد و در یک محدوده قرار گیرند، نشان دهنده خویشاوندی ماگمای آن سری سنگی است و عدم پیوستگی این نقاط می تواند نشانه عدم وجود خویشاوندی بین ماگمای آن سری باشد.

۵-۶-۱- نمودارهای هار کر

۵−۶−۱−۱−۱ نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO₂

پرکاربردترین نمودارهای تغییرات برای بررسی روند تغییرات در سنگ های اسیدی و حدواسط، نمودارهای درصد وزنی اکسید – درصد SiO₂ (نمودارهای هارکر) هستند. روند معیّن و تغییرات تدریجی ترکیب شیمیایی نمونه های مختلف بر روی این نمودارها می تواند بیانگر خویشاوندی احتمالی بین ماگماهای آن سری می باشد. با توجه به نمودارهای تغییرات اکسید عناصر اصلی در برابر SiO₂، روند تغییرات و تحولات ماگمایی سنگ های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان-اسفراین مورد بررسی قرار گرفته است. طیف تغییرات SiO₂ در سنگ های مذکور از ۵۹ درصد وزنی در یک

همچنین نمونه های بازالتی و آندزیت بازالتی به صورت جداگانه و مختصر در نمودار های هاکر جداگانه مورد بررسی قرار گرفته اند این نمونه ها دارای طیف ترکیبی SiO₂ از درصد وزنی۴۹/۲۲ تا ۵۱/۲۱ می باشند. با توجه به تفاوت ماهیت و وقفه ترکیبی SiO₂ سنگ های حدواسط و اسیدی گنبدهای مورد مطالعه از نمونه های بازیک ، این سنگ ها نمی توانند ترم های تفریق یافته ماگماهای بازالتی باشند، ولی با توجه به حالت مشابه روند تغییرات عناصر نسبت به مقدار SiO₂ می توان بیان در تمامی این نمودارهای تغییرات مشاهده می شود که نمونه های حدواسط و اسیدی یک روند خطی را دنبال می کنند و با کاهش مقدار SiO₂ یا افزایش تفریق ماگما، مقادیر Na₂O و K₂O افزایش و مقادیر MnO، CaO، Fe₂O₃، CaO، CaO و Fe₂O کاهش می یابند. روند نزولی اکسیدها مرتبط با مصرف آن ها در کانیهایی همچون پلاژیوکلاز، آمفیبول، آپاتیت و اکسید آهن و روند صعودی اکسیدهایی همچون O K₂O و Na₂O می تواند مرتبط با حضور فنوکریستهای آلکالی فلدسپار و یا ناشی از آلایش پوستهای در طی صعود ماگما باشد.

همچنین این امر می تواند بیانگر نقش تبلور تفریقی در تحول ماگما از سمت آندزیت به طرف سنگ های تحول یافته تر نظیر داسیت و ریولیت، ودر نتیجه منشأ گرفتن همه آن ها از یک منبع واحد باشد.

سنگ های نیمه عمیق منطقه غالباً به صورت دایک و گنبدهای کم ارتفاع، کوچک و با وسعت کم و غالباً دارای اغلب تنوع سنگی آندزیتی و تراکی آندزیتی در بخش های خارجی گنبد و بخش های داسیتی و ریولیتی در مرکز و مناطق مرتفع گنبدها می باشند. با استفاده از داده های شیمیایی این گنبدها در نمودارهای تغییرات هارکر می توان پیوستگی داده ها را در بین تمامی گروه های سنگی مشاهده نمود که می توان نتیجه گرفت که ترکیبات ریولیتی فازهای بسیار تفریق یافته ماگماهای سازنده ترکیبات حدواسط سایر بخش ها می باشند که به ترازهای بالاتر صعود کرده و در قسمت های نهایی و نزدیک به قله گنبد ها بیشتر رخنمون یافته اند.

الف) تغییرات FeO در برابر SiO₂

با افزایش فرایند تفریق ماگمایی و افزایش میزان SiO₂ ، تغییرات Fe₂O₃ کل (۱- ۶ درصد وزنی) نمونه های سنگی بخش مورد مطالعه یک روند نزولی نشان می دهد. این عنصر در طول جدایش درکانی هایی مانند پیروکسن، آمفیبول و مگنتیت جای می گیرد، بنابراین با افزایش تفریق و زیاد شدن میزان SiO₂ در ماگما میزان Fe₂O₃ به مرور کمتر می شود و روند نزولی را به نمایش می گذارد.

ب) تغییرات MgO در برابر SiO₂

روند نزولی مقدار این اکسید در برابر سیلیس، در سنگهای منطقه با کاهش مقدار کانیهای فرومنیزین همچون بیوتیت و آمفیبول از سنگهای حد واسط به سمت سنگهای اسیدی مشخص می شود.

همانگونه که در نمودار درصد وزنی MgO در برابر درصد وزنی SiO₂ مشخص است، نمونه های سنگی دارای تغییرات میزان MgO از ۲/۶ تا۴ درصد وزنی هستند، به طوری که با افزایش تفریق و در نتیجه افزایش SiO₂ مذاب، میزان MgO از نمونه های آندزیتی/ تراکی آندزیتی به سمت نمونه های تفریق یافته تر این بخش یعنی نمونه های داسیتی و ریولیتی کاهش می یابد ساختار ترکیبی فازهای اولیه تفریق یافته از مذاب مانند کلینوپیروکسن و یا پلاژیوکلاز کلسیم دار فقیر از SiO² است، بنابراین، مایع باقیمانده از سیلیس غنی خواهد بود. از طرف دیگر به دلیل مشارکت MgO در تبلور فازهای اولیه مانند کلینوپیروکسن، هورنبلند و بیوتیت، مقدار این اکسید در مراحل بعدی تفریق کاهش می یابد.

ج) تغییرات ۲iO₂ در برابر SiO₂

با افزایش SiO₂ میزان TiO₂ از سمت آندزیت به طرف ترکیبات فلسیک تر روند کاهشی نشان می دهد. Ti جانشین Al با عدد کئوردیناسیون شش گردیده و به همین دلیل در پیروکسن (تیتان اوژیت)، آمفیبول و بیوتیت حضور دارد. آمفیبول در مقایسه با پیروکسن حاوی TiO₂ بسیار بالاتری است (Vásquez and Franz, 2008). با پیشرفت تفریق در مذاب و کاهش فوگاسیته اکسیژن و دما، محتوی Ti در کانی های تیتان دار کاهش می یابد (Kohn and Spear, 1990). همچنین این اکسید در ساختار منیتیت، تیتانومنیتیت و اسفن مصرف می شود. مطالعات پترو گرافی و حضور فراوان آمفیبول و کانی های Fe – Ti در نمونه های حدواسط منطقه مؤید این مطلب است.

د) تغییرات CaO در برابر SiO₂

تغییرات میزان CaO در سنگ های حدواسط می تواند ناشی از انطباق بر تبلور کانی های پلاژیوکلاز، آمفیبول و پیروکسن های غنی از کلسیم از ماگما و ورود این عنصر به شبکه تبلور آن ها باشد. این اکسید وارد ساختمان کانی هایی مانند پلاژیوکلاز آنورتیتی، پیروکسن های غنی از کلسیم (دیوپسید و اوژیت)، هورنبلند و آپاتیت می شود (Duchense and Charlier, 2005) لذا مقدار آن در مایع باقیمانده کاهش می یابد. با ادامه روند تفریق در نمونه های اسیدیتر، میزان CaO نیز کاهش مییابد.

ه) تغییرات AL₂O₃ در برابر SiO₂

مهمترین کانی های دارای AL₂O₃ ، پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار می باشند. در مراحل اولیه تفریق به دلیل بالا بودن میزان AL₂O₃ در مذاب باعث تبلور کانی هایی مانند پلاژیوکلاز آنورتیتی درسنگ های حدواسط منطقه گشته و به همین دلیل نسبت به سنگهای اسیدی از مقادیر بالاتری از این اکسید برخوردار هستند.

و) تغییرات P₂O₅ در برابر SiO₂

نمونه های حدواسط دارای بیشترین مقدار P_2O_5 و نمونه های اسیدی کمترین میزان این اکسید را دارا می باشند. بنابراین روند نزولی تغییرات P_2O_5 در مقابل SiO_2 در نمونه های مورد مطالعه کاملاً طبیعی می باشد. علت کاهش P_2O_5 تفریق آپاتیت در مراحل تبلور تفریقی از مذاب می باشد.
ز) تغییرات Na₂O در برابر SiO₂

براساس نمودار تغییرات Na₂O در مقابل SiO₂، نمونه های سنگی این بخش با افزایش تفریق و افزایش SiO₂ در مذاب یک روند افزایشی در میزان Na₂O نشان می دهند که بیانگر افزایش مقدار این اکسید در فازهای انتهایی تفریق است. سدیم با شعاع یونی بزرگ خود (۱/۰۲ A)، در شبکه کانی های مراحل اولیه تبلور مانند پلاژیوکلاز کلسیم دار و پیروکسن وارد نمی شود. با افزایش تفریق و بالا رفتن میزان Na₂O در مذاب، فلدسپارهای آلکالن و پلاژیوکلازهای سدیک متبلور می شوند.

ح) تغییرات K₂O در برابر SiO₂

با ادامه روند تفریق میزان K₂O در مقابل SiO₂ از نمونه های آندزیتی به سمت سنگهای اسیدی افزایش مییابد. افزایش میزان K₂O در مذاب سبب ایجاد شرایط مساعد برای تبلور کانی های فلدسپات آلکالن و بیوتیت می شود.

شاهد این امر، وجود فلدسپاتهای الکالن (به خصوص سانیدین) و بیوتیت در سنگهای اسیدی است. البته عواملی همچون سریسیتی شدن پلاژیوکلازها و آلایش پوستهای در پراکندگی برخی از این نمونه ها مؤثر می باشند.



شکل ۵-۴: موقعیت سنگ های آذرین نوار ماگمایی نئوژن قوچان- اسفراین در نمودارهای هارکر.

۵-۶-۱-۶-۵ نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO₂ در بازالت ها

مقدار SiO₂ این سنگ ها از ۲۲/۲۲ تا ۱۹/۲۲ و Al₂O₃ ۵۱/۲۱ تا ۱۹/۲۶ و Mg از ۲/۴۸۹ تا MgO ، ۱۹/۲۶ تا ۲/۲۸ و TiO از ۲/۱۷ تا ۱۹/۲۱ و Mg از ۲/۲۸ تا ۲/۲۸ می باشند. این مقادیر نشان می دهند که این سنگ ها از ماگماهای اولیه ایجاد نشده اند و احتمالا حاصل ماگماهای مقادیر نشان می دهند که این سنگ ها از ماگماهای اولیه ایجاد نشده اند و احتمالا حاصل ماگماهای تحول یافته تر هستند. در نمودارهای فراوانی اکسیدهای عناصر اصلی در برابر SiO برای بررسی تحول ژئوشیمیایی سنگ های بازالتی مورد مطالعه استفاده شده است (شکل۵–۵). روند تغییرات مقادیر ژئوشیمیایی سنگ های بازالتی مورد مطالعه استفاده شده است (شکل۵–۵). روند تغییرات مقادیر و شواند به علت جایگزینی آن ها در ساختار کانی های فرومنیزین در مراحل اولیه تبلور ماگما باشد. مقادیر ON مقادیر ON می می باشد که می تحول ژئوشیمیایی سنگ های بازالتی مورد مطالعه استفاده شده است (شکل۵–۵). روند تغییرات مقادیر ON می می باشد که می مقادیر ON می باشد که می مقادیر ON می باشد که می مقادیر ON می می باشد که می مقادیر ON می باشد که می مقادیر ON می می باشد که می مقادیر ON می باشد که می مقادیر ON می می باشد که می باشد که می مقادیر ON می باشد که می مقادیر ON می می می باشد که می مقادیر ON می می باشد که می می باشد که می مقادیر ON می می می باشد که می مقادیر ON می می می باشد که می می می باشد که می می بازد کری می می باز کانی های فرومنیزین در مراحل اولیه تبلور ماگما باشد. مقادیر ON می می می می می باز کانی های فروند افزایشی و مقدار Algo می می باز می دهد. پر کان کی می دهد.



شکل۵-۵: موقعیت نمونه های بازالتی میوسن زیرین نوار ماگمایی نئوژن قوچان - اسفراین در نمودارهای هارکر(Harker, 1909).

(D.I.) نمودارهای درصد وزنی اکسید – ضریب تفریق (D.I.)

این نمودارها توسط (Thoronton and Tattle (1960 ارائه گردیده اند. ضریب تفریق براساس مجموع درصد کانی های روشن (کوارتز، ارتوکلاز، آلبیت، نفلین، لوسیت و کالسیلیت) محاسبه شده از طریق نورم CIPW به دست می آید. لازم به ذکر است که کانی های نفلین، لوسیت و کالسیلیت در تعیین ضریب تفریق نمونه های تحت اشباع قابل استفاده هستند، لذا ضریب تفریق نمونه های سنگی مورد مطالعه تنها براساس مجموع درصد نورماتیو کانی های کوارتز، آلبیت و ارتوکلاز محاسبه شده است. نمودارهای ضریب تفریق برای این نمونه ها در شکل (۵–۴) نشان داده شده است. به طور کلی در این نمودارها با افزایش D.I ، مقادیر Na₂O₃، Al₂O₃ و K₂O روند صعودی و مقادیر Fe₂O₃ ، CaO کل، TiO₂ ،MgO و MnO روند نزولی نشان می دهند. ضریب تفریق، بیانگر روند تفریق ماگماست که با پیشرفت تفریق، ترکیب مایع باقیمانده، سیلیسی تر و فلسیک تر می شود. تغییرات Na₂O و K₂O در مقابل D.I ، با افزایش تفریق از ترکیبات حدواسط تر به سمت نمونه های داسیتی و ریولیتی و مصرف این اکسیدها در فازهای تفریق یافته تر در ساختمان آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز سدیک، روند صعودی دیده می شود. در مراحل اولیه تبلور، کلسیم در ساختمان پلاژیوکلاز کلسیم دار و پیروکسن مصرف شده و آهن و منیزیم در شبکه کانی های فروّمنیزین نظیر آمفیبول و پیروکسن وارد می شوند، لذا با افزایش تفریق مقادیر این اکسیدها در مایع باقیمانده کاهش می یابد. همچنین در مقدار MnO ، جانشینی منگنز (Mn⁺²) به جای آهن دو ظرفیتی در شبکه کانی های آهن دار که در مراحل ابتدایی تبلور تشکیل می شوند، سبب کاهش میزان MnO در مایع باقیمانده شده و در نتیجه، در واحدهای تفريق يافته تر مقدار اين اكسيد كمتر است. مقدار TiO₂ هر سنگ با مقدار FeO آن رابطه مستقيم دارد (Van Boening & Nabelek, 2008) و تبلور نسبت های متفاوتی از فازهای آمفیبول، کلینوپیروکسن و اکسیدهای آهن – تیتانیم را در مراحل مختلف تفریق، منعکس می کند. به طور کلی تغییرات P₂O₅ نیز به صورت نزولی است، به طوری که با افزایش تفریق، میزان این اکسید از نمونه های حدواسط آندزیتی به سمت داسیت وسپس ریولیت کاهش می یابد.



شکل ۵-۶: موقعیت نمودارهای تغییرات اکسید عناصر اصلی در برابر ضریب تفریق (D.I) در سنگ های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان-اسفراین.

۵-۶-۳- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب سازگار و ناسازگار در برابر SiO₂ و SiO₂ و در ابه طور کلی روند تغییرات عناصر نادر مانند Ba ، Sr و Bb که در ساختار کانی های اصلی به ویژه فلدسپارها شرکت دارند می تواند به عنوان یک ابزار مفید در تعیین نقش فرآیند تبلور تفریقی در تحولات ماگمایی استفاده شود. عناصری مانند Y نیز روند کاهشی دارند. کاهش مقادیر عناصر سازگاری مانند O و V همراه با افزایش SiO₂ با روندهای تبلور تفریقی سازگاری دارد (et al., 2008 یا در استفار کاری دارد (et al., 2008 یا در ماند. کاهش شده است.

الف) نمودار تغییرات Sr در مقابل SiO₂

با افزایش میزان SiO₂ و تفریق ماگمایی، مقادیر Sr از نمونه های حدواسط/اسیدی روند نسبتاً افزایشی نشان می دهد. اندازه یون استرانسیوم (۱/۱۳ A) نشان می دهد که این عنصر می تواند جانشین کلسیم و پتاسیم شود، به این ترتیب که به دلیل شعاع یونی بیشتر نسبت به Ca، در کانی های کلسیم دار به صورت پذیرفته شده و به خاطر بار یونی بیشتر نسبت به K، در کانی های پتاسیم دار به صورت اسیر شده حضور دارد. این عنصر در پلاژیوکلازها از تراکم بالایی برخوردار است و به هنگام ذوب یا تبلور، همانند عناصر سازگار رفتار کرده و جانشین Ca در شبکه پلاژیوکلاز و همچنین هورنبلند سبز می شود. نمونه های داسیتی و تراکی داسیتی به دلیل حضور سرشار پلاژیوکلاز کلسیم دار در مقایسه با سایر نمونه های این منطقه از میزان Sr بالاتری برخوردار هستند. پراکندگی روندها را می توان به تحرک بالای عنصر قلیایی استرانسیوم در خلال دگرسانی نمونه های سنگی نسبت داد. نمونه های ریولیتی روند پراکنده و نامشخصی را نشان می دهند.

ب) نمودار تغییرات Rb و Ba در مقابل SiO₂

روند افزایشی نمونه ها بر روی نمودار تغییرات Ba در مقابل SiO₂ (شکل ۵–۷ ب) با قابلیت جانشینی باریم به جای K در ساختار بیوتیت و فلدسپار پتاسیم دار مطابقت دارد. Ba به دلیل بار بیشتر نسبت به K، به صورت عنصری اسیر شده عمل کرده و در کانی های پتاسیم داری که ابتدا تشکیل می شوند، تمرکز می یابد. لذا مقدار باریم در بیوتیت فراوان تر از فلدسپار پتاسیم دار است. در این نمودار با افزایش SiO₂ مقدار dR از آندزیت ها به سمت ریولیتها افزایش مییابد. این نمودار بدلیل جایگزینی RB با X با تغییرات SiO₂ در مقابل SiO₂ تشابه زیادی دارد(شکل ۵–۷ ج). به طور کلی، مقادیر بالای Ba و Rb در یک نمونه سنگی، با حضور بیوتیت در آن نمونه سازگار است به طور کلی، مقادیر بالای Ba و Rb در یک نمونه سنگی، با حضور بیوتیت در آن نمونه سازگار است

می تواند در ساختار پلاژیوکلاز و حتی هورنبلند به عنوان جانشین Ca پذیرفته شود.

ج) تغییرات Y در برابر SiO₂

ایتریم جزء عناصر با شدن میدان بالا (HFS) بوده و در کانیهای مافیک رفتاری سازگار دارد. در حقیقت روند نزولی این عنصر حاکی از تبلور تفریقی از سنگهای حدواسط به سمت ریولیتها می باشد (شکل۵–۷ د).

د) تغییرات V و Co در مقابل SiO₂

در نمودار تغییرات وانادیوم در برابر ضریب تفریق، نمونه ها دارای روند نزولی محسوس با افزایش تفریق هستند. (شکل ۵–۷ ه). مقادیر بالایی از وانادیوم (^{۲+}X) جانشین ^{۲+}Fe در ساختار منیتیت های اولیه می شود. همچنین، این عنصر در شبکه کانی هایی مانند آمفیبول، اوژیت و بیوتیت نیز وارد می شود. بالا بودن مقادیر V در نمونه های حدواسط تر این بخش (مانند آندزیت) با مشاهدات پتروگرافی و حضور منیتیت، کلینوپیروکسن و آمفیبول در ترکیبات مذکور قابل توجیه است. تفریق مقادیر قابل توجه آمفیبول باعث تهی شدگی مایع باقی مانده از وانادیوم و ایجاد یک روند منفی با پیشرفت تفریق می شود (2004) می شود مایع باقی مانده از وانادیوم و ایجاد یک روند منفی با پیشرفت تفریق می شود (2004) مقادیر بسیار پائین این عنصر در نتیجه آنالیز سنگ های باشد.

همانند نمودار تغییرات V در برابر SiO₂، روند تغییرات Co برای نمونه ها با افزایش سیلیس به صورت کاهشی است (شکل ۵–۷ و). این امر با تفریق کانی های منیزیم دار که در ابتدا متبلور می شوند سازگار است.

نمودار ۵–۸ تغییرات مجموع عناصر Ni, Co و V و همچنین مجموع عناصر Th و U, Th و U, Th و V با افزایش U, Th و Co, Ni و Co, Ni و V با افزایش D.I روند نزولی نشان ضریب تفریق (D.I) نشان میدهد. مجموع مقادیر D.I و Co, Ni و V با افزایش J.I روند افزایشی نشان میدهند. این تغییرات میدهند و مجموع عناصر Th و U, Th در برابر افزایش J.I روند افزایشی نشان میدهند. این تغییرات میدهند و مجموع عناصر Th و U, Th در برابر افزایش J.I روند افزایشی نشان میدهند. این تغییرات میدهند و مجموع عناصر Th و U, Th در برابر افزایش J.I و Th در برابر افزایش J.I روند افزایشی نشان میدهند. این تغییرات میدهند و مجموع عناصر Th و U, Th در برابر افزایش J.I روند افزایشی نشان میدهند. این تغییرات عناصر در بابر ضریب تفریق (J.I)، اهمیت تبلور تفریقی را در طول تحولات ماگمایی تأیید می کند. لازم به ذکر است عناصری مانند وانادیوم، Ni و Co جانشین $^{+60}$ و $^{+2}$ میشوند. این عناصر در شبکه کانیهایی مانند آمفیبول، اوژیت و بیوتیت نیز وارد میشوند. تفریق مقادیر قابل توجه آمفیبول باعث تهیشدگی مایع باقیمانده از O.S و وانادیوم میشود و باعث ایجاد یک روند منفی با پیشرفت تفریق میشود (J.I) و Hf و U, Th میشوند. تفریق مقادیر قابل توجه آمفیبول راعث تهیشدگی مایع باقیمانده از O.S و O.S و وانادیوم میشود و باعث ایجاد یک روند منفی با پیشرفت تفریق میشود (J.I) و J.I و U, Th و وانادیوم میشود و باعث ایجاد یک روند منفی با پیشرفت تفریق میشود (J.I) و J.I و J.I). همچنین عناصری مانند آمفیبول ایشرفت ایش Th و J.I و J.I



اولين فرصت آنجا را ترک خواهند کرد (Rollinson, 1993).

شکل ۵-۷: موقعیت سنگ های آذرین نوار ماگمایی نئوژن قوچان- اسفراین در نمودار های مقادیر عناصر کمیاب در برابر SiO₂.



Ni, Co شکل ۵-۸: موقعیت سنگ های آذرین نوار ماگمایی نئوژن قوچان- اسفراین در نمودار تغییرات مجموع عناصر Ni, Co و V و همچنین مجموع عناصر U, Th و Hf در برابر ضریب تفریق (D.I).

۵-۶-۴ نمودارهای تغییرات عناصر سازگار – ناسازگار

جهت مطالعه ارتباط و یا عدم ارتباط زایشی سنگهای منطقه و همچنین روند تغییرات بین آنها از نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب نیز استفاده شده است.

با توجه به اینکه عواملی نظیر تبلور تفریقی و ذوب بخشی هردو می توانند منجر به تشکیل پدیده های نهایی مشابهی در شکل گیری سنگ های ماگمایی شوند، برای تشخیص نقش و تأثیر هر یک از این عوامل از نمودارهای عناصر ناسازگار و سازگار در برابر یکدیگر استفاده می شوند. به عقیده Rogers et عوامل از نمودارهای عناصر ناسازگار و سازگار در برابر یکدیگر استفاده می شوند. به عقیده Rogers et (1985) ام اگر در یک سری سنگی، نمودار نغییرات دو عنصر ناسازگار، دارای روند خطی و مثبت باشد و همچنین در نمودار عناصر ناسازگار و سازگار – سازگار آن سری نیز روند خطی و منبت باشد و همچنین در نمودار عناصر ناسازگار – سازگار آن سری نیز روند خطی و منفی دیده شود، در این صورت می توان فرایند اصلی مرتبط با تشکیل سنگ های مزبور را تبلور تفریقی دانست. در غیر این صورت ذوب بخشی فرآیند اصلی در تشکیل سنگ های مورد نظر بوده است. همانگونه که در شکل ۵–۹ (الف و ب) دیده می شود، عناصر کار Tb, Ho در برابر کار Tb, Ho در برابر کار آن سری داخل در برابر کار آن مرکا مرابر کار مایند اصلی در تشکیل سنگ های مورد نظر بوده است.

همایکونه که در سکل ۵۵-۲ (ایک و ب) دیده می سود، عناصر ۲۱۵ در برابر ۲ دارای روندی کمر خطی هستند. نمودار عنصر ناسازگار Ce در برابر Zr روند خطی و صعودی را در سنگهای مورد مطالعه نشان میدهند، که نشانگر تبلور تفریقی در ماگما خواهد بود (شکل ۵-۹ ج) و مقادیری پراکندگی و انحراف کم از روند خطی را میتوان در نتیجه تغییرات درجه ذوب بخشی دانست.



شکل ۵-۹: موقعیت سنگ های آذرین نوار ماگمایی نئوژن قوچان- اسفراین در نمودار تغییرات عناصر شدیداً ناسازگار در برابر Y و Ce در برابر Zr در حسب (ppm) در سنگهای مورد مطالعه.

غلظت عناصر ناسازگار موجود در یک ماگما نسبت به فرآیند ذوب بخشی حساس است و این در حالی است که غلظت عناصر سازگار هنگام تبلور تفریقی به شدت تغییر می کند. بنابراین هنگامی که نمودار تغییرات عناصر سازگار - ناسازگار روند خطی و نزولی نشان دهد، تبلور تفریقی فرایند غالب تشکیل دهنده سنگها خواهد بود. انحرافات موجود در روند خطی میتواند ناشی از فرایندهایی چون اختلاط ماگمایی و آلایش پوستهای باشد (Rollinson, 1993). نمودار تغییرات عناصر سازگار V و Co در برابر عناصر ناسازگار Ba، Ba و U برای نمونههای منطقه مورد مطالعه ترسیم شده است (شکل ۵–۱۰ الف تا ج). بر روی این نمودارها، به طور قابل انتظاری روند کاهشی محسوس نشان می دهند که حاکی از نقش تبلور تفریقی در تشکیل این سنگهاست. مقادیر عناصر V و Co در نمونههای ریولیتی بسیار



همچنین تغییرات عناصر ناسازگار نسبت به یکدیگر برای نمونههای مورد مطالعه در نمودارهای تغییرات Zr در برابر Rb، Hf در برابر Ba و نمودار تغییرات Ba در برابر نسبت Ba/Y نشان داده شده است (شکل های ۵–۱۱ الف تا ج). تغییرات عناصر ناسازگار مانند Hf در شرایط تبلور ماگما، با تغییرات Zr همبستگی مثبت نشان می دهند (Kumar and Rathna, 2008). در تمام این نمودارها، الگوی تغییرات نمونهها از روند خطی و یا تقریباً خطی و صعودی تبعیت می کند که از مبدا مختصات نیز میگذرد. نمودار تغییرات نسبتهای عناصر ناسازگار مانند Th/Sm در مقابل Th/Sm (شکل ۵– ۱۱) در نمونهها هستند.



شکل ۵–۱۱: نمودار تغییرات عناصر کمیاب ناسازگار – ناسازگار و نسبت های آن ها برای نمونه های سنگی نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان-اسفراین.

نمودار Rb/Th در برابر Pearce, 1983) Th) جهت تفکیک نقش فرایند هضم و تبلور تفریقی (AFC) و تبلور تفریقی (FC) از یکدیگر در طی تحول ماگمای تشکیل دهنده سنگهای آذرین استفاده می شود (شکل ۵–۱۲). همچنین جهت تفکیک نقش جدایش بلوری به همراه هضم و آلایش ماگمایی در طی تحول ماگمای سازنده سنگهای نیمه عمیق مورد مطالعه، از نمودار تغییرات K₂O/Na₂O در برابر Pearce et al., 1992) Rb/Zr در برابر (al., 1984) نیز استفاده شده است. این نمودار ها نقش تبلور تفریقی کانی آمفیبول و سپس پلاژیوکلاز (al., 1984)

در تحول ماگمای سازنده سنگ های حدواسط منطقه و تشکیل ترکیبات فلسیک تر را نشان می دهند.

نمودار Dy/Yb در مقابل Nb/Ta (Pearce, 1983)، نشان میدهد که ماگماهای سازنده سنگهای مورد مطالعه متحمل آلایش پوستهای شدهاند (شکل ۵–۱۲ ج). بر اساس روندهای مشاهده شده در عناصر، حضور آنکلاوهای مختلف و شواهد پتروگرافی از جمله بافتهای غیر تعادلی و خوردگیها، ماگمای آداکیتی در طی صعود به ترازهای بالاتر با سنگ میزبان آلایش یافته است. برای بررسی نقش آلودگی پوستهای در سنگهای منطقه از نمودار Bb/Y-Nb/Rb استفاده شده است (شکل ۵–۱۲ د). روندهای عمودی پرای بررسی نقش آلودگی پوستهای در سنگهای منطقه از نمودار Bb/Y-Nb/Rb استفاده شده است (شکل ۵–۱۲ د). روندهای عمودی در این نمودار در نتیجه غنی شدگی در زون فرورانش یا آلودگی پوستهای به وجود می آلودگی پوستهای در سنگهای منطقه از نمودار یاد شده از نسبت Uh/Y استفاده شده است (شکل ۵–۱۲ د). می آید (1988) عمودی در این نمودار در نتیجه غنی شدگی در زون فرورانش یا آلودگی پوستهای به وجود پوستهای عمودی در این نمودار در نتیجه غنی شدگی در زون فرورانش یا آلودگی پوستهای به وجود می آید (2008) عمودی در این نمودار در نتیجه نی شدگی در زون فرورانش یا آلودگی پوستهای به وجود پوستهای عمودی در این نمودار در نتیجه نی شدگی در زون فرورانش یا آلودگی پوستهای به وجود می آید (2008) عمودی در این نمودار در نتیجه غنی شدگی در زون فرورانش یا آلودگی پوستهای به وجود پوستهای در سنگهای منطقه استفاده شد. این نسبت در پوسته بالایی در حدود ۲۸ است (Rudnick پوستهای در سنگهای منطقه استفاده شد. این نسبت بین ۲ تا ۵/۵ است که می تواند بیانگر تأثیر پوستهای در سنگهای منطقه این نسبت بین ۲ تا ۵/۵ است که می تواند بیانگر تأثیر در تولودگی پوستهای و یا نقش ورود رسونا روی ورقه فرورونده به درون گوشته و ذوب آنها و مشارکت آلودگی پوستهای و یا نقش ورود رسبات روی سنگها بالاست (بین ۲۵ ۳ ۳)، که از نشانههای زون در تولید ماگما باشد. نسبت ساز در یا ۲۰ مالاست (Rb/N تا ۳)، که از نشانههای زون فرورانش میباشد.



شکل ۵–۱۲: موقعیت نمونه های سنگ های آذرین نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان- اسفراین در نمودار های الف: نمودار Rb/Th در برابر Th جهت تفکیک فرایندهای هضم و تبلور تفریقی (AFC)یا تبلور تفریقی (FC) در تحول ماگماهای سازنده سنگهای نوار ماگمایی قوچان- اسفراین. ب: نمودار تغییرات نسبت K₂O/Na₂O در برابر Rb/Zr و Bearce (1983) در برابر Dy/Yb در برابر Nb/Ta و قرارگیری نمونهها به صورت عمودی در این نمودار که می تواند بیانگر آلودگی پوسته و تشکیل نمونهها در محیط فرورانش باشد (Temel et al., 1998).

۵–۷– تعیین سری ماگمایی

یک سری ماگمایی، مجموعهای از سنگهای آذرین با ترکیب شیمیایی مختلف هستند که از تفریق یک ماگمای بازیک مادر و یا از ذوب یک سنگ منشأ واحد حاصل شدهاند (Kuno, 1968). جهت تعیین سری ماگمایی از نمودارهای متفاوتی استفاده می شود که در زیر به برخی از آنها اشاره خواهیم کرد.

(Irvine & Baragar, 1971) AFM نمودار –۱–۷–۵

نودار AFM، تغییرات درصد آهن ماگماهای مختلف را در طول روند تفریق نشان میدهد و از سه راس F=(FeO+Fe₂O₃) ، A=(Na₂O+K₂O) معمول (Na₂O+K₂O) تشیکل شده است. این نمودار به طور معمول برای تشخیص روندهای تولئیتی و کالک آلکالن به کار می رود. بر طبق این نمودار، تمام نمونهها ماهیت کالک آلکالن نشان می دهند (شکل ۵–۱۱۳ف).

(Miyashiro, 1974) SiO2 در مقابل FeO_{Total}/MgO -۲-۷-۵

این نمودار دارای دو قلمرو کالک آلکالن و آلکالن میباشد و توسط (Miyashiro (1974 ارائه شده است. بر طبق این نمودار نیز همه نمونهها در قلمرو کالک آلکالن قرار می گیرند (شکل ۵–۱۳ب).

4-8-8-4-4 (Peccerillo & Taylor, 1976) SiO₂ در مقابل K₂O (Peccerillo & Taylor, 1976)

در این نمودار چهار محدوده ی تولئیتی، کالک آلکالن، کالک آلکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی مشخص شده است. بر اساس این نمودار اکثر سنگهای منطقه مورد مطالعه در محدوده سری کالک آلکالن قرار می گیرند و برخی از نمونه ها نیز در محدوده سری کالک آلکالن پتاسیم بالا واقع می شوند (شکل ۵-۱۳-۲).

(Maniar & Piccoli, 1989) A /CNK در مقابل A / NK نمودار -۷-۵

با توجه به نمودار ویژگی های شاخص A/NK در مقابل A/CNK سنگهای مورد مطالعه دارای ماهیت متاآلومین تا پرآلومین هستند (شکل ۵–۱۳د).



شکل ۵–۱۳: نمودارهای تعیین سری ماگمایی برای سنگهای گنبد های نیمه عمیق نئوژن نوار ماگمایی قوچان-اسفراین. الف: نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) AFM). ب: نمودار Si₂O در برابر Miyashiro, 1974) FeO/MgO). ج: نمودار K₂O در برابر K₂O SiO₂ (Piccoli, 1989). د: نمودار A/CNK در برابر Maniar and).

۵-۸- نمودارهای بهنجار شده و چند عنصری (نمودارهای عنکبوتی)

یکی از روشهای تجزیه و تحلیل عناصر کمیاب جهت بررسی فرآیندهای پترولوژیکی، استفاده از نمودارهای بهنجار شده و عنکبوتی می باشد. نمودارهای عنکبوتی برای بررسی میزان تغییر و تحولات ماگماهای مولد، درصد ذوب بخشی و منشأ سنگ ها دارای اهمیت زیادی هستند. نمودارهای چند عنصری بهنجار شده براساس گروه بندی عناصر ناسازگار نسبت به یک مرجع سنگی خاص ترسیم می شوند (Rollinson, 1993). برای بهنجارسازی، از مقادیر گوشته ای یا شخانه های کندریتی استفاده می شود و انحراف از ترکیب اولیه اندازه گیری می شود. در نمودارهای بهنجار شده معمولاً تعداد ۱۵ عنصر به ترتیب افزایش سازگاری از چپ به راست مرتب می شوند. عناصر نادر خاکی (REE) به دلیل تغییر بسیار ملایم شعاع یونی، نمایشگرهای حساسی برای فرآیندهای مختلف آذرین مانند تفریق ماگمایی هستند.

۵–۸–۱– نمودار تغییرات عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت

در نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) تعداد ۱۵ عنصر به ترتیب افزایش سازگاری از چپ به راست مرتب شدهاند (شکل۵–۱۴)، که این عناصر (Lu تا Lu) به گروه عناصر نادر خاکی (REE) معروف هستند و به علت تغییر بسیار کم شعاع یونی بیانگر فرایندهای مختلف آذرین از جمله تفریق ماگمایی میباشند. بررسی فراوانی عناصر خاکی نمونههای مورد مطالعه در نمودار به هنجار شده به کندریت نشان میدهد که همه نمونهها به طور نسبی از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) غنی و از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) تھی میباشند. به طور کلی غنی شدگی از عناصر نادر خاکی سبک را میتوان به عوامل مختلفی نسبت داد. ۱- عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) نسبت به فازهای بلوری اولیه مانند کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز ناسازگارند و در نتیجه در خلال تفريق بطور فزايندهاي در مايعات تحول يافته تر متمركز مي شوند (Rollinson, 1993). ۲-ناشی از حضور گارنت در منشأ می باشد که با حفظ عناصر (HREE) در ساختمان خود موجب تهی شدگی این عناصر و برعکس غنی شدگی از (LREE)، در ماگمای ایجاد شده می گردد. ۳- آلایش ماگما با مواد پوسته ای. غلظت عناصر(LREE) به علت تحرک زیاد تابعی از نوع رفتار سیال می باشد (Rollinson, 1993). ولى از أنجايي كه اين عناصر در پوسته قاره اي متمركز شده اند، ممكن است غلظت زياد أنها در ماگما نشانگر الايش توسط مواد پوسته اي باشد (Sirvastava and Singh, 2004). در صورتی که غلظت عناصر(HREE) توسط شیمی سنگ منشأ و فرایند های بلور/مذاب حین تشکیل سنگ کنترل می شود (Rollinson, 1993). ۴- ممکن است ناشی از متاسوماتیسم گوه گوشته ای بر اثر تراوش سیالات حاصل آبزدایی پوسته اقیانوسی فرورونده باشد ; Pearce & Peate, 1995) (Winter, 2001) . همچنین الگوی موازی تغییرات عناصر کمیاب برای نمونههای مورد مطالعه می تواند بیانگر ارتباط زایشی نمونه های سنگی مورد مطالعه با یکدیگر باشد. با توجه به نمودار، نمونههای مورد مطالعه فاقد آنومالی Eu میباشند. آنومالی Eu بوسیله پلاژیوکلاز کنترل میشود و به فوگاسیته اکسیژن وابسته است. در طی خارج شدن فلدسپارها از راه تفریق بلوری و در شرایط فوگاسیته پایین رومیژن، آنومالی منفی Eu در مذاب ایجاد میشود (Roglin et al., 2009). عدم وجود آنومالی منفی در نمونه ها نشانگر آن است که تفریق یلاژیوکلاز نقش مهمی در تحول ماگما نداشته است.



شکل ۵–۱۴: نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura , 1974) برای سنگهای نئوژن نوار ماگمایی قوچان-اسفراین.

۵–۸–۲ نمودار چند عنصری بهنجار شده به گوشته اولیه (نمودار عنکبوتی)

به منظور بررسی الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای نمونههای مورد مطالعه از نمودار(Sun & Mcdonoug, 1989) استفاده شده است. این نمودار نیز مانند نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت در همه نمونهها غنی شدگی از (LREE) و تهی شدگی از (HREE) دیده میشود (شکل۵–۱۵). عناصر کمیاب دارای پتانسیل یونی پایین (LILE)، پراکندگی بیشتری نسبت به عناصر با پتانسیل یونی بالا (LILE) نشان می دهند که این پراکندگی به علت تحرک نسبتاً زیاد عناصر (LILE) در طی دگرسانی است (Murata & Agueer, 2003). این امر نشان دهنده الگوی

عناصر کمیاب شاخص محیط های فرورانش حاشیه قاره ای می باشد (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹). نمونه های مورد مطالعه نسبت به عناصر Sr ،U ،K و Nd غنی شدگی و نسبت به عناصر Tr P را Pr ،P ،T ، به عناصر Tr P و M تهی شدگی محسوسی را نشان می دهند. آنومالی مثبت Sr در نمونه ا با حضور پلاژیوکلاز و آپاتیت در این نمونه ها مطابقت دارد (Prowatke and Klemme, 2006). وجود ناهنجاری منفی P در نمونه های منطقه را میتوان با توجه به سازگاری بالای این عنصر در ترکیب آپاتیت، به دلیل عدم حضور این کانی در محل منشأ و یا تفریق این کانی در محل منشأ و یا در طی تحول ماگمایی دانست. عنی شدگی شدید Sr ، Sr و U و غنی شدگی نسبی از Br ،Rb ،B و عناصر نادر سبک می تواند با تفریق یافتگی یا آلایش ماگما با مواد پوسته ای در ارتباط باشد (Keskin et al., 1981). عناصر Tr و عناصر در مذاب باقی مانده شود. همچنین این عناصر در کانی های ایلمنیت، روتیل و اسفن متمرکز می شوند. آنومالی منفی M همچنین می تواند به علت آغشتگی و یا اختلاط ماگما با مواد پوسته ای قاره ای حاصل شده باشد و شاخص زون های فرورانش می باشد.



شکل ۵-۱۵: نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) برای سنگهای نئوژن نوار ماگمایی قوچان-اسفراین.

فصل شيشم

مطالعات سن شجى

۶–۱– مقدمه

در علوم زمین برای تعیین سن سنگ ها و همچنین بازسازی فرایندهای زمین شناسی و محیطی از ایزوتوپ های رادیوژنیک به طور گسترده استفاده می شود.روش های متنوعی در این زمینه وجود دارد که در میان آنها سن سنجی به روش D-Pb جزو روش های قابل اعتماد محسوب می گردد. این روش بر اساس واپاشی ایزوتوپهای ناپایدار اورانیوم و توریم به ایزوتوپهای پایدار سرب، بنا شده که در آن ²³⁸U و ²⁰⁵U, ایزوتوپهای ناپایدار اورانیوم و توریم به ایزوتوپهای پایدار سرب، بنا شده که در آن عناصر نوزاد حدواسط، در نهایت به یک ایزوتوپ سرب پایدار ختم میشوند و به عنوان عناصر مادر عمل میکنند. نسبت سرب انباشته شده به اورانیوم باقیمانده تابعی از زمان است و این معیار مستقیم زمان تشکیل کانیها و سنگها می باشد.

اگرچه اورانیوم در بسیاری از کانیها وجود دارد، اما فقط تعداد کمی از آنها برای تعیین سن به روش U-Pb مناسب میباشند. برای اینکه یک کانی بتواند برای تعیین سن مفید باشد، بایستی نگهدارنده خوبی برای اورانیوم، توریم، سرب و نوزادان حدواسط، باشد و همچنین از پراکندگی گستردهای در سنگ برخوردار باشد (فار، ۲۰۱۴).

زیرکن با فرمول عمومی ZrSiO₄ و تمرکز میانگین۱۳۵۰ ppm برای U که از جایگزینی ایزومرفی (Zr⁺⁴) با شعاع یونی [°]A ۸/۰توسط یون ⁺⁴U ناشی می شود. این کانی یکی از کانیهای نزوسلیکاته است که درسیستم تتراگونال متبلور می شود. زیرکن مطلوب ترین کانی در تعیین سن محسوب می شود و در اکثر سنگهای آذرین حدواسط و اسیدی، سنگهای رسوبی و سنگهای دگرگونی به صورت کانی فرعی یا آواری دیده می شود.

سرب به دلیل شعاع یونی بیشتر ([°]A ۱/۳۲) و بار کمتر در زمان تشکیل از زیرکن خارج شده که این منجر به ناچیز بودن سرب اولیه و نسبت بسیار بالای U/Pb می شود.

در زمان تشکیل زیرکن سرب وارد آن نمی شود در حالیکه Pb و 206 و 206 به دنبال واپاشی رادیواکتیو ایزوتوپهای U والد در زیرکن باقی میمانند. از طرفی غنی بودن این کانی از عناصر U و Th و همچنین

بهدلیل اینکه دمای انسداد ایزوتوپی U-Pb آن حدود C^o ۸۰۰ است، میتواند اطلاعات ارزشمندی را در خصوص تفسیر فرایندهای ماگمایی و دگرگونی که در سنگها اتفاق افتاده است در خود ذخیره کند (عزیزی، ۱۳۹۴). موارد مذکور، سبب افزایش توانایی و حساسیت کانی فرعی زیرکن به عنوان یک ژئوکرونومتر مناسب می شود، بدین دلیل ازآن به صورت گسترده ای در تعیین سن به روش U-Pb استفاده می گردد.

اورانیوم دارای سه ایزوتوپ U, ²³⁵U, ²³⁸U, ²³⁵U است که به طور طبیعی به وجود میآیند. کلیه این ایزوتوپها رادیواکتیو هستند (فار، ۲۰۱۴). تلاشی U²³⁸ سریهای اورانیومی را تولید میکند که در آن ²³⁴U بعنوان عنصر نوزاد حدواسط و ²⁰⁶Pb به عنوان ایزوتوپ یایدار نهایی میباشد. تلاشی U²³⁸ به ²⁰⁶Pb را می توان به صورت زیر خلاصه کرد:

 $^{238}_{92}U = ^{206}_{82}Pb + 8 ^{4}_{2}He + 6\beta + Q$

Q: 47/4 MeV/atom --- 0.71 cal/g yr

تلاشی 235 به ایجاد سری آکتینیم منجر می شود و پس از انتشار هفت ذره آلفا و چهار ذره بتا به 235 U تلاشی 207 Pb پایدار ختم می گردد.

²³⁵₉₂U=²⁰⁷₈₂Pb + 7⁴₂He + 4β + Q Q: 45/2 MeV/atom --- 4.3 cal/g yr فراوانی و ثابت تلاشی ایزوتوپهای اوارنیوم معرفی شده توسط (Steiger and Jager, 1977) در جدول ۶–۱ آمده است.

ثابت تلاشی (در سال)	نیمه عمر (سال)	ايزوتوپ
$1.55125X10^{10}$	4.468 X 10 ⁹	²³⁸ 92
9.8485 X 10 ¹⁰	0.7038 X 10 ⁹	²³⁵ ₉₂ U
2.805 X 10 ⁶	2.47 X 10 ⁵	²³⁴ ₉₂ U

جدول ۶-۱: نیمه عمر و ثابت تلاشی ایزوتوپهای اورانیوم (Steiger and Jager, 1977)

در طول چند دهه گذشته، روش های سن سنجی مختلفی بر پایه تلاشی اورانیوم به سرب در تک بلورهای زیرکن معرفی شده است.از جمله این روش ها می توان به تکنیکهای استفاده از ریز پرتوها مانند روش LA-ICPMS،SIMS وSHRIMP اشاره کرد که از درستی و دقّت بالایی برخوردارند و به طور گسترده ای در سن سنجی رادیومتری استفاده می شوند. در این مطالعه، از روش سن سنجی -U Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass) LA-ICP-MS بوسیله تکنیک Spectrometry (Spectrometry ای ماگمایی قوچان اسفراین استفاده شده است. این روش قادر به تخمین سال سن سنجی با دقت بهتر از ۲ ٪ و تفکیک مکانی

چند میکرون می باشد و جزو بهترین روش های سن سنجی سنگ های آذرین محسوب می شود. پس از انتخاب نمونه های سنگی هدف، خردایش و تهیه پودر نمونه ها، جدایش کانی زیرکن با استفاده از تکنیکهای آبشویی، مایعات سنگین، جدایش مغناطیسی و در نهایت جدایش دستی در زیر میکروسکوپ بینوکولار انجام شد .زیرکن های جدا شده جهت آنالیز دستگاهی و اندازه گیری نسبت های اورانیوم به سرب در آزمایشگاه مرکز لیزر کرون آریزونا آماده شدند. نتایج سن سنجی های بدست آمده از این روش در ترسیم نمودارهای سازگاری و میانگین سنی مورد استفاده قرار گرفته اند.

۶–۲– آماده سازی و جدایش زیرکن از نمونه های سنگی میزبان

انتخاب نمونه مناسب سنگ، آماده سازی نمونههای سنگی و جداکردن کانیهای مورد نظر جهت جدایش زیرکن و ارسال آن به آزمایشگاه مورد نظر فرایندی دقیق و پر اهمیت محسوب می شود، زیرا که منجر به کسب نتایج بهتر و قابل استنادتر خواهد شد. نمونه های انتخاب شده تا حد امکان بایستی عاری از هر گونه هوازدگی باشند و یا اینکه بخش های هوازده بایستی جدا گردد. در این تحقیق ابتدا، تعداد چهار نمونه سنگی سالم و مناسب از گنبد های مختلف مورد مطالعه با توجه به گستردگی جغرافیایی آن انتخاب شدند. مشخصات سنگ شناسی و موقعیت جغرافیایی آنها در جدول ۶-۲ و شکل ۶-۱ شرح و ترسیم گردیده است.

جدول ۶-۲- مشخصات سنگ شناسی و موقعیت جغرافیایی نمونه های برداشت شده جهت انجام مطالعات

```
سن سنجی
```

شماره نمونه	X	Y	ترکیب سنگی	محل برداشت نمونه
AR4	۵۷ ۴۹٬۰۳٬	٣۶ [°] ۵۹ ´١۶´´	تراکی آندزیت	گنبد ارسنگ
BR2	۵۸ ۱۵٬۱۱٬	٣۶ [°] ۴λ´١٩´´	تراكىداسيت	گنبد ماهرخ کوه
SHEYKH1	ΔΛ ° ΥΥ΄Υ Ι΄΄	8° 47 74.	داسيت	گنبد شیخ مصطفی
KHN6	۵۸°۰۹′۵۵′′	٣۶°۴٧´١٩´´	داسيت	گنبد کاهان



شکل ۶-۱: موقعیت جغرافیایی نمونه های انتخابی (علامت ستاره) جهت جداسازی زیرکن بر روی نقشه زمین شناسی تهیه شده از منطقه مورد مطالعه (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰ زمین شناسی مشکان) (امینی و خان ناظر، ۱۳۸۰). سپس شستن نمونه توسط آب و خشک کردن آنها انجام گردید. در مرحله بعد شکستن نمونه ها که عمدتا دارای وزن بین ۵–۱۰ کیلوگرم بودن توسط دستگاه سنگ شکن فکی موجود در آزمایشگاه تجزیه کنندگان بلورین آمتیس شرق در مشهد انجام پذیرفت. لازم به ذکر است که برای جلوگیری از هر گونه آلودگی قبل از قرار دادن هر یک از نمونه ها در دستگاه سنگ شکن، دستگاه طی فرایند خردایش توسط شیشه و سپس بادگیری توسط پمپ هوا تمیز می گردید تا از آلوده نبودن آن با نمونههای قبلی اطمینان حاصل گردد. پس از خرد کردن سنگ مرحله پودر کردن بوسیله دستگاه آسیاب میله ای به اندازهای که کانیهای سنگ قابل جدایش باشد در همان آزمایشگاه انجام گردید و هر نمونه به ذراتی با اندازه های بین ۴۰ تا ۲۵۰ میکرومتر پودر شداند.

در ادامه، میزان ۲۰۰ گرم از هر یک از نمونه پودر شده بدون هرگونه تماس با دست به داخل ظرف نگهداری نمونه انتقال داده شد.

زیرکن های مورد هدف در این نمونه ها با استفاده از جدایش مغناطیسی فرانتز و روش مایعات سنگین و در نهایت جدایش دستی در آزمایشگاه کانی سنگین سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی تهران، مورد جدایش قرار گرفتند. با استفاده از روش فرانتز، کانی های غیرمغناطیسی مانند زیرکن و فلدسپارها از کانی های اپک و کانی هایی با خاصیت مغناطیسی ضعیف تر مانند بیوتیت جدا می شوند. در مرحله بعد، با توجه به وزن مخصوص بالای کانی زیرکن (۲/۶–۲/۲ gr/cm³)، از مایعات با وزن مخصوص بالا برای جدایش زیرکن از کانی های غیر مغناطیسی دیگر استفاده شده است. در نهایت، جدایش دستی زیرکن های موجود توسط تیوپ های مخصوص در زیر میکروسکوپ دوچشمی انجام پذیرفت. زیرکن های موجود توسط تیوپ های مخصوص در زیر میکروسکوپ دوچشمی زیرکن استاندارد و شیشه های NIST SPM610 پوشیده شدند و تا زمانی که مرکز دانه ها نمایان شود (جهت آشکار شدن ساختار داخلی آنها)، صیقل داده شدند. قبل از انجام آنالیز ایزوتوپی، به منظور شناسایی مورفولوژی و ساختار داخلی دانه های زیرکن، مطالعه میکروسکوپی با استفاده از میکروسکوپ نوری انجام شده و تصاویر کاتادولومینسانس (CL) بااستفاده از دستگاه مایکروپروپ اسکن الکترونی(SEM) تهیه شده اند. این تصاویر در انتخاب دقیق محل های هدف برای انجام آنالیزهای ایزوتوپی U-TH-Pb بلورها ازاهمیت زیادی برخوردار هستند. تصاویر CL تهیه شده بیانگر اشکال عمدتاً منشوری کوتاه تا طویل، بدون هسته های به ارث رسیده برای دانه های زیرکن هستند که گاهاً از منطقه بندی ترکیبی برخوردارند.

U-Pb – سنسنجی زیرکن به روش - ۳-۶

زیرکن های جدا شده از نمونه ها به آزمایشگاه مرکز لیزر کرون آریزونا انتقال یافت و تمام نمونه های تهیه شده بوسیله پوششی از اپکسی رزین در کنار چندین تراشه از چهار زیرکن استاندارد موجود در این آزمایشگاه(FC, SL-F, SL-mix و R33) قرار گرفتند و سپس بوسیله صیقل دهنده های ۹، ۵، ۳ و ۱ میکرونی، به ترتیب مرحله به مرحله تاکمتر از ۲۰ میکرون صیقل داده شدند. دقت و درست بودن سنهای بدست آمده به کیفیت استاندارد مورد استفاده بستگی دارد.

تصاویر کاتادولومینسانس(CL) بوسیله یک مایکروپروب اسکن الکترونی (SEM) مدل -Hitachi S) (Ritachi S) تهیه گردیدند. تصویر CL ساختار داخلی دانههای زیرکن برش خورده را نشان میدهد. قبل از بررسی های ایزوتوپی به منظور زدودن هرگونه سرب باقیمانده، سطح مقعر نمونه ها بوسیله یک حمام فراصوتی از HNO₃ و HCL یک درصد تمیز گردید.

سن سنجی U-Pb بر روی زیرکن نمونه های موجود در مرکز لیزر کرون آریزونا بوسیله روش -U-Pb سن سنجی Ablation ICP-MS به روش ارائه شده توسط (Gehrels et al., 2008) انجام گردید. این روش قادر است تا سنسنجی به روش اندازه گیری U-Pb را با درستی بهتر از ۲٪ (۲ سیگما) و تفکیک مکانی ۱۵ ات تا ۳۰ میکرون انجام دهد. دراین روش معمولاً از یک پرتو به قطر ۲۵ تا ۳۵ میکرون و اگر لازم باشد در دانههای ریزتر به قطر ۱۰ تا ۱۵ میکرون استفاده می شود. در این دستگاه اشعه لیزر با سرعت یک میکرون در دانههای ریزتر به قطر ۱۰ تا ۵۰ میکرون انجام دهد. دراین روش معمولاً از یک پرتو به قطر ۲۵ تا ۳۵ میکرون و اگر لازم باشد در دانههای ریزتر به قطر ۱۰ تا ۱۵ میکرون استفاده می شود. در این دستگاه اشعه لیزر با سرعت یک میکرون در ثانیه منجر به ساییدگی حفره ای به عمق ۱۵ میکرون در نمونه ها می گردد. میکرون در ثانیه منجر به ساییدگی حفره ای به عمق ۱۵ میکرون در نمونه ها می گردد. (سطح ۲ سیگما) در تعیین سن U²⁰⁶Pb/²³⁸U برای هر آنالیز شده است. همچنین خطاها در تعیین 206Pb/²⁰⁴Pb ²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb منجر به ایجاد عدم قطعیت بین ۱-۲ درصد (سطح ۲ سیگما) در تعیین سن دانه هایی با سن قدیمی تر از ۹۰۰ Maمی شود. این خطاها به مقدار قابل توجهی برای دانه های جوان تر، به خاطر شدت پایین سیگنال ²⁰⁷Pb بیشتر می باشند.

تصحیح رایج مربوط به سرب با استفاده از ²⁰⁷Pb تصحیح شده با جیوه و فرض ساختار سرب اولیه انجام گردیده است (Stacey and Kramers, 1975). بر اساس تغییر در ساختار سرب در سنگ های بلورین جدید، عدم قطعییت ۱.۵ برای Pb²⁰⁶/Pb²⁰⁴ و ۲/۳ برای Pb²⁰⁴Pb برای این مقادیر اعمال شده است.

داده های حاصل از آنالیز ها در جدول ۶–۳ بیان گردیده است. خطای نشان داده شده در این جدول تنها شامل خطاهای اندازه گیری می باشد. آنالیز هایی که دارای ناسازگاری بیش از ۲۰ درصد (با مقایسه سن های $U^{208}U$ و $V^{207}Pb^{207}$ و یا دارای ناسازگاری معکوس بیش از ۵ درصد می باشند، لحاظ نشده اند. نتایج تفسیر سنی در نمودار منحنی سازگاری (Concordia) و متوسط وزنی Pb/U بااستفاده از نرم افزار Isoplot 4.13 (Ludwig, 2008) نشان داده شده است.

لازم به ذکر است که بهترین سن محاسبه شده از ²⁰⁶Pb/²³⁸U برای آنالیزهایی است که در آنها سن ²⁰⁶Pb/²³⁸U کمتر از ۹۰۰Ma بوده و برای مواردی که سن های ۹۰۰Ma Sort ²⁰⁶Pb/²³⁸U دارند در محاسبه سن بایستیاز ²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb استفاده شود.

۶–۴– سن سنجی U-Pb زیر کن های جدا شده از نمونه های سنگی مورد مطالعه نتایج حاصل از آنالیز ایزوتوپی U-Pb دانه های زیر کن جدا شده در این بخش مورد بررسی قرار می گیرد. همانطور که قبلاً توضیح داده شد، جدایش زیر کن از تعداد چهار نمونه سنگ گنبد های مختلف (جدول۶–۲) در نوار ماگمایی نئوژن قوچان- اسفراین تحت آنالیز ایزوتوپی U-Pb به روش -Laser Ablation ICP-MS قرار گرفت. از بین زیرکن های جدا شده از هر نمونه بین ۱۰ تا ۱۶ نقطه انتخاب وآنالیز شد.

داده های حاصل از این اندازه گیری برای ترسیم نمودار های سن سنجی منحنی سازگاری و نیز نمودار میانگین سنی مورد استفاده قرار گرفتند.

جدول ۶–۳ نشانگر داده های حاصل از آنالیز ایزوتوپی U-Pb بر روی زیرکن های جدا شده از تعدادی از نمونه های هدف می باشد. تصاویر کاتودولومینسانس (CL) مربوطه نیز در شکل ۶–۲ آمده است. بررسی زیرکن های انتخاب شده با میکروسکوپ بینوکولار، بیانگر این است که اغلب آنها شفاف، خودشکل، برخی از آنها نیمه خود شکل و دارای منطقه بندی و رنگ صورتی تا زرد و کمی متمایل به قرمز هستند.تمامی خصوصیات ساختاری ذکر شده را می توان به زیرکن های ماگمایی نسبت داد. از طرف دیگر، میانگین نسبت U-D در زیرکن های آنالیز شده برابر با ۲/۳۵ است که بیشتر از این نسبت در زیرکن های دگرگونی (Th/U<0.1) بوده و علاوه بر این، با مقدار این نسبت در زیرکن های ماگمایی سازگاری دارد(com).



شکل ۶-۲: تصاویر CL از نمای نزدیک بلور های زیرکن جدا شده از ۴ نمونه سنگی از گنبد های آداکیتی نوار ماگمایی قوچان – اسفراین. ، الف: تراکی آندزیت گنبد ارسنگ (AR4) ،ب: داسیت گنبد شیخ مصطفی (SHEYKH1)، ج: داسیت گنبد کاهان (KHN6)، د: تراکی داسیت گنبد ماهرخ کوه (BR2) نتایج سن سنجی هر کدام از نقاط بر روی تصاویر مشخص شده است.



شکل ۶-۳: تصاویر CL از نمای نزدیک بلور های زیرکن جدا شده از دو نمونه، الف: داسیتی (SHEYKH1)، ب: تراکی آندزیتی(AR4) گنبد های آداکیتی نوار ماگمایی قوچان – اسفراین. نتایج سن سنجی هر کدام از نقاط بر روی تصاویر مشخص شده است.

آنالیز دانه های زیرکن بر روی نمونه (AR4) با ترکیب تراکی آندزیت نشان می دهد که مقدار اورانیوم (U) از ۲۷۸ تا ۳۲۱۷ ppm و مقدار توریوم (Th) از ۳۴۸ تا ۴۱۲ ppm متغیر است. همچنین نسبت Th/U درگستره ۱/۱ تا ۱/۵ قرار می گیرد که با منشاء ماگمایی این سنگ ها سازگاری دارد. آنالیز انجام شده بر روی زیرکن های نمونه (Sheykhl) با ترکیب داسیت از گنبد شیخ مصطفی واقع در جنوب غرب روستای چکنه نشان می دهد که مقدار اورانیوم (U) از ۲۳۵ تا ۹۱۱ متغیر است. آنالیز ایزوتوپی بر روی ۱۰ نقطه انتخاب شده از دانه های زیرکن این نمونه نشانگر سن های آنالیز ایزوتوپی بر روی ۱۰ نقطه انتخاب شده از دانه های زیرکن این نمونه نشانگر سن های انجام شده، سن سازگاری ۸/۵± ۹/۸ تا ۸۹۵ میلیون سال هستند با توجه به آنالیز های انجام شده، سن سازگاری ۸/۵± ۹/۸ تا ۸۹۲ های ایرار با ۸۵۷ برای زیرکن های این نمونه به دست آمده است. نمودار میانگین سنی نیز سن ۸۹²⁰⁶ برابر با ۸۵۵ ما ۱۰۰ ± ۸/۵۲ و ۲۰/۰ = MSWD و با درصد خطای ۸/۱ ٪ و حد اطمینان ۹۵٪ را نشان می دهد. نمودارهای سازگاری و میانگین سنی درصد خطای ۱/۱ ٪

بر اساس نمودار سنسنجی منحنی سازگاری برای ۱۰ نقطه از دانههای زیرکن جدا شده از نمونه داسیتی (KHN6)، گنبد کاهان واقع در جنوب روستای کاهان، دارای سنهای $^{207}Pb^{235}$ در محدودهای از ۷/۹ تا ۶/۹ میلیون سال هستند. سن سازگاری MSWD = 0/1 با ۸/۵ = 0/10 برای روستای موجود در این سنگ بدست آمده است، نمودار میانگین سنی نیز بیانگر سن $^{206}Pb^{238}U$ برای برای $^{206}Pb^{238}U$ و حد اطمینان ۵۹٪ می باشد برابر با ۲۵۸۸ و ۲/۵۰ + 0/10 و ۲/۵۰ + 0/10 و ۲/۵۰ + 0/10 با ۸/۵ + 0/10 با ۸/۵ + 0/10 برای $^{206}Pb^{238}U$ و حد اطمینان ۵۹٪ می باشد (شکل 8-7 ج، د).

دانه های زیرکن جدا شده از نمونه (AR4) دارای سن های $^{207}Pb/^{235}U$ در محدوده بین AR4) دانه های زیرکن جدا شده از نمونه (AR4) داری و میانگین سنی $^{206}Pb/^{238}U$ زیرکن های این نمونه ۱۷ تا ۲۰/۶۸۸ با $^{10}Pb/^{238}U$ در شکل $^{-9}$ ارائه شده است. با توجه به این نمودارها، سن سازگاری MSWD $^{10}V/^{10}$ با $^{10}NSWD = ^{10}N/^{10}$ با $^{10}NSWD = ^{10}N/^{10}$ با $^{10}NSWD = ^{10}N/^{10}$ و حد $^{10}NSWD = ^{10}N/^{10}$ و با درصد خطای $^{10}N/^{10}$ و حد $^{10}NSWD$ ($^{10}NSWD$ ($^{10}N/^{10}$) $^{10}N/^{10}$ ($^{10}N/^{10}$) $^{10}N/^{10}$) $^{10}N/^{10}$ ($^{10}N/^{10}$) $^{10}N/^{10}$) $^{10}N/^{10}$ ($^{10}N/^{10}$) $^{10}N/^{10}$) $^{10}N/^{10}$) $^{10}N/^{10}$ ($^{10}N/^{10}$) $^{10}N/^{10}$) $^{10}N/^{10}$) $^{10}N/^{10}$ ($^{10}N/^{10}$) $^{10}N/^{10}$) $^{10}N/^{10}$) $^{10}N/^{10}$) $^{10}N/^{10}$) $^{10}N/^{10}$ ($^{10}N/^{10}$) $^{10}N/^{10}N/^{10}$) $^{10}N/^{10}$) $^{10}N/^{10}N/^{10}$) 10

نتایج آنالیز ایزوتوپی بر روی ۱۵ نقطه انتخاب شده از دانههای زیرکن بر روی نمونه (BR2) با ترکیب

تراکی داسیت در گنبد مارخ کوه واقع در جنوب روستای ینگجه، بیانگر محدوده سنی U^{235} از 10^{235} از 10^{235} از 10^{235} Ma 10^{235} Ma 10^{235} Ma 10^{210} شده، سن سازگاری 10^{210} است. نمودار سازگاری ترسیم شده، سن سازگاری MSWD = 10^{216} برابر با MSWD = 7/7 این نمونه نشان میدهد. نمودار میانگین سنی نیز سن MSWD = 7/7 برابر با 10^{215} Pb/238 را نشان می MSWD = 10^{215} برابر با 10^{215} Pb/238 را برای این نمونه نشان میدهد. نمودار میانگین سنی نیز سن 10^{215} Pb/238 را بر با 10^{215} Pb/238 را برای این نمونه نشان می دهد. نمودار میانگین سنی نیز سن 10^{216} Pb/238 را بر با 10^{216} Pb/238 را بر ای این نمونه نشان می دهد. نمودار میانگین سنی نیز سن 10^{216} Pb/238 برابر با 10^{216} Pb/238 را برای این نمونه نشان می دهد. نمودار میانگین سنی نیز سن 10^{216} Pb/238 (Pb/238) Pb/238 (Pb/238) Pb/238 (Pb/238) Pb/238 (Pb/238) Pb/238 Pb/238 (Pb/238) Pb/238) Pb/238 Pb/238 (Pb/238) Pb/238 Pb/23

Analysis	U	²⁰⁶ Pb	U/Th	²⁰⁶ Pb/	± (%)	²⁰⁷ Pb/	± (%)	²⁰⁶ Pb/	±	Age	±(m.y.)			
	(ppm)	/ ²⁰⁴ Pb		²⁰⁷ Pb		²³⁵ U		²³⁸ U	(%)	(Ma)				
Dacite (sample no: Sheykh1: Sheykhmostafa dome)														
Spot 1	744	797	١/٣	۵۵/۵۷۹۵	١٠	•/•• ٨٧	۱۰/۴	•/••14	۴/۶	٩/١	• /۶			
Spot 2	۲۳۵	٧١۶	١/٢	۱۶/۰۸۸۰	٧/٩	۰/۰۰۸۴	٨/٠	•/••1٣	٣/٠	۸/۴	•/٩			
Spot 3	۸۸۳	١٨٣٩	١/٢	۲۳/۷۵۸۱	۲/۷	•/••٨۵	٩/١	•/•• ١٣	٣/٣	٨/۵	•/٨			
Spot 4	۵۱۶	417	•/٨	۸۸/۰۰۴۵	۴۰/۷	•/••*	۷/۲	•/•• ١٢	٣/۴	۸/۴	•/٨			
Spot 5	٩٠٨	۲۰۲۳	١	22/2687	۲/۵	•/••٨١	۱۰/۸	•/••14	4/1	Y/Y	•/٩			
Spot 6	۷۵۹	٩۴٢	•/٨	22/12/2	٣/٨	•/•• ٨٧	٩/٣	•/••1٢	٣/١	λ/Υ	•/٨			
Spot 7	٩١١	5112	١	22/0029	۲/۲	•/•• ٨٩	11/4	•/•• ١٢	۴/۶	٩/٣	•/٨			
Spot 8	۷۷۵	٩٨٠	١/٨	۳۰/۸۱۰۰	۱۰/۵	•/••*	٨/٢	•/•• ١٣	٣/١	۸/۴	•/۶			
Spot 10	89 7	۸۳۵	١/۵	21/2822	4/8	•/•• ٨۶	11/1	•/•• ١٢	۴/۰	٨/۶	•/۵			
Spot 12	٨٠٩	941	۰/۵	۲۷/۰ ۸۶۶	۷/۲	۰/۰۰۸۳	۹/۸	•/••14	۵/۴	۷/۹	•/ A			

جدول ۶-۳ : داده های حاصل از آنالیز ایزوتوپی U-Pb بر روی زیرکن های جدا شده از تعدادی از نمونه های سنگ های آذرین گنبد های نئوژن نوار ماگمایی قوچان-اسفراین.

²⁰⁷Pb/ ²³⁵ U ²⁰⁶Pb/ ²⁰⁴Pb ²⁰⁶Pb/ ²⁰⁷Pb Analysis U/Th ± (%) ± (%) ²⁰⁶Pb/ ± (%) Age (Ma) ±(m.y.) U (ppm) ²³⁸U Dacite (sample no: KHN6: Kahan dome) 2221 18.. ٣/٣ 8.14911 ۱/۳ •/••Y۵ 4/04 •/••118 ٣/٩٩ ٧/١ ۰/۶ Spot 14 ۱۳۵۴ 5.18128 ۱/۱ 7/44 ./.. 127 ٧/٩ 7777 ٣/٧ ۰/۰۰۸۳ ۲/۵۹ ٠/٨ Spot 15 ۲۰/۲۸۴۰ ۱/۴ •/•• ٧٧ ۳/۱۳ •/••)) Y ٣/• ۷/۳ ٠/٩ 1171 ۲۲۵۰ ۴/۵ Spot 18 ۱۷۵۹ ۱۹/۸۰۲۰ ۲/۰ ۱۲۰۸۱ ۵/۶ ۱/۱ ۰/۰۰۸۱ ۱/۷۱ ./... \mathbf{Y}/\mathbf{Y} ۱/۵ Spot 19 2053 ٨٠٢ ۱۰/۰ ۱۹/۸۰۲۰ ۱/۵ •/•• ٧٧ ۳/۲۵ ۳/۳۱ ۷/۳ ۱/۱ Spot 21 999 ۱۸۵۸ ۰/۶ ۱/۴ ۰/۰۰۷۳ ./... ۶/۹ ٠/٣ 5./2205 ۵/۶۲ ۴/۳۱ Spot 22 1778 ۱۷۳۲ ۲/۶ ۲۰/۵۳۳۹ ۱/۳ ٠/٠٠٧٩ ۲/۸۵ •/••)) Y ۲/۵۶ V/Δ ۱/۳ Spot 23 ۱۳۷۰ 1880 ۲/۰ 19/3798 ۱/• •/••٨ ۲/۱۷ •/•• ١١٨ ۲/۸۵ ۷/۶ ٠/٣ Spot 25 ۲۷۸۳ 2746 ۴/۵ 7./4499 ٠/٩ ۰/۰۰۸۱ ۲/۷۷ ./.. 178 ٣/•۴ γ/γ • | ۶ Spot 27 Spot 28 118. 276. 7 • / 7 • 7 • ٠/٠٠٧٩ •/••)) Y ۴/۰ ٠/٩ ۲/۴۶ ۲/۶۳ ٧/۵ ٠/۴

ادامه جدول ۶-۳

Analysis	U	²⁰⁶ Pb/	U/Th	²⁰⁶ Pb/	± (%)	²⁰⁷ Pb/	± (%)	²⁰⁶ Pb/	± (%)	Age	±(m.y.)		
	(ppm)	²⁰⁴ Pb		²⁰⁷ Pb		²³⁵ U		²³⁸ U		(Ma)			
Trachyandesite (sample no: AR4: Arsang dome)													
Spot 36	۲۷۸	۲۳۶۵	•/٨	77/19.8	۲/۵	•/• 189	٨/۶	•/•• ٢٧	٣/۴	۱۷/۵	•/٨		
Spot 37	۳۳۲	۲۵۷۹۹	۲/۴	۲۰/۰۴۹۸	٣/١	•/• ٢ • •	۵/۰	•/••٢٩	۴/۰	۱۸/۷	• /Y		
Spot 38	497	۲۲۸۵۱	۲/۵	۲١/٨۵٩٩	۲/۹	•/• ١٧٢	٣/٩	•/••٢٧	۲/۶	۱۷/۶	۰/۵		
Spot 39	۵۵۹	۱۳۵۵۰	١/٢	71/0700	۲/۳	•/• ١٨٣	٣/۵	•/•• ٢٨	۲/۶	۱۸/۰	•/۵		
Spot 40	1419	4.017	۳/۶	۲۰/۶۵۰۳	۱/۴	•/• ١٨٣	٣/٣	•/••٢٧	۲/۸	۱۷/۶	•/۵		
Spot 41	817	14014	١/٩	7 • /8888	۲/۸	•/• \	١/۴	•/••٢٨	٣/ ١	۱۸/۰	•/۵		
Spot 42	817	۵۰۳۳	١/٢	22/16	۲/۲	•/• 189	۳/۸	•/••٢٧	٣/١	۱۷/۵	۰/۵		
Spot 43	1881	13778	۴/۰	۲۰/۸۳۲۰	۱/۸	•/• ١٨١	۲/۷	•/••٢٧	۲/۰	۱۷/۷	٠/۴		
Spot 44	۵۶۰	82278	۱/۶	۱۸/۶۰۱۶	۲/۳	•/•711	٣/۵	•/••٢٨	۲/۶	۱۸/۳	•/۵		
Spot 45	۷۳۴	۱۲۳۰۵	١/•	۲۰/۷۰۹۰	۲/۷	•/• \ \ Y &	۴/۲	•/••79	٣/٣	۱۷/۰	• /۶		
Spot 47	٧٠٩	8191	۲/۶	22/108	١/٩	•/• ١٧٢	۳/۸	•/••٢٨	٣/٢	۱۷/۷	• /۶		
Spot 48	۵۵۲	8180	۱/۴	८१/७९९१	٣/١	•/•174	۵/۵	•/••٢٧	۴/۶	۱۷/۷	•/٨		
Spot 49	۳۵۲	5114	۲/۰	19/8478	۵/۶	•/• ١٩•	۶/۲	•/••٢٧	۲/۵	۱۷/۴	٠/۴		
Spot 50	۳۵۹	۳۴۳۹۸	۲/۳	T1/0AAT	۲/۸	•/• ١٧٧	٣/۴	•/••٢٨	٣/٢	۱۷/۸	• /۶		
Spot 51	۱۹۹	3040	۱/۶	7./798.	۵/۰	•/• ١٩٣	۵/۹	•/••٢٨	٣/٢	۱۸/۳	• /۶		

ادامه جدول ۶-۳

Analysis	U	²⁰⁶ Pb/	U/Th	²⁰⁶ Pb/	±	²⁰⁷ Pb/	± (%)	²⁰⁶ Pb	±	Age	±(m.y.)	
	(ppm)	²⁰⁴ Pb		²⁰⁷ Pb	(%)	²³⁵ U		^{/238} U	(%)	(Ma)		
Trachydacite (sample no: BR2: Mahrokh kooh dome)												
Spot 63	221	۸۱۷۸۴	۴/۱	18/9822	١/٢	•/• 18808	۲/۶۱	•/•• ٢٣٢	۴/۳۲	۱۵/۲	• /Y	
Spot 64	۵۳	۹۵۱	٢/٢	24/9822	٨/١	·/· 1880	4/•4	۰/۰۰۲۵۰۸	٣/٩٨	18/8	• ۶	
Spot 65	188	5422	۲/۴	۲١/٨۵٩۵	۵/۲	•/• ١٣٩٧١	۲/۸۶	•/•• ٢٣٣	۲/۵۷	۱۳/۹	•/۵	
Spot 66	۶q.	110.48	• /Y	۲۱/۳۹۴۸	۲/۲	•/•10•94	۲/۴۵	•/•• ٢٣٩۶	۲/۵۹	۱۵/۴	• /۶	
Spot 67	8717	27419	Y/A	2.16976	١/٧	•/• \&• &V	۲/۱۶	•/•• ٢٣۴١	۲/۸۴	18/1	• /۶	
Spot 69	۲۳۸	1194.	۲/۷	21/2282	۴/۲	•/• 15477	٣/١۴	•/••74	۳/۰۵	۱۴/۷	• /Y	
Spot 70	141	78881	١/١	۱٩/۵۳۷۱	١/۴	•/• ١٣۶۵٢	۲/۷۸	•/••٢٣١۴	۳/۰۵	14/1	• /Y	
Spot 71	۶۷۸	۸۸۳۱	٣/١	18/1122	۶/۱	•/• 149•1	۱/۷۰	•/•• ٢٣۴٢	۲/۰۴	۱۵/۶	•/٨	
Spot 72	٩٢	98781	١/٨	19/2794	۵/۳	•/• ١٧٨٢۶	۲/۴۷	•/••7444	7/87	۱۵/۴	٠/۴	
Spot 73	474	20276	۴/۴	१९/४४९४	1/2	•/• 14888	۳/۲۴	•/••7741	۳/۳۰	۱۵/۷	•/۵	
Spot 74	188	2006	١/٧	۲۰/۸۷۶۹	٧/٠	•/• ١٣٩٢٩	۲/۷۵	•/•• ٢٣۵۴	۳/۲۲	۱۵/۰	•/۵	
Spot 76	١٠٧١	78786	٣/١	۲۰/۵۱۵۸	١/٧	•/• 14190	۴/۵۲	•/•• ٢٣۴۵	۴/۵۶	۱۵/۷	•/۵	
Spot 77	1417	٧٣۶٩۶	۲/۲	۲۰/۲۷۷۰	١/٧	•/• 15788	۵/۱۶	•/••٢٣٠٩	۲/۵۲	۱۵/۱	•/۵	
Spot 78	40.	4714	۲/۱	21/8280	٣/۴	•/• 14479	٣/٢۵	•/•• ٢٣۶٨	۳/۱۸	18/4	• /۶	
Spot 79	201	۳۳۷.	١/٠	۲۳/۲۵۹۹	٣/۵	•/• 18•37	۴/۹۲	•/••7489	٣/١٧	18/0	• /۶	

ادامه جدول ۶-۳



شکل ۶-۴ : نمودارهای سازگاری و میانگین سنی ترسیم شده بر اساس داده های حاصل از آنالیزهای ایزوتوپی به روش U-Pb بر روی زیرکن های استخراج شده از سنگ های آداکیتی نوار ماگمایی قوچان-اسفراین. الف، ب: داسیت گنبد شیخ مصطفی(SHEYKH1) . ج، د: داسیت گنبد کاهان (KHN6). ه، و: تراکی آندزیت گنبد ارسنگ(AR4). ز،ح: تراکی داسیت گنبد ماهرخ کوه (BR2) .

U-Pb تحليل نتايج سنسنجى √−8

با توجه آنالیز های انجام شده بر روی مجموع دادههای سنی گروههای سنگی انتخاب شده در نوار ماگمایی قوچان- اسفراین، محدوده سنی ۱۷/۸±۰/۱۵Ma تا ۷/۲۴±۰/۲۵Ma بدست آمده است. بر اساس مقایسه این سنهای بدست آمده با جدول زمانی زمین شناسی، سن این سنگها معادل با ميوسن پيشين تا ميوسن پسين (Burdigalian-Langhian-Serravallian-Tortonian) مىباشد. همچنین نتایج سن سنجی بر روی ماگماهای آداکیتی در سایر نقاط ایران نیز ارائه شده است. سن بدست آمده توسط (Spies et al. (1983 به روش K-Ar برای سنگ های آذرین بین منطقه ی سبزوار تا قوچان در جدول ۶–۴ آورده شده است که از ۲/۱ ± ۴۲/۵ برای سنگ های آندزیتی منطقه سبزوار تا $1/5 \pm 1/7$ برای سنگ های اسیدی منطقه قوچان می باشد. سن بدست آمده توسط قاسمی و همکاران (۱۳۸۹) نیز در یک نمونه داسیتی (۱۰/۳± ۱۰/۶) و در یک نمونه ریولیتی (۱۲Ma) ۲/۳۳) میلیون سال می باشد (جدول ۶–۵). با توجه به بررسی های صورت گرفته سن سنگ های مورد مطالعه در سنگ های حدواسط آندزیتی /تراکی آندزیتی که معمولاً قاعده گنبد های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان – اسفراین را تشکیل می دهند بیشتر از نمونه های تراکی داسیتی/داسیتی و ريوليتي مي باشد. سن نمونه هاي منطقه بالاخص نمونه هاي داسيتي منطقه همخواني بسيار نزديكي با داده های بدست آمده از قاسمی و همکاران (۱۳۸۹) دارا می باشد. لذا با توجه به طیف سنگی و سن های بدست آمده از روش های U-Pb و K-Ar می توان نمونه های سنگی گنبدهای نیمه عمیق نئوژن نوار ماگمایی قوچان- اسفراین را از ابتدای میوسن تا انتهای پلیوسن در نظر گرفت. طی مطالعات قبلی صورت گرفته بر روی سنگ های آذرین نیمه عمیق حد فاصل قوچان – اسفراین Baumann et al., 1983; Spies et al., 1983)؛ فتاحی، ۱۳۸۲؛ تنها، ۱۳۸۸؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹؛ Shabanian et al., 2012) این سنگ ها دارای ماهیت آداکیتی و با ترکیب آندزیت تا ریولیت معرفی شده اند. به اعتقاد آنها این گنبدهای آداکیتی دارای ماهیت کالکآلکالن هستند، غالباً از نوع پر سیلیس میباشند و از ذوب یک منشأ آمفیبولیتی سرچشمه گرفتهاند. بر اساس این نتایج سنسنجی و
وجود ماگماتیسم جوان در قسمت شمالی منطقه، مهاجرت جبهه آتشفشانی از نوار افیولیتی سبزوار به سمت شمال در کمان ماگمایی قوچان – اسفراین محرز به نظر می رسد.

شماره نمونه	$\frac{\operatorname{scc}\operatorname{Ar}^{40\operatorname{Rad}}}{\operatorname{gmx}10^{-5}}$	% Ar ^{40Rad}	% K	سن ایزوتوپی (میلیون سال)						
داسیت و ریولیت										
****	•/178	۲۵/۰	١/٧١	$\lambda \lambda / \lambda + \lambda / 9$						
1011	•/177	۲۶/۳	١/٧٣							
V)#1	•/17٣	86/8	١/٣۵	r/s + 1/r						
	·/١٢۵	۱۷/۳	١/٣٣							
VTAI	•/• \ ۵	۱۳/۳	١/٣٣	$\gamma/4 + \cdot/10$						
	•/• \ ۵	۱۱/۸	١/٣۴							
۷۲۸۲	• / • A \	۲۱/۳	۰/٨١	$\Gamma/\lambda \pm 1/\Gamma$						
	•/• \ Y	١٣/٧	• /A 1							
٧٢٩٣	•/•14	٩/٣	۱/۲۶	۲/۷ ± ۰/۲						
	•/• 17	۴/۹	١/٢۵							
۷۳۱۱	•/• TA	۱۰/۰	۱/۴۰	キ /タ±・/タ						
	•/• ٢٢	١٢/٩	۱/۴۰							
٧٣۴٢	·/17۵	48/4	١/٧٠	$\lambda/\Delta \pm \cdot/9$						
	•/17•	۲٩/٠	١/۶٩							
7351	۰/•۵۶	۳۱/۶	۱/۴۵	$1 \cdot / \Upsilon \pm \cdot / \Delta$						
	•/• \ \	١٩/٧	1/41							
٨٠۴١	•/•٣۴	۶۲/۵	۲/۲۵	٣ ۶/λ ± 1/٩						
	•/•٣۴	۶۹/۰	۲/۲۳							
٨٠۶١	•/١٩۵	۴۷/۱	١/٢١	ギ リ/1 ± Y/1						
	•/٢••	۵۹/۵	١/٣٣							
A188	•/•٩•	48/4	•/٩١	$\Delta/\epsilon \pm 1/\epsilon$						
	•/• ٩٢	۵۱/۳	•/٩٢							
۸۱۷۳	۰/۲۶۸	88/1	۲/۱۷	Ψ1/V±1/۶						
	• /TVT	۶۲/۷	۲/۱۷							

جدول ۶- ۴: نتایج تعیین سن سنگ های آذرین نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان- اسفراین و سبزوار به روش پتاسیم- آرگون توسط (Spies et al. (1983).

	آندزيت									
۳۴۵۸	•/• ۸۲	۵۰/۰	۰/۴۸	۴۲/۵ ± ۲/۱						
	•/•YA	۵۰/۵	۰/۴۸							
۷۳۸۱	•/\۴٧	۲۲/۰	۱/۰۳	$\gamma_{\Lambda} = 1/\Lambda$						
	۰/۱۴۵	۲۱/۰	۱/۰۴							
	سنگ های آلکالن (بازالت های نئوژن)									
8999	•/178	۲۵/۰	١/٧١	$\lambda/\Delta \pm \cdot/9$						
	•/١٢٢	٧۶/٣	١/٧٣							
٨١٢٢	•/\\\\	۴۵/۹	۱/۱۰	75/7 土 1/17						
	•/\\\\	۵۶/۹	۱/۱۰							
٨٣۴٢	•/٣١٧	۶۴/۵	٣/۶۵	۲۲/۳± ۱/۱						
[• /٣٢ ١	۶۴/۷	٣/۶٨							

جدول ۶- ۵: نتایج تعیین سن سنگ های آذرین نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان-اسفراین و سبزوار به روش پتاسیم- آرگون توسط قاسمی و همکاران (۱۳۸۹).

شماره نمونه	نوع سنگ	وزن نمونه گرم	K2O %wt	³⁶ Ar exp 10 ⁻⁹ Cm ³	⁴⁰ Ar*%	⁴⁰ Ar gr 10 ⁻⁹ Cm3	سن نمونه میلیون سال
FM.9	تراكيت	١/٠٠٩١	١/٨٢	1/194	۲۷/۶	١/٣٣٧	۲/۲۹±۰/۰۸
FM.9	ريوليت	•/9•9•	١/٨٢	١/٢٤٠	19/4	1/400	۲/۳۳±۰/۱۲
FM.37	تراکی آندزیت	۱/۰۰۹۲	۱/۵۲۰	١/٧۴٨	۱۹/۸	1/787	۲/۵۷±۰/۱۳
FM.35	داسيت	•/8188	١/۶٩٠	•/985	۵۶/۷	۵/۸۱۴	۱ • <i>/۶</i> ± • <i>/۳</i>
FM.29	اليوين بازالت	١/• ١٨٢	١/٧٨٠	۲/•۶۸	۶۵/۲	11/26.	۱۹/۵±۰/۵

طی سالهای اخیر(U/Pb بر روی دانه های Rossetti et al. (2014) بر روی دانه های زیرکن و نیز تعیین سن U/Pb بر روی میکای سفید و آمفیبول بر روی واحد های سنگی آذرین در منطقه سلطان آباد (جنوب نوار ماگمایی قوچان – اسفراین) ، سن انتهای پالئوسن – ابتدای ائوسن را برای این سنگ ها به دست آوردند.

در منطقه مقیسه واقع در جنوب غرب سبزوار، گنبدهای آداکیتی نیمه عمیق، در گروه آداکیتهای پرسیلیس (HSA) قرار می گیرند (فتح آبادی، ۱۳۹۳). با مطالعات دقیق سنسنجی به روش U-Pb ماگماتیسم آداکیتی منطقه سبزوار با دامنه سنی ۹۸/±۴۰/۸۶ تا ۱±۸/۵۸ میلیون سال (ائوسن میانی) میباشد (جمشیدی، ۱۳۹۴)، که مجموعه افیولیتی کرتاسه- پالئوسن و سنگهای آتشفشانی- رسوبی ائوسن را قطع کردهاند.

(2016) Shafaii Moghadam et al., با بررسی سنگ های ولکانیکی زون سبزوار سن آنها را ۴۵-۴۷ میلیون سال در نظر گرفت و آنها را حاصل تحول مجموعه کالک آلکالن به آداکیتی همراه با تفریق ماگمایی و به ویژه تفریق آمفیبول دانست.

محدوده سنی ۲/±۳۵/۵۵ تا ۴۱/۴±۰/۴ میلیون سال برای گروههای سنگی مختلف در نوار ماگمایی ترود – احمدآباد توسط یوسفی (۱۳۹۶) در نظر گرفته شده است. بر اساس مقایسه این سنهای بدست آمده با جدول زمانی زمین شناسی، سن این سنگها معادل با ائوسن میانی- بالایی در نظر گرفته می شود.

از نمونه آداکیتهای موجود در سایر نقاط ایران میتوان به آداکیتهای موجود در منطقه طارم– علیا اشاره کرد. سن این سنگهای مونزونیتی ۸/ ± ۳۵/۷ تا ۵/ ± ۳۷/۷ میلیون سال بدست آمده است. این سنگها متعلق به نوار ماگمایی البرز شرقی میباشد (Nabatian et al., 2016).

در منطقه جنوب غرب بیرجند، فرورانش ورقه یا ورقههای اقیانوسی نئوتتیس به زیر منشورهای بهم افزوده، همراه با فرایندهای آبزدایی، دگرگونی و ذوب ورقههای اقیانوسی فرورونده، رسوبات همراه و تا حدودی متاسوماتیسم گوه گوشتهای واقع بر روی آنها، مذابهایی را تولید کرده که در نهایت به تشکیل گنبدهای آداکیتی ، منجر شده است (دلاور و همکاران، ۱۳۸۹؛ زرین کوب و همکاران، ۱۳۹۰؛ محمدی گورجی ۱۳۹۱). برای نمونه، زرین کوب و همکاران (۱۳۸۷) برای گنبد آداکیتی سن ۴۶/۰ ± ۱۹/۱۶ را گزارش کردهاند.

سنگ های آداکیتی با سن های جوان در بخش های شمال غرب ایران که توسط (2007) Jahangiri (2007) و (2000) Ahmadzadeh et al. (2010) و (2010) Ahmadzadeh et al. (2010) و (2010) مالا و در منطقه انار در بخش مرکزی ایران واقع در پهنه ماگمایی ارومیه - دختر مطالعه شده است دارای سن های جوان (میوسن تا پلیوسن) مشابه نوار ماگمایی قوچان – اسفراین می باشند. با توجه به روابط چینه نگاری و نتایح سن های رادیوژنیک به دست آمده، محدوده است اسفراین می باشند. با توجه به روابط چینه نگاری و نتایح سن های رادیوژنیک به دست آمده، محدوده است اسفراین می باشند. با توجه به روابط چینه نگاری و نتایح سن های رادیوژنیک به دست آمده، محدوده است اسفراین می باشند. با توجه به روابط چینه نگاری و نتایح سن های رادیوژنیک به دست آمده، محدوده است (2010) مای سنی بین ۱۰تا ۱ میلیون سال برای ماگماتیسم این بخش از ایران در نظر گرفته شده است(2010) می سنی بین ماتا ۱ میلیون سال برای ماگماتیسم این بخش از ایران در نظر گرفته شده است(2010) می بنی بخش از ایران در نظر گرفته شده است(2010) می بیختگی ورقه فرورو در زیر بخش مرکزی – جنوبی زاگرس نسبت داده اند که نشان دهنده را با جداشدن و انفصال ورقه نئوتتیس زیر منطقه انار و احتمالاً شمال غرب ایران است (2010)

فصل ہفتم



۷–۱– مقدمه

در مبحث پتروژنز، ویژگی های خاستگاه و محیط زمین ساختی سنگ های مورد مطالعه، محل منشأ و چگونگی تشکیل ماگمای سازنده آنها و سپس چگونگی تشکیل و الگوی تکتونوماگمایی تشکیل این سنگ ها مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

شناخت جنبههای مختلف یک فعالیت ماگمایی و پی بردن به پتروژنز سنگهای آذرین زمانی میتواند بهترین نتایج را در بر داشته باشد که بتوان ارتباطی منطقی بین نتایج حاصل از برداشتهای صحرایی، مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمی برقرار کرد.

۲-۷- ماگماتیسم آداکیتی و خصوصیات سنگ شناسی آداکیت ها

واژه آداکیت، نخستین بار توسط (Kay (1978) و سپس توسط (1990) آندزیت – داسیت – ریولیت) یا برای تشریح گروهی از سنگهای سرشار از سیلیس آتشفشانی (آندزیت – داسیت – ریولیت) یا نفوذی (دیوریت – تونالیت – ترونجمیت – گرانودیوریت – گرانیت) موجود در کمانهای ماگمایی سنوزوئیک مرتبط با فرورانش لیتوسفر اقیانوسی استفاده شد. به نظر این پژوهشگران، ماگمای سازنده این سنگها از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده جوان داغ (با سن کمتر یا مساوی ۲۵ میلیون این سنگها از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده جوان داغ (با سن کمتر یا مساوی ۲۵ میلیون سال) در رخساره گارنت آمفیبولیت یا اکلوژیت حاصل شده است. آداکیتها دارای ویژگیهای زمین-شیمیایی بارز به این شرح هستند: %.SiO2<26 و %.Matol دارای ویژگیهای زمین-شیمیایی بارز به این شرح هستند: %.SiO2<26 و %.Matol دارای ویژگیهای زمین-ایالا(۳۰۰۹)، مقادیر بالای (میرایی ایرز به این شرح هستند: %.Yawt. کور/Na2O و گاها مقادیر بالای بالا(۳۰۰۹)، مقادیر ۲۰ میلین(۲۰۸۰۰)، نسبت ۲۵/۵۵ و گاها مین(۲۰۰۰)، مقادیر بالای (۲۸ میلیو)، ایلین(۲۰۰۰)، نسبت ۲۵/۵۵ و پائین(۳۰۰۰۰)، مقادیر بالای

آداکیت های برای تعریف سنگ های آذرین درونی و بیرونی غنی از سیلیکات با نسبت های Sr/Y و La/Yb زیاد که در اثر ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورنده به زیر کمان آتشفشانی در مناطق فرورانش جوان شکل می گیرند، به کار برده می شود (Castillo, 2006). طبق نظر . (2001) آداکیت نوعی ماگمای اسیدی غنی از آب می باشد که در شرایط فشار بخار آب بالا تشکیل شده است.

غالب سنگ های سیلیسی کمان سنوزوئیک که توسط (Defant & Drummond, 1990) معرفی شدند حاوی میزان Mgo کمتر از ۳ درصد وزنی هستند. بنابراین، محدوده ترکیبی سنگ های آداکیتی از ماگماهای سیلیسی اولیه مشتق شده از ذوب پوسته بازالتی فرورونده جوان تا ماگماهای آندزیتی منیزیم دار تولید شده از طریق تعادل ماگماهای سیلیسی مذکور با پریدوتیت گوه گوشته ای تغییر می کند (Defant & Drummond, 1990). فازهای کانیایی معمول در سنگ های آداکیتی غالباً شامل فنوکریست های پلاژیوکلاز دارای منطقه بندی، هورنبلند و بیوتیت است. فنوکریست های ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن حضور ندارند (2005 Amitin et al., 2005) و تنها در آندزیت های مافیک یافت شده در آلئوسین و مکزیک شناسایی شده اند(1978 به به شمار می آندزیت های مافیک یافت شده در آلئوسین و مکزیک شناسایی شده اند(2017 ها به شمار می روند (2005 Amitin et al., 2005).

با مقایسه مقادیر بالای Rb،Sr و عدد منیزیم (#Mg) و نسبت هایی همچون Rb،Sr و Rb/La، K/La در Sr/Y به همراه مقادیر پایین عناصر Nb،Ta و Yb و نسبت هایی مانند Ba/La، K/La، K/La در (جدول۵–۱) با این مقادیر در ماگماهای آداکیتی شباهت های زیادی بین آنها آشکار می کند. این مقادیر تداعی کننده مذاب های حاصل از فرورانش پوسته اقیانوسی می باشند (Sen and Dunn, معادیر تداعی کننده مذاب های حاصل از فرورانش پوسته اقیانوسی می باشند (1994). (1994) معادیر این این این مقادیر در ماگماهای آداکیتی شباهت های زیادی بین آنها آشکار می کند. این مقادیر تداعی کننده مذاب های حاصل از فرورانش پوسته اقیانوسی می باشند (Sen and Dunn, می این این این این این مقادیر در ماگماهای ترکیتی می باشند (Sen and Dunn, می می باشند مذاب های حاصل از فرورانش وسته اقیانوسی می باشند (Sen and Dunn, مقادیر تداعی کننده مذاب های حاصل از فرورانش وسته اقیانوسی می باشند (Sen and Dunn, مقادیر تداعی کننده مذاب های حاصل از فرورانش وسته اقیانوسی می باشند (Sen and Dunn, معادیر تداعی کننده مذاب های حاصل از فرورانش وسته اقیانوسی می باشند (Sen and Dunn, معادیر تداعی کننده مذاب های حاصل از فرورانش وسته اقیانوسی می باشند (Sen and Dunn, معادیر تداعی کننده مذاب های حاصل از فرورانش وسته اقیانوسی می باشند (Sen and Dunn, معادیر تداعی کننده مذاب های حاصل از فرورانش وسته می می باشند (Sen and Dunn, معادی ترکیر سنگ های نیمه عمیق کمان ماگمایی قوچان – اسفراین عمدتاً آندزیتی تا ریولیتی بودند که این ترکیب می توند به عنوان یک ترکیب سنگ شناسی ایده آل

برای آداکیت های حاصل از مذاب های ورقه فرورانش محسوب شود (Rapp and Watson, 1995). با توجه به نمودار Y در مقابل Sr/Y از (Drummond and Defant, 1990) نمونه های سنگی گنبدهای نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان –اسفراین در محدوده ترکیبی آداکیت ها و دور از محدوده سنگ های معمول کمان یعنی آندزیت، داسیت و ریولیت (ADR) قرار می گیرند (شکل ۲-۱). (2003) Martin and Moyen براساس محتوی سیلیس موجود در سنگ، دو نوع ماگمای آداکیتی یکی غنی از سیلیس (HSA) و دیگری با سیلیس پائین (LSA) معرفی کردند که به ترتیب با آداکیت های شناسایی شده توسط (Defant and Drummond, 1990) و آندزیت های منیزیم دار (1978) (1978) سازگار هستند. این دو گروه آداکیتی از نظر خصوصیات کانی شناسی، ژئوشیمیایی و پتروژنز با هم متفاوتند که در این بخش به اختصار مورد بررسی قرار گرفته اند.



Y ۲-۱: موقعیت نمونه های گنبد های نیمه عمیق نوار ماگمایی نئوژن قوچان⊣سفراین در نمودار Sr/Y در برابر Y از Drummond and Defant (1990).

HSA) ا-۲-۲ آداکیت های سیلیس بالا

همانگونه که ذکر شد سنگ های آداکیتی بنابر بر اساس میزان سلیس توسط (2005) Martin et al. (2005) به دو دسته آداکیت های سیلیس پایین (LSA) تقسیم بندی می شوند. این گروه از آداکیت ها، با ترکیب آندزیت هورنبلنددار تا داسیت و ریوداسیت، فاقد فنوکریست های پیروکسن هستند. آداکیت های پرسیلیس به عنوان مذاب های حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده با ترکیب اکلوژیت یا آمفیبولیت گارنت دار در فشار معادل با محدوده پایداری گارنت تفسیر می فرورونده با ترکیب اکلوژیت یا آمفیبولیت گارنت دار در فشار معادل با محدوده پایداری گارنت تفسیر می فرورونده با ترکیب اکلوژیت یا آمفیبولیت گارنت دار در فشار معادل با محدوده پایداری گارنت تفسیر می شود که در طول صعود از گوه گوشته ای با پریدوتیت آن واکنش داده اند (2005). (Martin et al., 2005) می شود که در طول صعود از گوه گوشته ای با پریدوتیت آن واکنش داده اند (2005). می شود می در خلال صعود از میان گوه گوشته ای، پریدوتیت آن واکنش داده اند (2005). (Rapp et al., 1999).

خود نیز به مرور مصرف می شود. زمانی که نسبت مذاب ورقه فرورو به پریدوتیت بالا باشد، در خلال متاسوماتیسم تمام مذاب مصرف نمی شود، بنابراین مذاب آلایش یافته (با ترکیب آداکیت) صعود کرده و به درون پوسته و یا به سطح می رسد. ولی اگر این نسبت پائین باشد، تمام مذاب در واکنش متاسوماتیسمی مصرف می شود بدون اینکه مذاب آداکیتی به سطح برسد. حضور ادخال هایی با مهیت آداکیتی درون نودول های پریدوتیتی علی رغم فوران مذاب آداکیتی در جزیره باتان تأییدی ماهیت آداکیتی در جزیره باتان تأییدی ماهیت آداکیتی درون نودول های پریدوتیتی علی رغم فوران مذاب آداکیتی در جزیره باتان تأییدی بر این مطلب است (دون نودول های پریدوتیتی علی رغم فوران مذاب آداکیتی در جزیره باتان تأییدی شاخص مذاب های ورقه ای مطلب است (Schiano et al., 1995). به طور کلی می توان گفت که آداکیت های پرسیلیس شاخص مذاب های ورقه ای حاصل از ذوب سنگ های مافیک و رقه اقیانوسی فرورونده در فشار بالا (گستره پایداری گارنت = رخساره های اکلوژیت و یا گارنت آمفیبولیت) هستند (جمشیدی، ۱۳۹۴). (گستره پایداری گارنت = رخساره های اکلوژیت و یا گارنت آمفیبولیت) هستند (جمشیدی، ۱۳۹۴). شباهت ژنوشیمیایی زیادی وجود دارد. علی رغم اون که میوشانی ژنوشیمیایی، آداکیت ها در مقایسه بالا مین آداکیت های مافیک و رقه اقیانوسی فرورونده در فشار بالا (گستره پایداری گارنت = رخساره های اکلوژیت و یا گارنت آمفیبولیت) هستند (جمشیدی، ۱۳۹۴). شباهت ژنوشیمیایی، آداکیت های پرسیلیس و سری های تونالیت – ترنجمیت – گرانودیوریت (TTG) اواخر آرکئن مشاهت ژنوشیمیایی، آداکیت ها در مقایسه با مین آداکیت های پرسیلیس و سری های تونالیت – ترنجمیت – گرانودیوریت (TTG) اواخر آرکئن شباهت ژنوشیمیایی، آداکیت ها در مقایسه با می قری آداکیت های پرسیلیس و سری های مقادیر بالای Ma S. و می از و می وره می شوند. به نظر شیام ماینی میوسید زاده می شود. در مایس می شوند. به نظر مایس مایم مایس مایس مایمای آداکیتی ها در مایس می مورد زور بخشی ورمه ای آداکیتی پر سیلیس عمدتاً از ذوب بخشی ورمه اولی می ورور و تولید می شوند. در حالیکه، ماگاهای آداکیتی پر سیلیس عمدتاً از ذوب بخشی ورمه ورمه می ورور و تولید می شوند (جمشیدی، ۱۳۹۴).

۲-۲-۷ آداکیت های سیلیس پائین (LSA)

در ابتدا تصور می شد که آداکیت ها در حاشیه های همگرای جوان وجود دارند و حاصل ورقه های داغ اقیانوسی فرورانده شده می باشند. ولی اخیرا (2012) Castillo آداکیت هایی معرفی کرده است که حاصل ذوب گوشته متاسوماتیسم شده پریدوتیتی تحت عنوان آدکیت های کم سیلیس(LSA)، می باشند.

گدازه های LSA با ترکیب آندزیتی و بازالتی حاوی فنوکریست پیروکسن بوده و دارای ترکیبات ناسازگار با ذوب بازالت هستند. این گروه آداکیتی از مذاب حاصل از ذوب پریدوتیت گوشته ایی متاسوماتیسم شده حاصل می شوند که ترکیب آن در اثر واکنش با مذاب ورقه اقیانوسی (در نسبت مذاب به پریدوتیت پائین) تغییر کرده است (Martin et al., 2005). سنگهای آداکیتی سیلیس پایین، معمولاً دارای ۵۰ تا ۶۰ درصد SiO هستند، در حالی که سنگهای آداکیتی سیلیس بالا، دارای میزان SiO بیشتر از ۵۶ درصد میباشند (Moyen, 2009). با توجه به جدول ۲-۱ و نمودارهای تمایز انواع آداکیت ها (شکل ۲-۲ الف و ب) معرفی شده توسط با توجه به جدول ۲-۱ و نمودارهای تمایز انواع آداکیت ها (شکل ۷-۲ الف و ب) معرفی شده توسط (2005) Martin et al. (2005) ، سنگ های مورد مطالعه در گروه آداکیت های غنی از سیلیس (HSA) طبقه بندی می شوند.

جدول۷-۱: ویژگی های ژئوشیمیایی سنگهای آداکیتی از دیدگاه (2012) Castillo و مقایسه آن ها با ویژگی های سنگهای آذرین گنبد های نیمه عمیق نوار ماگمایی نئوژن قوچان⊣سفراین.

آداکیتهای منطقه قوچان - اسفراین	احتمال ارتباط با ذوب ورقه اقیانوسی بازالتی فرورونده	معیارهای شاخص آداکیتها
-	دیت ذوب بخشی فشار بالای اکلوژیت یا آمفیبولیت	SiO2>28 wt%
SiO ₂	تداخل مذاب حاصل از ذوب بخشى پوسته اقيانوسي	SiO₂= ۵۴ تا ۵۸ wt%
(۵۹/۸۸ تا ۷۵/۶۳ درصد)	اکلوژیتی و یا رسوبات فرورانده شده با گوه گوشتهای	
	بالای ورقه فرورانده شده (زو و همکاران، ۲۰۰۰)	
به طور میانگین۱۷/۹۵ درصد	ذوب بخشي فشار بالاي اكلوژيت يا أمفيبوليت	Al ₂ O ₃ >15 wt%
به طور میانگین ۴/۰۷ درصد	به همراه Ni پایین چنانچه حاصل ذوب اولیه باشد،	MgO < ♥ wt%
	از گوشته پریدوتیتی منشا نگرفته است.	
به طور میانگین ۳/۰۲ درصد	به همراه Ni و Cr بالا، ذوب تعادلی	MgO > r wt%
	یا ذوب بخشی پریدوتیت	
به طور میانگین ۵/۱۱ درصد	ذوب بخشی فشار بالای اکلوژیت یا آمفیبولیت	$Na_2O > r wt\%$
به طور میانگین ۴۲۰ پی پی ام	ذوب پلاژیوکلاز یا نبود پلاژیوکلاز در باقیمانده	Sr >۳۰۰ پی پی ام
به طور میانگین ۱۴/۰۳ پی پی ام	دلالت بر وجود گارنت، هورنبلند و کلینوپیروکسن	۱۰>Y پی پی ام
	در محل منشاء	
میانگین ۴۶/۵۷	دلالت بر وجود گارنت، هورنبلند و کلینوپیروکسن	Sr/Y>7•
	در محل منشاء	
۱/۵۴ پی پی ام	با محتوای REE سنگین پایین،	۲ ۰ > ۲b پی پی ام
	دلالت بر وجود گارنت در محل منشاء	
میانگین ۲۵/۶	غنی شدگی REE سبک نسبت به سنگین،	La/Yb >۲۰ پی پی ام
	دلالت بروجود گارنت در محل منشاء	
مقادير پايين Ti، وNb و HFSE	در بیشتر گدازههای کمانی، فاز Ti یا هورنبلند	مقادیر پایین Ti، وNb و HFSE
	در محل منشاء	



۲-۷: موقعیت نمونه های سنگ های آذرین گنبد های نیمه عمیق نوار ماگمایی نئوژن قوچان-اسفراین در نمودار شناسایی آداکیتهای پرسیلیس (HSA) از کم سیلیس (LSA) الف: نمودار MgO در برابر SiO₂ (HSA) از کم سیلیس (2015). 2005). ب: نمودار Sr در برابر Sr + NaO از (2012) (Castillo که نشانگر قرار گرفتن آنها در گروه HSA می باشد.

۷-۳- محیط زمین ساختی سنگهای نوار ماگمایی قوچان- اسفراین

بدون شک میتوان اظهار داشت که یکی از مناسبترین روشها برای تشخیص محیطهای تکتونیکی تشکیل ماگما، استفاده از دادههای ژئوشیمیائی میباشد. این اندیشه در ابتدا توسط Pearce and Cann (1973) مطرح شد. نامبردگان نشان دادند که میتوان سنگهای تولید شده در جایگاههای متفاوت تکتونیکی را به کمک دادههای ژئوشیمیائی از همدیگر جدا نمود. آنها در این راستا، نمودارهای متمایز کننده تکتونوماگمائی را پیشنهاد کردند. برای سهولت درک نمودارهای متمایز کننده، در بیشتر آنها به جای مجموع چند عنصر، از عناصر منفرد به عنوان تابع متمایز کننده استفاده میگردد. در بررسیهای ایشان، عناصر Tr، Tr، Y، dN و Sr به عنوان شاخصهای بسیار مؤثر در تعیین محیطهای تکتونیکی مختلف، به کار گرفته شدهاند. اهمیت ویژه عناصر کمیاب، غیر متحرک بودن آنها در اغلب شرایط گرمابی میباشد. هر چند در همه نمودارهای متمایز کننده، عناصر کمیاب، مورد استفاده قرار نگرفته و نیز در میباشد. هر چند در همه نمودارهای متمایز کننده، عناصر کمیاب، مورد استفاده قرار نگرفته و نیز در کمامی آنها از عناصر کمیاب غیر متحرک، استفاده نمیگردد، لیکن بیشترین کاربردها را نمودارهایی دارند که بر اساس عناصر کمیاب غیر متحرک، بنا شدهاند. چنین نمودارهایی، حتی برای سنگهای دگرسان و یا دگرگون شده نیز میتوانند به کار گرفته شوند. در این بخش بر اساس نمودارهای ترسیم شده بر پایه شیمی سنگ کل و ترکیب کانیایی آمفیبول، کلینوپیروکسن و بیوتیت، محیط زمینساختی سنگهای مورد مطالعه و منشأ این ماگماهای آداکیتی مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

۷-۴- تعیین محیط زمینساختی بر اساس شیمی سنگ کل

۲−۴−۷ و Nb-Y و Nb-Y و Nb-Y

نمودار دو متغیره (Nb-Y) را میتوان به سه میدان تقسیم کرد که در آن گرانیتوئیدهای اقیانوسی (ORG)، درون ورقه ای (WPG) و کمان آتشفشانی (VAG) همراه با گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد (Syn-COLG) پیاده شدهاند. تمامی نمونههای مورد مطالعه بر روی این نمودار در موقعیت گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی به اضافه گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد قرار گرفتهاند (شکل ۷-۳ الف). این نمودار قادر به تفکیک میدانهای (VAG) و (Syn-COLG) نیست، لذا برای دستیابی به الف). این نمودار تمایزی مشابه یعنی نمودار a در مقابل ۲۰ استفاده شده است که در آن میدانهای الفی در مقابل ۲۰ استان در مقابی به الفی در آن الف). این نمودار تمایزی مشابه یعنی نمودار a در مقابل ۲۰ استفاده شده است که در آن میدانهای گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد قرار گرفتهاند (مکل ۲-۳ این نمودار نیز نمودهای همزمان با برخورد و کمان آتشفشانی به خوبی از هم تفکیک شدهاند. در این نمودار نیز نمونهها در موقعیت گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی قرار گرفتهاند (شکل ۲-۳



شکل۷- ۳: موقعیت نمونه های سنگ های آذرین گنبد های نیمه عمیق نوار ماگمایی نئوژن قوچان- اسفراین در نمودار تمایز تکتوماگمایی از (1984) .Pearce et al که نشانگر قرار گرفتن نمونه ها در موقعیت گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی می باشد. الف: نمودار Nb در برابر Y و ب: نمودار Ta در برابر Yb .

۲−۴−۷ نمودارهای تمایزی Rb در مقابل (Yb+Ta) و (Yb+Ta)

نمودار دو متغیره (Pearce et al., 1984) Rb-(Yb+Ta) گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد را از گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی و گرانیتوئیدهای درون ورقهای را از گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی و گرانیتوئیدهای درون ورقه ای را از (ORG) به خوبی از هم تفکیک کرده است(شکل ۷-۴ الف). نمودار دو متغیره مشابه Rb درمقابل (Y+Nb) نیز از میدانهای مشابهی برخوردار است (شکل ۷-۴ ب). موقعیت قرارگیری سنگهای مورد بحث بر روی این دو نمودار، بیانگر محیط زمینساختی کمان آتشفشانی (VAG) برای این سنگهاست.



شکل۷- ۴: موقعیت نمونه های سنگ های آذرین گنبد های نیمه عمیق نوار ماگمایی نئوژن قوچان-اسفراین در نمودار تمایز تکتوماگمایی از (VAG) Pearce et al. (1984 که بیانگر محیط زمین ساختی کمان آتشفشانی (VAG) برای این سنگها می باشد. الف: نمودار Rb در برابر (Ta+Yb) و ب: نمودار Rb در برابر (Y+Nb). (میدان آداکیت توسط Martin (1999) معرفی شده است).

Al₂O₃ نمودار 3-4-۳-۴ در برابر 2-۳-۴). (Muller and Groves, 1993)

نمودار Al₂O₃ در برابر TiO₂، نشان میدهد که نمونههای سنگی مورد مطالعه در قلمرو مذابهای مرتبط با فرورانش قرار می گیرند (شکل ۷–۵).



شکل ۷-۵: موقعیت قرار گیری نمونه های سنگ های آذرین گنبد های نیمه عمیق نوار ماگمایی نئوژن قوچان-اسفراین در نمودار تعیین محیط زمینساختی از (Muller and Groves ,1993) که نشان میدهد نمونهها در قلمرو مذابهای مرتبط با فرورانش قرار می گیرند (علائم مانند بخش ژئوشیمی انتخاب شده است).

(Pearce, 2014) Nb/Yb در برابر Th/Yb نمودار -۴-۴-۷

بر اساس نمودار Th/Yb در برابر Nb/Yb (Pearce, 2014)، نمونههای مورد نظر در محدوده کمانهای آتشفشانی در بالای محدوده OIB و N-MORB قرار می گیرند (شکل ۷-۶).



شکل ۷-۶ موقعیت قرار گیری نمونه های سنگ های آذرین گنبد های نیمه عمیق نوار ماگمایی نئوژن قوچان-اسفراین در نمودار Th/Yb در برابر Nb/Yb از (ND/2 که نشانگر قرار گرفتن نمونههای مورد نظر در محدوده کمانهای آتشفشانی در بالای محدوده OIB و N-MORB می باشد.

۷-۵- تعیین محیط زمین ساختی بر اساس شیمی کانیها

یکی از مزایای مطالعه ترکیب شیمیایی کانی ها تعیین محیط و خاستگاه تکتونیکی سنگ ها می باشد. بر اساس بررسی نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی کانی های آمفیبول، کلینوپیروکسن و بیوتیت که در فصل ۴ به طور کامل ارائه گردید این کانی ها دارای منشأ آذرین بوده و نشان دهنده تشکیل شدن آنها از ماگماهای نوع کالکوآلکالن ودر محیط تکتونیکی مرتبط با فروانش می باشد (شکل ۴-۳، ۹-۷، ۴-۱۷-۱۰ و ۴-۲۱).

۷-۶- منشا ماگماتیسم آداکیتی سنگ های مورد مطالعه

همانگونه که در فصل ۵ ذکر گردید تمامی نمونه های سنگی کمان ماگمایی نئوژن قوچان- اسفراین در نمودارهای بهنجار شده و چندعنصری (شکل ۵–۱۴ و ۵–۱۵)، شامل غنی شدگی از عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) مانند (Ba, K, Sr) نسبت به عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و غنی شدگی این دو گروه نسبت به عناصر با قدرت میدان بالا (HFSE) می باشند. این امر نشان دهنده الگوی عناصر کمیاب شاخص محیط های فرورانش می باشد (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹). از طرف دیگر، سنگ های مورد مطالعه یک الگوی غنی شدگی نسبی از (LREE) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین یعنی (HFSE) (LAPA)، تهی شدگی از Y و (HFSE) بدون آنومالی Eu نشان می دهند. الگوی موازی تغییرات عناصر کمیاب برای نمونه های مورد مطالعه می تواند بیانگر ارتباط دهند. الگوی موازی تغییرات عناصر کمیاب برای نمونه های مورد مطالعه می تواند بیانگر ارتباط زایشی نمونه های سنگی آداکیتی با یکدیگر باشد. بعلاوه، ریولیت ها در مقایسه با ترکیبات حدواسط تا ۱۰ برابر از عناصر نادر خاکی سبک و عناصر سنگ دوست بزرگ یون، غنی شدگی و به همین مقدار از عناصر نادر خاکی سنگی نشان می دهند که می تواند دلیلی بر منشاً تفریقی آن ها از ماگمای حدواسط آندزیتی است.

ناهنجاری منفی از عناصر HFS مانند Nb و Nb از ویژگی های شاخص محیط های کمانی می باشد. این امر اگر چه ممکن است تا حدودی ناشی از آغشتگی ماگما با مواد پوسته ای تهی از این عناصر در خلال صعود و جایگزینی آن در مناطق فرورانش باشد (Rollinson, 1993)، ولی بسیاری از پژوهشگران مانند (Sader et al. (1998); Ionov and Hofmann (1995) و (Role) Ayers نامحلول بودن این عناصر در فاز سیال آبگون دگرنهاد کننده گوشته و باقی ماندن آن ها در فازهای تفاله ای دیرگداز موجود در سنگ کره فرورونده (روتیل، ایلمنیت، آمفیبول پارگازیتی تیتان دار، اسفن، گارنت، آپاتیت و زیرکن) را عامل اصلی این امر می دانند. به عنوان مثال، ضریب توزیع بالای عناصر HFS در فازهای دیرگداز نظیر گارنت، آمفیبول پارگازتی، ایلمنیت، زیرکن و آپاتیت در محل منشأ می تواند فازهای دیرگداز نظیر گارنت، آمفیبول پارگازتی، ایلمنیت، زیرکن و آپاتیت در محل منشأ می تواند موجب تهی شدگی این عناصر در مذاب حاصله شود. از طرف دیگر، (1996) Heppler از سیالات غنی از کلر به عنوان عامل تهی شدگی ماگماهای کمان از عناصر با شدت میدان بالا و غنی شدگی آن ها از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) یاد می کند. حلالیت بالای عناصر (LILE) در این سیالات و شستشو و حمل و نقل آن ها از سنگ کره اقیانوسی فرورونده به داخل گوه گوشته ای محل منشأ ماگما و همچنین نامحلول و نامحترک بودن عناصر HFS در این رخداد، نقش مهمی در توزیع این

در یک جمع بندی می توان گفت که ویژگی های ژئوشیمیایی مشاهده شده نمونه های مورد مطالعه بر روی نمودارهای چند عنصری مانند غنی شدگی از عناصر (LILE) و تهی شدگی از عناصر (HFSE) (No و Ti)، شاخص ماگماهای آهکی- قلیایی مناطق فرورانش است (قاسمی و همکاران، (۱۳۸۹). از طرف دیگر، نمونه های مورد مطالعه حاوی تمرکز بالای Sr بین ۲۰۳/۶۰ تا ۲۹۲/۸۰ پی پی ام (میانگین ۴۵۷ppm) و مقادیر پائین۲ (۱۹۶۰ با۲۰۶۰) و ۲۵ (۱۹۶۳ با۲۰۳۰) در مقایسه با ماگماتیسم معمول قوس می باشد. این ویژگی ها شبیه به محدوده مقادیر این عناصر در ماگماهای آداکیتی معمول کمان معرفی شده توسط (۱۹۹0)ban محدوده مقادیر این عناصر در ماگماهای ژئوشیمیایی شبه آداکیتی بیشتر برای سنگ های مورد مطالعه شامل الگوهای تفریق یافته همراه با میانگین (La/Yb) برابر با ۱۹/۴۷، غنی شدگی از K و U، نبود آنومالی محسوس Eu و مقادیر نسبتاً میزان بالای La/Nb (۱ تا ۷) (All (۱ تا ۷) (۲ تا ۵) (۲ تا ۲) (Reichew et al., 2004) همراه با افزایش میزان Ba ،K و (Keskin et al., 1981) از نشانه های تأثیر آلایش پوسته ای بر روی ماگمای تشکیل دهنده این سنگ ها می باشد. از شواهد صحرایی نشان دهنده نقش آلایش ماگما توسط سنگ های پوسته ای

وجود آنکلاوهای مختلف با ترکیبات گنیسی، شیستی، مارنی، سیلتستونی و می باشد. (1993) Rollinson معتقد است آنومالی منفی Nb و غنی شدگی Sr ،K وCa و همچنین غنی شدگی Ba ،Rb و Cs با فرایند اختلاط ماگمایی همراه با آلایش پوسته ای مرتبط است. تمرکز بالای عناصر نادر خاکی سبک در ماگمای اسیدی و حدواسط می تواند نشانه ای از تمرکز فاز سیال در ماگمای اسیدی، در هنگام جدایش ماگما باشد (Kogiso et al., 1997).

فار (۲۰۱۴) بیان می کنند که ماگمای ایجاد شده در جایگاههای تکتونیکی جزایر قوسی و همچنین در امتداد حاشیههای قارهای در اثر ذوب بخشی مواد ذیل حاصل می گردند: ۱) پوسته اقیانوسی که متحمل دگرسانی هیدروترمال شده است. ۲) رسوبات تخریبی روی پوسته اقیانوسی. ۳) گوشته بالایی مناطق فرورانش. ۴) سنگهای موجود در پوسته قارهای یا در قاعده قلههای آتشفشانی جزایر قوسی. Nicholson et al. (2004) معتقد است که غنی شدگی عناصر (LREE) و عناصر (LILE) نسبت به (HREE) و (HFSE)، یکی از ویژگیهای مهم ماگماتیسم کمانی در محیطهای فرورانش میباشد و می تواند در منابع ماگمایی حاصل از فرورانش ورقه اقیانوسی و گوشته متاسوماتیسم شده بالای ورقه فرورانده شده که متحمل تبلور تفریقی، هضم و آلایش با مواد پوستهای شده، مشاهده شود و این درحالی است که عناصر (HREE) و (HFSE) در منبع باقی میمانند (Sheth et al., 2002). آنومالی منفی عناصر (HFSE) مانند Nb, Ta و Ti از ویژگیهای محیطهای کمانی است که ممکن است در اثر آلایش ماگمایی با مواد پوستهای در طول صعود و جایگیری در سطوح بالایی باشند. آندزیت های نوع کوهزایی و سنگ های وابسته به آن عمدتاً در دو محیط مختلف جزایر قوسی و حاشیه های قاره ای تشکیل می شوند و هر یک اختصاصات ویژه ای دارند. چنانچه وجوه تمایز بین آندزیت های کوهزایی متعلق به جزایر قوسی و حاشیه های قاره ای فعال را مد نظر داشته باشیم، کالک آلکالن

بودن نمونه ها، درصد بالای SiO₂ و وجود مقدار زیاد درشت بلورهای هورنبلند و بیوتیت، می توان اظهار داشت که سنگ های منطقه، با ویژگی های حاشیه فعال قاره ای (Jakes and White, 1972) انطباق بیشتری را نشان می دهند. همانطور که در ابتدای فصل ذکر شد، سنگهای آذرین نیمه عمیق با ماهیت کالکوآلکالن متاآلومین تا پرآلومین در قلمرو ترکیبات غیرمعمول کمان آتشفشانی یعنی گروه آداکیتها قرار می گیرند. پیش از بررسی منشأ احتمالی ماگمالی آداکیتی سازنده سنگهای مورد مطالعه، نگاهی اجمالی بر چگونگی تشکیل ماگماهای آداکیتی و فرضیههای ارائه شده مرتبط با آن ضروری به نظر می سد. در طول سالهای اخیر، تولید و اثرات پتروژنتیکی این گروه سنگی به طور گسترده مورد بررسی قرار گرفته است، اما مطالعات حاصل سرشار از مجادلات و سردرگمی هستند. فرضيه توليد آداكيتها از طريق ذوب يوسته بازالتي فرورونده كه در حد رخساره گارنت آمفيبوليت يا اكلوژیت دگرگون شده است، بر پایه مشاهدات آزمایشگاهی قدرت یافته است. مطالعات آزمایشگاهی درگیر با ذوب متابازالت و آمفیبولیتها تحت شرایط فشار بالاتر از ۱۰ کیلوبار (شرایط پایداری گارنت)، به تولید مذابهای آداکیتی منجر شد (Rushmer, 1991:Beard and Lofgern, 1989). در این آزمایش ها، تجمعات باقیمانده حاصل از ذوب شامل گارنت + آمفیبول \pm پلاژیوکلاز \pm کلینوپیروکسن \pm ایلمنیت در شار ۱۶Kb و تجمعات فازهای گارنت + کلینوپیروکسن \pm روتیل در فشارهای بالاتر بودند. حضور آمفیبول و یا اکسیدهای Fe-Ti پسامانده در همه آزمایشها، ظاهراً مسئول آنومالی منفی Ti-Nb-Ta مشاهده شده در مذابهای آداکیتی یاد شده است. این نتایج آزمایشگاهی، با مشاهده بازالتهای اقیانوسی فرورونده در جزیره کاتالینای کالیفرنیا، سازگارند (Martin et al., 2005). این متابازالتها، به آمفیبولیت گارنتدار و اکلوژیت تبدیل شده و حاوی رگه-های میگماتیتی همراه با ترکیبات آداکیتی هستند که به عنوان مذابهای بخشی تشکیل در دماهای ۶۵۰-۶۵۰ درجه و فشارهای ۹-۱۱ کیلوبار تفسیر می شوند.

از طرف دیگر، حضور آداکیتها در زونهای فرورانش، بر یک رژیم دمایی غیر معمول دلالت دارد (Macpherson et al., 2006). پوسته اقیانوسی داغ و جوان در مقایسه با پوسته اقیانوسی سرد و قدیمی تر، بخش بیشتری از گرمای اولیه خود را حفظ کرده و برای ذوب مستعدتر است (Defant and) بلذا تشکیل ماگماهای آداکیتی از ذوب پوسته اقیانوسی جوان محتمل تر به نظر می رسد. لیکن، مطالعات گسترده تر نشان داد که سنگهای آداکیتی لزوماً مذابهای خالص ورقه فرورونده داغ و جوان نیستند، بلکه در محیطهای زمین ساختی مختلف و از طریق فرایندهای بیتروژنتیکی متنوع تشکیل می شوند (Martin et al. 2005 Atherton and Petford, 1993 ؛ بلاتره عنی می در محیطهای زمین ساختی مختلف و از طریق فرایندهای بیتروژنتیکی متنوع تشکیل می شوند (Martin et al. 2005 ؛ Atherton and Petford, 1993). به عنوان مثال، بسیاری از آداکیتها در مقایسه با مذابهای آزمایشگاهی در مقدار معینی از سیلیس، دارای Ni بسیاری از آداکیتها در مقایسه با مذابهای آزمایشگاهی در مقدار معینی از سیلیس، دارای Rapp et al. (1991). به عنوان مثال، بسیاری از آداکیتها، مذابهای حاصل از ذوب ورقه واکنش مذابهای بازالتی با پریدوتیتهای گوه گوشتهای نسبت داده می شود (Zhu et al. 2009؛2009) و عدد منیزیم بالاتری هستند که به قرورو هستند که تر کیش مذابهای بازالتی با پریدوتیتهای گوه گوشتهای نسبت داده می شود (Zhu et al. 2009؛2005) و عدد منیزیم بالاتری هستند که به قرورو هستند که تر گوه گوشتهای نسبت داده می شود (Zhu et al. 2009؛2005) و ورقه و گوشتهای نسبت داده می شود (Zhu et al. 2009؛2005) و ورقه قروره هستند که تر کیباتشان در طول صعود از بین گوه گوشتهای، به وسیله برهم کنش با پریدوتیت گوشته ی نیز مانند . از نظر بسیاری از پژوهشگران دیگر نیز مانند . (2009)؛2000) و ورنش با پریدوتیت Bourdon et al (2000)؛2000) و ایش پوسته گرم یا پشته اقیانوسی داغ که با گوشته پریدوتیتی و اکنش داده است، تولید و می فره و از فرورانش پوسته گرم یا پشته اقیانوسی داغ که با گوشته پریدوتیتی و اکنش داده است، تولید . و می فره داده است، تولید . و می فرد و از فرورانش یوسته گرم یا پشته اقیانوسی داغ که با گوشته پریدوتیتی و اکنش داده است، تولید و می شوند.

تعدادی از واحدهای آداکیتی نیز در محل پوسته اقیانوسی قدیمی و سرد، شناسایی شدهاند. برخی از پژوهشگران (Xu et al., 2002؛ Petford and Atherton, 1996) تشکیل این واحدها را به ذوب بخشی پوسته مافیک ضخیم شده (حداقل ۳۰ کیلومتر) ناشی از زیرراندگی پریدوتیت گوشتهای و یا ضخیم شدگی لیتوسفر قارهای در زونهای پس از برخورد نسبت دادهاند. ضخیم شدگی پوسته باعث دگرگونی پوسته تحتانی تا حد رخساره گارنت آمفیبولیت/ اکلوژیت میشود (Hou et al., 2004). ذوب بخشی این پوسته در فشار حداقل ۱۵ کیلوبار و دمای ۲۰۰ تا ۹۰۰ درجه (محدوده پایداری گارنت) منجر به تولید ماگماهایی با ماهیت آداکیتی میشوند (Peacock, 1996). تمایز بین سنگهای آداکیتی حاصل از ذوب پوسته تحتانی و ترکیبات آداکیتی مشتق شده از ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده تا حدودی مشکل است. زیرا ممکن است، ماگمای حاصل از ذوب ورقه فرورونده در حین صعود متحمل آلایش پوستهای شده وکمبود عناصر پوستهای در ماگمای اولیه جبران شود. با این حال معیارهایی به شرح ذیل جهت تفکیک نسبی ماگماهای حاصل از این دو منبع وجود دارد (Wang et معیارهایی به شرح ذیل جهت تفکیک نسبی ماگماهای حاصل از این دو منبع وجود دارد (Wang et معیارهایی به شرح ذیل جهت تفکیک نسبی ماگماهای حاصل از این دو منبع وجود دارد (Sung et معیارهایی به شرح ذیل جهت تفکیک نسبی ماگماهای حاصل از این دو منبع وجود دارد (Sung et معیارهایی مقادیر بالاتر عناصر شدیداً ناسازگارند مانند Rb ،Ba، U و Th در مقایسه با مذابهای آداکیتی ورقه فرورو است (جمشیدی، ۱۳۹۴; تنها، ۱۳۸۸). ویژگیهای ژئوشیمیایی آداکیتهای نوار ماگمایی قوچان-اسفراین با سایر آداکیتهای ایران و جهان در جدول ۲-۲ و ۲-۳ ارائه شده است.

جدول ۷-۲: مقایسه ویژگیهای ژئوشیمیایی آداکیتهای موجود در نمونه های سنگ های آذرین گنبد های نیمه عمیق نوار ماگمایی نئوژن قوچان-اسفراین با چند مورد از آداکیتهای ایران

ویژگی مورد بررسی	آداکیت های نوار ماگمایی قوچان - اسفراین	آداکیتهای باشتین (شمالغرب –غرب سبزوار)	آداکیت های منطقه رزه	آداکیتهای جنوبغرب بیرجند	آداکیتهای منطقه مقیسه	آداکیتهای شهر فیروزه(غرب نیشابور)
SiO ₂ (wt.%)	۶۱/۳ <u>></u>	۶٩/۳ <u>></u>	۵۹/۰۲-۵۱/۳۸	81/2-28	۲ ۰- ۶۴/۹	&A/Y&-&+/+ d
Al ₂ O ₃ (wt.%)	1 <i>5/</i> 77	۱ <i>۷/۶۶</i> ≤	18/78-10/78	14-10	17/21-10/86	۱۶/۳۸≥
MgO(wt.%)	۳/۵≤	۴/٩٨	१/ • १-٣/१	۳/۵-۱/۳	۲/۸۷-۰/۶۸	37/27-1/87
Na ₂ O (wt.%)	۶/۵-۳/۷	4-8	۵/۰۱-۳/۳۳	۴/۵-۳/۵	4/24-4/04	8/97-4/8
K ₂ O (wt.%)	٣/۴-٠/٧	میانگین ۳	٣/۴۶-۲/۴۷	۵-۲/۵	1/8+-1/88	١/٩٨-١/۴۵
Sr (ppm)	۷۳۰-۱۳۰	49Y≥	1071-479	۱۱۰۰-۵۹۸	VV1-FAV	994-719
Y (ppm)	۱۸/۶≤	۱۵≤	۱۴/۵-۱۰/۶	20-18	۱۰-۵	١/٨۶
Sr/Y	میانگین ۴۶/۵۷	۲۰ <u><</u>	۸۷-۴۱	میانگین ۱۹/۳	۱۳۳-۸۲	۸۸-۲۱
Yb (ppm)	۱/۵۴≤	$n/4 \geq$	1/44-1•/٣	میانگین ۱/۹	١-٠	١/٦٧-١

سایر مدلهای ارائه شده برای تشکیل ماگماهای آداکیتی که از محبوبیت کمتری برخوردار هستند به اختصار عبارتند از: (۱) اشتقاق سنگهای آداکیتی از اتساع پوسته تحتانی که با گوشته پریدوتیتی واکنش داده است (Wang et al., 2004؛ Defant et al., 2002)، (۲) تولید ماگمای آداکیتی از تبلور تفریقی ماگمای بازالتی حاصل از ذوب گوشته در فشار بالا و دورن میدان پایداری گارنت (Garrison and Davidson, و یا وقوع فرآیند تفریق همراه با آلایش (Garrison and Davidson) (2003 و (۳) ماگمای آداکیتی از ذوب مجدد ماگماهای قوس که در فشار بالا (عمق تفریق گارنت) انجماد یافتهاند (Macpherson et al., 2006). (2006) معتقد است که تشکیل ماگمای آداکیتی HSA (ماگمای آداکیتی سیلیس بالا) حاصل ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده به همراه فرایند تبلور تفریقی همراه با هضم (AFC) میباشد.

سنگهای آذرین نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان – اسفراین از نوع آداکیتهای پرسیلیس هستند (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹). به طور کلی، آداکیتهای پرسیلیس به عنوان مذابهای حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده با ترکیب اکلوژیت یا گارنت آمفیبولیت در فشار معادل با محدوده پایداری گارنت تفسیر میشوند که غالباً در طول صعود از گوه گوشتهای با پریدوتیت آن واکنش دهند (Martin et al., 2005).

۷-۶-۱- منشا ماگماتیسم آداکیتی سنگ های آذرین گنبد های نیمه عمیق نوار ماگمایی نئوژن قوچان-اسفراین براساس داده های ایزوتوپی

به منظور بررسی منشأ ماگمای آداکیتی با تلفیق داده های ایزوتوپی با داده های صحرایی، کانی شناسی و ژئوشیمی کل سنگ می توان اطلاعات ارزشمندی را در این رابطه بدست آورد. ترکیبات ایزوتوپی سنگ های آذرین منجر به ایجاد نگرش جدیدی پیرامون مسائل پیچیده منشأ ماگما و چگونگی تشکیل سنگ های آذرین شده است. بدین منظور استفاده از داده های ایزوتوپی استرانسیوم و نئودیمیوم ابزار مفیدی به منظور شناسایی منشأ ماگما و فرایندهای تحولاتی است که

در طی روند تکامل خود در تشکیل انواع مختلف سنگ طی می کند(Zindler & Hart, 1986). نتایج حاصل از بررسی ویژگیهای صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگهای آذرین مناطق مورد مطالعه در نوار ماگمایی قوچان - اسفراین در فصل های پیشین و فصل حاضر، نشان دهنده برونزد سنگ های آذرین نیمه عمیق با ترکیب حدواسط تا اسیدی و ماهیت کالک آلکالن متاآلومین تا پرآلومین به صورت گنید، استوک و دایک در این نوار ماگمایی است. با توجه به شواهد چینه شناختی و براساس نتایج حاصل از سن سنجی U-Pb بر روی کانی زیرکن جدا شده از تعدادی از نمونه های سنگی مورد مطالعه، سن جایگزینی میوسن (۷ تا ۱۸ میلیون سال) برای این سنگها در نظر گرفته شده است. بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی، سنگ های یاد شده دارای طیف ترکیبی آندزیت، تراکی آندزیت، تراکی داسیت، داسیت و ریولیت هستند و همانگونه که ذکر شد همگی دارای ماهیت کالک آلكالن تا كالك آلكالن پتاسيم بالا هستند. با توجه به نمودارهاى تغييرات ژئوشيميايى، مهمترين عامل درگیر در تحولات ماگمایی سنگهای مورد مطالعه، از ترکیبات حدواسطتر تا ترکیبات فلسیکتر، فرایند تبلور تفریقی و به ویژه تفریق بلوری آمفیبول بوده است. نتایج آنالیز ژئوشیمیایی (جدول ۵-۱) و همچنین نتایج آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd انجام یافته بر روی تعدادی از سنگ کلهای انواع طیف های سنگی منطقه در این بخش، برای تعیین محل منشأ سنگ های مورد مطالعه مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

آنالیز ایزوتوپی Rb-Sr و Sm-Nd سنگ کل با استفاده از طیف سنج جرمی (Finnigan MAT-261) در آزمایشگاه ایزوتوپ رادبوژنیک موسسه زمین شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین در پکن (IGGCAS) و همچنین در آزمایشگاه ایزوتوپ رادیوژنیک دانشگاه آویروو در شهر آوویرو پرتقال (Aveiro) اندازه گیری شده است (جدول ۷-۴ و ۷-۵). شرایط آزمایشگاهی انجام آنالیز در بخش روش ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd اندازه گاری شده است. انطباق منفی نسبتهای ایزوتوپی ⁸⁶Sr / ⁸⁶Sr و ⁸⁷Nd/¹⁴⁴Nd سبب تبدیل آن به ابزاری مفید در مطالعه منشا سنگهای آذرین شده است. پیش از شروع بررسی- های پتروژنزی سنگهای مورد مطالعه، جهت درک بهتر، ترکیبات ایزوتوپهای Sr و Nd به اختصار معرفی شده است.

۷-۶-۲ ایزوتوپهای Sr و Nd

روبیدیم عنصری فلزی و قلیایی از گروه اول اصلی جدول تناوبی بوده و دارای دو ایزوتوپ طبیعی شامل ⁸⁵₃₇Rb و ⁸⁵₃₇Rb است. شعاع یونی روبیدیم (۱/۴۸ آنگستروم) با عنصر پتاسیم (۱/۳۳ آنگستروم) شباهت دارد و سبب می شود که عنصر روبیدیم بتواند در کانی های پتاسیم دار جانشین پتاسیم گردد. استرانسیم با عدد اتمی ۳۸ دارای چهار ایزوتوپ ⁸⁸/₃₈Sr ، ⁸⁸/₃₈Sr و ⁸⁸/₃₈Sr طبیعی شامل است. شباهت شعاع يوني استرانسيم (١/١٣) به شعاع يوني كلسيم (٠/٩٩ أنگستروم) سبب می شود که این عنصر عموماً در کانی های کلسیم دار نظیر پلاژیو کلاز، آپاتیت و کربنات کلسیم جانشین کلسیم شود. افزایش نسبت Rb/Sr در ماگماهای تفریق یافتهتر را باید به دلیل ناسازگاری بیشتر روبیدیم نسبت به استرانسیم در طی تبلور بخشی ماگما و نیز تمایل استرانسیم به تمرکز در فاز پلاژیوکلاز دانست. ویژگیهای ژئوشیمیایی عناصر Rb و Sr در طی تحولات ماگمایی سبب می شود که روش Rb-Sr بیشتر برای تعیین سن سنگهای آذرین اسیدی و حدواسط که غنی از Rb و فقیر از Sr هستند، به کار رود. تعیین سن به روش Rb-Sr بر اساس واپاشی رادیواکتیو Rb ⁸⁷ و Sr و ⁸⁷ که همراه با آزادسازی یک ذره منفی بتا است، استوار بوده و ثابت واپاشی (λ) برای این تبدیل ایزوتوپی برابر با $^{-11}$ ۱۰ * ۱/۴۲ است (فار، ۲۰۱۴). نیمه عمر Rb ⁸⁷ برابر ^۴ ۲۰* ۸/۸ سال میباشد. تلاشی Rb و Sr طبق فرمول زير محاسبه مي شود: $({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_{\text{m}} = ({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_{\text{initial}} + ({}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr})_{\text{m}} (e^{\lambda t} - 1)$

- در این معادله
- ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr): نسبت ایزوتوپی اندازه گیری شده در سنگ در زمان حال. ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr): بیانگر این نسبت در زمان تشکیل آن.

⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr) m): نسبت ایزوتوپی زمان حال اندازه گیری شده در سنگ.

(λ): ثابت واپاشی Rb برابر ^{۲۱ –} ۱۰ * ۱/۴۲ است (t: بیانگر سن سنگ و به طور دقیقتر، سن بسته شدن سیستم سنگ است).

بطور کلی سنگهای پوستهای نسبت به سنگهای گوشتهای دارای مقادیر بالاتر ایزوتوپ Rb بوده و در نتیجه دارای نسبت بالای ⁸⁶Sr / ⁸⁶Sr می باشند.

ساماریم (Sm) و نئودیمیم (Nd) از عناصر خاکی نادر هستند که در ترکیب بسیاری از کانیهای سنگساز سلیکاته، فسفاته و کربناته وجود دارند. شعاع یونی آنها برابر با A[°] 1.08 برای ⁴ Nd و 1.04 $^{\circ}$ برای ⁴ m است. نسبت تمرکز Sm به Nd در سنگها و کانیهای زمینی، به دلیل شباهت خواص شیمیایی برابر ۲۱/۰ میباشد. نسبت تمرکز Sm به Nd در سنگها و کانیهای زمینی، بدلیل شباهت شیمیایی برابر 1[°]/۰ میباشد. نسبت تمرکز Sm به Nd در سنگها و کانیهای زمینی، به دلیل شباهت خواص شیمیایی برابر 1[°]/₀ میباشد. نسبت تمرکز Sm به Nd در سنگها و کانیهای زمینی، به دلیل شباهت خواص شیمیایی آنها صرفاً از حدود ۲/۰ تا 1[°]/۰ تغییر مینماید. این شباهت مانع از جدایش شدید Nd از Sm بوسیله فرایندهای زمین شناسی میشود (فار، ۲۰۱۴). یکی از ایزوتوپهای ساماریم، $^{147}_{62}Sm$ رادیواکتیو است و با انتشار یک ذره آلفا طبق فرمول زیر به ایزوتوپ $14^{\circ}_{60}Nd$ پایدار متلاشی

میشود: (¹⁴³Nd/ ¹⁴⁴Nd) _m = (¹⁴³Nd/ ¹⁴⁴Nd) _{initial} + (¹⁴⁷Sm/ ¹⁴⁴Nd) _m (e ^{λt} -1) در این معادله:

m (¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) نسبت ایزوتوپی زمان حال اندازه گیری شده در سنگ. initial (¹⁴⁴ Nd/ ¹⁴⁴): مقدار اولیه این نسبت در زمان تشکیل سنگ. (λ): ثابت واپاشی ¹⁴⁷ Sm برابر ^{۱۲ –} ۱۰ * ۶/۵۴ است (t: سن سنگ).

یکی از مهمترین مزیتهای مهم روش Sm-Nd نسبت به روش Rb-Sr و سایر روشهای ایزوتوپی متداول را باید در قابلیت تحرک کمتر Sm و Nd در جریان دگرگونی ناحیهای، دگرسانی گرمابی و هوازدگی شیمیایی دانست (Rollinson, 1993). بر اساس سن سنگهای مورد مطالعه به روش U-Pb که در آزمایشگاه ایزوتوپی دانشگاه آریزونای آمریکا (Arizona University)، به دست آمده است، نسبتهای اولیه (Arizona Sr/⁸⁶ و (Md^{/144} Nd^{/144} Nd) محاسبه شد. مقادیر ایزوتوپی این عناصر به همراه مقادیر کنونی آنها در جدول ۲-۴ و ۲-۵ آمده است. تحول ایزوتوپی Nd به وسیله تلاشی ¹⁴⁷ و Rb به وسیله تلاشی ⁴⁷ و Sr⁸⁶ و ۲-⁸⁶ در مخزن یکنواخت کندریتی ('CHUR) توصیف میشود. مطالعه آهنگ رشد Md¹⁴⁴ و Sr⁸⁷ و Sr⁸⁶ در مخزن یکنواخت کندریتی ('CHUR) توصیف میشود. مطالعه آهنگ رشد Md¹⁴⁴ و Sr⁸⁷ رادیوژنیک با همدیگر، دیدگاه جدیدی در تحول ژئوشیمیایی اجسام سیارهای و منشاء سنگهای آذرین عرضه میدارد. سنگهای آذرین مافیک، در مقایسه با سنگهای حد واسط تا فلسیک دارای نسبت Sm/Nd بیشتری می باشند. مقادیر مثبت اپسیلون (Schor) و دارای نشان میدهد که Nd از منابع تهی شده (مانند یک گوشته تهی شده، تیپ مورب، MORB) و دارای نسبت Sm/Nd بیشتر از Sm/N حاصل گردیده است، حال آن که مقادیر منفی اپسیلون (Schor) معرف اشتقاق از منابع غنی شده (مانند سنگهای پوستهای) و دارای نسبت Sm/N کمتر از معرف اشتقاق از منابع غنی شده (مانند سنگهای و دارای نسبت Sm/N کمتر از معرف اشتقاق از منابع غنی شده (مانند سنگهای پوستهای) و دارای نسبت Sm/N

۲−۶−۷ ا-۲ ترکیب ایزوتوپی Sr , Nd در سنگهای آذرین

بطور کلی ترکیبات ایزوتوپی Nd و Sr با یکدیگر در مطالعه منشا سنگهای آذرین مورد استفاده قرار می گیرند. بنابراین دادههای ایزوتوپی سهم مهمی در درک و فهم ما از چگونگی تشکیل سنگهای ماگمایی در امتداد پشتههای میان اقیانوسی، جزایر اقیانوسی، قاره ها و در امتداد مناطق فرورانش دارند. نسبتهای ایزوتوپی M⁴⁴¹ / M⁴⁴¹ و Sr⁸ / Sr⁸ بازالتهای پشتههای میان اقیانوسی (MORB) روندی را نشان می هند که اصطلاحاً روند گوشتهای (Mantel Trend) نامیده می شود. سنگهای آتشفشانی جزایر اقیانوسی (OIB)، مناطق مرتبط با فرورانش و قارهها نیز دارای انطباق نسبتهای ایزوتوپی Md و Sr بوده اما این آرایش دادههای این مناطق از آرایش گوشتهای متفاوت

¹⁻ Chondrite Uniform Reservoir

است و به نظر میرسد منعکس کننده یک سری منحصر به فرد وضعیتها و فرایندهایی باشد که در پتروژنز هر ایالت آتشفشانی مشارکت دارند.

دادههای ایزوتوپی Sm-Nd و Sm-Nd سنگ کل برای پانزده نمونه از سنگ های مورد مطالعه تجزیه شیمیایی شدند که یازده نمونه از سنگ های آداکیتی و چهار نمونه از سنگ های بازالتی نئوژن نوار ماگمایی قوچان- اسفراین انتخاب شدند که نتایج آنها در جداول (۲-۳) و (۲-۴) ارائه شده است. با توجه به معادلات (۲-۱ و ۲-۲) و بر اساس سن U-Pb (میانگین ۱۲ میلیون سال) به دست آمده از کانیهای زیرکن جدا شده از نمونههای سنگی (فصل ۶)، نسبتهای ایزوتوپی اولیه Md و Sr نمونهای یاد شده مونه از سنگ مای بازالتی نئوژن نوار یاده نمونه از سنگ های بازالتی نئوژن نوار ای ماگمایی قوچان- اسفراین انتخاب شدند که نتایج آنها در جداول (۲-۳) و (۲-۴) ارائه شده است. با توجه به معادلات (۲-۱ و ۲-۲) و بر اساس سن U-Pb (میانگین ۱۲ میلیون سال) به دست آمده از یاده از یاده از نمونههای سنگی (فصل ۶)، نسبتهای ایزوتوپی اولیه Md و Sr نمونههای یاد شده محاسبه شده است. با توجه به نتایج این محاسبات، مقادیر نسبت آغازین Nd

های مورد مطالعه با ترکیب آندزیت، تراکی آندزیت و داسیت و شماره های ,GKHB1, MH2, MH4, های مورد مطالعه با ترکیب آندزیت، تراکی آندزیت و داسیت و شماره های ,۵۱۲۸۰۳ قرار دارد و مقادیر (۲/۵۱۲ در محدوده ۲/۵۱۲۶۴۱ تا ۵/۵۱۲۹۰ تا ۳/۵۰۴ (۲/۵۱۳ این نمونه ها بین ۲/۳۹۰ تا ۲/۹۰ (۴) مقادیر (۲/۹۴ متغیر است. تا ۴/۹۸+ متغیر است.

همخوانی نسبی مقادیر ایزوتوپی این نمونه ها نشانگر نشات گرفتن آنها در طی فرآیند تفریق ماگمایی و از مذاب های مادر یکسان و منبع مشابه می باشد. همچنین نمونه های تراکی داسیتی و ریولیتی با شماره های (GKH1 , SKA22, AR1) دارای نسبت آغازین Nd/¹⁴⁴Nd بین ۵۱۲۵۸۱ تا ۵۱۲۶۲۳/۰۶ مقادیر نسبت آغازین ⁸⁷Sr^{/86}Sr در محدوده۷۰۴٬۰۴۰ تا ۷٬۵۶۲۷ و مقادیر ENd(t) و مقادیر بین ۰/۸۶- تا ۰/۴۹+ می باشد. با توجه به مطالعات صحرایی و ژئوشیمیایی و ویژگی های ایزوتوپی همخوان با نمونه های قبلی می توان استنباط کرد که این نمونه ها نیز از ماگمای مادر مشابه اما دارای غنی شدگی بیشتر پدیده آمده باشند. همچنین این نمونه ها به نظر می رسد که در طول صعود در معرض آلایش پوسته ای از نوع قاره ای قرار گرفته اند. با توجه به نمودار تغییرات ⁸⁷/Sr^{/86}Sr در مقابل ENd که توسط (1991) Defant et al. مشخص گردیده است، نمونه های مورد بررسی در محدوده آداکیت های مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورونده و آداکیت های ابتدای سنوزوئیک مرتبط با ينجره ورقه فرورونده گسيخته شده (Eyuboglu et al., 2011) ، قرار مي گيرند. (شكل ۷-۷). لازم به ذکر است که این سنگها از محدوده مربوط به آداکیتهای میوسن حاصل از ذوب پوسته قارهای ضخیم زیرین (Eyuboglu et al., 2012)، و آداکیتهای بعد از تصادم میوسن (Eyuboglu et al.,) 2009) فاصله دارند. مقادیر نسبت های ایزوتوپی ⁸⁷Sr^{/86}Sr بالاتر و ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd پایین تر تعداد معدودی از نمونه ها با توجه به شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی و روند تفریق ماگمایی این سنگ ها از تراکی آندزیت به ریولیت به همراه دیگر شواهد صحرایی و ژئوشیمیایی نشان می دهد که این سنگ ها نیز دارای منشأ مشابه با گروه قبلی سنگ ها می باشند اما تحت تاثیر فرایندهای آلایش ماگمایی در حین صعود با سنگ های پوسته قاره ای و استقرار طولانی تر ماگماهای اسیدی تر در آشیانه ی

ماگمایی کم عمق پوسته ای(Castillo et al., 1999) دچار تغییر در مقادیر ایزوتوپی گشته اند، لذا می توان گفت سنگ های نیمه عمیق نوارماگمایی قوچان اسفراین از ذوب ورقه اقیانوسی گسیخته شده ی نئوتتیس شاخه سبزوار نشأت گرفته اند که در جریان صعود دچار آلایش با سنگ های پوسته قاره ای شده اند.



شکل ۲–۲– نسبتهای Sr/⁸⁶ Sr اولیه در برابر Nd برای ۱۱ نمونه انتخابی از سنگهای آذرین نوار ماگمایی قوچان– اسفراین که در محدوده آداکیتهای مرتبط با فرورانش سنوزوئیک و آداکیتهای مرتبط با دریچه ایجاد شده در ورقه فرورونده قرار می گیرند.

Sampla	Nd	Sm	(143 Nd/144 Nd)m	(143 Nd/144 Nd);	εNd	Error	Sr	Rb	(⁸⁷ Sn/ ⁸⁶ Sn)m	(87 Sm/86 Sm);	Error
	(ppm)	(ppm)			(12Ma)	(2s)	(ppm)	(ppm)	(51/ 51)	(517 51)	(2s)
MH4	۹/۱۰	۱/۵۵	•/۵۱۲۸۸Y	·/۵۱۲۸۸·	۴/۹۸	•/••••٢۶	۴۷۵/۳۰	۳۷/۷۰	•/٧• ٤٢٨۶	•/٧• 4202	۰/۰۰۰۱۵
CHA3	۱.	۱/۹۶	•/۵۱۲۸۶۷	•/۵۱۲۸۶۷	۴/۵۷	•/••••))	۳۵۹	۳۳/۹	•/٧•۴١٧٧	•/٧• ۴١٣٨٢	•/••••17
ZH6	٨/٢٠	۱/۶۰	۰/۵۱۲۷۸۳	·/۵۱۲۷۷۶	۲/۹۵	•/••••))	۵۵۳/۲۰	۳۶/۵۰	•/٧•۴١١•	۰/ ۷ ۰۴۰۸۲	•/••••٢١
SYKH1	۱ • /۷ •	١/٧٨	•/۵۱۲۸۲•	۰/۵۱۲۸۱۴	٣/۶٨	•/••••))	۵۵۶/۴۰	۳۲/۸۰	•/٧•٣٩٢۴	۰/ ٧ ٠٣٩٠٣	۰/۰۰۰۰۱۸
ZH4	٩/١	۱/۵۹	۰/۵۱۲۷۰۱	•/۵۱۲۶۹۴	1/84	•/••••))	540	41/1	•/٧•۴١۴٩	•/٧•۴١١٨٢	•/••••١٨
GhkB1	۲1/9۰	۴/۲۲	•/۵۱۲۸۶•	•/۵۱۲۸۴۵	۴/۵۲	•/••••٢٣	٧۶٠/٣٠	۱۷/۹۰	•/٧• ۴٨٢١	•/٧• ۴٨•٣	•/••••٢•
CH12	۲۲/۸۵	۴/۷۷	۰/۵۱۲۸۶۱	•/۵۱۲۶۴۱	۴/۵۲	•/••••٢٣	۶۴۸/۰۰	۲۵/۰۰	•/٧• ۴٣۶۴	•/٧• ۴٣٣۴	•/••••٢•
AR1	22/27	۳/۸ ۱	•/۵۱۲۶۳•	•/۵۱۲۶۲۳	_•/•٣	•/•••• ١٧	***/••	۱۱/۰۰	۰/۷۰۵۴۷۰	۰/۷۰۵۴۶۸	•/••••٢•
GKH1	18/9.	۲/۹۱	•/۵۱۲۶۷•	•/۵۱۲۶••	۰/۴۹	•/••••٩	۴۰۰/۰۰	۱۱۷/۰	·/Y· ۵۲۴۷	۰/۷۰۵۶۲۷	•/••••14
SKA22	۱ ۱/۲ •	۲/۰۵	·/۵۱۲۵۸۸	•/۵۱۲۵۸۱	-•/ λ ۶	•/••••١٨	۴۸۳/۳۰	۴۵/۲۰	•/٧• ۴۴۴٣	•/٧• 44• 4	•/••••٢١
MH2	۱ ۱/۲۰	١/٨٣	·/۵۱۲۷۱۷	•/۵۱۲۷۱۱	١/٦٢	•/••••۵	۴۷۷/۰۰	۴۳/۵۰	•/٧• ۴٣۶٧	•/٧• ۴٣٣•	•/••••١٨

جدول۲-۲: دادههای ایزوتوپی Sm-Nd و Rb-Sr سنگ کل برای سنگهای آذرین نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان⊣سفراین.

جدول۷-۴: نتایج تجزیه های ایزوتوپی Sr-Nd برای سنگ های بازالتی نئوژن نوار ماگمایی قوچان- اسفراین

Sample	Nd (ppm)	Sm (ppm)	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd)m	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd)i	εNd (10Ma)	Error (2s)	Sr (ppm)	Rb (ppm)	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr)m	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr)i	Error (2s)
G1	51/95	۴/۲۱	•/۵١٢٨٦٢	•/۵۱۲۷۴۴	۴/۵۳	•/••••٢۵	۷۵۸	۱۵	•/٧• ۴٨٢ ١	•/٧•۴٨١٢	•/••••
G2	۲۲/۸۳	۴/۷۵	•/۵١٢٨٦٣	•/۵۱۲۶۳۳	۴/۵۴	•/••••١٨	549	۲۳	•/٧• ۴٣۶۴	•/٧• ۴٣٢٢	•/••••١٨
G3	٢٢	۴/۸۱	•/۵١٢٨۵٢	•/۵۱۲۸۴۵	4/42	•/••••))	٨٠۵	١٧	•/٧• ۴١٢۴	•/٧• ۴۲٣•	•/••••٢١
G4	١٨	۳/۵۴	•/۵۱۲۷۷۱	•/۵١٢٧۶٧	۲/۷۶	•/••• •• • • •	۵۳۹	۵١	•/٧• ۴٣٨٧	•/٧ • ۴٣•٢	•/•••١٩

همچنین با توجه به نمودار ⁸⁷ Sr/⁸⁶ Sr در برابر Drummond et al., 1996) Rb)، نمونههای مورد مطالعه در محدوده آداکیتهای مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورونده سنوزوئیک قرار می گیرند (شکل ۷–۸).



شکل ۷-۸: موقعیت قرار گیری نمونه های سنگ های آذرین گنبد های نیمه عمیق نوار ماگمایی نئوژن قوچان-اسفراین در نمودار تغییرات Sr/⁸⁶ Sr در برابر Rb از (Prummond et al. (1996) که نشانگر قرار گرفتن نمونه ها در محدوده آداکیتهای مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورونده سنوزوئیک می باشد.

بر طبق نمودار Sr/⁸⁶ Sr اولیه در برابر ENd نمونههای سنگی مورد مطالعه در محدوده آداکیتهای کلاسیک که آداکیتهای مرتبط با فرورانش ورقه اقیانوسی در مناطق کمان هستند، قرار می گیرند. دادههای مربوط به محدوده آداکیتهای کلاسیک و سنگهای آداکیتی قارهای توسط:

Rapp and و Chung et al. (2003); He et al. (2013); Xu et al. (2002); Ma et al. (2015) (Watson (1995) ارائه شده است (شکل ۲–۹).



شکل ۷-۹: موقعیت قرار گیری نمونه های سنگ های آذرین گنبد های نیمه عمیق نوار ماگمایی نئوژن قوچان-اسفراین در نمودار تغییرات ⁸⁷ Sr/⁸⁶ Sr اولیه در برابر ۱۸۵ از (2016) Chen et al که نشانگر قرار گرفتن نمونه ها در محدوده آداکیتهای کلاسیک می باشد.

 دهنده آلایش ماگمای تشکیل دهنده سنگهای منطقه مورد مطالعه با ترکیبات پوسته قارهای بالایی در خلال بالاآمدن می باشد.



شکل۷-۱۰: موقعیت قرارگیری نمونه های سنگ های بازالتی نوار ماگمایی نئوژن قوچان- اسفراین در نمودار الف: ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd(i) در مقابل ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr(i) از Hofman (1997) و ب: Nd(t) در مقابل ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr(i) و ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd(i) نمونه ها در محدوده آرایه گوشته ای و محدوده همپوشان بازالت های نوع OIB و OIB می باشد. (موقعیت محدوده های MORB OIB ، volcanic ، oIB می باشد e notinental volcanis (1989), Zindler and Hart (1986), Hart et al. (1999), از (1989).

۷–۶–۳– منشا ماگماتیسم آداکیتی سنگ های مورد مطالعه براساس شیمی سنگ کل به منظور مطالعه منشأ ماگمای آداکیتی نوار ماگمایی قوچان-اسفریان در این بخش از نمودارهای Wang et al. (2004) و Wang et al. (2005) استفاده شده (2004) است. در نمودارهای شکل ۷–۱۱، نسبتهای تغییرات 30₂Al و P₂O₅, و عناصر کمیاب در مقابل SiO₂ است. در سنگهای مورد مطالعه، بررسی شده است. در این نمودارها، محدوده آداکیتهای با منشأهای متفاوت نشان داده شده است. نمونههای مورد مطالعه عمدتاً در محدوده آداکیتهای مشتق شده از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده، قرار می گیرند.



شکل ۲–۱۱: نمودار تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب در مقابل SiO₂ جهت تعیین منشاء آداکیتهای نوار ماگمایی قوچان– اسفراین (Wang et al., 2004, 2006). بر طبق این نمودارها، نمونههای مورد مطالعه عمدتاً در محدوده آداکیتهای مشتق شده از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورونده، قرار می گیرند.

در نمودار تغییرات MgO در برابر SiO₂ (SiO₂ (Oce et al., 2006) (شکل ۷–۱۲ الف) نمونههای آداکیتی نوار ماگمایی قوچان– اسفراین (متشکل از آندزیت، تراکیآندزیت، داسیت، تراکیداسیت و ریولیت)، در محدوده آداکیتهای مرتبط با ذوب ورقه اقیانوسی فرورانده قرار میگیرند. نمودار تغییرات TiO₂ در برابر SiO₂ (SiO₂ (Counce et al., 2011) یز تأییدی بر مشتق شدن سنگهای آداکیتی از ورقه اقیانوسی فرورانش یافته میباشد. در هر دو نمودار شکل ۷–۱۲الف و ب، با افزایش SiO₂ و در نتیجه افزایش تفریق، روندی نزولی از سمت ترکیبات حدواسط به سمت ترکیبات فلسیک تر مشاهده میشود. نمودارهای ژئوشیمیایی در فصل ۵، با تولید ترکیبات اسیدیتر منطقه از تبلور تفریقی ماگمای حدواسط منطبق است. لذا بر اساس همپوشانی محدودههای آداکیتی، منشأ پوسته قارهای زیرین برای سنگهای اسیدی تر منطقه را نمی توان پذیرفت. بر اساس نمودار تغییرات A/NK در برابر A/CNK (شکل ۷–۱۲ج)، دو محدوده آداکیتی حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی فرورو و ذوب پوسته قارهای زیرین مشخص می گردند (2012 دا ماله در Guan et al., 2012). طبق این نمودار سنگهای آداکیتی مورد مطالعه در محدوده حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی فرورو قرار می گیرند. با توجه به نمودار SiO₂ در مقابل عدد منیزیم (#Mg) نیز نمونههای مورد مطالعه ویژگی آداکیتهای مشتق شده از ذوب ورقه اقیانوسی فرورون و زوب پوسته قارای زیرین محدوده حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی فرورو قرار می گیرند. با توجه به نمودار 2012 در مقابل عدد منیزیم (#Mg) نیز نمونههای مورد مطالعه ویژگی آداکیتهای مشتق شده از ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده و در میدان آداکیتهای مورد مطالعه ویژگی آداکیتهای مشتق شده از ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده در میدان آداکیتهای سنوزوئیک مرتبط با دریچه اسلب (2011) در میدان قرار کی گرفتهاند (شکل ۷–۱۲).



شکل ۷–۱۲: موقعیت قرارگیری نمونه های سنگ های آذرین نوار ماگمایی قوچان- اسفراین در نمودارهای تعیین منشأ ماگماهای آداکیتی که در آن نمونه ها در محدوده آداکیتهای مرتبط با ذوب ورقه اقیانوسی فرورانده قرار می گیرند. الف و ب: نمودارهای تغییرات MgO در برابر SiO₂ و نمودارهای TiO₂ در برابر SiO₂از (2006) Wang et al. (2009). ج: نمودار تغییرات A/NK در برابر A/CK از (A/CNL د: نمودار تغییرات # Mg در برابر SiO₂ از (2009). ح

با توجه به نمودارهای Th/La در برابر Wang et al., 2006) Th نمونههای مورد مطالعه در محدوده سنگهای آداکیتی مشتق شده از ورقه اقیانوسی فرورانش یافته و آداکیت های مرتبط با پنجره ورقه اقانوسی قرار می گیرند (شکل ۷–۱۳ الف). همچنین طبق نمودار Th/Ce در برابر Th (, Th پنجره ورقه 2008)، سنگهای مورد مطالعه در میدان آداکیتهای مشتق شده از ذوب ورقه فرورونده کمان سنوزوئیک قرار گرفتهاند (شکل ۷–۱۳ ب). نمودار ۲/۲ در برابر Sr (2002) مونه سنوزوئیک قرار گرفتهاند (شکل ۷–۱۳ ب). نمودار Sr/Y در برابر Whalen et al., 2002) نمونه های سنگی نوار ماگمایی قوچان – اسفراین در محدوده آداکیت های مشتق شده از ذوب ورقه (Wang et al., 2002) Sr با ماگمایی قوچان – اسفراین در محدوده آداکیت های مشتق شده از ذوب ورقه مای سنگی نوار ماگمایی قوچان – اسفراین در محدوده آداکیت های مشتق شده از ذوب ورقه (شکل ۷–۱۳د) نمونههای سنگی آداکیتی نوار ماگمایی قوچان-اسفراین در محدوده آداکیتهای مرتبط با پنجره ورقه اقیانوسی قرار گرفتهاند.

مجموع دادههای ژئوشیمیایی و ایزوتوپی به دست آمده از نمونهها ، مبین آن است که ماگمای سازنده آداکیتهای سیلیس بالای نوار ماگمایی قوچان- اسفراین از ذوب بخشی لیتوسفر اقیانوسی گسیخته شده همراه با مشارکت رسوبات فرورونده همراه با ورقه فرورانش یافته، حاصل شدهاند.



شکل ۷–۱۳: موقعیت قرارگیری سنگهای آذرین نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان- اسفراین بر روی نمودارهای تعیین منشأ آداکیت ها که در آن نمونههای در محدوده سنگهای آداکیتی مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورانش شده قرار می گیرند. الف: در نمودار Th/La در مقابلTh از (2006) Wang et al. (2004 ب: نمودار تغییرات Th در برابر SiO از SiO et al. (2008). Sr/Y در برابر Sr/Y در برابر SiO (ppm). Wang et al. (2008).

۷-۷- ترکیب محل منبع سنگ های آداکیتی نوار ماگمایی قوچان – اسفراین

با بررسی نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل و همچنین نتایج ایزوتوپی ارائه شده در مباحث قبل، این امر آشکار شده است که سنگهای آذرین در این نوار ماگمایی با آداکیتهای پرسیلیس معرفی شده توسط (2005) Martin et al و (2012) Castillo مطابقت دارند. بر اساس ویژگیهای ژئوشیمیایی، سنگهای آداکیتی پر سیلیس حاصل ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده میباشد. همانطور که در فصل پنجم (ژئوشیمی) بیان گردید، غنیشدگی از عناصر LREE و تهیشدگی از عناصر HREE (Yb
میانگین ۱/۱۸ ppm و Y حدود ۱۱/۹۵ به همراه مقادیر بالای Sr/Y اشاره به ذوب بخشی یک منبع گارنت آمفیبولیتی یا اکلوژیتی دارند. جمشیدی و همکاران (۱۳۹۴) نیز اشاره به سنگهایی با خصوصیات مشابه به این نوار ماگمایی در منطقه سبزوار دارد. جهت تعیین ترکیب محل منبع از نمودار Nb/Ta در برابر Condie, 2005) Zr/Sm) استفاده شده است. نمونههای سنگی نوار ماگمایی قوچان - اسفراین در محدوده ترکیبات آداکیتی و TTG قرار می گیرد که نشانگر ذوببخشی یک منشأ با تركيب آمفيبوليت و يا اكلوژيت هورنبلنددار است (شكل ۷-۱۴). (2002) Foley et al. معتقدند که وجود آمفیبول به عنوان فاز باقیمانده در طول ذوب بخشی، مسئول روند منفی Nb/Ta در برابر Zr/Sm در شکل ۱۴-۷ دارد. تهی شدگی عناصر MREEs و HREEs نشان دهنده توزيع جزء به جزء اين عناصر در آمفيبول مي باشند(;Gill, 1981; Thompson et al., 1984) Thirlwall et al., 1994). نشانه و اثر گارنت را در ناحیه منشأ می توان از روی مقدار عناصر HREE نسبت به LREE، مقادیر پایین Yb و Y و نسبت بالای Sr/Y تشخیص داد. زیرا گارنت با حفظ عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) در خود، مقدار آنها را در مذاب کاهش می دهد و در نتیجه الگوی عناصر خاکی کمیاب، روندی شیبدار پیدا میکند (Lentz, 1998). در هنگام ذوب در ژرفای زیاد، عناصر خاکی کمیاب سنگین معمولاً در شبکه روتیل، زیرکن و گارنت جای می گیرند و به درون مذاب بخشی وارد نمی شوند، بنابراین نسبت HREE/LREE در فاز مایع کاهش می یابد (قاسمی و همکاران، Martin et al. (2005). (١٣٩٥). (١٣٩٥ و Kartin et al. (2008) معتقدند که فقير شدگی HREE نسبت به LREE نشانه وجود گارنت در سنگ منشأ اولیه می باشد.



شکل ۷-۱۴: موقعیت سنگهای آذرین گنبد های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان- اسفراین بر روی نمودار Nb/Ta در برابر Zr/Sm از (2005) Condie جهت تعیین ترکیب منبع سنگ های آداکیتی که نشانگر قرارگیری نمونه ها در محدوده ترکیبات آداکیتی و TTG می باشد. (میدان های OIB, MORB وIAB توسط (2002) Foley et al. (2002 و نسبت های Nb/Ta (۱۷/۴) و ۲۵/۲) گوشته اولیه توسط(۱۹89) Sun and McDonough به دست امده است).

همانطور که در نمودار La/Yb در برابر Drummond and Defant, 1990) Yb مشاهده می کنید نمونه های آداکیتی مورد مطالعه بر روی منحنی ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده قرار می گیرند و با ذوب بخشی یک منشأ گارنت آمفیبولیتی با نرخ حدود ۲۵ درصد مطابقت دارد (شکل۷–۱۵).



شکل ۷–۱۵: موقعیت سنگهای آذرین گنبد های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان- اسفراین بر روی نمودار نسبت La/Yb به Vb از (1990) Drummond and Defant که نشان دهنده ماهیت آداکیتی نمونه ها نسبت به سنگ های شاخص کمانی نرمال می باشند .

نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb نشانگر حضور آمفیبول، گارنت و پیروکسن در سنگ منشاء ماگماهای سازنده آداکیتهای سنگهای نوار ماگمایی قوچان- اسفراین میباشد که بیانگر رخساره اکلوژیت یا گارنت آمفیبولیت است (شکل ۲-۱۶).



شکل ۷–۱۶: موقعیت سنگهای آذرین گنبد های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان- اسفراین بر روی نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm از (2012) La که نشانگر حضور آمفیبول، گارنت و پیروکسن در سنگ منشاء ماگماهای سازنده آداکیتها می باشد و بیانگر رخساره اکلوژیت یا گارنت آمفیبولیت است.

اکنون به بررسی نقش مشارکت رسوبات به همراه ذوب ورقه فرورونده، در تشکیل ماگماهای سازنده سنگهای این نوار ماگمایی می پردازیم. نمودار تغییرات Cs/Th در برابر La/Sm ('O La/Sm ('A V- Neil, 2012) و نمودار تغییرات Th/Yb در برابر Th/Sm (Sun and Macdonough, 1989) (شکل ۷-۱۷ الف و ب)، موقعیت ترکیبی نمونههای سنگی متعلق به سنگهای آذرین نیمهعمیق نوار ماگمایی قوچان – اسفراین، تأثیرپذیری ماگماهای مورد نظر از نقش رسوبات فرورونده به همراه ورقه فرورانش یافته را به وضوح نشان می دهد.



شکل ۲–۱۷: الف: موقعیت سنگهای آذرین گنبد های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان-اسفراین بر روی نمودار الف: تغییرات Cs/Th در برابر La/Sm از La/Sm از Ribeiro et al. (2013). ب: نمودار تغییرات Th/Yb در برابر Sun and از Macdonough, (1989). بر اساس این نمودارها، نمودارها از هر دو مؤلفه ذوب ورقه اقیانوسی و ذوب رسوبات همراه آن متأثر شدهاند.

۸-۷- نقش فرایندهای تحول ماگمایی در خلال صعود ماگما

با توجه به مطالب یاد شده، ماگمای سازنده سنگهای آذرین نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان – اسفراین با ماهیت آداکیتی در زون بینالود، از ذوب بخشی یک منبع گارنت آمفیبولیتی ناشی از دگرگونی پوسته اقیانوسی نئوتتیس سبزوار حاصل شده است. بر اساس آنچه که در فصل ژئوشیمی (فصل ۵) به آن پرداخته شده و با توجه به روند نمودارهای تغییرات ژئوشیمیایی مورد استفاده در آن فصل، نقش فرایند تبلور تفریقی همراه با فرایند آلایش و هضم (AFC) در تحول ماگمای سازنده محرز شده است.

در این بخش، به منظور بررسی بیشتر فرایندهای تحولی درگیر در طول صعود ماگمای یاد شده، از مجموعه دادههای ژئوشیمیایی سنگ کل و نتایج آنالیز ایزوتوپی (Sr-Nd)، استفاده شده است. روندهای منفی مشاهده شده در نمودارهای تغییرات CaO ،MgO ، FeOtotal در مقابل افزایش ضریب تفریق و SiO (فصل ۵)، برای ترکیبات آداکیتی مورد مطالعه، با نقش مهم تبلور تفریقی سازگاری دارد. تحول همزمان ماگماهای یادشده در ارتباط مستقیم باشد. مقادیر پائین MREE (


شکل ۲–۱۸: موقعیت سنگهای آذرین گنبد های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان-اسفراین بر روی نمودارهای تغییرات نسبت های الف: Sr/Y، ب: Zr/Sm و ج: Gd//Yb در مقابل SiO₂، د: نمودار تغییرات CaO/Al₂O₃ در برابر FeO/MgO.

به دلیل ضریب توزیع بالای Eu و Sr در پلاژیو کلاز، تجمع این کانی در سنگ می تواند به بروز آنومالی مثبت Eu در آن بیانجامد. آنومالی مثبت Eu در تعدادی از نمونههای مورد مطالعه به ویژه ترکیبات فلسیکتر میتواند نشان دهنده میزان متغیری از تجمع پلاژیوکلاز در سنگ باشد. لیکن، همانطور که توضیح داده شده، افزایش قابل توجه نسبتهای Sr/Y و Sr/Y در مذاب را میتوان به اثر تفریق بلوری آمفیبول و یا گارنت در فشارهای نسبتاً بالا و یا به ذوب بخشی و بقای ماندن فازهای باقیمانده دیرگداز آمفیبول و گارنت، نسبت داد (Castillo et al., 1999). این امر، خود منجر به افزایش مقادیر SiO₂ مذاب و در نتیجه انطباق مثبت این اکسید با نسبتهای یاد شده خواهد شد (Macpherson et al., 2006). همانطور که در نمودارهای تغییرات نسبتهای Sr/Y و Sr/Y در برابر (Macpherson et al., 2006) مشاهده می شود (شکل ۲–۱۹ الف و ب)، روندهای مشاهده شده برای نمونههای مورد مطالعه، از روند تجمع پلاژیوکلاز در سنگ تبعیت نمیکنند، لذا تجمع پلاژیوکلاز را نمی توان یک عامل موثر در تحول ماگمای سازنده سنگهای مورد بررسی به شمار آورد.

با توجه به مجموع موارد یاد شده، می توان چنین استنباط کرد که به دلیل ضریب توزیع بالای عناصر REE و HFS در آمفیبول، این کانی چه به عنوان یک فاز لیکیدوس در طول تحول ماگما و چه به عنوان یک فاز باقیمانده در طول ذوب بخشی محل منبع، می تواند به بروز آنومالیهای منفی Ta، Nb و Ti منجر شود (فصل ۵، شکل ۵–۱۴ و ۵–۱۵). از طرف دیگر، این امر، به افزایش نسبت Zr/Sm در مقایسه با مقدار این نسبت در گوشته اولیه (۲۵/۵= Zr/Sm) منجر می شود (شکل ۷–۱۴).



شکل ۷–۱۹: موقعیت سنگهای آذرین گنبد های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان-اسفراین بر روی نمودار تغیییرات نسبت الف: Sr/Y و ب: La/Yb] در برابر ^{*}Eu/Eu که در آن روند های مشاهده شده نشانگر عدم تبعیت از روند تجمع پلاژیوکلاز در سنگ می باشد.

رفتار عناصر ناسازگاری مانند Ba ،Rb و Sr همواره به عنوان یک ابزار مفید در تمایز فرایند تبلور تفریقی از سایر فرایندهای تحول ماگمایی (مانند ذب بخشی و فرایندهای پیچیدهتر مانند هضم و آلایش ماگمایی)، اهمیت بسزایی دارد. چندین نمودار ژئوشیمیایی بر اساس تغییرات این عناصر Sr ناسازگار نسبت به هم معرفی شده است. به عنوان مثال، نمودارهای تغییرات نسبت Rb/Sr در برابر Sr و تغییرات Ba در مقابل Rb، توسط (2011), Ding et al., (2011) برای نشان دادن نقش تفریق فازهای مختلف مانند آمفیبول، پلاژیوکلاز، فلدسپات آلکالن و بیوتیت در تحول ماگما ارائه شدهاند (شکل ۷- مختلف مانند آمفیبول، پلاژیوکلاز، فلدسپات آلکالن و بیوتیت در تحول ماگما ارائه شدهاند (شکل ۷- ۲۰ الف و ب). با توجه به این دو نمودار و همچنین نمودارهای لگاریتمی Sr در مقابل Ba (شکل ۷- ۲۰ الف و ب). با توجه به این دو نمودار و همچنین نمودارهای لگاریتمی Sr در مقابل Ba (شکل ۷- ۲۰ ج)، Rb/Sr در مقابل Sr/Ba در مقابل Sr/Ba (شکل ۲- ۲۰ ج)، Rb در مقابل Sr/Ba در مقابل Sr/Ba (شکل ۲- ۲۰ ج)، Rb در مقابل Sr/Ba در مقابل Sr/Ba در مقابل Sr/Ba (شکل ۲- ۲۰ ج)، Th در مقابل Sr/Ba در مقابل Sr/Ba در مقابل Sr/Ba (شکل ۲- ۲۰ ج) که توسط ۲۰ ج)، Rb در مقابل Sr/Ba در مقابل Sr/Ba در مقابل Sr/Ba در مقابل Sr/Ba (شکل ۲- ۲۰ ه) که توسط ۲۰ ج)، Rb در مقابل Sr/Ba در مقابل Sr/Ba در مقابل Sr/Ba در مقابل Sr/Ba (شکل ۲- ۲۰ ه) که توسط ۲۰ ج)، Rb در مقابل Sr/Ba در مقابل Sr/Ba در مقابل Sr/Ba در مقابل Sr/Ba (شکل ۲- ۲۰ ه) که توسط ۲۰ ج)، Rb در مقابل Sr/Ba در مقابل Sr/Ba در مقابل Sr/Ba (شکل ۲- ۲۰ ه) که توسط (۱989) در مورد مطابه با نقش فرایند (یاد تغییرات سنگهای آداکیتی مورد مطابه با نقش فرایند (یادور تفریقی آمفیبول در طول تحول ماگمای سازنده و ایجاد ترکیبات تحول یافته در داسیتی وریولیتی از مذابهای اولیه تر حدواسط، سازگار است. در تایید این مطلب، میتوان به حضور فراوان

فنوکریستهای آمفیبول در ترکیبات آندزیتی تا داسیتی مورد مطالعه اشاره کرد (فصل ۳). تغییرات مقدار #Mg در برابر SiO₂ (شکل۷-۲۱ الف) نشانگر خالص نبودن مذاب حاصل از ورقه فرورنده اقیانوسی در تشکیل سنگ های آذرین نوارماگمایی قوچان-اسفراین می باشد و بیانگر واکنش مذاب های آداکیتی با گوه گوشته ای پریدوتیتی در خلال صعود از میان گوشته می باشد (Kamvong) مذاب های آداکیتی با گوه گوشته ای پریدوتیتی در خلال صعود از میان گوشته می باشد و با فرایندهای

هضم و آلایش ماگمایی (AFC) را در خلال صعود ماگما پیشنهاد می کند (شکل ۷–۲۱ ب). با توجه به نتایج آنالیزهای ایزتوپی نیز (جدول ۷–۳) در برخی نمونه ها که دارای مقادیر بالاتری از نسبت های ⁸⁷Sr^{/8}Sr و مقادیر پایین تری از (Kd(t) بودند نیز فرایندهای آلایش ماگمایی در حین صعود با سنگ های پوسته بالایی مورد تایید قرار می گیرد. همانطور که در فصل (۴) به طور مفصل بررسی شد، رخداد ترکیبات نامتعادل مانند منطقهبندی نوسانی در فنوکریستهای پلاژیوکلاز با سطوح انحلالی گردشده، منطقه بندی نوسانی در فنوکریستهای آمفیبول با حاشیههای سرشار از Mg و حضور بافتهای نامتعادل غربالی در فنوکریستهای پلاژیوکلاز را نمیتوان تنها به وسیله تفریق بلوری ساده در یک سیستم در حال تبلور بسته، توجیه کرد. مجموعه این شواهد بافتی به همراه



بلورهای کوارتز با حاشیه خلیج خوردگی میتواند یک سیستم تفریق بلوری باز را پیشنهاد کند که در ادامه تحت تاثیر فرایندهای هضم و آلایش ماگمایی قرار گرفته است.

شکل ۷-۲۰: موقعیت سنگهای آذرین گنبد های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان- اسفراین بر روی نمودارهای لگاریتمی تغییرات الف: نسبت Rb/Sr در برابر Sr ب: Ba در برابر Rb ج: نسبت Sr در برابر Ba د: نسبت Rb در برابر Sr و ه: Rb/Sr در برابر Sr /Rb از (Hanson (1989) که بیانگر نقش فرایند تبلور تفریقی آمفیبول در طول تحول ماگمای سازنده می باشد.



شکل ۷–۲۱: موقعیت سنگهای آذرین گنبد های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان- اسفراین بر روی نمودارهای الف: SiO₂ در برابر #Mg از (2014) Kamvong et al. (2014) که نشانگر خالص نبودن مذاب حاصل از ورقه فرورنده اقیانوسی در تشکیل سنگ ها می باشد (محدوده مذاب های بازلت تجربی از (1995) Rapp and watson و مذاب های هیبرید تجربی از (1999) Rapp et al. (بر برگرفته شده است). ب: نمودار 20/Na₂ در برابر Yb از (2014) Kamvong et al. (2014) که نقش تبلور تفریقی همراه با فرایندهای هضم و آلایش ماگمایی (AFC) را در خلال صعود ماگما پیشنهاد می کند.

۷-۹- الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگهای آداکیتی نوار ماگمایی قوچان –

اسفراين

ایران بخشی از سیستم کوهزایی آلپ- هیمالیاست که از بلوکهای قارهای متعدد تشکیل شده و توسط چندین کمربند چین خورده و یا رانده شده به سمت بالا از یکدیگر جدا می شوند (Gansser 1981a). شکل گیری و تکامل یک چنین سیستم کوهزایی بزرگی در نتیجه باز و بسته شدن اقیانوس-های تتیس بوده است (Bagheri and Stamfli, 2008). ایران به عنوان بخشی از گندوانا در طی نئوپروتروزوئیک – کامبرین زیرین در مجاورت صفحه عربی قرار داشته است.

نوار کوهزایی آلپ- هیمالیا در نتیجه بسته شدن دریای بزرگی به نام تتیس با روند خاوری – باختری بین دو قاره بزرگ گندوانا و اوراسیا تشکیل شده است. نوار آلپ – هیمالیا در ایران به دو شاخه شامل رشته کوههای البرز در شمال و رشته کوههای زاگرس در جنوب و جنوب غربی تقسیم میشود. تتیس

از پروتروزوئیک پسین وجود داشته و به عنوان یک بزرگ ناودیس در نظر گرفته می شود (Sengor, 1984). بر اساس موقعیت جغرافیایی و زمانی، اصطلاحات پالئوتتیس برای آن به کاره برده می شود. اقیانوس پالئوتتیس در طول دوره زمانی کربونیفر – پرمین، به دنبال حرکت رو به شمال بلوک ایران مرکزی، در شمال ایران شروع به بسته شدن کرد و در تریاس، بر خورد قارهای صورت گرفت (Berberian and King, 1981). اما در مورد زمان شکل گیری و بسته شدن نئوتتیس در ایران تاکنون مطالعات بسیاری انجام شده و نظرات مختلفی در مورد آنها ارائه شده است. هر چند در مورد زمان تشکیل اقیانوس نئوتتیس در ایران (پرمین تا تریاس) تقریباً اتفاق نظر وجود دارد اما در مورد وضعیت بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و برخورد قاره عربستان با ایران مرکزی، پژوهشگران نظرات متفاوتی را از كرتاسه (Haynes and McQulillan, 1974; Berberian, 1981; Alavi, 1994; Berberian and King, 1981)، ائوسن (King, 1988)، ائوسن (Sengor et al., 1988; Ghasemi and Talbot, 2006; Braud, 1987)، ائوسن Agard et al., 2005;) اليگوسن (Berberian et al., 1982; Hooper et al., 1994) اليگوسن (-Yilmaz, 1993)، اليگوميوسن (Robertson et al., 1991; Golonka, 2001)، ميوسن (Ribertson et al., 1993) 1981) Sengor, 1996; Robertson, 2000; Axen et al., 2001; McQuarrie et al., 2003; Mohajjel et al., 2003; Guest, 2004; Homke et al., 2004; Allen et al., 2004; Verdel et al., Stocklin,) و پليوسن – پليستئوسن (Philip et al., 1989) و پليوسن – پليستئوسن (2008; Sengor et al., 2008

1977) ارائه دادهاند (رستمی و همکاران، ۱۳۹۶).

ایران به دلیل تحمل زمین ساخت ویژه مناطق همگرایی ورقهها (; Berberian et al., 1982; Takin, 1972; Mohajjel et al., 2003; Alavi, 1994; Dercourt et Berberian and King, 1981; Takin, 1972; Mohajjel et al., 2003; Alavi, 1994; Dercourt et (al., 1986; Shahabpour, 2007; Ghasemi and Talbot, 2006) گستردهای (به صورت خروجی و نفوذی)، به ویژه در دورانهای مزوزئیک و سنوزوئیک بوده است. در (Emami et al., 1993) و ماگمایی (Haghipour and Aghanabati, 1985) ایران، اهمیت این رخدادها به خوبی منعکس شده است. ماگماتیسم گسترده این دوران، در سرتاسر پهنه ایران مرکزی به طور نامنظمی توزیع شده است (رستمی، ۱۳۹۶). در نقشه زونهای ساختاری

ایران، دو نوار ماگمایی، یکی در ایران مرکزی(نوار ارومیه – دختر) و دیگری در لبه شمالی ایران مركزي – لبه جنوبي البرز، مشتمل بر نوار ساوه – قم – سمنان – شاهرود – سبزوار ديده مي شود. سنگهای نوار ماگمایی ارومیه دختر با شواهد مطمئن به عنوان کمان ماگمایی حاشیه قاره قلمداد شده است (Berberian, 1981; Moeinvaziri, 1985; Alavi, 1994, 2004, 2007; Verdel et al., شده است (2011; Shahapour, 2007; Ayati et al., 2012) ، اما در باره سنگهای ماگمایی بخشهای داخلی ایران مرکزی و به ویژه نوار ماگمایی لبه شمالی ایران مرکزی – حاشیه جنوبی البرز، نظرهای متفاوتی از کافت درون قاره (امامی و رشید، ۱۳۷۸؛ صادق زاده، ۱۳۷۷؛ رشید، ۱۳۷۶؛ Bin and Meiyin, (شید، ۱۳۷۶) 2010) تا محیطهای فرورانش، کشش درون و یشت کمان حاشیه قاره (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۱؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲؛ الهیاری، ۱۳۸۹؛ Shasemi and Rezaei, 2015; Asiabanha and Foden, 2012) وجود دارد. به اعتقاد بسیاری از پژوهشگران، با شروع فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در تریاس بالایی، در بخشهای داخلی و شمالی ایران مرکزی (اصغرزاده، ۱۳۹۲؛ اصغرزاده و همکاران، ۱۳۹۲؛ ابتهاج و همکاران، ۱۳۹۲؛ ابتهاج، ۱۳۹۳؛ بلاغی و همکاران، ۱۳۹۳؛ دادیور، ۱۳۹۳؛ طوطی و همکاران، ۱۳۸۵) و حتی در جنوب البرز (مقدسی، ۱۳۸۲؛ قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰، قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۲، Wilmsen et al., 2009) حوضههای کششی پشت کمانی نابالغ اولیه در تریاس بالایی – ژوراسیک زیرین تشکیل شدهاند که برخی از آنها در طی ژوراسیک میانی – بالایی و به ویژه کرتاسه، به خوبی توسعه یافتهاند و حوضههای اقیانوسی پشت كماني نائين – بافت، سبزوار و سيستان را تشكيل دادهاند (Fotoohi Rad et al., 2009; Shojaat et ا al, 2003; Shafaii Moghaddam et al., 2009; Rossetti et al., 2010) اين حوضهها، در اواخر کرتاسه – پالئوسن بسته شدهاند و بقایای آنها به شکل نوارهای افیولیتی و آمیزههای رنگی در این مناطق برجای ماندهاند. همگام با آخرین رخداد فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در کرتاسه بالایی، فعالیتهای ماگمایی شدیدی در نوار ارومیه – دختر و نوار شمالی ایران مرکزی-

جنوب البرز در پالئوسن – ائوسن و به ویژه ائوسن میانی – بالایی بروز کرد (رستمی، ۱۳۹۶؛ جمشیدی، ۱۳۹۴).

افیولیتهای احاطه کننده خرده قاره ایران مرکزی، به عنوان بخشی از منطقه اقیانوسی نئوتتیس، از فراراندگی این اقیانوس،های کوچک به وجود آمدهاند و بیانگر جایگزینی سنگ کره اقیانوسی پشت كمان هستند (Agard et al., 2011). بخش شمال شرق زون تصادم عربي – اوراسيايي در شمال شرق ایران قرار دارد، جائی که مجموعه افیولیتی سبزوار با ۲۰۰ کیلومتر طول و ده کیلومتر پهنا، در امتداد نوار شمالی خرده قاره ایران مرکزی قرار دارد. تشکیل افیولیت سبزوار، با ایجاد یک گذرگاه آبی باریک اما عمیق، یعنی همان اقیانوس سبزوار در طول بازشدگی کرتاسه در ارتباط است (جمشیدی، ۱۳۹۴). اقیانوس سبزوار، حداقل از زمان کرتاسه میانی، بین بلوک لوت در جنوب و بلوک توران در شمال، شروع به گسترش کرد و می توان گفت که این راه آبی، جداکننده خرده قاره ایران مرکزی از صفحه اواسیا بوده است. مجموعه افیولیتی سبزوار در طول رخداد فرورانش رو به شمال و پرشیب اقیانوس سبزوار و در نهایت بسته شدن این راه آبی در کرتاسه بالایی – پالئوسن زیرین حاصل شده است (Shojaat et al., 2003). نوار افیولیتی و دگرگونی سبزوار با درازای ۲۰۰ کیلومتر و پهنای ۱۰ کیلومتر باقیمانده ی پوسته اقیانوسی سبزوار به شمار می اید که در کرتاسه پایانی فعال بوده، به دنبال جنبش های کوهزایی آلیی پایانی (لارامید) در اواخر کرتاسه – پالئوسن، شروع به بسته شدن کرده است. مطالعات پیشین (Bauman et al., 1983 ; قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹) نشان می دهد که فرورانش پرشیب و رو به شمال این سنگ کره اقیانوسی در طول کرتاسه – پالئوسن (۱۰۰ تا ۱۵۰

کیلومتر) از نوع جزیره کمانی در نوار شمالی ایران بوده است (جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۳). در ائوسن، با بسته شدن این اقیانوس و برخورد کمان ماگمایی یاد شده با لبه جنوبی البرز شرقی و در نتیجه، فرا رانده شدن دراز گودال اقیانوسی و بخش هایی از سنگ کره اقیانوسی بر روی لبه جنوبی البرز، نوار افیولیتی و دگرگونی های سبزوار و نوار ماگمایی مرتبط با آن تشکیل شده اند. این نوار ماگمایی با فعالیت های آتشفشانی گسترده و طولانی مدت در امتداد نوار افیولیتی همراه بوده است (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹؛ جمشیدی و همکاران ، ۱۳۹۳).

همانند سایر نقاط ایران، فعالیتهای آتشفشانی دوره ائوسن در زون سبزوار از گسترش قابل توجهتری برخوردار است. (2015) Ghasemi and Rezaei و (2007) Verdel et al. پر فلهور سه فاز مهم آتشفشانی پالئوژن در مرکز و شمال شرق ایران اشاره کردهاند: ۱- فاز ماگمایی انتهای پالئوسن – ابتدای ائوسن، رخداد ماگماتیسم آداکیتی سبزوار را میتوان به این فاز ماگمایی نسبت داد. ۲- فاز ماگمایی ائوسن میانی با فورانهای آتشفشانی زیاد و ۳- فاز آتشفشانی محدود به انتهای ائوسن – ابتدای الیگوسن همراه با ویژگیهای ژئوشیمیایی حوضههای پشت کمان. سنگهای ماگمایی ائوسن میانی – الیگوسن سبزوار که به طور گسترده در بخش جنوبی زون افیولیتی قابل مشاهده هستند، با فازهای ماگمایی دوم و سوم در ارتباط هستند و پیوند روشنی با ماگماتیسم ارومیه – دختر (UDMA نشان میدهند. فعالیتهای آتشفشانی در شمال شرق و مرکز ایران احتمالاً از طریق فرورانش لیتوسفر اقیانوسی سبزوار به عنوان شاخه شرقی اقیانوسی نئوتتیس کنترل میشده است. این مسئله میتواند پاسخ مناسبی برای ایجاد ماگماتیسم آداکیتی در انتهای پالئوسن – ابتدای ائوسن که به درون وی میتوان می مینه می مینان می مسئله میتواند و میتونی میت کمان از طریق فرورانش لیتوسفر میان می مینوار به عنوان شاخه شرقی اقیانوسی نئوتتیس کنترل می شده است. این مسئله میتوان وی میتوی میتوان در ماگماتیسم آداکیتی در انتهای پالئوسن – ابتدای ائوسن که به درون مجموعه افیولیتی سبزوار نفوذ کرده است و همچنین ماگماتیسم آداکیتی نئوژن در کمان ماگمایی قوچان – اسفراین فراهم کند (جمشیدی، ۱۳۹۴).

بر خلاف مطالعات گذشته که بر اساس مطالعات صحرایی سن انتهای میوسن – پلیوسن را برای ماگماتیسم آداکیتی زون سبزوار در نظر گرفتهاند (مانند صالحی نژاد، ۱۳۸۷)، مطالعات دقیق سن سنجی انجام یافته توسط جمشیدی (۱۳۹۴) به روش U-Pb، بیانگر سن ائوسن میانی (۵۸M۵–۵۲) برای ماگماتیسم آداکیتی منطقه سبزوار است. دادههای حاصل با سن انتهای پالئوسن (۵۸M۵) به دست آمده توسط (2014) مالان آباد (شرق میزوار) همخوانی نزدیک دارد. با توجه به محدوده سنی به دست آمده، میتوان چنین استنباط کرد

که ذوب بخشی پوسته اقیانوسی سبزوار، حداقل در انتهای پالئوسن رخ داده است (Jamshidi et al., نحشی پوسته (2018)

با توجه به شواهد ژئوشیمیایی، ایزوتوپی و پترولوژیکی ارائه شده در این تحقیق به نظر می رسد رخداد ماگماتیسم آداکیتی در نوار ماگمایی قوچان – اسفراین در بخشهای شمالی تر و دورتر از مجموعه ی افیولیتی با ادامه فرورانش ورقه ی اقیانوسی سبزوار به زیر ورقه ی قاره ای البرز شرقی (زون بینالود) و در پی آن گسیختگی لیتوسفر اقیانوسی سبزوار به وقوع پیوسته است (گردیده و همکاران، ۱۳۹۶ ؛ گردیده و همکاران، ۱۳۹۷).

این بازالت ها به عنوان مذاب های حاصل از ذوب بخشی گوشته متاسوماتیسم شده توسط مذاب های آداکیتی تفسیر می شوند (Defant et al. 1992; Sajona et al. 1996) . نسبت مقادیر Nb/Ta در ماگماهای کمانی حاصل از گوشته متاسوماتیسم شده توسط سیالات آبدار نسبت به گوشته ای که با مذاب های آداکیتی در تماس بوده است، به طور مشخصی قابل تفکیک است (با نسبت های بالای مذاب های آداکیتی در تماس بوده است، به عنوان مثال می توان به ماگماهای کمانی و پشت Nb/Ta تا حدود ۳۳) (Stolz et al., 1996). به عنوان مثال می توان به ماگماهای کمانی و پشت کمانی کامبرین نیوزلند (Kepezhinskas et al., 1996) اشاره نمود. برای

تشکیل بازالت های سرشار ازنیوبیوم دو مدل توسط پژوهشگران پیشنهاد شده است. در مدل اول، این سنگ ها از یک منشاء گوشته ای نوع OIB (بازالت های جزایر اقیانوسی) به وجود آمده اند (Castillo, 2008; Gazel et al., 2011) (Defant et al., 2011, اسبب به وجود آمدن این بازالت های سرشار از نیوبیوم می دانند ,Defant et al., 2011) های آداکیتی را سبب به وجود آمدن این بازالت های سرشار از نیوبیوم می دانند ,Defant et al., 2011 (Defant et al., 2013; Imaoka et al., 2014) (مایز بین این دو منشأ قابل تشخیص می باشد. بازالت های کمان ماگمایی قوچان – اسفراین بوسیله تمایز بین این دو منشأ قابل تشخیص می باشد. بازالت های کمان ماگمایی قوچان – اسفراین بوسیله (OIB می پایین Nb/U (۲۰- ۳۵)، که به طور مشخصی کمتر از بازالت های نوع MORB و OIB (حدود ۴۷) می باشد، متمایز می شوند(Hofmann et al., 1986). این مقادیر با تولید ماگما در محیط (مای مرتبط با فرورانش مطابقت دارد (Pearce and Peate, 1995). تمرکز عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) در بازالت های منطقه مورد مطالعه نشان می دهند که این سنگ ها نمی توانند بوسیله ذوب منشأ اسپینل پریدوتیت (منشاء متداول برای بازالت های نوع OIB) تشکیل شوند. این سنگ ها دارای منشأ اسپینل پریدوتیت (منشاء متداول برای بازالت های نوع OIB) تشکیل شوند. این سنگ ها دارای منشأ اسپینل پریدوتیت (منشاء متداول برای بازالت های نوع OIB) تشکیل شوند. این سنگ ها دارای منشأ اسپینل پریدوتیت (منشاء متداول برای بازالت های نوع OIB) تشکیل شوند. این سنگ ها دارای

مطالعات پترولوژیکی و ژئوشیمیایی بر روی سنگ های آتشفشانی و سنگ های آذرین درونی Rossetti et al., 2010; Alaminia et al., 2013; Khalatbari et al., 2013; Shafaii Moghadam) (۱۳۹۵، معاران، ۱۳۹۵ و جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۲) در توالی افیولیتی سبزوار نشان دهنده جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۴ و جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۲) در توالی افیولیتی سبزوار نشان دهنده ی تغییر ترکیب سنگ های ماگمایی از تولئیتی به کالک آلکن و آلکالن می باشد. به نظر می رسد فرایند عقب نشینی ورقه نئوتتیس که معمولا به وسیله افزایش سرعت همگرایی در زون فرورانش اتفاق می افتد سبب تحریک تشکیل قلمروهای کششی پشت کمان در صفحه بالایی قاره ای شده است. همانطور که پیش تر ذکر گردید، مجموعه افیولیتی سبزوار در طول رخداد حرکت رو به شمال و پر شیب اقیانوس سبزوار و در نهایت بسته شدن این حوضه آبی در کرتاسه بالایی- پالئوسن زیرین حاصل شده است (Shojaat et al., 2003). جایگزینی نوار افیولیتی سبزوار به وسیله فعالیت های آتشفشانی از ائوسن در زون سبزوار و تا انتهای پلیوسن در کمان آتشفشانی قوچان – اسفراین ادامه یافته است (۱۳۹۹, ۱۳۵۹). Baumann et al., 1983؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹ ؛گردیده و همکاران، ۱۳۹۷). با توجه به این بازه زمانی از فعالیت های آتشفشانی و جوانتر شدن ماگماتیسم از زون افیولیتی سبزوار به سمت قوچان در کمان ماگمایی قوچان – اسفراین به نظر نمی رسد که ورقه اقیانوسی سبزوار به سرعت مصرف شده باشد و فرایندهای دیگری باید در تولید جریان های بالای گرمایی و ایجاد مذاب هایی مشتق شده از ورقه اقیانوسی و تولید ماگمای آداکیتی سیلیس بالا در این نواحی درگیر بوده باشند. گسیختگی ورقه فرورونده (بازشدن پنجره) و بالا آمدن آستنوسفر داغ از طریق این دریچه (Von Blanckenburg & Davis, 1995)، فرایند قابل توجیهی برای توضیح تولید و تداوم جریانهای گرمایی داغ در کمان های بالغ می باشد.

در این فرضیه بخش بالایی ورقه فرورونده در برابر فرورانش مقاومت می کند در حالی که بخش پایینی ورقه اقیانوسی همچنان رو به پایین در حال فرورانش است تا اینکه دچار گسیختگی شود و شروع به فرو رفتن در گوشته و ذوب شدن نماید(Negrete-Aranda et al., 2013). گسیختگی ورقه فرورونده و بالا آمدن آستنوسفر داغ از طریق دریچه ورقه اقیانوسی باعث ایجاد جریان های گرمایی داغ در این ناحیه می گردد. تولید جریان های بالای گرمایی باعث ایجاد مذاب از لبه های ورقه اقیانوسی گسیخته شده می شود و ماگماهای آداکیتی سیلیس بالا (HSA) تولید می نماید. بالا آمدگی بخش هایی از آستنوسفر داغ از میان دریچه ورقه گسیخته شده به سمت گوه گوشته ایی ویژگی دوگانه محیط های کششی درون ورقه ای و فرورانشی حاشیه قاره ای و با ترکیب بازالتی نادری با قلیایی سرشار از نیوبیوم ایجاد نموده است(Castillo, 2008). این مذاب ها از طریق سیستمهای شکستگی و گسلی، به ترازهای بالاتر پوسته قارهای صعود کردهاند و در داخل حوضههای رسوبی این پهنهها جایگزین شدهاند. گسیختگی ورقه فرورونده سبزوار و بالا آمدگی گوشته در این ناحیه باعث ایجاد محیط کششی نابالغ در زیر سنگ کرهی قاره ای شده است (Mazaheri, 2016) (شکل ۷–۲۲) براین اساس، مدل تکتونیکی ارائه شده توسط قاسمی و همکاران (۱۳۹۶) میتوان برای تشکیل سنگهای آداکیتی نوار ماگمایی قوچان-اسفراین مراحل زیر را پیشنهاد کرد:

(۱) وجود پهنه اقیانوسی گسترده نئوتتیس در طی تریاس زیرین - میانی. (۲) شروع فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در تریاس بالایی - ژوراسیک زیرین که با فعالیتهای ماگمایی نوع کمانی در پهنه سنندج - سیرجان و کشش پشت کمانی در بخش شمالی پهنه ایران مرکزی - جنوب البرز همراه بوده است. (۳) تداوم فرورانش رو به شمال ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی در خلال ژوراسیک بالایی - کرتاسه پیشین که سبب بروز ماگماتیسم کمانی در زون مرکزی در زون مرکزی در خلال ژوراسیک بالایی - کرتاسه پیشین که سبب بروز ماگماتیسم کمانی در زون مائران مرکزی در خلال ژوراسیک بالایی - کرتاسه پیشین که سبب بروز ماگماتیسم کمانی در زون سنندج - سیرجان و گسترش حوضههای اقیانوسی پشت کمانی نائین - سبزوار شده است. (۴) شروع مسنندج - سیرجان و گسترش حوضههای اقیانوسی پشت کمانی نائین - سبزوار شده است. (۴) شروع مسنندج - سیرجان و گسترش حوضههای اقیانوسی پشت کمانی نائین - سبزوار شده است. (۴) شروع مسند خوضههای اقیانوسی سبزوار - نائین و تشکیل جزایر کمانی مرتبط در خلال کرتاسه پسین. سنتگهای داسیتی و تودههای گرانیتوئیدی جنوب سبزوار در این زمان تشکیل شده اند. (۵) بسته شدن نهایی حوضه اقیانوسی سبزوار و بالازدگی ورقه اقیانوسی آن به شکل تیغههای افیولیتی نائین - شدن نهایی حوضه اقیانوسی سبزوار و بالازدگی ورقه اقیانوسی آن به شکل تیغههای افیولیتی نائین - شدن نهایی حوضه اقیانوسی سبزوار و بروز ماگماتیسم گسترده کالکوآلکالن کمان قارهای در طی پالنوسن - شدن نهایی (شکل ۲ – ۲۲) (۶) تداوم فرورانش و گسیختگی ورقه اقیانوسی نئوتتیس سبزوار به زیر ورقه انوسن.(شکل ۲ – ۲۲) (۶) تداوم فرورانش و گسیختگی ورقه اقیانوسی نئوتتیس سبزوار به زیر ورقه الوسن.(شکل ۲ – ۲۲) (۶) تداوم فرورانش و گسیختگی ورقه اقیانوسی نئوتتیس سبزوار به زیر ورقه الوسن.(شکل ۲ – ۲۲) (۶) تداوم فرورانش و گسیختگی ورقه اقیانوسی نئوتتیس سبزوار به زیر ورقه بانوسن.(شکل ۲ – ۲۲) (۶) تداوم فرورانش و گسیختگی ورقه اقیانوسی نئوتتیس سبزوار به زیر ورقه الوسن.(شکل ۲ – ۲۲) (۳) ماگماتیسم آداکیتی نئوژن در نوار ماگمایی قوچان – اسفراین (شکل ۲ – ۲۲).



شکل ۷-۲۲: مدل زمینساختی نمادین برای بیان تحول و تکامل ماگماتیسم مزوزوئیک- سنوزوئیک در حوضه سبزوار (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۶).



شکل۷-۲۳: الگوی تحولات زمین ساختی- ماگمایی زون بینالود در طول مراحل انتهایی فرورانش نئوتتیس سبزوار (بدون مقیاس) در زمان میوسن پایینی- پلیوسن بالایی با الهام از (Shabanian et al. (2012 و جمشیدی (۱۳۹۴).

با توجه به وجود بازالت های غنی از نیوبیوم با سن مشابه (Ahmadi et al., 2017) در نزدیکی آداکیت های مزبور و با رخداد آداکیتی دراز مدت در این منطقه، در فاصله ۲۰ میلیون سال پس از بسته شدن حوضه اقیانوسی سبزوار (انتهای پالئوسن- ائوسن آغازین) و همچنین مشابهت ویژگی های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی سنگ های مورد مطالعه با سنگ های آداکیتی شرق ترکیه و همچنین مناطق مشابه در ایران مانند شمال غرب ایران، در بخش مرکزی ارومیه – دختر در اطراف منطقه انار که جداشدن و انفصال ورقه نئوتتيس زير منطقه انار و احتمالا شمال غرب ايران را علت ماگماتيسم آداکیتی پرسیلیس با محدوده های سنی بین ۱۰ تا ۱ میلیون سال در این نقاط می دانند، فرضیه گسیختگی لیتوسفر اقیانوسی فرورانده شده سبزوار را می توان در محدوده زمانی میوسن- پلیوسن مطرح نمود. تعداد زیادی از مدلهای ارائه شده، یک زمان تاخیری ۱۰ تا ۲۰ میلیون ساله را برای گسیختگی ورقه فرورو، بعد از شروع تصادم پیشنهاد میکنند (Van Hunen et al., 2011) که با زمان شروع گسیختگی ورقه نئوتتیس در ۵±۱۰ میلیون سال پیش مطابقت دارد (Omrani et al., 2008) با توجه به داده های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی و اثبات ماگماتیسم آداکیتی در منطقه که در فصل ۵ ارائه گردید، مدل گسیختگی ورقه اقیانوسی سبزوار و ماگماتیسم بعد از تصادم مرتبط با فرورانش این اقیانوس می تواند مهم ترین عامل در تشکیل سنگ های ماگمایی آداکیتی نئوژن در نوار ماگمایی قوچان – اسفراین شمال شرق ایران باشد.

با توجه به موارد یاد شده، می توان چنین استنباط کرد که ماگماتیسم آداکیتی درشمال شرق ایران به دو محدوده زمانی قابل تقسیم بندی است: ۱ – ماگماتیسم آداکیتی انتهای پالئوسن – ابتدای ائوسن که به طور مستقیم با ذوب بخشی ورقه فرورو اقیانوسی در ارتباط است. نمونه بارز آن ترکیبات آداکیتی در زون افیولیتی سبزوار است که در درجه اول با ذوب یک محل منبع گارنت آمفیبولیتی//کلوژیتی مرتبط با لیتوسفر اقیانوسی دگرگون شده سبزوار در ارتباط است، هر چند که فرایندهای تفریق بلوری آمفیبول در تشدید ویژگیهای آداکیتی ماگمای اولیه تاثیر بسزایی داشته است. ۲ – ماگماتیسم آداکیتی ابتدای میوسن و احتمالاً انتهای پلیوسن مورد مطالعه در این تحقیق است که با فرایند گسیختگی ورقه فرورو اقیانوسی و در نتیجه بالا آمدن استنوسفر و ذوب باقیمانده ورقه اقیانوسی سبزوار همراه با فرایند آلایش پوسته قارهای در ارتباط بوده است. الگوی ارائه شده، با مجموع دادهها و نتایج ژئوشیمیایی و ایزوتوپی Sr-Nd که به تفصیل در فصل ۵ و ابتدای این فصل به آن پرداخته شد، همخوانی دارد. در این الگو، رویداد ذوب بخشی آبدار آمفیبولیت در تداوم فرورانش و در پی آن گسیختگی لیتوسفر اقیانوسی سبزوار، عامل تشکیل ماگماتیسم ابتدای این فصل به آن پرداخته شد، همخوانی دارد. در این الگو، رویداد ذوب بخشی آبدار آمفیبولیت ارتدای این فصل به آن پرداخته شد، همخوانی دارد. در این الگو، رویداد ذوب بخشی آبدار آمفیبولیت در تداوم فرورانش و در پی آن گسیختگی لیتوسفر اقیانوسی سبزوار، عامل تشکیل ماگماتیسم آداکیتی در زون بینالود بوده است. از طرف دیگر، با توجه به مطالعات دما- فشار سنجی بر روی آمفیبول و پلاژیوکلاز (فصل ۴)، یک آشیانه ماگمایی و سطح مجزای ذخیره ماگمایی اصلی و آشیانه ماگمایی های ماگمایی اصلی و آمیانه ماگمایی ماگمایی امای این ماگمایی امای این ماگمایی امای این ماگمایی امای این این مای این این این این مای این و در پی آن گسیختگی لیتوسفر اقیانوسی سبزوار، عامل تشکیل ماگماتیسم آمفیبول و پلاژیوکلاز (فصل ۴)، یک آشیانه ماگمایی و سطح مجزای ذخیره ماگمایی اصلی و آشیانه ماگمایی امای این این این این این مای این مای این و سطح مجزای دخیره ماگمایی اصلی و آمیانه های ماگمایی در عمق پوسته بالایی و آشیانه های فرعی در سطوح کم عمق تر پوسته بالایی.

فصل هسم



۸–۱– نتایج

پیکرههای سنگی موجود در نوار ماگمایی قوچان- اسفراین (شمال شرق ایران)، شامل پیکره های رسوبی، آتشفشانی و آذرین نیمه عمیق میباشند. این پیکرهها دارای طیف سنی اواخر ژوراسیک تا کواترنری می باشند. در منطقه مورد مطالعه قدیمی ترین رخنمون های سنگی متعلق به سازند شمشک مربوط به ژوراسیک هستند و شامل شیل های خاکستری تیره با میان لایه های ماسه سنگ دانه ریز میباشد. پیکرههای رسوبی مشتمل بر واحدهای ماسه سنگی- شیلی، شیلی – مارنی گچ دار و بخشهای رسوبی- آتشفشانی میباشد. پیکرههای ماگمایی موجود در نوار ماگمایی قوچان - اسفراین با راستای شمال غرب- جنوب شرق بین مجموعه افیولتی سبزوار و سیستم گسلی نیشابور واقع گشته است. نوار ماگمایی قوچان- اسفراین در زون بینالود که دنباله شرقی رشته کوه های البرز می باشد واقع شده است. سنگ های نیمه عمیق نئوژن نوار ماگمایی قوچان- اسفراین غالباً به صورت گنبد های ا بزرگ و کوچک با رخنمون سطحی ۱ تا ۴ کیلومترمربع و همچنین به صورت دایک و استوک با ترکیب آندزیتی تا ریولیتی غالباً در بین سنگ های میزبان رسوبی ژوراسیک، سری آتشفشانی و آتشفشانی -رسوبی ائوسن، سنگ های رسوبی میوسن و پلیوسن تظاهر یافته اند. مطالعات پتروگرافی بر روی مقاطع نازک نیز مؤید وجود گروههای سنگی حدواسط، اسیدی در این نوار ماگمایی میباشد. با توجه به ویژگیهای ژئوشیمیایی مانند میزان HREE پایین و LREE بالا به همراه سایر ویژگیها از جمله Na₂O، SiO₂ بیش از ۳ درصد، Al₂O₃ بیش از ۱۶ درصد، Yb پایین تر از ۱/۸ پیپیام، Y کمتر از ۱۸ پی پی ام، نبود آنومالی منفی Eu، آنومالی منفی Nb و آنومالی مثبت Sr و نسبت K₂O به 0.226) Na₂O (ppm 1.006 تا 0.226) اشباهت سنگهای آذرین نیمه عمیق مورد مطالعه نوار ماگمایی قوچان- اسفراین که شامل آندزیت، تراکیآندزیت، داسیت ، تراکیداسیت و ریولیت به سنگهای آداکیتی آشکار میباشد.

سنگهای آداکیتی مورد مطالعه نوار ماگمایی قوچان – اسفراین بر اساس ویژگیهای ژئوشیمیایی، در

گروه HSA (آداکیتهای سیلیس بالا) قرار می گیرند. آداکیتهای پرسیلیس به عنوان مذابهای حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی فرورانش یافته با ترکیب گارنت آمفیبولیتی/ اکلوژیتی در فشار معادل با محدوده پایداری گارنت تفسیر می شوند، که بیشتر در طی عبور از گوه گوشتهای با آن واکنش دادهاند. با توجه به حضور انواع آنکلاوهای هم منشأ (مانند اتولیتها) و غیر هم منشأ (مانند آنکلاوهای گنیسی، شیستی، توفی ماسهسنگی و …) ماگماهای سازنده آداکیتهای مورد مطالعه، در هنگام بالا آمدگی دچار تبلور تفریقی، هضم و آلایش پوستهای شدهاند. این آنکلاوها شواهد آشکاری برای اختلاط ماگمایی و آلایش پوستهای هستند. علاوه براین نمودارهای هارکر نشان دهنده نقش فرایندهای مؤثر (تبلور تفریقی، هضم و آلایش پوستهای) در تحول ماگمای سازنده سنگهای این منطقه مى باشند. ميزان TiO₂, P₂O₅, MnO, Fe₂O₃, MgO و CaO با افزايش مقدار سيليس، كاهش می یابد. همچنین روند منفی عناصر Ni و Co در برابر سیلیس نشانه تبلور تفریقی ماگما می باشد. تغییرات K₂O/Na₂O در برابر Esperanca et al., 1992) Rb/Zr در برابر K₂O/Na₂O اشاره به نقش جدایش بلوری به همراه هضم و آلایش ماگمایی در طی تحول ماگمای سازنده سنگهای نیمه عمیق و نفوذی مورد مطالعه دارد. همچنین نمودار Rb/Th در برابر Pearce, 1983) Th) جهت نشان دادن ترکیب فرایند جذب و تبلور تفریقی (AFC) در برابر تبلور تفریقی (FC) در تحول ماگمای تشکیل دهنده این سنگها می باشد. نسبت Th/U در پوسته بالایی در حدود ۳/۸ است (Rudnick and Gao, 2003) و در نمونههای منطقه این نسبت بین ۲ تا ۵/۵ است که می تواند بیانگر تأثیر آلودگی پوستهای و یا نقش رسوبات روی ورقه اقیانوسی فرورنده در تشکیل سنگهای منطقه باشد. الگوی تفریق یافته عناصر خاکی کمیاب در سنگهای منطقه نیز نشانگر حضور گارنت و آمفیبول در ناحیه منشأ است. نشانه و اثر گارنت را در ناحیه منشأ میتوان از روی مقدار عناصر HREE نسبت به LREE، مقادیر یایین Yb و Y و نسبت بالای Sr/Y تشخیص داد. زیرا گارنت با حفظ عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) در خود، مقدار آنها را در مذاب کاهش می دهد و در نتیجه الگوی عناصر خاکی کمیاب، روندی شیبدار پیدا میکند. غنی شدگی از عناصر کمیاب سبک و تھی شدگی از عناصر کمیاب سنگین از خصوصیات سنگهای کالک آلکالن حاشیه قارهای میباشد که در سنگهای این نوار ماگمایی به چشم میخورد.

- تخمین دما و فشار تبلور این کانیها پس از بررسی شیمی کانیها حاصل گردید. آنالیز میکروپروب الکترونی بر روی ۲۰۰ نقطه آمفیبول، ۱۳۸ نقطه پلاژیوکلاز، ۲۳ نقطه پیروکسن و ۲۲ نقطه بیوتیت صورت گرفته است.

با توجه به مطالعات شیمی کانی ها و تعیین شرایط دما- فشار این طور می توان نتیجه گرفت که نوار ماگمایی سنوزوئیک قوچان- اسفراین در شمال سبزوار در یک محیط فرورانش ایجاد شده و از گنبد های نیمه عمیق نئوژن با ترکیب غالب آندزیتی تا ریولیتی تشکیل شده است. نتایج حاصل از بررسی-های ریزپردازنده الکترونی نشان میدهند که آمفیبول های موجود در این سنگها در محدوده چرماکیتی تا هورنبلند منیزیوم دار و کلینوپیروکسنها در گستره اوژیت و به میزان کمتر دیوپسید قرار دارند. ترکیب این کانی ها منطبق بر آمفیبول ها و پیروکسنهای موجود در سری ماگمایی قرار دارند. ترکیب این کانی ها منطبق بر آمفیبول ها و پیروکسنهای موجود در سری ماگمایی اهکی- قلیایی است. ترکیب پلاژیوکلازها در محدوده الیگوکلاز تا آندزین هستند. نتایج حاصل از دما فشار سنجی بر روی کانی آمفیبول بیانگر تبلور آن در دمای بین ۸۶۰ تا ۹۴۹درجه سانتی گراد و فشار ۱۱۰۰ تا ۲۰۸ مگا پاسگال و برای کلینوپیروکسنهای موجود، بیانگر دمای ۱۱۵۰ تا ۱۱۷۵ درجه

با توجه به تفسیر نتایج دما-فشار سنجی بر روی کانی های آمفیبول، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن، ماگمای اولیه سازندهی سنگهای نیمه عمیق نئوژن نوار ماگمایی قوچان- اسفراین پس از تولید در عمق حدود ۱۷ کیلومتری در پوسته میانی انباشته شده و شروع به تبلور کلینوپیروکسن کرده است که بیانگر آن است صعود ماگما به سطح در این عمق متوقف شده و باعث تشکیل آشیانه ی ماگمایی شده است. لذا کلینوپیروکسن ها اولین فاز متبلور شده از ماگما بوده و آمفیبول ها و پلاژیوکلازها، در فاز بعدی تبلور یافته اند. در ادامه با صعود ماگما به سطح زمین تا عمق حدود ۱۲ کیلومتری در حدود ۲۰ کیلومتری آغاز گشته و تا سطوح نزدیک به سطح زمین تا عمق حدود ۵ کیلومتری در آشیانه های ماگمایی کوچک تری در پوسته بالایی تبلور نهایی این بلور ها به همراه پلاژیوکلاز ها رخ داده است. شیمی کانی ها و مطالعات دما-فشار سنجی به یک آشیانه ماگمایی نسبتاً بزرگ در مرز پوسته میانی و بالایی و آشیانه ماگمایی کوچک تر در پوسته بالایی اشاره دارد که ماگمای این آشیانه ها درانتها از طریق شکستگی ها و گسل ها بالا آمده و تحت تأثیر تفریق و آلودگی با مواد پوسته ای قرار گرفته اند و در نهایت به صورت توده های آذرین نیمه عمیق منجمد شده اند.

- نسبتهای ایزوتوپی در یک ماگما مشخص کننده ناحیه منشأیی هستند که ماگما از آنجا سرچشمه گرفته است. مقادیر نسبتهای اولیه Nd/¹⁴⁴ Nd ¹⁴⁴ در محدوده ۸۵۱۲۵۸۱ تا ۸۵۲۵۰۲ و نسبت ⁸⁷ Sr/⁸⁶ Sr بین ۸۹۰۳/۲۰ و ۸۷۰۵۶۲۷ قرار دارد. مقدار Nd در این سنگها نسبتاً بالا (۸/۰۰- تا (۴/۹۸+) میباشد. همخوانی نسبی مقادیر ایزوتوپی این نمونه ها نشانگر نشات گرفتن آنها در طی فرآیند تفریق ماگمایی و از مذاب های مادر یکسان و منبع مشابه می باشد. با توجه به مطالعات صحرایی و ژئوشیمیایی و ویژگی های ایزوتوپی نمونه ها می توان استنباط کرد که نمونه های دارای استنباط کرد که نمونه های دارای آمده باشند. سنگهای آذرین نوار ماگمایی قوچان – اسفراین طبق نمودار تغییرات ⁸⁷⁸ اولیه در مقابل Nd در مقابل Nd، در محدوده آداکیتهای مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورونده و آداکیت های سنوزوئیک مرتبط با پنجره ورقه فرورونده گسیخته شده قرار می گیرند.

- با توجه به مجموع دادههای سنی به روش های U-Pb و K-Ar برای این گروههای سنگی در نوار ماگمایی قوچان- اسفراین، محدوده سنی ۲/۳۳±۰/۱۲Ma تا ۱۷/۸۱±۰/۱۵Ma میلیون سال در نظر گرفته شده است. بر اساس مقایسه این سنهای بدست آمده با جدول زمانی زمین شناسی، سن این سنگها معادل با میوسن پیشین تا پلیوسن پسین (بوردیگالین تا پیکوانزین) میباشد.

۲-۸-پیشنهادات

 ۱- با تحقیقات گسترده و جامع تر در منطقه مورد مطالعه در زمینه ساختاری و مقایسه این نوار ماگمایی با مناطق مجاور و مناطق مشابه در دنیا به یقین میتوان در مورد ساختار تشکیل گنبدهای نیمه عمیق و دایک ها در این نوار ماگمایی اطمینان بیشتری حاصل کرد.

۲- وجود دگرسانیهای موجود در سنگهای آتشفشانی ائوسن در نوار ماگمایی قوچان – اسفراین، روزنه امیدی برای پی جویی عناصر اقتصادی از جمله مس با توجه به وجود معادن فعال مس و فیروزه در جنوب منطقه مورد مطالعه می باشد و زمینه اکتشافی مناسبی در آینده جهت پی جویی کانیهای اقتصادی فراهم می کند. بنابراین بررسی منطقه از لحاظ اقتصادی می تواند حائز اهمیت باشد.

۳- به دلیل وجود گسترده ی سنگ های آذرآواری در برخی مناطق نوار ماگمایی قوچان – اسفراین مانند دره برسان و فهنه و توالی های گسترده از واحدهای آذرآواری و اپی کلاستیک در منطقه، بررسی رخساره های آتشفشانی و پتروژنز این سنگ ها امری ضروری به نظر می رسد.

۴- مطالعات سن سنجی دقیق و آزمایش مایکروپروپ بر روی بازالت های سرشار از نیوبیوم منطقه به منظور بررسی روابط بین ماگماتیسم آداکیتی نوار ماگمایی قوچان – اسفراین با این بازالت ها و ارائه الگوی دقیق از تحولات زمین ساختی– ماگمایی در این منطقه.

ابتهاج م، قاسمی ح. و صادقیان م، (۱۳۹۲) "ژئوشیمی و پتروژنز دایکهای گابرویی منطقه بند هزارچاه" مجموعه مقالات هفدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه شهید بهشتی، ص. ۶۵۸ تا ۶۶۵ ، تهران.

ابتهاج م، (۱۳۹۳)، پایان نامه کارشناسی ارشد:" پترولوژی و ژئوشیمی دایکهای دیابازی منطقه غرب بند هزارچاه"، دانشگاه علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

آسیابانها ع، (۱۳۸۰)، رساله دکترا: "زمین شناسی و پتروژنز رخساره های آتشفشانی منطقه یوزباشی چای، غرب قزوین"، دانشگاه تربیت مدرس، ص ۳۲۱.

اصغرزاده ز، قاسمی ح. و صادقیان م، (۱۳۹۲)، "پترولوژی و ژئوشیمی دایکهای گابرویی قطع کننده مجموعه دگرگونی – آذرین دلبر (جنوب شرق بیارجمند – شاهرود)" مجموعه مقالات هفدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه شهید بهشتی، ص. ۳۳۳ تا ۳۷۱، تهران.

اصغرزاده ز، (۱۳۹۲)، پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی:" ژئوشیمی و پترولوژی دایکهای دیابازی منطقه دلبر"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

آقانباتی س.ع، (۱۳۸۳)، "زمین شناسی ایران" سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ص ۵۸۶.

امامی م.ه. و رشید ح، (۱۳۷۸)، " بررسی ولکانیسم ترشیری منطقه عباس آباد (غرب سبزوار – ایران مرکزی)"، مجموعه مقالات هجدهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران، تهران.

امینی ب. و خان ناظر ن.ه، (۱۳۸۰)، " نقشه زمین شناسی ۱۰۰۰۰۰۰: چهار گوش مشکان"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

الهیاری س، (۱۳۸۹)، پایان نامه کارشناسی ارشد:"پتروژنز سنگهای آذرین ائوسن فوقانی نوار ماگمایی کاهک-عباس آباد"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.

بازوبندی م.ح، (۱۳۷۹)، پایان نامه کارشناسی ارشد: " مطالعه پتروگرافی و پترولوژی مجموعه دگرگونی سلطان آباد در ارتباط با مجموعه افیولیت ملانژسبزوار"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران. بلاغی ز، صادقیان م، قاسمی ح، محجل م. و جای م، (۱۳۹۳) " کانی شناسی، زمین شیمی و سن پر توسنجی دایک های مافیک موجود در مجموعه ی دگر گونی دلبر، بیار جمند (جنوب خاور شاهرود)"، مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران، جلد بیست و دوم، شماره سوم، ص. ۴۷۱ تا ۴۸۴.

بربریان م، (۱۳۶۲) "دگرریختی قارهای در فلات ایران زمین" سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گزارش شماره ۵۲.

پور لطیفی ا، (۱۳۸۵)، " نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ اخلمد"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

تنها ع، (۱۳۸۸)، پایاننامه کارشناسی ارشد: "پتروژنز سنگهای آذرین نئوژن در شمال انبرآباد (مشکان)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

دادپور م، (۱۳۹۳)، پایان نامه کارشناسی ارشد: " پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای بازالتی موجود در قاعده توالی رسوبی ژوراسیک منطقه جمیل (خاور سهل) و اهمیت ژئودینامیکی آنها" دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

رستمی حصوری م، (۱۳۹۶)، پایان نامه دکتری:"پترولوژی و جایگاه زمین ساختی بازالت های الیگومیوسن نوار ترود – سبزوار (شمال ایران مرکزی)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

رستمی حضوری م، قاسمی ح، رضایی م. و مباشری م، (۱۳۹۶) " شیمی کانیها و زمین دما-فشارسنجی دسته دایکهای دیابازی ژوراسیک غرب رضاآباد"، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، سال بیست و پنجم، شماره چهارم، ص ۷۶۱- ۷۷۴.

رشید ح، (۱۳۷۶)، پایان نامه کارشناسی ارشد:" ولکانیسم ترشیری منطقه عباس آباد(مرکزی)، غرب سبزوار – ایران" دانشکده علوم زمین، دانشگاه تبریز.

رضازاده ر، (۱۳۸۴)، " قوچان بام خراسان" انتشارات پژوهش توس، خراسان رضوی. ص ۱۴.

زرین کوب م.ح. چانگ س.ل. خطیب م.م. محمدی س.س. و نخعی م، (۱۳۸۷)، "سنسنجی، پتروگرافی و ژئوشیمی سنگهای آتشفشانی منطقه رچ (جنوب باختری بیرجند)"، دوازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، ص ۱ تا ۶. زرین کوب م.ح. محمدی س.س. و یوسفی ف، (۱۳۹۰) "ژئوشیمی و پتروژنز سنگ های آتشفشانی و نیمه نفوذی گیوشاد (جنوب باختر بیرجند، خاور ایران)**" مجله پترولوژی**، شماره هفتم، ص ۳۹–۵۰.

جمشیدی خ، قاسمی ح. وصادقیان م، (۱۳۹۲) "سنگشناسی و زمین شیمی سنگهای آداکیتی پرسیلیس پساافیولیتی سبزوار" **مجله پترولوژی**، ص ۵۱ تا ۶۸.

جمشیدی خ، (۱۳۹۴)، رساله دکتری: "پترولوژی، ژئوشیمی و پتروژنز گنبدهای آداکیتی شمال باشتین، سبزوار"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

جمشیدی خ، قاسمی ح. و صادقیان م، (۱۳۹۳) "سنگ شناسی و زمین شیمی سنگهای آداکیتی پر سیلیس پسا افیولیتی سبزوار **" مجله پترولوژی**، سال پنجم، شماره ۱۷، ص ۵۱ تا ۶۸. جمشیدی خ. قاسمی ح. و میائول، (۱۳۹۴) "سن سنجی U-Pb و تعیین ترکیب محل منشا گنبدهای آداکیتی پساافیولیتی سبزوار **" مجله پترولوژی،** سال ششم، شماه ۲۳، ص ۱۲۱ تا ۱۳۸.

حسینی ح، صادقیان م. و قاسمی ح، (۱۳۹۲)، "اهمیت کنگلومرای سرشار از قطعات گرانیتی به سن اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک در تعیین جایگاه چینهشناسی تودههای گرانیتوئیدی بند هزارچاه بیارجمند و جنوب غرب میامی"، هفدهمین همایش انجمن زمینشناسی ایران، دانشگاه شهید بهشتی، تهران.

درویشزاده ع، (۱۳۸۳)، "زمین شناسی ایران" انتشارات امیر کبیر، تهران، ص ۹۰۱.

درویش زاده ع.، (۱۳۸۹) " **سنگ شناسی دگر گونی**" انتشارات دانشگاه پیام نور. چاپ ششم، تهران.

دلاور ز. صادقیان م. و فردوست ف.ا، (۱۳۸۹)، "ماگماتیسم الیگوسن در منطقه جنوب غرب بیرجند"، چهارمین همایش ملی زمین شناسی دانشگاه پیام نور، ۱۲ الی ۱۴ شهریور ماه. ، ص ۳۰۳– ۳۱۲، مشهد.

دهنوی ن.خ، مهدیزاده شهری ح. و صادقیان م، (۱۳۸۷)، "پترولوژی وژئوشیمی سنگهای ساب ولکانیک شهرفیروزه (بزغان) درغرب نیشابور"،مجموعه مقالات دوازدهمین همایش انجمن زمینشناسی ایران، اهواز- شرکت ملی مناطق نفتخیزجنوب، ص۱۸۴۴- ۱۸۴۸. اهواز.

رادفر، ج، (۱۳۸۰)، " نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ صفی آباد" انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. صادق زاده ش، (۱۳۷۷)، پایان نامه کارشناسی ارشد:"پترولوژی سنگهای آتشفشانی منطقه شمال خاور میاندشت"، دانشکده علوم، دانشگاه شهید بهشتی.

صالحی نژاد ح، صادقیان م. و قاسمی ح، (۱۳۸۶)، "ماگماتیسم آداکیتی در منطقه باشتین، غرب سبزوار"، یازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه فردوسی، مشهد.

صالحی نژاد رنجبر ح، (۱۳۸۷)، پایان نامه ارشد: "پترولوژی وژئوشیمی گنبدهای ساب ولکانیک منطقه باشتین (غرب سبزوار)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

عزیزی ح، (۱۳۹۴) **"ژئوشیمی ایزوتوپی و کاربرد آن در علوم زمین"** انتشارات دانشگاه کردستان، ص ۳۰۶.

فارگ، (۲۰۱۴) **"اصول زمین شناسی ایزوتوپی**" ترجمه ولیزاده م، قاسمی ح، نراقی ن. و صادقیان م، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ص ۸۳۶.

فتاحی ا، (۱۳۸۲) ، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پتروژنز، رخساره ها و مکانیسم فوران آتشفشان مارکوه، جنوب غرب قوچان" دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

فتحآبادی ف، (۱۳۹۳)، پایان نامه ارشد:"زمینشناسی، پترولوژی و ژئوشیمی گنبدهای سابولکانیک منطقه مقیسه (جنوبغرب سبزوار)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

قاسمی ح، الهیاری س، طاهری ع. و صادقیان م، (۱۳۹۲)، "موقعیت چینه شناختی و تحلیل بافتی سنگهای آتشفشانی نوار آتشفشانی رسوبی عباس آباد، شمال شرق شاهرود" پژوهشهای چینهنگاری و رسوب شناسی، شماره ۱، ص ۲۵-۴۲.

قاسمی ح. و برهمند م، (۱۳۹۲) "پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای آذرین موجود در سازند قرمز زیرین منطقه گرمسار" **فصلنامه زمینشناسی ایران**، سال هفتم، شماره بیست و ششم، ص. ۱۷–۳۳.

قاسمی ح. و جمشیدی خ، (۱۳۹۰)، "ژئوشیمی،سنگ شناسی و الگوی تکتونوماگمایی پیشنهادی برای تشکیل سنگهای بازی قلیایی در قاعده سازند شمشک، زون البرز شرقی" مجله بلورشناسی و کانیشناسی ایران، ص ۷۱۴–۶۹۹.

قاسمی ح، رستمی حصوری م، صادقیان م. و کدخدای عرب ف، (۱۳۹۵)، "فعالیت ماگمایی کششی پشت کمانی در حوضه الیگومیوسن لبه شمالی ایران مرکزی" مجله علوم زمین. ص ۲۳۹ تا ۲۵۲.

قاسمی ح، صادقیان م، خانعلیزاده ع. وتنها ع، (۱۳۸۹) "سنگ شناسی، ژئوشیمی و سن سنجی

گنبدهای آداکیتی پرسیلیس کمان قارهای نئوژن، جنوب قوچان "مجله بلورشناسی وکانی شناسی ایران، شماره ۳، ص ۳۴۳–۳۷۰.

قاسمی ح، تیموری س. و آسیابانها ع، (۱۳۹۱) "ژئوشیمی، جایگاه زمینساختی و پتروژنز سنگهای آتشفشانی جیرنده، شمال غرب قزوین" فصل نامه زمین شناسی ایران،سال ششم، شماره بیست و دوم، ص ۱۷ – ۲۳.

قاسمی ح. و فتاحی ا، (۱۳۸۳)، "ماگماتیسم نئوژن در منطقه سر ولایت، جنوب قوچان" مجموعه مقالات هشتمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، شاهرود.

قاسمی ح. و جمشیدی خ، (۱۳۹۲) " بررسی خصوصیات ناحیه منشا سنگهای آلکالن بازیک قاعده سازند شمشک در البرز خاوری" فصلنامه زمین شناسی ایران، سال هفتم، شماره بیست و هفتم، ص ۱۷–۲۹.

قاسمی ح. کاظمی ز. موسیوند ف. و گریفین و، (۱۳۹۶) " شیمی سنگ کل و شیمی کانی داسیتهای کرتاسه پسین جنوب غرب سبزوار: رهیافتی بر منشأ و جایگاه زمینساختی آنها" **مجله پترولوژی،** (در دست چاپ).

قریب ف. و فتونی ع، (۱۳۸۲)، " نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ جاجرم" سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ایران.

گردیده س. قاسمی ح. و صادقیان م، (۱۳۹۶) " مطالعه شیمی کانی ها و دما- فشارسنجی آداکیت های نئوژن کمان ماگمایی قوچان- اسفراین، شمالی شرق ایران "، بیست و پنجمین همایش بلور شناسی و کانی شناسی ایران. دانشگاه یزد.

گردیده س. قاسمی ح. و صادقیان م، (۱۳۹۷) " سن سنجی U-Pb بر روی بلورهای زیرکن، نسبت-های ایزوتوپی Sr-Nd و زمین شیمی گنبدهای آداکیتی نئوژن کمان ماگمایی قوچان- اسفراین، شمال شرق ایران" مجله بلورشناسی و کانی شناسی، ص ۴۵۳- ۴۷۶.

محمدی گورجی ا، (۱۳۹۱) ، پایان نامه ارشد: "ژئوشیمی و پتروژنز گنبدهای ساب ولکانیک منطقه شمال غرب سبزوار با تکیه بر مطالعات ایزوتوپیSr-Nd" دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان.

مقدسی ص، (۱۳۸۲)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی، پتروژنز و جایگاه چینهنگاری سنگهای آتشفشانی ژوراسیک در زون البرز خاوری" دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود. مصلحی ز، (۱۳۸۳)، پایان نامه کارشناسی ارشد: " کانی شناسی و پترولوژی رودنژیت های بخشی ازافیولیت های سبزوار (مناطق باغجر و سلیمانیه" دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

نبوی م، (۱۳۵۵)، " دیباچه ای بر زمین شناسی ایران" سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

طوطی ف، یزدانی س. و بازرگانی گیلانی ک، (۱۳۸۵) " زمین شیمی و سنگزایی مجموعه آتشفشانی قلیای – نیمه قلیایی شمال ایران مرکزی: نقش فرآیندهای تفریق بلوری و غنی شدگی سنگهای اسیدی تا بازی در یک محیط پشت کمان "فصلنامه علوم زمین، سال هفدهم، شماره ۶۷، ص ۲۱۰ – ۲۲۳.

معین وزیری ح. و احمدی ع، (۱۳۷۱) "پترولوژی و پتروگرافی سنگ های آذرین" انتشارات دانشگاه تربیت معلم. تهران.

یوسفی ف، (۱۳۹۶)، رساله دکتری: "پترولوژی و ژئوشیمی گنبدهای آداکیتی پس از ائوسن احمدآباد خارتوران، جنوب خاور شاهرود"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

یوسفی ف. و صادقیان م، (۱۳۹۴)، "تحلیلی بر ماهیت آنکلاوهای موجود در گنبدهای آذرین نیمهعمیق جنوب و جنوب شرق شاهرود"، نوزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران و نهمین همایش ملی زمین شناسی دانشگاه پیام نور. ۲۶ و ۲۷ آدر ماه ۱۳۹۴، ص ۱-۶. دانشگاه پیام نور تهران.

یوسفی ف. صادقیان م. سمیاری س. و قاسمی ح، (۱۳۹۵) "ژئوشیمی و جایگاه زمینساختی گنبدهای آداکیتی پرسیلیس احمدآباد خارتوران (جنوب شرق شاهرود)" **مجله علوم زمین**، ص ۲۹۱– ۲۹۸.

Abdel-Rahman A. (1994) "Nature of Biotites from Alkaline, Calc-alkaline, and Peraluminous Magmas" **J. Petrol.**, 35, pp 525-541.

Agard P. Omrani J. Jolivet L. and Mouthereau F. (2005) "Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation" **Int. J. Earth. Sci.**, 94, pp 401-419.

Agard P. Omrani J. Jolivet L. Whitechurch H. Vrielynck B. Spakman W. Monie P. Meyer B. and Wortel R. (2011) "Zagros orogeny: a subduction-dominated process" **Geol. Mag.**, 148, pp 692-725.

Ahmadi P. Ghorbani M. R. Coltori M. Kuritani T. Cai Y. Fioretti A. M. Braschi E. Giacomoni P. P. Babazadeh Sh. and Conticelli S. (2017) "Slab-derived melt involvement in petrogenesis of the high-Nb basalts and magnesian andesites-dacites from NE Iran" Journal of Geophysical Research 19, 11578-1.

Ahmadzadeh G. Jahangiri A. Lentz D. and Mojtahedi M. (2010) "Petrogenesis of Plio-Quaternary post-collisional ultrapotassic volcanism in NW of Marand, NW Iran" **Journal of Asian Earth Science**, 39, 37-50.

Alaminia Z. Karimpour M. H. Homam S. M. and Finger F. (2013) "The magmatic record in the Arghash region (northeast Iran) and tectonic implications" **International Journal of Earth Science** 102, pp 1603-1625.

Alavi-Tehrani M. (1976) "Sedimentary and structural characteristics of the paleo Tethys remnants in northeastern Iran" **J.Geol**. 103, pp 983-992.

Alavi-Tehrani M. (1979) "Ophiolitic rocks in Iran, results and problems" Geological survey of Iran.

Alavi M. (1994) "Tectonic of the Zagros orogene belt of Iran: New data and interpretations" **Tectonophysics**, 229, pp 211-238.

Alavi M. (1991) "Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran)" <u>Geol. Soc. Am. Bull.</u>, 103, pp 983-992.

Alavi M. (2004) "Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution" **Am. J. Sci.**, 304, pp 1–20.

Alavi M. (2007) "Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran" Am. J. Sci., 307, pp 1064–1095.

Allegre C. J. Provost A. and Jaupart C. (1981) "Oscillatory zoning: apathological case of crystal growth" **Nature**, 294, pp 223-228.

Allen M. Jackson J. and Walker R. (2004) "Late Cenozoic reorganization of the arabia-Eurasia collision and the comparison of short term and long-term deformation rates" **Tectonics**, 23, Tc2008.

Anderson J. L. (1996) "Status of thermobarometry in granitic batholiths trans royal soc Edinburgh" **Earth Sci.**, 87, pp 125-138.

Anderson J. L. and Smith D. R. (1995) "The Effects of Temperature and fo_2 on the Alin-Hornblende Barometer" **Am. Mineral**., 80, No. 5-6, pp 549- 559.

Arvin M. and Robinson P. T. (1994) "The petrogenesis and tectonic setting of lava from Baft ophiolitic melange, SW Kerman, Iran" **Canadian Journal of Earth Science** 31, pp 824-834.

Asiabanha A. and Foden J. (2012) "Post-collisional transition from an extensional volcano-sedimentary basin to a continental arc in the Alborz Ranges, N-Iran" Lithos, 148, pp 98–111.

Atherton M. P. and Petford N. (1993) "Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust" **Nature**, 362, pp 144-146.

Axen G. J. Lam P. S. Grove M. Stockli D. F. and Hassanzadeh J. (2001) "Exhumation of the west-central Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision- related tectonics" **Geology**, 29.(6), pp 559-562.

Ayati F. Yavuz F. Asadi H. H. Richards J. P. and Jourdan F. (2012) "Petrology and geochemistry of calc-alkaline volcanic and subvolcanic rocks, Dalli porphyry copper-gold deposit, Markazi Province, Iran" **Int. Geo. Review**, 1, pp 1–27.

Ayers J. C. (1998) "Trace element modeling for aqueous fluid-peridotite inter action in the wedge of subduction zones" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 132, pp 390-404.

Babazadeh S. A. and De Wever P. (2004) "Early Cretaceous radiolarian assemblages from radiolarites in the Sistan Suture (eastern Iran)" **Geo diversitas,** 26, pp 185-206.

Bagheri S. and Stampfli G. M. (2008) "The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications" **Tectonophysics**, 451, pp 123-55.

Baker D. R. (1998) "Granitic melt viscosity and dike formation" Journal of Structural Geology, 20, pp 1395-1404.

Baroz F. and Macaudiere J. (1984) "La serie volcanosedimentaire du chainon ophiolitique de Sabzevar (Iran)" **Ofioliti**, 9, pp 3–26.

Baroz F. Macaudiere J. Montigny R. Noghreyan M. Ohnenstetter M. and Rocci G. (1983) "Ophiolites and related formations in the Central part of the Sabzevar range (Iran) and possible geotectonic reconstructions" **Geological Survey of Iran**.

Bauman A. Spies O. and Lensch G. (1983) "Strantium isotopic composition of postophiolithic tertiary volcanics between kashmar, sabzevar and Quchan NE Iran Geodynamic project (geotraverse) in Iran, Final report" **Geological Survey of Iran**. Report no.51.

Bence A. E. Papika J. J. and Ayuso R. A. (1975) "Petrography of Atlantic island arcs" **Bulletin of Volcanology,** 32, pp 189-206.

Berberian M. (1981) "Active faulting and tectonics of Iran. In: H.K. Gupta and F.M. Delany (Ed.), Zagros-Hindu Kush-Himalaya Geodynamic evolution" Am. Geophys. Union., Geodyn. Ser., 3, pp 33-69.

Berberian F. and King G. C. P. (1981) "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran" **Can J Earth Sci.**, 5, pp 101-117.

Berberian F. Muir I. D. Pankhurst R. J. and Berberian M. (1982) "Late Cretaceous and early Miocene Andean type plutonic activity in northern Makran and central Iran" **J. Geol. Soc.** London, 139, pp 605-614.

Beard J. S. and Lofgern G. E. (1989) "Effect of water on the composition of partial melts of greenstones and amphibolites" **Science**, 144, pp 195-197.

Berger J. Femenias O. Mercier J. C. C. and Demaiffe D. (2005) "Ocean-floor hydrothermal metamorphism in the Limousin ophiolites (western French Massif Central): evidence of a rare preserved Variscan oceanic marker" **Journal of Metamorphic Geology**, 23, pp 795–812.

Bédard J. H. (2006) "A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle" **Geochimica. et Cosmochimica. Acta**, 70, pp 1188–1214, doi:10.1016/j.gca.2005.11.008.

Bin Z. and Meiyin D. (2010) "Geological setting of Garmsar block, Iran" International Conference on Challenges in Environmental Science and Computer Engineering 2, pp 433-437.

Blundy J. D. and Holland T. J. B. (1990) "Calcic amphibole equiibria and a new amphibole plagioclase geothermometer" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 104, pp 208-224.

Blundy J. D. and Shimizu N. (1991) "Trace element evidence for plagioclase recycling in calc-alkaline magmas" **Earth and Planetary Science Letters**, 102, pp 178-197.

Bottinga Y. Kudo A. and Weill D. (1966) "Some observation on oscillatory zoning and crystallization of magmatic plagioclase" **Am. Mineral.**, 51, pp 792-806.

Bourdon E. Eissen J. P. Monzier M. Robin C. and Martin H. (2002) "Adakite-like lavas from Antisana volcano (Ecuador): evidence from slab melt metasomatism beneath the Andean Northern volcanic zone)" **J.Petrol.**, 2, 43, pp 199-217.

Bowles J. A. Petrochilos L. T. Hammer J. E. and Brachfeld S. A. (2012) "Multicomponent cubic oxide exsolution in synthetic basalts: Temperature dependence and implications for magnetic properties" **J. Geophys. Res.**, 117, pp 1-10.

Branny M. J. and Kokelaar P. (2002) "Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites" Geol. Soc. London Mem.

Braud J., (1987), PhD. Thesis, "La suture du Zagros au niveau de Kermanshah (Kurdistan iranien): Reconstitution palégéographique, évolution géodynamique, magmatique et structural", Université de Paris- Sud, pp 489.

Calmus T. Aguillon-Robles A. maury R. C. Bellon H. Benoit M. Cotton J. Bourgois J. and Michaud F. (2003) "spatial and temporal evolution of basalts and magnesian
andesites (bajaites Q) from Baja California, Mexico: the role of slab melts" Lithos, 66, pp 77-105.

Cameron M. and Papike J. J. (1981) "Structural and chemical variations" American Mineralogist 66, pp 1-50.

Castillo P. R. Janney P. E. and Solidum R. (1999) "Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights into the source of adakite and other lavas in a complex arc tectonic setting" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 134, pp 33-51.

Castillo P. R. (2006) "An overview of adakite petrogenesis" Chin. Sci. Bull., 51, pp 257-268.

Castillo P. R. (2008) "Origin of the adakite-high-Nb basalt association and its implication for postsubduction magmatism in Baja California, Mexico" Geological Society of America Bulletin 120, pp 541-462.

Castillo P. R. (2012) "Adakite petrogenesis" Lithos, 134, pp 304-316.

Chang Z. and Meinert L. D. (2004) "The magmatic-hydrothermal transition evidence from quartz phenocryst textures and endoskarn abundance in Cu-Zn skarns at the Empire Mine, Idaho" **USA. Chem. Geol.**, 210, pp 149-171.

Chappell B. W. and White A. J. R. (1974) "Two contrasting granite types" **Pacific** Geology, 8, pp 173-174.

Chen S. Niu Y. li J. Sun W. Zhang Y. Hu Y. and Shao F. M. (2016) "Syn-collisional adakitic granodiorites formed by fractional crystallization: Insights from their enclosed mafic magmatic enclaves (MMEs) in the Qumushan pluton, North Qilian Orogen at the northern margin of the Tibetan Plateau" Lithos., pp 455-468.

Chiu H. Y. Zarrinkoub M. H. Chung S. L. Lin I. J. Yang H. M. Lo C. H. Mohammadi S. S. and Khatib M. M. (2010) "Zircon U-Pb age and geochemical constraints on the magmatic and tectonic evolution in Iran" In Tectonic Crossroads: Evolving Orogens of Eurasia-Africa-Arabia, Ankara, Turkey, Abstracts, pp 31.

Christofides G. Papadopoulou L. Soldatos T. and Koroneos A. (2010) "Crystallization conditions of the Xanthi plutonic complex (Rhodope massif, N. Greece): Geothermometry and Geobarometery" Proceeding of the XIX CBGA Congress, Special volume 99, pp 199-207, Thessaloniki, Greece.

Chung S. L. Liu D. Ji J. Chu M. F. Lee H. Y. Wen D. J. Lo C. H. Lee T. Y. Qian Q. and Zhang Q. (2003) "Adakites from continental collision zones: melting of thickened lower crust beneath southern Tibet" **Geology**, 31, pp 1021-1024.

Claeson D. T. and Meurer W. P. (2004) "Fractional crystallization of hydrous basaltic arc-type magmas and the formation of amphibole gabbroic cumulates" **Contrib. Mineral. Petrol.,** 147, pp 288-304.

Coltorti M. Bonadiman C. Faccini B. Grégoire M. O. Reilly S. Y. and Powell W. (2007) "Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle" **Lithos**, 99, pp 68-84.

Condie K. C. (2005) "TTGs and adakites: are they both slab melts?" Lithos, 80, pp 33-44.

Cox K. G. Bell J. D. and Pankhurts R. J. (1979) "The interpretation of igneous rocks" George Allen and Unwin.

Davidson J. Turner S. Handley H. Mcpherson C. and Dosseto A. (2007) "Amphibole "sponge" in arc crust?" **Geology**, 35, pp 787-790.

Deer W. A. Howie R. A. and Zussman J. (1996) "An Introduction to Rock-Forming Minerals", 17th Edition, Longman Ltd., London, pp 528.

Defant M. J. and Drummond M. S. (1990) "Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere" **Nature.**, 347, pp 662-665.

Defant M. J. Richerson M. De Boer J. Z. Strwart R. H. Maury R. C. Bellon H. Drummond M. S. and Jackson T. E. (1991) "Dacite genesis via both slab melting and differentiation: Petrogenesis of La Yeguada volcanic complex, Panama" J. Petrol., pp 1101-1142.

Defant M. J. Jackson T. E. Drummond M. S. De Boer J. Z. Bellon H. and Feigenson M. D. (1992) "The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and Southeastern Casta Rica: an overview" **Journal of The Geological Society of London**, 149, pp 569-579.

Defant M. J. Xu J. F. Kepezhinskas P. Wang Q. Zhang Q. and Xiao L. (2002) "Adakites: some variations on a theme" **Acta Petrol. Sin.**, 18, pp 129-142.

Dercourt J. Zonenshain L. Ricou L. E. Kazmin G. LePichon X. Knipper A. L. Grandjacquet C. Sbortshikov I. M. Geyssant J. Lepvrier C. Pechersky D. H. Boulin J. Sibuet J. C. Savostin L. A. Sorokhtin O. Westphal M. Bazhenov M. L. Lauer J. P. and Biju-Duval B. (1986) "Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to Pamirs since the Lias" **Tectonophysics**, 123, pp 241-315.

Ding L. X. Ma C. Q. Li J. W. P. T. Deng X. D. Zhang C. and Xu W. C. (2011) "Timing and genesis of the adakitic and shoshonitic intrusions in the Laoniushan complex, southern margin of the North China Craton: Implication for post-collisional magmatism associated with the Qinling Orogen" Lithos, 126, pp 212-232.

Donaldson C. H. and Henderson C. M. B. (1988) "A new interpretation of round embayments quartz crystals" **Mineral. Mag.**, 52, pp 27-33.

Drummond M. S. and Defant M. J. (1990) "A model for trondhjemite tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: archean to modern comparisons" J.

Geophys. Res., 95, pp 21503-21521.

Drummond M. S. Defant M. J. and Kepezhinskas P. K. (1996) "Petrogenesis of slabderived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas" Third Hutton Symposium. The Origin of Ganites and Related Rocks, pp 205-215.

Duchense J. C. and Charlier B. (2005) "Geochemistry of cumulates from the Bjerkreim-Sokndal layered intrusion (S.Norway). Part I: Constraints from major elements on the mechanism of umulate formation and on the jotunite liquid line of descent" Lithos, 83, pp 229-254.

Dungan M. D. and Rhodes J. M. (1978) "Residual glasses and melt inclusions in basalts from DSDP legs 45 and 46: Evidence for magma mixing" **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 61, pp 417-431.

Emami M. H. Mir Mohammad Sadeghi M. and Omrani S. J. (1993) "Magmatic map of Iran" Geological Survey of Iran.

Emami M. H. (2001) "Magmatic activities in Iran" Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Esperanca S. Crisci M. and Mazzuoli D. R. (1992) "The role of the crust in the magmatic evolution of the island of Lipari (Aeolian Islands, Italy)" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 112, pp 450-462.

Eyuboglu Y. Chung S. L. Santosh M. Dudas F. O. and Akaryalı E. (2011) "Transition from shoshonitic to adakitic magmatism in the eastern Pontides, NE Turkey: Implications for slab window melting" **Gondwana Res.**, 19, pp 413-429.

Eyuboglu Y. Santosh M. Yi K. Bektaş O. and Kwon S. (2012) "Discovery of Miocene adakitic dacite from the Eastern Pontides Belt (NE Turkey) and a revised geodynamic model for the late Cenozoic evolution of the Eastern Mediterranean region" Lithos., 146-147, pp 218-232.

Fakhr M. S. (1975) "Contribution a L'etude de la Flore Rheto-Liasique de la Formation de Shemshak de Lelbourz Iran" These, de Doctorat d'etat ES-Sciences Naturelles, Uni. Pierre et Marie Curie Paris VI; Publication du Laboratoire de Paleobotanique de l'Universite Paris VI 2, 421 p.

Falloon T. J. Danyushevsky L. V. Crawford A. J. Meffre S. Woodhead J. D. and Bloomer S. H. (2008) "Boninites and adakites from the Northern Termination of the Tonga Trench: Implications for Adakite Petrogenesis" **J. Petrol.**, 49, pp 697-715.

Foley F. Norman J. Pearson N. J. Rushmer T. Turner S. and Adam J. (2013) "Magmatic evolution and magma mixing of Quaternary adakites at Solander and little Solander Islands, New Zealand" **J. Petrol.**, 54, pp 1-42.

Foley S.F. Tiepolo M. and Vannucci R. (2002) "Growth of early continental crust

controlled by melting of amphibolite in subduction zones" Nature, 417, pp 837-840.

Fotoohi Rad G. R. Droop G. T. R. and Burgess R. (2009) "Early Cretaceous exhumation of high-pressure metamorphic rocks of the Sistan Suture Zone, eastern Iran" **Geol. J**, 44, pp 104-116.

Gansser A. (1981a) "**The geodynamic history of the Himalaya. In: Zagros-Hindu Kush-Jimalaya geodynamic evolution**" Edited by Gupta, H.K. and Delany, F.M. American Geophysical Union and Geological Society of America, Geodynamic Series 3, P. 111-121.

Gao Y. F. Hou Z. Q. Kamber B. S. Wei R. H. Meng X. J. and Zhao R. S. (2007) "Adakite-like porphyries from the southern Tibetan continental collision zones: evidence for slab melt metasomatism" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 153, pp 105-120.

Gao Y. Yang Z. Santosh M. Hou Z. Wie R. and Tian S. (2010) "Adakitic rocks from slab melt-modified mantle sources in the continental collision zone of southern Tibet" Lithos 119, pp 651-663.

Garrison J. M. and Davidson J. P. (2003) "Dubious case for slab melting in the Northern volcanic zone of the Andes" **Geology**, 31, pp 565-568.

Gazel E. K. Hoernle M. J. Carr C. Herzberg I. Saginor P. Bogaard D. Hauff F. Feigenson M. and Swisher C. (2011) "Plume-subduction interaction in southern central America: Mantle upwelling and slab melting" **Lithos** 121, pp 117-134.

Ghasemi H. and Rezaei Kahkhaei M. (2015) "Petrochemistry and tectonic setting of the Davarzan Abbasabad Eocene Volcanic (DAEV) rocks, NE Iran" J. Mineral. Petrol., No 6, pp 235-252.

Ghasemi A. and Talbot C. J. (2006) "A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran)" **Int.J. Earth. Sci.**, 26, pp 683-693.

Gehrels G. E. Valencia V. and Ruiz J. (2008) "Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation-multicollectorinductively coupled plasma-mass spectrometry" **Geochemistry Geophysics Geosystems**, 9(3), Q03017.

Gilbert J. S. and Spark R. S. J. (1998) "**The Physics of Explosive Eruptions**" London (The Geological Society, Special Publication No. 145, pp 186.

Gill J. B. (1981) "Orogenic Andesites and Plate Tectonics" Springer, New York, Springer-Verlag, pp 390.

Golonka J. (2004) "Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic" **Tectonophysics**, 381, 235-273.

Grove T. L. Baker M. B. and Kinzler R. J. (1984) "Coupled Ca-Al-Na-Si diffusion in plagioclase feldspar: Experiments and application to cooling rate speedometer"

Geochimica et Cosmochimica Acta, 48, pp 2113-2121.

Grove T. L. Baker M. B. Price R. C. Parman S. W. elkin-Tanton L. T. Chatterjee N. and Muntener O. (2005) "Magnesian andesite and dacite lavas from Mt. Shasta, northern California: products of fractional crystallization of H2O-rich mantle melts" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 148, pp 542-565.

Guan Q. Zhu D. C. Zhao Z. D. Dong G. C. Zhang L. L. Li X. W. Liu M. Liu Y. S. and Yuan H. L. (2012) "Late Cretaceous adakites from the eastern segment of the Gangdese Belt, Southern Tibet: prod ucts of Neo-Tethyan mid-ocean ridge subduction" **Gondwana Res.**, 21, pp 88-99.

Guest B., (2004), PhD. Thesis "The thermal, sedimentological, and structural evolution of the central Alborz Mountains of northern Iran: Implications for the Arabia-Eurasia continent- continent collision and collisional processes in general", University of California, Los Angeles, pp 292.

Haghipour A. A. and Aghanabati S. A. (1985) "Geological map of Iran" Geological Survey of Iran.

Hanson G. N. (1989) "An approach to trace element modeling using a simple igneous system as an example" In Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements (eds. B.R. Lipin and G.A. McKay), **Reviews in Mineralogy**, Vol. 21, Chap. 4, pp. 79-97.

Harker A. (1909) "The natural history of igneous rocks" Methuen and co. London.

Hart S. E. Hauri L. Oschman and Whitehead J. (1992) "Mantle plumes and entrainment–Isotopic evidence" **Science**, 256, pp 517–520, doi:10.1126/science.256.5056.517.

Hart W. K. Wolde G. Walter R. C. and Mertzman S. A. (1989) "Basaltic volcanism in Ethiopia: constraints on continental rifting and mantle interactions" **J. Geophys. Res.**, 94, pp 7731-7748.

Haynes S. J. and McQuillan H. (1974) "Evolution of the Zagros Suture Zone, Southern Iran" **Geol. Soc. Am. Bull**, 85, pp 739-744.

He Y. Li S. Hoefs J. and Kleinhanns I. C. (2013) "Sr–Nd–Pb isotopic compositions of Early Cretaceous granitoids from the Dabie orogen: constraints on the recycled lower continental crust" Lithos, 156–159, pp 204–217.

Helz R. T. (1973) "Phase reaction of basalts in their melting range at P H2O=5Kb.Part II. M elt composition" **J. Petro.** 17, pp 139-193.

Helz R. T. (1982) "Phase relations and compositions of amphiboles produced in studies of the melting behavior of rocks" **Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy**, 9B, 279-346 Wones, pp 1981.

Hewinz R. H. (1974) "Pyroxene Crystallization Trends nd Contrasting Augite Zoning in

the Sudbury Nickel Irruptive" J. Am. Mineral., 59, pp 120-126.

Hofmann A. W. (1997) "Mantle geochemistry: the message from oceanic magmatism" **Nature**, 385, 219–229.

Hofmann A. Jochum K. Seufert M. and White W. (1986) "Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution" **Earth Planet. Sci. Lett**, 79(1-2), pp 33-45.

Holland T. and Blundy J. (1994) "Non-Ideal Interactions in Cal- cic Amphiboles and Their Bearing on Amphibole-Pla- gioclase Thermometry" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 116, 4, pp 433-447.

Homke S. Verges J. Garces M. Emami M. and Karpuz R. (2004) "Magnetostratigraphy of Miocene-Pliocene Zagros foreland deposits in the front of the Push-e-Kush Arc (Lurestan Province, Iran)" **Earth Planet. Sci. Lett,** 225, pp 397-410.

Hooper R. J. Baron I. R. Agah S. and Hatcher R. D. (1994) "The Cenomanian to recent development of the Southern Tethyan Margin in Iran, in Al-Husseini, M.I., ed., Middle East petroleum geosciences" **Geology**, pp 505-516.

Hoskin P. W. O. and Black L. P. (2000) "Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon" **Journal of Metamorphic Geology** 18, pp 423-439.

Hou Z. Q. Gao Y. F. Qu X. M. Rui Z. Y. and Mo X. X. (2004) "Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet" **Earth Planet. Sci. Lett.**, 220, pp 139-155.

Hou Z. Yang Z. Qu X. Meng X. Li Z. and Beaudoin G. (2009) "The Miocene Gangdese porphyry copper belt generated during post-collisional extension in the Tibetan Orogen" **Ore Geology Reviews.**, 36, pp 25–51.

Imaoka T. Nakashima K. Kamei A. Itaya T. Ohira T. Nagashima M. Kono N. and Kiji M. (2014) "Episodic magmatism at 105 Ma in the Kinki district, SW Japan: Petrogenesis of Nb-rich Iamprophyures and adakites and geodynamic implications" **Lithos,** 184-187, pp 105-131.

Ionov D. A. and Hofmann A. W. (1995) "Nb-Ta-rick mantle amphiboles and micas implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations" **Earth Planet. Sci. Lett.**, 131, pp 341-356.

Irvine T. N. and Baragar W. R. A. (1971) "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks" **Can. J. Earth Sci.**, 8, pp 523-548.

Jahangiri A. (2007) "Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: Geochemical and geodynamic implications" **J. Asian Earth Sci**., 30, 433-447.

Jakes P. and White A. J. R. (1972) "Hornblendes from calcalkaline volcanic rocks of

island arcs and continental margins" Am, Mineral., 57, pp 887-902.

Jamshidi Kh. Ghasemi H. Troll V. R. Sadeghian M. and Dahren B. (2015) "Magma storage and plumbing of adakite-type post-ophiolite intrusions in the Sabzevar ophiolitic zone, NE Iran" **Journal of Solid Earth**, 6, pp 49-72.

Jamshidi Kh., Ghasemi H., Laicheng Miao; Sadeghian M. (2018) Adakite magmatism within the Sabzevar ophiolite zone, NE Iran: U-Pb geochronology and Sr-Nd isotopic evidences. **Geopersia**, 8 (1): 111-130. DOI: 10.22059/geope.2017.242944.648352

Jenner F. E. and O'Neil H. St. C. (2012) "Analysis of 60 elements in 616 ocean floor basaltic glasses" **Geochemistry Geophysics Geosystems**, 13, Q02005, doi:10.1029/2011GC004009.

Kamvong T. Zaw Kh. Meffre S. Maas R. Stein H. and Lai Ch. (2014) "Adakites in the Truong Son and Loei fold belts, Thailand and Laos: genesis and implications for geodynamics and metallogeny" **Gondwana Res**., 26, pp 168–184.

Kay R. W. (1978) "Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust" **J. Volcanol. Geoth. Res.**, 4, pp 117-132.

Kepezhinskas P. K. Defant M. J. and Drummond M. S. (1996) "Progressive enrichment of island arc mantle by melt-peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths" **Geochim. Cosmochim. Acta**, 60, pp 1217-1229.

Keppler H. (1996) "Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction zone fluids" **Nature**, 380, pp 237-240.

Keskin M. Pearce A. and Mitchell J. G. (1981) "Volcanostratigraphy and geochemistry of collision– related volcanism on the Erzurum-Kars plateu, north eastern Turkey" J. Volcano. Geoth. Res., 85, pp 355-404.

Khalatbari Jafari M. Babaie H. A. and Gani M. (2013) "Geochemical evidence for Late Cretaceous marginal arc-to-back arc transition in the Sabzevar ophiolitic extrusive sequence, northeast Iran" **J. Asian Earth Sci.**, 70, pp 209-230.

Kirkpatrichk R. G. (1977) "Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhe and Alane lava lakes Kilauea volcano, Hawaii" **Geological Society of America Bulletin**, 88, pp 78-84.

Klein M. Stosch H. G. and Seck H. A. (1997) "Partitioning of high-field strength and rare-earth elements between amphibole and quartz-dioritic to tonalitic melts: an experimental study" **Chemical Geology**, 138, pp 257–271.

Kogiso T. Tatsumi Y. and Nakano S. (1997) "Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust, 1. Experiments and implications for yhe origion of ocean island basalts" **Planet. Sci. Lett.**, 148, pp 193-205.

Koglin N. Kostopoulos D. and Reischmann Th. (2009) "The Lesvos mafic-ultramafic complex, Greece:Ophiolite or incipient rift?" **Lithos**, 108, 243-261.

Kohn M. J. and Spear F. S. (1990) "Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont" **American Mineralogist**, 7 (5), pp 89-96.

Kumar K. V. and Rathna K. (2008) "Geochemistry of mafic dykes in the Prakasam Alkaline Province of Eastern Ghats Belt, India: Implications for the genesis of continental rift-zone magmatism" **Lithos**, 104, pp 306-326.

Kuno H. (1968) "Differentiation of basalt magmas. In: Hess, H.H. and Poldervaart, A. (eds), Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition" Vol. 2. Interscience, New York. Pp 623-688.

Kuo L. C. and Kirkpatrick R. J. (1982) "Pre-eruptive history of phyric basalts from DSDP Legs 45 and 46: Evidence from morphology and zoning patterns in plagioclase" **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 79, pp 13-27.

Kürkcüoğlu K. Furman T. and Hanan B. (2008) "Geochemistry of post-collisional mafic lavas from the North Anatolian fault zone, Northwestern Turkey" **Lithos,** 101, pp 416-434.

Kynicky J. Chakhmouradian A. R. Xu C. Krmicek L. and Galiova M. (2011) "Distribution and evolution of zirconium mineralization in peralkaline granites and associated pegmatites of the Khan Bogd complex, southern Mongolia" **Journal. Can. Mineral.**, 49, pp 947-965.

Leake B. E. (1971) "On aluminous and edenitic hornblendes" Mineral. Mag., 38, pp 389-407.

Leake B. E. (1978) "Nomenclature of amphiboles" Mineral. Mag., 42, pp 533-563.

Leake B. E. Woolley A. R. Arps C. E. S. Birch W. D. Gilbert M. C. Grice J. D. Hawthorne F. C. Kato A. Kisch H. J. Krivovichev V. G. Linthout K. Laird J. Mandarino J. A. Maresch W. V. Nickel E. H. Rock N. M. S. Schumacher J. C. Smith D. C. Stephenson N. C. N. Ungaretti L. Whittaker E. J. W. and Youzhi G. (1997) "Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names" **Am. Mineral.**, 82, pp 1019-1037.

Leake B. E. Woolley A. R. Birch W. D. Burke E. A. J. Ferraris G Grice J. D. Hawthorne F. C. Kato A. Kisch H. J. Krivovichev V. G. Schumacher J. C. Stephenson N. C. N. and Whittaker E. J. W. (2004) "Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Minerological Associations amphibole nomenclature" **Am.Mineral.**, 89, pp 883-887.

Le Bas M. J. Le Maitre R. W. Streckeisen A. and Zanettin B. (1986) "A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram" **J. Petrol.,** 27 pp 745–750.

Le Maitre R. W. (1976) "Some problems of the projection of chemical data into mineralogical classifications" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 56, pp 181-189.

Lensch G. (1980) "**Major element Geochemistry of the ophiolites in the northeastern Iran**" in: "Ophiolites Proceeding Intern. Ophiolite Symposium, Cyprus, 1979" edited by: Panayotou, A., Geological Survey Department, Cyprus, pp 398-401.

Lensch G. Mihn A. and Alavi-Tehrani N. (1977) "Petrography and geology of the ophiolite belt north of Sabzevar/ Khorasan (Iran)" **Neues Jahrb. Geol. P-M**., 131, pp 156-178.

Lensch G. Mihm A. Sadredini E. and Vaziri-Tabar F. (1975) "Geology, geochemistry and petrogenesis of the ophiolitic range north of Sabzevar (Khorassan, Iran)" Proceedings of Tehran Symposium, Geodynamics of SW Asia. Geological Survey of Iran, Special Publication, pp. 215-248.

Lentz D. R. (1998) "Petrogenetic evolution of fesic volcanic sequences associated with Phanerozoic volcanic-hosted massiv sulfide systems: The role of extentional geodynamics" **Ore Geology Reviews**.

Le Terrier J. Maury R. C. Thonon P. Girard D. and Marchal M. (1982) "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of Paleo-volcanic series" **Earth Planet. Sci. Lett.**, 59, pp 139-154.

L'Heureux I. (1997) "Oscillatory zoning in plagioclase: thermal effects" **Physica A.**, 239, pp 137-146.

Li C. F. Li X. H. Li Q. L. Guo J. H. Li X. H. and Yang Y. H. (2010a) "Rapid and precise determination of Sr and Nd isotopic ratios in geological samples from the same filament loading by thermal ionization mass spectrometry employing a single step separation scheme" **Anal. Chim. Acta**, 727, pp 54-60.

Lofgren G. (1974a) "**Temperature induced zoning in synthetic plagioclase feldspar. In W.S. Mackenzie and J. Zussman, Eds., The feldspars**", Manchester University Press, pp 362- 375.

Ludwig K. (2008) "**Isoplot 3.6**" Berkeley Geochronology Center Special Publication 4, 77 p.

Ma Q. Zheng J. P. Xu Y. G. Griffin W. L. and Zhang R. S. (2015) "Are continental "adakites" derived from thickened or foundered lower crust" **Earth Planet. Sci. Lett.**, 419, pp 125–133.

Macpherson C. G. Dreher S. T. and Thirlwall M. F. (2006) "Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines" **Earth Planet. Sci. Lett.**, 243: pp 581-593.

Maghfouri S. Rastad A. Mousivand F. Lin F. and Zaw Kh. (2016) "Geology, ore facies and sulfur isotopes geochemistry of the Nudeh Besshi-type volcanogenic massive sulfide deposit, Southwest Sabzevar basin, Iran" **J. Asian Earth Sci.** 125, pp 1-21.

Maniar P. D. and Piccoli P. M. (1989) "Tectonic discrimination of granitoids" Geol. Soc. Am. Bull., 101, pp 635-643.

Marakushev A. A. and Tararin I. A. (1965) "On the mineralogical criteria of alkalinity of the granites" **Izv. Akadimsza Nauk, SSSR, Series Geol.** 3, pp 20–37.

Martin H. (1999) "Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids" Lithos., 46, pp 411-429.

Martin H. and Moyen J. F. (2003) "Secular changes in TTG composition: comparison with modern adakites" EGS-AGU-EUG joint meeting, Nice, April, VGP7-1FR2O-001.

Martin H. Smithies R. H. Rapp R. Moyen J. F. and Champion D. (2005) "An overview of adakite, tonalite – trondhjemite – granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution" **Lithos**., 79, pp 1–24.

Maury R. C. Defant M. J. Bellon H. Jacques D. Joron J. L. Mcdermott F. and Vidal P. (1998) "Temporal geochemical trends in northern Luzon arc lavas (Philippines): implication on metasomatic processes in the island arc mantle. **Bulletin de la societe Geologique de France** 169(1), 69-80.

Mazaheri S. A. (2016) "Petrogenesis of adakite and high-Nb basalt association in the SW of Sabzevar Zone, NE of Iran: Evidence for slab meltemantle interaction". Journal of Afeican Earth Science, 116, 170-181.

McQuarrie N. Stock J. M. Verdel C. and Wernicke B. P. (2003) "Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions" **Geophysic. Res. Lett.**, 30, 20, 2036, pp 6.1-6.6.

Middlemost E. A. K. (1985) "Naming materials in the magma/igneous rock system" **Earth-Sciences Reviews** 37, pp 215–224.

Middlemost E. A. K. (1986) "Magmas and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology", pp 469.

Middlemost E. A. K. (1997). "Magmas, Rocks and Planetary Development: a Survey of Magma/Igneous Rock Systems" Addison Wesley.

Miyashiro A. (1974) "Volcanic rock series in osland arcs and active continental margins" **Am. J. Sci.**, 274, pp 321-355.

Moeinvaziri H., (1985), Thesis. d'Etat "Volcanism tertiaire in Iran" University of Paris-Sud.

Mohajjel M. Fergusson C. L. and Sahandi M. R. (2003) "Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision Sanandaj-Sirjan zone Western Iran" **J. Int. Earth** Sci, 21, pp 397-412.

Morimoto N. Fabrise J. Ferguson A. Ginzburg I. V. Ross M. Seifert F. A. Zussman J. Aoki K. and Gottardi G. (1988) "Nomenclature of pyroxene" **Mineral. Mag.**, 52, pp 535-555.

Moyen J. F. (2009) "High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the "Adakitic signature". Lithos, 112, pp 556-574.

Motaghi K. Tatar M. Shomali Z. H. Kaviani A. and Priestley K. (2012) "High resolution image of uppermost mantle beneath NE Iran continental collision zone" **Physics of the Earth and Planetary Interiors** 208, pp 38-49.

Muller D. and Groves D. I. (1993) "Direct and indirect associations between potassic igneous rocks, shoshonites and gold – copper deposits" **Ore. Geololy. Reviews.**, 8, pp 383–406.

Münker C. (1998) "Nb/Ta fractionation in a Cambrian arc/back arc system, New Zealand: Source constraints and application of refined ICPMS techniques" **Chem. Geol**. 144(1-2), pp 23.

Nabatian Gh. Jiang S. Y. Honarmand M. and Neubauer F. (2016) "Zircon U-Pb ages, geochemical and Sr-Nd-Pb-Hf isotopic constraints on petrogenesis of the Tarom-Olya pluton, Alborz magmatic belt, NW Iran" Lithos., 43-58.

Nakamura N. (1974) "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites" **Geochim. Cosmochim. Acta**, 38, pp 757-775.

Negrete-Aranda R. Contreras J. and Spelz R. M. (2013) "Viscous dissipation, slab melting, and post-subduction volcanism in south-central Baja California, Mexico" **Geosphere** 9, pp 1714-1728.

Nelson S. T. and Montana A. (1989) "Plagioclase resorption textures as a consequence of the rapid isothermal decompression of magmas" **IAVCEI abstracts**, New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources Bulletin. 131, pp 202.

Nicholson K. N. Black P. M. Hoskin P. W. O. and Smith I. E. M. (2004) "Silicic volcanismand back arc extension related to migration of the late CenozoicAustralian-Pacific plate boundary" **J. Volcanol. Geoth. Res.**, 131, pp 295–306.

Nimis P. and Taylor W. R. (2000) "Single clinopyroxene thermobarometry for garnetperidotites. Part I.Calibration and testing of a Cr-in –Cpx barometer and an

enstatite-in-Cpx thermometer" Contributions to Mineralogy and Petrology, 139, pp 541-554.

Noghreyan M. K. (1982) "Evolution geochimique, mineralogique, et structural d,un edifice ophiolitique singuier: Le massif de Sabzevar (Partie Central), NE d'Iran" These Sci, Univ. de Nancy I, France, pp 239.

Omrani J. Agard P. Whitechurch H. Benoit M. Prouteau G. and Jolivet L. (2008) "Arcmagmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences" **Lithos.**, 106, pp 380- 398.

Peacock S. M. (1996) "Thermal and petrologic structure of subduction zones: in Bebout G.E., Scholl D.W., Kirby S.H. and Platt J.P., Eds., Subduction Top to Bottom" AGU, Geophys Monogr. Ser., 88, pp 45-65.

Pearce J. A. (1983) "**Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins**" In: Hawkesworth CJ, Norry MJ (eds) Continental basalts and mantle xenoliths, Shiva publishing, Cheshire., pp 230–249.

Pearce J. A. (2014) "Immobile element fingerprinting of ophiolites" **Elements.**, 10, pp 101–108.

Pearce J. A. and Cann J. R. (1973) "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis" **Earth Planet. Sci. Lett.**, 19, pp 290-300.

Pearce J. A. Harris N. B. W. and Tidle A. G. (1984) "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks" **J. Petrol.**, 25, pp 956-983.

Pearce J. and Peate D. W. (1995) "Tectonic implication of the composition of volcanic arc magmas" **Annual Review of Earth and Planetary Sciences** 23, pp 251-258.

Peccerillo R. and Taylor S. R. (1976) "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northernTurkey" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 58, pp 63-81.

Petford N. and Atherton M. (1996) "Na-Rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru" J. Petrol., 37, pp 1491-1521.

Philip H. Cisternas A. Gvishiani A. and Gorshkov A. (1989) "The Caucasus: An actual example of the initial stages of a continental collision" **Tectonophysics**, 161, pp 1-21.

Pringle G. J Trembath L. T. and Pajari G. E. (1974) "Crystallization history of a zoned plagioclase" **Mineral. Mag.**, 39, pp 867-877.

Prouteau G. Scaillet B. Pichavant M. and Maury R. (2001) "Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust" **Nature**, 410, pp 197-200.

Prowatke S. Klemme S. (2006) "Trace element partitioning between apatite and silicate melts" **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 70 (17), pp 4513-4527.

Putirka K. D. (2008a) "Thermometers and barometers for volcanic systems, in: Minerals, inclusions and volcanic processes, edited by: Putrika, K. and Tepley, F., **Rev. Mineral Geochem**., 69, pp 61–120.

Rapp R. P. Shimizu N. Norman M. D. and Applegate G. S. (1999) "Reaction between slabderived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa" **Chem. Geol.**, 160, pp 335-356.

Rapp R. P. and Watson E. B. (1995) "Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust–mantle recycling" **J. Petrol.**, 36, pp 891–931.

Rapp R. P. Watson E. B. and Miller C. F. (1991) "Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalities" **Precamb. Res.** 51, pp 1–25.

Reagan M. K. and Gill J. B. (1989) "Coexisting calcalkaline and high-niobium basalts from Turrialba Volcano, Costa Rica: Implication for residual titanates in arc magma sources" **Journal of Geophysical Research: Solid Earth** 94 (B4).

Reichew M. K. Saundres A. D. White R.V. and Ukhamedov A. I. (2004) "Geochemistry and Petrogenesis of Basalts from the west Sibrian Basin, anextention of the Permo-Triassic Sibrian Traps, Russia" **Lithos**, 79, pp 425-452.

Ribeiro J. Strean R. J. Kelley K. A. Martinez F. Ishizuka O. Manton W. I. and Ohara Y. (2013) "Nature and distribution of slab-derived fluids and mantle sources beneath the Southeast Mariana forearc rift" $J.G^3$., 14, pp 4585-4607.

Ridolfi F. and Renzulli A. (2012) "Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130 °C and 2.2 GPa" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 163, pp 877–895.

Robertson A. H. F. Clift P. D. Degnanand P. and Jones G. (1991) "Paleogeographic and paleotectonic evolution of eastern Mediterranean Neotethys" **Palaeogeography**, **Palaeoclimatology**, **Palaeoecology**, 87, pp 289-344.

Robertson A. H. F. (2000) "Mesozoic-Tertiary tectonic sedimentary evolution of a south Tethyan oceanic basin and its margins in southern Turkey" **Geol. Soc. London**, Special Publication, 173, pp 97-138.

Rogers G. Saunders A. D. Terrell D. J. Verma S. P. and Marriner G. F. (1985) "Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated, with ridge subduction in Baja California, Mexico" **Nature**, 315, pp 389–392.

Rollinson H. (1993) "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation", Published by Routledge. New York, USA, pp 352.

Rooney T. O. Franceschi P. and Hall C. M. (2010) "Water-saturated magmas in the Panama Canal region: a precursor to adakite like magma generation" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 161, pp 373-388.

Rossetti F. Nasrabadi M. Theye T. Gerdes A. Monie P. Lussi F. and Vingnaroli G. (2014) "Adakite differentiation and emplacement in a subduction channel: The late Paleocene Sabzevar magmatism (NE of Iran)" **Geological Society of America Bulletin** 126, pp 317-343.

Rossetti F. Nasrabady M. Vignaroli G. Theye T. Gerdes A. Razavi S. M. H. and Moin-Vaziri H. (2010) "Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): Implications for the closure of the Mesozoic periTethyan oceans in central Iran" **Terra Nova**, 22, pp 26-34.

Rudnick R. L. and Gao S. (2003) "**Composition of the continental crust**" In: Holland, H.D., Turekian, K.K. (Eds.), Treatise geochem. 3. Elsevier, Oxford, pp 1-64.

Rushmer T. (1991) "Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid-absent conditions" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 107, pp 41-59.

Sajona F. G. Maury R. C. Bellon H. Cotten J. and Defant M. J. (1996) "High field strength element enrichment of Pliocene-Pleistocene island arc basalts, Zamboanga peninsula, western Mindanoa, Philippines" **Journal of Petrology**, 37(3), pp 693-726.

Sajona F. G. Bellon H. Maury R. C. Pubellier M. Cotten J. and Rangin C. (1994) "Magmatic response to abrupt changes in geodynamic settings: Pliocene-Quaternary calc-alkaline and Nb-enriched lavas from Mindanoa, Philippines" **Tectonophysics**, 237 (1-2), pp 47-72.

Sajona F. G. Maury R. C. Bellon H. Cotten J. Defant M. J. Pubellier M. and Rangin C. (1993) "Initiation of subduction and the generation of slab melts in western and eastern Mindanao, Philippines" **Geology**, 21, pp 1007-1010.

Sajona F. G. Maury R. C. and Pubellier M. (2000) "Magmatic source enrichment by slab-derived melts in a young post-collision setting, central Mindanao (Philippines)" Lithos, 54, pp 173-206.

Schiano P. Clocchiattl R. and shimizu N. (1995) "Hydrous, silica-rich melts in the subarc mantle and their relationship with erupted arc lavas" **Nature**, 337, pp 595-600.

Schweitzer E. L. Papike J. J. and Bence A. E. (1979) "Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts" **Am Mineral**, 64(5-6), pp 501-513.

Sen C. and Dunn T. (1994) "Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 GPa: implications for the origin of adakites" **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 117, pp 394-409.

Sengor A. M. C. (1996) "Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis. In: Harrison, M. (Ed.), the Tectonic Evolution of Asia. Cambridge University Press, Cambridge. pp. 486-640.

Sengor A. C. (1984) "The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia" Geol. Soc. Am. Spe, 195, pp 1-74.

Sengor A. M. C. Altiner D. Cin A. Ustaomer T. and Hsu K. J. (1988) "Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land" Spec. Publ. **Geol. Soc. London**, 37, pp 119-181.

Sengor A. C. Özeren M. S. Keskin M. Sakınç M. Özbakır A. D. and Kayan I. (2008). "Eastern Turkish high plateau as a small Turkic-type orogen: Implications for postcollisional crust-forming processes in Turkic-type orogens" **Earth-Sci. Rev**, 90(1), pp 1-48.

Shabbani A. T. and Lalonde A. (2003) "Composition of Biotite from Granitic Rocks of the Canadian Appalachian: A potential tectonomagmatic indicator?" **Can. Mineral.**, 41, pp 1381-1396.

Shabanian E. Acocella V. Gioncada A. Ghasemi H. and Bellier O. (2012)" Structural control on volcanism in intraplate post collisional settings: Late Cenozoic to Quaternary examples of Iran and Eastern Turkey" **Tectonics**, 31, pp 3013-3042.

Shabanian E. Bellier O. Siame L. Arnaud N. Abbassi M. R. and Cochemé J. J. (2009b) "New tectonic configuration in NE Iran: Active strike-slip faulting between the Kopeh Dagh and Binalud mountains" **Tectonics**, 28, TC5002.

Shad Manaman N. Shomali H. and Koyi H. (2011) "New constraints on upper-mantle S-velocity structure and crustal thickness of the Iranian plateau using partitioned waveform inversion" **Geophys. J. Int.** 184, pp 247–267.

Shafaii Moghadam H. Corfu F. Chiaradia M. Stern R. and Ghorbani G. (2014) "Sabzevar Ophiolite NE Iran: progress from embryonic oceanic lithosphere into magmatic arc constrained by new isotopic and geochemical data" Lithos, 20-211, pp 224-241.

Shafaii Moghadam H. Hua Li X. Stern R. J. Santos J. F. and Ghorbani Gh. (2016) "Age and nature of 560–520 Ma calc-alkaline granitoids of Biarjmand, northeast Iran: insights into Cadomian arc magmatism in northern Gondwana" **Int. Geo. Review**., pp 1-18.

Shafaii Moghadam H. Rahgosha Y. M. and Whitechurch H. (2007) "The Naien-Baft ophiolites: An evidence of back-arc basin spreading in the active margin of the Iranian continent" **Geophysical Research Abstracts**, 9, pp 791.

Shafaii Moghadam H. Rahgoshay M. and Whitechurch H. (2008) "Mesozoic back - arc extension in the active margin of the Iranian continental block: Constraints from age and geochemistry of the mafic lavas" **Ofioliti**, 33(2), pp 95-103.

Shafaii Moghadam H. Stern R. J. and Rahgoshay M. (2010) "The Dehshir ophiolite (Central Iran): Geochemical constraints on the origin and evolution of the inner Zagros ophiolitic belt" **Geological Society of America Bulletin**, 122, pp 1516-1547.

Shafaii Moghadam H. S. Whitechurch H. Rahgoshay M. and Monsef I. (2009) "Significance of Nain-Baft ophiolitic belt (Iran): Short-lived, transtensional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone" **C.R. Geosci**., 341, pp 1016-1028.

Shahabpour J. (2007) "Island-arc affinity of the central Iranian volcanic belt" **Journal** of Asian Earth science, 30, pp 652-665.

Shand S. J. (1943) "The eruptive rocks", 2nd edition, John Wiley, New York, pp 444.

Shelley D. (1993) "**Igneous and metamorphic rocks under the microscope**" Dept of Geology, University of Canterburg, New zeland. Chapman and Hall-London, pp 234.

Sheth H. C. Torres-Alvarado I. S. and Verma S. P. (2002) "What is the calc-alkaline rockseries?" Inter. Geol. Rev., 44, pp 686–701.

Shojaat B. Hassanipak A. A. Mobasher K. and Ghazi A. M. (2003) "Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran" **Journal of Asian Earth Science**, 21, pp 1053-1067.

Sirvastava R. K. Singh R. K. (2004) "Trace element geochemistry and genesis of the Precambrian subalkaline mafic dykes from central India craton: evidence for mantle metasomatism" **Journal of Asian Earth Science** 23, 373-389.

Soesoo A. (1997) "A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations" **Geological Society of Sweden** (Geologiska Föreningen) 119, pp 55-60.

Spagnuolo M. G. Litvak V. D. Folguera A. Bottesi G. and Ramos V. A. (2012) "Neogene magmatic expansion and mountain building processes in the southern Central Andes 36–37°S, Argentina" **J. Geodyn.**, 53, pp 81-94.

Spear F. S. (1981) "An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite" **A.J.Sm**., 281, pp 697-734.

Speer J. A. (1984) "Micas in igneous rocks. In Micas (S.W. Bailey, ed)" **Revised Mineralogy**, 13, pp 299-356 Piedmont, U.S.A. Can. Miner., 19, pp 35-46, 1981.

Spies O. Lensch G. and Mihem A. (1983) "Geochemistry of the post- ophiolitic Tertiary volcanics between Sabzevar and Quchan (NE Iran)" **GSI**, Report no. 51, pp 247-266.

Stacey J. S. and Kramers J. D. (1975) "Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model" **Earth and Planetary Science Letters**, 26, pp 207-221.

Stalder R. Foley S. F. Brey G. P. and Horn I. (1998) "Mineral-aqueous fluid partitioning of trace-Elements at 900-1200 c and 3-5.7 GPA: new experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism" Geochem. Cosmochem. Acta, 62, pp 1781-1801.

Steiger R. H. and Jaeger E. (1977) "Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo-and cosmochronology" **Earth Planet. Sci. Lett.**, v. 36, pp 359-362.

Stein E. and Dietl C. (2001) "Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald" **Mineralogy and Petrology**, 72, pp 185-207.

Stocklin J. (1977) "Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia" **Memoire Hors-Serve**, 8, pp 333-353.

Stolz A. J. Jochum K. P. Spettle B. and Hofmann A. W. (1996) "Fluid and melt related enrichment in the subarc mantle: Evidence from Nb/Ta variations in island arc basalts" **Geology** 24(7), pp 587-590.

Stoneley R. (1981) "The geology of the Kuh-e-Dalneshin area of southern Iran and its bearing on the evolution of southern Tethys" **Geol. Soc. London**, 138, pp 509-526.

Stormet J. C. (1972) "Mineralogy and petrology of the Raton-Clayton volcanic field, northeastern New Mexico" Geological Society of America Bulletin, 83, pp 3299-3322.

Straub S. M. Gomez-tuena A. Zellmer G. F. Espinasa-Perena R. Stuart F. M. Cai Y. Langmuir C. H. Martin-del Pozzo A. L. and Mesko G. T. (2013) "The processes of melt differentiation in arc volcanic rock: Insights from OIB-type arc magmas in the central Mexican volcanic belt: Reply to a critical comment by Claus Siebe" Journal of Petrology 54(8) pp 1551-1554.

Sun, C. M. and Bertrand J. (1991) "Geochemistry of clinopyroxenes in plutonic and volcanic sequences from the Yanbian Proterozoic ophiolites (Sichuan Province, China) Petrogenetic and geotectonic implications" Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen: 71, pp 243-59.

Sun S. S. and McDonough W. F. (1989) "Chemical and isotopic systematics of oceanic of basalts: implication for mantle composition and processes, in: Magmatism in oceanic basins, edited by: Saunders A. D. and Norry M. J." Geol. Soc. London., 42, pp 313-345.

Takin M. (1972) "Iranian geology and continental drift in the Middle East" Nature, 235, pp 147-150.

Temel A. Gondogdu M. N. and Gourgaud A. (1998) "Petrological and geochemical cheracteristics of Cenozoic high-K calcalkaline volcanism in Konya, Central Antolia, Turkey" **J. Volcanol. Geoth. Res.**, 85, pp 327-357.

Thirlwall M. F. Smith T. E. Graham A. M. Theodorou N. Hollings P. Davidson J. P. and Arculus R. J. (1994) "High field strength element anomalies in arc lavas; source or process" **J. Petrol.**, 35 (3), pp 819–838.

Thompson R. N. Morrison M. A. Hendry G. L. and Parry S. J. (1984) "An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach" **Philos. Trans. R. Soc. Lond.**, A 310, pp 549–590.

Thoronton C. P. and Tuttle O. F. (1960) "Chemistry of igneous rocks: Differentation index". Am. Sci., 258, pp 664–684.

Tindle A. G. and Webb P. C. (1990) "Estimation of lithium contents in trioctahedral micas using microprobe data: application to micas from granitic rocks" **European** Journal of Mineralogy, 2(5), pp 595-610.

Tsuchiyama A. (1985) "Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite and origin of dusty plagioclase in andesite" **Conti. Mineral. Petrol.**, 89, pp 1-16.

Vance J. A. (1 965) "Zoning in igneous plagioclase: Patchy zoning" Journal of Geology, 73, pp 636-651.

Vaca S. Bissig T. Raudsepp M. and Hart C. J. R. (2012) "Chemical variations of pyroxene and Fe-Ti–oxide crystals in basalts hosting Cu-Au porphyry mineralization in the Quesnel terrane, interior British Columbia (NTS 092H, I, P, 093A, J, N)" in Geoscience BC Summary of Activities 2011. Geoscience BC, Report 2012-1, pp 69–78.

Van Boening A. M. and Nabelek P. I. (2008) "Petrogenesis and tectonic implications of paleoproterozoic mafic rocks in the Black Hills, South Dakota" **Precambrian Research** Lett., 167, pp 363-376.

Varol E. Temel A. Gourguad A. and Herve Bellon H. (2007) "Early Miocene adakitelike volcanism in the Balkuyumcu region, central Anatolia, Turkey: Petrology and geochemistry" **J. Asian Earth Sci.**, 30, pp 613-628.

Vásquez P. and Franz Z. (2008) "The Triassic Cobquecura Pluton (Central Chile): An example of a fayalite-bearing A-type intrusive massif at a continental margin" **Tectonophysics**, 459, pp 66-84.

Verdel C. Wernicke B. and Hassanzadeh J. (2008) "Origin of a Voluminous Pulse of Eocene Arc Magmatism in Iran" The 26th Symposium on Geosciences. Tehran, Geological Society of Iran. In AGU Fall Meeting Abstracts (AGU).

Verdel C. Wernicke B. P. Hassanzadeh J. and Guest B. (2011) "A Paleogene extentional arc flare-up in Iran" **Tectonic**, 30, TC3008.

Verdel C. Wernicke B. P. Ramezani J. Hassanzadeh J. Renne P. R. and Spell T. L. (2007) "Geology and thermochronology of Tertiary Cordilleran-style metamorphic core complex in the Saghand region of central Iran" **Geol. Soc. Am. Bull.**, 119, pp 961-977.

Van Hunen J. and Allen M. B. (2011) "Continental collision and slab break-off: A comparison of 3-D numerical models with observations" **Earth Planet. Sci. Lett.,** 302, pp 27-37.

Von Blanckenburg F. and Davies J. H. (1995) "Slab breakoff, a model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps", **Tectonics** 14, pp 120–131.

Wang Q. Wyman D. A. Xu J. F. Wan Y. S. Li C. F. Zi F. Jiang X. Q. Qiu H. N. Chu Z. Y. Zhao Z. H. and Dong Y. H. (2008) "Triassic Nb-enriched basalts, magnesian andesites, and adakites of the Qiangtang terrane (Central Tibet): evidence for metasomatism by slab-derived melts in the mantle wedge" **Contrib. Mineral. Petrol.**, 155, pp 473-490.

Wang Q. Wyman D. A. Xu J. F. Zhao Z. H. Jian P. Xiong X. L. Bao Z. W. Li C. F. and Bai Z. H. (2006) "Petrogenesis of Cretaceous adakitic and shoshonitic igneous rocks in the Luzong area, Anhui Province (Eastern China): implication for geodynamics and Cu-Au mineralization" **Lithos**, 89, pp 424-446.

Wang Q. Xu J. F. Zhao Z. H. Bao Z. W. Xu W. and Xiong X. L. (2004) "Cretaceous high potassium intrusive rocks in the Yueshan-Hongzhen area of east China: Adakites inan extensional tectonic regimewithin a continent" **Geochem. Journal.**, 38, pp 417-434.

Whalen J. B. Percival J. A. McNicoll V. J. and Longstaffe F. J. (2002) "A mainly crustal origin for tonalitic granitoid rocks, Superior Province, Canada: implications for late Archean tectonomagmatic processes" **J. Petrol.** 43, pp 1551–1570.

Whitney D. L. and Evans B. W. (2010) "Abbreviations for names of rock-forming minerals. Am. Mineral., 95, pp 185–187.

Williamson B. J. Herrington R. J. and Morris A. (2016) "Porphyry copper enrichment linked to excess aluminum in plagioclase" **Nature Geoscience**, NGEO2651, pp 1-6.

Winter J. D. (2001) "An Introduction to Igneous and metamorphic petrology" Prentice Hall, pp 697.

Wilmsen M. Fursich F. Emami K. Majidifard M. and Taheri J. (2009) "The Cimmerian Orogeny in northern Iran: tectono-stratigraphic evidence from the foreland" **Terra Nova**, 21, pp 211–218.

Winchester J. A. and Floyd P. A. (1977) "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements" **Chem Geol.**, 20, pp 325-342.

Wones D. R. (1981) "Mafic silicates as indicators of intensive variables in granitic magmas" **Mining Geology**., 31, 191-212.

Xu X. W. Jiang N. Yang K. Zhang B. L. Liang G. H. Mao Q. Li J. X. Du S. J. Ma Y. G. Zhang Y. and Qin K. Zh. (2009) "Accumulated phenocrysts and origin of feldspar porphyry in the Chanho area, western Yunnan, China" **Lithos**, 113, pp 595-611.

Xu J. F. Shinjo R. Defant M. J. Wang Q. and Rapp R. P. (2002) "Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: partialmelting of delaminated lower continental crust?" **Geol. Journal.**, 30, pp 1111.

Yang Y. H. Zhang H. F. Chu Zh. Y. Xie L. W. and Wu F. Y. (2010) "Combined chemical separation of Lu,Hf,Rb,Sr,Sm and Nd from a single rock digest and precise and accurate isotope determinatios of Lu-Hf, Rb-Sr and sm-Nd isotope systems using Multi-Collector ICP-Ms and TIMS" **Int. J. Mass Spectrom**., 290, pp 120-126.

Yilmaz Y. (1993) "New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogeny" **Geol. Soc. Am. Bull,** 105, pp 251-271.

Yousefi F. Sadeghian M. Wanhainen Ch. Ghasemi H. Frei D. (2016) "Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of middle Eocene hypabyssal rocks of the Torud–Ahmad Abad magmatic belt: An implication for evolution of the northern branch of Neo-Tethys Ocean in Iran" **Journal of Geochemical Exploration**, 178,p 1-15.

Zhang S. Zhao Y. and Song B. (2006) "Hornblende thermobarometry of the Carboniferous granitoids from the Inner Mongolia Paleo-uplift: implications for the tectonic evolution of the northern margin of North China block" **Mineralogy and Petrology**, 87, pp 123-141.

Zindler A. and Hart S. E. (1986) "Chemical Geodynamics" Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 14, pp 493–571, doi:10.1146/annurev. ea.14.050186.002425.

Zhu A. C. Zhao Z. D. Pan G. T. Lee H. Y. Kang Z. Q. Liao Z. L. Wang L. Q. Li G. M. Dong G. C. and Liu B. (2009) "Early cretaceous subduction-related adakite-like rocks of the Gangdese Belt, southern Tibet: Products of slab melting and subsequent melt-peridotite interaction?" **Int.J. Asian Earth Sci.**, 34, pp 298-309.



						راين	اسف						
Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Cl	Totall	Mineral
sla	42.55	1.80	11.09	11.50	14.40	0.14	11.40	2.49	0.33	0.00	0.32	96.02	Amp
s1b	42.49	1.78	11.32	13.73	12.96	0.22	11.12	2.22	0.37	0.21	0.32	96.72	Amp
s2a	42.99	1.74	11.00	13.31	13.30	0.21	10.89	2.39	0.35	0.00	0.26	96.44	Amp
s2b	43.38	1.62	10.86	12.79	14.09	0.18	11.00	2.29	0.33	0.02	0.33	96.88	Amp
s3a	43.19	1.31	11.17	12.74	14.44	0.14	10.68	2.31	0.29	0.24	0.09	96.58	Amp
s3b	42.47	1.46	11.54	13.19	13.64	0.22	11.01	2.38	0.33	0.21	0.34	96.78	Amp
s4a	43.52	1.97	10.22	12.63	14.22	0.20	11.07	2.38	0.45	0.09	0.54	97.28	Amp
s4b	43.70	1.71	10.29	13.05	13.92	0.21	11.08	2.18	0.29	0.00	0.26	96.71	Amp
s5a	43.81	1.90	11.36	11.54	14.28	0.11	11.33	2.39	0.37	0.04	0.18	97.31	Amp
s5b	43.60	1.69	10.24	13.25	13.97	0.21	11.03	2.35	0.32	0.19	0.26	97.10	Amp
s6a	43.25	1.70	10.39	12.61	14.14	0.16	11.04	2.25	0.32	0.22	0.24	96.31	Amp
s67	43.92	1.50	11.14	13.33	13.79	0.18	10.93	2.26	0.31	0.22	0.18	97.75	Amp
s7a	42.85	1.89	11.19	11.51	14.47	0.10	11.49	2.41	0.33	0.00	0.34	96.58	Amp
s7b	42.97	1.88	10.86	10.90	14.84	0.09	11.33	2.25	0.32	0.28	0.17	95.90	Amp
s7c	42.56	1.92	10.96	11.24	14.72	0.09	11.17	2.40	0.34	0.08	0.25	95.72	Amp
s7d	42.91	1.87	10.89	13.12	13.62	0.18	11.07	2.36	0.34	0.08	0.32	96.75	Amp
gla	43.39	2.12	10.00	12.25	14.40	0.16	11.33	2.31	0.36	0.00	0.34	96.64	Amp
g1b	42.15	2.14	9.82	12.22	14.28	0.12	11.16	2.40	0.40	0.00	0.39	95.07	Amp
g2a	42.63	2.24	9.79	12.21	14.39	0.12	11.12	2.34	0.40	0.30	0.17	95.71	Amp
g2b	44.68	1.52	8.77	11.50	15.21	0.22	11.13	2.00	0.29	0.00	0.30	95.61	Amp
g2c	43.74	2.13	9.91	12.30	14.65	0.17	11.05	2.30	0.40	0.34	0.34	97.32	Amp
g2d	43.92	1.88	9.67	12.25	14.54	0.14	11.07	2.33	0.35	0.13	0.38	96.66	Amp
g3a	43.51	1.83	9.61	11.22	15.25	0.17	11.42	2.32	0.37	0.17	0.12	95.99	Amp
g3b	42.81	1.74	9.60	12.30	14.81	0.17	11.20	2.29	0.32	0.26	0.25	95.75	Amp
g3c	42.79	2.45	9.75	11.89	14.32	0.19	11.15	2.30	0.41	0.00	0.34	95.58	Amp
g4a	42.22	2.27	10.11	11.92	14.42	0.12	11.28	2.38	0.40	0.25	0.31	95.67	Amp
g4b	42.23	1.92	10.00	12.71	14.27	0.19	11.31	2.45	0.35	0.54	0.43	96.39	Amp
g4c	42.81	2.21	10.04	12.07	14.30	0.14	11.36	2.32	0.39	0.00	0.47	96.10	Amp
g4d	41.49	1.94	10.00	12.80	14.19	0.16	10.93	2.41	0.37	0.63	0.38	95.31	Amp
g5a	42.74	2.13	9.54	11.98	14.50	0.13	10.95	2.38	0.40	0.30	0.35	95.41	Amp
g5b	43.10	1.64	9.49	11.98	15.05	0.20	11.07	2.28	0.34	0.28	0.56	95.99	Amp
mla	42.55	1.54	11.43	11.96	13.83	0.09	11.15	2.29	0.38	0.19	0.22	95.61	Amp
mlb	41.41	0.94	11.40	16.24	11.44	0.21	10.56	2.01	0.36	0.20	0.38	95.15	Amp

جدول ۴-۱: نتایج آنالیز میکروپروب بر روی کل نمونههای آمفیبول سنگ های نیمه عمیق نئوژن نوار ماگمایی قوچان -

Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Cl	Totall	Mineral
m2a	43.24	1.37	10.75	11.60	14.27	0.13	11.34	2.18	0.31	0.00	0.19	95.37	Amp
m2b	42.23	0.77	11.27	16.69	11.36	0.27	10.45	1.90	0.42	0.00	0.34	95.70	Amp
m7a	35.60	1.91	17.51	19.33	10.98	0.18	0.03	0.65	9.04	0.00	0.24	95.47	Amp
m7b	34.52	1.85	17.17	19.38	11.60	0.18	0.01	0.73	9.11	0.45	0.29	95.29	Amp
m9a	42.76	1.48	11.76	13.71	12.74	0.14	11.27	2.25	0.37	0.09	0.18	96.76	Amp
m9b	43.05	0.93	11.59	16.40	11.43	0.24	10.65	1.93	0.39	0.00	0.34	96.94	Amp
m12a	44.68	1.34	11.39	11.14	14.24	0.11	11.40	2.25	0.34	0.06	0.02	96.97	Amp
m12b	43.41	1.37	11.48	11.06	14.51	0.08	11.40	2.30	0.35	0.06	0.14	96.14	Amp
m17a	43.57	1.48	11.47	13.15	13.16	0.10	11.43	2.41	0.34	0.15	0.34	97.60	Amp
m17b	42.88	1.52	11.46	13.19	13.24	0.14	11.22	2.20	0.37	0.21	0.16	96.57	Amp
m18a	43.16	1.63	11.86	13.84	12.58	0.12	11.17	2.34	0.35	0.13	0.20	97.37	Amp
m18b	42.97	0.85	12.06	17.46	10.71	0.24	10.68	2.10	0.34	0.27	0.40	98.08	Amp
g6a	45.06	1.71	9.41	11.36	14.96	0.18	11.77	2.18	0.35	0.00	0.22	97.20	Amp
g6b	43.51	2.03	9.53	12.36	14.35	0.15	11.35	2.20	0.37	0.00	0.23	96.08	Amp
mcl	44.36	1.43	11.21	11.26	14.43	0.14	11.65	2.32	0.34	0.13	0.06	97.34	Amp
mc2	44.31	1.36	11.21	10.85	14.23	0.12	11.60	2.14	0.34	0.00	0.25	96.39	Amp
mc3	44.07	1.39	11.71	11.78	13.87	0.04	11.49	2.25	0.35	0.00	0.30	97.25	Amp
mc12	43.11	1.74	11.73	12.91	13.34	0.11	11.54	2.41	0.40	0.00	0.18	97.47	Amp
mc13	43.55	1.57	11.69	12.31	13.68	0.11	11.47	2.33	0.37	0.06	0.18	97.31	Amp
mc14	42.79	1.54	11.78	12.23	13.22	0.06	11.33	2.35	0.38	0.00	0.21	95.89	Amp
mc15	43.86	1.63	11.14	12.95	13.17	0.09	11.45	2.21	0.36	0.00	0.25	97.11	Amp
mc16	44.08	1.52	11.78	12.16	13.22	0.09	11.41	2.29	0.36	0.00	0.32	97.23	Amp
mc17	43.88	1.62	11.61	12.50	13.12	0.14	11.72	2.22	0.41	0.00	0.23	97.43	Amp
mc18	43.34	1.71	11.71	12.97	13.13	0.08	11.47	2.36	0.40	0.24	0.32	97.74	Amp
mc29	42.96	1.31	11.35	15.70	11.57	0.24	10.74	2.07	0.40	0.09	0.35	96.77	Amp
mc30	42.68	1.33	11.72	16.25	11.48	0.17	10.88	2.09	0.41	0.00	0.38	97.38	Amp
mc31	42.74	1.31	11.86	16.33	10.91	0.18	10.97	2.14	0.39	0.00	0.53	97.35	Amp
mc32	42.68	1.38	11.93	16.63	11.06	0.19	10.84	2.24	0.40	0.16	0.43	97.92	Amp
mc33	43.49	1.38	11.52	13.34	13.12	0.16	11.15	2.67	0.29	0.02	0.33	97.47	Amp
mc34	43.73	1.61	11.57	12.79	13.27	0.08	11.33	2.30	0.41	0.26	0.18	97.53	Amp
mc35	42.30	1.24	11.97	16.61	10.87	0.18	11.25	2.21	0.37	0.20	0.28	97.48	Amp
mc36	41.81	1.35	12.30	13.13	11.00	0.18	10.35	2.17	0.38	0.13	0.37	93.18	Amp

ادامه جدول ۴–۱

r	1			1									1
Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Cl	Totall	Mineral
mc37	43.51	1.30	11.86	13.57	12.91	0.17	11.29	2.25	0.33	0.20	0.20	97.59	Amp
bh1	42.57	1.70	11.67	13.60	12.80	0.13	11.28	2.07	0.35	0.13	0.24	96.54	Amp
bh2	43.02	1.78	12.13	14.20	12.53	0.11	11.15	2.24	0.38	0.02	0.28	97.83	Amp
bh20	42.88	1.22	11.20	16.49	12.19	0.22	10.77	1.96	0.31	0.07	0.37	97.68	Amp
bh21	42.89	1.45	11.17	14.96	12.56	0.18	11.04	1.94	0.34	0.26	0.29	97.07	Amp
bh22	42.81	1.29	11.38	16.34	11.76	0.18	10.79	2.07	0.32	0.00	0.41	97.36	Amp
bh26	44.44	1.55	11.09	11.43	14.51	0.09	11.35	2.29	0.30	0.58	0.09	97.72	Amp
bh27	44.37	1.05	10.24	14.26	13.42	0.26	10.86	1.96	0.25	0.02	0.30	96.98	Amp
bh28	44.36	1.56	11.11	12.96	13.39	0.12	11.09	2.26	0.32	0.04	0.26	97.47	Amp
bh29	44.18	1.54	11.15	11.41	14.09	0.07	11.41	2.14	0.32	0.38	0.24	96.93	Amp
bh30	44.91	1.44	10.68	10.52	14.94	0.09	11.47	2.09	0.31	0.11	0.15	96.72	Amp
bh31	45.10	1.18	10.75	11.04	14.91	0.10	11.35	2.04	0.28	0.00	0.25	96.99	Amp
bh32	44.88	1.23	10.36	14.31	13.22	0.23	11.03	1.77	0.28	0.13	0.46	97.90	Amp
bh33	42.68	1.58	11.69	15.06	12.73	0.20	11.21	2.41	0.32	0.70	0.17	98.74	Amp
bh34	44.76	1.24	10.42	14.54	13.25	0.24	10.76	1.76	0.26	0.00	0.32	97.55	Amp
bh35	45.67	1.17	10.25	14.76	13.21	0.28	10.70	1.91	0.25	0.11	0.31	98.62	Amp
bh36	43.02	1.61	11.59	13.49	13.10	0.18	11.28	2.15	0.34	0.11	0.23	97.11	Amp
bh37	44.92	1.19	10.27	15.12	13.03	0.29	10.41	1.83	0.26	0.35	0.16	97.82	Amp
bh38	44.69	1.19	10.14	14.42	13.37	0.30	10.46	1.81	0.24	0.28	0.18	97.06	Amp
bh39	44.01	1.36	11.01	13.13	13.77	0.16	11.00	1.93	0.29	0.00	0.28	96.93	Amp
bh40	43.87	1.53	11.18	13.27	13.19	0.18	11.38	1.88	0.31	0.17	0.15	97.10	Amp
bh41	43.38	1.49	11.61	11.93	13.93	0.10	11.56	2.18	0.31	0.00	0.26	96.74	Amp
bh42	44.64	1.55	10.97	13.17	13.41	0.12	11.26	2.21	0.29	0.41	0.27	98.28	Amp
bh43	45.67	1.46	10.60	10.76	14.87	0.11	11.68	2.12	0.32	0.02	0.10	97.70	Amp
bh44	45.40	1.29	9.65	11.02	14.86	0.15	11.56	1.91	0.27	0.08	0.22	96.41	Amp
bh45	44.18	1.45	10.97	11.17	14.66	0.13	11.27	2.16	0.34	0.15	0.38	96.85	Amp
gh1	44.199	1.729	10.108	10.997	15.267	0.193	11.256	2.286	0.33	0.283	0.314	96.96	Amp
gh2	43.44	2.21	9.797	12.96	14.08	0.12	11.23	2.266	0.36	0.20	0.32	97.02	Amp
gh3	44.47	2.04	9.516	12.13	14.32	0.14	11.43	2.411	0.35	0.32	0.35	97.52	Amp
gh4	43.93	1.67	9.514	11.92	14.46	0.14	11.33	2.143	0.29	0.46	0.23	96.13	Amp
gh5	43.77	1.95	9.704	12.40	13.89	0.19	11.35	2.22	0.31	0	0.27	96.08	Amp
gh6	53.03	0.19	1.702	14.52	14.92	0.16	11.56	0.593	0.13	0	2.34	99.19	Amp

ادامه جدول ۴–۱

		r											
Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	CI	Totall	Mineral
gh7	52.60	0.18	1.588	13.61	15.38	0.20	11.42	0.501	0.14	0	1.79	97.44	Amp
gh8	28.134	0.011	16.784	22.773	17.713	0.18	0.148	0.013	0.001	0.126	0.179	86.06	Amp
gh9	27.441	0	16.703	26.722	15.414	0.067	0.154	0.031	0.012	0.185	0.511	87.24	Amp
gh10	44.982	0.117	6.366	15.812	15.623	0.096	8.645	0.293	0.082	0	0.264	92.28	Amp
gh11	44.991	1.636	8.987	12.676	14.423	0.137	11.272	2.041	0.289	0.485	0.324	97.26	Amp
gh12	44.859	1.584	8.857	12.743	14.558	0.198	11.129	2.24	0.29	0.614	0.375	97.45	Amp
gh13	44.533	1.781	9.926	11.337	14.791	0.12	11.359	2.27	0.36	0.264	0.188	96.93	Amp
gh14	44.23	1.924	9.568	11.912	14.705	0.121	11.254	2.321	0.345	0	0.441	96.82	Amp
sy1	43.943	1.555	11.271	10.964	14.357	0.126	11.454	2.226	0.242	0.038	0.277	96.45	Amp
sy2	43.247	1.532	11.618	12.269	13.289	0.058	11.424	2.287	0.287	0.299	0.244	96.55	Amp
sy3	44.064	1.491	11.308	11.322	13.71	0.103	11.441	2.193	0.237	0.188	0.211	96.27	Amp
sy4	43.13	1.439	11.226	13.027	12.763	0.179	11.182	2.249	0.247	0.13	0.286	95.86	Amp
sy5	43.544	1.265	11.455	10.698	14.322	0.11	11.569	2.346	0.317	0.038	0.244	95.91	Amp
sy6	43.912	1.223	11.347	10.741	14.765	0.09	11.169	2.253	0.346	0.413	0.131	96.39	Amp
sy7	43.882	1.325	11.06	11.792	14.108	0.058	11.103	2.44	0.383	0	0.169	96.32	Amp
sy8	42.792	1.501	11.327	11.62	14.343	0.124	10.814	3.071	0.359	0.205	0.066	96.22	Amp
sy9	43.056	1.356	11.651	11.924	13.709	0.096	11.38	2.435	0.384	0.262	0.075	96.33	Amp
sy10	42.989	1.624	11.819	12.52	13.171	0.098	11.132	2.22	0.255	0	0.127	95.96	Amp
sy11	41.816	1.633	11.997	15.566	11.639	0.177	10.83	2.321	0.342	0	0.579	96.90	Amp
sy12	43.556	1.364	11.689	11.938	13.572	0.1	11.414	2.423	0.391	0	0.215	96.66	Amp
sy13	44.5	1.53	11.538	12.336	13.66	0.078	11.435	2.38	0.291	0	0.356	98.10	Amp
sy14	42.183	1.476	12.238	14.957	11.974	0.173	10.996	2.319	0.321	0.147	0.472	97.26	Amp
sy15	43.244	1.462	11.61	11.29	14.242	0.13	11.605	2.386	0.323	0.094	0.15	96.54	Amp
sy16	42.832	1.362	11.362	11.351	14.327	0.103	11.56	2.508	0.328	0	0.183	95.92	Amp
sy17	44.506	1.495	10.719	10.347	15.351	0.112	11.122	3.043	0.385	0	0.145	97.23	Amp
ms1	43.713	1.491	11.117	13.987	13.228	0.159	11.076	2.293	0.313	0	0.215	97.59	Amp
ms2	43.952	1.545	11.137	12.483	13.563	0.113	11.412	2.308	0.36	0.168	0.351	97.39	Amp
ms6	44.967	1.429	11.067	10.888	14.309	0.135	11.47	2.295	0.309	0	0.145	97.01	Amp
ms7	42.102	1.837	11.03	14.188	12.045	0.176	11.132	2.43	0.442	0.259	0.41	96.05	Amp
ms8	44.11	1.408	11.28	11.136	14.179	0.098	11.504	2.323	0.319	0.094	0.187	96.64	Amp
ms9	44.346	1.43	10.868	10.516	13.9	0.123	11.507	2.282	0.301	0.246	0.08	95.60	Amp
ms10	41.876	1.516	11.843	13.881	11.797	0.126	11.123	2.327	0.36	0	0.21	95.06	Amp
ms11	43.38	1.45	11.329	10.83	13.70	0.092	11.54	2.273	0.37	0.20	0.23	95.44	Amp

ادامه جدول ۴–۱

				1				-		-			
Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Cl	Totall	Mineral
ms12	54.93	0	22.44	0.189	0.003	0.03	8.662	7.077	0.16	0	0	93.50	Amp
ms17	44.067	1.346	11.057	11.134	14.339	0.128	11.46	2.317	0.34	0	0.009	96.20	Amp
ms18	43.421	1.402	11.384	11.016	14.44	0.125	11.517	2.314	0.333	0.113	0.323	96.39	Amp
ms19	42.776	1.121	11.1	15.442	12.228	0.25	10.641	2.095	0.36	0	0.439	96.45	Amp
ms20	42.05	1.224	12.095	16.348	11.173	0.183	10.966	2.025	0.476	0.128	0.289	96.96	Amp
ms21	40.693	1.962	13.529	15.805	10.745	0.187	10.783	2.895	0.406	0.328	0.391	97.72	Amp
ms22	43.603	1.442	11.441	11.068	14.153	0.097	11.705	2.447	0.346	0	0.201	96.50	Amp
ms23	43.835	1.445	11.42	11.246	14.464	0.125	11.651	2.298	0.344	0.075	0.178	97.08	Amp
Line 1 g1line1	44.346	2.226	10.239	10.702	15.03	0.158	11.395	2.642	0.348	0.491	0.3	97.88	Amp
Line 2 g1line1	43.816	2.262	10.235	10.616	14.955	0.087	11.571	2.572	0.394	0	0.244	96.75	Amp
Line 3 glline1	43 325	2 2 1 9	10 208	10 586	15 026	0 148	11 263	2.38	0 376	0.076	0.239	95.85	Amp
Line 4 glline1	13.525	2.219	10.106	10.308	1/ 983	0.159	11.205	2.350	0.387	0.153	0.249	96.76	Amn
	44.170	2.303	10.100	10.398	14.905	0.139	11.40	2.339	0.387	0.155	0.249	90.70	Amp
Line 5 gl linel	43.744	2.213	10.234	10.488	15.144	0.139	11.397	2.465	0.377	0.228	0.389	96.82	Amp
Line 6 g1line1	42.967	2.223	10.162	10.49	14.989	0.137	11.365	2.53	0.349	0.284	0.272	95.77	Amp
Line 7 g1line1	44.209	2.199	10.219	10.333	15.195	0.112	11.26	2.437	0.366	0	0.019	96.35	Amp
Line 8 g1line1	43.292	2.242	10.383	10.175	15.146	0.104	11.271	2.504	0.38	0.172	0.084	95.75	Amp
Line 9 g1line1	43.553	2.212	10.291	10.201	15.137	0.136	11.41	2.416	0.4	0.418	0.253	96.43	Amp
Line 10 g1line1	43.519	2.122	10.257	10.332	15.304	0.098	11.303	2.457	0.386	0.133	0.239	96.15	Amp
Line 11 g1line1	43.739	2.167	10.018	10.27	15.105	0.153	11.554	2.505	0.384	0.266	0.53	96.69	Amp
Line 12 g1line1	44.274	2.02	10.057	10.455	15.253	0.151	11.387	2.344	0.387	0.038	0.272	96.64	Amp
Line 13 g1line1	44.261	1.94	10.08	10.208	14.99	0.137	11.386	2.304	0.359	0.7	0.282	96.65	Amp
Line 14 g1line1	43.887	1.892	10.055	10.239	15.246	0.157	11.356	2.358	0.361	0	0.174	95.73	Amp
Line 15 g1line1	43.899	1.875	9.988	10.505	15.253	0.098	11.517	2.402	0.355	0	0.333	96.23	Amp
Line 16 g1line1	44.555	1.744	9.896	10.463	15.227	0.152	11.442	2.382	0.37	0	0.193	96.42	Amp
Line 17 g1line1	44.292	1.981	9.734	11.085	14.775	0.12	11.316	2.233	0.38	0.076	0.145	96.14	Amp
Line 18 g1line1	43.475	2.398	10.041	11.917	14.052	0.146	11.108	2.413	0.376	0.094	0.215	96.24	Amp
Line 19 g1line1	43.021	2.09	9.807	11.926	14.178	0.15	11.399	2.314	0.359	0	0.262	95.51	Amp
Line 20 g1line1	43.457	1.987	9.542	12.079	14.14	0.125	11.123	2.243	0.362	0.394	0.061	95.51	Amp
Line 21 g1line1	43.619	1.989	9.649	12.329	14.214	0.16	11.261	2.234	0.357	0	0.539	96.35	Amp
Line 22 g1line1	43.824	1.872	9.642	12.02	14.482	0.103	11.259	2.246	0.334	0.207	0.412	96.40	Amp
Line 23 g1line1	44.02	1.882	9.601	12.13	14.549	0.149	11.228	2.163	0.355	0.244	0.389	96.71	Amp
Line 24 g1line1	44.371	1.725	9.507	11.952	14.603	0.11	11.384	1.996	0.339	0	0.31	96.30	Amp
Line 1 g6line1	44.39	1.62	9.774	11.32	15.24	0.159	11.12	2.256	0.33	0.13	0.07	96.45	Amp
Line 2 g6line1	44.174	1.67	10.029	11.34	15.319	0.11	11.186	2.363	0.332	0.094	0.117	96.73	Amp

ادامه جدول ۴–۱

Sample	SiO	TiO	AbO	FeO	MgO	MnO	CaO	Na-O	K-0	F	CI	Totall	Mineral
	45.409	1.62	0.022	11.20	15.25(0.1(2	11.265	2.124	0.214		0.225	07.70	A
	45.408	1.052	9.932	11.20	15.250	0.103	11.305	2.124	0.314	0	0.225	97.70	Amp
Line 4 goline1	44.101	1.661	9.643	11.16/	15.27	0.133	11.238	2.217	0.326	0.189	0.268	96.21	Amp
Line 5 g6line1	44.733	1.754	9.68	10.739	15.703	0.155	11.228	2.166	0.319	0.565	0.258	97.30	Amp
Line 6 g6line1	44.466	1.613	9.581	11.046	15.439	0.141	11.278	2.223	0.332	0.17	0.164	96.45	Amp
Line 7 g6line1	44.685	1.617	9.648	11.167	15.469	0.143	11.282	2.237	0.347	0.415	0.122	97.13	Amp
Line 8 g6line1	44.842	1.661	9.679	11.07	15.456	0.174	11.042	2.142	0.308	0.245	0.211	96.83	Amp
Line 9 g6line1	44.834	1.685	10.049	11.253	15.298	0.09	11.209	2.228	0.351	0.132	0.117	97.25	Amp
Line 10 g6line1	44.499	1.639	10.146	11.371	15.187	0.127	11.199	2.185	0.333	0.038	0.193	96.92	Amp
Line 11 g6line1	44.592	1.616	10.032	11.277	15.139	0.155	11.166	2.206	0.345	0	0.16	96.69	Amp
Line 12 g6line1	44.124	1.558	9.952	11.392	15.159	0.157	11.134	2.199	0.307	0.263	0.394	96.64	Amp
Line 13 g6line1	43.799	1.654	9.873	11.322	14.997	0.116	11.007	2.279	0.31	0.132	0.197	95.69	Amp
Line 14 g6line1	43.877	1.561	10.025	11.659	15.257	0.17	11.009	2.301	0.291	0.131	0.31	96.59	Amp
Line 15 g6line1	44.383	1.744	9.991	11.916	14.959	0.22	10.977	2.286	0.318	0.075	0.192	97.06	Amp
Line 16 g6line1	43.565	1.608	10.17	11.987	14.833	0.158	10.984	2.314	0.307	0.094	0.216	96.24	Amp
Line 17 g6line1	43.669	1.73	9.854	12.108	14.651	0.15	10.86	2.232	0.34	0.243	0.239	96.08	Amp
Line 18 g6line1	43.225	1.644	9.952	11.867	15.006	0.153	11.197	2.221	0.334	0.3	0.047	95.95	Amp
Line 19 g6line1	44.284	1.488	9.908	11.687	15.112	0.164	11.162	2.187	0.342	0.226	0.319	96.88	Amp
Line 20 g6line1	44.426	1.522	9.581	11.355	15.35	0.166	11.188	2.286	0.329	0	0.15	96.35	Amp
Line 21 g6line1	43.556	2.32	9.943	11.872	14.519	0.178	10.891	2.395	0.379	0	0.44	96.49	Amp
Line 22 g6line1	43.15	2.234	9.943	12.525	14.693	0.162	11.092	2.374	0.399	0.131	0.403	97.11	Amp
Line 23 g6line1	43.556	2.119	9.67	12.498	14.241	0.157	11.092	2.332	0.391	0.15	0.464	96.67	Amp
Line 24 g6line1	43.552	2.136	9.934	12.391	14.265	0.141	11.12	2.348	0.4	0.393	0.342	97.02	Amp
Line 25 g6line1	44.121	2.06	9.807	12.336	14.599	0.124	11.03	2.375	0.365	0	0.197	97.01	Amp
Line 26 g6line1	44.098	1.822	9.463	12.064	14.894	0.14	11.185	2.147	0.349	0	0.295	96.46	Amp
Line 27 g6line1	44.297	1.763	9.579	12.251	14.693	0.218	10.938	2.234	0.347	0.225	0.286	96.83	Amp
Line 28 g6line1	43.95	1.684	9.7	11.845	14.799	0.144	11.104	2.286	0.325	0	0.319	96.16	Amp

ادامه جدول ۴–۱

					راين	ان -اسف	ايى قوچ	وار ماگم	i				
Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	MgO	Cr ₂ O	BaO	Total	Mineral
sy18	56.33	0.00	27.78	0.27	11.03	5.93	0.14	0.00	0.04	0.00	0.00	101.52	Plg
sy19	56.53	0.00	27.35	0.33	10.47	6.36	0.14	0.00	0.05	0.01	0.01	101.24	Plg
sy20	57.45	0.00	26.61	0.25	10.09	6.54	0.14	0.00	0.01	0.04	0.09	101.22	Plg
sy21	56.12	0.00	27.21	0.28	10.79	6.18	0.13	0.00	0.01	0.01	0.01	100.74	Plg
sy22	57.14	0.00	27.05	0.25	10.76	6.25	0.13	0.05	0.03	0.00	0.00	101.64	Plg
sy23	56.55	0.00	27.82	0.28	11.21	5.76	0.13	0.00	0.04	0.00	0.03	101.82	Plg
sy24	57.20	0.00	26.46	0.30	9.92	6.59	0.16	0.00	0.03	0.00	0.00	100.65	Plg
ms3	55.47	0.03	27.68	0.22	11.20	5.74	0.14	0.00	0.02	0.02	0.00	100.52	Plg
ms4	56.90	0.03	26.99	0.20	10.24	6.52	0.13	0.01	0.02	0.00	0.02	101.03	Plg
ms5	55.27	0.00	27.71	0.20	11.28	5.87	0.11	0.04	0.01	0.00	0.04	100.53	Plg
ms12	57.39	0.00	22.41	0.19	8.67	7.08	0.16	0.03	0.00	0.01	0.00	95.94	Plg
ms13	59.15	0.01	25.62	0.19	8.81	7.67	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	101.61	Plg
ms14	59.80	0.00	25.47	0.10	8.58	7.76	0.23	0.01	0.01	0.03	0.00	101.97	Plg
ms15	58.37	0.00	25.39	0.14	8.92	7.39	0.16	0.01	0.02	0.00	0.00	100.38	Plg
ms16	59.95	0.02	24.98	0.13	8.11	7.92	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	101.32	Plg
m3a	64.12	0.00	25.99	0.24	2.38	6.90	0.16	0.00	0.02	0.00	0.00	99.80	Plg
m3b	64.69	0.02	24.47	0.11	2.25	8.18	0.23	0.01	0.00	0.00	0.04	99.98	Plg
m3c	64.71	0.00	25.41	0.13	2.09	7.84	0.18	0.00	0.00	0.01	0.01	100.38	Plg
m3d	64.51	0.00	25.31	0.14	1.91	7.76	0.21	0.00	0.02	0.00	0.00	99.87	Plg
m4a	64.57	0.02	24.39	0.12	1.97	8.24	0.21	0.00	0.00	0.01	0.00	99.53	Plg
m4b	64.89	0.00	23.74	0.05	1.87	8.80	0.33	0.02	0.02	0.00	0.00	99.72	Plg
m5a	64.47	0.00	26.38	0.21	2.47	6.94	0.17	0.00	0.00	0.00	0.08	100.70	Plg
m5b	63.89	0.00	27.56	0.23	2.74	5.99	0.12	0.04	0.01	0.02	0.05	100.65	Plg
m5c	65.24	0.01	23.89	0.21	2.37	8.70	0.49	0.00	0.01	0.00	0.00	100.94	Plg
m6a	63.51	0.00	25.33	0.10	2.56	7.88	0.21	0.02	0.02	0.03	0.02	99.68	Plg
m6b	65.81	0.00	23.06	0.13	2.37	9.06	0.51	0.00	0.01	0.01	0.04	101.00	Plg
m8a	63.95	0.01	27.31	0.21	2.66	6.22	0.12	0.00	0.01	0.00	0.01	100.52	Plg
m8b	65.12	0.00	25.16	0.14	1.87	7.94	0.22	0.01	0.01	0.01	0.04	100.51	Plg
m10a	63.81	0.00	26.67	0.20	2.67	6.81	0.16	0.00	0.00	0.01	0.04	100.37	Plg
m10b	65.13	0.00	23.81	0.08	2.36	8.98	0.26	0.02	0.00	0.01	0.01	100.65	Plg
m11a	64.63	0.01	25.95	0.18	2.87	7.27	0.18	0.03	0.02	0.00	0.00	101.13	Plg
m11b	65.49	0.01	25.49	0.16	2.42	7.58	0.20	0.00	0.01	0.00	0.01	101.37	Plg
m11c	65.99	0.01	23.25	0.05	2.53	9.48	0.38	0.03	0.02	0.01	0.05	101.79	Plg
m13a	64.61	0.00	25.88	0.16	1.97	7.07	0.16	0.00	0.00	0.00	0.01	99.84	Plg
m13b	65.68	0.00	24.18	0.11	2.12	8.58	0.22	0.00	0.00	0.00	0.04	100.94	Plg
m13c	64.57	0.00	25.68	0.16	2.77	7.27	0.20	0.00	0.01	0.00	0.00	100.65	Plg
m14a	64.82	0.00	25.52	0.09	2.44	7.56	0.19	0.00	0.02	0.03	0.03	100.70	Plg
m14b	64.85	0.01	24.86	0.12	2.48	8.15	0.23	0.02	0.00	0.01	0.03	100.75	Plg
m14c	64.78	0.00	26.39	0.21	2.45	6.89	0.18	0.01	0.02	0.00	0.00	100.93	Plg
m15a	65.92	0.03	24.45	0.21	2.26	8.42	0.22	0.01	0.00	0.00	0.03	101.54	Plg
m15b	66.09	0.00	25.26	0.22	2.30	7.65	0.19	0.00	0.00	0.02	0.02	101.75	Plg
m15c	64.61	0.00	25.60	0.17	2.62	7.44	0.20	0.03	0.00	0.00	0.00	100.67	Plg
m16a	64.15	0.00	27.84	0.22	2.09	5.91	0.13	0.02	0.03	0.00	0.02	100.43	Plg
m16b	65.29	0.00	26.51	0.18	2.83	6.70	0.14	0.05	0.01	0.00	0.01	101.70	Plg
a18	60.38	0.00	24.88	0.14	7.32	8.17	0.54	0.02	0.02	0.01	0.11	101.59	Plg
a19	64.51	0.01	22.23	0.20	3.81	10.09	1.18	0.04	0.00	0.04	0.00	102.11	Plg
a22	66.31	0.02	18.72	0.16	0.23	4.28	9.86	0.00	0.00	0.00	1.57	101.15	Plg

جدول ۴-۲: نتایج آنالیز میکروپروب بر روی کل نمونههای پلاژیوکلاز و فلدسپات آلکالن سنگ های نیمه عمیق نئوژن

۲۸۸

a23	66.34	0.01	18.78	0.13	0.24	4.52	9.97	0.00	0.00	0.01	1.23	101.22	Plg
a24	65.20	0.06	18.89	0.17	0.31	4.69	9.64	0.00	0.00	0.00	1.58	100.54	Plg
a25	64.08	0.00	21.72	0.17	3.52	9.73	1.26	0.00	0.00	0.02	0.07	100.57	Plg
mc4	56.21	0.01	27.58	0.24	10.90	5.91	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	100.97	Plg
mc5	57.50	0.00	26.73	0.23	10.09	6.67	0.15	0.01	0.03	0.01	0.05	101.46	Plg
mc6	57.72	0.00	26.99	0.21	10.05	6.49	0.16	0.00	0.01	0.00	0.00	101.64	Plg
mc7	60.64	0.00	25.03	0.11	7.67	8.20	0.17	0.03	0.00	0.00	0.02	101.85	Plg
mc8	61.36	0.00	24.82	0.08	7.77	7.99	0.23	0.01	0.00	0.00	0.02	102.27	Plg
mc9	59.83	0.00	25.41	0.10	8.30	7.85	0.18	0.02	0.00	0.00	0.02	101.71	Plg
mc10	60.98	0.00	24.40	0.13	6.92	8.66	0.25	0.00	0.00	0.00	0.05	101.38	Plg
mc11	59.16	0.01	26.04	0.17	8.99	7.27	0.19	0.02	0.00	0.00	0.00	101.85	Plg
mc19	61.04	0.00	24.96	0.15	7.87	8.04	0.23	0.00	0.00	0.00	0.05	102.34	Plg
mc20	59.60	0.01	25.33	0.15	8.33	7.77	0.21	0.00	0.01	0.05	0.05	101.52	Plg
mc21	60.56	0.06	24.73	0.13	7.75	8.01	0.22	0.00	0.01	0.00	0.03	101.50	Plg
mc22	60.07	0.02	25.05	0.11	8.14	7.74	0.29	0.01	0.01	0.00	0.00	101.45	Plg
mc23	59.95	0.00	25.58	0.17	8.66	7.51	0.21	0.00	0.00	0.00	0.01	102.08	Plg
mc24	58.65	0.00	25.81	0.13	8.95	7.40	0.16	0.04	0.00	0.00	0.03	101.18	Plg
mc25	59.14	0.03	25.75	0.14	8.76	7.39	0.20	0.00	0.01	0.00	0.01	101.43	Plg
mc26	59.31	0.00	25.75	0.20	8.83	7.59	0.18	0.00	0.02	0.01	0.03	101.91	Plg
mc27	59.01	0.02	26.06	0.21	9.31	7.04	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	101.80	Plg
mc28	59.68	0.01	25.21	0.18	8.22	7.99	0.19	0.03	0.03	0.03	0.01	101.57	Plg
mc38	58.06	0.04	26.04	0.21	9.45	6.84	0.24	0.00	0.03	0.01	0.00	100.90	Plg
mc39	58.87	0.00	25.77	0.15	9.32	6.81	0.17	0.00	0.01	0.01	0.00	101.11	Plg
mc40	64.10	0.01	23.14	0.08	5.12	9.45	0.46	0.00	0.01	0.00	0.09	102.45	Plg
mc41	63.75	0.00	23.22	0.09	5.67	9.27	0.45	0.01	0.02	0.03	0.02	102.54	Plg
mc42	60.76	0.00	25.07	0.13	7.74	8.05	0.24	0.00	0.01	0.00	0.07	102.07	Plg
mc43	59.33	0.00	25.64	0.19	8.83	7.16	0.18	0.00	0.02	0.00	0.04	101.40	Plg
mc44	60.17	0.00	24.88	0.11	7.75	7.92	0.24	0.02	0.00	0.00	0.00	101.09	Plg
mc45	62.31	0.00	24.03	0.09	6.61	8.67	0.29	0.02	0.01	0.00	0.02	102.04	Plg
mc46	61.18	0.01	24.85	0.14	7.85	7.91	0.23	0.00	0.00	0.00	0.01	102.19	Plg
mc47	59.81	0.02	25.70	0.13	9.00	7.27	0.17	0.00	0.01	0.00	0.01	102.13	Plg
mc48	57.38	0.00	26.89	0.17	10.39	6.32	0.14	0.00	0.01	0.03	0.00	101.33	Plg
bh3	57.19	0.00	26.08	0.22	10.45	6.34	0.13	0.01	0.02	0.02	0.04	100.47	Plg
bh4	57.55	0.00	26.25	0.21	10.09	6.48	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	100.74	Plg
bh5	57.99	0.00	26.44	0.16	9.42	7.11	0.19	0.00	0.01	0.00	0.00	101.32	Plg
bh6	57.04	0.00	27.30	0.24	10.58	6.01	0.17	0.01	0.00	0.00	0.00	101.34	Plø
bh7	57.75	0.02	26.76	0.16	10.01	6.53	0.16	0.00	0.02	0.00	0.00	101.40	Plg
bh8	57.10	0.02	27.45	0.30	10.86	5.81	0.13	0.01	0.00	0.00	0.05	101.72	Plo
bh9	58.92	0.00	26.83	0.19	9.97	6 59	0.17	0.02	0.02	0.00	0.02	102.72	Plo
bh10	55.42	0.00	28.05	0.19	11.62	5 31	0.12	0.01	0.02	0.00	0.05	101.10	Pla
bh11	56.92	0.00	20.23	0.26	10.76	6.26	0.12	0.00	0.02	0.00	0.00	101.66	Pla
bh12	59.30	0.00	25.60	0.13	8.64	7 58	0.23	0.00	0.03	0.01	0.00	101.50	Pla
bh13	56.30	0.00	27.50	0.15	11.05	6.07	0.25	0.00	0.01	0.00	0.00	101.31	Dla
bh14	57.50	0.00	27.30	0.21	10.44	6.38	0.13	0.01	0.02	0.00	0.00	101.30	Pla
bh15	58.90	0.03	20.93	0.27	0.51	6.00	0.15	0.00	0.00	0.00	0.03	101.75	Dla
bh16	56.14	0.01	20.21	0.18	9.51	5 00	0.10	0.01	0.00	0.00	0.02	101.90	rig Di~
bii10	60.20	0.00	27.80	0.23	7.05	3.88 777	0.12	0.01	0.01	0.02	0.00	101.40	
0017	56.22	0.04	25.15	0.09	10.05	5.70	0.20	0.00	0.01	0.00	0.01	101.58	Pig
Dn18	56.04	0.00	27.30	0.24	10.95	5./8	0.14	0.04	0.00	0.02	0.00	100.75	Pig Di-
bh19	50.94	0.00	27.06	0.28	10.78	0.00	0.15	0.00	0.02	0.00	0.00	101.23	Pig
bh23	57.52	0.00	26.97	0.26	10.09	6.40	0.14	0.03	0.02	0.00	0.00	101.42	Plg
bh24	56.06	0.06	27.27	0.21	10.67	6.20	0.14	0.00	0.02	0.00	0.01	100.63	Plg

									1				
bh25	57.85	0.01	27.09	0.29	10.46	6.28	0.14	0.00	0.04	0.00	0.04	102.20	Plg
bh46	57.73	0.00	26.63	0.18	9.97	6.48	0.15	0.01	0.02	0.00	0.01	101.17	Plg
bh47	55.78	0.03	27.54	0.20	11.29	5.87	0.13	0.00	0.02	0.01	0.00	100.87	Plg
bh48	56.24	0.01	27.39	0.21	10.96	6.13	0.13	0.00	0.02	0.00	0.03	101.11	Plg
Dine 1 p1line1	58.35	0.03	25.69	0.19	8.87	7.35	0.16	0.00	0.01	0.02	0.05	100.72	Plg
p1line1	58.76	0.01	25.86	0.18	8.87	7.36	0.17	0.00	0.01	0.00	0.00	101.20	Plg
Line 3 p1line1	58.59	0.01	25.67	0.15	8.94	7.36	0.17	0.00	0.02	0.00	0.06	100.97	Plg
Line 4 p1line1	58.34	0.00	25.68	0.16	8.79	7.28	0.18	0.00	0.01	0.03	0.00	100.46	Plg
Line 5 p1line1	58.98	0.00	26.17	0.20	9.22	7.09	0.16	0.02	0.01	0.00	0.03	101.87	Plg
Line 6 p1line1	58.52	0.05	25.88	0.12	8.71	7.36	0.17	0.00	0.00	0.00	0.04	100.84	Plg
Line 7 p1line1	59.82	0.02	25.20	0.17	8.05	7.66	0.20	0.01	0.00	0.00	0.03	101.15	Plg
Line 8 p1line1	62.01	0.02	23.51	0.10	6.12	8.91	0.27	0.00	0.00	0.00	0.04	100.99	Plg
Line 9 p1line1	61.25	0.00	24.03	0.10	6.89	8.79	0.23	0.02	0.01	0.00	0.03	101.35	Plg
Line 10 p1line1	60.49	0.00	24.48	0.10	7.11	8.43	0.20	0.00	0.00	0.01	0.02	100.83	Plg
Line 11 p1line1	60.15	0.01	24.58	0.09	7.43	8.34	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	100.83	Plg
Line 12 p1line1	60.93	0.05	24.30	0.09	6.70	8.77	0.26	0.00	0.02	0.00	0.03	101.14	Plg
Line 13 p1line1	62.77	0.00	23.37	0.04	6.03	9.14	0.31	0.00	0.00	0.03	0.02	101.71	Plg
Line 14 p1line1	61.09	0.01	23.47	0.06	5.82	9.27	0.31	0.04	0.00	0.03	0.00	100.09	Plg
Line 1 b1line1	55.80	0.00	27.27	0.18	10.67	6.06	0.14	0.00	0.01	0.00	0.00	100.13	Plg
Line 2 b1line1	55.64	0.00	27.59	0.21	10.91	5.95	0.15	0.00	0.01	0.00	0.00	100.47	Plg
Line 3 b1line1	57.72	0.00	27.18	0.25	10.14	6.43	0.15	0.00	0.01	0.00	0.02	101.91	Plg
Line 4 b1line1	57.01	0.00	27.26	0.23	10.66	6.19	0.14	0.00	0.04	0.03	0.00	101.55	Plg
Line 5 b1line1	56.26	0.04	27.41	0.27	10.76	6.05	0.13	0.01	0.00	0.00	0.06	101.00	Plg
Line 6 b1line1	56.44	0.00	27.48	0.22	10.85	5.93	0.13	0.00	0.01	0.06	0.00	101.12	Plg
Line 7 b1line1	56.46	0.00	27.44	0.22	10.67	6.20	0.12	0.02	0.00	0.03	0.00	101.15	Plg
Line 8 b1line1	56.74	0.00	26.99	0.15	10.44	6.27	0.15	0.04	0.00	0.00	0.02	100.81	Plg
Line 9 b1line1	56.27	0.00	26.95	0.23	10.38	6.49	0.14	0.03	0.01	0.04	0.00	100.53	Plg
Line 10 b1line1	56.51	0.00	27.49	0.18	10.75	6.20	0.13	0.00	0.00	0.00	0.02	101.27	Plg
Line 11 b1line1	55.72	0.03	27.33	0.25	10.84	5.99	0.13	0.03	0.02	0.05	0.05	100.42	Plg
Line 12 b1line1	56.65	0.01	26.98	0.20	10.33	6.49	0.14	0.01	0.01	0.01	0.00	100.80	Plg
Line 13 b1line1	57.26	0.02	26.95	0.18	9.96	6.56	0.14	0.00	0.01	0.00	0.01	101.10	Plg
Line 14 b1line1	57.76	0.04	26.27	0.16	9.42	6.85	0.17	0.00	0.02	0.00	0.00	100.69	Plg
Line 15 b1line1	57.38	0.00	26.33	0.22	9.61	6.86	0.18	0.00	0.02	0.02	0.00	100.61	Plg
Line 16 b1line1	56.34	0.04	26.82	0.16	10.33	6.49	0.14	0.00	0.01	0.03	0.03	100.38	Plg
Line 17 b1line1	58.07	0.02	26.45	0.24	9.65	6.68	0.16	0.00	0.02	0.00	0.00	101.29	Plg
Line 18 b1line1	57.54	0.00	27.38	0.22	10.77	6.06	0.15	0.00	0.00	0.04	0.00	102.16	Plg
Line 19 b1line1	56.76	0.00	27.60	0.24	11.24	5.72	0.14	0.01	0.01	0.02	0.00	101.73	Plg

Line 20 b1line1	57.68	0.00	26.87	0.22	10.49	6.16	0.13	0.00	0.04	0.01	0.03	101.61	Plg
Line 21 b1line1	56.44	0.02	27.23	0.26	10.50	6.03	0.15	0.00	0.02	0.05	0.05	100.74	Plg
Line 22 b1line1	57.54	0.00	26.47	0.23	9.84	6.40	0.16	0.00	0.01	0.00	0.00	100.66	Plg

جدول ۴-۳: نتایج آنالیز میکروپروب بر روی کل نمونههای کلینوپیروکسن سنگ های نیمه عمیق نئوژن نوار ماگمایی

						سفراين	وچان - ا	فر					
Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Total	Mineral
ts1	54.82	0.22	1.70	0.35	6.32	0.16	16.37	21.69	0.39	0.01	0.00	102.03	Px
ts2	54.16	0.16	1.37	0.30	6.49	0.15	16.64	21.45	0.34	0.02	0.00	101.08	Px
ts3	54.23	0.19	1.53	0.27	6.57	0.13	16.38	21.58	0.37	0.01	0.00	101.24	Px
ts4	53.51	0.19	1.56	0.31	6.22	0.17	16.19	21.47	0.28	0.00	0.03	99.93	Px
ts5	52.58	0.31	2.40	0.18	7.15	0.19	15.83	21.26	0.38	0.01	0.06	100.35	Px
ts6	53.02	0.37	2.28	0.26	7.00	0.19	15.75	21.45	0.37	0.00	0.02	100.72	Px
ts7	53.79	0.26	1.56	0.18	6.66	0.15	16.34	21.30	0.28	0.00	0.01	100.52	Px
ts8	54.03	0.23	1.61	0.20	6.99	0.15	16.48	20.85	0.35	0.00	0.04	100.93	Px
ts9	52.59	0.27	1.89	0.09	8.60	0.20	15.77	20.64	0.31	0.01	0.03	100.37	Px
ts10	54.08	0.29	1.83	0.15	8.21	0.23	15.53	20.89	0.37	0.00	0.03	101.62	Px
ts11	53.19	0.30	1.92	0.09	8.32	0.16	15.69	20.93	0.37	0.00	0.02	100.98	Px
ts12	52.81	0.28	1.90	0.11	8.54	0.27	15.54	20.65	0.39	0.00	0.02	100.49	Px
ts13	53.62	0.38	1.65	0.05	7.31	0.19	15.88	21.40	0.30	0.00	0.04	100.82	Px
ts14	54.26	0.20	1.60	0.45	7.28	0.20	15.97	21.26	0.32	0.00	0.01	101.55	Px
ts15	53.97	0.22	1.97	0.36	6.76	0.18	15.60	21.84	0.35	0.00	0.01	101.26	Px
ts16	53.41	0.32	2.19	0.21	6.79	0.15	15.68	21.47	0.40	0.01	0.02	100.63	Px
ts19	53.33	0.36	2.24	0.23	6.99	0.14	15.64	21.76	0.36	0.00	0.01	101.06	Px
ts20	53.75	0.31	1.95	0.05	6.76	0.18	15.99	21.60	0.37	0.00	0.00	100.98	Px
ts21	53.49	0.23	1.74	0.03	6.41	0.16	16.09	21.76	0.33	0.01	0.00	100.23	Px
ts22	52.90	0.23	2.26	0.03	7.62	0.23	15.09	21.73	0.46	0.01	0.00	100.55	Px
ts23	52.50	0.27	2.00	0.66	6.49	0.22	16.30	21.09	0.37	0.00	0.01	99.91	Px
ts24	53.14	0.18	1.72	0.38	6.93	0.15	16.19	21.43	0.33	0.01	0.06	100.52	Px
ts25	54.33	0.21	1.50	0.46	6.41	0.13	16.65	21.15	0.33	0.00	0.03	101.20	Px

						ىراين	اسف						
Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	Cr ₂ O ₃	Total	Mineral
al	35.51	4.23	13.19	18.17	0.23	12.75	0.06	0.56	9.23	0.29	0.01	94.21	Bt
a3	35.30	4.35	12.61	14.23	0.19	14.97	0.00	0.61	8.48	0.32	0.00	91.04	Bt
a2	35.75	4.44	13.45	17.45	0.24	12.86	0.03	0.56	9.17	0.79	0.00	94.73	Bt
a4	33.52	4.42	13.51	17.85	0.28	12.37	0.13	0.54	8.80	0.87	0.01	92.30	Bt
a5	35.83	4.38	13.41	17.51	0.21	12.90	0.08	0.54	8.81	0.87	0.00	94.53	Bt
a6	0.12	86.94	0.12	2.50	0.03	0.04	0.04	0.00	0.19	0.05	0.06	90.10	Bt
a7	36.91	4.38	13.16	15.27	0.13	14.74	0.01	0.63	8.89	0.23	0.00	94.34	Bt
a8	36.96	4.27	13.07	16.40	0.22	14.11	0.09	0.57	8.54	0.11	0.02	94.35	Bt
a9	36.28	4.67	13.77	15.24	0.17	13.95	0.08	0.61	8.59	0.68	0.00	94.05	Bt
a10	36.98	4.74	13.08	14.43	0.16	15.28	0.03	0.73	8.78	0.42	0.00	94.63	Bt
a11	34.93	4.78	14.05	15.59	0.20	13.77	0.05	0.64	8.66	0.74	0.00	93.41	Bt
a12	37.20	4.35	13.71	17.21	0.26	12.73	0.05	0.57	8.39	0.39	0.00	94.85	Bt
a13	35.73	4.84	14.32	15.09	0.20	13.87	0.01	0.67	7.95	0.93	0.00	93.61	Bt
a14	36.27	5.23	13.90	13.80	0.17	13.64	0.01	0.53	7.97	0.54	0.03	92.10	Bt
a15	37.20	4.56	13.05	13.76	0.18	15.85	0.01	0.73	8.06	0.19	0.02	93.60	Bt
a16	37.21	4.53	13.29	14.34	0.13	14.88	0.01	0.65	8.07	0.30	0.04	93.45	Bt
a17	35.31	4.47	13.48	18.17	0.27	12.25	0.06	0.52	8.44	0.85	0.04	93.83	Bt
a20	36.18	4.36	13.45	17.58	0.27	12.90	0.01	0.63	9.07	0.73	0.07	95.23	Bt
a21	35.56	4.58	13.14	13.84	0.17	15.96	0.00	0.76	8.88	0.48	0.00	93.38	Bt
a26	35.93	4.21	13.35	18.51	0.23	12.34	0.01	0.60	9.13	0.61	0.00	94.92	Bt
a27	36.07	4.34	13.23	16.33	0.24	13.81	0.11	0.63	9.02	0.30	0.00	94.09	Bt
a28	35.73	4.22	12.90	17.62	0.24	13.45	0.04	0.51	9.32	0.21	0.00	94.23	Bt

جدول ۴-۴: نتایج آنالیز میکروپروب بر روی نمونههای بیوتیت سنگ های نیمه عمیق نئوژن نوار ماگمایی قوچان -

Sample	AR4	AR5	AR8	AR12	GHG1	GHG3	GHG5	GHG13	ZH6	ZH12
Area		Arsang				Ghoc	hghou		Zoh	an
SiO ₂	67.36	65.35	70.49	68.83	66.80	66.62	63.40	65.56	69.58	67.94
Al ₂ O ₃	15.74	19.19	19.29	15.50	15.84	15.93	19.81	17.07	16.46	17.31
Fe ₂ O ₃ tot	3.83	3.19	0.39	3.39	2.92	2.65	2.95	3.85	2.30	2.30
Fe ₂ O ₃	1.92	1.60	0.20	1.35	1.46	1.32	1.48	1.54	0.92	0.92
FeO	1.92	1.60	0.20	2.04	1.46	1.32	1.48	2.31	1.38	1.38
MgO	1.89	1.40	0.08	1.45	2.40	2.34	2.37	2.66	0.92	0.93
CaO	2.40	2.44	0.34	2.28	3.06	3.49	3.64	4.49	4.26	4.70
Na ₂ O	5.19	5.28	5.99	5.02	7.69	7.90	6.54	4.64	4.39	4.50
K ₂ O	2.81	2.45	2.91	2.88	0.64	0.38	0.70	1.06	1.68	1.75
TiO2	0.53	0.46	0.49	0.46	0.45	0.46	0.43	0.44	0.26	0.27
P ₂ O ₅	0.17	0.16	0.02	0.15	0.15	0.16	0.15	0.17	0.09	0.27
MnO	0.11	0.08	0.01	0.08	0.04	0.03	0.02	0.05	0.05	0.04
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Lol	1.10	1.70	1.00	1.50	1.00	1.60	1.50	3.40	0.90	0.70
Sum	100.04	100.01	100.02	100.05	99.99	99.96	100.00	99.97	100.00	100.00
Ba	595.00	476.00	689.00	592.00	356.00	123.00	258.00	323.00	421.00	389.00
Be	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Со	7.90	7.00	0.30	6.80	5.40	5.80	4.00	9.10	4.10	4.70
Cs	1.10	0.50	0.40	0.70	0.30	0.10	0.20	0.70	0.70	0.90
Ga	14.60	15.80	15.00	14.40	15.10	13.90	15.00	14.60	15.50	16.80
Hf	3.60	3.20	3.50	3.10	4.10	3.80	3.60	3.70	2.80	2.60
Nb	22.10	24.40	25.60	24.30	15.00	13.90	14.60	14.40	6.80	6.90
Rb	80.30	66.40	65.60	78.40	20.30	9.70	16.90	32.40	36.50	37.60
Sn	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Sr	360.30	364.10	205.30	382.20	440.80	365.60	489.80	512.20	553.20	563.80
Та	2.30	2.50	2.40	2.60	1.10	1.20	1.10	1.10	0.50	0.50
Th	11.90	12.80	7.10	13.20	10.70	10.10	10.00	10.30	3.90	4.70
U	3.90	3.70	3.80	4.20	2.80	2.00	2.50	2.60	1.20	1.40
V	54.00	44.00	27.00	46.00	66.00	59.00	60.00	61.00	21.00	21.00
W	1.40	1.20	1.00	1.70	0.50	0.50	0.50	0.80	0.50	0.50
Zr	132.00	111.40	121.10	118.90	148.60	146.90	134.40	133.10	100.00	93.50
Y	11.80	11.80	5.20	11.40	13.40	13.30	13.40	13.30	5.90	18.60
La	28.70	28.90	15.20	28.40	17.80	21.70	21.00	26.00	15.40	38.10
Ce	45.50	48.30	23.90	45.70	34.00	37.60	41.40	44.10	25.30	79.10
Pr	4.52	5.05	2.35	4.67	3.51	3.74	4.52	4.72	2.61	8.90
Nd	16.20	16.90	7.60	15.80	13.70	14.00	15.60	16.30	8.70	31.60
Sm	2.87	2.67	1.08	2.60	2.34	2.54	2.52	2.79	1.60	4.74
Eu	0.76	0.72	0.39	0.73	0.70	0.66	0.68	0.76	0.46	0.79
Gd	2.57	2.38	0.83	2.46	2.57	2.52	2.50	2.62	1.39	4.43
Tb	0.37	0.36	0.14	0.35	0.43	0.38	0.39	0.40	0.21	0.61
Dy 	1.95	2.01	0.81	1.90	2.33	2.28	2.30	2.23	1.15	3.38
Но	0.40	0.40	0.19	0.40	0.49	0.48	0.45	0.47	0.18	0.62
Er T	1.30	1.13	0.61	1.18	1.37	1.43	1.31	1.28	0.63	1.67
1 m VL	0.21	0.20	0.12	0.19	0.22	0.22	0.21	0.21	0.10	0.25
	0.21	0.20	0.8/	0.20	0.27	0.22	0.21	0.22	0.03	0.10
So	7.00	6.00	3.00	6.00	9.00	9.00	7.00	9.00	4.00	4.00
50	/.00	0.00	5.00	0.00	2.00	9.00	7.00	9.00	4.00	4.00

جدول ۵-۱: نتایج تجزیه شیمیایی سنگ های نیمه عمیق نئوژن نوار ماگمایی قوچان-اسفراین

Sr/Y	30.53	30.86	39.48	33.53	32.90	27.49	36.55	38.51	93.76	30.31
Ce/Yb	35.55	36.87	27.47	39.74	22.37	28.70	30.67	31.73	40.16	56.91
Zr/Sm	45.99	41.72	112.13	45.73	63.50	57.83	53.33	47.71	62.50	19.73
Ce/Sm	45.99	41.72	112.13	45.73	63.50	57.83	53.33	47.71	62.50	19.73
(La/Yb)cn	15.12	14.87	11.78	16.65	7.90	11.17	10.49	12.61	16.48	18.48
Eu/Eu*	0.86	0.87	1.26	0.88	0.87	0.80	0.83	0.86	0.94	0.53
K ₂ O/Na ₂ O	0.54	0.46	0.49	0.57	0.08	0.05	0.11	0.23	0.38	0.39
Ba/La	20.73	16.47	45.33	20.85	20.00	5.67	12.29	12.42	27.34	10.21
Rb/La	2.80	2.30	4.32	2.76	1.14	0.45	0.80	1.25	2.37	0.99

ادامه جدول ۵–۱

Sample	GHK1	GHK7	GHK9	KN1	KN2	KN3	KN4	KN5	CH1	CH2
Area		Quchkhar				Kahan			Cha	akane
SiO2	75.63	73.07	66.05	67.54	66.44	67.99	68.80	68.20	65.08	61.68
Al2O3	14.50	16.38	21.48	16.59	18.10	16.49	16.38	16.30	18.50	18.13
Fe2O3t otal	0.60	0.63	1.20	3.33	3.09	3.16	3.11	3.09	2.50	5.10
Fe2O3	0.30	0.32	0.60	1.33	1.24	0.39	1.24	1.24	1.25	1.79
FeO	0.30	0.32	0.60	2.00	1.85	2.77	1.87	1.85	1.25	3.32
MgO	0.10	0.29	0.45	1.50	1.43	1.87	1.17	1.52	0.74	1.86
CaO	1.15	0.44	1.45	4.42	4.55	4.35	4.36	4.49	3.36	6.04
Na2O	7.52	5.31	5.01	4.13	4.02	3.79	4.04	4.03	4.61	4.16
K2O	0.17	3.65	3.98	1.86	1.85	1.84	1.68	1.81	4.31	2.04
TiO2	0.22	0.17	0.26	0.38	0.34	0.35	0.32	0.36	0.57	0.65
P2O5	0.08	0.06	0.11	0.12	0.13	0.10	0.10	0.10	0.25	0.31
MnO	0.01	0.00	0.02	0.05	0.05	0.05	0.06	0.04	0.05	0.04
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Lol	0.60	0.40	0.90	2.30	1.50	3.30	0.40	1.90	2.80	2.00
Sum	99.98	100.03	100.05	99.93	100.00	100.01	100.02	99.93	100.01	100.01
Ba	36.00	489.00	672.00	436.00	409.00	433.00	373.00	438.00	1175.00	460.00
Be	1.00	2.00	2.00	1.00	1.00	2.00	2.00	1.00	3.00	1.00
Co	0.60	0.40	1.80	6.60	7.00	6.80	5.70	7.00	7.50	12.90
Cs	0.10	0.70	0.40	1.00	0.70	1.20	0.80	0.70	1.80	1.60
Ga	11.80	14.20	14.50	15.60	16.30	15.70	15.90	13.30	19.10	16.10
Hf	3.80	4.10	4.00	2.80	2.90	2.80	3.10	3.10	6.90	4.30
Nb	29.00	27.90	26.40	10.00	10.60	9.90	8.90	9.60	81.40	20.90
Rb	1.50	81.40	58.70	42.90	44.80	45.20	35.20	41.60	127.70	46.30
Sn	1.00	4.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	2.00	1.00
Sr	282.20	130.50	270.20	529.10	507.80	483.30	519.10	542.60	759.70	563.70
Та	2.90	2.30	2.30	0.90	0.90	0.80	0.80	0.90	5.60	1.30
Th	20.40	23.90	18.30	6.40	7.00	9.10	5.10	6.70	33.70	9.50
U	2.60	3.80	2.80	2.00	2.10	1.90	1.60	1.80	3.90	2.10
V	8.00	8.00	14.00	47.00	45.00	45.00	39.00	45.00	33.00	82.0
W	0.50	1.70	0.90	0.50	0.70	0.50	0.50	0.50	2.20	1.80
Zr	152.70	140.70	147.00	109.80	104.00	107.80	121.70	109.70	284.80	169.10
Y	9.80	15.60	9.80	6.90	8.10	7.20	6.60	6.90	13.30	14.90
La	13.70	25.30	23.10	19.70	19.30	19.40	20.50	20.00	74.60	32.60
Ce	30.90	46.50	35.50	34.80	33.60	31.50	34.00	32.00	122.00	57.10

Pr	3.49	5.14	3.42	3.43	3.64	3.25	3.55	3.35	11.33	6.12
Nd	12.50	17.40	11.00	11.30	12.90	11.70	12.80	11.70	33.70	21.60
Sm	2.01	3.10	1.76	1.86	2.15	2.05	1.84	1.79	4.38	3.63
Eu	0.27	0.52	0.60	0.62	0.63	0.59	0.61	0.62	1.30	1.03
Gd	1.58	2.63	1.61	1.76	1.84	1.69	1.85	1.74	3.43	3.19
Tb	0.26	0.48	0.27	0.25	0.27	0.26	0.24	0.24	0.44	0.49
Dy	1.66	2.76	1.56	1.41	1.42	1.41	1.17	1.13	2.51	2.73
Но	0.30	0.53	0.32	0.30	0.28	0.25	0.24	0.20	0.45	0.53
Er	0.88	1.45	0.98	0.75	0.79	0.63	0.75	0.69	1.27	1.52
Tm	0.16	0.24	0.15	0.11	0.12	0.10	0.09	0.10	0.21	0.25
Yb	1.13	1.54	1.11	0.82	0.77	0.71	0.63	0.68	1.39	1.54
Lu	0.19	0.22	0.19	0.09	0.12	0.10	0.11	0.12	0.22	0.23
Sc	2.00	2.00	3.00	7.00	8.00	7.00	5.00	6.00	3.00	11.00
Sr/Y	28.80	8.37	27.57	76.68	62.69	67.13	78.65	78.64	57.12	37.83
Ce/Yb	27.35	30.19	31.98	42.44	43.64	44.37	53.97	47.06	87.77	37.08
Zr/Sm	75.97	45.39	83.52	59.03	48.37	52.59	66.14	61.28	65.02	46.58
Ce/Sm	75.97	45.39	83.52	59.03	48.37	52.59	66.14	61.28	65.02	46.58
(La/Yb) cn	8.17	11.08	14.03	16.20	16.90	18.42	21.94	19.83	36.18	14.27
Eu/Eu*	0.46	0.56	1.09	1.05	0.97	0.97	1.01	1.07	1.03	0.93
K ₂ O/Na ₂ O	0.02	0.69	0.79	0.45	0.46	0.49	0.42	0.45	0.93	0.49
Ba/La	2.63	19.33	29.09	22.13	21.19	22.32	18.20	21.90	15.75	14.11
Rb/La	0.11	3.22	2.54	2.18	2.32	2.33	1.72	2.08	1.71	1.42

ادامه جدول ۵–۱

Sample	SYKH1	SYKH2	SYKH 3	SYKH7	SYKH9	СНЗ	CH4	CH5	СН	CH7
Area		S	heykh most	afa				Chakane		
SiO ₂	66.27	67.24	64.47	63.49	68.61	60.00	61.33	59.88	64.73	69.41
Al ₂ O ₃	16.47	16.08	16.87	16.68	16.72	16.62	18.26	18.36	19.54	16.77
Fe ₂ O ₃ to t	4.28	3.78	4.26	4.25	2.55	5.20	4.31	5.80	4.90	2.06
Fe ₂ O ₃	1.71	1.51	2.13	2.13	1.02	2.68	1.51	2.32	1.72	0.82
FeO	2.57	2.27	2.13	2.13	1.53	2.52	2.80	3.48	3.18	1.24
MgO	1.62	2.23	1.02	2.24	1.12	1.70	1.94	3.56	0.37	0.69
CaO	6.37	3.88	3.49	3.47	4.48	5.30	7.77	4.72	3.99	4.08
Na ₂ O	2.64	4.15	4.78	5.98	4.26	4.20	4.12	4.16	3.81	4.45
K ₂ O	1.57	2.01	3.95	3.10	1.81	1.44	1.36	2.50	1.82	2.15
TiO2	0.51	0.37	0.73	0.45	0.28	0.63	0.59	0.68	0.61	0.23
P ₂ O ₅	0.14	0.16	0.29	0.22	0.12	0.35	0.26	0.30	0.22	0.11
MnO	0.08	0.06	0.16	0.12	0.05	0.06	0.06	0.06	0.02	0.04
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Lol	9.00	3.10	3.10	2.40	2.10	1.50	2.30	2.90	1.80	0.90
Sum	99.97	99.96	100.01	99.99	99.99	95.5	100.0	100.0	100.0	100.0
Ba	166.00	317.00	490.14	554.00	389.00	410.0 0	569.0 0	579.0 0	439.0 0	491.00
Be	1.00	1.00	3.00	1.00	1.00		1.00	1.00	1.00	1.00
Со	9.30	9.80	7.70	8.50	4.70	15.0	10.90	16.00	9.50	3.60
Cs	0.50	1.50	1.60	0.60	1.20	0.98	0.90	0.20	0.90	1.00
Ga	11.50	13.80	18.40	15.00	16.80		17.30	16.10	16.40	15.90
Hf	2.60	2.60	6.20	3.50	3.00	6.40	3.40	4.20	4.50	2.90

Nb	4.80	9.50	71.80	17.50	8.00	15.00	16.00	22.10	22.20	8.10
Rb	19.00	37.20	111.60	61.00	32.80	38.00	31.80	57.60	44.90	44.70
Sn	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00		1.00	1.00	1.00	1.00
Sr	203.60	348.50	792.80	350.80	556.40	440.0	710.0	462.5	469.4	470.20
Та	0.40	0.80	4.90	1.40	0.90	0.72	1.10	1.40	1.50	0.60
Th	3.60	7.10	30.40	7.60	4.30	11.00	7.90	9.30	11.10	5.10
U	1.10	1.80	6.40	2.10	1.50		1.60	2.00	2.00	1.60
V	73.00	68.00	53.00	72.00	34.00	85.00	68.00	98.00	61.00	21.00
W	0.90	1.00	3.50	0.80	0.50		0.80	1.00	1.10	0.50
Zr	103.00	104.00	285.00	156.70	102.20	121.0 0	126.6 0	166.8 0	170.9 0	95.00
Y	12.60	11.20	13.40	11.60	6.20	16.00	9.40	16.10	14.20	7.50
La	14.40	17.40	80.00	25.70	16.20	28.00	30.20	36.00	27.50	17.90
Ce	26.00	30.10	130.50	42.00	27.80	49.00	52.80	59.60	49.50	31.70
Pr	2.77	3.12	11.57	4.32	2.92		5.54	6.19	5.44	3.37
Nd	11.30	11.50	35.50	15.00	10.70	18.00	18.50	20.80	20.10	11.50
Sm	2.15	2.06	4.76	2.51	1.78	3.20	2.91	3.50	3.37	1.95
Eu	0.64	0.60	1.34	0.72	0.53	1.00	0.96	1.03	0.95	0.53
Gd	2.11	1.98	3.76	2.36	1.60	3.20	2.54	3.07	3.27	1.69
Tb	0.34	0.31	0.50	0.36	0.22	0.72	0.36	0.52	0.50	0.24
Dy	1.80	1.73	2.65	1.91	1.20	2.80	1.79	2.69	2.70	1.27
Но	0.40	0.37	0.47	0.37	0.21		0.34	0.55	0.52	0.24
Er	1.26	1.00	1.31	1.16	0.67	1.60	0.92	1.52	1.42	0.66
Tm	0.19	0.18	0.20	0.18	0.10		0.14	0.28	0.23	0.11
Yb	1.25	1.14	1.44	1.27	0.63	1.42	0.88	1.52	1.37	0.64
Lu	0.18	0.19	0.22	0.20	0.09		0.14	0.26	0.21	0.10
Sc	10.00	9.00	4.00	8.00	4.00		8.00	9.00	11.00	4.00
Sr/Y	16.16	31.12	59.16	30.24	89.74	27.50	75.53	28.73	33.06	62.69
Ce/Yb	20.80	26.40	90.63	33.07	44.13	34.51	60.00	39.21	36.13	49.53
Zr/Sm	47.91	50.49		62.43	57.42	37.81	43.51	47.66	50.71	48.72
Ce/Sm	47.91	50.49	59.87	62.43	57.42	37.81	43.51	47.66	50.71	48.72
(La/Yb) cn	7.77	10.29	37.46	13.64	17.34	13.29	23.14	15.97	13.53	18.86
Eu/Eu*	0.92	0.91	0.97	0.91	0.96	0.96	1.08	0.96	0.88	0.89
K ₂ O/Na ₂ O	0.60	0.48	0.83	0.52	0.43	0.34	0.33	0.60	0.48	0.48
Ba/La	11.53	18.22	13.55	21.56	24.01	14.64	18.84	16.08	15.96	27.43
Rb/La	1.32	2.14	1.40	2.37	2.02	1.36	1.05	1.60	1.63	2.50

ادامه جدول ۵–۱

Sample	MH1	MH2	MH3	MH4	MH5	MH6	MH7	MH8	MH9	KN6	
Area	Markooh										
SiO ₂	69.91	71.16	68.82	70.02	68.60	65.80	65.72	65.78	70.80	66.80	
Al ₂ O ₃	16.79	15.86	18.75	16.18	16.10	15.90	16.55	16.47	16.03	17.56	
Fe ₂ O ₃ tot al	1.95	2.04	1.94	2.11	3.51	2.50	3.59	4.28	2.60	3.03	
Fe ₂ O ₃	0.78	1.02	0.78	0.84	2.52	2.23	2.15	2.14	2.06	1.21	
FeO	1.17	1.02	1.16	1.27	0.99	0.27	1.44	2.14	0.54	1.82	
MgO	0.69	0.61	0.64	0.60	1.36	0.80	1.69	2.80	0.65	1.35	
CaO	3.71	3.50	3.32	4.10	4.24	3.50	6.42	4.37	3.44	4.67	
	-	-									
--------------------------------	--------	--------	--------	--------	------------	--------	------------	--------	------------	--------	
Na ₂ O	4.50	4.48	4.19	4.38	3.80	4.40	3.92	4.07	4.19	4.17	
K ₂ O	2.07	1.97	1.97	2.01	1.63	2.01	1.35	1.55	1.77	1.92	
TiO2	0.23	0.24	0.23	0.23	0.35	0.26	0.42	0.52	0.25	0.34	
P ₂ O ₅	0.10	0.09	0.10	0.09	0.12	0.15	0.23	0.15	0.12	0.12	
MnO	0.04	0.04	0.03	0.04	0.06	0.06	0.07	0.03	0.05	0.05	
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	
Lol	0.50	0.60	0.90	1.10	1.00	0.20	2.40	3.50	0.66	2.20	
Sum	100.00	100.00	100.01	99.77	99.66	95.38	99.99	100.02	99.90	100.04	
Ba	502.00	502.00	493.00	478.00	430.0	460.00	372.0	217.00	490.0	436.00	
Be	1.00	4.00	1.00	1.00			1.00	2.00		1.00	
Со	3.30	2.80	3.10	3.00	8.00	7.00	8.70	10.50	5.00	6.50	
Cs	0.80	0.50	0.60	0.70	0.67	0.76	1.10	0.40	0.80	0.70	
Ga	16.60	14.80	16.00	14.40			15.90	12.20		15.60	
Hf	2.90	3.60	3.00	2.70	5.90	7.00	2.80	2.60	6.90	2.90	
Nb	8.20	7.20	7.00	6.10	7.00	9.00	8.90	5.40	7.50	10.00	
Rb	43.50	37.70	39.30	37.70	41.00	43.00	31.50	19.40	47.00	43.50	
Sn	1.00	1.00	1.00	1.00			1.00	1.00		1.00	
Sr	488.00	479.50	442.60	475.30	500.0 0	458.00	563.9 0	304.20	455.0 0	516.30	
Та	0.60	0.60	0.50	0.50	0.91	0.78	0.70	0.40	0.68	0.90	
Th	4.50	5.20	4.90	4.80	5.50	4.80	4.40	3.60	5.00	7.00	
U	1.60	1.50	1.40	1.30			1.20	0.90		1.90	
V	18.00	16.00	19.00	17.00	21.00	25.00	47.00	79.00	29.00	41.00	
W	0.50	0.50	0.50	0.50			0.50	0.50		0.70	
Zr	98.10	115.70	105.70	102.50	132.0 0	138.00	104.9 0	107.00	140.0 0	99.50	
Y	8.00	5.90	5.80	5.40	6.50	5.00	9.10	10.90	6.00	7.20	
La	19.40	19.20	18.10	16.60	18.00	17.00	18.50	13.40	20.00	19.30	
Ce	34.10	31.40	31.50	27.80	34.00	30.00	33.10	24.50	33.00	31.50	
Pr	3.63	3.21	3.31	2.70			3.40	2.67		3.43	
Nd	12.60	11.30	11.40	9.10	11.50	10.30	11.80	10.60	12.00	11.50	
Sm	2.00	1.69	1.85	1.55	2.20	1.85	2.35	1.94	2.00	1.93	
Eu	0.60	0.54	0.52	0.47	0.64	0.55	0.70	0.58	0.70	0.60	
Gd	1.82	1.35	1.50	1.24	1.85	1.20	2.08	2.21	1.50	1.67	
Tb	0.26	0.20	0.20	0.17	0.48	0.54	0.32	0.36	0.61	0.25	
Dy	1.37	1.09	1.04	0.94	1.30	0.90	1.56	1.93	1.00	1.29	
Но	0.26	0.16	0.19	0.17			0.32	0.39		0.27	
Er	0.69	0.55	0.52	0.57	0.70	0.50	1.03	1.12	0.46	0.72	
Tm	0.11	0.09	0.08	0.08			0.14	0.18		0.13	
Yb	0.65	0.57	0.52	0.54	0.46	0.37	0.84	1.17	0.35	0.72	
Lu	0.11	0.08	0.08	0.08			0.13	0.20		0.12	
Sc	3.00	3.00	3.00	3.00			7.00	10.00		7.00	
Sr/Y	61.00	81.27	76.31	88.02	76.92	91.60	61.97	27.91	75.83	71.71	
Ce/Yb	52.46	55.09	60.58	51.48	73.91	81.08	39.40	20.94	94.29	43.75	
Zr/Sm	49.05	68.46	57.14	66.13	60.00	74.59	44.64	55.15	70.00	51.55	
Ce/Sm	49.05	68.46	57.14	66.13	60.00	74.59	44.64	55.15	70.00	51.55	
(La/Yb) cn	20.12	22.71	23.47	20.73	26.38	30.98	14.85	7.72	38.53	18.07	
Eu/Eu*	0.96	1.09	0.95	1.04	0.97	1.13	0.97	0.86	1.24	1.02	
K ₂ O/Na 2O	0.46	0.44	0.47	0.46	0.43	0.46	0.35	0.38	0.42	0.46	
Ba/La	25.88	26.15	27.24	28.80	23.89	27.06	20.11	16.19	24.50	22.59	
Rb/La	2.24	1.96	2.17	2.27	2.28	2.53	1.70	1.45	2.35	2.25	

Abstract

The Quchan-Esfarayen magmatic belt is located in the in NE of Iran and north of Sabzevar structural sub-zone and Sabzevar ophiolitic belt (Binaloud zone, Eastern Alborz), where a thick sequence of Jurassic to Quaternary volcanic and volcanosedimentary rocks crop out. This sequence was intruded by numerous sub volcanic domes, dikes, with compositions ranging from andesite, trachyandesite to rhyolite. Various enclaves of different composition, size and shape have been found in these domes. These enclaves are evidence of magma mixing and crustal contamination. Geochemically, the studied rocks exhibit a calc-alkaline affinity, and they are enriched in LREE and LILE and depleted in HREE and HSFE. Other geochemical characteristics, such as SiO₂ varying between 59-75 wt%, Na₂O >3wt%, Al₂O₃ >15 wt%, Yb <1.8 ppm, Y <18 ppm and K₂O /Na₂O ratio between 0.1 to 0.9 percentage makes it possible to classify these rocks as high-silica adakites. Also, depletion of Nb and Ti, and a high enrichment in Rb, Ba, K and Th, implies crustal contamination of the adakitic domes. Petrographical and geochemical data indicate that the magma forming high-silica adakites originated from partial melting of the subducted and detached oceanic slab of Neo-Tethys (Sabzevar branch) in pressure-temperature conditions of amphibolite / eclogite facies. U-Pb zircon dating and K-Ar dating method on different rock groups yielded ages of 2.33±0.12 Ma to 17.81±0.15 Ma, which is consistent with early Miocene to late Pliocene. The ratio of ⁸⁷ Sr/⁸⁶ Sr (0.703903- 0.705627) and initial ¹⁴³ Nd/¹⁴⁴ Nd ratio of (0.512581-0.512803) suggest that these rocks originated from partial melting of the detached oceanic slab (Sabzevar branch).

The investigated rocks are mainly composed of plagioclase, amphibole and pyroxene. Mineral chemical analysis reveals that plagioclase composition varies from oligoclase to andesine, clinopyroxene are mainly augite and amphibole varies from tschermakite to Mg-hornblende. Amphibole geothermobarometry suggests crystallization temperatures of 860–943°C, at 1.70–4.08 Kb. Clinopyroxene crystallized at temperatures of 1150–1175°C, at 3.80-5.90 Kb, indicating crystallization at crustal depths of maximum 20 km for the studied subvolcanic rocks in the Quchan-Esfarayen magmatic belt.

Key word: Petrology, Geochemistry, Isotope Geology, Mineral Chemistry, Quchan-Esfarayen Magmatic Belt, Sabzevar.



Shahrood University of Technology Faculty of earth sciences

Ph.D. Thesis in Petrology

Petrology, geochemistry and petrogenesis of Neogene adakitic domes, (Quchan – Esfarayen Magmatic Belt), NE Iran.

By: Sara Gardideh

Supervisor: Dr. Habibollah Ghasemi

Advisor: Dr. Mahmoud Sadeghian

September 2018