

رسالة محمد



دانشگاه صنعتی شاهرود
دانشکده علوم زمین
گروه زمین‌شناسی زیست‌محیطی و آب‌شناسی

ارزیابی فرسایش و فرورفتن زمین در منطقه می‌خانگیران، خراسان رضوی

دانشجو: محبوبه رفیعی

استاد راهنما:

دکتر ناصر حافظی مقدس

استاد مشاور:

دکتر غلامحسین کریمی

پایان نامه جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

بهمن ۱۳۹۰



مدیریت تحصیلات تکمیلی
فرم شماره (۶)

بسمه تعالی

شماره: ۱۸۷۲/۹
تاریخ: ۹۰/۱۱/۱۶
ویرایش: -

فرم صورت جلسه دفاع پایان نامه تحصیلی دوره کارشناسی ارشد

با تأییدات خداوند متعال و با استعانت از حضرت ولی عصر (عج) جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم محبوبه رفیعی رشته: زمین شناسی گرایش: زیست محیطی تحت عنوان: ارزیابی فرسایش و فرونشست زمین در منطقه‌ی خانگیران، خراسان رضوی که در تاریخ ۱۳۹۰/۱۱/۹ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح زیر است:

قبول (با درجه: عالی امتیاز: ۱۹) دفاع مجدد مردود

۱- عالی (۲۰ - ۱۹)

۲- بسیار خوب (۱۸/۹۹ - ۱۸)

۳- خوب (۱۶ - ۱۷/۹۹)

۴- قابل قبول (۱۴ - ۱۵/۹۹)

۵- نمره کمتر از ۱۴ غیر قابل قبول

امضاء	مرتبه علمی	نام و نام خانوادگی	a عضو هیأت داوران
	دانشیار	دکتر ناصر حافظی مقدس	۱- استاد راهنما
	دانشیار	دکتر غلامحسین کرمی	۲- استاد مشاور
	استادیار	دکتر محمود صادقیان	۳- نماینده شورای تحصیلات تکمیلی
	استادیار	دکتر رمضان رضائی اومالی	۴- استاد ممتحن
	استادیار	دکتر هادی قربانی	۵- استاد ممتحن

تأیید رئیس دانشکده:

دانشگاه صنعتی شاهرود

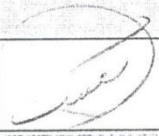
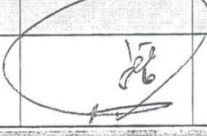
دانشکده علوم زمین

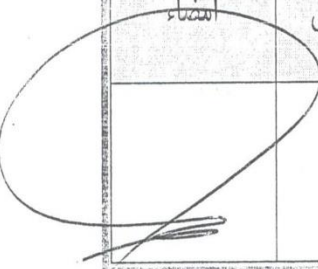
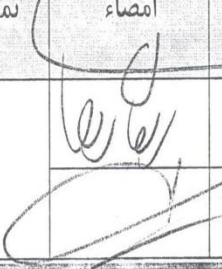
گروه آب‌شناسی و زمین‌شناسی زیست محیطی

پایان نامه کارشناسی ارشد خانم محبوبه رفیعی

تحت عنوان: ارزیابی فرسایش و فرونشست زمین در منطقه‌ی خانگیران، خراسان رضوی

در تاریخ ۹۰/۱۱/۹ توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک کارشناسی ارشد
مورد ارزیابی و با درجه
مورد پذیرش قرار گرفت.

امضاء	استاد مشاور	امضاء	استاد راهنما
	دکتر غلامحسین کرمی		دکتر ناصر حافظی مقدس

امضاء	نماینده تحصیلات تکمیلی	امضاء	اساتید داور
	دکتر محمود صادقیان		دکتر رمضان رمضانی اومالی
			دکتر هادی قربانی

تقدیم به

برترینی که به ما فرصت بودن داده

و

تقدیم به

ماه و خورشید آسمان زندگیم که بیچگاه افول نخواهند کرد

پدر و مادر مهربانم

تقدیر و تشکر

پاس خدای را که داشتن او جبران همه داشته‌های من است، می‌تائیش، چون لایق تائیش است.

هر چند این مختصر، زحمات ارزنده‌ی کسانی را که اجرای این تحقیق بدون کمک و راهبانی‌های ارزشمندشان میسر نبود، جبران نخواهد کرد، به رسم ادب و احترام بر خود واجب می‌دانم از زحمات ارزنده‌ی استاد عزیز و بزرگوارم جناب آقای دکتر حافظی مقدس که صبورا در تمام مراحل تحصیل و اجرای این تحقیق امکانات و رهنمودهای ارزشمندی در اختیار اینجانب قرار دادند، همچنین از راهبانی‌های استاد مشاور گران قدر، جناب آقای دکتر کریمی و مشاوران صنعتی گرامی جناب آقای مهندس خیبری و آقای مهندس فتح‌آبادی که از پیچ‌کونه‌ساعده‌ی نسبت به بنده دین نمودند سپاسگزاری می‌نمایم.

از ریاست محترم دانشکده علوم زمین و دانشگاه صنعتی شاهرود، جناب آقای دکتر کریمی و مدیریت محترم گروه زمین‌شناسی، جناب آقای دکتر صادقیان که نهایت همکاری و پشتیبانی را نسبت به بنده مبذول داشتند؛ همچنین از مدیر محترم پژوهش و توسعه شرکت نفت مناطق مرکزی ایران، جناب آقای دکتر منطری و بکارشانان که حمایت مالی و اطلاعاتی این پروژه را قبل نمودند نهایت سپاس را دارم و برای یکایک این عزیزان آرزوی سلامتی و سربلندی می‌نمایم. از سرکار خانم دکتر دهرآزما، جناب آقای دکتر فردوست و دکتر قشلاقی که افتخار ناگردیشان را در این دوره داشته‌ام، همچنین از راهبانی‌های بی‌دین جناب آقای دکتر امیدی و دکتر طاهری نهایت تشکر را دارم.

از کارشناسان محترم شرکت مهندسی مشاور کاوش پی‌شهد به ویژه جناب آقای مهندس فرزوی؛ همچنین از جناب آقای مهندس افتخاریان، آقای مهندس خانعلیزاده و سرکار خانم فارسی که نقش بسزایی در به‌انجام رسیدن این تحقیق داشته‌اند کمال تشکر را دارم. از همه دوستانم که به نحوی در اجرای این کار یاری رساندند، سرکار خانم مهندس باب آذمی، خدیجه مسلمی، زینب منصوری، رویا اسکندری و آقایان مهندس محسن قاسمی، محمد رضا زارع، محسن محمودی، حسین قاسم زاده و امین رستمی صمیمانه تشکر و برای بگی آرزوی موفقیت دارم. در نهایت از پدر و مادر عزیزم که همیشه حامی و یار آراش و آسایش من بوده و هستند و برادران و خواهران عزیزم که با حضورشان، همواره حمایت کرده‌اند هر چند چنان که شایسته است حق پاس ادا نمی‌شود، بی‌نهایت سپاسگزارم.

محبوبه رفیعی

این پایان نامه با حمایت و پشتیبانی پژوهش و توسعه می شرکت

نفت مناطق مرکزی ایران اجرا شده است.

تعهد نامه

اینجانب محبوبه رفیعی دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین شناسی زیست محیطی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه ارزیابی فرسایش و فرورنشست زمین در منطقه ی خانگیران، خراسان رضوی تحت راهنمایی دکتر ناصر حافظی مقدس متعهد می شوم .

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است .
- در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است .
- مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است .
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « Shahrood University of Technology » به چاپ خواهد رسید .
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه ، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است .
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است .

تاریخ ۱۳۹۰/۱۱/۹

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج ، کتاب ، برنامه های رایانه ای ، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد . این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود .
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

چکیده

در سال‌های اخیر در محدوده‌ی میدان گازی خانگیران آبشستگی‌های عمیق و شواهدی از نشست زمین شامل ایجاد شکستگی و ترک مشاهده گردیده که ممکن است در آینده مشکلاتی برای تجهیزات استحصال گاز ایجاد کند. در تحقیق حاضر به بررسی این پدیده‌ها پرداخته شده است. هدف از این مطالعه تعیین محل‌های دارای پتانسیل فرسایشی شدید و دلایل احتمالی گسیختگی‌ها می‌باشد تا بر اساس آن اقدامات مورد نیاز جهت جلوگیری از آسیب رسیدن به سازه‌های موجود پیشنهاد گردد. در این راستا ابتدا موقعیت ترک‌ها بر روی نقشه‌ی پایه پیاده شد و اطلاعات موجود از منطقه‌ی مطالعاتی نظیر لاگ گمانه‌های اکتشافی و وضعیت آب زیرزمینی مورد بررسی قرار گرفت. همچنین با هماهنگی مدیریت محترم شرکت بهره‌برداری نفت و گاز شرق، در محل شکستگی ترانشه‌هایی به عمق ۳/۵ متر احداث و نمونه‌های خاک از اعماق مختلف برداشته شد. سپس ۴ نمونه از خاک منطقه به آزمایشگاه منتقل و آزمایش‌های تحکیم مضاعف، واگرایی و هیدرومتری و هیدرومتری دوگانه بر روی هر کدام انجام شد. طبق آزمایش‌های انجام شده، خاک منطقه اندکی واگرا و دارای قابلیت رمبش زیاد در اولین اشباع شدگی می‌باشد و این رمبندگی دلیل اصلی نشست سطحی در منطقه تشخیص داده شد. همچنین بر اساس پارامترهای شیب، پوشش گیاهی، سنگ شناسی، تراکم آبراهه، به هم ریختگی مصنوعی حاصل از دخالت انسان و روش AHP، نقشه‌ی ارزیابی پتانسیل فرسایش محدوده تهیه گردید. بر اساس این نقشه نواحی بحرانی فرسایشی عمدتاً مناطق پرشیب در محدوده‌ی آبراهه‌ها، نزدیک به جاده‌ها، تأسیسات و نیز مناطق با پوشش لسی تمرکز یافته‌اند.

کلمات کلیدی: خانگیران، نشست زمین، تحکیم، واگرایی، رمبندگی، پتانسیل فرسایش.

لیست مقالات مستخرج از پایان نامه

- ۱- رفیعی م، حافظی مقدس ن، کرمی غ. ح، (۱۳۹۰)، "پهنه‌بندی خطر فرسایش در شمال غرب سرخس با استفاده از GIS و روش تحلیل سلسله مراتبی"، پانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- ۲- رفیعی م، حافظی مقدس ن، کرمی غ. ح، (۱۳۹۰)، "بررسی واگرایی و قابلیت فروریزی لس‌های شمال غرب سرخس"، ماهنامه‌ی فنی و تخصصی اکتشاف و تولید.

فهرست مطالب

عنوان صفحه

فصل اول: کلیات

۱-۱- مقدمه	۲
۱-۲- خصوصیات منطقه‌ی مورد مطالعه	۳
۱-۲-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه	۳
۱-۲-۲- اقلیم و هواشناسی منطقه‌ی مورد مطالعه	۴
الف: بارش	۴
ب: دمای هوا	۴
ج: رطوبت نسبی	۴
۱-۳- روش انجام تحقیق	۵
۱-۴- اهداف تحقیق	۵
۱-۵- سازمان‌بندی پایان‌نامه	۶

فصل دوم: مروری بر مطالعات پیشین

۱-۲- مقدمه	۸
۱-۲-۱- نمونه‌هایی از نشست زمین و مطالعات انجام شده در مناطق مختلف جهان	۹
۱-۲-۲- مطالعات نشست در اثر کاهش سطح آب زیرزمینی	۹
۱-۲-۳- فرونشست زمین در اثر برداشت نفت و گاز	۱۱
۱-۳-۱- تاریخچه‌ی بررسی فرونشست در ایران	۱۴
۱-۳-۲- نمونه‌هایی از نشست زمین و مطالعات انجام شده در ایران	۱۴
۱-۴-۱- علل ایجاد نشست و گسیختگی زمین	۱۷

- ۱۸-۴-۱- نشست در اثر استخراج آب‌های زیر زمینی..... ۱۸
- بررسی فرآیند نشست..... ۱۸
- الف- تراکم غیر یکنواخت متمرکز..... ۱۹
- ب- تراکم غیر یکنواخت ناحیه‌ای..... ۲۰
- ج- تنش مؤین..... ۲۱
- د- افزایش تنش مؤثر با حرکت آب..... ۲۲
- جریان عمودی..... ۲۲
- جریان افقی..... ۲۳
- ۵-۲- نشست و گسیختگی زمین در اثر فرسایش خاک‌های ناپایدار..... ۲۴
- ۱-۵-۲- خاک‌های رمبنده..... ۲۵
- عوامل مؤثر بر رمبندگی خاک..... ۲۵
- الف- رطوبت..... ۲۵
- ب- دانسیته‌ی نسبی..... ۲۵
- ج- دانه‌بندی و درصد انواع ذرات تشکیل دهنده‌ی خاک..... ۲۶
- د- عوامل سیمان کننده..... ۲۸
- شناسایی خاک‌های رمبنده در بررسی‌های محلی..... ۲۹
- معیارهای ارزیابی رمبندگی خاک..... ۳۰
- الف- معیار ابلف، ۱۹۴۸..... ۳۰
- ب- معیار کلونجر، ۱۹۵۸..... ۳۰
- ج- معیار گیبس و بارا، ۱۹۶۲..... ۳۰
- د- معیار دنیسو، ۱۹۶۴..... ۳۱
- ه- معیار فدا، ۱۹۶۶..... ۳۱
- و- معیار فوکس و بست، ۱۹۶۹..... ۳۲
- ز- معیار جنینگز و نایت، ۱۹۷۵..... ۳۲
- ح- معیار ASTM مبتنی بر نتایج آزمایش تحکیم مضاعف..... ۳۴
- ۲-۵-۲- خاک‌های واگرا..... ۳۶
- عوامل مؤثر در واگرایی خاک..... ۳۷

- الف- نوع و غلظت نمک‌های محلول در آب منفذی ۳۷
- ب- خصوصیات شیمیایی آب مجاور خاک ۳۸
- ج- ترک خوردگی ۳۸
- د- کانی‌های تشکیل دهنده‌ی خاک رس ۳۹
- روش‌های شناسایی خاک‌های واگرا ۳۹
- الف- شناسایی خاک‌های واگرا در بررسی‌های محلی ۳۹
- ب- آزمایش‌های متداول برای شناسایی خاک‌های واگرا ۴۰
- (۱) آزمایش پین هول ۴۰
- (۲) آزمایش هیدرومتری دوگانه ۴۱
- (۳) آزمایش کرامب ۴۱
- (۴) آزمایش‌های شیمیایی ۴۲
- ۶-۲- نشست زمین در محل توده‌های کارستی ۴۳

فصل سوم: زمین شناسی منطقه

- ۳-۱- مقدمه ۴۵
- ۳-۲- زمین‌شناسی عمومی منطقه ۴۵
- ۳-۳- چینه‌شناسی ۴۶
- ۳-۳-۱- سازند خانگیران ۴۹
- ۳-۳-۲- نهشته‌های نئوژن ۴۹
- ۳-۳-۳- کواترنر ۵۰
- ۳-۴- زمین‌شناسی ساختمانی و تکتونیک منطقه ۵۱
- ۳-۵- ساختارهای زمین‌شناسی خانگیران ۵۵
- ۳-۵-۱- چین‌ها ۵۵
- ۳-۵-۲- گسل‌ها ۵۶
- ۳-۶- میدان گازی خانگیران ۵۶

فصل چهارم: ارزیابی فرسایش پذیری محدوده‌ی مطالعاتی

۵۸	۱-۴- مقدمه
۶۱	۲-۴- روش انجام کار
۶۱	۱-۲-۴- آماده‌سازی لایه‌ها
۶۸	۲-۲-۴- امتیازدهی لایه‌های اطلاعاتی
۷۳	۴-۲-۴- همپوشانی و تلفیق لایه‌های اطلاعاتی و تهیه‌ی نقشه‌ی نهایی

فصل پنجم: بررسی شواهد نشست زمین و دلایل آن

۷۷	۱-۵- مقدمه
۸۰	۲-۵- دلایل احتمالی نشست در منطقه
۸۰	۱-۲-۵- کاهش تراز آب زیرزمینی
۸۱	۲-۲-۵- انحلال و فرسایش خاک‌های ناپایدار
۸۱	۳-۲-۵- نشست ناحیه‌ای در اثر استخراج گاز و آب همراه آن
۸۲	۳-۵- ترانشه زنی و برداشت نمونه
۸۴	۴-۵- بررسی نتایج آزمایشگاهی
۸۴	۱-۴-۵- آزمایش دانه‌بندی
۸۶	۲-۴-۵- آزمایش هیدرومتری دوگانه
۸۹	۳-۴-۵- آزمایش تعیین وزن مخصوص
۸۹	۴-۴-۵- آزمایش تعیین حد روانی و حد خمیری
۹۰	۵-۴-۵- آزمایش پین هول
۹۵	۶-۴-۵- آزمایش تحکیم مضاعف

فصل ششم: نتیجه‌گیری و پیشنهادها

۱۱۰	۱-۶- مقدمه
۱۱۰	۲-۶- تهیه‌ی نقشه‌ی پهنه‌بندی پتانسیل فرسایش
۱۱۰	۳-۶- ارزیابی پتانسیل رمبندگی خاک
۱۱۱	۴-۶- پیشنهادها

منابع مورد استفاده

منابع فارسی..... ۱۱۳

منابع لاتین..... ۱۱۸

فهرست شکل‌ها

- شکل ۱-۱: راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه ۳
- شکل ۱-۲: ایجاد شکاف در نقطه‌ی برآمدگی سنگ کف بر اثر تراکم لایه‌ها ۱۹
- شکل ۲-۲: چرخش قطعه‌ی ABCD حول محور C به علت افزایش خطی تراکم لایه‌های ریزدانه و ایجاد شکاف در بالای گسل مدفون ۲۰
- شکل ۳-۲: نمایش P_h و P_i در حالت استاتیک و در حالت جریان رو به پایین ۲۲
- شکل ۴-۲: هد فشار در وجه قائم قطعه‌های از حوضه‌ی آبدخیز محبوس با جریان افقی ۲۳
- شکل ۵-۲: رابطه‌ی بین دانسیته‌ی نسبی خاک و درصد رهمبندگی خاک ۲۶
- شکل ۶-۲: نحوه‌ی پوشش ذرات ماسه توسط ذرات رس ۲۷
- شکل ۷-۲: پیوند ذرات ماسه توسط ذرات رس ۲۷
- شکل ۸-۲: فروریزی خاک بعد از اشباع شدن ۲۸
- شکل ۹-۲: عوامل استحکام و پایداری خاک‌های رهمبنده ۲۸
- شکل ۱۰-۲: آزمایش تحکیم مضاعف ۳۳
- شکل ۱۱-۲: نتیجه‌ی آزمایش قابلیت فروریزی ۳۵
- شکل ۱-۳: نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه ۴۷
- شکل ۲-۳: توالی چینه‌شناسی موجود منطقه‌ی مورد مطالعه ۴۸
- شکل ۱-۴: لایه‌ی سنگ‌شناسی ۶۲
- شکل ۲-۴: رده‌بندی لایه‌ی سنگ‌شناسی ۶۲
- شکل ۳-۴: لایه‌ی شیب توپوگرافی ۶۳
- شکل ۴-۴: نقشه‌ی آبراهه‌ها و دامنه‌ها ۶۴
- شکل ۵-۴: رده‌بندی لایه‌ی تراکم آبراهه ۶۵

- شکل ۴-۶: لایه‌ی فاصله از جاده ۶۶
- شکل ۴-۷: لایه‌ی فاصله از چاه‌ها ۶۶
- شکل ۴-۸: نقشه‌ی پوشش گیاهی ۶۷
- شکل ۴-۹: رده‌بندی لایه‌ی پوشش گیاهی ۶۸
- شکل ۴-۱۰: نقشه‌ی پهنه‌بندی فرسایش منطقه ۷۴
- شکل ۵-۱: موقعیت‌های شناسایی شده در نقشه‌ی زمین‌شناسی ۷۷
- شکل ۵-۲: فرسایش خندقی در محدوده‌ی چاه ۲۹ ۷۸
- شکل ۵-۳: محل احتمالی وقوع فرسایش خندقی در آینده در محدوده‌ی چاه ۲۹ ۷۸
- شکل ۵-۴: گسیختگی زمین در محدوده‌ی بین چاه‌های ۳۱ و ۱۰ ۷۹
- شکل ۵-۵: گسیختگی و افتادگی زمین در محدوده‌ی بین چاه‌های ۳۱ و ۱۰ ۷۹
- شکل ۵-۶: حفر ترانشه عمود بر گسیختگی ۸۲
- شکل ۵-۷: ادامه‌ی گسیختگی زمین در عمق ۸۳
- شکل ۵-۸: امتداد گسیختگی زمین در عمق ۸۳
- شکل ۵-۹: آزمایش هیدرومتری ۸۴
- شکل ۵-۱۰: منحنی دانه‌بندی نمونه‌ها ۸۵
- شکل ۵-۱۱: طبقه‌بندی لس‌ها بر اساس منحنی دانه‌بندی ۸۶
- شکل ۵-۱۲: نتیجه‌ی آزمایش هیدرومتری دوگانه نمونه‌ی T₁ ۸۷
- شکل ۵-۱۳: نتیجه‌ی آزمایش هیدرومتری دوگانه نمونه‌ی T₂ ۸۷
- شکل ۵-۱۴: نتیجه‌ی آزمایش هیدرومتری دوگانه نمونه‌ی T₃ ۸۸
- شکل ۵-۱۵: نتیجه‌ی آزمایش هیدرومتری دوگانه نمونه‌ی T₄ ۸۸
- شکل ۵-۱۶: شمای کلی دستگاه پین هول ۹۱
- شکل ۵-۱۷: ابعاد نمونه‌ی مورد آزمایش در دستگاه پین هول ۹۱
- شکل ۵-۱۸: نتیجه‌ی آزمایش پین هول برای نمونه‌ی T₁ ۹۳
- شکل ۵-۱۹: نتیجه‌ی آزمایش پین هول برای نمونه‌ی T₂ ۹۴
- شکل ۵-۲۰: نتیجه‌ی آزمایش پین هول برای نمونه‌ی T₃ ۹۴
- شکل ۵-۲۱: نتیجه‌ی آزمایش پین هول برای نمونه‌ی T₄ ۹۵

- شکل ۵-۲۲: ظرف قرار گیری نمونه در دستگاه ادئومتر ۹۶
- شکل ۵-۲۳: قرار دادن نمونه در حلقه‌ی فلزی ۹۶
- شکل ۵-۲۴: قرار گیری حلقه‌ی فلزی در ظرف مخصوص ۹۷
- شکل ۵-۲۵: اندازه‌گیری میزان فشردگی در دستگاه ادئومتر ۹۸
- شکل ۵-۲۶: منحنی e در برابر $\log p$ نمونه‌ی T_1 ، نمونه‌ی خشک ۱۰۰
- شکل ۵-۲۷: منحنی e در برابر $\log p$ نمونه‌ی T_1 ، پس از یکبار اشباع شدن ۱۰۱
- شکل ۵-۲۸: منحنی e در برابر $\log p$ نمونه‌ی T_2 ، نمونه‌ی خشک ۱۰۲
- شکل ۵-۲۹: منحنی e در برابر $\log p$ نمونه‌ی T_2 پس از یکبار اشباع شدن ۱۰۳
- شکل ۵-۳۰: منحنی e در برابر $\log p$ نمونه‌ی T_3 ، نمونه‌ی خشک ۱۰۴
- شکل ۵-۳۱: منحنی e در برابر $\log p$ نمونه‌ی T_3 پس از یکبار اشباع شدن ۱۰۵
- شکل ۵-۳۲: منحنی e در برابر $\log p$ نمونه‌ی T_4 ، نمونه‌ی خشک ۱۰۶
- شکل ۵-۳۳: منحنی e در برابر $\log p$ نمونه‌ی T_4 پس از یکبار اشباع شدن ۱۰۷

فهرست جدول‌ها

- جدول ۲-۱: شاخص پتانسیل رمبندگی ۳۴
- جدول ۲-۲: پتانسیل فروریزی ۳۵
- جدول ۲-۳: رده‌بندی درجه فروریزش بر حسب I_e ۳۶
- جدول ۴-۱: روش محاسبه‌ی تراکم آبراهه برای تعدادی از دامنه‌ها ۶۴
- جدول ۴-۲: طبقه‌بندی کمی و کیفی برای مقایسه‌ی زوجی معیارها ۶۹
- جدول ۴-۳: ماتریس مقایسه‌ی زوجی برای به دست آوردن اهمیت نسبی پارامترها ۷۰
- جدول ۴-۴: ماتریس مقایسه‌ی زوجی معیار شیب توپوگرافی ۷۰
- جدول ۴-۵: ماتریس مقایسه‌ی زوجی معیار سنگ‌شناسی ۷۰
- جدول ۴-۶: ماتریس مقایسه‌ی زوجی معیار به هم ریختگی مصنوعی ۷۰
- جدول ۴-۷: ماتریس مقایسه‌ی زوجی معیار تراکم آبراهه ۷۱
- جدول ۴-۸: ماتریس مقایسه‌ی زوجی معیار پوشش گیاهی ۷۱
- جدول ۵-۱: نتیجه‌ی آزمایش هیدرومتری دوگانه در تعیین واگرایی خاک ۸۹
- جدول ۵-۲: نتایج آزمایش پین هول ۹۳
- جدول ۵-۳: پتانسیل فروریزی نمونه‌ی T_1 ، نمونه‌ی خشک ۱۰۰
- جدول ۵-۴: پتانسیل فروریزی نمونه‌ی T_1 پس از یکبار اشباع شدن ۱۰۱
- جدول ۵-۵: پتانسیل فروریزی نمونه‌ی T_2 ، نمونه‌ی خشک ۱۰۲
- جدول ۵-۶: پتانسیل فروریزی نمونه‌ی T_2 پس از یکبار اشباع شدن ۱۰۳
- جدول ۵-۷: پتانسیل فروریزی نمونه‌ی T_3 ، نمونه‌ی خشک ۱۰۴
- جدول ۵-۸: پتانسیل فروریزی نمونه‌ی T_3 پس از یکبار اشباع شدن ۱۰۵
- جدول ۵-۹: پتانسیل فروریزی نمونه‌ی T_4 ، نمونه‌ی خشک ۱۰۶
- جدول ۵-۱۰: پتانسیل فروریزی نمونه‌ی T_4 پس از یکبار اشباع شدن ۱۰۷
- جدول ۵-۱۱: نتایج نهایی آزمایش تحکیم مضاعف ۱۰۸

فصل اول

کلیات

۱-۱- مقدمه

نشست زمین اغلب در برابر سایر خطرات زیست محیطی شامل زمین لغزش‌ها، زلزله‌ها، آتشفشان‌ها و سیل‌ها، به عنوان یک خطر فرعی در نظر گرفته می‌شود و این موضوع احتمالاً به این دلیل است که این پدیده نسبت به سایر خطرات، تلفات انسانی کمتری دارد. با این وجود نشست زمین خطری است که مناطق زیادی از زمین را تهدید می‌کند. این خطر به یک کمر بند زلزله یا یک منطقه با شیب تند و دارای استعداد زمین لغزش محدود نیست و در مناطق وسیعی امکان وقوع آن وجود دارد، به خصوص مناطقی که پتانسیل گسیختگی در زیر سطح زمین نهفته باشد (Waltham, 1989).

فرونشست می‌تواند در اثر پدیده‌های طبیعی مانند انحلال، آبشستگی یخ‌ها و تراکم نهشته‌ها، حرکت آرام پوسته و خروج گدازه از پوسته‌ی زمین و یا در اثر فعالیت‌های انسانی از قبیل معدن‌کاری، برداشت آب‌های زیرزمینی و یا نفت و گاز ایجاد شود (کیومرثی، ۱۳۸۱).

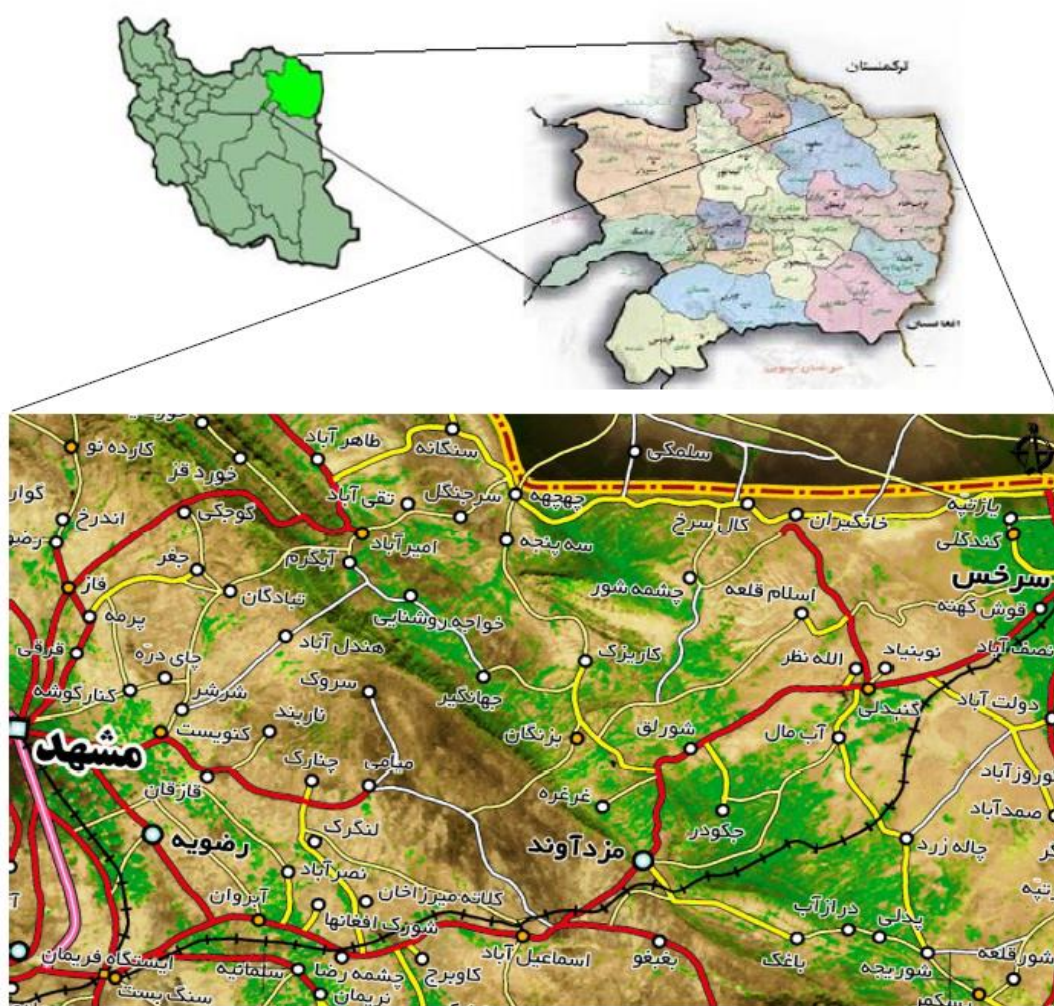
با وجود این که ممکن است در منطقه‌ی نشست، خرابی‌های گسترده‌ای مشاهده نشود، اما خسارت‌های ناشی از آن معمولاً غیر قابل ترمیم، پرهزینه و مخرب هستند. از جمله خسارت‌های ناشی از این پدیده عبارتند از: شکست و یا بیرون‌زدگی لوله جدار چاه‌ها، کاهش میزان نفوذپذیری سطحی و در نتیجه گسترش پهنه‌های بیابانی و سیلابی، کاهش بازدهی یا تخریب در شریان‌های حیاتی و سازه‌های مهم، تغییر ناهمسان در ارتفاع و شیب رودخانه‌ها، آبراهه‌ها و سازه‌های انتقال آب، و ... (سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی، ۱۳۸۳).

در سال‌های اخیر همراه با فرسایش‌های عمیق، ترک‌هایی اطراف چاه‌های گاز در منطقه‌ی خانگیران بروز کرده است که نگرانی‌هایی را جهت ایمنی چاه‌ها ایجاد نموده است. هدف از این مطالعه بررسی دلایل تشکیل گسیختگی‌های فوق و رابطه‌ی آنها با نشست زمین و شناسایی مناطق بحرانی از نظر فرسایش در این منطقه می‌باشد.

۲-۱- خصوصیات منطقه‌ی مورد مطالعه

۱-۲-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه

منطقه‌ی مورد مطالعه در شمال شرق ایران در حوضه‌ی رسوبی کپه‌داغ و در محدوده‌ی 22° تا 36° عرض شمالی و 40° تا 57° طول شرقی قرار دارد. این منطقه در فاصله‌ی ۱۱۲ کیلومتری شمال شرق مشهد و در مجاورت روستای خانگیران واقع شده است. جهت دسترسی به محل می‌توان از طریق جاده‌ی آسفالتی مشهد سرخس پس از طی ۱۴۵ کیلومتر به طرف شهرستان سرخس، از روستای گنبدلی عبور کرده و پس از پیمایش حدود ۲۰ کیلومتر در جهت شمال غرب به منطقه‌ی خانگیران دسترسی پیدا کرد (شکل ۱-۱).



شکل ۱-۱: راه‌های دسترسی به منطقه‌ی مورد مطالعه

۱-۲-۲- اقلیم و هواشناسی منطقه‌ی مورد مطالعه

توده‌های هوای مؤثر بر آب و هوای منطقه در زمستان، مدیترانه‌ای از غرب، قطبی بری و بری شمالی از قطاع شمالی، قطبی بحری از شمال غربی و در تابستان‌ها بری تروپیکال از منشاء کویر یا صحرای عربستان و آفریقا و نیز از شمال غربی، اسکاندیناوی و اروپای مرکزی می‌باشند (شرکت بررسی منابع آب، ۱۳۸۵). اقلیم منطقه با روش دومارتن در ناحیه‌ی خشک و با روش آمبرژه در ناحیه‌ی خشک سرد قرار می‌گیرد (سازمان جهاد کشاورزی خراسان رضوی، ۱۳۸۵).

الف: بارش

رژیم بارش در منطقه مدیترانه‌ای است، به این مفهوم که فصل خشک منطبق بر تابستان و فصل بارندگی متمرکز در زمستان است. قریب به بیش از ۴۰ درصد از بارش‌ها در فاصله‌ی ماه‌های دی لغایت اسفند واقع می‌گردد و حداکثر بارش اکثراً در یکی از ماه‌های فصل زمستان رخ می‌دهد. براساس نتایج حاصله، ایستگاه سرخس در دوره‌ی برگشت ۲۵ ساله و ۱۰۰ ساله دارای بارندگی محتمل ۳۲۰/۱۵ و ۳۹۱/۸۵ میلی‌متر است.

ب: دمای هوا

رژیم دمایی حوضه نیز به تبعیت از توده‌های هوایی که منطقه را تحت تأثیر قرار می‌دهد و نیز ارتفاع، متغیر است. تغییرات دمایی منطقه تحت تأثیر توده‌های هوا باعث بروز سرما و نوسانات اقلیمی در منطقه می‌باشند. میانگین دمای متوسط سالانه‌ی منطقه‌ی سرخس ۱۸ درجه سانتیگراد است. تغییرات متوسط درجه حرارت بین ۹/۹ تا ۲۶/۳۷ درجه سانتیگراد در سال می‌باشد.

ج: رطوبت نسبی

متوسط رطوبت نسبی سالانه معادل ۴۸ درصد و از ۲۷ درصد در تیر و مرداد ماه تا ۶۹/۸۷ درصد در بهمن ماه متغیر است. به‌طور کلی از اواسط آبان ماه تا اواسط اردیبهشت، ماه‌های مرطوب و بقیه‌ی ماه‌های سال خشک محسوب می‌گردند.

۱-۳- روش انجام تحقیق

۱. جمع‌آوری و بررسی اطلاعات در رابطه با پروژه‌های تحقیقاتی مشابه صورت گرفته در ایران و جهان.
۲. تهیه‌ی گزارش‌ها و نقشه‌های موجود از منطقه شامل توپوگرافی، زمین‌شناسی و سایر نقشه‌های پایه.
۳. تهیه‌ی نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه با استفاده از اطلاعات موجود در محیط گوگل ارث.
۴. تعیین مناطق با پتانسیل فرسایش زیاد در محیط GIS.
۵. انجام بازدید از منطقه و تعیین منطقه‌ی گسیختگی بر روی نقشه.
۶. ترانسه زنی و برداشت نمونه‌ی خاک از اعماق مختلف.
۷. انجام آزمایش‌های تحکیم مضاعف، هیدرومتری، تعیین حد روانی و خمیری و پین هول بر روی نمونه‌های برداشته شده.
۸. تفسیر و تحلیل نهایی، نتیجه‌گیری و تدوین پایان نامه.

۱-۴- اهداف تحقیق

- نشست و شکاف‌های زمین که با سرعتی کم گسترش می‌یابند در بیشتر موارد خرابی‌های گسترده برجای نمی‌گذارند، اما خسارت‌های ناشی از آن ترمیم ناپذیر، مخرب و پرهزینه هستند.
- با توجه به حساسیت منطقه‌ی مورد مطالعه به لحاظ وجود چاه‌های استخراج گاز و به وجود آمدن گسیختگی در سطح زمین، بررسی علت یا علت‌های گسیختگی در منطقه هدف کلی این تحقیق خواهد بود. اهداف جزئی این تحقیق را می‌توان به صورت زیر خلاصه کرد:
- تعیین مناطق با فرسایش‌پذیری زیاد.
 - پیش‌بینی نشست‌های آتی در منطقه و تشخیص زمان و محل وقوع ترک‌ها و گسیختگی‌های احتمالی سطح زمین.

۱-۵- سازمان‌بندی پایان نامه

نتایج به‌دست آمده از این تحقیق به‌صورت زیر سازمان‌بندی شده است:

فصل اول کلیات: در این فصل به معرفی منطقه و خصوصیات اقلیمی و جغرافیایی آن پرداخته شده است.

فصل دوم مروری بر مطالعات پیشین: در این فصل به مرور مطالعات و تحقیقات انجام شده در سطح ایران و جهان در رابطه با موضوع نشست زمین و همچنین علل مختلفی که باعث ایجاد نشست زمین می‌شوند، پرداخته شده است.

فصل سوم زمین‌شناسی منطقه: زمین‌شناسی و خصوصیات منطقه‌ی مورد مطالعه در این فصل مورد بحث قرار گرفته است.

فصل چهارم ارزیابی فرسایش‌پذیری محدوده‌ی مطالعاتی: تعیین مناطق با فرسایش‌پذیری زیاد.

فصل پنجم بررسی شواهد نشست زمین و دلایل آن: در این فصل علل ایجاد گسیختگی در منطقه مورد بررسی قرار گرفته است.

فصل ششم نتیجه‌گیری و پیشنهادها: در این فصل نتیجه‌گیری تحقیق و پیشنهادها ارائه شده است.

فصل دوم

مروری بر مطالعات پیشین

۲-۱- مقدمه

پدیده‌ی نشست و گسیختگی زمین در مناطق مختلف جهان مشاهده شده و مطالعات زیادی در این زمینه انجام شده است.

بر پایه‌ی اطلاعات کارگروه فرونشست در سازمان یونسکو (IHP)، قدیمی‌ترین فرونشست شناخته شده در ایالت آلابامای ایالات متحده در سال ۱۹۰۰ میلادی اتفاق افتاده است. اساس مطالعات این کارگروه بررسی‌های تفصیلی روی ۴۲ فرونشست در ۱۵ کشور جهان بوده است. در آوریل ۱۹۷۵ گروه کاری فرونشست در پاریس شکل گرفت که به بررسی رابطه‌ی فرونشست با آب‌های زیرزمینی پرداخت. از آن تاریخ به بعد بررسی‌های بیشتری در این زمینه در کشورهای پیشرفته به ویژه در ایالات متحده و ژاپن انجام شده است که نتیجه‌ی آن کنترل شدید مصرف آب و تغییر در الگوی مصرف و توقف فرونشست‌ها در بسیاری از موارد بوده است. در این بررسی‌ها از سیستم‌های مکان‌یابی جغرافیایی پیشرفته (GPS) و رادار (SAR & InSAR) برای مکان‌یابی فرونشست‌ها استفاده شده است (سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی، ۱۳۸۳).

رایج‌ترین روش در پایش فرونشست که به‌ویژه در میادین نفتی موجود در خشکی کاربرد دارد، ترازیابی و نقشه‌برداری زمینی است. در این روش، شبکه‌ای از ایستگاه‌ها در سطح و پیرامون منطقه‌ی فرونشست قرار داده می‌شود، برداشت‌ها صورت گرفته و حرکت هر یک از ایستگاه‌ها مورد ارزیابی قرار می‌گیرد. این روش با وجود این‌که دقت قابل قبولی دارد، زمان‌بر و پرهزینه می‌باشد. در سال‌های اخیر از سیستم موقعیت‌یاب جهانی GPS برای پایش فرونشست استفاده می‌شود. در این سیستم، ماهواره‌ی موقعیت‌یاب جهانی برای تعیین حرکت افقی و قائم ایستگاه‌های گیرنده به کار می‌رود. از مزایای اصلی سیستم اندازه‌گیری GPS در ترازیابی این است که می‌توان فرونشست را به‌صورت پیوسته و دقیق (حداقل ۵ میلی‌متر جابجایی قائم) با هزینه‌ی کم مورد سنجش قرار داد. از ضروریات این شبکه وجود یک گیرنده و سیستم جمع‌آوری داده در هر ایستگاه می‌باشد (محمدی، ۱۳۸۹).

اگر چه قدرت تفکیک زمانی بالا یکی از مزایای شبکه‌ی پیوسته‌ی GPS می‌باشد، اما قدرت تفکیک مکانی که با فواصل میان ایستگاه‌ها تعیین می‌شود، برای شناسایی و پایش فرونشست سطحی ناشی از استحصال نفت کفایت نمی‌کند. در چنین کاربردهایی قدرت تفکیک مکانی با دقت زیر کیلومتر لازم است (Ge et al, 2001). همچنین به دلیل محدودیت در ایستگاه‌های گیرنده‌ی زمینی این روش در مورد مناطقی که به تعداد کافی دارای ایستگاه باشند، کاربرد دارد (آخوندزاده، ۱۳۸۴).

تکنیک اینترفرومتری (InSAR) مزیت‌های زیادی در اندازه‌گیری و نمایش جابجایی‌های پوسته‌ی زمین دارد. از جمله‌ی این مزیت‌ها حساسیت بالا به تغییرات دینامیکی، قدرت تفکیک مکانی بالا و پوشش وسیع می‌باشد. با استفاده از چند تصویر SAR از تغییرات دینامیک یک منطقه، می‌توان اینترفروگرام تغییرات (نقشه تغییرات منطقه) را با دقتی در حدود میلی‌متر به دست آورد. علاوه بر این که با این روش می‌توان جابجایی‌های قائم و افقی بعد از نشست زمین را محاسبه کرد، امکان نمایش تغییر شکل آهسته‌ی پوسته در طول نشست نیز تحت شرایط خاص وجود دارد (آخوندزاده، ۱۳۸۴).

مسونت^۱ و همکاران در سال ۱۹۹۳ یک سری از تصاویر رادار را که توسط ماهواره‌های آژانس فضایی اروپا دریافت شده بود، برای تهیه‌ی تصویری تأثیرگذار از تغییر شکل ناشی از زمین لرزه‌ی لاندرس^۲ به بزرگی ۷/۳ در مقیاس ریشتر، که در ۲۸ ژوئن سال ۱۹۹۲ در ۱۵۰ کیلومتری شرق لس آنجلس رخ داد، به کار بردند (Massonnet et al, 1993).

۲-۲- نمونه‌هایی از نشست زمین و مطالعات انجام شده در مناطق مختلف جهان

۲-۲-۱- مطالعات نشست در اثر کاهش سطح آب زیرزمینی

کریجن^۳ و دهوس^۴ (۱۹۹۵) با استفاده از ۵ ایستگاه گیرنده‌ی GPS به بررسی تغییرات ارتفاع در یک

1 - Massonnet

2 - Landers

3 - Krijnen

4 - De Heus

دوره‌ی کوتاه مدت (۲۴ ماه مه ۱۹۹۴ تا ۳ ژوئن ۱۹۹۴) در گرونینگن^۱ واقع در شمال شرق هلند پرداختند و با پردازش داده‌ها میزان جابجایی برابر با ۵ تا ۸ میلی‌متر گزارش شد (Krijnen & De Heus, 1995).

در اوایل قرن ۲۰ در ژاپن، فرونشست باعث وارد آمدن خسارت به ساختمان‌ها، کانال‌های باز و پل‌ها شد. علاوه بر تأثیرگذار بودن پمپاژ آب زیرزمینی، در ژاپن فرونشست ممکن است در مناطقی با رسوبات متراکم نشده از قبیل سری‌های پلیوسن، پلیستوسن و هولوسن نیز اتفاق بیفتد. ساتو^۲ و همکاران (۲۰۰۳) با استفاده از GPS میزان فرونشست زمین را در اجیا^۳ اندازه‌گیری کردند. آنها به ارزیابی فرونشست در یک دوره‌ی ۳ ساله پرداختند و فرونشستی معادل ۷ سانتی‌متر را در هر زمستان اندازه‌گیری کردند. همچنین به این نتیجه رسیدند که می‌توان با استفاده از این ابزار ضریب تراکم حجم بین سطح زمین و سنگ بستر را محاسبه کرد و به شبیه‌سازی تعادل بین فرونشست و سطح آب زیرزمینی پرداخت (Sato et al, 2003).

در دره‌ی پیکاجو در ایالت کالیفرنیا آمریکا بین سال‌های ۱۹۲۵ تا ۱۹۷۵ نشست معادل ۹ متر اتفاق افتاده و باعث گسیختگی‌های سطحی در منطقه گردیده است (Houzer, 1988). در بانکوک به دلیل افزایش بهره‌برداری از مخازن زیرزمینی در سال‌های ۱۹۷۵ تا ۱۹۸۳، زمین در حدود ۵ تا ۱۵ سانتی‌متر در نقاط مختلف نشست کرده است. این مسئله باعث افزایش خطر سیل خیزی منطقه و لزوم احداث زهکش‌های سطحی گردید (Scott, 1978).

در سان‌واکویین^۴ ایالت کالیفرنیا به دلیل بهره‌برداری بیش از اندازه‌ی آب‌های زیرزمینی، در برخی مناطق سطح زمین در حدود ۸/۵ متر نشست کرده است و در منطقه‌ای به طول ۱۱۳ کیلومتر بیش از ۳ متر نشست اتفاق افتاده است. برای مناطق معمولی به مدت چندین سال، نسبت افت سطح آب به

¹ - Groningen

² - Sato

³ - Ojia

⁴ - San Joaquin

نشست منطقه‌ای ۲۰ به ۱ بوده است، اما ممکن است در مناطقی که شدیداً تحت تأثیر قرار گرفته‌اند، این نسبت تا ۱۰ به ۱ افزایش یابد (Rahn, 1986).

در ایالت تگزاس ناحیه‌ی وسیعی از جنوب شرق هوستون^۱ در نزدیکی بای‌تاون^۲ و گلوستون^۳ تا سال ۱۹۷۰، بیش از ۲/۴ متر نشست داشته است. به دلیل این‌که منطقه‌ی هوستون ساحلی است و در معرض جزر و مدهای شدید قرار دارد، نشست در این منطقه بسیار خطرناک است (Rahn, 1986). در مکزیکوسیتی نیز به دلیل پمپاژ آب از سفره‌های آب زیرزمینی، نشست زمین به مدت چندین دهه ادامه یافته است و باعث ایجاد خسارت‌های زیادی به ساختمان‌ها و تأسیسات شده است. در اوایل دهه‌ی ۱۹۵۰ با افت سطح پی‌زومتریک به میزان ۳ متر در سال، سرعت نشست زمین ۳۰ سانتی‌متر در سال بوده است. در سال ۱۹۶۰ متوسط میزان نشست در تمام شهر بیش از ۳ متر بوده که در بعضی مناطق این مقدار به بیش از ۸ متر نیز رسیده است. بین سال‌های ۱۹۸۹-۱۹۸۴، نشست زمین در این منطقه بیش از ۲ متر بوده است و اگر استخراج آب زیرزمینی با همین سرعت ادامه یابد، نشست زمین با سرعت حدود ۴۰ سانتی‌متر در سال ادامه خواهد یافت. در ۳۰ سال اخیر نشست زمین در این منطقه باعث کج شدن ساختمان‌ها شده است و ستون‌های آهنی میدان سوکالو در ۷۰ سال اخیر بیش از ۶ متر نشست کرده‌اند (کیومرثی، ۱۳۸۱).

۲-۲-۲- فرونشست زمین در اثر برداشت نفت و گاز

در دهه‌ی ۶۰ دلتای رودخانه پو^۴ واقع در شمال شرق ایتالیا که در نزدیکی دریای آدریاتیک قرار گرفته است، دچار فرونشست بزرگی گردید. میزان فرونشستی که به دلیل استخراج آب و گاز طبیعی رخ داده بود، در بعضی مناطق به ۳/۵ متر رسید. فرونشست منطقه‌ای به مساحت ۸۰۰ کیلومتر را پوشش داد و تمامی مسیرهای آبی که وارد دلتا می‌شدند را قطع کرد. پس از این واقعه در این منطقه از GPS برای

1 - Houston

2 - Baytown

3 - Galveston

4 - Po River

پایش فرونشست، پیش‌بینی و شبیه‌سازی عملیات اصلاحی برای رفع مشکل استفاده شد (Gambardella, 1991).

ویکز^۱ و همکارانش در سال ۱۹۹۸ از رادار پهلوگیر با دریچه‌ی مصنوعی^۲ برای پایش تغییر شکل تمام سطح کالدرای یلواستون^۳ استفاده نمودند. تداخل نماهای متوالی مشخص نمود که فرونشست در داخل کالدرای طی سه سال از یک گنبد در حال رشد به گنبد دیگر مهاجرت نموده است. در سال چهارم منطقه‌ی کالدرای در نزدیک گنبد شمال‌شرقی متورم شد و بالا آمدگی سطحی پس از آن نیز یک سال بعد به گنبد جنوب‌غربی مهاجرت نمود. ایشان بیان نمودند که داده‌ی تغییر شکل به دست آمده با مهاجرت سیال هیدروترمال به داخل یا خارج توده‌های شبه سیل که تقریباً ۸ کیلومتر در زیر کالدرای قرار گرفته‌اند، منطبق می‌باشند (Wicks et al, 1998).

گمبولتی^۴ (۱۹۸۴) با استفاده از مدل اجزای محدود به آنالیز نشست زمین در اثر استخراج نفت و گاز در خاک‌های لایه‌ای که به‌صورت جانبی ناهمگن هستند، پرداخت. بر اساس این مدل رسوبات فوقانی در پروفیل چینه‌شناسی عمودی تأثیری بر فرونشست زمین ندارد که این امر به هندسه‌ی مخزن، عمق تدفین، فشار پایین رو سیال و ثابت الاستیک مخزن و رس‌های بالا و پایین آن مربوط است. بنابراین برای پیشگویی تحقق‌پذیر نشست بالای میداین عمیق نفت و گاز، برآورد خوب از خصوصیات مکانیکی مخزن بعلاوه رس‌های بالا و پایین آن بسیار مهم‌تر است از رسوبات پوشاننده که فشار منفذی پایین‌رو در آن اتفاق نمی‌افتد. وی همچنین به این نتیجه رسید که موقعیت سنگ بستر سخت تأثیر کمی بر نشست دارد و آنیزووتروپی جانبی باعث بیشتر شدن فرونشست می‌شود (Gambolati et al, 1984).

بعد از جنگ جهانی دوم در هلند سطح آب زیرزمینی به‌دلیل برداشت زیاد در مقیاس بزرگی کاهش یافت. به‌دلیل اینکه خاک فوقانی در این منطقه عمدتاً رس و زغال‌سنگ نارس است نشست نامتقارن

1 - Wicks

2 - Synthetic Aperture Radar (SAR)

3 - Yellowstone

4 - Gambolati

اتفاق افتاد که باعث آسیب رسیدن به ساختمان‌ها گردید. در سال ۱۹۶۴ بهره‌برداری از گاز طبیعی در

هلند آغاز شد، استخراج گاز نیز باعث فرونشستی بسیار آرام گردید.

به‌طور کلی فرونشست زمین در این منطقه می‌تواند به علل زیر اتفاق بیفتد:

۱- فرونشست به‌خاطر حجم تأسیسات و ساختمان‌ها با توجه به وضعیت طبیعی خاک

۲- تراکم طبیعی رسوبات تحکیم نشده‌ی هولوسن، پلیستوسن یا ترشیری

۳- تحکیم لایه‌های هولوسن به‌خاطر تغییرات رژیم هیدرولوژیکی

۴- فرونشست به‌علت کاهش فشار در میدان گازی

پوتگنز^۱ (۱۹۹۱) برای محاسبه‌ی تراکم مخزن و فرونشست سطح حاصل از آن در هلند، از پارامترهای

زیر استفاده کرد:

۱- ابعاد مخزن (گسترش، عمق و ضخامت)

۲- کاهش فشار در مخزن

۳- ضریب تراکم تک محوره (C_m)

۴- نفوذپذیری ساختاری سنگ

وی در مدل محاسبات، میدان گازی را توسط یک شبکه‌ی مختصات متعامد به بلوک‌هایی تقسیم کرد.

علاوه بر این هر بلوک نیز به‌طور عمودی به‌صورت لایه‌ای نیز تقسیم‌بندی شد. برای محاسبه‌ی

فرونشستی که انتظار می‌رود، تمام پارامترها برای هر زیربلوک مشخص و از روش اجزای محدود

استفاده شد. بر این اساس پوتگنز برای سال ۲۰۵۰ نشست بین ۳۳ تا ۳۴ سانتی‌متر برای مرکز میدان

پیش‌بینی کرد (Pottgens, 1991).

فردریک^۲ و همکارانش (۲۰۰۰) نیز با استفاده از مدل اجزای محدود، جابجایی قائم در مخزن بلردیج^۳

و روبره‌اش را مدل سازی کردند. برتری این مدل‌ها توانایی آنها در مدل‌سازی مخازن با شکل‌های

¹ - Pottgens

² - Fredrich

³ - Belridge

مختلف و توزیع فشار متغیر می‌باشد و در صورت وجود توزیع پارامترهای تغییر شکل، تخمینی دقیق از جابجایی قائم ارائه می‌دهند (Fredrich et al, 2000).

در سال ۱۹۱۸ نشست ناشی از استخراج سیال هیدروکربوری از میدان نفتی Goose creek در ساحل خلیج تگزاس در ایالات متحده‌ی آمریکا تشخیص داده شد که باعث پایین افتادگی جاده‌ها و خطوط ساحلی در گسلش سطحی گردید (Nagel, 2001).

تراکم مخزن در میدان ویلمینگتون^۱ کالیفرنیا، باعث فرونشستی معادل ۳۳ فوت، زمین‌لرزه و صدها مورد شکستگی چاه و خسارت دیدن تأسیسات روی سطح گردید. در سال ۱۹۶۲، مشکلات ناشی از فرونشست در این میدان و نواحی اطراف آن هزینه‌ای بالغ بر ۱۰۰ میلیون دلار برای تعمیر و کاهش اثرات آن در بر داشت (محمدی، ۱۳۸۹).

۲-۳- تاریخچه‌ی بررسی فرونشست در ایران

در ایران نیز مسئله‌ی نشست زمین به‌خصوص در نواحی گرم و خشک که بهره‌برداری از ذخایر آب زیرزمینی و یا نفت بیش از اندازه صورت می‌گیرد، دیده شده است. مطالعات انجام شده در ایران تا کنون متمرکز بر فرونشست بر اثر برداشت آب بوده است. سازمان زمین‌شناسی کشور به‌عنوان مسئول بررسی مخاطرات زمین‌شناسی کشور، در مطالعه‌ی این پدیده و خطرات وابسته به آن در کشور، پیشگام بوده است.

۲-۳-۱- نمونه‌هایی از نشست زمین و مطالعات انجام شده در ایران

طبق بررسی‌های اجل لوئیان و بهادران (۱۳۷۷) در دشت مهیار استان اصفهان در طول ۱۰ سال گذشته یک رشته شکاف به طول ۱۰ کیلومتر و عرض ۵ تا ۵۰ سانتی‌متر به‌وجود آمده که هر سال ۵ سانتی‌متر بازتر می‌شود (اجل لوئیان و بهادران، ۱۳۷۷).

¹ - Wilmington

موسوی و همکارانش (۲۰۰۰) با استفاده از ۳۵ ایستگاه GPS در دشت رفسنجان میزان فرونشست زمین را بین ماه اوت ۱۹۹۸ تا ۱۹۹۹ اندازه‌گیری کردند و نشست کمتر از ۱۰ میلی‌متر تا ۸۰ میلی‌متر را به ازای ۱ متر کاهش سطح آب زیرزمینی تشخیص دادند (Mousavi et al, 2000).

در سال ۱۳۵۶ کشاورزان منطقه‌ی کرمان اعلام کردند که لوله جدار چاه‌های کشاورزی آنان از سطح زمین خارج شده است. با بررسی‌های انجام شده در این زمینه و با توجه به اینکه چاه‌های بهره‌برداری برای استحصال بیشتر آب، تا سنگ کف و لایه‌ها و طبقات مقاوم حفر می‌شوند، پس لوله جدار چاه با نشست زمین نمی‌تواند در سنگ کف فرورفته و نشست کند در نتیجه لوله جدار چاه به وضعیت قبل باقی مانده و تنها زمین اطراف چاه نشست می‌کند که به غلط تصور می‌شود لوله‌ی چاه از زمین خارج شده است (کیومرثی، ۱۳۸۱).

به‌دلیل بهره‌برداری بی‌رویه از آب‌های زیرزمینی، دشت مرکزی همدان نیز با خطر نشست زمین به صورت ناحیه‌ای و محلی مواجه است. تشکیل فروچال‌های عظیم در منطقه، علاوه بر تهدید جانی و مالی یک تهدید جدی برای نیروگاه حرارتی شهید مفتاح همدان، محسوب می‌شود (علیاری، ۱۳۸۱).

بررسی‌های ترازیابی سطح زمین و داده‌های ماهواره‌ای رادار وقوع نشست زمین را در پهنه‌ای با مساحت بیش از ۴۰۰ کیلومتر مربع در جنوب و جنوب‌غرب تهران نشان داده است که شاهد این پدیده در بررسی‌های رو زمینی بیرون زدگی لوله جدار چاه‌ها می‌باشد. نرخ فرونشست در این منطقه حدود ۳ تا ۱۶ سانتی‌متر در سال است و با میزان افت آب زیرزمینی و ضخامت رسوبات ریزدانه به‌خصوص رس رابطه‌ی مستقیم دارد (شمشکی و همکاران، ۱۳۸۳).

برداشت از سفره‌های آب زیرزمینی در دشت کاشمر باعث افت سالیانه حدود ۰/۸ متر سطح آب‌های زیرزمینی شده است که این افت ممتد موجب فرونشست زمین در بخش‌های غربی دشت شد و با ایجاد شکاف‌های کششی طویل ضمن خسارت زدن به زمین‌های کشاورزی و چاه‌های آب باعث آسیب دیدن تجهیزات انتقال آب، جاده‌ها و سایر تأسیسات شد. افت شدید سطح آب زیرزمینی و وجود خاک‌های ریزدانه در روستاهای عظیم آباد، ظاهر آباد، ظفر رود، فیروز آباد، کلاته شادی و کندر موجب

نشست زمین و ایجاد شکاف و ترک‌های طولی در سطح زمین گردیده است (لشکری پور و همکاران، ۱۳۸۷).

برداشت بی‌رویه از منابع آب زیرزمینی دشت نیشابور باعث گردیده که سطح آب‌های زیرزمینی دارای افت پیوسته باشد. افت سطح آب شکاف‌هایی در چند نقطه از دشت ایجاد کرده است. ایجاد و گسترش این شکاف‌ها در چند سال اخیر سبب ایجاد مشکلات عمده برای کشاورزان منطقه و نگرانی اهالی روستاهای نزدیک این شکاف‌ها شده است. نشست‌هایی که به‌صورت شکاف در سطح زمین دیده می‌شوند به دو صورت در دشت مشاهده می‌شوند. اول شکاف‌های کوتاه به طول چند متر که عمدتاً هلالی شکل هستند و احتمالاً در اثر افت شدیدتر سطح آب تشکیل شده است. دوم شکاف‌های خطی که به طول چندین کیلومتر مشاهده می‌شوند و به‌دلیل افت سطح آب و زهکش آب از لایه‌های ریزدانه ایجاد شده، ولی محل شکاف‌ها به احتمال زیاد توسط گسلی که در پی‌سنگ وجود دارد دیکته شده است. علاوه بر این نشست‌ها، نشستی ۲۳ سانتی‌متری در طول ۲ سال گذشته توسط ایستگاه GPS نصب شده در ایستگاه هواشناسی نیشابور، گزارش شده است. این نشست به‌صورت منطقه‌ای و متجانس بوده و کمتر توسط انسان احساس می‌شود و سبب کاهش حجم مخزن آبخوان، تغییر الگوی جریان‌های سطحی و زیرسطحی و ... می‌گردد (لشکری پور و همکاران ۱۳۸۷).

از سال ۱۳۴۹ تا ۱۳۸۴ به‌دلیل استحصال بیش از حد آب زیرزمینی در دشت مشهد، سطح آب زیرزمینی ۲۸/۷۸ متر افت کرده است و در برخی نقاط مانند منطقه‌ی توس مشهد موجب نشست زمین و در نتیجه ریزش جداره‌ی چاه‌ها، کج شدن و تخریب و بالا آمدن لوله‌های جدار چاه‌ها از سطح شده است.

غفوری و موسوی مداح (۱۳۸۹) بر اساس داده‌های ایستگاه‌های GPS و با توجه به پارامترهای زمین‌شناسی، عوامل تأثیرگذار بر گسیختگی لوله جدار چاه‌های دشت مشهد را مورد بررسی قرار دادند. برای اندازه‌گیری نشست دشت مشهد، سه ایستگاه دائم GPS در سه نقطه‌ی مشهد (ایستگاه اول در غرب مشهد در نزدیکی منطقه‌ی ویلاشهر و دو ایستگاه دیگر یکی در منطقه‌ی طرق در

جنوب‌شرق مشهد و دیگری در توس واقع در شمال‌غرب مشهد) نصب گردیده است. بررسی پروفیل‌های دانه‌بندی خاک نشان داد که نشست زمین در مناطق دارای خاک ریزدانه همراه با افت سطح آب بیشتر است. نتایج حاصل از ایستگاه‌های ثابت GPS نیز افت سطح زمین در دشت را بازگو می‌کند. داده‌های ثبت شده در ایستگاه توس به‌طور متوسط نشست سطح زمین را ۲۰ سانتی‌متر در سال نشان می‌دهد (غفوری و موسوی مداح، ۱۳۸۹).

۲-۴- علل ایجاد نشست و گسیختگی زمین

نشست منطقه‌ای، پائین رفتن سطح زمین در اثر تغییر شکل و جابجایی‌های صورت گرفته در لایه‌های زیرین خاک است. این پدیده یکی از انواع متعدد نشست زمین می‌باشد که نشست‌های محلی کوچک تا پائین افتادن منطقه‌ای سطح زمین را شامل می‌شود (اوریا، ۱۳۸۳).

به‌طور کلی برای پدیده‌ی نشست و به دنبال آن گسیختگی زمین دو عامل ژئوتکنیکی و تکتونیک را می‌توان بیان کرد. نشست‌های ناشی از حرکت‌های تکتونیک وقتی حاصل می‌شوند که در محل؛ دو گسل فرورفتگی^۱ و بالاآمدگی^۲ به‌وجود آید و حرکت نسبی قطعات، باعث نشست زمین گردد.

عامل ژئوتکنیکی نشست زمین را می‌توان در سه بخش اصلی زیر دانست:

۱- نشست بر اثر استخراج سیالات زیرزمینی

۲- نشست بر اثر فرسایش و آبشستگی در خاک‌های ناپایدار

۳- نشست بر اثر ریزش زمین در توده‌ی کارستی (عالمی، ۱۳۷۷)

نشست منطقه‌ای زمین^۳، پدیده‌ای است که پایین‌رفتگی سطح زمین را در اثر عوامل مختلف مطرح می‌کند. در کاربردهای معمول برای سطح زمین، این اصطلاح به یک ناحیه‌ی نشست کرده به تراز پائین‌تر مربوط می‌شود و می‌تواند شامل یک سازه‌ی نشست کرده به داخل زمین، یا زمین به تنهایی

¹ - Graben

² - Horst

³ - Land Subsidence

پائین رفته که سازه با آن نشست کرده و یا حتی یک لایه‌ی سطحی گسیخته شده به داخل یک حفره‌ی زیرزمینی باشد، اگرچه مؤلفه‌های حرکت افقی نیز ممکن است ایجاد شود. حرکت‌های سطح زمین ممکن است شامل نواحی مختلف، با ابعادی از چند متر تا هزاران کیلومتر و متغیر با زمان باشد.

علل عمده‌ی این پدیده که ناشی از دخالت بشر در طبیعت هستند عبارتند از: پمپاژ آب، نفت و گاز از مخازن زیرزمینی (German & Soki, 1984)، زهکشی آب از خاک آلی، تحکیم لایه‌های خاک تحت تأثیر وزن لایه‌های فوقانی، انجام خاکریزی و احداث ساختمان‌های سنگین، عوامل دینامیکی و تکتونیکی (کیومرثی، ۱۳۸۱؛ شفیعی ثابت، ۱۳۷۳)، انحلال آهکی و استخراج معادن زیرزمینی (اوریا، ۱۳۸۳).

به‌طور کلی نشست زمین باعث تراکم سفره‌های آب زیرزمینی، کاهش نفوذ آب و در نتیجه افزایش سیل‌خیزی می‌شود.

۲-۴-۱- نشست در اثر استخراج آب‌های زیر زمینی

- بررسی فرآیند نشست

در مناطقی که با برداشت بی‌رویه از آب‌های زیرزمینی و بیلان منفی حوضه‌ی آبخیز مواجه هستیم افزایش تنش مؤثر خاک عامل اصلی تراکم و فشردگی لایه‌های زمین است. تنش مؤثر در هر عمقی از خاک از رابطه‌ی زیر به دست می‌آید:

$$P_i = P_t - P_h \quad \text{رابطه (۱-۲)}$$

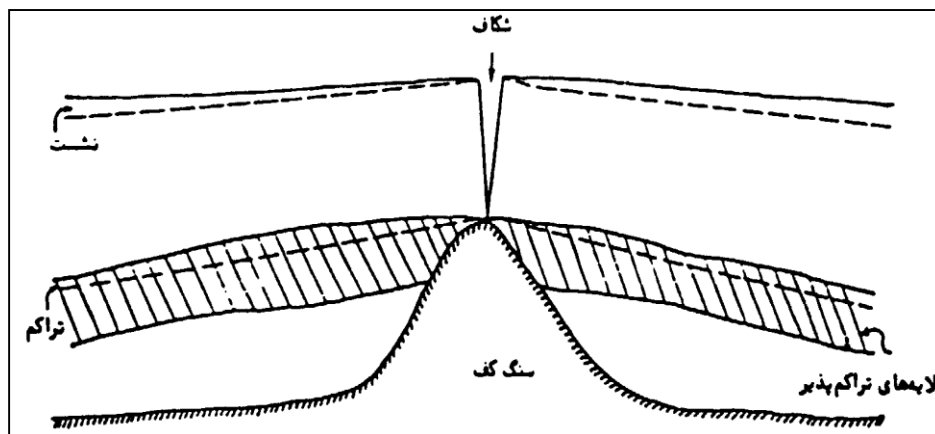
که در آن P_i تنش مؤثر، P_t تنش کل و P_h فشار هیدرولیکی در هر نقطه است. اگر به هر شکل P_h کاهش و یا P_t افزایش یابد مقدار تنش مؤثر نیز افزایش می‌یابد. در اکثر آبخوان‌ها به دلیل افزایش بهره‌برداری از منابع آب، با افت سطح آب در سفره‌ی آزاد و یا کاهش فشار پیرومتری در سفره‌ی تحت فشار مواجه هستیم که در هر دو حالت P_h کاهش یافته و باعث افزایش تنش مؤثر و نشست لایه‌ها

می‌شود و بر اثر این نشست، شکاف‌هایی در سطح زمین به وجود می‌آید. طول بزرگترین شکاف گزارش شده در آمریکا $\frac{3}{5}$ کیلومتر است ولی اغلب شکاف‌ها چند صد متر طول و عمقی معادل ۲ تا ۳ متر دارند. در مراحل اولیه‌ی تشکیل، شکاف‌ها یکسری ترکیبات ریزشی هستند که توسط یک ترک موئین که از بین آنها می‌گذرد به هم متصل می‌شوند (عالمی، ۱۳۷۷).

افزایش تنش مؤثر و افت سطح آب به شکل‌های مختلف بر سطح زمین اثر می‌گذارد و باعث گسیختگی می‌گردد که در زیر در رابطه با هر یک توضیح داده می‌شود.

الف- تراکم غیر یکنواخت متمرکز^۱

مطالعات دقیق نشان می‌دهد که شکاف‌ها در بالای نقاطی از سنگ کف که تحدب رو به بالا دارد شکل می‌گیرند (شکل ۱-۲).



شکل ۱-۲: ایجاد شکاف در نقطه‌ی برآمدگی سنگ کف بر اثر تراکم لایه‌ها (به نقل از رحمانیان، ۱۳۶۴)

چیچنز^۲ و هولزر^۳ (۱۹۸۲) بر پایه‌ی نظریات لی^۴ و شن^۵ (۱۹۶۹) نشان دادند که تراکم غیر یکنواخت بالای این ترکیبات به علت خم شدن سربار، موجب گسیختگی سطح زمین می‌شود. در پروفیل نشست، نقاطی که تحت کشش حداکثر هستند، بر نقاطی از سنگ کف که حداکثر تحدب را دارند منطبق است (به نقل از رحمانیان، ۱۳۶۴).

¹ - Localized Differential Compaction

² - Jachens

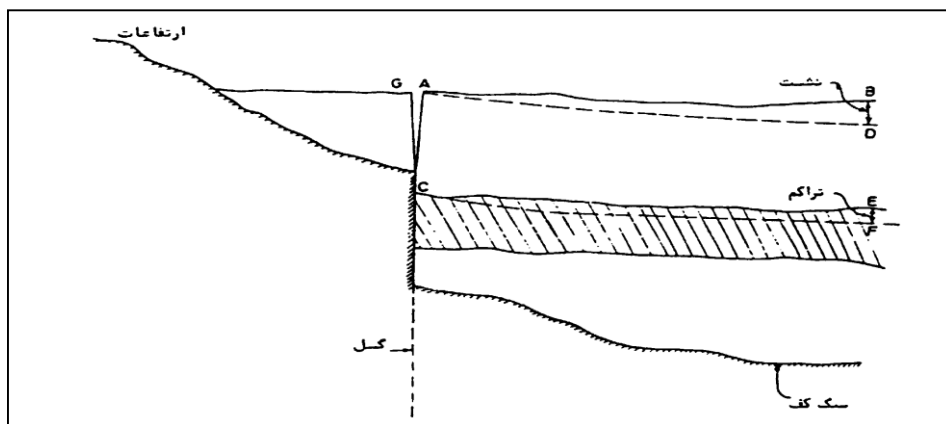
³ - Holzer

⁴ - Lee

⁵ - Shen

ب- تراکم غیر یکنواخت ناحیه‌ای^۱

کاسل^۲ و یود^۳ (۱۹۷۲) و بوئر^۴ (۱۹۷۷) فرض کردند که کرنش‌های افقی و شعاعی اطراف حاشیه‌ی منطقه‌ی نشست بر استخراج آب‌های زیرزمینی که می‌تواند عامل پیدایش شکاف و گسلش شود، دلالت دارند. در ابتدا این فرآیند در مورد گسلش در اثر استخراج نفت پیشنهاد شد. اگر چه تغییر مکانی افقی در مناطق استخراج آب‌های زیرزمینی به شکل با قاعده مشاهده نشده است، اما تغییر مکان‌های افقی شعاعی به همراه نشست زمین در سه حوضه‌ی نفتی در آمریکا اندازه‌گیری شده است. این اندازه‌گیری‌ها نشان می‌دهد که نشست غیر یکنواخت جام شکل می‌تواند کرنش‌های کششی شعاعی را در اطراف حاشیه‌ی منطقه‌ی نشست ایجاد کند. اگر در نزدیکی مرکز جام نشست ترک‌های کششی و گسیختگی‌های ناموازی با خطوط تراز نشست شکل بگیرد نشان دهنده‌ی آن است که احتمالاً این نشست در اثر استخراج آب زیرزمینی ایجاد نشده است (Exit by Bouwer, 1978). شکاف‌های کششی واقع بر سطوح گسلی مخفی که بیشتر در حاشیه‌ی حوضه‌ی آبخیز ایجاد می‌شوند، بر اثر افزایش خطی پدیده‌ی نشست از اطراف منطقه به سمت مرکز آن می‌باشند. این پدیده می‌تواند باعث حرکت چرخشی رسوبات سطوح گسلی شود (شکل ۲-۲).



شکل ۲-۲: چرخش قطعه‌ی ABCD حول محور C به علت افزایش خطی تراکم لایه‌های ریزدانه و ایجاد شکاف در بالای گسل مدفون (Bouwer, 1978)

- 1 - Regional Differential Compaction
- 2 - Costle
- 3 - Youd
- 4 - Bouwer

افزایش خطی نشست از اطراف به سمت مرکز ممکن است به علت بهره‌برداری بیشتر آب‌های زیرزمینی در مرکز و در نتیجه افت بیشتر سطح آب در این منطقه باشد (عالمی، ۱۳۷۷).

محور چرخش در شکل جایی است که رسوبات تراکم پذیر در مقابل سطح گسلی در زیر زمین کشیده شده است. اگر هیچ فشردگی و تراکمی در محور چرخش موجود نباشد شکاف حاصله ساده و از نوع کششی خواهد بود. همین‌طور اگر لایه‌های تراکم‌پذیر در دو طرف سطح گسل، متحمل تراکم یکسان شوند باز هم شکستگی ساده و از نوع کششی خواهد بود. ولی اگر در بخشی از منطقه نسبت به مناطق اطراف سطح گسل که لایه‌ی قابل تراکم ارتفاع کمتری دارد تراکم اتفاق بیفتد، شکاف ممکن است با اختلاف سطح و جابجایی عمودی همراه باشد (عالمی، ۱۳۷۷).

ج- تنش موئین^۱

تشکیل شدن الگوهای چند ضلعی کمپلکس توسط سیستم شکاف در نقاطی که سطح آب زیرزمینی افت دارد نشان می‌دهد که این شکاف‌ها، ترک‌های بزرگ انقباضی هستند که بر اثر تنش‌های کششی خاک منطقه به وجود آمده‌اند. منبع این کشش احتمالاً تنش موئین بزرگ و منفی در ناحیه‌ی بدون آب بالای افت آب است.

طبق فرضیه‌ی اسکمپتون^۲ (۱۹۶۱) و بیشاپ^۳ (۱۹۵۹)، تنش مؤثر برای یک خاک غیر اشباع که فشار هوا در آن برابر اتمسفر است به صورت زیر بیان می‌شود:

رابطه (۲-۲)

$$P_i = P_t - (s.u)$$

که در آن P_t تنش کل، u فشار آب منفذی و s درجه اشباع خاک است و از صفر تا یک تغییر می‌کند. طبق این معادله، اگر فشار آب منفذی بالای سطح آب به صورت منفی افزایش یابد تنش مؤثر هم زیاد می‌شود. افزایش تنش مؤثر باعث انقباض‌های عمودی و افقی می‌شود. شکل‌گیری شکاف‌ها در الگوهای

¹ - Capillary Stress

² - Skempton

³ - Bishop

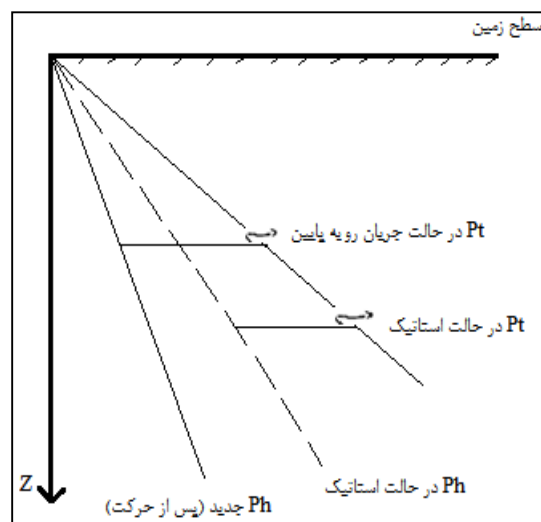
چندضلعی در مناطقی که لایه‌های زیرین مواد ریزدانه و ته‌نشین‌های رودخانه‌ای هستند نشان می‌دهد که عامل تنش مؤثر در چنین نقاطی به صورت مؤثرتری عمل می‌کند (Exit by Bouwer, 1978).

د- افزایش تنش مؤثر با حرکت آب

با جریان آب در محیط دانه‌ای، اصطکاک بین جریان آب و دانه‌ها باعث ایجاد نیروی کششی می‌شود که در جهت جریان به دانه‌ها وارد می‌شود. اگر جریان افقی و رو به پایین باشد این نیرو که نیروی تراوش نامیده می‌شود، تنش مؤثر را افزایش می‌دهد و اگر جریان رو به بالا باشد باعث کاهش تنش مؤثر می‌شود. برای متراکم شدن، نیروی تراوش باید بر مقاومت حرکتی دانه‌ها غلبه کند. این مقاومت به طور عمده ناشی از اصطکاک بین دانه‌ها می‌باشد (عالمی، ۱۳۷۷). در ادامه رابطه‌ای ساده برای جریان افقی و عمودی ارائه می‌شود.

- جریان عمودی

اگر جریانی رو به پایین آغاز شود، حتی اگر سطح آب افت نکند، خط P_h در شکل (۲-۳) به سمت چپ حرکت می‌کند و باعث افزایش P_i و در نتیجه نشست خواهد شد. این حالت زمانی اتفاق می‌افتد که یک لایه‌ی آبدۀ آزاد^۱ با جریان عمودی به یک لایه‌ی نیمه تراوا^۲ متصل شود.



شکل ۲-۳: نمایش P_h و P_i در حالت استاتیک و در حالت جریان رو به پایین (Bouwer, 1978)

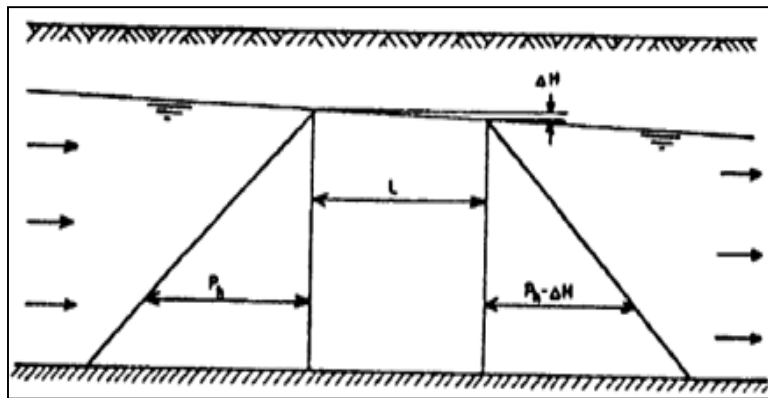
¹ - Confined Aquifer

² - Aquitard Aquifer

اگر از سفره‌ی محبوس^۱ زیرین بهره‌برداری شود و شرایط به‌گونه‌ای باشد که این سیستم از طریق سفره‌ی آزاد بالایی توسط جریانی که از میان لایه‌های نیمه‌آبده می‌گذرد پر شود، این جریان عمودی فشار آب منفذی را در لایه‌ی نیمه‌آبده مانند لایه‌ی آبدخیز می‌دهد. حتی اگر سطح آب در سفره آزاد ثابت بماند، این عمل باعث افزایش P_i و تراکم مواد می‌شود (Bouwer, 1978).

- جریان افقی

یکی از مکانیزم‌های گسیختگی زمین، کرنش‌های افقی ناشی از نیروی تراوش است. این نیروها با مؤلفه‌ی افقی گرادیان هیدرولیکی متناسب هستند. شکاف‌هایی که بر اثر این فرآیند به‌وجود می‌آیند شکلی هم‌مرکز با مخروط افت آب دارند و چون مخروط افت با گذشت زمان به‌صورت شعاعی گسترش پیدا می‌کند، رشد شکاف‌ها باید به سمت بیرون به‌صورت شعاعی کاهش یابد. شکل (۲-۴) تراکم ثانوی بر اثر آغاز جریان افقی با در نظر گرفتن هد فشار مؤثر بر هر وجه یک قطعه از لایه‌ی آبدخیز را نشان می‌دهد.



شکل ۲-۴: هد فشار در وجه قائم قطعه‌ای از حوضه‌ی آبدخیز محبوس با جریان افقی (Bouwer, 1978)

سطح آب در طول قطعه به اندازه ΔH پایین می‌افتد. در هر عمق زیر سطح آب، هد فشار در بخش پایین جریان به اندازه‌ی ΔH کمتر از بالای جریان است. اگر ΔH بر حسب متر بیان شود، کاهش فشار هیدرولیکی در هر عمق از قطعه تقریباً برابر $0.1 * \Delta H \text{ Kg/cm}^2$ می‌باشد. با فرض برابر بودن P_i در

¹ - Un Confined Aquifer

هر وجه قطعه، P_i در طول قطعه افزایش می‌یابد. با جایگزینی $0.1 * \Delta H \text{ Kg/cm}^2$ به جای $P_{i2}-P_{i1}$ برای جریان افقی داریم:

رابطه (۲-۳)

$$S_h = 0.1 \Delta H * \frac{L}{E_h}$$

که در آن S_h مقدار حرکت افقی در قطعه‌ای به طول L از زمانی که جریان افقی شروع شده تا زمانی که به حالت پایدار رسیده است، می‌باشد. ΔH نشان دهنده‌ی افت سطح آب در حالت جریان یکنواخت در طول L و E_h ضریب الاستیسیته در جهت افقی می‌باشند. اگر طول بر حسب متر و ضریب الاستیسیته بر حسب کیلوگرم بر سانتیمتر مربع باشد، S_h بر حسب متر به دست می‌آید. اگر به جای ΔH ، $i * L$ که در آن i شیب سطح آب است نوشته شود معادله به صورت زیر نوشته می‌شود:

رابطه (۲-۴)

$$S_h = 0.1 * \frac{iL^2}{E_h}$$

اگر جریان نزدیک سطح تراز آب باشد لایه‌های عمیق‌تر در مصالح یکنواخت جابجایی کمی در جهت افقی خواهند داشت، چون P_i با عمق و E_h با P_i افزایش می‌یابد.

اگر در لایه‌ی آبدۀ مواد ریزدانه و درشت دانه به‌صورت لایه لایه روی هم قرار گرفته باشند، جریان از بین مصالح ریزدانه به‌صورت عمودی و از بین مصالح درشت دانه به‌صورت افقی است. بنابراین لایه‌های مختلف مقدار متفاوتی حرکت افقی خواهند داشت و ممکن است باعث آسیب رسیدن به جدار چاه شود (Bouwer, 1978).

۲-۵- نشست و گسیختگی زمین در اثر فرسایش خاک‌های ناپایدار

افزایش رطوبت در اثر بارندگی و سیلاب باعث ایجاد گسیختگی در خاک‌های ناپایدار می‌شود. در این تحقیق دو گروه از خاک‌های ناپایدار یعنی خاک‌های رمبنده و خاک‌های واگرا مورد بررسی قرار می‌گیرند.

۲-۵-۱- خاک‌های رمبنده^۱

به ریزش ناگهانی خاک در اثر دست رفتن عامل پیوند دهنده‌ی ذرات رمبندگی گفته می‌شود و میزان آن به نسبت تخلخل اولیه خاک بستگی دارد (Jennings & Knight, 1975)؛ حافظی مقدس، ۱۳۹۰). وجود این خاک‌ها در مناطقی که فصل خشک طولانی و فصل مرطوب کوتاه دارند و سطح آب زیرزمینی پایین می‌باشد، محتمل است (حافظی مقدس، ۱۳۹۰).

ویژگی‌هایی که باعث می‌شوند خاک‌ها خصوصیت فروریزشی از خود نشان دهند عبارتند از: تخلخل بیش از ۰.۴٪، درجه اشباع پائین‌تر از ۰.۶٪، میزان لای بیش از ۰.۳٪ و گاهی تا ۰.۹٪ و نرم شدگی سریع در آب (محمد علیزاده رفیع، ۱۳۸۷).

- عوامل مؤثر بر رمبندگی خاک

الف- رطوبت

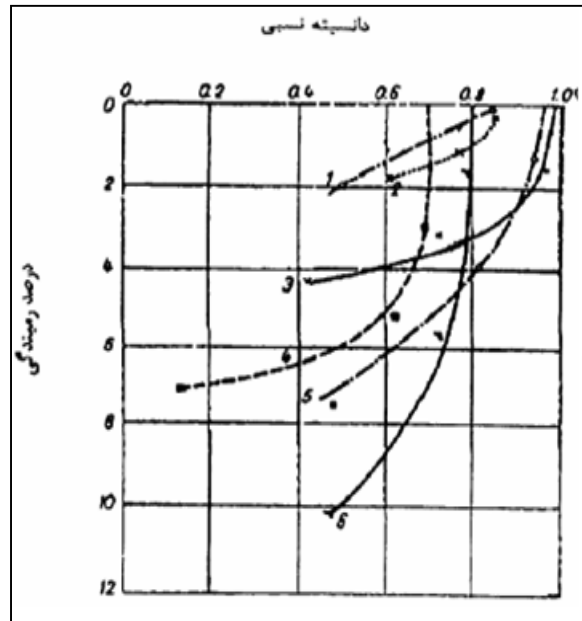
خاک‌های رمبنده به رطوبت حساس هستند به‌صورتی که افزایش درصد رطوبت منجر به کاهش حجم خاک خواهد شد (حافظی مقدس، ۱۳۹۰؛ محمد علیزاده رفیع، ۱۳۸۷). مرطوب شدن خاک اغلب نتیجه‌ی توسعه‌ی شهرنشینی است که باعث تغییر در رژیم آب‌های سطحی و زیرزمینی و در نتیجه افزایش رطوبت و از دست دادن سیمان، چسبندگی ظاهری، تغییر حجم و فقدان مقاومت برشی خاک می‌شود.

ب- دانسیته‌ی نسبی

بررسی نتایج حاصل از آزمایش‌های انجام شده توسط جکی^۲، (۱۹۴۸) نشان می‌دهد که بین مقدار رمبندگی و دانسیته‌ی نسبی خاک ارتباط مشخصی وجود دارد (شکل ۲-۵). با توجه به شکل هر چه مقدار دانسیته‌ی نسبی خاک کمتر شود درصد رمبندگی آن بیشتر می‌شود (به نقل از محمد علیزاده رفیع، ۱۳۸۷).

¹ - Collapsible Soils

² - Jaki



شکل ۲-۵: رابطه‌ی بین دانسیته‌ی نسبی خاک و درصد رطوبت خاک، جکی (۱۹۴۸)، (به نقل از محمد علیزاده رفیع، ۱۳۸۷)

۱- ماسه‌ی دانه‌ریز ۲- ماسه‌ی دانه درشت ۳- شن ۴ و ۵- شن دانوب ۶- شن خیلی درشت

ج- دانه‌بندی و درصد انواع ذرات تشکیل دهنده‌ی خاک

برای بررسی آزمایشگاهی تأثیر نسبت درصد ذرات ماسه و سیلت در میزان رطوبت خاک‌ها، الصحبی^۱ و همکاران (۱۹۸۷) ترکیبی از خاک با درصدهای متفاوت از ذرات ماسه؛ سیلت و درصد ثابت ذرات رس را در نظر گرفته‌اند.

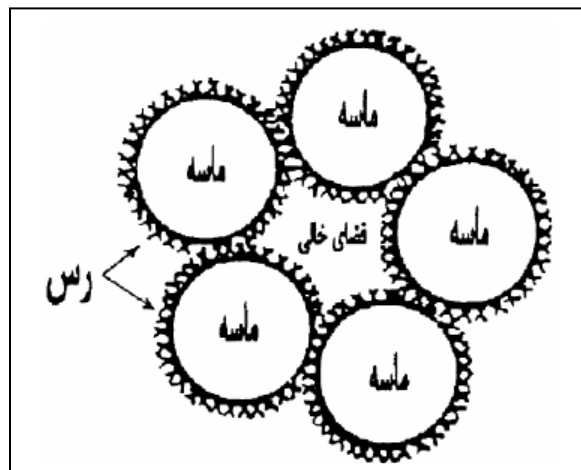
نتایج به دست آمده نشان می‌دهد که برای خاک با درصد معین ذرات رس، هرچه نسبت ذرات ماسه بیشتر از ذرات سیلت باشد میزان رطوبت خاک بیشتر خواهد بود (به نقل از حافظی مقدس، ۱۳۹۰؛ محمد علیزاده رفیع، ۱۳۸۷).

بررسی‌ها نشان می‌دهد که اگر خاک ماسه‌ای دارای مقدار رس نسبتاً پایین باشد، حداکثر مقدار رطوبت خاک اتفاق می‌افتد. چون اغلب ذرات ماسه نسبت به ذرات سیلت گردگوشه‌تر هستند با در نظر گرفتن رس موجود در بین ذرات خاک، غلتیدن و لغزش ذرات ماسه ساده‌تر و آسان‌تر از لغزش ذرات سیلت بر روی یکدیگر می‌باشد و مقدار رطوبت بیشتری از خود نشان می‌دهد. در خاک‌های

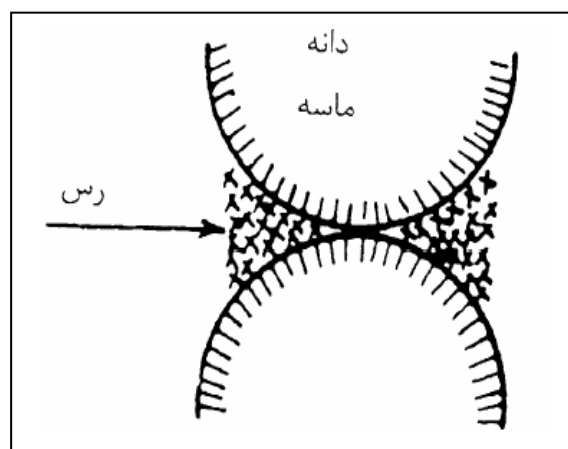
¹ - Al. Sohby

ماسه‌ای و سیلتی که درصد کمی رس دارند، رس ذرات توده‌ی خاک را می‌پوشاند (شکل ۲-۶) و یا باعث اتصال ذرات ماسه و سیلت که سطح تماس نقطه‌ای دارند می‌شود (شکل ۲-۷).

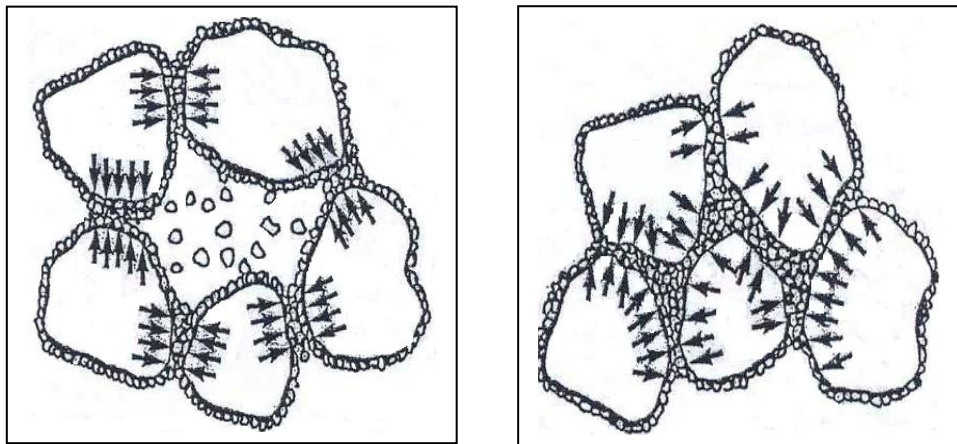
اگر در خاک سیلتی یا ماسه‌ای رس وجود نداشته باشد، رمبندگی خاک سیلتی بیشتر از خاک ماسه‌ای خواهد بود. در صورتی که خاک فاقد رس باشد و نسبت ذرات ماسه و سیلت با هم برابر باشد حداکثر رمبندگی رخ خواهد داد، که این امر ناشی از تمایل ذرات سیلت به اتصال در بین ذرات ماسه قبل از اشباع شدن است و بعد از اشباع شدن و یا تحت فشار ناشی از بارگذاری ذرات سیلت در فضای خالی بین دانه‌ای فرو می‌ریزد و باعث وقوع رمبندگی می‌شود (شکل ۲-۸).



شکل ۲-۶: نحوه‌ی پوشش ذرات ماسه توسط ذرات رس (Dudley, 1970)



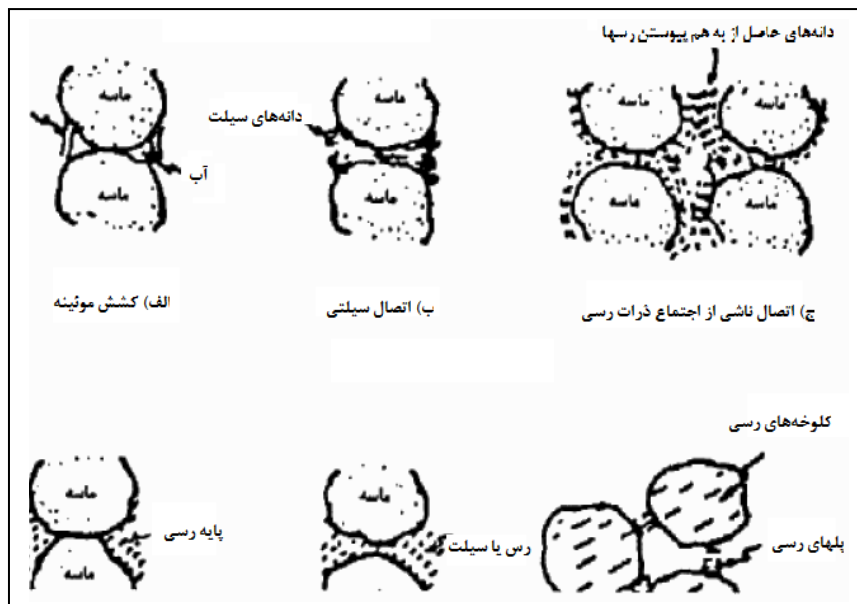
شکل ۲-۷: پیوند ذرات ماسه توسط ذرات رس (Dudley, 1970)



شکل ۲-۸: فروریزی خاک بعد از اشباع شدن (Al-Rawas, 2000)

د- عوامل سیمان کننده

سیمان خاک‌ها می‌تواند شامل ذرات سیلتی، باندهای رسی، اتصالات رسی^۱، کربنات کلسیم، اکسید آهن، املاح با درجه انحلال بالا و مواد آلی باشد (شکل ۲-۹). در حالتی که خاک شامل ذرات ماسه با باندهای سیلتی باشد، در اثر کشش موئینه چسبندگی ظاهری و مقاومت کمی در خاک ایجاد می‌شود که با افزایش رطوبت و اشباع شدن خاک از میزان آن کاسته شده و خاک نشست می‌کند.



شکل ۲-۹: عوامل استحکام و پایداری خاک‌های رمبنده (محمد علیزاده رفیع، ۱۳۸۷)

¹ - Clay Bridge

در بسیاری از موارد صفحات رسی نقش عامل پیوند دهنده‌ی توده‌های ماسه‌ای یا سیلتی را دارند. در این حالت کریستال‌های مونت‌موریلونیت و ایلیت ورقه‌ای به صورت سطح به سطح یا گوشه به سطح، می‌توانند ایجاد اتصال کنند که این امر تابع منشاء زمین‌شناسی خاک است. اگر رس به صورت برجا بین ذرات سیلت و ماسه نهشته شود دارای ساختمان صفحه‌ای که متراکم‌تر است، می‌باشد و در اثر اشباع شدن، رس نرم شده و مقاومت ساختمان خاک کاهش می‌یابد اما نشست حاصل از فروریزی زیاد نخواهد بود. در شرایطی که رس‌ها به صورت معلق و کلوئیدی در آب بین منافذ خاک وجود داشته باشند، در اثر تبخیر تدریجی آب، صفحات رسی به شکل کلوئیدی و اسفنجی ذرات درشت را در بر می‌گیرند. این خاک در اثر اشباع شدن نشست زیادی خواهد داشت.

اگر به جای عوامل سیمان کننده، مقاومت خاک حاصل نیروی موئینگی باشد، رمبندگی سریع‌تر اتفاق می‌افتد ولی در حالت سیمان شدگی شیمیایی ذرات، رمبندگی کندتر رخ می‌دهد. اگر درصد رس موجود در خاک زیاد باشد، اشباع شدن خاک ممکن است دو تأثیر مختلف ایجاد کند، از یک طرف ممکن است سبب کاهش حجم و رسیدن به حالت پایدارتر شود و از طرف دیگر باید تورم کانی‌های رسی و افزایش حجم حاصل از تورم کانی‌ها را در نظر داشت (حافظی مقدس، ۱۳۹۰؛ عالمی، ۱۳۷۷).

- شناسایی خاک‌های رمبنده در بررسی‌های محلی

در بررسی اولیه با استفاده از اطلاعات زمین‌شناسی محل، می‌توان مکان‌های احتمالی وجود خاک‌های مستعد رمبندگی را تخمین زد. در لس‌ها، ماسه‌های بادی، خاک‌های آبرفتی دانه‌ریز در مناطقی با آب و هوای خشک، خاک‌های برجا، رس‌های متخلخل و خاک‌های دستی احتمال وقوع رمبندگی زیاد است. همان‌طور که قبلاً ذکر شد در مناطقی که دارای فصل خشک طولانی و فصل مرطوب کوتاه هستند و سطح آب زیرزمینی پائین است، وجود خاک‌های رمبنده محتمل است (حافظی مقدس، ۱۳۹۰). در این مناطق تپه‌ماهورهای کوچک و هم ارتفاع قابل مشاهده است.

در بررسی‌های محلی می‌توان با تجزیه و تحلیل اشکال ویژه‌ای که این خاک‌ها در مقیاس وسیع روی زمین ایجاد می‌کنند، ارزیابی مقدماتی انجام داد. مثلاً در مورد لس‌ها هم ارتفاع بودن تپه‌ها، طرح

زهکشی دندانه‌ای و پرماند، رنگ زرد نخودی و دیواره‌های قائم مرتفع پایدار را می‌توان ملاک تشخیص قرار داد. برای این کار می‌توان از نقشه‌های زمین‌شناسی و عکس‌های هوایی برای تشخیص مقدماتی رمبنده بودن خاک استفاده کرد (عالمی، ۱۳۷۷؛ محمد علیزاده رفیع، ۱۳۸۷).

- معیارهای ارزیابی رمبندگی خاک

الف- معیار ابلف^۱، ۱۹۴۸

اولین بار ابلف در سال ۱۹۴۸ ضریب رمبندگی (δ_s) را مطرح کرد که برای ارزیابی کمی رمبندگی خاک استفاده می‌شود (Exit by Ali, 2011):

رابطه (۲-۵)

$$\delta_s = \frac{\Delta e}{1 + e_0}$$

Δe = تغییر نسبت تخلخل خاک بعد از اشباع شدن.

e_0 = تخلخل اولیه‌ی خاک.

بر طبق این فرمول هرگاه δ_s بزرگتر از ۰.۲ باشد، خاک رمبنده به شمار می‌رود.

ب- معیار کلونجر^۲، ۱۹۵۸

معیار کلونجر برای ارزیابی رمبندگی خاک‌ها بر اساس چگالی خشک (γ_d) ارائه شده است و بر اساس آن اگر γ_d کمتر از $12/6 \text{ KN/m}^3$ باشد، خاک مستعد نشست زیاد است و در صورتی که γ_d بزرگتر از 14 KN/m^3 باشد میزان رمبندگی کم خواهد بود (Exit by Ali, 2011).

ج- معیار گیبس و بارا^۳، ۱۹۶۲

گیبس و بارا از وزن واحد حجم خشک و حد روانی به عنوان معیاری برای تفکیک خاک‌های رمبنده و غیر رمبنده استفاده کردند. بر اساس این معیار خاکی که فضای خالی آن گنجایش درصد رطوبت حد روانی خاک را در حالت اشباع داشته باشد مستعد رمبندگی در حالت اشباع شدن می‌باشد. این معیار

¹ - Abelev

² - Klevenger

³ - Gibbs & Bara

زمانی معتبر است که خاک سیمانی نشده و حد روانی آن بیشتر از ۲۰٪ باشد (Gibbs & Bara, 1962).

د- معیار دنیسو^۱، ۱۹۶۴

در این معیار نسبت e/e_{II} برای تعیین رمبنده بودن خاک مورد استفاده قرار می‌گیرد. در این معیار e_{II} نسبت تخلخل در حالت روانی و e نسبت تخلخل خاک در حالت طبیعی است. طبق این معیار هرگاه e/e_{II} از ۱ بزرگتر باشد خاک رمبنده محسوب می‌شود (Denisov, 1964).

در صورتی که معیار به صورت e_{II}/e نوشته شود، اگر این نسبت بین ۰/۵ تا ۰/۷۵ باشد خاک خیلی رمبنده خواهد بود (داس، ۱۳۷۲).

عیب این معیار آن است که فقط در مواردی که تر شدن در سربار کم اتفاق می‌افتد، به کار می‌رود و نمی‌توان از آن با اطمینان برای تخمین رفتار خاک در سربارهای زیاد استفاده کرد (عالمی، ۱۳۷۷).

ه- معیار فدا^۲، ۱۹۶۶

بر اساس این معیار شاخص رمبندگی به صورت زیر محاسبه می‌شود:

رابطه (۲-۶)

$$i_c = \frac{m/sr - PL}{PI}$$

که در آن m درصد رطوبت طبیعی، sr درجه‌ی اشباع، PL حد خمیری و PI شاخص خمیری خاک است. فدا همچنین پیشنهاد کرد که پوکی بحرانی خاک (مقدار پوکی که خاک به ازای مقدار پوکی بیشتر از آن مستعد رمبندگی باشد) باید بزرگ‌تر یا مساوی ۴۰٪ باشد و بار اعمال شده به اندازه‌ی کافی بزرگ باشد تا به هنگام اشباع شدن موجب رمبندگی ساختاری خاک شود. وی همچنین نتیجه‌گیری کرد که هرگاه شاخص رمبندگی بزرگتر از ۸۵٪ باشد، خاک نیمه‌پایدار است (Feda, 1966).

¹ - Denosov

² - Feda

و- معیار فوکس و بست^۱، ۱۹۶۹

فوکس و بست نیز شاخص رمبندگی (I_c) را بر اساس تخلخل خاک در حالت‌های مختلف پیشنهاد کرده‌اند:

رابطه (۲-۷)

$$I_c = \frac{e_0 - e}{e_1 - e_p}$$

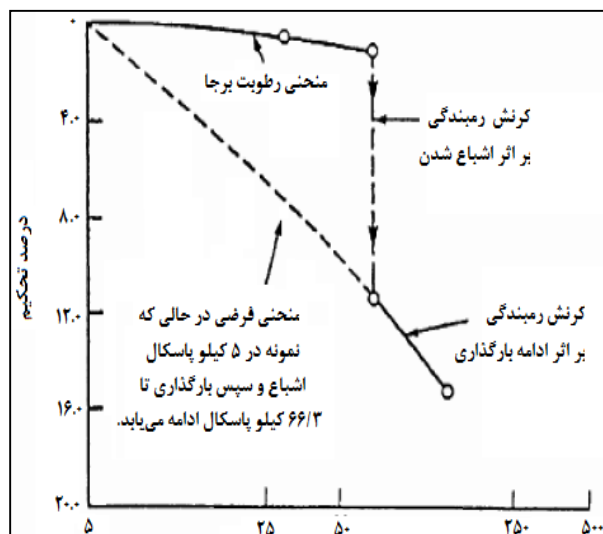
که در آن e_0 نسبت تخلخل طبیعی خاک، e نسبت تخلخل بحرانی خاک، e_1 نسبت تخلخل در حد روانی خاک و e_p نسبت تخلخل در حد خمیری خاک است. هرگاه I_c بزرگتر از یک باشد خاک رمبند به حساب می‌آید (Fookes & Best, 1969).

ز- معیار جنینگز و نایت^۲، ۱۹۷۵

جنینگز و نایت آزمایش تحکیم مضاعف را برای ارزیابی کمی رمبندگی خاک به کار بردند. آنها این آزمایش را برای ارزیابی رفتار خاک در برابر اشباع شدن و بارگذاری در ترازهای مختلف تنش توسعه دادند (دو آزمایش تحکیم روی دو نمونه خاک یکسان انجام می‌گردد، یکی با درصد رطوبت طبیعی و دیگری در حالت اشباع و برای هر دو نمونه بارگذاری یکسان می‌باشد) آنها آزمایش را به نحوی اصلاح کردند که در این آزمایش نمونه‌ی دست نخورده با درصد رطوبت طبیعی در دستگاه تحکیم تا یک مقدار بار دلخواه بارگذاری می‌شود، سپس نمونه غرقاب شده و کرنش ناشی از رمبندگی ثبت می‌گردد (Jennings and Knight, 1975) (شکل ۲-۱۰).

¹ - Fookes & Best

² - Jennings & Knight



شکل ۲-۱۰: آزمایش تحکیم مضاعف (به نقل از حافظی مقدس، ۱۳۹۰)

تحکیم کل (C_{col}) را پس از غرقاب کردن می‌توان از روابط زیر به دست آورد (Fedaa, 1988)

رابطه (۲-۸)

$$C_{col} = \frac{\Delta h}{h}$$

رابطه (۲-۹)

$$C_{col} = \frac{\Delta e}{1+e}$$

که در آن Δh تغییر ارتفاع نمونه بعد از غرقاب کردن، h ارتفاع نمونه قبل از غرقاب کردن، Δe تغییر نسبت تخلخل نمونه در هنگام غرقاب کردن و e نسبت تخلخل نمونه پیش از غرقاب کردن می‌باشد.

این معادله را می‌توان بر حسب کرنش به صورت زیر نوشت:

رابطه (۲-۱۰)

$$\Delta e = \frac{\Delta \varepsilon}{1 + \varepsilon}$$

که در آن $\Delta \varepsilon$ کرنش اضافی در اثر غرقاب کردن و ε کرنش در تنش مشابه، پیش از غرقاب کردن است.

جدول (۲-۱) شاخصی از شدت پتانسیل رمبندگی ارائه می‌دهد. طبق این جدول خاک‌هایی با بیش

از ۱٪ رمبندگی را می‌توان به عنوان نیمه پایدار در نظر گرفت. در چین این مقدار ۱/۵٪ (Lin &)

(Wang, 1988) و در ایالات متحده مقادیر بیش از ۲٪ (Lutenegger & Hallberg, 1988)، به عنوان شاخص استعداد رمبندگی خاک در نظر گرفته شده است.

جدول ۲-۱: شاخص پتانسیل رمبندگی (داس، ۱۳۷۲)

شدت مسئله	پتانسیل رمبندگی %
بدون مشکل	۰-۱
مشکل متوسط	۱-۵
شدید	۵-۱۰
بسیار شدید	۱۰-۲۰
فوق العاده شدید	> ۲۰

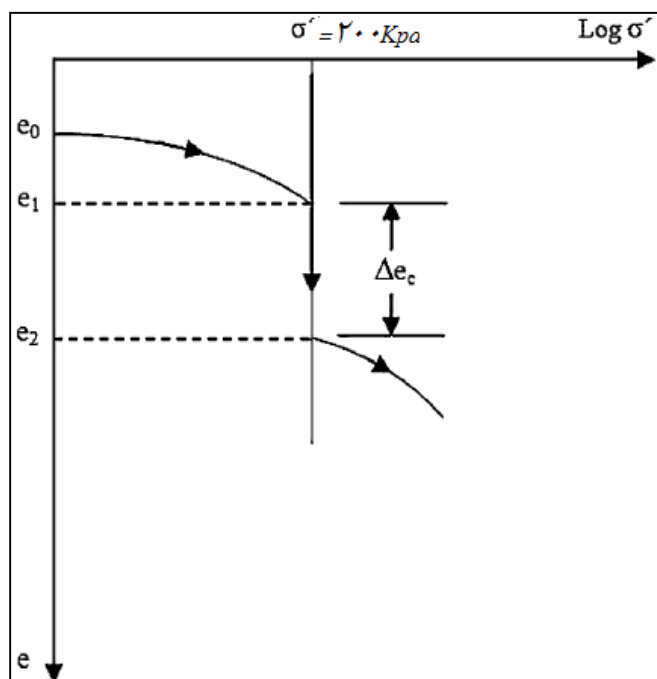
ح- معیار ASTM مبتنی بر نتایج آزمایش تحکیم مضاعف

آزمایش تحکیم مضاعف که توسط نایت (۱۹۷۵) پیشنهاد شده است، یک آزمایش مناسب برای اندازه‌گیری قابلیت فروریزی خاک است. امروزه این آزمایش به روش ASTM D5333-03 انجام می‌شود. در این آزمایش نمونه‌ی خاک با رطوبت طبیعی متناسب با حلقه‌ی آزمایش تحکیم (ASTM D2435) تراشیده می‌شود. سپس بارهای قائم به صورت پیشرونده بر آن اعمال می‌شود تا به ۲۰۰ Kpa برسد. بعد نمونه با مایع (معمولاً آب مقطر) غرقاب شده و به مدت یک روز به همان صورت رها می‌شود. در این مدت تغییر شکل نمونه دنبال می‌شود و سپس آزمایش تا رسیدن به حداکثر بارگذاری ادامه پیدا می‌کند. منحنی به دست آمده در شکل (۲-۱۱) نشان داده شده است. قابلیت فروریزی I_c با شاخص فروریزی I_e توسط رابطه‌ی زیر تعریف می‌شود:

رابطه (۲-۱۱)

$$I_c = \frac{\Delta e}{1 + e_0} 100$$

در این رابطه Δe تغییر در منافذ در اثر مرطوب سازی و e_0 نسبت منافذ اولیه است. جدول (۲-۲) دسته‌بندی قابلیت فروریزی خاک را نشان می‌دهد.



شکل ۲-۱۱: نتیجه‌ی آزمایش قابلیت فروریزی (Ali, 2011)

قابلیت فروریزی برای تخمین نشست لایه‌ی خاک استفاده می‌شود و مقدار آن در این معادله بر اساس تنش قائم اعمال شده به نمونه و مایع مورد استفاده تعیین می‌شود. نشست خاک برای تنش قائم از حاصلضرب I_c در $H/100$ به دست می‌آید که H ضخامت لایه‌ی خاک است.

جدول ۲-۲: پتانسیل فروریزی (Al-Rawas, 2000)

پتانسیل فروریزی %	شدت مشکل
۰-۱	بدون مشکل
۱-۵	تا حدی مسئله‌دار
۵-۱۰	مسئله‌دار
۱۰-۲۰	شدیدا مسئله‌دار
۲۰	بسیار شدید مسئله‌دار

در برخی از خاک‌ها بعد از افزودن مایع به نمونه، اگر تنش قائم کافی بر آن اعمال نشود ممکن است خاک تورم پیدا کند و بعد از اعمال تنش بیشتر فروریزش اتفاق بیافتد. این روش آزمایش ممکن است برای تعیین I_c در یک تنش قائم بخصوص و یا تعیین I_c در تنش قائم 2 Kg/cm^2 انجام شود. برای

تنش قائم کم، با این فرض تعیین می‌شود که خاک پس از مرطوب شدن در این تنش تورم حاصل نکند.

اگر در آزمایش فوق از آب مقطر برای مرطوب کردن استفاده شود و نمونه در بار 2 Kg/cm^2 مرطوب شود شاخص رمبندگی یا فروریزی (I_e) بدست می‌آید که بر اساس آن می‌توان درجه رمبندگی خاک را بر اساس جدول (۲-۳) تعیین کرد. این شاخص بدون توجه به شرایط محلی و تنها به عنوان یک شاخص مقایسه‌ای در مورد خاک‌های دست‌خورده به کار می‌رود.

جدول ۲-۳: رده‌بندی درجه فروریزش بر حسب I_e (ASTM, 1993)

شاخص فروریزی، I_e %	درجه فروریزی
۰	ندارد
۰/۱ تا ۲	اندک
۲/۱ تا ۶	متوسط
۶/۱ تا ۱۰	تا حدی شدید
>۱۰	شدید

۲-۵-۲- خاک‌های واگرا^۱

در طبیعت خاک‌های ریزدانه‌ی خاصی وجود دارند که به محض تماس یافتن با آب، به سرعت شسته می‌شوند. این خاک‌ها عموماً رسی هستند و در مجاورت آب استحکام خود را از دست می‌دهند و حتی اگر سرعت جریان آب کم باشد نیز به آسانی شسته می‌شوند و فرسایش می‌یابند. واگرایی پدیده‌ای فیزیکی و شیمیایی است که در خاک‌های ریزدانه اتفاق می‌افتد. در این خاک‌ها، بر اثر مجاورت با آب نیروی جاذبه‌ی بین ذرات که عمدتاً از نوع نیروی واندروالسی است از بین می‌رود و در نتیجه ذرات کلوئیدی خاک به راحتی از یکدیگر دور شده و با نیروی آب به حرکت در می‌آیند (عسکری و فاخر، ۱۳۷۲). پتانسیل واگرایی و فرسایش در خاک به عواملی چون کانی‌شناسی، شیمی خاک و نمک‌های محلول در آب منفذی خاک و آب جاری بستگی دارد (حافظی مقدس، ۱۳۹۰). خاک‌های واگرا

¹ - Dispersive Soils

کانی‌های سدیم بیشتری دارند در صورتی‌که رس‌های عادی کانی‌های کلسیم، منیزیم و پتاسیم بیشتری در آب منفذی دارند، کاتیون‌های سدیم باعث افزایش ضخامت لایه‌ی دوگانه و همچنین افزایش نیروی دافعه‌ی بین ذرات می‌شوند. وقتی نیروی دافعه بیشتر از نیروی جاذبه باشد، ذرات خاک در حضور جریان آب از یکدیگر جدا شده و فرسایش می‌یابند (بهرامی و همکاران، ۱۳۸۹).

آبشستگی سطحی در خاک‌های واگرا از جمله مسائلی است که هنوز عوامل مؤثر در آن به خوبی شناخته نشده است. با وجود اینکه در اکثر موارد ریزش باران باعث شسته شدن خاک‌های واگرای موجود در سطوح خاکبرداری و خاکریزی شده است، در مواردی نیز با وجود واگرایی خاک، آبشستگی اتفاق نیفتاده است.

بر اساس تحقیقات گذشته، اگر میزان املاح موجود در آب منفذی بیشتر از ۱۵ میلی‌اکی‌والان گرم در لیتر بیشتر باشد، آبشستگی به‌وقوع نمی‌انجامد. اما اخیراً در برخی مناطق با وجود بالا بودن میزان این املاح آبشستگی‌های سطحی مشاهده شده است. از نظر شرارد (۱۹۷۷) علاوه بر میزان املاح محلول در آب منفذی، سرعت تورم خاک و بسته شدن ترک‌ها، سرعت جدا شدن ذرات رس از سطح خاک و سرعت و مدت ریزش باران هم در میزان آبشستگی سطحی مؤثر هستند. در ماه‌های گرم سال، خشک شدن خاک‌های رس باعث انقباض و ایجاد ترک‌هایی در سطح این خاک‌ها می‌شود. یک بارندگی شدید و ناگهانی می‌تواند باعث شسته شدن ذرات خاک از طریق این ترک‌ها شود، اما اگر بارندگی آرام و مداوم باشد قبل از شسته شدن ذرات خاک رطوبت به حدی می‌رسد که ترک‌ها بسته می‌شوند (Sherard et al, 1977).

- عوامل مؤثر در واگرایی خاک

الف- نوع و غلظت نمک‌های محلول در آب منفذی

مهم‌ترین عامل مؤثر در واگرایی خاک، غلظت کاتیون‌های یک ظرفیتی سدیم در آب منفذی خاک است. خاک‌های حاوی املاح کلسیم، منیزیم و آلومینیوم به‌دلیل چند ظرفیتی بودن واگرا نیستند. کاتیون‌های پتاسیم هم با وجود این‌که یک ظرفیتی هستند، به‌دلیل کوچک بودن، در فضای بین

اتم‌های تشکیل دهنده‌ی کانی‌های رسی وارد شده و محبوس می‌شوند. چون یون‌های سدیم یک ظرفیتی هستند تعداد یون‌هایی که برای برقراری تعادل الکتروستاتیکی جذب ذرات رس می‌شوند دو برابر یون‌های دو ظرفیتی است و در نتیجه پتانسیل اسمزی در خاک‌های حاوی املاح سدیم بیشتر است. اگر غلظت یون‌های موجود در آب منفذی خاک از غلظت آن در آب مجاور خاک بیشتر باشد، آب به درون خاک نفوذ می‌کند و میان ذرات خاک فاصله ایجاد شده و نیروی جاذبه‌ی بین ذرات کم می‌شود و در نهایت ذرات خاک از هم جدا می‌شوند (عسکری و فاخر، ۱۳۷۲).

ب- خصوصیات شیمیایی آب مجاور خاک

نتایج تحقیقاتی که در کشور استرالیا به عمل آمده نشان می‌دهد که اگر مقدار املاح محلول در آب دریا کم باشد، احتمال تخریب سدهای خاکی کوتاه توسط پدیده‌ی رگاب در رس‌های واگرا، افزایش پیدا می‌کند. در این بررسی‌ها میزان املاح محلول در آب دریاچه‌ی سدهای تخریب شده کمتر از ۵ میلی‌اکی‌والان گرم در لیتر بوده است (Sherard et al, 1972).

باید توجه داشت که نوع املاح آب نیز در واگرایی و فرسایش خاک مؤثر است. وجود کاتیون‌های کلسیم باعث کاهش خطر فرسایش ناشی از رگاب می‌شود و وجود کاتیون‌های سدیم این خطر را افزایش می‌دهد. البته هرچه میزان املاح آب کمتر باشد تأثیر نوع املاح نیز کمتر خواهد شد (عسکری و فاخر، ۱۳۷۲).

ج- ترک خوردگی

شسته شدن خاک‌های واگرا مستلزم وجود شرایطی است که یکی از آنها وجود ترک‌ها یا منافذ بزرگ در خاک می‌باشد. در حال حاضر اطلاعات کمی در رابطه با نحوه‌ی ایجاد ترک در سازه‌های خاکی موجود است و مطالعات ارزیابی احتمال ایجاد ترک در این سازه‌ها بیشتر جنبه‌ی کیفی دارند. بر اساس این مطالعات خاک‌ها به چند گروه از جمله خاک‌های مستعد ترک خوردن، خاک‌های مقاوم در برابر ترک خوردن و غیره تقسیم می‌شوند. به‌طور کلی ترک‌هایی که در خاکریزها و سدهای خاکی ایجاد می‌شوند عبارتند از: ترک‌های انقباضی، ترک‌های ناشی از نشست نامساوی، ترک‌های ناشی از

عمل قوسی و ترک‌های هیدرولیکی که به سبب بیشتر شدن فشار آب منفذی از مقدار کمترین تنش اصلی به وجود می‌آیند (عسکری و فاخر، ۱۳۷۲).

د- کانی‌های تشکیل دهنده‌ی خاک رس

وجود کانی‌های مونت‌موریلونیت در رس‌ها و قرار گرفتن یون‌های سدیم در بین لایه‌های میانی آنها از علل اصلی بروز پدیده‌ی واگرایی است. اما در رس‌هایی که کانی اصلی تشکیل دهنده‌ی آنها کائولینیت است به دلیل بیشتر بودن میزان نسبی بارهای مثبت در کائولینیت پتانسیل واگرایی کمتر می‌باشد. برخی از محققین برای بررسی اثر کانی‌های تشکیل دهنده‌ی رس‌ها بر میزان واگرایی آنها آزمایش‌هایی انجام دادند. در این آزمایش‌ها مشاهده شد که وقتی در خاک‌های رسی با مونت‌موریلونیت زیاد نسبت جذب سدیم به ۴ می‌رسد، خاک واگرا می‌شود، اما در خاک‌های رسی با متشکل از کائولینیت و ورمیکولیت، تا نسبت جذب سدیمی ۷ نیز اثری از واگرایی دیده نمی‌شود (Holmgren & Flanagan, 1977).

- روش‌های شناسایی خاک‌های واگرا

الف- شناسایی خاک‌های واگرا در بررسی‌های محلی

در جاهایی که سطح زمین شیب نسبتاً زیادی دارد، شناسایی خاک‌های واگرا آسان‌تر است چون در این مناطق بر اثر بارندگی‌ها و فرسایش سریع، بریدگی‌های بسیار عمیق و مشخصی در سطح زمین به وجود می‌آید. اما در مناطق مسطح و کم شیب، این خاک‌ها به آسانی قابل شناسایی نیستند. در چنین مناطقی در اثر بارندگی ذرات رس واگرا شسته می‌شوند و لایه‌ای از ماسه‌ی لای‌دار یا لای ماسه‌ای در سطح زمین باقی می‌ماند که از لایه‌های عمیق‌تر محافظت می‌کند و در نتیجه بریدگی‌های عمیق در سطح زمین دیده نمی‌شود (حافظی مقدس، ۱۳۹۰).

اینگلز^۱ و وود^۲، دو تن از پژوهشگران استرالیایی، برای شناسایی مقدماتی این نوع خاک‌ها، با هواپیمای سبکی در منطقه‌ی مورد نظر پرواز و حدود مناطقی که در آنها آب جاری کدر بود، مشخص کردند. این مناطق از نظر آبشستگی خاک‌های واگرا، مشکوک در نظر گرفته می‌شدند (عسکری و فاخر، ۱۳۷۲).

ب- آزمایش‌های متداول برای شناسایی خاک‌های واگرا

(۱) آزمایش پین هول^۳

شرارد و همکارانش در سال ۱۹۷۶ این آزمایش را برای اندازه‌گیری مستقیم فرسایش پذیری خاک‌های ریزدانه معرفی کردند. در این آزمایش نمونه‌ی خاک در استوانه‌ای به قطر دلخواه و ارتفاع ۳۸ میلی‌متر بر روی ماسه‌ی درشت و توری سیمی که قبلاً در سلول آزمایش قرار داده شده است، متراکم می‌شود. بعد با استفاده از سوزنی به قطر یک میلی‌متر، که از هادی سوزن عبور می‌کند، سوراخی در امتداد محور طولی نمونه ایجاد می‌شود. دستگاه باید در وضعیتی قرار بگیرد که این سوراخ افقی باشد. بعد آب مقطر تحت بار ۵۰، ۱۸۰، ۳۸۰ و ۱۰۲۰ و در مدت زمان معین از سوراخ نمونه عبور داده می‌شود و سپس میزان آب خروجی و شفافیت آن ارزیابی می‌گردد. اگر نمونه‌ی خاک تحت بار آبی ۵۰ میلی‌متر به آسانی شسته شود و محلولی کلوئیدی از آن خارج شود، خاک واگراست. در صورتی که نمونه تحت بار ۵۰ تا ۱۸۰ میلی‌متر به آهستگی شسته شود و آب خروجی از آن گل آلود باشد، خاک به‌طور متوسط واگراست و اگر نمونه تحت بار ۳۸۰ و ۱۰۲۰ میلی‌متر شسته نشود و آب خارج شده از آن زلال باشد، خاک غیر واگراست (عسکری و فاخر، ۱۳۷۲).

1 - Ingles

2 - Wood

3 - Pinhole Test

۲) آزمایش هیدرومتری دوگانه^۱

آزمایش هیدرومتر دوگانه که به آزمایش SCS (پروسه‌ی نگهداری خاک) نیز معروف است، توسط ولک^۲ (۱۹۳۷) ارائه شد و اولین آزمایشی است که برای شناسایی خاک‌های واگرا به کار برده شده است. در این آزمایش دانه‌بندی خاک به روش هیدرومتری، یعنی با استفاده از همزن مکانیکی و ماده‌ی شیمیایی پراکنده‌ساز تعیین شده و سپس آزمایش هیدرومتری دیگری بدون استفاده از همزن مکانیکی و ماده‌ی شیمیایی پراکنده‌ساز روی نمونه‌ی دیگری از همان خاک انجام می‌شود. درصد واگرایی در این آزمایش به صورت نسبت درصد ذرات کوچکتر از 0.005 میلی‌متر در آزمایش دوم به درصد همین ذرات در آزمایش اول تعریف می‌شود (Exit by Sherard et al, 1972). این درصد بسته به نوع خاک متفاوت است، بر این اساس برای رس‌های غیرآلی حد فوق در حدود ۴۰ درصد، در سیلت‌های با خاصیت خمیری کم، ماسه‌ی رس‌دار و ماسه‌ی لای‌دار در حدود ۲۵ تا ۳۰ درصد در نظر گرفته می‌شود (Heinzen & Arulanandan, 1977).

۳) آزمایش کرامب^۳

این آزمایش نخستین بار در سال ۱۹۶۷ در استرالیا مورد استفاده قرار گرفت و به آزمایش امرسون نیز معروف است (عسکری و فاخر، ۱۳۷۲). در این آزمایش تکه‌ی کوچکی از خاک (به قطر ۶ تا ۹ میلی‌متر) داخل ظرفی حاوی ۱۵۰ سانتی‌متر مکعب آب مقطر انداخته می‌شود. پس از ۵ تا ۱۰ دقیقه، میزان جدایش ذرات رس از نمونه و تشکیل محلول کلوئیدی مورد ارزیابی قرار می‌گیرد. واکنش ذرات خاک در مقابل آب به یکی از صورت‌های بدون واکنش، واکنش ضعیف، واکنش متوسط و واکنش شدید بیان می‌شود. اگر خاکی در آزمایش کرامب واکنش نشان دهد به احتمال زیاد واگراست، اما عدم واکنش در این آزمایش نشان‌دهنده‌ی غیرواگرایی خاک نخواهد بود (حافظی مقدس، ۱۳۹۰).

¹ - Double Hydrometer Test

² - Volk

³ - Kramb Test

۴) آزمایش‌های شیمیایی

این آزمایش‌ها به دو بخش اصلی تقسیم می‌شوند، گروه اول آزمایش‌هایی است که بر روی آب منفذی خاک انجام می‌شود و مهم‌ترین کاتیون‌های فلزی (کلسیم، منیزیم، سدیم و پتاسیم) در آن بر حسب میلی‌اکی‌والان در لیتر تعیین می‌شود. کمیت مهمی که در این آزمایش بدست می‌آید نسبت جذب سدیم^۱ (SAR) است که از رابطه‌ی زیر محاسبه می‌شود:

$$\text{SAR} = \frac{\text{Na}}{\sqrt{(\text{Ca} + \text{Mg}) / 2}} \quad \text{رابطه (۲-۱۲)}$$

در آزمایش دوم، ظرفیت تبادل کاتیونی خاک (CEC) بر حسب میلی‌اکی‌والان در ۱۰۰ گرم خاک خشک اندازه‌گیری می‌شود. با استفاده از نتایج این آزمایش، درصد سدیم تبدالی^۲ (ESP) خاک از رابطه‌ی زیر بدست می‌آید:

$$\text{Esp} = (\text{Es} / \text{CEC}) * 100 \quad \text{رابطه (۲-۱۳)}$$

که در این رابطه Es مقدار سدیم تبدالی بر حسب میلی‌اکی‌والان در ۱۰۰ گرم خاک خشک می‌باشد. از دیگر معیارهایی که در آزمایش‌های شیمیایی اندازه‌گیری می‌شود، درصد سدیم محلول خاک^۳ (Ps) می‌باشد که از رابطه‌ی زیر بدست می‌آید:

$$\text{Ps} = (\text{Na} / \text{TDS}) * 100 \quad \text{رابطه (۲-۱۴)}$$

TDS سختی کل است و برابر مجموع غلظت کاتیون‌های سدیم، پتاسیم، منیزیم و کلسیم در محلول خاک می‌باشد.

¹ - Sodium adsorption Ratio

² - Exchange Sodium Percentage

³ - Sodium Percentage

بر اساس تحقیقات انجام شده، در خاک‌های واگرا ESP بزرگتر از ۱۰ و SAR بزرگتر از ۲ است (برای خاک‌هایی با TDS بین ۰/۵ تا ۳ میلی‌اکی‌والان در لیتر).

اگرچه نتیجه‌ی آزمایشات ذکر شده کاملاً نشان‌دهنده‌ی واگرایی یا عدم واگرایی خاک نیستند، اما بر این مطلب تأکید می‌کنند که خاک بسیاری از مناطق گسیخته شده واگرا هستند و به همین جهت ناپایدارند (Houzer, 1988).

۲-۶- نشست زمین در محل توده‌های کارستی

در مناطقی که سازندهای آهکی، گچی و دیگر سنگ‌های قابل حل در زیر آبرفت مدفون شده‌اند، کارست با انحلال این سنگ‌ها به صورت گسترش حفره‌ها و شکاف‌های موجود در توده‌ی سنگ به وجود می‌آید. انحلال باعث ایجاد حفره‌های بزرگ با دیوار قائم می‌شود که در نهایت منجر به نشست زمین می‌شوند. آب هنگام نفوذ در خاک مقادیری CO_2 و دیگر مواد شیمیایی را در خود حل می‌کند، به دلیل انحلال CO_2 خاصیت اسیدی آب افزوده می‌شود و در اثر ترکیب با کربنات کلسیم طبق معادله‌ی زیر باعث تشکیل بی‌کربنات (HCO_3^-) می‌شود.

معادله (۱-۵)



این فعالیت می‌تواند باعث ریزش‌های بعدی یا گسترش ریزش‌های قبلی شود (عالمی، ۱۳۷۷).

فصل سوم

زمین‌شناسی منطقه

۳-۱- مقدمه

با توجه به این که زمین شناسی یک منطقه تأثیر بسزایی در محیط زیست و مخاطرات زمین شناسی آن منطقه دارد، در این فصل به شرح شرایط زمین شناسی، چینه شناسی، تکتونیک و گسل های منطقه پرداخته شده است.

۳-۲- زمین شناسی عمومی منطقه







منطقه‌ی مورد مطالعه در حوضه‌ی رسوبی کپه‌داغ و در محدوده‌ی $22^{\circ} 36'$ تا $36^{\circ} 36'$ عرض شمالی و $40^{\circ} 40'$ تا $60^{\circ} 57'$ طول شرقی قرار دارد، وسعت منطقه در حدود ۶۲۲ کیلومتر مربع است. حوضه‌ی رسوبی کپه‌داغ در شمال شرق ایران با روندی مشابه زاگرس، در بخش وسیعی از ترکمنستان و شمال افغانستان گسترده شده است. در هر سه کشور، میدان‌های گازی عظیمی در این حوضه کشف شده است. کپه‌داغ ایران منطقه‌ای کوهستانی است که فازهای آلپ پایانی در شکل‌گیری سیمای امروزی آن نقش اساسی داشته‌اند و دو رشته کوه با روندی موازی بیشتر سطح منطقه را پوشانده است (آقنابتی، ۱۳۸۵؛ مغفوری مقدم، ۱۳۸۰). رشته‌ی شمالی را کوه‌های کپه‌داغ و هزار مسجد و رشته‌ی جنوبی را کوه‌های گلستان، آلاداغ و بینالود تشکیل می‌دهند. بین این دو رشته کوه دشت‌های مشهد، قوچان، شیروان، بجنورد و گرماب قرار دارد. دشت سرخس در شرق منطقه در حاشیه‌ی دشت ترکمنستان و صحرای قره‌قوم قرار دارد. منطقه‌ی کپه‌داغ ایران را بیشتر سنگ‌های رسوبی مزوزوئیک و سنوزوئیک می‌پوشاند. ضخامت این سنگ‌های رسوبی در برخی از نواحی بالغ بر هشت هزار متر می‌باشد. رخنمون سنگ‌های پالئوزوئیک و سنگ‌های تریاس و ژوراسیک پیشین منحصر به حاشیه‌ی جنوبی منطقه است که حاشیه‌ی جنوبی حوضه‌ی رسوبی را نیز تشکیل می‌دهد. سنگ‌های رسوبی کرتاسه و سنوزوئیک در حاشیه‌ی جنوبی ضخامت کمی را دارا می‌باشند.

واحدهای سنگی پالئوزوئیک و بخش زیرین و میانی مزوزوئیک منطقه‌ی کپه‌داغ مشابه همین واحدهای سنگی در رشته کوه‌های البرز و منطقه‌ی طبس است (شرکت مهندسی و خدمات نفت کاو ژرف، ۱۳۸۷). نقشه‌ی زمین شناسی محدوده‌ی مورد مطالعه در شکل (۳-۱) نشان داده شده است.










۳-۳- چینه‌شناسی

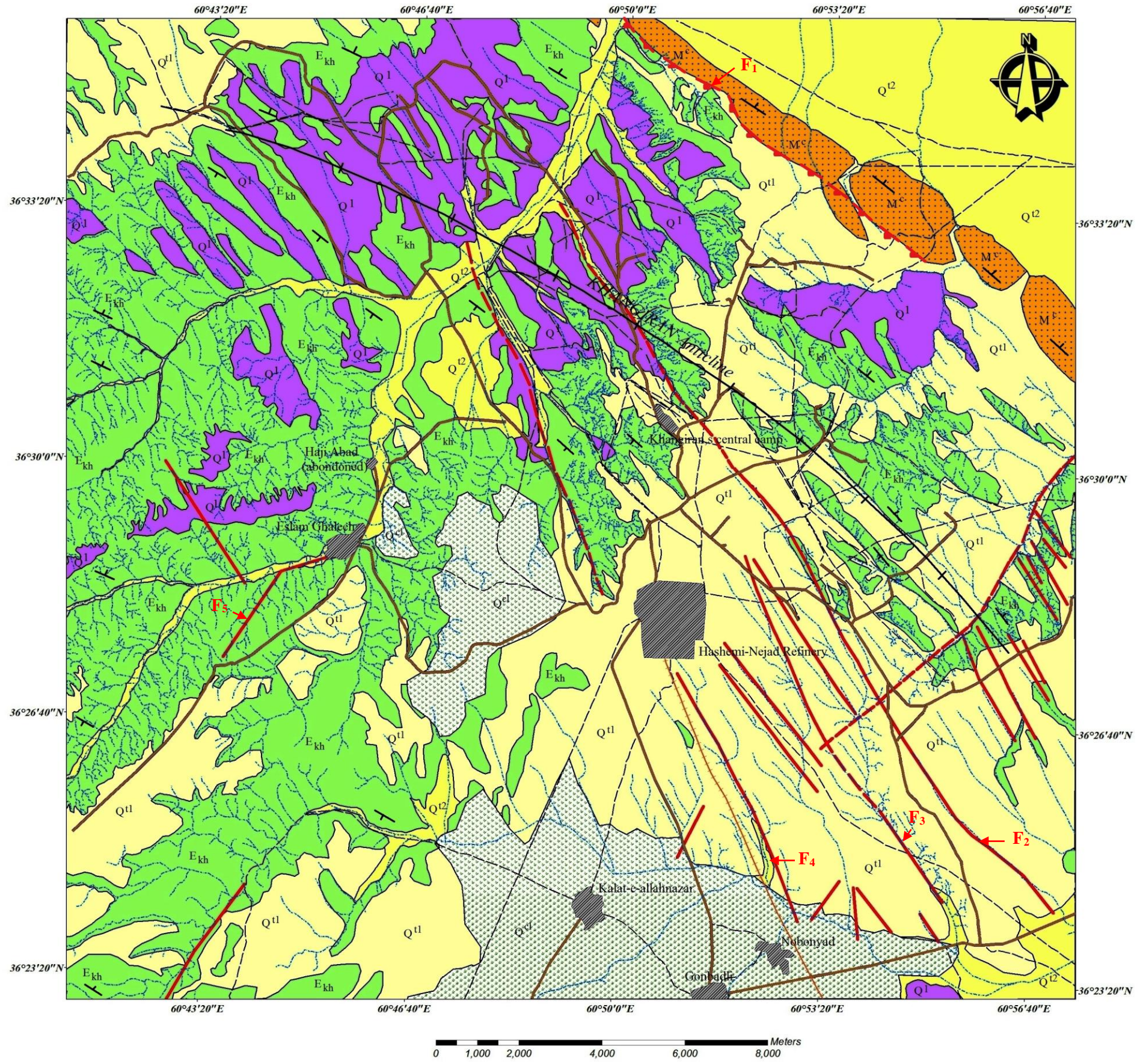
چینه‌شناسی منطقه‌ی مورد مطالعه از قدیم به جدید شامل سازندهای کشف رود، چمن بید، مزدوران، شوریجه، تیرگان، سرچشمه، سنگانه، آیتامیر، آبدراز، آب تلخ، نيزار، کلات، نفته، پسته‌لیق، چهل کمان، خانگیران و رسوبات کواترنر می‌باشد. توالی چینه‌شناسی موجود در منطقه‌ی مورد مطالعه در شکل (۳-۲) مشاهده می‌شود. در محدوده‌ی مطالعاتی در تحقیق حاضر رخنمون سازند خانگیران، کنگلومرای نئوژن، تراس‌های آبرفتی قدیمی و جوان و نهشته‌های لسی قابل مشاهده هستند.

LEGEND

C E N O Z O I C	PALEOGENE EOL MIOC	NEOGEN OL MIOC	QUATERNARY	 Q^{cl} : Cultivated land
				 Q^{t2} : Young terraces and gravel fan
				 Q^1 : Loess
				 Q^{t1} : Older terraces and gravel fan
	 M^c : Red poorly cemented conglomerate composed of limestone and sandstone pebbels			
 E_{kh} : Green gray calcareous shale, limy sandstone and siltstone (KHANGIRAN FORMATION)				

SYMBOLS

GEOLOGICAL		NON GEOLOGICAL	
	<i>fault</i>		<i>Asphalted road</i>
	<i>Inferred fault</i>		<i>Nonasphalted road</i>
	<i>Subsurface Thrust fault</i>		<i>Railway</i>
	<i>Anticline axis</i>		<i>Drainage</i>
			<i>Residential area</i>



شکل ۳-۱: نقشه‌ی زمین شناسی منطقه (برگرفته از نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ سرخس- خانگیران و مزدوران- شیرتپه)

سیستم	سری	آشکوب	سازند	لیتولوژی	توصیف
کواترنری	هولوسن		رسوبات آبرفتی		مخلوطی از ماسه، سیلت، رس و ذرات درشت تر از ماسه و گراول
	میوسن		کنگلومرای نئوژن		کنگلومرای قرمز با سیمان ضعیف، متشکل از قطعات ماسه سنگ و سنگ آهک
ترشیری	آئوسن		خانگیران		شیل آهکی و سیلتی با میان لایه های ماسه سنگ سبز زیتونی و خاکستری مایل به آبی
			چهل کمان		سنگ آهک و دولومیت با میان لایه های ناچیز از مارن و شیل آهکی
	پالئوسن		پسته لیق		ماسه سنگ آهکی و شیل قهوه ای مایل به قرمز، گل‌سنگ و کنگلومرا
			نفته		تناوب شیل خاکستری مایل به آبی و لایه های نازک سنگ آهک ماسه ای
کرتاسه	بالایی	مایستریشتین	کلات		سنگ آهک ماسه ای زیست آوری و صخره ساز، شیل آهکی
			نیزار		ماسه سنگ ضخیم لایه گلوکونیتی دانه ریز تا متوسط دانه و شیل با لایه هایی از سنگ آهک ماسه ای
		کامپانین	آب تلخ		شیل آهکی خاکستری مایل به آبی و سیلتستون
		سانتوین	آب دراز		شیل خاکستری روشن با تناوب سنگ آهک مارنی- مارنی
		کونیاسین			
		تورنین			
		سنومالین	آیتامیر		ماسه سنگ گلوکونیتی صخره ساز به رنگ خاکستری مایل به سبز، شیل
	زیرین	آلبین	سنگانه		شیل خاکستری تیره تا سیاه کمی مایل به سبز، مقدار ناچیز میان لایه های سیلت سنگ
		آپسین	سرچشمه		شیل آهکی خاکستری تیره با میان لایه های نازک سنگ آهک زیست آوری، مارن خاکستری مایل به آبی
			تیرگان		سنگ آهک سبتر لایه تا توده ای الیتی و زیست آوری با میان لایه های ناچیز از سنگ آهک مارنی، مارن و شیل آهکی
		نئوکومین	شور یجه		شیل، رس سنگ، ماسه سنگ، کنگلومرا، کمی سنگ گچ و لایه های ناچیز سنگهای کربناتی
ژوراسیک	مالم	کیمریجین	مزدوران		سنگ آهک میکریتی سبتر لایه و کوهساز با رگه ها و گرهک های چرت و سنگ آهک دولومیتی الیتی
		آکسفوردین	چمن بید		سنگ آهک ریزبلور، پیریت دار به رنگ خاکستری تیره تا سیاه، مارن و میان لایه های شیل تیره رنگ
	دوگر	باژوسین	کشف رود		شیل، شیل سیلتی تیره رنگ، ماسه سنگ، کمی سنگ آهک و کنگلومرا

شکل ۳-۲: توالی چینه‌شناسی موجود در منطقه‌ی مورد مطالعه

۳-۳-۱- سازند خانگیران

سازند خانگیران از شیل آهکی یکنواخت به رنگ سبز زیتونی و خاکستری مایل به آبی، دره‌ساز با لایه‌های جزئی و نازک ماسه‌سنگ رس‌دار تشکیل شده است این سازند به صورت هم شیب روی سازند چهل کمان و در زیر سازند قرمز فوقانی قرار می‌گیرد. با توجه به فسیل‌های موجود در آن سن این سازند پالئوسن- ائوسن پیشین می‌باشد (مغفوری مقدم، ۱۳۸۰).

سازند خانگیران به همراه رسوبات عهد حاضر در سطح تاقدیس خانگیران گسترده شده و در این محدوده به طور متوسط ۶۸۵/۵ متر ضخامت دارد. بیشترین ضخامت محاسبه شده برای این سازند در میدان خانگیران برابر ۷۹۶ متر در چاه ۳۹ خانگیران و کمترین این میزان برابر ۴۸۹ متر در چاه ۵۱ خانگیران می‌باشد.

این سازند در میدان گنبدلی نیز به طور میانگین ۸۹۱ متر ضخامت دارد که بیشترین آن برابر ۹۴۰ متر در چاه ۷ گنبدلی و کمترین آن برابر ۸۰۳ متر در چاه ۲ گنبدلی می‌باشد (شرکت مهندسی و خدمات نفت کاو ژرف، ۱۳۸۷).

۳-۳-۲- نهشته‌های نئوزن

بعد از رسوبگذاری سازند خانگیران به علت حرکات خشکی‌زایی پیرنه، تمام منطقه از آب خارج می‌شود. رسوبات قرمز قاره‌ای مشابه با سازند قرمز فوقانی بر روی سازند خانگیران در منطقه‌ی درگز و سرخس دیده می‌شود (افشار حرب، ۱۳۷۳).

در ناحیه‌ی سرخس، در دامنه‌ی شمالی تاقدیس خانگیران ۱۵۰ متر کنگلومرا، ماسه‌سنگ و لایه‌های جزئی رس سنگ سرخ و ماسه‌دار به طور هم شیب بر روی سازند خانگیران قرار دارد. لایه‌های فوقانی این واحد سنگی را رسوبات دوره‌ی کواترنر پوشانیده است و ضخامت واقعی آن معلوم نیست. لایه‌های کنگلومرا ضخیم و لایه‌بندی آن ضعیف است. قلوه‌سنگ‌های کنگلومرا بیشتر از سنگ‌های کربناتی مزدوران، چهل کمان، کلات و کمتر از تیرگان تشکیل شده‌اند. کلات کنگلومرا و ماسه‌سنگ سرخ رنگ

رس‌داری است که دارای سیمان آهکی است. لایه‌های ماسه‌سنگ سرخ رنگ، دانه درشت با جورشدگی ضعیف، رس‌دار و دارای چینه‌بندی چلیپایی است این ماسه‌سنگها بیشتر گسترش عدسی شکل دارند. گروه دیگری از نهشته‌های قاره‌ای سرخ رنگ در منطقه تشکیل شده که بر روی سنگ‌های قدیمی مختلف قرار گرفته است. این نهشته‌ها در جنوب روستای مزدوران در مرکز ناودیسی بر روی سازند کشف‌رود قرار گرفته‌اند. در جنوب کوه‌های هزار مسجد بر روی سازندهای چمن‌بید، مزدوران و شوریجه، و در شمال شهر شیروان، در شرق ناودیس شیخ، از یک سو بر روی سازند تیرگان و از سوی دیگر بر روی سازندهای سنگانه، آب‌دراز، کلات و پسته‌لیق و خانگیران قرار گرفته است. بنابراین به‌نظر می‌رسد این گروه از نهشته‌های نئوژن پس از فاز کوهزایی و فرسایش پی‌آمد آن تشکیل شده‌اند. به این ترتیب گرچه تمام این نهشته‌ها قدیمی‌تر از الیگوسن پیشین بوده و در محیط قاره‌ای رسوب کرده‌اند ولی دارای یک سن نیستند. لازم به ذکر است که تاکنون سنگواره‌ی جانوران خشکی در این سنگ‌ها یافت نشده و کار دیرینه‌شناسی خاصی نیز بر روی این رسوبات صورت نگرفته است، بنابراین سن دقیق این سنگ‌ها معلوم نیست (افشار حرب، ۱۳۷۳).

۳-۳-۳- کواترنر

رسوبات کواترنر شامل آب نهشته‌ها، لس‌ها، پادگانه‌ها، مخروط‌های افکنه و تل‌ماسه‌ها است. گسترده‌ترین و ضخیم‌ترین آب نهشته‌ها در دشت‌های گرگان، سرخس، مشهد، بجنورد، دره‌گز و آشخانه وجود دارد.

لس‌ها از سیلت و کمی رس تشکیل شده و گسترش آنها در شمال‌شرق و شمال‌غرب کپه‌داغ بیشتر است و در جنوب و مرکز منطقه گسترش نیافته‌اند.

پادگانه‌های پوشیده از لس در حاشیه‌ی آبراهه‌ها دیده می‌شوند و اغلب از کنگلومرای دانه متوسط تا درشت با جورشدگی ضعیف و ملاتی از رس، سیلت و ماسه تشکیل شده‌اند که گاه سیمان آهکی ضعیفی بین آنها دیده می‌شود. چنین پادگانه‌هایی در شمال‌غرب روستای گنبدلی در ناحیه‌ی سرخس به‌خوبی دیده می‌شوند.

مخروط‌های افکنه در دامنه‌ی بیشتر کوه‌ها به‌خصوص در جنوب منطقه دیده می‌شود که چشمگیرترین آنها مخروط افکنه‌ی زو در جنوب کوه ازون است (افشار حرب، ۱۳۷۳).
تل ماسه‌ها گسترش زیادی در منطقه ندارند. فقط در ناحیه‌ی خانگیران در دشت سرخس و در شمال دشت گرگان دیده می‌شوند (شرکت مهندسی و خدمات نفت کاو ژرف، ۱۳۸۷).

۳-۴- زمین‌شناسی ساختمانی و تکتونیک منطقه

با وجود اینکه در بسیاری از گزارش‌های زمین‌شناسی کپه‌داغ را لبه‌ی جنوبی ورقه‌ی توران و بخشی از ابر قاره اوراسیا دانسته‌اند، در حال حاضر دو دیدگاه در رابطه با جایگاه این پهنه وجود دارد (به نقل از آقانباتی، ۱۳۸۵):

الف) نظریه‌ی اوراسیایی: طبق این نظریه، در ناحیه‌ی آق‌دربند نهشته‌های لیا س با دگرشیبی آشکار روی ردیفی از نهشته‌های آذرآواری به سن تریاس میانی- بالایی قرار دارند. که این نهشته‌های آذرآواری خود بر روی ضخامت زیادی از آواری‌های سرخ رنگ قرار دارند و به‌طور دگر شیب، پی‌سنگ هرسی‌نین را می‌پوشانند و با رخساره‌های کربناتی سکوی نواحی دیگر ایران متفاوت است. طبق این نظریه گروهی از زمین‌شناسان کپه‌داغ را بخشی از ابرقاره‌ی اوراسیا و سنگ‌های اولترامافیک ناحیه‌ی مشهد را بقایای اقیانوسی می‌دانند که دو صفحه‌ی توران (اوراسیا) و ایران (گندوانا) را از یکدیگر جدا و به سوی شرق، در امتداد گسل هرات، تا هندوکش ادامه داشته است.

ب) نظریه‌ی گندوانایی: افتخارنژاد (۱۳۷۰) سنگ‌های پرکامبرین پسین- پالئوزوئیک ناحیه‌ی رباط قره بیل را همسان سنگ نهشته‌های همزمان در ایران مرکزی و البرز شرقی می‌داند و معتقد است که سکوی اپی‌کاتانگایی پالئوزوئیک صفحه‌ی ایران در سرتاسر و یا بخشی از کوه‌های کپه‌داغ وجود دارد. در ضمن رخساره‌ی سنگ‌های دونین و کربونیفر پنجره‌ی فرسایشی آق‌دربند را همسان سازنده‌های جیروود و مبارک البرز مرکزی می‌داند، بنابراین نتیجه می‌گیرد که پی‌سنگ پهنه‌ی کپه‌داغ متعلق به هرسی‌نین توران (اوراسیا) نیست، بلکه دنباله‌ی پی‌سنگ آفریقا- عربستان است.

وجود توربیدیت‌های دانه‌ریز، رادیولاریت، چرت، روانه‌های بالشی و سنگ‌های اولترامافیک شرق روستای سفیدسنگ واقع در جنوب‌شرق مشهد، به سن پرمین پسین و گاهی پرمین میانی، نشان می‌دهد که در اواخر کربونیفر و اوایل پرمین، در بخش شمال‌شرقی ایران، یک کافت درون قاره‌ای به‌وجود آمده و از آن زمان به بعد، کپه‌داغ به‌عنوان یک حوضه‌ی رسوبی مستقل، شرایط رسوبی و زمین‌ساختی متفاوتی با ایران مرکزی و البرز شرقی داشته است.

درباره‌ی تشکیل حوضه‌ی کپه‌داغ نظرات متعددی عنوان شده است. ارائه‌ی نظریه‌های گوناگون راجع به تشکیل حوضه‌ی کپه‌داغ به‌دلیل اهمیت خاصی است که زمین‌شناسان به‌خاطر داشتن شرایط مساعد جهت تشکیل و تجمع مواد هیدروکربوری و نبود فعالیت ولکانیک عمده، برای این منطقه قائل هستند.

گروهی از زمین‌شناسان برای تمام طبقات پالئوزوئیک از پرکامبرین بالایی تا تریاس میانی، دورانی آرام و با خصوصیات رسوبی خشکی یا نیمه خشکی را نشان داده‌اند که به‌جز حرکات خفیف خشکی‌زائی^۱ نشان دهنده‌ی منطقه‌ای بزرگ و کاملاً با ثبات تکتونیکی بوده است و پس از آن، بخش بزرگی از ایران، در دوران دوم و سوم، تحت تأثیر پدیده‌های کوهزائی آلپی قرار گرفته‌اند، که نشانه‌های این کوهزائی‌ها زاگرس در جنوب‌غرب، کپه‌داغ در منتهی‌الیه شمال‌شرق، رشته کوه‌های شرق ایران و مکران می‌باشد (شرکت مهندسی و خدمات نفت کاو ژرف، ۱۳۸۷).

پهنه‌ی زمین‌شناسی کپه‌داغ به‌صورت باریکه‌ی طویلی در شمال خراسان و ادامه‌ی بخش شمالی آن در کشور ترکمنستان قرار دارد. حد شمالی این پهنه با صفحه‌ی اوراسیا گسله می‌باشد. گسل عشق آباد در کشور ترکمنستان با روند 310° - 315° N، جداکننده‌ی این گستره از پهنه‌ی توران است که ادامه‌ی این گسل در ناحیه‌ی سرخس ایران هم دیده می‌شود (نبوی، ۱۳۵۵). رخنمون سنگ‌های پیش از دوگر، محدود به چند محل در حاشیه‌ی جنوبی حوضه است، به همین علت اطلاعات کمی از زمان دوگر به قبل در دسترس می‌باشد (افشار حرب، ۱۳۷۳).

¹ - Epirogeny

استقلال ساختمانی این حوضه از زمان شکل‌گیری آن در تریاس بالائی آغاز شده است. گرچه این حوضه به داخل پوسته‌ی اقیانوسی باز نشده ولی به دلیل کشیدگی^۱ و نازک شدگی^۲ بسیار زیاد که در اثر گسل‌های عادی اتفاق افتاده است، رسوبات مزوزوئیک با ضخامت زیادی رسوبگذاری شده است. بربریان و کینگ (۱۹۸۱) معتقدند که حوضه‌ی کپه‌داغ از کوهزائی کیمرین پیشین یعنی هنگامی که برخورد بین خرد قاره‌ی^۳ ایران مرکزی و صفحه‌ی اوراسیا خاتمه یافته و بعدها به صورت حوضه‌ی رسوبی در آمده و در آن از ژوراسیک تا میوسن سنگ‌های رسوبی ضخیمی (حدود ۸۰۰۰ متر) بدون نبوده‌های چینه‌شناسی عمده ولی با رخساره‌های متنوع روی هم انباشته شده‌اند (Berberian & King, 1981).

با توجه به دگرگونی هرسی‌نین در آق‌دربند و با وجود بیرون زدگی‌هایی از رخساره‌های پالئوزوئیک ایران مرکزی در بخش جنوبی و غرب منطقه، این پهنه دنباله‌ی پلاتفرم آفریقا- عربستان در نظر گرفته می‌شود. افشار حرب (۱۳۷۳) در پی‌سنگ این منطقه ۴ گسل اصلی تشخیص داده است که لاقلاً پیش از ژوراسیک فعال بوده‌اند. این گسل‌ها بعدها و در طی حرکات فشارشی از حالت عادی به گسل معکوس تغییر وضعیت داده‌اند. از ویژگی‌های اصلی این پهنه نبود فعالیت‌های ماگمائی در طول پیدایش و دوام این حوضه می‌باشد. وی معتقد است که فرونشینی حوضه‌ی کپه‌داغ در طی زمان ژوراسیک بر اثر فاز کیمرین پیشین اتفاق افتاده است و سازندهای کشف‌رود، چمن بید و مزدوران در آن رسوبگذاری شده است (افشار حرب، ۱۳۷۳).

چرخه‌ی قدیمی‌تر در نورین به دنبال پیشروی دریای شمشک با رسوبات آواری ضخیم و مولاس مانند، شروع گشته (واقعه‌ی کیمرین پیشین) و به حرکات لوتین (کیمرین میانی) ختم می‌شود. در ناحیه‌ی آق‌دربند (شرق کپه‌داغ) سازند کشف‌رود به سن باژوسین با دگرشیبی بر روی سنگ‌های تریاس پسین قرار گرفته و در جنوب غرب آق‌دربند بر روی آمیزه‌ی افیولیتی پرمین رسوب کرده است که دلیلی بر

¹ - Extension

² - Thinning

³ - Micro Continent

کوهزائی کیمرین پیشین می‌باشد. چرخه‌ی دوم نیز با یک پیشروی گسترده‌ی دریا در بازوسین پسین شروع می‌شود و به واقعه‌ی کیمرین پسین در اواخر ژوراسیک یا شروع کرتاسه ختم می‌شود. در ژوراسیک میانی و کرتاسه‌ی پسین خشکی‌زائی رخ داده که در شرق و مرکز کپه‌داغ در آیتامیر و آب دراز دیده نشده است.

در پایان دوره‌ی ژوراسیک در اثر حرکات کیمرین پسین حوضه‌ی کپه‌داغ کم عمق‌تر شده، به‌طوری‌که در کرتاسه‌ی زیرین واحد قرمز رنگ و قاره‌ای شوریه در سرتاسر منطقه تشکیل شده است. پیشروی دریا در حوضه‌ی کپه‌داغ در کرتاسه‌ی پیشین باعث تشکیل رسوبات مارنی و آهکی (سازند تیرگان و سرچشمه) و سنگ‌های رسی تیره واجد فسیل آمونیت (سازند سنگانه) شده است و سرانجام در انتهای کرتاسه‌ی پیشین و آغاز کرتاسه‌ی پسین بر اثر حرکات خشکی‌زائی از عمق حوضه‌ی رسوبی کاسته شده و رسوبات کم عمق ماسه‌سنگ گلوکونیتی (سازند آیتامیر) برجای گذاشته شده است. به دنبال افزایش مجدد عمق دریا در کرتاسه‌ی پایانی رسوبات مارنی و شیل (سازندهای آب‌دراز و آب‌تلخ) بر جای گذاشته شده‌اند. سپس با مقداری کم و زیاد شدن عمق، رسوبات ماسه‌ای (سازند نیزار) و رسوبات آهکی (کلات) تشکیل شده است. همچنین شواهد دیگری، به‌وقوع پیوستن کوهزائی ساب‌هرسی‌نین یا معادل آن را به سن کرتاسه‌ی بالائی به اثبات می‌رساند، به این ترتیب که در دامنه‌ی شمالی تاقدیس تکل کوه (شمال‌غرب کپه‌داغ) سازند کلات بر روی افق‌های مختلف سازندهای سنگانه و آیتامیر با دگرشیبی قرار گرفته است. در اواخر کرتاسه‌ی پسین و اوایل ترشیری بر اثر حرکات کوهزائی لارامین که به‌صورت خشکی‌زائی عمل نموده است یکسری رسوبات قرمز رنگ قاره‌ای (سازند پسته‌لیق) تشکیل شده است و سپس به عمق حوضه افزوده شده و رسوبات آهکی سازند چهل‌کمان و در نهایت رسوبات شیلی سازند خانگیران برجای گذاشته شده‌اند. با پایان یافتن ائوسن، در محیط تحرک خاصی دیده نشده تا اینکه کوهزائی استیرین رخ داده است. در این کوهزائی، لایه‌های مختلف سازند خانگیران متعلق به ائوسن پایانی و یا الیگوسن پیشین هماهنگ با سازندهای قدیمی‌تر چین خورده‌اند.

بنابراین می‌توان یقین داشت که چین‌خوردگی پس از الیگوسن آغازین رخ داده است. در ناحیه‌ی دره گز (شمال‌شرق کپه‌داغ) بر روی سازند خانگیران، ۹۰۰ متر سنگ آواری قاره‌ای وجود دارد که هماهنگ با سازند خانگیران چین‌خورده‌اند که سن آن احتمالاً الیگوسن تا میوسن زیرین است (افشار حرب، ۱۳۷۳). آخرین کوهزائی، کوهزائی پاسادنین است که مورفولوژی کنونی حوضه‌ی کپه‌داغ را به وجود آورده است. بر روی رسوبات سرخ قاره‌ای میوسن و سازندهای قدیمی‌تر، کنگلومرایی با دگرشیبی قرار دارد که با توجه به زمین‌شناسی منطقه، سن آن پلیوسن به نظر می‌رسد.

۳-۵- ساختارهای زمین‌شناسی خانگیران

۳-۵-۱- چین‌ها

ساختمان‌های خانگیران عمدتاً به‌صورت تاقدیس واحدی با روند شمال‌غرب - جنوب‌شرق در سازندهای آیتامیر و بالاتر وجود دارد ولی از افق سنگانه و پائین‌تر از آن توسط یک زین نسبتاً عمیق از همدیگر جدا می‌شوند.

تاقدیس خانگیران را می‌توان از نوع مرتبط با گسل دانست و گسل اصلی به‌صورت یک زون خرد شده در یال شمال‌شرقی آن واقع شده است. با توجه به تفسیر داده‌های لرزه‌نگاری، این گسل تا افق‌های بالاتر نفوذ کرده و تاقدیس حالت نامتقارن داشته به‌طوری‌که یال شمال‌شرقی پرشیب و یال جنوب‌غربی کم‌شیب و ملایم است. شیب دامنه‌ی جنوبی آن در حدود ۴ تا ۵ درجه و شیب دامنه‌ی شمالی از ۱۰ تا ۱۵ درجه تجاوز نمی‌کند. شیب لایه‌های سازند شوربجه و مزدوران در یال شمالی به حداکثر ۲۵ درجه در نزدیکی گسل و در یال جنوبی حدود ۵ درجه می‌باشد (شرکت مهندسی و خدمات نفت کاو ژرف، ۱۳۸۷).

۳-۵-۲- گسل‌ها

در محدوده‌ی مورد مطالعه دو روند گسلی شمال غرب - جنوب شرق و شمال شرق - جنوب غرب مشاهده می‌شود. روندهای شمال غرب - جنوب شرق هم روند با کپه‌داغ است و گسل‌های اصلی‌تر در منطقه می‌باشند.

در شکل (۱-۳) گسل‌های اصلی و فرعی موجود در منطقه، که با استفاده از عکس‌های هوایی و نقشه زمین‌شناسی رسم شده، نشان داده شده است. به جز گسل F_1 در شمال شرق منطقه که مکانیسم آن بر اساس داده‌های چاه‌های اکتشافی، تراستی تشخیص داده شده است، در خصوص مکانیسم سایر گسل‌ها، اطلاعاتی در دسترس نمی‌باشد. طولانی‌ترین و نزدیک‌ترین گسل به محل پالایشگاه خانگیران گسل F_2 می‌باشد که از شمال شرق پالایشگاه عبور می‌کند. این گسل با محور تاقدیس خانگیران تلاقی دارد. تعدادی از گسل‌ها به صورت ناپیوسته در سطح مشاهده می‌گردند.

۳-۶- میدان گازی خانگیران

وجود گاز در میدان خانگیران با حفر چاه شماره‌ی ۱ در سال ۱۹۶۸ میلادی مورد تأیید قرار گرفت و وجود گاز شیرین در لایه‌های B و D شوربچه و گاز ترش در سازند مزدوران به اثبات رسید. ابعاد میدان خانگیران بر روی افق مزدوران در عمق حدود ۳۰۰۰ متر زیر سطح دریا حدود ۳۱ کیلومتر طول و ۱۰ تا ۱۲ کیلومتر عرض می‌باشد. میدان گازی بسیار عظیم خانگیران در تاقدیس خانگیران ۳۵ کیلومتر پهنا دارد. سنگ مخزن اصلی خانگیران، سازند مزدوران است و ماسه‌سنگ‌های سازند شوربچه، مخزنی درجه دوم را تشکیل می‌دهد. پوش سنگ هر دو مخزن را رس سنگ‌های سرخ رنگ تشکیل می‌دهند. گاز مخزن مزدوران پس از پالایش و گوگرد زدایی، سوخت شهرهای مشهد، قوچان، شیروان، بجنورد و سوخت نیروگاه نکا را تأمین می‌نماید (خادمی، ۱۳۸۸).

فصل چهارم

ارزیابی فرسایش پذیری محدوده‌ی مطالعاتی

۴-۱- مقدمه

در میان فرآیندهای مختلف تخریب زمین، فرسایش خاک یک تهدید جدی برای حفاظت منابع آب و خاک کشور می‌باشد. گسترش زیاد سازندهای ریزدانه با تراکم ساختاری کم موجب شده تا اکثر نقاط ایران در برابر فاکتور فرسایش آبی و بادی مقاومت کم و فرسایش‌پذیری و تخریب زیادی داشته باشند. از جمله سازندهای حساس به فرسایش در ایران عبارتند از: سازندهای رسی و مازنی پالتوسن، میوسن، تشکیلات گچساران و نظائر آنها (شریفی، ۱۳۸۴).

فرسایش فرآیندی طبیعی است که در تمام نقاط زمین در حال پیشروی است و نقش اساسی در تغییر و تحول سطح زمین ایفا می‌کند (عبدی، ۱۳۸۲). اصولاً عوامل طبیعی به همراه استفاده‌ی نادرست از منابع آب و خاک باعث تشدید فرسایش می‌شوند. فرسایش خاک، زمین و ساکنان آن را به‌طور مستقیم و غیرمستقیم تحت تأثیر قرار می‌دهد. در طول تاریخ نیز رشد و انحطاط بسیاری از تمدن‌های بزرگ ممکن است تحت تأثیر پدیده‌ی فرسایش خاک اتفاق افتاده باشد (ملکی و همکاران، ۱۳۸۹). عوامل طبیعی زیادی در شدت فرسایش خاک دخالت دارند که از جمله‌ی آنها می‌توان به شیب توپوگرافی، شدت بارش‌ها، پوشش گیاهی، لیتولوژی و عوامل تکتونیکی اشاره کرد. بنابراین مشخص است که آسیب‌پذیری تمام مناطق به‌دلیل متفاوت بودن ساختارهای محیط طبیعی یکسان نیست (فرج‌زاده و سبحانی، ۱۳۷۷). به‌طور کلی فرسایش خاک در دو مرحله‌ی جدا شدن ذرات از توده‌ی خاک و انتقال آنها توسط آب یا باد، صورت می‌گیرد. پس از کاهش یافتن نیروی عامل پدید آورنده‌ی فرسایش (باد یا آب) به‌طوری که برای حمل مواد جدا شده از خاک کافی نباشد، مرحله‌ی ته‌نشینی شروع می‌شود.

سازمان خواروبار و کشاورزی (FAO) در سال ۱۹۶۵ فرسایش خندقی را نوعی فرسایش آبراهه‌ای معرفی نمود که به دلیل زیاد بودن عمق و عرض آنها (بیش از ۰/۵ متر) امکان تردد ماشین آلات

وجود ندارد (Catt, 2001). فرسایش خندقی از اشکال عمده‌ی فرسایش در لس‌ها است و سهم قابل توجهی در میزان رسوب‌زایی دارد (خواجه، ۱۳۸۱).

تحقیقات زیادی در رابطه با فرسایش‌پذیری انجام شده است که در زیر به تعدادی از آنها اشاره می‌شود.

میان‌لی^۱ و همکاران، در منطقه‌ی سیچوان بر روی اثرات لندفرم‌ها در فرسایش خاک پرداختند و به این نتیجه رسیدند که در شیب‌های بلند و طولانی فرسایش بیشتری نسبت به شیب‌های کوتاه رخ می‌دهد (Li et al, 2010).

جنیفر دبلیو هاردن^۲، در مقاله‌ی توسعه‌ی پایدار خاک، به نقش متقابل خاک در شکل‌گیری لندفرم‌ها و نیز لندفرم‌ها در فرسایش خاک اشاره کرده است (Harden, 1990).

رنجبر و سیدعبداله‌ی به بررسی نقش لندفرم‌ها در فرسایش‌پذیری حوضه‌ی حسنجون پرداختند و به این نتیجه رسیدند که فرسایش سطحی به نحو چشمگیری در منطقه وجود دارد و حاصل عملکرد فرسایش ورقه‌ای، بین شیاری و پاش‌مانی می‌باشد. چون بخش اعظم منطقه کوهستانی است و در این واحد در بسیاری از نقاط شیب طولی گسترده‌ی بیشتری دارد و پوشش گیاهی و ضخامت خاک کم می‌باشد، فرسایش بیشتری در این مناطق اتفاق می‌افتد (رنجبر و سید عبداله‌ی، ۱۳۸۹).

براساس مطالعات محمود آبادی و همکاران فرسایش در حوضه‌ی آبخیز گل‌آباد اصفهان به علت تنوع زمین‌شناسی، اشکال مختلف زمین، کاربری نامناسب اراضی و پوشش پراکنده‌ی گیاهی، متأثر از عوامل متعددی است و تپه‌های منطقه بیشترین میزان حساسیت به فرسایش و تولید رسوب را دارند (محمودآبادی و همکاران، ۱۳۸۴).

جباری و طالب‌پور به بررسی حساسیت نواحی بالادست سد مهاباد به فرسایش پرداختند و به این نتیجه رسیدند که مناطقی که شیب زیاد و سنگ‌های آن فرسایش‌پذیری بسیار بالایی دارند، بیشترین

¹ - Mian li

² - Jennifer W. Harden

وسعت حساسیت به فرسایش زیاد و خیلی زیاد را دارا هستند. اما در مناطقی که سنگ‌ها مقاوم هستند کاربری اراضی عامل تعیین کننده است (جباری و طالب‌پور، ۱۳۸۵).

عبدی با استفاده از سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS) به پهنه‌بندی پتانسیل فرسایش در حوضه آبخیز زنجانرود پرداخت و به این نتیجه رسید که اراضی پایاب حوضه فرسایش پذیرتر از سایر نقاط است (عبدی، ۱۳۸۲).

مردی و همکاران نیز با استفاده از سیستم اطلاعات جغرافیایی حوضه آبخیز سد لتیان را پهنه‌بندی کردند و به این نتیجه رسیدند که شاخص شیب بیشترین و شاخص پوشش گیاهی کمترین تأثیر را در فرسایش حوضه دارا هستند (مردی و همکاران، ۱۳۸۴).

فرج زاده و سبحانی حوضه آبریز آق لاقان چای را از نظر قابلیت فرسایش بر اساس مدل پسیاک اصلاح شده و با استفاده از تکنولوژی سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی پهنه‌بندی کردند (فرج‌زاده و سبحانی، ۱۳۷۷).

از آنجا که هرگونه تغییر در ویژگی‌های ژئومورفولوژی و اشکال فرسایشی رابطه‌ی مستقیم با میزان تخریب و فرسایش در سطح زمین دارد و به دلیل نقش بسیار حساس و تأثیرگذار فرسایش در زمینه‌های مختلف، با پی بردن به عوامل مؤثر بر آنها و تعیین محدوده‌هایی که این اشکال ایجاد می‌شوند، علاوه بر این که می‌توان بررسی‌های دقیق روی آن انجام داد، برای آینده نیز نگرش واقع بینانه‌تری برای مقابله با این اشکال می‌توان پیدا کرد (رنجبر و سید عبدالهی، ۱۳۸۹). به همین منظور اولین قدم در کاهش دادن میزان فرسایش و تهیه و جمع آوری آمار و اطلاعات از میزان فرسایش و تخریب اراضی، برآورد حساسیت و استعداد به فرسایش اراضی و به عبارت بهتر پهنه‌بندی پتانسیل فرسایش اراضی در منطقه‌ی مورد نظر می‌باشد (عبدی، ۱۳۸۲).

انواع مختلف حالت‌های فرسایش ورقه‌ای، کانالی و خندقی در منطقه‌ی خانگیران ضمن از بین بردن پوشش گیاهی و افزایش خطر سیل‌خیزی مشکلاتی را برای جاده‌ی دسترسی و سایر تأسیسات چاه‌های گاز ایجاد نموده است و همچنین ممکن است بعدها باعث نشست سطحی زمین شود. بنابراین

نیاز است که مناطق حساس به فرسایش در منطقه شناسایی شده و تمهیدات لازم جهت پایدارسازی مناطق احداث چاه‌های بهره‌برداری گاز و جاده‌های دسترسی انجام شود. به همین منظور در این فصل به پهنه‌بندی پتانسیل فرسایش و تعیین مناطق با حساسیت بالا به فرسایش در منطقه توسط نرم‌افزار GIS و روش تحلیل سلسله مراتبی پرداخته شده است.

۴-۲- روش انجام کار

برای پهنه‌بندی پتانسیل فرسایش در منطقه‌ی خانگیران، ۵ عامل شامل خصوصیات واحدهای سنگی، شیب، پوشش گیاهی، تراکم آبراهه و به هم ریختگی مصنوعی حاصل از دخالت انسان به‌عنوان شاخص‌های فرسایش‌پذیری در منطقه، مورد ارزیابی قرار گرفته‌اند.







۴-۲-۱- آماده‌سازی لایه‌ها

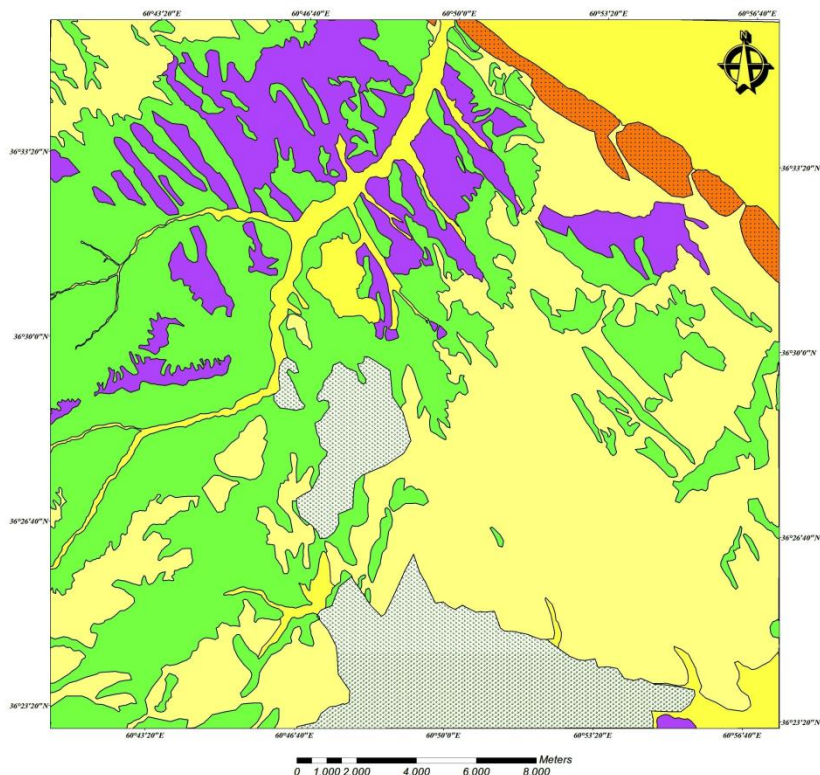
همان‌طور که ذکر شد لایه‌های اطلاعاتی مورد نیاز برای پهنه‌بندی فرسایش منطقه عبارتند از: لایه‌ی سنگ‌شناسی، لایه‌ی شیب، لایه‌ی تراکم آبراهه، لایه‌ی به هم ریختگی مصنوعی (جاده‌های دسترسی و تأسیسات استخراج گاز) و لایه‌ی پوشش گیاهی، که در زیر به چگونگی رسم هر یک از آنها اشاره می‌شود.

الف) لایه‌ی سنگ‌شناسی: برای تهیه‌ی نقشه‌ی سنگ‌شناسی منطقه، نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ سرخس - خانگیران و مزدوران - شیرتپه، اخذ شده از سازمان زمین‌شناسی کشور در محیط GIS رقومی شده و سپس به محیط Google Earth وارد شد و با استفاده از آن و تصاویر Google Earth نقشه‌ی واحدهای سنگی منطقه با مقیاس ۱:۵۰۰۰۰ تهیه شد (شکل ۴-۱).

بر اساس مقاومت واحدهای سنگی موجود به فرسایش، این واحدها به ۴ رده تقسیم شدند. به این ترتیب لس‌ها در رده‌ی بسیار ضعیف، تراس‌های جوان در رده‌ی ضعیف، سازند خانگیران، کنگلومراها و تراس‌های قدیمی در رده‌ی متوسط و زمین‌های تثبیت شده در رده‌ی مقاوم قرار گرفتند (شکل ۴-۲).

واحدهای سنگی

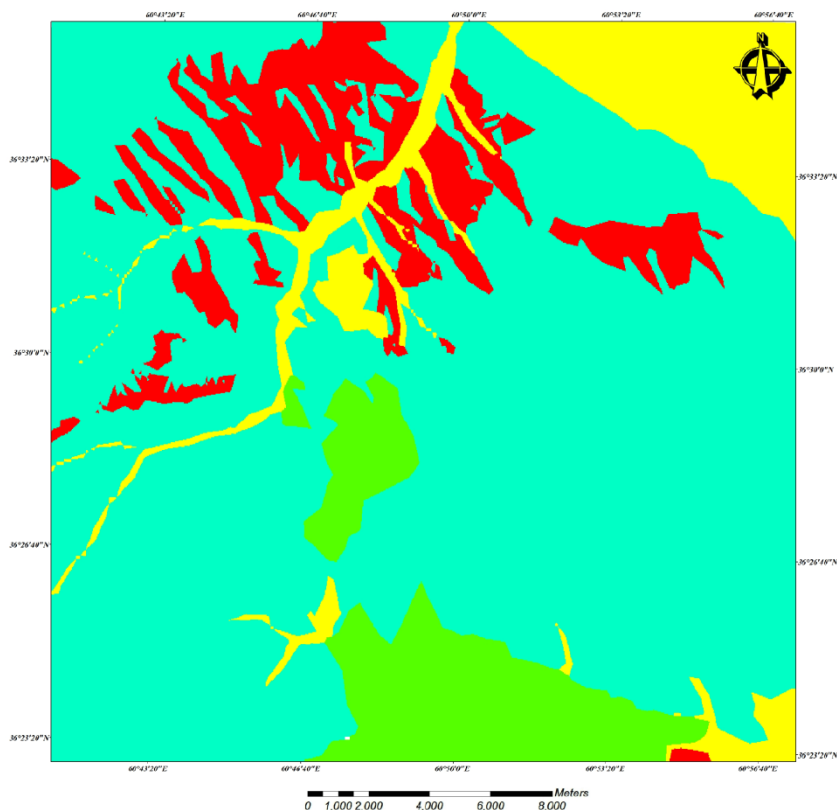
-  زمین‌های تثبیت شده
-  تراسهای جوان
-  تراسهای قدیمی
-  لس
-  کنگلومرا
-  سازند خانگیران



شکل ۴-۱: لایه‌ی سنگ‌شناسی

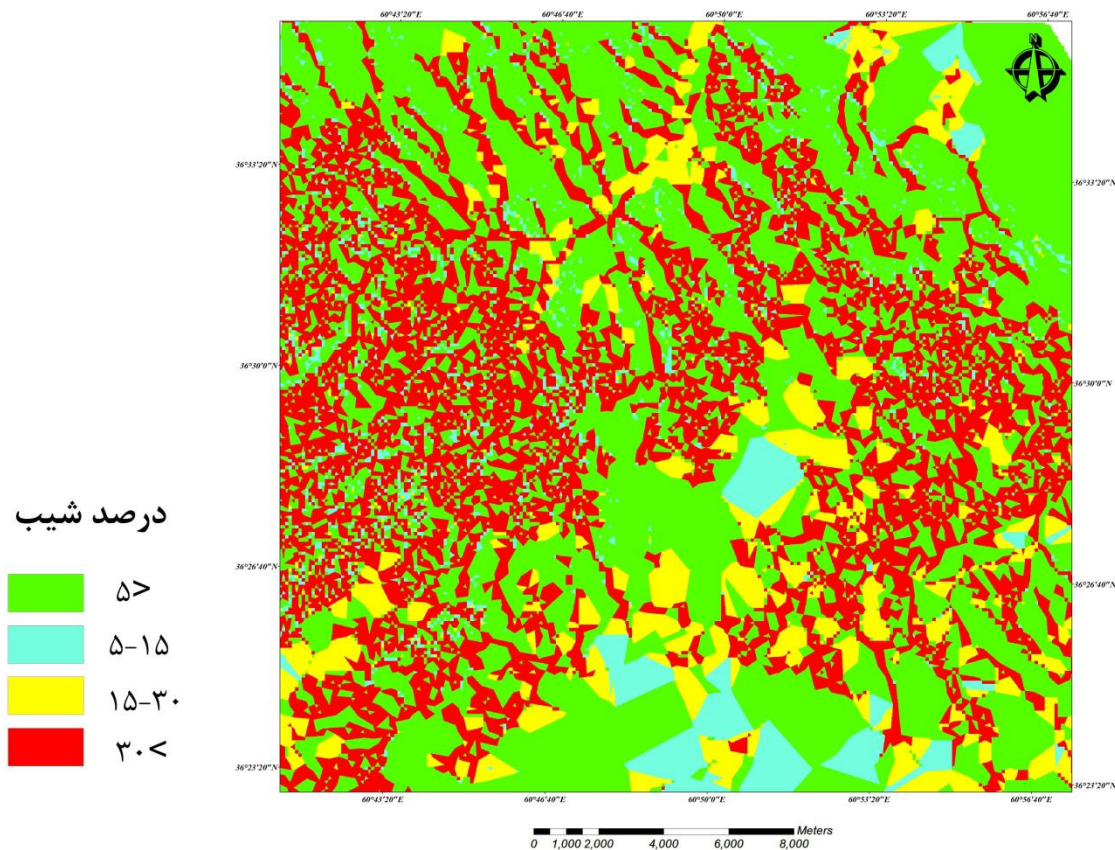
رده‌ی واحدهای سنگی

-  مقاوم
-  متوسط
-  ضعیف
-  بسیار ضعیف



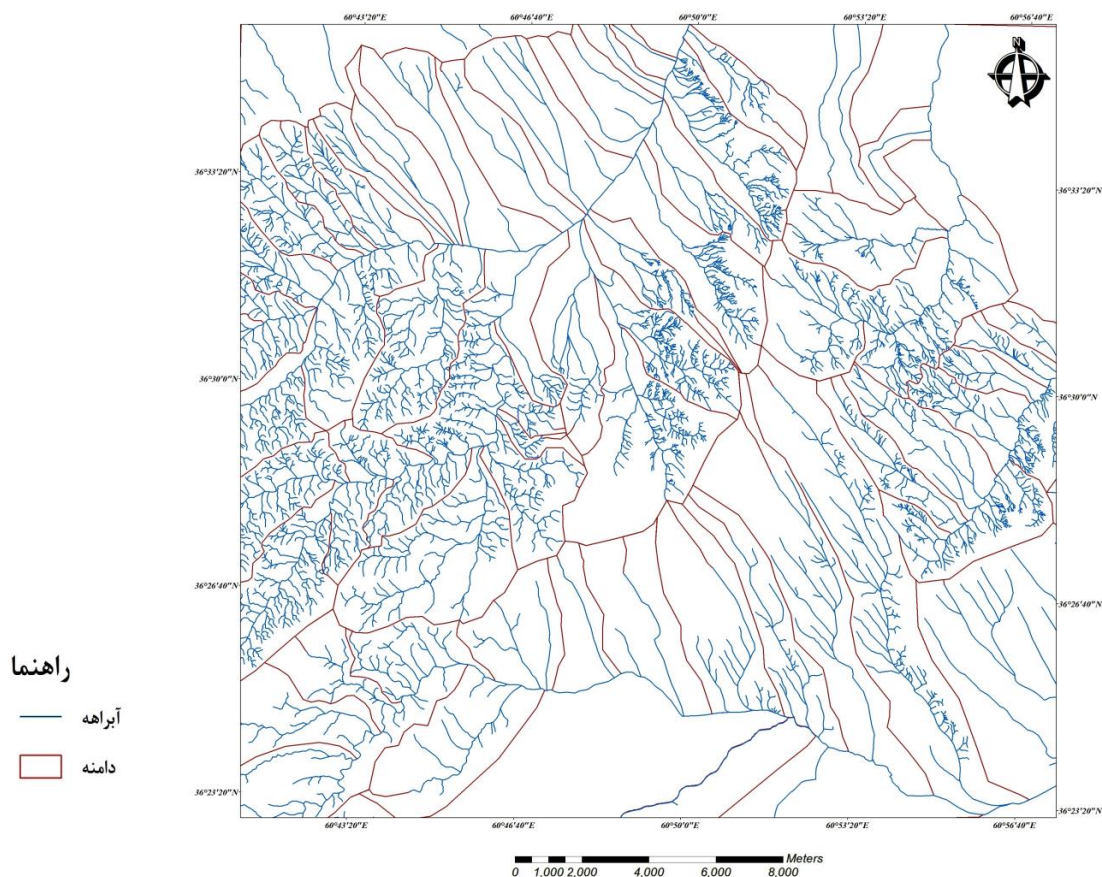
شکل ۴-۲: رده‌بندی لایه‌ی سنگ‌شناسی

ب) لایه‌ی شیب: برای تهیه‌ی نقشه‌ی شیب، ابتدا نقشه‌ی توپوگرافی منطقه از نقشه‌ی عمومی مناطق خانگیران، گنبدلی، سنگسر و آصف آباد (با مقیاس ۱:۵۰۰۰۰) اخذ شده از شرکت بهره‌برداری نفت و گاز شرق، در محیط GIS، استخراج شد. نقشه‌ی آبراهه‌های منطقه نیز در محیط Google Earth رسم شد. با استفاده از این دو نقشه، مدل رقومی ارتفاع با استفاده از روش شبکه نامنظم مثلثی (TIN) در محیط Arcview تهیه و با استفاده از مدل رقومی ارتفاع، نقشه‌ی شیب منطقه رسم شد. بعد از تهیه‌ی لایه‌ی شیب، منطقه‌ی مطالعاتی به ۴ رده با شیب کمتر از ۵ درصد، ۵ تا ۱۵ درصد، ۱۵ تا ۳۰ درصد و بیشتر از ۳۰ درصد تقسیم شد (شکل ۴-۳).



شکل ۴-۳: لایه‌ی شیب توپوگرافی

ج) لایه‌ی تراکم آبراهه: آبراهه‌های منطقه‌ی مورد نظر در محیط Google Earth رسم شد و سپس آن را به نرم‌افزار GIS وارده کرده و با استفاده از نقشه‌ی آبراهه‌ها و نقشه‌ی توپوگرافی دامنه‌ها از یکدیگر جدا شدند (شکل ۴-۴). سپس شدت تراکم آبراهه برای هر دامنه محاسبه شد. شدت تراکم در مورد هر سطح بیان‌گر وضعیت مقاومت سطح و لایه‌های زیرین خاک در مقابل فرسایش می‌باشد (فیض نیا و همکاران، ۱۳۸۲). برای محاسبه‌ی شدت تراکم پس از محاسبه‌ی طول کلیه‌ی آبراهه‌ها در هر دامنه، مقدار به دست آمده به مساحت همان دامنه تقسیم شد. هر چه شدت تراکم آبراهه‌ها بیشتر باشد نشانگر آن است که در مقابل عامل فرسایش ناتوان‌تر است (جدول ۴-۱).



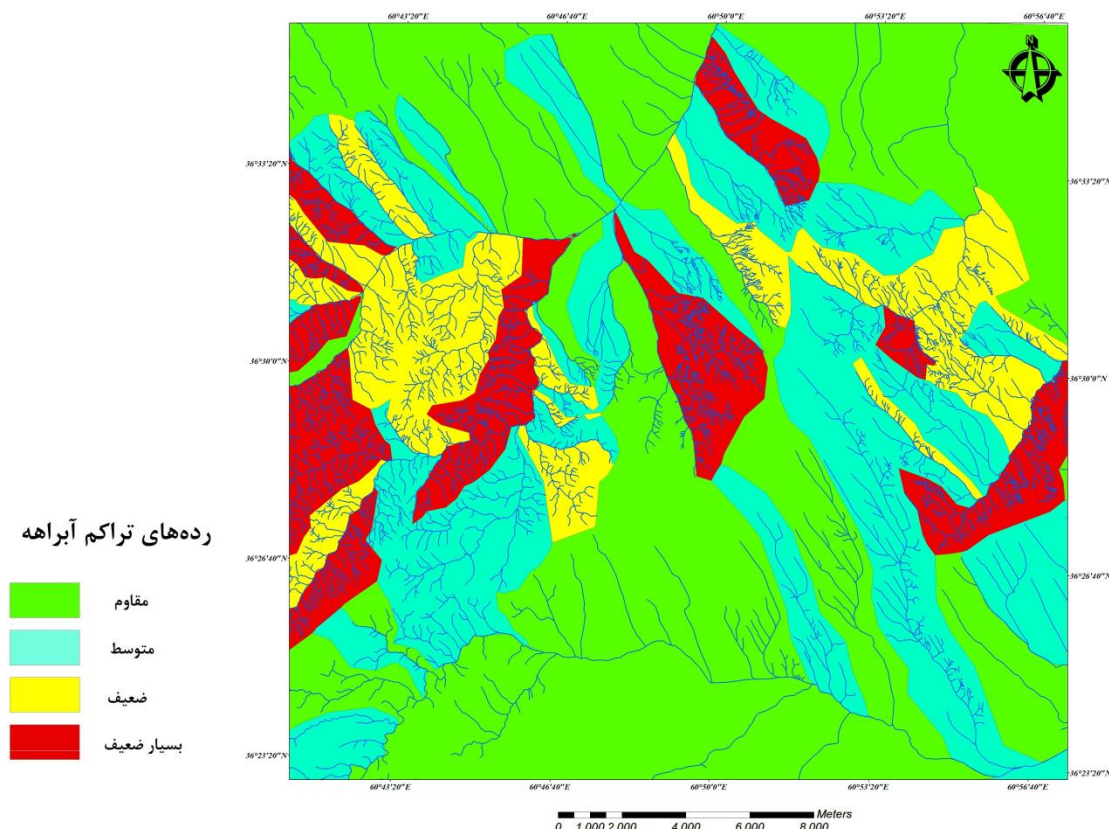
شکل ۴-۴: نقشه‌ی آبراهه‌ها و دامنه‌ها

جدول ۴-۱: روش محاسبه‌ی تراکم آبراهه برای تعدادی از دامنه‌ها

شماره دامنه (A)	مساحت دامنه (m ²) (B)	جمع طول آبراهه‌ها (m) (C)	تراکم (m ⁻¹) (C/B)
۱	۳۹۶۳۸۶,۹۱۹۷۲۵۰	.	.
۲	۲۴۶۶۲۴۱,۶۸۸۵۷۰۰	۲۷۸۳,۷۰۹۹۹۵	۰,۰۰۱۱۲۹

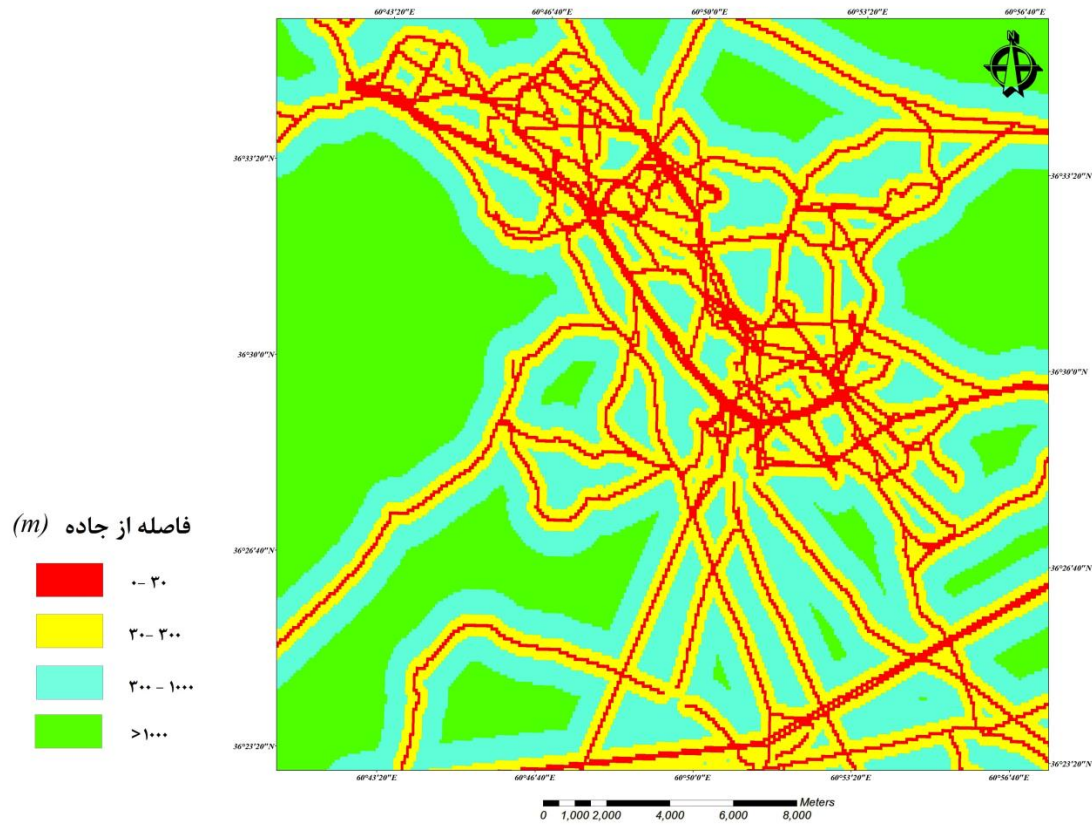
۳	۱۸۲۰۳۸۴,۶۳۹۱۷۸۰	۷۷۵,۸۱۱۵۲۹	۰,۰۰۰۴۲۶
۴	۱۸۸۸۶۳۹,۹۸۲۷۶۴۰	۳۴۵۹,۲۵۰۸۶۶	۰,۰۰۱۸۳۲
۵	۲۸۳۲۲۴۷,۶۶۰۷۲۵۰	۶۶۶۷,۹۶۴۳۳۳	۰,۰۰۲۳۵۴

پس از محاسبه‌ی تراکم آبراهه در هر دامنه، دامنه‌ها بر اساس شدت تراکم به ۴ رده‌ی بسیار ضعیف، ضعیف، متوسط و مقاوم به فرسایش تقسیم شدند (شکل ۴-۵).

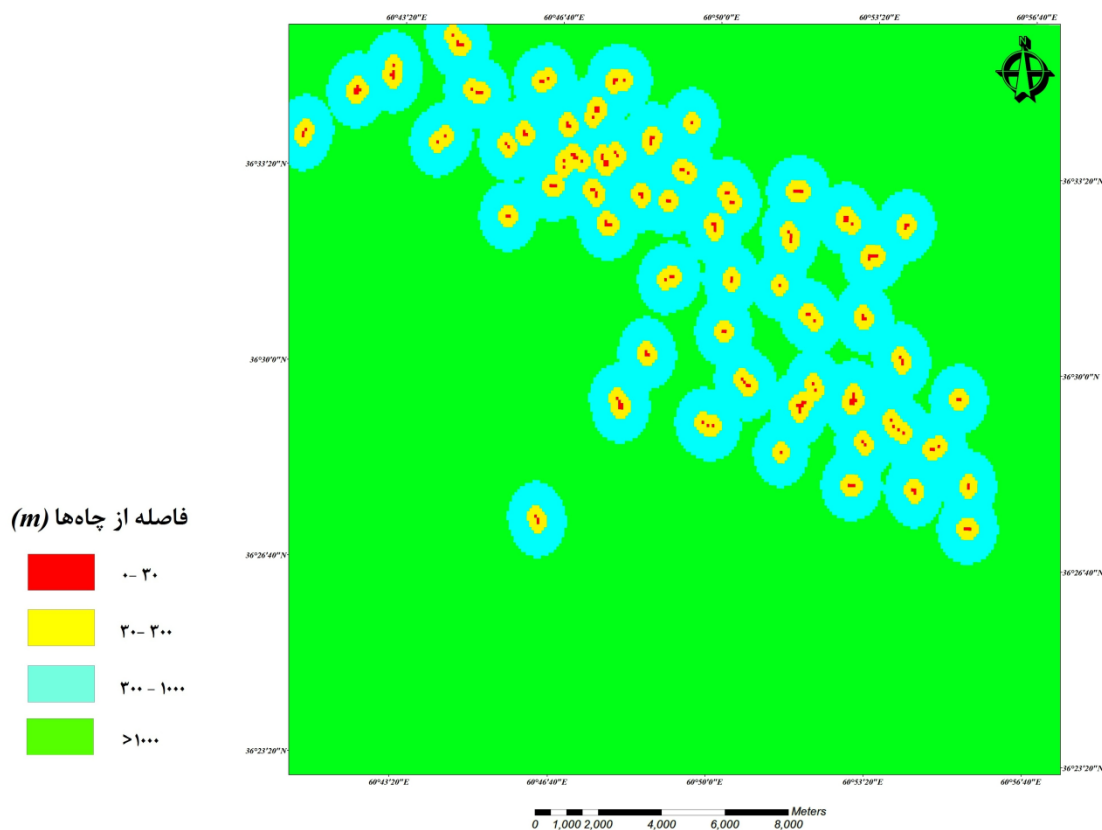


شکل ۴-۵: رده‌بندی لایه‌ی تراکم آبراهه

د) لایه‌ی به هم ریختگی مصنوعی: به هم ریختگی مصنوعی در منطقه شامل جاده‌های دسترسی و تأسیسات استخراج گاز (چاه‌های استخراج) می‌باشد که در محیط Google Earth رسم شد. فرسایش در فواصل نزدیک به این تأسیسات به دلیل به هم ریختگی محیط طبیعی، شدیدتر است و با دور شدن از آنها شدت فرسایش کاهش می‌یابد. بنابراین برای رده‌بندی این لایه فواصل نسبت به جاده‌ها و چاه‌ها بر اساس درجه‌ی تأثیر بر فرسایش به ۴ رده تقسیم شد. که این فواصل عبارتند از: ۰ تا ۳۰، ۳۰ تا ۳۰۰، ۳۰۰ تا ۱۰۰۰ و بیشتر از ۱۰۰۰ متر (شکل‌های ۴-۶ و ۴-۷).



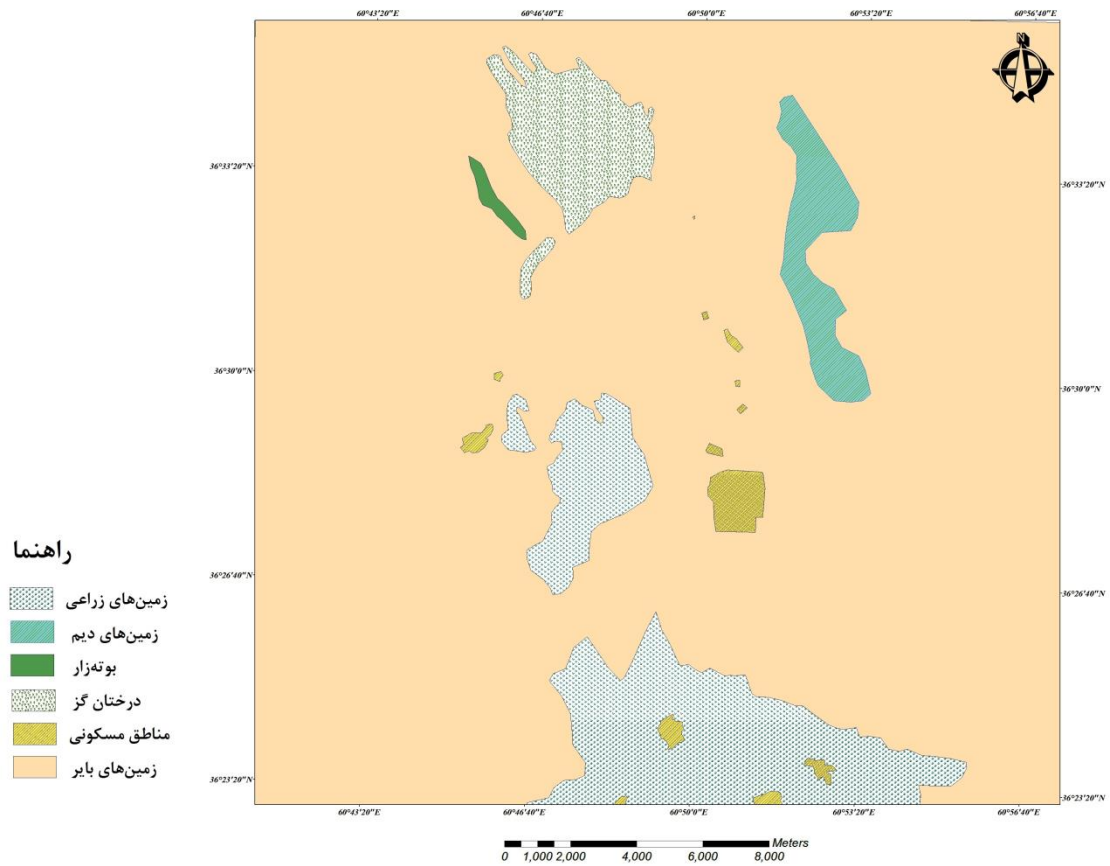
شکل ۴-۶: لایه‌ی فاصله از جاده



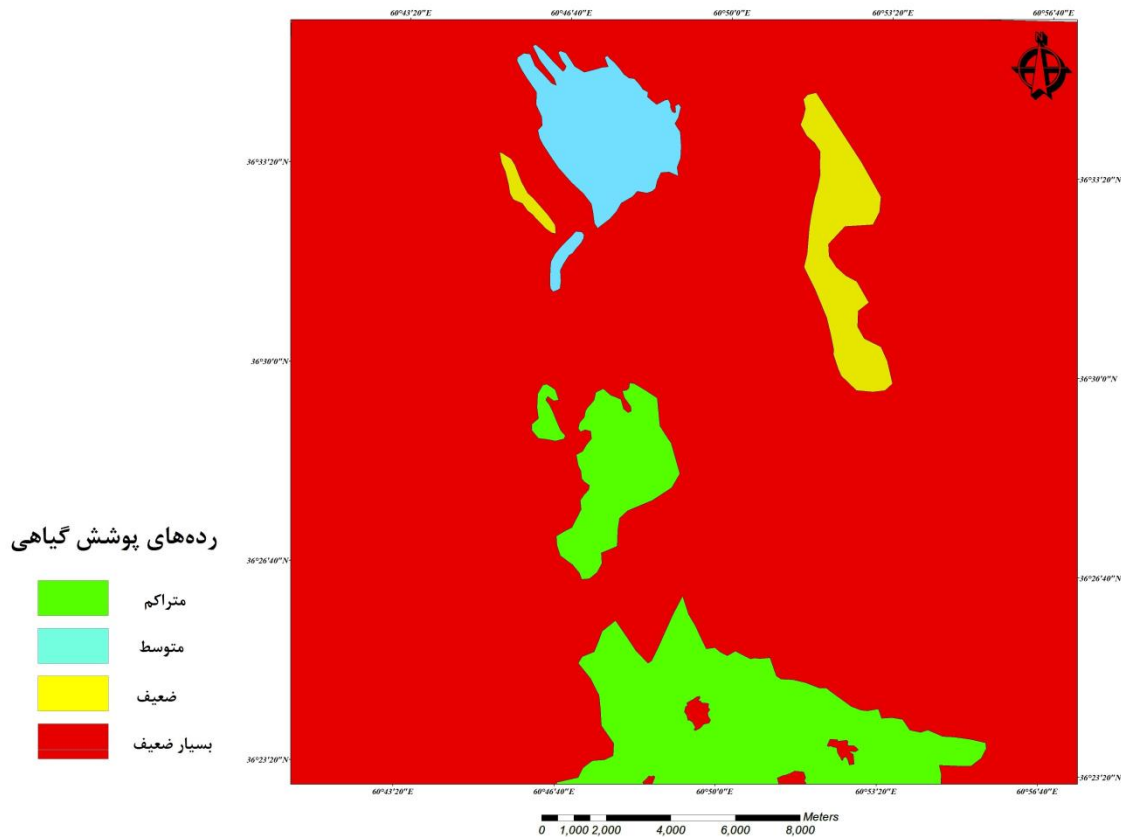
شکل ۴-۷: لایه‌ی فاصله از چاهها

ه) لایه‌ی پوشش گیاهی: برای تهیه‌ی لایه‌ی پوشش گیاهی از نقشه عمومی مناطق خانگیران، گنبدلی، سنگسر و آصف آباد و تصاویر Google Earth استفاده شد. پوشش گیاهی نیز به ۴ رده‌ی بسیار ضعیف، ضعیف، متوسط و متراکم تقسیم شد. همان‌طور که مشاهده می‌شود بیش از ۸۰ درصد منطقه‌ی مورد نظر بدون پوشش گیاهی و در رده‌ی بسیار ضعیف قرار می‌گیرد (شکل‌های ۴-۸ و ۴-۹).

(۹)



شکل ۴-۸: نقشه‌ی پوشش گیاهی



شکل ۴-۹: رده‌بندی لایه‌ی پوشش گیاهی

۴-۲-۲- امتیازدهی لایه‌های اطلاعاتی

مرحله‌ی بعدی برای پهنه‌بندی، تعیین اهمیت نسبی پارامترهای مورد استفاده و اختصاص وزن مناسب به هر یک از آنها می‌باشد. روش رتبه‌بندی^۱، روش نسبت دهی^۲ و روش مقایسه‌ی دوتایی^۳ از جمله روش‌های وزن‌دهی به لایه‌های اطلاعاتی می‌باشد که در این تحقیق از روش مقایسه‌ی دوتایی برای این کار استفاده شد.

روش مقایسه‌ی دوتایی در سال ۱۹۸۰ توسط ساعتی به‌عنوان فرآیند تحلیل سلسله مراتبی (AHP) معرفی شد. در این مرحله معیارهای تصمیم‌گیری به‌صورت زوجی با یکدیگر مقایسه می‌شوند. این

1 - Ranking
2 - Rating
3 - AHP

مقایسه در ابتدا به صورت کیفی انجام شده و سپس در یک مقیاس عددی بین ۱ تا ۹ کمی می شود (جدول ۲-۴) (به نقل از عطائی، ۱۳۸۸؛ ابراهیمی، ۱۳۸۹).

جدول ۲-۴: طبقه بندی کمی و کیفی برای مقایسه ی زوجی معیارها (به نقل از عطائی، ۱۳۸۸)

مقدار عددی	ترجیحات (قضاوت شفاهی)
۱	اهمیت برابر
۳	اهمیت متوسط
۵	اهمیت قوی
۷	اهمیت بسیار قوی
۹	اهمیت فوق العاده
۲، ۴، ۶، ۸	اهمیت بین فواصل فوق

در این روش برای مقایسه ی دو به دوی عوامل مؤثر در فرسایش و تعیین میزان اهمیت هر یک از عوامل، نیاز است جدول ماتریسی بر اساس عوامل مؤثر در فرسایش تنظیم شود (شادفر و همکاران، ۱۳۸۶). محاسبه ی وزن عوامل مؤثر در فرسایش به صورت زیر می باشد:

الف) به دست آوردن مجموع اعداد هر ستون در جدول مقایسه ی زوجی.

ب) تقسیم کردن عدد هر خانه از ماتریس به مجموع ستون همان خانه.

ج) به دست آوردن متوسط اعداد هر ردیف جدول ماتریس به دست آمده.

همان طور که ذکر شد عوامل مؤثر در فرسایش در منطقه بر اساس اولویت در ۴ رده گروه بندی شدند که به ترتیب نقش آنها در فرسایش از رده ی ۱ تا ۴ افزایش می یابد یعنی در هر گروه رده ی ۱ مقاوم به فرسایش و رده ی ۴ بسیار ضعیف نسبت به فرسایش است. سپس برای عوامل مؤثر در فرسایش ماتریس مقایسه زوجی ۵*۵ و برای کلاس های هر یک از این عوامل ماتریس ۴*۴ تشکیل و وزن هر یک از آنها محاسبه شد (جدول های ۳-۴ تا ۸-۴)

جدول ۳-۴: ماتریس مقایسه‌ی زوجی برای به دست آوردن اهمیت نسبی پارامترها

عامل	شیب	سنگ شناسی	به هم ریختگی مصنوعی	تراکم آبراهه	پوشش گیاهی	اهمیت نسبی
شیب	۱	۲	۴	۶	۸	۰/۴۸۲۸۹
سنگ شناسی	۰/۵	۱	۲	۳	۴	۰/۲۴۱۴۵
به هم ریختگی مصنوعی	۰/۲۵	۰/۵	۱	۲	۳	۰/۱۳۹۸۳
تراکم آبراهه	۰/۱۶۷	۰/۳۳۴	۰/۵	۱	۲	۰/۰۸۳۷
پوشش گیاهی	۰/۱۲۵	۰/۲۵	۰/۳۳۴	۰/۵	۱	۰/۰۵۲۱۲

جدول ۴-۴: ماتریس مقایسه‌ی زوجی معیار شیب توپوگرافی

رده‌های شیب	۱	۲	۳	۴	اهمیت نسبی
۱	۱	۰/۵	۰/۲۵	۰/۱۴۳	۰/۰۷
۲	۲	۱	۰/۵	۰/۲	۰/۱۳
۳	۴	۲	۱	۰/۵	۰/۲۶
۴	۷	۵	۲	۱	۰/۵۴

جدول ۵-۴: ماتریس مقایسه‌ی زوجی معیار سنگ شناسی

رده‌های سنگ شناسی	۱	۲	۳	۴	اهمیت نسبی
۱	۱	۰/۸	۰/۳۵	۰/۱۵	۰/۰۹
۲	۱/۵	۱	۰/۵	۰/۲	۰/۱۲
۳	۳	۲/۵	۱	۰/۵	۰/۲۶
۴	۶	۵	۲	۱	۰/۵۳

جدول ۶-۴: ماتریس مقایسه‌ی زوجی معیار به هم ریختگی مصنوعی

رده‌های به هم ریختگی مصنوعی	۱	۲	۳	۴	اهمیت نسبی
۱	۱	۰/۷۵	۰/۳۷۵	۰/۱۲۵	۰/۰۸
۲	۱/۵	۱	۰/۵	۰/۱۵	۰/۱۰
۳	۲/۵	۲	۱	۰/۳۵	۰/۲۱
۴	۸	۶	۳	۱	۰/۶۱

جدول ۴-۷: ماتریس مقایسه‌ی زوجی معیار تراکم آبراهه

اهمیت نسبی	۴	۳	۲	۱	رده‌های تراکم آبراهه
۰/۰۸	۰/۱۵	۰/۳۵	۰/۸۵	۱	۱
۰/۱۲	۰/۳	۰/۴	۱	۱/۲	۲
۰/۲۷	۰/۵	۱	۲/۵	۳	۳
۰/۵۳	۱	۲	۵	۶	۴

جدول ۴-۸: ماتریس مقایسه‌ی زوجی معیار پوشش گیاهی

اهمیت نسبی	۴	۳	۲	۱	رده‌های پوشش گیاهی
۰/۱۵	۰/۴	۰/۶	۰/۸	۱	۱
۰/۱۹	۰/۵	۰/۷۵	۱	۱/۳	۲
۰/۲۷	۰/۶۵	۱	۱/۵	۱/۷	۳
۰/۳۹	۱	۱/۵	۲	۲/۵	۴

پس از وزن دهی عناصر، نرخ ناسازگاری آن محاسبه شد تا قابل قبول بودن وزن‌های به دست آمده مشخص شود. برای تعیین نرخ ناسازگاری، ماتریس مقایسه‌ی زوجی در وزن‌های به دست آمده ضرب شد و مقادیر ویژه‌ی (λ) هر ماتریس محاسبه شد سپس بزرگترین مقدار ویژه (λ_{max}) از میانگین آنها به دست آمد. بعد شاخص ناسازگاری و در نهایت نرخ ناسازگاری از روابط زیر محاسبه شد:

رابطه (۱-۴)

$$I.I = \frac{\lambda_{max} - n}{n - 1}$$

رابطه (۲-۴)

$$R.I.I = 1.98 \frac{n - 2}{n}$$

رابطه (۳-۴)

$$I.R = \frac{I.I}{R.I.I}$$

در این روابط I.I شاخص ناسازگاری، n تعداد معیارها، R.I.I شاخص ناسازگاری تصادفی و I.R نرخ ناسازگاری است. میزان قابل قبول ناسازگاری یک سیستم به تصمیم گیرنده بستگی دارد، اما ساعتی

عدد ۰/۱ را به عنوان حد قابل قبول ارائه کرده و معتقد است اگر میزان ناسازگاری از ۰/۱ بیشتر باشد بهتر است در قضاوت‌ها تجدید نظر شود (عطائی، ۱۳۸۹). طبق این روابط نرخ ناسازگاری برای تمام معیارها کمتر از ۰/۱ بود. در ادامه محاسبات نرخ ناسازگاری برای لایه‌ی شیب ذکر می‌شود:

$$\begin{pmatrix} 1 & 0.5 & 0.2 & 0.143 \\ 2 & 1 & 0.5 & 0.2 \\ 4 & 2 & 1 & 0.5 \\ 7 & 5 & 2 & 1 \end{pmatrix} * \begin{pmatrix} 0.07 \\ 0.13 \\ 0.26 \\ 0.54 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0.27722 \\ 0.508 \\ 1.07 \\ 2.2 \end{pmatrix}$$

$$\lambda_1 = \frac{0.27722}{0.07} = 3.960286$$

$$\lambda_2 = \frac{0.508}{0.13} = 3.907692$$

$$\lambda_3 = \frac{1.07}{0.26} = 4.115385$$

$$\lambda_4 = \frac{2.2}{0.54} = 4.074074$$

$$\lambda_{\max} = \frac{\lambda_1 + \lambda_2 + \lambda_3 + \lambda_4}{4} = 4.04359$$

$$I.I = \frac{\lambda_{\max} - n}{n - 1} = 0.04786$$

$$R.I.I = 1/98 \frac{n - 2}{n} = \frac{4 - 2}{4} = 0.99$$

$$I.R = \frac{I.I}{R.I.I} = \frac{0.04786}{0.99} = 0.04835$$

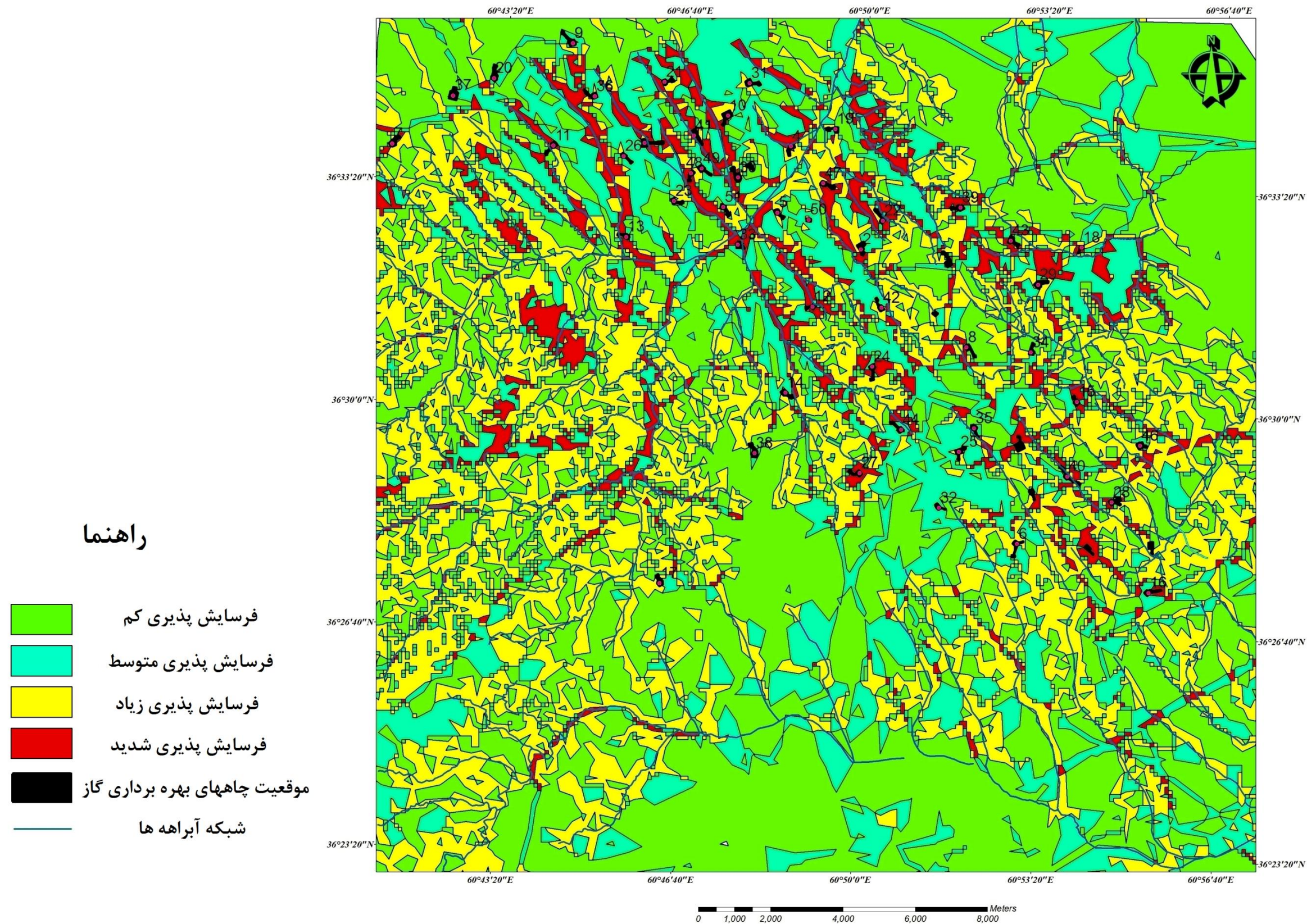
۴-۲-۴- همپوشانی و تلفیق لایه‌های اطلاعاتی و تهیه نقشه‌ی نهایی

پس از محاسبه‌ی وزن کلاس‌های هر معیار، این وزن به نقشه‌ی هر معیار اعمال شد سپس برای به دست آوردن نقشه‌ی نهایی این نقشه‌ها با هم تلفیق شد. برای تلفیق لایه‌های اطلاعاتی از نتایج جدول (۳-۴) و رابطه‌ی (۴-۴) در محیط GIS استفاده شد.

رابطه (۴-۴)

$$Y = 0/4828X_1 + 0/2414X_2 + 0/1398X_3 + 0/0837X_4 + 0/0521X_5$$

در این رابطه Y میزان رخداد خطر فرسایش و X_1, X_2, \dots, X_5 عوامل مؤثر در فرسایش می‌باشند. با تلفیق لایه‌های اطلاعاتی فوق در نهایت نقشه‌ی پهنه‌بندی خطر فرسایش در منطقه به دست آمد (شکل ۴-۱۰).



شکل ۴-۱۰: نقشه‌ی پهنه‌بندی فرسایش منطقه

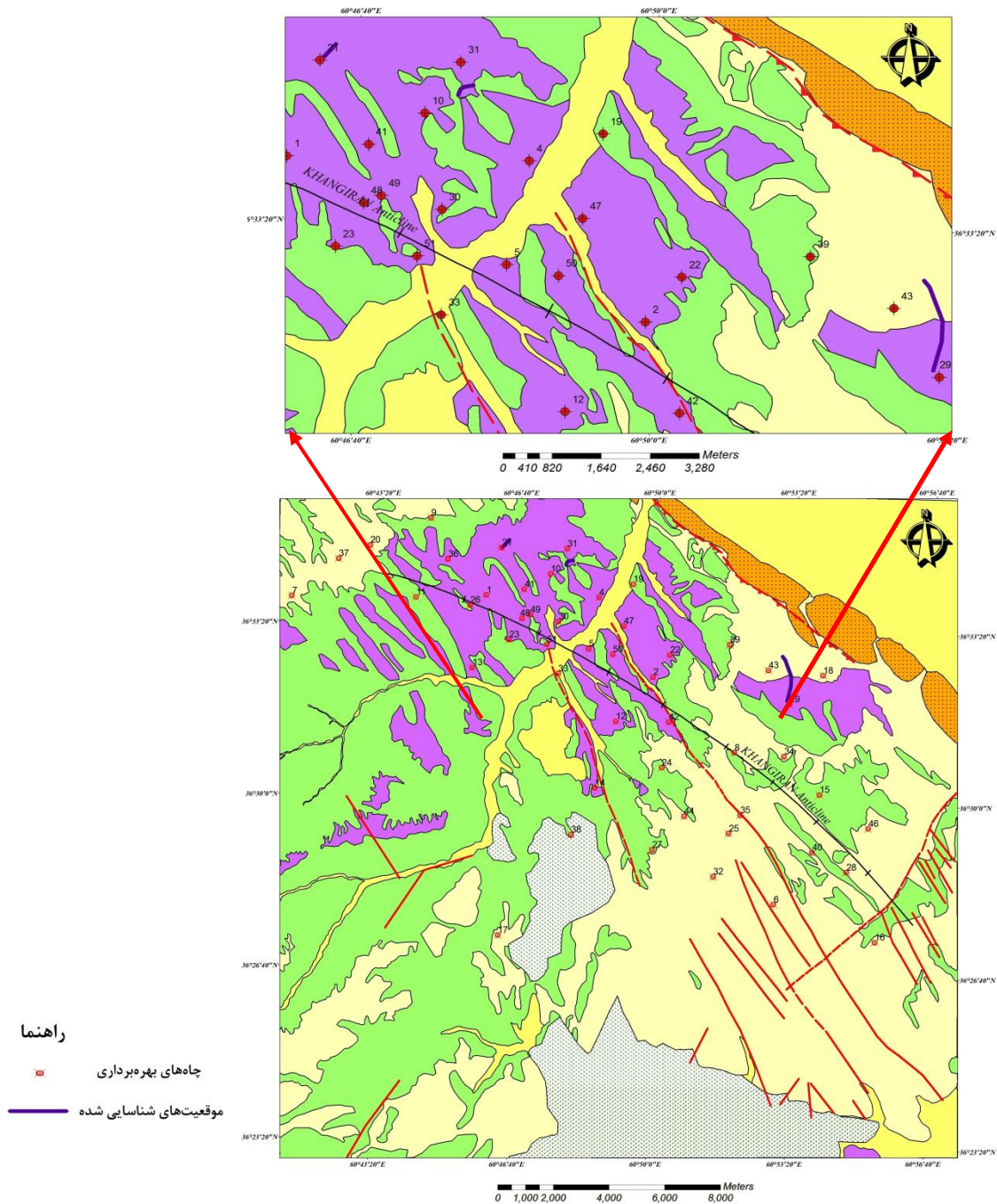
همان‌طور که مشاهده می‌شود نواحی بحرانی فرسایشی مناطق پرشیب متمرکز در آبراهه‌ها، نزدیک به جاده‌ها و تأسیسات و مناطقی که پوشش لسی دارند، می‌باشد و طبق آن ۶ درصد از اراضی دارای پتانسیل فرسایش شدید، ۲۹ درصد دارای استعداد فرسایش زیاد، ۲۱ درصد دارای اولویت متوسط و ۴۴ درصد دارای اولویت کم می‌باشند. بنابراین در حدود ۳۵ درصد از اراضی که بالغ بر ۲۱۹ کیلومتر مربع از سطح منطقه است دارای اولویت اول در اجرای طرح‌های حفاظت خاک و جلوگیری از فرسایش می‌باشند.

فصل پنجم

بررسی شواهد نشست زمین و دلایل آن

۵-۱- مقدمه

در محدوده‌ی میدان گازی خانگیران شواهدی از نشست زمین شامل ایجاد شکستگی و ترک مشاهده گردید. با توجه به لزوم شناسایی مناطق تحت تأثیر پدیده‌ی گسیختگی اقدام به بازدید از منطقه گردید و تعدادی از چاه‌های مشکوک نسبت به پدیده‌ی نشست شناسایی شد (شکل ۵-۱).



شکل ۵-۱: موقعیت‌های شناسایی شده در نقشه‌ی زمین شناسی

موقعیت‌های شناسایی شده به شرح زیر می‌باشد:

در محدوده‌ی چاه ۲۹ با مختصات $31^{\circ} 36'$ عرض شمالی و $53^{\circ} 60'$ طول شرقی شکاف‌های عمیق در سطح زمین وجود داشت که بررسی دیواره‌ی این شکاف‌ها و قرارگیری تقریبی آنها در امتداد آبراهه‌ها نشان دهنده‌ی فرسایش از نوع خندقی است و حاکی از وجود خاک فرسایش‌پذیر در منطقه است که خود در ادامه می‌تواند منجر به وقوع نشست در منطقه شود (شکل‌های ۲-۵ و ۳-۵).



شکل ۲-۵: فرسایش خندقی در محدوده‌ی چاه ۲۹



شکل ۳-۵: محل احتمالی وقوع فرسایش خندقی در آینده در محدوده‌ی چاه ۲۹

بر روی تپه‌ی بین چاه‌های ۱۰ و ۳۱ با مختصات $34^{\circ} 36'$ عرض شمالی و $47^{\circ} 06'$ طول شرقی، شکاف ممتدی وجود دارد که در امتداد آن ترک خوردگی بر روی جاده ایجاد شده است (شکل‌های ۴-۵ و ۵-۵). این گسیختگی اولین شاهد بروز نشست زمین در منطقه بود.



شکل ۴-۵: گسیختگی زمین در محدوده‌ی بین چاه‌های ۱۰ و ۳۱



شکل ۵-۵: گسیختگی و افتادگی زمین در محدوده‌ی بین چاه‌های ۱۰ و ۳۱

طبق اظهار مسئولان نشست معادل ۱۹ سانتی متر در تاج چاه ۴۱ با مختصات ۳۴' ۳۶^۰ عرض شمالی و ۴۶' ۶۰^۰ طول شرقی که در امتداد چاه‌های ۳۱ و ۱۰ قرار دارد، اتفاق افتاده و محل ترک خوردگی‌ها با بتن پر شده است بنابراین آثار ترک خوردگی در این محل قابل مشاهده نبود.

در محل چاه ۲۱ با مختصات ۳۴' ۳۶^۰ عرض شمالی و ۴۶' ۶۰^۰ طول شرقی نیز آثاری از ترک بر روی محدوده‌ی بتن ریزی شده برای احداث چاه و محدوده‌ی اطراف آن وجود دارد. جهت مسطح سازی زمین برای احداث این چاه، تراسی بر روی دامنه ایجاد شده که ترک‌های مشاهده شده در این محدوده تقریباً در مرز منطقه‌ی خاکبرداری و خاکریزی تشکیل شده که احتمالاً به دلیل عدم پایدارسازی تراس به وجود آمده است.

۵-۲- دلایل احتمالی نشست در منطقه

با توجه به شرایط زمین‌شناسی محدوده که شامل رسوبات دوره‌ی کواترن در منطقه شامل لس‌ها و پادگانه‌ها است، نشست در منطقه ممکن است به دلایل زیر به وجود آمده باشد:

۱- کاهش تراز آب زیرزمینی

۲- انحلال و فرسایش خاک‌های ناپایدار

۳- نشست ناحیه‌ای در اثر استخراج گاز و آب همراه آن

۵-۲-۱- کاهش تراز آب زیرزمینی

همان‌طور که قبلاً نیز اشاره شد مهمترین علت فرونشست منطقه‌ای سطح زمین در حوضه‌های رسوبی مناطق خشک و نیمه خشک، تراکم سفره‌های آب زیرزمینی در اثر پمپاژ بی رویه از این منابع است. بهره‌برداری بی‌رویه از آب‌های زیرزمینی و بیلان منفی حوضه‌ی آبخیز باعث افزایش تنش مؤثر خاک و تراکم و فشردگی لایه‌های زمین می‌شود. در محدوده‌ی مطالعاتی خروج آب شور همراه با استخراج گاز و نیز نشست آب‌های سطحی به لایه‌های عمیق‌تر به وسیله‌ی حفر چاه می‌تواند از جمله دلایل پائین رفتن تراز آب و نشست زمین باشد. اما به دلیل عدم وجود آبرفت متراکم و مارنی بودن سنگ کف

سفره‌ی آب زیرزمینی در منطقه وجود ندارد، لذا احتمال بروز نشست در اثر پایین رفتن سطح آب زیرزمینی منتفی است و دلایل دیگری می‌تواند داشته باشد.

۵-۲-۲- انحلال و فرسایش خاک‌های ناپایدار

بخشی از خاک سطحی محدوده‌ی مطالعاتی نهشته‌های بادی و ریزدانه‌ی لس می‌باشد که مستعد فروریختگی است. افزایش رطوبت ناشی از بارندگی و سیلاب‌ها باعث ایجاد فروریزش و نشست زمین در این خاک‌ها خواهد شد. نشست در این خاک‌ها به دو دلیل ایجاد می‌شود:

۱- نشست حاصل از مرطوب شدن و آبشستگی

۲- شسته شدن نمک‌های سولفات، کربنات، کلریدها و ژپسوم‌ها که نقش سیمان را برای دانه‌های خاک ایفا می‌کند، باعث کاهش مقاومت برشی خاک شده و در توده‌ی خاک تغییر حجم ایجاد می‌شود و فرسایش سطحی و زیرسطحی رخ می‌دهد به این صورت که ذرات خاک توسط جریان آب پس از تغییر حجم حرکت کرده و با ایجاد حفره‌هایی سبب ریزش زمین می‌گردند.

نوع دیگری از مکانیسم نشست زمین مربوط به خاک‌های واگرا می‌باشد. در این خاک‌ها به‌علت وجود بارهای هم نام در خاک به مجرد قرار گرفتن در معرض آب ذرات خاک از هم فاصله گرفته و شکاف‌های عمیق در خاک ایجاد می‌گردد.

۵-۲-۳- نشست ناحیه‌ای در اثر استخراج گاز و آب همراه آن

نشست زمین در اثر استخراج گاز در مناطق مختلف دنیا گزارش شده است. در این حالت خروج گاز و آب همراه با آن سبب ایجاد فضاهای خالی بزرگ مقیاس در زیر سطح زمین می‌شود و در صورت فراهم بودن شرایط در اثر وزن طبقات فوقانی، زمین نشست می‌کند و در رخنمون‌های ضعیف و شکل پذیر، نشست در اثر استخراج مواد هیدروکربنی مشابه با استخراج آب است اما در سنگ‌های سخت این نوع نشست به‌ندرت اتفاق می‌افتد و نشست عمدتاً به‌صورت بلوکی می‌باشد و شکستگی‌های بزرگ،

بلوک‌ها را از هم جدا می‌کند. شکل مخزن و همچنین عمق قرارگیری آن در زیر سطح زمین از عوامل کنترل‌کننده‌ی این پدیده می‌باشد. معمولاً این نشست‌ها با زمین‌لرزه‌های خفیف همراه هستند. با بررسی‌های انجام شده مشخص شد که طی ۳۰ سال گذشته در محدوده‌ای به شعاع ۳۰ کیلومتر از منطقه‌ی مورد مطالعه هیچ زمین‌لرزه‌ای اتفاق نیفتاده است. با این حال برای بررسی دقیق‌تر نشست در اثر استخراج گاز به داده‌های ماهواره‌ای رادار نیاز است که طی روند مطالعاتی امکان دسترسی به آنها میسر نشد.

۵-۳- ترانشه زنی و برداشت نمونه

با توجه به بازدیدهای اولیه‌ی صورت گرفته از منطقه برای تعیین علت اصلی نشست زمین ترانشه‌هایی به عمق ۳ تا ۳/۵ متر عمود بر گسیختگی زمین حفر شد (شکل‌های ۵-۶ تا ۵-۸) همان‌طور که در شکل ۵-۷ مشاهده می‌شود گسیختگی‌ها تا عمق حفر شده ادامه دارند.



شکل ۵-۶: حفر ترانشه عمود بر گسیختگی



شکل ۵-۷: ادامه‌ی گسیختگی زمین در عمق



شکل ۵-۸: امتداد گسیختگی زمین در عمق

پس از حفر ترانشه ۴ نمونه از خاک منطقه تهیه شد. نمونه‌های برداشت شده برای آزمایش‌های لازم به آزمایشگاه منتقل شد. نتایج این آزمایش‌ها در ادامه مورد بحث قرار گرفته است.

۵-۴- بررسی نتایج آزمایشگاهی

آزمایش‌های انجام شده بر روی نمونه‌ها شامل آزمایش‌های دانه‌بندی، هیدرومتری، هیدرومتری دوگانه، تعیین وزن مخصوص، تعیین حدود خمیری و روانی، تحکیم مضاعف و پین هول می‌باشد. تمام آزمایش‌ها بر اساس استاندارد ASTM انجام شد.

۵-۴-۱- آزمایش دانه‌بندی

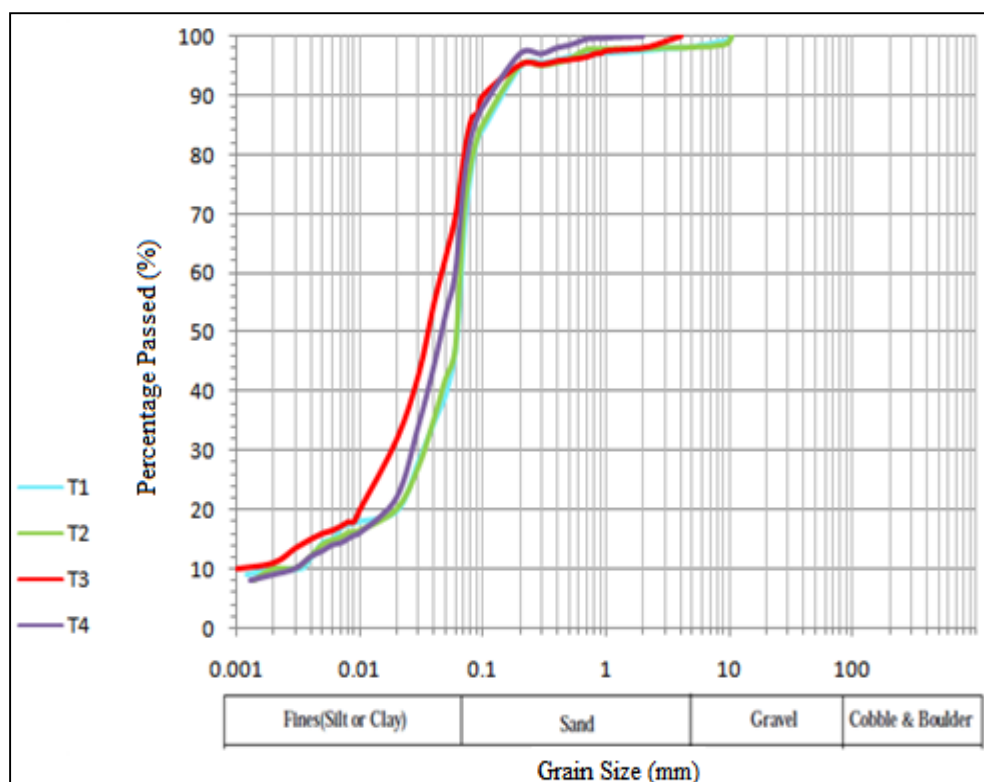
دانه‌بندی در این تحقیق به روش شستشو و بر روی الک شماره ۲۰۰ انجام شد. مقادیر روی الک با روش دانه‌بندی مکانیکی و مقادیر زیر آن با روش هیدرومتری دانه‌بندی شد. برای انجام آزمایش هیدرومتری ۵۰ گرم از نمونه‌ی خاک ریزدانه‌ی عبوری از الک شماره ۲۰۰ جدا و در گرم‌خانه کاملاً خشک شد. سپس ۱۲۵ سی سی محلول رقیق شده‌ی هگزا متا فسفات سدیم برای خنثی کردن بارهای الکتریکی کانی‌های رسی به آن اضافه گردید و برای خیس شدن خاک به مدت ۲۴ ساعت در این حالت باقی گذاشته شد. سپس حجم محلول با آب مقطر به ۱۰۰۰ سی سی رسیده و توسط همزن مکانیکی کاملاً مخلوط گردید. بعد هیدرومتر را درون استوانه قرار داده و در زمان‌های مشخص اعداد هیدرومتر قرائت شد (وفاوئیان، ۱۳۷۴) (شکل ۵-۹).



شکل ۵-۹: آزمایش هیدرومتری

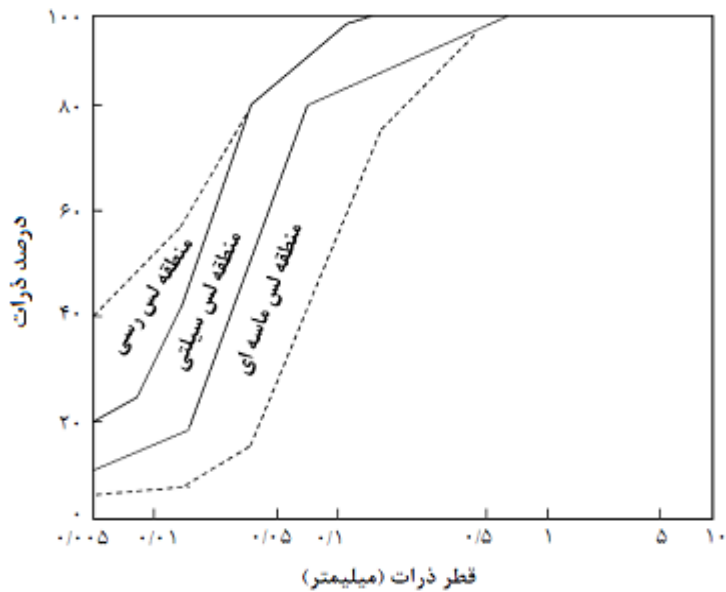
سپس با استفاده از اعداد قرائت شده و دانه‌بندی مقادیر روی الک شماره ۲۰۰ منحنی دانه‌بندی مربوط به نمونه‌ها رسم شد (شکل ۵-۱۰).

طبق منحنی دانه‌بندی، خاک‌های منطقه به طور متوسط دارای ۰ تا ۲/۱ درصد گراول، ۱۳/۸ تا ۲۲/۲ درصد ماسه است و ۷۶/۱ تا ۸۴/۱ درصد آن ریزدانه می‌باشد. در بخش ریز دانه حدود ۱۳ تا ۲۰ درصد رس و ۶۳/۱ تا ۶۴/۱ درصد سیلت است. بر اساس طبقه‌بندی یونیفاید خاک‌های منطقه در گروه ML یعنی سیلت غیر آلی با خاصیت خمیری کم قرار گرفتند.



شکل ۵-۱۰: منحنی دانه‌بندی نمونه‌ها

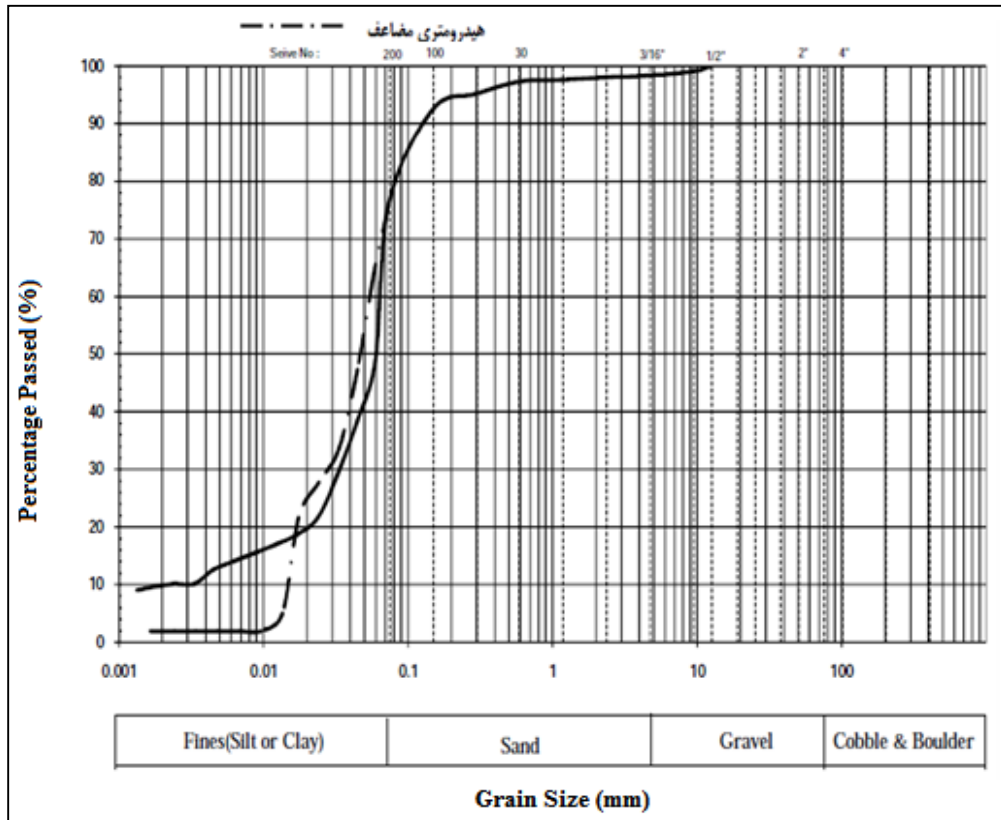
با توجه به منحنی دانه‌بندی و طبق شکل (۵-۱۱) خاک‌های منطقه در گروه لس سیلتی قرار می‌گیرند.



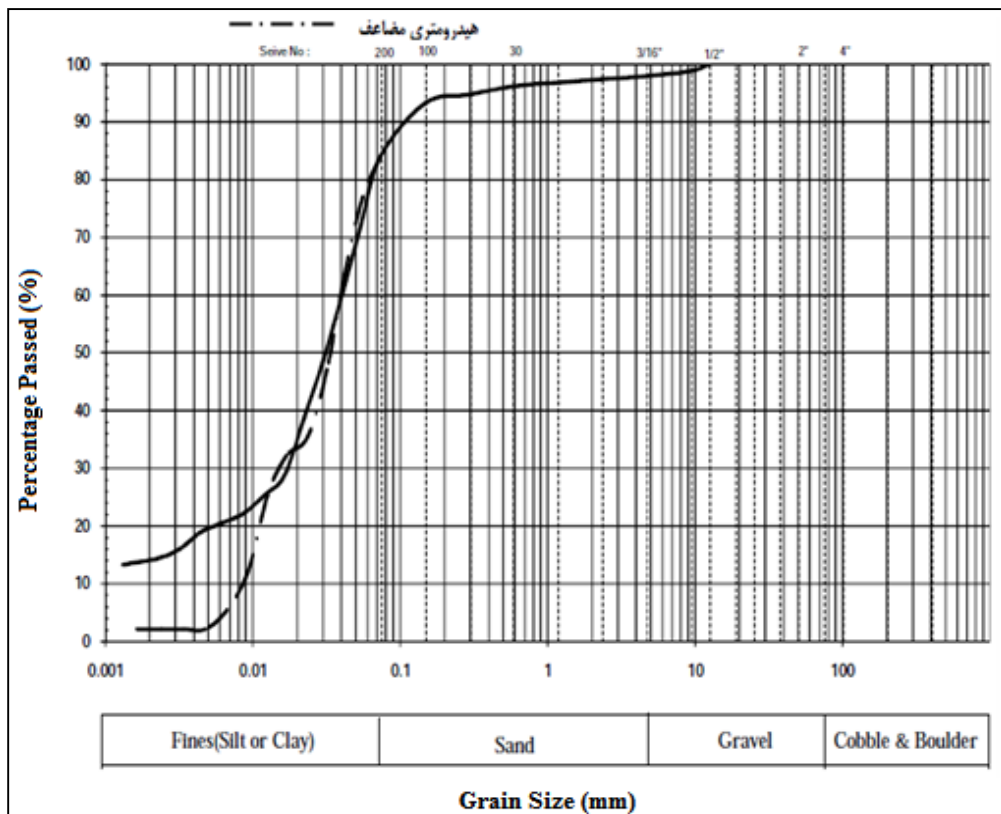
شکل ۵-۱۱: طبقه‌بندی لس‌ها بر اساس منحنی دانه‌بندی (Clevenger, 1959)

۵-۴-۲- آزمایش هیدرومتری دوگانه

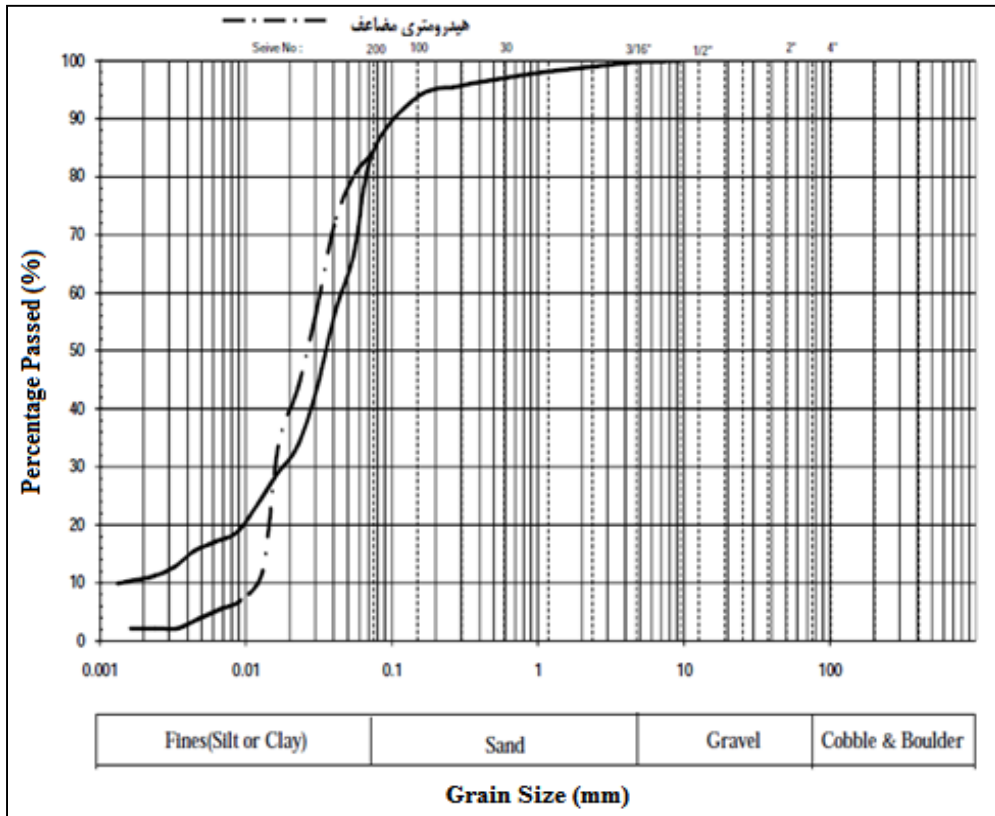
این آزمایش نیز شبیه به آزمایش هیدرومتری است با این تفاوت که در آزمایش هیدرومتری مضاعف از ماده‌ی شیمیایی پراکنده‌ساز و همزن مکانیکی استفاده نمی‌شود (Sherard et al, 1972). این آزمایش برای تعیین واگرا بودن خاک منطقه انجام شد (شکل‌های ۵-۱۲ تا ۵-۱۵). برای تعیین درصد واگرایی در این آزمایش نسبت درصد ذرات کوچکتر از ۰/۰۰۵ میلی‌متر در آزمایش هیدرومتری دوگانه به درصد همین ذرات در آزمایش هیدرومتری محاسبه شد (جدول ۵-۱).



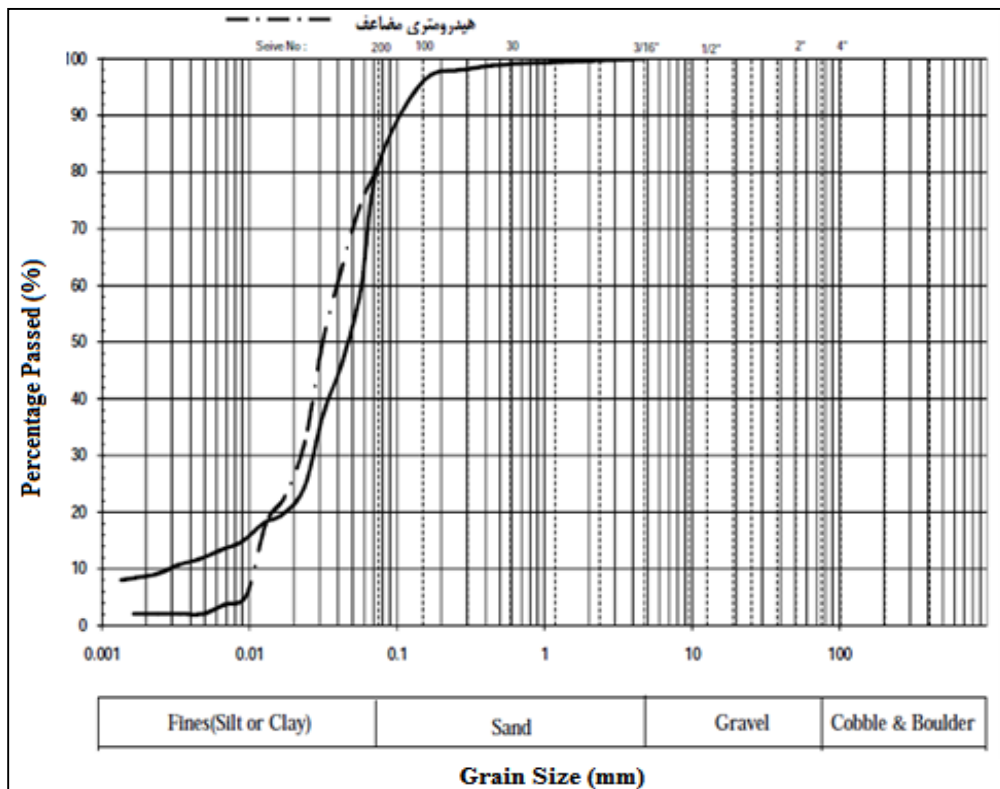
شکل ۵-۱۲: نتیجه آزمایش هیدرومتری دوگانه نمونهی T₁



شکل ۵-۱۳: نتیجه آزمایش هیدرومتری دوگانه نمونهی T₂



شکل ۵-۱۴: نتیجه آزمایش هیدرومتری دوگانه نمونه T3



شکل ۵-۱۵: نتیجه آزمایش هیدرومتری دوگانه نمونه T4

جدول ۵-۱: نتیجه‌ی آزمایش هیدرومتری دوگانه در تعیین واگرایی خاک

نتیجه آزمایش	C/D * ۱۰۰	درصد ذرات ریزتر از	درصد ذرات ریزتر از	عمق (B)	نمونه (A)
		۰/۰۰۵ میلیمتر با ماده پراکنده ساز (D)	۰/۰۰۵ میلیمتر بدون اضافه کردن ماده پراکنده ساز (C)		
غیرواگرا	۱۴/۲	۱۴	۲	۱/۵	T ₁
غیرواگرا	۲۰	۲۰	۴	۱	T ₂
متوسط	۳۷/۵	۱۶	۶	۱/۵	T ₃
متوسط	۳۰/۷	۱۳	۴	۳	T ₄

همان‌طور که مشاهده می‌شود با توجه به آزمایش هیدرومتری دوگانه خاک منطقه در گروه غیرواگرا تا متوسط قرار می‌گیرد (Heinzen & Arulanandan, 1977).

۵-۴-۳- آزمایش تعیین وزن مخصوص

وزن مخصوص خاک توسط آزمایش پیکنومتری تعیین شد. بر این اساس چگالی بخش ریزدانه‌ی خاک منطقه، در محدوده‌ای از ۲/۶۸ تا ۲/۷۲ گرم بر سانتی‌متر مکعب به دست آمد (Dane & Clark Topp, 2002).

۵-۴-۴- آزمایش تعیین حد روانی^۱ و حد خمیری^۲

حد روانی نمونه‌های خاک منطقه با استفاده از این آزمایش برای نمونه‌ی T₁، ۲۱/۹، برای نمونه‌ی T₂، ۲۳/۵، برای نمونه‌ی T₃، ۲۳/۹ و برای نمونه‌ی T₄، ۲۴/۱ درصد به دست آمد (Dane & Clark Topp, 2002).

به دلیل پایین بودن درصد رس خاک منطقه، پلاستیسیته‌ی آن کم بوده و آزمایش تعیین حد خمیری برای آن انجام نشد.

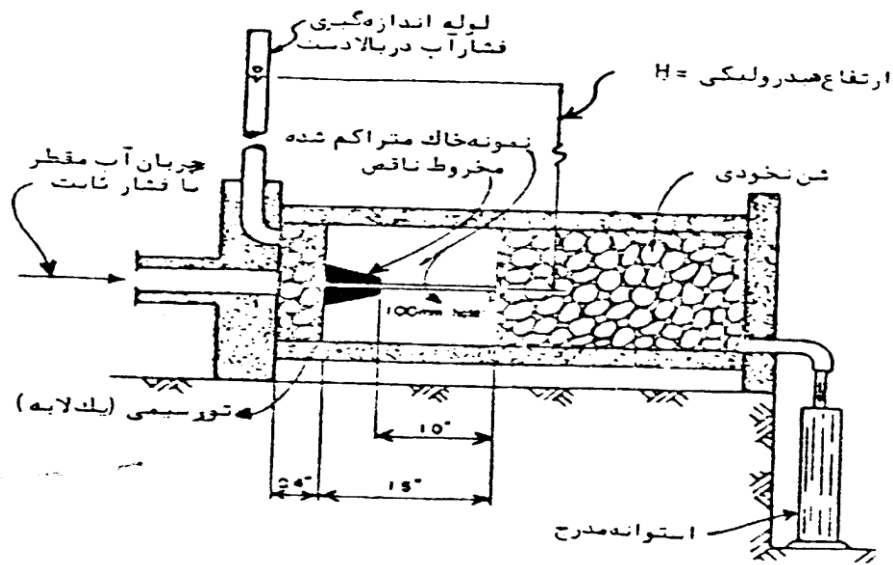
¹ - Liquid Limit

² - Plastic Limit

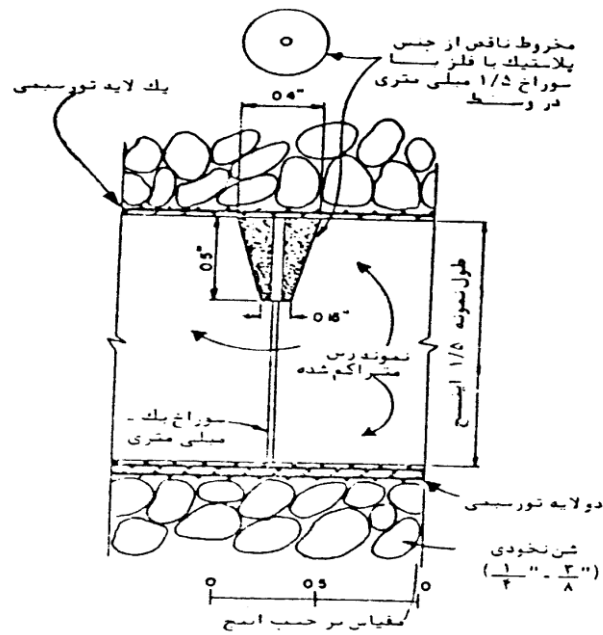
۵-۴-۵- آزمایش پین هول

انگیزه‌ی اصلی ابداع این آزمایش، مدل کردن جریان متمرکز آب در سدهای رسی و مطالعه‌ی آن در آزمایشگاه بوده است. نتایج تحقیقات مختلفی که تا کنون برای شناسایی خاک‌های واگرا انجام شده و یا آبشستگی‌های مشاهده شده در طبیعت نشان داده است که نتایج آزمایش پین هول در اکثر موارد با مشاهدات مذکور هماهنگ بوده است. به همین دلیل در حال حاضر آزمایش پین هول مطمئن‌ترین روش موجود برای ارزیابی پتانسیل واگرایی خاک‌ها به شمار می‌رود (عسکری و فاخر، ۱۳۷۲).

جزئیات وسایل مورد نیاز در این آزمایش در شکل‌های ۵-۱۶ و ۵-۱۷ نشان داده شده است. همان‌طور که قبلاً اشاره شد در این آزمایش یک نمونه‌ی متراکم شده‌ی خاک تحت بارهای آبی مختلف (۵۰، ۱۸۰، ۳۸۰، ۱۰۲۰ میلی‌متر) قرار می‌گیرد، جریان آب از طریق یک مجرای باریک که در داخل نمونه‌ای از خاک با ابعاد معین تعبیه شده است، عبور داده می‌شود و آبشستگی و فرسایش داخلی خاک در سوراخی که در نمونه‌ی خاک ایجاد گردیده بررسی می‌شود. آبی که از داخل نمونه‌های خاک واگرا خارج می‌شود، کدر و دارای ذرات معلق کلوئیدی می‌باشد، اما در نمونه‌های خاک غیرواگرا آب خارج شده از نمونه زلال و شفاف است. در این تحقیق، نمونه‌ی خاک به‌صورت استوانه‌ای به قطر ۳۳ و طول ۳۸ میلی‌متر بوده و جریان آب مقطر از داخل سوراخی به قطر یک میلی‌متر و تحت بار ۵۰، ۱۸۰ و ۳۸۰ میلی‌متر عبور داده شد و سپس میزان شفافیت آب خروجی ارزیابی گردید. شیب هیدرولیکی اعمال شده در این آزمایش از ۲ تا ۱۵ درصد و سرعت جریان از ۳۰ تا ۱۶۰ سانتی‌متر در ثانیه تغییر می‌کند.



شکل ۵-۱۶: شمای کلی دستگاه پین هول (عسکری و فاخر، ۱۳۷۲)



شکل ۵-۱۷: ابعاد نمونه‌ی مورد آزمایش در دستگاه پین هول (عسکری و فاخر، ۱۳۷۲)

طبقه‌بندی واگرایی خاک با استفاده از آزمایش پین هول به ۳ روش A، B و C صورت می‌گیرد. روش A و C نیازمند ارزیابی تیرگی سیال خروجی، اندازه‌ی نهایی سوراخ سوزنی و محاسبه‌ی میزان جریان از طریق این سوراخ هستند تا ویژگی‌های واگرایی خاک را طبقه‌بندی کنند. تمام روش‌ها نتایج یکسانی ارائه می‌دهند، بنابراین هر کدام از آنها می‌توانند برای شناسایی خاک‌های واگرا به کار روند.

در این تحقیق از روش A برای طبقه‌بندی واگرایی خاک استفاده شد که در آن خاک به انواع D_2 ، D_1 ، ND_1 ، ND_2 ، ND_3 و ND_4 تقسیم بندی می‌شود.

اگر اندازه‌ی نهائی سوراخ بیش از دو برابر سوراخ اولیه باشد، خاک در گروه خیلی واگرا (D_1) قرار می‌گیرد.

اگر تحت هد ۵۰ میلی‌متر، آب خروجی به‌طور واضح گل‌آلود باشد و در پایان ۵ دقیقه از ۱ میلی‌لیتر در ثانیه بیشتر نشود، آزمایش ۵ دقیقه دیگر ادامه می‌یابد. اگر در پایان ۱۰ دقیقه آب خروجی هنوز تیره باشد آزمایش متوقف شده و اندازه‌ی سوراخ بررسی می‌گردد. در صورتی که دبی جریان بین ۱ تا $1/3$ میلی‌لیتر در ثانیه باشد خاک واگرا از نوع D_2 می‌باشد.

در صورتی که آب تحت هد ۱۸۰ میلی‌متر کاملاً تیره شد و دبی آب سریعاً به $1/4$ تا $2/7$ میلی‌لیتر در ثانیه افزایش یافت آزمایش متوقف شده و اندازه‌ی سوراخ بررسی می‌گردد. اگر قطر سوراخ بیش از $1/5$ تا ۲ برابر قطر اولیه باشد خاک در گروه کم تا متوسط واگرا (ND_4) طبقه‌بندی می‌شود.

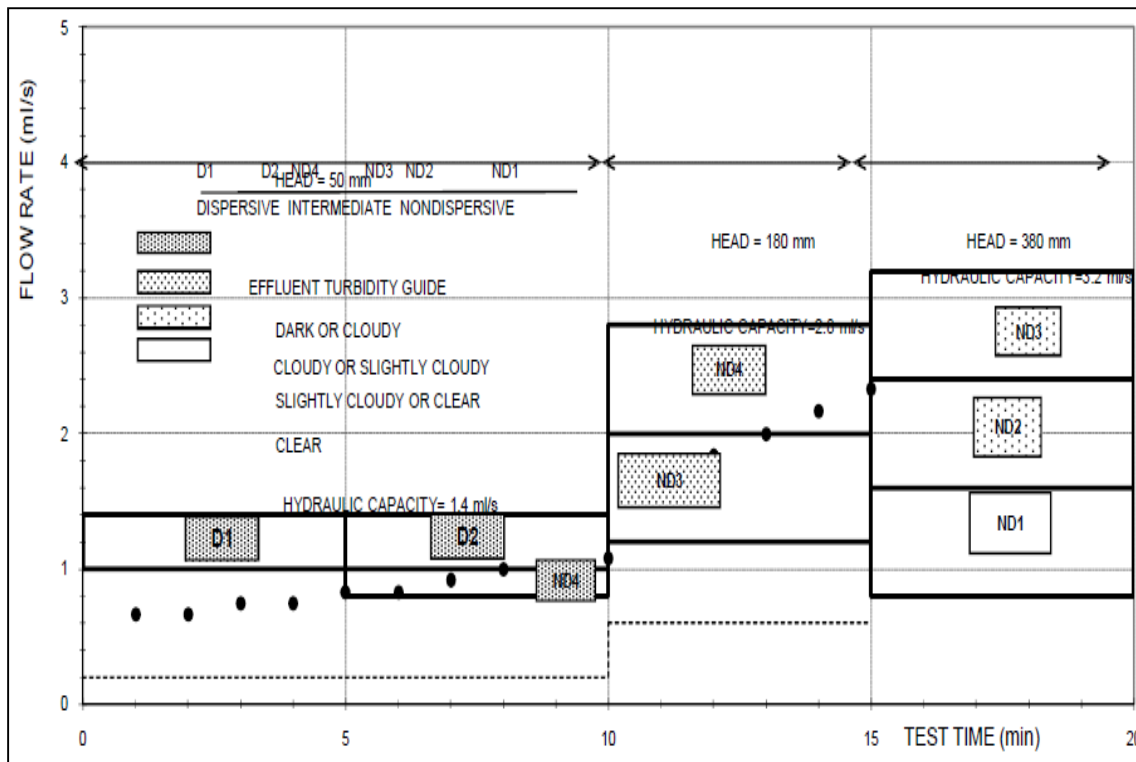
اگر پس از ۵ دقیقه آب خروجی تحت هد ۳۸۰ میلی‌متر شروع به گل‌آلود شدن کرد یا دبی آب خروجی به $1/8$ تا $3/2$ میلی‌لیتر در ثانیه افزایش یافت خاک به عنوان خاک اندکی واگرا (ND_3) طبقه‌بندی می‌شود.

اگر جریان تحت هد ۱۰۲۰ میلی‌متر پس از ۵ دقیقه دارای گل‌آلودگی بسیار اندک باشد یا دبی از ۳ میلی‌لیتر در ثانیه افزایش یابد خاک در گروه غیر واگرا (ND_2) و اگر دبی کمتر از ۳ میلی‌لیتر در ثانیه باشد خاک در گروه غیر واگرا (ND_1) طبقه‌بندی می‌شود و اندازه‌ی حفره‌ی ایجاد شده در نمونه در پایان آزمون در حدود اندازه‌ی سوراخ اولیه خواهد بود.

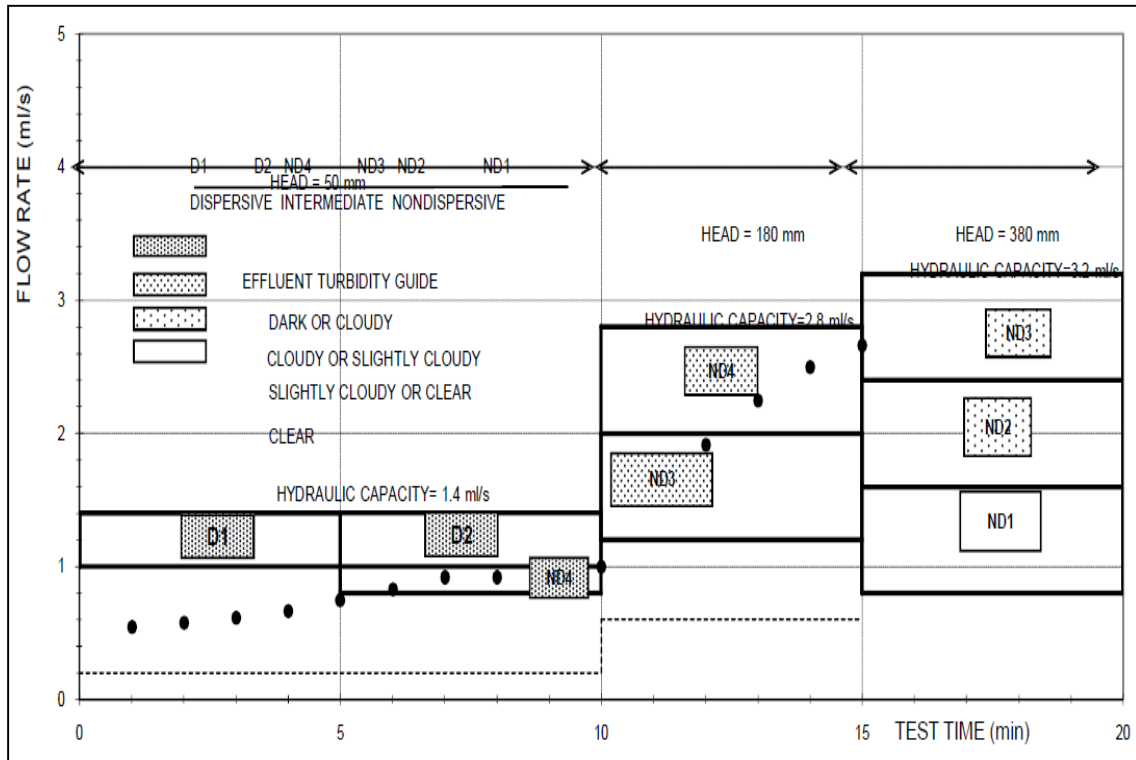
در هر چهار نمونه‌ی آزمایش شده، آب خروجی تحت هد ۱۸۰ میلی‌متر تیره شده و قطر سوراخ ۲ برابر قطر اولیه بود، بنابراین نمونه‌ها کم تا متوسط واگرا هستند. نتایج در جدول (۵-۲) و شکل‌های (۵-۱۸) تا (۵-۲۱) نشان داده شده است.

جدول ۵-۲: نتایج آزمایش بین هول

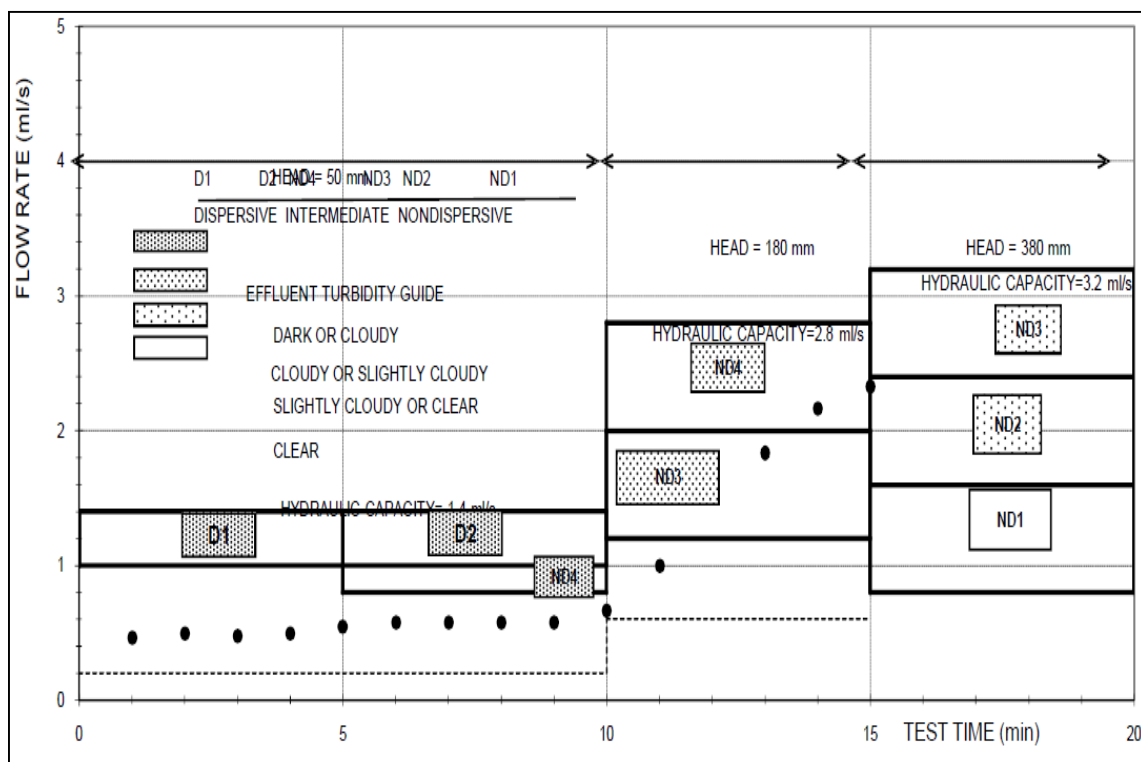
نمونه	T ₁	T ₂	T ₃	T ₄
عمق (m)	۱/۵	۱	۱/۵	۳
دبی خروجی (ml/s)	۲/۳۳	۲/۶۷	۲/۳۳	۲/۱۷
رنگ آب	تیره	تیره	تیره	تیره
گروه	ND ₄	ND ₄	ND ₄	ND ₄



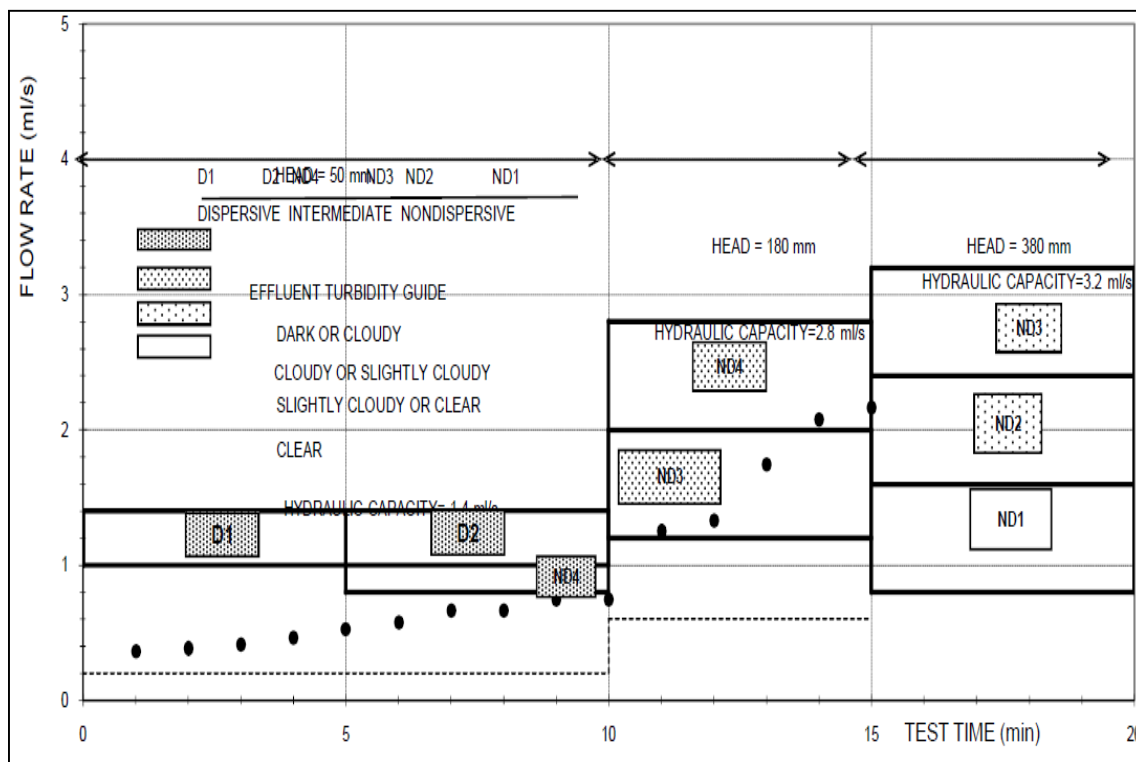
شکل ۵-۱۸: نتیجه‌ی آزمایش بین هول برای نمونه‌ی T₁



شکل ۵-۱۹: نتیجه‌ی آزمایش پین هول برای نمونه‌ی T₂



شکل ۵-۲۰: نتیجه‌ی آزمایش پین هول برای نمونه‌ی T₃



شکل ۵-۲۱: نتیجه‌ی آزمایش پین هول برای نمونه‌ی T4

۵-۴-۶- آزمایش تحکیم مضاعف

با توجه به وقوع گسیختگی در سطح زمین، آزمایش تحکیم مضاعف بر روی نمونه‌ها برای تعیین پتانسیل رمبندگی خاک انجام شد. این آزمایش با شرحی که در قبل به آن اشاره شد، برای هر نمونه دو بار، یکبار بر روی نمونه‌ی کاملاً سست و خشک و یکبار بر روی نمونه پس از یکبار اشباع شدن انجام شد.

این آزمایش در یک تحکیم سنج که ادنومتر نامیده می‌شود، انجام می‌گردد. نمونه‌ی خاک داخل یک حلقه‌ی فلزی قرار داده شده و دو درپوش سنگی متخلخل، یکی در بالا و دیگری در پایین آن قرار داده می‌شود. توسط یک اهرم بارگذاری روی نمونه انجام شده و توسط یک میکرومتر عقربه‌ای میزان فشردگی اندازه‌گیری می‌شود (Jennings & Knight, 1975) (شکل‌های ۵-۲۲، ۵-۲۳ و ۵-۲۴).



شکل ۵-۲۲: ظرف قرارگیری نمونه در دستگاه ادنومتر



شکل ۵-۲۳: قرار دادن نمونه در حلقه فلزی



شکل ۵-۲۴: قرارگیری حلقه فلزی در ظرف مخصوص

در این تحقیق هر بارگذاری تا زمان ثابت شدن میکرومتر حفظ شد و باگذاری تا 2 kg/cm^2 در حالت خشک ادامه یافت. سپس نمونه اشباع شده و تحت همان بار تا ۲۴ ساعت به همان حال رها شد. بعد از ۲۴ ساعت بعد از قرائت میکرومتر بارگذاری طبق روال قبل تا بار 8 kg/cm^2 ادامه یافت (شکل ۵-۲۵).



شکل ۵-۲۵: اندازه‌گیری میزان فشردگی در دستگاه ادنومتر

برای تعیین قابلیت رمبندگی خاک لازم است تغییرات تخلخل نمونه با فشار مورد مطالعه قرار گیرد.

در زیر روش انجام این کار شرح داده می‌شود (داس، ۱۳۷۱؛ رحیمی، ۱۳۷۱):

ابتدا ارتفاع بخش جامد نمونه از رابطه‌ی زیر محاسبه شد:

رابطه (۵-۱۵)

$$H_s = \frac{W_s}{AG_s \gamma_w}$$

که در آن W_s وزن خشک نمونه، A سطح مقطع نمونه، G_s چگالی دانه‌ها و γ_w وزن مخصوص آب است.

سپس ارتفاع اولیه حفرات طبق رابطه‌ی زیر به دست آمد:

رابطه (۵-۱۶)

$$H_v = H - H_s$$

در این رابطه H ارتفاع اولیه‌ی نمونه است.

در مرحله‌ی بعد نسبت تخلخل اولیه‌ی نمونه محاسبه شد:

رابطه (۵-۱۷)

$$e_0 = \frac{V_v}{V_s} = \frac{H_v \cdot A}{H_s \cdot A} = \frac{H_v}{H_s}$$

برای اولین بارگذاری که باعث تغییر شکل می‌شود، تغییرات نسبت تخلخل Δe_1 محاسبه شد:

رابطه (۵-۱۸)

$$\Delta e_1 = \frac{\Delta H_1}{H_s}$$

ΔH_1 از اختلاف اولین و آخرین قرائت مربوط به آن بارگذاری محاسبه می‌شود.

نسبت تخلخل جدید نیز طبق رابطه زیر به دست می‌آید:

رابطه (۵-۱۹)

$$e_1 = e_0 - \Delta e_1$$

برای بارگذاری‌های بعدی که باعث تغییر شکل اضافی می‌شود، نسبت تخلخل در انتهای تحکیم به

صورت زیر محاسبه می‌شود:

رابطه (۵-۲۰)

$$e_n = e_{n-1} - \frac{\Delta H_2}{H_s}$$

با به دست آوردن میزان تخلخل در هر بارگذاری منحنی e در مقابل $\log p$ رسم و با توجه به منحنی

به دست آمده و رابطه‌ی $I_c = (\Delta e / (1 + e_0)) 100$ پتانسیل فروریزش برای هر بارگذاری محاسبه شد و در

نهایت برای به دست آوردن پتانسیل فروریزش کل، پتانسیل فروریزش قبل از اشباع شدن از پتانسیل

فروریزش بعد از اشباع شدن تحت بار مشابه کم شد. نتایج مربوط به میزان فشار، نسبت تخلخل،

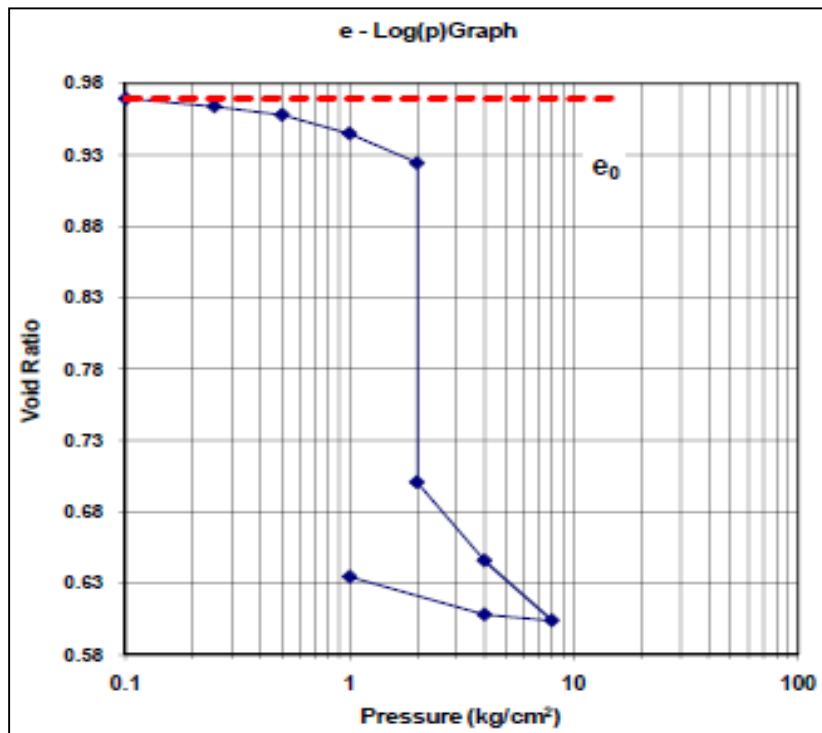
میزان تغییر ضخامت و در نهایت پتانسیل فروریزی برای هر بارگذاری در جدول‌های (۵-۳) تا (۵-۱۰)

و همچنین منحنی نسبت تخلخل در مقابل لگاریتم فشار تجمعی برای هر نمونه در شکل‌های (۵-۲۶) تا (۵-۳۳) آورده شده است.

جدول ۵-۳: پتانسیل فروریزی نمونه T_1 ، نمونه‌ی خشک

	Pressure (Kg/cm ²)	Void Ratio e	Settlement mm	Strain %
Natural Moisture	0	0.969	0	0
	0.25	0.964	0.06	0.29
	0.5	0.958	0.12	0.59
	1	0.945	0.25	1.25
	2	0.924	0.46	2.29
Saturation	2	0.701	2.73	13.65
	4	0.646	3.29	16.43
	8	0.604	3.71	18.56
	4	0.608	3.67	18.35
	1	0.635	3.40	17.00

Collapse Potential (ic) = 1.4

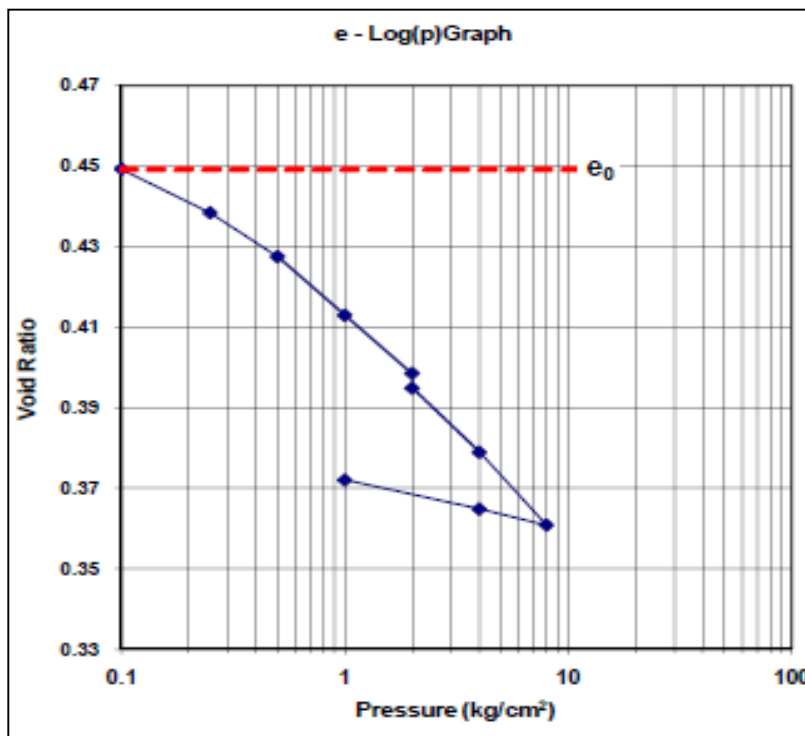


شکل ۵-۲۶: منحنی e در برابر $\log p$ نمونه T_1 ، نمونه‌ی خشک

جدول ۴-۵: پتانسیل فروریزی نمونه‌ی T_1 پس از یکبار اشباع شدن

	Pressure (Kg/cm ²)	Void Ratio e	Settlement mm	Strain %
Natural Moisture	0	0.449	0	0
	0.25	0.438	0.15	0.75
	0.5	0.427	0.30	1.50
	1	0.413	0.50	2.50
	2	0.398	0.70	3.50
Saturation	2	0.395	0.75	3.75
	4	0.379	0.97	4.85
	8	0.361	1.22	6.10
	4	0.365	1.17	5.83
	1	0.372	1.07	5.33

Collapse Potential (i_c) = 0.25

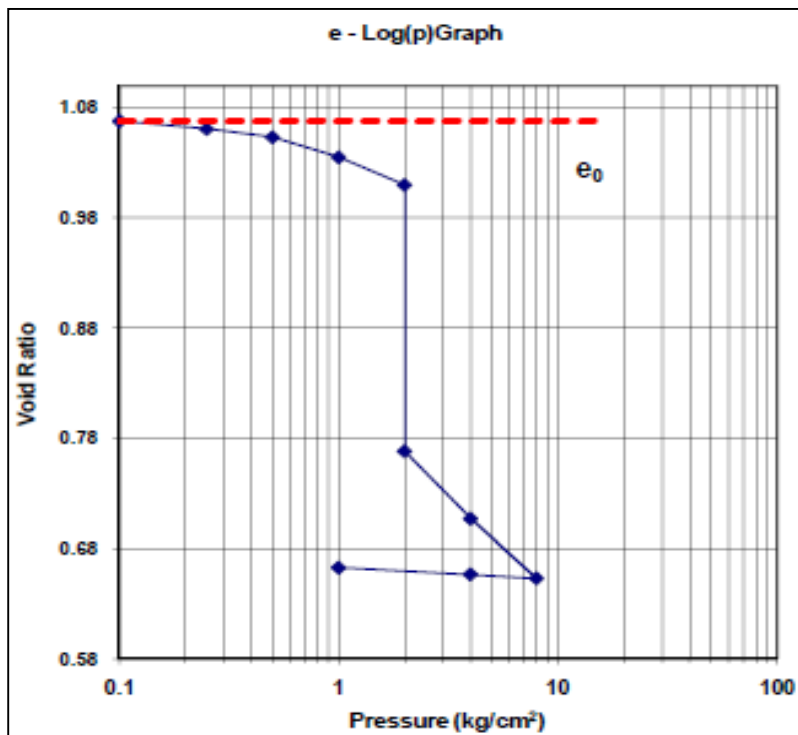


شکل ۴-۵: منحنی e در برابر $\log p$ نمونه‌ی T_1 ، پس از یکبار اشباع شدن

جدول ۵-۵: پتانسیل فروریزی نمونه‌ی T₂، نمونه‌ی خشک

	Pressure (Kg/cm ²)	Void Ratio e	Settlement mm	Strain %
Natural Moisture	0	1.068	0	0
	0.25	1.061	0.07	0.35
	0.5	1.053	0.14	0.72
	1	1.035	0.32	1.59
	2	1.010	0.56	2.81
Saturation	2	0.768	2.90	14.50
	4	0.707	3.49	17.45
	8	0.653	4.02	20.08
	4	0.657	3.98	19.90
	1	0.663	3.92	19.60

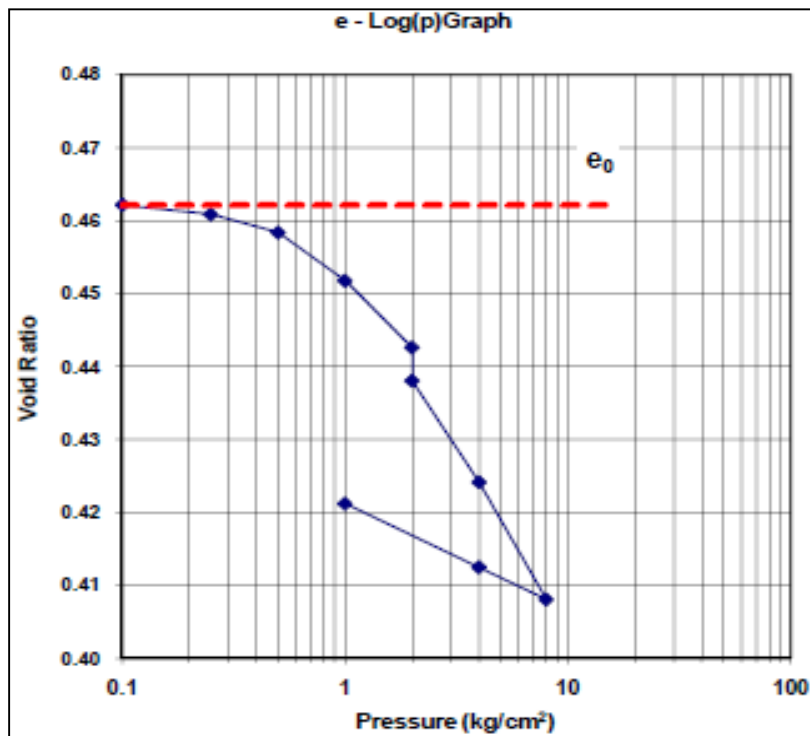
Collapse Potential (I_c) = 11.7



شکل ۵-۲۸: منحنی e در برابر log p نمونه‌ی T₂، نمونه‌ی خشک

جدول ۵-۶: پتانسیل فروریزی نمونه‌ی T₂ پس از یکبار اشباع شدن

	Pressure (Kg/cm ²)	Void Ratio e	Settlement mm	Strain %	Collapse Potential (I _c) = 0.31
Natural Moisture	0	0.462	0	0	
	0.25	0.461	0.02	0.09	
	0.5	0.458	0.05	0.26	
	1	0.452	0.14	0.71	
	2	0.443	0.27	1.34	
Saturation	2	0.438	0.33	1.65	
	4	0.424	0.52	2.60	
	8	0.408	0.74	3.70	
	4	0.412	0.68	3.40	
	1	0.421	0.56	2.80	

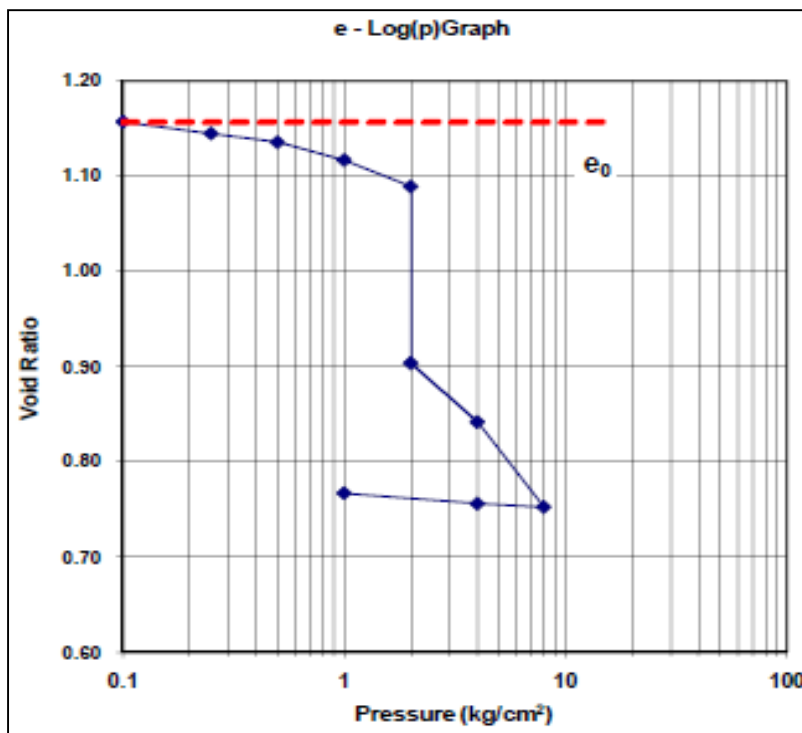


شکل ۵-۲۹: منحنی e در برابر log p نمونه‌ی T₂ پس از یکبار اشباع شدن

جدول ۵-۷: پتانسیل فروریزی نمونه‌ی T₃، نمونه‌ی خشک

	Pressure (Kg/cm ²)	Void Ratio e	Settlement mm	Strain %
Natural Moisture	0	1.157	0	0
	0.25	1.145	0.11	0.56
	0.5	1.136	0.20	0.98
	1	1.117	0.37	1.86
	2	1.089	0.63	3.15
Saturation	2	0.903	2.35	11.75
	4	0.842	2.92	14.60
	8	0.752	3.75	18.75
	4	0.756	3.72	18.58
	1	0.767	3.62	18.08

Collapse Potential (I_c) = 8.61

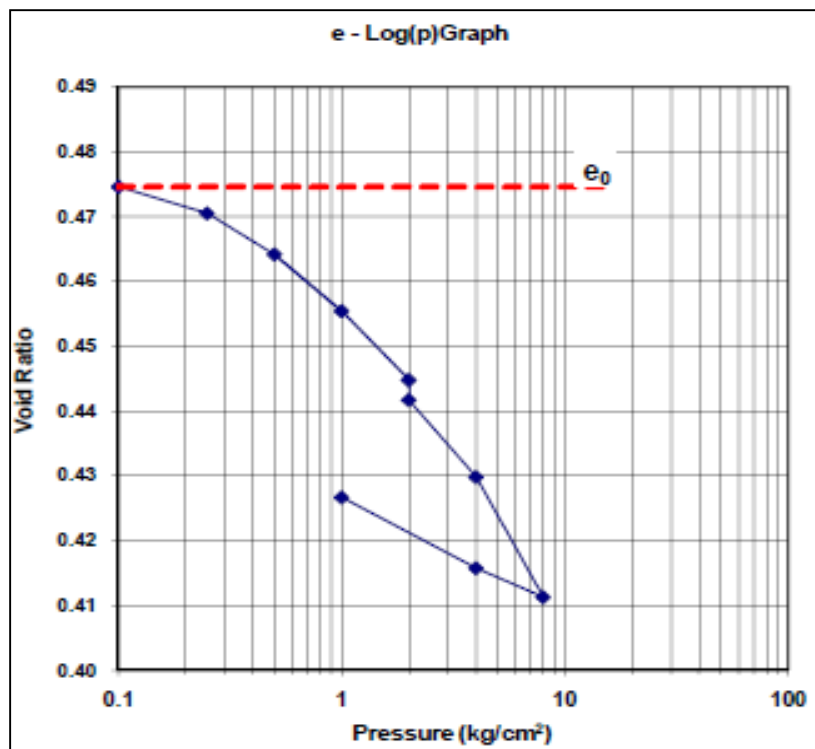


شکل ۵-۳۰: منحنی e در برابر log p نمونه‌ی T₃، نمونه خشک

جدول ۵-۸: پتانسیل فروریزی نمونه‌ی T₃ پس از یکبار اشباع شدن

	Pressure (Kg/cm ²)	Void Ratio e	Settlement mm	Strain %
Natural Moisture	0	0.475	0	0
	0.25	0.470	0.06	0.28
	0.5	0.464	0.14	0.71
	1	0.455	0.26	1.30
	2	0.445	0.40	2.02
Saturation	2	0.442	0.44	2.23
	4	0.430	0.60	3.04
	8	0.411	0.85	4.29
	4	0.416	0.79	3.99
	1	0.427	0.64	3.25

Collapse Potential (I_c) = 0.21

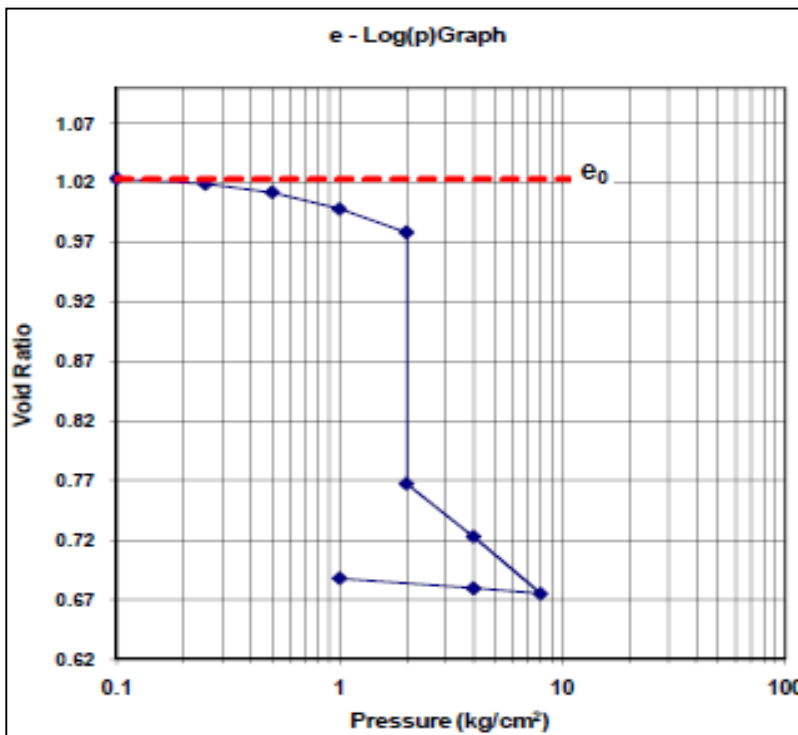


شکل ۵-۳۱: منحنی e در برابر log p نمونه‌ی T₃ پس از یکبار اشباع شدن

جدول ۵-۹: پتانسیل فروریزی نمونه‌ی T₄، نمونه خشک

	Pressure (Kg/cm ²)	Void Ratio e	Settlement mm	Strain %
Natural Moisture	0	1.024	0	0
	0.25	1.019	0.04	0.22
	0.5	1.012	0.12	0.58
	1	0.998	0.25	1.26
	2	0.978	0.45	2.24
Saturation	2	0.767	2.53	12.67
	4	0.723	2.97	14.87
	8	0.675	3.45	17.23
	4	0.680	3.40	17.00
	1	0.688	3.32	16.60

Collapse Potential (I_c) = 10.4

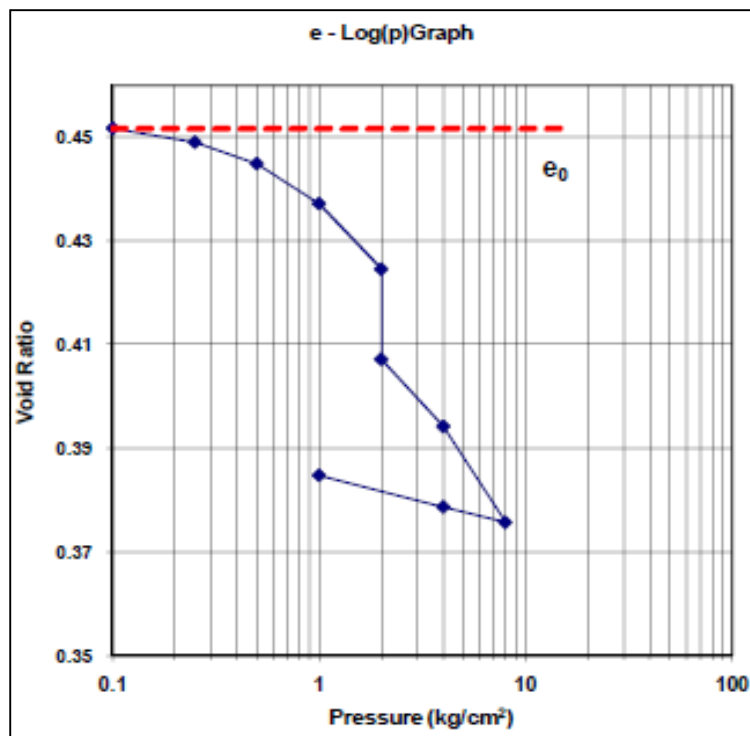


شکل ۵-۳۲: منحنی e در برابر log p نمونه‌ی T₄، نمونه خشک

جدول ۵-۱۰: پتانسیل فروریزی نمونه‌ی T₄ پس از یکبار اشباع شدن

	Pressure (Kg/cm ²)	Void Ratio e	Settlement mm	Strain %
Natural Moisture	0	0.452	0	0
	0.25	0.449	0.04	0.18
	0.5	0.445	0.09	0.47
	1	0.437	0.20	1.00
	2	0.425	0.37	1.87
Saturation	2	0.407	0.61	3.07
	4	0.394	0.79	3.96
	8	0.376	1.05	5.23
	4	0.379	1.01	5.03
	1	0.385	0.92	4.61

Collapse Potential (I_c) = 1.21



شکل ۵-۳۳: منحنی e در برابر log p نمونه‌ی T₄ پس از یکبار اشباع شدن

جدول (۱۱-۵) نتیجه‌ی نهایی این آزمون را برای نمونه‌ی کاملاً خشک و همان نمونه پس از یکبار اشباع شدن نشان می‌دهد.

جدول ۱۱-۵: نتایج نهایی آزمایش تحکیم مضاعف

نمونه	T ₁	T ₂	T ₃	T ₄
عمق	۱/۵	۱	۱/۵	۳
I _c برای نمونه‌ی کاملاً خشک	۱۱/۴	۱۱/۷	۸/۶۱	۱۰/۴
I _c برای نمونه پس از یکبار اشباع شدن	۰/۲۵	۰/۳۱	۰/۲۱	۱/۲۱

همان‌طور که مشاهده می‌شود خاک منطقه بر اساس معیار ASTM و جدول (۳-۲) در اولین اشباع شدگی خود دارای قابلیت رمبندگی شدید می‌باشد اما در اشباع شدگی‌های بعدی رمبندگی کمی دارد.

فصل هشتم

نتیجہ گیری و پیشہاوا

۶-۱- مقدمه

در محدوده‌ی میدان گازی خانگیران بروز شکستگی و ترک سطحی و همچنین ایجاد کانال‌های فرسایشی عمیق که ضمن از بین بردن پوشش گیاهی و افزایش خطر سیل‌خیزی مشکلاتی را برای جاده‌ی دسترسی و سایر تأسیسات چاه‌های گاز ایجاد نموده است و ممکن است بعدها باعث نشست سطحی زمین شود، باعث نگرانی مسئولان در رابطه با ناپایداری منطقه شده است. بنابراین در این تحقیق به بررسی علل اصلی ایجاد ترک‌ها و کانال‌های فرسایشی پرداخته شده است.

متأسفانه به دلیل عدم وجود ایستگاه‌های GPS و همچنین عدم دسترسی به تصاویر ماهواره‌ای رادار امکان بررسی نشست زمین در منطقه توسط این ابزار میسر نشد.

برای بررسی علت ایجاد گسیختگی در منطقه، ابتدا منطقه از نظر پتانسیل وقوع فرسایش پهنه‌بندی شد، سپس در محل وقوع گسیختگی ترانسه زنی شد و نمونه‌هایی از خاک منطقه برای تعیین واگرایی و رمبندگی آنها به آزمایشگاه منطبق شده و آزمایش‌های لازم بر روی آنها انجام شد.

۶-۲- تهیه‌ی نقشه‌ی پهنه‌بندی پتانسیل فرسایش

برای پهنه‌بندی پتانسیل فرسایش منطقه و تعیین مناطق با حساسیت بالا به فرسایش از نرم‌افزار GIS و روش تحلیل سلسله مراتبی استفاده شد. بر اساس نقشه‌ی به دست آمده فرسایش‌پذیرترین مناطق در محدوده‌ی مطالعاتی مناطق پرشیب متمرکز در آبراه‌ها، نزدیک به جاده‌ها و تأسیسات و مناطق با پوشش لسی می‌باشد که برای پایدارسازی این مناطق باید ضمن اعمال مدیریت صحیح، از طرح‌های حفاظت خاک و جلوگیری از فرسایش استفاده کرد.

۶-۳- ارزیابی پتانسیل رمبندگی خاک

همان‌طور که در فصل دوم اشاره شد خاک‌های ناپایدار به دو گروه خاک‌های رمبنده و خاک‌های واگرا تقسیم می‌شوند. افزایش رطوبت در اثر بارندگی و سیلاب باعث ایجاد گسیختگی در خاک‌های ناپایدار

می‌شود. در بررسی‌های انجام شده مشخص شد که خاک منطقه لسی است و وجود در صد بالای سیلت (۶۳/۱ تا ۶۴/۱٪) در لس‌های منطقه باعث حساسیت زیاد آن به فرسایش شده است.

آزمایش تعیین رمبندگی نشان داد که خاک منطقه در اولین اشباع شدگی خود رمبندگی شدید از خود نشان می‌دهد و دچار فروریزش شده و باعث ایجاد شکستگی در سطح زمین می‌شود اما در اشباع شدگی‌های بعدی به دلیل اینکه در اشباع شدگی اولیه به حالت پایدار می‌رسد رمبندگی اندکی دارد. اما بارندگی‌های بعدی می‌تواند باعث فرسایش زیرسطحی و گسترش گسیختگی شود.

آزمایش‌های واگرایی نشان داد که خاک در گروه متوسط واگرا قرار دارد و شسته شدن رس‌ها می‌تواند در میزان رمبندگی خاک مؤثر باشد. با توجه به نتایج آزمایش‌های انجام شده علت اصلی نشست زمین ریزش خاک‌های رمبنده می‌باشد و مکانیزم آن به صورت زیر است:

رواناب حاصل از بارندگی‌ها به زمین نفوذ کرده و با حمل رس‌ها و حل مواد نمکی و سیمان بین ذرات، ساختمان خاک را به هم می‌زند. این به هم ریختگی باعث جدا شدن ذرات سیلت و ماسه و در نهایت فرو ریختن آنها می‌شود. همچنین حرکت آب در جهت شیب زمین باعث به وجود آمدن حفره‌ها و کانال‌های زیرسطحی در راستای شیب زمین می‌شود و ریزش لایه‌های بالایی در این کانال‌ها باعث ایجاد گسیختگی در سطح زمین می‌شود. این گسیختگی‌ها در بارندگی‌های بعدی به عنوان زهکش عمل کرده و باعث نفوذ بیشتر آب به زمین و افزایش فرسایش زیرسطحی و در نتیجه افزایش گسیختگی‌ها می‌شود و طی بارندگی‌های شدید به صورت کانال‌های فرسایشی عمیق در می‌آیند.

۴-۶- پیشنهادها

- ۱- هر چند نتایج حاصل از این تحقیق نشان می‌دهد که فرونشست‌های مشاهده شده در منطقه‌ی خانگیران نتیجه‌ی استخراج گاز نمی‌باشد. لیکن جهت ارزیابی دقیق‌تر فرونشست ناحیه‌ای زمین در اثر استخراج گاز پیشنهاد می‌گردد در مطالعات بعدی امکان دسترسی به داده‌های ماهواره‌ای رادار فراهم گردد. همچنین در مطالعات بعدی ترانشه‌های بیشتری در سایر نقاط حفر شده و آزمایش‌های لازم بر روی نمونه‌های خاک انجام شود.

- ۲- با توجه به نتایج حاصل از این تحقیق، پیشنهاد می‌گردد شرکت نفت مناطق مرکزی در هنگام احداث تأسیسات در منطقه‌ی خانگیران نکات زیر را مد نظر قرار دهد:
- حتی‌المقدور از احداث تأسیسات در نقاط فرسایشی شدید و شیب‌دار اجتناب نماید.
 - در صورت لزوم احداث تأسیسات در نقاط دارای فرسایش، خاکبرداری لازم جهت برداشتن لایه‌های ناپایدار و فرسایشی بالائی انجام گردد.
 - به مسئله‌ی زهکشی و انتقال آب‌های سطحی به خارج از محوطه‌ی تأسیسات توجه کافی مبذول گردد.
 - از انجام اقداماتی که منجر به تشدید فرسایش می‌گردد، از جمله تخریب پوشش گیاهی حتی‌المقدور اجتناب گردد.

منابع مورد استفاده

آخوندزاده م، (۱۳۸۴)، "نمایش نشست زمین در اثر استخراج مواد نفتی با استفاده از روش SAR اینترفرومتری در سنجش از دور"، همایش ژئوماتیک

آقنابتی س. ع، (۱۳۸۵)، "زمین شناسی ایران"، چاپ دوم، تهران، سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدن، ص ۵۸۶

ابراهیمی ف، (۱۳۸۹)، پایان نامه ارشد: "مکانیابی محل مناسب تغذیه مصنوعی در شهرستان شاهرود"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ص ۱۰۵

اجل لوئیان ر. و بهادران ب، (۱۳۷۷)، "ارتباط نوسانات آب‌های زیرزمینی با زمین‌لغزش، نشست و ترک‌های سطحی زمین (بررسی موارد عینی)"، فشرده مقالات دومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ص ۲۷-۳۵.

افشار حرب ع، (۱۳۷۳)، "زمین شناسی کپه داغ"، سازمان زمین شناسی کشور، ص ۲۷۵.

اوریا ا، (۱۳۸۳)، پایان نامه ارشد: "مدل‌بندی نشست زمین در اثر بارگذاری متناوب ناشی از نوسانات سطح آب زیرزمینی با روش اجزاء محدود"، دانشکده فنی-بخش عمران، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ص ۱۳۲.

بهرامی ک، نیکودل م. ر. و حافظی‌مقدس ن، (۱۳۸۹)، "بررسی خصوصیات زمین شناسی مهندسی خاک‌های لسی شمال کلاله در استان گلستان"، چهاردهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه ارومیه.

جباری ا. و طالب پور د، (۱۳۸۵). "ارزیابی حساسیت نواحی بالادست سد مهاباد به فرسایش با استفاده

از سنجش از دور و GIS" فصل‌نامه‌ی علوم زمین، سال شانزدهم، شماره ۶۲.

حافظی مقدس ن، (۱۳۹۰)، "زمین شناسی مهندسی"، چاپ اول، انتشارات آرسس، مشهد، ص

۴۸۸

خادمی و، (۱۳۸۸)، پایان نامه ارشد: "بررسی توزیع شکستگی ها در سازند مزدوران، تاقدیس خانگیران"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه آزاد اسلامی شاهرود.

خواجه م، (۱۳۸۱)، رساله‌ی دکتری: "بررسی رسوب شناسی، محیط رسوبی و رسوب زایی نهشته‌های کواترنر حوضه گرگانرود (یل چشمه و قوری چای)"، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات.

داس ب. م، (۱۳۷۱)، "اصول مهندسی ژئوتکنیک" جلد اول - مکانیک خاک، ترجمه شاپور طاحونی، چاپ اول، انتشارات مترجم، تهران، ص ۶۸۶.

داس ب. م، (۱۳۷۲)، "اصول مهندسی ژئوتکنیک" جلد دوم - مهندسی پی، ترجمه شاپور طاحونی، چاپ دوم، دانشگاه صنعتی امیرکبیر، تهران، ص ۹۹۲.

رحمانیان د، (۱۳۶۴)، "نشست زمین و ایجاد شکاف بر اثر تخلیه آب‌های زیرزمینی کرمان" مجله‌ی آب، شماره ۵.

رحیمی ح، (۱۳۷۱)، "مکانیک خاک"، چاپ اول، انتشارات قائم، تهران، ص ۵۲۲.

رنجبر م. و سید عبدالهی م، (۱۳۸۹)، "نقش لندفرم ها در فرسایش پذیری (مطالعه موردی حوضه حسنجون)"، فصل‌نامه‌ی جغرافیای طبیعی، سال سوم، شماره‌ی ۷، ص ۶۷ - ۷۷.

سازمان جهاد کشاورزی خراسان رضوی، (۱۳۸۵)، "سیمای کشاورزی شهرستان سرخس در سال ۱۳۸۴"، مدیریت جهاد کشاورزی شهرستان سرخس واحد طرح و برنامه.

سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی، (۱۳۸۳)، "فرونشست و پیامدهای نامطلوب آن در جهان و ایران"، مدیریت زمین شناسی مهندسی و زیست محیطی گروه زمین شناسی مهندسی.

شادفر ص، یمانی م، قدوسی ج. و غیومیان ج، (۱۳۸۶)، "پهنه‌بندی خطر زمین لغزش با استفاده از روش تحلیل سلسله مراتبی (مطالعه موردی: حوضه آبخیز چاکلرود تنکابن)"، "مجله‌ی پژوهش و سازندگی در منابع طبیعی، شماره ۷۵، ص ۱۱۸-۱۲۶"

شرکت بررسی منابع آب، (۱۳۸۵)، "گزارش هیدرولوژی و هواشناسی مربوط به طرح آبخیزداری فاز دو شهری مشهد".

شرکت مهندسی و خدمات نفت کاو ژرف، (۱۳۸۷)، "مطالعه جامع میادین خانگیران و گنبدلی".

شریفی ر، (۱۳۸۴)، "ارزیابی و تعیین میزان فرسایش پذیری حوضه‌های آبخیز شمال غرب شهرستان دامغان"، چهارمین کنفرانس زمین شناسی مهندسی و محیط زیست ایران، ص ۱۰۷۸-۱۰۸۶، دانشگاه تربیت مدرس.

شفیعی ثابت ب، (۱۳۷۳)، پایان نامه ارشد: "مدل کردن نشست منطقه‌ای زمین در اثر پائین رفتن سطح آب‌های زیرزمینی"، دانشکده فنی - بخش عمران، دانشگاه شهید باهنر کرمان.

شمشکی ا، بلوچی م. ج. و انتظام سلطانی ا، (۱۳۸۳)، "فرونشست زمین در دشت تهران و عوامل مؤثر در شکل گیری آن"، گروه زمین شناسی مهندسی، سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور.

عالمی ا، (۱۳۷۷)، پایان نامه ارشد: "بررسی علل نشست زمین در دشت یزد- اردکان"، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه تربیت مدرس.

عبدی پ، (۱۳۸۲)، "پهنه بندی اولویت و پتانسیل شدت فرسایش در اراضی حوضه آبخیز زنجانرود با استفاده از GIS"، مجموعه مقالات همایش ژئوماتیک.

عسکری ف. ا. و فاخر ع، (۱۳۷۲)، "تورم و واگرایی خاکها از دیدگاه مهندس ژئوتکنیک"، انتشارات جهاد دانشگاهی دانشگاه تهران، تهران، ص ۲۴۵.

عطائی م، (۱۳۸۹)، "تصمیم گیری چند معیاره"، چاپ اول، انتشارات دقت، شاهرود: دانشگاه صنعتی شاهرود، ص ۳۳۳.

علیاری ع، (۱۳۸۱)، پایان نامه ارشد: "بررسی علل گسیختگی های زمین در گستره نیروگاه شهید مفتح همدان"، دانشکده علوم- گروه زمین شناسی، دانشگاه تربیت معلم.

غفوری م. و موسوی مداح س. م، (۱۳۸۹)، "بررسی اثرات نشست زمین بر گسیختگی لوله های جدار چاه های آب در دشت مشهد و ارائه راهکارهای مناسب"، پنجمین کنگره ملی مهندسی عمران. دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد.

فرج زاده م. و سبحانی ب، (۱۳۷۷)، "پهنه بندی قابلیت فرسایش خاک بر اساس مدل پسیاک اصلاح شده (MPSIAC) در حوضه آبریز «آق لاقان چای» با استفاده از تکنولوژی سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی "نشریه مدرس، شماره ۸، ص ۱۵۰-۱۶۷.

فیض نیا س، شریفی ف. و زارع م، (۱۳۸۲) "حساسیت سازندها به فرسایش در حوضه آبخیز چناب ورامین"، نشریه ی پژوهش و سازندگی در منابع طبیعی، شماره ی ۶۱، ص ۳۸-۳۳.

کیومرثی ک، (۱۳۸۱)، پایان نامه ارشد: "مدل بندی نشست زمین در اطراف یک چاه پمپاژ به کمک روش اجزاء محدود"، دانشکده فنی- بخش عمران، دانشگاه شهید باهنر کرمان.

لشکری پور غ. ر، غفوری م. و رستمی بارانی ح. ر، (۱۳۸۷)، "بررسی علل تشکیل شکاف ها و فرونشست زمین در غرب دشت کاشمر"، مجله مطالعات زمین شناسی، جلد ۱، شماره ۱، ص ۹۵-۱۱۱.

لشکری پور غ. ر، غفوری م. و کاظمی گیلان ر، (۱۳۸۷)، "بررسی نشست زمین در دشت نیشابور و ارتباط آن با افت سطح آب‌های زیرزمینی"، شرکت آب منطقه‌ای خراسان رضوی، کمیته‌ی تحقیقات

محمدی آ، (۱۳۸۹)، پایان نامه ارشد: "ارزیابی تراکم مخزن و فرونشست سطح میادین هیدروکربوری با استفاده از روش تداخل سنجی تقاضی رادار و مدل سازی‌های ژئومکانیکی: مطالعه موردی میدان نفتی درود"، دانشکده معدن، دانشگاه صنعتی شاهرود.

محمد علیزاده رفیع ب، (۱۳۸۷)، پایان نامه ارشد: "اصلاح خاک‌های رمبنده به روش تزریق (مطالعه موردی راه آهن سمنان- تهران)", دانشکده فنی و مهندسی - گروه عمران، دانشگاه بین المللی امام خمینی.

محمودآبادی م، چرخابی ا. ح، رفاهی ح. و گرجی م، (۱۳۸۴)، "پهنه‌بندی خطر فرسایش در حوضه‌ی آبخیز گل آباد اصفهان با استفاده از مدل MPSIAC و سامانه اطلاعات جغرافیایی" **مجله علوم کشاورزی ایران**، جلد ۳۶، شماره ۲، ص ۵۱۱-۵۲۰.

مزندى م، بهرامی ح، ارومیه‌ای ع. و کلانی م، (۱۳۸۴)، "پهنه بندی فرسایش پذیری با استفاده از GIS مطالعه موردی حوضه آبخیز سد لتیان"، چهارمین کنفرانس زمین شناسی مهندسی و محیط زیست ایران، دانشگاه تربیت مدرس، ص ۱۱۶۸-۱۱۷۹.

مغفوری مقدم ا، (۱۳۸۰)، "زمین شناسی ایران". انتشارات عقیل، تهران، ص ۳۳۶.

ملکی م، احمدی ح، جعفری م، قدوسی ج، آذرنویید ح. و مسیبی م، (۱۳۸۹)، "مدل سازی کمی فرسایش آبی با استفاده از روش تحلیل سلسله مراتبی (مطالعه موردی: حوضه آبخیز سد لتیان)", مجموعه مقالات ششمین همایش ملی علوم مهندسی آبخیزداری و چهارمین همایش ملی

فرسایش و رسوب. گروه مهندسی آبخیزداری دانشکده منابع طبیعی و علوم دریایی دانشگاه تربیت مدرس.

نبوی ح، (۱۳۵۵)، "دیباچه ای بر زمین شناسی ایران"، وزارت صنایع و معادن، سازمان زمین شناسی کشور، ص ۱۰۹.

نقشه‌ی عمومی ۱:۵۰۰۰۰ خانگیران، گنبدلی، سنگسر و آصف آباد، شرکت بهره‌برداری نفت و گاز شرق.

نقشه‌ی زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سرخس- خانگیران، سازمان زمین شناسی کشور.

نقشه‌ی زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مزدوران- شیرتپه، سازمان زمین شناسی کشور.

وفائیان م، (۱۳۷۴)، "آزمایش‌های مکانیک خاک (مستند بر استاندارد BS)"، انتشارات سپاهان با همکاری انتشارات ارکان، اصفهان، ص ۱۵۵.

Ali M. M., (2011), "Identifying and Analyzing Problematic Soils" **Geotech Geol Eng.** Vol 29, pp 343–350.

Al-Rawas A., (2000), "State-of-the-Art Review of Collapsible Soils", Science and Technology, Special Review, pp 115-135.

ASTM, (1993), "**Standard Test Method for Measurement of Collapse Potential of soils**", ASTM Designation D5333-92. Annual Book of ASTM Standards, 4: pp 343-345

Berberian M. and King G. C. P., (1981), "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", Department of Earth Sciences, University of Cambridge, Bullard Laboratories, Madingley Rise, Madingley Road, Cambridge CB3 0EZ, England.

Bouwer H., (1978), "**Ground water Hydrology**", Mc - Graw hill Published. pp 480.

- Catt J. A., (2001), "The agricultural importance of loess" **Earth Science Reviews** , Vol **54**, pp **213- 229**.
- Clevenger W. A., (1959), "Experiences with loess as a foundation material" **Transactions American Society for Civil Engineers**, Vol **123**, pp **51-80**.
- Dane J. H. & Clarke Topp G., (2002). "**Methods of soil analysis: Physical methods**", Soil Science Society of America, PP 1692.
- Denisov N. Y., (1964), "About the nature of high sensitivity of Quick clays" **Osnov. Fudam. Mekh. Grunt**, Vol **5**, pp 5-8.
- Dudley J., (1970), "Review of collapsing soils" **Journal of Soil Mechanics and Foundation Divisions ASCE** , Vol **196**, No **SM3**.
- Feda J., (1988), "Collapse of loess upon wetting" **Engineering Geology**, Vol **25**, pp **263-269**
- Feda J., (1966), "Structural stability of subsidence loess soils from Praha- Dejvice" **Engineering Geology**, Vol **1** , pp **201-219**.
- Fookes P. G. and Best R., (1969), "Consolidation characteristics of some late Pleistocene periodical metastable soils of east Kent" **Quarterly Journal of Engineering Geology**, Vol **2**, pp **103- 128**.
- Fredrich J. T., (2000), "Geomechanical modeling of reservoir compaction, surface subsidence and casing damage at the belridge diatomite field", SPE Reservoir Evaluation and Engineering, pp 348-359.
- Gambardella F. B., (1991), "The Positioning System GPS for Subsidence Control of the Terminal Reach of the Po River" **Fourth International Symposium on Land Subsidence** , no **200**, PP **433-441**.
- Gambolati G., Gatto P. and Riccer G., (1984), "Land Subsidence due to gas/oil removal in layered anisotropic soils by a finite element model" **3- rd Int. Symposium on Land Subsidence, IAHS-AISH Publ**, no **151**,pp **29-41**.

- Ge L., Chan H. Y., Han S. and Rizos C., (2001), "Integrated GPS And Interferometric SAR Techniques For Highly Dense Crustal Deformation Monitoring", Proceedings of the 14th International Technical Meeting of the Satellite Division of The Institute of Navigation, ION GPS, pp 2552-2563, Salt Lake City, UT.
- German F. v. and Soki Y., (1984), "Techniques for prediction of subsidence". Guidebook to studies of land subsidence due to ground-water withdrawal. New York: McGraw- Hill.
- Gibbs H. J., and Bara J. P., (1962), "Predicting surface subsidence from basic soil tests". Denver, Colo. : U.S. Dept. of the Interior, Bureau of Reclamation, Division of Engineering Laboratories.
- Harden J. W., (1990), "Soil Development on Stable Landforms and Implications for landscape Studies" **Geomorphology**, Vol 3, PP 391- 398.
- Heinzen R. T. and Arulanandan K., (1977), "Factors Influencing Dispersive Clays and Methods of Identification", **ASTM STP 623**, PP 202-217.
- Holmgren, G. G. S. and Flanagan. C. P., (1977), "Factors Affecting Spontaneous Dispersion of Soil Materials as Evidenced by the Crumb Test", **ASTM STP 623**, pp 218-239.
- Houzer T., (1988), "Man- induce Land Subsidence", **Review in engineering geology**, Vol VI, The Geological Society of America .
- Jennings J. E. and Knight K., (1975), "A guide to construction or with materials exhibiting additional settelement due to collapse of grain structure", 6th Regional Conferens for Africa On Soil Mechanics and Foundation Engineeringpp, pp 99-105, Durban, South Africa.
- Krijnen H. and De Heus H., (1995), "Application of GPS with sub-centimeter accuracy for Subsidence monitoring", Proceeding of the 15th International symposium of Land Subsidence, The Haque, pp 333-343, Netherland, A.A. Balkema, Rotterdam, Brookfield.

- Li M., Yao W., Li Z., Lio P. and Shen Z., (2010), "Effects of Landforms on The Erosion Rate in a Small Watershed by The ^{137}Cs Tracing Method" **Journal of Environmental Radioactivity**, Vol **101**, No **5**, PP **380- 384**.
- Lin Z. G. and Wang S. J., (1988), "Collapsibility and deformation characteristics of deep-seated loess in China" **Engineering Geology**, Vol **25**, pp **271-282**.
- Lutenegger A. J. and Hallberg G. R., (1988), "Stability of loess" **Engineering Geology**, Vol **25**, pp **247-261**.
- Massonnet D., Rossi M., Carmona C., Adragana F., Pettzer G., Feigl K. and Rabaute T, (1993), "The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry", **Nature** **364**, pp **138-142**.
- Mousavi S. M., El Naggr M. H. and Shmsai A., (2000), "Application of GPS to elvaluate Land Subsidence in Iran". Proceeding of the sixth International Symposium of Land Subsidence , pp 107-112, Ravenna, Italy.
- Nagel N., (2001), "Compaction and subsidence issues within the petroleum industry: From wilmington to ekofisk and beyond" **Physics and Chemistry of the Earth**, Vol **26**, No **1-2**, pp **3-14**.
- Pottgens J. J., (1991), "Land Subsidence Due to Gas Extraction in the Northern part of The Netherlands", Prodeedings of the Fourth International Symposium on Land Subsidence, **IAHS Publ. No. 200**, pp **99-108**.
- Rahn P., (1986), "**Engineering geology: an environmental approach**". Elsevier Science Ltd.
- Sato H. P., Abe K. and Ootaki O, (2003), "GPS measured Land Subsidence in Ojiya city, Niigata Prefecture, Japan" **Engineering Geology** **67**, PP **379-390**.
- Scott. L., (1978), "Subsidence - A review", International Conference on Evaluation and Prediction of Subsidence, pp. 1- 25, American Society of Civil Engineering.
- Sherard J. L., Dunnigan L. P. and Decker R. S., (1977), "Som Engineering Problems whit Dispersive Clays", **ASTM STP 623**, pp **3-12**.

Sherard J. L., Ryker N. L. and Decker R. S., (1972), "Piping in Earth Dams of Dispersive Clay", **Proc of Specility Conf. on Performance of Earth and Earth Supported Structures**, Vol. 1, Part 1, pp 584-626, ASCE.

Waltham A., (1989), "**Ground Subsidence**". Blackie Academic and Professional, pp 202.

Wicks J., Thatcher W. and Dzurisin D., (1998), "Migration of Fluids Beneath Yellowstone Caldera Inferred from Satellite Radar Interferometry", **Science 282**, PP 458-462.

Abstract

In recent years, in the area of Khangiran Gas field, deep water erosion and evidences of the Land subsidence include the deep fractures and cracks were observed which could cause some problems for gas extraction equipments in the future. In the present study, these phenomena investigated. The main purposes of this study are determination the areas with high erosion potential, map the subsidence fractures and find out the possible reasons for propose the necessary achievement to prevent the existent structures. In the first step, the area under erosion and all fractures were mapped and all of the information data includes of exploration borehole logs, geology and land use maps and groundwater conditions were collected and examined. Also with coordinated management of the exploitation east company of Oil and Gas, some exploration trench were burrowed normal to the fractures trend up to the depth of 3.5 meters and 4 soil samples were taken from different horizons. The soil samples were transported to the laboratory and different soil tests includes of sieve and hydrometer, plasticity, double consolidation, dispersion, and double hydrometer tests were performed. According to test results soil is slightly dispersive and could be suffer to large collapse in the first saturation and this is the main reason for the collapse and surface subsidence in the area. Also erosion hazard zonation map of the study area was prepared based on same parameters such as slope, vegetation, lithology, drainage density and man-made disrupted and using the AHP method. This map showed that the areas with high potential of erosion are included the steep areas, intensive drainage, near the roads and Gas pump stations and areas with high Loess content.

Keywords: Khangiran, Land subsidence, Consolidation, Dispersive soil, Collapse, Erosion hazard.



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

**Evaluation of Erosion and Land Subsidence in Khangiran Area,
Khorasan Razavi**

Mahboobeh Rafiei

Supervisor:

Dr. N. Hafezi Moghaddas

Adviser:

Dr. G.H. Karami

January 2012