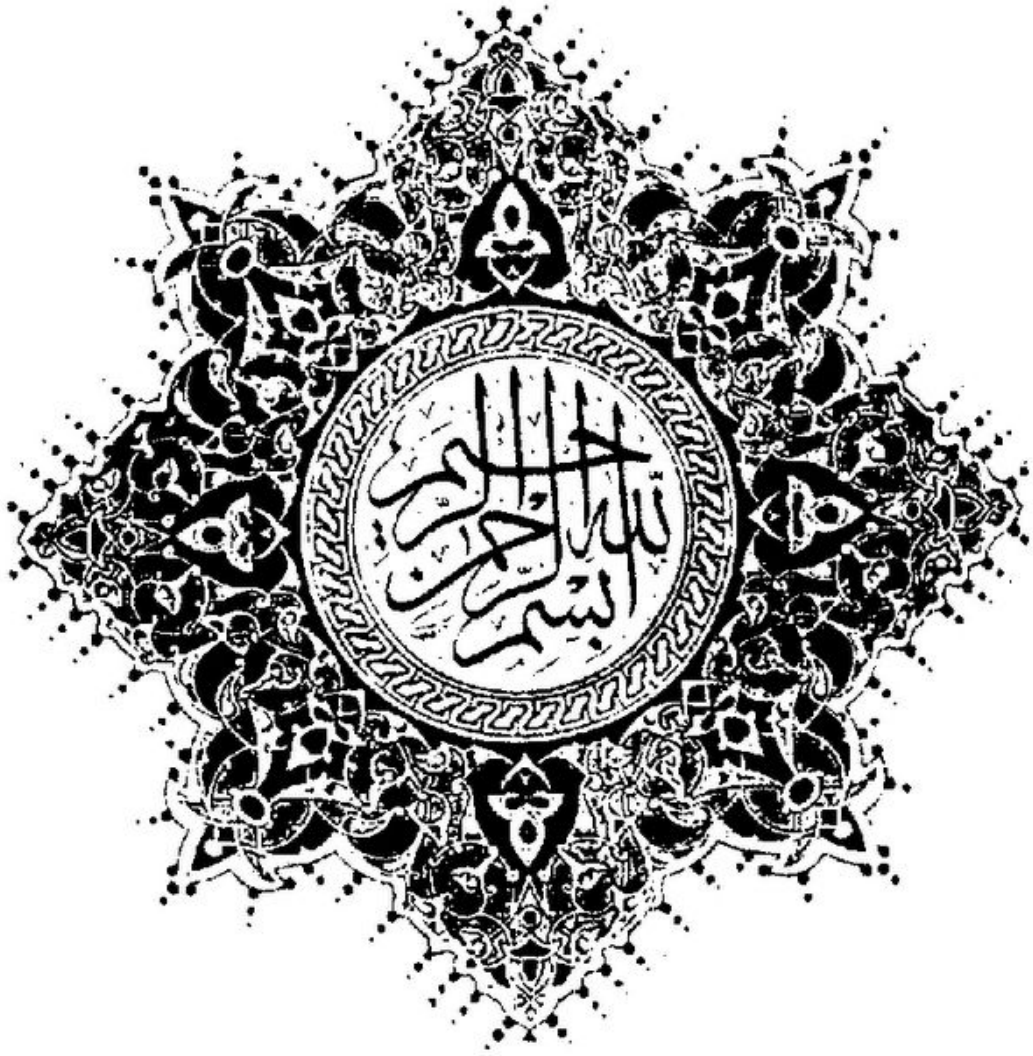
جزوه

کانی زایی وزمین ساخت

تهیه و تنظیم: دکتر حسن علیزاده سالومحله

عضو هیات علمی دانشگاه پیام نور

خرداد ۱۳۹۴


بسم الله الرحمن الرحيم

فصل ۱
زمین ساخت صفحه ای

هدف های کلی

در این فصل نظریه زمین ساخت صفحه ای و حرکت صفحات مورد بررسی قرار گرفته وبه اجمال مواردی از قبیل شواهد حرکت صفحات ، پیدایش زمین ساخت صفحه ای، علت حرکت ورقه ها و چرخه ویلسون اشاره خواهد شد.

هدف های رفتاری

با توجه به هدف های کلی یاد شده شما قادر خواهید بود با مطالعه این فصل مطالب زیر را فرا گیرید:

۱. شواهد وعلایم حرکت صفحات پوسته اقیانوسی و قاره ای.
۲. دلایل اثبات فرضیه جدایش قاره ها.
۳. فرضیه واین وماتیوس در خصوص گسترش بستر اقیانوسها.
۴. انواع مرز صفحات.
۵. مفاهیم نظریه زمین ساخت صفحه ای.
۶. علت حرکت صفحات.
۷. چرخه ویلسون در حرکت صفحات

۱-۱- مقدمه

زمین ساخت صفحه ای[۱] را می توان چشم انداز علم جدیدی به جهان دانست که بطور گسترده عقیدهٔ دانشمندان علوم زمین را در مورد چگونگی سازوکارهای حاکم بر زمین تغییر داده است . علم زمین ساخت به طور کلی پیرامون نیروهای داخلی زمین که موجب تغییر و تکامل قاره ها ، حوضه های اقیانوسی ، رشته کوه ها ، کمربندهای زمین لرزه و سایر رخدادهای بزرگ مقیاس سطح کرهٔ زمین شده اند، بحث می کند .

البته عقیدهٔ اولیه زمین ساخت صفحه ای یا همان نظریه جدایش قاره ها ، قبل از دههٔ ۱۹۶۰ بوسیلهٔ آلفرد واگنر ابراز شده بود . همچنین نظریه گسترش بستر اقیانوس ها ، که به واقع می توان آن را پدر نظریهٔ زمین ساخت صفحه ای به حساب آورد ، نیز در سال ۱۹۲۹ توسط آرتور هلمز [۲] برای اقیانوس اطلس ابراز شده بود . نظریهٔ زمین ساخت صفحه ای ابتدا بر اساس شواهد و علائمی که دلیل بر حرکت پوسته های قاره ای و اقیانوسی است ارائه گردید . از جمله شواهد و علائم مهم که در این زمینه ارائه شده می توان ، به موارد زیر اشاره نمود :

۱- انطباق حاشیه قاره ها
۲- شواهد زمین شناسی جدایش قاره ها
۳- شواهد دیرین شناسی جغرافیایی و اقلیمی گذشته
۴- مغناطیس دیرینه
۵- متقارن و خطی بودن نوارهای مغناطیسی عادی و معکوس در اقیانوس اطلس

مطالعه گسترده انجام شده در زمینه های پترولوژی سنگ های آذرین ، رسوبی و دگرگونی و ارتباط آن با زمین ساخت صفحه ای ، منشاء زلزله ها ، تغییرات مغناطیسی زمین در گذشته و همچنین مطالعه موقعیت مکانی و زمانی فسیل ها در گذشته موجب شده که اینک نظریه زمین ساخت صفحه ای مورد قبول دانشمندان واقع شود .

۱-Plate tectonics ۲-Arthur Holmes

زمین ساخت صفحه ای در مقایسه با سایر نظریه های زمین ساختی که تاکنون ابراز شده اند بسیار منطقی و متقاعد کننده تر است ، زیرا بشر را قادر به پیش بینی هایی می کند که بوسیلهٔ مشاهدات قابل آزمودن است . مجموعه اطلاعاتی که درباره جابجایی قاره ها و گسترش بستر اقیانوس ها گردآوری شده است ، پرسش های جدیدی را برای دانشمندان علوم زمین بهمراه آورده است که در راس تمامی سئوالات مطرح شده ، مساله فرآیند جدایش قاره ها و گسترش بستر اقیانوس ها قرار دارد .

۱-۲- جدایش قاره ها [۱]:

در قرن هجدهم میلادی برای اولین بار موضوع انطباق ظاهری سواحل غربی و شرقی اقیانوس اطلس مطرح شد . این فرضیه با انطباق خصوصیات زمین شناسی موجود در سواحل مجاور بیشتر تقویت شد . با بهره گیری از اطلاعات گوناگون ژئوفیزیکی و زمین شناسی ، تعیین موقعیت قاره ها قبل از آخرین جدایش آنها در حدود ۲۰۰ میلیون سال قبل امری ممکن است . انطباق مرز قاره ها ، مقاطع چینه شناسی و تجمع فسیل از اولین روش هایی بودند که در بازسازی موقعیت قاره ها مورد استفاده قرار گرفتند . اولین روش در بازسازی موقعیت قاره ها نسبت به یکدیگر ، استفاده از انطباق هندسی سواحل آنان بود . مطالعات بعدی نشان داد که لبهٔ قاره ها در منطقهٔ فلات قاره [۲] یا شیب قاره [۳] قرار دارند و برای انطباق بهتر قاره ها باید از حاشیهٔ قاره ها [۴] بهره جست . شکل ۱-۱ نشانگر انطباق قاره های موجود در سواحل غربی و شرقی اقیانوس اطلس است که دارای حداقل همپوشانی و انفصال هستند . وجود اکثر مناطق همپوشانی را میتوان به مساله افزوده شدن حاشیهٔ قاره ها پس از جدایش آنان از یکدیگر مرتبط دانست . دومین روش در بازسازی موقعیت قاره ها نسبت به یکدیگر ، استفاده از تشابهات دیرینه شناسی،سنی و چینه شناسی مقاطع موجود در حاشیهٔ متقابل قاره ها می باشد. از آنجا که هر جانداری در شرایط خاصی زندگی می کند یافتن سنگواره های یک جاندار معین در دو نقطه دور از هم که امروزه شرایط آب و هوایی متفاوتی دارند دلیلی بر مجاورت احتمالی دو مکان مزبور در زمان حیات جاندار است . (شکل ۱-۲)

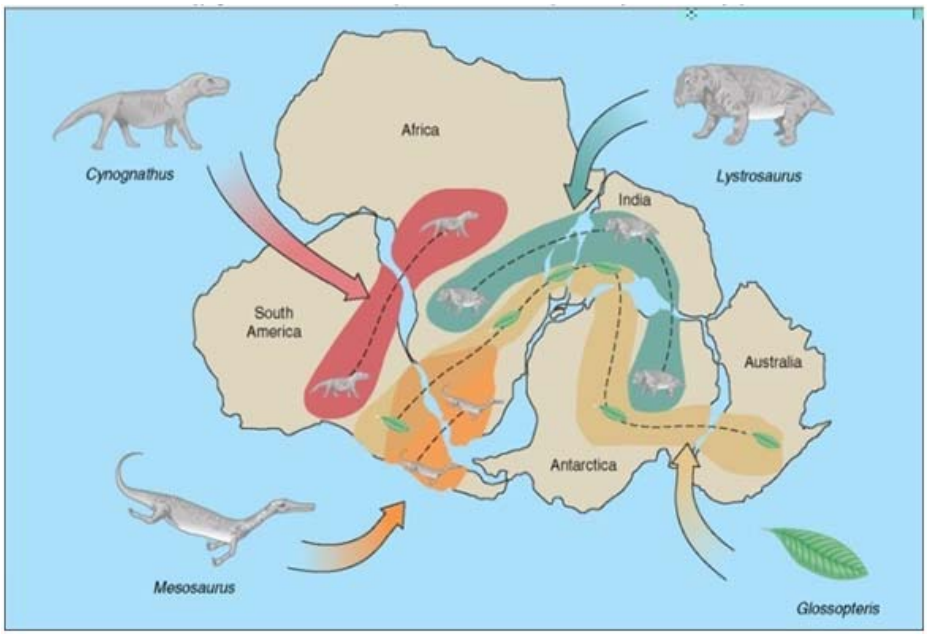
۱-Continental drift ۲- Continental shelf
۳-Continental Slope ۴- Continental margine

شکل ۱-۱) انطباق قاره های پیرامون اقیانوس اطلس

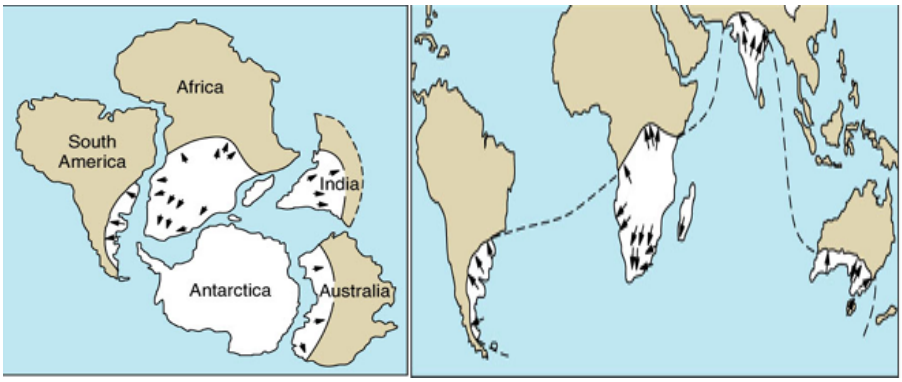
همچنین میتوان از تشابه مقاطع چینه شناسی اواخر پالئوزوئیک در ابر قاره گندوانا اشاره کرد . لایه های کلیدی زغالی و تیلت دار را نیز می توان بین آفریقای جنوبی ، آمریکای جنوبی ، قاره قطب جنوب هند و استرالیا دنبال کرد(شکل ۱-۳) .

روش های دیگری در بازسازی موقعیت قاره ها نسبت به یکدیگر وجود دارد که شامل انطباق کمربند های چین خورده،ایالت های فلز زائی ومغناطیس دیرینه می باشد.

.



شکل ۱-۲)گونه هایی از خزندگان اواخر پالئوزوئیک واوایل مزوزوئیک که در قاره های مختلف یافت شده اند،که بیانگر جدایش قاره ها می باشد.

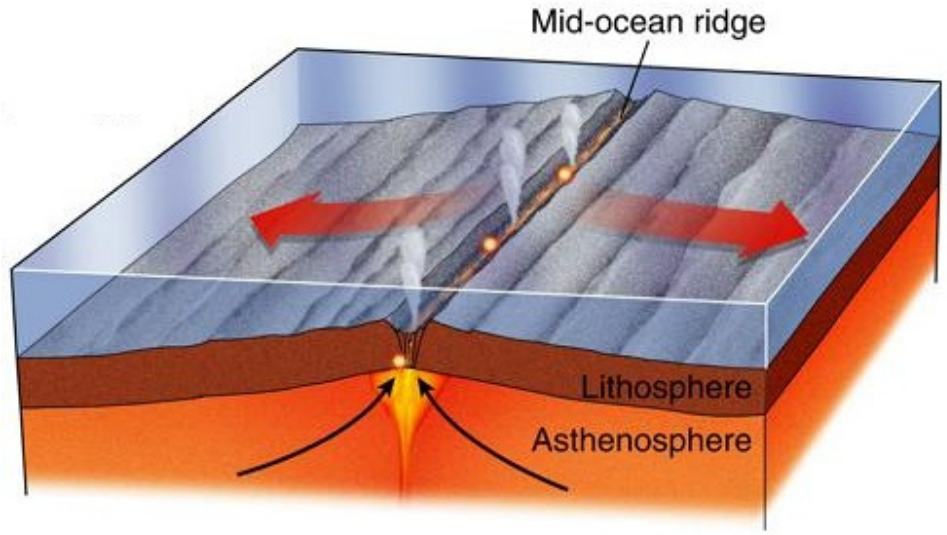


شکل۱-۳)تشابه لایه های ذغال دار وتیلتی بین آفریقای جنوبی ، آمریکای جنوبی ، قاره قطب جنوب هند و استرالیا

۱-۳- گسترش بستر اقیانوسها

تا دهۀ ۱۹۵۰ شواهد زیادی پیرامون جدایش قاره ها به دست آمده بود ، اما نظریه جدایش قاره ها به طور عمومی پذیرفته نشده بود . تا این زمان کارها بر روی تعیین وضعیت قاره ها پیش از جدایش و ارزیابی نتایج زمین شناسی آن متمرکز شده بود ولی مسیری که بوسیلۀ آن قاره ها وضعیت کنونی خود را به دست آورده بودند ، تعیین نگردیده بود . به منظور مطالعۀ جنبشی جدایش قاره ها احتیاج به مطالعه مناطقی است که در حال حاضر قاره هایی را که در مجاورت هم بوده اند را از یکدیگر جدا می کند . در نتیجه باید به حوضه های اقیانوسی موجود در حد فاصل قاره ها توجه کرد .

گسترش بستر اقیانوس ها فرایندی است که در طی آن سنگ کره در طول پشته های میان اقیانوسی[۱] شکافته شده و به طرفین حرکت می کند (شکل ۱-۴) .



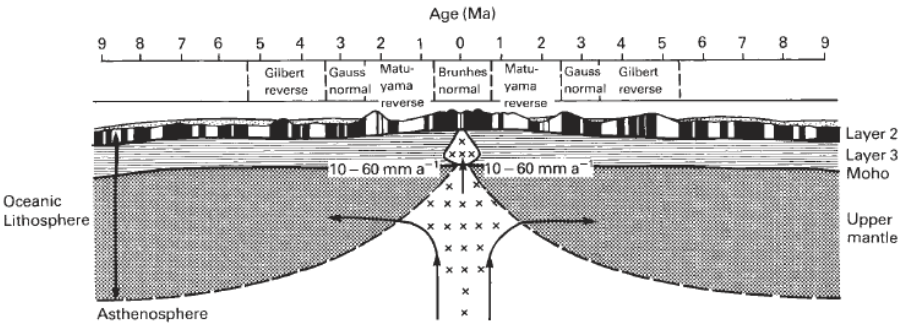
شکل ۱-۴)برشی نمونه از پشته های میان اقیانوسی

۱-Mid-oceanic ridge

بر این اساس ، سنگ کرۀ اقیانوسی تازه ، از راه بالا آمدن و ذوب بخشی مواد از سست کره ، در پشته های اقیانوسی به وجود می آید . سنگ کره را می توان همانند مجموعه ای از ورقه ها ، که بوسیلۀ پشته های میان اقیانوسی ، مناطق فرورانش و گسل های ترادیسی محدود شده اند ، در نظر گرفت . باور بر این است که سازوکار محرک این حرکت ها ، جریان های همرفتی درون گوشتۀ زیر سنگ کره است . تصور می شود که این ها ، سلول هایی را تشکیل می دهند که در آنها گوشته در زیر پشته های اقیانوسی بالا آمده و ماده داغ را به سطح آورده و سنگ کرۀ تازه ای را ساخته است .

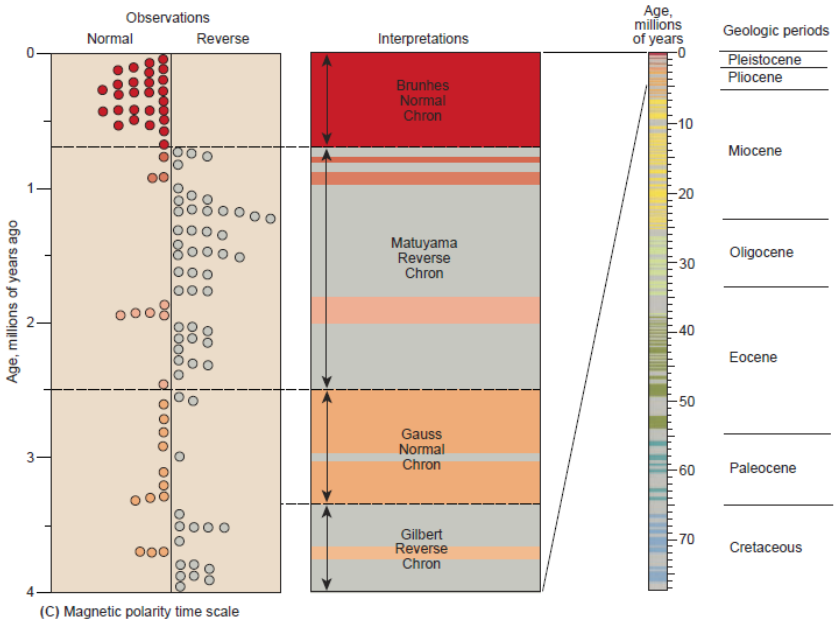
با تشکیل سنگ کره جدید در طول پشته های میان اقیانوسی ، برای ایجاد تعادل و ثابت ماندن سطح کرۀ زمین پوستۀ اقیانوسی در مناطق فرورانش در سست کره هضم می شود و از بین می رود. بیشتر شواهد گسترش بستر اقیانوس ها ، از مطالعه ناهنجاری های مغناطیسی خطی موجود در بستر اقیانوسها به دست آمده است . واین و ماتیوس (۱۹۶۳) اولین کسانی بودند که وجود تناوب نوارهای مثبت و منفی ناهنجاری های مغناطیسی را به وسیلۀ ایجاد نوارهایی از سنگ های بازالتی در پوسته اقیانوسی که در جهت میدان مغناطیسی زمین بصورت عادی و معکوس مغناطیسی شده اند ، پیشنهاد کردند . بر اساس این فرضیه پوستۀ اقیانوسی بر اثر جامد شدن و سخت شدن ماگمای تزریقی و فوران یافته در امتداد خط الراس پشته های میان اقیانوسی ایجاد می شود (شکل ۱–۵).

با سرد شدن بیشتر ماگما دمای آن از درجه حرارت کوری کمتر می شود و خواص ذرات فرومغناطیس پدیدار می گردد . در نتیجه ماگما سخت شده ، خاصیت مغناطیسی هم جهت با میدان مغناطیسی زمین پیدا می کند . فرایند تشکیل سنگ کره به طور مستمر ادامه دارد و به صورت متقارن در هر دو طرف پشته انجام می گیرد . به هر حال اگر میدان مغناطیسی واژگون گردد همچنان که سنگ کره جدید تشکیل می گردد . پوسته در هر دو طرف پشته شامل یک سری قطعات موازی هم و موازی خط الراس پشته می شود .



شکل ۱–۵)گسترش بستر اقیانوس و تولید خطواره های مغناطیسی بر اساس فرضیه واین وماتیوس

برای کنترل این فرضیه نیمرخ های مغناطیسی متعددی در جهت عمود بر محور پشته های اقیانوسی در نقاط مختلف تهیه شد . مقایسه داده های حاصل از پشته های میان اقیانوسی مختلف نشان می دهند طرح واژگون شدن قطب های مغناطیسی در همه جا مشابه است (شکل ۱–۶) .



شکل۱–۶)مقیاس زمانی واژگونی میدان مغناطیسی

اختلاف مشخصی که در طرح ناهنجاری ها دیده می شود عدم تساوی عرض ناهنجاری های مثبت و یا منفی در نقاط مختلف است . در صورتی که سرعت خروج بازالت در همه جا یکسان باشد بایستی انتظار نوارهایی با ناهنجاری های مشابه داشته باشیم . حال آنکه چنین نیست . تفاوت عرض ناهنجاری ها در پشته های مختلف معرف تفاوت سرعت گسترش آنهاست . در سال های اخیر نمونه های بسیاری از سنگ های قاره ای جهان مورد آزمایش قرار گرفته اند و سن و جهت میدان مغناطیسی در آنها تعیین شده است . از روی آنها مقیاسی بدست آمده که تعیین می کند در چه فاصله های زمانی میدان مغناطیسی زمین وضع کنونی (عادی) و در چه فاصله های زمانی وضع مخالف آن (واژگون) داشته است (شکل ۱-۶) . این مقیاس که با دقت زیاد برای ۴,۵ میلیون سال گذشته تهیه شده است نشان می دهد که در خلال این مدت حداقل ۹ بار قطب های مغناطیسی زمین واژگون شده اند . با استفاده از روش های مقایسه ای و ثابت فرض نمودن سرعت گسترش در اقیانوس اطلس فواصل زمانی معکوس شدن میدان مغناطیسی برای ۱۶۰ میلیون سال گذشته نیز محاسبه شده است . دوره امروزی میدان مغناطیسی (عادی) از حدود ۷۰۰ هزار سال پیش آغاز شده است (شکل ۱-۶).

اندازه گیری های انجام شده به وسیلهٔ ماهواره ها در مورد حرکت ورقه ها نیز موید میزان و جهت حرکت به دست آمده از نظریه گسترش بستر اقیانوس ها برای آنان است . اصولا" سرعت گسترش اقیانوس ها از یک سانتی متر در سال برای هر دامنه در رشته کوه ایسلند و نواحی استوائی اقیانوس آرام تا حدود ۱۰ سانتی متر در سال می رسد . برای مثال مشاهدهٔ افزایش سن و ضخامت رسوبات اعماق اقیانوس با دور شدن از پشته های میان اقیانوسی با این مدل قابل پیش بینی است . همچنین عدم وجود رسوبات قدیمی تر از ژوراسیک در اقیانوس ها خود بازتابی از میزان گسترش بستر اقیانوس ها در حد چند سانتی متر در سال است . این امر مبین این مطلب است که بستر اقیانوس ها بایستی در هر ۱۵۰ تا ۲۰۰ میلیون سال کاملا" تجدید شوند .

۱-۳-پیدایش زمین ساخت صفحه ای

زمین ساخت صفحه ای و دو مفهوم گسترش بستر اقیانوس ها و واژگونی میدان مغناطیسی زمین انقلاب بزرگی را در علم زمین ساخت ایجاد کردند . این سه مفهوم در بین سالهای ۱۹۶۲ تا ۱۹۶۸ با دلایل و مدارک کافی اثبات شده اند و پیشرفت های چشمگیری یافتند .

زمین ساخت صفحه ای در مقایسه با سایر نظریه های زمین ساختی که تا کنون ارائه شده به دلیل دو عنصر کمی مهم ، یکی شواهد هندسی و دیگری تعیین زمان حقیقی ، منطقی ومتقاعد کننده تر می باشد.

اولین تصور هندسی ، لایه لایه بودن زمین است . خارجی ترین این لایه ها سنگ کره نام دارد که به صورت یک قشر کروی صلب و مقاوم در مقابل تغییر شکل ها ، با ضخامت حدود ۸۰ کیلومتر زمین را احاطه کرده است . در زیر سنگ کره ، نرم کره با گرانروی[۱] کمتر از سنگ کره و شکل پذیر[۲]قرار گرفته است . این اختلاف شدید مقاومت در مقابل تغییر شکل در بین نرم کره و سنگ کره ، باعث می گردد که تنش ها بتوانند مسافت زیادی در داخل سنگ کره منتقل شوند .

وجود ساختمان بسیار قوی لایه ای در سیارهٔ زمین باعث گردید که بتوان حرکت ورقه های سنگ کره را با حرکت قطعات یخ بر روی یک استخر آب قیاس کرد .

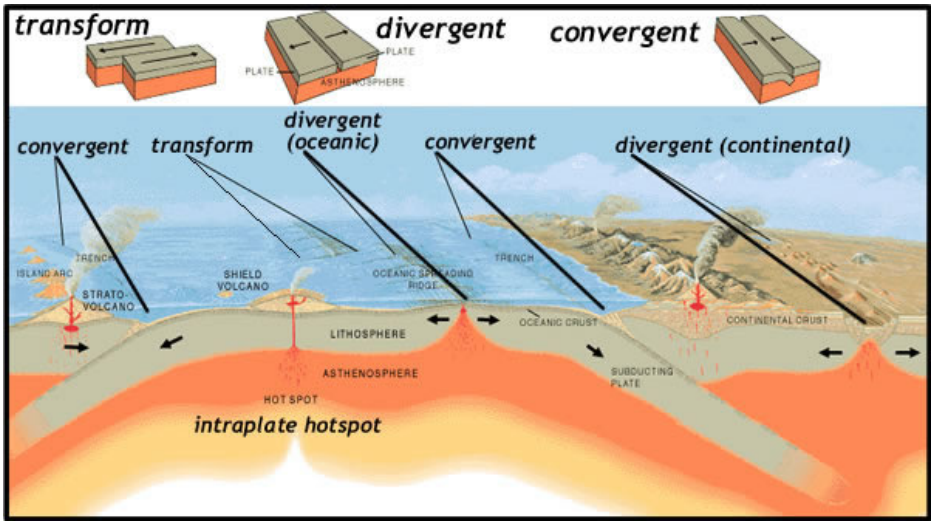
دومین تصور هندسی ، قطعه قطعه بودن سنگ کره کروی زمین است . سنگ کره زمین شامل ۶ قطعهٔ صلب اصلی و چندین قطعهٔ کوچکتر است که بطور مجزا از دیگری حرکت می کند . اولین قدم در زمین ساخت صفحه ای توجه دقیق به مرز بین ورقه ها و شناخت دقیق آنهاست . مرز بین صفحات را می توان به سه دسته تقسیم کرد (شکل۱-۷) .

۱- درازگودالها[۳] : محلی است که دو ورقه به یکدیگر نزدیک می شوند

۲- پشته ها[۴] : محلی است که دو ورقه از یکدیگر دور می شوند

۳- گسلهای ترادیسی [۵] : محلی است که دو ورقه بصورت مماس در کنار یکدیگر حرکت می کنند .

۱-Viscosity ۲- ductile ۳-Trench ۴-ridges or rises ۵- transform faults



شکل ۱-۷)انواع مرز صفحات

سومین تصور هندسی شناخت تفاوت میان حرکت در امتداد یک خط مستقیم بر روی یک صفحه و حرکت در امتداد یک مسیر دایره ای بر روی سطح یک کره است . هرگاه جسمی که بر روی یک صفحه واقع است تحت تاثیر یک نیروی ثابت قرار گیرد ، در امتداد یک خط راست به جلو رانده می شود . در صورتی که اگر این جسم بر روی یک سطح کروی قرار داشته باشد تحت تاثیر یک نیروی ثابت ، گشتاور ثابتی در آن ایجاد شده و در طول یک مسیر دایره ای حرکت می کند . به همین جهت ورقه های سنگ کره زمین در طول ده ها میلیون سال تحت تاثیر گشتاور تقریبا" ثابتی قرار گرفته و حرکتشان در طول مسیری دایره ای بوده است که می توان خط سیر آنان را بوسیلهٔ اطلاعات زمین شناسی و ژئوفیزیکی مشخص کرد . این مسیر دایره ای را می توان بطور موثری بوسیلهٔ مختصات ویژه ای به نام قطب های اولر ، که در مرکز دایره قرار گرفته اند ، توصیف کرد .

عنصر اصلی دیگر که در تکامل زمین ساخت صفحه ای نقش به سزایی دارد اندازه گیری زمان است . تعیین سن سنگ ها از اولین موضوعات مهم در زمین شناسی بوده است .

از اولین پیشرفت های مهم در علم زمین شناسی می توان سن یابی به وسیلهٔ فسیل ها را نام برد که هم اکنون نیز همچنان معتبر است .

دومین پیشرفت در این زمینه تعیین سن مطلق به وسیلهٔ ایزوتوپ های رادیواکتیو بوده است . تا اوایل دههٔ ۱۹۶۰ زمین شناسان با استفاده از دو روش فوق سن بخش اعظم قاره ها را به دست آورده بودند . سومین پیشرفت در این زمینه در اوایل دههٔ ۱۹۶۰ روی داد که در این زمان ژئوفیزیکدان ها متوجه شدند که می توان سن بستر اقیانوس ها را با مطالعهٔ میدان مغناطیسی از سطح دریاها و اقیانوس ها به دست آورند . از آنجا که این مطلب تصور هندسی واضحی از سنگ های با سن های مختلف را ، که در نتیجه فرایند گسترش بستر اقیانوس ها به وجود آمده بودند ، به دست می داد ، به صورت یک عامل کلیدی در زمین ساخت صفحه ای مورداستفاده قرارگرفت . مفاهیم هندسی و اندازه گیری زمان حقیقی باعث شدند که زمین ساخت صفحه ای به صورت یک علم کمی در بین نظریه و مشاهده درآید . در هر صورت زمین ساخت صفحه ای قادر به توضیح تمام مسائل موجود در مورد تاریخچهٔ زمین و سیر تکامل جانداران نیست ولی قادر به تفسیر برخی از مهمترین مسائل موجود در زمین بوده و باید آن را به صورت دریچه ای جدید در علم زمین شناسی ، که قادر به حل پاره ای از مسائل مهم زمین شناسی است ، در نظر گرفت .

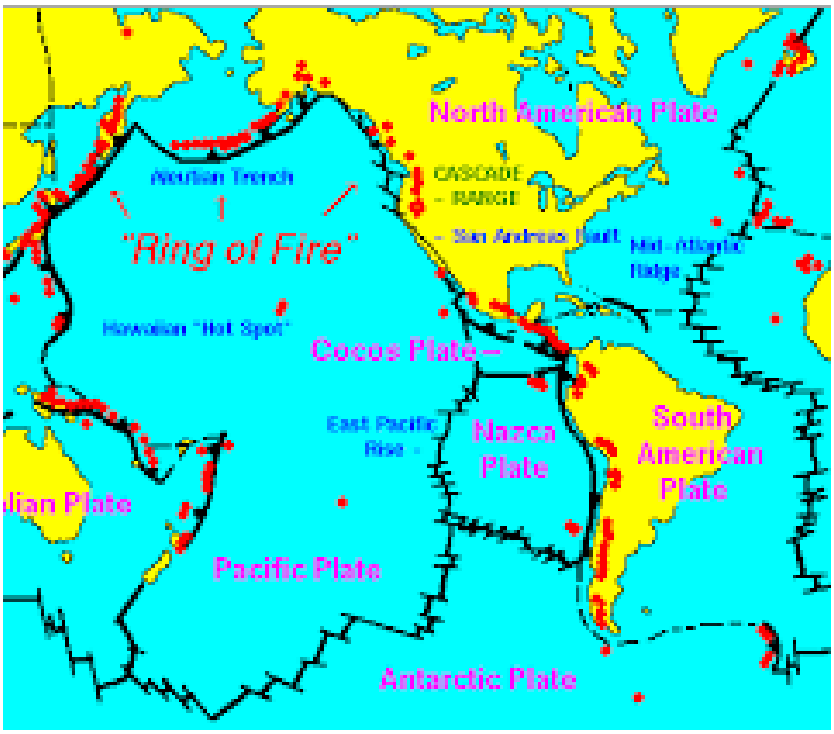
مفاهیم نظریه زمین ساخت صفحه ای را بنحو زیر می توان خلاصه کرد :

۱- بخش های خارجی زمین از تعدادی ورقه (صفحه) مجزا ساخته شده است که بندرت در داخل آنها زمین لرزه ای اتفاق می افتد ، حاشیه این صفحات با لرزه خیزی زیاد مشخص می شوند . این صفحات را ورقه های سنگ کره می نامیم .

۲- نامگذاری ورقه ها با توجه به موقعیت جغرافیایی کنونی شان صورت گرفته است و بطور کلی سطح زمین از شش ورقه اصلی و بزرگتر بنام های آفریقا ، اوراسیا ، هند ، آرام ، قطب جنوب و آمریکا و تعداد بیشتری ورقه کوچکتر تشکیل شده است (شکل ۱-۸).

۳- هر ورقه بطور متوسط ۱۵۰ کیلومتر ضخامت دارد و متشکل از پوسته و گوشته فوقانی یعنی سنگ کره است . پوسته ای که قسمت فوقانی هر ورقه را می سازد نشانگر آنست که ورقه قاره ای ، اقیانوسی یا ترکیبی از این دو است . جائیکه پوسته یک لایه ای وجود داشته باشد (از جنس سیما) آنچنان که در ورقه آرام دیده می شود نشانه اقیانوسی بودن آن است و هر جا که پوسته دو لایه دارد (سیال در بالا و سیما در پائین) مانند ورقه ایران

و عربستان معرف شرایط قاره ای است . برخی ورقه ها مانند آفریقا ترکیبی از هر دو نوع ورقه (یعنی قاره ای اقیانوسی) هستند .



شکل۱-۸)صفحات سنگ کره ، فلش ها جهت حرکت را نشان می دهند

۴- در زیر ورقه های سنگ کره لایه ای متشکل از سنگ های شکل پذیر بنام سست کره قرار گرفته است . کاهش سرعت حرکت امواج زلزله در سست کره وسیلهٔ مناسبی جهت تعیین موقعیت آن است . طبیعت خاص سست کره حرکت ورقه های سنگ کره را بر روی آن امکان پذیر می سازد .

۵- ورقه های سنگ کره در یک جا ثابت نیستند و نسبت بهم حرکت می کنند . از این رو حاشیه ورقه ها مناطق فعالیت های شدید زمین ساختی ، آذرین و دگرگونی است . در

مقابل بخش های داخلی ورقه ها از نظر این گونه فعالیت ها مناطق آرامی محسوب می شوند .

۶- حرکت ورقه ها نسبت بهم بگونه ای است که در برخی از نقاط دو ورقه از هم دور می گردند . در این نقاط که حاشیه واگرا[۱] نام دارند با خروج مواد مذاب درونی از محل فضای ایجاد شده و انجماد آنها پوسته جدیدی تشکیل می شود .

در نقاطی دیگر دو ورقه به یکدیگر برخورد می کنند و طی فرایندی بنام (فرورانش [۲]) یکی به زیر دیگری رانده می شود . در این نقاط که (حاشیه همگرا [۳]) نام دارند در عمل پوسته اقیانوسی تخریب شده و از بین می رود . در مواردی نیز دو ورقه سنگ کره در کنار هم می لغزند . چنین نقاطی را که در آن نه پوسته جدیدی ساخته می شود و نه پوسته ای از بین می رود (حاشیه خنثی[۴]) می نامیم . برخی صاحب نظران ورقه آمریکا را متشکل از دو ورقه آمریکای شمالی و آمریکای جنوبی میدانند.

در نتیجه فرایند زمین ساخت صفحه ای هیچ شکل جغرافیایی ثابت و دائمی در زمین وجود ندارد در طول زمان ممکن است قاره عظیمی بر اثر بر خورد و جوش خوردن قاره های قبلی ایجاد شود و یا از شکستن یک قاره بزرگتر چند قاره کوچکتر بوجود آید . بعنوان مثال قاره واحد اروپا و آسیای کنونی بر اثر اتصال سه صفحه جداگانه اروپا ، هند و آسیا ایجاد شده است . یا در مقابل ورقه هندوستان از قاره عظیم قدیمی واقع در قطب جنوب جدا شده است .

۷- اندازه و شکل اقیانوسها نیز بر اثر تغییر سرعت گسترش یا فرورانش تغییر می کند . بعنوان مثال اگر سرعت فرورانش در حاشیه های اقیانوس آرام بیش از سرعت گسترش پشته های اقیانوسی این منطقه بشود اقیانوس آرام بتدریج کوچکتر خواهد شد و احتمالا" روزی بسته خواهد شد . در مقابل اگر سرعت گسترش بیش از فرورانش باشد . آنچنان که در مورد اقیانوس اطلس دیده می شود اقیانوس بزرگ و بزرگتر می شود .

۱- Divergent Margin ۲- Subduction ۳- Convergence Margin ۴ -Passive Margin

۸- در هر زمان ممکن است پشته های اقیانوسی یا مناطق فرورانش جدیدی تشکیل شود . با آغاز فرایند جداشدگی در زیر قاره ، پوسته قاره ای می شکند و ورقه جدید ایجادمیگردد . ادامه جدا شدگی منجر به تشکیل اقیانوسی جدید در محل بازشدگی میشود . این پدیده امروز در شرق آفریقا در حال تکوین است . بطور مشابه در هر زمان ممکن است یک حاشیه فعال از فعالیت باز بماند . بعنوان مثال بر اثر برخورد دو ورقه هندوستان و آسیا حاشیه این دو ورقه از فعالیت باز ایستاد .

۹- اغلب کوه های جهان در حاشیه های واگرا و همگرا ایجاد شده اند . بزرگترین سیستم کوه های جهان یعنی پشته های اقیانوسی بر اثر انباشته شده گدازه های بازالتی در حاشیه های واگرا ایجاد شده اند . از طرف دیگر آتشفشانی و بالازدگی سنگ کره در حاشیه های همگرا باعث ایجاد جزایر کمانی و رشته کوه های نوع آند می شود .

۱۰- کوه های چین خورده قدیمی اکنون در داخل ورقه ها قرار دارند بر اثر فرورانش پوسته اقیانوسی و نهایتا" برخورد دو قاره ایجاد شده اند . این دو قاره پس از برخورد بهم جوش خورده اند و یک قاره بزرگتر را ساخته اند ، کوه های اورال در واقع محل جوش خوردن دو قاره جدا از هم قبلی ، یعنی آسیا و اروپا بوده است .

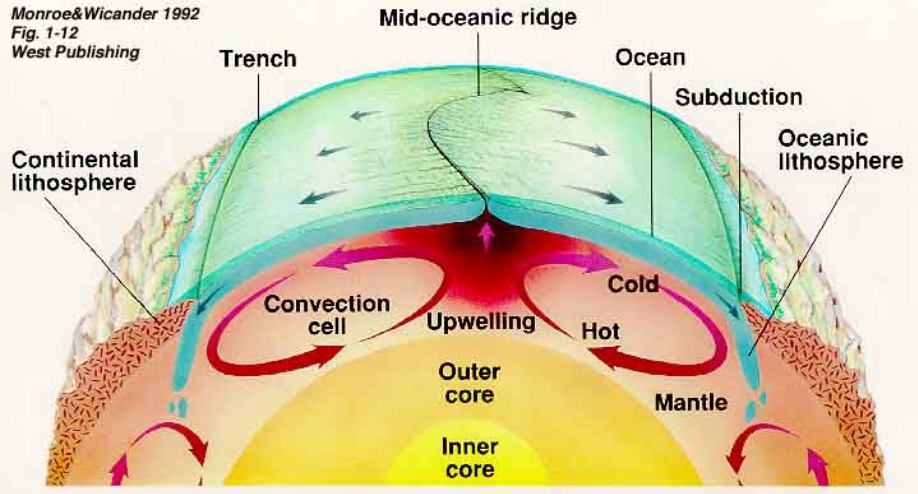
۱۱- برخی از این کوه ها نیز ممکن است در نقاطی نزدیک به مرکز ورقه ها ایجاد شوند . این کوه ها از نوع آتشفشانی هستند (مثل جزایر هاوایی) و تشکیل آنها ناشی از حرکت ورقه سنگ کره بر روی یک (نقطه داغ[۱]) موجود در گوشته بوده است .

۱-۴- علت حرکت ورقه ها

چنانکه میدانیم پوسته زمین بوسیلهٔ انفصال موهو از گوشته جدا میگردد . در قسمت فوقانی گوشته یعنی در اعماق حدود ۱۰۰ الی ۴۰۰ کیلومتری زمین لایه ای بنام سست کره که گمان می رود اساسا" پریدوتیتی باشد وجود دارد .

۱- Hot Spot

در این لایه دما در نزدیک نقطه ذوب مواد است و ظاهرا" در آن ۵ الی ۱۰ درصد مواد بصورتی پراکنده بحالت مایع وجود دارند. وجود مواد مایع در این قسمت با بررسی سرعت حرکت امواج لرزه ای در این لایه مشخص شده است . بسیاری از زمین شناسان معتقدند که حرکات ورقه های سنگ کره بر روی این لایه صورت میگیرد . به کمک روش های لرزه نگاری خواص فیزیکی قسمت های درونی مخصوصا" درجه خمیری بودن و فشردگی لایه های مختلف آن تعیین شده و با توجه به این یافته ها مدل های مختلفی برای حرکات ورقه ها پیشنهاد شده است . ساده ترین مدلی که پیشنهاد شده ، زمین را به ظرف آب گرمی که در حال سرد شدن است و در آن جریان همرفتی ایجاد شده است تشبیه نموده ، در این حالت آب گرم از وسط ظرف بالا می آید و در سطح ظرف پخش شده و سنگین میگردد و در نتیجه از کناره های آن بسمت پائین می رود ، احتمال می رود که در زمین نیز چنین جریانی البته در مقیاس وسیع تری وجود داشته باشد که از گوشته در زیر پشته های اقیانوسی بالا آمده و در زیر حاشیه های همگرای ورقه هاپائین می رود (شکل۱-۹) .



شکل ۱-۹)جریان همرفت که ایجاد پشته وگودال می کند.

امروزه با کشف لایه سست کره در قسمت فوقانی گوشته این مدل غیر قابل قبول بنظر میرسد زیرا چنین جریان همرفتی ، قبل از همه سبب از بین رفتن سست کره زمین میگردد ، نکته مهمتر اینست که با محاسبه مشخصات فیزیکی قسمت های داخلی گوشته مسلم شده است که جریان همرفتی از نوع آنچه در آزمایشگاه قابل آزمایش است جهت قسمت هایی از گوشته که در زیر سست کره واقع است امکان پذیر نیست . بررسی ها نشان می دهند که این قسمت ها بسیار سخت تر از آنند که جریانی به این عظمت بتواند در آن ایجاد شود . بدلایل مذکور بعدها در مدل دیگری پیشنهاد شد که وجود جریان همرفتی در داخل سست کره فرض شود.در این مدل سلول های همرفتی نازک و کشیده ای را می بینیم که جریان های بالا رونده آن در زیر محور پشته های اقیانوسی واقع شده اند . این مدل نیز بنظر برای بسیاری از زمین شناسان قانع کننده نیست چون ضخامت کم سست کره باعث می شود که جریان های رفت و برگشتی بعلت فاصله کمی که از هم دارند متداخل شوند ، و سلول های کوچکتری را تشکیل دهند .

سئوالاتی که اصولا" مطرح است این است که سست کره تا چه حد قدرت جاری شدن و حرکت دارد و درجه خمیری بودن آن چقدر است ؟آیا براحتی تغییر شکل میدهد یا نه ؟ بعضی از زمین شناسان معتقدند که سطح فوقانی سست کره به حدی لغزان است که وقتی سنگ کره شکاف برمیدارد و مواد بازالتی با فشار بداخل شکاف تزریق می گردند تنها فشار تزریق مواد باعث می شود که ورقه ها در طرفین شکاف حرکت کنند . بنظر گروهی دیگر نیروهایی که در جریان همرفتی دخالت دارند ممکن است آن اندازه قوی باشند که جریان اولیه را باعث گردند ولی آن اندازه قوی نیستند که بتوانند باعث ادامه گسترش و بالاخره فرورانش شوند . این زمین شناسان گرانی را عامل جابجایی می دانند . این عده بر این عقیده اند که چون کف اقیانوس ها در محل محور پشته های اقیانوسی در بالاترین نقطه قرار دارد چنین حرکاتی می تواند بر اثر لغزش ورقه ها بعلت نیروی گرانی و حرکت ورقه ها از محور پشته ها که بلندترین نقطه موجود در اقیانوس هاست به عمیق ترین قسمت ها یعنی دراز گودال ها باشد . شاید بتوان این پدیده را به خزش خاک در دامنه ها و سراشیب ها تشبیه کرد .

اعتقاد یک گروه دیگر اینست که حاشیه های مخرب یعنی نقاطی که ورقه های سرد سنگ کره بداخل گوشته سرریز می شوند محلی است که جریان های همرفتی در آن فعالند . در اینجا فرض بر این است که ورقه سرد سنگ کره اقیانوسی متراکم تر و در نتیجه سنگین تر از قسمت های زیرین است و به این سبب بر اثر وزن خود به اعماق فرو می رود وبقیه قسمت های ورقه را بسمت خود می کشد . چهار مکانیسم اصلی که بنظر میرسد در حرکت ورقه های سنگ کره دخالت داشته باشند عبارتند از :

الف) فشار از سمت پشته های اقیانوسی

ب) کشش ناشی از حرکت بسمت پائین ورقه سردتر در منطقه فرورانش

ج) لغزش ناشی از گرانی در دامنه های پشته اقیانوسی که ارتفاع بیشتری نسبت به دیگر بخش های اقیانوس دارند .

د) جریان همرفتی در زیر ورقه ها

با همین استدلال می توان علت رانده شدن پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قاره ای سنگین تر بودن و خاصیت غوطه وری بیشتر آن در مقایسه با پوسته قاره ای دانست . امروزه گروه معدودی از دانشمندان فعالیت های زمین ساختی غالب در جهان را ناشی از فرایند گرانشی می دانند .

همانگونه که دیده می شود در مورد علت حرکت صفحات سنگ کره نظریات متعدد و متفاوتی وجود دارد ، و احتمال دارد که اثر مشترکی از این فرایندها باعث حرکت صفحات شود . ولی روشن شدن این مساله احتیاج به زمان بیشتری دارد . ظاهرا" هر دو مدلی که در مورد راندگی بعلت کشش یا فشرده شدن ارائه شده تا حدی معتبر است . بنظر میرسد که حرکت صفحه بر اثر عملکرد همزمان دما و گرانی ایجاد شود و به بیان دیگر صفحات بطور همزمان کشیده و فشرده می شوند . مطالب مربوط به زمین ساخت صفحه ای را بنحو زیر میتوان خلاصه کرد :

نحوه حرکات پوسته زمین از بررسی های مربوط به گسترش بستر اقیانوس ها بدست آمده و با اطلاعاتی که از حرکات پوسته بوسیله بررسی امواج لرزه ای بدست آمده مطابقت دارد .

با تقسیم سنگ کره به تعدادی صفحه سخت می توان چگونگی این حرکات را توجیه کرد . طبق این نظریه قسمت خارجی زمین به ۶ صفحه اصلی و تعدادی صفحه فرعی بیشتر و کوچکتر تقسیم می شود .

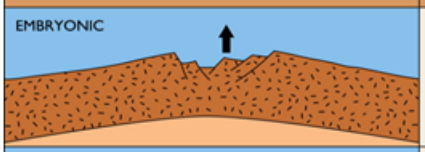
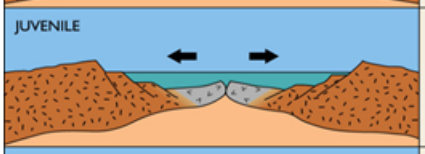
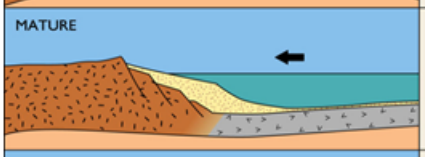
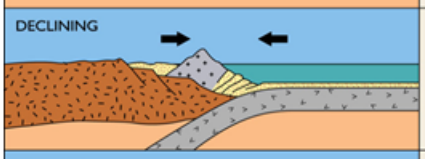
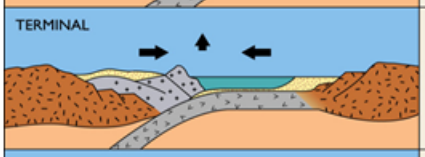
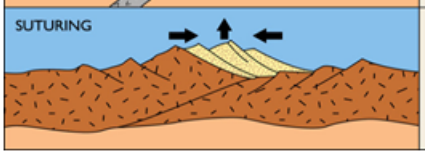
صفحات توده های سخت و محکمی هستند و تنها در نقاطی که حرکتشان باعث برخورد یا تصادم آنها بشود تغییر شکل می یابند . در حاشیه های همگرای صفحات پوسته جدیدی تشکیل می شود و در حاشیه های واگرا این پوسته از بین می رود . در محل دراز گودال های اقیانوسی لبه صفحه بداخل گوشته فرو می رود ، در اینجا قسمتی از صفحه جذب گوشته می شود و بقیه آن بار دیگر بصورت پوسته قاره ای متولد میگردد . این تولد دوباره بصورت گدازه های آندزیتی آتشفشان های کوه های ساحلی و جزایر کمانی حاشیه صفحه انجام می شود و بالاخره گرچه وجود جریانی همرفتی در گوشته می تواند باعث ایجاد حرکات در صفحات سنگ کره شود ولی مکانیسم دقیق این فرایند هنوز ناشناخته مانده است .

۱-۵- چرخهٔ ویلسون[۱]

باز وبسته شدن یک حوضه اقیانوسی را به نام چرخه ویلسون می شناسیم.ویلسون در سال ۱۹۶۸ چرخه ای را برای تکامل اقیانوس ها پیشنهاد نمود که به نام خود او معروف گردید . این چرخه با ایجاد یک گسستگی در یک قاره به صورت یک کافت شروع وبا فرایند بازشدگی وایجاد یک حوضه اقیانوسی ادامه پیدا می کند.شکل (۱-۱۰).

طی این چرخه یک کافت (مثل کافت شرق آفریقا) ابتدا به اقیانوسی کم پهنا همانند دریای احمر ، سپس به اقیانوسی با پهنای نسبتا" زیاد همانند آرام با مناطقی فرورانشی در طرفین تبدیل می گردد ، در مراحل آخر این چرخه اقیانوس بسیار وسیع شروع به بسته شدن می نماید و تبدیل به اقیانوس کوچکی که در حال بسته شدن است می گردد (همانند مدیترانه) و سرانجام قاره های دو طرف آن بهم برخورد نموده و در نتیجه این برخورد کمربندهای کوهزایی موازی با مناطق برخوردی شکل گیری میکنند .

۱- Wilson Cycle

STAGE	MOTION	PHYSIOGRAPHY	EXAMPLE
 EMBRYONIC	Uplift	Complex system of linear rift valleys on continent	East African rift valleys
 JUVENILE	Divergence (spreading)	Narrow seas with matching coasts	Red Sea
 MATURE	Divergence (spreading)	Ocean basin with continental margins	Atlantic, Indian, and Arctic oceans
 DECLINING	Convergence (subduction)	Island arcs and trenches around basin edge	Pacific Ocean
 TERMINAL	Convergence (collision) and uplift	Narrow, irregular seas with young mountains	Mediterranean Sea
 SUTURING	Convergence and uplift	Young to mature mountain belts	Himalayas

شکل۱-۱۰) توالی رویداد ها در یک چرخه ویلسون

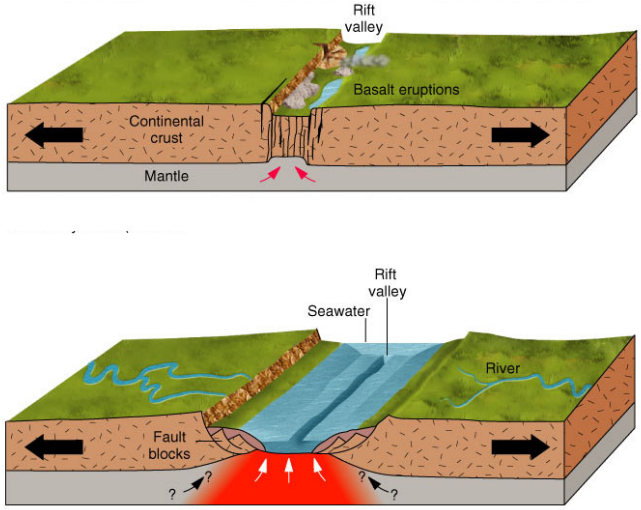
همراه با هر کدام از مراحل فوق کانسار خاصی در این محیط های تکتونیکی نهشته می گردد که در زیر به توضیح هر کدام از این مراحل شش گانه چرخه ویلسون می پردازیم:

الف – مرحله جنینی[۱] : گرمای نقطه داغ پوسته قاره ای را گرم کرده و موجب کشش آن می شود تا اینکه پوسته کشیده شده و در نهایت شکسته می شود و ترک هایی در امتداد بازوی سه گانه

۱-Embryonic Stage

ریفت از مرکز نقطه داغ باز می شوند ، که این امر منجر به تولید ریفت درون قاره ای با سه شاخه با زاویه ۱۲۰ درجه میشود . مرحله جنینی با فوران بازالتهای توله ایتی و آلکالن پایان می پذیرد . این مرحله که آغاز یک چرخه تکتونیکی است سبب ایجاد ریفتهایی نظیر ریفت شرق آفریقا میگردد (شکل ۱-۱۱).

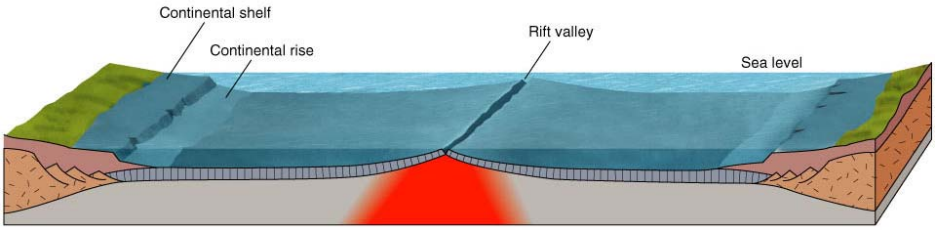
ب- مرحلهٔ جوانی[۱] : با گسترش دو شکستگی از سه شکستگی حاصل از کافتش قاره ای این مرحله ادامه می یابد و دو قاره واقع در طرفین این شکستگی بتدریج از هم دور می گردند که نتیجه آن شکل گیری یک کافت بین قاره ای[۲] است . در این کافت اقیانوسی با عرض کم تشکیل می شود . همانند دریای سرخ کنونی (شکل ۱-۱۱).



شکل۱-۱۱-نحوه شکل گیری کافت قاره ای

۱- Young Stage ۲-Inter Continental Rift

ج – مرحلهٔ بلوغ[1] : گسترش کف اقیانوس در این مرحله ادامه یافته و قاره های واقـع در دو طـرف آن تدریجا" از هم دورتر می گردند، زمانی که حوضه اقیانوسی گسترش می یابد، حاشـیه قـاره ای جدید شکل می گیرد که حاشیه قاره ای واگرا یا غیر فعال نام داردو رسوبات میوژئوسنکلینالی در حاشیه آنها نهشته می گردد . در امتداد تیغه میان اقیانوسی فوران های بـازالتی تولـه ایتـی و قلیـایی سبب شکل گیری آتشفشـان هـای درون اقیانوسـی میشـوند . هماننـد اقیـانوس اطلـس امـروزی (شکل۱-۱۲).



شکل۲-۳-گسترش کف اقیانوس ها وایجاد حاشیه های قاره ای غیر فعال

د – مرحلهٔ افول[2] : واگرایی وایجاد پوسته اقیانوسی جدید ممکن است دهها تا صدها میلیون سال به طول انجامد.در برخی نقاط واگرایی متوقف می شود ودو قاره به سمت یکدیگر حرکت می کنند که مرز همگرایی است این مرز زمانی ایجاد می شود که پوسته اقیانوسی در چندین قسمت شکسته شده ودر امتداد زون فرورانش به درون گوشته فرو رود.مناطق فرورانش از هر جایی در حوضه اقیانوسی ودر هر جهتی ممکن است رخ دهد. با رخداد فرورانش حوضه اقیانوسی شروع به بسته شدن می کند . در این مرحله کمربندهای آتشفشانی حاشیه قاره ای و همچنین جزایر قوسی بوجود می آیند . اقیانوس آرام در چنین مرحله ای قرار داد .

ه – مرحلهٔ پایانی[3]: با ادامه بسته شدن حوضه اقیانوسی قاره های دو طرف اقیانوس بهم نزدیک می شوند . نزدیکی قاره ها سبب شکل گیری رشته کوه هایی میشود ، همچنین این امر به کوچکتر شدن حوضه اقیانوسی و شکل گیری اقیانوس کوچکتر میشود .

۱-Declining Stage ۲-Mature Stage ۳-Terminal Stage

ماگماتیسم همانند مرحلهٔ قبل بوده و رسوباتی از قبیل تبخیری ها ، لایه های قرمز و رسوبات دلتایی ممکن است تشکیل میشوند . دریای مدیترانه و خزر در چنین وضعیتی قرار دارند .

و – مرحلهٔ خط درز[۱] (زمین درز[۲]) : با بسته شدن حوضه اقیانوسی قاره های دو طرف بهم برخورد میکنند و در نتیجه آن رشته کوه ها و مناطق مرتفع تشکیل می شوند همانند هیمالیا . در طول خط درز بوجود آمده مجموعه های افیولیتی جایگزین می گردند ، همانند مجموعه های افیولیتی زاگرس .

از این شش مرحله مراحل افول ، پایانی و خط درز بعنوان کوهزایی در نظر گرفته میشود . طی هر کدام از این مراحل مناطق تاثیر یافته از این فرایندها کانسارهای خاصی تشکیل می شوند که به تفکیک در فصول بعدی مورد بررسی قرار می گیرند .

۱-Geo Suture ۲-Suture Line

فصل ۲

ذخایر کانسنگی مرتبط با مرز های واگرا

هدف های کلی

بسیاری از کانسار ها در مرز های واگرا از قبیل پشته های میان اقیانوسی و کافت های قاره ای تشکیل می شوند که بعنوان نمونه می توان به سولفید های توده ای و کرومیت های پدیفرم اشاره نمود.لذا در این فصل خصوصیات انواع مرزهای واگرا از قبیل کافت ها وپشته های میان اقیانوسی و کانسار های مرتبط با این مرزها مورد بررسی قرار می گیرد.

هدف های رفتاری

با توجه به هدف های کلی یاد شده شما قادر خواهید بود با مطالعه این فصل مطالب زیر را فرا گیرید:

۱. خصوصیات کافت های قاره ای.
۲. خصوصیات پشته های میان اقیانوسی.
۳. کانسارهای مربوط به مراحل ابتدایی کافتش.
۴. کانسارهای مربوط به مرحله پیشرفته کافتش.
۵. کانسار های همراه با پشته های میان اقیانوسی.
۶. نهشته های همراه با کمپلکس های افیولیتی.

۲-۱- مقدمه :

همانگونه که در فصل اول ذکر شد در این رژیم زمین ساختی، صفحات از یکدیگر دور می شوند . در نتیجه پوسته جدیدی در بین آنها ایجاد می شود . حجم ماگمائی که هر ساله در طول بیش از ۵۰۰۰۰ کیلومتر زون های واگرا تولید می شود از سایر نواحی زمین بیشتر است (menard1967) . سنگ کره و پوسته اقیانوسی اساسا" در نواحی که پشته های میان اقیانوسی خوانده می شوند شکل می گیرند . در بعضی از موارد در مراحل اولیه جدایش قاره ای نیز مثل دریای سرخ پوسته های اقیانوسی تشکیل می شوند . همچنین تشکیل حوضه های حاشیه ای در پشت بعضی از سیستم های کمانی که در ارتباط با فرورانش هستند پوسته های اقیانوسی را می سازند. (کاریج ۱۹۷۱)

بر اساس نظریه زمین ساخت صفحه ای ، هرگاه چرخه هایی که در بخشی از جبه موجودند بصورت دیاپیر بر نقاط کم ضخامت پوسته قاره ها منطبق گردد ، ابتدا موجب شکستگی در قاره می شوند که همین پدیده ، آغاز ایجاد ریفت داخل قاره ای خواهد بود . در این حالت شکستگی بصورت سه بازو با زاویه ای تقریبا" ۱۲۰ درجه تشکیل می گردد . ماگماتیسم در ابتدا از نوع فوق آلکالن ، آلکالن و کربناتیت است . با گذشت زمان دو بازوی معین از سه بازوی یاد شده می توانند به فعالیت خود ادامه داده و تشکیل حوضه رسوبی را بدهند که با گسترش آن پوسته اقیانوسی ظاهر خواهد شد . مثل دریای سرخ و خلیج عدن ضمنا" بازوی سوم که بصورت غیر فعال باقی می ماتند تحت عنوان اولاکوژن[۱] نامیده می شود مثل اولاکون شاخ آفریقا که بصورت حوضه رسوبی خاصی باقی می ماند .

کانسارهائی که در زون گسترش بستر اقیانوسها یا حوضه های پشت کمانی اولیه تشکیل شده اند کمیاب هستند . علت این امر پتانسیل ضعیف ماندگاری آنها در برابر عوامل تخریب کننده این کانسارها است . (گرووز و همکاران ۲۰۰۷) .

۱-Aulacogens

این کانسارها در افیولیت های رانده شده بر روی پوسته قاره ای در طول فرایند بسته شدن اقیانوس ها و بنابراین در حاشیه زون فرورانش جایگزین می شوند .
اینگونه کانسارها شامل سولفید توده ای ولکانوژن مافیک (فرانکلین و همکاران ۲۰۰۵) نظیر رخدادهایی چون ترودوس به سن مزوزوئیک در قبرس و کمپلکس اسماعیل در عمان است که بعلت چرخش سیالات هیدروترمالی برگرفته از آب دریا تشکیل شده اند . از دیگر کانسارها می توان به کرومیت های پدیفرم تغییر شکل یافته با منشاء ماگمایی (ادوارد و همکاران ۲۰۰۰) اشاره نمود که ناشی از گوشته – سنگ کره یا گوشته – پوسته است . که مکان هایی چون قبرس ، ترکیه ، عمان یافت می شوند (کی ریچ و همکاران ۲۰۰۵) نمونه های پرکامبرین این گروه از ذخایر بسیار کمیاب هستند .

۲-۲- انواع مرز های واگرا

با توجه به نوع پوسته دو حالت کلی می توان برای این مرزها در نظر گرفت:

۱-کافت های قاره ای[۱]

۲-پشته های اقیانوسی

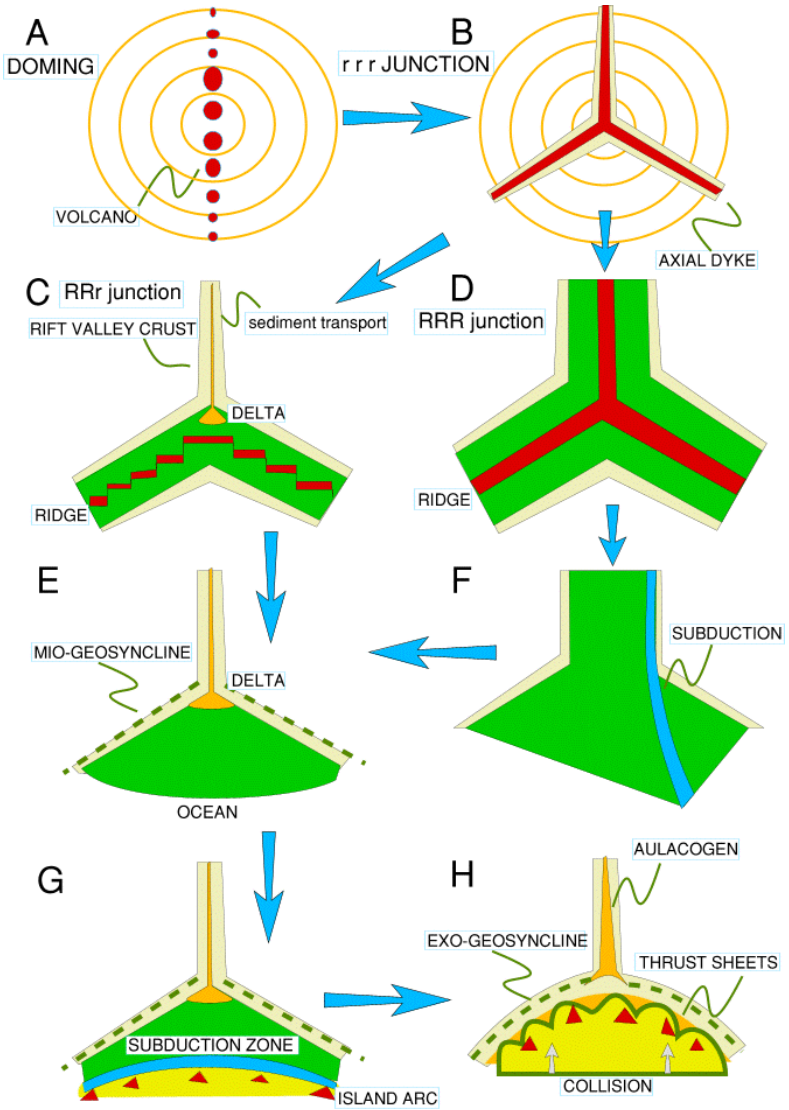
۲-۲-۱-کافت های قاره ای:

۲-۲-۱-۱- مقدمه:

معمولا" در زمین ساخت صفحه ای ، چرخهٔ زمین ساختی با کافت آغاز و با یک کمربند کوهزائی ختم می شود . یعنی آنکه در نتیجهٔ قرار گرفتن قاره بر روی نقاط داغ ، گاهی قاره متورم می شود و در نتیجهٔ متورم شدن و ایجاد تنش کششی در قسمت برآمدهٔ قاره ، معمولا" سه شکستگی ایجاد می شود .گاهی هر سه این شکستگی ها فعال و به پوسته اقیانوسی تبدیل می شوند ، گاهی نیز هیچکدام از آنها فعالیت نداشته و بصورت کافت غیر فعال می مانند و بطور معمول ۲ شکستگی از

۱-Continental rift

این سه شکستگی فعال شده و به اقیانوس تبدیل و بازوی سوم غیرفعال که به آن اولاکوژن گویند شکل(۲-۱) .



شکل۲-۱) نحوه تشکیل کافت

یکی از مسائلی که در اکتشاف کانسارها در محیط های کافتی وجود دارد تشخیص ساختار کافتی است . این محیط زمین ساختی را نمی بایست فقط به فروزمین هائی که در دو طرف آنها گسل های موازی وجود دارند ، اطلاق نمود ، بلکه می بایست تمامی محیط هائی که در آنها پوسته قاره ای نازک گردیده است را کافت محسوب نمود (ساوکینز ۱۹۸۶)

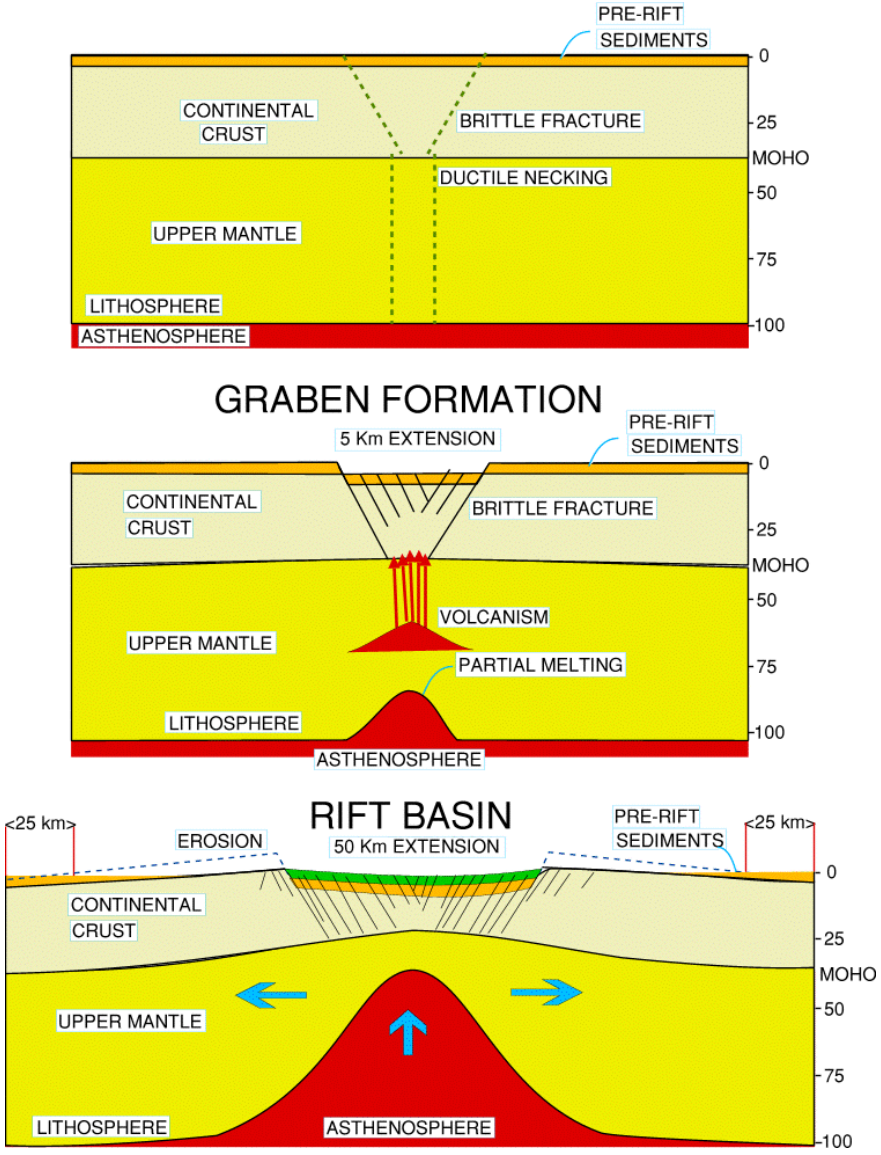
بر اساس چرخهٔ ویلسون که در فصل اول اشاره شد ، کوهزائی با کافت آغاز می گردد و سپس این کافت به اقیانوسی پهناور تبدیل می شود و در نتیجهٔ بسته شدن این اقیانوس ، کوهزایی خاتمه می یابد .

چنانچه چرخهٔ ویلسون را بپذیریم ، می بایست در قاره ها کافت های بسیاری موجود باشند و لذا جستجو برای یافتن چنین ساختارهائی از نقطه نظر اکتشافی مفید خواهد بود .

۲-۲-۱-۲- خصوصیات کافت های قاره ای :

اگر چه کافت ها در مناطق مختلف زمین ساختی ایجاد می شوند ، ولی اکثرا دارای خصوصیات مشترک فراوانی هستند. کافت ها همانند کافت شرق آفریقا اغلب دارای مقدار زیادی سنگ های آتشفشانی هستند. البته در برخی موارد مثل کافت بایکال ،فعالیت های آتشفشانی اندک است یا اصلا مشاهده نمی شود.در کافت های عهد حاضر مانند کافت شرق آفریقا این گونه سنگ های آتشفشانی ترکیبی قلیایی دارند ، که با گذشت زمان یا با فاصله گرفتن از محور کافت از شدت قلیایی بودن آنها کاسته می شود.این مساله را به عمق منشا ماگما ربط می دهند. بدین صورت که با گذشت زمان وافزایش فاصله از محور کافت ، عمق منشا ماگما کاسته می شود بنابراین ، شدت قلیایی بودن آن نیز کاهش می یابد.

سنگ کره موجود در زیر کافت ها اغلب به طور غیر طبیعی نازک شده وسرعت امواج لرزه ای درآن کاسته می شود. این امر بیانگر چگالی کم ودمای زیاد مواد تشکیل دهنده آن است (شکل ۲-۲).از این نظر کافت ها بسیار شبیه پشته های اقیانوسی هستند. محل قرار گیری کافت ها اغلب به وسیله نقاط ضعف موجود در پوسته کنترل می شود.به عنوان مثال کافت بایکال بین پلاتفرم سیبری وکمربند چین خورده سایان – بایکال قرار دارد.



شکل۲-۲) شکل گیری تدریجی یک دره کافتی از طریق گسترش لیتوسفر و پوسته قاره

اگرچه اکثر کافت ها در مناطق با رژیم تنش کششی ایجاد می شوند ، ولی آنها را می توان در مناطق با رژیم تنشی فشارشی وحتی فاقد رژیم های تنشی خاص نیز مشاهده کرد. کافت های قاره‌ای دارای سه نوع اصلی هستند که دو نوع آنها با شکسته شدن قاره‌ها و سومی با برخورد قاره‌ها ارتباط دارند.

الف: قطعه قطعه شدن یک قاره ،که در این حالت گسترش یک سیستم کافت اولیه که خود به وسیله تجمع شکستگی ها مشخص می شود باعث ایجاد یک اقیانوس جدید شده است.بهترین مثال این نوع کافت در حال حاضر سیستم کافت شرق آفریقا می باشد.

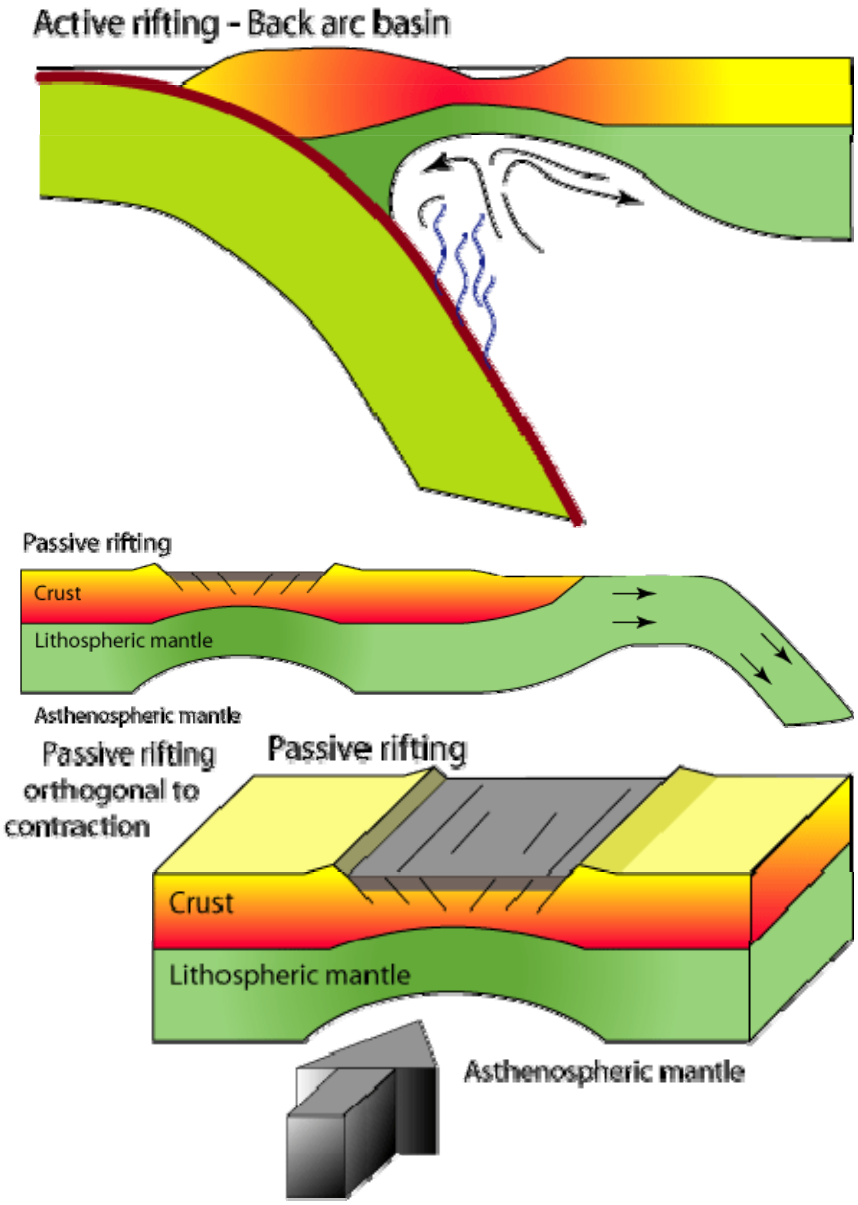
ب: اگر قاره‌ای به‌وسیله یک پیوستگاه سه‌گانه کافت- کافت- کافت قطعه قطعه شود، کافتی که گسیخته نشده است در داخل قاره به‌صورت بازوی شکست خورده یا الاکوژن باقی می‌ماند . پس از جدایش، رسوبگذاری در الاکوژن همچنان ادامه می‌یابد و ممکن است که در مراحل انتهایی برخورد قاره‌ها، زمانی که حاشیهٔ دو قاره با یکدیگر تصادم می‌کنند، الاکوژن فعال شود.

ج: کافت های برخوردی،برخورد قاره ها یک رژیم فشارشی بزرگ مقیاس را در لبه قار هایی که به یکدیگر متصل شده اند اعمال می کند. به هر حال در نتیجه تصادم در مناطق دور از خط درز، یک رژیم کششی حاکم می شود.بر اثر ایجاد این رژیم کششی دره ها ی کافتی کوچک ومنفرد ،مانند فروزمین راین در هینترلند (پشت کران) کوهزایی الپ ودر داخل صفحه اروپا وفروزمین های شانسی وبایکال در هینترلند کوهزایی هیمالیا ودر داخل صفحه اورازیا ایجاد می شوند،این کافت ها دارای روندی عمود بر کوهزایی برخوردی دارند.

بعضی از دانشمندان فروزمین های ناشی از شکستگی قاره ای (نوع اول) را کافت گوشته ای (فعال)وفروزمین های ناشی از برخورد قاره ای (نوع سوم) را کافت سنگ کره ای(غیر فعال) می خوانند(شکل۲-۳).

کافت های فعال گوشته ای به وسیله حجم زیاد سنگ های اتشفشانی مشخص می شوند در حالی که کافت های غیر فعال سنگ کره ای معمولا شامل مقدار زیادی از رسوبات تخریبی غیر بالغ در

۱-Hinterland



شکل۲-۳)نحوه تشکیل کافت های فعال یا وغیر فعال

مقابل سنگ های آتشفشانی هستند.کافت های غیر فعال ممکن است به وسیله یک جریان بالا رونده بعدی وگسترش نرم کره ، به یک کافت فعال تبدیل شوند.
سنگ های آتشفشانی فوران یافته در کافت های قاره ای از فلزات قلیایی ویون های لیتوفیل عناصری مانند پتاسیم ،باریم ، روبیدیم وعناصر نادر خاکی سبک ومواد فرار به خصوص دی اکسید کربن وهالوژن ها بسیار غنی هستند.

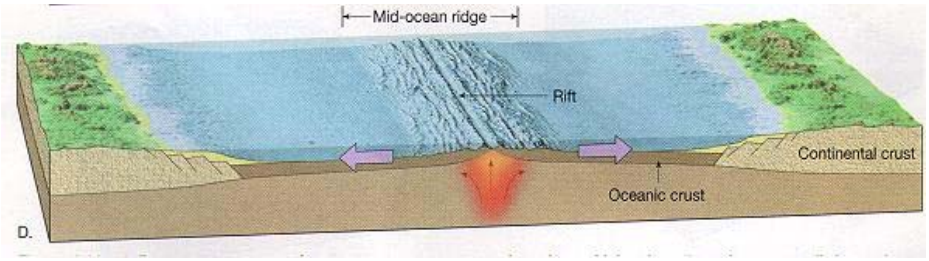
۲-۲-۲- پشته های اقیانوسی:

۲-۲-۲-۱- مقدمه:

مرحلهٔ نهائی فعالیت کافت های درون قاره ای به تشکیل زون گسترش کف اقیانوس ها می انجامد . با دور شدن صفحات اقیانوسی از یکدیگر ، لحظه به لحظه مواد مذاب جدید بالا می آیند و در نتیجه پوسته جدید اقیانوسی در بین آنها ساخته می شود . پشته‌های اقیانوسی را به عنوان حاشیه‌های افزاینده و سازندهٔ ورقه‌ها، در نظر می‌گیرند زیرا سنگ کره اقیانوسی جدید در آنجا به‌وجود می‌آید. پشته‌های اقیانوسی طویل ترین عارضهٔ خطی مرتفع بر روی سطح زمین‌اند. پشته‌های اقیانوسی به‌وسیله کمربندی از زلزله‌های کم عمق که بر خط‌الرأس این پشته‌ها و گسل های ترادیسی موجود در بین آنها منطبق می‌شوند، مشخص می‌گردند. طول کل سیستم پشته‌ها در حدود ۶۰۰۰۰ کیلومتر است. خط‌الرأس پشته‌ها از حوضهٔ اقیانوسی مجاور خود حدود ۲ تا ۳ کیلومتر مرتفع‌ترند. به‌جز پشتهٔ شرق آرام ، اغلب پشته‌ها در بخش میانی اقیانوس ها قرار دارند.

۲-۲-۲-۲- خصوصیات پشته های اقیانوسی:

مرزهایی را مشخص میکنند که صفحه ها در آنجا از هم دور می شوند . در طول مرزهای واگرا پوسته بازالتی جدیدی که از گوشته منشاء گرفته است در طی فرایندی که به آن گسترش بستر اقیانوس ها می گویند تشکیل می شود (شکل۲-۴) . وجود نوارهای ناهنجاری مغناطیسی در بستر اقیانوس ها موید گسترش بستر اقیانوس ها و تعیین کننده سرعت آن است .



شکل ۲-۴) گسترش بستر اقیانوس ها در پشته های میان اقیانوسی

حرکت واگرای صفحه ها ، اغلب بر امتداد مرز عمود است ، اگرچه همیشه به این صورت نیست و یک ضرورت هندسی به شمار نمی آید . در صفحهٔ آرام هر جا که راستایی پایا برای مدتی برقرار شده باشد ، به نظر می رسد این رابطهٔ هندسی از ویژگیهای ذاتی گسترش باشد (منارد و اتواتر۴ ، ۱۹۶۸) در محل این مرز ها سنگ کره در حال کشش است .

نمونه جالب این نوع حاشیه در محور پشته میان اقیانوسی اطلس و در حد فاصل دو ورقه آفریقا و آمریکا قرار دارد.

در پشته های میان اقیانوسی ماگماتیسم بطور عمده از سری تولئیتی و به مقدار کم آلکالن است که قسمت اعظم آن را سنگ های مافیکی و اولترامافیکی تشکیل می دهند .در دره میانی شکاف های بین اقیانوسی یکسری پشته های بازالتی وجود دارد که ترکیب آنها بشرح زیر می باشد:

الف- تولئیت اولیوین دار غنی از آلومینیوم

ب-تولئیت الیوین دار

ج-تولئیت کوارتز دار غنی از آهن و تیتان

بطور کلی این بازالت ها نسبت به سایر بازالت ها تنوع شیمیایی کمتری از خود نشان می دهند .بازالت های مذکور از عناصر لیتوفیل که شعاع یونی بزرگ دارند مثل Th,U,Sr,Ti,P,Sr,Cs,Rb,Ba,K فقیرهستند . بالعکس بازالت های آلکالن جزایر داخل صفحه اقیانوس بر خلاف تولئیت های پشته های میان اقیانوسی از نظر عناصر کمیاب سبک غنی هستند .

اندازه‌گیری جریان حرارتی در پوستهٔ اقیانوسی نشان می‌دهد که جریان حرارتی در پشته‌های اقیانوسی چندین برابر بزرگتر از متوسط جریان حرارتی در بستر اقیانوس هاست. علت این امر

واضح است ، زیرا خطالرأس پشته‌ها محل فعالیت های درونی و بیرونی ماگماهای بسیار سوزان بازالتی است.واکنش های انجام شده بین لایه بازالتی پوسته اقیانوسی و محلول های هیدروترمال باعث ایجاد ته نشست های معدنی فلزی در نزدیکی خط الراس پشته های اقیانوسی می شود.میزان آب وارد شده به پوسته در اثر این فرایند یکی از مهمترین پارامترها در مدل های ارائه شده برای ماگما در مناطق فرورانش است.

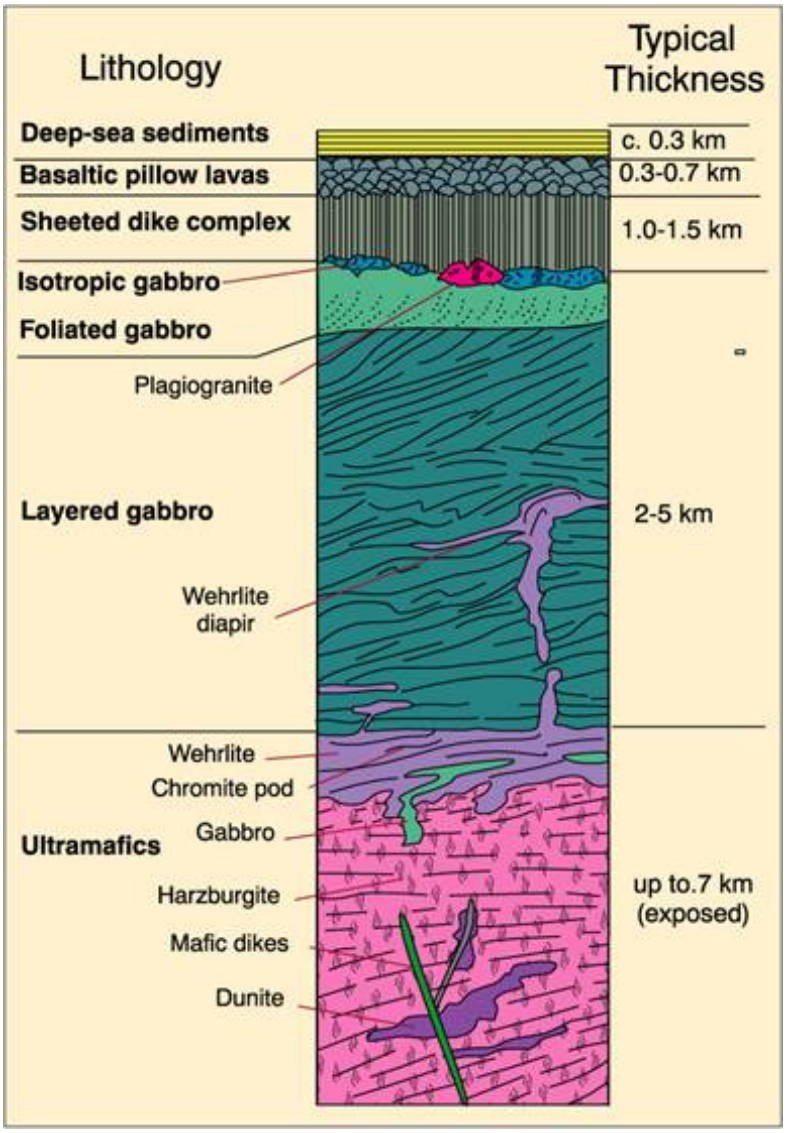
بیشترین اطلاعاتی که می توانیم درباره پوسته اقیانوسی بگیریم ، ازافیولیت[1] ها می باشند. افیولیت ها در واقع بقایای پوسته اقیانوسی می باشند که در اثر همگرایی صفحات زمین ساختی، این پوسته ها در روی پوسته قاره ای رانده می‌شوند.

درافیولیت ها همواره سه گروه سنگ شناسی شامل سنگ های فوق بازی سرپانتینی شده،اسپیلیت ها و چرت دیده می شوند. یک مجموعه کامل افیولیتی به ترتیب از پایین به بالا از واحدهای زیر تشکیل شده است (نیکلاس، ۱۹۸۵)(شکل۲-۵).

الف) بخش تحتانی افیولیت ها شامل بازمانده ای دیر گداز از پریدوتیت هارزبورژیتی بالایی است که در حالت جامد دگر شکل شده و از اجزای بازالتی با دمای ذوب پائین ، تهی شده است . این سنگ های اولترامافیک زمانی در گوشته و زیر موهو قرار داشته اند . بر روی این واحد پریدوتیتی سنگ های حاصل از ذوب بخشی پریدوتیت با منشاء جبه ای قرار دارند . این پریدوتیت ها حاوی کرومیت بوده که عمدتا" دارای بافت پوست پلنگی هستند که عیار آن از ۳۳٪ تا ۵۵٪ متغیر است . مقدار آلومینیوم این کرومیت ها بالا بوده و ترکیب آنها تغییرات زیادی را نشان نمی دهد .

ب) بخش پریدوتیت های تفکیکی که از کانی های اولیوین ، ارتو پیروکسن و کلینوپیروکسن تشکیل شده است . سنگ های پلوتونیکی این بخش که بر روی بخش اولترامافیک اول واقع شده اند شامل سنگ های گابرویی با بافت انباشتی است . این بخش دربرگیرنده محفظه ای ماگمایی است که آتشفشان های بالایی را تغذیه کرده است . یک منطقه گذر باریک با ضخامت چند متر تا چند صد متر بخش اولترامافیک زیرین را از بخش دوم جدا می کند . تغییر شکل شاخص سنگ های هارزبورژیتی در منطقه گذر ناپدید می شود .

۱-Ophiolite



شکل۲-۵)نمایش نیمرخ زمین شناسی افیولیت ها، بر اساس افیولیت اسماعیل در عمان(نیکلاس، ۱۹۸۵)

منطقه گذر بطرف بالا و بطور ناگهانی در سنگ های گابرویی لایه بالایی خاتمه می یابد . این واحد در قاعده مافیک و در بالا فلدسپاتی است . در بخش بالای گابروهای لایه ای ، توده های نامنظم پلاژیوکلاز یافت می شود که احتمالا" محصول نهایی تفریق ماگما بوده است .

ج) در بسیاری از مجموعه های افیولیتی یک مجموعه ای از دایک صفحه ای بر روی گابروهای لایه ای قرار دارد . بسیاری از این دایک ها یک حاشیه سرد شده دارند که نتیجه نفوذ پیاپی در مرکز یک شکاف باز است . کرومیت ها در این زون بیشتر حالت لایه ای دارند . مقدار آهن این کرومیت ها بطرف بالا افزایش می یابد .

د) شامل گدازه های بازالتی بالشی همراه دایک های دیابازی زیرین تغذیه کننده آنها و رسوبات نرم دریایی است . نفوذ دایک های ورقه ای در پشته اقیانوسی در نتیجه کشش و برای پر کردن فضاهای خالی است . گدازه های بالشی توله ایتی که از دایک ها تغذیه می شوند لایه ای به ضخامت چند صد متر را به وجود می آورند . گدازه های بالشی بطور معمول ترکیبی بازالتی دارند و بعلت دگرگونی به رخساره زئولیت و شیست سبز دگرسان می شوند . این دگرگونی حاصل دگرسانی گرمابی آبهای چرخان در نزدیکی پشته های میان اقیانوسی است . این بخش برای سولفیدهای توده ای تیپ قبرسی پتانسیل دارد .

ه) رسوبات پلاژیک و نهشته های فلزی نظیر اکسیدهای آهن و منگنز در بالاترین بخش مجموعه افیولیتی قرار داشته و گاهی نیز به صورت بین لایه ای با گدازه ها یافت می شوند.

اکثر کمپلکس های افیولیتی کامل نیستند و احتمال دارد از پنج عضو مذکور یک یا دو عضو در منطقه دیده نشوند. دراین حالت اصطلاحاً افیولیت مذکور را افیولیت گسیخته می نامند و فقط تعدادی مثل اسماعیل در عمان ، نیوفاوندلند ، توده ترودوس قبرس و پاپوا کامل بوده و سکانس چینه ای مربوط به افیولیت ها را بطور کامل نشان می دهند . در صورتیکه در اثر عملکرد تکتونیک، نظم و توالی که در مجموعه افیولیتی ذکر شد ، از بین برود ، از اصطلاح افیولیت ملانژ یا آمیزه افیولیتی استفاده می شود که معادل آمیزه رنگین نیزمی باشد.

۲-۳- کانسار های مرتبط با مرز های واگرا

۲-۳-۱- کانسار های همراه با کافت های قاره ای

همانطور که در بخش های قبلی بیان شد فرآیند کافتش در محیط های قاره ای و کمان می تواند همراه با شکل گیری وزایش انواع مشخصی از ذخایر فلزی باشد. تکامل کافت ها ممکن است قبل از تبدیل آنها به اقیانوس متوقف شود ، این نوع کافت را کافت درون قاره ای گویند . این نوع کافت ها دارای مشخصات زیر می باشند:

۱- آتشفشان های قلیایی ودریاچه های قلیایی از قبیل ترونا – داوسونیت وکربناتیت ها

۲- رسوبات حاوی عناصر اساسی که بعنوان نمونه می توان از حوضه گرین ریور (ویومینگ)،الدیولنگای(تانزانیا)وکوپرشیفر نام برد.

بعضی دیگر از کافت ها ممکن است به فرورفتگی ای نظیز دریای سرخ تبدیل شوند که به انها کافت بین قاره ای گویند.کانسار هایی که در ارتباط با این نوع کافت می باشند شامل:

۱- روی –مس–نقره(رسوبات فلز دار)

۲- سولفید توده ای نوع سولیران

۳- آهن های نواری که بعنوان نمونه می توان از دریای سرخ ،کلمبیای بریتانیا (کانادا) ولان دل (آلمان) نام برد.

در کافت ها ذخایر در دو موقعیت خاص تشکیل می شوند (گرووز و همکاران ۲۰۰۷)

۱- ذخایر تشکیل شده بر روی حاشیه سپرهای کافتش یافته

۲- ذخایر تشکیل شده در کافتهای قاره ای

حوضه های کافتی که توسط رخدادهای کششی تشکیل می شوند مرحله تکاملی رااز رسوبگذاری دریایی کاملا" کم عمق تا دریایی عمیق تر پشت سر میگذارند . این انتقال از دریای کم عمق به دریای عمیق تقریبا" با یک انفصال در گستره ذخایری که همراه محیط های کافتی هستند انطباق دارد که این موضوع سبب شده در این فصل ذخایری را که در ارتباط با کافت های قاره ای تشکیل شده اند را به دو گروه طبقه بندی نماییم:

۱-کانسار های مربوط به مراحل ابتدائی کافتش

۲-۳-۱-۱-کانسار های مربوط به مراحل ابتدائی کافتش

الف- ذخایر مس هیدروترمالی

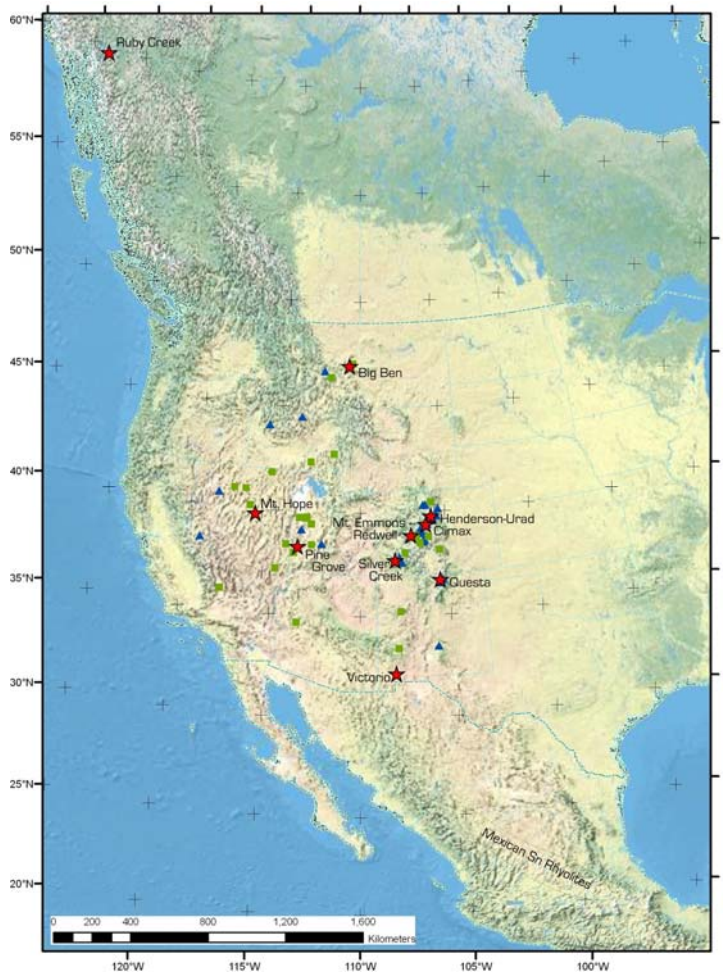
ذخایر مس با خاستگاه هیدروترمالی اپی ژنتیک درمحیط های کافتی قاره ای بسیار نادرند، اما اطلاعات مهمی از متالوژنی مرتبط با کافت را بیان می کنند . نمونه های کوچکی ازاین قبیل کانه زایی را می توان در کمربند مس زامبیا و معدن مس ناحیه ریور در کانادا مشاهده نمود . همچنین ذخایر مهمتری نیز در ایالت کافتی کنویی ناوان و در ناحیه مسینا آفریقای جنوبی از بازالت های کافتی غنی از مس روئی شسته شده است . این شسته شدن توسط آب های جوی صورت گرفته که پس از شستن این بازالت ها ، از طریق سیستم گسلی پائین رفته و نهشته شده اند . قابل ذکر است که چنین بازالت هایی حاصل چنین کافتی شدن هستند . اینگونه ذخایر مس که با کافت ها ارتباط دارند با ذخایر مس موجود در سیستم های کمانی نه تنها از نظر جایگاه زمین ساختی بلکه از نظر مینرالوژی و آلتراسیون سنگ میزبان اختلافات قابل توجهی دارند .

ب- ذخایر مولیبدن مرتبط با کافت

سیلیتو(۱۹۸۰)کانسار های مولیبدن پورفیری را به دوگروه وسیع که شامل کانسار های مولیبدن پورفیری که در ارتباط با فرورانش می باشندوکانسار های مولیبدن پورفیری که در ارتباط با کافت ها می باشند تقسیم نموده ، که کانسار های گروه دوم کانسار های داربستی آلکالی – کلسیک و آلکالیک هستند که در ارتباط با تفریق حاصل از سری های آلکالی – کلسیک و آلکالیک است که شامل نوع کلیمکس ونوع آلکالیک می باشند.

ذخایر مولیبدن پورفیری نوع کلیمکس بر روی داخلی ترین کناره حاشیه صفحه همگرای آمریکای شمالی و در ارتباط با رویدادهای کافتی شدن این منطقه شکل گرفته اند(شکل ۲-۶) . در کافت اسلو در نروژ نیز مواردی از کانه زایی پورفیری مولیبدن به همراه مولیبدن رگه ای دیده می شود که

رخدادهای کانه زایی مولیبدن پورفیری در این کافت عموما" بسیار ضعیف بوده و منحصرا" همراه با تود های نفوذی گرانیتی ساب آلکالی هستند و در داخل استوک های مجزا صورت گرفته است ، برخی نیز ممکن است توسط ساختارهای حلقوی درون توده های باتولیتی کنترل شده باشند



شکل ۲-۶)مکان کانسارهای مولیبدن پورفیری تیپ کلیماکس، پی جویی ها و مراکز آذرین با ترکیب شبیه کلیماکس.تنها کانسارها علامت خورده اند(ستاره های قرمز) . پی جویی ها با مثلث آبی و مراکز آذرین با مربع سبز نشان داده شده اند.

دگرسانی در این نوع از ذخایر از داخل به خارج شامل:پتاسیک-کوارتز-توپاز-فیلیک-رسی-پروپیلی تیک می باشد.از کانسار های مولیبدن پورفیری مرتبط با کافت می توان به کانسار های کلیمکس(کلورادو)،هندرسون(کلورادو)مونت رامون(کلورادو).مالمبرگ(گرینلند) نام برد.

ج - ذخایر نیکل – مس ماگمایی مرتبط با کافت

علاوه بر توده های نفوذی مافیکی لایه ای که با نقاط داغ قاره ای ارتباط دارند توده های دیگری نیز از این نوع وجود دارند که در محیط های کافتی شکل گرفته اند و ذخایر مهمی از مس – نیکل را در خود جای داده اند . کانسارهای ماگمایی مس - نیکل موجود در سنگ های نفوذی مافیک و اولترامافیک نمونه تیپ اینگونه کانسارها هستند (نالدرت ۱۹۹۷ ، آرنت و همکاران ۲۰۰۵ ، بارنز و لایت فود ۲۰۰۵)

کانسارهای نیکل و مس ماگمایی حاصل کافتی شدن گستره زمانی از پالئو پروتوزوئیک (آرکئن) ، مزوپروتوزوئیک ، نئوپروتوزوئیک تا مزوزوئیک را نشان می دهند . این کانسارها به احتمال زیاد حاصل گنبدی شدن مانتل ، آمیختگی با مواد قاره ای فوقانی است که توسط آتشفشان های وسیع کافتی تعقیب میشوند که نهایتا" منجر به تشکیل اقیانوس میشوند .این کانسارها حاصل ته نشینی از محیط های ماگمایی هستند (بارنز و لایت فود ۲۰۰۵) . ماگمای مولد این کانسارها غنی از MgO یعنی از نوع کماتیتی است . دو نمونه بسیار مهم از این قبیل کمپلکس های مافیکی و اولترامافیکی که حاوی کانسنگ های مس – نیکل ماگمایی هستند عبارتند از نوریلسک – تالناخ در روسیه(گلاسکوفسکی ۱۹۷۷ و دیستلر ۱۹۸۶) و کمپلکس دولوث در مینوسوتای امریکا (ویبلن و موری ۱۹۸۰) .

از دیگر ذخایر این گروه می توان به اکسیدهای آهن و تیتان یعنی کانسارهای موجود در آنورتوزیت ها اشاره نمود که بعنوان مثال می توان به کانسارهای موجود در کافت های مزوزوئیک کلمبیا اشاره نمود. (کی ریچ و همکاران ۲۰۰۵)

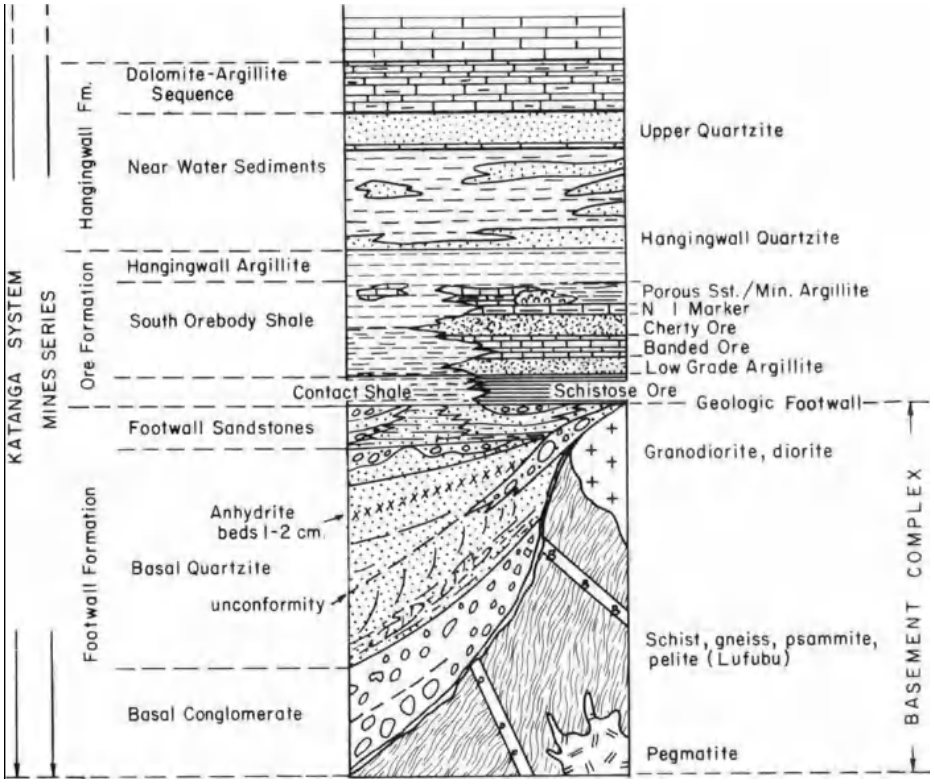
د- ذخایر رگه ای پنج عنصری (Ag-Ni-Co-As-Bi)

کیسین (۱۹۸۸) اشاره داشت که تمامی حوزه های پنج عنصری پراکنده در آمریکای شمالی و اروپا می توانند با کشش های زمین ساختی از نظر زمانی و مکانی مرتبط باشند . در مجموع مطالعات فرانکلین و همکاران (۱۹۸۶) از منطقه تیوندربای درانتاریو کانادا نشان دهنده این موضوع است که سیستم های ایزوتوپی سرب ، گوگرد ، کربن ، هیدروژن و اکسیژن همگی بر غیر ماگمایی بودن خاستگاه سیالات کانه دار اشاره دارند . علیرغم این ، انکلوزیون های سیال برخی از ذخایر درجه حرارت های نسبتا" بالایی را نشان می دهند . بهمین خاطر پیشنهاد شد که گرم شدن این سیالات ناشی از توده های نفوذی درون کافتی است که ممکن است فاکتور مهمی در تکامل و شیمی آنها باشد .

ه- ذخایر مس چینه ای شکل مرتبط با کافت

ذخایر مس چینه ای شکل پس از ذخایر مس پورفیری مهمترین منبع مس در دنیا محسوب می شوند. (گوستاوسون و ویلیامز ۱۹۸۱) مطالعات رسوبشناسی و سنگ شناسی نشان می دهد که شکل گیری این ذخایر در مراحل ابتدائی کافت ها صورت میگیرد .

علاوه بر مس این ذخایر همچنین از مهمترین منابع تولید کبالت در دنیا محسوب می گردند بعنوان مثال واحدهای رسوبی روآن در زامبیا (شکل۲-۷)و زئیر به سن پروتروزوئیک پایانی حاوی چیزی حدود ۱۵۰ میلیون تن فلز مس و ۸ میلیون تن کبالت قابل استحصال اند . همچنین این ذخایر در حال تبدیل شدن به یکی از مهمترین تولید کنندگان نقره بعنوان محصول جانبی می باشند . عیار کانسارهای چینه ای شکل مس از ۱/۱۸ تا ۵٪ متغیر است . دو سوم کانسارهای اصلی در این گروه معمولا" در شیل های احیایی پیریتی غنی از مواد آلی و کربناتی و یا معادل دگرگونی آنها و یک سوم بقیه در ماسه سنگ ها یافت می شوند . این سنگ ها که میزبان مستقیم ماده معدنی بشمار میروند ، در رسوبات پارالیک (دریاکناری) غیر اکسیدی که درست در بالای رسوبات قرمز اکسیدی آواری قرار دارند واقع می باشند .



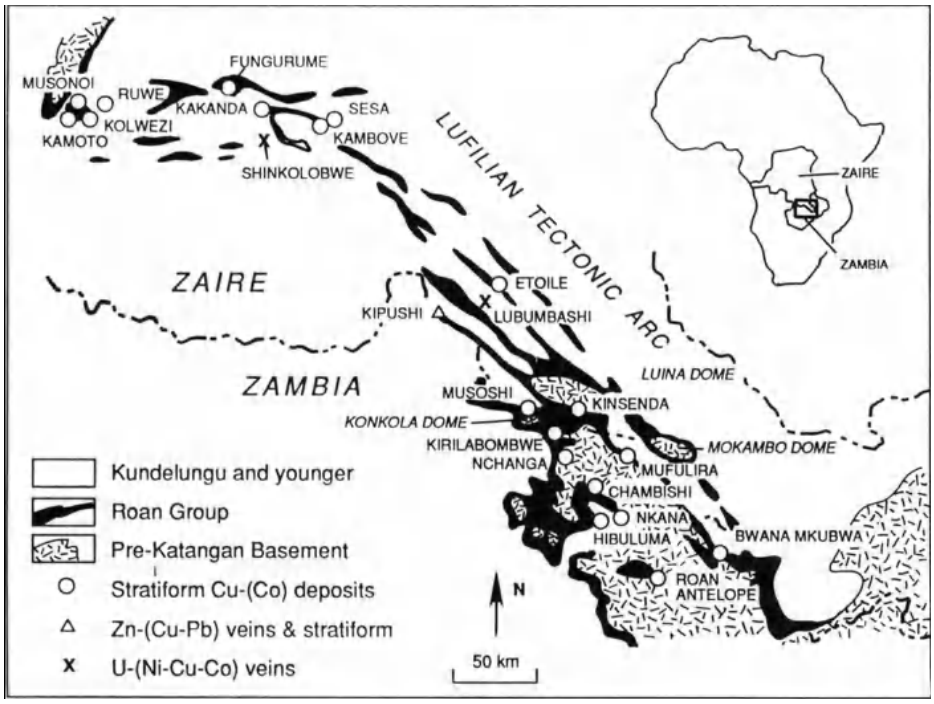
شکل ۲-۷)مقطع تیپ چینه شناسی واحد روان زیرین در زامبیا(Clemmey 1974)

ذخایر چینه ای شکل مس تقریبا" در تمامی قاره های جهان گسترش داشته و قابل مشاهده اند و محدوده سنی از حدود ۲ میلیارد سال قبل تا میوسن را در برمیگیرند.

این ذخایر نسبت به ذخایر پورفیری مس دارای کانسنگ های هیپوژن عیار بالا نیز می باشند و برخلاف ذخایر سولفید توده ای بصورت پراکنده وبافت های توده ای در آنها کمتر دیده می شود والگوی زونبندی و مینرالوژی ویژه ای که حاوی مقادیر قابل ملاحظه ای سولفیدهای مس و روی هستند را نشان می دهند .

مهمترین ذخایر از این تیپ علاوه بر کمربند مس زامبیا ، میتوان به ذخایرکوپرشیفر اشاره نمود(شکل۲-۸). محیط های سنگی عمومی که در آنها ذخایر چینه ای شکل مس رخ داده اند بطور

تیپیک یا از مراحل اولیه کافتش درون قاره ای هستند و یا از حوضه های پیش خشکی هستند(یارویس وجوویت ۱۹۸۴) .



شکل۲-۸) نقشه کمان لوفیلیان که محل تشکیل ذخایر عمده مس زامبیا وزئیر می باشد(Richards et al. 1988)

گاهی مواقع کافتش در نزدیکی حواشی قاره ای نیز بطور محلی ذخایر مهمی را ایجاد می کند مثلا"بین کانه زایی ذخایر چینه ای شکل مس بولئو در باجای کالیفرنیا و گسترش کافت میوسن در آن منطقه ارتباط وجود دارد (آی اف ویلسون ۱۹۵۵) . سنگ های آذرین موجود در توالی های مرتبط با کافت عمدتا" ترکیبی بازالتی دارند ، و در برخی نمونه ها بعنوان مثال در ناحیهٔ کنویی ناوان این سنگ ها در زیر بخش رسوبی که ذخیره را میزبانی می کند قرار دارند (نورمن ۱۹۷۸) . در حقیقت در تمامی نمونه های شناخته شده از ذخایر مس چینه ای شکل شواهدی از حضور ماگماتیسم در درون ، یا در نزدیکی حوضه ای که این ذخایر در آن تشکیل شده اند وجود دارد .

و- ذخایر کنگلومرای اورانیوم دار مرتبط با کافت

ذخایر اورانیوم موجود در کنگلومرا که به نوع پلاسر نیز معروفند قدیمی ترین ذخایر اورانیوم شناخته شده محسوب می شوند . این ذخایر در اواخر آرکئن و اوایل پروتوزوئیک در محدودهٔ زمانی ۲/۲ تا ۲/۷۵ میلیارد سال قبل تشکیل و عمدتا" در سپرهای پرکامبرین آفریقای جنوبی ، کانادا ، استرالیا ، برزیل ، هندوستان و آمریکا کشف شده اند . حدود ۲۰ ٪ ذخایر اورانیوم کشف شده کشورهای غربی از نوع پلاسری است .

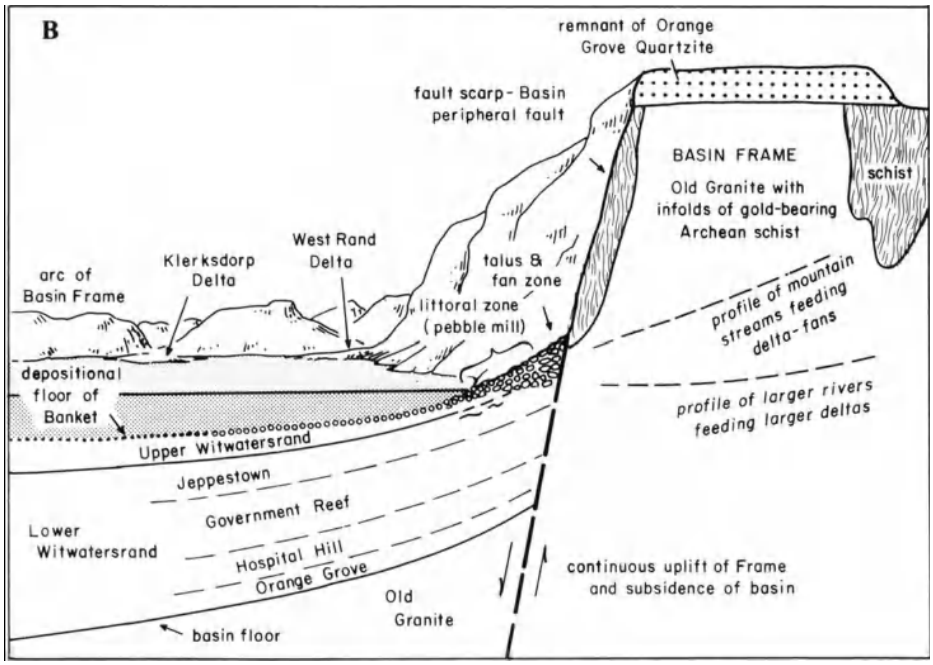
این ذخایر در حاشیه حوضه های کم عمق درون قاره ای و همراه با رسوبات دلتایی تشکیل شده اند . بدلیل عدم وجود اکسیژن آزاد اورانینیت بصورت آواری حمل و در محیط رودخانه ای و حاشیه ای حوضه های کم عمق درون قاره ای بر جای گذاشته شده است .

کنگلومرای حاوی اورانیوم دارای جورشدگی مناسب است . اجزاء تشکیل دهنده کنگلومرا بطور عمده از سنگ های گرانیتی متعلق به اواخر آرکئن منشاء گرفته اند . قطعات کوارتز در داخل کنگلومرا به وفور یافت می شود و عیار اورانیوم در جاییکه قطعات کوارتز بیشترند بالاست .

مهمترین ذخایر اورانیوم منطقه الیوت لیک انتاریو کانادا درون بخش پائینی سوپر گروه هورونین قرار گرفته اند . این گروه سکانس ضخیمی از سنگ های آواری اوایل پروتروزوئیک است که شواهدی روشن از نهشته شدن در یک حوضه کافتی را با روندی شرقی – غربی نشان می دهد . رسوبگذاری رسوبات آواری علاوه بر ولکانیک های ریولیتی و بازالتی توسط یک سری گسل با روند شرقی – غربی نیز کنترل شده است ، که به وضوح از ایالت سوپرریور آرکئن تا شمال سرچشمه گرفته است . وجود ولکانیسم بایومدال ، ضخامت زیاد و همزمانی با گسل های نرمال همگی نظریه کنترل شدن رسوبگذاری توسط رخدادهای کافتی را تقویت می کنند .

همچنین حوضه ویت واترزراند در افریقای جنوبی نیز از ولکانیک های فلسیک و مافیک و رسوبات آواری تشکیل شده است که ضخامتی معادل ۱۶ کیلومتر دارند . بر اساس گزارش پرتوریوس (۱۹۷۵) توالی ویت واترزراندریک حوضه پیوسته که بوسیلهٔ گسل هایی در حاشیه شمالی محدود شده است شکل گرفته است (شکل ۲-۹) و آن بیلجون (۱۹۸۰) مدلی زمین

ساختی و نسبتا" فرضی برای حوضه ویت واترزراند پیشنهاد داد که نیازمند یک فروافتادگی در طول حاشیه قاره ای است .



شکل۲-۹) موقعیت تشکیل رسوبات اورانیوم داردر حوضه های نیمه گرابن یا ریفت یک جهته در ویتواترزلند آفریقای جنوبی (Brock and Pretorius 1964)

تلاش های زیادی برای درک جایگاه نکنونیکی حوضه ویتواترزراند صورت گرفته بود منجر به این شد که بورک و همکاران (۱۹۸۰) پیشنهاد بدهند که این حوضه در نتیجه رخداد کافتش در یک محیط حوضه ای پیش خشکی که روی ولکانیک های (venters drop) در یک سیستم کافتی و در ارتباط با تصادم بین کراتون های کاپ وال و زیمباوه تشکیل شده است . کلندنین و همکاران (۱۹۸۰) مدلی کافتی و سه مرحله ای را بر اساس آنالیزهای استراتیگرافی ارائه دادند ، و بر بوجود آمدن تنش ها در نتیجه تصادم تاکید داشتند . علاوه بر اورانیوم ، کنگلومراها و لایه های کربن دار ، سیستم ویتواترزلند حاوی مقادیر قابل ملاحظه ای طلا نیز هستند .

۲-۳-۱-۲-ذخایر فلزی مرتبط با مراحل پیشرفته کافتش

با توجه به اینکه فرایند کافتش در نهایت منجر به تولد یک حوضه اقیانوسی جدید میگردد ، اما در این سیر تکاملی در یک برهه زمانی می تواند معبری دریایی باریک مثل آنچه که هم اکنون در دریای سرخ وجود دارد را تولید کند (مارتینز و کوچران ۱۹۸۸).

پروتوریس (۱۹۸۱) به این امر اشاره دارد که بسیاری از حوضه های پروتروزوئیک حاصل گسترش نیم گرابن[۱] هستند ، او همچنین اثبات کرد که این قبیل حوضه ها از رسوبات آواری و شیمیایی دانه ریز پر می شوند که تقارن تقریبا" یک محوری دارند. با وجود اینکه این قبیل حوضه ها را نمی توان کافت های محض و مطلق در نظر گرفت ، اما آنها شاهدی بر بروز کشش های زمین ساختی در محیط های قاره ای هستند .

متغیر دیگری که در ارتباط با کافتش قاره ای و گسترش حوضه حاصل از آن وجود دارد زمان است ، که این ویژگی توانسته است مخزنی را برای انباشت متناوب رسوبات در طی چند صد میلیون سال بوجود آورد . منطقی ترین توضیح برای این قبیل فرونشینی های تدریجی دراز مدت سرد شدن و انقباض گوه استنوسفری است که به عقیده بسیاری از افراد از قبیل اسلیپ و اسنل (۱۹۷۶) این امر اساس علت اولیه کافتش یا کشش است .

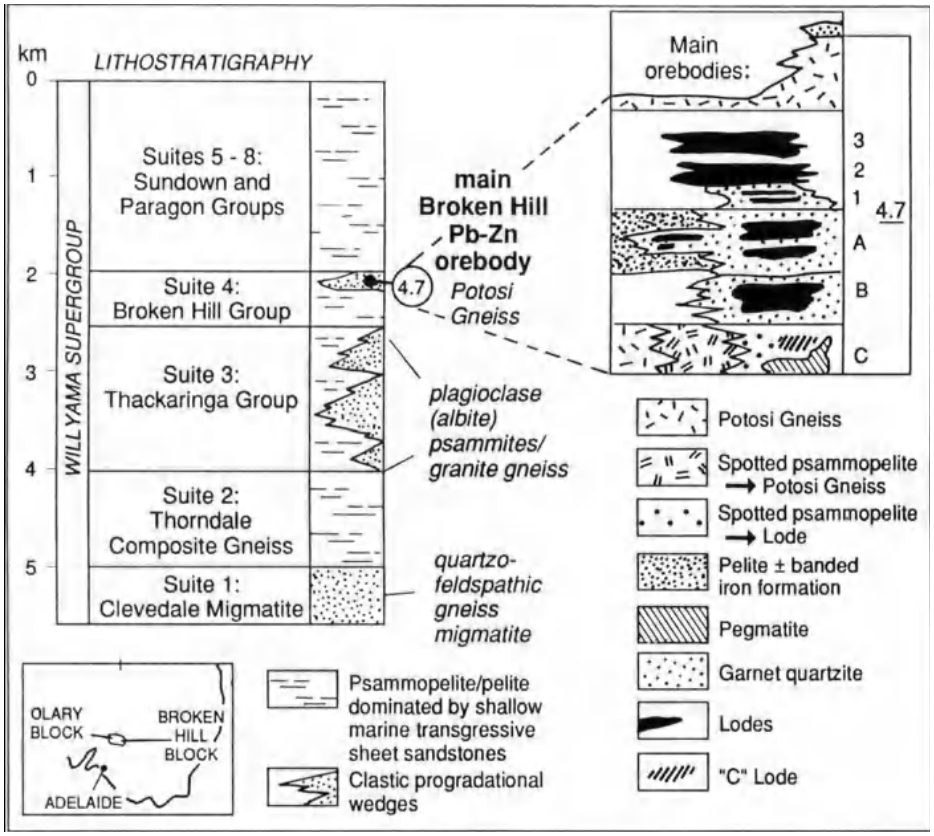
از نظر متالوژنی محیط های کافتشی پیشرفته یکی از نواحی مهم تولید کننده کانسنگ های فلزات پایه پراهمیت جهانی محسوب می گردند . بعنوان مثال ذخایر سولفید توده ایی با میزبان رسوبات آواری ، ۳۱٪ تولید جهانی روی و ۲۵٪ تولید جهانی سرب را تامین می کنند.

الف – ذخایر سولفید توده ایی در طبقات متامورفیکی درجه بالا

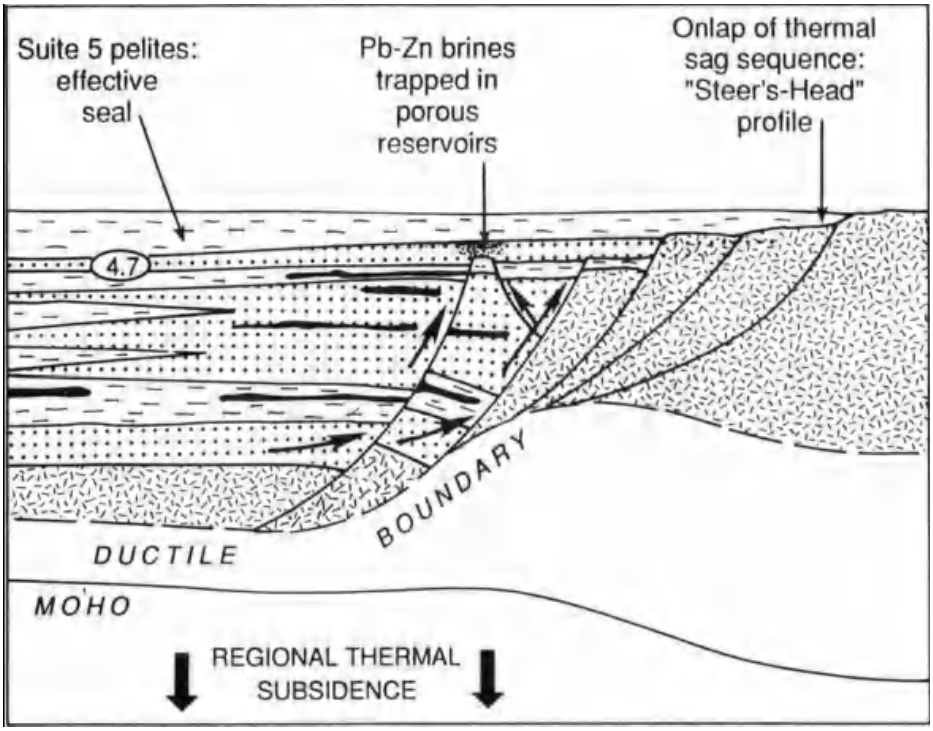
بخش قابل توجهی از ذخایر جهانی سرب و روی در توده های سولفید توده ایی چینه ای شکل بوسیلهٔ سنگ های متامورفیکی در حد رخساره گرانولیت و آمفیبولیت میزبانی می شوند . این نوع ذخایر تا مدتها ناشناخته بودند اما با پیشرفت و درک ما از جایگاه های تشکیل ذخایر سرب – روی

۱-Half-Graben

چینه ای شکل با میزبان رسوبی ، هم اکنون معلوم شده است که اکثر این ذخایر نهشته شده در طبقات با دگرگونی درجه بالا صرفا" هم ارزهای متامورفیکی انواع رسوبی هستند . این امر برای زمین شناسان اقتصادی در مورد کانه زایی سولفیدی اهمیت دارد . مثال های اینگونه ذخایر سولفیدی عبارتند از رگه های سولفیدی غول پیکر سرب – روی بروکن هیل ، نیو ساوت ولز (شکل۲-۱۰)و (شکل ۲-۱۱)



شکل۲-۱۰)لیتواستراتیگرافی رگه های سولفیدی سرب وروی در گروه بروکن هیل(Wright et al. 1987)



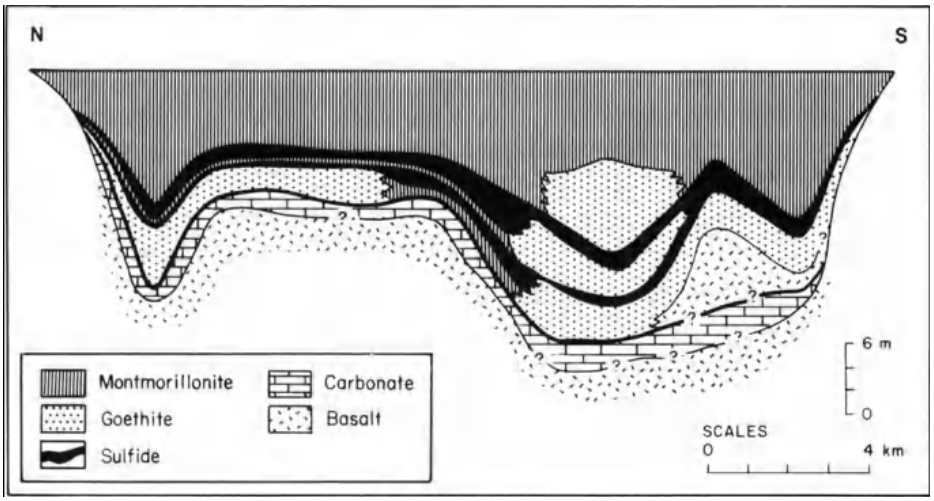
شکل ۲-۱۱) محیط تشکیل کانسار های سولفیدی بروکن هیل(Wright et al. (1987)

ب - رسوبات فلز دار دریای سرخ

مطالعات زمین شناسی تاریخی در دریای سرخ نشان داد که فروزمین اصلی دریای سرخ در زمان میوسن آغازین شکل گرفته و سپس یک سری از رسوبات تبخیری و آواری درون آن نهشته شده اند . باز شدن دریای سرخ با پهنای امروزی فرایندی چند مرحله ای بوده و نرخ کلی گسترش در حدود ۱ سانتی متر در سال بوده و متجاوز از ۳ میلیون سال ادامه داشته است (وین ۱۹۶۶) . گذشته از این دریای سرخ مثالی عالی از یک کافت نامتقارن است که توسط زاویه کوچک جدایش گسترش یافته است . آنالیزهای میکروپالئونتولوژی از مغزه های گرفته شده از دریای سرخ نشان

می دهند که افزایش درجه شوری در ۸۵۰۰۰ سال گذشته بیش از چندین بار رخ داده است که این دوره ها احتمالا" با زمان هایی که این دریا به اقیانوس هند ارتباط داشته مطابقت دارند .

همچنین تعدادی از رخدادهای شورابه ای داغ ، در محور میانی دریای سرخ شناخته شده است ، محتوای کانی شناسی،سولفید وفلز های موجود در رسوبات فلز دار با شیمی ودرجه حرارت حوضچه های آب شور ارتباط دارند. رسوبات عمیق آتلانتیس II رسوبات سولفیدی هستند که در این حوضه ها شناسایی شده اند واز نظر اقتصادی مورد توجه می باشند (شانکس ۱۹۸۳) (شکل ۲-۱۲).



شکل۲-۱۲)مقطع عرضی نهشته های زمین گرمایی آتلانتیس II در دریای سرخ(Hackett and Bischoff 1973)

مطالعات ایزوتوپی و شیمیایی بر روی شورابه های داغ نشان می دهد که فلزات و سولفیدهای موجود در این شورابه ها به وسیله چرخش آب دریا در میان رسوبات تبخیری میوسن و بالا رفتن شوری آن انتقال یافته اند . گرمای لازم برای ایجاد این جریان همرفتی در آب دریا از سنگ های بازالتی داغ موجود در زون محوری که به آرامی در حال گسترش است حاصل شده است . چنین سنگ هایی منبع مناسبی برای فلزات پایه ای هستند که ، هم اکنون در لایه های سولفیدی رسوبات

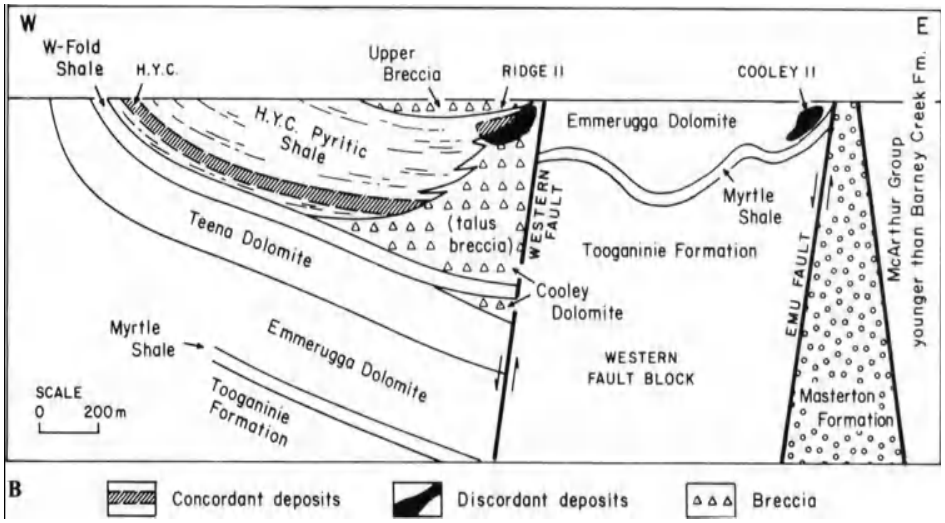
آتلانتیس II تمرکز یافته اند. عدم وجود مقادیر قابل ملاحظه روی و مس در رسوبات زیرین حوضه های شورابه ای دیگر ، ناشی از این است که شورابه هایی که در این سیستم ها در حال چرخش هستند به دمایی لازم که بتواند مس و روی را از سنگ های بازالتی جدا نماید نمی رسند . برخی از رسوبات جوانی که در این مکان ها در حال نهشته شدن هستند توسط نسبت های بسیار بالای He^3/ He^4 مشخص می شوند (لاپتون و همکاران ۱۹۷۷) . مطالعات ایزوتوپهای سرب موجود در مواد حوضچه ای نشان دادند که خاستگاه سرب موجود در آنها از تبخیری های میوسن بوده نه از بازالت های زیرین .

نرخ کند گسترش دریای سرخ و حضور لایه های تبخیری وسیع در توالی های رسوبی طرفین محور کافت باعث شده است که دریای سرخ از نظر زمین شناسی با سیستم های در حال گسترش اقیانوسی واقعی قابل مقایسه نباشد . علیرغم پیشنهاد شانکس (۱۹۷۷) که این تیپ ذخایر ممکن است بیانگر ذخایر نوع بشی باشند ، شناخت جایگاه زمین شناسی این ذخایر در دریای سرخ برای آینده بسیار آموزنده خواهد بود . چه بازشدگی دریا ادامه داشته باشد و یا نه این ذخایر نهایتا" در زیر گوه ای از رسوبات میوژئوسینکلینالی به ضخامت تقریبا" ۲۵۰ کیلومتر دفن خواهند شد که ظهور آنها نیازمند رخداد یک تصادم در حاشیه دریا خواهد بود ، که طی آن ، این ذخایر دستخوش تغییرات زمین ساختی و دگرگونی خاصی خواهند شد که سبب می گردد جایگاه و منشاء آنها ناشناخته بماند .

ج – ذخایر سولفید توده ایی با میزبان رسوبی

گروهی از ذخایر فلزات پایه هستند که می توانند از نظر جایگاه سنگ شناسی همراه با مراحل پیشرفته کافتش قاره ای باشند . ساوکینز (۱۹۷۶) برای این تیپ ذخایر سولفید توده ای با میزبان رسوبی نام ذخایر تیپ سولیوان را انتخاب نمود . اما با توجه به تنوع ذخایر این گروه اسامی دیگری نظیر ذخایر سدکس و ذخایر سولفید توده ای با میزبان رسوبی به آنها اطلاق می گردد .این ذخایر توده ای تا شبه توده ای ، قابل انطباق با ذخایر سولفید توده ای بوده و کانسنگ های سولفیدی بطور تیپیک درون شیل های دریایی یا سیلتستون یا هم ارزهای متامورفیکی آنها تشکیل

شده اند . در نزدیکی سنگ میزبان مواد ولکانیکی یا حضور ندارند و یا اینکه مقدارشان بسیار اندک است اما در برخی موارد همراه این ذخایر سنگ های کربناتی وچرتی را می توان یافت(شکل۲-۱۳) .



شکل۲-۱۳)مقطع عرضی ذخایر سولفید توده ای مک آرتور ریور(Williams 197)

ذخایر سولفید توده ایی با میزبان رسوبی به شکل گیری در جایگاه هایی تمایل دارند که توسط سکانس های رسوبی ضخیم تا خیلی ضخیم (۱۵ – ۵ کیلومتر) از رسوبات آواری با منشاء قاره ای که بعنوان نشانه ای از کافت درون قاره ای یا حاشیه قاره ای غیر فعال محسوب می گردند متمایز می گردند . هم در کافت های درون قاره ای و هم در کافت های حاشیه های خنثی می توان زون های خطی فرورانده طولانی را که همزمان با گسل خوردگی بوجود آمده اند را انتظار داشت.

لارج (۱۹۸۰-۱۹۸۳) پیشنهاد کرده است که حوضه های بزرگ اولیه که درآن ذخایر سولفید توده ای با میزبان رسوبی وجود دارند معمولا یا بوسیله فروافتادگی ناشی از گسل در حاشیه قاره ویا حوضه های ریفتی درون کراتونی شکل می گیرند. در درون این قبیل حوضه های اولیه ،

حوضه های مرتبه دوم و سوم در اثر فعالیت های زمین ساختی قائم همزمان با دوره گسترش حوضه اولیه شکل می گیرند .

هر چند که بروز تغییر شکل های بعدی ، تشخیص محل دقیق گسل های کنترل کننده حوضه ، و زون های لولایی را مشکل کرده است ، اما در بیشتر حالات ذخایر سولفید توده ای را می توان در نزدیکی چنین ساختارهایی مشاهده کرد . سیبسون و همکاران (۱۹۷۵) بیان داشتند که مکانیسم پمپاژ لرزه ای همزمان با حرکات گسلی می تواند فاکتور مهمی در افزایش حرکت سیالات هیدروترمالی به مقیاسی وسیع در چنین محیط هایی باشد. به اعتقاد ساوکینز عدسی های قرار گرفته روی هم که در بسیاری از ذخایر اصلی سرب و روی با میزبان رسوبی مشاهده می شوند بیانگر طبیعت دوره ای رخدادهای بی آب شدن حوضه در ارتباط با زمین لرزه باشند .

ارتباط ذخایر سولفید توده ایی با میزبان رسوبی اصلی با محیط های کافتی بویژه در مناطقی چون مونت ایسا ، هیلتون و مک ارتور ریور استرالیا آشکار است و به اعتقاد دونت (۱۹۷۶) این کانسنگ ها در ارتباط ساختارهای کافتی پروتروزوئیک شکل گرفته اند . ذخایر سولفید توده ایی با میزبان رسوبی تیپ اتاسو به سن دونین که در مرکز قزاقستان و در داخل شیل های تیره حاوی واحدهای چرتی و کربناتی شکل گرفته اند در گودال های مرتبط با کشش های زمین ساختی نهشته شده اند . در چین نیز کانسنگ های چینه ای شکل سرب و روی مشابه با همان سن نهشته شده اند (دیجی ۱۹۸۸)

مساله عمق آب طی تشکیل ذخایر سولفید توده ایی با میزبان رسوبی هنوز بدون جواب مانده است وچود دولومیت های استروماتولیتی در تشکیلات بارنی کریک در مک ارتور ریور بیانگر وجود محیط های نسبتا" کم عمق است ، و همین امر نیز برای سکانس های تبخیری مونت ایسا صادق است (نیودرت وراسل ۱۹۸۱) . با اینکه فینلو – باتیس و لارج (۱۹۷۸) یادآور شده اند عمق آب بایستی حدودا" ۴۰۰ متر یا بیشتر باشد تا از جوشش سیالات کانه دار و نهشته شدن فلزات قبل از بروندم شدن جلوگیری شود ، اما هنوز در تمام مثال های ذکر شده از اینگونه ذخایر شواهد مستدلی که عمق آب را نشان دهند بدست نیامده است . وجود نواربندی ظریف در برخی از

کانسنگ های سولفید توده ایی با میزبان رسوبی مسلما نشان دهنده شرایط آرام (ساکن) بستر دریا با وجود محیط های عمیق دریایی است .

علیرغم گسترش این گونه ذخایر در سکانس های رسوبی فاقد مقادیر قابل توجهی از مواد ولکانیکی ، در بسیاری از موارد وجود برخی فعالیت های آذرین همزمان با شکل گیری این کانسنگ ها به اثبات رسیده است . برای مثال می توان به افق های توفی فلسیک درمونت ایسا مک آرتور ریور ، راملز برگ ، مگن و نفوذ سیل موئی در سولیوان را هنگام تشکیل کانسنگ اشاره کرد . هیچ شاهدی برای ولکانیسم همزمان هنوز در ارتباط با ذخایر سولفید توده ای با میزبان رسوبی در حوضه سولیوان یافت نشده است ، رویهم رفته روشن بنظر میرسد که درجه زمین گرمایی بالا شاخصه محیط های کانه ساز است .

بیشتر ذخایر سولفید توده ایی با میزبان رسوبی شامل عدسی های روی هم انباشته شده چند گانه ای از کانه های پیریت – اسفالریت – گالن اند. بیشتر این کانسارها حاوی مقادیر اقتصادی نقره نیز هستند ولی مقادیر مس و طلای آنها همانطوریکه قبلا" هم گفته شد نسبتا" کم است . با این وجود درمونت ایسا در کوئینزلند ذخایر مهمی از مس وجود دارند که در آنها کانه زایی مس ناشی از فعالیت های هیدروترمالی همزمان با فعالیت زمین ساختی است . در ذخایر بزرگتر که زون های کانه زایی تا چندین کیلومتر گسترش می یابند ، گسترش جانبی کانه زایی اهمیت زیادی دارد . عموما" در این کانسارها ، لایه های شیلی با سولفیدهای توده ای و نیمه توده ای بطور بین لایه ای قرار گرفته اند ، بهمین دلیل شیل ها چون به آرامی نهشته شده اند بنابراین دوره های کانه زایی بصورت تناوبی و طی میلیون ها سال انجام شده است . این فاصله زمانی در مقایسه با بسیاری از ذخایر سولفید توده ایی با میزبان ولکانیکی که کانه زایی در آنها نسبتا" سریع انجام میگیرد فوق العاده زیاد است . سولفیدهای سرب روی وآهن در کانسنگ های با میزبان رسوبی عموما" دانه ریز و بدون تبلور دوباره هستند تغییر شکل در زمان رسوبگذاری و بعد از سنگ شدگی در بعضی از این ذخایر مثل سولیوان و مونت ایسا سبب ایجاد ساختارهای چین خورده در نوارهای ظریف کانسنگ سولفیدی شده است (مک کلی ۱۹۸۲) . در برخی از ذخایر سولفید توده ایی با میزبان رسوبی نیز مقادیر قابل ملاحظه ای باریت وجود دارد که این امر بویژه در مورد مثال های

پالئوزوئیک از قبیل مگن ، راملزبرگ ، تام و رد داگ صادق است . اما سه ذخیره بسیار بزرگ از ذخایر سولفید توده ایی با میزبان رسوبی پروتئوزوئیک یعنی مونت ایسا ، سولیوان و مک آرتور ریور فاقد باریت اند .

برخی از نویسندگان (مثل پلایمر ۱۹۷۸) ذخایر سولفید توده ایی با میزبان رسوبی را بصورت نوع دیستال در نظر می گیرند ، این تقسیم بندی بر فاصله این ذخایر از مراکز آتشفشانی یا آذرین استوار است . در حالیکه در بسیاری از نمونه های ذخایر سولفید توده ایی با میزبان رسوبی ثابت شده است که کانه زایی مستقیما" در بالای مکان هایی که در آنها سیالات هیدروترمالی تنوره ای شده اند صورت گرفته است . در تمام حالات گفته شده در فوق ، بافت های برشی همراه این زونها هستند .

د- ذخایر تیپ دره می سی سی پی

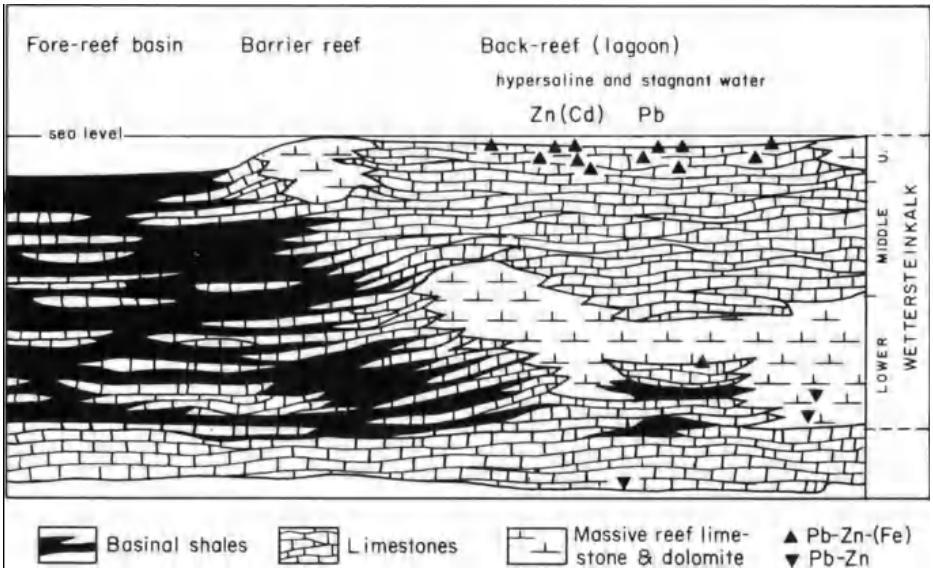
نواحی کانه دار تیپ دره می سی سی پی را می توان در ارتباط با جایگاه های زمین ساختی مربوط به رویداد های تصادمی در نظر گرفت و طیف کاملی از مشخصات اصلی آنها را مورد بررسی قرار خواهیم داد .

بنظر میرسد که مثال های قطعی از این نوع که در جایگاه های کافتی پیشرفته تشکیل شده اند هیچگونه ارتباطی با کوهزایی تصادمی ندارند . علاوه بر این کانه زایی تیپ دره می سی سی پی نیز هم اکنون در طول حاشیه های قاره ای خنثی کشف شده است که بهترین رفتار را از محیط های نوع کافتش پیشرفته نشان می دهند .

کانه زایی تیپ دره می سی سی پی در محیط های کافتشی پیشرفته عمدتا" بشکل رگه ای است اما برخی توده های چینه ای شکل و پر کننده فضاهای خالی نیز شناخته شده است . مینرالوژی ذخایر بسیار ساده است و شامل گالن و اسفالریت بهمراه نقره بصورت محلی است . مارکاسیت و کالکوپیریت در مقادیر کمتری رخ می دهند ، کانی های گانگ شامل کوارتز و فلوریت اند . مطالعه انکلوزیون های سیال تائید کردند که سیالات سازنده ذخایر تیپ دره می سی سی پی درجه حرارتی در حدود ۱۰۰-۱۵۰درجه سانتی گراد و شوری متوسطی در حدود ۲۰ ٪ وزنی کلریدهای

آلکالی دارند درجات حرارت اوتکتیک مشاهده شده در طول مطالعات نشان دهنده محتوای بالای کلرید کلسیم برای شورابه هاست . این ذخایر مثالی عالی از کانه زایی توسط سیالات ناشی از بی آب شدن یک توالی نسبتا" ضخیم از رسوبات کلاستیک نهشته شده در یک کافت را نشان می دهند . ماگماتیسم کرتاسه ممکن است در بی آب شدن طبقات موثر باشد .

سری ذخایر سرب – روی واقع در واحدهای کربناتی تریاس میانی آلپ شرقی بعنوان ذخایر تیپ آلپی شناخته شده اند (مورچر و اشنایدر ۱۹۶۷) ، که اساسا" شبیه ذخایری هستند که در کوهستان های اطلس شمال آفریقا شکل گرفته اند . بنظر میرسد که این ذخایر یک رابطه نسبی با ذخایر تیپ دره می سی سی پی داشته باشند ، اما جایگاه زمین ساختی آنها در ارتباط با رویدادهای کافتشی در حال گسترش ، منطقه است (شکل۲-۱۴).



شکل ۲-۱۴)مقطع عرضی و موقعیت قرارگیری تعدادی از کانسار های سرب-روی تیپ آلپی(Maucher and Schneider 1967)

از اوایل تریاس تا اوایل کرتاسه ، منطقه مدیترانه یک سری از رویدادهای کافتی را پشت سر گذاشته است ، که با کافتش اقیانوسی تعقیب شده اند . و با اینکه سن دقیقی برای رخدادهای کانه زایی سرب – روی تیپ آلپی در این منطقه شناخته نشده است اما این ذخایر بایستی در این فاصله زمانی تشکیل شده باشند .

آب های شور غنی از سرب وروی بعنوان سیالات کانه دار،مسئول کانه زایی در هردونوع ذخایر سرب وروی با میزبان رسوبی چینه ای شکل وذخایر تیپ دره می سی سی پی هستند.

ه- تشکیلات آهن نواری مرتبط با رویدادهای کافتی

تشکیلات آهن نواری در اوایل پروتروزوئیک ، حدود ۲ میلیارد سال پیش گسترش یافته اند . گل و کلین (۱۹۸۱) اثبات کردند که نهشته شدن تشکیلات آهن نواری از اوایل ارکئن تا تقریبا" ۱/۸ میلیارد سال قبل ادامه داشته است .

تشکیلات آهن نواری که در اوایل پروتروزوئیک گسترش یافته اند را نبایستی بعنوان رویدادی همزمان با آنها تلقی کرد . یکی از خصوصیات تشکیلات آهن نواری در اوایل پروتروزوئیک ، افزایش تدریجی اکسیژن در محیط های دریایی کم عمق است ، همچنین تبخیر محلی ممکن است به فرایند نهشته شدن آهن نواری کمک نموده باشد (ترندال ۱۹۷۳ ، باتون ۱۹۷۶) .

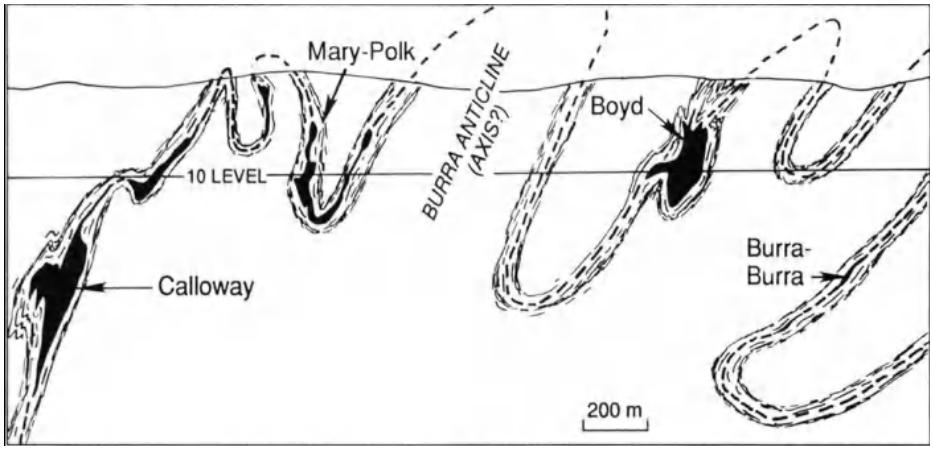
تشکیلات آهن دار هامرسلی رنج استرالیا ، تراف لابرادور و مارکوت رنج میشیگان ، مستقیما" با محیط های کافتش قاره ای در ارتباط اند . هامرسلی رنج دارای گسترده ترین تجمع ذخایر آهن رسوبی است که تا کنون شناخته شده است که سوپر گروه مونت پروس با ضخامتی بالغ بر ۱۰ کیلومتر ولکانیک های بازالتی و ریولیتی موقعیت میانی آنرا اشغال کرده است.

انباشته شدن اولیه ولکانیک ها ، رسوبات و تشکیلات آهنی در ترادف لابرادور گویای نهشته شدن آن در یک محیط کافتی است . (دیمروث ۱۹۸۱) (فرانکلین و ثورپ ۱۹۸۲) . لاریو و اسلوس (۱۹۸۰) ابراز میدارند نهشته شدن سوپر گروه مارکوت ، که حاوی تشکیلات آهنی منومینی و گروه باراگاست همراه با کافتش صورت گرفته است . تعدادی از تشکیلات آهنی اواخر پروتروزوئیک نیز در درون محیط های کافتی کاملا" مشخص تشکیل شده اند (یونگ ۱۹۷۶) . این تشکیلات

آهندار عبارتند از تشکیلات آهنی موجود در گروه راپیتان در شمال غرب کانادا و تشکیلات آهنی در بخش فوقانی توالی آدلاید در جنوب استرالیا . مثال های واضح تری از کانسنگ آهن در جایگاه های کافتی توسط ذخایر لان دیل دونین در آلمان غربی نشان داده شده است که همراه با ولکانیک های ریولیتی – بازالتی هستند (لهمن ۱۹۷۲ ساوکینز و بروک ۱۹۸۰) .

و - ذخایر مس – روی با میزبان رسوبی

ذخایر شناخته شده مس – روی با میزبان رسوبی بسیار کم هستند و بنظر میرسد که نشان دهندهٔ یک زیر گروه از ذخایر چینه ای شکل در ارتباط با مراحل پیشرفته کافتش باشند . مهمترین نمونه از این دست حوضه داک تاون تنسی است که حاوی ۱۸۰ میلیون تن کانسنگ با عیار۲٪ مس و روی است و دارای مقادیر بسیار کمی سرب است (مگی ۱۹۶۸)(شکل۲-۱۵) .



شکل۲-۱۵)مقطع عرضی ذخایر مس وروی داک تاون تنسی(Magee 1968)

این ذخایر عمدتا" پیروتیتی بوده و در یک سکانس ضخیم از متا گریواکه ، متا سیلتستون و کوارتزیت (سوپر گروه اکویی) قرار دارند . این سکانس آواری بسیار ضخیم بطور محلی حاوی

آمفیبولیت بویژه در مجاورت کانسنگ ها است که بعنوان یک سکانس انباشته شده در یک کافت درون قاره ای طی گسترش اولیه اقیانوس تفسیر شده است (رانکلین ۱۹۷۵ و ساوکینز ۱۹۸۰).
ذخایر چینه ای شکل دیگری از سرب و روی که اساسا" در جایگاه های زمین ساختی مشابه رخ داده اند وجود دارند که عبارتند از : کانسنگ های ناب و گوسان هید ، بترتیب در کارولینای شمالی و ویرجینیا معدن الیزابت و ذخایر وابسته به آن در طول کمربند آمفیبولیتی در نامیبیا و ذخیره مس – روی پریسکا ، بسن پروتروزوئیک میانی در شمال باختری ایالت کیپ افریقای جنوبی .
مطالعات ایزوتوپی سرب و گوگرد ذخایر داک تاون نشان داد که گوگرد بیشتر منشاء دریایی داشته و سرب بیشتر خاستگاه پوسته ای . همچنین اطلاعاتی مبنی بر وجود منشائی عمیق برای مقداری از گوگرد که با ماگماتیزم مافیک درون حوضه کافتی ارتباط دارد ، نیز در دست است .
مثال های فوق از کانه زایی ذخایر مس – روی بنظر میرسد که شباهت هایی اساسی با ذخایر تیپ بشی در ژاپن داشته باشند بهمین دلیل می توان آنها را با ذخایر تیپ بشی رده بندی نمود .

۲-۳-۲-کانسارهای همراه با پشته های اقیانوسی

آب در حال چرخش از میان شکاف ها و شکستگی های موجود در پوستهٔ اقیانوسی نزدیک خط‌الرأس پشته عبور می‌کند و گرم می‌شود و در نهایت به‌صورت چشمه‌های داغ بر روی بستر اقیانوس ظاهر می‌شود و در این زمان فلزات محلول در خود را بر روی بستر اقیانوس رسوب می‌دهد. شواهد این گونه فعالیت های هیدروترمالی از مطالعهٔ مجموعه‌های افیولیتی، مثل مجموعه‌های افیولیتی قبرس و عمان به‌دست آمده‌اند. در این افیولیت ها بازالت های بالشی شکل به‌وسیله چندین متر رسوبات غنی از فلزات به‌نام آمبر[1] پوشانیده شده‌اند. این افق اغلب با عدسی هایی از جنس سولفید آهن، که گودشدگی های موجود در سطح لایهٔ بازالتی را می‌پوشاند، همراه‌اند و در زیر به لوله‌هایی از مواد معدنی مرتبط می‌شوند که این گونه لوله‌ها می‌توانند مجاری عبور

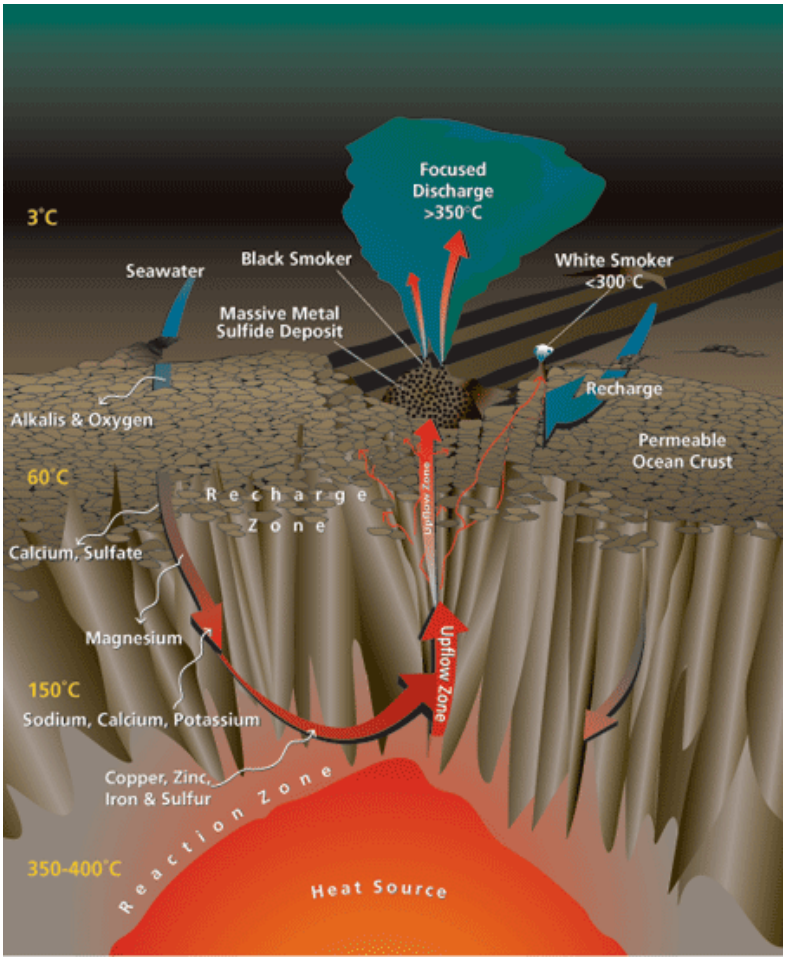
۱-umber

محلول های هیدروترمال باشند. شواهد مستقیم فعالیت های هیدروترمال از مطالعه پشته اقیانوسی گالاپاگوس در سال ۱۹۷۷ به‌دست آمد.

علاوه بر ماگماتیسم بازالتی در پشته های میان اقیانوسی یکسری فرآیندهای هیدروترمال نیز سبب کانسارزائی می شوند. همان طوریکه در شکل۲-۱۶ مشاهده می شود آب های اقیانوسی از داخل شکاف های پوسته اقیانوس نفوذ کرده پس از گرم شدن و افزایش قدرت انحلال موادی را از اتاقک ماگما حمل و به سطح می آورند و در سطح ته نشین می کنند کانه زایی در این مکان ها بستگی به وجود پوستهٔ اقیانوسی تراوا در بالای اتاق ماگمایی دارد که اجازه تراوش به محلول ها را بدهد فرآیندهای هیدروترمالی کم شدت ،نودول های فرو منگنز و پوسته هایی از آهن و منگنز را بر روی بازالت های بالشی ایجاد می کند .

مشاهدات انجام شده بوسیلهٔ اسکلاتر و همکاران (۱۹۷۴) والری و اسلیپ (۱۹۷۶) و لیستر (۷۲-۱۹۷۰) نشان داده است که وجود الگوهای جریان های حرارتی در سیستم های گسترش پشته های میان اقیانوسی وابسته به فعالیت همرفتی محلول های هیدروترمالی است که در نهایت به فرم چشمه های آب گرم در کف دریا به ظهور میرسند .(کورلیس و همکاران ۱۹۷۹)

واضح است که در درجه حرارت های بالا نهشته های سولفیدی از رخدادهای عادی همراه با فعالیت گسترش بستر اقیانوس ها هستند . به عقیده فان و کاتلس (۱۹۸۶) تشکیل دودکش های سیاه و دودکش های سولفیدی در محور سیستم های گسترش بستر اقیانوسی از فعالیت سلول های کنوکسیونی در درجه حرارت های بالا ناشی میشوند . در درجه حرارت های پائین تر (کمتر از C ° ۲۰۰) در سلول های ثانویه ۸۰ ٪ جریان حرارتی پشته ها ، اتلاف میگردد این سلول های ثانویه بهمراه پوسته جدید اقیانوسی و سنگ کره حرکت می کنند . زون انتقالی بین سلول های کنوکسیونی اولیه و ثانویه در فاصله ۲۵ – ۲ کیلومتری از راس پشته قرار دارند .



شکل۲-۱۶) چرخش سیالات از منشا آب دریا در سیستم پشته های میان اقیانوسی

مطالعات بر روی توزیع مجاری حرارت بالا در طول خیز شرقی آرام باعث این نتیجه گیری شده است که این مجاری در جایی شکل گرفته اند که پشته ها ارتفاع زیادی دارند (بالارد فرانچیتائو ۱۹۸۲) . کارسون و التون (۱۹۸۷) این امر را ناشی از تورم پشته ها توسط فعالیت توده های ماگمایی می دانند . در جائیکه گسل های ترادیسی اصلی پشته ها را قطع می کنند ارتفاع مجاری

کوتاه تر بوده و فعالیت ماگمایی در آنها محدودتر است بطوریکه مجاری درجه حرارت بالا در آنجا دیده نمی شود . بر اساس اظهار نظر بیکر ولارج (۱۹۸۷) . یک توالی از رخدادهایی شامل ، تورم ماگمایی ، ریزش و کافتش می تواند در این منطقه بوقوع بپیوندد که در این رخدادها همراه با حداکثر فعالیت هیدروترمالی هستند .

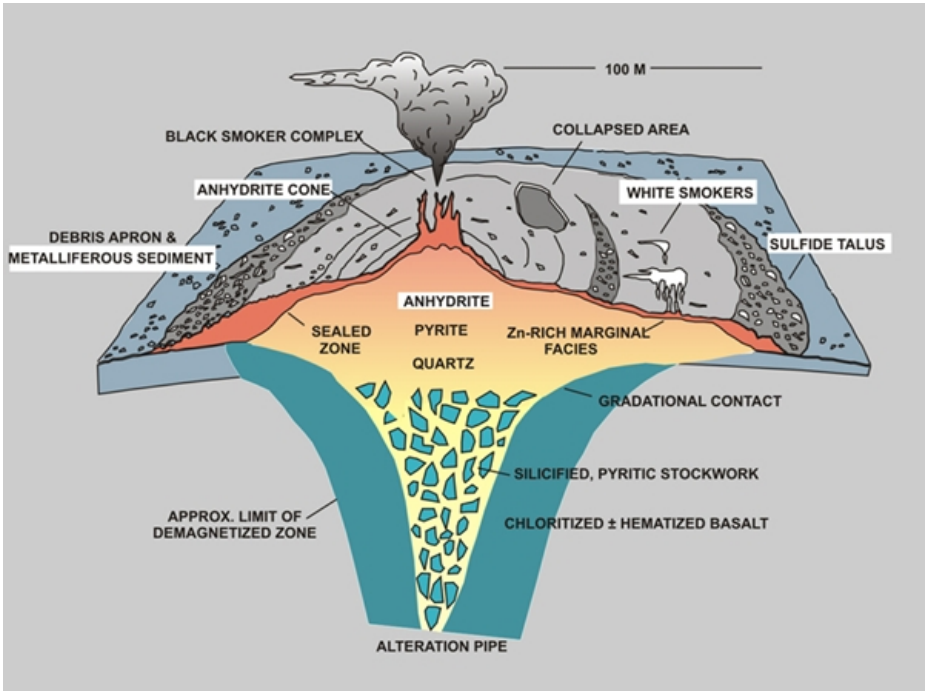
فاکتور محدود کننده نهشته شدن سولفیدها در مجاری سولفیدی حرارت بالا عبارتست از مقدار گرمای حاصل از فرایندهای ماگمایی مرتبط با پشته (اسلیپ و همکاران ۱۹۸۳ ، موتل ۱۹۸۳) . بنظر میرسد برای فعالیت بروندمی سولفید درجه حرارت های بالاتر از ۳۵۰ درجه سانتی گراد لازم است .

در درجه حرارت های بالاتر از ۳۵۰ درجه سانتی گراد واکنش های دگرسانی مستلزم تثبیت کلسیم است . تشکیل اپیدوت – کلینو زوئیزیت سبب تولید سیالاتی با PH پائین تقریبا" در تمامی نسبت های توده سنگ – آب میگردد .که در فشارهای پائین بیشترموثر خواهد بود . در درجه حرارت های کمتر از ۳۵۰ و تقریبا" در تمامی فشارها ، واکنش های تیتراسیون کلسیم توانایی لازم را برای تولید اسید به مقدار کافی و در نتیجه تحرک فلزات ندارد . تثبیت منیزیم می تواند در درجه حرارت های پائین ، سیالی غنی از فلز و اسیدی تولید نماید ، بشرط آنکه منیزیم محلول وارد واکنش با مقادیری از آب دریا گردد. این امر فقط برای سیستم هایی که در آنها آب دریا تشکیل دهنده غالب است امکان پذیرمی باشد (سین فرید و موتل ۱۹۸۲) و مشخصه فعالیت هیدروترمالی است که منجر به انباشت اکسیدهای آهن ومنگنز ناشی از تخلیه سیالات هیدروترمالی با درجه حرارت پائین است . شدت و نرخ کانسارسازی بستگی به قدرت و نرخ رانش این سیالات به سمت بالا دارد .

۲-۳-۲-۱- نواحی تجمع نهشته های سولفیدی در بستر دریا های کنونی

با توجه به اینکه مواد سولفیدی برای کنوکسیون نیاز به گرما دارند لذا رشته کوه های دریایی به دلیل اینکه بطور بالقوه با حجم های ماگمایی زیادی همراهند از مناطق مساعد جهت نهشته شدن این کانسارها هستند .

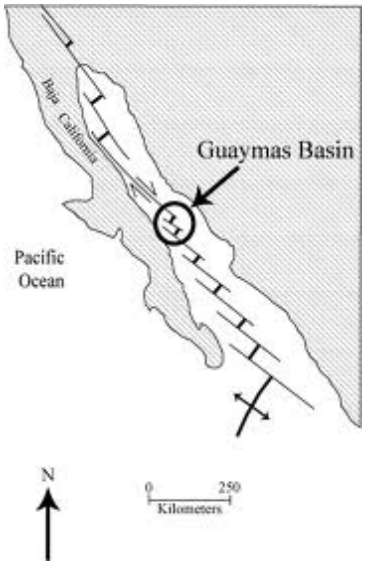
در اثر فعالیت هیدروترمالی در اقیانوس آرام دودکش هایی بنام دودکش های سیاه و دودکش های سفید درست شده است که دودکش های سیاه بطور عمده دو نوع کانسنگ سولفیدی یکی ماده ای غنی از روی حاوی ۲۵ ٪ روی و دیگری ماده ای غنی از آهن با ۴۰ – ۲۰ ٪ آهن و کمتر از ۶٪ مس ، فلزاتی مثل کروم ، سرب ، نقره ، کادمیوم نیز در مقادیر خیلی کم یافت می شوند و دودکش های سفید مواد سولفیدی کمتری دارند و غنی از سولفات می باشند نهشته ای که در مخلوط شدن آنها با آب دریا شکل میگیرد عمدتا" باریت است . (شکل۲-۱۷)



شکل۲-۱۷)موقعیت دودکش های سیاه وسفید در بستر اقیانوس(Hannington et al1996)

در حوضه گایماس خلیج کالیفرنیا نیز توسط لانسدال و همکاران (۱۹۸۰) و اسکات و همکاران (۱۹۸۳) فعالیتی هیدروترمالی بهمراه تشکیل توده های سولفیدی آهن روی و مس که در منطقه ای بطول ۷ کیلومتر پراکنده شده است گزارش شده است . با اینکه خلیج کالیفرنیا در مرحله اول بیانگر

یک حاشیه صفحه ای ترانسفورم (ترادیسی) است اما دارای تعدادی مراکز در حال گسترش از نوع بستر اقیانوسی است که به گسل های ترانسفورم پلکانی متصل هستند (شکل۲-۱۸) . در زیر حوضه گایماس ، یک بخش در حال گسترش ، فعال وجود دارد که انباشته های سولفیدی قابل ملاحظه ای در یک محیط رسوبی روی پی سنگ اقیانوسی مشاهده شده است . اخیرا" نیز فعالیت های هیدروترمالی و انباشته هایی سولفیدی از فلزات پایه در پشته گالاپاگوس کشف شده است (نورمارک و همکاران ۱۹۸۳) . این فعالیت ها در خیز شرقی آرام نه تنها از نظر وجود مثال های واقعی از فرایندهای کانه ساز مورد توجه است ، بلکه به خاطر اطلاعات سودمندی که از این سیستم ها بدست می آید اهمیت دارند . بوسیله این رخدادها می توان بسیاری از مسائل مختلف زمین شناسی از قبیل شیمی آب ، شکل گیری پوسته اقیانوسی و متامورفیسم را حل کرد . مطالعه این سیستم ها همچنین بعنوان نقطه عطف بسیار جالبی از رهیافت های تجربی ، آزمایشگاهی و تئوریکی برای حل مسائل زمین شناسی در نظر گرفته شده است . در دریای سرخ هم فعالیت های چرخش شورابه های فلز دار و نهشت لایه های سولفیدی در محیط دریایی مشاهده شده است (دیژنز ورز ۱۹۶۹).



شکل۲-۱۸:موقعیت حوضه گایماس

بایستی به این نکته نیز توجه داشت که تمرکز فلزات پایه در این سیالات در مقایسه با تمرکز آنها در سیالات هیدروترمالی – ماگمایی با درجه حرارتی تقریبا" مشابه بسیار ناچیز است (ساکینز و شرکن باخ ۱۹۸۱) این یافته نشان داد که سیالات درجه حرارت بالا فقط چندین ppm محتوای فلزی دارند و فلزات در سیستم های درزه ای کم عمق قبل از بروندم نهشته شده اند . مطالعه انکلوزیون های سیال کوارتزی که از برش های سولفید دار پشته میانی اقیانوس اطلس بدست آمده است دارای شوری سه برابر شوری آب دریا هستند . و انکلوزیون های سیال دراوژیت ، اپیدوت ، پلازیوکلازها و آپاتیت در گابروهای آلتره شده از همان منطقه شوری هایی بالاتر از ۵۰ ٪ وزنی هالیت و درجه حرارت های بیش از ۷۰۰ درجه را نشان می دهند (وانکو ۱۹۸۶ کلی و دلانی ۱۹۸۷ استاکس و وانکو ۱۹۸۶) . این سیالات دارای شوری و درجه حرارت بالا ، ممکن است خاستگاه ماگمایی داشته و نشان دهنده سیستم های هیدروترمالی مدرنی باشند که نسبت به مدل های متداول پیچیده ترند .

۲-۳-۲-۲- پتانسیل اقتصادی نهشته های زیر دریایی

با کشف سیستم های هیدروترمالی فعال انتقال دهنده و نهشته کننده سولفیدهای فلزات پایه بر بستر اقیانوس ها زمین شناسان اقتصادی به فکر فرموله کردن ژنز و بهره برداری اقتصادی از این نهشته ها افتادند . نمونه گیری از ذخایر سولفیدی بستر اقیانوس بسیار مشکل است ، بنابراین نمی توان تخمینی واقعی از حجم و عیار متوسط آنها داشت . بهمین خاطر بایستی بیشتر ارزیابی های بعمل آمده از پتانسیل این ذخایر را با دیده تردید و احتیاط نگریست .

در تنوره های سولفیدی ، سولفیدهای روی ، تمایل دارند همراه با سولفیدهای آهن و مس نهشته شوند .

پتانسیل و تناژ خوشه های تنوره ای محدود است ، زیرا حجم سیال هیدروترمالی که می تواند در درجه حرارت های بالا همرفت نماید و فلزات را بطور موثر انتقال دهد توسط نرخ گرمای ناشی از ماگما کنترل میگردد . از اینرو ذخیره هر تنوره بستر اقیانوسی امروزی به استثنای ذخایر دریای سرخ

، حدود ۱۰۰۰ تن خواهد بود و این انباشته ها در مقادیری بیشتر از یک میلیون تن فقط در جائیکه تنوره ها بصورت خوشه ای یا با رشته کوه های میان اقیانوسی همراهند وجود دارند.

مسئله دیگر در مورد ذخایر سولفیدی بستر اقیانوس های کنونی اینست که ، آنها دستخوش اکسیداسیون و انحلال می گردند ، بنابراین فقط تحت شرایطی تدفینی و انتقالی خاص از آب های اکسیدی ته اقیانوس محفوظ می مانند . این فرایند قطعا" برای نمونه های زیادی اتفاق می افتد اما عملا" بخاطر اینکه این ذخایر در بستر دریا نهشته شده اند تا حدودی از اکتشاف به دور مانده اند .

اکسیداسیون و انحلال ذخایر سولفیدی بستر دریا زمینه را برای شرکت فلزات در تشکیل ندول های منگنز در بستر دریا مهیا می سازد . این ندول ها بدلیل پتانسیل اقتصادی بالا و دستیابی بدون واسطه به آنها در مقایسه با ذخایر سولفیدی مورد توجه بیشتری قرار گرفته اند (هورن و همکاران ۱۹۷۳ مک کلوی ۱۹۸۶ سیاپنو ۱۹۷۸) . ندول های فرو – منگنز که خاستگاه آب های اقیانوسی دارند دارای نسبت آهن به منگنز بالاتر از یک هستند و میزان فلزات جزیی از قبیل نیکل ، روی ، مس وکبالت آنها نسبت به آهن و منگنز پوسته ای که بوسیله سلول های کنوکسیونی که در فاصله دورتری از محور گسترش بر روی بازالتهای بالشی بوجود آمده اند نهشته شده ، بسیار بالاتر است . مناطق قابل توجهی از بستر اقیانوس اطلس توسط ندول های حاوی مقادیر قابل ملاحظه ای نیکل ، مس و دیگر فلزات پوشیده شده است که از این نظر با ارزش هستند (کارنون ۱۹۸۷) .

۲-۳-۲-۳- نهشته های کانه در کمپلکس های افیولیتی

تعدادی از کانسارها ممکن است درون پوسته اقیانوسی و همراه با زایش آن تشکیل گردند. به عنوان مثال می توان از افیولیت ها نام برد که به عنوان قطعاتی نابرجا از لیتوسفر اقیانوسی یا حوزه پشت قوسی و حوضه های حاشیه ای می باشند که به صورت تکتونیکی و در طول کوه زایی های ناشی از برخورد، بر روی پوسته قاره ای رانده شده اند . در حقیقت کمپلکس های افیولیتی حاوی ذخایر سولفید توده ای شباهت های زیادی با مواد سولفیدی انباشته شده در قاعده دودکش های سیاه امروزی دارند این امر باعث تمرکز فعالیت های پژوهشی بر روی این ذخایر و محیط های لیتولوژیکی که آنها یافت می شوند شده است .

الف – افیولیت های حاوی ذخائر سولفید توده ای

ذخائر سولفید توده ایی که در افیولیت ها تشکیل می شوند، مرتبط با بازالت های بالشی هستند . در این ذخائر عناصری مثل سرب، روی کمی طلا ، نقره و همچنین مس و برخی عناصر فرعی دیگر وجود دارد .

در حقیقت این ذخائر ابتدا در ارتباط با پوسته اقیانوسی و بازالت های مربوطه تشکیل شده اند و در مرحلهٔ رانش پوسته اقیانوس به زیر پوسته قاره ای و ایجاد افیولیت ها و رانده شدن آنها بر روی پوسته قاره ای در حقیقت به صورت ذخائری در این مکان ها تجمع کرده اند . که از مهم ترین آن ها می توان به کمپلکس ترودوس در قبرس به عنوان جایگاه کانسارهای سولفید توده ای و افیولیت اسماعیل در عمان اشاره نمود.

این افیولیت ها در کرتاسه بالایی بوجود آمده است.کمی آهن و منگنز با اینها دیده می شود که روی آنها را می پوشاند، یا مقداری با فاصله از آنها شکل می گیرند . کانی های سولفید از قطعات متخلخل سولفیدهای آهن در یک زمینه سولفیدی تشکیل شده است ، چنین بافتی در اثر شستشوی شدید سولفیدها و پس از عبور سیالات بعدی حاصل شده است .

یکی از نتایجی که شاید بتوان گرفت آنست که احتمالا" در طول زون سوپرتتیس در زمان کرتاسه باید از این نوع توده های سولفید توده ای یافت . ذخائر دیگری نیز در این امتداد ، در ترکیه ، شوروی ، ایتالیا و همچنین زاگرس ایران می بینیم . این ذخائر احتمالا" مربوط به پریدوتیت های ابتدای گسترش حوضه پشت کمان تشکیل می شوند .

در همراهی با ذخائر سولفید توده ای دو نوع کانه دیگر نیز دیده می شود که بنام های آمبرز[۱] و آکرز[۲] نامیده می شود . قابل ذکر است که اینها توزیع منظمی را نسبت به افیولیت ها و سولفید توده ای نشان می دهند .

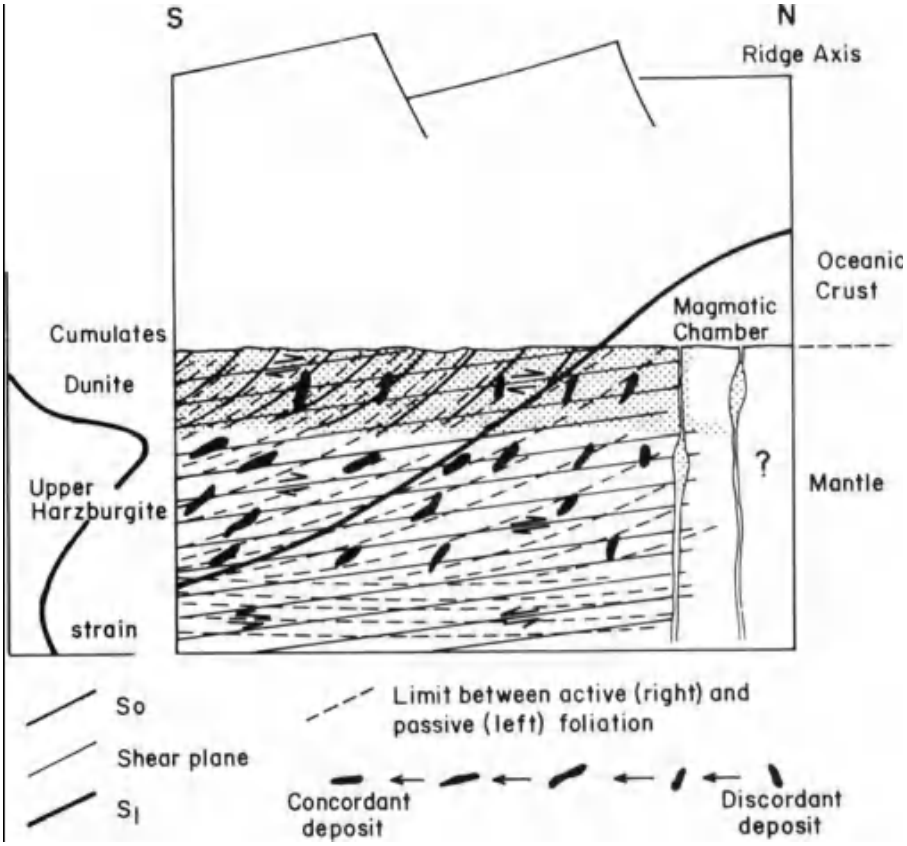
۱ - Umbers ۲- Ocheres

آکرز عبارتست از تشکیلات رسوبی غنی از آهن که مستقیما" روی ذخائر سولفیدی را می پوشاند در صورتیکه رسوبات غنی از آهن و منگنز که از لحاظ سولفیدها فقیرند بنام آمبرز خوانده می شوند که اولین رسوبات نهشته شده از فعالیت های ولکانیک است .آکرز به پشته نزدیک تر بوده و آمبرز با کمی فاصله از پشته ها تشکیل می شوند .

ب - افیولیت های حاوی ذخائر کرومیت

کانسارهای کرومیتی در افیولیت ها عموما" به صورت عدسی هایی هستند که به آنها اصطلاحا" کانسنگ های کرومیتی پدیفرم (انبانه ای یا نیامی) می نامند (تایر ۱۹۶۴).

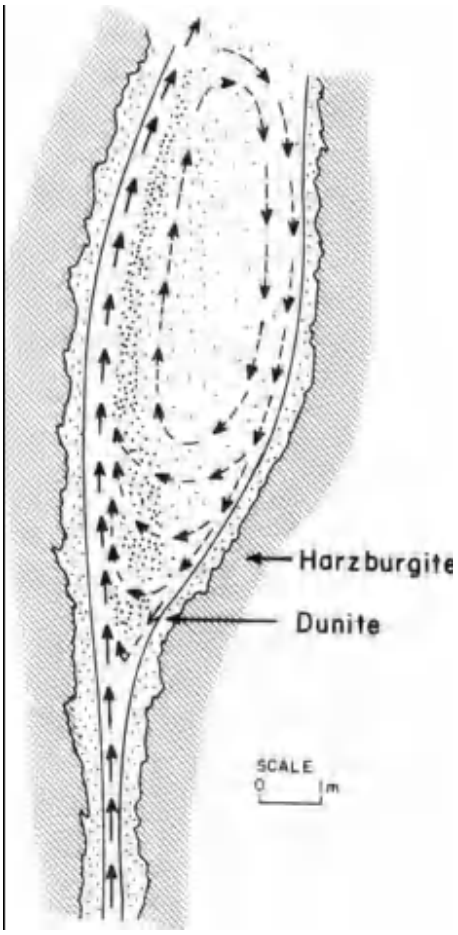
ژو و همکاران (۱۹۹۴) تشکیل کانسارهای کرومیت نیامی را نتیجه ذوب نسبی جبه بالایی دانسته اند. ایشان معتقدند که کرومیت های غنی از کروم از ماگماهایی بوجود آمده اند که این ماگماها از ذوب نسبی درجه بالای جبه بالائی حاصل شده اند، در حالی که کرومیت های با آلومینیوم بالا در ارتباط با ماگماهایی می باشد که از ذوب نسبی درجه پائین جبه بالایی بوجود آمده اند(شکل۲-۱۹) در این مدل جبه بالایی در مجاورت توده های بازالتی حاصل از ذوب جبه، ممکن است تحت تأثیر ذوب نسبی درجه بالا قرار گیرند که در این صورت پیروکسن (ارتو و کلینو) موجود در لرزولیت مربوط به جبه بالایی، ذوب می شود و آنچه در دیواره باقی می ماند، اولیوین است که بصورت پوششی در اطراف اطاق ماگمایی، تشکیل غلاف دونیتی را می دهد. بطرف خارج، فقط کلینوپیروکسن ذوب می شود آنچه باقی می ماند ارتوپیروکسن و اولیوین است که تشکیل منطقه هارزبورژیتی را می دهد که در بیرون غلاف دونیتی قرار داردشکل(۲-۲۰). این منطقه هارزبورژیتی بطرف خارج توسط منطقه لرزولیتی احاطه شده است. ذوب نامتجانس پیروکسن، تولید SiO_2 می نماید و این SiO_2 باعث ورود ماگما بازالتی به داخل حوزه ثبات کرومیت می گردد و نتیجتاً کرومیت متبلور می شود .



شکل ۲-۱۹)نشانگرمحل تشکیل و منشاء کرومیت های پدیفرم در بستر اقیانوس((Lago et al. 1982)

کرومیت در بخش دونیت یا ها رزبورژیت یا بین این دو بخش قرار می گیرد . مثال هایی از این گروه را می توان در پاکستان در کمپلکس دره Zhob دید و همچنین ذخائر کرومیتی در کمپلکس Vourinos یونان قسمتی از زون افیولیتی تیتس است . همچنین در زیمباوه ، ایران و... تعداد متعددی از این ذخایر شناخته شده اند .با اینکه حدودا" ۹۷٪ کرومیت جهان در توده های نفوذی

لایه ای غیر افیولیتی و اولترامافیکی تشکیل شده اند اما بالغ بر نیمی از تولید فعلی این فلز از ذخایر کرومیت با میزبانی افیولیت ها بدست می آید .



شکل۲-۲۰) مدل شماتیک از توسعه کرومیت پدیفرم درامتداد یک تنوره ماگمایی (Lago et al. 1982)

ذخایر کرومیتی پدیفرم در پوسته اقیانوسی شکل گرفته و همراه بسیاری از کانسارهای دیگر یافت می شوند. بیشتر توده های تفریقی حاصل از ماگمای بازالتی کرومیت دار دارای ترکیب گابرویی حدواسط تا فلسیک مربوط به سری های سدیم دار (ترونجمیت کراتوفیر آلبیتیت و اسپیلیت)

هستند . با اینکه رخداد ذخایر کرومیتی انبانه ای (پدیفرم) به کمپلکس های افیولیتی محدود است،اما فقط برخی از این سنگ ها حاوی کرومیت پدیفرم هستند . ذخایر کرومیتی پدیفرم به اشکال صفحه ای کشیده یا توده ای نامنظم تشکیل می شوند و بیانگر تغییر شکل های متامورفیکی هستند . از اینگونه ذخایر مثال های مهمی شناخته شده است که از آن جمله می توان به نمونه هایی در ایران ، یوگسلاوی سابق ، ترکیه ، یونان ، فیلیپین و نیوکالدونیا در غرب اطلس اشاره داشت .افیولیت های اواخر پرکامبرین سپر عربستان – نوبیان فقط دارای نمونه های کوچکی از ذخایر انبانی کرومیت هستند .

کانسارهای کرومیت انبانی شکل در حوضه های حاشیه ای تشکیل شده اند و افیولیت های پشته میان اقیانوسی فاقد کانی سازی کرومیت هستند (ای وانز۲۰۰۰). سن اغلب ذخایر کرومیت انبانی شکل، پالئوزوئیک یا جوان تر بوده و سن بسیاری از آن ها در محدوده مزوزوئیک- ترشیری است (گیل، ۲۰۱۰).

نیکولاس (۱۹۸۹) افیولیت ها را بر اساس نرخ گسترش بستر اقیانوس (که بر روی درجات ذوب بخشی تأثیر می گذارد) به دو گروه زیر تقسیم نموده است:

۱. افیولیت های نوع هارزبورژیتی که به اختصار با HOT نمایش داده می شوند. در این نوع افیولیت، نرخ گسترش بستر اقیانوسی سریع (بیش از ۲ سانتی متر در سال) ودرجه ذوب بخشی، بالا است.

۲. افیولیت های نوع لرزولیتی که به اختصار با LOT نشان داده می شوند. این نوع افیولیت، با نرخ گسترش کم بستر اقیانوسی (کمتر از ۱ سانتی متر در سال) و درجه ذوب بخشی پایین مشخص می شوند.

در افیولیت های نوع هارزبورژیتی، بخش فوق بازی عمدتاً از هارزبورژیت و دونیت تشکیل شده، حال آنکه در نوع لرزولیتی، این بخش اساساً از لرزولیت تشکیل شده است. وجه تمایز افیولیت های HOT و LOTدر موارد متعددی نظیر رسوبات بخش فوقانی، لیتولوژی بخش بازی و غیره نیز می باشد که در اینجا از بحث درخصوص آن خودداری می شود. اصولاً افیولیت های هارزبورژیتی

حاوی ذخایر کرومیتی انبانی شکل بوده و نوع لرزولیتی فاقد کانی سازی کرومیت است. نکته قابل ذکر آن که غالب افیولیت های ایران از نوع هارزبورژیتی هستند.این سنگ ها بطور یکنواخت فابریک های زمین ساختی را نشان می دهند که در برخی از نمونه ها پیچیدگی قابل توجهی دارند .

ج- افیولیت های حاوی ذخائر منگنز

همانطوریکه قبلا" نیز ذکر شد ، همراه با سولفیدها عناصری مثل آهن ومنگنز از تیپ هیدروترمال در افیولیت های تیپ قبرس و عمان دیده می شود . مثلا" آنچه که در کمربند آپنین شمالی در ایتالیا و در کمپلکس سنگ های سبز حاوی چرت می بینیم، نمونه هایی از این دست است . در مناطق مذکور منگنزدر حد فاصل بازالت ها و پائین ترین بخش رسوبات چرتی استخراج می شود .

د- افیولیت های حاوی سایر ذخائر

سولفیدهای توده ای تیپ قبرس و همچنین تیپ های دیگر بعلاوه ذخائر کرومیت پدیفورم تمرکزهای مهمی از نیکل به صورت گارنیریت نیز داریم که تمایل دارند در افق های زیرین خاک و در بالای کمپلکس های افیولیتی و توده ای الترامافیک در آب و هوای تروپیکال تمرکز حاصل کند . مثلا" ذخائر لاتریت نیکل دار را می توان نام برد .

در بخش های گابروئی افیولیت ها سولفیدهای مس ، ایلمنیت و روتیل در کشورهای عمان و همچنین ایتالیا ، همچنین آزبست در پریدوتیت و سرپانتینیت های ایتالیا ، منیزیت و تالک در لایه های سرپانتینی در افیولیت های یونان و بعلاوه رگچه های طلا در سرپانتیت Ovade ایتالیا دیده شده است .

فصل ۳

کانسار های مرتبط با مرز های همگرا

هدف های کلی

در این فصل مرزهای همگرا وانواع آنها از قبیل زون فرورانش حاشیه قاره ها یا حاشیه همگرای اقیانوسی – قاره ای ، زون فرورانش جزایر کمانی یا حاشیه همگرای اقیانوسی – اقیانوسی ، زون تصادم دو قاره یا حاشیه قاره – قاره ای و زون برخورد کمان – قاره وهمچنین کانسار های مرتبط با این مرز ها مورد بررسی قرار می گیرد.

هدف های رفتاری

با توجه به هدف های کلی یاد شده شما قادر خواهید بود با مطالعه این فصل مطالب زیر را فرا گیرید:

۱. انواع مرز های همگرا را بیان نمایید.

۲. خصوصیات حاشیه همگرای اقیانوسی – قاره ای.
۳. خصوصیات حاشیه همگرای اقیانوسی – اقیانوسی.
۴. خصوصیات حاشیه همگرای قاره ای – قاره ای.
۵. کانسار های مرتبط با کمان اصلی را بیان نمایید.
۶. موقعیت زمین ساختی محل تشکیل انواع انواع کانسار های مس پورفیری.
۷. موقعیت زمین ساختی محل تشکیل انواع انواع کانسار های اسکارنی.
۸. کانسار های مرتبط با حوضه های پیش کمان.
۹. کانسار های مرتبط با حوضه های پشت کمان.
۱۰. کانسار های مرتبط با حوضه های فورلند یا پیش بوم.

۳-۱- مقدمه

مرز های همگرا را می توان در محل دو ورقه قاره ای یا در محل برخورد یک پوسته قاره ای و یک پوسته اقیانوسی وهمچنین در محل برخورد دو پوسته اقیانوسی مشاهده نمود.این مرزها بر اثر سازوکار راندگی سنگ کره ، یکی از صفحه ها به زیر دیگری ، دو صفحه به هم نزدیک می شوند تا اینکه سرانجام در گوشتهٔ زیر سنگ کره جذب شوند . چون زمین بطور چشم گیر منبسط نمی شود ، آهنگ ویرانی سنگ کره در دراز گودال ها ، در عمل باید با آهنگ زایش در پشته های اقیانوسی یکسان باشد . کوهزادهای نوع هیمالیا که بر اثر برخورد دو صفحهٔ قاره ای ایجاد می شود ، و دگرشکلی فشارشی که در آن ممکن است هنوز ادامه داشته باشد ، نیز در این گروه قرار می گیرند . لازم نیست جهت حرکت صفحهٔ زیر رانده بر درازگودال ها عمود باشد ، یعنی فرورانش اُریب نیز ممکن است رخ دهد .بدلیل برخوردهایی که در این حاشیه ها بین پوسته های مختلف روی می دهد ورقه ها تخریب می گردند.مرز های همگرا ،بصورت نواحی دارای حداکثر کوتاه شدگی وشدید ترین حرکات برشی برروی سطح زمین شناخته شده اند.بنابراین کمربندهای لرزهای با فعالیت شدید وبزرگترین زمین لرزه ها برروی این حاشیه ها قرار دارند. با توجه به موارد ذکر شده حاشیه های همگرا بعنوان حاشیه های مخرب نیز خوانده می شوند، که در واقع محل های تحت فشار سنگ کره است .

در حاشیه های مخرب ، پوسته اقیانوسی به داخل جبه فرو می رود و در نتیجهٔ ذوب ، مقادیر زیادی ماگما تولید می شود ، مقداری از این ماگما به سطح راه می یابد و جزایر کمانی (نظیر ماریانا) و کمربندهای آتشفشانی حاشیه قارهای (نظیر آند) را تشکیل می دهد ، مقداری نیز در عمق متبلور می شود و تشکیل توده های نفوذی را می دهد . سنگ های آذرینی که در بالای مناطق فرورانش تشکیل می شوند ، عمدتا" از سری سنگ های کالک آلکالن می باشند . هرگاه شیب منطقهٔ بنیف برای ده ها میلیون سال ثابت باقی بماند ، کمانی که در بالای منطقهٔ فرورانش تشکیل می شود باریک و ممتد خواهد بود و در غیر این صورت کمان پهن تر خواهد بود . چنانچه شیب صفحهٔ اقیانوسی فرو رو کاهش یابد ، در این صورت سن فعالیت های ماگمایی بطرف داخل صفحهٔ بالائی کاهش می یابد . چنین وضعیتی در کوه های آند ، در مکزیک و نیز در جنوب غربی

ایالات متحدهٔ آمریکا مشاهده شده است (کلارک و همکاران ۱۹۷۶) . در ایران نیز عدم وجود یک روند سنی و مشخص در توده های نفوذی مزوزوئیک – ترسیر مربوط به کمربند نفوذی سنندج – سیرجان ، کمربند نفوذی طارُم و کمربند نفوذی کرکس – جبال بارز را در ارتباط با تغییر متناوب شیب صفحه اقیانوسی مربوط به اقیانوس نئوتتیس به زیر ایران دانسته اند (بربریان و بربریان ، ۱۹۸۱) .

۳-۲- انواع مرز های همگرا

با توجه به نوع پوسته چهار حالت کلی یا زون مختلف می توان برای این مرزهادر نظرگرفت :

۱- زون فرورانش حاشیه قاره ها یا حاشیه همگرای اقیانوسی – قاره ای

۲- زون فرورانش جزایر قوسی[1] یا حاشیه همگرایی اقیانوسی – اقیانوسی

۳- زون تصادم دو قاره یا حاشیه قاره – قاره ای

۴- زون برخورد کمان – قاره

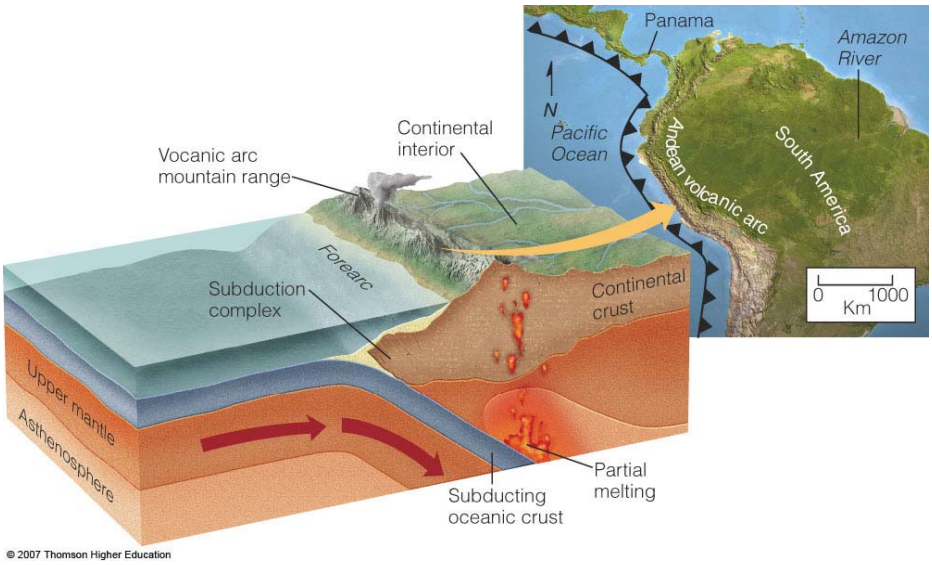
۳-۲-۱ حاشیه همگرای اقیانوسی – قاره ای

به فرو رفتن پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قاره ای اطلاق میگردد. که مهمترین مورد آن شامل فرورانش رشته کوه های آند واقع در امتداد ساحل غربی آمریکای جنوبی در کشور های پرو وشیلی در آمریکای جنوبی می باشد.

مولنار وآت واتر (۱۹۷۸)پیشنهاد کردند که دریک منطقه فرورانش لیتوسفر قدیمی، ضخیم وسرد سریعتر از لیتوسفر جوان ، نازک وداغ فرو می رود.پس جایی که همگرایی بین ورقه های اقیانوسی وقاره ای باشد ورقه اقیانوسی که دارای چگالی بیشتری است فرورانده می شود.همانطور که در شکل ۳-۱ مشاهده میگردد پوسته اقیانوسی که بازالتی است بعلت چگالی نسبی بیشترش خم می شود و به زیر پوسته قاره ای که گرانیتی است فرو می رود و بتدریج در گوشته هضم میگردد ،این فرایند را فرورانش می نامیم .

۱- Islands Arc

ماگماتیسم از زون فرورانش بطرف داخل قاره شامل سری توله ایتی ، سری کالک آلکالن و سری آلکالن است.



شکل ۳-۱-حاشیه همگرای اقیانوسی- قاره ای درآمریکای جنوبی

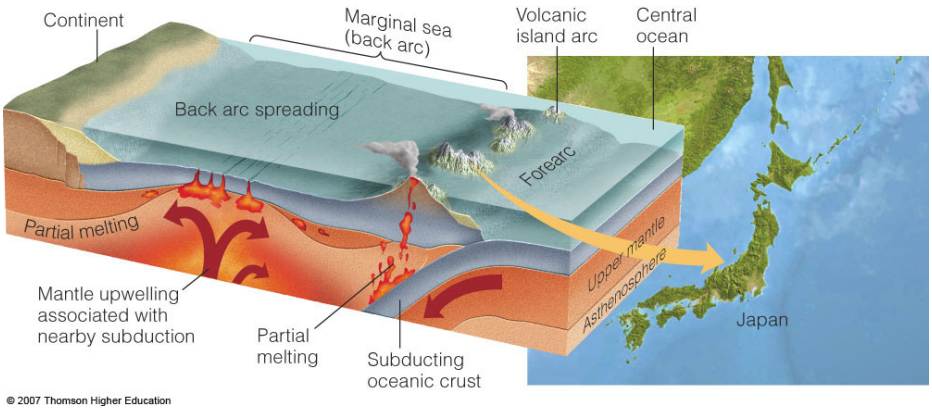
اطلاعات حاصل از زلزله های ساحل غربی آمریکای جنوبی نشان می دهد که همه آنها کم و بیش روی سطحی که بسمت قاره شیب دار قرار گرفته اند . این سطح شیبدار زلزله خیز که منطقه بنیوف نام دارد ظاهرا" همان لبه فرورونده اقیانوسی است . زلزله ها معمولا" در قسمت فوقانی این ورقه روی می دهند و عمق شان از اقیانوس بسمت قاره افزایش می یابد ، این زلزله ها تا عمق ۷۰۰ کیلومتری دیده شده اند .

دراز گودال های اقیانوسی اولین تظاهر مستقیم فرورانش سنگ کره اقیانوسی می باشند.دراز گودالی که در محل فرورفتن ورقه اقیانوسی بدرون گوشته بوجود می آید مقداری از رسوبات سطح ورقه

را بداخل گوشته می برد و بقیه را در قسمت پیشین قاره قرار داده و تغییر شکل یافته ،منشور های افزاینده را تشکیل می دهد،تا بتدریج به رشته کوهی که در مجاورت دراز گودال بوجود می آید اضافه شود . برخورد ورقه های فوق عموما" با فشار زیاد صورت میگیرد و باعث دگر شکلی هایی در پوسته قاره ای و ایجاد کمربندهای کوهزایی می شود . همچنان که کوهزایی در آمریکای جنوبی بصورت رشته کوه های آند با آتشفشان های فراوان ظاهر شده است ، از آنجا که گدازه های این آتشفشان ها اسیدی تر از بازالت سازنده ورقه پائین رونده اقیانوسی است ، گمان می رود این گدازه ها در زمانی بوجود آمده باشند که قسمت بازالتی پوسته اقیانوسی و رسوبات روی آن به اعماق تقریبا" ۱۵۰ کیلومتری از سطح زمین رسیده است . دمای این عمق به حدی است که می تواند ذوب قسمت هایی از ورقه و رسوبات روی آنرا باعث گردد ، بر اثر این فرایند ورقه پائین رونده بتدریج از بین می رود و قسمتی از مواد مذاب حاصل فعالیت های آتشفشانی را در طول کمربند کوهزایی مجاور دراز گودال اقیانوسی ایجاد می کند .حوضه های پیش کمانی ،کمان ماگمایی وحوضه های پشت کمانی از مشخصه های این نوع حاشیه ها می باشد.(شکل۳-۱)

۳-۲-۲- حاشیه همگرای اقیانوسی – اقیانوسی

حاشیه مخرب نه فقط در محل برخورد پوسته اقیانوسی به پوسته قاره ای بلکه در محل برخورد دو پوسته اقیانوسی نیز ایجاد می گردند (شکل ۳-۲) .

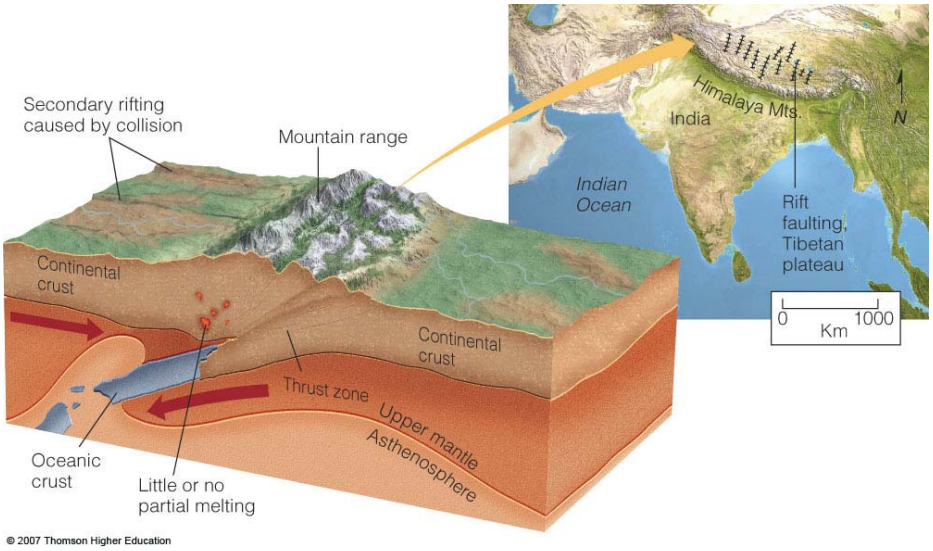


شکل ۳-۲-حاشیه همگرای اقیانوسی- اقیانوسی غرب اقیانوس آرام

فروروفتن یک پوسته اقیانوسی به زیر یک پوسته اقیانوسی نیزموجب تشکیل جزایر قوسی میگردد . مثل جزایر قوسی غرب اقیانوس آرام ، بر اثر انباشته شدن مواد حاصل از فعالیت های آتشفشانی در محل برخورد دو پوسته اقیانوسی کمانی از جزایر ایجاد می شود مانند محل برخورد ورقه های ژاپن و آرام . در اینجا ورقه آرام در امتدادی که با دراز گودال ژاپن مشخص می شود بداخل گوشته فرو می رود ، فعالیت های آتشفشانی مربوط به این ورقه پائین رونده زنجیری از جزایر آتشفشانی بوجود می آورد که بنام مجموعه جزایر ژاپن معروف است . ماگماتیسم در این زون ها بترتیب از زون فرورانش بطرف داخل جزیره آغاز می شود که شامل سری توله ایتی ، سری کالک آلکالن و آلکالن است .حوضه های پیش کمانی، جزایر کمانی و دریای حاشیه ای از مشخصه های این نوع حاشیه ها می باشد. (شکل۳-۲)

۳-۲-۳-حاشیه همگرای قاره - قاره

حالتی را تصور نمایید که دو ورقه قاره ای بسمت همدیگر در حرکت اند و کف اقیانوس در بین آنها بتدریج در حال از بین رفتن است . زمانی که دو قاره بهم میرسند همه ی بستر اقیانوس از بین می رود (شکل ۳-۳) . بنابراین این زون آخرین مرحلهٔ حذف پوسته اقیانوسی است . نظیر این حالت را می توان در کوه های آلپ ، هیمالیا و زاگرس دید .



شکل ۳-۳-حاشیه همگرای قاره ای- قاره ای در هیمالیا

بر اثر این حالت بخشی از پوسته قاره ای متصل به پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قاره فرورانش می کندوبعلت چگالی کمترشان نسبت به گوشته نمی توانند بداخل گوشته پائین بروند . بر اثر این برخورد رسوباتی که در حاشیه دو قاره قرار دارند به یکدیگر فشرده می شوند ، چین می خورند و بالا می آیند . پس از این مرحله احتمالا" منطقه فرورانش از فعالیت باز می ایستد و در لبه دیگر قاره ، یک حاشیه همگرای جدید ایجاد میگردد . بهترین نمونه برخورد دو ورقه قاره ای که ظاهرا" هنوز هم در حال تکامل است برخورد شبه قاره هند به ورقه آسیا است . در نتیجه این برخورد کمربند کوهزایی هیمالیا بوجود آمده است .(شکل۳-۳) پوسته اقیانوسی که زمانی ایندو ورقه قاره ای را از هم جدا میکرده امروزه از بین رفته است .

در طی حرکت یک ورقه به زیر ورقه دیگر ممکن است بخش های سطحی ورقه فرورونده تراشیده شده و طی فرایندی که فرارانش نام دارد به ورقه فوقانی افزوده شود. مناطق فرورانش قدیمی و غیر فعال را می توان از روی مجموعه افیولیتی موجود در بخش های داخلی یک ورقه شناسایی کرد .

این افیولیت هادرواقع بخش های فرارانده شده سنگ کره اقیانوسی در محل حاشیه همگرای قدیمی اند .

افیولیت ها از مهمترین عوارض مناطق برخورد می باشند که در اکثر مناطق به وسیله گسل های راندگی برروی کمربند چین- راندگی رانده می شود.سن جایگزینی افیولیت ها در طول کمربندهای کوهزایی بسیار متفاوت و در طول برخورد تحت تاثیر عوامل مختلف دچار بهم ریختگی می شود.

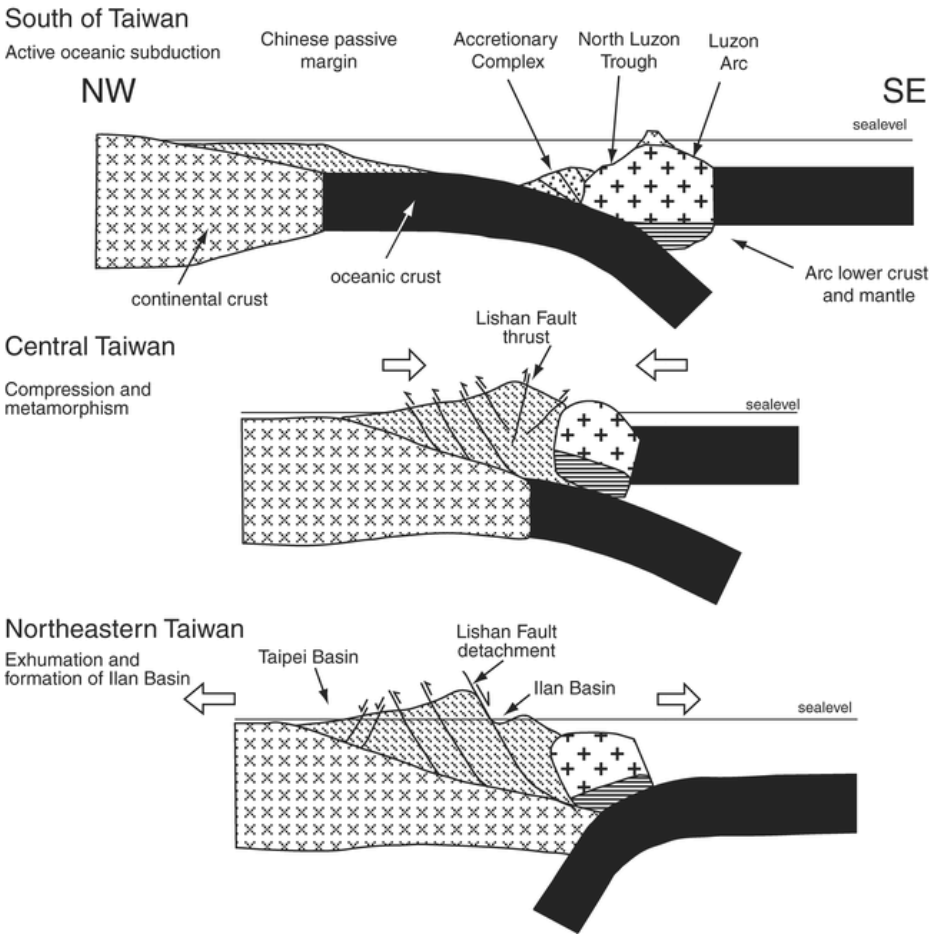
ماگماتیسم در این زون بعلت ذوب پوسته قاره ای عمدتا" اسیدی و از سری آلکالن است .گرانیت های نوع Sدر این برخورد ها ایجاد می گردد.

۳-۲-۴-حاشیه همگرای کمان – قاره

رشته کوه های برخوردی می توانند بر اثر برخورد بین جزایر کمانی وقاره ها نیز گسترش یابند که رشته کوه های حاصل از آن همانند کمربند چین خورده ترسیر در شمال گینه نو کوچکتر از رشته کوه های حاصل از برخورد قاره با قاره هستند.(شکل۳-۴)

در این برخورد یک قاره بر اثر هضم اقیانوس بین قاره وکمان به جزیره کمانی نزدیک می شود.به علت شناوری لیتوسفر قاره ای مقدار زیادی از فرورانش آن ممانعت به عمل می آید.قاچ های راندگی به طرف قاره حرکت می کنند ورسوبات فلیش وقاچ هایی از پوسته اقیانوسی را بر روی حاشیه قاره می رانند.در این زمان همگرایی بیشتر قاره وکمان ممکن نیست وچنانچه همگرایی بطور مستمر بین دوصفحه ادامه یابد ممکن است یک دراز گودال جدید در سمت اقیانوسی جزیره کمانی ایجاد شود.

مناطق برخورد کمان – قاره نسبتا نادر ونشان دهنده یک مرحله حد واسط در بسته شدن اقیانوس اند وبه همین جهت دارای طول عمر کوتاهی هستند. اگثر محل های برخورد قاره- کمان در عهد حاضر در کمان باندا در شمال قاره استرالیا مشاهده می شوند.



شکل ۳-۴- **حاشیه همگرای کمان – قاره** شمال تایوان

۳-۳- کانسارهای مرتبط با مرز های همگرا

۳-۳-۱- کانسارهای همراه با کمانهای اصلی

کمان های اصلی عبارتند از مناطق نسبتا" باریک حواشی نواحی فرورانش که با فعالیت ولکانیک و پلوتونیک کالکوآلکالن مشخص می شوند . جایی که لیتوسفر اقیانوسی فرورو به اعماق بیش از ۸۰ کیلومتر می‌رسد یک کمان اصلی براثر فعالیت های آتشفشانی و فعالیت های آذرین درونی در فاصله ۱۵۰ تا ۲۰۰ کیلومتری از محور درازگودال تشکیل می‌شود.(شکل ۳-۱) به‌طور کلی سه سری از سنگ های آتشفشانی در کمان اصلی مشاهده می‌شود.

۱-سری تولئیتی با پتاسیم اندک: این سنگ ها شامل گدازه‌های بازالتی به‌همراه میزان کمتری از آندزیت- بازالت های غنی از آهن و آندزیت هستند.

۲- سری کالکوالکالن: اکثراً شامل سنگ های آندزیتی است که غنی از پتاسیم و سایر عناصر ناسازگار و عناصر نادرخاکی سبک است. در کمربندهای نوع آندی، داسیت و ریولیت بسیار فراوان هستند.

۳- سری‌آلکالن: این سری شامل زیر گروه های بازالت های قلیایی و گدازه‌های شوشونیتی است.

سری های تولئیتی در کمان های جوان یافت می‌شوند. تولئیت ها از تبلور تفریقی اولیوین از یک ماگمای تولئیتی اولیوین‌دار اولیه و از اعماق نسبتاً کم ۸۰ تا ۱۲۰ کیلومتر منشأ می‌گیرند. سری های کالکوالکالن و الکالن در کمان های بالغ دیده می‌شود و به‌نظر می‌رسد که ماگماهای ایجادکنندهٔ آنها از اعماق بیشتر منشأ گرفته‌اند. در برخی از کمان های بالغ یک روند ترکیبی ظاهر می‌شود که با فاصله گرفتن از درازگودال به طرف ورقهٔ بالارو ابتدا سنگ های تولئیتی، سپس سنگ های کالکوالکالن و در انتها سنگ های الکالن مشاهده می‌شود که این امر نشانگر افزایش عمق منشأ ماگما با فاصله گرفتن از درازگودال است.از مشخصه های این مناطق

نهشته شدن کانسار های مس،آهن،مولیبدن،نقره وطلا درآنها است.(سیدروف وهمکاران ۲۰۰۵) که از لحاظ زمانی و مکانی نزدیکی زیادی با این فعالیت های آذرین دارند .

۳-۳-۱-۱-کانسارهای تیپ پورفیری

عبارتند از ذخائری که در توده های پورفیریتیک کم عمق و یا در سنگ های دربرگیرنده آنها ایجاد می شوند . خصوصیت شاخص این کانسارها خردشدگی سنگ های میزبان و عمدتا" آلتراسیون سنگ دیواره است. مهمترین کانسار های پورفیریتیک کانسار های مس پورفیری هستند که ذخیره آنها از حدود ۱۰ میلیون تن تا چندین بیلیون تن و عیار حدود ۰/۲ ٪ تا حدود ۲ ٪ برای مس وچندصدم تا چند دهم برای مولیبدن وحضور عناصربا ارزشی چون طلا، نقره و فلزات پایه به عنوان محصول فرعی در آنها می باشد .

کانسار های پورفیری بویژه کانسار های مس پورفیری در طول کمربند های ولکانو-پلوتونیکی کالک آلکالن مرتبط با فرایند های فرورانش نهشته شده اند.آب زدایی تیغه های اقیانوسی فرورانده شده منجر به تولید حجم عظیمی از سیالات گشته، سیالات ایجاد شده باعث ایجاد فرایند متاسوماتوز در مانتل بالای خود شده وتولید یک ماگمای گرانیتی تکامل یافته را از یک ماگمای بازالتی آب دار غنی شده از فلزات به ارمغان می آورند.ماگماهای گرانیتی در نهایت کانسار های پورفیری را بوجود می آورند(کی ریچ وهمکاران۲۰۰۵).

کانسارهای مس پورفیری را برحسب موقعیت تکتونیکی وسنگ های همراه آنها درکمان های اصلی می توان به دو دسته تقسیم کرد .

۱- کانسارهای مس پورفیری نوع مونزونیتی یا مولیبدن دار
۲- کانسارهای مس پورفیری نوع دیوریتی یا طلادار

کانسار های مس پورفیری نوع مونزونیتی همراه با سنگ های مونزونیتی وگرانودیوریتی با بافت پورفیریتیک کالک آلکالن واقع در کمان های ماگمایی در حاشیه قاره ها یافت می شوند.ماگمای کالک آلکالن که از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی زون فرورانش به وجود می‌آید، ضمن بالا آمدن به دلیل آغشتگی با سنگ های مسیر، تغییراتی در ترکیب شیمیایی آن رخ می‌دهد. به همین دلیل مقدار سیلیس، عناصر آلکالی و مولیبدن کانسارهای مس پورفیری واقع در حاشیه قاره‌ها بیش از جزایر قوسی است و به عکس، مقدار طلای کانسارهای جزایر قوسی بیشتر می‌باشد. بررسی‌های به عمل آمده در خصوص کانسارهای مس پورفیری نشان می‌دهدذخایر مس پورفیری با عیار طلای بالا نزدیک به زون فرورانش و در مناطق با ضخامت کم پوسته قاره‌ای تشکیل شده‌اند،در حالی که ذخایر بامولیبدن بالا در بخش های با ضخامت پوسته قاره‌ای بیشتر شکل گرفته‌اند. از جمله این ذخایر کانسار مس سرچشمه در رفسنجان می‌باشد. این کانسارها به شکل انتشاری، رگچه‌ای بوده و کانی‌های اقتصادی مهم آن: کالکوپیریت، بورنیت، مولیبدینیت با عیار معدن کاری ٪۲- ۰/۳ می‌باشد. بر اساس مطالعات ایزوتوپ های روبیدیم و استرانسیوم، ماگمای اولیه کانسارهای مس پورفیری حاشیه قاره‌ها تحت تأثیر آغشتگی پوسته قاره‌ای قرار گرفته و میزان ایزوتوپ استرانسیوم اولیه آنها از کانسارهای پورفیری زون فرورانش جزایر قوسی بیشتر است.زون های آلتراسیون پتاسیک ، پروپلیتیک ، آرژیلیک وسرسریتیک در این کانسار ها یافت می شود.

کانسار های مس پورفیری نوع دیوریتی همراه با سنگ های دیوریتی – تونالیتی کالک آلکالن واقع در جزایر کمانی مرتبط با زون های فرورانش اقیانوسی – اقیانوسی یافت می شوند. در نوع دیوریتی، مقدار منیزیم،آهن و کلسیم محلول افزایش یافته ولی مقدار سیلیس، پتاسیم و سولفور کاهش می‌یابد. به دلیل پایین بودن مقدار سولفیدها، زون کوارتز- سرسیت- پیریت در نوع دیوریتی نسبتاً محدود است . در سیستم نوع دیوریتی عمدتاً دو زون پتاسیک و پروپیلیتیک یافت می‌شوند و

ذخیره در زون پتاسیک و پیروپیلیتیک قرار دارد. محصول جانبی این کانسارها طلاست، در صورتیکه در نوع مونزونیتی محصول جانبی مولیبدن است. عیار مس در نوع دیوریتی کمتر است.بالا بودن فشار گاز اکسیژن در محلول ماگمایی موجب می‌شود که طلا در مرکز سیستم متمرکز شود . بالا بودن مقدار مگنتیت و انیدریت،دلیل بر بالا بودن اکسیژن محلول ماگمایی است. به عنوان مثال کانسار های مارکوپر (فیلیپین)، سیپالای (فیلیپین)، باسای (فیلیپین)

۳-۳-۱-۲-دودکش های برشی حاوی کانسار سازی مس

تنوره های برشی حاوی کانی سازی ذخائر کوچکی هستند که نسبت به ذخائر پورفیری دارای اهمیت اقتصادی کمتری هستند . چرا که تونائ آنها کم است ولی از لحاظ عیار بالاتر از ذخائر پورفیری هستند ، بدین دلیل در انجام فرایندهای کانه آرایی و فرآوری جالب تر و قابل توجه خواهند بود .

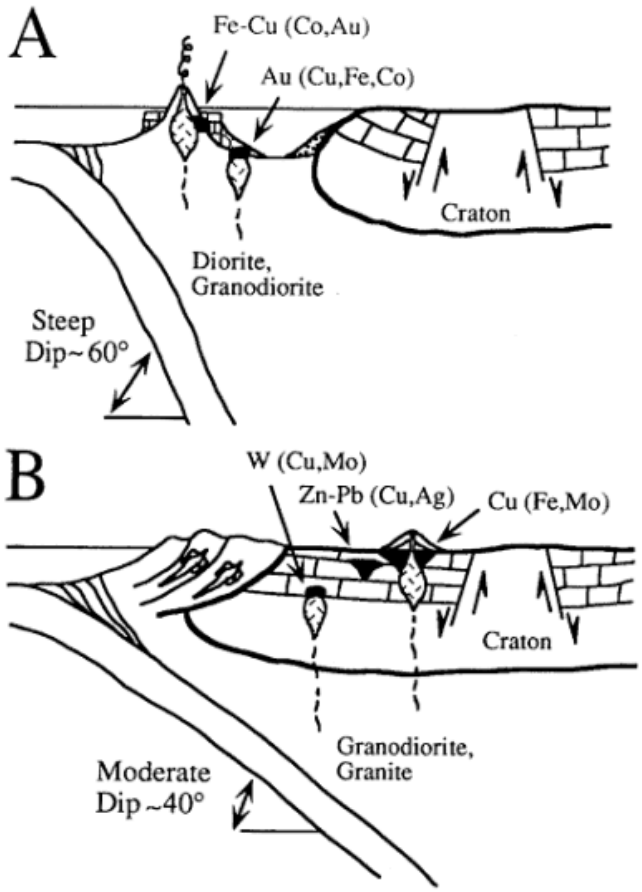
سنگ های آذرین مرتبط با اینها در حقیقت همان سنگ های آذرین مرتبط با ذخائر پورفیری هستند . تنوره های برشی هم به صورت منفرد و هم به صورت دسته ای و خوشه ای در بالای باتولیت یا استوک های با ترکیب متوسط و در توده های ولکانیک بالای آنها یافت می شوند . متداولترین محل وقوع آنها در توده های گرانودیوریت می باشد . بسیاری از ذخائر مس پورفیری شامل چنین تنوره های برشی هستند .

اطلاعات موجود حاصل از انکلوزیون های سیال مربوط به کانی سازی تنوره های برشی ، دمائی در حدود $^{\circ}C$ ۳۰۰ تا $^{\circ}C$ ۴۷۵ و یک محدوده و طیف گسترده ای از سالینیتی (۵ تا ۴۵ % وزنی از کلریدهای آلکالی) را نشان می دهد . ارتباط نزدیک زمانی و مکانی تنوره های برشی مینرالیزه از کمان های اصلی با ماگماتیسم فلسیک و یا ذخائر مس پورفیریک نشان دهنده آنست که ایندو

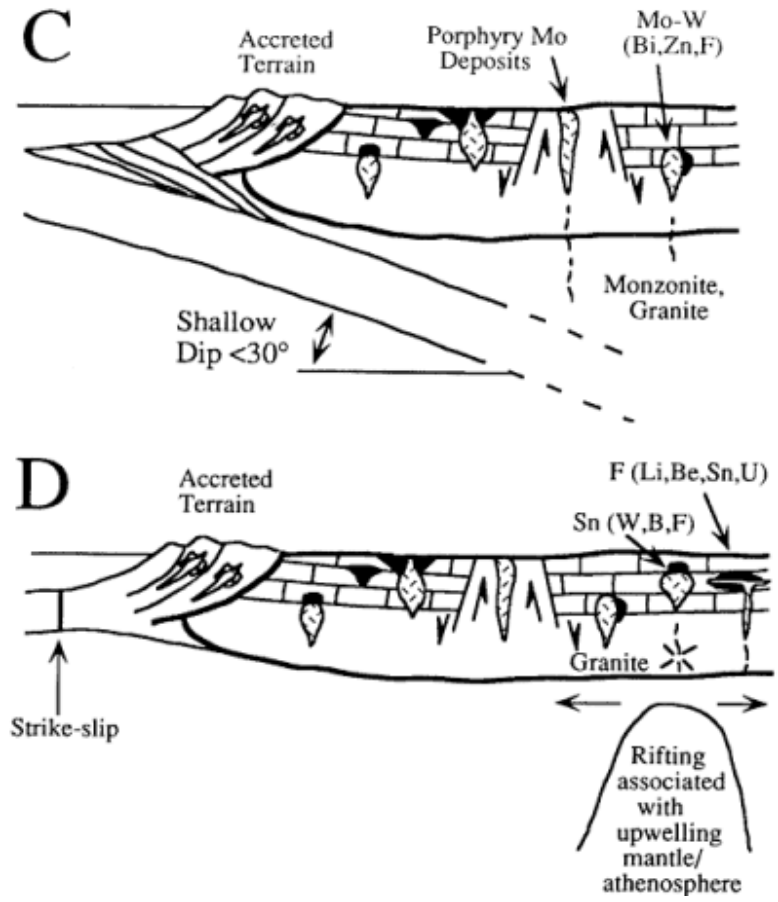
منشاء وژنزی یکسان و مشابه دارند .مثال هایی از این دست را می توان شامل نهشته های کوموبابی در مکزیک و تورمالینا در پرو نام برد .

۳-۳-۱-۳-کانسارهای اسکارنی

واژه اسکارن به مجموعه ای از سیلیکات های درشت بلور دگرگون شده اطلاق می شود که در سنگ های کربناته تشکیل می شوند،کانسار های اسکارنی به گروهی از کانسار ها اطلاق می گردد که تحت فرایند های متاسوماتیک – هیدروترمالی حاصل از سرد شدن توده های آذرین فلسیک تا حدواسط تشکیل می گردند.لازم به ذکر است که در برخی موارد توده های مافیکی نیز یافت می شوند که همراه اسکارن های آهن هستند ویا در بعضی موارد اسکارن در سنگ های عاری از کربنات نیز تشکیل شده است. از لحاظ محیط زمین ساختی کانسار های اسکارنی در زون فرورانش حاشیه قاره ها وکمربند های جزایر کمانی در جائیکه توده های نفوذی با سنگ های آهکی برخورد می نماید شکل می گیرند(.شکل ۳-۵)



شکل ۳-۵-موقعیت تکتونیکی اسکارن های زون فرورانش جزایر قوسی،حاشیه قاره ها وریفت های قاره ای (ماینارت۱۹۸۳)



ادامه شکل۳-۵

اسکارن های متاسوماتیک مجاورتی مینرالیزه و در کمان های اصلی اقیانوسی و حواشی قاره گسترش دارند و عمدتا" هر جا که یک توده نفوذی در داخل آهک ها جایگزین شده باشد اسکارن ها تشکیل شده اند در طول کمان های ماگمایی حواشی قاره ها چنین لیتولوژی هایی متداولترند .

در حقیقت در سیستم های جزایرکمانی سنگ های کربناته خیلی کمتر و فقط محدود به گستره های محدود و محلی ریفت های آهکی می باشد .

ذخائر اسکارنی بیشتر تمایل دارند که در محیط کمان های داخلی ، جائیکه سنگ های درونگیر کربناته گسترش می یابند ایجاد شوند . بخش اعظم اسکارن ها در ارتباط با سری های منیتیت ، گرانیتوئید ، تیپ I هستند ولی مقداری از اسکارن ها در ژاپن مرتبط با گرانیتوئیدهای سری ایلمنیت دار هستند که شامل مینرالیزاسیون قلع و تنگستن نیز می باشند .

اینودی وهمکاران(۱۹۸۱) اسکارن ها را براساس ترکیب شیمیایی به دو گروه اسکارن های کلسیک واسکارن های منیزیمی تقسیم بندی نمودند.

بیشترین ذخایر اسکارنی ذخایر اسکارن مگنتیتی نوع کلسیک هستند که در جزایر کمانی یافت می شوند.این نوع اسکارن ها همراه توده های نفوذی دیوریتی یا حتی گابرویی بوده که توسط متاسوماتیسم گسترده سدیم ،آنومالی کبالت ،تمرکز هایی از نیکل و عاری بودن از قلع وسرب مشخص می گردند.که این مشخصات با خصوصیات ماگمای نشات گرفته از پوسته اقیانوسی منطبق است.این کانسار ها در نواحی جزایر کمانی که تیغه اقیانوسی فرورانده شده در آنها دارای شیب زیادی است ، تشگیل می شوند.که از این نوع کانسار ها می توان به کانسار دیا کوری کوبا اشاره نمود.

کانسارهای اسکارن منیزمی مگنتیت بر خلاف کانسار های کلسیمی مگنتیت که در بالا ذکر شد در سنگ های آهکی وموقعیت تکتونیک جزایر کمانی یافت می شوند ،در حاشیه های قاره ای نوع آند ودردرون سنگ های دولومیتی تشکیل می شوند. اسکارن های منیزیمی در کمان های ماگمایی وبرروی حاشیه داخلی آنها یافت می شود.کانسار های اسکارنی تشکیل شده در این محیط های

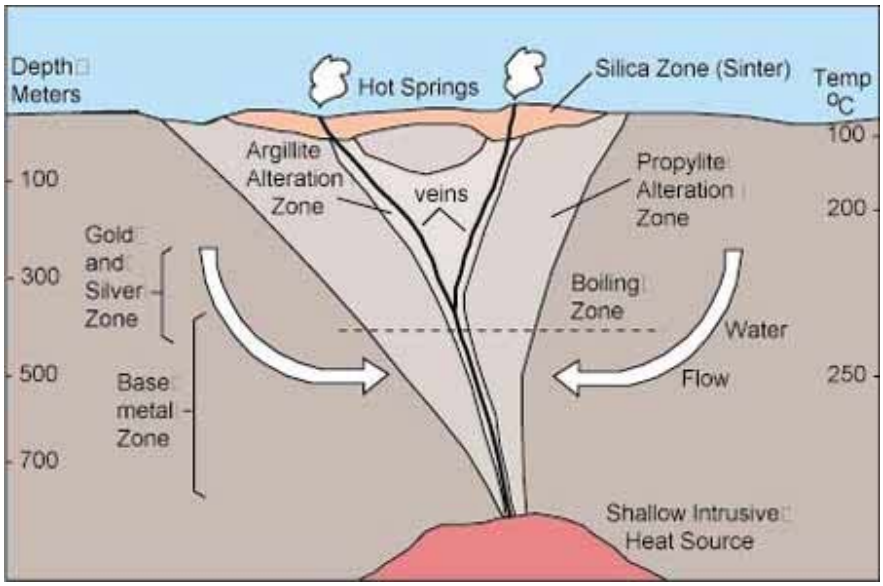
تکتونیکی بشدت تحت تاثیر زاویه فرورانش است که این امر سبب مهاجرت کمربند ماگمایی بسمت درون قاره وتغییر در ترکیب ماگما خواهد نمود. این ذخایر عمدتا" همراه با توده های نفوذی فلسیک ،از قبیل کوارتز مونزونیت ها هستند وگرایش به تشکیل در سنگ های میزبان دولومیتی دارند. کانی های سیلیکاته موجود در این ذخایر غنی از منیزیم بوده وآهن برای تشکیل مگنتیت باقی می ماند.از نمونه های این نوع ذخایر می توان به معدن ایگل مونتین در کالیفرنیا اشاره نمود.

فرورانش باشیب متوسط ،درزیر پوسته قاره ای که گویای مراحل میانی چرخه کوهزایی است با توسعه توده های نفوذی نوع I با ترکیب سنگ شناسی گرانودیوریتی تا کوارتز مونزونیتی همراه است که در این شرایط کانسار های اسکارنی مس با مواد فرعی آهن ومولیبدن تشکیل می شود.در گذار به مرحله بعد از فرورانش زاویه فرورانش باز هم کمتر شده که سبب پهن تر شدن کمربند ماگمایی در نتیجه مهاجرت بیشتر به درون قاره می شود.در این حالت توده های نفوذی از نظر سنگ شناسی شامل کوارتز مونزونیتی تا گرانیتی است در این توده ها کانسار های اسکارنی روی،مس،مولیبدن و تنگستن ومقادیر جزئی تری طلا،نقره،سرب وبیسموت دیده می شود.

کانسار های اسکارنی قلع با توده های گرانیتی از نوع Sهمراه است که جایگزینی این توده ها در مرحله بعد از کوهزایی ودر مرحله نهایی برخورد قاره – قاره که آخرین مراحل فرایند فرورانش است،دیده می شود.

۳-۳-۱-۴-کانسارهای اپی ترمال

کانی‌سازی اپی ترمال معمولاً در دمای ° ۱۰۰ تا °C ۴۰۰ در سطح زمین تا عمق ۱۰۰۰ متری و در داخل پوسته شکل می گیرند بافت کانی‌ها در اپی ترمال از نوع پر کننده فضاهای خالی(شانه‌ای و لایه‌ای متقارن) و در سنگ های کربناته و توف‌ها به صورت جانشینی است و شکل کانسار اپی ترمال بیشتر به صورت رگه ای می باشند ولی به صورت پراکنددر سنگ میزبان وگاهی هم بصورت ذخایر توده ای دیده می شوند. در این کانی‌سازی آلتراسیون آرژیلیک، آلونیتی، سرسیتیک، ژاسپروئید و پروپیلیتیک مشاهده می‌شود.(شکل۳-۶)

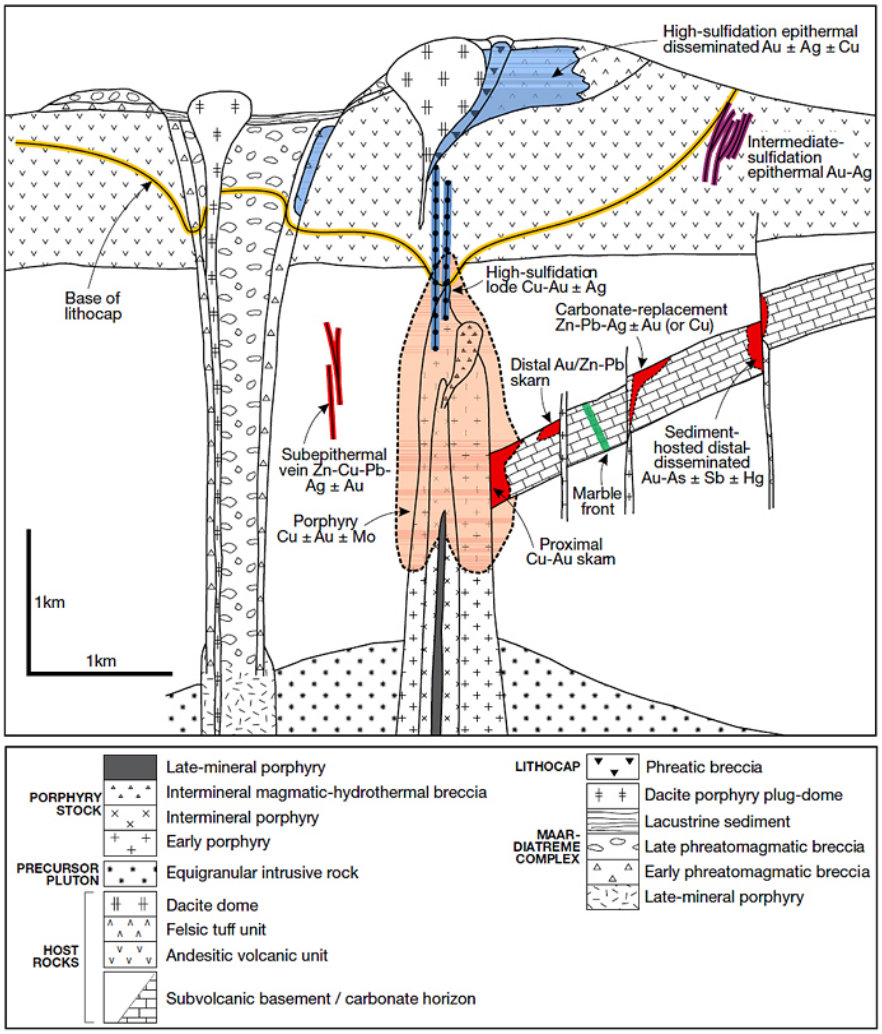


شکل۳-۶)موقعیت قرار گیری کانسار اپی ترمال

این ذخایر معمولا" در بالاترین قسمت کمان های اصلی و در داخل بالاترین بخش سیستم های نفوذی شکل می گیرند سیلیتو(۲۰۱۰) . کانسار ها عمدتا" شامل طلا ، نقره و ... هستند که از لحاظ وجود فلزات قیمتی اهمیت ویژه ای را دارا هستند .(شکل۳-۷) مثال هایی از این دست را می توان در فیلیپین و مکزیک مشاهده نمود .براساس نوع دگرسانی وکانی شناسی این گروه از کانسار ها توسط سیلیتو(۱۹۹۳)به دو گروه سولفیداسیون پایین وسولفیداسیون بالا تقسیم بندی شدند.

الف- تیپ سولفیداسیون پایین :به دلیل پایین بودن فوگاسیته گوگرد نرخ سولفیداسیون پایین بوده ودارای خصوصیاتی از قبیل آلتراسیون کوارتز-آدولاریا-کربنات-سرسیت،نسبت بالای نقره به طلا ومحتوای کم فلزات پایه است.این گروه از کانسار ها در کمان های اصلی در شکاف ها وشکستگی های سنگ های آتشفشانی تشکیل می شوند،نوع فقیر از گوگرد در شرایط کشش واقع در کمان ها ودر شرایط بعد از کوهزایی ایجاد می شوند..کوارتز وکلسیت وآدولاریا از بهترین کانی های باطله این کانسار ها هستند.مواد معدنی در این تیپ از کانسار ها شامل تلورید های طلا یا سولفید طلا یا سولفات های نقره است.میزان فلزات پایه در این گروه پایین بوده ومیزان آنها از یک تا دو درصد تجاوز نمی کند.آلتراسیون در این کانسار ها می تواند با عمق تغییر کند ولی اغلب هاله ها در این نوع کانسار ها توسط آلتراسیون پروپلتیک غنی از کلریت احاطه شده اند.

ب- تیپ سولفیداسیون بالا:در این گروه از کانسار ها علاوه بر نرخ بالای سولفید سایر مشخصات این کانسار ها عبارتند از آلتراسیون آرژلیک پیشرفته،حضور انارزیت،ارتباط زیاد با توده های کالک آلکالن با ترکیب سنگ شناسی آندزیت تا ریولیت.این کانسار ها دارای فرم رگه ای برشی وجانشین توده ای هستند.



شکل۳-۷)موقعیت تکتونیکی کانسار های اپی ترمال *Sillitoe (2010)*

۳-۳-۱-۵-کانسار های مگنتیت توده ای

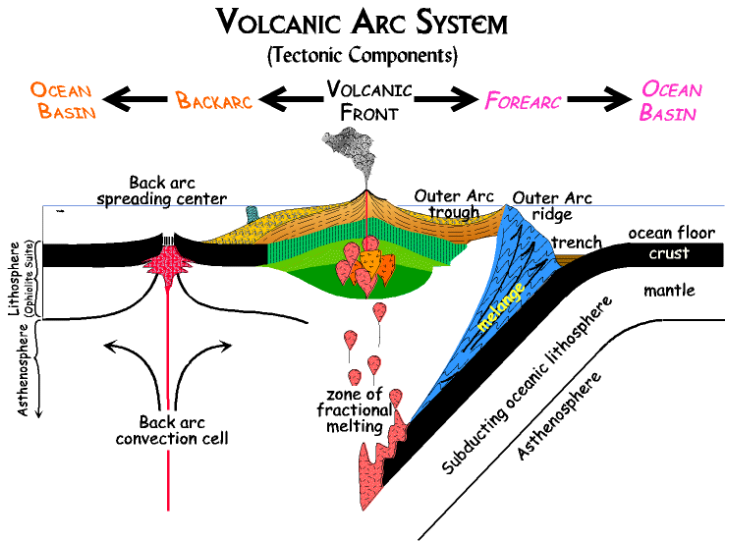
این ذخائر به صورت منبع آهن به صورت محلی در اطراف اقیانوس آرام یافت شده است . عمدهٔ این ذخائر بر اثر جایگزینی دگرگونی مجاورتی در کنار استوک های سنگ های دیوریتی تا گرانودیوریتی که به درون ولکانیک ها یا رسوبات نفوذ کرده تشکیل می شود و در برخی مواقع تفکیک چنین نقطه هایی از ذخائر اسکارنی مشکل است . یک نمونه این ذخائر در مرکز شیلی گزارش شده است بنام ال رومرال که شامل یک توده به طول ۶۰۰ km است .

۳-۳-۱-۶-کانسار های جبه ای مس

این ذخائر عمدتا" به شیلی محدود شده است و احتمالا" موارد مشابهی هم در پرو یافت شده است . بر خلاف اینکه به ندرت از این دسته در جاهای دیگر دیده می شود ولی این یکی از مهمترین بخش های متالوژی شیلی به شمار می رود . سنگ درونگیر اینها عبارتست از توده های لایه ای شکل سنگ های آتشفشانی و رسوبات آذرآواری و در برخی موارد نیز لایه های آهکی .منشا تشکیل این کانسار ها شسته شدن مس توسط آب های سطحی از توده های آتشفشانی در حال سرد شدن بوده،وکانسار سازی بصورت انتشاری ورگچه ای به ضخامت حدود ۳۰متر وعیار ۰/۳بوده واز این نمونه می توان به بونا اسپرانزا اشاره نمود.در ایران براساس تحقیقات بعمل آمده برروی داده های ایزوتوپی رنیم و اسمیم در سولفیدهای مس- آهن ژرف زاد (کالکوپیریت و پیریت) کانسارهای مس پورفیری میدوک ونوچون ، نشان دهنده نقش بنیادین سیال های گرمابی کانه ساز مشتق شده از ماگمای جبه ای (توده نفوذی) در تامین فلز مورد نیاز برای کانی سازی در این کانسارها است(شفیعی وهمکاران،۱۳۹۳).

۳-۳-۲- کانسارهای مربوط به پیش کمان

تراف ها یا حوضه های پیش کمانی که به سمت دریا واقع می شوند را پیش کمان می نامیم شکل(۳-۸).توالی های رسوبی یک تراف خیلی ضخیم است و حدود ۱۲کیلومتر رسوبات مختلف را در خود دارد . در اینجا حرکت رو به جلوو بهم ریختگی و راندگی رسوبات مختلف روی هم به صورت وسیع دیده می شود . محل اصل تشکیل افیولیت ها در حقیقت همین جاست . رسوبات پیش کمان را قاره یا کمان ماگمایی و پوسته اقیانوس تامین می کنند و بدین جهت است که تنوع لایه های رسوبی بسیار متداول و قابل انتظار است . عمده کانسارهای این ناحیه مربوط به افیولیت های زون فرورانش است که شامل کانسارهای کرومیت و سولفیدهای تیپ قبرس است .که بطورکامل در فصل دوم شرح داده شده است.



شکل ۳-۸- موقعیت زمین ساختی پیش کمان

۳-۳-۲-۱- ذخائری که نابرجا بوده و توسط عوامل زمین ساختی جایگیری شده اند.

۱-کرومیت پدیفورم

این کانسار ها به صورت لایه ای بوده و در داخل دونیت های سرپانتینیتی شده که در حقیقت از جنس کف اقیانوس هستند و از گوشته فوقانی منشاء گرفته اند جای گرفته اند . پس از سابداکشن و در اثر عمل بلدوزرینگ اینها به صورت افیولیت های امروزی در آمده اند .

۲-سولفیدهای مس پیریتی استراتیفرم قبرس

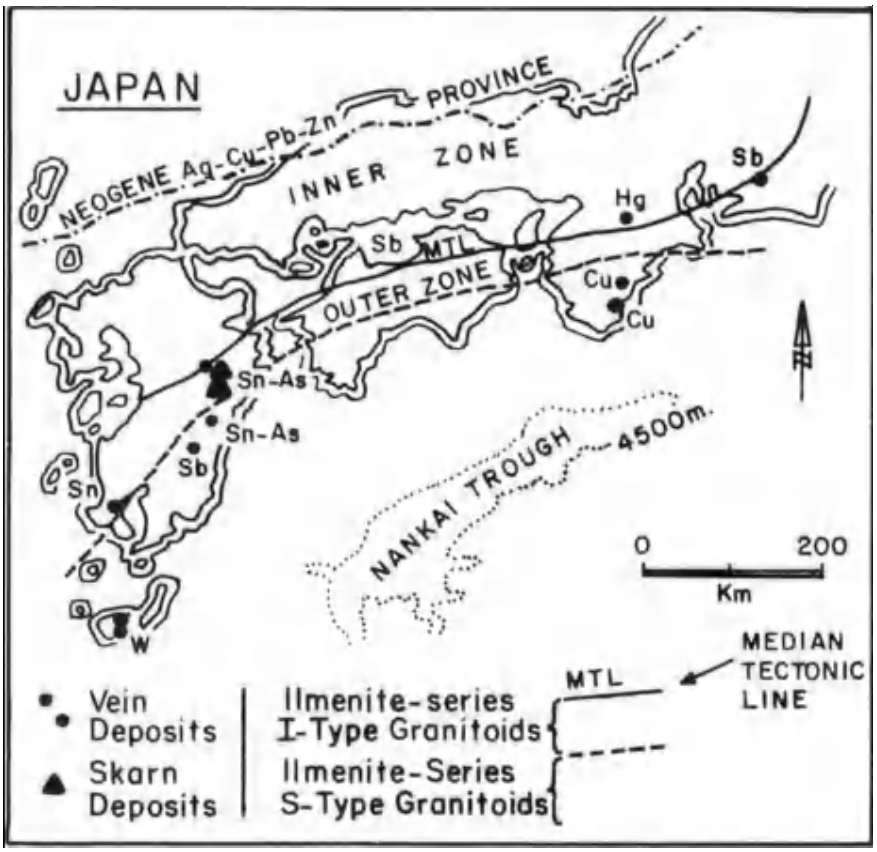
محیط تکتونیکی این ذخایر مناطق زون گسترش پوسته‌های اقیانوسی است ولی بعدها در اثر گسترش و توسعه کف اقیانوس اینها به محل ترنچ رسیده اند. کانی‌سازی در مجموعه بازالت های تولئیت بالشی که در قسمت فوقانی افیولیت ها هستند، تشکیل گردیده است**.** گسل های کششی مکان مناسب برای جابه‌جایی محلول های گرمابی بوده و بخشی ازکانی‌سازی در این فضاها بر جای گذاشته شده‌اند.

۳-۳-۲-۲-کانی زائی قلع ، اورانیوم ، مس در گرانیت های پیش کمان

۱-گرانیت های قلع دار پیش کمان

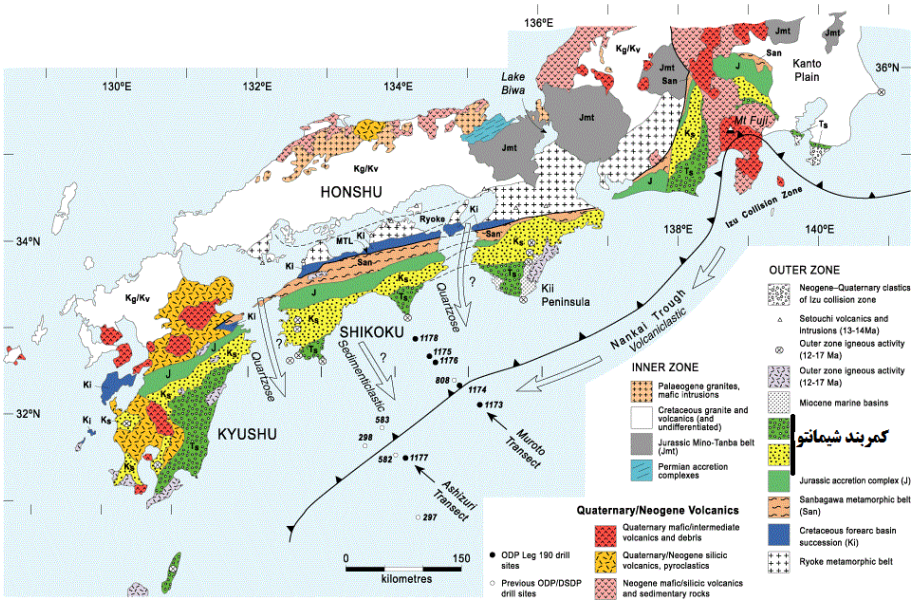
اگرچه این گرانیت ها بعنوان گرانیت هایی قلمداد می شوند که فاقد ذخائر بزرگی هستند ولی خیلی مهم هستند ، چرا که اینها تنها کانه زایی قلع است که در سنوزوئیک دیده شده است.پلوتون های سنوزوئیک در داخل کمربند شیمانتو در جنوب غربی ژاپن که شامل کمپلکس رسوبات نوع فلیش تریاس میانی تا ترشیاری میانی است و حدود ۱۵ km ضخامت را تشکیل می دهند ، واقع شده است این سنگ های پلوتونیک از گرانودیوریت تا آداملیت متغیرند و عموما" یک میزان بالایی

از K20/Na20 و همچنین FeO بالا و منیتیت پائین را نشان می دهند .البته در توف های سبز شرق ژاپن ذخائر قلع به همراه مقادیر کمتری تنگستن عمدتا" مرتبط با گرانیت های تورمالین دار هستند ، در یک معدن نیز اسکارن قلع داریم شکل(۳-۹) وشکل(۳-۱۰).



شکل ۳-۹) توزیع نهشته های فلزی در جلوی کمان ژاپن توجه کنید که گرانودیریت های حاوی ایلمنیت نوع Sونزدیک دراز گودال وگرانودیوریت نوع I تقریبا هم سن سری مگنتیت بهمراه مس طلا سرب وروی در شمال منطقه ودر پشت کمان مشاهده می شود.سیلیتو a۱۹۸۱

اوبا (۱۹۷۷) می گوید که این گرانیت ها از ذوب بخشی رسوبات ژئوسنکلینال و هضم سنگ های فلسیک تر پوسته ای حاصل شده است .

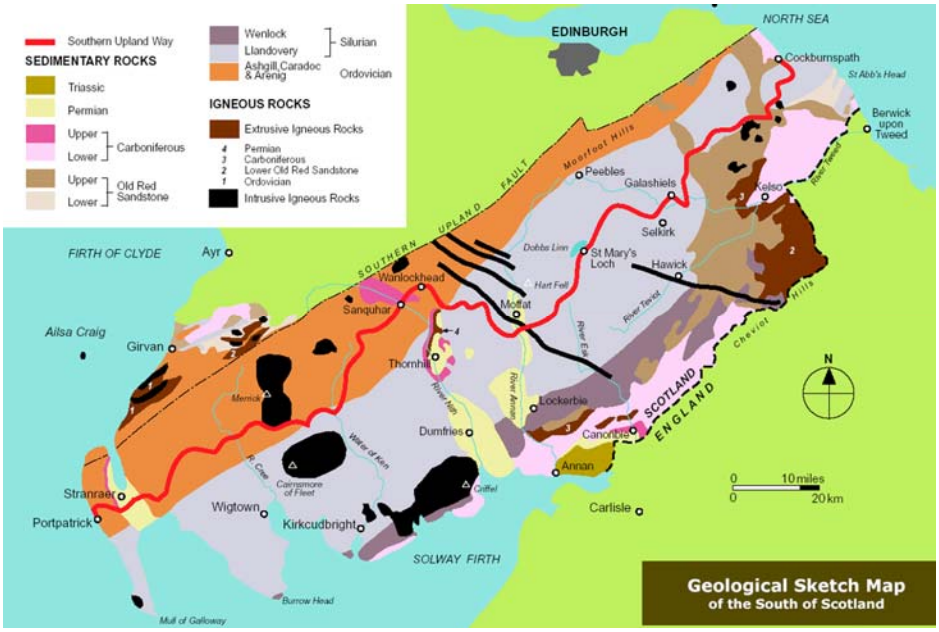


شکل ۳-۱۰- نقشه زمین شناسی ژاپن

۲-کانه زائی مس واورانیوم پورفیری

منطقه آپلند جنوبی در اسکاتلند حاوی رسوبات فلیش اردویسین فوقانی تا سیلورین هستند که به صورت تجمعی از ذخائر بادبزنی دریایی عمیق دیده می شوند و در طی سابداکشن به سمت شمال به شکل تکتونیکی ایجاد شده اند . Mitchell 1974 , Mitchell & Mckerrao 1975 , Leggett et al 1980)) .در قسمت غربی ارتفاعات آپلند جنوبی توده های گرانیتی دونین

زیرین، توده های سیاهرنگ (شکل ۳-۱۱) از درون فلیش ها نفوذ کرده اند که احتمالا" درست قبل از برخورد یا تصادم قاره ای انجام شده است .



شکل ۳-۱۱) نقشه ارتفاعات آپلند جنوبی.لکه های سیاه بیانگر توده های گرانیتی می باشد

اگر چه این پلوتون ها فاقد ذخائر اقتصادی اورانیوم هستند ولی گرانیت های لاچ دوون در منطقه اسکاتلند حاوی توده های دیوریت ها ، مونزودیوریت ها و مونزونیت های که همه از اورانیوم غنی هستند ضمنا" در مناطق دارای توده های گرانودیوریتی نیز نهشته های مس پورفیری با کمی مولیبدن گزارش شده است .

۳-۳-۲-۳-ذخائر اپی ژنتیک آنتیموان و جیوه

کانه های جیوه از پلیوسن تا حال در سرپانتینیت های آلتره مرتبط با منیزیت های داخل فلیش های مزوزوئیک کاوست رنج در کالیفرنیا و خصوصا" در معدن نیو آلماندن شناخته شده اند . همچنین در اردویسین نیوفاندلند نیز بطور مشابه دیده است . آلتراسیون سرپانتینیت ها به سنگ های سیلیسی – کربناتی که سنگ درونگیر کانه جیوه است در کالیفرنیا احتمالا" نتیجه چرخش آب های متئوریک کم حرارت و آب های دگرگون می باشد (وایت و همکاران ۱۹۷۳) در شوروی سابق نیز ذخائر جیوه تیپ کربنات – سینابر منیزیوم دار در گسله های داخل سنگ های ژئوسنکلینال ها تشکیل شده است . رسوبات ساده و کم عمق آنتیموان شامل استیبنیت و آنتیموان خالص در رگه های سیلیسی و کوارتزی و گانگ در اندازه های کوچک است که ناشی از تفریق ماگمای آذرین درونی هستند و با مقادیری از طلاع و نقره، پیریت و سولفید جیوه و سرب یافت می‌شوند.

کانی زائی آنتیموان به صورت استیبنیت مرتبط با کوارتز و کلسیت در زون های گسله فلیش های ترشیاری میانی پاکستان نیز گزارش شده است و معتقدند که به گسل ترانسفورم چمن مربوط است (Sillitoe 1978) فلیش ها در کنار مجموعه های پیش کمان قرار گرفته اند و احتمالا" زیر آنها سنگ های سرپانتینیتی می باشد .

کانی زایی آنتیموان به صورت استیبنیت در رگه های سیلیسی و در ارتباط با پیریت، آرسنوپیریت و طلادر فلیش های شرق ایران در منطقه شورچاه دیده می شود. گرانیتوئیدهای به شدت سیلیسی و برشی شده و سنگ های دگرگون درجه پایین غنی از کانی های فیلوسیلیکاتی، میزبان این رگه ها هستند. (مرادی ۱۳۹۴)

۳-۳-۲-۴-رگه های کوارتز طلادار

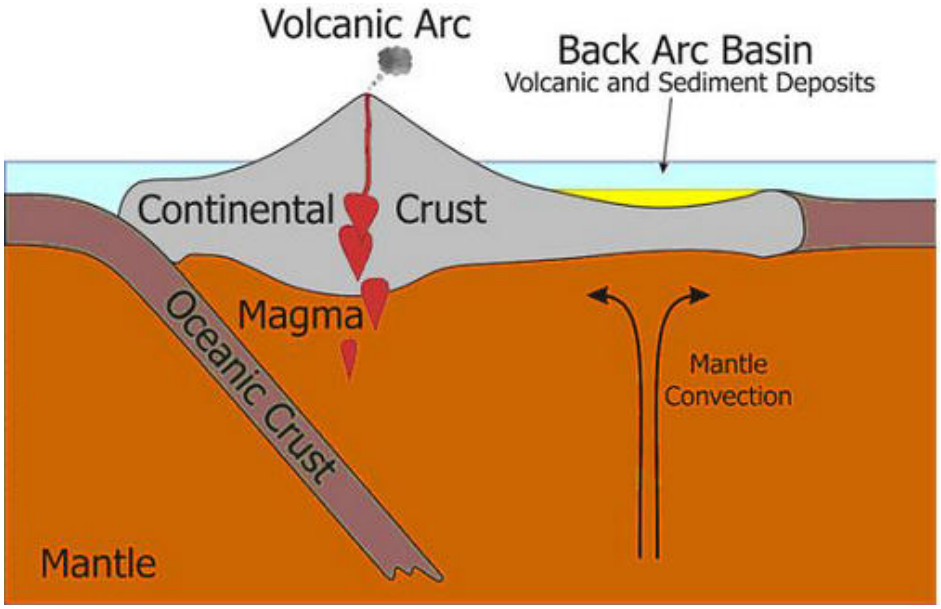
به عقیده (میشل و گارسن ۱۹۷۶) رگه های کوارتز طلادار در برخی از کمربندهای امروزی فلیش دگرشکل یا در اسلیت ها به صورت تجمعاتی در اعماق کمان بیرونی جایگزین شده اند و احتمالا" طی فرسایش طلا به صورت تخریبی حمل شده و پلاسرها را درست کرده است و این امکان ایجاد شده است که تجمعی از طلا در پیش کمان به وجود آید . اغلب این ذخائر مربوط به پالئوزوئیک زیرین و یا حتی قدیمی تر می باشند و تنها موارد شناخته شده از این دست در مزوزوئیک یا سنوزوئیک را می توان در سنوزوئیک انتهایی در تایوان دید ضمنا" قابل ذکر است که علاوه بر ذخایر فوق می توان وجود ذغال در پلاسرهای طلا را نام برد .

۳-۳-۳- کانسارهای مربوط به حوضه های پشت کمان (کمانهای داخلی)

با توجه به وضعیت فرورانش صفحه اقیانوس به زیر صفحه قاره ای و بسته به شیب این پلیت فرورونده پشت کمان اصلی یک حوضه کششی ایجاد می شود که در ابتدا در این حوضه پشت کمانی فعالیت آلکالن عمده ای مشاهده می شود . پلوتونیسم در این منطقه بعلت اختلاط ماگمائی با قاره دارای سیلیس بسیار بالایی خواهد بود شکل(۳-۱۲).

برای بوجود آمدن شرایط کشش در پشت کمان ها مدل های مختلفی ارائه گردیده است . طبق یکی از این مدل ها که برای منطقهٔ بِیسین اَند رینج در آمریکا ارائه گردیده است ، علت بوجود آمدن کشش در پشت کمان ، حرکت صفحهٔ آمریکای شمالی بر روی بخشی از پشتهٔ شرق اقیانوس آرام است (دینکسون و سیندر ۱۹۷۹) .

طبق مدلی دیگر که توسط یویدا (۱۹۷۸) ارائه گردیده است ، در نتیجهٔ فرو رفتن پوستهٔ اقیانوسی با شیب زیاد به زیر قاره و دگرگونی پوسته اقیانوسی فرورو مقداری آب آزاد می شود و در نتیجهٔ افزایش فشار بخار آب نقطهٔ ذوب جبهٔ واقع در بالای منطقهٔ فرورانش کاهش می یابد و مواد در این قسمت شروع به ذوب شدن می نمایند .



شکل ۳-۱۲)حوضه های پشت کمانی

در این مواد مذاب یک جریان همرفت ایجاد می شود که این جریان همرفت عامل بوجود آمدن تنش کششی و منشاء ماگما در پشت کمان می باشد (شکل ۳-۱۲) . عامل دیگری که می تواند در بوجود آمدن ماگماتیسم در پشت کمان دخالت داشته باشد ، تغییر شیب صفحهٔ اقیانوسی فرورو است ، بدین معنی که افزایش شیب صفحهٔ اقیانوسی فرورو و حرکت آن به طرف پائین باعث می گردد که مقداری از سست کرهٔ داغ و مافیک بطرف بالا حرکت کند تا جایگزین صفحهٔ اقیانوسی

شود . این مواد داغ باعث ذوب نسبی جبه و بوجود آمدن ماگمای ریولیتی غنی از عناصر لیتوفیل و نیز بوجود آمدن شرایط کششی در پشت کمان می شود (لیپ من ۱۹۸۰)

از جمله حوضه های پشت کمانی که هم اکنون فعال می باشند ، می توان از دریای ژاپن و دریای آندامن نام برد . اکثریت حوضه های پشت کمانی فاقد فعالیت میباشند و از آن جمله می توان از دریای جنوبی چین و دریای سولو نام برد (هاچینسون ۱۹۸۳)

در این نواحی علاوه بر کانسار های مولیبدن پورفیری که همراه با سنگ هائی نظیر گرانودیوریت ، آداملیت و مونزونیتِ کالک آلکالن یافت می شوند ، کانسار های مولیبدن پورفیری دیگری موسوم به کانسارهای مولیبدن پورفیری نوع کلیماکس نیز دیده شده است . همانطور که در فصل سوم توضیح داده شد ، کانسارهای مولیبدن پورفیری نوع کلیماکس با سنگ های ریولیت تا گرانیت پورفیری غنی از سیلیکا همراه می باشند . این کانسارها نسبت به کانسارهای مولیبدن پورفیری نوع کالک آلکالین ، دارای عیار بالاتری می باشند . این کانسارها در مرحلهٔ انتقالی ، بین کاهش سرعت همگرایی و آغاز تشکیل حوضهٔ پشت کمانی ، به فاصله ای حدود هزار کیلومتر و یا بیشتر، از حاشیهٔ قاره ای تشکیل می شوند (ساوکینز ۱۹۸۴) . این وضعیت در اثر افزایش شیب صفحهٔ اقیانوسی فرورو و همزمان با آن ، خیزش مذابی مافیک (حاصل از ذوب سست کره) در منطقه پشت کمان ، ایجاد می شود (وایت و همکاران ۱۹۸۱) . حرارت حاصل از این مذاب مافیک باعث ذوب نسبی پوستهٔ پائینی و تولید ماگمائی ریولیتی که غنی از عناصر لیتوفیل می باشد ، ادامهٔ خیزش این گنبدهای ریولیتی موجب تشکیل کانسارهای مولیبدن پورفیری از نوع کلیماکس ، می گردد .

۳-۳-۳-۱- ذخائر متاسوماتیک همبری

ذخائر متاسوماتیک همبری با مقادیر زیادی روی ، سرب ، نقره ، مشخص می شوند و نمونه ای از چنین ذخائر در بخش شرقی باتولیت ساحلی پرو (Petson 1975) وشرق sierra madre occidental در مکزیک (Salas 1975) دیده می شود. استوک های مجاور این ذخائر از لحاظ ترکیب از دیوریت تا گرانیت متغیر است ولی عمدتا" گرانودیوریت یا کوارتز مونزونیت است . سنگ های میزبان کربناته این ذخائر بطور تیپیک نشان دهنده یک پلاتفرم است .

این ذخائر حاصل جانشین استوک ها بجای واحدهای کربناته است ، سرب ، روی ، نقره مهم ترین و شاخص ترین ذخایر پشت کمانی هستند ولی بیشتر مواقع مقادیری از مس هم آنها را همراهی می کند .

کانسارها و نشانه های سرب و روی در منطقه انارک نمونه ای از این کانسار ها هستند(قربانی ۱۳۸۱)این کانسارها تنوع زیادی از نظر نوع، ریخت، کانی سازی و ترکیب مواد کانسنگی دارند. براساس ویژگی های زایشی، همه رخدادهای کانی سازی کانسارهای سرب و روی، متعلق به گروه گرمابی هستند. رخدادهای کوچکی از سرب و روی اسکارنی نیز وجود دارد. کانسنگ ها همگی دارای سرب ، روی و نقره و گاهی هم مس هستند که مقدار آنها در نقاط مختلف فرق می کند.

۳-۳-۳-۲- سیستم های رگه ای چند فلزی

سیستم های رگه ای چند فلزی شامل نقره ، سرب ، روی و گاهی هم مس ، نیز یکی از کانسارهای شاخص و خاص پشت کمان هستند و اختلاف و تفاوت عمده این کانسارها با ذخائر فوق در آنست که این ذخائر در سنگ های غیر کربناته گسترش دارند ولی در بسیاری از جاها (اینها با کانسارهای قبلی متاسوماتیک مجاورتی) مخلوط هستند در بسیاری از نمونه های چنین

کانسارهایی سنگ درونگیر و میزبان اینها ولکانیک های ترشیری می باشد ولی به طور محلی لایه های قرمز هم هستند . حتی اینها در شیست ها دیده شده اند قابل ذکر است که چنین ذخائری را به ندرت می توان در توده های نفوذی یافت و آلتراسیون در اینها شامل سیلیسی شدن ، سرسیتی شدن و کلریتیزاسیون است .

از آنجا که گفته شد اینها عمدتا" کانسارهای تیپ متاسوماتیک مجاورتی را همراهی می کنند . کانی سازی چند فلزی، از ویژگی های منطقه فلززایی انارک است. در این منطقه، انواع کانی سازی چندفلزی دیده شده است.

۳-۳-۳-۳- ذخائر رگه ای اپی ترمال

مثالی از این ذخائر را می توان در ذخیره جولکانی در پرو مشاهده کرد . این منطقه در مرکز آند در پرو قرار می گیرد . سنگ های داسیتی تاریولیتی میوسن پایانی است که رگه هایی را در برگرفته است . در اینجا نقره بعلاوه مقادیر قابل توجهی مس ، بیسموت و سرب و مقادیر کمتری طلا و ولفرام ، کانه های اصلی به شمار می روند . مطالعات پترولوژیکی نشان داده است که ماگمای ریوداسیت مولد این ذخائر غنی از سولفید بوده و بشدت اکسیده می باشد .

۳-۳-۳-۴- ذخائر قلع و تنگستن در سنگ های ماگمائی سیلیسی

بررسی های میشل و گارسن چهار نمونه از کانسار های قلع وتنگستنی که در نواحی پشت کمان در سنگ های ماگمایی سیلیسی تشکیل شده اند را بشرح زیر بیان می نماید.

الف) ذخائر قلع ترشیاری بالایی در بولیوی

ب) کمربند قلع غربی در جنوب شرقی آسیا

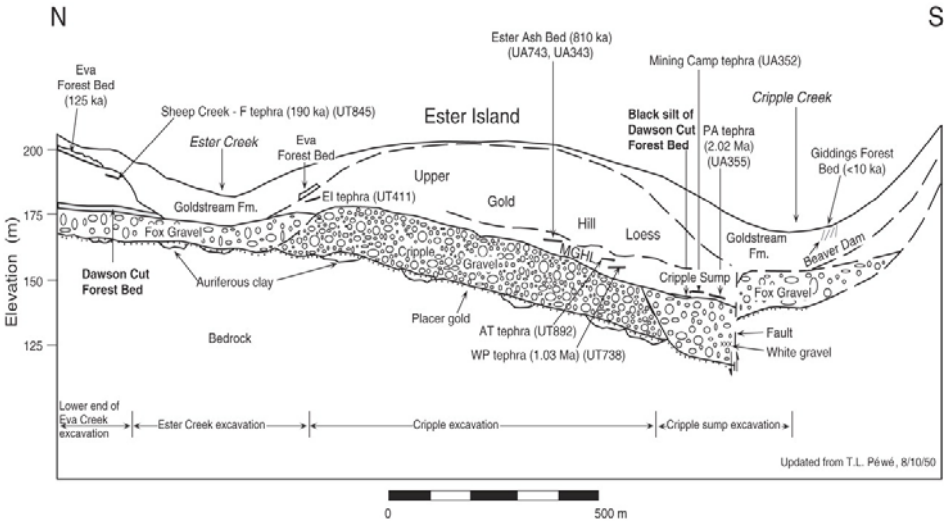
ج) مینرالیزاسیون قلع و تنگستن در نوادا وایداهو

د) تنگستن و آنتیموان جنوب شرقی چین

سنگ درونگیر اینها عمدتا" شامل گرانیت و کوارتز مونزونیت می باشد و می تواند از تیپ S یا I باشند .

۳-۳-۳-۵- ذخائر طلای پشت کمانی

یک دسته کوچک از ذخائر طلا که اهمیت عمده ای دارند در ارتباط با سنگ های آلکالی مثل سینیت یا تراکیت و فونولیت شناخته شده است . مهم ترین مثال از این گروه می توان به Cripple creak در کلرادو اشاره نمود. شکل(۳-۱۳).طلا در آن به صورت تلوریدهای نفره – طلا می باشد.



شکل ۳-۱۳-مقطع زمین شناسی منطقه Cripple creakدر کلرادو

وجود طلا به صورت تلوریدهای طلا – نقره مهمترین خصوصیت ژئوشیمیایی اینهاست . همچنین وجود فلوئورین بعنوان یک گانگ یکی از خصوصیات شاخص این کانسار است .

۳-۳-۳-۶- ذخائر مولیبدن پورفیری تیپ کلیمکس

همانطور که در فصل دوم ذکر شد بخش مهمی از تولید مولیبدن جهان از سری های بزرگ کانسارهای مولیبدنی فوق بدست می آید .این مولبیدن ها در ارتباط با یک سری ریولیت های پورفیری غنی از مواد آلکالی و سیلیس می باشند که در حدود ۱۷ تا ۳۳ میلیون سال پیش جایگزین شده اند (به صورت استوک های دیاپیری) این تیپ از توده های نفوذی از لحاظ ترکیب با توده های نفوذی حاوی مس پورفیری موجود در کمان های اصلی فرق می کنند و اینها تمایل دارند که عیار بیشتری از مولیبدن داشته باشند .اینها در حقیقت مربوط به نواحی کشش پشت کمانی هستند .

۳-۳-۳-۷- ذخائر ماسیوسولفید تیپ کروکو

این ذخایر در کمربندهای آتشفشانی زیر دریایی مرتبط با زون فرورانش جزایر قوسی یا زون بازشدگی پشت کمربند جزایر قوسی تشکیل می‌شوند.اینها در حقیقت در کمربند معروف توف سبز میوسن در هنشو و هوکایدوی ژاپن قرار می گیرند . همه ذخائر یک ارتباط زمانی – مکانی ویژه ای را با ولکانیسم زیر دریایی داسیتی تا ریولیتی نشان می دهند ولی در برخی جاها اینها با سنگ های ولکانیک رسوبی ارتباط ندارد .

سنگ های همراه عبارتند از: مجموعه‌ای آندزیت- داسیت و ریولیت نوع کالک آلکالن. این گونه ذخایر که در مرحله پایانی فعالیت های آتشفشانی شکل می‌گیرند عمدتاً در اطراف کالدراها و در محل هایی که توده‌های نفوذی اسیدی در عمق وجود دارند، کشف شده اند . این نوع سولفید توده ای ابتدا در کمربند توف‌های سبز ترشیاری ژاپن در منطقه کروکو کشف شده‌اند و

بعداً در سایر نقاط دنیا در زمان های مختلف زمین شناسی کشف گردیده‌اند. ذخیره شامل دو بخش توده‌ای و بخش استوک ورک است. بخش توده‌ای غالباً به شکل عدسی است. ضخامت عدسی به چندین متر و گسترش آن به جندین صد مترمی‌رسد. کانی‌سازی در بخش توده‌ای دارای لایه‌بندی است و ذرات سولفید بسیار دانه‌ریز هستند. بخش استوک ورک در داخل سنگ های آتشفشانی تشکیل شده است و سولفیدها به نسبت دانه درشت‌تر هستند.

ساوکینز همچنین به ذخائر ماسیوسولفید پالئوزوئیک با سنگ درونگیر ولکانیک و همچنین ذخائر فلزات پایه و قیمتی اشاره می کند که در این محیط ها (حوضه های پشت کمانی) بوجود می آیند.

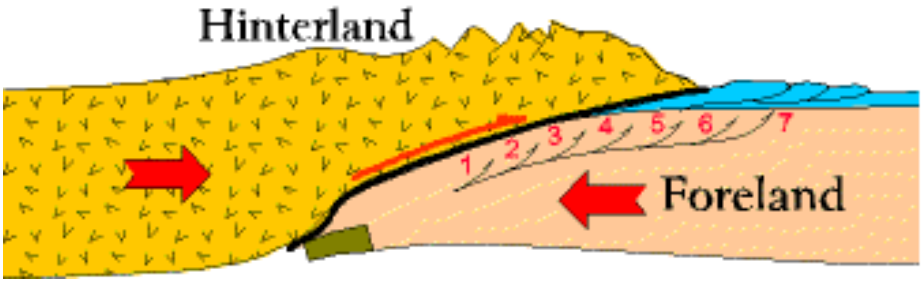
۳-۳-۴- کانسارهای مرتبط با خط درز

تصادم های حاصل از عملکرد چرخه ویلسون (قاره–قاره) و همچنین تصادم های ناشی از کمان – کمان یا کمان– قاره به بالا راندگی کمپلکس های افیولیتی منجر میگردد که قطعاتی از پوسته اقیانوسی را با خود بهمراه دارند . که همراه رسوبات پلاژیک و سنگ های افیولیتی و عمدتا" همراه با سرپانتینیت ها و شیست های گلوکوفان دار و و لاستونیت دار که در روی هینترلند و یا حتی در روی کمربند رورانده شده فورلند قرار دارد زاگرس ایران شامل یکی از بهترین نمونه های این پدیده هاست (میشل و گارسن ۱۹۸۴)در این محیط عمده کانسارهائی که وجود دارند عبارتند از کرومیت و سولفید های توده ای است که در روی حاشیه قاره رانده شده اند ، همچنین سولفید های توده ای تیپ قبرس که در افیولیت ها دیده می شود در اینجا نیز اهمیت پیدا می کند . چنین ذخائری را می توان در هر جائیکه عمل برخورد صورت گرفته باشد کم و بیش یافت . از ذخائر دیگری که میشل و گارسن ذکر می کنند وجود ژادئیت ولوسیت است که دو کانی مرتبط با متامورفیسم است که در ارتباط با این محیط تشکیل می شوند اینها عمدتا" در ملانژها پیدا می

شوند . ولفرامت همواره متداول تر از ژادئیت است . اینها همواره در ارتباط با شیست های گلوکوفان ولاوسونیت دار که در عمق حداقل ۲۵ کیلومتری تشکیل می شوند تنها یک نمونه ژادئیت به صورت اقتصادی شناخته شده است و به شکل دایک های حاوی آلبیت – ژادئیت که احتمالا" مربوط به مزوزوئیک بوده و پیش از آلبین می باشد و در سرپانتینیت های شمال کشور برمه قرار می گیرد .

۳-۳-۵-کانسارهای مرتبط با حاشیه هینترلند (صفحه رورانده)

همواره هینترلند تغییر شکل کمتری نسبت به فورلند پیدا می کند و دلائل بر اینکه یک سری گرانیت های آناتکسی مربوط به سنوزوئیک در چنین محیط هایی داشته باشیم وجود دارد . همچنین قابل ذکر است که علیرغم این مسئله صفحه رورانده همواره نیز ارتفاع بیشتری می گیردشکل(۳-۱۴) این مسئله ما را در ایران (زاگرس مرتفع) و هیمالیا بخوبی شاهد هستیم که همواره در حال ارتفاع گیری هستند (علاوه بر مسئله فشار همگرایی که در این محیط ها اعمال می شود) اعتقاد بر این است که شاید این صفحه زیر رانده باشد که بعلت کمی وزن حجمی نمی تواند به داخل گوشته فرورود و در زیر صفحه رورانده، بالا آمده و باعث افزایش ارتفاع مزبور بشود .



شکل۳-۱۴- موقعیت هینترلند وفورلند در تصادم قاره ها

راندگی نیز یکی از فرایندهای متداول در این بخش است . بعلت فقدان فعالیت ماگمائی در این نواحی نمی توان انتظار تیپ های مشخصی از کانسارها را نام برد . آنچه که قابل ذکر است عبارتست ازسنگ های قیمتی در کشمیر ، افغانستان و برمه که مرتبط به وضعیت تکتونیک سنوزوئیک می باشد . این ذخائر در ارتباط با دگرگونی است که در اثر تصادم بوجود آمده است .

۳-۳-۶-کانسارهای مربوط به کمربند تراستی فورلند

ذخائر بزرگی که از قلع و تنگستن بهمراه فلوئوریت و نیوبیوم و همچنین اورانیوم ماگمائی دیده می شوند در ارتباط با گرانیت های مناطق تصادم هستند که در کمربند تراستی فورلند قرار گرفته اند ،از نمونه های چنین ذخائری می توان به گرانیت های حاوی قلع در مالزی و ذخائر مهم اورانیوم در راسینگ نامیبیا اشاره کرد .

۳-۳-۶-۱- ذخائر قلع و تنگستن مرتبط با گرانیت های نواحی تصادم

نمونه هایی از اینها را می توان به صورت زیر خلاصه کرد (میشل گارسن ۱۹۸۴)

الف) ذخائر قلع و اورانیوم در گرانیت های ترشیاری ، هیمالیای مرتفع

ب) ذخائر قلع گرانیت های پالئوزوئیک زیرین ، هیمالیای پائین

ج) کمربند قلع مرکزی ، جنوب شرقی آسیا

ه) قلع و تنگستن در گرانیت های هرسینین دیرین ، پرتغال

این گرانیت ها آناتکسی بوده و در بیشتر نقاط به صورت دومیکا (مسکویت و بیوتیت) می باشد و در حقیقت فرآیند میگماتیتی زاسیون اینها را باعث شده است . این گرانیت ها عمدتا" در طول کمربند هرسی نین اروپائی غربی دیده شده اند و توسط (Pitches 1979) بنام کمپلکس های گرانیتی نوع هرسینی نامگذاری شده اند . در مقابل آنهائی که به نام نوع آندی هستند مربوط به مناطق فرورانش می باشند.

علاوه بر مثال های فوق در ماسیف سانترال فرانسه و آلمان و چکسلواکی نیز می توان ذخائر مشابهی را یافت . معروف ترین ذخائر قلع در کمربند قلع مرکزی جنوب شرقی آسیا قرار می گیرد و حتی بجز گرانیت های قلع دار ، پلاسرهای قلع نیز در همین کمربند مشاهده می شود که منشاء آنها همین گرانیت ها است .

۳-۳-۶-۲-ذخائر اورانیوم مرتبط با گرانیت های نواحی تصادم

میشل و گارسن (۱۹۸۴) از این نوع نمونه ها را به شرح زیر مثال می زنند .

الف) اورانیوم ماگماتیک در معدن راسینگ در نامیبیا

ب) مینرالیزاسیون اورانیوم در غرب ماسیف سانترال فرانسه

گرانیت های تیپ S که در مناطق تصادم شکل می گیرند در برخی موارد حاوی اورانیوم نیز هستند معدن راسینگ از این دسته ذخائر و بزرگترین معدن اورانیوم جهان می باشد همچنین بزرگترین و غنی ترین گرانیت حاوی اورانیوم نیز هست و ضمنا" قدیمیترین ذخائر شاخص این تیپ می باشد.

۳-۳-۶-۳- ذخائر پگماتیتی

کمربند پگماتیت های جنوب آسیا شامل ذخائر و همچنین اندیس هایی از فلزات کمیاب و پگماتیت های حاوی سنگ گوهر می باشد که از هندوکش تا هیمالیا و تا شمال برمه کشیده می شود . از وضعیت قرار گیری این کمربند می توان دریافت که این پگماتیت ها همگی مربوط به تصادم هند و آسیاست.

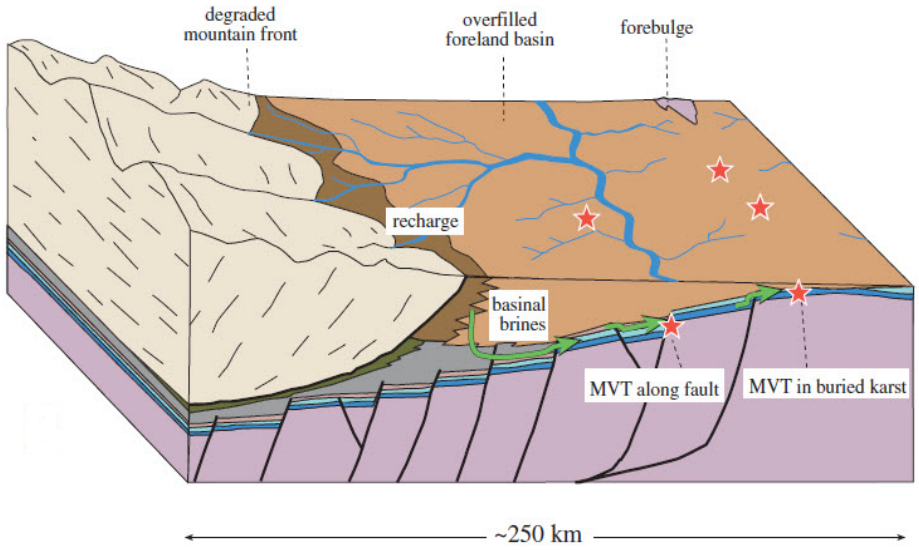
۳-۳-۷-کانسارهای مرتبط با حوضه های فورلند

۳-۳-۷-۱- کانسارهای سرب و روی با میزبان کربناته:

این ذخایر در سنگ های کربناتی (دولومیت، آهکی) واقع در پلاتفرم بدون تغییر شکل که در قسمت رو به خشکی حوضه های مرتبط با کوهزایی تشکیل می شوند، یافت می شوند. ذخائر تیپ دره می سی سی پی نشان دهنده یکی از زیر گروه های مهم و جهانی ذخائر سرب – روی با میزبان کربناته هستند . علاوه برخاستگاه فوق، گاهی این ذخایر در مکان های کربناتی موجود در سمت رو به خشکی کمربندهای تراستی تشکیل می شوند. از مهمترین عوامل کنترل کننده کانی سازی در این تیپ ذخایر می توان به حاشیه واحد شیلی، منطقه انتقالی از آهک به دولومیت، کمپلکس های ریفی، برش فرو ریزشی، گسل ها و توپوگرافی سطح پی سنگ اشاره کرد. هر یک از آنها در یک میدان کانی سازی (دریک منطقه جغرافیایی) می توانند نقش کنترل کننده اصلی و بقیه نقش کنترل کننده فرعی داشته باشند

با توجه به موقعیت جغرافیایی ویژه بیشتر حوضه های دارای ذخایر تیپ می سی سی پی درون مناطق قاره ای قرار دارند و بنظر میرسد که هیچ گونه ارتباطی با مکانیسم های تکتونیک صفحه ای ندارند . هم اکنون مشخص شده است که رویدادهای تصادمی در حاشیه های قاره ای نقش مهمی را در بوجود آوردن شورابه های رسوبی از ریفت اولیه یا از حوضه های پیش خشکی بازی می کنند . این قبیل شورابه های تکتونیکی می توانند صدها کیلومتر در درون سنگهای مناطق قاره ای حرکت نمایند .شکل(۳-۱۵).

بر اساس اطلاعات بدست امده از انکلوزیون های سیال ، یکی از سیالات اصلی کانه ساز آب های شوری است که از حوضه های مجاور خارج شده اند . گذشته از این ، این ذخائر در سنگ های کربناتی نزدیک به لایه های ماسه سنگی یا گسل ها رخ می دهند ، که نقش آنها تسهیل حرکت سیالات در مقیاس وسیع می باشد .



شکل ۳-۱۵-نحوه تشکیل کانسار تیپ دره می سی سی پی در گسل ها و کارست های فورلندبر اثر مهاجرت شوراب ها(maynard&okita 1991)

۳-۳-۷-۲- ذخایر سرب با میزبان ماسه سنگی

این کانسارها حاصل تمرکز گالن و اسفالریت استراتی باند تا استراتیفرم به صورت تکراری از توده های صفحه ای شکل ، در سنگ های رسوبی ماسه سنگی می باشند.سنگ درونگیر مناسب این کانسارها، ماسه سنگ آرکوزی و کوارتزیتی، کنگلومرا و سیلتستون با رخساره های قاره ای و یا دریایی است. همچنین ممکن است رسوبات تبخیری با گسترش محلی وجود داشته باشند. از نظر محیط مناسب تشکیل، سنگ های میزبانی که در محیط های مختلط قاره ای و دریایی مانند محیط های کوهپایه ای، آبرفتی، لاگون دریاچه ای، لاگون دلتایی، لاگون ساحلی و کانال های جزر و مدی تشکیل یافته اند برای تشکیل این کانسارها مناسب هستند. همچنین محیط های تکتونیکی پایدار با هوازدگی عمیق که متعاقباً تا حدی تحت تأثیر فعالیت های کوهزایی قرار گرفته و بالاآمدگی در آنها رخ داده است محیط مناسبی را از نظر خاستگاه تکتونیکی تشکیل می دهند. پی سنگ مناسب آنها سیالیک، اساساً گرانیتی و یا گنایس های گرانیتی است.

نمونه هایی از این ذخائر را می توان در ماسه سنگ های دریایی کم عمق حاشیه های شرقی کالدونیا در نزدیکی سپر بالتیک مشاهده نمود . مثال های دیگری نیز از این ذخایر در ماسه سنگ های نوااسکاتیا شرق کانادا و نیز در کوارتزیت ها و کنگلومراهای گروه ولاستون در شمال ساسکا چوان کانادا وجود دارند . اما بطور کلی ذخایر سرب با میزبان ماسه سنگی تریاس در آلمان فرانسه و مراکش و ذخائر سرب و مس موجود در ماسه سنگ های غرب و شمال افریقا احتمالا" در ارتباط با محیط های کافتشی قاره ای هستند.

این ذخائر نسبت به ذخائر تیپ دره می سی سی پی بطور قابل ملاحظه ای از سرب غنی ترند که می تواند نشانه وجود اکیفرهای ماسه سنگی گسترده ای باشد.

فصل ۴

کانسار های مرتبط با نقاط داغ

هدف های کلی

بر روی صفحات اقیانوسی ، آتشفشانی زیر دریایی در فاصله ۲۰۰۰ کیلومتری شکاف اقیانوسی دیده می‌شوند که مربوط به زمان حال می باشند و ارتباطی با شکاف های اقیانوسی ندارند. در این فصل به بررسی این نواحی که همان نقاط داغ می باشند می پردازیم.

هدف های رفتاری

با توجه به هدف های کلی یاد شده شما قادر خواهید بود با مطالعه این فصل مطالب زیر را فرا گیرید:

۱. خصوصیات نقاط داغ.
۲. کانسار های مرتبط با نقاط داغ.
۳. **توده های نفوذی مافیک لایه ای مرتبط با نقاط داغ وکانسنگ های همراه.**
۴. محیط زمین ساختی کربناتیت ها وکانسار های مرتبط با آنها.
۵. محیط زمین ساختی وذخایر همراه با کیمبرلیت .

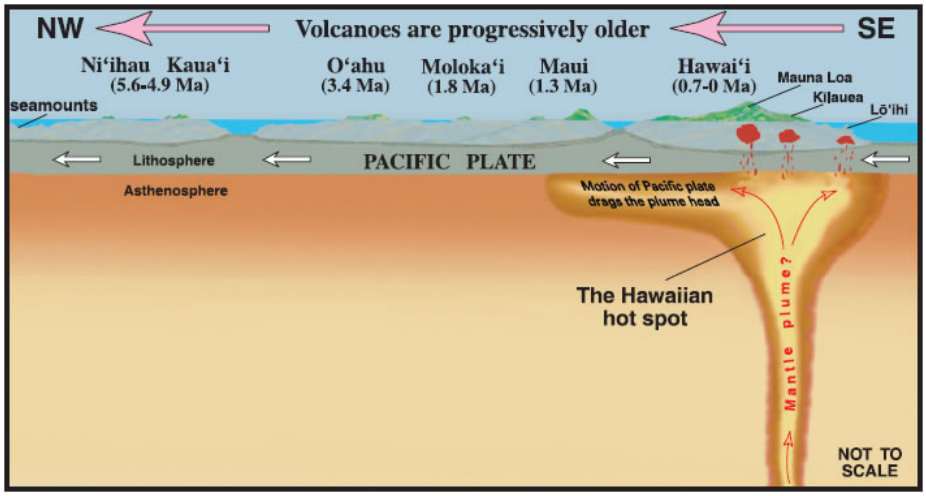
۴-۱- مقدمه

نقاط داغ در واقع مراکز فعالیت‌های ولکانیک ادوار گذشته و حال می‌باشند . متذکر می‌شود اگر چه نقاط داغ روی صفحات سنگ کره قرار دارند ولی از نظر مکانی غالباً فاصله زیادی با حاشیه‌های فعال صفحات دارند. نقاط داغ می‌توانند به صورت آتشفشان‌های منفرد و یا گروهی هم درسنگ کره قاره ای و هم در سنگ کره اقیانوسی ظاهر شوند. در کف عمیق سنگ کره های اقیانوسی زنجیره‌هایی از آتشفشان ها به عنوان نقاط داغ مشاهده شده است. نقاط داغ دیگری نیز در حاشیه‌های سازنده صفحه ها به چشم می‌خورند.

لازم به تذکر است که آتشفشان های مربوطه به جزایر و رشته‌کوه های قوسی موجود در بالای منطقه فرورانش از رده نقاط داغ خارج هستند و بعبارت دیگر در این ردیف و مفهوم بحساب نمی‌آید.

دسته ای از نقاط داغ آنهایی هستندکه در طول حاشیه‌های سازنده صفحات ظاهر می‌شوند. شاید بتوان جزیره ایسلند را در این رابطه بعنوان بهترین نمونه معرفی کرد. دسته دیگر نقاط داغی هستند که داخل صفحات سنگ کره اقیانوسی واقع هستند از نمونه‌های جالب این دسته جزایر هاوائی است که در آن آتشفشانهای کیلائوا و مانا لوا هنوز فعال هستند.شکل(۴-۱) گروه سومی نیز از نقاط داغ شناخته شده‌اند که در سطح سنگ کره قاره‌ای واقعند. نمونه بارز این دسته منطقه ترمال پارک یلستون است که دارای چشمه‌های آبگرم و آبفشان های فعال بوده و همچنین دارای گدازه های جدید بازالتی است که در این محل بیرون ریخته است.

براساس نتیجه مطالعات ویلسن از ۱۲۲ نقطه داغ مهم و شناخته شده ۵۳ عدد روی پوسته اقیانوسی و ۶۹ عدد روی پوسته قارهای واقع هستند. از نقاط داغ مربوط به پوسته اقیانوسی ۱۵ عدد روی محور پشتهها و ۹ عدد دیگر با فاصله نه چندان دور از محور پشتههای اقیانوسی ومابقی در درون صفحه واقع شدهاند. در بین صفحات بزرگ سطح زمین صفحه آفریقا بیشترین نقاط داغ را که مجموعاً ۴۳ عدد است در خود جای دادهاست از این ۴۳ نقطه داغ ۲۵ عدد در پوسته قارهای و ۱۸ عدد باقیمانده روی پوسته اقیانوسی قرار دارند.



شکل۴-۱)دسته جزایر هاوائی که در آن آتشفشان های کیلائوا و مانا لوا هنوز فعال هستند.

۴-۲- خصوصیات نقاط داغ

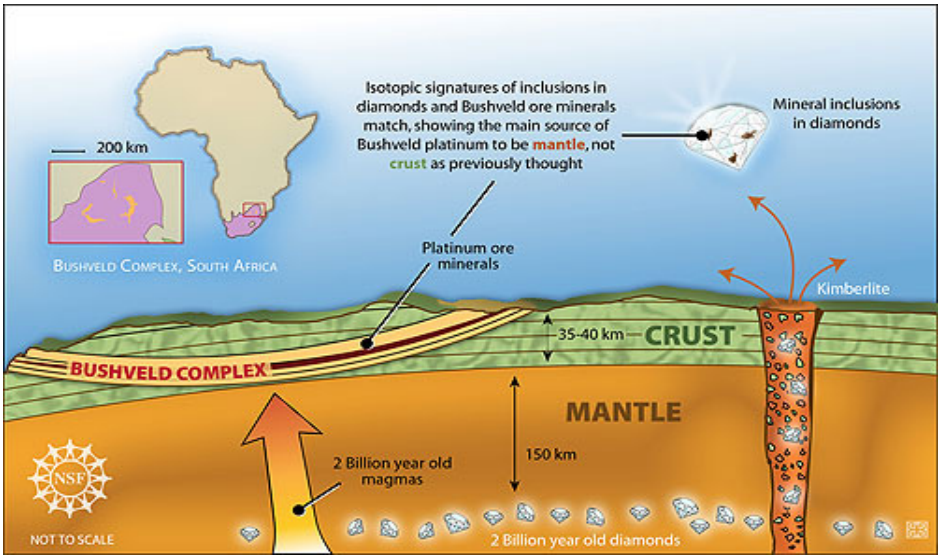
آتشفشان های جزایز هاوایی در اقیانوس آرام قرار دارند و فعالترین آتشفشان های دنیا به شمار میآیند. در واقع مجمع الجزایر هاوایی جزایری آتشفشانی هستند که در امتداد خطی (جنوب شرق - شمال غرب) پراکنده اند. برای پیدایش این آتشفشان ها فرض میشود که در داخل گوشته

فوقانی نقطه‌ای بسیار گرم به پهنای تقریبی ۱۰۰۰ کیلومتر وجود دارد. با توجه به حرکت و جابجایی صفحه اقیانوس آرام که از روی این نقطه مانند یک قالی جابجا می‌شود و در نتیجه در این محل گرمای زیادی دریافت می‌کند لذا ذوب می‌شود و آتشفشان های خطی ، مانند جزایر هاوایی بوجود می‌آید. با توجه به سن سنگ های آتشفشانی که قدیمی‌ترین آنها در حدود ۷۵ میلیون سال سن دارد می‌توان چنین نتیجه گرفت که قدیمی‌ترین آتشفشان جزایر هاوایی ۷۵ میلیون سال قبل ، در نقطه فعلی هاوایی قرار داشته و طی این مدت از آن دور شده است.

گروهی از پژوهشگران همانند تاپونیر و همکاران (۱۹۸۲) اعتقاد دارند که نقاط داغ درون صفحات با فعل و انفعالات تکتونیکی صورت گرفته در حواشی صفحات ارتباط دارند و مفهوم کافتش در ارتباط با برخورد را عنوان میکنند .

۴-۳- کانسار های مرتبط با نقاط داغ

گرووز و دیگران (۲۰۰۷) معتقدند که نقاط داغ بر روی سست کره متورم شده که در زیر سنگ کره است ایجاد می شوند. آنها بطور کلی معتقدند که کانسارهای مرتبط با فرایندهای نقاط داغ را به سه گروه ذخائر مرتبط با توده های نفوذی بازیک ، ذخائر مرتبط با توده های نفوذی عمیق از نوع آلکالی و ذخائر مرتبط با ذوب گوشته متاسوماتوز شده از نوع سنگ کره(SCLM) تقسیم نموده اند .کانسارهای حاصل از گروه اول همگی ناشی از پدیده جدایش اجزاء ماگما بوده که بصورت نفوذی های لایه ای شکل درآمده اند (کاترین و همکاران ۲۰۰۵) . از آن جمله می توان به کانسار بوشولد در آفریقای جنوبی اشاره نمود که مقادیرزیادی کروم و پلاتین از آن استحصال می گردد (ایوانز، ۲۰۰۰). استیل واتر و سادبوری اشاره کرد . شکل (۴-۲)این کانسارها در مرکز سپرها یافت می شوند و تعدادی از این نوع کانسارها نیز در حاشیه سپرها می توانند یافت شوند (گرووز و همکاران ۲۰۰۷)



شکل ۴-۲) مقطع ساده ای از کمپلکس بوشفلد

ماگمای بازیک والد این کانسارها در نقاط داغ داخل گوشته به احتمال قوی حاصل بالا آمدن گنبدهای جبه ای در زیر SCLM آرکئن است . بررسی های توازن جرم که توسط کاترین و همکاران (۲۰۰۵) انجام شده است نشان میدهد که ماگمای اولیه شدیدا" از عناصر کانه ساز غنی بوده است که توانسته تناژ بالایی از عناصر کانه ساز را متمرکز نماید .

نمونه کلاسیک ذخایر گروه دوم کانسارهای الماس هستند که توسط ماگمای مشتق شده از گوشته به سطح زمین آورده شده و بوسیلهٔ فرآیندهای رسوبی در درون پلاسرها توزیع مجدد یافته اند . از نظر سنی عمدتا" در سپرهای پرکامبرین یافت می گردند . زمین شناسان بر این باورند که الماس های موجود در نزدیک سطح زمین در گوشته شکل گرفته اند وسپس با فوران آتشفشان هایی با منبع عمیق ، به سطح یا نزدیکی سطح زمین راه یافته اند.این فوران ها موجب تشکیل دودکش های

کیمبرلیتی و لامپروئیتی شده اند شکل(۴-۲).الماس ها در اثر هوازدگی وفرسایش نهشته های حاصل از فوران ، دررسوبات رودخانه ای وساحلی تجمع می یابند.(کانسارهای پلاسری الماس).

تشکیل الماس های طبیعی مستلزم دما وفشار بسیار بالایی است.این شزایط محیطی در نواحی محدودی از گوشته زمین وجود دارد که حدود ۱۵۰ کیلومتر زیر سطح زمین قرار دارند و دمای حداقل ۱۰۵۰ درجه دارند.

گروه سوم ذخائر یعنی آنهایی که حاصل ذوب گوشته متاسوماتوز شده هستند شامل کانسارهای اکسیدهای آهن ،طلا ومس هستند . این ذخائر غنی از اکسیهای آهن ، فسفر، فلوئور و عناصرنادر خاکی و عاری از سولفورهستند (ویلیامز و همکاران ۲۰۰۵) . این کانسارها عمدتا" در فاصله یکصد کیلومتری از حاشیه سپرها و به سن آرکئن مانند ذخائر کاراجاس در برزیل ، المپیک دم در استرالیا و پالبرا در آفریقای جنوبی و یا مرز بین آرکئن – پروتروزوئیک واقع می شوند . کانسار عظیم آهن – فسفر کایرونا جایگزینی مشابه ای را با این گروه از کانسارها دارد .

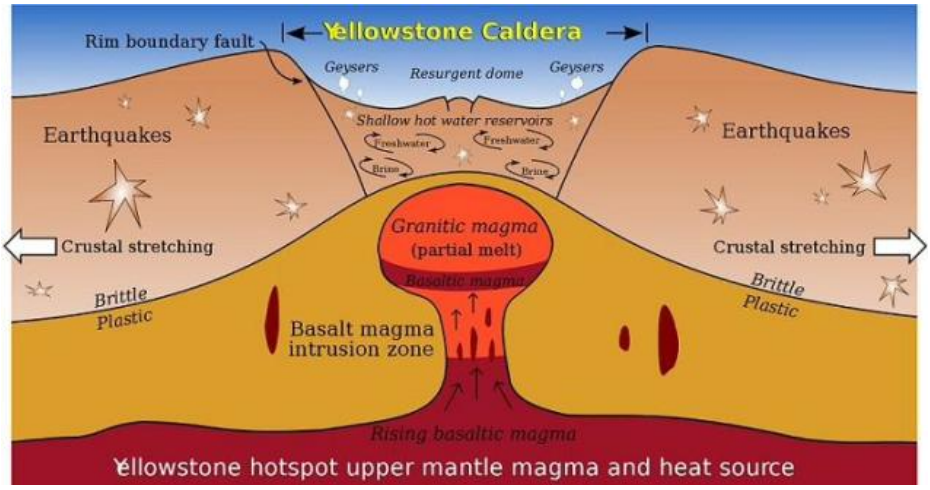
تمامی این کانسارها از نظر زمانی و مکانی با تودهای نفوذی گرانیتی غیر کوهزایی آلکالی یا از نوع تیپ **I** هستند که در کراتون ها جایگزین شده اند . مجموع مشخصات فوق ، بیانگر این واقعیت است که کانسارهای اکسید آهن ، طلا ومس همگی مرتبط با فرایند گنبدی شدن ناشی از ذوب گوشته متاسوماتوز شده هستند که طی فرآیندهای فرورانشی و یا دیگر فرایندهای تکتونیکی که در حاشیه سپرها اتفاق افتاده است بوجود آمده اند (گرووز و همکاران ۲۰۰۷)

مورگان (۱۹۷۲) به این اشاره می کند که نقاط داغ نمودهایی از حرکت صعودی پلوم های گوشته ای هستند . به نظر بورک (۱۹۷۷) وجود نقاط داغ بر روی پوسته فوقانی به نرخ حرکت نسبی گنبدها بین نرم کره خاستگاه و سنگ کره قاره ای نقطه داغ بستگی دارد .

رانده شدن سنگ کره قاره ای در امتداد یک نقطه داغ منجر به شکل گیری خطوطی از آتشفشان های بازالتی خواهد شد که می توان به نمونه هایی از قبیل گدازه های بازالتی سنوزوئیک در شرق استرالیا و ماگماتیسم ریولیتی و بازالتی سانک ریور پلین و مناطق یلواستون اشاره کردشکل(۴-۳)

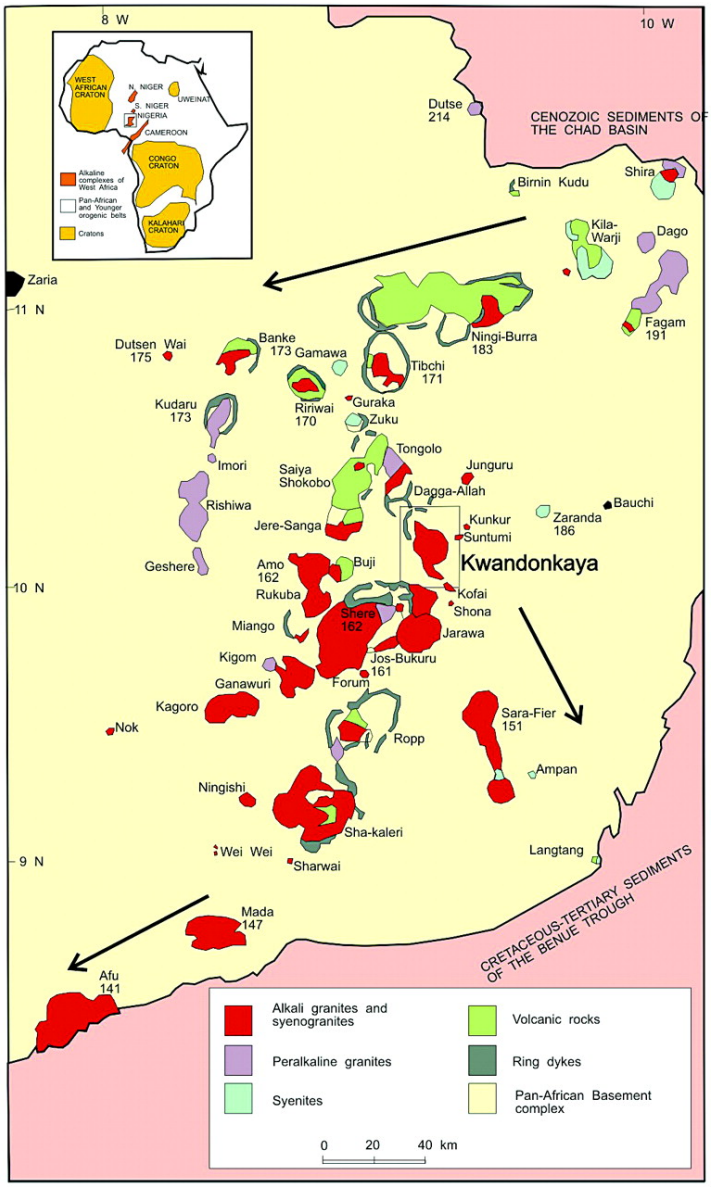
۴-۳-۱- ذخائر قلع ونیوبیوم همراه با سنگ های گرانیتی

انطباق کاملا" معنا دار و روشن بین کانه زایی قلع با سنگ های گرانیتی که در محیط های درون قاره ای جایگیری کرده اند دیده می شود . به اعتقاد بورک و دیویی (۱۹۷۳) این قبیل گرانیت ها در ارتباط با فعالیت گنبدهای گوشته زیرین تشکیل شده اند . در نیجریه در غرب آفریقا چند گروه از کمپلکس های گرانیتی حلقوی شناخته شده اند که در مجموعه ای منظم با روندی شمالی – جنوبی قرار گرفته اند شکل(۴-۴)



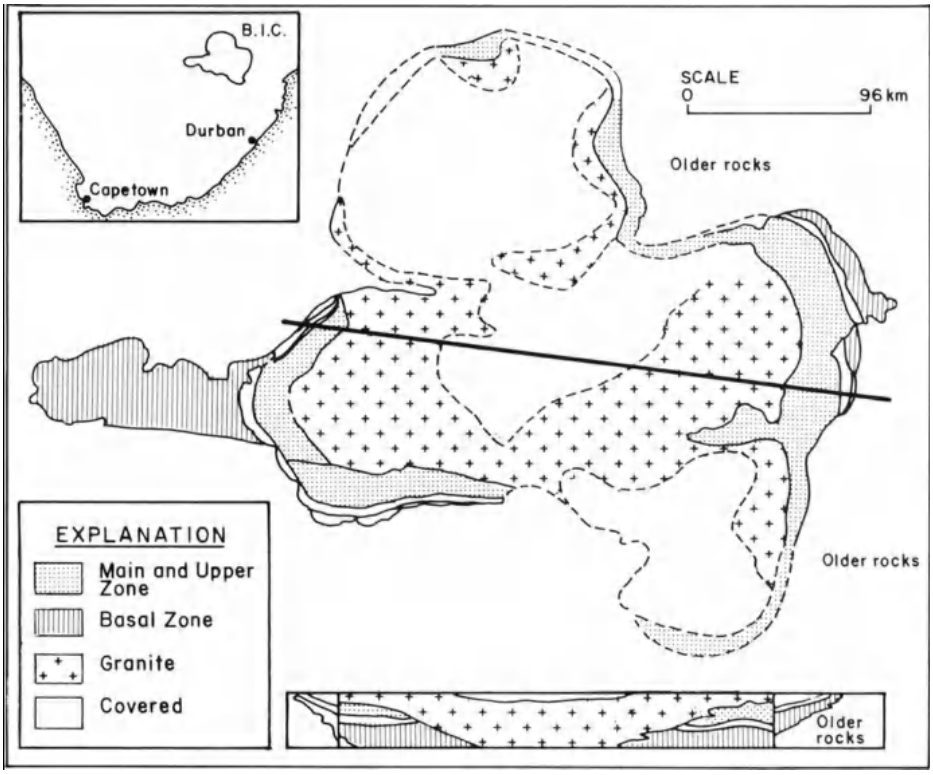
شکل۴-۳-نقطه داغ منطقه یلستون در آمریکای شمالی

سنگ های اصلی این کمپلکس ها شامل گرانیت های ریبکیتی – آلبیتی پر آلکالن اند اما کانه زایی قلع بهمراه بعضی از بیوتیت گرانیت های با آلکالینیته کمتر انجام گرفته است . درون توده های نفوذی بیوتیت گرانیت کاسیتریت و تانتالیت هر دو بصورت دانه های افشان در زون های گرایزنی و رگه های کوارتزی حاوی پیریت و سولفیدهای فلزات پایه نهشته شده اند . عموما" کانه زابی در طول بخش های افقی سقف بیوتیت گرانیت ها انجام شده و عمق جایگیری ، کمتر از یک کیلومتری زیر سطح اولیه بوده است . کاسیتریت موجود در قسمت های بالایی این گرانیت ها می تواند منبع پراهمیتی برای قلع باشد . در برخی مناطق نیز رگه های گرایزنی و کوارتزی مکان های اصلی کانه زایی قلع هستند .



شکل ۴-۴-نقشه گرانیت های غیر کوهزایی در نیجریه با آرایش شمالی جنوبی

یک سری از ذخائر قلع نیز همراه با گرانیت های پروتروزوئیک بوشولد در آفریقای جنوبی تشکیل شده است شکل (۴-۵) . این گرانیت ها در نتیجه ذوب پوسته ای بر اثر جایگیری کمپلکس های آذرین غول پیکر بوشولد بوجود آمده اند .



شکل۴-۵- نقشه ساده و مقطع عرضی از کمپلکس گرانیتی بوشولد

ذخائر قلع شوروی نیز ممکن است از نوع مرتبط با نقطه داغ باشند. کیس وارسانی (۱۹۸۰) با جمع آوری اطلاعات سطحی و زیر سطحی نشان داد که ماگماتیسم گرانیتی و ولکانیسم فلسیک بطور همزمان و در ارتباط با شکستگی حلقوی و فرونشینی کالدرایی تقریبا " در ۵ /۱ میلیارد سال قبل صورت گرفته است . فاز آخر فعالیت ماگمایی مستلزم جایگیری گرانیت های میروکلین – دومیکایی و گرانیت های آلبیتی بصورت پلوتون های مرکزی در کالدراها است که بسیاری از آنها شدیدا" در نیوبیوم،تنگسن ، قلع وعناصر نادر خاکی غنی شدگی نشان می دهند .

تقریبا" تمامی توده های نفوذی توصیف شده در قسمت های قبلی سنگ های گرانیتی نوع I هستند که از مشخصات کلیدی و مهم ماگماتیزم غیر کوهزایی اند (کالینز و همکاران ۱۹۸۲) و در مورد اینکه آنها تا حدودی محصولات ذوب بخشی گرانولیت های فلسیک در گوشته پائینی هستند اتفاق نظر عمومی وجود دارد . این نتیجه گیری از بررسی داده های ایزوتوپی (Sr/Sr , Nb/Sm) بدست آمده است . این داده ها همچنین هم اثرات پوسته ای و هم اثرات گوشته ای را در سنگ های گرانیتی نشان می دهند اما آنچه که روشن است این است که ماگماتیسم اولیه مورد نیاز برای ذوب پوسته پائینی بایستی از گوشته فوقانی بوسیلهٔ مذاب هایی با ترکیب مافیک انتقال یابد . بیشتر افراد یک خاستگاه پوسته ای برای قلع در نظر گرفته اند اما سیلیتو (۱۹۷۴) پیشنهاد کرد که ممکن است قلع تا حدودی خاستگاه گوشته ای داشته باشد او همچنین به آرایش های خطی گرانیت های میزبان اشاره کرده و خاطر نشان میسازد که این امر ممکن است در روش های اکتشافی تاثیرات مهمی داشته باشد .

۴-۳-۲- ذخائر آهن و تیتانیوم همراه با آنورتوزیت ها

آنورتوزیت نوعی از سنگ های آذرین است که قسمت اعظم آن از پلاژیوکلاز بویژه پلاژیو کلاز نوع کلسیک تشکیل شده است.این سنگ در محدوده زمانی ۱۵۰۰ تا ۹۰۰ میلیون سال قبل تشکیل

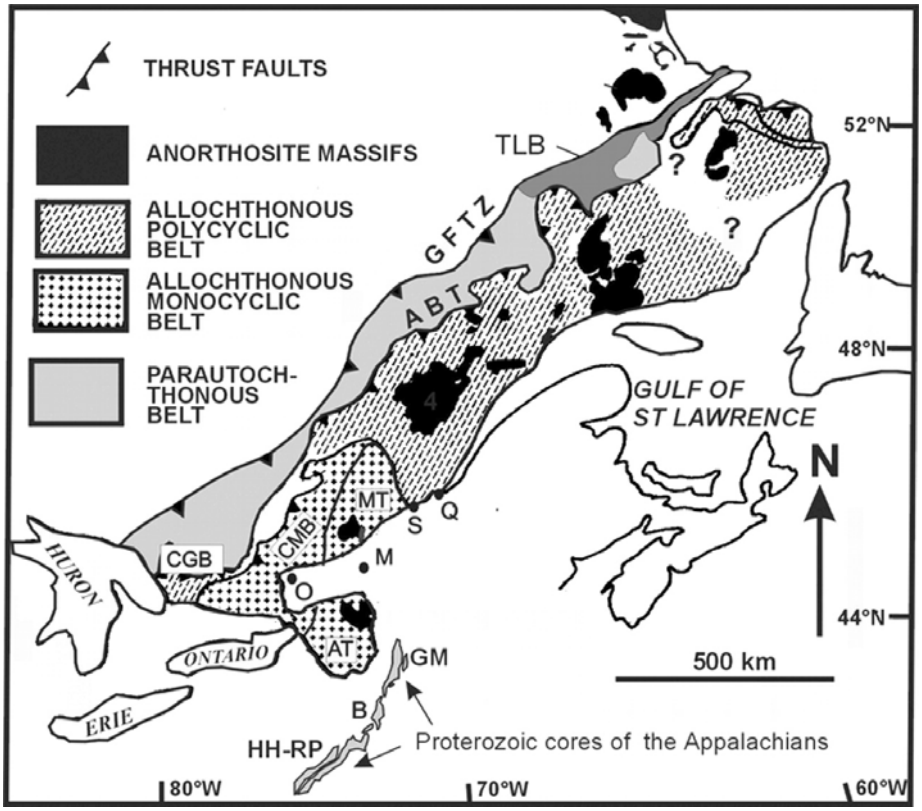
شده ،ضمن آنکه موقعیت تکتونیکی آنها کاملاً مشخص نیست ولی عمدتاً در سپرها شناخته شده .بزرگترین آنورتوزیت در نروژ وکانادا واقع شده اند.

تقریبا" تمامی تیتانیوم دنیا یا از آنورتوزیت ها و یا از پلاسرهای دریایی حاصل از آنورتوزیت ها بدست می آید . لااقل دو نوع آنورتوزیت که همراه با آنها کانسارسازی تیتانیوم یافت می شود تشخیص داده شده است که عبارتند از : آنورتوزیت های لایه ای و آنورتوزیت های غیر لایه ای (آنورتوزیت های نفوذی یا آنورتوزیت های توده ای) .

آنورتوزیت های لایه ای در بخش بالایی توده های لایه ای مافیک یافت می شوند . این نوع آنورتوزیت پس از تبلور کانی های مافیک و ته نشینی آنها در کف اتاق ماگمایی و یا اینکه در نتیجه شناور شدن بلورهای پلاژیوکلاز و حرکت آنها بطرف بالای اتاق ماگمایی در بخش بالایی اتاق ماگمایی تشکیل می گردند .

خاستگاه توده های آنورتوزیتی نوع توده ای برای پترولوژیست ها مشکل است و هنوز ناشناخته مانده است .

تمرکز عمده آنورتوزیت های نوع توده ای در آمریکای شمالی درون ایالت گرین ویل صورت گرفته است که یک کمربند محلی و شدیا" دگرگون شده و تکتو ترمال دوباره فعال شده است .شکل(۴-۶) که با کمربند تصادمی شرق هیمالیا مقایسه می شود .



شکل۴-۶) نقشه آنورتوزیتهای نوع توده ای در ایالت گرینویل در آمریکای شمالی

بسیاری از آنورتوزیت های توده ای توسط رخدادهای دگرگونی درجه بالا متاثر شده اند اما برخی از اینها نیز مانند آنورتوزیت های ایالت ناین لابرادور تحت تاثیر دگرگونی قرار نگرفته اند . مطالعات اخیر نشان دادند که بیشتر آنورتوزیت های توده ای بین ۱/۵ تا ۱/۴ میلیارد سال قبل درست قبل از اوج دگرگونی در کمربند گرین ویل که بین ۱ تا ۱/۱ میلیارد سال قبل رویداده است جایگیری کرده اند . بنابر این مدل تصادم قاره ای با اینکه برای کوهزایی گرین ویل بکار می رود نمی تواند آنطوریکه توسط بورک عنوان شده تشکیل شدن آنورتوزیت ها را تشریح نماید .

برخی از آنورتوزیت های توده ای در بخش های جنوبی کمربند گرین ویل سن جایگیری جوانتری نزدیک به ۱/۳ میلیارد سال قبل دارند اما از سوپر گروه گرین ویل قدیمی ترند . آنورتوزیت های مرکزی ابتدا در جایگاهی غیر کوهزایی جایگیری نموده اند که احتمالا" در نتیجه ضعیف شدن پوسته و کافتش انجام گرفته است . بازسازی های پالئو مغناطیسی وجود یک نقطهٔ داغ فعال پروتروزوئیکی را طی این دوره تایید می کند که پیامدهای آن رخدادهای کششی و کافتش بوده است .

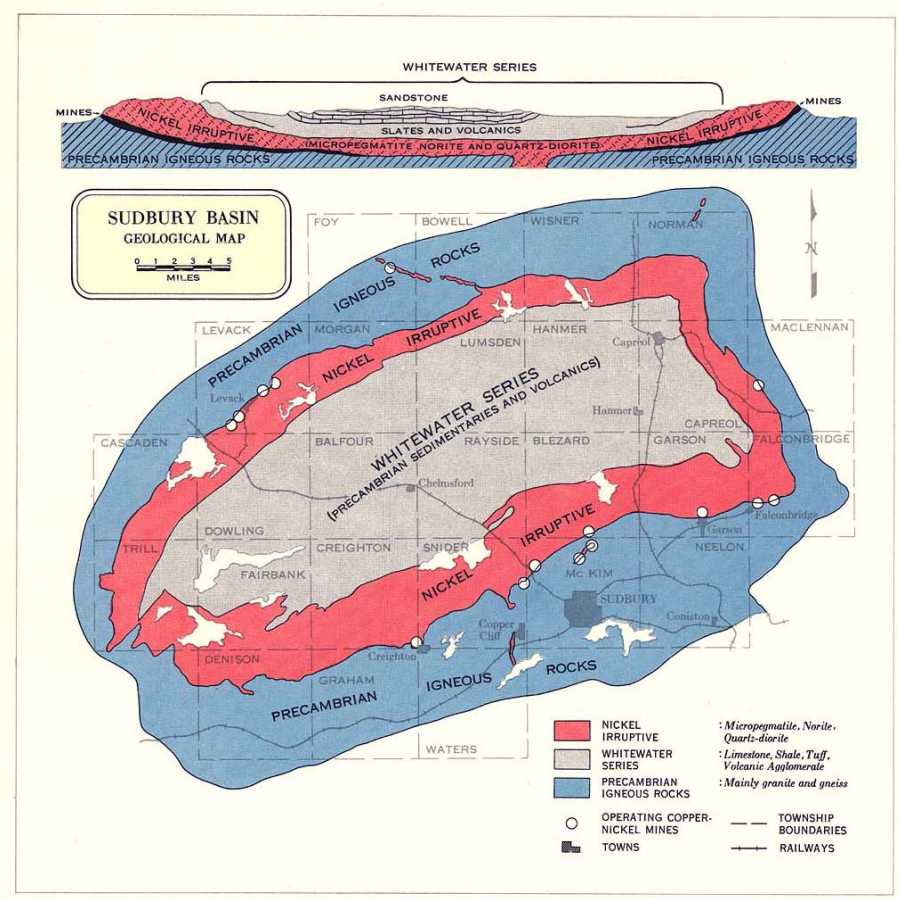
بهمراه توده های آنورتوزیتی گرین ویل و جنوب نروژ کانسنگ های آهن – تیتانیوم مهمی وجود دارد . از ویژگی های توده های آنورتوزیتی وجود اکسیدهای آهن و آهن – تیتانیوم است اما در برخی از توده های آنورتوزیتی توده های عدسی شکل یا بی قاعده از ایلمنیت نیز همراه آنها وجود دارد . توده آنورتوزیتی اگرسوند نروژ بزرگترین توده آنورتوزیتی شناخته شده است که ذخیره تل نس در آن قرار دارد و عیاری حدود ۱۸ ٪ Tio2 دارد همراه این توده مقادیر نسبتا" کمتری از سولفیدهای نیکل ، کبالت و مس نیز وجود دارد .(Bugge 1978)

۴-۳-۳- توده های نفوذی مافیک لایه ای مرتبط با نقاط داغ وکانسنگ های همراه

این توده ها کمپلکس های اولترامافیک–مافیک لایه ای را شامل می شود که درنقاط داغ داخل قاره ها ودر ارتباط با رخدادهای کافت شدگی بوجود می آیند . از مهمترین این کمپلکس ها ،حداقل دو نمونه قابل ذکر است که به احتمال زیاد با نقاط داغ موجود در بخش زیرین گوشته خود انطباق دارند. الف: کمپلکس بوشولد ب : کمپلکس سادبوری

شخصی بنام (French 1970)تغییرات شدید ناشی از اصابت شهاب سنگ ها را به عنوان خاستگاه هر دوکمپلکس بوشولد وسادبوری می داند ولی نرخ زیاد ماگماتیسم در هر دو کمپلکس

بویژه سادبوری نشانه این است که کمپلکس ها از محل هائی بنام نقاط داغ ناشی ازذوب گوشته بالایی وزیرین خود نشات گرفته اند .شکل (۴-۷)

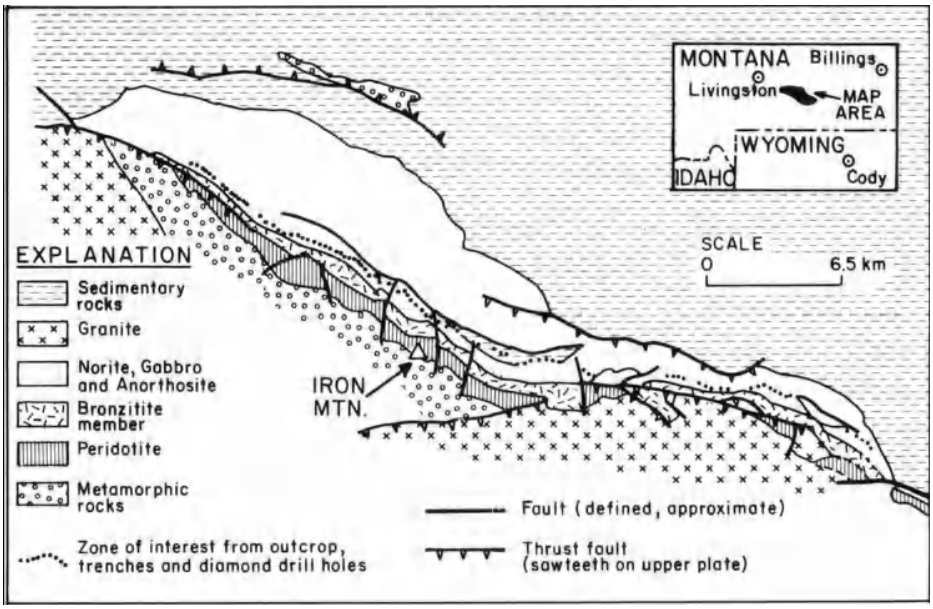


شکل۴-۷)نقشه زمین شناسی کمپلکس سادبوری در کانادا (Naldrett,1981)

آنچه که این کمپلکس های لایه ای را از نظر اقتصادی با اهمیت جلوه می دهد، وجود فلزات با ارزش گروه پلاتین است که حدود ۸۰٪ ذخیره آنها در ارتباط با کمپلکس بوشولد در آفریقای

جنوبی می باشدشکل(۴–۵).از دیگر کمپلکس های این تیپ می توان کمپلکس استیل واتر در مونتانای آمریکا را نام برد .شکل (۴–۸)

کمپلکس های مافیک لایه ای که دارای ترکیب بازالتی هستند عموما" در همراهی با رخدادهای کافتش جایگیری کرده اند و می توانند بعنوان هم ارزهای نفوذی از بازالت های جریانی مرتبط با کشش از قبیل تراپ های سیبری و بازالت های پارانا و تراپ های دکن در نظر گرفته شوند .



شکل ۴–۸)نقشه زمین شناسی کمپلکس استیل واتردر مونتانای آمریکا (Conn 1979)

۴–۳–٤- ذخایر همراه با کربناتیت ها

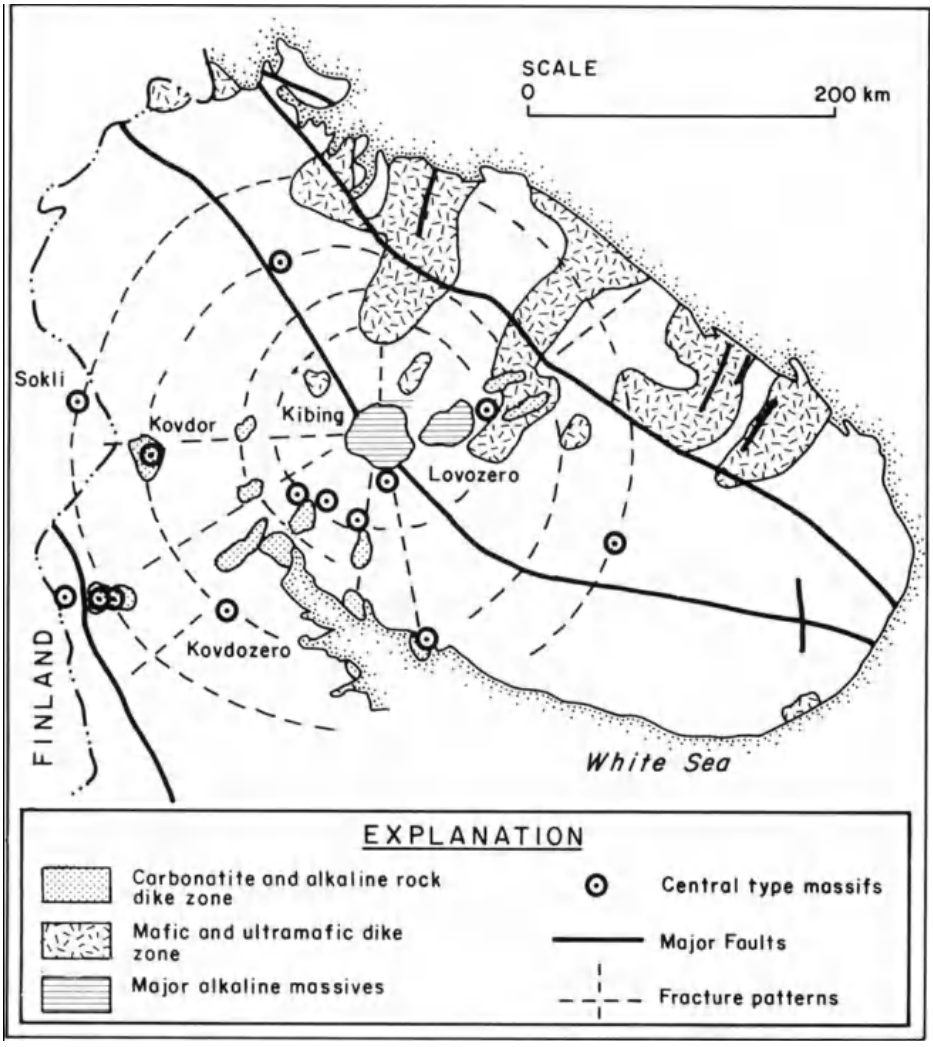
کربناتیت ها بیشتر با سنگ های آذرین آلکالن در کافت های داخل قاره ای وبه ندرت جزایر اقیانوسی و نقاط داغ داخل قاره گزارش شده اند . در سیر تکامل کافت ها در مرحله تشکیل کافت

، کربناتیت ها وسنگ های قلیایی- فوق قلیایی وکمبرلیت ها در امتداد محور کافت ها نفوذ می نمایند. با تشکیل کافت در پوسته قاره ای، سنگ های آذرین آلکالن و پرآلکالن درون پوسته جایگزین شده و گرادیان زمین گرمایی بالا می رود.

در نتیجه این ماگماتیسم و چرخش سیالات گرمابی حاصل از آن، مواد معدنی تشکیل می گردند. از جمله سنگ های آذرین تشکیل شده در این مناطق می توان به کربناتیت ها، و از عناصر موجود در این محیط می توان به فسفر (به شکل آپاتیت)، نیوبیم (به شکل پیروکلر)، عناصر نادرخاکی ، مس، اورانیم، توریم و زیرکن اشاره نمود.کربناتیت ها از دوره پر کامبرین تا عهد حاضر گزارش شده اند.

کربناتیت ها به اشکال مختلف از جمله استوک های حلقوی ،دایک های حلقوی وشعاعی ،لاپولیت وهمچنین بصورت گدازه وبرش های آتشفشانی یافت می شوند.این سنگ ها بیشتر به همراه سنگ های قلیایی تشکیل کمپلکس های حلقوی را می دهند بدینصورت که سنگ های مافیکی واولترامافیکی اکثراً در حاشیه کمپلکس کربناتیت ها در مرکز سیستم قرار دارند. به عنوان مثال، فعالیت آذرین آلکالن و کربناتیت های همراه آن در منطقه کولا (روسیه) ممکن است در ارتباط با فعالیت نقاط داغ باشد شکل (۴- ۹). به عنوان مثال می توان از کانسارهای نیوبیوم،عناصر نادر خاکی و مس به صورت افشان درون کربناتیت ها نام برد (لازنیکا، ۲۰۱۰).

دراکثر گنبدهای نمکی جنوب ایران همراه سنگ های آذرین وگدازه های اسیدی وقلیایی سنگ های کربناتیتی بصورت سنگ های پراکنده وسرگردان گزارش شده که درتعدادی ازآنها ازجمله گنبد نمکی چاه بنو واقع در شمال شرق شهرستان لار آپاتیت وجود دارد.
(j.Watters and Alavi 1973)



شکل۴-۹) نقشه زمین شناسی توده های آلکالن و کربناتیت های همراه آن **در منطقه کولا روسیه**

۴-۳-۵- ذخایر همراه با کیمبرلیت ها

از سایرکانسارهای مرتبط با نقاط داغ داخل قاره می توان به تشکیل کیمبرلیت های حاوی الماس اشاره نمود.(کری و همکاران، ۲۰۰۹) کیمبرلیت به سنگ های آذرین اولترامافیک غنی از پتاسیم گفته می شود که بیشتر حاوی قطعاتی از سنگ ها وکانی های پوسته وگوشته می باشد. کیمبرلیت ها اکثراً در پوسته ای قاره ای در نقاط پایدار غیر کوهزایی بوجود آمده اند.انواع مهم کیمبرلیت ها در قاره آفریقا، کشورهای شوری سابق،آمریکا، وهندوستان پیدا شده اند .

بالا بودن میزان گازهای فلوئور، دی اکسید کربن وآب در ماگما موجب می شود که کیمبرلیت ها بیشتر حالت انفجاری پیدا نمایند.انفجار اگر در عمق زیاد رخ بدهد موجب تشکیل مجرایی قیف مانند می شود که اصطلاحاً به آن دیاترم می گویند.هر دیاترم در عمق به یک دایک ودر سطح به دهانه آتشفشانی ختم می شود .شکل(۴-۲)

از ویژگی های کیمبرلیت ها وجود زینولیت وزینوکرسیت از جمله اکلوژیت،پریدوتیت ،کرانولیت،انواع گرونا، پیروکسن و فلوگوپیت است که از اعماق مختلف پوسته تا گوشته به همراه هم بالا آورده شده اند .از مطالعه این سنگ ها وکانی ها اطلاعات مهمی در زمینه پترولوی وژئوشیمی پوسته قاره ای وگوشته بالایی حاصل می شود،کانی های مهم زمینه سنگ عبارتند از:سرپانتین –فلوگوپیت،ترمولیت،کلسیت،منیتیت، آپاتیت،اولیوین–پیروکسن،نفلین والماس است .

ماگمای کیمبرلیتی از ذوب بخشی پریدوتیت حاوی فلوگوپیت ودولومیت در گوشته بوجود می آید.مطالعه انکلوزیون های سیال الماس در منطقه ای از آفریقا نشان داده است که دمای تبلور الماس حدود ۱۱۰۰ وفشار حدود ۵۰ کیلوبار است .الماس به دو صورت همراه اکلوژیت و در زمینه سنگ یافت می شود .هر دو الماس در گوشته ودر اعماق زیاد متبلور می شوند وسپس توسط

ماگما به سطح زمین منتقل می گردد. تمامی کیمبرلیت ها دارای الماس نیستند. ژرفا مهمترین فاکتور در تبلور الماس محسوب می گردد.با مطالعه وبررسی گرونا وپیروکسن های موجود در کیمبرلیت ها می توان شرایط تبلور وعمق تشکیل ماگما کیمبرلیتی را برآورد نمود.

فصل ۵

کانسار های مرتبط با گسل و شکستگی ها

هدف های کلی

با توجه به اینکه خطواره ها به خصوص گسل ها نقش بسیار مهمی در پراکندگی مکانی توده های نفوذی ، کانه زایی و پراکندگی کانسارها ایفا می نمایند در این فصل به بررسی گسل ها وشکستگی ها وکانسار های مرتبط با آنها می پردازیم.

هدف های رفتاری

با توجه به هدف های کلی یاد شده شما قادر خواهید بود با مطالعه این فصل مطالب زیر را فرا گیرید:

۱. خصوصیات مرز های خنثی.
۲. گسل های امتداد لغز اقیانوسی وقاره ای.
۳. کانسارهای مرتبط با گسل های امتدادلغز و خطواره ها.
۴. نقش عوامل ساختمانی در کانی سازی.

۵-۱- مقدمه

با حرکت های مماسی مشخص می شود که در آن ، صفحه های مجاور در حرکت نسبی ، دچار ویرانی یا ساخت نمی شوند . حرکت نسبی به طور معمول ، موازی گسل است . (شکل ۵-۱)
تعدادی از پژوهشگران بر این باورند که خطواره ها نقشی اساسی در کنترل فلززایی دارند . حاشیه های خنثی نه تحت فشار اند و نه تحت کشش ، این حاشیه ها نه پوسته جدیدی می سازند و نه محل از بین رفتن پوسته های موجود هستند ، در واقع این حاشیه همان گسل های ترادیسی هستند که بر اثر لغزش ورقه ها در کنار یکدیگر ایجاد می شوند . ورقه های طرفین این حاشیه اغلب بطور افقی نسبت به یک دیگر حرکت می کنند در نتیجه همچنان که گفته شد هیچگونه افزایش یا کاهشی در حجم مواد آنها بوجود نمی آید زیرا برخوردی با هم ندارند. گسل سن آندریاس در غرب آمریکای شمالی نمونه جالبی از این نوع حاشیه است .(شکل۵-۲)در امتداد این گسل قسمت شرقی ورقه آرام نسبت به ورقه آمریکا بسمت شمال غربی حرکت می کند ، این گسل در آلاسکا یعنی محلی که این قسمت از ورقه آرام به زیر کمان جزایر الئوسن میرود پایان می پذیرد . گسل های امتدادلغز ، گسل هایی هستند که در امتداد آنها نوع حرکت عمدتا" امتداد لغز می باشد و مقدار همگرائی و واگرائی مینیمم است . این گسل ها را می توان به دو گروه تقسیم نمود :

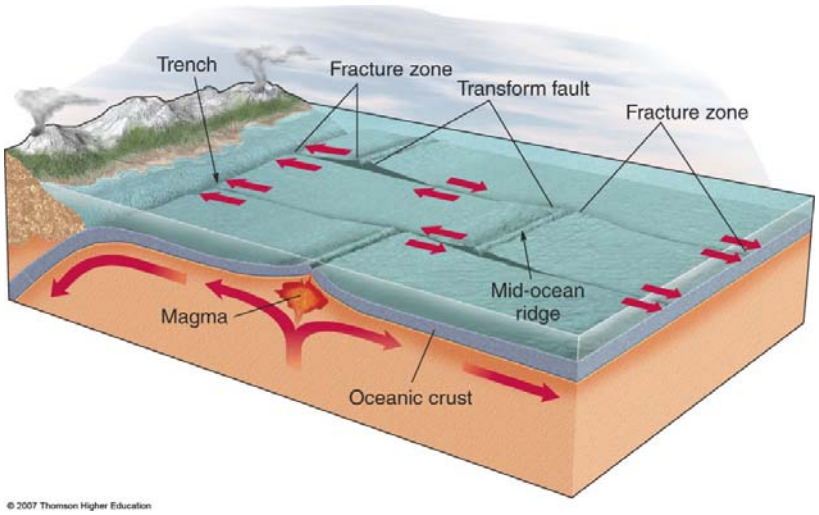
۱- گسل هائی که در ارتباط با فرورانش مایل پوسته اقیانوسی می باشند .
۲- ادامهٔ گسل های امتدادلغزی که در ارتباط با گسترش پوستهٔ اقیانوسی می باشند .

۵-۲- خصوصیات مرز های خنثی

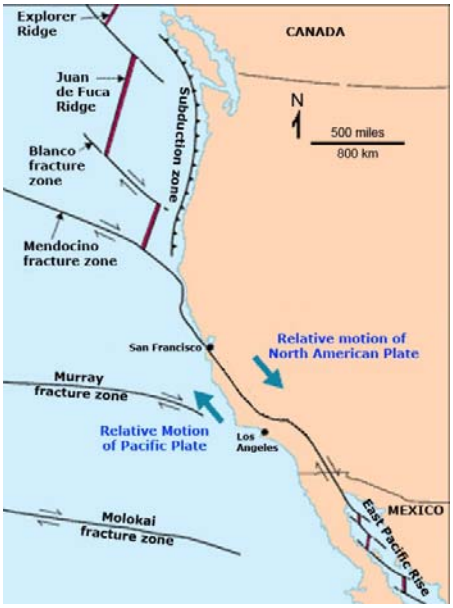
۵-۲-۱-گسل های امتداد لغز اقیانوسی

پس از کافتزایی، خط‌الرأس پشته میان‌اقیانوسی شکل کافت اولیه را حفظ می‌کند و بخش موازی خطوط ضعف به‌صورت گسل های ترادیسی گسترش می‌یابد که فقط در حد فاصل بین خط‌الرأس پشته‌های جابه‌جا شده فعال است. پس محل قرارگیری گسل های ترادیسی از کافت

اولیه به ارث برده شده و پشته میان اقیانوسي در هنگام گسترش اقیانوس در بخش میاني آن قرار گرفته است.گسل هاي ترادیسي در اقیانوس ها به وسیله مناطق شکستگي مشخص مي‌شوند. این مناطق به‌صورت گودشدگي هایي خطي بوده و به‌طور طبیعي قوسي از یك دایرة کوچك بر روي سطح را تشکیل مي‌دهند و عمود بر پشته‌هاي جابه‌جا شده دیده مي‌شوند. یك منطقه شکستگي آرماني در حدود ٦٠ کیلومتر پهنا دارد و شامل چندین پشته غیرمنظم و دره است که همگي به‌موازات روند منطقه شکستگي مرتب شده‌اند. عمق بستر اقیانوس اغلب در عرض مناطق شکستگي تغییر مي‌کند. مناطق شکستگي بسیاري از اختصاصات گسل ها را دارا هستند. توپوگرافي خشن آنها مشابه توپوگرافي ایجاد شده به‌وسیله بُرش در طول گسل هاي امتدادلغز است.



شکل۵-۲) حاشیه های خنثی



شکل ۵-۱)موقعیت گسل سان آندریاس

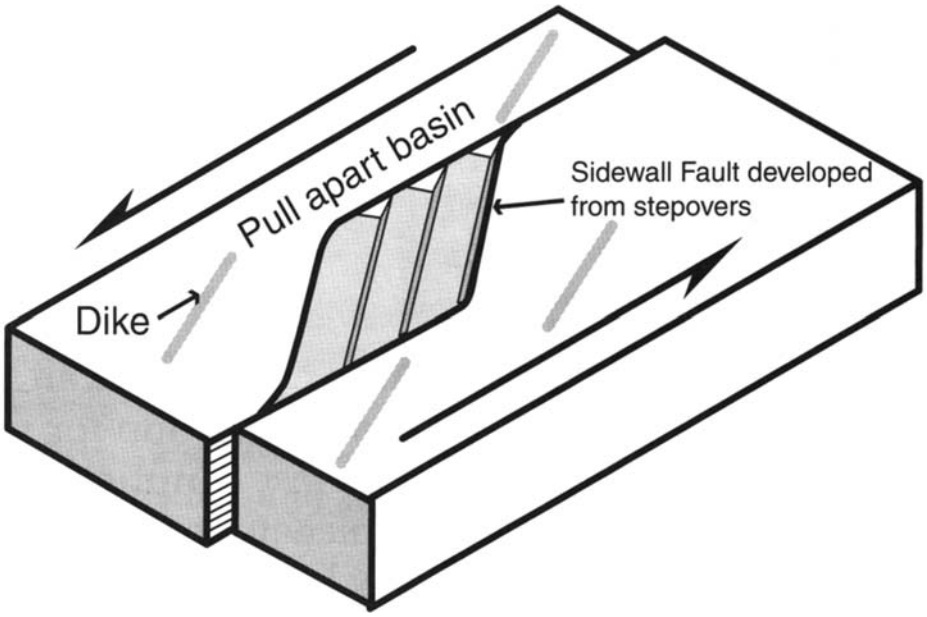
فعال شدن دوباره ی مناطق ضعف در پوسته ی قاره ای را می توان به توسعه گسل های ترادیس در حوضه های نوزاد اقیانوسی ربط داد . این مناطق محل ماگماتیسم قلیایی درون قاره ای را در غرب آفریقا و مناطق دیگر کنترل کرده اند که کیمبرلیت های همراه آنها حاوی الماس بوده و کربناتیت ها نیز پتانسیل بالایی از نیوبیم ، فلوریت و...دارد .در امتداد یکی از خطواره ها نیز ذخایرتیپ دره ی می سی سی پی کشف شده است .

۵-۲-۲-گسل های امتداد لغز قاره ای

گسل های دگرشکلی مرتبط با فرورانش ، در نتیجهٔ فرورانش مایل پوستهٔ اقیانوسی ، در قارهٔ بالائی و یا در جزیرهٔ کمانی واقع در بالای منطقهٔ فرورانش بوجود می آیند . این گسل ها همچنین همزمان

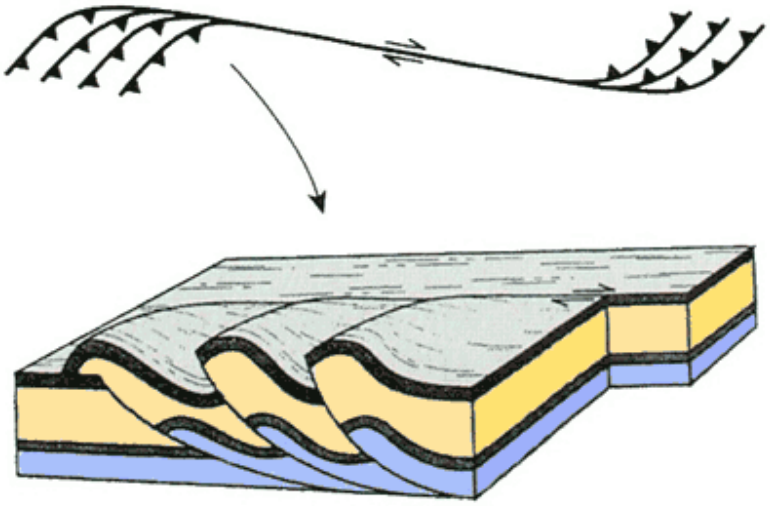
و یا پس از برخورد دو قاره ، در حاشیه های غیر فعال می توانند تشکیل شوند . این گسل ها در پوسته قاره ای ندرتا" همراه با کانسارسازی می باشند و حوضه هائی که در اثر جابجائی در امتداد این گسل ها تشکیل می شوند نیز فاقد کانسارسازی هستند .

گسل های امتداد لغز اندازه های متفاوت دارند که از گسل سان آندریاس و گسل آلپی زلاندنو تا سیماهای کوچک مقیاسی با چند متر جابه جایی تغییر می کند . این گسل ها چه به صورت منفرد و چه به صورت مناطق گسلی ، می توانند در تعیین مکان ذخایر معدنی اقتصادی اهمیت داشته باشند . جایی که گسل امتدادلغز خمیده شود و یا جایی که گسل امتدادلغز خاتمه یابد و به‌صورت پله‌ای[1] نسبت به گسل موازی مجاور خود قرار گیرد، منطقهٔ انحناء یا منطقهٔ جداکننده انتهایی گسل، تحت کشش (شکل۵-۳) یا فشارش (شکل۵-۴) قرار می‌گیرد. نتایج حاصل از فشردگی در این منطقه خود را به‌صورت کوتاه‌شدگی پوسته و ایجاد چین‌خوردگی ها و گسل های رانده نشان می‌دهد.کشش نیز یک گودال انبساطی به‌نام حوضهٔ جدایش- کشش[2] ایجاد می‌کند.



شکل۵-۳)نمایی از حوضه های جدایشی – کششی

از مثال هاي خوب حوضه‌هاي جدايش- كشش مي‌توان به درياي مرده و گودال سالتون[۳] در جنوب كاليفرنيا اشاره كرد. گودال سالتون بر روي منطقة گسلي سان آندرياس و در شمال خليج كاليفرنيا واقع شده است. اين حوضه بر اثر حركت راستگرد گسل سان‌آندرياس در طول دو گسل موازي ايجاد شده است. اين حوضه شامل ٦٠٠ متر رسوبات جوان است. حوضه‌هاي جدايش- كشش از لحاظ اقتصادي از نظر اكتشاف مواد هيدروكربني بسيار حائز اهميت هستند.



شکل۵-۴) نمایی از محیط فشارشی در راستای گسل های راستالغزخمیده

۵-۳- کانسارهای مرتبط با گسل های امتدادلغز و خطواره ها

کانه زایی در گسل های ترادیس پوسته قاره ای ناچیز بوده یا اصلا" وجود ندارد ، اگر چه سیستم زمین گرمایی سالتون سی در منطقه ی گسل سان آندریاس احتمالا" حاکی از وجود برخی پتانسیل هاست . به هر حال گسل های ترادیس ، کانون جریان گرمایی بالاتر بوده و می توانند مانند دریای سرخ مسیر عبور محلول های گرمابی باشند . حوضچه های شوراب و گل های سرشار از فلز که پیش از این به آن اشاره شد ، به ظاهر بر روی گسل های ترادیس جای دارد . گسل های امتدادلغز می توانند کانون جریان های گرم بوده و به عنوان مجاری عبور محلول های گرمابی عمل نمایند. برای مثال بسیاری از کیمبرلیت های الماس دار غرب آفریقا در امتداد چنین خطواره هایی قرار می

گیرد و برخی از ذخایر ساحلی فلزهای پایه ناحیه دریای سرخ نیز رابطه ای مشابه نشان می دهد .از دیگر کانسارسازی های واقع در امتداد این گسلها می توان به نهشته های ، آنتیموان ،طلا و جیوه در چشمه های آب گرم اشاره نمود (لازنیکا، ۲۰۱۰). منطقه ی برشی دونی بروک – بریجتون در غرب استرالیا گروه های پگمانیتی با محصولات قلع ، لیتوم ، وتانتالیوم را میزبان می باشند . این زون شباهت زیادی به سیستم گسل سان آندریاس دارد . لازم به توضیح است که اکثر کانسارها در تقاطع این گسل ها با سایر ساختمان های زمین شناسی وجود دارند . کانسار مگ لاگلین درشمال کالیفرنیا از کانسارهایی است که بهمراه چشمه های داغ درگسل سان آندریاس با ذخیره ۲۰میلیون تن ذخایر طلادار با عیار ۴,۶گرم در تن می باشد.

به عنوان مثال، تشکیل رگه های معدنی دارای کوارتز، کلسیت و استیبنیت واقع در پاکستان و نیز توده های فوق بازی حاوی مس، نیکل، طلا، پلاتین و تیتان در مصر نیز در ارتباط با گسل های امتدادلغز می باشند.

گسل های امتداد لغز اقیانوسی نیز محیط های مناسبی جهت کانسارسازی به شمارمی آیند. علت این امر آن است که چنین محیط هایی ممکن است با جریان های گرمایی بالایی همراه بوده و با ایجاد مجراهای قابل نفوذ و شدیداً شکسته شده، شرایط لازم برای چرخش رو به پایین آب دریا و متعاقب آن، مهاجرت رو به بالای سیالات کانسارساز را فراهم نمایند. از جمله کانسارهای موجود در این مناطق می توان به کنکرسیون های سولفید آهن واقع در زون شکستگی های رومانش واقع در بخش استوایی اقیانوس اطلس و همچنین شوراب های واقع در دریای سرخ در محل برخورد گسل های ترادیسی با پشته های میان اقیانوسی تشکیل می گردند اشاره نمود. به نظر می رسد که فلزات، در طول این گسل ها بالا می آیند (کری و همکاران، ۲۰۰۹).

۵-۴- نقش عوامل ساختمانی در کانه زایی

عوامل ساختمانی نقش بسیار مهمی در پراکندگی مکانی توده های نفوذی ، کانه زایی و پراکندگی کانسارها ایفا می نمایند به ویژه زمانی که ساخت ها از نوع گسل باشند .تشکیل و جای گیری بعضی از کانسارها مثل طلا ، مس پورفیری نه تنها تحت تأثیر فرآیندهای ماگمایی و هیدروترمالی می باشد بلکه تکتونیک ناحیه ای ، محلی و رژیم های تکتونیکی در زمان تشکیل این کانسارها نیز اهمیت بسیار زیادی دارد. (Richard.S.etal ,2001 , Padilla,2000) .

به منظور بررسی جایگاه مناسب جای گیری نفوذی های پورفیری و کانسارهای مس همراه آنها شناسایی محل های تمرکز سیالات ماگمایی درون پوسته بسیار با اهمیت می باشد . بطور کلی مهاجرت سیالات ماگمایی توسط مکانیک و ترمودینامیک آنها کنترل می شود . سیالات به طور کلی از زون های پر فشار به مناطق کم فشار با درجه حرارت پائین تر مهاجرت می کنند ، در چنین شرایطی سیالات ماگمائی بیش از آنکه متمرکز گردند پراکنده می شوند(Caranza,2002) .

گسل ها ، شکستگی ها ، زون های برشی و تنش های متفاوت مکانی باعث متمرکز شدن ماگما و یا حرکت آن در نواحی کم عمق پوسته می شوند(Ryan,1990).

لذا بررسی هندسه و مکانیسم گسل های مرتبط با کانسار های مس پورفیری ، جهت مطالعه مکان های مناسب برای جای گیری توده های پورفیری می تواند بسیار با اهمیت تلقی گردد (Zarasvandi.etal,2005).

در محدوده کرمان در محل هایی که دو سیستم گسلی همدیگر را قطع کرده اند ، سنگ های نفوذی در محدودهٔ وسیعی ، به شدت تحت تأثیر دگرسانی هیدروترمالی قرار گرفته اند و کانه زایی سولفیدی به خوبی گسترش یافته است . اکثر کانسارهای مس منطقه در چنین شرایطی قرار گرفته اند(علیزاده ، ۱۳۸۹). در همه کانسارها و کانه زایی های مس ، سرب و روی ، عوامل ساختمانی نقش بسیار عمده ای را ایفا می نمایند ، که بویژه در مورد کانه زایی رگه ای برجسته تر می باشد . در کانسارهای پورفیری پراکنده ، عوارض ساختاری در مناطق برشی شده و همچنین دگرسان یافته ، مشخص می باشند . در نزدیکی گسل ها و بویژه در محل تقاطع آنها ، سنگ ها در یک منطقه وسیعی برشی و خرد شده اند . یکی از سیستم های گسلی به طور معمول ژرف بوده و همراه با سیستم دیگر ، درزه و شکستگی ها را برای نفوذ محلول های گرمابی ایجاد می نمایند . گسل ژرف به طور معمول با محور طویل توده دگرسان یافته منطبق می باشد . ساخت های گسلی که کنترل کننده کانه زایی مس هستند ، بسیار متعدد می باشند . این گسل ها در سنگ های آتشفشانی نسبت به توده های نفوذی بیشتر یافت می شوند . گسل های مزبور از نظم و ترتیب کمی برخوردار بوده و بیشتر آنها از نوع عرضی و متقاطع هستند .

ضمنا شکستگی ها در محل تجمع نفت و گاز نقش بالایی دارند و با توجه به اهمیتی که شکستگی‌ها در مهاجرت و تجمع نفت و گاز و همچنین تراوایی سنگ مخزن دارند لذا تعیین دقیق الگوی شکستگی‌های منطقه، در انتخاب محل مناسب برای احداث چاه نفت جدید در ارتباط با ساخت های تکتونیکی، با بیشترین تراوایی، به شرکت‌های نفتی کمک شایانی می‌نماید.

فصل ۶

سایرذخایر و زمین ساخت ورقی

هدف های کلی

علاوه بر ذخایر فلزی که در فصل های قبل به آنها پرداخته شد ذخایری از قبیل بوکسیت ، ذخایر هیدروکربوری نیز با زمین ساخت صفحه ای در ارتباط می باشند که در این فصل به بررسی این ارتباط پرداخته است.

هدف های رفتاری

با توجه به هدف های کلی یاد شده شما قادر خواهید بود با مطالعه این فصل مطالب زیر را فرا گیرید:

۱. شرایط لازم برای تشکیل نفت وگاز.
۲. موقعیت زمین ساختی مخازن نفت وگاز.
۳. ذخایر مرتبط با آب وهوا وارتباط آن با زمین ساخت.
۴. انرژی زمین گرمایی وارتباط آن با زمین ساخت.

۶-۱- مقدمه:

علاوه بر ارتباط ذخایر فلزی با زمین ساخت ورقی که در فصل های قبل توضیح داده شد محیط تشکیل سوخت های فسیلی ، ذخایر تبخیری ، بوکسیت ها ولاتریت ها وسایر ذخایر غیر فلزی با زمین ساخت ورقی در ارتباط بوده که در این فصل به ارتباط محیط های زمین ساختی با ذخایر غیر فلزی پرداخته شده است.

۶-۲- سوخت های فسیلی و زمین ساخت صفحه ای

اکثر سوخت های فسیلی درون حوزه های رسوبی یافت می شوند که تشکیلات آنها می توانند ارتباط مستقیم و غیر مستقیم به حرکات صفحات داشته باشند .

چهار اصل برای وجود نفت و گاز باید مهیا باشد .

۱- لایه های غنی از مواد ارگانیک در توالی رسوبات
۲- یک منبع حرارتی که در زمان کافی برای تبدیل مواد ارگانیک به هیدروکربن ها عمل کند.
۳- مسیری نفوذپذیر که اجازه حرکت به هیدروکربن ها را بدهد .
۴- یک مخزن متخلخل که قسمت بالایی آن بوسیلهٔ لایه نفوذ ناپذیر محدود شده باشد .

منشاء اصلی مواد آلی یا کروژن در رسوبات ، پلانکتون هاست . فراوانی پلانکتون ها بستگی به آب و هوا ، میزان مواد غذایی و هندسهٔ تودهٔ آب دارد . دو عامل اول وابسته به عرض جغرافیایی اند و اکثر حوضه های نفتی در عرض های جغرافیایی کم تشکیل می شوند . عرض جغرافیایی به طور واضح به علت حرکت شمالی – جنوبی ورقه ها تغییر می کند و هندسهٔ تودهٔ آب نیز به وسیلهٔ موقعیت ورقه در هر زمان مشخص می شود . مواد آلی در طول

حاشیهٔ قاره هایی که در آنجا رودخانه های بزرگ به دلتاهای بزرگ می رسند ، بسیار فراوان است .

کروژن در شرایط غیر اکسیدان حفظ می شود . این شرایط در سرازیری قاره ها جایی که میزان تولید مواد آلی بیش از اکسیژن آزاد برای تبدیل آنها به دی اکسید کربن است و در حوضه های بسته به شرایط احیایی ، وجود دارد ، شیل ها و گلسنگ های ایجاد شده در چنین محیط هایی معمول ترین سنگ های منشاء نفت و گاز هستند که قادر به جذب کروژن اند و آنها را از تاثیر اکسیژن آزاد دور نگه می دارند .

درجه حرارت اعمالی بر روی کروژن ها پس از دفن شدن آنها بسیار مهم است و بستگی به گرادیان ژئوترمال محلی دارد . دمای ۷۰ تا ۸۵ درجه سانتیگراد برای ایجاد هیدروکربن های مایع و ۱۵۰ تا ۱۷۰ درجه سانتی گراد برای ایجاد گازهای خشک از کروژن لازم است . مدت زمان اعمال دمای فوق نیز در تشکیل هیدروکربن های بسیار مهم است . بنابراین حوضه رسوبی باید در این دورهٔ زمانی از فرایندهای زمین ساختی و بالاآمدگی دور باشد .

پس از تشکیل ، هیدروکربن ها مهاجرت اولیه از سنگ منشاء ریزدانه را آغاز می کنند و سپس برای تجمع و تمرکز در داخل سنگ مخزن نفوذپذیر ، مهاجرت ثانویه را متحمل می شوند . مهاجرت هیدروکربن ها به واسطه شناوری آنها صورت می گیرد پس تمامی تجمعات هیدروکربنی نابرجا هستند و از محل تشکیل خود حمل شده اند . چندین نوع تلهٔ نفتی شامل تله های تاقدیسی ، گسلی ، چینه ای ، دگر شیبی و تله های سنگ شناسی وجود دارد . پس تکتونیک کلی و محلی میزان مواد آلی ، حفظ مواد ، ایجاد سنگ منشاء و سنگ مخزن و نهایتا" ایجاد تله های نفتی را کنترل می نمایند . از اینرو زمین ساخت صفحه ای موقعیت مخازن را پیش بینی می کند که عبارتند از :

۱- حوضه های درون کراتونی ناشی از فعالیت نقاط داغ ، مانند حوضه ی پاریس و میشیگان

۲- حوزه های همراه با ریفت های قاره ای مانند دریای سرخ و خلیج سوئز

۳- اولاکوژن ها ؛ مانند دریای شمال

۴- حوضه های حاشیه غیر فعال قاره ای ، مانند حوضه گابن

۵- حوضه ی پشت کمانی ، مانند حوضه اورینت اکوادور و پرو

۶- حوضه های دریای حاشیه ای ، مانند دریای آندامن

۷- گوه های برافزایشی ، مانند میدان های نفتی ساحلی اکوادور و پرو

۸- حوضه های پیش کمانی مانند کوک اینلت جنوب آلاسکا

۹- حوضه های کشیده شدگی همراه با گسل های چرخشی ، مانند حوضه ی لس آنجلس غرب ایالات متحده آمریکا

۱۰- حوضه های پیش خشکی رشته کوه های تیپ هیمالیا ، مانند حوضه ی اکیتان جنوب غربی فرانسه

۱۱- حوضه های کششی همراه با زمینساخت برخوردی (برخوردزاد) مانند گرابن راین .

زمینساخت صفحه ای نه تنها سکونتگاه ذخایر هیدروکربن راایجاد می کند ،بلکه بر اساس آن می توان دلیل فراوانی این ذخایر را در مناطق خاص نیز توجیه کرد . بخش بزرگی از ذخایر

هیدروکربن جهان در خاورمیانه واقع است و تکوین و حفظ شدن این ذخایر ، پیامد الگوی خاصی از برهم کنش صفحه ها بوده است .

از ذخایر مهم دیگر وابسته به حوضه های رسوبی ، ذغالسنگ است . ذغالسنگ به یک سنگ رسوبی که بیش از ۵۰ ٪ وزن آن را مواد کربنی در برگرفته است ریال اطلاق می شود . ذغالسنگ از تجمع قطعات گیاهان خشکی و گیاهان آب شیرین در داخل رسوبات به وجود می آید . به منظور جلوگیری از تخریب کلی مواد گیاهی به وسیلهٔ فرایندهای بیوشیمیایی باید شرایط بسیار مرطوب بر محیط حاکم باشد . این شرایط متاثر از عوامل آب و هوایی و توپوگرافی است.

زمین ساخت ورقی تشکیل ذغالسنگ را تحت تاثیر قرار می دهد ، زیرا می تواند باعث تغییر جغرافیایی منطقه شود . اکثر ته نشست های ذغالی در عرض های جغرافیایی کم تشکیل می شوند . زمین ساخت ورقی همچنین محیط های لازم برای حفظ مواد آلی را نیز به وجود می آورد . مهم ترین این محیط ها حاشیهٔ غیرفعال قاره ها و دلتاهای تشکیل شده در این حواشی و مردابهایی است که در یک مقیاس ناحیه ای گسترش دارند . مثال های عهد حاضر چنین محیط هایی دلتاهای آمازون ، می سی سی پی و نیجر است و مثال های قدیمی آن ذغال های کربونیفر در شمال آمریکا و شمال غرب اروپا است . ته نشست های ذغالی همچنین در دلتاهای درون کراتونی مانند راین و الاکوژن ها و حوضه های پشت کمانی با پی سنگ قاره ای نیز یافت می شوند . فرایندهای زمین ساختی موجود در کوهزایی های برخوردی موجب افزایش درجهٔ خلوص ذغال به وسیلهٔ فشار زیاد ناشی از فرایندهای دگرگونی می شود .

۶-۳- ذخایر مرتبط با آب وهوا

همچنان که در بخش های قبلی ذکر شد تشکیل هیدروکربن ها و ذغال وابسته به شرایط آب و هوایی و شرایط خاص رسوبگذاری است . به هر حال برخی از ذخائر دیگر نیز وجود دارند که دارای ارتباط بسیار نزدیک با شرایط آب و هوایی هستند . از آنجایی که آب و هوا وابسته به عرض جغرافیایی است ، پس حرکات شمالی – جنوبی صفحات را می توان به عنوان تعیین کنندهٔ شرایط آب و هوایی و در نتیجه کنترل کنندهٔ تشکیل چنین ذخائری در نظر گرفت . این ذخائر شامل لاتریت ها و تبخیری ها است .

مهمترین ذخایر لاتریتی ، لاتریت نیکل است که از هوازدگی شدید بخش های اولترامافیک توده های افیولیتی در شرایط حاره به وجود می آید . در اثر این فرایند مقدار نیکل پریدوتیت ها تا ۷ برابر غنی می شود . این ذخایر به عنوان منبع نیکل به تدریج اهمیت می یابند و در جنوب غرب اقیانوس آرام و شمال کارائیب مورد استخراج قرار گرفته اند.

از ذخایری دیگر که تشکیل آنها را می توان در ارتباط با اقلیم و یا رانه قاره ای در نظر گرفت بوکسیت ها هستند که از هیدروکسید های آلومینیوم تشکیل شده و بیشتر آلومینیوم جهان را تولید می کنند . این کانسار بر اثر هوازدگی در جای کانی های آلومینیوم سیلیکات در شرایط آب و هوایی گرم و مرطوب ایجاد می گردد . بوکسیت ها در عرض جغرافیایی 30° جایی که بارش باران و دما زیاد است تشکیل می شوند و در جامائیکا ، شمال استرالیا و جاجرم ایران استخراج می شوند .

نهشته های تبخیری در اقلیم خشک و از راه تبخیر آب دریا در حوضه های نیمه محصور به وجود می آیند . نهشته های تبخیری علاوه بر اهمیت اقتصادی به عنوان ذخیره ی نمک ، ژیپس ، پتاس و ... ، از نظر ایجاد پوش سنگ و نیز نفتگیر نوع گنبد نمکی ، اهمیت زیادی دارند .

۶-۴- انرژی زمین گرمایی و زمینساخت صفحه ای

در مناطقی از پوسته ی زمین که گرادیان زمین گرمایی بالاتر از حد میانگین (۲۵ درجه سانتی گراد بر کیلومتر) باشد می توان از انرژی زمین گرمایی استفاده کرده و دماهایی را تا حدود ۱۸۰ درجه سانتی گراد در نزدیک سطح به وجود آورد . این شرایط در حاشیه های سازنده و نیز تخریبی صفحه ها تامین می شود و برای مثال می توان به نیروگاه های زمین گرمایی ایسلند ، ایتالیا ، زلاندنو ، روسیه ، ایالات متحده اشاره کرد . گرادیان های بی هنجار زمین گرمایی در نواحی درون کراتونی نیز وجود دارد که در این مناطق بیشتر با پلوتون های گرانیتی همراه است . از گرادیان زمین گرمایی میانگین نیز می توان برای تولید اندکی انرژی (برای گرم کردن فضا) استفاده کرد ، مشروط بر اینکه پوسته تا حد چند کیلومتری تراوا باشد که اجازه ی چرخش سیالات را بدهد . مثال این مناطق حوضه ی پاریس است که در آن ، گرمایش فضا برای بیش از ۲۰۰۰۰ نفر از ساکنان یک شهر ، از راه چرخش عمیق سیال انجام می شود .

از آنجا که انرژی زمین گرمایی هیچ گونه آلودگی ایجاد نمی کند ، در درازمدت بسیار با ارزش تر از نفت ، ذغالسنگ یا حتی انرژی هسته ای است . موتور درونی زمین تا چندین میلیارد سال کار خواهد کرد و بر خلاف منابع محدود سوخت های فسیلی ، انرژی زمین گرمایی می تواند نیاز انرژی انسان را برای هزارن سال تامین کند .