



سنگ‌نگاری، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی - ماگمایی سنگ‌های نفوذی شمال شرق سنقر (کردستان)

فرهاد آلیانی، ثریا دادفر*، محمد معانی‌جو، کاظم برزویی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

(دریافت مقاله: ۹۱/۵/۴، نسخه نهایی: ۹۱/۱۱/۳۰)

چکیده: توده‌های نفوذی شمال‌شرق سنقر بخشی از توده‌های نفوذی زون سنندج - سیرجان را تشکیل می‌دهند. براساس مشاهدات صحرایی و بررسی‌های میکروسکوپی، منطقه‌ی مورد بررسی از دو دسته، سنگ‌های توده‌ای (گابرو هورنبلنددار، سنگ‌های حدواسط و اسیدی) و دایک‌ها (گابرو پیرکسن‌دار) تشکیل شده‌اند. با توجه به بررسی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی، این مجموعه گرانیتوئیدی از نوع I، آهکی-قلیایی و متالومین است. با توجه به روند تغییرات نمودارهای عناصر اصلی و فرعی در برابر یکدیگر فرایند تبلور جدایشی مهمترین عامل تشکیل‌دهنده‌ی سنگ‌های توده‌ای منطقه است. تغییرات نسبت Zr/Nb و La/Yb در این سنگ‌ها نشان‌دهنده‌ی دو خاستگاه متفاوت اسپینل لرزولیت تا گارنت لرزولیت (سنگ‌های توده‌ای) و اسپینل لرزولیت (دایک‌ها) است. هم‌چنین، نسبت Th/Ta در گستره‌ی ۲۰-۶ و غنی‌شدگی از عناصر $LILE$ و $LREE$ نسبت به $HFSE$ و $HREE$ از شواهد تشکیل ماگما در یک محیط وابسته به فروران‌ش در حاشیه‌ی فعال قاره است.

واژه‌های کلیدی: گرانیتوئید نوع I؛ حاشیه‌ی فعال قاره؛ آهکی-قلیایی؛ زون سنندج-سیرجان؛ سنقر.

مقدمه

حاجی‌آباد، تاکنون به طور اختصاصی مورد بررسی‌های سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی قرار نگرفته‌اند، در این پژوهش سعی شده است تا با اتکا به نتایج حاصل از سنگ‌نگاری و آنالیزهای ژئوشیمیایی به بررسی سنگ‌نگاری، ارتباط ژنتیکی بین بخش‌های مختلف توده، خاستگاه ماگمای سازنده و جایگاه زمین‌ساختی این توده‌ی نفوذی پرداخته شود.

روش پژوهش

برای بررسی ویژگی‌های سنگ‌نگاشت‌ها و ژئوشیمیایی توده‌های نفوذی منطقه، ضمن بازدیدهای صحرایی، از واحدهای مختلف سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه مورد بررسی نمونه‌برداری صورت گرفت که ۳۷ نمونه برای بررسی‌های سنگ‌نگاری

منطقه‌ی مورد بررسی در شمال‌شرقی سنقر، در مرز استان‌های کردستان، کرمانشاه و همدان و در نزدیک به روستاهای هزارخانی بالا و حاجی‌آباد واقع شده است که بنابر تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران [۱]، جزء پهنه‌ی سنندج - سیرجان است. از جمله بررسی‌های انجام شده روی توده‌های نفوذی واقع در شمال شرق سنقر، می‌توان به [۲]، که با روش $K-Ar$ سن توده‌های نفوذی سنقر را ۴۰ میلیون سال تعیین کردند، [۳]، که به بررسی‌های زمین‌شناسی و تعیین جنس توده‌های نفوذی منطقه پرداختند، و نیز [۴] که توده‌های نفوذی منطقه‌ی تکیه‌بالا را بررسی کرده‌اند. با توجه به این که سنگ‌های نفوذی شمال شرقی سنقر مناطق هزارخانی و

انتخاب شدند. همچنین ۱۲ نمونه سنگ که حداقل هوازدگی را از منطقه‌ی حاجی‌آباد برای آنالیز سنگ کل به آزمایشگاه نشان می‌دادند، شامل ۵ نمونه از منطقه‌ی هزارخانی و ۷ نمونه شرکت SGS شعبه‌ی تورنتو کانادا ارسال شدند (جدول ۱).

جدول ۱ نتایج آنالیز شیمیایی انواع سنگ‌های مورد بررسی (اکسیدهای عناصر اصلی برحسب درصد وزنی و عناصر کمیاب برحسب PPM). (-) به معنی عدم آشکارسازی عنصر است.

	Pyroxene Gabbro			Hornblende Gabbro			Intermediate			Felsic		
Samples	HaJ1	HaJ7	H7	HaJ2	MMA2.7	Hez1	Hez17	MMA2.1	Hez14	Hez8	H2	Hez12
Major elements (wt%)												
SiO ₂	۴۷٫۳	۴۶٫۲	۴۸٫۹	۵۰٫۶	۵۰٫۱	۵۲٫۵	۵۸٫۹	۵۴٫۷	۵۷٫۲	۵۶٫۳	۷۰٫۷	۷۱٫۲
Al ₂ O ₃	۱۷٫۸	۱۷	۱۶٫۸	۱۵٫۷	۱۷٫۸	۱۹٫۲	۱۵٫۶	۱۶٫۷	۱۷٫۸	۱۵٫۴	۱۳٫۶	۱۴٫۹
Fe ₂ O ₃	۱٫۶	۱٫۶۶	۱٫۳	۱٫۵۱	۱٫۴۹	۱٫۱۰	۰٫۹۹	۱٫۱۴	۰٫۸۵	۱٫۲	۰٫۵۹	۰٫۲۳
FeO	۹٫۰۹	۹٫۴۳	۷٫۳۸	۸٫۵۸	۸٫۴۷	۰٫۲۸	۵٫۶۱	۶٫۵	۲٫۶۴	۶٫۸	۳٫۶۶	۱٫۳۳
CaO	۹	۸٫۵۱	۱۲٫۵	۷٫۶۳	۵٫۵۹	۶٫۵۸	۳٫۹۳	۳٫۶۵	۰٫۸۵	۳٫۹۶	۰٫۱۹	۰٫۴۲
MgO	۷٫۱	۷٫۴۱	۶٫۷۳	۵٫۷۸	۶٫۹۸	۵٫۸۶	۲٫۳۳	۴٫۸۴	۶٫۱۲	۳٫۶۴	۲٫۰۷	۱٫۷۷
Na ₂ O	۳٫۵	۳٫۳	۲٫۸	۳٫۳	۳٫۹	۵٫۵	۶٫۷	۷	۷٫۷	۷٫۳	۳٫۹	۷٫۸
K ₂ O	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۳۸	۰٫۳۴	۰٫۳	۰٫۳۵	۰٫۳۷	۰٫۳۷	۰٫۳۲	۱٫۷۸	۱٫۷
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	-	-	-	-	-	-	-
TiO ₂	۱٫۲۴	۱٫۵۷	۱٫۷۱	۱٫۵۱	۱٫۴۷	۱٫۷۹	۱٫۹۸	۱٫۰۷	۱٫۵۳	۲٫۲۹	۰٫۲۴	۰٫۵۵
MnO	۰٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۱۵	۰٫۱۸	۰٫۱۶	۰٫۱	۰٫۰۸	۰٫۱	۰٫۰۲	۰٫۰۹	۰٫۰۲	-
P ₂ O ₅	۰٫۱	۰٫۱۲	۰٫۱۴	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۷۲	۰٫۵۵	۰٫۲	۰٫۵۳	۰٫۵۷	۰٫۰۳	۰٫۱۷
LOI	۳٫۰۶	۳٫۲۲	۰٫۹	۳٫۰۷	۳٫۳۳	۱٫۳۳	۱٫۸۶	۲٫۷۴	۲٫۸۶	۱٫۳۲	۱٫۹۴	۰٫۹۶
Total	۹۹٫۹	۹۸٫۷	۹۹٫۷	۹۹٫۸	۱۰۲٫۲	۹۹٫۳	۹۸٫۹	۹۸٫۹	۹۸٫۱	۹۹٫۱	۹۸٫۳	۹۹٫۵
Trace elements (ppm)												
Ba	۵۰	۷۰	۶۰	۱۹۰	۱۱۰	۷۲۰	۱۱۰	۳۲۰	۱۰۰	۹۰	۳۰۰	۳۶۹
Ce	۱۳٫۳	۱۹٫۶	۱۲	۲۳٫۷	۳۲٫۵	۱۵۳	۱۰۵	۴۳٫۷	۴۸٫۴	۱۰۳	۵۴٫۴	۹۴٫۱
Ag	-	-	-	-	-	-	-	-	۱	-	-	۱
Cs	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۳	۱	۱٫۸	۰٫۳	-	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۸	۰٫۱
Cu	۱۰٫۷	۷۹	۶۲	۵۵	۱۰۲	۱۳	۲۷	۱۹	۱۳	۲۰	۱۳	۷
Dy	۳٫۰۹	۳٫۳۷	۳٫۱۳	۴٫۹۶	۴٫۸۹	۸٫۳۲	۱۰٫۲	۴٫۹	۹٫۱۲	۹٫۹۵	۶٫۴۴	۶٫۰۴
Er	۱٫۷۷	۱٫۸۵	۱٫۶۷	۲٫۹	۲٫۸۷	۴٫۳۷	۶٫۲۵	۲٫۶۹	۵٫۳۲	۵٫۳۱	۴٫۳۹	۳٫۷۱
Eu	۱٫۰۸	۱٫۲۱	۱٫۱۳	۱٫۴۳	۱٫۴۲	۳٫۲۵	۲٫۴۲	۱٫۳۳	۱٫۹	۲٫۱۷	۱٫۰۱	۱٫۱۱
Gd	۲٫۸۱	۳٫۲۱	۳٫۰۱	۴٫۴۹	۴٫۲۸	۹٫۴۲	۹٫۵۳	۴٫۶۹	۷٫۶۴	۸٫۷۶	۴٫۵۶	۵٫۳۵
Lu	۰٫۲۴	۰٫۲۳	۰٫۲۱	۰٫۴۲	۰٫۳۷	۰٫۵۶	۰٫۹۷	۰٫۴	۰٫۷۸	۰٫۶۹	۰٫۸	۰٫۶۵
Nb	۶	۱۰	۵	۸	۸	۵۴	۴۱	۱۵	۵۶	۳۴	۲۵	۴۷
Nd	۹	۱۱٫۳	۸	۱۴٫۸	۱۵٫۱	۵۹٫۶	۴۵٫۷	۲۱٫۲	۲۲٫۲	۴۱٫۹	۲۲٫۱	۳۵
Ni	۱۱۶	۱۱۷	۲۸	۳۵	۵۴	-	-	۱۴	-	-	-	-
Rb	۵٫۷	۶	۵٫۳	۲۴٫۷	۴٫۹	۴۲	۹	۴٫۵	۲٫۶	۹٫۲	۹۷٫۸	۹۰
Sm	۲٫۵	۳	۲٫۵	۴	۱٫۴	۱۰٫۴	۹٫۸	۴٫۷	۵٫۸	۹	۴٫۷	۶٫۷
Sr	۳۷۰	۵۵۰	۴۱۰	۲۴۰	۲۴۵	۵۷۰	۲۰۰	۲۳۰	۵۰	۱۳۰	۴۰	۸۰
Ta	-	۰٫۵	-	۲٫۱	-	۱٫۹	۰٫۸	-	۲٫۶	۳٫۵	۲	۳٫۷
Tb	۰٫۵	۰٫۵۶	۰٫۵۱	۰٫۷۶	۰٫۷۷	۱٫۴۶	۱٫۶۵	۰٫۷۸	۱٫۴۸	۱٫۴	۰٫۹۲	۰٫۹۳
Th	۰٫۵	۱٫۱	۰٫۳	۱٫۴	۱٫۵	۱۰٫۱	۱۴٫۶	۵٫۲	۱۶٫۸	۱۱٫۷	۲۵٫۳	۳۱

جدول (۱) ادامه.

Samples	HaJ1	HaJ7	H7	HaJ2	MMA2.7	Hez1	Hez17	MMA2.1	Hez14	Hez8	H2	Hez12
Tl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tm	۰.۲۴	۰.۲۳	۰.۲۲	۰.۴۳	۰.۴	۰.۶۲	۰.۹۷	۰.۴۱	۰.۸۱	۰.۷۶	۰.۷۵	۰.۶۱
U	۰.۱۵	۰.۲۶	۰.۰۸	۰.۳۹	۰.۳۶	۲	۳.۱۱	۱.۱۴	۳.۳۷	۳.۲۹	۵.۵۴	۶.۹۱
Co	۴۸.۷	۴۳.۹	۳۵.۵	۳۵.۲	۳۸.۴	۹	۴.۸	۲۳.۵	۴.۱	۱۴.۴	۱.۱	۷
Ga	۱۹	۱۸	۱۷	۱۸	۱۸	۲۲	۲۴	۱۹	۲۱	۲۴	۲۱	۲۱
Hf	۲	۲	۱	۳	۳	۴	۹	۵	۷	۷	۱۰	۸
Mo	-	-	-	-	-	-	۲	-	-	-	-	-
Ho	۰.۶۴	۰.۶۵	۰.۶۲	۱.۰۷	۱.۰۳	۱.۶۸	۲.۱۹	۰.۹۹	۱.۹	۱.۸۴	۱.۴۴	۱.۲۸
La	۶.۱	۹	۵.۶	۱۰.۴	۱۰.۶	۱۵	۵۵.۱	۲۱.۴	۲۳.۹	۵۵.۹	۲۵.۶	۳۹.۴
Pr	۱.۹۲	۲.۶۲	۱.۷۵	۳.۳۲	۳.۲۸	۱۶.۵	۱۲.۱	۵.۳۶	۵.۶۹	۱۱.۲	۶.۱۱	۱۰.۳
Sn	-	-	-	-	-	۳	۴	۱	۱۰	۵	۲۴	۹
V	۱۸۹	۲۳۲	۲۷۶	۲۵۳	۲۵۰	۱۴۱	۱۷۶	۱۶۹	۱۰.۹	۲۱۰	۱۰	۴۳
W	۱	۱	۱	-	-	۱	۳	۱	۲۴	۴	۵	۲
Y	-	-	-	۱۰	۱۰	۱۴.۳	۴۰	۱۰	۳۰	۳۰	۳۶.۸	۲۰
Yb	۱.۵	۱.۵	۱.۴	۲.۷	۲.۶	۳.۵	۶.۱	۲.۶	۵.۱	۴.۹	۳	۴.۳
Zr	۶۵.۵	۷۲.۸	۴۰.۳	۱۱۰	۱۱۰	۱۶۰	۲۶۵	۱۶۵	۲۶۴	۲۶۳	۳۵۳	۳۰۴
Eu/Eu*	۱.۲۵	۱.۱۹	۱.۲۶	۱	۱.۰۴	۰.۸۵	۰.۷۷	۰.۸۷	۰.۸۷	۰.۷۵	۰.۶۷	۰.۵۷
(La,Yb)N	۲.۷۶	۴.۰۵	۲.۷	۲.۶	۲.۶۵	۲.۸۹	۶.۰۹	۵.۵۵	۵.۱۶	۶.۶۹	۶.۷۵	۶.۶۸
Th/Ta	-	۲.۲	-	۶.۶۶	-	۵.۳	۵.۶۱	۱۸.۲۵	-	۶.۴۶	۱۲.۵۶	۸.۳۷
Ave REEs	۲.۹	۳.۸۸	۲.۹۷	۵.۰۲	۵.۰۱	۱۲.۱۷	۱۱.۳۳	۷.۶۷	۱۰.۳۳	۹.۳۳	۱۵.۷	۱۳.۹

زمین‌شناسی و مشاهدات صحرایی منطقه‌ی مورد بررسی

منطقه مورد بررسی در شمال‌شرق سنقر در طول‌های جغرافیایی $35^{\circ} 00'$ تا $34^{\circ} 53'$ شرقی و عرض‌های $47^{\circ} 56'$ تا $47^{\circ} 38'$ شمالی واقع شده است (شکل ۱) که در بخشی از زون ماگمایی-دگرگونی، سنندج - سیرجان واقع شده است. در منطقه، دو محدوده مطالعاتی مدنظر قرار گرفته است. منطقه اول شامل سنگ‌های نفوذی واقع در شمال شرق روستای هزار-خانی بالا و دیگری شامل سنگ‌های نفوذی واقع در شمال غربی روستای حاجی‌آباد می‌باشد. توالی‌های سنگی رخنمون-یافته در منطقه هزارخانی عبارتند از توالی آتشفشانی - رسوبی (سری سنقر) متعلق به ژوراسیک میانی تا پسین [۵] متشکل از تناوب آهک و سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نفوذی ائوسن [۲] که سنگ‌های رسوبی - آتشفشانی مربوط به زمان تریاس - ژوراسیک [۵] متشکل از ریولیت تا ریوداسیت‌های صورتی تا کرم رنگ را قطع کرده‌اند و در دامنه و

ارتفاعات کوه‌های لوجار و شیطان‌بازار (واقع در منتهی‌الیه شمال شرقی روستای هزارخانی) مشاهده می‌شوند. واحد گابرو در ارتفاعات شمال‌شرقی (به صورت دایک‌هایی ریزدانه که واحد حدواسط را قطع نموده) و در بخش‌هایی از دامنه جنوب‌غربی (به صورت توده‌ای) دارای رخنمون است. واحد حدواسط دارای بیشترین رخنمون در منطقه مورد مطالعه است. واحد فلسیک نیز در بخش‌های شمال غربی در مجاورت سنگ‌های حدواسط قابل مشاهده است. در بخش شمال‌غربی حاجی‌آباد واحدهای نفوذی متشکل از گابرو (به صورت توده‌ای) و در بخش شمال-شرقی واحدهای حدواسط شامل (میکرودیوریت و تونالیت بنابر بررسی‌های سنگ‌نگاری) در میان لایه‌ای از ترمولیت-اکتینولیت کلریت شایست (براساس بررسی‌های سنگ‌نگاری) و آهک، نفوذ کرده‌اند. این ترمولیت-اکتینولیت کلریت شایست با واحدهای نفوذی در تماس است (شکل ۱).

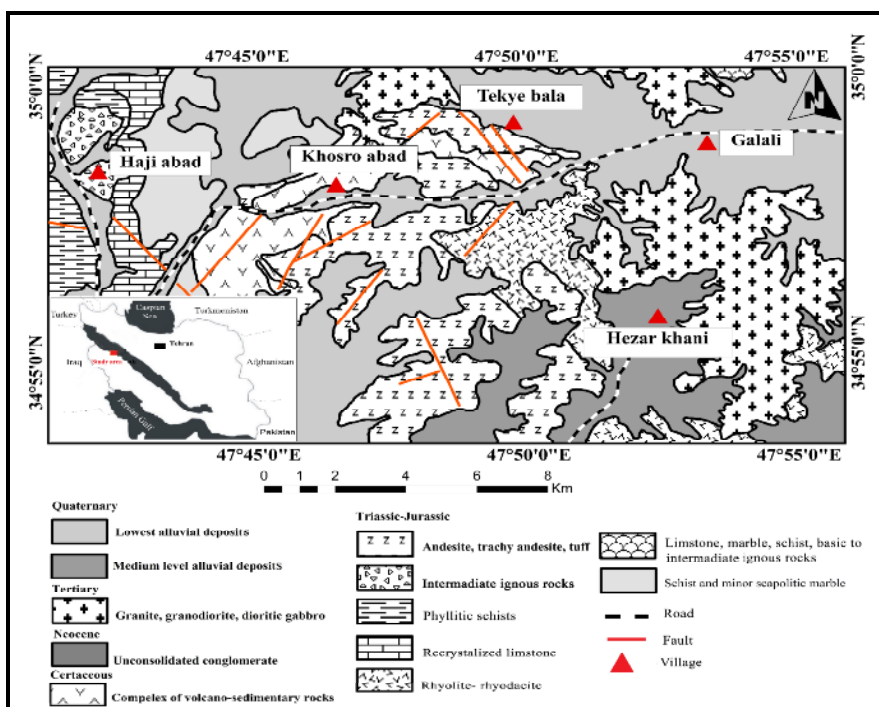
سنگ‌نگاری

براساس بررسی‌های سنگ‌نگاری سنگ‌های نفوذی موجود در این منطقه شامل واحدهای مافیک، حدواسط و فلسیک‌اند، که به توصیف آن‌ها می‌پردازیم.

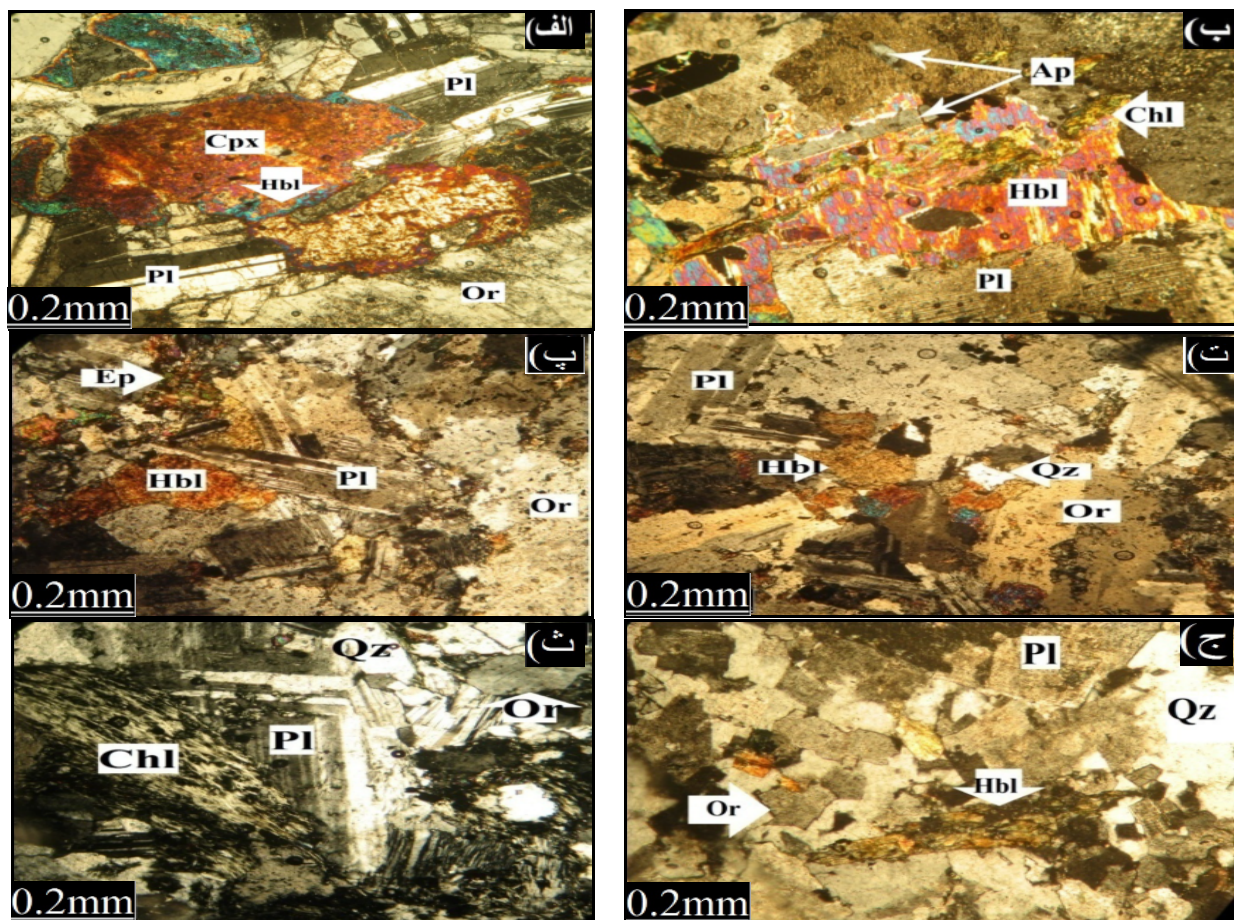
- دسته‌ی اول: این دسته شامل گابروهای پیروکسن‌دارند، که به صورت دایک‌های ریز دانه با روند شمال غربی - جنوب شرقی واحد حدواسط را قطع کرده‌اند. عرض این دایک‌ها در گستره‌ی ۲-۳ متر است که به رنگ خاکستری تیره (مزوکرات)، متوسط تا ریز دانه با بافت دانه‌ای بی‌شکل تا نیمه شکلدار دیده می‌شوند. پلاژیوکلاز (۴۵٪-۵۰٪)، پیروکسن (۲۰٪-۱۵٪) و کانی‌های فرعی شامل هورنبلند، ارتوکلاز و کانی‌های کدر کینی‌های اصلی را تشکیل می‌دهند (شکل ۲- الف).

- دسته دوم: این دسته، شامل گابروهای آمفیبول‌دارند که به صورت توده‌ای و درشت دانه با مرز نامشخص در مجاورت واحدهای حدواسط دیده می‌شوند. این واحد به رنگ خاکستری تیره تا سبز خاکستری (مزوکرات)، میان دانه با بافت دانه‌ای بی‌شکل تا نیمه شکلدارند که گاهی با بافت نیمه‌افیتیک همراهی می‌شوند. کانی‌های اصلی عبارتند از پلاژیوکلاز (۵۰٪-۴۵٪)، هورنبلند (۴۵٪-۳۵٪) و کانی‌های فرعی شامل ارتوکلاز، آپاتیت و کانی‌های کدرند.

واحد حدواسط: این واحد بیشترین رخمون را، در منطقه‌ی مورد بررسی دارند و در بعضی نقاط با دایک‌های ریز دانه با ترکیب گابروی پیروکسن‌دار قطع شده و نسبت به گابروهای آمفیبول‌دار و سنگ‌های اسیدی منطقه دارای مرز مشخصی نیستند. این واحد شامل طیف ترکیبی از دیوریت (دیوریت-پگماتوئیدی (شکل ۲- ب) تا میکرودیوریت، مونزودیوریت (شکل ۲- پ)، مونزونیت (شکل ۲- ت) و کوارتزمونزودیوریت با بافت پگماتوئید (شکل ۲- ب)، نیمه‌شکلدار تا دانه‌های بی‌شکل (شکل ۲- پ و ت) و ریزدانه و بافت فرعی پوئیکلیتیک (بلورهای هورنبلند در داخل پلاژیوکلاز) می‌باشند. پلاژیوکلاز (۵۵٪-۵۰٪)، هورنبلند (۴۵٪-۳۵٪)، ارتوکلاز (۱۰٪-۵٪)، کوارتز حدود (۱۰٪ <) و پیروکسن (۷٪-۰٪) در مونزودیوریت کانی‌های اصلی مشاهده شده در این واحدند (شکل ۲- ب، پ و ت) و آپاتیت (شکل ۲- ب)، اسفن و کانی‌های کدر کانی‌های فرعی را تشکیل می‌دهند. کانی‌های ثانویه زوئیزیت، کلینوزوئیزیت، اپیدوت (شکل ۲- پ) و کانی‌های رسی‌اند که از دگرسانی پلاژیوکلاز و ارتوکلاز ایجاد شده‌اند. کلریت دیگر کانی ثانویه‌ای است، که غالباً از دگرسانی هورنبلند ایجاد شده است (شکل ۲- ب).



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه. با تغییرات از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سنقر [۵].



شکل ۲ الف) تصویر میکروسکوپی از گابرو پیرکسن‌دار با بافت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار دانه‌دار. ب) تصویر میکروسکوپی از دیوریت با بافت پیگماتوئیدی و تبدیل هورنبلند به کلریت. پ) تصویر میکروسکوپی از مونزودیوریت همراه با بافت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل دانه‌دار. ت) تصویر میکروسکوپی از مونزونیت همراه با بافت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل دانه‌دار (ت) تصویر میکروسکوپی از تونالیت همراه با درشت بلورهای پلاژیوکلاز. ج) تصویر میکروسکوپی از گرانودیوریت. علائم اختصاری کانی‌ها: Cpx: کلینوپیروکسن، Hbl: هورنبلند، Pl: پلاژیوکلاز، Spn: اسفن، Ep: اپیدوت، Chl: کلریت [۶].

اپیدوت (حاصل دگرسانی پلاژیوکلاز) و سرسیت (حاصل دگرسانی ارتوکلاز) هستند.

بحث و بررسی

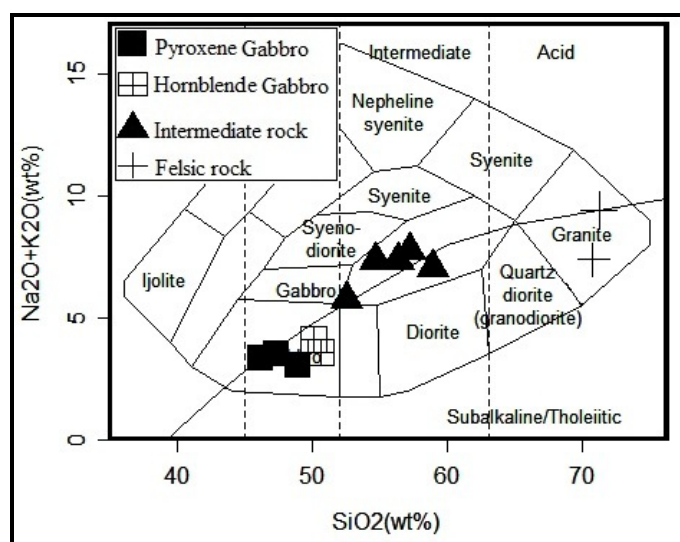
از عناصر اصلی در ژئوشیمی برای نام‌گذاری سنگ‌ها، تغییرات ماگمایی، تعیین سری ماگمایی، تعیین نوع ماگما و تعیین شاخص‌های قلیا و آهکی در این نوشتار استفاده شده‌اند. به منظور رده‌بندی ژئوشیمیایی نمونه‌های برداشت شده، نمودار ژئوشیمیایی مجموع قلیایی-سیلیس [۷] مورد استفاده قرار گرفت که براساس آن نمونه‌های فلسیک در گستره‌ی گرانیته، مافیک در گستره گابرو و نمونه‌های حدواسط در گستره‌ی سینودیوریت تصویر شده‌اند (شکل ۳). نتایج حاصل از این نمودار با بررسی‌های سنگ‌نگاری همخوانی قابل قبولی دارد.

واحد فلسیک: این واحد که شامل تونالیت تا گرانودیوریت است در بخش‌های شمال‌غربی در مجاورت واحد حدواسط با مرز نا-مشخص قابل مشاهده است. در نمونه‌ی دستی به رنگ سبز روشن تا تیره (لوکوکرات)، متوسط تا ریز دانه‌اند و دارای بافت-های دانه‌ای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل (در گرانودیوریت) (شکل ۲-ج)، پورفیروئید (در تونالیت) و بافت‌های فرعی مثل پرتیت و پوئیکیلیتیک در گرانودیوریت‌ها دیده می‌شوند. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز (۶۵٪-۶۰٪)، کوارتز (۳۰٪-۲۵٪)، ارتوکلاز از ۱۰٪ در تونالیت تا حدود ۲۰٪ در گرانودیوریت (شکل ۲-ث و ج)، کانی‌های فرعی شامل هورنبلند، اسفن و آپاتیت (به صورت سوزن‌های ریز در متن کوارتز و پتاسیم‌فلدسپار) و کانی‌های ثانویه شامل کلریت (شکل ۲-ث) کانی‌های رسی و

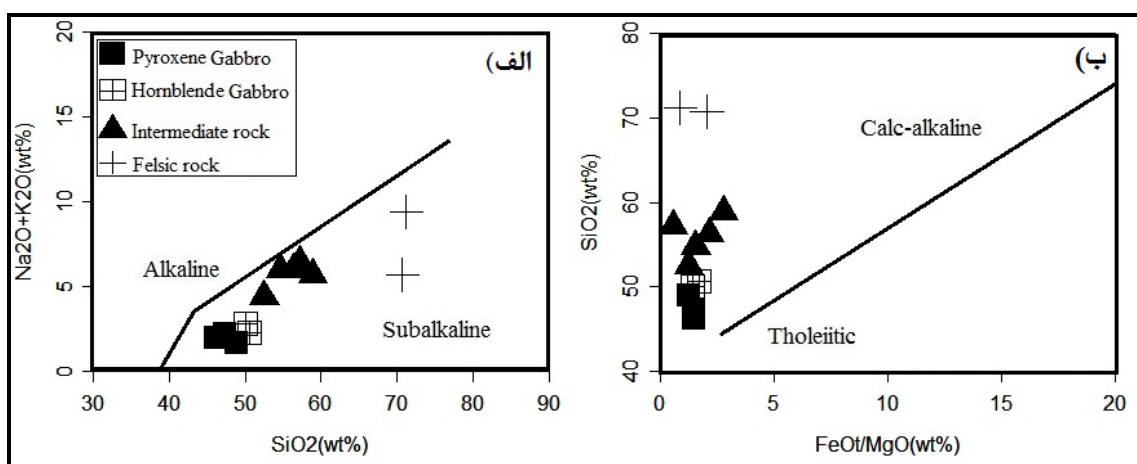
تصویر شده‌اند. هم‌چنین نمونه‌ها در نمودار تغییرات نسبت‌های مولکولی $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ نسبت به $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$ (A/CNK، نسبت به A/NK) [۱۱]، بیشتر در قلمرو شبه‌رخشان واقع می‌شوند (شکل ۶).

با توجه به بررسی‌های صحرایی، سنگ‌های منطقه به دو صورت توده‌ای (گابرو آمفیبول‌دار، سنگ‌های حدواسط و سنگ‌های اسیدی) و دایک (گابرو پیروکسن‌دار) دیده می‌شوند. بنابراین به منظور بررسی، نخست به بررسی هم‌خونی سنگ‌های منطقه و سپس به فرایندهای مؤثر بر شکل‌گیری آنها پرداخته می‌شود.

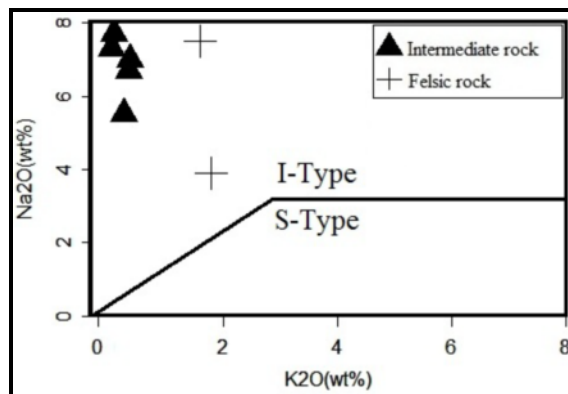
برای تعیین سری ماگمایی از نمودار کل ماده‌ی قلیایی $(Na_2O + K_2O)$ نسبت به سیلیس [۸] برای جدایش گستره‌های قلیایی (Alkaline) و نیمه‌قلیایی (Subalkaline) (شکل ۴-الف) استفاده شده که نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو نیمه-قلیایی قرار گرفته‌اند. هم‌چنین در نمودار (FeO^t/MgO) نسبت به سیلیس [۹]، برای جدایش گستره‌های آهکی-قلیایی و تولیتی (شکل ۴-ب) نمونه‌ها در گستره‌ی آهکی-قلیایی تصویر شده‌اند. به منظور تعیین نوع گرانیتوئیدهای مورد بررسی از نمودار تغییرات Na_2O نسبت به K_2O ، [۱۰] (شکل ۵)، استفاده شد که گرانیتوئیدهای مورد بررسی در قلمرو نوع I



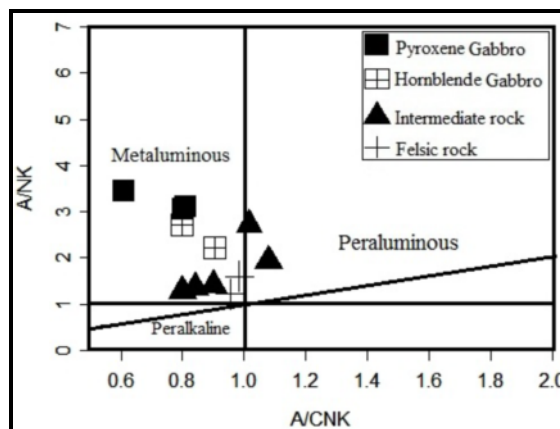
شکل ۳ نمودار مجموع قلیایی نسبت به سیلیس [۷]، برای رده‌بندی سنگ‌های مورد بررسی.



شکل ۴ الف) نمودار مجموعه قلیایی نسبت به سیلیس [۸]، ب) نمودار (FeO^t/MgO) نسبت به SiO_2 ، برای جدایش گستره‌های آهکی-قلیایی و تولیتی [۹].



شکل ۵ نمودار تغییرات Na_2O نسبت به K_2O ، [۱۰] برای جدایش گرانیتوئیدهای نوع I و S.

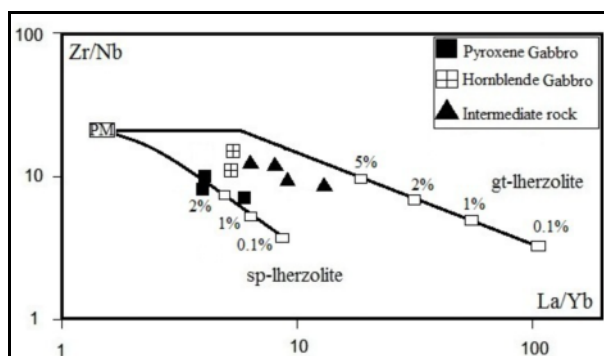


شکل ۶ نمودار تغییرات A/CNK نسبت به A/NK برای تعیین درجه‌ی اشباع از آلومینا [۱۱].

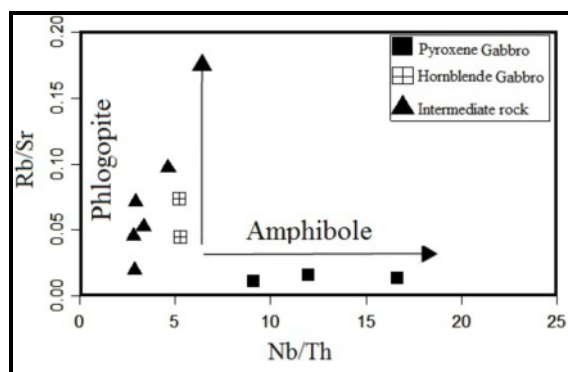
های مورد بررسی به دو گروه قابل تقسیم‌اند (شکل ۹). براساس این نمودار گروه اول شامل نمونه‌های توده‌ای و گروه دوم را دایک‌ها تشکیل می‌دهند. با توجه به (جدول ۱) در نمونه‌های دایکی منطقه، مقدار عنصر Y برابر با صفر بوده، و بنابراین میزان نسبت Zr/Y آن‌ها بینهایت است و در نمودار مورد نظر نقش نمی‌شدند. بنابر به نظر [۱۸] تغییرات نسبتاً محدود در نسبت عناصر یاد شده می‌تواند به جای تفاوت در ترکیب خاستگاه، به تغییرات جزئی در میزان ذوب بخشی یا تبلور جدایشی نسبت داده شود.

بنابراین با توجه به نتایج به دست آمده از نمودارهای یاد شده و مشاهدات صحرایی می‌توان گفت که در منطقه مورد بررسی با دو گروه سنگی با خاستگاه‌های متفاوت مواجه هستیم گروه گابرو پیرکسندار به صورت دایک و گروه دیگر سنگ‌های توده‌ای با ترکیب گابرو هورنبلنددار، سنگ‌های حدواسط و اسیدی که در ادامه به بررسی روند تغییرات سنگ‌های توده‌ای منطقه می‌پردازیم.

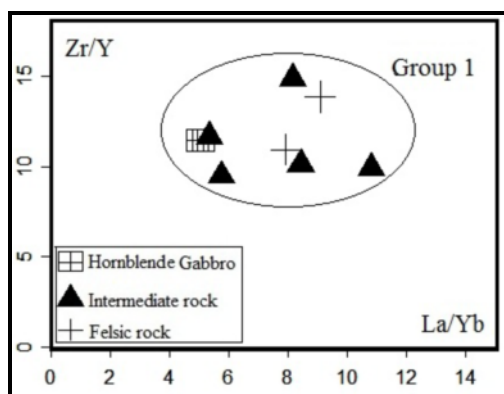
به منظور ارائه مدلی قابل قبول از ذوب، از معادلات [۱۲] و نمودارهای ذوب [۱۳] و الگوی تلفیقی از [۱۵، ۱۴] استفاده شده است. در نمودار Zr/Nb نسبت به La/Yb روند غنی‌شدگی خاستگاه همراه با منحنی‌های ذوب دسته‌ای برای گارنت لوزولیت تا ۵٪ و اسپینل لوزولیت تا ۲٪، در درجه‌های مختلف ذوب نمایش داده شده است (شکل ۷). با توجه به این نمودار دایک‌ها در گستره‌ی اسپینل لوزولیت با نرخ ذوب بخشی ۱٪ تا بیشتر از ۲٪ و نمونه‌های توده‌ای در گستره‌ی بین گارنت لوزولیت و اسپینل لوزولیت واقع شده‌اند. هم‌چنین وجود فازهای آمفیبول یا فلوگوپیت در خاستگاه را نیز، براساس نمودار نسبت‌های Nb/Th و Rb/Sr [۱۶] (شکل ۸) می‌توان مورد بررسی قرار داد. خصوصاً که نسبت Nb/Th شاخصی از سازگاری بیشتر عنصر Nb در ترکیب آمفیبول نسبت به فلوگوپیت بوده [۱۷] و نیز تحرک کم این عناصر طی دگرسانی را نشان می‌دهد. از طرف دیگر فاز فلوگوپیت در خاستگاه نمونه سنگ‌های توده‌ای و فاز آمفیبول در خاستگاه دایک‌ها به خوبی دیده می‌شود. در نمودار نسبت Zr/Y به La/Yb [۱۸] نمونه-



شکل ۷ نمودار Zr/Nb نسبت به La/Yb [۱۳] و موقعیت نمونه‌های مورد بررسی.



شکل ۸ نمودار Rb/Sr نسبت به Nb/Th [۱۶] و موقعیت نمونه‌های مورد بررسی.



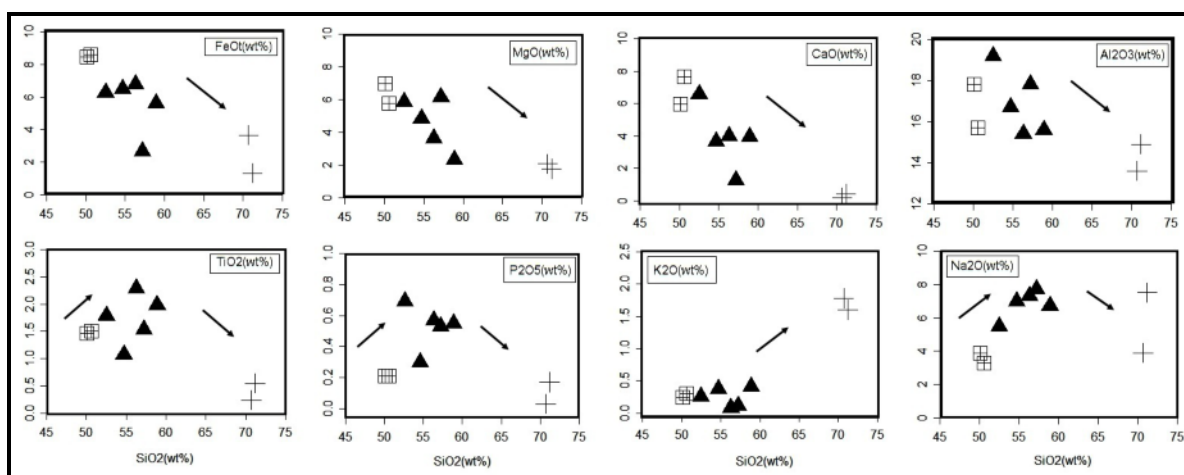
شکل ۹ نمودار Zr/Y نسبت به La/Yb [۱۸].

تیتانیوم‌دار در مراحل اولیه تبلور ماگماست. CaO و Al_2O_3 به خاطر مشارکت در ساختار پلاژیوکلاز سیر نزولی نشان می‌دهد. در نمودارهای عناصر TiO_2 و P_2O_5 قله‌ای مشاهده می‌شود. این قله در نمودار TiO_2 به علت تبلور کانی‌های تیتان‌دار نظیر ایلمینیت و در نمودار P_2O_5 به علت تبلور آپاتیت در واحد حدواسط می‌باشد که با مشاهدات میکروسکوپی نیز مطابقت دارد. افزایش K_2O به دلیل عدم تبلور بیوتیت در واحد حدواسط بوده که منجر به افزایش ناگهانی K_2O در واحد فلسیک شده است. با توجه به اینکه یکی از مصرف‌کننده‌های

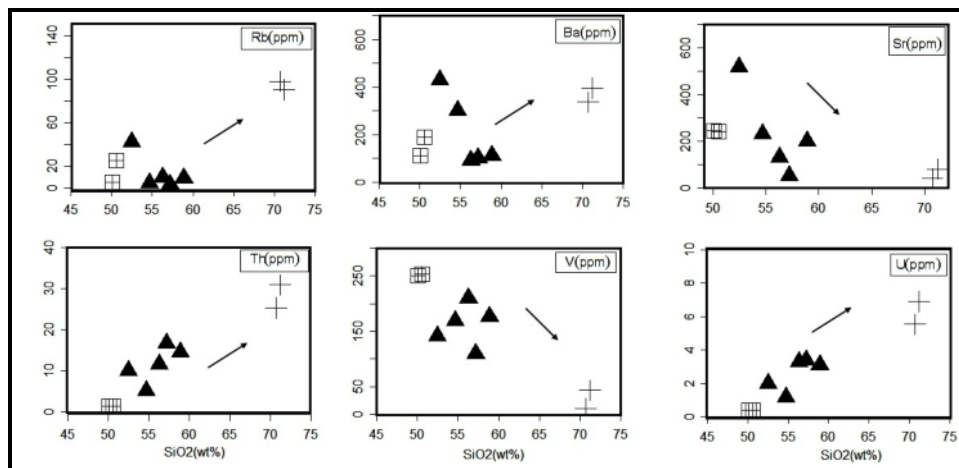
برای تفسیر شکل‌گیری‌های ماگمایی، نمودارهای تغییرات عناصر اصلی نسبت به سیلیس مبنای مقایسه خوبی را در اختیار قرار می‌دهند [۱۹] که در این بخش برای بررسی سنگ‌های توده‌ای منطقه از آنها استفاده می‌شود. نمودارهای هارکر عناصر اصلی نمونه‌های توده‌ای مورد بررسی در (شکل ۱۰) ارائه شده‌اند. چنانکه در شکل ملاحظه می‌شود، میزان اکسیدهای FeO_t ، MgO با افزایش سیلیس کاهش می‌یابند. کاهش میزان اکسیدهای FeO_t و MgO با افزایش سیلیس بیانگر مشارکت این عناصر در ساختار کانی‌های فرومنیزین و اکسیدهای آهن و

جهت که یک عنصر سازگار است، در آغاز روند جدایش، از ماگما جدا شده و وارد کانی‌هایی مانند پیروکسن و مگنتیت شده، و در نتیجه روند این عنصر در نمودار با کاهش همراه است [۲۰]. برای بررسی ارتباط احتمالی بین سنگ‌های توده‌ای منطقه، از نمودار Y-Zr [۲۱] استفاده شد (شکل ۱۲). با توجه به این نمودار، تبلور جدایشی احتمالاً فرایند اصلی و مهم در تشکیل سنگ‌های توده‌ای منطقه‌ی مورد بررسی بوده است. نتیجه حاصل از این نمودار با روندهای نسبتاً منظم ایجاد شده در نمودارهای هارکر، این دسته از نمونه‌ها (شکل ۱۰) که نشان‌دهنده‌ی عملکرد فرایند تبلور جدایشی هستند، سازگاری دارد. به علاوه با توجه به شواهد صحرایی، ضریب رنگینی سنگ‌های توده‌ای از هم قابل تشخیص نیستند و مرز مشخصی ندارند. بنابراین می‌توان گفت که این توده‌ها مطابق روی هم قرار داشته و پدیده‌ی جدایش را به صورت درجا بازتاب می‌دهند.

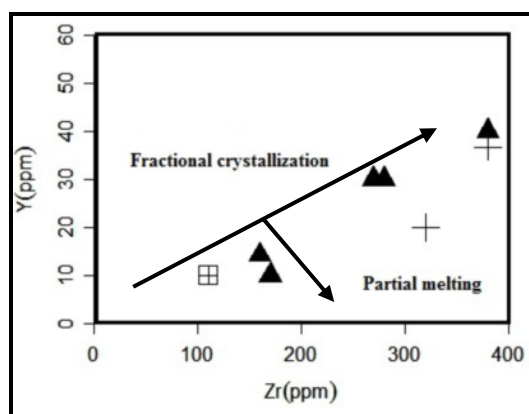
Na₂O در سنگ‌های حدواسط، آمفیبول (از نوع هورنبلند) است، و نیز با افزایش SiO₂ ترکیب پلاژیوکلاز به سمت ترکیب‌های سدی‌تر پیش می‌رود بنابراین، باعث افزایش جذب سدیم در SiO₂‌های بیشتر در واحد حدواسط شده و در نتیجه در ترم‌های فلسیک سدیم کاهش یافته است. نمودارهای هارکر عناصر جزئی نمونه‌های توده‌ای مورد بررسی نیز در (شکل ۱۱) ارائه شده است. چنانکه مشاهده می‌شود، عناصر Th, Ba, Rb و U با افزایش سیلیس روند افزایشی نشان می‌دهند، ولی Sr و V برخلاف آن‌ها، کاهش می‌یابند (شکل ۱۱). Ba و Rb به خاطر جانمایی در کانی‌های پتاسیم‌داری مانند ارتوکلاز در مراحل پایانی تبلور ماگما، روند افزایشی دارند، Sr به علت جانمایی با کلسیم و ورود به شبکه‌ی پلاژیوکلازهای کلسیم‌دار، در مراحل انتهایی تبلور ماگما، کاهش می‌یابد. Th به دلیل ناسازگاری و شعاع یونی بزرگ تا مراحل انتهایی در فاز مایع باقی‌مانده، و با افزایش سیلیس، غنی‌شدگی نشان می‌دهد. عنصر V به این



شکل ۱۰ نمودارهای هارکر نمونه‌های مورد بررسی (علائم مشابه شکل ۸).



شکل ۱۱ نمودار تغییرات اکسیدهای عناصر کمیاب نسبت به سیلیس نمونه‌های مورد بررسی (علائم مشابه شکل ۸).



شکل ۱۲ نمودار Y-Zr [۲۱] برای تعیین فرایند مهم در تشکیل نمونه‌های توده‌ای مورد بررسی (علائم مشابه شکل ۸).

(جدول ۱) که با روند جدایشی همخوانی دارد.

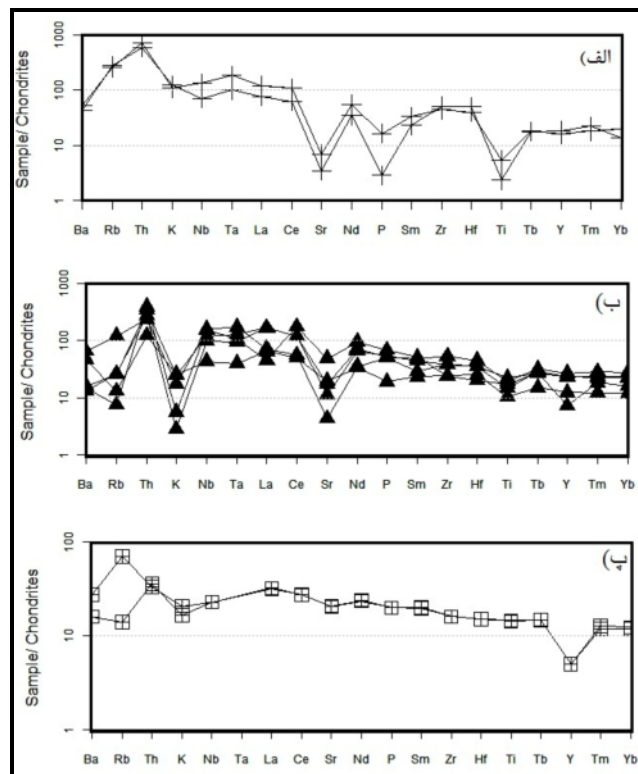
جایگاه زمین‌ساختی

شکل‌گیری پهنه‌ی سندنچ-سیرجان که از دیدگاه زمین‌ساختی جهانی در میانه‌ی نوار چین‌خورده‌ی آلپ - هیمالیا قرار دارد، به زمین‌درز پوسته‌ی اقیانوسی نفوذتیس وابسته است [۲۴]. بررسی ماگماتیسیم و تعیین محیط زمین‌ساختی در حاشیه‌ی فعال قاره‌ای از بسیاری جهات، با پیچیدگی‌ها و تردیدهایی مواجه است و بدین سبب همواره مورد بررسی بسیاری از پژوهشگران بوده است [۲۴]. در این‌جا سعی شده است تا بر پایه‌ی فراوانی عناصر اصلی و کم‌یاب، محیط زمین‌ساختی و خاستگاه ماگمایی گروه‌های سنگ‌های مورد نظر، مورد بررسی قرار گیرد. به منظور بررسی تعیین خاستگاه زمین‌ساختی نمونه‌های مورد بررسی از نمودارهای La/Yb نسبت به Th/Yb [۲۵] (شکل ۱۵) و نمودار Th/Yb نسبت به Ta/Yb [۲۶] (شکل ۱۶) استفاده شده است، که نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی قوس حاشیه‌ی فعال قاره‌ای قرار گرفته‌اند.

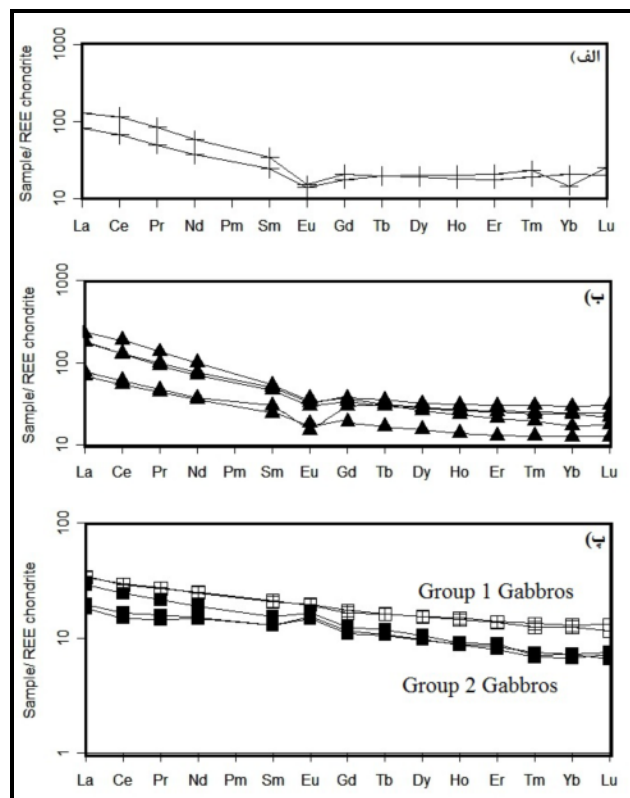
به عقیده‌ی [۲۷] در محیط‌های فروانش میزان Th افزایش می‌یابد (جدول ۱) و نسبت Th/Ta در سنگ‌های وابسته به فروانش در حاشیه‌ی فعال قاره در گستره‌ی ۲۰-۶ تغییر می‌کند. میانگین این نسبت در سنگ‌های مورد بررسی ۹/۳۸ تعیین شده است (جدول ۱). همچنین غنی‌شدگی نمونه‌های مورد بررسی عناصر LILE و LREE و تهی‌شدگی آن‌ها از HFSE و HREE، بیانگر محیط وابسته به فروانش در حاشیه‌ی فعال قاره است [۲۸]. بنابراین با توجه به وجود این روند در واحد حدواسط (که با توجه به شواهد صحرایی و میکروسکوپی ماگمای مادر در نظر گرفته شده است) به طور کلی، سنگ‌های نفوذی مورد بررسی را می‌توان وابسته به فروانش، در نظر گرفت.

نمودارهای عنکبوتی

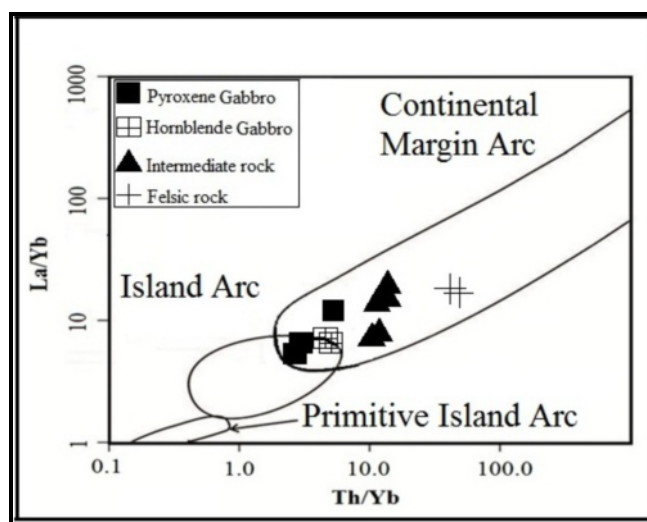
نمودار عنکبوتی (چند عنصری) نمونه‌های توده‌ای مورد بررسی که نسبت به مقادیر کندریت [۲۲] بهنجار شده‌اند در (شکل ۱۳-الف، ب، پ) دیده می‌شوند. با توجه به شکل، در سنگ‌های مافیک میزان عناصر LILE (Th, Rb) نسبت به HFSE (Y, Nb, Ta, Hf, Zr, Sm, Yb) کمتر غنی‌شدگی نشان می‌دهند و در ادامه به سمت واحد فلسیک، میزان عناصر LILE نسبت به HFSE غنی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهند. نمودار تغییرات عناصر نادر خاکی (REE) واحدهای مافیک که نسبت به کندریت [۲۳] بهنجار شده‌اند، در (شکل ۱۴-پ) نمایش داده شده است. الگوهای فراوانی عناصر نادر خاکی در واحدهای مافیک، دارای دو روند است. در گروه اول که شامل گابروهای پیرکسن‌دارند، شاهد بیهنجاری مثبت Eu ($Eu/Eu^* = 1.19-1.26$) و در گروه دوم، گابروهای آمفیبول‌دار، فاقد بیهنجاری ($Eu/Eu^* = 1.04-1.0$) هستند. هم‌چنین شیب نمودار عناصر REE در گابروهای آمفیبول‌دار و میزان ($La/Yb)_N = 2$) (جدول ۱) نسبت به گابروهای پیرکسن‌دار ($(La/Yb)_N = 2.7-4.05$)، دارای مقادیر کمتری است. گابروهای پیرکسن‌دار نسبت به گابروهای هورنبلنددار الگوی کاهش HREE را نشان می‌دهند. Eu در واحدهای حدواسط ($Eu/Eu^* = 0.75-0.87$) و اسیدی ($Eu/Eu^* = 0.57-0.67$) (جدول ۱) بیهنجاری منفی Eu دارد که میزان این بیهنجاری منفی به سمت واحدهای اسیدی افزایش می‌یابد (شکل ۱۴-الف، ب). علاوه بر این در واحدهای اسیدی و حدواسط شاهد مقادیر $(La/Yb)_N = 2.8-6.7$) و الگوهای HREE مسطح هستیم. در نمونه‌های توده‌ای مورد بررسی، میانگین مقادیر REE از واحد مافیک (گابرو هورنبلنددار) به سمت واحد فلسیک از ۵/۰۱ تا ۱۵/۷ افزایش می‌یابد.



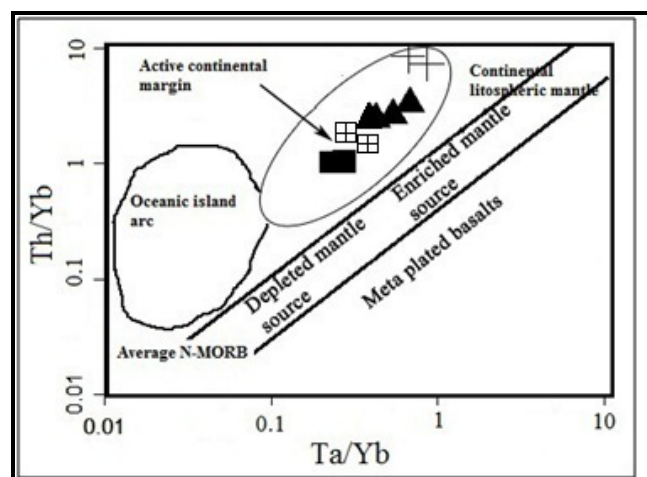
شکل ۱۳ نمودار عنکبوتی تغییرات عناصر کمیاب (الف) واحد فلسیک (ب) واحد حدواسط و (پ) واحد گابرو هورنلنددار، که نسبت به فراوانی آنها در کندریت [۲۲] بهنجار شده‌اند (علائم مشابه شکل ۸).



شکل ۱۴ الگوهای REEs، (الف) واحد فلسیک، (ب) واحد حدواسط و (پ) واحد مافیک بهنجار شده نسبت به فراوانی آنها در کندریت [۲۳] (علائم مشابه شکل ۸).



شکل ۱۵ موقعیت زمین‌ساختی نمونه‌های مورد بررسی در نمودار La/Yb نسبت به Th/Yb [۲۵].



شکل ۱۶ موقعیت زمین‌ساختی نمونه‌های مافیک در نمودار $Th/Yb-Ta/Yb$ [۲۶] (علائم مشابه شکل ۱۵).

برداشت

نشان‌دهنده‌ی چند خاستگاه بودن سنگ‌های منطقه است. هم-چنین با توجه به نمودار $Y-Zr$ مهم‌ترین عامل در شکل‌گیری سنگ‌های توده‌ای منطقه فرایند تبلور جدایشی است.

قدردانی

از داوران محترم که با نظرات و پیشنهادهای ارزشمند خود این مقاله را به سمت و سوی مناسب راهنمایی کرده‌اند، خالصانه تقدیر و تشکر می‌کنیم.

مراجع

[1] Berberian M., King G.C., "Towards a paleogeography and tectonic evaluation of Iran", Canadian Journal of Earth Sciences 18 (1981) 210-265.

مجموعه‌ی پلوتونیک شمال شرقی سنقر، واحدهای سنگی مختلفی را در خود جای داده است. با توجه به مشاهدات صحرایی، بررسی‌های کانی‌شناسی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی، سنگ‌های منطقه از دو دسته، سنگ‌های توده‌ای (گابرو هورنبلنددار، سنگ‌های حدواسط و اسیدی) و دایک‌ها (گابرو پیرکسن‌دار) تشکیل شده‌اند، که براساس شاخص ویژگی‌های ترکیبی دارای دو خاستگاه اسپینل لرزولیت تا گارنت لرزولیت (سنگ‌های توده‌ای) و اسپینل لرزولیت (دایک‌ها) با نرخ ذوب-بخشی متفاوت‌اند. همچنین تغییرات نسبت Rb/Sr و Nb/Th در این سنگ‌ها نیز بیانگر وجود فاز فلوگوپیت در سنگ‌های توده‌ای و آمفیبولیت در دایک‌های منطقه خاستگاه است، که

distribution from inversion of rare earth element concentrations", *Petrology* 32 (1991) 1021-1991.

[15] McKenzie D.P., O'Nions R.K., "The source regions of Ocean Island Basalts", *Petrology* 36 (1995) 133-159.

[16] Furman T., Graham D., "Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kilvu volcanic province", *Lithos* 48 (1999) 237-262.

[17] Ionov D.A., Hofmann A.W., "Nb-Ta rich mantle amphiboles and micas: implication for subduction-related metasomatic trace element fractionations", *Earth Planetary Science Letter* 131 (1997) 341-356.

[18] Mehdi pour Ghazi J., Rahgoshay M., Shafeii Moghadam H., Moazen M., "Geochemistry of gabbroic pockets of a mantle sequence in the Nain ophiolite (Central Iran): Constraints on petrogenesis and tectonic setting of the ophiolite", *Nues Jahrbuch fur Mineralogie (Abhandlungen)* 187 (2010) 49-62.

[19] Harker A., "The natural history of igneous rocks", Methuen: London (1997).

[۲۰] دروزی ر، عابدینی م، "بررسی نقش تفریق ماگمایی و آرایش پوسته‌ای در ایجاد سنگ‌های ولکانیکی اتوسن جنوب و جنوب شرق بوئین‌زهر"، فصل‌نامه زمین‌شناسی ایران، شماره ۱۰ (۱۳۸۸) ص ۱۵-۲۳.

[21] Abdalla J.A., Said A., Visona D., "New geochemical and petrographic data on the gabbro-syenite suite between Hargeysa and Barbera sheikh (Northern Somalia)", *African Journal of Earth Science* 23 (1997) 363-373.

[22] Thompson A.B., "Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province", *Scottlandian Journal of Geology* 18 (1982) 50-107.

[23] Boynton W.V., "Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed.), *Rare earth element geochemistry*", Elsevier (1984) 63- 114.

[۲۴] ترکیان ا، "استفاده از عناصر کم‌یاب و نادر خاکی در تعیین منشأ ماگمای سازنده توده‌های نفوذی گرانودیوریتی-گرانیتی و دیوریتی مجموعه پلوتونیک قروه"، پترولوژی، شماره ۱ (۱۳۸۹) ص ۴۹-۶۶.

[25] Condie K.C., "Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-

[2] Braud J., Bellon H., "Donnees nouvelles sur le domaine metamorphique de Zagros (Zone de Sanandaj-Sirjan) au niveau de Kermanshah-Hamedan (Iran): nature, age et interpretation des series metamorphiques et des intrusion, evolution structural", *Eclog. Helvet* (1975).

[3] Braud J., Aghanabati A., "1:250000 Geological map of Kermanshah", Geological Survey and Mining of Iran (1978).

[۴] میری م، "بررسی پترولوژیکی و ژئوشیمیایی توده‌های آذرین منطقه تکیه‌بالا (جنوب شرق کردستان) با نگرشی ویژه بر کانسارسازی آهن"، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشکده علوم پایه دانشگاه بوعلی‌سینا، (۱۳۹۰) ص ۱۰۶.

[۵] اشراقی ص.ع، جعفریان م.ب، اقلیمی ب، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ و گزارش حاشیه ورقه سنقر"، سازمان زمین‌شناسی کشور، (۱۳۷۵).

[6] Withney D., Evance W.D., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", *American Mineralogist* 95 (2010) 185-187.

[7] Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J., "The Interpretation of Igneous Rocks", Allen and Unwin, London (1979) 450.

[8] Irvine T.N., Baragar W.R.A., "Guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", *Cananian Journal of Earth Sciences* 8 (1971) 523-545.

[9] Miyashiro A., "Volcanic rock series in island arcs and active continental margins", *Amrican Journal of Science* 274 (1974) 321-355.

[10] Chappell B.W., Bryant C.J., Wyborn D., White A.J.R., Williams I.S., "High and low Temperature I-type granites", *Resource Geology* 48 (1998) 225-236.

[11] Shand S.J., "Eruptive rocks", T. Murby, London (1943) 488.

[12] Shaw D. M., "Trace element fractionation during anatexis", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34 (1970) 237-243.

[13] Aldanmaz E., Koprubasi N., Gurer O.F., Kaymakci N., Gournaud A., "Geochemical constraints on the Cenozoic, OIB-type alkaline volcanic rocks of NW Turkey: implications for mantle sources and melting processes", *Lithos* 86 (2006) 50-76.

[14] McKenzie D.P., O'Nions R.K., "Partial melt

[27] Schandl E. S., Gorton M.P., *"Application of high field strength elements to discrimination tectonic settings in VMS environments"*, Economic Geology 97 (2002) 629-642.

[28] Fitton J.G., James D., Kempton P.D., Ormerod D.S., Leeman W.P., *"The role of lithospheric mantle in the generation of Late Cenozoic basic magmas in the western United States"*, Petrology (1988) 331-349.

Proterozoic boundary: identification and signification and significance", Lithos 23 (1989) 1-18.

[26] Pearce J.A., *"The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins"*. In: Hawkesworth. C.J., Norry, M.J. Eds. Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, Nantwich (1983) 230-249.