

دانشکدهٔ علوم زمین پایان نامه کارشناسی ارشد گرایش پترولوژی

عنوان پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی ششتمد (جنوب سبزوار)

> دانشجو **علی صادقی**

استاد راهنما دکتر محمود صادقیان

استاد مشاور دکتر حبیب ا... قاسمی

تيرماه ۱۳۸۸

تقديم به

سلطان محبت، مادرم

وقتی که نام مادر بر زبان جاری می شود اولین چیزی که در ذهن تداعی می شود چهره پاک و معصومانه مادر به همراه دنیای ایشار و مهربانیاش است. مادرم، ای شگفت مخلوق هستی، بعد از خدا تو لایق ستایشی. مادرم، بی گمان دستان گرم تو الفبای محبت را به من آموخت، دستان رنج کشیده ات را بوسه میزنم و خاک پایت را توتیای چشمانم می کنم.

تقريم به

سلطان رنج، روح پدرم

که بوسهای باید زد، دستهایی را که میتابانند نیرو را و محکم میکنند استواری پایههای زیستن را. پدرم، میدانم نتوانستم دنیای زحمات و محبتهای تو را جوابگو باشم اما، آرزو دارم رهرو راه پر از مهر و محبت تو باشم.



استاد بزرگوار و کسانی که دوستشان دارم



صفحه دهر بود دفتر عمر همه کس اینچنین گفت خردمند چو اندیشه گماشت خرم آنکس که در این دفتر پاک از همه حرف رقم خیر کشید و اثر خیر گذاشت ف.ط

اکنون که با یاری خداوند متعال، فصلی دیگر از زندگی و مقطعی دیگر از تحصیل را به پایان رساندهام شایسته میدانم، زحمات و راهنماییهای کلیه معلمان و اساتید و دوستان دوران تحصیلم را ارج نهاده و مراتب تشکر قلبی و باطنی خویش را از نقش اساسی و ماندگار آنها ابراز دارم.

ابتدا بر خود لازم میدانم از زحمات فراوان و کارگشای استاد بزرگوارم جناب آقای دکتر محمود صادقیان که با راهنماییهای ارزنده خود، نقش مهمی در به ثمر رسیدن این پایان نامه داشتهاند، صمیمانه تقدیر و تشکر نمایم.

برخود لازم میدانم از مساعدتهای آقای مهندس میرباقری، آقای شاه حسینی و مهندس خانعلی زاده و دوستان بسیار عزیزم آقایان حسین خواجهزاده، علی تنها، نصرت پناهی، بهنام مهربان، حمیدرضا شجاعی، مهدی پولادوند، محمد برهمند، حسین گلی خطیر، رضا ثوابی، ابوالفضل اکرمی و از دوست بزرگوارم آقای عبدا... شمسی که در جمع آوری نمونهها و مقطع گیری از نمونهها به من یاری رساندن و همچنین خانمها موسوی و عابدی و سایر دانشجویان کارشناسی ارشد زمینشناسی که ذکر اسامی یکایک آنها در این مختصر نمی گنجد ولی هر کدام به نوعی در پیشرفت کارم نقش داشتهاند، تقدیر و تشکر نمایم.

در پایان از زحمات مشفقانه و بیدریغ خانوادهٔ عزیز و بزرگوارم که همیشه سر آغاز خوبی و نهایت مهربانی بودهاند و در تمامی مراحل زندگی حامی، پشتیبان و مشوق من بودهاند، کمال تشکر و قدردانی را دارم.

توده گرانیتوئیدی ششتمد در ۴۵ کیلومتری جنوب شهرستان سبزوار قرار دارد. این توده در بین سنگهای عمدتاً بازالتی بالشی متعلق به زون افیولیتی سبزوار جایگزین شده است. توده گرانیتوئیدی ششتمد دارای طیف ترکیبی دیوریت- گابرودیوریت، گرانودیوریت، گرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیت میباشد، با این وجود ترکیب غالب آن گرانودیوریتی است. آلکالی فلدسپار گرانیتها به صورت رگه و رگچهها، گرانیتها . گرانودیوریتها را قطع میکنند. این توده نفوذی توسط تعداد زیادی دایک دارای ترکیب گابرودیوریتی (معادل آندریت- بازالت) قطع گردیده است. در نمودارهای تغییرات، روندهای عناصر اصلي و فرعي و كمياب مبيّن ناپيوستگي بين تركيبات حدواسط (ديوريت - گابروديوريت) و اسیدی (گرانودیوریت، گرانیت و آلکالیفلدسپار گرانیت) میباشد، شواهد صحرایی نیز موضوع را تأیید میکند. از نظر تقسیم بندیهای زایشی توده گرانیتوئیدی ششتمد به گرانیتوئیدهای نوع I و سری مگنتیت تعلق دارد. در ضمن دارای ماهیت متاآلومین و کالکوآلکالن میباشد. از نظر جایگاه تکتونیکی از نوع گرانیتهای قوس آتشفشانی(VAG) است و در زمره گرانیتوئیدهای جزایر قوسی (IAG) قرار مي گيرد. فرورانش اقيانوسي- اقيانوسي در يک محيط جزاير قوسي و ذوب ورقه اقيانوسي فرورونده (دگرگون شده تا حد آمفیبولیت) و احتمالاً گوه گوشتهای روی آن (در یک زون فرورانش قوسی) و سپس تبلور تفریقی ماگمای بوجود آمده به تشکیل این توده نفوذی منجر شده است. كلمات كليدى: ششتمد، زون افيوليتى سبزوار، ژئوشيمى، گرانيتوئيدهاى جزاير قوسى، گرانيتهاى قوس آتشفشاني

چکیدہ

# مقالات مستخرج از این پایان نامه

- پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی ششتمد (جنوب سبزوار)، شانزدهمین همایش انجمن بلور شناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه گیلان، رشت، ۱۳۸۷.

ì

مطالب	ست	فم
		~~

ىنوان	صفح
شکر و قدردانی	ب
جكيده	ج
۔ قالات مستخرج شدہ از پایان نامہ	ు
هرست مطالب	٥
	ح
هرست اشكال	5
صل اول: كليات	
۰–۱-موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی منطقه مورد مطالعه	١
'-۲- آب و هوا و جغرافیای انسانی	١
· – ۳ – ژئمم، فەلەژى "	٣
ر در زر زرگ ۱–۴– مطالعات قبلی	٣
. ی ۱–۵– هدف از مطالعه (	۵
 ج روش مطالعه	۶
رونی صل دوم: زمین شناسی	
-۱-۱ - مقدمه	٩
-۲-۲:مب: شناسہ عموم	٩
المراجب المراجب المراجب	11
	11
محموعه افتولیت پایانی پایکوسی	11
۱ بر و سیز یکی (سبزور). ۱ – با بده تبتها	17
پرت ر . الف– دونتها	١٢
ر . ب- هارزبورژیت	14
۲- مجموعه آتشفشانی بازیک (بازالتهای بالشی و هیالوکلاستهای بازالتی)	۲۰
٣- واحد سنگي آتشفشاني- رسوبي	۲۳
۴– آهکهای پلاژیک	۲۵
- واحد آهکی	79
. واحد کنگلومرایی	79
۱-۳-۲- واحدهای سنگی ائوسن	79
۱-۳-۳- واحدهای سنگی بعد از ائوسن (توده نفوذی مورد مطالعه) است ا	۲۷
۱ – ديوريت – گابروديوريت	۲۷
۲- گرانیت - گرانودیوریت	۲٩
۳- دایکهای آندزیتی- بازالتی	۳١
۱-۳-۴- میوسن	٣٣
. – ۳–۵– کواترنری	٣٣

نە

۳۴	۲-۴-۲ - گسل خوردگی
36	۲–۵– پتانسیلهای معدنی
	فصل سوم: پتروگرافی
۳۷	۳–۱– مقدمه
۴.	۳-۲- ديوريتها و گابروديوريتها
40	۳-۳- گرانوديوريتها
۵۰	۳-۴- گرانیتها
۵۲	۳–۵– آلکالی فلدسپار گرانیتها
۵۶	۳-۶- دایکهای آندزیتی- بازالتی
۵٨	۲-۲- آنکلاوها
۶۲	۳-۷- نتیجهگیری
	فصل چهارم: ژئوشیمی
94	۴–۱– مقدمه
γ۰	۴-۲- منابع خطا در طی آماده سازی و تجزیه ژئوشیمیایی نمونهها
γ۰	۴–۳– تصحیح دادههای تجزیه ژئوشیمایی
γ۰	۴-۴- کاربرد داده های ژئوشیمیایی
۷١	۴-۴-۱ عناصر اصلی
۷١	۲-۴-۴ عناصر كمياب
۷١	۴–۵– طبقه بندی سنگهای مورد مطالعه
۷١	۴–۱۵– دره بندی نرماتیو
۷١	الف- رده بندی اشتریکایزن و لومتر (۱۹۷۹)
۷۳	ب- رده بندی مورماتیو اکانر (۱۹۶۵)
۷۴	۴–۵–۲ رده بندی شیمیایی
۷۴	الف- رده بندی کاکس و همکاران ( ۱۹۷۹)
۷۵	ب- رده بندی میدلموست (۱۹۸۵)
۷۵	ج- رده بندی میدلموست (۱۹۹۴)
γ۶	د- رده بندی دولارش و همکاران (۱۹۸۰)
٧٧	ه- رده بندی دوبون و لوفور (۱۹۸۳)
۲٩	۴-۶- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگها به کمک نمودارهای تغییرات
	۴-۶-۴- بررسی تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO <sub>2</sub> (نمودارهای هارکر)، D.I (ضریب تفریق) و S.I
٨٠	(ضريب انجماد)
٩۴	۴-۶-۲- نتایج به دست آمده از نمودارهای اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل D.I ,SiO <sub>2</sub>
۹۵	۴-۷- کاربرد نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در بررسی روند تحولات ماگما
٩۶	۴-۲-۲ برخی از نمودارهای عناصر کمیاب در مقابل SiO <sub>2</sub> و ضریب تفریق (.D.I)
٩۶	الف- نمودار تغییرات Rb در مقابل SiO_2 و D.I. الف- نمودار تغییرات Rb
٩۶	ب- نمودار تغییرات Ba در مقابل SiO <sub>2</sub> و D.I
٩۶	ج- نمودار تغییرات U,Th در مقابل SiO <sub>2</sub> و D.I
٩۶	د- نمودار تغییرات Co در مقابل SiO <sub>2</sub> و D.I

)

٩٧	ه- نمودار تغییرات Sr در مقابل SiO <sub>2</sub> و D.I.
٩٧	و- نمودار تغییرات Sc در مقابل SiO <sub>2</sub> و D.I
۱۰۰	۴-۸- مقایسه فرایندهای تبلور تفریقی و ذوب بخشی
۱۰۱	الف- نمودار تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل ناسازگار
۱۰۳	ب- نمودار تغییرات عناصر سازگار در مقابل ناسازگار
1.4	- نمودار Y/Zr (عبدالله و همکاران، ۱۹۹۸)
۱۰۵	۴-۹- نمودارهای عنکبوتی
۱۰۶	الف- نمودارهای عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت
١٠٧	ب – نمودارهای عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه
١٠٩	۴-۱۰- تعیین درجه اشباع از آلومین (ASI)
۱۰۹	- نمودار A/CNK-SiO <sub>2</sub> عبدالرحمن (۱۹۹۰)
۱۱۰	۴-۱۱- تعیین سری ماگمایی
111	الف- نمودار سه تایی FeO <sup>*</sup> - (Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O) - MgO (ایروین و باراگار (۱۹۷۱)
111	ب- نمودار Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O در مقابل SiO <sub>2</sub> (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)
١١٢	ج- نمودار Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O در مقابل SiO <sub>2</sub> (میدلموست، ۱۹۹۴)
۱۱۳	د- نمودار سیلوستر (۱۹۸۹)
۱۱۳	۴-۱۲- نتیجه گیری
	فصل پنجم: پتروژنز و جایگاه تکتونیکی
۱۱۵	۵–۱– مقدمه
118	۵–۲– تقسیمبندی ژنتیکی گرانیتوئیدها
118	۵-۲-۱ - تفکیک گرانیتهای نوع I از A
118	- نمودار والن و همكاران(۲۹۸۷) Zr+Nb+Ce+Y در مقابل Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O/CaO)
۱۱۷	- نمودار Y در مقابل SiO_2 (فرنس و همکاران، ۱۹۹۶)
۱۱۸	۵-۲-۲- تفکیک گرانیتهای نوع I از S
۱۱۸	- نمودارK2O در مقابل Na2O چپل و وایت (۱۹۹۳)
۱۱۸	- نمودارتغییرات P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> در مقابل SiO <sub>2</sub> (چپل و وایت، ۱۹۹۲)
۱۱۹	- نمودار A/CNK-SiO2 عبدالرحمن (۱۹۹۰)
171	- نمودار *Fe در مقابلSiO (فراست و همکاران، ۲۰۰۱)
۱۲۳	۵–۳- تعيين جايگاه تكتونيكى گرانيتوئيدها
۱۲۳	۵-۳-۲ تعیین جایگاه گرانیتوئیدها با استفاده از عناصر کمیاب
۱۲۳	- نمودارهای پییرس و همکاران (۱۹۸۴)
174	- نمودار Hf-Rb/30-Ta×3 (هریس و همکاران، ۱۹۸۶)
120	- نمودار La/Yb در مقابل Th/Yb کندی (۱۹۸۹)
178	۵-۴- تعیین محیط تکتونوماگمایی توده نفوذی ششتمد
١٢٩	۵-۵- پتروژنز گرانیتوئیدهای مورد مطالعه
۱۳۰	۵-۶- مقایسه توده گرانیتوئیدی ششتمد با توده گرانیتوئیدی چاه سالار (جنوب غرب نیشابور)
	۵-۷- مقایسه گرانیتوئید منطقه مورد مطالعه با گرانیتوئید همراه با افیولیتهای واردار ( در محدوده صربستان، مقدونیه و
۱۳۲	ﺷﻤﺎﻝ ﻳﻮﻧﺎﻥ)

)

٣٣	۵–۸– نتایج بدست آمده از مقایسه تودههای گرانیتوئیدی ششتمد، چاه سالار و گرانیتوئید همراه افیولیتهای وارادر
۳۵	۵-۶- نتیجه گیری
	فصل ششم: نتیجه گیری و پیشنهادات
379	۷-۱- نتیجه گیری نهایی
٣٧	۲-۲- پیشنهادات
	منابع
۳۸	منابع فارسی
41	منابع لاتين
	پيوست
	فهرست جداول
٣٩	جدول ۳-۱- علائم اختصاری به کار برده شده در زیرنویس تصاویر میکروسکپی
۶۳	جدول ۳-۲- نمایش گرافیکی ترتیب تبلور کانیهای سازنده توده گرانیتوئیدی ششتمد
۶۵	جدول ۴-۱- معرفی موقعیت جغرافیایی نمونههای سنگی انتخاب شده جهت تجزیه شیمیایی
	جدول ۴–۲- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، مقادیر کانیهای نورماتیو، عناصر کمیاب و خاکی نادر نمونههای مورد
<del>9</del> 9	مطالعه
۲۹	جدول ۴–۳- اسامی به دست آمده از سنگهای منطقه مورد مطالعه بر اساس انواع طبقه بندیها
18	جدول ۵-۱- ویژگی گرانیتهای نوع M ،I ،S و A
	جدول ۵-۲- معیارهای صحرایی، کانی شناسی، پتروگرافی و شیمیائی گرانیتوئیدهای نوع $ m S$ و $ m I$ و مقایسه آنها با ویژگی-
۲.	های توده گرانیتوئید مورد مطالعه
	فهرست اشكال
٢	شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی مورد مطالعه (ششتمد)
٣	شکل ۱-۲- دورنمای منطقه مورد مطالعه، جنوب شرق توده (دید به سمت جنوب غرب)
۷	شکل ۱-۳- تصویر ماهوارهای توده گرانیتوئیدی جنوب ششتمد و سنگهای در بر گیرند آن (Landsat)
٨	شکل ۱-۴- تصویر سه بعدی از منطقه مورد مطالعه که توسط نومافزار global maper پردازش شده است
۱.	شکل ۲-۱- نقشه پهنههای رسوبی- ساختاری عمده ایران (آقانباتی، ۱۳۸۳)
۲	شكل ۲-۲- نقشه اصلاح شده ۱/۱۰۰۰۰۰ منطقه مورد مطالعه
	شکل ۲–۳- نمای کلی از دونیتها و هارزبورژیتهای شمال روستای تندوک، به همراه دورنمایی از معدن کرومیت که با
١٣	فلش مشخص شده است (دید به سمت شمال)
١٣	شکل ۲-۴- تصویر دونیتهای برشی شده حاوی کرومیت، در معدن کرومیت تندوک
	شکل ۲-۵- تصویری از سنگهای دونیتی شمال روستای تندوک که در امتداد درزها و شکستگی آنها منیزیت زایی
۱۳	صورت گرفته است (دید به سمت شمال)
	شکل ۲-۶- تصویرمیکروسکپی از بافت داربستی در دونیتهای تندوک. دانههای تیره رنگ کرومیت در مرکز تصویر دیده
۱۳	مىشود
۱۳	ت شکل ۲−۲- تصویرمیکروسکپی از بافت داربستی در دونیتهای تندوک
١٣	شکل ۲-۸- تصویری از سنگهای دونیتی حاوی کرومیت لایهای و افشان در معدن کرومیت تندوک
	شکل ۲-۹- تصویری ازنمونه دستی دونیتهای حاوی کرومیت که دارای ساخت پوست پلنگی هستند (معدن کرومیت
14	تندوک)

۱۴	شکل ۲-۱۰- تصویر میکروسکپی کرومیت در نور منعکسه. به خرد شدگی کرومیتها توجه نمایید
14	شکل ۲–۱۱– تصویر میکروسکپی کرومیت در نور منعکسه. به خرد شدگی کرومیتها توجه نمایید منطقه
۱۵	شکل ۲–۱۲– نمای کلی هارزبورژیتها، در منتهی الیه جنوب شرق منطقه مورد
۱۵	شکل ۲–۱۳– تصویر نمونه دستی هارزبورژیتها در شمال روستای طرسک
۱۷	شکل ۲–۱۴– نمای از رودنژیتی شدن هارزبوزژیتها در شمال روستای اردیز (دید به سمت شمال)
۱۷	شکل ۲–۱۵– نمای نزدیکتری از رودنژیتی شدن هارزبوزژیتها در شمال اردیز (دید به سمت شمال)
۱۷	شکل ۲-۱۶- نمای نزدیکی از رودنژیتی شدن هارزبورژیتها در شمال روستای اردیز (دید به سمت شمال)
۱۷	شکل ۲–۱۷– تصویری از رودنژیتی شدن هارزبورژیتها. به تغییر رنگ هارزبورژیتها دقت نمایید
	شکل ۲-۱۸- تصویر میکروسکپی از بافت پرفیروبلاستی در رودنژیتها. پرفیروبلاستهای پیروکسن پلاژیوکلاز در این
۱۷	تصویر دیده میشوند
۱۷	شکل ۲–۱۹– تصویری از پرهنیتی شدن پلاژیوکلازها در رودنژیتها
	شکل ۲-۲۰- نمایی از لیستونیت زایی در هارزبورژیتهای شرق معدن کرومیت تندوک (دید به سمت شمال-شمال
۱۹	غرب)
۲۰	شكل ۲-۲۱- تصوير ميكروسكپي ليستونيتهاي شرق معدن كروميت تندوك
۲۰	شکل ۲-۲۲- تصویر میکروسکپی تبدیل کانیهای آهندار (از جمله مگنتیت) به هماتیت در لیستونیتهای منطقه
۲۱	شکل ۲-۲۳- نمای کلی بازالتهای بالشی حوالی مزرعه حسین (دید به سمت غرب- جنوب غرب)
	شکل ۲-۲۴- تصویری از بازلتهای بالشی اسپیلیتی شده جنوب غرب مزرعه حسین آباد متولی (دید به سمت جنوب
۲۱	شرق)
۲۱	شکل ۲-۲۵- نمای نزدیکی از بالشهای بازلتهای اسپیلیتی جنوب غرب مزرعه حسین آباد
۲۱	شکل ۲-۲۶- نمای نزدیک یک بالش اسپیلیتی شده در جنوب شرق روستای خوشمردان
۲۱	شکل ۲-۲۷- تصویری از هیالوکلاستهای بازالتی موجود در جنوب دیوانهخوی
۲۱	شکل ۲-۲۹- نمای نزدیکتری از هیالوکلاستهای بازالتی موجود در جنوب دیوانهخوی
	شکل ۲–۲۹– تصویری از یک بازالت بالشی همراه با هیالوکلاستهای بازالتی ناشی از قطعه قطعه شدن بازاتهای بالشی
۲۲	در جنوب ديوانهخوى
٢٢	شکل ۲-۳۰- تصویری از ساخت بادامکی و حفرات پر شده توسط کوارتز و کلسیت در جنوب دیوانهخوی
٢٢	شکل ۲-۳۱- تصویر میکروسکپی نشان دهنده بافت گلومروپورفیری و بادامکی در بازالتهای بالشی اسپسلیتی شده
22	شکل ۲-۳۲- تصویر میکروسکپی نشان دهنده حفرات پر شده توسط کوارتز در مرکز و کلریت در حاشیه
22	شکل ۲–۳۳– تصویر میکروسکپی بافت بادامکی که توسط کوارتز(a)، کلریت(b) و زئولیت(c) پر شده است
٢٢	شکل ۲-۳۴- تصویر میکروسکپی از کراتوفیرهای منطقه به همراه بافت بادامکی
۲۳	شکل ۲-۳۵- تصویر میکروسکپی کراتوفیرهای که بافت بادامکی و جریانی نشان میدهند
۲۳	شکل ۲-۳۶- نمای کلی سنگهای آتشفشانی-رسوبی متعلق به مجموعه افیولیتی جنوب ششتمد (دید به سمت غرب)
۲۳	شکل ۲-۳۷- نمای نزدیک از سنگهای آتشفشانی-رسوبی جنوب ششتمد
24	شکل ۲-۳۹- تصویری از سنگهای آتشفشانی- رسوبی متعلق به مجموعه افیولیتی سبزوار (مزرعه حسین آباد)
24	شکل ۲-۳۹- تصویری از بازالتهای بالشی با فرساش پوستپیازی غرب مزرعه حسین آباد
	شکل ۲-۴۰- نمایی از سنگهای داسیتی جنوب ششتمد که دارای ساخت منشوری زیبا هستند و به عنوان سنگ لاشه
24	استفاده مىشوند
74	شکل ۲-۴۱- تصویری از آنکلاوهای توفی- سیلتستونی موجود در سنگهای داسیتی (جنوب ششتمد)
74	شکل ۲-۴۲- تصویری از حضور فنوکریستهای کوارتز دارای خلیج خوردگی در سنگهای داسیتی

ļ.

شکل ۲-۴۳- تصویر میکروسکپی نشان دهنده بافت اسفرولیتی در سنگهای داسیتی. این پدیده معرف انجام
دويتريفيكاسيون يا شيشه زدايي است
شکل ۲-۴۴- نمایی از چین خوردگی آهکهای پلاژیک مرتبط با افیولیتها حاشیه جاده قدیم سبزوار بردسکن، ۳۵
کیلومتری جنوب سبزوار) لا
شکل ۲-۴۵- نمایی نزدیکتری از آهکهای پلاژیک مرتبط با افیولیتها در منطقه مورد مطالعه
شکل ۲-۴۶-تصویری از لایهبندی (لامیناسیون) در آهکهای پلاژیک صورتی رنگ
شکل ۲-۴۷- تصویر میکروسکپی نشان دهنده میکروفسلهای موجود درآهکهای پلاژیک که با سیلیس پرشدهاند این
ميكروفسيلها از نوع گلوبوترونكانا ميباشند
شکل ۲-۴۸- نمای کلی از کنگلومرای ائوسن که محدودهٔ روستای باداشیان هم بر روی آن ساخته شده است (دید به
سمت شمال)
شکل ۲-۴۹- نمای کلی از توده دیوریتی واقع در شمال روستای خوشمردان (دید به سمت شمال)
شکل ۲-۵۰- تصویری از سنگهای دیوریتی گابرودیوریتی شمال روستای خوشمردان
شکل ۲-۵۱- تصویری از رگه کوارتزی در سنگهای دیوریتی شمال روستای خوشمردان که گاهی با کانهزایی مالاکیت
نيز همراه است
شکل ۲-۵۲- تصویری از مگا آنکلاو پریدوتیتی که به صورت آنکلاو در درون سنگهای دیوریتی شمال روستای گزوک
مشاهده میشوند (دید به سمت شمال)
شکل ۲-۵۳- تصویری از به دام افتادن آنکلاو هارزبورژیتی در درون دیوریتهای شمال غرب روستای گزوک
شکل ۲-۵۴- نمای کلی مرز تماس توده گرانیتوئید ششتمد و بازالتهای میزبان (دید به سمت جنوب)
شکل ۲-۵۵- تصویری از مرز تماس توده گرانیتوئید ششتمد و بازالتهای میزبان در جنوب روستای بادآشیان (دید به
سمت شمال-شمال شرق)
شکل ۲-۵۶- تصویری از مرز تماس سنگهای گرانودیوریتی و بازالتهای بالشی میزبان (شمال غرب مزرعه حسین
آباد)
شکل ۲-۵۷- تصویری از حضور آنکلاو کوارتزدیوریتی در گرانودیوریتهای جنوب روستای دیوانهخوی
شکل ۲-۵۸- تصویری از گسیختگی و شکسته شدن دیوریتها توسط گرانودیوریت، جنوب روستای دیوانه خوی
شکل ۲-۵۹- نمای کلی دایکهای متعدد آندزیتی- بازالتی قطع کننده توده گرانودیوریتی ششتمد (جنوب روستای
دیوانهخوی، دید به سمت شرق-شمال شرق)
شکل ۲-۶۰ تصویریی از دایک آندزیتی قطع کننده سنگهای گرانودیوریتی در جنوب روستای دیوانهخوی، دید به سمت
شرق)، به تغییر ضخامت دایک دقت نمایید
شکل ۲–۶۱– تصویری از یک دایک آندزیتی چند شاخه قطع کننده سنگهای گرانودیوریتی جنوب روستای دیوانهخوی
(دید به سمت جنوب)
شکل ۲-۶۲- تصویری از دایک آندزیتی که سنگهای گرانودیوریی را قطع کرده است (جنوب دیوانهخوی، دید به سمت
غرب)
شکل ۲-۶۳- تصویر میکروسکپی یکی از دایکهای آندزیتی که پیروکسن از نوع اوژیت در آن یافت میشود منطقه
شکل ۲-۶۴- تصویر میکروسکپی دایکهای آندزیتی که کانیهای مافیک آن به انواع کانیهای ثانویه دگرسان شدهاند
شکل ۲-۶۵- تصویری مارنهای میوسن، جنوب روستای کیذقان (دید به سمت شمال- شمال شرق)
شکل ۲-۶۶- تصویری از رسوبات کنگلومرایی ناپیوسته عهد حاضر (غرب روستای پایین رود)
شکل ۲-۶۷- نقشه پراکندگی گسلها منطقه مورد مطالعه
شکل ۲-۶۹- تصویری از گسل تندوک که باعث رانده شدن سنگهای متعلق به مجموعه افیولیتی کرتاسه پایانی-

L	پالئوسن (به ویژه دونیتها و هارزبورژیتها) بر روی رسوبات مارنی و شیلی ماسه سنگی میوسن شده است (غرب روستاه
	تندوک، ديد به سمت شمال- شمال شرق)
	شکل ۲-۶۹- نمای کلی معدن سنگ آهک ششتمد (دید به سمت غرب- شمال غرب)
	شکل ۲-۷۰- تصویری از معدن سنگ آهک ششتمد (دید به سمت غرب)
	شکل ۲-۷۱- نمای کلی از معدن کرومیت تندوک (دید به سمت شمال)
	شکل ۲-۷۲- تصویری از نمونههای دستی کرومیت متعلق به معدن کرومیت شمال تندوک به ساخت پوست پلنگی
••••	نمونهها توجه نماييد
	شکل ۳-۱- تصویر میکروسکپی بافت پورفیروئیدی در سنگهای گابرودیوریتی
	شکل ۳-۲- تصویر میکروسکپی بافت گرانولار در سنگهای گابرودیوریتی
••••	شکل ۳-۳- تصویر میکروسکپی بافت گرانولارحاصل حضور پلاژیوکلاژ و هورنبلند سبز در سنگهای دیوریتی
	شکل ۳-۴- تصویر میکروسکپی دو نسل پلاژیوکلاز در سنگهای دیوریتی
	شکل ۳-۵- تصویر میکروسکپی پرهنیتی شدن پلاژیوکلاز در سنگهای دیوریتی
	شکل ۳-۶- تصویر میکروسکپی هورنبلندسبز نشان دهنده ساب گرین شدن
	شکل ۳-۷- تصویر میکروسکپی به دام افتادن پیروکسن در درون پلاژیوکلاز
	شکل ۳–۸- تصویر میکروسکپی اورالیتی شدن هورنبلند سبز در سنگهای دیوریتی
	شکل ۳-۹- تصویر میکروسکپی نشان دهنده حضور آپاتیت سوزنی در پلاژیوکلاز
	شکل ۳-۱۰- تصویر میکروسکپی نشان دهنده حضور اسفن اولیه در سنگهای دیوریتی
	شکل ۳–۱۱– تصویر میکروسکپی کلریت به همراه اسفن ثانویه که از دگرسانی هورنبلندسبز به وجود آمدهاند
	شکل ۳-۱۲- تصویر میکروسکپی دگرسان شدن فنوکریستهای پیروکسن به کلریت
	شکل ۳-۱۳- تصویر میکروسکپی از بافت گرانولار در سنگهای گرانودیورتی
	شکل ۳-۱۴- تصویر میکروسکپی پلاژیوکلاز دگرسان شده در سنگهای گرانودیوریتی
	شکل ۳-۱۵- تصویر میکروسکپی خمیدگی پلاژیوکلاژ موجود در سنگهای گرانودیوریتی. این پلاژیوکلاز بر اثر تنش
	برشی چپگرد تغیر شکل پیدا کرده است
	شکل ۳-۱۶- تصویر میکروسکپی ارتوزی که صورت به قطرات باریکی اطراف پلاژیوکلاز را فرا گرفته و گهگاه باعث
	خوردگی و از بین رفتگی پلاژیوکلاز شده است
	شکل۳-۱۷- تصویر میکروسکپی بافت گرافیکی در سنگهای گرانودیوریتی
	شکل ۳–۱۸– تصویر میکروسکپی نشان دهنده هورنبلندسبز و مگنتیت در سنگهای گرانودیوریتی
	شکل ۳–۱۹– تصویر میکروسکپی هورنبلندسبز در گرانودیوریت میلونیتی شده
	شکل ۳-۲۰- تصویر میکروسکپی معرّف حضور پیریت در سنگهای گرانودیوریتی
	شکل ۳-۲۱- تصویر میکروسکپی تیتانومگنتیت که به لوکوکسن دگرسان شده است (PPL ،بزرگنمایی ۱۰۰ برابر)
	شکل ۳-۲۲- تصویر میکروسکپی نشان دهنده کانیهای ثانویه اسفن به همراه کلریت و اپیدت در  سنگهای
••••	گرانوديوريتى
	شکل ۳-۲۳- تصویر میکروسکپی بافت گرانولار در سنگهای گرانیتی
	شکل ۳-۲۴- تصویر میکروسکپی بافت گرافیکی در سنگهای گرانیتی
	شکل ۳-۲۵- تصویر میکروسکپی کانی آلانیت به همراه اسفن اولیه
•••	شکل ۳-۲۶- تصویر میکروسکپی کانی آلانیت به همراه اسفن اولیه
	شکل ۳-۲۷- تصویر رگچههای صورتی رنگ و کم ضخامت آلکالی فلدسپار گرانیت، که گرانیتهاو گرانودیوریتها را قطع
	مے کنند

	شکل ۳–۲۸- تصویر میکروسکپی بافت گرافیکی در سنگهای آلکالی فلدسپار گرانیتی
	شکل ۳-۲۹- تصویر میکروسکپی ارتوکلاز موجود در سنگهای آلکالی فلدسپار
	شکل ۳-۳۰- تصویر دایک تزریق شده در گرانودیوریتهای جنوب روستای دیوانه خوی
	شکل ۳-۳۱- نمای نزدیکتر از دایک تزریق شده در گرانودیوریتهای جنوب روستای دیوانه خوی
	شکل ۳-۳۲- تصویر میکروسکپی فنوکریست اوژیت موجود در دایکها
	شکل ۳-۳۳- تصویر میکروسکپی نشاندهنده دگرسان شدن کانیهای مافیک در دایکها
	شکل ۳-۳۴- تصویری از آنکلاوهای موجود در گرانودیوریتها
	شکل ۳-۳۵- تصویر میکروسکپی نشان دهنده مرز بین کانیهای آنکلاو و کانهای سنگ میزبان
	شکل ۳-۳۶- تصویر میکروسکپی هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز موجود در آنکلاوها
	شکل ۳-۳۷- تصویر میکروسکپی پیروکسنی که به کلریت تبدیل شده است
	شکل ۴-۱- نمودار اشتریکایزن و لومتر (۱۹۷۹) جهت نامگذاری سنگهای مورد مطالعه
	شکل ۴-۲- شکل طبقه بندی نورماتیو اکانر (۱۹۶۵) برای نمونههای گرانیتوئیدی ششتمد
کاکسر	شکل۴-۳- طبقه بندی ژئوشیمیایی سنگهای نفوذی با استفاده از نمودار مجموع Na2O+K2O در مقابل SiO2 (
	و همکاران، ۱۹۷۹)
	شکل۴-۴- طبقه بندی ژئوشیمیاِیی سنگهای نفوذی با استفاده از نمودار مجموع Na2O+K2O در مقابل SiO2
	(ميدلموست و همكاران، ۱۹۸۵)
ت،	شکل۴-۵- طبقه بندی ژئوشیمیایی سنگهای نفوذی با استفاده از نمودار Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O در مقابل SiO <sub>2</sub> (میدلموسد
R1- C	شکل ۴-۶- موقعیت نمونههای منطقه مورد مطالعه در نمودار طبقهبندی سنگهای نفوذی با استفاده از پارامترهای
	R2 (دولارش و همکاران، ۱۹۸۰).
	شکل ۴–۷- رده بندی شیمیایی سنگهای آذرین درونی با استفاده از پارامترهای کاتیونی $\mathrm{Q}$ و $\mathrm{P}$ (دبون و لوفور،
	۳۸۹۲)
	شکل ۴–۸- الف- طبقه بندی ژئوشیمیایی دایکهای منطقه با استفاده از نمودار Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O در مقابل SiO <sub>2</sub>
	(ميدلموست، ١٩٩۴)
ں و	شکل ۴–۸- ب- طبقه بندی ژئوشیمیایی دایکهای منطقه با استفاده از نمودار Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O در مقابل SiO <sub>2</sub> (کاکس
	همکاران ۱۹۷۹)
S.	${ m I}$ شکل ۴-۹- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل ${ m SiO_2}$ (نمودارهای هار کر)، D.I (ضریب تفریق) و
	(ضريب انجماد)
	شکل ۴-۱۰- نمودار در صد آنورتیت در مقابل ضریب تفریق (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)
	شکل ۴–۱۱- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO <sub>2</sub> برای سنگهای فلسیک منطقه
	شکل ۴–۱۲– نمودارهای عناصر کمیاب در مقابل SiO <sub>2</sub> و.D.I برای نمونههای مورد مطالعه
	شکل ۴–۱۳– نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل ناسازگار
	شکل ۴–۱۴– نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل ناسازگار
	شکل ۴-۱۵- نمودار Y در مقابل Zr جهت تمایز ذوب بخشی و تفریق بلوری(F.c) ( عبدالله و همکاران، ۱۹۹۷)
	شکل ۴-۱۶- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲) برای نمونه های گرانیتوئیدی
	ششتمد
سنگی	شکل ۴-۱۷- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹) برای نمونههای

۱۱۰	شکل ۴–۱۸– نمودار A/CNK-SiO <sub>2</sub> عبدالرحمن (۱۹۹۰) جهت تعیین ماهیت توده گرانیتوئیدی ششتمد
111	شکل ۴–۱۹- نمودار AFM ایروین و باراگار (۱۹۷۱)، جهت تعیین روند تولئیتی و کالکو آلکالن از یکدیگر
	شکل ۴–۲۰- نمودار Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O در مقابل SiO <sub>2</sub> (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱) جهت تعیین سری ماگمایی نمونههای مورد
١١٢	مطالعه
١١٢	شکل ۴-۲۱- نمودار Na2O+K2O در مقابل SiO <sub>2</sub> (میدلموست، ۱۹۹۴) برای سنگهای مورد مطالعه
۱۱۳	شکل ۴-۲۲- دیاگرام سیلوستر(۱۹۸۹) جهت تعیین سری ماگمایی سنگهای توده گرانیتوئیدی ششتمد
١١٧	شکل ۵-۱- نمودار والن و همکاران(۱۹۸۷) جهت تفکیک گرانیتوئیدهای نوع I از A
۱۱۷	شکل ۵-۲- نمودار Y در مقابل SiO <sub>2</sub> (فرنس و همکاران، ۱۹۹۶) جهت تفکیک گرانیتوئیدهای نوع I از A
۱۱۸	شکل ۵-۳- نمودارNa <sub>2</sub> O در مقابل SiO <sub>2</sub> (چپل و وایت، ۲۰۰۱) جهت تفکیک گرانیتوئید نوع I از S
۱۱۹	شکل ۵-۴- نمودارتغییرات P2O5 در مقابل SiO2 (چپل و وایت، ۱۹۹۲) جهت تفکیک گرانیتوئید نوع I از S
۱۱۹	شکل ۵-۵−   نمودار A/CNK-SiO2 عبدالرحمن (۱۹۹۰) جهت تفکیک گرانیتوئید نوع I از S
177	شکل ۵-۶-  نمودار *Fe در مقابلSiO <sub>2</sub> (فراست و همکاران، ۲۰۰۱) جهت تعیین نوع گرانیتوئید مورد مطالعه
174	شکل ۵–۷–۰نمودارهای تعیین جایگاه گرانیتوئیدها با استفاده از عناصر فرعی (پییرس و همکاران ۱۹۸۴)
	شکل ۵-۸- نمودار سه تایی متمایز کننده محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها و موقعیت نمونههای مورد مطالعه −نمودار-Hf
170	8×8/30-Ta (هريس و همكاران، ۱۹۸)
	شکل ۵–۹– نمودار La/Yb در مقابل Th/Yb کندی (۱۹۸۹) جهت تعیین محیط تکتونیکی تودههای گرانیتوئیدی منطقه
178	ششتمد
۱۲۸	شکل ۵–۱۰– مدل تکتونیکی احتمالی تشکیل و جایگزینی توده گرانیتوئیدی ششتمد (صادقیان و همکاران ۱۳۸۶)
١٢٩	شکل ۵–۱۱- نمودار آلتر و همکاران (۲۰۰۲) جهت تعیین منشاء گرانیتوئیدهای مورد مطالعه
۱۳۰	شکل ۵–۱۲- نمودار های عنکبوتی رسم شده برای تودههای گرانیتوئیدی چاهسالار و ششتمد
	شکل ۵–۱۳- نمودار (ویلاسکا و همکاران، ۱۹۹۸) جهت تعیین نوع سنگ منشاء تودهای گرانیتوئیدی چاه سالار و
۱۳۲	ششتمد
۱۳۳	شکل ۵–۱۴– نمودار های عنکبوتی رسم شده برای توده گرانیتوئیدی ششتمد.و گرانیتوئید همراه با افیولیت وارادر

'n



## ۱-۱-موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه (ششتمد) در استان خراسان رضوی در ۴۵ کیلومتری جنوب شهرستان سبزوار با موقعیت جغرافیایی ۴۴ °۵۷ تا ۵۰ °۵۷ طول شرقی و ۴۸ °۳۵ تا ۶۵ °۳۵ عرض شمالی واقع است. دسترسی به این توده از به چند طریق امکان پذیر میباشد. از طریق جاده قدیم سبزوار – بردسکن و راههای ارتباطی به روستاهای استاچ، بادآشیان و دیوانه خوی می توان به نیمه غربی و جنوب غربی توده مورد مطالعه رسید. برای دستیابی به بخش شرق و جنوب شرقی توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه می توان از جاده آسفالته سبزوار – بردسکن و راههای منتهی به ششتمد، پادر، کیذقان، تندوک، طرسک، اردیز و … استفاده کرد (شکل ۱–۱).

# ۱-۲- آب و هوا و جغرافیای انسانی

آب و هوای منطقه ششتمد مانند بسیاری از مناطق ایران، تابع وضعیت ریخت شناسی است. محدوده مورد مطالعه دارای تابستانهای گرم و زمستانهای سرد و خشک میباشد. متوسط میزان بارندگی ۱۵۰–۱۰۰ میلیمتر است. پایین بودن میزان بارندگی سبب شده که سفره های آب زیرزمینی به خوبی تغذیه نگردد و به همین علت چشمهها در منطقه بسیار کم هستند و رودخانههای دائمی نیز وجود ندارد. روستاهای زیادی در محدوده مورد مطالعه وجود دارد که بیشتر آنها دارای سکنه هستند و بالغ بر ۶۰–۷۰ خانوار دارند. بیشتر روستائیان فارسی زبانند و با لهجهٔ محلی صحبت می کنند و به دامداری و کشاورزی مشغول هستند.



شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی مورد مطالعه (ششتمد)، (www.Iranview.ir)

۱ – ۳ – ژئومورفولوژی

روند ارتفاعات در منطقه مورد مطالعه عموماً شمال غربی- جنوب شرقی میباشد. بلندترین نقطه منطقه، ارتفاعی بالغ بر ۲۸۲۲ متر دارد، ولی در مجموع محدوده مورد مطالعه مرتفع و بلند میباشد و در زمستان غالباً پوشیده از برف است. توده گرانیتوئیدی ششتمد با سطح تقریباً هموار از مورفولوژی منحصر به فردی برخوردار است (شکل ۱–۲).



شکل ۱-۲- دورنمای منطقه مورد مطالعه، جنوب شرق توده (دید به سمت جنوب غرب)

## ۱-۴- مطالعات قبلی

به طور کلی کارهای انجام شده در این ناحیه بسیار کم می باشد، ولی می توان به مواردی از آن به شرح ذیل اشاره کرد:

- افیولیتهای سبزوار به وسیله محققین متعددی نظیر فورستر (۱۹۶۸)، وزیری تبار (۱۹۷۶)، علوی تهرانی (۱۹۷۵- ۱۹۷۶- ۱۹۷۷)، شجاعت و همکاران (۲۰۰۳)، رهگشای و همکاران (۲۰۰۲)، ایدون (۱۳۶۹)، تقویپور و همکاران (۱۳۶۹)، مجیدی (۱۳۷۸)، مجیدی شهرکردی (۱۳۶۹) ، بازوبندی (۱۳۷۲)، بغدادی (۱۳۷۹)، چنانی و همکاران (۱۳۶۹)، سودی شعار (۱۳۷۵)، ادهمی (۱۳۷۶)، ایرزد پناه (۱۳۷۷)، حمزهپور (۱۳۷۹) و... مورد بحث و بررسی قرار گرفتهاند. - لیندبرگ و همکاران (۱۳۵۲–۱۳۵۵) بخش اعظم محدودهٔ ورقه ششتمد را تحت عنوان چینه-شناسی، ساختار و تحولات کوهزایی منطقهٔ سبزوار در ناحیهٔ عریان مورد مطالعه قرار دادند. این گروه کار خود را به صورت پروژهٔ ژودینامیک در ایران انجام دادند، که مطالعات آن در غالب رسوب شناسی، جغرافیای گذشته و شکل ساختاری ناحیهٔ عریان میباشد.

- افتخارنژاد و همکاران (۱۹۷۶)، نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰ کاشمر, انتشارات سازمان زمین-شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- تهیهٔ نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ توسط شرکت ملی نفت (۱۹۷۰).
 - تهیه نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه ششتمد توسط جعفریان و جلالی (۱۳۷۵)

گوهرشاهی (۱۳۷۷) پترولوژی و ژئوشیمی و تکتونیک توده گرانیتوئیدی مجاور کوه میش واقع در جنوب سبزوار، را در قالب پایاننامه ارشد (دانشگاه تربیت معلم تهران) مورد برسی قرار داده است.
 قاسمی (۱۳۷۹) در قالب پایاننامه کارشناسی ارشد ( دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران) جنبههای اقتصادی افیولیتهای غرب منطقه سبزوار – گفت را مورد بررسی قرار داده است.
 مصلحی (۱۳۸۳) کانی شناسی و پترولوژی رودنژیتهای بخشی از افیولیتهای سبزوار (مناطق ایزار (مناطق باغجر و سلیمانیه)، را در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد (دانشگاه صنعتی شاهرود) مورد برسی قرار داده است.

داده است.

- کریم پور و سعادت (۱۳۸۴) با استفاده از دادههای ماهوارهای، آلتراسیون، ژئوشیمی و ژئوفیزیک در محدوده ورقه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ ششتمد پتانسیلهای معدنی و تعیین اولویتهای اکتشافی را بررسی نمودهاند.

- فارسی (۱۳۸۶) پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی چاه سالار (جنوب غرب نیشابور) را در قالب، پایاننامه کارشناسی ارشد ( دانشگاه صنعتی شاهرود) مورد بحث و برسی قرار داده است. - صالحی (۱۳۸۶) پترولوژی و ژئوشیمی گنبدهای ساب ولکانیک منطقه باشتین (جنوب غربی سبزوار) را در قالب پایاننامه کارشناسی ارشد (دانشگاه صنعتی شاهرود) مورد برسی قرار داده است. -صادقیان و همکاران (۱۳۸۶) مقالهای با عنوان پترولوژی و ژئوشیمی توده های آذرین بعد از ائوسن نوار افیولیتی سبزوار را در یازدهمین گردهمایی انجمن زمین شناسی ایران- دانشگاه فردوسی مشهد ارائه دادهاند.

-صادقیان و همکاران (۱۳۸۶) مقالهای علمی پژوهشی با عنوان پتروژنز توده گرانیتوئیدی چاه سالار (جنوب غرب نیشابور) را در سازمان زمین شناسی کشور ارائه دادهاند که در دست چاپ میباشد. - فارسی و همکاران (۱۳۸۶) مقالهای با عنوان ژئوشیمی و پترولوژی توده گرانیتوئیدی چاه سالار (جنوب غربی نیشابور) در برای یازدهمین گردهمایی انجمن زمین شناسی ایران- دانشگاه فردوسی مشهد ارائه دادهاند.

#### ۱–۶– هدف از مطالعه

توده گرانیتوئیدی ششتمد واقع در جنوب سبزوار با وسعتی بالغ بر ۲۰۰ کیلومتر مربع و روند کلی شمال غرب–جنوب شرق به درون سنگهای بازالتی وابسته به مجموعه افیولیتی سبزوار و سنگهای آتشفشانی- رسوبی ائوسن نفوذ کرده است. این توده دارای ترکیب سنگ شناسی دیوریت، گرانو-دیوریت و گرانیت است. به واسطه جایگزینی این توده در میان مجموعه افیولیتی سبزوار مطالعه آن از اهمیت ویژهای برخوردار است. در این مطالعه ویژگیهای سنگ شناسی، نحوه تشکیل و زمان تسکیل این توده نفوذی در پرتو مطالعات صحرایی، پترولوژیکی و ژئوشیمیایی به کمک روشها و ابزارهای جدید پترولوژیکی به طور دقیق مورد بحث و بررسی قرار خواهد گرفت. - در مجموع مهمترین اهداف این پژوهش را می توان به شرح ذیل عنوان کرد: 1- بررسی دقیق طیف ترکیب سنگشناسی این توده و ارتباط آن با سنگهای دربرگیرنده. 7- بررسی رابطه احتمالی تشکیل این توده با تکتونیک منطقه مورد مطالعه. 7- بررسی رابطه احتمالی تشکیل این توده با تکتونیک منطقه مورد مطالعه.

۶- بررسی پتروژنز توده گرانیتوئیدی مورد نظر.

۱–۵– روش مطالعه

به منظور انجام این پژوهش، ابتدا نقشههای زمین شناسی ورقه ششتمد به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰ و کاشمر به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ به همراه تعدادی تصاویر ماهوارهای از مراکز مختلف تهیه شد. برای مطالعه دقیقتر زمین ریختی منطقه چهار نقشه توپوگرافی در مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ از سازمان نقشه برداری تهیه گردید، همچنین مقالات و پایان نامههای مربوط به منطقه مورد مطالعه جمع آوری شد.

مطالعه صحرایی منطقه طی چند مرحله در سالهای ۱۳۸۶ و ۱۳۸۷ انجام گرفت و طی آن نمونه برداری سیستماتیک و انتخابی از واحدهای مختلف سنگی بر اساس تنوع بافتی، کانیشناسی و سنگ شناسی آنها صورت پذیرفت. از نمونههای برداشت شده در کارگاه مقاطع نازک دانشگاه صنعتی شاهرود به تعداد تقریباً ۱۲۰ مقطع نازک تهیه گردید. علاوه بر آن از ۵۰ نمونه سنگی بارز در کارگاه تهیه مقطع نازک شرکت مهد زمین شاهوار مقطع تهیه شد. بعد از انجام مطالعات پتروگرافی، تعداد تهیه مقطع نازک شرکت مهد زمین شاهوار مقطع تهیه شد. بعد از انجام مطالعات پتروگرافی، تعداد او دمین انتخاب و جهت آنالیز شیمیایی به روش ICP\_MS به آزمایشگاه ACME کانادا ارسال گردید. نتایج حاصل از آنالیز شیمیایی پس از انجام تصحیحات لازم، توسط نرم افزارهای متعددی، نظیر ACME، مورد بررسی و پردازش قرار گرفت. در ضمن بر نظیر tip میاه محرایی منطقه تهیه و ترسیم شد (۲–۱) که با نوآوری زیادی همراه اساس یافتههای جدید نقشه صحرایی منطقه توسط نومافزار Global Maper پردازش شده که در شکل است و همچنین عکسهای هوایی منطقه توسط نومافزار Amper می و مده است.



شکل ۱-۳- تصویر ماهوارهای توده گرانیتوئیدی جنوب ششتمد و سنگهای در برگیرنده آن (Landsat).



شکل ۱–۴- تصویر سه بعدی از منطقه مورد مطالعه که توسط نوم افزار global maper پردازش شده است.

#### LEGEND

Q+2: conglomerate level alluvium deposits

Q+1: High level piedmont and alluvial fan



K-P<sup>cc</sup>: conglomerate

**Recent vegetation** 

K-Pc<sup>1</sup>: thick bedded to massive light pink limestons

M<sup>m,c,s</sup>: Conglomerate, green marl and calcareous sanston

Pc<sup>1</sup>: thin bedded pink limestons

g-gb: granite - granodiorite

di-gbdi: diorite - gabrodiorite

- Kp<sup>vss</sup>:Association of green tuff and volcanic rocks with andesite dasi
- Kp<sup>b</sup>: pillowlava basaltic and volcanic rocks
- **Do-Hz: Dunite and Harzburgite**



Holocen

Miocene

Post Eocene

Eo

Cretaceous

Upper

esozoic

Σ

c

nozoi

Ce

Q+2

Q+1

M<sup>m</sup>

Mm.c.s

g-gd

di-gbdi

Es.s

K-Pc°

K-Pc1

 $KP^1$ 

Kpvss

Kp<sup>b</sup>

Do-Hz

Stream chanel



Mine in operation

Mine unoperation











Scale 1: 100.000 5 Km 2 3

35.48

شكل ۲-۲- نقشه ۱/۱۰۰۰۰ منطقه مورد مطالعه.

فصل دوم زمین شناسی عمومی

### ۲–۱– مقدمه

منطقه مورد مطالعه در حاشیه شمالی زون ایران مرکزی واقع شده است و بخشی از زون سبزوار را شامل می شود (علوی، ۱۹۹۱). بر اساس تقسیم بندی نبوی (۱۳۵۵) و آقانباتی (۱۳۸۳) منطقه مورد مطالعه که در جنوب شهرستان سبزوار واقع است، جزء بخش شمالی خرده قاره ایران مرکزی می باشد (شکل ۲–۱). در این منطقه واحدهایی با طیف سنی کرتاسه پایانی- پالئوسن (افیولیت ها) تا آبرفت های کواترنر رخنمون دارند.

# ۲-۲- زمین شناسی عمومی

بر اساس مطالعات صورت گرفته توسط اسپایس و همکاران (۱۹۸۰)، حدود ۸۰ میلیون سال پیش حوضه اقیانوسی فعالی در منطقه سبزوار وجود داشته است که در فاصله زمانی کرتاسه پایانی-اوایل ترشیری بسته شده است. بسته شدن این اقیانوس با حرکات تکتونیکی همراه بوده و مجموعه افیولیتی سبزوار را به وجود آورده است. دریای ائوسن با گذشت زمان در ائوسن پایانی کم عمق شده و کنگلومراها و نهشتههای تبخیری را بر جای گذاشته است. حرکات کوهزایی ائوسن پایانی و الیگوسن سبب تغییر رژیم دریایی ائوسن به محیط قاره ای شدهاست. در میوسن، حوضه رسوبی از کنگلومرا، ماسه سنگ و مارن تشکیل شده است. کوهزایی آلپی پسین بعد از میوسن موجب چین خوردگی ملایم نهشتههای میوسن گردیده است. پیشروی موضعی آب در گستره محدودی از منطقه، در زمان پلئیستوسن، باعث نهشته شدن رسوبات کنگلومرایی شده است که جوانترین سنگهای رسوبی منطقه



شکل ۲-۱- نقشه پهنههای رسوبی- ساختاری عمده ایران (آقانباتی، ۱۳۸۳). موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی این نقشه با علامت 回نشان داده شده است.

### ۲–۳– واحدهای سنگی منطقه

با توجه به نقشه زمین شناسی اصلاح شده منطقه مورد مطالعه (شکل ۲-۲)، واحدهای سنگی موجود در منطقه را میتوان بر اساس سن زمین شناسی آنها به صورت زیر تقسیم بندی کرد: - کرتاسه پایانی-پالئوسن (مجموعه افیولیتی) - ائوسن (مجموعه آتشفشانی- رسوبی و کنگلومرا) - بعد از ائوسن (الیگوسن)،(توده نفوذی مورد مطالعه) - میوسن (مارن و ماسه سنگ)

# ۲-۳-۱- کرتاسه پایانی- پالئوسن

سنگهای کرتاسه پایانی رخنمون زیادی در منطقه نشان میدهند و از ضخامت قابل توجهی نیز برخودار هستند. سنگهای متعلق به کرتاسه پایانی- پالئوسن، واحدهای رسوبی- آتشفشانی، آهکی و کنگلومرایی را شامل میشوند. مجموعه افیولیتی سبزوار بخشی از سنگهای کرتاسه پایانی- پالئوسن هستند که در ادامه به شرح آنها میپردازیم.

# - مجموعه افيوليتي

افیولیتها به عنوان بقایای لیتوسفر اقیانوسی قدیمی شناخته میشوند، که به طریق تکتونیکی جایگزین شدهاند. مجموعه افیولیتی (سبزوار) به سن کرتاسه پایانی- پالئوسان دارای اندیسهایی از کرومیت، منیزیت و ... میباشد. این مجموعه در اثر جابجایی و راندگی، به هم ریختگی پیدا کرده و اکثر واحدهای سنگی آن دارای کنتاکت گسله میباشند. این مجموعه افیولیتی در برخی نقاط توسط سنگهای آتشفشانی و رسوبی- آتشفشانی ائوسن پوشیده شدهاست و از واحدهای ذیل تشکیل شده-است:

۱ – پريدوتيتها

الف– دونيت ها

دونیتها به همراه هارزبورژیتها، لرزولیتها و پریدوتیتهای حاوی پلاژیوکلاز، بخش پریدوتیتی مجموعه افیولیتهای منطقه را میسازند. این واحد سنگی با وسعتی در حدود ۲ تا ۳ کیلومتر مربع از شمال روستای طرسک تا شمال غرب روستای تندوک رخنمنون دارد (شکل ۲-۳). دونیتها در نمونه دستی به رنگ سبز تیره هستند ولی در نمونههای دگرسان شده رنگ آنها به قهوهای گرایش پیدا کرده است. در برخی مناطق به شدت خرد شده و سرپانتینی شده هستند. علاوه بر آن منیزیتزایی هم در آنها صورت گرفته است (شکلهای ۲-۴ و ۲-۵). الیوین (غنی از منیزیم)، عمده ترین سازنده دونیتها است و مقدار کمی هم اورتوپیروکسن ازنوع برونزیت و کرومیت در آنها یافت میشود. به علت تبدیل این کانیهای فرومنیزین به سرپانتین، بافت مش (یا داربستی) در مقاطع نازک این سنگها دیده میشود (شکلهای ۲-۶ و ۲-۷). این دگرسانی در محلهایی که شکستگی و گسلها زیاد است گسترش بیشتری دارد (دوک، ۱۹۸۸). کرومیت به صورت لایهای و پراکنده با ساخت پوست پلنگی در دونیتهای شمال روستای تندوک یافت میشود. معدن کرومیت متروکه تندوک در شال روستای روستای دونیتهای شرار در دوک، ۱۹۸۸). کرومیت به صورت لایهای و پراکنده با ساخت پوست پلنگی در دونیتهای شمال روستای تندوک یافت میشود. معدن کرومیت متروکه تندوک در شال روستای ۳) و (شکلهای ۲-۹ تا ۲-۱۱).

- منيزيت زايى:

همانطور که در شکل ۲-۴ دیده می شود، آبهای جوّی حاوی CO<sub>2</sub>، در امتداد شکستگیهای دونیتها نفوذ کرده و کانیهای منیزیم دار آنها را از جمله الیوین و پیروکسن به منیزیت تبدیل کرده است. منیزیم موجود در شبکه الیوین و پیروکسن برای تشکیل منیزیت مصرف شده است. آهن اضافی نیز به صورت اکسیدهای آهن در امتداد درز و شکافها تجمع یافته است. سیلیس مازاد بر انجام این واکنش نیز به صورت دانههای ریز کوارتز در متن این سنگها مشاهده می شود.



شکل ۲-۳- نمای کلی از دونیتها و هارزبورژیتهای شمال روستای تندوک، به همراه دورنمایی از معدن کرومیت، در معدن کرومیت تندوک. کرومیت که با فلش مشخص شده است (دیـد بـه سـمت



شکل ۲-۴- تصویر دونیـتهـای برشـی شـده حـاوی



شـکل ۲-۵- تـصویری از سـنگهـای دونیتـی شـمال روستای تندوک که در امتداد درزها و شکستگی آنها دونیتهای تندوک. دانههای تیره رنگ کرومیت در مرکز منیزیت زایی صورت گرفته است (دید به سمت شمال)



شکل ۲-۷- تـصویرمیکروسکپی از بافـت داربـستی در دونیتهای تندوک (XPL ، بزرگ نمایی ۴۰ برابر).



شکل ۲-۶- تـصویرمیکروسکپی از بافـت داربـستی در تصویر دیده می شود (XPL ، بزرگ نمایی ۴۰ برابر).



شکل ۲-۸- تـصویری از سـنگهـای دونیتـی حـاوی کرومیت لایهای و افشان در معدن کرومیت تندوک.





شکل ۲-۹- تصویری ازنمونه دستی دونیتهای حاوی شکل ۲-۱۰- تصویر میکروسکپی کرومیت در نور کرومیت که دارای ساخت پوست پلنگی هـستند (معـدن منعکسه. به خرد شدگی کرومیتها توجه نمایید (بـزرگ کرومیت تندوک).



شکل ۲–۱۱- تصویر میکروسکپی کرومیت در نور منعکسه. به خرد شدگی کرومیتها توجه نمایید منطقه (بزرگ نمایی ۱۰۰ برابر)

## ب– ھارزبورژیتھا

هارزبورژیتها به همراه دونیتها و یا به صورت تودههای مجزا، در شمال و شمال شرق روستای-های اردیز، طرسک و تندوک رخنمون دارند. رنگ ظاهری این سنگها در نمونه دستی تیره بوده و دارای الیوین و برونزیت هستند. برونزیتها که در نمونه دستی با درخشش خاص خود قابل تشخیص هستند، کانی عمده و شاخص هارزبورژیتها میباشند (شکلهای ۲–۱۲ و ۲–۱۳). لیستونیتی شدن و رودنژیتی شدن از تحولات مهم در هارزبورژیتهاست که در ادامه به آن میپردازیم.



شکل ۲–۱۲– نمای کلی هارزبورژیتها، در منتهی الیه شکل ۲–۱۳– تصویر نمونه دستی هارزبورژیتها در جنوب شرق منطقه مورد. جنوب شرق منطقه مورد.

- رودنژیتی شدن

این پدیده درون هارزبورژیتها به فراوانی یافت میشود و اصولاً هر کجا که دایـکهای دیابازی حضور دارند، قابل مشاهده است. رودنژیتها سنگهای ریز، بسیار سخت، غنی از کلسیم، همراه با مقدار کمی منیزیم و به رنگ سبز مایل به زرد و سفید هستند. رودنژیتها میتوانند از طریـق دگرگونی سنگهای گابرویی تشکیل شوند (بای و همکاران<sup>۱</sup>، ۱۹۹۸؛ نی<sup>۲</sup>، ۲۰۰۲.و). رودنژیتی شدن از طریق انجام یک متاسوماتیسم غنی از Ca که با جایگزینی کانیهای اولیه توسط کانیهای ثانویهای همچون زوئیزیت، اپیدوت، دیوریت و گروسولار همراه است. این تحولات در شـرایط رخـساره شیست سبز (دردمای ۱۵۰ تا ۲۵۰ درجه سانتیگراد) صورت میگیرد (نیکولاس<sup>۲</sup>، ۱۹۸۹). همچنین رودنژیت-ها میتوانند از طریق سیالات متاسوماتیسم کننده غنی از کلسیم در طی سرپانتینی شدن سنگهای اولترامافیک تشکیل شوند. نی و همکاران( ۲۰۰۵)؛ آتون<sup>۴</sup> ( ۲۰۰۶)، کلمن<sup>۵</sup> (۱۹۷۷) ایـن سـنگها را چنین تعریف کرده اند: سنگهای غنی از کلسیم و فقیر از سیلیس که توسط متاسوماتیسم در حین

1- Bai

- 2- Ni
- 3- Nicolac
- 4- Atton
- 5- Colman

رودنژیتهای این منطقه که در جنوب شرق محدوده مورد مطالعه رخنمون دارند، به رنگ خاکستری تا خاکستری تیره و روشن دیده میشوند. در مقاطع میکروسکپی این سنگها کانیهایی نظیر پکتولیت، پرهنیت، کلینوپیروکسن و ... دیده میشوند. پکتولیت به فرمول Ca2NaH(SiO3)3 از خانواده شبه پیروکسنها است (شکلهای ۲-۱۴ تا ۲-۱۹).

بر طبق نظر سبزه ای (۲۰۰۲) دایکهای دگرسان شده دو دسته رودنژیتی شدن را متحمل شدهاند.

- رودنژیتی شدن استاتیکی: که در این حالت پلاژیوکلاز بصورت درجا (جانشینی) به هیدروگروسولار تبدیل می شود و بافت اولیه سنگ حفظ می شود.
- رودنژیتی شدن دینامیکی: که در این حالت رگچه های پرهنیتی و پکتولیتی در رودنژیتها
   یافت می شوند.

به طور کلی اساس مکانیسم رودنژیتی شدن را میتوان سرپانتینی شدن پریدوتیتها دانست که به آزاد شدن یون کلسیم از ساختمان کلینوپیروکسن و یا پلاژیوکلاز کلسیک منجر میشود. از آنجـا کـه این کاتیون جایگاهی در ساختمان بلوری سرپانتین ندارد، در سیال ناشی از سرپانتینی شدن متمرکـز میشود. فوق اشباع شدن آن همراه با پایین ماندن Xco2 و فراهم بودن شرایط مناسب (حضور سنگ-های واکنش پذیر مثل گابروها) به واکنش با سنگهای فوق و تشکیل کانیهای غنی از کلسیم منجـر خواهد شد. غنی شدگی از CaO و O2A و فقیر شدگی از SiO2 یک امر عادی در رودنژیتها نسبت بـه گابروهای میزبان است. نقره ئیان و همکاران (۱۳۷۹) رودنژیتی شدن را یک فرایند پلی ژنتیک یا چند منشأیی میدانند که در نهایت با تثبیت یون سدیم بصورت کانی پکتولیت خاتمه مییابد.  $2Ca^{2+}+Na^++3SiO_3+2H_2O=Ca_2NaH(SiO_3)_5+5H^+$ 

در این واکنش سدیم و سیلیسم از فروپاشی پلاژیوکلاز حین پرهنیتی- گارنتی شدن حاصل می شود.









شکل ۲-۱۵- نمای نزدیکتری از هارزبوزژیتهای رودنژیتی شده در شمال اردیز (دید به سمت شمال)



شکل ۲-۱۷- تصویری از هارزبوزژیتهای رودنژیتی

شــکل ۲-۱۶- نمــای نزدیکــی از هارزبوزژیــتهــای رودنژیتی شده در شمال روستای اردیز (دیـد بـه سـمت شده. به تغییر رنگ هارزبورژیتها دقت نمایید. شمال).





پرفیروبلاستی در رودنژیتها. پرفیروئیدهای پیروکسن و در رودنژیتها (بزرگنمایی ۴۰ برابر، XPL). پلاژیوکلاز در این تصویر دیده میشوند (بزرگنمایی برابر ۴۰، XPL).



شـــکل ۲-۱۸- تــصویر میکروســکپی از بافــت شکل ۲-۱۹- تصویری از پرهنیتی شدن پلاژیوکلازها

- ليستونيت زايي

لیستونیتی شدن بیشتر در اصطلاحات علمی مکتب زمین شناسی شرق (کشورهای شوروی سابق) بکار میرود و برای اولین بار توسط روس<sup>(</sup> (۱۸۳۷ و ۱۸۴۲) در حدود ۱۵۰ سال قبل معرفی شد. لیستونیت نوعی دگرسانی میباشد که در شرایط خاص محلول گرمابی با PH، حرارت و فشار معین در سنگهای بازیک، اولترابازیک و آهکی ایجاد میشود. گسل خوردگی و تکتونیزه بودن این سنگها به پیشرفت این فرایند کمک میکند. لیستونیتها (سنگ اولترامافیک کربناتی شده) دارای پتانسیل کانیسازی طلای رگهای میباشد.

دگرسانی لیستونیتی متعلق به مراحل آخر تکامل نوارهای کوهزایی بوده و یا در دورههایی از فعالیتهای ماگمایی و تکتونیکی که شامل ریفتی شدن میباشد، صورت میگیرد. به نظر میرسد که، موقعیت زمین شناسی این نوع دگرسانی بیشتر با سنگهای تونالیتی، گرانودیوریتی، گابرویی و گرانیتی یا دایکهای پورفیری و سابولکانیک اسیدی در ارتباط میباشد. این متاسوماتیسم یا دگرسانی در یک سیستم بسته و گاهی اوقات باز اتفاق میافتد. شرایط سیال ایجادکننده این نوع دگرسانی دارای دمای بین ۴۰۰–۲۵۰، ۵) PH و سیال، غنی از S, K, CO

لیستونیتها، هنگامی به وجود میآیند که سیالات غنی از دیاکسیدکربن به درون سنگهای اولترامافیک راه پیدا کرده و آنها را دگرسان کند. لسیتونیتها به صورت قطعات تخریب شده در افیولیت ملانژها دیده میشوند، و معمولاً در مکانهایی دیده میشوند که سرپانتینها از فراوانی زیادی برخوردار بوده و به صورت درهم ریخته با آنها دیده میشوند.

واکنشهای شیمیایی مربوط به تشکیل سرپانتینها و لیستونیتها در زیر ارائه شدهاند.

واکنشهای مربوط به سرپانتینی شدن (اوهانلی<sup>۲</sup>، ۱۹۹۶).

a)  $3Mg_2SiO_4 + 4H_2O + SiO_2 \rightarrow 2Mg_3Si_2O_5(OH)_4$ Olivine water serpentinite

1 - Rose

2 - Sazonov 3 - O'Hanley

- O'Hanley

b) 
$$3Mg_2SiO_4 + MgSiO_3 + H_2O \rightarrow Mg_3Si_2O_5(OH)_4$$
  
*olivine orthopyroxene serpentinite*  
 $ellocolored ellocolored ellocolo$ 

 $Mg_{3}Si_{2}O_{5}(OH)_{4} + 3H_{2}CO_{3}(aq) + (n)H_{4}SiO_{4}(aq) = 3MgCO_{3} + (5+2n)H_{2}O + (2+n)SiO_{2}$ Serpentinite + carbonic acid + silicic acid = magnesite + water + silica

در شرق معدن کرومیت تندوک، رخنمون کم وسعتی از سنگهای لیستونیتی وجود دارد (شکل ۲-۲۰). این سنگها حاصل دگرسانی سنگهای هارزبورژیتی و دونیتی سرپانتینی شده میباشند (شکلهای ۲-۲۱ و ۲-۲۲).

لیستونیتهای موجود در منطقه مورد مطالعه با توجه به شواهد زمین شناسی احتمالاً طبق رابطه فوق تشکیل شده است.



شکل ۲-۲۰- نمایی از لیستونیت زایی در هارزبورژیتهای شرق معدن کرومیت تندوک (دیـد بـه سـمت شـمال-شمال غرب).


شکل ۲-۲۱- تصویر میکروسکپی لیستونیتهای شرق معدن کرومیت تندوک (بزرگنمایی ۴۰ برابر، XPL)



شکل ۲-۲۲- تصویر میکروسکپی تبدیل کانیهای آهندار (از جمله مگنتیت) به هماتیت در لیستونیتهای منطقه (بزرگنمایی ۴۰ برابر، XPL).

۲- مجموعه آتشفشانی بازیک (بازالتهای بالشی و هیالوکلاستهای بازالتی)

بازالتهای بالشی، کراتوفیرها و هیالوکلاستهای بازالتی مرتبط با افیولیتها به صورت نوار نسبتاً عریضی با روند کلی شرقی- غربی در کنتاکت بین توده گرانودیـوریتی در شـمال و تـوده دیـوریتی در جنوب رخنمون دارند، که اشتباهاً در نقشه ۱۰۰۰۰۰۱ششتمد جـزء دیوریـتهـا محـسوب شـده انـد (شکلهای ۲–۳۲ تا ۲–۳۰). وقتی بازالتها تحت تأثیر آب دریا قـرار مـیگیرنـد سـدیم آب دریـا وارد شبکه پلاژیوکلازهای بازالتها شده آنها را آلبیتی میکند و کلسیمی که از شبکه آنها آزاد می شود بـا وCO2 واکنش داده و کلسیت میسازد. مقداری از سیلیس آزاد شده جهت تشکیل کوارتز مصرف می-شود (شکل ۲–۳۵). در بازالتها بالـشی بافت پـورفیری، گلومروپـورفیری، میکرولیتی و مخـصوصاً آمیگدالوئیدال (بادامکی)(شکلهای ۲–۳۱ تا ۲–۳۲) دیده میشود که حفرات آنها با کـانیهـایی ماننـد اوژیت) میباشند. از کانیهای ثانویه میتوان به کلسیت، کلریت، کـوارتز، اکـسیدهای آهـن و ... اشاره کرد. در نزدیکی مزرعه حسین آباد متولی و روستای پادر، توالی نسبتاً ضخیمی از توفیت نازک لایـه و



شکل ۲-۲۳- نمای کلی بازالـتهـای بالـشی حـوالی مزرعه حسین (دید به سمت غرب- جنوب غرب).



شکل ۲-۲۴- تصویری از بازلتهای بالـشی اسـپیلیتی شده جنوب غرب مزرعه حـسین آبـاد متـولی (دیـد بـه





شکل ۲–۲۵- نمای نزدیکی از بالشهای بازلـتهای اسپیلیتی جنوب غرب مزرعه حسین آباد.



شکل ۲-۲۷- تـصویری از هیالوکلاسـتهـای بـازالتی موجود در جنوب دیوانهخوی.

شکل ۲-۲۶- نمای نزدیک یک بالش اسپیلیتی شـده در جنوب شرق روستای خوشمردان



شکل ۲-۲۸- نمای نزدیکتری از هیالوکلاستهای بازالتی موجود در جنوب دیوانهخوی.





شکل ۲–۲۹- تصویری از یک بازالت بالـشی همـراه بـا هیالوکلاست. ای بازالتی ناشی از قطعه قطعه شدن شده توسط کوارتز و کلسیت در جنوب دیوانه خوی. بازاتهای بالشی در جنوب دیوانهخوی.



شکل ۲-۳۰- تصویری از ساخت بادامکی و حفرات پر



شکل ۲–۳۱– تصویر میکروسـکپی نـشان دهنـده بافـت گلومروپورفیری و بادامکی در بازالتهای بالشی پر شده توسط کوارتز در مرکز و کلریت در حاشیه اسپسلیتی شده ( XPL ، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



( XPL ، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

شکل ۲-۳۲- تصویر میکروسکپی نشان دهنده حفرات (XPL ، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).



شکل ۲-۳۳- تصویر میکروسکپی بافت بادامکی که شکل ۲-۳۴- تصویر میکروسکپی از کراتوفیرهای توسط کوارتز(a)، کلریت(b) و زئولیت(c) پر شده است منطقه به همراه بافت بادامکی ( XPL ، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۲-۳۵- تصویر میکروسکپی کراتوفیرهای که بافت بادامکی و جریانی نشان میدهند (XPL ، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

۳- سنگهای آتشفشانی- رسوبی

سنگهای آتشفشانی- رسوبی از گسترش قابل توجهی برخودارند و عموماً از توفهای سبز و گاهی کرم و همچنین بازالتهای بالشی تخریب شده تشکیل شدهاند (شکل ۲-۳۶ تا ۲-۳۹). ایـن سـنگهـا دارای ترکیبی توفی، شیلی، توفی سیلتستونی و گهگاه گدازه های داسیتی یا بازالتی میاشند (در شکلهای ۲-۴۰ تا ۲-۴۳ تصاویر ماکروسکوپی و برخی از پدیدههای میکروسکپی مرتبط با این سنگ-ها به نمایش گذاشته شده است).









شکل ۲-۳۸- تصویری از سنگ های آتشف شانی- شکل ۲-۳۹- تصویری از بازالت های بالشی با فرساش رسوبی متعلق به مجموعه افیولیتی سبزوار (مزرعه پوست پیازی غرب مزرعه حسین آباد. حسين آباد).







ششتمد که دارای ساخت منـشوری زیبا هـستند و بـه موجود در سنگهای داسیتی (جنوب ششتمد). عنوان سنگ لاشه استفاده میشوند.



شــکل ۲-۴۲- تـصویری از حـضور فنوکریـست.هـای XPL ، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).

شکل ۲-۴۰- نمایی از سنگهای داسیتی جنوب شکل ۲-۴۱- تصویری از آنکلاوهای توفی- سیلتستونی



شکل ۲-۴۳- تصویر میکروسکپی نـشان دهنـده بافـت کوارتز دارای خلیج خوردگی در سنگهای داسیتی ( اسفرولیتی در سنگهای داسیتی. این پدیده معرف انجام دویتریفیکاسیون یا شیشه زدایی است (XPL ، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

# ۴– آهکهای پلاژیک

اصولاً با کاهش فعالیتهای آتشفشانی بازالتی بستر اقیانوسی و ایجاد محیطی مناسب، شرایط برای رسوبگذاری سنگهای آهکی پلاژیک نازک لایه فراهم میشود. آهکهای پلاژیک موجود در حوالی شمال غرب توده، به صورت آهکهای خاکستری تا صورتی رنگ و نازک لایه یافت می شوند و حاوی میکروفسیلهای از نوع گلوبوژرینا و گلوبوترونکانا هستند (شکل ۲-۴۷). این سنگها با بازالتها و سنگهای آتشفشانی-تخریبی همراهی بسیار نزدیکی دارند. در این سنگها آثار چین خورگی و گسل خوردگی مشاهده می شود (شکلهای ۲-۴۴ تا ۲-۴۶).



پلاژیک مرتبط با افیولیتها حاشیه جاده قدیم سبزوار مرتبط با افیولیتها در منطقه مورد مطالعه.



شکل ۲-۴۴- نمایی از چین خوردگی آهکهای شکل ۲-۴۵- نمایی نزدیکتری از آهکهای پلاژیک



شکل ۲-۴۶-تصویری از لایـهبنـدی (لامیناسـیون) در آهکهای پلاژیک صورتی رنگ



شــکل ۲-۴۷- تـصویر میکروسـکپی نــشان دهنـده میکروفسل های موجود درآه ک های پلاژیک که با سیلیس پرشدهاند این میکروفسیلها از نوع گلوبوترونکانا می باشند (XPL ، بزرگنمایی ۴۰ برابر)

- واحد آهكي

این واحد آهکهای ضخیم لایه تا ماسیو به رنگ سفید تا صورتی را شامل میشود. به علت رنگ روشن و استحکام خوب از این سنگها به عنوان سنگ تزئینی استفاده میشود و که در حال حاضر معدن فعالی در آن دایر است. این واحد بر روی واحد کنگلومرایی قرار دارد و خود توسط سنگهای رسوبی– آتشفشانی ائوسن پوشیده شده است. آمونیتهایی با سن والانژینین پیشین را از این رخنمون آهکی گزارش شده است. میکروفسیلهای این سنگها بیاننگر سن نئوکومین برای آنهاست. میکروفسیلهای زیر در این واحد یافت و شناسایی شدهاند.

Globotrunkana Laparenti, G.Carimata, G.Bulloides, Vetricosa, G.Area, G.Startiformis, Gelevala, Heterohelin *sp*, Discorobis *sp* 

- واحد كنگلومرايى

در شمال منطقه مورد مطالعه و در مجاورت با توده گرانیتوئیدی، در ناحیه بیزخ مساحتی بالغ بر ۱۴ کیلومتر مربع از طبقات ضخیم کنگلومرایی به رنگ کرم تا قهوهای روشن دیده میشود، این واحد معرف قاعده یک واحد آهکی متعلق به کرتاسه بالایی- پالئوسن میباشد.

## ۲-۳-۲ واحدهای سنگی ائوسن

رسوبات این مقطع زمانی از نوع ماسهسنگ، مارن، آهک و کنگلومرا میباشد و از گسترش و ضخامت زیادی برخوردار هستند. به دلیل شرایط زمین ساختی منطقه حد زیرین و بالایی آنها به خوبی مشخص نیست. در بعضی از نقاط به صورت پیشرونده بر روی واحدهای سنگی زیرین قرار گرفته. نومولیت و آلوئولین در سنگهای آهکی این زمان به وفور یافت میشود.

- واحد كنگلومرايى

این واحد با مساحتی بالغ بر ۶ کیلومتر مربع در شمال روستای باداشیان (شـمال غـرب تـوده نفـوذی ششتمد) رخنمون دارد (شکل ۲–۴۸) و از کنگلومرایی قرمز و تقریباً یکنواخت با میـان لایـه هـایی از ماسهسنگ آهکی قرمز تشکیل شدهاست. این واحد در حقیقت قاعده نهشتههای ائوسن میانی است.



شکل ۲-۴۸- نمای کلی از کنگلومرای ائوسن که محدودهٔ روستای باداشیان هم بر روی آن ساخته شده است (دید به سمت شمال)

#### ۲-۳-۳ واحدهای سنگی بعد از ائوسن (توده نفوذی مورد مطالعه)

توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه را میتوان به سه گروه سنگی تقسیم بندی نمود: ۱- دیوریت – گابرودیوریت ۲- گرانودیوریت، گرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیت ۳- دایکهای آندزیتی- بازالتی

در ضمن توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه را میتوان به دو تودهٔ کوچکتر ولی با ترکیب کلی گرانیت- گرانودیوریت و گابرودیوریت تقسیم بندی کرد. این توده به وسیله سنگهای بازالتی میزبان متعلق به مجموعه افیولیتی سبزوار به سن کرتاسه پایانی- پالئوسن از همدیگر جدا میشوند. ۱- دیوریت- گابرودیوریت

این توده از شمال روستای خوشمردان تا شمال روستای طرسک رخنمون دارد و دارای ، وسعتی حدود ۱۰۰ کیلومتر مربع میباشد (شکلهای ۲–۹۹ تا ۲–۵۱). این توده به صورت استوک در بین بازالتها و پریدوتیتهای متعلق به مجموعه افیولیتی سبزوار منطقه جایگزین شده است. قطعات کوچک و بزرگی از هارزبورژیتها به صورت آنکلاو در دیوریت– گابرودیوریتها و کوارتزدیوریتها یافت میشوند که گاهی ابعاد آنها به دهها متر مربع میرسد و مگا آنکلاو محسوب میگردد (شکلهای ۲– ۵۲ و ۲–۵۳). این سنگها در نمونه دستی به رنگ سبز تا خاکستری دیده میشوند، دگرسانی کمی را متحمل شدهاند و دارای ساخت گرانولار دانه درشت تا دانه متوسط هستند. کانی های اصلی تشکیل دهنده آنها اوژیت، پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز میباشند. ازکانیهای ثانویه آنها میتوان به اسفن، اپيدوت، كلريـت و كلـسيت اشـاره كـرد. معمـولاً بـا افـزايش كـوارتز تركيـب ديوريـتهـا بـه سـمت كوارتزديوريت سوق پيدا ميكند.



شکل ۲-۴۹- نمای کلی از توده دیوریتی واقع در شمال روستای خوشمردان (دید به سمت شمال)



شکل ۲-۵۰- تصویری از سنگهای دیوریتی گابرودیوریتی شکل ۲-۵۱- تصویری از رگه کوارتزی در سنگهای شمال روستای خوشمردان.



دیوریتی شمال روستای خوشمردان که گاهی با کانـه-زایی مالاکیت نیز همراه است.





شکل ۲-۵۲- تصویری از مگا اُنکلاو پریدوتیتی که به 🛛 شـکل ۲-۵۳- تــصویری از بــه دام افتـادن اُنکـلاو صورت آنکلاو در درون سنگهای دیوریتی شمال روستای هارزبورژیتی در درون دیوریتهای شامال غارب گزوک مشاهده می شوند (دید به سمت شمال).

روستای گزوک.

# ۲- گرانیت - گرانودیوریت

از بین گرانیتوئیدها، گرانودیوریتها بیشترین حجم توده نفوذی را به خود اختصاص میدهند و با توجه به فراواني قابل ملاحظه گرانوديوريتها نسبت به گرانيتها و به ويژه آلكـالي فلدسـپارگرانيتهـا که گسترش ناچیزی دارند، میتوان این توده روشنتر و اسیدی را در مجموع گرانودیوریت به حساب آورد. این سنگها رخنمون مشخصی را به خود اختصاص میدهند. همانطور که در شکلهای ۲-۵۴ تا ۲-۵۶ مشخص شده است، گرانودیوریتها کنتاکت مشخصی با سنگهای بازالتی دربرگیرنده خود نشان میدهند. لازم به ذکر است که در برخی نقاط ترکیب توده مورد مطالعه، به سمت گرانیتها تحول پیدا می کنند. گرانودیوریتها دانهدرشت و دارای رنگ سفید متمایل به سبز می باشند. این سنگها داراي ساخت گرانولار دانه درشت، سازندگان اصلي آنها كوارتز، پلاژيـوكلاز، هورنبلنـد سـبز و مقادیر کمی ارتوکلاز میباشند. کانیهای ثانویه اسفن، اپیدوت و کلریت در آنها به وفور یافت میشوند. در توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه، آنکلاوهای متعددی، با ترکیب عمدتاً دیـوریتی- گرانودیـوریتی (بـا سنگ در بر گیرنده هم منشأ میباشند) و اندازه بعضی از آنها به ۵ سانتیمتر هم میرسد، یافت می-شوند (شکلهای ۲-۵۷ و ۲-۵۸). آنکلاوها عمدتاً گرد شده و گاهی دارای مرز تدریجی هستند، که به سمت مرکز توده گرانودیوریتی از اندازه و مقدار آنها کاسته میشود. آنکلاوها شاهد بارز اختلاط

ماگمایی بین ماگمای گرانودیوریتی و دیوریتی است. آلکالی فلدسپار گرانیت ها به صورت رگههای صورتی رنگ گرانودیوریت های منطقه را قطع می کنند.



ششتمد و بازالتهای میزبان (دید به سمت جنوب).



شکل ۲-۵۵- تصویری از مرز تماس توده گرانیتوئید ششتمد و بازالتهای میزبان در جنوب روستای بادآشیان (دید به سمت شمال-شمال شرق).



شکل ۲-۵۶- تصویری از مرز تماس سنگهای گرانودیوریتی و بازالتهای بالشی میزبان (شمالغرب مزرعه حسین آباد).



شکل ۲-۵۷- تصویری از حضور آنکلاو کوارتزدیوریتی در گرانودیوریتهای جنوب روستای دیوانهخوی.



شکل ۲-۵۸- تصویری از گسیختگی و شکسته شدن دیوریتها توسط گرانودیوریت، جنوب روستای دیوانـه خوی.

۳- دایکهای آندزیتی- بازالتی

دایکهای متعددی توده گرانیتوئیدی ششتمد را قطع میکنند (شکلهای ۲–۵۹ تا ۲–۶۲). امتداد این دایکها عموماً شمال شرق– جنوب غرب و یا شرقی غربی میباشند. شیبی بالغ بر ۳۵ تا ۷۰ درجه به سمت جنوب شرق دارند. ترکیب سنگشناسی دایکها از آندزیت تا بازالت متغیر است ولی غالباً آندزیتی هستند. دارای رنگ سیاه، سبز تیره یا خاکستری مایل به سبز میباشند. عـرض آنها از چنـد سانتیمتر تا چند متر (که در بعضی نقاط تا ۴ متر میرسد) متغیر است. با توجه به مقاطع نازک تهیه شده از آنها, عمدتاً بافت پورفیری یا پورفیروئیدی نشان میدهند و حاوی هورنبلنـد سـبز، پلاژیـوکلاز، اوژیت و ندرتاً کوارتز میباشند (اشکال ۲– ۶۳ و ۲–۶۴). در این سـنگها پورفیرهای پلاژیـوکلاز (به ابعاد چند میلیمتر) دارای منطقهبندی، دیده میشوند. دایکهای آندزیتی– بازالتی را میتوان به عنوان آخرین فاز ماگمایی منطقه به شمار آورد. وجود این دایکها بیانگر یک فاز کششی در منطقه است که ابتدا منجر به تشکیل یک سری شکستگیهای عمیق شده و سپس مواد مذاب با ترکیب عمـدتاً حـد واسط به درون آنها راه یافته و در اثر سرد شدن سریع دایکهای آندزیتی– بازالتی را تکیب عمـدتاً حـد با توجه به سینوسی بودن حاشیه تعدادی از دایکها و مرز انحناءدار یا کنگره ماننـد دایکها، این واسط به درون آنها راه یافته و در اثر سرد شدن سریع دایکهای آندزیتی ایزالتی را تـشکیل دادهانـد. با توجه به سینوسی بودن حاشیه تعدادی از دایکها و مرز انحناءدار یا کنگره ماننـد دایکها، این ایلی بازه دایکهای با تـوه گرانیتوئیـدی



شکل ۲–۵۹– نمای کلی دایکهای آندزیتی- بـازالتی دیوانهخوی، دید به سمت شرق-شمال شرق).



شکل ۲-۶۱- تصویری از یک دایک آندزیتی چند



شکل ۲-۶۳- تصویر میکروسکپی یکی از دایکهای منطقه ( XPL ، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۲-۶۰ - تصویریی از دایک آندزیتی قطع کننده قطع کننده توده گرانودیوریتی ششتمد (جنوب روستای سنگهای گرانودیوریتی در جنوب روستای دیوانه خوی، دید به سمت شرق)، به تغییر ضخامت دایک توجه شود.



شکل ۲-۶۲- تصویری از دایک آندزیتی که سنگهای شاخه قطع کننده سنگهای گرانودیوریتی جنوب گرانودیوریی را قطع کرده است (جنوب دیوانه خوی، دید

به سمت غرب).



شکل ۲-۶۴- تصویر میکروسکپی دایکهای آندزیتی آندزیتی که پیروکسن از نوع اوژیت در آن یافت می شود که کانی های مافیک آن به انواع کانی های ثانویه دگرسان شدهاند ( XPL ، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

۲-۳-۴ میوسن

سنگهای میوسن شامل، مارنهای قرمز رنگ حاوی مقادیری ژیپس میباشند که دارای ضخامت و گسترش قابل توجه هستند و در شرق و جنوب شرقی منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند. بـه علـت قابلیت فرسایش زیاد دارای آبراهههای زیاد با الگوی شاخه درختی و دندانه دندانه میباشـند و معـادل سازند قرمز بالایی به حساب میآیند (شکل ۲–۶۵). در شمال روستای تندوک سنگهای پریـدوتیتی با مرز کاملاً مشخص بر روی مارنهای میوسن رانده شدهاند (شکل ۲–۶۸).



شکل ۲-۶۵- تصویری از مارن های میوسن، جنوب روستای کیذقان (دید به سمت شمال- شمال شرق).

۲–۳–۵– کواترنری

رسوبات آبرفتی نظیر رسوبات سازنده مخروط افکنهها، تراسها، رودخانههای قدیمی، جدید و رسوبات آبراههای عهد حاضر به کواترنر تعلق دارند و عمدتاً محیط مناسبی برای کشاورزی به حساب می آیند (شکل ۲–۶۶).



شکل ۲-۶۶- تصویری از رسوبات کنگلومرایی ناپیوسته عهد حاضر (غرب روستای پایین رود).

۲-۴-۲- گسل خوردگی

گسلهای موجود در منطقه بیشتر از نوع راندگی هستند که جهت راندگی آنها از شمال به جنوب و شیب گسلها عموماً بطرف شمال و روندی شرقی- غربی دارند. در ضمن باید بیان کرد که گسلهای راندگی شرقی- غربی از مهمترین عناصر ساختاری منطقه میباشند. گسلهای عادی نیز به طور پراکنده در منطقه مشاهده میشوند (شکل ۲–۶۷).



- گسل تندوک

گسل تندوک یکی از مهمترین گسلهای موجود در منطقه است. این گسل با روند تقریباً شرقی – غربی و طول آن به بیش از ۱۰ کیلومتر میرسد. این گسل از نوع گسل تراستی یا راندگی است که در نتیجه عملکرد آن، مجموعه افیولیتی کرتاسه پایانی – پالئوسن (به ویژه دونیتها و هارزبورژیتها) بر روی رسوبات مارنی و شیلی ماسه سنگی میوسن رانده شدهاند. شیب سطح گسل ۳۰ تا ۳۷ درجه به سمت شمال، و جهت راندگی به سمت جنوب میباشد (شکل ۲–۶۸).



شکل ۲-۶۹- تصویری از گسل تندوک که باعث رانده شدن سنگهای متعلق به مجموعه افیولیتی کرتاسه پایانی-پالئوسن (به ویژه دونیتها و هارزبورژیتها) بر روی رسوبات مارنی و شیلی ماسه سنگی میوسن شده است (غرب روستای تندوک، دید به سمت شمال- شمال شرق). شیب گسل به سمت شمال شرق میباشد.

۲-۵- پتانسیلهای معدنی

معدن کرومیت تندوک تنها کرومیت متروکه در محدودهٔ مورد مطالعه است. همچنین سنگ آهک کرتاسه از استحکام کافی برخوردار است و به صورت یک پتانسیل معدنی به حساب میآید (به عنـوان مثال معدن سنگ آهک ششتمد).

لازم به ذکر است، علیرغم این که سنگهای گرانیتی و گرانودیوریتی از رنگ زیبایی برخوردار هستند، ولی به علت خردشدگی زیاد برای استفاده به عنوان سنگ نما مناسب نیستند. در ضمن به علت دور بودن منطقه مورد مطالعه از مناطق شهری و پر جمعیت، استفاده از سنگهای موجود در منطقه به عنوان سنگ لاشه یا استفاده از رسوبات آبراههای به عنوان شن و ماسه، مقرون به صرفه اقتصادی نیست. یک معدن سنگ لاشه داسیتی در منطقه وجود دارد که جهت نوسازی شهر ششتمد، از قطعات سنگی آن استفاده میشود. - معدن سنگ آهک ششتمد

این معدن در ۲-۳ کیلو متری جنوب غرب ششتمد واقع است. به علت رنگ روشن و استحکام خوب، به عنوان سنگ تزئینی استفاده می شود (اشکال ۲-۶۹ و ۲-۷۰).



این معدن در شمال روستای تندوک واقع شده و در گذشته از آن کرومیت استخراج میکردند. در

حال حاضر این معدن متروکه است ( شکلهای ۲-۷۱ و ۲-۷۲).

شکل ۲-۷۱- نمای کلی از معدن کرومیت تندوک (دید به سمت شمال).

شکل ۲-۷۲- تصویری از نمونههای دستی کرومیت متعلق به معدن كروميت شمال تندوك به ساخت پوست پلنگی نمونهها توجه نمایید.









فصل سوم پتروگرافی

۳-۱- مقدمه

با توجه به هدف اصلی این پایاننامه که مطالعه توده گرانیتوئیدی ششتمد میباشد، مطالعه پتروگرافی خود را بر روی سنگهای سازنده این توده متمرکز میکنیم. در ابتدا نمونه برداری سنگ-های منطقه جهت مطالعه پتروگرافی طی دو مرحله صورت گرفت و حدود ۱۰۰ نمونه برداشت شد، که از مجموع آنها تعداد ۱۳۰مقطع نازک تهیه گردید. اهداف این مطالعه، شناسایی و تعین نوع کانیها، بافت، نام سنگ، دگرسانی کانیها و دیگر شواهد پتروگرافی می باشد.

قبل از شروع بحث باید این نکته را متذکر شویم که توده گرانیتوئیدی ششتمد را می توان به دو بخش کلی تقسیم بندی کرد.

الف- دیوریت- گابرودیوریت (و دایکهای آندزیتی - بازالتی)

این بخش تقریباً یک رخنمون مجزا را به خود اختصاص میدهد که به صورت نوار باریکی به عرض یک تا سه کیلومتر و طول بیش از ۱۰ کیلومتر در نیمه جنوبی منطقه و در حد فاصل روستاهای خوشمردان تا طرسک رخنمون دارد و وسعتی حدود ۴۰ کیلومتر را به خود اختصاص می-دهد. همانطور که بیان شد این سنگها، بازالتهای بالشی، بازالتهای بالشی اسپیلیتی شده، کراتوفیر، هیالوکلاستهای بازالتی و پریدوتیتها (هارزبورژیت و دونیت) را قطع میکند و قطعاتی از آنها را به صورت آنکلاو در بر گرفته است، برای مثال در شرق روستای گرزک آنکلاوهای چند ده متری هارزبورژیتی در دیوریتها یافت میشوند. سنگهای دیوریتی- گابرودیویتی شواهدی از تفریق یافتگی موضعی و ایجاد پگماتوئیدهای دیوریتی نشان میدهند. در ضمن توسط تعداد زیادی دایک آندزیتی بازالتی به رنگ خاکستری متمایل به سبز، ریزدانه قطع میشوند. عرض این گونه دایکها تا ۴ متر نیز می رسد. از آنجایی که این دایکها و سنگهای میزبانشان اختلاف رنگ بارزی ندارند، تشخیص و تفکیک آنها به راحتی امکانپذیر نمی باشد، لذا برای تفکیک آنها باید حوصله بیشتری صرف نمود و فقط با مشاهده روی زمین تفکیک آنها امکانپذیر است. البته ترکیب سنگ شناسی این دایکها با دایکهای قطع کننده بخش گرانودیوریتی -گرانیتی -آلکالی فلدسپار گرانیتی تفاوت چندانی ندارد. لازم به ذکر است که بین بخش دیوریت -گابرودیوریتی و گرانیتی - گرانودیوریتی معرفی شده در اینجا کنتاکت یا محل تماس بزرگ مقیاس وجود ندارد زیرا یک واحد بازالتی بالـشی در مرز بـین ایـن دو جای میگیرد، ولی با توجه به برخی شواهد یافت شده موضعی (شکل ۲-۵۸) که در فصل دوم ارائه گردید مشخص میشود که گرانودیوریتها، دیوریتها و گابرودیوریتها را قطع کردهاند، لـذا بخش گرانیت - گرانودیوریت از بخش دیوریتی و گابرودیوریتها را قطع کردهاند، لـذا بخش

## ب- گرانودیوریت-گرانیت-آلکالی فلدسپار گرانیت

این سنگها در حد فاصل ششتمد تا استاچ رخنمون دارد و بخش سفید رنگ توده را به خود اختصاص میدهند و دارای ۱۰ کیلومتر عرض میباشد و در مجموع ۱۴۰ کیلومترمربع رخنمون دارد. این بخش غالباً بازالتهای بالشی، هیالوکلاستهای بازالتی، سنگهای آتشفشانی رسوبی نظیر شیل و ماسه سنگهای توفی، بازالتهای بالشی مرتبط با حوضههای عمیق اقیانوسی را قطع کرده و در بین آنها جای گرفته است. به علت تفاوت رنگی زیاد این بخش با سنگهای میزبان، ردیابی آن در تصویر ماهوارهای آسان است. همانطور که در فصل دوم به آن اشاره شد این بخش به طور تدریجی از گرانودیوریت دانه درشت تا دانه متوسط به گرانیت هلولوکوکرات سفید رنگ بسیار دانه ریز تحول پیدا میکند و به طور محلی توسط رگههای آلکالی فلدسپار گرانیت صورتی رنگ (غنی از K20 یا فلدسپارهای پتاسیک) قطع میشوند. رنگ صورتی کانی ارتوکلاز این سنگها حاکی ازشرایط اکسیدان و فوگاسیته بالای اکسیژن در زمان تشکیل این سنگها میباشد (چاپل و وایت، ۲۰۰۱). این سنگها در پایان توسط تعداد زیادی دایکهای آندزیتی-بازالتی و به ندرت داسیتی قطع شدهاند. شواهد اندکی از دگرسانی آرژیلیتی و پروپیلیتی در سنگهای میزبان این بخش مشاهده میشود که مبیّن پیامدهای توده نفوذی ششتمد میباشد.

اما براساس شواهد زمینشناسی مطرح شده در فصل دوم و مشاهدات میکروسکپی میتوان تـوده مورد مطالعه را به واحدهای زیر تقسیم بندی کرد:

۱-دیوریت و گابرودیوریت

۲-گرانوديوريت

۳-گرانیت

- ۴-آلکالی فلدسپار گرانیت
- ۵– دایکهای آندزیتی– بازالتی.

علائم اختصاری به کار برده شده در زیرنویس تصاویر میکروسکپی در جدول ۳–۱ ارائـه شـدهانـد. لذا از توصیف مجدد آنها در زیرنویس اشکال خودداری می شود.

	., ., ., .,	,, ,, ,, ,, ,, ,, ,, ,, ,, ,, ,, ,, ,,	
نوع کانی	علائم	نوع کانی	علائم اختصاري
	اختصارى		
كروميت	Cr	اليوين	Ol
اسفن اوليه	$\mathbf{Sph}_{\mathbf{l}}$	ارتوپيروكسن	Opx
اسفن ثانويه	$\operatorname{Sph}_{\mathrm{s}}$	كلينوپيروكسن (اوژيت)	Срх
كلريت	Chl	هورنبلند سبز	Hb
اپيدوت	Ep	پلاژيوكلاز	plg
كلسيت	Cc	ارتوكلاز	Or
پرهنيت	Prh	کوارتز	Qtz
پكتوليت	Pec	اوپک	Opq
پيريت	Pyr	آپاتیت	Ар

جدول ۳-۱- علائم اختصاری به کار برده شده در زیرنویس تصاویر میکروسکپی

۲-۲- دیوریتها و گابرودیوریتها

دیوریت و گابرودیوریتها مافیکترین بخش توده گرانیتوئیدی جنوب شـشتمد هـستند. حجـم

اصلی بخش جنوبی توده مورد مطالعه را به خود اختصاص میدهند. این سنگها، بافتهای گرانولار و

پورفیروئیدی نشان میدهند. کانی اصلی دیوریتها و گابرودیوریتها، پلاژیوکلاز، هورنبلندسبز و اوژیت میباشند. کوارتز به طورپراکنده و به مقدار متغیر در آنها یافت میشود. اسفن، آپاتیت و کانی-های اپک، کانیهای فرعی این سنگها را تشکیل میدهند (اشکال ۳-۲ و ۳-۳).

### اختصاصات ميكروسكيي

دیوریتها و گابرودیوریتها دارای بافتهای دانهای شکل دار تا نیمه شکل دار هستند. پلاژیوکلاز، هورنبلندسبز و اوژیت کانیهای اصلی سازنده این سنگها میباشند. اسفن، آپاتیت و مگنتیت کانی-های فرعی این سنگها محسوب می شوند. در این سنگها دگرسانی هورنبلند سبز و اوژیت به کلریت، اپیدوت، کلسیت و همچنین دگرسانی پلاژیوکلاز به اپیدوت، کلسیت و پرهنیت به وضوح قابل مشاهده است. در دیوریتها و گابرودیوریتها علاوه بر بافتهای ذکر شده بافت کاتاکلاستیکی نیز مشاهده می شود که حاصل عملکرد زونهای برشی میباشد. این بافت معمولاً با ایجاد خاموشی موجی در دانههای کوارتز، خمیدگی و پیچ و تاب خوردن هورنبلند سبز و ساب گرین شدن هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز، و بندرت کوارتز در سنگ همراه است. لازم به ذکر است که با تفریق یافتگی، مقدار کوارتز افزایش مییابد و ترکیب این سنگها به سمت کوارتزدیوریتها تحول پیدا می کند.

پلازیوکلاز عمدهترین کانی روشن موجود در این سنگهاست. عموما شکلدار تا نیمه شکلدار است و اشکال بلوری کشیده (که نتیجه رشد سریع و غیر تعادلی این کانیهاست) و گاهی جهت دار، در اندازههای غالباً متوسط تا درشت با ماکل پلیسنتتیک و کارلسباد دیده میشود. بلورهای آپاتیت گاهی به اشکال منشوری و گاهی سوزنی شکل در پلاژیوکلازها دیده میشوند. این کانی علاوه بر درگرسانی به اپیدت، کلریت و کلسیت به پرهنیت هم دگرسان شده است. پرهنیت بیشتر از دگرسانی پلاژیوکلاز کلسیک به وجود میآید. پدیده منطقه بندی و دیده شدن دو نسل از پلاژیوکلازها (که بیانگر اختلاط ماگمایی میباشد) از مشخصات پلاژیوکلازهای این سنگهاست و همچنین نشانه عدم پایداری شرایط، در طی دوره تشکیل آنها میباشد (شکل ۳-۴). منطقهبندی ترکیبی در این بلورها بیانگر اختلافاتی در شرایط پیرامون آنها میباشد (هولتن و همکاران<sup>۱</sup>،۲۰۰۰). هسته های کلسیک پلاژیوکلازها معمولا زودتر از دیگر بخشهای این کانی دگرسان شده و به اپیدت و کلسیک و یا پرهنیت تبدیل شدهاند (شکل ۳–۵).

### هورنبلندسبز

هورنبلندسبز فراوانترین کانی مافیک دیوریت – گابرودیوریتهاست. بلورهای هورنبلندسبز عموماً نیمه شکلدار تا شکلدار هستند. ادخالهایی از پلاژیوکلاز، کوارتز و مگنتیت را در بر می گیرند و بافت پوئی کیلیتیک را نشان میدهد. برخی از هورنبلندهای سبز فاقد دگرسانی هستند ولی تعدادی از آنها به کلریت، اپیدوت، کلسیت و اسفن تبدیل شدهاند. هورنبلند سبز در زونهای میلونیتی خرد شده و ریز دانه شده است (شکل ۳–۶).

#### اوژيت

کانی اوژیت با فراوانی متغیر و به صورت پراکنده و عموماً به صورت شکل دار دیده می شود (شکل-های ۳–۱ و ۳–۷). این کانی علاوه بر دگرسان شدن به اپیدوت، کلسیت و کلریت، پدیده اورالیتی شدن هم نشان می دهند. اورالیتی شدن اوژیت و هورنبلندسبز و تبدیل آنها به بلورهای ریز و سوزنی شکل اکتینوت به وضوح مشاهده می شود (شکل ۳–۸).

به عقیده شلی<sup>۲</sup>(۱۹۹۳) اورالیتی شدن عبارتند از رشد یک کانی بر روی کانی دیگر یا جانشینی یک ذره به جای ذره دیگر است. به طور کل میتوان گفت اورالیتی شدن عبارتند از جایگزینی تقریبا یکنواخت اوژیت و یا هورنبلندسبز با آمفیبول نوع ترمولیت- اکتینوت میباشد.

> کانیهای فرعی کانیهای اپک

کوارتز به میزان متغیری در این گروه از سنگها یافت میشوند. کانیهای اوپک به صورت پراکنده در ابعاد متوسط تا درشت به وفور دیده میشود و احتمالاً از نوع مگنتیت و تیتانومگنتیت میباشند. در برخی موارد تیتانومگنتیت به لوکوکسن تبدیل شده است.

#### آپاتيت

فراوانی آپاتیت در دیوریتها و گابرودیوریتها بیشتر از گرانودیوریتها میباشد. این کانی به شکل سوزنی و کشیده میباشد و به صورت ادخال در پلاژیوکلازها یافت می شود و نشان دهنده متبلور شدن آن در مراحل اولیه تبلور است (شکل ۳–۹).

#### اسفن

اسفنها به دو صورت اولیه (تبلور مستقیم از ماگما) و ثانویـه (حاصـل تجزیـه کـانیهـای مافیـک تیتانیمدار) دیده میشود. اسفنهای اولیه شکلدار و کاملاً لوزی شـکل (گـوهای) شـکل هـستند و بـه صورت ادخال در پلاژیوکلاز و هورنبلندسبز یافت میشوند. اسفنهای ثانویه حاصل دگرسانی اوژیـت و هورنبلندسبز، همراه با دیگر کانیهای ثانویه یافت میشوند (شکل ۳-۱۰ و ۳–۱۱).

#### کانی های ثانویه

کلریت و اپیدوت شاخصترین کانی ثانویه این سنگها میباشند. این کانیها بیشتر از دگرسانی پلاژیوکلاز و هورنبلند ایجاد میشوند. در ضمن، در این سنگ اسفن ثانویه از دگرسان شدن اوژیت، هورنبلندسبز و کلسیت از دگرسان شدن پلاژیوکلاز به وجود میآید. پرهنیت یکی دیگر از کانیهای قابل مشاهده در این سنگهاست که از دگرسانی پلاژیوکلاز کلسیک تشکیل میشود که با بیرفرنژانس بالا و با حالت سنگ فرشی مشخص میشود (شکل ۳–۱۲)



شـکل ۳-۱- بافـت پورفيروئيـدي در سـنگهـاي



شکل ۳-۳- تصویر میکروسکپی بافت گرانولارحاصل حضور پلاژیوکلاژ و هورنبلند سبز در سنگهای سنگهای دیوریتی (XPL، بزرگنمایی ۴۰۰ برابر). ديوريتي (XPL، بزرگنمايي ۱۰۰ برابر).



شکل ۳-۵- پرهنیتی شدن پلاژیوکلاز در سنگهای ديوريتي (XPL، بزرگنمايي ۱۰۰ برابر).



شکل ۳-۲- تصویر میکروسکپی بافت گرانولار در سنگ-های گابرودیوریتی (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۳-۴- تصویر میکروسکپی دو نـسل پلاژیـوکلاز در



شـکل ۳-۶- تـصویر میکروسـکپی هورنبلندسـبز نـشان دهنده ساب گرین شدن (XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).



### ۳-۳- گرانودیوریتها

گرانودیوریتها مهمترین سازنده توده نفوذی بخش فلسیک توده گرانیتوئیدی جنوب ششتمد می-باشند. گرانودیوریتها دارای رنگ خاکستری و فانروکریستالین بوده، به نحوی که در نمونه های دستی هورنبلندسبز، پلاژیوکلاز و کوارتز در آنها مشاهده میشود. در درون گرانودیوریتهای منطقه آنکلاوهایی از نوع میکروگرانولار مافیک در اندازههای بین چند میلیمتر تا چند سانتیمتر دیده میشود که معرف اختلاط ماگمایی است.

### اختصاصات ميكروسكيي

کانیهای اصلی سازنده گرانودیورریتها شامل؛ کوارتز، پلاژیوکلاز، هونبلندسبز، و به مقدار کمتر ارتوکلاز میباشد. این کانیها غالباً شکلدار تا نیمه شکلدار هستند. کانیهای فرعی شامل آپاتیت، اسفن و اپک میباشند. کانیهای کلریت، اپیدوت، کلسیت، و داموریت به عنوان کانیهای ثانویه این سنگ محسوب میشوند. از بافت موجود در این سنگها میتوان به گرانولار (شکل ۳–۱۳)، میکروگرانولار، گرافیکی و پورفیروئیدی اشاره کرد.

## کانیهای اصلی

### پلاژيوکلاز

پلاژیوکلازها فراوانترین کانی سازنده گرانودیوریتها هستند. اندازههای پلاژیوکلازها ۲ تـا ۳ میلی متراست. و حدود ۳۰–۴۰ درصد کانیهای این سنگ را به خود اختصاص میدهد. با توجـه بـه آنـالیز شیمیایی این سنگها، بیشتر از نوع پلاژیـوکلاز سـدیمدار (آنـدزین) مـیباشـد. بلورهـای پلاژیـوکلاز (آندزین) عموماً به صورت کشیده شکلدار تا نیمـه شـکلدار و دارای ماکـل پلییسـینتتیک هـستند. همچنین بعضی از آنها دارای منطقه بندی ترکیبی بوده به طوری که به سمت مرکز کلسیکتر می-شوند. اپیدوت، کلسیت و داموریت از دگرسان شدن این کانی به وجود میآیند (شکل ۳–۱۴). ماکـل های مکانیکی در پلاژیوکلازها به دلیل تنش و فشارهای وارده ایجاد شدهاند و بـه ایـن علـت تـشکیل می شوند که سیستم بلوری کانی در جهت ماکل چرخش پیدا می کند (شلی، ۱۹۹۳). با مطالعه تغییر شکل پورفیروکلاستی می توان جهت تنش برشی را تشخیص داد (شکل ۳–۱۵). کوارتز

این کانی بیش از ۲۰ درصد سنگ را تشکیل میدهد. کوارتز به صورت یک کانی درشت در بیشتر مقاطع ظاهر میشود که دلیل بر غنی بودن ماگمای تشکیل دهنده گرانودیوریتها از سیلیس میباشد. معمولاً به صورت نیمه شکل دار تا بی شکل بوده و غالباً فضای خالی بین کانیهای دیگر را اشغال میکند و با پلاژیوکلاز هم رشدی نشان میدهد. به طور کلی کوارتز در سه مرحله تشکیل شده است، در مرحله اول به صورت بلورهای نیمه شکلدار و قبل از نقطه اوتکتیک، در مرحله دوم در نقطه اوتکتیک و بطور همزمان با فلدسپار متبلور شده است که حاصل آن ایجاد بافت گرافیکی است (شکل سرحله اول به صورت بیم باقیمانده غنی از سیلیس، کلیه حفرات بین بلوری را به صورت بی شکل پر کرده است.

### ارتوكلاز

ارتوکلاز به مقدار کم و غالباً شکلدار تا بی شکل در اندازههای کمتر از ۱ میلی متر در این سنگها دیده می شود. از آنجایی که مقدار ارتوکلاز کم می باشد، این کانی به صورت همر شدی با کوارتز و یا به صورت قطرات باریکی اطراف پلاژیوکلاز را فرا گرفته و گهگاه باعث خوردگی و از بین رفتگی پلاژیوکلاز شده است (شکل ۳–۱۶).

#### هورنبلندسبز

هورنبلندسبز فراوانترین کانی مافیک موجود در گرانودیوریتهاست و غالبا شکلدار تا نیمه شکل-دار بوده و به صورت بلورهای ریز و درشت در مـتن سـنگ یافـت مـیشـود (شـکل ۳–۱۸). بلورهـای هورنبلند سبز اغلب به کلریت، اپیدت، اسفن و کلسیت دگرسان شده اند. بقایـایی از کـانی پیروکـسن درون بعضی از هورنبلندهایسبز این سنگها یافت میشود. ضمناً در زونهای میلونیتی این کانی به شدت خرد شده و دانه ریز شده است (شکل ۳–۱۹).

## کانیهای فرعی

#### اسفن

این کانی با برجستگی قوی، هم به صورت اولیه لوزی شکل (گوهای) شکل و هم به صورت ثانویـه (حاصل دگرسانی هورنبلندسبز) دیده می شود. اسفن ثانویه بیشکل حاصل واکنش TiO<sub>2</sub> آزادشده بـا CaO حاصل از تخریب هورنبلند سبز یا پلاژیوکلاز و SiO<sub>2</sub> موجود در محیط میباشند.

### کانیهای اپک

این کانیها کمتر از ۲ درصد کانیهای سنگ راتشکیل میدهند، که بیشتر به صورت ادخال در درون پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز دیده میشوند. کانیهای اپک موجود در گرانودیوریتها غالباً بیشتر شامل تیتانومگنتیت میباشد، پیریت نیز گهگاه در گرانودیوریتها یافت میشود (شکل ۳-۲۰). لازم به ذکر است که در بعضی مقاطع تیتانومگنتیت به لوکوکسن تبدیل شده است (شکل ۳-۲۱). آ**پاتیت** 

آپاتیت به مقدار کم و به صورت بلورهای ریز کشیده نیمه شکلدار در داخل پلاژیوکلازها دیده میشوند، که خود گواه بر تشکیل آن در مراحل اولیه تبلور میباشد.

### کانیهای ثانویه

### كلريت

این کانی بر اثر دگرسانی پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز حاصل شده است و در بعضی مواقع بافت شعاعی نشان میدهد. این کانی عموماً همراه با اپیدوت، کلسیت و اسفن دیده می شود (شکل ۳-۲۲). حضور این کانی ها مؤید دگرسان شدن کانی های مافیک در حضور آب می باشد.

اپيدوت

اپيدوت حاصل دگرساني پلاژيوكلاز و هورنبلند ميباشد كه نوع كلينوزوئيزيت آن بيـشتر مـشهود است و به همراه دیگر کانیهای ثانویه دیده میشود.

برابر).





شکل ۳-۱۳- تصویر میکروسکپی از بافت گرانولار در شکل ۳-۱۴- تصویر میکروسکپی پلاژیوکلاز دگرسان شده در سنگهای گرانودیوریتی (XPL، بزرگنمایی ۴۰ سنگهای گرانودیورتی (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



موجود در سنگهای گرانودیوریتی. این پلاژیوکلاز بر اثر قطرات (لایه) باریکی اطراف پلاژیوکلاز را فرا گرفته و تنش برشی چپگرد تغیر شکل پیدا کرده است (XPL، گهگاه باعث خوردگی و از بین رفتگی پلاژیوکلاز شده بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).

شکل ۳-۱۵- تصویر میکروسکپی خمیدگی پلاژیوکلاژ شکل ۳-۱۶- تصویر میکروسکپی ارتوزی که به صورت است (XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).







شــکل ۳-۱۸- تـصویر میکروسـکپی نــشان دهنــده هورنبلندسبز و مگنتیت در سنگهای گرانودیوریتی (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).





شکل ۳-۲۰- تصویر میکروسکپی معرّف حضور پیریت



برابر).

شکل ۳-۲۱- تصویر میکروسکپی تیتانومگنتیت که به لوکوکسن دگرسان شده است (PPL ،بزرگنمایی ۱۰۰ های ثانویه اسفن به همراه کلریت و اپیدت در سنگهای

گرانودیوریت میلونیتی شده (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر). در سنگهای گرانودیوریتی (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۳-۲۲- تصویر میکروسکپی نشان دهنـده کـانی-گرانودیوریتی (XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).

۳-۴- گرانیتها

گرانیتها، بخش کمی از رخنمون توده گرانیتوئیدی را در قسمت مرکزی و شرق توده (جنوب روستای پایین رود) به خود اختصاص میدهند و اغلب دارای مرز تدریجی با گرانودیوریتها میباشند. عموما سفید رنگ و دانهریز و ظاهری شبیه به ریولیت دارند و به ندرت کانی مافیک در آنها دیده می-شود.

اختصاصات ميكروسكيي

کانیهای اصلی تشکیل دهنده این گرانیتها پلاژیوکلاز، کوارتز و ارتوکلاز میباشد. هورنبلندسبز کانی مافیک این سنگها است و به مقدار کم در آنها یافت میشود. بافتهای متنوعی در این سنگ وجود دارد که میتوان به گرانولار، گرافیکی، پورفیروئیدی و میرمکیتی اشاره کرد (شکلهای ۳-۳۳ و ۲-۳۲).

کانی های اصلی

#### پلاژيوکلاز

پلاژیوکلاز به همراه ارتوکلاز فراوانترین کانی تشکیل دهنده این سنگها هستند. باتوجه به ترکیب شیمیایی کل سنگ و ویژگی نوری، پلاژیوکلازها در حد آلبیت الیگوکلاز میباشد. پلاژیوکلازها بیشتر به صورت کشیده شکلدار تا نیمه شکلدار و دارای منطقه بندی و ماکل پلی-سینتتیک هستند. پلاژیوکلازها به کانیهایی همچون کلسیت، داموریت تبدیل شدهاند.

ارتوكلاز

بلورهای ارتوکلاز بیشتر به صورت نیمه شکل دار تا بی شکل مشاهده می شوند. وجه تمایز این کانی نسبت به کانی های دیگر، شدت دگرسانی نسبتا بالای این کانی به کانی های ثانویه همچون کانی های رسی می باشد که در مقطع میکروسکپی دیده می شود. هم رشدی بین بلور کوارتز و ارتوکلاز در نقط ه اوتکتیک در این سنگ به ایجاد بافت گرافیکی منجر شده است پس از پلاژیوکلاز، بیشترین کانی سازنده این سنگها میباشد. این کانی در اندازههای متنوع از ۱ تا ۲ میلیمتر متغیر است و گاهی با مرز مضرس مشخص میشود. عمدتا بیشکل بوده و فضای بین بلورهایی همچون ارتوکلاز و پلاژیوکلاز را پر میکند. دارای خاموشی موجی است و خردشدگی کمی را نشان میدهد. در برخی موارد با پلاژیوکلاز و یا ارتوکلاز بافت خط میخی یا میرمکیت (و یا گرافیکی) تشکیل میدهد که حاصل رشد همزمان این کانیها است.

#### هورنبلندسبز

این کانی در گرانیتها، از فراوانی بسیار کمی برخوردار است. با توجه به شکل کانیهایی که به جای آنها تجمعی از کلریت، اسفن و اپیدوت تشکیل شده و با توجه به ماهیت سنگهای مورد مطالعه، کانیهای مافیک موجود در این سنگها از نوع هورنبلندسبز میباشد. این کانی تقریباً به طور کامل با کانیهای ثانویه همچون اپیدوت، کلریت و اسفن جایگزین شده است.

### کانیهای فرعی

کانیهای اپک، اسفن و آلانیت جزء کانیهای فرعی این گرانیتها هستند که به صورت بین بلوری و یا ادخال در بین کانیهای دیگر دیده میشوند. اسفن اولیه به صورت لوزی شکل و با برجستگی قابل توجهی در این سنگها مشاهده میشود. آلانیت نیز با برجستگی و بیرفرنژانس بالا همراه اسفن در این سنگها یافت میشود (شکلهای ۳-۲۵ و ۳-۲۶).

#### کانیهای ثانویه

کانیهای ثانویه موجود در نمونه ها، شامل اپیدوت، کلریت، کلسیت و داموریت میباشند که از تجزیه پلاژیوکلازها و به مقدار کمتر از هورنبلند سبز حاصل شدهاند. کانیهای رسی و سریسیت هم از دگرسانی ارتوکلاز به وجود آمدهاند.



شکل ۳-۲۳- تصویر میکروسکپی بافت گرانولار در سـنگ- شکل ۳-۲۴- تصویر میکروسکپی بافت گرافیکی در سنگ-های گرانیتی (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



های گرانیتی (XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).

شکل ۳-۲۵- تصویر میکروسکپی کانی آلانیت به همراه شکل ۳-۲۶- تصویر میکروسکپی کانی آلانیت به همراه اسفن اوليه (PPL، بزرگنمايي ۱۰۰ برابر).

اسفن اوليه (XPL، بزرگنمايي ۱۰۰ برابر).

۳–۵– آلکالی فلدسپار گرانیتها این نوع سنگها به صورت رگه و رگچهای صورتی رنگ و کم ضخامت گرانیت و گرانودیوریتها را قطع می کنند (شکل ۳-۲۷). ارتوکلاز در این سنگها حضور بارزتری دارد و همراه با کوارتز، بافت گرافیکی بسیار زیبایی را به نمایش می گذارد. آنالیز شیمیایی نیز غنی بودن این سنگها از K<sub>2</sub>O را تأييد مي كند.

اختصاصات ميكروسكيي

کانیهای اصلی سازنده آنها، ارتوکلاز، کوارتز و به مقدار کمتر پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز میباشد. از کانیهای فرعی میتوان به کانیهای ایک اشاره کرد. کانیهای کلریت، اپیدوت، کلسیت، سریسیت و کانیهای رسی از کانیهای ثانویه این سنگها میباشند و از دگرسانی کانیهایی همچون ارتوکلاز و پلاژیوکلاز به وجود میآیند. بافت گرافیکی در این سنگها کاملً مشهود است. این پدیده همرشدی ارتوکلاز و کوارتز را در نقطه اوتکتیک نشان میدهد (شکل ۳–۲۸). علاوه براین میتوان به بافتهای گرانولار در این سنگها اشاره کرد.

کانی های اصلی

ارتوكلاز

این کانی حدود ۲۵–۳۰ درصد کانیهای سنگ را شامل میشود و به صورت نیمه شکلدار تا بی-شکل، در اندازههای مختلف دیده میشود (شکل ۳–۲۹). در اثر دگرسانی اندکی کائولینیتی شده به طوری که در نور پلاریزه عادی اکثر دانههای ارتوکلاز رنگ کرم مایل به قهوهای نشان می دهند. لازم به ذکر است که پلاژیوکلاز نیز سرنوشت مشابهی پیدا کرده و تا حدودی کائولینیتی شده است. ارتوز به واسطه هم رشدی با کوارتز بافت گرافیکی بسیار زیبا و فراگیری را به نمایش گذاشته است. این امر حاصل رشد همزمان دو کانی مذبور در حول و حوش نقط ه حداقل دمایی سیستمهای گرانیتی راتکتیک) می باشد (درویش زاده، ۱۳۷۴). ادخالهایی از کوارتز و پلاژیوکلاز در بلورهای ارتوکلاز مشاهده میشود. البته ارتوکلاز به صورت پوششی بلورهای ریز پلاژیوکلاز را در بر گرفته و بافت راپاکیوی به وجود آورده است. در ضمن رنگ صورتی کانی ارتوکلاز حاکی از شرایط اکسیدان و فوگاسیته بالای اکسیژن در زمان تشکیل این سنگها است و همچنین مؤید منشاً ماگمایی برای این گرانیتوئیدهاست (چاپل و وایت'،۲۰۰۱).

1 - Chappell & White

این کانی از لحاظ فراوانی بعد از ارتوکلاز قرار می گیرد و به مقدار زیاد در این سنگ یافت می شود که گاهی به صورت رگچههای مجزا در داخل رگههای آلکالی فلدسپار گرانیتی دیده می شود. بیشتر به صورت بی شکل بوده و فضای بین بلورها را پر می کند. دانه ها تقریباً سالم هستند و هیچ گونه خردشدگی و شکستگی در آنها دیده نمی شود. بعضی از آنها نیز دارای ادخال های ریزی از کانی های ایک هستند. از لحاظ اندازه ذرات، به طور نسبی هم اندازه هستند و با مرز مضرس مشخص می شوند.

ب در بیشتر موارد هم رشدی ارتوکلاز و کوارتز در اطراف بلورهای پلاژیوکلاز صورت گرفته است و پلاژیوکلاز به صورت یک هسته برای رشد همزمان کوارتز و ارتوکلاز عمل کرده است.

# پلاژيوکلاز

پلاژیوکلاز یکی دیگر از کانیهای روشن و اصلی سازنده این سنگهاست، ولی از فراوانی کمتری نسبت به ارتوز و کوارتز برخوردار است و کمتر از ۳۰ درصد کانیهای سازنده را تشکیل میدهد. عموماً دانه ریز بوده و شکلدار تا نیمه شکلدار و دارای ماکل پلی سینتتیک میباشد. اکثرا دارای منطقه بندی عادی و نوسانی هستند، به طوری که به سمت مرکز ترکیب آنها کلسیک تر میشود. بلورهای پلاژیوکلاز به سرسیت، اپیدوت، و گاهی کلسیت دگرسان شدهاند.

# کانیهای فرعی

### هورنبلند سبز

هورنبلند سبز به صورت شکلدار تا نیمه شکلدار و به طور پراکنده، کانیهای مافیک سنگ را تشکیل میدهد و تقریبا دگرسانی زیادی را متحمل میشود. بر اثر دگرسانی کانیهای مافیک موجود در این سنگ، به طور کامل به مجموعهای از کلریت، اسفن، اپیدوت دگرسان شدهاند، لذا تشخیص آنها از طریق ویژگیهای متعارف نوری امکان پذیر نیست ولی با توجه به شکل دانهای و شکل اولیه باقیمانده بلورها که به صورت تیغهای و کشیده میباشند، میتوان نتیجه گرفت که این کانی هورنبلند سبز بودهاست.
کانیهای اپک

این کانیها به صورت ادخال در داخل کانیهای پلاژیوکلاز و کوارتز دیده میشوند.

كانىھاى ثانويە

سریسیت، اسفن، کلسیت، اپیدوت، کلریت و کانیهای رسی از جمله کانیهای ثانویه موجود در این سنگها میباشند که به ترتیب در نتیجه دگرسانی کانیهایی همچون هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز و ارتوکلاز به وجود آمدهاند. همانطور که اشاره شد، در مورد پلاژیوکلازها، دگرسانی در مرکز که کلسیکتر است، شدت بیشتری داشته و تجمع داموریت نیز در آنجا بیشتر است.



شکل ۳-۲۷- تصویر رگچههای صورتی رنگ و کم ضخامت آلکالی فلدسپار گرانیت، که گرانیتهاو گرانودیوریتها را قطع میکنند



ستان ۱۰۰۲ سویر میتروسایی باعد فرانیدی در سنگهای آلکالی فلدسپار گرانیتی (XPL، بزرگنمایی ۴۰٪ سنگهای آلکالی فلدسپار (XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر). برابر).

۳–۶– دایکهای آندزیتی– بازالتی

دایکهای آندزیتی- بازالتی به تعداد فراوان، گرانیت- گرانودیوریتها و دیوریت- گابرودیوریتهای مورد مطالعه را قطع می کنند (شکلهای ۳-۳۰ و ۳-۳۱). دایکهای آندزیتی- بازالتی حاصل ماگماتیسم مافیک به عنوان آخرین فاز ماگماتیسم منطقه است. این دایکها بیانگر یک فاز کششی در منطقه است که سبب تشکیل یک سری شکستگیهای عمیق در سنگهای اسیدی و بازیک شده و سپس مواد مذاب با ترکیب بازی و حدواسط به درون شکستگیها راه یافته و در اثر سرد شدن سریع سپس مواد مذاب با ترکیب بازی و حدواسط به درون شکستگیها راه یافته و در اثر سرد شدن سریع می مورگرانولار از بافتهای آندزیتی- بازالتی منتهی شده است. بافت پورفیری، گلومروپورفیری، پورفیروئیدی به تشکیل دایکهای آندزیتی- بازالتی منتهی شده است. بافت پورفیری، گلومروپورفیری، پورفیروئیدی و میکروگرانولار از بافتهای اصلی دایکها می باشـند. کانیهای اصلی دایکهای منطقه اوژیت، هورنبلند و پلاژیوکلاز می باشد و کانی کوارتز به طور پراکنده و به مقدار متغیر در آنها یافت می شود. از دیگرکانیهای فرعی دایکها می توان به کانیهای ایک (مگنتیت، پیریت) اشاره کرد. در ضمن بعضی از دایکهای منطقه دارای حاشیه انجماد سریع هستند و در حاشیه خود با سنگ میزبان، دانه ریز و تیم و دیروزی به نور پراکنده و به مقدار متغیر در آنها یافت می شود. از دیگرکانیهای فرعی دانی کوارتز به طور پراکنده و به مقدار متغیر در آنها یافت می شود. از دیگرکانیهای فرعی دایکهای می می دان در می بعضی دیگرکانیهای فرعی دایکها می توان به کانیهای ایک (مگنتیت، پیریت) اشاره کرد. در ضمن بعضی از دایکهای منطقه دارای حاشیه انجماد سریع هستند و در حاشیه خود با سنگ میزبان، دانه ریز و تیره رنگ دیده می شوند.

کانی های اصلی

اوژيت

اوژیت به صورت فنوکریست یا ریز بلور در این سنگها یافت میشود. غالباً نیمه شکلدار تا بی شکل است و به نظر میرسد در مراحل اولیه تشکیل سنگ به وجود آمده است. بعضی از بلورهای اوژیت منطقه بندی ترکیبی نشان میدهند و بعضی از آنها نیز ماکل ساده دارند (شکل ۳-۳۲). **یلاژیوکلاز** 

پلاژیوکلاز عمدهترین کانی موجود در این سنگها میباشد. عموما شکلدار تا نیمه شکلدار هستند. به دلیل سرد شدن نسبتا سریع ماگما و در نتیجه رشد سریع و غیر تعادلی این کانیها، بلورها به صورت کشیده و تیغهای دیده میشوند که گاهی جهتدار هستند و در اندازههای متوسط تا ریزدانه میباشند. اغلب پلاژیوکلازها فاقد دگرسانی هستند و تعداد کمی از آنها به داموریت تبدیل شدهاند.

### هورنبلندسبز

هورنبلندسبز یکی دیگر از کانیهای مافیک است، که همراه با اوژیت در دایکهای آندزیتی-بازالتی دیده میشود. این کانی اکثراً به صورت دانههای سوزنی شکل ظاهر میشوند و معمولاً از فراوانی قابل توجهی برخوردار است. از نظر شکل بلوری غالباً شکلدار تا نیمه شکلدار و در اندازه های متوسط تا ریز بلور دیده میشود. در نمونههای دگرسان شده، هورنبلندسبز به مجموعهای از کلریت، اسفن، کلسیت و اکسیدهای آهن دگرسان شده است.

# کانیهای فرعی

اکسیدهای آهن به طور پراکنده، بیشترین کانیهای فرعی موجود در دایکها را میسازند و عموماً از نوع مگنتیت و تیتانومگنتیت هستند. مگنتیت به صورت دانههای ریز و به شکل کانی اپک در این سنگها یافت میشود، غالباً نیمه شکلدار تا بی شکل میباشد و از فراوانی قابل ملاحظهای برخوردار است. اسفن و آپاتیت نیز به مقدار کم در این دایکها یافت می شود. کوارتز به صورت بین دانهای و بی شکل، پرکنندهٔ فضای بین کانیهای پلاژیوکلاز و هورنبلند و... بوده و غالباً در حد کمتر از ۱۰رصد فراوانی دارد.

## کانیهای ثانویه

از کانیهای ثانویه می توان به کلریت، اپیدوت، کلسیت و اسفن اشاره کرد که از دگرسانی کانیهای مانند پلاژیوکلاز و هورنبلندسبز به وجود آمدهاند. (شکل ۳–۳۳).





شکل ۳–۳۱- نمای نزدیکتر از دایک تزریق شده در گرانودیوریتهای جنوب روستای دیوانه خوی.

های جنوب روستای دیوانه خوی.



شکل ۳-۳۲- تصویر میکروسکپی فنوکریست اوژیت شکل ۳-۳۳- تصویر میکروسکپی نشاندهنده دگرسان موجود در دایکها (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر)



شدن کانیهای مافیک در دایکها (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر)

٣-٧- آنکلاوها

واژهٔ انکلاو مفهوم ژنتیکی نداشته و در اندازههای مختلف از سنگهای دگرگونی تا آذرین و با ترکیب متنوع از انواع سنگها دیده می شود. اگر چه آنکلاوها معمولاً از مجموعههای کانیهای مختلف تشکیل شدهاند، اما در بعضی موارد فقط از یک کانی ساخته شدهاند و حتی برخی از آنکلاوها نیز تنها از بلورهای منفرد تشکیل شدهاند. آنکلاوها دارای انواع مختلفی هستند و اشکال و بافتهای مختلفی را نشان میدهند. اکنون سنگ شناسان آنکلاوها را به عنوان ابزاری لازم و ضروری برای فهم ژنز و تحول سنگهای ماگمایی و خصوصا پترولوژی گرانیتوئیدها در نظر می گیرند.

دیدیه و باربارن<sup>۱</sup> (۱۹۹۱) در یک تقسیم بندی ژنتیکی انواع آنکلاوهای موجود در سنگهای گرانیتوئیدی را به چهار دستهٔ اصلی زیر تقسیم کردهاند (ترکیان، ۱۳۸۰):

۱- اتولیتها یا آنکلاوهای هم منشاء(همزاد): این نوع آنکلاوها از لحاظ ژنتیکی به زمان استراحت و توقف توده نفوذی در آشیانه ماگمایی مربوط هستند. آنها قطعات متبلور شدهٔ یک فاز قدیمی تر و مافیک ترند. بعلاوه، ممکن است ناشی از تبلور زودتر کانیهای مافیک دانه ریز نسبت به کانیهای فلسیک باشند.

۲- آنکلاوهای میکروگرانیتوئیدی (آنکلاوهای مافیک): محصول آمیختگی دو ماگمای اساساً اختلاط ناپذیر با ترکیب مختلف در یک فرآیند تزریق هستند. چنانچه ماگمای مافیکتر بطور نسبی زودتر از دیگری سرد گردد، آنکلاوهای میکروگرانیتوئیدی را بوجود میآورد. اندازه آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک متغیر است و معمولا از چند سانتیمتر تا چند دسیمتر در نوسان است. غالباً کنتاکت آنها با گرانیتوئیدهای میزبان مشخص است. جدا نمودن کامل این آنکلاوها از سنگهای میزبانشان غیر ممکن است. آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک عموما گرد و بیضوی شکل هستند که این اشکالاوها به خصوصیات فیزیکی اولیه و چگونگی عملکرد حرکات ماگمایی می باشد. شکل بیضوی آنکلاوها به دگرشکلی مربوط می شود که در هنگام حرکت آنکلاوها در ماگمایی گرانیتی در حال جایگزینی صورت گرفته است (دیدیه ۱۹۸۷).

۳- رستیتها یا باقیماندههای دیر گداز؛ در واقع بقایای دیر گداز سنگهای ناحیهٔ وقوع ذوب بخشیاند.

۴- زینولیت یا بیگانه سنگها؛ قطعاتی از سنگهای در برگیرنده هستند که به درون ماگمای گرانیتی راه یافته و از هضم در امان ماندهاند.

#### 1 - Didier & Barbarin

اختصاصات کلی آنکلاوهای موجود در توده گرانیتوئیدی ششتمد

آنکلاوهای موجود در منطقه از نوع انکلاوهای میکروگرانولار مافیک میباشند. آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک موجود در گرانیتوئیدهای منطقه، رنگی تیرهتر و دانه ریزتر نسبت به گرانیتوئید در برگیرنده داشته ولی در مجموع، رنگ آنها بطور محلی تغییر مییابد. آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک در تمام توده نفوذی منطقه مورد مطالعه به صورت مجزا و در مواردی به صورت اجتماعاتی متمرکز حضور دارند. اندازه آنکلاوها متغیر بوده و غالباً قطر آنها ۱ تا ۵ سانتیمتر میباشد. همچنین آنکلاوهای مورد مطالعه دارای اشکال متفاوتی از جمله دوکی تا گرد شده هستند. تنوع شکل آنکلاوها نشان دهنده ویسکوزیته متفاوت آنکلاوها و زمان قابل دسترسی برای تغیر شکل آنکلاوها و تنش در طی صعود ماگمای گرانیتوئیدی میباشد (بست<sup>۱</sup>، ۱۹۸۲). فراوانی آنکلاوها به ویژه آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک یکی از ویژگیهای گرانیتوئیدهای ماگمایی کالکوآلکالن و خصوصا گرانیتوئیدهای کالک آلکالن کوهزایی است که در مناطق فروانش جایگزین شدهاند (چاپل ۱۹۸۷).

# خصوصيات ميكروسكپي آنكلاوها

بر پایه شواهد صحرایی و کانی شناسی این آنکلاوها همگن بوده و از نوع میکروگرانولار مافیک و از جنس میکرودیوریت، میکرو گابرودیوریت و بافت اصلی آنها میکروگرانولار پورفیری میباشد. علاوه برآن میتوان به بافت پوئی کلیتیک و پورفیروئیدی اشاره کرد. این آنکلاوها نسبت به سنگ میزبان خود دارای میزان بالاتری از فازهای فرومنیزین و پلاژیوکلاز و میزان پایینتری از کوارتز و فلدسپات-های آلکالی میباشند. آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک کم و بیش دارای همان کانیهای سنگهای میزبان خود میباشند. اما کانیهای مافیک در آنکلاوها نسبت به سنگ میزبان دارای درصد بیشتری میزبان خود میباشند. اما کانیهای مافیک در آنکلاوها نسبت به سنگ میزبان دارای درصد بیشتری

پلاژيوکلاز

این کانی از مهمترین کانیهای تشکیل دهنده آنکلاوهاست، که احتمالا نسبت به پلاژیوکلازهای سنگ میزبان کلسیکتر میباشد. پلاژیوکلازها در اندازههای مختلف و به صورت نیمه شکلدار تا بی شکل دیده میشوند. ماکل پلی سنتتیک در برخی از آنها قابل رؤیت است. معمولا دارای ادخالهایی از کانیهای اپک هستند. اغلب آنها به شدت تجزیه شدهاند. در برخی از آنها مرز بین پلاژیوکلازها و کوارتزها حالت خوردگی داشته، که بیانگر شرایط عدم تعادل است.

## هورنبلندسبز

این کانی یکی از فنوکریستهای مافیک بارز آنکلاوهاست و به صورت پراکنده و به مقدار کم در آنکلاوها دیده میشود و مانند پلاژیوکلاز دارای ادخالهایی از کانیهای اپک میباشد. در ضمن هورنبلندها در آنکلاوها تقریباً سالم ماندهاند (شکل ۳-۳۶).

## كوارتز

کوارتز بی شکل و دانهای به طور پراکنده و یا تجمعی در بین کانیهای دیگر دیده میشود. **پیروکسن** 

پیروکسن یکی دیگر از فنوکریستهای مافیک در آنکلاوهاست و بیشتر از نوع اوژیت میباشد. ایـن کانی به صورت کاملاً شکلدار و کشیده در بین دیگر کـانیهـا دیـده مـیشـود. بقایـایی از پیروکـسن (اوژیت) توسط آمفیبول (هورنبلند سبز) احاطه شده که به نظر میرسد از حاشیه به آمفیبـول تبـدیل شده است (شکل ۳–۳۸). این موضوع می تواند دلیلی بر اختلاط ماگمایی باشد (هیبارد<sup>۱</sup>، ۱۹۹۵).



گرانوديوريتها.





شکل ۳–۳۵- تصویر میکروسکپی نشان دهنده مرز بین کانیهای آنکلاو و کانیهای سنگ میزبان (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر)



شـکل ۳-۳۶- تـصویر میکروسـکپی هورنبلنـد سـبز و شکل ۳-۳۷- تصویر میکروسکپی پیروکـسنی کـه بـه پلاژیوکلاز موجود در آنکلاوها (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر). کلریت تبدیل شده است (PPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

۳-۸- خلاصه مطالب فصل سوم ۱- طیف سنگشناسی توده ششتمد را گابرودیوریت، دیوریت، گرانودیوریت، گرانیت و آلکالی فلدسـپار گرانیت تشکیل میدهد.

۲- دیوریتها و گابرودیوریتها دارای بافتهای گرانولار و پورفیروئیدی هستند. اوژیت، هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز و به ندرت کوارتز، سازندگان اصلی آنها میباشند. آپاتیت، اسفن، مگنتیت و تیتانومگنتیت کانیهای فرعی آنها هستند. ۳- سنگهای گرانودیوریتی مهمترین سازنده بخش فلسیک توده نفوذی ششتمد میباشند. گرانودیوریتها بافتهای گرانولار، گرافیکی و پورفیروئیدی را نشان میدهد. کانیهای سازنده اصلی این سنگها، پلاژیوکلاز، کوارتز، ارتوکلاز و هورنبلند سبز میباشد. از کانیهای فرعی میتوان به آپاتیت، اسفن و تیتانومگنتیت اشاره کرد.

۴- در سنگهای گرانیتی، پلاژیوکلاز، کوارتز و ارتوکلاز، کانیهای اصلی گرانیتها را تشکیل میدهند. در ضمن مقدار کمی هورنبلند سبز در این سنگها یافت میشود. این سنگها بافتهای گرانولار، گرافیکی، میرمکیتی و پورفیروئیدی نشان میدهند. آلانیت و اسفن کانیهای فرعی موجود در سنگ-های گرانیتی هستند.

۵- آلکالی فلدسپار گرانیتها به صورت رگه و رگچههای صورتی رنگ و کم ضخامت گرانیت وگرانودیوریتها را قطع میکنند. کانیهای اصلی سازنده این سنگها، ارتوکلاز، کوارتز و به مقدار کمتر پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز میباشند. از کانیهای فرعی آلکالی فلدسپار گرانیتها میتوان به کانیهای ایک اشاره کرد.

۶- کانی های ثانویه نظیر، اپیدوت، کلریت، کلسیت، سریسیت و اسفن ثانویه در سنگ های مورد مطالعه یافت می شود.

۷- حضور آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک موجود در سنگهای گرانیتی – گرانودیوریتی، ارتباط و
خویشاوندی نزدیک آنها را با سنگهای مافیک منطقه مورد مطالعه (سنگهای دیوریتی –
گابرودیوریتی) تأیید میکند.

۸- حضور اسفن و آلانیت اولیه در گرانیتها، وجود هورنبلندسبز در سنگهای منطقه مورد مطالعه و ادخالهایی از آپاتیت در آنها (مخصوصاً دیوریتها – گابرودیوریتها و گرانودیوریتها)، فراوانی مگنتیت و تیتانومگنتیت در تمامی ترکیبات سنگی و فقدان مسکویت و فقدان کانیهای دگرگونی از قبیل گارنت، آندالوزیت، سیلیمانیت و کیانیت، بیانگر نوع I بودن توده گرانیتوئیدی جنوب ششتمد میباشد.

نوع کانی	نوع سنگ
	ديوريتها
اوژيت	
هورنبلند	
پلاژيوكلاز	
آپاتیت	
اسفن	
	گرانودیوریتها
هورنبلند	
پلاژيو کلاز	
ارتوكلاز	
كوارتز	
اسفن	
	گرانیت
هورنبلند	
پلاژيوكلاز	
ارتوكلاز	
كوارتز	
	آلکالی فلدسپار گرانیت
هورنبلند	
پلاژيو کلاز	
ارتوكلاز	
كوارتز	

جدول ۳-۲- نمایش گرافیکی ترتیب تبلور کانیهای سازنده توده گرانیتوئیدی ششتمد.

.

فصل چهارم ژئوشیمی

### ۴–۱– مقدمه

مطالعات پتروگرافی اطلاعات کلی درمورد ترکیب کانی شناسی سنگها و شرایط تشکیل آنها در اختیار ما میگذارد. اما این اطلاعات لزوماً ترکیب واقعی ماگمای مادر یا اولیه را نشان نمی دهد، زیـرا اتفاقات بعدی در جریان تبلور بخشی، آلایش ماگمایی و دگرسانی ثانویه باعث تغییر ترکیب ماگمای اولیه میشود. بر این اساس برای نامگذاری سنگهای مورد مطالعه بـر اساس کـانی شناسی مجازی (نورم) و نیز استفاده از نمودارهای ژئوشـیمیایی، ۱۹ عـدد از سـنگهای منطقـه بـا کمتـرین میـزان دگرسانی مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتهاند. تجــزیه شیمیایی ایـن نمونـه هـا در آزمایـشگاه محت و دقت بالا، بطور گسترده جهت تجزیهٔ عناصر اصلی، کمیاب و ایزوتوپها مـورد اسـتفاده قـرار میگیرد (رولینسون، ۱۹۹۳).

مختصات جغرافیایی محل برداشت نمونهها که به کمک GPS تعیین گردیده، به همراه نام سنگ و علامت اختصاری آنها در جدول ۴-۱ ارائه شده است.

نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی به صورت درصد وزنی ( % wt) و عناصر کمیاب به صورت قسمت در میلیون (ppm) در جدول (۴-۲) ارائه شده است.

شماره رديف	شماره نمونه	چ. را:		موقعیت جغرافیایی بهUTM			
		نام سنگ	علامت اختصاري	عرض شمالی	طول شرقی		
١	34-1	گابروديوريت	Gbd**	229214	898.814		
٢	20-1	آندزيت – بازالت	//*	566711	8981899		
٣	53-3	گابروديوريت	//**	582.1.	3988821		
۴	2-1	آندزيت – بازالت	//*	68.191	8977778		
۵	23-2	گرانوديوريت	Grd	681497	8971757		
۶	23-1	//	11	681695	3971768		
٧	25-1	//	//	281762	8977818		
٨	24-1	//	//	08188V	8972074		
٩	8-1	//	//	684934	898.80		
١.	41-1	//	//	221421	31114		
))	8-1-A	//	//	684984	898.80		
17	4-4	//	//	56.188	۳۹۷۳۰۰۵		
۱۳	4-1	//	//	56.1.9	8977995		
14	28*-1	//	//	681688	<b>۳۹۷۲۷۳۳</b>		
۱۵	AS-1	گرانیت	Gr	686841	<b>897207</b>		
18	15-1	//	//	۵۵۶۲۸۵	8972072		
١٧	53/6	//	//	09741.	8988771		
۱۸	4-3	آلکالی فلدسپار گرانیت	Afg	۵۶۰۱۰۹	897890		
١٩	17-1	//	//	080829	89777		

جدول۴-۱- معرفی موقعیت جغرافیایی نمونههای سنگی انتخاب شده جهت تجزیه شیمیایی

\*نمونههای انتخاب شده از دایکهای منطقه

\*\* نمونههای انتخاب شده از توده گابرودیوریتی

شمار ہ نمو نہ	34-1	20-1	53-3	2-1	23-2	23-1	25-1	24-1	8-1	41-1
نام سنگ		Gbd-QDi				GRd				
محل					ديوانه	ديوانه	ى ديوانە	ديوانه	ž	
برداشت	خوشمردان	ششتمد	ارديز	بيزخ	خوي	خوي	خوي خ	خوي	حسن اباد	باد اشیان
Major ox	ides(Wt%)									
SiO2	54.25	54.94	55.35	55.76	70.96	71.17	72.59	72.56	73.28	72.93
K2O	0.42	0.60	0.53	0.71	0.50	0.67	1.01	1.08	0.38	1.38
Na2O	2.85	4.60	4.60	3.25	3.93	3.74	3.79	3.58	5.03	3.74
Al2O3	15.56	15.04	15.88	15.63	14.12	13.95	14.16	13.85	13.86	13.70
Feo(t)	18.72	21.21	19.32	19.56	7.66	7.74	5.97	6.32	5.78	5.92
Fe2O3	11.01	12.47	11.37	11.50	4.79	4.84	3.73	3.95	3.61	3.70
FeO	7.71	8.73	7.96	8.05	2.87	2.90	2.24	2.37	2.17	2.22
MgO	6.24	4.48	4.86	4.48	1.23	1.18	0.80	0.75	0.87	0.92
CaO	8.79	6.12	6.30	7.19	4.02	4.00	3.54	3.82	2.62	3.30
TiO2	0.60	1.25	0.80	1.08	0.32	0.30	0.27	0.27	0.26	0.24
P2O5	0.10	0.31	0.15	0.18	0.07	0.06	0.05	0.06	0.06	0.05
MnO	0.17	0.21	0.17	0.19	0.08	0.09	0.06	0.08	0.03	0.05
Cr2O3	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Norm(CI	PW)									
Q	11.34	9.09	8.25	14.39	35.98	36.72	38.03	38.49	35.81	37.58
Or	2.47	3.53	3.11	4.22	2.95	3.96	5.99	6.41	2.22	8.19
Ab	24.13	38.90	38.91	27.49	33.21	31.64	32.08	30.26	42.59	31.65
An	28.43	18.63	21.14	25.96	19.45	19.30	17.22	18.53	12.62	16.02
Di	10.20	4.79	5.45	4.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hy	10.83	8.95	9.57	9.16	3.07	2.94	2.00	1.87	2.18	2.29
С	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.52	0.00	0.55	0.17
Il	0.37	0.44	0.35	0.40	0.17	0.20	0.13	0.17	0.07	0.11
Hm	11.01	12.47	11.37	11.50	4.79	4.84	3.73	3.95	3.61	3.70
Tn	1.00	2.51	1.50	2.13	0.01	0.11	0.00	0.01	0.00	0.00
Ru	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22	0.16	0.21	0.18	0.23	0.19
Ар	0.24	0.73	0.37	0.42	0.17	0.14	0.12	0.14	0.15	0.12
Sum	100.01	100.03	100.01	99.98	100.02	100.02	100.01	100.00	100.01	100.01

جدول ۴-۲- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، مقادیر کانیهای نورماتیو، عناصر کمیاب و خاکی نادر نمونههای

منطقه مطالعه منطقه جنوب سبزوار (ششتمد) پس از حذف مواد فرّار و تصحيح مقادير نسبت Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO.

علائم معرف کانیهای نورماتیو عبارتند از:

ادامه جدول ۴-۲

			1							
تىـــــمارە نىرنە	3/1	20.1	53.3	2.1	23.2	22.1	25.1	24.1	<b>Q</b> 1	41.1
نھوں۔ ناہ سنگ	J <b>4-</b> 1	Gbd	-0Di	2-1	23-2	23-1	G	24-1 Rd	0-1	41-1
محــــل		000			ديو انه	ديو انه	ديو انه ديو انه	ديو انه		
برداشت	خوشمردان	ششتمد	ارديز	بيزخ	خوي	خوي	خوي	خوي	حسن آباد	باد آشيان
Trace elements(ppm)										
Sc	36	35	31	30	13	13	10	10	11	8
Ва	178	233	105	170	135	215	184	203	75	241
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Со	40.5	34.4	35.1	31.5	8.2	8.4	4.9	5.5	4.3	5.5
Cs	< 0.1	< 0.1	0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.2	< 0.1	0.3
Ga	15.1	16.2	16.9	17.4	12.5	12.4	12.4	12.3	12.5	11.5
Hf	1	1.4	1.8	1.9	2	1.9	1.8	1.9	1.9	1.9
Nb	1.5	1.4	1.6	2.6	1.1	1	1	1.2	1.7	1
Rb	4.7	8	5.9	9.7	4.8	6.6	13.2	19.1	3.6	23.7
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sr	242.5	232.2	184.2	229.6	155.9	153.7	135	139	243.2	128.1
Та	0.1	0.1	<0.1	0.1	< 0.1	< 0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Th	1.1	0.5	1.2	0.6	1.1	1.1	1.3	1.1	1.2	1.1
U	0.2	0.1	0.3	0.2	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4
V	325	381	361	380	73	72	41	43	28	54
W	<0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Zr	36.6	45.8	48.4	65.4	55.9	56.9	55.1	50	57.9	50.8
Y	15	24.1	20	25.3	18.3	18.5	18.9	18.9	22.1	13
Mo	0.2	0.5	1	0.5	0.2	0.8	0.4	1.7	0.3	0.7
Cu	15.4	141.2	94.5	104.2	12	11.5	12.1	16.2	2.9	7.4
Pb	0.7	1.3	0.4	2	0.6	0.7	1.6	1.9	0.3	0.9
Zn	22	71	52	74	29	27	22	25	6	23
N1	11.3	7.8	16.3	8.6	1.6	2.9	2	5.9	2.6	4.2
AS	<0.5	0./	< 0.5	0.8	0.6	0.9	2.2	1.3	< 0.5	<0.5
	<0.1	<0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	<0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
50 D:	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1
	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ag	<0.1	<0.1 2.7	<0.1	∼0.1 1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1 2 1	<0.1 0.0	<0.1
Au Ha	<0.5	2.7	< 0.5	1 <0.01	<0.5	<0.5	<0.5	2.1	0.9 <0.01	<0.5
T1	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Se	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1 0.6	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Rare eart	h elements	(nnm)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
La	5.1	3.8	5.9	5.4	4	4.7	4	4.1	5.7	4.2
Ce	10.7	9.9	12.6	13.3	9	9.8	8.6	9	12.7	8.8
Pr	1.45	1.64	1.8	2.04	1.25	1.38	1.24	1.27	1.77	1.14
Nd	6.6	8.5	8	10.9	5.6	6.1	6	5.8	7.6	4.9
Sm	1.68	2.54	2.28	2.93	1.55	1.58	1.69	1.64	2.13	1.21
Eu	0.61	0.99	0.79	0.99	0.49	0.49	0.54	0.53	0.65	0.38
Gd	2.11	3.49	2.86	3.63	2.14	2.06	2.25	2.2	2.73	1.48
Tb	0.4	0.65	0.54	0.68	0.42	0.4	0.45	0.43	0.53	0.29
Dy	2.67	4.19	3.38	4.33	2.79	2.75	3.06	2.93	3.48	1.92
Но	0.53	0.86	0.72	0.91	0.62	0.6	0.66	0.64	0.77	0.45
Er	1.6	2.56	2.12	2.66	1.94	1.88	2.08	2.05	2.43	1.4
Tm	0.25	0.39	0.34	0.41	0.32	0.31	0.33	0.33	0.39	0.23
Yb	1.64	2.42	2.06	2.64	2.17	2.08	2.21	2.2	2.57	1.6
Lu	0.24	0.38	0 33	0 39	0.36	0 33	0.36	0.35	0.41	0.26

ادامه جدول ۴–۲

									· ·
شماره نمونه	8-1-A	4-4	4-1	28*-1	AS-1	15-1	53/6	4-3	17-1
نام سنگ		GRd				GR			Afg
محــــل	ما ياً	÷	÷ 3	د انه ز م	÷ :		in d	÷	
بردست انتده مونولا		بيرح	بيرح	ديوانه حوي	بيرح	سسمد	ار دیر	بيرح	
Major Oxio	1es( wt %)								
SiO2	73.29	73.47	74.70	73.97	77.88	78.24	77.80	76.99	76.41
K2O	0.38	0.94	1.28	1.40	0.07	0.09	0.43	4.03	4.53
Na2O	5.13	4.01	4.02	3.70	4.76	5.09	6.08	4.03	3.81
Al2O3	13.81	13.33	13.61	13.81	12.05	12.17	12.16	12.26	12.66
Feo(t)	5.79	6.39	5.88	5.09	3.60	2.46	2.86	2.84	2.88
Fe2O3	3.62	3.99	3.68	3.18	2.40	1.64	1.91	1.89	1.92
FeO	2.17	2.40	2.21	1.91	1.20	0.82	0.95	0.95	0.96
MgO	0.83	0.98	0.77	0.55	0.34	0.51	0.48	0.08	0.09
CaO	2.61	2.85	3.00	3.09	2.23	2.09	1.02	0.63	0.48
TiO2	0.25	0.28	0.24	0.23	0.16	0.17	0.08	0.06	0.09
P2O5	0.04	0.04	0.05	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
MnO	0.03	0.07	0.05	0.05	0.09	0.01	0.02	0.01	0.02
Cr2O3	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Norm(CIP	W)								
Q	35.29	39.06	38.99	39.81	44.63	43.13	38.00	36.70	35.79
Or	2.22	5.56	7.59	8.26	0.42	0.54	2.52	23.80	26.76
Ab	43.41	33.97	33.99	31.27	40.31	43.06	51.47	34.08	32.25
An	12.69	13.89	14.55	15.06	11.00	10.10	4.63	3.08	2.29
Di	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00
Ну	2.08	2.44	1.92	1.36	0.86	1.28	1.12	0.20	0.23
С	0.32	0.62	0.28	0.70	0.11	0.00	0.00	0.15	0.65
11	0.07	0.15	0.11	0.11	0.19	0.02	0.04	0.02	0.04
Hm	3.62	4.00	3.68	3.18	2.40	1.64	1.91	1.89	1.92
Tn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.14	0.00	0.00
Ru	0.22	0.20	0.18	0.18	0.06	0.11	0.00	0.05	0.07
Ар	0.10	0.10	0.12	0.10	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Sum	99.99	99.98	101.40	100.01	100.00	100.02	99.99	99.99	100.01

ادامه جدول ۴-۲

شماره نمونه	8-1-A	4-4	4-1	28*-1	AS-1	15-1	53/6	4-3	17-1
نام سنگ		Gl	Rd			GR			
	_			ديوانــــه					
محل برداشت	حسن اباد	بيزخ	بيزخ	خوي	بيزخ	ششنمد	ارديز	بيزخ	ششتمد
Trace elements(ppm)									
Sc	10	9	7	8	6	6	6	2	8
Ba	150	295	227	252	158	148	169	932	1336
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	2
Со	4.3	6	4.7	2.9	2.2	0.7	1.3	1.3	1
Cs	< 0.1	0.1	<0.1	0.2	< 0.1	<0.1	0.3	< 0.1	1.4
Ga	12.2	12	11.3	12.2	11.2	10.9	14.6	9.4	15.8
Hf	2	2	2	2.2	3.5	3.9	4.6	5.2	5.1
Nb	1.4	1.3	3.1	1.3	2.3	2.2	7.1	1.2	6.8
Rb	3.7	15.8	21.7	25.1	0.3	0.9	14.1	42.8	98.9
Sn	<1	1	<1	<1	<1	<1	1	<1	3
Sr	245.7	133.3	121.3	135.4	172	159.3	45.6	62.7	43.8
Та	0.1	<0.1	0.2	<0.1	0.1	0.1	0.5	<0.1	0.7
Th	1.2	1.3	1.3	1.7	2	2.5	11.3	3.3	12
U	0.4	0.4	0.4	0.4	0.6	0.5	1.6	1.3	1.4
V	27	48	42	20	<8	<8	<8	<8	<8
W	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	1	< 0.5	0.6
Zr	56.3	62.8	59.7	65.9	104.8	111.2	125.3	152.5	154.8
Y	22.3	18.2	18.1	22.9	32.4	35.5	23.2	31.9	18
Mo	0.8	0.3	1.6	0.2	0.6	0.1	0.2	1.6	1
Cu	4.5	7.9	59.2	17	4.7	2.5	29.9	76.8	3.8
Pb	0.3	2.3	1.7	1.2	0.4	0.5	1.1	1.4	1
Zn	5	39	28	27	1	<1	5	6	<1
Ni	3.3	7.3	5.8	0.9	3	1	1.2	2.2	1.1
As	< 0.5	0.9	< 0.5	0.8	< 0.5	< 0.5	7.3	1.6	4.6
Cd	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	<0.1	<0.1	< 0.1	< 0.1
Sb	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Au	< 0.5	0.9	<0.5	< 0.5	< 0.5	<0.5	0.8	< 0.5	1.4
Hg	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.01
	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1
Se Demonstration (marked)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Kare earth elements(ppm)	(1	4.4	47	()	0.7	0	0.2	20	26.1
La	0.1	4.4	4./	0.3	9.7	8 10.7	9.3	29 50.0	20.1 54.2
Ce Dr	13.1	9.7	9.8	13.9	19.0	19.7	18.9	59.9	54.5 6.5
ri Na	1.62	1.33	1.4	1.95	2.00	2.09	2.3	0.82	0.5
INd Sim	7.8 2.14	)./ 1.65	0	8.3 2.2	10.0	12.2	10	23.0	23.2 4.24
Sm	2.14	1.05	1.55	2.2	2.78	5.20 0.52	2.34	4.00	4.54
Eu	0.05	0.47	0.43	0.52	0.5	0.55	0.54	0.72	0.85
	2.75	0.4	2.05	2.7	5.5 0.67	5.95 0.77	5.05 0.63	4.05	4.02
	2.55	0.4 2.61	0.4	2.28	1 50	5.00	1 20	4.06	3 20
	5.55 0.75	2.01	2.74	5.50 0.72	4.59	5.09	4.29 1.02	4.00	5.29 0.62
Fr	0.75	1.70	1.99	0.75 2.10	0.90	1.15	1.02	0.04	1.02
Tm	2.2 <del>4</del> 0.38	0.31	0.31	0.30	0.52	0.61	0.58	2.55	0.27
Vh	2.50	2 11	2.00	2 11	3.52	1 00	0.50 A 16	0. <del>4</del> 2.48	1.76
In	0.41	0.34	0.36	0.39	0.57	0.67	0.69	0.37	0.28

۴-۲- منابع خطا در طی آماده سازی و تجزیه ژئوشیمیایی نمونهها

یکی از موارد بسیار مهم در آنالیز شیمیایی سنگها که بر تفسیر و تعبیره ای بعدی نتایج آنها تأثیر بسزایی دارد، درجه دقت و اعتماد بر آنهاست. این امر به میزان خطایی بستگی دارد که در خلال انجام آزمایش آنها صورت می گیرد. ممکن است برخی فرآیندها نتایج تجزیه شیمیایی سنگها را تحت تأثیر قرار داده و باعث ایجاد خطاهایی شوند. با توجه به تأثیر این خطاها در نتیجه گیری های بعدی دربارهٔ روابط ژئوشیمیایی سنگها لازم است که استفاده کننده از این نتایج، از منابع ایجاد کننده ایس خطاها آگاهی داشته باشد. مهمترین منابع ایجادکننده خطا از دیدگاه رولینسون<sup>۱</sup> (۱۹۹۳) به قرار زیر است.

- آلايش
- خطاهای ناشی از کالیبراسیون
- خطاهای ناشی از پوشش پیکها با یکدیگر

# ۴–۳- تصحیح دادههای تجزیه ژئوشیمایی

قبل از استفاده از تجزیه های شیمیایی لازم است که تغییرات و تصحیحاتی بر روی داده ها صورت گیرد. از جمله این تصحیحات، می توان به حذف مواد فرار و تصحیح نسبت Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO اشاره کرد ( نتایج آن در جدول ۴-۲ ارائه شده است).

۴-۴- کاربرد داده های ژئوشیمیایی

نتایج حاصل از تجزیههای شیمیایی، به روشهای گوناگون و جهت اهداف مختلف مورد استفاده قرار می گیرند. ارائه این نتایج به صورت عناصر اصلی و کمیاب می باشد. در ابتدای بحث بط ور مختصر به معرفی این عناصر و اهمیت و کاربرد آنها در ژئوشیمی می پردازیم.

۴-۴-۱- عناصر اصلی

P, Ti, Mn, Mg, Ca, K, Na, Fe, Al, Si از عناصر اصلی میباشند که غلظت آنها در تجزیههای ژئوشیمیایی به صورت درصد وزنی (% wt) اکسید آنها بیان می شود و دارای کاربردهای زیر هستند: ۱- طبقه بندی و نامگذاری سنگها

۲- ترسیم نمودارهای تغییرات و نمایش دادهها بصورت نمودارهای دو متغیره یا سه متغیره. ۳- به عنوان ابزاری جهت مقایسه با ترکیبات سنگی تجربی و پی بردن به شرایط تشکیل سنگها. ۴- تعیین جایگاه تکتونیکی تشکیل سنگهای آذرین.

## ۴-۴-۲- عناصر کمیاب

غلظت این عناصر در سنگها کمتر از ۰/۱٪ بوده و به صورت قسمت در میلیون (ppm) بیان می-شوند. در اغلب موارد این عناصر قادر به ساختن کانی مخصوص به خود نبوده و بیشتر جایگزین عناصر اصلی در ساختمان کانیها میشوند. عناصر کمیاب در متمایز کردن فرآیندهای پتروژنتیکی دارای کارایی بهتری نسبت به عناصر اصلی بوده و به وسیله آنها میتوان فرایندهای پترولوژیکی را به طور کمّی مورد بررسی قرار داد. بسیاری از پترولوژیستها بر این باورند که به مدل در آوردن عناصر کمیاب، جهت بررسی فرایندهای ذوب و تفریق در گوشته مفید میباشند و به وسیله آنها میتوان فرایندهای تبلور تفریقی و ذوب بخشی را بر روی این دیاگرامها تشخیص داد.

## ۴-۵- طبقه بندی سنگهای مورد مطالعه

به منظور طبقه بندی و نامگذاری سنگهای منطقه مورد مطالعه می توان از طبقه بندی نورماتیو و شیمیایی استفاده کرد که در ادامه به شرح آنها خواهیم پرداخت.

## ۴–۵–۱– رده بندی نورماتیو

الف- رده بندی اشتریکایزن و لو متر ( (۱۹۷۹)

1- Streckeisen & Le Maitre

در رده بندی اشتریکایزن و لومتر (۱۹۷۹) , از مقادیر نورماتیو کانیهای کوارتز، آلبیت، ارتوز و آنورتیت استفاده می شود. پارامتر 'Q محور X و پارامتر ANOR محور Y این نمودار را تـ شکیل مـی-دهد، که به صورت زیر محاسبه می شوند.

> Q'= [Q/Q+Or+Ab+An]\*100 ANOR=[An/(An+Or)]\*100

خارج کردن Ab از پارامتر ANOR از دشواری اختصاص دادن آن به پلاژیوکلاز یا به فلدسـپارهای آلکالن جلوگیری میکند. بر طبق این نمودار، سنگهای نفوذی منطقه در محدودههای گابرو، تونالیت، گرانودیوریت، آلکالی فلدسپارگرانیت و سینوگرانیت قرار میگیرند که تاحدودی با پتروگرافی سازگار است (شکل ۴–۱).

لازم به ذکر است که اگر چه برخی نمونهها در محدوده گابرو واقع میشوند ولی پتروگرافی آنها مؤیّد آنست که این سنگها در طیفی از گابرو تا دیوریت و حتی کوارتزدیوریت متغیر هستند. در ضمن باید یادآوری کنیم نمونههای متعلق به دایکها، ویژگیهای پتروگرافی مشترک با سنگهای آذرین بیرونی را نشان میدهند، لذا ترجیح دادیم آنها را به عنوان سنگهای آندزیت – بازالت نامگذاری کنیم.



شکل ۴-۱- نمودار اشتریکایزن و لومتر (۱۹۷۹) جهت نامگذاری سنگهای مورد مطالعه.

علائم به کار رفته شده در نمودار ۴-۱ عبارتند از:

گلبرودیوریت
گلبرودیوریت)
گرانودیوریت
گرانیت
گرانیت
آلکالی فلدسپار گرانیت

- توجه نمایید این علائم در تمامی شکلهایی که در این فصل ارائه می شود یکسان خواهد بود.

# ب- رده بندی نورماتیو اکانر<sup>۱</sup>(۱۹۶۵) یکی دیگر از روشهای طبقه بندی نورماتیو گرانیتوئیدهای منطقه، استفاده از دیاگرام مثلثی آلبیت-ارتوز - آنورتیت میباشد که توسط اکانر (۱۹۶۵) طراحی شده است. با توجه به این نمودار ، نمونههای منطقه مورد مطالعه در محدودههای ترونجمیت، گرانیت، تونالیت و گرانودیوریت قرار میگیرند (شکل۴-۲).



شکل ۴-۲- شکل طبقه بندی نورماتیو اکانر (۱۹۶۵) برای نمونههای گرانیتوئیدی ششتمد.

### ۴–۵–۲ رده بندی شیمیایی

در این رده بندی از مقادیر اکسیدها و نسبتهای کاتیونی محاسبه شده برای عناصر اصلی استفاده می شود. رده بندیهای مختلفی از سوی مؤلفین ارائه شده که در ذیل به بعضی از این نمودارها که برای تفسیر نمونههای سنگی منطقه مورد مطالعه استفاده شده، اشاره خواهد شد.

# الف- رده بندی کاکس<sup>۱</sup> و همکاران ( ۱۹۷۹)

در این نمودار، مجموع درصد وزنی Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O در مقابل درصد وزنی SiO<sub>2</sub> ترسیم می گردد و باتوجه به موقعیت قرارگیری نمونهها نامگذاری، انجام می شود. وجود خط جدا کننده محدوده آلکالی از ساب آلکالی از ویژگیهای این نمودار است. سنگهای درونی مورد مطالعه در این نمودار، در نزدیکی محدوده ترکیبی گرانیت، گرانودیوریت، کوارتزدیوریت و دیوریتها قرار می گیرند (شکل ۴-۳). البته ویژگیهای پتروگرافی نشان می دهد که دیوریت تا محدوده گابرو از یک سو و از سوی دیگر تا کوارتزدیوریت گسترش پیدا می کنند. لازم به ذکر است که دایکهای آندزیتی- بازالتی دارای ترکیبات بسیار مشابهی با سنگهای مافیک گابرو– دیوریتی می باشد و در نمودار نامگذاری در موقعیتی بسیار نزدیک به هم قرار می گیرند.



شکل۴-۳- طبقه بندی ژئوشیمیایی سنگهای نفوذی با استفاده از نمودار مجموع Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub> (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹).

1 - Cox

ب- رده بندی میدلموست (۱۹۸۵)

در این نمودار مجموع آلکالن (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) در محور قائم و در مقابل SiO<sub>2</sub> آورده شده است. محدوده سنگهای آذرین مختلف در این دیاگرام مشخص میباشد. با توجه به این نمودار، نمونه های مورد مطالعه در محدوده گرانیت، گرانودیوریت و گابرو دیوریت قرار می گیرند (شکل ۴-۴).



شکل۴-۴- طبقه بندی ژئوشیمیاِیی سنگهای نفوذی با استفاده از نمودار مجموع Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub> (میدلموست و همکاران، ۱۹۸۵).

ج- رده بندی میدلموست <sup>۱</sup> (۱۹۹۴)

این نمودار نیز مشابه نمودار قبلی و به صورت مجموع Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O در برابر SiO<sub>2</sub> ارائه شده است هرچند تقسیمات داخلی و فرم کلی در آنها متفاوت است. در این نمودار، نمونههای مورد مطالعه در محدوده آلکالی فلدسپار گرانیت، گرانودیویت، تونالیت و کوارتزدیوریت قرار می گیرند (شکل 4-۵).

1 -Middlemost



شکل۴–۵- طبقه بندی ژئوشیمیاِیی سنگهای نفوذی با استفاده از نمودار Na2O+K2O در مقابل SiO<sub>2</sub> (میدلموست، ۱۹۹۴).

د- رده بندی دولارش و همکاران <sup>۱</sup> (۱۹۸۰)

در این طبقهبندی، شیمی کل سنگ را به صورت پارامترهای کاتیوتی برحسب تشکیل دهندههای کاتیونی استفاده می کنند. در این طبقهبندی، نتایج بر روی نمودار دو متغیرهٔ Y-X و با استفاده از پارامترهای ترسیمی R1 وR2 رسم می شوند (شکل ۴-۶). در این نمودار R1 در محور X و R2 در محور Y قرار می گیرد. پارامترهای تشکیل دهندهٔ R1 و R2 بصورت زیر تعریف می شوند: R1 = 4 Si- 11(Na+K) – 2(Fe+Ti) R2 = 6Ca+ 2Mg+A1 R1 = 6Ca+ 2Mg+A1 محاسبه پارامترهای R1 وR2 نسبت به محاسبه نورم CIPW آسانتر است. - محاسبه پارامترهای R1 وR2 نسبت به محاسبه نورم WT آسانتر است. - محاسبه پارامترهای R1 و Libra استثنای اکسیژن در طبقه بندی به کار می رود. - در این روش درجه اشباع از سیلیس و تغیرات ترکیب فلدسپارها مشخص می شود. - این رده بندی با دقت و سهولت یکسان قابل استفاده برای طبقه بندی سنگهای ولکانیکی و

1- De La Roche



 $R_1$ - شکل ۴–۶- موقعیت نمونههای منطقه مورد مطالعه در نمودار طبقهبندی سنگهای نفوذی با استفاده از پارامترهای  $R_2$  (دولارش و همکاران، ۱۹۸۰).

در این طبقهبندی نمونههای نفوذی در محدودهٔ آلکالی گرانیت، گرانیت، گرانودیویت، دیوریت، مونزوگابرودیوریت و گابرودیوریت قرار میگیرد (شکل ۴–۶) ه- رده بندی دوبون و لوفور <sup>۱</sup>(۱۹۸۳). در این رده بندی از پارامترهای P و Q استفاده می شود، و در آنها مانند رده بندی دولارش از مقادیر میلی کاتیون استفاده میشود. مقدار این پارامترها از طریق معادلات زیر به دست می آید. Q=(Si/3)-(K+Na+2/3Ca)P=K-(Na-Ca)

در این رده بندی نمونههای مورد نظر در محدودهٔ آداملیت، تونالیت و دیوریت کوارتزدار قرار می گیرد (شکل ۴–۷).

1 -Debon & Le Fort



شکل ۴-۷- رده بندی شیمیایی سنگهای آذرین درونی با استفاده از پارامترهای کاتیونی Q و P (دبون و لوفور، ۱۹۸۳).

برای طبقه بندی مجزای دایکهای منطقه از نمودارهای میدلموست (۱۹۹۴)، (شکل ۴–۸–الف) و کاکس و همکاران (۱۹۷۹)، (شکل ۴–۸–ب) استفاده شده است. همانطور انتظار میرفت در این نمودارها دایکهای منطقه در محدوده آندزیت و بازالت قرار می گیرند.



شکل ۴–۸- الف– طبقه بندی ژئوشیمیایی دایکهای منطقه با استفاده از نمودار Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O در مقابـل SiO<sub>2</sub> (میدلموسـت، ۱۹۹۴).

شکل ۴–۸- ب- طبقه بندی ژئوشیمیایی دایکهای منطقه با استفاده از نمودار Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub> (کاکس و همکاران ۱۹۷۹).

طبقه بندی	نام سنگ
کاکس و همکاران( ۱۹۷۹)	گرانیت، گرانودیوریت، کوارتزدیوریت و دیوریت
اشتریکایزن <sup>۲</sup> (۱۹۷۶)	دیوریت، مونزودیوریت، مونزودیوریت کوارتزدار و مونزوگرانیت.
میدلموست (۱۹۸۵)	گرانیت، گرانودیوریت و گابرودیوریت
ميدلموست(۱۹۹۴)	آلکالی فلدسپار گرانیت، گرانیت، گرانودیویت و کوارتزدیوریت
دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)	آلکالی فلدسپار گرانیت، گرانیت، گرانودیویت، دیوریت، مونزوگابرودیوریت و گابرودیوریت
دبون و لوفور (۱۹۸۳)	آداملیت، تونالیت و دیوریت کوارتزدار
مونههای منطقه ترجیح داده میشود:	با توجه به شواهد صحرایی و نمودارهای استفاده شده در این بخش نامهای زیر برای ن
، چون بـرای دایـکهـا نیـز از اسـامی	آلکالی فلدسپار گرانیت، گرانیت، دیوریت- گابرودیوریت و دایکهای آندزیتی – بازالت
	آندزیت و بازالت و به عبارت کلی آندزیتی- بازالتی ترجیح داده میشود.

جدول ۴–۳- اسامی به دست آمده از سنگهای منطقه مورد مطالعه بر اساس انواع طبقه بندیها

۴-۶- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگها به کمک نمودارهای تغییرات

با استفاده از نمودارهای تغییرات میتوان روابط ژئوشیمیایی و پترولوژیکی بین سنگهای موجود در یک منطقه را تعیین کرد. تغییرات مشاهده شده در این نمودارها از فرایندهایی نظیر تبلور تفریقی، ذوب بخشی، اختلاط ماگمایی یا آلایش و هضم پوستهای ناشی میشوند (ویلسون<sup>۳</sup>، ۱۹۸۹). هرگاه بر روی این نمودارها ترکیب شیمیائی نمونههای مختلف یک سری تدریجی باشد، نشانه وجود خویشاوندی بین ماگماهای آن سری است اما عدم پیوستگی نقاط در نمودارها و انقطاع خطی که از آن نقاط میگذرد میتواند نشانه عدم خویشاوندی بین ماگماهای آن سری باشد.

همچنین از الگوی پراکندگی نقاط بر روی این نمودارها، جهت تعیین وابستگی یا عدم وابستگی سنگها به یکدیگر و منشاء آنها استفاده میشود. در تفسیر روندهای مشاهده شده باید کاملاً احتیاط نمود، دلیل این امر ایجاد برخی روندهای مشابه در اثر فرایندهای متفاوت در این نمودارهاست. به عنوان مثال، فرایندهای ذوب بخشی و تبلور تفریقی ممکن است روندهای مشابهی را بر روی این نمودارها ایجاد نمایند. به منظور بررسی تحولات پترولوژیکی در جریان توسعه و تبلور ماگما،

1 -Cox

2 - Strekeisen

3 - willson

نمودارهای گوناگونی توسط پترولوژیستها ارائه شده است که از آن جمله می توان به نمودارهای درصد درصد اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب در مقابل SiO<sub>2</sub> (هارکر<sup>۱</sup>، ۱۹۰۹) اشاره کرد. نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی در مقابل شاخص تفریق تورنتن و تاتل<sup>۲</sup>(۱۹۶۰) و شاخص انجماد کونو (۱۹۵۷) اشاره کرد. این نمودارها، تحول ماگما را از زمان تشکیل تا زمان جایگزینی نشان می دهند که در ادامه، به شرح بعضی از آنها و تفسیرهایی که می توان از آنها برداشت نمود، خواهیم پرداخت.

۴-۹-۹- بررسی تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO<sub>2</sub> (نمودارهای هارکر)، D.I (ضریب تفریق) و S.I (ضریب انجماد).

نمودارهای هار کر را آلفرد هار کر از سال ۱۹۰۹ در کتاب تاریخ طبیعی سنگهای آذریـن مرسـوم کرد. در این نمودارها، تغییرات درصد وزنی اکسیدهای عناصر اصـلی (محـور Y) در مقابـل تغییـرات درصد وزنی SiO2 ( محور X) نشان داده میشوند. مقدار سیلیس از متغیرهای مهـم شـیمیائی است که فرایندهای مختلف پتروژنتیکی تأثیر مشخصی بـر روی آن بـر جـای مـیگذارنـد. همچنـین رونـد پیوسته تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO2 را میتوان بعنوان شـواهدی مبنـی بـر رونـد تحول شیمیائی ماگما در نظر گرفت و در حقیقت این روندها میانگین حقیقی تغییرات و روند تحـولی بخشهای متفاوت ماگمایی با ترکیب یکنواخت بشمار میروند . نمودارهای هار کر از قدیمیترین نـوع نمودارهای تغییرات اوده و یکی از رایجترین روشهای نمایش دادههای عناصر اصلی میباشند. با کمک نمودارهای تغییرات بوده و یکی از رایجترین روشهای نمایش دادههای عناصر اصلی میباشند. با کمک دیاگرامهای هار کر میتوان به فرایندها و تحولاتی نظیر ذوب بخشی، تبلور تفریقی، اختلاط ماگمایی و آلودگی پوستهای که در تشکیل یا تبلور ماگما صورت میگیرد، پیبرد (ویلسون، ۱۹۸۹).

جهت بررسی روند تحول ماگما در جریان فرایند تفریق، علاوه بر نمودارهای هار کر از نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل ضریب تفریق (تورنتن و تاتل<sup>۳</sup>، ۱۹۶۰) نیز

1 - Harker

<sup>2 -</sup> Thoronton and Tattle

<sup>3 -</sup> Thoronton & Tattle

استفاده می شود. ضریب تفریق برابر مجموع درصد کانی های روشن نورماتیو (کوارتز، ارتوکلاز، آلبیت، نفلین، لوسیت و کالسیلیت) است که از طریق محاسبه نورم CIPW محاسبه می شوند (کانی های لویسیت، نفلین و کالسیلیت برای نمونه های تحت اشباع مورد استفاده قرار می گیرند). در واقع ضریب تفریق (D.I.=Q+Ab+Or+Ne+Ks+Lc)، بیانگر روند تفریق ما گماست که با پیشرفت تفریق، ترکیب مایع باقیمانده، پرسیلیس تر و فلسیک تر می شود.

ضریب انجماد با فرمول [(۱۹۵۷)S.I.=100\*[MgO/(MgO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O+FeO<sub>t</sub>)]\*S.I. توسط کونو<sup>(</sup> (۱۹۵۷) تعریف شده است. مقدار شاخص انجماد با افزایش روند تفریق کاهش مییابد. در واقع این شاخص رابطه معکوس با ضریب تفریق دارد. اگر مقدار شاخص انجماد بین ۴۵–۳۵ باشد، سنگ، بازالت اولیه و تفریق نیافته است و یا اندکی متحمل تفریق شده است و اگر مقدار . S.I. کمتر از ۳۲ باشد، نـشانگر وجود ترم های تفریق یافته است. در زیر به بررسی نمودارهای بیان شده در ارتباط با نمونههای منطقه میپردازیم:

 $SiO_2 - 1$ 

SiO<sub>2</sub> نمودار SiO<sub>2</sub> در مقابل D.I روندی صعودی دارد. بر اساس روند متداول تفریق، میزان SiO<sub>2</sub> در حین تفریق افزایش مییابد. این موضوع به خوبی در نمودار SiO<sub>2</sub> در برابر ضریب تفریق نیز دیده میشود به طوری که با افزایش ضریب تفریق از گابرودیوریت به سمت گرانیت، مقدار SiO<sub>2</sub> افزایش مییابد. میشود به طوری که با افزایش ضریب تفریق از گابرودیوریت به سمت گرانیت، مقدار SiO<sub>2</sub> افزایش مییابد. (شـکلهای مییابد. در نمودار SiO<sub>2</sub> افزایش مییابد. (شـکلهای مییابد. این موابی خان می از گابرودیوریت به سمت گرانیت، مقدار SiO<sub>2</sub> افزایش مییابد. (شـکلهای مییابد. در نمودار SiO<sub>2</sub> میابد. (شـکلهای در میابد. در نمودار SiO<sub>2</sub> میابد. (شـکلهای در میابد. در نمودار SiO<sub>2</sub> میابد. (شـکلهای در میابد. در نمودار SiO<sub>2</sub> میابد. در نمودار SiO<sub>2</sub> میابد. در نمودار SiO<sub>2</sub> میابد. (شـکلهای در میابد. در نمودار SiO<sub>2</sub> میابد. در نمودار SiO<sub>2</sub> میابد. (شـکلهای در میابد. در نمودار SiO<sub>2</sub> میابد. در نمودار SiO<sub>2</sub> میابد. در نمودار SiO<sub>2</sub> میابد. در نمودار SiO<sub>2</sub> میابد. (شـکلهای در میابد. در نمودار SiO<sub>2</sub> میابد. (شـکار میابد. در نمودار SiO<sub>2</sub> میابد. (شـکلهای در میابد. (شـکلهای در در میابد. (شـکلهای در میابد. در میابد. (شـکلهای در میابد. (شـکلهای در میابد. (شـکلهای در میابد. در میابد. (شـکلهای در میابد. (شـکلها

### Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-۲

در نمودار Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub> (شکلهای ۴–۹– ب)، با افزایش مقدار SiO<sub>2</sub>، یا به تعبیری افزایش تفریق، مقدار Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> از نمونههای مافیک (گابرودیوریت، دیوریت و کوارتزدیوریت) به سـمت نمونـههـای فلسیکتر (گرانودیوریت، گرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیت) کاهش مییابد. این روند نشاندهنده تبلور بخشی و تفریق پلاژیوکلاز و ارتوکلاز (در آلکالی فلدسپار گرانیتها) در طی روند تبلور میباشد.

در نمودار Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در مقابل D.I میزان Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> با افزایش تفریق از نمونههای گابرودیوریت، دیوریتی و کوارتزدیوریتی به سمت گرانودیوریتها، گرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیت کاهش مییابد. تغییرات این اکسید توسط فلدسپارها کنترل میشود، در ضمن کانی هورنبلند سبز در درجه دوم مورد اهمیت است که با تبلور و جدا شدن پلاژیوکلا (و هورنبلند سبز) از ماگمای باقیمانده، میزان این اکسید کاهش پیدا میکند. این روند در فازهای تفریق یافته با تشکیل فلدسپارهای آلکالن توجیه میشود. در نمودار Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در مقابل S.I میزان دیرا

### FeO<sub>t</sub>-۳

نمودار تغییرات FeO<sub>t</sub> در مقابل SiO<sub>2</sub> برای نمونههای مورد مطالعه (شکلهای ۴–۹– ج) روند نزولی نشان میدهد. این روند با تبلور و تفریق کانیهای مافیک آهان دار از جمله هورنبلناد سابز، مگنتیت و اوژیت در گابرودیوریتها، دیوریتها و کوارتزدیوریتها و کاهش میازن FeO در مایع باقیمانده سازگار است. از این رو نمونههای فلسیک (گرانودیوریت، گرانیت و آلکالی فلدساپار گرانیت) که حاوی کانیهای مافیک کمتری هستند، کمترین میزان FeO را نشان میدهند.

علت کاهش اکسید FeO<sub>t</sub> با افزایش پیشرفت تفریق، تبلور کانیهای فرومنیزین هورنبلند، اوژیت، مگنتیت و تیتانومگنتیت است که در فازهای انتهایی تفریق از مقدار آنها کاسته میشود. همچنین میزان FeO<sub>t</sub> با کاهش ضریب انجماد کاهش مییابد.

### MgO -۴

همانطور که در نمودار MgO/SiO<sub>2</sub> (شکل۴–۹– د) مشاهده می شود، روند تغییرات اکسید منیزیم از گابرودیوریتها و دیوریتها به سمت گرانودیوریتها، گرانیتها و آلکالی فلدسـپارگرانیتها نزولـی است. روند کاهشی با تبلور تفریقی و تبلور کانیهای فرومنیزین مانند هورنبلند سبز سازگار است. علت کاهش میزان MgO با افزایش D.I را میتوان با حضور این عناصر در ساخت کانیهای هورنبلند سبز، مگنتیت و تیتانومگنتیت مرتبط دانست که از مقدار کانیهای مذکور در طی تفریق بلورین کاسته میشود. در نمودار MgO در مقابل S.I، با کاهش شاخص انجماد از میزان MgO کاسته میشود.

### MnO -۵

نمودار تغییرات MnO در مقابل SiO<sub>2</sub> (شکل ۴–۹– ه) روندی نزولی را نشان میدهد. عنصر منگنز با آهن سازگار است و در ترکیب کانیهایی مانند هورنبلندسبز، جانشین آهن می شود، و کاهش آن از کاهش فراوانی این کانیها در سنگهای تفریق یافته ناشی میشود. پایین بودن مقدار MnO در گرانیتها با تفریق یافتگی آنها و عدم حضور کانیهای فرومنیزین در آنها سازگار است. در نمودارهای MnO در مقابل D.I با افزایش شاخص ضریب تفریق از میزان MnO کاسته میشود و با کاهش

## TiO<sub>2</sub> -9

نمودار تغییرات TiO<sub>2</sub> در مقابل SiO<sub>2</sub> (شکل ۴–۹– و) روند کاهشی نشان می دهد، که شبیه به روند تغییرات MgO و MgO می باشد. دلیل تشابه این روند با روند تغییرات FeO را باید در تشابه خصوصیات ژئوشیمیایی عناصر Ti و Fe جستجو کرد که سبب می شود تیتانیم در ساختمان کانی-های آهندار شرکت کند. TiO غالباً در ساخت اکسیدهای آهن تیتاندار از جمله تیتانومگنتیت مصرف می شود. همچنین این عنصر می تواند جانشین AI در ساختمان کانی هایی همچون هورنبلندسبز، اوژیت، و اسفن گردد. این امر با مطالعات پتروگرافی و حضور فراوان این کانی ها در سنگهای گابرودیوریتی، دیوریتی و کوارتزدیوریتی سازگار است. نمونههای فلسیک تر منطقه مورد مطالعه، از مقدار 200 بسیار کمی برخوردارند. این امر با تغریق فازهای تیتاندار مانند تیتانیت و تیتانومگنتیت، سازگار است. در نمودارهای تغییرات TiO<sub>2</sub> در مقابل D.I با افزایش این شاخص، مقدار TiO<sub>2</sub> کاهش پیدا می کند و با کاهش شاخص S.I، از میزان TiO<sub>2</sub> کاسته می شود.

CaO -Y

میزان CaO با افزایش درصد SiO<sub>2</sub>، روند کاهشی نشان میدهد. مهمترین کانیهای کنترل کننده مقدار CaO سنگهای منطقه، پلاژیوکلازها، اوژیت، هورنبلند سبز و اسفن میباشند. CaO در طی تبلور، انجماد و تفریق ماگمایی در این کانیها متمرکز میشود. تبلور و جدایش این کانیها در حین تبلور ماگما، و همچنین سدیکتر شدن پلاژیوکلازها روند نزولی مشاهده شده در نمودار SiO<sub>2</sub>. CaO را تأیید میکند.

نمودار تغییرات CaO در مقابل D.I روندی کاهشی دارد. CaO در مراحل اولیه انجماد و تفریق ماگمایی در ساختمان پلاژیوکلازهای با درصد آنورتیت بالاتر و به مقدار کمتر در هورنبلند سبز و اوژیت وارد می شود و با جدایش و تبلور این کانی ها در طی تفریق، از مقدار آنها در ماگمای باقیمانده و اسیدی تر کاسته می شود و در آلکالی فلدسپار گرانیت به دلیل فراوانی بسیار کم پلاژیوکلاز به حداقل می رسد. نمودار تغییرات CaO در مقابل S.I هم با کاهش شاخص انجماد، روندی کاهشی نشان می-دهد (شکل۴–۹-ز).

## $P_2O_5-\lambda$

در نمودار تغییرات P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> در مقابل SiO<sub>2</sub> نمونههای مورد مطالعه روند نزولی نشان می دهند. نمونههای گابرودیوریتی، دیوریتی و کوارتزدیوریتی دارای بیشترین مقدار P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> و نمونههای گرانیتی و آلکالی فلدسپارگرانیتی دارای کمترین میزان P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> می باشند. علت بالا بودن P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> در نمونههای گابرودیوریتی، دیوریتی و کوارتزدیوریتی تشکیل آپاتیت در مراحل اولیه تبلور این سنگها است. این کانی به صورت کاملاً شکل دار و سوزنی شکل، بعضاً به صورت ادخال در کانیهای دیگر یافت می شود. کاهش میزان این اکسید با ادامه روند تفریق، از ویژگیهای گرانیتوئیدهای نوع I می باشد (چپل و وایت<sup>۱</sup>، ۱۹۹۲). زیرا به دلیل تبلور بخشی آپاتیت در نمونههای مافیک منطقه، فسفر به عنوان یک عنصر سازگار عمل کرده و با ادامه روند تفریق، مقدار آن در مذاب باقیمانده، کاهش مییابد. نمودار تغییرات P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> در مقابل D.I روندی کاهشی دارد. مقدار اکسید P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> در سنگهای گابرودیوریتی – دیوریتی بالا بوده ولی در گرانیتها و آلکالیفلدسپارگرانیتها به مراتب کمتر است. در نمودار P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> در مقابل S.I، همانطور که مشاهده میشود با کاهش ضریب انجماد از مقدار P<sub>2</sub>O کاسته میشود (شکلهای ۴-۹- ح).

## Na<sub>2</sub>O - ۹

نمودار تغییرات Na<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub> روند افزایشی محسوسی را نشان میدهد که بیانگر افزایش میزان Na<sub>2</sub>O در فازهای انتهایی تفریق است. عنصر سدیم با داشتن شعاع یونی بزرگ در شبکه کانی-های مراحل اولیه تبلور وارد نشده و به همین دلیل، مقدار عنصر سدیم به تناسب پیشرفت تفریق در مذاب باقیمانده بیشتر میشود و در نتیجه در فازهای انتهایی تفریق(در گرانودیوریتها و گرانیتها)، بیشتر تمرکز پیدا میکند. ولی به دلیل اینکه آلکالی فلدسپار گرانیتها یک فاز تأخیری و تفریقیافته-تر به حساب میآیند، دارای ماهیت پتاسیک هستند و مقدار سدیم کمتری دارند که این امر باعث

در نمودار تغییرات Na<sub>2</sub>O در مقابل D.I، با بالا رفتن ضریب تفریق، کانی پلاژیوکلاز سدیکتر شده و مقدار Na<sub>2</sub>O افزایش مییابد. در مورد آلکالیفلدسپار گرانیتها به دلیل اینکه کانی فلدسپار آنها بیشتر از نوع پتاسیک (ارتوکلاز) می باشند، بنابراین از درصد کمتر Na<sub>2</sub>O برخوردارهستند. با کاهش ضریب انجماد مقادیر Na<sub>2</sub>O افزایش مییابد (شکل ۴–۹– ط).

### **К<sub>2</sub>О-\**•

نمودار تغییرات K<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub> روند افزایشی را نشان میدهد. مقدار K<sub>2</sub>O در سـنگهای گابرودیوریتی، دیوریتی، و کوارتزدیوریتی پایین میباشد. به دلیل بزرگ بودن شعاع یونی پتاسیم حتی

<sup>1 -</sup> Chappell & White

نسبت به سدیم، وارد شبکه کانیهای مراحل اولیه تبلور نشده و تا مرحله انتهایی تبلور در ماگما باقی میماند و در انتها وارد فاز فلدسپار آلکالن یا ارتوکلاز میشود. رگههای آلکالی فلدسپار گرانیتی قطع کننده گرانودیوریتها و گرانیتها مؤیّد این موضوع است.

در نمودار تغییرات K<sub>2</sub>O در مقابل D.I، مقدار K<sub>2</sub>O درنمونههای سنگی گابرودیوریتی – دیـوریتی به کمترین مقدار خود میرسد. پتاسیم در کانی ارتوکلاز وارد میشود، بنابراین درصـد آن در سـنگهای آلکالی فلدسپار گرانیتی نسبت به دیگر سنگها بیشتر میباشـد. در نمـودار تغییـرات K<sub>2</sub>O در مقابـل S.I، مانند نمودار قبلی (نمودار تغییرات Na<sub>2</sub>O در مقابل S.I) با کاهش ضـریب انجماد مقـدار K<sub>2</sub>O افزایش مییابد (شکل ۴–۹– ی).

علاوه بر تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی، تغییرات درصد آنورتیت نیز نسبت به اندیس تفریق مورد بررسی قرار می گیرد. منظور از درصد آنورتیت 100\*(An+Ab)ها بوده و این پارامتر توسط ایروین و باراگار (۱۹۷۱) معرفی شده است. شکل ۴-۱۰ نیز آنورتیت درصد را در مقابل اندیس تفریق نشان میدهد. در این نمودار نیز، با افزایش درصد اندیس تفریق، درصد آنورتیت کاهش مییابد که علت آن سدیکتر شدن پلاژیوکلازها در طی روند تفریق ماگمایی میباشد.



شکل ۴-۹- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO<sub>2</sub> (نمودارهای هارکر)، D.I (ضریب تفریـق) و S.I (ضریب انجماد).



ادامه شکل ۴-۹- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO<sub>2</sub> (نمودارهای هارکر)، D.I (ضریب تفریـق) و S.I (ضریب انجماد).


ادامه شکل ۴-۹- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO<sub>2</sub> (نمودارهای هارکر)، D.I (ضریب تفریـق) و S.I (ضریب انجماد).



ادامه شکل ۴-۹- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO<sub>2</sub> (نمودارهای هارکر)، D.I (ضریب تفریـق) و S.I (ضریب انجماد).



ادامه شکل ۴-۹- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO<sub>2</sub> (نمودارهای هارکر)، D.I (ضریب تفریـق) و S.I (ضریب انجماد).



شکل ۴–۱۰- نمودار در صد آنورتیت در مقابل ضریب تفریق (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱).

به دلیل اینکه روند تغییرات عناصر اصلی نمونههای فلسیک منطقه مورد مطالعه (گرانودیوریت، گرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیت) در نمودارهای هارکر محسوستر است، بنابراین در اینجا از نمودارهای هارکر برای نمونههای فلسیک منطقه استفاده شده است. ضمناً به منظور واضحتر نشان دادن ارتباط بین نمونههای فلسیک در نمودارهای تغیرات اکسیدهای عناصر اصلی مقابل SiO<sub>2</sub>، هر یک از گروههای سنگی توسط محدوده منحصر به فرد خود تفکیک و مشخص شدهاند. (شکل ۴–۱۱).



شکل ۴-۱۱- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO<sub>2</sub> برای سنگهای فلسیک منطقه.



ادامه شکل ۴–۱۱- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO<sub>2</sub> برای سنگهای فلسیک منطقه.

8.I و D.I ,SiO<sub>2</sub> نتایج به دست آمده از نمودارهای اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل D.I ,SiO<sub>2</sub> و S.I عبارتند از:

۲- سنگهای حدواسط دارای ضریب تفریق برابر ۳۰ تا ۴۰ هستند در حالی که سنگهای اسیدی دارای دامنه اندیس تفریق برابر ۷۰ تا ۹۵ درصد میباشند که معرّف یک وقفه ترکیبی یا تفریق یافتگی شدید بین این دو گروه سنگی میباشند (به نمودارهای SiO<sub>2</sub>، SiO<sub>2</sub>، MgO، Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>، Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>، SiO<sub>2</sub>، یا تفریق یافتگی شدید بین این دو گروه سنگی میباشند (به نمودارهای D.I توجه کنید). در نمودارهای هارکر و S.I نیز وضعیت مشابهی صادق است.

سنگها را نسبت به سایر گروههای سنگی تأیید میکند. ظاهر شدن این گروه سنگی به صورت رگ و رگچهها و قطع شدن گرانیتها و گرانودیوریتها توسط آنها، تأیید دیگری بر این امر است. لذا میتوان اظهار داشت که نمودارهای ضریب تفریق و حتی نمودارهای هارکر به خوبی وقایع صورت گرفته را بازگو میکند.

۴- ضریب انجماد در نمونه های منطقه مورد مطالعه بین ۲۵ درصد تغییر می کند، که نشانگر ترمهای تفریق یافته است و با پیشرفت تفریق مقدار آن کاهش می یابد. در مجموع، با کاهش ضریب مانجماد مقادیر Na<sub>2</sub>O ،SiO<sub>2</sub> و Na<sub>2</sub>O افزایش یافته و مقادیر Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, FeO, MnO ,CaO انجماد مقادیر TiO<sub>2</sub> ,P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>

۵- آنچه که از این نمودارها استنباط میشود آنست که رده بندی صورت گرفته برای سنگهای مورد مطالعه به وضوح تأیید می گردد، به ویژه در نمودارهای D.I این دو گروه سنگی (اسیدی و حد واسط)
از هم تفکیک می گردند. ضمناً تحولات درون هر یک از گروه سنگی نیز به راحتی مشاهده می گردد.
۹-۷- کاربرد عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در بررسی روند تحولات ماگما

عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نقش مهمی در مطالعات ژئوشیمیایی سنگهای آذرین داشته و نسبت به بسیاری از فرایندهای زمین شناسی حساسند، به طوری که تشخیص بسیاری از این فرایندها صرفاً از طریق مطالعه این عناصر صورت می گیرد. با مطالعه تغییرات این عناصر در نمونههای سنگی میتوان فرایندهای زمین شناسی کنترل کننده توسط تعادل بلور – مایع یا بلور – سیال را متمایز کرد (رولینسون، ۱۹۹۳). این عناصر به ندرت به صورت کانیهای فرعی متبلور شده، بلکه در اغلب موارد متناسب با بار و شعاع یونی در ساختار شبکه کانیهای دیگر جای می گیرند. ۴-۷-۱- برخی از نمودارهای عناصر کمیاب در مقابل SiO<sub>2</sub> و ضریب تفریق (D.I.) الف- نمودار تغییرات Rb در مقابل SiO<sub>2</sub> و D.I.

روند تغییرات نمودار Rb در مقابل SiO<sub>2</sub> و D.I (شکل ۴–۱۲–الف، ب) شبیه به هم میباشد. برای نمونههای مورد مطالعه با افزایش SiO<sub>2</sub> و ضریب تفریق مقدار Rb از گابرودیوریتها به سمت گرانیت-ها افزایش پیدا می کند و در آلکالی فلدسپار گرانیتها به میزان حداکثر خود میرسد. به دلیل اینکه روبیدیم جزء عناصر ناسازگار و از گروه عناصر با شدت میدان پایین (LFS) میباشد، تمایل دارد که به جای پتاسیم در ترکیب فلدسپار و هورنبلندسبز قرار گیرند. با توجه به بیشتر بودن شعاع یونی ایس عنصر نسبت به پتاسیم، این عنصر در کانیهای پتاسیم دار به صورت پذیرفته حضور مییابد. به همین دلیل در مراحل اولیه در مایع مذاب باقی میماند و با شروع تبلور فلدسپار پتاسیم از مقدار آن کاسته

ب- نمودار تغییرات Ba در مقابل SiO<sub>2</sub> و

در نمودار تغییرات Ba در مقابل SiO<sub>2</sub> و ضریب تفریق (شکل ۴–۱۲–ج، د)، مانند نمودارهای Rb ، مقدار Ba با افزایش SiO<sub>2</sub> و ضریب تفریق روند متداول را طی کرده و افزایش مییابد. باید متذکر شـد که ظرفیت Ba از K بزرگتر است. لذا به وسیله ترکیبات K دار تصرف می شود.

ج- نمودار تغییرات U,Th در مقابل SiO<sub>2</sub> و D.I.

تغییرات Th و U در مقابلSiO<sub>2</sub> و ضریب تفریق روندی صعودی نشان میدهد (شکلهای ۴-۱۲- و تا ح). به طوری که آلکالی فلدسپار گرانیتها و برخی نمونههای گرانیتی بیشترین مقدار U و Th را نشان میدهند.

د- نمودار تغییرات Co در مقابل SiO<sub>2</sub> و D.I.

نمودار تغییرات Co در مقابلSiO<sub>2</sub> و ضریب تفریق (شکلهای ۴–۱۲–ط، ی) از گابرودیوریتها به سمت گرانیت و آلکالی گرانیتها دارای روندی نزولی است. کبالت دارای شعاع یونی تقریباً مـشابه بـا

1 - Differentation Index
2 - ohara et al

شعاع یونی آهن و منیزیم بوده و به همین دلیل در ترکیبات آهن و منیزیمدار نظیر اوژیت و هورنبلند. سبز حضور دارد (میسون<sup>۱</sup>، ۱۹۸۲).

ه- نمودار تغییرات Sr در مقابل SiO<sub>2</sub> و D.I.

نمودار Sr در مقابل SiO<sub>2</sub> و ضریب تفریق روند نزولی دارد (شکل ۴–۲۲–ک، گ). مقدار Sr نمونههای گابرویی/ دیوریتی به سمت گرانودیوریتها و گرانیتها کاهش مییابد و در آلکالی فلدسپار گرانیتها به کمترین حد خود میرسد. Sr از عناصر کمیاب آلکالن میباشد. این عنصر در پلاژیوکلازها تراکم بالایی دارد و به هنگام فرایندهای ذوب یا تبلور همانند عناصر سازگار رفتار نموده و جانشین کلسیم در ساختار پلاژیوکلاز میشود. در نمونههای مورد مطالعه با افزایش تفریق و کاهش میزان پلاژیوکلازهای کلسیک و تبلور فلدسپارهای آلکالن، مقدار Sr کاهش مییابد. نمونههای آلکالی فلدسپار گرانیتی از کمترین میزان Sr برخوردارند که با ماهیت پلاژیوکلازهای آلبیتی آنها و ارتوکلاز فراوان در آنها سازگار است.

#### و- نمودار تغییرات Sc در مقابل SiO<sub>2</sub> و D.I.

روند Sc در مقابل SiO<sub>2</sub> و ضریب تفریق، روند نزولی است (شکل ۴–۱۲– م، ن). میزان این عنصر از سنگهای گابرودیوریتی به سمت گرانیتها و آلکالی فلدسپار گرانیت، با پیشرفت تفریق و.افـزایش SiO<sub>2</sub> کاهش قابل توجهی مییابد.

به طور کل عناصر Rb و Ba و Sr که وابسته به فازهای کانیایی اصلی مانند فلدسپارها هستند، و مؤثرترین عناصر برای پی بردن به فرایند تبلور تفریقی میباشند. به علاوه تغییرات Ba و Sr و Sr در تعیین نقش تبلور تفریقی یا ذوب بخشی در تحولات ماگمایی مفید است (هانسون<sup>۲</sup>، ۱۹۷۸ و ۱۹۸۹). .... در ضمن به منظور واضحتر و روشنتر شدن ارتباط بین گروههای سنگی در نمودارهای تغیرات عناصر اصلی و فرعی و کمیاب در مقابل SiO<sub>2</sub> و D.I، هر یک از گروههای سنگی توسط محدودهای

1 - mason

2 - Hanson

منحصر به فرد خود تفکیک شدهاند. این نوع تفکیک تجزیه و تحلیل روابط بـین گـروههـای سـنگی و تغییر پارامترهای ژئوشیمی را مشخص میکند.



شکل ۴-۱۲- نمودارهای عناصر کمیاب در مقابل SiO<sub>2</sub> و.D.I برای نمونههای مورد مطالعه.



با توجه به کلیه نمودارهای عناصر کمیاب در مقابل SiO<sub>2</sub> یا D.I و به ویژه نمودارهای Ba، Rb، U و O مشخص می گردد که بین سنگهای مافیک که به صورت دایـک یـا تـوده نفـوذی ظـاهر شدهاند با نمونههای فلسیک منطقه، ارتباط ژنتیکی کاملاً واضح و آشـکاری وجـود دارد و وجـود یـک منشاء واحد را برای آنها محرز می سازد. اگر چه در طی دورههای زمانی مختلف تـشکیل شـدهاند. از طرف دیگر بین سنگهای مافیک که اور دیوریتها) و سنگهای فلسیک (گرانیت- منشاء واحد را برای آنها محرز می سازد. اگر چه در طی دورههای زمانی مختلف تـشکیل شـدهاند. از گرانیت- منشاء واحد را برای آنها محرز می سازد. اگر چه در طی دورههای زمانی مختلف تـشکیل شـدهاند. از گراف دیگر بین سنگهای مافیک حد واسط تا بازیک (گابرودیوریتها) و سنگهای فلسیک (گرانیت- مرف دیگر بین سنگهای مافیک حد واسط تا بازیک (گابرودیوریتها) و سنگهای فلسیک (گرانیت- مرف دیگر بین سنگهای مافیک حد واسط تا بازیک (گابرودیوریتها) و سنگهای فلسیک (گرانیت- مرف دیگر بین سنگهای مافیک حد واسط تا بازیک (گابرودیوریتها) و سنگهای فلسیک (گرانیت- مرف دیگر بین سنگهای مافیک حد واسط تا بازیک (گابرودیوریتها) و سنگهای فلسیک (گرانیت- مرف دیگر بین سنگهای مافیک حد واسط تا بازیک (گابرودیوریتها) و سنگهای فلسیک (گرانیت- مرف از به مای گرانودیوریتی، گرانیتی و آلکالی فلدسپار گرانیت به وضوح توسط ضمن ارتباط ژنتیکی بین سنگهای گرانودیوریتی، گرانیتی و آلکالی فلدسپار گرانیت به وضوح توسط نمودارهای تغییرات عناصر کی بین سنگهای فلسیک تفکیک قائل شـد. تفکیـک صورت گرفته بـین گروههای سنگی گرانودیوریتها، گرانیتها و مخصوصاً آلکـالی فلدسـپار گرانیـتهـا توسط شـواهد گروههای سنگی گرانودیوریتها، گرانیتهـا و مخصوصاً آلکـالی فلدسـپار گرانیـتهـا توسط شـواهد محرایی تأیید میگردد. از آنجایی که عناصر فوق ناسازگار هستند در فازهای تفریق یافته بهتر تمر کـز پیدا میکنند.

# ۴-۸- مقایسه فرایندهای تبلور تفریقی و ذوب بخشی

با توجه به اینکه روندهای مشاهده شده بر روی نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و برخی عناصر کمیاب (هارکر) میتوانند توسط هر یک از فرایندهای تبلور تفریقی و ذوب بخشی ایجاد شوند، لذا جهت تشخیص و تفکیک این فرایندها در نمونههای مورد مطالعه از نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در برابر عناصر سازگار یا ناسازگار و نسبتهای آنها در مقابل یکدیگر استفاده میکنیم.

عناصر کمیاب قابل استفادهترین عناصر کمیاب برای ارزیابی پدیده تبلور تفریقی در گرانیتوئیدها هستند. زیرا رفتار این عناصر در سنگها شدیداً وابسته به فازهای کانیایی اصلی همچون فلدسـپارها و ... است (نیوا و همکاران <sup>۱</sup>، ۱۹۸۷). با توجه به اینکه هر دو عامل ذوب بخشی و تبلور تفریقی میتوانند به تشکیل طیف سنگی منطقهٔ مورد مطالعه منجر شده باشند، جهت تشخیص و تفکیک نقش هر کدام از این عوامل از نمودارهای عناصر ناسازگار – ناسازگار و سازگار – ناسازگار در برابر یکدیگر استفاده میکنیم. غلظت عناصر سازگار در هنگام تفریق بلوری شدیداً تغییر میکند، در صورتی که عناصر ناسازگار از نظر غلظت در هنگام ذوب بخشی بیشتر دچار تغییر میشوند (رولینسون، ۱۹۹۳).

با فرض اینکه نسبت عناصر ناسازگار که دارای ضرایب جدایش تقریباً یکسانی هستند، در طی ذوب بخشی یا تبلور تفریقی تغییر نمیکند (یانگ و هارنس، ۲۰۰۰)، میتواند نشان دهندهٔ نسبت این عناصر در محل منشأ باشد (سان و مک دونوف <sup>۱</sup>،۱۹۸۹). حال اگر تغییراتی در این نسبتها دیده شود بیانگر فرایندهایی نظیر تغییرات درجهٔ ذوب بخشی، اختلاط و آلایش ماگمایی میباشد.

به نظر راجرز و همکاران <sup>۲</sup> ( ۱۹۸۰) اگر در نمودارهای تغییرات جفت عناصر ناسازگار، روند دو عناصر ناسازگار دارای روند خطی و مثبت باشند و از مبدأ مختصات نیز بگذرد و نیز در نمودارهای عناصر سازگار در مقابل عناصر ناسازگار روند خطی و منفی دیده شود، در این صورت میتوان فرآیند اصلی مرتبط به تشکیل سنگها را تبلور تفریقی دانست.

الف- نمودار تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل ناسازگار

تغییرات جفت عناصر ناسازگار برای نمونههای مورد مطالعه در نمودارهای U/Th, Hf/Zr, Ce/Zr و Ce/Zr (شکلهای ۴–۱۳ الف تا و) نشان داده شده است. همانطور که دیده می-Ce/Hf, Th/Zr و Ba/Rb (شکلهای ۴–۱۳ الف تا و) نشان داده شده است. همانطور که دیده می شود الگوی نشان داده شده توسط این نمودارها، همگی روند خطی و صعودی نشان می دهند که از مبدأ مختصات نیز می گذرد. بنابراین، بر اساس این الگو فرایند غالب در تحولات ماگمایی منطقه، تبلور تفریقی می باشد.



شکل ۴–۱۳– نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل ناسازگار. ضمناً نمونههای آلکالی فلدسپار گرانیـت را از نمونههای دیگر تفکیک کرده و نموداری جداگانه برای نمونههای گرانیتی- گرانودیـوریتی و نمونـههای مافیـک منطقه مورد مطالعه ترسیم کردهایم.



ادامه شکل ۴–۱۳– نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل ناسـازگار. ضـمناً نمونـههـای آلکـالی فلدسـپار گرانیت را از نمونههای دیگر تفکیک کرده و نموداری جداگانه برای نمونههای گرانیتی– گرانودیـوریتی و نمونـههـای مافیک منطقه مورد مطالعه ترسیم کردهایم.

ب- نمودار تغییرات عناصر سازگار در مقابل ناسازگار

در این مورد از نمودارهای عناصر سازگار – ناسازگار مالیت Sc/Hf,Co/Zr,Sc/Rb جهت تشخیص فرایند تفریق بلوری در سنگهای مورد مطالعه استفاده شده است. در این نمودرها تفریق گرانیتها و گرانودیوریتها از یک ماگمای اولیه دیوریتی- گابرودیوریتی و تفریق آلکالی فلدسپار گرانیتها از گرانیتها و گرانودیوریت-ها به وضوح مشاهده میشود. این واقعیت را به کمک دو فلش که سنگهای دیوریتی- گابرودیوریتی را به سنگهای گرانودیوریتی و سنگهای گرانودیوریتی را به گرانیتی و آلکالی فلدسپار گرانیتها ارتباط میدهد که بر روی نمودارهای زیر مشخص است. (شکل ۴-۱۴



- نمودار Y/Zr (عبدالله و همکاران، ۱۹۹۷)

از نمودار تغییرات عنصر Y در مقابل Zr نیز می توان جهت تمایز فرایند ذوب بخشی (P.m) و تفریق بلوری (F.c) و فرایند تبلور تفریقی همراه با هضم (AFC) در نمونه های سنگی منطقه استفاده کرد. همانطور که در این نمودار مشاهده می شود، این سنگ ها از روند تبلور تفریقی تبعیت می کنند (شکل ۴–۱۵).



شکل ۴-۱۵- نمودار Y در مقابل Zr جهت تمایز ذوب بخشی و تفریق بلوری(F.c) ( عبدالله و همکاران، ۱۹۹۷)

۴-۹- نمودارهای عنکبوتی

نمودارهای عنکبوتی نمودارهایی هستند که بر اساس آنها مقادیر عناصر کمیاب نسبت به یک ترکیب اولیه مانند گوشته اولیه و یا شهاب سنگهای کندریتی بهنجار میشود. با استفاده از این نمودارها میتوان میزان انحراف هر ترکیب را از الگوی ترکیبی اولیه در طی فرایندهای ذوب بخشی یا تفریق بلوری تعیین کرد. بهنجارسازی نسبت به مقادیر کندریتی مناسب تر است، زیرا مقادیر کندریتی بر خلاف مقادیر ترکیب گوشته اولیه که تخمینی میباشند، مستقیماً از نمونههای بدست آمده، اندازه گیری میشوند (تامپسون<sup>۱</sup>، ۱۹۸۲).

در این قسمت ما از نمودارهای چند عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲) و گوشته اولیه (سان و مک دونف، ۱۹۸۹) استفاده میکنیم. در این نمودارها از عناصر ناسازگار جهت ترسیم دیاگرامهای عنکبوتی استفاده میشود، به همین خاطر به آنها نمودارهای چند عنصری می-گویند. ترتیب عناصردر این نمودارها به گونهای است که عناصر از سمت چپ به سمت راست و بر اساس افزایش سازگاری از چپ با راست مرتب شدهاند (رولینسون، ۱۹۹۳).

1 - Thompson

الف- نمودارهای عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت

همانطور که در شکل (۴–۱۶-الف تا ج) مشاهده می شود نمونههای سنگی منطقه در اسپایدر دیاگرامهای چند عنصری تامپسون (۱۹۸۲) بهنجار شدهاند. اغلب نمونههای گابرودیوریتی مورد مطالعه از عناصر Ta و F, K, Th, Rb, Ba و از عناصر dNو Ta تهی شدگی نشان می-دهند. غنی شدگی این سنگها از عناصر ذکر شده را میتوان به متاسوماتیسم محل منبع نسبت داد. ضروری ترین ویژگی نمودارهای عنکبوتی سنگهای کمان آتشفشانی با آنومالی منفی Nb مشخص میشود که دلالت بر باقی ماندن این عناصر در منشأ (مخصوصاً در کانیهایی مانند گارنت) در طی وفور کانی پلاژیوکلاز در این نمونهها قلمداد شود. بالا بودن میزان P در نمونههای گابرودیوریتی را وفور کانی پلاژیوکلاز در این نمونهها قلمداد شود. بالا بودن میزان P در نمونههای گابرودیوریتی را

عناصر کمیاب سنگین در نمونههای فلسیک (گرانودیوریت، گرانیتها و آلکالی فلدسپار گرانیت) این نمودارها، تقریباً روند یکسانی دارند، اما در مقدار عناصر کمیاب سبک پراکندگی نشان می دهند. نمونههای فلسیک از عناصر Nb, Ta, P, Ti غنی شدگی و از عناصر Th, K, Rb, La, Ce, Nd تهی شدگی نشان می دهند. تهی شدگی از عناصر با شدت میدان بالا ( HFSE مانند Nb, Ta, P, Ti مان د MFS , P, Ti ) و فراوانی بالای عناصر با شدت میدان پایین (LILES مانند Th, K, Rb, La, Ce) از ویژگی های بارز سنگهای قوسهای آتشفشانی و سریهای کاکوآلکالن است (گیل، ۱۹۸۱؛ هاوکسورث و همکاران، ا۱۹۹۱؛ کاستیلو و همکاران، ۲۰۰۶). غنی شدگی از عناصر با شدت میدان پایین را میتوان به حضور گارنت در منشأ تشکیل نسبت داد، به طوری که عناصر HFSE در فاز دیر گداز مانندگارنت باقی مانده و فاز مذاب از عناصر HFSE فقیر و از عناصر بزرگ یون HFSE خی میشود. همچنین، غنی شدگی از عناصر عاصر Th, K, Rb, La, Ce ماند کارنت باقی مانده پلازیودیوریتها به گوه گوشتهای محل ذوب و مشارکت آن در مذاب باشد. به دلیل کاهش انحلال در سیال و ورود آنها به گوه گوشتهای محل ذوب و مشارکت آن در مذاب باشد. به دلیل کاهش نشان میدهند. آلکالی فلدسپار گرانیتها نسبت به گرانیتها از K, Rb غنی شده هستند. فراوانی حضور فلدسپار پتاسیک در آلکالی فلدسپار گرانیتها این موضوع را تأیید می کند. کنترل کننده عناصر کمیاب سنگین در نمونههای فلسیک مخصوصاً در گرانیتها، اسفن و آلانیت میباشد.



ج- برای نمونههای گرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیتی.

شکل ۴–۱۶– نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲) برای نمونه های گرانیتوئیدی ششتمد.

# ب – نمودارهای عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه

در بررسی الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای نمونههای مورد مطالعه از مقادیر سان و مک دونوف<sup>۱</sup> (۱۹۸۹) استفاده شده است. در این نمودارها (شکل ۴–۱۷–الف HREE تا ج) نیز همانند نمودارهای بهنجار شده کندریتی، غنی شدگی از LREE و تهی شدگی از AREE مشاهده می شود.

<sup>1 -</sup> Sun & McDonough

Ba, Rb, Sr, K, U, Pb اغلب نمونه های گابرودیوریتی از عناصر Nb و Ti یهی شدگی و از عناصر Bb, Sr, K, U, Pb به دلیل وجود پلاژیوکلازهای , Nd , Nd و Th غنی شدگی نشان میدهند. غنی شدگی از Rb, Sr, K , Ba به دلیل وجود پلاژیوکلازهای غنی از کلسیم و فلدسپارهای آلکالن در گابرودیوریتها است. آنومالی مثبت Ba به دلیل مشابهت ویژگیهای ژئوشیمیایی آن با K است.



ج- برای نمونههای گرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیتی.

شکل ۴–۱۷– نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹) برای نمونههای سنگی مورد مطالعه

نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹) برای نمونههای گرانودیوریتی نیز ترسیم شده است. همانگونه که در نمودارها مشخص است، این سنگها دارای آنومالی منفی عناصر Ti, P, Nb و آنومالی مثبت عناصر St, P, Nd, Hf, Ba, K, U, Rb, Th, Sr و Pb, K, Rb, Ba هستند. آنومالی مثبت افزایش Zr, و Pb, K, Rb و استرانسیم در گابرودیوریتها و گرانودیوریتها بعلت تبلور کانیهای نظیر پلاژیوکلاز در آنها میباشد. آنومالی منفی Nb به دلیل عدم وجود کانیهای حاوی Nb از جمله روتیل، مونازیت و... در این سنگها میباشد. به علاوه این آنومالی به فرایندهای پتروژنتیکی هم مربوط میشود (چامنی و همکاران، ۲۰۰۶).

به طور کلی نمونههای گرانیتی و آلکالی فلدسپار گرانیتها در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، از عناصر Ti , Nb , P تهیشدگی نشان میدهند. فلدسپار پتاسیم در ایجاد آنومالی مثبت Rb , K در آلکالی فلدسپار گرانیتها نسبت به گرانیتها مؤثر است. آنومالی منفی P در نمونه-های فلسیک منطقه به تفریق آپاتیت در مراحل اولیه تفریق در سنگهای گابرودیوریتی مادر مربوط میشود. آنومالی منفی P در این سنگها از ویژگیهای گرانیتهای نوع I است (چپل و وایت، ۱۹۹۲). ۴-۱۰-۴ تعیین درجه اشباع از آلومین <sup>۱</sup> (ASI)

بر اساس درجه اشباع از آلومین میتوان سنگهای آذرین را تقسیم بندی نمود. بر مبنای این شاخص گرانیتوئیدها به چهار دسته پرآلومین، متاآلومین، ساب آلومین (هیندمن <sup>۲</sup>) و پرآلکالن (شاند <sup>۳</sup>، ۱۹۴۹) تقسیم میشوند. برای تعیین درجه اشباع از آلومین توده گرانیتوئیدی ششتمد از نمودارهای زیر استفاده میشود.

### - نمودار A/CNK-SiO<sub>2</sub> عبدالرحمن (۱۹۹۰)

در این نمودار پارامتر A/CNK در مقابل در صد وزنی SiO<sub>2</sub> ترسیم شده است (شکل ۴–۱۸). بر اساس این نمودار گرانیتوئیدهای متاآلومین و پرآلومین از هم تفکیک میشوند. همانطور که در شکل مشاهده میشود، سنگهای با ترکیب گابرودیوریتی- دیوریتی در محدوده متاآلومین واقع میشوند، نمونههای گرانودیوریتی، گرانیتی و آلکالی فلدسپار گرانیتی اندکی پرآلومین هستند. این امر از تفریق یافتگی شدید این سنگها ناشی میشود.

1 - Aluminum saturation index(ASI)

- 2- Hyndman
- 3 Shand



شکل ۴-۱۸- نمودار A/CNK-SiO<sub>2</sub> عبدالرحمن (۱۹۹۰) جهت تعیین ماهیت توده گرانیتوئیدی ششتمد.

## ۴–۱۱– تعیین سری ماگمایی

یکی از مهمترین کاربرد نتایج تجزیه شیمیایی در مباحث پترولوژی تعیین سری ماگمایی و جایگاه تکتونیکی سنگها است. یک سری ماگمایی شامل مجموعهای از سنگهای آذرین با ترکیب شیمیایی مختلف است که از یک ماگمای مادر بر اثر تبلور بخشی حاصل گردیدهاند (کونو، ۱۹۶۸). در حال حاضر ۵ سری ماگمایی مشخص شدهاند که عبارتند از ۱۰- سری تولئیتی ۲- سری آلکالن ۳- سری کالک آلکالن ۴- سری شوشونیتی ۵- سری تحولی (انتقالی).

جهت تعیین سری ماگمایی سنگهای منطقه، از نمودارهای مجموع آلکالن در مقابل سیلیس (میدلموست، ۱۹۸۹)، نمودار (۱۹۸۹)، نمودار (۱۹۷۱)، نمودار Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub> (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)که در زیر به شرح آنها خواهیم پرداخت.

الف- نمودار سه تایی MgO - MgO (ایروین و باراگار  $(Na_2O+K_2O)$  - MgO الف-

نمودار AFM معروفترین نمودار تغییرات مثلثی است که در رأسهای آن از پارامترهای است که در رأسهای آن از پارامترهای AFM معروفترین نمودار تغییرات مثلثی است که در رأسهای آن از پارامترهای AFM معروفترین این A=(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O), F=(FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), M=MgO استفاده شده است (شکل ۴–۱۹). به کمک این نمودار می توان سنگهای آذرین تولئیتی و کالکوآلکالن را از یکدیگر متمایز ساخت. همانطور که در

نمودار مشاهده می شود سنگ های با ترکیب گابرودیوریت در مرکز و نزدیک خط جدا کننده کالکوآلکالن از تولوئیتی قرار می گیرند و با افزایش تفریق به سمت قطب آلکالن کشیده می شوند. بر اساس این نمودار تمامی سنگ های مورد مطالعه دارای ماهیت کالک آلکالن هستند.



شکل ۴-۱۹- نمودار AFM ایروین و باراگار (۱۹۷۱)، جهت تعیین روند تولئیتی و کالکو آلکالن از یکدیگر.

ب- نمودار Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub> (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)

این نمودار بر اساس درصد وزنی مجموع آلکالی (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) در برابر سیلیس (SiO<sub>2</sub>) رسم می شود و از آن می توان جهت تفکیک سنگهای ساب آلکالن و آلکالن استفاده نمود. با توجه به شکل (۴-۲۰) تمام سنگهای مورد مطالعه در محدوده ساب آلکالن قرار می گیرند



شکل ۴-۲۰- نمودار Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub> (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱) جهت تعیین سری ماگمایی نمونههای مورد مطالعه.

ج- نمودار Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub> (میدلموست <sup>۱</sup>، ۱۹۹۴)

در نمودار میدلموست (۱۹۹۴) مقدار آلکالن در مقابل سیلیس رسم میشود. بر اساس این نمودار سنگهای آذرین به ۵ دسته فوئیدیتی، آلکالی، آلکالی – تحولی، ساب آلکالی و سیلیسی تقسیم می-شوند. همانگونه که در شکل زیر (۴–۲۱) مشاهده میشود، نمونههای گابرودیوریتی و دایکهای منطقه ساب آلکالی – ترانس آلکالی و گرانودیوریتها، گرانیتها و آلکالی فلدسپار گرانیتها دارای ماهیت سیلیسی هستند.



شکل ۴-۲۱- نمودار Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub> (میدلموست، ۱۹۹۴) برای سنگهای مورد مطالعه.

د- نمودار سیلوستر <sup>۲</sup> (۱۹۸۹)

در این نمودار مقدار MgO+FeO+TiO<sub>2</sub>)/SiO<sub>2</sub> در مقابل [20iO<sub>2</sub>-MgO+K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O] الاین نمودار مقدار شکل ۴–۲۲). این نمودار جهت تمایز گرانیتهای شدیداً تفریق یافته از گرانیتهای کالکوآلکالن و آلکالن بکار میرود. بر اساس این نمودار، نمونههای گابرودیوریت، گرانودیوریت و گرانیت در محدوده کالکوآلکالن قرار می گیرند و همچنین آلکالی فلدسپار گرانیتها به دلیل تفریق یافتگی زیاد در محدوده گرانیتهای شدیداً تفریق یافته و یا آلایش قرار گرفتهاند که این امر با ماهیت کانی-شناسی و نحوه تشکیل آنها به صورت رگههای آپلیتی صورتی رنگ سازگار است.

1 - Middelmost

2 - Sylvester



شکل ۴-۲۲- دیاگرام سیلوستر(۱۹۸۹) جهت تعیین سری ماگمایی سنگهای توده گرانیتوئیدی ششتمد.

#### ۴–۱۲– خلاصه مطالب فصل چهارم

- بر اساس نمودارهای نامگذاری نورم و شیمیایی استفاده شده، سنگهای درونی منطقه مورد مطالعه در محدوده دیوریت- گابرودیوریت، کوارتزدیوریت، تونالیت، گرانودیوریت، گرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیت قرار می گیرند. این تنوع ترکیبی در سنگهای درونی، بیان کننده تفریق گسترده در گرانیتوئید ششتمد است.

- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO<sub>2</sub>، ضریب تفریق و ضریب انجماد بدین گونه است که با افزایش SiO<sub>2</sub> مقادیر CaO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MgO TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, MnO و CaO<sub>2</sub>O موند کاهشی و مقادیر Na<sub>2</sub>O و Na<sub>2</sub>O مقادیر SiO<sub>2</sub> مناب میدهند. این تغییرات بیانگر هم مناب بودن نمونهها و تاثیر روند تفریق بر روی آنها میباشد. با افزایش روند تفریق، اکسیدهای R<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Fe<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, MnO میدهند. در مجموع، با کاهش ضریب انجماد مقادیر SiO<sub>2</sub> و اکسیدهای SiO<sub>2</sub> و Na<sub>2</sub>O روند صعودی نشان میدهند. در مجموع، با کاهش ضریب انجماد مقادیر Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO مقادیر Na<sub>2</sub>O مقادیر R<sub>2</sub>O, SiO

- در نمودارهای تغییرات جفت عناصر ناسازگار (U/Th, Hf/Zr, Ce/Zr, Ce/Hf, Th/Zr)، روند خطی
مثبت و نمودار عناصر سازگار در مقابل ناسازگار (Sc/Hf,Co/Zr,Sc/Rb) روند منفی نشان میدهند که
بیانگر نقش تبلور تفریقی در تشکیل سنگهای سازنده توده گرانیتوئید ششتمد است.
- در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریتها و گوشته اولیه، عناصر خـاکی نـادر سـبک
دارای غنیشدگی بیشتری نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین میباشند.
- آنومالی منفی Nb میتوان به باقی ماندن این عناصر در منشأ در طی ذوب نسبت داد.
- بر اساس درجه اشباع از آلومین، نمونههای مافیک گابرودیوریتی متاآلومین و نمونههای فلسیک
دارای ماهیت پرآلومین هستند.
- در تعیین سری ماگمایی، توده نفوذی منطقه در محدوده ساب آلکالن و یا کالک آلک الن قرار می-

گيرد.

فصل پنجم پتروژنز و جایگاه تکتونیکی

۵–۱– مقدمه

گرانیتوئیدها فراوانترین سنگهای آذرین درونی پوسته هستند و در تمامی ادوار زمین شناسی مشاهده شده اند. گرانیتوئیدها از نظر منشاء دارای محدوده وسیعی از گوشته ای تا پوسته ای هستند که بوسیله فرایندهای مختلف و ترکیبات متفاوت تشکیل می شوند. محیطهای تکتونیکی مختلف، مسیرهای عبور ماگما از درون زمین، فرایندهای ثانویه بعد از تولید ماگمای اولیه و خصوصیات فیزیکو شیمیائی ماگمای مادر و مذابهای انتهایی از جمله عواملی هستند که باعث تنوع سنگی در

در فصلهای گذشته روابط صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمی سنگهای محدودهٔ مطالعاتی مورد بررسی قرار گرفت. در این فصل به بررسی منشاء و چگونگی تشکیل این سنگها خواهیم پرداخت. برای دستیابی به این منظور، ابتدا نوع سنگهای مورد مطالعه و جایگاه تکتونیکی آنها را تعیین کرده، سپس به بررسی خصوصیات منشاء و الگوی تکتونوماگمایی تشکیل آنها خواهیم پرداخت.

۵-۲- تقسیم بندی ژنتیکی گرانیتها

به پیشنهاد وایت<sup>(</sup> (۱۹۷۹) چهار نوع گرانیت بر اساس ترکیب و منشأ آنها مشخص شدند که گرانیـت-های نوع I, S, M, A را شامل میشوند.

ویژگیهای این گرانیتها به طور خلاصه شده در جدول ۵-۱ ارائه شده است.

جدول ۵-۱- ویژگی گرانیتهای نوع M ،I ،S و A.

نوع گرانیت	ویژگیهای ژئوشیمیایی	کانیهای شاخص	سنگ منشأ
S	پرألومين (ASI>1.1)	کانیهای مافیک پرآلومین	توالیهای رسوبی دگرگون
		(کردیریت، گارنت و)	شده
Ι	متاألومين (ASI<1.1)	کانی های مافیک غیر آلومین	مواد آذرین از سطوح عمیق
		(وجود هورنبلند)	پوسته
М	ماهيت قوس آتشفشاني		پوسته اقيانوسي فرورونده
А	آلکالن و غیرکوهزایی	سیلیکاتهای مافیک غنی از	تفاله گرانولیتهای بر جا مانده
		آهن	از ذوب مواد قبلی

A از I انکیک گرانیتهای نوع I از

بدین منظور از نمودارهای زیر استفاده می شود:

– نمودار والن<sup>۲</sup> و همکاران(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O/CaO در مقابل Zr+Nb+Ce+Y (۱۹۸۷).

از این نمودار برای تفکیک کوهزایی تیپ I و S عادی(GGT<sup>3</sup>) و تفریق یافته (FG<sup>4</sup>)، از گرانیتوئیدهای تیپ A استفاده میشود. همانطور که مشاهده میشود، اکثر نمونهها در محدوده تیپ I و S (تمامی گرانودیوریتها و تعدادی از گرانیتها در موقعیت OGT و آلکالی فلدسپار گرانیتها در محدوده FG) قرار می گیرند (شکل ۵–۱).

- 1 White
- 2 Whalen
- 3 ordinary granite
- 4 fractionate granite



شکل ۵-۱- نمودار والن و همکاران(۱۹۸۷) جهت تفکیک گرانیتوئیدهای نوع I از A \*علائم استفاده شده در این فصل شبیه به علائم شکل ۴-۱ است خواهد بود.

- نمودار Y در مقابل SiO<sub>2</sub> (فرنس<sup>۱</sup> و همکاران، ۱۹۹۶) این نمودار، یکی دیگر از نمودارهایی است که محدوده گرانیتهای نوع A و I را از هم تفکیک میکند. بر اساس این نمودار، اکثر نمونههای مورد مطالعه در محدوده گرانیتهای نوع I قرار می گیرند (شکل ۵-۲).



1 - Furnes

## S از I انکیک گرانیتهای نوع I از

بدین منظور از نمودارهای زیر استفاده می شود: - نمودار K<sub>2</sub>O در مقابل Na<sub>2</sub>O چپل و وایت <sup>۱</sup> (۱۹۹۳)

از این نمودار جهت تفکیک گرانیتهای نوع I و S استفاده می شود (شکل ۵-۳). در این نمودار، همه نمونهها در محدوده تیپ I قرار می گیرند ولی آلکالی فلدسپار گرانیتها به واسطه ترکیب سنگ-شناسی خود تمایل دارند به سمت محدوده گرانیتوئیدهای نوع S گرایش نشان دهند.



شکل ۵-۳- نمودار Na<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub> (چپل و وایت، ۲۰۰۱) جهت تفکیک گرانیتوئید نوع I از S.

- نمودار تغییرات  $P_2O_5$  در مقابل SiO<sub>2</sub> (چپل و وایت، ۱۹۹۲)

این نمودار روند تغییرات P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> در مقابل SiO<sub>2</sub> را نشان می دهد و به کمک آن می توان گرانیت-های نوع I را از S تفکیک کرد (شکل ۵–۴). در این نمودار اگر با افزایش SiO<sub>2</sub> ، اکسید P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> روندی صعودی داشته باشد گرانیتها از نوع S و اگر روندی نزولی داشته باشد گرانیت از تیپ I می باشد. با توجه به این توضیح مشاهده می شود که گرانیتهای مورد مطالعه از نوع I می باشد.

1 - Chappell & White



شکل ۵-۴- نمودار تغییرات P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> در مقابل SiO<sub>2</sub> (چپل و وایت، ۱۹۹۲) جهت تفکیک گرانیتوئید نوع I از S.

- نمودار A/CNK-SiO2 عبدالرحمن<sup>(</sup> (۱۹۹۰)

در این نمودار پارامتر A/CNK در مقابل در صد وزنی SiO<sub>2</sub> ترسیم شده است. بـر اسـاس ایـن

نمودار تمام نمونههای سنگی مورد مطالعه در محدوده تیپ I قرار گرفتهاند (شکل ۵–۵).



1 - Abdol Rahman

در جدول ۵-۲ ویژگیهای صحرایی، کانی شناسی، پتروگرافی و شیمیائی گرانیتوئیدهای نوع S و I با ویژگیهای توده گرانیتوئیدی ششتمد مقایسه شده است. این ویژگیها از چپل و وایت، ۱۹۷۴، ایشی هارا<sup>۱</sup>، ۱۹۷۷، چپل و وایت، ۲۰۰۱ اقتباس شده است.

درانيتونيد مورد مطالعه .				
توده گرانیتوئیدی ششتمد	نوع S	نوع I		
تـوده گرانیتوئیـدی شــشتمد بـصورت یـک	معمولاً به صورت تودههای نفوذی	معمولاً به صورت تودههای نفوذی بزرگ و		
باتولیت بزرگ مقیاس نفوذ نموده است.	کوچک دیده میشوند.	پیچیده دیده میشوند.		
طیف سـنگشناسـی تـوده نفـوذی شـشتمد	طیف ترکیبی آنها محـدود بـوده و	طیف ترکیبی آنها گسترده بوده و شامل		
ديوريــت-گابروديوريــت تــا كوارتزديوريــت،	شـامل گـابرو، ديوريـت(٢٪)،گرانـو	گــــــــــابرو ديوريـــــــــــــــــــــــــــــــــــ		
گرانیـت - گرانودیوریـت را شـامل مـیشـود.	ديوريـــت(۱۸٪) و گرانيـــت(۸۰٪)	گرانوديوريــــت(۵۰٪)وگرانيــــت (۳۵٪)		
عمدتاً گرانودیوریتی را شامل میشود.	مىباشد.	مىباشد.		
در کنار سنگهای اصلی توده نفوذی، سنگ-	با معادلهای آتشفشانی خود همراه	با معادل های آتشفشانی خود همراه		
های آتشفشانی بازالت و دیده میشود.	نيستند.	هستند.		
کانی اصلی مافیک سازنده توده گرانیتوئیدی	بدون پیروکسن و هورنبلند هستند و	دارای هورنبلند و بقایایی از پیروکسن		
ششتمد هورنبلند سبز و اوژیت میباشد.	در ترمهای مافیک اگر هم هورنبلند	اورالیتیزه هستند و هورنبلند بر بیوتیت		
	وجود داشتهباشد باز هم برتری با	برتری دارد. بیوتیت دارای پلیکروئیسم		
	بيوتيت است.	کاهی تا شکلاتی است.		
هر دو نسل اسفن اولیه و ثانویه در ایــن تـوده	اسفن تنها به صورت ثانویه وجود	اسفن و آلانیت به صورت اولیه وجود		
گرانیتوئیـدی یافـت مـیگردنـد. آلانیـت بـه	دارد. مونازیت به صورت کانی فرعی	دارند.		
صورت کانی فرعی در گرانیتها دیـده مـی-	يافت مىشود.			
شود.				
مگنتیت یا تیتانومگنتیت به وفور یافت می-	دارای ایلمنیت هستند.	دارای ایلمنیت و مگنتیت همستند، اما		
شود.		برتری با مگنتیت است.		
هیچ یک از کانیهای دگرگونی از قبیل	کانیهای دگرگونی نظیر کردیریت،	کانیهای دگرگونی نظیر کردیریت،گارنت،		
گارنت، آندالوزیت، سیلیمانیت در این توده	گارنت، آندالوزیت و سیلیمانیت در	آنــدالوزيت و ســيليمانيت در ايــن نــوع		
گرانیتوئیدی یافت نمیشوند.	این نوع گرانیتوئیدها میتوانند یافت	گرانیتوئیدها یافت نمیشود.		
	شوند.			
کانی آپاتیت به صورت ادخالهایی در	ادخـالهـای آپاتیـت بـه صـورت	ادخالهای آپاتيت معمولاً در بيوتيت و		
پلاژیوکلاز و هورنبلند یافت می شود.	بلورهای مجزای بزرگ وجود دارند.	هورنبلند وجود دارند		
دامنه تغییرات SiO <sub>2</sub> از ۵۴ تا ۷۸	دامنه تغییرات SiO <sub>2</sub> بین ۶۶ تا ۷۹	دامنه تغییرات SiO <sub>2</sub> بین ۵۷ تا ۷۳		
ادامه جدول ۵-۲- معیارهای صحرایی، کانی شناسی، پتروگرافی و شیمیائی گرانیتوئیدهای نوع S و I و مقایسه آنها با ویژگیهای				

جدول ۵-۲- معیارهای صحرایی، کانی شناسی، پتروگرافی و شیمیائی گرانیتوئیدهای نوع S و I و مقایسه آنها با ویژگیهای توده گرانیتوئید مورد مطالعه .

1 - Ishihara

توده گرانیتوئید مورد مطالعه .				
Na <sub>2</sub> O نسبتاً بالاست. در سنگهای مافیک	Na <sub>2</sub> O پایین به طوری که مقدار	Na <sub>2</sub> O بـالا بـه طوریکـه مقـدار آن در		
$K_2O < 1$ , $Na_2O = r/\Delta$	آن در ســنگهـای دارای ۵ درصـد	سنگهای فلـسیک۳/۲ درصـد وزنـی و در		
$N_{2}O/K_{1}O>$	وزنی K <sub>2</sub> O کمتر از ۳/۲ درصد و در	سنگهای مافیک ۲/۲ درصد وزنی است.		
$\ln a_2 O/\kappa_2 O > 1$	ســـنگهــای دارای ۲ درصــد	Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O>1		
	وزنــیK <sub>2</sub> O مقــدار آن کمتــر از ۲			
	درصدوزنی است.			
$rac{Fe_2O_3}{FeO_t} = 0.5$ نسبت	$rac{Fe_2O_3}{FeO_t} < 0.2$ نسبت	$rac{Fe_2O_3}{FeO_t} > 0.2$ نسبت		
توده گرانیتوئیدی ششتمد	نوع S	نوع I		
$\square FeQ_{t} + MgO + MnO + TiQ_2 = 5.7\%$	$Q_{t} + MgO + MnO + TiQ = 2.6\%$	$FeQ_{t} + MgO + MnO + TiQ_2 = 5.7\%$		
دامنه تغییرات از ۲٪ تا ۱۸٪ درصد وزنی.	با دامنه تغییرات ۰ تا ۶ درصد وزنی.	ا دامنه تغییرات ۲ تا ۱۱ درصد وزنی.		
فاقد كروندوم	در نورم CIPW بـیش از ۱ درصـد	در نورم CIPW کمتر از ۱ درصد کروندم		
	كروندم دارد.	دارد و یا دارای دیوپسید است.		
در تـرمهـای دارای ۶۶ درصـد مقـدار ۴۷/۰<	مقدار CaO در ترمهای دارای ۶۶	مقدار CaO در ترمهای دارای ۶۶ درصـد		
۸/۷>CaO	درصـد SiO <sub>2</sub> کمتـر از ۳/۷ درصـد	بیشتر از ۳/۷ درصد است. SiO $_2$		
	است.			
مقدار Zr کمتر از ۱۵۰ ppm است.	مقـدار Zr در تـرمهـای دارای ۶۶	مقـدار Zr در تـرمهـای دارای ۶۶ درصـد		
	درصـد SiO <sub>2</sub> بيــشتر از ۱۵۰ppm	SiO <sub>2</sub> کمتر از ۱۵۰ppm است.		
	است.			
دیاگرامهای تغییرات، خطی یا نزدیک به	دیاگرامهای تغییرات، نامنظم و	دیاگرامهای تغییرات، خطی یا نزدیک به		
خطی و در بعضی مواقع نامنظم می باشند.	بیقاعدہ هستند.	خطی هستند.		
محل منشأ گوشته فوقـانی یـا قاعـده پوسـته	محل منشأ پوسته زیـرین تـا میـانی	محل منشأ گوشته فوقانی یا قاعده پوسته		
زیرین است.	است.			

- نمودار \*Fe در مقابلSiO2 (فراست و همکاران، ۲۰۰۱)

در این نمودار از پارامتر \*Fe بر اساس رابطه (FeOt+MgO) در مقابل SiO<sub>2</sub> استفاده می-شود. با توجه به این نمودار اغلب نمونههای فلسیک در محدوده ferron (آهن دار) و نمونههای مافیک در محدوده magnesian (منیزیم دار) قرار می گیرند (شکل ۵-۶). باید به این نکته توجه کرد که حضور گسترده مگنتیت در ترکیب کانی شناسی سنگهای سازنده توده گرانیتوئیدی مورد نظر بیانگر آنست که این توده گرانیتوئیدی در زمره گرانیتوئیدهای نوع I سری مگنتیت تاکاهاشی<sup>۱</sup> (۱۹۸۰) قرار میگیرند. ایشی هارا<sup>۲</sup> (۱۹۷۷) سنگهای گرانیتی واقع در ژاپن را به سریهای مگنیتیت و ایلمنیت تقسیم نمود و اساس تفسیر و تقسیم بندی خود را بر وجود کانیهای مگنیتیت و ایلمنیت قرار داد و فوگاسیته اکسیژن را عامل اصلی تشکیل این کانیها برشمرد. وی چنین بیان میکند که در گوشته فوقانی یا پایین ترین بخش پوسته، بعلت کمبود مواد کربنی، فوگاسیته اکسیژن بالا بوده و کانی مگنیتیت بوجود میآید در صورتی که در قسمتهای فوقانی پوسته، فوگاسیته اکسیژن کم بوده و نسبت Geliی یا پایین میآید در صورتی که در قسمتهای فوقانی پوسته، فوگاسیته اکسیژن کم بوده و تسبت Geliی یا پایین میآید در مورتی که در قسمتهای فوقانی پوسته، فوگاسیته اکسیژن کم بوده و مگنیتیت بوجود میآید در مورتی که در محدوده گرانیتوئیدهای بازیک به علت فراوانی کانیهای قرار گیری نمونههای حد واسط تا بازیک در محدوده گرانیتوئیدهای بازیک به علت فراوانی کانیهای مافیک در این سنگها است.



شکل ۵-۶- نمودار \*Fe در مقابلSiO<sub>2</sub> (فراست و همکاران، ۲۰۰۱) جهت تعیین نوع گرانیتوئید مورد مطالعه.

1 - Takahashi et al

2 - Ishihara

۵–۳- تعیین جایگاه تکتونیکی گرانیتوئیدها

۵-۳-۱ تعیین جایگاه گرانیتوئیدها با استفاده از عناصر کمیاب

- نمودارهای پییرس<sup>۱</sup> و همکاران (۱۹۸۴)

با استفاده از عناصر کمیاب نیز میتوان گرانیتوئیدها را در چهار محیط تکتونیکی جای داد که عبارتند از: ۱- گرانیتوئیدهای پشتههای میان اقیانوسی <sup>۲</sup>(ORG) ، ۲- گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی <sup>۳</sup>(VAG) ، ۳- گرانیتوئیدهای درون قارهای <sup>۴</sup>(WPG) و ۴- گرانیتوئیدهای مرتبط با برخورد (COLG).

پییرس و همکاران (۱۹۸۴) به منظور تفکیک گروههای گرانیتوئیدی ذکر شده، نمودارهایی را که بر اساس عناصر دارای بار و شعاع یونی بالا (Ta, Rb, Yb, Y) پایه گذاری شده ارائه نمودهاند. همانطور که مشاهده می شود گرانیتوئیدهای منطقه مورد مطالعه در محدوده گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی (VAG) قرار می گیرند (شکل ۵–۷).

1-Pearce

- 2- Oceanic ridge granites
- 3- Volcanic arc granites
- 4- Within plate granites
- 5- Collision Granites


شکل ۵-۷-۰نمودارهای تعیین جایگاه گرانیتوئیدها با استفاده از عناصر فرعی (پییرس و همکاران ۱۹۸۴).

- نمودار3×Hf-Rb/30-Ta (هریس<sup>۱</sup> و همکاران، ۱۹۸۶)

از دیگر نمودارهایی که میتوان در آن ازعناصر کمیاب استفاده نمود، نمودار هریس و همکاران است. این نمودار جهت تمایز میان انواع گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی (VAG)، گرانیتوئیدهای درون قارهای (WPG) و گرانیتوئیدهای مرتبط با برخورد (Syn-COLG) و پس از برخورد (-Post COLG) به کار برده میشود. با توجه به این نمودار، اکثر نمونههای گرانیتوئیدی ششتمد در میدان گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی (VAG) قرار میگیرند (شکل ۵-۸).

1 - Harris



شکل ۵-۸- نمودار سه تایی متمایز کننده محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها و موقعیت نمونههای مورد مطالعه – نمودار Hf-Rb/30-Tax3 (هریس و همکاران، ۱۹۸۶). VAG=گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی، WPG=گرانیتوئیدهای درون قاره ای، Syn-COLG=گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد، Post-COLG= گرانیتوئیدهای پس از برخورد.

# - نمودار La/Yb در مقابل Th/Yb کندی<sup>۱</sup> (۱۹۸۹)

از این نموار جهت تعیین محیط تکتونیکی تودههای گرانیتوئیدی منطقه ششتمد استفاده کردهایم موقعیت قرار گیری نمونههای سنگی مورد مطالعه نشان میدهد که این سنگها عمدتاً در محدوه سنگهای متعلق به جزایر قوسی واقع شدهاند (شکل ۵–۹).



شکل ۵–۹- نمودار La/Yb در مقابل Th/Yb کندی (۱۹۸۹) جهت تعیین محیط تکتونیکی تودههای گرانیتوئیـدی منطقه ششتمد.

#### ۵-۴- تعیین محیط تکتونوماگمایی توده نفوذی ششتمد

توده گرانیتوئیدی ششتمد با ماهیت کالکآلکالن از جمله گرانیتوئیدهای نوع I است و با توجه به الگوی توزیع عناصر اصلی و کمیاب ویژگیهای مشابهای را با گرانیتوئیدهای جزایر قوسی نـشان مـی-دهد.

جزایر قوسی واضحترین مظاهر رشد پوستههای جدید هستند، زیرا به طور طبیعی هر پوسته جدیدی که در پشتههای اقیانوسی بوجود میآید، پس از مدتی به اعماق فرو خواهد رفت و تماماً یا بخشی از پوسته جدید مجدداً به حرکت در آمده و جابجا میشود. بنابراین دائماً جزایر قوسی در قبال از بین رفتن گوشته، ایجاد میشوند و نقش اساسی را در این نگرش، فرایندهای ماگماییشان بر عهده دارند (کلارک، ۱۹۹۲).

طبق نظریه اسلاگستاد (۲۰۰۳)، سه مدل پتروژنتیکی احتمالی را میتوان ارئه داد:

- ۱- ذوب بخشی سنگهای بازالتی در قاعده قوس.
- ۲- تبلور تفریقی یک ماگمای بازالتی مشتق شده از گوشته.
- -۳ ذوب بخشی ورقه فرورونده یا گوه گوشتهای و سپس تبلور تفریقی ماگمای بوجود آمده.

1 - Slagstand

ذوب بخشی سنگهای بازالتی در قاعده جزایر قوسی به دو صورت خشک و آبدار در فشار پایین بخار آب، به ترتیب ترونجمیتها، تونالیتها و گرانودیوریتها را تولید میکند.

هنگامی که پوسته اقیانوسی فرورونده به عمق بیش از ۸۰ کیلومتر می سد، از راه فعالیت اًتشفشانی و پلوتونیک، در فاصله ۱۵۰ تا ۲۰۰ کیلومتری محور گودال، یک جزیره کمانی در سطح بوجود میآید. در گذشته درباره منشاء ماگمایی جزایر قوسی اختلاف نظر وجود داشت. در آغاز باور بـر این بود که ماگما از ذوب بخش بالایی صفحه فرورونده به وجود میآید. بـا ایـن حـال، مجموعـههـای آتشفشانی جزایر کمانی به رغم تفاوتهای زیاد مکانی و محیط زمینساختی، تغییرات اندکی نـشان میدهند. بنابراین، این مجموعهها باید از یک منشاء مشترک به وجود آمده باشند. شواهد یتروگرافی و ژئوشیمیایے،، تأکید می کند کے ماگمای والد، عمدتاً از ذوب بخـشی گوه گوشتهای بالای صفحه فرورونده منشاء می گیرد. اما مسأله اصلی، منشاء گرمای مورد نیاز برای ذوب آستنوسفر بالای صفحه فرورونده است. نخست تصور می شد که این گرما از گرم شدن برشی در بخش بالای صفحه فرورونده ناشی میشود، اما چنین چیزی بعید بنظر میرسد، چرا که گرانروی آستنوسفر با افزایش دما کاهش مییابد و در دمای مورد نیاز برای ذوب بخشی، اَستنوسفر چنان گرانروی پایینی دارد که ذوب نمی-تواند رخ دهد (کری، ف'؛ واین، ف، ۱۹۹۶). بر این اساس رینگوود (۱۹۷۴) تصور کرد که ذوب بخشی احتمالاً در دمای نسبتاً کم و به دلیل فشار بخار آب حاصل از آبزدایی فازهای کانیایی گوناگون رخ میدهد. هر چه مقدار آب موجود بیشتر باشد، دمای ذوب گوشته بیشتر خواهد بود (استولپر و نیومن'، ۱۹۹۴). سنگهای پوسته اقیانوسی به شدت دگرسان شده و آبدار هستند. در عمق ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتری، آمفیبولیت صفحه اقیانوسی فرورونده به اکلوژیت تبدیل شده و مقداری آب آزاد می کند. این آب از درون آستنوسفر بالا آمده و در عمق ۴۰- ۵ کیلومتری باعث ذوب بخشی پیرولیت و تولید

- 1 Kearey. P & Vine.F.J
- 2 Ringwood

<sup>3 -</sup> Stolper & Newman

ماگمای بازالتی تولئیتی میشود. این ماگما هنگام بالا آمدن دچار تفریق شده و ماگماهای آندزیت-بازالتی و آندزیتی شاخص مجموعه ها ی تولئیتی موجود در جزایر قوسی جوان را بوجود میآورد.

با توجه به شواهد بدست آمده نتیجه می گیریم که گرانیتوئید ششتمد در ارتباط با یک محیط فرورانش جزایر قوسی تشکیل گردیدهاند. در ضمن با توجه به سایر شواهد موجود یک پوسته اقیانوسی به زیر یک پوسته اقیانوسی دیگر فرورانده شده است و در نهایت توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه حاصل تغییر و تحولاتی است که در این راستا صورت گرفته است. با توجه به مطالعات صورت گرفته و زمین-شناسی عمومی منطقه سبزوار، مـدل احتمـالی و قریـب بـه یقـین محـیط تکتـونیکی تـشکیل تـوده گرانیتوئیدی ششتمد به صورت شماتیک در شکل ۵–۱۰ نشان داده. با توجه به مطالعات مورت گرفته ایـن موجود در منطقه، حداقل بخشی از فرورانش صورت گرفته از نوع جزایر قوسی بوده است. مطـابق ایـن موجود در منطقه، حداقل بخشی از فرورانش صورت گرفته از نوع جزایر قوسی بوده است. مطـابق ایـن امان مورانش ورقه اقیانوسی سبزوار به زیر بخش دیگری از ایـن ورقـه اقیانوسـی محـیط مناسـبی را مدل، فرورانش ورقه اقیانوسی سبزوار به زیر بخش دیگری از ایـن ورقـه اقیانوسـی محـیط مناسـبی را مالی مورقههای فرورونده به زیر پوسته قارهای رانده شدهاند و در نهایـت همـراه بـا ذوب ایـن ورقـهها ماگماهای تولید شده در پوسته جایگزین گردیده است به طوری که جوانترین تظـاهرات ماگمـایی آن در منطقه جنوب قوچان با ترکیبات ساب آلکالن مشاهده میشود.



شکل ۵-۱۰- مدل تکتونیکی احتمالی تشکیل و جایگزینی توده گرانیتوئیدی ششتمد (صادقیان و همکاران ۱۳۸۶).

### ۵-۵- پتروژنز گرانیتوئیدهای مورد مطالعه

برای تعیین منشاء گرانیتوئیدهای مورد مطالعه از نمودار مولار Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/MgO+FeO<sub>1</sub> در مقابل مولار CaO/MgO+FeOt آلتر و همکاران<sup>۱</sup> (۲۰۰۲) استفاده شده است (شکل ۵–۱۱). با توجه به این نمودار، ماگمای سازنده تودههای گرانیتوئیدی مورد نظر، از ذوببخشی سنگهای بازالتی (بازیک) دگرگون شده (ورقه اقیانوسی فرورونده) یا گوه گوشتهای متاسوماتیسم شده واقع بر روی آن حاصل شده است شده (ورقه اقیانوسی فرورونده) یا گوه گوشتهای متاسوماتیسم شده واقع بر روی آن حاصل شده است منده است منگهای مازالتی (بازیک) دگرگون منه (ورقه اقیانوسی فرورونده) یا گوه گوشتهای متاسوماتیسم شده واقع بر روی آن حاصل شده است منشاه آنها دارای ماهیت آمفیبولیتی است. قرارگیری برخی نمونهها در محدوده ذوب بخشی سنگ منشاء قانها دارای ماهیت آمفیبولیتی است. قرارگیری برخی نمونهها در محدوده ذوب بخشی سنگ منشاء مان مازه ای توجه کرد. همچنین موقعیت قرارگیری این نمونههای سنگی در شکل ۵–۱۲ (در مخش مقایسه تودههای گرانیتوئیدی ششتمد و چاهسالار) نشان میدهد که سنگهای مورد مطالعه این موضوع را بخش مقایسه تودههای گرانیتوئیدی ششتمد و چاهسالار) نشان میدهد که سنگهای مورد مطالعه موضوع را تیوره ای به آن خواهیم پرداخت.





A: Partial melts from metapelitic sources

B: Partial melts from metagrywackes sources

C: Partial melts from metabasaltic and metatonalitic sources

۵-۶- مقایسه توده گرانیتوئیدی ششتمد با توده گرانیتوئیدی چاه سالار (جنوب غرب نیشابور):

توده گرانیتوئیدی چاهسالار در جنوب غرب نیشابور، در شمال روستای چاهسالار و در حاشیه شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی واقع شدهاست. این توده مانند گرانیتوئید ششتمد به درون مجموعه افیولیتی سبزوار نفوذ کرده است. در رده بندیهای ژئوشیمیایی طیفترکیب سنگشناسی این دو توده گرانیتوئیدی شبیه به هم میباشد و از دیوریت، کوارتزدیوریت، گرانودیوریت تا آلکالی-فلدسپار گرانیت را شامل میشود. آلکالی فلدسپار گرانیتها عضو بسیار تفریقیافته این مجموعهها هستند که به صورت دایک یا آپوفیز این دو توده نفوذی را قطع میکنند (نتایج آنالیز شیمیایی این توده در پیوست آورده شده است).

در شکل (۵–۱۲–الف ، ب) الگوی عناصر خاکینادر گروههایسنگی گرانودیوریتی، گرانیتی و آلکالیفلدسپار گرانیتهای تودههای گرانیتوئیدی چاه سالار و ششتمد مقایسه شدهاند. این شکل نشان میدهد گروههای سنگی مورد مطالعه از تشابه ژئوشیمیایی بارزی برخوردار هستند که مبیّن تشکیل آنها از طریق فرایندهای مشابه و از منابع ماگمایی تقریباً یکسان میباشد.



شکل ۵-۱۲- نمودار های عنکبوتی رسم شده برای تودههای گرانیتوئیدی چاهسالار و ششتمد. الف- نمودارعنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک دونف، ۱۹۸۹). ب- نمودار عناصر خاکی نادر بهنجارشده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴). - علائم استفاده شده برای نمونههای سنگی چاهسالار عبارتند از: 0 دیوریت ⊠ کوارتزدیوریت ∆ گرانیت-گرانودیوریت ◊ آلکالی فلدسپار گرانیت ﷺ تراکی آندزیت

از نظر سری ماگمایی، نمونههای سنگی دو منطقه (مطابق نمودار AFM ایروین و بارگار<sup>۱</sup> ۱۹۷۶ و نمودار (AI2O3+CaO)/(FeO+Na2O+K2O) در مقابل NAQ2)/SiO2/(FeO+Na2O+K2O) سیلوستر، ۱۹۸۹) عمدتاً مرتبط با سری کالک- آلکالن میباشند و از نوع گرانیتوئیدهای نوع I با ماهیت متاآلومین هستند.

با توجه به نمودارهای ژئوشیمیایی تعیین جایگاه تکتونیکی گرانیتوئیدها ارائه شده توسط پییرس و همکاران (۱۹۸۴)، گرانیتوئیدی چاه سالار و ششتمد از نوع گرانیتهای قوس آتشفشانی(VAG<sup>2</sup>) هستند. این نوع گرانیتها با محیطهای فرورانش مرتبط هستند و یکی از مؤلفههای فرورانش آنها، ورقه اقیانوسی میباشد و ضمناً در قوسهای آتشفشانی تشکیل میشوند. این نوع گرانیتوئیدها در یک محیط تکتونیکی از نوع جزایر قوسی جایگزین شده اند و حاصل ماگماتیسم مرتبط با فرورانش یک ورقهاقیانوسی به زیر ورقهاقیانوسی دیگر میباشند.

برای تعیین منشاء گرانیتوئیدهای مورد مطالعه در این قسمت از نمودار (ویلاسکا<sup>۳</sup> و همکاران، (۱۹۹۸)، (شکل ۵–۱۳). این نمودار نشان میدهد که نمونههای سنگی مورد مطالعه هیچگونه ارتباطی با ذوب از یک منشاء پلیتی ندارند و ماهیت کانیشناسی آنها نیز این موضوع را تأیید میکند. همچنین با توجه به این نمودار میتوان دریافت که موقعیت قرارگیری نمونههای سنگی مورد نظر از روند مشخصی تبعیت میکنند که به یک سنگ منشاء آمفیبولیتی ختم میشود. این روند در انتهای دیگر خود به گرانودیوریتها، گرانیتها و آلکالیفلدسپار گرانیتها ختم میگردد که میتواند مبین این حقیقت باشد که سنگهای نامبرده حاصل تبلور ماگمای تفریق یافتهای هستند که ابتدا از ذوببخشی سنگهای آمفیبولیتی نشأت گرفته است. این موضوع توسط نمودارهای هارکر اکسیدهای عناصر اصلی، فرعی و کمیاب و ... فصل چهارم (ژئوشیمی) تأیید میگردد.

Irvine & Baragar
 Volcanic arcs granites

3 - Villaseca et al



شکل ۵–۱۳- نمودار (ویلاسکا و همکاران، ۱۹۹۸) جهت تعیین نوع سنگ منشاء تودههای گرانیتوئیدی چاه سـالار و ششتمد.

۵-۷- مقایسه گرانیتوئید منطقه مورد مطالعه با گرانیتوئید همراه با افیولیتهای واردار ( در محدوده صربستان، مقدونیه و شمال یونان).

در اینجا سعی می کنیم به منظور تأیید نتایج بدست آمده، ویژگیهای ژئوشیمیایی تودهای گرانیتوئیدی مورد مطالعه را با نمونههای گرانیتوئیدی بارز نوع جزایر قوسی مقایسه کنیم. بنابراین، از نتایج آنالیز شیمیایی گرانیتوئیدهای همراه با افیولیتهای واردار (در محدوده صربستان، مقدونیه و شمال یونان) (سریک<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۸) استفاده کردیم (نتایج آنالیز شیمیایی این توده در پیوست آورده شده است). در رده بندی ژئوشیمیایی طیفترکیب سنگشناسی این توده گرانیتوئیدی، دیوریت، کوارتزدیوریت (نمونههای حد واسط) و گرانیت- گرانودیوریت (نمونههای فلسیک) را شامل میشود. این توده گرانیتوئیدی در زمره گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی(VAG) قرار می گیرند.

الگوی تغییرات عناصر خاکی نادر توده گرانیتوئیدی ششتمد با گرانیتوئیدی همراه با افیولیتهای واردار (صربستان ، مقدونیه و شمال یونان) (شکلهای ۵-۱۴ الف و ب) مقایسه شدهاند و به نحوجالب توجهی الگوهای تغییرات عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت موارد مقایسه شده از همسانی و یکنواختی بسیار بارزی برخوردار هستند.



شکل ۵-۱۴- نمودار های عنکبوتی رسم شده برای توده گرانیتوئیدی ششتمد.و گرانیتوئید همراه با افیولیت وارادر. الف- نمودارعنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک دونف، ۱۹۸۹). ب- نمودار عناصر خاکی نادر بهنجارشده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴). - علائم استفاده شده برای نمونههای سنگی گرانیتوئید همراه افیولیتهای وارادر عبارتند از: ۲ دیوریت- کوارتزدیوریت ۲ گرانیت- گرانودیوریت

۵–۸– نتایج بدست آمده از مقایسه تودههای گرانیتوئیدی شـشتمد، چـاه سـالار و گرانیتوئیـد همـراه افیولیتهای وارادر.

۵- بر اساس نمودارهای متمایز کننده محیطهای تکتونیکی گرانیتوئیدها، این تودهها گرانیتوئیدی از نوع IAG و VAG می باشد.

۶-این تودهها میتوانند از ذوب گوشته اقیانوسی فرورونده (که در حد رخساره آمفیبولیت دگرگون

می شود) و یا متاسوماتیسم گوشته بالایی به وجود آمده باشند.

# ۵-۹- خلاصه مطالب فصل پنجم

ویژگیهای ژئوشیمیایی، همگی حاکی از آنست که این توده گرانیتوئیدی دارای منشاء ماگمایی
 است و در زمره گرانیتوئیدهای نوع I سری مگنتیت قرار میگیرد.
 جایگاه تکتونیکی گرانیتوئید مورد مطالعه از نوع گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی (VAG) و جزایر قوسی(IAG) و حایگاه تکتونیکی گرانیتوئید مورد مطالعه از نوع گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی (VAG) و مزایر قوسی(IAG) و حامل فرورانش یک ورقه اقیانوسی به زیر یک ورقه اقیانوسی دیگر میباشند.
 ماگمای سازنده توده ششتمد از گوه گوشتهای متاسوماتیسمشده یا ورقه اقیانوسی فرورونده دارای ترکیب آمفیبولیتی (متابازیت) نشأت گرفته است.



## ۶-۱- نتیجه گیری نهایی

با توجه به مطالعات صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنتیکی بر روی سنگهای گرانیتوئیدی ششتمد مهمترین نتایج حاصله عبارتست از:

۱- طیف سنگشناسی توده ششتمد را گابرودیوریت، دیوریت، گرانودیوریت، گرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیت تشکیل میدهد. با رسم نمودارهای نامگذاری نورم و شیمیایی نیز این ترکیبهای سنگی در منطقه تأیید میشود. آلکالی فلدسپار گرانیتها به صورت رگه و رگچههای صورتی رنگ و کم ضخامت گرانیت وگرانودیوریتها را قطع میکنند.

۲- ترکیب کلی کانی شناسی سنگهای نامبرده، هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز، اوژیت، کوارتز، فلدسپار
 پتاسیم (ارتوکلاز) ، اسفن، مگنتیت، تیتانومگنتیت، آلانیت و ... را شامل می شود .

۳- سنگهای گرانودیوریت مهمترین سازنده بخش فلسیک توده نفوذی ششتمد میباشند و کانیهای سازنده اصلی این سنگها، پلاژیوکلاز، کوارتز، ارتوکلاز و هورنبلند سبز میباشد.

۴- در سنگهای گرانیتی، پلاژیوکلاز، کوارتز، ارتوکلاز و هورنبلندسبز، کانیهای اصلی گرانیتها را تشکیل میدهند. این سنگها بافتهای گرانولار، گرافیکی، میرمکیتی و پورفیروئیدی نشان میدهند. آلانیت و اسفن کانیهای فرعی موجود در سنگهای گرانیتی هستند.

۵- حضور آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک موجود در سنگهای گرانیتی – گرانودیوریتی، ارتباط و خویشاوندی نزدیک آنها را با سنگهای مافیک منطقه مورد مطالعه (سنگهای دیوریتی – گابرودیوریتی) تأیید میکند.

۶- حضور اسفن و آلانیت اولیه در گرانیتها، وجود هورنبلندسبز در سنگهای منطقه مورد مطالعه و ادخالهایی از آپاتیت در آنها (مخصوصاً دیوریتها – گابرودیوریتها و گرانودیوریتها)، فراوانی مگنتیت و تیتانومگنتیت در تمامی ترکیبات سنگی و فقدان مسکویت و فقدان کانیهای دگرگونی از قبیل گارنت، آندالوزیت، سیلیمانیت و کیانیت، بیانگر نوع I بودن توده گرانیتوئیدی جنوب شـشتمد میباشد.

۷- در نمودارهای تغییرات جفت عناصر ناسازگار (U/Th, Hf/Zr, Ce/Zr, Ce/Hf, Th/Zr)، روند خطی مثبت و نمودار عناصر سازگار در مقابل ناسازگار (Sc/Hf,Co/Zr,Sc/Rb) روند منفی نشان میدهند که بیانگر نقش تبلور تفریقی در تشکیل سنگهای سازنده توده گرانیتوئید ششتمد است.

۸- در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریتها و گوشته اولیه، عناصر خاکی نادر سـبک دارای غنیشدگی بیشتری نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین میباشند

۹- نمونههای منطقه مورد مطالعه دارای ماهیت کالکآلکالن و متاآلومین هستند.

۰۱۰ ویژگیهای ژئوشیمیایی، همگی حاکی از آنست که این توده گرانیتوئیدی دارای منشاء ماگمایی است و در زمره گرانیتوئیدهای نوع I سری مگنتیت قرار می گیرد.

۱۱- جایگاه تکتونیکی گرانیتوئید مورد مطالعه از نوع گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی (VAG) و جزایر قوسی(IAG) و حاصل فرورانش یک ورقه اقیانوسی به زیر یک ورقه اقیانوسی دیگر میباشند. ۱۲- ماگمای سازنده توده ششتمد از گوه گوشتهای متاسوماتیسمشده یا ورقه اقیانوسی فرورونده دارای ترکیب آمفیبولیتی (متابازیت) نشأت گرفته است.

### ۲-۶- پیشنهادات

- از آنجائی که سن رادیومتری این توده مشخص نیست پیشنهاد می شود با استفاده از روشهای مناسب نظیر روبیدیم- استرانسیوم سن سنجی دقیق بر روی کانیها و سنگ کل صورت گیرد.

فهرست منابع

منابع فارسى:

- ادهمی، ف. (۱۳۷۶). پتروگرافی و پترولوژی افیولیتهای باغجر (سبزوار)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران .

- آقانباتی، ع. (۱۳۸۳). زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۲۰ صفحه.

- افتخارنژاد, و همکاران (۱۹۷۶). نقشه زمینشناسی ۱:۲۵۰۰۰ کاشمر, انتشارات سازمان زمین-شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- ایدون، م. ( ۱۳۶۹). مطالعه پتروگرافی نوار افیولیتی شمال سبزوار، دانشگاه شهید چمران اهواز، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی، ۱۳۷ صفحه.

- ایزدپناه، پ.(۱۳۷۷). بررسی دورسنجی محدوده ورقه ۱:۱۰۰۰۰ سبزوار، ۳۵ صفحه.

- بازوبندی، م (۱۳۷۲). مطالعه پتروگرافی و پترولوژی مجموعه دگرگونی سلطان آباد در ارتباط با مجموعه افیولیت ملانژ سبزوار، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.

- بغدادی، ا. (۱۳۷۹). ویژگیهای ژئوشیمیایی و پترولوژی در تعیین موقعیت ولکانیکهای فرومد (شمال غرب سبزوار)، ۳۵ صفحه.

- تقوی پور، ش؛ شیر کوند، م. قناد، ع؛ دزفولی، ف؛ ظهرابزاده، م. ایزدبان فر، ا. (۱۳۶۹). پتروگرافی نوار افیولیتی سبزوار - فرومد، ۱۶۷ صفحه.

- چنانی، ح؛ سعدونی، ج؛ کریمی، م؛ ر، مالگرد، ش. (۱۳۶۹). زمین شناسی و سنگ شناسی محدوده افیولیتی ناحیه سبزوار، دانشگاه شهید چمران اهواز، ۱۱۱ صفحه.

- حمزهپور، ب (۱۳۷۹). مختصری راجع به زمین شناسی نیمه جنوبی چهارگوش سبزوار، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۳۵ صفحه.

- سازونوف.و.ن، (۱۹۸۹)، تشکیلات لیستونیتی و بریزیتی ( شرایط زمین شناسی و فیزوکوشیمیائی تشکیل آنها )، کنفرانس بین المللی زمین شناسی واشنگتن، صفحه ۱۵۱–۱۶۰ در عابدی .آ، (۱۳۷۶) پایان نامه کارشناسی ارشد. " مطا لعات ژئو شیمیائی به منظور ارائه مدل اکتشافی روی لیستونیتهای منطقه سهیل آباد، جنوب شرق بیرجند"، دانشگاه تربیت معلم تهران. - سودیشعار، م (۱۳۷۵). بررسی پتانسیلیابی کرومیت و بررسی افیولیت سیاه کوه (شمال غرب سبزوار)، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران .

– صادقیان، م؛ قاسمی، ح؛ فارسی، ز؛ خانعلیزاده، ر. (۱۳۸۶). پترولوژی و ژئوشیمی توده های آذرین بعد از ائوسن نوار افیولیتی سبزوار، یازدهمین گردهمایی انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد.

- شلی، د . (۱۳۷۴) بررسی میکوسکوپی سنگهای آذرین و دگرگونی (ترجمه علی آسیابانها)،انتشارات دانشگاه بین المللی امام خمینی (ره)،۶۳۰ص.

صادقیان، م؛ قاسمی، ح؛ فارسی، ز. (۱۳۸۶). پتروژنز توده گرانیتوئیدی چاه سالار (جنوبغرب
 نیشابور). مقاله علمی پژوهشی، سازمان زمین شناسی کشور (در دست چاپ).

فارسی، ز. (۱۳۸۶). پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی چاه سالار (جنوب غرب نیشابور)، پایان
 نامه کارشناسی، دانشگاه صنعتی شاهرود، دانشکده علوم زمین.

- کری، ف؛ واین، ف (۱۹۹۶). زمین ساخت جهانی (ترجمه جمـشید حـسن زاده و سـروش مـدبری)، انتشارات دانشگاه تهران (۱۳۸۴)، ۵۴۷ص.

- کریم پور، م. ح؛ سعادت، س. (۱۳۸۴). مطالعه و بررسی پتانسیلهای معدنی و تعیین اولویتهای اکتشافی با استفاده از دادههای ماهوارهای، آلتراسیون، ژئوشیمی و ژئوفیزیک در محدوده ورقه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ششتمد، مرکز تحقیقات ذخایر معدنی شرق ایران.

- گوهرشاهی، ر. (۱۳۸۰). پترولوژی، ژئوشیمی و تکتونیک توده گرانیتوئیدی مجاور کوه میش واقع در جنوب سبزوار، دانشگاه تربیت معلم، دانشکده علوم، ۱۵۴ صفحه.

- مجیدی، ج. (۱۳۷۸). نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ سبزوار، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

مجیدی شهر کردی، ع؛ فرهادی، ق. (۱۳۶۹). مطالعه پتروگرافی نوار افیولیتی شمال سبزوار، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید چمران اهواز.
مصلحی، ز. (۱۳۸۳). کانی شناسی و پترولوژی رودنژیت های بخشی از افیولیتهای سبزوار (مناطق باغجر و سلیمانیه)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، دانشکده علوم زمین.
میسون، ب؛ مر، ب. ک. (۱۳۷۱). اصول ژئوشیمی (ترجمه مر، ف. و شرفی، ع. ۱.)، انتشارات دانشگاه شیراز، ۲ جلد، ۲۶ صیری مر، ف. و کرابردهای آن، انتشارات دانشگاه میراز، ۲ جلد، ۲۶ ص.
درویش زاده، ع. (۱۳۷۹). پترولوژی تجربی و کاربردهای آن، انتشارات دانشگاه تهران، ۳۵ ص.
درویش زاده، ع. (۱۳۷۶). پترولوژی تجربی و کاربردهای آن، انتشارات دانشگاه تهران، ۳۵ ص.
درویش زاده، ع. (۱۳۷۶). پترولوژی تجربی و کاربردهای آن، انتشارات دانشگاه تهران، ۳۵ ص.

- نقشه رمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ توسط شرکت ملی نفت (۱۹۷۰). - نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه ششتمد توسط جعفریان و جلالی (۱۳۷۵) - نبوی، م. (۱۳۵۵). دیباچهای بر زمینشناسی ایران، انتشارات سازمان زمینشناسی ایران .

منابع لاتين

- Abdollah, S.A., Said, A.A., Visona, D. (1998). (New geochemical and petrographic data on the gabbro-syenite suite between Hargeysa and Bberbera Shiikh (north Somalia). J. of Aferican Earth sciences, Vol, 23, No.3. pp303-373.

- Abdol Rahman, A.M. (1990). Petrology of early-orogenic diorite, tonalities and post orogenic trondhjemites in Nubian shield Journal Petrology 31, 1285-1312

- Alavi Tehrani, N. (1975). On the metamorphism in the ophiolitic rock in the Sabzevar Region (NE-Iran), Report presented Tehran Symposium on the Geodynamics of Southwest Asia.

- Alavi Tehrani, N. (1976). Geology and petrography in the ophiolite range NW of Sabzevar (Khorasan-Iran) with special regard to metamorphism and genetic relation to Iranian ophiolite suite, report No, pp 567-599.

- Alavi Tehrani, M. (1977). Sedimentary and structural characteristics of the PaleoTethys remnants in northeastern Iran. Geol. Soc. of Amer Bull, Vol. 103, PP. 983-992.

Alavi, M. (1991) Sedimentary and structural characteristics of the Paleo- Tethys remnants in northeastern Iran. Geol. Soc. Of Amer. Bull. V. 103, PP. 983-992.

- Atherton, M.P., Petford, N. (1993). Generation of sodium rich magmas from newly under plated basaltic crust. Earth and Planetary Science Letters, vol. 192, PP. 561–570.

- Altherr, R., Hall, A., Henger, E., langer, Kreuzer, H. (2002). *High potassium, calc-alkaline I-type plutonism the Euro peanvariscides Northern Vosges (France) and Northern Schwarzwald (Germany). Lithos, 50, pp: 51-73.* 

- Attoh, K., Evans, M.J., and Bickford, M.E. (2006). Geochemistry of an ultramaficrodingite rock association in the Paleoproterozoic Dixcove greenstone belt, southwestern Ghana, *Journal of African Earth Sciences* **45** (2006), pp. 333–346

Bai, W.J., Zhou, M.F., Hu, X.F., Cai, Y.C., and. Zheng, X.H. (1993). *Mafic-ultramafic Magmatism and Tectonic Evolution of the North China Craton, Seismology Press, Beijing (1993) 294 pp. (in Chinese with English abstract).* 

- Best, M. (2003). Igneous and metamorphic petrology, Black wcii scienceita. Pub.

- Chappell, B.W., White. A.J.R. (1974). *Two contrasting granite types pacific geology, vol.8,173-174.* 

- Chappell, B.W. & white, A.J.R. (1992). *I- and S- type granites in lachland fold belt: Trans R., SOC. Edinb earth sci. 83, P. 1-26.* 

- Chappell, B.W., White. A.J.R. (2001). Two contrasting granite types. 25 years later, austramin. Journal of eart sciences. 48. pp. 48. pp. 489-499.

- Clark, D. B. (1992). granitiod rocks. Champan & hall. Pub.

- Castillo, P.R., Rigby, S.J., and Solidum, R.U. (2006). Origin of high field strength element enrichment in volcanic arcs: geochemical evidence from the Sulu Arc, Southern Philippines, Lithos, 1552, 44 p.

- Coleman, R.G. (1977). Ophiolites, Spreading verlay Berlin. Heidel bery. 229 pp.

Condie, K.C. (1989). Plate tectonic and crustal evolution. Pergamon Press., 476p.

- Cox, K.G., Bell, J.D., and Pankhurst, R.J. (1979). The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin., 450p.

**-Debon, F., Lofort, D. (1983).** A chemical mineralogical classification of plutonic roks and associations. Earth science. 73. PP.135-149.

- De La Roche, H., Leterrier, J., Grande Claude, P., and Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses its relationship and current nomenclature. Chem. Geol., 29, 183-210.

- Didier, J. (1987). Contribution of enclaves studies to the understanding of origion and evolution of granitic magmas. Geol. Rundsh 76, 41-50.

- Didier, J., Barbarin, B. (1991). The different types of enclaves in granites- in : J, Barbarin, B.(Eds.O, Enclaves and granite Petrology. Developments in petrology, 13 Elsevier, Amsterdam, pp. 19-23.

- Duke, J.M. (1988). Magmatic deposits in Roberts, R,G and sheyhan, P,A. (eds), ore deposit models, Geosciene Canada, Reprit seris 3,P. 133-143.

- Frost, B. R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, Fllis, D.J., Frost, C.D. (2001). *A geochemical Classification for Granitic Rocks. Journal of Petrology*, 42, 2033-2048.

- Froster, H. (1968). Associations of volcanic rocks in the mountain South of Sabzevar (NE-Iran), international geological congress, vol. 2, PP 197-212.

- Furnes, H., El- Sayede, M., Khalili, S.O. (1996). Pan- African magmatism in the wadi- El- imra district, central desert, Eggept: geochemistry & tectonic environments. Jon, Geo. Soc. Vol 153.

- Gill, J.B. (1981). Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Berlin, Springer-Verlag, 358p.

- Harker, A. (1909). The natural history of igneous rocks. Methuen & co.London.

- Harris, N.B.W., Pearrce, J. A., A., Tindle, A.G. (1986). Geochemi calcharacteristic of collision-zone magmatism. In: coward, M.P., Ries, A.C. (Eds.), collision Tectonice. Geological society London special publication 19, pp. 67-81.

- Hawkesworth, C.J., Hergt, J.M., Ellam, R.M., and McDermott, F. (1991). *Element fluxes associated with subduction related magmatism. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, 335, 393-405.* 

- Hibbard, M.J. (1995). Petrography to petrogenessis. Prentice Hall. 587. pp

- Hyndman, D.W. (1985). Petrology of igneous and metamorphic rocks. Donnelly company pub.

- Harris, N. B. W., Pearrce, J. A., A., Tindle, A.G. (1986). Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M. P., Ries, A. C. (eds.), collision tectonics. Spec. Publ. Geol. Soc., 19, 67-81.

- Hansen, J., Skjerlie, K. P., Pedersen, R. B., De La Rosa, J. (2002). Crustal melting in the lower parts of island arcs: an example from the Bremanger Granitoid Complex, west Norwegian Caledonides, Contribution to\_mineralogy and petrology, 143, 316 – 335.

- Ishihara, S. (1977). The magnetite- series and ilmenite granitic rocks. Mining Geology, 27, 293-305.

- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A. (1971). A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. Sci., 8, 523-548.

- Kuno, H. (1968). Differentiation of basalt magmas. In: Hess H.H. and polderraat A.(eds.), Basalts: The poldervaat treatise on rocks of basaltic composition, Vol. 2. Interscience, Newyork, PP. 623-688.

- Lidenberg, H.G., jacobshagen, v. (1983). post Paleozoic geology of the taknar – zone and adjacent area NE Iran Khorasan . GSI Rep . No,51,p. 145.163.

- Loiselle, M. C., and Wones, D. R., (1979). Characteristics and origin of anorogenic graniles. Geol. Soc. Abstr. Programs, 11: 468.

- Mason, B., Moor, C.B. (1989). Principle of geochemicemistry.pp 536.

- Maniar, P.D., and Picooli, P.M. (1989). *Tectonic discrimination of granitoids, Geo.* Soc. of Am. Bull., Vol. 101, P. 635 – 643. - Middlemost E.A.K., 1985, Magmas and magmatic roks. An introduction to igneous petrology. Longman Grop U.K., PP.73-86.

- Middlemost, E.A.K. (1989). Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. Chem. Geol., 77, 19-26.

- Nakamura, M., and Shimakita, S. (1998). Dissolution origin and syn-entrapment compositional change of melt inclusion in plagioclase. Earth and Planetary Science Letters, 161, 119-133.

Ni, Z.Y. (2002). Retrograded eclogites, rodingites and metamorphic peridotites and their geotectonic significance in the northern margin of the North China craton, Hebei

Ni Z.Y., Zhai, M.G., Zhao, T.P., and Zhou, L. (2005). Petrology of rodingites and their petrogenetical significance, *Advance in Earth Sciences* 20 (2005), pp. 407–413 (in Chinese with English abstract).

- Nicolac, A. (1989). Structures of offiolites and dynamics of oceanic Lithosphere, pp, 367.

Province, China. Post-doctoral thesis, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing. 96 p. (in Chinese with English abstract).

**Z.Y. Ni, M.G. Zhai, T.P. (2005).** *Zhao and L. Zhou, Petrology of rodingites and their petrogenetical significance, Advance in Earth Sciences* **20** (2005), pp. 407–413 (in *Chinese with English abstract*).

-Oconnor, J.T. (1965). A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar reaction. Us. Geol. Sur. Prof., paper 522: PP49-84.

- O'Hanley, D.S. (1996). serpantin: Record of Tectonic and Petro-logicol History. Oxford Univ. Press, Nev York, pp. 1-277.

- Pearce, J.A., Harris, B.W., Ttindle, A. G. (1984). Trace element of iseriminant diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of petrology. 25. PP. 956-983.

- Pearce, J.A., Kempton, P.D., Nowell, G.M., and Noble, S.R. (1999). *Hf-Nd element* and isotope perspective on the nature and provenance of mantle and subduction components in western Pacific arc-basin systems. Journal of Petrology, 40, 1579-1611.

- Rahgoshay, M.S., H. (2002). The Nain's ophiolite as an indicator of a paleo-Tethys segment in Central Iran, J. of Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, vol.9, pp. 45-52.

- Rowilnson, H.R. (1993). using geochemical data: Evalusion, presentation, And interpretation: Exess, England, Longman scientific and The chemical, 325 pp.

- Rogers, J.J.W., and Rayland, P.C. (1980). Trace elements in continental margine magmatism. Part I. Geol. Soc. Am. Bull, 91, 196-198.

- Šarić, K., Cvetković, V., Romer, R. L., Christofides, G., Koroneos, A. (2008). Granitoids associated with East Vardar ophiolites (Serbia, F.Y.R. of Macedonia and northern Greece): Origin, evolution and geodynamic significance inferred from major and trace element data and Sr–Nd–Pb isotopes, Lithos, in press.

- Saunders, A.D., Storey, M., Kent, R., Norry, M.J. (1992). Consequences of plumlithosphere interactions. In: Storey, B.C., Alabaster, T., Pankhurst, R.J. (Eds.), Magmatism and the Causes of Continental Break-up, Geological Society of London Special Publication 68, pp. 41–60.

- Shand, S.J. (1949). Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to depsits. Thomas Murby and co., London 488pp.

Shally, D. (1993). Igneous and metamorphic rocks under microscopi classification.
 Features microstructures and mineral pereferred orientations. Chapman & Hall, Londan, 405 ppp.

- Shtreckeisen, A., LeMaitre, R. (1979). A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks. Neues jahrb. Mineral. Abh.136,169-206.

Shojaat, B., Hassanipak, A. A., Mobasher, K., Ghazi, A. M.. (2003). Petrology, Geochemistry and tectonics of the Sabzevar Ophiolite, North Central Iran,. Jorunal of Asian Earth Sciences, 1-15.

- Slagstand, T. (2003). Geochemictry of trondhjemites and mafic rocks in Bymarka ophiolite fragment. Trondhjem Norway: petrogenesis and tectonic implaction. Norwegian jornal of geology, Vol. 83, pp. 167-185.

- Spies, O., Lencsh, G., and Mihm A. (1980). Geochemistry of the post – ophiolitic tertiary volcanics between Sabzevar and Guchan / NE – Iran. Internal report of geological and mining exploration of Iran, 248-263.

- Stoplet E., & Newman, S. (1994). The role of water in the petrogenesis of Mariyana Trough magma. Earth planet: Sci. Lett. 121, 293-325.

- Sun, S.S., and Mc Donough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. and Norry, M.J. (eds), Magmatism in oceanic basins. Geol. Soc. London. Spec. Pub., 42, 313-345.

- Sylvester, P.J. (1989). Post collsional alkalinegranites. J. Geol. 97, PP. 261-280.

-Takahashi, M., Aramaki, SH., Ishihara, SH. (1981). Magnetite-series/Ilimentseries. I-type granitoids. Mining gology specialissue. No. 8. PP. 13-28.

- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Dickin, A.P., Gibson, I.L., Harmon, R.S. (1986). Two contrasting styles of interaction between basic magmas and continental crust in the British Tertiary Volcanic Province. Journal of Geophysical Research 91, 5985–5997.

- Thoronton, C.P., and Tattle, O.F. (1960). Chemistry of igneous rocks: Differentiation Index, Am.J. Sci., v258.664-684.

- Thoronton, C.P., and Tattle. O. F. (1960). Chemistry of igneous rocks: Differentiation index, Am. Sci., v258. 664-684

- Ucurum, A., Larson, L.T. (2004). Geology, base-Precious metal concentration and genesis of the silica-carbonate alteration (listwaenites) from late cretaceoux ophiolitic mélanges at central east Turkey.

- Villaseca, C., Barbero, L., & Heneros, V. (1998). A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. Transactions of the Royal Society of Edinburge, Earth Sciences, 89, 113-119.

- White, A.J.R., & chappell, B.W. (1977). Ultrametamorphism and granitoid genesis: *Tectonophysics*, 43, P. 7-22.

- Wilson, M. (1989). Igneous petrogenesis a global tectonic approach. Unwin Hyman Ltd., London, 466p.

- Whalen, J.B., Currie, K.L.B.W. (1987). *A-type granite: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contib. Mineral. Petrol.*, 95.407-419.

-Woodhead, J., Eggins, S., and Gamble, J. (1993). High field strength and transition element systematics in island and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase extraction and a depleted mantle wedge. Earth and Planetary Science Letters, 114, 491-504.

پيوست

- نتایج ژئوشیمی عناصر اصلی، مقادیر نورماتیو کانیهای سازنده و همچنین عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه های توده نفوذی چاهسالار، فارسی (۱۳۸۶)، جدول ۱ تا ۴.

1	۱	)	
l	'	J	

شماره نمونهها	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5	S-6	S-7	S-8	S-9	S-10
نام سنگ	Di	Di	Di	Di-Qdi	Di-Qdi	Di-Qdi	Di-Qdi	Di-Qdi	Qdı- Grd	Qdı- Grd
SiO <sub>2</sub>	43,65	46,51	46,53	49,40	50,35	51,17	53,25	53,85	57,01	59,04
$Al_2O_3$	20,88	16,84	19,85	17,83	20,58	16,74	21,67	16,00	17,56	17,42
FeO	8,13	6,12	7,16	4,81	5,42	4,85	4,68	5,37	4,69	3,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,48	3,93	4,26	3,56	3,89	3,52	3,18	3,58	3,63	3,15
MgO	6,18	10,62	6,47	8,60	4,76	8,09	4,41	7,64	3,56	3,63
CaO	12,72	10,24	11,44	9,19	9,34	9,29	8,09	8,92	7,31	6,62
Na <sub>2</sub> O	2,22	3,29	2,60	3,67	4,14	3,48	3,59	3,20	3,36	3,76
$K_2O$	0,17	0,51	0,36	1,10	0,42	1,10	0,22	0,45	1,54	1,56
TiO <sub>2</sub>	1,12	1,63	0,96	1,33	0,76	1,15	0,64	0,68	0,87	0,74
$P_2O_5$	0,27	0,12	0,18	0,33	0,19	0,43	0,14	0,11	0,33	0,15
MnO	0,16	0,13	0,19	0,16	0,14	0,13	0,13	0,17	0,13	0,14
$Cr_2O_3$	0,00	0,04	0,00	0,02	0,00	0,05	0,00	0,03	0,00	0,00
L.O.I.	1,20	2,50	1,50	3,60	1,60	1,90	2,40	2,20	1,40	1,00
An%	78,28	61,28	65,92	51,35	50,95	47,64	56,38	50,85	49,89	45,01
Q	0	0	0	0	0	0	6,533	3,971	16,398	17,499
С	0	0	0	0	0	0	1,164	0	0	0
Or	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ab	11,799	18,277	17,049	26,94	32,881	29,424	30,345	27,037	28,409	31,831
An	46,505	29,643	41,426	28,912	36,36	26,791	39,221	27,975	28,284	26,057
Wo	0	0	0	0	0	0	0	0	1,328	1,664
Mt	6,491	5,701	6,176	5,155	5,643	5,108	4,615	5,191	5,258	4,57
11	2,119	3,1	1,816	2,524	1,448	2,191	1,207	1,284	1,658	1,403
Ap	0,648	0,292	0,434	0,787	0,457	1,015	0,34	0,267	0,793	0,359
Bi	1,573	4,491	3,221	9,601	3,758	9,654	1,938	3,998	13,922	13,894
Но	23,106	30,655	21,735	21,542	13,291	24,189	0	23,056	3,962	2,726

(	۲	)	
L		,	

_	شماره نمونهها	S-11	S-12	S-13	S-14	S-15	S-16	S-17	S-18	S-19
_	نام سنگ	Qdi-Grd	Grd	Gr	Gr	TAn	TAn	TAn	TAn	TAn
	$SiO_2$	64,72	71,96	75,65	76,23	54,73	56,47	60,24	60,81	62,73
	$Al_2O_3$	18,84	14,12	14,12	13,72	19,50	17,03	18,34	16,01	15,83
	FeO	0,94	1,59	0,27	0,35	4,69	3,05	2,48	2,10	1,70
	$Fe_2O_3$	0,97	1,81	0,36	0,45	3,30	2,94	2,45	2,15	1,84
	MgO	1,31	1,05	0,09	0,12	3,49	4,05	2,10	3,63	2,97
	CaO	5,05	1,45	0,50	0,86	7,56	6,42	6,10	5,67	5,33
	Na <sub>2</sub> O	6,71	5,04	3,37	3,40	4,08	5,67	6,33	4,85	4,95
	$K_2O$	0,28	2,39	5,50	4,73	1,50	2,99	0,25	3,56	3,62
	$TiO_2$	0,83	0,43	0,08	0,10	0,72	0,70	1,13	0,72	0,59
	$P_2O_5$	0,3	0,10	0,02	0,02	0,30	0,58	0,49	0,43	0,38
	MnO	0,05	0,06	0,03	0,01	0,15	0,09	0,08	0,04	0,04
	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01
	L.O.I.	2,90	1,70	0,60	0,50	3,80	3,20	3,70	1,20	2,50
	An%	26,52	13,24	7,66	12,63	46,87	22,61	28,1	21,7	19,71
	Q	14.154	30,669	33,991	36,563	8.934	3.368	9.068	11.027	12.682
	С	0.00	0,856	1,766	1,483	0	0	0	0	0
	Or	0.00	11,139	32,203	27,599	0	6.836	0	12.009	14.089
	Ab	56.775	42,645	28,496	28,74	34.52.00	47.935	53.526	41.048	41.875
	An	20.459	6,508	2,362	4,156	30.456	12.188	20.917	11.373	10.280
	Wo	0.418	0	0	0	0,543056	6.630	0	5.840	5.710
	Mt	0.786	2,623	0,526	0,652	4.781	4.262	3.549	3.120	2.671
	Il	1.577	0,813	0,153	0,191	1.365	1.338	2.155	1.369	1.112
	Ap	0.711	0,241	0,048	0,048	0	01.37	1.158	1.010	00.09
	Bi	2.374	4,505	0,449	0,563	13.620	16.088	2.170	13.202	10.684
	Но	2.330	0	0	0	4.832	0	6.889	0	0

شما ر ہ										
ممونـه- ها	S-1	S-2	S-3	S-4	S-5	S-6	S-7	S-8	S-9	S-10
نام سنگ	Di	Di	Di	Di-Qdi	Di-Qdi	Di-Qdi	Di-Qdi	Di-Qdi	Qdi- Grd	Qdi- Grd
Ni	5.5	26.5	4.1	76.5	3.9	33.7	5.9	15.4	7.7	5.8
Sc	43,00	50,00	43,00	19,00	34	26,00	27,00	33,00	26,00	22,00
Ba	26,70	114,70	51,30	164,00	73,1	220,40	45,90	86,70	238,00	143,90
Co	33,80	42,70	33,30	32,30	23,9	31,60	21,40	29,90	21,00	17,70
Cs	<.1	0,10	0,10	0,10	<.1	0,10	0,30	0,10	0,60	0,60
Ga	19,90	16,40	18,80	15,20	18,6	16,60	17,50	13,40	16,30	16,00
Hf	1,40	3,00	1,80	3,30	3,2	4,00	1,40	1,60	3,60	3,10
Nb	1,50	6,90	2,70	19,40	2	16,20	1,30	0,90	5,30	16,50
Rb	0,80	2,80	1,70	10,50	2,5	11,60	1,10	4,00	29,00	37,30
Sr	516,40	340,50	462,80	611,70	476,2	873,20	461,70	323,70	402,30	268,80
Та	<.1	0,40	0,10	1,20	0,2	1,00	0,10	<.1	0,30	2,80
Th	0,10	1,40	1,40	1,90	0,3	4,80	0,90	0,40	4,40	5,00
U	0,10	0,50	0,30	0,70	0,2	1,30	0,30	0,10	1,10	1,30
V	420,00	323,00	344,00	171,00	285	189,00	220,00	254,00	223,00	196,00
W	<.1	0,40	<.1	0,20	0,1	0,30	<.1	0,10	0,30	0,30
Zr	31,80	90,90	46,70	141,80	124,2	166,40	40,50	53,20	119,10	105,40
Y	33,10	22,30	36,40	22,40	27,4	19,20	16,70	14,00	29,90	29,50
La	3,70	8,00	8,00	16,90	7,2	29,60	5,20	3,80	14,70	13,90
Ce	14,20	19,40	25,20	38,10	16,6	74,20	14,10	10,50	38,90	36,20
Pr	2,59	2,73	3,92	4,28	2,78	8,54	2,04	1,50	5,21	4,63
Nd	14,80	12,20	18,40	17,20	12,7	30,00	9,40	7,10	22,50	17,40
Sm	4,60	3,30	5,20	3,70	3,7	5,40	2,50	2,00	5,00	4,10
Eu	1,19	1,13	1,32	1,39	1	1,71	0,78	0,75	1,26	1,02
Gd	5,44	3,99	5,96	3,87	4,38	4,46	2,71	2,25	4,97	4,20
Tb	1,08	0,74	1,11	0,73	0,81	0,69	0,50	0,44	0,98	0,81
Dy	5,67	4,04	6,19	3,95	4,55	3,54	2,59	2,25	5,18	4,48
Но	1,09	0,76	1,19	0,76	0,91	0,62	0,57	0,45	0,97	0,91
Er	3,34	2,26	3,76	2,21	2,95	1,87	1,78	1,51	3,07	2,96
Tm	0,49	0,31	0,57	0,34	0,44	0,28	0,27	0,22	0,46	0,48
Yb	2,74	1,85	3,26	2,10	2,61	1,61	1,65	1,41	2,78	2,78
Lu	0,43	0,31	0,49	3,40	0,42	0,26	0,27	0,23	0,44	0,48

									(۴)
شماره نمونهها	S-11	S-12	S-13	S-14	S-15	S-16	S-17	S-18	S-19
نام سنگ	Qdi- Grd	Grd	Gr	Gr	TAn	TAn	TAn	TAn	TAn
Ni	3.6	9.1	1.6	1.1	12.3	5.5	18.2	64.2	44.4
Sc	6	9,00	2,00	1,00	16,00	13,00	10,00	8,00	7,00
Ba	119,4	244,50	48,90	272,50	118,70	100,30	659,30	459,10	459,00
Co	5,1	5,80	0,80	1,00	18,80	9,20	18,10	15,30	12,70
Cs	0,1	0,40	4,50	0,70	1,20	0,10	1,70	1,60	1,30
Ga	15,8	11,70	10,00	9,50	17,30	16,70	20,10	19,10	17,50
Hf	6,4	4,60	2,60	3,30	2,60	7,40	3,70	3,00	3,00
Nb	10,7	4,00	8,30	3,90	3,10	12,50	6,30	6,70	6,30
Rb	1	23,70	137,70	93,10	37,50	0,90	49,50	49,50	49,70
Sr	462,7	174,50	20,60	70,50	472,30	457,60	1218,90	1535,40	1376,50
Та	0,6	0,30	1,10	0,60	0,10	0,90	0,30	0,30	0,40
Th	2,4	3,10	19,40	14,70	2,80	3,60	10,30	7,40	7,40
U	0,9	0,90	2,80	1,40	0,50	0,90	2,40	2,00	2,00
V	51	41,00	9,00	16,00	190,00	84,00	168,00	172,00	113,00
W	0,2	0,60	0,40	0,10	0,90	0,40	0,30	0,20	0,10
Zr	310,4	144,80	67,00	93,30	88,50	317,50	135,30	110,10	109,60
Y	25,4	27,40	14,10	11,20	18,10	36,10	14,50	6,10	5,60
La	19,1	11,90	17,90	14,10	13,20	24,60	37,70	29,20	26,10
Ce	44,5	29,70	36,80	26,90	32,90	62,10	83,00	65,20	58,40
Pr	5,2	3,96	3,64	2,63	4,36	7,25	9,32	7,44	6,59
Nd	21	16,20	11,60	8,10	18,20	28,20	35,70	27,40	23,90
Sm	4	4,10	2,10	1,40	4,00	6,00	6,50	4,30	3,60
Eu	1,27	0,92	0,13	0,27	1,26	1,64	1,82	1,09	0,94
Gd	4	4,22	1,65	1,23	3,41	6,01	4,78	2,54	2,31
Tb	0,76	0,83	0,38	0,26	0,62	1,13	0,69	0,32	0,30
Dy	4,15	4,53	1,95	1,43	3,16	6,13	2,80	1,19	1,12
Но	0,82	0,89	0,42	0,30	0,59	1,22	0,46	0,21	0,17
Er	2,61	2,81	1,47	1,11	1,76	3,68	1,30	0,52	0,46
Tm	0,42	0,46	0,26	0,23	0,29	0,59	0,18	0,08	0,07
Yb	2,67	2,83	1,73	1,44	1,68	3,62	1,08	0,43	0,39
Lu	0,45	0,45	0,30	0,24	0,27	0,61	0,17	0,06	0,05

- نتایج ژئوشیمی عناصر اصلی و همچنین عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه های گرانیتوئید همـراه با افیولیتهای واردار (در محدوده صربستان، مقدونیه و شمال یونان)، سریک (۲۰۰۸)، جدول ۵ تا ۱۰

									(۵)
Samples	Sd-1	Sd-2	Sd-3	Sd-4	Sd-5	Sd-6	Sd-7	Sd-8	Sd-9
SiO2	50.8	52.3	58.4	58.8	50	54.1	56.7	61.3	71.1
AI2O3	16.6	14.5	17.7	16.1	15	16.2	16.9	15.5	15
Fe2O3t	9.42	8.5	7.74	7.17	10.79	7.21	7.08	7.35	2.57
MgO	6.41	9.1	2.83	4.28	6.65	4.64	4.74	3.2	0.84
CaO	7.28	9.6	4.5	5.91	8.65	7.73	7.19	4.68	2.21
Na2O	3.72	2.56	3.1	2.8	4.06	3.57	3.43	3.55	3
K2O	2.2	0.42	2.64	1.04	0.66	1.62	1.11	1.95	3.27
TiO2	0.99	0.58	1.03	0.79	2.06	0.97	0.97	1.19	0.32
P2O5	0.17	0.13	0.27	0.27	0.28	0.26	0.27	0.21	0.07
MnO	0.18	0.18	0.12	0.12	0.16	0.13	0.11	0.12	0.04
Ni	12.3	46.3	4.8	22.9	22.2	68.3	55.6	35	7
Sc	1.7	1.6	1.2	0.3	0.3	1.6	2	0.5	0.2
Ва	359	81	572	536	72	396	405	1290	624
Ga	19.3	11.9	19.8	18.2	17.9	23.5	20.4	18.5	13.3
Hf	3.9	1.7	5.8	4.5	4.7	4.2	4	5.4	4.5
Nb	4	2	14	7	8	9	10	11	4
Rb	62	10	91	34	9	53	35	48	111
Sr	430	369	643	438	583	316	416	526	206
Та	0.7	0.2	1.5	0.5	0.5	0.7	0.9	0.9	0.5
Th	5	2.1	7.3	6.2	0.6	11	6.8	6.9	18.1
U	2.2	0.5	1.9	1.4	0.4	0.6	2.1	0.6	4.4
V	298	206	179	170	279	163	157	131	40
Zr	150	42	201	159	200	143	138	207	174
Y	21.9	17	41.8	19.7	44.2	40.9	31.1	17.2	7.6
La	15.6	10.5	30	22.3	12.4	29.3	22.9	25.4	22.1
Ce	36.9	29.2	79.9	48.2	36.3	84.3	54.9	58.1	41.1
Pr	4.96	3.72	9.82	5.36	4.87	10.39	6.64	6.39	3.87
Nd	22	15.9	40	20.7	23.9	43.6	29.1	24.7	11.4
Sm	4.3	3.6	8.6	4.4	6.1	8.4	6	4.2	1.9
Eu	1.18	1.03	1.69	1.03	1.88	1.2	1.31	1.44	0.68
Gd	4.36	3.34	7.35	4.03	7.16	6.77	5.67	3.51	1.4
Tb	0.69	0.55	1.29	0.67	1.29	1.21	1.01	0.57	0.22
Dy	4.05	2.99	7.11	3.65	7.22	6.52	5.22	3.05	1.17
Ho	0.79	0.6	1.41	0.7	1.49	1.26	1	0.56	0.25
Er	2.26	1.75	4.13	1.93	4.42	4.02	2.84	1.65	0.78
Tm	0.35	0.26	0.62	0.3	0.68	0.64	0.44	0.24	0.13
Yb	2.28	1.5	3.81	1.8	3.92	3.68	2.51	1.5	0.97
Lu	0.33	0.25	0.61	0.27	0.65	0.56	0.38	0.24	0.16

Samples	Sd-10	Sd-11	Sd-12	Sd-13	Sd-14	Sd-15	Sd-16	Sd-17	Sd-18
SiO2	73	76.3	73.5	73.9	75.2	71.3	72.8	74	75
AI2O3	15	14.1	13.4	14.5	14	17	16	14.4	14.4
Fe2O3t	2.38	0.61	1.81	2.09	0.95	1.3	1.17	1.84	1.44
MgO	0.47	0.08	0.38	0.29	0.34	0.64	0.28	0.57	0.24
CaO	0.89	0.23	1.08	1.77	0.29	0.64	1.46	1.49	0.37
Na2O	3.05	3.03	2.48	3.12	4.14	2.77	3.07	3.09	3.08
K2O	3.14	4.61	6.25	2.47	4.21	3.42	4.35	3.19	4.04
TiO2	0.37	0.12	0.22	0.36	0.18	0.24	0.16	0.23	0.23
P2O5	0.09	0.02	0.05	0.1	0.02	0.04	0.07	0.06	0.05
MnO	0.04	0.02	0.05	0.06	0.04	0.03	0.05	0.06	0.04
Ni	2.3	0.6	1.4	2.3	0.9	1.2	1.6	1	2.4
Sc	0.3	1.1	b.1	0.2	1.1	0.4	4.8	0.3	0.7
Ва	640	593	144	457	292	299	439	528	489
Ga	13.7	13	11.9	12.5	13.7	14.7	17.1	12.5	11.7
Hf	5.1	4.3	3.2	4.6	4.2	4.9	3.2	2.7	3.4
Nb	8	6	6	7	11.4	7	11	5	5
Rb	109	156	23	80	148	107	216	72	168
Sr	175	103	414	240	62	27	165	272	132
Та	0.9	0.8	0.8	0.7	1.2	0.7	1.8	0.6	0.6
Th	21.4	20.8	26.9	21.1	31.5	14.9	16.6	12.8	19.6
U	3	2.4	4.6	2.9	3.1	3.2	7.3	2.3	3
V	25	b5	11	25	b8	8	12	30	19
Zr	176	118	86	158	121	152	89	82	105
Y	19.3	15.5	11.8	16.2	14.4	17.6	11.8	13.7	12.2
La	29.1	48.3	12.9	29	24.1	33.9	21.8	18.6	24
Ce	55.5	91.6	24.6	56.2	50.8	68.8	43.3	37.6	49.4
Pr	6.29	9.46	2.44	6.16	4.93	7.1	4.48	3.85	5.01
Nd	22	29.8	7.9	20.9	17.3	23.6	15.4	13.2	17.2
Sm	4.1	5	1.5	3.6	2.7	4.2	3	2.5	2.9
Eu	0.77	0.67	0.46	0.83	0.37	0.78	0.51	0.67	0.59
Gd	3.31	3.33	1.29	2.71	2.03	3.06	2.23	2.26	2.31
Tb	0.58	0.54	0.26	0.47	0.39	0.53	0.38	0.39	0.41
Dy	3.19	2.76	1.64	2.61	2.19	2.96	2.14	2.06	2.19
Ho	0.63	0.49	0.36	0.55	0.47	0.62	0.38	0.43	0.45
Er	2.07	1.55	1.16	1.63	1.29	1.93	1.1	1.35	1.32
Tm	0.31	0.24	0.2	0.24	0.26	0.32	0.18	0.22	0.2
Yb	2.16	1.68	1.42	1.68	1.85	2.12	1.1	1.42	1.38
Lu	0.37	0.27	0.23	0.27	0.28	0.37	0.19	0.25	0.25

									( <sup>v</sup> )
Samples	Sd-19	Sd-20	Sd-21	Sd-22	Sd-23	Sd-24	Sd-25	Sd-26	Sd-27
SiO2	76.3	66.8	67.8	77.3	76.5	71.5	73	73.8	73.9
AI2O3	13.5	16.41	16.2	13.2	13.8	18.5	15.2	15.3	13.9
Fe2O3t	1.46	2.89	3.8	0.7	0.97	1.81	1.56	0.96	1.21
MgO	0.39	0.77	1.21	0.09	0.08	0.66	0.5	0.23	0.18
CaO	0.43	3.13	1.98	0.81	0.33	0.93	0.44	0.33	0.45
Na2O	3.13	2.81	2.97	3.08	2.97	3.6	3.15	2.85	3.98
K2O	3.58	3.97	3.53	3.49	4	2.14	4.92	4.06	4.56
TiO2	0.2	0.32	0.32	0.16	0.17	0.24	0.21	0.17	0.17
P2O5	0.05	0.12	0.13	0.02	0.02	0.1	0.09	0.05	0.06
MnO	0.04	0.06	0.08	0.03	0.03	0.05	0.05	0.04	0.03
Ni	1.9	1.2	5.3	0.4	0.6	9.8	11.9	4.2	4.4
Sc	0.8	2.5	1	0.5	0.8	0.2	1.4	5	2
Ba	536	1750	1240	456	489	189	502	400	434
Ga	11.5	15.3	16.4	9.5	11.6	21.7	15.9	14.2	18.9
Hf	3.1	3.6	3.6	2.9	3.2	4.5	3.7	3.6	4.6
Nb	8	9	10	3	4	17	16	15	18.2
Rb	105	136	125	128	149	18	175	160	160
Sr	142	688	776	74	55	154	93	108	89
Та	1.1	1	1.4	0.5	0.6	1.8	2.4	1.9	2.4
Th	13.4	16.9	16	20.4	21.9	24	14.5	14.3	16.7
U	5.7	4.8	5.6	5.6	5.8	2.5	6.3	6.1	8
V	11	38	50	b5	5	18	13	11	b8
Zr	92	130	111	87	88	127	100	94	108
Y	13.1	15.5	15.1	12	12.1	48.8	25.2	40.4	46.7
La	25.7	37.6	28.8	22.3	20.7	32	18.8	24.6	26.2
Ce	49.9	72.1	58.3	41.7	39.2	74.5	41.7	55.4	60.5
Pr	4.77	7.12	6.18	4.12	3.9	8.62	5.18	6.39	7.55
Nd	14.3	25.5	22	13.2	12.3	34.9	21	23.4	30.6
Sm	2.6	4	3.9	2.1	2	7.5	4.3	5.7	6.31
Eu	0.5	1.2	1.02	0.45	0.45	0.78	0.57	0.62	0.63
Gd	2.14	2.95	2.88	1.83	1.65	6.89	3.83	5.46	6.58
Tb	0.41	0.51	0.54	0.33	0.34	1.44	0.78	1.16	1.28
Dy	2.25	2.58	2.57	1.7	1.78	7.98	4.6	6.5	7.75
Ho	0.48	0.5	0.5	0.38	0.39	1.64	0.96	1.31	1.58
Er	1.39	1.56	1.47	1.18	1.3	5.1	2.91	4.11	4.64
Tm	0.2	0.25	0.24	0.21	0.2	0.84	0.49	0.59	0.74
Yb	1.56	1.66	1.51	1.4	1.49	5.9	3.33	4	4.83
Lu	0.23	0.31	0.26	0.26	0.28	0.95	0.55	0.61	0.67
									(^)
---------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------
Samples	Sd-28	Sd-29	Sd-30	Sd-31	Sd-32	Sd-33	Sd-34	Sd-35	Sd-36
SiO2	75.2	75.8	66.7	67.4	67.7	69.7	70.7	71.4	72.6
AI2O3	14.5	14.3	15.9	15.5	15.4	14.9	15.1	14.6	14.5
Fe2O3t	0.82	0.95	4.08	4.14	3.84	2.72	2.07	2.17	1.28
MgO	0.11	0.17	1.98	1.95	1.86	0.75	0.68	1.13	0.46
CaO	0.29	0.22	1.18	2.02	1.77	1.47	1.83	1.09	0.8
Na2O	3.17	3.22	3.08	3.21	3.23	3.53	3.57	2.75	3.57
K2O	4.38	3.9	3.89	3.77	3.95	5.11	4.64	5.18	5.47
TiO2	0.16	0.16	0.45	0.53	0.51	0.47	0.29	0.26	0.25
P2O5	0.06	0.05	0.13	0.2	0.19	0.22	0.15	0.11	0.07
MnO	0.04	0.04	0.07	0.07	0.07	0.04	0.04	0.04	0.02
Ni	3.4	2.8	24.1	23	18.3	1	2.5	12.3	3.1
Sc	1.2	1	3.6	2.8	4.5	3.6	5.9	4.2	5
Ва	419	332	561	635	691	519	424	724	479
Ga	13.5	13	20.1	19	17.9	23.4	19.9	15.3	19.4
Hf	3.6	3.2	4.3	4.5	4.1	7.6	4.2	3	4.6
Nb	14	13	13	12	13	18	14	8	14
Rb	164	164	131	127	135	281	238	155	249
Sr	78	50	157	202	221	125	156	119	126
Та	2.4	2.6	2.2	1.5	1.7	1.8	2.3	2	1.5
Th	15.3	12.3	12.7	12.2	15.9	64.1	29.3	10.3	41
U	6.3	8.2	4.8	5	5.2	6.7	9.4	6	7.6
V	11	8	63	73	66	34	23	34	16
Zr	95	87	132	153	160	267	149	86	136
Y	38.8	30.1	21.5	24.9	25.3	30.4	21.6	24.6	17
La	22.2	22.2	25.3	28.5	35.8	53.8	31.1	17	33.6
Ce	53.2	49.1	59.7	67.7	84.4	148.6	79	39.4	81.7
Pr	6.1	5.53	6.6	7.54	8.97	15.75	8.55	4.45	8.78
Nd	22	22.2	25.3	29.3	34	59	31.5	16.5	31
Sm	5.3	4.6	4.7	5.2	5.8	10.4	6.3	3.2	5.6
Eu	0.64	0.44	0.83	0.97	1.08	0.84	0.6	0.62	0.62
Gd	5.17	4.24	3.88	4.46	4.7	7.13	4.68	3.2	3.78
Tb	1.11	0.83	0.7	0.77	0.8	1.13	0.79	0.62	0.62
Dy	6.2	4.76	3.39	3.98	4.04	5.37	3.61	3.68	2.91
Ho	1.3	1.02	0.65	0.77	0.79	0.89	0.66	0.75	0.5
Er	3.84	2.93	2.14	2.36	2.3	2.57	1.75	2.33	1.37
Tm	0.64	0.47	0.36	0.4	0.4	0.36	0.28	0.38	0.23
Yb	3.83	3.04	2.08	2.18	2.19	2.05	1.62	2.44	1.36
Lu	0.64	0.47	0.33	0.36	0.38	0.3	0.25	0.36	0.22

									(۹)
Samples	Sd-37	Sd-38	Sd-39	Sd-40	Sd-41	Sd-42	Sd-43	Sd-44	Sd-45
SiO2	73.1	75.8	76.6	69.9	71.2	73.2	73.5	73.6	73.8
AI2O3	14.3	13.1	13.4	15.3	15	13.5	13.5	14.6	13.4
Fe2O3t	0.82	0.29	0.35	2.2	1.87	1.69	1.55	1.2	1.58
MgO	0.5	0.12	0.05	0.81	0.71	0.6	0.57	0.22	0.5
CaO	0.73	0.26	0.76	1.59	1.37	1.21	1.13	1.17	1.07
Na2O	2.92	2.51	4.07	3.54	3.45	3.64	3.59	3.03	3.43
K2O	6.04	6.99	4.19	5.22	5.25	4.93	4.86	5.38	5.11
TiO2	0.2	0.06	0.03	0.27	0.24	0.2	0.17	0.16	0.17
P2O5	0.2	0.09	0.03	0.16	0.14	0.11	0.1	0.06	0.09
MnO	0.01	0.01	0.01	0.04	0.04	0.04	0.03	0.05	0.04
Ni	5.1	1	0.9	2.8	1.5	2.6	1.9	0.6	2.3
Sc	1.1	1.6	7.1	4.7	3.8	2.9	2.7	2.8	2.9
Ва	585	547	59	910	969	479	512	475	491
Ga	14.1	13.6	15.5	16.9	15.2	15.7	15.8	15.1	14.7
Hf	2.8	1.7	2	7.3	6.8	6.5	4.8	4.6	5
Nb	8	10	14	30	32	35	33	32	29
Rb	140	192	198	276	252	232	228	219	230
Sr	128	86	31	469	427	280	289	281	289
Та	1.4	2.8	4	2.1	2.7	2.6	2.4	2.5	2.3
Th	7	7.6	14.9	44.9	45	70.6	54.4	45	54.1
U	3.2	6.6	6.6	9.2	10.1	12.6	10.3	9.6	8.9
V	15	b5	b5	39	30	23	21	17	22
Zr	87	32	39	262	221	165	126	126	134
Y	16.9	28.7	23.6	17	15.4	17.7	17.1	13.5	16.8
La	14.1	5.1	12.4	70.4	58.4	63.8	57	47.9	61.6
Ce	34.7	14.4	29.9	109.7	99.7	107.1	95.6	81.7	98.8
Pr	3.96	1.85	3.27	12.37	10.39	10.53	9.72	8.09	10.13
Nd	15.9	7	11.5	37.6	31.2	29.5	27.8	23.7	29.5
Sm	3.5	2.2	2.6	5.25	4.42	4.14	3.88	3.2	3.98
Eu	0.45	0.28	0.15	1.07	0.98	0.71	0.74	0.61	0.79
Gd	3.17	2.6	2.66	3.09	2.56	2.42	2.21	1.77	2.48
Tb	0.56	0.64	0.56	0.48	0.44	0.43	0.43	0.34	0.43
Dy	2.94	3.8	3.21	2.44	2.28	2.36	2.28	1.6	2.31
Ho	0.51	0.83	0.64	0.51	0.45	0.46	0.47	0.36	0.46
Er	1.43	2.8	2.1	1.69	1.34	1.67	1.59	1.21	1.55
Tm	0.23	0.45	0.35	0.28	0.25	0.31	0.31	0.23	0.31
Yb	1.31	3.1	2.24	1.74	1.59	1.99	1.94	1.76	1.94
Lu	0.2	0.48	0.34	0.31	0.27	0.36	0.35	0.29	0.34

							( ) • )
Samples	Sd-46	Sd-47	Sd-48	Sd-49	Sd-50	Sd-51	Sd-52
SiO2	74.1	75	75.6	76.1	76.9	77	77.6
AI2O3	13.8	13.6	13.1	13.2	12.5	12.4	12.4
Fe2O3t	1.23	1.23	0.97	0.76	0.69	0.7	0.73
MgO	0.39	0.35	0.32	0.13	0.2	0.2	0.2
CaO	0.97	0.79	0.69	0.57	0.54	0.51	0.45
Na2O	3.43	3.49	3.54	3.25	3.45	3.71	3.43
K2O	5.37	4.92	4.8	5.67	4.65	4.24	4.59
TiO2	0.17	0.13	0.1	0.08	0.07	0.06	0.07
P2O5	0.07	0.07	0.06	0.03	0.03	0.04	0.05
MnO	0.04	0.02	0.07	0.03	0	0	0
Ni	1.3	2.4	0.4	0.6	1.5	1.9	1
Sc	2.2	2.2	3.3	2	1.7	1.3	1.4
Ba	469	262	254	215	16	17	20
Ga	14.3	16	14.1	13.5	15.2	16.3	15.4
Hf	5.5	4.9	3.7	3	3	3.8	3.7
Nb	35	37	27	25	40	58	65
Rb	238	234	243	249	251	234	245
Sr	247	161	138	112	29	32	31
Та	2.5	2.7	2.4	2	3	4.4	4.6
Th	55.5	59.3	40.6	32.4	50.5	37.6	49.3
U	13.1	8.6	5.2	14.4	7.1	14.7	14.2
V	17	11	7	5	b5	b5	b5
Zr	133	111	80	56	53	59	59
Y	14.6	13.8	8.2	6.1	7.9	8.7	11.6
La	47.4	54.7	31.2	16.7	30.5	20.2	31.3
Ce	82.4	74.4	48.7	25.1	47.3	36.4	60.3
Pr	8.1	9.06	5.31	2.8	4.46	3.46	6.45
Nd	24	25.6	15.1	7.1	11.4	9.6	18
Sm	3.35	3.28	2.06	1.1	1.27	1.12	2.28
Eu	0.6	0.5	0.35	0.26	0.18	0.14	0.14
Gd	1.96	1.65	1	0.69	0.65	0.52	1.1
Tb	0.35	0.32	0.18	0.1	0.13	0.14	0.22
Dy	1.88	1.82	0.95	0.68	0.87	0.71	1.22
Но	0.39	0.37	0.23	0.13	0.21	0.2	0.28
Er	1.43	1.27	0.82	0.6	0.78	0.88	1.09
Tm	0.23	0.27	0.17	0.12	0.21	0.18	0.21
Yb	1.75	1.66	1.15	0.9	1.38	1.41	1.62
Lu	0.32	0.32	0.21	0.17	0.28	0.27	0.33



Subject:

## Petrology and geochemistry of granitoidic plutons Sheshtamad (South Sabzevar)

By: Ali.sadeghi

Supervisor: Dr.Mahmood sadeghian

Consultant: Dr.Habibolla.ghasemi

2008-09