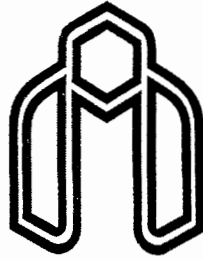


بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی - گرایش پترولوژی

تحت عنوان:

کانی شناسی و پترولوژی رودنژیت‌های بخشی از افیولیت‌های
سبزوار (مناطق باغجر و سلیمانیه)

نگارنده:

زهرا مصلحی

اساتید راهنما:

دکتر حسین مهدیزاده دکتر موسی نقره‌ئیان

استاد مشاور:

مهندس محمدعلی مکی‌زاده

تقدیر ہے:

چند ماہ پہلے گوارا اور حیرانہ

حکم کیسے ہو سکتا ہے

ہو۔

سپاس یزدان یکتا را.

حال که به لطف الهی این پایان نامه را به پایان رساندم بر خود لازم می‌دانم از خانواده عزیزم و از کلیه عزیزان و دوستانی که موجبات بهبودی محتوی این پایان‌نامه را فراهم آورده‌اند و مرا یاری نمودند، تشکر کنم.

با سپاس و تشکر از اساتید بزرگوار و ارجمند که از دانش خود به من آموختند و همواره در طول تحصیل مشوق من بودند.

از جناب آقای دکتر حسین مهدیزاده و دکتر موسی نقره‌ئیان، که با راهنماییها و حمایتشان راه را برای پیشبرد اهداف من هموار نمودند، سپاسگزارم.

همچنین از زحمات فراوان آقای مهندس محمدعلی مکی‌زاده که به عنوان استاد مشاور در پیشرفت این تحقیق موثر بودند، کمال امتنان را دارم.

از جناب آقای دکتر ناصر حافظی مقدس، آقای دکتر حبیب الله قاسمی، آقای مهندس عبدالرزاق جباری، آقای دکتر پرویز امیدی، آقای دکتر غلامعباس کاظمی، آقای دکتر محمود صادقیان، که هر یک به نوعی در این تحقیق به اینجانب کمک نمودند، قدردانی می‌کنم.

از کتبه پرسنل دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود به خاطر همکاری و همیاریشان سپاسگزارم.

در پایان از دوستانی که با همفکری و همراهیشان مرا یاری نمودند، به ویژه خانمها منیژه حسینی، آذر ناجی، پویه اسدالهی، سعیده ناجی، شقایق طهماسبی و مریم اصغری و آقایان مالک کرد، علی‌اکبر ایراجیان، شهرام آزادزاد، مهدی امانیان و برادرم احمد مصلحی، مراتب سپاس و تشکر خود را ابراز می‌دارم.

چکیده

افیولیت سبزوار، یک مجموعه افیولیتی وسیع را در طول مرز شمالی خرده قاره ایران مرکزی ایجاد کرده و یکی از افیولیت‌های ایران مرکزی به حساب می‌آید. سنگ‌های آذرین این مجموعه شامل: پریدوتیت (هارزبورژیت و دونیت)، پیروکسنیت، سرپانتینیت، گابرو و یک مجموعه بازیک با فابریک بالشی است، همچنین توده‌های نفوذی و دایک‌های گابرویی، میکروگابرویی، دلریتی و داسیتی در این مجموعه رخنمون دارد. سنگ‌های رسوبی شامل انواع سنگ‌های دریایی عمیق و کم‌عمق تریاس بالایی تا کرتاسه پائینی است.

این مبحث شامل مطالعات کانی شناسی و شیمی کانیهای رودنژیته است که در محل تماس سنگ‌های الترامافیک سرپانتینی شده در افیولیت سبزوار ایجاد شده‌اند. پروتولیت رودنژیته را در این منطقه، دایک‌های میکروگابرویی و گابرویی، دلریت، هورنبلندیت، بازالت و سرپانتینیت تشکیل می‌دهند. فرآیند رودنژیته شدن در سراسر دایک (از حاشیه تا مرکز دایک) متفاوت است و اکثراً، دایک‌های رودنژیته شده، تحت کنترل استرس، بودینه شده‌اند.

مجموعه کانیهای موجود در رودنژیتهای افیولیت سبزوار، شامل: پرهنیت، هیدروگروسولر، اپیدوت (کلینوزوئیزیت و زوئیزیت)، کلریت، دیوپسید، اسفن، ولاستونیت، بیوتیت، زیرکن، ولاستونیت و کانیهای رگچه‌ای پکتولیت و زنوتلیت می‌باشند. کلینوزوئیزیت و اپیدوت در رودنژیته، مراحل اولیه آلتراسیون را نشان می‌دهند و با حضور هیدروگروسولر و پرهنیت که به خرج پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند، همراهی شده‌اند. در مراحل پیشرفته‌تر آلتراسیون، دیوپسید با دانه‌بندی ریز و اسفن و ترمولیت - اکتینولیت (به خرج پیروکسن) مشاهده می‌شود. در طول رودنژیته شدن Ca و Al و Ti به سنگ افزوده شده، در حالیکه Na, K و Mg در سنگ رودنژیته شده کاهش نشان می‌دهد. رودنژیتهای منطقه مورد مطالعه با رودنژیتهای نقاط دیگری در ایران و جهان مقایسه شده است.

واژه‌های کلیدی: افیولیت سبزوار، رودنژیته، آلتراسیون، زنوتلیت، پکتولیت.

فهرست مطالب

صفحه	عنوان
الف.....	تشکر و قدردانی.....
ب.....	چکیده.....
د، ج.....	فهرست مطالب.....
و، ه.....	فهرست اشکال و تابلوها.....
ز.....	فهرست جداول.....
۱.....	فصل اول - کلیات.....
۲.....	۱-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه.....
۲.....	۲-۱- راهپای ارتباطی منطقه.....
۴.....	۳-۱- آب و هوا و جغرافیای انسانی.....
۵.....	۴-۱- ژئومورفولوژی.....
۵.....	۵-۱- مطالعات قبلی.....
۶.....	۶-۱- هدف کلی از مطالعه.....
۶.....	۷-۱- روشپای مطالعاتی.....
۱۱.....	فصل دوم - زمین شناسی عمومی منطقه.....
۱۲.....	۱-۲- مقدمه.....
۱۲.....	۲-۲- پیکره‌های سنگی اصلی منطقه سبزوار.....
۱۲.....	۱-۲-۲- مقدمه.....
۱۲.....	۲-۲-۲- پیکره های رسوبی.....
۱۳.....	۳-۲-۲- پیکره‌های آذرین.....
۱۴.....	۴-۲-۲- پیکره‌های دگرگونی.....
۱۴.....	۳-۲- پیکره‌های سنگی اصلی منطقه مورد مطالعه.....
۱۴.....	۱-۳-۲- مقدمه.....
۱۶.....	۲-۳-۲- پیکره‌های آذرین.....
۱۶.....	الف - واحدهای سنگی ردیف افیولیتی منطقه مورد مطالعه.....
۱۷.....	ب - توده های نفوذی منطقه.....
۱۸.....	ج - مشاهدات صحرائی.....
۲۱.....	۳-۳-۲- پیکره‌های رسوبی.....
۲۱.....	الف - نهشته‌های کرتاسه بالایی - پالتوسن.....
۲۱.....	ب - نهشته‌های کواترنر.....
۲۲.....	۴-۲- تکتونیک منطقه.....
۲۴.....	۵-۲- منابع معدنی منطقه.....

عنوان	صفحه
فصل سوم - پتروگرافی	۲۵
۱-۳- پتروگرافی و کانی شناسی رودنژیتی در افیولیت سبزوار	۲۶
۱-۳-۱- مقدمه	۲۶
۱-۳-۲- طبقه بندی	۲۶
۱-۳-۳- پتروگرافی و کانی شناسی دایکهای گابرویی و میکروگابرویی رودنژیتی شده	۲۶
۱-۳-۴- پتروگرافی و کانی شناسی سنگهای آمفیبولیتی رودنژیتی شده	۴۳
۱-۳-۵- پتروگرافی و کانی شناسی دایکهای دلریتی رودنژیتی شده	۴۳
۱-۳-۶- پتروگرافی و کانی شناسی بازالت رودنژیتی شده	۴۴
۲-۳- پتروگرافی و کانی شناسی سنگ میزبان	۴۷
۲-۳-۱- مقدمه	۴۷
۲-۳-۲- پتروگرافی و کانی شناسی سرپانتینیت(سنگ میزبان رودنژیت)	۴۷
۲-۳-۳- واکنش‌های رودنژیتی شدن	۵۲
فصل چهارم - ژئوشیمی	۵۷
۱-۴- مقدمه	۵۸
۲-۴- آماده‌سازی و تصحیح داده‌های تجزیه شیمیایی	۵۹
۳-۴- استفاده از نتایج تجزیه شیمیایی در ژئوشیمی رودنژیتها و سنگ میزبان سرپانتینیتی	۶۲
۱-۳-۴- استفاده از شیمی سنگ کل در طبقه بندی سنگهای منطقه	۶۲
۲-۳-۴- استفاده از شیمی سنگ کل در بررسی روندهای ژئوشیمیایی	۶۳
الف - نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی نسبت به سیلیس	۶۴
ب - اسپایدر دیاگرامهای عناصر خاکی نادر	۷۱
ج - استفاده از تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی در تعیین سری‌های ماگمایی و جایگاه تکتونیکی	۷۴
د - نمودارهای مقایسه‌ای	۷۶
۴-۴- شیمی کانیها	۸۰
فصل پنجم - پتروژنز	۸۶
۱-۵- مقدمه	۸۷
۲-۵- ویژگیهای سنگهای رودنژیتی	۸۷
۳-۵- مدل پیشنهادی فرآیند رودنژیتی شدن دایکهای دیابازی - گابرویی در	
سنگ میزبان سرپانتینیتی	۹۱
۴-۵- نتیجه‌گیری و پیشنهاد	۹۳
منابع	۹۴
منابع فارسی	۹۵
منابع لاتین	۹۸

فهرست اشکال و تابلوها

صفحه	عنوان
۴.....	شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی سبزوار
۵.....	شکل ۲-۱- راهپای ارتباطی منطقه مورد مطالعه
۸.....	شکل ۳-۱- موقعیت کلی افیولیت سبزوار
۹.....	شکل ۴-۱- نقشه زمین شناسی با مقیاس ۱/۵۰۰۰۰ منطقه مورد مطالعه
۱۰.....	شکل ۱-۱-د. نقشه ماهواره‌ای سبزوار
۱۵.....	شکل ۱-۲- نمایی از سکانس افیولیتی سبزوار در روستای سلیمانیه
۲۲.....	شکل ۲-۲- مقطع شماتیک طولی افیولیت سبزوار در دره سلیمانیه
۳۲.....	شکل ۱-۳- نمایش شماتیک دیاگرام پایداری هیدروسیلیکات کلسیم تحت شرایط هیدروترمال
۳۲.....	شکل ۲-۳- طرح ac از ساختار زئوتلیت
۳۴.....	شکل ۳-۳- نمودار دیفراکتومتری اشعه ایکس کانی گروسولر، پکتولیت و پرهنیت
۳۴.....	شکل ۴-۳- نمودار دیفراکتومتری اشعه ایکس کانی ولاستونیت، پکتولیت و پرهنیت
۳۵.....	شکل ۵-۳- نمودار دیفراکتومتری اشعه ایکس کانی زئوتلیت
۳۵.....	شکل ۶-۳- نمودار آنالیز ترمیک (DTG) کانی زئوتلیت (نمونه منطقه)
۳۶.....	شکل ۷-۳- نمودار آنالیز ترمیک (DTG) کانی پکتولیت (نمونه منطقه)
۶۲.....	شکل ۱-۴- نمودار سیلیس - آلکالن
۶۳.....	شکل ۲-۴- طبقه بندی ژئوشیمیایی و اسمی سنگهای نفوذی با استفاده از نمودار مجموع آلکالن در مقابل سیلیس
۶۹.....	شکل ۳-۴- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر سیلیس
۷۰.....	شکل ۴-۴- نمودار مقایسه تغییرات ترکیب شیمیایی داخل همیافتی سرپانتینیت - رودنژیت‌های افیولیت سبزوار
۷۳.....	شکل ۵-۴- الف و ب و ج - نمودارهای عنکبوتی عناصر نادر خاکی سنگهای منطقه
۷۳.....	الف - نمودار عنکبوتی سنگهای منطقه مورد مطالعه، نسبت به مورب هنجار شده‌اند (پیرس، ۱۹۸۳)
۷۳.....	ب - نمودار عنکبوتی سنگهای منطقه مورد مطالعه که نسبت به مقادیر کندریتی هنجار شده‌اند (تامپسون، ۱۹۸۲)
۷۳.....	ج - نمودار عنکبوتی سنگهای منطقه مورد مطالعه هنجار شده نسبت به گوشته (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹)
۷۵.....	شکل ۶-۴- الف و ب، تعیین سری ماگمایی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه
۷۷.....	شکل ۷-۴- ۱ تا ۳، موقعیت نمونه‌های رودنژیت و سرپانتینیت و مقایسه رودنژیت‌های مناطق باعجر و سلیمانیه با دیگر نقاط جهان
۷۸.....	شکل ۸-۴- دیاگرام ACF به منظور مقایسه ترکیب شیمیایی رودنژیت‌های منطقه مورد مطالعه با میدان رودنژیت‌های کلمن

عنوان	صفحه
شکل ۴-۹- نمودار مثلثی محلول جامد در فلدسپاتها در تعیین نوع پلاژیوکلاز	۸۱
شکل ۵-۱- نمایش شماتیک ارتباط سرپانتینیت - رودنژیت	۸۸
شکل ۵-۲- نمایی شماتیک از مکانیسم FeedBack در فرآیند رودنژیتی شدن - سرپانتینی شدن	۹۰
شکل ۵-۳- الف تا ه، مدل پیشنهادی فرآیند رودنژیتی شدن	۹۲

تابلوها

تابلو ۲-۱	۱۹
تابلو ۳-۱	۳۷
تابلو ۳-۲	۳۹
تابلو ۳-۳	۴۱
تابلو ۳-۴	۴۵
تابلو ۳-۵	۵۰

فهرست جداول

صفحه	عنوان
۲۹.....	جدول ۱-۳- آنالیز میکروپروپ کانی پکتولیت (افیولیت سبزوار).....
۳۳.....	جدول ۲-۳- آنالیز شیمیایی از رگچه زئولیت در منطقه سلیمانیه.....
۵۶.....	جدول ۳-۳- روابط متقابل کانیاپی در رودنژیت‌های منطقه مورد مطالعه.....
۵۹.....	جدول ۱-۴- مختصات دقیق موقعیت نمونه‌های برداشت شده توسط GPS.....
۶۶.....	جدول ۲-۴- نتایج تجزیه شیمیایی و ترکیب کانی شناسی نورماتیو نمونه‌های منطقه.....
۶۷.....	جدول ۳-۴- نتایج تجزیه شیمیایی و ترکیب کانی شناسی نمونه‌های رودنژیتی افیولیت سبزوار (علوی تهرانی، ۱۹۷۴).....
۶۷.....	جدول ۴-۴- نتایج تجزیه شیمیایی و ترکیب کانی شناسی نورماتیو نمونه‌های، رودنژیت، دایکهای دلریت - دیاباز رودنژیتی شده، گابروی پگماتوئیدی افیولیت سبزوار.....
۶۸.....	جدول ۵-۴- نتایج تجزیه شیمیایی و ترکیب کانی شناسی نورماتیو نمونه‌های هارزبورژیت، دونیت و سرپانتینیت افیولیت سبزوار.....
۷۲.....	جدول ۶-۴- نتایج آنالیز شیمیایی عناصر خاکی نادر (ICP).....
۷۹.....	جدول ۷-۴- نتایج تجزیه شیمیایی رودنژیتها و سنگهای مرتبط با آن در Los Azules massif ترکیه.....
۷۹.....	جدول ۸-۴- نتایج آنالیز شیمیایی رودنژیت‌های منطقه دهشیر یزد.....
۸۰.....	جدول ۹-۴- نتایج آنالیز میکروپروپ کانی هیدروگروسولر در رودنژیت‌های منطقه مورد مطالعه.....
۸۱.....	جدول ۱۰-۴- نتایج آنالیز میکروپروپ کانی پلاژیوکلاز در رودنژیت‌های منطقه مورد مطالعه.....
۸۲.....	جدول ۱۱-۴- نتایج آنالیز میکروپروپ کانی کلریت در رودنژیت‌های منطقه مورد مطالعه.....
۸۳.....	جدول ۱۲-۴- نتایج آنالیز میکروپروپ کانی بیوتیت در منطقه مورد مطالعه.....
۸۴.....	جدول ۱۳-۴- آنالیز شیمیایی میکروپروپ کانی پکتولیت از روستای سلیمانیه.....
۸۵.....	جدول ۱۴-۴- آنالیز شیمیایی از رگچه زئولیت در منطقه سلیمانیه.....
۸۵.....	جدول ۱۵-۴- مقایسه ترکیب شیمیایی رگچه پکتولیتی منطقه سبزوار با پکتولیت دهشیر یزد و پکتولیت افیولیت اسفندقه.....
۸۵.....	جدول ۱۶-۴- مقایسه ترکیب شیمیایی رگچه زئولیتی منطقه سبزوار با رگچه زئولیتی در منطقه Pozanti Karsanti ترکیه.....

فصل اول

کلیات

۱-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه

منطقه مورد مطالعه در محدوده شمال - شمال شرق سبزوار بین عرضهای جغرافیایی ۳۶،۱۵' تا ۳۶،۲۲' و طولهای جغرافیایی ۴۵، ۵۷ تا ۵۸ واقع شده است.

۱-۲- راههای ارتباطی منطقه

محدوده مورد مطالعه اطراف روستاهای سلیمانیه، باغجر و حدفاصل بین آنهاست. راه ارتباطی منطقه، جاده قدیم سبزوار- نیشابور (در شمال شرق سبزوار) می باشد، در ۱۰ کیلومتری سبزوار در سمت چپ آن، جاده خاکی روستای سلیمانیه و در ۱۵ کیلومتری سبزوار در سمت راست جاده روستای باغجر واقع شده است (شکل ۱-۱).



شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی سبزوار

■ منطقه مورد مطالعه

۱-۴- ژئومورفولوژی

از نظر ژئومورفولوژی، دو رشته کوه جغتای در شمال و کوه میش یا ششتمد در جنوب، ارتفاعات اصلی منطقه را تشکیل می‌دهند. بلندترین قله بنام نظرگاه، بر فراز بلندیهای شمالی قرار گرفته و عمدتاً ساختار الترابازیکی و ولکانیکی دارد و بصورت توده‌های آذرین در فرایند کوهزایی دوران دوم (مزوزوئیک) و اوایل دوران سوم زمین شناسی (سنوزوئیک) از محل شکافها و گسلها بیرون زده است. سنگهای اولترامافیک، آهکهای مارنی قرمز، سبز و خاکستری رنگ، کنگلومرا و ندرتا برخی رسوبات سنوزوئیک (دوران جدید زمین شناسی) مانند کنگلومرای پالئوژن و توف (خاکسترهای آتشفشانی) و آندزیت ساختار عمده این ارتفاعات را تشکیل می‌دهند و منطقه مورد مطالعه، جزئی از این مورفولوژی محسوب می‌گردد (مجیدی، ۱۹۷۴). نقشه موقعیت کلی افیولیت سبزوار در شکل ۱-۳ در آخر همین فصل آمده است.

۱-۵- مطالعات قبلی

در رابطه با افیولیت‌های سبزوار تحقیقات اولیه از سال ۱۹۷۱ توسط گروهی کارشناس از جانب انستیتو تحقیقاتی آلمان با همکاری سازمان زمین شناسی و معدنی کشور شروع شد. در این رابطه سه رساله دکترای که مربوط به آقایان: ع- صدرالدینی ۱۹۷۴، ف- وزیری تبار ۱۹۷۶، ن- علوی تهرانی ۱۹۷۶، نگاشته شده است. ن- علوی تهرانی (۱۹۷۶) در رساله دکترای خود علاوه بر مطالعه زمین شناسی و پتروولوژی شمال غرب افیولیت‌های سبزوار، بطور مختصر به دایکهای رودنژیستی اشاره کرده است. همچنین علوی تهرانی (۱۹۷۵ - ۱۹۷۶ - ۱۹۸۰) مقالاتی راجع به دگرگونی، زمین شناسی و سنگ شناسی افیولیت‌های سبزوار ارائه کرده است. لنج، میهم و علوی تهرانی در سالهای (۱۹۷۷ - ۱۹۷۹ - ۱۹۸۰) نتایج یکسری بررسیهای دیگر خود را در مورد ولکانیکهای بعد افیولیتی بیان داشته‌اند. نقشه زمین شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ سبزوار نیز توسط طاوسیان و زهره بخش (۱۹۷۰-۱۹۷۱) تهیه گردید. در نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ که توسط ج- مجیدی و همکاران (۱۹۷۴) تهیه شده، به دایکهای رودنژیستی نیز اشاره شده است.

نقره ثیان (۱۹۸۲) نیز در رساله دکترای خود تحت عنوان "تحول ژئوشیمیایی، کانی شناسی و ساختمانی افیولیت‌های سبزوار" دایکهای مختلف منطقه مورد مطالعه این رساله را دقیقاً بررسی نموده است.

باروز و همکاران (۱۹۸۳) نیز مقاله‌ای در رابطه با افیولیتها و سازندهای وابسته بدانها در بخش مرکزی رشته کوه شمال سبزوار ارائه کرده‌اند که در آن به اجزای متشکله افیولیتها، واحدهای چینه شناسی و مبحث دگرگونی پرداخته‌اند.

همچنین چندین رساله کارشناسی ارشد و مقاله دیگر نیز در باره افیولیت‌های سبزوار نوشته شده است، از جمله:

- سودی شعار (۱۳۷۵)، در رساله کارشناسی ارشد خود به بررسی پتانسیل یابی کرومیت و بررسی افیولیت سیاه کوه (شمال غرب سبزوار) پرداخته است.

- ادهمی (۱۳۷۶)، پتروگرافی، ژئوشیمی و پترولوژی افیولیت‌های منطقه باغجر (سبزوار) را مورد بحث و بررسی قرار داده است.

- شیرزادی (۱۳۷۰)، پتروگرافی و پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای مجموعه افیولیتی و بعد افیولیتی (وابسته به نوار افیولیتی شمال سبزوار) شمال روستای فرومد را مورد مطالعه قرار داده است.

- بازبندی (۱۳۷۹)، به بررسی پتروگرافی و پترولوژی مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد در ارتباط با مجموعه افیولیت ملانژ سبزوار پرداخته است.

- شجاعت و همکاران (۲۰۰۳)، در مقاله‌ای تحت عنوان پترولوژی، ژئوشیمی و تکتونیک افیولیت سبزوار (شمال ایران مرکزی) به بررسی ساختار کمپلکس افیولیت سبزوار پرداخته‌اند.

- رهگشای و همکاران (۲۰۰۴)، تغییرات ژئوشیمی سنگهای الترامافیک در افیولیت سبزوار را در مقاله‌ای مورد بررسی قرار داده است.

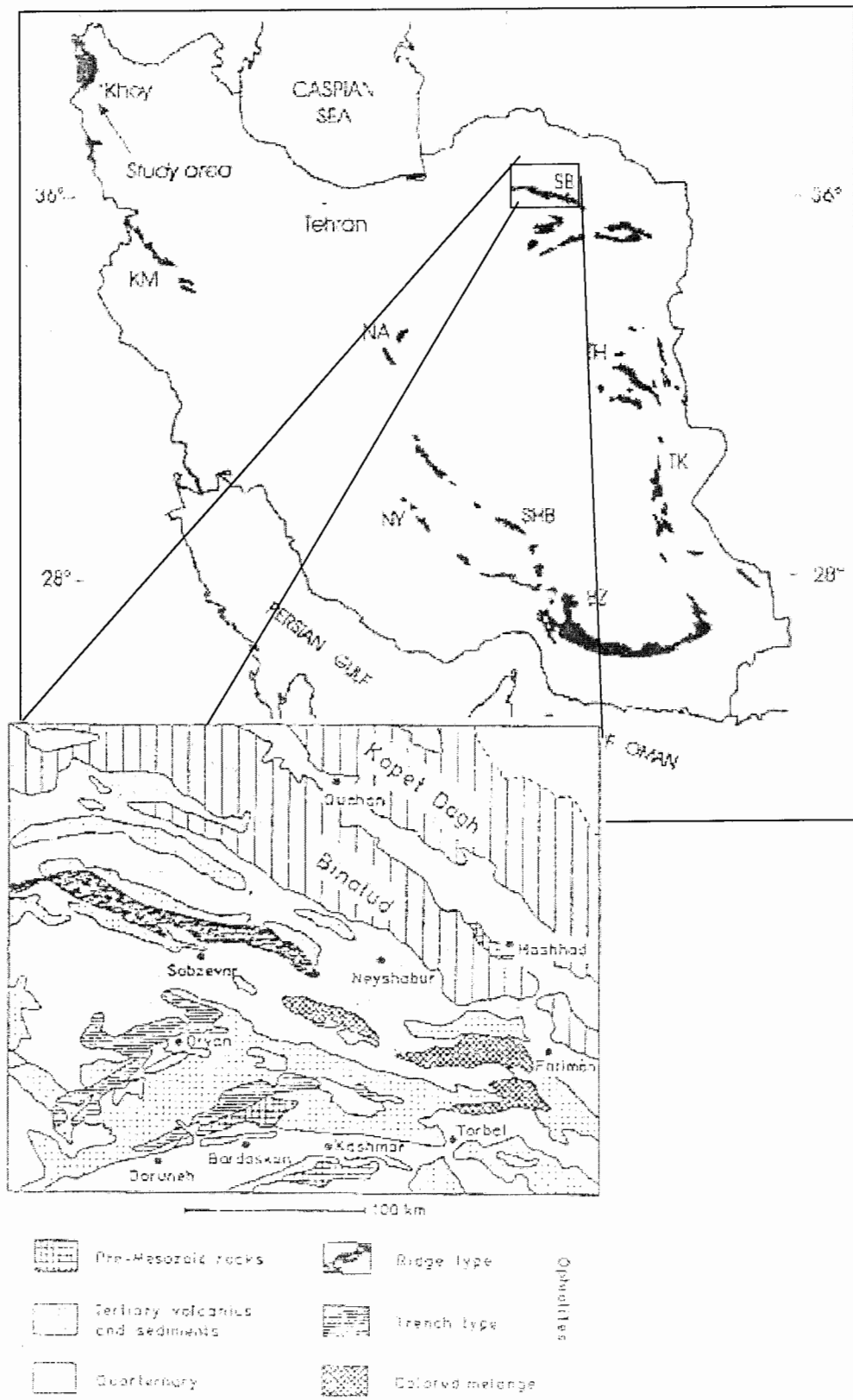
۱-۶- هدف کلی از مطالعه

اهداف این مطالعه: بررسی پتروگرافی شامل شناخت کانیها، روابط متقابل کانیها، مراحل کانی‌سازی، مطالعات ژئوشیمیایی سنگ کل رودنژیستی و مقایسه وضعیت عناصر آن با بخش رودنژیستی نشده سنگ، شناسایی ارتباط صحرایی رودنژیتهای (مشاهدات صحرایی شامل زون‌بندی در نمونه دستی، رگچه‌های تأخیری، ساختهای صحرایی نوع الترابازیک میزبان، مقایسه با سایر رودنژیتهای ایران مرکزی می‌باشد.

۱-۷- روشهای مطالعاتی

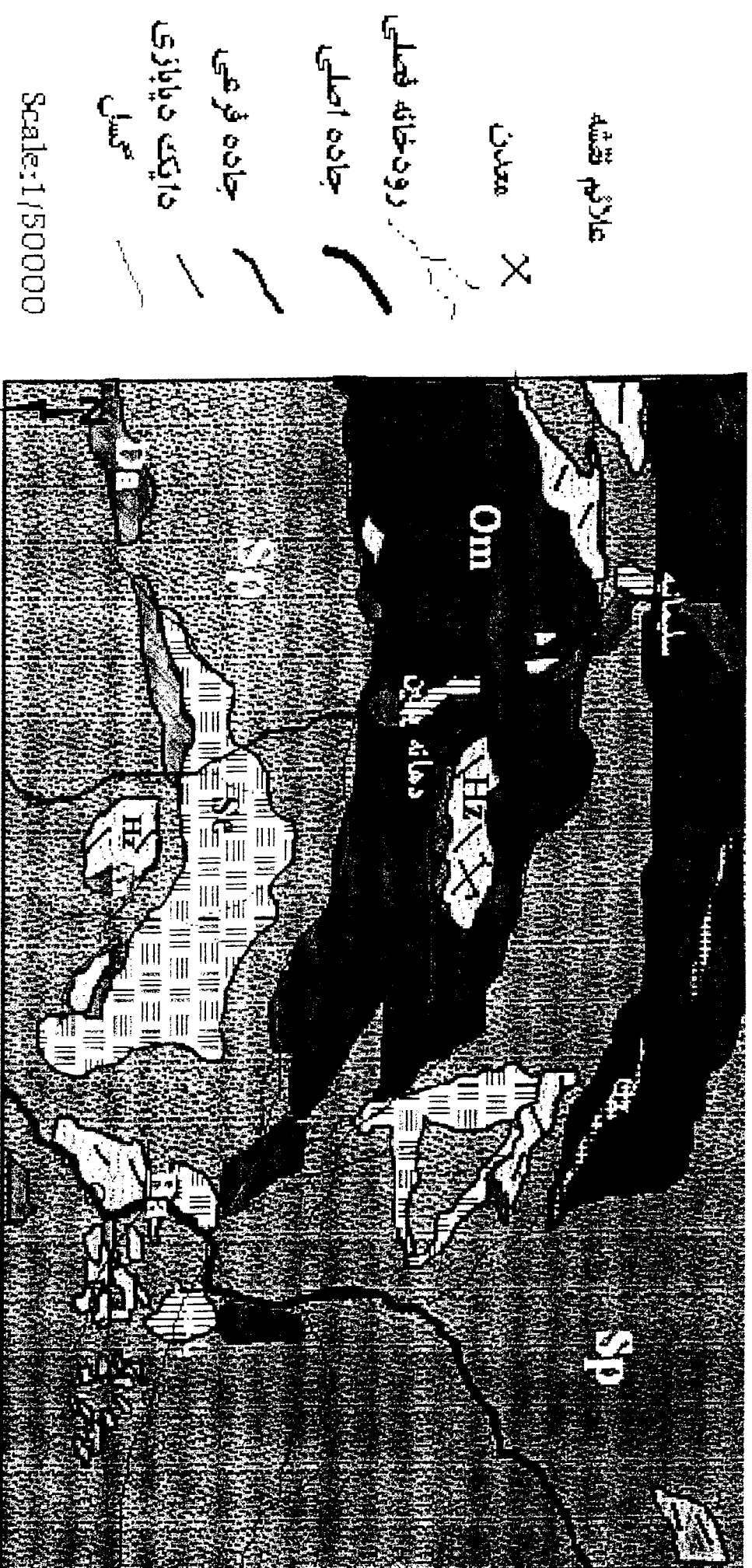
برای مطالعه دقیق منطقه ابتدا در چند مرحله عملیات صحرایی تعداد ۶۰ نمونه سنگی از قسمت‌های مختلف دایکهای رودنژیستی شده و سالم برداشت و پس از مطالعه نمونه‌های دستی، تعدادی از آنها برای تهیه مقطع نازک آماده گردید و پس از دریافت مقاطع و انجام کارهای میکروسکوپی، نمونه‌های مناسب برای تجزیه شیمیایی انتخاب و ارسال شد. برحسب ضرورت تعدادی از نمونه‌ها برای انجام میکروسوند الکترونی به خارج از کشور ارسال شد. بعلاوه به کمک عکسهای هوایی و برداشتهای صحرایی یک نقشه زمین شناسی به مقیاس ۱/۵۰۰۰۰ تهیه گردید (شکل ۱-۴).

با استفاده از اطلاعات ماهواره‌ای مرکز سنجش از دور ایران و به کمک نرم افزار ER Mapper یک تصویر ماهواره‌ای به مقیاس ۱/۵۰۰۰۰ (شکل ۱-۵) تهیه گردید.



شکل ۱-۳- موقعیت کلی افیولیت سبزوار (علوی تهرانی - ۱۹۷۴)

Geological Map of Baghjar and Soleimariéh Areas (NE - SABZEVAR) IRAN



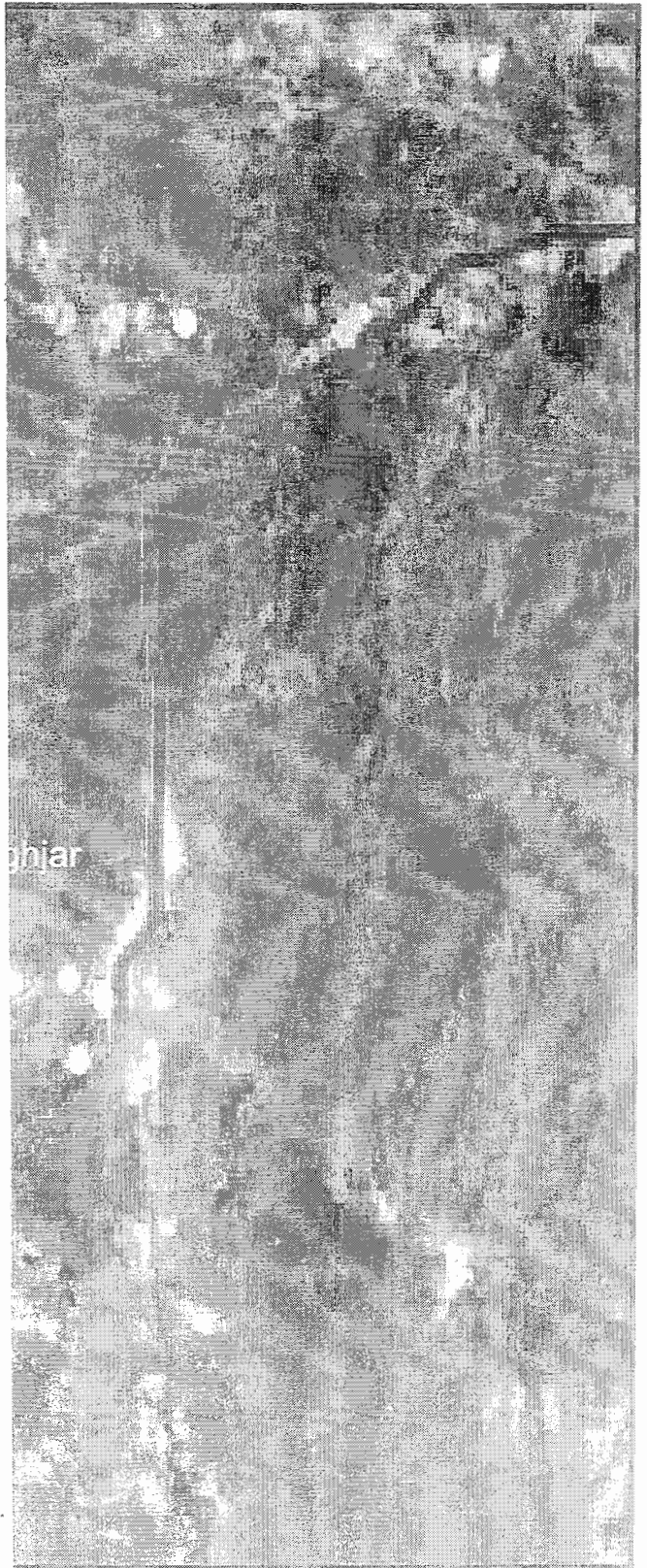
راهنمای نقشه زمین شناسی:

- ۱- افیولیت ملانژ
- ۲- آهکهای فسیل دار
- ۳- هارزبورژیتهای سرپانتینیزه
- ۴- داسیت و ریوداسیت
- ۵- پلاژیوگرانیت
- ۶- توده‌های نفوذی گابرو و میکروگابرو
- ۷- اسپیلیت یا گدازه‌های زیر دریایی
- ۸- بازالت و تراکی بازالت
- ۹- آندزیت و تراکی آندزیت
- ۱۰- روستا
- ۱۱- مزرعه

zevar Ophiolite

36

36°

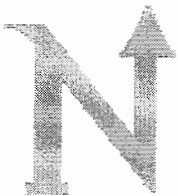


Legend

نقاط نمونه برداری



جاده



Scale: 1: 50000



36°

57° 56'

فصل دوم

زمین شناسی عمومی منطقه

۲-۱- مقدمه

افیولیتها به عنوان قطعات لیتوسفر اقیانوسی که طی کوهزایی بر روی حاشیه قاره‌ها رانده شده‌اند، تعریف شده‌اند (Bird & Dewey ۱۹۷۱; Coleman ۱۹۷۱; Gass ۱۹۶۷). در یک توالی افیولیتی از پایین به بالا به ترتیب سنگهای زیر قرار دارد.

- ۱- مجموعه اولترامافیک تشکیل شده از پریدوتیت‌های دگرگون شده.
- ۲- مجموعه کومولا شامل: پریدوتیت، پیروکسنیت و گابروهای کومولایی و غالباً در قسمت‌های فوقانی به پلاژیوگرانیت ختم می‌شوند.
- ۳- مجموعه دایکهای صفحه‌ای بازیک دلریتی - دیابازی.
- ۴- مجموعه بازیک با فابریک بالشی که تشکیل یک پوش سنگ در بالای واحد افیولیتی را می‌دهند و با رسوبات پلاژیک و گاهی نهشته‌های فلزدار بصورت بین لایه‌ای نیز قرار می‌گیرند.
- ۵- بخش رسوبی فوقانی شامل شیل‌های سیلیس‌دار، چرت‌های رادیولردار و آهک پلاژیک و سنگ آهک‌ها همراه با عدسی‌پای چرت که گاهی حاوی فسیل می‌باشند.

۲-۲- پیکره‌های سنگی اصلی منطقه سبزوار

۲-۲-۱- مقدمه

نوار افیولیتی سبزوار که دارای درازایی بیش از ۲۰۰ کیلومتر و پهنایی حدود ۲۰ کیلومتر می‌باشد، یک فرازمین بلند با روند عمومی باختر شمال باختر- خاور جنوب خاور است که مناطق پست جنوبی دشت سبزوار را از مناطق شمالی دشت جوبین جدا می‌سازد و پیش‌تر توسط تکین (۱۹۷۲)، (۱۹۷۷، ۱۹۷۹) Lench & Davoudzadeh (۱۹۸۳)، F. Baroz et. al (۱۹۷۶)، علوی تهرانی (۱۹۷۶)، صدرالدینی (۱۹۷۴) و نقره ثیان (۱۹۸۲) بررسی شده است.

در ورقه سبزوار بخشی از این نوار افیولیتی، در شمال شهرستان سبزوار رخنمون دارد. سنگهای دگرگونه هم‌ارز دگرگونه‌های سلطان‌آباد، سری افیولیتی کرتاسه، سنگهای رسوبی همراه، سنگهای آتشفشانی - رسوبی ائوسن زیرین تا بالایی، سنگهای رسوبی میوسن و پلیوسن، نهشته‌های عهد حاضر (کواترنر)، و همچنین توده‌های نفوذی دیوریت گابرویی، مونزونیتی، گرانیتی و سنگهای نیمه ژرف داسیتی (اواخر مزوزوئیک و اوایل ترشیاری) رخنمون دارند

۲-۲-۲- پیکره‌های رسوبی

عمده‌ترین رسوبات همراه با مجموعه افیولیتی فوق را سنگهای آهکی پلاژیک بهمراه کمی رادیولاریت تشکیل داده‌اند. طبق مطالعات فسیل شناسی بر روی این نمونه‌ها سن رسوبات و سربهای ولکانیک همراه آن به زمان اواخر کرتاسه پسین تعلق دارند. رسوبات شیلی به رنگهای سبز و قرمز غالباً همراه با رسوبات فوق بوده، همچنین مقداری فلیش با سن نامعلوم سری افیولیت‌های ناحیه را همراهی می‌کنند.

۲-۲-۳- پیکره‌های آذرین

این مجموعه می‌تواند بصورت بخشی از سنگهای لیتوسفر اقیانوسی باشد که شامل قسمتهایی از گوشته بالایی به همراه پوسته اقیانوسی است. بخش افیولیتی منطقه که عمده‌ترین قسمت منطقه مورد مطالعه را پوشانده شامل سری کامل افیولیتی بشرح زیر می‌باشد:

- توده‌های عظیم هارزبورژیتی که جایگیری آن در این مجموعه بدون شک در اثر عوامل و نیروهای تکتونیکی بوده که ارتباطی با ماگمای بازیک نداشته و بصورت قطعات و توده‌های بزرگ جدا شده از گوشته اقیانوسی (oceanic mantle) عمل کرده است.

هارزبورژیت‌ها بصورت واحدهای بزرگی هستند که چندین کیلومتر مربع از منطقه را می‌پوشانند، آنها بیشتر بصورت قطعات کوچکتری در خطوط تکتونیکی مشاهده می‌شوند و نیز در تمام ملانژهای تکتونیکی گسترده شده‌اند. همه این سنگها کمابیش سرپانتینیزه شده‌اند. در منطقه دو نوع مختلف هارزبورژیت شناخته شده است.

اولین نوع شامل توده‌های همگن بزرگی هستند که کمی سرپانتینیزه شده‌اند و حالت دیگر آن بصورت نوارهای منظمی که به ابعاد دهها متر می‌رسد، دیده می‌شود، این نوار عموماً بیانگر نوعی لایه‌بندی آذرین می‌باشد. در هارزبورژیت عدسیه‌های دونیتی نیز در مکانهای مختلف مشاهده شده‌اند. دومین نوع هارزبورژیت که منطقه وسیعی را می‌پوشاند، بیشتر حالت خرد شده و سرپانتینیزه شده می‌باشد.

- ماگمای بازیک که موجب تشکیل سربهای الترابازیک - بازیک لایه لایه‌ای و گابروهای کومولیت شده و در غالب موارد ترتیب تدریجی کاملی از سربهای بازیک مانند فلدسپات لرزولیت‌ها تا گابروها و سربهای اسیدی از قبیل کوارتزدیوریت و گرانوفیرها را نشان می‌دهند. این سنگهای نفوذی که نتیجه تفریق یک ماگمای بازیک می‌باشد از نقطه نظر تفسیر و ارتباط با توده‌های هارزبورژیتی می‌توانند نتیجه ذوب بخشی (Partial melting) قسمتهای بالای مانتوی فوقانی باشد.

دیگر همراهان سنگهای آذرین وابسته به مجموعه افیولیتی عبارتند از سری دایکهای دیابازی که اغلب با ساختمان صفحه‌ای (Sheeted dykes) نمایان هستند.

میکروگابروها از جمله سنگهای رگه‌ای فراوان در منطقه بوده و همچنین گدازه‌های زیر دریایی که اغلب موارد با ساختمان بالشی تظاهر می‌کنند. ترکیب سنگ شناسی آنها لوکوبازالت، اسپیلیت و کراتوفیر می‌باشد.

۲-۲-۴- پیکره‌های دگرگونی

قسمتی از مجموعه افیولیتی را سنگهای دگرگونه تشکیل داده‌اند که عبارتند از: افیولیت‌های دگرسان شده (Metaophiolites) و دگرگونه‌هایی با خاستگاه دیگر. مطالعات زمین شناسی و پتروگرافی مشخص می‌نماید که این مجموعه دگرگونی بطور کلی از دو بخش عمده متمایز تشکیل شده است:

سری اول با درجات شدید دگرگونی از قبیل آمفیبولیت‌ها و گارنت آمفیبولیت‌ها که با احتمال قوی در ارتباط با قسمت‌های پایین و عمیق پوسته اقیانوسی بوده و ظهور آنها در این مجموعه میتوان نتیجه حرکات تکتونیکی پوسته جامد زمین دانست.

سری دوم شامل گدازه‌های بالشی دگرگون شده و سری شیبست‌های سبز و گلوکوفان شیبست‌ها می‌باشد که ارتباط نزدیک آن با کوهزایی و دگرگونی زمان آلی مشخص شده است. مطالعات سیستماتیک بر روی سری افیولیت‌های دگرگون شده، حاکی از آنست که ناحیه مذکور حداقل تحت تاثیر دو فاز عمده دگرگونی قرار داشته است. این پدیده نیز ما را به ساختن یک مدل تکتونیکی در منطقه وامیدارد که خلاصه آن بصورت زیر است (علوی تهرانی، ۱۹۷۷):

۱- در مرحله اول یا فاز کششی (Expansion phase) شرایط متامرفیسم درجا (استاتیک) برای سنگهای اقیانوسی (oceanic floor metamorphism) مساعد بوده و نتیجه آن، سرپانتینی شدن، رودنژیتی شدن و احتمالاً اسپیلیتی شدن در ناحیه می‌باشد.

۲- در مرحله بعدی یا فاز فشارشی (compressional phase) که مرتبط به فازهای مختلف کوهزایی آلی است، نتایج بصورت دگرگونی فشار بالا و حرارت متوسط عمل نموده و سری شیبست‌های آبی (Glaucophan schist) نیز از اثرات عمده این فاز مهم کوهزایی در منطقه می‌باشد.

۲-۳- پیکره‌های سنگی اصلی منطقه مورد مطالعه

افیولیت‌های منطقه (باغجر و سلیمانیه) تقریباً نمایانگر یک مجموعه افیولیتی کامل اما درهم و تکتونیزه می‌باشد که بنام آمیزه رنگین یا افیولیت ملانژ خوانده می‌شود (شکل ۲-۱).



شکل ۱-۲- نمایی از سکنس افیولیتی سبزوار (روستای سلیمانیه). Ro دایکهای رودنژیته شده

الف- واحدهای سنگی ردیف افیولیتی منطقه مورد مطالعه

- **واحد هارزبورژیت:** واحد فوق دارای گسترشی نسبتاً زیاد است. رنگ ظاهری سنگهای آن سبز تیره تا قهوه‌ای بوده و غنی از کانی ارتوپیروکسن با جلای ویژه (برونزیت) می‌باشد. سنگهای صخره‌ساز که بلندپای شرق سلیمانیه را می‌سازند. ترکیب کلی هارزبورژیتی دارند. که در بخش‌هایی سرپانتینیتی شده و گاهی نیز در اثر پدیده‌های تکتونیکی بعد از زایش کاملاً قطعه قطعه شده‌اند (در هر دو مقیاس ماکروسکوپی و میکروسکوپی). سنگهای هارزبورژیتی یاد شده در نتیجه رورانده شدن بخشی از گوشته بالایی روی پوسته قاره‌ای برونزد یافته و مناطق کوهستانی را پدید می‌آورند (شکل ۲-۲).

- **واحد سرپانتینیت:** این واحد گسترده افیولیتی، دارای رنگ نمادین سبز روشن تا سبز تیره و قهوه‌ای و سطوح براق و درخشنده است. ظهور این سنگها بیشتر در امتداد و طول گسلهای بزرگ می‌باشد و به همین دلیل در این منطقه گسل خورده، در جای جای ردیف افیولیتی دیده می‌شوند. سنگهای پریدوتیتی اعم از هارزبورژیت، دونیت، لرزولیت و غیره تحت تاثیر دگرسانی شیمیایی سرپانتینیتی شده‌اند و یا به سرپانتینیت تبدیل شده‌اند. دایکهای متعدد میکروگابرو- دیابازی قطع کننده این واحد است و در کناره‌های دایکها نیز رودنژیته شدن رخ داده است (شکل ۲-۲).

- **واحد گابروهای لایه‌ای:** سنگهای صخره‌ساز این واحد نیز بخشی از ردیف افیولیتی بوده و در دره سلیمانیه و چند نقطه دیگر با رنگ نمادین کرم و قهوه‌ای روشن، و با وجود لایه‌بندی بسیار مشخص که ناشی از تفکیک لایه‌های تیره غنی از کانی کلینوپیروکسن و لایه‌های روشن پلاژیوکلاز کلسیک برونزد دارد. معمولاً گابروهای لایه‌ای در زیر گابروهای یکنواخت دیده می‌شوند ولی در ورقه سبزوار بصورت تراشه‌هایی (slices) تحت تاثیر تکتونیک تراستی در واحد افیولیتی حضور پیدا کرده‌اند (علوی تهرانی، ۱۹۷۷).

- **واحد توده‌های گابرویی - دیوریت گابرویی:** توده‌های گابرویی، میکروگابرویی و دیوریت گابرویی متوسط بلور با رنگ نمادین خاکستری در دره سلیمانیه برونزد داشته و سنگهای ترادف افیولیتی را قطع کرده‌اند. این توده‌ها در برخی مناطق بر روی گابروهای لایه‌ای (دره سلیمانیه) و گاهی در داخل آمیزه‌های تکتونیکی نیز حضور دارند. سن این توده‌ها هم‌ارز کرتاسهٔ پسین (فاز لارامید) و شاید جوانتر ارزیابی می‌شود (علوی تهرانی، ۱۹۷۷).

- **واحد میکروگابرو- دیاباز:** گسترهٔ وسیعی از سنگهای میکروگابرو - دیابازی در شمال خاوری ورقه سبزوار، و در رخنمونهای کوچکتری در نقاط دیگر برونزد دارند. سنگهای مزبور با رنگ نمادین خاکستری، در مناطق خاوری، از دیدگاه ریختاری، کوهستانی کم‌فراز را با دره‌های نسبتاً پهن پدید آورده‌اند، لیکن در دیگر نقاط پیکره دایک‌هایی با روندهای گوناگون واحدهای هارزبورژیت و

سپرانتینیت را بریده است. دایکهای دیابازی تحت تاثیر فرایند رودنژیتی شدن به مجموعه‌ای از کانیه‌های دیوپسید، گارنت، پرهنیت، سیلیس تبدیل شده‌اند، در محل حضور این دایکها رگه و رگچه‌های فراوان پکتولیت و پرهنیت و هیدروسیلیکات کلسیم (زنوتلیت)^۱ دیده می‌شود.

جایگاه چینه‌شناسی این واحد در ردیف افیولیتی، بالاتر از کومولاهای گابرویی است، لیکن این دایکها می‌توانند تغذیه‌کننده یک افق بالاتر باشند. مور و واین^۲ (۱۹۷۰) پیدایش مجموعه دایکها را در اثر تزریق متوالی دایکها در امتداد زون‌های کشتی می‌داند و کلمن^۳ (۱۹۷۵) تشکیل آنها را در امتداد محور گسترش تیغه میان اقیانوسی در دریای سرخ گزارش کرده است.

سنگهای این واحد را می‌توان متادیاباز نامید، زیرا در اثر بازشدگی کف اقیانوس، نوعی دگرگونی گرمابی در آنها رخ داده‌است که موجب سوسوریتی و پرهنیتی شدن پلاژیوکلازها و اورالیتی شدن پیروکسن‌ها شده است. این دگرگونی در حد رخساره شیست سبز است.

– رودنژیت‌ها: این پدیده درون سنگهای اولترامافیک به فراوانی دیده می‌شود و اصولاً در جای‌جای اینگونه سنگها بویژه هر کجا که دایکهای دیابازی حضور دارند قابل مشاهده است. رودنژیت سنگی دانه‌ریز، بسیار سخت، تحت اشباع از سیلیس، غنی از کلسیم همراه با مقدار کمی منیزیم، و به رنگ سبز متمایل به زرد و سفید بوده و کانی ویژه آن هیدروگارت (هیشیت) می‌باشد. ضمناً آثاری از کربنات مس (مالاکیت)، سولفور مس و آهن (کالکوپیریت)، هیدرومنیزیت و اکسید آهن اغلب در حواشی سنگهای رودنژیتی دیده می‌شود.

– واحد سنگهای آتشفشانی: در شمال سلیمانیه گستره وسیعی از این واحد به رنگ عمومی سبز مایل به خاکستری همراه با لایه‌هایی از سنگهای آهکی صورتی رنگ و کرتاسه بالایی - پالئوسن بروزد دارد. سنگهای این واحد شامل گدازه‌های بالشی، هیالوکلاستیت‌ها، هیالوکلاستیت‌های دارای گدازه بالشی، برش‌های هیالوکلاستیتی و کمی توف برش و توف سبز است. قطعات کوچک و بزرگ بالش‌گونه و بلوکهای تشکیل دهنده برشهای مذکور فاقد دانه‌بندی تدریجی بوده و جورشدگی خیلی ضعیفی را نشان می‌دهند (علوی تهرانی، ۱۹۷۷).

ب- توده‌های نفوذی منطقه

در اواخر مزوزوئیک و اوایل ترشیاری به دلیل عملکرد فازهای ماگمایی (فازهای آلی) در منطقه سبزوار سنگهایی زیادی با ترکیب گرانیت، داسیت، دیوریت، گابرو، تونالیت، کوارتز دیوریت (گرانودیوریت) واحدهای سنگی را بریده‌اند. این سنگهای نفوذی نتیجه تفریق یک ماگمای بازیک می‌باشند (علوی تهرانی، ۱۹۷۷). توده‌های نفوذی گابرویی، گابرو-دیوریتی، دیوریتی در منطقه مورد مطالعه نیز مشاهده می‌شود که در صفحات قبل توضیح داده شد.

^۱ Xonotlite

^۲ Moor & Vine

^۳ Coleman

ج - مشاهدات صحرائی

رودنژیتها در این منطقه، عموماً دایکهای دیابازی - گابروئی تغذیه کننده (Feeder dykes) اطاق ماگمائی هستند که قبل از سرپانتینی شدن اولترامافیکها، آنها را قطع کردهاند و بعداً متاسوماتیسم کلسیم را متحمل شدهاند. دایکهای رودنژیتی عموماً در سرپانتینیتها برشی و با رنگهای روشن رخ می‌دهند. در مشاهدات صحرائی، مرز تدریجی بین گابروی میزبان و رودنژیت دیده می‌شود، ولی مجاورت رودنژیت و سرپانتینیتها اغلب واضح است (شکل الف، تابلو ۱-۲).

دایکهای رودنژیتی اغلب به شکل خطواره‌های گسسته (ساخت بودیناژ) و به ضخامت چند سانتی متر تا چند متر مشاهده می‌شوند (شکل ب، تابلو ۱-۲)، علاوه بر گابروها، آمفیبولیتها، دلریت (شکل د، تابلو ۱-۲) و در یک مورد بازالت‌های بلا فصل سرپانتینیتها نیز رودنژیتی شده‌اند.

- مشاهدات ماکروسکوپی کانیهای تشکیل دهنده رودنژیتها در روی زمین

پکتولیت، این کانی به شکل رگه‌های سفید رنگ، توده رودنژیتی را قطع می‌نماید و در بیشتر موارد سطوح جدا شده درزها را پوشانده است (شکل ج، تابلو ۱-۲). مطالعه دقیق این کانی تجمع (Aggregat) شعاعی و رشته‌ای ظریف یا موازی و فشرده را نشان می‌دهد که جلای شیشه‌ای تا ابریشمی دارند.

کانی زنوتلیت، با بلورهای سوزنی شکل در رگچه‌های موازی با دایکها بصورت نیمه شفاف با رنگ سفید گچی بصورت یک فاز فرعی به شکل رگه‌های خالص در کنتاکت با رودنژیت و سنگ میزبان سرپانتینیتی دیده می‌شود (شکل‌های ه، و، تابلو ۱-۲).

ورمیکولیت، (با فرمول $(Ca, Mg)_{0.5} (Mg, Fe^{+2}, Al)_{0.5} (Al, Si)_2 O_{10} (OH)_2 \cdot 8H_2O$) که یک بیوتیت دگرسان شده به حساب می‌آید، به رنگ قهوه‌ای با اگریگات ورقه‌ای از خانواده کانیهای رسی محسوب می‌شود و در یک جهت رخ بارزی نشان می‌دهد و در جهت همین رخ انعطاف پذیر است. این کانی در اثر سوزاندن منبسط شده و حالت آکاردئونی پیدا می‌کند. این کانی حاصل آلتراسیون بیوتیت، یا توسط واکنشهای هیدروترمال ایجاد می‌شود.

تابلو ۱-۲

- شکل الف - نمایی از دایکهای گابرویی بشدت رودنژیته شده در سنگ میزبان سرپانتینی (در این نمونه شاهد رودنژیته شدن بصورت استاتیکی هستیم).
- شکل ب - نمایش صحرایی از دایکهای رودنژیته بودینه شده در سنگ میزبان سرپانتینی در روستای سلیمانیه.
- شکل ج - - نمایی ماکروسکوپی از دایک دلریتی نسبتاً سالم در روستای سلیمانیه.
- شکل د - رگچه پکتولیتی در مقطع ماکروسکوپی، نمونه گابروی رودنژیته را قطع کرده.
- شکل ه - نمایی از دایک گابرویی رودنژیته شده و رگچه زنوتلیتی که در کنتاکت با دایک و سرپانتین و بموازات دایک دیده می شود (محدوده رگچه زنوتلیتی با خط چین مشخص شده است).
- شکل و - نمایی نزدیک از رگچه زنوتلیتی با بلورهای سوزنی سفید تا شیری رنگ.



شکل ب



شکل الف



شکل د



شکل ج



شکل و



شکل ه

تابلو ۱-۲

الف - نهشته‌های کرتاسه بالایی - پالئوسن:

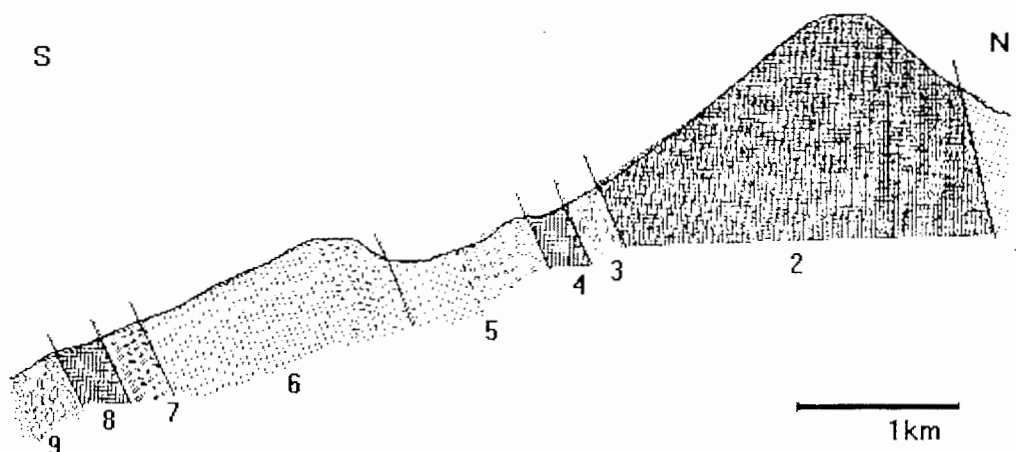
سنگهای صخره‌ساز این واحد که از نوع آهک نازک لایه میکرایتی کرم تا صورتی رنگ می‌باشد. در میان یا در روی گدازه‌های بازالتی زیردریایی رخنمون دارد و با روند کلی شمال باختر- جنوب خاور شمال دره سلیمانیه را می‌سازد. ترکیب سنگهای آهکی این واحد در تمام نقاط تقریباً یکسان است. لیکن برخی از لایه‌ها بطور محلی دارای چرت و رگه‌های کلسیتی است و گاهی نیز سنگهای مذکور متبلور و دگرگون شده‌اند. اغلب نمونه‌های واحد مذکور با توجه به نوع فسیل، زمان کرتاسه پسین (ماستریشین) و برخی نیز سن پالئوسن را نشان می‌دهند.

ب - نهشته‌های کواترنر:

نهشته‌های کواترنر در ورقه سیزوار از نقطه نظر زمان سنجی به دو بخش کواترنر پیشین (پلئیسٹوسن پیشین) و کواترنر پسین (پلئیسٹوسن پسین و هولوسن) قابل تفکیک است، لیکن مقایسه این دو واحد زمانی بیانگر تنوع و گسترش بیشتر نهشته‌های کواترنر پسین در ورقه مذکور است (علوی تهرانی، ۱۹۷۷).

- نهشته‌های پر کننده دره‌ها: این نهشته‌ها شامل مواد آبرفتی (بصورت گرد شده و تیز گوشه) و واریزه‌ای است که آمیزه‌ای از برونزدهای سرزمینهای بلند پیرامون است که در یک حوضه بسته کوچک و کشیده انباشته شده است. پر شدگی این حوضه‌ها متعلق به دوره دوم یخچالی وورم، هم‌ارز واحد C (ربین و پدramی) می‌باشد. ستبرای این واحد آبرفتی نیز حدود ۱۰ متر است (مجیدی، ۱۹۷۴).

آبرفتهای رودخانه‌ای: انباشته‌های ته‌نشست شده یا در حال ته‌نشست در بستر کنونی رودخانه‌های بزرگ منطقه است که بیشتر متشکل از شن، قلوه سنگ، ماسه و بندرت لایه‌های ماسه ای ریزدانه و سیلت می‌باشند، و بطور معمول در رودخانه‌های دائمی اشباع از آب هستند.



شکل ۲-۲. مقطع شماتیک طولی افیولیت سبزوار در دره سلیمانیه (نقره‌ئیان، ۱۹۸۲).

- ۱- ولکانوسدیمنتر.
- ۲- توده هارزبورژیت.
- ۳- تکتونوملانژ.
- ۴- هارزبورژیت سرپانتینی شده.
- ۵- تونالیت، دیوریت کوارتزار، دیوریت.
- ۶- گابروی کوارتزار، گابروی آمفیبول‌دار، گابروی نواری با ترکیب نوریتی.
- ۷- گابروی پگماتیتی.
- ۸- سرپانتینیت حاوی رودنژیت بودینه شده.
- ۹- تکتونوملانژ.

۴-۲- تکتونیک منطقه

از دید زمین‌شناسی ساختمانی، افیولیت‌های سبزوار از چندین ورقه راندگی از نوع صفحات فلسی (imbricate sheets) تشکیل شده‌اند (مجیدی، ۱۹۷۴). این گسل‌ها در واقع گسل‌های اصلی منطقه می‌باشند و حد بین واحدهای لیتولوژی را در اغلب موارد تشکیل می‌دهند. نوار افیولیتی مزبور، در این سیستم تکتونیکی در زمان کرتاسه پسین- پالئوسن تحت تاثیر نیروهای فشارشی همگرا قرار گرفته و بصورت یک فرازمین شکل گرفته است.

روند گسل‌های تراستی باختر شمال باختر- خاور جنوب خاور، و جهت راندگی‌ها عموماً به سوی جنوب جنوب باختری است.

زاویه شیب صفحات راندگی بدلیل حضور ساختمانهای دوبلکس در سنگهای افیولیتی و آهکهای پلاژیک متغیر بوده و از حدود ۱۵ تا ۳۰، ۳۰ تا ۵۰، ۶۰ تا ۸۰ درجه، و حتی نزدیک به قائم و برگشته اندازه‌گیری شده است (مجیدی، ۱۹۷۴).

با وجود نقش بارز و مؤثر پدیده فشارشی (Compressional) در تشکیل این نوار افیولیتی، برخی از سطوح گسلی مذکور دارای مؤلفه امتداد لغز نیز می‌باشند (Rico, ۱۹۹۸).

بعلت اثر حرکت گسلهای تراستی، سنگهای اولترامافیک هارزبورژیتی بصورت ورقه‌های نازک درآمده‌اند و مناطق sheared zone واضحی را با پهنای متفاوت ایجاد کرده‌اند (مجیدی، ۱۹۷۴).

سنگهای آتشفشانی - رسوبی ائوسن با یک قاعده پیش رونده کنگلومرایی آغاز می‌گردد، و با فوران نوع شکافی حجم گسترده‌ای از گدازه‌های آکالن و مواد آذرآواری با روند ساختاری باختر شمال باختر- خاور جنوب خاور تحت تاثیر نیروهای کششی بیرون می‌ریزد. در اثنای این زمان حرکات خشکی‌زایی قائم حوضه مزبور را تحت تاثیر قرار داده که گواه آن حضور سنگهای آتشفشانی محیط ساحلی تا خشکی است (علوی‌تهرانی، ۱۹۷۷).

در پایان ائوسن و آغاز الیگوسن یک سری حرکات زمین ساختی سبب توقف رسوبگذاری و ظهور ماگماتیسیم (تزریق توده‌های نفوذی مونزونیتی و گرانیته در سنگهای ائوسن و کهن‌تر) شده است که قابل مقایسه با فاز پیرنئن در اروپا می‌باشد و با آنچه سبب برپایی رشته کوههای البرز و بینالود شده هماهنگی دارد (علوی‌تهرانی، ۱۹۷۷).

در میوسن حوضه‌های رسوبی پراکنده‌ای پدید آمده و در آن سنگهای تخریبی کرم رنگ، در برگرنده کنگلومرا، ماسه سنگ و مارن نهشته شده است، ضمناً ادامه فازهای کوهزایی آلپی پسین موجب چین خوردگی ملایم نهشته‌های میوسن شده است (علوی‌تهرانی، ۱۹۷۷).

واحدهای سنگی پلیوسن با ترکیب کنگلومرایی و در برخی مکانها مارنی و کنگلومرایی بطور دگرشیب بر روی سنگهای میوسن قرار می‌گیرند، دگرشیبی بین واحدهای میوسن و پلیوسن احتمالاً در اثر رویداد زمین ساختی Attican حاصل شده است (علوی‌تهرانی، ۱۹۷۷).

از دیدگاه شکل‌گیری منطقه، بدلیل نبود سنگهای الیگوسن، فاز پیرنئن مهم تلقی می‌گردد. اما فازهای زمین ساختی جوانتر نیز تا به امروز فعال بوده و ریخت شناختی ناحیه را متحول نموده است.

- شکستگی‌ها و چین‌های وابسته به گسل‌ها:

مهمترین عناصر ساختمانی در این زون افیولیتی را گسله‌های نوع فشارشی با امتداد کلی باختر شمال باختر- خاور جنوب خاوری تشکیل می‌دهد، ولیکن گسله‌های نوع امتداد لغز با شیب تند تا نزدیک به قائم نیز در جهت عمود بر گسلهای راندگی بصورت محدودی دیده می‌شوند. ساختار زون افیولیتی سبزوار از طریق گسلهای راندگی قابل توضیح است (نقشه گسلهای منطقه در پیوست آورده شده است). گسلهای اصلی راندگی موجود در منطقه به ترتیب شامل (علوی‌تهرانی، ۱۹۷۷):

۱- گسله باعجر - قره قلی با شیپی حدود ۵۰ تا ۵۵ به سوی شمال در برگیرنده واحدهای سنگی سرپانتینیت، دیاباز، سنگ آهک ماستریشیتین و گنکلومرای پلیوسن بوده و بطرف شمال شاخه آن به ورقه سلطان آباد وارد می‌شود.

۲- گسله باعجر - سلیمانیه با شیپی حدود ۵۰ به سوی شمال باختر و شمال است. این گسله یکی از شاخه‌های اصلی گسله باعجر- قره قلی است که از دهنو مزرعه عبور می‌کند و در برگیرنده واحدهای آتشفشانی کرتاسه، دیاباز، سرپانتینیت، باریکه‌هایی از آهک کرتاسه بالایی، تکتونیک ملائز و سنگهای متمورف است. گسله مزبور در خاور عشرت آباد ناپدید می‌شود.

۳- گسله قز - سلیمانیه با شیپی در حدود ۴۵ تا ۵۰ درجه به سوی شمال، درمرز سنگهای اولترامافیک (هارزبورژیت، هارزبورژیت سرپانتینیزه، سرپانتینیت) با سنگهای آتشفشانی کرتاسه، دیابازها، آهکهای پلاژیک و گبرو ایزوتروپ برونزد دارد. در امتداد دیگر شاخه‌های فرعی گسله یاد شده و در داخل آهکهای پلاژیک شمال سنگ سفید حداقل سه نسل گسله تراستی با شیب‌های کم تا زیاد (Double structure) قابل مشاهده است (مجیدی، ۱۹۷۴).

چین‌های وابسته به گسل: در امتداد صفحات راندگی فوق، چین‌های فراوانی مشاهده می‌گردد. بسیاری از این چین‌ها وابسته به سیستم گسلش فشارشی هستند، ولیکن به علت کوچک بودن قابل نمایش نیستند. چین‌های مذکور اصولاً نامتقارن هستند و در بسیاری از موارد یک یال آنها توسط گسل بریده شده است. در منطقه شمال سلیمانیه چین‌هایی از این نوع را در سنگهای آهکی پلاژیک می‌توان مشاهده کرد.

۲-۵- منابع معدنی منطقه

از نظر اقتصادی در ناحیه سبزوار پوسته‌های قاره‌ای، اقیانوسی و کمربندهای آتشفشانی گسترش دارند، لذا با وجود تغییر شکل‌ها و رخدادهای تکتونو- ماگمایی گوناگون در ادوار مختلف زمانی، ترسیم یک مدل متالورژی واحد دشوار است.

بازشدگی باریکه اقیانوس نئوتتیس و یا کافت میان قاره‌ای سبزوار سبب شده است تا این زون ژئوتکتونیک دارای رخساردهای کانی ساز نوع بستر اقیانوسی باشد، که از آن میان می‌توان کانسارهایی از نوع کرومیت انبانی، ماسیف سولفاید، سولفید لایه‌ای، و منگنز را نام برد، ضمن اینکه کانی سازی نیکل، کبالت، مس، سرب، روی، نقره و احتمالاً طلا و پلاتین نیز در آنها قابل پی‌جویی است. در سری افیولیتی - آمیزه رنگی، کانسارهایی از منیزیت، آزبست، هونتیت (گل سفید یا هیدرومینزیت) و تالک را می‌توان پی‌جویی کرد.

توده‌های گابرویی و گابروهای لایه‌ای و مونزودیوریتی به دلیل عملکرد عوامل تکتونیک جهت سنگ ساختمانی قابل استفاده نمی‌باشند.

فصل سوم پتروگرافی

۳-۱- پتروگرافی و کانی‌شناسی رودنژیت در افیولیت‌های سبزوار

۳-۱-۱- مقدمه

بدنبال معرفی روابط صحرایی واحدهای سنگی، سنگ میزبان سرپانتینی و دایک‌های رودنژیته شده در فصل قبل، در این فصل به توصیف ویژگی‌های میکروسکوپی این واحدها خواهیم پرداخت. نظر به اهمیت مطالعات پتروگرافیک، از تمام بخش‌های دایک‌های تقریباً سالم و دایک‌های رودنژیته شده و سنگ میزبان سرپانتینی نمونه‌گیری و مقطع نازک تهیه گردید.

۳-۱-۲- طبقه‌بندی

در مطالعه واحدهای سنگی، بعد از مطالعات صحرایی اولین کار، طبقه‌بندی سنگهاست. این امر باعث سهولت شناسایی کانیهای خاص بر اساس ترکیب کانی شناسی فنوکریستهای آنها و ماتریکس سنگ می‌شود. رودنژیت سنگی حاصل از آلتراسیون است و کانیهای موجود در سنگ تحت تأثیر آلتراسیون قرار گرفته و بافت اولیه سنگ به سختی قابل تشخیص است. در منطقه مورد مطالعه باغجر و سلیمانیه، سنگهایی که متحمل فرآیند رودنژیته شدن قرار گرفته‌اند، بیشتر از جنس دایک‌های گابرویی، آمفیبولیتی، دلریتی و همچنین بازالتی هستند که به ترتیب به بررسی پتروگرافی هر کدام می‌پردازیم:

۳-۱-۳- پتروگرافی و کانی‌شناسی دایک‌های گابرویی و میکروگابرویی رودنژیته شده

بافت اولیه نمونه‌های رودنژیته با خاستگاه بازیگ در مطالعات میکروسکوپی در اغلب موارد قابل تشخیص نبوده و ترکیب کانی‌شناسی آنها شامل مجموعه‌ای از کانیهای ثانویه: کلریت، ترمولیت، اکتینولیت، اپیدوت، لوکوکسن، گارنت و همچنین تجمعات کانیهای کریپتوکریستالین و تا حدودی ایزوتروپ و قهوه‌ای رنگ، تجمعات باندی و یا رگه‌ای پرهنیت، سیلیس میکروکریستالین و آثاری از کانی اولیه کلینوپیروکسن بی‌شکل، پکتولیت و زئولیت می‌باشد (م. سبزه‌یی، ۲۰۰۲).

با مشاهده رگچه‌های پرهنیتی، پکتولیتی و...، همچنین مشاهده این کانیها بصورت جانشینی بر طبق نظریه سبزه‌یی (۲۰۰۲)، دایک‌های آلتره شده دو دسته رودنژیته شدن را متحمل شده است:

- ۱- رودنژیته شدن استاتیکی: که در این حالت پلاژیوکلاز بصورت درجا (جانشینی) به هیدروگرسولر تبدیل شده است و بافت اولیه سنگ حفظ شده است.
- ۲- رودنژیته شدن دینامیکی: که در این حالت رگچه‌های پرهنیتی و پکتولیتی را شامل می‌شود که تشکیل آنها تحت کنترل استرس بوده است.

میکروگابروها از سختی قابل ملاحظه‌ای برخوردار بوده و بصورت دانه‌ریز و تیره‌تر از دایک‌های گابروئی پگماتی‌تی در مجموعه افیولیتی دیده می‌شوند. اغلب این دایکها بصورت بودینه‌شده حضور دارند (شکل ج، تابلو ۱-۲، فصل دوم) و در بعضی مناطق و در اثر حرکات تکتونیکی شدید، درز و شکاف و رگچه‌های فراوان دارند که به وسیله کانیهای ثانویه بخصوص پرهنیت و پکتولیت پرشده‌اند (شکل د، تابلو ۱-۲، فصل دوم). کانیهای اصلی آنها پلاژیوکلاز بازیک بوده که به پرهنیت، هیدروگرسولر، اپیدوت تبدیل و یا سوسوریتی شده، کانی پیروکسن (از نوع دیوپسید یا اوژیت) که در اثر تجزیه به آمفیبول از نوع ترمولیت و اکتینولیت تبدیل شده و اصطلاحاً اورالیتی شده است، همچنین از کانیهای فرعی در نمونه‌ها می‌توان به اسفن، ایلمنیت، نوعی کانی رسی (ورمیکولیت) حاصل آلتراسیون بیوتیت و لوکوکسن اشاره کرد. در مجموع بافت این نوع سنگ میکروگرانولر است.

با توجه به ترکیب شیمیایی کانیهای فوق می‌توان دریافت که میزان کلسیم در این سنگها می‌بایستی زیاد باشد و رنگ روشن این سنگها در روی زمین بخاطر وجود کانیهای کلسیک فوق می‌باشد. امکان دارد که تمام کانیهای ذکر شده فوق در همه رودنژیت‌های مجموعه‌های افیولیتی تشکیل نشود و فقط پاراژنهای خاصی بوجود آید.

یکی از علائم رودنژیتی‌شدن وجود پرهنیت است که بصورت رگچه‌ای یا جانشینی در مقاطع، با رنگ اینترفرانس سری ۱ و ۲ (رنگ خاکستری)، خاموشی موجی یا بادبزی و یک جهت کلیواژ، فراوان دیده می‌شود (شکل الف، تابلو ۱-۳). مشاهدات میکروسکوپی بیانگر آن است که پرهنیت به عنوان کانی حدواسط بوده و در نهایت به هیدروگرسولر تبدیل می‌شود (واکنش شماره ۳-۸ و ۳-۹). بنابراین پرهنیت در دمای پائین جانشینی برای آنورتیت می‌باشد (Pichler ۱۹۹۵).

هیدروگرسولر (Hibschite) از شبه کانیهایی است که با فرمول شیمیایی $Ca_2Al_2Si_2O_{10}(OH)_2$ به‌وفور در رودنژیت‌های منطقه دیده می‌شود. این کانی در نورپلاریزه، XPL، کاملاً ایزوتروپ بوده و خصوصیات گارنت را دارد و در نورطبیعی PPL، نیز قهوه‌ای تیره بوده و از برجستگی زیادی برخوردار است. مشخصه متمایز این کانی نسبت به گارنت این است که بصورت بی‌شکل در متن سنگ پراکنده است و در نور عادی با پلی کروئیسم قهوه‌ای روشن تا تیره در نوسان است (شکل ب، تابلو ۱-۳). همچنین آنالیز XRD منجر به شناسایی کانی گروسولر شد (نمودار آن ضمیمه شده است، شکل ۳-۳) بافت این سنگها در صورتی که فرآیندهای دینامیکی بر آن اثر کرده باشد، پورفیروکلاستیک، یا پورفیروبلاستیک می‌باشد، ولی در حالت کلی بافت آنها گرانوبلاستیک می‌باشد، بافت‌های مذکور در نمونه‌های رودنژیتی‌شده افیولیت نائین نیز مشاهده شده است.

در سنگهای گابرویی که تحت تأثیر رودنژیتی‌شدن قرار گرفته، پلاژیوکلاز بطور مستقیم به هیدروگرسولر آتره شده (شکل ج، تابلو ۱-۳) (واکنش شماره ۳-۱۰)، پیروکسنها کلریتی شده (کلریت آهن و منیزیم‌دار، با رنگ اینترفرانس خاکستری-آبی)، گاهی پیروکسنها به آمفیبول و در نهایت به کلریت تبدیل شده و اگر گیت‌رشته‌ای واضحی نشان می‌دهند و به دلیل وجود کلیواژهای رومبوئندری در کلریت نشان می‌دهد که این کلریت در اصل آمفیبول با ساخت رشته‌ای بوده است. کلریت منیزیم‌دار

همراه اپیدوت در حاشیه کلینوپیروکسن و کلریت احتمالاً کروم‌دار در رمینه بین سایر کانیها تشکیل شده است (واکنش شماره ۳-۱۷).

گاهی پیروکسن کاملاً آتره نشده و بقایایی از آن داخل پرهنیتها بافت پوئی کیلوبلاستی نشان می‌دهد همچنین بصورت نوظهور نیز در سنگهای کاملاً رودنژیته شده، پیروکسن از نوع دیوپسید دیده می‌شود (شکل د، تابلو ۳-۱). در بعضی از مقاطع پیروکسن به کانی ترمولیت تجزیه شده و بصورت رشته‌ای درآمده و این تبدیل نشان می‌دهد که ترمولیت نیز در شرایط متاسوماتیسم ایجاد شده است، گاهی ترمولیت با پرهنیت و هیدروگرسولر یک پارائنز را تشکیل می‌دهد (واکنش شماره ۳-۱۲) (شکل ه، تابلو ۳-۱).

در رودنژیته‌ها، پیروکسها از دو نسل هستند:

۱- بصورت بلورهای اولیه از سنگ گابرویی (Protolith) که عموماً دانه درشت هستند و در حاشیه به آمفیبول و یا به هیدروگرسولر تجزیه شده، گاهی نیز پرهنیت و کلریت در حاشیه آن دیده می‌شود (شکل و، تابلو ۳-۱).

۲- بصورت رگچه‌ای و پراکنده با حاشیه مدور که از نسل دیوپسیدهای حاصل از رودنژیته شدن هستند (شکل ز، تابلو ۳-۱) این نوع پیروکسن در رودنژیته‌های کمر بند گرین استون ABITIBI نیز گزارش شده است (Schandle et al, ۱۹۸۹).

اسفن بصورت یک کانی فرعی در رودنژیته‌ها دیده می‌شود، این اسفن متاسوماتیکی به خرج پیروکسن تشکیل شده و در اطراف پیروکسن نوظهور، بافت حلقوی تشکیل داده و نشان می‌دهد که متاسوماتیسم کلسیم آخرین مرحله رودنژیته شدن است و فوگاسیته fCO_2 بالا رفته و اطراف پیروکسن را اسفن احاطه کرده است (واکنش شماره ۳-۱۳) (شکل ح، تابلو ۳-۱). در بعضی موارد اسفن تجزیه شده و حاشیه بی‌شکلی از اکسید آهن و تیتان آنها را فرا گرفته است که در نور پلاریزه این اسفن کاملاً تیره است و احتمالاً لوکوکسن تشکیل شده باشد. گاهی اسفن به خرج ایلمنیت تشکیل شده و نشان می‌دهد که TiO_2 موجود در سنگ زیاد بوده که در واکنش با کلسیم تبدیل به اسفن شده است (شکل الف و ب، تابلو ۳-۲).

گاهی در گابروی رودنژیته شده کانی روتیل با رنگ قهوه ای و شکستگیهای فراوان، دیده می‌شود (شکل ج، تابلو ۳-۲).

در بعضی از نمونه‌ها در اثر آتره شدن پلاژیوکلاز ابتدا پرهنیت و بعد از آن هیدروگرسولر تشکیل شده، زیرا در بسیاری از مقاطع بقایایی از پرهنیت داخل هیدروگرسولر وجود داشته و پرهنیت بصورت شناور در هیدروگرسولر دیده می‌شود.

اپیدوت بصورت زوئیزیت و کلینوزوئیزیت از سازنده‌های مهم رودنژیته‌ها هستند و فراوان دیده می‌شوند (شکل د، تابلو ۳-۲). که نشانه فوگاسیته بالای اکسیژن است. اپیدوت به دو صورت تشکیل شده است:

۱- اپیدوت بصورت اولیه بعد از پلاژیوکلاز یا بعد از پیروکسن تشکیل شده، گاهی نیز بصورت مستقل همراه کلریت، اسفن و کلسیت مشاهده می‌شود.

۲- اپیدوت بصورت جانشینی در مراحل اولیه متاسوماتیسم به خرج پلاژیوکلاز، با پیشرفت متاسوماتیسم کلسیم، پلاژیوکلاز به اپیدوت (زوئیزیت) و نهایتاً به هیدروگرسولر تبدیل می‌شود (واکنش شماره ۳-۶ و ۳-۷).

اپیدوت در شرایط اکسیدان و آبدار ایجاد می‌شود و گاهی با آمفیبول همراه است. گاهی اپیدوت بصورت اشکال آمیبی در رگچه‌های پکتولیتی دیده می‌شود و با رنگهای اینترفرانس سری سوم قابل تشخیص است (شکل ۵، تابلو ۳-۲). گاهی اپیدوت بصورت جانشینی فضاهای خالی در سنگ را پر کرده است و نشانه این است که سنگ اول برشی شده و فضای خالی برای حضور اپیدوت، یا پرهنیت و پکتولیت فراهم شده است.

در مشاهدات ماکروسکوپی دیده می‌شد که، پکتولیت^۱ یک کانی به شکل رگه‌های سفید رنگ توده رودنژیت را قطع می‌نماید (شکل د، تابلو ۲-۱، فصل دوم) و در بیشتر موارد سطوح جدا شده درزه‌ها را پوشانده است. پکتولیت برای اولین بار در افیولیت‌های اسفندقه (سبزه‌ای، ۱۹۷۴) نیز گزارش شده است. مطالعه دقیق این کانی تجمع شعاعی رشته‌ای ظریف یا موازی و فشرده را نشان می‌دهد که جلای شیشه‌ای تا ابریشمی در آن مشاهده می‌شود، پکتولیت (آنالیز میکروپروپ این کانی در جدول ۳-۱ آمده است)، با فرمول $Ca_2NaH(SiO_4)_2$ از خانواده شبه پیروکسناست.

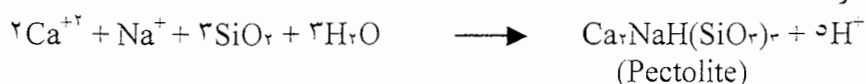
جدول ۳-۱ - آنالیز میکروپروپ کانی پکتولیت (افیولیت سبزوار).

Pectolite-8shb			
DataSet/Po	17 / 1 .	18 / 1 .	23 / 1 .
SiO2	53.092	52.652	51.982
Al2O3	0.706	0.613	0.481
Na2O	8.291	8.265	8.833
K2O	0.005	0.000	0.000
CaO	33.841	33.948	33.141
MgO	0.000	0.000	0.261
Cr2O3	0.006	0.005	0.042
MnO	0.000	0.015	0.000
FeO	0.014	0.010	0.323
NiO	0.000	0.035	0.000
TiO2	0.021	0.003	0.000
Total	95.976	95.545	95.062
Si	20.579	20.521	20.352
Al	0.322	0.282	0.222
Na	6.23	6.246	6.705
K	0.003	0	0
Ca	14.054	14.176	13.902
Mg	0	0	0.152
Cr	0.002	0.001	0.013
Mn	0	0.005	0
Fe	0.005	0.003	0.106
Ni	0	0.011	0
Ti	0.006	0.001	0
O	58.815	58.77	58.556
Total	100.015	100.015	100.008

^۱ Pectolite

پکتولیت بصورت رگه‌ای مجموعه رودنژیته‌ی شده را قطع می‌کند و بصورت جانشینی نیز دیده می‌شود (اشکال و، ز، ح، تابلو ۳-۲). این کانی در نور طبیعی بی‌رنگ و در نور پلاریزه بیرفرزانس نسبتاً قوی (رنگهای سری سوم) از خود نشان می‌دهد. در بعضی مواقع یک سری رخ (۱۰۰ و یا ۰۰۱) و در برخی موارد دو سری رخ بخوبی دیده می‌شود. ظاهراً این کانی با یک کانی ایزوتروپ با برجستگی بیشتر که در حقیقت شکل دروغین پکتولیت است در تعادل دیده می‌شود، تبدیل پکتولیت به استیونسیت^۲ $(\text{Mg-Si}_2\text{O}_7 \cdot (\text{OH})_2)$ ، در اثر واکنش با آب و بی‌کربنات منیزیم $(\text{MgH}_2(\text{CO}_3)_2)$ گزارش شده است (Deer et al. ۱۹۹۱)، کانی اخیر ایزوتروپ است و ظاهری بی‌شکل دارد (شکل الف، تابلو ۳-۳). شکل شعاعی تیغه‌های پکتولیت بخوبی حفظ شده و نشانه این تبدیل و واکنش است و این حالت یزوئیدومورفیسم می‌باشد. مشاهدات صحرایی هم‌آبی پره‌نیت و پکتولیت را به شکل پرشدگی شکستگی‌ها و تجمع بلورهای سفید رشته‌ای تا شعاعی نشان می‌دهد. اصولاً این دو کانی با پیدایش و ظاهری شبیه ژئولیتها از خانواده ژئولیت‌های دروغین (Fausses Zeolite) محسوب می‌شوند (Roubault ۱۹۸۲).

رودنژیته شدن یک فرآیند پلی‌ژنتیک یا چند منشأیی است و در نهایت با تثبیت یون سدیم بصورت کانی پکتولیت خاتمه می‌یابد (نقره ثیان و همکاران، ۱۳۷۹). واکنش تشکیل پکتولیت را می‌توان بصورت زیر نوشت:



در این واکنش، سدیم از فروپاشی پلاژیوکلاز حین پره‌نیتی - گارنتی شدن و سیلیس نیز از گارنتی شدن نهایی پلاژیوکلاز حاصل می‌شود.

از جمله بافتهای نادر مشاهده شده در نمونه‌های مورد مطالعه، بافت سیمپلکتیک می‌باشد (این بافت شامل هم‌رشدیهای نامنظمی از کانیهای دانه ریز هستند که سیمپلکتیت نامیده می‌شود) که ناشی از هم‌رشدی پکتولیت و هیدروگرسولر بوده و نشانگر آن است که هیدروگرسولر در زمینه پکتولیتی رشد کرده است (شکل ب و ج، تابلو ۳-۳).

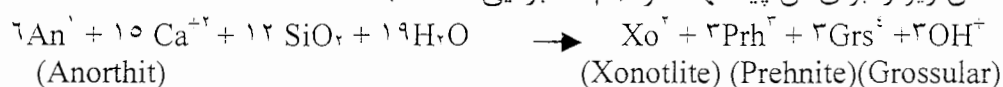
در بعضی نمونه‌ها رگچه‌های سرپانتینی از نوع کریزوتیل (بافت نردبانی) مشاهده شده که تحت تأثیر استرس تشکیل شده‌اند، این رگچه‌ها زمینه رودنژیته شده را قطع کرده و نشان می‌دهد این نمونه در کنتاکت سرپانتین و رودنژیت تشکیل شده است (شکل د، تابلو ۳-۳).

وقتی پلاژیوکلاز به گروسولر یا پره‌نیت و دیگر سیلیکاتهای کلسیم‌دار تبدیل می‌شود، حضور کانیهای سدیم‌دار منطقی به نظر می‌رسد (سبزه‌ی، ۲۰۰۲). مشاهده پلاژیوکلاز سالم با ماکل آلبیتی دلیلی بر آزاد شدن آلبیت از ساختار بلوری پلاژیوکلاز در طی فرآیند رودنژیته شدن است و می‌توان نتیجه گرفت که سدیم پلاژیوکلاز می‌تواند در داخل ساختار پکتولیت وارد شود و رگچه‌های پکتولیتی را تشکیل دهد یا از محل رودنژیته شدن برای تشکیل توده‌های آلبیتی مهاجرت کند.

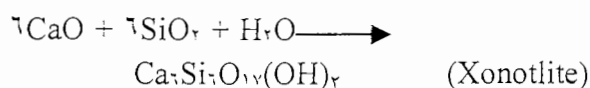
^۲ Stevensite

کانیهای میکایی مثل ورمیکولیت و بیوتیت نیز در مقاطع دیده می‌شود، ورمیکولیت حاصل دگرسانی کانی بیوتیت است، کانی بیوتیت در حاشیه به ورمیکولیت تبدیل شده است، گاهی نیز در حاشیه بیوتیت، کلریت حاصل از تجزیه بیوتیت دیده می‌شود (شکل ۵، و، تابلو ۳-۳).

در کنار دایکهای گابرویی رودنژیته شده، در محل کنتاکت دایک با سرپانتینیت میزبان رگچه‌هایی بصورت موازی با دایک از کانی زنوتلیت با فرمول $\text{Ca}_7\text{Si}_7\text{O}_{17}(\text{OH})_2$ تشکیل شده است. گاهی زنوتلیت بصورت رگچه‌های فیبری رودنژیته را قطع کرده است (شکل ۵، و، تابلو ۲-۱، فصل دوم). زنوتلیت بصورت یک فاز فرعی در کمپلکس دایک لویکوکرات رودنژیته شده که در پریدوتیت‌های سرپانتینی شده نفوذ کرده، ایجاد می‌شود این کانی بصورت بلورهای سوزنی شکل در رگچه‌های موازی با دایکها، بصورت دانه‌های ستونی در طول زون واکنشی بین سنگ میزبان سرپانتینی و دایکهای لویکوکرات و بصورت بلورهای سوزنی شکل جایگزین هیدروگرسولر در زمینه دایکها می‌شود زنوتلیت با آلبیت، پکتولیت و هیدروگرسولر همراه می‌باشد و همچنین به همراه پرهنیت و گرسولر ظاهر می‌شود و می‌توان واکنش زیر را برای آن پیشنهاد کرد (م. سبزه‌یی، ۲۰۰۲).



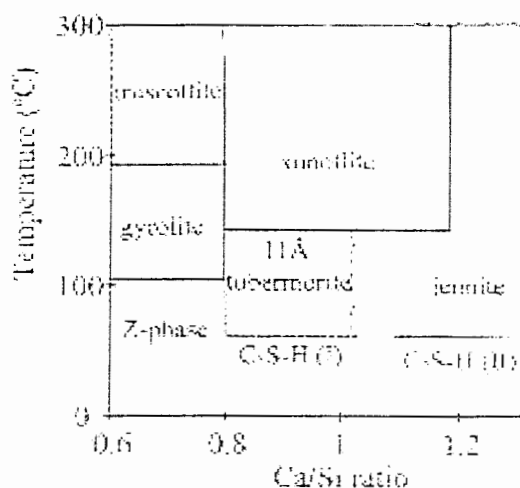
با توجه به مطالعات کانی شناسی بخصوص همیافتی کانیها و تشکیل زنوتلیت به تنهایی و مستقل در رگچه‌ها، به نظر می‌رسد که واکنش زیر صحیح‌تر باشد:



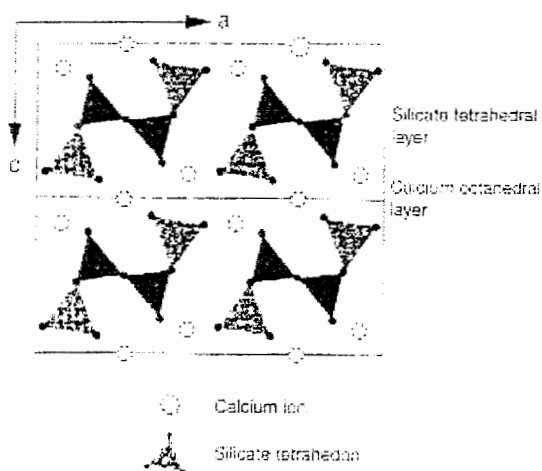
در این واکنش SiO_2 از رودنژیته شدن حجم عظیمی از دایکها حاصل شده است، CaO مورد نیاز نیز بالطبع در محیط رودنژیته شدن همیشه در دسترس است.

سیستم هیدروسیلیکات کلسیم شامل کمپلکس بزرگی با بیش از ۳۰ فاز پایدار گزارش شده که پایداری نسبی بعضی از این فازها در شکل ۳-۱، نشان داده شده است.

¹ Anorthits
² Xonotlite
³ Prehnite
⁴ Grossular



شکل ۱-۳. نمایش شماتیک دیاگرام پایداری هیدروسلیکات کلسیم تحت شرایط هیدروترمال (Hamid, ۱۹۸۱).



شکل ۲-۳. طرح ac از ساختار زئولیت (Mamedo and Belov ۱۹۵۵).

از کانیهای این خانواده میتوان به زئولیت، توپرموریت^۱، ژنیت^۲ و . . . اشاره کرد، در مقایسه با این کانیها زئولیت در درجه حرارت بالاتر و مقدار آلومینیوم کمتری نسبت به توپرموریت (با فرمول $\text{Ca}_0\text{Si}_2\text{O}_7 \cdot (\text{OH})_{2+4}(\text{H}_2\text{O})$) قرار دارد، از نظر ساختاری زئولیت شباهت زیادی با توپرموریت نشان می‌دهد، ساختار زئولیت شامل لایه‌های سیلیکات از زنجیرهای دابل تتراهدروسلیکات بطور موازی هم‌ردیف با محور b می‌باشد (Mamedo and Belov ۱۹۵۵) (شکل ۲-۳). معمولاً زئولیت به وسیله رودزیتی شدن دایکپای لویکوکرات در طی سرپانتینی شدن توده‌های الترامافیک در شرایط درجه حرارت پائین ۳۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد اتفاق می‌افتد و نیز مرتبط با لیزاردیت در سرپانتینیتهای احاطه کننده می‌باشد (J. Esteban et al ۲۰۰۳).

^۱ Tobermorite

^۲ Jennite

بلورهای سوزنی زئولیت بصورت نیمه شفاف با رنگ سفید گچی تا خاکستری مایل به آبی و صورتی کم رنگ، با رنگهای پریده، دو محوری مثبت(+) در میکروسکپ دیده می‌شود(شکل ز، ح، تابلو ۳-۳).
 آنالیز شیمیایی نمونه‌ای از رگچه خالص زئولیت از منطقه سلیمانیه به شرح زیر است(جدول ۲-۳):
 جدول ۲-۳- آنالیز شیمیایی از رگچه زئولیت در منطقه سلیمانیه (روش XRF).

Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	MgO	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	L.O.I
28-A	49.25	0.06	0.65	45.30	0.04	0.34	0.02	0.122	0.006	0.017	4.29
XX	43.71	0.27	0.16	52.55	0.023	0.12	0.034	0.00	0.031	0.00	3.00

Buchner and et. Al (۱۹۶۰) نشان دادند که ولاستونیت تحت شرایط هیدروترمال توسط دئیدراسیون زئولیت یا از یک ژل با ترکیب مناسب در دمای ۴۰۰ درجه سانتی گراد، فشار اتمسفر، و در ۴۳۰ درجه سانتی گراد، تحت افزایش فشار تشکیل می‌شود و این بخوبی با پایداری کانی‌های سرپانتینی در سنگ میزبان سرپانتینیتی احاطه کننده، مطابقت دارد.

زئولیت در طول زون واکنشی بین سنگ میزبان سرپانتینی و دایک لویکوکراتیک در طی آزادسازی Ca^{۲+} در اثر سرپانتینی شدن سنگ میزبان و SiO₂ آزاد شده در طی تشکیل پارائزهای رودنژیتی(از دایک رودنژیتی) تشکیل می‌شود.

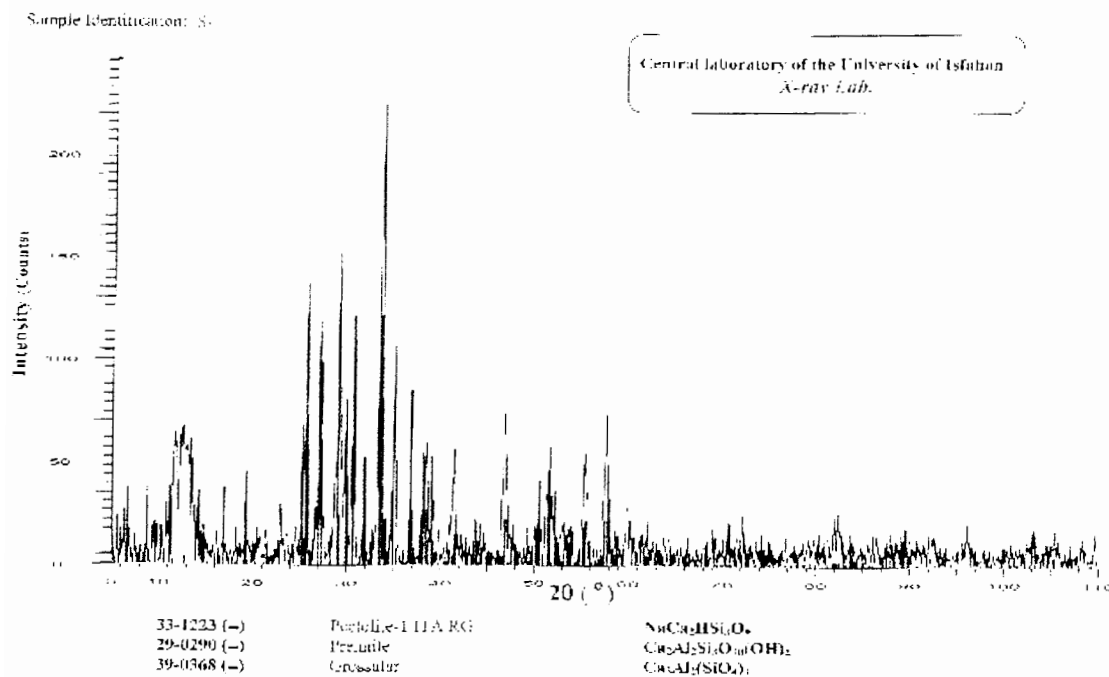
در این پژوهش نتایج تجزیه حرارتی (DTG) و تحلیل و بررسی رفتار گرمایی و آنالیز شیمیایی XRF و XRD (نمودار دیفراکتومتری - شکل ۳-۳)، منجر به شناسایی کانی پکتولیت و زئولیت، پرهنیت و ولاستونیت شد(نمودارها ضمیمه شده است، شکل ۳-۳ و ۴-۳).

آنچه از نتایج تجزیه حرارتی و رفتار گرمایی دو کانی پکتولیت و زئولیت استنباط می‌شود این است که: زئولیت در حرارت ۸۲۰ تا ۸۴۰ درجه سانتی گراد(شکل ۳-۴) و پکتولیت در حرارت ۷۸۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی گراد آب داخل شبکه بلوری خود را کاملاً از دست داده و ساختار بلوری آن متلاشی می‌شود(شکل ۳-۵).

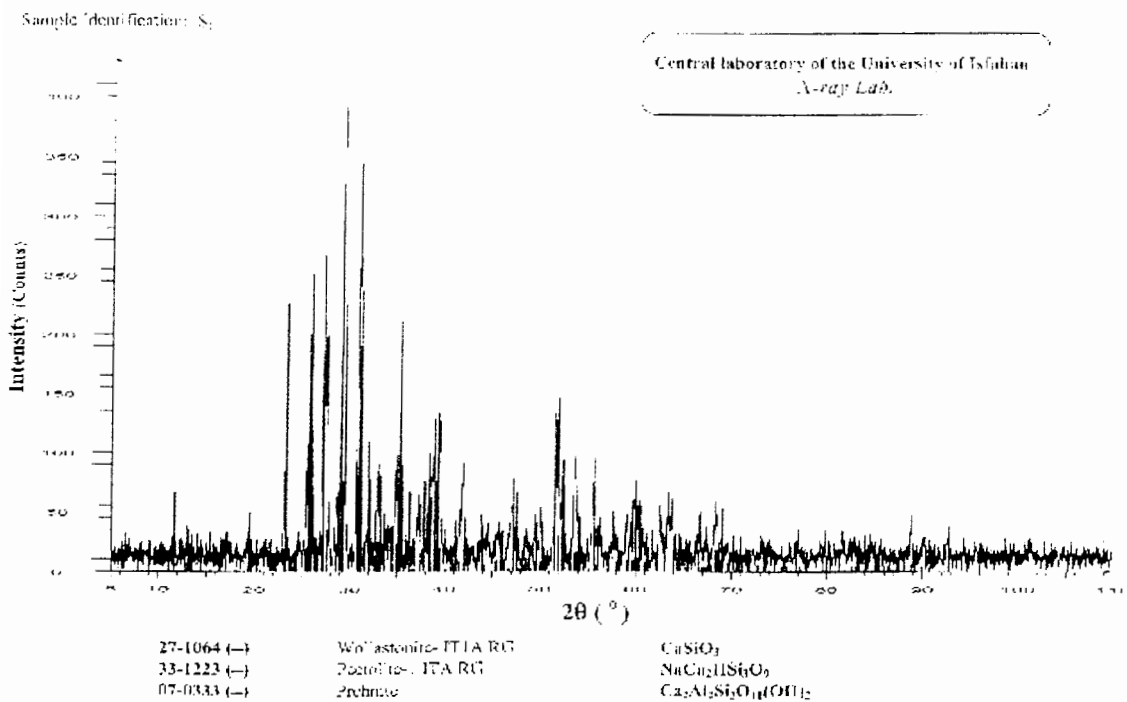
گاهی کوارتز بصورت تأخیری شکستگیها را پر کرده و در سنگ پدیده سیلیسی شدن دیده می‌شود. پدیده سیلیسی شدن در آخرین مرحله یا بعد از رودنژیتی شدن صورت گرفته و کوارتز، گارنت هیدروگروسولر را احاطه کرده است. این پدیده در سنگهای رودنژیتی غیرمعمول است و نشان می‌دهد که سیلیسی شدن بر سنگ تحمیل شده است.

درجات متفاوت متاسوماتیسم، ترکیب کانی‌شناسی، اندازه دانه‌ها و دگرشکلی از عوامل مؤثر در بافت رودنژیت‌های منطقه است. برای گابروها با حفظ‌شدگی بافت گرانولر اولیه می‌توان بافت گرانوبلاستیک(رودنژیتی شدن استاتیکی) را در نظر گرفت، بافتهای کاتاکلاستیک ناشی از رودنژیتی

شدن دینامیکی نیز در سنگها رایج است. از بافتهای فرعی دیگر در رودنژیتها، بافت پوئی کیلوبلاستی، بافت سیمپلکتیک¹ را می توان ذکر کرد.

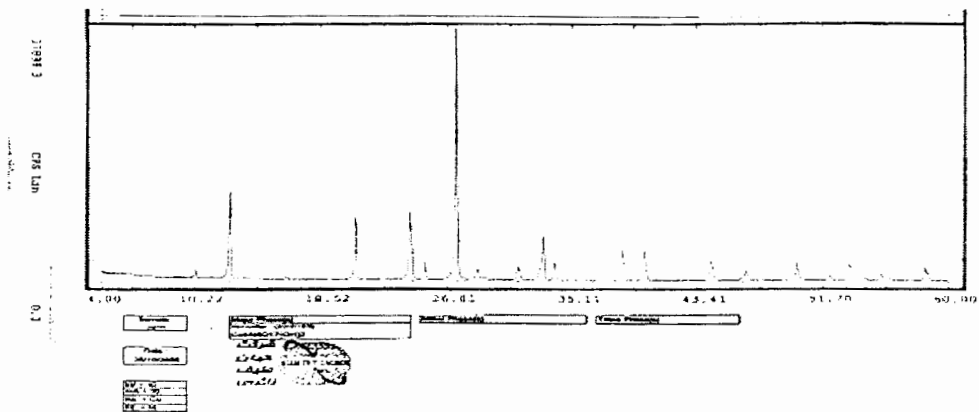


شکل ۳-۳- نمودار دیفراکتومتری اشعه ایکس کانی گروسولر، پکتولیت و پرهنیت.

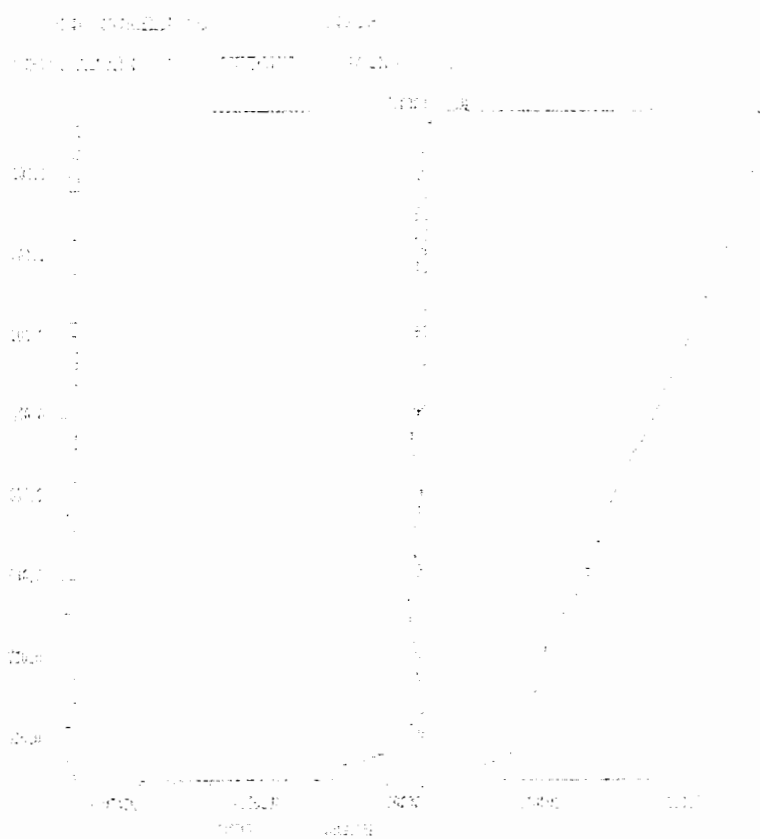


شکل ۴-۳- نمودار دیفراکتومتری اشعه ایکس کانی پرهنیت، پکتولیت و ولاستونیت.

¹ Symplectice Texture



شکل ۵-۳- نمودار دیفراکتومتری اشعه ایکس کانی زنوتلیت



شکل ۶-۳- نمودار آنالیز ترمیک (DTG) کانی زنوتلیت (نمونه منطقه)



شکل ۳-۷. نمودار آنالیز ترمیک (DTG) کانی پکتولیت (نمونه منطقه)

تابلو ۳-۱

شکل الف - مقطع میکروسکوپی از کانی پرهنیت که جانشین پلاژیوکلاز شده است.

شکل ب - گارنت (هیدروگرسولر) بصورت بی‌شکل در زمینه، حاصل از آلتراسیون پلاژیوکلاز در یک سنگ گابرویی.

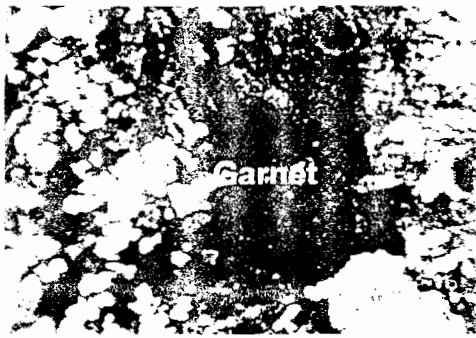
شکل ج - پلاژیوکلاز با ماکل آلبیتی که بطور مستقیم به هیدروگرسولر آلتره شده است و در اطراف آن کانی پرهنیت هم وجود دارد.

شکل د - پیروکسن نوظهور (دیوپسید) در یک نمونه میکروسکوپی کاملاً رودنژیته شده.

شکل د - پیروکسن به کانی ترمولیت تجزیه شده و بصورت رشته‌ای درآمده و این تبدیل نشان می‌دهد که ترمولیت نیز در شرایط متاسوماتیسم ایجاد شده است، گاهی ترمولیت با پرهنیت و هیدروگرسولر یک پاراژنز را تشکیل می‌دهد.

شکل و ، ز - واکنش تدریجی پیروکسن به هیدروگرسولر، پیروکسن در حاشیه به هیدروگرسولر تبدیل می‌شود (در نور پلاریزه و در نور طبیعی).

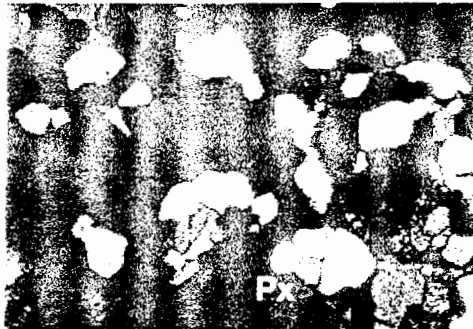
شکل ح - اسفن بصورت یک کانی فرعی در رودنژیته‌ها (اسفن متاسوماتیکی) به خرج پیروکسن تشکیل شده و در اطراف پیروکسن نوظهور، اسفن بافت حلقوی تشکیل داده است و کانی پیروکسن بصورت مدور دیده می‌شود.



Xpl 32 شکل ب



Xpl 32 شکل الف



Xpl 32 شکل د



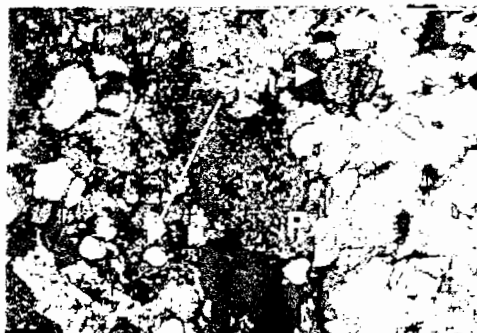
Xpl 32 شکل ج



Xpl 25 شکل و



Xpl 32 شکل ه



Xpl 100 شکل ح



ppl 25 شکل ز

تابلو ۱-۳

تابلو ۲-۳

شکل الف و ب - ایلمنیت با بافت اسکلتی که اسفن بصورت پوشش روی آن را گرفته، گاهی اسفن به خرج ایلمنیت تشکیل شده و نشان می‌دهد که TiO_2 موجود در سنگ زیاد بوده است (در نور پلاریزه و در نور طبیعی).

شکل ج - کانی روتیل با رنگ اینترفرانس قهوه‌ای در کنار پکتولیت در یک نمونه گابروی رودنژیتی شده.

شکل د - کانی اپیدوت در کنار رگچه پرهنییتی در یک نمونه رودنژیتی شده.

شکل ه - کانی اپیدوت با اشکال آمیبی در یک رگچه پکتولیتی که دایک رودنژیتی را قطع کرده است.

شکل و، ح - کانی پکتولیت بصورت بلورهای سوزنی شکل و رگچه پکتولیتی که زمینه رودنژیتی را قطع کرده است.



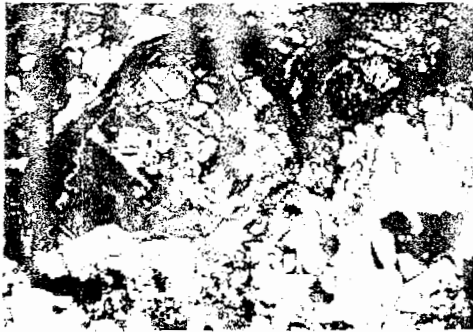
ppl 100

شکل ب



Xpl 100

شکل الف



Xpl 100

شکل د



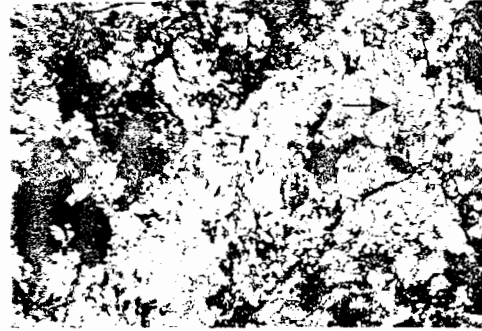
Xpl 100

شکل ج



Xpl 32

شکل و



Xpl 32

شکل ه



Xpl 32

شکل ح



Xpl 32

شکل ز

تابلو ۲-۳

تابلو ۳-۳

شکل الف - پکتولیت در تعادل با کانی ایزوتروپ استیونسیت با برجستگی بیشتر که در حقیقت شکل دروغین پکتولیت است دیده می‌شود، کانی اخیر ایزوتروپ است و ظاهر بی‌شکل دارد.

شکل ب و ج - بافت سیمپلکتیک ناشی از هم‌رشدی پکتولیت و هیدروگرسولر، که نشان می‌دهد هیدروگرسولر در زمینه پکتولیتی رشد کرده است.

شکل د - رگچه سرپانتینی در زمینه هیدروگرسولر.

شکل ه ، و - کانی بیوتیت که در حاشیه به ورمیکولیت (با رنگ قهوه‌ای، خاموشی مستقیم) در نور پلاریزه و نور طبیعی) و نیز کلریت تبدیل شده همراه با پکتولیت در دایک رودنژیته.

شکل ز ، ح - کانی رگچه‌ای زئولیت بصورت بلورهای منشوری و تیغه‌ای در نور پلاریزه و نور طبیعی (شکل ز، نور پلاریزه، شکل ح، نور عادی).



Xpl 32

شكل ب



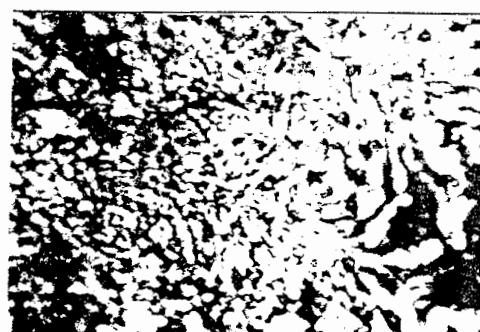
Xpl 32

شكل الف



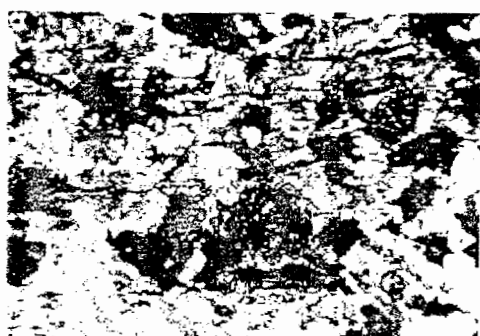
Xpl 32

شكل د



Xpl 32

شكل ج



Xpl 32

شكل و



Xpl 32

شكل هـ



ppl 32

شكل ح



Xpl 32

شكل ز

تابلو ۳-۳

۳-۱-۴- پتروگرافی و کانی‌شناسی سنگهای آمفیبولیتی رودنژیته شده

با توجه به مشاهدات میکروسکوپی و مطالعات انجام شده استنباط گردید که سنگ آمفیبولیت نیز می‌تواند در معرض رودنژیته شدن واقع شود. در مقاطع نمونه‌های آمفیبولیتی منطقه، آمفیبولها از نوع هورنبلند سبز می‌باشند. اغلب پلاژیوکلازهای موجود در این سنگها پرهنیتی شده و کدر رنگ هستند (شکل الف و ب، تابلو ۳-۴). هیدروگرسولر کمابیش در این سنگها دیده شده و این هیدروگرسولر به خرج پلاژیوکلاز تشکیل شده است (شکل ج، تابلو ۳-۴)، این کانی کاملاً ایزوتروپ است و رگچه پکتولیت نیز در کنار آن دیده می‌شود. این سنگها هم رودنژیته شدن دینامیکی و هم رودنژیته شدن استاتیکی را تحمل کرده است. در بعضی نمونه‌ها پیروکسن نیز به آمفیبول تبدیل شده است. اپیدوت نیز به خرج پلاژیوکلاز تشکیل شده و چون جهت‌گیری خاصی نشان نمی‌دهد پس هنگام رودنژیته شدن ایجاد شده است (شکل د، تابلو ۳-۴). رگچه‌های کلسیت هم فراوان دیده می‌شود. اسفن نیز در مقاطع بطور پراکنده دیده می‌شود، همچنین زوئیزیت که برجستگی بیشتری نسبت به کلریت دارد و اینترفرانس آبی دارد دیده می‌شود. اپیدوت و اسفن در آمفیبولیت رودنژیته شده به دلیل افزایش کلسیم در محیط تشکیل شده‌اند، پلاژیوکلاز هم بصورت کلسیتی شده و هم بصورت اپیدوتی شده (اپیدوت از نوع زوئیزیت و کلینوزوئیزیت) دیده می‌شود. اسفن‌های دانه درشت و اپیدوت و کلسیت شواهد رودنژیته شدن هستند و نشان دهنده هجوم زیاد سیالات کلسیم‌دار به سنگ هستند. گاهی اسفن در امتداد کلیواژهای آمفیبول (تبدیل آمفیبول به اسفن) تشکیل شده که احتمالاً در این تبدیل تیتان را از آمفیبول و کلسیم را نیز در اثر فرآیند رودنژیته شدن گرفته است.

۳-۱-۵- پتروگرافی و کانی‌شناسی دایک‌های دلریتی رودنژیته شده

در یک نمونه از دایک دلریتی سالم، رگچه کلریتی دیده می‌شود که یک فیلسیلیکات بحساب می‌آید و یک جهت کلیواژ ضعیف در آن دیده می‌شود و خاموشی مستقیم و رنگ اینترفرانس غیرعادی مشابه پنین نشان می‌دهد همچنین رگچه‌هایی با ماکل پروانه‌ای در امتداد شکستگی‌ها دیده می‌شود (شکل ه، تابلو ۳-۴). در این نمونه از دایک تقریباً سالم، پیروکسن نیز مشاهده می‌شود. یکسری رگه‌های اتساعی، تحت تأثیر تنش ایجاد شده، که در آن محلولهای هیدروترمال وارد شده و کلریتی شده است. در نمونه دایک دلریتی کاملاً آلتره شده، رگه‌های پرهنیتی سنگ را قطع کرده است (شکل و، تابلو ۳-۴)، بافت سنگ اینترگرنولر است و سنگ شدیداً تجزیه شده است. پیروکسنها به آمفیبول و یا کلریت تجزیه شده است. لکه‌های قهوه‌ای رنگی که بازمانده یک کانسار (مثل پیریت) یا بازمانده اکسید آهن است سنگ را آلوده کرده است. پیروکسن بصورت رگه‌ای هم در این نوع سنگ دیده می‌شود. این سنگ دو دسته رودنژیته شدن را تحمل کرده است:

رودنژیته شدن استاتیک که سبب تبدیل پلاژیوکلاز به هیدروگرسولر شده، رودنژیته شدن دینامیکی که باعث تشکیل رگچه‌های پرهنیت و پکتولیت شده و تحت کنترل استرس بوده است. در دایک رودنژیته شده هیدروگرسولر و هورنبلند زیاد دیده می‌شود.

۳-۱-۶- پتروگرافی و کانی شناسی بازالت رودنژیته شده

در نمونه‌های مورد مطالعه، چند نمونه بازالت اسپیلیتی (به دلیل مشاهده بافت بادامکی) که تحت تأثیر رودنژیته شدن قرار گرفته مشاهده شد. زمینه این سنگها میکرولیتی و فضای بین آنها از شیشه تشکیل شده و رگچه‌های پکتولیتی آن را قطع کرده است. کلریت با رنگهای غیرعادی جانشین الیوین شده است (شکل ز، تابلو ۳-۴). پرهنیت و پکتولیت بصورت رگچه‌ای و جانشینی نیز در آن مشاهده می‌شود (شکل ح، تابلو ۳-۴). این بازالت در مجاورت سرپانتینیت بوده و رودنژیته شده است. الیوین هم ایدنگزیتی شده و هم بولنژیته^۱ شده (بولنژیته نوعی کلریت همراه با اکسید آهن است) و همچنین الیوین کلریتی شده با مقطع شش گوش نیز دیده می‌شود.

مسئله قابل توجه دیگر در افیولیت سبزوار وجود رودنژیته و عدم وجود لیستونیت در منطقه می‌باشد که علت آن را در کم بودن میزان دی اکسید کربن سیالات هیدروترمال باید جستجو کرد، در صورتی که میزان دی اکسید کربن محیط فراوانتر بود به همراه رودنژیته در منطقه لیستونیت و منیزیت را (مانند افیولیت بیرجند و نائین) شاهد بودیم (بازوبندی، ۱۳۷۹).

^۱ Bowlingite

شکل الف وب - مقطع میکروسکوپی آمفیبولیت رودنژیته شده با حضور کانیه‌های پره‌نیت بصورت جانشینی و رگچه‌ای و کانی آمفیبول فراوان (در نور پلاریزه و نور طبیعی).

شکل ج - نمونه آمفیبولیت کاملاً رودنژیته شده با حضور کانیه‌های هیدروگروسولر ، پکتولیت ، کلریت .

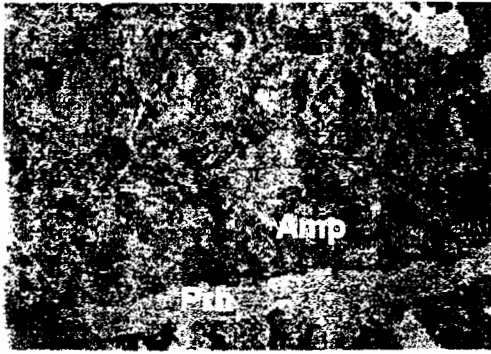
شکل د - پلاژیوکلاز هم بصورت کلسیتی شده و هم بصورت اپیدوتی شده (اپیدوت از نوع زوئیزیت و کلینوزوئیزیت) دیده می‌شود.

شکل ه - در یک نمونه از دایک دلریتی سالم یک رگچه کلریتی با خاموشی مستقیم و رنگ اینترفرانس غیرعادی مشابه پنین و با ماکل پروانه‌ای در امتداد شکستگی‌ها دیده می‌شود.

شکل و - رگه‌های پره‌نیتی سنگ دلریتی را قطع کرده است، بافت سنگ اینترگرنولر و سنگ شدیداً آتره شده است. پیروکسنها به آمفیبول و یا کلریت تجزیه شده‌اند.

شکل ز - نمونه‌ای از بازالت رودنژیته شده با بافت بادامکی و هیالوپورفیری، این بازالت در مجاورت سرپانتینیت بوده، الیوین هم ایدنگزیتی شده و هم بولنژیته شده (بولنژیته نوعی کلریت همراه با اکسید آهن است) به همراه رگچه‌های پکتولیت دیده می‌شود.

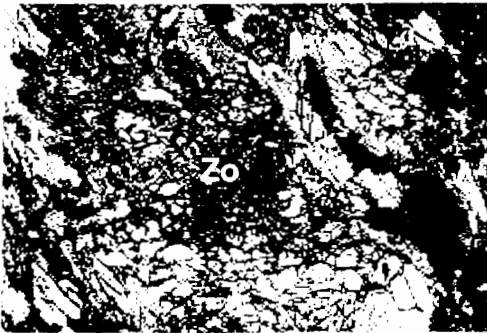
شکل ح - پره‌نیت بصورت جانشینی حفرات سنگ را پر کرده و پکتولیت بشکل رگچه‌ای زمینه سنگ با بافت بادامکی قطع کرده است.



شکل ب
ppl 32



شکل الف
Xpl 32



شکل د
Xpl 100



شکل ج
Xpl 32



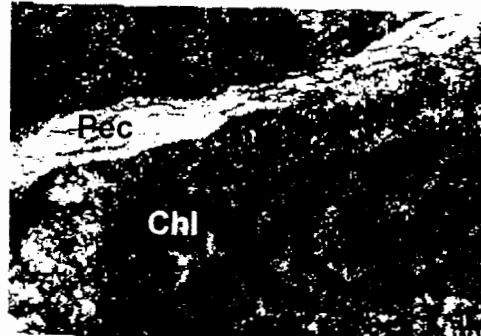
شکل و
Xpl 32



شکل ه
Xpl 40



شکل ح
Xpl 100



شکل ز
Xpl 100

تابلو ۳-۴

۲-۳- پتروگرافی و کانی شناسی سنگ میزبان

۳-۲-۱- مقدمه

همانطور که قبلاً توضیح داده شد رودنژیتی شدن حاصل واکنش متقابل بین دایکهای تغذیه کننده اتاق ماگمایی با توده‌های اولترامافیک سنگ میزبان است. رودنژیت سنگی است حاصل دگرسانی پیشرفته دایکها که بصورت عدسی و لایه‌های غیرممتد در داخل سنگهای اولترابازیک قرار گرفته‌اند. سرپانتینی شدن توده‌های اولترابازیک با آزاد شدن Ca از شبکه کانیهای آن همراه است، چون عنصر Ca نمی‌تواند وارد شبکه ساختاری سرپانتین شود لذا در سیال حاصل از سرپانتینی شدن متمرکز شده و در صورت پائین ماندن درصد مولی CO_2 و فراهم شدن شرایط مساعد، این عنصر همراه سایر سیالات به دایکهای دیابازی هجوم آورده و آنها را دگرسان می‌کند. به نظر کلمن (۱۹۷۷) هر جا که آبهای کلسیم‌دار به عنوان فرآورده‌های فرعی سرپانتینیزاسیون با سنگهای دارای سیلیس بیشتر (حدود ۴۵ درصد) مواجه شود، در اثر واکنش‌های انجام شده، جابجایی کانیهای کالک‌سیلیکاته صورت گرفته و دایکهای موجود در سنگ میزبان بدینصورت مورد هجوم قرار گرفته و رودنژیت پدید می‌آید. نسبت ایزوتوپهای پایدار نشان داد که آنتی‌گوریت در درجه حرارت بالاتری نسبت به کریزوتیل و لیزاردیت تشکیل می‌شود. محققین عقیده دارند که کانی کریزوتیل و لیزاردیت در حرارت بیش از ۳۵۰ پایدار نیستند، در حالیکه آنتی‌گوریت تا حرارت ۵۵۰ درجه نیز پایدار است (Yoder, ۱۹۶۷; Saito&Lishi, ۱۹۷۳; Fahey&Faust, ۱۹۶۱; Oneil, Barnes, ۱۹۶۹).

تغییر پریدوتیت به سرپانتینیت محدوده وسیعی از خصوصیات فیزیکی را نشان می‌دهد. پریدوتیتها چگالی ۳,۳ دارند در حالیکه چگالی سرپانتینیتها ۲,۵۵ است (کلمن، ۱۹۷۱). گسترش سرپانتینیتها در داخل افیولیتها را می‌توان به سه وضعیت مجزا تصور کرد:

۱- در داخل ناحیه اقیانوسی مخصوصاً در طول گسل ترانسفورم.

۲- در حین انتقال تکتونیکی در داخل حاشیه قاره‌ای.

۳- بصورت بخشی از متامورفیسم ناحیه‌ای.

منبع آب موجود در سرپانتینیتها را می‌توان به وسیله ایزوتوپهای پایدار ردیابی کرد و تعیین نمود که سرپانتینیزاسیون یک فرآیند متوالی است به شرطی که آب‌های متامورفیک، اقیانوسی و جوی موجود باشد

۳-۲-۲- پتروگرافی و کانی شناسی سرپانتینیت (سنگ میزبان رودنژیت)

در نمونه دستی به رنگ سبز روشن تا سبز تیره بوده و با توجه به مقاطع نازک تهیه شده کانیها عبارتند از: کانیهای سرپانتین، کانی اوپاک، کربنات و الیوین. کانی سرپانتین از نوع کریزوتیل و آنتی‌گوریت می‌باشد که بصورت رشته‌های پهن و با بافت شبکه‌ای خودنمایی می‌کند (شکل الف، تابلو ۳-۵). اکسید آهن به دو صورت، کانی اوپاک و اکسید آهن موجود در شکستگی‌ها و زمینه سنگ قابل رویت می‌باشد. کربنات نیز در برخی مقاطع فراوان است. فرآیند سرپانتینی شدن فرآیندی است که در آن سنگهای اولترامافیک منیزیم‌دار و آهن‌دار در شرایط خاص ضمن آگیری به کانی سرپانتین که یک

کانی سیلیکات منیزیم آبدار است، تبدیل می‌شود. از انواع سرپانتین موجود در منطقه مورد مطالعه کانی آنتی‌گوریت (سرپانتین ورقه‌ای) در درجه حرارت بالا و کریزوتیل (سرپانتین الیافی) در حرارت‌های پایین‌تر تشکیل می‌گردد. آنتی‌گوریت بیشتر در مناطق که متحمل دگرگونی ناحیه‌ای شده‌اند، دیده می‌شود و بیان‌کننده دماهای بالاتر از ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد و بطور دقیق‌تر ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد است.

همراهی تالک و سرپانتین در مقیاس صحرایی و مشاهده آنها با یکدیگر و همچنین وجود بستیت در مقاطع میکروسکوپی، خبر از تبدیل اورتوپیروکسن به سرپانتین می‌دهد (شکل ب، تابلو ۳-۵). علت وجود کربنات در مقاطع نازک سرپانتین‌ها را بایستی در عمل سرپانتینی شدن پیروکسن‌ها جستجو نمود. چون با این عمل مقداری کلسیم آزاد می‌گردد و چون کلسیم نمی‌تواند در ساختمان بلوری سرپانتین جایگزین شود، لذا در سیال حاصل سرپانتینی شدن تمرکز می‌یابد و در صورت وجود CO_2 با آن ترکیب شده و کانی کربنات را به وجود می‌آورند و در صورت پایین بودن درصد مولی CO_2 و فراهم بودن شرایط مساعد فرآیند رودنژیته شدن را ایجاد می‌نماید که این فرآیند را نیز در منطقه مورد مطالعه شاهد هستیم. بنابراین با توجه به تشکیل کربنات و رودنژیته چنین استنباط می‌گردد که میزان درصد مولی CO_2 در محیط پایین و فقط در حد تشکیل کربنات بوده است و به همین دلیل کانی‌های لیستونیت و هیدرومنیزیت در منطقه تشکیل نشده است.

در شکل ج، تابلو ۳-۵، نمونه هارزبورژیته دارای بافت تکتونیتی که تحت تأثیر سرپانتینیزاسیون قرار گرفته است و اورتوپیروکسن به مقدار زیاد بستیتی و الیون سرپانتینی و آهن ثانویه آزاد شده است و مقدار کلینوپیروکسن آن ۲٪ می‌باشد. سنگ مادر سرپانتین از نوع هارزبورژیته و سرپانتین از نوع کریزوتیل و آنتی‌گوریت است که در کنتاکت با دایک رودنژیته شده بوده، تیغه‌های کلینوپیروکسن بصورت اکسولوشن در داخل اورتوپیروکسن دیده می‌شود.

کلسیم موجود در کلینوپیروکسن، هارزبورژیته و الیون (با استناد به نتایج آنالیزهای نقره‌تیمان و دیگران) وارد سیال شده و پتانسیل شیمیایی زیاد می‌شود سیال حاوی کلسیم میل دارد به جایی برود که سیلیس بالایی دارند و در دایک‌های گابرویی و دلریتی این حالت وجود دارد و این کلسیم به دایک هجوم می‌برد و واکنش رودنژیته شدن اتفاق می‌افتد.

کلینوپیروکسن موجود در سرپانتینیت می‌تواند از نوع دیوپسید یا دیالاژ باشد. رگه‌هایی در نمونه (شکل د، ه، تابلو ۳-۵) دیده می‌شود که ظاهراً شبیه به گارنت ان‌ایزوتروپ است و حاشیه قهوه‌ای رنگ بسیار دانه‌ریزی دارند و بعید نیست که منشأ آنها محلول‌هایی باشند که از رودنژیته منشأ گرفته‌اند و سیال از رودنژیته خارج شده و سنگ میزبان سرپانتینی را قطع کرده است. در این سرپانتینیتها دانه‌هایی دیده می‌شود که ایزوتروپ است و شبیه گارنت می‌باشد و ممکن است که از محلول‌های حاصل از رودنژیته شدن در سرپانتینیتها تشکیل شده باشد.

گارنت‌های ان‌ایزوتروپ ماکلهای پیچیده یا ماکل پروانه‌ای دارند (شکل و، ز، تابلو ۳-۵) و چون این سنگ نزدیک دایک رودنژیته بوده می‌تواند از آن تأثیر پذیرفته باشد.

به دلیل ایجاد رودنژیتها در داخل الترامافیکهای سرپانتینی به احتمال زیاد رودنژیتی شدن و سرپانتینی شدن به طور همزمان اتفاق می‌افتد (Coleman ۱۹۷۷). شرایط حرارت و فشار تشکیلات متاسوماتیک را می‌توان براساس داده‌های پترولوژی تجربی ارزیابی کرد. باختر^۱ و همکاران (۱۹۶۹) نشان دادند که ولاستونیت تحت شرایط هیدروترمال توسط بی‌آب شدن زئولیت یا از ترکیب مناسب ژله‌ای در ۴۰۰ درجه سانتیگراد و فشار اتمسفر و در ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد تحت افزایش فشار تشکیل می‌شوند و این کاملاً با پایداری کانیهای سرپانتینی از سنگ میزبان سرپانتینیتی مطابقت دارد (Kennedy, Kithara ۱۹۶۷). غالباً فرآیندهای متاسوماتیک در شرایط فشار و حرارت رخساره شیست سبز ایجاد می‌شوند (Colman ۱۹۷۷).

^۱ Buchner

شکل الف - کانی سرپانتین از نوع کریزوتیل و آنتی گوریت می باشد که بصورت رشته های پهن و با بافت شبکه ای خودنمایی می کند.

شکل ب - همراهی تالک و سرپانتین و همچنین وجود بستیت در مقاطع میکروسکوپی که خود خبر از تبدیل ارتوپیروکسن به سرپانتین می دهد.

شکل ج - سنگ میزبان سرپانتینی، در کنتاکت با دایک رودنژیستی شده، تیغه های کلینوپیروکسن بصورت اکسولوشن در داخل ارتوپیروکسن دیده می شود.

شکل د و ه - کلینوپیروکسن موجود در سرپانتین می تواند از نوع دیوپسید یا دیالاژ باشد، در این سنگ، دانه های ریزی دیده می شود که ظاهراً مشابه گارنت ان ایزوتروپ است و حاشیه قهوه ای رنگ بسیار دانه ریزی دارند و بعید نیست که منشأ آنها محلولهایی باشند که از رودنژیست منشأ گرفته اند (در نود پلاریزه و نور طبیعی).

شکل و ، ز - گارنت های ان ایزوتروپ بصورت رگچه داخل سرپانتینیت که در وسط رگچه های حاوی گارنت، ماکلهای پیچیده یا ماکل پروانه ای دیده می شود. حضور گارنت را می توان چنین تفسیر کرد: چون سنگ سرپانتینیتی در مجاورت دایک رودنژیستی بوده می تواند از آن تأثیر پذیرفته باشد و محلولهای متعلق به سیستم رودنژیستزاسیون به سنگهای میزبان نیز مهاجرت کرده اند، این شاید شاهدی بر تأثیر پذیرفتن سنگ میزبان سرپانتینیتی است که پدیده ای غیر عادی است.



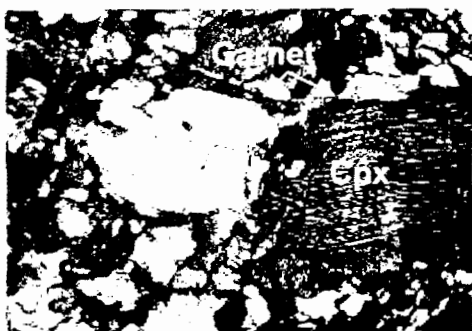
Xpl 100

شکل ب



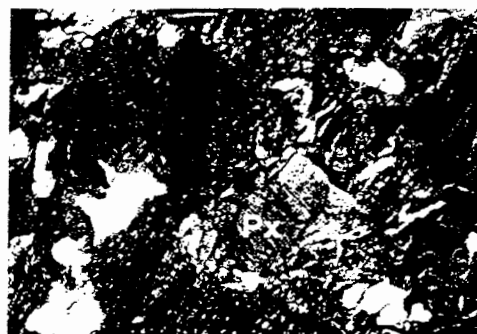
Xpl 40

شکل الف



Xpl 32

شکل د



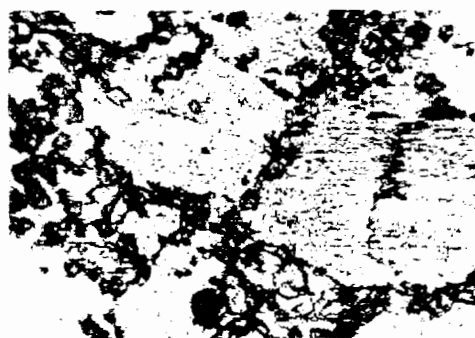
Xpl 32

شکل ج



Xpl 100

شکل و



ppl 32

شکل ه



Xpl 32

شکل ز

تابلو ۳-۵

۳-۳- واکنش‌های رودنژیته‌ی شدن

مطالعات کانی‌شناسی و بافتی رودنژیته‌ها، یک فرآیند متاسوماتیسم کلسیم را برای تغییر دایکهای بازیک گابرویی و دلریتی به رودنژیته نشان می‌دهد. اساس مکانیسم رودنژیته‌ی شدن به این صورت است که: سرپانتینی شدن الیوین و اورتوپیروکسن و کلینوپیروکسن در هارزبورژیته‌ها و لرزولیتها منجر به آزاد شدن یون کلسیم از ساختمان آنها می‌شود (کلمن، ۱۹۷۷). از آنجا که این کاتیونها جایگاهی در ساختمان بلوری سرپانتین ندارد، در سیال ناشی از سرپانتینی شدن متمرکز می‌شود. فوق اشباع شدن آن همراه با پائین ماندن X_{CO_2} و فراهم بودن شرایط مناسب (حضور سنگهای واکنش پذیر مثل گابروها) منجر به واکنش با سنگهای فوق و تشکیل کانیهای غنی از کلسیم خواهد شد. رودنژیته‌ی شدن طی سه مرحله رخ می‌دهد:

الف: رودنژیته‌های اپیدوت‌دار، ظهور کلینوزوئیزیت و اپیدوت نمایانگر اولین مراحل رودنژیته‌ی شدن است. ب: رودنژیته‌های گروسولر - پره‌نیت‌دار.

ج: رودنژیته‌های دیوپسیددار، تبلور مجدد دیوپسید با بافت دانه ریز از مشخصه پیشرفته‌ترین مرحله دگرسانی است. حرارت این مرحله ۲۷۰ تا ۳۳۰ درجه سانتی‌گراد در فشار ۱ تا ۳ کیلو بار است (Schandl et al, ۱۹۸۴).

بر اساس مطالعات پتروگرافی انجام شده، مجموعه‌های زیر در رودنژیته‌های افیولیت سبزوار قابل تشخیص است:

- هیدروگروسولر (گروسولر) + پره‌نیت + بقایای کلینوپیروکسن

- هیدروگروسولر + کلریت

- پره‌نیت + (ترمولیت - اکتینولیت) + کلریت منیزیم‌دار

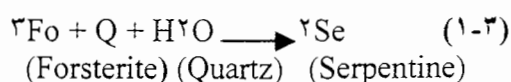
- اپیدوت + کلریت + پره‌نیت

- دیوپسید + (ترمولیت - اکتینولیت) + هیدروگروسولر

- پره‌نیت + هیدروگروسولر + پکتولیت + زئولیت + کلریت

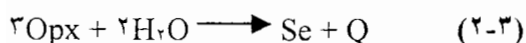
بر اساس مجموعه کانیهای مشاهده شده می‌توان واکنشهای زیر را در نظر گرفت (م. سبزه‌یی، ۲۰۰۲):

دیبر^۱ و همکاران (۱۹۸۲) پیشنهاد کردند، کانی فورستریت در پریدوتیت‌های اولترامافیک بیش از ۰.۴۲٪ CaO دارد که معادل ۱.۳۹٪ Ca_2SiO_5 است برای سرپانتینی شدن اولیوین می‌توانیم واکنش زیر را بنویسیم:



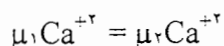
اورتوپیروکسن پریدوتیت، مطابق با نظریه دیبر^۱ و همکاران (۱۹۸۲)، بیش از ۲.۱۴٪ CaO که معادل ۴.۴۰٪ $CaSiO_3$ است و می‌توان واکنش زیر را نوشت:

^۱ Deer



(Orthopyroxene)

کلمن (۱۹۷۷)، توضیح داد که آب خارج شده از نواحی سرپانتینی شده غنی از $\text{Ca}(\text{OH})_2$ هستند و معمولاً مقدار PH بالایی دارند (در حدود ۱۱)، آب غنی در $(\text{OH})^{-1}$ ، Ca^{+2} با سنگ سرپانتینی در برگیرنده ناسازگار هستند و Ca^{+2} نمی‌تواند در ساختار بلوری کانیهای سرپانتینی بماند. در حقیقت، سیال غنی در Ca^{+2} تمایل زیادی به واکنش با کانی ماگمایی دایک بازی که توده‌های اولترامافیک را قطع کرده و یا توده‌های گابرویی که در اثر فرآیند تکتونیکی در مجاورت توده‌های اولترامافیک قرار گرفته‌اند، دارند. بر اساس نظریه سبزه‌یی (۲۰۰۲) اختلاف پتانسیل شیمیایی ($\mu_{\text{Ca}^{+2}}$) بین پریدوتیت سرپانتینی شده و دایک بازی ایجاد می‌شود و این اختلاف سطح به هر طریقی باید تراز شود. این کار انجام شده توسط واکنشهای اتفاق افتاده بین سیالات غنی از Ca^{+2} و سنگهای بازی که تا شرایط زیر تکمیل شود:

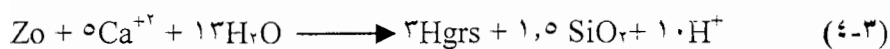
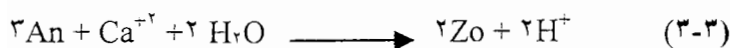


پتانسیل شیمیایی Ca^{+2} در سرپانتینیت = پتانسیل شیمیایی Ca^{+2} دایک بازی.

در این رویداد، انرژی آزاد سیستم می‌نیم شده و مجموعه کانیهای به خرج کانیهای ماگمایی ظاهر می‌شوند، ظهور مجموعه کانیهای جدید برترتیب واکنشهای جدید اشاره دارد. اساس واکنشهای رودنژیته شدن بر پایه مجموعه کانیهای حاصله در سنگ رودنژیته به قرار زیر است:

گابرو سنگ اصلی است که متحمل رودنژیته شدن می‌شود و کانیهای اصلی آن عبارتند از

کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز بازی و اولیوین است. کلمن (۱۹۷۷) دو واکنش از این نوع را بصورت زیر ذکر کرده است:



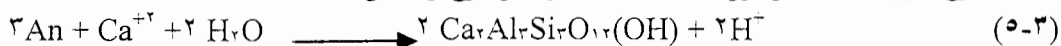
(Zoisite)

(Hydrogrossular)

بر اساس واکنشهای ثبت شده توسط سبزه‌یی (۲۰۰۲) برای رودنژیتهای ایران، در مورد رودنژیتهای مجموعه افیولیتی سبزوار نیز می‌توان نوشت:

مشاهده پلاژیوکلازها که سطح آنها اپیدوتی شده است، واکنش زیر را تداعی می‌کند (پلاژیوکلاز بازی

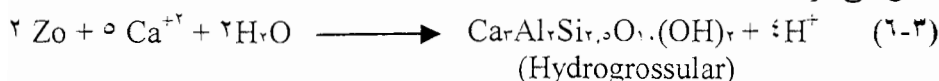
که عمدتاً از نوع آنورتیت تا لابرادوریت است متحمل این نوع واکنش است):



(Anorthite)

(Zoisite)

زوئیزیت را می‌توان یک فاز حدواسط در نظر گرفت که در نهایت با افزایش آب و کلسیم به هیدروگروسولر تبدیل می‌شود:



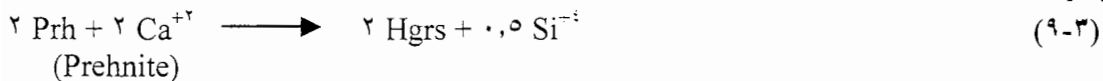
می‌توان واکنش زیر را در نظر گرفت چرا که در فرآیند رودنژیتی شدن، رودنژیتها از سیلیس فقیر می‌شوند:



از طرفی مشاهده می‌شود که پلاژیوکلازها مستقیماً به پره‌نیت تبدیل شده‌اند:



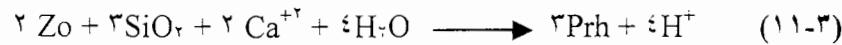
پره‌نیت نیز یک کانی حدواسط می‌باشد و با تشکیل هیدروگروسولر باز هم رودنژیت از سیلیس فقیر می‌شود:



شواهد میکروسکوپی نشان داد که در اکثر موارد مراحل حدواسط (زوئیزیت و پره‌نیت) تشکیل نمی‌شود و پلاژیوکلاز مستقیماً به هیدروگروسولر تبدیل شده‌است:

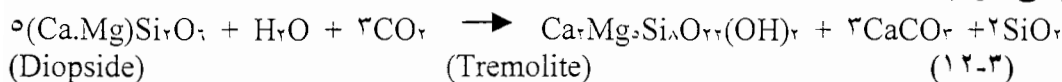


جانشینی اپیدوت (با افزایش کلسیم در محیط) توسط پره‌نیت نیز امکان پذیر است:



برای تشکیل آمفیبول (ترمولیت - اکتینولیت) جانشینی کلینوپیروکسنها در فوگاسیتة بالای CO₂ را

در نظر می‌گیریم:



در بعضی سنگها مقدار ریادی اسفن مشاهده می‌شود. احتمالاً TiO₂ آزاد شده از شبکه

مگنتیت و یا کلینوپیروکسنها در فوگاسیتة پائین CO₂ در واکنش زیر شرکت کرده است:

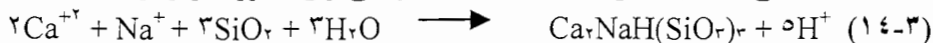


(Calcite)

(Sphene)

رودنژیتی شدن یک فرآیند پلی‌ژنتیک یا چند منشأیی است و در نهایت با تثبیت یون سدیم

بصورت کانی پکتولیت خاتمه می‌یابد. واکنش تشکیل پکتولیت را می‌توان بصورت زیر نوشت:



(Pectolite)

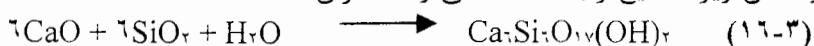
سدیم از فروپاشی پلاژیوکلاز حین پره‌نیتی - گارنتی شدن و سیلیس نیز از گارنتی شدن نهایی پلاژیوکلاز حاصل می‌شود.

زنوتلیت با آلبیت، پکتولیت و هیدروگروسولر همراه می‌باشد و همچنین به همراه پره‌نیت و گرسولر ظاهر می‌شود. مطالعات تجربی داده‌های ایزوتوپی پایدار بر روی کانیه‌های مرتبط با زنوتلیت‌ها، نشان می‌دهد که زنوتلیت از واکنش بین آبهای Ca⁺²-OH⁻ و آلبیت تشکیل شده است (Wenner, 1979) و می‌توان واکنش زیر را برای آن پیشنهاد کرد (م. سبزه‌ی، 2002).



(Xonotlite)

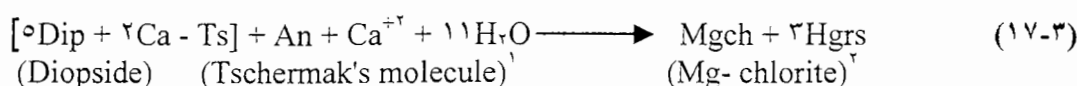
با توجه به مطالعات کانی شناسی بخصوص همیافتی کانیها و تشکیل زنونلایت به تنهایی و مستقل در رگچه‌ها، به نظر می‌رسد که واکنش زیر صحیح‌تر باشد (مصلحی و همکاران، ۱۳۸۳):



(Xonotlite)

در این واکنش SiO_2 از رودنژیته شدن حجم عظیمی از دایکها حاصل شده است، CaO مورد نیاز نیز بالطبع در محیط رودنژیته شدن همیشه در دسترس است. داده‌های D/H و δO^{18} برای کانی زنونلایت و پکتولیت آبهای جوی (آبهای متئوریتی) با درجه حرارت پائین را تعیین می‌کند، در صورتیکه داده‌های ایزوتوپی هیدروژن، منشأ آب برای اغلب کانیهای رودنژیته (غیر از پکتولیت و زنونلایت) و سنگ کل را آبهای غیر جوی تشخیص می‌دهد (Wenner, ۱۹۷۹).

در بسیاری از نمونه‌ها ما شاهد حضور هیدروگروسولر و کلریت منیزیم‌دار هستیم که به خرج پلاژیوکلاز غنی از آنورتیت و کلینوپیروکسن ماگمایی تشکیل شده و واکنش آن بصورت زیر است:



روابط متقابل کانیایی در رودنژیتهای منطقه مورد مطالعه را می‌توان بصورت جدول زیر نشان داد (جدول ۳-۳). همانطور که در جدول زیر مشاهده می‌شود، در یک سنگ گابرویی تیبیک کانیهای پیروکسن و پلاژیوکلاز، کانیهای اصلی هستند، همچنین کانی آمفیبول نیز در این سنگها به فراوانی یافت می‌شود و در مرحله دوم تشکیل قرار گرفته است (به دلیل وجود یون هیدروکسیل در این کانی). در اثر هیدراته شدن و رودنژیته شدن و بر اساس آنچه که در نمونه‌های منطقه شاهد آن بودیم، در ابتدا پرهنیت در اثر تجزیه پلاژیوکلاز تشکیل شده و در نهایت پرهنیت به هیدروگروسولر تبدیل شده است. البته در بعضی از نمونه‌ها پلاژیوکلاز بطور مستقیم به هیدروگروسولر تبدیل شده است. کلریت نیز ممکن است از تجزیه پلاژیوکلاز و پیروکسن به مقدار زیاد در حین فرآیند رودنژیته شدن گابروها مشاهده شود. پکتولیت، حاصل از تأثیر آبهای جوی سدیم‌دار بر سنگ رودنژیته است که در درزه‌ها و شکستگی‌ها (برشی شدن در اثر عوامل تکتونیک) در آخرین مرحله رودنژیته شدن تشکیل شده است. در نهایت پدیده سیلیسی شدن را در سنگهای رودنژیته شده شاهد هستیم که این پدیده همراه با متاسوماتیسم بر سنگ تحمیل شده است.

¹ $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$

² $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$

جدول ۳-۳- روابط متقابل کانیاپی در رودنژیتهای منطقه مورد مطالعه (افیولیت سبزوار)

نام کان	رودنژیتهای شدن استاتیک و هیدراته شدن گابروها		برشی شدن	رودنژیتهای شدن سیلیسی شدن دینامیک	
پیروکسن	-----		برشی شدن		
پلاژیوکلاز	-----				
آمفیبول	---	-----			
پرهنیت		-----		-----	
هیدروگروسولر		-----			
کلریت		-----			
پکتولیت				-----	
کوارتز (سیلیس)					-----
زنوتلیت				-----	
دیوپسید حاصل از رودنژیتهای شدن		-----			

فصل چہارم ژئوشیمی

۴-۱- مقدمه

امروزه بررسی دقیق و همه جانبه سنگهای آذرین بدون انجام مطالعات ژئوشیمیایی غیر ممکن است. در این میان سنگهای رودنژیتی بدلیل اینکه حاصل آلتراسیون سنگهای بازیک هستند حالت خاص دارند، بعد از اعمال تصحیح بر روی نتایج تجزیه شیمیایی سنگها، این داده ها قابل پردازش و بررسی می گردند. از این داده ها می توان به روشهای مختلف و برای مقاصد گوناگون سود جست. در این جا بیشتر هدف مقایسه ای بین نمونه های منطقه مورد مطالعه با دیگر مناطق مشابه در جهان، بررسی روندهای وابستگی یا عدم وابستگی سنگها به یکدیگر و همچنین مطالعه تغییرات کانی شناسی قبل و بعد از دگرسانی است.

به همین منظور برای مطالعه این دسته از سنگها بعد از مطالعات پتروگرافی تعداد ۳ نمونه برای تجزیه شیمیایی سنگ کل و ۳ نمونه برای تجزیه شیمیایی کانی استفاده گردید. همچنین بدلیل محدودیت در تعداد تجزیه شیمیایی سنگ کل از نمونه های آنالیز شده منطقه مورد مطالعه (افیولیت سبزوار) توسط نقره ثیان (۱۹۸۲) و علوی تهرانی (۱۹۷۶) استفاده گردید و نیز سه نمونه برای تعیین نوع کانیها، برای آنالیز مایکروپروپ در کشور فرانسه، دانشگاه Montpellier، توسط دکتر مهدیزاده ارسال گردید. محل دقیق این نمونه ها به کمک GPS تعیین و در جدول ۴-۱ به نمایش در آمده است. نتایج آنالیز شیمیایی نمونه ها نیز در جدول ۴-۲ دیده می شود.

جدول ۴-۱- مختصات دقیق موقعیت نمونه‌های برداشت شده توسط GPS

نام نمونه	محل برداشت نمونه	موقعیت نمونه
۱ShB	شمال روستای باعجر	N, ۳۶.۱۹.۸, ۸ E, ۵۷.۵۶.۶
۳B	روستای باعجر	N, ۳۶.۱۷.۴۳, ۶ E, ۵۷.۵۰.۴۷, ۲
۵B	روستای باعجر	N, ۳۶.۱۷.۴۵ E, ۵۷.۵۰.۴۳
۱-S	روستای سلیمانیه	N, ۳۶.۲۰.۶, ۴ E, ۵۷.۴۵.۵۸, ۷
۵-S	روستای سلیمانیه	N, ۳۶.۲۰.۶, ۶ E, ۵۷.۴۵.۵۹, ۳
۲۸-aS	روستای سلیمانیه	N, ۳۶.۲۰.۴, ۵ E, ۵۷.۴۶.۴۵, ۴
۱۱-Pec-So	روستای سلیمانیه	N, ۳۶.۲۰.۶, ۵ E, ۵۷.۴۶.۴۸, ۲
۸S	روستای سلیمانیه	N, ۳۶.۱۹.۳۱, ۳ E, ۵۷.۴۷.۷, ۸

از بین این نمونه‌ها، نمونه‌های ۳B, ۵B, ۲۸-As, ۱۱-Pec-So برای تجزیه شیمیایی انتخاب شدند.

۴-۲- آماده سازی و تصحیح داده‌های تجزیه شیمیایی

برای بحث و بررسی در مورد روابط ژئوشیمیایی سنگها، که بر پایه نتایج تجزیه شیمیایی آنها استوار است، ابتدا باید به فرایندهایی که ممکن است نتایج تجزیه شیمیایی سنگها را تحت تاثیر قرار دهند توجه داشته باشیم. مهمترین این فرایندها شامل موارد زیر هستند (رولینسون^۱، ۱۹۹۲):

- آلیش

آلیش در طول آماده سازی نمونه، یک منبع مهم خطا در تجزیه ژئوشیمی است. به احتمال زیاد این اتفاق در طول خردکردن و پودرکردن نمونه رخ می‌دهد. آلیش ممکن است از نمونه‌هایی که قبلاً آماده شده‌اند و یا ناشی از خود دستگاه آسیاب باشد. آلیش با بقایای ناشی از نمونه‌های قبلی را می‌توان با تمیزکردن دستگاه، برطرف کرد. آلیش نوع دوم را نیز می‌توان با انتخاب آسیاب ساخته شده از آلیاژ مناسب کنترل کرد. برای تجزیه‌هایی با بیشترین دقت، آسیاب باید از نوع آگات باشد. کاربرد تنگستن، یک ماده پودر کننده رایج هم در هاون خردکننده و هم در آسیاب حلقه‌ای بوده و آلودگی قابل ملاحظه^۲ Sc, Ta, Co, W و مقدار جزئی Nb را سبب می‌شود (نیسبت^۳ و همکاران، ۱۹۷۹؛ هیکسون^۴ و جوراس^۵، ۱۹۸۶؛ نورمن^۶ و همکاران، ۱۹۸۹؛ جچوم^۷ و همکاران، ۱۹۹۰ در آسیابانها، ۱۳۷۰). علاوه بر این، خطوط طیفی W روی خطوط عناصر دیگر می افتد و سبب افزایش

^۱ Rollinson

^۲ Nesbitt

^۳ Hickson

^۴ Juras

^۵ Norman

^۶ Jokhum

ظاهری غلظت می‌شود مگر اینکه تشخیص داده شود. فولاد کروم، مقادیر قابل ملاحظه‌ای Cr, Fe مقادیر متوسطی Mn و مقدار جزئی Dy و فولاد با کربن بالا، مقادیر بالای Fe, Cr, Cu, Mn, Zn و مقدار جزئی Ni وارد نمونه می‌کند (هیگسون و چچوم، ۱۹۸۶).

منابع دیگر آلیش، در طبیعت قرار دارند. ایجاد پوشش نازکی از رسوبات حاصل از محلول‌های آبی زیرزمینی یا آب دریا بر روی نمونه‌ها از این موارد است. این مورد بوسیله شستشوی تکه‌های سنگ قبل از خرد کردن برطرف می‌شود.

آلیش بوسیله معرف‌های ناخالصی که در طول انحلال و آماده سازی نمونه، استفاده می‌شوند نیز حتی با وجود استفاده از مواد شیمیایی فوق‌العاده خالص می‌تواند مهم باشد.

- خطاهای ناشی از کالیبراسیون

تمامی روشهای تجزیه شیمیایی بجز روش طیف سنج جرمی غلظتها را نسبت به استاندارد با غلظت مشخص یا نسبت به یک منحنی کالیبره می‌کنند. این منحنی نیز بر اساس استانداردهایی با غلظت معلوم رسم شده است. استانداردهای مورد استفاده در ترسیم منحنی های کالیبراسیون یا معرف های بسیارخالص شیمیایی و یا نمونه‌های بین المللی مرجع هستند (گوین داراجو^۱، ۱۹۸۴؛ ابی^۲، ۱۹۸۹).

در بعضی موارد باید استانداردها با استفاده از روشهای بسیار دقیق تجزیه شوند. روشن است که صحت تجزیه نهایی بستگی به صحت تجزیه استانداردهای مورد مصرف در کالیبراسیون داشته و خطاهای سیستماتیک براحتی می‌توانند ایجاد شوند.

- خطاهای ناشی از پوشش پیکرها

در اکثر روشهای تجزیه‌ای مورد استفاده در ژئوشیمی سعی اندکی در جدایش عنصر مورد تجزیه از بقیه سنگ یا کانی‌های نمونه صورت می‌گیرد. تنها مورد استثناء در طیف سنجی جرمی است. بنابراین امکان تداخل خطوط طیفی یا قله‌ها وجود دارد و در نتیجه مقادیر اندازه‌گیری شده، در اثر همپوشی پیکرهای اضافی عنصر دیگر موجود در سنگ بطور مجازی بالا خواهند بود. تأثیر این تداخلات باید محاسبه و رفع شود.

بنابراین برای دستیابی به یک نتیجه مطلوب باید:

الف- بر تعداد زیادی تجزیه شیمیایی استناد کرد.

ب- بر روشهای صحرائی و میکروسکوپی تاکید شود تا نتایج با هم مطابقت داشته باشند و همچنین با الگوهای شناخته شده توزیع عناصر در سنگها و محیطهای تکتونیکی سازگار باشند.

ج- انحرافات را نمی‌توان باصراحت تمام دلیل وقوع یک فرایند خاص دانست (قاسمی، ۱۳۸۰).

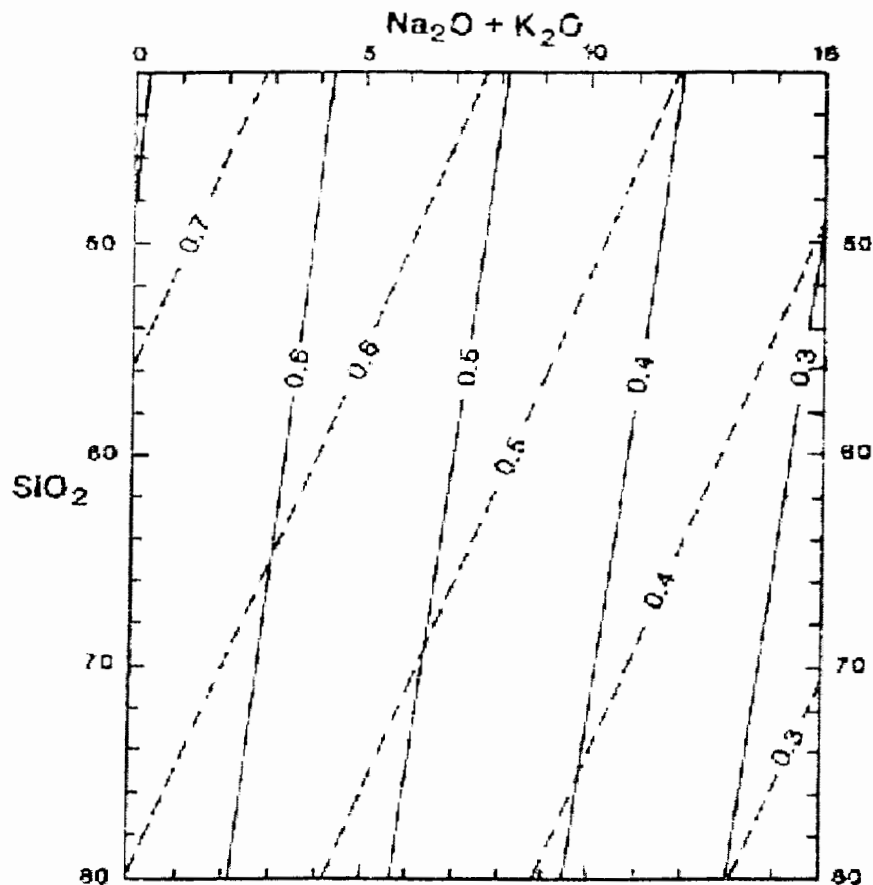
قبل از استفاده از تجزیه‌های شیمیایی لازم است تغییراتی در آنها داده شود. از جمله این تغییرات می‌توان از حذف مواد فرار و تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO نام برد. در تجزیه‌های شیمیایی مقدار اکسید

^۱ Darajoo

^۲ Ebi

آهن بصورت کلی Fe_2O_3 ارائه شده است. در تعیین مقدار آهن فریک Fe_2O_3 و فرو FeO ممکن است مقادیر محاسبه شده به دور از مقدار واقعی موجود در نمونه‌های تجزیه شده باشد که در نتیجه تاثیر زیادی بر کانی‌هایی که از طریق نورم بدست می‌آید می‌گذارد. بدین ترتیب که سنگ دارای مگنتیت نورماتیو بیشتری است. بنابراین FeO کمتری برای ساختن کانی‌های سیلیکاته چون دیوپسید - هیپرستن و اولیوین باقی می‌ماند. از طرفی مقادیر SiO_2 باقیمانده حاصل از نورم در این سنگها بیشتر خواهد شد. در این مورد جهت تعدیل این نسبت روشهای متعددی ارائه شده است که در اینجا از رابطه پیشنهادی لومتر^۱ (۱۹۷۶) استفاده شده است. با استفاده از یک نمودار سیلیس - آلکالن که در آن نسبت های اکسیداسیون مساوی هم با خطوطی نشان داده شده است، می‌توان مقدار Fe_2O_3 موجود در تجزیه شیمیایی سنگهای ماگمایی را تصحیح کرد (شکل ۴ - ۱). ابتدا موقعیت نمونه مورد نظر را در نمودار سیلیس - آلکالن مشخص می‌کنیم و سپس عدد مربوط به آن نقطه را نسبت به خطوط مجاورش بدست می‌آوریم (خطوط ممتد برای سنگهای آذرین درونی و خطوط خط چین برای سنگهای آتشفشانی) عدد بدست آمده را در Fe_2O_3 کل که از تجزیه شیمی بدست آمده ضرب کرده، حاصل آن معادل FeO می‌باشد. حال Fe_2O_3 کل را از FeO کم کرده، در نتیجه مقدار اصلی Fe_2O_3 بدست می‌آید. بدین ترتیب مقادیر FeO و Fe_2O_3 را بطور جداگانه محاسبه می‌کنیم. بر اساس این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در اعداد ۰/۶۲ و ۰/۷۱ ضرب گردید.

^۱ Lumtter



شکل ۴-۱. نمودار سیلیس - آلکان که در آن خطوط نسبت‌های اکسیداسیونهای مساوی (درصد $(\text{FeO}/\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$)

در مورد سنگهای آذرین درونی (با خطوط ممتد) و در مورد سنگهای آتشفشانی (با خط چین) نشان داده شده است (لومتر، ۱۹۷۶).

۳-۴ استفاده از نتایج تجزیه شیمیایی در ژئوشیمی رودنژیتها و سنگ میزبان سرپانتینیتی

۳-۴-۱ استفاده از شیمی سنگ کل در طبقه بندی سنگهای منطقه

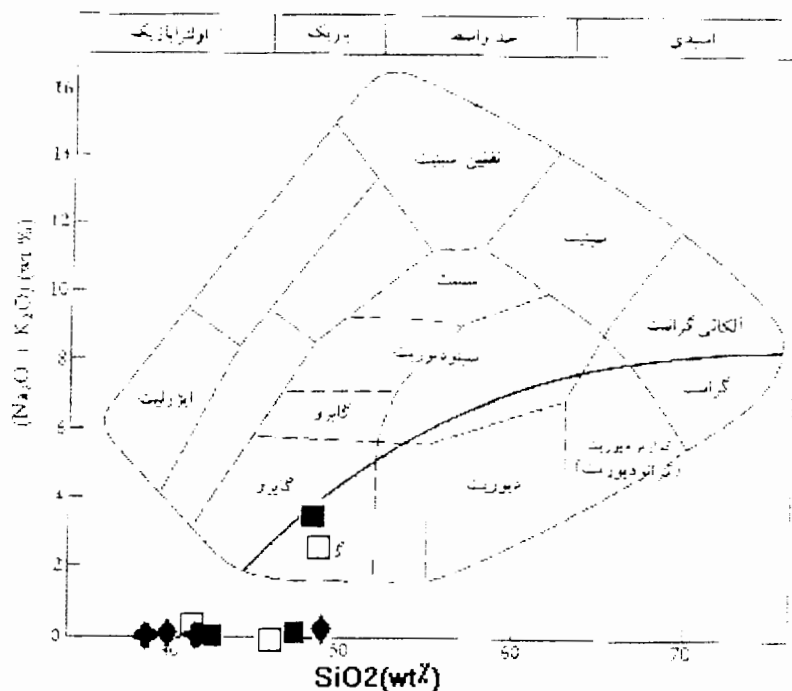
از داده‌های حاصل از تجزیه شیمیایی به منظور طبقه بندی شیمیایی سنگها استفاده می‌شود. در این طبقه بندی معمولاً تغییرات یک یا دو اکسید اصلی سنگ نسبت به تغییرات سیلیس ترسیم می‌گردد. در برخی از این طبقه بندی‌ها از عناصر کمیاب استفاده می‌شود. در این نمودارها تغییرات عناصر کمیاب یا بین دو عنصر در مقابل سیلیس ترسیم می‌شود. طبقه بندی‌های بکارگرفته شده در این بخش از رایج ترین نمودارهای طبقه بندی شیمیایی سنگها هستند.

طبقه بندی کاکس^۱ و همکاران (۱۹۷۹)

در این نمودار بر اساس نسبت مجموع آلکان در مقابل سیلیس (TAS) می‌باشد اسامی سنگهای آذرین نفوذی مشخص شده است، این نمودار توسط کاکس و همکاران (۱۹۷۹) طراحی شد و توسط

^۱ Cox

ویلسون^۱ (۱۹۸۹) برای سنگهای نفوذی تعمیم داده شد. در این نمودار، دو نمونه از نمونه‌های منطقه در محدوده گابرو قرار می‌گیرد و از نظر نوع سری ماگمایی نیز از نوع ساب آلكالن می‌باشد.



شکل ۲-۴. طبقه بندی ژئوشیمیایی و اسمی سنگهای نفوذی با استفاده از نمودار مجموع آلكالن در مقابل سیلیس (TAS) کاکس و همکاران (۱۹۷۹)، که توسط ویلسون (۱۹۸۹) برای سنگهای نفوذی تعمیم داده شده است. منحنی ممتد سیاه سنگهای آلكالن را از ساب آلكالن جدا می‌کند

◆ رودزیت (44A, 45A)

■ گابروی رودزیتی شده (3B, 5B, Rn78-3-21)

□ دلریت رودزیتی شده (Dn77-p48, p26, p32)

◆ گابروی پگماتونیدی (Gpn77-p28, Gpn77-p31)

۲-۳-۴- استفاده از شیمی سنگ کل در بررسی روندهای ژئوشیمیایی

این دیاگرامها ابزار سودمندی هستند که به سادگی اختلافات و روندهای تغییرات ترکیب شیمیایی موجود در سنگها را که ناشی از آلتراسیون است، نشان می‌دهد. به عبارت دیگر با بهره‌گیری از این نمودارها مشکلات شناسایی وجود یا عدم وجود تغییرات مرتبط بین سنگها، از بین حجم عظیمی از داده های تجزیه‌ای که مقایسه آنها در جدول مشکل و حتی گاهی غیرممکن می‌باشد، امکان پذیر می‌گردد.

در این بخش دیاگرامها رامی‌توان بر حسب تغییرات اکسیدهای اصلی نسبت به سیلیس (دیاگرامهای هارکر^۲، ۱۹۰۶) و ضریب تفریق نسبت به اکسیدهای عناصر اصلی بررسی کرد.

¹ Wilson

² Harker

الف - نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی نسبت به سیلیس.

در این نمودارها تغییرات SiO_2 در محور X و اکسیدهای دیگر در محور Y قرار می‌گیرند. این نمودارها به نام هارکر معروف هستند و توسط این نمودارها با مقایسه داده‌های حاصل از آنالیز شیمیایی، حجم زیادی از اطلاعات عددی را به راحتی می‌توان با انطباق بین هر کدام از عناصر و SiO_2 نشان داد. این نمودارها را برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه ترسیم کرده و به بررسی آنها می‌پردازیم (شکل ۳-۴).

Al_2O_3 در برابر SiO_2 :

در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، Al_2O_3 با کاهش SiO_2 روند افزایشی نشان می‌دهد و این افزایش با حضور گارنت هیدروگروسولر در نمونه‌ها و همچنین مقدار مدال بالای پلاژیوکلاز کلسیم‌دار قابل توجیه است.

MgO در برابر SiO_2 :

میزان MgO در مقابل سیلیس در نمونه‌ها کاهش جزئی نشان می‌دهد. این نسبت در سرپانتینیتها نسبت به دونیت نیز کاهش جزئی نشان می‌دهد.

FeO* در برابر SiO_2 :

در نمونه‌های منطقه میزان FeO در مقابل SiO_2 کاهش نشان می‌دهد و این امر را می‌توان به فرآیند آلتراسیون حاکم بر سنگها مربوط دانست.

TiO_2 در برابر SiO_2 :

میزان TiO_2 در برابر SiO_2 افزایش نشان می‌دهد و با کاهش سیلیس تقریباً یک روند افزایشی نشان می‌دهد و این موضوع با توجه به وجود کانی ایلمنیت، اسفن و روتیل در نمونه‌های منطقه قابل توجیه است. مقدار این اکسید در سرپانتینیتها بسیار ناچیز می‌باشد. در دایکها، کاهش MgO و افزایش TiO_2 این حقیقت را می‌رساند که این دایکها حاصل سیالات مرحله تأخیری هستند (Onen, 2004).

$\text{Na}_2\text{O} \& \text{K}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 :

هر دوی این اکسیدها در برابر سیلیس کاهش نشان می‌دهند و این امر مربوط به آلتراسیون و متاسوماتیسم کلسیم در منطقه می‌باشد، البته در دو یا سه مورد افزایش در میزان سدیم دیده می‌شود که این افزایش مربوط به اثر آبهای جوی بر سنگها و تشکیل رگچه‌های تأخیری پکتولیت می‌باشد.

CaO در برابر SiO_2 :

CaO در برابر سیلیس روند افزایشی داشته و این میزان در سرپانتینیتها روند کاهشی نشان می‌دهد. چون فرآیند رودنژیته شدن یک فرآیند متاسوماتیسم کلسیم است، می‌توان افزایش کلسیم در رودنژیته و کاهش آن در سرپانتینیت را به آن ربط دهیم و این افزایش با مشاهده کانیهای هیدروگروسولر، دیوپسید، زنونولیت و ... در نمونه‌ها قابل توجیه است.

P_2O_5 در برابر SiO_2 :

این اکسید تغییری نشان نمی‌دهد، حتی در بعضی از نمونه‌ها مقدار آن صفر در نظر گرفته شده است.

MnO در برابر SiO_2 :

این اکسید در برابر SiO_2 افزایش جزئی نشان می‌دهد. تمرکز بالای CaO , Al_2O_3 و MnO و کاهش MgO فراوانی کلینوزویت و گارنت گروسولر حاوی منگنز را نشان می‌دهد (Dubinska, ۱۹۹۵).

L.O.I. در برابر SiO_2 :

میزان آب و مواد فرار (احتمالاً CO_2) در رودنژیتها افزایش نشان می‌دهد و این افزایش به دلیل عملکرد آلتراسیون و متاسوماتیسم کلسیم بر سنگهای گابرویی ودایکهای دیابازی است و انتقال یون کلسیم توسط سیال صورت می‌گیرد. افزایش آب و مواد فرار در سرپانتینیتها امری عادی است.

جدول ۲-۴- نتایج تجزیه شیمیایی و ترکیب کانی شناسی نورماتیو نمونه‌های منطقه مورد مطالعه (افیولیت سبزوار).

Sample	Unit	3B	5B	28-A	Pec_11	XX
SiO ₂	%	41.16	42.31	49.25	54.11	43.71
Al ₂ O ₃	%	14.75	12.24	0.06	0.00	0.28
Fe ₂ O ₃	%	2.85	10.36	0.65	0.00	0.16
CaO	%	18.14	12.52	45.30	34.86	52.55
Na ₂ O	%	0.10	2.12	0.04	9.32	0.02
MgO	%	8.83	5.55	0.34	0.00	0.12
K ₂ O	%	0.04	1.27	0.02	0.00	0.03
TiO ₂	%	0.558	0.577	0.122	0	0
MnO	%	0.064	0.159	0.006	0.000	0.031
P ₂ O ₅	%	0.060	0.059	0.017	0.000	0.000
L.O.I.	%	13.44	12.82	4.29	1.71	3.00
Cl	ppm	29	49	40		
S	ppm	15	12	16		
Rb	ppm	9	22	4		
Sr	ppm	33	105	39		
V	ppm	96	131	14		
W	ppm	< 1	< 1	< 1		
Y	ppm	11	12	7		
Zr	ppm	26	31	7		
Zn	ppm	16	53	18		
Mo	ppm	< 1	< 1	< 1		
Ba	ppm	5	96	4		
Ce	ppm	15	10	13		
Co	ppm	6	12	1		
Cr	ppm	43	61	1		
Cu	ppm	2	67	1		
Nb	ppm	2	1	5		
Ni	ppm	84	35	1		
Pb	ppm	2	5	4		
U	ppm	3	2	4		
Th	ppm	5	2	6		
Q		0	0			
Or(KAS6)		8.71	0.27			
Ab(NAS6)		10.58	0.91			
An(CAS6)		23.3	45.18			
Lc(KAS2)		0	0			
Ne(NAS2)		5.52	0.04			
Di Wo(Cs)		20.17	24.65			
Di En(Ms)		10.36	19.49			
Di Fs(Fs)		9.27	2.33			
Ol Fo(M2S)		4	4.32			
Ol Fa(F2S)		3.95	0.57			
Mt(Ft)		2.75	0.86			
Il(Ft)		1.23	1.23			
Ap(CP)		0.15	0.15			
Total		100	100			

3B و 5B: نمونه‌های رودنژیتری از منطقه سلیمانیه (افیولیت سبزوار).

28-A و XX: نمونه‌هایی از کانی زئولیت، بصورت رگچه‌های خالص، در منطقه سلیمانیه (افیولیت سبزوار).

Pec-11: نمونه کانی پکتولیت، بصورت رگچه‌ای در منطقه سلیمانیه (افیولیت سبزوار).

جدول ۳-۴. نتایج تجزیه شیمیایی و ترکیب کانی شناسی نمونه‌های رودنژیتهی افیولیت سبزوار (علوی تهرانی، ۱۹۷۴).
(۴۴a, ۴۵a) نمونه‌های رودنژیتهی

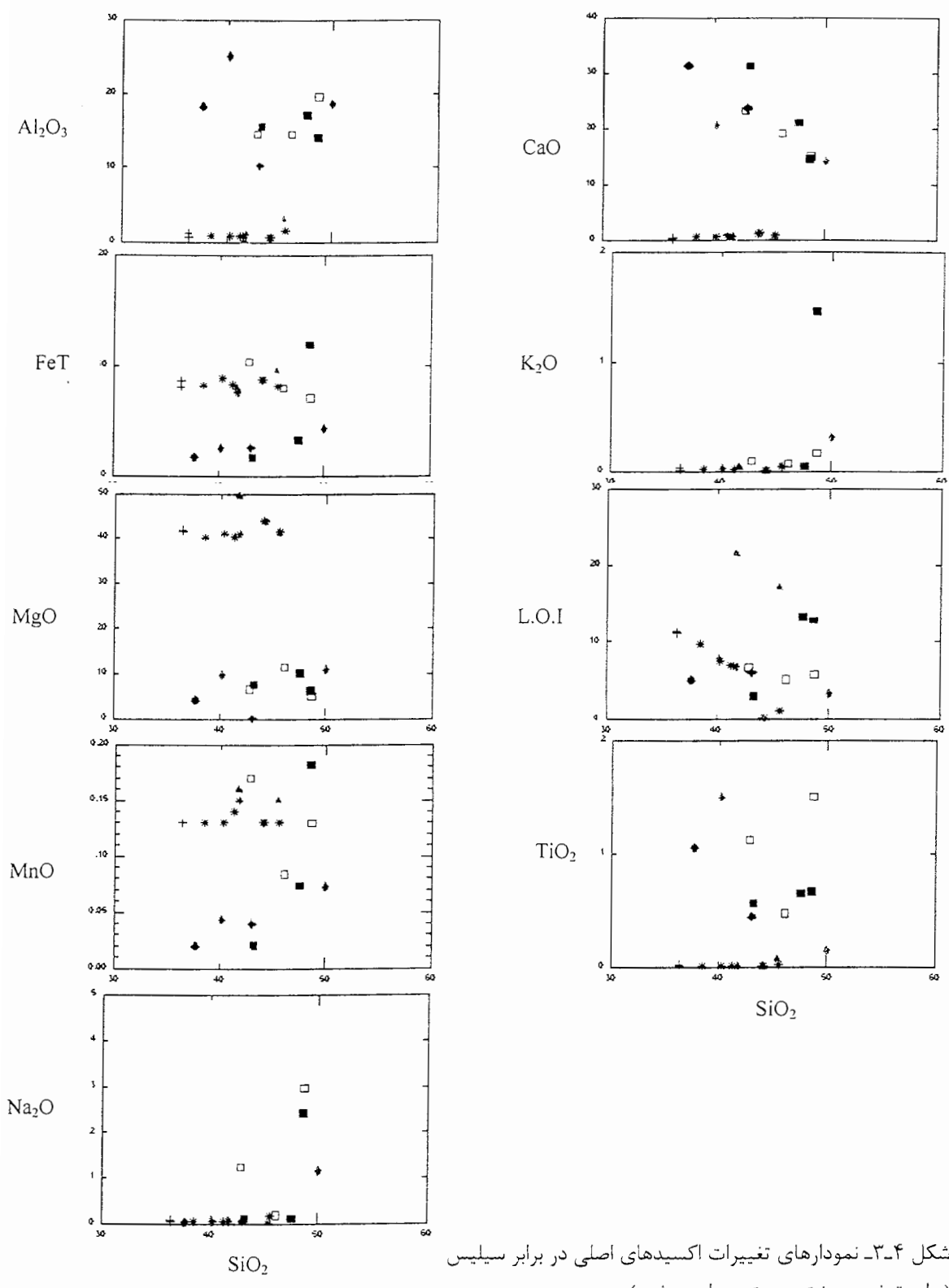
شماره نمونه	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	CO ₂	H ₂ O	Total
44a	43.09	10.27	0.0	2.56	0.04	13.19	23.56	0.06	0.0	0.44	0.53	5.60	99.34
45a	37.75	18.16	0.0	1.70	0.02	4.14	31.19	0.04	0.0	1.05	0.23	4.94	99.22

جدول ۴-۴. نتایج تجزیه‌های شیمیایی و ترکیب کانی شناسی نورماتیو نمونه‌های، رودنژیتهی، دایکهای دلریت - دیاباز رودنژیتهی شده، گابروی پگماتوئیدی افیولیت سبزوار (نقره‌نیان، ۱۹۸۲). (۱- دلریت - دیاباز کمابیش رودنژیتهی شده، ۲- رودنژیتهی، ۳- گابروی پگماتوئیدی)

	۷۷-p۴۸ ۱	۷۷-p۲۶ ۱	۷۷-p۳۲ ۱	۷۸-۳-۲۱ ۲	۷۷-p۲۸ ۳	۷۷- p۳۱ ۳
SiO ₂	۳۹,۸۹	۴۵,۲۸	۴۳,۶۹	۴۱,۸۱	۳۵,۷۷	۴۷,۸۸
TiO ₂	۱,۰۴	۱,۳۶	۰,۴۵	۰,۵۴	۱,۳۷	۰,۱۴
Al ₂ O ₃	۱۳,۴۴	۱۸,۱۷	۱۳,۶۷	۱۵,۰۶	۲۲,۸۹	۱۷,۸۴
Fe ₂ O ₃ t	۹,۶۱	۶,۵۹	۷,۵۲	۷,۵۹	۲,۰۸	۴,۱۶
MnO	۰,۱۱	۰,۱۲	۰,۰۸	۰,۰۲	۰,۰۴	۰,۰۷
MgO	۶,۷۳	۰,۷۵	۱۱,۰۳	۷,۴۴	۹,۰۱	۱۰,۷۷
CaO	۲۱,۴۳	۱۳,۶۱	۱۷,۹۸	۳۰,۰۷	۱۸,۷۹	۱۳,۵۸
Na ₂ O	۱,۱۵	۲,۷۵	۰,۱۸	۰,۱۲	۰,۰۶	۱,۱۲
K ₂ O	۰,۰۳	۰,۱۶	۰,۰۷	۰,۰۰	۰,۰۳	۰,۳۰
P ₂ O ₅	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Pf	۶,۸۱	۵,۸۵	۵,۲۹	۳,۰۹	۸,۰۳	۴,۴۵
Total	۹۹,۸۷	۹۸,۸۸	۹۹,۹۶	۹۹,۷۴	۹۹,۳۷	۹۹,۳۱
Norm.C.I.P.W.						
Q	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Or	۰,۰۱	۰,۹۵	۰,۰۱	۰,۰۹	۰,۰۰	۱,۷۰
Ab	۰,۰۰	۱۸,۴۵	۰,۳۳	۰,۰۴	۰,۰۰	۹,۴۷
An	۳۱,۱۲	۳۶,۶۷	۳۶,۲۴	۴۰,۵۱	۶۲,۰۳	۴۲,۷۱
Ne	۶,۳۱	۲,۶۶	۰,۶۶	۰,۵۵	۰,۲۷	۰,۰۰
Lc	۰,۴۲	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Kr	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
C	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Afg	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Mg-Na	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Mg-K	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Wo	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Diops	۳۳,۰۳	۲۵,۶۸	۴۲,۳۰	۲۴,۹۷	۰,۰۰	۱۹,۸۲
Hy	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۱۷,۱۱
Ol	۱۸,۱۴	۳,۳۷	۱۱,۱۰	۲۸,۱۸	۲۴,۶۷	۷,۰۲
Mt	۲,۱۷	۲,۱۷	۲,۱۷	۰,۰۰	۰,۰۰	۷,۰۷
Ilm	۱,۹۳	۲,۹۸	۰,۸۵	۰,۲۱	۱,۷۸	۰,۰۷
Hfm	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۱,۵۰	۱,۵۸	۰,۰۶
Ap	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰

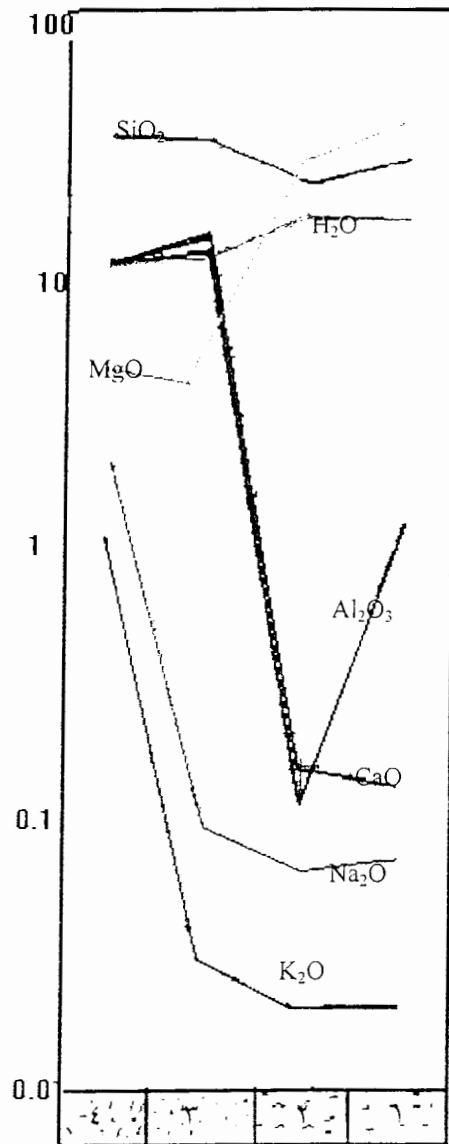
جدول ۴-۵. نتایج تجزیه‌های شیمیایی و ترکیب کانی شناسی نورماتیو نمونه‌های، هارزبورژیت، دونیت و سربانتینیت
 افیولیت سبزوار (نقره‌نشان، ۱۹۸۲). (۱- هارزبورژیت، ۲- دونیت، ۳- سربانتینیت)

	۱۲-۵-۹ ۱	۱۲-۵-۱۵ ۱	۱۲-۵-۴ ۱	۱۲-۵-۶ ۱	۱۲-۵-۱۷ ۲	۷۷-p۲۱ ۲	۷۷-p۵۸ ۳	۷۷- p۴۶ ۳
SiO ₂	۴۱,۷۶	۴۵,۵۷	۴۱,۳۳	۳۸,۵۳	۳۶,۴۱	۳۶,۴۶	۳۲,۰۴	۳۷,۱۰
TiO ₂	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۶
Al ₂ O ₃	۱,۰۰	۱,۵۸	۰,۷۹	۰,۸۷	۱,۱۳	۰,۶	۰,۱۶	۲,۴۷
Fe ₂ O _{3t}	۷,۵۵	۸,۱۲	۸,۲۷	۸,۲۱	۸,۰۷	۸,۶۷	۶,۰۹	۷,۷۸
MnO	۰,۱۵	۰,۱۳	۰,۱۴	۰,۱۳	۰,۱۳	۰,۱۳	۰,۱۲	۰,۱۲
MgO	۴۱,۰۴	۴۱,۴۸	۴۰,۲۸	۴۰,۱۶	۴۱,۸۶	۴۱,۶۰	۳۸,۰۵	۳۳,۶۳
CaO	۰,۵۶	۰,۸۶	۰,۷۳	۰,۶۸	۰,۱۴	۰,۳۲	۰,۱۹	۰,۳۹
Na ₂ O	۰,۰۵	۰,۱۶	۰,۰۴	۰,۰۵	۰,۰۷	۰,۰۳	۰,۰۶	۰,۰۵
K ₂ O	۰,۰۰	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۳	۰,۰۴
P ₂ O ₅	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰
Pf	۶,۸۲	۱,۱۲	۷,۰۱	۹,۷۷	۱۱,۲۵	۱۱,۱۴	۲۱,۴۵	۱۷,۱۶
Total	۹۸,۹۴	۹۹,۰۸	۹۸,۶۲	۹۸,۴۳	۹۹,۱۱	۹۸,۹۸	۹۸,۱۹	۹۸,۸۰
Norm.C.I. P.W.								
Q	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Or	۰,۰۰	۰,۲۴	۰,۱۲	۰,۱۲	۰,۱۸	۰,۰۶	۰,۱۶	۰,۲۴
Ab	۰,۴۲	۱,۳۵	۰,۳۴	۰,۴۲	۰,۵۹	۰,۲۵	۰,۵۱	۰,۴۲
An	۲,۵۰	۳,۴۷	۱,۹۱	۲,۰۹	۰,۶۹	۱,۴۷	۰,۰۴	۱,۴۴
Ne	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Lc	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Kr	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
C	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۷۳	۰,۰۰	۰,۰۰	۱,۶۳
Afg	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Mg-Na	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Mg-K	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Wo	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Diops	۰,۲۲	۰,۶۳	۱,۳۴	۱,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۴	۰,۶۸	۰,۰۰
Hy	۲۵,۴۱	۳۱,۹۲	۲۴,۲۷	۱۵,۱۳	۶,۶۸	۶,۶۱	۴,۱۸	۲۹,۰۲
Ol	۶۰,۷۷	۵۷,۴۹	۶۰,۷۶	۶۷,۰۳	۷۶,۱۲	۷۶,۴۴	۶۸,۴۹	۴۲,۴۸
Mt	۲,۱۷	۲,۱۷	۲,۱۷	۲,۱۷	۲,۱۷	۲,۱۷	۲,۱۷	۲,۱۷
Ilm	۰,۰۲	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۱۱
Hfm	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Ap	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۰



شکل ۳-۴. نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر سیلیس (برای توضیح بیشتر به متن مراجعه شود).
 ▲ سرپانتینیت ■ گابروی رودنژیته شده + دونیت
 ◆ رودنژیت ♦ گابروی پگماتوئیدی
 □ دلریت رودنژیته شده * هارزبورژیت

سبزوار. - روند تغییرات اکسیدهای اصلی داخل همیافتی سرپانتینیت - رودنژیتهای افیولیت



شکل ۴-۴. نمودار مقایسه تغییرات ترکیب شیمیایی داخل همیافتی سرپانتینیت - رودنژیتهای افیولیت سبزوار
 ۱- دونیت. ۲- سرپانتینیت ۳- رودنژیت. ۴- گابرو

همانطور که در شکل ۴-۴ ملاحظه می شود، در مقایسه ترکیب شیمیایی دایک رودنژیته شده با گابروی تازه و سنگهای الترامافیک احاطه کننده (دونیت و سرپانتینیت)، غنی شدگی کلسیم در رودنژیت، قابل مقایسه با گابروی سالم، با میزان کلسیم کمتر، و همچنین سرپانتینیت و دونیت است و مهاجرت سیالات کلسیم دار را از سنگهای الترامافیک سرپانتینی شده به گابرو، تصدیق می کند. در ضمن، در ترکیب شیمیایی کانیها، غنی شدگی از CaO و H₂O (در نظر گرفتن L.O.I) و فقیر شدگی از SiO₂ یک امر عادی در رودنژیتهها نسبت به گابروی اولیه است.

ب - اسپایدر دیاگرامهای عناصر خاکی نادر

عناصر خاکی نادر (REE) شامل فلزات با عدد اتمی ۵۷ تا ۷۱ می‌باشد، که گاهی عناصر Y با شعاع یونی مشابه Ho نیز جزو آنها قرار می‌گیرد. اعضای با عدد اتمی کوچک این سری (Nd, Pm, La, Ce, Pr) را عناصر خاکی نادر سبک (LREE)، اعضای با عدد اتمی بزرگ را عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) می‌نامند. گاهی اوقات اعضای میانی این سری را (از Ho تا Sm) عناصر خاکی نادر متوسط (MREE) می‌نامند (رولینسون^۱، ۱۹۹۳).

عناصر خاکی نادر دارای خواص فیزیکی و شیمیایی بسیار مشابه به یکدیگر بوده و به همین دلیل برخی از فرآیندهای پترولوژیکی باعث تفریق اعضای این گروه می‌شوند. این همان نقطه قوت این عناصر است که در فرآیندهای ژئوشیمی آذرین از آن برای تعیین ژنز سربهای سنگی و شناسایی فرآیندهای پترولوژیکی استفاده می‌شود. برای استفاده از عناصر این گروه، ابتدا باید مقادیر آنها را نسبت به یک مبنا هنجار کرد. عمل هنجار سازی غلظت‌های این عناصر را نرمالیزه کردن می‌گویند. علاوه بر عناصر خاکی نادر که جهت تهیه اسپایدر دیاگرامهای پترولوژی آذرین استفاده می‌شوند، از عناصر ناسازگار نیز می‌توان استفاده کرد که عبارت از برخی عناصر کمیاب همراه با عناصر خاکی نادر می‌باشند و نمودارهای مربوطه را نمودارهای چند عنصری (Multi elements) می‌نامند (رولینسون، ۱۹۹۳).

در این نوع نمودارها عناصر بسیار متحرک (Ba, Rb, K, Sr) در سمت چپ و بر اساس افزایش سازگاری مرتب شده‌اند و عناصر غیر متحرک نیز از راست به چپ و بر اساس افزایش ناسازگاری مرتب شده‌اند. نمودارهای عنکبوتی مورد استفاده برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، در زیر ذکر شده‌اند:

- نمودار عنکبوتی هنجار شده نسبت به مورب (پیرس^۲، ۱۹۸۳).

- نمودار عنکبوتی چند عنصری هنجار شده نسبت به مقادیر کندریتی (تامپسون^۳، ۱۹۸۲).

- نمودار عنکبوتی هنجار شده نسبت به گوشته (سان و مک‌دونوف^۴، ۱۹۸۹).

در جدول ۲-۴ و ۴-۶، عناصر ناسازگار و عناصر خاکی نادر دو نمونه رودنژیت و یک نمونه از زئولیت‌های منطقه سبزوار آورده شده است. Nb آنومالی منفی نشان می‌دهد و Th, P از عناصر غیرمتحرک گروه HFS غنی شدگی نشان می‌دهد. در Th غنی شدگی تا ۴۰ برابر مورب دیده می‌شود و در P تا ۴ برابر مورب دیده می‌شود.

به عقیده بسیاری از محققین (لانیل^۵ و همکاران، ۱۹۹۸؛ بریکو^۶ و همکاران، ۱۹۸۴؛ رینگوود^۷، ۱۹۹۰؛ تمل^۸

و همکاران، ۱۹۹۸a؛ تمل و همکاران، ۱۹۹۸b، در رولینسون ۱۹۹۳) ویژگی‌هایی چون غنی شدگی عناصر ناسازگاری مانند K, Rb, Th, P, Br و غنی شدگی LREE و همچنین آنومالی منفی متوسط تا

^۱ Rollinson

^۷-Rickwood

^۲ Pearce

^۸-Teml

^۳ Thompson

^۴ Sun&McDonough

^۵ Lanil

^۶ Beriko

شدید در Nb و Yb (HREE) و از خصوصیات ماگماهای حاشیه قاره‌ای است. علاوه بر آن در اسپایدر دیاگرام‌های هنجار شده با مورب، تهی شدگی از چپ به راست از ویژگیهای شاخص مناطق کوهزایی بوده و غنی شدگی LREE در سریهای کالکوالکالن عادی است و با توجه به توضیحات فوق به صراحت می‌توان رابطه سنگهای محدوده مورد مطالعه با پدیده فرورانش حاشیه قاره‌ها و ماهیت کالکوالکالن این سنگها را دریافت. اما بر اساس نظریه نقره‌نیا (۱۹۸۲) سنگهای این محدوده ماهیت تولیتی (تولیت جزایر قوسی) دارد.

- نمودار عنکبوتی هنجار شده نسبت به مورب (پیرس، ۱۹۸۳).

در نمونه‌های هنجار شده نسبت به مورب عناصر ناسازگار متعلق به گروه LFS متحرک بوده و تا ده برابر مورب غنی شدن نشان می‌دهد. آنومالی منفی در Ba, Sr عدم وجود یا کمبود فلدسپاتها را نشان می‌دهد (شکل ۴-۵ الف).

- نمودار عنکبوتی چند عنصری هنجار شده نسبت به مقادیر کندریتی (تامپسون، ۱۹۸۲).

در نمونه‌های هنجار شده با کندریتی تهی شدگی در MREE، غنی شدگی در LREE و HREE، دیده می‌شود. در Sr آنومالی منفی دیده می‌شود. در Tb آنومالی منفی و Y آنومالی مثبت دیده می‌شود. و این نشانه ارتباط با مناطق فرورانش است (شکل ۴-۵ ب).

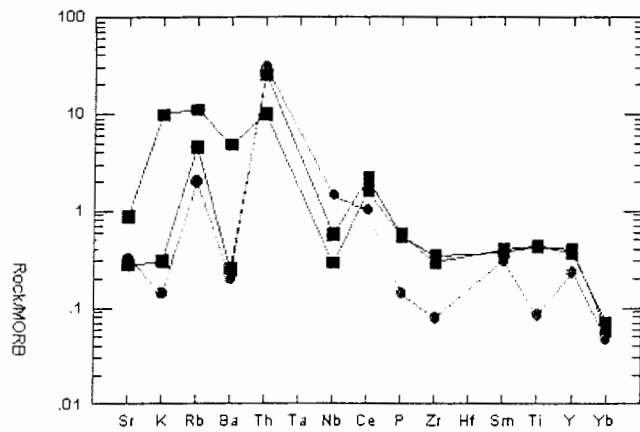
- نمودار عنکبوتی هنجار شده نسبت به گوشته (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹).

آنومالی مثبت در Th, U تا ۱۰۰ برابر گوشته دیده می‌شود. در Nb و K آنومالی منفی دیده می‌شود. Pb غنی شدگی تا ۱۰۰ برابر گوشته دیده می‌شود، همچنین در MREE غنی شدگی دیده می‌شود. در Yb آنومالی منفی و در Y آنومالی مثبت دیده می‌شود. غنی شدگی LREE و آنومالی مثبت Eu، نشان می‌دهد که مقادیر عناصر HFS، مخصوصاً کانی شناسی سیلیکاتهای کلسیم‌دار (گارنت کلسیم‌دار، کلینوزوئیزیت) مشخصات ژئوشیمیایی سنگ والد را، منعکس می‌کند (Nicolescu. et.al, ۱۹۹۸; Grauch, ۱۹۸۹) (شکل ۴-۵ ج).

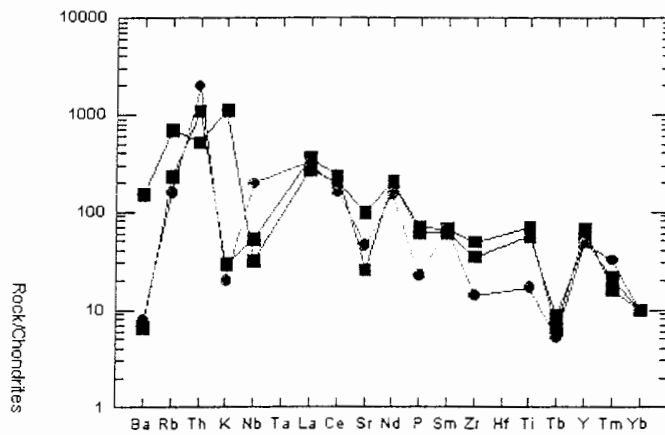
"جدول ۴-۶ نتایج آنالیز شیمیایی عناصر خاکی نادر (ICP) از دونمونه رودنیزیت (۳B, ۵B) و یک نمونه کانی

زئولیت (۲۸-A) منطقه مورد مطالعه.

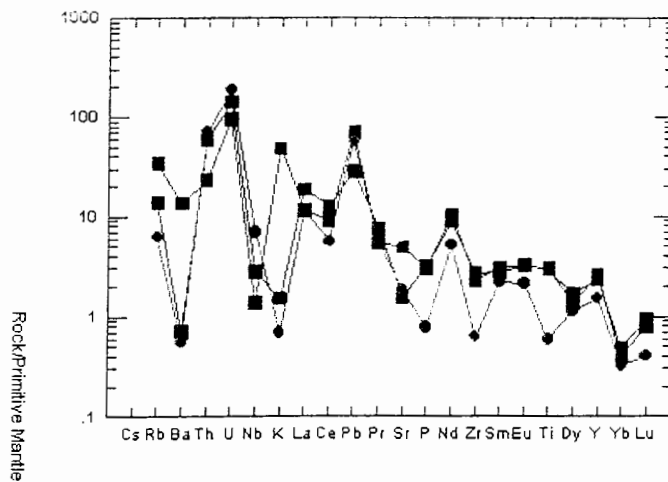
SAMPLE UNITS	DETECTION	3B	5B	28A	
Ce	ppm	0.5	22	16	10
Dy	ppm	0.02	1.25	1.02	0.85
Er	ppm	0.05	0.65	0.58	0.35
Eu	ppm	0.02	0.55	0.54	0.36
Gd	ppm	0.05	2.35	2.65	2.1
Ho	ppm	0.02	0.13	0.15	0.11
La	ppm	0.5	13	8	8
Lu	ppm	0.02	0.07	0.06	0.03
Nd	ppm	0.02	14	12	7
Pr	ppm	0.05	2.12	1.52	1.5
Sm	ppm	0.02	1.35	1.25	1
Tb	ppm	0.02	0.05	0.03	0.02
Tm	ppm	0.05	0.08	0.05	0.08
Yb	ppm	0.05	0.24	0.2	0.16



شکل الف



شکل ب



شکل ج

شکل ۴-۵. الف و ب و ج - نمودارهای عنکبوتی عناصر نادر خاکی سنگهای منطقه.

الف - نمودار عنکبوتی سنگهای منطقه مورد مطالعه، نسبت به مورب هنجار شده‌اند (پیرس، ۱۹۸۳).

ب - نمودار عنکبوتی سنگهای منطقه مورد مطالعه که نسبت به مقادیر کندریتی هنجار شده‌اند (تامپسون، ۱۹۸۲).

ج - نمودار عنکبوتی سنگهای منطقه مورد مطالعه هنجار شده نسبت به گوشته (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹).

■ نمونهای رودزیتی منطقه مورد مطالعه (روستای سلیمانیه - افیولیت سبزوار)

● نمونه کانی زئولیتی منطقه مورد مطالعه (روستای سلیمانیه - افیولیت سبزوار)

ج - استفاده از تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی در تعیین سری‌های ماگمایی. با استفاده از نمودارهای رایج در تعیین سری ماگمایی، در این قسمت هدف تعیین سری ماگمایی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه است.

از نقطه نظر اختصاصات ژئوشیمی افیولیت‌های ناحیه مورد مطالعه بطور عمده مشخصات سری ماگمای کالکوالکالن را دارا می‌باشند که از نظر درصد پتاسیم فقیرند. این پدیده در مورد سری‌های کومولیت و میکروگابروهای موجود در این سری صادق نبوده، دیگرام‌های حاصل از نتایج ژئوشیمی این نمونه‌ها اختصاصات ماگمای تولییتی را نشان می‌دهد (علوی تهرانی، ۱۹۷۷). اما بر اساس نظریه نقره‌ئیان (۱۹۸۲) سنگ‌های این محدوده ماهیت تولییتی (تولییت جزایر قوسی) دارد.

در سنگ‌های دیابازی و میکروگابروهای مجموعه افیولیتی ایران ما شاهد سنگ‌های عمدتاً کالکوالکالن تربت‌حیدریه و نائین و تمایل به قطب کالکوالکالن سنگ‌های سبزوار و اسفندقه خواهیم بود. البته واضح است که این نتیجه‌گیری زمانی معتبر خواهد بود که آلتراسیون با متامورفیسم در این سنگها شدید نباشد (حافظ، ۱۳۷۲). مطابق با بی‌بیان^۱ و همکاران (۱۹۷۵)، روند تولییتی در دولریتها و روند کالکوالکالن در دایکهای صفحه‌ای پشته میان اقیانوسی، گویای این واقعیت خواهد بود که هر دوی این سنگها هم‌ماگما بوده و این تحول بطرف قطب کالکوالکالن ممکن است در اثر آغستگی به آب دریا پدید آمده باشد.

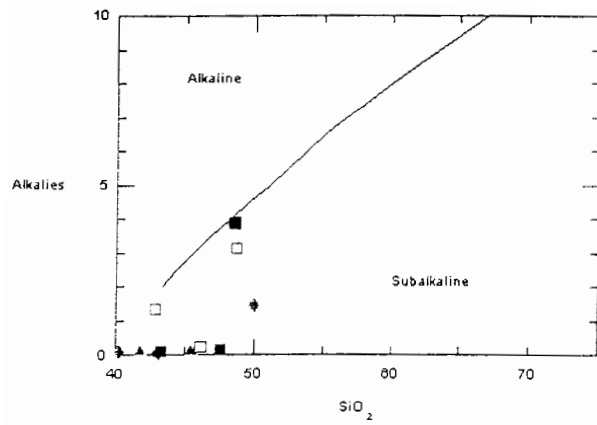
نمودار SiO_2 نسبت به اکسیدهای آلکالن سنگ (فلوید و وینچستر^۲، ۱۹۷۱):

در این نمودار، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده ساب آلکالن واقع شده است (شکل ۴-۶ الف).

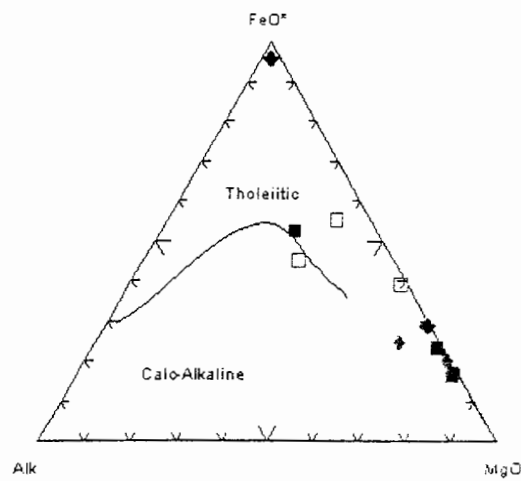
نمودار مثلثی نسبت $\text{Alc}(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{MgO} - \text{FeO}$

در این نمودار نیز بیشتر نمونه‌های منطقه هم در محدوده کالکوالکالن و هم تولییتی واقع شده است (شکل ۴-۶ ب)

^۱ Bibian
^۲ Floyd & Winchester



شکل الف



شکل ب

شکل ۴- الف، ب، تعیین سری ماگمایی نمونه های منطقه مورد مطالعه.

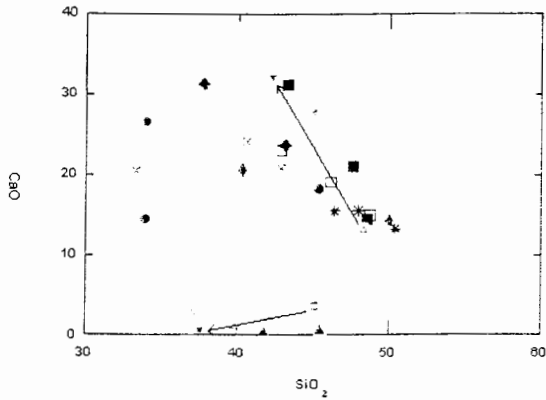
- ◆ رودنژیت
- گابروی رودنژیته شده
- دلریت رودنژیته شده
- ◆ گابروی پگماتونییدی

د - نمودارهای مقایسه‌ای

مطالعات انجام شده بر روی رودنژیتها نشان می‌دهد که میزان آلکالینا در رودنژیتها کاهش نشان می‌دهند معمولاً رودنژیتها از عناصر آلکالی (Na.K) فقیر می‌شوند در صورتی که در سرپانتینیت و دونیت میزان آن تقریباً ثابت است. در مقدار Al_2O_3 و L.O.I (آب و مواد فرار) در رودنژیتها افزایش جزئی مشاهده می‌شود. احتمالاً افزایش Al_2O_3 در رودنژیت مربوط به مقدار هیدروگروسلر و پلاژیوکلاز کلسیم‌دار در نمونه است. چرا که رودنژیتها در مقایسه با گابروها افزایش جزئی نسبت به Al_2O_3 و کاهش نسبت به MgO نشان می‌دهند (Espinosa, ۱۹۷۸).

در شکل ۴-۷-۱ نمونه‌های رودنژیته مورد مطالعه منطقه بر روی نمودار CaO به SiO_2 (نقره‌ئیان، ۱۹۸۲)، که مربوط به موقعیت و روند سرپانتینیت شدن هارزبورژیت سالم و رودنژیته شدن گابروی سالم در افیولیت سبزوار است، پلات شده است همچنین از نمونه‌های رودنژیته دهشیر یزد (مکی‌زاده، ۱۳۷۶) و نمونه‌های از Los Azules massif در ترکیه (Espinosa, ۱۹۷۸) به منظور مقایسه با نمونه‌های منطقه استفاده شده است. همانطور که ملاحظه می‌شود نمونه‌های مورد مطالعه با روند رودنژیته شدن نمونه‌ها طبق نظر نقره‌ئیان، تطابق دارند.

در شکل ۴-۷-۲ و ۴-۷-۳ نمونه‌های منطقه در نمودار L.O.I. به SiO_2 و نمودار MgO به CaO پلات شده است. همچنین نمونه‌ها با نمونه‌های مشابه از منطقه Pozanti-Karsanti ترکیه (Sevket, ۱۹۸۳) و نمونه‌های از Los Azules massif در ترکیه (Espinosa, ۱۹۷۸) نیز مقایسه شده‌اند، در این نمودار موقعیت دایک دلریت - دیابازی رودنژیته شده، گابروی رودنژیته شده و دایکهای دلریتی - دیاباز ایزوله رودنژیته نشده از افیولیت ترکیه مشخص شده است. نمونه‌های منطقه مورد مطالعه با نمونه‌های رودنژیته شده ترکیه و دهشیر یزد همپوشانی نشان می‌دهد و تقریباً بیشتر نمونه‌ها با توجه به تغییرات شدت رودنژیته شدن در یک محدوده واقع شده‌اند.



شگابروی سالم (افیولیت سبزوار)

۳ رودنژیت

۴ هارزبورژیت سالم

۵ سرپانتینیت

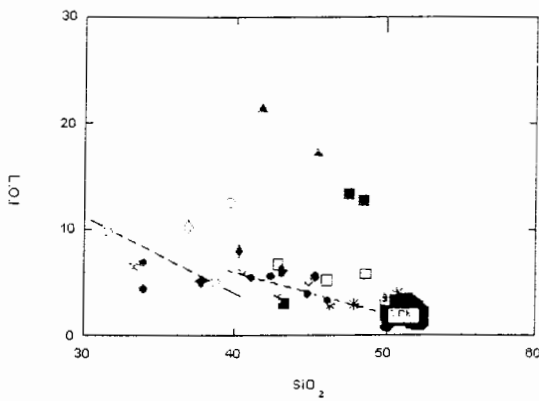
۶ دونیت سرپانتینی شده در Los Azules massif

۷ نمونه‌های دایک‌های رودنژیته (مرکز دایک)

Los Azules massif

* شگابروی سالم Los Azules massif

○ دونیت سالم Los Azules massif



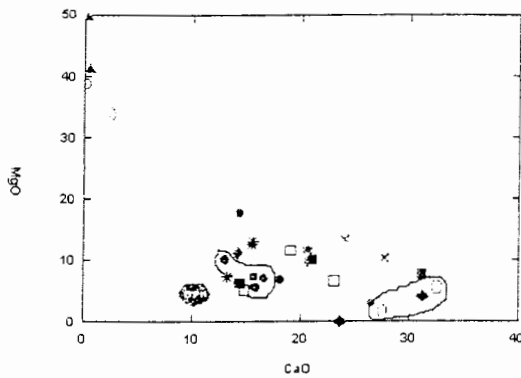
● نمونه‌های رودنژیته دهشیر یزد



قلمرو دایک دلریت - دیاباز ایزوله رودنژیته شده در منطقه Pozanti-Karsanti ترکیه (Sevket, 1983).

● دلریت دیاباز رودنژیته شده.

○ شگابروی رودنژیته شده



▲ سرپانتینیت

◆ رودنژیت

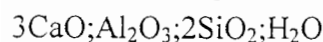
■ شگابروی رودنژیته شده

□ دلریت رودنژیته شده

◆ شگابروی پگماتوئیدی

شکل ۴-۷ تا ۳، موقعیت نمونه‌های رودنژیت و سرپانتینیت نسبت به شگابروی و هارزبورژیت (۱) و مقایسه رودنژیتهای مناطق باغجر و سلیمانیه با دیگر نقاط جهان (۲، ۳).

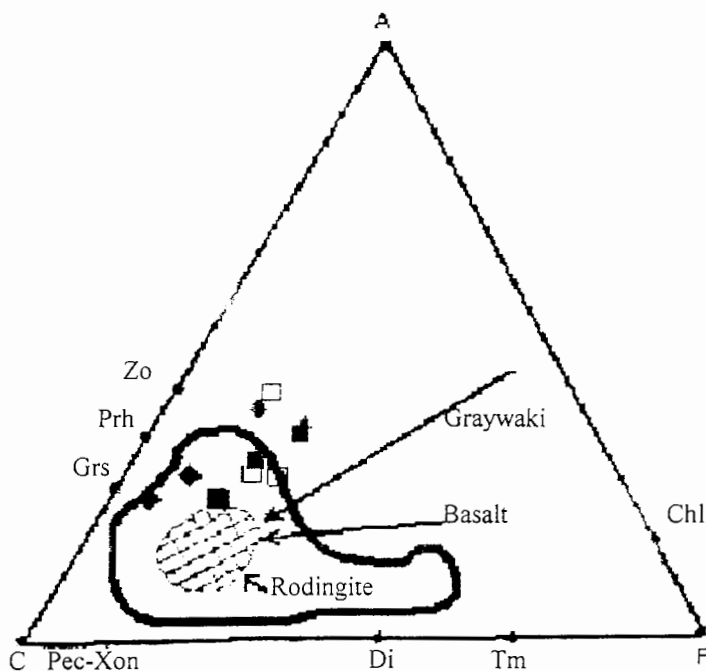
تغییرات شیمیایی ایجاد شده توسط فرآیند متاسوماتیسم در رودنیتها، روند مشابهی برای انواع سنگها دارد، اگرچه ترکیب سنگ اولیه تأثیرات اندکی بر روی محصول نهایی ایجاد می‌کند. در جایکه فرآیند متاسوماتیسم کامل شده، بیشتر رودنیتها نسبت مولکولی تقریبی زیر را دارند (کلمن، ۱۹۷۶):



با استفاده از دیاگرام ACF می‌توان موقعیت نمونه‌ها را از نظر ترکیب شیمیایی بررسی کرد همانطور که در شکل ۴-۸ مشاهده می‌شود نمونه‌های سبزوار تقریباً در نزدیکی میدان رودنیتی کلمن (۱۹۷۷) واقع شده‌اند.

در این شکل تغییرات شیمیایی بازالت و گریوک به طرف رودنیت و متاسوماتیسم کلسیک آن بر روی نمودار ACF، و همچنین کانیهای خاص رودنیت نشان داده شده است (Coleman 1977).

Grs = گروسولر یا هیدروگروسولر، Prh = پره‌نیت، Zo = زئولیت، Tm = ترمولیت - اکتینولیت، Chl = کلریت، Xon = زئولیت، Pec = پکتولیت. ترکیب شیمیایی نمونه‌های رودنیتی منطقه با سمبل \square \blacksquare \blacklozenge بر روی نمودار مشخص شده است.



شکل ۴-۸ دیاگرام ACF به منظور مقایسه ترکیب شیمیایی رودنیت‌های منطقه مورد مطالعه با میدان رودنیت‌های کلمن.

\blacklozenge رودنیت (44A, 45A)

\blacksquare گابروی رودنیتی شده (3B, 5B, Rn78-3-21)

\square دلریت رودنیتی شده (Dn77-p48, p26, p32)

\blacklozenge گابروی پگماتوئیدی (Gpn77-p28, Gpn77-p31)

۴-۴- شیمی کانیها،

به منظور اطلاع از ترکیب شیمیائی نمونه رودنژیت و برای شناسایی نوع کانیها و ترکیب دقیق آنها، بعد از مطالعات میکروسکوپی، تعداد ۳ نمونه برای آنالیز میکروپروپ به کشور فرانسه، دانشگاه Montpellier، ارسال گردید. ترکیب شیمیایی و نتایج حاکی از آنالیز میکروپروپ (درصد کاتیونی) کانیهای مورد نظر در این مطالعه در جدول ۴-۹ تا ۴-۱۳ ثبت شده‌اند. همچنین دو کانی رگچه‌ای پکتولیت و زنوتلیت و دو نمونه از سنگ رودنژیتی شده، نیز پس از آماده سازی و اطمینان از خلوص آنها برای آنالیز، توسط شرکت کیان طیف زاگرس اصفهان و آزمایشگاه مرکزی دانشگاه اصفهان به روش XRF, XRD, ICP، توسط مهندس مکی زاده، اقدام شد.

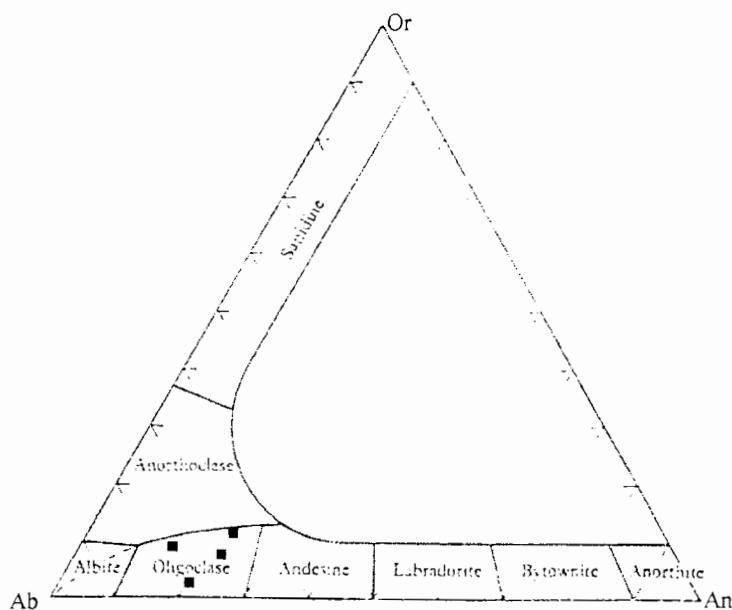
جدول ۴-۹- نتایج آنالیز میکروپروپ کانی هیدروگروسولر در رودنژیت‌های منطقه مورد مطالعه (افیولیت سبزوار)

هیدروگروسولر با فرمول: $Ca_{0.98}Al_{2.02}Si_{1.97}O_6(Si_{1.03}O_3)_2(OH)_2$

Garnet hydrogrossular					
DataSet	Po1 / 1 .	4 / 1 .	31 / 1 .	39 / 1 .	40 / 1 .
SiO2	35.994	35.491	34.491	33.360	33.408
Al2O3	23.562	23.355	14.827	22.094	22.842
Na2O	0.000	0.001	0.009	0.000	0.014
K2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	36.200	35.848	41.042	37.966	38.425
MgO	0.028	0.018	0.261	0.018	0.024
Cr2O3	0.012	0.028	0.000	0.000	0.009
MnO	0.006	0.000	0.032	0.015	0.012
FeO	0.220	0.348	1.329	0.809	0.558
NiO	0.000	0.016	0.000	0.000	0.003
TiO2	0.032	0.009	0.000	0.447	0.089
Total	96.055	95.113	91.992	94.710	95.383
Si	14.088	14.038	14.484	13.402	13.302
Al	10.869	10.887	7.338	10.461	10.719
Na	0	0.001	0.007	0	0.011
K	0	0	0	0	0
Ca	15.181	15.192	18.466	16.341	16.392
Mg	0.016	0.011	0.164	0.011	0.014
Cr	0.004	0.009	0	0	0.003
Mn	0.002	0	0.011	0.005	0.004
Fe	0.072	0.115	0.467	0.272	0.186
Ni	0	0.005	0	0	0.001
Ti	0.01	0.003	0	0.135	0.027
O	59.769	59.744	59.073	59.385	59.342
Total	100.011	100.004	100.01	100.011	100.001

جدول ۴-۱۰. نتایج آنالیز میکروپروپ کانی پلاژیوکلاز در رودنژیتهای منطقه مورد مطالعه (افیولیت سیزوار). پلاژیوکلاز با فرمول ساختمانی: $Na_{0.78-0.71}Ca_{0.19-0.25}Al_{1.18}Si_{2.74}O_8$

Plagioclase				
DataSet/Po	15 / 1 .	16 / 1 .	35 / 1 .	36 / 1 .
SiO ₂	53.907	60.803	62.433	61.784
Al ₂ O ₃	27.946	23.825	23.816	23.707
Na ₂ O	10.799	8.146	8.753	8.470
K ₂ O	0.467	0.598	0.239	0.000
CaO	4.898	5.302	4.749	5.003
MgO	0.000	0.000	0.000	0.005
Cr ₂ O ₃	0.015	0.000	0.000	0.022
MnO	0.000	0.000	0.000	0.001
FeO	0.075	0.048	0.002	0.048
NiO	0.000	0.002	0.003	0.004
TiO ₂	0.000	0.002	0.010	0.000
Total	98.107	98.726	100.006	99.042
Ab	78.18	71.01	75.88	75.39
An	19.6	25.55	22.75	24.61
Or	2.22	3.43	1.36	0
Si	0	21.053	21.268	21.288
Al	0	9.722	9.562	9.627
Na	0	5.469	5.782	5.659
K	0	0.264	0.104	0
Ca	0	1.967	1.733	1.847
Mg	0	0	0	0.002
Cr	0	0	0	0.006
Mn	0.001	0	0	0
Fe	0	0.014	0	0.014
Ni	0.001	0.001	0.001	0.001
Ti	40.057	0	0.003	0
O	67.933	61.522	61.554	61.663
Total	107.992	100.012	100.007	100.107

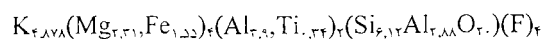


شکل ۴-۹. نمودار مثلثی محلول جامد در فلدسپاتها در تعیین نوع پلاژیوکلاز رودنژیتهای منطقه مورد مطالعه. ■ پلاژیوکلاز در رودنژیتهای منطقه مورد مطالعه

جدول ۴-۱۱- نتایج آنالیز میکروپروپ کانی کلریت در رودنژیت‌های منطقه مورد مطالعه (افیولیت سبزوار). کلریت با فرمول: $(Mg_{x_1}, Al_{x_2}, Fe_{x_3})_2(Si_{y_1}, Al_{y_2})_2O_{10}(OH)_{z_1}$

chlorite	DataSet/P	28/1	30/1	38/1	41/1	43/1	45/1	47/1	52/1
SiO2		36.007	37.619	27.806	30.193	28.772	30.666	29.763	30.104
Al2O3		16.987	16.401	20.849	18.598	18.086	17.585	19.134	19.670
Na2O		0.047	0.063	0.020	0.046	0.031	0.024	0.013	0.037
K2O		5.815	7.744	0.012	0.043	0.272	0.022	0.024	0.033
CaO		0.400	0.462	0.387	0.469	2.922	2.199	0.368	0.459
MgO		19.840	19.064	12.243	16.527	12.016	15.389	16.020	17.374
Cr2O3		0.000	0.010	0.004	0.015	0.036	0.016	0.016	0.031
MnO		0.033	0.048	0.292	0.349	0.347	0.328	0.322	0.422
FeO		12.235	11.886	26.314	22.201	26.197	22.360	22.122	19.359
NiO		0.096	0.086	0.000	0.018	0.027	0.000	0.000	0.005
TiO2		0.503	0.459	0.045	0.081	2.654	0.158	0.052	0.058
Total		91.964	93.842	87.972	88.540	89.359	88.747	87.835	87.551
Si		14.337	14.743	12.256	12.912	12.68	13.17	12.829	12.837
Al		7.972	7.575	10.831	9.374	8.355	8.901	9.72	9.885
Na		0.036	0.048	0.017	0.038	0.026	0.02	0.011	0.031
K		2.954	3.872	0.007	0.023	0.153	0.012	0.013	0.018
Ca		0.17	0.194	0.183	0.215	1.38	1.012	0.17	0.21
Mg		11.776	11.138	8.045	10.536	7.894	9.853	10.294	11.045
Cr		0	0.003	0.001	0.005	0.012	0.005	0.005	0.01
Mn		0.011	0.016	0.109	0.126	0.13	0.119	0.117	0.152
Fe		4.074	3.896	9.7	7.94	9.655	8.031	7.974	6.903
Ni		0.031	0.027	0	0.006	0.01	0	0	0.002
Ti		0.151	0.135	0.015	0.026	0.879	0.051	0.017	0.018
O		58.489	58.354	58.838	58.798	58.827	58.829	58.848	58.889
Total		100.002	100	100.001	100	100	100.004	100	100

جدول ۴-۱۲- نتایج آنالیز میکروپروپ کانی بیوتیت در منطقه مورد مطالعه. بیوتیت با فرمول:



biotite		
DataSet/P	21 / 1 .	22 / 1 .
SiO2	38.701	36.602
Al2O3	14.997	13.907
Na2O	0.219	0.252
K2O	9.824	9.139
CaO	0.077	0.261
MgO	17.526	17.369
Cr2O3	0.012	0.037
MnO	0.075	0.036
FeO	10.890	10.641
NiO	0.096	0.071
TiO2	2.312	1.955
Total	94.727	90.270
Si	15.125	15.013
Al	6.907	6.723
Na	0.166	0.2
K	4.898	4.782
Ca	0.032	0.115
Mg	10.211	10.62
Cr	0.004	0.012
Mn	0.025	0.012
Fe	3.559	3.65
Ni	0.03	0.023
Ti	0.68	0.603
O	58.364	58.246
Total	100	100

در جدول ۴-۱۳، نتایج آنالیز میکروپروپ کانی پکتولیتی با فرمول $\text{Ca}_2\text{NaH}(\text{SiO}_3)_2$ از منطقه سبزوار آورده شده است. در اینجا منشأ سدیم و نحوه ورود آن به سیستم رودنژیت مورد سؤال است. از طرفی رخنمون رگه‌ای و تک‌بلور این کانی با بلورهای ایدیومورف و فاقد دگرشکلی که مجموعه رودنژیتها را قطع می‌کند ارتباط ژنتیکی آن را با سنگ میزبان زیر سؤال می‌برد. مطالعات ونر (Werner ۱۹۷۹) بر روی داده‌های ایزوتوپی (D/H در ترکیب با ^{18}O) از پنج رگه تک کانی پکتولیت در ساحل غربی آمریکا، نیوزیلند و کوهپایه‌های آپالاش شمالی، مقادیر ۸٫۹+ تا ۱۲٫۴+ را نشان می‌دهد که بیانگر شکل‌گیری پکتولیت در دمای پائین با دخالت آبهای جوی است.

جدول ۴-۱۳ - آنالیز شیمیایی میکروپروپ کانی پکتولیت از روستای سلیمانیه (افیولیت سبزوار)

Pectolite-8shb			
DataSet	Po17 / 1 .	18 / 1 .	23 / 1 .
SiO2	53.092	52.652	51.982
Al2O3	0.706	0.613	0.481
Na2O	8.291	8.265	8.833
K2O	0.005	0.000	0.000
CaO	33.841	33.948	33.141
MgO	0.000	0.000	0.261
Cr2O3	0.006	0.005	0.042
MnO	0.000	0.015	0.000
FeO	0.014	0.010	0.323
NiO	0.000	0.035	0.000
TiO2	0.021	0.003	0.000
Total	95.976	95.545	95.062
Si	20.579	20.521	20.352
Al	0.322	0.282	0.222
Na	6.23	6.246	6.705
K	0.003	0	0
Ca	14.054	14.176	13.902
Mg	0	0	0.152
Cr	0.002	0.001	0.013
Mn	0	0.005	0
Fe	0.005	0.003	0.106
Ni	0	0.011	0
Ti	0.006	0.001	0
O	58.815	58.77	58.556
Total	100.015	100.015	100.008

در جدول ۴-۱۴، ترکیب شیمیایی دو نمونه از کانی رگه‌ای زنونلیت از روستای سلیمانیه (افیولیت سبزوار) آورده شده است. همانطور که ملاحظه می‌شود، بخش اعظم این کانی از کلسیم تشکیل شده، این کانی که بصورت رگه‌ای در کنتاکت دایک رودنژیتی و سنگ میزبان سرپانتینیتی تشکیل شده، حاصل متاسوماتیسم کلسیم می‌باشد

جدول ۱۴-۴- آنالیز شیمیایی از رگچه زنولیتی در منطقه سلیمانیه

Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	MgO	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	L.O.I
28-A	49.25	0.06	0.65	45.30	0.04	0.34	0.02	0.122	0.006	0.017	4.29
XX	43.71	0.27	0.16	52.55	0.023	0.12	0.034	0.00	0.031	0.00	3.00

در جدول ۱۵-۴، ترکیب شیمیایی رگچه پکتولیتی منطقه سبزوار با پکتولیت دهشیر یزد (مکی زاده، ۱۳۷۶) و پکتولیت افیولیت اسفندقه (سبزه‌بی، ۱۹۷۴) مقایسه شده است.

جدول ۱۵-۴- مقایسه ترکیب شیمیایی رگچه پکتولیتی منطقه سبزوار (Pec-So-۱۱) با پکتولیت دهشیر یزد (DE-SH) (مکی زاده، ۱۳۷۶) و پکتولیت* افیولیت اسفندقه (سبزه‌بی، ۱۹۷۴).

شماره نمونه / درصد عناصر	DE-SH - 1	*	11 - Pec - So
SiO ₂	53.82	51.29	54.11
TiO ₂	0.02	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	0.16	0.00	0.00
FeO	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	0.18	0.34	0.00
MgO	0.01	0.00	0.00
CaO	31.99	33.12	34.86
MnO	0.86	0.00	0.00
Na ₂ O	9.20	9.25	9.48
K ₂ O	0.04	0.02	0.00
L. O. I	3.57	4.62	1.71

جدول ۱۶-۴- مقایسه ترکیب شیمیایی رگچه زنولیتی منطقه سبزوار (روستای سلیمانیه) (XX, 28-A) با رگچه زنولیتی (1A, 2A, 3A) زنولیت همراه با هیدروگارت، و (4B, 5B) زنولیت همراه با کلریت، در منطقه Pozanti Karasanti ترکیه.

شماره نمونه / درصد عناصر	28-A	XX	1A	2A	3A	4B	5B
SiO ₂	49.25	43.71	49.23	49.06	49.19	49.47	49.20
Al ₂ O ₃	0.06	0.275	0.20	0.10	0.24	0.16	0.20
Fe ₂ O ₃	0.65	0.16	0.04	0.04	0.00	0.15	0.10
CaO	45.30	52.55	48.75	48.08	48.03	47.60	48.71
Na ₂ O	0.04	0.023	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
MgO	0.34	0.12	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
K ₂ O	0.02	0.034	0.00	0.00	0.07	0.03	0.01
TiO ₂	0.122	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
MnO	0.006	0.031	0.04	0.03	0.02	0.17	0.03
P ₂ O ₅	0.017	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
L. O. I	4.25	3.00	1.73	2.67	2.4	2.4	1.81

فصل پنجم

پروژنر

۵-۱- مقدمه

در این فصل به بررسی چگونگی شکل گیری و تکوین (پتروژنز) سنگهای منطقه می پردازیم. در راستای این هدف از اطلاعات صحرائی، پتروگرافی، شیمی سنگ کل در دیاگرامهای تغییرات و همچنین اسپایدر دیاگرامهای ارائه شده بهره خواهیم گرفت. اصطلاح رودنژیت برای اولین بار توسط بل^۱ و همکاران (۱۹۱۱) - به نقل از رزم آرا (۱۳۶۹) - در مورد سنگهای گابرویی دانه درشتی که در آن پیروکسن (دیلاژ)، گروسولر و گاهی سرپانتین وجود دارد، بکار برده شده است. بعدها این اصطلاح در مورد رگه ها یا فیلونیت های لوکوکراتیک موجود در سنگهای اولترابازیک که واجد مقدار زیادی گروسولر و دیوپسید، سرپانتین همراه با پرهنیت و ایدوکراز هستند، بکار گرفته شد.

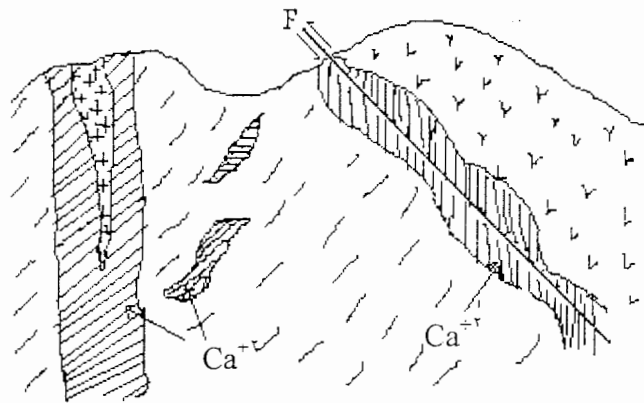
۵-۲- ویژگیهای سنگهای رودنژیته

رودنژیتهها سنگهای غنی از کلسیم هستند که بطور عمده از هیدروگروسولر، گروسولر، آندرادیت، گارنت، دیوپسید، وزویانیت، اپیدوت، پرهنیت، پکتولیت، زنوتلیت و غیره تشکیل شده اند (سبزه‌یی، ۲۰۰۲).

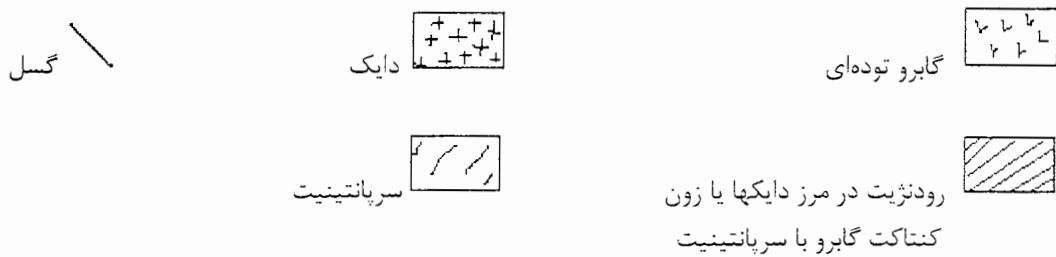
رودنژیته شدن فرآیندی است که روی دایکهای گابرویی و دلریتی - دیابازی موجود در سنگهای اولترابازیک اثر می کند و حاصل واکنش متقابل این دایکها با توده های الترامافیک میزبان است. رودنژیته سنگی است حاصل دگرسانی پیشرفته دایکها که بصورت عدسی و یا دایکهای غیر ممتد در داخل سنگهای اولترابازیک وجود دارد. این سنگها، بصورت دایکهای آلتره شده بطور متاسوماتیکی و انکلوزیونهای تکتونیکی سنگ دیگر در داخل توده های سرپانتینیته و همچنین در مرزهای سنگی مجاور سرپانتینیته اتفاق می افتند. این عقیده وجود دارد که سرپانتینیته شدن الیوین و ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن، کلسیم آزاد کرده و این کلسیم در ساختار بلوری سرپانتین نمی تواند وارد شود (Schandle. Et. Al ۱۹۹۰). رودنژیته موجود در حاشیه گابروهای اولیه تحت شرایط فشار و حرارت (P&T) رخساره شیبست سبز تشکیل شده اند (ادیب و پامیک^۲، ۱۹۷۹). به عقیده سبزه‌یی (۲۰۰۲) سیالات غنی از کلسیم به واکنش با کانی ماگمایی دایک بازیکی که توده الترامافیک را قطع کرده و یا توده های گابرویی که توسط فرآیندهای تکتونیکی در مجاورت توده های سرپانتینیته قرار گرفته اند (در اثر گسل خوردگی)، تمایل زیادی دارند (شکل ۵-۱).

^۱ Bell

^۲ Adib&Pamic



شکل ۵-۱- نمایش شماتیک ارتباط سرپانتینیت - رودنژیت (سبزه‌بی، ۲۰۰۲).



کلسیم آزاد شده، در سیالات ناشی از سرپانتینی شدن تمرکز یافته و با آنکلوزیونهای سنگ بازیگ یا سنگهای دیگر مثل شیلها، ولکانیکها، گریوکها، متامرفیکها و سنگهای پلوتونیک در تماس با توده‌های سرپانتینیتی واکنش می دهد. ایجاد واکنش سیالات غنی از کلسیم با ادخالهای سنگی در سرپانتینیتها، کانیهای غنی از کلسیم در ادخالهای سنگی ایجاد می کند که سبب متاسوماتیسم کلسیم به خرج ادخالهای سنگی شده است. اغلب رودنژیت‌های ایران، در حقیقت دایکهای گابروی پگماتیتی رودنژیتی شده، دایکهای دیابازی، پیلولاواهای بازالتی هستند. توده های سرپانتینیتی میزبان عمدتاً دونیت، لرزولیت و هارزبورژیت‌های سرپانتینی شده هستند. سرپانتینی شدن یک واکنش اگزوترمیک، هیدراتاسیون، در جایی است که آب با کانیهای مافیک مثل الیوین، پیروکسن واکنش می دهند و کانیهای لیزاردیت، آنتی گوریت و کریزوتیل را تشکیل می دهند (Palandri, ۲۰۰۴).

توده‌های سرپانتینی شده دو مرحله مجزا از سرپانتینی شدن را نشان می دهند:

- ۱- سرپانتینی شدن استاتیک، که به متامورفیسیم کف اقیانوس نسبت داده شده است (سبزه‌بی، ۱۹۷۴).
- ۲- سرپانتینی شدن دینامیکی پلی فازیک (چند فازی)، که به جایگزینی افیولیتها نسبت داده شده است (سبزه‌بی، ۱۹۹۸).

سرپانتینی شدن استاتیک با سرپانتینیت‌های توده‌ای غیر شناور، کریزوتیل، آنتی گوریت و بستیت بصورت کانیهای اصلی از نظر فراوانی مطرح شده است.

سرپانتینی شدن دینامیکی انواع گوناگونی از سرپانتینیت‌های شناور، خردشده و برشی شده با آنتی گوریت به عنوان کانی سرپانتینی اصلی ایجاد می کند.

رودنژیتها بصورت تجزیه شده، بودینه شده، توده‌های ایزوله شده در اندازه‌های متفاوت در توده‌های سرپانتینیته دیده می‌شوند و پتروگرافی آنها نشان می‌دهد که:

- گروسولر، هیدروگروسولر، زوئیزیت- اپیدوت غالباً به خرج پلاژیوکلاز تشکیل می‌شوند (سبزه‌یی، ۱۹۷۴)

- کلینوپیروکسن ماگمایی به سمت دیوپسید متاسوماتیکی خالص انتقال می‌یابد.

- پکتولیت، پرهنیت و زئولیت غالباً در رگچه‌ها و در طی رودنژیتی شدن دینامیکی سنگهای بازیک تشکیل می‌شوند.

فرآیند رودنژیت‌زایی طی سه مرحله انجام می‌شود (اسکاندل، ۱۹۸۹):

۱- رودنژیت‌های غنی از اپیدوت - ظهور کلینوزوئیزیت و اپیدوت نمایانگر اولین مراحل رودنژیتی شدن است.

۲- رودنژیت‌های غنی از گروسولر - پرهنیت.

۳- رودنژیت‌های غنی از دیوپسید. پیشرفته‌ترین مرحله دگرسانی بوسیله تبلور مجدد دیوپسید با بافت دانه‌ریز مشخص می‌شود. طبق مطالعات اسکاندل^۱ و همکاران (۱۹۸۹)، حرارت این مرحله در فشار ۱-۲ کیلو بار، چیزی بین ۲۷۰ تا ۳۳۰ درجه سانتیگراد است.

گستره وسیع δO^{18} این عقیده را تقویت می‌کند که رودنژیتها در محدوده حرارتی وسیعی تشکیل می‌شوند. مطالعه آنکلوژیونهای سیال نشان می‌دهد، سیالات درگیر در فرآیند رودنژیتی شدن دارای شوری پائین هستند (Schandle, et al, ۱۹۸۹, ۱-۲%wt NaCl).

تعیین شرایط رودنژیتی شدن، بخصوص تعیین درجه حرارت رودنژیتی شدن توسط روشهای گوناگون امکان پذیر است. Flint و همکاران (۱۹۴۱) نشان دادند که $Ca_2Al_2(SiO_4)$ گروسولر و $Ca_2Al_2(OH)_2$ دو عضو انتهایی از یک سری محلول جامد هستند که بصورت هیدروگروسولر شناخته شده‌اند. ارتباط بین درجه حرارت هیدراتاسیون و حرارت تشکیل برای این سری توسط Yoder, ۱۹۵۰; Carlson, ۱۹۵۶; Pistorius & Kennedy, ۱۹۶۰. درجه حرارت بالای ۵۰۰ درجه سانتیگراد تعیین شد. تشکیل هیدروگروسولر به مقدار فشار نیز بستگی دارد. شرایط فشار برای پایداری این کانی در $PH_2O=PT$ است، با توجه به اینکه در بسیاری از محیطهای زمین شناسی این شرایط نمی‌تواند ایجاد شود. Pistorius و Kenndy (۱۹۶۰) نشان دادند، اگر $PH_2O < PT$ باشد، درجه حرارت تشکیل هیدروگروسولر کاهش می‌یابد.

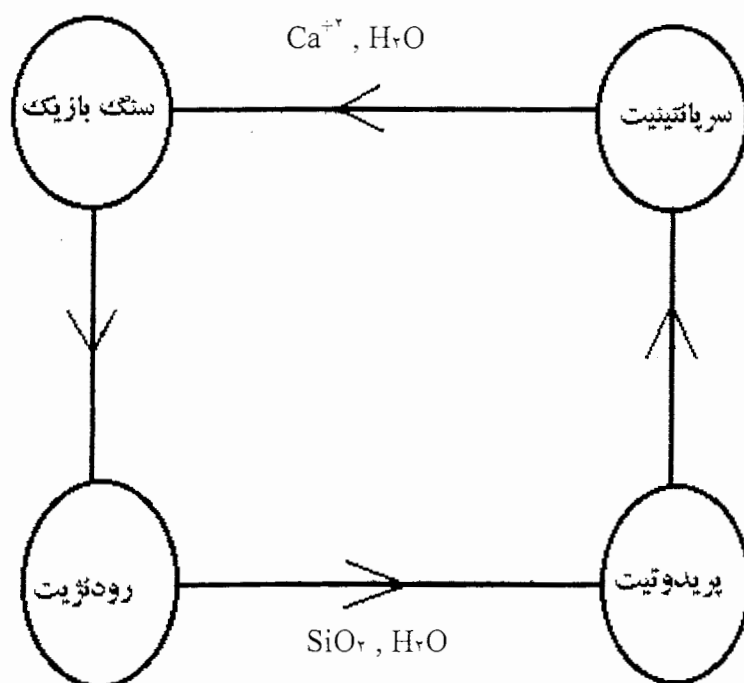
کلمن^۲ (۱۹۶۷) رودنژیتها را مرتبط با رخساره فشار بالا توصیف کرد و بر اساس چگالی بالای رودنژیتها و مقدار آب فراوان آنها، عقیده داشت که PH_2O باید تقریباً مشابه PT یعنی برابر ۴ کیلو بار باشد. Honnorez (۱۹۷۵) نتایج مشابهی با توجه به رودنژیتی شدن حاشیه میان اقیانوسی-Mid Atlantic نشان داد.

^۱ Schandle

^۲ Coleman

بر اساس نظریه هال^۱ (۱۹۸۳)، رودنژیت در هنگام فرورانش و در اثر عمل متاسوماتیسم کلسیم و سرپانتینی شدن پدید می‌آید. به نظر کلمن (۱۹۷۶) هر جا که آبهای کلسیم‌دار به عنوان فرآورده فرعی سرپانتینی شدن با سنگهای دارای سیلیس بیشتر (حدود ۴۵٪ SiO_2) مواجه شود، در اثر واکنش‌های انجام شده، جابجایی کانی‌های کالک سیلیکاته صورت گرفته و سنگ میزبان بدین صورت مورد هجوم قرار گرفته و رودنژیت تشکیل می‌شود.

با توجه به شواهد موجود، فاکتورهای اصلی در فرآیند رودنژیته شدن $\text{Ca}^{+2}, \text{H}_2\text{O}, \text{SiO}_2$ هستند. بر اساس نظریه سبزه‌بی (۲۰۰۲)، رودنژیته سنگهایی هتروژن هستند و دلیل آن: فعالیت Ca^{+2} در بخشهای مختلف محیط بصورت متفاوت، فوگاسیته H_2O در قسمت‌های مختلف و حضور یا عدم حضور SiO_2 در محلولهای مهاجم از مکانهای واکنشی مختلف است. با توجه به اینکه SiO_2 آزاد شده در طی فرآیند رودنژیته شدن همراه با H_2O ، سرپانتینی شدن سنگ میزبان را افزایش می‌دهد و در طی این واکنش (که بصورت یک واکنش Feed Back یا بازخوری باشد) Ca^{+2} زیادی در داخل سیال آزاد می‌شود که به رودنژیته شدن کمک می‌کند. در شکل ۵-۲ مکانیسم Feed Back با اقتباس از سبزه‌بی (۲۰۰۲) بصورت نموداری توضیح داده شده است.



شکل ۵-۲. نمایی شماتیک از مکانیسم FeedBack در فرآیند رودنژیته شدن - سرپانتینی شدن (سبزه‌بی، ۲۰۰۲).

در اسپایدر دیاگرام‌های هنجار شده با مورب تهی شدگی از چپ به راست از ویژگیهای شاخص مناطق کوهزایی بوده و غنی شدگی LREE در سریهای کالکوالکالن عادی است و با توجه به توضیحات فوق

^۱ Hall

به صراحت می‌توان رابطه سنگهای محدوده مورد مطالعه با پدیده فرورانش حاشیه قاره‌ها و ماهیت کالکوآلکال این سنگها را دریافت.

در نمونه‌های هنجار شده نسبت به کندریت، تهی‌شدگی در MREE، غنی‌شدگی در LREE، و HREE دیده می‌شود، در Tb آنومالی منفی و Y آنومالی مثبت دیده می‌شود. و این نشاندهنده ارتباط با مناطق فرورانش است.

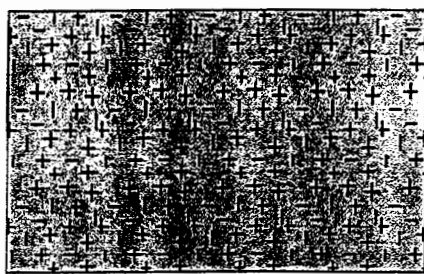
۳-۵- مدل پیشنهادی فرآیند رودنژیته شدن دایکهای دیابازی - گابرویی در سنگ میزبان سرپانتینیتی:

همانطور که در شکل ۳-۵ الف تا ه، مشاهده می‌شود، فرآیند رودنژیته شدن با یک مدل فرضی ارائه شده است. در ابتدا یک بوم پریدوتیتی از جنس هارزبورژیت به تصویر کشیده شده است (شکل ۳-۵ الف). عبور دایکهای دیابازی - گابروئی تغذیه کننده (Feeder dykes) اطاق ماگمائی به سمت بالا که قبل از سرپانتینیتی شدن اولترامافیکها، آنها را قطع کرده‌اند و بعداً با هجوم سیالات حاوی کلسیم، فرآیند رودنژیته شدن را متحمل شده‌اند، (شکل ۳-۵ ب).

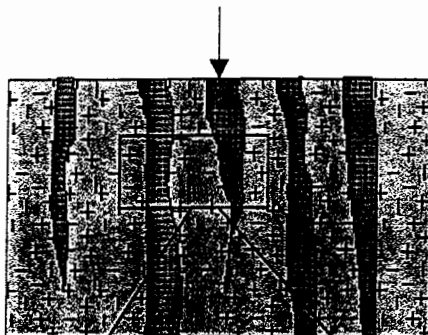
دایکهای آلتره شده دو دسته رودنژیته شدن را متحمل شده است:

- رودنژیته شدن دینامیکی: ایجاد و توسعه شکستگی‌ها و شکافها در حین پدیده بودیناژ (شکل ۳-۵ ج) و کانی‌سازی رگه‌ای تأخیری که تحت کنترل استرس بوده است (پره‌نیت، پکتولیت و زوتولیت).

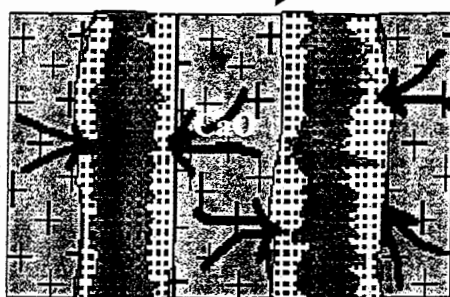
- رودنژیته شدن استاتیکی: هجوم مستقیم سیالات از سنگ میزبان به دایک داغ (شکل ۳-۵ د). یا تبادلات متاسوماتیکی و ایجاد سلولهای همرفت (Convection Cell) از سیالات هیدروترمال در اطراف دایکهای داغ (شکل ۳-۵ ه).



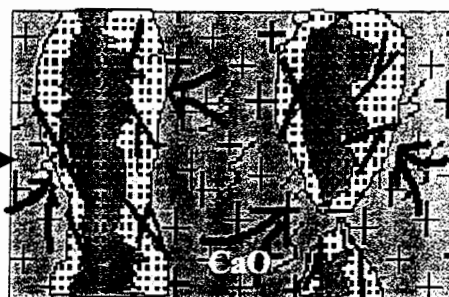
(شکل الف)



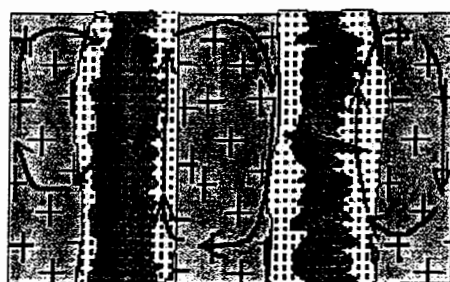
(شکل ب)



(شکل د)



(شکل ج)

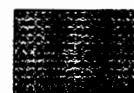


(شکل ه)

بوم پریدوتیتی (هارزبورژی) در حال سرپانتینی شدن



دایکهای دیابازی - گابرویی



رودنژیت



شکستگی و درزه در اثر پدیده بودیناژ



سلولهای همرفتی از سیالات هیروترمال

شکل ۵-۳- الف تا ه، مدل پیشنهادی فرآیند رودنژیتی شدن.

۵-۴- نتیجه‌گیری و پیشنهاد:

با توجه به مطالعات صحرایی و پتروگرافی و ژئوشیمی رودنژیتهای افیولیت سبزوار نتایج زیر حاصل می‌شود:

۱- رودنژیته شدن دایکهای گابرویی، دلریتی - دیابازی، آمفیبولیت و بازالتی در کنتاکت با توده‌های سرپانتینی و توسط واکنش متاسوماتیسم سیال غنی از Ca^{+2} در طی سرپانتینی‌شدن سنگهای الترامافیک صورت گرفته است.

۲- مجموعه کانیهای تشکیل شده در این فرآیند شامل: هیدروگروسولر، پرهنیت، اپیدوت (کلینوزوئیزیت و زوئیزیت)، دیوپسید، بیوتیت، پکتولیت و زنوتلیت (بصورت رگچه‌ای) می‌باشد.

۳- کانی پکتولیت و زنوتلیت بشکل رگچه‌ای و جانیشینی در مراحل آخر رودنژیته شدن ایجاد می‌شود. سدیم، کلسیم و سیلیس مورد نیاز برای این واکنشها از آلتراسیون پلاژیوکلاز و انتقال سیالات کلسیم‌دار و سیلیس آزاد شده در واکنش‌های منجر به رودنژیته شدن سنگ، تأمین می‌گردد. H_2O موجود در این کانیها از نوع آبهای جوی است.

۴- بر اساس اصول ترمودینامیکی، رودنژیته شدن پتانسیل شیمیایی پائینی را به همراه دارد. سرپانتینی شدن پریدوتیت‌ها، یک سیال غنی از Ca^{+2} ایجاد می‌کند که پتانسیل شیمیایی بالایی دارد، بر این اساس، برای کاهش انرژی آزاد سیستم، سیال غنی از Ca^{+2} با ماگما بازیک واکنش داده تا پتانسیل شیمیایی سیال حاصل از فرآیند سرپانتینی‌شدن برابر پتانسیل شیمیایی ماگمای بازیک گردد.

۵- فرآیند رودنژیته شدن و سرپانتینی‌شدن همزمان با هم صورت گرفته و این فرآیند حاکی از یک مکانیسم FeedBack (بازخور) می‌باشد.

با توجه به نتایج حاصله، برای ادامه مطالعات و تحقیقات در این زمینه، مطالعات تجربی، مطالعات ایزوتوپیهای پایدار، بررسی انکلوزیونهای سیال (Fluid inclusion) برای تعیین میزان شوری سیال و تعیین درجه حرارت پیشنهاد می‌گردد.

منابع

الف - منابع فارسی:

- ادهمی، ف. (۱۳۷۶)، پتروگرافی، ژئوشیمی و پترولوژی افیولیت‌های منطقه باغجر (سبزوار)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- آسیابانها، عباس (۱۳۷۴)، بررسی میکروسکوپی سنگهای آذرین و دگرگونی (ترجمه)، انتشارات دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره).
- امامی، محمد هاشم (۱۳۷۹)، ماگماتیسم در ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- بازوبندی، م. ح. (۱۳۷۹)، مطالعه پتروگرافی و پترولوژی مجموعه دگرگونی سلطان آباد در ارتباط با مجموعه افیولیت ملانژ سبزوار، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- حافظ، ع. (۱۳۷۲)، افیولیتها و ملانژهای افیولیتی ایران، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- درویش‌زاده، علی (۱۳۷۰)، زمین‌شناسی ایران، انتشارات ندا.
- درویش‌زاده، علی؛ آسیابانها، عباس (۱۳۷۰)، ماگماها و سنگهای ماگمایی (ترجمه)، انتشارات دانشگاه تهران.
- رزم‌آرا، م. (۱۳۷۹)، بررسی‌های زمین‌شناسی، پترولوژی و پتانسیل معدنی افیولیت ملانژهای شمال تربت حیدریه (شمال اسداباد)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- شرافت، ش. (۱۳۷۶)، زمین‌شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه‌های افیولیتی سورک - زرو - اردان (غرب استان یزد)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان.

- علوی تهرانی، ن. (۱۳۵۶)، زمین شناسی و سنگ شناسی مجموعه افیولیتی ناحیه سبزوار، سازمان زمین شناسی کشور، گزارش شماره ۴۳.
- صلواتی، م. درویش زاده، ب. درویش زاده، ع. (۱۳۸۰)، بررسی ترکیب شیمیایی کانیهای میکا و کلینوپیروکسن در لامپروفیر جنوب املش، مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران، سال نهم، شماره یک، صفحه ۳ تا ۲۶.
- قاسمی، ح. (۱۳۸۰)، مابانی بافتها و ریز ساختهای سنگهای دگرگونی، (ترجمه)، انتشارات دانشگاه شاهرود.
- قهرایی پور، م. (۱۳۸۰)، پترولوژی لیستونیتها در شمال افیولیت نائین، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- مجیدی. ج و همکاران، نقشه زمین شناسی سبزوار ۱/۱۰۰۰۰۰ (شماره ۷۵۶۲)، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- مصلحی و همکاران (۱۳۸۲)، گزارش کانی زئولیت در افیولیت سبزوار (روستای سلیمانیه)، یازدهمین همایش انجمن بلور و کانی ایران، دانشگاه یزد.
- مصلحی و همکاران (۱۳۸۲)، پتروگرافی رودنژیتهای بخش میانی افیولیت سبزوار (روستای سلیمانیه و باغجر)، یازدهمین همایش علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- مصلحی و همکاران (۱۳۸۳)، پترولوژی رودنژیتهای مجموعه افیولیتی سبزوار، هشتمین همایش انجمن زمین شناسی کشور، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- مصلحی و همکاران (۱۳۸۳) کانی سازی رگچه ای زئولیت (Xonotlite) و پکتولیت (Pectolite) در افیولیت سبزوار، هشتمین همایش انجمن زمین شناسی کشور، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- مکی‌زاده، م. ع. (۱۳۷۶)، پترولوژی و ژئوشیمی افیولیت‌های دهشیردهشیر با تأکید بر آلتراسیون هیدروترمال وابسته (رودنژیته شدن، لیستونیتی شدن)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان.

- نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ سبزواز، (۱۹۸۹)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- نقره‌ئیان، م. مکی‌زاده، م. ع. شرافت، ش. (۱۳۷۹)، پیدایش زئولیت‌های دروغین در بخش از رودنژیته‌های افیولیت نائین (ایران مرکزی)، هشتمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد.

- Adib, D., Pamic, J., 1979. Rodingites from the Southeastern part of the Neyriz Ophiolite Complex in the Zagros Rang, IRAN. , 281-289.
- Alberti, A.A., Chlaramonti, P.C., Moazes, S., 1976. On some rodingite occurrences in north-eastern Iran., *N. Jb. Miner.*, 4, 185-191.
- Alavi-Tehrani, N. (1975). On the metamorphism in the ophiolitic rocks in the Sabzevar Region (NE-Iran),. Report presented Tehran Symposium on the Geodynamics of Southwest Asia.
- Arvin, M., 1987. Petrology and Geochemistry of ophiolites and associated rocks from the Zagros suture, Neiriz, Iran. Thesis., London, 299 pp.
- Barker, A.J., 2002. Crack- fill porphyroblastesis., *J. Metamorphic Geol.*, 20,, 283-294.
- Barnes, I., O'Neil, J. R., 1969. The relationship between fluids in some fresh alpine - type ultramafics and possible modern serpentinization, Western United States., *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 1947-1960.
- Barnes, I., Rapp, J. B., and O'Neil, J. R., 1972. Metamorphic assemblages and the direction of flow of metamorphic fluids in four instances of serpentinization. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 35, 263-276.
- Barnes, I., O'Neil, J. R., 1969. The relationship between fluids in some fresh alpine - type ultramafics and possible modern serpentinization, Western United States., *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 1947-1960.
- Coleman, R.G., 1967. Low - temperature reaction zones and alpine ultramafic rocks of California, Oregon and Washington., *U. S. Geol; Sure. Bull.*, 1247.
- Coleman, R.G., 1977. Ophiolites, Minerals and Rocks, Springer Verlag, Berlin.
- Davoudzadeh, M., 1972. Geology and Petrology of the Area North of Nain, Central Iran, G.S.I. Report.,
- Deer, W. A., Howie, R.A., Zussman, J., (1966). An introduction to the Rock- forming Minerals.
- Dubinska, E., Wiewira, A., (1999). "Layer silicates from a rodingite and its blackwall from Przemi Aw (Lower Silesia, Poland); mineralogical record of metasomatic processes during serpentinization and serpentinite recrystallization,." 67: 223-237.

-Dubiska, E., Bylina,P., Kozoweski.A., Dorr,W., Nejbort,K., Schastok,J., Kulicki.C.. (2004). "U-Pb datin of serpentinization; hydrothermal Zircon from a metasomatic rodingite shell(Sudetic Ophiolite, SW Poland)..” Chemical Geology 203(3-4): 183-203.

-Espinosa, A., 1989. Rodingites of the Loz Azules Ophiolitic sequence in the western Cordillera of the Colombian Andes.. .

-Esteban, J. J., Cuevas,J., Tubia,J.M., and Yusta,J., (2000). "Xonotlite in rodingite assemblages from the Ronda peridotites Betic Cordilleras, Southern Spain,." 41(161-170).

-Gansser, A. (1974). "The ophiolite melange, a world-wide problem on the tethyan examples,." Eclogae Geol. 67: 479-507.

-Honnorez, J., Kirst,P., (1975). "Petrology of rodingites from the Equatorial Mid-Atlantic fracture zones and their geotectonic significance,." Contrib. Mineral. Petrol. 49(233-237).

-Likhoidov, G. G., Plyusnina, L.P., (1995). "Rodingites as a special case of water- rock interaction, Vladivostok(Russia),." ISBN 905410596,.

-McInnes, B. I. A., Gregoire,M., Binns,R.A., Herzig,P.M., Hannington,M.D., (2001). "Hydrous metasomatism of oceanic sub-arc mantle, Lihit Papua New Guinea; Petrology and Geochemistry of fluid-metasomatised mantle wedge xenoliths,." Earth and planetary Science Letters, 188: 169-183.

-Moody, J. B. (1976). "Serpentinization, a review." Lithos 9(125-138).

-Noghreyan, M.K., 1982. Evolution geochemique, mineralogique et structural d'un edifice ophiolitique singuliere, Le massif de Sabzevar(partie central). NE de l'IRAN, Thesis,, Nancy, France,, 239 pp.

-O'Hanley, D. S. (1991). "Fault related phenomena associated with hydration and serpentine recrystallization during serpentinization, Canadian Mineralogist." 29(21-35).

-Palandri, J. L. (2004). "Geochemical Models of metasomatism in ultramafic systems; serpentinization, rodingitization and sea floor carbonate chimney precipitation,." Geochemica et Cosmochemica Acta, 68: 1115-1133.

-Pearce, J.A., Parkinson, I. J.,, 1993. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis,., 76, 77-94.

-Piril Onen, A. (2003). "Neotethyan ophiolitic rocks of the Anatolides of NW Turkey and comparison with Tauride Ophiolites,." Journal of the Geological socaiety.(LONDON) 160(974-962).

-Plyusnina, L. P., Likhoidov, G.G., Zaraisky, G.P., (1993). "Physicochemical conditions of rodingite formation experimental data.." Petrology 1. No,5,(557-568).

-Rahgoshay, M.S., H., 2002. The Nain's ophiolite as an indicator of a paleo- Tethys segment in Central Iran.. *J. of Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University*, 8-9, 45-52.

-Roubault, M., 1982. Determination des Mineraux des rockes au Microscope Polarisant, third ed, Editious Lamarre - Point.

--Sabzehei, M., 2002. Rodingitization of Iranian basic rocks: a new interpretation.. *J. Sci., Islamic Republic of Iran*, 13,2,, 155-160.

-Sbazehei, M., 1974. Les melanges ophiolitiques de la region d' Esfandagheh, Thesis,, Grenoble, France,, 303 pp.

Schandle, E.V., O'Hanley, D.S., Wicks, F. J., 1989. Rodingites in Serpentinized ultramafic rocks of the ABITIBI Greenstone Belt, Ontario, *Canadian Mineralogist*, , 27, 579-591.

-Schandle, E.S., O'Hanley, S. D., Wicks, F. J., 1990. Fluid inclusion in Rodingite, A Geothermometer for serpentinization, *Eco, Geo*, , 85, 1273-1276.

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

-Schandl, E. S., O'Hanley, D.S., Wicks, F.J., (1992). "The origin of rodingites from Cassiar, British Colombia, and their use to estimate T and P(H₂O) During serpentinization,." Geochemica et Cosmochemica Acta, `56(97-108).

-Schandle, E. S., O'Hanley, S.D., Wicks, F.J., (1990). "Fluid inclusion in Rodingite, A geothermometer for serpentinization,." Eco.Geo, 85: 1273-1276.

- Sevket, G. A.,(1983). Assemblage ophilitique anaciees de la parte occidetale du massife de Pozanti – Karsanti. Taurus eilicien – Turquie. Thess d'Elat universite de Nancy. France.

-Shaw, S., Clark, S.M., Henderson, C.M.B., (2000). "Hydrothermal formation of the calcium silicate hydrates, tobermorite and xonotlite; an in situ synchrotron study,." Chemical Geology, 167: 129-140.

-Shaw, S., Clark, S.M., Henderson, C.M.B., (2000). "Dehydration/ recrystallization mechanisms, and Kinetics of hydrated silicate minerals; An in situ TGA/DSC and synchrotron radiation SAXs/WAXs Study,." Chemical Geology 167(141-159).

-Siva Siddaiah, N. (2001). "Serpentinization, Rodingitization, High- Pressure Metamorphism and Mineralization in the Nidar Ophiolite of INDUS suture zone, Eastern Ladakh, Himalaya,INDIA,." 3A07: 79-82.

-Schandle, E.V., O'Hanley, D.S., Wicks, F. J., 1989. Rodingites in Serpentinized ultramafic rocks of the ABITIBI Greenstone Belt, Ontario, Canadian Mineralogist., , 27, 579-591.

-Schandle, E.S., O'Hanley, S. D., Wicks, F. J., 1990. Fluid inclusion in Rodingite, A Geothermometer for serpentinization, Eco, Geo., , 85, 1273-1276.

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

-Wenner, D.B., 1987. Hydrogen, Oxygen and Carbon isotopic evidence for rodingites in serpentinized ultramafic rocks, *Geochemica et Cosmochemica, Acta.*, , 43, 603-614.

