

## بررسی تغییر شکل گرانشی عمیق دامنه در تاقدیس‌های سرتل و کوه سفید، شمال غرب دهدشت

علیرضا نیلفروشان<sup>۱</sup>، ماشاله خامه‌چیان\*<sup>۲</sup>، محمدرضا نیکودل<sup>۳</sup>

پذیرش مقاله: ۹۸/۱۱/۲۷

دریافت مقاله: ۹۸/۰۶/۲۱

### چکیده

منطقه چاروسا و لنده در استان کهگیلویه و بویر احمد در جنوب غربی ایران واقع و از نظر زمین‌شناسی بخشی از زاگرس چین خورده است. در این منطقه هسته تاقدیس‌های کوه سفید و سرتل از جنس آهک‌های ایلام-سروک ارتفاعات اصلی و بلند منطقه را تشکیل می‌دهند. در این ارتفاعات آثار زمین‌لغزش‌های بزرگ و شواهدی از تغییر شکل گرانشی عمیق دامنه قابل مشاهده است. بزرگترین آنها زمین‌لغزش المور در تاقدیس سرتل با حجم تقریبی بیش از ۶۰۰ میلیون متر مکعب می‌باشد. در این تحقیق به شواهد و علت تغییر شکل گرانشی عمیق دامنه در این تاقدیس‌ها و عوامل مسبب لغزش المور پرداخته می‌شود. جهت بررسی این موضوع از ترکیبی از روش برداشت صحرایی زمین‌شناسی، مطالعات پردازش تصویر و مطالعات آزمایشگاهی مکانیک سنگ و مکانیک خاک جهت تهیه داده‌های اولیه استفاده شده است. پردازش و تجزیه و تحلیل این داده‌ها با ترکیبی از روش‌های تجزیه و تحلیل سینماتیکی، آنالیز حساسیت به روش تعادل حدی و مدلسازی عددی به روش المان محدود می‌باشد. در نهایت با یک مدل سه‌بعدی زمین‌شناسی سازوکار پیشنهاد شده برای این زمین‌لغزش نشان داده شده است. بر اساس این تحقیق ترکیبی از تغییر شکل گرانشی عمیق دامنه، به همراه شکست گوه‌ای و کمانش سه‌مفصلی از عوامل مسبب این بهمن‌سنگی بوده‌اند.

**واژه‌های کلیدی:** سازند ایلام-سروک، زمین‌لغزش، تغییر شکل گرانشی عمیق

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری زمین‌شناسی مهندسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران

<sup>۲</sup> عضو هیات علمی گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران

\* مسئول مکاتبات: khamechm@modares.ac.ir

<sup>۳</sup> عضو هیات علمی گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران

## ۱. مقدمه

(Humair et al., 2013). در تاقدیس‌های کوه سفید و سرتل در شمال غرب شهر دهدشت زمین‌لغزش‌های تاریخی بزرگ و شواهدی از تغییر شکل گرانشی عمیق دامنه قابل مشاهده است. از این میان زمین‌لغزش المور در تاقدیس سرتل به علت، حجم، وضوح سطح لغزش و محدوده پراکندگی واریزه‌ها شاخص می‌باشد. در این تحقیق وضعیت زمین‌شناسی، ساختاری و شواهد تغییر شکل گرانشی دامنه‌ها در منطقه و عوامل مسبب این زمین‌لغزش بررسی می‌شود.

## ۲. معرفی و مشخصات منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در جنوب غربی ایران واقع در استان کهگیلویه و بویر احمد، جزئی از رشته کوه‌های زاگرس است. در این منطقه سنگ‌لغزش‌های بزرگی در ارتفاعات تاقدیس‌های سرتل و کوه سفید شناسایی شده است. این سنگ‌لغزش‌ها در نقشه زمین‌شناسی منطقه (شکل ۳) از شماره L1 تا L6 نام‌گذاری شده‌اند. در گام اول حجم آنها به سه روش محاسبه شده، که در جدول ۱ قابل مشاهده است. از میان آنها زمین‌لغزش المور (L6) به علت، حجم، وضوح سطح لغزش و رسوبات آواری برای این مطالعه انتخاب شد.

## ۲-۱. بهمین سنگی المور (L6)

این بهمین سنگی در یال شمال شرقی تاقدیس سرتل و مشرف به روستای المور در آهک‌های ایلام- سروک اتفاق افتاده است (شکل ۱). حداکثر ارتفاع تاج آن ۲۸۶۳ متر از سطح دریا و سطح لغزش، تا تراز ۱۵۰۰ ادامه می‌یابد. عرض دهانه سطح لغزش ۲/۷ کیلومتر، طول ۲/۷ کیلومتر، عمق ۱۳۵ متر و سطح لغزش بصورت مستوی می‌باشد. شیب لایه‌بندی با شیب دامنه و سطح لغزش، همسان و حداکثر حدود ۳۵ تا ۴۰ درجه است. تاج و دیواره‌های جانبی زمین‌لغزش کاملاً مشخص و تحت تاثیر فرسایش قرار نگرفته و محدوده پراکندگی واریزه‌ها مشخص می‌باشد. حجم آن حدود ۶۰۰ میلیون متر مکعب بدست آمده است.

زمین‌لغزش‌های کهن جنبش‌های توده‌ای پیش از دوره تاریخی هستند که با استفاده از شواهد زمین‌شناسی و ژئومورفولوژی مستند شده‌اند و حاصل مطالعه آنها، بینش نسبت به پدیده‌های کمیاب و غیرعادی است. تغییر شکل گرانشی عمیق دامنه (Deep seated gravitational slope deformation) و گسل‌خوردگی وزنی زمانی تشخیص داده می‌شوند که شیب شکم داده یا در حال تعدیل تدریجی تحت نیروهای وزنی است (Zischinsky, 1966). واژه DSGSD در حال حاضر برای فرایندهای تغییر شکل کند تا بسیار کند شیب بکار می‌رود (Vrnes et al., 1989). ویژگی‌های ژئومورفولوژیکی که می‌تواند گذشته یا حال DSGSD را نشان دهند شامل: گرابن‌ها، ترانشه‌ها، پرتگاه‌ها، شکاف‌های خط الراس و پنجه شیب برآمده می‌باشند (Vrnes et al., 1989). این فرآیند در طولانی مدت به خصوص اگر توسط عوامل دیگری تحریک شود می‌تواند به زمین‌لغزش‌های بزرگ و فاجعه‌باری تبدیل شود (Apiani et al., 2007; Hradecky, Panek, 2008;). یکی از مشخصه‌های زمین‌لغزش‌های منطقه مورد مطالعه رویداد آنها در سنگ‌های کربناته است. توسعه زمین‌لغزش‌های انتقالی بزرگ و فاجعه‌بار در توالی‌های کربناته به نوعی با حضور و گسترش جانبی وسیع و صفحات لایه‌بندی به شدت مسطح تسهیل شده است (Agliardi et al., 2001). مطالعات مختلفی درباره نقش ساختارهای تکتونیک در زمین‌لغزش‌ها انجام گرفته است (Humair et al., 2013; Jaboyedoff et al., 2009). مشخصات تکتونیک شکننده و شکل‌پذیر توسط بسیاری از نویسندگان به عنوان یکی از عوامل مستعد کننده شناخته شده که بر شکست شیب‌های سنگی موثر است. بطور خاص نقش ساختارهای شکننده مانند: گسل‌ها، دسته درزه‌های ناحیه‌ای، لایه‌بندی و نواحی برشی در مکان و سازوکار تغییر شکل‌های بزرگ دامنه بوسیله آگلیاری و همکاران (۲۰۰۱، ۲۰۰۹) (Agliardi et al., 2001, 2009) و آمبروزی و کروستا (۲۰۰۶) (Ambrosi and Crosta, 2006) مورد بحث قرار گرفته است

جدول ۱. محاسبه حجم و مختصات زمین لغزش های بزرگ منطقه مورد مطالعه

Landslide number	UTM coordinates		Zone	Scar area (km <sup>2</sup> )	Depth (m)	Landslide volume (Mm <sup>3</sup> )			
	Long (E°)	Lat (N°)				AL*Depth	Simonett, 1967	Hovius et al., 1997	Average
L1	431282	3432794	39	2.853	76	217	101	241	186
L2	434074	3440362	39	3.167	95	301	116	282	233
L3	441238	3441751	39	2.526	100	253	85	201	180
L4	444109	3438819	39	3.612	95	343	139	343	275
L5	446338	3432994	39	4.866	95	462	209	537	403
L6	443726	3444375	39	5.885	135	794	271	714	593



شکل ۱. نمایی از بهمن سنگی المور در تاقدیس سرتل، دید به سمت جنوب



شکل ۲. a: نمایی از تجمع و بسته شدن تنگه المور توسط آوار لغزش المور؛ b: بلوک های سنگ آهک جهش کرده از روی ارتفاعات مجاور بهمن سنگی المور (فاصله ۶/۵ km)

مسافت ۶/۵ کیلومتری جابجا شده است. در مورد بهمن سنگی المور حجم اصلی آوار به علت محدودیت جابجایی (برخورد با ارتفاعات مجاور) مهار شده و به وضعیت ثبات رسیده، گرچه بخشی از آوار از روی این ارتفاعات جهش کرده است (شکل ۲a و ۲b). بر مبنای فاصله جابجایی دورترین بلوکها، زاویه فارباشنگ (Fahrböschung) این

این لغزش بر اساس رده بندی هانت (۱۹۸۴) (Hunt, 1984) از نظر شکل سطح لغزش در گروه زمین لغزش های انتقالی در سنگ و از نظر متلاشی شدن ساختار در گروه بهمن های سنگی قرار می گیرد. بخشی از آوار آن با پر کردن فاصله میان ارتفاعات اصلی و ارتفاعات تنگه المور از روی این ارتفاعات سریز کرده و تا

طور مستقیم بر روی سازند سروک قرار می‌گیرد، تعیین مرز این دو سازند با مشکلاتی همراه است.

بر اساس مقاله سجادی و امیدوار (۱۳۹۰) در مورد میدان‌های نفتی مارون و آب تیمور در جنوب و جنوب غرب منطقه مورد مطالعه مرز سازند های سروک و ایلام در بالای زون زیستی ۲۹ (Wynd, 1965) قرار گرفته است که در مقیاس میکروسکوپی با ظهور گونه *Rotalia skourensis* و در مقیاس ماکروسکوپی و ژئوفیزیکی با افزایش ناگهانی مقادیر لاگ گاما در مرز بیوزون های ۲۹ و ۳۰ (Wynd, 1965) که به هوازدهگی رسوبات، کارست شدید و تشکیل کانی‌های رسی نسبت داده شده است. موارد ذکر شده در این مقاله با مشاهدات صحرایی دیده شده در منطقه مورد مطالعه انطباق خوبی دارد بطوری که یک زون شدیداً کارستی با لایه‌های لاتریت-بوکسیت مارنی هوازده به ضخامت ۱۵ تا ۳۰ متر در دیواره لغزش‌های بزرگ منطقه در تاق‌دیس سرتل و کوه سفید قابل مشاهده است (شکل ۵). در این منطقه سازند ایلام بصورت آهک‌های خاکستری قلوهای، برشی شده با ندول‌های آهن تا آهک میکرایتی خاکستری رسی با کلاستیک‌های سیلیسی می‌باشند. ضخامت لایه‌بندی آن متوسط تا نازک لایه و حفاری‌های نفتی بعمل آمده در سازند ایلام وجود یک لایه رسی به رنگ خاکستری تا کرم پیریت‌دار را در ممبر پائینی آن تأیید نموده است (سجادی و امیدوار، ۱۳۹۰). این لایه رسی احتمالاً منشاء دریاچه‌ای داشته (شکل ۵ c,d,e) و ضخامت آن از چند میلی متر تا چندین متر تغییر می‌یابد و معمولاً نیز با یک لایه آهکی تیره رنگ بیتومن-دار جایگزین می‌گردد (سجادی و امیدوار، ۱۳۹۰). همچنین سازند ایلام در بخش‌های پایینی دارای بین لایه‌های لاتریت-بوکسیت مارنی می‌باشد (شکل ۵ a,b) و بسته به عیار و ترکیب آن بعنوان معدن بوکسیت و یا خاک‌نسوز استفاده می‌شود. این میان‌لایه‌ها نفوذپذیری پایینی داشته و بستری برای ظهور چشمه در ترازهای مختلف دامنه شده است (شکل ۵ a). در نمونه‌ها و مقاطع میکروسکوپی تهیه شده از سازند ایلام فسیل‌های فورامینیفر، نومولیت، گاستروپود و آمونیت یافت شده است.

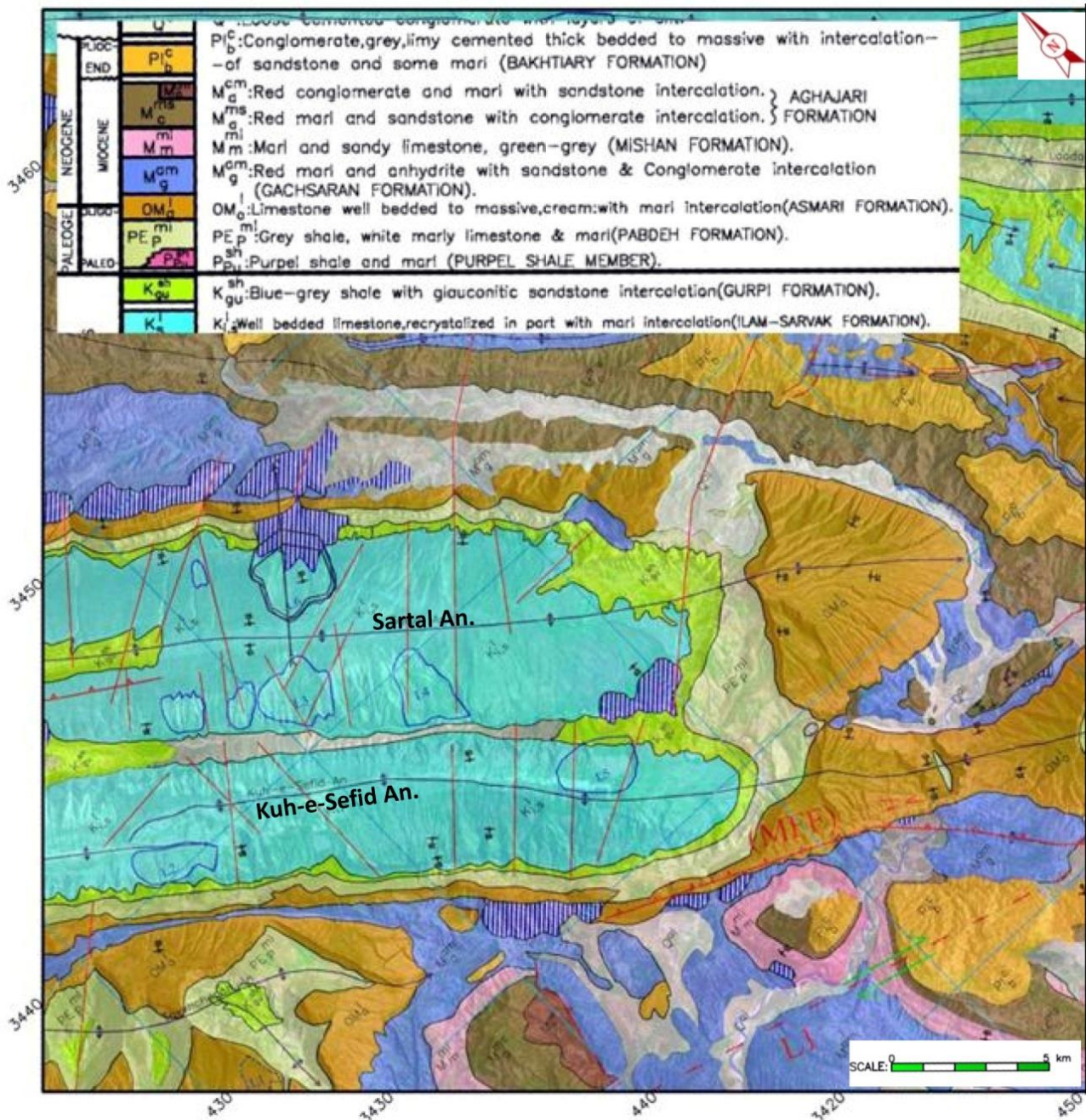
لغزش حدود  $14^\circ$  ( $\Delta h = 1600 \text{ m}$ ,  $\Delta L = 6400 \text{ m}$ ) و حجم اصلی آوار سطحی، در حدود  $4/55 \text{ km}^2$  را اشغال کرده‌اند. ضخامت این آوار در بیشترین قسمت حدود ۳۰۰ متر برآورد می‌شود و شکل آوار آن تغییر شکل یافته T شکل است (Nicoletti, Sorriso-Valvo, 1991). خروجی تنگه المور پس از وقوع بهمن‌سنگی به وسیله بلوک‌های چند صد تنی سنگ تقریباً مسدود شده ولی رواناب ناشی از بارندگی با شستشوی زمینه دانه‌ریز توانسته آبراهه‌هایی در این رسوبات ایجاد کند.

## ۲-۲. خصوصیات زمین‌شناسی

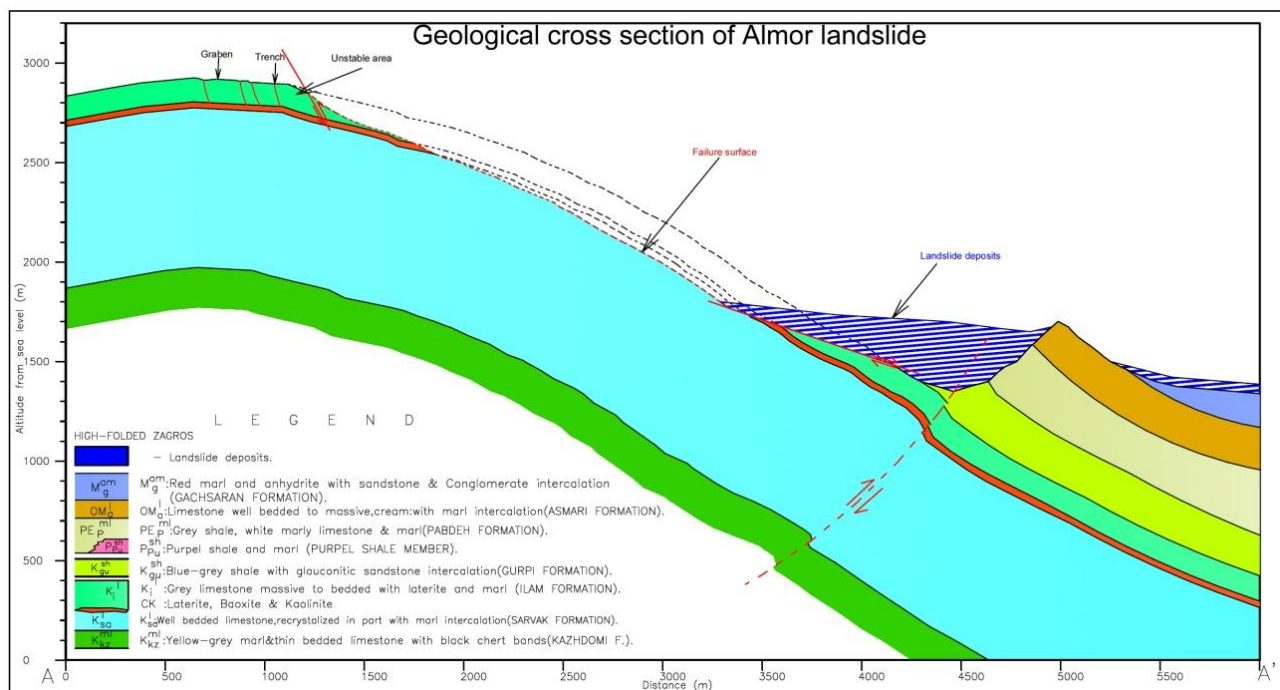
در شکل ۳ قسمتی از نقشه زمین‌شناسی تهیه شده برای منطقه مورد مطالعه آورده شده است. مبنای تهیه آن نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰۰ سیدون، بهبهان، دهدشت (وزارت نفت، واحد اکتشاف سطح الارضی) و کوه‌کلاته (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور) به همراه استفاده از تصاویر ماهواره‌ای است. در شکل ۴ مقطع زمین‌شناسی از لغزش المور آورده شده که بر اساس برداشت و مشاهدات میدانی زمین‌شناسی، تصاویر ماهواره‌ای و تصاویر DEM (Digital Elevation Model) تهیه شده است.

از نظر سنگ‌شناسی قدیمی‌ترین رخنمون موجود در تاق‌دیس سرتل و کوه سفید متعلق به سازند سروک به سن کرتاسه میانی شامل: آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه اسپاری با رخ‌های کاملاً مشخص و رسوبات تخریبی کم، به رنگ خاکستری بسیار روشن تا سفید می‌باشد. در بالاترین بخش از سازند سروک آهک برشی با رنگیزه‌های مواد آهن‌دار و نیز نودول‌های هماتیتی حاکی از تأثیر فاز خشکی زائی در زمان تورونین است که در نتیجه آن بعلت نبود چینه‌ای رسوبات کنیاسین، رسوبات سانتونین (کرتاسه بالایی) تشکیلات ایلام مستقیم بر روی لایه‌های مزبور قرار دارد. رخنمون سطحی سروک در کف و دیواره زمین‌لغزش‌های بزرگ منطقه در کوه سرتل، با یک مرز مشخص افق بوکسیت-لاتریت و کارستی شدن شدید رسوبات مشخص می‌باشد (شکل ۵). در مناطق مرکزی و جنوبی فروافتادگی دزفول که سازند کربناته ایلام به





شکل ۳. نقشه زمین‌شناسی تهیه شده برای منطقه مورد مطالعه به همراه محل زمین‌لغزش‌ها



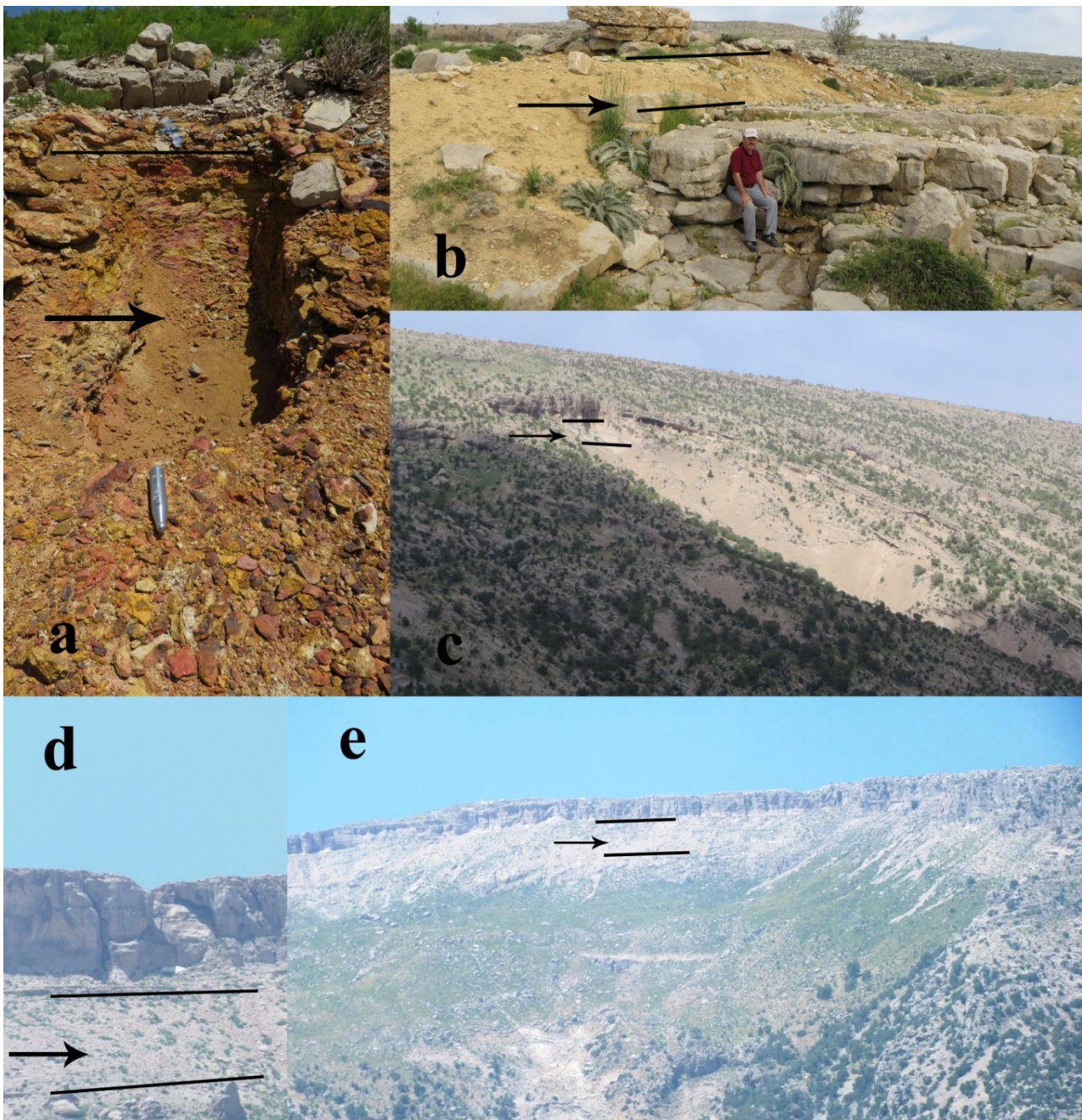
شکل ۴. مقطع زمین شناسی بهمن های سنگی المور در راستای خط A-A'

### ۲-۳. ژئومورفولوژی

ویژگی ژئومورفولوژیکی زاگرس چین خورده وجود کوههای طولی و موازی هم با امتداد شمال غرب به جنوب شرق می باشد. بلندای ارتفاعات اصلی این منطقه حدود ۲۰۰۰ تا بیش از ۳۰۰۰ متر از سطح دریا بوده و در میان آنها اکثراً دره های عمیق و طولی قرار می گیرند. ارتفاعات اصلی و بلند منطقه از آهک های ایلام- سروک، و با یک افت توپوگرافی در مارن های پابده- گورپی بوسیله ارتفاعات حاشیه ای فرسایش یافته و کم ارتفاع تر از جنس آهک های آسماری محصور شده اند. بیشتر دره ها ساختار ناودیدی داشته و در بعضی مواقع دشت های پهن و طولی را ایجاد کرده اند که بوسیله سازندهای فرسایش پذیر گچساران و آغا جاری پوشیده شده اند. آهک های رسی سازند ایلام به خصوص در ارتفاعات سرتل و کوه سفید شدیداً کارستی بوده، علاوه بر وجود انواع مختلف اشکال کارستی بزرگ (کارن، چاله باران، آون، پانور،

گریک و چشمه های کارستی)، در نمونه های دستی هم به شدت متخلخل می باشند. افق بوکسیت-لاتریت مارنی مرز میان سروک و ایلام، به همراه لایه رسی- مارنی قاعده ای ایلام و وجود میان لایه های متعدد لاتریت و مارن در بخش پایینی سازند ایلام با ایجاد یک بستر ضعیف و لغزنده زمینه مناسبی را برای ایجاد حرکت های دامنه ای بزرگ در توده سنگ های آهکی پوشاننده آن بصورت تغییر شکل گرانشی عمیق دامنه و زمین لغزش های بزرگ ایجاد کرده است (شکل ۵ c,d,e، شکل ۷). شواهد ژئومورفولوژیکی تغییر شکل گرانشی عمیق دامنه شامل: گرابن ها، ترانشه ها، پرتگاه ها، شکاف های خط الراس و پنجه شیب برآمده می باشند (Varnes, 1989; Agliardi et al., 2009; Ambrosi and Crosta, 2006). این شواهد برای نمونه در ارتفاعات کوه سرتل و سفید در تصاویر ۶ و ۷ آورده شده است.





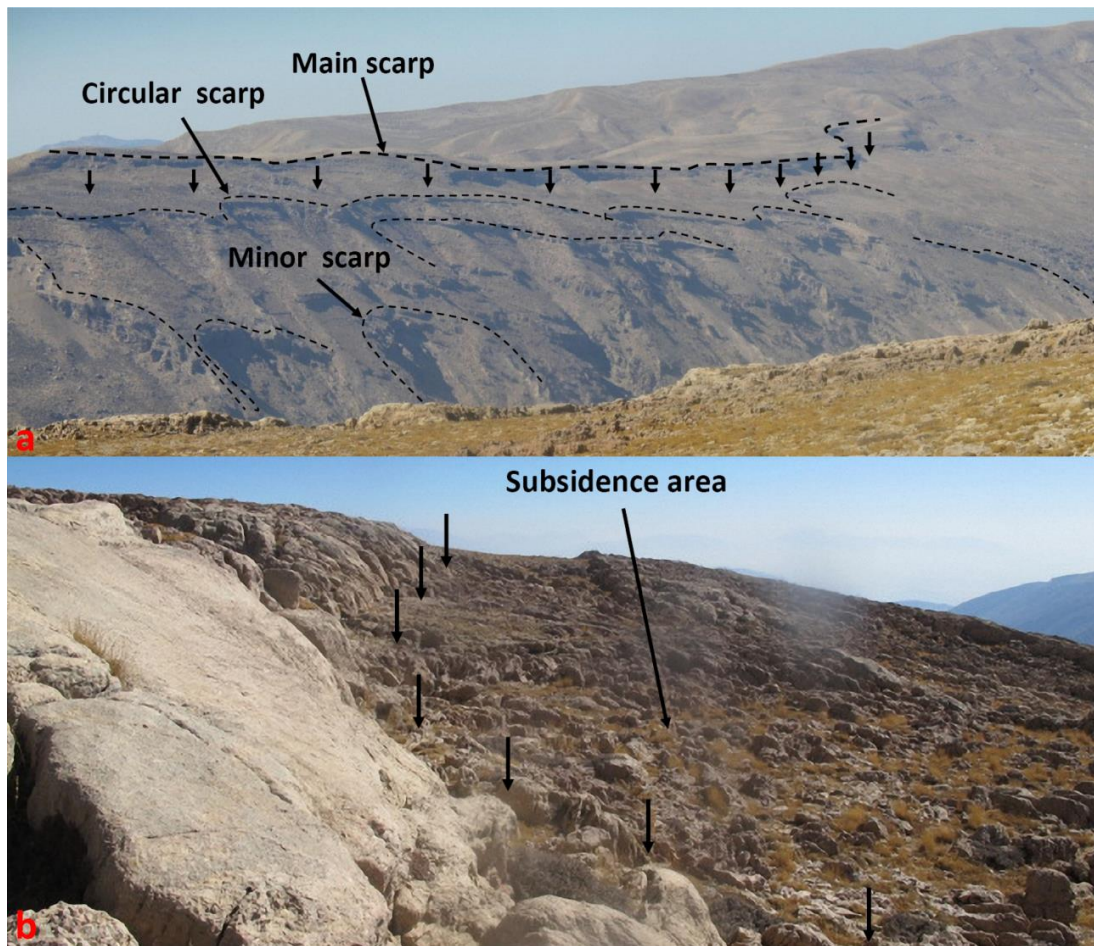
**شکل ۵.** a: میان لایه بوکسیت-لاتریت در آهک‌های سازند ایلام (ترکیب کانی‌شناسی: کلسیت، کائولینیت، فوجاسیت، بر اساس آنالیز XRD)؛ b: میان لایه‌های رس مارنی سازند ایلام در تاقدیس سرتل (ترکیب کانی‌شناسی: کلسیت، کوارتز، کائولینیت، نوترونیت، بر اساس آنالیز XRD)؛ c: لایه مرزی بوکسیت-لاتریت و رسی-مارنی میان سازند سروک و ایلام در یال جنوب غربی تاقدیس سرتل؛ d و e همان لایه در یال شمال شرقی تاقدیس سرتل (زمین‌لغزش المور) در کف لغزش آهک سروک (ترکیب کانی‌شناسی: کلسیت و دولومیت بر اساس آنالیز XRD) و بالای زون جدایش آهک ایلام (ترکیب کانی‌شناسی: کلسیت و کوارتز)





شکل ۶. a: لغزش تدریجی بلوک‌های بزرگ توده سنگ در لبه پرتگاه زمین لغزش المور بر اثر قرار گیری بر روی بستر سست مارنی؛ b: گسله‌های پرتگاهی بالادست زمین لغزش المور و جابجایی بلوک‌های توده سنگ که باعث ایجاد گراین شده است؛ c: شکاف باز ایجاد شده در اثر لغزش تدریجی زمین به موازات یال شمال شرقی تاقدیس سرتل؛ d: ترانشه ایجاد شده بر اثر جابجایی و چرخش بلوک توده سنگ در بالا دست پرتگاه لغزش المور؛ e: لبه پرتگاه لغزش المور و فرونشست نواحی ناپایدار؛ f: نشست گرانشی وسیع در یال شمال شرقی تاقدیس سرتل





شکل ۷. a: نشست گرانشی در یال شمال شرقی تاقدیس کوه سفید (سولک) و پرتگاه قوسی زمین‌لغزش‌های بوقوع پیوسته؛ b: نشست گرانشی در یال جنوب غربی تاقدیس سرتل

#### ۴-۲. خصوصیات ساختاری

تاقدیس‌های سرتل و کوه سفید در مرز فروافتادگی دزفول و پهنه ایزه در کمربند چین‌خورده و رانده زاگرس قرار دارند. تاقدیس سرتل با طول موج حدود ۵ کیلومتر در رده متوسط و تقریباً متقارن است. دامنه‌های هر دو تاقدیس محدب و شیب دامنه به سمت قسمت‌های پایین زیاد می‌شود، این افزایش برای تاقدیس سرتل تدریجی و تا حدود ۵۰ درجه است. قسمتی از گسل پیشانی کوهستان (MFF) در یال جنوب غربی کوه سفید با روند شمال غرب به جنوب شرق یک گسل معکوس پنهان پی‌سنگی قطعه‌بندی شده همراه با مشخصه‌های مهم ساختاری، توپوگرافیکی، زمین‌ریخت‌شناختی و لرزه‌زمین‌ساختی است (شکل ۸).

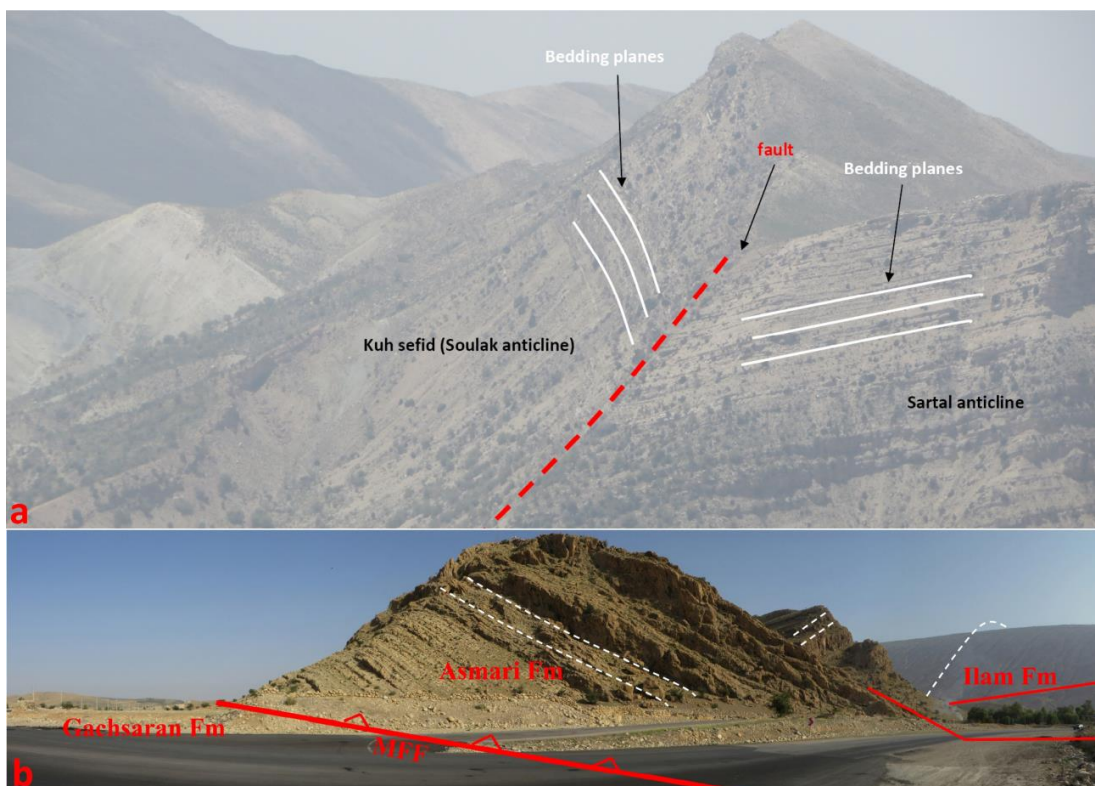
در جنوب غربی این گسل در پیش‌بوم زاگرس، هیچ رخنمونی از سازند آسماری به سن ائوسن-الیگوسن و یا سنگهای مزوزوئیک وجود ندارد (Berberian, 1995). همچنین مرز میان دو تاقدیس سرتل و کوه سفید در قسمت شمال غربی هم گسلی است (شکل ۸). ساختارهای اصلی کمربند چین-رانده زاگرس با روند تقریبی شمال غرب-جنوب شرق به صورت عرضی به وسیله مجموعه‌ای از گسل‌های با سازوکار غالب امتداد لغز قطع می‌شوند (Berberian, 1976; Yassaghi, 2006). این گسل‌های عرضی با دو روند شمال غرب با سازوکار راستگرد مانند: خارک-میش، سروستان، کازرون و شمال شرق با سازوکار چپگرد مانند بالارود و بستک هستند (Yassaghi, 2006). این گسل‌های کوچک و متعدد عرضی

مکانیک خاک جهت تعیین مشخصات سنگ بکر، و پارامترهای مهندسی توده سنگ با استفاده از معیارهای شکست مناسب و روش‌های طبقه‌بندی توده سنگ حاصل شده است. خصوصیات هیدرولیکی مصالح با استفاده از داده‌های چاه‌های اکتشافی نفتی و تحلیل جریان آب‌زیرزمینی به روش شبیه‌سازی عددی انجام شده است. مطالعه سازوکار بالقوه شکست و تحلیل پایداری دامنه با استفاده از ترکیبی از روش‌های تحلیل سینماتیکی، تحلیل تعادل حدی و تحلیل عددی عناصر محدود انجام شده است.

در تاقدیس‌های کوه سفید و سرتل بصورت درزه‌های رهایی بزرگ عملکرد داشته‌اند.

### ۳. مشخصات مصالح و روش‌های تحلیل

جهت بررسی موضوع این تحقیق از ترکیبی از روش‌های برداشت صحرایی زمین‌شناسی و مطالعات پردازش تصویر برای بدست آوردن جهت‌یابی ناپیوستگی‌های توده سنگ استفاده شده است. خصوصیات این گسستگی‌ها (زبری، فاصله‌داری، بازشدگی) از برداشت صحرایی زمین‌شناسی به دست آمده است. از مطالعات آزمایشگاهی مکانیک سنگ و



شکل ۸. a: مرز گسله میان دو تاقدیس سرتل و کوه سفید (دید رو به شمال غرب)؛ b: عبور گسل جبهه کوهستان از جلوی یال جنوب غربی تاقدیس کوه سیاه که باعث روراندگی آهک آسماری بر روی سازند گچساران شده است (دید رو به شمال).

یکی از سودمندترین توصیف‌ها را از هندسه کلی شکستگی در حین چین‌خوردگی ارائه کرده است (شکل ۹). با تغییر یافتن شکل و خاستگاه چین، موقعیت و شدت دسته شکستگی نیز تغییر خواهد کرد. لیکن در تمام چین‌هایی که به

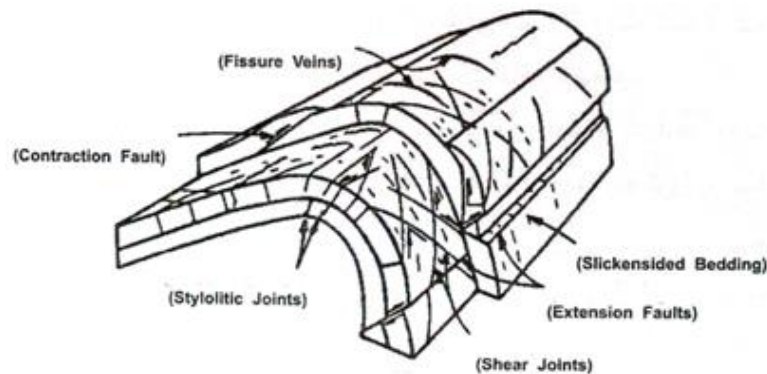
### ۳-۱. مشخصات ناپیوستگی‌های توده سنگ

در طی آغاز و رشد چین‌خوردگی، تاریخچه تنش و واتنش بسیار پیچیده است، از این رو الگوهای شکستگی توسعه یافته در درون چین‌ها نیز پیچیده می‌باشند. پرایس (۱۹۶۷) (Price, )



چین خوردگی در توسعه شکل کارست موثر بوده است. همچنین به نظر می‌رسد توسعه کارست و شکستگی‌های بزرگ ناشی از چین خوردگی، در سست کردن توده سنگ یا فراهم آوردن بستر مناسب برای ایجاد زمین لغزش‌های بزرگ در سنگ‌های کربناته موثر بوده است.

دقت مطالعه شوند می‌توان بسیاری از این دسته شکستگی‌ها را شناسایی نمود. در طی دگرشکلی، توزیع عناصر مختلف هندسه شکستگی مرتبط با چین، که بر روی ساختار اعمال می‌شوند، تغییر خواهد کرد. قلی‌پور (۱۹۹۴) مثالی‌هایی از این نوع تغییرات را در هندسه چین‌های کربناته ایران آورده است. در منطقه مورد مطالعه، الگوی شکستگی‌های مرتبط با



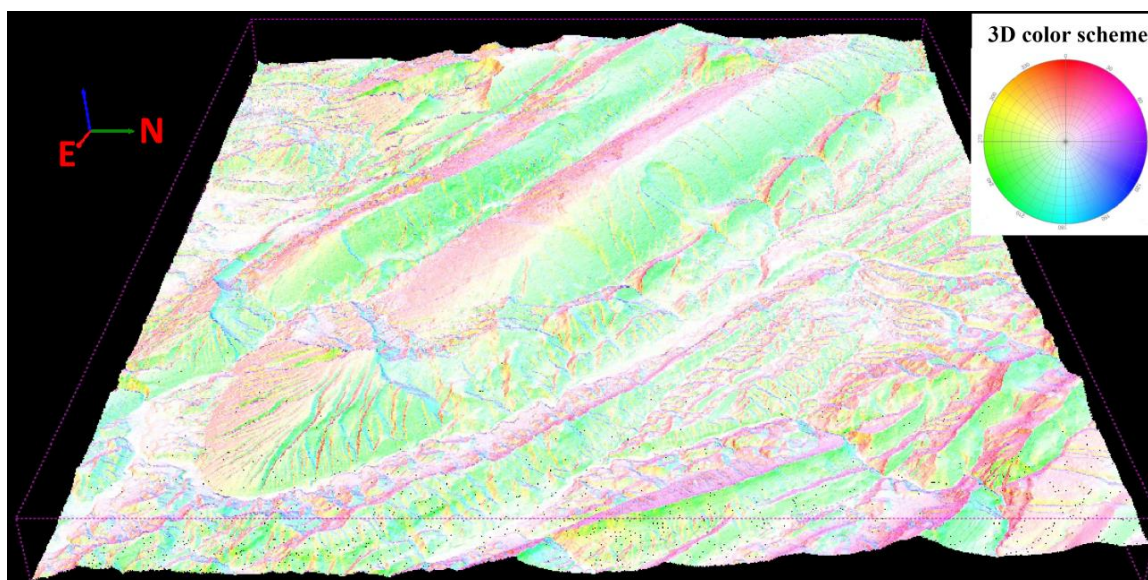
شکل ۹. جهت‌گیری شکستگی‌های شاخص مرتبط با چین خوردگی (Price, 1967)

اولیه (مقیاس متر)، زبری ثانویه (مقیاس سانتی‌متر)، امتدادیافتگی، فاصله‌داری، بازشدگی، هوازدگی، پرشدگی و ضریب زبری سطح درزه (JRC) بر طبق ISRM, 1981 آورده شده است.

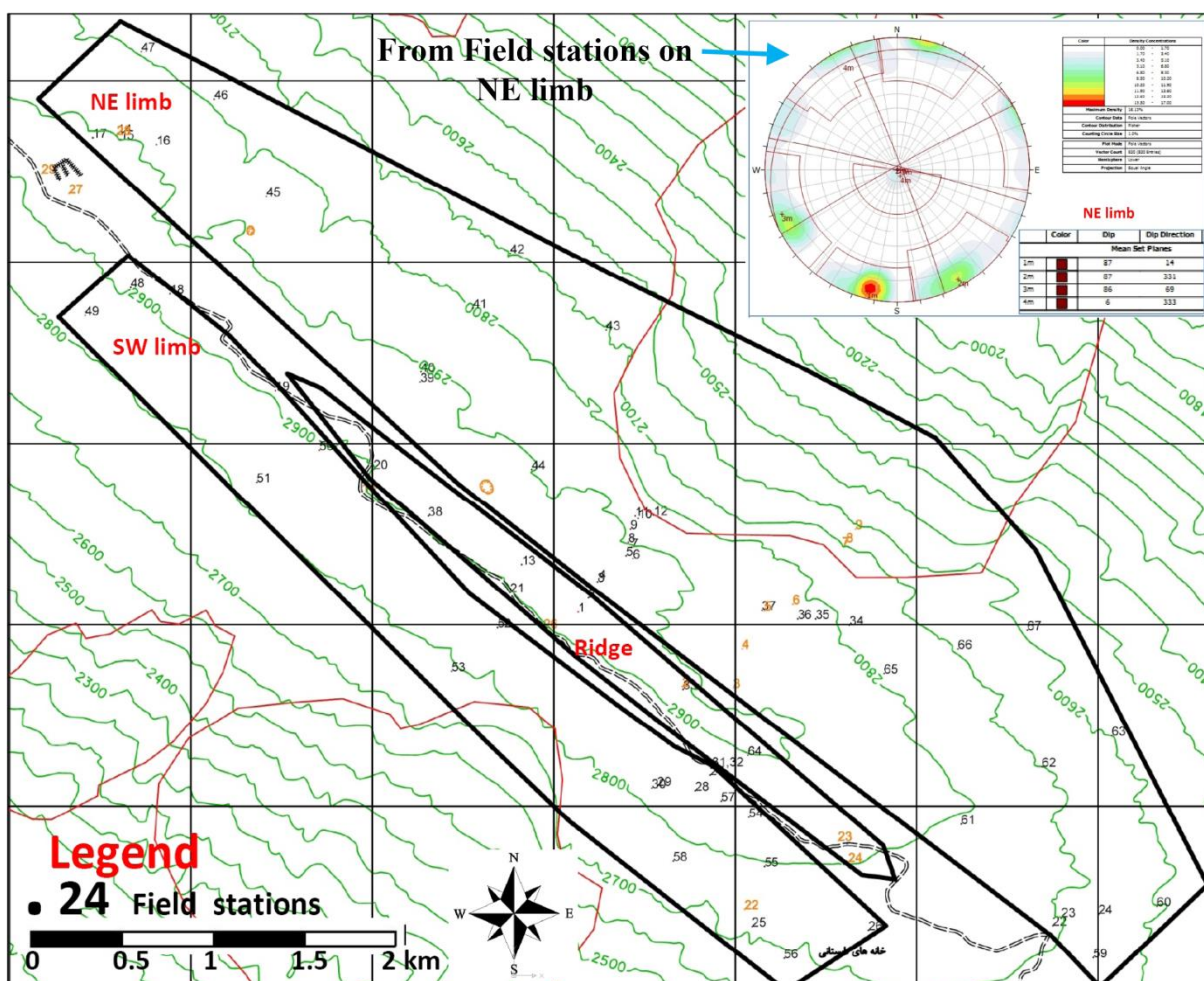
### ۲-۳. آزمایش‌ها و خصوصیات مهندسی مصالح

به منظور تعیین مشخصات فیزیکی و مکانیکی توده سنگ از نتایج مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی استفاده شده است. مطالعات آزمایشگاهی انجام شده بر روی نمونه‌های سنگ بکر شامل: تعیین خصوصیات فیزیکی، شاخص دوام‌پذیری، مقاومت فشاری تک‌محوری، مقاومت کششی برزیلین، سرعت موج فشاری و برشی، آزمایش برش مستقیم به روش کرنش کنترل شده، آزمایش تیلت و آزمایش XRD بوده است. آزمایش برش مستقیم سنگ با هدف بررسی رفتار برشی درزه سنگ در اعماق زیاد تا تنش عمودی  $\frac{1}{8}$  مگاپاسکال انجام شده است.

به منظور شناسایی و نقشه‌برداری خصوصیات ناپیوستگی‌های توده سنگ علاوه بر روش‌های برداشت سنتی بر مبنای ISRM, 1978 (شکل ۱۱) از روش‌های اندازه‌گیری از راه دور با استفاده از تصاویر DEM با دقت ۱۰ متر و نرم‌افزار Coltop3D (Jaboyedoff et al., 2007) برای اندازه‌گیری خصوصیات ناپیوستگی‌های توده سنگ استفاده شد. جهت شناسایی پارامتر زبری سطح درزه (JRC Joint roughness) از مقاطع استاندارد ISRM, 1981 و جهت اندازه‌گیری پارامتر سختی سطح درزه (JCS Joint coefficient compressive strength) از چکش اشمیت نوع L استفاده شده است. در شکل ۱۰ نقشه شیب و جهت شیب عوارض زمین که با استفاده از نرم‌افزار Coltop3D تهیه شده نشان داده شده است. در جدول ۲ مجموع نتایج دسته ناپیوستگی‌های شناسایی شده در توده سنگ با استفاده از این نرم‌افزار و نقشه‌برداری صحرایی قابل مشاهده است. در شکل ۱۲ نمودارهای درصد فراوانی برای هر رده از پارامترهای زبری



شکل ۱۰. تفسیر شیب و جهت شیب عوارض زمین در تاقدیس‌های سرتل و کوه سفید با نرم‌افزار Coltop3D

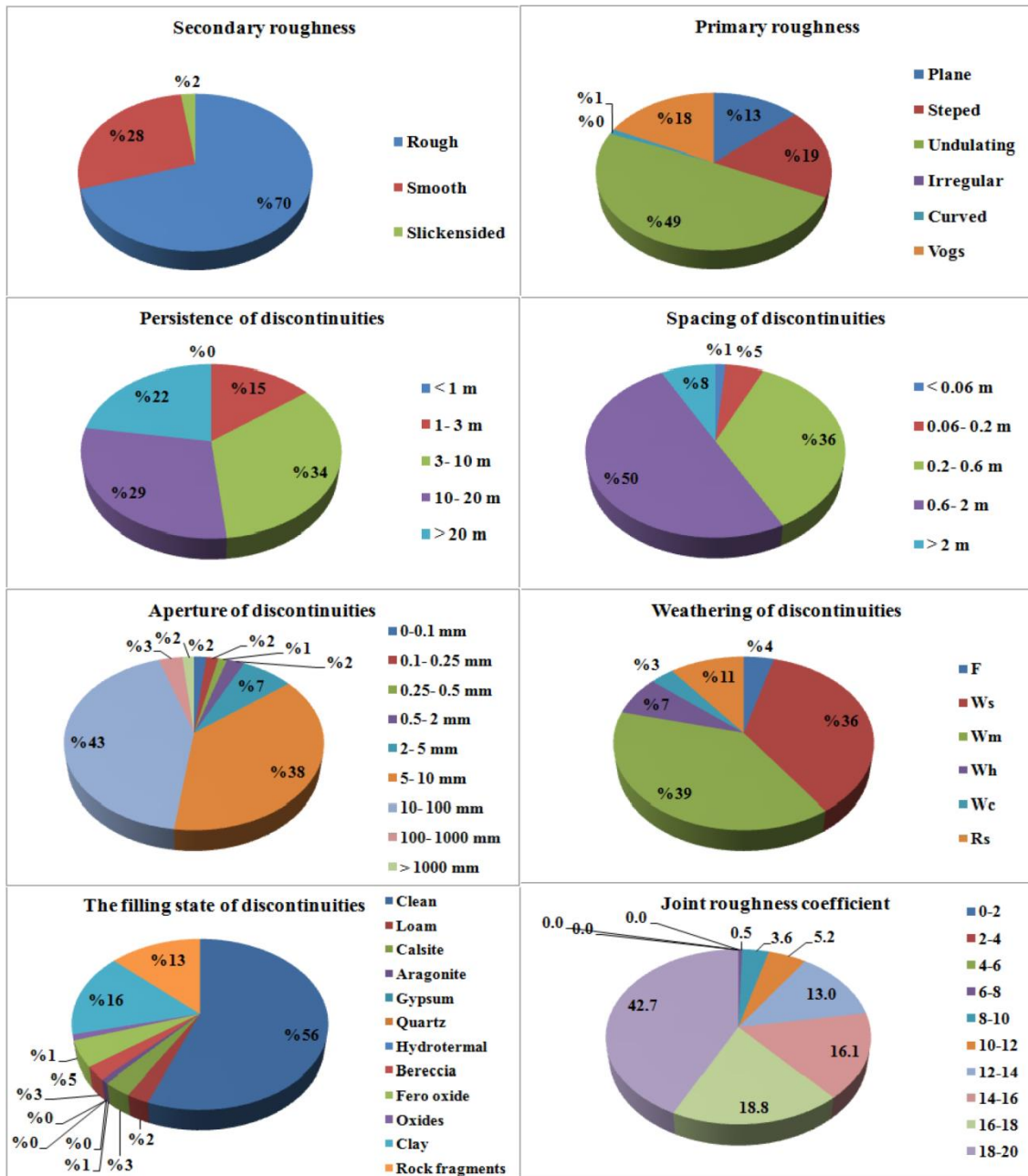


شکل ۱۱. نقشه ایستگاه‌های برداشت ناپیوستگی‌های روی تاقدیس سرتل و استریوگراف ناپیوستگی‌های، از برداشت صحرايي در خط الراس يال شمال شرقي



جدول ۲. مجموع دسته ناپیوستگی‌های شناسایی شده توده‌سنگ برای زمین‌لغزش المور و یال شمال شرق تاقدیس سرتل

Place of measurement	Joint ID	Joint type	Mean plane		Cluster size°	Location on anticline limb or slide scar area
			Dip°	Dip direction°		
NE limb of Sartal anticline(Alm or slide)	J1	Joint	23	7	30	Shear joints and scarp wall above slip
	J2	Joint	24	57	15	Shear joints and scarp wall above slip
	J3	Joint	29	115	30	Right wall, fissure veins, and regional joints
	J4	Joint	36	344	30	Slip left wall, fissure veins, regional joints
	B	Bedding	23	38	15	Bedding planes of Sartal anticline northwest limb



شکل ۱۲. نتایج برداشت خصوصیات ناپیوستگی‌های توده‌سنگ آهک سروک و ایلام در منطقه مورد مطالعه

پارامترهای معیار شکست هوک و براون (۲۰۰۲) و مور-کولمب، برای توده سنگ و معیار شکست بارتن-باندیس برای ناپیوستگی‌ها محاسبه شده است. تمامی محاسبات انجام شده برای مصالح منطقه مورد مطالعه برای دو حالت خشک و اشباع می‌باشد. در جدول‌های ۳ و ۴ مجموع کلی پارامترهای مورد نیاز برای انجام شبیه‌سازی عددی در نرم‌افزار Phase2 آورده شده است. پارامترهای لایه لاتریت-بوکسیتی در جدول با دو نام آورده شده، نخست به عنوان میان لایه‌های مارن و شیلی که اشاره به روش محاسبه غیر مستقیم پارامترهای آن از راه طبقه‌بندی توده سنگ و معیارهای شکست تجربی دارد و دیگری به نام خاکهای لاتریت-بوکسیتی که اشاره به محاسبه مشخصات ژئومکانیکی آن بطور مستقیم از آزمایش‌های مکانیک خاک می‌باشد. از آنجا که پارامترهای مقاومتی باقی‌مانده تودسنگ پس از عبور از فاز الاستیک و ورود به فاز پلاستیک، بخصوص در مورد پایداری دامنه‌ها نقش مهمی دارد، جهت تخمین آنها از روش پیشنهاد شده توسط کای و همکاران (۲۰۰۷) (Cai et al., 2007) استفاده شده است.

در مورد لایه لاتریت-بوکسیت مارنی مرز میان سازند ایلام و سروک با توجه به اینکه این لایه در مرز میان سنگ‌های بسیار ضعیف و هوازده و خاک‌های بسیار سخت قرار می‌گرفت، از دو روش برای برآورد پارامترهای مقاومتی آن استفاده شده است. در روش اول (غیر مستقیم) از چکش اشمیت برای برآورد مقاومت تک محوری و از روش‌های طبقه‌بندی توده سنگ (GSI, RMR, Q) و معیارهای شکست تجربی برای برآورد مشخصات ژئومکانیکی استفاده شده است. در روش دوم تعیین پارامترهای، فیزیکی مقاومت برشی و ژئومکانیکی این لایه بصورت مستقیم از نمونه‌های تهیه شده، با استفاده از آزمایش‌های مکانیک خاک شامل: دانه‌بندی، حدود آتربرگ، XRF, XRD، کلسی‌متری، آزمایش فشار تورمی و تورم آزاد، مقاومت تک محوری خاک و آزمایش برش مستقیم خاک بوده است. بر این اساس نمونه‌ها طبق طبقه‌بندی خاک متحد (ASTM-D-2487) در رده خاک‌های رسی با پلاستیسیته پایین (CL) و بر اساس طبقه‌بندی بافتی (USDA) در رده لوم رسی تا لوم رس و ماسه دار قرار می‌گیرند. در مورد نمونه‌های آهک ایلام و سروک خصوصیات توده سنگ از روشهای طبقه‌بندی RMR، Q، GSI تعیین شده است. همچنین

جدول ۳. مجموع خصوصیات فیزیکی و ژئومکانیکی توده سنگ در حالت خشک

Properties	Technical units	Dry								
		Ilam formation		Sarvak formation		Inter bedded Marls		laterite- bauxite		
Mass density	(MN/m <sup>3</sup> )	0.0267		0.0258		-		0.0218		
Mass Poisson's ratio	-	0.37		0.36		0.41		0.45		
Elastic modulus (E <sub>m</sub> )	(Mpa)	15193		20700		2120		10.22		
Tensile strength (σ <sub>t</sub> )	(Mpa)	0.67		0.48		0.08		0.00		
								CU		
	failure criterion	Peak	Residual	Peak	Residual	Peak	Residual	Peak	Residual	
Mohr-Coulomb	Friction angle (φ <sub>m</sub> )	(deg)	40.8	22.6	41.5	23.7	28.1	18.3	42.0	42.0
	Cohesion (C <sub>m</sub> )	(Mpa)	2.91	3.28	2.59	2.87	0.42	0.57	0.182	0.182
	Dilation angle (ψ)	(deg)	11		12		0		0	
Hoek and Brown parameters	Intact UCS	(Mpa)	106		87		24		-	
	GSI	-	51	26	59	27	36	22	-	-
	m <sub>i</sub>	-	9.0	9.0	10.0	10.0	6.0	6.0	-	-
	Disturbance factor	-	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	-	-
	m <sub>b</sub>	-	1.5640	0.6347	2.3120	0.7312	0.6100	0.3731	-	-
	s	-	0.0043	0.0003	0.0105	0.0003	0.0008	0.0002	-	-
a	-	0.5050	0.5297	0.5030	0.5278	0.5150	0.5377	-	-	



Discontinuity parameters	Shear stiffness	(MPa/m)	10293	7857	21646	-
	Normal stiffness	(MPa/m)	28610	21665	63268	-
	Barton and Bandis JCS <sub>n</sub>	(Mpa)	26.5	14.6	12.0	-
	JRC <sub>n</sub>	-	9.3	8.1	7.2	-
	$\varphi_r$	(deg)	22.7	23.2	17.1	-

جدول ۴. مجموع خصوصیات فیزیکی و ژئومکانیکی توده سنگ در حالت اشباع

Properties	Technical units	Saturated								
		Ilam formation		Sarvak formation		Inter bedded Marls		laterite- bauxite		
Mass density	(MN/m <sup>3</sup> )	0.0268		0.0262		-		0.0237		
Mass Poisson's ratio	-	0.38		0.38		0.42		0.49		
Elastic modulus (E <sub>m</sub> )	(Mpa)	12795		12485		1651		4.93		
Tensile strength (σ <sub>t</sub> )	(Mpa)	0.54		0.35		0.05		0.00		
		CU								
	failure criterion	Peak	Residual	Peak	Residual	Peak	Residual	Peak	Residual	
Mohr-Coulomb	Friction angle (φ <sub>m</sub> )	(deg)	39.0	22.6	39.2	23.7	26.7	18.3	32.9	32.9
	Cohesion (C <sub>m</sub> )	(Mpa)	2.58	3.02	1.84	2.11	0.31	0.43	0.188	0.188
	Dilation angle (ψ)	(deg)	9		9		0		0	
Hoek and Brown parameters	Intact UCS	(Mpa)	97		64		18		-	
	GSI	-	50	26	58	27	35	22	-	-
	m <sub>i</sub>	-	9.0	9.0	10.0	10.0	6.0	6.0	-	-
	Disturbance factor	-	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	-	-
	m <sub>b</sub>	-	1.5090	0.6310	2.2310	0.7286	0.5890	0.3688	-	-
	s	-	0.0039	0.0003	0.0094	0.0003	0.0007	0.0002	-	-
Discontinuity parameters	a	-	0.5060	0.5301	0.5030	0.5280	0.5160	0.5385	-	-
	Shear stiffness	(MPa/m)	8128		4637		17243		-	
	Normal stiffness	(MPa/m)	22668		12897		50806		-	
	Barton and Bandis JCS <sub>n</sub>	(Mpa)	26.5		14.6		12.0		-	
	JRC <sub>n</sub>	-	9.3		8.1		7.2		-	
$\varphi_r$	(deg)	22.7		23.2		17.1		-		

رسوبگذاری آهک ایلام (رمپ کربناته کم شیب و کم عمق) و از آنجا که این سازند در طی زمان رسوب گذاری به دفعات از آب خارج شده، (سجادی و امیدوار، ۱۳۹۰) میان لایه های متعدد و نازک شیل و مارن و خاک های لاتریت- بوکسیتی، علاوه بر لایه قاعده ای مرز میان سروک و ایلام در این سازند وجود دارد. این میان لایه های نازک باعث شکل گیری آبخوان های معلق کوچک و در چاه های نفتی جدایش افق های نفتی مخزن می شوند. این افق ها به علت وجود گسل ها و شکستگی های متعدد در منطقه با هم ارتباط نسبی دارند. لایه رسی قاعده ای، مرز میان آبخوان های ایلام و سروک و جداکننده مخازن نفتی این دو سازند از هم می باشد. در زمان

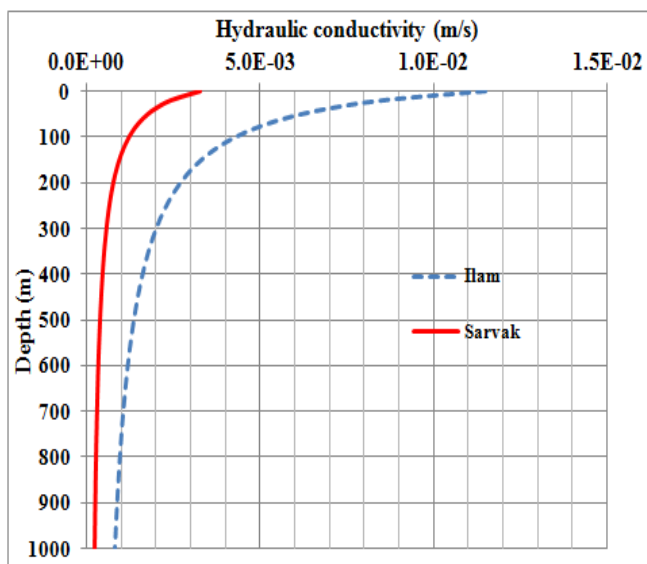
### ۳-۳. وضعیت آب زیرزمینی

توسعه کارست در سازندهای آهکی ایلام و سروک بیشتر از نوع پالئوکارست می باشد. اشکال ژئومورفولوژی انحلالی که در آنها دیده می شود، در سازند ایلام دارای توسعه یافتگی بیشتری است. از جمله این اشکال می توان به کارن، چاله باران، گریک، آون، پانور و چشمه ها را نام برد. با وجود فرارگیری اقلیم منطقه در رده نیمه مرطوب بیشتر آبراهه ها کم آب یا خشک است، که می تواند به دلیل درصد بالای جذب بارندگی منطقه توسط سازندهای کارستی و ضریب رواناب پایین منطقه باشد. در پایین دست و بر روی دامنه لغزش المور چند چشمه کوچک وجود دارد. با توجه به محیط

در این رابطه  $Z$ : عمق بر حسب متر،  $k_i$ : نفوذپذیری در شرایط سطح زمین یا تنش نرمال صفر روی درزه‌های سنگ است. در جدول ۵ مقدار نفوذپذیری استفاده شده برای مدل‌سازی جریان آب‌زیرزمینی و دبی عبوری از مقطع توده‌سنگ آورده شده است. در روش مدل‌سازی عددی به روش تنش کل نیاز به تعیین سطح آب‌زیرزمینی است. این کار یا از روش مشاهده‌ای یا از روش تحلیل جریان آب‌زیرزمینی امکان پذیر است. با فرض محیط هموژن و ایزوتروپ، تحلیل جریان با نرم‌افزار Phase2 v06 انجام شده که نتایج آن در شکل ۱۴ قابل مشاهده است. بر طبق تحلیل انجام شده، برای مثال: مقدار دبی عبوری در مقطع سازند ایلام برای لغزش المور درحالت حداکثر (توده سنگ اشباع) در بالادست دامنه  $m^3/s$   $0.36$  و در پایین دست دامنه  $m^3/s$   $0.12$  است. این مقدار جریان عبوری در مقطع تقریباً معادل با عبور جریان آب  $m^3/s$   $36$  در هر  $100$  متر از عرض مقطع دامنه در پایین دست است. با توجه طول  $3188$  متری دامنه از خط‌الراس تا محل محاسبه مقطع جریان برای اشباع کل ضخامت سازند ایلام در این دامنه با فرض نفوذ  $100$  درصد بارندگی به زمین، نیاز به بارندگی با شدت حداقل  $410$  mm/h می‌باشد، که با توجه به شرایط آب و هوایی منطقه بسیار بعید است.

نوشتن این تحقیق، اطلاعات مناسبی در مورد خصوصیات هیدرولیکی این دو واحد در دست نبود. با این وجود مخزن ایلام و سروک دارای بیش از  $20$  درصد نفت خام درجا و دومین سنگ مخزن نفتی بعد از آسماری در حوضه زاگرس است. به همین دلیل مطالعات فراوانی در مورد پتروفیزیک، خصوصیات مخزن و ژئوفیزیک درون چاهی از این دو سازند موجود است. بر این اساس، طبق منابع به دست آمده (Fatholahi, 2011; Bashiri, 2010; Parsamanesh et al., 2014; Sayyed Sajjadi and Aghigi, 2014; Dashti and Sefidari, 2016; Noorian et al., 2017; Nabikhani et al., 2017; Sasaninia et al., 2012) مقدار تراوایی متوسط افق بالایی سازند سروک و افق مخزن کارستی ایلام به ترتیب  $22$  و  $87$  میلی داری است. پس انجام تصحیحات مربوط به دما، ویسکوزیته سیال و تبدیل واحد متوسط تراوایی اصلاح شده برای سطح زمین، با استفاده از رابطه وی و همکاران (۱۹۹۵) (Wei et al., 1995) به دست آمد (رابطه ۱). سپس این مقادیر پس از تبدیل به هدایت هیدرولیکی در نمودار شکل ۱۳ بر حسب عمق ترسیم شده‌اند. علت انجام تصحیح عمق تغییرات مقدار نفوذپذیری توده‌سنگ با افزایش تنش می‌باشد.

$$\frac{k}{k_i} = \left(1 - \frac{z}{58 + 1.02Z}\right)^3 \quad (1)$$

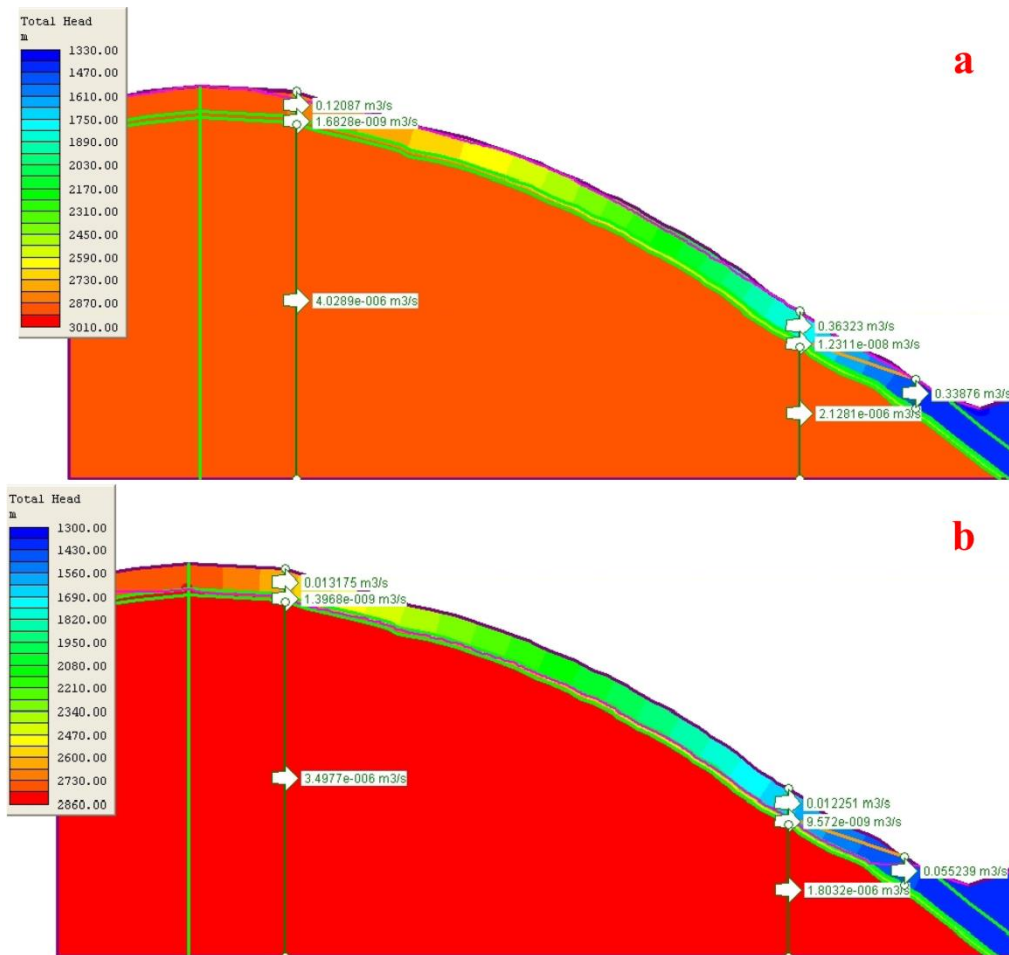


شکل ۱۳. نمودار نشان دهنده تغییرات مقدار هدایت هیدرولیکی آهک ایلام و سروک با افزایش تنش در عمق



جدول ۵. هدایت هیدرولیکی محاسبه شده برای توده سنگ منطقه مورد مطالعه

Landslide name	Almor landslide		
depth (m)	0-120	150-400	120-150
Formation name	Ilam	Sarvak	marl and bauxite soils
Average of hydraulic conductivity (m/s)	6.52E-03	6.33E-04	3.92E-11



شکل ۱۴. a: تحلیل جریان آب زیرزمینی در مقطع لغزش المور در حالت حداکثر (توده سنگ اشباع) و جریان عبوری در هر مقطع از توده سنگ؛ b: تحلیل جریان آب زیرزمینی در مقطع لغزش المور در حالت حداقل سطح آب زیرزمینی برای آبخوان ایلام و جریان عبوری در هر مقطع از توده سنگ

قرار گرفتن در شیب امکان اشباع شدن آن با توجه به آب و هوای منطقه تقریباً غیرممکن است. بنابراین معمولترین شرایط آب زیرزمینی در این دو دامنه تصویر b از شکل ۱۴ می باشد.

#### ۴-۳. تحلیل پایداری

لایه لاتریت- بوکسیت قاعده‌ای، یک آبخوان کم‌تراوا (Aquitard) با قابلیت نگه‌داری آب ولی قابلیت انتقال و زهکشی بسیار پایین می‌باشد. معمول ترین شرایط برای آن قرار گرفتن در حالت اشباع و نزدیک به اشباع است. در عوض آبخوان آهک کارستی ایلام و سروک سرعت انتقال بسیار بالایی داشته و با توجه به ضخامت حدود ۱۰۰ متر و

وجود ندارد. در شکل ۱۵d ناپیوستگی J2 در شرایط نزدیک به احتمال واژگونی کمانشی قرار دارد. لازم به ذکر است که گوه‌های شکل گرفته در ساختارهای تاقدیسی این منطقه با تعریف کلی گوه کمی متفاوت است به این صورت که درزه‌ها و گسل‌های ساختاری شکل گرفته بر اثر فرآیند چین‌خوردگی (Price, 1967) زمینه لازم برای آزادسازی توده‌سنگ در پای دامنه و ایجاد لغزش‌های صفحه‌ای بزرگ را در امتداد میان لایه‌های ضعیف سازند ایلام (میان لایه های شیلی و خاک های لاتریت بوکسیتی مرز میان سازند ایلام و سروک) فراهم نموده است.

### ۳-۴-۲. تحلیل تعادل حدی

از آنجا که دامنه‌های منطقه مورد مطالعه حالت محدب داشته و شیب آنها عموماً در قسمت پای دامنه بصورت ناگهانی زیاد می‌شود، احتمال شکست کمانشی سه‌مفصلی با توجه به مورفولوژی دامنه وجود دارد. این پدیده اولین بار در لایه‌های پرشیب معادن روباز زغالسنگ مشاهده شده است (Cavers, 1981). علاوه بر سازوکارهای معمول شکست کنترل شونده توسط ساختار (لغزش صفحه‌ای، گوه‌ای و واژگونی)، شکست کمانشی (Buckling)، لغزش دو صفحه‌ای (Biplane sliding) و پلاگینگ (Ploughing)، در توده سنگ‌های (رسوبی یا دگرگونی) با بافت فراگیر معمول است. کورز (۱۹۸۱) (Cavers, 1981) کمانش خمشی و کمانش سه مفصلی را توصیف کرده و راه حلی تحلیلی ساده‌ای برای محاسبه آن ارائه کرده است.

لایه‌بندی با سطح دامنه ۳- طول و عرض تخته‌سنگ (اسلب) هر دو بسیار بزرگتر از ضخامت آن باشد. ۴- زاویه شیب ناپیوستگی اصلی بیشتر از زاویه اصطکاک آن باشد. در مورد دامنه‌های مورد نظر هر چهار شرط برآورده می‌شود. با فرض C برابر با صفر و زاویه اصطکاک پسماند در نمودار شکل ۱۶ آنالیز حساسیت ضخامت تخته‌سنگ به مدول الاستیسیته در مقادیر مختلف زاویه اصطکاک برای لغزش المور برای بدست آوردن حداقل ضخامت توده‌سنگ مستعد کمانش انجام شده

تحلیل پایداری و مطالعه سازوکار بالقوه شکست با استفاده از ترکیبی از روش‌های تحلیل سینماتیکی، تحلیل تعادل حدی و تحلیل عددی عناصر محدود انجام شده است.

۱-۴-۳. تحلیل سینماتیکی تجزیه و تحلیل حرکتی، آزمایش پایداری دامنه سنگی برای مدل‌های شکست ساده کنترل شده توسط ساختار از قبیل: لغزش صفحه‌ای، گوه‌ای و واژگونی می‌باشد. روش‌های استریوگرافی بررسی این حالت‌های شکست ساده توسط وایلی و ماه (۲۰۰۴) (Wyllie and Mah, 2004) توصیف شده است. تجزیه و تحلیل سینماتیکی برای یال شمال شرق تاقدیس سرتل (لغزش المور) انجام شده است. شیب و جهت شیب دامنه برای لغزش المور  $38^{\circ}/40^{\circ}$  مطابق با قسمت پرشیب دامنه در محل شکست در نظر گرفته شده است. زاویه اصطکاک سطوح ناپیوستگی  $23^{\circ}$  نزدیک به مقدار باقیمانده بر طبق نتایج آزمایش برش مستقیم درزه و آزمایش تیلت در نظر گرفته شده است. محدوده بررسی جانبی  $20^{\circ}$  از دو طرف جهت شیب دامنه است. شکل ۱۵a به علت همسان بودن شیب دامنه و لایه‌بندی در قسمت‌هایی که شیب لایه بندی از زاویه اصطکاک بیشتر است به شرط حذف قسمت زیرین دامنه (فرسایش، لغزش گوه‌ای، کمانش سه مفصلی و ...) لغزش صفحه‌ای امکان‌پذیر است.

شکل ۱۵b نشان می‌دهد که لغزش برای گوه‌های J2/J3، امکان‌پذیر و برای گوه‌های برشی J1/J2 در حالت مرزی پایداری قرار دارد. شکل ۱۵c پتانسیل واژگونی مستقیم برای دسته ناپیوستگی‌های مشاهده شده برای لغزش المور

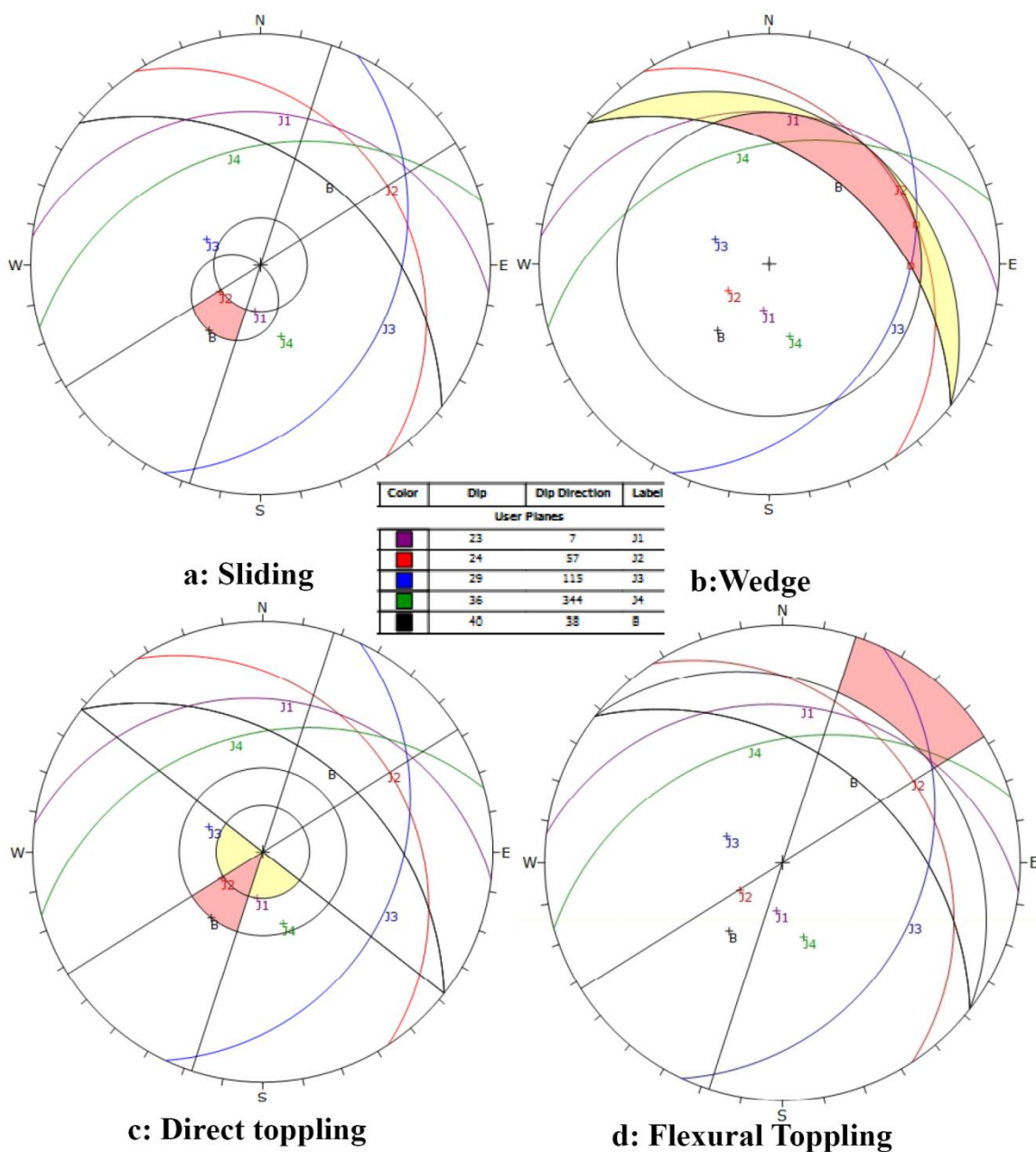
$$l^3 = \frac{\pi^2 E d^2}{2.25(\gamma \sin \alpha - \gamma \cos \alpha \tan \phi_j - c/d)} \quad (2)$$

در این رابطه l: طول شیب، E: مدول الاستیسیته توده‌سنگ، d: ضخامت تخته‌سنگ،  $\gamma$ : وزن مخصوص، a: زاویه شیب،  $\phi_j$ : زاویه اصطکاک درزه C: چسبندگی است.

فرولدی و لوناردی (۱۹۹۵) (Froldi and Lunardi, 1995)، چهار شرط را برای وقوع شکست کمانشی ضروری دانسته‌اند: ۱- توده‌سنگ لایه‌لایه یا ستونی شکل ۲- موازی بودن

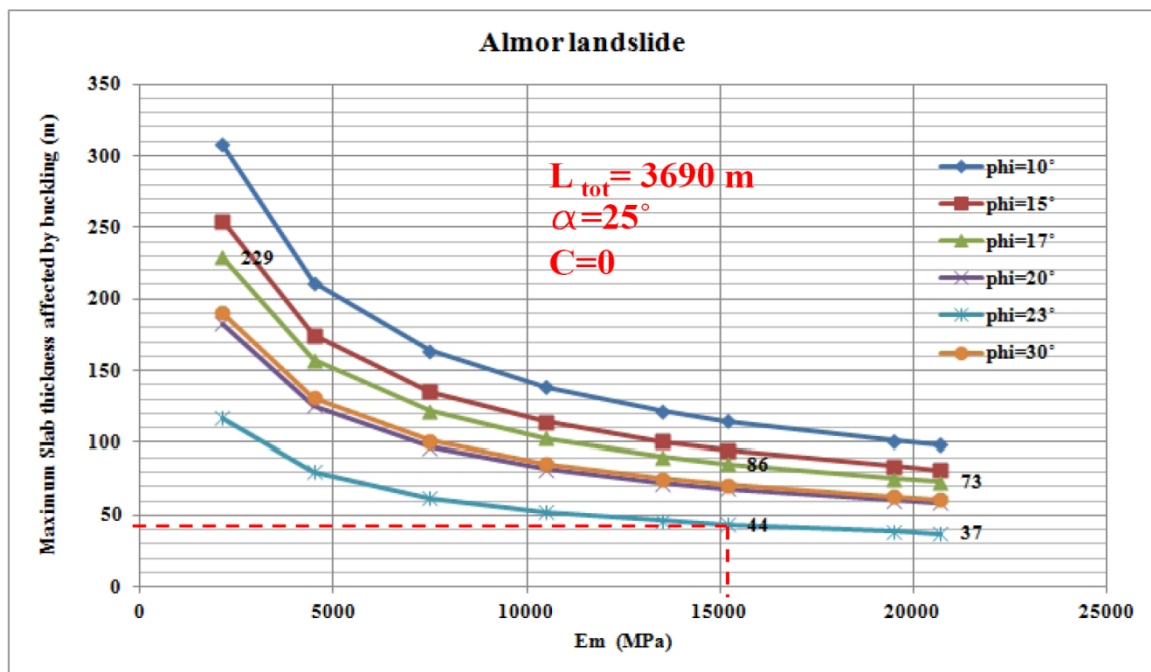
نیروهای خارجی وارد بر دامنه نیز در کمانش توده سنگ موثر است (Cavers, 1981). برای مثال: لیائو و همکاران (۲۰۱۵) (Liao et al., 2015) بر روی تاثیر نیروی زلزله بر روی کمانش، در لغزش‌های مجاور جاده بین المللی قراقرم کارکرده است.

است. بر اساس شکل ۱۶ حداکثر ضخامت لایه مستعد کمانش برای لغزش المور ۴۴ m بدست آمده است که این مقدار به تنهایی برای ایجاد ناپایداری کمانشی در لایه آهک ایلام به ضخامت ۹۰ تا ۱۲۰ متر کافی نیست. با فرض زاویه اصطکاک میان لایه‌های مارنی ( $\varphi=17^\circ$ ) این مقدار به ۸۶ متر می‌رسد. علاوه بر نیروهای داخلی دامنه، ناپیوستگی‌ها، مورفولوژی و



شکل ۱۵. تحلیل پایداری سینماتیکی یال شمال شرق تاقدیس سرتل (لغزش المور) a,b,c,d





شکل ۱۶. آنالیز حساسیت برای رابطه میان ضخامت تخته سنگ متاثر از کماتر از مقابل مدول الاستیسیته توده سنگ در زوایای اصطکاک مختلف بر طبق رابطه کورز (۱۹۸۱)

### ۳-۴-۳. تحلیل عددی

به منظور شبیه سازی سازوکار تغییر شکل گرانشی دامنه و بررسی عوامل مختلف موثر در آن و همچنین محاسبه پایداری و فاکتور ایمنی دامنه قبل از وقوع شکست بر اثر عامل تحریک از نرم افزار دو بعدی phase2 v06 استفاده شده است (Rocscience, 2007). این نرم افزار از نوع عناصر محدود بوده (Finite element analysis) و از مزایای آن امکان شبیه سازی ناپیوستگی ها و استفاده از معیار شکست های مختلف می باشد. پارامترهای استفاده شده در این شبیه سازی بر اساس نتایج مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی و در جداول ۳ و ۴ آمده است. معیار شکست استفاده شده برای مصالح، معیار شکست مور- کولمب (Mohr-Coulomb Criterion) به همراه معیار قطع تنش کششی (Tensile failure criteria) بوده است. سطح آب زیرزمینی بر اساس خصوصیات هیدرولیکی مصالح در جدول ۵ و مدل سازی جریان آب زیرزمینی در حالت محیط هموزن و ایزوتروپ به دست آمده است. بر این اساس سطح معمول آب زیرزمینی برای لغزش المور حالت حداقل سطح آب زیرزمینی در سازند ایلام (شکل ۱۴b) در نظر گرفته

شده است. بر همین اساس برای لایه لاتریت- بوکسیتی و سازند سروک از پارامترهای اشباع (جدول ۴) و برای سازند ایلام از جدول ۳ استفاده شده است. مدل هندسی و زمین شناسی استفاده شده بر اساس مقطع زمین شناسی شکل ۴ می باشند. شبیه سازی تغییر شکل گرانشی دامنه در سه حالت انجام شده است. ۱- دامنه بدون لحاظ کردن لایه ضعیف (لاتریت- بوکسیت مارنی) ۲- در نظر گرفتن لایه ضعیف و استفاده از پارامترهای غیر مستقیم (میان لایه مارنی از جدول ۴) ۳- در نظر گرفتن لایه ضعیف و پارامترهای به دست آمده بصورت مستقیم (لاتریت بوکسیت از جدول ۴). برای هر یک از این حالت های کلی، تحلیل در چهار حالت فرعی انجام شده است. a: توده سنگ بدون در نظر گرفتن ناپیوستگی ها b: در نظر گرفتن لایه بندی توده سنگ c: در نظر گرفتن خط تقاطع درزه های برشی در پنجه لغزش (خط جهت حرکت لغزش گوه ای) d: توده سنگ لایه بندی شده به همراه خط تقاطع درزه های برشی

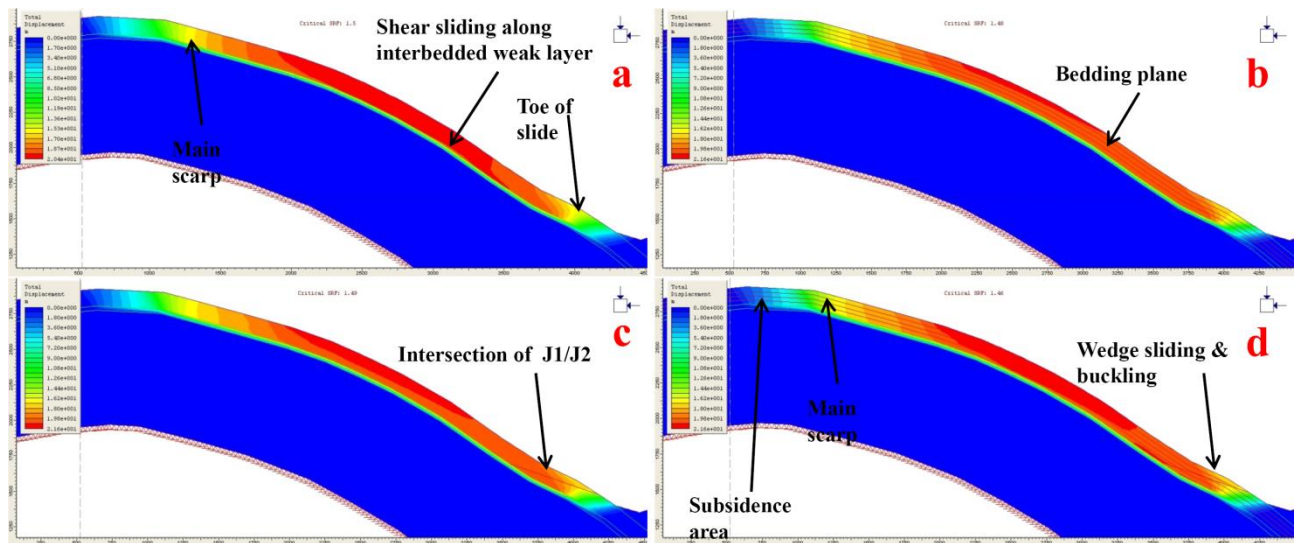
در جدول ۶ نتایج به دست آمده از این شبیه سازی و در شکل های ۱۷ و ۱۸ تصویر جابجایی کل دامنه برای حالت ۳

آمده در قسمت‌های مختلف دامنه با شواهد صحرایی ناشی از تغییر شکل گرانشی یال تاقدیس‌های سرتل و کوه سفید (شامل: ایجاد نشست و ایجاد ترک‌های کششی قوسی در بالادست دامنه) همخوانی داشته است. حالت‌های فرعی شبیه‌سازی برای بررسی مقدار تاثیر هر یک از عناصر شکل دهنده دامنه در مقدار پایداری آن می‌باشد. همانطور که از جدول ۶ مشخص است حالت‌های فرعی مدلسازی از a تا d تاثیر چندانی روی جابجایی‌های خزشی دامنه نداشته و تاثیر آنها بیشتر بر روی ضریب ایمنی و پایداری دامنه بوده است. به علت تحذب دامنه تاثیر لایه‌بندی وسیع توده سنگ و کمانش ناشی از آن در پایداری بیشتر از ناپیوستگی ناشی از تشکیل گوه در پنجه شیب بوده است. بر اساس این شبیه‌سازی لایه خاک‌های لاتریت-بوکسیت مارنی میان سازند ایلام و سروک، درزه‌های برشی ناشی از چین‌خوردگی و لایه‌بندی وسیع آهک‌ها زمینه تغییر شکل گرانشی و مستعد نمودن این دامنه‌ها برای وقوع لغزش در اثر یک عامل تحریک را فراهم نموده‌اند.

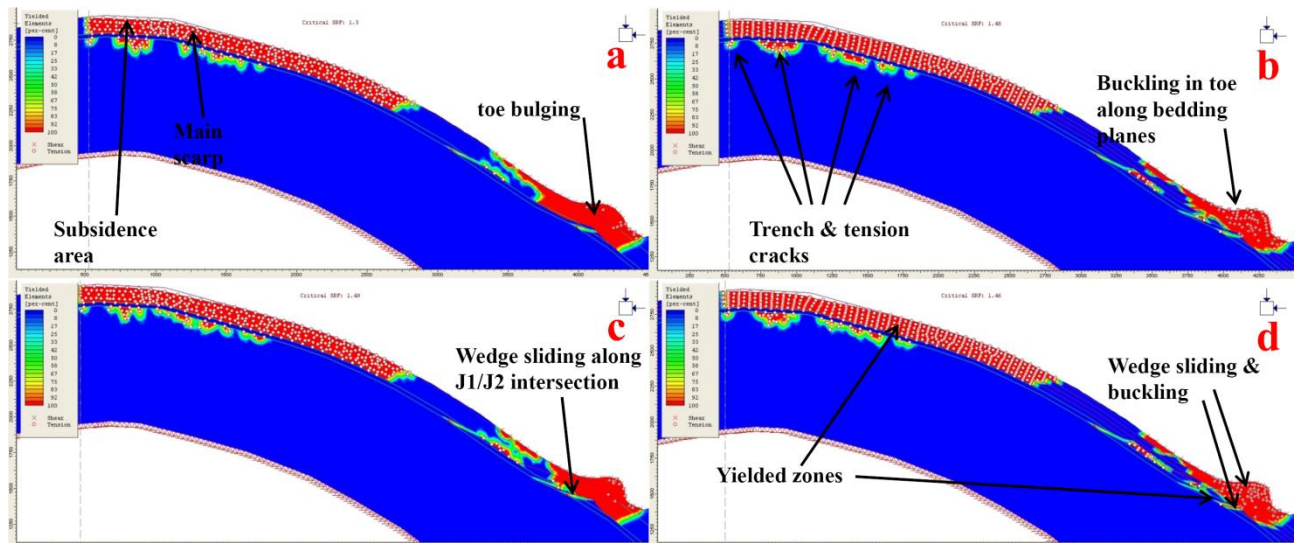
از تحلیل و المان‌های تسلیم شده و نقاط بحرانی تحت تنش کششی و برشی آمده است. با توجه به گسترش و امتداد یافتگی وسیع لایه‌بندی در توده سنگ و وجود میان لایه‌های متعدد و نازک برای بررسی تاثیر لایه‌بندی توده سنگ بر روی پایداری و کمانش با توجه به محدودیت‌های نرم‌افزار آهک ایلام در حالت 3b و 3d شبیه‌سازی به ۴ لایه ۳۰ متری تقسیم شده است. مقدار فرض شده کمتر از مقدار حداکثر ضخامت تخته‌سنگ تحت کمانش به دست آمده از شکل ۱۶ می‌باشد. همانطور که از جدول ۶ قابل مشاهده است، در حالت ۱ مدلسازی (بدون وجود لایه ضعیف میان سازند ایلام و سروک) جابجایی‌های به دست آمده برای دامنه کوچک بوده و توده سنگ کاملاً پایدار است. در وضعیت ۲ شبیه‌سازی از جدول ۶ (پارامترهای به دست آمده بطور غیر مستقیم برای لایه ضعیف) با وجود تاثیر زیاد لایه ضعیف در پایداری دامنه، تغییر شکل‌های به دست آمده کوچک بوده و با مشاهدات صحرایی مطابقت ندارد. در وضعیت ۳ شبیه‌سازی از جدول ۶ (استفاده از پارامترهای برشی به دست آمده بطور مستقیم) با وجود پایداری بالاتر دامنه مقدار تغییر شکل‌های به دست

جدول ۶. نتایج مدلسازی عناصر محدود با نرم‌افزار Phase2 برای لغزش المور در حالت‌های مختلف

Analysis state	Parameters	Safety factor	Max disp (m)	Max H dis (m)	Max V dis (m)	Max V dis on top (m)	Max V dis on toe (m)	
1	A	ilam dry+sarvak sat+ilam sat	1.54	0.836	0.793	0.307	-0.307	0.042
	B	ilam sat+sarvak sat+ilam dry+4*30m bed	1.52	0.838	0.794	0.308	-0.308	0.058
	C	ilam sat+sarvak sat+ilam dry+fault	1.51	0.840	0.797	0.309	-0.309	0.046
	D	ilam sat+sarvak sat+ilam dry+4*30m bed+fault	1.51	0.841	0.799	0.310	-0.310	0.069
2	A	ilam dry+ilam sat+ sarvak sat+marl-shale sat	1.17	0.904	0.855	0.331	-0.331	0.045
	B	ilam dry+ilam sat+ sarvak sat+marl-shale sat+4*30m bed	1.15	0.906	0.856	0.332	-0.332	0.071
	C	ilam dry+ilam sat+ sarvak sat+fault	1.14	0.911	0.860	0.333	-0.333	0.048
	D	ilam dry+ilam sat+ sarvak sat+marl-shale sat+fault+4*30m bed	1.14	0.911	0.862	0.334	-0.334	0.079
3	A	ilam dry+sarvak sat+ laterite-baoxite sat	1.50	20.058	19.006	10.427	-10.427	2.884
	B	ilam dry+sarvak sat+ laterite-baoxite sat+4*30m bed	1.48	20.894	19.733	10.947	-10.947	4.263
	C	ilam dry+sarvak sat+ laterite-baoxite sat+fault	1.49	21.041	19.867	11.015	-11.015	4.127
	D	ilam dry+sarvak sat+ laterite-baoxite sat+fault+4*30m bed	1.46	21.177	19.955	11.104	-11.104	4.088



شکل ۱۷. جابجایی کل محاسبه شده برای زمین لغزش المور در چهار حالت شبیه سازی: a: حالت 3a از جدول ۶؛ b: حالت شبیه سازی 3b از جدول ۶؛ c: حالت 3c از جدول ۶؛ d: حالت 3d از جدول ۶



شکل ۱۸. پراکندگی المانهای تسلیم شده و نقاط بحرانی تحت تنش کششی و برشی برای لغزش المور در حالت‌های مختلف: a: حالت 3a از جدول ۶؛ b: حالت 3b از جدول ۶؛ c: حالت 3c از جدول ۶؛ d: حالت 3d از جدول ۶

#### ۴-۱. مرحله تغییر شکل گرانشی دامنه

مشاهدات صحرایی از قبیل وجود نشست سراسری در یال‌های تاقدیس سرتل و کوه سفید، شکاف‌های خط‌الراسی تشکیل پرتگاه‌های قوسی و گرابن حکایت از خزش گرانشی دامنه‌ها پیش از مرحله شکست در منطقه مورد مطالعه دارد. مطالعه تغییر شکل گرانشی در دیگر مناطق جهان نیز نشان

#### ۴. بحث: گسترش و سازوکار لغزش

بر اساس مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی بر روی اثر زمین‌لغزش المور ناپایداری دامنه در این منطقه را می‌توان به چند مرحله تقسیم کرد.



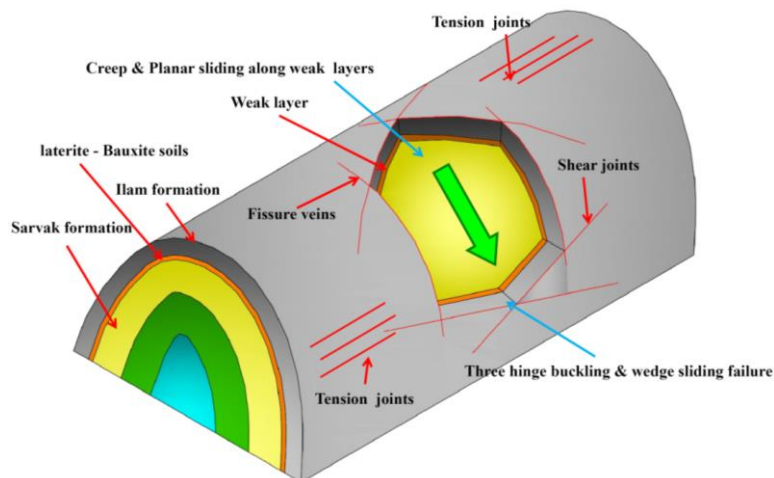
جداکردن توده سنگ تا مرز سطح لغزش در تعیین ابعاد جانبی هندسی لغزش‌های بزرگ منطقه، نقش اساسی دارند (شکل ۱۹). جدایش توده سنگ در قسمت پنجه شیب در این منطقه یا به وسیله گسل‌های تراستی و یا در راستای گوه‌های بزرگ ایجاد شده در اثر ترکیب دو دسته درزه برشی، ناشی از چین خوردگی تاقدیس بوده است (شکل ۱۹). این مورد برای لغزش المور در اثر ترکیب درزه‌های برشی  $J1/J2$  است (شکل ۲۰). نتایج تحلیل عددی نشان داده که گرچه وجود لایه ضعیف در بستر سازند ایلام، لایه‌بندی وسیع توده سنگ، درزه‌های تکتونیکی ناشی از چین خوردگی و شکل محدب شیب به عنوان عوامل مسبب در مستعد نمودن دامنه برای ایجاد لغزش و تعیین ابعاد و شکل هندسی آن موثرند، ولی هیچکدام محرک لغزش نبوده‌اند. با توجه به شرایط منطقه دو سازوکار احتمالی برای ایجاد لغزش‌های بزرگ می‌توان در نظر گرفت: ۱- تغییرات سطح آب زیرزمینی و افزایش فشار منفذی ۲- وقوع زمین‌لرزه.

منطقه مورد مطالعه از نظر زمین‌ساختی بنابر تقسیم‌بندی زمین‌ساختی پژوهشگاه مهندسی زلزله توسط توکلی و غفوری آشتیانی (۱۹۹۹)، در استان لرزه‌خیز ۱۲ (زاگرس چین‌خورده) قرار می‌گیرد و یکی از مناطق فعال لرزه‌ای ایران است.

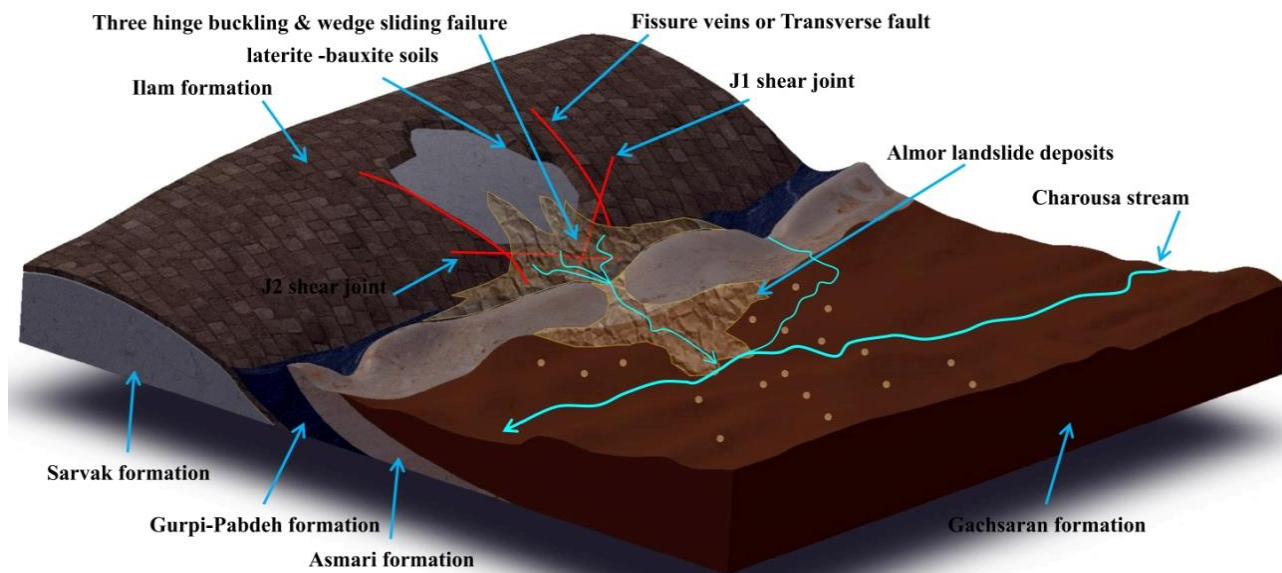
داده که پدیده تغییر شکل گرانشی دامنه، در توده سنگ‌های آهکی دارای میان لایه‌های ضعیف شیل و مارنی پدیده‌ای رایج است. مثال‌هایی از این مورد، کوه‌های کارپات (Pánek et al., 2011)، کوه‌های شبه‌جزیره کریمه (Pánek et al., 2009) و رشته کوه‌های آلپ (Pedrazzini et al., 2013) می‌باشند. در منطقه مورد مطالعه این بستر ضعیف مرز ناپیوستگی فرسایشی هم‌شیب میان سازند ایلام با سروک و میان لایه‌های متعدد موجود در سازند ایلام بر اثر تغییر شرایط رسوبگذاری و چندین مرحله خروج از آب است (شکل‌های ۱۹ و ۲۰). وجود درزه‌های ناحیه‌ای و لایه‌بندی با امتدادیافتگی بسیار زیاد، دامنه‌های محدب و درزه‌های تکتونیکی ناشی از مرحله چین‌خوردگی در گسترش این وضعیت تاثیر داشته است. نتایج شبیه‌سازی عددی نشان داده که وجود لایه ضعیف در میان توده سنگ به تنهایی برای ایجاد یک بستر تغییر شکل خزشی عمیق، ایجاد نشست در پال تاقدیس، برآمدگی در پنجه شیب، ایجاد شکاف‌های کششی در خط الراس دامنه و تمرکز تنش برشی در پنجه شیب کافی است. اما دیگر عوامل در تسهیل و تشدید این تغییرات اثر داشته‌اند.

## ۲-۴. مرحله شکست دامنه

مطالعات صحرائی بر روی لغزش‌های متعدد در منطقه مورد مطالعه نشان داده که رگه‌های شکاف‌ای و گسل‌های عرضی با



شکل ۱۹. نمای سه بعدی از سازوکار شکل‌گیری زمین لغزش‌های بزرگ در منطقه مورد مطالعه



شکل ۲۰. مدل سه بعدی زمین شناسی که سازوکار شکل گیری بهمن سنگی المور را نشان می دهد.

##### ۵. نتیجه گیری

این تحقیق نشان می دهد که عوامل مسبب زمین لغزش های بزرگ در منطقه مورد مطالعه ساز و کار ساده ای نداشته و ترکیبی از عوامل مختلف در آن موثر بوده اند. مجموع نتایج بررسی های صحرایی، مطالعات آزمایشگاهی و تحلیل های سینماتیکی و عددی در این تحقیق استفاده شده است. بر این اساس ترکیبی از عوامل هر یک به روشی در توسعه تغییر شکل و ناپایداری دامنه اثر داشته اند. بستر ضعیف توده سنگ زمینه ساز وقوع تغییر شکل خزشی دامنه و ایجاد یک سطح برشی در عمق دامنه شده است. با وجود اینکه شکل محدب دامنه و توازی سطوح لایه بندی با توپوگرافی دامنه مانع از لغزش صفحه ای در حالت عادی است اما در مستعد نمودن آن برای ایجاد کماتش تاثیر دارد. ترکیب درزه های برشی بزرگ ناشی از چین خوردگی زمینه مساعد برای ایجاد لغزش های گوه ای بزرگ در پنجه دامنه را فراهم نموده که خود زمینه ساز

وقوع لغزش های بزرگ صفحه ای است. نقش رگه های شکافه ای و گسل های عرضی رهایی جانبی توده سنگ و فاصله آنها ابعاد هندسی لغزش را تعیین می کند. در پایان تمرکز تنش کششی و برشی در محل زیاد شدن شیب در پنجه لغزش و درزه های کششی ناشی از چین خوردگی زمینه ساز کماتش سه مفصلی است. مجموعه این عوامل با وجود رساندن دامنه به آستانه ناپایداری هیچ کدام عامل تحریک نبوده اند و پرداختن به این موضوع در ادامه تحقیقات در این منطقه مشخص خواهد شد.

##### تشکر و قدردانی

در این تحقیق از تصاویر DEM ارائه شده توسط سازمان نقشه برداری ایران استفاده شده که از همکاری خوب این سازمان در انجام این تحقیق سپاسگزاریم.

- احسان بخش کرمانی، م. ح.، انصاری مقدم، ف.، باقرزاده کریمی، ن.، رحیم‌زاده، ف.، ۱۹۹۵. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ برگه چنگ (کوه‌کلاته)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، شماره شیت ۶۱۵۲.
- بشیری، ا.، ۱۳۹۰. زمین‌شناسی مخازن نفتی ایران و لزوم تزریق گاز به آنها، ماهنامه علمی-ترویجی اکتشاف و تولید نفت و گاز، شماره ۷۷: ۶-۱۱.
- پارسامنش، ا.، شاه‌پسندزاد، م.، نبی‌بیدهندی، م.، صابری، ف.، ۱۳۹۳. بررسی ویژگی‌های پتروفیزیکی سازند ایلام در مرز دو میدان نفتی اکتشافی جنوب ایران با استفاده از داده‌های لرزه‌نگاری، چاه‌نگاری و آزمایش چاه، ماهنامه علمی-ترویجی اکتشاف و تولید نفت و گاز، شماره ۱۱۷: ۵۱-۵۷.
- سجادی، ف.، امیدوار، م.، ۱۳۹۰. بایواستراتیگرافی و تعیین مرز سازند سروک و بخش زیرین سازند ایلام در میدان‌های نفتی مارون و آب‌تیمور، پانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، تهران، انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم.
- سیدسجادی، ش. عقیقی، م. ع.، ۱۳۹۳. ساخت و تحلیل مدل ژئومکانیکی مخزن بنگستان در میدان کوپال، نشریه علمی-پژوهشی مهندسی معدن، شماره ۱۰(۲۶): ۲۱-۳۴.
- فتح‌الهی، ص.، ۱۳۹۱. بررسی پتانسیل افزایش تولید در میداین نفتی جنوب غرب ایران، ماهنامه علمی اکتشاف و تولید نفت و گاز، شماره ۹۴.
- معینی، م.، رحیم‌پور بناب، ح.، توکلی، و. مرادپور، م. معدنی پور، س. رضا پناه، ح.، ۱۳۹۳. زون بندی و تعیین گونه‌های سنگی مخزن بنگستان براساس بررسی‌های رسوب‌شناختی و پتروفیزیکی در میدان سرکان، دوفصلنامه رسوب‌شناسی کاربردی، شماره ۲(۴): ۵۰-۷۴.
- Agliardi, F., Crosta, G., Zanchi, A., 2001. Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics, *Engineering Geology*, 59: 83–102.
- Agliardi, F., Zanchi, A., Crosta, G.B., 2009. Tectonic vs. gravitational morpho structures in the central Eastern Alps (Italy): constraints on the recent evolution of the mountain range, *Tectonophysics*, 474: 250–270.
- Ambrosi, C., Crosta, G., 2006. Large sackung along major tectonic features in the Central Italian Alps, *Engineering Geology*, 83: 183–200.
- Apuani, T., Masetti, M., Rossi, M., 2007. Stress- strain- time numerical modelling of a deep seated gravitational slope deformation: preliminary results, *Quat. Int.*, 171-172: 80-89.
- Berberian, M., 1976. Contribution to the Seismotectonics of Iran, Part II, *Geological Survey of Iran*, 39: 516.
- Berberian, M., 1995. Master- Blind- Thrust Faults Hidden under the Zagros Folds: Active Basement Tectonics and Surface Morphotectonics, *Tectonophysics*, 241: 193-224.
- Cai, M., Kaiser, P.K., Tasaka, Y., Minami, M., 2007. Determination of residual strength parameters of jointed rock masses using the GSI system, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 44, Issue 2: 247-265.
- Cavers, D., 1981. Simple methods to analyze buckling of rock slopes, *Rock Mechanics*, 14: 87–104.
- Dashti, A., Sefidari, E., 2016. Physical properties modeling of reservoirs in Mansuri oil field, Zagros region, Iran, *Petroleum Exploration and Development*, 43, Issue 4: 611-615.
- Froldi, P., Lunardi, P., 1995. Buckling failure phenomena and their analysis, *Proceedings on the Second International Conference on the Mechanics of Jointed and Faulted Rock*. Balkema, Rotterdam: 595 - 603.
- Gholipour, A.M., 1994. Patterns and Structural Positions of Productive Fractures in the Asmari Reservoirs, Southwest Iran, *Proc Canadian SPE/CIM/CANMET conference, Recent Advances in Horizontal Well Applications*, Calgary, paper HWC94-43, 10 PP.
- Hoek, E., Carranza-Torres, C.T., Corkum, B., 2002. Hoek-Brown Failure Criterion— 2002 Edition, *Proceedings of the 5th North American Rock Mechanics Symposium, Toronto (2002)* 267-273.
- Hoek, E., Diederichs, M.S., 2006. Empirical estimation of rock mass modulus, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 43: 203-215.



- Hovius, N., Stark, C.P., Allen, P.A., 1997. Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping, *Geology*, 25: 801–804, In Australia and New Guinea, Jennings JN, Mabbutt JA (eds). Cambridge University Press: Cambridge; 64–84.
- Hradecky, J., Panek, T., 2008. Deep-seated gravitational slope deformations and their influence on consequent mass movements (case studies from the highest part of the Czech Carpathians), *Nat. Hazards*, 45: 235–253.
- Humair, F., Pedrazzini, A., Epard, J. L., Froese, C. R., Jaboyedoff, M., 2013. Structural characterization of Turtle Mountain anticline (Alberta, Canada) and impact on rock slope failure, *Tectonophysics*, 605: 133–148.
- Hunt, R.E., 1984, *Geotechnical Engineering Investigation Manual*, McGraw Hill.
- International Society for Rock Mechanics (ISRM), 1981. *Rock Characterization Testing and Monitoring*, Brown, E., Ed., Pergamon Press, Oxford, 211 p.
- International Society for Rock Mechanics (ISRM), 1978. Suggested methods for the quantitative description of discontinuities in rock masses, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts* 15: 319–368.
- Jaboyedoff, M., Couture, R., Locat, P., 2009. Structural analysis of Turtle Mountain (Alberta) using Digital Elevation Model: toward a progressive failure, *Geomorphology*, 103: 5–16.
- Jaboyedoff, M., Metzger, R., Oppikofer, T., Couture, R., Derron, M.H., Locat, J., Turnel, D., 2007. New insight techniques to analyze rock slope relief using DEM and 3D-imaging cloud points: COLTOP-3D software In: Eberhardt, E. Stead, D. Morrison, T. (Eds), *Rock Mechanics: Meetings Society's Challenges and Demands*, 1. Taylor and Francis, London (2007) pp. 61–68.
- Liao, L., Zhu, Y., Yang, Z., Zou, D.H., Waseem, M., Chen, J., Wang, Yun., Ye, C., 2016. Buckling Analysis of Bedded Rock Slope Subject to Seismic Force – a Case Study in Karakoram Highway, Pakistan, *International Journal of Geohazards and Environment*.
- Liewellyn, P. G., 1973. Geological compilation map of Deh Dasht (1:100000), Iranian oil operating Companies, Geological and exploration division.
- Macleod, J. H., 1970. Geological compilation map of Kuh-e-Safid (1:100000), Iranian oil operating Companies, Geological and exploration division.
- Macleod, J. H., Akbari, Y., 1970. Geological compilation map of Behbahan (1:100000), Iranian oil operating Companies, Geological and exploration division.
- Nabikhani, N., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., Kadkhodaie, A., Yosefpour, M., 2012. The Evaluation of Reservoir Quality of Sarvak Formation in One of Oil Fields of the Persian Gulf, *Journal of Petroleum Science and Technology*, 2(1): 3-15.
- Nicoletti, P.G., Sorriso-Valvo, M., 1991. Geomorphic controls of the shape and mobility of rock avalanches, *Geological Society of America Bulletin*, 103: 1365–1373.
- Noorian, Y., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., 2017. Evaluation of reservoir characterization in the framework of electro-facies: a case study from the Bangestan reservoir in the Mansuri oilfield, SW Iran, *Geosci J*, 21: 713.
- Pánek, T., Hradecký, J., Šilhán, K., Smolková, V., Altová, V., 2009 Time constraints for the evolution of a large slope collapse in karstified mountainous terrain of the southwestern Crimean Mountains, Ukraine, *Geomorphology*, 108: 171–181.
- Pánek, T., Tábořík, P., Klimeš, J., Komárková, V., Hradecký, J., Šťastný, M., 2011. Deep seated gravitational slope deformations in the highest parts of the Czech Flysch Carpathians: evolutionary model based on kinematic analysis, electrical imaging and trenching, *Geomorphology*, 129: 92–112.
- Pedrazzini, A., Jaboyedoff, M., Loye, A., Derron, M. H., 2013. From deep seated slope deformation to rock avalanche: Destabilization and transportation models of the Sierre landslide (Switzerland), *Tectonophysics*, 605: 149-168.

- Price, N.J., 1967, The tectonic significance of mesoscopic subfabrics in the southern Rocky Mountains of Alberta and British Columbia. Canada, J. Earth Sci, 4: 39-70.
- Rocscience., 2007. Phase2 Version 6.0, Toronto, ON, Rocscience Inc.
- Sasaninia, N., Jahani, D., Habibnia, B., Kohansal Ghadimvand, N., 2017. Reservoir Characterization and Geostatistical Modeling of Ilam and Sarvak Formations in One of Oil Fields in Southwest of Iran. Journal of Earth and Environmental Sciences, 7: No. 6.
- Simonett, D.S., 1967. Landslide distribution and earthquakes in the Bewani and Torricelli Mountains, New Guinea, In "Landform Studies from Australia to New Guinea" In Australia and New Guinea, Jennings, JN. Mabbutt, JA (eds). Cambridge, United Kingdom, Cambridge University press, 64-84.
- Tavakoli, B., Ghafory-Ashtiany, M., 1999. Seismic Hazard Assessment of Iran, Annali Di Geofisica, 31: 0102-0110.
- Varnes, D.J., Radbruch- Hall, D., Savage, W.Z., 1989. Topographic and structural conditions in areas of gravitational spreading of ridges in the western United States, U.S. Geol. Surv. Profession Paper 1496, 28.
- Wei, Z.Q., Egger, P. Descoeudres, F., 1995. Permeability predictions for jointed rock masses, International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts, 32, Issue 3, 251-261.
- Wyllie, D.C., Mah, C.W., 2004. Rock Slope Engineering, Civil and Mining, fourth edition, Spon Press. 431.
- Wynd, A. G., 1965. Biofacies of the Iranian Oil Consortium Agreement Area ( I. O. O. C ), Report No. 1082. ( Un published paper).
- Yassaghi A., 2006. Integration of Landsat imagery interpretation and geomagnetic data on verification of deep-seated transvers fault lineaments in SE Zagros, International journal of remote sensing, 27: 4529-4544.
- Zischinsky, U., 1966. On the deformation of high mountain slopes, In: Proceedings of the International Society of Rock Mechanics Symposium. Lisbon, Portugal, pp. 179e185.