



Print ISSN: 2251-7480
Online ISSN: 2251-7400

Journal of
Water and Soil
Resources Conservation
(WSRCJ)

Web site:

<https://wsrcj.srbiau.ac.ir>

Email:

iauwsrcj@srbiau.ac.ir
iauwsrcj@gmail.com

Vol. 13
No. 3 (51)

Received:
2023-04-14

Accepted:
2023-11-13

Pages: 29-42

The Effect of Topography on Surface Sliding of the COMPLEX HILLSLOPES of Watersheds Using SINMAP and TOPMODEL Models

Farid Bahmani¹, Mohammad Hadi Fattahi^{1*}, Touraj Sabzevari², Ali Talebi³
and Ali Torabi Haghghi⁴

1) Department of civil engineering, Marvdasht Branch, Islamic Azad University, Marvdasht, Iran.

2) Department of civil engineering, Estahban Branch, Islamic Azad University, Estahban, Iran.

3) Faculty of Natural Resources, Yazd University, Yazd, Iran.

4) Water, Energy and Environmental Engineering Research Unit, University of Oulu, Finland.

Corresponding author email: fattahi.mh@miau.ac.ir

Abstract:

Background and Aim: The slopes of watersheds in nature have three converging, divergent and parallel shapes in terms of plan shape and three convex, concave and flat shapes in terms of floor curvature. In general, there are 9 shapes and geometries for hillslopes, which are called complex hillslopes. Past researches have shown that the topography and geometry of the complex hillslopes have an effect on many hydrological characteristics of the domains, such as the degree of saturation. The degree of saturation of the domain points depends on the concentration of subsurface flow at each point, which is influenced by the shape of the design and topography of the domain.

The purpose of this research is the effect of topography on the surface sliding of the complex hillslopes of the watersheds using SINMAP and TOPMODEL models.

Method: In this research, the TOPMODEL model was used to check the degree of saturation of the complex hillslopes, and the equations of this model were modified so that it could consider the topography of the domains, and the results of the saturation in the TOPMODEL model were transferred to a sliding model called SINMAP. And the effect of domain topography on the stability of complex domains was investigated and compared with MATLAB coding and drawing shapes. It should be noted that the aforementioned models are used based on hydrological and topographical data. The methods used in this research are generally applicable to all geographical and climatic regions.

Results: Considering that in this research, the saturation index was calculated from TOPMODEL, which indicates the degree of concentration of subsurface flow at any point of the domain and determines the saturation of different points of the domain and has a significant effect on the stability of complex hillslopes and based on the average the stability coefficient of the slopes, on average, convex slopes have more stability than flat and concave slopes, and divergent slopes have more stability than convergent slopes, and the higher the saturation layer thickness and soil hydraulic transfer coefficient, the more stable the slope is. and as the amount of effective rainfall increases and as a result the soil moisture increases, the stability of the slopes decreases.

Conclusion: Based on the results obtained in this research, in the downstream parts, the concave slopes are more stable than the upstream part of the slope, while it is the opposite in the convex slopes. Compared to the saturation index, the local slope of the domain points is a much more important factor in determining the stability of the domains. Based on the average saturation index, convex domains are more stable than concave and divergent domains are more stable than convergent domains. It should be noted that in flat slopes with different plan shapes, the slope value is constant, but the degree of saturation of flat-convergent slopes is more than that of smooth-divergent slopes, and it has made some points of the flat-convergent slope more unstable, and the stability value is from top to side. The bottom becomes less and the end parts of the smooth-convergent domain are in an unstable state, but the entire smooth-parallel and smooth-divergent domains are in a stable state.

Key Words: Topography, complex hillslopes, landslide, TOPMODEL, SINMAP





تأثیر توپوگرافی بر لغزش سطحی دامنه‌های مرکب حوضه‌های آبریز با استفاده از

مدل‌های SINMAP و TOPMODEL

فرید بهمنی^۱، محمد هادی فتاحی^{۱*}، تورج سبزواری^۲، علی طالبی^۳ و علی ترابی حقیقی^۴

۱) گروه مهندسی عمران، واحد مرودشت، دانشگاه آزاد اسلامی، مرودشت، ایران.

۲) گروه مهندسی عمران، واحد استهبان، دانشگاه آزاد اسلامی، استهبان، ایران.

۳) دانشکده منابع طبیعی دانشگاه یزد، یزد، ایران.

۴) واحد تحقیقات آب، انرژی و مهندسی محیط زیست، دانشگاه اولو، فنلاند.

* ایمیل نویسنده مسئول: fattahi.mh@miau.ac.ir

چکیده:

زمینه و هدف: دامنه‌های حوضه‌های آبریز در طبیعت از لحاظ شکل پلان دارای سه شکل همگرا، واگرا و موازی و از نظر انحنای کف دارای سه شکل محدب، مقعر و صاف هستند. به طور کلی ۹ شکل و هندسه برای دامنه‌ها وجود دارد که به آنها دامنه‌های مرکب گفته می‌شود. تحقیقات گذشته نشان داده است که توپوگرافی و هندسه دامنه‌های مرکب بر روی بسیاری از مشخصه‌های هیدرولوژیکی دامنه‌ها مانند میزان اشباع پذیری تأثیر دارد. میزان اشباع پذیری نقاط دامنه به تمرکز جریان زیر سطحی در هر نقطه بستگی دارد که تحت تأثیر شکل طرح و توپوگرافی دامنه است. هدف از این تحقیق تأثیر توپوگرافی بر لغزش سطحی دامنه‌های مرکب حوضه‌های آبریز با استفاده از مدل‌های SINMAP و TOPMODEL می‌باشد.

روش پژوهش: در این تحقیق برای بررسی میزان اشباع پذیری دامنه‌های مرکب از مدل TOPMODEL استفاده گردید و معادلات این مدل مورد اصلاح قرار گرفت به طوری که بتواند توپوگرافی دامنه‌ها را در نظر بگیرد و نتایج اشباع پذیری در مدل TOPMODEL به یک مدل لغزش به نام SINMAP منتقل گردیده و تأثیر توپوگرافی دامنه بر روی میزان پایداری دامنه‌های مرکب مورد بررسی قرار گرفت و با نرم افزار MATLAB کدنویسی و اشکال ترسیم و با یکدیگر مقایسه گردید. لازم به ذکر است مدل‌های فوق الذکر بر اساس داده‌های هیدرولوژیکی و توپوگرافی مورد استفاده قرار گرفته است و روش‌های بکار برده شده در این تحقیق بصورت کلی برای تمام مناطق جغرافیایی و آب و هوایی کاربرد دارد.

یافته‌ها: با توجه به اینکه در این تحقیق شاخص اشباع پذیری از TOPMODEL محاسبه گردید که بیانگر میزان تمرکز جریان زیر سطحی در هر نقطه از دامنه است و اشباع پذیری نقاط مختلف دامنه را مشخص می‌کند و تأثیر قابل توجهی بر روی پایداری دامنه‌های مرکب دارد و براساس متوسط ضریب پایداری دامنه‌ها، دامنه‌های محدب به طور متوسط از پایداری بیشتری نسبت به دامنه‌های صاف و مقعر برخوردار هستند و دامنه‌های واگرا از پایداری بیشتری نسبت به دامنه‌های همگرا برخوردارند و هرچه مقدار ضخامت لایه اشباع دامنه و ضریب انتقال هیدرولیکی خاک بیشتر گردد دامنه از پایداری بیشتری برخوردار خواهد بود و هرچه میزان بارندگی موثر و به تبع آن رطوبت خاک بیشتر گردد از میزان پایداری دامنه‌ها کم می‌شود.

نتایج: براساس نتایج به دست آمده در این پژوهش در قسمت‌های پایین دست، دامنه‌های مقعر از پایداری بیشتری نسبت به قسمت بالادست دامنه برخوردار هستند در صورتی‌که در دامنه‌های محدب برعکس است. شیب محلی نقاط دامنه در مقایسه با ایندکس اشباع پذیری عامل بسیار مهمتری در تعیین پایداری دامنه‌ها می‌باشد. براساس متوسط ایندکس اشباع پذیری پایداری دامنه‌های محدب بیشتر از مقعر و دامنه‌های واگرا بیشتر از دامنه‌های همگرا است. لازم به ذکر است در دامنه‌های صاف با شکل پلان‌های مختلف مقدار شیب ثابت است ولی میزان اشباع پذیری دامنه‌های صاف-همگرا بیشتر از دامنه‌های صاف-واگرا است و بعضی از نقاط دامنه صاف-همگرا را ناپایدارتر کرده است و مقدار پایداری از بالا به سمت پایین کمتر می‌گردد و قسمت‌های انتهایی دامنه صاف-همگرا در حالت ناپایدار است ولی کل دامنه‌های صاف-موازی و صاف-واگرا در حالت پایدار هستند.

کلید واژه‌ها: توپوگرافی، دامنه مرکب، لغزش سطحی، SINMAP، TOPMODEL



مقدمه

زمین لغزش یک ناپایداری شیب مصنوعی یا طبیعی است که محصولی از شرایط محلی زمین‌شناسی، هیدرولوژیکی و ژئومورفولوژیکی است که تحت تأثیر فعالیت های انسانی مانند بوجود آوردن و یا تخریب پوشش گیاهی و چگونگی استفاده از زمین قرار دارد که توسط رطوبت زمین و شدت بارندگی و فرکانس حوادث لرزه‌ای کنترل می‌شود. هرساله تعداد زیادی از دامنه‌ها در طبیعت دچار لغزش می‌گردند و گاهی این لغزش‌ها در نزدیکی جاده و روستاها و شهرها خسارت مالی و جانی زیادی به همراه خواهد داشت.

مدل SINMAP (Stability Index Mapping) توسط (Pack et al., 1998) براساس مدل پایداری شیب بینهایت ارایه شد و توسط چندین محقق تحت شرایط مختلف زمین‌شناسی و هیدرولوژیکی مورد آزمایش قرار گرفت (Tarboton, Rabonza et al., Letterio et al., 2015, et al., 2006, 2016) و ثابت شد که این مدل در پیش بینی ناپایداری‌های شیب دامنه‌ها بسیار قابل اعتماد است. با توجه به اینکه مدل لغزش SINMAP براساس اشباع‌پذیری نقاط مختلف دامنه توسعه یافته است اشباع خاک در هنگام بارندگی، همراه با حرکت رونده خاک به خاطر شیب سطحی به سمت بستر، می‌تواند یک مکانیسم شکست بسیار مهم دامنه‌ها باشد که منجر به ناپایداری با شیب کم در هنگام بارندگی شدید شود (Cascini et al., 2010). میزان اشباع‌پذیری دامنه‌ها به عوامل زیادی مانند مشخصات مکانیکی خاک و نفوذ و نرخ تغذیه بارندگی داخل خاک و توپوگرافی دامنه‌ها بستگی دارد (Sabzevari et Ogden et al., 2000, O'loughlin., 1986, al., 2010, Ardekani et al., 2020). ترکیب مدل‌های هیدرولوژیکی با مدل‌های لغزش در بسیاری از تحقیقات گذشته قابل مشاهده است. مدل‌های هیدرولوژیکی نقش بارندگی و نفوذ و تخمین جریان زیر سطحی و اشباع پذیری دامنه‌ها را مدل‌سازی می‌کنند و مدل‌های لغزش براساس داده‌های مدل‌های هیدرولوژیکی به مدل‌سازی میزان پایداری دامنه‌ها می‌پردازد (Wu et a., 1995, Montgomery et al., 1994, 2002, Arnone et al., 2011, Borga et al., 2002). TOPMODEL یک مدل هیدرولوژیکی زیر سطحی است که قابلیت دارد میزان کمبود رطوبت خاک (SMD) تا حالت اشباع نقاط مختلف دامنه‌های حوضه‌های آبریز را مشخص نماید. مکانیسم رواناب حاکم بر این مدل مکانیسم دانی-بلاک است و این جریان زیر سطحی داخل خاک است که خاک را از زیر اشباع می‌نماید و میزان رطوبت در هر پیکسل از دامنه را مشخص می‌نماید. در مکانیسم دانی بلاک این نقاط اشباع دامنه‌ها هستند که تولید جریان سطحی می‌کنند (Dunne et

al., 1970). در TOPMODEL از شاخصی به نام شاخص توپوگرافی $[\lambda = \ln(\frac{a}{S})]$ استفاده می‌گردد که عملاً میزان تجمع جریان زیر سطحی و حرکت جریان در هر نقطه از دامنه‌ها را براساس توپوگرافی دامنه مشخص می‌کند. وقتی میزان اشباع پذیری قسمتی از دامنه بالا می‌رود مقدار فشار آب حفره‌ای افزایش می‌یابد و مقدار تنش برشی مقاوم خاک کاهش می‌یابد و این نیروی وزن است که باعث گسیختگی و لغزش در آن نقطه از دامنه می‌گردد (Campos et al., Bishop, 1959). یکی دیگر از پارامترهایی که می‌تواند میزان اشباع پذیری نقاط مختلف یک دامنه را تحت تأثیر قرار دهد توپوگرافی دامنه‌ها است. دامنه‌ها از لحاظ شکل پلان داری سه شکل همگرا، موازی و واگرا هستند و از لحاظ میزان انحنای سطح زمین دارای سه فرم مقعر، صاف و محدب می‌باشند. اگر شکل پلان و انحنای با هم ترکیب شوند ۹ هندسه مختلف برای دامنه‌ها می‌توان در نظر گرفت که به آنها دامنه‌های مرکب می‌گویند. بر روی بحث تأثیر هندسه دامنه‌های مرکب بر جریان زیرسطحی و میزان اشباع‌پذیری آنها تحقیقات وسیعی انجام شده است. (Troch et 'Ogden et al., 2000, 'Berne et al., 2005 'Aryal et al., 2005 'al., 2002 Sabzevari 'Sabzevari et al, 2010 'Talebi et al., 2008 'Fariborzi et al., 2019 'Liang et al., 2017 'et al., 2014 'Pishvaei et al., 2020).

به‌طورکلی در تحقیق پیش رو سعی شده است که معادلات TOPMODEL گسترش یابد به طوری که بتواند هندسه دامنه‌های مرکب را در نظر بگیرد و با مدل پایداری SINMAP ارتباط یابد و تأثیر انحنای و شکل پلان دامنه‌های مرکب بر روی پایداری دامنه‌های مرکب مورد بررسی قرار گیرد و با گسترش مدل حاصل که COMPLEX TOPMODEL نامیده می‌شود به تخمین مقادیر SMD در طول دامنه‌ها پرداخته شود و بر اساس مدل پایداری SINMAP یک ارتباط بین دو مدل COMPLEX TOPMODEL و SINMAP برقرار گردد و در نهایت بر اساس مدل COMPLEX SINMAP تأثیر هندسه دامنه‌های نه‌گانه در طبیعت بر روی پارامتر عدد پایداری و لغزش دامنه‌های مرکب مورد بررسی قرار گیرد.

مواد و روش‌ها

۱- مدل لغزش دامنه SINMAP

امروزه برای پیش‌بینی زمین لغزش‌ها از روش‌های مختلفی از جمله روش‌های آماری، روش‌های توصیفی و روش‌های فرایند محور استفاده می‌شود که در ایران بیشتر مطالعات صورت گرفته، بر اساس روش‌های آماری و توصیفی است. لازم به

(۱)

$$FS = \frac{C_r + C_s + \cos^2 \theta [\rho_s g (D - D_w) + (\rho_{sg} - \rho_w g) D_w] \tan \varphi}{D \rho_s g \sin \theta \cos \theta}$$

که در آن C_r ضریب چسبندگی حاصل از ریشه گیاهان و C_s چسبندگی خاک و θ زاویه شیب دامنه و sp جرم مخصوص خاک مرطوب و D عمق خاک و φ زاویه اصطکاک داخلی خاک و γ وزن مخصوص خاک و $w\gamma$ وزن مخصوص آب است. مقدار $\delta = (hw/h)$ و $h = D \cos \theta$ و $hw = Dw \cos \theta$ هستند. اگر مقدار (Dw/D) در نظر گرفته شود، رابطه (۱) به صورت زیر ساده می‌شود (Pack et al., 1998):

$$F_s = \frac{C + \cos \theta [1 - \delta r] \tan \varphi}{\sin \theta} \quad (۲)$$

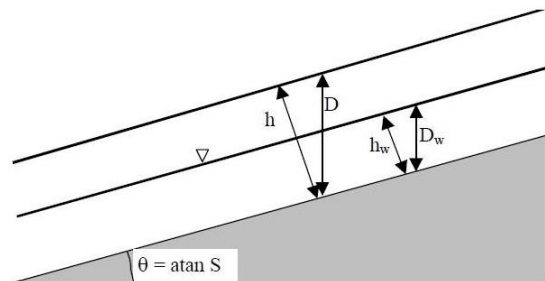
که در آن $C = \frac{C_r + C_s}{h \rho_s g}$ و $r = \frac{\rho_w}{\rho_s}$ ، مقدار δ از رابطه زیر محاسبه می‌گردد:

(۳)

$$\text{Min} \left(\frac{Ra}{T \sin \theta}, 1 \right)$$

زاویه θ نرخ تغذیه به لایه زیر سطحی خاک، R که در این رابطه ضریب هدایت هیدرولیکی اشباع خاک K_0 ، $T = K_0 D$ شیب، عرض $2(W)$ سطح ویژه بالادست دامنه است (شکل $a = A/w$ سطح زهکشی بالادست در هر جریان در هر نقطه از دامنه و در δ از مقدار عددی یک بیشتر باشد مقدار $\delta = 1$ نقطه. اگر مقدار δ در این نظر گرفته می‌شود چون حداکثر مقدار $1 =$ می‌گردد و عمق آب جریان زیرسطحی با $D = Dw$ شرایط عمق خاک یکسان شده و سطح خاک اشباع می‌شود. به‌طور کلی با افزایش رطوبت خاک، مقدار فشار آب منفذی افزایش می‌یابد و نیروی مقاوم در مقابل نیروی لغزش کم می‌شود و همین‌طور دامنه ممکن است دچار لغزش گردد. طبقه بندی ضریب پایداری نقاط مختلف دامنه مطابق طبقه بندی جدول ۱ انجام می‌گیرد.

ذکراست مدل پهنه بندی آماری بیشتر مبتنی بر تراکم زمین لغزش‌ها در واحد سطح بوده و برای به دست آوردن نتایج صحیح تر از آنها بایستی لایه‌های محاسباتی بیشتری را در مدل وارد کرد؛ اما مدل‌های دترمینیستیک یا قطعی مانند SINMAP بر پایه محاسبات عددی بوده و پارامترهای فیزیکی نسبتاً دقیقی را در مدل دخیل می‌کنند. یکی از ویژگی‌های بارز مدل نرم افزاری SINMAP این است که محاسبات بر پایه یک شبکه سلولی انجام می‌گیرد. در واقع، این مدل تلفیقی است از یک مدل هیدرولوژیکی و یک مدل فیزیکی پایداری شیب که نتایج آن زمانی که در ارتباط و مقایسه با سایر مدل‌های مشابه برای محاسبه شاخص پایداری قرار میگیرد، می‌تواند نتایج مفیدی برای استفاده محققین در بر داشته باشد. ولی آنچه این مدل را متمایز می‌کند، این است که در SINMAP نیازی به تعریف عددی دقیق پارامترهای اقلیم و خاک نیست بلکه میتوان دامنه ای از ارزش‌ها را برای این پارامترها در نظر گرفت، یعنی همان مفهوم عدم قطعیت که به صورت طبقات نسبی خطر زمین لغزش ارائه می‌شود. با توجه به شکل ۱ که یک دامنه شیب‌دار را نمایش می‌دهد متوجه می‌شویم جریان زیرسطحی در مسیر این دامنه شیب‌دار در جریان است و عمق خاک D ، عمق جریان زیر سطحی Dw است. مقادیر عمق خاک و جریان مطابق شکل ۱، در جهت عمود بر کف به ترتیب h و hw می‌باشد.



شکل ۱: یک دامنه شیب دار با جریان آب زیر سطحی (Pack and Goodwin, 2012)

مدل SINMAP که عبارتست از نیروی پایداری ساز به نیروی ناپایدار کننده به صورت رابطه (۱) تعریف می‌شود (Pack et al., 1998):

جدول ۱: طبقه بندی پایداری در مدل SINMAP

شرایط	طبقه	حالت پیش بینی شده
$FS > 1.5$	1	منطقه پایدار
$1.5 > FS > 1.25$	2	منطقه با پایداری متوسط
$1.25 > FS > 1.0$	3	منطقه شبه پایدار
$1.0 > FS > 0.5$	4	منطقه پایین تر از سطح آستانه
$0.5 > FS > 0.0$	5	منطقه بالاتر از سطح آستانه
$0.0 > FS$	6	منطقه حفاظت شده

(Goodwin et al., 2012)

شاخص توپوگرافی است که برای هر نقطه x در طول دامنه از معادله (۵) محاسبه می‌گردد:

(۵)

$$\Lambda(x) = \ln \left[\frac{a(x)}{S(x)} \right]$$

که در آن $S(x) = \tan(\theta_x)$ شیب محلی در هر نقطه از سطح دامنه است. با توجه به اینکه سطح زمین از انحنا برخوردار است مقدار شیب به صورت محلی در هر نقطه تغییر می‌کند. فرض می‌گردد انحنای لایه نفوذ ناپذیر سنگ بستر با انحنای زمین مطابقت داشته باشد. $a(x)$ مساحت مخصوص سطح زهکشی بالادست هر نقطه از دامنه است. سطح بالادست عملاً سطحی از دامنه است که نفوذ بارندگی در آن سطح به صورت جریان زیر سطحی به آن نقطه منتقل می‌گردد و باعث اشباع پذیری آن نقطه می‌گردد. مقدار $a(x)$ برابر $\frac{A(x)}{W(x)}$ است. مطابق

شکل ۲ در هر مقطع از دامنه، $A(x)$ سطح بالادست نقطه x است و $W(x)$ عرض جریان است. پارامتر $a(x)$ تجمع جریان در نقطه x را نشان می‌دهد و $S(x)$ حرکت جریان را نمایش می‌دهد. هر چه مقدار $a(x)$ بیشتر و $S(x)$ کمتر باشد مقدار شاخص توپوگرافی بیشتر می‌گردد. در این تحقیق برای محاسبه کمبود رطوبت خاک در هر نقطه از دامنه از معادله ۴ استفاده می‌شود.

اگر معادله ۳ و ۶ را با هم ترکیب کنیم، ایندکس اشباع پذیری نسبی δ به عنوان تابعی از SMD به صورت معادله زیر محاسبه می‌گردد:

(۷)

$$\Delta = \frac{1}{\cos(\theta_x)} \exp\left(-\frac{D_x}{m}\right)$$

معادله ۷ ارتباط بین ایندکس اشباع پذیری در مدل SINMAP و کمبود رطوبت خاک در TOPMODEL را نشان می‌دهد.

در این تحقیق برای محاسبه فاکتور اشباع پذیری نقاط مختلف یک دامنه در حوضه آبریز از مدل TOPMODEL استفاده می‌گردد که در بخش بعدی توضیح داده شده است.

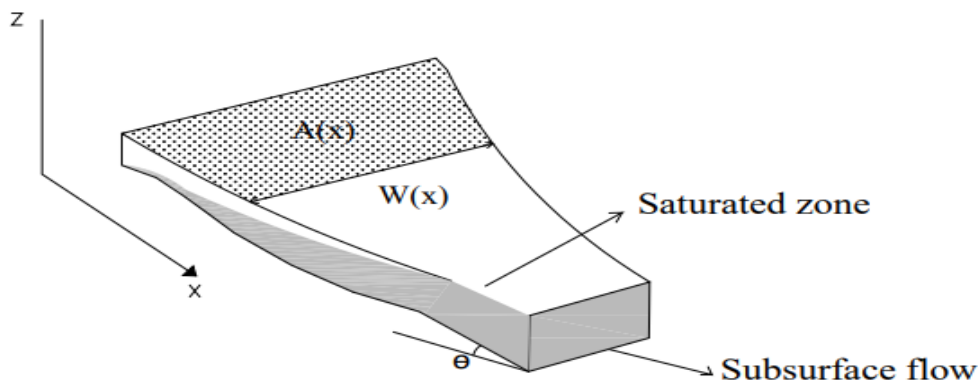
۲- معرفی TOPMODEL

TOPMODEL یک مدل بارندگی رواناب است که برای تخمین رواناب سطحی و زیرسطحی حوضه‌های آبخیز به کار می‌رود. این مدل، بر اساس شاخص توپوگرافی به پیش بینی میزان کمبود رطوبت خاک در سطح حوضه می‌پردازد و همچنین، نقاطی از حوضه را که به اشباع می‌رسند را مشخص می‌کند. در مکانیسم رواناب دانی-بلاک رواناب سطحی در قسمتی از حوضه که اشباع است، در جریان خواهد بود و رواناب زیرسطحی از منطقه غیر اشباع خاک در جریان است که در نهایت وارد منطقه اشباع سطحی می‌شود و کل رواناب سطحی و زیرسطحی وارد نهر می‌شود. در این مکانیسم، این جریان زیرسطحی است که اشباع پذیری نقاط حوضه را مشخص می‌کند و خاک عملاً از زیر اشباع می‌شود. در این شرایط، استفاده از مدل TOPMODEL برای تخمین نقاط اشباع از بارندگی از سطح حوضه و برای تخمین رواناب سطحی و زیرسطحی حائز اهمیت است، آب نفوذ یافته در اثر بارندگی در سطح A بالادست دامنه (شکل ۲) بعد از نفوذ به صورت جریان زیر سطحی داخل خاک جریان می‌یابد و این جریان زیر سطحی است که از زیر باعث اشباع شدن پایین دست دامنه می‌گردد. مقدار کمبود رطوبت خاک (SMD) در هر نقطه در طول دامنه از رابطه زیر محاسبه می‌گردد (Beven et al., 1979):

(۴)

$$D_x = \bar{D} - m[\lambda(x) - \bar{\lambda}]$$

که در آن D_x کمبود رطوبت خاک (SMD) است، m عامل کاهش خاک است و \bar{D} متوسط SMD در کل دامنه، $\lambda(x)$



شکل ۲: عرض و سطح زهکشی بالادست در هر مقطع از دامنه (Goodwin et al., 2012)

(۸) $TOPMODEL$ و $SINMAP$ مدل لغزش

که در معادله (۸) C عرض در بالادست می باشد ($w(x=0)$) و a نشان دهنده میزان همگرایی است. برای دامنه های واگرا ($a > 0$) و برای دامنه های همگرا ($a < 0$) و برای دامنه های موازی ($a = 0$) و تابع سطح زهکشی دامنه ها بصورت معادله ۹ می باشد:

$$A(x) = \frac{c}{a[\exp(ax)-1]} \quad (9)$$

(Norbiato et al., 2008) در تحقیقات خود بر روی جریان زیر سطحی دامنه ها براساس معادله (Fan and Bars, 1998) معادله پروفیل انحنای دامنه های مرکب را به صورت معادله (۱۰) در نظر گرفت:

$$Z(x) = H + \beta x + \gamma x^2 \quad (10)$$

در معادله (۱۰) پارامترهای β و γ مربوط به انحنای دامنه ها می باشند. در معادله (۱۰) β همیشه منفی می باشد و مقدار γ برای دامنه های مقعر ($\gamma > 0$) و برای دامنه های محدب ($\gamma < 0$) و برای دامنه های صاف ($\gamma = 0$) می باشد و مقدار شیب محلی در هر نقطه از دامنه از معادله ۱۱ به دست می آید:

$$S = \left| \frac{dz}{dx} \right| = \beta + 2\gamma x \quad (11)$$

نتایج و بحث

۱- مدل $COMPLEX SINMAP$ و $COMPLEX TOPMODEL$ در این قسمت، معادلات $TOPMODEL$ به گونه ای تغییر می یابد تا بتوان هندسه دامنه های مرکب ۹ گانه $COMPLEX$ را در محاسبات در نظر بگیرد. اگر معادله (۸) عرض دامنه و معادله (۹) مساحت و معادله (۱۱) شیب محلی را در حالت مرکب در معادله (۶) قرار دهیم یعنی $a(x) = A(x)/W(x)$ و $S(x) = \tan\theta(x)$ مقدار SMD از معادله زیر به دست می آید.

$$D_x = -m \ln \left[\frac{Ra(x)}{TS(x)} \right] \quad (12)$$

که در آن $T = K.d$ که k ضریب هدایت هیدرولیکی اشباع خاک (ms^{-1}) و d ضخامت لایه اشباع (m) و $m = \theta_e/f$ که θ_e تخلخل خاک است و f عامل کاهش خاک می باشد. با گذاشتن معادله (۱۲) در معادله (۷) ایندکس اشباع پذیری (δ) به دست می آید و با گذاشتن معادله (۷) در معادله (۲) مقدار ضریب اطمینان لایه خاک در مقابل لغزش (FS) در حالت مرکب به دست می آید که مقدار آن مطابق جدول (۱) می باشد.

اگر مقدار نرخ تغذیه به لایه زیر سطحی R معلوم باشد براساس $TOPMODEL$ مقدار SMD از رابطه زیر نیز محاسبه می گردد (Beven et al. 1979):

$$D_x = -m \ln \left[\frac{Ra(x)}{T \tan \theta_x} \right] \quad (6)$$

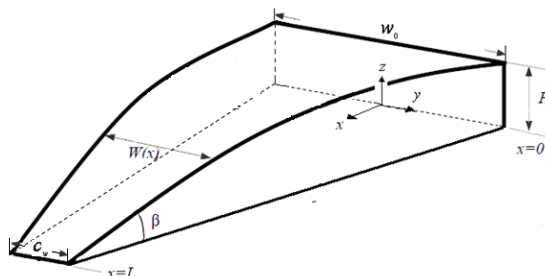
۴- هندسه دامنه های حوضه آبخیز

دامنه های مرکب در طبیعت براساس شکل سه بعدی که متشکل از انحنای پروفیل (profile curvature) و شکل پلان می باشند (plan shape) طبقه بندی می شوند (Evans et al., 1980). دامنه های موجود به ۹ شکل مختلف مطابق جدول ۲ وجود دارند که براساس شکل پلان آن ها به سه شکل همگرا، موازی و واگرا و براساس شکل انحنای پروفیل آن ها به سه شکل مقعر، صاف و محدب می باشند.

جدول ۲. هندسه دامنه های مرکب براساس شکل پلان و انحنای پروفیل آنها

شماره	انحنای پروفیل	شکل پلان
۱	مقعر	همگرا
۲	مقعر	موازی
۳	مقعر	واگرا
۴	صاف	همگرا
۵	صاف	موازی
۶	صاف	واگرا
۷	محدب	همگرا
۸	محدب	موازی
۹	محدب	واگرا

(Hilbert et al., 2004)



شکل ۳: یک دامنه همگرای محدب با تغییرات عرض دامنه

(Norbiato et al., 2008)

بر اساس مطالعات (Norbiato et al., 2008) می توان تابع عرض دامنه را بصورت معادله (۸) در نظر گرفت:

۲- کاربرد مدل

در این بخش به بررسی تأثیر هندسه دامنه‌های مرکب بر اشباع‌پذیری دامنه‌ها در یک طول ۱۰۰ متری می‌پردازیم که مشخصات هندسی طبق جدول (۳) و مشخصات هیدرولوژیک طبق جدول (۴) در نظر گرفته شده است.

جدول ۴. مشخصات هیدرولوژیکی دامنه‌های مرکب

نام پارامتر	نشانه	واحد	مقدار
ضریب تخلخل موثر خاک	θ_e	-	0.34
ضریب هدایت هیدرولیکی	k	m/s	0.0001
عامل کاهش خاک	f	-	۲
پارامتر عامل کاهش خاک	$m = \theta_e/f$	-	0.17
عمق خاک (عمودی)	D	m	2
شیب دامنه	β	deg	15
زاویه اصطکاک داخلی خاک	ϕ	deg	40
چگالی اشباع خاک	ρ_s	$kg\ m^{-3}$	۱۶۰۰
چگالی آب	ρ_w	$kg\ m^{-3}$	۱۰۰۰
ضریب پیوستگی خاک	c	$kN\ m^{-2}$	۰

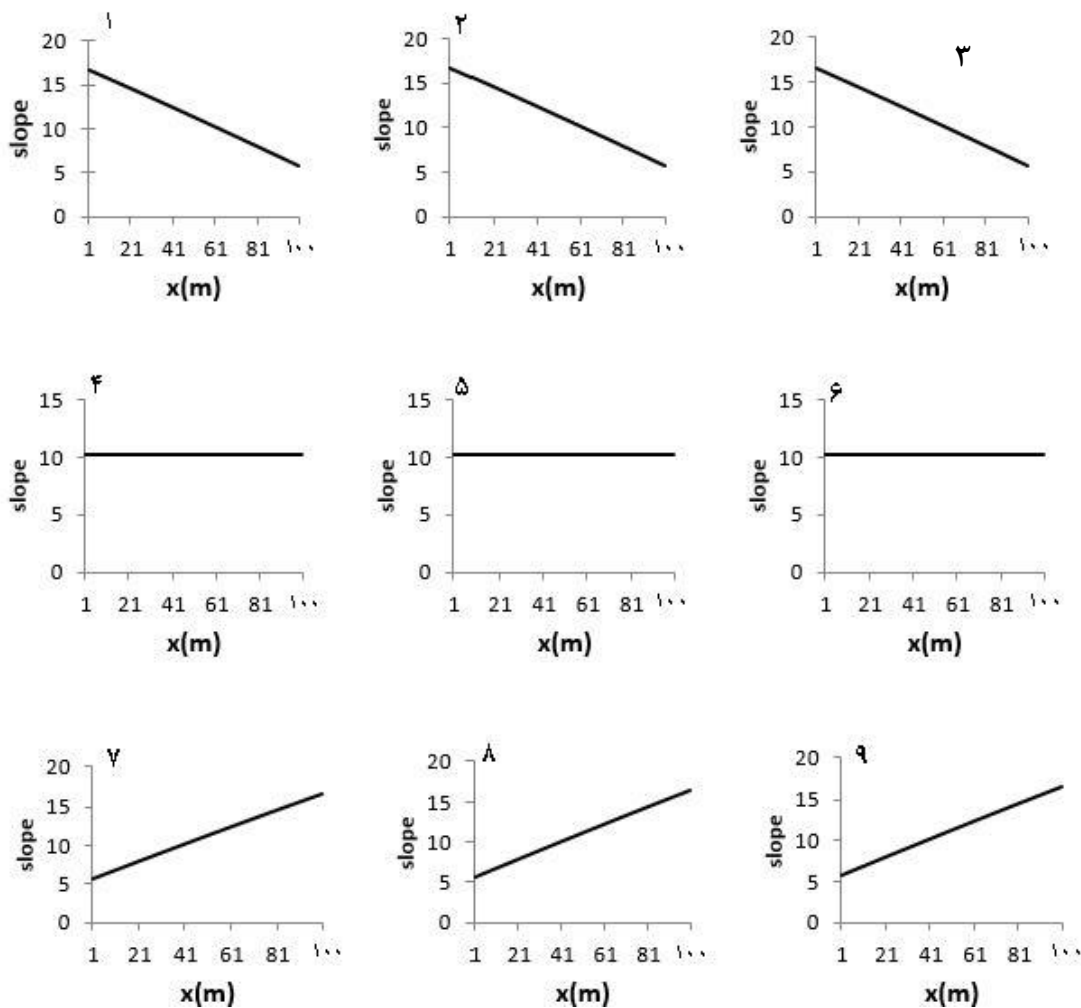
(Sabzevari et al., 2018)

شیب محلی دامنه‌های مرکب در طول دامنه متغیر است و شکل 4 تغییرات شیب محلی دامنه‌های مرکب نه گانه طبق اطلاعات جدول ۳ و ۴ را در طول ۱۰۰ متر نشان می‌دهد.

جدول ۳. مشخصات هندسی دامنه‌ها

شماره دامنه	پروفیل	پلان	β (-)	γ (m-1)	C (m)	a (m-1)
۱	مقعر	همگرا	-0.03	0.001	120	-0.038
۲	مقعر	موازی	-0.03	0.001	30	0
۳	مقعر	واگرا	-0.03	0.001	3	0.036
۴	صاف	همگرا	-0.182	0	120	-0.038
۵	صاف	موازی	-0.182	0	30	0
۶	صاف	واگرا	-0.182	0	3	0.036
۷	محدب	همگرا	-0.1	-0.001	120	-0.038
۸	محدب	موازی	-0.1	-0.001	30	0
۹	محدب	واگرا	-0.1	-0.001	3	0.036

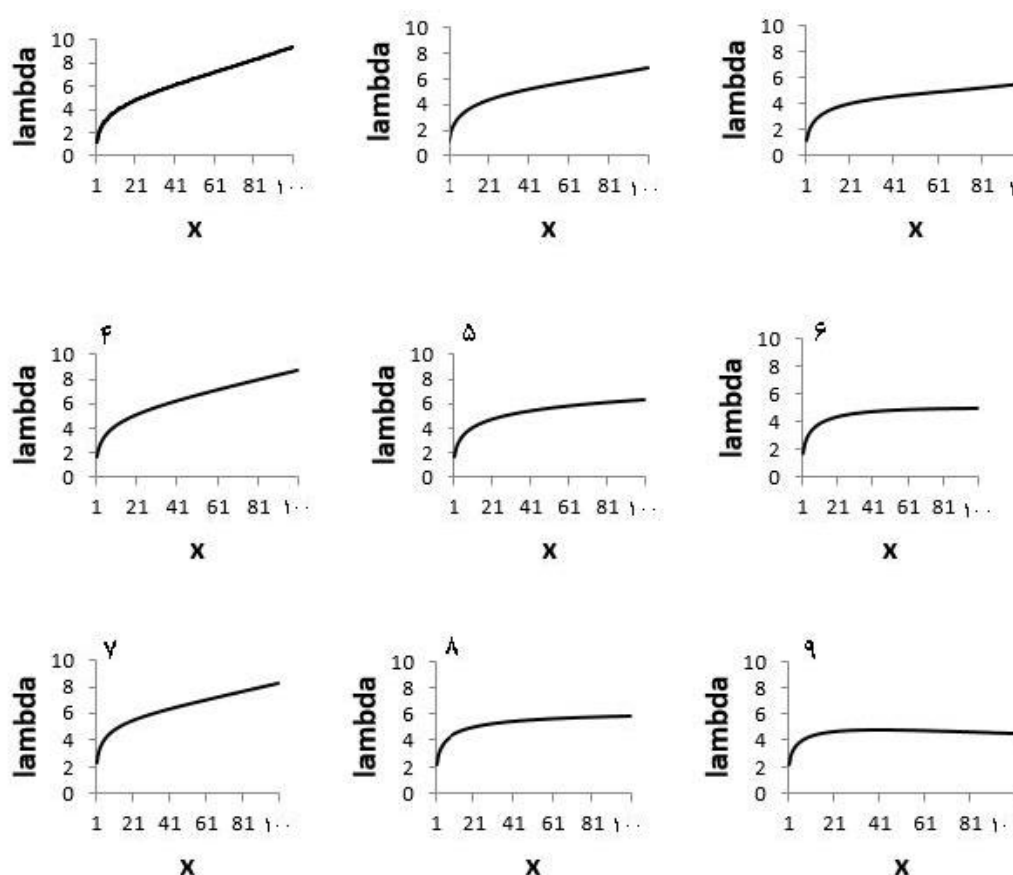
(Sabzevari et al., 2018)



شکل ۴. منحنی‌های تغییرات شیب محلی ۹ دامنه مرکب

شدت افزایش می یابد به طور مثال در فاصله های ۹۸، ۹۹ و ۱۰۰ متر مقدار شیب به ترتیب ۱۶ و ۱۷ و ۱۸ درجه می باشد. به طور کلی شیب باعث حرکت جریان زیر سطحی در خاک می گردد و در نقاطی از دامنه که مقدار شیب زیاد است تمرکز جریان زیر سطحی و اشباع پذیری کمتر پیش بینی می گردد. در کل مقادیر شیب در دامنه های مقعر نسبت به دامنه های محدب بیشتر است. همان طور که قبلاً ذکر شد هر نقطه از دامنه دارای یک حد اشباع پذیری است که میزان کمبود رطوبت خاک SMD در آن نقطه را مشخص می کند. شکل (۵) تغییرات شاخص توپوگرافی $\lambda(x)$ را برای دامنه های مرکب معرفی شده مطابق جدول ۱ و بر اساس معادله (۵) را نشان می دهند.

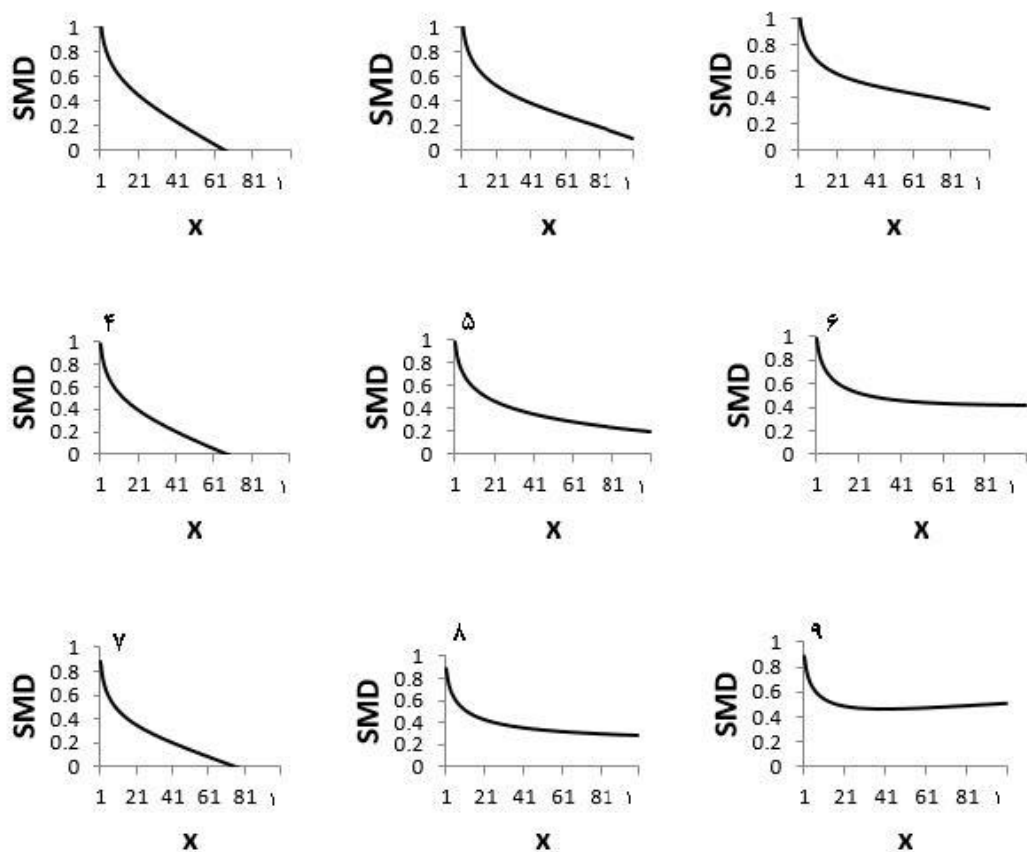
همانطور که در شکل ۴ مشاهده می گردد منحنی های تغییرات شیب محلی با نرم افزار MATLAB برای ۹ دامنه در طول ۱۰۰ متری ترسیم گردیده و در ادامه به همین روش تغییرات میزان کمبود رطوبت خاک و تغییرات شاخص توپوگرافی و میزان اشباع پذیری نقاط مختلف دامنه و در نهایت پایداری دامنه ها مورد بررسی قرار می گیرد. در دامنه های مقعر (شماره های ۱ و ۲ و ۳) مقدار شیب از ۱۷ درجه شروع گردیده است و در طول ۱۰۰ متر دامنه به صفر می رسد. مقدار شیب برای دامنه های صاف (شماره های ۴ و ۵ و ۶) مقدار ثابت ۱۱ درجه می باشد. در دامنه های محدب (شماره های ۷ و ۸ و ۹) مقدار شیب از ۶ درجه شروع گردیده است و پایین دست مقدار شیب به



شکل ۵. منحنی های تغییرات شاخص توپوگرافی برای ۹ دامنه مرکب

پذیری در این نقاط بیشتر خواهد بود. مقادیر λ در دامنه های همگرا (شماره های ۱ و ۲ و ۳) نیز بیشتر از دامنه های واگرا (شماره های ۴ و ۵ و ۶) مشاهده می گردد. معادله ۱۲ در مدل TOPMODEL میزان کمبود رطوبت خاک (SMD) تا حالت اشباع را در هر نقطه از دامنه را نشان می دهد. SMD به پارامتر توپوگرافی $\lambda(x)$ و رطوبت اولیه خاک بسیار وابسته است. شکل (۶) تأثیر شکل و هندسه دامنه های مرکب بر روی تابع کمبود رطوبت خاک (SMD) را نمایش می دهد.

همان طور که در شکل (۵) مشاهده می گردد، تغییرات $\lambda(x)$ در دامنه های مختلف متفاوت است. مثلاً در دامنه های مقعر و صاف (شماره های ۱ تا ۶) با نزدیک شدن به پایین دست دامنه، مقادیر λ افزایش می یابد ولی در دامنه های محدب (شماره های ۷ و ۸ و ۹) در انتهای دامنه مقادیر λ کاهش می یابد. تغییرات λ در پایین دست دامنه های مقعر نسبت به دامنه های دیگر بیشتر است و این باعث تجمع جریان زیر سطحی در نقاط پایین دست دامنه می شود و طبیعتاً اشباع

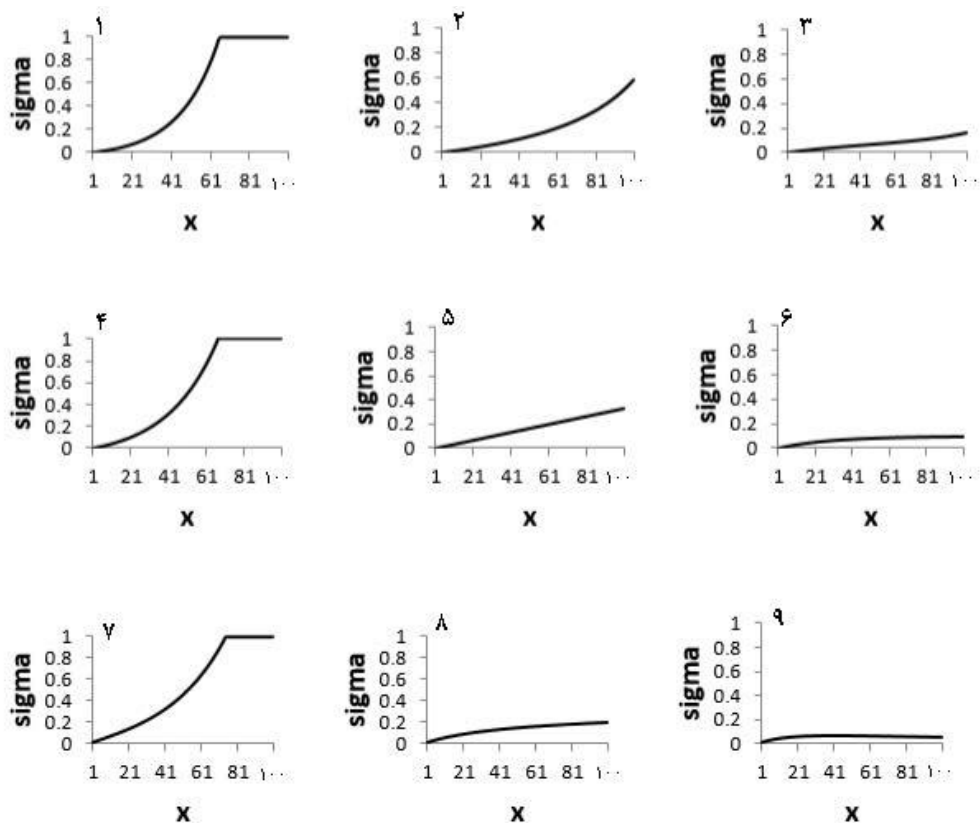


شکل ۶. منحنی‌های تغییرات تابع SMD برای ۹ دامنه مرکب

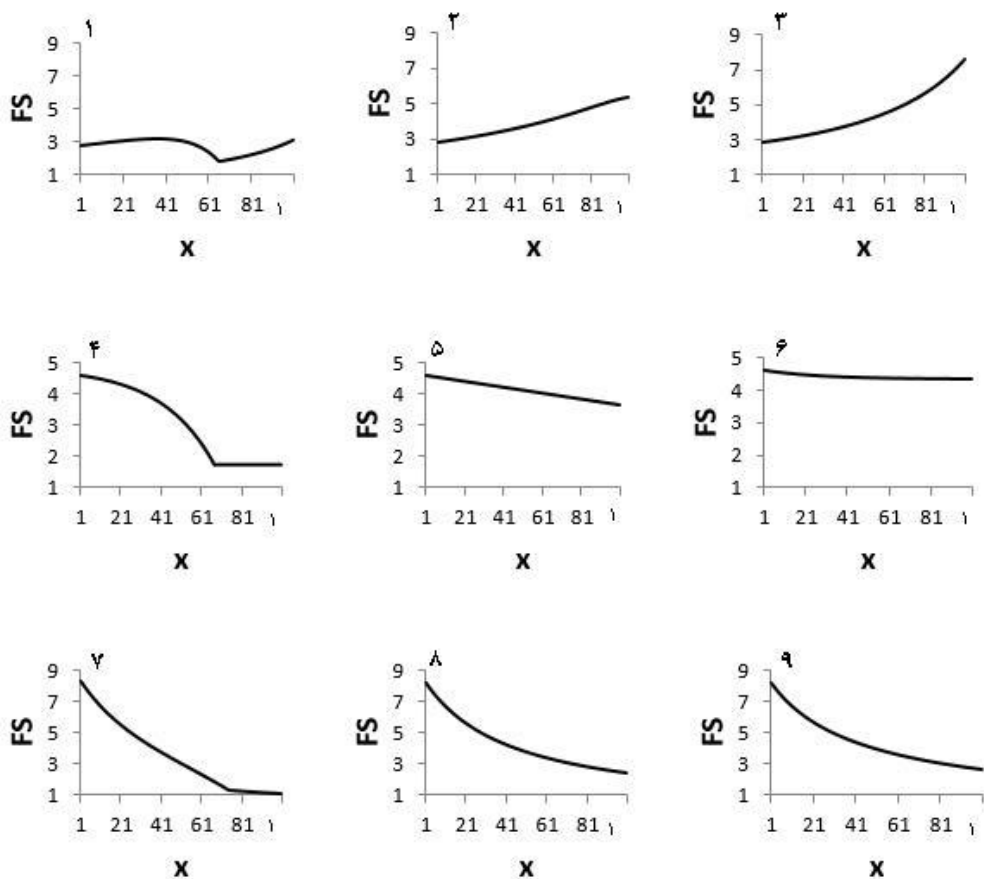
۷ و ۴) میزان اشباع پذیری بیشتری نسبت به دامنه‌های واگرا (شماره‌های ۳ و ۹) و موازی (شماره‌های ۲ و ۸) از خود نشان می‌دهند به طوری که طول زیادی از پایین دست آن‌ها اشباع شده است. دامنه‌های مقعر (شماره‌های ۱ و ۳) نیز نسبت به دامنه‌های محدب و صاف (شماره‌های ۴ تا ۹) اشباع پذیری بیشتری تمایل دارند اما بیشترین نرخ اشباع‌پذیری در دامنه‌های همگرا (شماره‌های ۱ و ۷) مشاهده گردید. در قسمت‌های پایین دست دامنه‌های محدب نزدیک خروجی دامنه مقدار δ خیلی کم می‌شود که به توپوگرافی دامنه‌ها ارتباط دارد. شکل تغییرات پارامتر δ شبیه به تغییرات پارامتر λ در طول دامنه است و از این فاکتور توپوگرافی مهم تبعیت می‌کند. معادله پایداری دامنه‌ها در مدل SINMAP قویاً به پارامتر δ و زاویه شیب محلی دامنه وابسته است و میزان اشباع‌پذیری نقاط مختلف دامنه بر روی میزان پایداری آن اثر می‌گذارد. رابطه ۲ ارتباط بین پارامتر δ و عامل پایداری FS دامنه را نشان می‌دهد. در این تحقیق مقدار زاویه اصطکاک داخلی همه دامنه‌ها ۴۰ درجه در نظر گرفته شد و عملاً مقدار اشباع‌پذیری و شیب محلی دامنه‌ها بر روی میزان پایداری دامنه‌ها تأثیر گذار هستند. شکل ۸ تغییرات عامل پایداری FS را در طول دامنه‌های مرکب را نشان می‌دهد.

همان‌طور که در شکل (۶) مشاهده می‌شود مقادیر SMD در بالادست دامنه‌ها بیشتر است و با نزدیک شدن به پایین دست دامنه در اکثر دامنه‌ها مقادیر SMD کم می‌گردد. این نشان می‌دهد که در پایین دست دامنه در نزدیکی نهرها خاک اشباع تر می‌گردد و مقدار SMD به سمت صفر میل می‌کند. در دامنه‌های مقعر و صاف (شماره‌های ۱ تا ۶) و دامنه‌های همگرا (شماره‌های ۱ و ۷) قسمت‌هایی از پایین دست دامنه مقادیر $SMD=0$ می‌گردد و این نشان می‌دهد که دامنه به حالت اشباع رسیده است. ارتباط بین $\lambda(x)$ و SMD تقریباً معکوس است. در جاهایی از دامنه که مقدار λ کم است مقادیر SMD زیاد است و برعکس که در شکل‌های ۵ و ۶ به وضوح دیده می‌شود. همان‌طور که قبلاً گفته شد بین پارامتر کمبود رطوبت خاک در TOPMODEL و پارامتر اشباع‌پذیری δ در مدل پایداری SINMAP ارتباطی وجود دارد که توسط معادله ۷ مشخص شده است. شکل ۷ تغییرات پارامتر δ در طول دامنه را نشان می‌دهد.

همان‌طور که در شکل ۷ مشاهده می‌شود مقدار $0 \leq \delta \leq 1$ می‌باشد و معمولاً در بیشتر دامنه‌ها مقدار δ در بالادست دامنه‌ها صفر و هر چه به سمت پایین دست دامنه پیش می‌رویم مقدار δ افزایش می‌یابد. دامنه‌های همگرا (شماره‌های



شکل ۷. پروفیل تغییرات اشباع پذیری δ در طول ۹ دامنه

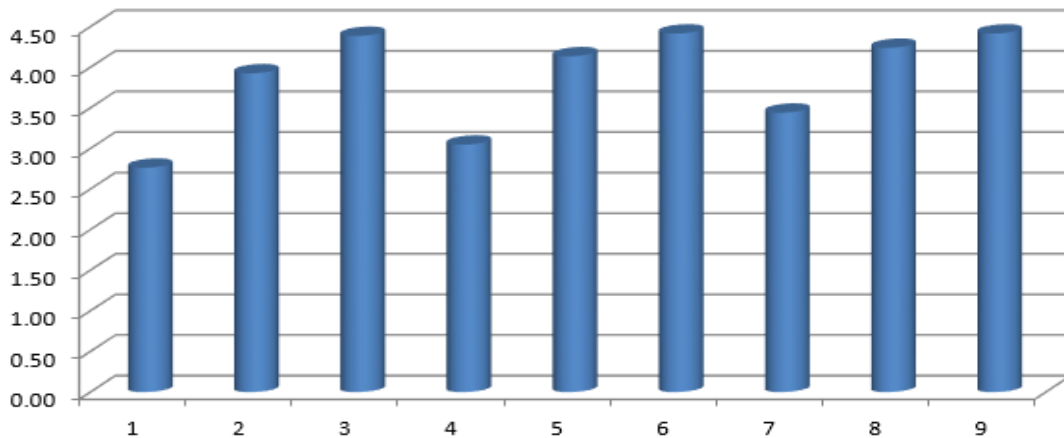


شکل ۸. منحنی تغییرات ضریب پایداری FS برای ۹ دامنه مرکب

در بالادست دامنه بسیار زیاد و هرچه به سمت پایین دست حرکت می‌کند مقدار پایداری کاهش می‌یابد. این موضوع کاملاً عکس دامنه‌های مقعر شماره‌های ۱ تا ۳ مشاهده شده است. علت اصلی این است که طبق شکل ۴ مقدار شیب محلی در دامنه‌های محدب در بالادست دامنه بسیار کم است و به سمت پایین دست مقدار شیب زیاد می‌گردد. ضمناً دامنه شماره ۷ طبق شکل ۷ مقادیر ایندکس اشباع‌پذیری ۵ در قسمت‌هایی از پایین‌دست دامنه نیز بالا است و دامنه در حالت اشباع‌پذیری بالایی برخوردار است. شیب زیاد و اشباع‌پذیری بالای دامنه در پایین دست باعث گردیده که مقدار ضریب پایداری به سمت صفر میل کند و پایین دست دامنه کاملاً ناپایدار گردد. بنابراین دامنه محدب-همگرا یکی از ناپایدارترین دامنه‌های مرکب می‌باشد. در دامنه محدب-موازی (شماره ۸) نیز مقدار $1.8 < FS < 8$ تغییر می‌کند. عملکرد این دامنه شبیه به دامنه شماره ۷ هست ولی با این تفاوت که مقادیر ضریب پایداری در نقاط پایین دست دامنه بیشتر می‌باشد و در کل این دامنه نسبت به دامنه شماره ۷ پایدار تر است زیرا اشباع‌پذیری این دامنه کمتر از دامنه همگرای شماره ۷ می‌باشد. به طور کلی دامنه‌های همگرا نسبت به موازی و واگرا تمایل بیشتری به اشباع‌پذیری دارند بویژه دامنه محدب-همگرا شماره ۷. نقاط بین $100 < x < 86$ در این دامنه بسیار ناپایدار هستند. به طور کلی دامنه‌های مقعر با شکل‌های پلان مختلف (دامنه‌های ۱، ۲، ۳) قسمت‌های بالادست دامنه در حالت متوسط پایداری و قسمت انتهایی دامنه بسیار پایدار می‌باشد.

در مدل SINMAP پایداری نقاط و المان‌های مختلف دامنه مورد بررسی قرار می‌گیرد. امروز از این مدل با استفاده از GIS به پهنه بندی لغزش پیکسل‌های مختلف حوضه پرداخته می‌شود. عملاً این مدل پایداری هر پیکسل را جداگانه مورد بررسی قرار می‌دهد. برای مقایسه دقیق‌تر کل پایداری دامنه‌های مرکب از معیار متوسط پایداری در طول دامنه استفاده گردید. شکل ۹ متوسط فاکتور FS در طول ۹ دامنه مرکب را نشان می‌دهد.

براساس نتایج شکل ۸، برای دامنه مقعر-همگرا (شماره ۱) مقدار FS از ۲٫۹ در بالادست دامنه شروع می‌گردد و از مختصات $X=58m$ به بعد مقدار پایداری افزایش پیدا می‌کند تا به مقدار $FS=4.8$ می‌رسد. طبق شکل ۴ منحنی شماره ۱ مقادیر شیب محلی در بالادست دامنه زیاد است و هرچه به سمت پایین‌دست می‌رود مقدار شیب کاهش می‌یابد. از طرفی طبق شکل ۵ قسمت‌های پایین دست دامنه به حالت اشباع رسیده است زیرا مقادیر λ در این قسمت‌ها زیاد می‌باشد و احتمال ناپایداری در پایین‌دست دامنه وجود دارد ولی چون مقدار شیب در پایین‌دست بسیار کم است بنابراین اثر شیب از اثر اشباع‌پذیری بیشتر بوده است لذا قسمت‌های پایین دامنه بسیار پایدار است. در معادله ۲، فاکتور پایداری به مقدار زاویه شیب محلی و ایندکس اشباع‌پذیری ارتباط دارد ولی نتایج نشان می‌دهد که مقدار زاویه شیب نسبت به اشباع‌پذیری تأثیری قوی‌تری بر روی پایداری دارد. دامنه مقعر-موازی (شماره ۲) و دامنه مقعر-واگرا (شماره ۳) نیز عملکرد شبیه به دامنه شماره ۱ دارند ولی در دامنه مقعر-واگرا مقادیر ضریب پایداری به بویژه در قسمت‌های پایین‌دست دامنه بیشتر از دو دامنه دیگر است. در دامنه صاف-همگرا (شماره ۴) مقدار $FS < 4.5$ از بالادست به سمت پایین‌دست تغییر می‌کند. عملاً قسمت‌های بالادست پایدار و هر چه به سمت پایین دست می‌رویم دامنه در حالت ناپایداری قرار می‌گیرد. در بالادست این دامنه مقادیر λ کم می‌باشد و بین ۱٫۹ تا ۷٫۵ تغییر می‌کند لذا مقادیر زیاد λ در پایین دست باعث ناپایداری دامنه شماره ۴ شده است. در دامنه صاف-موازی (شماره ۵) مقدار $FS < 3.9$ از بالادست به پایین‌دست تغییر می‌کند و دامنه به طور کلی در حالت کاملاً پایدار است. در دامنه صاف-واگرا (شماره ۶) مقدار $FS < 4.4$ تغییر می‌کند و کل نقاط دامنه در حالت پایدار هستند. در دامنه‌های صاف این دامنه‌های واگرا هستند که نسبت به دامنه‌های موازی و همگرا از پایداری بیشتری برخوردار هستند. در دامنه محدب-همگرا (شماره ۷) مقدار $FS < 8.2$ تغییر می‌کند. مقدار پایداری



شکل ۹. نمودار متوسط ضریب پایداری ۹ دامنه مرکب

۲- براساس نتایج مقادیر λ در دامنه های همگرا بیشتر از دامنه های واگرا است و این پارامتر تحت تاثیر شکل پلان و شیب محلی نقاط دامنه می باشد و عملاً مقدار اشباع پذیری دامنه ها را مشخص می کند.

۳- شاخص اشباع پذیری از مدل TOPMODEL محاسبه گردید و براساس نتایج این تحقیق دامنه های همگرا میزان اشباع پذیری بیشتری نسبت به دامنه های واگرا و موازی نشان می دهند و دامنه های مقعر نیز نسبت به دامنه های محدب و صاف به اشباع پذیری بیشتری تمایل دارند. بیشترین نرخ اشباع پذیری در دامنه های همگرا بویژه دامنه λ (همگرای محدب) مشاهده گردید.

۴- در دامنه های مقعر با شکل پلان های مختلف (همگرا، موازی و واگرا) با توجه به اینکه شیب در بالادست دامنه بسیار زیاد و در پایین دست دامنه کم است لذا مقدار ضریب پایداری نقاط بالادست کمتر از پایین دست هستند.

۵- در دامنه های صاف با شکل پلان های مختلف مقدار شیب ثابت است ولی میزان اشباع پذیری دامنه های صاف-همگرا بیشتر از دامنه های صاف-واگرا است و بعضی از نقاط دامنه صاف-همگرا را ناپایدار تر کرده است و مقدار پایداری از بالا به سمت پایین کمتر می گردد. قسمت های انتهایی دامنه صاف-همگرا در حالت ناپایدار است ولی کل دامنه های صاف-موازی و صاف-واگرا در حالت پایدار هستند.

۶- در دامنه های محدب موضوع عکس دامنه های مقعر است. در این دامنه ها شیب در پایین دست دامنه بیشتر از بالادست است لذا مقدار ضریب پایداری دامنه در قسمت های انتهایی بسیار کم خواهد بود. در دامنه های محدب-موازی و محدب-واگرا حدود ۹۰ درصد از دامنه در حالت پایدار است. در دامنه محدب-همگرا به علت اشباع پذیری بالا، نیمه دوم طولی دامنه در حالت ناپایدار است.

۷- براساس متوسط ضریب پایداری دامنه ها، دامنه های محدب به طور متوسط از پایداری بیشتری نسبت به دامنه های صاف و مقعر برخوردارند. همچنین دامنه های واگرا از پایداری بیشتری نسبت به دامنه های همگرا برخوردارند.

براساس نتایج شکل ۹، می توان گفت بیشتر نقاط دامنه های واگرا نسبت به دامنه های موازی و همگرا پایدار تر هستند، ضمناً بیشتر نقاط دامنه های محدب نسبت به دامنه های مقعر پایدارتر می باشند. در کل نویسنده مقاله معتقد است که متوسط ضریب پایداری روش مناسبی برای مقایسه دامنه ها نیست زیرا نقاط مختلف هر دامنه مرکب عملکرد مختلفی دارند و باید المان ها و پیکسل های مختلف یک دامنه جداگانه مورد بررسی قرار گیرند. به طور کلی دامنه های محدب-واگرا و محدب-موازی بیشترین پایداری را نشان دادند. از نظر هندسه طرح، تغییر از همگرا به واگرا، باعث افزایش پایداری شیب پروفیل های طولی می شود.

نتیجه گیری کلی

در این تحقیق برای بررسی اشباع پذیری نقاط مختلف دامنه های مرکب از مدل هیدرولوژیکی TOPMODEL استفاده گردید. این مدل دارای یک شاخص توپوگرافی به نام λ می باشد که تاثیرات توپوگرافی مانند شیب محلی نقاط دامنه و شکل پلان را به خوبی در نظر می گیرد. یکی از دلایل انتخاب مدل TOPMODEL به عنوان مدل اشباع پذیری همین شاخص λ می باشد. در این تحقیق مدل TOPMODEL به مدل لغزش SINMAP انتقال داده شد و ارتباطی بین پارامترهای دو مدل برقرار گردید. معادلات دو مدل براساس هندسه دامنه های مرکب گسترش یافته و در نهایت یک مدل جدید برای بررسی پایداری نقاط مختلف دامنه های مرکب ارائه گردید. براساس مدل COMPLEX SINMAP نتایج اصلی تحقیق به صورت زیر است:

۱- شیب محلی در طول دامنه های مرکب تغییرات قابل توجهی دارد. به طور مثال در دامنه های مقعر با شکل پلان متفاوت مقدار شیب محلی در بالادست دامنه ها زیاد و هرچه به سمت پایین دست دامنه ها می رود مقدار شیب کاهش می یابد. در دامنه های محدب این موضوع برعکس است و شیب در بالادست کم و در پایین دست بسیار زیاد است. وقتی مقدار شیب زیاد می گردد تمرکز جریان زیر سطحی در یک المان از دامنه کمتر می شود و معمولاً اشباع پذیری دامنه کاهش می یابد و در نهایت افزایش شیب باعث کاهش پایداری می گردد.

Reference:

- Ardekani, A. A., & Sabzevari, T. (2020). Effects of hillslope geometry on soil moisture deficit and base flow using an excess saturation model. *Acta Geophysica*, 68(3), 773-782. [in Persian]
- Aryal, S. K., O'Loughlin, E. M., & Mein, R. G. (2005). A similarity approach to determine response times to steady-state saturation in landscapes. *Advances in Water Resources*, 28(2), 99-115.
- Arnone, E., Noto, L. V., Lepore, C., & Bras, R. L. (2011). Physically-based and distributed approach to analyze rainfall-triggered landslides at watershed scale. *Geomorphology*, 133(3-4), 121-131.
- Bahmani, F., Hadi Fattahi, M., Sabzevari, T., Haghghi, A. T., & Talebi, A. (2021). Shallow Landslide Modeling in Complex Hillslope by Using TOPMODEL and SINMAP Models. [in Persian]

- Berne, A., Uijlenhoet, R., & Troch, P. A. (2005). Similarity analysis of subsurface flow response of hillslopes with complex geometry. *Water Resources Research*, 41(9).
- Bishop, A. W. (1959). The principle of effective stress. *Teknisk ukeblad*, 39, 859-863.
- Borga, M., Dalla Fontana, G., & Cazorzi, F. (2002). Analysis of topographic and climatic control on rainfall-triggered shallow landsliding using a quasi-dynamic wetness index. *Journal of Hydrology*, 268(1-4), 56-71.
- Beven, K., Quinn, P., Romanowicz, R., Freer, J., Fisher, J. and Lamb, R., 1995, TOPMODEL and GRIDATB: a users' guide to the distribution versions (95.02) - CRES Technical Report TR110, 2nd Ed., Lancaster University, UK.
- Beven, K., and M. Kirkby (1979), A physically based, variable contributing area model of basin hydrology/un mode'le a base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant, *Hydrol. Sci. J.*, 24(1), 43-69.
- Beven, K. (2012), *Rainfall-Runoff Modelling: The Primer*, John Wiley, Hoboken, N. J.
- Beven, K., 1997. TOPMODEL: a critique. *Hydrol. Process* 11 (9), 1069e1085.
- Cardozo, C. P., Lopes, E. S. S., & Monteiro, A. M. V. (2018). Shallow landslide susceptibility assessment using SINMAP in Nova Friburgo (Rio de Janeiro, Brazil). *Revista Brasileira de Cartografia*, 70(4), 1206-1230
- Cascini L, Cuomo S, Pastor M, Sorbino G (2010) Modeling of rainfall induced shallow landslides of the flow-type. *J Geotech Geoenviron* 136(1):85-98. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)GT.1943-5606.0000182](https://doi.org/10.1061/(ASCE)GT.1943-5606.0000182).
- Campos, T. M. P., Andrade, M. H. N., Gerscovich, D. M. S., & Vargas Jr, E. A. (1994). Analysis of the failure of an unsaturated gneissic residual soil slope in Rio de Janeiro, Brazil. In 1st Panamerican Symposium On Landslides (pp. 201-213).
- Dilley, M. (2005). *Natural disaster hotspots: a global risk analysis* (Vol. 5). World Bank Publications.
- Dunne, T., and R. D. Black (1970), An experimental investigation of runoff production in permeable soils, *Water Resour. Res.*, 6, 478 - 490.
- Dietrich WE, Montgomery DR(1998)SHALSTAB: a digital terrain model for mapping shallow landslide potential.
- Evans IS. (1980). An integrated system of terrain analysis and slope mapping. *Zeitschrift fur Geomorphologie, Supplementband* 36: 274-295.
- Fariborzi, H., Sabzevari, T., Noroozpour, S., & Mohammadpour, R. (2019). Prediction of the subsurface flow of hillslopes using a subsurface time-area model. *Hydrogeology Journal*, 27(4), 1401-1417. [in Persian]
- Goodwin, J., Jasper, J. M., & Khattra, J. (1999, March). Caught in a winding, snarling vine: The structural bias of political process theory. In *Sociological forum* (pp. 27-54). Eastern Sociological Society.
- Godt, J. W., Baum, R. L., & Lu, N. (2009). Using soil suction and moisture content measurements for landslide prediction. *Geophysical Research Letters*, 36, L02403.
- Kim MS, Onda Y, Uchida T, Kim JK, Song YS (2018) Effect of seepage on shallow landslides in consideration of changes in topography: case study including an experimental sandy slope with artificial rainfall. *CATENA* 161:50-62.
- Kaspar, R. B., Letterio, M. P., Wittkopf, J. A., Gong, K., Gu, S., & Yan, Y. (2015). Manipulating water in high-performance hydroxide exchange membrane fuel cells through asymmetric humidification and wetproofing. *Journal of the Electrochemical Society*, 162(6), F483.
- Lamb, R., & Beven, K. (1997). Using interactive recession curve analysis to specify a general catchment storage model. *Hydrology and Earth System Sciences*, 1(1), 101-113.
- Liang, W. L., & Chan, M. C. (2017). Spatial and temporal variations in the effects of soil depth and topographic wetness index of bedrock topography on subsurface saturation generation in a steep natural forested headwater catchment. *Journal of Hydrology*, 546, 405-418.
- Lane, S. N., Brookes, C. J., Kirkby, M. J., & Holden, J. (2004). A network-index-based version of TOPMODEL for use with high-resolution digital topographic data. *Hydrological processes*, 18(1), 191-201.
- Norbiato, D., & Borga, M. (2008). Analysis of hysteretic behaviour of a hillslope-storage kinematic wave model for subsurface flow. *Advances in Water Resources*, 31(1), 118-131.
- Nachabe, M. H. (2006). Equivalence between TOPMODEL and the NRCS curve number method in predicting variable runoff source areas 1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 42(1), 225-235.
- O'loughlin, E. M. (1986). Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. *Water Resources Research*, 22(5), 794-804.
- Okura, Y., Kitahara, H., Ochiai, H., Sammori, T., & Kawanami, A. (2002). Landslide fluidization process by flume experiments. *Engineering Geology*, 66(1-2), 65-78.
- Ogden, F. L., & Watts, B. A. (2000). Saturated area formation on nonconvergent hillslope topography with shallow soils: A numerical investigation. *Water Resources Research*, 36(7), 1795-1804.
- Pack, R. T., Tarboton, D. G., & Goodwin, C. N. (2001). Assessing terrain stability in a GIS using SINMAP.
- Park HJ, Lee JH, Woo I (2013) Assessment of rainfall-induced shallow landslide susceptibility using a GIS-based probabilistic approach. *Eng Geol* 161:1-15. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2013.04.011>.

- Pack, R. T., Tarboton, D. G., & Goodwin, C. N. (1999). GIS-based landslide susceptibility mapping with SINMAP.
- Rabonza, M. L., Felix, R. P., Lagmay, A. M. F. A., Eco, R. N. C., Ortiz, I. J. G., & Aquino, D. T. (2016). Shallow landslide susceptibility mapping using high-resolution topography for areas devastated by super typhoon Haiyan. *Landslides*, 13, 201-210.
- Sabzevari, Toraj, Karimi, Ramtin, Karmi Moghadam, Mehdi. (2018). "Estimating the length of the saturated zone and subsurface navigation time of the domains based on three simulations of the saturation of the composite domains", *Scientific Quarterly of Water Resources Engineering*, 12(43), pp. 49-63. [in Persian]
- Sabzevari, T., Talebi, A., Ardakanian, R., & Shamsai, A. (2010). A steady-state saturation model to determine the subsurface travel time (STT) in complex hillslopes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(6), 891-900. [in Persian]
- Sabzevari, T., & Noroozpour, S. (2014). Effects of hillslope geometry on surface and subsurface flows. *Hydrogeology journal*, 22(7), 1593-1604. [in Persian]
- Sabzevari, T., & Talebi, A. (2021). Landslide hazard zonation of catchments by using TOPMODEL and SINMAP models. *Watershed Engineering and Management*, 13(1), 222-234. [in Persian]
- Sabzevari T, Talebi A, Ardakanian R, Shamsai A (2010) A steady state saturation model to determine the subsurface travel time (STT) in complex hillslopes. *Hydrol Earth Syst Sci* 14:891–900. doi:10.5194/hess-14-891-2010. [in Persian]
- TAROLLI, P.; TARBOTON, D. G. A new method for determination of most likely landslide initiation points and the evaluation of digital terrain model scale in terrain stability mapping. *Hydrology and Earth System Science*, vol. 10, 2006. pp. 663-677.
- Tarboton, D. G. (1997). A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water resources research*, 33(2), 309-319.
- Talebi, A., Troch, P. A. A., & Uijlenhoet, R. (2006). A steady-state analytical hillslope stability model.
- Troch PA, van Loon AH, Hilberts AGJ (2002) Analytical solutions to a hillslope storage kinematic wave equation for subsurface flow. *Adv Water Resour* 25(6):637–649.
- Wu, W., & Sidle, R. C. (1995). A distributed slope stability model for steep forested basins. *Water resources research*, 31(8), 2097-2110.
- Zhou, C., Yin, K., Cao, Y., & Ahmed, B. (2016). Application of time series analysis and PSO-SVM model in predicting the Bazimen landslide in the Three Gorges Reservoir, China. *Engineering geology*, 204, 108-120.