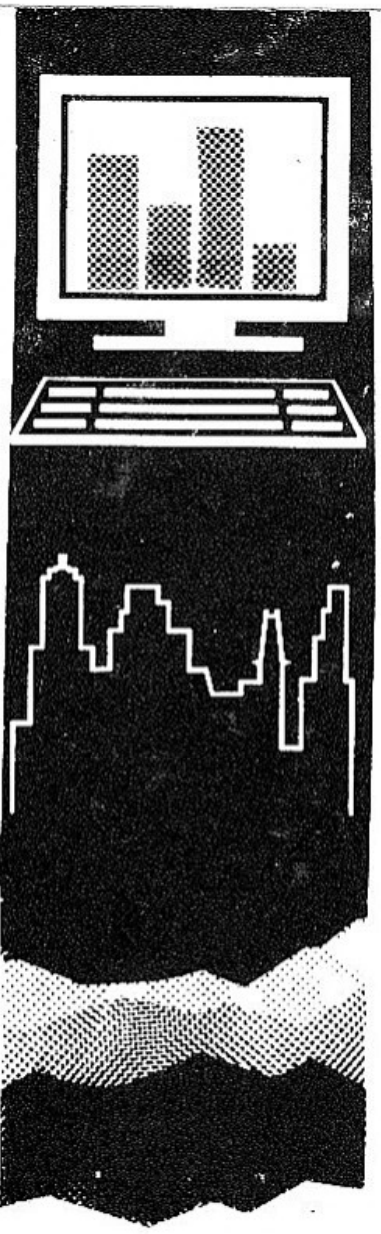
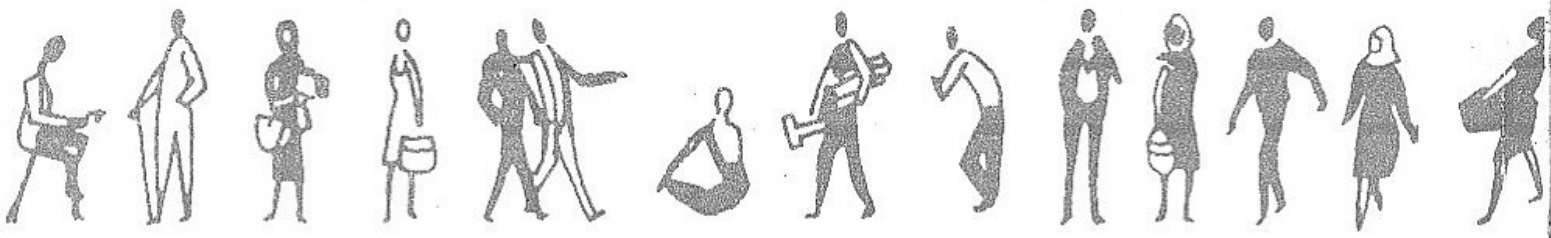


نشریه دانشکده علوم انسانی و اجتماعی

دانشگاه تبریز



۱،۲،۳،۴

بهار، تابستان، پاییز و زمستان ۱۳۷۸

سال پنجم شماره مسلسل ۷

دکتر مقصود خیام*

شهرام روستایی**

تحلیل‌های مورفومتری و مفاهیم ژئومورفولوژی لغزش‌های زمین در حوضه اهر چای علیا

چکیده:

کوههای ارسباران و بخش علیای حوضه اهر چای واقع در شمال غرب ایران با توجه به ساختار زمین‌شناسی و شرایط اقلیمی، از مناطق مستعد و آسیب‌پذیر برای وقوع حرکتهای توده‌ای می‌باشند. بر این اساس در این پژوهش ۱۱۰ مورد لغزش زمین از منطقهٔ مذکور شناسایی شده و مورد تجزیه و تحلیل علمی قرار گرفته است. ابعاد این لغزشها از نظر طول (L) ارتفاع (H) و مساحت (A) به وسیله معادلات توانی رگرسیونی مورد بررسی قرار گرفته‌اند. توان معادله‌ها نشانگر مرفولوژی، کیفیت مواد و دینامیک لغزشها است. با توجه به ماهیت ساختار زمین‌شناسی، لغزشهای منطقه به دو گروه تقسیم می‌شوند: توده‌های سفت و با ضخامت کم در شیبهای تند و توده‌های ضخیم تغییر شکل یافته در دامنه‌های ملایم. این دو گروه از نظر ویژگیهای مرفومتریک اختلافاتی با هم دارند. برای تحلیل و شناخت دقیق این اختلافها، پراکنش ارتفاعی ۱ و انرژی ناهمواری ۲ محاسبه شده و روابط آنها با طول، ارتفاع نسبی، مساحت و حجم لغزشها تعیین شده

---

* استاد و مدیر گروه جغرافیای طبیعی دانشگاه تبریز

** دانشجوی دکتری جغرافیای طبیعی (گرایش ژئومورفولوژی) دانشگاه تبریز

است و حاصل آن نشان می‌دهدکه مجموع حجم توده لغزش در یک مربع نمونه با پراکنش ارتفاعی کاملاً همبستگی دارد. بدین ترتیب می‌توان گفت که وقوع لغزش با توجه به ویژگیهای بزرگ مقیاس ناهمواریها قابل کنترل است. از آنجاکه پراکنش ارتفاعی، وضعیت مکان را برای وقوع لغزش نشان می‌دهد؛ بنابراین لغزشهای بالقوه از طریق توزیع عوامل، قابل پیش‌بینی هستند. مدلهای ارائه شده برای منطقه مورد مطالعه و نتایج حاصله از تحقیقات باکمی تغییر می‌تواند برای سایر نقاط ایران کاربرد داشته باشد.

کلید واژه‌ها: مورفومتری،ژئومورفولوژی،توابع رگوسیونی، پراکنش ارتفاعی،اهر چای.

مقدمه:

حرکتهای توده‌ای که از عمده‌ترین عوامل تغییر دهنده شکل دامنه‌ها هستند و ارتباط تنگاتنگی با فعالیتهای انسانی دارند، سالیان درازی است که توجه دانشمندان و متخصصین علوم زمین و مهندسین را به خود جلب کرده‌اند. دانش ژئومورفولوژی نیز به عنوان شاخه‌ای از علوم زمین به مطالعه و تحقیق در این زمینه توجه دارد. در این رابطه روشها و مدلهای مختلفی برای بررسی حرکتهای توده‌ای از طرف محققین ارایه شده که روشهای مورفومتری از آن جمله‌اند.

کاربرد روشهای مورفومتری در مطالعه لغزشهای زمین در کشور ما هنوز مرحله جنینی خود را می‌گذراند و تحقیقاتی که در این زمینه انجام شده بسیار اندک و انگشت‌شمار است. حال آنکه در بسیاری از کشورهای اروپایی، ژاپن، زلاندنو و ایالات متحده آمریکا تحقیقات زیادی در این زمینه به وسیله پژوهشگران صورت گرفته است که برخی از آنها عبارتنداز: کروزیر [۳] (۱۹۷۳، ۱۹۸۶)، اوهمری و سوقایی [۴] (۱۹۹۴، ۱۹۹۵)، بلانگ [۵] (۱۹۷۳)، برونسدن [۶] (۱۹۷۳)، سلبی [۷] (۱۹۶۷).

در این تحقیق، حوضه اهرچای واقع در مرتفعات ارسباران به علت دارا بودن لغزشهای متعدد و مشخص در میان سایر ناهمواریهای شمالغرب ایران، انتخاب و از مدلها و شاخصهای مورفومتریک برای شناخت دینامیک و فرآیند حرکت آنها استفاده شده است.

برای مطالعه دینامیک و فرآیندهای موثر در حرکتهای توده‌ای؛ شناخت نوع، اندازه، فراوانی وقوع و اینکه کدام شرایط ژئومورفیکی در وقوع آنها موثر بوده است، ضرورت تام دارد. بر اساس مشخصه‌های ژئومورفومتریک لغزشها از قبیل: شکل سطح لغزش یافته، شکل برش مقطعی، طول، عمق، پهنا و نسبت هریک از آنها و انواع

۱- ویژگیهای عمومی منطقه مورد مطالعه و صفات ژئومورفومتریک اندازه‌گیری شده:

منطقه مورد مطالعه در بخش علیای حوضه اهر چای واقع در استان آذربایجان شرقی یکی از مرتفع‌ترین نواحی کوهستانی ایران است. توده‌های لغزش یافته در این منطقه به شکل صفحه‌یی، چرخشی، لغزش جریانی و جریان ویسکوز است که به طور عمده در دامنه‌های شمالی رشته‌کوه ارسباران اتفاق افتاده‌اند.

ساختار زمین‌شناسی منطقه شامل واحد رسوبی مارن، سیلت، کنگلومرای متعلق به دوران سوم، ولکانوسدیمانترها و نهشته‌های سطحی و سنگهای آتشفشانی است که به اواخر دوران سوم (پلیوسن) و دوران چهارم تعلق دارند. نهشته‌های سطحی و ولکانوسدیمانترها به ضخامت چندین متر سازندهای زمین‌شناسی و سنگ بستر را مدفون کرده‌اند (شکل ۱). ولکانوسدیمانترها نیز به ضخامت چندین ده متر شامل توف‌های پومیسی به همراه ماسه سنگهای دارای چینه‌بندی به صورت میان لایه با کنگلومراهای فرسایش یافته از جنوب ورزقان تا نزدیکی سد اهر گسترش دارند و تکه‌های گرد شده از جنس تراکی آندزیت آمفیبول‌دار در این رسوبات دیده می‌شود. فعالیتهای آتشفشانی دوره پلیوسن، به احتمال زیاد با نهشته‌گذاری رودخانه‌ها همزمان بوده است، زیرا وجود لایه‌های خاکستر آتشفشانی این نظریه را تقویت می‌کند (باباخانی و همکاران ۱۳۶۹).

در این تحقیق، ابتدا با استفاده از عکسهای هوایی به مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ و نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ منطقهٔ مورد مطالعه تعیین حدود گردیده است. سپس با مراجعه به روی زمین و پیمایش میدانی لغزشها شناسایی و اندازه‌گیری شده‌اند. گفتنی است استفاده از راهنمای محلی برای شناسایی محل لغزشها خیلی موثر بوده است. هر توده لغزش یافته

مکانیسم‌های لغزش و کیفیت مواد لغزش یافته، می‌توان لغزشهای حوضه اهر چای را به ۴ دسته عمده به شرح زیر تقسیم کرد: لغزشهای صفحه‌یی[۸]، لغزشهای چرخشی[۹]، لغزشهای جریانی[۱۰] و جریانهای ویسکوز[۱۱].

چنانکه اویاقی[۱۲] (۱۹۷۶) اظهار داشته، توده لغزش یافته، مواد و فرآیند خود را در مورفولوژی خود منعکس می‌کند، بنابراین خصوصیات طبیعی توده متحرک و دینامیک‌های فرآیند لغزش می‌تواند با استفاده از خواص مورفومتریک توده لغزش یافته مورد آزمایش قرار گرفته و مدل‌سازی شود (اوهمری و سوقایی ۱۹۹۵).

اگر چه وقوع لغزش در کل با شدت و مجموع بارش در ارتباط است، لیکن اختلافات محلی یا ناحیه‌یی نیز در ابعاد لغزش (مساحت و حجم) به وسیله شرایط مکانی کنترل می‌شود. بر اساس آنالیز تفکیک[۱۳]، پایداری دامنه با استفاده از متغیرهایی مانند: ناهمواری، شیب، نوع دامنه، ساختار زمین‌شناسی و پوشش گیاهی معین می‌شود، اما فاکتورهای اصلی که شرایط موجود لغزشها را نشان می‌دهند، عامل ناهمواری و گرادیان شیب است (اوهمری ۱۹۷۴، اوگاوا[۱۴] و دیگران ۱۹۷۶). بدین ترتیب شرایط مکانی مطلوب برای وقوع لغزشها می‌تواند از طریق خواص ژئومورفومتریک محقق شود.

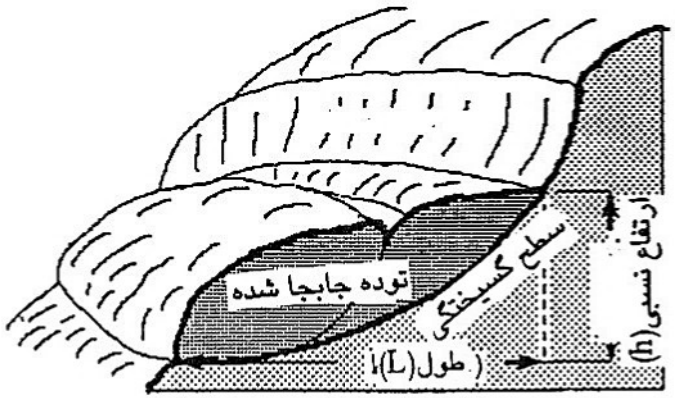
این تحقیق ابتدا ویژگیهای طبیعی مواد لغزش یافته و دینامیک لغزشها را با استفاده از خواص مورفومتریک از قبیل: طول توده لغزش یافته، ارتفاع نسبی و مساحت تعیین کرده، سپس شرایط مکانی مطلوب برای وقوع لغزشها، رابطه بین حجم لغزش و ابعاد ناهمواری را مورد مطالعه قرار می‌دهد.

شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

که مورد اندازه‌گیری قرار گرفته است. دارای سطحی محدب و ملایم بوده که به وسیله پرتگاه لغزش در بالا دست و دره‌یی در پایین دست محصور شده است (شکل ۲). بدین ترتیب طول، ارتفاع نسبی، مساحت و حجم ۱۱۰ مورد لغزش در روی زمین اندازه‌گیری شد و بعداً به وسیله نرم‌افزار SPSS مورد پردازش قرار گرفت. نتایج به دست آمده بر اساس واحد زمین‌شناسی و مدلهای مورد استفاده به طور خلاصه در جدول شماره ۱ ارائه شده است.

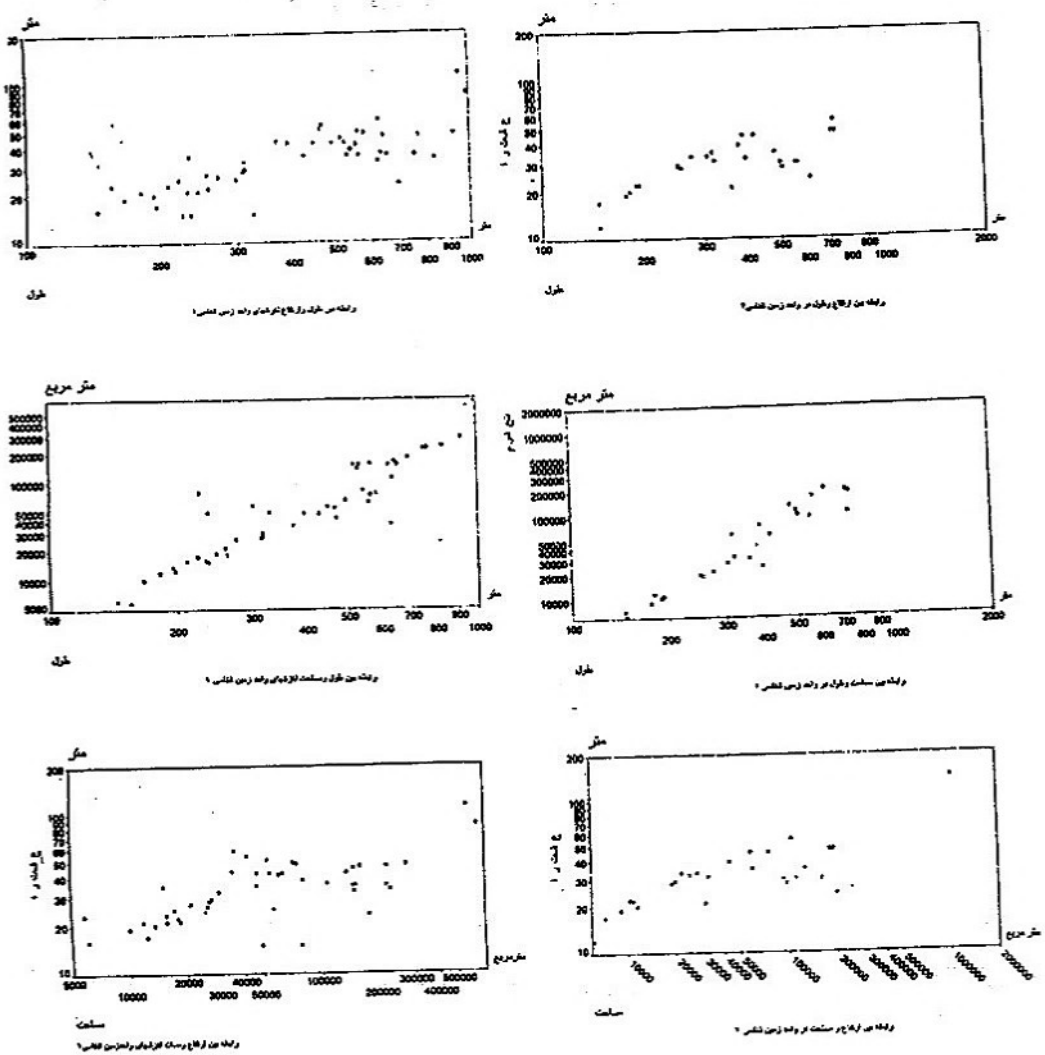
۲- روابط بین شاخص‌های مورفومتریک لغزشها:

لغزشهای موجود در منطقه مورد مطالعه بر اساس واحدهای زمین‌شناسی به سه گروه تقسیم و روابط بین شاخص‌های مورفومتریک به طور جداگانه برای هر واحد محاسبه شده است(شکل ۳) که در آنها هر دو شاخص مورد بررسی، همبستگی بالا و مستقیمی با هم دارند. با توجه به اینکه کل لغزشهای منطقه اندازه‌گیری شده‌اند، نمودارها نشان می‌دهند که پراکنش لغزشها در منطقه نسبتاً یکنواخت است. این امر بیانگر شرایط اقلیمی، ساختار زمین‌شناسی، خاک و پوشش گیاهی یکسان برای دامنه‌های شمالی رشته ارسباران است.



شکل ۲- ابعاد اندازه‌گیری شده در لغزشها

از آنجاکه با افزایش بزرگی لغزشها تعداد آنها کاهش می‌یابد (اوهمری و هیرانو[15] ۱۹۸۸، ۱۹۸۹، اهمری و سوفایی ۱۹۹۴)، این بزرگی هم شامل طول و مساحت و هم شامل ارتفاع لغزش است. لذا رابطهٔ مذکور در مورد لغزشهای منطقه مورد مطالعه نیز صادق است (شکل ۳). چون



شکل ۳- روابط بین طول، ارتفاع و مساحت لغزشها برای واحدهای زمین‌شناسی (جدول۱).

داده‌های حاصل از اندازه‌گیریها ناهمگن می‌باشند، برای آنالیز رابطه بین شاخصها، استاندارد کردن ارقام ضروری است، بنابراین تجزیه و تحلیل رگوسیون با استفاده از ارقام میانگین صورت می‌گیرد.

۱-۲- مدل‌ها و توابع رگوسیونی محاسبه شده:

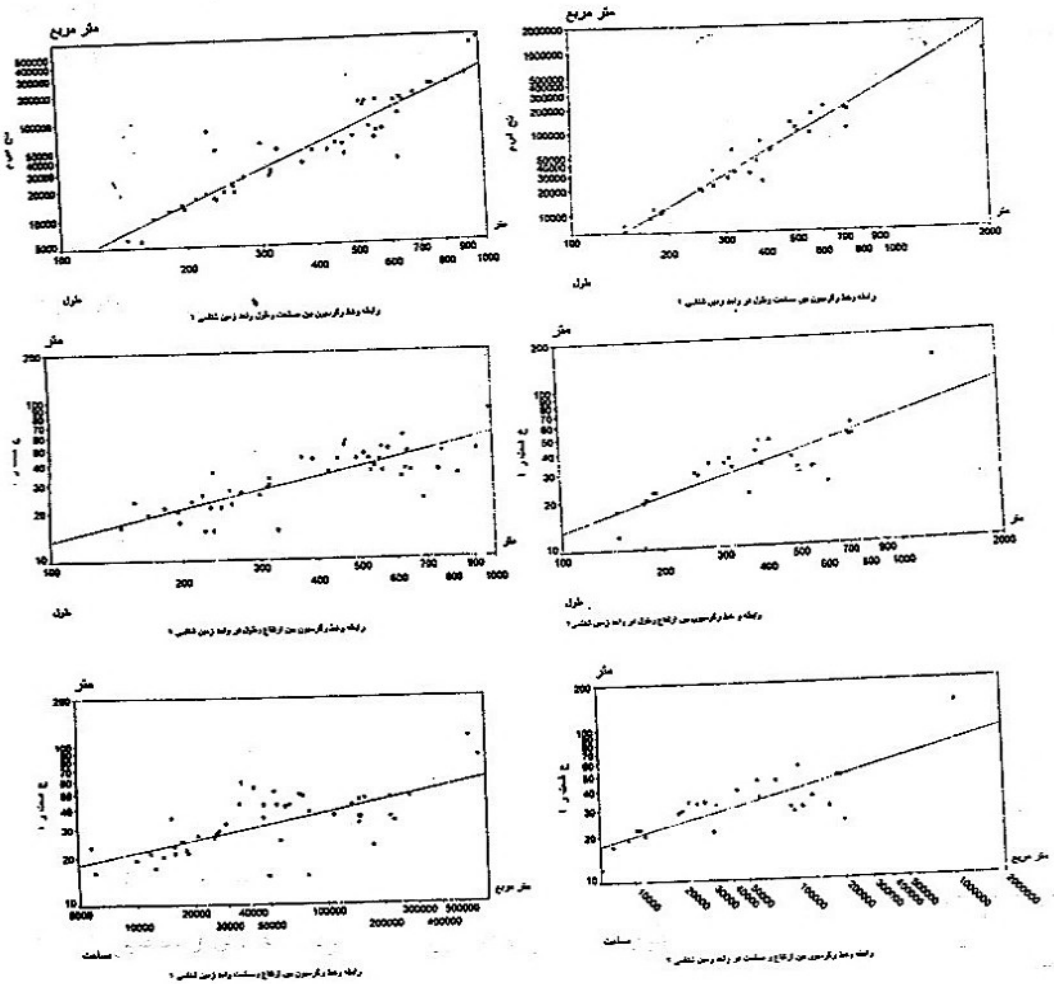
مقادیر به دست آمده از اندازه‌گیری طول (L)، ارتفاع نسبی (h) و مساحت (A) لغزشها، با استفاده از فرمان برازش منحنی[۱۶] نرم‌افزار SPSS مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت و تمامی مدلهای رگوسیونی آزمون شدند. نتایج حاصل نشان می‌دهد که رگوسیون‌های بین طول(L)، ارتفاع نسبی(h) و بین طول (L)، مساحت (A) و بین مساحت (A)، ارتفاع نسبی (h)به وسیله توابع توانی بهتر تفسیر می‌شوند. بدین ترتیب مدلهای زیر برای لغزشهای منطقه ارایه گردید:

۱) $h=\beta L^{\alpha}$

۲) $A=\delta L^{\gamma}$

۳) $h=bA^{a}$

که $b,a,\delta,\gamma,\beta,\alpha$ ثابتهای مخصوص هر واحد زمین‌شناسی هستند. (جدول ۱) رگوسیونها ضرایب همبستگی بالایی دارند. منحنی‌های حاصل از توابع رگوسیونی فوق با اعمال تبدیلات خطی کننده به نوعی منحنی خطی تبدیل شده‌اند. بدین ترتیب که از طرفین معادله‌های نمایی، لگاریتم طبیعی گرفته شده و نتایج حاصله در محورهای X و Y لگاریتمی ترسیم گردیده‌اند(شکل ۴). بنابراین روابط توانی فوق را می‌توان به صورت زیر نوشت:



شکل ۴- خطوط رگرسیون روابط بین طول، ارتفاع و مساحت لغزشها برای واحدهای زمین‌شناسی (جدول۱)

۴) $logh=log\beta+\alpha(logL)$

۵) $log\,A=log\delta+\gamma(logL)$

۶) $logh=logb+a(logA)$

معادلات بالا بیانگر مفاهیم ژئومورفولوژیکی هستند. اگر توابع همبستگی بالا باشد، ضرایب دامنه یعنی b,δ,β به ترتیب به وسیلهٔ a,γ,α مشخص می‌شوند (اوهمری و سوقایی ۱۹۹۵). بنابراین ویژگیهای مورفومتریک توده‌های لغزش می‌توانند به وسیلهٔ مقادیر a,γ,α مورد مطالعه و تفسیر قرار گیرند.

۲-۲- تجزیه و تحلیل مورفولوژی و دینامیک لغزشهای مورد مطالعه:

در بحث قبلی به این نتیجه رسیدیم که توان معادله‌ها ویژگیهای مورفومتریک توده‌های لغزش را نشان می‌دهند؛ بر این اساس در معادله شماره ۱ نمای α از نظر مورفولوژیکی نشان دهنده میزان تغییر در شیب توده لغزش نسبت به تغییر طول است. مقادیر محاسبه شده برای آن ۰/۶۴۷۸ و ۰/۶۷۶۴ و ۰/۷۰۵۹ است. در یک مجموعه لغزش که از نظر زمین‌شناسی دارای شرایط یکسانی هستند، بزرگ بودن مقدار α نشان دهنده توقف حرکت توده لغزش بطرف پایین دست دامنه است که با افزایش طول دامنه این توقف زیادتر می‌شود (اوهمری و سوقایی ۱۹۹۵). بنابراین مقدار α محاسبه شده برای لغزشهای منطقه (جدول ۱) نشان می‌دهد که توده‌های لغزش یافته اگر چه کاملاً از دامنه خارج نمی‌شوند ولی میزان جابجایی و تغییر شکل آنها بیشتر است. بنابراین مواد به اندازه کافی برای حفظ شیب دامنه سفت و محکم نیستند.

جدول ۱: تعداد لغزشها و میانگین ابعاد اندازه‌گیری شده برای هر واحد زمین‌شناسی، ضرایب رگوسیونهای بکار رفته و ضریب همبستگی آنها

شاخص‌ها	ولکانوسدیمانترها و نهشته‌های سطحی (۱)	تشکیلات آذرین (۲)	سازندهای دوران سوم (۳)
تعداد لغزش	۴۸	۲۷	۳۵
طول (متر) L	۴۴۸	۴۲۰	۴۸۸
ارتفاع نسبی (متر) H	۳۵/۳۸	۳۵	۴۰/۷
مساحت (مترمربع) A	۹۷۳۵۵	۱۰۲۹۸۰	۱۴۷۰۵۱
α	۰/۶۴۸۷	۰/۶۷۶۴	۰/۷۰۵۹
β	۰/۶۶۷۲	۰/۵۷۸۲	۰/۵۰۲۳
r	۰/۷۸۵۰	۰/۸۱۰۳	۰/۷۶۷۴
γ	۱/۹۷۴۸	۲/۱۹۹۰	۲/۳۷۱۰
δ	۰/۳۹۶۶	۰/۱۰۷۱	۰/۰۳۹۲
r	۰/۹۲۳۹	۰/۹۶۹۹	۰/۹۴۸۶
a	۰/۲۴۹۱	۰/۲۹۱۹	۰/۲۴۶۳
b	۲/۱۴۲۴	۰/۳۶۰۲	۲/۳۳۸۹
r	۰/۶۴۴۴	۰/۷۹۲۷	۰/۶۶۹۴

توان γ از نظر مورفولوژیکی، نشان دهنده نسبت تغییر پهنای توده لغزش به تغییر طول است، زیرا مساحت از طول و عرض تشکیل شده است (اوهمری و سوقایی ۱۹۹۵). γ محاسبه شده برای لغزشهای دامنه شمالی ارسباران ۱/۹۷۴۸، ۲/۱۹۹ و

۲/۳۷۱ است. برای یک واحد زمین‌شناسی، بزرگ بودن γ نشانگر گسترش جانبی توده لغزش نسبت به طول دامنه است و بیانگر آن است که مواد موجود در لغزش به اندازه کافی فرصت گسترش و عریض شدن را دارند. بنابراین لغزشهای واحدهای زمین‌شناسی شماره ۲ و ۳ نسبت به واحد شماره ۱ گسترش جانبی زیادی دارند و ضخامت تودهٔ لغزش در واحد شماره ۱ نسبت به واحدهای دیگر بیشتر است.

توان a از نظر مورفولوژیکی، نسبت تغییر پهن‌شدگی توده لغزش را با مساحت نشان می‌دهد. کوچک بودن مقدار a نشان می‌دهد که ارتفاع نسبی با مساحت توده لغزش افزایش نمی‌یابد و بر عکس بزرگ بودن مقدار a بیانگر افزایش ارتفاع نسبی نسبت به مساحت لغزش است که این حالت عمدتاً در لغزشهای کم‌ضخامت اتفاق می‌افتد. a محاسبه شده برای لغزشهای منطقه مورد مطالعه ۰/۲۴۹۱، ۰/۲۹۱۹ و ۰/۲۴۶۳ است؛ بنابراین نتیجه آن است که لغزشهای منطقه نسبت به مساحت‌شان دارای ضخامت زیادی هستند و ارتفاع نسبی، آنها با مساحت افزایش نمی‌یابد. ضریب b در این رابطه با توان a نسبت معکوس دارد. بدین معنی که کوچک بودن ضریب b نشانگر افزایش ارتفاع نسبی، نسبت به مساحت توده لغزش و بر عکس بزرگ بودن آن بیانگر آن است که ارتفاع نسبی، نسبت به مساحت توده لغزش افزایش نمی‌یابد.

اگر توانهای a,γ,α مورد تجزیه و تحلیل قرار گیرد، رابطه زیر میان آنها برقرار است:

۷) $a=\alpha/\gamma$

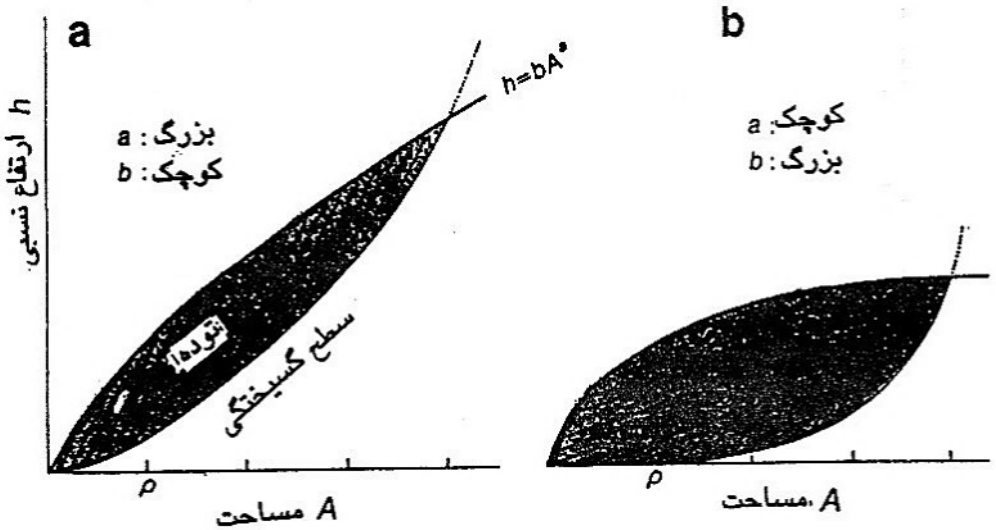
ضریب همبستگی رابطه فوق برای لغزشهای مورد مطالعه حدود ۰/۸۵ است. با این محاسبه متوجه می‌شویم که γ,α همبستگی کامل ندارند و این مشخص کننده آن است که γ,α صفتهای مستقل توده لغزش هستند. رابطه شماره ۷ نشان می‌دهد زمانی که γ بزرگ و α کوچک است، مقدار a کمتر است؛ برعکس زمانی که γ کوچک و α بزرگ

است، a دارای مقدار بزرگی است. بنابر نظر اوهمری و سوقایی (۱۹۹۴)، بزرگی γ بیانگر ضخامت زیادتر و کوچکی α نشانگر نامقاوم بودن مواد است. بنابراین وقتی a بزرگ است مواد لغزش سفت و ضخامت آن کم است و حرکت لغزش حتی می‌تواند در شیبهای تند متوقف شود (شکل ۵a). برعکس زمانیکه a کوچک است مواد شکننده و ضخیم هستند و تغییر شکل صورت می‌گیرد؛ در این شرایط حرکت لغزش تا بخشهای کم شیب دامنه ادامه می‌یابد. بنابراین در شیبهای ملایم نیز لغزش اتفاق می‌افتد (۵b). a یک شاخص نمایی است که نشان دهنده ویژگیهای اصلی توده لغزش است و آن را شاخص در هم‌ریختگی[17] مواد نیز می‌گویند (اوهمری و سوقایی ۱۹۹۴ و ۱۹۹۵). بنابراین اختلافات در مورفولوژی، کیفیت مواد و دینامیک توده‌های لغزش به وسیله a بهتر مشخص می‌شوند.

۳- مورفومتری دینامیک لغزشهای زمین در مقیاس بزرگ:

در بحثی که گذشت، اطلاعاتی در زمینه دینامیک لغزشهای موجود در منطقه مورد مطالعه ارائه گردید. این اطلاعات عمدتاً برای شناخت لغزشها در مقیاس کوچک مفید می‌باشند. اما تحقیق و پیش‌بینی در منطقه وسیع، مثلاً یک رشته کوهستانی، مستلزم آن است که دید و نگرش کلی و وسیع به منطقه داشته باشیم تا بتوانیم تمامی توان بالقوه منطقه را شناسایی و مورد تجزیه و تحلیل قرار دهیم.

برای شناخت میزان بزرگی لغزشها و تعداد لغزشهایی که می‌توانند در یک منطقه اتفاق افتند؛ مطالعه شرایط دینامیک بزرگ مقیاس ضرورت دارد (اوهمری ۱۹۷۴ و پیک[18] ۱۹۸۸). بنابراین، توزیع، بزرگی و فراوانی لغزشها به وسیله شناخت شرایط مکانی، مخصوصاً به وسیله دینامیکهای بزرگ مقیاس قابل تفسیر است.



شکل ۵- برش مقطعی دو نوع لغزش a) توده سفت و نازک در شیب تند b) توده ضخیم و تغییر شکل یافته در شیب ملایم (از اوهمری و سوقایی ۱۹۹۵)

در این بخش از تحقیق با استفاده از شاخصهای مورفومتریک محاسبه شده در بخشهای قبلی، به تفسیر شرایط دینامیک کلی لغزشهای منطقه می‌پردازیم. برای این منظور محاسبه انرژی ناهمواریهای منطقه و پراکنش ارتفاعی ضرورت دارد. برجستگی یک عامل ژئومورفیک است که بیانگر پراکنش انرژی بالقوه مواد سطحی است (اوان[18] ۱۹۷۲). بنابراین نتایج حاصل از مورفومتری ناهمواریهای منطقه (پراکنش ارتفاعی و انرژی ناهمواریها) با شاخصهای اندازه‌گیری شدهٔ قبلی، نحوهٔ حرکت و دینامیک لغزشها را برای ما مشخص خواهد کرد.

۱-۳- انرژی ناهمواری و پراکنش ارتفاعی:

برای شناخت شرایط دینامیک بزرگ مقیاس منطقه و تأثیر آن در وقوع لغزشها،

ناهمواریهای کل منطقه به طور یکجا مورد مطالعه قرار گرفته است. انرژی ناهمواری که به صورت اختلاف بین ارتفاع حداقل و حداکثر یک ناهمواری محاسبه می‌شود، اغلب برای بزرگی ناهمواری بکار برده شده است و پراکنش ارتفاعی نیز از طریق آن قابل محاسبه است. در مطالعات ژئومورفولوژی، پراکنش ارتفاعی برای مقاصد مختلف محاسبه می‌شود؛ لذا در این تحقیق عامل ژئومورفولوژیک مذکور را برای شناسایی میزان تحرک و دینامیک لغزشها بکار می‌بریم. برای این منظور نخست سطح کل منطقه مورد مطالعه به وسیله شبکه مربعی پوشانیده شده و سپس این شبکه به مربع‌های فرعی با اندازه‌های دلخواه تقسیم شده است. تقسیم مربع‌های اصلی به مربع‌های کوچکتر، برای دقت عمل بیشتر صورت می‌گیرد. در یک مربع واحد، هرچند می‌توان با توجه به نقاط ارتفاعی قرائت شده، انرژی ناهمواری، پراکنش و بزرگی ارتفاعات را بدست آورد، با این حال به علت اینکه توزیع فراوانی ارتفاعات در یک مربع، پراکنش ارتفاعی را به خوبی نشان نمی‌دهد، انحراف معیار، شاخص بهتری برای نشان دادن پراکنش ارتفاعی است.

منطقه مورد مطالعه با استفاده از سیستم شبکه‌بندی به ۳۷ مربع واحد و هر یک از این مربع‌ها به ۲۵ مربع فرعی تقسیم شده‌اند. توزیع فراوانی ارتفاعات، ارتفاع میانگین و انحراف معیار از این طریق برای تمامی مربع‌ها قابل محاسبه است (جدول ۲). روابط بکار رفته برای محاسبه آنها به شرح زیر است:

$$\text{۸)}\quad \bar{X}=(\sum x_i)/n$$

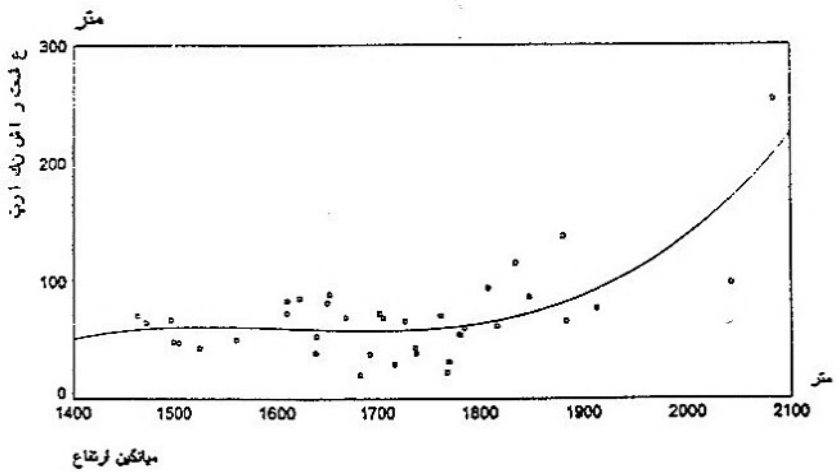
$$\text{۹)}\quad D=\left\{\left[\sum(x_i-\bar{x})\right]/(n-1)\right\}^{1/2}$$

که x ارتفاع هر نقطه، i و n تعداد نقاط موجود در یک مربع است. D انحراف معیار

نقاط ارتفاعی است که بهترین شاخص پراکنش ارتفاعی می‌باشد. نتایج حاصل از اندازه‌گیری و محاسبات در جدول ۲ ارائه شده است. تجزیه و تحلیل نتایج به دست آمده نشان می‌دهد که پراکنش ارتفاعی همبستگی خوبی با ارتفاع میانگین مربع دارد (r ۰/۷۳) (شکل ٦).

جدول ۲: گروههای پراکنش ارتفاعی و مشخصات آماری لغزشهای موجود در هر گروه

ردیف	پراکنش ارتفاع sd	میانگین طول (متر) ml	میانگین ارتفاع (متر) mh	میانگین شیب (درجه) mangle	میانگین مساحت (مترمربع) ma	مجموع مساحت (مترمربع) Sa	میانگین حجم (متر مکعب) mv	مجموع حجم هزار مترمکعب Sv	انرژی ناهمواری re
۱	۴۰	۲۹۷/۸۸	۲۰/۱۴	۱۸/۴۲	۵۵۱۹۰	۱۲۸۴۸۲۷	۱۶۴۰۰۰۰	۳۹۲۸۰	۱۲۸/۶۰
۲	۶۰	۲۹۲/۲۴	۲۵/۲۶	۲۰	۷۷۵۵۸	۱۸۴۲۵۲۶	۳۰۰۰۰۰۰	۴۶۹۰۰۰	۱۷۵/۷۰
۳	۸۰	۳۲۳	۲۴/۷۸	۲۲/۲۲	۷۲۶۳۵	۳۳۵۳۷۲۳	۶۴۳۰۰۰۰	۵۵۰۰۰	۲۴۹/۲۰
۴	۱۰۰	۴۳۰	۳۵/۳۵	۲۵/۳۷	۱۰۰۴۳۰	۲۳۶۵۹۱۳	۶۷۱۰۰۰۰	۷۴۰۰۰	۳۳۴/۲۰
۵	۱۲۰	۴۸۹/۴۰	۳۴/۷۵	۲۶/۷۵	۱۹۶۳۰۴	۲۸۸۱۱۵۰	۸۴۶۰۰۰۰	۵۷۰۰۰	۴۹۵

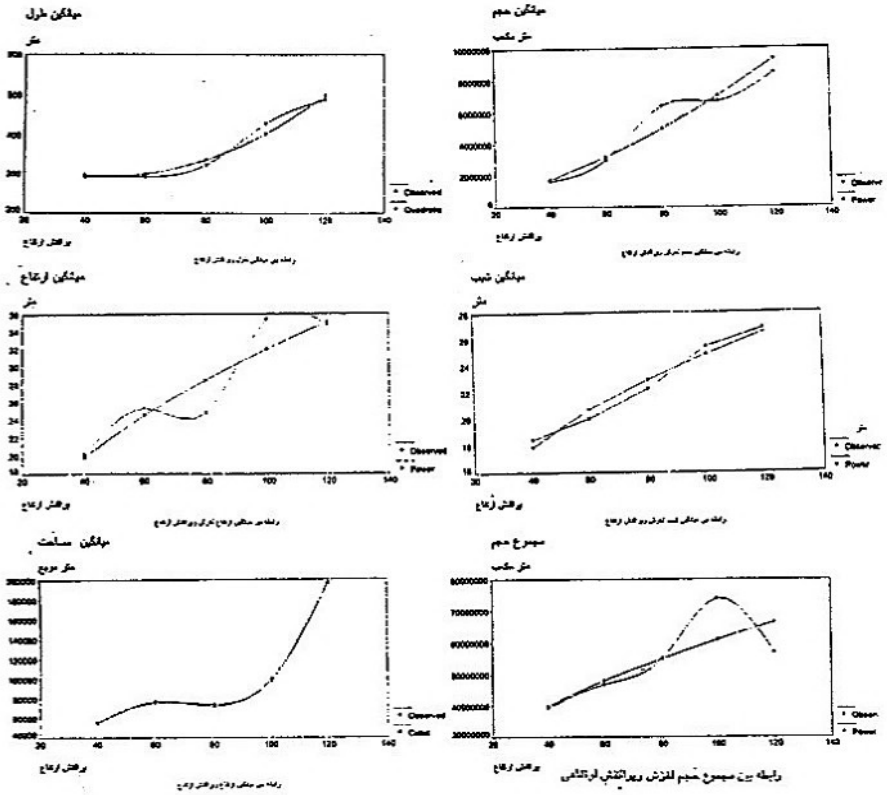


شکل ۶- رابطه بین ارتفاع میانگین لغزشها و پراکنش ارتفاعی

۲-۳- روابط بین پراکنش ارتفاعی و ابعاد لغزشها:

در هر یک از مربع‌های اصلی تعداد لغزشهای اتفاق افتاده و مساحت لغزشها با توجه به پراکنش ارتفاعی مربع‌ها فرق می‌کند. با تقسیم مجموع مساحت توده‌های لغزش یافته به تعداد توده لغزش در هر مربع، میانگین مساحت لغزشها برای هر مربع محاسبه شده است. به همان ترتیب طول متوسط، ارتفاع نسبی و شیب متوسط توده‌های لغزش یافته برای هر مربع محاسبه شده است (جدول ۲). نتایج به دست آمده از اندازه‌گیری‌ها و محاسبات نشان میدهند که میانگین حجم، مجموع حجم، میانگین شیب و میانگین ارتفاع لغزشها، همبستگی خوبی با پراکنش ارتفاعی دارند. رگرسیون‌های روابط فوق با توابع توانی بهتر بیان می‌شوند (شکل ۷) و رابطه بین میانگین مساحت و میانگین طول با پراکنش ارتفاع به وسیله توابع رگرسیونی درجه ۲ به دست می‌آید. و این بیانگر آن است که اندازه توده لغزش در کل، تحت تأثیر پراکنش ارتفاعی است. با توجه به اینکه طول توده لغزش معمولاً کمتر از طول دامنه‌یی که لغزش در آن اتفاق افتاده است، می‌باشد و نیز و با عنایت به اینکه ارتفاع نسبی نمی‌تواند از محدوده ارتفاعی کوهستان تجاوز نماید؛ بنابراین روابط بالا بیانگر آن است که پراکنش ارتفاعی می‌تواند نشان دهنده طول لغزش و ارتفاع نسبی آن باشد. اگر چه مجموع مساحت توده‌های لغزش در یک مربع با پراکنش ارتفاعی همبستگی کامل ندارد لیکن مساحت متوسط با پراکنش ارتفاعی افزایش می‌یابد و به وسیله تابع درجه ۳ بیان می‌شود (R^2=۰/۹۹۹). این بیانگر آن است که حجم لغزش باید با پراکنش ارتفاع افزایش یابد که این رابطه نیز در منطقه مورد مطالعه صدق می‌کند.

اگر چه در بررسی کمّی لغزشها، حجم، طول، شیب، مساحت و ارتفاع همگی مهم هستند، ولی اهمیت حجم بیشتر از بقیه است و نحوه حرکت لغزشها به وسیله حجم آنها بهتر بیان می‌شود.



شکل ۷- رگرسیونهای روابط بین طول، ارتفاع نسبی، مساحت و شیب متوسط لغزشها با پراکنش ارتفاعی

۴- رابطه بین حجم لغزش و پراکنش ارتفاعی:

با توجه به اینکه حجم لغزشها با مساحت و عمق متوسط لغزشها مجاسبه می‌شود، بنابراین حجم (v) هر توده لغزش به وسیله رابطه زیر قابل محاسبه است:

$$v=TA=(hA)/3$$

در این رابطه T ضخامت متوسط، A مساحت و h ارتفاع نسبی است. بر این اساس، حجم تمامی لغزشها در ۳۷ مربع محاسبه و حجم متوسط برای هر مربع بدست آمده است.

رابطه حجم متوسط (v) و حجم مجموع توده‌های لغزش (V) با پراکنش ارتفاع به وسیله توابع زیر بدست می‌آید:

$$v=KD^{\nu}$$
$$V=\eta D^{\omega}$$

که D پراکنش ارتفاع و η,K,ω,ν عددهای ثابت هستند:

$\eta=۷۲۳۵۷۳۳$ $\omega=۰/۴۶۲۸$ $\nu=۱/۵۴$ $K=۵۸۳۴/۲۷$

ضریب همبستگی برای حجم میانگین r= ۰/۹۷ و برای حجم مجموع r= ۰/۷۵ است.

حجم میانگین و حجم مجموع توده‌های لغزش در هر مربع در منطقه مورد مطالعه تابع پراکنش ارتفاعی هستند. حجم مجموع که پتانسیل وقوع لغزش است نشان می‌دهد که پراکنش ارتفاع رابطهٔ نزدیکی با وقوع لغزش دارد. بنابراین نتیجه می‌گیریم که وقوع لغزش به شدت به عناصر بزرگ مقیاس سطح زمین بستگی داردو به علت اینکه پراکنش ارتفاعی، فشار و تنش ذخیره شده در مواد زمین را منعکس می‌کند، پس می‌توان گفت که وقوع لغزشها این نیرو را آزاد می‌کند و تعداد آنها متناسب با افزایش فشار زیادتر می‌شود.

نتیجه:

در این تحقیق با استفاده از روشهای آماری و شاخصهای مورفومتری، مسائل مربوط به ویژگیهای مواد لغزش یافته، انرژی ناهمواری و پراکنش ارتفاعی مورد بررسی قرارگرفت و ملاحظه شدکه روابط بین مشخصات توده لغزش مانند طول، ارتفاع نسبی و مساحت با معادلات توانی بهتر تبیین گردیده است. ضمناً روابط میانگین حجم، مجموع حجم، میانگین شیب و میانگین ارتفاع نسبی لغزشها، با پراکنش ارتفاعی نیز با مدلهای توانی توجیه شده‌اند و رابطه بین میانگین مساحت و میانگین طول و پراکنش ارتفاعی به وسیله توابع رگرسیونی درجه ۲ بدست آمده است.

از آنجاکه انحراف معیار توزیع فراوانی ارتفاع در یک ناحیه مفهومی ژئومورفیک دارد، این امر نشانگر پراکندگی ارتفاع بوده و برای بررسی شرایط مکانی وقوع لغزش بکار می‌رود. اگر چه مساحت کل توده لغزش در منطقه مورد مطالعه با پراکنش ارتفاعی رابطه‌یی ندارد، ولی حجم کل لغزشها تابعی از پراکنش ارتفاعی است. با توجه به موارد مذکور می‌توان گفت که در منطقه مورد مطالعه لغزشها در نتیجه آزاد شدن فشار عناصر تشکیل دهنده دامنه‌ها اتفاق می‌افتند.

با بررسی ابعاد لغزشها، به وسیله معادلات توانی و محاسبه ضرایب مربوطه و نیز با محاسبه پراکنش ارتفاعی، انرژی ناهمواری و تجزیه و تحلیل روابط بین پراکنش ارتفاعی و هر یک از مشخصه‌های لغزشها به این نتایج می‌رسیم که دینامیک فرآیندهای لغزش و شرایط مکانی وقوع آنها به روش مورفومتریک قابل بررسی است. با استفاده از این بررسی‌ها به این نتیجه می‌توان رسید که لغزشهای منطقه به وسیله آزاد شدن فشار و تنش ذخیره شده در ناهمواریها اتفاق می‌افتند و کاربرد روشهای مورفومتری در شناخت این حرکتها موثر و مهم است.

یادداشت:

1- Dispersion of altitude

2- Relief energy

3- Crozier

4- Ohmori & Sugai

5- Blong

6- Brunsden

7- Selby

8- Translatinal Landslides

9- Rotatinal Landslidles

10- Fluid flow

11- Viscose flow

منابع:

۱ ـ باباخانی و همکاران (۱۳۶۹) ـ شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش اهر ـ سازمان زمین‌شناسی کشور.

2. Blong, R.J. (1973) Relationships between morphometric attributes of landslides. *Z. Geomorph., N. F. Suppl.* 18: 66-77.

3. Brunsden, D. (1973) The application of system theory to the study of mass movement. *Geologica Applicata e Idrogerlogia*. 8 (1): 185-207.

4. Crozier, M.J. (1973) Techniques for the morphometric analysis of landslides. *Zeitschrift fur geomorphologie*. 17(1): 78-101.

5. Crozier, M.J. (1986) Landslides: causes, consèquences and environment. Routledge. p. 250.

6. Egawa, Y., et al.(1976) Methods of surveying for landslides using aerial photographs. - 373 pp., *Geogr. Sur. Inst. Japan*.

7. Evans, I.S. (1972) General geomorphometry, derivatives of altitude descriptive statistics. In: Chorley, R.J. (ed.): *Spatial analysis in geomorphology*. P. 1990, Methunen & co. London.

8. Hirano, M. and H. Ohmori (1989) Magnitude-frequency distribution for rapid mass movement and its geomorphological implication. *Trans. Japan Geomorph. Union* 10:95-111.

9. Ohmori, H. (1974) The relative degree of influence of landfrom, geology and vegetation upon the stability of slopes. - *Geogr. Rev. Japan* 47: 633-652.

10. Ohmori, H. and M. Hirano (1988) Magnitude, frequency

Morphometric Analyses and Geomorphologic Concepts of Landslides in the Upper Ahar Chai Basin

Dr. Maghsood Khayyam [1] *, and Shahram Roostaei* [2]

Abstract:

Arasbaran Mountains and the upper parts of Ahar Chai Basin which are located on the north west of Iran, are regarded as succeptible areas to landslides and other types of mass movements. Based on this characteristic, we have recognised 110 landslide occurrences in this region, and then estimated them applying regression analysis and exponential models with respect to their length (L), height (H), and area (A). The power of models indicate morphology, the quality of materials, and the dynamism of landslides. Based on the geologic structure, landslides can be classified within two main categories: the solid masses having lower thickness on steep slopes, and the thick deformed masses on gentle slopes. There are differences between these two in terms of morphometric characteristics. In order to recognise and better understand these differences, height distribution and relief energy are calculated and their relationship

1- Professor in Physical Geography, Tabriz University

2- Ph.D. Student in Physical Geography, Tabriz University

and geomorphological significance of rocky mudflows, Landcreep and the collapse of steep slope. *Z. Geomorph., N. F. Suppl.* 67: 55-65.

11. Ohmori, H. and T. Sugai (1994) Morphometrical characteristics of landslide masses and their geomorphological implications. *Trans. Japan. Geomorph. Union* 15: 1-16.

12. Ohmori. H. & T. Sugai (1995) Toward geomorphometric models for estimating landslide dynamics and forecasting landslide occurrence in Japanese mountains. *Z. Geomorph. N.F. Suppl. Bd.* pp. 101-144.

13. Oyagi, N. (1976) Structure of landslide mass. In: Jubilee Publications: *In the commemoration of professor Kojima sixtieth birthday*, P. 130-135.

14. Pike, R. J. (1988) The geometric signature quantifying landslide terrain types from digital elevation models. *Math. Geol.* 20: 491-511.

15. Selby, M. J. (1967) Aspects of the geomorphology of the Greywack Range bordering the lower and middle Waikato Basins. *Earth Sci. Journal*, 1: 37-58.

with length, relative height, area, and the volume of slide zone are estimated. Results show that there exits a correlation between the volume of slide zone and the height distribution. Accordingly, we can conclude that landslides can be prevented on the basis of the magnitude of relief or topography. Therefore, it is possible to predict the potential landslide occurrences through the distribution of causative factors. The models used for this region and their results can be adapted in other parts of Iran.