دکتر داود مختاری[1]

ژئومورفولوژی تکتونیک
رویکردی نو در مطالعات علوم زمین

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

چکیده

ژئومورفولوژی تکتونیک شاخه ای نسبتا جدید از ژئومورفولوژی کاربردی است که به صورت کاربرد ژئومورفولوژی در مسائل تکتونیکی شامل اشکال ناهمواری و چگونگی تکامل چشم اندازهای حاصل از فعالیت های تکتونیکی، بویژه فعالیت های جدید، تعریف می شود. در این مقاله سعی شده است ضمن معرفی این رشته، برخی از مفاهیم و مباحث مطرح در آن، در قالب اشکال ناهمواری مرتبط با فعالیت های تکتونیکی مورد بررسی قرار گیرد. گونه شناسی گسل ها

۱- عضو هیات علمی جغرافیای طبیعی گروه پژوهشی جغرافیای دانشگاه تبریز

و میزان فعالیت آنها، چین خوردگی ها، اشکال حاصل از عملکرد حباب های گوشته ای، حوضه های رسوبی انباشتی و سوار شده، ساختارهای حلقوی، و در نهایت شاخص های ژئومورفیکی که با استفاده از آنها می توان به ارزیابی میزان فعالیت های تکتونیکی پرداخت، از جمله موضوع های مورد بحث در این مقاله هستند.

کلیدواژه ها: ژئومورفولوژی کاربردی، ژئومورفولوژی تکتونیک، فعالیت های تکتونیکی، اشکال زمین، شاخص های ژئومورفیکی.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

مقدمه

رابطه ی اشکال ناهمواری های زمین با بالا آمدگی های تکتونیکی یکی از مباحث مهم ادبیات ژئومورفیکی است. بالاآمدگی تکتونیکی به هر مقدار ، وسعت و زمانی که باشد، هم در مدل های تکامل چشم انداز کلاسیک (دیویس[1]،۱۸۹۹؛ پنک[2]، ۱۹۵۳؛ کینگ[3]،۱۹۵۳) و هم در بسیاری از مدل های نوین مثل تعادل دینامیکی هاک[4] (۱۹۶۰) و حساسیت چشم انداز برونسدن و تورنز[5](۱۹۷۹) و برونسدن[6](۱۹۸۰)، به عنوان یک عامل اولیه در شکل گیری و تکامل اشکال سطح زمین به شمار می آید. بدین ترتیب، هر مدلی از تکامل چشم انداز می بایست مرحله ای از بالاآمدگی را به عنوان درونداد ساختمانی پایه، تجربه کند تا ناهمواری شکل بگیرد و به عبارتی ارتفاع افزایش یابد (تیپت و کمپ[7]، ۱۹۹۵: ۱۵٤). لذا، عملکرد متقابل و مداوم فرآیندهای تکتونیکی به عنوان عامل ایجاد توپوگرافی، و فرآیندهای سطحی به عنوان عامل فرسایش دهنده ی ناهمواری ها، اساس ژئومورفولوژی تکتونیک را تشکیل می دهد (بوربانک و اندرسون[8]، ۲۰۰۱). این شاخه ی نسبتاً جدید از ژئومورفولوژی کاربردی را می توان کاربرد ژئومورفولوژی در حل مشکلات ناشی از فعالیت های تکتونیکی دانست که در آن اشکال ناهمواری و چگونگی تکامل چشم اندازهای حاصل از فعالیت های تکتونیکی جدید، مورد بحث قرار می گیرد. یکی از مباحث مطرح در چنین مطالعاتی، ارزیابی میزان خطر زلزله در ناحیه ای خاص از طریق مطالعه ی

1- Davis
2- Penck
3- King
4- Hack
5- Brunsden and Thornes
6- Brunsden
7- Tippet and Kamp
8- Burbank and Anderson

فعالیت گسل ها و تعیین وضعیت لرزه خیزی منطقه در پلئیستوسن بالایی و هولوسن می باشد. مطالعه در این عرصه، نیازمند بهره گیری از شاخه های دیگری از علوم از قبیل زمین شناسی ساختمانی، چینه شناسی کواترنر، خاک شناسی و ژئوشیمی است (کلر و راک ول[1]، ۱۹۸٤: ۲۰۳).

این مقاله سعی دارد برخی از مفاهیم مرتبط با این شاخه از ژئومورفولوژی را معرفی کند. روش تحقیق عمدتا بر پایه ی کار کتابخانه ای بوده و سعی شده است تاحد امکان از نظرات متعدد مطرح در ارتباط با موضوعات مقاله استفاده شود.

اشکال ناهمواری مرتبط با فعالیت های تکتونیکی

۱- گسل ها

۱-۲- گسل و پرتگاه های گسلی

گسل عبارت است از شکستگی در سنگ های پوسته ی زمین که در دو طرف آن، سنگ ها نسبت به هم جابجا شده اند (دی بلیج و مولر[2]، ۱۹۹٦: ٥٦٤). شکستگی هایی که در آنها جابه جایی صورت نمی گیرد، به مفصل یا بند معروفند. زمانی که سنگ های شکننده ی زمین در معرض فشار قرار می گیرند ونمی توانند در مقابل فشارهای وارده خمیده شده یا چین بخورند؛ شکست برداشته، بدین ترتیب گسل ایجاد می شود. با این وجود، حتی در سنگ هایی که خاصیت پلاستیکی دارند نیز اگر فشار وارده، ناگهانی باشد ممکن است ایجاد گسل را به دنبال داشته باشد.

فروافتادگی ناگهانی در امتداد صفحه ی گسل، تکان ها و زمین لرزه هایی را به دنبال می آورد که شدت آن به مقدار نیروی آزاد شده به هنگام فروافتادگی، بستگی دارد. فاصله ی این فروافتادگی ممکن است در سطح زمین به صورت پرتگاه ظاهر شود که اندازه ی آن از چند میلی متر تا صدمتر یا بیشتر تغییر می کند. درمواردی که گسل در سنگ های رسوبی ایجاد می شود

1- Keller and Rockwell
2- Deblij and Muller

به راحتی می توان با اندازه گیری میزان جابه جایی یک لایه در دو طرف گسل، مقدار فروافتادگی در امتداد خطوط گسل (صفحه ی گسل) را تعیین نمود، ولی در صورتی که بلوک های سنگی از یک جنس مثلاً گرانیت در دو طرف گسل قرار گیرند؛ اندازه گیری مقدار جابه جایی امکان پذیر نبوده، یا مشکل خواهد بود. به هر حال امروزه، گسل ها یکی از نیروهای درونی بسیار مؤثر در تشکیل چشم اندازهای سطح زمین است (دی بلیج و مولر، ۱۹۹۶: ۱) و سنگ های پوسته ی زمین در اثر شکاف های ایجاد شده ، به صورت خانه خانه ، که بیشتر به شانه ی زنبور عسل تشبیه می شود؛ در آمده اند.

افزایش روز افزون اطلاعات در مورد فعالیت های تکتونیکی به درک بهتر گسل، دلایل ایجاد آن و بالاخره اثرات آن در چشم انداز کمک شایانی کرده است. در جایی که صفحه های پوسته ی زمین به هم نزدیک شده، برخورد می کنند، سنگ ها با شدت هر چه تمامتر به یکدیگر فشرده می شوند، در این حال لیتوسفر به سوی اشغال فضای کمتری از سطح زمین سوق داده می شود. سنگ ها در واکنش به این وضعیت خرد شده، خمیده، چین خورده، لغزیده و یا در اثر فشار وارده به بالا یا پایین حرکت می کنند. در جایی که صفحه ها از همدیگر دور می شوند و پوسته ی زمین یک فاز باز شدگی را تجربه می کند، فشار از نوع کششی است و صفحه ها تمایل به دورشدن از همدیگر را دارند. در اثنای این عمل احتمالاً عمل کشش به طرفین، به وسیله ی واکنش سنگ ها به صورت نازک شدگی و کاهش ضخامت لیتوسفر جبران شود (زیگلر و کلوتینگ[1]، ۲۰۰٤؛ ۱) در غیر این صورت سنگ ها می شکنند و یا چین می خورند. در جاهایی که گسل های موازی در کنار همدیگر قرار گرفته اند، بلوک هایی از زمین های واقع در بین خطوط گسل فرو می نشینند و بالاخره در جاهایی که صفحات در کنار هم می لغزند و یا جاهایی که نیروهای فعال زیر پوسته ی زمین در جهت افقی عمل می کنند، فشار از نوع متقاطع می باشد.

1- Ziegler and Cloetingh

۱-۲- گسل های فعال، مستعد فعالیت و غیر فعال

پانیزا و کاستالدینی[1](۱۹۸۷) گسل ها را به دو دسته ی گسل های فعال و گسل های مستعد فعالیت تقسیم کرده اند. در تعریف این محققان گسل فعّال، گسلی است که در آن جابه جایی در سنگ ها و یا تغییراتی در اشکال ژئومورفولوژیکی معنی دار صورت گرفته باشد و گسل مستعد فعالیت گسلی است که در سنگ ها و اشکال ژئومورفولوژیکی معنی دار جابه جایی یا تغییری دیده نمی شود. در این جا منظور از سنگ ها و یا اشکال معنی دار، آنهایی هستند که در ارزیابی های نوزمین ساخت مورد استفاده قرار می گیرند.

تازه ترین کوشش در مورد فعالیت گسل ها بر پایه ی لرزش های دیرینه از دانشمندی به نام ماچت[2](۲۰۰۰) صورت گرفته است. وی تقسیم بندی خود را در مورد فعالیت گسل ها، بر اساس مقیاس زمانی مطلق پایه گذاری کرده است. اگر جابه جایی در امتداد گسل در ۱۰۰۰۰ سال گذشته اتفاق افتاده باشد، نام گسل فعال در هولوسن بدان اطلاق می شود. گسلی که در ۱۳۰۰۰۰ سال گذشته جابه جایی داشته باشد، به گسل فعال در کواترنر بالایی معروف است. و اگرجابه جایی مربوط به ۱/٦ میلیون سال گذشته باشد، نام گسل فعال در کواترنر به خود می گیرد.

گسل فعال بالفعل و گسل فعال بالقوه از جمله اصطلاحات نامأنوسی هستند که در مطالعات مربوط به برآورد خطرات زلزله مورد استفاده قرار گرفته اند و تفسیرهای مختلفی از طرف سازمان های مختلف در مورد آنها انجام گرفته است (دی هندس شاترز[3]، ۲۰۰۱: ٤٥). تعریف کمیسیون تنظیم اتمی ایالات متحده ی آمریکا[4] از گسل های فعال بالقوه ، گسل هایی است که یک بار در طول ۵۰۰۰۰ سال گذشته و یا چندین بار در طول ۵۰۰۰۰۰ سال گذشته جابه جا شده اند در حالی

1- Panizza and Castaldini
2- Machette
3- Dehandschutter's
4- U.S. Nuclear Regulatory Commission

که تفسیر دیگر سازمان ها از این نوع گسل ها، گسل هایی است که در آینده احتمال جابجایی درآنها وجود دارد. فرمانداری ایالت کالیفرنیا، گسل های فعال بالقوه را به صورت گسل هایی که در طول کواترنر با جابه جایی های منجر به گسیختگی زمین همراه بوده اند؛ تعریف می کند، در حالی که در تعاریف سایر ارگان ها این نوع گسل ها به عنوان گسل هایی، که احتمال فعالیت در رژیم تکتونیکی فعلی از آنها انتظار می رود ولی در حال حاضر هیچ گونه فعالیتی ندارند؛ شناخته می شوند (ماچت، ۲۰۰۰، ۳۸۹).

گسل ها را از نظر فعالیت به گسل های فعال و غیرفعال تقسیم می کنند. یکی از این تقسیم بندی ها توسط کلر و پینتر[1](۱۹۹۶) ارائه شده است (جدول ۱).

جدول ۱ : طبقه بندی گسل ها از نظر فعالیت (کلر و پینتر، ۱۹۹۶)

	سال قبل از این	سن زمین شناسی		
		اشکوب	دوره	عصر
فعال / فعال بالقوه	۲۰۰	هولوسن	کواترنری	سنوزوئیک
	۱۰۰۰۰	پلیوستوسن		
غیر فعال	۱۶۸۰۰۰۰	قبل از پلیوستوسن	ترشیاری	
	۶۸۰۰۰۰۰۰	قبل از سنوزوئیک		
	۴۸۰۰۰۰۰۰۰	سن زمین		

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

1- Keller and Pinter

۲- چین خوردگی ها

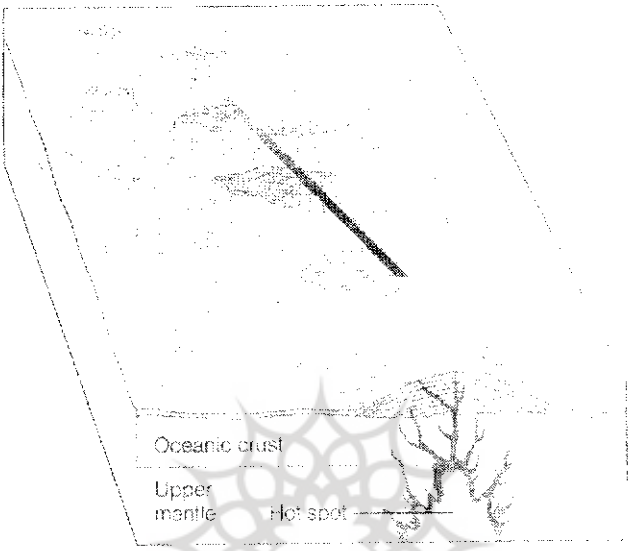
سازندهایی که مثل سازندهای رسوبی، ساختاری افقی دارند در اثر نیروهای افقی و عمودی وارده بر پوسته خمیده و چین می خورند. اندازه ی این چین خوردگی ها از رشته کوه تا چین وچروک های چندسانتی متری متغیر است. شدت چین خوردگی ها نیز خود تابعی از ماهیت و شدت نیروهای وارده و میزان حساسیت مواد چین خورده در مقابل نیروهای فوق می باشد. وقوع چین خوردگی در سازندهای سطح زمین به پارچه ی رومیزی می مانند که دست های خودرا بر روی آن قرار داده، به طرف هم نزدیک کنید. آنچه در نتیجه این عمل می بینید چیزی جز چین نیست. سنگ های لایه لایه ی پوسته ی زمین در مقابل نیروهای فشاری وارده، یک چنین واکنشی را نشان می دهند. بسیاری از چین خوردگی ها در اعماق پوسته، که سنگ های آن انعطاف پذیرتر از سنگ های نزدیک به سطح زمین هستند، اتفاق می افتند. شکل چین ها و شدت چین خوردگی در مناطق مختلف، متغیر است، با این حال سه نوع اصلی چین ها عبارتند از: تک شیب، طاقدیس و ناودیس.

۳- اشکال حاصل از عملکرد حباب های گوشته ای[1]

حباب گوشته ای که از آن به عنوان لکه ی داغ نیز یاد می شود، بخش داغ و با چگالی پایین گوشته است که به دلیل سبکی بالا می آید (جودی[2]، ۲۰۰٤، ۱). وجود این حباب ها از طرف ویلسون[3] در سال ۱۹٦۳ مطرح شده که در ارتباط با تغییر در سن و شکل جزایر در طول رشته های اقیانوسی، مثل رشته ی هاوایی- امپرور در اقیانوس آرام مطالعاتی انجام داده است. به نظر او، همان طوری که یک صفحه ی لیتوسفری بر روی یک توده ی داغ (حباب گوشته ای) حرکت می کند،

1-Mantle plumes
2- Goudie
3- Wilson

تکتونیک صفحه ای فعالیت های آتشفشانی به صورت کوه های دریایی و جزایر آتشفشانی به موازات مسیر حرکت صفحه ی تکتونیکی شکل می گیرند (شکل ۱).



شکل ۱: شکل شماتیکی منشا جزایر هاوایی. همزمان با حرکات صفحات تکتونیکی بر بالای لکه ی داغ در زیر سطحه ی هاوایی، رشته ای از آتشفشان ها شکل گرفته اند. درحال حاضر این پدیده در بخش جنوبی هاوایی دیده می شود (مونرو و وایکاندر[1]، ۱۰۹).

مسیر گوشته ای به محض رسیدن به زیر لیتوسفر و در برخورد با آن شروع به گسترش کرده، پذیرای شکل ظاهری سر قارچ یا حباب، که قطر آن به ۵۰۰ تا ۳۰۰۰ کیلومتر می رسد، شکل می گیرد. در حالی که ضخامت آن تنها ۱۰۰ تا ۲۰۰ کیلومتر است. ظاهر سطحی حباب های گوشته ای به صورت لکه های داغی است که آتشفشان های فعال در روی آن دیده می شوند. حباب هایی که قطر آنها بین ۱۰۰۰ تا ۳۰۰۰ کیلومتر است، ابرحباب های گوشته ای نامیده می شوند.

1- Monroe and Wicander

واژه ی ریفتی شدن فعال، تداعی کننده ی سیستم های ریفتی همراه با فعالیت های ماگمایی شدید در مناطقی است که مستقیما با حباب های گوشته ای در ارتباط هستند (دیویی و بورک[1]، ۱۹۷۵؛ بوت و کوزنیر[2]، ۱۹۷۹؛ اسپون و شوبرت[3]، ۱۹۸۲؛ کوفین و الدهولم[4]، ۱۹۹٤). حباب های گوشته ای به صورت دیاپیری از مرز هسته و گوشته به طرف گوشته ی پایینی بالا می آیند و تا رسیدن به یک توازن در چگالی در ابعادی ٤۱۰ تا ٦۷۰ کیلومتری گسترش می یابند. پیشانی حباب در چنین انفصال هایی به صورت یک منبع حرارتی فوق العاده قوی عمل می کند، به طوری که قادر است بخش هایی از گوشته ی بالایی را تحت تأثیر قرار داده و سیستم جدیدی از حباب های گوشته ای را این بار در گوشته ی بالایی ایجاد کند. نظیر چنین پدیده ای در تصویر توپوگرافی حباب ایسلند دیده می شود (بیجوارد و اسپاکمن[5]، ۱۹۹۹؛ برونت و یون[6]، ۲۰۰۰؛ نیکیشین و همکاران[7]، ۱۹۹٦). پیشروی ذوب منطقه ای در بالای حباب های ثانویه در نهایت به زیر لیتوسفر می رسد، عمل متقابل توده ی داغ بالارونده با لیتوسفر موجب می شود تا این مواد از بخش های نازک لیتوسفر به صورت آتشفشان های بازالتی، بیرون بریزند که در نتیجه پهنه های بازالتی به شعاع ۱۰۰۰ تا ۲۰۰۰ کیلومتر شکل می گیرند (زیگلر[8]، ۱۹۸۸، ۱۹۹۰؛ وایت[9]، ۱۹۹۲؛ ویلسون، ۱۹۸۹،۱۹۹۲، ۱۹۹۳، ۱۹۹٤؛ نیکیشین و همکاران، ۱۹۹٦).

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

1- Dewey and Burke
2- Bott and Kusznir
3- Spohn, T., and Schubert
4- Coffin, M. E., and Eldholm
5- Bijwaard and Spakman
6- Brunet, D., and Yuen
7- Nikishin and et al.
8- Ziegler
9- White

لکه های داغ داخل اقیانوسی از قبیل هاوایی، سنت هلن و کریستان دوکونها و نمونه های داخل قاره ای آنها مثل هوگار سنوزوئیک و نقاط آتشفشانی تی بستی (بورک و وایتمن[1]، ۱۹۷۳؛ لوباس[2]، ۱۹۸۷؛ ویلسون و گوایرود[3]، ۱۹۹۲، ۱۹۹۸) هیچ گونه ارتباطی با گسیختگی های انبساطی ندارند.

بنابراین، می توان گفت فعالیت لکه های داغ به تنهایی قادر به ایجاد ریفت های بزرگ و گسستگی های قاره ای نیستند. با این وجود نباید از تضعیف حرارتی لیتوسفر، بالاآمدگی ناحیه ای و ایجاد نیروهای کششی نا همجهت در نتیجه ی برخورد حباب های گوشته ای به زیر لیتوسفر غافل بود (ویلسون، ۱۹۸۹، ۱۹۹۳؛ بوت[4]، ۱۹۹۲). برونریزی مواد حباب می تواند به تقویت نیروهای حاصل از جریان گوشته منتهی شود. با اینکه در بازشدگی اقیانوس اطلس مرکزی و جنوبی، دریای نروژ-گرینلند و قسمت هایی از اقیانوس هند نقش لکه های داغ نیز دلالت داده می شوند (وایت و مکنزی[5]، ۱۹۸۸؛ اوکونور و دونکن[6]، ۱۹۹۰؛ ویلسون و گوایرود، ۱۹۹۲؛ گلادزنکو و همکاران[7]، ۱۹۹۷). با این وجود به نظر می رسد در فرایند ریفتی شدن، نقش این لکه ها تعیین کننده نیست (ویلسون، ۱۹۹۳، ۱۹۹۷؛ نیکیشین و همکاران، ۱۹۹۶؛ زیگلر و همکاران، ۲۰۰۱).

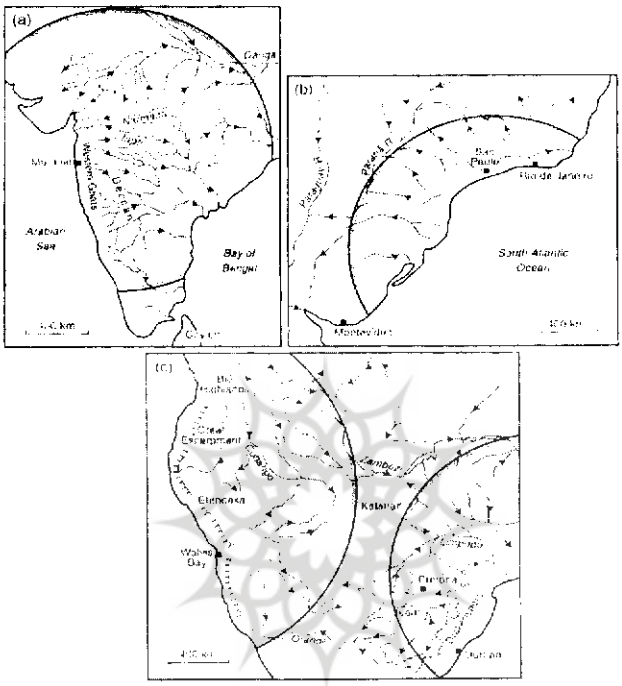
لازم به ذکر است که ما می توانیم بین حباب های کوتاه عمر و بلند عمر تمایز قائل شویم. گنبدهای بلند عمر مثل کریستان دو کونها، سنت هلن، ایسلند و هاوایی ممکن است تا ۱۴۰ میلیون سال فعال باشند.در حالی که عمر فعالیت گنبدهای کوتاه عمر مثل سیبری، امیشان و اطلس مرکزی بیش از یک تا ده میلیون سال نیست.

1- Burke and Whiteman
2- Le Bas
3- Wilson and Guiraud
4- Bott
5- White and McKenzie
6- O'Connor, J. M., and Duncan
7- Gladczenko and et al.

نفوذ گنبدها به نواحی ای که در آنها انبساط پوسته ای صورت گرفته است، می تواند تقریبا همزمان با آغاز ریفتی شدن (اطلس جنوبی، دریای لابرادور)، ۱۵میلیون سال پس از ریفتی شدن (اطلس مرکزی)، ۷۰میلیون سال پس از آغاز ریفتی شدن (اقیانوس هند) و یا بیش از ۲۸۰ میلیون سال پس از انبساط پوسته ای متناوب (دریای نروژ- گرینلند)، صورت گیرد. این نکته را هم باید در نظر داشت که فعالیت حباب گوشته ای ممکن است ۱۰ تا ۱۵ میلیون سال قبل از وقوع جداشدگی پوسته ای متوقف شده باشد (نیکیشین و همکاران، ۱۹۹٦؛ زیگلر و همکاران، ۲۰۰۱).

در ژئومورفولوژی، حباب های گوشته ای از اهمیت ویژه ای برخوردارند. اولاً، لکه های داغ مرتبط با این حباب ها، به تشریح چگونگی توزیع فعالیت های آتشفشانی در داخل قاره ها کمک می کنند. همچنین می توان گسترش رشته های آتشفشانی در روی صفحه ی اقیانوس آرام و سایر نقاط، و نیز گسترش برخی از کوه های زیر دریایی را با این حباب ها مرتبط دانست. دوم این که، بخش های وسیعی از مناطق بالا آمده با عملکرد این حباب ها در ارتباطند. در چنین صورتی برآمدگی هایی بزرگ ایجاد می شوند که اثر آنها بعدها در شکل گیری شبکه های آبراهه ای نیز ظاهر می شود. به نظر کوکس[1](۱۹۸۹) الگو و مسیرهای شبکه ی آبراهه ای در هندوستان ، شرق آمریکای جنوبی و آفریقای جنوبی، مثال های خوبی از این اثر می باشند (شکل۲). سوم این که، بسیاری از ایالت های سنگ های آذرین (Lips) [2] منشأ حباب گوشته ای دارند که پهنه های وسیع روانه های بازالتی قاره ای مثل شبه جزیره ی دکن، دایک های بسیار بزرگ، سیل های متعدد (ارنست و همکاران[3]، ۱۹۹۵) و توده های نفوذی بزرگ مثل مجموعه ی آذرین بوشولد در آفریقای جنوبی، از مصادیق بارز آن هستند. چهارم این که، حباب های گوشته ای می توانند نقش مهمی در اشتقاق ابرقاره ها یی مثل گندوانا، شکل گیری حواشی قاره ای غیر فعال همچون نامیبیا(گودی و اکارت[4]، ۱۹۹۹)، و گسترش حوضه های اقیانوسی مثل دریای سرخ، خلیج عدن وغیره ، داشته باشند.

1- Cox
2- Large Igneous Provinces
3- Ernst and et al.



شکل ۲: برآمدگی های گنبدی شکل شناخته شده در سطح زمین در اثر عمل حباب های گوشته ای و رابطه آنها با الگوی شبکه زهکشی(جودی، ۲۰۰٤: ٦٤۲).

گرچه برخی از محققان، ثابت بودن حباب های گوشته ای را قبول ندارند، با این حال حباب های گوشته ای به عنوان نقاط مرجعی شناخته می شوند که می توان مسیر و سرعت حرکت

1-Goudie and Eckardt

صفحه های تکتونیکی را بر اساس آنها سنجید (مونرو و وایکاندر، ۲۰۰۱). زیرا صفحه ها بر روی آنها حرکت کرده، اثر این حباب ها بر روی این صفحات به صورت رشته ای از آتشفشان های قدیمی بر جای می ماند.

٤- حوضه های رسوبی برشی[1] و سوار شده[2]

حوضه های رسوبی برشی و سوار شده، رابطه ی نزدیکی با فعالیت های تکتونیکی همگرا دارند. حوضه های رسوبی برشی، مناطق پست توپوگرافیکی هستند که در اثر ایجاد ریفت در امتداد گسل های امتداد لغز تراکششی[3] (مناطقی با حرکات تکتونیکی انبساطی همراه با تغییر شکل) به وجود می آیند (شکل ۳).

شکل ۳: حوضه برشی و نحوهٔ عملکرد نیروها بر روی آن(مایال[4]، ۱۹۹۰: ۵۵۲)

واژه ی حوضه های برشی برای اولین بار به وسیله ی بورچفیل و استوارت[5] در سال ۱۹٦٦ در مورد اشکال ناهمواری در دره ی مرگ ایالات متحده و بعداً به وسیله ی کروول[6] در سال ۱۹۷٤ برای اشکال ناهمواری گسل سن آندریاس، و دیویی و همکاران[7] در سال ۱۹۸٦ برای حوضه های رسوبی در ترکیه به کار رفت. همان طوری که در شکل ۳ دیده می شود، اندازه ی این حوضه ها در

1- Pull-apart
2- Piggy-back
3- Strike- Slip Faults
4- Mial
5- Burchfiel and Stewart
6- Crowell
7- Dewey and et al.

ابتدا فقط چند صد متر است، ولی با تداوم فعالیت های تکتونیکی به حوضه هایی بزرگ تبدیل می شوند که طول و عرض آنها به ده ها کیلومتر بالغ می شود. چه بسا ممکن است این حوضه ها باهم تلاقی کنند که در این صورت نیز ابعاد آنها افزایش می یابد (آیدین و نور[1]، ۱۹۸۲). در مورد اشکال بزرگ تر (با ابعاد بیش از ده ها کیلومتر) به جای حوضه های برشی، از پشته های لوزی گون[2] و گرابن های لوزی گون[3] و برای اشکال کوچک تر (به اندازه ی ده ها تا صدها متر) ازتالاب فرو نشسته[4] استفاده می شود(سیفوت[5]، ۱۹۸۷). نواحی تراکششی که حوضه های برشی در امتداد آنها تشکیل می شوند، با خمیدگی های سیستم گسلی و یا با جابجایی های آن در ارتباطند. برای ایجاد و گسترش حوضه های برشی، می بایست خمیدگی ها و جابه جایی های گسلی فوق به سمت چپ، در سیستم های گسلی با مؤلفه ی چپ لغز، و به سمت راست، در سیستم های گسلی با مؤلفه ی راست لغز حرکت کنند. حوضه ی ایجاد شده در دو طرف خود به گسل های امتداد لغز منتهی می شود و در دوسوی دیگر حوضه، گسل هایی عادی که تقریبا عمود بر گسل های امتداد لغز هستند؛ شکل می گیرند (شکل۳). در پی انبساط مداوم حوضه، بستر آن کش آمده و نازک تر می شود تا جایی که ممکن است به خروج مواد آتشفشانی و در نتیجه، تشکیل پوششی آذرین در بستر حوضه منجر گردد. پرشدگی رسوبی حوضه ها می تواند در بخش مرکزی و یا در دو بخش، که هرکدام در مجاورت یکی از گسل های عادی کناره ی حوضه قرار دارند؛ متمرکز باشد. این بخش ها دارای بیشترین مقدار فرونشست هستند (دنگ و همکاران[6]، ۱۹۸۶). مدل بندی ارائه شده توسط دنگ و همکاران وی در سال ۱۹۸۶ گویای این است که تعداد و موقعیت مراکز

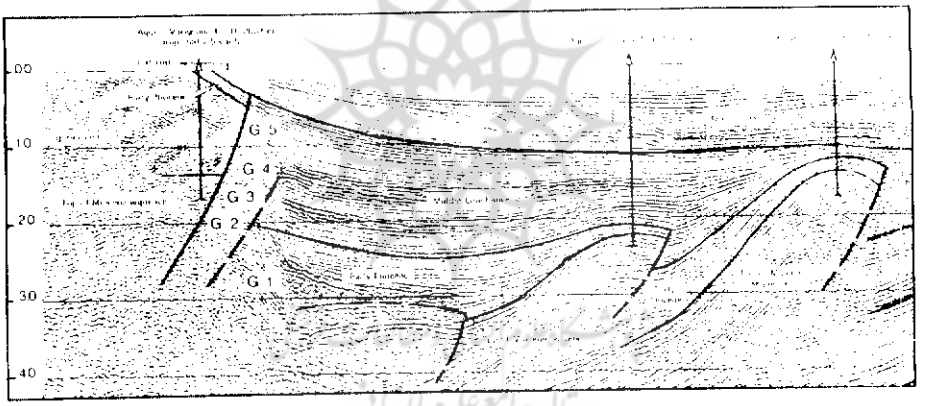
1- Aydin and nur
2- Rhombochasm
3- Rhombograben
4- Sag Pond
5- Seyfot
6- Deng and et al.

رسوب گذاری درحوضه های رسوبی، به ژئومتری حوضه بستگی دارد. ژئومتری حوضه خود تابعی از جداشدگی لبه های گسل هایی با مؤلفه ی افقی، میزان روی هم رفتگی لبه ها در امتداد این گسل ها و عمق سنگ مادر می باشد. حوضه هایی که به موازات گسل های اصلی با مؤلفه ی افقی (با همپوشی زیاد نسبت به جداشدگی) کشیده شده اند، دارای دو کانون رسوب گذاری هستند. در حالی که حوضه های کوتاه تر که میزان جداشدگی در آنها بیش از همپوشی است، دارای یک کانون رسوب گذاری هستند. در اکثر موارد عمق این گونه حوضه ها بیش از ریفت هایی است که در بین صفحات تکتونیکی واگرا دیده می شوند و میزان رسوبات پرشده نیز در این گونه حوضه ها بیشتر است.

حوضه های سوار شده ، برعکس حوضه های برشی، با ساختارهای رورانده در ارتباطند. در این گونه ساختارها، گسترش حوضه ی رسوبی، متأثر از تغییر شکل رسوبات حوضه ی قبلی در نتیجه ی روراندگی اخیر است. واژه ی حوضهٔ سوار شده، اولین بار توسط اوری و فرند در سال ۱۹۸٤ در تشریح حوضه های کوچکی به کار رفت که بر روی صفحات رورانده قرار داشتند. این حوضه ها به نام حوضه های روی صفحه ی رورانده[2] (اوری و فرند، ۱۹۸٤)، حوضه های اقماری[3] (ریچی-لوچی[4]، ۱۹۸٦) و حوضه های مستقل[5] (استیدمن و اشمیت[6]، ۱۹۸۸) نیز نامیده می شوند. عرض این حوضه ها بیش از چند ده کیلومتر نیست و به طور طبیعی از فرورفتگی پیشانی روراندگی (حوضه ای در پیشانی کلیه ی روراندگی های فعال) منفک شده اند. نمونه های بارز این گونه حوضه ها در آلپ های اروپا دیده می شوند. رسوبات حاصل از فرسایش زمین های

1- Ori.and Friend
2-Thrust-Sheet-Top Basins
3-Satellite Basins
4- Ricci-Lucchi
5-Detached Basins
6- Steidmann and Schmitt

مجاور به عنوان منابع رسوبی حوضه، به شمار می آیند که در این میان نقش بخش بالا آمده ی رورانداگی مشرف به حوضه(در شکل٤ بخش بالا آمده ی سمت چپ شکل)- در تدارک رسوب بیش از سایر قسمت ها است (مونرو و وایکاندر، ۲۰۰۱: ۵۷۷). محیط های رسوبی حاصل از تشکیل این حوضه ها بسته به میزان بالاآمدگی ساختمانی حوضه، شامل مخروط های آبرفتی درشت دانه ی دریاچه ای تا نهشته های رودخانه ای هستند. سیستم های رودخانه ای این حوضه ها شامل شبکه ی زهکشی ناموافق سراشیبی رورانداگی های دو سوی حوضه وشبکه آبراهه ای طولی که از آن سوی گسل ها و نواحی پست اطراف وارد حوضه می شوند؛ می باشد (مایال، ۱۹۹۰).



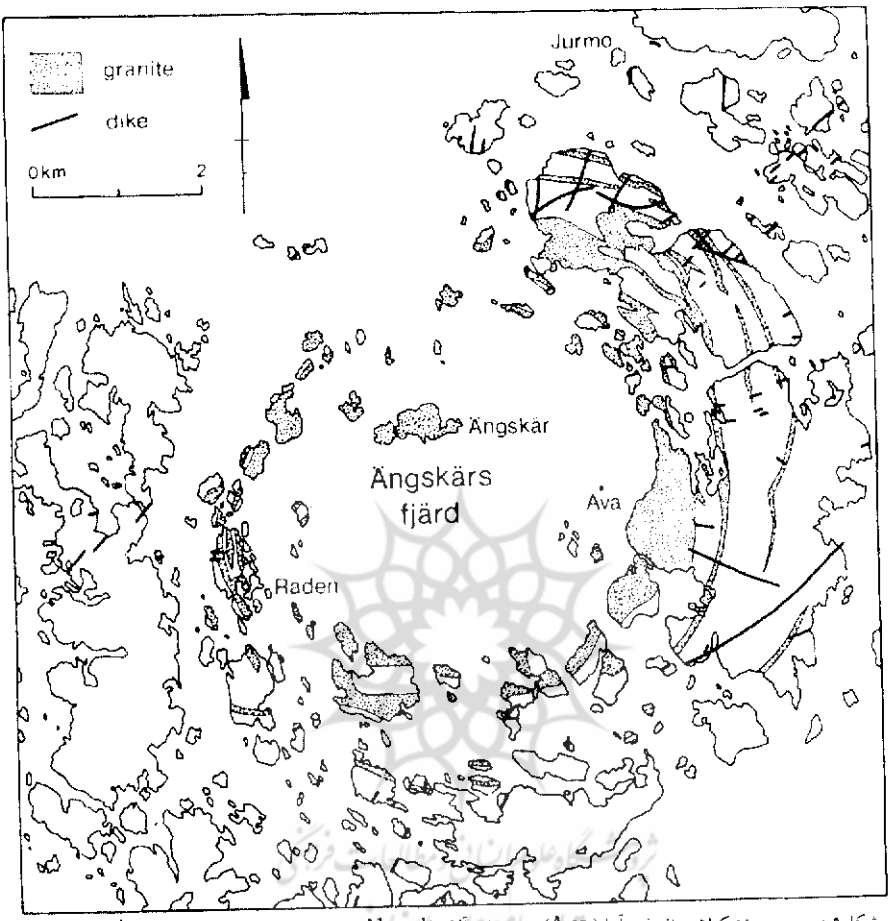
شکل ٤: نمونه ای از حوضه های سوار شده. به رورانداگی های رسوبات زیرین که به وسیله ی پوشش رسوبی پلیوسن که نشانگر حوضه ای سوار شده، می باشد؛ توجه کنید (مایال، ۱۹۹۰: ۵۷۸).

۵- ساختارهای حلقوی[1]

گر چه برخی از محققان اصطلاح ساختار حلقوی را در مورد همه ی سازندهای زمین شناسی مرتبط با ساختارهای تکتونیکی دایره مانند یا بیضوی مثل آتشفشان های فعال و خاموش، ماسیف های نفوذی، گنبد های گنایسی گرانیتی، ساختار های دیاپیری و حتی گنبد های نمکی به کار می برند (ارشو و همکاران[2]، ۱۹۸۸: ۲۷۸) ولی بیشترین کاربرد این اصطلاح در مورد گروهی از سنگ های آذرین نفوذی نیمه آتشفشانی[3]، شامل دایک های حلقوی ، دایک های قوسی و دیواره های مخروطی دورتادور توده ی نفوذی است که از نظر ویژگی های سنگ شناختی باهم متفاوت ولی از نظر ساختار شکل مشابهی دارند. برونزد این ساختارها به صورت قوسی، حلقوی، جنبد ضلعی و بیضوی است که قطر آنها از ۱ تا ۳۰ کیلومتر تغییر می کند (شکل ۵). بزرگترین این ساختارها در محل آتشفشان های فرسایش یافته و کالدرا های آتشفشانی دیده می شوند (اولیر[4]، ۱۹۸۸: ۱۲۸؛ بودن[5]، ۱۹۸۵).

دایک های حلقوی، سنگ های آذرین ضخیم و تقریبا عمودی هستند که دایره هایی هم مرکز را در پیرامون یک توده ی نفوذی مرکزی تشکیل می دهند و تشکیل آنها با فرایندی به نام فرونشست آتشفشانی[6] در ارتباط است (اولیر، ۱۹۸۸: ۱۲۸؛ جودی، ۲۰۰٤: ۸۵۵). دیواره های مخروطی ضخامت کمی دارند و بیشتر شبیه به یک سری مخروط وارونه هستند. این پهنه ها نتیجه ی فشارهای وارده به پوسته ی زمین به هنگام حرکت ماگما به طرف بالا- همراه فشار های مربوطه — هستند. سایر ساختارها با رویداد های تصادمی در ارتباطند.

1-Ring Structures or Complexes
2-Ershow and et al.
3-Hypabyssal or Subvolcanic
4- Ollier
5- Bowden
6-Caulderon Subsidence



شکل ۵ : مجموعه تشکیلات نفوذی آوا (Ava) در جزایر آلاند(Aland) در جنوب غرب فنلاند (توییدیل[1]، ۱۹۸۲: ۳۸)

1- Twidale

٦- شاخص های ژئومورفیکی فعالیت های تکتونیکی

مطالعه ی فعالیت های تکتونیکی بر اساس اصول ژئومورفیکی، بسته به نوع اطلاعات مورد نظر و میزان دقت آن، در دو سطح انجام می گیرد (کلر و راک ول، ۱۹۸٤: ۲۱۲): ۱- شناسایی وضعیت منطقه ی مورد مطالعه از طریق گسترش شاخص های مرتبط با مقاومت سنگ ها ، تغییرات آب وهوایی و فعالیت های تکتونیکی و۲- طراحی مدل های بسیار دقیق که بتوانند روابط موجود بین اشکال زمین، فرایندهای ژئومورفیکی و مواد تشکیل دهنده ی زمین را در طول زمان مورد تجزیه و تحلیل قرار دهند. بنابراین، شاخص های ژئومورفیکی یکی از ابزارهای کارآمد در عرصه ی مطالعات ژئومورفولوژی تکتونیک هستند (کلر و راک ول، ۱۹۸٤: ۲۱۲؛ هستربرگ و همکاران[1]، ۱۹۹۵؛ ویسنایویسکی و پازاگلیا[2]، ۲۰۰۲: ٤۳۷؛ رامیرز-هررا[3]، ۱۹۹۸: ۳۱۷؛ چن و همکاران[4]، ۲۰۰۳: ۱۳٤؛ مختاری، ۱۳۸۰: ۸۱۱). از سوی دیگر، با توجه به دسترسی سریع و آسان به شاخص های کمی مورفومتریکی ، از طریق نقشه های توپوگرافی ، عکس های هوایی و ماهواره ای ویا بازدیدهای میدانی، امکان ایجاد ارتباطی منطقی بین پی سنگ و اشکال سطح زمین از یک طرف و اثر عوامل تکتونیکی و آب و هوایی از طرف دیگر فراهم می آید.

شاخص های ژئومورفیکی مورد استفاده در مطالعات ژئومورفولوژی تکتونیک ، عمدتا شامل شاخص های مرتبط با فرایندهای برشی و کاوشی حاکم در سیستم های رودخانه ای هستند (کلر و راک ول، ۱۹۸٤: ۲۱۲). زیرا الگوی توسعهٔ و تکامل شبکه های زهکشی ، از جمله شاخص هایی است که به تغییرات حاصل از فعالیت های تکتونیکی بسیارحساس است (کلر و پینتر، ۱۹۹٦؛ بکر و همکاران[5]، ۲۰۰۰؛ گرانت و همکاران[6]، ۲۰۰۲؛ چن و همکاران، ۲۰۰۳: ۱۱۰) و مطالعات انجام

1- Hesterberg and et al.
2- Wisniewski and Pazzaglia
3- Ramirez-Harrera
4- Chen and et al.
5- Becker and et al.
6-Grant and et al.

شده در چند سال اخیر نیز حاکی از نقش فعالیت های نوزمین ساخت در شکل گیری سیستم های رودخانه ای است (هستربرگ و همکاران، ۱۹۹۵؛ لی و همکاران[1]، ۱۹۹۹؛ وینتر و همکاران[2]، ۲۰۰۰؛ شوم و همکاران[3]، ۲۰۰۰؛ الحمدونی و همکاران[4]، ۲۰۰۰؛ گرانت و همکاران، ۲۰۰۲؛ ویسنایویسکی و پازاگلیا، ۲۰۰۲؛چن و همکاران، ۲۰۰۳؛ گوسایون و همکاران[5]، ۲۰۰۱؛ اشنایدر و همکاران[6]، ۲۰۰۳؛ استوکس و مادر[7]، ۲۰۰۳؛ گارسیا- ملندز و همکاران[8]، ۲۰۰۳؛ گارسیا و همکاران[9]، ۲۰۰۳؛ وایزراس و همکاران [10] ، ۲۰۰۳؛ شورل و همکاران[11]، ۲۰۰۳).

یکی دیگر از ابزارهای مفید در شناسایی و معرفی پدیده های چشم انداز از دیدگاه ژئومورفولوژی، تکتونیک تحلیل های توپوگرافی است. این تحلیل ها سرنخ هایی بسیار ارزشمند در تشخیص گسل های فعال به دست می دهند (جودی،۲۰۰٤: ۲) و از طریق آنها می توان علاوه بر نمایش الگوی عمومی چشم انداز، که فرآیندهای دینامیکی بزرگ مقیاس را شامل می شود، پدیده های محلی مثل فعالیت های تکتونیکی متوسط مقیاس را نیز مورد بررسی قرار داد(مولین و همکاران [12] ۲۰۰۲: ۲۳).

شاخص های ژئومورفیکی در ارزیابی فعالیت های تکتونیکی، ابزاری مفید و قابل اطمینان هستند زیرا از روی آنها می‌توان نواحی را، که در گذشته فعالیت های سریع و یا حتی کند تکتونیکی را پشت سرگذاشته‌اند، به راحتی شناسایی کرد (رامیرز-هررا، ۱۹۹۸: ۳۱۷). مخروط

1- Li and et al.
2- Winter and et al.
3- Schuum and et al.
4- El Hamdouni and et al.
5- Guccione and et al.
6- Snyder and et al.
7- Stokes and Mather
8-Garcia-Melendez and et al.
9- Garcia and et al.
10-Viseras and et al.
11-Schoorl and et al.
12- Molin and et al.

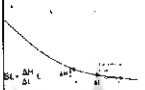
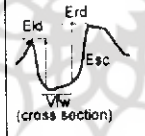
پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

افکنه‌ها از جمله ی این اشکال ژئومورفولوژیکی هستند که فعالیت های تکتونیکی در کنار تغییرات آب و هوایی مهمترین عامل کنترل کننده ی آن ها می‌باشند (لی و همکاران، ۱۹۹۹: ۲۹۹). حرکات تکتونیکی، سطح اساس فرسایشی را تغییرداده، فرآیندهای فعال در سطح مخروط افکنه‌ها و تکامل آنها را تحت تأثیر قرارمی‌دهند. بر این اساس می توان سطوح مخروط‌افکنه‌ای را به عنوان خطوط هم زمان برای بررسی تاریخ و حرکات گسل ها و وقوع زلزله ها به کار گرفت (یانگ[1]، ۱۹۸۵).

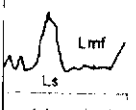
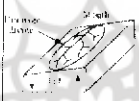
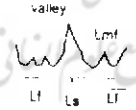
پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

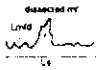
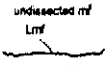
1- Yang

جدول۲: خلاصه ای ازشاخص های مورد استفاده برای تحلیل اشکال حاصل از فعالیت های گسل

	پارامتر مورفومتری	ریشهٔ ریاضی	تعریف اجزاء معادله ها	روش اندازه گیری	هدف	معنی داری	منبع
۱	انتگرال هیپسومتری	Hi=(Me-me)/(Maxe-me)	که در آن Me ارتفاع متوسط، me حداقل ارتفاع و Maxe حداکثر ارتفاع می باشد.		شکل منحنی حوضه ی آبریز مورد نظر را نشان می دهد که از روی آن می توان پراکنش ارتفاعات را در پهنه ی یک حوضه ی آبریز تشریح کرد.	مقادیر بالای انتگرال نشانگر توپوگرافی جوان حوضه می باشد	(گودی ۲۰۰۱)
۲	SL شاخص شیب رودخانه	SL=(ΔH/ΔL)L	که در آن ΔH/ΔL شیب آبراهه در بخش از مسیر، آبراهه ΔH اختلاف ارتفاع بین انتها و ابتدای مسیر و ΔH طول مسیر مورد نظراست)، و L طول ابراهه از مرز حوضه در بالادست آن - در امتداد آبراهه ی اصلی- تا نقطه ی میانی مسیر مورد نظر می باشد		هر گونه ی نظمی در سیرخ طولی رودخانه را که میتواند نشانگر وجود شرایط ناموزون در امتداد آبراهه باشد،ا نشان می دهد	تغییرات در شیب ابراهه ممکن است دلیلی بر عدم تعادل و نا رامی منطقه در اثر بالاآمدگی تکتونیکی در امتداد و گسلهای فعال باشد	(هک، ۱۹۷۳)
۳	Vf نسبت عرض بستر دره بر ارتفاع آن	Vf= 2Vfw/[(Eld-Esc) + (Erd-Esc)]	که در آن Vfw عرض بستر دره Eld ارتفاع کناره دره درسمت چپ، Erd ارتفاع کناره ی دره در سمت راست و Esc ارتفاع بستر دره می‌باشد. لازم به یاد آوری است که راست یا چپ بودن براساس نگاه بیننده به طرف پایین‌دست در نظر گرفته می‌شود		نسبت عرض بستر دره به ارتفاع متوسط دیواره های دوطرف دره را نشان می دهد	بر اساس نتایج محاسبه ی این شاخص دره های عریض و U شکل مقادیر Vf زیاد و دره های V شکل مقادیر Vf کم را نشان می دهند	(بول و مک فادن، ۱۹۷۷)
٤	Bs نسبت کشیدگی	Bs=Bl/Bw	که در آن Bl طول حوضه است که از دهانه ی حوضه ی آبریز تا بالاترین قسمت حوضه اندازه گیری می شود و Bwعرض حوضه می باشد.		شکل پلانیمتری حوضه را تعریف می کند	مقدیر بالای این نسبت حوضه های کشیده و به عبارت دیگر با فعالیت تکتونیکی زیاد،و مقدیر کم آن نشانگر حوضه های دایره ای شکل و به عبارتی با فعالیت تکتونیکی کم می	(کاون، ۱۹۷٦)

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

						باشد	
۵	Smf تقارس جبهه ی کوهستانی	mf= Lmf/Ls	که در آن Lmf طول جبهه ی کوهستانی در محل تلاقی پایکوه وکوهستان ، و Ls طول خط مستقیم جبهه ی کوهستانی می باشد.		این شاخص در مناطق شاخگر موازی ای بین عملکرد رودخانه و فرایندهای دامنه ای،که درصدد ایجاد یک جبهه ی کوهستانی منظم و مقرس هستند، و تکتونیک فعال ، که فعالیت آن موجب ایجاد جبهه ی کوهستانی منظم و مستقیم می شود، است	اگر ۱ باشد شاخگر مدت فعالیت تکتونیکی و هر چه از ۱ بیشتر شود شاخگر کاهش فعالیت های تکتونیکی هست	دیلر و همکاران ، ۱۹۸۸
۶	AF عدم تقارن حوضه ی آبریز	AF=(Ar/At) 100	که در آن AF شاخص عدم تقارن Ar ، مساحت حوضه ی آبریز در بخش راست ابراهه ی اصلی نظر بانی دست حوضه و At مساحت حوضه ی ابریز در بخش چپ ابراهه ی اصلی نظر بانی دست آن است.		شاخگر تمایل و خمیدگی حوضه ی آبریز به یک سمت در اثر فعالیت های تکتونیکی	مقادیر بیشتر از ۵۰ شاخگر تمایل حوضه به طرف کناره ی سمت آبراهه ی اصلی و مقدیر کمتر از ۵۰ شاخگر تمایل حوضه ی ابریز به سمت کناره ی راست ابراهه ی اصلی می باشد	اموبیزر و همکاران (۲۰۰۲)
۷	Fmf درصد سطوح چند وجهی در امتداد جبهه ی کوهستانی	Fmf= Lf/Ls	که در آن Lf مجموع طول اشکال چند وجهی و Ls طول جبهه ی کوهستانی است.		این شاخص به صورت نسبتی از یک جبهه ی کوهستانی،که اصطلاحا به صورت اشکال چند وجهی در آمده است، تعریف می شود و از طریق تقسیم مجموع طول اشکال چندوجهی بر کل طول جبهه ی کوهستانی محاسبه می شود.	در مناطق فعال تکتونیکی فعالیت گسلها و تداوم فعالیت آنها موجب می شود تا اشکال چند وجهی بزرگ و پیوسته بوده و به عبارتی دیگر در اثر بالایی ، چندوجهی شدن مشاهده گردد	آرورو همکاران ، ۱۹۹۸

۸	Fd درصد قسمتهای بریده شده ی جبهه ی کوهستانی	Fd Lm fd/Ls	که در آن Lmfd طول بخشهای بریده شده ی جبهه ی کوهستانی و Ls طول جبهه ی کوهستانی است.		این شاخص به صورت نسبتی از جبهه ی کوهستانی که به صورت اشکال چند وجهی بریده شده است.	جبهه های کوهستانی مناطق فعال تکتونیکی کمتر بریده شده اند و به عبارت دیگر، مقدار Fd در آنها کمتر است	ولز و همکاران (۱۹۸۸)
۹	Eu درصد پرتگاه های بریده نشده در امتداد جبهه ی کوهستانی	Eu=Lce/Ls	که در آن Lce طول بخشهای بریده نشده ی جبهه ی کوهستانی و Ls طول جبهه ی کوهستانی است.		این شاخص نسبتی از جبهه ی کوهستانی که بریده نشده است، را نشان می دهد.	در مناطق فعال تکتونیکی، پرتگاه های ممتد و بدون بریدگی در امتداد جبهه ی کوهستانی دیده می شود به عبارت دیگر مقدار Eu بالاست.	(ولز و همکاران (۱۹۸۸

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

نتیجه گیری

ژئومورفولوژی تکتونیکی شاخه ای نسبتاً جدید از ژئومورفولوژی کاربردی است که می توان آن را کاربرد ئومورفولوژی در مسائل تکتونیکی شامل اشکال ناهمواری و چگونگی تکامل چشم اندازهای حاصل از فعالیت های تکتونیکی، بویژه فعالیت های جدید، تعریف کرد. مطالعه در عرصه ی ژئومورفولوژی تکتونیک به چیزی بیش از آشنایی کلی از تکامل چشم انداز و فرایندهای ژئومورفیکی مؤثر در آن نیازمند است. و برای نیل به این هدف، ایجاد چارچوبی متشکل از مطالعات چشم انداز، اشکال ناهمواری و فرایندهای شکل ساز (هوازدگی، رودخانه ای و تکتونیکی) و ویژگی های مواد سازنده ی زمین (آب، خاک و سنگ) در مقیاس زمان ضروری است. کاربردی ترین بخش این دانش برای نتیجه بخشی در کوتاه مدت، شاید استفاده از شاخص های ژئومورفیکی در ارزیابی میزان فعالیت تکتونیکی باشد که گستردگی مطالعات مختلف صورت گرفته در دنیا، حاکی از کارایی این گونه شاخص ها در تعیین و تشخیص گسل های فعال است. گفتنی است قابلیت دسترسی و ارزان بودن این شاخص ها از مزایای دیگر آنهاست.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

منابع

- مختاری، د. (۱۳۸۰)، "گسل شمالی میشو و نقش آن در مورفولوژی دامنه ی شمالی میشوداغ (آذربایجان- ایران)"، ***مجموعه مقالات دومین کنفرانس زمین شناسی و محیط زیست ایران***، جلد دوم، دانشگاه تربیت مدرس، صص ۸۱۳-۸۰۱

1- Aydin, A., and Nur, A.,(1982) "Evolution of Pull-apart basins and their scale independence", ***Tectonics***, V. 1, pp. 91-105.
2- Becker, L.P., Fahrnberger, W., Hermann, S.W., (2000) "The role of escape tectonics for dispersion of large scale landslides - examples from the crystalline basement of the Eastern Alps", ***EGS XXV General Assembly, Nice***, France.
3- Bijwaard, H., and Spakman,W., "Tomographic evidence for a narrow whole mantle plume beneath Iceland", Earth Planet. Sci. Lett. 166 ,1999, pp. 121–126.
4- Bott, M. H. P., and Kusznir,N. J., (1979) "Stress distribution associated with compensated plateau uplift structures with application to the continental splitting mechanism", ***Geophys***. J. R. Astron. Soc. 56 , pp. 451–459.
5- Bott, M. H. P., (1992) "Modelling the loading stresses associated with continental rift systems", ***Tectonophysics*** 215, pp. 99–115.
6- Bowden, P., (1985) "The Geochemistry and mineralization of alkaline ring complexes in Africa (a review)", ***Journal of African Earth Sciences 3***, pp. 17-19.
7- Brunet, D., and Yuen,D. A., (2000) "Mantle plumes pinched in the transition zones", ***Earth Planet***. Sci. Lett. 178, pp. 13–27.
8- Brunsden, D. and Thornes, J. B., (1979) "Landscape sensitivity and change", ***Transactions of the Institute of British Geographers***, 4, pp.463-484.
9- Brunsden, D. , (1980) "Applicable Modeles of longterm evolution", ***Zeitschrift fur Geomorphologie Supplementband***, 36, pp. 16-26.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی