پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۰، زمستان ۱۳۸۸
صص ۶۴-۴۵

مروری بر مدل‌سازی تجربی و فیزیکی زمین‌لغزش‌های ناشی از بارندگی

علی طالبی* ـ استادیار دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه یزد
علیرضا نفرزادگان ـ کارشناس ارشد آبخیزداری، دانشگاه یزد
حسین ملکی‌نژاد ـ استادیار دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه یزد

پذیرش مقاله: ۱۳۸۸/۴/۲۴ تأیید نهایی: ۱۳۸۸/۸/۱۹

چکیده

بروز پدیدهٔ زمین‌لغزش می‌تواند ناشی از عوامل متعدد زمین‌شناسی، ژئومورفولوژیکی، هیدرولوژیکی، بیولوژیکی و انسانی باشد. با وجود این، نقش اساسی در شروع زمین‌لغزش را عمدتاً عاملی ماشه‌ای ایفا می‌کند. بارندگی، به‌عنوان متداول‌ترین عامل ماشه‌ای وقوع زمین‌لغزش‌ها شناخته شده است. از این رو، مهمترین بخش در مدل‌سازی تجربی، آماری و یا فیزیکی زمین‌لغزش، بخش هیدرولوژیکی آن خواهد بود. در پژوهش حاضر کوشش شده است با بررسی پژوهش‌های صورت گرفته (کتاب‌ها و مقالات پُراستناد از پژوهشگران شناخته شده در زمینه مدل‌سازی هیدرولوژیکی زمین‌لغزش)، در بازه زمانی ۱۹۷۵ (معرفی مفهومی به نام آستانه بارندگی برای شروع زمین‌لغزش به‌وسیله کمبل) تا ۲۰۰۸ میلادی (ارائه مدل فیزیکی HSB-SM از سوی طالبی و همکاران)، مفاهیم به‌کار رفته در این پژوهش‌ها معرفی و دستاوردهای حاصل از آنها بررسی شود. اغلب مدل‌های فیزیکی، مقدار بارندگی مورد نیاز برای وقوع زمین‌لغزش را به صورت دینامیک (در هر لحظه از رخداد بارندگی) برآورد می‌کنند، اما محدودیت بزرگ مدل‌های فیزیکی (به خصوص در کشورهایی مانند ایران) نیاز آنها به اطلاعات مفصل و دقیق از خصوصیات خاک، هیدرولوژی و مورفولوژی دامنه است، که البته جمع‌آوری آنها معمولاً دشوار و پرهزینه است. بنابراین با توجه به در دسترس بودن داده‌های بارندگی در اغلب مناطق کشور، پیشنهاد می‌شود برای تعیین آستانه بارندگی وقوع لغزش در مناطق مستعد کشور، مدل‌های تجربی ـ آماری در نظر گرفته شود و برای هر منطقه رابطهٔ قابل اطمینانی بین خصوصیات بارش و وقوع زمین‌لغزش ارائه گردد. ورودی این مدل‌ها اغلب داده‌های بارندگی در پایه‌های زمانی مختلف است که باعث سهولت استفاده از آنها می‌گردد. از طرفی با توجه به تحقیقات انجام شده در نقاط مختلف جهان و نمونه‌ای در ایران (به‌وسیلهٔ نگارندگان)، نتایج این مدل‌ها از دقت مناسبی برخوردار است.

کلیدواژه‌ها: زمین‌لغزش، آستانه بارندگی، مدل‌سازی فیزیکی، ضریب پایداری.

مقدمه

ایران با توپوگرافی عمدتاً کوهستانی، فعالیت زمین‌ساختی و لرزه‌خیزی زیاد، شرایط متنوع زمین‌شناسی و اقلیمی،

نویسندهٔ مسئول: ۰۹۱۳۴۱۳۷۰۱۰
* E- mail: talebisf@yazduni.ac.ir

آماده‌ترین شرایط طبیعی را برای ایجاد طیف وسیعی از زمین‌لغزش‌ها داراست. زمین‌لغزش در ایران به عنوان بلایی طبیعی، سالیانه خسارات جانی و مالی فراوانی به کشور وارد می‌سازد. براساس برآوردی اولیه، سالیانه ۵۰۰ میلیارد ریال خسارت‌های مالی از طریق زمین‌لغزش‌ها بر کشور تحمیل می‌شود؛ و این در صورتی است که از بین رفتن منابع طبیعی بازگشت‌ناپذیر به‌شمار آورده نشوند (پایگاه ملی داده‌های علوم زمین کشور، ۱۳۸۸). بنابراین، می‌توان طراحی و به‌کارگیری سامانه‌های هشداردهنده در مناطق لغزش‌خیز کشور را ضرورتی اجتناب‌ناپذیر دانست. راه‌اندازی چنین سامانه‌هایی در ایران بدون شک گامی بلند در جهت به حداقل رساندن خسارات ناشی از زمین‌لغزش‌ها و نقطهٔ عطفی در مدیریت پایدار این بلای طبیعی خواهد بود.

بروز پدیدهٔ زمین‌لغزش می‌تواند ناشی از عوامل متعدد زمین‌شناسی، ژئومورفولوژیکی، هیدرولوژیکی، بیولوژیکی و انسانی باشد، ولی معمولاً در شروع زمین‌لغزش تنها یک محرک خارجی یا عامل ماشه‌ای[1] نقش محوری دارد. بارندگی شدید، ذوب سریع برف، تغییرات ناگهانی در سطح آب زیرزمینی، زلزله و فرسایش با سرعت زیاد از مهمترین عوامل ماشه‌ای زمین‌لغزش‌ها برشمرده می‌شوند (Sidle & Ochiai, 2006). کانن و اِلن[2] (1985, 268)، کروزیر[3] (1999, 825) و ژیکوب و ویترلی[4] (2003, 138) بارندگی را به عنوان متداول‌ترین عامل ماشه‌ای وقوع زمین‌لغزش‌ها برشمرده‌اند. طالبی و همکاران (۲۰۰۷) هندسهٔ شیب و تغییرات زمانی مقادیر جریان‌های زیرسطحی و عمق آب زیرزمینی را از عوامل تعیین‌کننده در پیش‌بینی زمین‌لغزش‌های ناشی از بارندگی می‌دانند. به‌طور کلی، نفوذ آبِ حاصل از بارندگی در دامنه، سبب بالا رفتن مقدار فشار منفذی، کاهش مکش خاک و افزایش وزن واحد خاک می‌شود و در نهایت از مقاومت برشی خاک می‌کاهد و دامنه را مستعد لغزش می‌کند (Giannecchini, 2006, 358). شرایطی که سبب می‌شود آب زیرزمینی به گسیختگی دامنه بینجامد، با عواملی همچون نحوهٔ نفوذ بارندگی، ویژگی‌های خاک، شرایط رطوبتی پیشین، و سیر تاریخی بارندگی مرتبط است (Wieczorek, 1996, 80). بنابراین، مهمترین بخش در مدل‌سازیِ زمین‌لغزش‌های ناشی از بارندگی به صورت تجربی، آماری و یا فیزیکی، بخش هیدرولوژیکی آن است. در این مقاله سعی شده است با بررسی پژوهش‌های صورت گرفته در مورد مدل‌سازی هیدرولوژیکی تجربی و فیزیکی زمین‌لغزش، در بازهٔ زمانی ۱۹۷۵ (معرفی مفهومی به نام آستانه بارندگی برای شروع زمین‌لغزش به‌وسیلهٔ کمبل[5]) تا ۲۰۰۸ میلادی (ارائه مدل فیزیکی HSB-SM از سوی طالبی و همکاران) زمینه آشنایی هر چه بیشتر پژوهشگران داخلی با مفاهیم به‌کار رفته در این پژوهش و دستاوردهای حاصل از آنها فراهم شود. نویسندگان امیدوارند با بهره‌گیری از تجربیاتی که در سطح جهان به‌دست آمده و همت پژوهشگران داخلی، سامانه‌های پیشرفتهٔ پیش‌بینی و هشدار زمین‌لغزش در کشور شکل گیرند.

1. Trigger
2. Cannon and Ellen
3. Crozier
4. Jakob and Weatherly
5. Campbell

مفهوم آستانه بارندگی

مفهوم آستانه بارندگی برای وقوع زمین‌لغزش را نخستین بار کمبل (1975) بیان کرد. سپس استارکل[1] (۱۹۷۹) موفق شد آن را در قالب روابط شدت ـ مدت بارندگی تئوریزه کند (Wieczorek and Glade, 2005, 326). سطح حداقل یا حداکثر کمیت مورد نیاز برای رخ دادن یک فرایند یا قرار گرفتن در وضعیت تغییر را می‌توان آستانه برشمرد (White et al., 1996). آستانهٔ کمینه پایین‌ترین سطحی است که در کمتر از آن، فرایند اتفاق نمی‌افتد و آستانهٔ بیشینه نمایندهٔ سطحی است که در بالاتر از آن، فرایند همیشه اتفاق می‌افتد.

این نکته که بعضی رخدادهای بارندگی سبب لغزش می‌شوند و بعضی دیگر چنین اثری ندارند، می‌تواند مبنایی برای پژوهش علمی در مورد آنالیز رابطهٔ بین مقادیر بارندگی و شروع لغزش باشد. به‌دست آوردن چنین رابطه‌ای با شناسایی آستانه‌های بارندگی حاصل می‌شود (Crozier, 1986, 112). آستانه‌های بارندگی می‌توانند با استفاده از مبانی تجربی (تاریخی، آماری) یا فیزیکی (فرایندمحور، مفهومی) تعریف شوند.

مدل‌های تجربی

در مدل‌های تجربی، از طریق مطالعهٔ رخدادهای بارندگی که باعث زمین‌لغزش شده‌اند، آستانه‌های تجربی بارندگی تعریف می‌شوند. معمولاً برای به‌دست آوردن این آستانه‌ها، ویژگی‌هایی از قبیل شدت و مدت رخدادهای بارندگی که سبب زمین‌لغزش شده‌اند، روی دستگاه مختصات عادی، نیمه‌لگاریتمی و یا لگاریتمی پیاده می‌شوند و خطی که پایین‌ترین نقاط را دربرمی‌گیرد رسم می‌شود (Guzzeti et al., 2007, 241). در مواردی که آمار مربوط به بارندگی‌هایی که سبب لغزش نشده‌اند نیز موجود باشد، جیبسون[2] (1989) و کرومیناس و مویا[3] (1999) آستانه‌ها را به عنوان بهترین جداکنندهٔ رخدادهای بارندگی که باعث گسیختگی دامنه شده یا نشده‌اند برمی‌شمارند. از طرفی با بررسی منابعی همچون ویکزورک و گلید (2005) می‌توان دریافت که برای مشخص کردن شرایطی از بارندگی که احتمالاً سبب لغزش می‌شود، یک یا چند پارامتر مشخص که مورد قبول همگان باشد، وجود ندارد. متغیرهای اقلیمی و بارندگی که در منابع مختلف برای تعریف آستانه‌های تجربی برای آغاز زمین‌لغزش به‌کار رفته‌اند، مجموعه‌ای گسترده را تشکیل می‌دهند. به تعدادی از این پارامترها که در منابع مختلف بیشتری به‌کار رفته‌اند، در جدول ۱ اشاره شده است. در جدول ۱ متغیرهای مربوط به بارندگی که برای تعریف آستانه‌های بارندگی شروع زمین لغزش در منابع بیشتری به کار رفته‌اند، رایج‌ترین واحد اندازه‌گیری آنها و منبعی که اولین بار آنها را معرفی و به‌کار برده، فهرست شده است. بسیاری از پژوهشگران نیز از طریق دسته‌بندی رخدادهای بارندگی براساس یک یا چند پارامتر از بارش، برای یک منطقهٔ مشخص بیش از یک آستانهٔ تجربی بارندگی تعریف کرده‌اند (جدول‌های ۴ تا ۶).

1. Starkel
2. Jibson
3. Corominas and Moya

جدول ۱. متغیرهای مربوط به بارندگی که برای تعریف آستانه‌های بارندگی شروع زمین‌لغزش در منابع متعددی به‌کار رفته‌اند واحدها براساس میلی‌متر بر ساعت (mm/h)، ساعت (h) و روز (d)

متغیر	تعریف	واحد	اولین منبع
D	مدت بارندگی. مدت رخداد بارندگی	d یا h	Caine 1980
D_C	مدت بارندگی بحرانی	h	Aleotti 2004
MAP	متوسط بارش سالیانه. شاخصی برای بیان شرایط اقلیمی محلی	mm	Guidicini and Iwasa 1977
RDN	نرمال روز بارانی. MAP تقسیم بر متوسط تعداد روزهای بارانی سال (RDs)	mm/#	Wilson and Jayko 1997
E	بارش تجمعی رخداد. مجموع بارندگی از شروع رخداد بارندگی تا زمان گسیختگی دامنه	mm	Innes 1983
E_{MAP}	بارش تجمعی نرمالیزه رخداد (بارش نرمالیزه رگبار). بارش تجمعی رخداد تقسیم برMAP	–	Guidicini and Iwasa 1977
C	بارش بحرانی. مجموع بارندگی از زمان یک افزایش آشکار در شدت بارندگی تا زمان شروع لغزش	mm	Govi and Sorzana 1980
C_{MAP}	بارش بحرانی نرمالیزه. بارش بحرانی تقسیم برMAP	–	Govi and Sorzana 1980
R	بارندگی روزانه. مجموع بارندگی در روز وقوع لغزش	mm	Crozier and Eyles 1980
R_{MAP}	بارندگی روزانه نرمالیزه. بارندگی روزانه تقسیم برMAP	–	Terlien 1998
I	شدت رخداد بارندگی.	mm/h	Caine 1980
I_{MAP}	شدت نرمالیزه بارندگی. شدت بارندگی تقسیم برMAP	1/h	Cannon 1988
I_{max}	ماکزیمم ساعتی شدت بارندگی.	mm/h	Onodera et al. 1974
$\bar{I}_{(h)}$	شدت متوسط بارندگی برای بازه زمانی مربوط به آخرین رگبار. «h» نشان‌دهندهٔ بازه زمانی مورد نظر به ساعت؛ که عمدتاً بین ۳ تا ۲۴ ساعت است.	mm/h	Govi and Sorzana 1980
I_P	شدت پیک بارندگی. بالاترین شدت بارش در طول یک رخداد بارندگی.	mm/h	Wilson et al. 1992
I_C	شدت ساعتی بارندگی بحرانی.	mm/h	Heyerdahl et al. 2003
I_f	شدت بارندگی در زمان گسیختگی دامنه.	mm/h	Aleotti 2004
$A_{(d)}$	بارندگی پیشین. مجموع بارندگی (تجمعی) اندازه‌گیری‌شده قبل از شروع رخداد بارندگی اصلی (عامل ماشه‌ای لغزش). « d» نشان‌دهنده بازه زمانی مورد نظر به روز است.	mm	Govi and Sorzana 1980
A_{MAP}	بارندگی پیشین نرمالیزه. بارندگی پیشین تقسیم برMAP	–	Aleotti 2004

آستانه‌های تجربی بارندگی می‌توانند به صورت آستانه‌های جهانی، منطقه‌ای و یا محلی تعریف شوند. آستانهٔ جهانی تلاش می‌کند سطح حداقل عمومی‌ای را در نظر بگیرد که کمتر از آن، مستقل از شرایط مورفولوژی، لیتولوژی، کاربری اراضی و الگوهای بارش منطقه‌ای و محلی، زمین‌لغزش اتفاق نمی‌افتد. تاکنون آستانه‌های جهانی را بعضی از پژوهشگران (مانند کاین، ۱۹۸۰؛ اینز[1]، ۱۹۸۳؛ جیبسون، ۱۹۸۹؛ کروستا و فراتینی[2]، ۲۰۰۱؛ کانن و گارتنر[3]، ۲۰۰۵) پیشنهاد کرده‌اند (جدول‌های ۲ تا ۴). آستانه‌های منطقه‌ای، برای نواحی با مساحت حدود چندین هزار کیلومترمربع که دارای خصوصیات اقلیمی و فیزیوگرافی مشابه هستند تعریف می‌شوند (جدول‌های ۲ تا ۵). این آستانه‌ها بالقوه مناسب سامانه‌های هشداری زمین‌لغزش هستند، که براساس اندازه‌گیری، برآورد یا پیش‌بینی مکانی بارندگی تعریف می‌شوند. آستانه‌های محلی آشکارا یا تلویحاً رژیم اقلیم و شرایط ژئومورفولوژیکی محلی را در نظر می‌گیرند و برای زمین‌لغزش‌های منفرد و گروهی در مناطقی با مساحت کمتر از صدهزار کیلومترمربع کاربرد می‌یابند (جدول‌های ۲ تا ۵). آستانه‌های منطقه‌ای و محلی در منطقه‌ای که برای آن تعریف شده‌اند خوب عمل می‌کنند، اما نمی‌توان به سادگی آنها را برای مناطق مجاور به‌کار برد. در مناطقی که آستانه‌های محلی و منطقه‌ای موجود نیست می‌توان آستانه‌های جهانی را به‌کار برد، ولی نتیجهٔ آن تعداد زیادی مثبت‌های کاذب[4] خواهد بود، یا به عبارت دیگر زمین‌لغزش‌هایی را پیش‌بینی می‌کند که رخ نخواهند داد.

آستانه‌های بارندگی را که به‌صورت تجربی به‌دست آمده‌اند می‌توان براساس نوع اندازه‌گیری بارندگی مورد نظر در ۳ شاخهٔ بزرگ گروه‌بندی کرد:

۱. آستانه‌هایی که اندازه‌گیری‌های به‌دست آمده برای یک رخداد معین بارندگی را با هم ترکیب می‌کنند.
۲. آستانه‌هایی که شرایط رطوبتی پیشین را در نظر می‌گیرند.
۳. انواع دیگر آستانه‌ها (وابسته به شرایطی از قبیل حداکثر بارندگی ۲۴ ساعته و یا دبی روزانه).

انواع آستانه براساس ویژگی‌های بارش

آستانه‌هایی که از ترکیب اندازه‌گیری‌های به‌دست آمده از یک یا چند رخداد بارندگی که باعث زمین‌لغزش شده‌اند (یا نشده‌اند) استفاده می‌کنند، به ۴ زیرشاخه تقسیم می‌شوند (Guzzeti et al., 2007, 243):

۱. آستانه‌های شدت ـ مدت (ID)[5]؛
۲. آستانه‌های برمبنای مجموع بارندگی رخدادی؛
۳. آستانه‌های رخداد ـ مدت بارندگی (ED)[6]؛ و
۴. آستانه‌های رخداد ـ شدت بارندگی (EI)[7].

1. Innes
2. Crosta and Frattini
3. Cannon and Gartner
4. False Positives
5. Intensity-Duration thresholds
6. Event-rainfall Duration thresholds
7. Event-rainfall Intensity thresholds

جدول ۲. آستانه‌های شدت ـ مدت (ID) برای آغاز زمین‌لغزش.

	منابع	مقیاس	مکان	نوع لغزش	معادله	دامنه
۱	کاین ۱۹۸۰	G	جهان	Sh, D	$I = 14.82 \times D^{-0.39}$	0.167 < D < 500
۲	کانن و اِلن ۱۹۸۵	L	سانفرانسیسکو، کالیفرنیا	D	$I = 6.9 + 38 \times D^{-1.00}$	2 < D < 24
۳	ویکزورک ۱۹۸۷	L	کوه‌های سانتاکروز، کالیفرنیا	D	$I = 1.7 + 9 \times D^{-1.00}$	1 < D < 6.5
۴	جیبسون ۱۹۸۹	R	اندونزی	D	$I = 92.06 - 10.68 \times D^{1.00}$	2 < D < 4
۵	جیبسون ۱۹۸۹	R	برزیل	D	$I = 63.38 - 22.19 \times D^{1.00}$	0.5 < D < 2
۶	جیبسون ۱۹۸۹	R	چین	D	$I = 49.11 - 6.81 \times D^{1.00}$	1 < D < 5
۷	جیبسون ۱۹۸۹	G	جهان	D	$I = 30.53 \times D^{-0.57}$	0.5 < D < 12
۸	گواداگنو ۱۹۹۱	R	کامپانیا، جنوب ایتالیا	D	$I = 176.40 \times D^{-0.90}$	0.1 < D < 1000
۹	تونگل و رگالادو ۱۹۹۶	L	رودخانه ساکوبیا، فیلیپین	L	$I = 5.94 \times D^{-1.50}$	0.167 < D < 3
۱۰	پارونُزی و همکاران ۱۹۹۸	R	شمال شرقی آلپ ، ایتالیا	D	$I = 47.742 \times D^{-0.507}$	0.1 < D < 24
۱۱	کالکاترا و همکاران ۲۰۰۰	R	کامپانیا، جنوب ایتالیا	A	$I = 28.10 \times D^{-0.74}$	1 < D < 600
۱۲	مونتگومری و همکاران۲۰۰۰	L	متمان ریج، ارگان	A	$I = 9.9 \times D^{-0.52}$	1 < D < 170
۱۳	ویکزورک و همکاران۲۰۰۰	L	مدیسون کانتی، ویرجینیا	D	$I = 116.48 \times D^{-0.63}$	2 < D < 16
۱۴	کروستا و فراتینی ۲۰۰۱	G	جهان	Sh	$I = 0.48 + 7.2 \times D^{-1.00}$	0.1 < D < 1000
۱۵	مارچی و همکاران ۲۰۰۲	L	شمال شرق ایتالیا	A	$I = 15 \times D^{-0.70}$	1 < D < 30
۱۶	ژیکوب و ویترلی ۲۰۰۳	R	ونکوور، کانادا	Sh	$I = 4.0 \times D^{-0.45}$	0.1 < D < 150
۱۷	اَلِئوتی ۲۰۰۴	R	پیدمونت، شمال غرب ایتالیا	Sh	$I = 19 \times D^{-0.50}$	4 < D < 150
۱۸	بام و همکاران ۲۰۰۴	L	منطقه سیاتل، واشینگتن	S	$I = 82.73 \times D^{-1.13}$	20 < D < 55
۱۹	کانن و گارتنر ۲۰۰۵	G	جهان	D	$I = 7.00 \times D^{-0.60}$	0.1 < D < 3
۲۰	جیانچینی ۲۰۰۵	L	آپوان آلپ، ایتالیا	Sh	$I = 26.871 \times D^{-0.638}$	0.1 < D < 35
۲۱	هانگ و همکاران ۲۰۰۵	R	جزیره شیکوکو، ژاپن	A	$I = 1.35 + 55 \times D^{-1.00}$	24 < D < 300

مقیاس: آستانه جهانی (G)؛ آستانه منطقه‌ای (R)؛ آستانه محلی (L). مکان: منطقه‌ای که آستانه برای آن تعریف شده. نوع لغزش: تمام انواع (A)؛ جریان واریزه‌ای (D)؛ لاهار (L)؛ سر خوردن خاک (S)؛ لغزش سطحی (Sh). شدت بارندگی به میلی‌متر بر ساعت و مدت بارندگی به ساعت.
منبع: Guzzeti et al., 2007, 244

آستانه‌های شدت ـ مدت رایج‌ترین نوع آستانه‌های پیشنهاد شده در منابع مختلف است (جدول ۲). بررسی این جدول نشان می‌دهد که آستانه‌های شدت ـ مدت (ID) دارای شکل کلی به صورت زیر است:

رابطه (۱) $I = c + \alpha \times D^{\beta}$

در معادله (۱)، I شدت (متوسط) بارندگی، D مدت بارندگی، $c \geq 0$ و α و β نیز ضرایب معادله هستند.

آستانه‌های شدت ـ مدت (ID) بررسی شده از منابع مختلف (جدول ۲)، دامنهٔ وسیعی از مدت‌ها و شدت‌های بارندگی را پوشش می‌دهند؛ اما اکثر آستانه‌ها، مدت‌های بارندگی در محدودهٔ بین ۱ تا ۵۰۰ ساعت و شدت‌های بارندگی

بین ۱ تا ۲۰۰ میلی‌متر در ساعت را دربرمی‌گیرند.

برای قریب به اتفاق آستانه‌های شدت ـ مدتِ فهرست شده در جدول ۲، C برابر با صفر در نظر گرفته شده، بنابراین معادلهٔ آستانه تبدیل به معادله سادهٔ توانی شده است. در جدول ۲، تمام معادلات توانی دارای نمای منفی هستند (β در محدوده بین ۰/۱۹- تا ۲/۰۰-) و ضریب α در محدوده بین ۴/۰۰ تا ۱۷۶/۴۰ قرار دارد. این نوع مقیاس‌گذاری دارای محدودیت مفهومی است، بدین معنی که در بازه‌های زمانی خیلی طولانی (مثلاً D بزرگ‌تر از ۵۰۰ ساعت) حتی شدت‌های متوسط بسیار کم هم ممکن است باعث زمین‌لغزش شوند ـ چنین شرایطی را با این نوع روابط سادهٔ توانی به سختی می‌توان توجیه کرد. این شرایط تا حدی به خاطر نگرش متفاوت به نقش شدت بارندگی در موضوعات مختلف است. به عبارت دیگر، اهمیتی که در دیدگاه هیدرولوژی به شدت بارندگی داده می‌شود مسلماً با آن‌چه که در دیدگاه پایداری دامنه وجود دارد، متفاوت است. به‌منظور غلبه بر این محدودیت، بعضی پژوهشگران (از جمله ویکزورک، ۱۹۸۷؛ کروستا و فراتینی، ۲۰۰۱؛ هانگ و همکاران[1]، ۲۰۰۵) برای مدت‌های طولانی بارندگی، آستانه‌های مجانبی را پیشنهاد کرده‌اند. در جدول ۲، آستانه‌های مجانبی (شماره‌های ۲، ۳، ۱۴، ۲۱) دارای $\beta = -1/00$ و c برابر با مقدار (حداقل) مجانبی شدت بارندگی (در محدوده بین ۰/۴۸ تا ۶/۹ میلی‌متر در ساعت) برای مدت‌های طولانی بارندگی است. سه آستانه در جدول ۲ (شماره‌های ۴، ۵، ۶) دارای $\beta = 1/00$ و C در محدوده بین ۴۹/۱۱ تا ۹۲/۰۶ هستند. این آستانه‌ها، برای بارندگی‌های بسیار کوتاه، رفتار مجانبی بروز می‌دهند.

به‌طور کلی، آستانه‌های محلی اندکی بالاتر از آستانه‌های منطقه‌ای و کاملاً بالاتر از آستانه‌های جهانی قرار دارند. به عبارت دیگر، برای هر مدت بارندگی معین، آستانه‌های محلی نسبت به آستانه‌های منطقه‌ای و جهانی، وقوع لغزش را برای شدت‌های بالاتری از بارندگی پیش‌بینی می‌کنند. پس آستانه‌های جهانی پایین‌تر از دیگر انواع آستانه‌های شدت ـ مدت (ID) قرار گرفته‌اند. براساس تعریف، آستانه‌های جهانی در پایین‌ترین سطحی قرار می‌گیرند که در آن زمین‌لغزش‌های ناشی از بارندگی نباید رخ دهند (Innes, 1983, 483).

پژوهشگران برای عرضهٔ آستانه‌هایی که به‌راحتی با آستانه‌های مناطق مختلف دیگر قابل مقایسه‌اند، مقادیر شدت بارندگی را به کمک معیارهای تجربی مربوط به اقلیم محلی نرمالیزه می‌کنند. رایج‌ترین نوع نرمالیزه کردن از طریق تقسیم شدت رخداد بارندگی بر میانگین بارندگی سالیانه (MAP)[2] صورت می‌پذیرد. ویلسون (1997) و ویلسون و ژیکو[3] (1997) برای نرمالیزه کردن شدت بارندگی از شاخص اقلیمی به نام نرمال روز بارانی (RDN)[4] استفاده کرده‌اند. این شاخص در مقایسه با MAP نمایندهٔ بهتری برای نشان دادن وقوع رخدادهای رگباری شدید (بیشینه) است.

در جدول ۲، به جز سه آستانه (شماره‌های ۱، ۲، ۳) بقیهٔ آستانه‌های شدت ـ مدت نرمالیزه، به صورت معادلهٔ توانی با نمای منفی (β در محدوده بین ۰/۲۱- تا ۰/۷۹-) هستند، که ضریب α آنها در محدوده بین ۰/۰۲ تا ۴/۶۲ قرار دارد.

1. Hong et al.
2. Mean Annual Precipitation
3. Wilson and Jayko
4. Rainy Day Normal

جدول ۳. آستانه‌های شدت ـ مدت نرمالیزه برای آغاز زمین‌لغزش

	منابع	مقیاس	مکان	نوع لغزش	معادله	دامنه
۱	کانن ۱۹۸۸	L	سانفرانسیسکو، کالیفرنیا	D	$D = 46.1 - 3.6 \cdot 10^3 \times I_{MAP} + 7.4 \cdot 10^4 \times (I_{MAP})^2$	1 < D < 24
۲	جیسون ۱۹۸۹	R	اندونزی	D	$I_{MAP} = 0.07 - 0.01 \times D^1$	2 < D < 4
۳	جیسون ۱۹۹۱	R	برزیل	D	$I_{MAP} = 0.06 - 0.02 \times D^1$	0.5 < D < 2
۴	جیسون ۱۹۹۳	R	ژاپن	D	$I_{MAP} = 0.03 \times D^{-0.63}$	1 < D < 12
۵	جیسون ۱۹۹۵	R	کالیفرنیا	D	$I_{MAP} = 0.03 \times D^{-0.21}$	0.5 < D < 8
۶	جیسون ۱۹۹۶	G	جهان	D	$I_{MAP} = 0.02 \times D^{-0.65}$	0.5 < D < 12
۷	سریانی و همکاران ۱۹۹۲	R	شمال ایتالیا	D	$I_{MAP} = 2.0 \times D^{-0.55}$	1 < D < 100
۸	پارونوزی وهمکاران ۱۹۹۸	R	شمال شرقی ایتالیا	D	$I_{MAP} = 0.026 \times D^{-0.507}$	0.1 < D < 24
۹	ویکزورک و همکاران ۲۰۰۰	L	بلوریج، ویرجینیا	D	$I_{MAP} = 0.09 \times D^{-0.63}$	2 < D < 16
۱۱	باچینی و زانینی ۲۰۰۴	L	شمال شرقی ایتالیا	D	$I_{MAP} = 0.74 \times D^{-0.56}$	0.1 < D <100
۱۲	آلئوتی ۲۰۰۴	R	پیدمونت، ایتالیا	Sh	$I_{FMAP} = 4.62 \times D^{-0.79}$	2 < D < 150

مقیاس: آستانه جهانی (G)؛ آستانه منطقه‌ای (R)؛ آستانه محلی (L). مکان: منطقه‌ای که آستانه برای آن تعریف شده است. نوع لغزش: جریان واریزه‌ای (D)؛ لغزش سطحی (Sh). بارندگی پیشین ۱۵ روزه (A_{15d}) به میلی‌متر.

منبع: Guzzeti et al., 2007, 246

تعداد اندکی از پژوهشگران نیز تلاش کرده‌اند تا آستانه‌هایی به‌دست آورند که اساس آنها، مقدار بارش در طول رخدادی است که سبب زمین‌لغزش می‌شود (جدول ۴). متغیرهای گوناگونی از بارندگی برای تعریف این نوع آستانه‌ها به کار رفته‌اند، که می‌توان آنها را چنین برشمرد: بارندگی روزانه (R)، بارندگی پیشین (A_d)، بارش تجمعی رخداد بارندگی (E) و بارش تجمعی نرمالیزه شده رخداد بارندگی (E_{MAP}) که اغلب به صورت درصدی از میانگین بارندگی سالیانه (MAP) بیان می‌شود. برای نمونه، گایدیسینی و ایواسا[1] (1977) با بررسی‌هایی در برزیل نشان دادند وقتی مجموع بارندگی رخداد از ۱۲ درصد میانگین بارندگی سالیانه (MAP) تجاوز کند، احتمال وقوع زمین‌لغزش به شرایط رطوبتی پیشین بستگی ندارد، درحالی‌که وقتی مجموع بارندگی رخداد بین ۸ تا ۱۲ درصد MAP باشد، وقوع زمین‌لغزش به بارندگی‌های گذشته بستگی می‌یابد (شماره ۶ در جدول ۴).

دیگر پژوهشگران، بارش تجمعی رخداد (E)، بارش بحرانی (C) و مقادیر نرمالیزه‌شدهٔ آنها (E_{MAP} و C_{MAP}) در یک رخداد بارندگی را با مدت این رخداد (D) مرتبط دانسته‌اند. فهرست آستانه‌های رخداد ـ مدت بارندگی (ED) و آستانه‌های نرمالیزهٔ رخداد ـ مدت بارندگی، که برای مناطق مختلف جهان پیشنهاد شده‌اند، در جدول ۵ آورده شده است. عده‌ای از پژوهشگران نیز همین متغیرها (E ، C و مقادیر نرمالیزه‌شدهٔ آنها) را با شدت متوسط بارندگی مرتبط دانسته‌اند و آستانه‌های رخداد ـ شدت بارندگی (EI) و رخداد ـ شدت نرمالیزه را تعیین کرده‌اند. فهرست این نوع آستانه‌ها در جدول ۶ آورده شده است.

1. Guidicini and Iwasa

جدول ۴. آستانه‌های بارندگی برای آغاز زمین‌لغزش براساس اندازه‌گیری و بررسی بارش رخدادی

	منابع	مقیاس	مکان	نوع لغزش	آستانه	توضیحات
۱	اِندو ۱۹۷۰	L	هوکایدو، ژاپن	A	$R > 200mm$	
۲	کمبل ۱۹۷۵	R	لس‌آنجلس، کالیفرنیا	A	$R > 235mm$	
۳	لامب ۱۹۷۵	L	هنگ‌کنگ	S	$A15d > 50mm, R > 50mm$ $A15d > 200mm, R > 100mm$ $A15d > 350mm, R > 100mm$	وقایع خفیف وقایع شدید وقایع خیلی شدید
۴	نیلسن و ترنر ۱۹۷۵	R	کوستا کانتی، کالیفرنیا	Sh	$E > 177.8mm$	لغزش‌های فراوان
۵	نیلسن و همکاران ۱۹۷۶	R	آلاماندا کانتی، کالیفرنیا	A	$R > 180mm$	
۶	گایدیسینی و ایواسا ۱۹۷۷	R	برزیل	A	$E_{MAP} > 0.12$ $0.08 < E_{MAP} < 0.12$ $E_{MAP} < 0.08$	مستقل از بارندگی پیشین وابسته به بارندگی پیشین وقوع لغزش غیرمحتمل
۷	گوی و سُرزانا ۱۹۸۰	R	پیدمونت، ایتالیا	A	$0.10 < E_{MAP} < 0.25$ $0.22 < E_{MAP} < 0.31$ $0.28 < E_{MAP} < 0.38$	۳ تا ۱۵ لغزش در هر km^2 بالای ۳۰ لغزش در هر km^2 بالای ۶۰ لغزش در هر km^2
۸	کانن و اِلن ۱۹۸۵	R	سانفرانسیسکو، کالیفرنیا	Sh	$E > 254mm$	
۹	کانوتی و همکاران ۱۹۸۵	R	ایتالیا	A	$E1 - 3d > 100mm$	برای صخره‌های آرنیزه‌شدهٔ مارنی
۱۰	بهاندری و همکاران ۱۹۹۲	R	شرق هیمالیا	A	$E_{MAP} < 0.05$ $0.05 < E_{MAP} < 0.10$ $0.10 < E_{MAP} < 0.20$ $E_{MAP} > 0.20$	وقوع لغزش با احتمال کم وقوع لغزش با احتمال متوسط وقوع لغزش با احتمال زیاد لغزش همیشه رخ می‌دهد
۱۱	سوریزو و همکاران ۱۹۹۴	L	کالابریا، ایتالیا	A	$A50d > 530mm$	
۱۲	کرومیناس و مویا ۱۹۹۹	R	شرق کوه‌های پیرنه، اسپانیا	A	$E > 180$-190 mm in 24-36 h $E > 300$ mm in 24-48 h	لغزش‌های سطحی اندک لغزش‌های گسترده
۱۳	بیافیور وهمکاران ۲۰۰۲	L	سارنو، منطقه کامپانیا جنوب ایتالیا	A	$R > 55mm$ $R > 75mm$	آستانه پایینی آستانه بالایی
۱۴	بِل و ماد ۲۰۰۰	L	ناتال گروپ، منطقه دوربان، کوازولو- ناتال، آفریقای جنوبی	A	$A_{15d} > 450mm$ $E_{MAP} < 0.12$ $0.12 < E_{MAP} < 0.16$ $0.16 < E_{MAP} < 0.20$ $E_{MAP} > 0.20$	عدم وقوع لغزش وقایع خفیف (۱ یا ۲ لغزش) وقایع متوسط (۳ تا ۶ لغزش) وقایع شدید (بیش از ۱۰ لغزش)

مقیاس: آستانه منطقه‌ای (R)؛ آستانه محلی (L). مکان: منطقه‌ای که آستانه برای آن تعریف شده است. نوع لغزش: تمام انواع (A)؛ سر خـوردن خاک (S)؛ لغزش سطحی (Sh).

منبع: Guzzeti et al., 2007, 248

جدول ۵. آستانه‌های رخداد ـ مدت بارندگی (ED) و آستانه‌های نرمالیزهٔ رخداد ـ مدت بارندگی برای آغاز زمین‌لغزش

	منابع	مقیاس	مکان	نوع لغزش	معادله	دامنه	توضیحات
۱	کاین ۱۹۸۰	G	جهان	Sh, D	$E = 14.82 \times D^{0.61}$	$0.167 < D < 500$	
۲	اینز ۱۹۸۳	G	جهان	D	$E = 4.93 \times D^{0.504}$	$0.1 < D < 100$	
۳	ویلسون و همکاران ۱۹۹۲	L	نوانو، هانولولو، هاوایی	D	$E = 13.08 + 2.16 \times D$ $E = 9.91 + 3.22 \times D$	$1 \le D \le 3$ $3 \le D \le 6$	آستانه ایمنی (مینیمم)
۴	ساندرسن ۱۹۹۶	R	نروژ	D	$C_{MAP} = 1.2 \times D^{0.6}$	$0.1 < D < 180$	
۵	کرومیناس و مویا ۱۹۹۹	L	دره لوبرگات، اسپانیا	A	$E = 133 + 0.19 \times D$	$84 < D < 1092$	
۶	ززر و رودریگز ۲۰۰۲	L	شمال لیسبون، پرتغال	A	$E = 70 + 26.25 \times D$	$0.1 < D < 2400$	
۷	آلئوتی ۲۰۰۴	R	پیدمونت، ایتالیا	Sh	$C_{MAP} = -10.465 + 8.35 \times \ln D$	$5 < D < 30$	
۸	جیانچینی ۲۰۰۶	L	توسکانی، ایتالیا	Sh	$E_{MAP} = 1.0711 + 0.1974 \times D$ $E_{MAP} = 5.1198 + 0.2032 \times D$	$1 < D < 30$ $1 < D < 30$	آستانه بالایی آستانه پایینی

مقیاس: آستانه جهانی (G)؛ آستانه منطقه‌ای (R)؛ آستانه محلی (L). مکان: منطقه‌ای که آستانه برای آن تعریف شده است. نوعی لغـزش: تمـام انواع (A)؛ جریان واریزه‌ای (D)؛ لغزش سطحی (Sh). بارش تجمعی رخداد (E) و بارش بحرانی (C) به میلی‌متر و مدت بارندگی به ساعت.

منبع: Guzzeti et al., 2007, 249

جدول ۶. آستانه‌های رخداد ـ شدت بارندگی (EI) و آستانه‌های نرمالیزه رخداد ـ مدت بارندگی برای آغاز زمین‌لغزش

	منابع	مقیاس	مکان	نوع لغزش	معادله	دامنه	توضیحات
۱	اُندورا و همکاران ۱۹۷۴	R	شیبا و کاناگاوا در مرکز ژاپن	Sh	$I_{max} = 390 \times E^{-0.38}$ $I_{max} = 290 \times E^{-0.38}$ $I_{max} = 150 \times E^{-0.38}$	$0 < E < 400$ $0 < E < 300$ $0 < E < 200$	آستانه بالایی آستانه متوسط آستانه پایینی
۲	گُوی و سُرزانا ۱۹۸۰	R	پیدمونت، ایتالیا	S, D, M	$E_{MAP} = 0.13 \times I^{-0.12}$ $E_{MAP} = 0.30 \times I^{-0.39}$ $E_{MAP} = 0.72 \times I^{-0.68}$	$1.5 \le I \le 8$ $3.5 \le I \le 20$ $20 \le I \le 50$	برای زمستان و بهار برای تابستان و پاییز برای تابستان
۳	باچینی و زاننی ۲۰۰۳	L	کانسیا، ایتالیا	D	$E_{MAP} = 3.93 - 1.36 \times \ln I$	$I > 2$	
۴	هیردال و همکاران ۲۰۰۳	R	نیکاراگوئه و السالوادور	A	$I_C = 258 \times E_{96h}^{-1.23}$	$0 < E_{96h} < 500$	
۵	آلِئوتی ۲۰۰۴	L	پیدمونت، ایتالیا	Sh	$I_{MAP} = 0.51 - 0.09 \times \ln C_{MAP}$	$7 < C_{MAP} < 60$	آستانه پایینی
۶	آلِئوتی ۲۰۰۴	L	پیدمونت، ایتالیا	Sh	$I_{MAP} = 0.70 - 0.09 \times \ln C_{MAP}$	$7 < C_{MAP} < 60$	آستانه بالایی

مقیاس: آستانه منطقه‌ای (R)؛ آستانه محلی (L). مکان: منطقه‌ای که آستانه برای آن تعریف شده است. نـوع لغـزش: تمـام انـواع (A)؛ جریـان واریزه‌ای (D)؛ جریان گِلی (M)؛ سُر خوردن خاک (S)؛ لغزش سطحی (Sh). بارش تجمعی رخداد (E) و بارش بحرانی (C) به میلی‌متـر و مـدت بارندگی به ساعت.

منبع: Guzzeti et al., 2007, 251

تعریف آستانه براساس شرایط رطوبتی پیشین

بسیاری از پژوهشگران (مانند کروزیـر، ۱۹۸۶ و ویکـزورک، ۱۹۹۶) سـطح آب زیرزمینـی و شـرایط رطـوبتی خـاک را از مؤلفه‌هایی می‌دانند که دامنه‌ها را مستعد لغزش می‌سازند. بررسی دقیق تغییرات آب زیرزمینی و رطوبت خاک و الگوهای مکانی آنها به‌راحتی امکان‌پذیر نیست، چون این تغییرات خود تحت تأثیر عوامل در حال تغییر متعددی از قبیل الگوهـای

بارندگی و دمایی در گذشته و حال هستند. بارندگی پیشین، سطح آب زیرزمینی و رطوبت خاک را تحت تأثیر قرار می‌دهد و می‌تواند برای تعیین زمان احتمالیِ وقوع لغزش به‌کار رود. یک راه ساده برای به‌کارگیری شرایط رطوبتی پیشین، استقرار یک آستانه براساس میزان بارندگی پیشین است. گُوی[1] و همکاران (2000, 371) برای منطقه پیدمونت ایتالیا، بارندگی پیشین ۶۰ روزهٔ لازم برای ایجاد لغزش را حداقل ۱۴۰ میلی‌لیتر و کل بارندگی (رخداد بارندگی و بارندگی پیشین آن) مورد نیاز برای آغاز زمین‌لغزش را حداقل ۳۰۰ میلی‌متر تعیین کردند. کاردینالی[2] و همکاران (2006, 243) برای جنوب غربی اُمبریا در مرکز ایتالیا، وقوع لغزش‌ها را در صورتی محتمل دانستند که بارندگی پیشین از ۵۹۰ میلی‌متر در یک دورهٔ ۳ ماهه یا از ۷۰۰ میلی‌متر در یک دوره ۴ ماهه تجاوز کند.

بعضی محققان روابط پیچیده‌تری نیز بین بارندگی پیشین و رخداد بارندگی موردنظر پیشنهاد کرده‌اند. دوویتا[3] (2000) در جنوب ایتالیا ارتباط بین مجموع بارندگی روزانهٔ مربوط به روز وقوع لغزش را با بارندگی پیشین در بازه‌های زمانی ۱ تا ۶۰ روز بررسی کرد و نشان داد که برای بارندگی پیشین در محدودهٔ ۱ تا ۱۹ روز قبل از لغزش، با بالارفتن میزان بارندگی پیشین، بارندگی روزانهٔ لازم برای وقوع لغزش کاهش می‌یابد. وی همچنین نشان داد که اگر بازه‌های زمانی طولانی‌تر در نظر گرفته شود، بارندگی روزانهٔ لازم برای وقوع لغزش ابتدا کاهش می‌یابد و سپس در ۵۰ میلی‌متر ثابت می‌شود. کلبراد[4] (2003, 448) نیز یک آستانهٔ بارندگی برای پیش‌بینی روزهای دارای ۳ زمین‌لغزش یا بیشتر در منطقهٔ سیاتل امریکا به‌دست آورده است. این آستانه براساس ۲ پارامتر از بارندگی کار می‌کند:

۱. میزان بارندگی پیشین ۳ روزه (رخداد بارندگی موردنظر).
۲. مجموع بارندگی ۱۵ روز قبل از رخداد ۳ روزه بارندگی (بارندگی پیشین).

آستانه‌های وابسته به دیگر شرایط

انواع دیگری از آستانه نیز برای آغاز لغزش پیشنهاد شده‌اند. ویلسون (2000, 420) بارندگی پیک ۲۴ ساعتهٔ مربوط به رگبارهایی را که در کالیفرنیا، اوره‌گون، واشینگتن، هاوایی و پورتوریکو باعث جریان‌های واریزه‌ای شده‌اند با ماکزیمم بارندگی ۲۴ ساعتهٔ مورد انتظار در دوره بازگشت ۵ سال، مقایسه کرد. علاوه بر این، ویلسون (2000, 422) احتمال وقوع جریان‌های واریزه‌ای را به صورت تابعی از بارش روزانه در نظر گرفت که به‌وسیلهٔ بارش رگباری ۵ ساله نرمالیزه شده باشد. رایشنباخ[5] و همکاران (1998, 157) آمار طولانی‌مدت میانگین دبی روزانهٔ مربوط به ایستگاه‌های مختلف حوضهٔ رودخانهٔ تیبر در مرکز ایتالیا را تجزیه و تحلیل کردند و مقادیر دبی را با وقوع (یا عدم وقوع) لغزش‌ها مرتبط دانستند؛ و روابطی بر پایه حجم رواناب و ماکزیمم دبی متوسط روزانه و همچنین بر پایه شدت بارندگی و ماکزیمم دبی متوسط روزانه تعیین کردند. ژیکوب و ویترلی (2003, 153-155) آستانه‌های هیدروکلیماتیک را برای وقوع لغزش‌ها در کوه‌های

1. Govi
2. Cardinali
3. De Vita
4. Chleborad
5. Reichenbach

سواحل شمالی ونکوور کانادا پیشنهاد کردند. آن دو پس از آنالیزهای دقیق، سه متغیر هیدرولوژیکی زیر را به‌عنوان بهترین پیش‌بینی‌کنندهٔ وقوع زمین‌لغزش برگزیدند:

۱. تعداد ساعت‌هایی که در آنها دبی از یک مترمکعب بر ثانیه تجاوز کرده است.
۲. بارندگی تجمعی مربوط به ۴ هفته پیش از رگبار اصلی.
۳. ماکزیمم بارندگی رخدادی تجمعی ۶ ساعته (E_{6h}).

مدل‌های فیزیکی (فرایندمحور)

مدل‌های فیزیکی (فرایندمحور) زمین‌لغزش، فرایندهایی از قبیل الگوهای بارش و تغییرات سطح آب زیرزمینی را به‌صورت ریاضی مدل می‌کنند و آنها را با مدل‌های نفوذ (از قبیل گرین و آمپت[1]، ۱۹۱۱ و فیلیپ[2]، ۱۹۵۴) و آنالیزهای پایداری دامنه ادغام می‌کنند.

برای پیش‌بینی میزان انبارش آب نفوذ کرده در داخل زمین، راهکارهای متنوعی پیشنهاد شده است. ویلسون (1989) یک مدل عددی براساس مفهوم فیزیکی مخزن در حال نشت[3] ارائه داد. در این مدل، یک بشکهٔ در حال نشت، آب را با نرخ معینی از بالا دریافت می‌کند و با نرخ متفاوتی از پایین از دست می‌دهد. بنابراین مقدار انبارش آب و تغییرات فشار منفذی که عامل مهمی در ناپایداری دامنه‌هاست، به‌وسیلهٔ میزان آب ورودی و خروجی (نشت‌کرده) کنترل می‌شوند. ویلسون و ویکزورک (1995) از مدل مخزن در حال نشت برای پیش‌بینی وقوع جریان‌های واریزه‌ای لاهوندا در کالیفرنیا استفاده کردند (Wieczorek & Glade, 2005, 337). کروستا و فراتینی (2003, 90-92) به‌منظور پیش‌بینی زمان و مکان جریان‌های واریزه‌ای در شمال ایتالیا، سه مدل نفوذ شامل مدل شرایط ماندگار مونتگومری و دیتریخ[4] (1994)، مدل «ستون ـ جریان» انتقالی[5] گرین و آمپت اصلاح‌شده به‌دست سالووکی و انتکابی[6] (1994) و مدل پخشیِ انتقالی[7] آیورسن[8] (2000) را با یکدیگر مقایسه کردند، و از مدل پخشی بهترین نتیجه را گرفتند.

کروزیر (1999) و گلید و همکاران (2000) تلاش کردند تا رویکردی متفاوت برای ارتباط دادن شرایط رطوبت خاک با وقوع (یا عدم وقوع) زمین‌لغزش‌ها بیابند. آنها مدل وضعیت پیشین آبِ خاک (ASWS)[9] را ارائه و شرح و بسط دادند، که مدل مفهومیِ ساده‌شده‌ای برای برآورد رطوبت خاک به‌صورت روزانه است. این مدل بیلان آبِ خاک را به صورت فاکتور زهکشی برای محاسبهٔ بارندگی مازاد در طول روزهای قبل از روز رخداد زمین‌لغزش، نمایش می‌دهد. گلید

1. Green and Ampt
2. Philip
3. Leaky Barrel model
4. Montgomery and Dietrich
5. Transient Piston-Flow Model
6. Salvucci and Entekabi
7. Transient Diffiusive Model
8. Iverson
9. Antecedent Soil Water Status Model

و همکاران (2000) از طریق تحلیل منحنی‌های نزولی هیدروگراف، یک تابع اضمحلال[1] برای هدررفت آب در اثر زهکشی و تبخیر و تعرق به‌دست آوردند. کروزیر (1999) مدل ASWS را با استفاده از اطلاعات مربوط به بارندگی و زمین‌لغزش سهمگینی که در سال ۱۹۷۴ رخ داده بود، برای منطقه ولینگتون نیوزیلند کالیبره کرد؛ و توانست روزهای با زمین‌لغزش و روزهای بدون زمین‌لغزش را در یک دورهٔ ۸ ماهه از سال ۱۹۹۶ با موفقیت پیش‌بینی کند. اما این مدل با وجود قابلیت ثابت‌شده‌اش، هنوز در سامانهٔ هشدار زمین‌لغزش به‌کار برده نشده است (Wieczorek & Glade, 2005, 340-341).

براساس دو فرض ماندگار یا شبه‌ماندگار بودن سطح آب زیرزمینی و موازی بودن جریان‌های آب زیرزمینی با شیب دامنه، مدل‌های متنوعی (Montgomery & Dietrich, 1994; Wu & Sidle, 1995; Borga et al., 1998) ارائه شده‌اند (Tsai & Yang, 2006, 526). اکثر این مدل‌ها از ترکیب آنالیزهای پایداری دامنه (روش شیب بی‌نهایت) با مدل‌سازی هیدرولوژیکی به‌وجود آمده‌اند و قابلیت ارزیابی زمین‌لغزش‌های حاصل از شرایط هیدرولوژیکی و کاربری اراضی را دارند. فرمول اصلیِ محاسبهٔ ضریب پایداری[2] (FS) دامنه براساس روش شیب بی‌نهایت به‌صورت زیر است:

رابطه (۲)
$$FS = \frac{c}{\gamma_{sat} T \cos^2 \beta \tan \beta} + \frac{\gamma_{sat} - \gamma_w}{\gamma_{sat}} \frac{\tan \phi}{\tan \beta}$$

در رابطه (۲)، C چسبندگی خاک، γ_w وزن مخصوص آب، γ_{sat} وزن مخصوص خاکِ اشباع، T عمق خاک، ϕ زاویه اصطکاک داخلی خاک و β زاویه شیب دامنه است.

روش شیب بی‌نهایت دارای مفروضاتی است که به‌منظور ساده‌سازی به‌کار می‌روند. در این روش، فرض می‌شود:

۱. عمق خاک در طول دامنه ثابت است؛ و
۲. سطح گسیختگی و سطح آب زیرزمینی، موازی سطح دامنه است.

اما خود این مفروضات به محدودیت بیش از حد در موارد کاربردی می‌انجامد. برای مثال، فشار آب منفذی در طول رخداد بارندگی نسبت به زمان به سرعت تغییر می‌کند و بعد از بارندگی، مجدداً پخش می‌شود. به‌منظور رهایی از این محدودیت‌ها، آیورسن (2000) با استفاده از تقریب‌های متفاوت معادلهٔ ریچارد[3] (1931) چارچوبی برای مدل‌سازی انعطاف‌پذیری زمین‌لغزش ارائه کرد، که در شرایط هیدرولوژیکی متنوع اعتبار مناسبی دارد. در مدل آیورسن، برای مدل‌سازی دامنه‌های مرطوب دارای خاک کم‌عمق، به جای معادلهٔ غیرخطی و سه‌بعدیِ ریچارد، از معادلهٔ پخش خطیِ یک‌بعدی استفاده شده است. مدل آیورسن به دلیل سادگی و عملی بودن، بسیار مورد قبول قرار گرفت. برای مثال، مدل آیورسن را کروستا و فراتینی (2003) و لن[4] و همکاران (2005) برای ارزیابی زمین‌لغزش‌های حاصل از بارندگی شدید به کار برده‌اند. دودوریکو[5] و همکاران (2005) نیز برای بررسی اثر ویژگی‌های هایتوگراف روی پتانسیل زمین‌لغزش از آن

1. Decay Function
2. Factor of Safety
3. Richards
4. Lan
5. D'Odorico

استفاده کردند (Tsai & Yang, 2006, 526). همچنین بام[1] و همکاران (2002) با اضافه کردن یک بخش روندیابی رواناب به مدل آیورسن (2000) مدل TRIGRS[2] را ارائه کردند. TRIGRS، مدل آیورسن را از مقیاس دامنه به مقیاس حوضهٔ آبخیز گسترش می‌دهد (Sidle & Ochiai, 2006, 159).

مدل‌های SHALSTAB[3] و SINMAP[4]

مونتگومری و همکاران (2008) با شرح و بسط مدل فیزیکی مونتگومری و دیتریخ (1994)، مدلی برای آنالیز پتانسیل لغزش‌های سطحی (SHALSTAB) ارائه کردند. این مدل، داده‌های حاصل از مدل رقومی ارتفاع (DEM) را با فرایندهای جریان زیرسطحی و مدل شیب بی‌نهایت ترکیب می‌کند.

SHALSTAB برای مدل‌سازی آب زیرزمینی در عمق کم از مدل TOPOG[5] استفاده می‌کند، که براساس بارش مؤثر در شرایط ماندگار کار می‌کند. این کار از طریق آنالیز سطح مؤثر بالادست[6] (a_c)، میزان انتقال خاک[7] (t_r) و شیب محلی دامنه (β) با استفاده از رابطه ساده زیر انجام می‌شود:

$$\frac{h}{H}=\frac{q}{t_r}\frac{a_c}{b'\sin\beta}$$ رابطه (۳)

در معادله (۳)، q بارندگی منهای تبخیر، h عمق عمودی منطقه اشباع، H عمق عمودی خاک و b' عرض دامنه در نقطه خروجی است (Montgomery et al., 1998, 944). از طریق ترکیب رابطه (۳) با فرضیات مدل شیب بی‌نهایت، معادله ترکیبی هیدرولوژی ـ پایداری دامنه حاصل می‌شود که اساس و مبنای مدل SHALSTAB را شکل می‌دهد:

$$\frac{a_c}{b'}\geq\frac{\gamma_\tau}{\gamma_w}\left(1-\frac{\tan\beta}{\tan\phi}\right)\frac{t_r}{q}\sin\beta$$ رابطه (۴)

در رابطه (۴)، γ_t وزن مخصوص خاک مرطوب، γ_w وزن مخصوص آب، ϕ زاویه اصطکاک داخلی خاک است (Montgomery & Ditrich, 1994, 1155). اساس مدل SINMAP نیز شبیه SHALSTAB است، اما از الگوریتم‌های متفاوتی برای محاسبهٔ منطقهٔ مؤثر و تعیین مسیرهای جریان (درون شبکه مستطیلی) استفاده می‌کند (Sidle & Ochiai, 2006, 159). کروستا ـ کابرال و برگز[8] (1994) بحث دقیقی در مورد نقاط قوت و محدودیت‌های این دسته از مدل‌های جریان مستقیم بر مبنای DEM دارای شبکه مستطیلی[9] ارائه کرده‌اند.

1. Baum
2. Transient Rainfall Infiltration and Grid-based Regional Slope-Stability Model
3. Digital terrain model for mapping shallow landslide potential
4. Stability Index Mapping
5. Topography analysis hydrologic model
6. Upslope Contributing Area
7. Soil Transmissivity
8. Crosta-Cabral and Burges
9. Directional flow models based on rectangular grid DEM

مدل‌های dSLAM[1] و IDSSM[2]

براساس مدل غیرتوزیعی[3] زمین‌لغزش، که سیدل (1992) آن را ارائه کرده است، یک مدل فیزیکی توزیعی برای پایداری دامنه (dSLAM) به‌منظور تحلیل لغزش‌های سطحی در مقیاس حوضهٔ آبخیز درون قالب سامانهٔ اطلاعات جغرافیایی (GIS) ارائه شد (Wu & Sidle, 1995, 2098).

بخش هیدرولوژی این مدل احتمالات، اثر الگوهای بارش روی فشار آب منفذی را بررسی می‌کند. بارندگی می‌تواند به صورت متوالی یا رخدادهای منفرد در نظر گرفته شود و آب حاصل از آن درون خاک در طول زمان روندیابی می‌شود. سپس شکلی یک‌بعدی از معادلهٔ موج جنبشی به‌منظور روندیابی جریان زیرزمینی به‌کار می‌رود. در مرحلهٔ بعد، سطوح آب زیرزمینیِ محاسبه‌شده با معادلهٔ شیب بی‌نهایت ترکیب می‌شوند و ضریب پایداری به‌صورت دینامیک و برای هر بخش از دامنه تعیین می‌شود (Sidle & Ochiai, 2006, 157).

اخیراً اصلاحاتی در این مدل صورت گرفته که در نتیجهٔ آن، قابلیت‌هایی به آن اضافه شده و نام آن به IDSSM تغییر یافته است (Dhakal & Sidle, 2004, 758). IDSSM و dSLAM توانایی ارزیابی تغییرات زمانی ضریب پایداری (FS) در طول یک رگبار مشخص را دارند. با این حال، نتایج حاصل از IDSSM به علت استفاده از مدل توزیعی به‌روز شده‌ای به نام DSGMFW[4] برای مدل‌سازی آب‌های زیرزمینی کم‌عمق، دارای اعتبار و صحت بیشتری است (Sidle & Ochiai, 2006, 15).

مدل HSB-SM[5]

در نهایت، طالبی و همکاران (۲۰۰۸b) مدلی فیزیکی برای بررسی کنترل دینامیکی لغزش‌های سطحی در دامنه‌های مرکب (دامنه‌هایی با توپوگرافی متفاوت از نظر شکل پلان و پروفیل طولی) ارائه کرده‌اند. این مدل شامل سه قسمت است. یک مدل توپوگرافی با در نظر گرفتن مورفولوژی سه‌بعدی دامنه (ارائه شده به‌وسیله ایوانز[6]، ۱۹۸۰)، یک مدل هیدرولوژی دینامیکی برای جریان‌های زیرسطحی و سطح آب زیرزمینیِ دامنه (ارائه شده به‌وسیله تروخ[7] و همکاران، ۲۰۰۳) و یک مدل پایداری براساس قانون موهر ـ کلمب. مدل مذکور (HSB-SM) می‌تواند لغزش‌های ایجادشده از طریق بارندگی را در دامنه‌های با بستر متغیر و اشکال مختلف مورد بررسی قرار دهد. براساس این مدل، عکس‌العمل دینامیکی دامنه‌های مرکب در طی بارندگی بستگی زیادی به شیب کف، شکل پلان و انحنای کف بستر دارد. در این مدل، میزان بارندگی روزانه با مقدار آب نفوذیافته جایگزین می‌گردد. بررسی‌های انجام‌شده به‌وسیله طالبی و همکاران

1. Distributed Shallow Landslide Analysis Model
2. Integrate Dynamic Slope Stability Model
3. Non-Distributed Model
4. Distributed Shallow Groundwater Model for Forested Watershed
5. Hillslope Storage Boussinessqe-Stability Model
6. Evans
7. Troch

(۲۰۰۸ a,b) نشان می‌دهد که مدل ارائه شده می‌تواند به صورت قابل اطمینانی برای تجزیه و تحلیل پایداریِ دامنه‌ها با اشکال مختلف توپوگرافی و در رگبارهای متنوع مورد استفاده قرار گیرد. براساس نتایج به‌دست آمده و با تغییر بارندگی روزانه در همهٔ انواع دامنه‌ها، دامنه‌های همگرا با پروفیل طولی مقعر سریع‌تر از دامنه‌های دیگر به حالت ناپایداری می‌رسند. دلیل این فرایند آن است که دامنه‌های همگرا آهسته‌تر از دامنه‌های دیگر زهکش می‌شوند و درنتیجه ذخیرهٔ اشباع خاک بالا می‌رود و سرانجام پایداری کاهش می‌یابد. در مقابل، دامنه‌های واگرا که سریع‌تر زهکش می‌شوند، حتی در بارندگی ۵۰ میلی‌متر در روز هم پایدار می‌مانند. با توجه به نقش مهم جریان‌های زیرسطحی در پایداری دامنه‌ها، رابطهٔ بین تغییرات جریان‌های زیرسطحی و ضریب پایداری هم مورد بررسی قرار گرفت. براساس یافته‌های حاصل از مدل HSB-SM حداقل ضریب پایداری (FS) با حداکثر دبی جریان‌های زیرسطحی منطبق است، بدین معنی که افزایش جریان‌های زیرسطحی منجر به کاهش پایداری در همهٔاشکال دامنه‌ها می‌شود. شایان ذکر است این مدل برای نخستین بار نقش جریان‌های زیرسطحی در وقوع لغزش را به‌صورت ریاضی بیان می‌کند.

نتیجه‌گیری

همان‌طور که در روند تکامل مدل‌های مختلف زمین‌لغزش دیده شد، نقش عوامل هیدرولوژیکی (بارندگی، رطوبت خاک، جریان زیرسطحی و عمق آب زیرزمینی) در پایداری یا ناپایداری انواع دامنه‌های طبیعی و مصنوعی بسیار اساسی است، به‌طوری‌که هیچ مدل زمین‌لغزشی را نمی‌توان یافت که عوامل هیدرولوژیکی را در نظر نگرفته باشد. از طرف دیگر در دنیای امروز، همسو با تخریب پوشش گیاهی دامنه‌ها، تغییرات اقلیمی مانند افزایش بارندگی‌های شدید و کوتاه‌مدت نسبت به بارندگی‌های ملایم و بلندمدت، و همچنین افزایش جاده‌ها و راه‌های ارتباطی کوهستانی، افزایش زمین‌لغزش‌ها و خسارات ناشی از آنها مشاهده می‌شود. بنابراین شناخت سازوکار زمین‌لغزش‌ها، عوامل اصلی مؤثر در آنها، استفاده از انواع مدل‌های توسعه‌یافته برای بررسی آنها و طراحی سامانه‌های پیش‌بینی و هشدار زمین‌لغزش باید جزو اولویت‌های اجرایی کشورهای در خطر، مانند ایران، قرار بگیرد. با تعیین آستانه‌های بارندگی وقوع زمین‌لغزش برای هر منطقه، می‌توان در هنگام هر بارش یا با حداقل فاصلهٔ زمانی بعد از بارش، مناطق خطرناک و مستعد لغزش را شناسایی کرد و اقدامات امنیتی لازم را انجام داد.

همان‌طور که ذکر گردید، آستانه‌های بارندگی می‌توانند با استفاده از مبانی تجربی (تاریخی، آماری) یا فیزیکی (فرایندمحور، مفهومی) تعریف شوند. مدل‌های فیزیکی پیشرفته می‌توانند مقدار بارندگی مورد نیاز برای وقوع گسیختگی در خاک و حتی زمان و مکان لغزش‌های مورد انتظار را به صورت دینامیک (یعنی در هر لحظه از رخداد بارندگی) برآورد کنند. اما این مدل‌ها محدودیت‌هایی نیز دارند، بدین صورت که برای پیش‌بینی زمین‌لغزش، نیاز به اطلاعات دقیق و جامع از خصوصیات خاک و هیدرولوژی دامنه دارند. در عین حال، جمع‌آوری این اطلاعات بسیار مشکل و پرهزینه است و تجهیزات خاصی را طلب می‌کند؛ به‌ویژه در ایران که تعداد ایستگاه‌های اندازه‌گیری (کلیماتولوژی و سینوپتیک) و مطالعاتی در مقایسه با وسعت کشور بسیار ناچیز است. بنابراین با توجه به ارتباط معنی‌دار بین خصوصیات بارش و وقوع زمین‌لغزش و در دسترس بودن داده‌های بارندگی در اغلب مناطق کشور، پیشنهاد می‌شود برای تعیین آستانه بارندگی،

وقوع لغزش و طراحی سامانه‌های هشدار زمین‌لغزش در مناطق مستعد کشور، مدل‌های تجربی ـ آماری مدنظر قرار گیرند؛ و برای هر منطقه رابطهٔ قابل اطمینانی بین خصوصیات بارش و وقوع زمین‌لغزش ارائه گردد.

منابع

Aleotti, P., 2004, **A Warning System for Rainfall-induced Shallow Failures,** Eng Geol 73, 247–265.

Baum, R.L., Savage, W.Z., Godt, J.W., 2002, **TRIGRS-a Fortran Program for Transient Rainfall Infiltration and Grid-based Regional Slope-stability Analysis**, Virginia, US Geological Survey Open file report, 02–424.

Borga, M., Fontana, G.D., De Ros, D. Marchi, L., 1998**, Shallow Landslide Hazard Assessment Using a Physically Based Model and Digital Elevation Data**, J Environ Geol 35, 81–88.

Caine, N., 1980, **The Rainfall Intensity-duration Control of Shallow Landslides and Debris Flows,** J Geogr. Ann A. 62: 23–27.

Campbell, R.H., 1975, **Soil Slips, Debris Flows, and Rainstorms in the Santa Monica Mountains and Vicinity**, Southern California, In: US Geological Survey Professional Paper 851, Washington DC: U.S. Government Printing Office, pp 51-62.

Cannon, S.H. and Ellen, S.D., 1985, **Rainfall Conditions for Abundant Debris Avalanches**, San Francisco Bay region, California, J Calif Geol 38, 267–272.

Cannon, S.H., 1988**, Regional Rainfall-threshold Conditions for Abundant Debris-flow Activity**, In: Landslides, Floods, and Marine Effects of the storm of January 3-5, 1982, in the San Francisco Bay Region, California. US Geological Survey Professional, Paper 1434, 35–42.

Cannon, S.H. and Gartner, J.E., 2005, **Wildfire-related Debris Flow from a Hazards Perspective,** In: Debris flow Hazards and Related Phenomena. Springer Berlin Heidelberg, 363–385.

Cardinali, M., Galli, M., Guzzetti, F., 2006, **Rainfall and Landslides in December 2004 in Southwestern Umbria**, Italy, J Nat Haz Earth Sys Sci 6, 237-260.

Chleborad, A.F., 2003**, Preliminary Evaluation of a Precipitation Threshold for Anticipating the Occurrence of Landslides in the Seattle**, Washington, Area, US Geological Survey Open-File Report, 30-463.

Corominas, J. and Moya, J., 1999, **Reconstructing Recent Landslide Activity in Relation to Rainfall in the Eastern Pyrenees**, Spain. J Geomorphology 30: 79–93.

Crosta, G.B. and Frattini, P., 2001**, Rainfall Thresholds for Triggering Soil Slips,** In: Proceedings 2nd EGS Plinius Conference on Mediterranean Storms, Siena: 463–487.

Crosta, G.B., Frattini, P., 2003, **Distributed Modelling of Shallow Landslides Triggered by Intense Rainfall,** J Nat Hazard Earth Sys Sci 3(1-2): 81–93.

Crosta-Cabral, M.C. and Burges, S.J., 1994**, DEMON: A Model of Flow over Hillslopes for Computation of Contributing and Dispersal Area**, Water Resour Res 30(6), 1681-1692.

Crozier, M.J., 1986, **Landslides: Causes, Consequences and Environment,** London: Croom

Helm, pp. 252.

Crozier, M.J., 1999, **Prediction of Rainfall-Triggered Landslides: A Test of the Antecedent Water Status Model**, J Earth Surf Proc Land 24, 825–833.

Crozier, M.J. and Eyles, R.J., 1980, **Assessing the Probability of Rapid Mass Movement,** In: Proceedings of 3rd Australia-New Zealand Conference on Geomechanics (Technical Groups, eds). Wellington: New Zealand Institution of Engineers, 6, 247–251.

De Vita, P., 2000, **Fenomeni di Instabilità Della Coperture Piroclastiche Dei Monti Lattari**, di Sarno e di Salerno (Campania) ed Analisi Degli Eventi Pluviometrici Determinanti, J Quaderni di Geologia Applicata, 7(2): 213–235.

Dhakal, A.S. and Sidle, R.C., 2004, **Distributed Simulations of Landslides for Different Rainfall Conditions,** J Hydrological Processes 18, 757-776, DOI: 10.1002/hyp.1365.

D'Odorico, P., Fagherazzi, S., Rigon, R., 2005, **Potential for Landsliding : Dependence on Rainfall hyetograph Characteristics**, J Geophys Res Earth Surface 38, 130-144.

Evans, I.S., 1980, **An Integrated System of Terrain Analysis and Slope Mapping**, Z. Geomorphol N. F. Supplementband 36, 274–295.

Giannecchini, R., 2006, **Relationship between Rainfall and Shallow Landslides in the Southern Apuan Alps (Italy)**, J Nat Hazards Earth Syst Sci 6, 357-364.

Glade, T. and Crozier, M.J. Smith, P., 2000, **Applying Probability Determination to Refine Landslide-triggering Rainfall Thresholds Using an Empirical "Antecedent Daily Rainfall Model"**, J Pure Appl Geophys, 157(6/8), 1059–1079.

Govi, M., Mortara, G., Sorzana, P., 2000**, Relationship between Antecedent Conditions and Landslide,** J Meteorol Atmos Phys 76(2), 359–375.

Govi, M., and Sorzana, P.F., 1980**, Landslide Susceptibility as Function of Critical Rainfall Amount in Piedmont basin (Italy),** J Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica 14: 43–60.

Green, W.H. and Ampt, G., 1911**, Studies of Soil Physics, Part I, The flow of air and water through soils**. J Agr Sci 4, 1–24.

Guidicini, G. and Iwasa, O.Y., 1977**, Tentative Correlation Between Rainfall and Landslides in a Tropical Environment,** Bull Int Ass Eng Geol 16, 13–20.

Guzzeti, F., Peruccacci, S., Rossi, M. Stark, C.P., 2007, **Rainfall Thersholds for the Initiation of Landslides in central and Southern Europe,** J Meteorol Atmos Phys 98: 239-267.

Heyerdahl, H., Harbitz, C.B., Domaas, U., Sandersen, F., Tronstad, K., Nowacki, F., Engen, A., Hernandez, W., 2003, **Rainfall Induced Lahars in Volcanic Debris in Nicaragua and El Salvador: Practical Mitigation**, In: Proceedings of International Conference on Fast Slope Movements – Prediction and Prevention for risk Mitigation, IC-FSM2003, Naples: Patron Pub, 275–282.

Hong, Y., Hiura, H., Shino, K., Sassa, K., 2005, **The Influence of Intense Rainfall on the Activity of Large-scale Crystalline Schist Landslides in Shikoku Island**, Japan, J Landslides 2(2), 97–105.

Innes, J.L., 1983, **Debris Flows,** J Prog Phys Geog 7, 469–501.

Iverson, R.M., 2000, **Landslide Triggering by Rain Infiltration,** J Water Resour Res 36(7), 1897–1910.

Jakob, M. and Weatherly, H., 2003, **Hydroclimatic Thresholds for Landslide Initiation on the North Shore Mountains of Vancouver**, British Columbia, J Geomorphology 54. 137–156.

Jibson R.W. 1989, **Debris Flow in Southern Porto Rico,** Geological Society of America, Special Paper 236, 29–55.

Lan, H.X. Lee, C.F. Zhou, C.H. Martin, C.D., 2005, **Dynamic Characteristics Analysis of Shallow Landslides in Response to Rainfall Event Using GIS,** J Environ Geol 47, 254–267.

Montgomery, D.R. and Dietrich, W.E., 1994, **A Physically Based Model for the Topographic Control of Shallow Landsliding,** J Water Resour Res 30(4), 1153–1171.

Montgomery, D.R. Sullivan, K. Greenberg, H., 1998, **Regional Test of a Model for Shallow Landsliding**, J Hydrol, Process, 12, 943-955.

National Geoscience Database of Iran, Landslide Database of Iran, [Online] available from: http://www.ngdir.com/landslide/PLandSlideInfo.asp, (Retrieved May 31, 2009)

Onodera, T., Yoshinaka, R., Kazama, H., 1974, **Slope Failures Caused by Heavy Rainfall in Japan**, In: Proceedings 2nd International Congress of the Int Ass Eng Geol, San Paulo: 11: 1–10.

Philip, J.R., 1954, **An Infiltration Equation with Physical Significance**, J Soil Sci 77(1), 153–157

Reichenbach, P., Cardinali, M., De Vita, P., Guzzetti, F., 1998, **Regional Hydrological Thresholds for Landslides and Floods in the Tiber River Basin (Italy)**, J Environ Geol 35(2-3), 146–159.

Richards, L., 1931, **Capillary Conduction of Liquids in Porous Mediums**, J Physics 1, 318-333.

Salvucci, G.D. and Entekabi, D., 1994, **Explicit Expressions for Green-Ampt (Delta function diffusivity) Infiltration Rate and Cumulative Storage,** J Water Resour Res 30, 2661–2663.

Sidle, R.C., and Ochiai, H., 2006**, Landslides: Processes, Prediction, and Landuse,** Water Resource Monograph: 18, AGU books, ISSN: 0170-9600.

Sidle, R.C., 1992**, A Theotrical Model for the Effects of Timber Harvesting on Slope Stability,** J Water Resour Res 28(7), 1897-1910.

Starkel, L., 1979, **The Role of Extreme Mteorological Events in the Shaping of Mountain Relief,** J Geographica Polonica 41, 13-20.

Talebi, A., Uijlenhoet, R. Troch, P.A., 2007**, Soil Moisture Storage and Hillslope Stability**, J Nat Hazards Earth Syst Sci 7, 523-534.

Talebi, A., Troch, P.A., Uijlenhoet, R., 2008a, **A Steady-state Analytical Hillslope Stability Model for Complex Hillslopes,** J Hydrological Processes 21, doi: 10, 1002 /hy p.6881.

Talebi, A., Uijlenhoet, R., Troch, P.A., 2008b, **A Low-dimensional Physically-based Model of Hydrologic Control on Shallow Landsliding in Complex Hillslopes**, J Earth Surface Processes and Landforms, 33, doi: 10, 1002/esp.1648.

Terlien, M.T.J., 1998**, The Determination of Statistical and Deterministic Hydrological Landslide-triggering Thresholds**, J Environ Geol 35(2-3), 124–130.

Troch, P.A., Paniconi, C., Van Loon, E.E., 2003**, Hillslope-storage Boussinesq Model for Subsurface Flow and Variable Source Areas Along Complex Hillslopes**, 1, Formulation and characteristic response, J Water Resources Research 39(11), 1316. doi: 10.1029/2002 WR001728.

Tsai, T.L. and Yang, J.C., 2006, **Modeling of Rainfall Triggered Shallow Landslides**, J Environ Geol 50: 525–534.

White, I.D. Mottershead, D.N. Harrison, J.J., 1996, **Environmental Systems, 2nd Edition,** London: Chapman & Hall, pp. 616.

Wieczorek, G.F., 1996, **Landslide Triggering Mechanisms**, In: Landslides: Investigation and Mitigation, Washington DC: Transportation Research Board, National Research Council, Special Report, 76–90.

Wieczorek, G.F. and Glade, T., 2005**, Climatic Factors Influencing Occurrence of Debris Flows**, In: Debris Flow Hazards and Related Phenomena, Springer Berlin Heidelberg 325–362.

Wilson, R.C., 2000, **Climatic Variations in Rainfall Thresholds for Debris-flows Activity**, In: Proceedings 1st Plinius Conference on Mediterranean Storms, 2 : 415–424.

Wilson, R.C., Torikai, J.D., Ellen, S.D., 1992**, Development of Rainfall Thresholds for Debris Flows in the Honolulu District**, Oahu, US Geological Survey Open-File Report 92-521, pp. 45.

Wilson, R.C., and Wieczorek, G.F., 1995, **Rainfall Thresholds for the Initiation of Debris Flow at La Honda**, California, J Environ Eng Geosci 1(1), 11-27.

Wilson R.C. and Jayko, A.S., 1997, **Preliminary Maps Showing Rainfall Thresholds for Debris-Flow Activity**, San Francisco Bay Region, California, US Geological Survey Open-File Report 97-745.

Wu, W. and Sidle, R.C., 1995, **A Distributed Slope Stability Model for Steep Forested Basins**, J Water Resour Res 31, 2097– 2110.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی