



IRANIAN SOCIETY of
CRYSTALLOGRAPHY
and MINERALOGY

Vol. 16, No. 2, summer 1387/2008

IRANIAN JOURNAL OF
CRYSTALLOGRAPHY
and MINERALOGY

Application of mineral and whole rock analysis in identification of petrogenesis of the pillow lavas in the Nain ophiolite

Ghodrat Torabi¹, Elham Abdollahi², Nargess Shirdashtzadeh¹

1- Department of Geology, University of Isfahan

2- Department of geology, Islamic Azad University of Khorasan

Email: Torabighodrat@yahoo.com

(Received: 27/10/2007 , in revised form: 16/4/2008)

Abstract: Pillow lavas are one of the important rock units of Nain ophiolite. Rock forming minerals of Nain ophiolite pillow lavas are chloritized olivine, plagioclase, clinopyroxene (augite), Cr-spinel, magnetite, amphibole, chlorite, pumpellyite, epidote, prehnite and calcite. Whole rock geochemical analyses and composition of clinopyroxenes and chromian spinels of these rocks indicate that they are similar to mid-ocean ridge basalts. These lavas are basalt to andesite in composition and produced by high degree of partial melting of a depleted mantle lherzolite. According to their field studies, petrography, mineral and whole rock geochemistry, they have undergone sub-sea floor metamorphism and changed to spilite. Application of clinopyroxene thermometry shows that they have formed at 1058 to 1170 °C.

Keywords: Petrology, Ophiolite, Pillow lavas, Nain.



کاربرد آنالیز کانی‌ها و سنگ کل در شناسایی سنگ‌زایی گدازه‌های بالشی افیولیت نائین

قدرت ترابی^۱، الهام عبدالله^۲، نرگس شیردشت زاده^۱

۱- گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان

۲- گروه زمین‌شناسی دانشگاه آزاد خوارسکان

پست الکترونیکی: Torabighodrat@yahoo.com

(دریافت مقاله: ۱۳۸۶/۸/۵ ، نسخه نهایی: ۱۳۸۷/۱/۲۸)

چکیده: گدازه‌های بالشی، یکی از واحدهای سنگی مهم افیولیت نائین را تشکیل می‌دهند. کانی‌های تشکیل دهنده گدازه‌های بالشی افیولیت نائین عبارتند از الیوین کلریتی شده، پلازیوکلاز، کلینوپیروکسن (اوژیت)، اسپینل کرومدار، مگنتیت، آمفیبول، کلریت، پومپلئیت، اپیدوت، پرهنیت، و کلسیت. نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل این واحدها و نیز بررسی ترکیب کلینوپیروکسنها و اسپینل‌های کرومدار موجود در گدازه‌های بالشی، حاکی از شباهت این سنگها به بازالت‌های پشت‌های میان اقیانوسی است. این گدازه‌ها با ترکیب بازالت تا آندزیت، از ذوب بخشی با دمای بالای یک لرزولیت تهی شده گوشه شکل گرفته‌اند. بررسی‌های صحرایی و سنگ‌شناختی، مطالعه شیمی کانی‌ها و ژئوشیمی سنگ کل، نشان از تبدیل این سنگها به اسپیلیت در اثر دگرگونی کف اقیانوس دارد. دماستنجی کلینوپیروکسنها نشان می‌دهد که این کانی‌ها در دمایی در حدود ۱۰۵۸ تا ۱۱۷۰ درجه سانتیگراد تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌شناسی، افیولیت، گدازه‌های بالشی، نائین.

افیولیت نائین یکی از افیولیتهای اطراف میکروپلیت شرق-ایران مرکزی^۱ است که در طول جغرافیایی' ۵۶°، ۵۲° تا ۱۰'، ۵۳° شرقی و عرض' ۵۲°، ۳۲° تا ۱۰'، ۳۳° شمالی، و در محل تغییر روند گسل درونه قرار دارد (شکل ۱ و ۲). این زون افیولیتی از شمال شهر نائین تا روستای سپرو دیده می‌شود و سن آن مزو佐ئیک است [۴ - ۶]. بر پایه مطالعات [۵ - ۱۵]، از نظر سنگ‌شناسی این دنباله افیولیتی همانند افیولیت‌های دیگر از بالا به پایین به ترتیب شامل آهک‌های پلازیک، بازالت، گدازه بالشی، دایک‌های دیابازی، پلازیوگرانیت، گابرو، پیروکسینیت، و پریدوتیتهای گوشه است که با رویدادهای دگرگونی و دگرسانی‌های پسین سنگهای جدیدی نیز در آن تشکیل

مقدمه

گدازه‌های بالشی موجود در افیولیتها نشان از برون ریزی ماقمای بازالتی در محیط آبی داشته، و اطلاعات گرانبهایی در مورد سنگ خاستگاه ترکیب آبگون اولیه، درصد ذوب بخشی، محیط زمین ساخت جهانی، و فرآیندهای پس از آتشفسانی در اختیار زمین‌شناسان قرار می‌دهند [۱]. از آنجا که پدیده‌هایی چون دگرگونی کف اقیانوس و اسپیلیتی شدن، موجب می‌شوند تا ترکیب این سنگها و کانی‌شناسی آنها در اثر پدیده‌های پس از آتشفسانی دستخوش تغییر شوند. لذا به منظور پی بردن به ماهیت نخستین این سنگها از ترکیب کلینوپیروکسنها و اسپینلهای کرومدار و نیز ژئوشیمی عناصر نادر خاکی این سنگها استفاده می‌شود [۲، ۳].

- ۱) $N33^{\circ} 00' 53.9''$ و $E53^{\circ} 09' 23.3''$: (رخنمون اصلی گدازه‌های بالشی نزدیک معدن کوه زرد);
- ۲) $N33^{\circ} 02' 57.2''$ و $E53^{\circ} 04' 18.0''$;
- ۳) $N33^{\circ} 03' 09.5''$ و $E53^{\circ} 04' 20.8''$;
- ۴) $N33^{\circ} 04' 54.1''$ و $E53^{\circ} 03' 20.9''$: (رخنمون بالشها با حجم زیاد همراه با چرت‌های تیره);
- ۵) $N33^{\circ} 05' 22.1''$ و $E53^{\circ} 02' 25.8''$: (رخنمون بالشها با شکستگی‌های سطحی چند ضلعی).

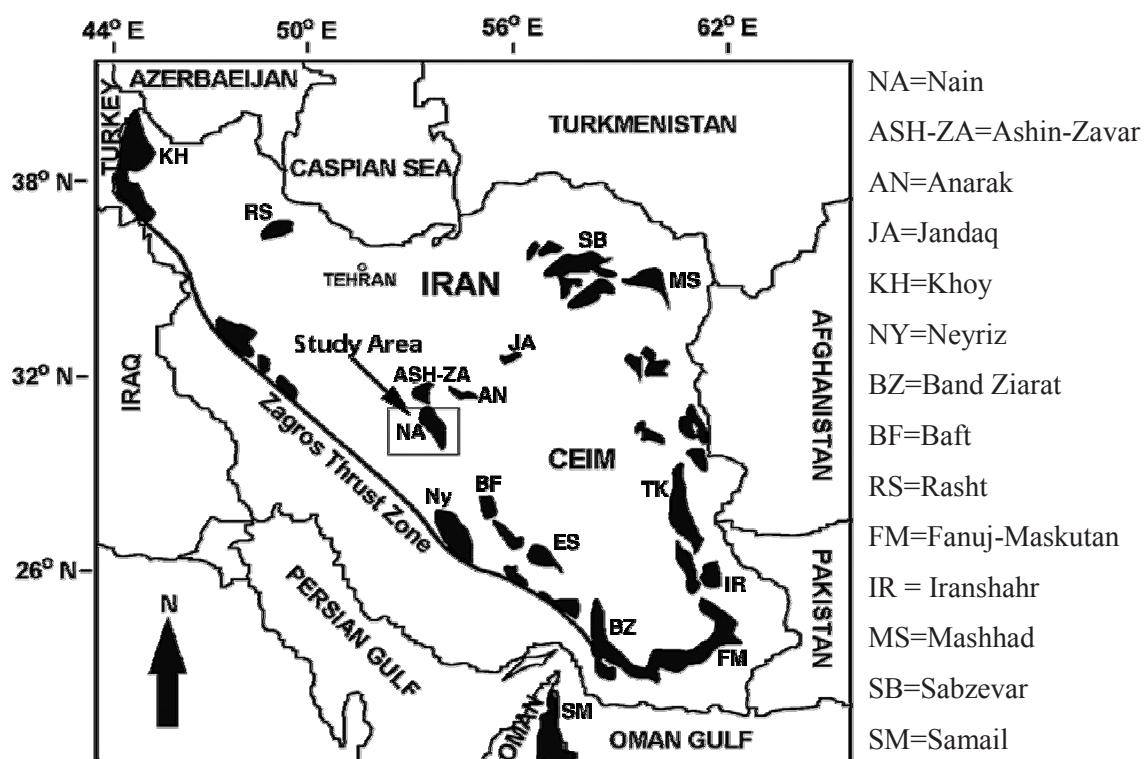
این گدازه‌های بالشی نتیجه آخرین فعالیت ماقمایی در پوسته اقیانوسی مربوطه می‌شوند. این سنگها با چرت‌های شعاعی و سنگ آهک‌های کرتاسه بالایی پوشیده شده‌اند. قرار داشتن سنگ آهک‌های پلاژیک کرتاسه بالایی روی گدازه‌های بالشی موجود در افیولیت نایین، بیانگر سن کرتاسه بالایی گدازه‌های بالشی است [۵ و ۱۷].

در این مقاله کانی‌شناسی و ژئوشیمی گدازه‌های بالشی افیولیت نائین، دگرگونی کف اقیانوس، و تعیین شرایط تشکیل آنها مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

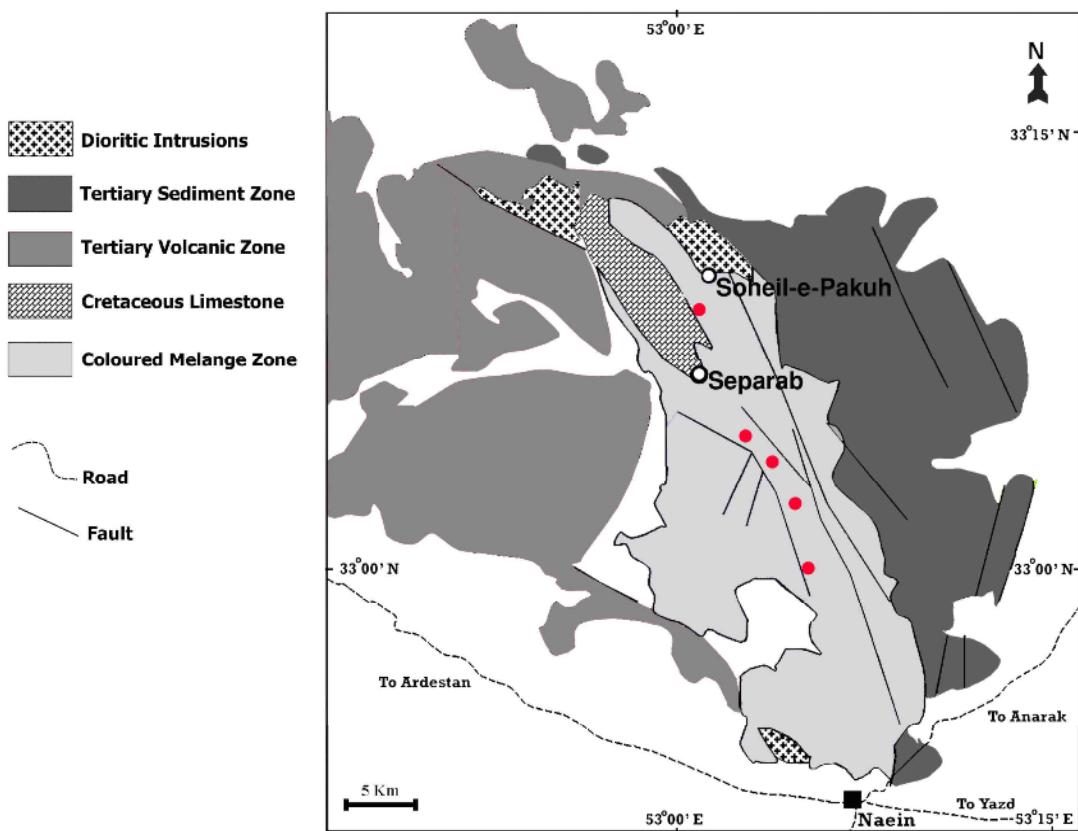
شده‌اند. بر پایه بررسیهای صورت گرفته، سرپانتینیتها و اولترامافیک‌های سرپانتینی شده گوشتند، به صورت متن و زمینه اصلی این آمیزه بوده و سنگ‌های دگرگون به صورت تخته سنگ‌های بزرگ و کوچک در نقاط مختلف آن پراکنده‌اند. از جمله این سنگ‌های دگرگون می‌توان به مرمر، شیست، کوارتزیت، اسکارن، متاچرت نواری، اسپیلیت، متاگابرو، آمفیولیت، سرپانتینیت، رودینگیت، و لیستونیت اشاره کرد.

سنگ‌های بازی موجود در این افیولیت تاکنون توسط افراد زیادی مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. از آن جمله می‌توان به بررسیهای و تحلیلهای ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب سنگ‌های بازی موجود در این مجموعه افیولیتی توسط [۶ و ۷] [۱۰] اشاره کرد.

گدازه‌های بالشی یکی از انواع سنگ‌های هستند که در افیولیت آمیزه نایین به فراوانی مشاهده می‌شوند. از جمله رخنمونهای این سنگها می‌توان به نقاطی چون جنوب شرقی سپرو و جنوب غربی سهیل پاکوه اشاره کرد (شکل‌های ۲ و ۳-A). مختصات جغرافیایی بهترین رخنمونهای گدازه‌های بالشی افیولیت نایین در زیر آورده شده‌اند:



شکل ۱ نقشه افیولیتهای ایران و موقعیت منطقه مورد بررسی (برگرفته از [۴]), با اندکی تغییرات در موضع افیولیتهای ایران مرکزی.



شکل ۲ نقشهٔ زمین‌شناسی شمال نائین. موقعیت بهترین رخنمون‌های گدازه‌های بالشی به صورت دایره نشان داده شده‌اند.



شکل ۳ تصاویر صحرایی گدازه‌های بالشی افیولیت نایین.

استفاده از یک دستگاه ریز پردازندۀ الکترونی JEOL مدل JXA-8800R (WDS) دانشگاه کانازاوای ژاپن، با ولتاژ شتاب دهنده ۱۵ kV و شدت جریان ۱۵ nA، مورد بررسی قرار گرفتند. در دستیابی فرمول ساختاری کانی‌ها و جدایش مقدار Fe²⁺ از Fe³⁺ نیز از روش عنصر سنجی [۱۸]، استفاده شد. از

روش مطالعه

پس از بررسیهای صحرایی، نمونه برداری از رخنمون‌های مناسب انجام شد. بر این اساس ۳۰ نمونه برای بررسی‌های سنگ‌شناختی انتخاب شدند و از آنها مقاطع نازکی تهیه شدند. برای دستیابی به ترکیب شیمیایی کانیها، نمونه‌های مناسب با

هستند و از دگرگونی پلازیوکلاز های بازی به دست آمده‌اند. از کانیهای دیگر موجود در این سنگها می‌توان به پومپلئیتها اشاره کرد که بیشتر به شکلهای سوزنی و شعاعی دیده می‌شوند. تصاویر میکروسکوپیکی گدازه های بالشی افیولیت نائین در شکل ۴ دیده می‌شوند.

شیمی کانی‌ها

به منظور بررسی بهتر و دقیق‌تر کانی‌های موجود در این سنگها، آنها را مورد آنالیز ریز پردازشی قراردادیم که نتایج در جدولهای ۱، ۲ و ۳ آورده شده‌اند. بر این اساس En_{45.010-53.430} کلینوپیروکسنها موجود دارای ترکیب A-۵ Wo_{36.542-42.028}FS_{6.672-17.703} دیده می‌شود، موقعیت ترکیبی آنها در نمودار طبقه بندی کلینوپیروکسنها در گستره اوزیت قرار می‌گیرد. همچنین میانگین میزان #Mg آنها برابر ۰/۸۵ است.

پلازیوکلازهای سالم موجود در این سنگها دارای ترکیب Ab_{35.3}An_{64.0}Or_{0.7} و از نوع لابراوریت‌اند ولی اغلب آنها تحت تاثیر دگرگونی کف دریا و دگرسانیهای بعدی قرار گرفته‌اند، و در نتیجه با جانشینی Na به جای Ca، ترکیب آنها به سمت Ab_{91.9-94.2}An_{5.6} آنده است. آندزین (Ab_{50.7}An_{48.5}Or_{0.8}) و آلبیت (Ab_{50.7}An_{48.5}Or_{0.1-0.2}). تغییر کرده است (شکل B-۵).

از دیگر کانی‌های موجود در این سنگها اسپینلهای کرومدارند که کاملاً سالم مانده و مقدار #Cr آنها بین ۰/۳۹ تا ۰/۴۷ تغییر می‌کند. همچنین مقدار TiO₂ موجود در این کانیها نیز در حدود ۰/۱۹ تا ۰/۲۸ و میزان #Fe³⁺ آنها بین ۰/۰۳ تا ۰/۰۵ است.

چنانکه پیش از این قبل اشاره شد، برخی از کلینوپیروکسنها به آمفیبول تبدیل شده‌اند. نتایج آنالیز ریز پردازش آمفیبولها (جدول‌های ۱، ۲ و ۳)، نشان می‌دهد که آمفیبولهای موجود از نوع کلسیک است و روی نمودار تقسیم بندی آمفیبولها در گستره ترمولیت و ترمولیت-اکتینولیت قرار می‌گیرند (شکل C-۵). میزان #Mg آمفیبولهای موجود در حدود ۰/۹۰ است. کربناتهای موجود در این سنگها نیز از نوع کلسیت‌اند.

ژئوشیمی سنگ کل

به منظور بررسی ماهیت گدازه‌های بالشی، این سنگها مورد آنالیز سنگ کل به روش NAA قرار گرفتند که نتایج آنالیز آن

میان نمونه‌های برداشته شده، تعداد ۹ نمونه انتخاب و در مرکز تحقیقات و تولید سوخت هسته‌ای اصفهان، با استفاده از روش فعال سازی نوترونی (NAA) آنالیز شدند. از نتایج آنالیز عناصر اصلی دو نمونه گدازه بالشی افیولیت نائین که پیش از این توسط [۵] مورد بررسی قرار گرفته بودند، نیز استفاده شد.

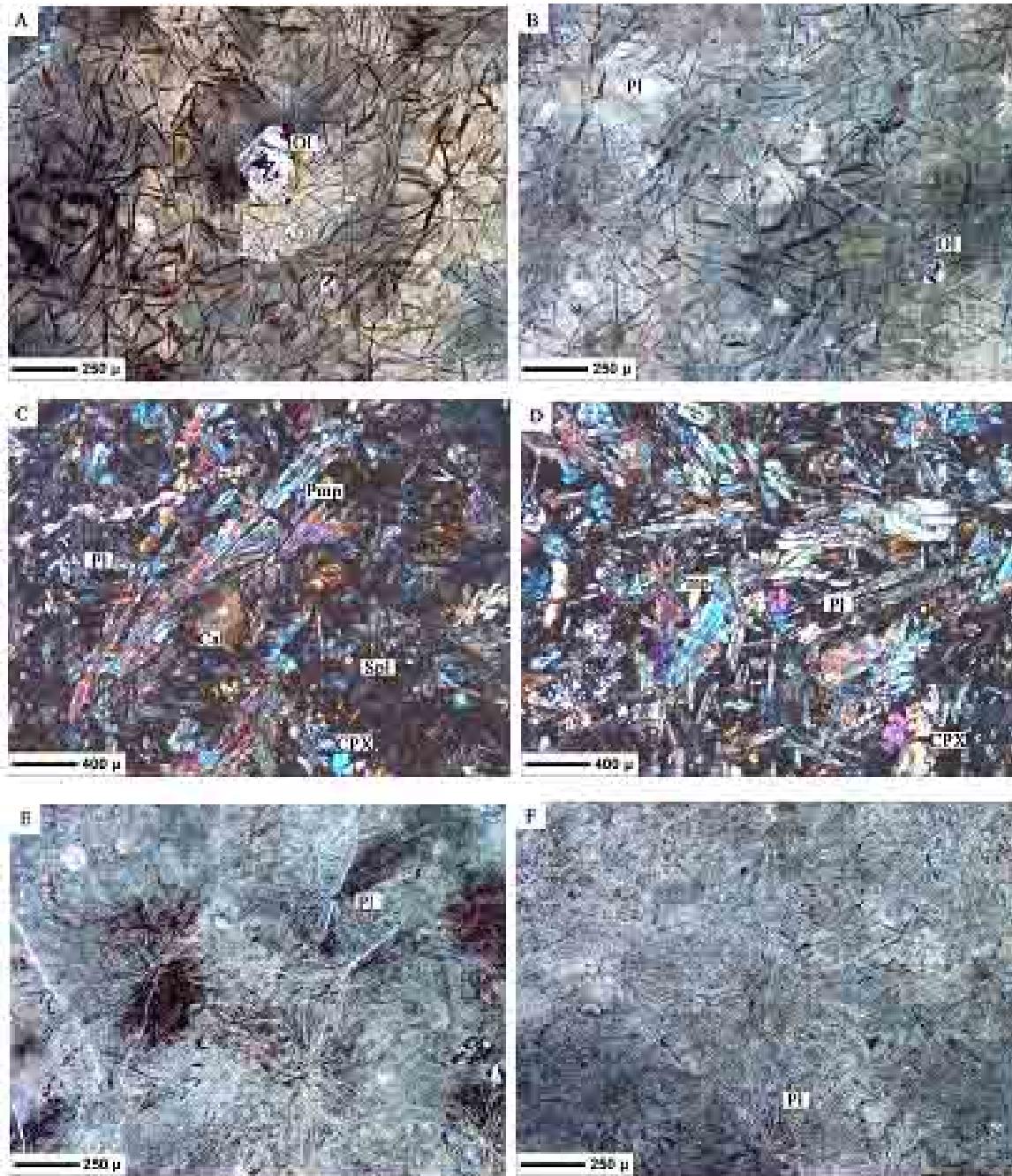
سنگ شناختی

گدازه‌های بالشی مورد مطالعه، در نمونه‌های دستی، به شکلهای کروی، کشیده، و بیضوی و به رنگهای تیره تا سبز و قهوه‌ای دیده می‌شوند. قطر این گدازه‌های بالشی به طور متوسط ۴۰ سانتی متر است، ولی گاه تا حدود دو متر نیز می‌رسد (شکل B-۳). سردایش ناگهانی این گدازه‌ها در مجاورت با آب دریا، موجب تشکیل شکستنگیهای چند ضلعی روی سطح خارجی آنها شده است که موجب سرعت شکل‌گیری به پدیده اسپیلیتی این سنگها شده است، و فضای بین بالشها را ته نشستهای دریابی پر کرده‌اند. در مقاطع عرضی این گدازه‌های بالشی شکستنگیهای شعاعی به خوبی قابل مشاهده است. وجود دایک-های دیبابازی همراه با گدازه‌های بالشی در درون دره نزدیک معدن کوه زرد به خوبی مشخص است.

بررسی‌های میکروسکوپیکی نشان می‌دهند که بافت‌های موجود در این سنگها شامل بین دانه‌ای، آبله گون و موزائیکی بوده و از الیوین کلریتی، پلازیوکلاز، کلینوپیروکسن، اسپینل کرومدار، کلریت، آمفیبول، پومپلئیت، کلسیت، و مگنتیت تشکیل شده‌اند. کلینوپیروکسنها و اسپینلهای کرومدار موجود در این سنگها کانیهای اولیه و آذرین بوده و تحت تاثیر دگرگونی قرار نگرفته‌اند. همچنین تمام الیوینهای موجود در این سنگها نیز به کلریت تبدیل شده‌اند. اسپینلهای کرومدار به شکل بلورهای یوهدرال کوچک و به رنگ قهوه‌ای روشن هستند. این کانی بیشتر به صورت نفوذیهایی در درون یا بین بلورهای پلازیوکلاز دیده می‌شود. کلینوپیروکسنها غالباً در فضای بین بلورهای پلازیوکلاز قرار دارند و بخش‌هایی از آنها نیز در اثر دگرگونی به آمفیبول یا پومپلئیت تبدیل شده‌اند. وجود کلینوپیروکسنها در فضای بین پلازیوکلازها نشانگر تبلور کلینوپیروکسن‌ها پیش از پلازیوکلازها و وجود بافت بین دانه‌ای در این سنگ‌هاست. بلورهای پلازیوکلاز در اثر سردایش سریع در برخی موارد شعاعی بوده و بافت آبله گون را نمایش می‌دهند. پلازیوکلازهای موجود در این سنگها بیشتر از نوع آلبیتی

همچنین میزان بالای TiO_2 (تا ۱۷٪)، این سنگها نشان می-دهد که این گذاره‌های بالشی به سری تولیتی تعلق دارند و جزء بازالت‌های پشت‌های میان اقیانوسی (MORB) هستند.

در جدول ۴ آورده شده‌اند. بر پایه این نتایج، میزان SiO_2 موجود در این سنگها در حدود ۵۸-۴۵٪ بوده و در گستره بازالت تا آندزیت قرار دارند. مقدار قابل توجه LOI این سنگها به دلیل وجود کانیهای آبدار در اثر دگرگونی کف دریاست.



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپیکی گذاره‌های بالشی افیولیت ملانژ نایین: (A) و (B): بازالت‌های الیوین‌دار (ppl)، که شیشه‌های آن نیز دستخوش تبلور شده‌اند (دوبتریفیکاسیون)؛ (C) و (D): بازالت‌های غنی از کلینوپیروکسن و پومپلئیت (xpl)، (E) و (F): بازالت‌های غنی از پلازیوکلاز با بافت آبله-گون (ppl) (مخفف اسامی کانی‌ها برگرفته از [۱۹]). این تصاویر نتیجه، رخداد جدایش در مagma‌های سازنده گذاره‌های بالشی هستند.

جدول ۱ نتایج آنالیز نقطه‌ای کانیهای موجود در گدازه‌های بالشی افیولیت نائین بر پایه درصد وزنی اکسیدها.

Mineral	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Total
Clinopyroxene 1	۴۸.۷۳	۱.۰۶	۳۸.۷	۰.۰۶	۱۱.۱۵	۰.۲۱	۱۶.۶۲	۱۸.۴۷	۰.۳۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۱۰۰.۰۰
Clinopyroxene 2	۵۰.۸۴	۰.۵۵	۲۱.۱	۰.۰۵	۱۰.۷۰	۰.۳۷	۱۶.۱۵	۱۸.۸۲	۰.۴۳	۰.۰۰	۰.۰۰	۱۰۰.۰۲
Clinopyroxene 3	۵۲.۱۹	۰.۱۶	۲۰.۲	۰.۳۷	۴.۱۷	۰.۲۰	۱۸.۷۷	۲۰.۲۷	۰.۱۸	۰.۰۰	۰.۰۹	۹۹.۹۲
Clinopyroxene 4	۵۲.۷۲	۰.۱۷	۲۰.۹	۰.۲۹	۴.۱۲	۰.۱۳	۱۸.۸۰	۲۰.۲۶	۰.۲۱	۰.۰۰	۰.۰۶	۱۰۰.۳۴
Clinopyroxene 5	۵۲.۱۴	۰.۲۱	۲۳.۵	۰.۳۷	۴.۱۸	۰.۱۲	۱۸.۷۱	۱۹.۷۹	۰.۲۰	۰.۰۰	۰.۰۲	۹۹.۹
Clinopyroxene 6	۵۲.۰۶	۰.۱۹	۲۶.۱	۰.۵۶	۳.۸۴	۰.۱۳	۱۸.۶۰	۲۱.۰۱	۰.۱۷	۰.۰۰	۰.۰۵	۱۰۰.۲۲
Clinopyroxene 7	۵۲.۰۱	۰.۵۳	۳۸.۰	۰.۲۹	۵.۸۷	۰.۱۵	۱۷.۳۴	۲۰.۳۲	۰.۱۵	۰.۰۱	۰.۰۷	۱۰۰.۰۴
Clinopyroxene 8	۵۲.۸۴	۰.۱۹	۲۲.۱	۰.۳۳	۴.۴۴	۰.۱۴	۱۹.۱۶	۱۹.۶۶	۰.۱۹	۰.۰۲	۰.۰۱	۱۰۰.۱۹
Clinopyroxene 9	۵۲.۲۹	۰.۲۱	۲۲.۴	۰.۳۸	۴.۳۹	۰.۱۳	۱۸.۷۸	۱۹.۹۷	۰.۱۷	۰.۰۰	۰.۰۵	۹۹.۸۱
Amphibole 1	۵۱.۷۱	۰.۲۲	۲۲.۲	۰.۰۰	۴.۰۹	۰.۰۹	۱۹.۸۰	۱۸.۲۶	۰.۲۱	۰.۰۲	۰.۰۱	۹۷.۰۹
Amphibole 2	۵۲.۲۴	۰.۳۳	۴.۲۳	۰.۰۰	۱.۳۸	۰.۱۶	۱۸.۴۱	۲۰.۸۶	۰.۲۱	۰.۰۰	۰.۰۸	۹۷.۹۲
Amphibole 3	۴۹.۸۳	۰.۳۰	۳.۶۷	۰.۰۰	۴.۰۰	۰.۱۹	۱۸.۴۴	۱۸.۱۶	۰.۲۰	۰.۰۱	۰.۰۸	۹۴.۹۱
Pumpellyite 1	۳۶.۰۰	۰.۴۰	۱۸.۹۷	۰.۰۰	۱.۰۰	۰.۱۰	۲۷.۷۷	۲۱.۰۰	۰.۱۳	۰.۰۲	۰.۰۰	۹۹.۹۷
Pumpellyite 2	۳۸.۷۰	۰.۲۱	۲۲.۸۴	۰.۰۶	۵.۴۴	۰.۱۰	۲۲.۶	۱۹.۴۸	۰.۴۶	۰.۳۰	۰.۰۰	۹۰.۹۳
Pumpellyite 3	۳۴.۴۹	۰.۲۲	۲۰.۰۱	۰.۰۰	۷.۲۷	۰.۱۲	۲۷.۴	۲۰.۹۷	۰.۰۵	۰.۰۰	۰.۰۹	۸۰.۸۷
Pumpellyite 4	۳۳.۸۴	۰.۲۹	۱۹.۳۷	۰.۰۷	۷.۹۶	۰.۰۹	۲۰.۳	۲۱.۰۲	۰.۰۹	۰.۰۱	۰.۰۲	۸۰.۲۹
Pumpellyite 5	۳۴.۶۰	۰.۱۲	۱۹.۷۳	۰.۰۶	۸.۰۶	۰.۲۰	۲۷.۰	۲۰.۹۵	۰.۰۶	۰.۰۲	۰.۰۲	۸۰.۴۸
Plagioclase 1	۵۴.۶۶	۰.۳۰	۲۱.۶۳	۰.۰۰	۰.۰۹	۰.۰۰	۰.۰۰	۱.۷۶	۱۰.۶۱	۰.۰۲	۰.۰۰	۱۰۰.۹۴
Plagioclase 2	۶۶.۷۵	۰.۰۵	۲۰.۸۵	۰.۰۰	۰.۱۹	۰.۰۵	۰.۰۲	۱.۱۴	۱۰.۸۴	۰.۰۴	۰.۰۱	۹۹.۷۳
Plagioclase 3	۵۲.۸۸	۰.۱۶	۲۶.۰۱	۰.۰۰	۲.۸۸	۰.۰۸	۰.۱۴	۱۳.۰۸	۳.۹۷	۰.۱۲	۰.۰۰	۹۹.۹۷
Plagioclase 4	۶۷.۵۴	۰.۳۷	۲۰.۱۷	۰.۰۰	۰.۹۱	۰.۰۶	۰.۰۳	۶.۳۴	۳.۶۷	۰.۰۸	۰.۰۳	۹۹.۷۰
Cr-Spinel 1	۰.۱۷	۰.۱۹	۳۲.۰۲	۳۲.۰۴	۱۰.۲۹	۰.۲۰	۱۶.۴۸	۰.۱۴	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۱۹	۹۷.۷۲
Cr-Spinel 2	۰.۳۱	۰.۲۵	۳۲.۸۲	۳۱.۱۲	۱۴.۰۴	۰.۱۶	۱۷.۰۲	۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۰۱	۰.۲۴	۹۶.۰۵
Cr-Spinel 3	۰.۰۰	۰.۲۳	۳۰.۹۷	۳۳.۸۲	۱۰.۷۶	۰.۱۸	۱۶.۱۱	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۹۷.۰۸
Cr-Spinel 4	۰.۰۸	۰.۲۸	۳۱.۰۲	۳۴.۷۰.۷	۱۰.۹۹	۰.۰۳	۱۶.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۹۷.۶۰
Cr-Spinel 5	۰.۰۰	۰.۲۷	۲۹.۴۵	۳۸.۰۵	۱۳.۶۹	۰.۲۱	۱۶.۴۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۹۸.۰۱
Cr-Spinel 6	۰.۰۰	۰.۲۶	۲۸.۶۰	۳۸.۱۴	۱۳.۷۴	۰.۱۲	۱۶.۴۹	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۹۷.۶۷
Cr-Spinel 7	۰.۰۰	۰.۲۵	۲۹.۱۰	۳۸.۳۹	۱۳.۰۶	۰.۰۸	۱۶.۶۰	۰.۱۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۹۸.۰۵
Cr-Spinel 8	۰.۰۰	۰.۲۶	۲۹.۵۲	۳۷.۷۳۹	۱۳.۲۵	۰.۰۹	۱۶.۵۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۹۸.۹۶

جدول ۲ نتایج فرمول ساختاری کانیهای موجود در جدول ۱.

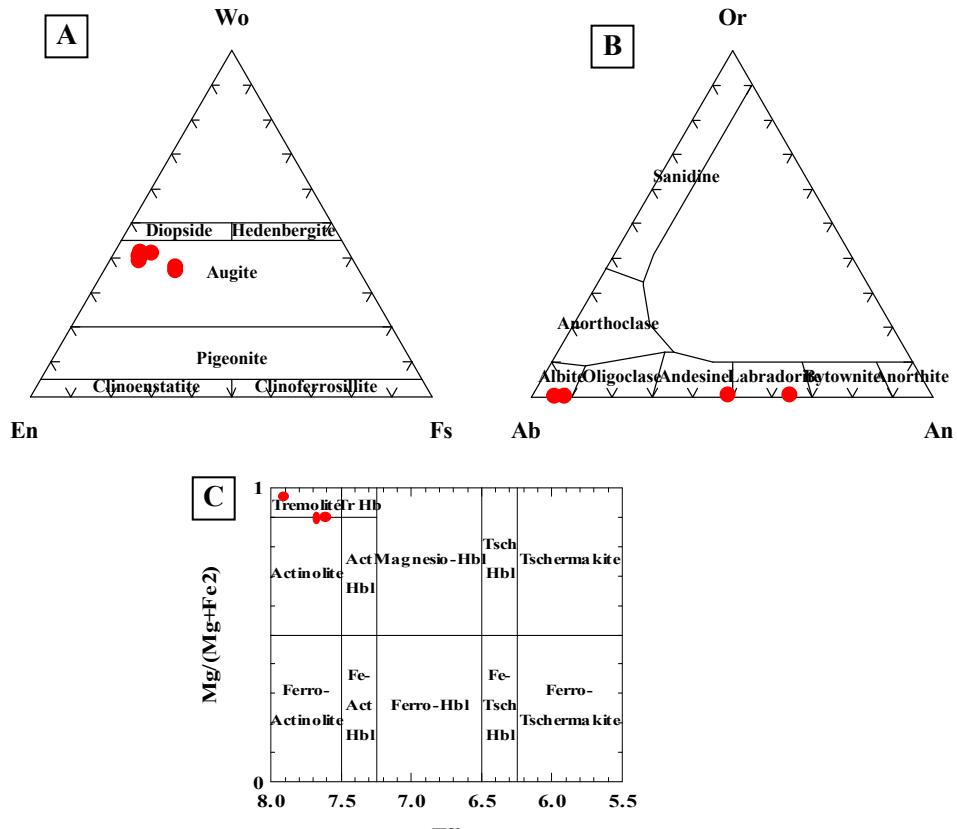
Sample	Mineral Type	Oxvg.*	Si	Ti	Al	Cr	Fe ⁺²	Fe ⁺³	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ni	Total
Clinopyroxene 1	Augite	۶	۱.۷۹	۰.۰۳	۰.۱۷	۰.۰۰	۰.۱۳	۰.۲۱	۰.۰۱	۰.۹۱	۰.۷۳	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۰	۴۰۰
Clinopyroxene 2	Augite	۶	۱.۸۸	۰.۰۲	۰.۰۹	۰.۰۰	۱.۱۹	۰.۱۴	۰.۰۱	۰.۸۹	۰.۷۵	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۰۰	۴۰۰
Clinopyroxene 3	Augite	۶	۱.۹۳	۰.۰۰	۰.۰۷	۰.۰۱	۰.۰۹	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۹۲	۰.۷۸	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۴۰۰
Clinopyroxene 4	Augite	۶	۱.۹۳	۰.۰۰	۰.۰۶	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۹۳	۰.۷۸	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۰	۴۰۰
Clinopyroxene 5	Augite	۶	۱.۹۴	۰.۰۱	۰.۰۶	۰.۰۱	۰.۰۳	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۹۳	۰.۷۷	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۴۰۰
Clinopyroxene 6	Augite	۶	۱.۹۲	۰.۰۰	۰.۰۸	۰.۰۷	۰.۰۸	۰.۰۴	۰.۰۰	۰.۹۱	۰.۸۲	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۴۰۰
Clinopyroxene 7	Augite	۶	۱.۸۹	۰.۰۱	۰.۱۱	۰.۰۱	۰.۱۰	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۹۰	۰.۸۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۴۰۰
Clinopyroxene 8	Augite	۶	۱.۹۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۱۳	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۹۶	۰.۷۶	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۰	۴۰۰
Clinopyroxene 9	Augite	۶	۱.۹۴	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۹۰	۰.۷۷	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۴۰۰
Amphibole 1	Tremolite	۲۳	۷۳.۹	۰.۰۲	۰.۳۷	۰.۰۰	۰.۰۴	۰.۰۰	۰.۰۱	۴۲.۲	۲۷.۹	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۱۰۴۲
Amphibole 2	Tremolite-Actinolite	۲۳	۷۸.۸	۰.۰۴	۰.۷۰	۰.۰۰	۰.۱۷	۰.۰۰	۰.۰۲	۴۱.۳	۳۳.۷	۰.۰۶	۰.۰۰	۰.۰۰	۱۶۴۳
Amphibole 3	Tremolite-Actinolite	۲۳	۷۲.۸	۰.۰۳	۰.۶۳	۰.۰۰	۰.۴۹	۰.۰۰	۰.۰۲	۴۲.۴	۲۸.۴	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۱۵۳۹
Pumpellyite 1	Pumpellyite	۲۶	۶۶.۰	۰.۰۰	۴.۰۹	۰.۰۰	۱.۶۲	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۷۶	۴۱.۲	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۹۷.۳۲
Pumpellyite 2	Pumpellyite	۲۶	۶۷.۴	۰.۰۰	۴.۶۹	۰.۰۰	۰.۷۹	۰.۰۰	۰.۰۲	۱۸.۷	۳۶.۴	۰.۱۶	۰.۰۷	۰.۰۰	۹۶.۹۹
Pumpellyite 3	Pumpellyite	۲۶	۶۵.۰	۰.۰۰	۴.۴۶	۰.۰۰	۱.۱۰	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۷۷	۴۲.۰	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۰	۹۷.۲۲
Pumpellyite 4	Pumpellyite	۲۶	۶۴.۹	۰.۰۰	۴.۳۸	۰.۰۰	۱.۲۸	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۷۲	۴۲.۲	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۰۰	۹۷.۲۹
Pumpellyite 5	Pumpellyite	۲۶	۶۵.۰	۰.۰۰	۴.۳۹	۰.۰۰	۱.۲۷	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۷۶	۴۲.۴	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۰	۹۷.۲۷
Plagioclase 1	Albite	۸	۲۸.۹	۰.۰۱	۱.۱۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۸	۰.۹۰	۰.۰۰	۴۹۹
Plagioclase 2	Albite	۸	۲۹.۳	۰.۰۰	۱.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۸	۰.۹۱	۰.۰۰	۴۹۸
Plagioclase 3	Labradorite	۸	۲۴.۴	۰.۰۱	۱.۹۱	۰.۰۰	۰.۱۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۶	۰.۶۴	۰.۳۶	۰.۰۱	۰.۰۰	۵۰.۳
Plagioclase 4	Andesine	۸	۲۹.۸	۰.۰۱	۱.۰۴	۰.۰۰	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۳	۰.۳۰	۰.۳۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۴۶۱
Cr-Spinel 1	Chromian Spinel	۲۲	۰.۰۴	۰.۰۳	۹.۱۴	۰.۹۴	۲.۱۶	۰.۸۲	۰.۰۴	۰.۷۷	۰.۰۴	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۲۴۰۰
Cr-Spinel 2	Chromian Spinel	۲۲	۰.۰۷	۰.۰۴	۹.۱۸	۰.۸۸	۲.۴	۰.۷۷	۰.۰۳	۶.۰۳	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۲۴۰۰
Cr-Spinel 3	Chromian Spinel	۲۲	۰.۰۰	۰.۰۳	۸.۷۰	۶.۳۷	۲.۲۷	۰.۸۶	۰.۰۳	۰.۷۲	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۲۴۰۰
Cr-Spinel 4	Chromian Spinel	۲۲	۰.۰۱	۰.۰۵	۷.۴۱	۶.۴۶	۲.۴۱	۰.۷۴	۰.۰۰	۰.۶۳	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۲۴۰۰
Cr-Spinel 5	Chromian Spinel	۲۲	۰.۰۰	۰.۰۰	۸.۲۱	۷.۱۷	۲.۱۷	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۸۳	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۲۴۰۰
Cr-Spinel 6	Chromian Spinel	۲۲	۰.۰۰	۰.۰۰	۸.۱۳	۷.۱۹	۲.۱۰	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۸۶	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۲۴۰۰
Cr-Spinel 7	Ch														

جدول ۳ محاسبه درصد اعضای پایانی محلول جامد در کلینوپیروکسنها و پلازیوکلازها، و نیز محاسبه مقادیر $\text{Cr}^{\#}$, $\text{Fe}^{+2\#}$, $\text{Fe}^{+3\#}$ در مورد اسپینلهای کرومدار موجود در جدول یک.

Sample	Wollastonite	Enstatite	Ferrosilite
Clinopyroxene 1	۲۶,۵۴	۴۵,۷۶	۱۷,۷۰
Clinopyroxene 2	۳۷,۶۹	۴۵,۰۰	۱۷,۳۱
Clinopyroxene 3	۴۰,۷۰	۵۲,۴۴	۶,۸۵
Clinopyroxene 4	۴۰,۷۰	۵۲,۵۹	۶,۶۷
Clinopyroxene 5	۴۰,۲۴	۵۲,۹۳	۶,۸۳
Clinopyroxene 6	۴۲,۰۳	۵۱,۷۷	۶,۲۰
Clinopyroxene 7	۴۱,۳۵	۴۹,۰۹	۹,۵۶
Clinopyroxene 8	۳۹,۴۰	۵۳,۴۳	۷,۱۷
Clinopyroxene 9	۴۰,۲۴	۵۲,۶۵	۷,۱۱

Sample	Albite	Anorthite	Orthoclase
Plagioclase 1	۹۱,۹	۰,۸	۰,۱
Plagioclase 2	۹۴,۲	۵,۶	۰,۲
Plagioclase 3	۳۵,۳	۶۴,۰	۰,۷
Plagioclase 4	۵۰,۹	۴۸,۴	۰,۷

Sample	Fe/(Fe + Mg)	Cr# = Cr/(Cr + Al)	Mg# = Mg/(Mg + Fe ²⁺)	Fe ⁺²	Fe ⁺³	Fe ^{+2\#} = Fe ⁺² /(Fe ⁺² + Fe ⁺³)	Fe ^{+3\#} = Fe ⁺³ /(Fe ⁺³ + Al + Cr)
Cr-Spinel 1	۰,۳۴	۰,۳۹	۰,۷۳	۲,۱۶	۰,۸۲	۰,۷۲	۰,۰۵
Cr-Spinel 2	۰,۳۲	۰,۳۹	۰,۷۵	۲,۰۴	۰,۷۳	۰,۷۳	۰,۰۴
Cr-Spinel 3	۰,۳۵	۰,۴۲	۰,۷۲	۲,۱۷	۰,۸۶	۰,۷۲	۰,۰۵
Cr-Spinel 4	۰,۳۶	۰,۴۲	۰,۷۰	۲,۴۱	۰,۷۴	۰,۷۶	۰,۰۴
Cr-Spinel 5	۰,۳۲	۰,۴۷	۰,۷۳	۲,۱۷	۰,۵۴	۰,۷۹	۰,۰۳
Cr-Spinel 6	۰,۳۲	۰,۴۷	۰,۷۳	۲,۱۵	۰,۵۸	۰,۷۸	۰,۰۳
Cr-Spinel 7	۰,۳۱	۰,۴۷	۰,۷۳	۱,۱۲	۰,۵۵	۰,۷۹	۰,۰۳
Cr-Spinel 8	۰,۳۱	۰,۴۶	۰,۷۳	۲,۱۳	۰,۵۱	۰,۸۰	۰,۰۳



شکل ۵ (A) ترکیب کلینوپیروکسنها موجود در گدازهای بالشی افیولیت نایین (نمودار برگرفته از [۲۰]); (B) ترکیب پلازیوکلازهای موجود در گدازهای بالشی افیولیت نایین؛ (C) موقعیت ترکیبی آمفیبولهای موجود در گدازهای بالشی افیولیت ملانز نایین.

جدول ۴ جدول آنالیز سنگ کل گدازه‌های بالشی منطقه شمال نایین بر پایه درصد وزنی اکسیدها.

Sample Name	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	LOI
p1	54.95	0.45	14.36	8.56	0.13	4.05	10.58	3.22	0.55	2.14
p2	54.89	0.73	15.82	8.95	0.14	4.43	8.45	3.13	0.55	2.91
p4	54.03	0.92	14.5	8.89	0.14	4.49	10.28	3.11	0.6	0.03
p10	54.75	0.98	15.48	10.77	0.18	3.68	5.93	4.34	0.71	2.18
p11	53.77	1.23	15.46	11.47	0.19	3.51	6.6	4.49	0.71	2.97
p18	55.28	0.63	15.44	8.76	0.15	3.66	9.44	2.71	0.72	3.2
p19	57.63	0.7	14.02	7.61	0.12	3.68	9.75	3.18	0.26	3.03
p19-1	57.99	0.63	14.74	8.14	0.13	3.23	8.83	2.8	0.31	2.99
p22	56.85	0.8	14.46	9.4	0.13	3.8	9.39	2.25	0.18	2.11
p23*	48.03	0.53	14.94	9.61	0.13	7.59	12.25	2.42	0.21	2.29
p24*	45.23	1.7	10.86	14.34	0.18	9.411	12.33	1.49	0.24	2.25

ادامه جدول ۴

Sample Name	Cr	Ni	Co	Sc	V	Zn	W	Mo	As	Ag	Au	Ta	Hf
p1	676	-	39	38	198	46	2	576	1.19	0.7	-	0.65	5.56
P2	728	-	43	41	192	60	2	377	1.68	0.8	1.9	0.73	5.38
P4	719	-	42	40	220	55	-	589	1.54	0.7	1.4	0.72	5.78
p10	622	-	47	46	269	141	2	1.5	18.23	-	2.8	0.69	6.12
p11	628	-	53	47	286	106	-	1.8	12.53	-	0.5	0.79	6.05
p18	1200	50.9	38	37	236	56	4.62	2.67	1.57	0.2	0.7	0.62	5.8
p19	510	-	35	35	191	38	2	2.81	1.1	-	3.1	0.69	5.97
p19-1	758	-	36	38	210	36	1.8	14.19	0.79	-	1.7	0.56	5.92
p22	777	355	42	38	219	49	2.33	4.78	0.94	-	3.1	0.66	5.890
p23*	518	143	28	44	202	61	-	-	4.7	4.7	-	0.28	1.2
p24*	191	161	46	53	310	151	-	-	2.95	5.3	-	0.73	2.95

ادامه جدول ۴

Sample Name	Th	U	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Tm	Yb	Lu
p1	0.61	0.5	2.06	4.74	4.02	1.44	1.1	2.10	0.36	2.32	0.25	1.8	0.27
p2	0.72	0.6	1.39	3.26	3.30	1.32	0.58	2.24	0.40	2.94	0.30	1.95	0.28
p4	0.7	0.6	3.22	6.29	4.41	1.64	0.86	2.30	0.39	2.99	0.31	2.01	0.3
p10	0.67	0.6	2.96	62	4.50	1.68	0.86	2.43	0.44	3.10	0.33	2.28	0.37
p11	0.73	0.7	2.44	5.4	4.92	2.02	0.98	2.43	0.41	3.17	0.36	2.56	0.41
p18	0.91	0.5	1.62	3.43	3.68	1.42	0.72	2.20	0.35	2.60	0.28	1.73	0.27
p19	0.65	0.55	1.94	4.88	3.97	1.37	0.55	1.93	0.34	2.32	0.29	1.87	0.28
P19-1	0.57	0.5	1.9	4.34	3.98	1.43	0.65	2.04	0.32	2.61	0.28	1.8	0.29
p22	0.67	0.52	2.02	5.07	4.03	1.46	0.77	2.28	0.36	2.73	0.276	1.56	0.25
p23*	0.48	0.51	3.59	4.7	6.1	1.46	0.65	-	0.57	2.5	0.07	1.4	0.16
p24*	0.54	0.67	3.31	10.7	6.9	3.19	1.5	-	1.21	5.2	0.1	1.56	0.73

برگرفته از [۶].

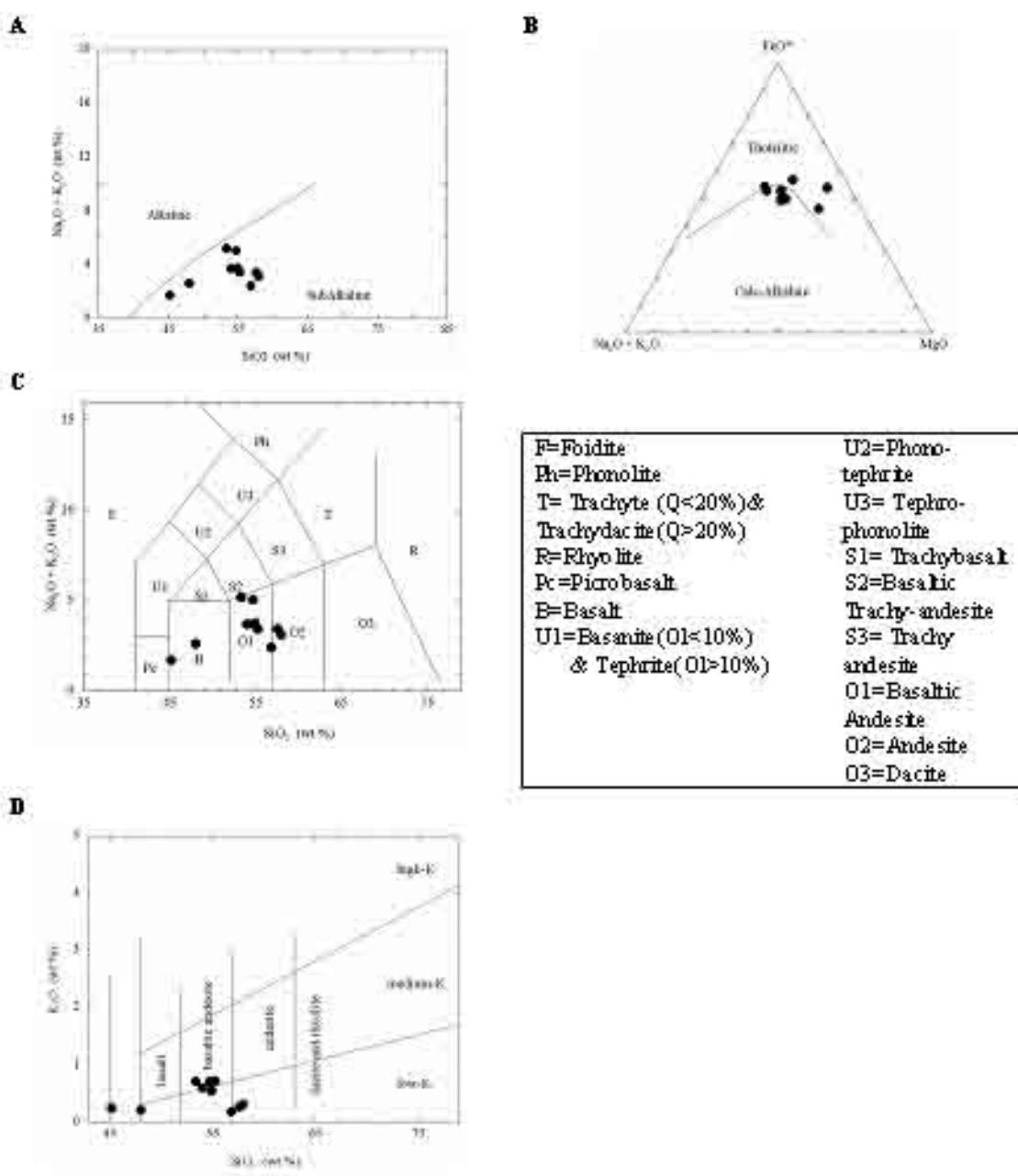
موقعیت اصلی نمونه‌ها به سمت بالاتر تغییر کرد و نزدیک به مرز جدایش قلیایی و نیمه قلیایی‌ها قرار گیرند. در نمودار AFM نمونه‌ها پیرامون خط جدایش دو سری ماقمایی قرار گرفته‌اند (شکل B-6). در نمودار قلیایی‌ها نسبت به میزان SiO₂، نمونه‌ها ترکیب بازالت (B)، بازالت آندزیتی (O1) و آندزیت (O2) را نشان می‌دهند (شکل C-6 و D-6).

ترسمیم داده‌های موجود بر نمودار Th/Yb نسبت به Ta/Yb نشان می‌دهد که نمونه‌های موجود در بخش تولیتی قرار می‌گیرند (شکل A-7). همچنین در نمودار Ta/Yb نسبت به Th/Yb، نمونه‌ها یک خاستگاه گوشه‌ای و تا حدودی تهی شده را نشان می‌دهند (شکل B-7). همچنین در نمودار Th-Hf/3-Ta، اغلب نمونه‌ها در گستره A قرار گرفته‌اند که به نمودار N-MORBها مربوط می‌شود (شکل C-7). به این ترتیب

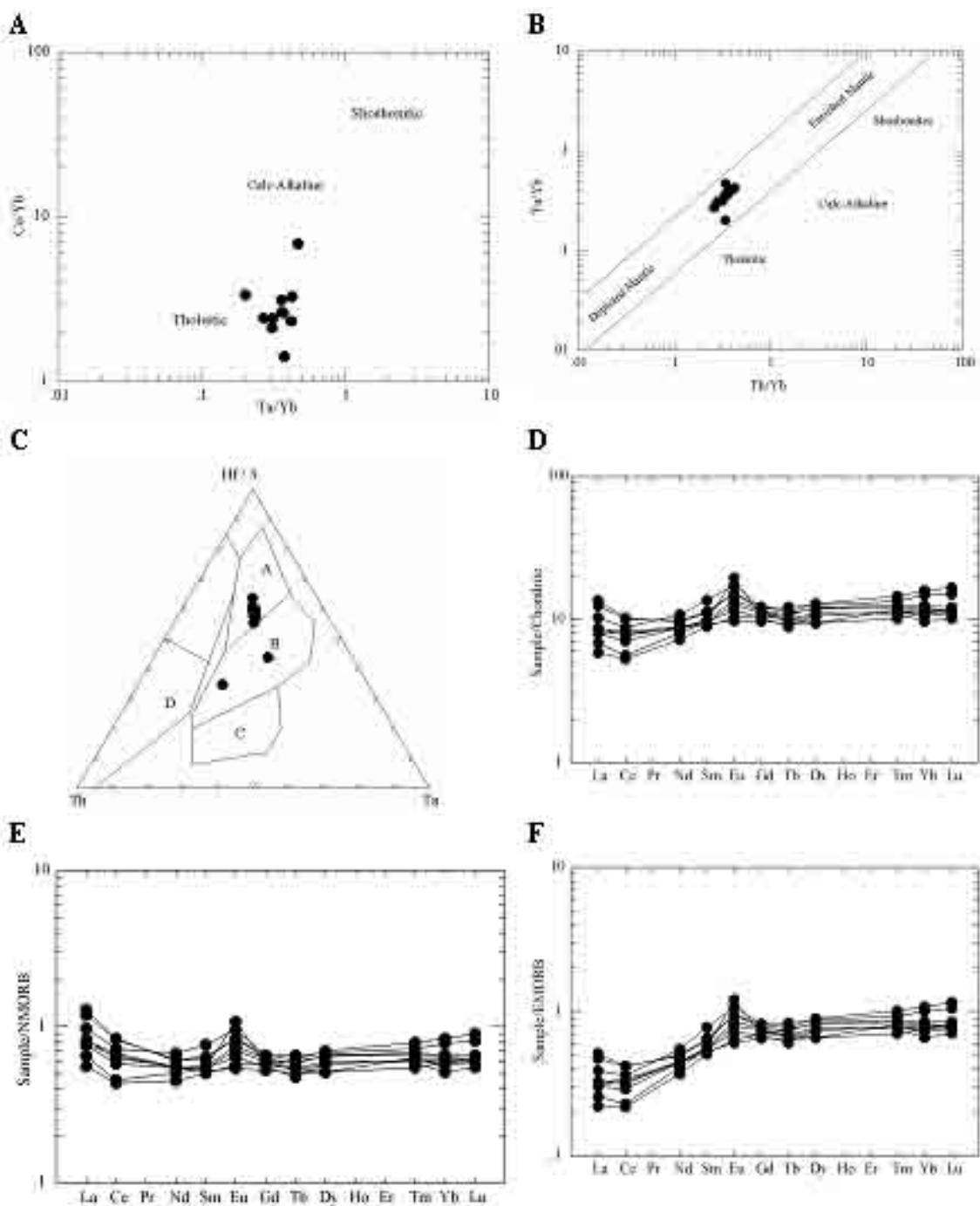
میزان Na₂O تحت تاثیر پدیده دگرگونی کف دریا افزایش یافته است (۱/۴۹٪ تا ۱/۴۹٪) و از شواهد سنگ شناختی آن می‌توان به درصد بالای آلیت در پلاژیوکلازهای این سنگها اشاره کرد. سایر عناصر اصلی دیگر چون Sm، Eu، Gd، Tb، Dy، Tm، Yb و Lu نیز حین دگرگونی کف دریا ممکن است به صورت متحرک عمل کنند [۲۴]. بنابراین به دلیل دگرگونی گرمایی و رویداد دگرسانی، استفاده از نمودارهای ژئوشیمیایی بر پایه عناصر متحرک نظری قلیایی‌ها مناسب نبوده و به جای آن بهتر است از نمودارهای بر پایه عناصر HFS، استفاده شود. در نمودار قلیایی (Na₂O+K₂O) نسبت به SiO₂، نمونه‌های گدازه بالشی افیولیت نایین در گستره نیمه قلیایی قرار گرفته‌اند (شکل ۶-A). البته تاثیر فرایندهای دگرگونی کف دریا که موجب افزایش میزان قلیایی‌ها در این سنگها می‌شود، موجب شده است که

MORB است (شکل E-۷ و F-۷). علاوه بر این در هر سه نمودار بهنجار شده بالا می توان ناهنجاری مثبت Eu را در تعدادی از نمونه ها مشاهده کرد. این پدیده به دلیل جایگزینی Eu به جای Ca در پلاژیوکلازهاست و نشان می دهد که برخلاف REE های دیگر رفتاری سازگار داشته و فوگاسیته اکسیژن پایین بوده است.

بررسی ژئوشیمی این سنگها بیانگر تولثیتی بودن آنها و شباهت به NMORB است. ترسیم نمودار بهنجار شده عناصر نادر خاکی نسبت به کندریت، بیانگر غنی تر بودن این سنگها از REE (به ویژه HREE) به میزان ۱۰ برابر است (شکل ۷-D). نمودار بهنجار شده آنها نسبت به NMORB و EMORB، نشانگر شباهت بیشتر سنگهای مورد مطالعه به N-



شکل ۶ (A) نمایش ترکیب سنگ کل گدازه های بالشی افیولیت ملاتز نایین روی نمودار قلیایی ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) نسبت به SiO_2 (برگرفته از [۲۱]); (B) نمایش ترکیب سنگ کل گدازه های بالشی افیولیت ملاتز نایین روی نمودار AFM (برگرفته از [۲۲]); (C): نمایش ترکیب سنگ کل گدازه های بالشی افیولیت ملاتز نایین روی نمودار قلیایی ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) نسبت به SiO_2 (برگرفته از [۲۳]); (D): موقعیت نمونه های مورد بررسی در نمودار SiO_2 نسبت به K_2O .



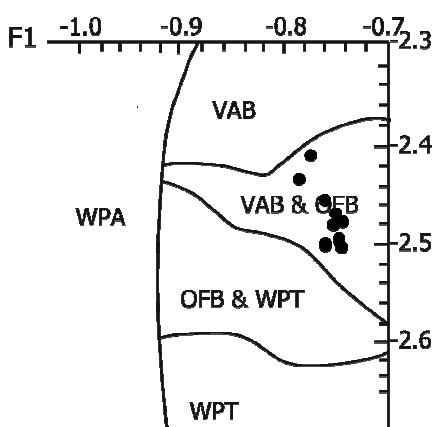
شکل ۷ (A) نمایش ترکیب سنگ کل گدازه‌های بالشی افیولیت ملاتز نایین در نمودار Ce/Yb نسبت به Ta/Yb (برگرفته از [۲۴]); (B) نمایش ترکیب سنگ کل گدازه‌های بالشی افیولیت ملاتز نایین در نمودار Ta/Yb نسبت به Th/Yb (برگرفته از [۲۴]); (C) نمایش ترکیب سنگ کل گدازه‌های بالشی افیولیت ملاتز نایین در نمودار $\text{Th}-\text{Hf}/3-\text{Ta}$ (برگرفته از [۲۵]); (D) نمودار بهنجارسازی عناصر نادر خاکی نسبت به کندریت؛ (E) نمودار بهنجارسازی عناصر نادر خاکی نسبت به NMORB؛ (F) نمودار بهنجارسازی عناصر نادر خاکی نسبت به EMORB.

ساخت جهانی استفاده کرد. از جمله این کانیها می‌توان به کلینوپیروکسنها و اسپینلهای کروم دار موجود در این سنگها اشاره کرد. در ادامه به بررسی محیط زمین ساخت جهانی

بحث و برداشت
علاوه بر بررسی ترکیب سنگ کل، از نتایج آنالیز کانیهای اولیه و آذرین سالم نیز می‌توان به عنوان شاخص محیط زمین

کلینوپیروکسنها اسپیلیت‌های نایین، در گستره بازالت‌های کف اقیانوسی و بازالت‌های قوس آتشفسانی (VAB+OFB) قرار می‌گیرند (شکل ۸). (B-۸).

(ب) بررسی محیط زمین ساخت جهانی، با استفاده از ترکیب اسپینلهای کروم دار، کروم اسپینل در سنگ‌های آتشفسانی به صورت پیدا ریز بلور یا نفوذهای در کانی‌های دیگر دیده می‌شوند، و با استفاده از گستره ترکیبی و آنالیز ریز پردازشی آن، TiO_2 می‌توان به نوع شیمی‌ماگما پی برد. با استفاده از نسبت TiO_2 به $(Fe^{3+}/(Cr+Al+Fe^{3+}) = Fe^{3+} \#)$ موجود در اسپینل‌ها، می‌توان سه نوع ماقمای اصلی یعنی بازالت درون صفحه‌ای، مورب، و بازالت جزایر قوسی را از یکدیگر تشخیص داد [۲]. بررسیهای نشان می‌دهند که این کانی در مورب‌ها در مقادیر کمی تشکیل می‌شود و بیشتر به نظر می‌رسد که حضور آن به بازالت‌های اولیه و پیکربتی غنی از الیوین و دیگر آبگونهای اولیه غنی از کروم محدود باشد [۳۰]. این کانی در مورب‌ها دارای نسبت $FeO/(FeO+MgO)$ پایینی بوده [۳۱، ۳۲] دستخوش شکستگی چندان مهمی هنگام صعود ماقما نشده است. علاوه بر این اسپینلهای موجود در مورب‌ها از نظر Al غنی [۳۰] و دارای Ti پایینی هستند [۳۳]. نمایش موقعیت کروم اسپینلهای موجود در گدازه‌های بالشی افیولیت شمال نایین روی نمودار درصد TiO_2 نسبت به $Cr \#$ نیز نشان می‌دهد که نمونه‌های گدازه‌های بالشی در گستره بازالت MORB قرار می‌گیرند (شکل ۹-A). همچنین بررسی نسبت درصد TiO_2 نسبت به Fe^{3+} و نمایش موقعیت کروم اسپینلهای موجود در گدازه‌های بالشی افیولیت نایین در نمودار مربوطه نشان می‌دهد که آنها در گستره بازالت‌های MORB قرار می‌گیرند (شکل ۹-B). در نمودار $Cr \#$ نسبت به $Mg \#$ که توسط [۳۴] برای اسپینلهای موجود در سنگ‌های آتشفسانی ارائه داده است نیز نمونه‌ها در گستره مورب‌ها قرار می‌گیرند (شکل ۹-C).



گدازه‌های بالشی افیولیت نایین با استفاده از ترکیب این کانی‌ها، به شرح زیر پرداخته می‌شود.

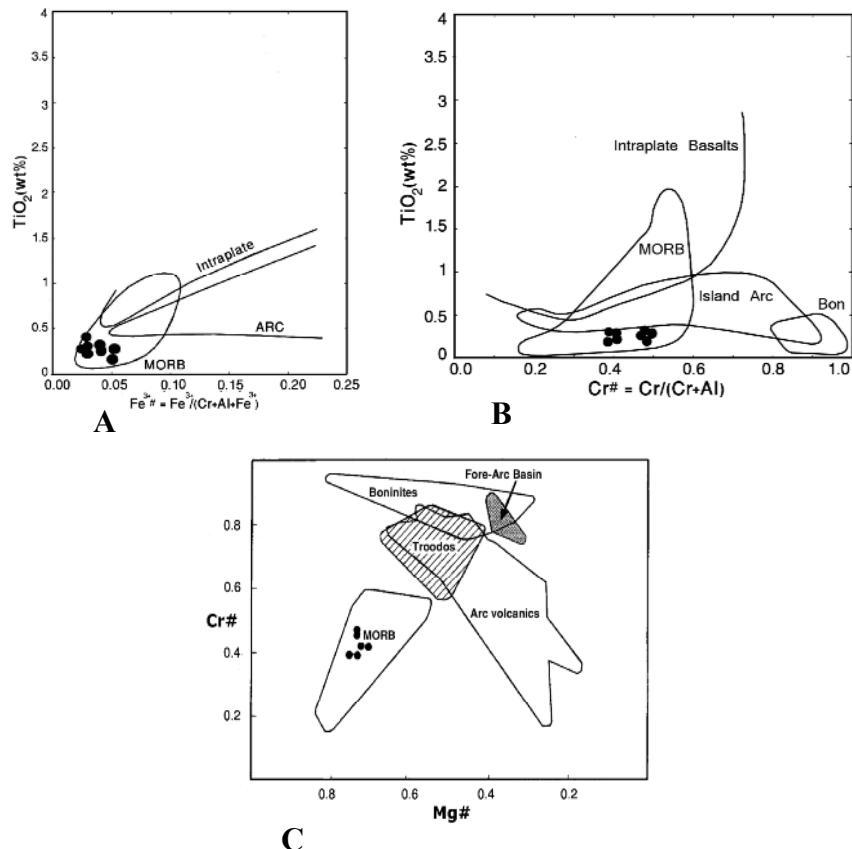
(الف) در بررسی محیط زمین ساخت جهانی بر پایه ترکیب کلینوپیروکسنها، می‌توان به از جمله پیشگامان این روش، [۲۶، ۲۷] اشاره کرد. پس از آنها نیز افراد زیادی به بررسی ارتباط بین ترکیب کلینوپیروکسنها کلسیک با محیط زمین ساختی که افیولیت در آن شکل گرفت، پرداخته‌اند. به عقیده [۳] تفاوت در میزان Ti می‌تواند بیانگر نوع افیولیت باشد. پایه این روش بر این استوار است که فعالیت یک عنصر در کلینوپیروکسنی که از یک آبگون متبلور می‌شود، با فعالیت همان عنصر در آبگون متناسب است و آن را به صورت $K_D^{\frac{CPX}{Liquid}}$ تشنان می‌دهند. به این ترتیب تفاوت‌های شیمیایی

بین آبگون سری‌های ماقمایی اصلی می‌تواند بر ترکیب کلینوپیروکسن تاثیر بگذارد، به ویژه روی عناصری که در زمینه این سنگها شرکت می‌کنند [۲۷]. از آنجا که ویژگی سنگ‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفسانی ممکن است که مستقیماً با محیط زمین ساختی آنها رابطه داشته باشد، لذا در دگرسانی‌های بعدی (از قبیل واکنش‌ها در دمای پایین بازالت با آب دریا و دگرگونی ناحیه‌ای) ممکن است ویژگی‌های ژئوشیمی و کانی‌شناسی اولیه سنگ‌های زمین ساختی قدیمی را دستخوش مشکل کند [۲۷]. به عنوان مثال دگرگونی زیر دریایی بازالت‌ها (اسپیلیت‌ها) موجب می‌شود که این سنگها از نظر Ca ، Mg ، Si و Fe به صورت متحرک عمل کنند. همچنین در دگرگونی رخساره شیست سیز در بازالت‌ها عناصر Na ، Mg ، Fe ، K و Al_2O_3 نا متحرک‌اند [۲۸]. ترسیم ترکیب کلینوپیروکسنها گدازه‌های بالشی نایین در نمودار SiO_2 نسبت به Al_2O_3 (برگرفته از [۲۶ و ۲۹]) نشان می‌دهد که این نمونه‌ها از نوع نیمه قلیایی هستند (شکل ۸-A). همچنین بر پایه مقادیر $F1$ و $F2$ (برگرفته از [۲۶]) نیز

شکل ۸ (A) ترکیب کلینوپیروکسن‌های موجود در گدازه‌های بالشی افیولیت شمال نایین در نمودار SiO_2 - Al_2O_3 نسبت به TiO_2 (برگرفته از [۲۶] و [۲۹])؛ (B) نمایش موقعیت کلینوپیروکسن‌های موجود در گدازه‌های بالشی افیولیت شمال نایین در نمودار F1 و F2 (برگرفته از [۲۶]).

* محاسبه مقادیر F2 و F1

$$\text{F1} = -0.012 \times \text{SiO}_2 - 0.0807 \times \text{TiO}_2 + 0.0026 \times \text{Al}_2\text{O}_3 - 0.0012 \times \text{FeO}^* - 0.0026 \times \text{MnO} + 0.0087 \times \text{MgO} - 0.0128 \times \text{CaO} - 0.0419 \times \text{Na}_2\text{O}$$

$$\text{F2} = -0.0469 \times \text{SiO}_2 - 0.0818 \times \text{TiO}_2 - 0.0212 \times \text{Al}_2\text{O}_3 - 0.0041 \times \text{FeO}^* - 0.1435 \times \text{MnO} - 0.0029 \times \text{MgO} + 0.085 \times \text{CaO} + 0.0160 \times \text{Na}_2\text{O}$$


شکل ۹ (A) ترکیب اسپینلهای کرومدار بر روی نمودار TiO_2 در برابر $\text{Fe}^{+3}\#$ (برگرفته از [۲۱])؛ (B) ترکیب اسپینلهای موجود در گدازه‌های بالشی افیولیت شمال نایین در نمودار TiO_2 - $\text{Cr}\#$ نسبت به $\text{Mg}\#$ (برگرفته از [۳۴]).

محاسبه نرخ ذوب بخشی

خوبی مشخص است. اسپیلیتها شامل گروهی از سنگهاست که از لحاظ رخداد و عناصر بافتی شبیه به بازالتها هستند، ولی از بازالتها به وسیله وجود فازهای کانیایی رخساره شیست سبز مثل آلبیت، کلریت، اپیدوت، کلسیت، تفکیک می‌شوند. به طور کلی می‌توان از شواهد اسپیلیتی شدن به وجود کلریت حاصل از دگرسانی البوینها و پیروکسنها، تشکیل پومپلیت، تغییر ترکیب پلازیوکلازها از سمت کلسیک به سمت سدیک، و فراوانی عناصر آلکالی در ترکیب این سنگها اشاره کرد. در شکل ۱۱ واکنشهایی که حین پدیده اسپیلیتی شدن رخ می‌دهد آورده شده‌اند. چنانکه که در این تصویر نیز مشاهده می‌شود طی این فرایند و تحت تاثیر شاره‌های حاوی Na⁺، عناصر Ca, Mn, Mg, CO₂, Si, Fe, Al و Fe₂O₃ موجود در بازالت شسته شده، و جای خود را به Na⁺ می‌دهند. به این ترتیب با افزایش نسبی اوزیت به آلبیت و کلریت در اسپیلیت بود.

زمین دماسنجدی

به منظور زمین دماسنجدی این سنگها از روش زمین دماسنجدی کلینوپیروکسن موجود در این سنگها که [۳۶] ارائه کرده است استفاده شد. نتایج حاصل از زمین دماسنجدی کلینوپیروکسنها در جدول ۵ آورده شده‌اند. دمای تشکیل کلینوپیروکسنها در فشارهای ۱ تا ۶ کیلوبار، ۱۰۵۸ تا ۱۱۷۰ درجه سانتیگراد بوده است. فرمول مورد استفاده در این روش چنین است:

وجود اسپینل کرومدار در این بازالتها می‌تواند در درجات بالای ذوب بخشی را نشان دهد [۲]. در بررسیهای [۳۵] روشی برای محاسبه درصد ذوب بخشی سنگ خاستگاه ارائه شده است. این روش بر پایه محتوای Cr# اسپینلهای موجود در سنگ بوده و فرمول آن به صورت $F\% = 10\ln(Cr\#) + 24$ است. نتایج حاصل بیانگر این هستند که این گدازهای بالشی دستخوش ذوب بخشی در گستره ۱۶–۱۴ درصد نسبت به سنگ خاستگاه پریدوتیتی اولیه خود شده‌اند. از سویی دیگر بررسیهای [۱۴] نشان می‌دهد که میزان ذوب بخشی لرزولیتهای افیولیت نایین در حدود ۸ درصد و هارزبورگیتهای و دونیتهای منطقه در حدود ۱۶–۱۵ درصد است. با توجه به کمتر بودن میزان ذوب بخشی لرزولیتهای می‌توان لرزولیت اسپینل دار را به عنوان خاستگاه پریدوتیتی اولیه این سنگها معرفی کرد.

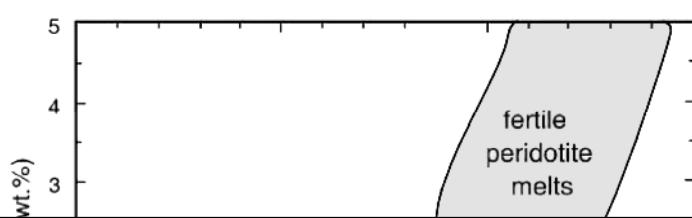
بررسی میزان TiO_2 و Fe_2O_3 گدازهای بالشی و ترسیم آنها در نمودار (شکل ۱۰) نیز نشان می‌دهد که نمونه‌ها تقریباً در گستره آبغون‌های پریدوتیتی تهی شده با ذوب بخشی بالا قرار می‌گیرند.

بررسی دگرگونی کف دریا

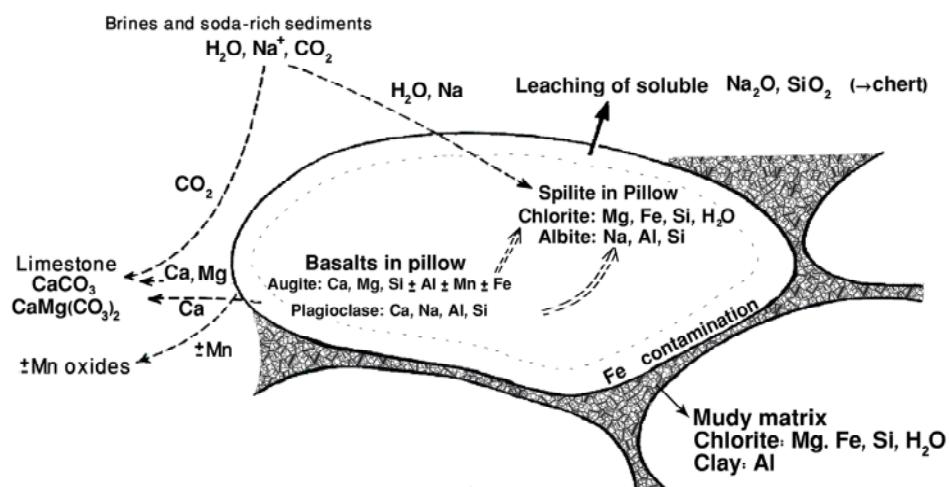
حضور گدازهای بالشی نشان از رخداد آتشفسانی در محیط آبی عمیق محیطهای کف اقیانوسی دارد. هنگامی که گدازهای سنگهای حاصل از سردایش در تماس با آب دریا قرار می‌گیرند با آنها وارد واکنش شده و تبادلهایی را انجام می‌دهند. نتیجه این واکنشها تشکیل اسپیلیتهای کف اقیانوسی است. شواهد این تبادلهای شیمیایی و اسپیلیتی شدن گدازهای بالشی در بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی نمونه‌های افیولیت نائین به

$$T(K) \pm 30 = \frac{23166(\pm 447) + 39.28(\pm 4.27).P(Kbar)}{13.25(\pm 0.32) + 15.32(\pm 2.90).Ti + 4.50(\pm 0.83).Fe - 1.55(\pm 0.29).(Al + Cr - Na) + (Lna_{en}^{cpx})^2}$$

$$a_{en}^{cpx} = (1 - Ca - Na - K).(1 - \frac{1}{2}(Al + Cr + Na + K))$$



شکل ۱۰ نمونه‌های گدازه‌های بالشی در نمودار TiO_2 نسبت به Fe_2O_3 (برگرفته از [۳۷]).



شکل ۱۱ تبادله‌ایی که هنگام اسپیلیتی شدن گدازه‌های بالشی رخ می‌دهند (برگرفته از [۳۸]).

جدول ۵ میزان دمای محاسبه شده در فشارهای ۱ تا ۶ کیلوبار برای کلینوپیروکسن‌های موجود در گدازه‌های بالشی افیولیت نایین با استفاده از روش [۳۶].

Pressures (Kbar):	۱	۲	۳	۴	۵	۶
Samples:	Temperatures (°C):					
Clinopyroxene 1	1075	1077	1079	1082	1084	1086
Clinopyroxene 2	1058	1060	1063	1065	1067	1069
Clinopyroxene 3	1158	1160	1163	1165	1168	1170
Clinopyroxene 4	1103	1106	1108	1110	1113	1115
Clinopyroxene 5	1082	1084	1087	1089	1091	1094
Clinopyroxene 6	1091	1093	1095	1098	1100	1102
Clinopyroxene 7	1090	1092	1094	1097	1099	1101
Clinopyroxene 8	1144	1147	1149	1152	1154	1156
Clinopyroxene 9	1119	1121	1124	1126	1128	1131

نتیجه

- Geological Survey of Iran, Report no. 14 (1972) 89 p.
- [۶] جباری ع، "زمین‌شناسی و پترولوزی افیولیت نائین"، پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوزی گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان، (۱۳۷۶) ۱۶۳ ص.
- [۷] منوچهری ش، "بررسی پتروگرافی و پترولوزی افیولیتهای شمال نائین"، رساله کارشناسی ارشد پترولوزی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی، (۱۳۷۶) ۱۹۰ ص.
- [۸] Lensch G., Davoudzadeh M., "Ophiolites in Iran", Neues Jahrbuch Fur geologie und Palaontologie Abhandlungen (1982) 306-320.
- [۹] رهگشائی م، و شفائی مقدم م، "مطالعه میکروساختاری کانی الیوین در مجموعه افیولیت نائین (ایران مرکزی)", یازدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی دانشگاه یزد، (۱۳۸۲) ۲۷۹-۲۷۵ ص.
- [۱۰] رحمانی ف، "پترولوزی دایک‌های صفحه‌ای افیولیت نائین (ایران مرکزی)", پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوزی گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان، (۱۳۸۴) ۱۳۰ ص.
- [۱۱] سعیدی م، نقره بیان م، خلیلی م، مکی زاده م.ع، "توصیف پتروگرافی لیستونیت‌ها و بررسی پدیده‌های لیستونیتی شدن"، مجموعه مقالات هفته پژوهش دانشگاه اصفهان، (۱۳۸۴) ۴۸-۴۷ ص.
- [۱۲] فلاحتی س، نقره بیان م، خلیلی م، مکی زاده م.ع، "توصیف پتروگرافی لیستونیت‌ها و بررسی پدیده‌های لیستونیتی شدن"، خلاصه مقالات هفته پژوهش دانشگاه اصفهان، (۱۳۸۴) ۱۱۵-۱۱۴ ص.
- [۱۳] ترابی ق، شیردشت زاده ن، نوربهشت ا، پیرنیا ت، "مطالعه آمفیبولیت‌ها و دایک‌های آمفیبولیتی موجود در افیولیت ملانژهای نائین و عشین-زوار"، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، (۱۳۸۶) (در حال چاپ).
- [۱۴] پیرنیا نایینی ت، "مطالعه پریدوتیت‌های گوشه افیولیت ملانژ نائین"، پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوزی گروه علوم زمین دانشگاه اصفهان، (۱۳۸۶) ۱۹۳ ص.
- [۱۵] شیردشت زاده ن، ترابی ق، نوربهشت ا، پیرنیا ت، عبداللهی ا، "بررسی انواع دگرگونی‌ها و سنگ‌های دگرگونی دانشگاه اصفهان، (۱۳۸۶) ۱۶۳ ص.

بررسی‌های صحرایی، سنگ‌شناختی و شیمی‌سنگ‌ها و کانی‌ها نشان می‌دهند که گدازه‌های بالشی موجود در افیولیت نائین پس از تشکیل در کرتاسه بالایی، در تماس مستقیم با آب دریا قرار گرفته و تبادله‌ای شیمیایی را با آن انجام داده‌اند. حاصل این تبادله کاهش میزان CaO و افزایش میزان Na_2O است که درنهایت باعث تبدیل این سنگ‌ها به اسپیلیت شده است. در اثر پدیده اسپیلیتی شدن، تمامی الیوین‌ها و پلازیوکلازها دستخوش دگرسانی شده و بین کانی‌های اولیه و آذرین، تنها برخی از پیروکسنها و تمام اسپینلهای کروم دار تحت تاثیر دگرگونی قرار نگرفته‌اند. حضور پومپلیت، آلیتی شدن پلازیوکلازها، کلریتی شدن الیوین‌ها، تبدیل شدن برخی از کلینوپیروکسن‌ها به آمفیبول، و بالا بودن مقدار عناصر قلیایی ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) موجود در این سنگ‌ها، همه از شواهد رخداد دگرگونی کف اقیانوسی و تبدیل این سنگ‌ها به اسپیلیت در رخساره شیست سبز هستند. مطالعه ژئوشیمی سنگ کل و بررسی ترکیب کلینوپیروکسنها و اسپینلهای کروم دار نشان می‌دهد که گدازه‌های بالشی موجود در افیولیت نائین مشابه N-MORB هاستند. همین بررسیهای نشان می‌دهند که این گدازه‌های بالشی دارای ماهیت تولئیتی بوده و از یک خاستگاه گوشه‌ای تهی شده ریشه گرفته‌اند.

مراجع

- [۱] Dilek Y., Newcomb S., "Ophiolite concept and the evolution of geological thought", Geological Society of America, Special Paper 373 (2003) 504 p.
- [۲] Arai S., "Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry", Mineralogical Magazine 56 (1992) 173-184.
- [۳] Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G.B., Zeda O., "Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator", Chemical Geology 77 (1989) 165-182.
- [۴] Pessagno E. A. Jr., Ghazi A. M., Kariminia M., Duncan R. A., Hassanipak A. A., "Tectonostratigraphy of the Khoy Complex, northwestern Iran", stratigraphy 2-1(2005) 49-63.
- [۵] Davoudzadeh M., "Geology and petrography of the north area of Nain, Central Iran",

- settings*", Contributions to Mineralogy and Petrology 63 (1977) 161-173.
- [27] Leterrier J., Maury R.C., Thonon P., Girard D., Marchal M., "Clinopyroxene composition as a method of identification of the Magmatic affinities of Paleo-volcanic series", Earth and Planetary science Letters 59 (1982) 139-154.
- [28] Rollinson H., "Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation", Longman Group UK Ltd., London, United Kingdom (1993) 352.
- [29] Le Bas M.J., "On the origin of the Tertiary granophyres of the Carlingford Complex, Ireland", Proceedings of the Royal Irish Academy 65B (1967) 325-38
- [30] Sigurdsson H., Schilling J.-G., "Spinel in Mid-Atlantic Ridge Basalts: Chemistry and occurrence", Earth and Planetary Science Letters 29 (1976) 7-20.
- [31] Hodges F.N., Papike J.J., "Petrology of basalts, gabbros and peridotites from DSDP Leg 37. In: Aumento", W.F., Melson, W.G. (eds.), Initial Reports on the Deep Sea Drilling Project 37 (1977) 711-723.
- [32] Schrader E. L., Rosendahl B. R., Furbish W. J., Meadows G., "Picritic basalts from the Siqueiros transform fault. In: Rosendahl", B.R., Hekinian, R. et al. (eds.), Initial Reports on the Deep Sea Drilling Project 54 (1980) 771-778.
- [33] Dick H.J.B., Bullen T., "Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas" Contributions to Mineralogy and Petrology 86 (1984) 54-76.
- [34] Kepezhinskas P. K., Taylor R. N., Tanaka H., "Geochemistry of plutonic spinels from the North Kamchatka Arc – Comparisons with spinels from other tectonic settings", Mineralogical Magazine 57-389 (1993) 575-590.
- [35] Hellebrand E., Snow J. E., Hofmann A. W., "Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in midocean-ridge peridotites", Nature 410(6829) (2001) 677-681.
- [36] Nimis P., Taylor W.R., "Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer", Contributions to Mineralogy and Petrology 139 موجود در افیولیت ملانزr شمال نائین", مجموعه مقالات هفته پژوهش دانشگاه اصفهان, (در حال چاپ).
- [16] شیردشت زاده ن, "پترولوژی سنگ‌های دگرگونی افیولیت ملانزr نایین (استان اصفهان)", پایان نامه پetroلوژی کارشناسی ارشد گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان, (۱۳۸۶) ۱۹۲ ص.
- [17] Hushmandzadeh A., "Ophiolites of south Iran and their genetic problems", Geological Survey of Iran, Internal Report (1977) 89 p.
- [18] Droop G.T.R., "A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria", Mineralogical Magazine 51 (1987) 431-435.
- [19] Kretz R., "Symbols for rock-forming minerals", American Mineralogist 68 (1983) 277-279.
- [20] Morimoto N., "Nomenclature of pyroxenes", Canadian Mineralogist 27 (1989) 143-156.
- [21] Irvine T.N., Baragar W.R.I., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", Canadian Journal of Earth Sciences 8 (1971) 523-548.
- [22] Kuno H., "Lateral variation of basalt magma across continental margins and island - arcs", Geological survey of Canada, 66(15) (1966) 317-336.
- [23] Le Maitre, R.W., Bateman P., Dudeck A., Keller J., Lameyre Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.R., Zanettin B., "A classification of igneous rocks and glossary of terms", Blackwell, Oxford (1989) 195 p.
- [24] Pearce J.A., "Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe", R. S., ed., Andesites: Chichester, Wiley (1982) 525-548.
- [25] Wood D.A., "The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province": Earth and Planetary Science Letters 50-1 (1980) 11-30.
- [26] Nisbet E.G., Pearce J.A., "Clinopyroxene composition of mafic lavas from different tectonic

(2000) 541-554.

[37] Falloon T.J., Green D.H., Hatton C.J., Harris K.L., “*Anhydrous partial melting of a fertile and depleted peridotite from 2 to 30 kb and application to basalt petrogenesis*”, J. of Petrology 29 (1988) 1257–1282.

[38] Hyndman D. W., “*Petrology of igneous and metamorphic rocks*”, McGraw Hill Book Company (1985) 786 p.