بسم الله الرحمن الرحيم

الْحَمْدُ للّهِ رَبِّ الْعَالَمِينَ

دانشگاه تربیت معلم تهران

دانشکده علوم

گروه زمین‌شناسی

رساله دوره دکتری

رشته زمین‌شناسی گرایش پترولوژی

پترولوژی و ژئوشیمی کمپلکس افیولیتی نهبندان

استاد راهنما:

دکتر صدرالدین امینی

استاد مشاور:

دکتر حسین معین وزیری

مولف:

مرتضی دلاوری کوشان

تیرماه ۱۳۸۹

تقدیم به کسانی که به من حیات دادند

پدر و مادر

جایی که در آن رشد یافتم

خانواده

کسانی که به من آموختند

معلم و استاد

شریک زندگی

همسرم

و

تمام کسانی که به بزرگیشان ایمان داشتم در حالی که نامشان در میان نبود!

تقدیر و تشکر

انجام این کار پژوهشی بی‌شک نیازمند همت و حمایت گسترده‌ای بود که به شکرانه الهی میسر گشت و با تمام کمی و کاستی‌ها به فرجام رسید. بدیهی است هرچه در این طریق نمود یافته لطف حقی بوده که شامل حال این حقیر گشته و به غیرآن تمام نام‌ها و نقش‌ها تهی و باطل است.

در ابتدا بر خود لازم می‌دانم از استاد گرانقدر جناب آقای دکتر صدرالدین امینی استاد راهنمای رساله که همگام با بنده در تمامی این سالها شریک معضلات پیش روی این تحقیق بوده و با صبر و متانت گره‌گشای بسیاری از آنها بوده‌اند صمیمانه تشکر نمایم. ایشان علاوه بر راهنمایی‌های علمی که درجای خود نقش بسزایی در بلوغ این کار تحقیقی داشته است از هیچ حمایت دیگری دریغ نورزیده و یکی از موارد بواقع شایسته تقدیر، انجام خواسته‌های دانشجویان در اسرع وقت بوده است. همچنین از استاد ارزشمند جناب آقای دکتر حسین معین‌وزیری که زحمت مشاوره این کار را برعهده داشته‌اند صمیمانه تشکر و سپاسگزاری می‌نمایم. خصوصیت منحصربفرد ایشان علاوه بر خاطرنشان کردن نکات بسیار ارزشمند علمی، در صبر و حوصله‌ای است که در مطالعه دقیق و عمیق این رساله داشته‌اند که مثال‌زدنی و عمیقاً مورد تقدیر است. از زحمات بیشمار استاد گرانقدر جناب آقای دکتر محمدحسین رضوی که متواضعانه مرا مورد لطف و محبت خود قرار دادند سپاسگزاری و تقدیر می‌نمایم. ایشان علاوه بر نقشی که به عنوان داور داخلی رساله بر عهده داشته و مرا از توصیه‌ها و تصحیحات علمی خود بهره‌مند ساخته‌اند در مدتی که آقای دکتر امینی در فرصت مطالعاتی خارج از کشور حضور داشتند همچون استاد راهنما تمامی زحمات بنده را تقبل فرمودند که تنها امیدوارم فرصتی پیش آید و جبران زحمات نمایم. از داور خارجی رساله جناب آقای دکتر هوشمندزاده بی‌نهایت سپاسگزاری می‌نمایم که بسیار مورد لطف ایشان بوده‌ام. ایشان علاوه بر مطالعه رساله و گوشزد کردن نکات بسیار حیاتی، درس تعهد، تواضع و اخلاق را نیز به من آموختند. از دیگر داور خارجی رساله جناب آقای دکتر مرتضی خلعتبری نیز بخصوص بخاطر راهنمایی‌های زیادی که در مطالعه پروپوزال عنوان فرمودند صمیمانه سپاسگزاری و تشکر می‌نمایم.

از روسای گروه زمین‌شناسی در ادوار مختلف جناب آقای دکترفرج‌الله فیاضی، جناب آقای دکتر بهزاد مهرابی و جناب آقای دکتر محسن رضایی بخاطر مساعدت‌هایشان صمیمانه تشکر می‌کنم. همچنین از جناب آقای دکتر فریبرز مسعودی و جناب آقای دکتر محمد نخعی و دیگر اساتید گروه زمین‌شناسی سپاسگزاری می‌نمایم. از کارکنان گروه زمین‌شناسی بویژه سرکارخانم اسدنژاد بدلیل زحمت‌های فراوانی که برایشان داشته‌ام صمیمانه سپاسگزاری و تقدیر می‌نمایم. همچنین از سرکارخانم چزانی مسئول آزمایشگاه زمین‌شناسی، سرکار خانم بیگی و غلامی و همچنین کارکنان دانشکده علوم آقای دوستی و سرکارخانم جمشیدپور تشکر و قدردانی می‌نمایم. از دیگر کارکنان دانشگاه آقایان رحیم‌زاده و عسکری مسئولین سایت و کلیه کارکنان محترم اداره تحصیلات تکمیلی تشکر می‌نمایم. از آقایان پیمان دهقان و امیر بهانیا رانندگان محترم دانشگاه که در مسافرت‌های متعدد جهت برداشت‌های صحرایی، مشقت‌های متعددی از قبیل طی مسافت طولانی تا استان خراسان جنوبی و بدی شرایط آب و هوایی را

متحمل شدند تشکر و سپاسگزاری می‌نمایم. از دوستانم آقایان دکتر علی مظهری، دکتر محمد افضلی‌نژاد، دکتر محسن نصرآبادی و دکتر شهریار محمودی و کلیه دیگر دوستان صمیمانه تشکر می‌نمایم.

در مدتی که در فرصت مطالعاتی خارج از کشور در ایتالیا حضور داشتم بهره‌های فراوان علمی و آزمایشگاهی نصیب بنده شد. علاوه بر انجام کلیه امور آزمایشگاهی، اساتید، کارکنان و دانشجویان دپارتمان علوم دانشگاه فرارا برخورد شایسته‌ای با بنده داشتند که لازم است تشکر و سپاسگزاری نمایم. از جناب آقای Prof. Luigi Beccaluva و جناب آقای Prof. Emilio Saccani بخاطر برخورد دوستانه، تقبل هزینه‌های کلیه کارهای آزمایشگاهی و دیگر مساعدت‌های مالی و بویژه راهنمایی‌های علمی ارزنده‌ای که برای بنده داشتند عمیقاً سپاسگزاری و تشکر می‌نمایم. همچنین از Prof. Franca Siena رییس دپارتمان علوم دانشگاه فرارا، Renzo Tassinari و Massimo Verde کارکنان دپارتمان و دیگر اساتید آنجا همچون Prof. Valeria Luciani و Prof. Costanza Bonadiman و دوستان خوبم Dr. Gianluca Bianchini و Dr. Claudio Natali و همچنین پرسنل محترم موسسه ژئوساینس و ژئوریزورس شهر پادوا بخاطر همکاری‌هایی که داشتند تشکر و قدردانی می‌نمایم.

و در پایان از کلیه اعضای خانواده‌ام، پدر و مادر و همسرم که در این راه حمایتم کردند و همیشه نگران موفقیت من بودند ستایش قلبی خود را تقدیم می‌دارم.

چکیده

کمپلکس افیولیتی نهبندان در شرق ایران (زمین‌درز سیستان) و در بین بلوک های قاره‌ای لوت و افغان برونزد دارد. این کمپلکس افیولیتیی دربرگیرنده واحدهای مختلفی است که بعنوان باقیمانده لیتوسفر اقیانوسی سیستان در یک ملانژ تکتونو-سدیمانتر تظاهر دارند. سکانس گوشته‌ای شامل تکتونایت‌های هارزبورژیتی و کلینوپیروکسن- هارزبورژیتی است و سکانس پوسته‌ای شامل کومولاهای اولترامافیک (دونیت و پیروکسنیت)، کومولاهای مافیک گابرو و گابرونوریتی، گابروی ایزوتروپ، بازالت‌های بالشی و توده‌ای بهمراه آهک پلاژیک است.

بر اساس شواهد صحرایی، پتروگرافی، مینرال شیمی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی جایگاه‌های متفاوت ژئودینامیک برای سکانس گوشته-پوسته تعریف شده که همانا منطبق بر شکل‌گیری افیولیت در موقعیت پشته میان اقیانوسی و مرتبط با زون‌های فرورانشی است. سکانس نوع MORB (Mid Ocean Ridge Basalt) با گوشته کلینوپیروکسن-هارزبورژیتی و توالی تروکتولیت (+ دونیت)، گابروی کومولایی، گابروی ایزوتروپ و گدازه‌های بازالتی در پوسته معرفی می‌گردد و سکانس نوع SSZ (Supra-subduction Zone) با گوشته تهی‌شده هارزبورژیتی و پزودواستراتیگرافی پوسته‌ای پیروکسنیت (وبستریت- الیوین‌وبستریت-پیروکسنیت) و گابرونوریت-گابروی کومولایی مشخص می‌گردد. در کومولای پیروکسنیتی، شیمی الیوین و پیروکسن تشابه زیادی با مجموعه سنگ‌های معادل در کمپلکس‌های افیولیتی‌ای دارد که در جایگاه SSZ شکل گرفته‌اند. همچنین شیمی کانی‌های کومولاهای مافیک بصورت متمایز حکایت از جایگاه‌های ژئودینامیک متفاوت برای آنها دارد. معهذا در سکانس خروجی شواهد بافتی، ژئوشیمیایی و مینرال شیمی صرفاً تعلق آنها را به بازالت‌های نوع MORB (N-MORB و E-MORB) اثبات می‌کند.

در تکتونایت‌های گوشته‌ای فاز فرعی آلومینیم‌دار کروم-اسپینل پیکوتیتی است و توأم با دیگر شواهد ژئوشیمیایی نشان‌دهنده تعادل پریدوتیت‌های گوشته‌ای در رخساره اسپینل لرزولیت است. ژئوشیمی پریدوتیت‌ها و شیمی کانی‌های آنها گواه درجات تهی‌شدگی متفاوت پریدوتیت‌های گوشته‌ای است که بر این اساس تحول آنها در پشته میان اقیانوس و جایگاه‌های مرتبط با فرورانش تفسیر می‌شود. محاسبات ژئوترمومتری بر روی تکتونایت‌های گوشته‌ای دمای تعادل مجدد ساب-سولیدوس بالاتری برای کلینوپیروکسن-هارزبورژیت‌ها نسبت به هارزبورژیت‌ها را نشان داده که با صعود پریدوتیت و ذوب بخشی مجدد آن در اعماق کمتر تطبیق می‌کند. شیمی سنگ کل پریدوتیت‌های گوشته‌ای کمپلکس افیولیتی نهبندان تغییرات منظم و معنی‌داری از تمرکز عناصر اصلی نشان می‌دهد که مطابق با درصد تهی‌شدگی متفاوت آنها بوده و در نتیجه ذوب بخشی گوشته‌ای در رخساره اسپینل-لرزولیت است. غنی‌شدگی HFSE (High Field Strength Elements) و LREE (Light Rare Earth Elements) از نکات ژئوشیمیایی جالب توجه پریدوتیت‌های گوشته‌ای است. غنی‌شدگی این عناصر در نتیجه فرایندهای مختلفی است که با تحول افیولیت در جایگاه SSZ و واکنش مذاب-سنگ در ارتباط است.

بر اساس مدل‌سازی فرایند ذوب بخشی، نمونه‌های پریدوتیتی از نظر تمرکز LREE با هیچ نوع مکانیسم ذوب بخشی استاندارد (تعادلی دسته‌ای یا جزء به جزء) و با هیچ درصد ذوبی همخوانی ندارد. بازالت‌های N-MORB منطقه با ترکیب مذاب‌های تئوریکی به میزان ۵ تا ۲۰٪ از ذوب دسته‌ای (Batch melting) غیرمدال یک منشأ DMM (Depleted MORB Mantle) سازگاری دارد و یک نمونه از کلینوپیروکسن- هارزبورژیت‌ها با ترکیب محاسباتی گوشته برجای‌مانده (تفاله‌ای) حاصل از آن همخوانی دارد. کلینوپیروکسن-هارزبورژیت‌ها عموماً با مکمل برجای‌مانده گوشته‌ای پس از خارج شدن مذاب MORB و غنی‌شدگی مجدد از LREE تطبیق می‌کنند و خود اینها می‌توانند منشأ مذاب‌های بونینیتی باشند. هارزبورژیت‌ها نیز ژئوشیمی مشابه با برخی معادل‌های افیولیتی SSZ و نیز پریدوتیت‌های جایگاه‌های اقیانوسی SSZ حال حاضر را دارا بوده که می‌توانند با ذوب بخشی غیرمدال و جزء به جزء (۱۰ تا ۳۰ درصد) در نتیجه خروج مذاب‌های بونینیتی در جایگاه‌های SSZ تفسیر شوند. تحولات گوشته‌ای مشاهده شده در واقع حاصل بالاآمدن و ذوب کاهش فشاری یک گوشته تهی‌شده دیرگداز MORB است که تحت تأثیر سیالات آزادشده از دهیدراسیون لیتوسفر فرورانده در گوه گوشته‌ای از لحاظ LREE غنی‌شدگی حاصل کرده است. تمرکز REE بازالت‌های E-MORB با ذوب دسته‌ای غیرمدال حدود ۵ تا ۱۵٪ از یک منشأ گوشته‌ای غنی‌شده MORB همخوانی دارد. این منشأ حاصل تقابل یک منشأ آستنوسفری تهی‌شده MORB با یک بخش نوع پلوم است.

نهشته‌های کرومیتی منطقه از نوع کرومیتیت‌های Al-بالا بوده و مشابه با کرومیتیت‌های تیپ آلپی اغلب بصورت ساختارهای ورقه‌ای و یا عدسی‌شکل درون پریدوتیت‌های دونیتی- هارزبورژیتی گوشته‌ای میزبانی می‌شوند. جایگاه پالئوتکتونیک این نهشته‌ها برخلاف کرومیتیت‌های Cr-بالا که عموماً منحصر به افیولیت‌های SSZ هستند شاهد قاطعی از ژئودینامیسم نیست. گرچه شواهد ژئوشیمیایی در سکانس گوشته- پوسته کمپلکس افیولیتی نهبندان می‌تواند ارتباط فرایند کرومیت‌زایی به جایگاه SSZ را تقویت کند.

بر اساس این تحقیق مدل ژئودینامیکی جدیدی برای تحول حوضه اقیانوسی سیستان پیشنهاد می‌شود. این حوضه اقیانوسی حداقل از کرتاسه تحتانی وجود داشته که بسته شدن آن از طریق گسترش یک سیستم قوسی درون اقیانوسی صورت گرفته است. سکانس پوسته‌ای نوع MORB همراه با پریدوتیت‌های کلینوپیروکسن-هارزبورژیتی حاصل فرایندهای ماگماتیکی پشته میان اقیانوس بوده و با ایجاد سیستم قوسی، پزودواستراتیگرافی نوع SSZ بهمراه هارزبورژیت گوشته‌ای تهی‌شده شکل گرفته است. این فرورانش با شیب شرقی و به احتمال پس از زمان آلبین انجام شده است. در پایان کرتاسه حرکات کششی در قوس درون اقیانوسی به حرکات فشارشی تغییر ماهیت داده که باعث پایان یافتن ماگماتیسم SSZ شده و لیتوسفر اقیانوسی نوع MORB و SSZ در ملانژ-منشوربهم‌افزوده کمپلکس افیولیتی نهبندان محبوس گشته است.

در ترسیر ماگماتیسم غیرافیولیتی شامل ولکانیک‌های بازیک تا اسیدی و معدود پلوتونیسم گرانیتوئیدی است. پتروگرافی و شیمی ولکانیک‌ها خصوصیات ماگماتیسم حواشی فعال قاره‌ای را نشان می‌دهد. سنگ‌های بازیک شامل تولئی‌ایت‌های کم پتاسیم (LKT) و بازالت‌های کالکوآلکالن (CAB) است و ولکانیک‌های حدواسط و اسیدی نیز در سری‌های تولئی‌ایتی کم‌پتاسیم و

کالکوآلکالن پتاسیم متوسط تا بالا قرار می‌گیرند. پلوتونیسم گرانیتوئیدی متعلق به جایگاه VAG بوده و ژئوشیمی مشابه مذاب‌های آداکیتی دارد.

فهرست

عنوان **صفحه**

فصل اول: کلیات

۱-۱- مفهوم افیولیت و تحول دیدگاه‌ها..... ۲

۱-۲- اهمیت مطالعه افیولیت‌ها..... ۷

۱-۳- هدف از انتخاب منطقه مورد مطالعه..... ۹

۱-٤- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه، راه‌های ارتباطی، مورفولوژی و آب و هوا..... ۱۱

۱-۵- زمین‌شناسی ناحیه‌ای..... ۱۵

۱-٦- پتانسیل اقتصادی..... ۲۰

۱-۷- تحولات ساختاری..... ۲۱

۱-۸- روش پژوهش و تکنیک‌های اجرایی..... ۲٤

فصل دوم: شواهد صحرایی

۲-۱- مقدمه..... ۳۰

۲-۲- سکانس گوشته‌ای..... ۳۲

۲-۲-۱- روابط ساختاری..... ۳۵

۲-۲-۲- توده‌های آذرین درون سکانس گوشته‌ای..... ٤۰

۲-۲-۳ - محصولات آلتراسیون..... ٤۵

۲-۳- کومولاهای قاعده‌ای..... ٤۹

۲-٤- سکانس مافیک-حدواسط پلوتونیک..... ۵۵

۲-٤-۱- گابرو-دیوریت‌های کومولایی..... ۵٦

۲-٤-۲- گابروی افق فوقانی..... ٦۱

۲-۵- نفوذی‌های پلاژیوگرانیتی..... ٦۲

۲-٦-دایک‌های ورقه‌ای..... ٦۵

۲-۷- سکانس خروجی..... ٦٦

۲-۸- نهشته‌های پلاژیک..... ٦۹

۲-۹- مجموعه‌سنگ‌های غیرافیولیتی..... ۷۲
۲-۱۰- خلاصه و نتیجه‌گیری..... ۷٤

فصل سوم: پتروگرافی و شیمی کانی‌ها

۳-۱- مقدمه..... ۷۹
۳-۲- سکانس گوشته‌ای..... ۷۹
۳-۲-۱- تکتونایت‌های گوشته‌ای..... ۷۹
۳-۲-۱-۱- الیوین..... ۸۰
۳-۲-۱-۲- ارتوپیروکسن..... ۸۲
۳-۲-۱-۳- کلینوپیروکسن..... ۸٦
۳-۲-۱-٤- سرپانتینیزاسیون فازهای سیلیکاته..... ۸۸
۳-۲-۱-٥- اسپینل..... ۹۰
۳-۲-۱-٦-بحث..... ۹٦
۳-۲-۱-٦-۱- ژئوشیمی کلینوپیروکسن یک شاهد ژئودینامیکی..... ۹٦
۳-۲-۱-٦-۲- خصلت‌های ژئوشیمیایی اسپینل..... ۹۷
۳-۲-۲- توده‌های مافیک درون پریدوتیت‌های گوشته‌ای..... ۱۰۰
۳-۳- سکانس پوسته‌ای..... ۱۰٤
۳-۳-۱- کومولاهای اولترامافیک..... ۱۰٤
۳-۳-۲- گابروها..... ۱۱۱
۳-۳-۲-۱- تروکتولیت..... ۱۱۱
۳-۳-۲-۲- گابرو-دیوریت‌های کومولایی..... ۱۱۲
۳-۳-۲-۳- گابرونوریت کومولایی..... ۱۱۳
۳-۳-۲-٤- گابروی افق فوقانی..... ۱۱٤
۳-۳-۳- سکانس خروجی..... ۱۲٥
۳-۳-۳-۱- بازالت‌های توده‌ای..... ۱۲٥
۳-۳-۳-۱- بازالت‌های بالشی..... ۱۲٦
۳-۳-٤- نهشته‌های پلاژیک..... ۱۳٦
۳-٤- خلاصه و نتیجه‌گیری..... ۱۳۸

فصل چهارم: ژئوترموبارومتری

٤-١- مقدمه..... ١٤٤

٤-٢- ترموبارومتری تکتونایت‌های گوشته‌ای..... ١٤٥

٤-٢-١٠- خلاصه و تفسیر نتایج ژئوترموبارومتری تکتونایت‌های گوشته‌ای..... ١٥١

٤-٣- ترمومتری در سکانس پوسته‌ای..... ١٥٤

فصل پنجم: ژئوشیمی و پترولوژی

٥-١- آماده‌سازی نمونه‌ها..... ١٥٩

٥-٢- ژئوشیمی پریدوتیت‌های گوشته‌ای..... ١٦٠

٥-٢-١- عناصر اصلی..... ١٦٠

٥-٢-١-١- نقش سرپانتینیزاسیون در ترکیب شیمیایی عناصر اصلی..... ١٦٠

٥-٢-١-٢- ترکیب عناصر اصلی پریدوتیت‌ها و فرایندهای موثر..... ١٦١

٥-٢-١-٣- شیمی عناصر فرعی و کمیاب..... ١٦٨

٥-٢-١-٤- غنی‌شدگی HFSE در پریدوتیت‌های گوشته‌ای..... ١٧٦

٥-٢-١-٥- الگوی REE "U"-شکل در پریدوتیت‌ها..... ١٨٠

٥-٣- فرایند ذوب در گوشته..... ١٨٤

٥-٣-١- مدل‌سازی تئوریکی ذوب در گوشته..... ١٨٥

٥-٣-٣- ذوب بخشی گوشته، شیمی کانی‌ها و عناصر واسطه سنگ کل..... ١٨٩

٥-٣-٣-١- داده‌های شیمیایی کلینوپیروکسن..... ١٨٩

٥-٣-٣-٢- شیمی اسپینل و الیوین..... ١٩٠

٥-٣-٣-٣- مدل‌سازی ذوب بخشی و عناصر واسطه..... ١٩٢

٥-٣-٤- تهی‌شدگی گوشته و جایگاه ژئودینامیک..... ١٩٤

٥-٤- ژئوشیمی سکانس پوسته‌ای..... ١٩٨

٥-٤-١- کومولاهای اولترامافیک..... ١٩٨

٥-٤-٢- سنگ‌های مافیک- حدواسط پلوتونیک..... ٢٠١

٥-٤-٣- سکانس خروجی افیولیت نهبندان..... ٢٠٦

٥-٤-٣-١- ماهیت منشأ گوشته‌ای و جایگاه تکتونیکی خروجی‌های بازالتی..... ٢١٠

۵-۵- روابط ژنتیکی سری‌های اولترامافیک- مافیک..... ۲۱۳
۵-۶- مدل‌سازی پتروژنتیکی زایش مذاب و تفاسیر ژئودینامیکی..... ۲۱۶
۵-۷- خلاصه و نتیجه‌گیری..... ۲۲۲

فصل ششم: نهشته‌های کرومیتی

۶-۱- مقدمه..... ۲۲۸
۶-۲- موقعیت جغرافیایی و اختصاصات صحرایی..... ۲۲۸
۶-۳- خصوصیات بافتی..... ۲۳۰
۶-۴- خصوصیات شیمیایی..... ۲۳۲
۶-۵- ژنز کرومیتیت‌های پادیفرم و شواهد پالئوتکتونیک..... ۲۳۵
۶-۷- نتیجه‌گیری..... ۲۳۸

فصل هفتم: ماگماتیسم

۷-۱- مقدمه..... ۲۴۰
۷-۲- سنگ‌های آذرین شرق و شمال شرق نهبندان..... ۲۴۱
۷-۲-۱- پتروگرافی و شیمی کانی‌ها..... ۲۴۲
۷-۲-۱-۱- سنگ‌های ولکانیکی..... ۲۴۲
۷-۲-۱-۲- سنگ‌های پلوتونیک..... ۲۴۹
۷-۲-۲- ژئوشیمی..... ۲۴۹
۸-۲-۲-۱- سنگ‌های ولکانیک..... ۲۴۹
۷-۲-۲-۲- تحولات پتروژنتیکی و خاستگاه تکتونوماگمایی ولکانیک‌ها..... ۲۵۴
۷-۲-۲-۳- سنگ‌های پلوتونیک..... ۲۶۱
۷-۲-۲-۴- پتروژنز گرانیتوئیدها: مذاب‌های شبه آداکیتی..... ۲۶۲
۷-۳- خلاصه و نتیجه‌گیری..... ۲۶۴

فصل هشتم: تحولات ژئودینامیکی..... ۲۶۸

۸-۱- شکل‌گیری اقیانوس سیستان..... ۲۶۹
۸-۲- بحث..... ۲۷۳

نتیجه گیری ۲۷۹

منابع ۲۸٤

فصل اول

کلیات

۱-۱- مفهوم افیولیت و تحول دیدگاه‌ها

واژه افیولیت اولین بار توسط برونیارت[1] (۱۸۱۳) برای سرپانتینیت‌های درون مجموعه‌های درهم آمیخته استفاده شد که بعداً در سال ۱۸۲۱ افیولیت را مجدداً بدین صورت تعریف کرد که شامل یک مجموعه سنگ‌های ماگمایی اولترامافیک، مافیک، دیاباز و سنگ‌های ولکانیکی است. اشتینمن[2] (۱۹۲۷) مفهوم جدیدتری از افیولیت ارائه کرد و آن را مجموعه سنگ‌هایی دانست که به لحاظ فضایی خویشاوند بوده و در بخش محوری ژئوسینکلاین تشکیل می‌شوند. این سنگ‌ها شامل پریدوتیت (سرپانتینیت)، دیاباز-اسپیلیت و نهشته‌های دریای عمیق بوده (سه‌گانه اشتینمن[3]) که مجموعه اولترامافیک-مافیک حاصل تفریق ماگمایی در نظر گرفته شده بود. سه‌گانه اشتینمن تا چندین دهه مقبولیت عامی در بین زمین‌شناسان اروپایی داشته و غالب بازدیدهای صحرایی با چنین نگرشی صورت می‌گرفت. در نظر گرفتن مجموعه‌های اولترامافیک-مافیک افیولیتی به عنوان محصولات تبلور از یک ماگمای اولترامافیک همچنین توسط هس[4] (۱۹۳۸) و تایر[5] (۱۹۶۷) مدنظر قرار گرفته است. در طرف مقابل باون (۱۹۲۷) و باون و تاتل[6] (۱۹۴۹) مخالف منشا گرفتن پریدوتیت‌های" آلپی" از یک مذاب اولترامافیک بودند چرا که چنین مذابی دمای بسیار بالایی داشته و شواهد صحرایی تایید کننده دگرگونی مجاورتی حاصل از آن وجود ندارد. بنابراین آنها پریدوتیت‌ها را محصول تبلور تفریقی از یک مذاب بازالتی معرفی کردند. درور[7] (۱۹۵۷) با مطرح کردن جایگزینی پریدوتیت‌های نوع آلپی به صورت تکتونیکی و نیز ارتباط دادن پریدوتیت‌های "سه‌گانه اشتینمن" به برجای‌مانده‌های[8] فرایند ذوب، نظر متفاوتی نسبت به منشأ نفوذی یا تفریق تبلوری پریدوتیت‌ها ابراز کرد. بعداً وگنات[9] (۱۹۶۳) نیز منشأ تفریق بلوری پریدوتیت‌های افیولیتی را رد کرده و آنها را برجای‌مانده‌های ذوب بخشی معرفی کرد (مراجعه شود به دیلک[10]، ۲۰۰۳). علاوه بر این یکی از مسائلی که قبل از دهه ۱۹۶۰ و قبل از مطرح‌شدن نظریه زمین‌ساخت ورقه‌ای بحث‌های متناقضی ایجاد کرده بود تنوع در روابط صحرایی مشاهده شده در همراهی یا عدم همراهی پریدوتیت‌ها با مجموعه‌های مافیک و رسوبات اقیانوسی بود. ملاحظات صورت گرفته در سلسله جبال مدیترانه جایی که‌این پریدوتیت‌ها منشأ افیولیتی داشته و همراهی ذکر شده را نشان می‌دادند (مثلاً اشتینمن، ۱۹۲۷) در تقابل با پریدوتیت‌های "کوهزایی" یا "نوع آلپی[11]" بود که چنین همراهی‌ای را تایید نمی‌کردند (مثلاً بنسن[12]، ۱۹۲۶). به عبارت دیگر سه‌گانه اشتینمن در پریدوتیت‌های نوع آلپی قابل مشاهده نبود. تا قبل از دهه ۱۹۶۰ مباحث راجع به افیولیت‌ها همچنان همراه با

[1] Alexandre Brongniart
[2] Gustav Steinmann
[3] Steinmann Trinity
[4] Hess
[5] Thayer
[6] Tuttle
[7] de Roever
[8] Residues
[9] Vuagnat
[10] Dilek
[11] Alpine-type
[12] Benson

اختلاف نظرهایی بود که عمدتاً در سه جبهه مجزا دنبال می‌شد. گروه اول که غالباً زمین‌شناسان اروپایی جزء آن بودند از سه‌گانه اشتینمن طرفداری می‌کردند، گروه دوم با رد سه‌گانه اشتینمن قائل به منشأ نفوذی پریدوتیت‌های آلپی و شکل گیری آن از یک "مذاب اولترامافیک" بودند. هس یکی از چهره‌های شاخص این گروه بود. گروه سوم با پیروی از باون و با رد امکان حضور مذاب‌های دمای بالای اولترامافیکی در پوسته بدون هاله دگرگونی متأثر از آن، حامی منشأ تفریق تبلوری پریدوتیت‌های آلپی از یک "مذاب مافیک" بودند (مراجعه شود به مورس[1]، ۲۰۰۳؛ یانگ[2]، ۲۰۰۳).

نظریه زمین‌ساخت ورقه‌ای ارائه‌دهنده مدلی بود که بر اساس آن بسیاری از ایده‌های قبلی مجدداً مورد بازبینی قرار گرفت و به بسیاری از ابهامات پاسخ داده شد. شکل‌گیری نظریه زمین‌ساخت ورقه‌ای در واقع حاصل مطالعاتی بود که بر روی نوارهای کوهزایی و ژئوسینکلاین‌ها، زمین‌شناسی دریایی و ژئوفیزیک، ریفت‌های قاره‌ای، مغناطیس دیرین و تفسیر داده‌های لرزه‌ای استوار گشته بود. بر اساس این نظریه پشته‌های میان اقیانوس مراکزی است که در آنجا لیتوسفر اقیانوسی جدید حاصل می‌گردد و با فرورانش در امتداد درازگودال‌های اقیانوسی جبران می‌گردد. به عنوان مثال دایتز[3] (۱۹۶۱) عنوان کرد که در پشته‌های میان اقیانوس پوسته اقیانوسی جدید حاصل می‌گردد. با تلفیق داده‌های حاصل از مطالعات لرزه‌ای صورت‌گرفته در اقیانوس‌های امروزی (رایت[4]،۱۹۶۳) و مشاهداتی که از افیولیت ترودوس قبرس صورت گرفت (مورس و واین[5]، ۱۹۷۱) یک ساختار لایه‌لایه برای لیتوسفر اقیانوسی معرفی گردید. در یک دوره بین سال‌های ۱۹۶۳ تا ۱۹۷۲ افیولیت‌ها اساساً به عنوان معادل پوسته و گوشته فوقانی تشکیل شده در "پشته‌های میان اقیانوس" در نظر گرفته شدند. اولین اجماع گسترده در مورد افیولیت‌ها در کنفرانس پنروز (۱۹۷۲) حاصل شد. بر اساس آن افیولیت به صورت یک مجموعه سنگ اولترامافیک- مافیک معرفی شد که از قاعده به سمت بالا شامل کمپلکس اولترامافیک (سنگ‌های گوشته‌ای)، کمپلکس گابرویی، کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای، کمپلکس ولکانیک‌های مافیک و نیز انواعی از سنگ‌های همراه شامل سنگ‌های رسوبی (چرت و آهک پلاژیک)، کرومیتیت‌های نیامی‌شکل[6] و توده‌های نفوذی و خروجی فلسیک سدیک می‌شد. بدین نکته نیز اشاره شده بود که در یک افیولیت ممکن است تمامی انواع سنگ‌های یاد شده قابل مشاهده نباشد. آنچه که در آن زمان عنوان شده بود غالباً مربوط به ساختار افیولیت‌ها بوده و موضوعات بحث‌برانگیزی همچون تنوع در جایگاه تکتونیکی و نحوه جایگزینی افیولیت‌ها مدنظر قرار نگرفته بود.

میاشیرو (۱۹۷۳) با مطرح کردن جایگاه جزیره قوسی برای افیولیت ترودوس قبرس، منشأ پشته میان اقیانوسی برای افیولیت‌ها را مورد تردید قرار داد و در واقع آغازگر بحثی شد که افیولیت‌ها می‌توانند از پوسته اقیانوسی "بالای زون فرورانش" (SSZ)[7] نیز نشأت گرفته باشند. میاشیرو (۱۹۷۵) افیولیت‌ها را به سه دسته تقسیم کرد: ۱- افیولیت‌هایی که دارای سنگ‌های ولکانیکی سری

[1] Moores
[2] Young
[3] Dietz
[4] Raitt
[5] Vine
[6] Podiform
[7] Supra-subduction zone

تولئی‌ایتی و کالکوآلکالن بوده و منشأ جزیره قوسی دارند. ۲- افیولیت‌هایی که در آن ولکانیک‌ها سری تولئی‌ایتی دارند و از جزیره قوسی و/یا پشته میان اقیانوسی منشأ گرفته‌اند. ۳- افیولیت‌هایی که دارای ولکانیک‌های سری تولئی‌ایتی و آلکالن بوده و دارای منشأ استنباطی از ریفت در امتداد لبه قاره‌ها یا در نزدیک جزایر درون اقیانوسی و سی‌مونت‌ها می‌باشند. بااین حال ادعای میاشیرو (۱۹۷۳) که بر اساس ژئوشیمی سنگ‌های ولکانیکی افیولیت ترودوس عنوان شده بود نمی‌توانست کاملاً مورد قبول قرار گیرد چرا که مقادیر مهم کشش ماگماتیک استنباط شده از روی کمپلکس دایک‌های ورقه‌ای، حمایتگر منشأ پشته میان اقیانوس بوده و نیز در افیولیت ترودوس شواهدی از قوس‌های آتشفشانی وجود نداشت. نتایج حاصل از مطالعات DSDP[1] (پروژه حفر دریای عمیق) و ODP[2] (برنامه حفر اقیانوس) در سیستم‌های قوسی تونگا، ماریانا وایزو-بونین در دهه‌های ۱۹۸۰ و بعد از آن (مثلاً کرونک[3] و همکاران، ۱۹۸۰؛ هاوکینس[4] و همکاران، ۱۹۹٤) نقش زیادی در افزایش فهم زمین‌شناسان از سیستم‌های SSZ داشت. مطالعه ناحیه "جلوی قوسی ایزو- بونین- ماریانا[5]" می‌توانست تا حد زیادی توجیه‌کننده مباحث ضد و نقیض یاد شده باشد چرا که نشان داده شد "به عقب برگشتن فرورانش[6]" در مراحل اولیه فرورانش می‌تواند باعث ایجاد یک نیروی کششی در پلیت فوقانی شده و در نتیجه باعث ایجاد ساختار مشابه با ساختار گسترشی کف اقیانوس در ناحیه جلوی قوسی گردد. از طرف دیگر نبود اثرات قوس‌های آتشفشانی می‌توانست از طریق عدم بلوغ و یا به عبارتی دیگر مراحل ابتدایی تحول جزیره قوسی توضیح داده شود. جهت گیری به سمت منشأ SSZ افیولیت‌ها بعد از آنکه پیرس[7] و کن[8] (۱۹۷۳) و پیرس و همکاران (۱۹۸۱) اعلام کردند که گدازه‌های افیولیت ترودوس و عمان خصلت ژئوشیمیایی انتقالی بین بازالت‌های پشته میان اقیانوس (MORB) و تولئی‌ایت‌های جزیره قوسی (IAT) نشان می‌دهند، گستردگی بیشتری پیدا کرد. بعد از آن پیرس و همکاران (۱۹۸٤) برای اولین بار از اصطلاح "بالای زون فرورانش" استفاده کردند و اظهار داشتند: ((افیولیت‌های "بالای زون فرورانش" ویژگی‌های ژئوشیمیایی جزایر قوسی داشته اما ساختار پوسته اقیانوسی تصور می‌شود که حاصل گسترش کف اقیانوس در بالای یک لیتوسفر فرورانده است.این نوع افیولیت‌ها به لحاظ سکانس گوشته‌ای، حضور معمول‌تر نهشته‌های کرومیت نیامی و فراوانی ورلیت نسبت به‌تروکتولیت در سکانس کومولایی با افیولیت‌های نوع MORB تفاوت دارند. اکثر افیولیت‌های سالم در نوارهای کوهزایی از این نوع هستند)). همزمان با آنها، لیچ (۱۹۸٤)، "افیولیت‌های مرتبط با قوس[9]" را به چهار دسته مجزا تقسیم کرد. در واقع در فاصله زمانی بین سال ۱۹۷۲ تا ۱۹۸٤ ایده‌ها به سمتی متمایل شد که بیشتر افیولیت‌ها در بالای زون فرورانش شکل می‌گیرند. بعد از آن بود که گرایش به سمت مطالعه زون‌های فرورانشی حال حاضر بخصوص در غرب اقیانوس آرام شدت بیشتری پیدا کرد. به عنوان مثال شروایس

[1] Deep Sea Drilling Project
[2] Ocean Drilling Program
[3] Kroenke
[4] Hawkins
[5] Izu-Bonin-Mariana forearc
[6] Subduction rollback
[7] Pearce
[8] Cann
[9] Arc related ophiolites

(۲۰۰۱) چرخه زندگی افیولیت‌های بالای زون فرورانش را به پنج مرحله از تولد، جوانی، بلوغ، مرگ و رستاخیز (جایگزینی) تقسیم کرد. به نظر شروایس (۲۰۰۱) همه افیولیت‌های SSZ ممکن است تمامی مراحل فوق را طی نکنند و نیز حوضه "پشت قوس" و "درون قوس" اهمیت اندکی در تشکیل افیولیت‌های SSZ دارند و به عبارتی دیگر حوضه "جلوی قوس" منشأ اکثر افیولیت‌های مرتبط با فرورانش است. سمپوزیوم دوهفته‌ای در اتحاد جماهیر شوروی (کلمن[۱]، ۱۹۷۳) و چاپ کتاب‌هایی از کلمن و ایروین[۲] (۱۹۷۷) و کلمن (۱۹۷۷) گام‌های بعدی‌ای بود که در جهت شناخت بیشتر افیولیت‌ها برداشته شد. در سال‌های ۱۹۷۹ و ۱۹۸۷ سمپوزیوم‌های دیگری در قبرس برگزار شد که مجموعه مقالات آن به‌ترتیب در پانایوتو[۳] (۱۹۸۰) و مالپاس[۴] و همکاران (۱۹۹۰) منتشر گشت. مورس[۵] (۱۹۸۲) افیولیت‌ها را به دو دسته تقسیم کرد: ۱- افیولیت‌های نوع تتیسی ۲- افیولیت‌های نوع کردیلریایی. تقسیم بندی مورس بر اساس حضور یا غیاب پی قاره‌ای، شواهد ولکانیسم قوسی و ملانژهای بهم‌افزوده استوار شده بود. افیولیت‌های نوع تتیسی به صورت تکتونیکی روی پوسته قاره‌ای و نهشته‌های حاشیه قاره‌ای کم‌عمق یا پلاتفرمی جایگزین شده‌اند و توسط نهشته‌های پلاژیک همراه با اندکی یا بدون نهشته‌های ولکانوکلاستیک پوشیده شده‌اند. کمپلکس‌های نوع کردیلریایی رابطه‌ای با پی قدیمی قاره‌ای نداشته و به لحاظ فضایی و زمانی همراه با ملانژهای تکتونیکی هستند. همچنین در سکانس خروجی آنها نهشته‌های ولکانوکلاستیک نوع قوسی وجود دارد. نیکلاس[۶] (۱۹۸۹) بر اساس جایگاه تکتونیکی جایگزینی افیولیت‌ها، آنها را به سه دسته تقسیم کرد: ۱- افیولیت‌هایی که روی حواشی غیرفعال قاره‌ای جایگزین شده اند. ۲- افیولیت‌هایی که در حواشی فعال قاره‌ای کمربند اطراف اقیانوس آرام تظاهر دارند. ۳- افیولیت‌های زون جوش خورده (زمین‌درزها) که در زون‌های برخوردی قاره- قاره یا قوس- قاره رخنمون دارند. کنفرانس‌های دیگری که در سال ۱۹۹۰ در عمان (پترز[۷] و همکاران، ۱۹۹۱) و کیوتو (ایشیواتاری[۸] و همکاران، ۱۹۹٤) برگزار شد نقش مهمی در پیشرفت شناخت ما از افیولیت‌ها ایفا کرد. در اوایل دهه ۱۹۹۰ با نتایجی که از مطالعات ژئوفیزیکی در کف اقیانوس‌های حال حاضر گرفته شد، وجود اتاق‌های ماگمایی بزرگ مقیاس در زیر پشته‌های میان اقیانوس مورد تردید قرار گرفت و عنوان شد که اتاق‌های ماگمایی در زیر مراکز گسترشی سریع و حدواسط غالباً از خمیره کریستالین[۹] پر شده است و تنها درصد اندکی از آن را مذاب تشکیل می‌دهد. بنابراین مدل‌های قبلی که از روی مطالعه افیولیت‌ها حجم عظیمی از مذاب را در اتاق‌های ماگمایی زیر پشته‌های گسترشی در نظر می‌گرفتند (مثلاً پالیستر[۱۰] و هوپسون[۱۱]، ۱۹۸۱؛ کیزی[۱۲] و کارسون[۱]، ۱۹۸۱) توسط مدل‌هایی که در اتاق‌های ماگمایی تنها یک لنز کوچک مذاب به همراه یک

[1] Coleman
[2] Irwin
[3] Panayiotou
[4] Malpas
[5] Moores
[6] Nicolas
[7] Peters
[8] Ishiwatari
[9] Crystal Mush
[10] Pallister
[11] Hopson
[12] Casey

خمیره کریستالین را پیشنهاد می‌کرد (مثلاً سینتون[2] و دتریک[3]، ۱۹۹۲؛ فیپس مورگان[4] و همکاران، ۱۹۹٤) جایگزین شد. باک[5] (۲۰۰۰) نحوه تشکیل گابروهای لایه‌ای پوسته تحتانی را دراین مدل مورد بحث قرار داده است.

کنفرانس بعدی پنروز با موضوع "افیولیت‌ها و پوسته اقیانوسی: دیدگاه‌های جدید از مطالعات صحرایی و پروژه حفر اقیانوس" در سال ۱۹۹۸ در کالیفرنیای آمریکا برگزار شد و مجموعه مقالات این کنفرانس دو سال بعد از آن منتشر گشت (دیلک و همکاران، ۲۰۰۰). اهمیت اطلاعاتی که از مطالعه کف اقیانوس‌های حال حاضر بدست آمد از آنجا بود که مشخص کرد علیرغم یکسری تشابهات آرایش فیزیکی سکانس گوشته –پوسته در نقاط مختلف تفاوت نشان می‌دهد. این تفاوت‌ها در درجه اول به اختلاف در نرخ گسترش ارتباط داده شد که بر میزان مذاب خارج‌شده از گوشته اثر دارد (مثلاً نیو، ۱۹۹۷). نیکلاس و بودیر[6] (۲۰۰۳) افیولیت‌ها را به سه گروه HOT، LHOT و LOT تقسیم‌بندی کردند که در واقع تغییریافته تقسیم‌بندی بودیر و نیکلاس (۱۹۸۵) است که در آن تنها گروه‌های HOT و LOT معرفی شده بود. دیلک (۲۰۰۳) اظهار داشت افیولیت‌ها شامل انواع مختلفی هستند که به لحاظ ساختار، ژئوشیمی و مسیرهای تحولی با هم تفاوت داشته و حکایت از آن دارد که از موقعیت‌های ژئودینامیکی متنوعی منشأ گرفته‌اند. طبق نظر ایشان تفسیر افیولیت‌ها بر اساس یک تناظر مستقیم آنالوژی افیولیت- پوسته اقیانوسی مطابق آنچه در کنفرانس پنروز ۱۹۷۲ تعریف شده بود دیگر نه واقعی و نه مفید است. رخنمون‌های افیولیتی می‌تواند از هر نوع محیط اقیانوسی‌ای منشأ گرفته باشد و تمایز افیولیت‌ها بر اساس اختلاف در مجموعه‌های لیتولوژیکی،ترکیب شیمیایی و ایزوتوپی، ساختار درونی و ویژگی‌های زمین‌شناسی ناحیه‌ای برای تشخیص جایگاه تکتونیکی ویژه آنها سودمند است. براین اساس دیلک (۲۰۰۳) تقسیم بندی جدیدی ارائه داد: ۱) افیولیت‌های نوع لیگوریایی[7] که در آنها پریدوتیت‌های سرپانتینیزه غلبه داشته و سکانس کامل نوع پنروز را نشان نمی‌دهند. در آنها گدازه‌ها خصلت MORB دارند و سنگ‌های پوسته‌ای با پریدوتیت‌های گوشته‌ای روابط ژنتیکی مذاب- سنگ برجای‌مانده[8] را نشان نمی‌دهند.این نوع افیولیت‌ها ممکن است قطعاتی از لیتوسفر زیرقاره‌ای بالا آمده در مراحل اولیه باز شدن یک حوضه اقیانوسی مثل دریای سرخ باشند. ۲) افیولیت‌های نوع مدیترانه‌ای که شامل افیولیت‌های شرق مدیترانه (مثلاً افیولیت ترودوس قبرس و اسماعیل عمان) می‌شود و ممکن است توالی کامل افیولیتی نوع پنروز نشان دهند.این نوع افیولیت‌ها در واقع معادل افیولیت‌های نوع تتیسی مورس (۱۹۸۲) است. از ویژگی‌های مهمی که در افیولیت‌های تتیسی مشترک است می‌توان به موارد زیر اشاره کرد: الف) لیتوسفر اقیانوسی به صورت تکتونیکی روی حاشیه قاره جایگزین شده است. ب) افیولیت‌ها معمولاً در مراحل اولیه توسعه نوارهای کوهزایی جایگزین شده‌اند. ج) یک پی دگرگونی در زیر افیولیت‌ها توسعه پیدا کرده که معمولاً منشأ اقیانوسی دارند. د) ترکیب برخی افیولیت‌ها نشان می‌دهند که آنها در محیط SSZ

[1] Karson
[2] Sinton
[3] Detrick
[4] Phipps Morgan
[5] Buck
[6] Boudier
[7] Ligurian-Type
[8] Residual