



دانشگاه ہنسی پشاور

دانشکده علوم زمین
پایان نامه کارشناسی ارشد
گرایش پترولوژی

عنوان:

پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی چاه سالار
(جنوب غرب نیشابور)

نگارش:

زهره فارسی

استاد راهنما:

دکتر محمود صادقیان

اساتید مشاور:

دکتر حبیب الله قاسمی

مهندس محمدعلی اکرمی

پائیز ۱۳۸۶

مجلسی، دانش

۱۵۰۲

۱۴۰-۱۴۵

۰۲۰۲

سید



تاریخ:

شماره:

پیوست:

کد: FR/EA/14

فرم شماره ۱۱ - فرم صورتجلسه دفاع پایان نامه

تحصیلی دوره کارشناسی ارشد

با تاییدات خداوند متعال و با استعانت از حضرت ولی عصر (عج) جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد

خانم: زهره فارسی رشته زمین شناسی گرایش پترولوژی

که در تاریخ ۱۳۹۹/۰۴/۱۶ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح زیر است:

قبول (با درجه: عالی - امتیاز ۱۹۱۵) دفاع مجدد مردود

۱- عالی (۲۰ - ۱۸)

۲- بسیار خوب (۱۷/۹۹ - ۱۶)

۳- خوب (۱۵/۹۹ - ۱۴)

۴- قابل قبول (۱۳/۹۹ - ۱۲)

اعضاء	رتبه علمی	نام و نام خانوادگی	عضو هیات داوران
	استادیار	دکتر محمود صادقیان	۱- استاد راهنما
	دانشیار	دکتر حبیب الله قاسمی	۲- استاد مشاور
	مربی	مهندس محمدعلی اکرمی	استاد مشاور
	استادیار	دکتر فرج الله فردوست	۳- نماینده شورای تحصیلات تکمیلی
	استادیار	دکتر فرج الله فردوست	۴- استاد ممتحن
	استادیار	دکتر قاسم قربانی	۵- استاد ممتحن

تایید رئیس دانشکده:

بِسْمِ اللّٰهِ الرَّحْمٰنِ الرَّحِیْمِ

My Prayer....

*That I will have the strength
To carry on,
The patience to try again
When things go wrong,
The ability to see none.
That I will have the hope
Of a new dream
Waiting to be dreamed,
The chance to reach out,
And the wisdom to look forward
To tomorrow.*

Donna Wayland

خدای من.....

به من قدرتی ده

تا پیش روم

صبر عنایت کن تا دوباره بکوشم،

نیرویی عطا کن تا در سختی های روزگار

زیبایی ها را دزیابم،

آن زمان که کسی را توان دیدن نیست،

امیدم،

رویایی تازه است

در انتظار،

کمکم کن تا بدان دست یابم

و بینشی عطا فرما

تا به استقبال

آینده روم.

دوناوی لند

تقدیم به بهترین‌هایم

پدرم

که آسمان وسعت و بیکرانگی‌اش را از قلب او به ودیعه گرفته.

مادرم

که گرمای محبتش خورشید را خجل نموده.

همسرم که بهاری‌ترین روزهایم را به ارمغان آورده

و

تمامی کسانی که همواره همراه بی‌منتم بودند.

تقدیر و تشکر

تو را سپاس که حقیقت مکشوف دانستن را از هزار توی مجهولات پی‌درپی کوچه پس کوچه‌های مکدر ذهنم آزاد نمودی و عطش خواستتم را با قلم توانستن و ترانه خیس دانایی چشمان خویش فرو نشانیدی. نگاهم را از شوره‌زاری که سراب پر التهاب و فراز و نشیب انباشته از سؤال و احتجاج بر خود داشت، به سرآغاز وسعتی کبر از بیکرانگی دانش رسانیدی. دستم را گرفتی تا پاهایم از خارخار سفسطه و مجادله بر حذر باشد و از هوای ابری و مه‌آلود ذهنم طراوت باران در نظر باشد. به پاس اینهمه روشنی و آگاهی، تو را سپاس می‌گویم.

حال که در سایه الطاف خداوندی در طلایع به ثمر نشستن پژوهش خویش قرار گرفته‌ام بر خود وظیفه می‌دانم تا مراتب سپاس و قدردانی ویژه‌ام را از نکته‌سنجی‌ها و حمایت‌های بی‌شائبه استادم جناب آقای دکتر محمود صادقیان در بهتر شدن پیش از پیش اوراق پایان نامه‌ام ابراز داشته و نیز از هم‌اندیشی، رهنمون‌ها و توجه دو استاد ارجمندم جناب آقای دکتر حبیب‌الله قاسمی و مهندس محمد علی اکرمی کمال امتنان را به عمل آورم.

ضمن پاسداشت حرمت و محبت خالصانه و ارزشمند استادان محترم آقای دکتر فردوست، آقای دکتر مهدیزاده، آقای دکتر قربانی و سرکار خانم دکتر عابدی و یاریگریهای دوستانه کارشناسان محترم آقای مهندس میرباقری، خانم سعیدی و آقای حافظی را ارج نهاده و همچنین از دوستان گرامی‌ام خانم‌ها رضایی، شاه‌حسینی، پرورش، زرین‌دست و صالحی تشکر می‌کنم. در پایان از خانواده‌ی عزیزم که پشتوانه‌ای به استواری تمامی آسمانها و زمین برایم بودند سپاسگزارم. این پایان نامه با همکاری و مساعدت مرکز سنجش از دور ایران انجام شده است.

چکیده

توده گرانیتوئیدی چاهسالار در جنوب غرب نیشابور، در شمال روستای چاهسالار در حاشیه شمالی زون ایران مرکزی واقع شده است. براساس مشاهدات صحرایی، پتروگرافی و نمودارهای ژئوشیمیایی طیف ترکیب سنگ شناسی این توده را دیوریت، کوارتز دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت تشکیل می‌دهند. گرانیت‌ها عضو تفریق یافته این مجموعه هستند که به صورت دایک یا آپوفیز این توده نفوذی را قطع می‌کنند. پگماتیت‌های گرانیتی و توده‌های کوارتزولیتی همراه آنها، تفریق یافته‌ترین عضو مجموعه سنگ شناسی را تشکیل می‌دهند. معادله‌های نیمه عمیق سنگهای نفوذی نامبرده نظیر آندزیت پیروکسن دار، آندزیت، تراکی آندزیت و داسیت به صورت دایک یا گنبد، توده نفوذی را قطع می‌کنند که البته در نمودارهای ژئوشیمیایی همگی ترکیب تراکی آندزیتی نشان می‌دهند. سنگهای گرانیتوئیدی نامبرده انواع بافت‌های گرانولار، میرمیکیتی، گرافیکی، پورفیری، میکروولیتی پورفیری و جریان‌ی را نشان می‌دهند. به استثناء گرانیت‌ها که بسیار تفریق یافته‌اند، سایر ترکیبات سنگی بر روی نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی در مقابل SiO_2 یا اندیس تفریق، تغییرات نسبتاً پیوسته‌ای نشان می‌دهند. روندهای تغییرات در نمودارهای عناصر سازگار و ناسازگار در مقابل یکدیگر، نشان دهنده آن است که این پیوستگی و ارتباط ترکیبی از نوع تبلور تفریقی است. ویژگی‌های ژئوشیمیایی، حاکی از ماهیت کالک-آلکالن و مت‌آلومین این توده و تعلق آن به گرانیتوئیدهای نوع I می‌باشد. دیاگرام‌های متمایز کننده محیط تکتونیکی نیز نشان می‌دهند که توده گرانیتوئیدی چاهسالار به گرانیتوئیدهای کوهزایی نوع کمان آتشفشانی (VAG) و همچنین گرانیتوئیدهای جزایر قوسی (IAG) تعلق دارد. بررسی جامع ویژگی‌های زمین شناسی صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی حکایت از آن دارد که ماگمای سازنده این توده نفوذی از طریق ذوب-بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده (متابازیت) با ترکیب آمفیبولیتی یا گوه گوشته‌ای متاسوماتیزم شده حاصل شده و سپس از طریق فرایند تبلور تفریقی، آرایش یا اختلاط ماگمایی تحول یافته است. کلمات کلیدی: ژئوشیمی، پتروژنز، توده گرانیتوئیدی، چاهسالار، نیشابور.

فهرست مطالب

عنوان	صفحه
تشکر و قدردانی	الف
چکیده	ب
فهرست مطالب	ج
فهرست جداول	ح
فهرست اشکال و تابلوها	و
فصل اول - کلیات	
۱-۱- موقعیت جغرافیایی	۲
۲-۱- راههای ارتباطی	۲
۳-۱- آب و هوا و جغرافیای انسانی	۴
۴-۱- ژئومورفولوژی	۴
۵-۱- مطالعات پیشین	۶
۶-۱- هدف کلی از مطالعه	۷
۷-۱- روشهای مطالعاتی	۷
فصل دوم - زمین شناسی عمومی منطقه	
۱-۲- مقدمه	۱۱
۲-۲- واحدهای سنگی منطقه چاه سالار	۱۲
۱-۲-۲- مجموعه افیولیتی	۱۳
الف- پیروکسنیت	۱۴
ب- سنگهای بازالتی و آتشفشانی-تخریبی های زیردریایی	۱۴
ج- آهکهای پلاژیک	۱۵
۲-۲-۲- واحد آهکی ائوسن	۱۷
۳-۲-۲- سنگهای آذرین نفوذی	۱۸
۴-۲-۲- سنگهای آتشفشانی تخریبی ائوسن	۲۲
۵-۲-۲- آبرفت‌های کواترنری	۲۳

۲۴	۳-۲- زمین‌شناسی ساختمانی
۲۷	فصل سوم - پتروگرافی
۲۸	۱-۳- مقدمه
۲۸	۲-۳- واحدهای سنگی
۲۹	۳-۲-۱- دیوریتها و کوارتز دیوریتها
۳۸	۳-۲-۲- گرانودیوریتها
۴۲	۳-۲-۳- رگه های پگماتوئیدی
۴۳	۳-۲-۴- پگماتیت
۴۴	۳-۲-۵- آپلیتها
۴۵	۳-۲-۶- گرانیتها
۴۷	۳-۲-۷- دایکهای آندزیتی و داسیتی
۵۰	۳-۳- ترتیب تبلور
۵۲	۳-۴- نتیجه گیری
۵۳	فصل چهارم - ژئوشیمی و پترولوژی
۵۴	۴-۱- ژئوشیمی
۵۴	۴-۱-۱- مقدمه
۶۰	۴-۲- منابع خطا در تجزیه شیمیایی
۶۰	۴-۳- تحلیل داده های حاصل از تجزیه های ژئوشیمی
۶۱	۴-۴- طبقه بندی سنگهای مورد مطالعه
۶۱	۴-۴-۱- رده بندی نورماتیو
۶۱	الف- رده بندی نورماتیو اشتريکایزن و لومتر (۱۹۷۹)
	ب- رده بندی نورماتیو با استفاده از روش اصلاحی مولر و براون (۱۹۷۷) و کمک گرفتن از نمودار
۶۳	اشتریکایزن و لومتر (۱۹۷۹)
۶۵	۴-۴-۲- رده بندی شیمیایی
۶۶	۴-۴-۲-۱- نمودار دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)
۶۶	۴-۴-۲-۲- نمودار میدلموست (۱۹۸۵)
۶۶	۴-۴-۲-۳- نمودار دبون و لوفورت (۱۹۸۳)

۳-۴-۴- نمودار TAS کاکس و همکاران (۱۹۷۹) برای رده‌بندی سنگهای	
آذرین بیرونی	۶۹
۵-۴- الگوی نمودارهای تغییرات عناصر	۷۰
الف- دیاگرام درصد اکسید- درصد سیلیس	۷۱
ب- نمودارهای ضریب تفریق	۷۶
۶-۴- نتایج حاصل از بررسی نمودارهای هارکر و اندیس تفریق	۷۹
۷-۴- استفاده از نتایج تجزیه شیمیایی در بررسی تغییرات برخی از عناصر فرعی	
و کمیاب خاکی	۸۰
۸-۴- مقایسه بین پدیده های تبلور تفریقی و ذوب بخشی در توده نفوذی	۸۳
۱-۸-۴- نمودارهای تغییرات یک عنصر سازگار در مقابل یک عنصر ناسازگار و	
جفت عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر	۸۳
۲-۸-۴- نمودار Y در مقابل Zr	۸۵
۳-۸-۴- مدل سازی Y/Rb برای تشخیص نقش تبلور بخشی	۸۵
۴-۸-۴- نمودارهای V-TiO ₂ و SiO ₂ -TiO ₂ (مک لیمور، ۱۹۹۹) جهت تشخیص	
روند تفریق	۸۷
۵-۸-۴- مدل سازی Rb/Th برای تشخیص نقش تبلور بخشی و هضم	۸۷
۶-۸-۴- نمودارهای عنکبوتی	۸۸
۹-۴- تعیین درجه اشباع از آلومین	۹۱
۱-۹-۴- نمودار (A/NK-A/CNK)	۹۳
۲-۹-۴- نمودار ACNK-SiO ₂	۹۴
۳-۹-۴- نمودار ACNK-SiO ₂	۹۴
۱۰-۴- تعیین سری ماگمایی	۹۵
۱-۱۰-۴- نمودار مجموع آلکان در مقابل سیلیس	۹۶
۲-۱۰-۴- نمودار AFM	۹۶
۳-۱۰-۴- نمودار سیلوستر	۹۷
۱۱-۴- مقایسه توده گرانیتوئیدی چاه سالار با مناطق مشابه در جهان	۹۸

۱۰۳	۱۲-۴- نتیجه گیری
۱۰۴	فصل پنجم- منشأ و محیط تکتونیکي
۱۰۵	۱-۵- مقدمه
۱۰۶	۲-۵- تقسیم‌بندی ژنتیکی گرانیت‌ها
۱۱۰	۱-۲-۵- نمودار $Zr+Nb+Ce+Y$ در مقابل Na_2O+K_2O/CaO
۱۱۰	۲-۲-۵- نمودار Na_2O در مقابل K_2O
۱۱۰	۳-۲-۵- نمودار تغییرات SiO_2 در مقابل عنصر Y
۱۱۳	۴-۵- تعیین جایگاه تکتونیکي توده گرانیتوئیدی چاه‌سالار
	۱-۴-۵- نمودارهای متمایز کننده محیط‌های تکتونیکي گرانیتوئیدها با استفاده از عناصر کمیاب
۱۱۷	۱-۱-۴-۵- نمودار $Hf-Rb/30-Ta \times 3$
۱۱۸	۲-۱-۴-۵- نمودارهای متمایز کننده بر اساس $Ta-Yb$ و $Nb-Y$
۱۱۸	۳-۱-۴-۵- نمودارهای متمایز کننده بر اساس $Rb-Ta+Yb$ و $Rb-Y+Nb$
۱۲۱	۵-۵- تعیین محیط تکتونوماگمایی توده نفوذی چاه‌سالار
۱۲۳	۶-۵- نتیجه گیری
۱۲۴	فصل ششم- دگرسانی و کانه‌زایی
۱۲۵	۱-۶- مقدمه
۱۲۵	۲-۶- بررسی مطالعات قبلی
۱۲۶	۳-۶- آلتراسیون
۱۲۶	۱-۳-۶- پروپلیتی
۱۲۷	۲-۳-۶- آرژیلیتی
۱۲۷	۳-۳-۶- سیلیسی
۱۲۹	۴-۶- پروژه‌های اکتشافی انجام شده در ناحیه معدنی ارغش- چشمه‌زرد
۱۳۵	فصل هفتم- نتیجه گیری و پیشنهادات
۱۳۶	۱-۷- نتیجه گیری

۱۳۸.....	۲-۷-پیشنهادات.....
۱۳۹.....	فهرست منابع.....
۱۴۰.....	الف- منابع فارسی.....
۱۴۲.....	ب- منابع لاتین.....

فهرست جداول

صفحه	عنوان
۵۵	جدول ۴-۱- موقعیت دقیق نمونه های سنگی برداشت شده منتخب.....
۵۶	جدول ۴-۲- نتایج ژئوشیمی عناصر اصلی و مقادیر نورماتیو کانیها.....
۵۸	جدول ۴-۳- نتایج آنالیز شیمیایی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی.....
۹۲	جدول ۴-۴ - تقسیم بندی شیمیائی سنگهای گرانیتوئیدی.....
۱۰۰	جدول ۴-۵- نتایج آنالیز شیمیایی کمپلکس وادی دابر.....
۱۰۲	جدول ۴-۶- نتایج آنالیز شیمیایی توده گرانیتوئیدی رودد.....
۱۰۷	جدول ۵-۱- ویژگیهای گرانیتهای M و H (کاسترو و همکاران، ۱۹۹۱).....
۱۰۸	جدول ۵-۲- معیارهای صحرایی، کانی شناسی، پتروگرافی و شیمیائی گرانیتوئیدها.....
۱۱۲	جدول ۵-۳- ویژگیهای انواع گرانیتوئیدهای نوع I.....
۱۱۴	جدول ۵-۴ - معیارهای صحرایی، پتروگرافی و شیمیائی انواع گرانیتوئیدها.....
۱۱۶	جدول ۵-۵- مقایسه ویژگی های گرانیتوئید چاه سالار با انواع گرانیتوئیدها.....
۱۳۱	جدول ۶-۱- نتایج آنالیز شیمیائی برخی از نمونه های معدنی در ناحیه ارغش.....

فهرست اشکال

عنوان	صفحه
شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی منطقه مورد مطالعه	۳
شکل ۱-۲- دورنمای منطقه مورد مطالعه در شمال غرب روستای شامکان	۵
شکل ۱-۳- دورنمایی از مورفولوژی و ارتفاعات منطقه (جنوب غرب روستای چشمه زرد)	۵
شکل ۱-۴- تصویر ماهواره‌ای توده گرانیتوئیدی چاه سالار و سنگهای در برگیرنده آن	۸
شکل ۱-۵- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه مورد مطالعه	۹
شکل ۱-۶- نقشه مسیرهای پیمایش شده و ایستگاههای نمونه برداری منطقه چاه سالار	۱۰
شکل ۲-۱- نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰۰۰ پهنه بندی ایران (نبوی، ۱۳۵۵)	۱۲
شکل ۲-۲- نمای کلی افیولیت‌های منطقه که در شرق روستای شامکان	۱۳
شکل ۲-۳- تصویری از رخنمون پیروکسنیتها در شرق روستای کلاته باغ	۱۵
شکل ۲-۴- نمایی نزدیکی از سنگهای پیروکسنیتی میزبان توده گرانیتوئیدی چاه سالار در شرق روستای کلاته باغ	۱۵
شکل ۲-۵- تصویر میکروسکوپی از بافت داربستی در نمونه‌های پیروکسنیتی	۱۵
شکل ۲-۶- بازالت‌های اسپیلیتی شده وابسته به مجموعه افیولیتی	۱۶
شکل ۲-۷-الف- مقطع عرضی یک بالش بازالتی	۱۶
شکل ۲-۷-ب- تصویری از بالشهای بازالتی	۱۶
شکل ۲-۸- نمایی نزدیکی از سنگهای رسوبی - آتشفشانی مجموعه افیولیتی سبزوار	۱۶
شکل ۲-۹- کنتاكت گسلی آهکهای پلاژیک و بازالتها	۱۷
شکل ۲-۱۰- تصویر میکروسکوپی آهک با بقایایی از فسیلهای پلاژیک	۱۷
شکل ۲-۱۱- نمایی نزدیکی از سنگهای آهکی کرم - صورتی نومولیت دار ائوسن	۱۷
شکل ۲-۱۲- دورنمایی از توده نفوذی دیوریتی	۲۰
شکل ۲-۱۳- تصویر دیوریت تفریق یافته تر (لوکودیوریت)	۲۰
شکل ۲-۱۴- شمای نزدیکی از سنگهای گرانودیوریتی	۲۰
شکل ۲-۱۵- تصویری از توده سیلیسی حاصل از تفریق	۲۰
شکل ۲-۱۶- پگماتیت بیوتیت دار که در حاشیه توده‌های کوارتزی	۲۰
شکل ۲-۱۷- نفوذ رگه‌های آپلیتی به درون گرانودیوریتها	۲۱
شکل ۲-۱۸- رگه پگماتوئید دیوریتی	۲۱
شکل ۲-۱۹- تزریق دایک میکرودیوریتی در گرانودیوریتها	۲۱
شکل ۲-۲۰- دایکهای آندزیتی- داسیتی تزریق شده در دیوریتها	۲۱

- شکل ۲-۲۱- تصویری از سنگهای داسیتی و پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی ترکیبی..... ۲۲
- شکل ۲-۲۲- ساخت جریان‌ی در تراکی آندزیت‌ها..... ۲۲
- شکل ۲-۲۳- گنبد تراکی آندزیتی در غرب روستای قاسم آباد..... ۲۲
- شکل ۲-۲۴- حضور بارز آنکلاوهای دیوریتی..... ۲۲
- شکل ۲-۲۵- منظره ای از آگلومراهای وابسته به ائوسن..... ۲۳
- شکل ۲-۲۶- منظره ای از کنگلومرای دارای خمیره..... ۲۳
- شکل ۲-۲۷- رسوبات ماسه‌ای، سیلیسی حاصل از سیلابهای عهد حاضر..... ۲۳
- شکل ۲-۲۸- گسل خوردگی دیوریتها و تغییر مکان دایک..... ۲۵
- شکل ۲-۲۹- نمای نزدیکی از گسل خوردگی سنگهای دیوریتی توده نفوذی چاه‌سالار..... ۲۵
- شکل ۲-۳۰- نقشه کلی گسلهای منطقه مورد مطالعه..... ۲۶
- شکل ۳-۱- نقشه ایستگاههای نمونه‌برداری شده و پراکندگی سنگهای دیوریتی و کوارتز دیوریتی..... ۳۴
- شکل ۳-۲-الف- ساخت گرانولار در نمونه دستی دیوریتی..... ۳۴
- شکل ۳-۲-ب- تصویر میکروسکوپی سنگهای دیوریتی..... ۳۴
- شکل ۳-۳- بافت پوئیکلیتیک در هورنبلند..... ۳۴
- شکل ۳-۴- بیوتیت زایی در اثر متاسوماتیسم پتاسیک هورنبلندها..... ۳۴
- شکل ۳-۵- میلونیتی شدن در نمونه دستی دیوریت..... ۳۵
- شکل ۳-۶- تصویری از میلونیتی شدن سنگ دیوریتی..... ۳۵
- شکل ۳-۷- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده ایجاد خمیدگی در بلور هورنبلند سبز دگرشکل شده..... ۳۵
- شکل ۳-۸- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده ساب‌گرین شدن هورنبلند سبز..... ۳۵
- شکل ۳-۹- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده ماکل مکانیکی در پلاژیوکلاز..... ۳۶
- شکل ۳-۱۰- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده حضور رگه‌های کوارتزی بسیار باریک در بین قطعات خرده پلاژیوکلاز..... ۳۶
- شکل ۳-۱۱- تغییر شکل پلاژیوکلاز بر اثر استرس برشی راستگرد و ساب‌گرین‌شدگی پلاژیوکلاز..... ۳۶
- شکل ۳-۱۲- پدیده منطقه‌بندی در پلاژیوکلاز..... ۳۶
- شکل ۳-۱۳- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده کانی اسفن اولیه در دیوریتها..... ۳۷
- شکل ۳-۱۴- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده اسفن ثانویه همراه با کانیه‌های اپک..... ۳۷
- شکل ۳-۱۵- تصویر میکروسکوپی بلور آپاتیت درون پلاژیوکلاز..... ۳۷
- شکل ۳-۱۶- اپیدوتیزاسیون ناشی از تبدیل هورنبلند به اپیدوت..... ۳۸

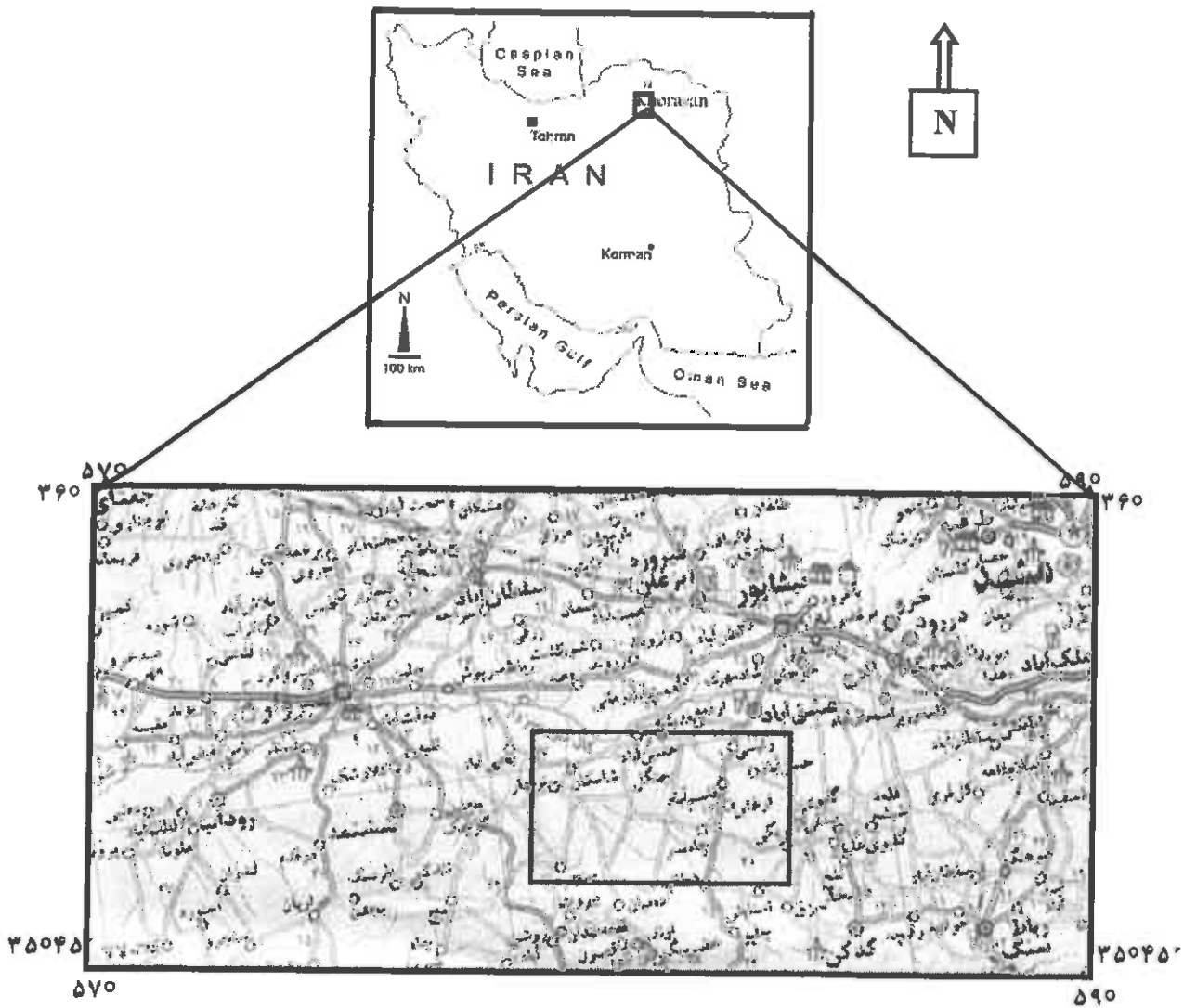
- شکل ۳-۱۷- تصویر میکروسکوپی یک نمونه سنگ دیوریتی که در آن کانی هورنبلند به کلریت و اسفن تجزیه شده ۳۸
- شکل ۳-۱۸- گرانودیوریت در نمونه دستی ۳۸
- شکل ۳-۱۹- تصویر میکروسکوپی بلورهای هورنبلند موجود در سنگهای گرانودیوریتی .. ۴۰
- شکل ۳-۲۰- وجود پلاژیوکلاز دارای منطقه بندی در گرانودیوریتها. ۴۰
- شکل ۳-۲۱- تصویر میکروسکوپی کانی ارتوکلاز کائولینیتیزه شده ۴۱
- شکل ۳-۲۲- بافت گرافیکی ناشی از هم رشدی کوارتز و فلدسپات پتاسیم ۴۱
- شکل ۳-۲۳- ساب گرین شدن کوارتز در سنگهای گرانودیوریتی در زونهای میلوئیتی..... ۴۱
- شکل ۳-۲۴- تصویر میکروسکوپی درشت بلورهای هورنبلند در رگه های پگماتوئیدی .. ۴۲
- شکل ۳-۲۵- تصویر میکروسکوپی تورمالین در رگه های پگماتیتی ۴۴
- شکل ۳-۲۶- بافت گرافیکی ناشی از هم رشدی کوارتز و تورمالین ۴۴
- شکل ۳-۲۷- تصویر صحرایی سنگهای گرانیتی ۴۶
- شکل ۳-۲۸- تصویر میکروسکوپی سنگهای گرانیتی ۴۷
- شکل ۳-۲۹- تصویر میکروسکوپی پلاژیوکلاز که توسط یک حاشیه متشکل از ارتوکلاز دربر گرفته شده ۴۷
- شکل ۳-۳۰- تصویر میکروسکوپی کنتاکت سنگهای دیوریتی و دایک تراکی آندزیتی ... ۴۷
- شکل ۳-۳۱- تصویر میکروسکوپی آنکلاو دیوریتی در درون دایک تراکی آندزیتی ۴۸
- شکل ۳-۳۲- تصویر میکروسکوپی کانی های پیروکسن در آندزیت های پیروکسن دار ۴۹
- شکل ۳-۳۳- تصویر میکروسکوپی بلور اکسی هورنبلند موجود در دایکهای داسیتی ۴۹
- شکل ۳-۳۴- بافت گلوومروپورفیری حاصل تجمع موضعی پورفیرهای پلاژیوکلاز ۵۰
- شکل ۳-۳۵- تصویر میکروسکوپی کوارتز با خلیج خوردگی در دایکهای تراکی آندزیتی . ۵۰
- شکل ۳-۳۶- نمایش گرافیکی ترتیب تبلور کانیهای سازنده توده گرانیتوئیدی چاه سالار ۵۱
- شکل ۴-۱- نمودار اشتربکایزن و لومتر (۱۹۷۹) (ANOR-Q(F) ۶۲
- شکل ۴-۲- نمودار مولر و براون (۱۹۷۷) ۶۳
- شکل ۴-۳- نمودار QAP مودال اشتربکایزن (۱۹۷۶) ۶۵
- شکل ۴-۴- نمودار R₁-R₂ (دولاروش و همکاران، ۱۹۸۰) ۶۸
- شکل ۴-۵- نمودار Na₂O+K₂O در مقابل SiO₂ (میدلموست و همکاران، ۱۹۸۵) ۶۸
- شکل ۴-۶- نمودار P-Q دیون و همکاران (۱۹۸۳) ۶۹
- شکل ۴-۷- نمودار TAS (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹) ۷۰
- شکل ۴-۸- نمودارهای درصد اکسیدهای اصلی در مقابل اکسید سیلیس ۷۴
- شکل ۴-۹- نمودارهای دو متغیره اکسیدهای اصلی در برابر اندیس تفریق ۷۷

- شکل ۴-۱۰- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی
- در مقابل SiO_2 و ضریب تفریق..... ۸۲
- شکل ۴-۱۱- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در برابر عناصر ناسازگار
و عناصر ناسازگار در مقابل عناصر سازگار..... ۸۴
- شکل ۴-۱۲- نمودار Y در مقابل Zr بر ای تمایز تفریق بلوری و ذوب بخشی..... ۸۵
- شکل ۴-۱۳- نمودار Y/Rb که نشان دهنده بردارهای تفریقی ریلی می باشد..... ۸۶
- شکل ۴-۱۴- بررسی روند تفریق بر اساس نمودارهای مک‌لیمور و همکاران (۱۹۹۹)..... ۸۷
- شکل ۴-۱۵- نمودار Rb/Th در مقابل Rb..... ۸۸
- شکل ۴-۱۶- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده کندریتی برای
سنگهای سازنده‌ی توده گرانیتوئیدی و دایک‌های تراکی آندزیتی..... ۹۰
- شکل ۴-۱۷- نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه..... ۹۱
- شکل ۴-۱۸- نمودار A/NK-A/CNK (شانده، ۱۹۴۶)..... ۹۳
- شکل ۴-۱۹- نمودار ACNK-SiO₂ وایت و چپل (۱۹۷۴)..... ۹۴
- شکل ۴-۲۰- نمودار عبدالرحمن (۱۹۹۰) جهت تعیین ماهیت توده..... ۹۵
- شکل ۴-۲۱- نمودار TAS جهت تفکیک سری‌های ماگمایی (میدلموست، ۱۹۹۴)..... ۹۶
- شکل ۴-۲۲- نمودار AFM ایرورین وباراگار (۱۹۷۱)..... ۹۷
- شکل ۴-۲۳- نمودار سیلوستر (۱۹۸۹) برای تفکیک محدوده آلکالن، کالک آلکالن..... ۹۸
- شکل ۴-۲۴- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت کمپلکس وادی دابر..... ۹۹
- شکل ۴-۲۵- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت گرانیتوئیدهای رودد..... ۱۰۱
- شکل ۵-۱- نمودار Zr+Nb+Ce+Y در مقابل Na₂O+K₂O/CaO..... ۱۱۱
- شکل ۵-۲- نمودار Na₂O در مقابل K₂O (چپل و وایت، ۲۰۰۱)..... ۱۱۱
- شکل ۵-۳- نمودار تغییرات SiO₂ در مقابل عنصر Y (فرنس و همکاران، ۱۹۹۶)..... ۱۱۱
- شکل ۵-۴- نمودارهای تفکیک محیط تکتونیکی منطقه چاه سالار..... ۱۱۵
- شکل ۵-۵- نمودار مثلثی متمایز کننده انواع گرانیتوئیدها..... ۱۱۹
- شکل ۵-۶- نمودارهای متمایز کننده گرانیتها براساس عناصر کمیاب..... ۱۲۰
- شکل ۵-۷- مراحل تشکیل یک جزیره کمائی..... ۱۲۲
- شکل ۶-۱- آلتراسیون پروپلیتی در سنگهای دیوریتی..... ۱۲۸
- شکل ۶-۲- آلتراسیون آرژیلیتی..... ۱۲۸
- شکل ۶-۳- رگه سیلیسی شده در حوالی روستای چشمه زرد..... ۱۲۸
- شکل ۶-۴- تشکیل ژاسپر در سنگهای بازالتی در اطراف روستای شامکان..... ۱۲۸
- شکل ۶-۵- نمائی از تأسیسات معدن طلای چشمه زرد..... ۱۳۰
- شکل ۶-۶- تصویر یکی از ترانسه های معدن طلای ارغش..... ۱۳۰

- شکل ۶-۷- شمایی از نقشه زمین شناسی ۱:۵۰۰ رگه های طلا دار معدن چشمه زرد..... ۱۳۰
- شکل ۶-۸- تصویری از رگه های سیلیسی- کلسیتی حاوی طلا..... ۱۳۰
- شکل ۶-۹- الف و ب- معدن سیلیس کلاته حاج غلامرضا..... ۱۳۳
- شکل ۶-۱۰- تصویری از دپوی سیلیس پس از خرد شدن و خالص سازی..... ۱۳۳
- شکل ۶-۱۱- الف - تصویری از کانه زایی مس بصورت کانی مالاکیت..... ۱۳۴
- شکل ۶-۱۱- ب- تصویر میکروسکوپی کانی مالاکیت..... ۱۳۴
- شکل ۶-۱۲- تصویر میکروسکوپی کانی کالکوپیریت در کنار مالاکیت..... ۱۳۴
- شکل ۶-۱۳- سرباره های کشف شده در آبرفتهای جنوب غرب روستای پاباز..... ۱۳۴
- شکل ۶-۱۴- تصویری از دانه های مگنتیت که در اطراف آهن ربا تجمع پیدا کرده اند..... ۱۳۴

فصل اول

کلیات



شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی منطقه مورد مطالعه (چاه سالار) با مقیاس (۱:۵۰۰۰۰)
 (اطلس راههای ایران، ۱۳۸۱).

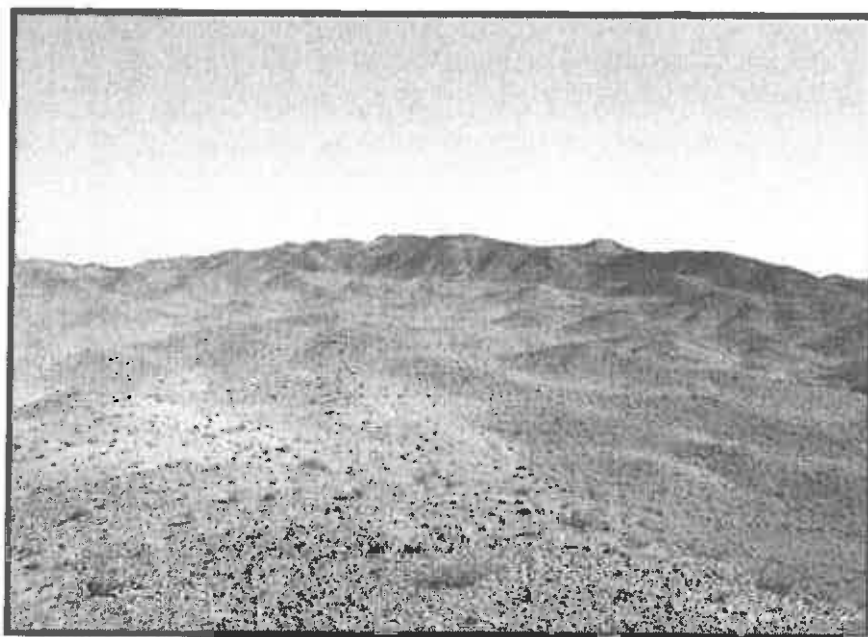
۱-۳- آب و هوا و جغرافیای انسانی

این ناحیه از لحاظ آب و هوایی جزء مناطق بیابانی گرم و خشک بشمار می‌آید که در تابستانها درجه حرارت به بالاتر از ۴۰ درجه سانتیگراد و در زمستانها دما به زیر صفر می‌رسد. باد و طوفانهای شنی یکی از پدیده‌های بارز این منطقه می‌باشد. میانگین بارش سالیانه اندازه‌گیری شده، پائین و در حدود ۱۰۰ تا ۱۵۰ میلی‌متر در سال است. سیستم‌های اصلی آبیاری در منطقه شامل قنات، چشمه، جویبار و رودخانه‌های فصلی است. پوشش گیاهی منطقه ضعیف و فقط به باغهای بادام و بوته‌زارها محدود می‌شود. برای جلوگیری از آثار تخریبی باد و شن‌های روان، در بخش شمالی منطقه جنگل‌کاری مصنوعی در سطح وسیعی صورت گرفته است. کشاورزی و دامپروری از مشاغل عمده ساکنان این منطقه محسوب می‌شود، همچنین معدنکاری نیز سهم کوچکی از اشتغال مردم منطقه را به خود اختصاص داده است.

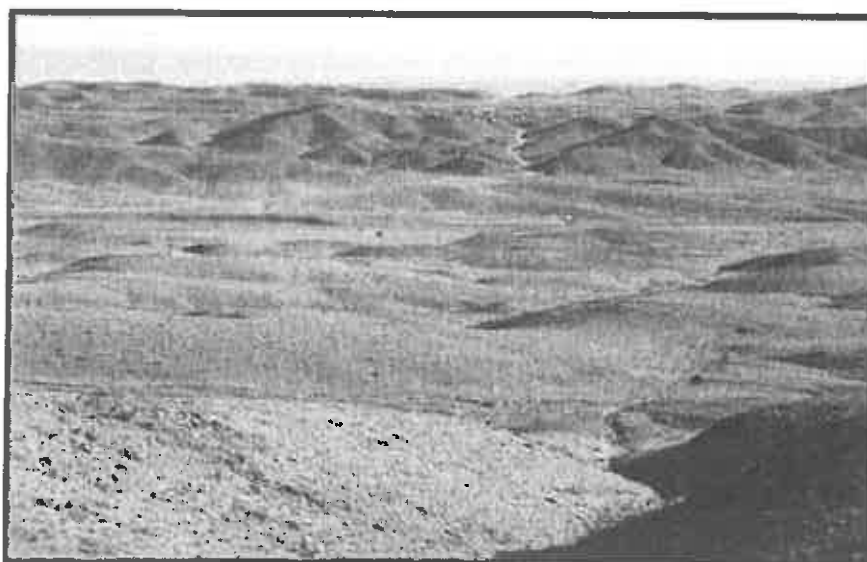
۱-۴- ژئومورفولوژی

مورفولوژی منطقه متأثر از آب و هوا، جنس سنگها و فعالیتهای تکتونیکی است. بطور کلی محدوده مورد مطالعه دارای مورفولوژی کم ارتفاع و به صورت تپه ماهوری می‌باشد. اختلاف ارتفاع منطقه حداکثر به ۲۰۰ متر می‌رسد. بلندترین نقاط ارتفاعی منطقه به ترتیب عبارتند از کوه آغل بابو به ارتفاع ۱۳۱۹ متر، کوه قوقاعلی به ارتفاع ۱۲۹۹ متر، کوه گورعرب به ارتفاع ۱۲۹۵ متر، کوه سنگ آرا به ارتفاع ۱۲۸۲ متر و کوه ریزاد به ارتفاع ۱۲۶۸ متر. دره‌های منطقه غالباً عریض و کم‌عمق هستند. همین امر دسترسی به بخشهای داخلی منطقه مورد مطالعه را تسهیل کرده است.

شکلهای ۱-۲ و ۱-۳ دورنمایی از مورفولوژی و ارتفاعات منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهند.



شکل ۱-۲- دورنمای منطقه مورد مطالعه در جنوب شرق روستای شامکان.



شکل ۱-۳- دورنمایی از مورفولوژی و ارتفاعات منطقه (جنوب غرب روستای چشمه زرد).

همانطور که مشاهده می‌شود منطقه مورد مطالعه دارای مورفولوژی کم ارتفاع و بصورت تپه‌ماهوری می‌باشد.

۱-۵- مطالعات پیشین

- ۱- مجیدی شهرکردی، (۱۳۶۹)، مطالعه پتروگرافی نوار افیولیتی شمال سبزوار، پایان‌نامه کارشناسی- ارشد، دانشگاه شهید چمران اهواز.
- ۲- آقابی، ع. (۱۳۷۰)، نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰۰، ماگماتیسم ایران، انتشارات طرح تدوین کتاب.
- ۳- بهروزی، ا.؛ و خلقی، م. ج. (۱۳۷۰)، نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰۰، تربت‌حیدریه، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ۴- صادقی، خ. (۱۳۷۵)، اکتشافات چکشی در ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ کدکن.
- ۵- پورلطیفی، ع. (۱۳۷۷)، گزارش نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰۰۰، ارغش.
- ۶- شمعانیان اصفهانی، غ. (۱۳۷۷)، اکتشافات چکشی منطقه ارغش، طرح اکتشاف طلا.
- ۷- کوثری، س. (۱۳۷۷)، اکتشافات ژئوشیمیایی نیمه‌تفصیلی منطقه ارغش، طرح اکتشاف طلا، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ۸- نادری میقان، ن. (۱۳۷۷)، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ شامکان، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- ۹- نادری میقان، ن. (۱۳۷۷)، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ کدکن، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- ۱۰- گوهرشاهی، ر. (۱۳۷۷)، پترولوژی، ژئوشیمی و تکتونیک توده گرانیتوئیدی مجاور کوه‌میش واقع در جنوب سبزوار، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- ۱۱- امینی، ا. (۱۳۷۸)، گزارش بررسی‌های کانه‌آرایی و فرآوری کانسنگ آنتیموان ارغش، طرح اکتشاف طلا، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ۱۲- قاسمی، ر. (۱۳۷۹)، نگرشی بر جنبه‌های اقتصادی افیولیت‌های غرب منطقه سبزوار-گفت، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران.
- ۱۳- کوثری، س.؛ فرجندی، ف. (۱۳۷۹)، اکتشافات ژئوشیمیایی تفصیلی طلا در آنومالی شماره ۷ ارغش (جنوب نیشابور).
- ۱۴- کیوانفر، م.؛ و عسکری، ع. (۱۳۷۹)، گزارش نقشه‌های زمین‌شناسی- معدنی ۱:۵۰۰۰ چشمه‌زرد- ارغش.
- ۱۵- کریم‌پور، م. ح.؛ سعادت، س. (۱۳۸۲)، طرح پژوهشی مطالعه و بررسی کانسارهای استان خراسان.

۱۶- 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 شامکان، مرکز تحقیقات ذخایر معدنی شرق ایران.

۱۷- افتخارنژاد، ج؛ آقابات، ع. و حمزه‌پور، ب. (۱۹۶۷)، نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ کاشمر، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

۱-۶- هدف کلی از مطالعه

این مطالعه به منظور بررسی دقیق و جامع ویژگی‌های سنگ‌شناسی توده گرانیتوئیدی چاه‌سالار، سنگ‌های میزبان و کانه‌زایی‌های مرتبط با آن صورت گرفته است. در همین راستا اهداف زیر دنبال گردیده است:

- بررسی دقیق پتروگرافی سنگ‌های سازنده توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه و سنگ‌های میزبان آن.
- بررسی ماهیت ژئوشیمیایی سنگ‌های سازنده توده نفوذی چاه‌سالار به ویژه از لحاظ عناصر کمیاب و کمیاب خاکی.
- تحلیل و تعیین دقیق روابط صحرایی بین واحدهای سنگی موجود در منطقه از لحاظ سنی و ساختاری.
- تجزیه و تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی، صحرایی، پتروگرافی و تعیین پتروژنز و جایگاه تکتونیکی توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه.
- اصلاح نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شامکان و کدکن در محدوده‌ی مورد مطالعه.

۱-۷- روش‌های مطالعاتی

- بررسی مطالعات قبلی.
- تهیه اسناد و مدارک نظیر نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ چاه‌سالار و رئیسی، نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شامکان، کدکن، ششتمد و ...
- تهیه عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای (Landsat, 1988) منطقه (شکل ۱-۴).

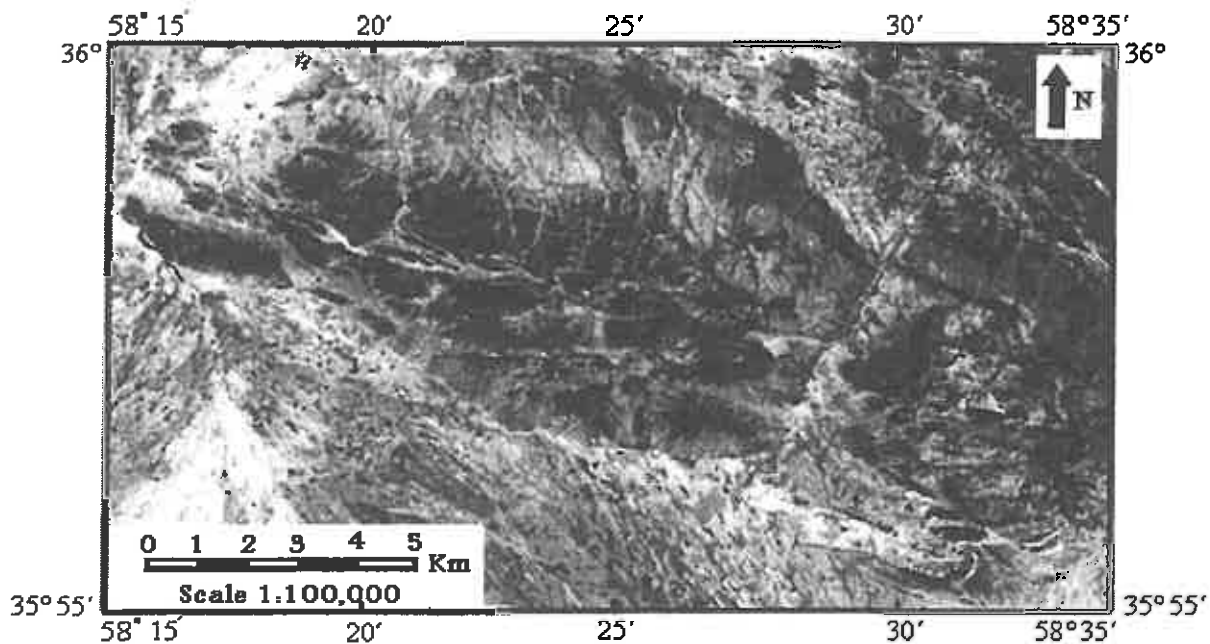
- نمونه‌برداری از واحدهای سنگی، تهیه مقاطع نازک از نمونه‌های منتخب و آنالیز شیمیایی.
 - تجزیه و تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی توسط نرم افزارهای MINPET, IGPET, NEWPET و GCDKit.

- اصلاح و تهیه نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه مورد مطالعه (شکل ۱-۵).

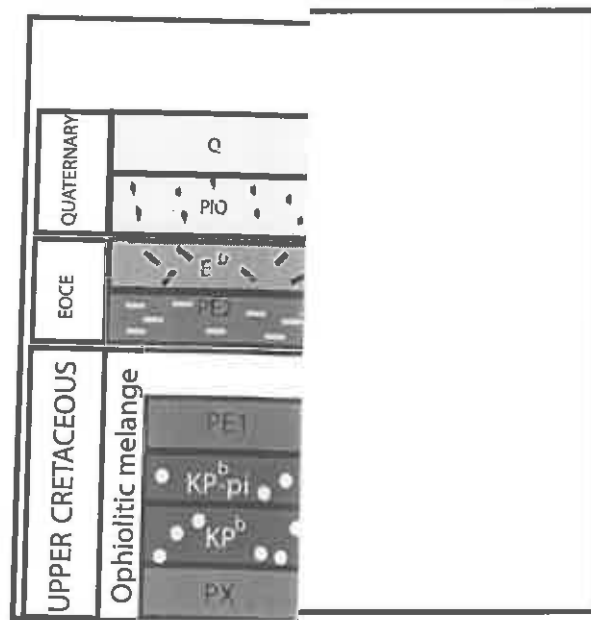
- جمع‌بندی، تلفیق داده‌ها و مقایسه نتایج بدست آمده با داده‌ها و یافته‌های سایر محققین در مناطق مشابه به صورت ارائه پایان‌نامه کارشناسی ارشد.

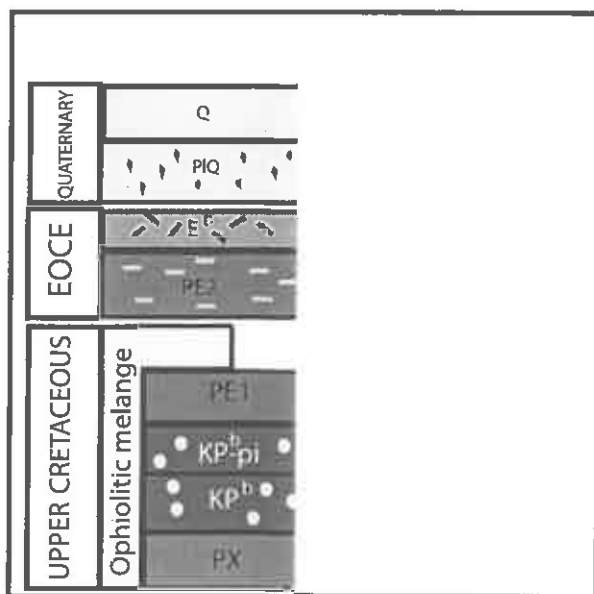
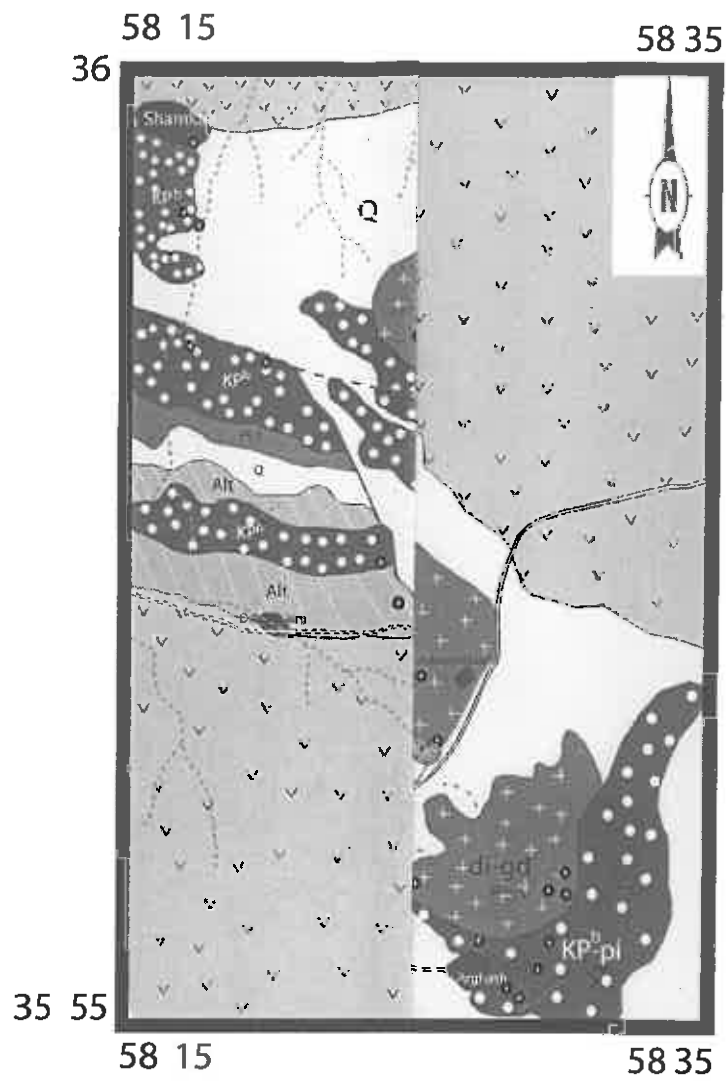
جهت دسترسی به اهداف فوق تعداد ۱۳ ایستگاه مورد بازدید قرار گرفت و از نمونه‌های برداشت شده تعداد ۳۰۰ مقطع نازک، نازک - صیقلی و صیقلی تهیه گردید. تعداد ۱۹ نمونه بعنوان معرف واحدهای سنگی بارز منطقه انتخاب و جهت آنالیز به روش ICP-MS به آزمایشگاه ACME کانادا ارسال گردید. نتایج بدست آمده با نرم‌افزار پردازش و سپس تجزیه و تحلیل شده‌اند.

شکل ۱-۶، نقشه مسیرهای پیمایش شده و موقعیت ایستگاه‌های نمونه‌برداری را نشان می‌دهد.



شکل ۱-۴- تصویر ماهواره‌ای توده گرانیتوئیدی چاه سالار و سنگهای در برگیرنده آن (Landsat, 1988).





شکل ۱-۱: منطقه

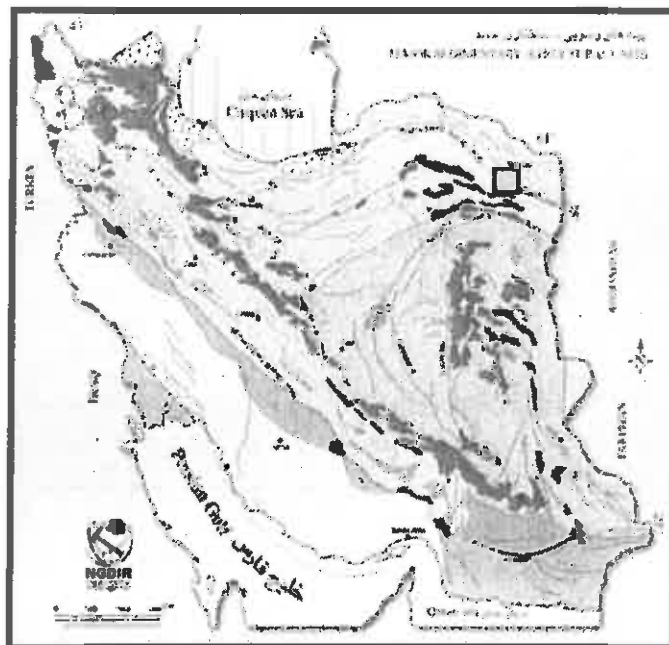
فصل دوم

زمین شناسی عمومی

منطقه

۱-۲- مقدمه

منطقه چاهسالار از نظر تقسیمات زمین ساختی جزئی از پهنه ایران مرکزی (نبوی، ۱۳۵۵) است (شکل ۱-۲) و بر اساس تقسیم‌بندی جدید پهنه‌های رسوبی- ساختاری ایران (آقاباتی، ۱۳۷۷)، جزئی از زون سبزوار محسوب می‌شود. در این منطقه واحدهایی با طیف سنی کرتاسه پایانی تا کواترنر رخنمون دارند. روند عمومی ساختهای منطقه شمال غربی - جنوب شرقی و بصورت محدودتر شرقی - غربی است. گسلهای منطقه عمدتاً دارای امتداد شمال غربی - جنوب شرقی هستند.



شکل ۱-۲- نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰۰۰ پهنه بندی ایران (نبوی، ۱۳۵۵).

□ منطقه مورد مطالعه

الف - پیروکسنیت

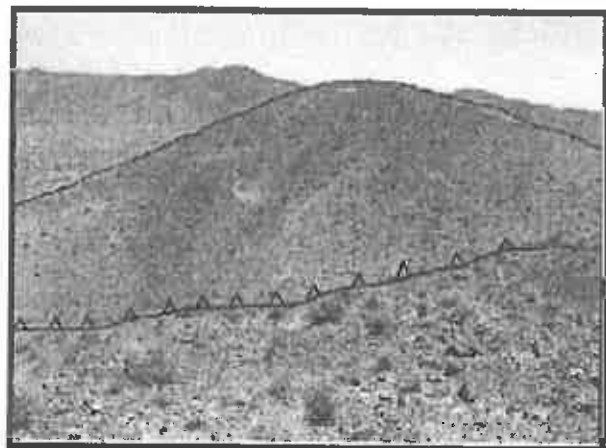
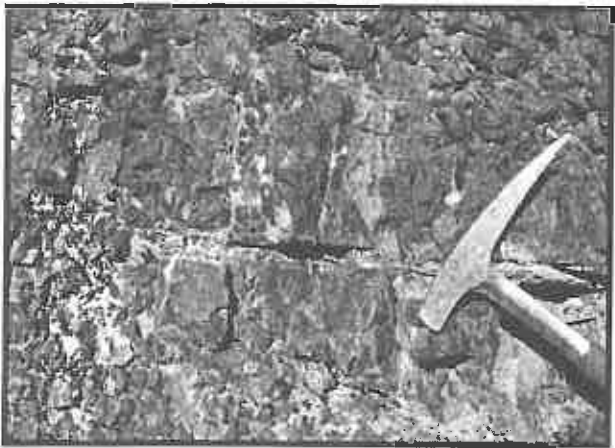
پیروکسنیت‌ها به صورت نوار باریک و طولی به عرض ۳۰۰ تا ۴۰۰ متر و طول ۲ کیلومتر در حد فاصل روستاهای کلاته‌باغ تا چاه‌طرق رخنمون دارند (شکل ۲-۳). مرز این واحد با سنگهای دیوریتی - کوارتز دیوریتی گسله می‌باشد. این واحد پیروکسنیتی تنها باقیمانده مجموعه اولترامافیک وابسته به افیولیت‌های سبزوار در این منطقه می‌باشد. بافت این نوع سنگها اغلب گرانوبلاستی است و اساساً از ارتوپیروکسن (برونزیت) و کلینوپیروکسن (کلینواکسانتیت) تشکیل شده‌اند. پیروکسن‌ها در حال تبدیل به کانی‌های خانواده سرپانتین می‌باشند و باعث ایجاد بافت مش یا داربستی شده‌اند (شکل ۲-۴ و ۲-۵). علاوه بر پیروکسن، دانه‌های ریز کانی‌های اوپک از نوع مگنتیت بطور فراوان در متن سنگ مشاهده می‌شود. این کانی‌ها عمدتاً دانه‌ریز و بی‌شکل هستند و همراه با محصولات حاصل از دگرسانی یافت می‌گردند. همچنین در محل شکستگی‌ها، کلریت نیز یافت می‌شود. پیروکسنیتها در سمت شمال توسط آبرفت‌های کواترنر پوشیده شده‌اند.

ب - سنگهای بازالتی و آتشفشانی - تخریبی‌های زیر دریایی

سنگهای بازالتی به صورت نوار نسبتاً عریض با روند کلی شمال غرب - جنوب شرق تا شرقی - غربی از حوالی روستای شامکان تا روستای ارغش رخنمون دارند (شکل ۲-۶). سنگهای بازالتی عمدتاً اسپیلیتی شده‌اند. در این سنگها بافت پورفیری، گلوپورفیری، میکروولیتی و آمیگدالوئیدال (بادامکی) دیده می‌شود و حاوی فنوکریستهای پلاژیوکلاز و پیروکسن می‌باشند. کلسیت، کلریت، کوارتز، اکسیدهای آهن و ... کانیهای ثانویه این بازالتها را تشکیل می‌دهند. در جبهه پیشانی یا محل مواجه بازالت‌های بالشی با آب دریا، برشی شدن شدید مشاهده می‌شود (اشکال ۲-۷ - الف و ب). به سمت افق‌های بالاتر بر میزان مواد تخریبی و سازندگان رسوبی افزوده می‌گردد و ماسه‌سنگها و سیلتستونهای حاوی قطعات آتشفشانی (عمدتاً بازالتی) تشکیل می‌شوند (شکل ۲-۸).

ج- آهکهای پلاژیک

اصولاً با کاهش فعالیت‌های آتشفشانی بازالتی بستر اقیانوسی و ایجاد محیطی مناسب، شرایط برای رسوبگذاری سنگهای آهکی پلاژیک فراهم می‌گردد. آهکهای پلاژیک موجود در حوالی روستای ریزآب به صورت آهکهای خاکستری و صورتی رنگ یافت می‌شوند و حاوی میکروفسیل‌هایی از نوع گلوبی‌ژرینا و گلوبوترونکانا هستند. این سنگها دارای همراهی بسیار نزدیکی با بازالتها و سنگهای آتشفشانی تخریبی می‌باشند، ولی سطح تماس آنها با واحدهای همجوار غالباً گسلی است. با توجه به مطالعه مقاطع نازک تهیه شده و حضور فسیلهای ذکر شده سن این واحد کرتاسه پایانی- اوایل پالتوسن (ماستریشین) تشخیص داده شده است (نادری، ۱۳۷۷) (شکل‌های ۲-۹ و ۲-۱۰).

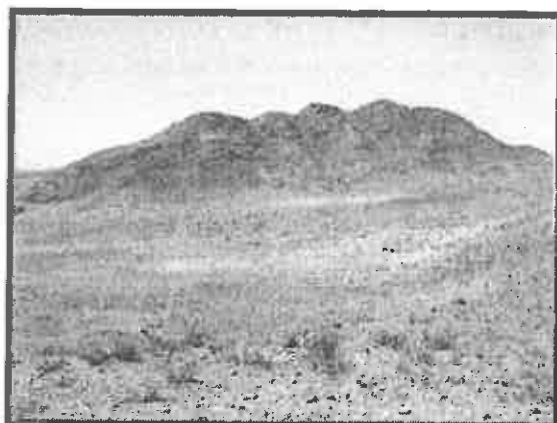


شکل ۲-۴- سنگهای پیروکسنیتی میزبان توده گرانیتوئیدی چاه سالار در شرق روستای کلاته باغ که در امتداد درزه ها و شکستگیها سرپانیتی شده‌اند.

شکل ۲-۳- رخنمون پیروکسنیتها در شرق روستای کلاته باغ که دارای مرز گسله با توده مورد مطالعه می باشند.



شکل ۲-۵- تصویر میکروسکوپی بافت داربستی در نمونه‌های پیروکسنیتی که ناشی از تجزیه پیروکسینها به سرپانتین می باشد (نور XPL ، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).



شکل ۲-۶- بازالت‌های اسپیلیتی شده وابسته به مجموعه افیولیتی در اطراف روستای شامکان

(دید به سمت جنوب شرق).



شکل ۲-۷-ب- تصویری از بالشهای بازالتی واقع در جنوب غرب اندیس

طلای ارغش.



شکل ۲-۷-الف- مقطع عرضی یک بالش بازالتی،

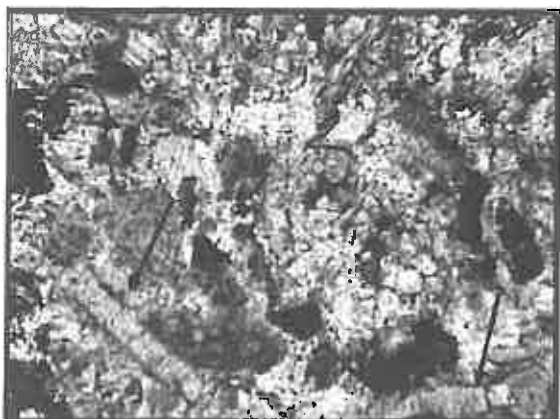
به شکافهای شعاعی، شکل تقریباً مدور و حاشیه شیشه ای آن

توجه نمایید. (شمال غرب اندیس طلای ارغش).

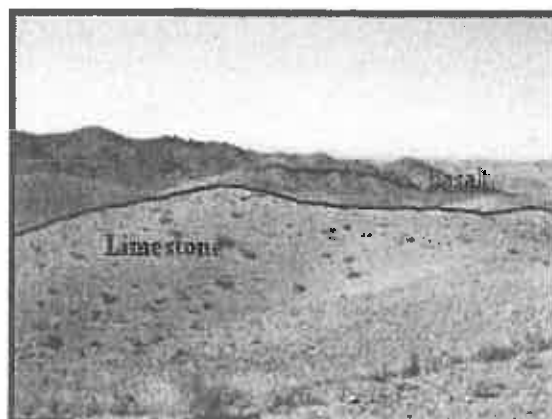


شکل ۲-۸- نمایی نزدیکی از سنگهای رسوبی - آتشفشانی متعلق به مجموعه افیولیتی سبزوار که میزبان توده گرانیتوئیدی چاهسالار می-

باشند(گدار قومی - شمال شرق روستای ریزآب).



شکل ۲-۱۰- تصویر میکروسکوپی آهک با بقایایی از فسیلهای پلاژیک (نور XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).



شکل ۲-۹- کنتاكت گسلي آهكهاى پلاژيك و بازالتها در مجموعه افیولیتی.

۲-۲-۲ واحد آهکی ائوسن

در یک کیلومتری جنوب غرب روستای ریزآب یک واحد آهکی به رنگ کرم مایل به صورتی حاوی نومولیت رخنمون دارد. این واحد بایواسپارایتی دارای میکروفسیلهای نومولیت، آسلینا و دیسکوسیکلینا می باشد و با توجه به این فسیلها دارای سن ائوسن می باشد (نادری، ۱۳۷۷) (شکل ۲-۱۱- الف و ب). سطح تماس این واحد با سنگهای در برگیرنده (سنگهای آتشفشانی تخریبی وابسته به مجموعه افیولیتی و سنگهای توده نفوذی) گسلی است. از آنجایی که این واحد در بین مجموعه دربرگیرنده توده نفوذی گرانیتوئیدی چاهسالار دیده می شود از اهمیت ویژه ای برخوردار است و می تواند بیانگر آن باشد که احتمالاً این توده نفوذی بعد از ائوسن تشکیل و جایگزین گردیده است.



شکل ۲-۱۱- الف و ب- نمای نزدیکی از سنگهای آهکی کرم - صورتی نومولیت دار ائوسن که همراه با سنگهای میزبان توده گرانیتوئیدی چاهسالار به شکل یک یا چند برش در شمال غرب روستای ریزآب رخنمون دارند.

۲-۲-۳- سنگهای آذرین نفوذی

توده نفوذی چاه سالار دارای طیف ترکیبی دیوریت، کوارتز دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت می باشد و توسط رگه های آپلیتی، پگماتیتی و همچنین دایک های آندزیتی- داسیتی قطع شده است.

از بین سنگهای نامبرده دیوریتها بیشترین حجم توده نفوذی را به خود اختصاص می دهند (شکل ۲-۱۲). این سنگها دارای بافت گرانولار دانه درشت هستند. سازندگان اصلی آنها پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز می باشد. کانی های ثانویه اسفن، اپیدوت، کلریت و کلسیت در آنها یافت می شوند. برخی از دیوریتها حاوی مقدار بسیار کمی کانی مافیک هستند که بهتر است آنها را لوکودیوریت بنامیم (شکل ۲-۱۳).

سنگهای کوارتز - دیوریتی رخنمون مشخصی را به خود اختصاص نمی دهند ولی بصورت تدریجی و تفریق یافته همراه با دیوریتها و گرانودیوریتها یافت می شوند.

گرانودیوریتها دومین سازنده مهم توده نفوذی مورد مطالعه هستند (شکل ۲-۱۴). گرانودیوریتها در نمونه های دستی، دانه درشت و دارای رنگ سبز متمایل به سفید می باشند. کانی های سازنده آنها عمدتاً هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز، کوارتز و مقادیر کمی ارتوکلاز می باشند. ارتوکلاز معمولاً کانی تأخیری است و در لابه لای سایر کانیها یافت می شود.

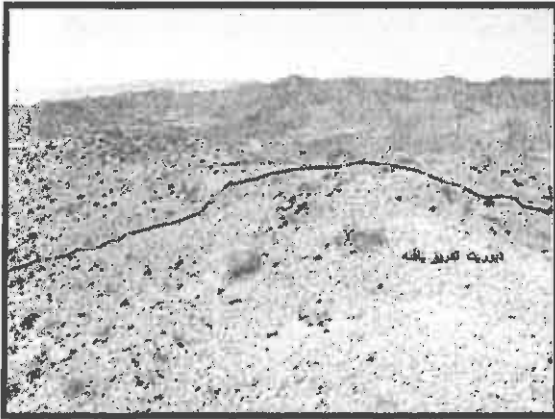
در برخی نقاط تفریق به حداکثر مقدار خود رسیده و توده های صرفاً کوارتزی به ابعاد دهها متر تشکیل شده است (معدن سیلیس حاج غلامرضا، در نزدیکی روستای چاه تنگولی) (شکل ۲-۱۵). به علت خلوص بالای توده های سیلیسی، برای تأمین ساینده های کوارتزی و صنایع شیشه سازی مورد استفاده قرار می گیرند. در حاشیه توده های کوارتزی، پگماتیت های گرانیتی نیز یافت می شوند. این امر بیانگر آنست که آنها از تفریق پیشرفته ماگمای سازنده این توده گرانیتوئیدی بوجود آمده اند. در بعضی از رگه های پگماتیتی، بلورهای درشت ارتوکلاز، پلاژیوکلاز و تورمالین یافت می شوند. ابعاد پلاژیوکلازها در حد چند دسیمتر می باشد. همچنین کانی بیوتیت نیز همراه دیگر کانیها در این سنگها یافت می شود (شکل ۲-۱۶).

در جنوب شرق کلاته قولنی، رگه های پگماتوئیدی حاوی بلورهای درشت هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز یافت می شود. هورنبلندها ظاهر پوست پلنگی به این رگه ها داده اند. علاوه بر پگماتوئیدها، رگه های آپلیتی نیز توده مورد نظر را قطع می کنند. این رگه ها روشن بوده و از پلاژیوکلاز و به مقدار

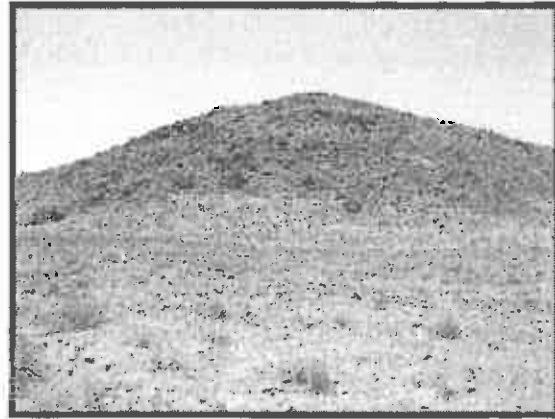
کمتر هورنبلند تشکیل شده‌اند. رگه‌های پگماتوئیدی و آپلیتی حاصل تفریق ماگمای دیوریتی - گرانودیوریتی می‌باشند (به شکل‌های ۱۷-۲ و ۱۸-۲ نگاه کنید).

دایکهای متعددی توده نفوذی چاه‌سالار را قطع می‌کنند. دایکها میکرودیوریتی - میکروگرانودیوریتی یا آندزیتی - داسیتی هستند (شکل ۲-۱۹). این دایکها دارای رنگ سیاه، سبز یا خاکستری مایل به سبز می‌باشند. عرض آنها از چند سانتی‌متر تا چند متر متغیر است (شکل ۲-۲۰). با توجه به مقاطع نازک تهیه شده از آنها، عمدتاً بافت پورفیری یا پورفیروئیدی نشان می‌دهند و حاوی هورنبلند، پلاژیوکلاز و ندرتاً کوارتز می‌باشند. در این سنگها بلورهای درشت پلاژیوکلاز (به ابعاد چند سانتی‌متر) دارای منطقه‌بندی، دیده می‌شود (شکل ۲-۲۱). این دایکها در زونهای گسلی به شدت خرد و برشی شده‌اند.

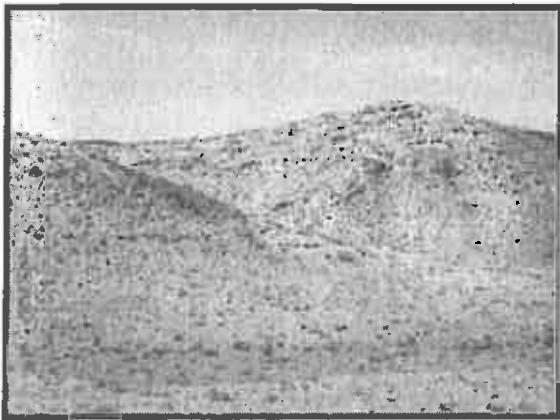
در جنوب قاسم‌آباد و در مجاورت راه قاسم‌آباد - کاشمر یک گنبد تقریباً بیضوی شکل تراکی آندزیتی تا داسیتی به طول یک کیلومتر و عرض حدود پانصد متر رخنمون دارد (شکل ۲-۲۲). این گنبد دارای حاشیه انجماد سریع می‌باشد بطوریکه در نمونه دستی، ریز دانه و دارای ظاهر خاکستری تیره است. همچنین جریان یافتگی در این سنگها مشاهده می‌شود (شکل ۲-۲۳). نمونه‌های متعلق به بخشهای درونی‌تر اندکی دانه درشت‌تر، روشن‌تر و سالم‌تر می‌باشند. این ویژگی در مقاطع نازک نیز قابل مشاهده است. در این واحد آنکلاوهای دیوریتی مشاهده گردیده است که بیانگر جوانتر بودن این گنبد نسبت به دیوریت‌های میزبان می‌باشد (شکل ۲-۲۴ - الف و ب). با وجود جوانتر بودن گنبد تراکی آندزیتی تا داسیتی، مجموع شواهد صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی بیانگر آنست که ماگما‌های سازنده این گنبد و توده گرانیتوئیدی از منشاء مشترکی سرچشمه گرفته‌اند ولی در زمانهای متفاوت و به صور مختلف جایگزین شده‌اند.



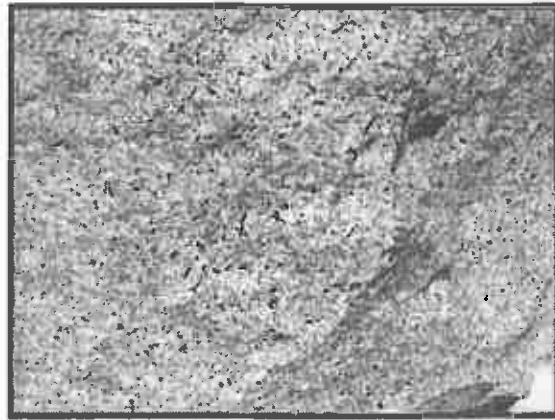
شکل ۲-۱۳- تصویر لوکودیوریت که بعلت افزایش تفریق و کاهش کانی‌های مافیک دارای رنگ روشن‌تری نسبت به دیگر سنگهای دیوریتی می‌باشد (جنوب غربی قاسم آباد).



شکل ۲-۱۲- توده نفوذی دیوریتی. همانطور که مشاهده می‌شود دیوریتها دارای رنگ تیره‌تری هستند (جنوب روستای پایاز).



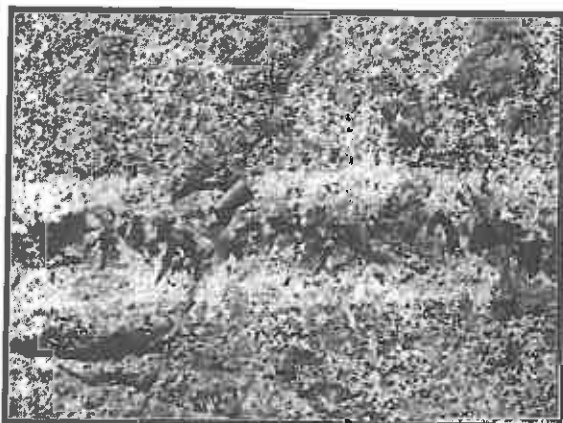
شکل ۲-۱۵- تصویری از توده سیلیسی (کوارتزولیتی) حاصل از تفریق پیشرفته ماگمای سازنده توده دیوریت-گرانودیوریت مورد مطالعه (شمال چاه تنگی).



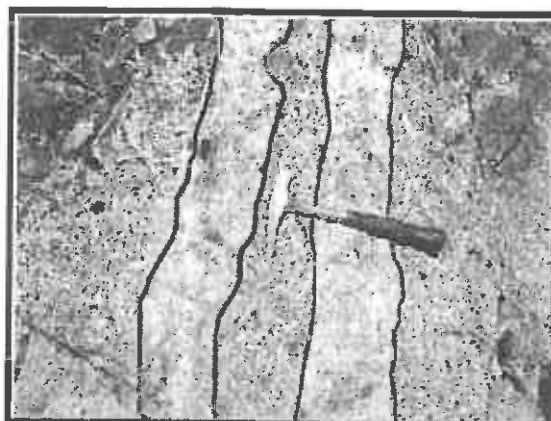
شکل ۲-۱۴- شمای نزدیکی از سنگهای گرانودیوریتی. (شمال- غرب چاه زمین).



شکل ۲-۱۶- پگماتیت بیوتیت‌دار که در حاشیه توده‌های کوارتزی یافت شده است (شمال چاه تنگی).



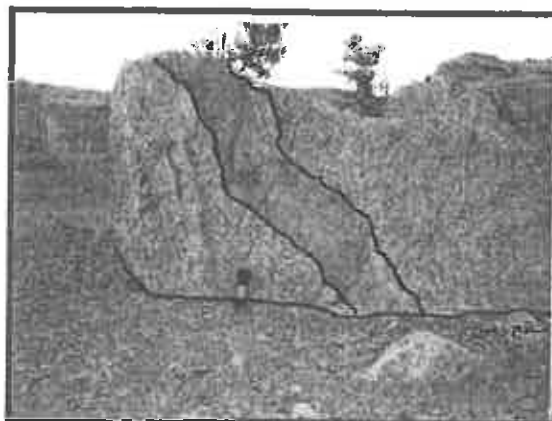
شکل ۲-۱۸- رگه پگماتوئید دیوریتی. همانطور که مشاهده می‌شود کانی‌های درشت هورنبلند سبز ظاهری پوست پلنگی به رگه داده‌اند (جنوب کلاته قول‌نی).



شکل ۲-۱۷- نفوذ رگه‌های آپلیتی به درون گرانودیوریتها. این رگه‌ها تفریق یافتگی بیشتری نسبت به گرانودیوریتها نشان می‌دهند و از کانی‌های مافیک فقیر می‌باشند (جنوب روستای تک خار).



شکل ۲-۲۰- دایکهای آندزیتی- داسیتی تزریق شده در دیوریتها که توسط تعدادی گسل چپ گرد نیز قطع شده‌اند (جنوب روستای تک خار).



شکل ۲-۱۹- تزریق دایک میکرودیوریتی در گرانودیوریتها (جنوب کلاته چاه میل).



شکل ۲-۲۲- ساخت چریانی در تراکی آندزیت‌ها که حاصل آرایش پلاژیوکلازها می باشد.

شکل ۲-۲۱- تصویری از سنگهای داسیتی و بلورهای پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی ترکیبی در آنها (روستای قاسم‌آباد).



شکل ۲-۲۳- گنبد تراکی آندزیتی در غرب روستای قاسم‌آباد (دید به سمت شمال).



شکل ۲-۲۴- الف و ب- حضور بارز آنکلاوهای دیوریتی که نشان‌دهنده جوانتر بودن سنگهای تراکی آندزیتی نسبت به دیوریتها می باشد.

۲-۲-۴- سنگهای آتشفشانی تخریبی ائوسن - الیگوسن

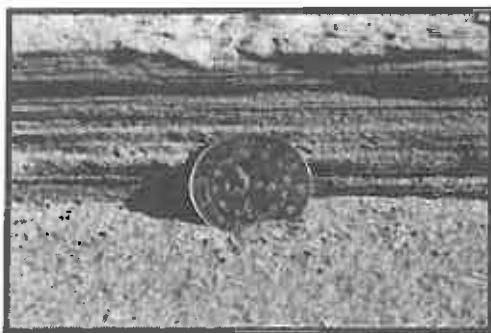
در جنوب شرقی منطقه چاهسالار در حوالی روستای چاهانی، سنگهای آتشفشانی تخریبی ائوسن رخنمون دارند که دارای رخساره‌های ایگنمبریتی، آگلومرای، پومیس توفی و لیتیک توف می‌باشند (شکل ۲-۲۵). این مجموعه گهگاه تحت تأثیر دگرسانی گرمابی آرژیلیتی قرار گرفته و به رنگ زرد لیمویی درآمده است که معرف دگرسانی آرژیلیتی درجه متوسط در آنها است.



شکل ۲-۲۵- منظره ای از آگلومراهای ائوسن
(جنوب غرب روستای چاهانی).

۲-۲-۵- آبرفت‌های کواترنری

مخروط‌افکنه‌ها، رسوبات آبراهه‌ای، دشت‌های رسی - ماسه‌ای و ماسه‌های بادی، واحدهای متعلق به کواترنر هستند که بیشتر در بخش‌های شمالی منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند. این واحدها در دامنه ارتفاعات و رخنمون‌های سنگی و در محل ورود رودخانه به دشت مشاهده می‌شوند (شکل ۲-۲۶ و ۲-۲۷).



شکل ۲-۲۷- رسوبات ماسه‌ای، سیلیسی حاصل از سیلابهای عهد حاضر (سیلاب اردیبهشت ماه ۱۳۸۶، جنوب روستای قاسم‌آباد).



شکل ۲-۲۶- منظره ای از کنگلومرای دارای خمیره با استحکام کم (جنوب شرق چاه‌زمین).

۲-۳- زمین شناسی ساختمانی

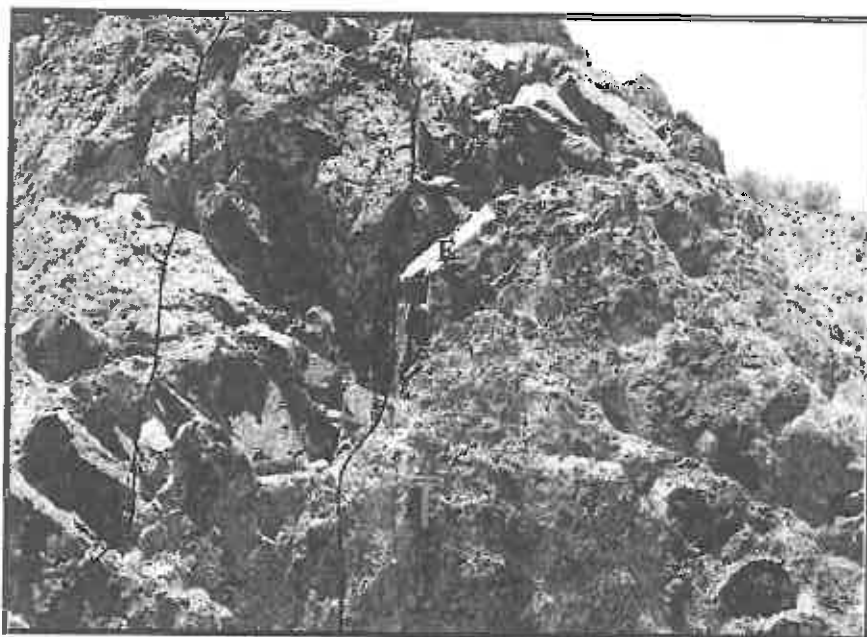
در منطقه چاهسالار، تکتونیک عملکرد شدیدی داشته است و باعث ایجاد گسلش و درز و شکافهایی در سنگهای منطقه گردیده است (شکل ۲-۲۸ و ۲-۲۹). در شکل ۲-۳۰ نقشه کلی گسلها نشان داده شده است. در روی این نقشه مشاهده می شود که حداقل چهار سیستم گسلی در منطقه قابل تشخیص است. روندهای این گسلها به شرح زیر می باشد.

۱- روند شمال غرب - جنوب شرق ۲- روند شمالی - جنوبی ۳- روند شمال شرق - جنوب

غرب ۴- روند شرقی - غربی.

اکثر گسلهای موجود در منطقه چاهسالار دارای روند شمال غرب-جنوب شرق می باشند. این گسلها که مطابق با روندهای آبراهه های اصلی منطقه هستند باعث شکستگی و برشی شدن سنگهای دیوریتی - گرانودیوریتی شده اند. گسلهای مذکور عمدتاً چپ گرد می باشند. همچنین بر اساس این نقشه می توان بیان کرد که مرز میان واحدهای سنگی نظیر توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه و بقایای افیولیتها عادی نیست بلکه فعالیت گسلها باعث در کنار هم قرارگیری این سنگها شده است. برای مثال واحد آهکی که اکنون در کنار توده نفوذی قرار گرفته است بر اثر راندگی در کنار توده نفوذی قرار گرفته و سطح تماس آن با توده نفوذی چاهسالار گسلی است لذا نباید انتظار داشت که تغییر و تحولی در این سنگها صورت گرفته باشد که عملاً شواهد صحرایی نیز مؤید این ادعا است.

همچنین گسلها اغلب باعث جابجائی زون های کانی سازی و کنترل زونهای دگرسانی در حوالی روستاهای چشمه زرد و ارغش گشته است. این گسلها دارای تغییر مکان افقی بین ۱۰ تا ۱۰۰ متر هستند.



شکل ۲-۲۸- گسل خوردگی دیوریتها و تغییر مکان دایک (جنوب کلاته گرگی).



شکل ۲-۲۹- نمای نزدیکی از گسل با حرکت چپ‌گرد در سنگهای دیوریتی توده نفوذی چاه سالار. همانطور که مشاهده می‌شود تنش‌های حاکم باعث شکستگی سنگ و جابجائی رگه آپلیتی شده است (جنوب کلاته قول‌نی).



0 1 2 3 4 5
Scale: 100,000

LEGEND

- Thrust faults
- Inferred thrust faults
- Strike-slip faults

شکل ۲-۳- نقشه کلی گسشهای منطقه چاهسالار

فصل سوم

پتروگرافی

۳-۱- مقدمه

در این فصل به توصیف ویژگی‌های میکروسکوپی واحدهای سنگی مورد مطالعه خواهیم پرداخت. پتروگرافی یا سنگ‌نگاری، قسمتی از سنگ‌شناسی است که ضمن آن ترکیب، مشخصات و طبقه‌بندی سنگها مورد بحث قرار می‌گیرد. اهداف این مطالعه، شناسایی و تعیین نوع کانیها، بافت، نام سنگ، ترتیب تبلور کانیها و تحولات ماگمایی است. بر این اساس از تمام بخشهای توده مورد مطالعه بطور سیستماتیک نمونه‌برداری و مقطع نازک تهیه گردید.

۳-۲- واحدهای سنگی

بر اساس مشاهدات میکروسکوپی، سنگهای منطقه چاهسالار به گروههای زیر تقسیم‌بندی شدند:

۱- دیوریتها و کوارتز دیوریتها،

۲- گرانودیوریتها،

۳- پگماتوئیدها

۴- پگماتیتها

۵- آپلیتها

۶- گرانیتها

۷- دایکهای آندزیتی - تراکی آندزیتی و داسیتی

۳-۲-۱- دیوریتها و کوارتز دیوریتها

دیوریتها حجم اصلی توده نفوذی منطقه چاهسالار را به خود اختصاص می‌دهند. دیوریتها تیره‌رنگ و گرانولار هستند و حاوی کانیهای پلاژیوکلاز و هورنبلند می‌باشند. اسفن و آپاتیت کانیهای فرعی این سنگها را تشکیل می‌دهند. گسترش این سنگها در مناطق مختلف به ترتیب عبارت است از: روستاهای پاباز، چاه‌تنگی، چاه‌طرق و ... (شکل ۳-۱).

۳-۲-۱-۱- اختصاصات میکروسکپی

دیوریتها دارای بافت‌های دانه‌ای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند (شکل ۳-۲-الف و ب). پلاژیوکلاز و هورنبلند کانی‌های اصلی سازنده این سنگها می‌باشند. اسفن و آپاتیت کانی‌های فرعی این سنگها محسوب می‌شوند. پروپیلیتیزاسیون از پدیده‌های جالبی است که در این سنگها مشاهده می‌شود. پروپیلیتیزاسیون پدیده‌ای است که در اثر فعالیتهای هیدروترمال، پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز تجزیه شده و مجموعه متراکمی از ذرات کانیهایی همچون اپیدوت، زوئیزیت، کلینوزوئیزیت، آلبیت، کلسیت، کلریت و ... تشکیل می‌شوند. در این سنگها تبدیل‌شدگی هورنبلند سبز به کلریت، اپیدوت و کلسیت و همچنین تبدیل‌شدگی پلاژیوکلاز به اپیدوت و کلسیت به وضوح مشاهده می‌شود. در امتداد زونهای برشی عمدتاً شرقی- غربی، دگرشکلی قابل ملاحظه‌ای در سنگهای دیوریتی و گرانودیوریتی مشاهده می‌شود. در دیوریتها علاوه بر بافتهای ذکر شده بافت کاتاکلاستیکی نیز مشاهده می‌شود که حاصل زونهای برشی ذکر شده می‌باشد. این بافت معمولاً با خاموشی موجی در دانه‌های کوارتز، ایجاد ماکل مکانیکی در پلاژیوکلازها، خمیدگی و پیچ و تاب خوردن هورنبلند سبز و بیوتیت و ساب‌گرین شدن هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز، بیوتیت، آپاتیت و بندرت کوارتز همراه است. ساب‌گرین شدن و دگرشکلی صورت گرفته به حدی است که سنگ ساخت دانه‌ای خود را از دست داده است و برگواری بارزی به خود گرفته است. در ضمن رنگ سفید یا خاکستری مایل، به سبز تیره تغییر پیدا کرده است. همچنین رگه‌های بسیار باریکی از کوارتز در درون بعضی از پلاژیوکلازها مشاهده می‌شود که حاصل راهیابی سیالات تفریق یافته ماگمایی به درون درز و شکافهای موجود در پلاژیوکلاز (در مراحل انتهایی تبلور ماگما) می‌باشد. این پدیده یکی از ساختهای بارز ساب ماگمایی به حساب می‌آید (به بوشه^۱ و همکاران، ۱۹۹۲ رجوع شود). نکته جالب توجه آنست که در بیشتر موارد همراه این کانی‌های دگرشکل شده، کانی‌های ثانویه حاصل از دگرسانی به خصوص انواع آبدار آنها نظیر کلریت یافت نمی‌شوند، این پدیده مؤید آنست که دگرشکلی در دمای بالا و در غیاب آب و سیالات فرار، انجام شده است. لذا نتیجه می‌گیریم دگرشکلی صورت گرفته، میلونیتی شدن به معنی حقیقی خود می‌باشد که در مراحل پایانی تبلور ماگمای سازنده توده گرانیتوئیدی چاهسالار صورت گرفته است. در ضمن در بخش عمده‌ای از سنگهای دیوریتی و همچنین

^۱ - Bouchez

گرانودیوریتی، ساختهای میکروسکپی ماگمایی یا فابریک ماگمایی مشاهده می‌شود که در واقع سنگ بافت گرانولار و تقریباً عاری از دگرشکلی را نشان می‌دهد ولی در زونهای میلونیتی دگرشکلی از نوع ساب ماگمایی و ساب سولیدوس دمای بالا به وضوح دیده می‌شود.

با افزایش تفریق‌یافتگی و متعاقباً افزایش مقدار کوارتز ترکیب دیوریتها بسمت کوارتز دیوریت سوق پیدا می‌کند. در این سنگها هورنبلند سبز دارای فراوانی کمتری نسبت به دیوریتها می‌باشد. این کانی تحت تأثیر دگرسانی به کانی‌های ثانویه کلریت، اپیدوت و کلسیت تبدیل شده است. علاوه بر کوارتزهای اولیه در میان دیگر کانی‌ها بصورت بین دانه‌ای کوارتزهای ثانویه رشد نموده است.

در بعضی مناطق، در دیوریتها، آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک مشاهده شده است. اندازه تقریبی آنکلاوها به چند میلی‌متر می‌رسد. غالباً کنتاکت آنها با گرانیتوئیدهای میزبان شارپ نیست. بیشتر آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک کم و بیش دارای همان کانی‌های میزبان خود می‌باشند. لیکن از نظر کمی، سهم آنها کاملاً متفاوت است. پلاژیوکلازها، بطور گسترده‌ای نیمی از سهم کانی‌های موجود در این آنکلاوها را به خود اختصاص می‌دهند. بین ترکیب کانی‌شناسی آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک و میزبانهای آنها یک تطابق قوی وجود دارد. به نظر می‌رسد که این شباهت هم از طریق تبادلات شیمیایی و بلوری از سطح تماس صورت می‌گیرد و هم ناشی از منشأ یکسان آنها باشد. جدا نمودن کامل این آنکلاوها از سنگهای میزبانشان غیرممکن است. آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک در مقایسه با سنگهای میزبان خود مافیک‌تر یا فلسیک‌تر می‌باشند و یکی از مشخصات گرانیتوئیدهای نوع I هستند (دیدیه^۲، ۱۹۸۲). همچنین وجود آنکلاوها می‌تواند بر اختلاط ماگمای دیوریتی با ماگمای فلسیک‌تر دلالت داشته باشد.

۳-۲-۱-۲-۳- کانیهای اصلی

هورنبلند سبز

هورنبلند سبز فراوانترین کانی مافیک اولیه دیوریتهاست. بلورهای هورنبلند سبز غالباً شکلدار و نیمه شکلدار هستند و اندازه‌شان به چند میلیمتر می‌رسد. ادخالهایی از دیگر کانیها همچون اسفن، آپاتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز در هورنبلندها یافت می‌شود که منظره بافت پوئی‌کلیتیک را بوجود می‌آورد (شکل ۳-۳). اغلب هورنبلندها فاقد دگرسانی هستند ولی تعدادی از آنها به اپیدوت، کلریت و تعدادی هم بر اثر متاسوماتیسم پتاسیک و تبادل عناصری از جمله پتاسیم به بیوتیت تبدیل گردیده‌اند (بیوتیت زایی) (شکل ۳-۴). مقدار بیوتیت‌زایی زیاد نیست و اغلب به صورت لکه‌هایی در

داخل هورنبلند مشاهده می‌شود. در بعضی از سنگها، به علت افزایش موضعی بخار آب و تمرکز عناصر سازنده هورنبلندهای سبز، تجمعات موضعی از این کانی مشاهده می‌شود.

در زونهای میلونیتی (شکل ۳-۵) هورنبلند سبز بصورت پورفیر کلاست در زمینه متشکل از دانه های ریز پلاژیوکلاز و اپیدوت احاطه شده است (شکل ۳-۶). همچنین این کانی به شدت خرد شده و پدیده ساب‌گرین شدن را نشان می‌دهد و در بعضی سنگها دچار خمیدگی شده‌اند (شکل ۳-۷ و ۳-۸)

بیوتیت

بیوتیت درصد کمی از کانی‌های سازنده دیوریت‌ها را به خود اختصاص می‌دهد. بیوتیت‌های موجود در سنگهای دیوریتی هم بصورت اولیه و هم از طریق متاسوماتیسم پتاسیک هورنبلندها حاصل گردیده است. بیوتیت‌های اولیه شکل‌دار به رنگ قهوه‌ای و دارای چندرنگی می‌باشند. اما بیوتیت‌های حاصل از متاسوماتیسم هورنبلندها بی‌شکل هستند و در حاشیه هورنبلندها یا در امتداد درز و ترکهای آنها دیده می‌شوند.

پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز عمده‌ترین کانی روشن موجود در این سنگهاست که عموماً شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار است و اندازه تقریبی آن به ۲ تا ۳ میلیمتر می‌رسد. ماکل پلی‌سینتتیک، مکانیکی و کارلسباد- پلی سینتتیک و زوناسیون ترکیبی از مشخصه‌های دیگر این کانی است. اندازه‌گیری زاویه خاموشی در بلورهای دارای ماکل پلی‌سینتتیک، ترکیب آنها را در حد آندزین نشان می‌دهد. زاویه خاموشی پلاژیوکلازها با استفاده از روش میشل لوی^۳ (در کر^۴، ۱۹۷۷) صورت گرفته است.

ماکلهای مکانیکی در اثر استرس و فشارهای وارده ایجاد شده‌اند و به این علت تشکیل می‌شوند که سیستم بلوری کانی در جهت ماکل چرخش پیدا می‌کند (شلی^۵، ۱۹۹۳) (شکل ۳-۹). همچنین در درون پلاژیوکلازها، رگه‌های ریز کوارتز مشاهده شده است. حضور رگه‌های کوارتز در این کانی بیانگر آنست که دگرشکلی در مراحل انتهایی تزریق توده نفوذی رخ داده است (بوشه و همکاران، ۱۹۹۲) (شکل ۳-۱۰). با مطالعه تغییر شکل پورفیر کلاست‌ها می‌توان جهت استرس را تشخیص داد که در این سنگها نوع استرس برشی شدید با حرکت راست‌گرد است (شکل ۳-۱۱).

³-Michel Levey

⁴-Kerr

⁵-Shelly

پدیده زونینگ یکی دیگر از مشخصات پلاژیوکلازهاست که نشانه عدم پایداری شرایط در طی دوره تشکیل آنها می‌باشد (شکل ۳-۱۲). پلاژیوکلازها معمولاً زودتر از دیگر کانی‌ها دگرسان شده و به اپیدوت و کلسیت تبدیل شده‌اند.

کوارتز

کوارتزها از نظر حجمی بسیار کم هستند و در محل زون برشی، به صورت بی‌شکل در فضای بین سایر کانیها یافت می‌شوند.

۳-۲-۱-۳- کانیهای فرعی

اسفن

اسفنها به دو صورت اولیه (مستقیماً از تبلور ماگما حاصل شده) و ثانویه مشاهده می‌شوند. اسفنها اولیه شکلدار تا نیمه شکلدار هستند و به صورت کانی مستقل یا به صورت ادخال در هورنبلند و پلاژیوکلاز یافت می‌شوند (شکل ۳-۱۳).

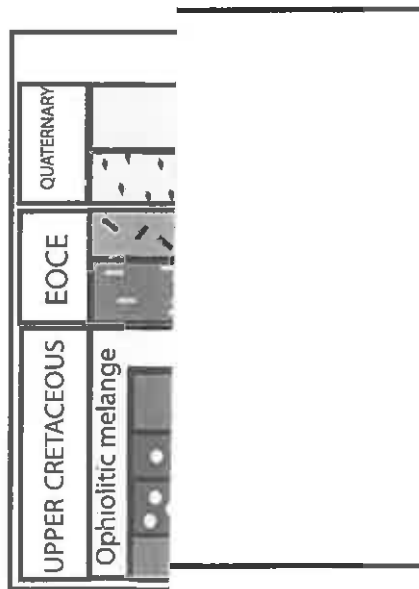
اسفنهاي ثانويه عموماً با برجستگی بالا و غالباً بی شکل و ریزدانه هستند و با کانیهای اپک حاصل از دگرسانی همراه می‌باشند (شکل ۳-۱۴).

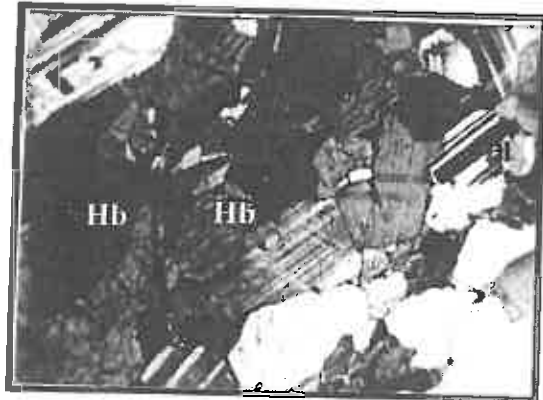
آپاتیت

فراوانی آپاتیت در این سنگها نسبت به دیگر سنگهای توده گرانیوتوئیدی چاه‌سالار بیشتر است. این کانی درون پلاژیوکلازها بصورت انکلوزیون مشاهده می‌شود. همچنین بر اثر استرسهای وارده به سنگهای دیوریتی این کانی نیز دچار شکستگی و کشیدگی شده است (شکل ۳-۱۵).

۳-۲-۱-۴- کانیهای ثانویه

اپیدوت شاخص‌ترین کانی ثانویه این گروه از سنگها است. این کانی از دگرسانی پلاژیوکلاز و هورنبلند ایجاد می‌شود (شکل ۳-۱۶). کلریت یکی دیگر از مهم‌ترین کانی‌های ثانویه است که در سنگهای آذرین جانشین سیلیکاتهای فرومنیزین (هورنبلند و بیوتیت) می‌گردد و معمولاً با اپیدوت همراه می‌باشد (شکل ۳-۱۷). کلسیت از دیگر کانیهای ثانویه است که از تجزیه پلاژیوکلازها و هورنبلند سبز به وجود می‌آید.

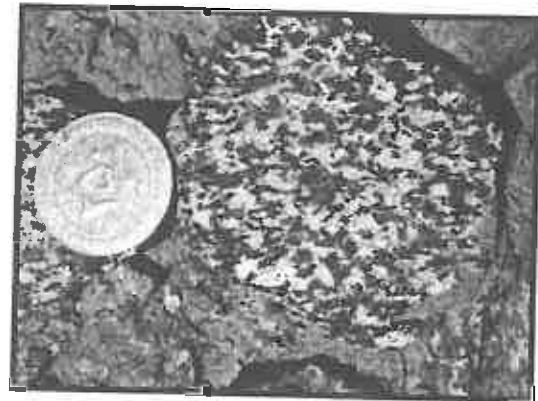




شکل ۳-۲-ب- تصویر میکروسکوپی سنگهای دیوریتی
(محل نمونه برداری روستای چاه زمین) (XPL، بزرگنمایی

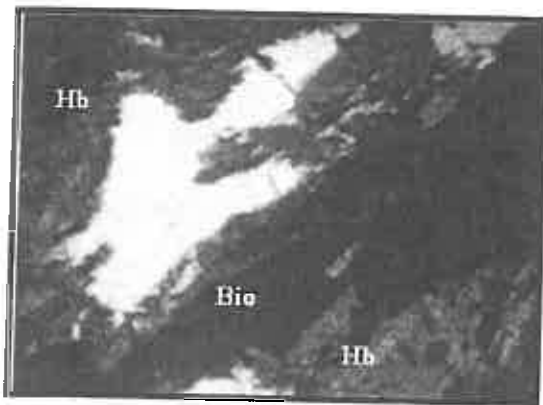
۴۰ = Hb هورنبلند

Pl = پلاژیوکلاز



شکل ۳-۲-الف - ساخت گرانولار در نمونه دستی سنگهای
دیوریتی

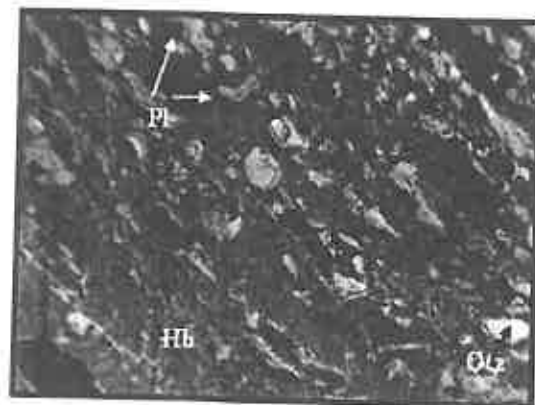
(محل نمونه برداری روستای چاه تنگی)



شکل ۳-۴- بیوتیت زایی در اثر متاسوماتیسم پتاسیک
هورنبلندها (PPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

Bio=بیوتیت

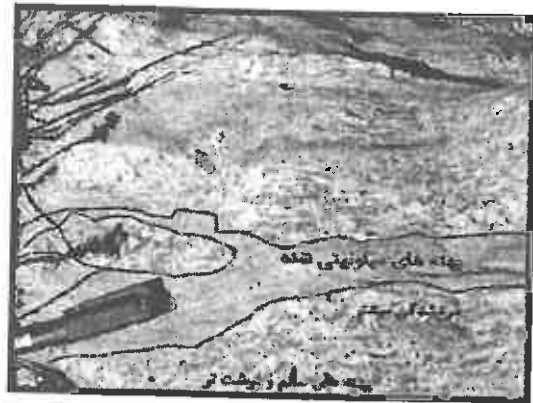
Hb=هورنبلند سبز



شکل ۳-۳- بافت پوئیکلیتی در هورنبلند سبز. همانطور که
مشاهده می شود کانی های پلاژیوکلاز و کوارتز بصورت
ادخال در هورنبلند یافت می گردد. (XPL، بزرگنمایی
۱۰۰ برابر). Hb=هورنبلند سبز، Pl=پلاژیوکلاز، Qtz=
کوارتز



شکل ۳-۶- تصویری از میلونیتهی شدن سنگ دیوریتی در مقطع میکروسکوپی (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



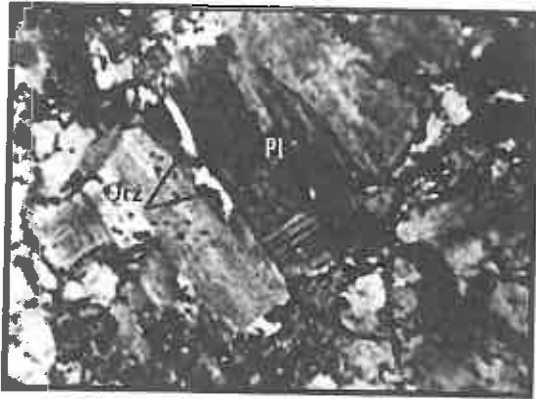
شکل ۳-۵- میلونیتهی شدن در نمونه دستی دیوریت (محل: روستای کلاته شیر محمد).



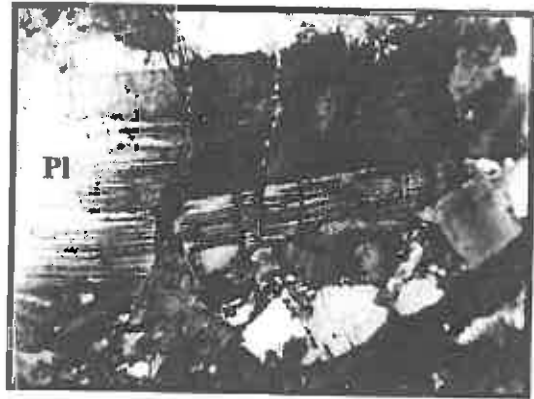
شکل ۳-۸- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده ساب گرین شدن هورنبلند سبز دیوریتها (XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).



شکل ۳-۷- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده ایجاد خمیدگی در بلور هورنبلند سبز دگرشکل شده در دیوریتها (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۳-۱۰- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده حضور رگه‌های کوارتزی بسیار باریک در بین قطعات خرده پلاژیوکلاز معرف آنست که میلونیتی شدن در سنگهای دیوریتی در دمای بالا و در حضور باقیمانده مذاب در مراحل پایانی تبلور ماگما صورت گرفته است (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر). Pl = پلاژیوکلاز، Qtz = کوارتز.



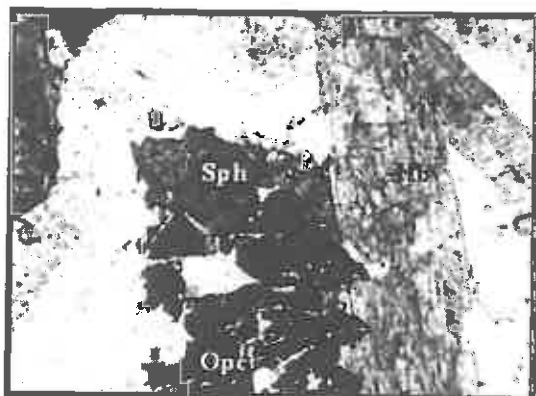
شکل ۳-۹- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده ماکل مکانیکی در پلاژیوکلاز (روستای کلاته گرمی) (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر). Pl = پلاژیوکلاز



شکل ۳-۱۲- پدیده منطقه‌بندی در پلاژیوکلاز (XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر). Pl = پلاژیوکلاز



شکل ۳-۱۱- تغییر شکل پلاژیوکلاز بر اثر استرس برشی راستگرد و ساب‌گرین شدگی پلاژیوکلاز (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر). Pl = پلاژیوکلاز



شکل ۳-۱۴- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده اسفن ثانویه

همراه با کانیهای اپک در سنگهای دیوریتی (PPL،

بزرگنمایی ۴۰ برابر).

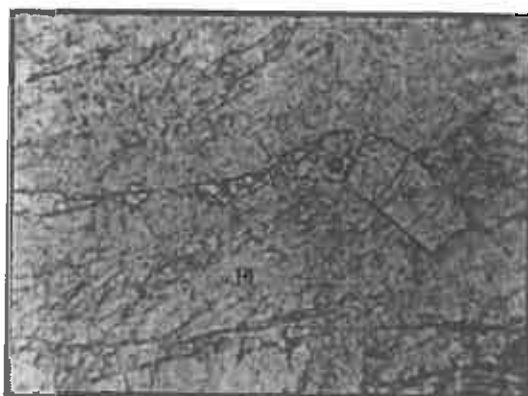
Sph = اسفن، Opq = کانی اپک، Hb = هورنبلند.



شکل ۳-۱۳- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده کانی اسفن اولیه در

دیوریتها (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

Sph = اسفن



شکل ۳-۱۵- تصویر میکروسکوپی بلور آپاتیت درون پلاژیوکلاز، همانطور که مشاهده می‌شود به علت تنشهای وارده به سنگ، این

کانی دچار شکستگی و کشیدگی شده است (PPL، بزرگنمایی ۲۰۰ برابر). Ap = آپاتیت، Pl = پلاژیوکلاز

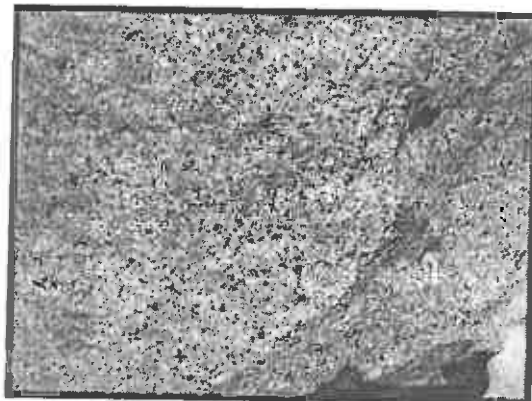


شکل ۳-۱۷- تصویر میکروسکوپی یک نمونه سنگ دیوریتی که در آن کانی هورنبلند به کلریت و اسفن تجزیه شده است (محل نمونه برداری روستای چاه زمین) (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر). Sph = اسفن، Chl = کلریت

شکل ۳-۱۶- اپیدوتیزاسیون ناشی از تبدیل هورنبلند به اپیدوت در محیطهای برشی ساب‌گرین شده (XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).

۳-۲-۲- گرانودیوریت‌ها

گرانودیوریت‌ها دومین سازنده مهم توده نفوذی چاه‌سالار می‌باشند. این سنگها بخشهای تفریق یافته‌تر و روشن توده را تشکیل می‌دهند. گرانودیوریت‌ها دارای رنگ خاکستری و فانروکریستالین بوده به نحوی که می‌توان پلاژیوکلاز، کوارتز و کانیهای فرومنیزین آنها را به راحتی شناسایی کرد (شکل ۳-۱۸).



شکل ۳-۱۸- گرانودیوریت در نمونه دستی (جنوب کلاته غلامرضا).

۳-۲-۱- اختصاصات میکروسکپی

گرانودیوریتها دارای بافت گرانولار شکلدار تا نیمه شکلدار هستند. کانیهای اصلی این سنگها پلاژیوکلاز، کوارتز و هورنبلند سبز می‌باشد که غالباً شکلدار تا نیمه شکلدارند. به مقدار کمتر ارتوکلاز در این سنگها یافت می‌شود. در این سنگها بیوتیت از فراوانی کمتری برخوردار است. اسفن و آپاتیت کانیهای فرعی این سنگها هستند. کلریت، اپیدوت و کلسیت کانیهای ثانویه حاصل از دگرسانی این سنگها می‌باشند.

۳-۲-۲- کانیهای اصلی

هورنبلند سبز

هورنبلند سبز به صورت بلورهای شکلدار تا نیمه شکلدار با اندازه‌ای برابر ۱ تا ۲ میلیمتر با فراوانی نسبتاً زیاد مشخص می‌گردد (شکل ۳-۱۹). برخی از بلورهای هورنبلند سبز به کلریت و اسفن دگرسان شده‌اند. حضور ادخالهای کوارتز، پلاژیوکلاز و کانی‌های اوپک باعث ایجاد بافت غربالی یا پوئیکلتی در هورنبلندها شده است.

بیوتیت

فراوانی بیوتیتها به ندرت از ۵ درصد فراتر می‌رود. برخی از بیوتیتها حاصل متاسوماتیسم پتاسیک هورنبلندها می‌باشند. اما در بعضی از نمونه‌ها، بیوتیت‌های اولیه بصورت بلورهای بی‌شکل و یا صفحه‌ای شکل‌دار در اندازه‌های چند دهم میلیمتر تا سه میلیمتر نیز مشاهده می‌شود که به کلریت تجزیه شده و باعث آزاد شدن اکسیدهای آهن گشته‌اند.

پلاژیوکلاز

بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز، با اندازه تقریبی ۲ تا ۳ میلیمتر و دارای ترکیب آندزین تا الیگوکلاز در گرانودیوریتها یافت می‌شوند. زوناسیون ترکیبی از مشخصات بارز این کانی است. منطقه‌بندی تغییرات شرایط محلی تشکیل بلور را نشان می‌دهد (شلی، ۱۹۹۳) (شکل ۳-۲۰).

ارتوکلاز

ارتوکلاز به مقدار اندک غالباً شکل دار تا بی‌شکل، با اندازه ۱ میلیمتر، در میان پلاژیوکلازها مشاهده می‌شود. حالت پرتیتی و ماکل کارلسباد از مشخصات بارز این کانی است. ارتوکلازها توسط هوازدگی یا دگرسانی گرمایی بیشتر به کانیهای رسی تبدیل گردیده‌اند (شکل ۳-۲۱).

کوارتز

کوارتزها اکثراً بی‌شکل و دارای خاموشی موجی هستند و در بعضی موارد نیز بر اثر فشارهای وارده کاملاً خرد شده می‌باشند. از آنجائی که این کانی در مراحل پایانی تبلور ماگما، متبلور می‌شود، بلورهای بی‌شکل آن فضای بین سایر بلورهای شکل‌دار را پر کرده است. بخشی از این کوارتزها در اثر هم‌رشدی با ارتوکلازها بافت گرافیکی زیبایی را به نمایش گذاشته‌اند (شکل ۳-۲۲). پیدایش کوارتز احتمالاً در سه مرحله صورت پذیرفته است، در مرحله اول بصورت بلورهای ریز و درشت، نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل قبل از تبلور در نقطه اتکتیک و در مرحله دوم بطور همزمان با فلدسپات پتاسیم بصورت گرافیکی بوده و در مرحله آخر، مایع غنی از سیلیس، کلیه حفرات بین بلوری را پر نموده و کوارتز بی‌شکل با حاشیه‌های مضرس را پدید آورده است (شکل ۳-۲۳).



شکل ۳-۲۰- وجود پلاژیوکلاز دارای منطقه بندی در گرانودیوریتها (XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).



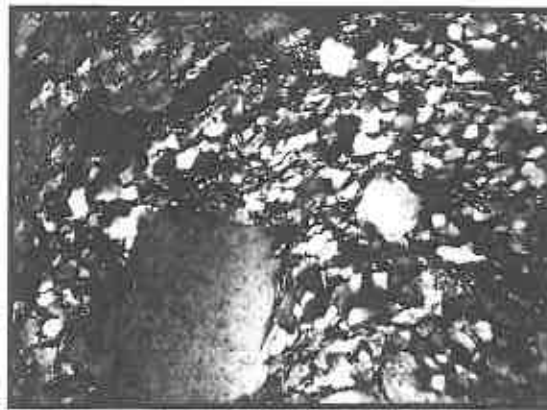
شکل ۳-۱۹- تصویر میکروسکوپی بلورهای هورنبلند موجود در سنگهای گرانودیوریتی. به رخهای لوزی شکل و شکل شش گوش هورنبلندها توجه شود (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۳-۲۲- بافت گرافیکی ناشی از هم رشدی کوارتز و
فلدسپات پتاسیم (XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).
Or=ارتوکلاز=Qtz=کوارتز



شکل ۳-۲۱- تصویر میکروسکوپی کانی ارتوکلاز کاتولینیتیزه شده
(XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).



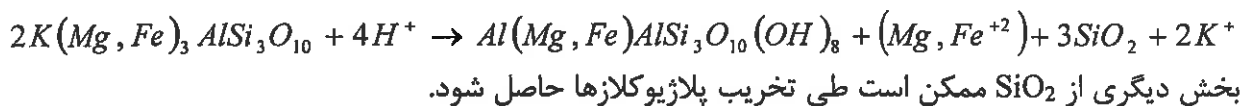
شکل ۳-۲۳- ساب گرین شدن کوارتز در سنگهای گرانودیوریتی در زونهای میلونیتی (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

۳-۲-۲-۳- کانیهای فرعی

اسفن

اسفنها در این سنگها بیشتر به صورت ثانویه دیده می‌شوند. بلورهای آن اغلب نیمه شکلدار تا بی-
شکل هستند و به صورت ادخال در کانیهای هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز یافت می‌شوند. اسفنها
اولیه معمولاً خیلی کم در این سنگها دیده می‌شود.

اسفنها ثانویه، حاصل واکنش TiO_2 آزاد شده با CaO حاصل از تخریب هورنبلند سبز یا
پلاژیوکلازها و SiO_2 موجود در محیط می‌باشند. بخشی از SiO_2 می‌تواند در طی فرایند کلریتی
شدن حاصل گردد. معادله واکنش زیر مبین این امر است:



آپاتیت

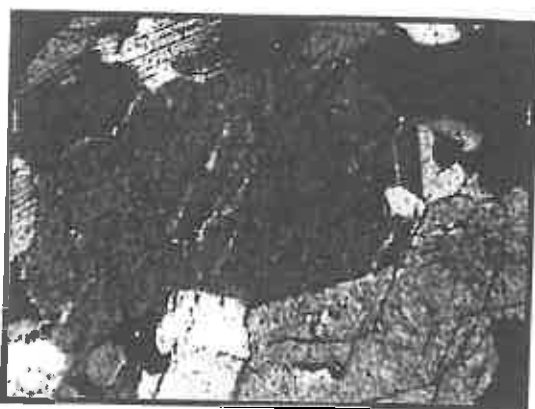
این کانی به مقدار خیلی ناچیز و به صورت ادخال در کانیهای دیگر یافت می‌شود. این کانی بیشتر بصورت ادخال در پلاژیوکلاز یافت می‌شود.

۳-۲-۲-۴- کانیهای ثانویه

اپیدوت، کلسیت، کلریت و حتی اسفن کانیهای ثانویه‌ای هستند که در این نمونه‌ها به چشم می‌خورد. اپیدوت و کلسیت حاصل دگرسانی پلاژیوکلاز، کلریتها و اسفن حاصل دگرسانی هورنبلند سبز و بیوتیت می‌باشند.

۳-۲-۳- رگه‌های پگماتوئیدی

پگماتوئیدهای دیوریتی سنگ‌های دانه درشتی هستند که گاهی طول بلورهای هورنبلند موجود در آنها به بیش از ۱۰ سانتی متر می‌رسد. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آنها هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز می‌باشد. علت تشکیل این سنگها، وجود مواد فرآر و فشار بخار آب بالا، در طی مراحل پایانی تفریق ماگما می‌باشد که سبب تشکیل بلورهای درشت هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز می‌شود. هورنبلندسبز بصورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار یافت می‌شود (شکل ۳-۲۴).



شکل ۳-۲۴- تصویر میکروسکوپی بلورهای درشت هورنبلند در رگه‌های پگماتوئیدی (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

۳-۲-۴- پگماتیت

این سنگها در مقاطع میکروسکوپی دارای بافت گرانولار دانه درشت هستند. ترکیب اصلی کانی- شناسی این سنگها شامل کوارتز، ارتوکلاز و پلاژیوکلاز می باشد. در برخی موارد هم دارای بلورهایی از بیوتیت هستند. تورمالین نیز در این سنگها یافت می شود ولی مقدار آن بسیار کم است.

۳-۲-۴-۱- کانیه های اصلی

پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز سهم عمده ای از کانی های اصلی سازنده سنگهای پگماتوئیدی را به خود اختصاص می دهد. این کانی بصورت بلورهای شکلدار تا نیمه شکلدار درشت در این نوع سنگها دیده می شود.

ارتوکلاز

ارتوکلاز دارای فراوانی نسبتاً خوبی در پگماتیتها می باشد. این کانی غالباً شکل دار تا نیمه شکل دار است و با ماکل کارلسباد مشخص می شود. در ارتباط با ارتوکلاز بافت پرتیتی و گرافیکی نیز در پگماتیتها مشاهده می شود.

کوارتز

کوارتزها بصورت بی شکل با بافت موزائیکی در ابعاد ریز و درشت در پگماتیتها مشاهده می شوند.

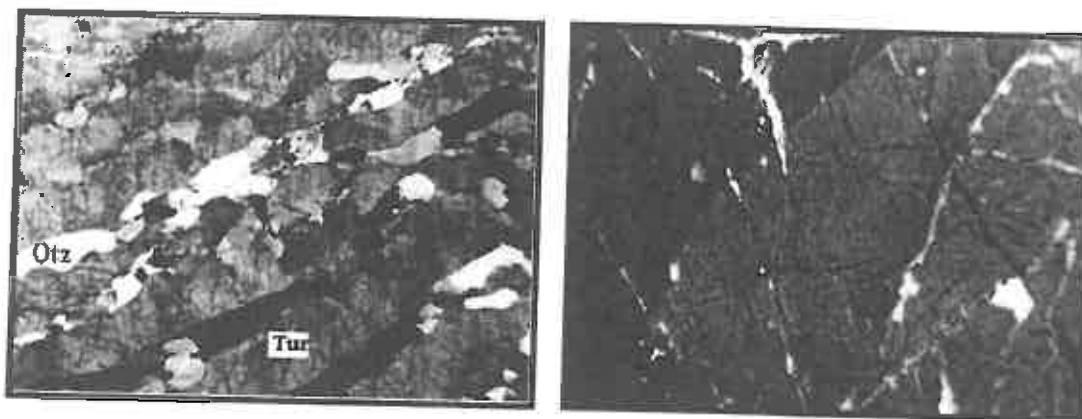
۳-۲-۴-۲- کانیه های فرعی

بیوتیت

مقدار این کانی نسبتاً کم و به صورت بلورهای شکل دار تا بی شکل و بطور پراکنده در این سنگها یافت می شود. تبلور این کانی نشانه ای از بالا بودن دما و حضور مقادیر قابل توجه آهن و منیزیم در زمان تبلور پگماتیتها می باشد.

تورمالین

بلورهای درشت تورمالین با چندرنگی معکوس و منطقه‌بندی ترکیبی در این سنگها حضور دارند. در اثر تمرکز بور (B) در طی فرایند تفریق امکان تشکیل کانی‌های سیلیکاته مستقل بوردار فراهم می‌گردد و در نتیجه تورمالین متبلور می‌شود (شکل ۳-۲۵). همچنین این کانی با کوارتز بافت گرافیکی زیبایی را نشان میدهد (شکل ۳-۲۶).



شکل ۳-۲۶- بافت گرافیکی ناشی از هم‌رشدی کوارتز و تورمالین Qtz=کوارتز، Tur=تورمالین (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

شکل ۳-۲۵- تصویر میکروسکوپی تورمالین در رگه‌های پگماتیتی (محل نمونه برداری جنوب کلاته قول‌نی) (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

۳-۲-۵- آپلیتها

رگه‌های آپلیتی گرانودیوریتها را قطع می‌کنند. این سنگها در نمونه دستی ریزدانه و روشن هستند. بافت آنها از دانه‌ای نیمه‌شکل‌دار تا دانه‌ای بی‌شکل می‌باشد. سنگهای آپلیتی دارای ترکیب کانی-شناسی ساده‌ای مانند پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز و هورنبلندسبز می‌باشند. همچنین بافت گرافیکی حاصل هم‌رشدی کوارتز و ارتوکلاز در آپلیتها مشاهده می‌شود.

۳-۲-۵-۱- کانیهای اصلی

هورنبلندسبز

هورنبلند سبز به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل یافت می‌شود. هورنبلندهای سبز تحت تأثیر دگرسانی به کلریت و اپیدوت تبدیل شده‌اند.

پلاژیوکلاز

پلاژیوکلازهای موجود در رگه‌های آپلیتی دارای اندازه متوسط و به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل هستند و دارای ماکل پلی‌سینتتیک می‌باشند. این کانی به اپیدوت تجزیه شده است.

ارتوکلاز

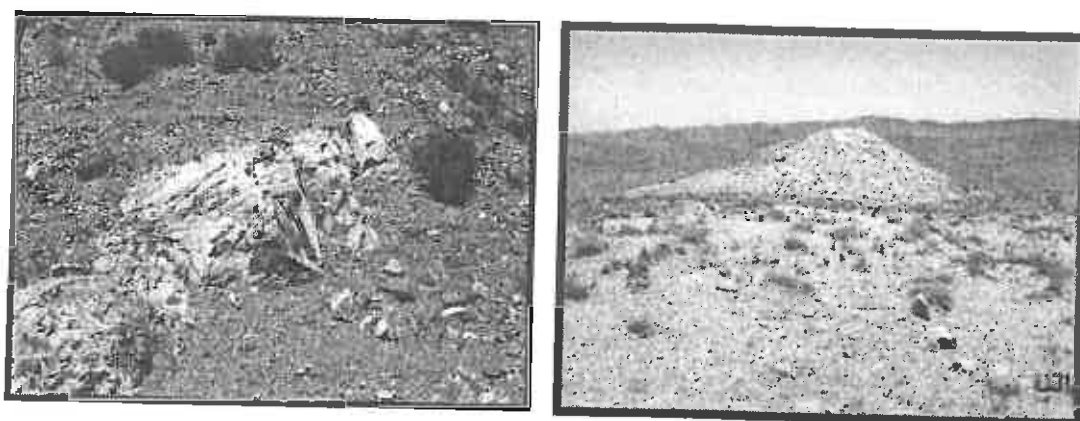
ارتوکلاز نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل می‌باشد. خاموشی آن مستقیم بوده و در مواردی خاموشی موجی نیز در آن دیده می‌شود که ناشی از تحمیل تنش بر آن است. ماکل کارلسباد یکی دیگر از مشخصات این کانی است. بعضی از ارتوکلازها تحت تأثیر آلتراسیون هیدروترمالی به کانی‌های رسی تجزیه شده‌اند.

کوارتز

کوارتزها غالباً بی‌شکل و دارای ابعاد ریز می‌باشند. این کانی در بین پلاژیوکلازها و ارتوکلازها جای گرفته است.

۳-۲-۶- گرانیتها

در بخشهای غربی توده نفوذی چاه‌سالار دایک‌ها و آپوفیزهای گرانیتی متعددی این توده گرانیتوئیدی را قطع می‌کنند. گرانیتها دارای رنگ سفید مایل به صورتی و دانه ریز می‌باشند و از کانی‌های مافیک فقیر هستند (شکل ۳-۲۷).



شکل ۳-۲۷-الف و ب- تصویر صحرایی سنگهای گرانیتی (جنوب شرق روستای ده حسینی).

۳-۲-۶-۱- اختصاصات میکروسکوپی

گرانیتها دارای بافت گرانولار هستند. ارتوکلاز، پلاژیوکلاز و کوارتز سازندگان اصلی آنها را تشکیل می‌دهند. مقادیر بسیار کمی کانی مافیک (بیوتیت و هورنبلند سبز) در این سنگها یافت می‌شود که بشدت دگرسان شده است و به کلریت و اکسیدهای آهن تبدیل گردیده‌اند.

کانی های اصلی

کوارتز

دانه‌های کوارتز بی‌شکل هستند و به صورت بین‌دانه‌ای و ریز بلور یافت می‌شوند و دارای خاموشی موجی هستند (شکل ۳-۲۸). بخشی از کوارتزها هم با ارتوکلاز بصورت هم‌رشدی وجود دارند و بافت گرافیکی نشان می‌دهند.

ارتوکلاز

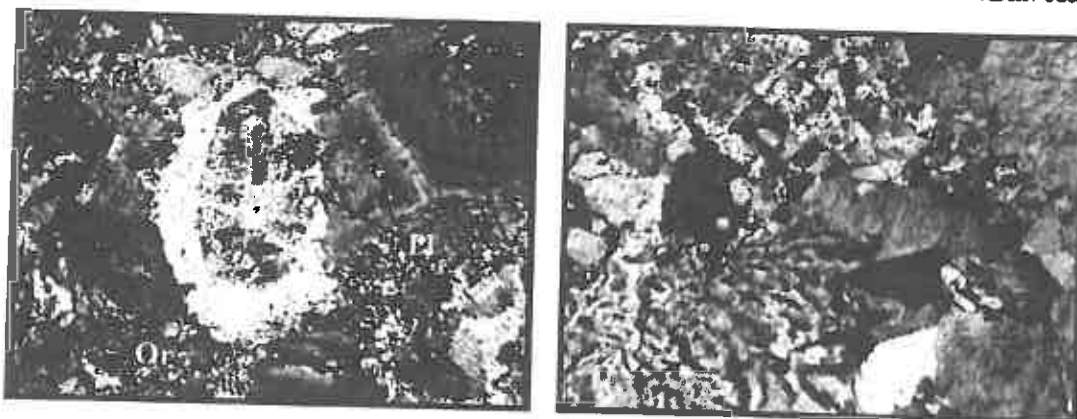
ارتوکلاز بصورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل یافت می‌شود و در برخی نقاط همراه با کوارتز بافت گرافیکی نشان می‌دهد. ارتوکلازها در نتیجه دگرسانی، به کانیه‌ای رسی تبدیل گردیده‌اند.

پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز بصورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار می‌باشد. این کانی توسط یک حاشیه متشکل از ارتوکلاز در بر گرفته شده است (شکل ۳-۲۹).

هورنبلندسبز

فراوانی این کانی در سنگهای گرانیتی بسیار کم می‌باشد و غالباً به کلریت و اکسیدهای آهن تجزیه شده است.



شکل ۳-۲۹- تصویر میکروسکوپی پلاژیوکلاز در گرانیتها که توسط حاشیه‌ای متشکل از ارتوکلاز دربر گرفته شده است.

شکل ۳-۲۸- تصویر میکروسکوپی سنگهای گرانیتی، به بافت گرافیکی توجه کنید (XPL، بابرگنمایی ۴۰ برابر).

Or= ارتوکلاز (XPL، بابرگنمایی ۱۰۰ برابر).

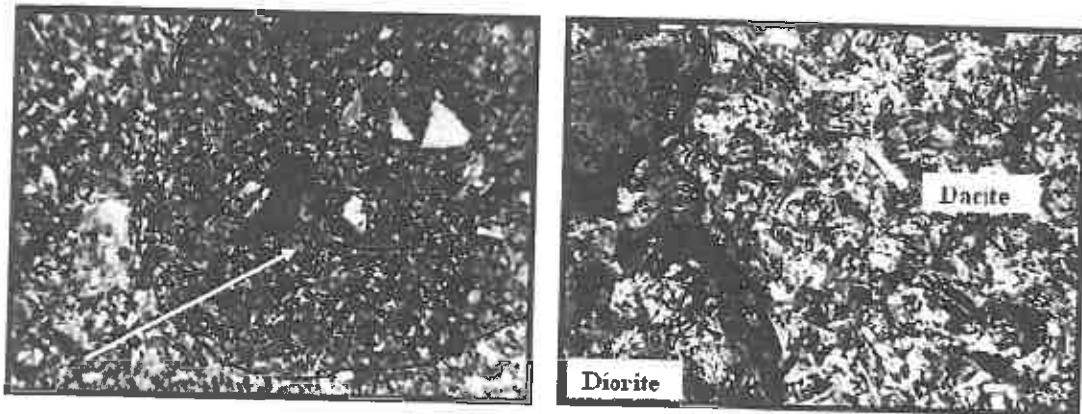
۳-۲-۷- دایکهای آندزیتی و داسیتی

توده نفوذی چاه‌سالار توسط دایک‌هایی با ترکیب سنگ‌شناسی آندزیت - تراکی آندزیت و داسیت قطع گردیده است که دارای حواشی سرد شده می‌باشند (شکل ۳-۳۰). طیف ترکیب سنگ‌شناسی این دایکها از آندزیت پیروکسن‌دار، آندزیت، تراکی آندزیت تا داسیت متغیر است. دایک‌های موردنظر در بخشهای مرکزی و شرقی توده گرانیتوئیدی از حضور بارزتری برخوردار هستند. این دایکها اغلب تیره‌رنگ و به رنگهای سبز و یا خاکستری مایل به سبز دیده می‌شوند. در مقاطع میکروسکوپی عمدتاً بافت پورفیری، میکرولیتی پورفیری یا پورفیروئیدی نشان می‌دهند و حاوی پیروکسن، هورنبلندسبز - قهوه‌ای، پلاژیوکلاز و بندرت کوارتز می‌باشند.

بافت غالب در نمونه‌های داسیتی پورفیری است. فنوکریستهای موجود در این سنگها عبارتند از: پلاژیوکلاز با ترکیب متوسط الیگوکلاز، هورنبلند و کوارتز. کوارتزهای دارای خوردگی خلیجی در نمونه‌های داسیتی یافت می‌شوند.

دایکهای آندزیتی و تراکی آندزیتی سنگهای میکرولیتی پورفیری خاکستری رنگ هستند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگها پلاژیوکلاز (آندزین)، اکسی هورنبلند و اوژیت می‌باشند.

حفرات موجود در سنگهای آندزیتی معمولاً توسط کوارتز، کلریت و کلسیت پر شده‌اند. آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک متشکل از هورنبلند و پلاژیوکلاز با ترکیب میکرودیوریتی در آندزیت و تراکی آندزیتها یافت می‌گردند. اندازه این آنکلاوها از ۱ تا ۳ سانتیمتر متغیر می‌باشد (شکل ۳-۳۱).



شکل ۳-۳۱- تصویر میکروسکوپی آنکلاو دیوریتی در درون دایک تراکی آندزیتی (XPL، با بزرگنمایی ۴۰ برابر).

شکل ۳-۳۰- تصویر میکروسکوپی کنتاکت سنگهای دیوریتی و دایک تراکی آندزیتی (محل نمونه‌برداری روستای چاه‌زمین) (XPL، با بزرگنمایی ۴۰ برابر).

۳-۲-۷-۱- کانی‌های اصلی

اوژیت

در بعضی از دایکهای آندزیتی اوژیت حضور دارد. کانی اوژیت بصورت شکل‌دار تا بی‌شکل با اندازه متوسط هم بصورت منفرد و هم بصورت متجمع در این سنگها مشاهده می‌شود. (شکل ۳-۳۲).

هورنبلند سبز - قهوه‌ای

هورنبلند سبز - قهوه‌ای بصورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار یافت می‌شود. بعضی از هورنبلندها دارای ماکل دوقلویی بوده و به کلریت و اپیدوت دگرسان شده‌اند. همچنین اکسی هورنبلند نیز در داسیتها یافت می‌شود (شکل ۳-۳۳).

پلاژیوکلاز

در سنگهای آندزیتی- تراکی آندزیتی و داسیتی، کانی پلاژیوکلاز هم بصورت فنوکریست و هم بصورت بلورهای تشکیل دهنده زمینه مشاهده می‌شود. پلاژیوکلازهایی که بصورت فنوکریست هستند شکل دار متوسط تا درشت بلور بوده و ماکل پلی‌سینتتیک نشان می‌دهند. زوایه خاموشی آنها ۲۸ تا ۳۲ درجه اندازه‌گیری شده است که ترکیب آنها در حد آندزین قرار می‌گیرد. این کانی گاهی با زونینگ نوسانی و دگرسان شده با هورنبلندها تجمع پیدا نموده است و بافت گلومروپورفیری نشان می‌دهد. این حالت نشانه توقف ماگمای سازنده این پلاژیوکلازها در آشیانه ماگمایی و تشکیل آنها در یک محیط آرام است (شکل ۳-۳۴). پلاژیوکلازهای زمینه اکثراً ریزبلور و فراوانند. به علت ریز بلور بودن پلاژیوکلازها، تشخیص آنها به کمک مشخصات نوری امکان‌پذیر نیست.

کوارتز

بلورهای کوارتز یکی دیگر از کانی‌های مشاهده شده در دایکهای تراکی آندزیتی - داسیتی است. این کانی دارای حاشیه خلیج خورده می‌باشد (شکل ۳-۳۵). وجود این حواشی، نشان دهنده آن است که تبلور اولیه این سنگها در یک مخزن ماگمایی عمیق رخ داده است و سپس در نتیجه برداشت فشار ایزوترمال در یک شرایط غیر اشباع از آب در طی جایگیری این توده‌ها در اعماق کم باعث حل شدن بخشی و ایجاد این حاشیه‌ها شده است (بورمینگ^۶ و همکاران، ۲۰۰۱).

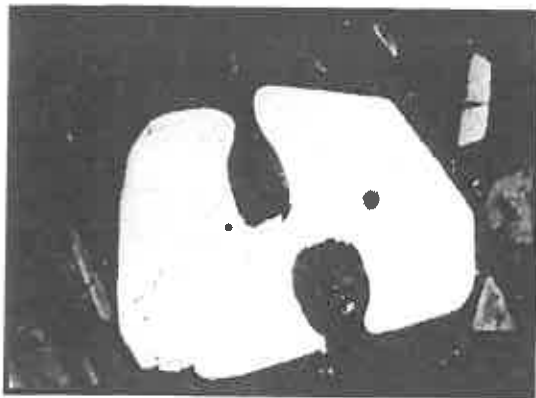


شکل ۳-۳۳- تصویر میکروسکوپی بلور اکسی هورنبلند موجود در دایکهای داسیتی (غرب روستای قاسم‌آباد) (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۳-۳۲- تصویر میکروسکوپی کانی‌های پیروکسن موجود در آندزیت‌های پیروکسن‌دار (به تجمعات پیروکسن دقت شود) (کلاته چاه میل) (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

⁶ - Borning



شکل ۳-۳۵- تصویر میکروسکوپی کوارتز دارای خوردگی خلیج مانند در دایکهای تراکی آندزیتی (XPL)، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۳-۳۴- بافت گلوپورفیری حاصل تجمع موضعی پورفیرهای پلاژیوکلاز در تراکی آندزیتها (XPL)، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

۳-۳- ترتیب تبلور

برای تعیین ترتیب تبلور کانی‌های موجود در سنگهای آذرین بایستی شرایط محیط تبلور، ترکیب شیمیایی آن و مورفولوژی آنها را مدنظر داشت.

قانون روزنبوش^۷ مراحل تبلور کانیها را به صورت زیر بیان می‌کند.

- اگر یک کانی داخل کانی دیگر قرار گیرد آن کانی زودتر از کانی دربرگیرنده متبلور شده است.

- کانی‌های شکل‌دار زودتر از کانی‌های نیمه‌شکل‌دار و کانیهای نیمه‌شکل‌دار زودتر از کانیهای بی‌شکل تشکیل شده‌اند.

بر اساس مطالعات میکروسکوپی صورت گرفته در مورد توده نفوذی چاه‌سالار کانی‌های هورنبلند سبز، بیوتیت، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز، اسفن و آپاتیت در این توده یافت می‌شوند. از کانی‌های ثانویه آن می‌توان به اپیدوت، کلریت، کلسیت، اکسیدهای آهن (مگنتیت و تیتانومگنتیت) و کانی‌های رسی اشاره کرد.

کانی‌های ثانویه در ترتیب تبلور نقشی ندارند لذا در اینجا تنها از کانیهای اولیه جهت تعیین ترتیب تبلور استفاده می‌کنیم. بر این اساس ترتیب تبلور کانی‌های سنگهای دیوریتی، گرانودیوریتی گرانیتی و همچنین دایکهای آندزیتی - تراکی آندزیتی را در شکل ۳-۳۶ بصورت جداگانه و گرافیکی نشان داده‌ایم.

⁷ - Rozenbosh

نوع سنگ	نوع کانی
دیوریتها	
_____	هورنبلند
_____	بیوتیت
_____	پلاژیوکلاز
_____	کوارتز
_____	آپاتیت
_____	اسفن
گرانودیوریتها	
_____	هورنبلند
_____	بیوتیت
_____	پلاژیوکلاز
_____	ارتوکلاز
_____	کوارتز
_____	آپاتیت
_____	اسفن
گرانیت	
_____	هورنبلند
_____	پلاژیوکلاز
_____	ارتوکلاز
_____	کوارتز
دایکهای آندزیتی - تراکی آندزیتی	
_____	پیروکسن
_____	هورنبلند
_____	پلاژیوکلاز
_____	کوارتز

شکل ۳-۳۶- نمایش گرافیکی ترتیب تبلور کانیهای سازنده توده گرانیتوئیدی چاهسالار.

۳-۴- نتیجه گیری

- مطالعه میکروسکوپی سنگهای سازندهی توده گرانیتوئیدی چاه سالار نتایج زیر را در بر داشت:
- ۱- دیوریت، کوارتز دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت سنگهای بارز سازندهی توده نفوذی می-باشند.
 - ۲- کانیهای اصلی تشکیل دهنده توده نفوذی چاه سالار، هورنبلند سبز، بیوتیت، پلاژیوکلاز، کوارتز و به مقدار کمتر ارتوکلاز می باشد.
 - ۳- کانیهای فرعی موجود در این سنگها شامل آپاتیت، اسفن اولیه، مگنتیت و تیتانومگنتیت است.
 - ۴- کانیهای هورنبلند و پلاژیوکلاز در اثر دگرسان شدن به کانیهای ثانویه ای مانند اپیدوت، کلریت، اسفن ثانویه و کلسیت تبدیل شده اند.
 - ۵- بافتهای قابل مشاهده در سنگهای این توده، گرانولار، گرافیکی، پورفیروئیدی و پوئیکلیتی می باشد.
 - ۶- بلورهای پلاژیوکلاز دارای ماکل پلی سینتیک، کارلسباد و مکانیکی می باشند و همچنین منطقه بندی نوسانی را نشان می دهند.
 - ۷- با مطالعه دقیق مقاطع میکروسکوپی گرانودیوریتها وجود جهت یافتگی و دگرشکلی پلاستیکی در کانیها بخوبی مشاهده می شود. به طوری که کوارتزها تبلور مجدد یافته و خاموشی موجی نشان می دهند و پلاژیوکلازها دارای ماکل مکانیکی و پلی سینتیک هستند و در حاشیه گسیخته شده اند. این شواهد بیان کننده این مطلب است که فولیاسیون مزبور در اثر عملکرد فشارهای تکتونیکی در حالت شکل پذیر بر این سنگها در ارتباط می-باشد (پترسون^۸ و همکاران، ۱۹۸۹).
 - ۸- توده نفوذی چاه سالار توسط دایکهای آندزیتی - تراکی آندزیتی و داسیتی قطع شده است.
 - ۹- بافت اصلی دایکها پورفیری بوده و از کانیهای هورنبلند و پلاژیوکلاز تشکیل شده اند.
 - ۱۰- شواهد پتروگرافی مانند وجود هورنبلند فراوان، آپاتیت، اسفن و اکسیدهای آهن، فقدان مسکوویت و فقدان کانیهای دگرگونی از قبیل گارنت، آندالوزیت، سیلیمانیت و کیانیت نشان-دهنده این است که گرانیتوئید چاه سالار از نوع A می باشد.

^۸ - Peterson

فصل چہارم

ژئوشیمی

۴-۱- ژئوشیمی

۴-۱-۱- مقدمه

در کنار مشاهده روابط صحرایی یا پتروگرافی سنگها استفاده از مطالعات ژئوشیمیایی هم ضروری است. ژئوشیمی علمی است که ترکیب یک سنگ نسبتاً پیچیده را به یک سری اعداد ساده قابل فهم تبدیل می‌کند.

ژئوشیمی سنگهای گرانیتوئیدی از موضوعات بسیار جالبی است که توجه پژوهشگران بسیاری را به خود جلب کرده است ولی آنچه در درجه نخست اهمیت قرار دارد، پردازش صحیح و آگاهانه داده‌های خام ژئوشیمیایی است که به وسیله روشها و نرم‌افزارهای متعدد انجام می‌شود. آگاهی از میزان کارایی و نحوه ارائه نتایج در هر روش و دقت و صحت داده‌ها، به محقق کمک می‌کند تا با توجه به اهداف موردنظر، روشهای مناسب را انتخاب کند.

در راستای انجام این تحقیق، پس از مطالعات صحرایی و پتروگرافی، برای مطالعات ژئوشیمیایی، رده‌بندی و بررسی مسیر تحولات عناصر اصلی و کمیاب، تعداد ۱۴ نمونه از سنگهای آذرین درونی و ۵ نمونه از سنگهای نیمه عمیق انتخاب و به روش ICP-MS در آزمایشگاه ژئوشیمی ACME کانادا آنالیز گردید و نتایج بدست آمده توسط نرم‌افزارهای پترولوژیکی پردازش شده است تا در نهایت بتوان درباره تکوین و تحول سنگهای مورد مطالعه، اظهار نظر صحیحی ارائه کرد.

محل دقیق برداشت نمونه‌ها به کمک GPS تعیین و در جدول ۴-۱ گزارش شده است.

نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی نمونه‌ها در جدولهای ۴-۲ و ۴-۳ آمده است.

جدول ۴-۱- موقعیت دقیق نمونه‌های سنگی برداشت شده منتخب برای انجام آنالیز شیمیایی

شماره نمونه	موقعیت جغرافیایی						نام سنگ	نام اختصاری سنگ
	58°	21'	53.6'	35°	58'	13.3'		
S-1							دیوریت	DI
S-2		24'	15'		57'	16.9'	دیوریت	DI
S-3		26'	11.3'		53'	41.7'	دیوریت	DI
S-4		24'	33'		57'	43.3'	دیوریت	DI
S-5		26'	9.2'		57'	37.2'	دیوریت	DI
S-6		19'	0.2'		59'	39.7'	دیوریت	DI
S-7		29'	56.9'		55'	25.9'	دیوریت-کوارتز دیوریت	DI-Qdi
S-8		26'	9.2'		57'	37.2'	دیوریت-کوارتز دیوریت	DI-Qdi
S-9		19'	16.5'		59'	18.3'	کوارتز دیوریت-گرانودیوریت	QDI-Grd
S-10		24'	44.06'		55'	21.8'	کوارتز دیوریت-گرانودیوریت	QDI-Grd
S-11		32'	15.9'		54'	18.2'	کوارتز دیوریت-گرانودیوریت	QDI-Grd
S-12		32'	15.9'		54'	18.2'	گرانودیوریت	Grd
S-13		15'	56.8'		59'	39.7'	گرانیت	Gr
S-14		15'	56.8'		59'	39.7'	گرانیت	Gr
S-15		35'	10.9'		51'	30'	تراکی آندزیت	Tan
S-16		26'	9.2'		55'	2.1'	تراکی آندزیت	Tan
S-17		37'	41.7'		52'	31.6'	تراکی آندزیت	Tan
S-18		33'	52.5'		53'	55.6'	تراکی آندزیت	Tan
S-19		33'	37.1'		54'	5.4'	تراکی آندزیت	Tan

DI: دیوریت Qdi: کوارتز دیوریت Grd: گرانودیوریت Gr: گرانیت Tan: تراکی آندزیت

جدول ۴-۲- نتایج ژئوشیمی عناصر اصلی و مقادیر نورماتیو کانیهای سازنده نمونه های توده نفوذی چاهسالار

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	Qdi-Grd	Qdi-Grd
SiO ₂	43,65	46,51	46,53	49,40	50,35	51,17	53,25	53,85	57,01	59,04
Al ₂ O 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 ₂ O ₃	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 ₂ O	2,22	3,29	2,60	3,67	4,14	3,48	3,59	3,20	3,36	3,76
K ₂ O	0,17	0,51	0,36	1,10	0,42	1,10	0,22	0,45	1,54	1,56
TiO ₂	1,12	1,63	0,96	1,33	0,76	1,15	0,64	0,68	0,87	0,74
P ₂ O 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 ₂ O 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
C	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	32,861	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
Il	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
Bl	1,573	4,491	3,221	9,601	3,758	9,654	1,938	3,998	13,922	13,894
Ho	23,106	30,655	21,735	21,542	13,291	24,189	0	23,056	3,962	2,726

Di: دیوریت Qdi: کوآرتز دیوریت Grd: گرانودیوریت

مقادیر برحسب درصد است.

ادامه جدول ۲-۴

شماره نمونه‌ها	S-11	S-12	S-13	S-14	S-15	S-16	S-17	S-18	S-19
نام سنگ	Qdl-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 ₂ O 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 ₂ O 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 ₂ O	6,71	5,04	3,37	3,40	4,08	5,67	6,33	4,85	4,95
K ₂ O	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 ₂ O 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 ₂ O ₃	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
C	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
Bl	2.374	4,505	0,449	0,563	13.620	16.088	2.170	13.202	10.684
Ho	2.330	0	0	0	4.832	0	6.889	0	0

Grd: گرانودیوریت Gr: گرانیب TAn: تراکی آندزیت

مقادیر بر حسب درصد است.

جدول ۳-۴- نتایج آنالیز شیمیائی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های گرانیوتئیدی چاه‌سالار
(مقادیر بر حسب ppm می‌باشد).

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	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
Ta	<.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
Ho	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	1,85	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

اختصارات بکار برده شده مشابه جدول ۲-۴ می باشد.

مقادیر بر حسب درصد است.

ادامه جدول ۳-۴

شماره نمونه‌ها	S-11	S-12	S-13	S-14	S-15	S-16	S-17	S-18	S-19
نام سنگ	Qdl-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
Ta	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
Ho	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

اختصارات بکار برده شده مشابه جدول ۲-۴ می باشد.

مقادیر برحسب درصد است.

۲-۴ - منابع خطا در تجزیه شیمیایی

یکی از موارد بسیار مهم در آنالیزهای شیمیایی سنگها که بر تفسیر و تعبیرهای بعدی نتایج آنها تأثیر بسزایی دارد، درجه دقت و اعتماد بر آنهاست. این امر به میزان خطایی بستگی دارد که در انجام آنها صورت می‌گیرد. هر چند امکان به صفر رساندن خطا عملاً ممکن نیست اما به حداقل رساندن آن، بطوری که قابل صرفنظر کردن باشد، امکان‌پذیر است. بطور کلی منابع خطا در طی آنالیزهای شیمیایی سنگها عبارتند از:

- آلاینش در خلال پودر کردن
- آلاینش در طبیعت
- آلاینش از طریق ناخالص بودن واکنش‌گرهایی که برای انحلال نمونه‌ها و ساختن محلولها استفاده می‌شوند.
- خطاهای ناشی از کالیبراسیون
- خطاهای ناشی از پوشش پیکها
- خطاهای مربوط به آشکارسازی داده‌های ژئوشیمیایی

بنابراین برای دستیابی به یک نتیجه مطلوب باید:

الف- از نمونه‌های بیشتری استفاده کرد.

ب- مطالعات صحرایی و سنگ‌شناسی میکروسکوپی یا همان پتروگرافی مدنظر قرار داده شود.

ج- دلایل انحرافات یا خطاهای احتمالی داده‌ها را پیدا کنیم و سعی نمائیم به نحو مقتضی آنها را اصلاح کرد.

۳-۴ - تحلیل داده‌های حاصل از تجزیه‌های ژئوشیمیایی

قبل از استفاده از تجزیه‌های شیمیایی لازم است، تغییراتی در آنها داده شود. از جمله این تغییرات می‌توان به حذف مواد فرار و مقادیر FeO و Fe₂O₃ را با توجه به نسبت Fe₂O₃/FeO از طریق نمودارهای استاندارد نظیر (Na₂O+K₂O) در مقابل SiO₂ (میدلموست، ۱۹۹۴) مشخص می‌گردد تصحیح نمود.

پس از اعمال تصحیحات لازم بر روی نتایج تجزیه‌های شیمیایی، می‌توان به تفسیر آنها پرداخت. از این داده‌ها می‌توان برای نام‌گذاری، طبقه‌بندی، ترسیم نمودارهای هارکر و عنکبوتی، تعیین سری-های ماگمایی، جایگاه تکتونیکی و تعیین خصوصیات پتروژنتیکی یا عبارتی تعیین خصوصیات محل منشاء سنگها استفاده نمود.

۴-۴ - طبقه‌بندی سنگهای مورد مطالعه

یکی از کاربردهای نتایج تجزیه شیمیایی، رده‌بندی و نامگذاری سنگهای آذرین می‌باشد. برای طبقه‌بندی سنگهای منطقه مورد مطالعه از رده‌بندی‌های نورماتیو و شیمیایی مختلفی استفاده شده است که در ادامه این مبحث، به شرح آنها خواهیم پرداخت:

۴-۴-۱ - رده‌بندی نورماتیو

محاسبه کانی‌های نورم روشی است برای تشکیل کانی‌های یکسان از سنگهایی که ترکیب شیمیایی مشابهی دارند ولی کانی‌شناسی آنها متفاوت است. محاسبات کانی‌های نورم سنگهای گرانیتوئیدی چاه‌سالار به روش CIPW و به کمک نرم افزار رایانه‌ای IGPET و GCDkit انجام گرفته است. کانی‌شناسی نورماتیو کاملاً بر پایه شیمی استوار است، بنابراین سنگهای آذرین ریزدانه، درشت‌دانه و دگرگون شده، در صورتی که شیمی یکسانی داشته باشند ترکیب نورماتیو یکسانی خواهند داشت. در این رده‌بندی از روش‌های اشتريکایزن و لومتر^۱ (۱۹۷۹) و روش اصلاحی مولر و براون^۲ (۱۹۷۷) و کمک گرفتن از نمودار اشتريکایزن و لومتر استفاده می‌کنیم. همچنین نمودار اشتريکایزن را نیز با استفاده از نورم آبدار ترسیم نمودیم و سپس به مقایسه نمودارها پرداختیم.

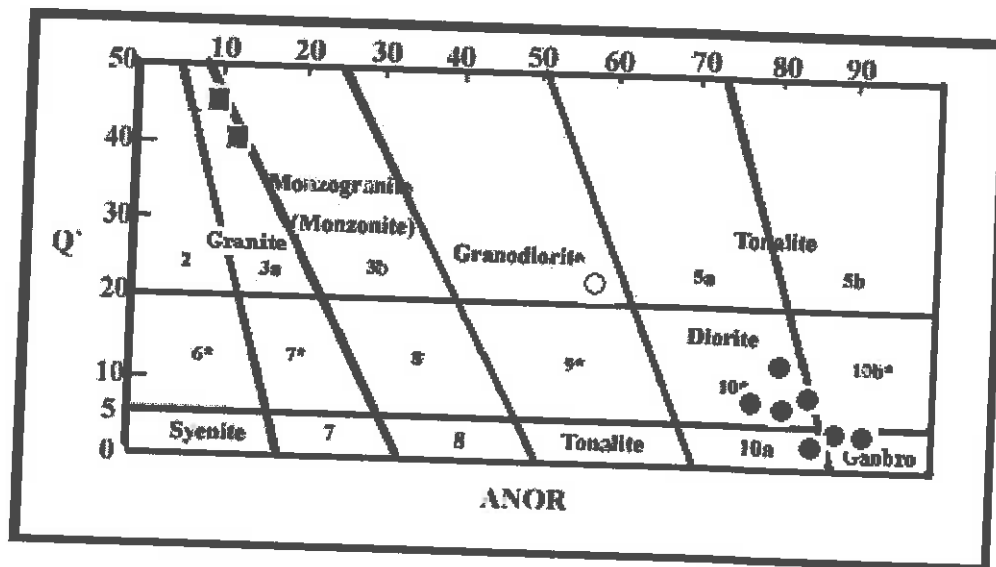
الف - رده‌بندی اشتريکایزن و لومتر (۱۹۷۹) (ANOR-(F)-Q)

اشتريکایزن و لومتر (۱۹۷۹)، یک نمودار رده‌بندی برای سنگهای آتشفشانی و نفوذی بر اساس ترکیب نورماتیو آنها ارائه کرده‌اند. این نمودار با در نظر گرفتن مقادیر چهار پارامتر یعنی چهار کانی مجازی یا نورماتیو کوارتز (Q)، ارتوکلاز (Or) (یا بطور کلی فلدسپارهای قلیایی پتاسیک)، آلبیت (Ab)

^۱ - Streckeisen and Lometr

^۲ - Muler and Brown

و آنورتیت (An) ترسیم می‌شود. در این نمودار محور Y نشان‌دهنده اشباع‌شدگی از سیلیس و مقیاسی از مقدار کوارتز $[Q'=Q/(Q+Or+Ab+An)]$ و محور X معرف ترکیب در حال تغییر فلدسپار $[ANOR=100*(An/(An+Or))]$ است. خارج کردن آلبيت از محور فلدسپار از دشواری اختصاص دادن آن به پلاژیوکلاز یا به فلدسپار قلیائی جلوگیری می‌کند. موقعیت ترکیبی نمونه‌های مورد مطالعه در شکل ۴-۱ نشان داده شده است. بر مبنای این طبقه‌بندی سنگها در محدوده‌های گابرو، دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت قرار گرفته‌اند. قرارگیری نمونه‌ها در محدوده گابرو با پتروگرافی آنها سازگار نیست. علت این موضوع در مباحث بعدی، مورد بررسی قرار خواهد گرفت و پاسخ داده خواهد شد.

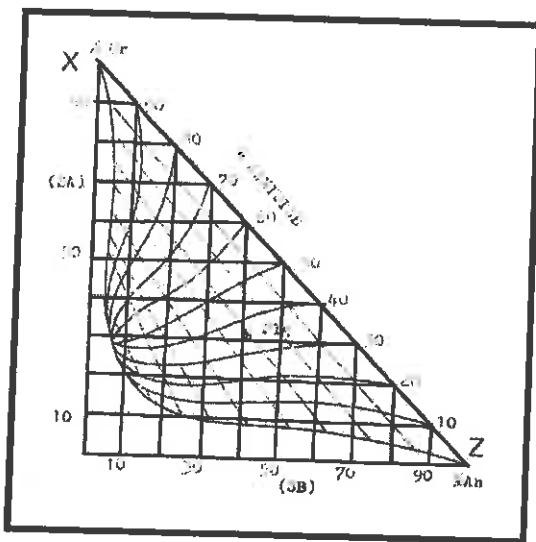


شکل ۴-۱- نمودار اشتريکایزن و لومتر (۱۹۷۹) (نمودار Q(F)-ANOR)

● دیوریت و کوارتز دیوریت □ گرانودیوریت ■ گرانیت

ب- رده‌بندی نورماتیو با استفاده از روش اصلاحی مولر و براون (۱۹۷۷) با کمک نمودار اشتربیکایزن و لومتر (۱۹۷۹).

در این روش از مقادیر نورماتیو کوارتز، ارتوز، آنورتیت و آلبیت استفاده می‌شود. از این میان مقادیر نورماتیو ارتوز، آنورتیت و آلبیت را انتخاب می‌نماییم و درصد آنها را نسبت به مجموع آنها محاسبه می‌کنیم سپس درصد ارتوز و آنورتیت نورماتیو را به ترتیب بر روی محورهای X و Z نمودار مولر و براون (۱۹۷۷) منتقل می‌نماییم (شکل ۴-۲).



شکل ۴-۲- نمودار مولر و براون (۱۹۷۷)، برای مشخص کردن درصد فلدسپارهای آلکالن سنگ موردنظر نسبت به کل فلدسپارهای سازنده آن سنگ.

با انجام این عمل نقطه‌ای بر روی نمودار مولر و براون بدست خواهد آمد، منحنی که به موازات سایر منحنی‌ها از این نقطه می‌گذرد، وتر نمودار مثلثی را در نقطه‌ای قطع می‌نماید که مشخصه فلدسپارهای آلکالن سنگ مورد نظر نسبت به کل فلدسپارهای سازنده آن سنگ است. بطور مثال اگر داشته باشیم:

Q: ۳۳/۵۶ Or: ۳۲/۵۲ Ab: ۲۸/۵۱ An: ۲/۳۶

مقادیر ارتوز، آنورتیت و آلبیت را مجدداً به ۱۰۰ می‌رسانیم:

Or: ۵۱/۳۰ Ab: ۴۴/۹۷ An: ۲/۷۲

حال مقدار ارتوز را در مقابل آنورتیت رسم می‌کنیم، که در این صورت نقطه‌ای بدست خواهد آمد که در صورت عبور دادن یک منحنی از آن، وتر نمودار مثلثی را در نقطه معرف ۹۰ درصد فلدسپار آلکالن قطع می‌کند. یعنی ۹۰ درصد فلدسپاتها از نوع آلکالن و ۱۰ درصد باقیمانده از نوع پلاژیوکلاز می‌باشد. حال اگر بنویسیم:

درصد نورماتیو کوارتز - ۱۰۰ = درصد کل فلدسپارها

$$68/44 = 100 - 33/56$$

سپس می‌توانیم بنویسیم:

$$99 \times 66/44/100 = 65/77 = \text{درصد فلدسپار آلکالن پس از محاسبه و تصحیح}$$

$$1 \times 66/44/100 = 0/66 = \text{درصد پلاژیوکلاز پس از محاسبه و تصحیح}$$

در نهایت خواهیم داشت:

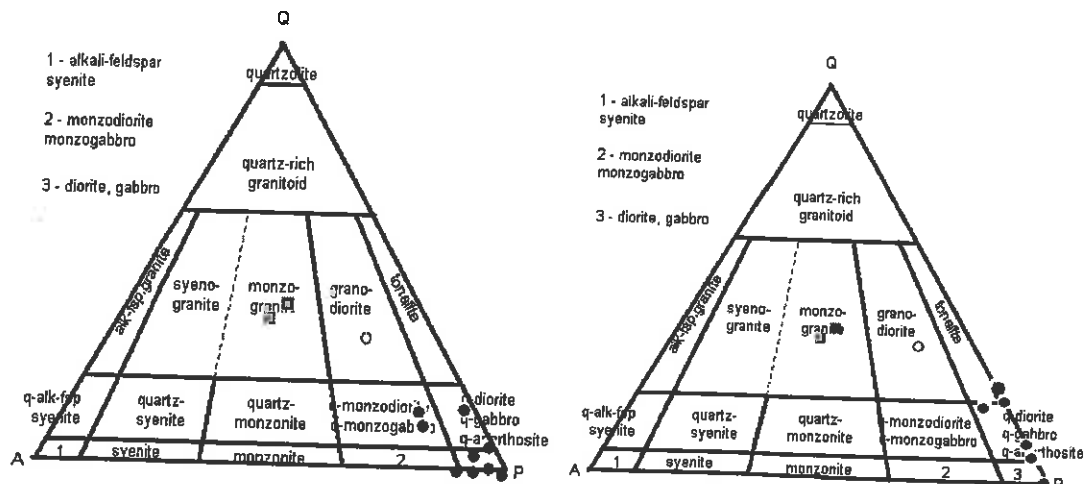
$$Q = \text{درصد کوارتز} = 33/56$$

$$A = \text{درصد فلدسپار آلکالن} = 65/77$$

$$P = \text{درصد پلاژیوکلاز} = 0/66$$

به این ترتیب مقادیر Q, A, P را برای نمونه‌های مورد مطالعه محاسبه می‌نماییم و بر روی نمودار مثلثی QAP اشتریکایزن (۱۹۷۶) ترسیم می‌کنیم و به کمک آنها موقعیت ترکیبی سنگهای گرانیتوئیدی مورد مطالعه را مشخص می‌نمائیم. نتایج این محاسبات برای سنگهای مورد مطالعه در شکل ۳-۴ نشان داده شده است. با توجه به این شکل، نمونه‌ها در محدوده دیوریت - گابرو، کوارتز مونوزودیوریت - کوارتز مونوزوگابرو، گرانودیوریت و آلکالی فلدسپار گرانیت واقع می‌شوند.

در ادامه به علت بالا بودن درصد آب و حضور فراوان کانی هورنبلند از نرم اصلاح شده آبدار استفاده کردیم. در شکل ۳-۴-الف نمودار مثلثی اشتریکایزن با استفاده از نرم آبدار ترسیم شده است. همانطور که مشاهده می‌شود نمونه‌های گرانیتوئید چاه‌سالار در محدوده دیوریت - گابرو، کوارتز دیوریت، گرانودیوریت و مونزوگرانیت واقع می‌شوند.



شکل ۴-۳- نمودار QAP مودال اشتريکايين (۱۹۷۶) و موقعيت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

الف

الف- با استفاده از نرم آبدار ب- با استفاده از نرم بدون آب

محدوده‌های به کار رفته در این نمودار به ترتیب عبارتند از:

- 1a: کوارتزولیت، 1b: گرانیتوئیدهای غنی از کوارتز، ۲: آلکالی‌فلدسپارگرانیت، 3a و 3b: سینو-مونزوگرانیت، ۴: گرانودیوریت، ۵: تونالیت-ترونجمیت، ۶: کوارتز آلکالی‌فلدسپارسینیت، ۷: کوارتزسینیت، ۸: کوارتزمونزونیت، ۹: کوارتزمونزودیوریت-کوارتزمونزوگابرو، ۱۰: کوارتزیدیوریت-گابرو، ۱۱: آلکالی‌فلدسپارسینیت، ۱۲: سینیت، ۱۳: مونزونیت، ۱۴: مونزودیوریت-مونزوگابرو، ۱۵: دیوریت-گابرو

۲-۴-۴- رده‌بندی شیمیایی

رده‌بندی شیمیایی سنگهای آذرین در واقع روشی است که می‌تواند صحت و سقم نامگذاری صورت گرفته براساس مشاهدات میکروسکوپی را بررسی نماید و بتوانیم در زمینه‌های مختلف با یقین و قاطعیت بیشتر اظهار نظر نماییم. رده‌بندی‌های مختلفی از سوی مؤلفین و محققین عرضه شده که از جمله می‌توان به طبقه‌بندی دولاروش^۳ و همکاران (۱۹۸۰)، میدلموست (۱۹۹۴)، دیون و لوفورت^۴ (۱۹۷۵) (برای سنگهای آذرین درونی) و کاکس^۵ و همکاران (۱۹۷۹) و ... (برای سنگهای بیرونی) اشاره کرد. در ذیل به بررسی این نمودارها و تفسیر نمونه‌های سنگی مورد مطالعه می‌پردازیم.

^۳-De La Roche
^۴-Debon and Lofort
^۵-Cox

۴-۲-۱- نمودار دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)

دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)، سنگهای آذرین درونی و بیرونی را بر اساس پارامترهای R_1 و R_2 رده بندی و نامگذاری کرده‌اند. پارامترهای R_1 و R_2 مطابق معادلات زیر تعریف می‌گردند.

$$R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$$

$$R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$$

این نمودار در شکل ۴-۴ نشان داده شده است. با توجه به این شکل نمونه‌های سنگی گرانیتوئید چاهسالار در محدوده‌های گابرو، گابرودیوریت، دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت واقع شده‌اند. لازم به ذکر است اسامی گابرو و گابرودیوریت با مشاهدات میکروسکوپی سازگار نیست. لذا گابرو و گابرودیوریت عملاً وجود ندارند.

۴-۲-۲- نمودار میدلموست (۱۹۹۴)

در ترسیم نمودار میدلموست از مجموع آلکالن ($Na_2O + K_2O$) در مقابل سیلیس استفاده می‌شود. نمودار مورد نظر کاملترین نموداری است که می‌تواند به بهترین حالت طیف سنگی گرانیتوئید چاه-سالار را نشان دهد. بر مبنای این نمودار (شکل ۴-۵) نمونه‌های گرانیتوئید مورد مطالعه دارای طیف سنگی دیوریت، کوارتز دیوریت، مونزودیوریت، کوارتز مونزودیوریت، گرانیت و آلکالی گرانیت می‌باشند.

۴-۲-۳- نمودار دبون و لوفورت (P-Q) (۱۹۸۳)

در نمودار P-Q دبون و لوفورت پارامتر Q در مقابل P ترسیم می‌شود. P و Q مطابق معادلات ارائه شده در زیر تعریف می‌گردند:

$$Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)$$

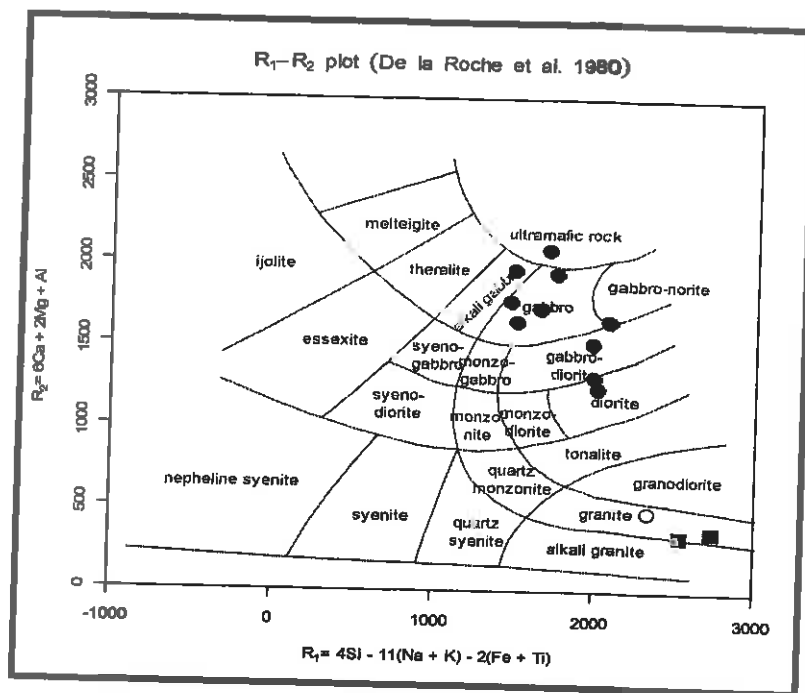
$$P = K - (Na + Ca)$$

همانطور که در شکل ۴-۶ مشاهده می‌کنید نمونه‌های سنگی منطقه چاهسالار در محدوده‌های گابرو، گابرودیوریت، دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت قرار می‌گیرند.

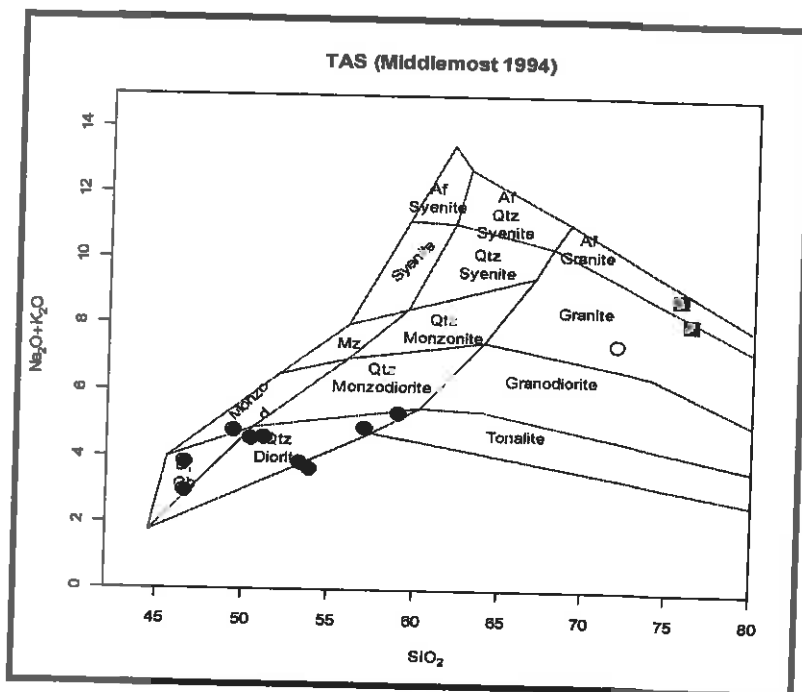
با توجه به نمودارهای $R_1 - R_2$ دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)، میدلموست (۱۹۸۵)، P-Q دیون و لوفورت (شکل‌های ۴-۴، ۴-۵ و ۴-۶)، سنگهای مورد مطالعه در مجموع طیفی از گابرو، گابرو دیوریت، دیوریت تا گرانیت را شامل می‌شوند.

برخی از نمونه‌های مورد مطالعه که با توجه به مشاهدات صحرایی و پتروگرافی جزء دیوریتها محسوب می‌شوند در نمودارهای طبقه‌بندی و نامگذاری مبتنی بر نتایج آنالیز شیمی، در محدوده گابرو قرار می‌گیرند. این موضوع از فراوانی مقدار هورنبلند سبز موجود در این سنگها ناشی می‌شود. زیرا آمفیبولها به مقدار سیلیس کمی برای تشکیل نیاز دارند و متعاقباً مقدار سیلیس سنگ حاوی آنها کاهش می‌یابد، در نتیجه با کاهش درصد وزنی سیلیس، برخی نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در محدوده گابرو واقع می‌شوند. این احتمال نیز وجود دارد که بعلت غنی بودن ماگما از آب (۲/۰۷ درصد وزنی) شرایط برای تبلور پیروکسن مهیا نبوده و بجای آن هورنبلند سبز غنی از کلسیم متبلور گردیده است. درضمن بایستی بخاطر داشت ژئوشیمیست‌ها در تقسیم‌بندی‌های ارائه داده شده پارامترهای مختلفی را مد نظر قرار داده‌اند تفاوت در معیارهای انتخاب شده باعث تغییر نام سنگها می‌گردد.

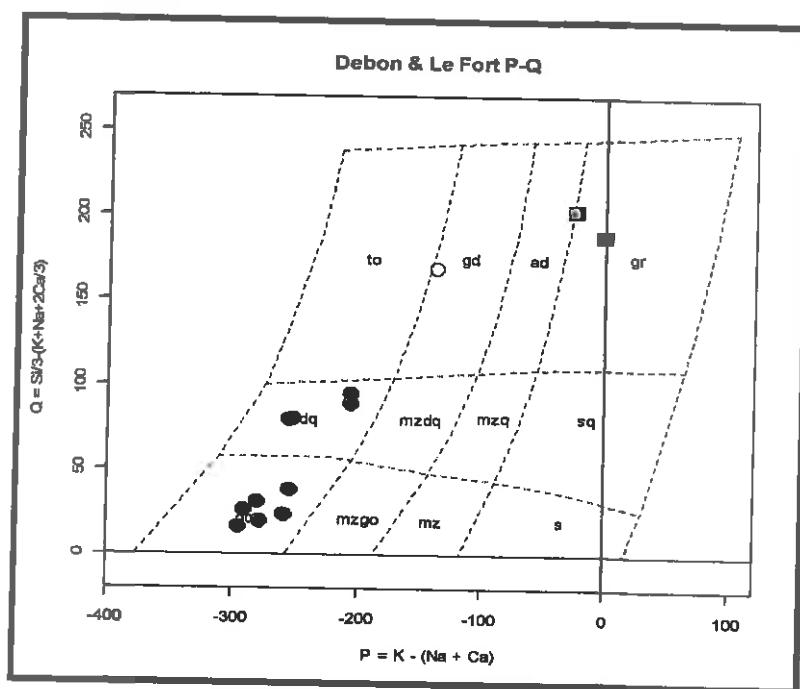
با توجه به شکل ۴-۵ بین سنگهای سازندهی توده گرانیتوئیدی چاه‌سالار پیوستگی ترکیبی مشاهده می‌شود این امر می‌تواند بر نشأت گرفتن آنها از منبع ماگمایی مشترک دلالت داشته باشد.



شکل ۴-۴ - نمودار $R_1 - R_2$ (دولاروش و همکاران، ۱۹۸۰) جهت رده بندی سنگهای آذرین درونی مورد مطالعه. علائم شبیه شکل ۱-۴ است.



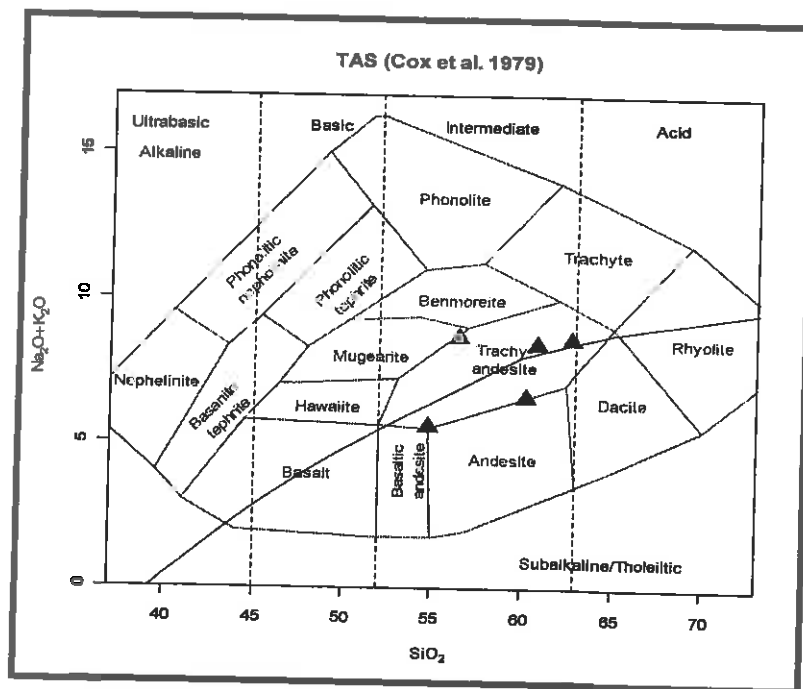
شکل ۴-۵ - نمودار $Na_2O + K_2O$ در مقابل SiO_2 (میدلموست و همکاران، ۱۹۹۴) جهت رده بندی سنگهای آذرین مورد مطالعه. علائم شبیه شکل ۱-۴ است.



شکل ۴-۶- نمودار P-Q دیبون و همکاران (۱۹۸۳).

علائم شبیه شکل ۴-۱ است.

۴-۴-۳- نمودار TAS کاکس و همکاران (۱۹۷۹) برای رده‌بندی سنگهای آذرین بیرونی در این نمودار مجموع درصد وزنی $Na_2O + K_2O$ در مقابل درصد وزنی SiO_2 ترسیم می‌گردد و با توجه به موقعیت قرارگیری نمونه‌ها، نمونه‌های مورد مطالعه نامگذاری می‌شوند. این نمودار کاربرد عملی زیادی دارد و محدوده سنگهای ساب آکالن را از آکالن نیز جدا می‌کند. توده گرانیتوئیدی چاه‌سالار توسط تعدادی دایک و گنبد قطع شده است که به منظور نامگذاری این سنگها از نمودار TAS کاکس و همکاران (۱۹۷۹)، (شکل ۴-۷)، استفاده شده است با توجه به این نمودار سنگها دارای ترکیب تراکی آندزیتی می‌باشند.



شکل ۴-۷ = نمودار TAS (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹) جهت نامگذاری سنگهای آذرین درونی نیمه عمیق (دایکها و گنبد تراکی آندزیتی).

▲ تراکی آندزیت

۴-۵ - الگوی نمودارهای تغییرات عناصر

در نمودارهای تغییرات عناصر از الگوی پراکندگی عناصر به منظور بررسی و شناخت فرایندهای تشکیل و تکامل سنگها، وابستگی یا عدم وابستگی آنها به همدیگر و همچنین تعیین سری ماگمایی آنها استفاده می‌شود. یکی از نمودارهای تغییرات عناصر که کاربرد زیادی داشته نمودارهای دو متغیره است که در ذیل به توصیف برخی از این نمودارها می‌پردازیم.

نمودارهای دو متغیره

الف- نمودارهای درصد اکسید = درصد سیلیس (هارکر^۶، ۱۹۰۹)، ب- درصد اکسید-ضریب تفریق (تورنتن و تاتل^۷، ۱۹۶۰). این نمودارها روند تحول ماگما را نشان می‌دهند و با همدیگر همپوشانی دارند. هرگاه بر روی این نمودارها ترکیب شیمیائی نمونه‌های مختلف یک سری تدریجی

^۶-Harker

^۷-Thornton and Tattle

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.

الف- نمودارهای درصد اکسید - درصد سیلیس

این نمودارها را آلفرد هارکر از سال ۱۹۰۹ در کتاب تاریخ طبیعی سنگهای آذرین مرسوم کرد. در این نمودارها، تغییرات درصد وزنی اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل تغییرات درصد وزنی SiO_2 نشان داده می‌شوند. مقدار سیلیس از متغیرهای مهم شیمیائی است که فرایندهای مختلف پتروژنتیک تأثیر مشخصی بر روی آن بر جای می‌گذارند. همچنین روند پیوسته تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO_2 را می‌توان بعنوان شواهدی مبتنی بر روند تحول شیمیائی ماگما در نظر گرفت و در حقیقت این روندها میانگین حقیقی تغییرات و روند تحولی بخشهای متفاوت ماگمایی با ترکیب یکنواخت بشمار می‌روند. با در نظر گرفتن این روندها است که می‌توان به فرایندهای مختلف ذوب بخشی، تبلور تفریقی، اختلاط و آرایش پوسته‌ای ماگما دست یافت (ویلسون^۸، ۱۹۸۹). اینک به توصیف نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای مذکور می‌پردازیم.

تغییرات اکسیدهای اصلی در مقابل SiO_2

۱- تغییرات Al_2O_3 در مقابل SiO_2

در نمودار Al_2O_3 / SiO_2 (شکل ۴-۸-الف)، با افزایش مقدار SiO_2 یا به تعبیری افزایش روند تفریق، مقدار اکسید آلومینیوم کم می‌شود. این روند نشان‌دهنده تبلور بخشی و تفریق پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و کوارتز می‌باشد. وقفه ترکیبی قابل مشاهده بین گرانیته‌ها و سایر ترکیبات سنگی با تفریق یافتگی قابل ملاحظه گرانیته‌ها، سازگار است. ضمن اینکه این توده گرانیته‌ای، توده گرانیته‌ای چاه‌سالار را بصورت دایک و آپوفیز قطع می‌کند و بیانگر آن است که آنها فاز تأخیری - تفریقی این توده می‌باشند.

⁸ -Wilson

۲- تغییرات Fe_2O_3 در مقابل SiO_2

در نمودار Fe_2O_3 / SiO_2 (شکل ۴-۸-ب)، روند نزولی محسوسی مشاهده می‌شود که با تبلور کانی‌های مافیک مانند هورنبلند و بیوتیت در سنگهای دیوریتی، گرانودیوریتی و گرانیتی سازگار است. این اکسید با ادامه تبلور ماگما در فازهای انتهایی تفریق مانند گرانودیوریت و گرانیت باعث کاهش کانیهای فرومنیزین و کانیهای اوپک نظیر مگنتیت و فرومگنتیت کاهش پیدا می‌کند.

۳- تغییرات MgO در مقابل SiO_2

تغییرات MgO در مقابل SiO_2 (شکل ۴-۸-ج)، روند نزولی نشان می‌دهد، روند تغییرات اکسید منیزیم از دیوریتها به سمت گرانودیوریتها و گرانیتها نزولی است. این روند کاهشی با تبلور تفریقی و تبلور کانی‌های هورنبلند سبز و بیوتیت سازگار است.

۴- تغییرات FeO در مقابل SiO_2

در نمودار FeO در مقابل SiO_2 ، درصد FeO کاهش می‌یابد (شکل ۴-۸-د). روند کاهشی آهن را می‌توان به این صورت توجیه نمود که با پیشرفت تفریق ماگمایی از مقدار کانی‌های فرو منیزین (بیوتیت و هورنبلند) و کانیهای اوپک (مگنتیت و تیتانومگنتیت) کاسته شده و در نتیجه درصد FeO روند نزولی نشان می‌دهد.

۵- تغییرات MnO در مقابل SiO_2

در نمودار MnO / SiO_2 با افزایش SiO_2 مقدار اکسید مزبور کاهش می‌یابد (شکل ۴-۸-ه) عنصر منگنز با آهن سازگار است و در ترکیب کانی‌های بیوتیت و هورنبلند جای می‌گیرد و کاهش آن از کاهش فراوانی این کانیها در سنگهای تفریق یافته ناشی می‌شود.

۶- تغییرات TiO_2 در مقابل SiO_2

نمونه‌های مربوط به توده نفوذی چاه‌سالار روند کاهشی مشخصی از TiO_2 نشان می‌دهند (شکل ۴-۸-۹). دلیل تشابه این روند با روند تغییرات FeO را باید در تشابه خصوصیات ژئوشیمیایی عناصر Ti و Fe جستجو کرد که سبب می‌شود تیتانیوم در ساختمان کانی‌های آهن‌دار از جمله بیوتیت شرکت کند. البته جانشینی Ti علاوه بر Fe^{3+} ممکن است با Al نیز اتفاق بیافتد که در نتیجه، Ti در ساختمان کانی‌هایی مثل آمفیبول و بیوتیت ظاهر می‌شود (صادقیان، ۱۳۷۴). به طور کلی اکسیدتیتانیوم در ساختمان کانی‌های هورنبلند سبز، بیوتیت، اسفن، ایلمنیت و مگنتیت بکار می‌رود که این امر با نتایج بدست آمده از مطالعات پتروگرافی سازگار است.

۷- تغییرات CaO در مقابل SiO_2

میزان CaO با افزایش درصد SiO_2 ، روند کاهشی نشان می‌دهد (شکل ۴-۸-۱۰). مهمترین کانی‌های کنترل کننده مقدار CaO، پلاژیوکلازها و هورنبلند سبز می‌باشند. در ابتدا در سنگهای دیوریتی افزایش پلاژیوکلاز باعث بالا رفتن درصد اکسید کلسیم گشته ولی به تدریج با افزایش جانشینی سدیم بجای کلسیم یا بعبارتی سدیک‌تر شدن پلاژیوکلازها در گرانودیوریتها و گرانیتها از مقدار این عنصر کاسته شده است. در ادامه روند تفریق، مقدار هورنبلند سبز و اسفن نیز در نمونه‌های تفریق یافته‌تر کاهش می‌یابد و باعث ایجاد روند منفی در نمودار تغییرات CaO - SiO_2 می‌گردد.

۸- تغییرات Na_2O در مقابل SiO_2

با بالا رفتن درصد SiO_2 ، اکسید Na_2O افزایش می‌یابد (شکل ۴-۸-۱۱). روند افزایشی سدیم حاکی از جانشینی بیشتر این عنصر بجای عنصر Ca در ترکیب پلاژیوکلازها است. مقدار عنصر سدیم به تناسب پیشرفت تفریق در مایع باقی‌مانده بیشتر می‌شود و در نتیجه در فازهای انتهایی تفریق، بیشتر تمرکز پیدا می‌کند. ولی گرانیتها که دارای ماهیت پتاسیک هستند دارای مقدار سدیم کمتری هستند و تا حدودی از روند تفریقی این سنگها خارج می‌شوند. لازم به ذکر

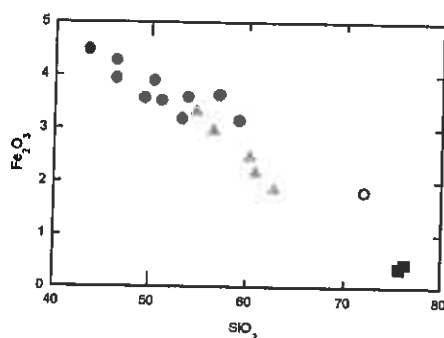
است که گرانیتها نسبت به سایر ترکیبات سنگی مورد مطالعه یک فاز تأخیری و تفریق یافته‌تر به حساب می‌آید و خروج آنها از روند عادی تغییرات، یا روند عادی تبلور تفریقی امری عادی و منطقی است. ضمناً مشارکت دو عنصر Ca و Na در ساختمان پلاژیوکلازها از قوانین گلدشمیت در ژئوشیمی سنگهای آذرین تبعیت می‌کند، بدین ترتیب کلسیم به خاطر بار الکتریکی بزرگتر راحت‌تر از سدیم می‌تواند وارد شبکه فلدسپات شود و بنابراین مقدار کلسیم در پلاژیوکلازهایی که در ابتدای تبلور ماگما متبلور می‌گردند، بیشتر است (رضانی، ۱۳۸۳)

۹- تغییرات K_2O در مقابل SiO_2

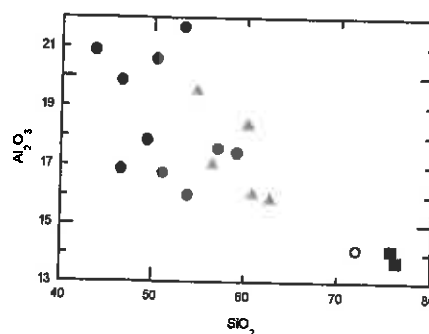
در نمودار K_2O در مقابل SiO_2 ، روند منطقی افزایش نسبی K_2O با افزایش مقدار SiO_2 مشاهده می‌شود (شکل ۴-۸-ط). مقدار K_2O از سنگهای دیوریتی به سمت سنگهای گرانودیوریتی و گرانیتی افزایش می‌یابد. دلیل این افزایش در دیوریتها و کوارتز دیوریتها حضور بیوتیت است. افزایش این اکسید در گرانیتها بعلت ظهور فاز فلدسپار آلکالن یا ارتوکلاز در این نوع سنگها می‌باشد.

۱۰- تغییرات P_2O_5 در مقابل SiO_2

با توجه به شکل ۴-۸-ی در ترکیبات سنگی دیوریتی با افزایش SiO_2 روند تقریباً افزایشی P_2O_5 مشاهده می‌شود. در سنگهای تراکی آندزیتی بیشترین غنی شدگی از P_2O_5 مشاهده می‌شود در مقابل گرانیتها دارای کمترین مقدار P_2O_5 می‌باشند. این پدیده با مشاهدات پتروگرافی و فقیر بودن این سنگها از پلاژیوکلاز و حضور نادر آپاتیت سازگار است.



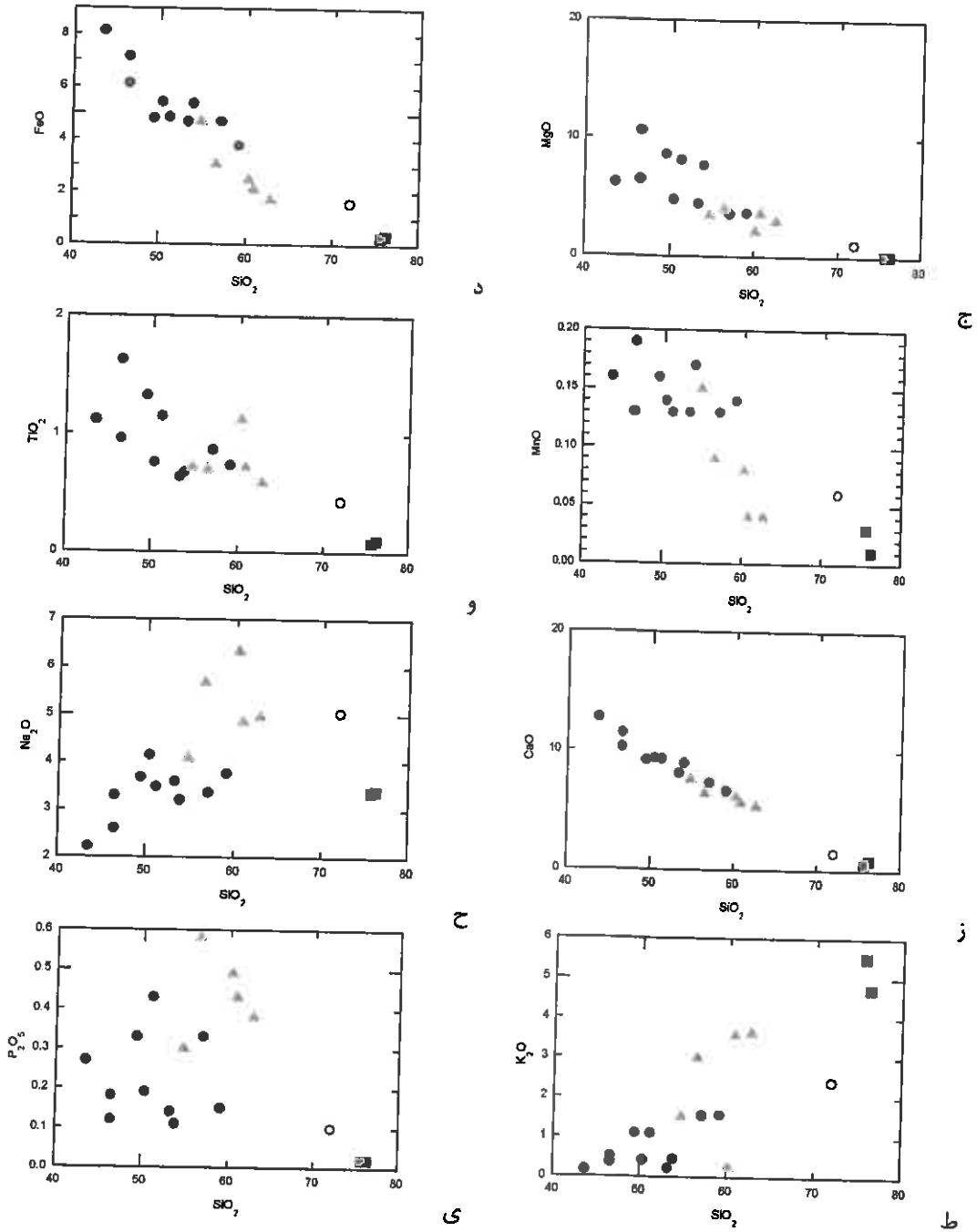
ب



الف

شکل ۴-۸- نمودارهای درصد اکسیدهای اصلی در مقابل SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹)

● دیوریت و کوارتز دیوریت، ■ گرانودیوریت، ■ گرانیت، * تراکی آندزیت



ادامه شکل ۴-۸- نمودارهای درصد اکسیدهای اصلی در مقابل SiO₂ (هارکر، ۱۹۰۹)

● دیوریت و کوارتز دیوریت، ◆ گرانودیوریت، ■ گرانیت، ▲ تراکی آندزیت

از بررسی کلیه این نمودارها می‌توان به این نتیجه رسید که بین دیوریت، کوارتز دیوریت و گرانودیوریت طیف ترکیبی پیوسته‌ای وجود دارد و بطور معمول با افزایش مقدار سیلیس یا تفریق، مقادیر CaO ، Al_2O_3 ، FeO ، Fe_2O_3 ، TiO_2 و MnO کاهش می‌یابد ولی K_2O و Na_2O افزایش می‌یابد. در مقابل، افزایش P_2O_5 تغییر محسوسی نشان می‌دهد. بین سنگهای گرانیتی و سنگهای دیوریتی یک وقفه ترکیبی مشاهده می‌شود.

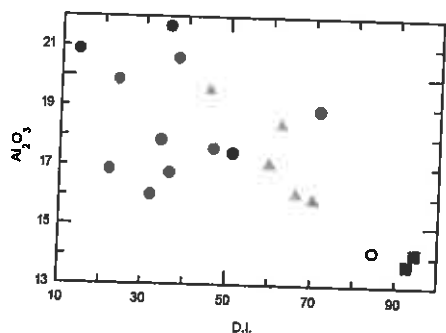
گرانیتها با افزایش قابل‌ملاحظه SiO_2 ($SiO_2 > 70\%$)، محدوده‌ی ترکیبی ویژه‌ای را به خود اختصاص داده‌اند. روند متداول تفریق در گرانیتها به وضوح در این نمودارها مشاهده می‌شود. چگونگی رخنمون این سنگها (ظهور آنها بصورت دایک و آپوفیز و رنگ بسیار روشن آنها) نشان می‌دهد که آنها در مراحل پایانی جایگزینی توده نفوذی چاه‌سالار، از تبلور فازهای تفریق یافته بوجود آمده‌اند.

ب- نمودارهای ضریب تفریق

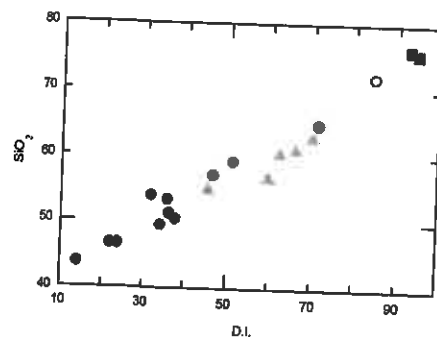
علاوه بر نمودارهای هارکر، از ضریب تفریق و نمودارهای مربوط به آن برای بررسی میزان تأثیر فرایند تفریق بلورین ماگماهای اولیه استفاده می‌شود. این ضریب اولین بار توسط تورنتن و تاتل (۱۹۶۰)، مورد استفاده قرار گرفت و عبارتست از مجموع کانی‌های نورماتیو: کوارتز، آلبیت، ارتوکلاز، نفلین، لوسیت و کالسلیت (سه کانی اخیر برای نمونه‌های تحت اشباع مورد استفاده قرار می‌گیرند). ضریب تفریق، بیانگر روند تفریق ماگماست که با پیشرفت تفریق، ترکیب مایع باقی‌مانده پرسیلیس‌تر می‌شود. نمودارهای تورنتن و تاتل (۱۹۶۰)، نمونه‌های مورد مطالعه در شکل ۴-۹ نشان داده شده است. در این نمودارها با افزایش روند تفریق، اکسیدهای Al_2O_3 ، FeO ، Fe_2O_3 ، CaO ، MnO ، MgO ، روند نزولی و اکسیدهای SiO_2 ، K_2O ، Na_2O ، روند صعودی نشان می‌دهند (شکل ۴-۹). علت کاهش میزان Mg ، Mn و Fe با افزایش درصد تفریق را می‌توان با حضور این عناصر در ساخت کانی‌های هورنبلند، بیوتیت و مگنتیت مرتبط دانست که از مقدار کانی‌های مذکور در طی تفریق بلورین کاسته می‌شود. اکسید CaO نیز در مقابل ضریب تفریق روند نزولی نشان می‌دهد. بالا بودن میزان پلاژیوکلازهای کلسیک در سنگهای دیوریتی باعث بالا بودن درصد CaO می‌شود اما به تدریج به سمت فازهای انتهایی تفریق، از

مقدار این اکسید کاسته می‌شود. بر اساس روند متداول تفریق، میزان SiO_2 در حین تبلور افزایش می‌یابد. این موضوع به خوبی در نمودار SiO_2 در برابر اندیس تفریق دیده می‌شود بطوری که با افزایش اندیس تفریق از دیوریت به سمت گرانیت SiO_2 افزایش می‌یابد. با بالا رفتن ضریب تفریق، کانی پلاژیوکلاز، سدیک‌تر شده و مقدار Na_2O افزایش می‌یابد. علاوه بر روند افزایشی Na_2O ، مقدار K_2O نیز زیاد می‌گردد. این عنصر در کانی ارتوکلاز وارد می‌شود بنابراین درصد آن در سنگهای گرانیتی نسبت به دیگر سنگها بیشتر می‌باشد. در شکل ۴-۸-۱ مشاهده می‌شود که مقدار اکسید P_2O_5 در سنگهای دیوریتی بالا بوده ولی در گرانیتها به مراتب کمتر شده است و وقفه‌ای مابین دو دسته سنگ مشاهده می‌شود این وقفه نشان‌دهنده افزایش تفریق در گرانیتها است و همچنین درصد پایین آپاتیت در سنگهای اخیر را نشان می‌دهد.

علاوه بر تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی، تغییرات درصد آنورتیت درصد نیز نسبت به اندیس تفریق مورد بررسی قرار می‌گیرد. منظور از درصد آنورتیت $An\% = An/(An+Ab) * 100$ بوده و این پارامتر توسط ایروین و باراگار^۱ (۱۹۷۱) معرفی شده است. شکل ۴-۹-۱-ک نیز درصد آنورتیت درصد را در مقابل اندیس تفریق نشان می‌دهد. در این نمودار نیز با افزایش درصد اندیس تفریق، آنورتیت درصد کاهش می‌یابد که علت آن کاهش پلاژیوکلازهای با آنورتیت بالا و افزایش فلدسپاتهای سدیم‌دار در فازهای تفریق یافته‌تر است.

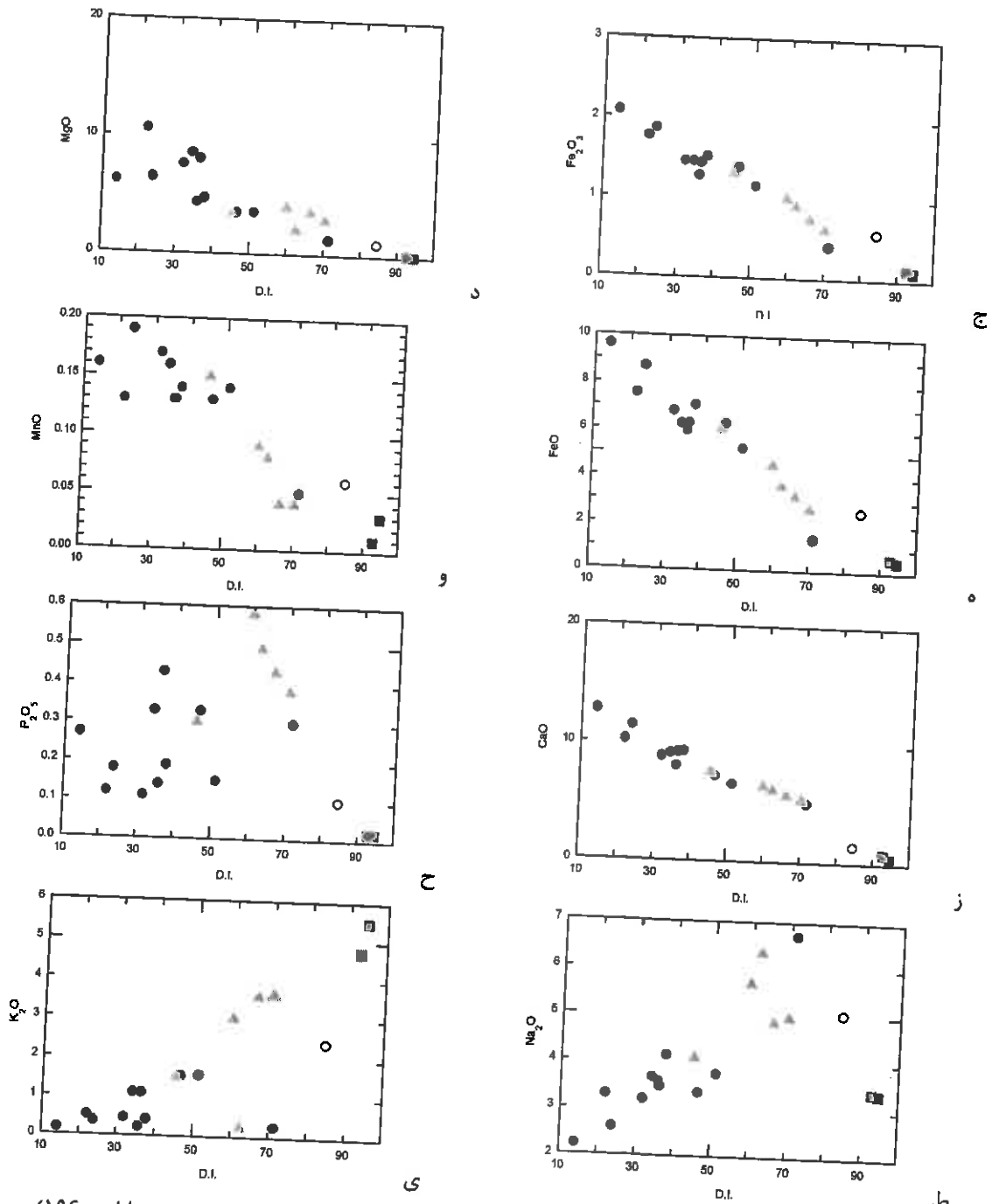


ب

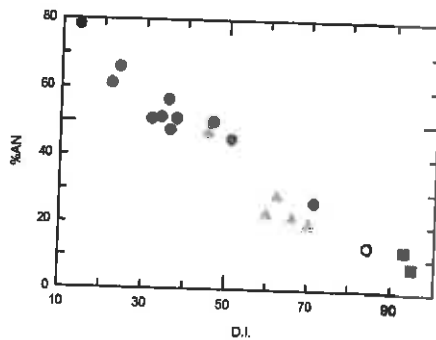


الف

شکل ۴-۹- نمودارهای دو متغیره اکسیدهای اصلی در برابر اندیس تفریق (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰)
(علائم مشابه شکل ۴-۸).



ادامه شکل ۴-۹- نمودارهای دو متغیره اکسیدهای اصلی در برابر اندیس تفریق (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰)
 (علائم مشابه شکل ۴-۸).



ک

ادامه شکل ۴-۹ نمودارهای دو متغیره اکسیدهای اصلی در برابر اندیس تفریق (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰)

(علائم مشابه شکل ۴-۸).

۴-۶- نتایج حاصل از بررسی نمودارهای هارکر و اندیس تفریق

در نگاه اول به همه نمودارهای هارکر مشاهده می‌کنیم که گرانیتهای نسبت به گرانودیوریتها، کوارتز دیوریتها و دیوریتها از SiO_2 غنی‌تر هستند، همچنین به جز روند افزایشی Na_2O و K_2O ، روندهای دیگر عناصر اصلی نسبت به SiO_2 کاهش یافته است. با نگاهی دقیق‌تر، این موضوع خاطر نشان می‌شود که دیوریتها و گرانیتهای در راستای یک روند خطی قرار می‌گیرند و همانند دو قطب انتهایی یک مجموعه ماگمایی عمل می‌کنند. مجموعه این تغییرات معرف پیشرفت تفریق ماگمایی، کاهش مقادیر کانی‌های فرومنیزین و تبلور بیشتر ارتوکلاز در مراحل پایانی تبلور تفریقی و تشکیل ماگمای گرانیته می‌باشد. از طرف دیگر، با بررسی نمودارها می‌توان نمونه‌های سنگی مورد مطالعه را در سه سری سنگی مجزا جای داد. در هر یک از این مجموعه‌های سنگی، عناصر اصلی و کمیاب توزیع مشابهی داشته‌اند و بر اساس ضریب توزیع یا K_D دسته‌بندی شده‌اند. حد فاصل سنگهای مافیک‌تر و گرانیتهای که دو قطب اصلی مجموعه سنگی را تشکیل می‌دهند، یک وقفه ترکیبی مشاهده می‌شود. این وقفه توسط مجموعه سنگی سومی یعنی نمونه‌های دایکی-گنبدی با ترکیب تراکی آندزیتی، آندزیتی و داسیتی پوشش داده می‌شود. لذا، به این نتیجه می‌رسیم که بین دیوریتها و تراکی آندزیتها رابطه ژنتیکی نزدیکی وجود دارد. به عبارت دیگر، آنها از یک منبع ماگمایی مشترک منشاء گرفته‌اند با این تفاوت که در دو مرحله زمانی مختلف تشکیل شده‌اند. لازم به ذکر است که تراکی آندزیتها از دیوریتها جوانتر می‌باشند و آنها را بصورت دایک یا گنبد قطع می‌کنند.

۴-۷- استفاده از نتایج تجزیه‌های شیمیایی در بررسی تغییرات برخی از عناصر فرعی

و کمیاب خاکی در مقابل SiO_2 و اندیس تفریق

عناصر فرعی و کمیاب خاکی نقش مهمی در مطالعات پترولوژیکی سنگ‌های آذرین داشته و هر جا که به کمک عناصر اصلی نتوان مسیر تحولات ماگماها را آشکار ساخت، به کمک این عناصر بخوبی می‌توان از عهده آن برآمد. عناصر کمیاب خاکی، عناصری جزئی با کمترین انحلال-پذیری محسوب می‌شوند که هنگام دگرگونی درجه پایین، هوازگی و دگرسانی گرمایی نسبتاً نامتحرکند.

۱- تغییرات Rb در مقابل SiO_2

در نمودار Rb/SiO_2 (شکل ۴-۱۰- الف)، با افزایش SiO_2 ، مقدار Rb افزایش می‌یابد و روند صعودی بارزی نشان می‌دهد. مقدار عنصر روبیدیم در گرانیتها به اوج خود می‌رسد. افزایش روبیدیم با افزایش کانی‌های حاوی پتاسیم نظیر ارتوکلاز سازگار است. این نمودار با تغییرات K_2O در مقابل SiO_2 شبیه است.

۲- تغییرات Ba در مقابل SiO_2

با بالا رفتن مقدار SiO_2 درصد عنصر Ba نیز افزایش می‌یابد (شکل ۴-۱۰- ب). عناصر باریم و پتاسیم با یکدیگر سازگار هستند در نتیجه با افزایش درصد K_2O یا بعبارت دیگر تبلور کانی-هایی همچون بیوتیت و ارتوکلاز مقدار عنصر Ba نیز افزایش می‌یابد.

۳- تغییرات Sc در مقابل SiO_2

روند Sc در مقابل SiO_2 روند نزولی است (شکل ۴-۱۰- د). درصد این عنصر از سنگهای دیوریتی به سمت گرانیتها با پیشرفت تفریق کاهش قابل توجهی می‌یابد و حتی در نمونه‌ای از گرانیتها با کاهش درصد کانی‌های هورنبلند و بیوتیت مقدار آن تقریباً به صفر می‌رسد.

۴- تغییرات Co در مقابل SiO_2

در نمودار Co/SiO_2 به وضوح مشاهده می‌کنیم که از سنگهای دیوریتی به سمت گرانودیوریتها و گرانیتها مقدار این عنصر روند نزولی نشان می‌دهد و میزان آن به سرعت کاهش می‌یابد (شکل ۴-۱۰-ه). این موضوع با کاهش کانی‌های آهن و منیزیم‌دار، تحول‌یافتگی و تفریق ماگماهای سازنده این سنگها سازگار است (صادقیان، ۱۳۸۳).

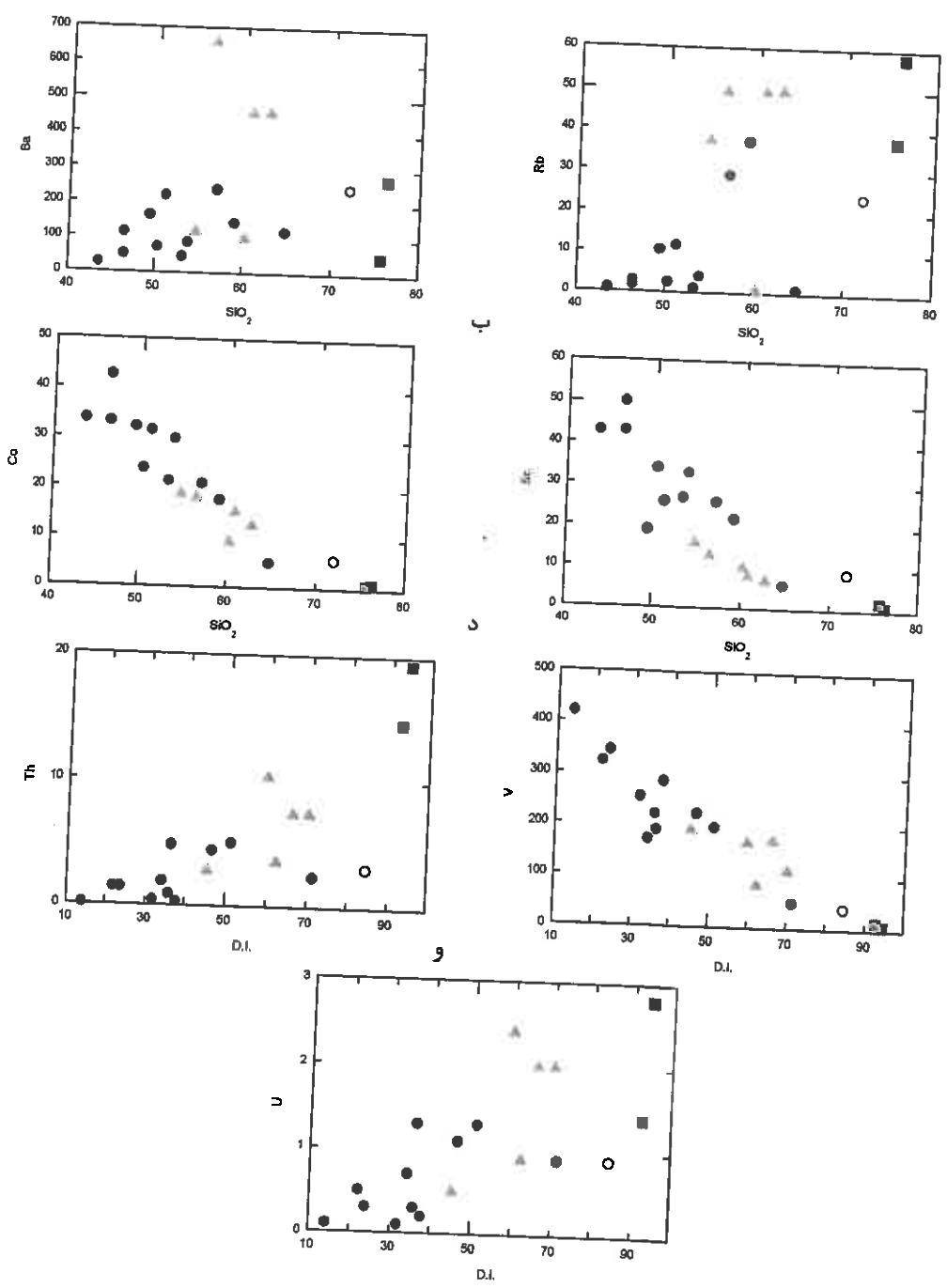
۵- تغییرات V در مقابل ضریب تفریق

با افزایش ضریب تفریق، از میزان عنصر وانادیوم کاسته می‌شود (شکل ۴-۱۰-و). وانادیوم عنصری سازگار بوده و رفتاری مشابه تیتانیم، آهن و منیزیم از خود نشان می‌دهد. این عنصر در ساخت کانی‌های مگنتیت، هورنبلند سبز و بیوتیت مورد استفاده قرار می‌گیرد. لذا با افزایش روند تفریق و کاهش فراوانی این کانی‌ها، مقدار وانادیم کاهش می‌یابد.

۶- تغییرات Th و U در مقابل ضریب تفریق

با افزایش تفریق، مقدار عناصر Th و U نیز افزایش می‌یابد (شکل‌های ۴-۱۰-ز و ح). این دو عنصر به علت شعاع و بار یونی زیاد در سیستم ماگمایی باقی می‌مانند و معمولاً در سنگهای آذرین اسیدی که در مراحل انتهایی تفریق ایجاد می‌شوند، فراوانتر هستند.

در مجموع در این نمودارها نیز مانند نمودارهای هارکر و ضریب تفریق بین گرانیتها و سایر ترکیبات سنگی مورد مطالعه وقفه ترکیبی خاصی مشاهده می‌شود. موقعیت ترکیبی مربوط به دایکها و گنبد تراکی- آندزیتی رفتار حدواسط بین گرانیتها و دیوریتها نشان می‌دهند.



شکل ۴-۱۰- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در مقابل SiO_2 و ضریب تفریق (علائم مشابه شکل ۴-۸).

۴-۸- مقایسه پدیده‌های تبلور تفریقی و ذوب بخشی در توده نفوذی چاه‌سالار

در اینجا برای مقایسه پدیده ذوب بخشی با تفریق بلوری از نمودارهای تغییرات عناصر سازگار در برابر عناصر ناسازگار و دو عنصر ناسازگار در برابر هم و نمودار Y/Zr و همچنین مدل‌سازی Y/Rb و $V-TiO_2$ و SiO_2-TiO_2 و Rb/Th برای تشخیص نقش تبلور بخشی و هضم و نمودارهای عنکبوتی مقایسه‌ای استفاده می‌کنیم.

۴-۸-۱- نمودارهای تغییرات یک عنصر سازگار در مقابل یک عنصر ناسازگار و جفت

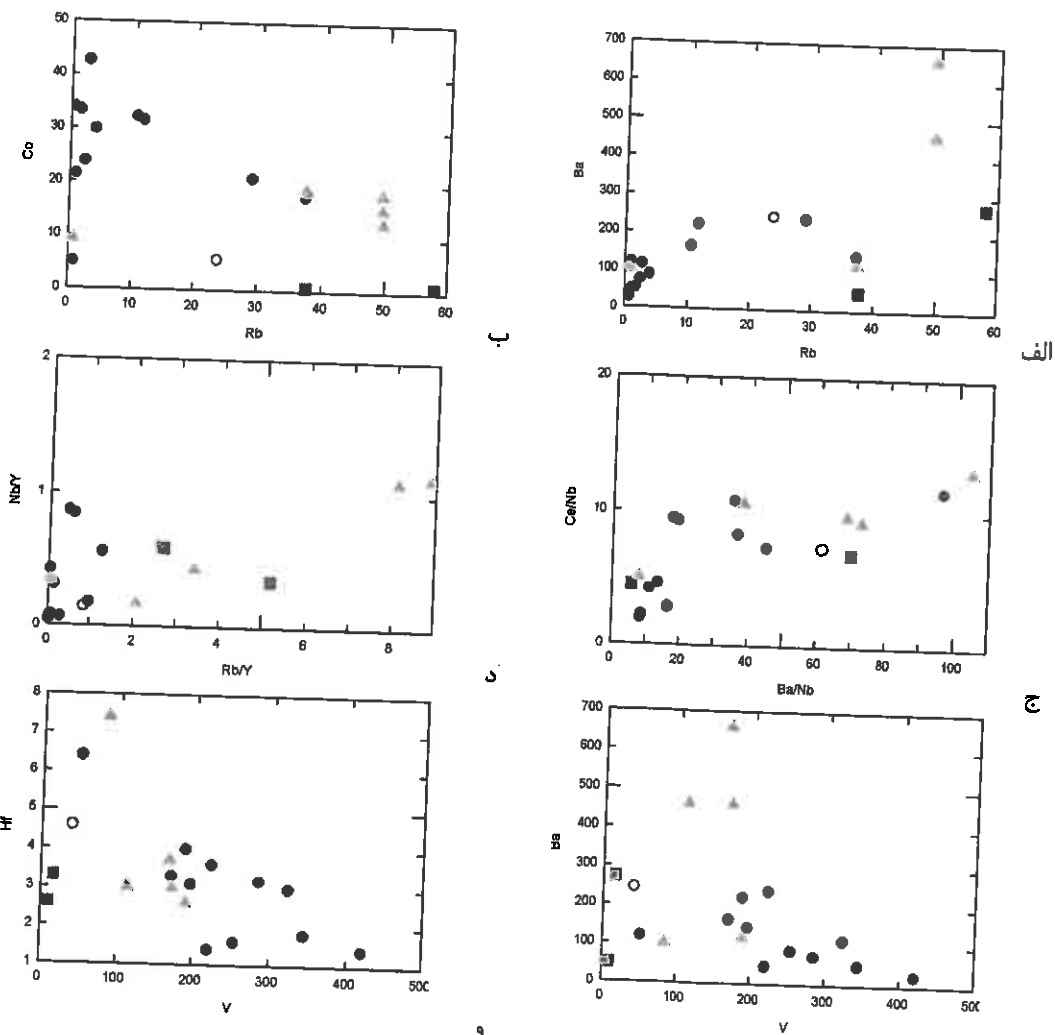
عناصر ناسازگار در مقابل همدیگر

غلظت عناصر کمیاب سازگار موجود در یک مذاب آذرین هنگام تبلور تفریقی به شدت تغییر می‌کند. همچنین در مسیر تبلور تفریقی نسبت یک جفت عنصر بسیار ناسازگار (که ضریب توزیع کلی آنها یکسان باشد) چندان تغییر نمی‌کند. حال اگر نمودار یک عنصر سازگار را در برابر یک عنصر ناسازگار و جفت عنصر ناسازگار را در برابر همدیگر ترسیم کنیم، اگر در نمودار جفت عنصر ناسازگار روند خطی و صعودی و نمودار عنصر سازگار با عنصر ناسازگار روندی خطی و نزولی و هر دو روند از مبدأ مختصات بگذرد، فرایند اصلی ارتباط بین سنگها، تبلور تفریقی یا جزء به جزء است.

اما اگر فرایند غالب ذوب بخشی باشد این فرایند به غلظت عناصر ناسازگار حساس می‌باشد، بنابراین، شیب خط نمودار دو عنصر ناسازگار در برابر هم نسبت غلظت عناصر ناسازگار را در منشاء نشان می‌دهد. اما غلظت عناصر سازگار در منشاء حتی اگر دچار مقداری ذوب بخشی هم شود تا حد زیادی بدون تغییر باقی می‌ماند. اگر روند جفت عناصر ناسازگار نسبت به هم منفی و روند عنصر سازگار در برابر ناسازگار صعودی باشد ذوب بخشی در تحولات ماگمایی مؤثر بوده است. حال اگر تغییراتی در این نسبتها دیده شود بیانگر ناهمگنی در منشاء است که ناشی از فرایندهایی نظیر تغییرات درجه ذوب بخشی، اختلاط و آلیش ماگمایی می‌باشد.

سنگهای منطقه مورد مطالعه، در نمودارهای $Ce/Nb/Ba/Nb$, $Ba/Rb,Ce/Rb,Nb/Y/Rb/Y$ (شکل ۴-۱۱- الف تا و)، روندهایی خطی با شیب صعودی نشان می‌دهند که صرفنظر از پراکندگی نقاط، از مبدأ نیز عبور می‌کند. در نمودارهای $Hf-V$, $Ba-V$ نیز روندها از نوع خطی

و غیرخطی دارای شیب منفی هستند. این نمودارها همگی بیانگر شکل‌گیری این سنگها از یک منشأ واحد و نیز نقش اساسی تبلور تفریقی در تحول سنگهای منطقه می‌باشد.

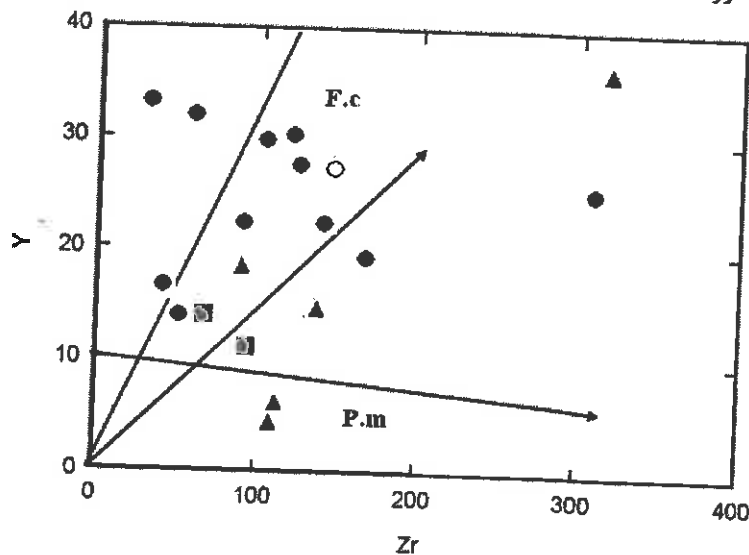


شکل ۴-۱۱- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در برابر عناصر سازگار و عناصر ناسازگار در مقابل عناصر سازگار. (علائم مشابه شکل ۴-۸).

در ادامه برای بررسی فرایند تفریق بلوری و مقایسه ذوب بخشی با تفریق بلوری از نمودارهای Y/Zr و برای تعیین نقش تبلور بخشی و هضم از مدل سازی های Y/Rb و Rb/Th استفاده می کنیم.

۴-۸-۲- نمودار Y در مقابل Zr

در این نمودار از تغییرات عنصر Y در مقابل عنصر Zr استفاده شده است. در این نمودار، دو روند نشان دهنده ذوب بخشی (p.m) و تفریق بلوری (F.C) از هم تفکیک شده اند. بر اساس شکل ۴-۱۲ نمونه های سنگی مورد مطالعه از روند تبلور تفریقی تبعیت می کنند.



شکل ۴-۱۲- نمودار Y در مقابل Zr برای تمایز تفریق بلوری و ذوب بخشی (عبدالله^{۱۰} و همکاران، ۱۹۹۷).

۴-۸-۳- مدل سازی روبیدیوم / ایتیریم برای تشخیص نقش تبلور بخشی

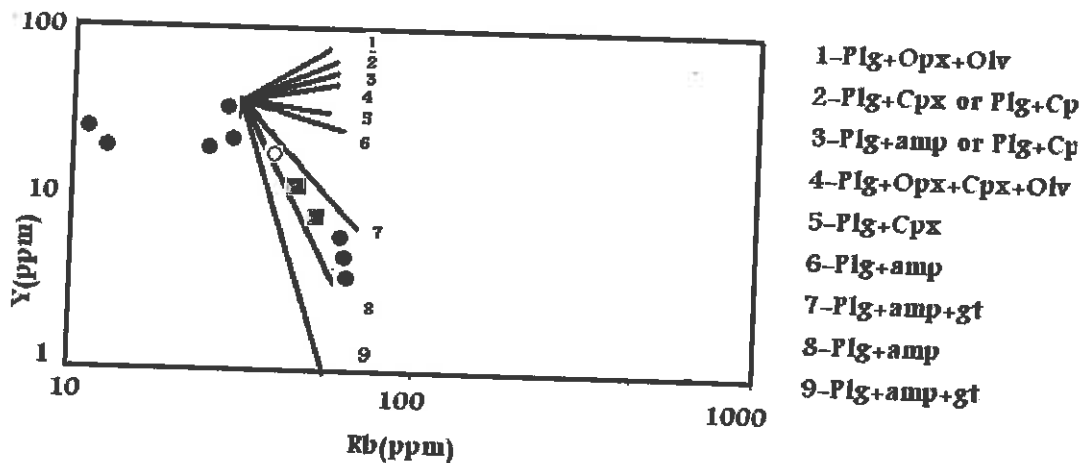
این مدل سازی برای بررسی تبلور یک ماگما در شرایط آبدار و بدون آب پایهریزی شده است. در شکل ۴-۱۳ مقادیر متغیر Y در مقابل Rb بر روی نمودار لگاریتمی نشان داده شده است. در این نمودار همچنین بردارهای محاسبه ای تفریق بخشی رایلی^{۱۱}، نشان داده شده است. بردارهای مورد نظر با این فرض ترسیم شده اند که اگر ۵۰ درصد از ماگمای مادر متبلور شود، ترکیبات فازی نشان داده شده (از ۱ تا ۹) به وجود می آیند. ایتیریم در این جا به عنوان شاخص تفریق استفاده شده، زیرا به جز در ماگماهای اسیدی، در حین تفریق بخشی بسیار ناسازگار عمل می کند. در این نمودار ترکیب اولیه در هر نقطه ای می تواند قرار داشته باشد. بنابراین آرایش کلی بردارها را می توان به-

^{۱۰}-Abdollah

^{۱۱}-Riely

گونه‌ای جابجا کرد که بر داده‌ها منطبق شوند. بر اساس این نمودار اگر شیب کلی نمونه‌ها یکنواخت و صعودی باشد، ماگماهای اولیه تحت تاثیر تفریق بخشی بدون آب قرار گرفته‌اند و کانی‌هایی همچون پلاژیوکلاز، الیوین، اوژیت و مگنتیت (بردار شماره ۱) از آن متبلور می‌گردد. از آنجایی که عنصر ایتیریم در طی تفریق، بصورت عنصری ناسازگار عمل می‌کند و نمی‌تواند وارد کانی‌های بدون آب شود مقدارش افزایش می‌یابد. اما در صورتی که کانی آبداری مانند آمفیبول یا گارنت متبلور شود درصد عنصر ایتیریم بعلت راهیابی به درون ساختمان این کانی، کاهش پیدا می‌کند.

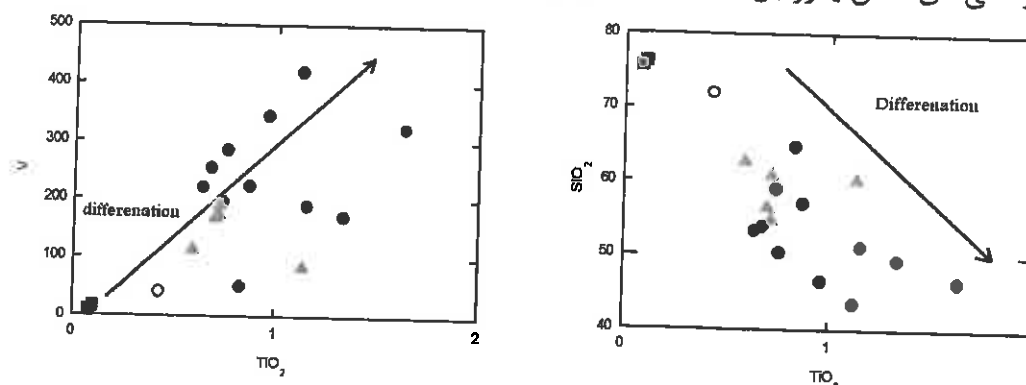
در شکل ۴-۱۳ روند موقعیت ترکیبی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه نشان داده شده است. به طور کلی، نمونه‌های مورد مطالعه دارای روند نزولی می‌باشند که نشان‌دهنده کاهش عنصر Y در ماگما می‌باشد و همانطور که ملاحظه می‌شود منطبق بر بردار ۸ است. بر مبنای این بردار کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول (هورنبلند سبز) متبلور می‌شوند که شواهد پتروگرافی نیز مؤید این مطلب است. لذا نتیجه می‌گیریم توده نفوذی مورد مطالعه از روند تبلور تفریقی تبعیت کرده و در جریان تبلور خود، هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز از آن متبلور گردیده‌اند.



شکل ۴-۱۳ - نمودار Y/Rb که نشان‌دهنده بردارهای تفریقی رایلی می‌باشد این بردارها برای تبلور مجموعه‌های فازی نشان داده شده به مقدار ۵۰ درصد تفریق ترسیم شده‌اند (کسکین^{۱۲} و همکاران، ۱۹۹۸).

۴-۸-۴ - نمودارهای $V-TiO_2$ و SiO_2-TiO_2 جهت تشخیص روند تفریق

برای تشخیص روند تفریقی در توده نفوذی چاهسالار از نمودارهای $V-TiO_2$ و SiO_2-TiO_2 مک‌لیمور^{۱۳} (۱۹۹۹) استفاده می‌شود. بر اساس نمودار $V-TiO_2$ ، Ti و V رفتاری مشابه دارند. دو عنصر تیتانیوم و وانادیم در طی روند تفریق سیر نزولی داشته که این امر می‌تواند با تشکیل مگنتیت در طی روند تفریق مرتبط باشد. اگر تغییرات در میزان Ti و V در ماگما هماهنگ نباشد، مبین تبلور کانی‌های اسفن یا روتیل است و فقط میزان Ti ماگما کاهش می‌یابد.



شکل ۴-۱۴ - بررسی روند تفریق بر اساس نمودارهای مک‌لیمور و همکاران (۱۹۹۹).

۴-۸-۵ - مدل سازی Rb/Th برای تشخیص نقش تبلور بخشی و هضم

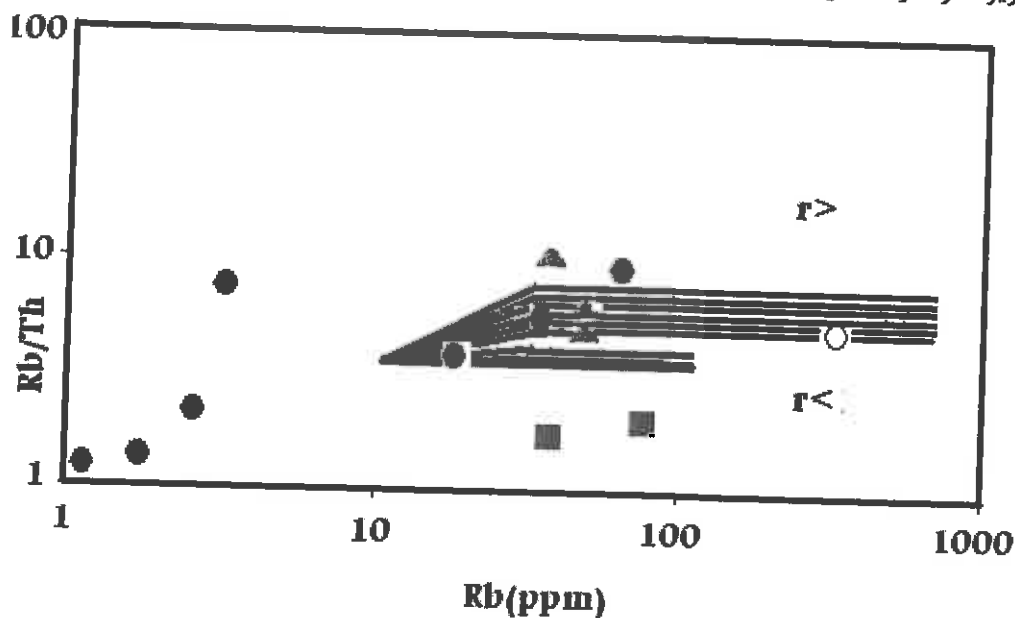
برای تشخیص نقش تبلور بخشی و هضم از نسبت Rb/Th استفاده می‌شود (شکل ۴-۱۵). زیرا Rb و Th تنها عناصری هستند که نسبت آنها تحت تأثیر تبلور هیچ یک از مجموعه‌های آبدار و بدون آب قرار نمی‌گیرد. از آنجایی که نسبت Rb/Th در پوسته زیاد می‌باشد، افزایش این نسبت می‌تواند به هضم پوسته‌ای نسبت داده شود در این شکل، Rb به عنوان شاخص تفریق در محور افقی نشان داده می‌شود. در این مدلسازی از معادلات (AFC هضم و تبلور بخشی) مربوط به دوپاتولو^{۱۴} (۱۹۸۱) استفاده شده و ترکیب متوسط سنگ‌های پوسته‌ای از تیلور^{۱۵} و همکاران (۱۹۸۵) اقتباس شده است. در این مدل درجات مختلف تبلور بخشی، به ازاء مقادیر مختلف α ، نشان داده شده است. α نشان‌دهنده نسبت آهنگ هضم به آهنگ تبلور بخشی است. طبق این شکل هر چه داده‌های حاصل از تجزیه سنگ‌ها به ترکیب پوسته‌ای نزدیک‌تر باشد یعنی در مقادیر بالای α قرار گیرد، بنابراین هضم

¹³- Mclemore

¹⁴-De Paolo

¹⁵-Taylor

بیشتری صورت گرفته است. با ترسیم موقعیت ترکیبی نمونه‌های توده گرانیتوئیدی چاهسالار بر روی این نمودار در می‌یابیم که اکثر نمونه‌ها در مقادیر پایین r واقع می‌شوند در نتیجه آرایش پوسته‌ای نقش مؤثری نداشته است اما در دو نمونه از دیوریت‌ها و یک نمونه تراکی‌آندزیت مقدار r بالایی دارد که می‌توان گفت که آلودگی پوسته‌ای تأثیر داشته است. وجود بافت غربالی در پلاژیوکلازها و آنکلاوهای گرانولار می‌تواند دلیلی بر آرایش ماگمایی باشد.



شکل ۴-۱۵- نمودار Rb/Th در مقابل Rb که نشان‌دهنده تبعیت سنگهای توده گرانیتوئیدی چاهسالار از روند AFC می‌باشد.

۴-۸-۶- نمودارهای عنکبوتی

نمودارهای عنکبوتی نمودارهایی هستند که بر اساس آنها مقادیر عناصر کمیاب نسبت به یک ترکیب اولیه مانند گوشته یا شهاب سنگ کندریتی تعدیل می‌شود و بر طبق آن می‌توان درجه تفریق یا ذوب بخشی هر عنصر را از یک الگوی توزیع اولیه مطرح کرد. دو الگویی که برای رسم نمودارهای عنکبوتی کاربرد فراوان دارند عبارتند از: ترکیب کندریتها و ترکیب گوشته نخستین پیش از تشکیل پوسته‌ای قاره‌ای. بر اساس پیشنهاد تامپسون^{۱۶} (۱۹۸۲)، از آنجایی که ترکیب کندریتها از نمونه‌های بدست آمده، اندازه‌گیری شده ولی ترکیب گوشته نخستین تخمینی می‌باشد، ترکیب کندریتها برای این منظور مناسب‌تر است.

¹⁶-Thompson

در نمودارهای عنکبوتی الگوی ترکیب کندریتی ۱۴ عنصر به ترتیب افزایش سازگاری از چپ به راست مرتب شده‌اند. در این نمودار، نمونه‌های سنگی توده گرانیتوئیدی چاه‌سالار نسبت به کندریت از کلیه عناصر نادر خاکی سبک و ناسازگار (LREE) غنی‌شدگی بیشتری نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE)، نشان می‌دهند. این نمودارها حاکی از غنی‌شدگی عناصر ناسازگار و عناصر کمیاب سبک مانند Ce, Pr و La و کاهش عناصر نادر خاکی سنگین مانند Lu, Yb و Er می‌باشد. تمامی نمونه‌ها این روند را نشان می‌دهند، اما درصد عناصر سبک و ناسازگار در گرانیتها غنی‌شدگی بیشتری را نسبت به دیگر نمونه‌ها نشان می‌دهند. همانطور که در شکل ۴-۱۶ مشاهده می‌شود مقدار عنصر Eu در گرانیتها افت بیشتری پیدا می‌کند. آنومالی Eu اغلب بوسیله پلاژیوکلازها کنترل می‌شود زیرا یوروپیم دو ظرفیتی در ساختمان پلاژیوکلازها شرکت می‌کند. بنابراین جدا شدن پلاژیوکلاز از مذاب چه بوسیله تفریق بلوری و چه به وسیله ذوب بخشی که در آن پلاژیوکلاز در تفاله باقی می‌ماند، باعث پیدایش آنومالی منفی Eu در سنگ می‌شود (رولینسون^{۱۷}، ۱۹۹۳). آنومالی صعودی Eu در سنگهای دیوریتی بعلت حضور هورنبلند و پلاژیوکلاز قابل توجیه است.

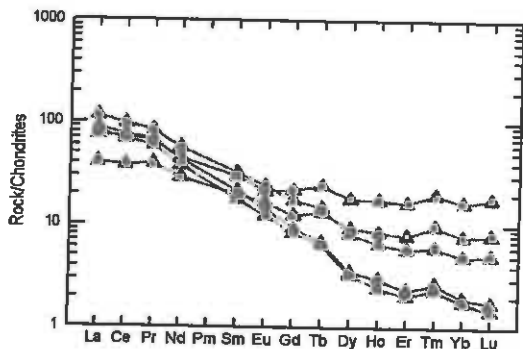
شکل ۴-۱۷ الگوی عناصر کمیاب را براساس گوشته اولیه (سان و مک دونف^{۱۸}، ۱۹۸۹) برای تمام نمونه‌های منطقه نشان می‌دهد. همانطور که در این نمودار مشاهده می‌شود، تقریباً تمامی نمونه‌ها از عناصر نادر خاکی سبک و ناسازگار غنی‌شدگی نشان می‌دهند منتهی عناصر خاکی نادر سبک دارای غنی‌شدگی بیشتری نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین می‌باشند. در این نمودار عناصر سبک و ناسازگار K, Ba, Sr و Cs غنی‌شدگی بالاتری نسبت به دیگر عناصر دارند و عناصر Nb, P, Ti, Th و Rb تهی‌شدگی نشان می‌دهند. افزایش عناصر باریم و استرانسیم در دیوریتها و گرانودیوریتها بعلت تبلور کانیهای پلاژیوکلاز در این سنگها بوده است. کاهش قابل ملاحظه Th, Rb, Ti و Nb که از ویژگی‌های سنگهای قاره‌ای و شاخص محیطهای فرورانش پوسته قاره‌ای است (رولینسون، ۱۹۹۳، ناگودی^{۱۹} و همکاران، ۲۰۰۳)، ممکن است معرف آرایش ماگمایی توسط سنگهای پوسته‌ای (بخش تحتانی پوسته قاره‌ای) باشد. همچنین غنی‌شدگی از عناصر بزرگ یون سبک و تهی‌شدگی از عناصر دارای قدرت میدانی بالا، بیانگر ماگماتیسم مربوط به قوس است و این موضوع بیانگر آن است که گرانیتوئیدهای مورد مطالعه از نوع A (کوهزایی) و متآلومین بوده و از

¹⁷- Rollinson

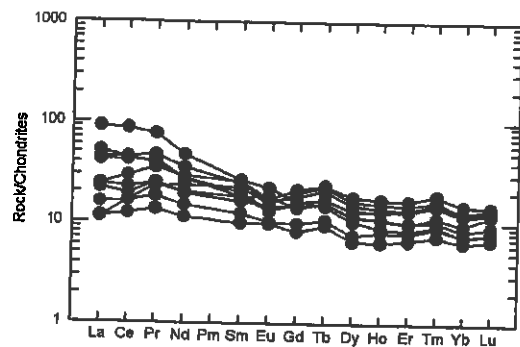
¹⁸- Sun and McDonough

¹⁹-Nagudi

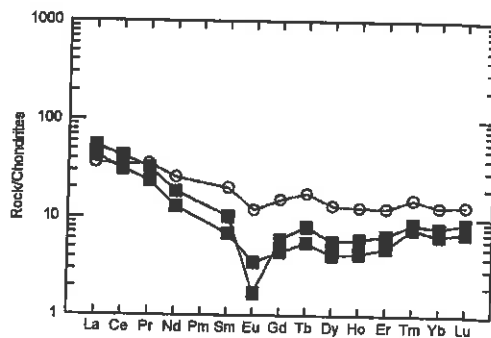
لحاظ محیط تکتونیکی به گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی VAG تعلق دارند (چاپل^{۲۰}، ۱۹۹۹). ضروری ترین ویژگی نمودارهای عنکبوتی سنگهای کمان آتشفشانی، با فرورفتگی Nb مشخص می-شود که دلالت بر حفظ این عناصر در منشاء و در طی ذوب بخشی دارد. در این نمودار، نمونه های بازیک و حدواسط انطباق خوبی دارند ولی نمونه های اسیدی که شامل گرانیت های روشن هستند به سبب ناهنجاری منفی P, Ba, Sr با آنها همراهی نمی کنند، ناهنجاری منفی این عناصر در ارتباط با تفریق پلاژیوکلاز در فازهای انتهایی می باشد.



ب- تراکی آندزیت

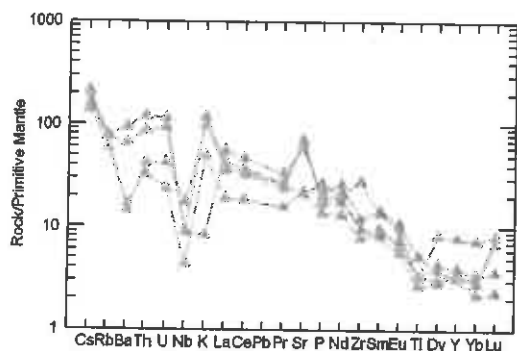


الف- دیوریت و کوارتز دیوریت

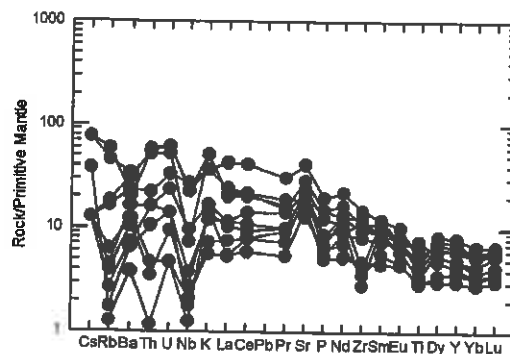


ج- گرانیت و گرانودیوریت

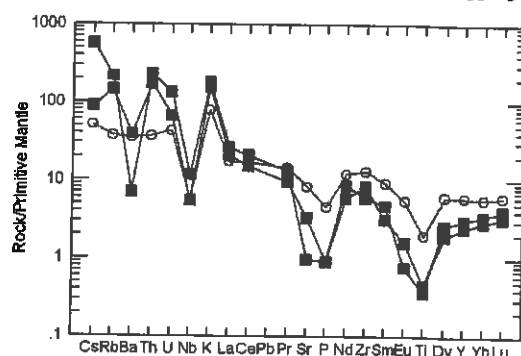
شکل ۴-۱۶ نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده کندریتی (ناکامورا، ۱۹۷۴) برای سنگهای سازنده ی توده گرانیتوئیدی و دایک های تراکی آندزیتی.



ب- تراکی آندزیت



الف- دیوریت و کوآرتزدیوریت



ج- گرانیت و گرانودیوریت

شکل ۴-۱۷- نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای سنگهای سازنده ی توده گرانیتوئیدی چاهسالار و دایکهای تراکی آندزیتی قطع کننده ی آن. ● دیوریت □ گرانودیوریت ■ گرانیت ▲ تراکی آندزیت

۴-۹- تعیین درجه اشباع از آلومین

بر اساس درجه اشباع از آلومین می توان سنگهای آذرین را تقسیم بندی نمود. بر مبنای این شاخص گرانیتوئیدها به چهار دسته پرآلومین، متاآلومین، ساب آلومین (هیندمن^{۲۱}، ۱۹۸۵) و پرآلکالن (شاند، ۱۹۴۹) تقسیم می شوند. کلارک^{۲۲} (۱۹۹۲)، سنگهای گرانیتوئیدی را بر اساس شاخص اشباع از آلومین تقسیم بندی نموده است این تقسیم بندی در جدول ۴-۴ آمده است.

²¹ -Hyndman

²² -Clarke

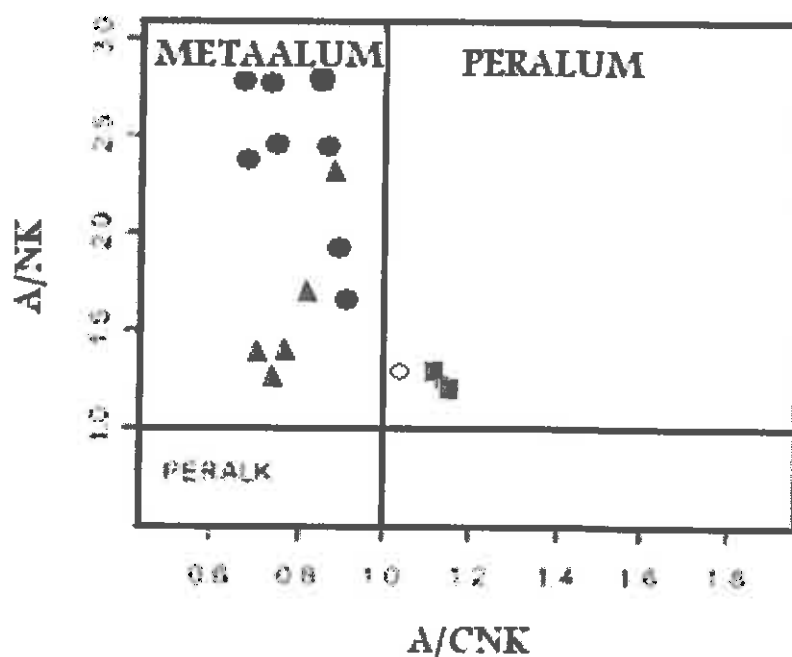
جدول ۴-۴ - تقسیم‌بندی شیمیایی سنگهای گرانیتوئیدی بر اساس شاخص اشباع از آلومین (نقل از کلارک، ۱۹۹۲)

پراکالین	متاآلومین	پراآلومین	
A<NK	CNK>A>NK	A<CNK	شاخص شانده (۱۹۴۷)
الیومین فایالیتی، ازیرین، آردفودزونیت، ریبکیت	ارتوپیروکسن، کلیئوپیروکسن، هورنبلند، اپیدوت	آلومینوسیلیکاتها، کردیریت، گارنت، توپاز، تورمالین، اسپینل، کوندوم	کانی های شاخص
بیوتیت کم	مسکوویت	بیوتیت و مسکوویت	دیگر کانی های معمول
مگنتیت	مگنتیت	ایلمنیت و تاپیولیت	کانی های اکسیدی
آپاتیت، زیرکن، تیتانیت، آلانیت و فلوریت	آپاتیت، زیرکن، تیتانیت و آلانیت	آپاتیت، زیرکن و مونازیت	کانی های فرعی
کم $Sr, Ba, H_2O, Al_2O_3, CaO, Eu$ زیاد $REE, Ta, Nb, Zr, Y, SiO_2, Na, K$ $F / Cl < 3$		$F / Cl > 3$	دیگر خواص شیمیایی
گرایزن ها، Sn, W, U, Mo و فلزات نادر (Nb, Ta)	Cu, Mo پورفیری	گرایزن، آپلیت، کانسارهای پگماتیسی چند فلزی $Sn, W, U, Mo, Cu, Be, B, Li, P$	کانسارهای نمونه
گسترش پس از کوهزایی یا غیر کوهزایی در مجموعه‌های درون قاره‌ای	کمان ماگمایی قاره ای و اقیانوسی در بخش فرورانش	برخورد قاره- قاره در پوسته ضخیم	محیط زمین ساختی عمومی
نشانه های اختصاری: A=مول Al_2O_3 ، C=مول CaO ، N=مول Na_2O ، K=مول K_2O			

برای تعیین درجه اشباع از آلومین توده گرانیتوئیدی چاهسالار از تقسیم‌بندی شاند^{۲۳} (۱۹۴۶)، وایت^{۲۴} و چپل (۱۹۷۴) و عبدالرحمن^{۲۵} (۱۹۹۰) استفاده شده است.

۴-۹-۱- نمودار A/NK-A/CNK

در نمودار A/NK-A/CNK شاند از نسبت مولی $(A/NK) = Al_2O_3 / (K_2O + Na_2O)$ در مقابل نسبت مولی $(A/CNK) = Al_2O_3 / (CaO + K_2O + Na_2O)$ استفاده شده است (شکل ۴-۱۸). بر مبنای این نمودار اکثر نمونه‌های توده‌ی گرانیتوئیدی چاهسالار در محدوده متاآلومین و بندرت در محدوده‌ی پرآلومین واقع می‌شوند.



شکل ۴-۱۸ - نمودار A/NK-A/CNK (شاند، ۱۹۴۹)

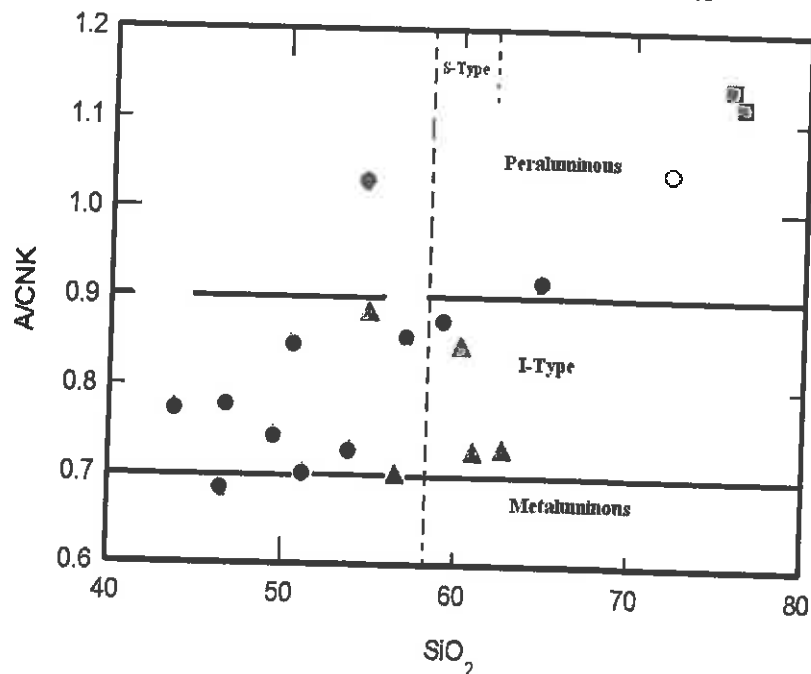
²³ - Shand

²⁴ - White

²⁵ - Abdol Rahman

۲-۹-۴- نمودار $ACNK-SiO_2$

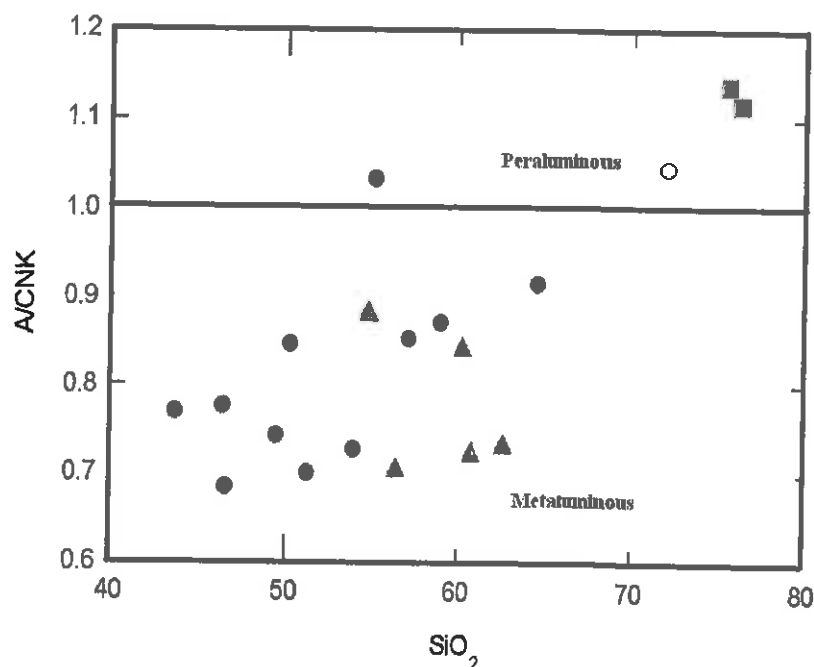
در نمودار $ACNK-SiO_2$ وایت و چپل، ۱۹۷۴ پارامتر $ACNK$ همانند نمودارهای قبلی تعریف می‌شود و تغییرات آن را در مقابل SiO_2 به تصویر می‌کشد. یکی از کاربردهای این نمودار تعیین گرانیتهای نوع S و I می‌باشد. همانطور که در شکل ۴-۱۹ مشاهده می‌شود اکثر نمونه‌های منطقه مورد مطالعه از نوع گرانیتهای I و متآلومین می‌باشند.



شکل ۴-۱۹- نمودار $ACNK/SiO_2$ وایت و چپل (۱۹۷۴) جهت تمایز نوع گرانیتهای I و متآلومین می‌باشند.

۲-۹-۴- نمودار $ACNK-SiO_2$

محورهای X و Y نمودار عبدالرحمن (۱۹۹۰)، نیز مانند محورهای نمودار وایت و چپل می‌باشد. در این نمودار محدوده سنگهای پرآلومین و متآلومین توسط خط مستقیمی که از $A/CNK=1$ می‌گذرد جدا شده است (شکل ۴-۲۰). نمونه‌های سنگی توده گرانیتهای I چاهسالار در این شکل غالباً در محدوده متآلومین واقع می‌شوند به استثناء نمونه‌های گرانیتهای I بسیار تفریق یافته که در محدوده پرآلومین قرار می‌گیرند.



شکل ۴-۲۰ نمودار عبدالرحمن (۱۹۹۰) جهت تعیین ماهیت توده گرانیتوئیدی چاه سالار.

۴-۱۰- تعیین سری ماگمایی

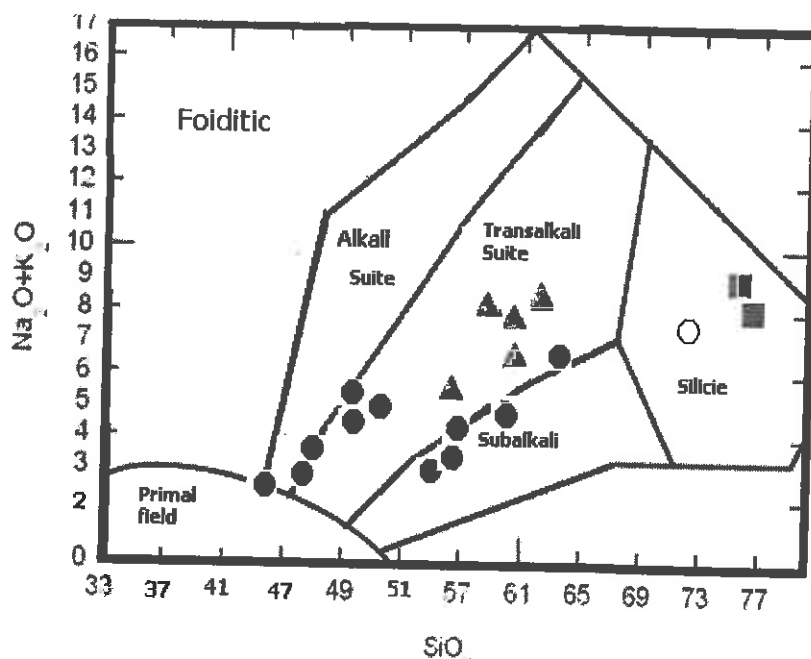
سیر تدریجی تغییرات ترکیب شیمیائی و کانی‌شناسی از یک گروه سنگ آذرین به گروه سنگی دیگر، نشانه خویشاوندی آنها با هم و منشاء گرفتن آنها از یک منبع مشترک است. طبق نظریه کونو^{۲۶} (۱۹۶۸)، یک سری ماگمایی، مجموعه‌ای از سنگهای مختلف است که دارای ترکیب شیمیائی مختلف بوده و از یک ماگمای مادر در اثر تفریق حاصل شده باشد. به طور کلی در حال حاضر ۵ سری ماگمایی مشخص شده اند که عبارتند از:

۱- سری تولیتی ۲- سری آلكالین ۳- سری كالك آلكالین ۴- سری شوشونیتی ۵- سری تحولی
از نمودارهای متعددی که توسط مؤلفین برای تعیین سری‌های ماگمایی پیشنهاد شده‌اند، نمودار مجموع آلكالین در مقابل سیلیس (میدلموست^{۲۷}، ۱۹۹۴)، نمودار AFM ابروین و باراگار (۱۹۷۱) و نمودار سیلوستر^{۲۸} (۱۹۸۹)، را می‌توان نام برد که جهت تعیین سری ماگمایی سنگهای توده گرانیتوئیدی چاه سالار استفاده شده است.

26- Kuno
27- Middlemost
28- Sylvester

۴-۱۰-۱- نمودار مجموع آلکالن در مقابل سیلیس

میدلموست (۱۹۹۴)، سنگهای آذرین را در ۵ دسته ماگمایی شامل دسته‌های فوئیدیتی، آلکالی، آلکالی-تحولی، ساب آلکالی و سیلیسی تقسیم‌بندی می‌کند (شکل ۴-۲۱). به این ترتیب نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌های آلکالی تحولی و سیلیسی قرار می‌گیرند.



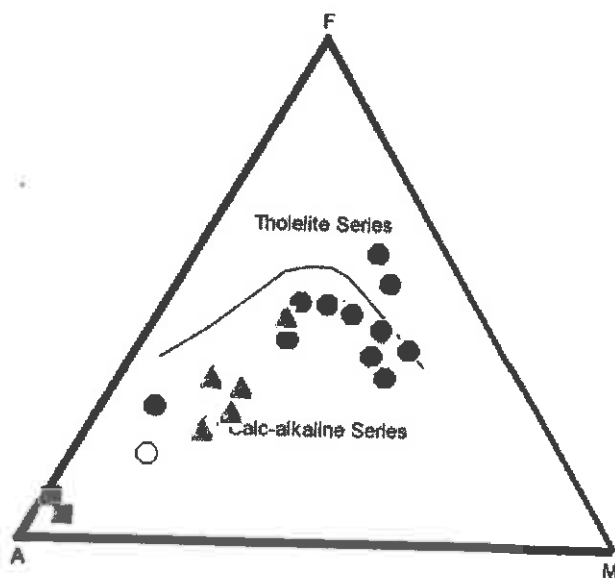
شکل ۴-۲۱- نمودار TAS جهت تفکیک سری‌های ماگمایی مختلف (میدلموست، ۱۹۹۴).

۴-۱۰-۲- نمودار AFM

در نمودار مثلثی AFM، قطب‌ها عبارتند از:

$$A = (Na_2O + K_2O) - SiO_2 \quad F = \text{آهن کل (FeO)} \quad M = MgO$$

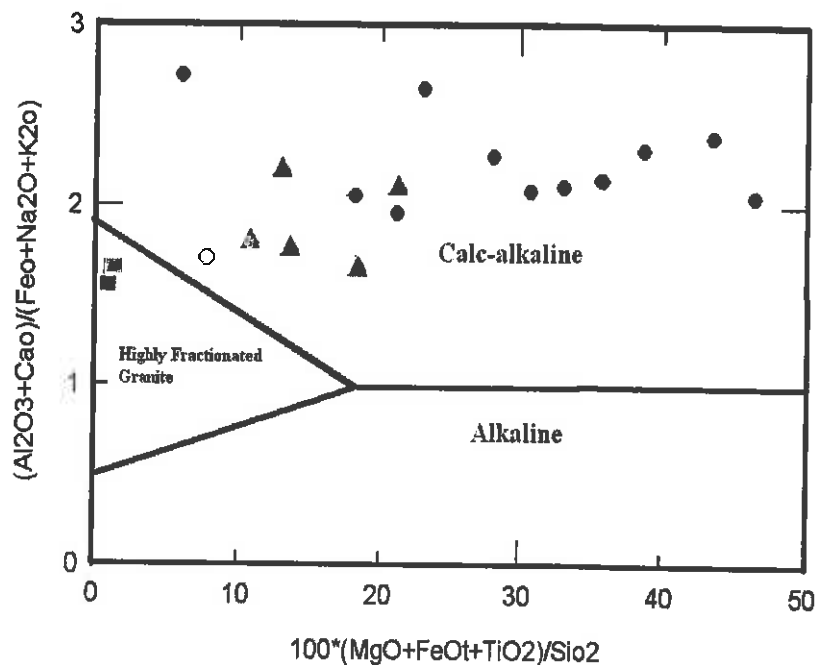
این نمودار تغییرات مقدار آهن ماگما را در طی فرایند تفریق نشان می‌دهد (شکل ۴-۲۲). مطابق این نمودار نتیجه می‌شود که نمونه‌های مورد نظر در منطقه کالک‌آلکالن قرار می‌گیرد و تجمع نمونه‌های دیوریتی به سمت قطب M و نمونه‌های گرانیتی و دایک‌ها (تراکی‌اندزیتها) به سمت قطب آلکالن (A) تمایل دارند.



شکل ۴-۲۲- نمودار AFM ایروین وباراگار(۱۹۷۱)، جهت تفکیک سریهای تولیتی و کالک‌آلکان.

۴-۱۰-۳- نمودار سیلوستر

در نمودار سیلوستر(۱۹۸۹)، مقدار $(Al_2O_3 + CaO)/(FeO_i + Na_2O + K_2O)$ در مقابل $(MgO + FeO_i + TiO_2)/SiO_2$ ترسیم شده است(شکل ۴-۲۳). این نمودار جهت تفکیک گرانیت‌های شدیداً تفریق یافته از گرانیت‌های کالک - آلکان و آلکان بکار می‌رود. مطابق این نمودار نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده کالک‌آلکان قرار می‌گیرد و نمونه‌های گرانیتی در محدوده گرانیت‌های با تفریق بالا واقع می‌شوند.



شکل ۴-۲۳ نمودار سیلواستر (۱۹۸۹) تفکیک محدوده آلكالن، كالك آلكالن و گرانیت‌های تفریق یافته.

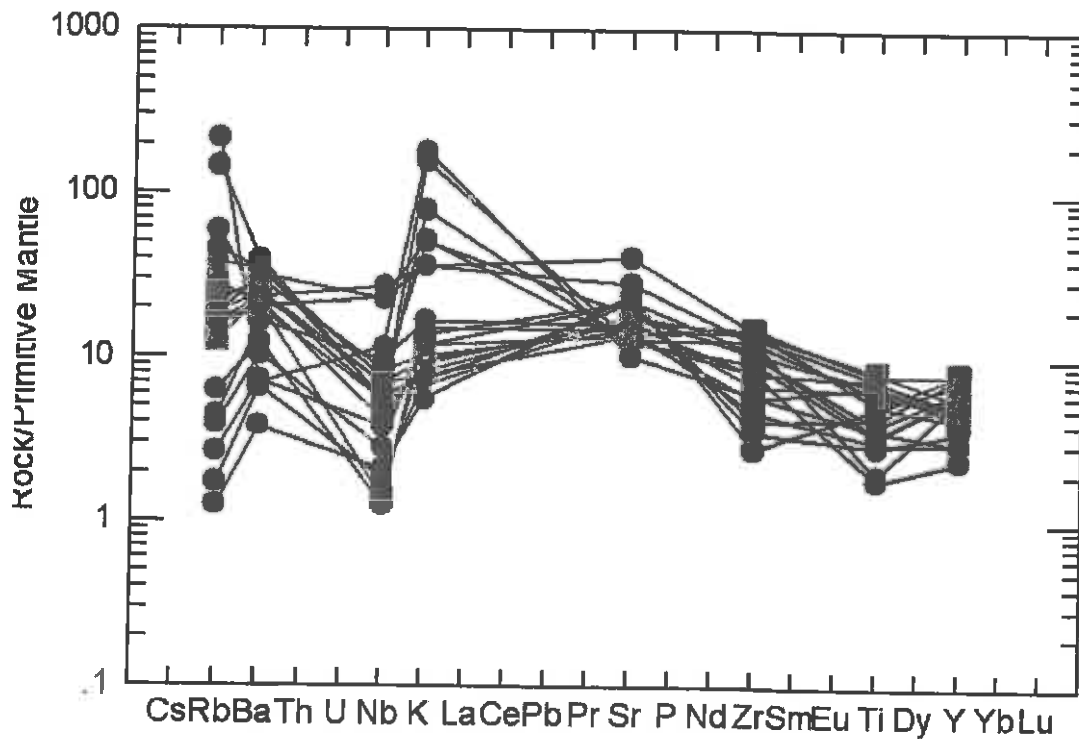
۴-۱۱ - مقایسه توده گرانیتوئیدی چاه‌سالار با مناطق مشابه در جهان

۱- کمپلکس درونی وادی دابر (فازی، ۱۹۹۷)

کمپلکس درونی وادی دابر در شرق اروپا واقع شده است. بر اساس مشاهدات صحرائی و مطالعات پتروگرافی، این توده دارای طیف ترکیبی گابرو، دیوریت، کوارتز دیوریت و تونالیت است. کانی‌های تشکیل‌دهنده آنها شامل پیروکسن، هورنبلند، اکتینولیت، پلاژیوکلاز، بیوتیت، زیرکن، آپاتیت و اسفن می‌باشد. طیف تغییرات SiO_2 آنها از ۷۲/۵۴-۴۷/۸۶ متغیر است. ویژگی‌های ژئوشیمیایی بیانگر آن است که کمپلکس وادی دابر دارای ماهیت کالک‌آلكالن می‌باشد و در زمره گرانیتوئیدهای نوع I قرار می‌گیرند. همچنین براساس نمودار عنكبوتی بهنجار شده گوشته اولیه، عناصر LILE (لیتوفیل بزرگ یون) مانند (K, Sr, Ba) غنی‌شدگی و عناصر کمیاب با قدرت یونی بالا (HFSE) مانند (Nb, Zr, Ti, Y) تهی‌شدگی نشان می‌دهند. بر اساس نتایج تکتونوماگمایی منشأ توده فوق، وابسته به فرورانش است و در محیط قوس آتشفشانی (VAG) است.

با مقایسه نمودار عنكبوتی این منطقه با نمودار عنكبوتی هنجار شده نسبت به گوشته اولیه منطقه مورد مطالعه (شکل ۴-۲۴)، مشاهده شد که همه نمونه‌ها بطور نسبی از عناصر نادر خاکی سبک و

ناسازگار غنی‌شدگی بیشتر و از عناصر نادر خاکی سنگین و سازگار غنی‌شدگی کمتری نشان می‌دهند. در نمونه‌های هر دو منطقه عناصر Nb و Ti دارای آنومالی پایینی می‌باشند. گرانیتوئید مورد مطالعه و کمپلکس وادی دابر هر دو در محیط فرورانش و قوس آتشفشانی تشکیل شده‌اند. نتایج آنالیز ژئوشیمی نمونه‌های کمپلکس درونی وادی دابر در جدول ۴-۵ نشان داده شده است.



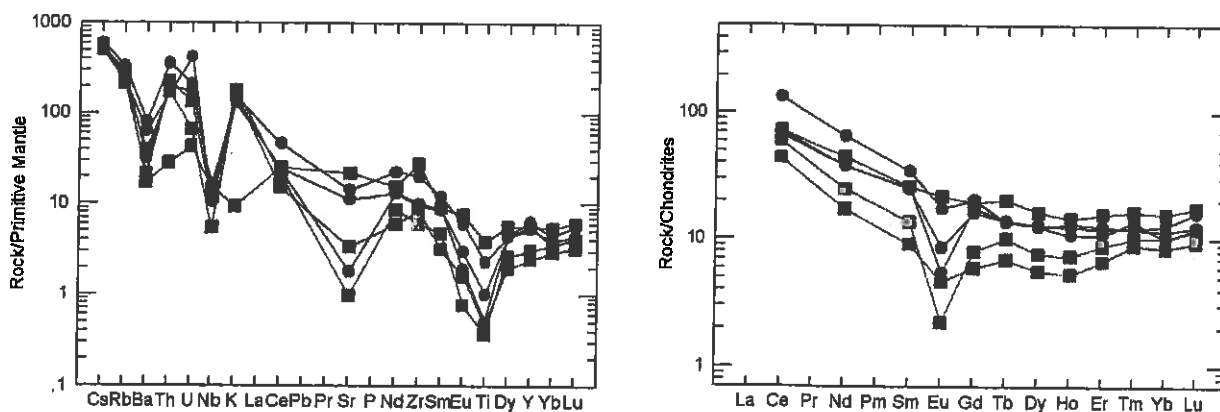
شکل ۴-۲۴- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده گوشته اولیه برای نمونه‌های کمپلکس وادی دابر و دیوریت‌های توده چاه‌سالار ● دیوریت و کوارتز دیوریت‌های توده چاه‌سالار ■ نمونه‌های کمپلکس وادی دابر

جدول ۴-۵- نتایج آنالیز شیمیائی نمونه‌های کمپلکس وادی داببر

R.T.	Hornblende gabbro					Quartz-hornblende gabbro	
	S.N.	539	3A	502A	506C	506A	14A
SiO ₂	48.180	47.38	48.410	48.650	48.440	49.490	49.19
TiO ₂	1.720	1.83	1.400	1.52	1.65	1.48	1.150
Al ₂ O ₃	7.620	8.410	7.450	7.46	7.87	6.79	7.200
Cr ₂ O ₃	0.030	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.060
FeO	10.910	11.410	11.850	11.180	12.310	11.220	10.200
MnO	0.130	0.11	0.170	0.16	0.170	0.140	0.180
MgO	15.66	15.01	15.58	15.950	15.290	15.68	16.37
CaO	11.01	11.30	11.08	11.310	10.25	11.150	11.910
Na ₂ O	1.14	1.26	1.14	1.150	1.200	1.07	1.140
K ₂ O	0.00	0.310	0.280	0.36	0.000	0.25	0.290
TOTAL	96.400	97.020	97.740	97.740	97.480	97.270	97.690
Ni	7	14	11	26	7	22	5
Ba	162	205	152	144	137	171	172
Co	36	26	27	28	22	33	30
Nb	5	6	3	1	4	4	5
Rb	8	14	10	18	10	12	12
Sr	291	320	368	292	387	381	353
V	147	161	168	190	142	144	168
Zr	170	161	76	65	153	121	169
Y	37	26	22	22	23	20	38

۲- گرانیتوئیدهای رودد در جنوب فلسطین (بوجوج^{۳۰} و همکاران، ۲۰۰۱)

مجموعه گرانیتوئیدهای رودد در جنوب فلسطین واقع شده است. این مجموعه سنگی طیفی از دیوریت تا گرانیت را شامل می‌شود. بر اساس مطالعات انجام گرفته بر روی این توده، مشخص شده است که توده گرانیتوئیدی مذکور از ذوب ورقه در حال فرورانش و سپس تبلور تفریقی آن ایجاد گردیده است. همچنین این توده از نوع گرانیتوئیدهای نوع I متاآلومین و کالکواکالین می‌باشد. جایگاه تکتونیکی آن قوس آتشفشانی VAG است. نتایج آنالیز ژئوشیمی نمونه‌های توده رودد در جدول ۴-۶ آورده شده است. از مقایسه نمودارهای بهنجار شده کندریتی توده گرانیتوئیدی رودد با نمودارهای نمونه‌های چاه‌سالار متوجه می‌شویم که این دو توده قابل مقایسه با یکدیگر بوده و شباهتهای ژئوشیمیایی را با هم نشان می‌دهند. در شکل ۴-۲۵ مشاهده می‌شود که هم نمونه‌های گرانیتی رودد و هم نمونه‌های منطقه چاه‌سالار از LILE غنی شدگی و از عناصر HREE تهی شدگی نشان می‌دهند. بعلاوه آنومالی منفی Sr, P, Ti در نمونه‌های هر دو منطقه مشاهده می‌شود.



شکل ۴-۲۵- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده کندریتی و گوشته اولیه برای نمونه‌های رودد و گرانیت‌های توده چاه‌سالار ■ گرانیت و گرانودیوریت چاه‌سالار ○ نمونه‌های گرانیتوئید رودد

جدول ۴-۶- نتایج آنالیز شیمیائی توده گرانیتوئیدی رود در فلسطین

S.N.	FSH-113-2	FSH-113-5	FSH-59	R1	R2	R3
SiO ₂	75.65	76.23	64.72	70.71	76.62	73.51
Al ₂ O ₃	14.12	13.72	18.84	14.35	12.42	13.74
Fe ₂ O ₃	0.11	0.14	0.41	2.72	1.61	2.05
MgO	0.09	0.12	1.31	0.77	0.05	0.28
CaO	0.50	0.86	5.05	2.11	0.62	1.62
Na ₂ O	3.37	3.40	6.71	3.61	3.80	3.71
K ₂ O	5.50	4.73	0.28	4.52	4.51	3.91
TiO ₂	0.08	0.10	0.83	0.50	0.11	0.22
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.30	0.15	0.03	0.06
MnO	0.03	0.01	0.05	0.06	0.05	0.03
Ni	6.00	9.00	23.00	19.00	27.00	22.00
Sc	2.00	1.00	6.00			
Ba	148.00	272.50	119.40	566.00	218.00	443.00
Co	0.8	1	5.1	0.11	0.32	0.55
Cs	4.5	4	4	4.71	4.07	4.49
Ga	10	9.5	15.8			
Hf	2.6	3.3	6.4	0.89	2.52	3.51
Nb	8.3	3.9	10.7	10.5	11.5	7.5
Rb	137.7	136	185	211	180	150
Sr	20.6	70.5	462.7	302	38	235
Ta	1.1	0.6	0.6	1.12	1.32	1.1
Th	19.4	14.7	2.4	30.5	16.4	14.3
U	2.8	1.4	0.9	4.45	3.69	8.83
Zr	67	93.3	310.4	224	112	106
Y	14.1	11.2	25.4	26	29	24
La	17.9	14.1	19.1	42.7	19.3	22.6
Ce	36.8	26.9	44.5	82.4	41.5	44
Nd	11.6	8.1	21	30.8	17.7	17.7
Sm	2.1	1.4	4	5.32	3.89	3.81
Eu	0.13	0.27	1.27	1.01	0.32	0.5
Gd	1.65	1.23	4	4.2	3.61	3.31
Tb	0.38	0.26	0.76	0.51	0.52	0.52
Dy	1.95	1.43	4.15	3.22	3.3	3.21
Ho	0.42	0.3	0.82	0.61	0.71	0.75
Er	1.47	1.11	2.61	1.8	2.02	2.1
Tm	0.26	0.23	0.42	0.35	0.31	0.31
Yb	1.73	1.44	2.67	1.71	2.19	1.95
Lu	0.3	0.24	0.45	0.31	0.41	0.32

۴-۱۲ - نتیجه گیری

- ۱- توده نفوذی گرانیتوئیدی چاهسالار، بر اساس نمودارهای نامگذاری سنگها، دارای ترکیب سنگ-شناسی دیوریت، کوارتز دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت می باشد.
- ۲- نمایش تغییرات اکسیدهای همچون $Al_2O_3, FeO, Fe_2O_3, TiO_2, MgO, MnO$ دارای یک روند نزولی از دیوریتها به سمت گرانودیوریت و گرانیت می باشند. در صورتی که اکسیدهای Na_2O و K_2O روند افزایشی نشان می دهند.
- ۳- روندهای تغییرات عناصر کمیاب نشان دهنده افزایش U, Rb, Ba و Th و کاهش Sr, Sc, Co و V در مقابل افزایش SiO_2 و اندیس تفریق است.
- ۴- در اکثر موارد روند تغییرات به صورت یک طیف پیوسته میان دیوریتها و گرانودیوریتها و همچنین دایکهای آندزیتی - داسیتی و در انتها گرانیتها می باشد و این مسأله مبین هم منشاء بودن انواع سنگهای موجود در توده چاهسالار است.
- ۵- نمودارهای تغییرات جفت عناصر ناسازگار روند خطی مثبت و نمودار عناصر سازگار در مقابل ناسازگار روند منفی نشان می دهند که حاکی از نقش تبلور تفریقی در تشکیل توده نفوذی چاهسالار است.
- ۶- بر اساس نمودارهای تشخیص روند تفریق توده نفوذی مورد مطالعه از روند تبلور تفریقی تبعیت کرده و در جریان تبلور خود، هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز از آن متبلور گردیده است.
- ۷- در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریتها و گوشته اولیه، عناصر خاکی نادر سبک دارای غنی شدگی بیشتری نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین می باشند. در این نمودارها عناصر سبک و ناسازگار Sr, K, Ba و Cs غنی شدگی بیشتری نسبت به دیگر عناصر دارند و عناصر P, Nb , Rb و Th, Ti تهی شدگی نشان می دهند.
- ۸- توده نفوذی چاهسالار بر اساس درجه اشباع از آلومین، از نوع گرانیتوئیدهای متآلومین می باشد.
- ۹- توده نفوذی مورد مطالعه به سری ماگمایی کالک آلکالن تعلق دارد.

فصل پنجم

پتروژنز

۵-۱- مقدمه

گرانیتوئیدها فراوانترین سنگهای آذرین درونی پوسته هستند. بنابراین حجم نوشتار پیرامون سنگهای گرانیتوئیدی دقیقاً نظیر خود باتولیت‌ها، گسترده و حجیم است (کلارک، ۱۹۸۴). اصطلاح گرانیتوئید برای سنگهای آذرین درونی که بیش از ۲۰ درصد کوارتز دارند بکار می‌رود. گرانیتوئیدها شامل آلکالی‌گرانیت، گرانیت، گرانودیوریت، تونالیت، کوارتزدیوریت و کوارتزمونزونیت را شامل می‌شوند.

این سنگها در تمامی ادوار زمین‌شناسی مشاهده شده‌اند. آنها در قدیمی‌ترین کمپلکسهای آرکئن تا جوانترین کمربندهای کوهزایی حضور دارند. گرانیتوئیدها از نظر منشاء دارای محدوده وسیعی از گوشته تا پوسته هستند که بوسیله فرایندهای مختلف و ترکیبات متفاوت تشکیل می‌شوند. محیطهای تکتونیکی مختلف، مسیرهای عبور ماگما از درون زمین، فرایندهای ثانویه بعد از تولید ماگمای اولیه و خصوصیات فیزیکوشیمیائی ماگمای مادر و مذابهای انتهایی از جمله عواملی هستند که باعث تنوع سنگی در گرانیتوئیدها می‌شوند (پیرس^۱، ۱۹۹۶).

پس از بررسی مطالعات صحرائی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگهای توده نفوذی چاه‌سالار در این فصل به بررسی منشاء، محیط تکتونیکی، سازوکار جایگزینی و استقرار توده مورد نظر می‌پردازیم.

^۱ -Pearce

۵-۲- تقسیم‌بندی ژنتیکی گرانیتوئیدها

گرانیتوئیدها از لحاظ ژنتیکی به پنج نوع I, S, M, A و H طبقه بندی می‌شوند.

چپل و وایت (۱۹۷۴)، گرانیتوئیدها را به دو دسته گرانیتوئیدهای نوع I و S تقسیم نمودند.

گرانیتوئیدهای نوع I معمولاً بصورت توده‌های نفوذی بزرگ و پیچیده دیده می‌شوند. این گرانیتها در زون فرورانش حاشیه قاره‌ها یا جزایر قوسی یافت می‌شوند و حاصل تفریق ماگمای کالک‌آلکان یا بازالت‌های جزایر قوسی هستند. استقرار این نوع سنگها به بالازدگی و افت فشار وابسته است که بعد از بسته شدن یک حوضه اقیانوسی اتفاق می‌افتد. در رده بندی IUGS (اشتریکایزن، ۱۹۷۶) گرانیتوئیدهای نوع I مونزوگرانیتها، گرانودیوریتها، کوارتزدیوریتها و دیوریتها را شامل می‌شوند.

گرانیتوئیدهای نوع S، دارای ویژگی‌هایی هستند که مبین مشتق شدن آنها از سنگهای رسوبی دگرگون شده می‌باشند. اغلب این گرانیتها از بخشهای عمیق‌تر پوسته مشتق گردیده و در ترازهای بالاتر جای گرفته‌اند.

گرانیتوئیدهای نوع A، اولین بار توسط لوئیس و ونز^۲ (۱۹۷۹)، برای توصیف زونهای ریف قاره‌ای (غیرکوهزایی) معرفی شدند. بیشتر محققین این گرانیتها را به کشیدگی پوسته قاره‌ای وابسته می‌دانند (والن^۳ و همکاران، ۱۹۸۷، ابی^۴، ۱۹۹۰). این گرانیتها متألومین هستند و می‌توانند از نوع I باشند.

گرانیتوئیدهای نوع M، نوعی دیگری از گرانیتها هستند که غالباً از نوع پلاژیوگرانیت‌های کالک‌آلکان هستند (وایت، ۱۹۷۹). این گرانیتها در جزایر اقیانوسی و از ماگما‌های مادر اولیه‌ای که مستقیماً از گوشته یا پوسته اقیانوسی فرورانده شده در زیر قوسهای آتشفشانی اشتقاق یافته‌اند، حاصل گردیده‌اند و معمولاً با فعالیت آتشفشانی جزایر قوسی رابطه نزدیکی دارند.

^۲- Loisselle and Wones

^۳- Whalen

^۴- Eby

جدول ۵-۱- ویژگیهای گرانیتهای M و H (کاسترو و همکاران، ۱۹۹۱).

Hs-Type	Hss Type	Hm Type	M-Type
مونزوگرانیتهها تا گرانودیوریتها	گرانودیوریت و تونالیت	تونالیت	کوارتز دیوریت و تونالیت
رستیتهای دگرگونی (بیوتیت، سیلیمانیت و ...)	فراوانی آنکلاوهای مافیک	کمبود آنکلاو، کمبود یا فقدان رستیت ها	فقط آنکلاوهای با ظاهر کومولایی
مگاکریستهای K-feld و Cor حاصل از واکنشهای مذاب با لختههای Bi	مگاکریستهای K-feld تحلیل رفته. تبدیل Cor به Bi، لختههای Bio- Hb	لختههای Hb حاصل از واکنشهای تبدیل Px و Hb به Bi	فازهای پایدار فرومنیزیم. فقط واکنشهای پریتکتیک
کمبود یا فقدان زینوکریستها	زینوکریستهای لخته‌ای Hb	پلاژیوکلازهای کمپلکس زونه‌ای با زونه‌های آشکار تحلیل یافته. زینوکریستهای K-feld و Qtz	زونینگ ساده و ناپیوسته، فقدان زینوکریستها
معمولاً در ارتباط با گرانیتهای تیپ S و M در باتولیت‌های بزرگ با کنتاکت انتقالی. در سطح اپی زون، هر تیپ می‌تواند به صورت منفرد ظاهر شود.			عموماً در ارتباط با توده- های فرعی مافیک
	K_2O/Na_2O نزدیک به ۱ ASI نزدیک به ۱	$K_2O/Na_2O < 1$ $ASI < 1$	
از طریق اختلاط ماگما (هیبریداسیون) بین ماگماهای مشتق شده از گوشته (M) و ماگماهای نوع (S) بوجود آمده‌اند.			از تفریق ماگماهای بازالتی مشتق شده از گوشته بوجود آمده‌اند.

گرانیتهای نوع H توسط کاسترو^۵ و همکاران (۱۹۹۱)، معرفی شدند. گرانیتهای نوع H، گرانیتهای دورگه‌ای هستند که از اختلاط ماگماهای پوسته‌ای (S) و گوشته‌ای (I یا M) حاصل شده‌اند. اغلب این سنگها کالک‌آلکالن بوده و هم به محیطهای برخورد قاره - قاره و هم به حاشیه فعال ورقه‌ها

⁵-Castro

مربوط می‌گردند. آنها می‌توانند به عنوان هیبرید (HS)S یا (Hm)M و یا هر دو گرانیته نوع S و (HSS)M تلقی شوند. در جدول ۱-۵ مشخصات گرانیتهای H و M آورده شده است. بعد از بررسی انواع گرانیتهای، ویژگی‌های توده گرانیتهای چاه‌سالار با معیارهای مطرح شده در مورد این گرانیتهای به صورت مقایسه‌ای در جدول ۲-۵ (چپل و وایت، ۱۹۷۴، ایشی هارا، ۱۹۷۷، دیدیه و همکاران، ۱۹۸۷، چپل و وایت، ۲۰۰۰) ذکر شده است.

جدول ۲-۵- معیارهای صحرایی، کانی‌شناسی، پتروگرافی و شیمیائی گرانیتهای نوع S و I و مقایسه آنها با ویژگیهای توده گرانیتهای مورد مطالعه .

توده گرانیتهای چاه‌سالار	نوع S	نوع I
توده گرانیتهای چاه سالار بصورت یک باتولیت بزرگ مقیاس نفوذ نموده است.	معمولاً به صورت توده‌های نفوذی کوچک دیده می‌شوند.	معمولاً به صورت توده‌های نفوذی بزرگ و پیچیده دیده می‌شوند.
طیف سنگ‌شناسی توده نفوذی چاه‌سالار دیوریت، کوارتز دیوریت، گرانودیوریت و گرانیته را شامل می‌شود.	طیف ترکیبی آنها محدود بوده و شامل گابرو، دیوریت (۲٪)، گرانو دیوریت (۱۸٪) و گرانیته (۸۰٪) می‌باشد.	طیف ترکیبی آنها گسترده بوده و شامل گابرو دیوریت (۱۵٪)، گرانودیوریت (۵۰٪) و گرانیته (۳۵٪) می‌باشد.
در کنار سنگهای اصلی توده نفوذی، سنگهای آتشفشانی تراکی آندزیتی تا داسیتی نیز دیده می‌شود.	با معادلهای آتشفشانی خود همراه نیستند.	با معادلهای آتشفشانی خود همراه هستند.
کانی اصلی مافیک سازنده توده گرانیتهای چاه-سالار هورنبلند سبز می‌باشد. در این سنگها، علاوه بر هورنبلند سبز بیوتیت نیز یافت می‌شود.	بدون پیروکسن و هورنبلند هستند و در ترمهای مافیک اگر هم هورنبلند وجود داشته باشد باز هم برتری با بیوتیت است.	دارای هورنبلند و بقایایی از پیروکسن اورالیتیزه هستند و هورنبلند بر بیوتیت برتری دارد. بیوتیت دارای پلی کرولیسم گاهی تا شکلاتی است.
هر دو نسل اسفن اولیه و ثانویه در این توده گرانیتهای یافت می‌گردند.	اسفن تنها به صورت ثانویه وجود دارد. موناژیت به صورت کانی فرعی یافت می‌شود.	اسفن و آلانیت به صورت اولیه وجود دارند.
مگنتیت یا تیتانومگنتیت به وفور یافت می‌شود.	دارای ایلمنیت هستند.	دارای ایلمنیت و مگنتیت هستند، اما برتری با مگنتیت است.
هیچ یک از کانیهای دگرگونی از قبیل گارنت، آندالوزیت، سیلیمانیت در این توده گرانیتهای یافت نمی‌شوند.	کانیهای دگرگونی نظیر کوردیریت، گارنت، آندالوزیت و سیلیمانیت در این نوع گرانیتهای می‌توانند یافت شوند.	کانیهای دگرگونی نظیر کوردیریت، گارنت، آندالوزیت و سیلیمانیت در این نوع گرانیتهای یافت نمی‌شود.

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

توده گرانیتوئیدی چاه سالار	نوع S	نوع I
کانی آپاتیت به صورت ادخالهایی در پلاژیوکلاز و هورنبلند وجود یافت می شود.	ادخالهای آپاتیت به صورت بلورهای مجزای بزرگ وجود دارند.	ادخالهای آپاتیت معمولاً در بیوتیت و هورنبلند وجود دارند
وجود نشانه‌هایی از کانی‌سازی مس بصورت مالاکیت و اندیس طلا در رگه‌های سیلیسی-کربناته اطراف توده نفوذی نیز گزارش شده است.	کانی‌زایی قلع و تنگستن	کانی‌زایی تنگستن، مس، طلا، نقره
دامنه تغییرات SiO_2 از ۴۴ تا ۷۶ درصد.	دامنه تغییرات SiO_2 بین ۶۶ تا ۷۹ درصد	دامنه تغییرات SiO_2 بین ۵۷ تا ۷۳ درصد.
Na_2O و K_2O نسبتاً بالاست. در سنگهای مافیک $K_2O=1/45$ و $Na_2O=2/71$ $Na_2O/K_2O=1/9$	Na_2O پایین به طوری که مقدار آن در سنگهای دارای ۵ درصد وزنی K_2O کمتر از ۳/۲ درصد و در سنگهای دارای ۲ درصد وزنی K_2O مقدار آن کمتر از ۲ درصد وزنی است.	Na_2O بالا به طوریکه مقدار آن در سنگهای فلسیک ۳/۲ درصد وزنی و در سنگهای مافیک ۲/۲ درصد وزنی است. $Na_2O/K_2O > 1$
نسبت مولکولی $\frac{A}{CNK} = 0.84$	نسبت مولکولی $\frac{A}{CNK} > 1.1$	نسبت مولکولی $\frac{A}{CNK} < 1.1$
نسبت $\frac{Fe_2O_3}{FeO_1} = 0.45$	نسبت $\frac{Fe_2O_3}{FeO_1} < 0.2$	نسبت $\frac{Fe_2O_3}{FeO_1} > 0.2$
$MgO + MnO + TiO_2 = 5.27\%$ با دامنه تغییرات از ۰/۳۶٪ تا ۱۰/۰۴٪ درصد وزنی.	$FeO_1 + MgO + MnO + TiO_2 = 2.6\%$ با دامنه تغییرات ۰ تا ۶ درصد وزنی.	$MgO + MnO + TiO_2 = 5.6\%$ با دامنه تغییرات ۲ تا ۱۱ درصد وزنی.
دارای دیوپسید و فاقد کروندوم	در نورم CIPW بیش از ۱ درصد کروندم دارد.	در نورم CIPW کمتر از ۱ درصد کروندم دارد و یا دارای دیوپسید است.
مقدار $CaO > 2/7$	مقدار CaO در ترمهای دارای ۶۶ درصد SiO_2 کمتر از ۳/۷ درصد است.	مقدار CaO در ترمهای دارای ۶۶ درصد SiO_2 بیشتر از ۳/۷ درصد است.
مقدار Zr بیشتر از ۱۵۰ ppm است.	مقدار Zr در ترمهای دارای ۶۶ درصد SiO_2 بیشتر از ۱۵۰ ppm است.	مقدار Zr در ترمهای دارای ۶۶ درصد SiO_2 کمتر از ۱۵۰ ppm است.
دیاگرامهای تغییرات، خطی یا نزدیک به خطی و در بعضی مواقع نامنظم می باشند.	دیاگرامهای تغییرات، نامنظم و بی‌قاعده هستند.	دیاگرامهای تغییرات، خطی یا نزدیک به خطی هستند.
محل منشأ پوسته زیرین یا قاعده پوسته زیرین است.	محل منشأ پوسته زیرین تا میانی است.	محل منشأ گوشته فوقانی یا قاعده پوسته

با توجه به پارامترهای صحرایی، پتروگرافی و شیمیائی مشخص شد که ویژگیهای توده گرانیتوئیدی چاهسالار با گرانیتوئیدهای نوع I مطابقت دارد. حال پس از اشاره به شواهد دال بر نوع I بودن توده نفوذی چاهسالار برای تأیید بیشتر این مطلب از نمودارهای ژئوشیمی تفکیک کننده گرانیتها استفاده می‌کنیم. در زیر به بررسی این نمودارها می‌پردازیم.

۵-۲-۱- نمودار $Zr+Nb+Ce+Y$ در مقابل Na_2O+K_2O/CaO

در نمودار والن^۷ (۱۹۸۷)، گرانیتوئیدهای S و I عادی، گرانیتوئیدهای نوع I تفریق یافته و گرانیتوئیدهای نوع A از همدیگر متمایز می‌شوند. در این دیاگرام علامت اختصاری FRAC مخفف گرانیتوئیدهای نوع I تفریق یافته^۸ می‌باشد مطابق این نمودار اکثر نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیتوئیدهای S و I واقع می‌شوند. تنها دو نمونه گرانیتی در محدوده گرانیتوئیدهای نوع I بسیار تفریق یافته قرار می‌گیرند که این موضوع با شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی مطابقت دارد و صحیح می‌باشد (شکل ۵-۱).

۵-۲-۲- نمودار Na_2O در مقابل K_2O

شکل ۵-۲ نمودار تغییرات Na_2O در برابر K_2O (چپل و وایت، ۲۰۰۱) را نشان می‌دهد. بوسیله این نمودار گرانیتوئیدهای S و I از هم متمایز می‌گردند. براساس این نمودار، نمونه‌های سنگی متعلق به توده گرانیتوئیدی چاهسالار در محدوده نوع I واقع می‌شوند.

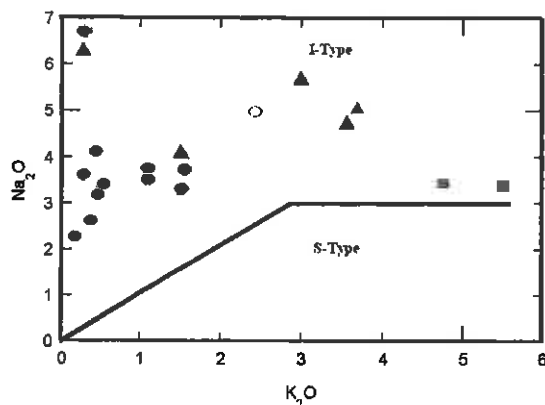
۵-۲-۳- نمودار تغییرات SiO_2 در مقابل عنصر Y

در نمودار تغییرات SiO_2 در مقابل عنصر Y (فرنس^۹ و همکاران، ۱۹۹۶) محدوده گرانیتهای I و A از هم تفکیک می‌گردند. بر این اساس نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیتهای I قرار می‌گیرند (شکل ۵-۳).

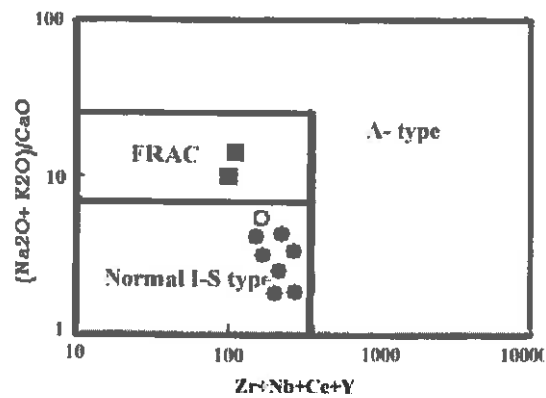
⁷ -Whalen

⁸ Fractionated I Type Granitoids

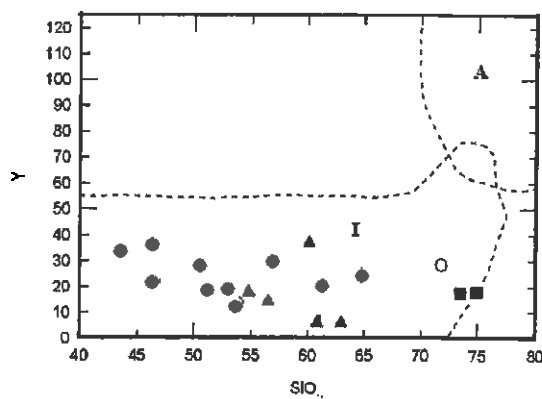
⁹ Furnes



شکل ۵-۲- نمودار Na_2O در مقابل K_2O (چپل و وایت، ۲۰۰۱).



شکل ۵-۱- نمودار $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ در مقابل $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{CaO}$ (والن و همکاران، ۱۹۸۷).



شکل ۵-۳- نمودار تغییرات SiO_2 در مقابل عنصر Y (فرنس و همکاران، ۱۹۹۶)

بر اساس تقسیم‌بندی پیچر^{۱۰} (۱۹۸۲)، گرانیتوئیدهای نوع I به دو گروه کالدونیایی و کردیلرایی تقسیم می‌گردند. گرانیت‌های نوع کالدونیایی شامل گرانودیوریت و گرانیت‌های مربوط به پس از کوهزایی رژیم بالاآمدگی می‌باشند. این گرانیت‌ها در واقع گرانیت‌های نوع S هستند که به درون مجموعه گرانیت‌های سرشار از آلومین موجود در قطعه کراتونی و نوارهای برخورد قاره‌ای قدیمی نفوذ کرده‌اند. در حالی که گرانیت‌های کردیلرایی مجموعه‌های حجیم گابرویی، کوارتز دیوریتی و تونالیتی وابسته به لبه ورقه‌های فعال هستند و معمولاً دارای کانی‌سازی مس و مولیبدن پورفیری می‌باشند. مشخصات دیگر این گرانیتوئیدها و محیط‌های زمین‌شناسی آنها به طور مختصر و بصورت مقایسه‌ای در جدول ۳-۵ ارائه شده است.

¹⁰- Pitcher

جدول ۳-۵- ویژگیهای انواع گرانیتوئیدهای نوع I و مقایسه آنها با ویژگیهای توده گرانیتوئیدی چاهسالار (پیچر، ۱۹۸۲).

نوع I کالدونیائی	نوع I کردیلرایی	توده گرانیتوئیدی چاهسالار
گرانودیوریت - گرانیت	غلبه بر تونالیت ولی دارای طیف ترکیبی از دیوریت تا مونزونیت با عیار SiO_2 وسیع عمدتاً همراه با گابرو	طیف ترکیبی آن شامل دیوریت، گرانودیوریت تا گرانیت می باشد.
غلبه با بیوتیت، ایلمنیت و مگنتیت	هورنبلند و بیوتیت، مگنتیت و اسفن	هورنبلند کانی مافیک اصلی است، مگنتیت و اسفن بصورت اولیه یا کانیهای ثانویه نیز یافت می شوند.
فلدسپار پتاسیم عموماً به صورت بین دانه‌ای و مهاجم و غالباً سرشار از کوارتز	فلدسپار پتاسیم به صورت بین دانه-ای و زینومورف (بی شکل)	درصد فلدسپار پتاسیم کم (بصورت بی شکل و بین دانه‌ای)
اجتماع آنکلاوهای مختلط	آنکلاوهای دیوریتی که ممکن است در واقع مواد باقیمانده باشد.	وجود آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک
کمپلکس‌های پراکنده و جدا از هم توده‌های نفوذی و ورقه‌های متعدد	باتولیت‌های عظیم متعدد خطی همراه با کالدرن‌های مرکب	بصورت توده باتولیتی با وسعت زیاد
گاهی اوقات با گدازه‌های بازالت آندزیتی پهنه‌ای فلات همراه هستند.	همراه با حجم‌های عظیم آندزیت و داسیت	گدازه‌های آندزیتی - تراکی آندزیتی و داسیتی در منطقه به چشم می خورد.
بالآمدگی پس از تصادم نوع کالدونیائی	قوس حاشیه قاره‌ای نوع آندی	جزایر قوسی اقیانوسی
گسل خوردگی در جهت شیب و در جهت امتداد و دگرگونی قهقرایی	جنبش‌های قائم، کوتاه شدگی جانبی، اندک دگرگونی از نوع دفنی	_____
بندرت دارای کانه‌زائی شدید	کانه‌زایی مس و مولیبدن پورفیری	کانه‌زایی مس

براساس مشخصات انواع گرانیتوئیدهای I که در جدول ۳-۵ ارائه شد نتیجه می‌گیریم که توده گرانیتوئیدی چاهسالار از نوع I کردیلرایی می‌باشد.

۵-۴ - تعیین جایگاه تکتونیکی توده گرانیتوئیدی چاهسالار

تا اینجا مشخص شد که با توجه به اختصاصات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمی، توده گرانیتوئیدی چاهسالار از نوع I می‌باشد. در ادامه با استفاده از نمودارهای متمایز کننده محیط تکتونیکی مبتنی بر استفاده از عناصر اصلی و فرعی، جایگاه تکتونیکی توده گرانیتوئیدی چاهسالار را مشخص خواهیم ساخت.

مانیار و پیکولی^{۱۱} (۱۹۸۹)، بر مبنای اکسیدهای عناصر اصلی و پارامترهایی که به کمک آنها تعریف می‌شوند، سنگهای گرانیتوئیدی را به هفت گروه تقسیم‌بندی کرده‌اند.

۱- گرانیتوئیدهای جزایر قوسی (IAG)، ۲- گرانیتوئیدهای قوس قاره‌ای (CAG)، ۳- گرانیتوئیدهای مناطق برخورد قاره‌ای (CCG)، ۴- گرانیتوئیدهای پس از کوهزایی (POG)، ۵- گرانیتوئیدهای مرتبط با ریف‌ت (RRG)، ۶- گرانیتوئیدهای بالآمدگی خشکی‌زائی قاره‌ای (CEUG) و ۷- پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی (OP).

از میان اینها، IAG, CAG, CCG و POG را تحت عنوان گرانیتوئیدهای کوهزایی (گروه I) و OP, CEUG, RRG (گروه II) را بعنوان گرانیتوئیدهای غیر کوهزایی می‌شناسند.

در جدول ۴-۵ معیارهای صحرایی، پتروگرافی و شیمیائی انواع گرانیتوئیدهای جایگاه‌های مختلف تکتونیکی ارائه شده است (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹).

¹¹ -Maniar. and Picooli

جدول ۴-۵ - معیارهای صحرایی، پتروگرافی و شیمیائی انواع گرانیتوئیدهای جایگاه‌های مختلف تکتونیکی (مانیاری و پیکولی)،

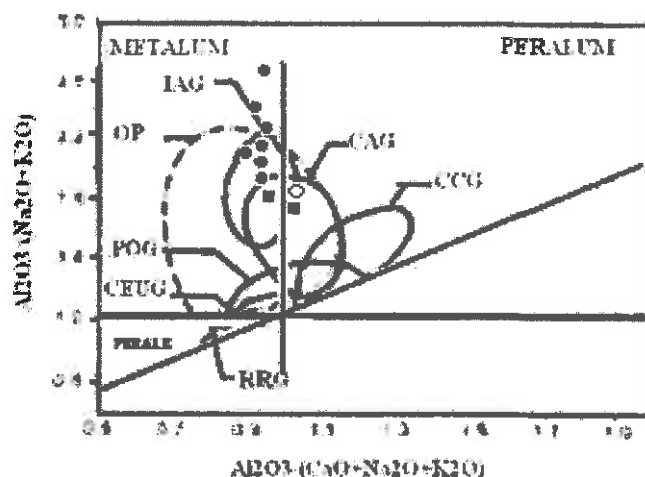
(۱۹۸۹)

انواع گرانیتوئیدها	طیف سنگی	کانی شناسی	سری ماگمایی	درجه اشباع از آلومین
IAG	کوارتز دیوریت، کوارتز مونزودیوریت، تونالیت	$Bio \pm Hb \pm Pyx + Or > 75\%$	کلسیک تا کالک آلکان	پرآلومین - متآلومین
CAG	تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت	$Bio \pm Hb \pm Cpx + Or > 75\%$	کالک آلکان	متآلومین - پرآلومین
CCG	گرانیت	$Bio + Mus \pm Cor \pm Gr \pm Hb + Or > 75\%$	کالک آلکان تا آلکالی کلسیک	پرآلومین
POG	گرانیت	$Bio \pm Mus$ یا $Bio \pm Hb$	آلکالی کلسیک	پرآلومین + متآلومین + پرآلکان
RRG	آلکالی گرانیت و آلکالی کوارتز سینیت	$Bio \pm Hb \pm Pyx$ $Amph \pm Bio \pm Hb \pm Pyx$	آلکان	پرآلومین تا متآلومین
CEUG	گرانیتها، آلکالی گرانیت، کوارتز آلکالی سینیت و کوارتز سینیت	$Bio \pm Hb \pm Pyx$ $Amph \pm Bio \pm Hb \pm Pyx$	آلکان	پرآلومین + متآلومین + پرآلکان
OP	تونالیت	$Hb \pm Pyx$	کلسیک	پرآلومین + متآلومین

برای بررسی نمونه‌ها در گروه I و برای تمایز بین گرانیتوئیدهای موجود در این گروه از نمودار تلفیقی شاخص شاند و گروه‌بندی‌های صورت گرفته توسط مانیاری و پیکولی (۱۹۸۹) استفاده می‌کنیم (شکل ۴-۵). در این نمودار مقادیر مولی $(Al_2O_3)/(Na_2O+K_2O)$ در مقابل $(Al_2O_3)/(CaO+Na_2O+K_2O)$ مورد بررسی قرار می‌گیرد. بر مبنای این نمودار نمونه‌های گرانیتوئید مورد مطالعه متآلومین تا اندکی پرآلومین می‌باشند و با توجه به تقسیم‌بندی انجام شده توسط مانیاری و پیکولی (۱۹۸۹)، نمونه‌های مربوط به این گرانیتوئید در محدوده IAG قرار می‌گیرند.

در جدول ۵-۵ خلاصه‌ای از ویژگی‌های گرانیتوئیدهای CAG, CCG, IAG آورده شده و اختصاصات گرانیتوئید چاه‌سالار با آنها مقایسه شده است.

با توجه به مطالب فوق و جدول ۵-۵ نتیجه می‌شود که توده گرانیتوئیدی چاه‌سالار بیشترین تشابه را با گرانیتوئیدهای نوع IAG نشان می‌دهد.



شکل ۵-۴- نمودارهای تفکیک محیط تکتونیکی منطقه چاه‌سالار (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹). که موقعیت ترکیبی نمونه‌های مربوط به توده‌های گرانیتوئیدی چاه‌سالار بر روی آنها نشان داده شده است.

علائم شبیه شکل ۴-۱ است.

IAG= گرانیتوئیدهای جزایر قوسی

CCG= گرانیتوئیدهای مناطق برخورد قاره‌ای

POG= گرانیتوئیدهای پس از کوهزایی

RRG= گرانیتوئیدهای مرتبط با ریفتم CEUG= گرانیتوئیدهای بالآمدگی خشکی زایی قاره‌ای OP= پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی

x توضیح: در مورد ترسیم نمودار احتیاط‌های لازم صورت گرفته است.

جدول ۵-۵- مقایسه ویژگی‌های گرانیتوئید چاه‌سالار با انواع گرانیتوئیدهای IAG, CAG, CCG

ویژگی‌های مورد مطالعه	CCG	CAG	IAG	توده گرانیتوئیدی چاه‌سالار
درصد وزنی SiO_2	۷۰-۷۶	۶۲-۷۶	۶۰-۶۸	۴۴-۶۵
شاخص آکالی کلسیک	کالک آکالن تا آکالی	کالک آکالن	کلسیک تا آکالی کلسیک	کالک آکالن
شاخص آلومین	پر آلومین	مت‌آلومین- پر آلومین	غالباً مت‌آلومین	مت‌آلومین تا اندکی پر آلومین
$(Na_2O/CaO)(w\%)$	۲-۱۰	<۴-	-۱	-۱
$(Na_2O/K_2O)(w\%)$	۰/۴-۱/۵	۰/۴-۲	۰/۴-۳	
$(MgO/FeO(t))(w\%)$	۰/۵-۰/۶	۰/۱-۰/۵	۰/۳-۰/۸۵	۰/۴-۱/۱۴
$(MgO/MnO)(w\%)$	۲۰-۴۵	۲۰-۳۸	۱۲-۳۸	۲۶-۸۱
$Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$	>۱/۱	>۱/۱	>۱/۵	>۱/۵
نوع پلاژیوکلاز	الیگوکلاز	الیگوکلاز	الیگوکلاز- آندزین	الیگوکلاز- آندزین
کانی‌های سازنده	$Bio \pm Mus \pm Tur \pm Crd$ $\pm Sil \pm Gar$	$Bio \pm Hb \pm Cpx$	$Bio \pm Hb \pm Pyx$	$Hb \pm Bio$
- (یعنی تا)، (۲-۰/۴ یعنی ۰/۴ الی ۲)				
<p>Bio = بیوتیت، Mus = مسکویت، Tur = تورمالین، Crd = کردیریت، Hb = هورنبلند، Pyx = پیروکسن، Cpx = کلینوپیروکسن، Sil = سیلیمانیت و Gar = گارنت.</p>				

۵-۴-۱- نمودارهای متمایز کننده محیطهای تکتونیکی گرانیتوئیدها با استفاده از عناصر

کمیاب

علاوه بر تقسیم‌بندی تکتونیکی گرانیتوئیدها براساس عناصر اصلی، با استفاده از عناصر کمیاب نیز می‌توان گرانیتوئیدها را در چهار محیط تکتونیکی جای داد که عبارتند از: ۱- گرانیتوئیدهای پشته-های میان اقیانوسی (ORG)، ۲- گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی (VAG)، ۳- گرانیتوئیدهای درون قاره‌ای (WPG) و ۴- گرانیتوئیدهای مرتبط با برخورد (COLG).

با توجه به ویژگی‌های توده گرانیتوئیدی چاه‌سالار و معیارهای مطرح شده برای تفکیک انواع گرانیتوئیدهای ذکر شده، این توده بیشترین شباهت و قرابت را با نوع VAG نشان می‌دهند. لذا به اختصار ویژگی‌های این گروه را در اینجا مورد بررسی قرار می‌دهیم. گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG)، از تولیت‌های جزایر اقیانوسی تا کالک آلکالن پتاسیم بالا و شوشونیت‌های کمان‌های قاره‌ای تغییر می‌کنند. گرانیت‌های قوس تولیتی اقیانوسی از نوع کوارتز دیوریت و تونالیت می‌باشند که هورنبلند اصلی‌ترین کانی آهن و منیزیم‌دار این سنگها است. این گرانیت‌ها در تقسیم‌بندی پیکاک، کلسیک محسوب می‌شوند. گرانیتوئیدهای قوس کالک آلکالن کوارتز دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت را شامل می‌شوند و دارای بیوتیت و هورنبلند هستند و به مجموعه کالک-آلکالن و آلکالی کلسیک تعلق دارند

با استفاده از نمودار مثلثی $Hf-Rb/30-Ta \times 3$ بین گرانیت‌های Post-COLG, Syn-COLG, WPG و VAG می‌توان به خوبی تمایز قائل شد. حال اگر از نمودارهای پیرس و همکاران (۱۹۸۴) که تغییرات Nb را در مقابل Y و Ta در مقابل Yb و Rb در مقابل Y+Nb و برابر Yb+Ta را مقایسه می‌کند استفاده کرد می‌توان با سهولت بیشتر گرانیتوئیدهای VAG, WPG, ORG و Syn-COLG را از یکدیگر متمایز نمود.

۵-۴-۱-۱- نمودار $Hf-Rb/30-Ta \times 3$

نمودار $Hf-Rb/30-Ta \times 3$ (هریس^{۱۲} و همکاران، ۱۹۸۶) یکی از نمودارهای ساده برای تمایز میان انواع گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی (VAG)، گرانیتوئیدهای درون قاره‌ای (WPG) و گرانیتوئیدهای

¹² Harris-

مرتبط با برخورد همزمان با برخورد (Syn-COLG) و پس از برخورد (Post-COLG) است. مطابق این نمودار (شکل ۵-۵) نمونه‌های مربوط به توده نفوذی چاه‌سالار در محدوده VAG یا گرانیت‌های قوس آتشفشانی واقع می‌شوند.

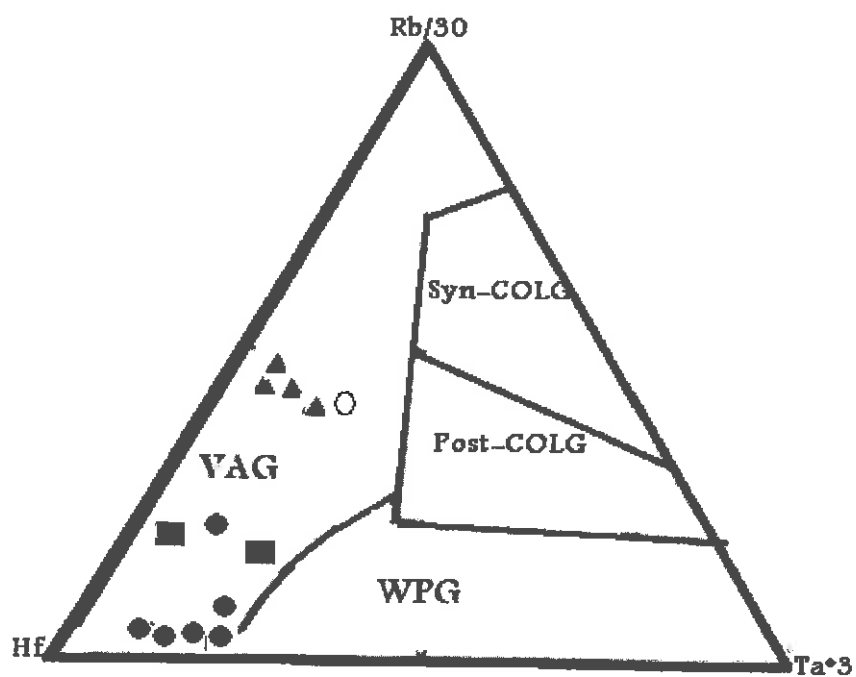
۵-۴-۱-۲- نمودارهای متمایز کننده بر اساس Nb-Y و Ta-Yb

نمودار دو متغیره Nb-Y به سه محدوده تقسیم می‌شود که براساس آن گرانیت‌های اقیانوسی (ORG)، گرانیت‌های درون قاره‌ای (WPG)، گرانیت‌های قوس آتشفشانی (VAG) و گرانیت‌های همزمان با برخورد (Syn-COLG) از همدیگر تفکیک می‌شوند (شکل ۵-۶-الف). نمونه‌های گرانیتوئید چاه‌سالار در محدوده گرانیت‌های قوس آتشفشانی و گرانیت‌های همزمان با برخورد قرار می‌گیرند. با استفاده از نمودار دو متغیره Ta-Yb، محدوده‌های گرانیتی همزمان با برخورد و قوس آتشفشانی از هم تفکیک می‌شوند. مطابق این نمودار (شکل ۵-۶-ب) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های قوس آتشفشانی (VAG) واقع می‌شوند.

۵-۴-۱-۳- نمودارهای متمایز کننده بر اساس Rb-Ta+Yb و Rb-Y+Nb

نمودار Rb در مقابل Y+Nb بطور خیلی مؤثر گرانیت‌های همزمان با برخورد را از گرانیت‌های قوس آتشفشانی متمایز می‌کند. همچنین جدایش مشخصی بین گرانیت‌های درون صفحه‌ای و اقیانوسی در این نمودار وجود دارد. نمودار Rb در مقابل (Ta + Yb) نیز محدوده‌های مشابهی را از هم تفکیک می‌کند. با توجه به این نمودارها (شکل ۵-۶-ج و د)، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند.

با توجه به شواهد بدست آمده نتیجه می‌گیریم که گرانیتوئیدهای مورد بررسی در ارتباط با یک محیط فرورانش تشکیل گردیده‌اند. در ضمن با توجه به سایر شواهد و قرائن 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.



شکل ۵-۵- نمودار مثلثی متمایز کننده انواع گرانیتوئیدها بر اساس تغییرات عناصر کمیاب Hf-Rb-Ta

(هریس و همکاران، ۱۹۸۶)

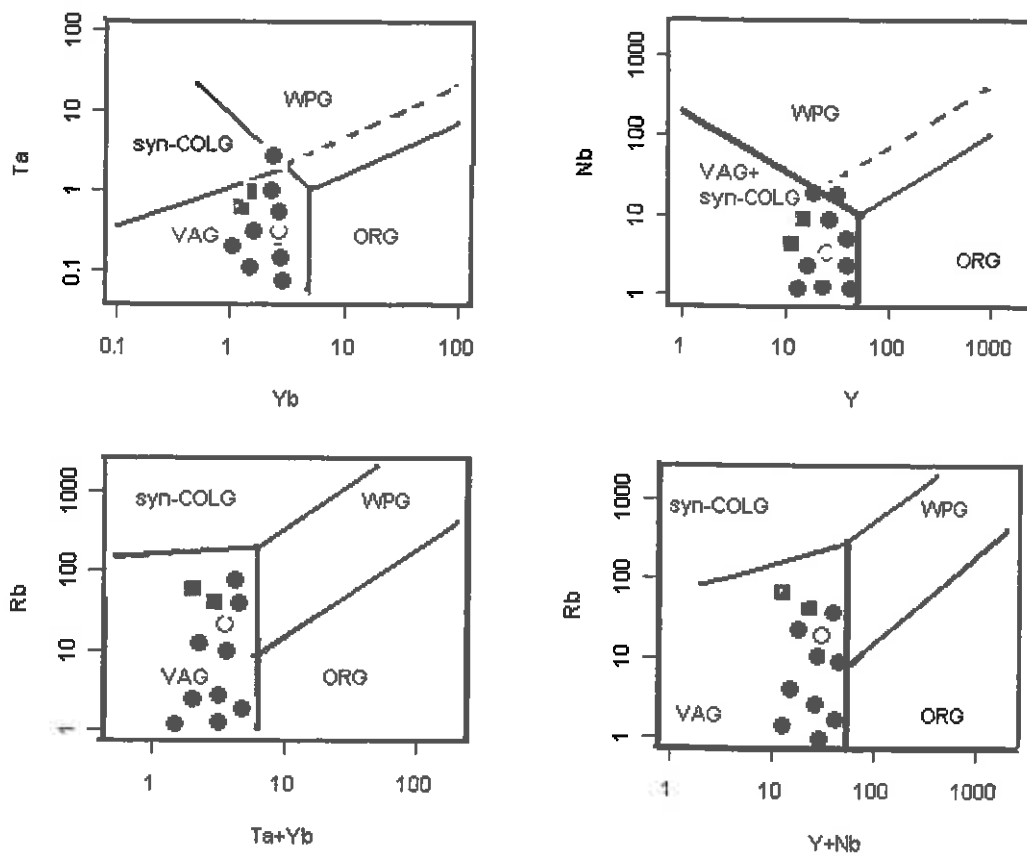
VAG=گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی،

WPG=گرانیتوئیدهای درون قاره ای،

Syn-COLG=گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد،

Post-COLG=گرانیتوئیدهای پس از برخورد.

علائم شبیه شکل ۱-۴ است.



شکل ۵-۶- نمودارهای متمایز کننده گرانیتها بر مبنای عناصر کمیاب (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴).

علائم شبیه شکل ۱-۴ است.

ORG=گرانیتوئیدهای پشته های میان اقیانوسی.

VAG=گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی،

WPG=گرانیتوئیدهای درون قاره ای و

COLG=گرانیتوئیدهای مرتبط با برخورد.

۵-۵- تعیین محیط تکتونوماگمایی توده نفوذی چاهسالار

توده گرانیتوئیدی چاهسالار با ماهیت کالک آلکالن از جمله گرانیتوئیدهای نوع I است و با توجه به الگوی توزیع عناصر اصلی و کمیاب ویژگی‌های مشابهی را با گرانیتوئیدهای جزایر قوسی نشان می‌دهد.

جزایر قوسی واضح‌ترین مظاهر رشد پوسته‌های جدید هستند، زیرا به طور طبیعی هر پوسته جدیدی که در پوسته‌های اقیانوسی بوجود می‌آید، پس از مدتی به اعماق فرو خواهد رفت و تماماً یا بخشی از پوسته جدید که در قاره‌ها تشکیل شده 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^{۱۳} (۲۰۰۳)، سه مدل پتروژنتیکی احتمالی را می‌توان ارائه 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.

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.

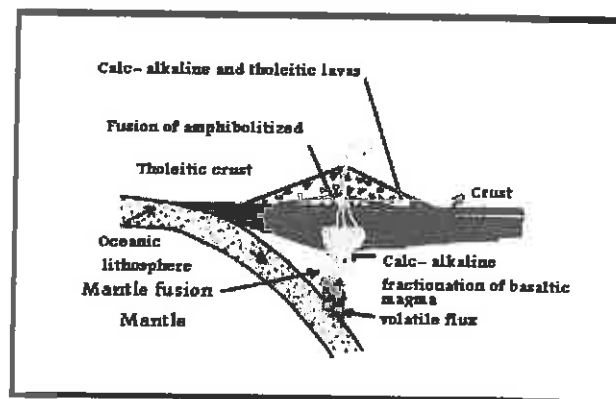
بر اساس شواهد صحرایی و بررسی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه مدل ذوب بخشی ورقه فرورونده یا گوه گوشته‌ای و سپس تبلور تفریقی ماگمای بوجود آمده برای گرانیتوئیدهای چاهسالار محتمل‌تر است.

هنگامی که پوسته اقیانوسی فرورونده به عمق بیش از ۸۰ کیلومتر می‌رسد، از راه فعالیت آتشفشانی و پلوتونیک، در فاصله ۱۵۰ تا ۲۰۰ کیلومتری محور گودال، یک جزیره کمانی در سطح بوجود می‌آید. در گذشته درباره منشأ ماگمایی جزایر قوسی اختلاف نظر وجود داشت. در آغاز باور بر این بود که ماگما از ذوب بخش بالایی صفحه فرورونده به وجود می‌آید. با این حال، مجموعه‌های آتشفشانی جزایر کمانی به رغم تفاوت‌های زیاد مکانی و محیط زمین‌ساختی، تغییرات اندکی نشان می‌دهند. بنابراین، این مجموعه‌ها باید از یک منشأ مشترک به وجود آمده باشند. شواهد پتروگرافی و سنگ‌شناسی، تأکید می‌کند که ماگمای والد، عمدتاً از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای بالای صفحه

^{۱۳} -Slagstand

فرورونده منشاء می‌گیرد. اما مسأله اصلی، منشاء گرمای مورد نیاز برای ذوب آستنوسفر بالای صفحه فرورونده است. نخست تصور می‌شد 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، آستنوسفر چنان گرانروی پایینی دارد که ذوب نمی‌تواند رخ دهد. بر این اساس رینگوود^{۱۴} (۱۹۷۴) تصور کرد که ذوب بخشی احتمالاً در دمای نسبتاً کم و به دلیل فشار بخار آب حاصل از آبدایی فازهای کانیاپی گوناگون رخ می‌دهد. سنگ‌های پوسته اقیانوسی به شدت دگرسان شده و آبدار هستند. در عمق ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتر، آمفیبولیت صفحه اقیانوسی فرورونده به اکلوزیت تبدیل شده و مقداری آب آزاد می‌کند. این آب از درون آستنوسفر بالا آمده و در عمق ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتری باعث ذوب بخشی پیرولیت و تولید ماگمای بازالتی تولیتی می‌شود. این ماگما هنگام بالا آمدن دچار تفریق شده و ماگماهای آندزیت بازالتی و آندزیت شاخص مجموعه‌های تولیتی موجود در جزایر قوسی جوان را بوجود می‌آورد.

برخی قوسهای بالغ، روند ترکیبی آشکاری را نشان می‌دهند و با افزایش فاصله از گودال، سنگ‌های تولیتی، کالک‌آلکان و آلکان یافت می‌شوند که مبین نشأت گرفتن ماگما از عمق بیشتر می‌باشند (مر و مدبری، ۱۳۸۰). در جزایر قوسی بالغ، سنگ‌های پلوتونیک نیز رخنمون دارند که بازمانده اتاقهای ماگمایی متبلور شده در اعماق هستند. این سنگها دارای ترکیب دیوریتی - گرانودیوریتی می‌باشند. در شکل ۵-۷ تصویر شماتیکی از تشکیل یک جزیره کمانی نشان داده شده است (رینگوود، ۱۹۷۴).



شکل ۵-۷- مراحل تشکیل یک جزیره کمانی شامل آبدایی آمفیبولیت در پوسته اقیانوسی فرورونده (بر اساس

طرحی از رینگوود، ۱۹۷۴).

^{۱۴}-Ringwood

۵-۶- نتیجه‌گیری

با توجه به مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی صورت گرفته در مورد نمونه‌های سنگی متعلق به توده نفوذی چاهسالار می‌توان اظهار داشت که:

۱- توده گرانیتوئیدی چاهسالار از نوع I کردیلرانی است.

۲- بر اساس نمودارهای متمایز کننده محیط‌های تکتونیکی گرانیتوئیدها، این توده گرانیتوئیدی از نوع IAG و VAG می‌باشد.

۳- توده گرانیتوئیدی چاهسالار حاصل فرورانش ورقه یا ورقه‌های اقیانوسی سبزوار به زیر یکدیگر می‌باشند و در جزایر قوسی مرتبط با افیولیت‌های سبزوار جایگزین شده‌اند.

۴- توده گرانیتوئیدی چاهسالار حاصل فرورانش ورقه یا ورقه‌های اقیانوسی سبزوار به زیر یکدیگر می‌باشند و در جزایر قوسی مرتبط با افیولیت‌های سبزوار جایگزین شده‌اند.

فصل ششم

دگرسانی و کانه‌زایی

۱-۶- مقدمه

تمرکز قابل توجه و دارای ارزش اقتصادی کانه‌ها را کانسار می‌گویند. کانسارها از لحاظ ترکیب و نحوه پیدایش متنوع هستند، بین سنگهای گرانیتوئیدی و بسیاری از کانسارها ارتباط مکانی، زمانی و ژنتیکی نزدیکی وجود دارد. کانسارهای قلع، تنگستن و اورانیوم با گرانیت‌های پرآلومین، مس و مولیبدن با گرانیت‌های متآلومین و نیوبیوم، تانتالیوم و زیرکنیوم و... با گرانیت‌های پرآلکالن در ارتباط می‌باشند (کلارک، ۱۹۹۲).

در این فصل به بررسی کانسارهای موجود در منطقه مورد مطالعه می‌پردازیم. با توجه به اینکه برخی از کانه‌زایی‌ها با زونهای دگرسانی در ارتباط هستند، لذا ابتدا توجه خود را بر روی انواع دگرسانی‌های صورت گرفته، متمرکز می‌کنیم. برای یادآوری مطالعات قبلی انجام شده در ارتباط با کانه‌زایی‌های صورت گرفته در منطقه را در اینجا به صورت مختصر مرور می‌کنیم.

۲-۶- بررسی مطالعات قبلی

مطالعات قبلی انجام شده را می‌توان بصورت زیر فهرست کرد:

- امینی، ا. (۱۳۷۸)، گزارش بررسی کانه‌آرایی و فرآوری کانسنگ آنتیموان ارغش، طرح اکتشاف طلا، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- پورلطیفی، ع. (۱۳۷۷)، گزارش نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰۰ ارغش.
- شمعیان اصفهانی، غ. (۱۳۷۷)، اکتشافات چکشی منطقه ارغش، طرح اکتشاف طلا.
- کوثری، س. (۱۳۷۷)، اکتشافات ژئوشیمیایی نیمه‌تفصیلی منطقه ارغش، طرح اکتشاف طلا، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- کوثری، س؛ فرجندی، ف. (۱۳۷۹)، اکتشافات ژئوشیمیایی تفصیلی طلا در آنومالی شماره ۷ ارغش (جنوب نیشابور).

محمودپور، م؛ شمشکی، ا. (۱۳۸۲). گزارش ژئومکانیکی ناحیه معدنی ارغش- چشمه زرد (آنومالی شماره ۳)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- طرح اکتشافی معدن سیلیس در غرب کلاته حاج غلامرضا.
نگاهی به نقشه‌های زمین‌شناسی موجود نشان می‌دهد که پدیده دگرسانی آنطور که شایسته آن باشد مورد توجه قرار نگرفته است و یا حتی برداشت نادرستی از آن شده است.

۳-۶- آلتراسیون

به کلیه تغییرات شیمیایی و کانی‌شناسی که تحت تأثیر آبهای ماگمایی یا گرمابی در سنگها ایجاد می‌شود آلتراسیون می‌گویند. عوامل کنترل‌کننده نوع تغییرات شیمیایی و کانی‌شناسی عبارتند از: ترکیب شیمیایی محلول گرمابی یا ماگمایی، دما، عمق، شرایط $\log fS_2$ ، $\log fO_2$ ، pH و Eh محلول و ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی سنگ آلتیره. گسترش و شدت آلتراسیون به عوامل مختلفی از جمله محلولهای گرمابی یا ماگمایی، میزان ساختهای اولیه و ثانویه مفید، واکنش‌پذیری سنگها، دما و فشار محلول بستگی دارد (کریم پور، ۱۳۶۸).
با نفوذ توده گرانیتوئیدی چاه‌سالار در ناحیه معدنی ارغش- چشمه‌زرد، چاه‌خاری، چاه‌تنگی و...، تحت تأثیر محلولهای ماگمایی و گرمابی حاصل از آن شکل گرفته و تقریباً بیشتر نواحی مورد بررسی را دگرسان نموده است. در این ارتباط دگرسانی پروپلیتی، آرژیلیتی و سیلیسی را می‌توان مشاهده کرد که گسترش و شدت آنها با توجه به واکنش‌پذیری سنگها، درجه حرارت و فشار محلول بعلاوه میزان تخلخل سنگهای دربرگیرنده، در مناطق مختلف فرق می‌کند.

۳-۶-۱- پروپلیتی

حضور گسترده کانیهای ثانویه کلریت، اپیدوت و کلسیت که شاخص این نوع دگرسانی است در مناطق قاسم‌آباد، چاه‌تنگی و ... مشاهده می‌شود (شکل ۶-۱ الف و ب). این دگرسانی در امتداد سطوح درزه‌ها و گسلها و شکستگی‌ها شدت بیشتری پیدا می‌کند. از کانی‌های مهم این زون می‌توان به اپیدوت، کلریت و کلسیت اشاره نمود که از تجزیه پلاژیوکلاز و هورنبلند تشکیل شده‌اند.

عواملی همچون ترکیب کانی‌شناسی سنگ، دما، ترکیب شیمیایی محلول و... در تشکیل این آلتراسیون نقش دارند.

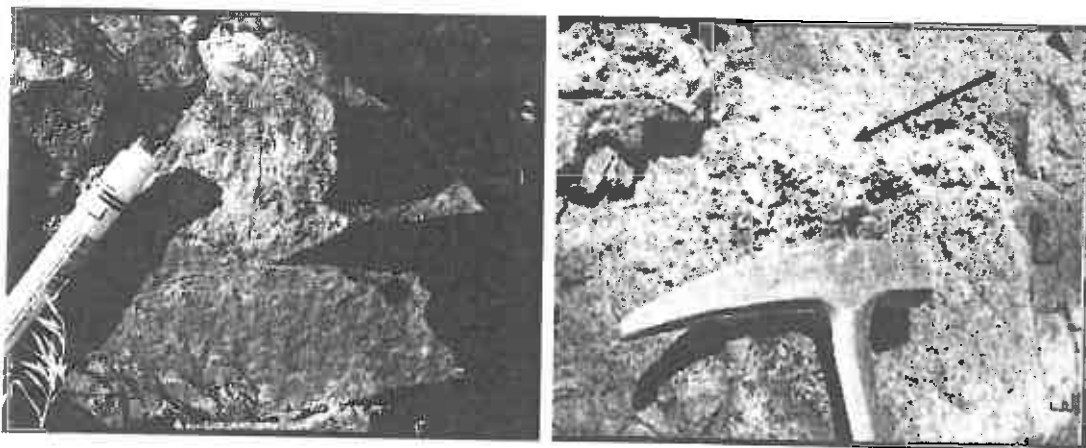
۶-۳-۲- آرژیلیتی

سنگهای ولکانی کلاستیک اطراف روستاهای ریزآب، چشمه‌زرد، چاه‌خاری و ... تحت‌تأثیر آلتراسیون آرژیلیتی قرار گرفته‌اند (شکل ۶-۲-الف و ب). در این زون کانی‌های سازنده سنگ به شدت دگرسان شده و به مجموعه‌ای از سریسیت، کائولینیت، کلسیت و اکسیدهای آهن تبدیل گردیده‌اند. این سنگها در نمونه دستی به رنگ آجری مشاهده می‌شوند.

۶-۳-۳- سیلیسی

این آلتراسیون با حضور رگه و رگچه‌های سیلیسی کوچک و بزرگ مشخص می‌شود. عوامل مؤثر در ته‌نشینی سیلیس کاهش فشار، حرارت و pH محلول هستند. در حوالی روستاهای ارغش و چشمه‌زرد این دگرسانی بصورت رگه‌های سیلیسی با امتداد شمال غرب- جنوب شرق مشاهده می‌شود که عموماً همراه با آلتراسیون آرژیلیتی می‌باشد (شکل ۶-۳).

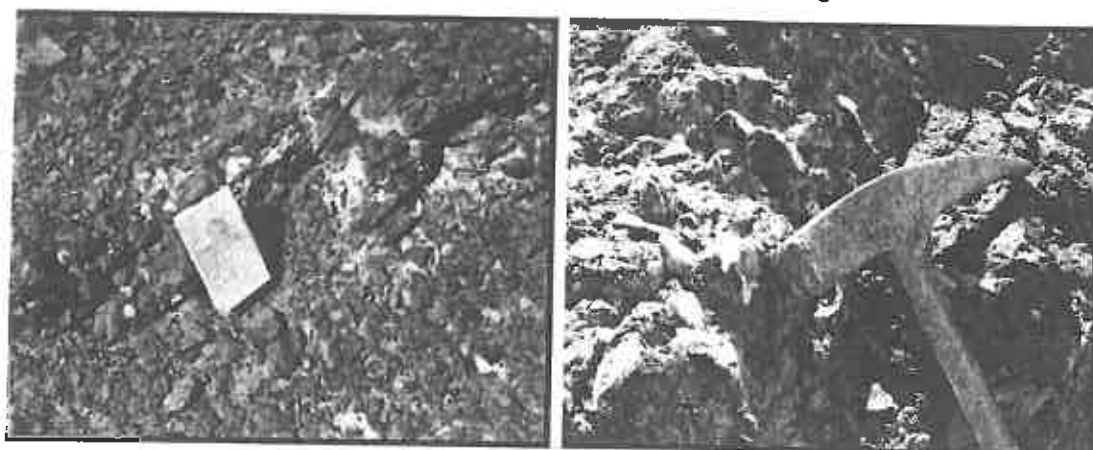
کوارتز در ذخایر اپی‌ترمالی اکثراً به صورت کریپتوکریستالین دیده می‌شود که اصطلاحاً به آن ژاسپروئید می‌گویند. این حالت در مناطق شامکان، چاه‌زمین، چاه‌سالار و ... به وضوح دیده می‌شود (شکل ۶-۴).



شکل ۶-۱- الف و ب- آلتراسیون پروپلیتی در سنگهای دیوریتی (محل نمونه برداری روستای چاه تنگی).



شکل ۶-۲- الف و ب- آلتراسیون آرژیلیتی (روستای چشمه زرد).



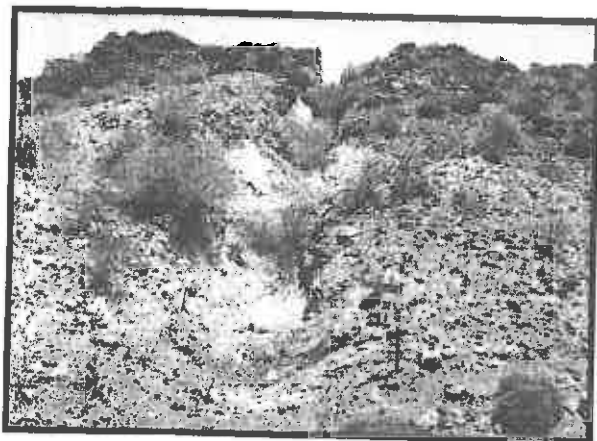
شکل ۶-۳- رگه سیلیسی شده در حوالی روستای چشمه زرد.
شکل ۶-۴- تشکیل ژاسپر در سنگهای بازالتی در اطراف روستای شامکان.

۴-۶- پروژه‌های اکتشافی انجام شده در ناحیه معدنی ارغش - چشمه‌زرد

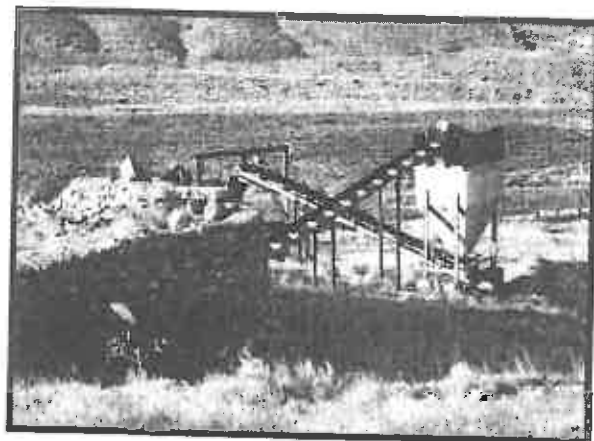
ناحیه معدنی ارغش - چشمه‌زرد به وسعت ۲۵ کیلومتر مربع در ۴۵ کیلومتری جنوب غرب شهرستان نیشابور واقع شده است. این ناحیه بخشی از بلندی‌های شمال غرب کدکن بوده و روند شمال غرب - جنوب شرقی را نشان می‌دهد. توپوگرافی این منطقه تحت تأثیر واحدهای سنگی و سیستم گسلی است، در بخش مرکزی که سنگهای دیوریتی، گرانودیوریتی چاه‌سالار گسترش دارند سطح فرسایش شدید بوده و اکثر ارتفاعات بصورت تپه ماهوری درآمده‌اند. در مناطق شمال و شرق که سنگهای ولکانیک - رسوبی (گدازه های بالشی، توف و آگلومرا) گسترش دارند، توپوگرافی شدیدتر شده است. این سنگها توسط توده دیوریتی - گرانودیوریتی مورد مطالعه قطع شده‌اند. کانسارهای موجود در منطقه در ادامه همین فصل به اختصار معرفی می‌گردند.

طلا

طی اجرای اکتشافات ژئوشیمیایی ناحیه‌ای در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ کدکن که توسط سازمان زمین‌شناسی کشور و همکاری شرکت اکتشافات ژئوفیزیکی و ژئوشیمیایی ژیانگ شی چین در سال ۱۳۷۵ صورت گرفته است، مناطقی بعنوان محدوده‌های پتانسیل‌دار طلا کشف و معرفی گردیده‌اند. نتایج حاصل از این مطالعات، معرفی محدوده‌ای به مساحت ۱۵۰ کیلومتر مربع در منطقه ارغش بعنوان زون طلا دار می‌باشد (شکل ۶-۵). بدنبال مطالعات و اکتشافات، چهار آنومالی طلا و یک آنومالی آنتیموان معرفی شد (شکل ۶-۶). در جنوب شرق روستای چشمه‌زرد فعالیت‌های هیدروترمال پس از نفوذ توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه به تشکیل زون طلا دار بصورت رگه‌های سیلیسی - کلسیتی (کوارتز - کربناته) بطول بیش از ۳۰۰ متر و عرض چندین متر و با روند شمال غرب - جنوب شرق و بطور کمتر شمال شرق - جنوب غرب منجر گردیده است (شکل ۶-۷ و ۶-۸). مطالعات ناحیه‌ای و کنترل آنومالی‌ها و نتایج حاصل از مرحله اول اکتشافات، حضور عنصر طلا را در پاره‌ای از رگه‌ها تا عیار ۵/۲۴ گرم در تن به اثبات رسانیده است. علاوه بر عیار بالای طلا در رگه‌های کشف شده، عیار طلا در رسوبات رودخانه‌ای بین ۴ ppb تا ۱۰ ppb و حداکثر تا ۶۰۰ ppb نیز گزارش شده است. در جدول ۶-۱ نتایج آنالیز عناصر بعضی از نمونه‌ها آورده شده است.



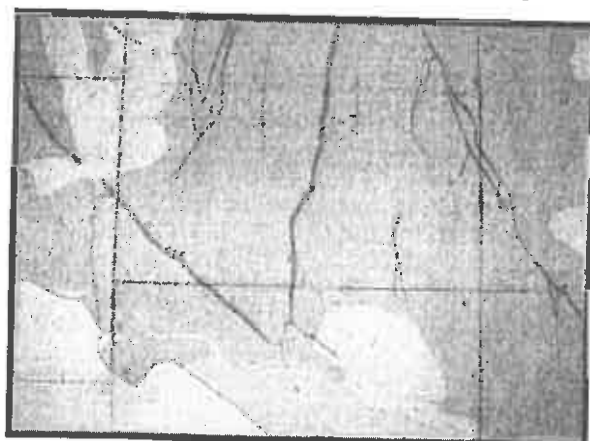
شکل ۶-۶- تصویر یکی از ترانشه‌های معدن طلای ارغش واقع در جنوب غرب روستای چشمه‌زرد (دید به سمت جنوب).



شکل ۶-۵- نمائی از تأسیسات معدن طلای چشمه‌زرد (حمل سنگ توسط نوار نقاله و خرد شدن آن توسط سنگ شکن فکی).



شکل ۶-۸- تصویری از رگه‌های سیلیسی-کلسیتی حاوی طلا در شرق روستای چشمه‌زرد.



شکل ۶-۷- شمایی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۵۰۰ رگه‌های طلا دار معدن طلای چشمه‌زرد.

جدول ۶-۱- نتایج آنالیز شیمیائی برخی از نمونه های معدنی در ناحیه ارغش- چشمه زرد (کوثری، ۱۳۷۷) (مقادیر ارائه شده برحسب ppm می باشد).

شماره نمونه ها	Au	Cu	Pb	Zn	Ag
۲۱۱۵	۱/۱۰	۴۳	۱۲/۵	۶۴	۶۶
۲۱۱۶	۱	۴۲/۵	۱۲/۷	۷۳	۸۵
۲۱۱۷	۱/۵۵	۴۱	۱۲	۷۶	۷۲
۲۱۱۸	۱/۳۰	۴۴	۱۴	۷۱	۷۱
۲۱۱۹	۱/۲۰	۴۴	۱۳	۵۶	۶۸
۲۱۲۰	۱/۰۵	۴۴	۱۴	۵۸	۷۴
۲۱۲۱	۱/۶۵	۵۰	۲۱	۵۴	۶۱
۲۱۲۲	۱/۹۰	۴۱	۱۵/۵	۶۴	۶۶
۲۱۴۶	۲۸/۸۸	۵۳	۱۷/۷	۹۵	۹۱
۲۲۱۹	۱۵	۴۸	۱۲/۵	۷۰	۸۱
۲۲۲۰	۱/۶۰	۴۳	۶	۸۶	۷۴
۲۲۲۱	۲/۶۰	۴۳	۱۳/۵	۷۶	۶۶
۲۲۲۲	۱/۷۰	۵۰	۹/۴	۷۶	۵۶
۲۲۲۳	۱/۳۰	۳۸	۱۲/۵	۶۴	۶۶
۲۲۲۴	۱/۱	۳۸	۵/۸	۶۶	۸۸
۲۲۲۵	۴/۶۰	۵۰	۵/۸	۱۰۵	۸۶
۲۲۲۶	۳/۸۵	۵۱	۶/۲	۵۴	۷۴
۲۲۴۳	۲۳	۵۲	۱۴	۶۰	۸۲
۲۳۷۵	۱	۴۵	۹	۸۵	۹۱
۲۳۷۶	۱/۱	۵۰	۱۷	۱۷۳	۷۴
۲۳۷۷	۰/۹۴	۴۳	۷/۷	۱۱۰	۱۱۰
۲۳۷۸	۱/۲۰	۳۱	۳/۶	۶۸	۷۲
۲۳۷۹	۱/۱۵	۴۱	۶/۹	۷۱	۸۸
۲۳۸۰	۰/۸۱	۴۱	۴/۸	۸۱	۸۱
۳۰۱۰	۳/۱	۵۰	۷/۹	۶۳	۵۷
۳۰۹۹	۱/۲۰	۳۶	۸	۸۱	۹۳
۳۱۰۱	۲	۳۳	۶/۴	۵۴	۸۶
۳۱۰۲	۲/۵	۵۴	۹/۸	۸۴	۹۷
۳۱۰۶	۴/۹۰	۵۲	۱۲	۷۰	۱۱
۳۱۰۴	۱۱۵	۴۶	۱۱	۷۳	۸۲

آنتیموان

اندیس آنتیموان در ۵ کیلومتری شرق روستای ارغش قرار دارد. لیتولوژی عمومی منطقه شامل مجموعه‌ای از سنگهای ولکانیکی شامل توف، آندزیت و آندزیت پورفیری است که توسط گرانیت قطع گردیده است.

کانه آنتیموان به شکل رگه و رگچه یافت می‌شود. این کانها در سطح به همراه زون سیلیسی دیده می‌شود که بخاطر مقاومت زیادتر سیلیس در مقابل فرسایش و محفوظ ماندن، آنتیموان در داخل آن است. ذخیره آنتیموان از روند شکستگی‌های موجود تبعیت می‌کند. همچنین کانها آنتیموان در زون آرژیلیتی نیز بدون حضور سیلیس وجود دارد.

خاک صنعتی

خاک صنعتی ارغش در حدود ۳ کیلومتری شرق روستای ارغش قرار دارد. این خاک در میان واحدی از سنگهای گرانیتی قرار گرفته است. در این واحد کانی اصلی فلدسپات می‌باشد که تحت تأثیر دگرسانی به شدت به کانی‌های ثانویه مانند سرپیسیت و خصوصاً کانی‌های رسی تجزیه گردیده است.

همچنین در بخش جنوب‌غرب روستای چشمه‌زرد نیز کائولینیت از گسترش چشمگیری برخوردار است که بطور موقت مورد بهره‌برداری نیز قرار گرفته است ولی بدلیل ناخالصی و نامرغوب بودن آن، معدن مذکور تعطیل گردیده است.

سیلیس

در غرب کلاته حاج غلامرضا، توده‌های سیلیسی حاصل تفریق پیشرفته توده گرانیتوئیدی چاه‌سالار وجود دارند که هم اکنون در حال بهره‌برداری می‌باشد (شکل ۶-۹- الف و ب). این عدسی به شکل تپه‌ای کوچک و تقریباً مدور به قطر ۳۰ متر است و رگه‌هایی هم در اطراف آن وجود دارد. این سنگها بطور کلی رنگ سفید دارند که در سطح تازه، فاقد آغشتگی به آهن هستند ولی در شکستگی‌ها آثار اکسید آهن به شکل لیمونیت قابل مشاهده است (شکل ۶-۱۰).



شکل ۶-۹- الف و ب- معدن سیلیس کلاته حاج غلامرضا و تأسیسات آن واقع در غرب کلاته حاج غلامرضا.



شکل ۶-۱۰- تصویری از دیوی سیلیس پس از خرد شدن و خالص سازی.

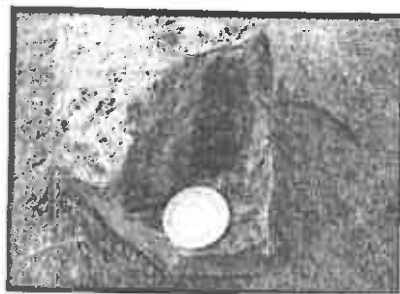
شن و ماسه

آبرفتهای موجود در مسیلهها و آبراهه‌های بزرگ اطراف روستای قاسم‌آباد به کارخانه شن شویی قاسم‌آباد حمل می‌شوند و پس از شستشو برای مصارف ساختمانی مورد استفاده قرار می‌گیرند. همانطور که در فصل اول نیز اشاره کردیم بطور محلی آثاری از کانه‌زایی مس بصورت کانی مالاکیت و کالکوپیریت و همچنین سرباره‌هایی در جنوب غرب روستای پاباز مشاهده می‌شود (شکل ۶-۱۱- الف و ب و ۶-۱۲ و ۶-۱۳). مطالعاتی که در راستای این تحقیق انجام شده، نشان می‌دهد که پتانسیل اقتصادی قابل توجهی از مس در منطقه وجود ندارد و صرفاً رگه‌های کالکوپیریتی کوچک در برخی نقاط بویژه غرب توده گرانیتوئیدی چاه‌سالار همراه با سنگهای گرانیتوئیدی یافت می‌شوند. همچنین در آبرفتهای حوالی روستای قاسم‌آباد مگنتیت نیز مشاهده شده است (شکل ۶-۶).

۱۴). در جریان تخریب و فرسایش سنگهای گرانیتوئیدی چاهسالار دانه‌های ریز مگنتیت از آنها جدا می‌شود و بخاطر داشتن وزن مخصوص زیاد، در مسیر آبراهه‌ها تمرکز پیدا می‌کند. در صورتی که یک آهن‌ریا را در لابه‌لای این رسوبات آبراهه‌ای حرکت دهیم دانه‌های ریز مگنتیت را به خود جذب خواهد کرد. شکل ۶-۱۴ مؤید این مطلب است.



شکل ۶-۱۱-ب- تصویر میکروسکوپی کانی ملاکیت. (نور منعکسه، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



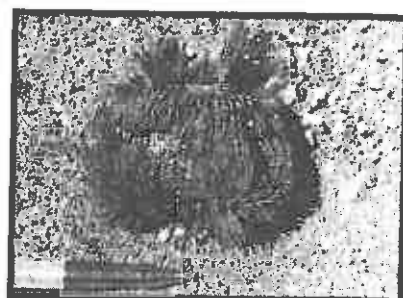
شکل ۶-۱۱-الف - تصویری از کانه‌زایی مس بصورت کانی ملاکیت در جنوب‌غرب روستای پاباز.



شکل ۶-۱۳- سرپاره‌های کشف شده در آبرفتهای جنوب غرب روستای پاباز- جنوب شرق امامزاده بی بی خاتون.



شکل ۶-۱۲- تصویر میکروسکوپی کانی کالکوپیریت در کنار ملاکیت (کالکوپیریت= Calcopirite، ملاکیت= Malachite) (نور منعکسه بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۶-۱۴ - تصویری از دانه‌های مگنتیت که در اطراف آهن‌ریا تجمع پیدا کرده‌اند.

فصل هفتم

نتیجه‌گیری

و

پیشنهادات

۱-۷- نتیجه گیری

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

- ۱- توده نفوذی چاهسالار با طیف ترکیبی دیوریت، کوارتز دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت در منطقه مورد نظر تزریق شده است و جوانتر از ائوسن می‌باشد.
- ۲- ترکیب کانی‌شناسی سنگهای نامبرده، هورنبلند سبز، بیوتیت، اسفن، مگنتیت، پلاژیوکلاز، کوارتز و بندرت فلدسپار پتاسیم (ارتوز) را شامل می‌شود.
- ۳- با بررسی روندهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر سیلیس و اندیس تفریق بطور کلی افزایش اکسیدهای K_2O و Na_2O همراه با افزایش SiO_2 و اندیس تفریق و کاهش مقادیر Al_2O_3 , TiO_2 , MgO , MnO , P_2O_5 , FeO و Fe_2O_3 را از دیوریتها به سمت گرانودیوریتها و گرانیت شاهد هستیم. این تغییرات بیانگر آن است که توده گرانیتوئیدی چاه سالار از طریق فرایند تبلور تفریقی تحول پیدا کرده است.
- ۴- دیاگرامهای تغییرات جفت عناصر ناسازگار روند خطی مثبت و همچنین دیاگرام عناصر سازگار در مقابل عناصر ناسازگار نیز روندی خطی و منفی نشان می‌دهد که حاکی از تبلور تفریقی صورت گرفته در طی تشکیل توده نفوذی چاهسالار می‌باشد.
- ۵- بررسی نمودارهای عنکبوتی چند عنصری نشان می‌دهد که تمامی نمونه‌ها از عناصر خاکی نادر سبک و ناسازگار غنی‌شدگی نشان می‌دهند، منتهی عناصر خاکی نادر سبک دارای غنی‌شدگی بیشتری نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین می‌باشند. همچنین غنی‌شدگی از عناصر بزرگ یون سبک و تهی‌شدگی از عناصر دارای قدرت میدان بالا بیانگر ماگماتیسم مربوط به قوس است.
- ۶- آنومالی پایین دو عنصر کمیاب Nb و Ti می‌تواند نشان‌دهنده آرایش ماگمایی باشد.
- ۷- با توجه به شواهد صحرایی و پتروگرافی، فقدان کانیهای شاخص دگرگونی از قبیل آندالوزیت، سیلیمانیت و گارنت، نبود مسکوویت و با توجه به نمودارهای ژئوشیمیایی، توده گرانیتوئیدی چاه سالار از نوع I کربلرانی می‌باشد.

۸- اکثر نمونه‌های مورد مطالعه دارای ماهیت کالک‌آلکالن و مت‌آلومین تا اندکی پرآلومین هستند.

۹- بر اساس نمودارهای متمایز کننده محیط‌های تکتونیکی، توده مورد مطالعه از نوع IAG و VAG است.

۱۰- شواهد موجود نشان می‌دهد که ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های منطقه حاصل فرورانش ورقه یا ورقه‌های اقیانوسی سبزوار به زیر یکدیگر می‌باشند و در جزایر قوسی مرتبط با افیولیت‌های سبزوار جایگزین شده‌اند.

۷-۲- پیشنهادات

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

فهرست منابع

الف- منابع فارسی

- افتخار نژاد، ج. آقا نباتی، ع. حمزه پور، ب. (۱۹۶۷). نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ کاشمر، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور
- آقاناتی، ع. (۱۳۷۰)، نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ ماگماتیسم ایران، انتشارات طرح تدوین کتاب.
- امینی، ا. (۱۳۷۸)، گزارش بررسی های کانه آرایبی و فراوری کانسنگ آنتیموان ارغش، طرح اکتشاف طلا، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور
- بختیاری، س. (۱۳۸۱)، اطلس راههای ایران، مؤسسه جغرافیائی و کارتوگرافی گیتاشناسی
- بهروزی، ا.؛ خلقی، م. ج. (۱۳۷۰). نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تربت حیدریه، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- پورلطیفی، ع. (۱۳۷۷)، گزارش نقشه زمین شناسی ۱:۲۰۰۰۰ ارغش.
- شمعانیان اصفهانی، غ. (۱۳۷۷)، اکتشافات چکشی منطقه ارغش، طرح اکتشاف طلا
- رضائی، ا. (۱۳۸۳)، زمین شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای گرانیتی سیلی جرد، شمال غرب ساوه، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۴۴ ص.
- صادقیان، م. (۱۳۷۴)، بررسی پترولوژی سنگهای آذرین و دگرگونی منطقه چشمه قصابان همدان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- صادقیان، م. (۱۳۸۳)، ماگماتیسم، متالوژی و مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی زاهدان، پایان نامه دکترا، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران.
- صادقی، خ. (۱۳۷۵)، اکتشافات چکشی در ورق ۱:۱۰۰۰۰۰ کدکن.
- قاسمی، ر. (۱۳۷۹)، نگرشی بر جنبه های اقتصادی افیولیت های غرب منطقه سبزوار - گفت، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران.
- کریم پور، م. ح. (۱۳۶۸)، زمین شناسی اقتصادی کاربردی، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، ۵۳۶ ص.
- کیوانفر، م. عسکری، ع. (۱۳۷۹)، گزارش نقشه های زمین شناسی- معدنی ۱:۵۰۰۰ چشمه زرد- ارغش.

- کوثری، س. (۱۳۷۷)، اکتشافات ژئوشیمیایی نیمه تفضیلی منطقه ارغش، طرح اکتشاف طلا، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- کوثری، س. فرجندی، ف. (۱۳۷۹)، اکتشافات ژئوشیمیایی تفضیلی طلا در آنومالی شماره ۷ ارغش (جنوب نیشابور).
- گوهرشاهی، ر. (۱۳۷۷)، پترولوژی، ژئوشیمی و تکتونیک توده گرانیتوئیدی مجاور کوه‌میش واقع در جنوب سبزوار، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- محمود پور، م؛ شمشکی، ا. (۱۳۸۲)، گزارش ژئومکانیکی ناحیه معدنی ارغش - چشمه زرد (آنومالی شماره ۳)، 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.
- مر، ف؛ مدبری، س. (۱۳۸۰)، زمین ساخت صفحه ای و فرایندهای زمین ساختی، انتشارات کوشا مهر، ۴۶۷ ص.
- نبوی، م. ح. (۱۳۵۵)، دیباچه ای بر زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی کشور، ۱۰۹ ص.
- نادری میقان، ن. (۱۳۷۷)، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شامکان، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- نادری میقان، ن. (۱۳۷۷)، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کدکن، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- Abdollah, S.A. Said, A.A, Visona, D.,(1997). *New geochemical and petrographic data on the gabbro-syenite suite between Hargeysa and Berbera Shiikh(North Somalia)*. J. of African Earth sciences, vol, 23, No.3. pp.303-373.
- Abdol Rahman, A.M., (1990). Petrology of early-orogenic diorite, tonalities and post orogenic trondhjemites in Nubian shield Journal Petrology 31, 1285-1312.
- Borming , S. Fuyuan. W.(2001). *Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: The wouduhe and baerzhe granites from the great Xing an mountains in NE China*, lithos, 59,171-198.
- Bouchez, J.L., Delas, C., Gleizes, G., Nedelec, A., and Cuney, M. (1992). *Submagmatic microfractures(microstructures) in granites*. Geology 20.35-38.
- Castro, A., Movenso - Ventas, I. De La Rosa, J. D., (1991). *H - type(hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite - type classification and nomenclature*. Earth - Science Reviews 31 . 237 – 253.
- Chappell, B W, and White, A J. R., (1974). *Two contrasting granite types*. Pacific Geology, vol. 8, 173-174.
- Chappell, B W, (1999). *Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites*. Lithos 46. 535–551
- Chappell, B W, and White, A J. R., (2001). *Two contrasting granite types. 25 years later*. Australian Journal of Earth Sciences, Vol. 48, 489-499.
- Clarke, D.B.(1992). *Granitoid rocks*. Chapman & Hall, London,283pp.
- Cox, K.G., Bell, J.D., and Pankhurst, R.J., (1979). *The interpretation of igneous rocks*. George Allen and Unwin., 450p.
- De La Roche H., (1980). *A classification of volcanic and plutonic rocks usin R_1 - R_2 diagrams and major element analyses- its relationships and current nomenclature*. Chem. Geol., 29, 183-210.
- Debon, F., Lofort, D. (1983). *A chemical mineralogical classification of plutonic rocks and associations*. Earth science. 73. PP.135-149.
- De Paolo, D. J.,(1981b). *Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization*. Earth planet. Sci. Lett., 53, 189-202pp.
- Didier, J., (1987). *Contribution of enclaves studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas*. Geol. Rund sch 76, 41-50.
- Eby, G.N., (1990). *The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis*. Lithos 26, 115– 134.

- Fawzy, F., Abuel, E.,(1997). *Geochemistry of an island-arc plutonic suite: Wadi Dabr intrusive complex, Eastren Desert, Egypt*. J. of African Earth ciences, vol, 24, No.4. pp.473-496.
- Furnes, H., El-Sayed, M.,Khalil S.O .(1996). *Pan- African magmatism in the wadi-El-imra district, central Desert, Egept: geochemistry & tectonic environment*, Jou, Geo. Soc. Vol. 153.
- G.S.I and Jiannyxi company(1995), *explanatory text of geochemical map of Kadkan*.
- Harris, N.B.W.,Pearce,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 publication19,pp.67-81.
- Harker, A., 1909. The natural history of igneous rocks. Methuen & co.London.
- Hyndman, D.W. (1985). *Petrology of lgneous and metamorphic rocks*. Donnelly sone company pub.
- Irvin, T. N., Baragar, W.R. A., (1971). *A guide to the classification of the common volcanic rocks*, Can. Jour. Earth. Sci., No. 8, PP. 235 – 458.
- Ishihara. S., (1977). *The magnetite-series and ilmenite granitic rocks*. Mining geology 27, 293-305.
- Kerr, P. F.(1977). Optical mineralogy. 5th edition, McGraw-Hill Inc., 492pp.
- Keskin, M., Pearce, S.A.(1998). Volcano – stratigraphy and geo chemistry of collision – related volcanism on the Erzurum-Kars plateau, northeastern Turkey. J. of volcanology and geothermal research 8J.
- Kuno, H.(1957). *Differentiation of Hawaiian magmas, Japanese*. J. Geol, Geog 28.
- Kuno, H.(1968). Origin of andesite and its bearing on the island arc structure. Bull., Volc., 32, 141-176.
- Loiselle, M. C. and Wones, D. R., (1979). *Characteristics and origin of anorogenic granites*. Geol. Soc. AmAbstr . Programs, 11: 468.
- Lomis, T.P.(1982). *Numerical simulations of crystallization processes of plagioclase in complex Meh: the origin of major and oscillatory zoning in plagioclase*. Contrb.Min. Pet. 81, 219-29.
- Maniar, P. D. and Picooli, P. M. (1989). *Tectonic discrimination of granitoids*, Geo. Soc. of Am. Bull., Vol. 101 , P. 635 – 643 .
- Mclemore, V.T, Munroe, E.A, Heizler, M.T. Mckee(1999). *Geochemistry of copper flat porphyry and associated deposits in the Hillsboro mining district, Sierra County, New Mexico, U.S.A*. Sour.Geochem Explor 67: 167-189.

- Middlemost, E. A. K., (1985). *Magma and magmatic rocks, An introduction to igneous petrology.* Longman Group U. K., pp.73-86.
- Middlemost, E. A. K., (1994). *Naming materials in the magma/ igneous rock system.* Longman Group U.K., PP. 73 – 86.
- Mohamed, A. Hassanen, Said, A.(1995). Geochemistry and petrogenesis of Pan-African I-type granitoids at Gabal Igla Ahmar, Eastern Desert, Egypt *J. of African Earth sciences*, vol, 22, No.1. pp.29-42..
- Nagudi, N. O, Koberal, CH., Kurat, G., (2003), *Petrography and geochemical of the singo granite, Uganda. And implications for its origin.* *Journal of African earth science*.35. PP.51-59.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Thindle, A. G., (1984). *Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock.* *Journal of Petrology*, 25: 956 – 983.
- Pearce, J.A., Kempton, P.D., Nowell, G.M., and Noble, S.R., (1996). *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.
- Peterson, J.S., Lofgren, a.E.(1989). Lamellar and patchy intergrowths in feldspars: experimental crystallization of eulectric sillicats. *Am Min.*,71, 343-355.
- Pitcher, W.S., (1982), *Granite type and tectonic environment.* *J. Geol. Soc.*
- Ringwood, A.E.(1974), *The petrological evolution of island arc systems.* *J. Geol. Soc. Lond.* 130: 183-204.
- Rollinson, H.R., (1993). *A terrane interpretation of the Archaean Limpopo belt.* *Geol. Mag.* 130, 755– 765.
- Shand. S. J., (1949). *Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to ore deposits.* Thomas Murby and Co., London, 488pp
- Shelly, D.(1993). *Igneous and metamorphic rocks under microscope classification. Features, microstructures and mineral preferred orientations.* Chapman & Hall, London, 405 pp.
- Streckeisen, A. (1976). *To each plutonic rock its proper name.* *Earth Science Review* 12,1-33.
- Streckeisen, A., LeMaitre, R., (1979). *A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks.* *Neues jahrb. Mineral. Abh.*136,169-206.

- Slagstad, T., (2003). *Geochemistry of trondhjemites and mafic rocks in the Bymarka ophiolite fragment. Trondheim Norway: petrogenesis and tectonic implaction.* Norwegian Journal of geology, Vol.83,pp.167-185.
- Sun, S.S., and McDonough, 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 collisional alkaline granites. *J. Geol.* 97, 261-280.
- Thompson, R. N. Morison, M. A, Hendry, G.(1982). *An assessment of the relative rocks of crust and mantle in magma genesis: an element approach.* *Phil trans. R. Sco.A.* 310-549-590.
- Thornton, C.P., and Tattle. O. F.,(1960), *Chemistry of igneous rocks: Differentiation index,* *Am. Sci.*, v258. 664-684.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W., (1987). *A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis.* *Contrib. Mineral. Petrol.* 95, 407– 419.
- Wilson, M.(1989). *Igneous petrogenesis a global tectonic approach,* Department of earth sciences, university of leeds, London, UNWIN HYMAN.

