



دانشکده علوم زمین شناسی رشته پترولوژی پایان نامه کارشناسی ارشد

ژئوشیمی سنگ کل و ژئوشیمی ایزوتوپی گنبدهای داسیتی منطقه چکنه جنوب غرب قوچان

نگارنده: ایوب طاهری سرتشنیزی

استاد راهنما: **دکتر مهدی رضائی کهخائی**

^{مشاور:} دکتر حبیباله قاسمی

بهمن ۱۳۹۶

		le de
•		
الارباني أسراك والمعور بالتقائد وال		
شماره: ۲ ۲ ۸ ۲۲		dên
1, 10 IN IN IL	باسمەتعالى	ЩŲ
		دارتما وسنتر بی شرود
		مديريت تحصيلات تكميلى

فرم شماره (۳) صور تجلسه نهایی دفاع از پایان نامه دوره کارشناسی ارشد

با نام و یاد خداوند متعال، ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد محلوم / آقای ایوب طاهری سرتشنیزی با شماره دانشجویی۹۳۱۱۳۷۴ رشته زمین شناسی گرایش پترولوژی تحت عنوان ژئوشیمی سنگ کل و ژئوشیمی ایزوتوپی گنبدهای داسیتی منطقه چکنه جنوب غرب قوچان که در تاریخ ۹۶/۱۱/۱۱ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به ش رح ذیل اعلام می گردد:

		د 🗌	سار فرم المردو	قبول (با امتيازه 😓 🖓 درجه غ
			لمى 🗖	نوع تحقيق: نظرى 🛛 عم
	امضاء	مرتبة علمي	نام ونام خانوادگی	عضو هيأت داوران
		استادیار	دکتر مهدی رضائی کهخائی	۱ استادراهنمای اول
		-		۲- استادراهنمای دوم
			دکٽر حبيب الله قاسمی	۳- استاد مشاور
	AT	استادیار استاد	دكتر فردين موسيوند	۴– نماینده تحصیلات تکمیلی
<u> </u>		دانشيار	دكتر محمود صادقيان	۵- استاد ممتحن اول
	+	استادیار	دکتر مریم شیبی	۶ استاد ممتحن دوم

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: زیر امر الران ۹۶ - تاريخ و امتماء و مهر دانشكده:

تبصره: در صورتی که کسی مردود شود حداکثر یکبار دیگر (در مدت مجاز تحصیل) می تواند از پایان نامه خود دفاع نماید (دفاع

مجدد نباید زودتر از ۴ ماه برگزار شود).

این مجموعه پیشم . نرركوارم به رسم ادب و قدر شناسی، بر خود لازم می دانم از جناب آقای دکتر مهدی رضایی که صبورانه پشتیان و رابهای من بودند و در طول انجام این پروژه با را بهایی ای مفید و مساعدت ایشان مسیر را ه را بهوار نمودند و از بیچ کونه کل علمی وعلى ديغ نكر دند كحال تشكر وقدر دانى را داشة باشم. از اساد ارجمند و مثاور پایان نامه ام جناب آقای دکتر حبیب اله قاسمی که ہموارہ باصبرو حوصله به را بنمایی ام پرداخته اند، محال مشکر و قدر دانی را دارم. د پایان نیزاز بکاری و کمک بای جناب آقایان مصطفی رضابور ، ووریا صلواتی ، امین دہمان ومجنبی تقی زادہ کال تقدیر وسکر را دارم .

تعهد نامه

اینجانب **ایوب طاهری سرتشنیزی** دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته پترولوژی از دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه کارشناسی ارشد با عنوان ژئوشیمی سنگ کل و ژئوشیمی ایزوتوپی گنبدهای داسیتی منطقه چکنه جنوب غرب قوچان تحت راهنمایی آقای **دکتر مهدی رضایی** متعهد می شوم:

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب 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 تا کنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود میباشد و مقالات مستخرج با نام «دانشگاه صنعتی شاهرود
 » و یا «Shahrood University of Technilogs» به چاپ خواهد رسید.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تاثیر گذار بودهاند، در مقالات مستخرج از این 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 اخلاقی انسانی رعایت شده است.

تاريخ

امضاى دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

کلیه حقوق این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامههای رایانهای، نرم افزارها و تجهیزات ساخته شده)) مربوط به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود. استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

گنبدهای نیمه عمیق منطقه چکنه با ترکیب داسیت و تراکیت و سن میوسن، در ۱۱۰ کیلومتری شمال شرق سبزوار واقع شده و بخشی از نوار ماگمایی شمال سبزوار- جنوب قوچان محسوب می شوند. سنگهای سازنده این گنبدها دارای بافتهای پورفیری ، غربالی، جریانی و گلومروپورفیری هستند و از فنوکریستهای پلاژیوکلاز و آمفیبول تشکیل شدهاند. مقدار SiO₂ گنبدهای چکنه از ۶۳/۴۹ تا ۶۸/۶۱ درصد وزنی تغییر میکند. ماهیت کالکوآلکالن و ناهنجاری منفی بارز از عناصر با شدت میدان بالا (نظیر P ،Nb و Ti) و مقدار La/Yb)_N >۱۲) در این سنگها نشانگر ویژگیهای ماگماهای مرتبط با حاشیه فعال قارهای است. این سنگها براساس مقادیر SiO₂، نسبت بالای Sr/Y ، نسبت پایین K₂O/Na₂O، مقادیر پایین Y، Yb، Y و Mg[#] پایین، دارای ماهیت آداکیتهای پرسلیس یا HSA میباشند. نمودارهای بهنجار شده و چند عنصری این سنگها نسبت به مقادیر کندریت و گوشتهی اولیه بیانگر غنی شدگی نسبی این سنگها از عناصر نادر خاکی سبک و لیتوفیل بزرگ يون (LILE) و تهي شدگي نسبي آنها از عناصر نادر خاکي سنگين (HREE) و عناصر با شدت میدان بالا (HFS) است. بنابراین به نظر می سد که ماگمای سازنده این گنبدها از ذوب بخشی سنگ-های اکلوژیتی یا گارنت آمفیبولیتی حاصل از دگرگونی لیتوسفر اقیانوسی فرورانده شده نئوتتیس سبزوار به زیر لبه جنوبی یهنه البرز شرقی در زمان میوسن تشکیل شده است. گنبدهای چکنه دارای مقادیر نسبتهای ایزوتوپی اولیه ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (۰/۷۰۳۹) و Nd_{10Ma} (۲/۹ تا ۲/۹) مشابه با مقادیر موجود در ترکیبات مورب هستند که با ویژگیهای ایزوتوپی ترکیبات آداکیتی حاصل از ذوب ليتوسفر اقيانوسى فرورانده شده سنوزوئيك كاملاً مطابقت دارند.

واژههای کلیدی: گنبد، آداکیت، ژئوشیمی، میوسن، چکنه، سبزوار

لیست مقالات مستخرج شده از پایان نامه

پتروگرافی و ژئوشیمی گنبدهای آداکیتی منطقه چکنه. سی و پنجمین همایش سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران، تهران (۱۳۹۵)

ژئوشیمی و زمین شناسی ایزوتوپی گنبدهای آداکیتی منطقه چکنه در جنوب قوچان، شمال شرق ایران. مجله پترولوژی، (در دست داوری)

ژئوشیمی ایزوتوپی Sr-Nd گنبدهای آداکیتی منطقه چکنه، جنوب قوچان، بیست و پنجمین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران، یزد (۱۳۹۶)

ست مطالب	فهر
----------	-----

1	فصل اول: كليات
۲	۱–۱– مقدمه
٢	۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی
۴	۱ – ۳ – آب و هوا و جغرافیای انسانی
۵	۱-۴- ژئومورفولوژی منطقه
۵	۵-۱- هدف و ضرورت انجام تحقيق
۶	۱-۶- روش انجام تحقيق
۶	۱-۷- مروری بر مطالعات پیشین
11	فصل دوم: زمینشناسی وسنگشناسی منطقه
١٢	۲-۱-مقدمه
١٢	۲-۲- زمین شناسی عمومی ایران در دوران سنوزوئیک
۱۴	۲-۳- زمینشناسی منطقه
۲۵	۲-۴- زمینشناسی ساختمانی منطقه
٢٧	۲–۵– منابع اقتصادی
۲۷	۲-۶- گنبدهای نیمه عمیق منطقه چکنه و پتروگرافی آنها
۳۳	فصل سوم: ژئوشیمی
۳۴	۱-۳- مقدمه
٣۴	۳-۲-روش آناليز
۳۵	۳-۳- منابع بروز خطا در طی آمادهسازی و تجزیه شیمیایی نمونهها
٣٧	۳-۴- تصحیح دادههای حاصل از تجزیه ژئوشیمیایی
۳۸	۳-۵- ردهبندی و نامگذاری سنگهای منطقه چکنه
۴۱	۳-۶-تعیین سری ماگمایی
۴۳	۳-۷- نمودارهای چند عنصری بهنجار شده (نمودارهای عنکبوتی)
۴۵	۳-۸- خصوصیات سنگشناسی آداکیتها و ماگماتیسم آداکیتی
۵۰	۳–۹- محیط زمینساختی تشکیل سنگهای آداکیتی چکنه
۵۳	فصل چهارم: پتروژنز
۵۳	فصل چهارم: پتروژنز
۵۳ ۵۴	فصل چهارم: پتروژنز ۴-۱- مقدمه ۴-۲- تعیین منشا سنگهای آداکیتی مورد مطالعه
۵۳ ۵۴ ۶۲	فصل چهارم: پتروژنز ۴-۱- مقدمه ۴-۲- تعیین منشا سنگهای آداکیتی مورد مطالعه
۵۳ ۵۴ ۶۷ ۶۹	فصل چهارم: پتروژنز ۴-۱- مقدمه ۴-۲- تعیین منشا سنگهای آداکیتی مورد مطالعه ۴-۴-ژئوشیمی ایزوتوپی ۴-۴- ترکیب محل منشا ماگمای سازنده سنگهای آداکیتی منطقه ۰
۵۳ ۵۴ ۶۷ ۶۹ ۷۳	فصل چهارم: پتروژنز ۴-۱- مقدمه ۴-۲- تعیین منشا سنگهای آداکیتی مورد مطالعه ۴-۴-ژئوشیمی ایزوتوپی ۴-۴- ترکیب محل منشا ماگمای سازنده سنگهای آداکیتی منطقه ۰ فصل پنجم: نتیجهگیری و پیشنهادات

فهرست شكلها

٣	شکل ۱-۱: موقعیت جغرافیایی منطقه چکنه و راههای دسترسی به آن
۵	شکل ۱-۲: تصویر ماهوارهای گنبدهای منطقه چکنه و مناطق اطراف آن
۱۳	شکل ۲-۱: نقشه زمین شناسی تهیه شده از گنبدهای منطقه چکنه
۱۵	شکل ۲-۲: نمای یکی از گنبدهای منطقه چکنه
۱۶	شکل ۲-۳: تصویری از شیل و ماسه سنگهای سازند کشف رود و آهکهای سازند مزدوران
۱۷	شکل ۲-۴: نمای نزدیکی از شیلهای سازند کشف رود
۱۸	شکل ۲-۵: سازند چمن بید که از کنگلومرا، ماسه سنگ و آهک ماسه ای تشکیل شده است
۱۸	شکل ۲-۶: نمایی نزدیکی از کنگلومراهای سازند چمن بید
۱٩	شکل ۲-۷: تصویری از مارن و ماسه سنگهای سازند چمن بید
۲۰	شکل ۲-۸: همجواری شیلهای سازند چمن بید در کنار آهکهای مزدوران
۲۱	شکل ۲-۹: نمای نزدیکی از آهکهای سازند چمن بید
۲۲	شکل ۲-۱۰: سنگهای آهکی سازند تیرگان
۲۴	شکل ۲-۱۱: کنگومرای سرخ مربوط به نئوژن
۲٩	شکل ۲-۱۲: نمایی از سنگهای منطقه و وجود انکلاو در آنها
۳۲	شکل۲-۱۳: تصاویر میکروسکوپی از بافتها و کانیهای موجود در گنبدهای چکنه
۳۸	شکل ۳-۱: نمودار درصدهای وزنی (Na2O+K2O)-SiO2
۴۱	شکل ۳-۲: موقعیت گنبدهای چکنه در نمودارهای وینچستر و لوباس
۴۳	شکل ۳-۳: موقعیت نمونههای گنبدهای آداکیتی منطقه چکنه
۴۵	شکل ۳-۴: تغییرات فراوانی عناصر REE و عناصر اصلی و کمیاب نرمالیزه شده
۴۸	شکل ۳-۵: موقعیت گنبدهای چکنه در نمودارهایY درمقابل Sr/Y و Yb _N و Yb _N درمقابل La/Yb)
۵۰	شکل ۳-۶: نمودارهای متمایز کننده آداکیتهای سیلیس بالا و آداکیتهای کم سیلیس
۵۲	شکل ۳-۷: الف و ب: موقعیت نمونههای آداکیتی منطقه چکنه در نمودار محیط تکتونیکی
۵۶	شکل ۴-۱: موقعیت جغرافیایی منطقه چکنه و مناطق مورد بررسی در نقشه زمینشناسی ایران
۶۱	شکل ۴-۲: موقعیت گنبدهای چکنه در نمودارهای MgO و #Mg در مقابل SiO ₂
۶۳	شکل ۴–۳: موقعیت گنبدهای چکنه در نمودارهای P2O5 و TiO2 و Al2O3 در مقابل SiO2
۶۴	شکل ۴-۴: موقعیت گنبدهای چکنه در نمودارهای Yb در مقابل SiO ₂ و Th در مقابل SiO _{2 س} یسی
<i>99</i>	شکل ۴-۵: موقعیت گنبدهای چکنه در نمودارهای Ni و Mg# و TiO2 در مقابل SiO2

۶۸	شکل ۴-۶: نسبت ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr اولیه در برابر مقادیر ENd10 _{Ma} برای سنگهای آداکیتی چکنه
۶٩	شكل ۴-۷: نمودار تغييرات ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr در مقابل Rb
۷۲	شکل ۴-۸: سنگهای منطقه چکنه در نمودار Zr/Sm در مقابل Y
۷۲	شکل ۴-۹: مدل تکتونیکی فرورانش نئوتتیس و بازشدگی اقیانوس سبزوار و فرورانش آن

فهرست جداول

۳۵	جدول ۳-۱: نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی (wt%) نمونههای گنبدهای منطقه چکنه
۳۶	جدول ۳-۲: نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی گنبدهای منطقه چکنه
۴.	جدول ۳-۳: درصد نرماتیو کانیهای موجود در نمونههای گنبدهای منطقه چکنه
41	جدول۳-۴: مقایسه ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگهای مورد مطالعه با ویژگیهای ژئوشیمیایی آداکیتها
۶۷	جدول ۴-۱: نتایج آنالیزهای ایزوتوپی Rb-Sr و Sm-Nd در نمونههای گنبدهای منطقه چکنه

فصل اول

كليات

در منتهیالیه شمالشرقی نوار افیولیتی سبزوار و در لبهیجنوبی زون بینالود، یک کمان ماگمایی جوان در جنوب قوچان وجود دارد. این کمان ماگمایی از سنگهای آتشفشانی با ماهیت غالبا کالک آلکالن تشکیل شده است که به عرض ۱۰۰ تا ۱۵۰ کیلومتر از شمال سبزوار تا جنوب قوچان و به طول ۲۰۰ کیلومتر از قوچان تا اسفراین ادامه دارد. سن سنگهای آتشفشانی این نوار از جنوب (در مجاورت نوار افیولیتی) به سمت شمال، از ائوسن تا پلیو-پلیستوسن تغییر میکند (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹).

منطقهی چکنه به عنوان بخشی از این نوار ماگمایی، در ۱۱۰ کیلومتری شمال شرق سبزوار واقع شده است و دارای حجم بالایی از سنگهای آذرین با ماهیت کالکآلکالن و متاآلومین میباشد. به نظر میرسد که فرورانش سنگ کره اقیانوسی نئوتتیس در خلال کرتاسه- پالئوسن، عامل اصلی این فعالیتهای ماگمایی بوده باشد. بررسیهای ژئوشیمیایی دقیق سنگهای آذرین بعد از ائوسن در شمال شرقی ایران منجر به شناسایی و گزارش برخی از آنها به عنوان سنگهای آداکیتی مرتبط با فرورانش نئوتتیس در کمان ماگمایی سبزوار – جنوب قوچان شده است (جمشیدی، ۲۰۱۵). مانند دیگر کمانهای ماگمایی، بررسی این کمان و گنبدهای آداکیتی منطقه چکنه میتواند روزنهای مفید به درک فرایندهای درگیر در ذوب پوسته و گوشته در مناطق فرورانش باشد. لذا در این پژوهش به بررسی گنبدهای نیمه عمیق آداکیتی موجود در منطقه پرداخته شده است. لیکن تعیین ماهیت دقیق سنگهای مورد نظر براساس دادههای ژئوشیمیایی و تعیین منشأ احتمالی تشکیل این واحدهای سنگی براساس دادههای ایزوتوپی در مجموعه افیولیتی، مبنای انتخاب این تحقیق بوده است.

۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی

گنبدهای نیمه عمیق چکنه در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ اخلمد بین مختصات طول جغرافیایی ^۲۰۰ ^۵۵۸ تا ^۲۸۴ ^۵۸۴ طول شرقی و عرضهای جغرافیایی ^۲۵۴ ^۵۳۶ تا ^۲۰۰ ^۵۳۷ عرض شمالی، در جنوب غرب قوچان واقع شده است (شکل ۱–۱).

دسترسی به منطقه چکنه از مسیر اصلی ارتباطی سبزوار-قوچان، سبزوار اسفراین و جادههای بین روستاهای منطقه و همچنین جادههای فرعی درجه ۲ و ۳ و راههای شوسه (شنی) و خاکی امکانپذیر است که از این روستاها به طرف گنبدها منشعب می شود. راه نیشابور به قوچان دسترسی به جنوب غربی منطقه را آسان نموده است. راه آسفالته سبزوار – قوچان از مهمترین محورهای ارتباطی این ناحیه است و راه آهن مشهد – تهران از بخش جنوب – غربی منطقه می گذرد. در شکل ۱ – ۱ موقعیت جغرافیایی منطقه چکنه و راههای دسترسی به آن نشان داده شده است.



شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه چکنه و راههای دسترسی به آن.علامتهای اختصاری در شکل شامل:

 AB:Alborz Belt; ZO: Zagros Orogen; KD: Kopeh Dagh Zone; SZ: Sabzevar Zone; TB: Tabas Block; YB: Yazd Block; LB: Lut Block TSZ: Tabriz-Saveh Zone PBB: Poasht Badam Zone; MAC: Macran
 Accretionary Complex; UDMA: Urumieh-Dokhtar Magmatic Art; AMA: Alborz Magmatic Belt; EIMA: East Iranian Magmatic Belt; O.L: Oman Line.

۱-۳- آب و هوا و جغرافیای انسانی

بخشهای کوهستانی منطقه چکنه ، دارای آب و هوای سرد تا نیمه خشک است و اختلاف دمایی بین فصول سرد و گرم در آن به طور متوسط بالای ۲۴ درجه است. علیرغم آب و هوای متنوع، منطقه چکنه غالبا دارای آب و هوای سرد و نیمه خشک کوهستانی است و چشمهها و رودخانههای فصلی زیادی در آن جاری است. اکثر این رودخانههای فصلی به کال شور ریخته و از منطقه خارج می شوند. بر پایه دادههای ایستگاههای هواشناسی قوچان و چناران، منطقه چکنه در اقلیم سرد و نیمه خشک قرار می گیرد در این باره از اطلاعات زیر استفاده شده است

الف- بارندگی:

آمار گرفته شده در طی یک دوره ۲۹ ساله در ایستگاه قوچان حاکی از آن است که میانگین سالیانه بارندگی ۲۲۰ میلی متر اندازه گیری شده، که بیشتر به صورت برف است. آب حاصل از بارندگی در سنگهای آهکی کارستی وابسته به اواخر ژوراسیک و اوایل کرتاسه ذخیره میشود. به همین علت قسمت اعظم آب شرب و مورد نیاز کشاورزی از قناتهای کوچک به دست میآید. رودخانه ینگجه یکی از رودخانههای دایمی ولی تقریبا کم آب منطقه است. شغل اکثر مردم کشاورزی و دامداری است و محصولات آنها بیشتر پنبه، گندم، جو، عدس، نخود، چغندرقند، زیره و بادام است. زراعت اهالی در دشتها و میان درهها است مزارع گندم، یونجه، ذرت، گوجه فرنگی و پیاز و باغهایی چون گیلاس، سیب، سنجد، انگور و توت حاصل کار مردم این منطقه است درختها بیشتر در آبادیهای دامنه ارتفاعات کاشته شدهاند. گویش مردم منطقه کردی- ترکی و همچنین فارسی با لهجه خراسانی است. **ب - درجه حرارت:**

نتیجه بررسی آماری در ایستگاه قوچان نشان میدهد میانگین نوسانات درجه حرارت در این ناحیه ناچیز است. میانگین سالیانه درجه حرارت ۱۵ درجه سانتی گراد گذارش شده است. میانگین اندازه تبخیر سالیانه حدود ۲۷۰ میلی متر برآورد شده است. تغییرات ماهیانه متوسط میزان تبخیر در یک دوره آماری ۱۴ ساله نشان میدهد که بیشینه تبخیر مربوط به ماههای تیر، مرداد و شهریور است (میانگین ۴۵۰ میلی متر) و کمینه آن مربوط به سه ماه فصل زمستان (میانگین ۱۶۵میلی متر) است. این افزایش و کاهش تبخیر به تغییرات سرعت باد، درجه حرارت و عدم پوشش گیاهی در منطقه مورد مطالعه بستگی دارد (اداره هواشناسی خراسان).

۱-۴- ژئومورفولوژی منطقه

این منطقه بهدلیل وجود کوههای بلند، گنبدهای نیمه عمیق و درههای پرشیب دارای مورفولوژی خشن و نسبتا مرتفع است. بدون شک این مورفولوژی به عواملی از جمله آب وهوا، جنس سنگها و فعالیتهای تکتونیکی مرتبط است. گنبدهای آتشفشانی به صورت کله قندی و شیبدار، درههای پرشیب را ایجاد کردهاند. تصویر ماهوارهای منطقه مورد مطالعه در شکل ۱–۲ مشاهده می گردد.



شکل ۱-۲: تصویر ماهوارهای گنبدهای نیمه عمیق منطقه چکنه و مناطق اطراف آن.

1-4- هدف و ضرورت انجام تحقيق

گنبدهای نیمه عمیق منطقه چکنه در شمال افیولیتهای سبزوار قرار گرفتهاند. مجموعه افیولیتی سبزوار یکی از مناطق افیولیتی در شمال شرق ایران بوده که وسعت زیادی داشته و نسبتا کمتر تحت تاثیر عوامل تکتونیکی قرار گرفته است.

مطالعات پیشین بیشتر بر روی سنگهای افیولیتی صورت گرفته و تودههای نفوذی و گنبدهای و ولکانیک بعد از ائوسن موجود در آنها، به طور گسترده و از جمیع جهات مورد توجه قرار نگرفتهاند. لذا در این تحقیق سعی شده است که این گنبدها از نظر روابط صحرایی، پتروگرافی و به خصوص ژئوشیمی و ایزوتوپی مورد مطالعه دقیق قرار گیرند تا بتوان در مورد منشا، ساز و کار تشکیل و تکامل آنها و همچنین ارتباط آنها با پهنه فرورانش سبزوار اظهار نظر نمود. بهطور کلی در این پایان نامه اهداف ذیل دنبال شده است.

- بررسی روابط صحرایی بین واحدهای سنگی موجود در منطقه از لحاظ سنی و ساختاری. - بررسی پتروگرافی سنگهای تشکیل دهنده گنبدهای نیمه عمیق مورد مطالعه. - بررسی ماهیت ژئوشیمیایی وپتروژنز سنگهای مورد مطالعه براساس عناصر کمیاب و نادر خاکی. - تعیین پتروژنز و جایگاه تکتونیکی ماگماتیسم میوسن مورد مطالعه با استفاده از عناصر نادر خاکی، کمیاب و نسبتهای ایزوتوپی Sr/⁸⁶Sr⁸⁶Sr

۱-۶- روش انجام تحقيق

پس از مطالعات کتابخانهای و گردآوری منابع مرتبط با منطقه از قبیل نقشههای زمین شناسی، گزارشها و پایان نامههای قبلی و مقالات به منظور آشنایی با سنگهای موجود در منطقه، بازدیدهای صحرایی و نمونهبرداری جهت انجام مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی انجام شد و تعداد ۶۰ نمونه دستی برای تهیه مقاطع میکروسکوپی و مطالعات پتروگرافی برداشت شد. سپس ۵ عدد از سالم ترین نمونهها برای آنالیز به روش ICP-MS انتخاب و به آزمایشگاه ACME ونکوور کانادا ارسال شد و تعداد ۳ نمونه جهت تعیین برخی از نسبتهای ایزوتوپی به منظور مطالعات ایزوتوپی و استفاده در مطالعات پترولوژیکی به آزمایشگاه زمینشناسی ایزوتوپی دانشگاه آویرو در کشور پرتغال ارسال گردید. در نهایت نتایج حاصل از دادههای ژئوشیمیایی و ایزوتوپی توسط نرمافزارهای پترولوژیکی پردازش شد.

۱-۷- مروری بر مطالعات پیشین

۱-اولین بار لنش^۱ و همکاران در سال ۱۹۷۷ در سمبوزیوم ژئودینامیک جنوب غرب آسیا به بررسی زمینشناسی، ژئوشیمی و پتروژنز سنگهای افیولیتی ناحیه سبزوار پرداختهاند. به طور کلی مطالعات آنها شامل بررسی توالیهای افیولیتی به ویژه دگرگونیهای همراه (گارنت آمفیبولیتها) بوده است. علاوه بر دگرگونیهای فوق، دگرگونیهای فشار زیاد- حرارت پایین، به صورت شیستهای آبی نیز در منطقه مورد مطالعه دیده میشوند. با توجه به وسعت و حجم این سنگها، میتوان آنها را به فشارهای ناشی از عملکرد زونهای فرورانش و برخورد در فازهای کوهزایی مرتبط دانست. ۲- لنش و همکاران (۱۹۸۰) و همچنین علوی تهرانی ⁽(۱۹۷۶) به بررسی پتروگرافی، ژئوشیمی و پترولوژی سنگهای الترامافیک و مافیک افیولیتی و همچنین توالیهای آتشفشانی جوان تر (ائوسن تا میوسن) و همراه با افیولیتها پرداختهاند. به طور کلی سکانس اصلی افیولیتهای سبزوار متشکل از سنگهای گوشتهای شامل هارزبورژیت، دونیت و سرپانتینیت است. هارزبورژیتها از مهم ترین و فراوان ترین سنگهای گوشته ای هستند. سنگهای رسوبی این مجموعه افیولیتی شامل سنگهای آهکی پلاژیک فسیلدار متمایل به قرمز و رادیولاریتهایی به سن کرتاسه فوقانی میباشند. سنگهای آذرین پوستهای عبارتاند از گابروها، دایکهای صفحهای دیابازی به همراه بازالتهای تودهای و بالشی. از لحاظ پترولوژیکی سنگهای آتشفشانی جوان همراه با افیولیتهای سبزوار محدوده ترکیبی وسیعی شامل بازالتها، آندزیتها، تراکی آندزیتها، داسیتها و ریولیتها را شامل میشوند.

۳- نقرهئیان^۲ (۱۹۸۲) به بررسی تکامل ژئوشیمیایی و پتروژنز افیولیتهای ناحیه باغ جر (در بخش مرکزی افیولیتهای سبزوار) پرداخته است. در این مطالعه با توجه به ژئوشیمی توالیهای گوشتهای ، گابرویی و ولکانیکی افیولیتهای سبزوار، یک محیط پشت قوس برای پیدایش این سکانس افیولیتی پیشنهاد شده است.

۴- بازوبندی^۳ (۱۳۷۹) در رساله کارشناسی ارشد خود با عنوان" مطالعه پترولوژی و پتروگرافی مجموعه دگرگونی سلطان آباد (در ارتباط با افیولیتهای سبزوار) "به بررسی سنگهای دگرگونی سلطان آباد و ارتباط آنها با مجموعه افیولیتی سبزوار پرداخته است. به طور کلی دگرگونی افیولیتهای سبزوار پرداخته است. در حد رخساره شیست افیولیتهای سبز- آمفیبولیت و همچنین سنگهای فشار بالا (گلوکوفان شیستها) هستند.

۵-مصلحی^۴ (۱۳۸۳) نیز در پایاننامه کارشناسی ارشد خود با عنوان "پترولوژی و کانیشناسی رودنژیتهای سبزوار (باغ جر و سلیمانیه)" به مطالعه کانیشناسی و ژئوشیمی رودنژیتهای سبزوار

۴. Moslehi

^{2.} Alavi Tehrani

۲. Noghreyan

۳. Bazobandi

پرداخته است.

۶- صالحی نژاد ^۱ (۱۳۸۶) به بررسی پترولوژی و ژئوشیمی گنبدهای نیمه عمیق منطقه باشتین (جنوب غرب سبزوار) پرداختهاند.

۷- بربریان و کینگ^۲ (۱۹۸۱) افیولیتهای خرده قاره ایران مرکزی، شامل افیولیتهای نایین- بافت و افیولیتهای سبزوار را بخشی از یک حوضه اقیانوسی عمیق (شاخهای 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 (افیولیتهای سبزوار) در حال باز شدن بوده است. مطالعات جدیدتر نشان میدهد که افیولیتهای نایین- بافت متفاوت از افیولیتهای سبزوار بوده و در ارتباط با گسترش یک حوضه پشت قوس و یا زایش لیتوسفر اقیانوسی در مراحل اولیه فرورانش بوده است (شفایی مقدم^۳ و همکاران، ۲۰۰۹).

۸- باروز و مکودیر[†] (۱۹۸۴) با مطالعه سریهای ولکانوسدیمنتری همراه افیولیتهای سبزوار چهار تیپ تشکیلات متفاوت از کرتاسه فوقانی (کامپانین) تا پالئوسن تشخیص دادهاند که مشتمل بر پیلولاواهای آلکالن تا کالکآلکالن، لیتیک آرنایتها، برشها و آگلومراها همراه با رسوبات کرتاسه فوقانی میباشند. این محققین با توجه به این تیپها، گسترش یک محیط پشت قوس را برای ایجاد لیتوسفر اقیانوسی (در بخشهای میانی کرتاسه فوقانی) و سپس نهشته شدن رسوبات مرتبط با یک قوس بالغ را در حوضه اقیانوسی در حال فرونشست در زمان کرتاسه فوقانی - پالئوسن پیشنهاد نمودهاند.

۹- تنها (۱۳۸۸) در پایان نامه کارشناسی ارشد خود با عنوان "پتروژنز سنگهای آذرین شمال عنبرآباد" به بررسی ویژگیهای صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی آتشفشانهای نئوژن منطقه و ارتباط آنها با پهنه فرورانش سبزوار پرداخته است.

۱۰ گرجی (۱۳۹۱) نیز 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 آداکیتهای دامنه جنوبی و شمالی نوار افیولیتی

^{1.} Salehi Nezhad

r. Berberian and King

v. Shafaii Moghadam

^{5.} Baroz and Macaudiere

سبزوار را به شرح ذیر از یکدیگر تفکیک نموده است: الف-آداکیتهای دامنه جنوبی نوار افیولیتی شمال سبزوار (ساروق، زردکوهی، کوه سفید) که دارای ترکیب ریولیتی بوده و بسیار تفریق یافته میباشند .

ب-آداکیتهای دامنه شمالی نوار افیولیتی شمال سبزوار (نوده انقلاب و کمرتنگ) که دارای ترکیب آندزیتی و داسیتی هستند و تفریق یافتگی کمتری دارند.

۱۱-جمشیدی (۱۳۹۴) نیز در رساله دکتری خود با عنوان "پترولوژی، ژئوشیمی و پتروژنز گنبدهای آداکیتی شمال باشتین، سبزوار" به مطالعه پترولوژی، ژئوشیمی و پتروژنز گنبدهای آداکیتی شمال باشتین، سبزوار پرداخته است و نتایج نشان میدهند که ماگمای اولیه سازنده سنگهای آداکیتی زون سبزوار از ذوب بخشی یک منبع گارنت آمفبیولیتی یا اکلوژیتی حاصل از دگرگونی لیتوسفر اقیانوسی فرورانده شده سبزوار در ائوسن آغازین حاصل شده است.

همانطور که اشاره شد زون افیولیتی سبزوار توسط محققین مختلفی که به تفضیل شرح داده شد و همچنین محققین دیگری نظیر صدرالدینی (۱۹۷۴)، مورد مطالعه قرار گرفته است.

گنبدهای آتشفشانی اطراف سبزوار و قوچان نیز توسط محققین و پژوهشگران متعددی از جمله قاسمی و همکاران (۱۳۸۹)، اسپایس و همکارن (۱۹۸۳)، بومان و همکاران (۱۹۸۳)، فتاحی (۱۳۸۲)، قاسمی و فتاحی (۱۳۸۳)، قاسمی (۲۰۰۴) و ... مورد مطالعه و بررسی قرار گرفته است. به عقیده این محققین فرورانش ورقه اقیانوسی سبزوار و آبزدایی آن سبب ذوب گوه گوشتهای و ایجاد فعالیتهای ماگمایی جوان در منطقه شده است. پورلطیفی (۱۳۸۵) نقشه زمینشناسی ۱۰۰۰۰۰۰ اخلمد را تهیه نموده است.

فصل دوم

زمينشناسي وسنگشناسي منطقه

۲-۱- مقدمه

منطقه چکنه در جنوب شرقی شهرستان قوچان قرار گرفته است (شکل ۲–۱). این منطقه در بین دو زون زمین ساختی البرز شرقی و کپه داغ قرار دارد. در این فصل سعی خواهد شد، با توجه به ترتیب سنی واحدهای سنگی میزبان و سنگهای آذرین مورد مطالعه بحث میشوند، سپس ویژگیهای صحرایی و پتروگرافی این سنگها نیز مورد بحث و بررسی قرار می گیرد.

۲-۲- زمین شناسی عمومی ایران در دوران سنوزوئیک

ایران زمین به عنوان بخشی از نواحی مرکزی – غربی سامانه کوهزایی آلپ – هیمالیا به جهت تحمل زمین ساخت خاص نواحی همگرایی صفحات (قاسمی و تالبوت ۲۰۰۶) جولانگاه فعالیتهای ماگمایی گستردهای به ویژه در دوران سنوزوئیک بوه است. بررسیهای زمین شناسی انجام شده توسط آقانباتی (۱۹۸۵) و ماگمایی ایران (امامی و همکاران ۱۹۹۳) شدت و اهمیت این رخداد را به خوبی منعکس کردهاند و نشان دادند که شواهد ماگماتیسم گسترده دوران سنوزوئیک در پهنهی ایران زمین به طور نامنظم هستند. به گونهای که نوارهای آتشفشانی–نفوذی متعددی را میتوان در ایران متصور شد که شکل گیری آنها نمیتواند حاصل فعال بودن فقط یک پهنه فرورانش در این دوران، در نظرگرفته شود. با توجه به رخداد زنجیرههای آتشفشانی–نفوذی در حواشی خرده قارهها (به ویژه ایران مرکزی) و حضور پهنههای افیولیتی و افیولیت ملانژها در تماس بلافصل آنها (مانند کرمان، سبزوار ، شرق ایران مرکزی) میتوان آنها را کمانهای ماگمایی مجزا، باریک و کوچک مرتبط با زونهای فرورانش متعدد در نظر گرفت (شفیعی، ۲۰۰۹).

فعالیتهای ماگمایی سنوزوئیک ایران که از اواخر پالئوسن اوایل ائوسن شروع شده و تا کواترنر ادامه پیدا کرده است، اثرات گستردهای را بر پهنههای ساختاری ارومیه دختر، ایران مرکزی، البرز، اذربایجان فلیش شرق ایران و لوت اعمال کرده است. این فعالیتهای ماگمایی در دورههای زمانی مختلف به صورت فوران گدازه در محیطهای خشکی و آبی وهمچنین نفود وجایگزینی تودههای نفوذی با طیف ترکیبی متنوع تظاهر پیدا کردهاند(یوسفی، ۱۳۹۶).



شکل ۲-۱ نقشه زمین شناسی تهیه شده از گنبدهای نیمه عمق منطقه چکنه. این نقشه به کمک نمونه برداری صورت گرفته در این پژوهش، عکسهای هوایی، و نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ اخلمد (پورلطیفی، ۱۳۸۵) تهیه شده است. محل برداشت نمونههای مورد بررسی در نقشه مشخص شده است.

مطالعات اسپایس ^۱ و همکاران (۱۹۸۳) نشان میدهد که حدود ۱۰۰ میلیون سال قبل شاخهای از حوضه اقیانوسی فعال نئوتتیس در منطقه سبزوار وجود داشته، که در اواخر کرتاسه تا اوایل ترشیاری بسته شده است. در ائوسن، سریهای آتشفشانی-رسوبی در این حوضه برجای گذاشته شده است. حرکات کوهزایی ائوسن پایانی-الیگوسن سبب تغییر رژیم دریایی ائوسن به قارهای شده و پس از آن، فعالیتهای آتشفشانی فاز کوهزایی پیرنه در فاصله زمانی الیگوسن- میوسن تا پلیو-پلئیستوسن، باعث ظهور ماگماتیسم حدواسط تا اسیدی به مورت گنبدهای نیمه عمیق شده است. در میوسن نیز رسوباتی نظیر کنگلومرا، ماسهسنگ و مارن در حوضههای رسوبی منطقه نهشته شده و کوهزایی آلپی پسین موجب چینخوردگی ملایم این نهشتهها گردیده است. حرکات کوهزایی بعد از پلیوسن موجب چین خوردگی پایانی منطقه و آخرین تظاهرات ماگماتیسم و ایجاد شکل امروزی آن گردیده است (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹).

۲-۳- زمینشناسی منطقه

بررسیهای صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان میدهد که منطقه چکنه از سنگهای پیروکلاستیک با حجم زیادی داسیت و حجم کمی بازالت و تعدادی گنبد داسیتی با ماهیت کالکوآلکالن تشکیل شده است. این گنبدها بلندترین ارتفاعات منطقه را به خود نسبت دادهاند و تعیین سنهای U-Pb جدیدی که توسط گریده و همکاران (در دست چاپ) بر روی زیرکنهای جدا شده از این گنبدها انجام گرفته، نشان میدهد که آنها دارای سن حدوداً ۱۰ میلیون سال میباشند. سنگهای مورد مطالعه عمدتا به صورت گنبد واحدهای قبلی را قطع نموده و یا بهصورت دمکوله^۲ بر روی واحدهای آتشفشانی ائوسن قرار گرفتهاند (شکل ۲-۲). سنگهای رسوبی منطقه مورد مطالعه بیشتر وابسته به مزوزوئیک هستند. این سنگها از گسترش بسیار بالائی برخوردارند و به طور کلی بیشترین فراوانی را سنگ آهک مربوط به سازند مزدوران به خود اختصاص داده و بگونه عمده شامل سنگ آهک، دلومیت، و مقدار کمی ماسه سنگ، مارن و شیل هستند که تاقدیس اخلمد را

^{&#}x27; Spies

^r dome coulee

ساختهاند.



شکل ۲-۲: نمای یکی از گنبدهای نیمه عمیق منطقه چکنه که در شمال شرق این شهر واقع شده است.

هفت سازند در این ناحیه قابل تشخیص است که به ترتیب از قدیم به جدید عبارتاند از : ۱-کشف رود با دو رخساره (شیل و ماسه سنگ) و مارن، ۲-سازند چمن بید، ۳-مزدوران که از سنگ آهک، دولومیت، مارن و نهشتههای تبخیری پدیدار آمده و دیرینه آن به ژوراسیک میانی تا زیرین میرسند. سازندهای کرتاسه شامل۴-شوریجه، ۵-تیرگان، ۶-سرچشمه و ۲-سنگانه که از سنگهای سیلیسی آواری، آهک، مارن و مقادیری نشتهای تبخیری پدیدار آمدهاند. نشتهای نئوژن در منطقه مورد مطالعه شامل کنگلومرا، رس و شیلهای قرمز رنگاند(پورلطیفی، ۱۳۸۵).

۲-۳-۱ -سازند کشف رود:

قدیمی ترین سنگهای موجود در منطقه، شیل و ماسه سنگهای سازندهای کشف رود به سن ژوراسیک میانی (شکلهای ۲-۳ و ۲-۴) هستند. این سازند که زیرین ترین بخش ژوراسیک میانی است و به عنوان سنگ منشا گاز خانگیران سرخس بشمار میاید. از هشت عضو شناخته شده در برش الگو، عضو شیل و ماسه سنگ زیرین آن رخنمون ناچیزی در جنوب منطقه مورد مطالعه دارد. همبری این سنگها با لایههای کهن تر بر روی زمین دیده نشده و همبری زیرین آن با عضو زیرین سازند چمن بید در بیشتر جاها گسلی است. ولی انتظار میرود، همبری سازند چمن بید و زیرترین عضو سازند کشف رود بگونه همشیب دیده شود. عضو زیرین سازند کشف رود از تناوب شیل و ماسه سنگهای زیتونی تا خاکستری تیره به همراه لایههای فرعی مارن ماسهای به رنگ سبز تیره پدیدار شده است. در ردیف رسوبی این سازند بسوی بالا ماسه سنگها نازک لایه دیده میشوند. در اصل، در آغاز دوره ژوراسیک در منطقه مورد مطالعه دریائی کم ژرف بوجود آمده است که در آن نهشتههای شیلی و ماسه سنگی و گاهی سنگ آهک نازک میان لایه تشکیل شده است. سنگهای این زمان بیشتر نازک لایهاند و رنگی سبز، خاکستری تیره تا سیاه دارند و عدسیهائی از سنگ آهک در آنها دیده میشود.



شکل ۲-۳: تصویری از شیل و ماسه سنگهای سازند کشف رود و آهکهای سازند مزدوران (دید به سمت شرق). این تصویر از جنوب منطقه مورد مطالعه و در امتداد جاده چکنه-بقیع تهیه شده است.

۲–۳–۲– سازند چمن بید:

کنگلومرا، ماسه سنگ و آهکهای سازند چمن بید (شکلهای ۲-۵، ۲-۶ و ۲-۷) بر روی شیل و ماسه

سنگهای سازندهای کشف رود قرار گرفته است. بخش آهکی این سازند از نوع آهک مارنی بوده و هم ارز بخش زیرین سازند مزدوران در نظر گرفته میشود. در شمال شرقی روستای اخلمد، واحد آهکی سازند چمن بید دارای فسیلهای آمونیت و فرامینیفرا میباشد که ستبرایی در حدود ۸ متر دارد. از دیدگاه محیط رسوبی، دریائی نیمه عمیق با رسوبگذاری نسبتا آرام برای تهنشست این واحد آهکی در نظر گرفته میشود.

۲-۳-۳- سازند مزدوران:

سازند چمن بید نیز به نوبه خود توسط سنگهای کربناته سازند مزدران (شکلهای ۲-۸ و ۲-۹) به سن ژوراسیک بالایی پوشیده شده است. یکنواختی ضخامت در این نهشتههای فیلیشی را شاید بتوان به سازوکار جنبشهای کوهزایی پس از تریاس میانی و بسته شدن تتیس کهن نسبت داد (آفانباتی، ۲۰۰۴).



شکل ۲-۴: نمای نزدیکی از شیلهای سازند کشف رود که دارای میان لایههایی با ضخامت کم از ماسه سنگ هستند.



شکل ۲-۵: سازند چمن بید در این عکس قابل مشاهده است که از کنگلومرا، ماسه سنگ و آهک ماسهای تشکیل شده است (دید به سمت جنوب شرق).



شکل ۲-۶: نمایی نزدیکی از کنگلومراهای سازند چمن بید همانطور که در این تصویر مشاهده می شود کنگلومراهای سازند چمن بید در این منطقه دارای گردشدگی خوب و جور شدگی بد هستند. همچنین این لایههای کنگلومرایی اساساً از قلوههای آهکی تشکیل شدهاند.



شکل ۲-۲: تصویری از مارن و ماسه سنگهای سازند چمن بید (دید به سمت شمال غرب). این مارنها در سمت چپ شکل ۲-۵ قرار گرفتهاند.

این سازند از سنگهای کربناته ضخیم لایه آهک و دولومیت صخره ساز پدیدار آمده است و بیشتر حاوی نهشتههای تبخیری شیلهای ماسهای و مارنی است و ویژگیهای دریائی کمتری را دارا است. این سنگها دارای لایه بندی متقاطع و آثار گیاهی هستند. لایههای مارن و شیل بگونه میان لایههایی فرعی در این سازند دیده میشوند. دیرینه این سازند ژوراسیک است ولی محدوده زمانی زیرین آن در نقاط مختلف تغییر میکند.

در زمان رسوب گذاری سازند مزدوران نیز، حوضهای کم ژرفا و وابسته به حاشیه فعال قاره، منطقه مورد مطالعه را در بر گرفته و به تدریج ژرفای این حوضه افزایش یافته است و سبب تشکیل سنگهای آهکی شده است (شکل ۲-۹). سازند مزدوران حجم زیادی از سنگهای جنوب تودههای نیمه عمیق چکنه را در برگرفته است.

پیشروی دریای کرتاسه یک ناپیوستگی هم شیب در قاعده سیستم کرتاسه در منطقه مورد مطالعه به وجود آورده است. در این ناحیه، واحدی آهکی، دولومیتی به رنگ فیلی، صورتی تا کرم دارای فسیل- های دو کفهای و میکروفسیل (سازند تیرگان) وجود دارد. دیرینه این واحد قرمز رنگ از کیمریجین تا نئوکومین برآورده شده است.



شکل ۲-۸: همجواری شیلهای سازند چمن بید در کنار آهکهای مزدوران در امتداد جاده چکنه- بقیع. مرز این دو واحد گسله است.

۲-۳-۴- سازند شوریجه:

نام این سازند از دهکده شوریجه در شرق کوههای کپه داغ گرفته شده است. در اواخر ژوراسیک و اوایل کرتاسه بر اثر حرکتهای خشکی زائی و پسروی دریا نهشتههای قارهای شامل چندین لایه نازک آهکی و سنگ آهک ماسهای، ماسه سنگهای شیلی سبز و قرمز ، ماسه سنگهای قرمز و سبز و کنگلومرای قرمز رنگ با قلوههای گرد شده از کوارتز با طبقه بندی تدریجی بر روی سازند مزدوران بگونه همشیب قرار گرفتهاند. این سازند از ماسه سنگ متوسط تا درشت دانه قرمز تا قهوهای و خاکستری گلوکونیت دار، شیل خاکستری تا قرمز و لایههای سنگ آهک ماسهای الیتی و بیوکلاستی پدیدار آمده است. در حوالی روستاهای ابراهیم آباد در ردیف سنگهای این سازند دو لایه عدسی شکل گچی که از مارن قرمز تا قهوهای همراه با لایههای نازک از گرهکهای گچ متبلور و لایههای نازک سیتستون قرمز پدیدار آمدهاند، وجود دارد. ستبرای این سازند در منطقه مورد مطالعه حدود ۱۰۰ متر است و دیرینه آن ژوراسیک زیرین است (پورلطیفی، ۱۳۸۵).



شکل ۲-۹: نمای نزدیکی از آهکهای مزدوران که دارای رگههای نازکی از آراگونیت (در مرکز تصویر) هستند.

۲-۳-۵-سازند تیرگان:

در منطقه مورد مطالعه، پس از وقفهای در رسوب گذاری سازند شوریجه، پیشروی دریای کرتاسه سبب برجای گذاری نهشتههای آهک الیتی متخلخل و آهکهای تخریبی تیرگان با فسیل اربیتولین و دیرینه کرتاسه میانی شده است که به گونه هم شیب برروی نهشتههای کهنتر قرار دارد (شکل ۲-۱۰). فسیلهای آن متعلق به زمان بارمین-آپسین هستند (پورلطیفی، ۱۳۸۵). نام تیرگان از درهای به همین نام گرفته شده است.

سازند تیر گان در منطقه مورد مطالعه، پس از سازند مزدوران، از تنوع ستبرایی ویژهای نسبت به دیگر

سازندهها برخوردار است. ستبرای این سازند در منطقه مورد مطالعه، در حدود ۱۵۰ متر است. این سازند بسوی شمال و غرب منطقه چکنه محدوده وسیعی را به خود اختصاص داده است و به عنوان خط تقسیم آب عمل میکند. از دیدگاه ریخت شناسی رخسارههای پایدار این سازند بیشتر در محور درههای ناودیسی بر روی سازند شوریجه بگونه هم شیب پدیدار شده و ارتباط زیرین آن نیز با سازند سرچشمه بگونه هم شیب است. فرسایش در این سازند تقریبا همسان با سازند مزدوران است و پدیده انحلال در این آهکها اشکال مختلف کارست را بوجود آورده است.



شکل ۲-۱۰: سنگهای آهکی سازند تیرگان در شمال غرب روستای شیخ مصطفی.

۲-۳-۶- سازند سرچشمه

مارنهای خاکستری و خاکستری مایل به آبی شیل تیره رنگ و در بخشهای زیرین شیل و شیل آهکی به رنگ خاکستری تیره و چند لایه سنگ آهک نازک لایه اربیتولین دار به دیرینه کرتاسه زیرین ، در پایینترین لایههای این سازند دیده میشود. میانگین ستبرای این سازند حدود ۱۵۰ متر است(پورلطیفی، ۱۳۸۵).

بدلیل پایداری کم آن در برابر عوامل فرسایش از مورفولوژی پست و دره ساز برخوردار است و در

بیشتر مناطق در خط القعر ناودیسها پدیدار شده است. بدلیل کم بودن ضریب نفوذ پذیری سازند و پایداری ناچیز آن در برابر فرسایش این سازند از رسوبزائی و ضریب هرز آب نسبتا بالائی برخوردار است. همبری زیرین آنها با سازندهای تیرگان و سنگهای هم شیب است. تعیین دیرینه این سنگها در منطقه مورد مطالعه بر پایه جایگاه چینهای است. این سازند در منطقه مورد مطالعه از گسترش ناچیزی برخوردار است.

۲-۳-۷-سازند سنگانه

شیلهای تیره رنگ حاوی گرهکهای آهن دار و میان لایههای سیلتی و ماسه سنگ گلوکونیتی با دیرینه کرتاسه زیرین به شکل نوار کشیده و باریکی منطبق بر محور ناودیس که در محدوده شمالی منطقه مورد مطالعه توسعه دارند. گرهکها و قلوههای درشت بیضی شکل و گرد در داخل سنگهای این سازند دیده میشوند. نهشتههای کانالهای پر شده توسط عناصر تخریبی نیز در جای جای این سازند بچشم میخورد. ستبرای آن در شمال پهنه منطقه مورد مطالعه افزایش مییابد. از دیدگاه ریخت شناسی این سازند با اندکی اختلاف نسبت به سازند سرچشمه از مورفولوژی به نسبت پست برخوردار و سازندی دره ساز است. رنگ تیره آن بیانگر تمایز از رخسارههای سازند سرچشمه است که بگونه هم شیب بر روی سازند سرچشمه قرار میگیرد و بر پایه وجود آمونیتها دیرینه آلبین به آن داده شده است.

۲–۳–۸– نهشتههای نئوژن

با تشکیل حوضههای تبخیری در نئوژن بر روی سطح ناهمواریها در این منطقه، کنگلومرایی انباشته شده که دارای قلوههایی از سنگهای مزوزوئیک است و بر روی این سنگها به صورت دگرشیب و یا گسله قرار گرفته است. این کنگلومراها دارای سیمانی قهوهای تا قرمز است و در زیرترین بخش پادگانههای آبرفتی کواترنر واقع شده است. قلوههای موجود دارای گرد شدگی خوب ولی جورشدگی ضعیف هستند (شکل ۲–۱۱). در نزدیکی تودههای مورد مطالعه، تناوبی از شیل و ماسه سنگهای نئوژن به چشم میخوردند که بر اثر کوهزایی پاسادنین دچار چین خوردگی شدهاند. انباشتههای آواری نئوژن که گاهی با کانیهای تبخیری همراهاند تا ۲۰۰ متر ستبرای دارند.



شکل ۲-۱۱: کنگومرای سرخ مربوط به نئوژن.

۲-۳-۹ نهشتههای کواترنر

این نهشتهها پادگانههای آبرفتی را تشکیل دادهاند و از کنگلومرا و نهشتههای رودخانهای سست پدیدار آمدهاند. ساختمانهای رسوبی همچون چینه بندی مورب و طبقه بندی تدریجی در آنها دیده میشود. پادگانههای آبرفتی بیشتر به شکل افقی و ناهمساز روی سازندها با روانههای آتشفشانی کهن جای گرفتهاند و از سختی کم، سیمان سست و جورشدگی ضعیف برخورداند. گردشدگی قطعات به عنوان تابعی از منشا و شرایط تشکیل، در مناطق مختلف متفاوت است.

آبرفتهای پادگانهای و کوه پایهای بلند و پادگانههای رودخانهای کهن بیشتر روی سنگهای کهن تر بگونه ناهمساز گسترش دارند که شامل کنگلومرائی سست، بی سیمان به رنگ خاکستری روشن با عناصری درهم و گردشدگی متوسط و جورشدگی ضعیف و دانه بندی عادی است. دانهها به طور معمول جهت یافتگی پیدا کردهاند(Fabric imbrication). اینها ستبرایی در حدود ۳۰ متر دارند و بیشتر روی سنگهای کهن تر بگونه دگرشیب گسترش دارند.
نهشتههای دریاچهای جوان، آبرفتهای کم ارتفاع و پادگانههای آبرفتی جوان، بستر رودخانههای کهن با ارتفاع کم را شامل میشوند. این نهشتهها تا دشتها ادامه دارند. آبرفتهای جوانتر نواحی گسترده-ای را شامل شدهاند و خود شامل رسوبات سیلابی جوان در نواحی کم ارتفاع هستند.

۲-۴- زمین شناسی ساختمانی منطقه

در اثر بسته شدن حوضه اقیانوسی منطقه سبزوار در اواخر کرتاسه (مائستریشین) تا اوایل ترشیاری فعالیتهای تکتونیکی سبب ایجاد گسل، چین و همچنین بالازدگی مجموعههای سنگی در این منطقه شده است. نوار افیولیتی سبزوار، باقیمانده پوسته اقیانوسی بخش شرقی نئوتتیس است که تا کرتاسه فوقانی فعال بوده و در اواخر این دوره و همزمان با فاز کوهزایی لارامید شروع به بسته شدن کرده است (اسپایس و همکاران، ۱۹۸۳). در آغاز ائوسن و با شکل گیری یک پهنه فرورانش پرشیب به سوی شمال، یک قوس ماگمایی از نوع جزایر کمانی در بخش جلویی لبه جنوبی زون البرز شرقی ایجاد شده است. در ائوسن بالایی، این کمان با لبه جنوبی زون البرز شرقی برخورد کرده و با فرارانش بخشی از پوسته اقیانوسی نئوتتیس سبزوار بر روی این لبه جنوبی، افیولیتها و دگرگونههای سبزوار و نوار ماگمایی ائوسن شمال آن تشکیل شدهاند. این برخورد با ضخیم شدگی پوسته همراه بوده است. فعالیتهای آتشفشانی منطقه پس از پیوستن این کمان به لبه صفحه شمالی، طبیعت کرایوا است. فعالیتهای آرمای یافتهاند. فرورانش پوسته اقیانوسی تا پلیو-پلئیستوسین ادامه یافته است. زورلطیفی، ۱۳۸۵).

از دید زمین شناسی ساختمانی چین خورد گیها، گسلها و درزههای متعددی در منطقه مورد مطالعه وجود دارد. روند اصلی گسلهای منطقه مورد مطالعه شمال شرقی-جنوب غربی و روند فرعی آنها شمال غربی-جنوب شرقی است. بردار فشارش در بیشتر گسلهای امتداد لغز از شمال، شمال شرق به جنوب، جنوب غرب است. افزون بر گسلهای پیش گفته باید از گسلهائی نام برد که پی آمد حرکتهای قائم بی سنگ، ایجاد شدهاند و در خشکی زائی و ایجاد انباشته در گستره ورق نقش داشتهاند.

درزهای متعدد موجود در منطقه مورد مطالعه به سه دسته کششی، برشی و زیگموئیدال تقسیم

شدهاند. روند اصلی آنها هم سو با راستای گسلهای اصلی منطقه مورد مطالعه است. سوی فشارش اصلي وارد بر منطقه مورد مطالعه شمال شرقي-جنوب غربي و ميانگين راستاي اين نيرو (N-30-E) است که باعث تشکیل تاقدیسها و ناودیسهای در منطقه مورد مطالعه با راستای شمال غربی جنوب شرقی شده است. در بخش جنوبی منطقه مورد مطالعه، تاقدیس اخلمد، وجود دارد که در بلندای آن سازند مزدوران با طول بیشتر از ۸۰ کیلومتر دشت جنوب قوچان را از دشت نیشابور جدا می کند. بلندترین قله این تاقدیس (کوه حیدری) با ارتفاع ۲۸۷۱ متر از سطح دریا است. نهشتههای این ناحیه از اواخر میوسن زیرین تحت تاثیر فرآیندهای کوهزایی آلپ پدیدار شده و در نتيجه آن چين خوردهاند. راستاي کلي چينهها شمال غربي جنوب شرقي است. بنابراین در نتیجه سازو کار چینها، راندگیها، و گسلهای امتداد لغز، گستره منطقه مورد مطالعه نیز تاثیر یک میدان نیروی فشارش (Compersive) قرار گرفته که منجر به کوتاه شدگی در راستای شمال شرق، جنوب غرب شده است. از زمان ژوراسیک تا عهد حاضر دو فاز کوهزائی در منطقه مورد مطالعه اثر کرده است این دو فاز عبارتاند از: ۱-کوه زائی پس از کرتاسه، به سبب آن نهشتههای مزوزوئیک چین خوردهاند. ۲- کوه زائی پاسادنین، چین خوردگی نهشتههای نئوژن. همچنین حرکتهای خشکی زائی در منطقه مورد مطالعه با فازهای عمده کوه زائی جهانی همزمانی دارد گرچه بسیاری از حرکتهای خشکی زائی دوره کرتاسه آشکارا منتج از حرکتهای قائم بلوکهای

گسله است. حرکتهای خشکی زائی اصلی قابل تشخیص در منطقه مورد مطالعه به شرح زیر است: ۱-خشکی زائی ژوراسیک میانی (فاز کیمبرین میانی)، (پی آمد آنرا بیرون از گستره منطقه مورد مطالعه میتوان دید).

۲-خشکی زائی ژوراسیک پایانی و آغاز کرتاسه (پسروی دریا و تشکیل سازند شوریجه پس از سازند مزدوران معرف فاز کیمبرین پسین).

۲-۵- منابع اقتصادی

پتانسیل ذخایر غیر فلزی در منطقه مورد مطالعه بر ذخایر فلزی فزونی دارد. از میان سازندهای یاد شده، سازند مزدوران و تیرگان به دلیل لیتولوژی خاص، فراوانی تخلخل و وجود درزها و شکافتهای متعدد و پدیدههای کارستی از دیدگاه ذخایر آب از اهمیت زیادی برخورداند. سازند آهکی دولومیتی مزدوران یکی از اصلیترین واحدهای سیمان ساز منطقه مورد مطالعه است. سنگهای آتشفشانی در پهنه منطقه مورد مطالعه ذخایری از پوزولان نامرغوب به همراه دارند. در حال حاضر از این ماده در کارخانه سیمان استفاده می شود.

سنگهای رسوبی مناسب برای مصارف ساختمانی را سنگهای آهکی سازند مزدوران و سنگ آهک کرتاسه تشکیل میدهند. این سنگها که بیش از ۹۰ درصد کربنات در ترکیب دارند، در تهیه آهک یا بگونه سنگ نما و مالون در پایه ساختمان و یا لاشه در پی ساختمان و تهیه بتون و غیره کاربرد دارند. سنگهای آهکی کارستی کرتاسه همچنین به عنوان بزرگترین عامل توسعه منابع آب نقشی حیاتی در تجمع انسانی در منطقه چکنه دارند. شن و ماسه در بستر بیشتر آبراهههایی که به دشت میرسند، مناسب بهره برداری هستند و به عنوان مواد اولیه در مصارف ساختمانی و جاده سازی قابل استفاده میباشند(پورلطیفی، ۱۳۸۵).

همچنین از آثار معدنی موجود در منطقه میتوان به کانههای مس (مالاکیت، آزوریت و کریزو کولا) و آهن (هماتیت و اولژیست)، سنگ گچ، زغالسنگ، سنگهای ساختمانی و فیروزه اشاره کرد. گچ موجود در واحد نئوژن بگونه ژیپس مناسب بررسی است. این گچ که بگونه تودههای دانه ریز (Alabaster) است و به علت مخلوط بودن با رس به عنوان ژیپسیت شناخته میشود.

۲-۶- گنبدهای نیمه عمیق منطقه چکنه و پتروگرافی آنها

گنبدهای نیمه عمیق مورد مطالعه عمدتا به صورت گنبدهای نیمه عمیق در بین سنگهای میزبان رسوبی کرتاسه، سنگهای آتشفشانی و آذرآواری ائوسن-میوسن، مارنها و ماسه سنگهای میوسن و همچنین کنگلومرای پلئیستوسن نفوذ کردهاند. روند کلی این گنبدها جنوب شرقی - شمال غربی بوده و تحت تاثیر فرایندهای تکتونیکی قرار نگرفتهاند. گنبدهای نیمه عمیق منطقه چکنه با قطر بین ۱/۴ تا ۳ کیلومتر، دارای ترکیب داسیت و تراکیت هستند. بطوریکه گنبد جنوبی منطقه که در فاصله ۲ کیلومتری شمال شرق روستای حسن آباد وجود دارد، دارای ترکیب تراکیت است؛ این در حالی است که دو گنبده دیگر که با فاصله ۱ و ۵ کیلومتری در شمال این گنبد واقع شدهاند، دارای ترکیب داسیت می باشند. در طی مطالعات صحرایی مشخص شد این گنبدها دارای رخنمونهای مجزا از هم هستند و هر کدام از آنها فاقد تنوع سنگ شناسی می باشند.

سنگهای گنبدهای نیمه عمیق منطقه چکنه دانه ریز تا دانه متوسط هستند و در برخی موارد شناسایی اجزا سازنده سنگ با چشم غیرمسلح امکانپذیر نمیباشد. این سنگها دارای رنگ خاکستری تا قهوهای مایل به قرمز میباشند و دارای ترکیب اسیدی تا حدواسط میباشند. این گنبدها دارای انکلاوهای مافیک (بازالت، گابرو) از سنگهای میزبان خود هستند. البته بیشتر انکلاوها مارنی هستند. حضور این انکلاوها فرآیندهای هضم و آلایش ماگمایی در حین صعود ماگما به ترازهای بالاتر پوسته را به اثبات میرساند (شکل ۲–۱۲).

مطالعات پتروگرافی نشان داد که سنگهای تشکیل دهنده این گنبدها از کانیهای پلاژیوکلاز و هورنبلند، کوارتز، ارتوکلاز و اکسیدهای آهن-تیتان تشکیل شدهاند دارای بافتهای متنوع پورفیری (شکل ۲–۱۳–الف)، میکرولیتی پورفیری و گلومروپورفیری (شکلهای ۲–۱۳–ب و ج) هستند. در بعضی از نمونهها، بافت تدریجی و جریانی (شکل ۲–۱۳–د) نیز به وضوح دیده میشود. فنوکریستهای موجود در این سنگها پلاژیوکلاز و هورنبلند هستند. بلورهای آمفیبول در تمامی این سنگها خودشکل تا نیمه خودشکل هستند، که میتواند به دلیل حضور طولانی مدت ماگمای آبدار در اتاق ماگمایی قبل از خروج باشد (تنها، ۱۳۸۸). پلاژیوکلاز بافت غربالی (شکل ۲–۱۳–و)، منطقهبندی و ماکل پلیسنتیک نشان میدهد (شکل ۲–۱۳–الف) که بیانگر حاکم بودن شرایط ناتعادلی در فرایند تبلور ماگماست (شکلهای ۲–۱۳–الف و ۲–۱۳–و). تعدادی از هورنبلندها دارای حاشیهی سوخته هستند (شکل ۲–۱۳–ه). در سنگهای مورد مطالعه بافت گلومروپرفیری نیز مشاهده میشود (شکل- همانطور که در شکلهای ۲-۱۳-الف الی ۲-۱۳-ه مشاهد می شود، زمینه سنگهای تشکیل دهنده گنبدهای نیمه عمیق منطقه چکنه از شیشه، بلورهای ریز فلدسپار و کوارتز تشکیل شده است.



شکل ۲-۱۲: نمایی از سنگهای منطقه و وجود انکلاو در آنها.

۲-۶-۲ بافت غربالی

پلاژیوکلازهای سنگهای مورد مطالعه دارای بافت غربالی هستند (شکل ۲–۱۳–و). بافت غربالی حاصل به دام افتادن ادخالهای مذاب در بلور است. تشکیل این بافت و ایجاد خوردگی در بلورها، دارای تفسیرهای سنگزادی متفاوت از قبیل تغییرات ترکیبی، گرمایی و فشاری در ماگمای در حال تبلور میباشد. بافت غربالی موجود در این پلاژیوکلاز میتواند ناشی از تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر ماگمای در حال تبلور باشد که معمولاً به دلیل کاهش فشار ناشی از صعود و گاززدایی ماگما، بروز فرایند همرفت در آشیانه ماگمایی، اختلاط، آلایش و یا ورود ماگمای داغ جدید رخ میدهد (استوارت و پیرس، ۲۰۰۴). زمانی که یک ماگمای مافیک و گرم به یک مخزن ماگمایی تفریق یافته-تر و سردتر نفوذ پیدا میکند، بلورهای نزدیک به فصل مشترک اختلاط بار دیگر ذوب شده و بافت غربالی ایجاد میکند (اندروس و همکاران، ۲۰۰۴).

اختلاط یک ماگمای مافیک با یک ماگمای سیلیسی تر و حاوی پلاژیوکلاز سدیکدار سبب عدم

پایداری پلاژیوکلاز سدیک می شود چنین فرایندی به تولید بلورهای پلاژیوکلاز کلسیک تر اطراف هسته ذوب شده و غربالی سدیک تر می انجامد (تسوکیاما، ۱۹۸۵). همچنین، حرکت سریع ماگما به سمت بالا و کاهش فشار وارد بر بلورها و تحلیل رفتگی و انحلال آنها به عنوان یک عامل موثر در ایجاد بافت غربالی معرفی شده است (استوارت و پیرس، ۲۰۰۴).

۲-۶-۲ منطقهبندی در پلاژیوکلازها

پلاژیوکلازهای سنگهای گنبدهای نیمه عمیق چکنه دارای منطقهبندی میباشند(شکل۲–۱۳–الف). منطقهبندی ترکیبی یک عارضه معمول در بسیاری از پلاژیوکلازهای آذرین محسوب میشود. منطقهبندی در پلاژیوکلاز عبارتست از تغییرات آنورتیت درصد (۸۳%) یک بلور واحد از مرکز به سمت حاشیه و به صورت کم و بیش منظم (ترول و شمینکه، ۲۰۰۲). منطقهبندی ترکیبی در پلاژیوکلاز عموماً به عنوان اثرات کینتیکی در لایه مرزی در سطح مشترک بلور مذاب در نظر گرفته میشود و همچنین، این رخداد را میتوان به تغییرات بزرگ مقیاس در پارامترهای دما، فشار، میزان آب و ترکیب مذاب نسبت داد که احتمالاً با ورود مذاب جدید به آشیانه ماگمایی همراه است (فولی و همکاران، ۲۰۱۳).

۲-۶-۳- حاشیه سوخته در هورنبلندها

هورنبلندهای سنگهای مورد مطالعه دارای حاشیهی سوخته هستند (شکل ۲–۱۳–۰). وجود حاشیه سوخته در هورنبلندها را میتوان به بالا بودن فوگاسیته اکسیژن و فشار بخار آب در خلال صعود ماگما نسبت داد (بست، ۲۰۰۳).

به اعتقاد دیر و همکاران (۱۹۸۶)، ضمن صعود گدازه (با دمای حدود ۸۰۰ درجه سانتی گراد)، هورنبلند در مجاورت با محیط اکسیدان به هورنبلند بازالتی (اکسی هورنبلند) تبدیل میشود. در این فرایند، هیدروژن از یونهای هیدروکسیل جدا شده و یونهای اکسیژن آزاد میشوند. آزاد شدن یونهای اکسیژن سبب تبدیل Fe⁴² به Fe⁺³ میشود و در نتیجه Fe₃O4 یا منیتیت در حواشی هورنبلند تشکیل میشود. منیتیتهای تولید شده دانهریز بوده و به صورت حاشیهای اطراف بلورهای آمفیبول و همچنین بیوتیت را فرا میگیرند و حالتی شبیه به سوختگی در اطراف این کانیها ایجاد میکنند.

۲-۶-۴ بافت گلومروپرفیری

در سنگهای مورد مطالعه بافت گلومروپرفیری نیز مشاهده می شود (شکلهای (شکلهای ۲–۱۳–ب و ج). تجمع بلورها و تشکیل گلومرول می تواند ناشی از نطفه بندی ناهمگن این بلورها باشد (کرکپاتریک، ۱۹۷۷). در هنگام صعود ماگما، بلورهایی که دارای شبکه بلوری مشابه 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 (شلی، ۱۹۹۳). بافت گلومروپرفیری در سنگهای گنبدهای نیمه عمیق منطقه چکنه یا توسط کنار هم قرار گرفتن پلاژیوکلازها یا هورنبلندها و یا هر دوی این کانی ها بوجود آمده است (شکلهای ۲–۱۳–ب و ج). به اعتقاد ژو و همکاران (۲۰۰۹) بافت گلومروپورفیری شامل فنوکریستهای تجمع یافته است که در ۳ مرحله تشکیل می شود.

در مرحله اول و طی جایگزینی ماگمای اولیه در اتاق ماگمایی، فنوکریستها از مذاب متبلور میشوند. در مرحله دوم، با تزریق تصادفی مذاب درون ماگمای در حال تبلور در اتاق ماگمایی، مذابهای مختلط تولید میشوند. کاهش چگالی و گرانروی مذاب احاطه کننده این فنوکریستها، باعث تجمع فنوکریستهای چگالتر به صورت انباشتی در کف آشیانه ماگمایی میشود. در مرحله سوم، تزریق ماگمای چگالتر با حرکات سریع رو به بالا، سبب آشفتگی مخزن، انتقال و در نتیجه، اختلاط مذاب میشود. حال آنکه، تزریق و انتقال مذاب، تنش برشی را بین فنوکریستها و مذاب تحریک میکند. نیروی انبساطی و تنش برشی باعث قطعه قطعه شدن و برشی شدن بلورهای انباشتی در ماگما و تولید تجمعها و لختههای گلومروپورفیری میشود که با صعود مذاب به طرف بالا آورده میشوند. (باکر، ۱۹۹۸). در نهایت صعود و انجماد سریع مذابهای باقیمانده باعث انجماد زمینه و در برگرفتن تجمعهای فنوکریستی و گلومروپورفیری قدیمی میشود.

مطالعات پتروگرافی صورت یافته بر روی مقاطع نازک سنگهای منطقه چکنه نشان داد که مجموعه کانیها و بافتهای موجود در این سنگها همخوانی بسیار خوبی با سنگهای آداکیتی دارد. به طور کلی فازهای کانیایی معمول در سنگهای مورد مطالعه با ترکیب داسیتی- تراکیتی ، شامل پلاژیوکلاز با منطقه بندی ترکیبی و آمفیبول است. همچنین همانند ترکیبات آداکیتی معمول، این سنگها حاوی فازهای فرعی آپاتیت و اکسیدهای Fe-Ti هستند.



شکل۲-۱۳: تصاویر میکروسکوپی از بافتها و کانیهای موجود در گنبدهای نیمه عمیق منطقه چکنه. الف: بافت پورفیری با فنوکریستهای پلاژیوکلاز (Pl) و هورنبلند (Hbl). اندازه فنوکریستهای پلاژیوکلاز در این سنگها حدود ۱ میلیمتر است و منطقهبندی زیبا نشان میدهند. ب: بافت گلومرپورفیری در سنگهای منطقه چکنه ناشی از تجمع فنوکریستهای پلاژیوکلاز. ج: همان بافت گلومرپورفیری در سنگهای مورد مطالعه بر اثر تجمع بلورهای هورنبلند. د: بافت جریانی در سنگهای مورد مطالعه که بر اثر پشت سرهم قرار گرفتن میکرولیتها و بلورهای پلاژیوکلاز ایجاد شده است. و: بافت غربالی بلورهای پلاژیوکلاز. ه: در این تصویر حاشیه سوخته بلورهای هورنبلند در سنگهای مورد مطالعه.

فصل سوم

ژئوشيمى

واژه آداکیت اولین بار توسط کای^۱ (۱۹۷۸) به منظور توصیف داسیت و آندزیتهای سدیک غنی از آلومینیوم و استرانسیوم جزایر آداک مورد استفاده قرار گرفت. دوفان^۲ و دروموند^۲ (۱۹۹۰) و مارتین^۴ (۱۹۹۹) تعریف و توصیف دقیقتری از آداکیتها ارائه دادند که بر اساس آن، آداکیتها، واحدهای سنگی حدواسط تا اسیدی هستند که ترکیب آنها از هورنبلند-آندزیت تا ریولیت و داسیت متغییر است و دارای فنوکریستهای پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت هستند. فنوکریستهای ارتوز و کلینوپیروکسن فقط در آندزیتهای مافیک وجود دارند و فازهای فرعی آنها نیز شامل آپاتیت، زیرکن، تیتانیت و تیتانومگنتیت میباشند. جدیدترین تعریف از آداکیتها توسط دوفان و کپژینسکاس^۵ (۲۰۰۱) صورت گرفته که مطابق آن، آداکیتها، گدازههای آمفیبول و پلاژیوکلازدار سرشار از سیلیس (بیشتر از ۷۴% ۵۵)، آلومین (بیشتر از ۱۹۷ ۵۰) و سدیم (بیشتر از ۷۴% ۵۰) Srریکیهای بارز آداکیتها است. این سنگها بسیار متنوع بوده و در مقایسه با سایر سنگهای رخنمون یافته در حاشیههای فعال قارهای به طور مشخص دارای نسبتهای ایر ۲۰، از مقادیر ۲۰ را در ۲۰۰ این در میران در ۲۰۰ و می در مان در در می این از ۲۰۰ را رخنمون یافته در حاشیههای فعال قارهای به طور مشخص دارای نسبتهای Sr/y و کار یار دارا ر مقادیر ۲ و ۲ پایین میباشند (مارتین، ۱۹۹۹).

۳-۲- روش آناليز

انجام یک مطالعه پترولوژیکی جامع و کامل بدون انجام تجزیههای شیمیایی بر روی نمونهها و تحلیل دادههای ژئوشیمیایی امکانپذیر نیست. تفسیر منشأ و پتروژنز سنگها نیازمند انجام مطالعات دقیق ژئوشیمیایی، پردازش دادهها و تحلیل درست نتایج حاصل است. لذا پس از بررسیهای صحرایی و پتروگرافی سنگها و همچنین مطالعات شیمی کانیهای سازنده سنگها، مطالعه خصوصیات

- ۳. Drummond
- ۴. Martin
- ۵. Kepezhinskas

^{1.} Key

۲. Defant

ژئوشیمیایی آنها از اهمیت زیادی برخوردار است. پس از انجام دقیق مطالعات پتروگرافی برروی بیش از ۶۰ نمونه سنگی، ۵ نمونه سالم انتخاب و برای انجام آنالیز شیمیایی سنگ کل عناصر اصلی و نادر به روشهای ICP-OES و ICP-OES به آزمایشگاه ACME در ونکوور کانادا ارسال شد (جدولهای ۳– ۱ و ۳–۲). در نهایت نتایج آنالیزها توسط نرمافزارهای پترولوژیکی و اکسل پردازش شد. اکسیدهای عناصر اصلی به صورت درصد وزن (% wt) و مقادیر عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به صورت قسمت در میلیون (ppm) گزارش شده است. تصحیحات لازم از جمله حذف مواد فرآر (I.O.I) و تصحیح نسبت Fe₂O₃/FeO به روشهای معمول در پترولوژی اعمال شده است.

جدول ۳-۱ نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی (wt%) نمونههای گنبدهای نیمه عمیق منطقه چکنه. اگرچه در نمودارهایی که به میان آورده میشود از مقادیر تصحیح شده استفاده شد، ولی در اینجا نتایج ارائه شده توسط

نام سنگ	تراكيت	داسيت	داسيت	داسيت	داسيت	
Sample NO.	Ch4	Ch1	Ch2	Ch3	Ch5	Average
SiO ₂	63.49	66.44	66.80	67.99	68.61	66.67
TiO ₂	0.45	0.34	0.34	0.35	0.28	0.35
Al_2O_3	16.68	18.10	17.56	16.49	16.72	17.11
Fe ₂ O _{3total}	4.25	3.09	3.03	3.16	2.55	3.22
MnO	0.12	0.05	0.05	0.05	0.05	0.07
MgO	2.24	1.43	1.35	1.87	1.12	1.60
CaO	3.47	4.55	4.67	4.35	4.48	4.30
Na ₂ O	5.98	4.02	4.17	3.79	4.26	4.44
<i>K</i> ₂ <i>O</i>	3.10	1.85	1.92	1.84	1.81	2.11
P_2O_5	0.22	0.13	0.12	0.10	0.12	0.14
<i>Cr</i> ₂ <i>O</i> ₃	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
L.O.l.	2.40	1.50	2.20	3.30	2.10	2.3
Total	100	100	100	100.01	99.99	100

آزمایشگاه آورده شد تا خواننده دید بهتری نسبت به آنالیزها داشته باشد.

۳-۳- منابع بروز خطا در طی آمادهسازی و تجزیه شیمیایی نمونهها

نتایج تجزیه شیمیایی نمونههای سنگی به دلایل مختلف، از جمله آلودگی در هنگام خرد کردن و آسیاب نمودن نمونه، خطاهای ناشی از کالیبراسیون، خطاهای ناشی از هم پوشانی پیکها و آلایش حاصل از واکنش گرهای ناخالص مورد استفاده در انحلال و تهیه نمونه، دچار خطا می شوند (رولینسون،

.(199٣).

نام سنگ	تراكيت	داسيت	داسيت	داسيت	داسيت	
Sample NO.	Ch4	Ch1	Ch2	Ch3	Ch5	average
Ba	554	409	436	433	389	444
Be	1.00	1.00	1.00	2.00	1.00	1.20
Ni	20.00	7.10	7.70	20.00	20.00	14.96
Со	8.50	7.00	6.50	6.80	4.70	6.70
Cs	0.60	0.70	0.70	1.20	1.20	0.88
Ga	15.00	16.30	15.60	15.70	16.80	15.88
Hf	3.50	2.90	2.90	2.80	3.00	3.2
Nb	17.50	10.60	10.00	9.90	8.00	11.20
Rb	61.00	44.80	43.50	45.20	32.80	45.46
Sr	350.80	507.80	516.30	483.30	556.40	482.92
Ta	1.40	0.90	0.90	0.80	0.90	0.98
Th	7.60	7.00	7.00	9.10	4.30	7
U	2.10	2.10	1.90	1.90	1.50	1.90
V	72.00	45.00	41.00	45.00	34.00	47.40
W	0.80	0.70	0.70	0.50	0.50	0.64
Zr	156.70	104.00	99.50	107.80	102.20	114.04
Y	11.60	8.10	7.20	7.20	6.20	8.06
La	25.70	19.30	19.30	19.40	16.20	19.98
Ce	42.00	33.60	31.50	31.50	27.80	33.28
Pr	4.32	3.64	3.43	3.25	2.92	3.51
Nd	15.00	12.90	11.50	11.70	10.70	12.36
Sm	2.51	2.15	1.93	2.05	1.78	2.08
Eu	0.72	0.63	0.60	0.59	0.53	0.61
Gd	2.36	1.84	1.67	1.69	1.60	1.83
Tb	0.36	0.27	0.25	0.26	0.22	0.27
Dy	1.91	1.42	1.29	1.41	1.20	1.45
Но	0.37	0.28	0.27	0.25	0.21	0.28
Er	1.16	0.79	0.72	0.63	0.67	0.79
Tm	0.18	0.12	0.13	0.10	0.10	0.13
Yb	1.27	0.77	0.72	0.71	0.63	0.82
Lu	0.20	0.12	0.12	0.10	0.09	0.13
Sc	8.00	8.00	7.00	7.00	4.00	6.80
FeO/MgO	1.90	2.16	2.24	1.69	2.27	2.01
La/Yb	25.06	26.81	27.32	20.24	25.71	25.03
Sr/Y	30.24	62.69	71.70	67.13	89.74	64.3
$(La/Yb)_N$	13.64	16.9	18.07	13.64	17.34	16.87
Yb_N	6.08	3.68	3.45	3.40	3.01	3.92
Mg#	65.25	57.9	57	54.68	56.51	58.27

جدول ۳-۲ نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی (بر حسب ppm) نمونههای گنبدهای منطقه چکنه.

Th/Yb	12.82	5.98	9.09	9.72	6.83	8.88
Ce/Yb	33.07	43.64	43.75	44.37	44.13	41.79

آلودگی در خلال آمادهسازی نمونهها (خرد و آسیاب کردن) میتواند مهمترین منبع جدی خطا در تجزیههای ژئوشیمیایی باشد. این آلودگی از راه تمیز کردن دقیق و آغشته کردن دستگاههای خُردکن و آسیاب با نمونهای که باید خرد یا آسیاب شود وهمچنین استفاده از آب الکل در هر مرحله تمیز کردن هاون پودر کن، تا حد زیادی برطرف میشود. لازم به ذکر است که نمونههای مورد مطالعه در آزمایشگاه ACME کانادا و به روشهای تجزیهای دقیق ICP-ES و ICP-MS تجزیه شدهاند. اعتبار جهانی آزمایشگاه، حد آشکارسازی بسیار پائین، سرعت بالا، درستی و دقت بالای این روشها باعث میشود تا با اطمینان بیشتری، نتایج حاصل از تجزیه نمونهها مورد بحث و تحلیل قرار گیرد.

۳-۴- تصحیح دادههای حاصل از تجزیه ژئوشیمیایی

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

۳/۳ تا ۲/۳ تجزیههای ژئوشیمیایی بیانگر میزان مواد فرّار نمونههای مورد مطالعه از ۱/۵ تا ۲/۳ درصد است. برای حذف مواد فرّار، درصد L.O.I هر نمونه سنگی را از مقدار حاصل 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 میشود. به عنوان مثال، یک از اکسیدهای سنگ ضرب کرده، درصد اکسیدها بدون مواد فرّار محاسبه میشود. به عنوان مثال، ضریب حذف مواد فرّار (Z) برای نمونه شماره ch1 به صورت زیر قابل محاسبه است. $(ch1) \rightarrow sum = 100, L.O.I = 1/5$ $sum_{new} = (sum - L.O.I) = 100 - 1/5 = 98/5$

 $sum_{new} = (sum - L.O..1) = 100 - 17$ $z = \frac{100}{98/5} = 1/02$

در تجزیههای شیمیایی سنگها، مقدار اکسید آهن به صورت Fe₂O₃ کل ارائه می شود. FeO در ساختمان سیلیکاتها و Fe₂O₃ در فازهای اکسیدی به صورت کانی های ایک ظاهر می شود. نسبت

Fe2O3/FeO در سنگهای آذرین به دلیل دگرسانی در شرایط اکسیدان افزایش مییابد. بنابراین مقادیر محاسبه شده آهن فرو (FeO) و آهن فریک (Fe2O3)، مقادیر واقعی نخواهد بود. این مسأله تأثیر قابل توجهی بر ترکیب کانیشناسی نورماتیو سنگ خواهد داشت، به طوری که در محاسبه نورم سنگ اکسید شده، به دلیل افزایش نسبت Fe2O3/FeO ، میزان مگنتیت نورماتیو، بیشتر از مقدار واقعی و مقادیر سیلیکاتهای آهندار کمتر از مقدار حقیقی خواهد بود (میدلموست، ۱۹۹۸). برای واقعی و مقادیر سیلیکاتهای آهندار کمتر از مقدار حقیقی خواهد بود (میدلموست، ۱۹۹۸). برای سنگ اکسید شده، به دلیل افزایش نسبت Fe2O3/FeO ، میزان مگنتیت نورماتیو، بیشتر از مقدار واقعی و مقادیر سیلیکاتهای آهندار کمتر از مقدار حقیقی خواهد بود (میدلموست، ۱۹۹۸). برای تصحیح این خطا در نتایج تجزیههای سنگهای آداکیتی منطقه چکنه، از نمودار مجموع +2OX موم معود به Na2O در مقابل SiO2 لومتر، (1976) استفاده شده است (شکل ۳–۱). نسبت Na2O3/FeO براساس این نمودار به دست آمده و مقادیر تصحیح شده و SeO برای هر نمونه سنگی، در جدول ۳–۱ ارائه شده محاسبه شدهاند. مقادیر تصحیح شده SeO برای هر نمونه سنگی، در جدول ۳–۱ ارائه شده است.



شکل ۳–۱: نمودار درصدهای وزنی SiO₂-(Na₂O+K₂O) (لومتر، ۱۹۷۶) که در آن خطوط نسبتهای اکسیداسیونی مساوی (FeO/[FeO+Fe₂O₃]) برای سنگهای آذرین درونی (با خطوط ممتد) و برای سنگهای آتشفشانی (با خطوط چین) نشان داده شده است. موقعیت ترکیبی نمونههای مورد مطالعه بر روی این شکل نشان داده شده است و نتایج بدست آمده از آن مبنای محاسبات و تصحیح مقادیر FeO و Fe₂O3 مد نظر قرار گرفته است.

۳-۵- ردهبندی و نامگذاری سنگهای منطقه چکنه

به طور کلی از نتایج دادههای عناصر اصلی برای ردهبندی سنگها، تهیه نمودارهای تغییرات و تعیین محیط زمینساختی تشکیل مجموعههای آذرین استفاده می شود (رولینسون، ۱۹۹۳). یکی از کاربردهای مهم شیمی عناصر اصلی ردهبندی و نامگذاری سنگهای آذرین است. در تجزیه شیمیایی سنگها، غلظت عناصر اصلی (Si ، A، ، Mg، Fe، AI، Ti، Si و K) بر حسب درصد وزنی اکسید آنها بیان شده است. همانطور که درقسمت پتروگرافی در فصل قبل گفته شد (شکلهای ۲–۱۳–الف الی ه)، زمینه سنگهای تشکیل دهنده گنبدهای نیمه عمیق منطقه چکنه از شیشه، بلورهای ریز فلدسپار و کوارتز تشکیل شده است. لذا جهت نامگذاری سنگهای آذرین مورد مطالعه براساس مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی آنها، از رده بندیهای ایمه عمیق منطقه میا می از شیشه، بلورهای ریز فلدسپار و کوارتز تشکیل شده است. لذا جهت نامگذاری سنگهای آذرین مورد مطالعه براساس مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی آنها، از رده بندیهای نورماتیو و شیمیایی استفاده شده است.

۳-۵-۱ ردەبندى نورماتيو

محاسبه نورم، روشی برای تعیین کانی شناسی سنگها براساس نتایج تجزیه شیمیایی آنهاست و یک ردهبندی شبه کانیشناسی را ارائه میدهد. مقادیر کانیهای مجازی به دست آمده از طریق نورم به روشهای مختلف در نامگذاری و رده بندی سنگها استفاده میشوند. نورم (CIPW) پرکاربردترین روش محاسبه نورم است که در آن شیمی سنگ کل به نسبت مولکولی تبدیل میشود و در نهایت، نسبت کانیهای نورماتیو ذوباره با ضرب کردن در وزن مولکولی به درصد وزنی تبدیل می گردد که به نام نورم درصد وزنی شناخته میشود. مقادیر کانیهای نورماتیو سنگهای آداکیتی منطقه چکنه به کمک نرم افزار (GCDkit) تعیین شده است (جدول ۳-۳).

از آنجایی که سنگهای تشکیل دهنده گنبدهای مورد مطالعه دارای هورنبلند هستند، لذا به نظر می-رسد روش مزونورم گرانیت (Mielke and Winkler 1979 Granite Mesonorm) برای تعیین درصد نورماتیو کانیهای تشکیل دهنده آنها مناسب تر باشد. درصد نرماتیو کانیهای موجود در این سنگها عبارت است از: ارتوکلاز (۳/۰ الی ۷/ ۱۹ درصد)، آلبیت (۳۲/۱ الی ۶/۰۵ درصد)، آنورتیت (۳/۱ الی ۲۲/۴ درصد)، کوارتز (۵/۹ الی ۲۹/۹ درصد)، آپاتیت (۲/۰ الی ۳/۰ درصد)، مگنتیت (۶/۰ الی ۱/۳ درصد)، ایلمنیت (۳/۰ الی ۱۹/۹ درصد)، آپاتیت (۲/۰ الی ۳/۰ درصد)، مگنتیت (۶/۰ الی ۱۹ کرندوم (۰ الی ۱۸/۵ درصد)؛ که بر این اساس میتوان نمونه http:// از نوع تراکیت و بقیه نمونهها را داسیت نامگذاری کرد (جدول۳–۳).

۳–۵–۲– رده بندی شیمیایی

یکی از مهمترین و بهترین روشهای رده بندی و نامگذاری شیمیایی سنگها، استفاده از نمودار رده-

بندی مجموع آلکالی (Na₂O+K₂O) در مقابل SiO₂ است که توسط پژوهشگران متعدد نظیر کاکس و همکاران (۱۹۷۹)، میدلموست (۱۹۸۶)، لوباس و همکاران (۱۹۸۶) ارائه شده است. استفاده از سیلیس در طبقهبندی شیمیایی سنگهای آذرین اهمیت خاصی دارد، زیرا مقدار SiO₂ به عنوان اصلی ترین اکسید سازنده سنگهای ماگمایی معمول در زمین، خواص فیزیکی و ساختمانی مذاب را کنترل میکند؛ همچنین استفاده از مقادیر Na₂O و K₂O در محاسبات همراه با سیلیس، از اهمیت بسزایی برخوردار است (میدلموست، ۱۹۹۸).

نام سنگ	تراكيت	داسيت	داسيت	داسيت	داسيت	
Sample NO.	Ch4	Ch1	Ch2	Ch3	Ch5	Average
Orthoclase	19.70	5.71	6.34	2.97	6.94	8.33
Albite	50.62	34.05	35.32	32.11	36.05	37.63
Anorthite	3.11	21.72	22.38	20.9	20.82	17.79
Quartz	5.88	26.59	25.52	29.85	27.44	23.06
Apatite	0.51	0.31	0.28	0.24	0.29	0.33
Magnetite	3.08	1.8	1.76	0.57	1.48	1.74
Ilmenite	0.43	0.32	0.32	0.34	0.26	0.34
Biotite	2.46	8.36	8.01	12.98	6.01	7.56
Amphibole	19.45	0	0	0	0.97	4.08
Corundum	0	1.5	0.4	0.58	0	0.50

جدول ۳-۳ درصد نرماتیو کانیهای موجود در نمونههای گنبدهای نیمهعمیق منطقه چکنه .

الف- نمودار Zr/TiO₂ در مقابل Nb/Y (وینچستر و فلوید،۱۹۷۷) از آنجایی که فرایند دگرسانی سنگ بر روی انتشار و تمرکز عناصر اصلی آن اثر می گذارد، نمودارهای مربوط به عناصر کمیابی که در درجات کم دگرسانی به صورت غیر متحرک باقی میمانند (مانند Zr ، Ti، dN و Y)، می تواند ابزار مفیدتری جهت تعیین ترکیب و ماهیت سنگها باشند. بر اساس نمودار طبقه بندی Zr/TiO₂ در مقابل Nb/Y که در آنها از عناصر کمیاب استفاده شده است، سنگهای مورد مطالعه در محدودههای تراکی آندزیت واقع می شوند (شکل۳-۲-الف)؛ (وینچستر و فلوید،

.(1977)

ب- نمودار Na₂O+K₂O در مقابل SiO₂ لوباس و همکاران، (۱۹۸۶)

در نمودار طبقهبندی Na₂O+K₂O در مقابل SiO₂، نمونههای مورد مطالعه(ch3، ch2، ch1 و ch5) در محدوده داسیت و نمونه ch4 با داشتن کوارتز نرماتیو کمتر از ۲۰ درصد در محدوده تراکیت قرار می گیرند (شکل۳-۲-ب) که با نتایج پترو گرافی نیز ساز گار است (لوباس و همکاران، ۱۹۸۶).



شکل ۳-۲-⊣لف: موقعیت نمونههای گنبدهای آداکیتی منطقه چکنه در نمودار Zr/TiO₂ در مقابل Nb/Y که در محدودههای تراکی آندزیت قرار می گیرند (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷). ب: موقعیت نمونههای گنبدهای آداکیتی منطقه چکنه در نمودار Na₂O+K₂O در مقابل SiO₂ که نمونههای (ch1، ch2 ch3 و ch5) در محدوده داسیت و نمونه ch4 با داشتن کوارتز نرماتیو کمتر از ۲۰ درصد در محدوده تراکیت قرار می گیرند (لوباس و همکاران، ۱۹۸۴).

۳–۶–تعیین سری ماگمایی

یکی از مهمترین کاربرد نتایج تجزیه شیمیایی در مباحث پترولوژی، استفاده از این نتایج در تعیین سری ماگمایی و جایگاه تکتونیکی سنگها میباشد. براین اساس، نمودارهای ژئوشیمیایی مختلفی معرفی شدهاند که بر پایه شیمی سنگ کل استوار هستند. یک سری ماگمایی شامل مجموعهای از سنگهای آذرین با ترکیب شیمیایی مختلف است که از یک ماگمای مادر بر اثر تبلور بخشی حاصل گردیدهاند. علاوه بر تبلور بخشی عوامل دیگری نظیر آلایش ماگمایی نیز میتوانند سنگهای مختلف را در یک سری وابسته کاذب قرار دهند. با استفاده از نمودارهای متمایز کننده مختلف سری ماگمایی و جایگاه تکتونیکی تشکیل سنگهای منطقه و ارتباط بین آنها تعیین میشود.

الف- نمودار مثلثي FeO-(Na2O+K2O)-MgO

نمودار AFM معرفی شده توسط ایروین و باراگار (۱۹۷۱)، تغییرات درصد آهن را در طول تفریق نشان میدهد و قادر است سنگهای آذرین تولوئیتی و کالکآلکالن را از یکدیگر متمایز سازد. با توجه به این نمودار مشاهده میشود که سنگهای مورد مطالعه دارای ماهیت کالکآلکالن میباشند (شکل ۳-۳ الف). از این نمودار چنین استنباط میشود که عموماً سنگهای سری تولوئیتی در مراحل اولیه تفریق، تمایل شدیدی به غنی شدگی آهن از خود نشان میدهند در حالی که، سری کالکآلکالن در عرض نمودار ظاهر میشود زیرا تبلور اولیه اکسیدهای آهن و تیتانیوم، از غنی شدگی نسبی آهن در ترمهای بعدی جلوگیری میکند.

ب- نمودار FeOTotal/ MgO در برابر SiO₂

جهت تعیین سری ماگمایی سنگهای مورد مطالعه نمودار FeO_{Total}/MgO در برابر SiO₂ معرفی شده توسط میاشیرو (۱۹۷۴) برای این منظور مورد استفاده قرار گرفته است. سنگهای مورد مطالعه با توجه این نمودار در محدوده کالکآلکالن قرار می گیرند (شکل۳-۳-ب).

ج – نمودار K2O در مقابل SiO2

با توجه به موقعیت قرار گیری نمونه های مورد مطالعه در نمودار K₂O در مقابل SiO₂ معرفی شده توسط پسرییلو و تیلور (۱۹۷۶)آن ها به سری کالکوآلکالن تعلق دارند (شکل ۳–۳–ج).

د- شاخص اشباع از آلومین ASI

با توجه به درجه اشباع از آلومین سنگهای آذرین به چهار گروه پروآلومین، متاآلومین، سابآلومین، پر آلکالن تقسیم میشوند. مطابق دیاگرام شاند (۱۹۴۳) که بر اساس A/CNK در مقابل A/NK ترسیم شده، نمونههای مورد مطالعه منطقه چکنه ماهیت متاآلومین تا پرآلومین ضعیف نشان میدهند (شکل۳–۳–د). بالا بودن مقادیر S20 و ماهیت پرآلومین سنگهای مورد مطالعه را میتوان با تاثیر رسوبات فرورونده شده و مشارکت آنها در ذوب توجیه کرد (لازارو و همکاران، ۲۰۱۱). در محیطهای کمانی امروزی که مقادیر قابل ۲۰۱۲) می دوب توجیه مراه پوسته اقیانوسی فرورانده میشود، نسبت می در معالیه ماهیت پرآلومین سنگهای مورد مطالعه را میتوان با تاثیر (شکل۳–۳–د). بالا بودن مقادیر S20 و ماهیت پرآلومین سنگهای مورد مطالعه را میتوان با تاثیر رسوبات فرورونده شده و مشارکت آنها در ذوب توجیه کرد (لازارو و همکاران، ۲۰۱۱). در محیطهای کمانی امروزی که مقادیر قابل توجهی رسوب به همراه پوسته اقیانوسی فرورانده میشود، نسبت در Th/Yb در مذاب از ۲ بیشتر است، اما در محیطهای کمانی بدون مشارکت رسوبات، این نسبت در مذاب حاصله به کمتر از ۱ می رسد (وودهد و همکاران، ۲۰۰۱؛ نبل و همکاران، ۲۰۰۹) مقادیر معادیر مقادیر می می می در و همکاران، ۲۰۰۹) مقادیر مقادیر مقادی در محیطهای کمانی مشارکت رسوبات، این نسبت در مدارکت آنها در محیطهای کمانی بدون مشارکت رسوبات، این نسبت در مداب حاصله به کمتر از ۱ می رسد (وودهد و همکاران، ۲۰۰۹؛ نبل ۲ و همکاران، ۲۰۰۹) مقادیر

^{&#}x27; Woodhead

۲ Nebel

نسبت Th/Yb در سنگهای آداکیتی منطقه چکنه تا ۱۲ هم میرسد (میانگین۸۸=Th/Yb) و میتواند مشارکت رسوبات روی ورقه فرورنده را در تشکیل مذاب سازنده سنگهای مزبور پیشنهاد کند.



شکل ۳–۳– موقعیت نمونههای گنبدهای آداکیتی منطقه چکنه در الف-نمودار AFM معرفی شده توسط ایروین و باراگار (۱۹۷۱)، ب-نمودار MgO/ FeO_{Total} MgO در برابر SiO2 از میاشیرو (۱۹۷۴) ج-نمودار K2O-SiO2 معرفی شده توسط پسرییلو و تیلور(۱۹۷۶) همانطور که مشاهده میشود این گنبدها در محدودهی کالک آلکالن واقع میشوند. د-موقعیت نمونههای گنبدهای آداکیتی چکنه در نمودار A/NK-A/NK (شاند، ۱۹۴۳).

۳-۷- نمودارهای چند عنصری بهنجار شده (نمودارهای عنکبوتی)

نمودارهای عنکبوتی جهت بررسی میزان تغییر و تحولات ماگماهای مولد نسبت به ماگماهای اولیه و همچنین منشأ و قرابتهای ژنتیکی آنها از اهمیتی خاصی برخوردارند. در این نمودارها، فراوانی گروههایی از عناصر کمیاب ناسازگار به صورتی قانونمند شدهاند که بتوانند برآوردی از فراوانی این عناصر در کرهی زمین اولیه باشند. با استفاده از این نمودارها میتوان میزان انحراف هر ترکیب را از الگوی ترکیبی اولیه در طی فرآیندهای ذوب بخشی یا تفریق بلوری تعیین کرد.

نمودارهای چند عنصری بهنجار شده براساس گروه بندی عناصر ناسازگار نسبت به یک کانی شناسی خاص ترسیم میشوند (رولینسون، ۱۹۹۳). برای بهنجارسازی نتایج آنالیزها، از مقادیر گوشته-ای یا شخانههای کندریتی استفاده میشود و انحراف از ترکیب اولیه اندازه گیری میشود. در نمودارهای بهنجار شده معمولاً تعداد ۱۵ عنصر به ترتیب افزایش سازگاری از چپ به راست مرتب میشوند. این عناصر (Lu تا La) به گروه عناصر نادر خاکی(REE) معروف هستند و به دلیل تغییر بسیار ملایم شعاع یونی، نمایشگرهای حساسی برای فرآیندهای مختلف آذرین مانند تفریق ماگمایی هستند.

در نمودارهای چندعنصری و بهنجارشده نسبت به کندریت و گوشته اولیه، نمونههای مورد بررسی غنی شدگی از LREE نسبت به HREE و از عناصر خاکی بزرگ یون (A، Ba و R) نسبت به عناصر با قدرت میدان بالا (HFSE) نشان میدهند (شکل ۳-۴). این الگوی عناصر کمیاب از ویژگیهای بارز ماگماهای مرتبط با محیطهای فرورانش میباشد (ویلسون، ۲۰۰۷؛ سان و مک دوناف، ۱۹۸۹).

سنگهای گنبدهای نیمه عمیق منطقه چکنه دارای آنومالی منفی از عناصر Nb ،P ،Ti هستند (شکل ۳-۳). آنومالی منفی از این عناصر توسط کانیهای فرعی و عارضهای فسفردار و تیتاندار (مونازیت، آپاتیت، اسفن، روتیل، ایلمنیت) و بعضی از آمفیبولها (انواع دما- فشار بالای پارگازیتی) کنترل میشود. با افزایش فشار (در رخسارههای آمفیبولیت و اکلوژیت پهنه فرورانش)، حلالیت این فازهای کانیایی در سیالهای آبدار کاهش مییابد و کانیهای یادشده که غنی از عناصر HFS هستند، طی فرایندهای ذوب بخشی در اعماق بیش از ۳۰ کیلومتر، به صورت فازهای دیرگداز در سنگوالدهای آمفیبولیتی و اکلوژیتی حاصل از دگرگونی پوسته اقیانوسی فرورونده، باقی میمانند و با نگهداری این عناصر در ساختار بلوری خود، سبب پیدایش آنومالی منفی در مذاب بخشی تولیدی میشوند (گاتانی، معنود به گوه گوشتهای رویی و متاسوماتیسم کردن آن، سبب ایجاد آنومالی مثبت از عناصر خاکی بزرگ یون (LILE) و آنومالی منفی از عناصر با قدرت میدان بالا (HFSE) می شوند و لذا وجود آنومالی های مثبت و منفی از این عناصر کمیاب در سنگ های منطقه می تواند نشان دهنده تشکیل آن ها در یک پهنه فرورانش باشد (سان و مک دوناف، ۱۹۸۹).

شعاع یونی Sr نزدیک به شعاع یونی Ca است و قادر به شرکت در شبکه پلاژیوکلاز است. Sr طی روند تفریق به علت شعاع یونی زیاد قادر به شرکت در ساختمان کانیهای تشکیل شده در مراحل اولیه تفریق نیست؛ اما در ترمهای پایانی در ساختمان فلدسپار آلکالن و بیوتیت شرکت میکند و مقدار آن در ترمهای حدواسط و اسیدی افزایش مییابد (دروموند و دوفان، ۱۹۹۰). تهیشدگی برای P میتواند در ارتباط با تبلور بخشی آپاتیت باشد (دروموند و دوفان، ۱۹۹۰). Ti نیز آنومالی منفی نشان میدهد که با توجه به شرکت IT در ساختمان کانیهایی نظیر تیتانومگنتیت در مراحل اولیه تفریق و نیز در ساختمان پیروکسنها، منطقی به نظر میرسد(دروموند و دوفان، ۱۹۹۰).



شکل۳-۴ تغییرات فراوانی عناصر REE نرمالیزه شده نسبت به کندریت (بایتون، ۱۹۸۴) و عناصر اصلی و کمیاب نرمالیزه شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک دوناف، ۱۹۸۹)؛ علائم مشابه شکل ۳-۳ است.

۸-۳- خصوصیات سنگشناسی آداکیتها و ماگماتیسم آداکیتی

در ابتدا، کای (۱۹۷۸) آندزیتهای منیزیمدار جزیره آداک در غرب زنجیره آتشفشانی آلئوشین را مورد بررسی قرار داد و ویژگیهای ژئوشیمیایی غیرمعمول مشاهده شده در این سنگها را به تاریخچه پتروژنزی متفاوت آنها در مقایسه با گدازههای معمول حواشی همگرا یعنی آندزیت، داسیت و ریولیت (ADR) نسبت داد. این آندزیتها دارای مقادیر بالای SiO₂ (%۵۰–۵۲) ، MgO (%۵۰۰) و Ni (۱۵۰ppm) و نسبت پایین FeO/MgO (<۱/۲) و مقادیر بالاتر Sr و La/Yb نسبت به گدازههای معمول پهنه فرورانش بودند. به عقیده کای (۱۹۷۸)، این آندزیتها از طریق ذوب بخشی پوسته بازالتی فرورونده اقیانوس آرام تشکیل شدهاند که تا حد رخساره آمفیبولیت یا اکلوژیت دگرگون شده است.

دوفان و دروموند (۱۹۹۰) براساس مطالعات کای (۱۹۷۸)، این سنگهای غیر معمول را تحت عنوان آداکیت نامگذاری کردند. آداکیت، یک واژه پترولوژیکی است که این دو محقق، برای تشریح گروهی از سنگهای آتشفشانی (آندزیت ـ داسیت ـ ریولیت) غنی از سیلیس در کمانهای سنوزوئیک مرتبط با فرورانش لیتوسفر اقیانوسی جوان با سن کمتر یا مساوی ۲۵ میلیون سال ارائه کردند و همچنین خصوصیات شیمی عناصر اصلی و کمیاب این سنگها را به اشتقاق آنها از ذوب بخشی لیتوسفر داغ و جوان فرورونده نسبت میدهند.

مقادیر پائین HREE در آداکیتها منعکس کننده نقش کانیهایی با ضریب توزیع بیشتر از یک برای این عناصر در طول ذوب است (مارتین، ۲۰۰۵). این امر به همراه نسبتهای بالای Sr/Y و La/Yb بیانگر ذوب عمیق سنگهای مافیک در میدان پایداری گارنت یعنی در فشار حداقل Kbar ۱۰-۱۲ هستند (موین،۲۰۰۹). در این فشار پلاژیوکلاز ناپایدار شده و Sr خود را آزاد می کند، در مقابل، گارنت به عنوان فاز مهم پایدار در فشار بالا، مقادیر زیادی از Y و Yb را در خود حفظ می کند.

غالب سنگهای سیلیسی کمان سنوزوئیک که توسط دوفان و دروموند (۱۹۹۰) معرفی شدند حاوی میزان MgO کمتر از ۳ درصد وزنی هستند. فازهای کانیایی معمول در سنگهای آداکیتی غالباً شامل فنوکریستهای پلاژیوکلاز دارای منطقه بندی، هورنبلند و بیوتیت است. فنوکریستهای ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن غایباند (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵؛ وارول و همکاران، ۲۰۰۷) و تنها در آندزیتهای مافیک یافت شده در آلئوشین و مکزیک شناسایی شدهاند (کای، ۱۹۷۸؛ کالموس و همکاران، ۲۰۰۳). آپاتیت، زیرکن، اسفن و تیتانومنیتیت از فازهای فرعی معمول در آداکیتها به شمار میروند (مارتین، ۲۰۰۵).

با توجه به جدول ۳-۴، میانگین مقادیر Yb و Y در سنگهای مورد مطالعه به ترتیب ۸۲۰ و ۸/۰۶ است که در محدوده مقادیر ماگماهای آداکیتی (YV = ۱۸ppm) قرار میگیرند (مارتین، ۱۹۹۹) و الگوهای بهنجارشده عناصر کمیاب سنگهای چکنه دارای مقادیر Y و HREE پایین و Sr و Y/Y بالا مشابه با ماگماهای آداکیتی است که از ذوب سنگهای گارنت آمفیبولیتی در اعماق بیش از ۳۵ کیلومتر سرچشمه گرفتهاند (وانگ و همکاران، ۲۰۰۵). لذا نمونههای سنگی آداکیتی منطقه چکنه به طور قابل انتظاری با ویژگیهای ژئوشیمیایی آداکیتها مشابهت بسیار نزدیک دارند. از سوی دیگر، بر اساس پژوهشهای محققانی نظیر کای (۱۹۷۸)، دوفان و دروموند (۱۹۹۰) و رولینسون و مارتین (۲۰۰۵) که بر روی ترکیبات آداکیتی انجام دادهاند؛ مهمترین ویژگیهای ژئوشیمیایی آداکیتها در ارتباط با ذوب ورقه مقادیر ۴۰

مقادیر میانگین محاسبه شده برای سنگهای منطقه مورد	معيار شناخت آداكيت-	مقادیر و نسبتهای
مطالعه	ها	عناصر
66.67	>56	SiO ₂ (wt.%)
17.11	≥15	Al ₂ O ₃ (wt.%)
1.6	<3	MgO (wt.%)
4.44	>3	Na ₂ O (wt.%)
482.92	>300	Sr (ppm)
فقدان آنومالی منفی	فقدان آنومالي منفى	Eu (ppm)
8.06	<15	Y (ppm)
64.30	>20	Sr/Y
0.82	<1/9	Yb (ppm)
25.03	>16	La/Yb
مقدار خیلی کم	مقدار خیلی کم	HFSE
تمركز خيلى بالا	تمرکز خیلی بالا	LREE
تمركز خيلى پائين	تمركزخيلى پائين	HREE

جدول۳–۴: مقایسه ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگهای مورد مطالعه با ویژگیهای ژئوشیمیایی ماگماتیسم آداکیتی مطرح شده توسط دوفان و دروموند (۱۹۹۰) و کاستیلو (۲۰۰۶).

گنبدهای چکنه در نمودارهای Y در مقابل Sr/Y و Yb_N و Yb_N در مقابل La/Yb) (دوفان و دروموند، ۱۹۹۰) نیز در محدوده آداکیتها و دور از محدوده سنگهای معمول کمان ماگمایی قرار میگیرند (شکل ۳–۵–الف). همچنین، الگوی قرارگیری نمونههای مورد مطالعه بر روی این نمودارها از روند ذوب گارنت آمفیبولت تبعیت میکند (شکل ۳–۵–ب).



شکل ۳–۵ موقعیت نمونههای گنبدهای داسیتی- تراکیتی چکنه در نمودار Y درمقابل Sr/Y و نمودار Yb_N درمقابل ۸(La/Yb) از دوفان و دروموند (۱۹۹۰) که در محدوده آداکیتها قرار می گیرند. علائم مشابه شکل ۳–۳ است.

بررسی و مطالعه گسترده آداکیتها توسط مارتین و همکاران(۲۰۰۵) سبب شدکه آنها را از نظر ترکیبی به دو گروه آداکیتهای غنی از سیلیس و آداکیتهای با سیلیس پایین تقسیمبندی نمایند. این دو گروه آداکیتی از نظر خصوصیات کانی شناسی، ژئوشیمیایی و پتروژنز با هم متفاوتاند که در زیر به اختصار مورد بررسی قرار گرفتهاند.

آداکیتهای غنی از سیلیس(HSA) دارای ترکیب آندزیت هورنبلنددار تا داسیت و ریوداسیت و همچنین فاقد فنوکریستهای پیروکسن هستند. آداکیتهای غنی از سیلیس به عنوان مذابهای حاصل از ذوب لیتوسفر اقیانوسی فرورونده با ترکیب آمفیبولیت گارنت دار در فشار معادل با محدوده پایداری گارنت تفسیر میشود که در طول صعود از گوه گوشتهای با پریدوتیت آن واکنش دادهاند (مارتین، ۲۰۰۵). بهعلاوه، این مذاب در خلل عبور از میان پریدوتیت گوشتهای، آن را متحمل متاسوماتیسم کرده و خود نیز به مرور مصرف میشود (راپ، ۲۰۰۶). اما زمانی که نسبت مذاب ورقه فرورو به پریدوتیت بالا باشد، در خلال متاسوماتیسم تمام مذاب مصرف نشده، بنابراین مذاب آلایش یافته (با ترکیب آداکیت) صعود کرده و به درون پوسته و یا به سطح میرسد (شیانو و همکاران، ایفته (با ترکیب آداکیت) صعود کرده و به درون پوسته و یا به سطح میرسد (شیانو د ۱۹۹۵). به طور کلی میتوان گفت که آداکیتهای غنی از سیلیس شاخص مذابهای ورقهای حاصل از ذوب سنگهای مافیک لیتوسفر اقیانوسی فرورونده در فشار بالا است (گستره پایداری گارنت در رخسارهی گارنت آمفیبولیت).

بین آداکیتهای غنی از سیلیس و سریهای تونالیت- ترنجمیت- گرانودیوریت (TTG) اواخر آرکئن شباهت ژئوشیمیایی زیادی وجود دارد. علیرغم این همپوشانی ژئوشیمیایی، آداکیتها در مقایسه با TTG مافیکترند و به وسیله مقادیر بالایی Ni ، Mg ، Sr و Cr از TTG تمیز داده میشوند. به نظر کاندی (۲۰۰۵)، TTG حاصل ذوب بخشی پوسته آبدار زیرین هستند درحالی که، ماگماهای آداکیتی غنی از سیلیس عمدتاً از ذوب بخشی لیتوسفر اقیانوسی فرورو تولید میشوند.

آداکیتهای کم سیلیس (LSA) با ترکیب آندزیتی و بازالتی حاوی فنوکریست پیروکسن هستند. این گروه آداکیتی از مذاب حاصل از ذوب پریدوتیت گوشتهای متاسوماتیسم شده حاصل می شوند که ترکیب آن در اثر واکنش با مذاب ورقه اقیانوسی (در نسبت مذاب به پریدوتیت پائین) تغییر کرده است (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵).

این دو گروه آداکیتها در مقادیر Nb ، MgO و Sr/Y و Sr/Y تفاوت آشکاری را نشان میدهد. بطوریکه HSA در مقایسه با LSA ،حاوی مقادیر پائین ر MgO هستند. همچنین مقادیر MgO ،CaO و Ni در آداکیتهای سیلیس بالا نسبت به آداکیتهای سیلیس پایین کمتر است.

همان طوری که در شکل ۳-۶ مشاهده می شود سنگهای آداکیتی منطقه چکنه در کلیه نمودارها در محدوده HSA قرار می گیرند و بنابراین به نظر می رسد که ماگمای مادر آن ها از ذوب لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس شاخه سبزوار بوجود آمده است.



شکل ۳-۶ نمودارهای متمایز کننده آداکیتهای سیلیس بالا(HAS) و آداکیتهای سیلیس پایین (LSA) (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵). همانطور که مشاهده میشود گنبدهای آداکیتی منطقه چکنه از نوع سلیس بالا می باشند. علائم مشابه شکل۳-۳ است.

۹-۹- محیط زمینساختی تشکیل سنگهای آداکیتی چکنه

ویژگیهای ژئوشیمیایی و پترولوژیکی سنگهای آذرین ممکن است مستقیماً با محیط زمینساختی تشکیل آنها مرتبط باشد. هرچند، فرایندهایی مانند دگرسانی بعد از جایگزینی ممکن است ویژگیهای کانی شناسی و ژئوشیمیایی اولیه سنگهای آذرین را تغییر دهد و بنابراین در بازسازی شرایط دیرینه زمین ساخت مشکلاتی را ایجاد کند. در این بخش، به منظور تشخیص جایگاه زمین ساختی و منشأ احتمالی تشکیل ماگمای کالکوآلکالن سازنده سنگهای آداکیتی چکنه از تعدادی نمودار تمایز تکتونوماگمایی استفاده شده است. اساس پایه گذاری این نمودارها، ترکیب شیمی سنگ کل است. در ترسیم نمودارهای تمایز محیط زمین ساختی از عناصری استفاده شده است که نسبت به فرایندهای ثانویه و دگرسانی حساس نباشند و توسط یک روش تجزیهای ساده، به سرعت و با دقت خوب حتی در غلظتهای پائین به آسانی قابل اندازه گیری باشند (رولینسون، ۱۹۹۳).

پیرس و همکاران (۱۹۸۴)، تعدادی نمودار تمایز تکتوماگمایی سنگ کل برای گرانیتوئیدها معرفی کردهاند که بر پایه تغییرات عناصر Nb-Y-Rb و Ta-Yb-Rb میباشد. این عناصر به عنوان تمایزگرهای بسیار مؤثر برای بیشتر انواع گرانیتوئیدهای پشته اقیانوسی(ORG) گرانیتوئیدهای درون صفحهای (WPG) گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی(VAG) و گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد (COLG-syn) گرانیتوئیده می کمان آتشفشانی(VAG) و گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد (COLG-syn)برگزیده شدهاند. همان طوری که در شکلهای ۳-۷ (الف و ب) دیده می شود سنگهای آداکیتی منطقه چکنه در محدوده گرانیتهای کمان آتشفشانی(VAG) قرار می گیرند. هم چنین از نمودارهای تمایز تکتونیکی شاندل و گوتن (۲۰۰۲) نیز برای تعیین محیط تکتونیکی آداکیتهای منطقه چکنه استفاده شد که در این نمودارها نیز سنگهای مورد مطالعه در محدوده حاشیه فعال قاره قرار گرفتند (شکل ۳-۷-ج و د).

ژوتو و موری (۱۹۹۷) کمانهای آتشفشانی را بر اساس نسبت Yb/Ce آنها به دو دسته غنی شده وکمتر غنی شده تقسیم کردهاند. اگر این نسبت بیشتر از ۱۵ باشد (Ce/Yb>)، کمان از نوع غنی شده و چنانچه کمتر از ۱۵ باشد(Ce/Yb<15)، از نوع کمتر غنی شده است. میانگین این نسبت در سنگهای منطقهی مورد بررسی(۴۱/۹ =Ce/Yb) بوده (جدول۳-۲) و حاکی از وابستگی نمونهها به یک کمان غنی شده است. این غنی شدگی میتواند از دگرنهادی شدید خاستگاه گوشتهای، نرخ پایین ذوب بخشی محل خاستگاه و آلودگی ماگما با مواد پوستهای ناشی شده باشد(قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹).

همان طوری که از نمودارهای تعیین محیط تکتونیکی که در بالا اشاره شد استنباط می شود، سنگهای آداکیتی منطقه چکنه در یک محیط فرورانش تشکیل شدهاند. این موضوع با جهت شیب لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس شاخه سبزوار که در طی فرورانش به سمت شمال بوده نیز سازگار است. این مطالب به همراه ویژگیهای ژئوشیمیایی آنها که نشان دهنده سرچشمه گرفتن ماگمای والد آن-ها از ذوب لیتوسفر اقیانوسی میباشد نشان میدهد که فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس شاخه سبزوار سبب تشکیل این گنبدها در طی میوسن شده است.



همکاران (۱۹۸۴) که در محدوده کمان اتشفشانی (VAG) واقع می شوند. ج و د: موقعیت نمونه های آداکیتی منطقه چکنه در این دیاگرام نیز آداکیتی منطقه چکنه در این دیاگرام نیز اکثرا در محدوده حاشیه فعال قاره قرار می گیرند. علائم مشابه شکل ۳–۳ است.

فصل چهارم

پتروژنز

گنبدهای نیمه عمیق نوار آتشفشانی جنوب قوچان، در بخش شمالی نوار افیولیتی سبزوار واقع شده است که دارای ترکیب داسیت، تراکیت به سن میوسن است. این سنگها غالبا روی یک پی سنگ الیوین بازالتی به سن ائوسن تا میوسن زیرین قرار گرفته است. شواهد ژئوشیمیایی موجود نشان می-دهد که این گنبدها احتمالا از ذوب لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس شاخه سبزوار تشکیل شدهاند. در اثر تداوم فرورانش پوسته اقیانوس نئوتتیس به درون گوشته و هضم آن، آخرین فراوردههای ماگمایی آن تا پلیو- پلیوستوسن نیز ادامه داشتهاند. با توجه به اینکه 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 نتیجه از افیولیتها به سمت شمال، سن ماگماتیسم بهترتیب از ائوسن به پلیو-پلیوستوسن کاهش یافته است (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹). لذا به نظر میرسد که یک ارتباط زایشی بین ماگماتیسم گسترده آداکیتی در زون افیولیتی سبزوار با گنبدهای آداکیتی قوچان اسفراین وجود دارد.

بهطورکلی، سنگهای آداکیتی میتوانند از سه محل منشأ متمایز تشکیل شوند که عبارتاند از: ۱- ذوب بخشی لیتوسفر اقیانوسی فرورونده با ترکیب بازالتی که مذاب حاصل در طی صعود با پریدوتیت گوه گوشتهای مسیر عبور واکنش داده است؛ ۲- ذوب بخشی پوسته قارهای زیرین در اعماق بیش از ۴۰ کیلومتر؛ ۳- ذوب گوه گوشتهای پریدوتیتی متاسوماتیسم شده که ترکیب آن توسط سیالها و مذابهای فلسیک ناشی از ذوب لیتوسفر اقیانوسی فرورونده دچار تحول شده است (مارتین، ۱۹۹۹؛ مارتین و همکاران، ۲۰۰۵؛ وانگ و همکاران۲۰۰۸).

۲-۴-تعیین منشا سنگهای آداکیتی مورد مطالعه

ژو و وانگ (۱۹۸۳) با به کارگیری تعدادی از نمودارهای تغییرات اکسید عناصر اصلی، نسبت این اکسیدها و تغییرات عناصر کمیاب در مقابل درصد وزنی SiO₂ نمودارهای هارکر به بررسی منشأ ماگماهای آداکیتی پرداختهاند. در این بخش، از شش نمودار معرفی شده توسط ژو و همکاران (۱۹۸۳)، که بعدها توسط پژوهشگران دیگر مانند وانگ و همکاران (۲۰۰۴ و ۲۰۰۶)، تصحیح و تکمیل شد، یعنی نمودارهای تغییرات[#]MgO، MgO، 200، 2013، 2013 و عناصر کمیاب Th و Vb در مقابل درصد وزنی SiO2 برای تعیین منشأ احتمالی ترکیبات آداکیتی منطقه چکنه استفاده شده است. اگرچه، میادین مشخص شده بر روی این نمودارها یعنی میدان آداکیتهای مشتق شده از ذوب لیتوسفر اقیانوسی فرورو، آداکیتهای حاصل از پوسته قارهای تحتانی و آداکیتهای حاصل از ذوب پوسته فروافتاده در گوشته در اکثر این نمودارها با یکدیگر همپوشانی نزدیکی دارند، گنبدهای داسیتی-تراکیتی منطقه چکنه با ویژگی بارز کالک آلکالن و آداکیتی، در میدان آداکیتهای مشتق شناف شده از ذوب لیتوسفر اقیانوسی فرورو قرار میگیرند. همچنین لازمه دستیابی به یک نتیجه قابل قبول شده از ذوب لیتوسفر اقیانوسی فرورو قرار میگیرند. همچنین لازمه دستیابی به یک نتیجه قابل قبول و دقیق تر شاید توسعه دیدگاه در مقیاس وسیع تر و مقایسه با تعدادی از آداکیتهای منطق شناخته شده ایران باشد. لذا، نتایج آنالیزهای شیمیایی جمشیدی (۲۰۱۵) شمال باشتین (منطقه سبزوار)، قاسمی و همکاران (۱۳۸۹) جنوب قوچان (منطقه مشکان)، یوسفی (۲۰۱۷) جنوب شرق شاهرود نمونههای آداکیتی منطقه چکنه نیز مورد استفاده قرار گرفته است، و محدوده این آنالیزها بر روی نمودارهای وانگ ترسیم شده است؛ همچنین موقعیت این مناطق بر روی شکل ۴–۱ مشخص شدهاند نمودارهای وانگ ترسیم شده است؛ همچنین موقعیت این مناطق بر روی شکل ۴–۱ مشخص شدهاند در زیر به بررسی این مناطق ویژوهشهای انجام شده بر روی این مناطق و نمودارها و محدودههای ترسیم شده از روی آنالیزهای این مناطق و همچنین نمونههای مورد همانعه منطاعه مناودند.

جمشیدی (۲۰۱۵) شمال باشتین منطقه سبزوار

ماگماتیسم آداکیتی سبزوار در ابتدای ائوسن که غالبا در داخل مجموعه افیولیتی سبزوار (در جنوب تا شمال این نوار) رخنمون دارد و در گروه آداکیتهای مشتق شده از ذوب بخشی ورقه فرورانده اقیانوسی (اقیانوس سبزوار) طبقه بندی میشود (جمشیدی و همکاران ۲۰۱۵). مطالعات پتروگرافی بر روی مقاطع نازک تهیه شده از نمونههای پساافیولیتی زون سبزوار بیانگر دو طیف ترکیبی حدواسط و اسیدی بوده و با توجه به مطالعات ژئوشیمیایی، نمونههای حدواسط (%SiO – ۵۵ = SiO) از بخش شمالی در محدوده آندزیت، تراکیآندزیت، تراکیت و داسیت-ریوداسیت و نمونههای اسیدیتر (%wt



تمامی نمونههای پساافیولیتی از ماهیت کالکوآلکالن، متاآلومین تا پرآلومین برخوردار هستند. الگوی تغییرات اکسید عناصر اصلی، عناصر کمیاب سازگار و ناسازگار بیانگر وجود یک منشأ ماگمایی مشترک برای سنگهای پساافیولیتی زون سبزوار و نقش مهم تبلور تفریقی در خلال تحول ماگماست . ویژگیهای ژئوشیمیایی مشاهده شده بر روی نمودارهای چند عنصری مانند غنی شدگی از LILEs و تهی شدگی از ماگماهای کالکوآلکالن مناطق فرورانش است.

از طرف دیگر، ترکیبات حدواسط بخش شمالی از تمرکز بالای Sr (میانگین466 ppm) ، نسبت بالای (Sr/Yمیانگین ۵۶) و مقادیر پائین Y و Yb با در مقایسه با ماگماتیسم معمول قوس برخوردار هستند. نمونههای ریولیتی بخش جنوبی افیولیت سبزوار نیز حاوی تمرکزهای بالا و متغییر Sr ،نسبت بالا Sr/Y (میانگین ۱۳۳) و مقادیر پائین Y و Yb هستند. این خصوصیات به همراه مقادیر بالای Na₂O وAl₂O₃ درتمامی نمونههای پساافیولیتی با محدوده مقادیر این عناصر در ماگماهای آداکیتی غنی از سیلیس (HSA) کمان ماگمایی (دوفان و دروموند، ۱۹۹۰؛ مارتین و همکاران، ۲۰۰۵) همخوانی بسیار نزدیک دارد. نتایج سن سنجی U-Pb به روش(SHRIMP II) بر روی کانی-های زیرکن جدا شده از چهار نمونه سنگی اسیدی بخش جنوبی و چهار نمونه حدواسط بخش شمال افیولیت سبزوار از همخوانی بسیار نزدیکی برخوردار هستند و محدوده سنی ۰/۹۸±۴۰/۸۶ تا 1±٨/Δ۰ میلیون سال را نشان میدهند. مطالعات پتروژنزی و تعیین محیط تکتونیکی تشکیل ماگما براساس ترکیب شیمی سنگ کل و فازهای کانیایی بیانگر تشکیل سنگهای پساافیولیتی زون افیولیتی سبزوار در یک محیط کمان آتشفشانی است. با توجه به مجموع ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگهای پساافیولیتی مورد نظر، تشکیل ماگمای آداکیتی سازنده آنها از ذوب ورقه فروروی اقیانوسی در مقایسه با یک منبع پوسته قارمای تحتانی محتمل تر است. همچنین، نتایج آنالیز ایزوتوپی Sm- Nd و Rb-Sr سنگ کل نشان دهنده مقادیر نسبتهای ایزوتوپی اولیه Rb-Sr «۴۵Sr (۷۰۳۷۹۰/ تا ۲۰۴۷۵۸) و مقدار ENd در این سنگها بالا و مثبت (۵/۲۶+ تا ۶/۹۴+) میباشد.که مشابه با این مقادیر در ترکیبات MORB هستند و با ویژگیهای ایزوتوپی ترکیبات آداکیتی حاصل از ذوب ورقه-های اقیانوسی فرورانده شده سنوزوئیک مطابقت دارند. ویژگیهای ژئوشیمیایی مانند تهیشدگی از Y) HREE (و Yb) نسبت بالای Sr/Y انطباق منفی تغییرات نسبت Nb/Ta در برابر Zr/Sm به همراه همبستگی مثبت Sr/Y در مقابل SiO₂ بازگوکننده تشکیل ماگمای سازنده سنگهای پساافیولیتی زون سبزوار از ذوب بخشی یک منبع گارنت آمفیبولیتی یا اکلوژیتی ناشی از دگرگونی ورقه اقيانوسي فرورانده سبزوار است.

قاسمی و همکاران (۱۳۸۹) جنوب قوچان منطقه مشکان

براساس مطالعات قاسمی و همکاران (۱۳۸۹) سن K-Ar سنگ کل نمونههای داسیتی تا آندزیتی منطقه مشکان در محدوده (۵/۰±۵/۹۱_۸/۰±۲/۹) میلیون سال قرار می گیرند و با توجه به نسبتهای بالای Sr/۲ و K(La/Yb) مقادیر پایین Y به همراه نسبتهای پایین Sr/⁸⁶Sr (کمتر از ۱۹۷۰) در تعدادی از این نمونههای سنگی، ذوب بخشی یک منبع گارنتدار مرتبط با پوسته اقیانوسی دگرگون شده نئوژن سبزوار به عنوان منشا آنها مانند گنبدهای نیمه آتشفشانی منطقه چکنه درنظر گرفته شده است. از طرف دیگر، تعدادی از نمونههای سنگی مشکان تنها 1±۲/۲ میلیون سال سن دارند (شبانیان و همکاران، ۲۰۱۲؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹)، بنابراین، شاید به راحتی نتوان رخداد این سنگها را تنها به ماگماهای حاصل از ذوب بخشی ورقه فرورانده شده اقیانوس سبزوار نسبت داد. این امر به همراه نسبتهای بالاتر ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (بیش از ۲۰/۲) در غالب نمونههای داسیتی منطقه مشکان و چکنه فرضیه ذوب پوسته مافیک قارهای تحتانی با گارنت باقیمانده در محل منبع را مطرح می کند (شبانیان و همکاران، ۲۰۱۲).

بنابر عقیده شبانیان و همکاران (۲۰۱۲) رخداد فورانهای آداکیتی دراز مدت در منطقه مشکان و منطقه چکنه در فاصله ۲۰ میلیون سال پس از فرورانش لیتوسفر اقیانوسی سبزوار (انتهای پالئوسن)، با فرضیه بالازدگی گوشته و ذوب پوسته قارهای تحتانی در یک محیط کششی توجیه پذیرتر است تا تشکیل آنها از مذابهای حاصل از ذوب مستقیم ورقه فرورونده. در این فرضیه، برای آنکه اسلب اقیانوسی نسبتا قدیمی (سرد شده) ذوب شود و آداکیتهای منتج از ذوب اسلب تشکیل شوند، نیاز به یک منبع حرارت اضافه در سیسم است تا قبل از دیهیدراته شدن اسلب سبب ذوب اسلب شود. در غیر اینصورت اسلب دیهیدراته شده ذوب نخواهد شد. برخی پژوهشگران اعتقاد بر حرارت اضافه ناشی از Torh اسلب دارند (عمرانی و همکاران، ۲۰۰۸). بالاآمدن استنوسفر از طریق دریچه اسلب درنتیجه گسیختگی ورقه فرورو (for-kabb break می)، شرایط دمایی مناسب برای ذوب پوسته قارهای تحتانی ضخیم منطقه مشکان و منطقه چکنه و در نهایت تشکیل مذاب آداکیتی را فراهم کرده است (شبانیان و همکاران، ۲۰۱۲). یوسفی (۲۰۱۷) جنوب شرق شاهرود نوار ماگمایی ترود-احمدآباد

از جمله موارد دیگر ماگماتیسم آداکیتی که حاصل فرورانش نئوتتیس و اقیانوس سبزوار (شاخهی درونه) است، می توان به ماگماتیسم آداکیتی پس از ائوسن نوار ماگمایی ترود احمدآباد در جنوب شرق شاهرود اشاره کرد که توسط یوسفی (۲۰۱۷) بررسی شده است. با توجه به ویژگیهای ژئوشیمیایی مانند میزان HREE پایین و LREE پایین به همراه سایر ویژگیها از جمله SiO₂، Na₂O بیش از ۳درصد، Al₂O3 بیش از ۱۶ درصد، Yb پایین تر از(A ppm) ، Y کمتر از (۱۸ ppm)، نبود آنومالی منفی Eu ، آنومالی منفی Nb و آنومالی مثبت Sr و نسبت K₂O به K₂O (۲۲۶ppm) منفی Eu ۱/۰۰۶ppm) شباهت سنگهای آذرین نیمه عمیق نوار ماگمایی ترود احمد آباد، که شامل آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت و تراکی داسیت به سنگهای آداکیتی منطقه چکنه آشکار میباشد. سنگهای آداکیتی نوار ماگمایی ترود⊣حمد آباد بر اساس ویژگیهای ژئوشیمیایی به دو گروه HSA و LSA تقسیم میشوند. آداکیتهای غنی از سیلیس به عنوان مذابهای حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی فرورانش یافته با ترکیب گارنت آمفیبولیتی در فشار معادل با محدوده پایداری گارنت تفسیر میشوند، که بیشتر در طی عبور از گوه ی گوشتهای با آن واکنش دادهاند. در این مذابها در هنگام بالا آمدگی و برهم کنش با پریدوتیت گوشتهای، ترکیب عناصر اصلی تغییر میکند. اما دیگر ویژگیها مانند نسبت عناصر خاکی کمیاب کمتر تغییر میکنند. ویژگیهای زمین شیمیایی به همراه سرشت سنگ شناسی و زمینشناسی این منطقه، ریشه گرفتن ماگمای آداکیتی سیلیس پایین سازنده این سنگها از ذوب بخشی گوهی گوشتهای پریدودیتی متاسوماتیسم شده همراه با مشارکت سیالهای آزاد شده از ليتوسفر اقيانوسی فرورونده (شاخه سبزوار-درونه) را تائيد می *کند. همچنين نسبت ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr بين* ۷۰۳۷۴۶/ و ۷۰۵۳۱۴/ قرار دارد و مقدار ENd در این سنگها بالا و مثبت (۳/۶۹+ تا ۶+) می باشد که آنها را در محدوده آداکیتهای مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورانش یافته سنوزوئیک قرار می-دهد. با توجه به مجموعه دادههای سنی برای این گروه سنگی، محدوده سنی ۲/±۳۵/۵ تا ۴۱/۴+۴۱ میلیون سال در نظر گرفته شده است.

پانگ و همکاران (۲۰۱۶) منطقه انار استان کرمان

تعدادی از محققین از جمله پانگ (۲۰۱۶) ماگماتیسم آداکیتی غنی از سیلیس منطقه انار را به فرورانش نئوتتیس و ایجاد دریچه اسلب (ورقه فرورو) در یک پهنه فرورانش با شیب تند نسبت دادهاند. همچنین سن این آداکیتهای یک تا دو میلیون سال برآورد شده است (پانگ و همکاران، ۲۰۱۶).

تعداد زیادی از مدلهای ارایه شده، یک زمان تاخیری ۱۰ تا ۲۰ میلیون ساله را برای گسیختگی ورقه فرورو، بعد از شروع تصادم پیشنهاد میکنند (مانند وان هونن و آلن، ۲۰۱۱) که با زمان شروع گسیختگی ورقه نئوتتیس در ۵±۱۰ میلیون سال پیش مطابقت دارد (عمرانی و همکاران، ۲۰۰۸).

اکنون به بررسی این مناطق بر روی نمودارهای مورد بحث می پردازیم همانطور که گفته شد منشا ماگماهای آداکیتی سبزوار (جمشیدی، ۲۰۱۵) و منطقه مشکان و چکنه لیتوسفر اقیانوسی فرورونده سبزوار است و منطقه جنوب شرق شاهرود (یوسفی، ۲۰۱۷) نیز مربوط به فرورانش نئوتتیس شاخه درونه است بنابراین با توجه به هم منشا بودن ماگماتیسم این مناطق در این نمودارها مناطق مذکور به صورت واحد نسبت به تغییرات SiO₂ بحث می شوند.

SiO₂ الف) نمودار Mg[#] و Mg^{d} در برابر

گنبدهای داسیتی–تراکیتی منطقه چکنه با ویژگی بارز کالک آلکالن و آداکیتی، در نمودار تغییرات MgO در مقابل SiO2 (شکل۴−۲–الف)، معرفی شده توسط وانگ و همکاران (۲۰۰۶)، در میدان آداکیتهای مشتق شده از ذوب لیتوسفر اقیانوسی فرورو قرار میگیرند. تعدادی از این نمونهها همچنین در محدوده آداکیتهای حاصل از ذوب پوسته قارهای تحتانی قرار میگیرند. جهت بررسی اینکه کدامیک از اینها میتواند منشا آداکیتهای منطقه چکنه باشد، از نمودار [#]gM در مقابلSiO2 استفاده شده. همانطور که در شکل ۴−۲–ب مشاهده میشود کلیه نمونههای مورد مطالعه در محدوده آداکیتهای مشتق شده از لیتوسفر اقیانوسی فرورو قرار میگیرند. همچنین همانطور که مشاهده می شود سنگهای آداکیتی منطقه چکنه در محدوده نمونههای قاسمی و همکاران (۱۳۸۹) و جمشیدی و همکاران (۲۰۱۵) قرار میگیرند که با منشاگیری ماگمای والد سنگهای چکنه از ذوب لیتوسفر
اقيانوسي فرورونده همخواني دارد.



شکل ۴–۲- الف-موقعیت نمونههای گنبدهای داسیتی–تراکیتی منطقه چکنه در نمودار MgO در مقابل SiO₂ (وانگ و همکاران، ۲۰۰۶) که در محدوده آداکیتهای حاصل از ذوب لیتوسفر اقیانوسی واقع میشوند. ب-موقعیت نمونههای گنبدهای داسیتی–تراکیتی چکنه در نمودار [#]Mg در مقابل SiO₂ (وانگ و همکاران، ۲۰۰۶) که در محدوده آداکیتهای حاصل از ذوب لیتوسفر اقیانوسی واقع میشوند. علائم مشابه شکل ۳–۳ است.

ب) نمودارهای P2O5 و TiO2 در مقابل SiO2

در نمودارP2O5 و TiO2 در مقابل SiO2 (شکل ۴–۳-الف و ب) آداکیتهای حاصل از ذوب لیتوسفر اقیانوسی فرورو و آداکیتهای ناشی از پوسته قارهای تحتانی همپوشانی زیادی دارند و نمونههای منطقه چکنه در فصل مشترک این دو محدوده واقع می شوند. سنگهای مورد مطالعه در محدوده آداکیتهای مطالعه شده توسط قاسمی و همکاران (۱۳۸۹) واقع می شوند که منشا آداکیتهای خودشان را به ذوب لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس شاخه سبزوار نسبت دادهاند. یکی از نمونهها در محدوده آداکیتهای انار (ناشی از دریچه اسلب) واقع می شود. بنابراین این نمودارها نیز منشا گرفتن آداکیتهای منطقه چکنه از ذوب لیتوسفر اقیانوسی را تائید می کنند.

ج) نمودار Al2O3 در برابر SiO2

اگرچه در نمودار Al₂O₃ در مقابل SiO₂ (شکل۴–۳–ج) محدوده آداکیتهای ناشی از ذوب لیتوسفر اقیانوسی و پوسته قارهای تحتانی همپوشانی کمتری دارند، ولی متاسفانه آداکیتهای منطقه چکنه در فصل مشترک این دو محدوده واقع شدهاند. بنابراین از آنالیزهای قاسمی و همکاران (۱۳۸۹)، جمشیدی وهمکاران (۲۰۱۵) وپانگ و همکاران (۲۰۱۶) برای مشخص کردن منشا سنگهای مورد مطالعه استفاده شد. همانطور که مشاهده میشود سنگهای آداکیتی منطقه چکنه در محدوده نمونه-های قاسمی و همکاران (۱۳۸۹) و جمشیدی و همکاران (۲۰۱۵) قرار میگیرند که با منشاگیری ماگمای والد سنگهای چکنه از ذوب لیتوسفر اقیانوسی فرورونده همخوانی دارد.

و) نمودارهای عناصر کمیاب Yb وTh در برابر SiO2

در نمودارهای Yb و Th در مقابل SiO₂ (شکل ۴–۴–الف و ج) آداکیتهای حاصل از ذوب لیتوسفر اقیانوسی فرورو و آداکیتهای ناشی از پوسته قارهای تحتانی با هم همپوشانی دارند و نمونههای منطقه چکنه در فصل مشترک این دو محدوده واقع میشوند. سنگهای مورد مطالعه در محدوده آداکیتهای مطالعه شده توسط قاسمی و همکاران (۱۳۸۹) واقع میشوند که منشا این آداکیتها را به ذوب لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس شاخه سبزوار نسبت دادهاند. در نمودار Th درمقابل SiO₂ یکی از نمونهها در محدوده آداکیتهای انار (ناشی از دریچه اسلب) واقع میشود. بنابراین این نمودارها نیز منشا گرفتن آداکیتهای منطقه چکنه از ذوب لیتوسفر اقیانوسی را تائید میکند.



شکل ۴-۳-الف-موقعیت گنبدهای آداکیتی منطقه چکنه در نمودار P2O₅ در مقابل SiO₂ (وانگ و همکاران، ۲۰۰۶) که در محدوده آداکیتهای حاصل از ذوب لیتوسفر اقیانوسی واقع می شوند. ب- موقعیت گنبدهای آداکیتی منطقه چکنه در نمودار TiO₂ در مقابل SiO₂ (وانگ و همکاران، ۲۰۰۶) که در محدوده آداکیتهای حاصل از ذوب لیتوسفر اقیانوسی واقع می شوند. ج-موقعیت گنبدهای آداکیتی منطقه چکنه در نمودار Al₂O₃ در مقابل SiO₂ (وانگ و همکاران، ۲۰۰۶) که در محدوده آداکیتهای حاصل از ذوب لیتوسفر اقیانوسی واقع می شوند. ب- موقعیت گنبدهای آداکیتی منطقه چکنه



شکل ۴-۴-موقعیت گنبدهای آداکیتی چکنه الف-در نمودار Yb در مقابل SiO₂ (وانگ و همکاران، ۲۰۰۶) که در محدوده آداکیتهای حاصل از ذوب لیتوسفر اقیانوسی واقع میشوند. ب-در نمودار Th در مقابل SiO₂ (وانگ و همکاران، ۲۰۰۶) که در محدوده آداکیتهای حاصل از ذوب لیتوسفر اقیانوسی واقع میشوند. علائم مشابه شکل ۳-۳.

تعدادی از این نمونه انیز خارج محدوده های معرفی شده قرار گرفته اند. نمونه های مورد مطالعه، حاوی مقادیر پائین (MgO) (میانگین ٪/۱/۶wt)و Ni (میانگین ۱۴/۹۶ppm) و مقادیر بالای SiO2 (بیش از ٪/۲۰۰۳) هستند. همچنین، تمامی نمونه های مورد مطالعه از مقادیر بالایAl₂O₃ (میانگین //۱۱/۱۱/۱۱ و Na₂O2 (میانگین ٪/۴۴۴wt) برخوردارند که احتمال وجود یک منشأ حاصل از فروافت پوسته تحتانی درون گوشته و ذوب بعدی آن را برای سنگهای مورد مطالعه کمتر ۴۴ کیلومتر (جمشیدی، ۱۳۹۴). همچنین با توجه به اینکه عمق موهو در منطقه مورد مطالعه کمتر ۴۴ کیلومتر میباشد (دهقانی و مارکیز، ۱۹۸۳) لذا بنا به عقیده وانگ و همکاران (۲۰۰۶) پوسته پایینی نمیتواند مسئول ایجاد ماگماهای آداکیتی چکنه محسوب شود.

از طرف دیگر، به منظور مقایسه پتروژنز سنگهای گنبدهای آداکیتی چکنه با موارد مشابه در سایر نقاط جهان، از دادههای ژئوشیمیایی و ایزوتوپی سنگهای آداکیتی مرتبط با فرورانش سنوزوئیک در کمربند کوهزایی پونتید شرقی در شمال شرق ترکیه استفاده شده است (ایوب اغلو و همکاران، ۲۰۱۱ و ۲۰۱۲). کمربند کوهزایی یادشده یک نمونه خوب حفظ شده از سری قوسهای قارهای مرتبط با کمربند آلپ-هیمالیاست و به منزله یکی از مهم ترین محیطهای ژئودینامیکی کوهزایی الپ تلقی میشود. ماگماتیسم آداکیتی سیلیس بالا یادشده همراه با مقادیر بالای Sr/Y و La/Yb و نیز مقادیر پائین Y از تقریباً ۵۶ میلیون سال (انتهای پالئوسن- ابتدای ائوسن) شروع و در طول زمان به سمت شمال مهاجرت کرده است و در ۴۷ میلیون سال پیش (ائوسن میانی) به اوج خود رسیده است (ایوب اغلو و همکاران، ۲۰۱۱ و ۲۰۱۲). پژوهشگران یادشده، ماگماتیسم آداکیتی شمال شرق ترکیه را به فرورانش نئوتتیس و ایجاد دریچه اسلب (ورقه فرورو) در یک پهنه فرورانش با شیب تند نسبت دادهاند. ویژگیهای بسیار مشابه زمین شناسی، ژئوشیمیایی و ایزوتوپی سنگهای آداکیتی پونتید شرقی با گنبدهای نیمه عمیق چکنه سبب انتخاباین سنگها جهت مقایسه شده است. لذا میدان آداکیتهای سنوزوئیک مرتبط با دریچه اسلب در پونتید شرقی در تعدادی از نمودارهای پتروژنزی مشخص شده است. با توجه به نمودارهای Ni و Mg[#] در مقابل SiO₂ و TiO₂ در برابر SiO₂ (شکل۴-۵) سنگهای آداکیتی منطقه چکنه در محدوده ماگماهای آداکیتی حاصل از ذوب یوسته اقیانوسی فرورو (وانگ و همکاران، ۲۰۰۶)، همپوشان با میدان آداکیتهای سنوزوئیک پونتید (ایوباغلو و همکاران، ۲۰۱۱) قرار گرفتهاند. همچنین با توجه به محدودههای اضافه شده بر روی نمودارهای #Mg در مقابل SiO₂ و SiO₂ در برابر SiO₂ (شکل۴–۵) که در مبحث قبل مطرح شد، مشاهده می شود که محدودههای آنالیزهای مربوط به قاسمی (۱۳۸۹)، یوسفی(۲۰۱۷) و جمشیدی (۲۰۱۵) هم پوشان با محدوده آداکیتهای سنوزوئیک(ایوب اغلو و همکاران،۲۰۱۱) و محدودهی آنالیزهای پانگ (۲۰۱۶)

[\] Pontides

هم پوشان با محدوده آداکیتهای میوسن(ایوب اغلو و همکاران،۲۰۱۲) است که هر دوی این محققین این آداکیتها را ناشی از دریچه اسلب میدانند.



شکل ۴-۵-موقعیت گنبدهای آداکیتی چکنه الف-در نمودار Ni در مقابل SiO₂ (ایوب اغلو و همکاران، ۲۰۱۲) که در محدوده آداکیتهای حاصل از ذوب لیتوسفر اقیانوسی، همپوشان با میدان آداکیتهای سنوزوئیک پونتید (ایوباغلو و همکاران، ۲۰۱۱) واقع میشوند. ب-در نمودار [#]Mg در مقابل SiO₂ (ایوب اغلو و همکاران، ۲۰۱۲) که در محدوده آداکیتهای سنوزوئیک پونتید (ایوباغلو و همکاران، ۲۰۱۱) واقع میشوند. ج-در نمودار TiO₂ در مقابل SiO₂ (ایوب اغلو و همکاران، ۲۰۱۲) که در محدوده آداکیتهای سنوزوئیک پونتید (ایوباغلو و همکاران، ۲۰۱۲) واقع میشوند. علائم مشابه شکل ۳-۳ است.

۴-۳-ژئوشیمی ایزوتوپی

برای اطمینان بیشتر در مورد منشا این سنگها، از دادههای ایزوتوپی Sm-Nd و Sm-Nd منگ کل نیز استفاده شده است. انطباق منفی نسبتهای ایزوتوپی ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr و St/¹⁴⁴Nd/¹⁴⁴ سبب تبدیل آن به ابزاری مفید در مطالعه منشاء سنگهای آذرین شده است. به همین خاطر، تعداد ۳ عدد از نمونههای آداکیتی منطقه چکنه جهت مطالعات ایزوتوپی به آزمایشگاه زمینشناسی ایزوتوپی دانشگاه آویرو در کشور پرتغال ارسال گردید. جدول ۴–۱ نتایج آنالیزهای ایزوتوپی Sb-Sm و Nd-Nd در نمونههای گنبدهای آداکیتی منطقه چکنه را نشان میدهد. سن Nh که برای تعیین نسبتهای اولیه ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr و St-¹⁴³ استفاده شده، بر اساس تعیین سنهای جدید بدست آمده از کانی زیرکن است که توسط گردیده و همکاران (در دست چاپ) گزارش شده است.

جدول ۴–۱- نتایج آنالیزهای ایزوتوپی Rb-Sr و Sm-N4 در نمونههای گنبدهای آداکیتی منطقه چکنه. سن ۱۰ Ma که برای تعیین نسبتهای اولیه استفاده شده، از گردیده و همکاران (در دست چاپ) اقتباس شده است.

Sample	A1	A2	Ch5
Nd(ppm)	9.10	8.70	10.70
Sm(ppm)	1.55	1.60	1.78
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512887	0.512783	0.512820
$^{143}\rm{Nd}/^{144}\rm{Nd}_{10\rm{Ma}}$	0.51288	0.51278	0.51281
ϵNd_{10Ma}	4.98	2.95	3.68
Error(2s)	0.000026	0.000011	0.000011
Rb(ppm)	37.70	36.50	32.80
Sr(ppm)	475.30	553.20	556.40
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.704286	0.704110	0.703927
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _{10Ma}	0.70425	0.70408	0.70390
Error(2s)	0.000015	0.000021	0.000018

مقادیر نسبت اولیه (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd) سنگهای آداکیتی چکنه در محدوده ۸۵۱۲۸ تا ۸۵۱۲۹ و مقادیر نسبت (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd) اولیه آنها نیز بین ۱۰/۷۰۳۹ تا ۱۰/۷۰۴۲ متغییر است(جدول۴–۱). سنگهای آذرین مورد مطالعه دارای مقادیر ۵۸۵_۲NM مثبت (۲/۹۵ تا ۴/۸۱) هستند و در نمودار تغییرات (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) اولیه در مقابل ۲۸۳ می در موقعیت مشابه با آداکیتهای حاصل از ذوب بخشی لیتوسفر اقیانوسی فرورونده واقع می شوند (شکل۴–۶). همچنین این سنگها دور از محدوده آداکیتهای بعد از برخورد حاصل از ذوب پوسته قارهای تحتانی قرار می گیرند (شکل ۴-۶؛ 2009 ژو و همکاران، ۲۰۰۹؛ ایوب اغلو و همکاران، ۲۰۱۲).

نمونههای مورد مطالعه در نمودار ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr در برابر Rb (دروموند و همکاران، ۱۹۹۶) نیز در میدان آداکیتهای مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورونده سنوزوئیک قرار می گیرند (شکل ۴–۷). نسبتهای ایزوتوپی (۳⁸⁶Sr) اولیه گنبدهای آداکیتی منطقه چکنه مشابه با این نسبتها در گنبدهای آداکیتی مناطق سبزوار–کاشمر–قوچان (۲۰۳۸ تا ۴۰/۲۰۴۶؛ جمشیدی و همکاران، رحمتهای آداکیتی مناطق سبزوار–کاشمر–قوچان (۲۰۳۸ تا ۴۰/۲۰۴۶؛ جمشیدی و همکاران، کوشته ایی مناطق فرورانش (۲۰۱۵ میانی است اما از میانگین این نسبت در ماگماهای برخاسته از گوه گوشته ایی مناطق فرورانش (۲۰۲۵) بالاتر است (سان و مک دوناف، ۱۹۸۹)؛ لذا به نظر می رسد ماگمای والد سنگهای منطقه از ذوب بخشی یک سنگ کره اقیانوسی فرورانده شده و رسوبات روی آن در یک پهنه فرورانشی حاشیه قاره سرچشمه گرفته که در خلال صعود و جایگزینی مقداری با مواد پوسته ای دستخوش آلایش شده است.



شکل ۴–۶-نسبت Sr/⁸⁶Sr اولیه در برابر مقادیر Nd10_{Ma} برای سه نمونه انتخابی از سنگهای آداکیتی منطقه چکنه. میدانهای آداکیتهای مرتبط با فرورانش سنوزوئیک (دوفان و همکاران، ۱۹۹۲)، آداکیتهای میوسن مرتبط با ذوب پوسته قارهای تحتانی (ایوباغلو و همکاران، ۲۰۱۲)، آداکیتهای پالئوسن مرتبط با دریچه اسلب (ایوباغلو و همکاران، ۲۰۱۲)، آداکیتهای بعد از تصادم (ژو و همکاران، ۲۰۰۹) در شکل مشخص شدهاند. به نظر میرسد سنگهای مورد مطالعه از ذوب لیتوسفر اقیانوسی تشکیل شدهاند. علائم مشابه شکل ۳–۳ است.



شکل ۴–۷- نمودار تغییرات ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr در مقابل Rb (دروموند و همکاران ۱۹۹۶). نمونههای مورد مطالعه در محدوده آداکیتهای مرتبط با ذوب ورقه فرورونده سنوزوئیک قرار میگیرند. علائم مشابه شکل ۳–۳ است.

۴-۴-ترکیب محل منشا ماگمای سازنده سنگهای آداکیتی منطقه چکنه

با افزایش SiO₂ موجود در سنگهای آداکیتی منطقه چکنه، مقدار Yb آنها کم می شود که این امر می تواند نشانه منشاء گیری ماگمای تشکیل دهنده این سنگها از ذوب بخشی سنگهایی دربردارنده گارنت و آمفیبول باشد (دوکوس و همکاران، ۲۰۰۵) (شکل ۴-۴-الف). همچنین، الگوی قرار گیری نمونههای مورد مطالعه بر روی نمودارهای Y در مقابل Yr/Z و Yb_N در مقابل ۸(La/Yb) (دوفان و دروموند، ۱۹۹۰) از روند تفریق بلوری فاز کانیایی آمفیبول تبعیت می کند که با دیگر شواهد ژئوشیمیایی ذکر شده برای جدایش آمفیبول مطابقت دارد (شکل۳-۵-الف و ب). از طرف دیگر، بالا بودن مقادیر Sr و Yl نشان می دهد که پلاژیوکلاز نمی تواند به عنوان یک فاز باقیمانده معمول در محل منبع به شمار آید و ذوب می شود (زرین کوب و همکاران، ۱۳۹۰). این موضوع با واقع شدن این سنگها در محدود اکلوژیت آمفیبولدار و گارنت آمفیبولیت در نمودار SIC در مقابل Y نیز ساز گار

تمامی این ویژگیها بازگوکننده تشکیل ماگمای سازنده سنگهای مورد مطالعه از ذوب بخشی یک منبع گارنت آمفیبولیتی یا اکلوژیتی ناشی از دگرگونی ورقه اقیانوسی فرورانده سبزوار است.



شکل ۴–۸-سنگهای آداکیتی منطقه چکنه در نمودار Zr/Sm در مقابل Y در محدودهای اکلوژیت آمفیبول دار و گارنت آمفیبولیت قرار میگیرند. این امر نشانگر حضور گارنت و آمفیبول به عنوان فازهای باقی مانده در منشاء میباشد (دنگ و همکاران، ۲۰۱۷).

همگرایی دو صفحه عربی- اوراسیایی، به تشکیل نوار دگرگونی- ماگمایی سنندج- سیرجان (SSZ) و کمان ماگمایی ارومیه- دختر (UDMA) به موازات راندگی اصلی زاگرس منجر شده است (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ بربریان و همکاران، ۱۹۸۲؛ آگارد و همکاران، ۲۰۱۱). از طرف دیگر، این رخداد زمینساختی به ایجاد چندین گذرگاه آبی پشت کمانی در ایران مرکزی انجامیده است (عمرانی و همکاران، ۲۰۰۸؛ شفاعی مقدم و همکاران، ۲۰۰۹؛ روستی و همکاران، ۲۰۱۰). زون سنندج- سیرجان و ایران مرکزی، به همراه زون ارومیه- دختر را میتوان به عنوان قلمروهایی از صفحه بالایی (اوراسیا) در طول همگرایی و تصادم صفحه عربی-اوراسیا در نظر گرفت.

به نظر میرسد که سه قلمرو اقیانوسی، در پشت کمان اصلی ارومیه- دختر در ایران مرکزی، یعنی اقیانوسهای سبزوار (Sabzevar ocean)، نایین-بافت (Naein- Baft ocean) و سیستان (Sistan ocean) از ژوراسیک میانی شروع به بازشدن کردند (جمشیدی، ۱۳۹۳) و در طول کرتاسه میانی- بالایی به خوبی گسترش یافتند و در پالئوسن یا حداکثر در فاصله گذر از پالئوسن به ائوسن بسته شدهاند (۶۰ Ma-۹۰، باروز و همکاران، ۱۹۸۳؛ آروین و رابینسون^۱، ۱۹۹۴؛ شجاعت و همکاران، ۲۰۰۳؛ بابازاده و دی ویور^۲، ۲۰۰۴،شکل ۴–۹).

افیولیتهای احاطه کننده خردهقاره ایران مرکزی، بهعنوان بخشی از منطقه اقیانوسی نئوتتیس، از فراراندگی این اقیانوسهای کوچک بهوجود آمدهاند و بیانگر جایگزینی سنگکره اقیانوسی پشت کمان هستند (آگارد و همکاران، ۲۰۱۱). بخش شمال شرق زون تصادم عربی-اوراسیایی در شمال شرق ایران قرار دارد، جایی 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. شکل ۴-۹ طرح کلی فرورانش نئوتتیس و بازشدگی پشت کمان سبزوار، را نشان میدهد.

۱. Robinson

۲. De Wever



همکاران، در دست چاپ).

فصل پنجم

نتیجه گیری و پیشنهادات

در این مطالعه، برای رسیدن به اهداف مورد نظر از روشها و ابزارهای مختلف مانند: ۱-مطالعات صحرایی و پتروگرافی۲- مطالعات ژئوشیمیایی ۳- مطالعات ایزوتوپی استفاده شده است. نتایج به دست آمده از مجموع مطالعات مذکور به شرح زیر ارائه میشود

۱۰ سنگهای آذرین گنبدهای نیمه آتشفشانی منطقه چکنه با ترکیب داسیت و تراکیت و سن میوسن، در ۱۱۰ کیلومتری شمال شرق سبزوار و در نوار ماگمایی شمال سبزوار-جنوب قوچان قرار دارند. سنگهای این گنبدها دارای بافتهای متنوع پورفیری، غربالی، جریانی و گلومروپورفیری و متشکل از کانیهای اصلی پلاژیوکلاز و آمفیبول هستند. این سنگها حاوی درشت بلورهای شکلدار تا نیمه شکلدار آمفیبول به همراه پلاژیوکلاز با منطقه بندی ترکیبی در زمینهای ریزبلور از میکرولیتهای پلاژیوکلاز و شیشه میباشند. حواشی سوخته آمفیبولها را میتوان به بالا بودن فوگاسیته اکسیژن و فشار بخار آب در ضمن بالا آمدن ماگما نسبت داد.

۲- نمودارهای بهنجار شده و چند عنصری این سنگها نسبت به مقادیر کندریت و گوشته یا ولیه بیانگر غنی شدگی نسبی این سنگها از عناصر نادر خاکی سبک و لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و تهی شدگی نسبی آنها از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) و عناصر با شدت میدان بالا (HFS) است. ماهیت کالکوآلکالن و ناهنجاری منفی بارز از عناصر با شدت میدان بالا (نظیر MS) و مقار ماهیت کااکرهی در این سنگها نشانگر ویژگیهای ماگماهای مرتبط با حاشیه فعال قارهای است. این استگها بر اساس مقادیر کاری منگین (Sr/Y ، نسبت پایین ONA و آC) و مقاد سنگها بر اساس مقادیر SiO2، نسبت بالای Sr/Y ، نسبت پایین ONA و آC) مقادیر پایین Y، سنگها بر اساس مقادیر SiO2، نسبت بالای Sr/Y ، نسبت پایین ONA و آC) مقادیر پایین Y، سنگها بر اساس مقادیر SiO2، نسبت بالای Sr/Y ، نسبت پایین ONA می باشند. ویژگیهای ژوشیمیایی این Mg⁴ و YP یا ماهیت آداکیتهای پرسلیس یا ASA می باشند. ویژگیهای ژوشیمیایی این Y، ناگیها همانند تهی شدگی از عناصر Sr/Y ، نسبت پایین ONA می باشند. ویژگیهای ژوشیمیایی این Y، ناگیها ماهنان کاری ماهیت آداکیتهای پرسلیس یا ASA می باشند. ویژگیهای ژوشیمیایی این Si وب است. همچنین تهی شدگی از عناصر Sr/Y می باین ONA می باشند. ویژگیهای ژوشیمیایی این Si وب است. همچنین تهی شدگی از عناصر Si و Y، معمراه مقادیر بالای Si ویژگیهای ژوشیمیایی این منگها همانند تهی شدگی از عناصر Si و Y، معمراه مقادیر بالای Si ویز شیایت Si وب است. همچنین تهی شدگی از عناصر Si و Y، می می الای Si و Si وی مایند تهی شدگی از عناصر Si و Y، می می الای Si ویژهای کانی شدی مای و آمفیبول تیتان دار در محل منشأ حکایت دارد. بنابراین به نظر می- زمس که ماگهای سازنده این گندها از ذوب بخشی یک سنگ منبع اکلوژیت یا گارنت آمفیبولیتی رسد که ماگمای سازنده این گنبدها از ذوب بخشی یک سنگ منبع اکلوژیت یا گارنت آمفیبولیتی رسد که ماگهای سازنده این گانوسی آمفیبولیتی می حاصل از دگرگونی ورقهی اقیانوسی فرورانده شده نئوتتیس سنژوار به زیر لبه جنوبی پهنه البرز شرقی در زمان میوسن تشکیل شده است.

۳- مطالعات پتروژنزی و تعیین محیط تکتونیکی تشکیل ماگما براساس ترکیب شیمی سنگ کل بیانگر تشکیل سنگهای گنبدهای آذرین منطقه چکنه در یک محیط کمان آتشفشانی است. در مجموع تشکیل ماگمای آداکیتی سازنده گنبدهای نیمه عمیق منطقه چکنه از ذوب ورقه فروروی اقیانوسی در مقایسه با یک منبع پوسته قارهای تحتانی محتملتر است. گنبدهای چکنه دارای مقادیر نسبتهای ایزوتوپی اولیه ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (۲۰۷۰۹ – ۰/۷۰۴۳) و Nd_{10Ma} (۲ ۹ تا ۴/۹۸) مشابه با مقادیر موجود در ترکیبات مورب هستند که با ویژگیهای ایزوتوپی ترکیبات آداکیتی حاصل از ذوب ورقههای اقیانوسی فرورانده شده سنوزوئیک کاملاً مطابقت دارند.

۴- قلمرو اقیانوسی سبزوار از ژوراسیک میانی شروع به بازشدن کرده و در طول کرتاسه میانی-بالایی بهخوبی گسترش یافته است و در پالئوسن یا حداکثر در فاصله گذر از پالئوسن به ائوسن بسته شده است. مجموعه افیولیتی سبزوار در طول رخداد فرورانش روبه شمال و پرشیب اقیانوس سبزوار و در نهایت بسته شدن این گذرگاه آبی حاصل شده است. نتایج سن سنجی U-Pb زیرکن به دست آمده از مطالعات مشابه در مناطق همجوار نشان میدهد که ذوب بخشی پوسته اقیانوسی سبزوار حداقل از انتهای پالئوسن رخ داده است و از بین رفتن پوسته اقیانوسی سبزوار در مدت کوتاهی پس از تشکیل آن شروع شده است. ذوب آبدار آمفیبولیت در طول فرورانش لیتوسفر اقیانوسی سبزوار به تولید بسته-معود کردهاند و در زون افیولیتی انجامیده که از طریق توسعه شبکه زونهای بُرِشی فشارشی به سمت بالا اقیانوسی به اعماق بیشتر و ایجاد اکلوژیت شده و ذوب ورقه اکلوژیتی سبب ایجاد ماگماتیسم آداکیتی غنی از سیلیس در فاصله دور از زون افیولیتی سبزوار در جنوب قوچان شده است.

منابع و مراجع

- آقابزاز، ف.، (۱۳۹۱) "پتروژنز سنگهای آتشفشانی کالکآلکالن و آداکیتی شمال فیروزه، غرب نیشابور" پایاننامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران.
- آقابزاز، ف.، قربانی، م.، قادری، م.، سلطانی، ۱.، (۱۳۹۰) "پترولوژی و ژئوشیمی آداکیتهای شمال غرب نیشابور" سیامین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمینشناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱ الی ۳ اسفندماه.
- آقانباتی، ع.، (۱۳۸۵) "زمین شناسی ایران" سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ۵۸۶ صفحه.
- بازوبندی، م.، (۱۳۷۹) "مطالعه پتروگرافی و پترولوژی مجموعه دگرگونی سلطان آباد در ارتباط با مجموعه افیولیت ملانژ سبزوار" پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، تهران، ایران.
- پورلطیفی، ۱.، (۱۳۸۵) "نقشه ۱/۱۰۰۰۰ چهارگوش اخلمد" سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- تنها، ع.، (۱۳۸۸) "پتروژنز سنگهای آذرین نئوژن، شمال عنبرآباد (مشکان)" پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران.

جمشیدی، خ.، قاسمی، ح.ا.، صادقیان، م.، (۱۳۹۳) سنگ شناسی و زمین شیمی سنگهای آداکیتی پرسیلیس پسا افیولیتی سبزوار، مجله پترولوژی، ۱۷: ۵۱ –۶۸.

جمشیدی، خ.، قاسمی، ح.ا،، میائو، ل. (۱۳۹۴) "سن سنجی U-Pb و تعیین ترکیب محل منشأ

جمشیدی، خ.، (۱۳۹۴) "پترولوژی، ژئوشیمی و پتروژنز گنبدهای آداکیتی شمال باشتین، سبزوار " رساله

دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران.

گنبدهای آداکیتی پساافیولیتی سبزوار" مجله پترولوژی، ۲۳: ۱۲۱ –۱۳۸.

سلطانی دهنوی، ۱.، (۱۳۸۸) "پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای آتشفشانی ترشیری شمال غرب نیشابور" پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، صالحی نژاد، ح.، صادقیان، م.، قاسمی، ح.، (۱۳۸۶) " ماگماتیسم آداکیتی در منطقه باشتین، غرب سبزوار " یازدهمین همایش انجمن زمینشناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران. زرین کوب، م. ح.، محمدی، س.س.، یوسفی، ف.، (۱۳۹۰) "ژئوشیمی و پتروژنز سنگهای آتشفشانی و نیمه نفوذی گیوشاد (جنوب باخترجنوب، خاور ایران)" مجله پترولوژی، شماره هفتم، ص ۵۰-۳۹

ايران.

فتاحی، ا.، (۱۳۸۲) "رخسارهها و مکانیسم فوران آتشفشان مارکوه، جنوب-غرب قوچان" پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران.

- فتح آبادی، ف.، (۱۳۸۷) "زمین شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی گنبدهای نیمه عمیق منطقه مقیسه (جنوب غرب سبزوار)" پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین ، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران.
- قاسمی، ح.، فتاحی، ا.، (۱۳۸۳) " ماگماتیسم نئوژن در منطقه سرولایت، جنوب قوچان" مجموعه مقالات هشتمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، شاهرود.
- قاسمی، ح.، صادقیان، م.، خانعلیزاده، ع.، تنها، ع.، (۱۳۸۹) "سنگشناسی، ژئوشیمی و سن تابش سنجی گنبدهای آداکیتی سیلیس بالا کمان قارهای نئوژن جنوب قوچان" مجله بلورشناسی و کانیشناسی ایران، شماره ۳، ۳۴۷- ۳۷۰.
- کاظمی، ز.، قاسمی، ح.، موسیوند، ف.، گریفین، و.، (در دست چاپ) " شیمی سنگ کل، و شیمی کانی داسیتهای کرتاسه پسین، جنوب غرب سبزوار، رهیافتی بر منشأ و جایگاه زمینساختی آن-ها " مجله پترولوژی اصفهان، اصفهان، ایران.
- گردیده، س.، قاسمی، ح.، صادقیان، م.، (در دست چاپ) "زمینشیمی، نسبتهای ایزوتوپی Sr-Nd و سن سنجی U-Pb گنبدهای آداکیتی نئوژن کمان ماگمایی قوچان- اسفراین، شمال شرق ایران" مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران.

Pb-Sr- گرجی.، (۱۳۹۱) "ژئوشیمی و پتروژنز گنبدهای ولکانیکی منطقه با تکیه بر مطالعات ایزوتوپی -Pb-Sr گرجی.، (۱۳۹۱) "ژئوشیمی و پتروژنز گنبدهای ولکانیکی منطقه با تکیه بر مطالعات ایزوتوپی Nd

محمدی گورجی، ا.، قربانی، ق.، شفایی مقدم، ه.، (۱۳۹۴) "ژئوشیمی و پتروژنز آداکیتهای دامنه جنوبی نوار افیولیتی شمال سبزوار با تکیه بر نتایج ایزوتوپهای Sr-Nd – Pb" فصلنامه علوم زمین: ۹۵، ۵۱ –۶۲.

- مصلحی، ز.، (۱۳۸۳) "کانی شناسی و پترولوژی رودنژیت های بخشی از افیولیت های سبزوار (مناطق باغجر و سلیمانیه)" پایان نامه کار شناسی ار شد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران.
- یوسفی، ف.، صادقیان، م.، ساداتی جمالی، ز.، منصوری مقدم، ب.، قاسمی، ح.، (۱۳۹۵) "پتروژنز گنبدهای آداکیتی کم سیلیس سهل (جنوب شاهرود، جنوب شرقی استان سمنان)" مجله پترولوژی، شماره ۲۸، صفحه ۹۵- ۱۰۸.
- یوسفی، ف.، صادقیان، م.، سمیاری، س.، قاسمی، ح.، (۱۳۹۵) "ژئوشیمی و جایگاه زمینساختی گنبدهای آداکیتی سیلیس بالا احمد آباد خارتوران (جنوب شرق شاهرود)" مجله علوم زمین، شماره ۱۰۰، صفحه ۲۹۱– ۲۹۸.
- یوسفی، ف.، (۱۳۹۶)، رساله دکتری:"پتروژنز و زمینشناسی ایزوتوپی سنگهای آذرین نفوذی پس از ائوسن نوار ماگمایی ترود–احمدآباد (جنوب شرق شاهرود)" دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. Geological Magazine, 148(5-6), pp.692-725.

Aghanabati, A., 2004. Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran. Pp, 578-582.

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

Allegre C.J., Provost A. And Jaupart C. (1981) "Oscillatory zoning: a pathological case

of crystal growth. Nature, 294, 223-228.

- Andrews B. J., Gardner J. E. and Housh T. B. (2008) "Repeated recharge, assimilation, and hybridization in magmas erupted from El Chichón as recorded by plagioclase and amphibole phenocrysts" J. Volcanol. Geoth. Res., 175, 415426.
- Arvin M. and Robinson P.T. (1994) "The petrogenesis and tectonic setting of lava from Baft ophiolitic melange, SW Kerman, Iran" Can. J.Earth Sci., 31, 824-834.
- Babazadeh S. A and De Wever P. (2004) "Early Cretaceous radiolarian assemblages from radiolarites in the Sistan Suture (eastern Iran)" Geodiversitas, 26, 185-206.
- Baker D.R. (1998) "Granitic melt viscosity and dike formation" J. Struct. Geol., 20, 1395-1404.
- 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, Geo. Suv of Iran. Report no.51.
- 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" Geo. Suv of Iran. Report no.51.
- Berberian F., Muir I.D., Pankhurst R.J., Berberian M., (1982) Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran. Journal of the Geological Society.139: 605-614.
- Berberian M. and King G.C.P. (1981) "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran" Can. J. Earth Sci., 18, 210-265.
- Best, M. G. (2003) Igneous and Metamorphic Petrology. 2nd ed. 729 pp. Oxford Blackwell Science.
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies, in Henderson, P., ed., Rare earth element geochemistry: HENDERSON, P. (ed), Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, 63-114.
- Calmus T., Aguillon-Robles A., Maury R.C., Bellon H., Benoit M., Cotten 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, 77-105.
- Castillo P.R. (2006) "An overview of adakite petrogenesis" Chin. Sci. Bull. 3, 51, 257-

268.

- Chappell, B. W. (1999). Aluminium saturation in I-and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. Lithos, 46(3), 535-551.
- Condie K.C. (2005) "TTGs and adakites: are they both slab melts?" Lithos, 80, 33-44.
- Cox K.G., Bell J.D. and Pankhurst R.J. (1979) "The interpretation of igneous rocks" Geoge allen and uniwin, London.450p.
- Deer W.A., Howie R.A. and Sussman J.Z. (1986) "An introduction to rock- forming minerals" Longman Ltd, 528 pp.
- Defant M.J. and Kepezhinskas P. (2001) "Evidence suggests slab melting in arc magmas" EOS, T. Am. Geophys. Union 82, 62-70.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature 347(6294): 662-665.
- Defant, M.J., Jackson, T.E. and Drummond, M.S. (1992) The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: an overview. Journal of Geological Society, London 149: 569–79.
- Deng, J., Yang, X., Qi, H., Zhang, Z.F., Mastoi, A.S. and Sun, W. (2017) Early Cretaceous high-Mg adakites associated with Cu-Au mineralization in the Cebu Island, Central Philippines: Implication for partial melting of the paleo-Pacific Plate. Ore Geology Reviews 88: 251–269.
- Dokuz, A., Tanyolu, E. and Genç, S. (2006) A mantle and a lower crust-derived bimodal suite in the Yusufeli (Artvin) area, NE Turkey: trace element and REE evidence for subduction-related rift origin of Early Jurassic Demirkent intrusive complex. International Journal of Earth Sciences 95: 370-394.
- Drummond, M.S., Defant, M.J. and Kepezhinkas, P.K. (1996) The petrogenesis of slab derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas: Transaction of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences 87: 205-216.
- Dungan M.A. and Rhodes J.M (1978) "Residual glasses and melt inclusions in basalts from DSDP legs 45-46: Evidence for magma mixing" Contrib. Mineral. Petrol., 67, 413-431.
- Ebrahimi, S., Alirezaei, S., & Pan, Y. (2011). Geological setting, alteration, and fluid inclusion characteristics of Zaglic and Safikhanloo epithermal gold prospects, NW Iran. Geological Society, London, Special Publications, 350(1), 133-147.

Emami M.H., Mir Mohammad Sadeghi M. and Omrani, S.J. (1993) "Magmatic map of

Iran", Geological Survey of Iran.

- Eyuboglu, Y., Chung, S. L., Santosh, M., Dudas, F. O. and Akaryal, E. (2011) Transition from shoshonitic to adakitic magmatism in the Eastern Pontides, NE Turkey: implications for slab window melting. Gondwana Research 19(2): 413-429.
- Eyuboglu, Y., Santosh, M., & Chung, S. L. (2011). Crystal fractionation of adakitic magmas in the crust-mantle transition zone: petrology, geochemistry and U-Pb zircon chronology of the Seme adakites, Eastern Pontides, NE Turkey. Lithos, 121(1), 151-166.
- Eyuboglu, Y., Santosh, M., Dudas, F. O., Chung, S. L., & Akaryalı, E. (2011). Migrating magmatism in a continental arc: geodynamics of the Eastern Mediterranean revisited. Journal of Geodynamics, 52(1), 2-15.
- Eyuboglu, Y., Santosh, M., Yi, K., Bektas, 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: 218–232.
- 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. Journal of Petrology 54: 1-42.
- Gaetani, G. A. (2004) The influence of melt structure on trace element partitioning near the peridotite solidus. Contributions to Mineralogy and Petrology 147(5): 511-527.
- Ghasemi, A. and Talbot C.J. (2006) A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran) Int.J. Earth. Sci. 26, 683-693.
- Ghasemi, H., Sadeghian, M., Khanalizadeh, A. and Tanha, A. (2010) Petrography, geochemistry and radiometric ages of high-silica adakitic domes of Neogene continental arc, South of Quchan. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 18 (3): 347-370.
- Haghipour A.A and Aghanabati S.A. (1985) "Geological map of Iran" Geol.Surv.Iran
- 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, 523-548.
- Jamshidi, K., Ghasemi, H. and Miao, L. (2015) U-Pb age dating and determination of source region composition of post-ophiolite adakitic domes of Sabzevar.

Petrology, 23: 121-138.

- Jamshidi, K., Ghasemi, H. and Sadeghian, M. (2014) Petrology and geochemistry of the Sabzevar post-ophiolitic high silica adakitic rocks. Petrology, 17: 51-68.
- Jamshidi, K., Ghasemi, H., Troll, V. R., Sadeghian, M. and Dahren, B. (2014) Magma storage and plumbing of adakite-type post-ophiolite intrusions in the Sabzevar ophiolitic zone, NE Iran. Solid Earth Discussions 6(2): 49-72.
- Juteau, T. and Maury, R. (1997) Geologie de la crouteoceanique, petrologie et dynamique endogenes. Masson, Paris.
- Kay R.W. (1978) Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust. Journal of Volcanology and Geothermal Research 4: 117-132.
- Kheirkhah, M., Neill, I., & Allen, M. B. (2015). Petrogenesis of OIB-like basaltic volcanic rocks in a continental collision zone: Late Cenozoic magmatism of Eastern Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 106, 19-33.
- Kirkpatrichk R.G. (1977) Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhe and Alane lava lakes Kilauea volcano, Hawaii. Geological Society of America Bulletin 88: 78-84.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist 68: 277-279.
- Lázaro, C., Blanco-Quintero, I.F., Marchesi, C., Bosch, D., Rojas-Agramonte, Y. and García-Casco, A. (2011) The imprint of subduction fluids on subducted MORB derived melts (Sierra del Convento mélange, Cuba). Lithos 126: 341-354.
- 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. Journal of Petrology 27: 745-750.
- Lensch G. (1980) "Major element geochemistry of the ophiolites in northeastern Iran, in: "Ophiolites, Proceedings Intern. Ophiolite Symposium, Cyprus 1979", edited by: Panayotou, A." Geological Survey Department, Cyprus, 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, 156-178.
- Martin, H. (1999) Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. Lithos 46(3): 411-429.
- 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(1): 1-24.

- Middlemost, E. A. (1994). Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth-Science Reviews, 37(3-4), 215-224.
- Middlemost, E. A. (1986). "Magmas and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology", 469 p.
- Mielke, P., Winkler, H.G.F. (1979) Eine bessere Berechnung der Mesonorm fuer granitische Gesteine. Neu Jb Mineral, Mh 471-480.
- Miyashiro A. (1974) "Volcanic rock series in island arcs and active continental margins" Am. J. Sci., 274, 321-355.
- Moyen J.F. (2009) "High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the adakitic signature" Lithos, 112, 556-574.
- Nebel O., Münker, C., Nebel-Jacobsen Y.J., Kleine T., Mezger K. and Mortimer N. (2007) "Hf-Nd-Pb isotope evidence from Permian arc rocks for the long-term presence of the Indian-Pacific mantle boundary in the SW Pacific" Earth Planet. Sci. Lett., 254, 377-392.
- Nezafati N. (2015) MinralResources of Iran; an overview, 66 of Conference of Bergund Huttenmannischer Tag (BHT), At Freiberg, Germany, Volum; 66, p.1-33.
- Noghreyan M. K. (1982) "Evolution geochimique, mineralogique, et structural d'un edifice ophiolitique singulier: Le massif de Sabzevar (Partie Central), NE d'Iran" These Sci, Univ. de Nancy I, France, 239 pp.
- Omrani J., Agard P., Witechurch H., Benoit M., Prouteau G. and Jolivet L. (2008) "Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences" Lithos, 106, 380-398.
- Pang, k. N., Chung, S. I. and Zarinkob, M. H. (2016) "New age and geochemical constraints on the origin of Quaternary adakite-like lavas in the Arabia–Eurasia collision zone" Journal of Petrology 264: 348-359.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., and Tindle, A. J. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrol, 25, 956-83.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contributions to mineralogy and petrology 58(1): 63-81.
- Rapp, R.P., Shimizu, N., Norman, M.D. and Applegate, G.S. (2006) Reaction between

slab derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. Chemical Geology 160: 335-356.

- Ribeiro, J. M., Maury, R. C., & Grégoire, M. (2016). Are Adakites Slab Melts or Highpressure Fractionated Mantle Melts?. Journal of Petrology, 57(5), 839-862.
- Rollinson H.R. (1993) "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation" Longman.
- 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 peri-Tethyan oceans in central Iran. Terra Nova 22: 26–34.
- Sadredini E. (1974) "Geologie und petrography im Mittelteil des Ophiolith zuges nordlich Sabzevar Khorasan (Iran)" Disertation, Univ, Saarbruchen, pp, 120.
- Schandl, E. S. and Gorton, M. P. (2002) Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. Economic Geology 97: 629-642.
- Schiano P., Clocchiattl R. and Shimizu N. (1995) "Hydrous, silica-rich melts in the subarc mantle and their relationship with erupted arc lavas" Nature, 377, 595-600
- 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: Tc3013, doi:10.1029/2011TC003042.
- Shabanian, E., Bellier, O., Siame, L., Abbassi, M. R., Bourlès, D., Braucher, R., & Farbod, Y. (2012). The Binalud Mountains: A key piece for the geodynamic puzzle of NE Iran. Tectonics, 31(6).
- 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: 1016–1028.
- Shafiei S., Haschke M. and Shahabpour J. (2009) "Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralzation in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran" Miner Deposita., 44, 265-283.
- Shand, S.J. (1943) Eruptive Rocks. 2nd ed., John Wiley, New York, 444 pp.
- Shelly D. (1993) "Igneous and metamorphic rocks under microscope: classification

features, microstructures and mineral preferred orientations" Chapman & Hall, London, 405p.

- Shojaat B., Hassanipak A.A., Mobasher K. and Ghazi A.M. (2003) "Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran. J. Asian Earth Sci., 21, 1053-1067.
- 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, 247266.
- Stewart, M.L. and Pearce, T.H. (2004) Sive-textured plagioclase in dacitc magma: Interference imaging results. American Mineralogy 89: 348–351.
- Sun, S.S. and McDonough, W.S. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications 42(1): 313-345.
- Troll V. R. and Schmincke H.U. (2002) "Magma mixing and crustal recycling recorded in ternary feldspar from compositionally zoned peralkaline ignimbrite "A", Gran Canaria, Canary Island" J. Petrol., 43, 243-270.
- Tsuchiyama A., (1985) "Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites" Contrib. Mineral. Petrol., 89, 1-16.
- 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, 27-37.
- Varol E., Temel A., Gourgaud 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, 613-628.
- Wang Q., Xu J.F., Zhao Z.H., Bao Z.W., Xu W. and Xiong X.L. (2004) "Cretaceous highpotassium intrusive rocks in the Yueshan-Hongzhen area of east China: Adakites in an extensional tectonic regime within a continent" Geochem. J., 38, 417-434.
- Wang, Q., McDermott, F., Xu, J. F., Bellon, H. and Zhu, Y. T. (2005). Cenozoic K-rich adakitic volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: lower-crustal melting in an intracontinental setting. Geology 33(6): 465-468.
- Wang, Q., Wyman, D. A., Xu, J. F., Zhao, Z. H., Jian, P., Xiong, X. L., Baoa, Z.W., Lid,. C.F. and Bai, Z. H. (2006a) Petrogenesis of Cretaceous adakitic and

shoshonitic igneous rocks in the Luzong area, Anhui Province (eastern China): Implications for geodynamics and Cu–Au mineralization. Lithos 89(3): 424-446.

- Wang, Q., Wyman, D. A., Xu, J., Wan, Y., Li, C., Zi, F., ... & Dong, Y. (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. Contributions to Mineralogy and Petrology, 155(4), 473-490.
- Wang, Q., Xu, J.F., Jian, P., Bao, Z.-W., Zhao, Z.H., Li, C.F., Xiong, X.L. and Ma, J.L., (2006b) Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, South China: Implications for the genesis of porphyry copper mineralization. Journal of Petrology 47: 119–144.
- Wilson, M. (2007) Igneous Petrogenesis. Chapman & Hall, London. 411pp.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical geology 20: 325-343.
- Woodhead J.D., Hergt J.M., Davidson J.P. and Eggins S.M. (2001) "Hafnium isotope evidence for conservative element mobility during subduction zone processes" Earth Planet. Sci. Lett., 192, 331-346.
- Xiong, X.L., Adam, J., Green, T.H. (2005) Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: implications for TTG genesis. Chem Geol 218: 339–359.
- Xu, X. W., Jiang, N., Yang, K., Zhang, B. L., Liang, G. H., Mao, Q., ... & Qin, K. Z. (2009). Accumulated phenocrysts and origin of feldspar porphyry in the Chanho area, western Yunnan, China. Lithos, 113(3), 595-611.
- Yousefi, F., Sadeghian, M., Wanhainen, C., Ghasemi, H., & Frei, D. (2017). 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, 1-15.
- Zhu, D.C., Pan, G.T., Zhao, Z.D., 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 adakitelike rocks in the Gangdese, south Tibet: products of slab melting and subsequent melt-peridotite interaction?. Journal of Asian Earth Sciences 34: 298–309.

Abstract

The Chekneh Miocene subvolcanic domes with dacite and trachydacite compositions are located in 110 km NE of Sabzevar and are parts of North Sabzevar-South Quchan magmatic belt. The dome rocks have porphyry, sieve, trachytic and glomeroporphyritic textures, and consist of plagioclase and amphibole phenocrysts. They also contain SiO₂= 63.49-68.61 wt%. Based on primitive mantle normalized spider and chondritenormalized REE patterns, they study rocks are enriched in LREE and LILE and depleted in HREE and HFS. They show calc-alkaline affinity with significant negative HFS (e.g., P, Nb and Ti) anomalies which are characteristic of those magmas formed in an active continental margin. Based on SiO₂, high Sr/Y and low K₂O/Na₂O ratios, and low Y, Yb, Cr and Mg concentrations, the study rocks are similar to high-silica adakites (HSA). Thus, it seems that the parent magma of the study domes was originated from amphibole eclogite or garnet amphibolite rocks of a metamorphosed Neotethys ocean lithosphere beneath the southern part of eastern Alborz during Miocene. The initial 87 Sr/ 86 Sr (0.7039-0.7043) and ϵ Nd_{10Ma} (2.9-4.98) of the Chekaneh domes are similar to MORB compositions, that are coincided with those adakites originated from the partial melting of Cenozoic oceanic lithosphere.

Keywords: Dome, Adakite, Geochemistry, Miocene, Chekaneh, Sabsvar



Shahrood University of Technology Faculty of Earth Sciencens M. Sc. Thesis in Petrology

Geochemistry and Isotopic Geology of Dacite Domes of Chakaneh Area

By:

Ayoub Taheri-Sarteshnizi

Spervisor: Dr. M. Rezaei-Kahkhaei

Advisor:

Dr. H. Ghasemi

February 2018