

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ





دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین  
گروه زمین شناسی کاربردی  
پایان نامه کارشناسی ارشد

بررسی فعالیت‌های نوزمین‌ساختی پهنه قوچان-شیروان و پیامدهای لرزه ای آن

وحید شفیعی رشوانلو

اساتید راهنما :

دکتر پرویز امیدی

دکتر رمضان رضانی اومالی

استاد مشاور

دکتر عزیزالله طاهری

بهمن ماه ۱۳۹۴

تقدیم بہ:

تک بیت غزل آفرینش؛

مادر

آسمان بی کران بخشدگی؛

پدر

ونازنین فرشتگان؛

خواهران عزیزم



سپاس خدای را که ساغر وجود آدمی را به پیمان علم، ایمان و شرافت بخشید و بوستان طالبانش را به چشمه زلال جهاد فرین نمود. بدین وسیله از اساتید بزرگوار جناب آقای دکتر پرویز امیدمی و دکتر رمضان رمضان اومالی به خاطر کمک های زیاد و زحمت بی دریغشان برای اینجانب که در طول دوره تحصیل و همچنین در طول اجرای این تحقیق ادامه داشته است، صمیمانه تشکر می نمایم. و همچنین از جناب آقای دکتر طاهری که راهنمایی های ایشان در طول این تحقیق بی شک راهگشای مسائل بسیاری بوده است، تشکر نموده و باینکه زحمت این بزرگواران شایستگی تقدیری وصف ناشدنی و سپاس بی-پایان را دارد، امید است بتوانیم ذره ای از مقام و الیایشان را ارج نسیم. از تمامی اساتید دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود که در طول این مدت به بنده کمک کرده اند کمال تشکر و قدردانی را دارم. از مرکز لرزه نگاری قوچان که در این تحقیق امکانات لازم جهت عملیات صحرایی برای اینجانب تدارک دیده اند و اطلاعات لرزه ای منطقه را در اختیار اینجانب گذاشته اند صمیمانه تشکر می کنم. از دایه عزیزم جناب آقای حبیب محبوبی، خواهر نازنینم سحر شفیعی و دوست و داماد عزیزمان، آقای مهدی مکرمی که در طول کار صحرایی به این بنده لطف داشته اند و کمک کرده اند کمال تشکر را دارم و برای این عزیزان از خداوند متعال آرزوی سلامتی و توفیق روز افزون را دارم. از پدر و مادر عزیزم و خانواده مهربانم که در تمام مراحل زندگی و مشکلات، دعای خیرشان همیشه بدرقه راه اینجانب بوده و صمیمانه در کنار بنده بوده اند سپاس گذارم و از نگاه خداوند برای ایشان طول عمر با عزت، صحت و سلامتی خواستارم. از تمامی دوستان عزیزم در دانشگاه صنعتی شاهرود که در این مدت به بنده لطف داشته اند صمیمانه تشکر می کنم. در پایان تشکر می و وصف ناشدنی دارم از سرکار خانم مهندس زهره رحمتی پور که در طول انجام این پایان نامه هر لحظه با کمک ایشان در کنار بنده بوده اند.

## چکیده

پهنه قوچان-شیروان (در فاصله صد و پنجاه کیلومتری شمال شرق مشهد) قطعه‌ای از دشت چناران-بجنورد در کپه داغ بوده که در بین دو شهر قوچان و شیروان قرار می‌گیرد. گسل‌های قوچان، شکرانلو و باغان با روند شمال باختری-جنوب خاوری از مهمترین گسل‌های منطقه بوده که فعالیت نوزمین ساختی آنها در نهشته‌های کواترنری قابل ردیابی است.

بر اساس شواهد صحرایی، شواهد جنبش‌های نوزمین‌ساختی این گسل‌ها را میتوان در جابه‌جایی آبراهه‌ها، تاثیر بر رسوبات مخروطه افکنه ای و برش در رسوبات کواترنر، مشاهده نمود. حرکت راستا لغز راست بر گسل‌های باغان و قوچان در پایانه جنوبی در دشت قوچان-شیروان به صورت جهش جانبی (Lateral Ramp) بر روی گسل‌های F2 و F3 به صورت معکوس مستهلک می‌شود که بالا آمدن رسوبات کواترنری و تشکیل تیغه‌هایی از آنها در امتداد گسل‌های F2 و F3، شواهد صحرایی حاصل از این فعالیت می‌باشند. شاخص‌های مورفومتریکی همچون مئاندر آبراهه‌ها، گرادیان شیب رودخانه، شکل حوضه‌ها و برش عرضی دره‌ها، نیز حاکی از فعالیت تکتونیکی در منطقه است.

بررسی گسل‌ها نشان می‌دهد که بیشترین توان لرزه‌زایی در پهنه قوچان-شیروان مربوط به گسل قوچان (7/4 ریشتر) و بعد از آن مربوط به گسل باغان (6/8 ریشتر) است. بررسی پراکندگی زمین لرزه‌های دستگاهی، به ویژه ریز لرزه‌های منطقه مورد مطالعه نیز نشان دهنده تراکم بالای آنها در پایانه گسل‌های قوچان و باغان و همچنین قرار گیری آنها در فرادیواره این گسل‌های معکوس می‌باشد.

**کلمات کلیدی:** دشت قوچان-شیروان، گسل قوچان، گسل شکرانلو، گسل باغان، پایانه گسلی، ریخت-زمین ساخت.

## فصل ۱: مقدمه

- ۱-۱- تعریف مسأله و تبیین موضوع..... ۲
- ۲-۱- اهداف پژوهش..... ۳
- ۳-۱- فرضیه های تحقیق..... ۳
- ۴-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه..... ۳
- ۵-۱- راه های دسترسی به منطقه..... ۴
- ۶-۱- شرایط آب و هوایی منطقه..... ۷
- ۷-۱- تاریخچه مطالعات قبلی در منطقه..... ۷
- ۸-۱- روش و مراحل اجرایی طرح..... ۹

## فصل ۲: زمین شناسی

- ۱-۲- موقعیت زمین شناسی ایران در کمربند آلپ - هیمالیا..... ۱۲
- ۲-۲- بررسی پهنه کپه داغ..... ۱۳
- ۳-۲- جایگاه کپه داغ در تقسیم بندی زمین شناسی ایران..... ۱۶
- ۴-۲- بررسی زمین ساخت کپه داغ..... ۱۷
- ۵-۲- تاریخچه چینه ای کپه داغ..... ۲۲
- ۶-۲- شرح واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه..... ۲۵
- ۷-۲- مزوزوئیک..... ۲۵
- ۱-۷-۲- سازند ماسه سنگی شوریجه..... ۲۵
- ۲-۷-۲- سازند آهکی تیرگان..... ۲۶
- ۳-۷-۲- سازند مارنی سرچشمه..... ۲۷
- ۸-۲- سنوزوئیک..... ۲۸
- ۱-۸-۲- نئوژن..... ۲۸
- ۲-۸-۲- کواترنری..... ۳۲

۹-۲- زمین ریخت شناسی منطقه مورد مطالعه..... ۳۵

### فصل ۳: زمین شناسی ساختاری

۱-۳ : عناصر ساختاری..... ۴۲

۲-۳- گسل..... ۴۲

۱-۲-۳- گسل باغان..... ۴۳

۲-۲-۳- گسل شکرانلو..... ۴۸

۳-۲-۳- گسل قوچان..... ۴۹

۴-۲-۳- گسل F1..... ۵۴

۳-۳- شکستگی ها..... ۵۵

۴-۳- چین..... ۵۹

۱-۴-۳- پارامترهای ضروری برای تحلیل چینها..... ۶۰

۲-۴-۳- مقطع چین A1..... ۶۱

۳-۴-۳- مقطع چین A2..... ۶۲

۴-۴-۳- مقطع چین A3..... ۶۳

۵-۴-۳- چین خوردگی در واحدهای رسوبی جوان..... ۶۴

### فصل ۴: نوزمین ساخت

۱-۴- بررسی فعالیت‌های نوزمین ساختی..... ۶۶

۱-۱-۴- علائم و شواهد زمین شناسی..... ۶۶

۲-۱-۴- علائم زمین ریختاری..... ۶۷

۳-۱-۴- علائم و شواهد زلزله شناسی..... ۶۷

۴-۱-۴- علائم و شواهد ژئودزی..... ۶۷

۵-۱-۴- علائم و شواهد تاریخی..... ۶۷

۶-۱-۴- علائم و شواهد باستان شناسی..... ۶۸

- ۴-۲- بررسی شواهد ریخت‌زمین‌ساختی در منطقه مطالعاتی ..... ۶۸
- ۴-۲-۱- آبراهه‌ها ..... ۶۸
- ۴-۲-۲- مخروط‌افکنه‌ها ..... ۷۰
- الف- پیشرفتگی رأس مخروط به سمت جبهه کوهستانی: ..... ۷۱
- ب- موقعیت مجرای اصلی: ..... ۷۱
- ت- فعال یا غیر فعال بودن مخروط‌افکنه‌ها ..... ۷۳
- ث- نیمرخ طولی مخروط‌افکنه‌ها: ..... ۷۳
- ج- برش و جابه‌جایی رسوبات مخروط در طول گسل ..... ۷۵
- ۴-۲-۳- چین خوردگی رسوبات جوان ..... ۷۷
- الف- چین خوردگی واحدهای رسوبی کوتاه‌تر در روستای دربند ..... ۷۸
- ب- چین خوردگی واحدهای رسوبی نئوژن در مجاورت روستای هنامه ..... ۷۸
- پ- چین خوردگی واحدهای رسوبی نئوژن در شمال روستای سکه ..... ۷۸
- ۴-۲-۴- جابه‌جایی نهشته‌های کوتاه‌تر توسط گسل‌های منطقه ..... ۸۰
- ۴-۲-۵- پادگان‌های آبرفتی ..... ۸۳
- ۴-۳- شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی ..... ۸۶
- ۴-۳-۱- شاخص پیچ و خم جبهه کوهستان ..... ۸۷
- ۴-۳-۲- شاخص پیچ و خم کانال رودخانه ..... ۹۱
- ۴-۳-۳- شاخص طول-گرادیان رود(شاخص شیب رودخانه) ..... ۹۲
- ۴-۳-۴- شاخص نسبت عرض کف دره به ارتفاع آن ..... ۹۷
- ۴-۳-۵- شاخص شکل حوضه زهکشی ..... ۱۰۰
- ۴-۳-۶- فعالیت نسبی تکتونیکی ..... ۱۰۲
- ۴-۳-۷- نتایج حاصل از داده‌های مورفومتریک ..... ۱۰۳

## فصل ۵: پیامدهای لرزه‌ای

- ۵-۱- توزیع جغرافیایی زمین‌لرزه‌ها در جهان ..... ۱۰۶
- ۵-۲- پهنه بندی خطر نسبی زمین‌لرزه در ایران ..... ۱۰۷
- الف - پهنه با شتابهای خیلی بالا: ..... ۱۰۷

ب - پهنه با شتابهای بالا:	۱۰۷
ج - پهنه با شتابهای متوسط:	۱۰۸
د - پهنه با شتابهای پایین:	۱۰۸
۳-۵- ایالت های لرزه زمین ساختی ایران	۱۰۹
۱-۳-۵- ایالت لرزه زمین ساخت کپه داغ	۱۰۹
۲-۳-۵- ویژگی فعالیت لرزه ای کپه داغ	۱۱۱
۳-۳-۵- اهمیت بررسی لرزه زمین ساخت در منطقه مورد مطالعه	۱۱۲
۴-۳-۵- جایگاه لرزه زمین ساختی منطقه مورد مطالعه	۱۱۳
۴-۵- بررسی پارامترهای لرزه خیزی منطقه مطالعاتی	۱۱۳
۱-۴-۵: رابطه بین Ms و Mb	۱۱۴
۲-۴-۵- مقایسه فراوانی- بزرگی زمینلرزه ها	۱۱۵
۳-۴-۵- مقایسه سال - تعداد زمینلرزه ها	۱۱۵
۴-۴-۵- تخمین بیشینه زمینلرزه (MMax)	۱۱۶
۵-۴-۵- روشهای برآورد بیشینه شتاب گرانش زمین	۱۲۰
۵-۴-۵- ارتباط بین هندسه گسل ها و توزیع زمین لرزه ها	۱۲۲
بحث و نتیجه گیری	۱۲۶
پیشنهادات	۱۲۸
مراجع	۱۲۹
پیوست	۱۴۱

## فهرست اشکال

عنوان	شماره صفحه
شکل (۱-۱) تقسیمات کشوری ایران به همراه محدوده قرار گیری پهنه قوچان-شیروان	۴
شکل (۲-۱) نقشه ی راه های دسترسی به منطقه مورد مطالعه	۶

- شکل ۲-۱) جایگاه زمینشناسی ایران در نوار چینخوردۀ آلپ- هیمالیا..... ۱۳
- شکل ۲-۲) تصویر توپوگرافی از وضعیت زمین ساخت ناحیه ای و گسل های اصلی فعال در شمال خاوری ایران..... ۱۵
- شکل ۲-۳) تقسیمات عمده زمین شناسی ایران..... ۱۷
- شکل ۲-۴) پهنه های رسوبی-ساختاری عمده ایران..... ۱۷
- شکل ۲-۵) نقشه ساده شده ی منطقه کپه داغ..... ۱۹
- شکل ۲-۶) سرعت افقی جی پی اس و بیضی هایشان..... ۲۱
- شکل ۲-۷) مدل برشی شمال خاور ایران..... ۲۲
- شکل ۲-۸) سازند تیرگان..... ۲۷
- شکل ۲-۹) نقشه زمین شناسی پهنه قوچان-شیروان به همراه ساختارهای مهم..... ۳۰
- شکل ۲-۱۰) ستون چینه شناسی واحدهای چینه ای منطقه مورد مطالعه..... ۳۱
- شکل ۲-۱۱) کنگلومراهای نئوژن در شمال روستای سکه..... ۳۱
- شکل ۲-۱۲) واحدهای رسوبی نئوژن شمال شیروان در ضلع غربی جاده شیروان..... ۳۲
- شکل ۲-۱۳) واحد های رسوبی کواترنری در شمال روستای دربند..... ۳۳
- شکل ۲-۱۴) نمونه ای از رسوبات آبرفتی در دیواره رودخانه گدوگانلی..... ۳۴
- شکل ۲-۱۵) رسوبات آبرفتی عهد حاضر در برش های جدید رودخانه ها..... ۳۴
- شکل ۲-۱۶) تصویر SRTM سه بعدی تهیه شده از زمین ریخت شناسی منطقه..... ۳۶
- شکل ۲-۱۷) تصویر SRTM از پهنه قوچان-شیروان به همراه برش های عرضی از گسل ها..... ۳۷
- شکل ۲-۱۸) تصویر SRTM منطقه شمال روستای رضاآباد..... ۳۸
- شکل ۲-۱۹) تصویر SRTM از روند گسل F3 و عوارض توپوگرافی اطراف آن..... ۳۹
- شکل ۲-۲۰) بالآآمدگی رسوبات جوان نئوژن در شمال شهر کهنه..... ۳۹
- شکل ۳-۱) تصویر ماهواره ای (Google Earth) از منطقه مورد مطالعه به همراه گسل های منطقه..... ۴۳
- شکل ۳-۲) تصویر ماهواره ای (Google Earth) از میزان جابجایی امتداد لغز راست بر گسل باغان..... ۴۵
- شکل ۳-۳) تصویر ماهواره ای از جابه جایی رسوبات مخروط افکنه ای قدیمی بر اثر عملکرد امتداد لغز گسل باغان..... ۴۵

- شکل ۳-۴) جابه‌جایی آبراهه در طول مسیر گسل باغان..... ۴۶
- شکل ۳-۵) الگوی دگرشکلی در گسل‌های امتدادلغز و پیدایش راندگی در پایانه گسلی..... ۴۶
- شکل ۳-۶) بالآآمدگی رسوبات جوان بر اثر فعالیت راندگی پایانه گسلی باغان..... ۴۶
- شکل ۳-۷) برداشت‌های صحرایی از صفحه گسل در محل شمال روستای هنامه..... ۴۷
- شکل ۳-۸) صفحه گسلی برداشت شده در محل شمال سد بارزو در دره رودخانه بارزو..... ۴۸
- شکل ۳-۹) تصویر محل برداشت صفحه گسلی گسل شکرانلو در شمال روستای بی بهره..... ۴۹
- شکل ۳-۱۰) جابه‌جایی آبراهه در طول مسیر گسل قوچان..... ۵۰
- شکل ۳-۱۱) چین خوردگی رسوبات کواترنری در مجاورت گسل قوچان بر اثر فعالیت گسل..... ۵۱
- شکل ۳-۱۲) چین خوردگی رسوبات نئوژن بر اثر فعالیت پایانه گسلی گسل قوچان..... ۵۱
- شکل ۳-۱۳) تصویر ماهواره‌ای از میزان جابه‌جایی امتدادلغز راستبر گسل قوچان..... ۵۲
- شکل ۳-۱۴) تصویر از محل برداشت صفحه گسلی در شمال روستای دربند..... ۵۳
- شکل ۳-۱۵) محل برداشت صفحه گسلی گسل قوچان در جاده ورودی روستای بوانلو..... ۵۳
- شکل ۳-۱۶) تشکیل زون برشی شده در شمال روستای دربند توسط گسل قوچان..... ۵۴
- شکل ۳-۱۷) بالآآمدگی رسوبات آبرفتی بر اثر فعالیت معکوس گسل *FI*..... ۵۵
- شکل ۳-۱۸: موقعیت و نمودارهای گل سرخی برای درزه‌های ۸ ایستگاه مطالعاتی..... ۵۸
- شکل ۳-۱۹) نمودار گل سرخی (A) و خطوط کنترولی (B) برای دسته درزه گروه اول..... ۵۸
- شکل ۳-۲۰) نمودار گل سرخی (A) و خطوط کنترولی (B) برای دسته درزه گروه دوم..... ۵۸
- شکل ۳-۲۱) نمونه‌ای از درزه‌های برداشت شده از ایستگاه‌های مختلف..... ۵۹
- شکل ۳-۲۲) تصویر شماتیک از چین‌سازند تیرگان بر اساس برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ فاروج..... ۶۰
- شکل ۳-۲۳) ترسیم نوع چین‌ها براساس پلانژ محور و شیب سطح محوری چین در تقسیم‌بندی فلوتی..... ۶۱
- شکل ۳-۲۴) طبقه‌بندی چین‌ها براساس زاویه بین یالی..... ۶۱
- شکل ۳-۲۵) چین در مقطع A1 و استریونت خطوط تراز مربوط به آن..... ۶۲
- شکل ۳-۲۶) چین در مقطع A2 و استریونت خطوط تراز مربوط به آن..... ۶۳
- شکل ۳-۲۷) چین در مقطع A3 و استریونت خطوط تراز مربوط به آن..... ۶۴
- شکل ۴-۱) تصویر ماهواره‌ای از جابه‌جایی در مسیر رودخانه گدوگانی توسط حرکت امتدادلغز گسل باغان..... ۶۹



- شکل ۴-۲) تصویر a: تصویر ماهواره ای *Google Earth* از جابه جایی مسیر رودخانه دربند در امتداد گسل قوچان ..... ۷۰
- شکل ۴-۳) تصویر (a) تصویر ماهواره ای از وضعیت پیشرفتگی مخروطه افکنه ها در مجاورت گسل باغان (b) تصویر ماهواره ای از کج شدگی مخروطه افکنه در مجاورت گسل باغان ..... ۷۲
- شکل ۴-۴) انواع مخروطه افکنه از نظر موقعیت مجرای اصلی ..... ۷۳
- شکل ۴-۵) حفر بستر مخروطه افکنه ها توسط آبراهه در مجاورت گسل باغان به علت فراز یافت جبهه کوهستان ..... ۷۵
- شکل ۴-۶) (a) حفر آبراهه بر روی بستر مخروطه افکنه ها (b) نیمروخ طولی مخروطه افکنه ها ..... ۷۵
- شکل ۴-۷) تصویر ماهواره ای *Google Earth* از ساختارهای مجاور گسل باغان ..... ۷۶
- شکل ۴-۸) جابه جایی رسوبات کواترنری مخروطه افکنه ها در مجاورت گسل باغان بر اثر فعالیت امتدادلغز راست بر گسل که میزان جابه جایی امتدادلغز در آن دیده می شود ..... ۷۷
- شکل ۴-۹) چین خوردگی رسوبات کواترنری در شمال شهرستان فاروج ..... ۷۹
- شکل ۴-۱۰) چین خوردگی رسوبات نئوژن در شمال شهرستان شیروان ..... ۷۹
- شکل ۴-۱۱) چین خوردگی رسوبات نئوژن در شمال روستای سکه ..... ۸۰
- شکل ۴-۱۲) تصویر *SRTM* تهیه شده از روند پایانه گسلی گسل باغان و گسل F1 که در آن عوارض ایجاد شده در رسوبات کواترنر بر اثر فعالیت آنها دیده می شود ..... ۸۱
- شکل ۴-۱۳) نمونه ای از تیغه های ایجاد شده از رسوبات کواترنر در شمال روستای رضاآباد ..... ۸۲
- شکل ۴-۱۴) ارتفاعات تشکیل شده از رسوبات نئوژن بر اثر فعالیت پایانه گسلی قوچان ..... ۸۲
- شکل ۴-۱۵) بالابآمدگی و زاویه دار شدن رسوبات کواترنر در شمال روستای الله آباد بر اثر فعالیت گسل F1 ..... ۸۲
- شکل ۴-۱۶) کلاسبندی پادگانه های آبرفتی: تکتونیک، آب و هوا و مجموعه واکنشی ..... ۸۴
- شکل ۴-۱۷) تصویر ماهواره ای *Google Earth* از محل برداشت پادگانه های آبرفتی ..... ۸۴
- شکل ۴-۱۸) پادگانه از نوع سطح گسلش با چند سطح متوالی در حاشیه رودخانه گدوگانلی ..... ۸۵
- شکل ۴-۱۹) مقطع عرضی رسم شده از پادگانه آبرفتی شکل ۴-۱۸ ..... ۸۵
- شکل ۴-۲۰) عوامل موثر در تعیین پیچ و خم جبهه کوهستان ..... ۸۷
- شکل ۴-۲۱) تفکیک حوزه های آبریز پهنه قوچان شیروان و انتخاب ۴۵ حوزه به همراه جریان کلی رودخانه های منطقه ..... ۸۸

- شکل ۴-۲۲) محل های محاسبه جبهه کوهستان در منطقه مورد مطالعه ..... ۸۹
- شکل ۴-۲۳) عوامل موثر در تعیین میزان پیچ و خم کانال رودخانه ..... ۹۱
- شکل ۴-۲۴) اندازه گیری شاخص گرادیان رودخانه ..... ۹۳
- شکل ۴-۲۵) پروفیل طولی و شاخص گرادیان رودخانه ..... ۹۶
- شکل ۴-۲۶) عوامل موثر در تعیین شاخص  $Vf$  دره ها ..... ۹۷
- شکل ۴-۲۷) دره های به شکل  $V$  که نشان دهنده فعال بودن منطقه از نظر تکتونیکی است ..... ۹۹
- شکل ۴-۲۸) پروفیل عرضی برخی از دره های انتخاب شده ..... ۹۹
- شکل ۵-۱) نقشه جغرافیایی زمین لرزه ها در جهان ..... ۱۰۶
- شکل ۵-۲) نقشه پهنه بندی خطر لرزه ای در ایران ..... ۱۰۸
- شکل ۵-۳) ایالت های اصلی لرزه زمین ساختی ایران ..... ۱۰۹
- شکل ۵-۴) نقشه ی موقعیت و سازوکار کانونی زمین لرزه ها در شمال خاوری ایران ..... ۱۱۰
- شکل ۵-۵) تصویر ماهواره ای  $Landsat7$  (باند ۵۴۱) از کپه داغ مرکزی ..... ۱۱۳
- شکل ۵-۶) بزرگی زمین لرزه ها در برابر فراوانی آنها ..... ۱۱۵
- شکل ۵-۷) فراوانی زمین لرزه ها بر اساس سال رخداد ..... ۱۱۶
- شکل ۵-۸) نقشه گسل های منطقه به همراه پراکندگی های زمین لرزه ها ..... ۱۲۳
- شکل ۵-۹) نقشه گسل های منطقه به همراه پراکندگی های ریز لرزه ها ..... ۱۲۴
- شکل ۵-۱۰) کانون عمقی زلزله های دستگاهی موجود در مقاطع عرضی شماتیک رسم شده ..... ۱۲۴
- شکل ۵-۱۱) مقطع عرضی شماتیک رسم شده از گسل قوچان و کانون عمقی ریز لرزه ها ..... ۱۲۵

## فهرست جداول

صفحه	عنوان
۸۹.....	جدول (۱-۴) محاسبه پیچ و خم جبهه کوهستان در نواحی انتخابی در منطقه مطالعاتی.....
۹۲.....	جدول (۲-۴) محاسبه پیچ و خم کانال آبراهه های انتخابی در منطقه مطالعاتی .....
۹۵.....	جدول (۳-۴) مقادیر SL حوضه های منطقه .....
۹۷.....	جدول (۴-۴) مقادیر SL در ۶ حوضه انتخابی در منطقه .....
۹۸.....	جدول (۵-۴) محاسبه شاخص $V_f$ دره های انتخاب شده در منطقه مطالعاتی.....
۱۰۱.....	جدول (۶-۴) محاسبه نسبت $B_S$ حوضه ها در منطقه مطالعاتی .....
۱۱۹.....	جدول (۱-۵) برآورد توان لرزه زائی گسلها با استفاده از فرمولهای تجربی مختلف.....
۱۲۱.....	جدول (۲-۵) برآورد بیشینه شتاب افقی (PGA) وارد بر شهرستان های قوچان، فاروج و شیروان ....



# فصل ۱

## مقدمه

## ۱-۱- تعریف مسئله و تبیین موضوع

پهنه قوچان-شیروان در شرق استان خراسان شمالی و غرب استان خراسان رضوی واقع شده است. این پهنه رسوبی دربردارنده رسوبات جوان نئوژن تا عهد حاضر است. گسل‌های باغان، شکران لو و قوچان که از گسل‌های اصلی زون گسلی باخاردان-قوچان در کپه داغ مرکزی به حساب می‌آیند در امتداد روند جنوب شرقی خود وارد این پهنه می‌شوند. گسل باغان از شمال غرب استان خراسان شمالی در مرز کشور ترکمنستان تا غرب شهرستان فاروج در جنوب این استان با طول ۶۹ کیلومتر با امتداد شمال غرب- جنوب شرق با سامانه حرکتی راستالغز با مؤلفه شییبی معکوس کشیده شده است. به دلیل ایجاد عوارض ریختاری جوان (کواترنری) از جمله جابه‌جایی آبراهه‌ها، مخروطه‌افکنه‌ها، تأثیر بر روی پادگانه‌های آبرفتی و غیره در منطقه و همچنین زلزله‌های ثبت‌شده بر روی این گسل، می‌توان گسل باغان را به‌عنوان یک گسل فعال و دارای توان لرزه‌ای در نظر گرفت.

گسل قوچان نیز هم‌روند با گسل باغان، با امتداد شمال غرب- جنوب شرق و با طول ۱۸۸ کیلومتر که از شمال استان خراسان شمالی در مرز ترکمنستان شروع شده و پس از عبور از بلندی‌های شمال شهرستان فاروج وارد پهنه قوچان-شیروان می‌شود تا شمال شهرستان قوچان امتداد پیدا می‌کند و در این منطقه به گسلی با روند شرقی-غربی با مؤلفه شییبی معکوس ختم می‌شود. این گسل نیز دارای سامانه حرکتی راستالغز با مؤلفه شییبی معکوس است. این گسل هم مانند گسل باغان باعث ایجاد عوارض ریختاری جوان از جمله تأثیر بر روی رسوبات کواترنری و جابه‌جایی آبراهه‌ها و ... شده است. شواهد لرزه‌ای ثبت‌شده بر روی این گسل نشان می‌دهد که می‌توان گسل قوچان را هم به‌عنوان یک گسل فعال که توان لرزه‌زایی دارد در نظر گرفت. گسل شکرانلو نیز هم‌روند با این دو گسل و با طول ۵۰ کیلومتر از شمال استان خراسان شمالی شروع شده و در امتداد جنوب شرقی خود تا شمال شهرستان فاروج امتداد پیدا می‌کند و بر روی رسوبات جوان و مخروطه‌افکنه‌های پهنه قوچان-شیروان تأثیر می‌گذارد، در نتیجه پهنه قوچان-شیروان دربردارنده سه گسل فعال با توان لرزه‌زایی است. به دلیل هم‌جواری این سه گسل

با مناطق مسکونی روستایی و شهرهای قوچان، فاروج و شیروان، مطالعه‌ی تکتونیک این ناحیه ضرورت دارد. در این نوشتار با بررسی شاخص‌ها و ساختارهای زمین‌ریختی ایجادشده در منطقه نرخ فعالیت تکتونیک منطقه را مورد ارزیابی قرار می‌دهیم و با بررسی پارامترهای لرزه‌ای این گسل‌ها و محاسبه توان لرزه‌ای آنها پیامدهای لرزه‌ای ناشی از این فعالیت تکتونیک نیز بررسی می‌شود.

## ۱-۲- اهداف پژوهش

عمده‌ترین اهداف این پروژه عبارت‌اند از:

- شناسایی ساختارهای حاصل از دگر ریختی نوزمین ساختی در منطقه
- بررسی ارتباط بین دگر ریختی با سرچشمه‌های زمین‌لرزه و لرزه‌خیزی منطقه

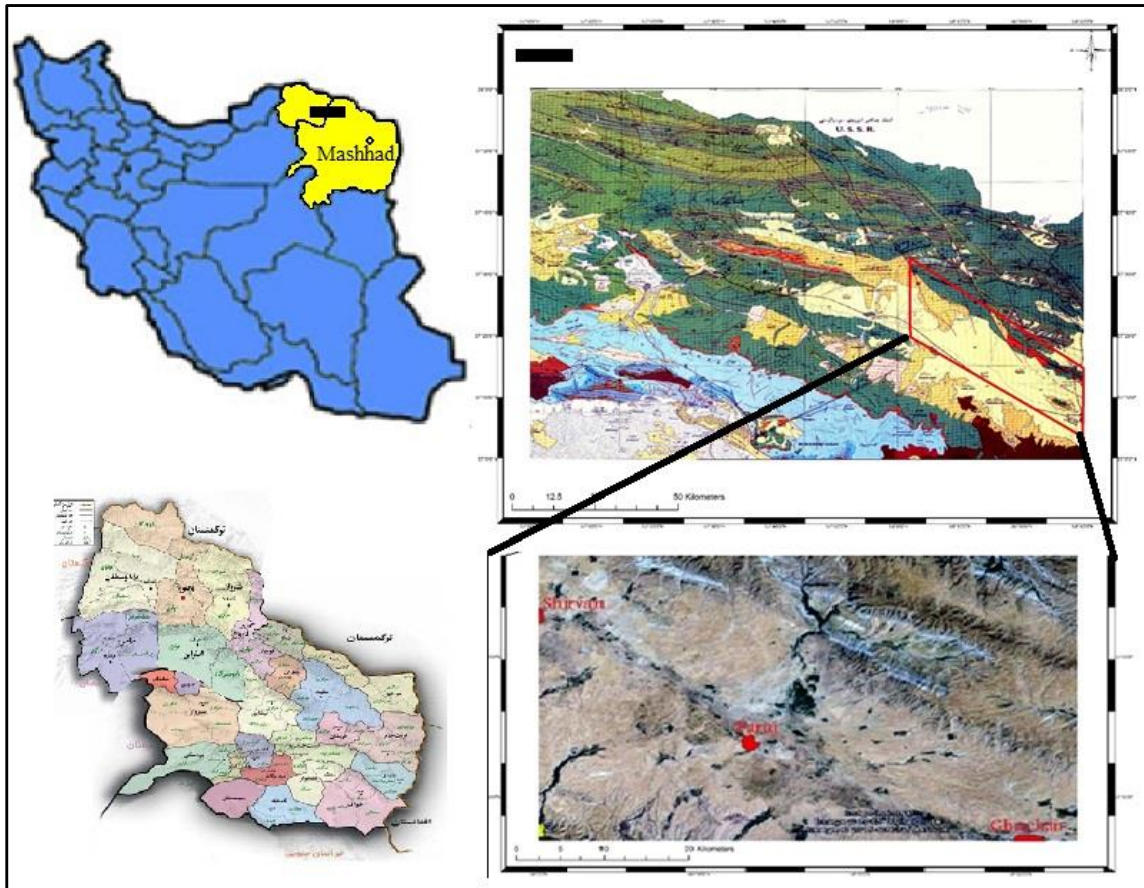
## ۱-۳- فرضیه‌های تحقیق

در صورتیکه گسل‌های منطقه آبرفت‌های جوان و رسوبات کواترنری را بریده و جابه‌جا کرده باشند می‌توانند به‌عنوان یک گسل جوان مورد توجه قرار گیرند. این فرض امکان آگاهی از مراحل فعالیت گسل و اینکه آیا این گسل فقط در گذشته فعال بوده یا ممکن است امروزه نیز فعالیت داشته باشد را فراهم می‌کند. اثبات ارتباط چین‌خوردگی‌ها، درزه‌ها و شکستگی‌های موجود در رسوبات جوان منطقه با گسلش می‌تواند ما را در تعیین سن، میزان فعالیت گسل و استرس ایجادکننده آن یاری دهد و متقابلاً از این اطلاعات می‌توان برای تعیین میزان لرزه‌خیزی گسل استفاده کرد

## ۱-۴- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

دشت قوچان-شیروان پهنا‌ی رسوبی در شمال شرق ایران و در فاصله تقریبی ۱۵۰ کیلومتری شمال غرب مشهد است که از لحاظ تقسیم‌بندی کشوری در دو استان خراسان رضوی و خراسان شمالی قرار گرفته است. پهنا قوچان شیروان با طول تقریبی ۵۰ کیلومتر عرض تقریبی ۱۵ کیلومتر بین دو شهر قوچان در شرق و شیروان در غرب پهنا قرار گرفته است.

این منطقه در کمربند چین خورده کپه داغ (*Kopet Dagh Folded Belt*) و در فاصله طول‌های جغرافیایی  $58^{\circ}$  الی  $58^{\circ} 30'$  شرقی و عرض‌های جغرافیایی  $37^{\circ} 5'$  الی  $37^{\circ} 20'$  شمالی واقع شده است که در نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ بجنورد (افشار، جمشیدی، آفاقی، منوچهری، قندچی و آقنابتی، ۱۳۶۵) به خوبی دیده می‌شود (شکل ۱-۱).



شکل ۱-۱) تقسیمات کشوری ایران و استان‌های خراسان رضوی و شمالی به همراه محدوده قرارگیری پهنه قوچان- شیروان

#### ۱-۵- راه‌های دسترسی به منطقه

از مهم‌ترین راه‌های ارتباطی برای دستیابی به منطقه‌ی مورد مطالعه (شکل ۱-۲) می‌توان به موارد

زیر اشاره کرد:

الف) جاده قوچان- شیروان / روستای شهرکهنه/



این مسیر راه دسترسی به یکی از منطقه‌های برداشت در پهنه قوچان شیروان است که پس از طی حدود ۷ کیلومتر در جاده قوچان-شیروان از شهر قوچان وارد روستای شهرکهنه می‌شود و در حاشیه شمالی جاده اصلی قرار دارد. روستای شهرکهنه در فاصله ۵ کیلومتری جنوبی برآمدگی‌های طاق‌دیس قوچان قرار دارد. مابقی راه از روستای شهرکهنه جاده‌ای خاکی است به سمت شمال و در راستای عمود بر چین خوردگی که امکان برداشت‌های صحرایی را فراهم می‌کند.

#### ب) جاده قوچان-شیروان / دوراهی نجف آباد / روستای دربند

راه دیگر دسترسی به منطقه جاده فرعی و آسفالته روستاهای نجف آباد، حصار، دربند، کوران و اسفجیر است که در حدود ۲ کیلومتری غرب شهرستان فاروج به صورت انشعابی از جاده اصلی قوچان-شیروان جدا می‌شود. پس از طی حدود ۲۰ کیلومتر در این جاده و گذر از روستاهای نجف آباد و حصار به یک سه‌راهی ختم می‌شود و جاده شرقی سه‌راه وارد روستای دربند می‌شود که یکی دیگر از محل‌های برداشت‌های صحرایی در طول پهنه است.

#### ت) جاده قوچان- شیروان / روستای رضاآباد

راه دیگر رسیدن به منطقه که امکان بررسی بالآمدگی‌های رسوبات رودخانه‌ای بر اثر فعالیت گسل‌های منطقه را فراهم می‌کند حاشیه شمالی روستای رضا آباد است که در کنار جاده اصلی و در فاصله ۱۵ کیلومتری غرب شهرستان فاروج قرار دارد.

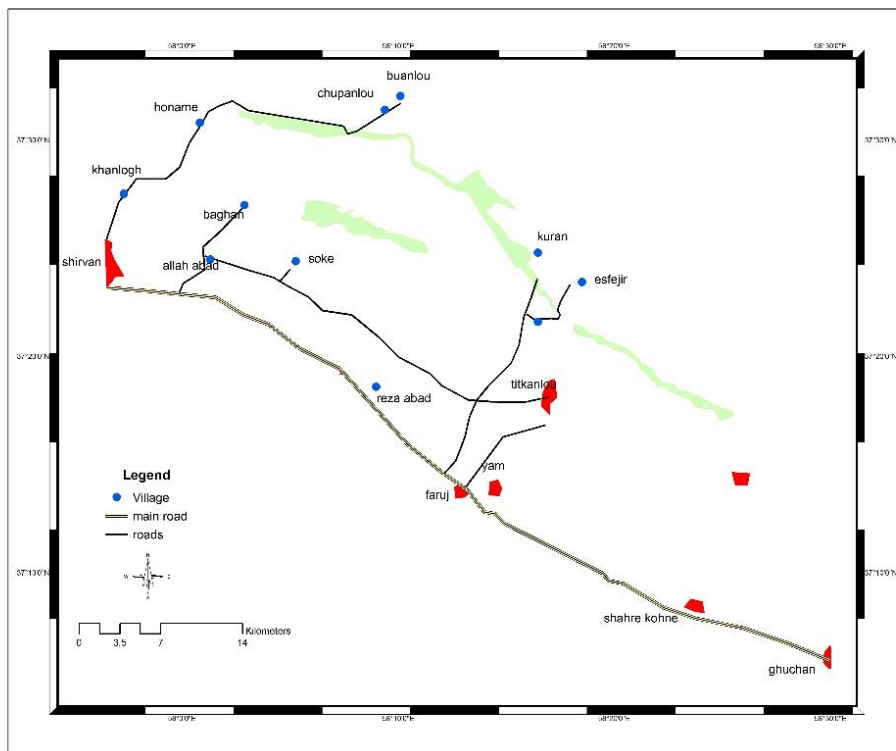
#### ث) جاده قوچان- شیروان / روستای باغان

راه دیگر ارتباطی به مناطق برداشت‌های صحرایی جاده آسفالته و فرعی روستای باغان است. این جاده در فاصله ۲۰ کیلومتری شهرستان فاروج در مسیر جاده قوچان-شیروان قرار دارد و در حاشیه شمالی جاده به صورت راهی فرعی از جاده اصلی جدا شده و پس از طی ۵ کیلومتر به یک دوراهی ختم می‌گردد

که راه سمت راست وارد روستای الله‌آباد و سکه شده و راه سمت چپ به سوی روستای باغان می‌رود که هر دو محل برداشت‌های صحرایی می‌باشند.

### ج) شهرستان شیروان / روستای خانلق / روستای کهنه اوغاز

راه دیگر رسیدن به منطقه که امکان بررسی‌ها را فراهم می‌آورد جاده آسفالتی روستاهای خانلق و روستاهای شمالی‌تر است که پس از گذر از روستاهای خانلق، هنامه و بی بهره وارد روستای اوغاز شده و در آنجا به سه‌راه تقسیم شده که راه جنوبی وارد چوپانلو راه شمالی وارد بوانلو و راه شرقی وارد کهنه اوغاز می‌شود. در طول این مسیر می‌توان با استفاده از راه‌های حاشیه‌ای روستاها برداشت‌های سه گسل مورد تحقیق قوچان، شکرانلو و باغان را انجام داد و همچنین در حاشیه روستای هنامه عمود بر مسیر گسل باغان شواهد ریخت زمین ساختی را بررسی کرد.



شکل (۱-۲) نقشه‌ی راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه

## ۱-۶- شرایط آب و هوایی منطقه

آب و هوای معتدل و متغیر و وزش بادهای در جهت جنوب شرقی به شمال غربی از جمله ویژگی‌های آب و هوایی منطقه است. دمای هوا در گرم‌ترین روزهای سال به ۴۳ درجه سانتی‌گراد بالای صفر و در سردترین روزها به ۲۳ درجه زیر صفر می‌رسد یعنی میانگین دمای سالانه در منطقه حدود ۱۴ درجه سانتی‌گراد بالای صفر است. میانگین بارش سالانه در منطقه حدود ۲۴۱ میلی‌متر است که مقدار این بارش‌ها در ارتفاعات بیشتر از دشت‌ها می‌باشد. بیشترین ارتفاع در این منطقه مربوط به کوه قنبر در شمال شهرستان شیروان با بلندای ۲۲۵۰ متر و پست‌ترین نقطه، شیروان با ارتفاع ۱۱۰۰ متر از سطح دریا است.

## ۱-۷- تاریخچه مطالعات قبلی در منطقه

تاکنون بررسی‌های دقیق نوزمین‌ساختی بر روی پهنه قوچان-شیروان صورت نگرفته است. تنها کارهای صورت گرفته در منطقه یا مربوط به مطالعات چینه‌شناسی هستند، یا زمین‌شناسی ساختاری و تکتونیک عمومی کپه داغ که مهم‌ترین آن‌ها عبارت‌اند از:

الف) مطالعات صورت گرفته در مورد کپه داغ

افشار حرب عمده‌ترین سهم را در بین کارهای انجام‌شده بر روی کپه داغ دارد و کارهای او هنوز پایه و مبنای بسیاری از مطالعات مربوط به کپه داغ هستند. وی اولین کسی است که حوضه کپه داغ را مطرح و سازندهای مختلف آن را معرفی کرد. ایشان در سال ۱۹۷۹ در رساله دکتری خود با موضوعیت مطالعه چینه‌شناسی، تکتونیک و زمین‌شناسی نفت در کپه داغ (شمال شرق ایران) مطالعه دقیق کپه داغ را آغاز نمود و در سال ۱۳۷۳ زمین‌شناسی کپه داغ را در طرح تدوین کتاب سازمان زمین‌شناسی کشور تکمیل نمود. کارهای وی بعدها پایه انتشار کتب زمین‌شناسی توسط نویسندگانی چون آقا نباتی (۱۳۸۳) خسرو تهرانی (۱۳۸۴)، قرشی و آریین (۱۳۸۹) و غیره شد.

از جمله مهم‌ترین مطالعات رسوب‌شناسی صورت گرفته در منطقه کپه داغ مربوط به موسوی حرمی (۱۹۹۰) است و در مورد مطالعات پترولوژیکی انجام شده در منطقه کپه داغ می‌توان به کارهای افتخارنژاد و بهروزی (۱۹۹۱) اشاره کرد که در آن به بررسی افیولیت های کپه داغ (شمال شرق ایران) پرداخته‌اند. در مورد مطالعات تکتونیکی در کپه داغ به‌ویژه تکتونیک فعال هالینگ‌ورث در سال‌های اخیر با انتشار مقاله‌های متعدد نقش مهمی در راستای توجیه حوادث تکتونیکی منطقه شمال شرق ایران داشته است. از دیگر کارهای صورت گرفته در مورد تکتونیک فعال کپه داغ می‌توان به کار رضانی اومالی و همکاران (۲۰۰۸) اشاره کرد که حاصل کار آن‌ها ارائه مدلی برای تکتونیک فعال کپه داغ (شمال شرق ایران) بود است که نشان می‌دهد حرکت به سمت شمال صفحه‌ی ایران که نتیجه‌ی حرکت صفحه‌ی عربی می‌باشد، سبب تشکیل یک منطقه برشی امتدادلغز در حال فشارش در مرز بین صفحات ایران با توران شده است. در ابتدای حرکت برشی این منطقه چین‌هایی از دو سو متمایل و با ادامه‌ی حرکت برشی، گسل‌های امتدادلغز چپ‌گرد با روند شمال باختری تشکیل می‌شوند که سبب جابجایی محور چین‌ها می‌شوند. در پایان، گسل‌های امتدادلغز چپ‌گرد با روند شمال خاوری به وجود می‌آیند که باعث جابجایی‌های قابل توجهی شده‌اند. از جمله جدیدترین کارهای انجام‌شده در مورد تکتونیک کپه داغ می‌توان به کار شبانیان و همکاران (۲۰۰۹، ۲۰۱۰) اشاره کرد که مهم‌ترین نتایج آن اثبات یکسان نبودن تغییر ساختاری در حوضه‌های تغییر ساختاری کپه داغ و الله‌آباد - بینالود در طول سنوزوئیک بوده، و همچنین آن‌ها معتقدند تغییر شکل‌های شکننده همراه با گسلش امتدادلغز به‌طور یکنواخت در کپه داغ پراکنده نشده است. به‌علاوه هیچ جزء بندی استرس و یا استرین یا چرخش سیستماتیک بلوکی در حوضه‌های تغییر ساختاری کپه داغ رخ نداده است.

از جمله مهم‌ترین مطالعات انجام‌شده در مورد ماهیت پنجره تکتونیکی رسوبی آق دربند باید به کارهای انجام‌شده توسط روتنر (۱۹۹۳، ۱۹۹۱، ۱۹۸۸، ۱۹۸۴، ۱۹۸۳، ۱۹۸۰)، باود و همکاران (۱۹۹۱، ۱۹۸۹)،

علوی و همکاران (۱۹۹۷) و جدیدترین کار انجام شده توسط قائمی (۱۳۸۸) اشاره کرد که به بررسی جایگاه تکتونیکی رخساره‌های رسوبی مجموعه پی‌سنگی حوضه کپه داغ پرداخته است.

ب) مطالعات صورت گرفته در مورد پهنه قوچان-شیروان

همان‌طور که قبلاً اشاره شد منابع مطالعاتی برای پهنه قوچان-شیروان بسیار کم و ناکافی است ولی شاید بتوان گفت که قابل‌استفاده‌ترین منبع در شناسایی و بررسی منطقه، نقشه‌های زمین‌شناسی هستند به‌ویژه نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ بجنورد تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی کشور (افشار، جمشیدی، آفاقی، منوچهری، قندچی و آقاناتی، ۱۳۶۵) و همچنین نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰۰ فاروج که توسط سازمان زمین‌شناسی کشور (ترشیزیان، چایچی، زهراب و قمیشی، ۱۹۹۸) تهیه شده است.

#### ۸-۱- روش و مراحل اجرایی طرح

به‌منظور تحقق اهداف این پروژه روش‌ها و مراحل جهت مطالعه به شرح زیر اتخاذ گردید:

- مطالعه و جمع‌آوری اطلاعات کتابخانه‌ای مرتبط با موضوع پروژه مانند کتاب‌ها، مقالات، نقشه‌ها، گزارش‌ها عکس‌های هوایی.
- بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ و ۱:۱۰۰۰۰۰۰ منطقه‌ی مورد مطالعه و تطبیق ساختارهای شناسایی شده بر روی آن با عکس‌های هوایی و ماهواره‌ای، جهت به حداقل رساندن خطاهای احتمالی.
- انجام ۲۰ روز (ناپیوسته) عملیات صحرایی به‌منظور برداشت عناصر ساختاری چون سطوح لایه‌بندی، صفحه گسل‌ها، خش لغزهای روی صفحه گسل‌ها و درزه‌ها و شواهد ریخت زمین ساختی
- کار آزمایشگاهی شامل تجزیه و تحلیل داده‌های به‌دست‌آمده از برداشت‌های صحرایی و ترسیم

نمودارهای آماری با استفاده از نرم‌افزارهایی چون *Stereonet*, *Georient*, *Wintensor*

- رسم نقشه یا نقشه‌های زمین‌شناسی لازم.
- نگارش مطالب و نتایج حاصله از ادغام اطلاعات به‌دست‌آمده.

## فصل ۲

### زمین‌شناسی

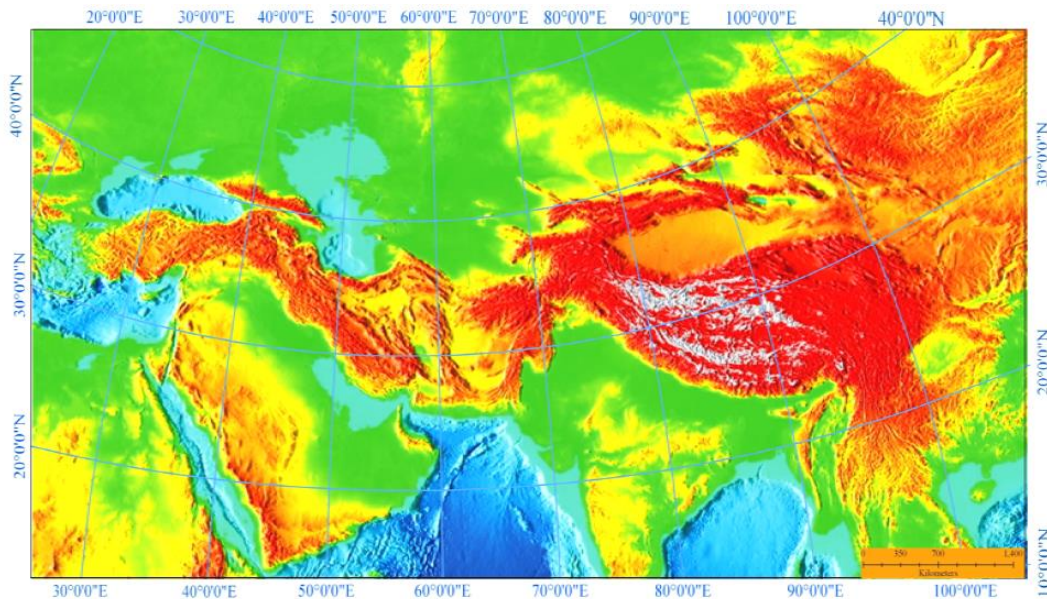
شناخت زمین‌شناسی یک منطقه برای پی بردن به مکانیسم تشکیل ساختارهای آن، بسیار ضروری است. در این فصل نخست به بررسی موقعیت زمین‌شناسی ایران در کمربند آلپ- هیمالیا پرداخته و سپس زون ساختاری کپه داغ معرفی می‌شود و در آخر هم واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه بیان شده و زمین‌ریخت‌شناسی پهنه قوچان- شیروان مورد بررسی قرار می‌گیرد.

## ۱-۲- موقعیت زمین‌شناسی ایران در کمربند آلپ - هیمالیا

ایران در قسمت میانی رشته‌کوه‌های چین‌خورده- رانده آلپ-هیمالیا واقع شده است که یکی از پرتکاپوترین کمربندهای کوهزایی روی کره زمین از پالئوزوئیک تا عهد حاضر است. این کمربند کوهزایی از باختر اروپا آغاز شده و پس از عبور از ترکیه، ایران، افغانستان تا تبت و یا شاید تا نزدیک برمه و اندونزی ادامه دارد (شکل ۱-۲) (آقانباتی ۱۳۸۳). از دیدگاه تکتونیک صفحه‌ای رشته‌کوه‌های آلپ-هیمالیا حاصل تقارب دو ابرقاره اوراسیا در شمال و گندوانا در جنوب و سرانجام بسته شدن اقیانوس تتیس می‌باشند (کنگره جهانی زمین‌شناسان دنیا، پاریس، ۱۹۸۶، به نقل از قرشی و آرین ۱۳۸۹). به باور بربریان و کینگ (۱۹۸۱) حدود ۴۰۰ تا ۲۷۰ میلیون سال پیش یعنی همزمان با رخداد هرسینین، تقارب دو ابرقاره اوراسیا و گندوانا و به تبع آن بسته شدن پالئوتتیس آغاز می‌گردد. ادامه این همگرایی در تریاس میانی موجب می‌شود تا علاوه بر ادامه فرورانش و کاهش گستره حوضه آبی پالئوتتیس، صفحه ایران از صفحه زاگرس-عربستان جدا شده و به سمت شمال حرکت کند؛ از جمله حوادث مهم دیگر این زمان می‌توان به ایجاد اشتقاق جدیدی در محل تقریبی راندگی اصلی زاگرس اشاره کرد که امروزه ما آن را به نام نئوتتیس می‌شناسیم. نهایتاً در تریاس پسین پالئوتتیس به پایان عمر خود رسیده و از این زمان به بعد با پیوستن صفحه ایران و توران به یکدیگر سرشت اوراسیایی صفحه ایران که تا پیش‌از این ماهیت گندوانایی داشته، آغاز می‌گردد و در محل برخورد، باعث ایجاد چین‌خوردگی‌ها، روراندگی‌ها و گسل‌های عظیم گردیده است؛ که در بخش شمالی این برخورد یعنی در لبه جنوبی صفحه توران مجموعه این چین‌خوردگی‌ها و راندگی‌ها را به‌عنوان زون ساختاری یا کمربند چین‌خورده کپه داغ می‌شناسیم



(آقانباتی، ۱۳۸۳). البته این پایان تغییرات در ایران نبود، در زمان نئوژن تولد دریای سرخ دوره‌ای را در ایران آغاز کرد که در ۵ میلیون سال پیش سرانجام اقیانوس نئوتتیس را رقم زد و تا به امروز به فعالیت خود ادامه می‌دهد و ما حاصل فعالیت آن را به صورت چین‌خوردگی‌ها، گسلش‌ها و زلزله‌های بزرگ و کوچک در ایران زمین مشاهده می‌کنیم (آقانباتی، ۱۳۸۳).



شکل ۱-۲) جایگاه زمین‌شناسی ایران در نوار چین‌خورده آلپ- هیمالیا

## ۲-۲- بررسی پهنه کپه داغ

کپه داغ یک کمربند چین‌خورده درون‌قاره‌ای با روند شمال باختری- جنوب خاوری است که در حاشیه جنوب باختری صفحه توران واقع شده است که از خاور دریای خزر آغاز و پس از عبور از ترکمنستان و ایران، وارد خاک افغانستان می‌شود و درازایی حدود ۷۰۰ کیلومتر و ارتفاعی معادل ۳۰۰۰ متر دارد (افشارحرب، ۱۳۸۰). در این حوضه رسوبات ضخیم مزوزوئیک و ترشیری (۸۰۰۰ متر در ایران و ۱۷۰۰۰ متر در ترکمنستان) در یک حوضه رسوبی کم‌عرض روی قاعده‌ای از رسوبات پالئوزوئیک پسین تجمع یافته که پی‌سنگ آن تحت تأثیر کوهزایی هرسی‌نین سخت شده است. رسوبات این حوضه به‌شدت تحت تأثیر فازهای جوان کوهزایی آلپی (نئوژن - کواترنری) قرار گرفته و به فرم تاقدیس‌ها و

ناودیس‌های ساده چین خورده‌اند و تبدیل به چین‌های موازی و نامتقارن شده‌اند ( *Stöcklin, 1968*; *Afshar Harb, 1979*; *Lyberis and Manby, 1999* ).

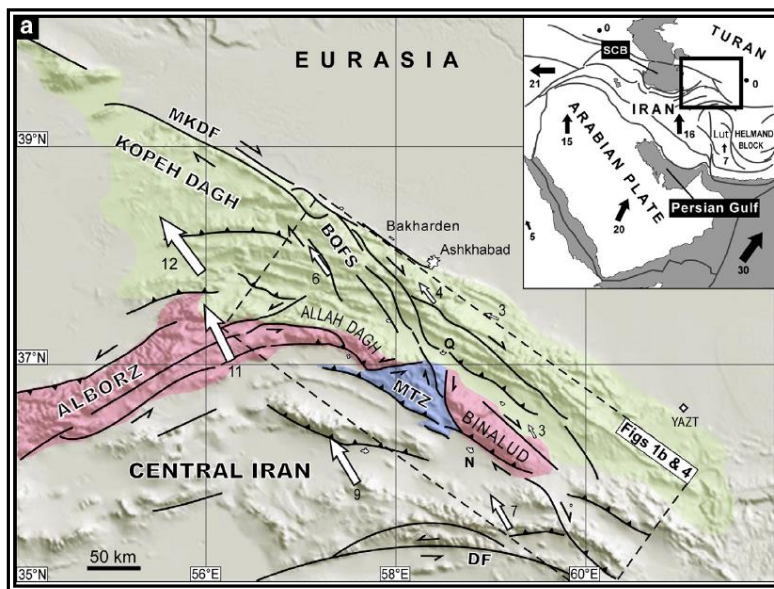
در این منطقه هیچ‌گونه شواهدی از ضخامت‌های عمده نمک که بتواند سطوح جدایش (*decollement*) ناحیه‌ای و بزرگ‌مقیاس را ایجاد کند، همان‌طور که در زاگرس وجود دارد ( *Falcon 1969, 1974* ) یافت نشده است ( *James Jackson, Keith Priestley, Mark Allen and Manuel 2001* ).

از نگاه ریخت‌شناسی کپه داغ منطقه‌ای کوهستانی است که فازهای آلیپ پایانی در شکل‌گیری سیمای امروزی آن نقش اساسی داشته‌اند. ریخت‌شناسی منطقه جوان است و توپوگرافی ناحیه رابطه‌ای مستقیم با ساختارهای زمین‌شناسی دارد. به‌طور معمول تاقدیس‌ها ارتفاعات و ناودیس‌ها دشت‌های میانکوهی را می‌سازند و سازندهای کربناتی مزدوران (ژوراسیک بالایی) و تیرگان (کرتاسه پایین) واحدهای سیما ساز منطقه‌اند. دشت‌های سرخس، گرگان، مشهد- قوچان و شیروان - بجنورد از نواحی فروافتاده کپه داغ اند (آقناباتی، ۱۳۸۳).

جدا از میدان‌های عظیم گازی در پهنه رسوبی - ساختاری کپه‌داغ، جای‌گیری آن در فصل مشترک دو ابرقاره اوراسیا و گندوانا سبب شده تا این پهنه مورد توجه خاص زمین‌شناسان باشد. شرایط رسوب‌گذاری و رخدادهای زمین‌ساختی حاکم بر پهنه کپه‌داغ شباهت به پهنه زاگرس دارد که از آن جمله می‌توان به زمان چین‌خوردگی نهایی، روند عمومی چین‌ها، نبود تکاپوهای ماگمایی، یکسان بودن رژیم‌های فشارشی و ۰۰۰ اشاره کرد (آقناباتی، ۱۳۸۳).

این منطقه از دو بخش کپه داغ در شمال خاور و آلا‌داغ-بینالود در جنوب باختر تشکیل شده است (شکل ۲-۲). رشته‌کوه‌های آلا‌داغ - بینالود برجستگی‌های قدیمی مزوزوئیک جنوب کپه داغ است که روند شمال غربی دارند و روی حاشیه شمالی ایران مرکزی رانده شده‌اند. در مقابل کپه داغ، تکامل تکتونیکی بینالود بسیار پیچیده‌تر است. مجموعه‌ای از بقایای پالئوتتیس به‌علاوه سنگ‌های پالئوزوئیک

پایینی، مزوزوئیک بالایی و میانی و سنوزوئیک نشان‌دهنده حوادث عظیم و پی‌درپی دگرشکلی تکتونیکی شکننده یا شکل‌پذیری هستند که از زمان بسته شدن پالئوتتیس (قبل از تریاس پیشین) (Alavi, 1992) آغاز شده‌اند. هرچند جهت‌گیری مشابه محور چین‌ها در کپه داغ و رشته‌کوه‌های آلاداغ – بینالود بیانگر این مطلب است که آن‌ها حاصل یک رژیم تکتونیکی فشارشی با جهت مشابه در طول حوادث چین‌خوردگی سنوزوئیک، می‌باشند (Shabanian et al., 2009b). چارچوب تکتونیک فعال حوضه آلاداغ-بینالود در مرز جنوب غربی به صورت گسل‌های معکوس فعال با شیب به سمت شمال شرقی، در بخش غربی (آلاداغ) گسل‌های امتدادلغز چپ‌گرد با روند شرق شمال شرق و در بخش جنوبی گسل‌های امتدادلغز راست‌گرد تا شیب‌لغز معکوس با روند شمال غربی می‌باشد (شکل ۲-۲). بخش مرکزی رشته‌کوه را به‌عنوان زون انتقالی بین رشته‌کوه‌های کپه داغ و بینالود در نظر می‌گیرند، یعنی زون انتقالی مشکان که حدود ۲۵٪ از حرکت رو به شمال بین ایران مرکزی و اوراسیا را با درگیر کردن گسل‌های امتدادلغز راست‌گرد با روند شمالی و چپ‌گرد با روند شرق شمال شرقی در سرتاسر رشته‌کوه، انتقال می‌دهد (Shabanian et al., 2009b).

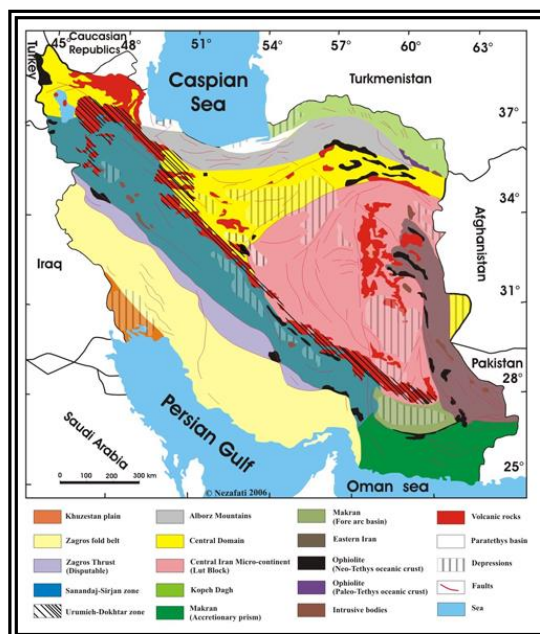


شکل ۲-۲) تصویر توپوگرافی از وضعیت زمین‌ساخت ناحیه‌ای و گسل‌های اصلی فعال در شمال خاوری ایران. فلش‌های سفید و اعداد همراه آن‌ها نشان‌دهنده سرعت افقی جی‌پی‌اسی (mm/yr) اند YAZT station (Tavakoli, 2007)

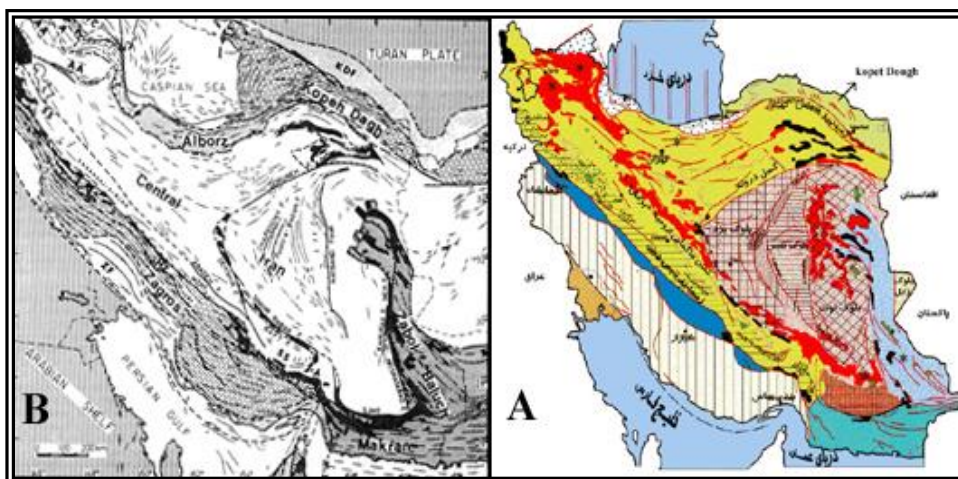
## ۲-۳- جایگاه کپه داغ در تقسیم‌بندی زمین‌شناسی ایران

نخستین بار اشتوکلین (۱۹۶۸) ایران را به ۱۰ بخش تقسیم‌بندی نمود، در این تقسیم‌بندی (به نقل از معین وزیری، ۱۳۷۷) کپه داغ به صورت منطقه‌ای متشکل از رسوبات هم‌شیب پالئوزوئیک، مزوزوئیک و ترشیاری معرفی می‌شود که در پلیو - پلیستوسن چین خورده‌اند.

سپس نبوی (۱۳۵۵) با در نظر گرفتن تأثیر عوامل شش‌گانه زیر تقسیم‌بندی جدیدی ارائه نمود: نوع رسوبات و محیط تشکیل آنها، فعالیت‌های ماگمایی، دگرگونی، آشکوب‌های تکتونیکی، زمین‌شناسی ساختمانی و سبک دگرشکلی و نهایتاً روندهای تکتونیکی (شکل ۲-۳). در این تقسیم‌بندی کپه داغ در گروهی با عنوان هزار مسجد - کپه داغ قرار می‌گیرد. وی از نگاه جغرافیایی و کوه‌نگاری، کپه داغ را بخشی از ادامه خاوری کوه‌های البرز می‌داند که ویژگی‌های زمین‌شناختی و ساختاری آن نسبت به نواحی مجاور متفاوت است. نبوی معتقد است که این حوضه رسوبی از دور لیا س تا اوایل اولیگوسن محیط دریایی کم ژرف بوده که حدود ۸۰۰۰ متر رسوب در آن جمع شده است، فاقد تکاپوهای ماگمایی بوده (به‌غیر از مقدار بسیار جزئی بازالت در مرز جنوبی آن) و تنها رخداد ایجادکننده دگرگونی (در آق دربند) را رخداد هر سینین می‌داند. افتخارنژاد در سال ۱۳۵۹ تقسیم‌بندی جدیدی بر مبنای وجود پوسته قاره‌ای یا اقیانوسی ارائه داد که در این تقسیم‌بندی کپه داغ در گروه نواحی با پوسته قاره‌ای طبقه‌بندی شده است. آق‌باتی (۱۳۸۳) ایران را به سه بخش شمالی، میانی و جنوبی تقسیم کرده و در این بین قسمت شمالی را که کپه داغ نیز در آن دسته رده‌بندی شده، جزء ابرقاره اوراسیا می‌داند (شکل ۲-۴-A). بربریان (۱۹۸۱) نیز با بررسی جغرافیای دیرین و تحول تکتونیکی ایران زمین، ایران را به ۱۲ واحد تکتونیکی رسوبی تفکیک نموده (شکل ۲-۴-B) و کپه داغ را جزء بخش اصلی کمر بند فعال، در شمال خاور، دانسته است.



شکل ۲-۳) تقسیمات عمده زمین‌شناسی ایران بعد از اشتوکلین (۱۹۶۸) و نبوی (۱۹۷۶) اصلاح شده توسط نظافتی (۲۰۰۶)



شکل ۲-۴) A- پهنه‌های رسوبی-ساختاری عمده ایران (آقاناتی، ۱۳۸۳). B- پهنه‌های اصلی رسوبی-ساختاری ایران (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱)

## ۲-۴- بررسی زمین‌ساخت کپه‌داغ

اشتوکلین (۱۹۶۸) موقعیت ساختاری ایران را در رشته‌کوه‌های آلپی آسیای مرکزی مورد مطالعه قرار داد و تطابق ساختاری ایران و سایر نواحی آسیای مرکزی (افغانستان، ترکیه و پاکستان) و مناطق باختری هیمالیا را بیان نمود. تغییرات تکتونیکی در ایران نتیجه فشارش بین صفحه عربی با صفحه اوراسیا

است که این روند فشارش همراه با کوتاه شدگی پوسته‌ای و گسلش امتدادلغز در مناطق تغییر شکل یافته درون قاره‌ای متفاوت مانند زاگرس، البرز و ارتفاعات کپه داغ و همچنین فرورانش فعال در طول سواحل قاره‌ای مکران است (Jackson et al., 2002).

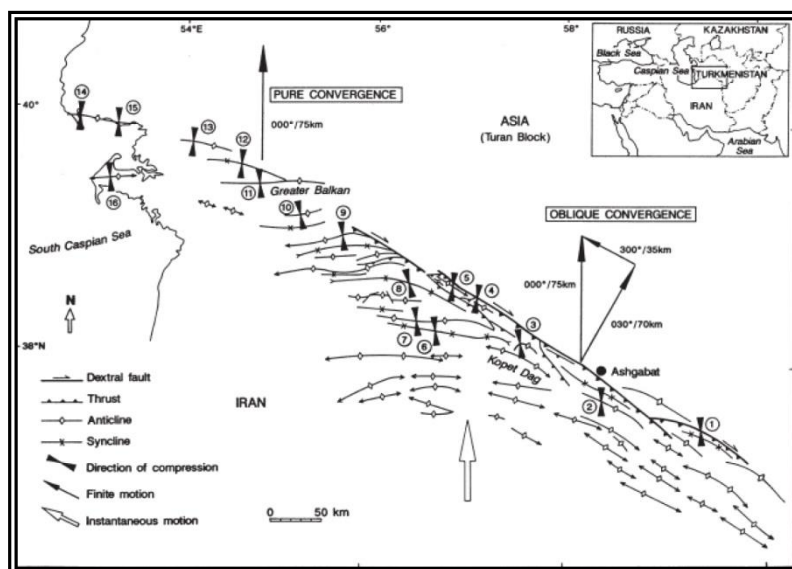
در دهه‌های گذشته مطالعات زیادی روی زمین‌ساخت شمال خاور ایران انجام شده است که از آن جمله می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

چالنگو (۱۹۷۵)، افشارحرب (۱۹۷۹)، مکنزی و جکسون (۱۹۸۶ و ۱۹۸۳)، علوی (۱۹۷۹)، ۱۹۹۱، ۱۹۹۲، لیبریس و همکاران (۱۹۹۸)، لیبریس و مندی (۱۹۹۹)، جکسون و همکاران (۲۰۰۲)، هالینگ ورث و همکاران (۲۰۰۶)، میسون و همکاران (۲۰۰۷)، رضانی و همکاران (۲۰۰۸)، شبانیان و همکاران (۲۰۰۹ و ۲۰۱۰).

هالینگ ورث و همکارانش در سال ۲۰۰۶ مدل تکتونیک برای شمال خاور ایران پیشنهاد کردند که بر اساس آن حرکت شمالی جنوبی ایران-اوراسیا توسط حرکات امتدادلغزی روی گسل عشق‌آباد، سیستم گسلی شاهرود و همچنین کوتاه شدگی‌هایی توسط راندگی‌های قائم، جایگزین می‌شود. زون گسلی باخاردن-قوچان، این حرکت شمالی-جنوبی و کشش خاوری-باختری را به صورت چرخش پادساعت‌گرد یک سری از بلوک‌ها جبران می‌کند؛ بنابراین کپه داغ باختری در حال خارج شدن به سمت باختر است. بلندترین ارتفاع در خاور زون گسلی باخاردن-قوچان که کوتاه شدگی فقط به صورت گسلش از نوع راندگی اتفاق می‌افتد، دیده می‌شود. به سمت باختر زون، این ارتفاعات از بین می‌رود زیرا در آنجا گسلش امتدادلغزی نقش مهم‌تری را در جبران کوتاه شدگی شمالی-جنوبی ایفا می‌کند. با استفاده از داده‌های GPS میزان کوتاه شدگی شمالی جنوبی در بخش خاوری کپه داغ  $2 \pm 1 \text{ mm yr}^{-1}$  با روند شمالی جنوبی تخمین زده شده است. این کوتاه شدگی نسبت به سلسله جبال متمایل بوده و این امر سبب تقسیم شدن کوتاه شدگی به دو حالت با مقدار  $1 \text{ mm yr}^{-1}$  می‌شود که یکی به موازات سلسله جبال و به صورت امتدادلغز و دیگری عمود بر سلسله جبال و به صورت کوتاه شدگی است (Masson et al., 2007).



در طول سه دهه گذشته، تلاش‌ها برای مشخص کردن زمین‌ساخت شمال شرق ایران، جنبه‌های ژئودینامیکی و ساختاری مختلفی از دگرشکلی‌های سنوزوئیک را نشان داده است (Tchalenko, 1975; Hollingsworth et al., 2006; Shabanian et al., 2009) تحقیقات انجام شده نشان می‌دهد که کوتاه شدگی مایل در قسمت خاوری و کوتاه شدگی عمودی در بخش باختری کپه داغ روی داده و روند شمال باختری-جنوب خاوری چین‌ها در بخش خاوری کپه داغ دلیلی بر کوتاه شدگی مایل و روند خاوری-باختری چین‌ها در قسمت باختری کپه داغ دلیلی بر فشارش عمود بر این منطقه با روند شمالی-جنوبی می‌باشد (Lyberis & Mandy, 1998) (شکل ۲-۵)، آنها همچنین اعتقاد به یکسان بودن میزان کوتاه شدگی در طول سنوزوئیک دارند. این در حالی است که تغییر رژیم تکتونیکی بعد از میوسن ( $5 \text{ Ma}$ ) به اثبات رسیده است (Shabanian et al., 2009).



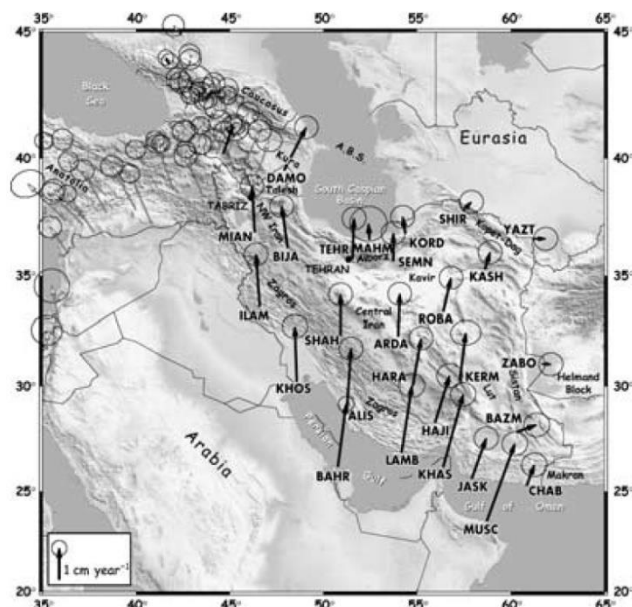
شکل ۲-۵) نقشه ساده شده منطقه کپه داغ-بالکان بزرگ، شامل سینماتیک و جهت فشارش محاسبه شده با استفاده از تعداد گسل‌ها (Lyberis and Manby, 1998)

قبل از پلیوسن، کوتاه شدگی به صورت عمود بر سلسله جبال بوده (به همراه چین خوردگی‌های موازات سلسله جبال در کپه داغ) و کوتاه شدگی مایل از  $5 \text{ Ma}$  تا عهد حاضر مشاهده می‌شود (Shabanian et al., 2009b). شبانیان و همکاران نشان دادند که تغییر ساختاری در حوضه‌های تغییر

ساختاری کپه داغ و الله‌آباد - بینالود در طول سنوزوئیک، یکسان نبوده است. این تغییر مهم در شکل تکتونیکی که در حدود ۳/۵ میلیون سال پیش اتفاق افتاد (Shabanian et al., 2000) نشان‌دهنده مرز موقتی بین رژیم‌های تکتونیکی مدرن و قدیمی در سرتاسر منطقه است. از سوی دیگر اندازه‌گیری‌های جی‌پی‌اسی اخیر (Vernant et al., 2004; Masson et al., 2007, Tavakoli 2007) تکتونیک حال حاضر شمال شرق ایران را روشن کرد. نتایج حاصله بیانگر نرخ حرکتی ناگهانی نسبت به اوراسیا برای قلمروهای تکتونیکی مشخص بود. سپس نرخ لغزش امروزی به دست آمده از مشاهدات جی‌پی‌اسی برای تفسیر جابه‌جایی عظیم گسل‌های زمین‌شناسی استفاده شد که نهایتاً منجر به ارائه مدل‌های زمین‌پویایی برای تکتونیک سنوزوئیک پیشین شمال شرق ایران شد، به علاوه زمین‌پویایی سنوزوئیک پیشین برخورد صفحه عربی و اوراسیا را نیز توضیح داد (برای مثال Hollingsworth et al., 2006, 2008; Masson et al., 2007). چنین تفسیرهایی بر پایه نظریه‌ای که می‌گوید بردارهای جابه‌جایی زمین‌شناسی (شامل نرخ و جهت حرکت نسبی زمین‌شناسی) در سرتاسر سنوزوئیک پیشین ثابت باقی مانده‌اند، استوار است. با در نظر گرفتن تغییر تکتونیکی یافت شده در شمال شرق ایران که مربوط به بعد از میوسن است (Shabanian et al., 2009) واضحاً پیش‌بینی نرخ تغییر شکل ناگهانی عهد حاضر را برای زمان قبل از میوسن بی‌اعتبار می‌کند. هرچند حتی اگر کسی بپذیرد که شکل تکتونیکی حال حاضر در طول ۵ میلیون سال گذشته ثابت باقی مانده است؛ سؤال اصلی این خواهد بود که آیا نرخ و حرکت‌شناسی (کینماتیک) جابه‌جایی‌های تکتونیکی بعد از سازمان‌دهی مجدد هم ثابت باقی مانده است یا نه. میسون و همکاران (۲۰۰۷) با استفاده از داده‌های GPS (شکل ۲-۶) پیشنهاد می‌کنند که بسته شدن حوضه رسوبی کپه داغ در یک‌زمان شروع نشده و در قسمت‌های خاوری از 30Ma، قسمت‌های مرکزی (منطقه قوچان-باخاردن) در 20Ma و بخش‌های باختری کپه داغ در 10Ma شروع به بسته شدن می‌کنند و این کهن‌ترین تغییر شکلی است که در ارتفاعات ایران اتفاق افتاده است (زاگرس و البرز با ۳-۷ Ma)، ولی از لحاظ زمین‌شناسی دارای محدودیت می‌باشد (Berberian & King, 1981). رضانی‌اومالی (۲۰۰۸)

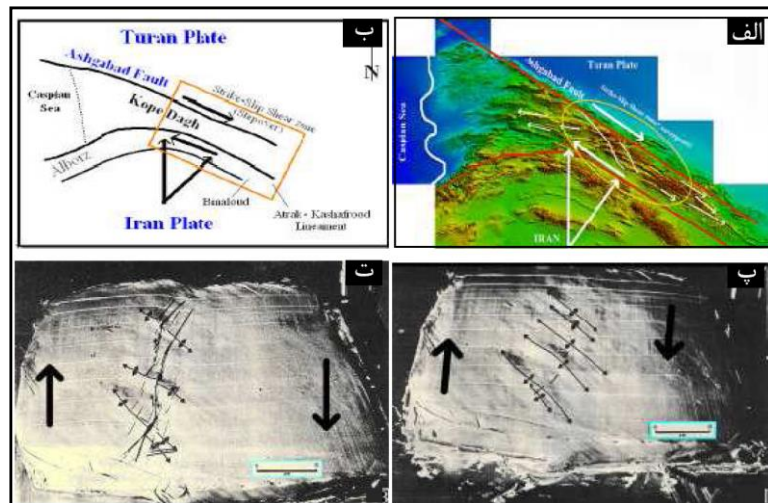


پیشنهاد می دهند که حرکت به سمت شمال صفحه ایران که نتیجه حرکت صفحه عربی می باشد، سبب تشکیل یک منطقه برشی امتدادلغز در حال فشارش در مرز بین صفحات ایران با توران شده است. در ابتدای حرکت برشی این منطقه چین هایی از دو سو متمایل و با ادامه حرکت برشی، گسل های امتدادلغز چپگرد با روند شمال باختری تشکیل می شوند که سبب جابجایی محور چین ها می شوند. در پایان، گسل های امتدادلغز چپگرد با روند شمال خاوری به وجود می آیند که باعث جابجایی های قابل توجهی شده اند (شکل ۲-۷).



شکل ۲-۶) سرعت افقی جی پی اس و بیضی هایشان با ۹۵ درصد قطعیت که روی نقشه توپوگرافی منطقه مورد مطالعه قرار گرفته اند. ایستگاه های جی پی اس با حروف بزرگ مشخص و ساختارهای زمین شناسی عمده نامگذاری شده اند. پیکان های بزرگ (Vernant et al. 2004a) و پیکان های سفید (McClusky et al. 2000) سرعت های جی پی اسی اندازه گیری شده در یک چارچوب مرجع با اوراسیا ثابت را نشان می دهند

اولین مدل سینماتیک برای شمال خاور ایران را مکنزی و جکسون (۱۹۸۳، ۱۹۸۶) مطرح کردند. آنها تغییر شکل در این منطقه را به صورت مداوم دانسته و پیشنهاد می کنند که تمام گسل های کپه داغ حول دو محور، یکی در اوراسیا (در شمال) و دیگری در ایران مرکزی (در جنوب)، می چرخد و حرکت امتدادلغز گسلها همراه با حرکت راندگی است.



شکل ۲-۷) مدل برشی شمال خاور ایران. الف) آنالیز بردار حرکتی صفحه ایران و تشکیل منطقه برشی در حال فشارش. ب) مدل پیشنهادی تکتونیک فعال و تشکیل منطقه برشی امتدادلغز در حال فشارش. پ) منطقه برشی امتدالغز با استفاده از رس آزمایشگاهی. در مرحله اول چین های از دو سو متمایل موازی با هم به وجود می آید. ت) در مراحل پایانی، گسل های برشی امتدادلغز به وجود می آیند که باعث بریدن و جابجا کردن چین ها می شود (Ramazani Oomali et al, 2008)

## ۲-۵- تاریخچه چینهای کپه داغ

در کپه داغ، پی سنگ پیش از ژوراسیک، تنها، در شمال فرونشست تربت جام - فریمان و پنجره فرسایشی آق دربند دیده می شود. کهن ترین سنگ های فسیل دار در این پنجره شامل ردیفی از شیل، سنگ آهک و سنگ های آتشفشانی - رسوبی است که عضوهای آهکی آن حاوی کنودونت های شاخص دونین بالا است. به علت شرایط و ویژگی های خاص، این پنجره همواره مورد توجه زمین شناسان بوده است. از جمله کارهای انجام شده روی این پنجره می توان به روتنر (۱۹۸۳)، افتخارنژاد (۱۳۶۶)، نبوی (۱۳۵۵)، قائمی، (۱۳۸۸) و غیره، اشاره کرد.

از آنجا که در منطقه آق دربند و هم در کشور ترکمنستان بقایای گسترده ای از ماگماتیسیم کمانی طی کربونيفر تا تریاس به صورت رسوبات ولکانوژنیک دیده می شود، به احتمال زیاد فرورانش ورق اقیانوسی به زیر ورق توران، در شمال پالئوتتیس، در اواخر کربونيفر آغاز شده است (قائمی، ۱۳۸۸).

رسوبات فلیشی متشکل از ذرات سنگ های آتشفشانی حدواسط تا اسیدی بیانگر فرسایش کمان ماگمایی است. فعالیت در این کمان که روندی شمال باختری و جنوب خاوری داشته و به موازات گودال اقیانوسی در شمال منطقه آق دربند واقع شده است تا اواخر تریاس ادامه می یابد (قائم، ۱۳۸۸). سنگ های تریاس ناحیه آق دربند، به دلیل عملکرد سه دوره فرسایشی کوتاه، شامل سه چرخه رسوبی جداگانه است که به مجموعه آنها «گروه آق دربند» نام داده شده است. واحدهای رسوبی آواری پالئوزوئیک تا تریاس پسین گروه آق دربند شامل سه بخش عمده است (قائم، ۱۳۸۸):

(۱) رسوبات دگرگون شده پالئوزوئیک که براساس شواهد رسوبی بیشتر شامل رسوبات فلیشی بوده و در اعماق نسبتاً زیاد و توسط جریان های توربیدیتی در محیط شیب قاره ای نهشته شده اند.

(۲) سازند قره قیطان که تشکیل دهنده بیشترین رخنمونهای سنگی در پنجره آق دربند است. اختصاصات رسوبی موجود در این سازند (کانالهای رودخانه ای، محیط رسوبی اکسیداسیونی قاره ای و پاراکنگلومرای فراوان)، نشانگر وجود جریان های واریزه ای در مخروط افکنه ها و پهنه های طغیانی است. تمام شواهد بیانگر این است که افقهای کنگلومرای سازند قره قیطان به ویژه در بخش های شمالی پنجره آق دربند توسط رودخانه های بریده بریده ( *Braided stream* ) و در محل نزدیک به منشأ ( *Proximal* ) و با جریان قدیمه از شمال به سمت جنوب نهشته شده اند. ذرات تشکیل دهنده کنگلومراها بیشتر از نوع گرانودیوریت تا تونالیت کالک آلکالن و قطعات آتشفشانی از نوع ریولیت تا داسیت کالک آلکالن با پتاسیم بالا است. آنالیز ژئوشیمیایی این قطعات مؤید منشأ نوع *I* و نشان دهنده وجود کمان ماگمایی است که در شمال این ناحیه در زیر رسوبات مدفون شده است.

(۳) سازند سینا بیشتر شامل توالی شیل و ماسه سنگی است که توسط توربیدایت های کلاسیک و در محیط شیب قاره نهشته شده اند. ماسه سنگ های موجود در سازندهای قره قیطان و سینا

ترکیب لیتیک آركوز تا فلدسپاتیک لیت آرنایت دارند که بیشتر از یک کمان تقسیم شده  
(*Dissected arc*) تا حدواسط منشأ گرفته اند.

رسوبات آواری که در حدفاصل پالئوزوئیک میانی تا تریاس پسین در پی سنگ حوضه کپه داغ نهشته شده اند، حاصل رسوبگذاری در یک حوضه پیش بومی (*Foreland*) هستند که در پیشانی کمان ماگمایی تشکیل شده است (قائمی، ۱۳۸۸). سنگ رخساره بخش پایینی و میانی این گروه با دیگر نواحی ایران تفاوت آشکار دارد و به ظاهر یادآور رخساره‌های تریاس ورق توران و نشانگر چیرگی شرایط رسوبی ویژه و حوضه رسوبی مستقل و جدا از دیگر نواحی ایران است.

ردیف‌های تریاس بالای کپه‌داغ، همانند دیگر نواحی ایران، از نوع انباشته‌های شیلی و ماسه سنگ‌های زغالدار است که با دگرشیبی بر روی سنگ‌های کهن‌تر نشسته‌اند. همانندی ردیف‌های تریاس بالای کپه‌داغ با ردیف‌های همزمان در البرز و ایران مرکزی می‌تواند نشانه سرانجام گرفتن کافت جنوب کپه‌داغ و پیوند دوباره کپه‌داغ و ورق ایران باشد. شیل و ماسه‌سنگ‌های تیره‌رنگ سازند کشف‌رود، به سن لیاث - باژوسین، یادآور نهشته‌های پیش‌خشکی لیاث - ژوراسیک میانی (سازند شمشک) ایران میانی و شمالی است. ولی کشف‌رود چند تفاوت عمده با سازند شمشک دارد (قائمی، ۱۳۸۸).

مدنی (۱۹۷۷)، سازند کشف‌رود را نوعی فلیش توربیدیت می‌داند که بخشی از آن در حوضه‌های ژرف رسوبی (گاهی بیش از ۱۰۰۰ متر) ته‌نشین شده در حالی که سازند شمشک معرف حوضه‌های پیش‌خشکی است. بررسی جغرافیای دیرینه زمان باژوسین پسین - کرتاسه پایانی گویای آن است که جدا از پیشروی و پسروی‌های محلی، در این فاصله زمانی، محیط رسوبی کپه‌داغ از نوع دریای باز بوده و از این نگاه، همسانی کافی با دیگر نواحی ایران دارد. برای نمونه می‌توان به همسانی نهشته‌های ژوراسیک میانی - بالایی و سنگ‌های کرتاسه اشاره کرد که با تغییرهای ناچیز، با رخساره سنگی و

زیستی مشابه، در بسیاری از نقاط صفحه ایران وجود دارد. در آغاز پالئوسن همه حوضه، خشکی بوده است.

در آغاز پالئوسن پسین دریا به صورت جداگانه از شمال خاور و شمال باختر آغاز به پیشروی کرده ولی خشکی کم شیب و کم ارتفاعی در شمال بجنورد میان دو دریا وجود داشته است (افشار حرب، ۱۳۷۳). از اوایل ائوسن پسین، دریا آغاز به عقب‌نشینی کرده و تنها در نواحی سرخس و درگز تداوم دریا از ائوسن به الیگوسن گزارش شده است. از اواسط الیگوسن پیشین به بعد، دریا به طور کامل پس‌نشسته و فقط در زمان نئوژن حوضه‌های میان کوهی، شکل گرفتند. گفتنی است که ضخامت سنگ‌های لیاس - الیگوسن کپه‌داغ، حدود ۶۰۰۰ متر برآورد می‌شود و با وجود تداوم ظاهری رسوب‌گذاری، مطالعه دیرینه جغرافیای کپه‌داغ، نشان می‌دهد که همزمان با فازهای کوهزایی، شواهدی از پیشروی و پسروی مکرر دریا وجود دارد. افشار حرب به ۲۱ بار ترک دریا اشاره دارد که در روند آن همه و یا بخشی از کپه‌داغ از آب خارج و محیط‌های خشکی و یا مردابی چیره شده‌اند.

## ۲-۶- شرح واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه

واحدهای سنگی که در منطقه برون زد دارند را می‌توان در دو گروه مزوزوئیک و سنوزوئیک تقسیم بندی کرد. نقشه زمین شناسی این منطقه (شکل ۲-۹) و ستون چینه شناسی رسم شده (شکل ۲-۱۰) انواع این واحدهای سنگ شناسی را به همراه ساختارهای مهم موجود در منطقه نشان می‌دهند که بر اساس نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ فاروج، ۱:۱۰۰۰۰۰ شیروان (ترشیزیان و همکاران، ۱۹۹۸)، نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ بجنورد (افشار، جمشیدی، آفاقی، منوچهری، قندچی و آقاباتی، ۱۳۶۵) و مشاهدات نگارنده رسم شده است.

## ۲-۷- مزوزوئیک

### ۲-۷-۱- سازند ماسه سنگی شوربیجه

این سازند از ماسه سنگ دانه متوسط تا دانه درشت، قهوه ای قرمز مایل به خاکستری گلاکونیت دار، شیل و رس سنگ قهوه ای مایل به قرمز، کنگلومرا، گچ و لایه های نازک آهک ماسه ای الیتی و بیوکلستی پدید آمده است.

این سازند در منطقه مطالعاتی فقط در بخشی از پهنه در شمال شهرستان فاروج در مجاورت با سازند تیرگان ارتفاعات دشت را تشکیل داده و برونزد دارد.

موسوی حرمی و برنر (۱۹۹۲) محیط رسوبگذاری سازند شوربجه را در بخش خاوری حوضه کپه داغ یک سیستم رودخانه ای بریده بریده و ماندری معرفی کرده اند. لازم به ذکر است که به علت ضخامت ناچیز سازند شوربجه در منطقه نمی توان به طور دقیق در مورد ویژگیهای این سازند اظهار نظر کرد.

## ۲-۷-۲- سازند آهکی تیرگان

مقطع تیپ سازند تیرگان، در کوه تیرگان در جنوب شرقی دره گز مطالعه شده است همچنین این سازند دارای مقطع مرجعی است که در جنوب شرقی روستای جوزک (در جنوب غرب آشخانه) قرار دارد. جنس این سازند در منطقه مطالعاتی از سنگ آهک های ضخیم لایه تا توده ای ائولیتی و زیست آواری بامیان لایه های جزئی از سنگ آهک های مارن، مارن و شیل آهکی است. ضخامت زیاد لایه ها و به بویژه تراکم و سختی سنگ آهک ها عامل اصلی برجستگی و چهره ساز بودن آن در منطقه مطالعاتی می باشد. (شکل ۲-۸) در منطقه مورد مطالعه می توان مرز بالایی آن را با سازند سرچشمه و در بعضی از مقاطع گسلی با رسوبات جوان نئوژن مشاهده کرد. مرز پایین این سازند نیز در منطقه مطالعاتی در بعضی مقاطع منطبق با مرز سازند شوربجه می باشد. بررسی های رسوب شناسی جدید حاکی از تدریجی بودن مرزهای زیرین و بالایی این سازند است و حتی گاهی سازند تیرگان ممکن است با واحد پایینی (شوربجه) و یا بالائی (سرچشمه) پیوند بین انگشتی داشته باشد (آقا نباتی ۱۳۸۳). این سازند در شمال منطقه مطالعاتی در تمام پهنه از شرق به غرب گسترش دارد و ارتفاعات بلند مشرف به دشت را تشکیل می دهد. ضخامت سازند تیرگان در گستره کپه داغ متغیر است به گونه ای که در مقطع تیپ ۷۷۸ متر و مقطع

مرجع ۳۱۰ متر است (افشار حرب ۱۳۷۳). در منطقه مورد مطالعاتی نیز ضخامت آن در شرق پهنه ۲۵۰ متر بوده و با روند متغیر تا غرب پهنه در شمال شیروان ضخامت آن به ۲۷۰ متر میرسد.



شکل ۲-۸) سازند تیرگان (Ktr) که با وجود لایه های ضخیم در آن غالباً ارتفاعات بلند منطقه را تشکیل میدهد. مرز بالایی آن با سازند مارنی سرچشمه (Ksr) در تصویر دیده میشود. کادر (a) نمونه ای از لایه های آهکی سازند میباشند. نگاه تصویر به سمت جنوب شرق.

## ۲-۷-۳- سازند مارنی سرچشمه

نام این سازند از روستای سرچشمه در شمال شرق بجنورد - غرب مجتمع پتروشیمی در دره ازون بیجه گرفته شده است. اگر چه بیرون زدگی های عمده اطراف روستای سرچشمه را مارن و شیل های سازند سرچشمه تشکیل می دهد ولی برش مناسبی که نمایانگر تمام ویژگی های این سازند باشد در این مکان وجود ندارد. محل برش الگو در دماغه شرقی تاقدس خور، کنار راه مشهد به قدرت نادری مطالعه شده است. ضخامت سازند در محل تاقدیس خور ۳۱۰ متر است که از دو بخش تشکیل شده است بخش زیرین حدود ۱۷۸ متر مارن همگن به رنگ خاکستری مایل به آبی است. بخش بالایی سازند ۱۳۲ متر

شیل آهکی خاکستری تیره است که میان لایه‌های نازکی از سنگ آهک‌های زیست آواری دارد. در بخش فوقانی سازند یک لایه کلیدی یک متری از سنگ آهک‌های زیست آواری است که راهنمای خوبی برای تعیین مرز بالایی سازند می‌باشد. (رمضانی اومالی، ۱۳۸۶). در منطقه مورد مطالعه این سازند همراه سازند تیرگان در اکثر نقاط پهنه دیده می‌شود و میتوان گفت ارتفاعات کوهپایه در مجاورت سازند تیرگان را تشکیل میدهد. (شکل ۲-۸). به علت فرسایش لایه‌های مازنی و شیلی در آن لایه‌های نازک آهکی به حالت تیغه‌ای به صورت متناوب دیده می‌شود.

## ۲-۸- سنوزوئیک

لازم به ذکر است در این تحقیق به علت نبود نام اختصاری برای واحدهای چینه‌ای سنوزوئیک در نقشه‌های زمین‌شناسی مربوط به منطقه مورد مطالعه و نبود سازندهای شاخص با نام اختصاری، نام گذاری بر اساس واحدهای سنگی و رسوبی غالب در هر واحد چینه‌ای انجام شده است.

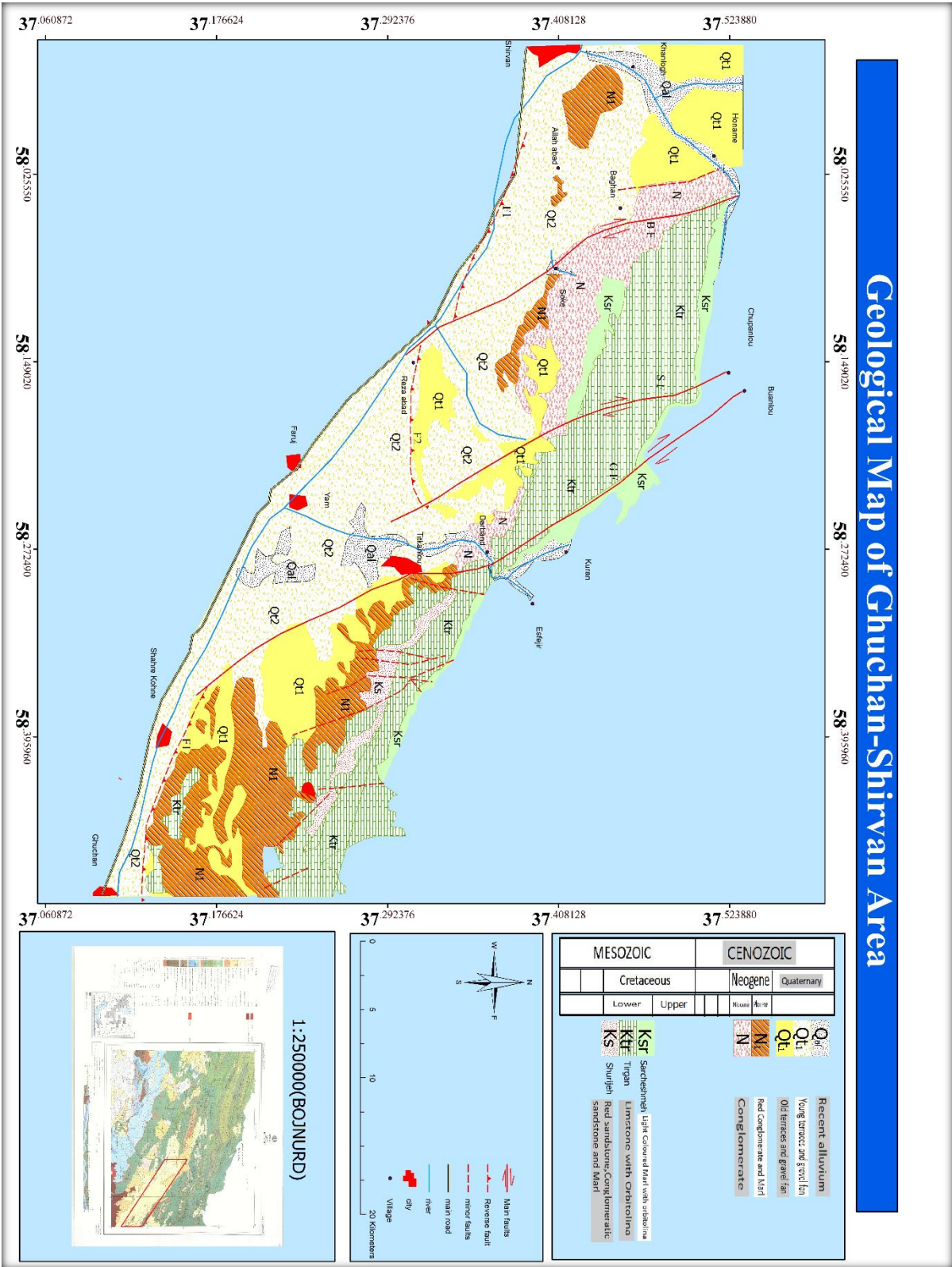
## ۲-۸-۱- نئوژن

**کنگلومرهای میوسن (N):** این واحد رسوبی از کنگلومرای خاکستری با سیمان ضعیف پدید آمده است. جورشدگی ذرات ضعیف و جنس قلوه‌ها بدلیل تنوع رخنمونهای سنگی اطراف بسیار متنوع است. این واحد رسوبی در پهنه مورد مطالعه در نقاط زیادی گسترش ندارد و فقط می‌توان آن را در شمال روستای سکه و در شمال شهرستان فاروج در روستای دربند مشاهده کرد. وجود شکستگی فراوان در کنگلومراها و خرد شدن و تکه تکه شدن آنها از ویژگی‌های اصلی این واحد رسوبی میباشد (شکل ۲-۱۱)

**کنگلومرهای پلیوسن (N1):** این واحد رسوبی از کنگلومراهای نیمه متراکم شده به همراه میان لایه‌های رسی تشکیل شده است و در نقاط پراکنده‌ای از پهنه مورد مطالعه به صورت چین خورده و تک شیب ارتفاعات کوتاه مجاور سازندهای مزوزوئیک را تشکیل میدهد که میتوان از آن جمله به شمال شیروان در جاده شیروان-هنامه اشاره کرد. (شکل ۲-۱۲)



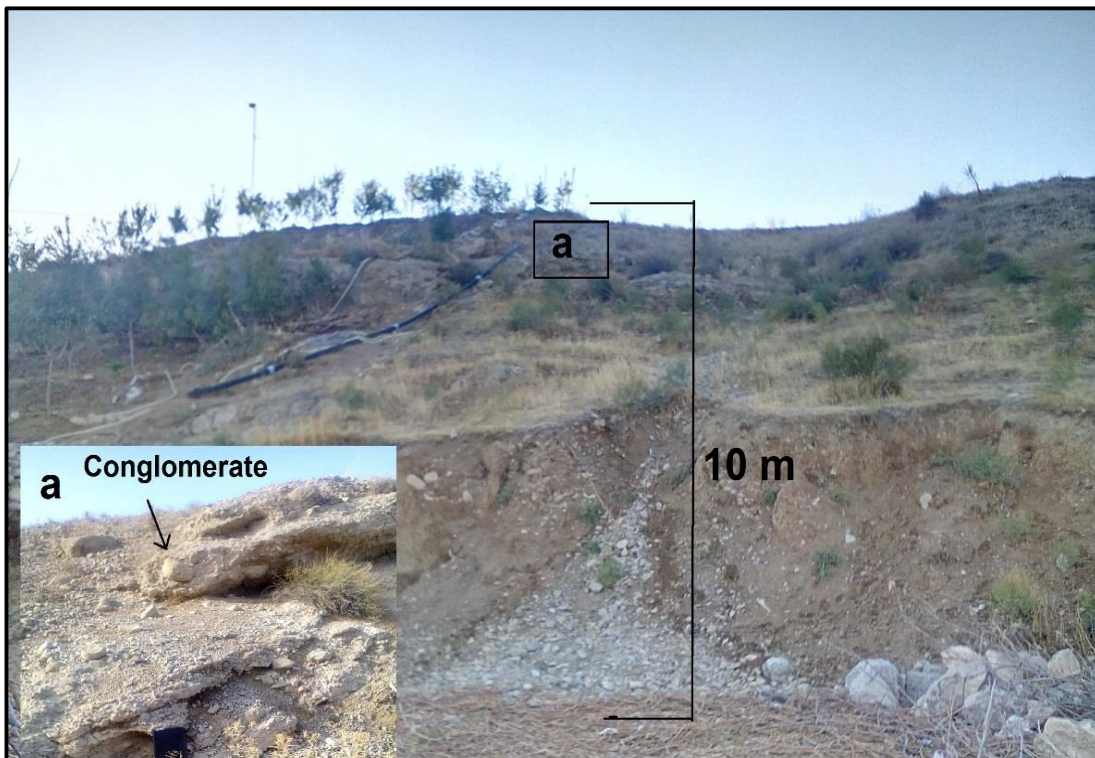




شکل ۲-۹) نقشه زمین شناسی پهنه قوچان-شیروان به همراه ساختارهای مهم

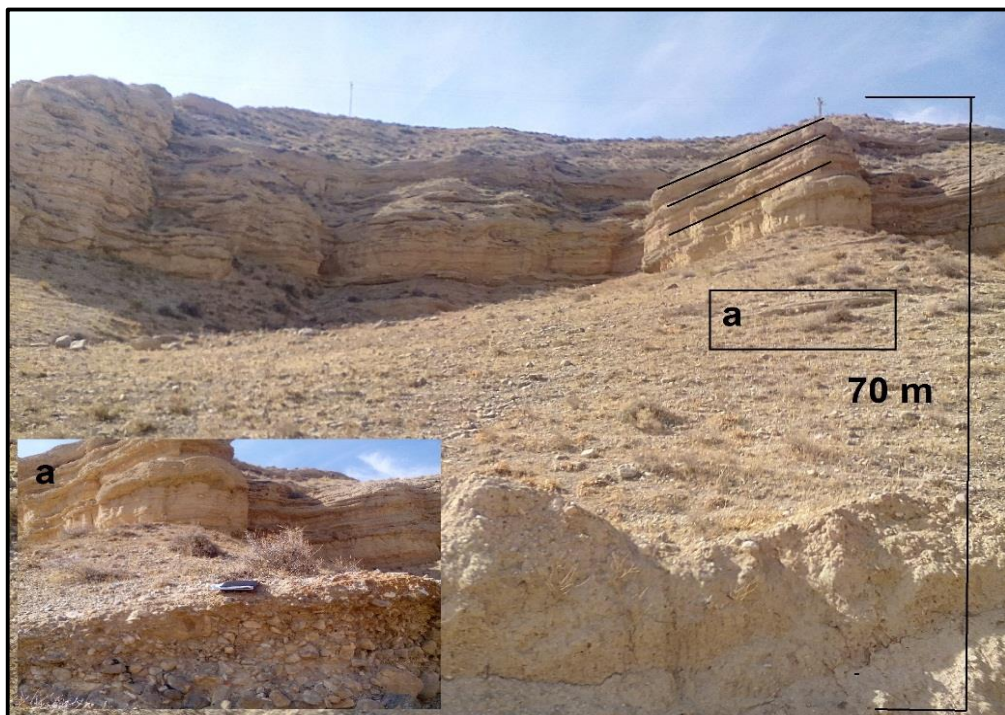
Erathem	System	Seri	Formation	Lithology	Description	
CENOZOIC	Quaternary			Qal	Recent alluvium	
				Qtz	Young terraces and gravel fan	
				Qt1	Old terraces and gravel fan	
	Neogene	Pliocene				Red Conglomerate and Marl
						Conglomerate
MESOZOIC	Cretaceous	Lower	Sarcheshmeh		Light Coloured Marl with orbitolina	
			Tirgan		Limstone with Orbitolina	
			Shurijeh		Red sandstone, Conglomeratic sandstone and Marl	

شکل ۲-۱۰) ستون چینه شناسی واحدهای چینه ای منطقه مورد مطالعه (بدون مقیاس)



شکل ۲-۱۱) کنگلومراهای میوسن در شمال روستای سکه. وجود شکستگی و سیمان شدگی ضعیف از خصوصیات بارز این واحد رسوبی است. نگاه عکس به سمت غرب



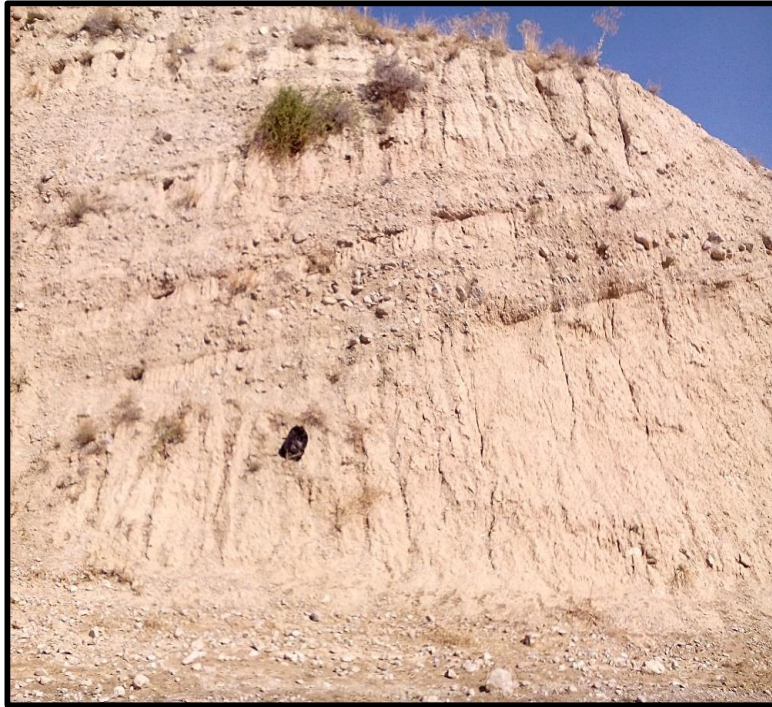


شکل ۲-۱۲) کنگلومراهای پلیوسن. شمال شیروان در ضلع غربی جاده شیروان-هنامه. وجود لایه رسی و مارنی و متراکم بودن کنگلومراها از ویژگی های اصلی این واحد رسوبی است. نگاه عکس به سمت غرب

## ۲-۸-۲ کواترنری

پادگانه ها، دشت های آبرفتی و مخروط افکنه های قدیمی ( $Qt^1$ ): شامل انباشته ها و پادگانه های کهن به صورت پادگانه های آبرفتی مرتفع و مخروطه افکنه های غیر فعال است. این واحد رسوبی بیشتر در دامنه رخنمونهای سنگی پدید آمده و حاصل هوازدگی رخنمونهای سنگی و ته نشست نهشته ها است. گسترش این واحد به طور عمده در نواحی جنوبی دامنه کوهپایه های مجاور دشت و در کنار بالا آمدگی رسوبات نئوژن دیده می شود.

در آنها میتوان انواع دانه بندی رسوبات را به صورت لایه ای و خطی مشاهده کرد. این واحد رسوبی نیز در بعضی مناطق ارتفاعات بلندی در حدود ۴۰ تا ۵۰ متر تشکیل میدهد که در برش های آنها میتوان کج شدگی این واحد رسوبی را نیز دید (شکل ۲-۱۳).



شکل ۲-۱۳) دیواره ای از دشت های آبرفتی قدیمی در شمال روستای دربند. نگاه عکس به سمت شمال

**پادگانه ها، دشت های آبرفتی و مخروط افکنه های جوان ( $Q^{t2}$ ):** شامل نهشته ها و پادگانه های جوان به صورت پادگانه های آبرفتی مسطح و افقی است که بیشتر در پیرامون رودخانه ها و آبراهه های اصلی گسترش یافته اند. اختلاف ارتفاع آنها نسبت به بستر فصلی رودخانه ها بیشتر از چند متر نیست. همچنین واحد های رسوبی تشکیل دهنده رسوبات جوان مخروطه افکنه هانیز از این واحد رسوبی میباشند. این واحد رسوبی دارای رسوبات در اندازه های گوناگون است که به دلیل بالا بودن سطح آب زیرزمینی در آن، مناطقی مستعد را برای کشاورزی فراهم آورده است. پیدایش اشکال گوناگون فرسایش شیار، لغزشی و ریزشهای محلی به درون رودخانه ها و به عبارتی پهن شدن بستر یا پسروی این پادگانه ها، پدیده ای همگانی است (شکل ۲-۱۴).

**آبرفت های جوان ( $Q^{al}$ ):** اجزای تشکیل دهنده آبرفتهای عهد حاضر یا نهشته های بستر رودخانه در محدوده سرشاخه و مناطق کوهستانی که آبراهه ها جوان هستند، در بیشتر موارد درشت دانه اند و از گرد شدگی و جور شدگی متوسط تا ضعیفی برخوردارند و فاقد اجزای سیلتی و رسی اند، در حالیکه

با پیمودن مسیری از رودخانه، از اندازه ذرات کاسته می‌شود اما جورشدگی و گردشدگی نهشته‌ها افزایش می‌یابد. بیشترین ستبرای این رسوبات را میتوان در امتداد رودخانه دریند از شمال به سمت شهرستان فاروج و در امتداد رودخانه اترک از شمال شیروان به سمت شیروان دید (شکل ۲-۱۵).



شکل ۲-۱۴) نمونه‌ای از رسوبات آبرفتی  $Q^{12}$  در دیواره رودخانه گدوگانلی. نگاه عکس جنوب غربی



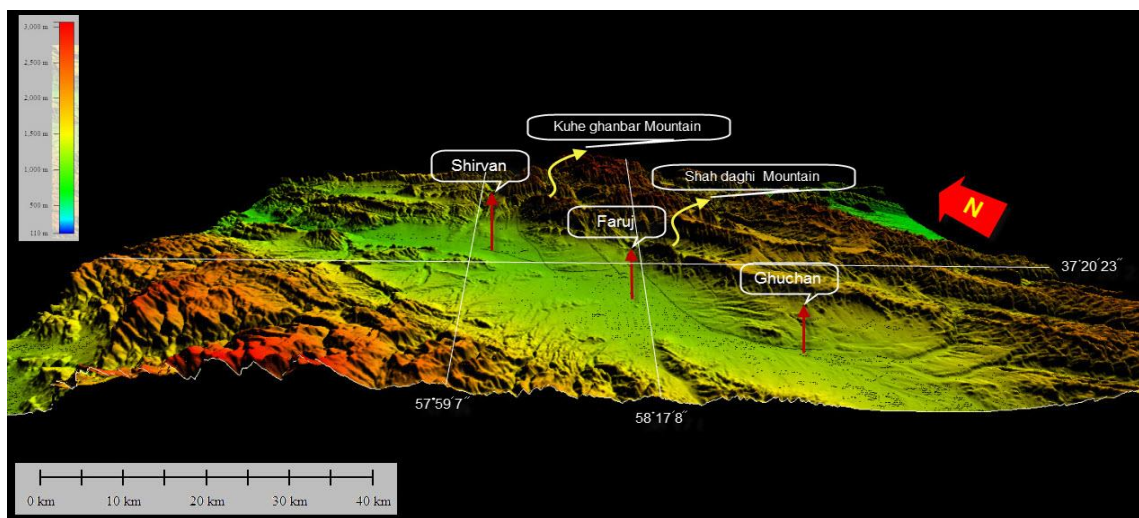
شکل ۲-۱۵) رسوبات آبرفتی عهد حاضر در برش‌های جدید رودخانه‌ها. شمال روستای سکه. نگاه عکس جنوب

## ۲-۹- زمین ریخت‌شناسی منطقه مورد مطالعه

کپه داغ یک کمر بند چین خورده درون قاره ای با روند شمال باختری- جنوب خاوری است که در حاشیه جنوب باختری صفحه توران واقع شده است که از خاور دریای خزر آغاز و پس از عبور از ترکمنستان و ایران، وارد خاک افغانستان می‌شود و درازایی حدود ۷۰۰ کیلومتر و ارتفاعی معادل ۳۰۰۰ متر دارد (افشارحرب، ۱۳۸۰). در این حوضه رسوبات ضخیم مزوزوئیک و ترشیری (۸۰۰۰ متر در ایران و ۱۷۰۰۰ متر در ترکمنستان) در یک حوضه رسوبی کم عرض روی قاعده ای از رسوبات پالئوزوئیک پسین تجمع یافته که پی سنگ آن تحت تأثیر کوهزایی هرسی نین سخت شده است. رسوبات این حوضه به شدت تحت تأثیر فازهای جوان کوهزایی آلپی (نئوژن - کواترنری) قرار گرفته و به فرم تاقدیس ها و ناودیس های ساده چین خورده اند و تبدیل به چین های موازی و نامتقارن شده اند ( *Stöcklin, 1968; Afshar Harb, 1979; Lyberis and Manby, 1999*). از نگاه ریخت شناسی کپه داغ منطقه ای کوهستانی است که فازهای آلپی پایانی در شکل گیری سیمای امروزی آن نقش اساسی داشته اند. ریخت شناسی منطقه جوان است و توپوگرافی ناحیه رابطه ای مستقیم با ساختارهای زمین شناسی دارد. به طور معمول تاقدیس ها ارتفاعات و ناودیس ها دشت های میانکوهی را می سازند و سازندهای کربناتی مزدوران (ژوراسیک بالایی) و تیرگان (کرتاسه پایین) واحدهای سیما ساز منطقه اند. دشت های سرخس، گرگان، مشهد- قوچان و شیروان- بجنورد از نواحی فروافتاده کپه داغ اند (آقانباتی، ۱۳۸۳). پهنه قوچان- شیروان منطقه ای متشکل از رسوبات جوان نئوژن تا عهد حاضر می‌باشد که دشت فرو افتاده مرز جنوبی رشته کوه‌های الاداغ را شامل می‌شود. این پهنه در ادامه پهنه مشهد- قوچان تا شهرستان شیروان امتداد پیدا میکند. ریخت شناسی منطقه جوان است و توپوگرافی ناحیه رابطه ای مستقیم با ساختارهای زمین شناسی دارد. سازند کربناتی تیرگان (کرتاسه پایینی) غالباً واحد سیماساز منطقه می‌باشد که ارتفاعات شمالی دشت را تشکیل داده و کوه‌های شاه داغی و کوه قنبر ارتفاعات بلند آن می‌باشند (شکل ۲-۱۶). مرز جنوبی این کوه ها غالباً ارتفاعات کوتاه تری را شامل می‌شود که از



رسوبات جوان‌تر نئوژن تشکیل شده‌اند. گسل‌های باغان، شکرانلو و قوچان با روند شمال‌غربی-جنوب‌شرقی نقش اساسی در توپوگرافی و ریخت‌شناسی منطقه دارند (شکل ۲-۱۶). نقاط فرو افتاده دشت از رسوبات جوان‌تر کواترنری تا عهد حاضر در غالب مخروطه افکنه‌ها، پادگانه‌های آبرفتی و رسوبات عهد حاضر رودخانه‌ای تشکیل شده‌است. بیشترین ارتفاع در این منطقه مربوط به کوه قنبر در شمال شهرستان شیروان با بلندای ۲۲۵۰ متر و پست‌ترین نقطه، شیروان با ارتفاع ۱۱۰۰ متر از سطح دریا است (شکل ۲-۱۶).

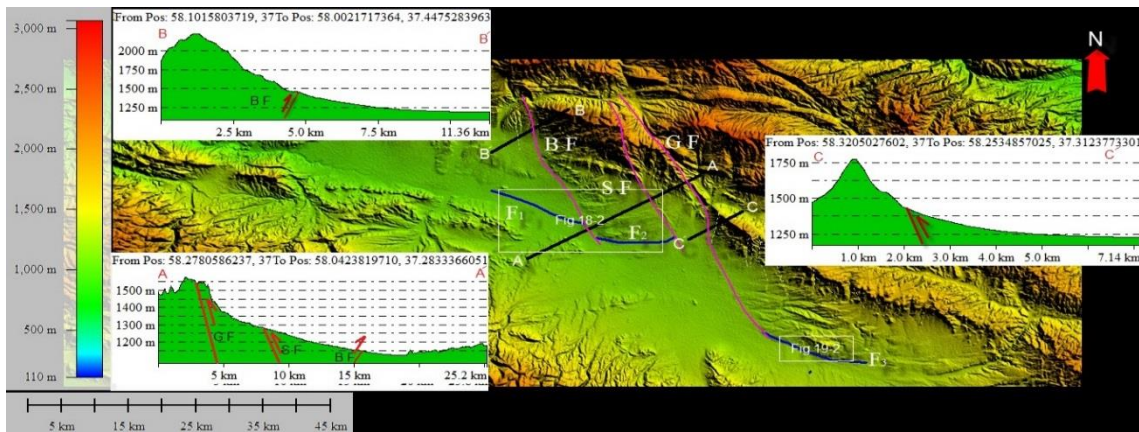


شکل ۲-۱۶) تصویر SRTM سه بعدی تهیه شده در نرم افزار Global Mapper از زمین ریخت‌شناسی پهنه قوچان-شیروان و مناطق اطراف آن

بررسی تصاویر توپوگرافی و داده‌های صحرایی منطقه نشان می‌دهد که گسل‌های پهنه قوچان-شیروان بر توپوگرافی و زمین‌ریخت‌شناسی منطقه تاثیر داشته به طوری که در برش‌های عرضی عمود بر گسل‌های باغان، قوچان و شکرانلو می‌توان مشاهده کرد که ارتفاعات شمال پهنه قوچان-شیروان در اثر فعالیت شیب لغز این گسل‌ها که در برداشت‌های صحرایی بر روی این گسل‌ها قابل اثبات است (مبحث تحلیل ساختاری گسل‌ها)، نسبت به ارتفاعات جنوبی فرازیافتگی قابل مشاهده‌ای را نشان می‌دهند. همانگونه که در شکل ۲-۱۷ دیده می‌شود در برش عرضی A-A' برش عرضی پهنه رسوبی در امتداد شمال شرقی-جنوب غربی نامتقارن بوده و کوه‌های شمالی نسبت به کوه‌های جنوبی ارتفاع بیشتری دارند که با توجه به فعالیت گسل‌های شمال غربی-جنوب شرقی در این منطقه می‌توان این اختلاف توپوگرافی را به

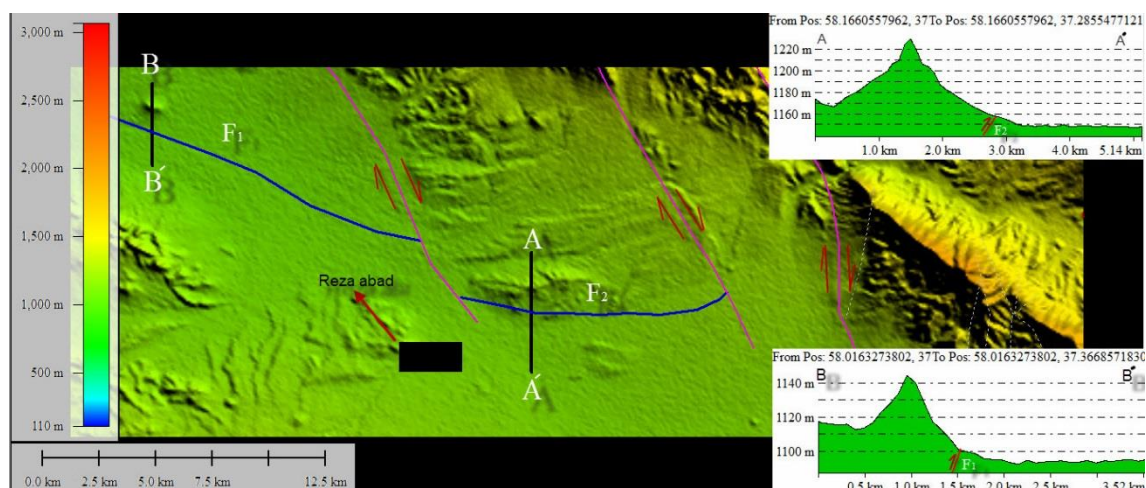


فعالیت آنها نسبت داد. برش های عرضی جداگانه بر روی هر یک از این گسل ها در تصاویر توپوگرافی نیز نشان دهنده فرازیافتگی ارتفاعات مجاور آنها می باشد. برش عرضی C-C' عمود بر روند گسل قوچان نشان میدهد که رسوبات جوان تر سنوزوئیک در مجاورت کوه شاهداغی (مبحث تحلیل ساختاری گسل) اختلاف ارتفاع زیادی را نسبت به دشت نشان میدهد. همچنین بررسی های صحرائی و تحلیل تصاویر توپوگرافی نشان میدهد که گسل های F1، F2 و F3 نیز رسوبات جوان کواترنری دشت را مورد تاثیر قرار داده و ارتفاعاتی از این واحد های رسوبی را در پهنه ایجاد کرده و سیمای توپوگرافی دشت را مورد تاثیر قرار داده اند (شکل ۲-۱۸).



شکل ۲-۱۷) تصویر SRTM تهیه شده در نرم افزار Global mapper به همراه گسل های پهنه قوچان-شیروان و برش های عرضی که نشان دهنده اختلاف ارتفاع در مجاورت گسل های منطقه میباشد. BF=گسل باغان SF=گسل شکارانلو GF=گسل قوچان (A) اختلاف ارتفاع ایجاد شده توپوگرافی در شمال شهرستان فاروج بر اثر فعالیت گسل قوچان و بالا آمدگی رسوبات جوان. نگاه تصویر شمال غرب. (B) اختلاف ارتفاع ایجاد شده توسط فعالیت گسل باغان در شمال شهرستان شیروان. نگاه تصویر جنوب شرقی.

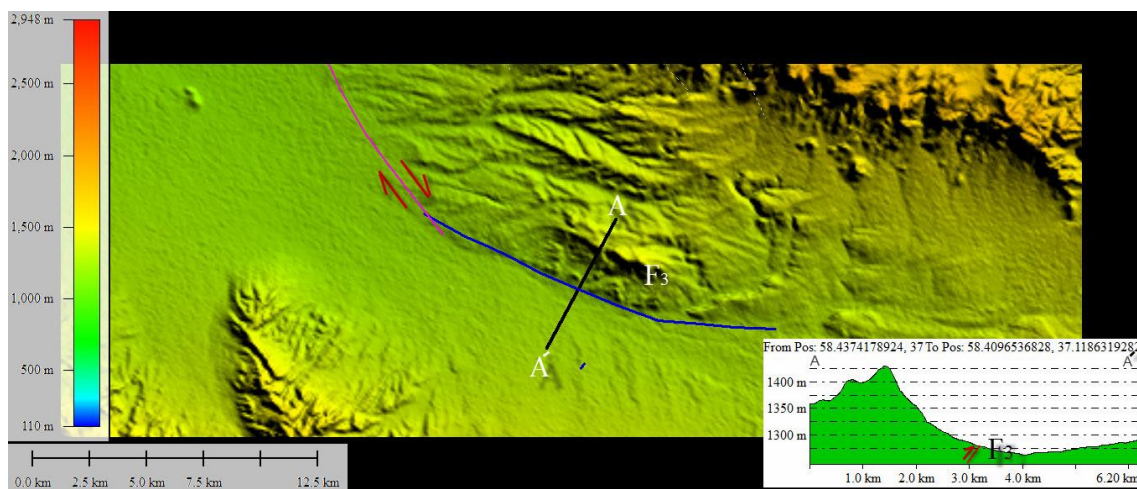
گسل F1 از شرق شهرستان شیروان تا حوالی روستای رضا آباد در غرب شهرستان فاروج با روندی شرقی-غربی امتداد پیدا کرده است، این گسل در امتداد مسیر خود بر اثر فعالیت شیب لغز معکوس (مبحث تحلیل ساختاری) عوارض توپوگرافی همچون بالآمدگی در رسوبات کواترنری دشت را برجایی گذاشته است (شکل ۲-۱۸). گسل F2 نیز همروند با گسل F1 از شمال روستای رضا آباد تا شرق این روستا به طول ۱۰ کیلومتر امتداد دارد. در طول امتداد این گسل نیز شواهد توپوگرافی نشان از فعالیت این گسل و تاثیر بر زمین ریخت شناسی منطقه مورد مطالعه دارد (شکل ۲-۱۸). لازم به ذکر است دلایل اثبات فعالیت شیب لغز معکوس گسل های یاد شده در مبحث تحلیل ساختاری گسل ها مورد بررسی قرار گرفته اند.



شکل ۲-۱۸) تصویر SRTM منطقه شمال روستای رضا آباد که گسل های F1 و F2 در آن دیده میشوند. مقاطع A-A' و B-B' به صورت عرضی و عمود بر گسل ها زده شده و اختلاف توپوگرافی بر اثر فعالیت گسل را نشان می دهد. گسل F3 در امتداد جنوب شرقی گسل قوچان و با روندی شرقی-غربی از شمال روستای شهرکهنه تا شمال شهرستان قوچان امتداد پیدا میکند. این گسل نیز دارای مکانیزم شیب لغز معکوس بوده و در طول مسیر این گسل شواهد ریخت زمین ساختی حاکی از تاثیر این گسل بر سیمای توپوگرافی منطقه



است. به علت فعالیت معکوس گسل بلوک فرادیواره آن بالا آمدگی پیدا کرده و اختلاف ارتفاع زیادی در قسمت شمالی گسل نسبت به قسمت جنوبی آن مشاهده می‌شود. (شکل ۲-۱۹) و (شکل ۲-۲۰). در مجموع می‌توان عنوان کرد که سیمای ریخت زمین ساختی پهنه قوچان-شیروان در کنار تاثیر پذیری از عواملی همچون وجود سازند های مقاوم سیماساز، فرسایش و...، متاثر از فعالیت گسل های این منطقه بوده و تاثیر فعالیت آنها باعث ایجاد اختلاف ارتفاع ها و عوارض توپوگرافی متعددی در پهنه شده است.



شکل ۲-۱۹) تصویر SRTM از روند گسل F3 و عوارض اطراف آن در شمال روستای شهرکهنه. برش عرضی A-A' عمود بر گسل بوده و اختلاف ارتفاع طرفین گسلش را نشان می‌دهد.



شکل ۲-۲۰) بالا آمدگی رسوبات جوان نئوژن در شمال روستای شهرکهنه ( $N 37^{\circ}18'8''$ ,  $E58^{\circ}09'46''$ ) بر اثر فعالیت معکوس گسل F3



## فصل ۳

### زمین‌شناسی ساختاری

عناصر ساختاری (چون گسل‌ها، چین‌ها، درزه‌ها) ابزاری ضروری جهت شناخت دگرریختی و دستیابی به الگوی دگرشکلی در هر ناحیه محسوب می‌گردند. به طور کلی این مطالعات به مشاهده سیمای ساختارها و اندازه‌گیری آن‌ها در مقیاس رخنمون بستگی دارد. بنابراین با تعیین وضعیت هندسی ساختارها، فرآیندهای دگرریختی رخ داده را می‌توان بررسی و مشخص کرد.

در این راستا عناصر ساختاری برداشت شده (گسل، چین و شکستگی‌ها) مورد تجزیه و تحلیل هندسی قرار می‌گیرند. لازم بذکر است که کلیه تصاویر استریوگرافیک داده‌ها در این پروژه در نرم‌افزارهای *Stereonet*، *Stereowin*، *Wintensor* و *Georient* رسم شده‌اند. داده‌های صفحه‌ای ذکر شده در تمام متن این پروژه بر حسب جهت شیب/شیب و داده‌های خطی بر حسب روند-میل آورده شده‌اند.

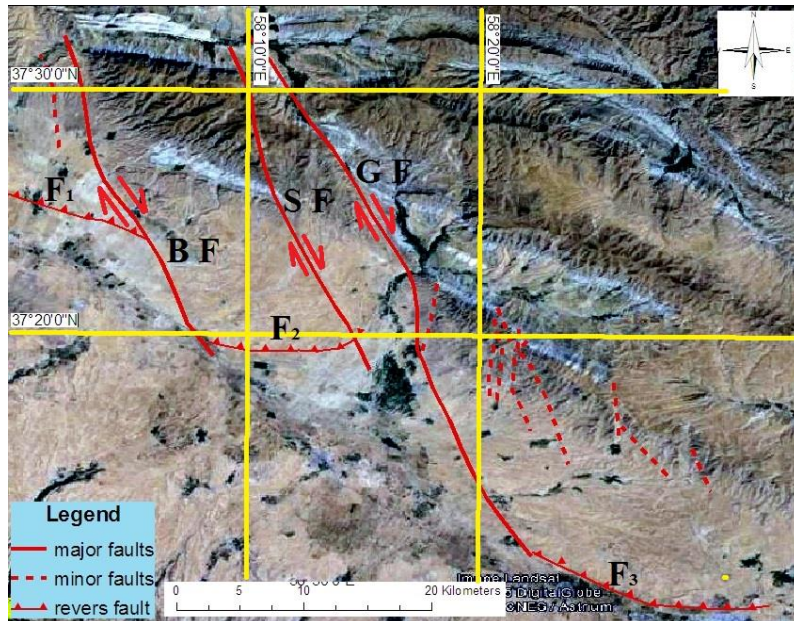
### ۳-۱: عناصر ساختاری

تحت تاثیر ویژگی‌های ساختاری و خصوصیات سنگ‌شناسی واحدهای سنگی و رسوبی متداول در منطقه و با توجه به واقع شدن منطقه مطالعاتی در رسوباتی که غالب آن‌ها واحدهای سنوزوئیک می‌باشند، ساختمان‌های چین‌خورده غالباً به صورت تک شیب در واحدهای جوان رسوبی دیده می‌شود ولی شکستگی‌ها و گسل‌ها در منطقه بگونه‌ای پیچیده و گوناگون است. روند کلی ساختمان چین‌خوردگی‌ها، گسل‌های اصلی و ارتفاعات در منطقه، شمال‌غرب- جنوب‌شرق است.

### ۳-۲- گسل

مطالعه گسل‌های فعال نقش بسزایی در تعیین فعال بودن منطقه از لحاظ تکتونیکی و لرزه‌خیزی دارد. گسل‌های فعال به کمک نقشه‌های زمین‌شناسی و تصاویر ماهواره‌ای شناسایی و نحوه عملکرد آن‌ها بر سطح زمین تا حدی بررسی شده است. در منطقه مطالعاتی سه گسل اصلی تحت عنوان، گسل باغان، گسل شکرانلو و گسل قوچان با روند شمال‌غرب- جنوب‌شرق، و سه گسل F1، F2 و F3 با روند شرقی-غربی نقش عمده‌ای در سیمای نوزمین ساختی منطقه مورد مطالعه داشته و علاوه بر اینها گسل

هایی نیز با درازای کوتاه تر و امتداد های متفاوت در پهنه قوچان-شیروان وجود داشته که به علت تاثیر کم و یا تاثیر نداشتن آنها بر فعالیت نوزمین ساختی در منطقه مورد مطالعه مورد بررسی قرار نگرفته اند. (شکل ۳-۱). در ادامه گسل های فعال موثر بر پهنه قوچان-شیروان معرفی شده و سازو کار آنها مورد بررسی قرار می گیرد:



شکل ۳-۱) تصویر ماهواره ای (Google Earth) از منطقه مورد مطالعاتی به همراه گسل های منطقه (BF=گسل باغان، SF=گسل شکرانلو و GF=گسل قوچان)

### ۳-۲-۱- گسل باغان

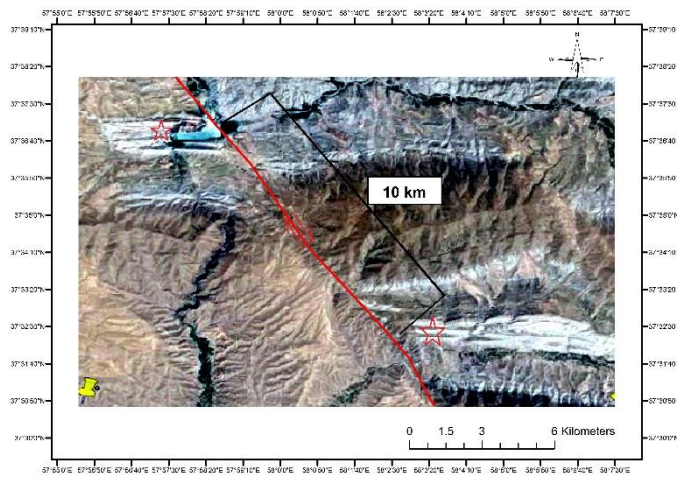
گسل باغان با امتداد شمال غرب- جنوب شرق جزء یکی از گسل های لرزه ای و کوآترنری ناحیه و مهم کپه داغ می باشد که توسط (Tchalenko, 1975) گسل باغان-گرماب و توسط (افشار, ۱۳۷۳) با عنوان گسل باغان-رباط نام گذاری شده است. امتداد این گسل به صورت یک خطواره واضح بر روی تصاویر ماهواره ای و نقشه های زمین شناسی قابل ردیابی است (شکل ۳-۱). با توجه به درازای نسبتا زیاد آن در جاهایی از طول گسل روند آن تغییر کرده به گونه ای که از  $N125$  تا  $N162$  متغیر است (رمضانی اومالی, ۲۰۰۸). مقدار کل جابه جایی امتداد لغز در راستای این گسل را میتوان به راحتی از روی تصاویر ماهواره ای به دست آورد، همانگونه که در شکل ۳-۲ دیده می شود با بررسی چین علامت

گذاری شده و اندازه گیری میزان جابه جایی و برش آن در طول گسل، مقدار جابه جایی امتداد لغز این گسل ۱۰ کیلومتر و به صورت راست بر می باشد. در بیشتر رخنمون ها در منطقه مطالعاتی گسل باغان یک گسل جدا کننده مرز بین کوه و دشت می باشد که با حرکت راستالغز راست گرد با مولفه فشارشی، شیب به سمت شمال شرق همراه است. این گسل در نزدیکی باغان (واقع در شمال شرق شهرستان شیروان) وارد پهنه قوچان-شیروان میشود و رسوبات جوان دشت را مورد تاثیر قرار میدهد. مخروط افکنه ها و آبراهه های جابه جا شده در طول قسمت مورد مطالعه آن در پهنه قوچان-شیروان نشان دهنده لغزش گسل در کواترنر می باشند (شکل ۳-۳) و (شکل ۳-۴). (بادآور می شود نحوه تاثیر گسلش و سازوکار فعالیت های نوزمین ساختی در مبحث نوزمین ساخت شرح داده می شود). این گسل از دیدگاه لرزه ای نیز فعال است به طوری که در زمین لرزه یک مه ۱۹۲۹ قوچان تمام طول آن دچار گسیختگی گردید (آمبرسیز و ملویل ۱۹۸۲). با ردیابی گسل بر روی تصاویر ماهواره ای و همانطور که در برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین شناسی فاروج (ترشیزیان و همکاران، ۱۱۹۸) دیده میشود، می توان در امتداد جنوب شرقی آن و در دشت قوچان-شیروان گسلش را تا حوالی روستای رضاآباد در شمال غرب شهرستان فاروج پیگیری کرد. انتهای جنوبی گسل باغان در دشت به طور مستقیم امتداد نیافته و به نظر می رسد به سمت شرق تغییر مسیر می دهد. این تغییر جهت باعث تغییر سازوکار از راستالغز به راندگی یا معکوس می شود (گسل F2). این نوع پایانه گسلی یک پیامد ضروری گسل های راستالغز است (شکل ۳-۵). که در دیگر سامانه های امتداد لغز از جمله شرق ایران به خوبی دیده می شود. (Walker et al, 2003). در بسیاری از موارد گسل ها به صورت راندگی های پنهان وجود دارند. جابه جایی گسل های راندگی که از گسل های راستالغز منشعب گردند در بسیاری از موارد، با فاصله از آن کاهش می یابد (Walker et al, 2003).

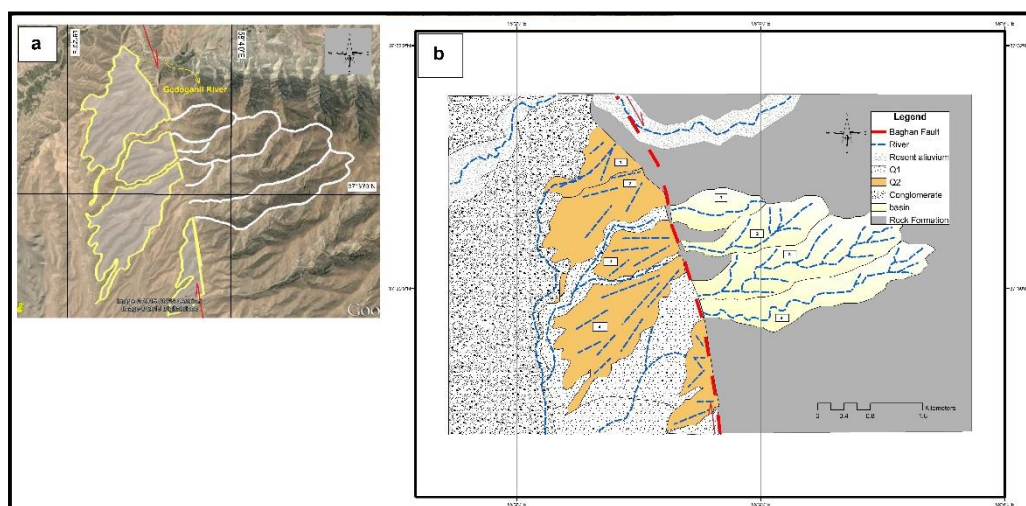
سازوکار راستالغز راست بر گسل باغان باعث ایجاد ناحیه فشارشی در انتهای روند جنوب شرقی گسل (که گسلش تغییر روند زیادی از شمال غربی-جنوب شرقی به شرقی-غربی دارد) می شود و وجود این ناحیه



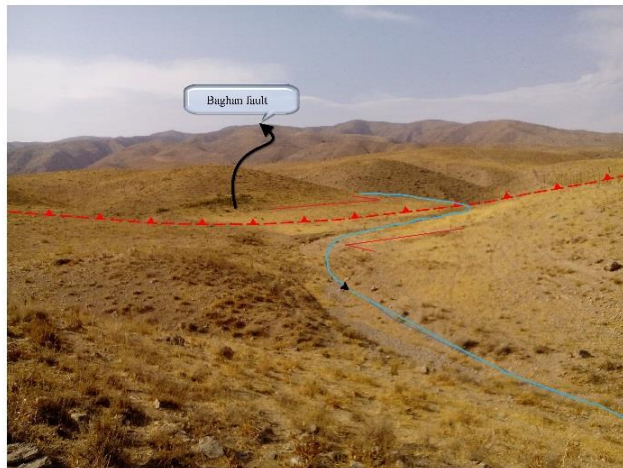
فشارشی باعث تغییر در سازوکار گسلش شده و سازوکار از امتدادلغز به راندگی یا معکوس تغییر میکند. وجود تیغه های بلند از رسوبات کواترنری در انتهای گسل باغان را می توان به فعالیت این پایانه گسلی ارتباط داد (شکل ۳-۶). این تغییر زمین ریخت شناسی در طول گسل باعث ایجاد حوزه های فرعی در بین برجستگی های ساختاری شده است. همچنین می توان عنوان کرد که امکان حضور یک گسل انشعابی دیگر در ادامه گسل باغان به سوی جنوب وجود دارد. وجود چند گسل راندگی منشعب می تواند بیانگر رشد طولی گسل امتدادلغز در طول زمان باشد (Berberian et al, 2003), (شکل ۳-۵).



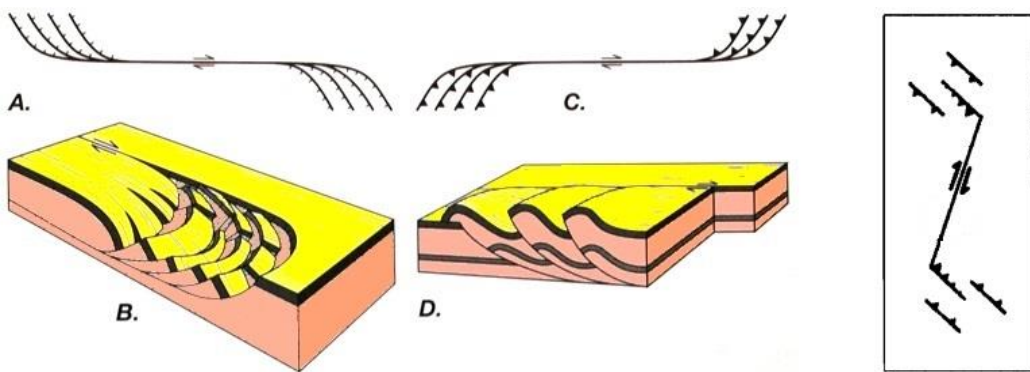
شکل ۳-۲) تصویر ماهواره ای *Google Earth* از روند گسل باغان و ساختار های اطراف آن که جهت جابه جایی امتدادلغز و میزان در طول گسل دیده می شود.



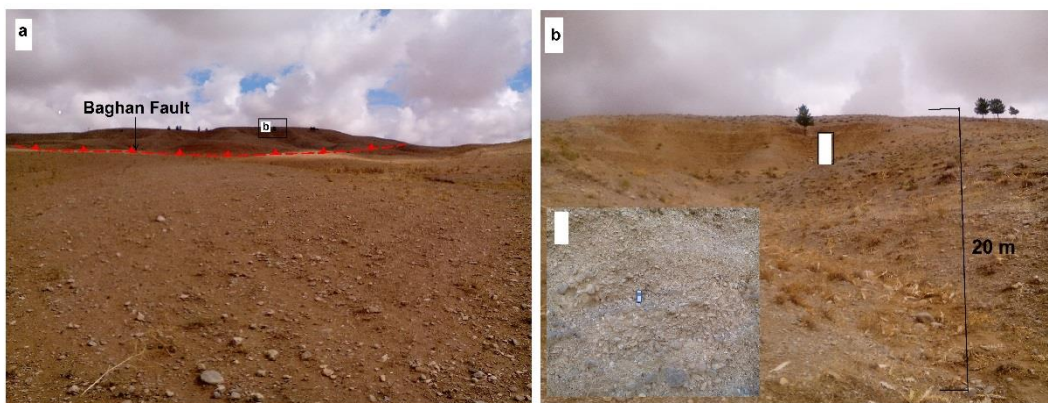
شکل ۳-۳) (a) تصویر ماهواره ای *Google Earth* از جابه جایی رسوبات مخروطه افکنه ای قدیمی بر اثر عملکرد امتدادلغز گسل باغان و جدایی آنها از حوزه های تغذیه اولیه. (b) نقشه زمین ریخت شناسی تهیه شده از این تصویر



شکل ۳-۴) جابه جایی آبره در طول مسیر گسل بر اثر فعالیت راست بر گسل باغان در غرب روستای سکه ( $N37^{\circ}25'$ ,  $E58^{\circ}40'$ ). نگاه تصویر شمال شرق.

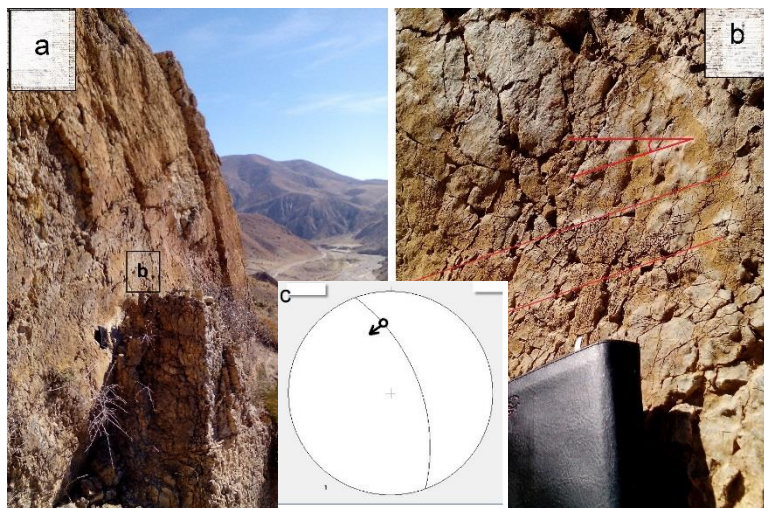


شکل ۳-۵) الگوی دگرشکلی در گسل های امتدادلغز و پیدایش راندگی در پایانه گسلی



شکل ۳-۶) ارتفاعات تشکیل شده از رسوبات جوان بر اثر فعالیت راندگی پایانه گسلی باغان (گسل F2) شمال روستای رضاآباد. ( $N 37^{\circ}19'53''$ ,  $E 58^{\circ}08'25''$ ) نگاه تصویر شمال

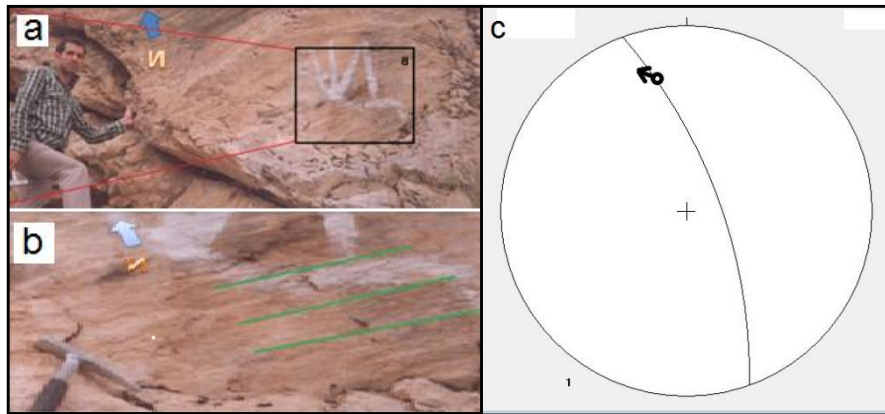
**سازوکار گسل:** همانطور که در بالا نیز به آن اشاره شد جابه جایی امتداد لغز گسل از روی تصاویر ماهواره ای کاملاً قابل رویت می‌باشد و می‌توان عنوان کرد نوع این جابه جایی امتداد لغز راست بر بوده و میزان جابه جایی نیز ۱۰ کیلومتر به دست آمد (شکل ۳-۲). اما شواهد برداشت شده از روی صفحه های گسلی مربوط به آن در دو نقطه  $E 58^{\circ} 02' 37.80''$ ,  $N 37^{\circ} 31' 49.13''$  در شمال روستای هنامه در حاشیه جاده هنامه-اوغاز و  $E 57^{\circ} 57' 46.24''$ ,  $N 37^{\circ} 58' 13.64''$  در شمال سد بارزو در امتداد دره رودخانه بارزو، نشان میدهد که این گسل علاوه بر فعالیت امتداد لغز راست بر داری مؤلفه شیبی معکوس نیز میباشد (شکل ۳-۷) و (شکل ۳-۸). در صفحه گسلی برداشت شده در شمال روستای هنامه میزان شیب صفحه گسلی ۷۰ درجه و به سمت جنوب شرق می‌باشد. بر روی این صفحه گسلی خش لغز هایی دیده می‌شوند که ریک ۳۳ درجه و پادساعتگرد دارند. با توجه به میزان ریک خطواره‌های برداشت شده و همینطور جابه جایی امتدادی راست بر گسل می‌توان گفت حرکت شیبی گسل به صورت معکوس می‌باشد. لازم به ذکر است در این منطقه داده های برداشت شده از روی فرادیاواره گسل می‌باشند.



شکل ۳-۷) برداشت های صحرائی از صفحه گسل در محل شمال روستای هنامه. تصویر *a*: محل برداشت که کادر *b* در آن نشان دهنده محل برداشت خش لغز ها میباشد. نگاه به سمت جنوب شرق. تصویر *b*: خش لغز های موجود در محل برداشت. نگاه به سمت شمال شرق. تصویر *c*: استریوگرام حاصل از داده های برداشت شده.



برداشت از صفحه گسلی در نقطه  $N 37^{\circ} 58' 13.64''$ ,  $E 57^{\circ} 57' 46.24''$  در شمال سد بارزو در امتداد دره رودخانه بارزو، نیز نشان می‌دهد گسل باغان علاوه بر حرکت امتدادلغزی راست‌بر دارای مؤلفه شیبی معکوس نیز می‌باشد. در این منطقه که صفحه گسلی در حاشیه دره رودخانه بارزو از روی سازند آهکی تیرگان برداشت شده است، خش لغزهای برداشت شده ریک ۲۹ درجه نشان داده و پادساعتگرد می‌باشند (بلوک فرادیواره). شیب صفحه گسل ۷۵ درجه و به سمت شمال شرق می‌باشد. با توجه به حرکت امتدادلغز راست بر گسل، خش لغزهای برداشت شده در این صفحه گسلی نیز نشان دهنده سازوکار امتدادلغز راست‌بر با مؤلفه شیبی معکوس برای گسل باغان می‌باشند.

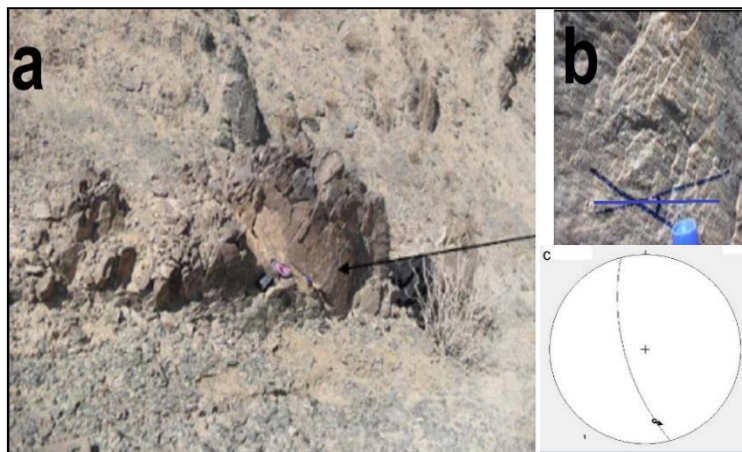


شکل ۳-۸) صفحه گسلی برداشت شده در محل شمال سد بارزو در دره رودخانه بارزو ( $N 37^{\circ} 58' 13.64''$ ,  $E 57^{\circ} 57' 46.24''$ ). تصویر a: نمای کلی از محل برداشت خش لغزها که در آن کادر b محل خش لغز را نشان می‌دهد. تصویر b: خش لغزهای برداشت شده. نگاه تصاویر به سمت شمال شرق می‌باشد. تصویر c: استریوگرام حاصل از خش لغزهای برداشت شده.

### ۳-۲-۲- گسل شکرانلو

گسل شکرانلو نیز یکی از گسل‌های اصلی در پهنه مورد مطالعه می‌باشد که هم‌رند با گسل باغان با طولی در حدود ۵۰ کیلومتر از مرز شمالی استان شروع شده و تا شمال شهرستان شیروان در دشت قوچان شیروان امتداد پیدا می‌کند. ادامه جنوب شرقی این گسل تا حدود ۵ کیلومتر در رسوبات آبرفتی دشت قوچان-شیروان قابل تعقیب است (افشار، ۱۳۷۳). میزان جابه‌جایی افقی این گسل در اثر فعالیت راست بر آن حدود ۲/۵ کیلومتر می‌باشد (رمضانی، ۱۳۸۶). از این گسل در مطالعات قبلی اطلاعات زیادی

در دست نمی‌باشد. صفحه گسلی مربوط به این گسل در بخش شمالی روستای بی بهره (  $N 37^{\circ} 32'$  ) به  $09.04''$  ،  $E 58^{\circ} 08' 33.36''$  ) به خوبی قابل مشاهده است، با توجه به صفحه گسلی برداشت شده در این مقطع، موقعیت هندسی این گسل  $255/72$  و مقدار ریک اندازه‌گیری شده بر روی این صفحه حدود  $25$  درجه ساعتگرد می‌باشند. جهت پلکان گسلی بر روی فرودپواره گسل به خوبی جهت حرکت بلوک‌ها را نسبت به هم نشان می‌دهد (شکل ۳-۹).

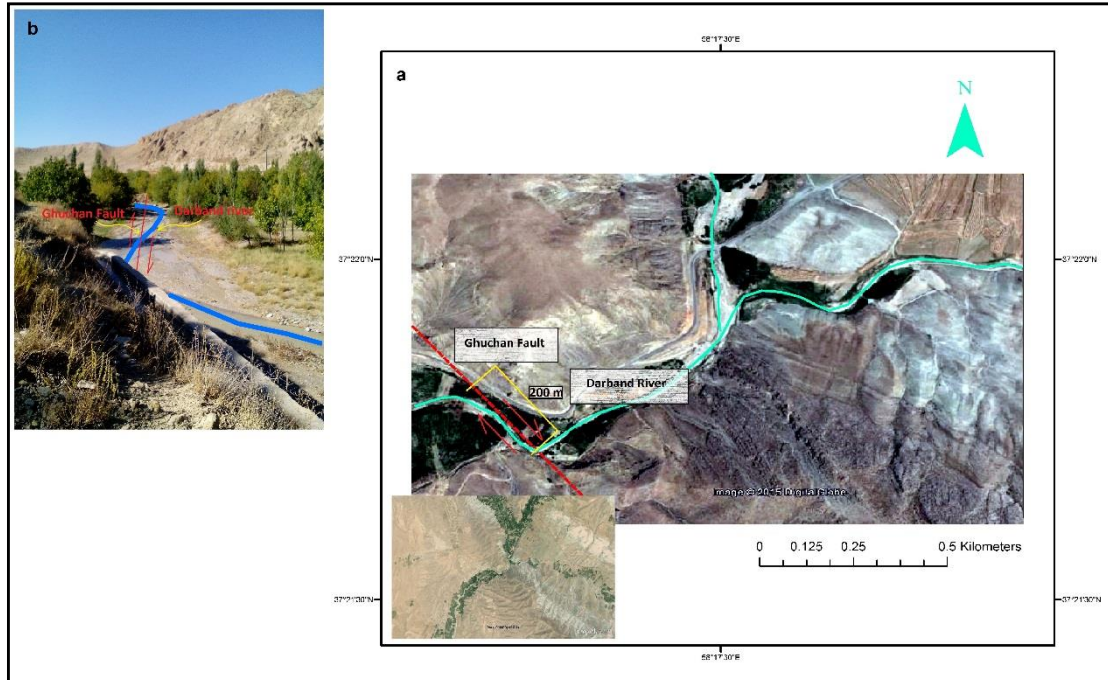


شکل ۳-۹) تصویر محل برداشت صفحه گسلی گسل شکرانلو در شمال روستای بی بهره. نگاه تصاویر به سمت شمال. تصویر *a*: محل برداشت خش لغزهای گسل شکرانلو که فلش، محل خش لغزهای تصویر *b* میباشد. تصویر *b*: خش لغزها و پلکان گسلی موجود در صفحه گسلی. جهت پلکان گسلی بر روی فرودپواره گسل به خوبی جهت حرکت بلوک‌ها را نسبت به هم نشان می‌دهد. تصویر *c*: استریوگرام حاصل از خش لغزهای برداشت شده.

### ۳-۲-۳- گسل قوچان

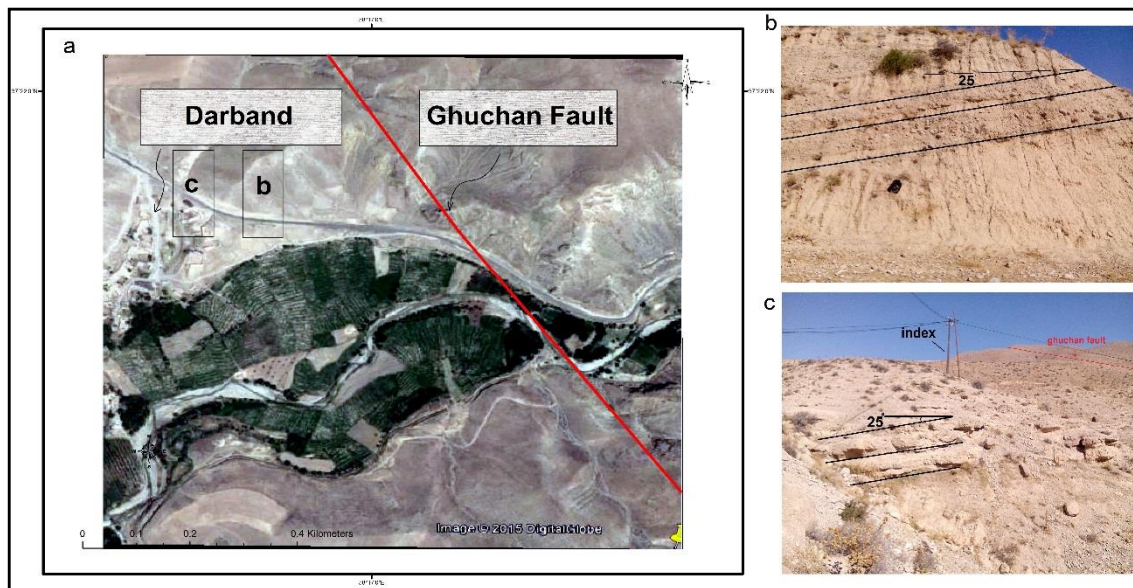
گسل قوچان با امتدادی شمال غربی-جنوب شرقی از مرز ایران و ترکمنستان شروع شده در محل روستای دربند در شمال شهرستان فاروج در دشت قوچان-شیروان قابل ردیابی است و در ادامه روند خود با طولی در حدود  $20$  کیلومتر رسوبات جوان دشت را تحت تاثیر قرار داده و تا شمال شهرکهنه در  $5$  کیلومتری شرق قوچان ادامه پیدا میکند (شکل ۳-۱). ادامه گسل در خاک ترکمنستان با امتداد شمال غرب به طول  $70$  کیلومتر به گسل اصلی کپه داغ (گسل عشق آباد) در محل بخاردین میرسد. فاصله مرز ترکمنستان در محل شمال روستای خیرآباد تا روستای نوقاب در شمال شهرکهنه  $85$  کیلومتر است. بنابراین مجموع طول گسل قوچان بیش از  $150$  کیلومتر است (رضانی‌اومالی، ۱۳۸۶). در نقشه زمین

شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ بجنورد (بلوچی و همکاران ۱۳۶۵) و گزارش افشار حرب (۱۳۷۳) طول گسل قوچان ۸۰ کیلومتر و میزان جابه جایی امتدادلغز گسل ۱/۵ کیلومتر گزارش شده است. روند گسل قوچان نیز همچون گسل باغان در ادامه جنوبی آن تغییر کرده و روند آن در شمال روستای شهرکهنه به شرقی-غربی تغییر پیدا می‌کند. (گسل F3). بر اثر این تغییر روند و سازو کار امتدادلغز راست بر گسل قوچان در این ناحیه منطقه فشارشی تشکیل شده و سازو کار گسل F3 به راندگی تغییر میکند (شکل ۳-۵). فعالیت جوان این گسل با ایجاد جابه جایی در مسیر آبراهه ها و تاثیر بر روی رسوبات جوان کواترنری در دشت قوچان-شیروان قابل اثبات است (شکل ۳-۱۰) و (شکل ۳-۱۱). همچنین شواهد زمین ریخت شناسی و فرازیافتگی رسوبات جوان در طول پایانه راندگی گسل قوچان (گسل F3) نشان دهنده فعالیت جوان در طول پایانه این گسل می‌باشد (شکل ۳-۱۲) تراکم بالای ریزلرزه ها بر روی پایانه گسلی قوچان هم دلالت بر فعالیت جوان و بالای این قسمت از گسل قوچان دارد (در مبحث تحلیل لرزه ای پهنه قوچان-شیروان مورد بحث قرار گرفته است).



شکل ۳-۱۰ (a): تصویر ماهواره ای Google Earth از جابه جایی رودخانه در بند در شمال شهرستان فاروج تحت تاثیر فعالیت امتدادلغز راست بر گسل قوچان در طول گسل. (b): تصویر صحرایی برداشت شده از این جابه جایی. نگاه تصویر شمال غرب.





شکل ۳-۱۱) چین خوردگی رسوبات جوان کواترنری در مجاورت گسل قوچان. (a): تصویر ماهواره ای Google Earth از محل برداشت های صحرایی و روند گسل. (b) و (c): تصاویر صحرایی بالآمدگی رسوبات کواترنری بر اثر فعالیت جوان گسل قوچان. نگاه تصاویر شمال شرق

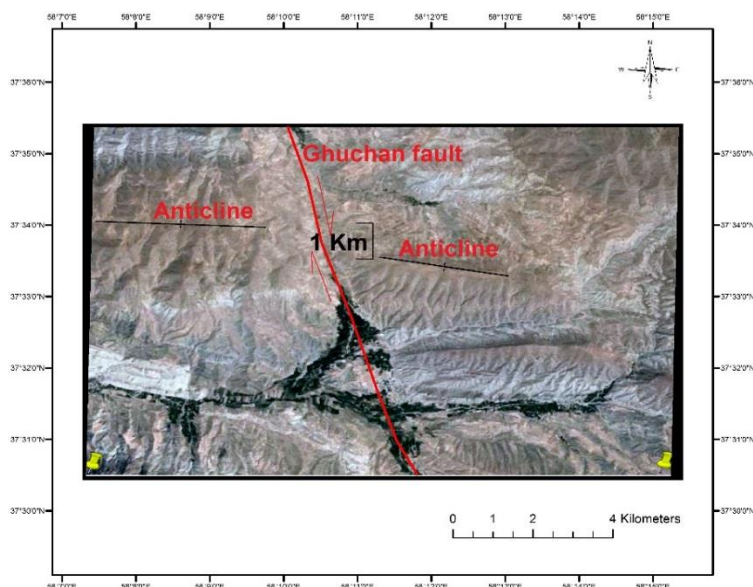


شکل ۳-۱۲) بالا آمدگی کنگلومرا های نئوژن در شمال روستای شهر کهنه بر اثر فعالیت جوان راندگی پایانه گسل قوچان (F3) (N37°08'31'', E58°25'49''). نگاه تصاویر شمال

**سازوکار گسل:** با بررسی بر روی جابه جایی آبراهه ها و تفسیر تصاویر ماهواره ای جابه جایی امتداد لغز راستبر گسل قوچان کاملاً قابل اثبات است (شکل ۳-۱۳). صفحات گسلی مربوط به این گسل نیز در دو بخش شمال شرقی روستای دربند ( $N37^{\circ}21'54.35''$ ,  $E58^{\circ}17'01.67''$ ) با موقعیت هندسی  $25^{\circ}/170$  و ریک خش لغز ۲۵ درجه و ساعتگرد و در جنوب شرق روستای بوانلو ( $N 37^{\circ}32'34.05''$ ,  $E$ )

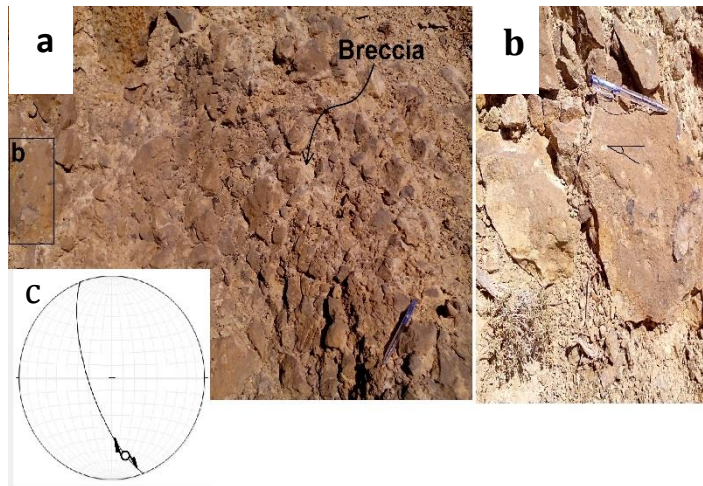
مشاهده است، بنابراین در این دو محل داده‌های بیشتری جهت تحلیل هندسی آن وجود دارد. (شکل ۳-۱۴) و (شکل ۳-۱۵).

همانگونه که در برداشت‌های یاد شده دیده می‌شود شیب صفحه گسلی قوچان به سمت جنوب غرب بوده و با توجه به ساعتگرد بودن ریک خش‌لغز‌های موجود بر روی این دو صفحه گسلی و با در نظر داشتن این موضوع که تصاویر ماهواره ای سازوکار امتدادلغز راست بر را برای این گسل نشان می‌دهند، می‌توان عنوان کرد بلوک فرادیواره این گسل به در مسیر ریک خش‌لغز به سمت بالا حرکت کرده و این گسل علاوه بر فعالیت امتدادلغزی راست بر دارای مؤلفه شیپی معکوس نیز می‌باشد. همچنین در بخش شمال شرقی روستای دربند فعالیت گسل قوچان موجب ایجاد زون خرد شده ای گردیده است که می‌توان در آن برش‌های گسلی را در فاصله ای به طول ۲۰۰ متر مشاهده کرد که در بعضی از نقاط این برش‌ها، شدیداً خورد شده و به صورت قائم، ارتفاعی بین ۸ تا ۳۰ متر دارند (شکل ۳-۱۶). لازم به ذکر است داده‌های صفحه گسلی از روی فرودیواره گسل برداشت شده‌اند.

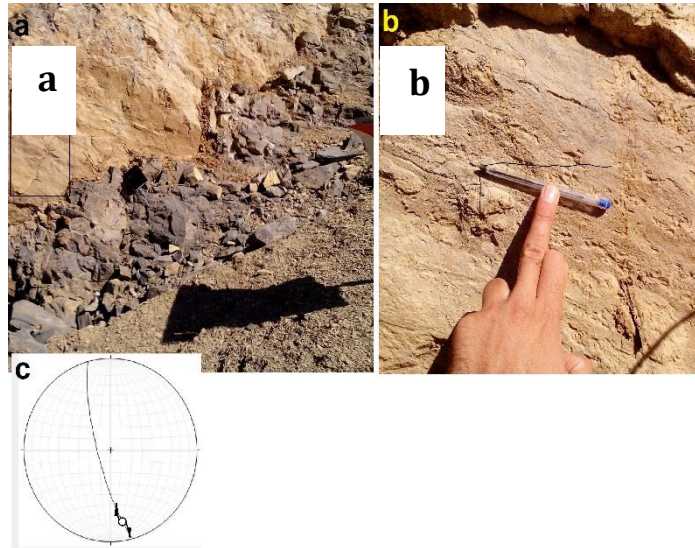


شکل ۳-۱۳) تصویر ماهواره ای *Google Earth* از میزان جا به جایی امتدادلغز راست بر گسل قوچان با تاثیر بر طاق‌دیس و جابه جایی محور آن

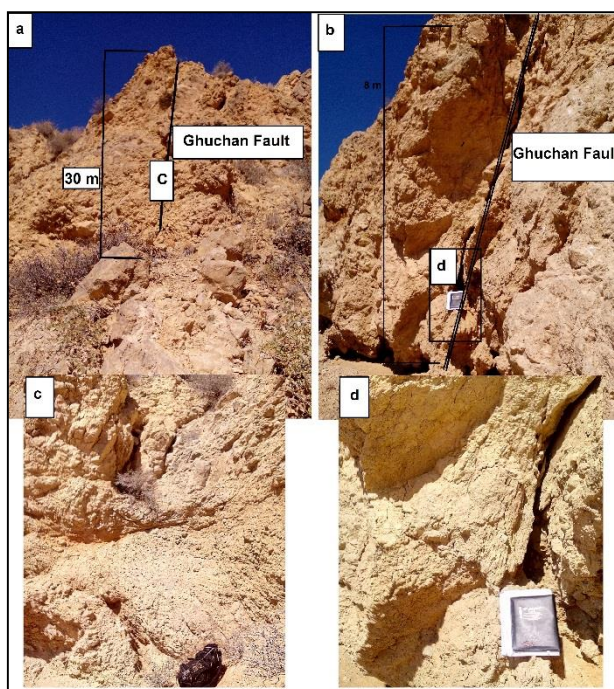




شکل ۳-۱۴) تصویر از محل برداشت صفحه گسلی در شمال روستای دربند (  $N37^{\circ}21'54.35''$  ,  $E58^{\circ}17'01.67''$  ). تصویر a: محل برداشت خش لغز های گسل که کادر b در آن محل برداشت خش لغز می- باشد. تشکیل زون برشی شده در این عکس کاملاً مشاهده می شود. نگاه عکس به سمت شمال غربی. تصویر b: خش لغز های ایجاد شده توسط فعالیت گسل که ریگی ۲۵ درجه و ساعتگرد دارند. هرچند در این نقطه به علت خورد شدگی و هوازدگی سنگ ها خش لغز ها بیشتر به صورت موج های برآمده و تو رفته دیده می شوند. نگاه عکس به سمت شمال شرقی. تصویر c: استریوگرام رسم شده از خش لغزهای برداشت شده که گسل قوچان را با مؤلفه امتدادی راستبر و شیب لغز معکوس نشان می دهد.



شکل ۳-۱۵) محل برداشت صفحه گسلی گسل قوچان در جاده ورودی روستای بوانلو (  $N37^{\circ}32'34.05''$  ,  $E58^{\circ}11'16.65''$  ). تصویر a: محل برداشت خش لغز ها در ترانشه حاشیه جاده بوانلو. نگاه عکس به سمت شمال شرقی. تصویر b: خش لغز های موجود در صفحه گسلی که ریگی معادل ۲۲ درجه و راست گرد را نشان می دهند. نگاه عکس به سمت شمال شرقی. تصویر c: استریوگرام حاصل از برداشت های صحرائی از محل صفحه گسلی قوچان که مشخصات هندسی 255/78 و ریک 165/22 را برای این گسل نشان می دهد.



شکل ۳-۱۶) تشکیل زون برشی شده با شدت های خورد شدگی متفاوت در شمال روستای دربند توسط گسل قوچان (  $N37^{\circ}21'54.35''$ ,  $E58^{\circ}17'01.67''$ ). این زون در وسعتی به طول ۲۰۰ متر دیده میشود. نگاه تصاویر به سمت شمال غرب.

### ۳-۲-۴- گسل F1

همانطور که در شکل ۳-۱ دیده می شود گسل F1 با روند شرقی-غربی در غرب پهنه مورد مطالعه و در شمال شهرستان شیروان قابل ردیابی است. این گسل به سمت شرق تا مجاورت گسل باغان امتداد پیدا میکند. تاثیر گسلش بر روی رسوبات آبرفتی عهد حاضر در شمال روستای رضاآباد و بالا آمدگی این رسوبات در مجاورت گسل نشان دهنده فعالیت جوان معکوس یا راندگی این گسل می باشد (شکل ۳-۱۷). به نظر می رسد این گسل نیز همانند گسل های F2 و F3 در اثر فعالیت امتدادلغز گسلشی هم روند با گسل های باغان و قوچان و تشکیل منطقه فشارشی در پایانه آن به علت تغییر روند گسل به وجود آمده باشد. اطلاعات دقیق تر در مورد مکانیزم و نحوه تشکیل این گسل منوط به مطالعات بیشتر درباره آن می باشد.



شکل ۳-۱۷) بالآمدگی و کج شدگی رسوبات آبرفتی جوان در شمال روستای الله آباد بر اثر فعالیت معکوس گسل F1 (N37°23'17'', E58°00'52'') نگاه تصاویر شمال شرق

### ۳-۳- شکستگی ها

درزه عبارت است از شکستگی کوچک مقیاسی که سنگ های دوسوی آن نسبت به یکدیگر جابه جایی قابل ملاحظه ای متحمل نشده اند. اگر این گونه شکستگی ها با ماده ای پر نشده باشند به آن درزه گویند و در صورتی که ماده ای آن ها را پر کرده باشد آن ها را رگه (*vein*) می نامند. درزه ها کم و بیش در تمام سنگ‌هایی که در نزدیکی سطح زمین دگرریخت شده اند، دیده می شوند. با وجود گستردگی و اهمیت عملی درزه ها، دلایلی وجود دارد که تحلیل درزه ها را دشوار ساخته است (قاسمی، ۱۳۸۷):

- سن آن ها به طور عمومی معلوم نیست.
  - به آسانی دوباره فعال می شوند.
  - در عمل هیچ گونه کرنش قابل اندازه گیری را نشان نمی دهند.
  - سازوکارهای بسیار گوناگونی می تواند آن ها را پدید بیاورد.
- در بسیاری از حالات درزه‌های متعددی در حوالی چین‌ها مشاهده می‌شوند. این درزه‌ها در اثر نیروهایی که لایه‌ها را چین داده‌اند، بوجود آمده‌اند. این درزه ها را می‌توان به سه دسته تقسیم کرد:

## درزه‌های کششی :

بعضی از درزه‌هایی که در حوالی چین‌ها دیده می‌شوند، بر محور چین عمودند. این درزه‌ها را می‌توان به عنوان درزه‌های کششی در نظر گرفت زیرا هنگامی که طبقات، در امتداد عمود بر محور چین تحت فشار قرار گرفته و چین‌ها را به وجود می‌آورند، در امتداد محور چین تحت کشش واقع می‌شوند، بنابراین در امتداد عمود بر محور چین درزه‌های کششی به وجود می‌آید.

## درزه‌های رهایی :

درزه‌های رهایی، درزه‌هایی هستند که به موازات سطح محوری چین‌ها به وجود می‌آیند.

## درزه‌های برشی :

معمولاً دو دسته درزه که با هم زاویه ۶۰ درجه تشکیل می‌دهند، نیز در حول و حوش چین‌ها مشاهده می‌شوند که می‌توان آنها را به عنوان گستگی‌های برشی تعبیر کرد.

به علت گستردگی رخنمون سازند تیرگان که امکان برداشت داده‌های مناسب را فراهم می‌کند و کمبود رخنمون‌های مناسب از سازندهای شوریه و سرچشمه و همچنین تحلیل چین خوردگی در سازند تیرگان در این تحقیق، داده‌های برداشت شده بیشتر مربوط به این واحد سنگ شناختی است. در منطقه مورد مطالعه انواع سیستم‌های درزه‌ای برداشت و مورد بررسی قرار گرفته‌اند. در این تحقیق سعی بر روشن ساختن چگونگی توزیع و روند درزه‌ها شده است.

درزه‌ها و شکستگی‌های این منطقه به صورت ایستگاهی برداشت شده‌اند و در آن ایستگاه‌ها روند غالب و درزه‌های سیستماتیک و غیرسیستماتیک مورد بررسی قرار گرفته‌اند. به منظور بررسی الگوی درزه‌ها، این ساختارها در منطقه مورد مطالعه در هشت ایستگاه انتخاب و مورد بررسی قرار گرفت و به

منظور مطالعه آماری آنها نتایج به دست آمده در قالب نمودارهای گل سرخی رسم گردید (شکل ۳-۱۸). بررسی این نمودارها وجود شش دسته درزه اصلی را برای منطقه مشخص می کند.

شکستگی‌ها در منطقه دارای خصوصیات زیر هستند:

الف- درزها عموماً جهات خاصی را در منطقه دنبال می کنند که این جهات دقیقاً بر دیگر عناصر ساختاری منطقه منطبق است. مانند عمود بودن یا هم روند بودن با سطح محوری چین های منطقه.

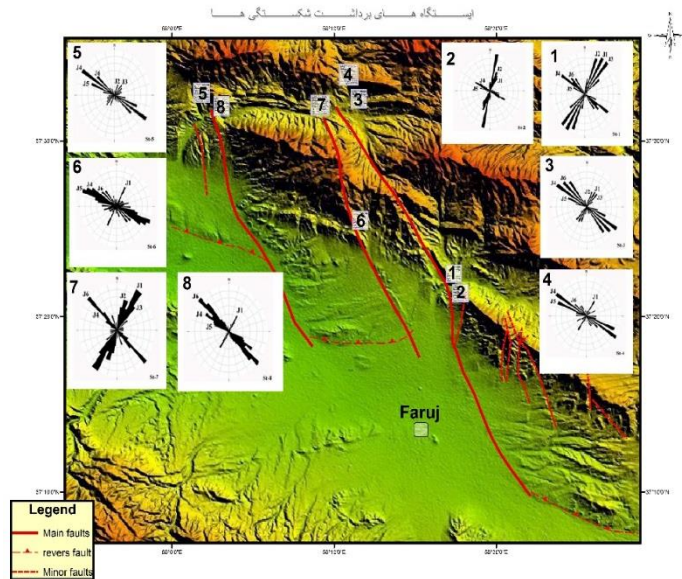
ب- اکثر درزه‌های رویت شده عمیق هستند

با توجه به برداشت‌های صحرائی و توزیع کلی شکستگی‌ها بر اساس امتدادشان، در این منطقه دو دسته درزه مزدوج مشاهده می شود:

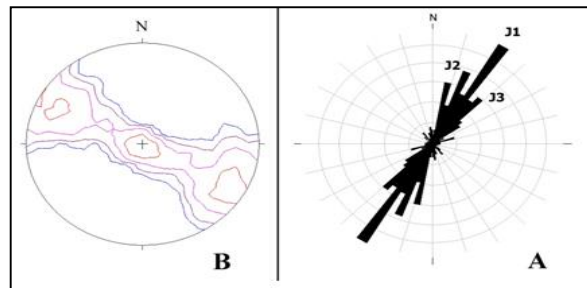
الف- دسته اول از درزه های برشی مزدوج، که به نامهای  $J2$  و  $J3$  نامگذاری شده اند (شکل ۳-۱۹)، دارای موقعیت فضایی  $290/66$  و  $130/58$  بوده و نیمساز زاویه حاده آن ها بر محور چین و گسل های منطقه عمود و با دسته درزه های  $J1$  با موقعیت فضایی  $300/61$  موازی است. دسته درزه های  $J1$  درزه هایی کششی هستند که عمود بر لایه بندی چین خوردگی های برداشت شده در سازند تیرگان ایجاد شده اند و به عنوان درزه های عرضی شناخته می شوند. (درزه های عرضی درزه‌هایی هستند که عمود محور چین خوردگی تشکیل می شوند).

ب- دسته دوم از درزه های برشی مزدوج، که به نامهای  $J5$  و  $J6$  نامگذاری شده اند، دارای موقعیت فضایی  $020/57$  و  $230/55$  بوده و نیمساز زاویه حاده آن ها موازی با محور چین و گسل های منطقه بوده و بر دسته درزه های  $J4$  با موقعیت فضایی  $030/70$  و  $210/65$  منطبق می باشد. دسته درزه های  $J4$  از انواع درزه های طولی یا رهایی هستند (درزه‌های طولی درزه‌هایی هستند که موازی با محور چین خوردگی تشکیل می شوند) (شکل ۳-۲۰).

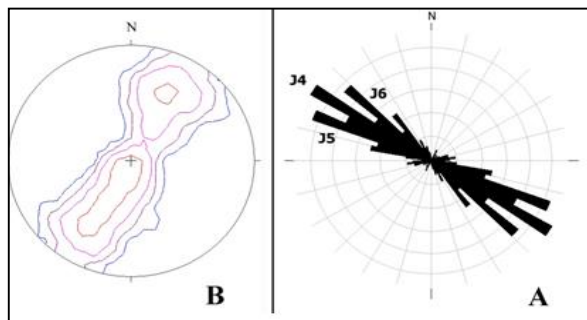




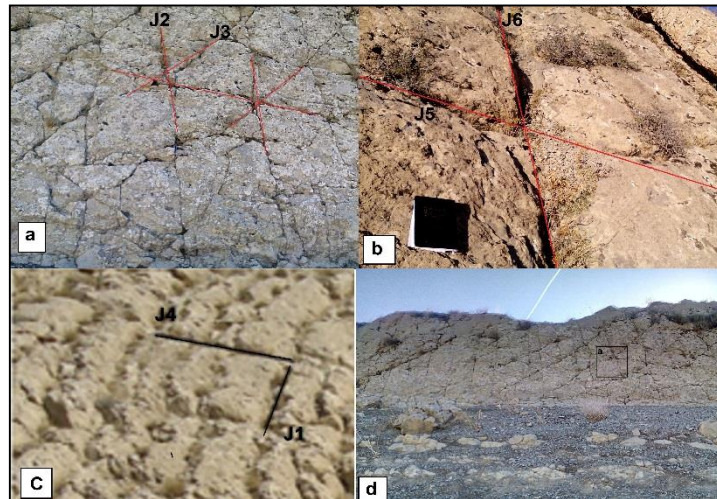
شکل ۳-۱۸) موقعیت و نمودارهای گل سرخی برای درزه های ۸ ایستگاه مطالعاتی با استفاده از نرم افزار *Stereonet*



شکل ۳-۱۹) نمودار گل سرخی (A) و خطوط کنتوری (B) برای دسته درزه گروه اول



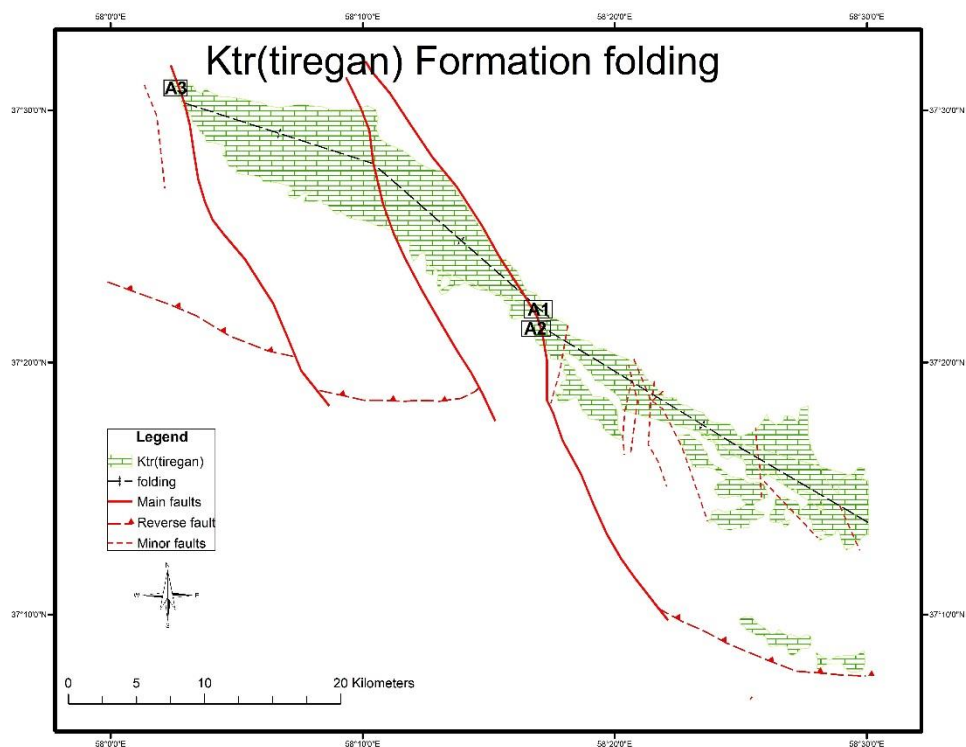
شکل ۳-۲۰) نمودار گل سرخی (A) و خطوط کنتوری (B) برای دسته درزه گروه دوم



شکل ۳-۲۱) نمونه ای از درزه های برداشت شده از ایستگاه های مختلف. نگاه تصویر *a* به جنوب و برداشت از روی سازند سرچشمه، *b*: شمال و برداشت از روی سازند تیرگان، *c*: شمال شرق و برداشت از روی سازند سرچشمه و *d*: جنوب و برداشت از روی سازند سرچشمه.

### ۳-۴- چین

هرچند در واحدهای رسوبی قدیمی تر (مزوزوئیک) همچون سازند تیرگان چین خوردگی ها به طور گسترده دیده میشوند اما چین ها در پهنه قوچان-شیروان معمولاً در واحدهای رسوبی جوان (کنگلومرالهای میوسن و پلیوسن و رسوبات کواترنری) دیده میشوند. در منطقه مورد مطالعه سازند تیرگان که ارتفاعات بلند مشرف به دشت را میسازد چین خوردگی با طول بیش از ۷۰ کیلومتر و با روند عمومی شمال غربی- جنوب شرقی را تشکیل میدهد که روند این چین خوردگی در مقاطع مختلف به علت فعالیت امتداد لغز گسل های منطقه تغییر میکند (شکل ۳-۲۲). جهت بررسی هندسی این چین خوردگی در مجاورت گسل های اصلی منطقه سه مقطع از آن در مجاورت گسل های قوچان و باغان انتخاب و بررسی شده است که در ذیل به شرح هر کدام پرداخته می شود.



شکل ۳-۲۲) تصویر شماتیک از چین خوردگی سازند تیرگان بر اساس برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ فاروج. کادرهای مشخص شده محل برداشت ها می باشند.

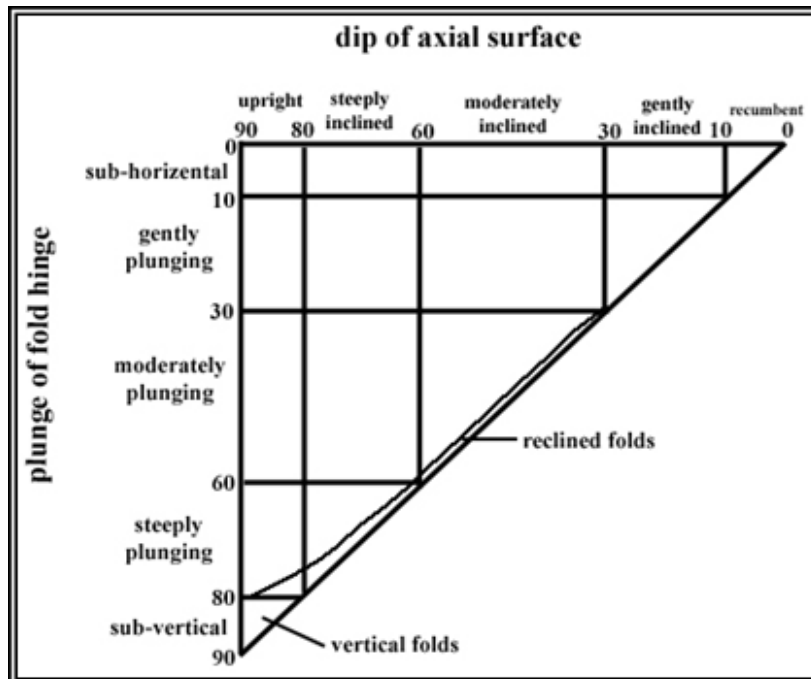
### ۳-۴-۱- پارامترهای ضروری برای تحلیل چین ها

شیب و امتداد لایه ها، (۲) تعیین موقعیت محور چین، (۳) تعیین سطح محوری چین، (۴) تعیین زاویه بین یالی، (۵) زاویه میل محور چین، (۶) کلاس چین و سازوکار چین خوردگی می باشد. **طبقه بندی چین ها:** مطالعات بی شمار و مهمی برای تحلیل و ساختار شکل چین ها و طبقه بندی آن ها صورت گرفته، که در ذیل چند نمونه از این طبقه بندی ها آورده شده است.

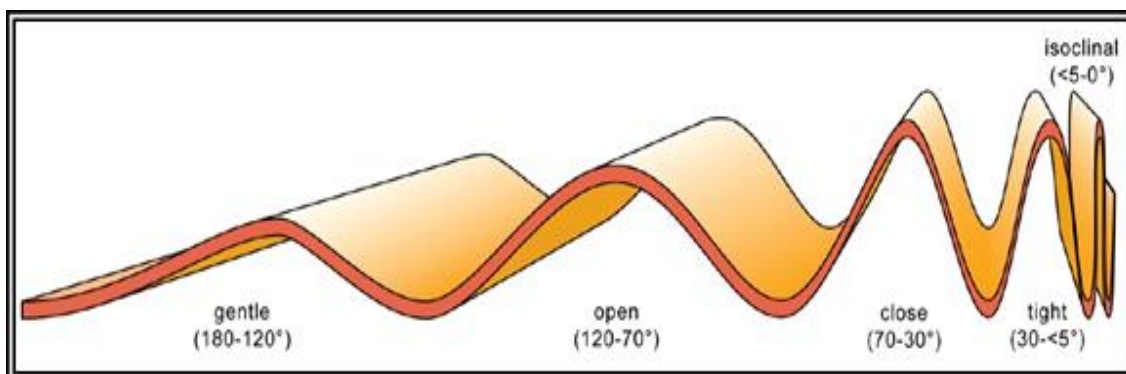
فلوتی (۱۹۶۴) یک دیاگرام برای ترسیم نوع چین ها براساس پلانژ محور چین و شیب سطح محوری پیشنهاد کرد (شکل ۳-۲۳).

همچنین فلوتی چین ها را بر اساس زاویه بین یالی، در هفت گروه طبقه بندی کرد (شکل ۳-۲۴)، که این طبقه بندی یک طبقه بندی کاملاً توصیفی است.





شکل ۳-۲۳) ترسیم نوع چین‌ها براساس پلانژ محور و شیب سطح محوری چین در تقسیم‌بندی فلوتی (۱۹۶۴)

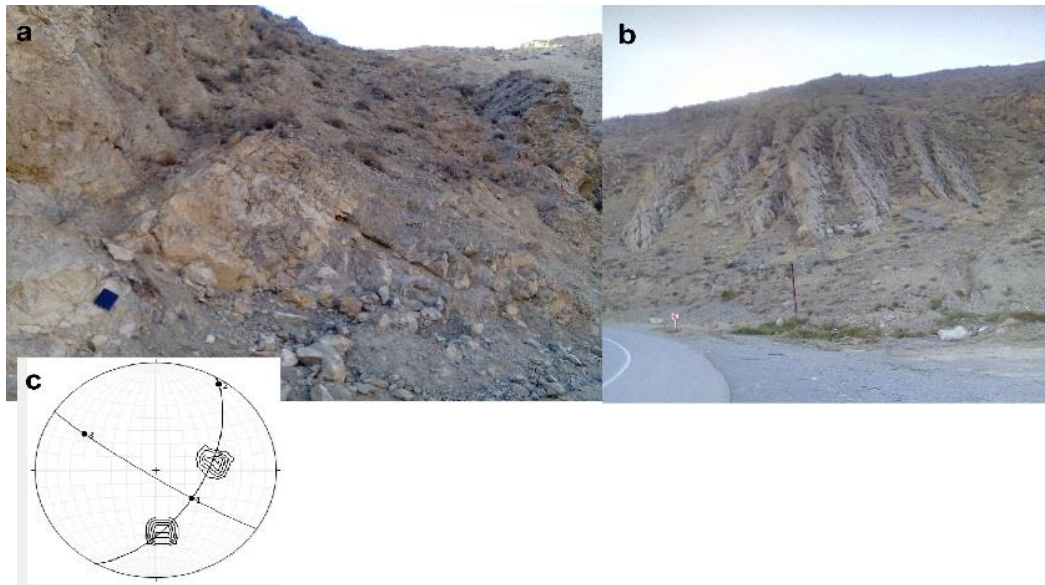


شکل ۳-۲۴) طبقه‌بندی چین‌ها براساس زاویه بین یالی (فلوتی، ۱۹۶۴)

### ۳-۴-۲- مقطع چین A1

این مقطع چین در موقعیت " $N 37^\circ 21' 53.22''$ ,  $E 58^\circ 17' 18.74''$ " و در مجاورت گسل قوچان واقع شده است (شکل ۳-۲۲). طبق اندازه‌گیری سطوح لایه‌بندی در موقعیت‌های مختلف از این چین مختصات سطح محوری چین بر حسب جهت و مقدار شیب  $213/85$  و محور چین بر حسب میل / روند و به روش نگاره  $300/32\pi$  به دست آمد (شکل ۳-۲۵). با توجه به مقادیر به دست آمده برای محور و سطح محوری

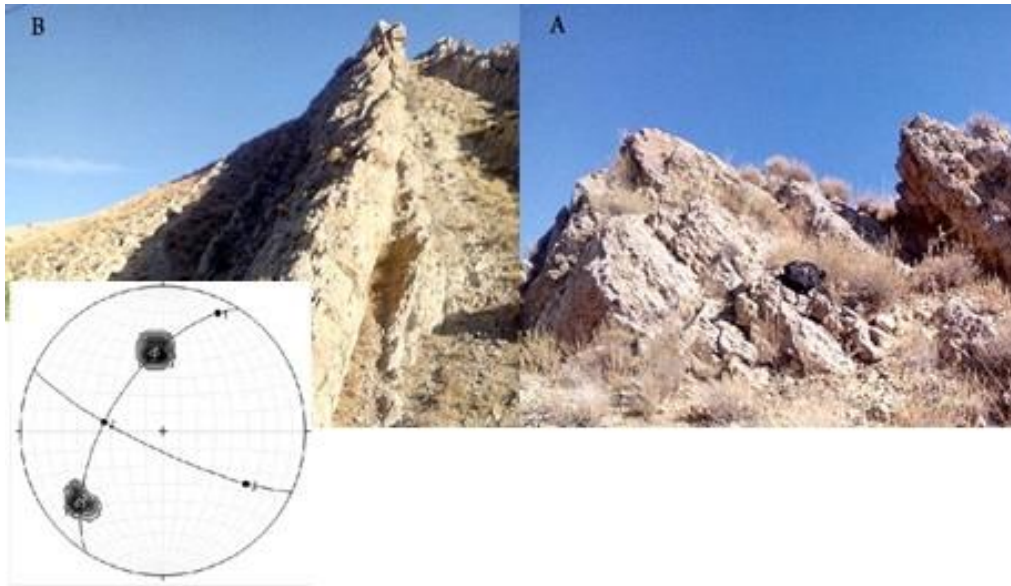
این چین را در تقسیم‌بندی فلوتی بر اساس شیب سطح محوری می‌توان از نوع *Upright Fold* و براساس پلانژ محور چین *moderately plunging* در نظر گرفت. همچنین بر اساس رده بندی فلوتی (۱۹۶۴) به نقل از توییس و مور (۱۹۹۲) این چین با داشتن زاویه بین یالی ۶۴ درجه یک چین بسته است.



شکل ۳-۲۵) چین در مقطع  $A_1$  و استریوگرام خطوط تراز مربوط به آن (تصویر c) (دید تصویر a به سمت شمال غرب و دید تصویر b به سمت جنوب غربی)

### ۳-۴-۳- مقطع چین $A_2$

مختصات محل قرارگیری این مقطع از برداشت برحسب طول و عرض جغرافیایی به ترتیب شامل  $N 37^{\circ}21'42.98''$ ,  $E 58^{\circ}17'25.78''$  و در مجاورت گسل قوچان می باشد (شکل ۳-۲۲). طبق اندازه گیری های انجام شده در بخش های مختلف، این مقطع از چین دارای سطح محوری با مختصات  $205/79$  و محوری با روند  $122/32$  می باشد (شکل ۳-۲۶). با توجه به اندازه گیری های ذکر شده این چین در تقسیم‌بندی فلوتی بر اساس شیب سطح محوری در گروه *Steeply inclined* و براساس پلانژ محور چین در رده *moderately plunging* جای می‌گیرد. همچنین بر اساس رده بندی فلوتی (۱۹۶۴) به نقل از توییس و مور (۱۹۹۲) این چین در این مقطع با داشتن زاویه بین یالی ۸۸ درجه از انواع چین های باز است.

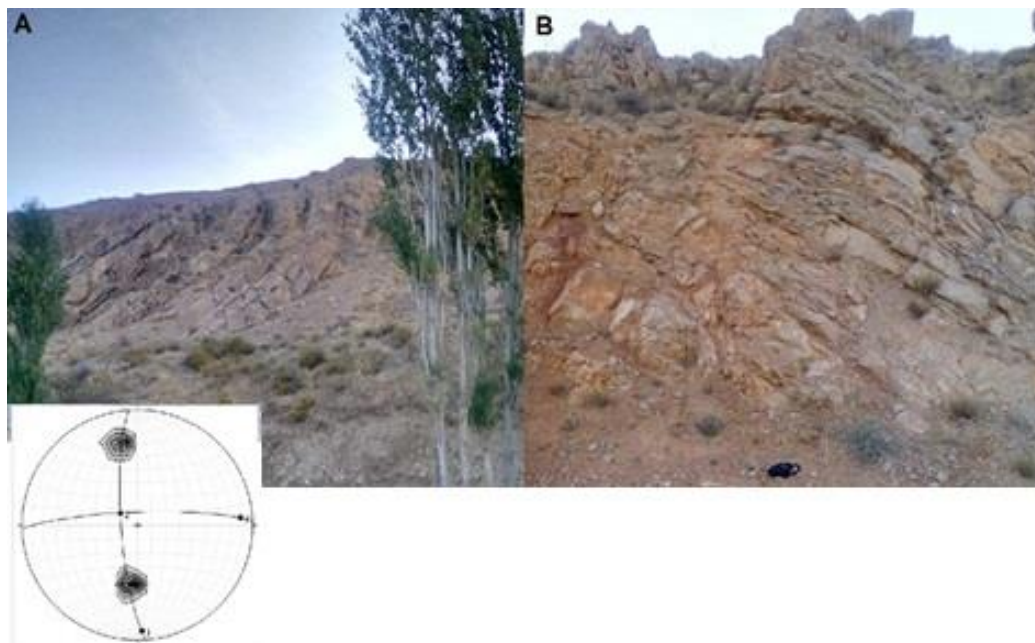


شکل ۳-۲۶) چین در مقطع  $A_2$  و استریوگرام خطوط تراز مربوط به آن (دید تصویر A به سمت شمال شرقی و دید تصویر B به سمت جنوب شرقی)

### ۳-۴-۴-۳- مقطع چین $A_3$

این مقطع از چین که در طول جغرافیایی  $E 58^{\circ} 3' 12.91''$  و عرض جغرافیایی  $N 37^{\circ} 31' 7.14''$  واقع شده (شکل ۳-۲۲)، دارای سطح محوری به مختصات  $358/81$  و محوری با روند  $086/11$  می باشد.

بر این اساس می توان در این مقطع این چین را از نوع *upright* در تقسیم بندی فلوتی بر اساس شیب سطح محوری و از نوع *pently plunging* بر اساس پلانژ محور چین دانست. همچنین بر اساس رده بندی فلوتی (۱۹۶۴) به نقل از توییس و مور (۱۹۹۲) این چین با داشتن زاویه بین یالی ۹۳ درجه، در این مقطع از انواع چین های باز است (شکل ۳-۲۷).



شکل ۳-۲۷) چین در مقطع A<sub>3</sub> و استریوگرام خطوط تراز مربوط به آن (دید تصویر A به سمت شمال غربی و دید تصویر B به سمت جنوب شرقی)

### ۳-۴-۵- چین خوردگی در واحدهای رسوبی جوان

همانطور که در بالا اشاره شد به علت این که اغلب واحدهای رسوبی منطقه مورد مطالعه، جزو واحدهای رسوبی سنوزوئیک می‌باشند چین خوردگی در منطقه مورد مطالعه بیشتر در این واحدهای رسوبی دیده می‌شود که در مبحث نوزمین ساخت به آنها پرداخته می‌شود.

# فصل ۴

## نوزمین ساخت

پهنه رسوبی قوچان-شیروان که در استانهای خراسان رضوی و شمالی قرار دارد یکی از پرتحرکترین و پر عارضهترین حوزههای تکتونیکی آن به شمار می‌رود. فعالیت‌های تکتونیکی، گسل‌های زیادی را در پیرامون منطقه به وجود آورده است که منشأ بسیاری از مشخصات ریخت‌زمین‌ساختی، اقتصادی و طبیعی منطقه می‌باشد. در این بخش بر اساس ساختار تکتونیکی منطقه، بررسی مسائل مرتبط با ریخت‌زمین‌ساخت انجام شده است. همچنین شواهد فعالیت‌های زمین‌ساختی جوان نیز مورد بررسی واقع شده است.

#### ۴-۱- بررسی فعالیت‌های نوزمین‌ساختی

تعاریف گوناگون در ارتباط با علم نوزمین‌ساخت بیان شده است. در این تحقیق تعریف ارائه شده توسط (Vita-Finzi, 1962) مورد توجه قرار گرفته است. به اعتقاد وی علم نوزمین‌ساخت فقط تغییر شکل‌های ایجاد شده از اوایل دوره چهارم تا عهد حاضر را مورد بحث و بررسی قرار می‌دهد. به طور کلی فعالیت‌های نوزمین‌ساختی با علائم و شواهد مختلف از جمله علائم و شواهد زمین‌شناسی، زمین‌ریختاری، تاریخی، باستان‌شناسی، زلزله‌شناسی و ژئودزی قابل شناسایی و بررسی هستند.

#### ۴-۱-۱- علائم و شواهد زمین‌شناسی

علائم و شواهد زمین‌شناسی فعالیت‌های نوزمین‌ساختی شامل آن دسته از حرکات و تغییر شکل‌هایی می‌شود که در اواخر دوران سوم شروع شده و تا کنون ادامه دارند. از جمله این نوع حرکات و تغییر شکل‌ها می‌توان به کوتاه یا طویل‌شدگی، ضخیم یا نازک‌شدگی، خمیدگی یا کمانی شدن جوان در پوسته، چین‌خوردگی، گسل‌خوردگی و شکستگی جوان در سنگ‌ها و طبقات زمین و فرآیندهای دیاپریسم، ناپیوستگی جوان، آتشفشان و ایزوستازی جوان اشاره نمود.

#### ۴-۱-۲- علائم زمین‌ریختاری

علائم و شواهد زمین‌ریختاری شامل تغییر شکل‌های غیر عادی در شکل مسیر، نیمرخ بستر و مقطع عرضی رودخانه‌ها و دره‌ها، تغییرات غیر عادی در مخروط افکنه‌ها، تراس‌های رودخانه‌ای و دریایی، تغییرات غیر عادی در دلتای رودخانه‌ها، وجود پرتگاه‌های گسلی، وجود پیشانی کوهستانی گسلی، چین‌خوردگی جوان، تغییرات غیر عادی در خطوط ساحلی و آثار رانش در رسوبات جوان و غیره می‌باشد.

#### ۴-۱-۳- علائم و شواهد زلزله‌شناسی

علائم و شواهد زلزله‌شناسی از جمله مهم‌ترین علائم در شناخت حرکات نوزمین‌ساختی در هر منطقه به شمار می‌روند. به دلیل اینکه این علائم، از دقت بیشتری برخوردار بوده و همچنین به راحتی قابل دسترسی هستند. نتایج مطالعه و بررسی داده‌های لرزه‌ای یک منطقه می‌تواند در تحلیل حرکات نوزمین‌ساختی در منطقه مورد نظر به کار برده شود. در صورتیکه زلزله بزرگ یا ریزلرزه‌ها بر روی صفحه گسلی کانون‌یابی شوند نشانه فعال بودن گسل می‌باشند.

#### ۴-۱-۴- علائم و شواهد ژئودزی

علائم ژئودزی، دقیق‌ترین علائم و شواهد حرکات نوزمین‌ساختی هستند. در واقع ژئودزی وسیله‌ای برای اندازه‌گیری مستقیم حرکات نوزمین‌ساختی است. ژئودزی نرخ حرکات و تغییر شکل‌های نوزمین‌ساختی را به طور دقیق محاسبه می‌کند ولی از آنجایی که هزینه آن بالا است و نیز به راحتی برای همگان قابل دسترسی نیست، کمتر مورد استفاده قرار می‌گیرد.

#### ۴-۱-۵- علائم و شواهد تاریخی

علائم و شواهد تاریخی مربوط به حرکات نوزمین‌ساختی عبارت از مطالبی هستند که در تاریخ در رابطه با حوادث طبیعی نوشته شده است. علائم و شواهد تاریخی در مقایسه با سایر علائم نوزمین‌ساختی

از دقت کمتری برخوردار هستند. به دلیل اینکه امکان اشتباه در اعلام زمان و مکان حوادث تاریخی، توسط نویسنده را نمی‌توان نادیده گرفت.

#### ۴-۱-۶- علائم و شواهد باستان‌شناسی

آثار باقی‌مانده از بناهای قدیمی، کانال‌های باستانی و قنات‌ها از جمله مهم‌ترین علائم و شواهد باستان‌شناسی هستند که مطالعه آن‌ها می‌تواند در پی بردن به وجود یا عدم وجود حرکات جوان در یک منطقه تأثیر بسزایی داشته باشد. به عنوان مثال تغییر مسیر حرکت آب، در کانال‌های باستانی که نشانگر تغییر شیب در آن منطقه است و یا تغییر در شکل مسیر قنات‌ها یا تغییرات طبیعی در شکل بناهای باستانی می‌تواند نشانگر وجود حرکات نوزمین‌ساختی در منطقه باشد.

#### ۴-۲- بررسی شواهد ریخت‌زمین‌ساختی در منطقه مطالعاتی

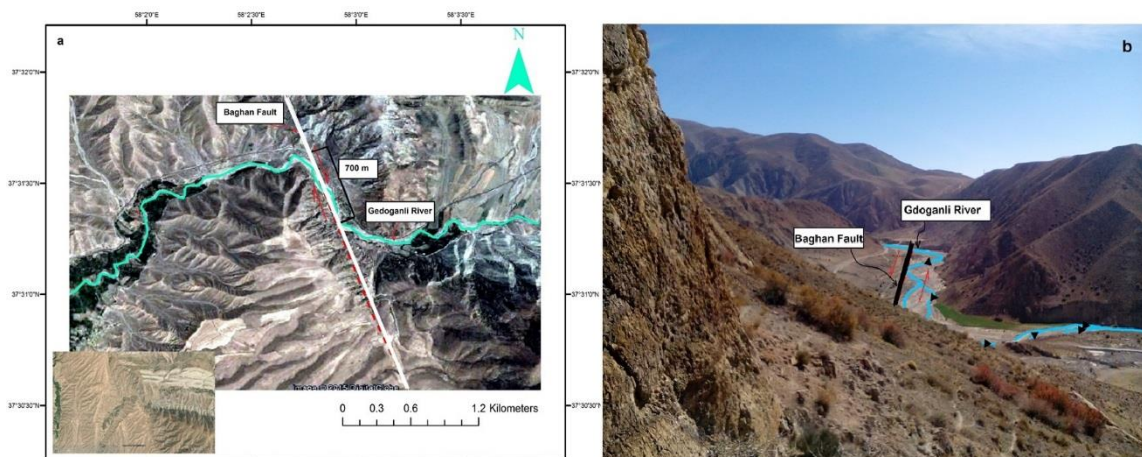
از آنجا که سیستم گسلی حاکم بر منطقه مطالعاتی بطور عمده دارای سیستم امتدادلغز با مؤلفه فشاری است، در این منطقه عوارض مورفوتکتونیکی مرتبط با گسل‌های امتدادلغز از جمله جابه‌جایی مجرای آبراهه‌ها، رودهای بریده شده، دره‌های خطی و غیره به وفور یافت می‌شود. بر اساس بررسی تصاویر ماهواره‌ای و همچنین بازدید میدانی که صورت گرفت، شواهد ذیل نشان دهنده زمین‌ساخت فعال در پهنه قوچان-شیروان می‌باشند.

#### ۴-۲-۱- آبراهه‌ها

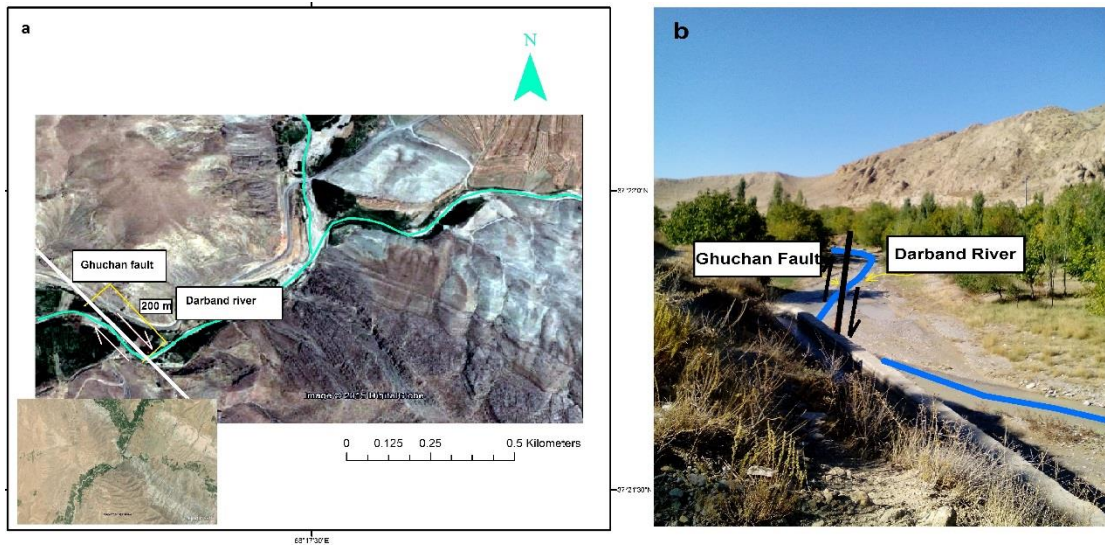
تغییر شکل مجاری آبراهه‌ای به صورت مختلفی مشاهده می‌گردد ولی به طور معمول اولین اثرات جنبش‌های زمین‌ساختی به طور محلی در کاهش و یا افزایش شیب بستر کانال و یا بریدگی کانال، حفر بستر و یا رسوبگذاری نمایان می‌شود. انحراف در مسیر آبراهه‌های یک منطقه می‌تواند دلیلی بر وجود یک گسل راستالغز باشد. به گونه‌ای که یکی از سیماهای سرشتی گسل‌های راستالغز، جابه‌جایی نهرها و آبراهه‌های کوچک و بزرگ در راستای گسل است که به صورت انحراف‌ها و جابه‌جایی‌های راست بر و چپ بر مشاهده می‌شوند. آبراهه‌های منحرف شده به طور مورب وارد زون گسلی شده و



قبل از اینکه به مسیر اصلی خود برگردند، در مسافتی به موازات گسل جریان می‌یابند. گاهی آبراهه‌ها توسط گسل راستالغز به کلی از مسیر اولیه خود خارج می‌شوند و در پایین دست مسیر جدیدی ایجاد می‌کنند. لذا از روی آبراهه‌های منحرف شده و جابه‌جا شده به خوبی می‌توان به جهت جابه‌جایی نسبی حرکت در گسل راستالغز پی برد. در منطقه مطالعاتی در چندین مکان آبراهه‌ها از مسیر اولیه خود منحرف یا جابه‌جا شده‌اند. همان گونه که در تصاویر نشان داده شده است، آبراهه‌ها به صورت راست بر در راستای گسل جابه‌جا شده‌اند. این وضعیت علاوه بر نشان دادن محل عبور گسل، خود به عنوان یکی از معرف‌های پویایی و فعال بودن گسل می‌تواند بشمار آید. در شکل ۴-۱، مسیر رودخانه گدوگانلی (شاخه ای از رودخانه اترک) در شمال روستای هنامه (طول جغرافیایی  $2^{\circ}58'E$  و عرض جغرافیایی  $31^{\circ}37'N$ ) توسط حرکت راستالغز گسل باغان در امتداد این گسل به میزان ۷۰۰ متر به سمت شمال شرق منحرف شده است. در شکل ۴-۲، مسیر رودخانه دربند در شرق روستای دربند (جاده فاروج-سفجیر) ( $17^{\circ}58'E$ ,  $21^{\circ}37'N$ ) در مسیر گسل قوچان توسط حرکت امتدادی راستبر این گسل به میزان ۲۰۰ متر در مسیر گسل به سمت شمال شرق منحرف شده و پس از این انحراف به مسیر اصلی برگشته است.



شکل ۴-۱) تصویر a: تصویر ماهواره ای *Google Earth* از جابه‌جایی در مسیر رودخانه گدوگانلی توسط حرکت امتدادالغز راستبر گسل باغان (طول جغرافیایی  $2^{\circ}58'E$  و عرض جغرافیایی  $31^{\circ}37'N$ ). تصویر b: تصویر صحرایی این جابه‌جایی. نگاه عکس جنوب شرقی



شکل ۴-۲) تصویر a: تصویر ماهواره ای *Google Earth* از جابه جایی مسیر رودخانه دربند در امتداد گسل قوچان (۳۷°۲۱'N, ۵۸°۱۷'E). تصویر b: تصویر صحرایی از این جابه جایی. مکان عکس شرق روستای دربند. نگاه عکس به شمال غرب.

#### ۴-۲-۲- مخروط افکنه‌ها

رودخانه‌ها و سیلاب‌ها در هنگام خروج از دره‌های پرشیب و باریک و ورود به دره‌های بزرگ‌تر و بازتر، و یا ورود به دشت، مقداری از آبرفت خود را به صورت مخروطی شکلی بر جای می‌نهند که رأس آن به سمت بالا دست رودخانه و در دهانه دره تغذیه کننده می‌باشد و این رسوبات مخروط افکنه نامیده می‌شوند (Small and Witherick, 1990). مخروط افکنه‌های یک منطقه یکی از نهشته‌های جوان (کوآترنری) از لحاظ سن نسبی محسوب می‌شوند به گونه‌ای که اغلب مخروط افکنه‌ها در پلیوکواترنری ایجاد شده‌اند. بنابراین هر گونه حرکت و تحول و دگرشکلی نوزمین ساختی در منطقه، می‌تواند بر روی این نهشته‌ها تأثیر گذار باشد و بیانگر نکات جالبی در مورد روند عملکرد و تاریخچه تحولات نوزمین ساختی می‌باشند.

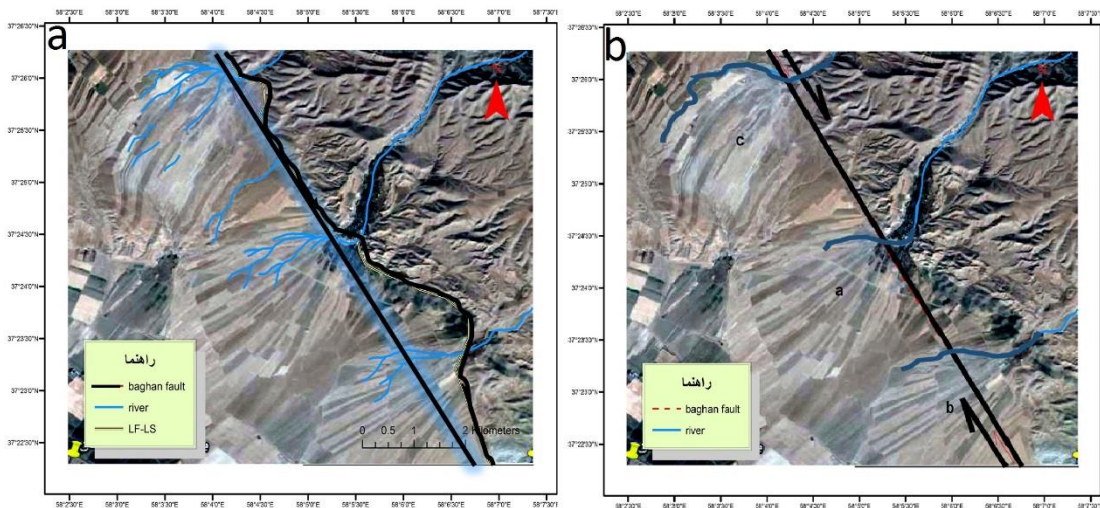
مورفولوژی مخروط افکنه‌ها برای شناسایی مناطق فعال حائز اهمیت است، چرا که تشکیل آن‌ها نتیجه اختلاف فرآیندهای تکتونیکی نظیر بالآمدگی کوه‌های منشاء رسوبات در طول گسل محدود کننده رشته کوه‌ها است. از معیارهای مختلفی برای شناسایی ارتباط مخروط افکنه‌ها با فعالیت‌های زمین

ساختی استفاده می‌شود. در منطقه مورد مطالعه از چندین معیار مهم و اصلی در مخروط‌افکنه‌ها جهت تشخیص میزان فعالیت نوزمین ساختی استفاده شده است. مکانیزم امتدادلغز راست بر با موئلفه شیبی معکوس گسل باغان می‌تواند اثرات مورفولوژیک بسیاری را در طول گسل به جا گذارد و با توجه به این که این گسل علاوه بر موئلفه امتدادلغزی موئلفه حرکت شاغولی نیز دارد میتوان گفت هم اثرات ناشی از فعالیت شیبی و هم اثرات ناشی از فعالیت امتدادی در طول این گسل دیده می‌شوند. از این رو سه مخروط افکنه در شمال شرق شهرستان شیروان جهت مطالعه موردی روی مخروط افکنه‌ها در مجاورت این گسل انتخاب شده و پیامدهای ناشی از فعالیت امتدادلغزی و فعالیت شیبی روی آنها بررسی می‌گردد.

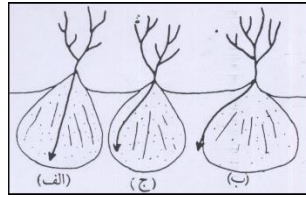
**الف- پیشرفتگی رأس مخروط به سمت جبهه کوهستان:** میزان پیشرفتگی رأس مخروط به داخل جبهه کوهستانی و تعداد آبراهه‌هایی که به سطح آن وارد می‌شوند نیز می‌تواند متأثر از شرایط نوزمین ساختی محل باشد. هر چه مدت طولانی‌تری از آرام بودن تکتونیکی منطقه سپری شود، به علت رسوبگذاری در رأس مخروط، پیشرفتگی آن به داخل جبهه کوهستانی افزایش می‌یابد و بدین ترتیب رأس آن با آبراهه‌های زیادتری که قبلاً به یک آبراهه اصلی وصل می‌شدند تماس می‌یابد. بنابراین حد کوه و دشت‌های گسلی فعال در اواخر کواترنری، به صورت مستقیم با درصد مسطح شدگی بالا، بدون پیشرفتگی رأس مخروط به داخل جبهه کوهستان ظاهر می‌شوند. خاطر نشان می‌سازد که پیشرفتگی مخروط‌افکنه به سمت کوهستان در عین حال موجب افزایش پیچ و خم جبهه کوهستانی نیز می‌شود که مقدار آن با میزان بالآمدگی تکتونیکی منطقه ارتباط معکوس دارد. در منطقه مطالعاتی رأس مخروط‌افکنه‌های بررسی شده در مجاورت گسل باغان در مرز بین کوه و دشت تشکیل شده‌اند و پیشرفتگی به سمت جبهه کوهستان ندارند و یا اینکه ناچیز است. (شکل ۴-۳a)

**پ- موقعیت مجرای اصلی:** سطح مخروط‌افکنه‌ها اغلب دارای یک مجرای اصلی و عمده است. مجرای اصلی در هر قسمت از سطح مخروط (محور میانی تا حاشیه) می‌تواند دیده شود و بر این اساس می‌توان مخروط‌افکنه‌ها را به انواع با مجرای اصلی میانی، کناری و حاشیه‌ای تقسیم‌بندی نمود (شکل ۴-۴). به

طور کلی در طی زمان نسبتاً طولانی به علت رسوبگذاری و کاهش شیب، رودخانه مسیر خود را در سطح مخروط افکنه تغییر می‌دهد و وضعیت‌های میانی، کناری و حاشیه‌ای را به خود می‌گیرد. ولی در عین حال ممکن است در اثر کج‌شدگی بلوکی که مخروط افکنه روی آن تشکیل شده و با حرکت امتدادلغز کوهستان نسبت به مخروط افکنه به صورت کناری یا حاشیه‌ای درآید. در این رابطه و جهت بررسی نقش عوامل زمین‌ساختی باید موقعیت مجرای اصلی کلیه مخروط افکنه‌های یک جبهه کوهستانی مورد بررسی قرار گرفته و از نظر آماری تحلیل شود. در صورت معنی دار بودن تحلیل آماری می‌توان آن را متأثر از عوامل نوزمین‌ساختی دانست. مخروط افکنه‌ها در مجاورت گسل باغان یک کج‌شدگی (به صورت راست‌بر) از خود نشان می‌دهند. کج‌شدگی مخروط افکنه‌ها می‌تواند هم به علت شیب کلی پهنه (به سمت شمال‌غرب) و هم به علت فعالیت گسل باغان در منطقه باشند. در نتیجه مجاری اکثر مخروط افکنه‌ها به علت کج‌شدگی‌شان به حالت میانی یا حاشیه‌ای در می‌آیند که در مجموع نشان دهنده فعالیت گسل و نقش آن در کج کردن مخروط‌های مجاور آن می‌باشد (شکل ۴-۳b).



شکل ۴-۳ (a) تصویر ماهواره‌ای از وضعیت پیشرفتگی مخروط افکنه‌ها در مجاورت گسل باغان، تسطیح‌شدگی و پیشرفت کم دهانه در داخل کوهستان نشان از فعال بودن مخروط افکنه‌ها دارد. (b) تصویر ماهواره‌ای از کج‌شدگی مخروط افکنه‌ها و تشکیل مجاری حاشیه‌ای توسط فعالیت گسل باغان در مجاورت این گسل



شکل ۴-۴) انواع مخروط افکنه از نظر موقعیت مجرای اصلی: الف- میانی یا مرکزی، ب- کناری، ج- حاشیهای (عباس نژاد، ۱۳۷۶).

**ت- فعال یا غیر فعال بودن مخروط افکنه‌ها:** مخروط افکنه‌ها را می‌توان به انواع فعال و غیر فعال تفکیک نمود. انواع غیر فعال مخروط افکنه‌ها بازمانده (*Relict*) و فسیل (*Fossil*) نیز نامیده می‌شوند. ولی بهتر است انواع متشکل از رسوب‌های کواترنر را که در حال حاضر در سطح آن‌ها رسوبگذاری صورت نمی‌گیرد غیر فعال بنامیم. در هر حال بسیاری از مخروط افکنه‌ها دارای بخش‌های فعال و غیر فعال می‌باشند ولی در گروه غیر فعال قرار نمی‌گیرند، زیرا در انواع غیر فعال رسوبگذاری در هیچ قسمتی از مخروط انجام نمی‌شود. فعالیت‌های تکتونیکی یکی از عوامل مهمی است که باعث ایجاد مناطق فعال و غیر فعال در سطح مخروط افکنه می‌شود به طوری که با فراز شد مجموعه کوهستان، رودخانه‌ها شروع به حفر بستر خود در روی مخروط‌ها می‌کنند و رسوبات جدید را در محل دیگری ته نشست می‌دهند و مناطق قدیمی به صورت غیر فعال در می‌آیند. (شکل ۴-۵). همان‌گونه که در شکل (۴-۶a) نشان داده شده است فعالیت‌های تکتونیکی باعث ایجاد مناطق فعال و غیر فعال در سطح مخروط افکنه‌ها، در مجاورت گسل باغان در منطقه شده است.

**ث- نیمرخ طولی مخروط افکنه‌ها:** به منظور مطالعه و بررسی پروفیل طولی مخروط افکنه‌ها، با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی، مقطعی از رأس به سمت قاعده مخروط تهیه می‌شود. برش طولی مخروط افکنه‌ها به یکی از سه نوع زیر ممکن است دیده شوند (*Blair and Mcpherson. 1994*)

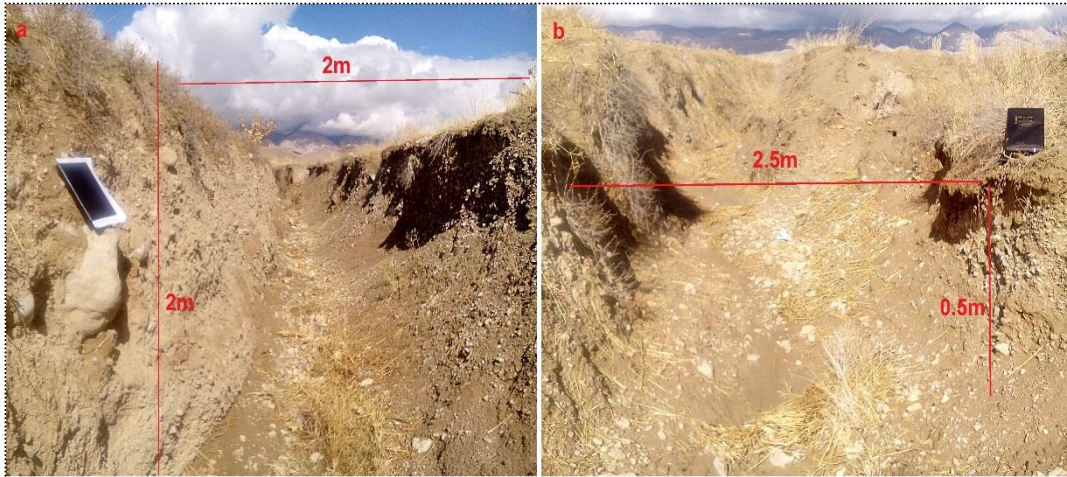
- **مخروط‌افکنه‌های با شیب نسبتاً ثابت:** این مخروط‌افکنه‌ها اغلب تنها تحت تأثیر فرآیند جریان‌های آبی تشکیل می‌گردند و کاهش قابل ملاحظه‌ای در اندازه ذرات آن‌ها به سمت قاعده به چشم نمی‌خورد.

- **مخروط‌افکنه‌های با شیب کاهش‌یابنده:** در این گروه، اغلب در جهت پایین دست کاهش اندازه ذرات به وضوح دیده می‌شود. به گونه‌ای که در رأس از قطعه سنگ و قلوه سنگ و در قاعده از ذرات ریز در حد ماسه تشکیل شده‌اند. و شیب نیمرخ این مخروط‌ها به سوی قاعده به طور واضح کاهش می‌یابد به گونه‌ای که مقطع آن‌ها به سوی بالا کاو است.

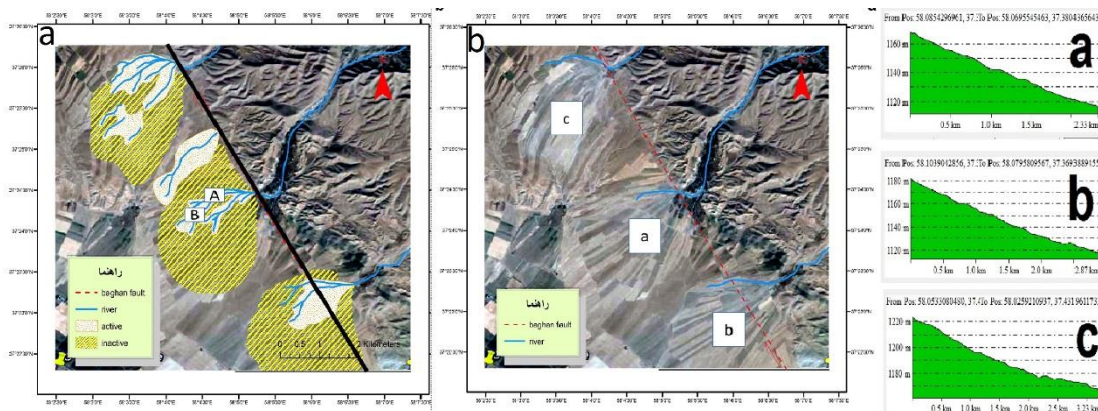
- **مخروط‌افکنه‌های قطعه‌ای ((Segmented fans):** نیمرخ طولی این گروه متشکل از قطعات با شیب‌های مختلف است، ولی در هر قطعه شیب تقریباً ثابت است. تعداد قطعه‌ها ۲ یا بیشتر است و شیب بیشتر آن‌ها به سمت پایین دست کاهش می‌یابد (Bull, 1964). بنابراین تشخیص و تفکیک آن‌ها از گروه ب مشکل است. عوامل مختلفی می‌توانند موجب قطعه‌ای شدن نیمرخ مخروط‌افکنه‌ها شوند که مهم‌ترین آن‌ها عبارتند از تغییر شیب مجرا به علت فراز شد تکتونیکی در حوضه آبگیر (Bull, 1962)، کج شدگی مخروط در اثر نیروهای تکتونیکی (Hooke, 1972)، مجاورت زبانه‌های مختلف مخروط‌افکنه با هم (Blair, 1987)، تغییر ناگهانی اندازه رسوب‌ها (Blair, 1987) و تغییر عامل ایجاد ریخت شناسی مخروط‌افکنه (Blair, 1987). بنابراین قطعه‌ای بودن نیمرخ طولی مخروط‌افکنه می‌تواند معرف عملکرد عوامل نوزمین ساختی نیز باشد. در این رابطه خاطر نشان می‌سازد که بول (Bull, 1961, 1964) قطعه‌ای بودن پروفیل مخروط‌افکنه‌های کوه‌های ساحلی کالیفرنیا را ناشی از فراز شد مرحله‌ای (Pulsed uplift) تعیین نموده است

در منطقه مطالعاتی مخروطه افکنه‌های بررسی شده در مجاورت گسل باغان دارای نیمرخ طولی قطعه‌ای می‌باشند. (شکل ۴-۶.۵).





شکل ۴-۵) حفر بستر مخروطه افکنه ها توسط آبراهه در مجاورت گسل باغان به علت فراز یافت جبهه کوهستان. این حفر شدگی در فواصل نزدیک به جبهه کوهستان زیاد بوده (تصویر a) و هرچه از جبهه کوهستان دورتر میشویم عمق حفر شدگی کمتر میشود (تصویر b). محل عکس برداری جنوب روستای سکه ( $N 37^{\circ}24', E 58^{\circ}4'$ ). نگاه تصاویر شمال شرق

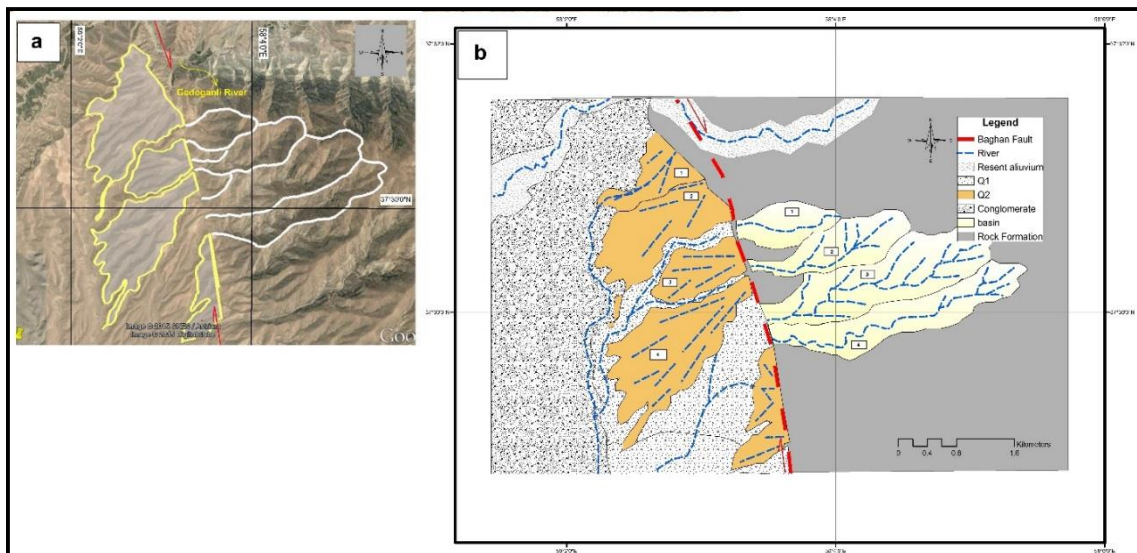


شکل ۴-۶) تصویر (a): حفر آبراهه ها در روی بستر مخروطه افکنه ها به علت فراز یافت جبهه کوهستان در مجاورت گسل باغان و تشکیل مناطق فعال که در آنها رسوبگذاری انجام میشود و مناطق غیر فعال که فاقد رسوبگذاری میباشند. کادر a و b در این تصویر محل تصاویر شکل ۴-۵ میباشند. (b) نمیرخ طولی رسم شده مخروطه افکنه های بررسی شده توسط نرم افزار *Global Mapper* در مجاورت گسل باغان به همراه تصویر ماهواره ای مخروطه افکنه های مربوطه.

### ج- برش و جابه جایی رسوبات مخروط در طول گسل

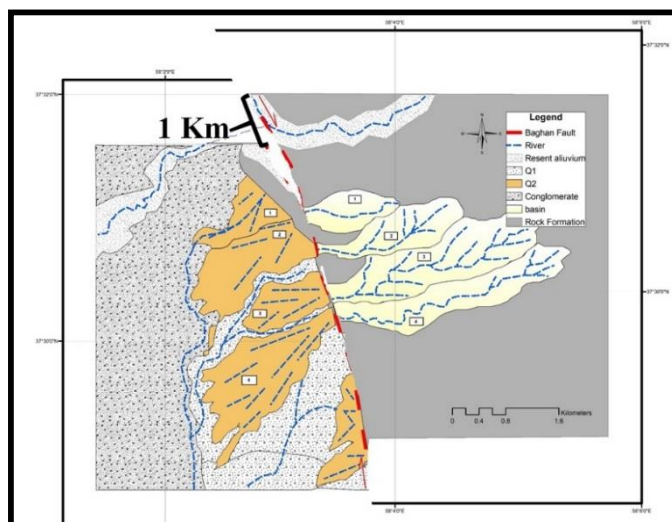
گسلش راستالغز فعال باعث ایجاد عوارض مورفولوژیک متنوعی می گردد که از آن جمله می توان به پرتگاه گسلی، جابجایی کانال آبراهه ها، حوضه های فرونشستی، رودهای بریده شده، دره های خطی، جابه جایی و برش رسوبات در طول گسل و غیره اشاره نمود (Keller E.A & Pinter N, 1996).

گسل باغان با دارا بودن مکانیزم امتداد لغز راست‌بر عوارض و شواهد مورفولوژیکی بسیاری را در طول خود به جا گذاشته است. از جمله این عوارض جابه‌جایی رسوبات کواترنری مخروط افکنه ای و جدایی آنها از حوزه‌های تغذیه‌کننده اولیه خود در شمال غرب روستای باغان واقع در شمال شهرستان شیروان می‌باشد به طوری که این مخروط افکنه‌ها اکنون به صورت غیر فعال باقی مانده و آبراهه‌های حاصل از حوزه‌های تغذیه‌کننده رسوبات جدید تر را در مکان‌های دیگری ته‌نشست می‌دهند (شکل ۴-۷). از روی این جابه‌جایی اتفاق افتاده می‌توان گفت فعالیت امتدادلغز جوان گسل باغان به صورت راست‌بر بوده و میزان این جابه‌جایی حدود یک کیلومتر است (شکل ۴-۸).



شکل ۴-۷ (a) تصویر ماهواره ای Google Earth از ساختارهای مجاور گسل باغان در شمال شهرستان شیروان شامل رودخانه گدوگانلی، مخروط افکنه‌های فعال و غیر فعال، حوزه‌های آبریز و گسل باغان که در آن برش و جابه‌جایی ایجاد شده در ساختارها و جبهه کوهستانی مجاور گسل به خوبی حرکت راستگرد گسل را نشان می‌دهد. (b) نقشه مورفوتکتونیک رسم شده از روی تصویر a، که در آنها ساختارهای مورفوتکتونیک مجاور گسل همچون رسوبات کواترنری مخروط افکنه ای ۱ تا ۴ دیده میشوند که در حال حاضر با فعالیت امتدادلغزی گسل از حوضه‌های منشاء گرفته خود جدا شده اند. (اقتباس از Shabanian et al, 2009)





شکل ۴-۸) جابه جایی رسوبات کواترنری Q2 و بازگشت به حالت اولیه در خلاف جهت برش راست بر گسل باغان که میزان جابه جایی حدود یک کیلومتر در طول گسل بر اثر فعالیت جوان آن را در رسوبات عهد حاضر نشان میدهد.

#### ۴-۲-۳- چین خوردگی رسوبات جوان

مطالعه رشد چین ها یا چین های فعال یکی از پارامترهای مورد استفاده در تحلیل های ساختاری و نیز تحلیل خطر لرزه به شمار می رود. چین ها را می توانیم رفتار سنگ ها در برابر دگرشکلی شکل پذیر بدانیم که نتیجه دگرشکلی تکتونیکی، در جریان یک فاز یا فازهای کوهزایی هستند (رمضانی اومالی، ۱۳۸۶). در این مبحث با چین خوردگی هایی سروکار داریم که نتیجه عملکرد تکتونیک جوان در واحدهای رسوبی است. برای تعریف و انتخاب چین های فعال میتوان شاخص های زیر را در نظر گرفت:

-بالا آمدگی، چین خوردگی و کج شدگی در رسوبات نئوژن و کواترنر

-تغییر مسیر رودخانه ها و آبریز های موجود در رسوبات جدید توسط چین خوردگی

-وقوع ریزلرزه های فراوان در منطقه ای از چین (رمضانی اومالی ۱۳۸۶).

- چین خوردگی در رسوبات نئوژن و کواترنر: یکی از شواهد وجود فعالیت های نوزمین ساختی در

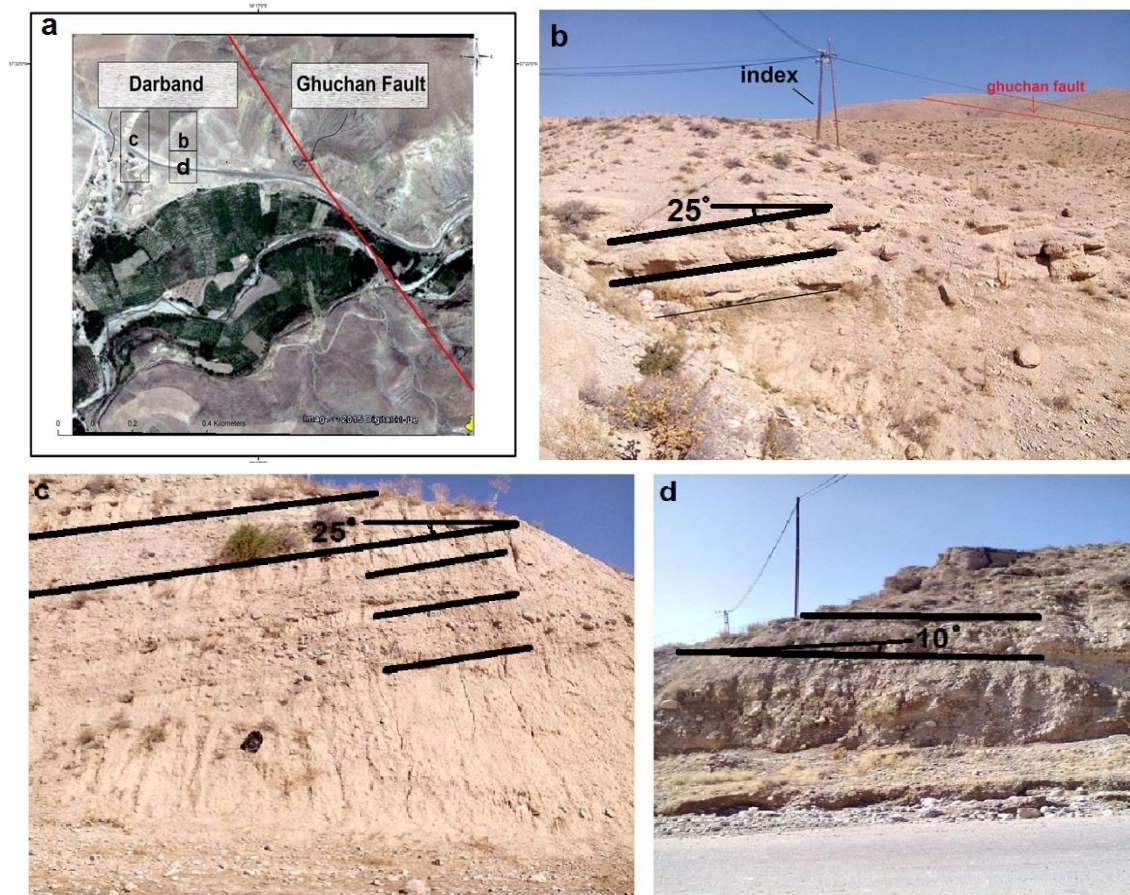
یک پهنه چین خوردگی در واحدهای رسوبی جوان نئوژن و کواترنری می باشد.

چین خوردگی واحدهای جوان در منطقه مورد مطالعه در شمال شهرستان فاروج، مجاورت روستای سکه، و شمال شهرستان شیروان به خوبی قابل روئیت است که در ذیل به شرح هر کدام از آنها پرداخته می‌شود.

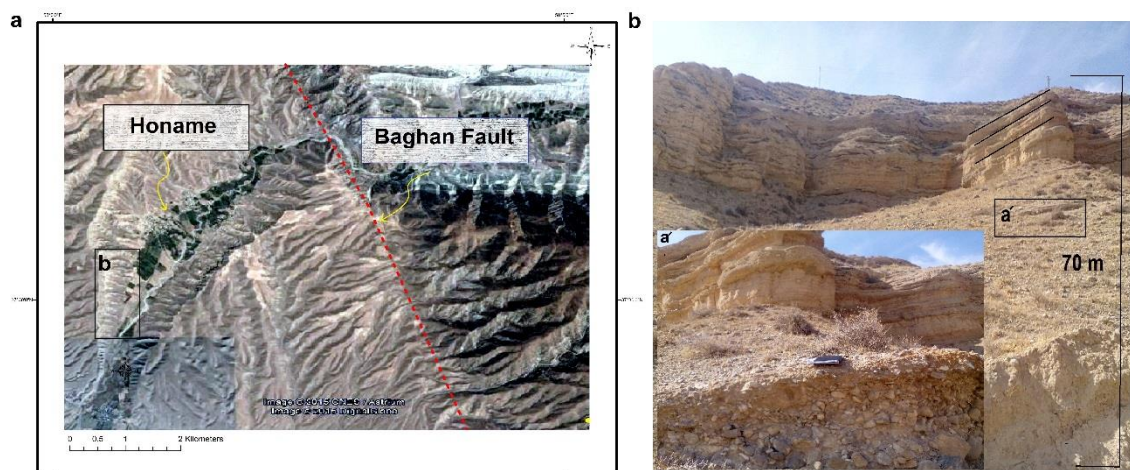
**الف-چین خوردگی واحدهای رسوبی کواترنر در روستای دربند:** در ضلع شمالی جاده ورودی روستای دربند (شمال شهرستان فاروج) با مختصات جغرافیایی " $N 37^{\circ}21'53.23", E 58^{\circ}16'51.05$ " و در مجاورت گسل قوچان، چین خوردگی در واحدهای رسوبی کواترنری دیده می‌شود. در این مکان این واحد رسوبی به صورت لایه های شیب دار و با زاویه ۲۵ درجه روبه جنوب شرق می‌باشد (شکل ۴-۹).

**ب-چین خوردگی واحدهای رسوبی نئوژن در مجاورت روستای هنامه:** در حاشیه شرقی جاده شیروان به هنامه ( $N 37^{\circ}29'43.30", E 58^{\circ} 0'27.47$ ) کنگلومراهای پلیوسن در مسافتی حدود ۵۰۰ متر با ارتفاعی بیش از ۶۰ متر چین خورده و شیبی در حدود بیش از ۴۰ درجه به سمت جنوب غرب دارند. در این مکان نیز چین خوردگی در این لایه ها به صورت تک شیب دیده می‌شود (شکل ۴-۱۰).

**پ-چین خوردگی واحدهای رسوبی نئوژن در شمال روستای سکه:** در شمال روستای سکه کنگلومراهای میوسن در اثر عملکرد و فعالیت نیروهای تکتونیکی جوان چین خورده، به طوری که این رسوبات ارتفاعاتی در حدود ۵۰ تا ۱۰۰ متر را در جبهه کوهستان تشکیل میدهند (شکل ۴-۱۱).

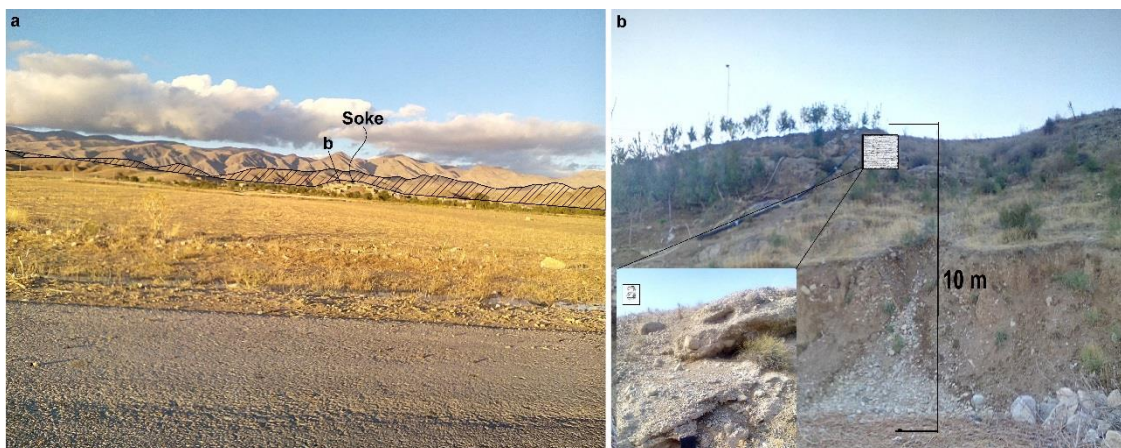


شکل ۴-۹) چین خوردگی رسوبات کواترنر در شمال روستای دربند و مجاورت گسل قوچان. تصویر a: تصویر ماهواره ای از *Google Earth* محل برداشت ها که کادری مشخص شده محل برداشت های صحرایی میباشند. نگاه تصاویر b و c به سمت شمال غرب و نگاه تصویر d جنوب شرقی.



شکل ۴-۱۰) چین خوردگی رسوبات نتوزن در شمال شهرستان شیروان. تصویر a: تصویر ماهواره ای محل برداشت های انجام شده که کادر b حاشیه شرقی جاده و چین خوردگی این واحدهای رسوبی را نشان میدهد. تصویر b: چین خوردگی رسوبات نتوزن در تصاویر صحرایی. تصویر a نمای نزدیک از کنگلومراهای این واحد رسوبی. نگاه عکس به سمت شرق.





شکل ۴-۱) چین خوردگی رسوبات نئوژن در شمال روستای سکه. ( $N 37^{\circ}24'21.64''$ ,  $E 58^{\circ} 5'27.01''$ ) نگاه تصویر a شمال شرق و تصویر b شمال غرب

#### ۴-۲-۴- جابه جایی نهشته های کواترنر توسط گسل های منطقه

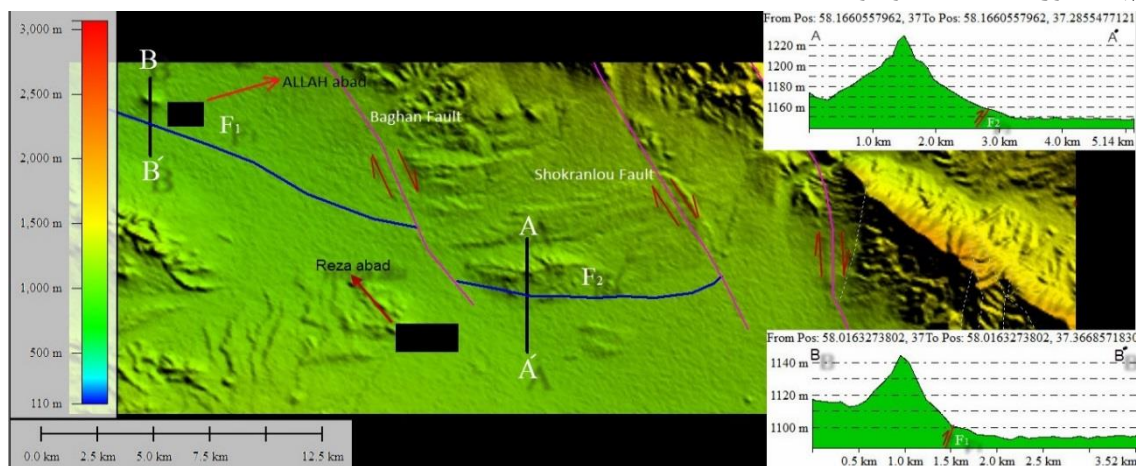
یکی از نشانه های وجود گسل های فعال جابجایی نهشته های کواترنر توسط گسل ها می باشند (بربریان و همکاران، ۱۳۶۴) بر این اساس در منطقه مورد مطالعه بررسی های صحرایی انجام شد که در ذیل به تفسیر و تحلیل این نتایج پرداخته می شود:

#### -فعالیت جوان پایانه گسل های باغان و قوچان و تاثیر بر رسوبات کواترنری: گسل های باغان و

قوچان از گسل های اصلی منطقه می باشند، همانگونه که در مبحث تحلیل ساختاری عنوان شد روند این دو گسل شمال غربی-جنوب شرقی بوده و در ادامه روند جنوبی در دشت قوچان-شیروان قابل رهگیری می باشند. سازوکار این گسل ها بر اساس شواهد تصاویر ماهواره ای و صحرایی امتداد لغز راست بر با مؤلفه شیبی معکوس به دست آمد. روند این گسل ها در انتهای جنوب شرقی آن تغییر کرده و بر اثر سازوکار امتداد لغز راست بر در این مناطق یک منطقه فشارشی به وجود آمده که باعث می شود در این مناطق فعالیت گسل از امتداد لغز به معکوس یا راندگی تغییر کند. این تغییر سازوکار در پایانه های گسلی در رسوبات جوان آبرفتی دشت عوارض توپوگرافی مختلفی را ایجاد کرده اند که در ذیل به شرح چند نمونه از آنها پرداخته می شود. در شمال روستای رضاآباد ( $N 37^{\circ}19'53.93''$ ,  $E 58^{\circ} 8'27.92''$ ) میتوان دیواره ای از رسوبات کواترنری را مشاهده کرد که در بعضی از نقاط ارتفاع آنها به ۳۰ متر می رسد.

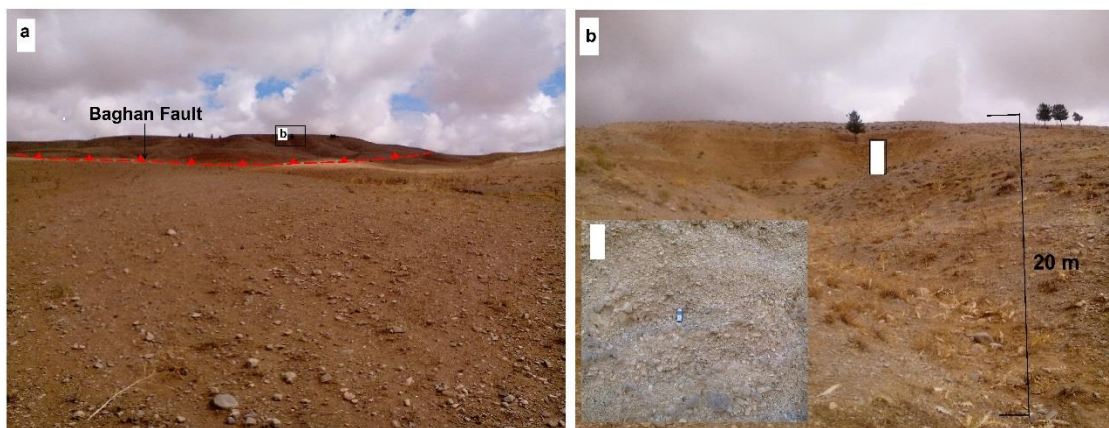
با توجه به قرار گیری این ارتفاعات در مجاورت پایانه گسلی گسل باغان و هم روند بودن آنها با طول گسل می‌توان عنوان کرد که بر اثر فعالیت جوان معکوس گسل F2 (پایانه گسلی گسل باغان) در طول گسلش رسوبات کواترنری بالا آمدگی پیدا کرده است (شکل ۴-۱۲) و (شکل ۴-۱۳). در شمال روستای شهر کهنه ( $N 37^{\circ} 9', E 58^{\circ} 22'$ ) فعالیت معکوس پایانه گسلی گسل قوچان (گسل F3) توپوگرافی منطقه را دست خوش تغییر کرده و در اثر آن رسوبات نئوژن ارتفاع پیدا کرده اند. این اختلاف ارتفاع ایجاد شده را با توجه به قرار گیری رسوبات نئوژن روی بلوک فرادیواره گسل میتوان ناشی از فشار حاصل از فعالیت معکوس گسل دانست (شکل ۴-۱۴) از دیگر نمونه های این فعالیت میتوان به بالا آمدگی و شیب دار شدن رسوبات آبرفتی در شمال روستای الله آباد در خلاف جهت شیب رسوب گذاری در دشت که غالباً به سوی جنوب است، توسط فعالیت معکوس جوان گسل F1 اشاره کرد. در ترانشه ای که در کناره این رسوبات عمود بر روند آنها وجود دارد شیب این لایه های رسوبی ۲۰ درجه و روبه شمال می‌باشد (شکل ۴-۱۲) (شکل ۴-۱۵). یاد آور می‌شود مطابق با مکانیزم دو گسل باغان و قوچان و ایجاد پایانه گسلی با مؤلفه شیبی معکوس در امتداد جنوبی آنها به علت تغییر روند، می‌توان عنوان کرد گسل F1 نیز می‌تواند در اثر فعالیت امتداد لغز راست بر گسلی هم روند با گسل های باغان و قوچان در غرب

پهنه مورد مطالعه به وجود آمده باشد.



شکل ۴-۱۲) تصویر SRTM تهیه شده از روند پایانه گسل های باغان و گسل F1 که در آن عوارض ایجاد شده در رسوبات کواترنری بر اثر فعالیت معکوس این گسل ها در دو برش عمود بر گسل دیده می‌شود. تصاویر ۴-۱۳ و ۳-۱۵ از محل برش های A-A' و B-B' می‌باشند.





شکل ۴-۱۳) نمونه ای از تیغه های ایجاد شده از رسوبات کواترنر در شمال روستای رضآباد توسط فعالیت معکوس پایانه گسل باغان (F2). نگاه تصویر a شمال و نگاه تصویر b شمال شرق



شکل ۴-۱۴) ارتفاعات تشکیل شده از رسوبات نئوژن بر اثر فعالیت معکوس پایانه گسل قوچان (F3) در شمال شهر کهنه ( $N 37^{\circ} 9', E 58^{\circ} 22'$ ). نگاه تصویر راست شرق و نگاه تصویر چپ شمال



شکل ۴-۱۵) بالا آمدگی و زاویه دار شدن رسوبات آبرفتی جوان در شمال روستای الله آباد ( $N37^{\circ} 23' 16'', E58^{\circ} 00' 23''$ ) بر اثر فعالیت جوان معکوس گسل F1. نگاه تصویر a شمال و نگاه تصویر b شرق.

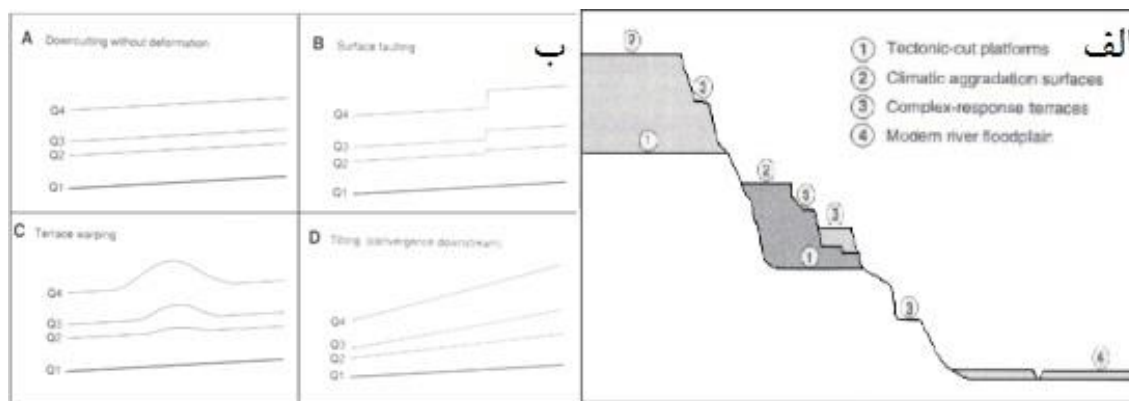
#### ۴-۲-۵- پادگانه‌های آبرفتی

رودخانه‌ها تأثیر زیادی از فعالیت‌های تکتونیکی در منطقه می‌پذیرند. سیستم‌های آبرفتی به گسلش و تغییر شکل سطح حساسند، در نتیجه از آن‌ها می‌توان برای اندازه‌گیری نرخ فعالیت‌های تکتونیکی در منطقه استفاده کرد. وقتی رودخانه بر روی دشت سیلابی جریان می‌یابد شروع به حفر بستر خود می‌کند تا اینکه به سطح مبنای خود برسد. اگر در منطقه بالاآمدگی صورت گیرد سطح مبنا پایین می‌افتد و رودخانه بستر خود را دوباره حفر می‌کند تا به سطح مبنای جدید خود برسد. در این حالت دشت سیلابی قدیمی به عنوان یک پادگانه آبرفتی غیر فعال در بالای سطح مبنای جدید رودخانه قرار می‌گیرد. تکرار این حوادث (بالاآمدگی و حفر) ممکن است چندین پادگانه در بالای رودخانه ایجاد کند. پادگانه‌های آبرفتی از جمله عوارضی هستند که به طور گسترده‌ای برای پی بردن و اندازه‌گیری فعالیت‌های تکتونیکی از اواخر پلیستوسن تا عهد حاضر مورد استفاده قرار می‌گیرند (Keller & Pinter, 1996).

پادگانه‌های آبرفتی در منطقه‌ای که برای مدت زمان زیادی تحت تأثیر بالاآمدگی قرار گرفته است، عمدتاً دارای لایه کم ضخامتی از رسوبات رودخانه‌ای بر روی سطح بستر بالایی، هستند. بنابراین پادگانه‌های آبرفتی به عنوان خطوط زمانی ژئومورفیک عمل می‌کنند (Keller & Pinter, 1996). با داشتن سن پادگانه‌های مختلف و اندازه‌گیری سطح جابه‌جا شده، می‌توان سرعت لغزش روی سیستم گسلی را بدست آورد. پادگانه‌های آبرفتی را بر اساس فرآیندهایی که باعث تشکیل‌شان می‌شود را می‌توان به سه دسته تقسیم کرد (Bull, 1990): ۱- فرآیندهای تکتونیکی: که قطع شدن سطح صاف (پلات فرم) تا سنگ بستر منعکس کننده دوره‌های بالاآمدگی تکتونیکی است. ۲- آب و هوا: که نشان دهنده دوره‌هایی است که نیروهایی محرک نسبت به نیروهای پایدار ضعیف‌ترند که هموار شدن نهشته‌های آبرفتی ضخیم منعکس کننده تغییرات آب و هوایی است. ۳- واکنش بین مجموعه‌ای از فرآیندهای درونی: این نوع پادگانه‌ها مستقیماً در اثر ناپایداری‌های درونی ایجاد می‌شوند بدون اینکه فرآیندهای تکتونیکی یا دیگر عوامل خارجی تأثیری داشته باشند. این نوع پادگانه‌ها عمدتاً کوچک و منفردند و در

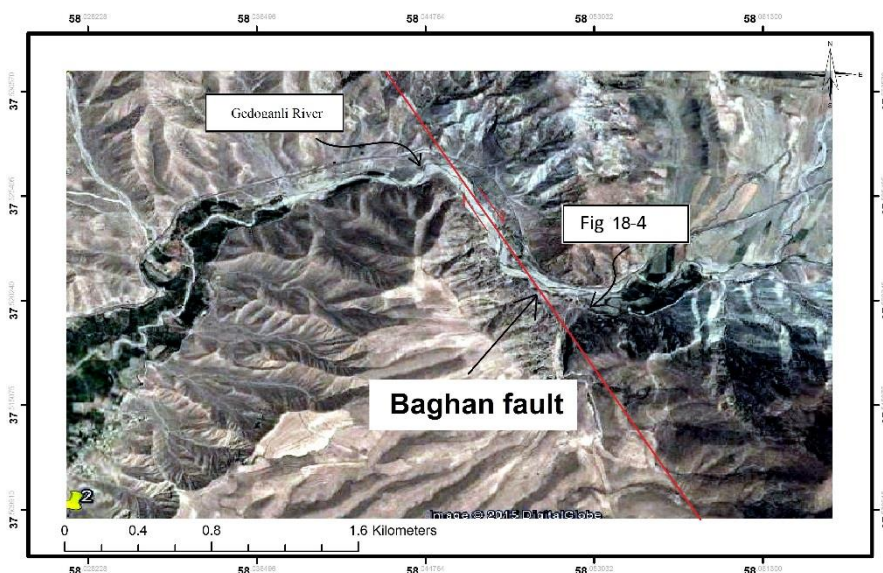


هر دو طرف رودخانه یافت نمی‌شوند. همچنین سه نوع تغییر شکل؛ سطح گسلش، پیچش و کج‌شدگی (به صورت واگرا یا همگرا) که نشان از تأثیر فعالیت‌های تکتونیکی در منطقه است در سطح پادگانه‌های آبرفتی قابل ردیابی است (Keller & Pinter, 1996)، (شکل ۴-۱۶).

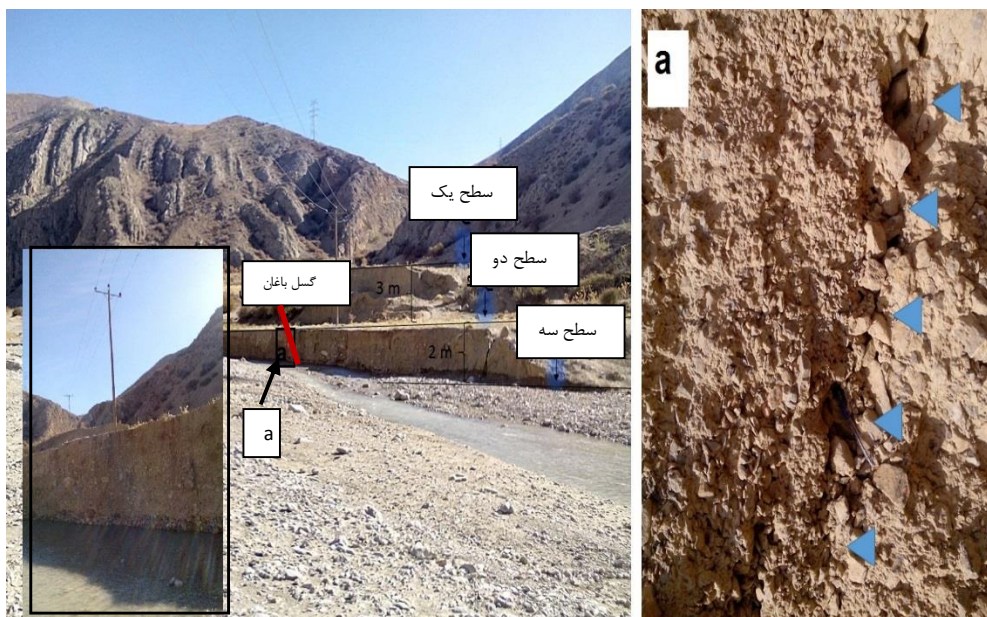


شکل ۴-۱۶ الف) کلاس‌بندی پادگانه‌های آبرفتی: تکتونیکی، آب و هوا و مجموعه واکنشی (ب) چهار نوع از تغییر شکل تکتونیکی پادگانه‌های آبرفتی (Keller and Pinter, 1996).

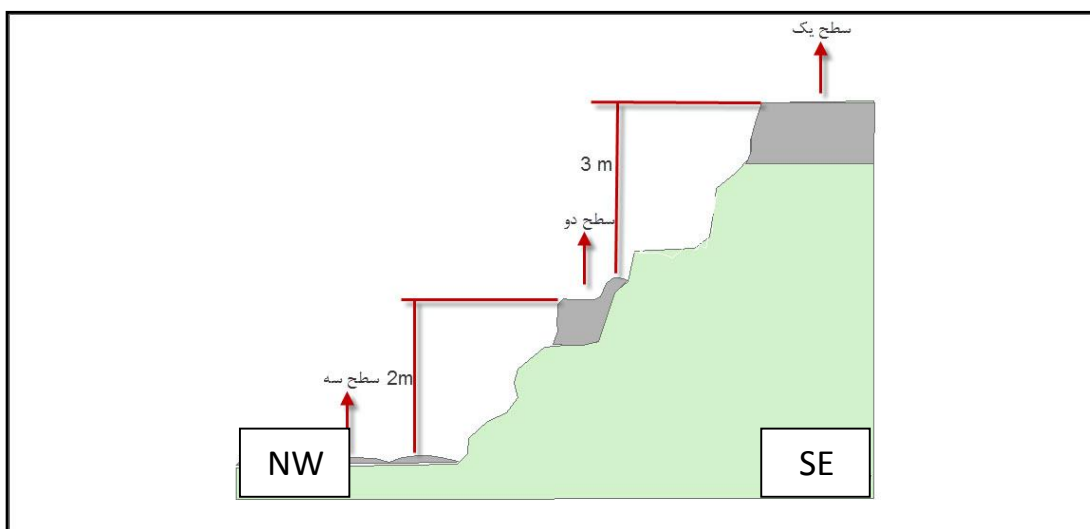
بر اساس تقسیم‌بندی فوق پادگانه‌های آبرفتی منطقه مطالعاتی عمدتاً از نوع پادگانه‌های تکتونیکی هستند که دارای چندین سطح‌اند (شکل ۴-۱۸).



شکل ۴-۱۷) تصویر ماهواره ای Google Earth از محل برداشت پادگانه‌های آبرفتی



شکل ۴-۱۸) پادگانه از نوع سطح گسلش تشکیل شده در حاشیه رودخانه گدوگانلی توسط فعالیت گسل باغن. تصویر نشان دهنده شکستگی ایجاد شده توسط گسلش در دیواره پادگانه است. ایجاد سطوح پادگانه‌های متوالی در اثر فعالیت گسل‌های منطقه در تصویر مشهود است ( $N 37^{\circ}31', E 58^{\circ}3'$ ). نگاه تصویر: جنوب شرقی



شکل ۴-۱۹) مقطع عرضی شماتیک رسم شده از پادگانه آبرفتی تصویر ۴-۱۸ که چند سطح متوالی را برای رودخانه گدوگانلی نشان می‌دهد.

#### ۴-۳- شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی

ریخت‌زمین‌ساخت، مطالعه زمین‌پویایی فرآیندهایی است که اشکال سطح زمین را تشکیل می‌دهند و می‌توانند به جامعه بشری خسارت وارد سازند (Keller & Pinter, 1996) یا دانشی است که تمام جنبه‌های ارتباطی میان ساختارهای زمین‌شناسی و اشکال موجود زمین را در بر می‌گیرد (Adams et al, 1999).

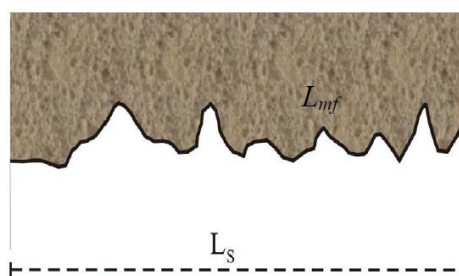
در سال‌های اخیر مطالعات ریخت‌زمین‌ساختی به عنوان یکی از ابزارهای اصلی در بسیاری از موارد مورد استفاده قرار گرفته است. از این علم برای شناسایی ویژگی‌های تکتونیک فعال یک منطقه، تهیه نقشه خطر لرزه‌ای و درک بیشتر چگونگی توسعه و تکوین اشکال سطح زمین و موارد دیگر استفاده می‌شود. ریخت‌های ایجاد شده توسط تکتونیک پویا که برای مدت زمان طولانی نیز حفظ شده‌اند، جزئیات ویژه‌ای از فعالیت تکتونیک رخ داده در طول زمان را در خود ثبت می‌کنند. برای به نتیجه رسیدن این مطالعات، محققین نشانگرهای گوناگونی را تحت عنوان علائم و شواهد کمی یا مورفومتریک ارائه نموده‌اند. علائم ریخت‌زمین‌ساختی ابزار سودمندی در ارزیابی تکتونیک فعال هستند، زیرا این علائم در نواحی‌ای که دارای نرخ نسبتاً سریع تغییر شکل تکتونیک می‌باشند بینش لازم را به وجود آورده و راهکاری اولیه و اساسی در ارزیابی خطر زمین‌لرزه محسوب می‌شوند. لذا بر این اساس حوضه‌های آبریز ارتفاعات مشرف به دشت منطقه مطالعاتی را به ۴۵ زیرحوضه (۲۶ زیر حوضه در ارتفاعات بین گسل‌های باغان و شکرانلو، ۶ حوضه بین گسل‌های شکرانلو و قوچان و ۱۳ زیر حوضه در راستای گسل قوچان و گسل‌های فرعی منطقه) تفکیک کرده و بررسی شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی در زیرحوضه‌های ترسیم شده در منطقه صورت گرفته است (شکل ۴-۲۱). جهت رسیدن به این هدف به تفصیل شاخص‌های پیچ و خم جبهه کوهستان ( $S_{mf}$ )، خم‌ش کانال رودخانه ( $S$ )، شاخص شیب رودخانه ( $S_L$ )، شاخص نسبت عرض کف دره به ارتفاع دره ( $V_f$ ) و شاخص شکل حوضه زهکشی ( $B_S$ ) برای هر حوضه بررسی و محاسبه شده است.

### ۴-۳-۱- شاخص پیچ و خم جبهه کوهستان

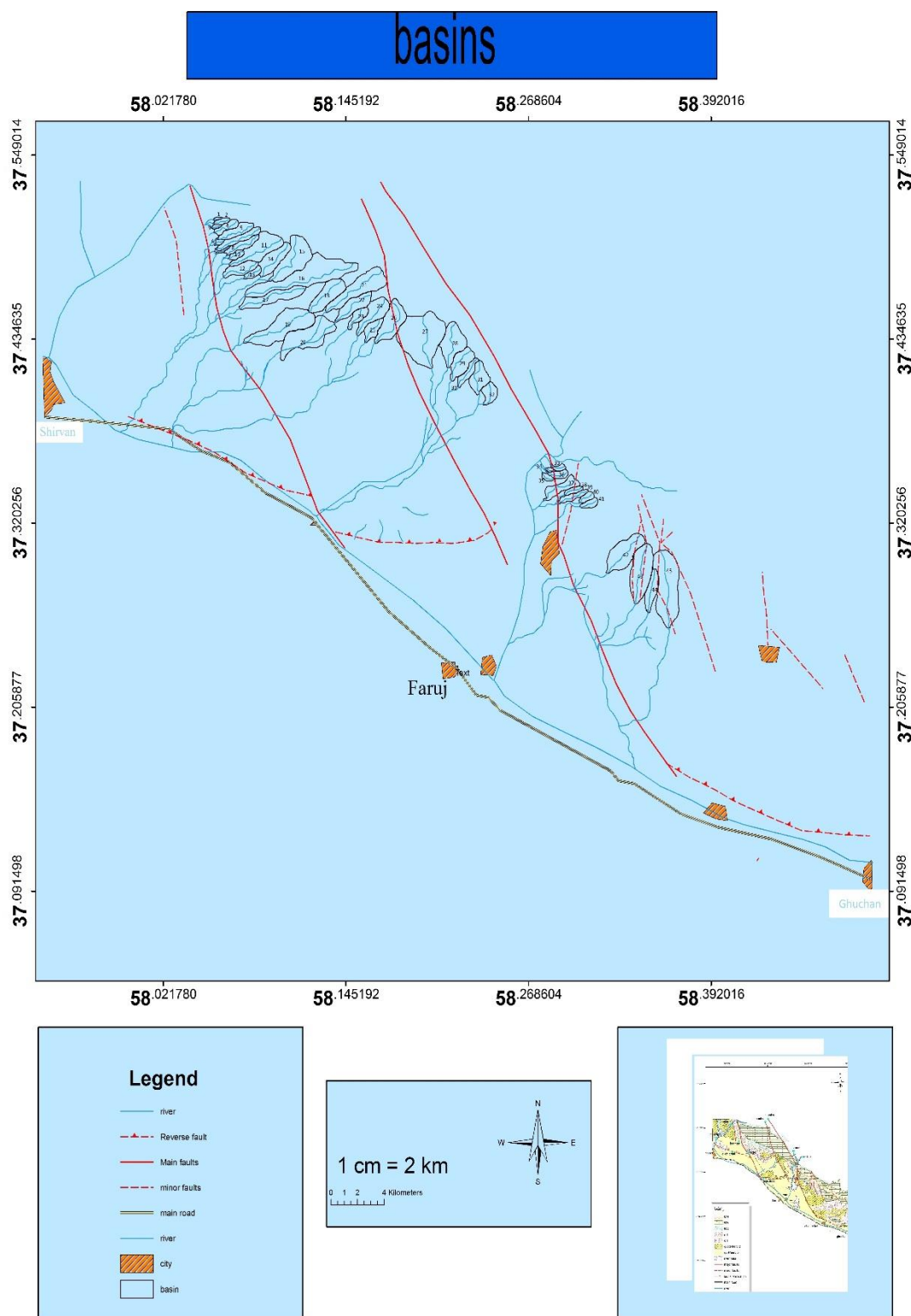
این شاخص به صورت زیر تعریف شده است (Bull and Mcfadden, 1977; Bull, 2007):

$$S_{mf} = L_{mf} / L_s \quad \text{(رابطه ۴-۱):}$$

که در آن  $S_{mf}$  نسبت پیچ و خم یا سینوسیته جبهه کوهستان است. همچنین  $L_{mf}$  طول جبهه کوهستان در حد بین کوهستان و کوهپایه و  $L_s$  طول مستقیم جبهه کوهستان می‌باشند (شکل ۴-۲۰).



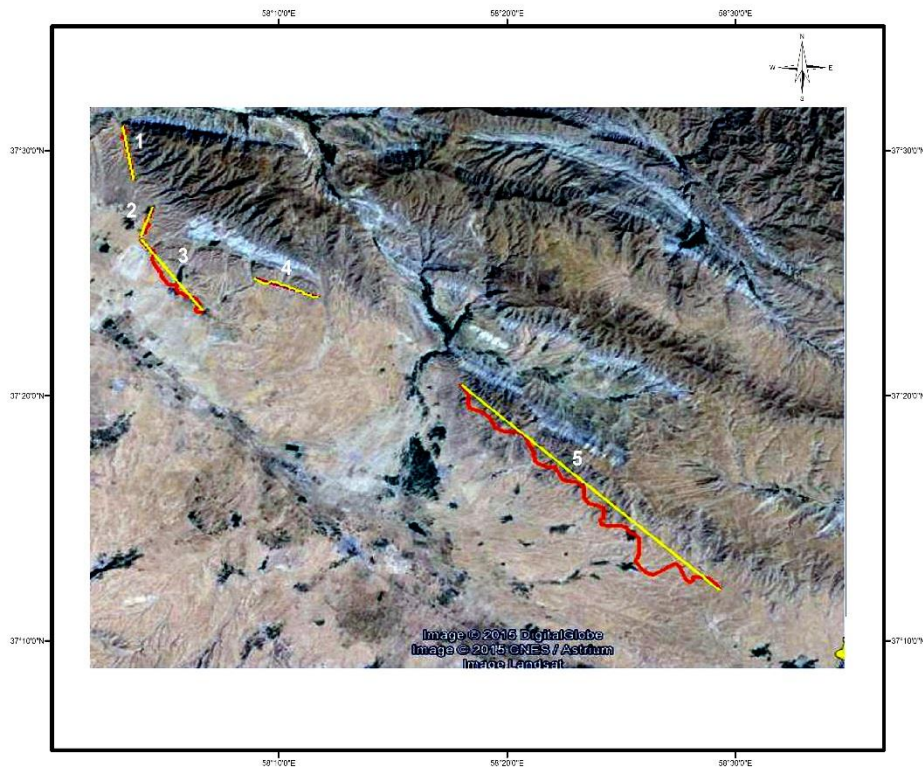
شکل ۴-۲۰) عوامل موثر در تعیین پیچ و خم جبهه کوهستان (Bull and Mcfadden, 1977). شاخص پیچ و خم جبهه کوهستان بازتاب تعادل میان تمایل رودخانه‌ها برای ایجاد یک جبهه کوهستانی نامنظم و فعالیت تکتونیکی قائم، که تمایل به ایجاد جبهه مستقیم و برجسته دارد می‌باشد (Bull & Fadden, 1977; Keller, 1986). بنابراین نیروهای تکتونیکی تمایل دارند که یک جبهه کوهستانی صاف و مستقیم، منطبق بر مرز گسل فعال بسازند در حالی که فرآیندهای فرسایشی باعث می‌شوند که جبهه کوهستان به شکل غیر مستقیم درآید. بنابراین جبهه کوهستانی در ارتباط با بالآمدگی فعال نسبتاً مستقیم هستند ( $S_{mf} \sim 1$ )، (Bull, 2007). اما اگر نرخ بالآمدگی کاهش یافته و یا قطع شود، فرآیندهای فرسایشی شروع به ایجاد جبهه موج‌دار می‌کنند که با گذشت زمان نامنظم‌تر می‌گردد. این شاخص به سه رده تقسیم شده است (El Hamdouni et al; 2007): رده ۱ ( $S_{mf} \leq 1.1$ )، رده ۲ ( $1.1 < S_{mf} \leq 1.5$ ) و رده ۳ ( $S_{mf} > 1.5$ ).



شکل ۴-۲۱) تفکیک حوضه های آبریز پهله قوچان-شیروان و انتخاب ۴۵ حوضه به همراه جریان کلی رودخانه ها



در منطقه مطالعاتی محاسبه پیچ و خم جبهه کوهستان با استفاده از تصاویر ماهواره ای ( Google Earth) و نقشه توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰ بجنورد صورت گرفت (شکل ۴-۲۲) که نتایج اندازه گیری شده در جدول ۴-۱ نشان داده شده‌اند.



شکل ۴-۲۲) محل های محاسبه جبهه کوهستان در منطقه مورد مطالعه

جدول ۴-۱) محاسبه پیچ و خم جبهه کوهستان در نواحی انتخابی در منطقه مطالعاتی

ردم	$S_{mf}$	$L_{mf}(M)$	$L_S(M)$	شماره جبهه کوهستان
۱	۱/۰۷	۴۳۹۰	۴۰۸۴	۱
۱	۱/۰۹	۲۶۳۷	۲۳۹۹	۲
۲	۱/۲	۸۵۹۷	۶۸۱۷	۳
۱	۱/۰۶	۴۶۷۹	۴۴۰۵	۴
۲	۱/۲	۲۸۷۵۰	۲۲۸۵۲	۵

ویژگی های لازم جهت تقسیم بندی یک پیشانی کوهستان برای بدست آوردن شاخص  $S_{mf}$ ، از دیدگاه ولز و همکاران (۱۹۸۸):

الف - بریده شدن پیشانی کوهستان توسط یک آبراهه بزرگ

ب - انحراف ناگهانی در امتداد پیشانی کوه

پ - تغییر ناگهانی در سنگ شناسی

ت - تغییرات ناگهانی ویژگی‌های زمین ریخت شناسی اصلی نسبت به بخش دیگر پیشانی کوه متصل به آن.

نتایج بدست آمده در جدول ۴-۱ بین ۱/۰۶ - ۱/۲ می باشد که نمایانگر بالا آمدگی فعال در منطقه مطالعاتی است. در این منطقه نیروی تکتونیکی با غلبه بر نیروی فرسایش، اجازه فرسوده کردن پیشانی کوه و تشکیل یک پیشانی پرپیچ و خم را به آن نداده و موجبات تشکیل پیشانی های خطی شده است، همانگونه که در جدول ۴-۱ مشاهده می شود، مقادیر اندازه گیری شده شاخص  $S_{mf}$  برای بیشتر مناطق مقادیر اندکی را نشان می دهد و معرف این است که سرتاسر منطقه از فعالیت نسبتاً بالایی برخوردار است. مقادیر محاسبه شده در هر پنج بخش از این گسل در محدوده ۱/۰۶ - ۱/۲ می باشد که نشان دهنده قرارگیری گسل های قوچان، باغان و شکرانلو در کلاس یک تکتونیکی است ( *Bull & McFadden, 1977*). همانطور که در جدول نشان داده شده است کمترین مقدار این شاخص ( $S_{mf}=1.06$ ) مربوط به بخش ۴ منطقه می باشد که بعلت قرار گیری در بین دو گسل شکرانلو و باغان فعالیت تکتونیکی بالایی دارد هرچند از آنجایی که ممکن است مقادیر شاخص ها در یک ناحیه به دلایل ساختاری و لیتولوژیکی با ایستگاه های دیگر متفاوت باشد با مطالعه چند ایستگاه نمی توان در مورد یک منطقه قضاوت کرد به عنوان مثال وجود یک لیتولوژی نرم ممکن است عمل فرسایش را تسهیل کند و چون شاخص های مورفومتریکی نیز تابعی از مورفولوژی هستند این امر موجب می شود که مثلاً یک رشته کوه در یک ناحیه فعال یا غیر فعال شناخته شود. با مطالعه این جبهه کوه ها به موازات گسل ها می توان شدت نسبی فعالیت تکتونیکی و همچنین مناطقی را که دارای بیشترین فعالیت بالا آمدگی هستند مشخص نمود. آنگاه با



مقایسه آن با دیگر شاخص‌های مورفومتریک به یک جمع‌بندی نهایی در مورد وضعیت فعالیت و مناطق فعال در پهنه قوچان-شیروان دست یافت.

#### ۴-۳-۲- شاخص پیچ و خم کانال رودخانه

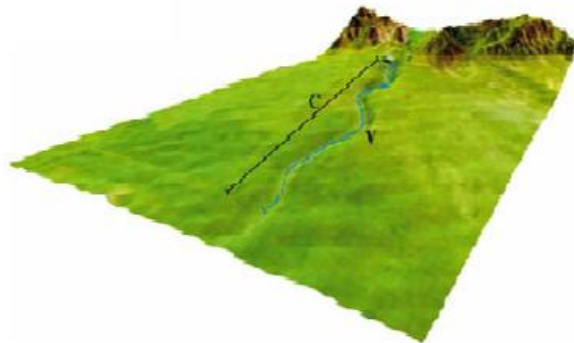
الگو و طرح آبراهه‌ها نسبت به تغییرات شیب بسیار حساس است. (Adams et al.1999) ارتباط میان مقدار کج شدگی بستر رودخانه و تغییر در پیچ و خم آن را مورد بررسی قرار داد و چنین نتیجه گرفت که با افزایش مقدار کج شدگی برای رسیدن به یک مقدار ثابت شیب، پیچ و خم رود کاهش و با کاهش کج شدگی این مقدار نیز افزایش می‌یابد. اما به طور کلی در نواحی با شیب زیاد، رودخانه دارای کانال و مسیر مستقیم بوده و با کاهش مقدار شیب، رودخانه به حالت مئاندری در می‌آید. با تعیین این الگوها و میزان پیچ و خم آن‌ها می‌توان وضعیت زمین ساخت فعال یک حوضه را در طول مسیر رود بیان نمود. عموماً پیچ و خم یک رودخانه با کاهش شیب، افزایش می‌یابد که این تغییر پیچ و خم بیانگر تغییر و کاهش در نرخ فعالیت زمین ساختی منطقه محسوب می‌شود. به همین ترتیب با افزایش شیب، مورفولوژی کانال رود به شکل شاخه شاخه نزدیک می‌شود که این امر دلیل مناسبی جهت استنباط برخاستگی زمین ساختی است.

طبق تعریف پیچ و خم کانال رودخانه عبارت است از طول کانال رود به طول خط مستقیم در راستای دره (Adams et al.1999). (شکل ۴-۲۳)، (رابطه ۴-۲)

$$S = V/C$$

$V =$  طول کانال رود

$C =$  طول خط مستقیم در راستای دره



شکل ۴-۲۳ عوامل موثر در تعیین میزان پیچ و خم کانال رودخانه

جهت بررسی این شاخص مورفومتریک در گستره مطالعاتی، سعی شده است که در ناحیه‌های مختلف، رودها در لیتولوژی‌های مختلف انتخاب شود تا بتوانیم یک برآورد کلی از تأثیر فعالیت های نوزمین ساخت بر روی کانال رودها بدست آوریم. همچنین سعی شده که پیچ و خم کانال رودها از خط تقسیم حوضه آبریز تا جبهه کوهستان محاسبه شود. مقادیر پیچ و خم کانال رودخانه‌ها در جدول ۴-۲ نشان داده شده است.

جدول ۴-۲) محاسبه پیچ و خم کانال آبراهه‌های انتخابی در منطقه مطالعاتی

شماره حوضه	مقدار S	شماره حوضه	مقدار S
۱	۱/۱	۱۶	۱/۰۷
۲	۱/۰۱	۱۷	۱/۲۵
۳	۱/۱۲	۲۶	۱/۱۷
۶	۱/۲	۲۸	۱/۰۸
۷	۱/۲۲	۲۹	۱/۱۱
۸	۱/۱۹	۳۱	۱/۱۲
۱۰	۱/۰۹	۳۳	۱/۲۱
۱۱	۱/۲۱	۴۲	۱/۲
۱۴	۱/۱۴	۴۳	۱/۰۵
۱۵	۱/۳	-	-

با توجه به نتایج بدست آمده در جدول ۴-۲ برای این شاخص، دامنه تغییرات داده ها در محدوده 1/3-1/01 می باشد که بیانگر سینوسیته اندک رودها در مسیر حوضه های آبریز است و حاکی از برخواستگی در منطقه می باشد، همچنین میزان پیچ و خم کانال رودخانه‌ها بر روی مخروط‌افکنه‌های جبهه کوهستان بسیار ناچیز است که در کل نمایانگر فعالیت بالای تکتونیکی در منطقه می‌باشند.

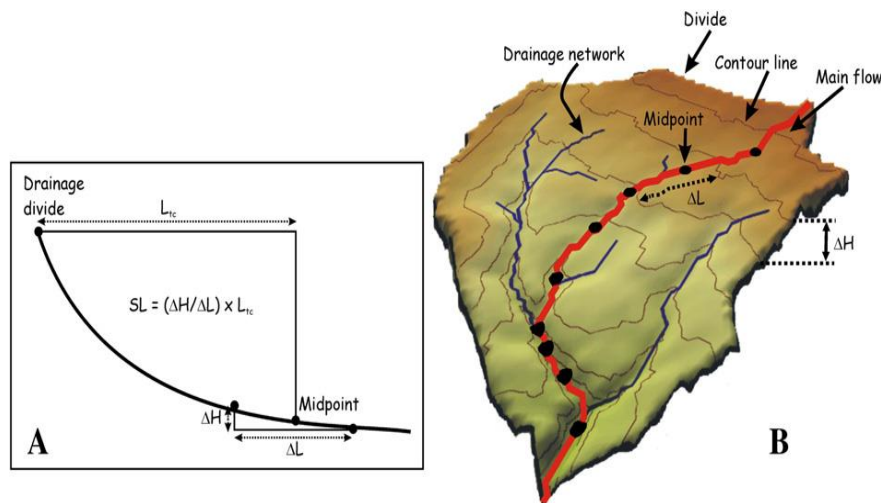
#### ۴-۳-۳- شاخص طول-گرادیان رود (شاخص شیب رودخانه)

شاخص شیب رود یکی از شاخص‌های ارزیابی تکتونیک فعال در ارتباط با شکل کانال رودها است که به صورت زیر تعریف شده است (Keller, 1977):

$$SL = \Delta H / \Delta L \cdot L$$

(رابطه ۴-۳):

در رابطه فوق  $\Delta H / \Delta L$  بیانگر شیب محلی رود ( $\Delta H$ ) اختلاف ارتفاع محدوده و  $\Delta L$  طول محدوده (است) و  $L$  بیانگر طول کانال از خط تقسیم رود تا مرکز بخشی است که شیب آن محاسبه شده است و یا به عبارتی  $L$  طول کلی کانال از نقطه‌ای که اندیس محاسبه شده است تا مرتفع‌ترین نقطه کانال می‌باشد (شکل ۴-۲۴).



شکل ۴-۲۴) اندازه‌گیری شاخص گرادیان رودخانه: (A) پارامترهای مورد نیاز برای محاسبه شاخص  $S_L$  (Hack, 1973) و (B) روش محاسبه پارامترها بر روی الگوی نمادین از منطقه مورد مطالعه (Font, 2010). شاخص شیب رود برای نشان دادن تغییرات گرادیان نیمرخ طولی رود مورد استفاده قرار می‌گیرد و باور بر این است که عامل بازتاب دهنده میزان قدرت رودخانه می‌باشد (Hack, 1973). معمولاً شاخص گرادیان رود نسبت به تغییرات شیب رود بسیار حساس است و برای ارزیابی روابط میان فعالیت زمین‌ساختی، مقاومت سنگ و توپوگرافی مورد استفاده قرار می‌گیرد (Keller & Pinter, 1996). شاخص شیب رودخانه، به ویژه نسبت به تغییرات در شیب حساس است و بنابراین در ارزیابی تکتونیک فعال سودمند بشمار می‌آید. این شاخص نسبت به مقاومت سنگ‌ها نیز حساس است، لذا تفکیک اثرات ناشی از تکتونیک فعال و مقاومت سنگ‌ها مشکل می‌باشد. مقدار این شاخص، در صورتی که سنگ‌های یک منطقه مقاوم باشند و یا در مناطقی که تکتونیک فعال سبب تغییر شکل قائم زمین گردد، زیاد است.

بنابراین مقادیر بالای این شاخص در سنگ‌های کم مقاومت می‌تواند معرف فعال بودن تکتونیک باشد  
(Keller & Pinter, 1996).

در حالت عادی مقدار اندیس شیب رودخانه در یک حوضه از بالا دست به پایین دست رودخانه کاهش می‌یابد. لذا اگر از بالا دست به سمت پایین دست این اندیس افزایش یابد، می‌تواند نشانه‌ای از فعالیت رودخانه باشد. برای تفسیر شاخص شیب رودخانه می‌توان گفت که:

● یک حوضه با نرخ بالآمدگی اندک دارای شیب‌های زیاد در قسمت‌های بالای رود و به تدریج کاهش شیب به سمت پایین دست است.

● یک حوضه با نرخ بالآمدگی متوسط، دارای شیب زیاد در دهانه (پایین دست رود) و با تغییر زیاد در قسمت‌های بالا است.

● یک حوضه با نرخ بالآمدگی زیاد دارای شیب در سرتاسر رود و بیشترین مقدار در اواسط و قسمت‌های پایین است.

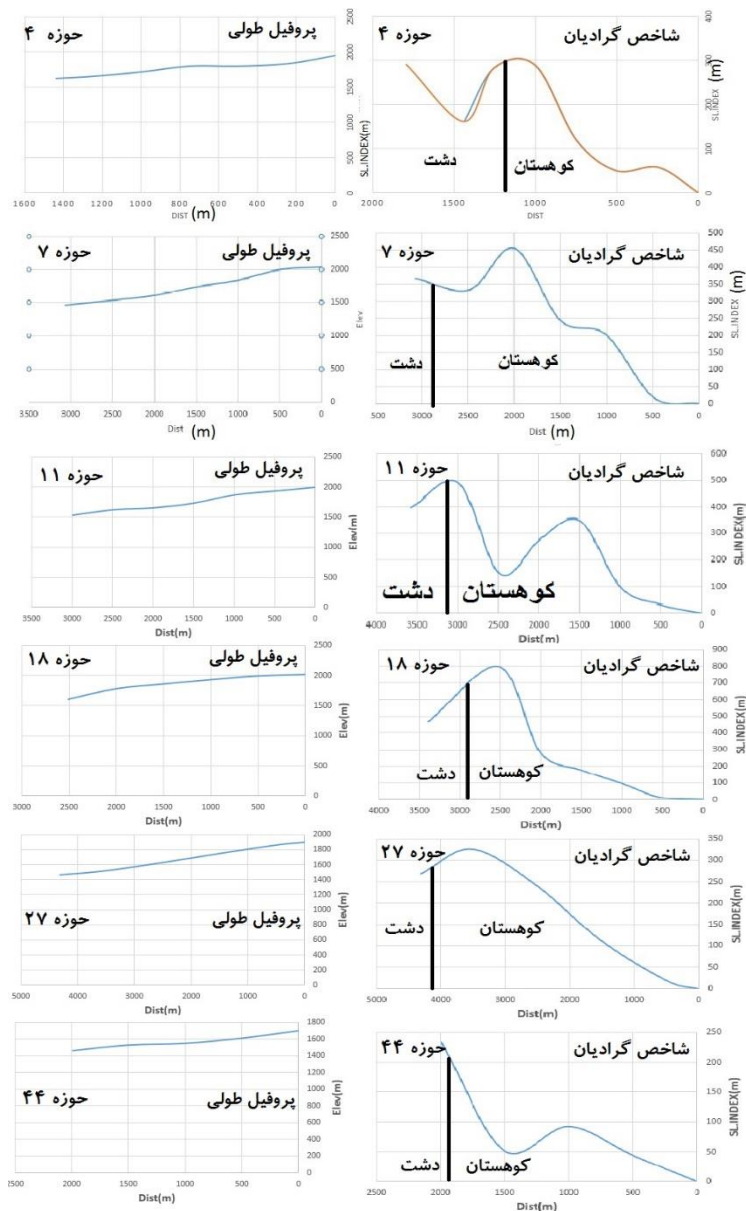
روش اندازه‌گیری شاخص شیب رود متفاوت است، ولی بهترین روش برای اندازه‌گیری شاخص نمایه گرادیان استفاده از پروفیل طولی حوضه‌ها است (Burbank et al., 1987). از طرفی دیگر El Hamdouni et al (2007) برای این شاخص سه رده ارائه داده است: رده 1 ( $SL \geq 500$ )، رده 2 ( $300 \leq SL < 500$ ) و رده 3 ( $SL < 300$ ). در منطقه مطالعاتی میزان SL در طول رودهای اصلی هر حوضه با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی رقومی شده ۱/۲۵۰۰۰۰ و GIS از خط تقسیم حوضه آبریز تا بستر اصلی دشت محاسبه گردید و نتایج اندازه‌گیری در جدول ۳-۴ نشان داده شده است. بر اساس نتایج، میزان گرادیان رودخانه در بعضی از قسمت‌ها به طور ناگهانی افزایش می‌یابد که این آنومالی می‌تواند متأثر از نوع لیتولوژی در حوضه و یا اثر فعالیت گسل‌ها در منطقه باشد. بررسی زمین‌شناسی منطقه مطالعاتی نمایانگر تقریباً کم مقاوم بودن بسیاری از سنگ‌های منطقه است لذا مقادیر بالای SL، نشان از فعال بودن تکتونیک منطقه است.

جدول ۴-۳) مقادیر SL حوضه‌های منطقه

ردم	SL	شماره حوضه	ردم	SL	شماره حوضه
۳	۱۴۷	۳۰	-	-	۱
۳	۱۵۰	۳۱	-	-	۲
۳	۱۸۲	۳۲	-	-	۳
۳	۷۳	۳۳	۳	۱۹۰	۴
۳	۷۵	۳۴	۳	۲۱۶	۵
۳	۸۱	۳۵	-	-	۶
۳	۷۲	۳۶	۳	۲۵۷	۷
۳	۹۰	۳۷	۳	۲۱۱	۸
۳	۶۵	۳۸	-	-	۹
۳	۱۲۰	۳۹	۳	۲۰۰	۱۰
۳	۸۷	۴۰	۳	۲۷۶	۱۱
۳	۱۰۰	۴۱	۳	۱۶۳	۱۲
۳	۱۹۵	۴۲	۳	۱۳۵	۱۳
۳	۱۶۰	۴۳	۳	۲۲۱	۱۴
۳	۱۷۵	۴۴	۳	۲۹۱	۱۵
۳	۱۷۲	۴۵	۲	۳۰۹	۱۶
-	-	-	۳	۱۶۹	۱۷
-	-	-	۲	۳۱۶	۱۸
-	-	-	۲	۳۱۰	۱۹
-	-	-	۲	۳۰۵	۲۰
-	-	-	۲	۳۰۱	۲۱
-	-	-	۲	۳۱۰	۲۲
-	-	-	۳	۱۹۷	۲۳
-	-	-	۳	۲۰۰	۲۴
-	-	-	۳	۲۱۵	۲۵
-	-	-	۳	۲۶۰	۲۶
-	-	-	۳	۲۳۷	۲۷
-	-	-	۳	۲۵۰	۲۸
-	-	-	۳	۱۴۳	۲۹

همچنین مقادیر گرادیان ۶ رودخانه انتخاب شده در منطقه که از خط تقسیم حوضه آبریز تا مرز بین کوه و دشت محاسبه شده است در جدول ۴-۴ نشان داده شده است. بر اساس این نتایج، پروفیل این حوضه‌ها نیز (که در آنها این شاخص از خط تقسیم حوضه آبریز تا بستر دشت اندازه‌گیری شده است)

به همراه شاخص گرادیان‌شان ترسیم شده است (شکل ۴-۲۵). بر اساس نتایج به دست آمده در منطقه مطالعاتی بیشترین شیب اکثر رودها در هر حوضه در قسمت‌های میانی و پایینی آن‌هاست که بر اساس مطالعات (Burbank et al., 1987)، نشان دهنده فعالیت تکتونیک در حد متوسط و بالا در منطقه است.



شکل ۴-۲۵) پروفیل طولی و شاخص گرادیان رودخانه‌ها

نمودارهای مذکور ناهنجاری‌های متعددی را در طول رودخانه نشان می‌دهند که این ناهنجاری‌ها متأثر از لیتولوژی و فعالیت گسل‌ها است. در مجموع، شاخص گرادپان رودخانه نشان دهنده پویایی فعالیت‌های تکتونیکی در پهنه قوچان-شیروان است.

جدول ۴-۴) مقادیر SL در ۶ حوضه انتخابی در منطقه (مقادیر SL از راست به چپ بیانگر مقادیر بالا دست (خط تقسیم حوضه) به طرف پایین دست حوضه (جبهه کوهستان) است).

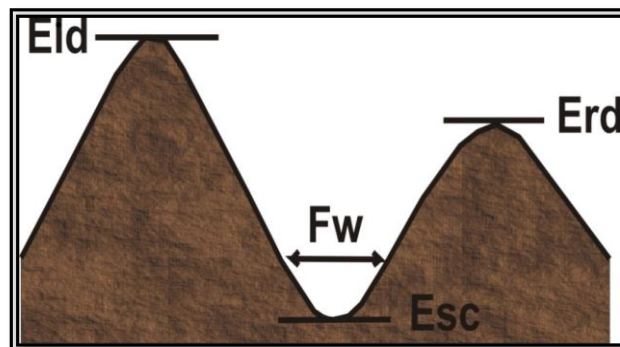
مقادیر SL							شماره حوضه
۷	۶	۵	۴	۳	۲	۱	
۲۹۱	۱۶۲	۲۸۳/۱	۲۸۹/۵	۱۲۰	۵۰/۴	۵۸	۴
-	۳۶۶/۱	۳۳۲/۹	۴۵۵	۲۴۴/۸	۲۰۲/۷۳	۱۸	۷
۳۹۸/۹	۴۹۱/۸	۱۴۷/۳	۲۷۵/۳	۳۵۰/۷	۹۵/۱۷	۳۰/۵	۱۱
-	۴۶۹/۷	۷۹۷	۲۸۱/۵	۱۷۷/۵	۹۷/۳	۱۵	۱۸
-	-	۲۶۹	۳۲۶/۴	۲۴۱	۱۱۰/۸	۱۷/۴۹	۲۷
-	-	-	۲۳۳/۱	۵۲/۲۴	۹۲/۲۶	۴۴	۴۴

#### ۴-۳-۴- شاخص نسبت عرض کف دره به ارتفاع دره

این شاخص به صورت رابطه زیر تعریف شده است (Bull and Mcfadden, 1977; Bull, 2007):

$$V_f = 2V_{fw} / [(E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})] \quad \text{(رابطه ۴-۴)}$$

در رابطه فوق  $V_{fw}$  عرض بستر دره،  $E_{ld}$  ارتفاع دیواره سمت چپ دره،  $E_{rd}$  ارتفاع دیوار سمت راست دره و  $E_{sc}$  ارتفاع بستر دره می‌باشند. در شکل (۴-۲۶) پارامترهای مورد استفاده در رابطه فوق تعریف شده‌اند.



شکل ۴-۲۶) عوامل موثر در تعیین شاخص  $V_f$  دره‌ها (Bull and Mcfadden, 1977).



این شاخص در واقع منعکس کننده اختلاف بین دره‌های  $V$  شکل و  $U$  شکل است، به این معنی که هرچه مورفولوژی دره به شکل  $V$  نزدیک‌تر باشد مقدار  $Vf_w$  کاهش یافته و حاصل رابطه فوق به سمت عدد صفر میل می‌کند که نشان‌دهنده عمل تخریب و فرسایش آب‌های جاری در پاسخ به فرآیندهای زمین‌ساختی فعال بوده و هرچه مورفولوژی دره به شکل  $U$  نزدیک شود مقدار  $Vf_w$  افزایش یافته و حاصل رابطه بالا بزرگتر گشته که نشان‌دهنده تعریض و تسطیح دره توسط آب‌های جاری و کاهش شدت فرآیندهای زمین‌ساختی است. دامنه تغییرات این شاخص شامل  $Vf > 0$  می‌باشد. مقادیر به دست آمده از این شاخص به سه رده تفکیک شده اند: رده ۱ ( $Vf \leq 0.5$ )، رده ۲ ( $0.5 \leq Vf < 1$ ) و رده ۳ ( $Vf \geq 1$ ) (Hamdouni et al; 2007).

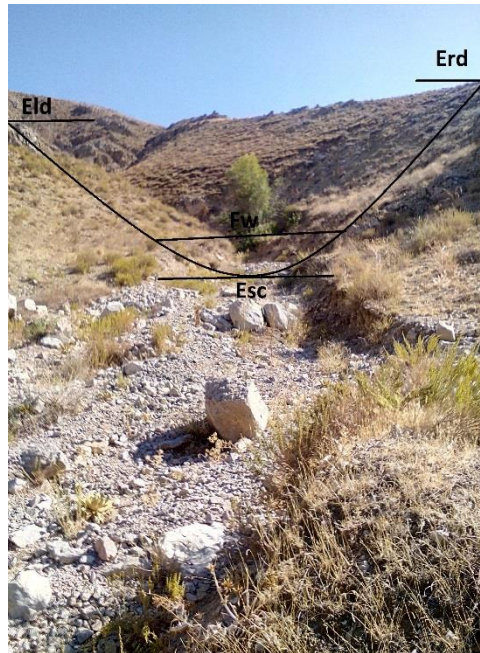
در منطقه مطالعاتی شاخص  $Vf$  بر روی پروفیل ۱۸ دره اصلی که توسط داده های  $SRTM$  گرفته شده است محاسبه و به سه رده تفکیک شده است. در محاسبه این شاخص سعی شده که تهیه پروفیل از دره‌های مورد نظر در فاصله معینی نسبت به جبهه کوهستان صورت گیرد (شکل ۴-۲۸). نتایج اندازه‌گیری در جدول ۴-۵ نشان داده شده‌اند.

جدول ۴-۵) محاسبه شاخص  $V_f$  دره‌های انتخاب شده در منطقه مطالعاتی

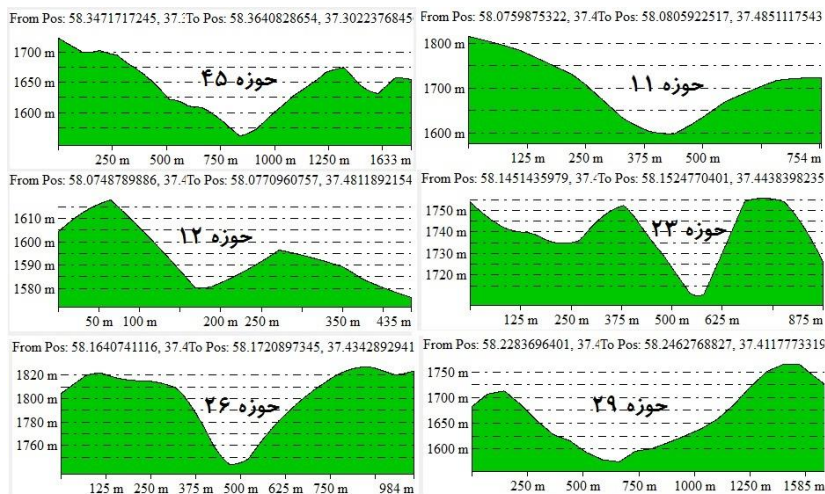
ردم	$V_f$	شماره حوضه	ردم	$V_f$	شماره حوضه
۳	۲/۳۲	۲۵	۳	۱/۵۸	۴
۲	۰/۸۱	۲۶	۳	۲/۲	۵
۲	۰/۷۴	۲۸	۲	۰/۶	۷
۲	۰/۷۵	۲۹	۲	۰/۸۷	۸
۳	۳/۳۳	۳۷	۱	۰/۴	۱۱
۳	۲/۷۷	۴۱	۲	۰/۷۱	۱۲
۳	۱/۲۲	۴۲	۱	۰/۲۱	۱۹
۳	۱/۶۲	۴۴	۲	۰/۸۱	۲۲
۲	۰/۷۵	۴۵	۲	۰/۸	۲۳

با مقایسه نسبت  $V_f$  در این ۱۸ دره در یک فاصله تقریباً یکسانی از جبهه کوهستان، می‌توان چنین استنباط کرد که عمل فرسایش آب‌های جاری نقش بسزایی در حفر عمیق دره‌ها داشته که این امر خود

نشان از تکتونیک فعال منطقه دارد. گستره مورد مطالعه از لحاظ فعالیت یکسان نبوده و می‌توان مناطق با فعالیت بالا و مناطق با فعالیت کمتر برای آن متصور شد. در شکل ۴-۲۷ نمایی از یک دره V شکل در راستای گسل قوچان نشان داده شده است.



شکل ۴-۲۷) دره‌های به شکل V که نشان دهنده فعال بودن منطقه از نظر تکتونیکی است. موقعیت:  $58^{\circ} 17'$  شرقی و  $37^{\circ} 21'$  شمالی، جهت دید: شمال شرق



شکل ۴-۲۸) پروفیل عرضی تعدادی از دره های انتخاب شده همراه با موقعیت مکانی آنها (محور عمودی ارتفاع و محور افقی مسافت میباشد)

#### ۴-۳-۵- شاخص شکل حوضه زهکشی

طرح افقی یک حوضه را می‌توان توسط شاخص شکل حوضه زهکشی ( $B_s$ ) توصیف کرد، که معرف نسبت کشیدگی حوضه زهکشی شده است (Cannon, 1976; Ramírez-Herrera, 1998). این شاخص به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$B_s = B_l / B_w \quad (\text{رابطه ۴-۵})$$

در رابطه فوق  $B_s$  شاخص شکل حوضه زهکشی،  $B_l$  طول حوضه از بالاترین نقطه تا دهانه حوضه و  $B_w$  خط اتصال دو نقطه طرفین حوزه در پهنترین قسمت آن میباشند. حوضه‌های زهکشی جوان در مناطق تکتونیکی فعال دارای شکل کشیده، عمود بر شیب توپوگرافی کوهستان هستند (Bull and Mcfadden, 1977; Ramírez-Herrera, 1998). بنابراین شاخص زهکشی حوضه می‌تواند منعکس کننده میزان فعالیت تکتونیکی در منطقه باشد. به گونه‌ای که مقادیر زیاد این شاخص نشان از حوضه‌های کشیده‌ای است که عموماً با فعالیت تکتونیکی نسبتاً بالایی همراه هستند. مقادیر کم این شاخص نشان دهنده حوضه‌های دایره‌ای شکلی است که عموماً با فعالیت‌های تکتونیکی کمی همراه هستند. EL Hamdouni (et al., 2007) این شاخص را به سه رده تقسیم کرده است: رده ۱ ( $B_s \geq 4$ )، رده ۲ ( $3 \leq B_s < 4$ ) و رده ۳ ( $B_s < 3$ ).

با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌های توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰، میزان این شاخص برای هر حوضه محاسبه و نتایج اندازه‌گیری شده در جدول ۴-۶ آورده شده است. (فرم زیر حوضه‌های منطقه در شکل ۴-۲۱ نشان داده شده است).

داده‌های جدول ۴-۶ نشان می‌دهند که حوضه‌ها اکثراً از نظر شکلی، در رده ۲ و ۳ قرار می‌گیرند. یکی از دلایل این امر با وجود فعالیت تکتونیکی تأثیر وجود لیتولوژی‌های مختلف در منطقه است که بر شکل حوضه تأثیر می‌گذارند. که این نشان می‌دهد در قسمت‌هایی که از لحاظ تکتونیکی فعالیت بیشتری وجود دارد و یا اینکه لیتولوژی مقاوم‌تری وجود دارد حوضه‌ها کشیده‌ترند و برعکس در جاهایی که

فعالیت تکتونیکی کم است، تأثیر فرسایش بر روی شکل حوضه خود را بیشتر نشان می‌دهد و از کشیدگی حوضه‌ها کاسته می‌شود، مخصوصاً اگر لیتولوژی کم مقاومی هم وجود داشته باشد، شکل حوضه از لیتولوژی متأثر می‌شود و حوضه در همه جهات شروع به گسترش و پهن شدن می‌کند.

جدول ۴-۶) محاسبه نسبت  $B_s$  حوضه‌ها در منطقه مطالعاتی

شماره حوضه	$B_s$	رده	شماره حوضه	$B_s$	رده
۱	۱/۸	۳	۳۰	۳/۶۳	۲
۲	۳/۰۱	۲	۳۱	۱/۷۱	۳
۳	۲/۶۶	۳	۳۲	۲/۴۶	۳
۴	۳/۱۲	۲	۳۳	۳/۶۸	۲
۵	۳/۱۶	۲	۳۴	۴/۸۲	۱
۶	۱/۹۴	۳	۳۵	۴/۰۲	۱
۷	۶/۸۷	۱	۳۶	۳/۵۸	۲
۸	۳/۹۷	۲	۳۷	۲/۶۷	۳
۹	۲/۸۱	۳	۳۸	۲/۸۲	۳
۱۰	۳/۸۶	۲	۳۹	۲/۹۰	۳
۱۱	۴/۲۸	۱	۴۰	۱/۸۱	۳
۱۲	۳/۶	۲	۴۱	۱/۷۵	۳
۱۳	۵/۹۵	۱	۴۲	۳/۲۱	۲
۱۴	۵/۲۵	۱	۴۳	۲/۴۰	۳
۱۵	۴/۴۵	۱	۴۴	۲/۱۶	۳
۱۶	۴/۷۸	۱	۴۵	۲/۶۳	۳
۱۷	۶/۷۰	۱	-	-	-
۱۸	۴/۱۲	۱	-	-	-
۱۹	۲/۶۲	۳	-	-	-
۲۰	۲/۹۲	۳	-	-	-
۲۱	۳/۹۶	۲	-	-	-
۲۲	۱/۶	۳	-	-	-
۲۳	۲/۵۶	۳	-	-	-
۲۴	۳/۰۱	۲	-	-	-
۲۵	۲/۷	۳	-	-	-
۲۶	۲/۸	۳	-	-	-
۲۷	۱/۶	۳	-	-	-
۲۸	۱/۸	۳	-	-	-
۲۹	۳/۲۳	۲	-	-	-

#### ۴-۳-۶- فعالیت نسبی تکتونیکی

می‌توان بر اساس نتایج بدست آمده از محاسبه شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی و با تلفیق آن‌ها یک رتبه‌بندی نسبی از فعالیت تکتونیکی در یک منطقه ایجاد کرد.

با استفاده از نظرات پرینتر و کلر (۱۹۹۶)، بال و مک فادن (۱۹۹۷) و بال (۱۹۷۸) می‌توان رتبه‌بندی زیر را برای تعیین درجه فعالیت زمین‌ساختی ارائه نمود:

- **رتبه اول:** این گروه دارای بیشترین فعالیت زمین‌ساختی است. دارای  $S_{mf}$  بین  $1-1/6$  می‌باشد و شاخص  $V_f$  در این گروه مقادیر کوچک‌تر از 1 و شاخص  $S_L$  مقادیر کم را به خود اختصاص می‌دهند وجود آبرفت بادبزی پر نشده و حوضه آبراهه کشیده و کف دره‌های باریک و کم عرض و شیب تند دره‌ها و دامنه تپه‌ها از ویژگی‌های ریخت‌زمین‌شناسی این گروه است. سرعت بالا آمدگی برای این پیشانی‌ها بیش از فرسایش بوده و مقدار بالا آمدگی بین 6-1 میلی‌متر تخمین زده می‌شود.
- **رتبه دوم:** این گروه دارای فعالیت تکتونیکی کمتری نسبت به گروه اول می‌باشد. در این گروه  $S_{mf}$  بین  $3-1/4$  متغیر بوده و شاخص  $V_f$  مساوی تا اندکی بیشتر از 1 و  $S_L$  پایین تر هستند. آبرفت‌های بادبزی شکل، حوضه آبراهه‌ها در این دسته در حدی است که نیم‌رخ عرض آبراهه‌ها در بالا  $V$  شکل می‌باشد سرعت بالا آمدگی برای این دسته 0/5 میلی‌متر در سال تخمین زده می‌شود.
- **رتبه سوم:** در این دسته شاخص  $S_{mf}$  بین  $5-1/8$  متغیر بوده شاخص  $V_f$  خیلی بزرگ‌تر از 1 می‌باشد حفر آبراهه‌ها در این دسته از مقدار بالا آمدگی پیشانی کوه کاملاً بیشتر است، به طوری که نیم‌رخ آبراهه‌ها در بالا رود U بوده اما هنوز مرز بین کوه و دشت به تعداد قابل توجهی صاف است میزان بالا آمدگی در این دسته 0/05 میلی‌متر در سال در نظر گرفته شده است. در این گروه

هنوز فعالیت تکتونیکی قابل مشاهده است، اما شاخص‌های مورفومتریک فعالیت کمتری نسبت به گروه دوم دارند.

➤ **رتبه چهارم:** در این گروه  $S_{mf}$ ,  $V_f$  بسیار بزرگتر از 1 هستند. در این دسته افزون بر  $U$  شکل بودن نیم‌رخ آبراهه‌ها، مرز کوه و دشت نیز دارای فرو افتادگی‌های زیاد است. در این حالت فرایند فرسایشی به فرآیندهای زمین‌ساختی غلبه کرده و گسترش ابتدایی دشت آبرفتی قابل مشاهده است.

➤ **رتبه پنجم:** در این دسته علاوه بر این که همانند دسته چهار شاخص  $S_{mf}$ ,  $V_f$  مقادیر بزرگتر از 1 را اتخاذ کرده‌اند. کلیه شکل‌های ریخت‌زمین‌ساختی به مناطق غیرفعال دشت‌های آبرفتی و جلگه‌ها محدود گردند. سرعت فرایش برای این گروه کمتر از 0/05 میلی‌متر در سال برآورد گردیده است. مناطقی که حداقل فعالیت تکتونیکی را دارند در این گروه قرار می‌گیرند.

مرزبندی بین گروه‌های یاد شده در بالا تنها به تفاوت نسبی اشاره می‌کند، پس نمی‌توان مرز مشخصی را برای مقدار مشخصی از شاخص‌های زمین‌ریخت‌شناختی قرار داد، زیرا این شاخص‌ها تا حدودی شرایط محلی، نوع سنگ، ساختار و آب و هوا را منعکس می‌کنند. در عین حال پیشانی کوه‌ها را می‌توان با این روش به سه دسته خیلی فعال، فعالیت متوسط و غیرفعال تقسیم کرد. این اطلاعات که به کمک نقشه‌ها حاصل می‌شوند، برای نواحی که مطالعات دقیق صحرایی در مورد آنها نمی‌تواند انجام گیرد، مفید است (پورکرمانی و آرین، ۱۳۷۶).

از آنجا که این دسته‌بندی‌ها نسبی هستند، می‌توان منطقه مورد مطالعه را نیز به طور نسبی دسته‌بندی کرد.

۴-۳-۷- نتایج حاصل از داده‌های مورفو تکتونیک. با مقایسه داده‌های مورفو تکتونیک منطقه مورد مطالعه، و طبق رتبه بندی عنوان شده می‌توان فعالیت تکتونیک این منطقه را به صورت نسبی تعیین کرد. بررسی واحدهای مورفو تکتونیک در منطقه نشان دهنده این موضوع می‌باشد که کل منطقه از لحاظ تکتونیک فعال است.





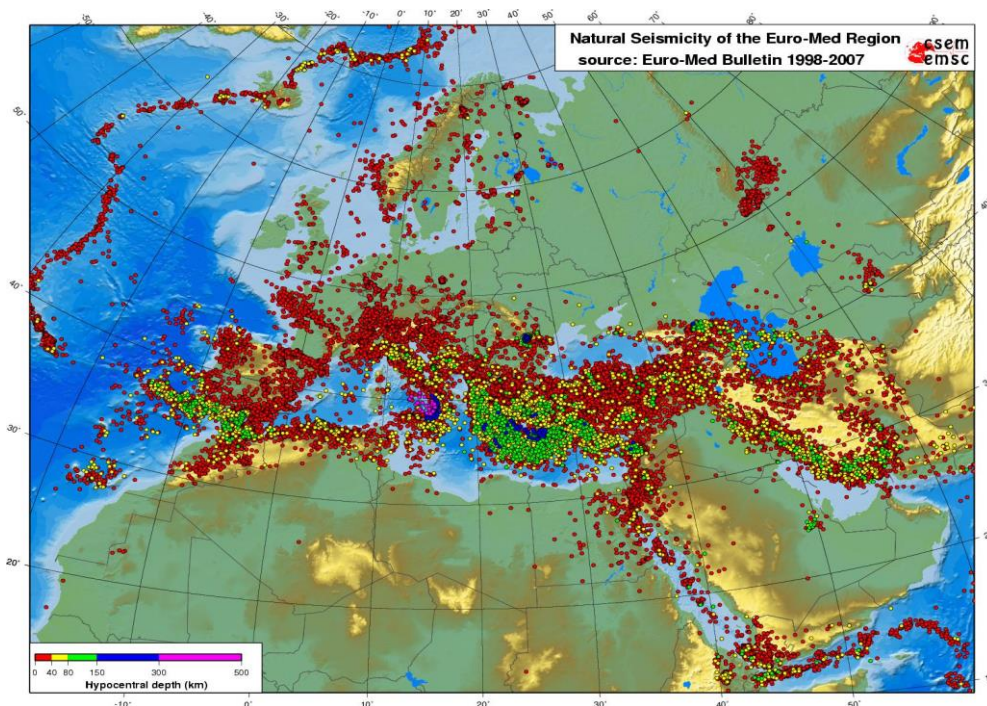
# فصل ۵

## پیامدهای لرزه‌ای

با توجه به موقعیت تکتونیکی پهنه قوچان-شیروان و تاریخچه لرزه خیزی در این بخش از کپه داغ، وقوع زمین لرزه در این منطقه امری محتمل است. با وجود مراکز جمعیتی شهری و روستایی فراوان در این منطقه، وقوع زمین لرزه شدید، خسارات جانی و مالی فراوانی را برای مردم این مناطق در بر خواهد داشت. بنابراین بررسی پارامترهای لرزه ای در این گستره امری اجتناب ناپذیر است.

### ۵-۱- توزیع جغرافیایی زمین لرزه‌ها در جهان

بررسی نقشه‌های توزیع مراکز سطحی زمین لرزه‌های دنیا و مرزهای صفحات تکتونیکی، بیانگر انطباق و ارتباط مستقیم این دو است. بر این اساس ملاحظه می‌گردد که اکثر زمین لرزه‌های به وقوع پیوسته در جهان در امتداد سه منطقه یا کمربند اصلی می‌باشند (شکل ۵-۱).



شکل ۵-۱) نقشه جغرافیایی زمین لرزه‌ها در جهان ([www.emsc.com](http://www.emsc.com))

➤ **کمربند حاشیه اقیانوس آرام:** سواحل باختری آمریکای شمالی و جنوبی را در بر می‌گیرد و ۸۰ درصد کل انرژی آزاد شده بوسیله زمین لرزه سراسر دنیا را به خود اختصاص می‌دهد.

➤ **کمر بند آلپ هیمالیا:** ۱۵ درصد دیگر از کل انرژی آزاد شده توسط زمین لرزه‌ها در این کمر بند آزاد می‌شود که از خلیج بنگال به سوی هیمالیا واقع شده و پس از عبور از عرض ایران تا جزایر آزورس ادامه می‌یابد.

➤ **کمر بند پشته میانی اقیانوس اطلس:** ۵ درصد باقی مانده از کل انرژی‌های آزاد شده نیز به نواحی پشته‌های اقیانوسی و مناطقی که هر از چند گاهی به صورت پراکنده دچار زمین لرزه‌های کم عمق می‌شوند، اختصاص می‌یابد.

### ۵-۲- پهنه بندی خطر نسبی زمین لرزه در ایران

پراکندگی زمین لرزه‌ها در فلات ایران نشان‌دهنده انطباق کامل موقعیت لرزه خیزی ایران با وضعیت تکتونیکی آن است. در ایران تنش‌های فشارشی ناشی از باز شدگی دریای سرخ و حرکت ورقه آفریقا - عربستان در راستای شمال - شمال خاوری و نیز حرکت ورقه هند در راستای شمال - شمال باختری موجب حرکت و جابجایی نسبی متفاوت در پوسته ایران می‌شود و در نتیجه عامل فراوانی زمین لرزه‌ها در ایران است. توکلی و غفوری - آشتیانی (۱۹۹۹) ایران را به چهار پهنه خطر لرزه زمین ساختی تقسیم کرده اند. (شکل ۵-۲).

#### الف - پهنه با شتاب‌های خیلی بالا:

این پهنه بر روی گسل‌های توانمند، بنیادی و لرزه‌زا دیده می‌شود. هر چند مساحت پهنه با خطر بسیار بالا در ایران بسیار محدود است اما به هر حال باید حتی‌الامکان از احداث شهرهای جدید و گسترش شهرهای موجود در این پهنه‌ها خودداری شود.

#### ب - پهنه با شتاب‌های بالا:

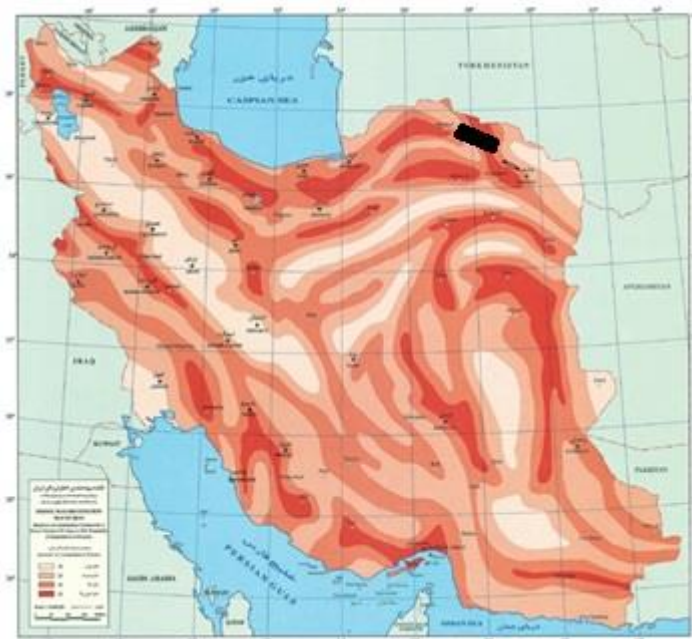
این پهنه در گستره بسیار نزدیک (به فاصله تقریباً ۳۰ کیلومتری) و یا روی گسل‌های جوان و بنیادی لرزه‌زا دیده می‌شود. مساحت این پهنه زیاد نیست ولی باید سعی شود احداث شهرهای جدید و گسترش شهرهای موجود با احتیاط بیشتر صورت گیرد و در طراحی ساختمان‌ها و سازه‌ها تمهیدات خاص مقاوم سازی ساختمان‌ها در برابر خطر زمین لرزه توجه شود.

### ج - پهنه با شتاب‌های متوسط:

این پهنه بخش بزرگی از ایران را فراگرفته است و از چشمه‌های لرزه‌ای شناخته شده فاصله ۳۰ تا ۵۰ کیلومتری دارد. احتمال رویداد زمین‌لرزه‌های ویرانگر در این پهنه کمتر از پهنه‌های پیشین است. از نظر خطر زمین‌لرزه این پهنه برای احداث شهرهای جدید و گسترش شهرهای موجود مناسب است.

### د - پهنه با شتاب‌های پایین:

در این پهنه در طول تاریخ زمین‌لرزه‌های ویرانگر رخ نداده است. این پهنه در مناطق ایران مرکزی (اصفهان و یزد) و مناطق کویری و دشت‌های ساحلی خوزستان و بوشهر قرار گرفته است. تخمین‌های احتمالاتی این نقشه‌ها شامل بیشینه شتاب زمین برای دوره‌های بازگشت ۷۵ و ۴۷۵ ساله می‌باشد. کادر مشکی در شکل ۲-۵ موقعیت منطقه مطالعاتی را نشان می‌دهد. با قرار گیری منطقه مطالعاتی در پهنه با شتاب بالا، بررسی لرزه خیزی در این منطقه اهمیت پیدا می‌کند.



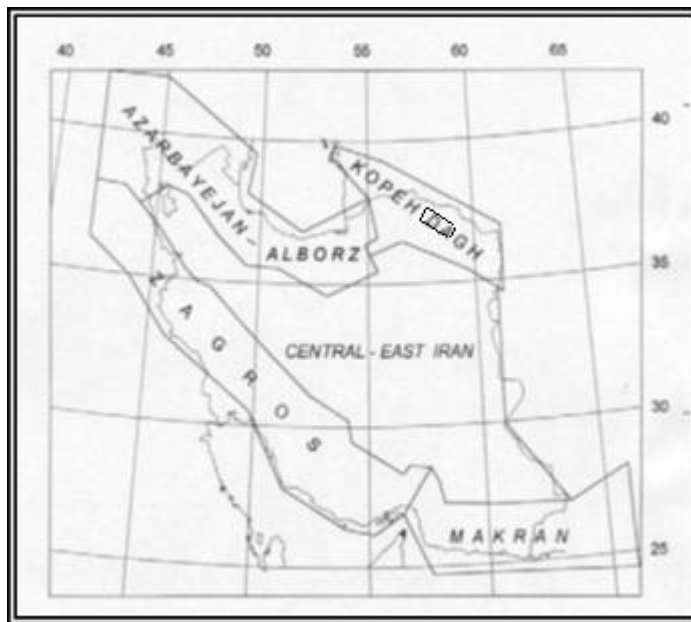
شکل ۲-۵) نقشه پهنه بندی خطر لرزه ای در ایران (Tavakoli & Ghafory-Ashtiany, 1999) کادر مشکی در موقعیت منطقه مطالعاتی را نشان می‌دهد.

### ۳-۵- ایالت های لرزه زمین ساختی ایران

ایالت لرزه زمین ساختی، پهنه ای است که تحت رژیم های ژئودینامیکی کنونی، دارای جایگاه تکتونیکی همانند و الگوی لرزه خیزی یکسان باشد (یی و همکاران، ۱۹۹۵). با توجه به این مفهوم، میرزایی و همکاران (۱۹۹۸) ایران را به پنج ایالت لرزه زمین ساختی عمده زیر تقسیم کرده اند: (۱) البرز- آذربایجان، (۲) کپه داغ، (۳) زاگرس، (۴) ایران مرکزی و شرق ایران، و (۵) مکران، تقسیم کرده اند، که با توجه به قرارگیری منطقه مورد مطالعه در محدوده کپه داغ ویژگی های آن بررسی می شود. (شکل ۳-۵)

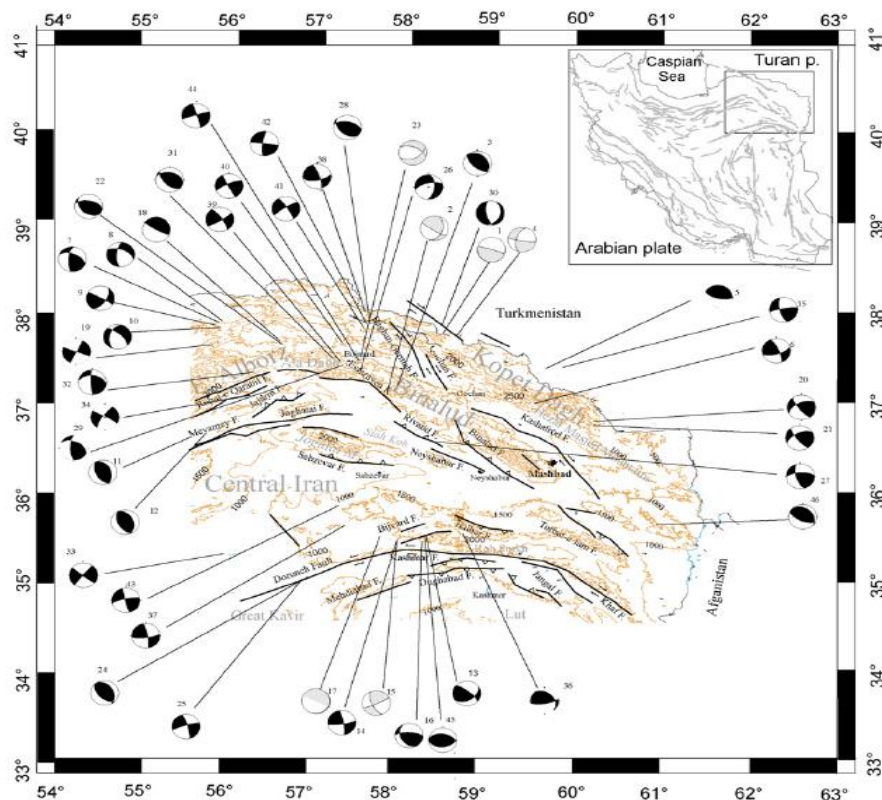
### ۳-۵-۱- ایالت لرزه زمین ساخت کپه داغ

رشته کوه های کپه داغ و بینالود توأماً یک پهنه کوهستانی به طول حدود ۶۰۰ کیلومتر و پهنایی تا ۲۰۰ کیلومتر (Tchalenko, 1975) را ایجاد کرده اند که ایالت لرزه زمین ساختی کپه داغ را تشکیل می دهد.



شکل ۳-۵) ایالت های اصلی لرزه زمین ساختی ایران به همراه محل قرارگیری پهنه قوچان-شیروان (میرزایی و همکاران ۱۹۹۸)

از دیدگاه ساختمانی، کپه داغ همانند زاگرس است که مرز جنوب غربی کمربند آلپ - هیمالیا را تشکیل میدهد (Tchalenko, 1975). نوار چین خورده گسلیده با راندگی رو به شمال در شمال و راندگی رو به جنوب در جنوب، موجب ارتفاع یافتن کپه داغ شده است. این مشاهدات زمین شناسی با تحلیل های سازوکار کانونی زمینلرزه ها (شکل ۴-۵)، در حاشیه شمالی (زمینلرزه 5 اکتبر ۱۹۴۸، عشق آباد) و در حاشیه جنوبی (زمینلرزه ۳۱ مارس ۱۹۶۳، اسفراین) حمایت می شود (بربریان، ۱۹۸۱).



شکل ۴-۵ نقشه زمینلرزه ها و سازوکار کانونی آنها همراه با گسل های اصلی شمال شرق ایران، برگرفته از حسامی و همکاران (۲۰۰۳)

رشته کوه های کپه داغ و بینالود با یک سیستم گسلی آلپی پسین که عمدتاً از گسل های امتداد لغز راستگرد با راستای  $NNW-SSE$  و گسل های امتداد لغز چپگرد با راستای  $NE-SW$  و همچنین گسل های راندگی فرعی تقریباً طولی که سیستم گسلی متقاطع (*diagonal fault*) نامیده میشود، بریده شده است. مهمترین گسل های با راستای  $NE-SW$  (از نظر طول و جابه جایی کلی) در منطقه بخاردن -



قوچان قرار دارد که عنصر کلیدی در زلزله خیزی منطقه محسوب می‌گردد (Tchalenko, 1975). کپه- داغ در شمال شرق از گستره پایدار سپر توران با یک زون گسلی موسوم به زون گسلی اصلی (Tchalenko, 1975) که تغییر ارتفاعی ناگهانی در سمت شمال شرق را ایجاد میکند، جدا می‌شود. زون گسلی اصلی با رویداد کلان زمینلرزه 5 اکتبر 1948 که در نزدیک شهر عشق آباد ترکمنستان روی داده است، مرتبط بوده است. اندازه گیری های انجام شده در قنات هایی که در زون گسلی اصلی احداث شده اند، به وضوح جابه جایی امتدادلغز راستگرد را نشان میدهد که در بعضی مکان ها آهنگ آن در حدود 3 تا 8 میلیمتر در سال است (Trifonov, 1978; McKenzie and Jackson, 1984).

### ۵-۳-۲- ویژگی فعالیت لرزه ای کپه داغ

مطالعهٔ کانون زمینلرزه‌های کپه‌داغ (شکل ۵-۴) نشان می‌دهد که:

\* زمینلرزه‌ها بیشتر در نیمه جنوبی و نیمه شمالی کپه‌داغ متمرکزند.

\* بخش‌های جنوب خاوری و خاور کپه‌داغ چندان لرزه‌زا نیست.

\* زمینلرزه‌های کپه‌داغ بیشتر از نوع کم ژرفاست. در این منطقه زمینلرزه ای با عمق متوسط قابل اعتماد، به ثبت نرسیده است. نصب یک شبکه محلی در منطقه رومرکز زمینلرزه عشق آباد که در سال های 1949 و 1953 صورت پذیرفت، عمده فعالیت لرزه ای را در اعماق 10 تا 12 کیلومتر نشان داد (Tchalenko, 1975; McKenzie and Jackson, 1984; Priestley et al. 1994; Jackson et al. 2002)، که بنابراین محدود به پوستهٔ بالایی می‌باشند. لازم به ذکر است که هیچ شواهدی مبنی بر لرزه خیزی زیر پوسته ای وجود ندارد (Hollingsworth et al, 2006).

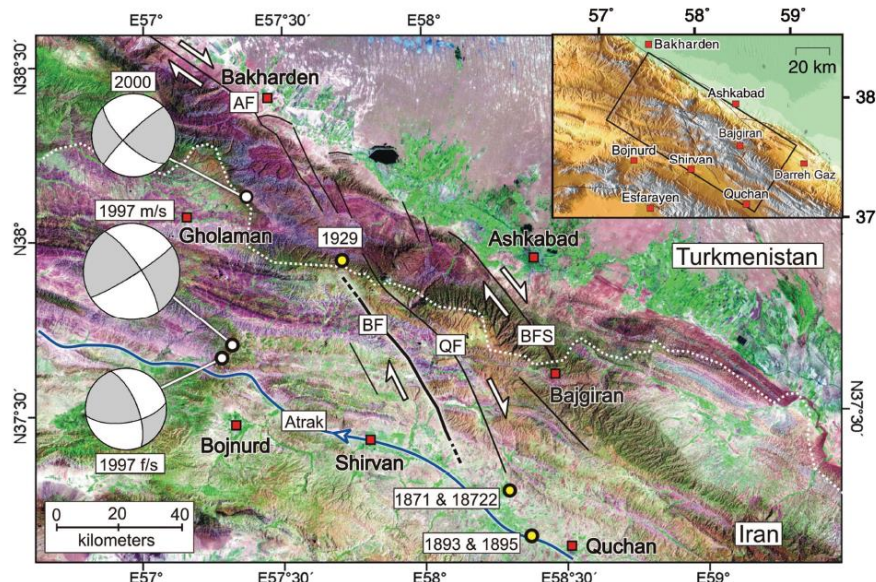
مرز بین زون بی لرزه غرب افغانستان و زون زمینلرزه ای کپه داغ از دیدگاه ساختمانی واضح نیست. همچنین مشخص نیست که گسل هریرود به سمت مرز شرق کپه داغ نیز گسترش می‌یابد یا نه. با

توجه به این امر، مرز شرقی کپه داغ عمدتاً براساس فعالیت لرزه ای و تشابه ساختمانی تعیین شده است. ایالت لرزه زمینساختی کپه داغ در جنوب با چند گسل معکوس از جمله گسل های میامی، سبزواری و تربت جام از ایران مرکزی جدا می شود که برونزد افیولیت ها در امتداد آن ها نشان دهنده اهمیت ژئودینامیکی آن ها است. جابه جایی معکوس در کپه داغ حدود ۴ تا ۵ سانتیمتر در سال از پلیوسن پیشین تا کنون بوده است (1975, Tchalenko,؛ بربریان، ۱۹۸۱). نقشه موهو در ایران، در کپه داغ ضخامت پوسته را بین ۳۶ تا ۴۷ کیلومتر نشان می دهد که از شمال شرق به جنوب غرب ضخیم تر می شود.

### ۵-۳-۳- اهمیت بررسی لرزه زمین ساخت در منطقه مورد مطالعه

به علت اهمیت مسیر عبوری که اروپا و خاورمیانه را به آسیا متصل میکند و نیز اسکان بلند مدت در دره حاصلخیز اترک (شکل ۵-۵)، پیشینه تاریخی طولانی و جزء به جزئی، که به حدود ۲۰۰۰ سال برمیگردد، برای شمال خاور ایران به ثبت رسیده است (Ambraseys & Melville 1982; Berberian & Yeats 1999). در زمان های جدیدتر، رخداد زمین لرزه های متعدد که خسارات زیادی را به جا گذاشته اند؛ قوچان (1851، 1872، 1871، 1893، 1895) و شیروان (1929) همراه با گسلش سطحی نشانگر آن است که کمربند چین خورده کپه داغ از زمان بازپسین فعالیت های آلی تاکنون تحرک داشته و موجب ویرانی شهرهایی مانند قوچان شده است. در صورت وقوع مجدد این رخدادها عواقب بسیار جدی برای دره اترک، که امروزه به مراتب پرجمعیت تر از قبل میباشد، به همراه خواهد داشت (Tchalenko 1975). برای این منطقه داده های دستگاهی جدید از دهه ۱۹۶۰ ثبت شده است. از این زمان سوابق دور لرزه ای کمی برای کپه داغ مرکزی ثبت شده ولی برای بخش غربی زون امتداد لغزی راستگرد شمال شمال باختری-جنوب جنوب خاوری بین بجنورد و قوچان، معروف به زون گسلی باخاردن-قوچان، شرایط کاملاً متفاوت بوده است (شکل ۵-۶). به عقیده مکنزی (۱۹۷۲)، زون لرزه خیز کپه داغ، ادامه

جنوب خاوری نوار لرزه خیز قفقاز - خزر است. جدا از زمین لرزه های شناخته شده و گسلش های کوتاه تر، آبرفت های پلکانی موجود در امتداد رودخانه ها، به ویژه رودخانه کشف رود، معرف فعالیت های جوان پهنه کپه داغ اند.



شکل ۵-۵) تصویر ماهواره ای Landsat7 (باند ۵۴۱) از کپه داغ مرکزی، شامل زون گسلی باخاردن-قوچان. گسل های اصلی با رنگ مشکی مشخص شده اند. AF=گسل عشق آباد، BS=گسل باغان، QF=گسل قوچان، BFS=سیستم گسلی باجگیران. مراکز احتمالی زلزله های ۱۵۰ سال گذشته با دایر زرد رنگ مشخص شده اند. خط ضخیم گسل باغان نشان دهنده گسیختگی سطحی زلزله سال ۱۹۲۹ است. F/s=پیش لرزه و m/s=پس لرزه. نقشه تکمیلی مکان زون گسلی باخاردن-قوچان را درون کپه داغ نشان می دهد (هالینگ ورث و همکاران، ۲۰۰۶).

### ۵-۳-۴- جایگاه لرزه زمین ساختی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه بخشی از ایالت لرزه زمین ساختی کپه داغ بوده (شکل ۵-۳) و همانطور که در فصل سوم اشاره شد بخشی از گسل های باغان، شکرانلو و قوچان با روند شمال غربی-جنوب شرقی در این پهنه واقع شده اند.

### ۵-۴- بررسی پارامترهای لرزه خیزی منطقه مطالعاتی

پارامترهای لرزه خیزی شامل بیشینه بزرگی زمین لرزه در منطقه، آهنگ فعالیت سالیانه و مقدار فراوانی-بزرگی رخدادها است که الگوی رخدادهای لرزه ای یک گستره را نشان می دهند (Kijko, 1992). در راستای برآورد پتانسیل لرزه خیزی گستره و محاسبه پارامترهای اشاره شده، لازم است تا زمین لرزه های

رویداده در گستره مطالعاتی مورد پردازش آماری قرار گیرند. در گستره مورد مطالعه داده‌های لرزه‌ای تاریخی زیادی بدست نیامده است و در این تحقیق از زمین‌لرزه‌های دستگاهی ثبت شده (بین سال‌های ۲۰۱۲-۱۹۰۰ میلادی) در محدوده مطالعاتی از داده‌های لرزه‌ای که از طریق کاتالوگ‌های بین‌المللی (پیوست ۲) و همچنین از بانک داده‌های زمین‌لرزه‌های مرکز لرزه‌نگاری کشوری و شبکه لرزه‌نگاری شهرستان قوچان جمع‌آوری شده‌اند (پیوست ۱)، استفاده شده است. همچنین تحلیلی لرزه‌ای نیز بر مبنای داده‌های ریزلرزه‌ای دستگاهی منطقه در این تحقیق انجام شده است (پیوست ۱).

#### ۵-۴-۱- رابطه بین $M_s$ و $M_b$

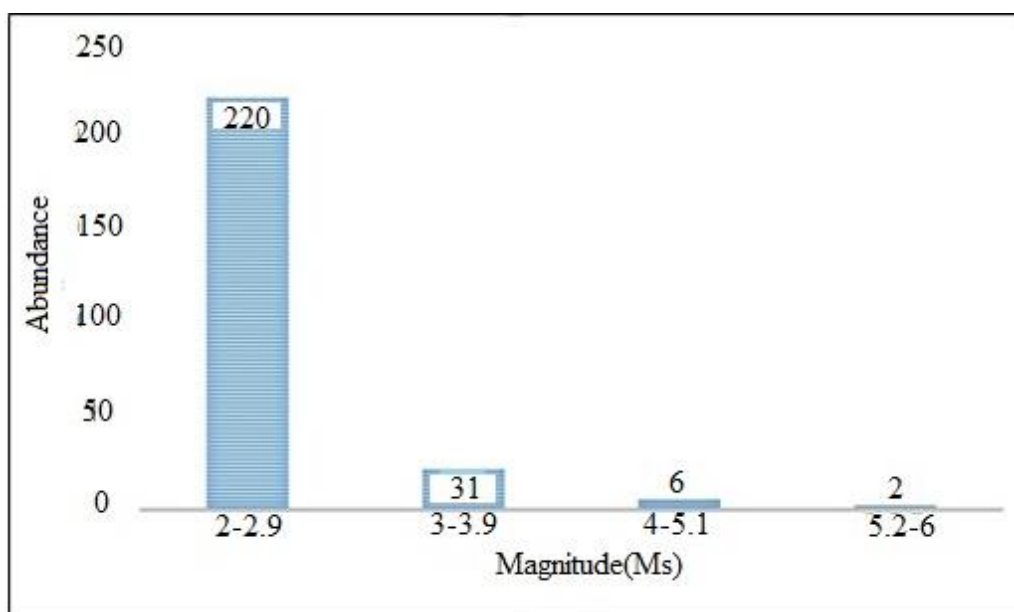
در حال حاضر بزرگی زمین‌لرزه رایج‌ترین پارامتر سنجش میزان قدرت زمین‌لرزه می‌باشد. داده‌های لرزه‌ای کشور ایران در درجه اول بر حسب بزرگای  $M_b$  و پس از آن بر حسب  $M_s$  بیان شده‌اند و از آنجا که اغلب محاسبات مربوط به تحلیل خطر زمین‌لرزه بر اساس بزرگای  $M_s$  زمین‌لرزه‌ها انجام می‌گیرد و فهرست زمین‌لرزه‌ها برای این بزرگا کامل نمی‌باشد، لازم است تا با به دست آوردن رابطه‌ای مناسب بین بزرگای  $M_b$  و  $M_s$  این داده‌ها تکمیل گردد. لذا معمول است تا با گردآوری داده‌هایی که برای آن‌ها هر دو بزرگای  $M_b$  و  $M_s$  اعلام شده و با فرض خطی بودن رابطه بین این دو بزرگا و بدست آوردن بهترین خط با بکارگیری روش آماری کمترین مربعات، رابطه‌ای خطی بین این دو بزرگا بدست آید. البته بدست آوردن رابطه‌ای قابل قبول در درجه اول در صورتی امکان پذیر است که فهرست رویداد زمین‌لرزه‌ها به تعداد کافی (حداقل ۲۰ زمین‌لرزه، استاندارد نقشه ۱:۲۵۰۰۰ لرزه‌زمین‌ساخت) در برگیرنده زمین‌لرزه‌هایی با هر دو بزرگای  $M_b$  و  $M_s$  بوده و از طرف دیگر رابطه دو بزرگا و توزیع آماری آن‌ها مناسب باشد.

برای برقراری رابطه بین بزرگی  $M_b$  و  $M_s$  زمین‌لرزه‌های رخ داده در پهنه قوچان-شیروان از رابطه‌هایی که *Ambersyse & Melville (1984)* برای کل زمین‌لرزه‌های ایران بدست آورده استفاده شده است:

$$(رابطه ۵-۱) \quad (M_s = 1.613m_b - 3.71)$$

#### ۵-۴-۲- مقایسه فراوانی - بزرگی زمین لرزه‌ها

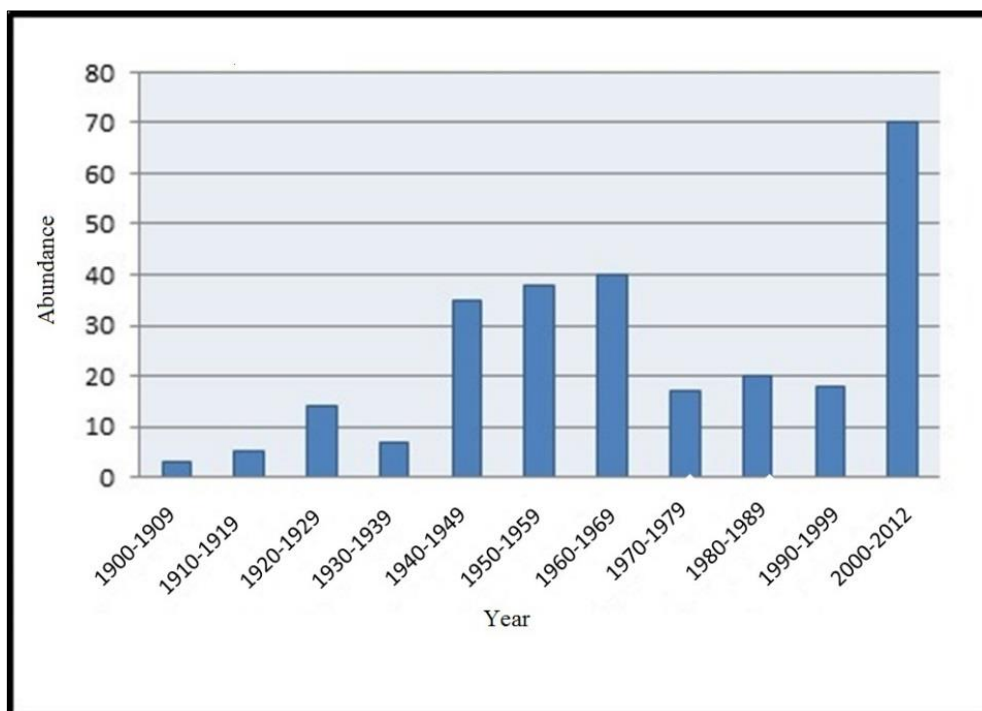
همان‌طور که گوتنبرگ و ریشتر (۱۹۵۴) یک رابطه خطی منفی را بین فراوانی و بزرگی زمین لرزه‌ها در نظر گرفتند، از هیستوگرامی که بر اساس فراوانی به بزرگی ( $M_s$ ) زمین لرزه‌های سال‌های ۱۹۰۰ تا ۲۰۱۲ میلادی گستره مطالعاتی به دست آمده، مشخص می‌شود که تعداد زمین لرزه‌ها با بزرگی آن‌ها رابطه معکوس دارند و هر چه بزرگی زمین لرزه کمتر باشد، فراوانی آن در منطقه بیشتر است (شکل ۵-۶).



نمودار ۵-۶) بزرگی زمین لرزه‌ها ( $M_s$ ) در برابر فراوانی آن‌ها در گستره مورد مطالعاتی

#### ۵-۴-۳- مقایسه سال - تعداد زمین لرزه‌ها

با توجه به نمودار زیر که بر اساس مقایسه تعداد زمین لرزه‌ها - سال رخ داد آن‌ها رسم شده است مشخص می‌شود که در سال‌های ۲۰۰۰-۲۰۱۲ بیشترین زلزله‌ها ثبت شده‌اند. کمبود زلزله‌ها را در سال‌های قبل نمی‌توان به عدم رخداد زمین لرزه نسبت داد، زیرا در سال‌های اخیر تعداد دستگاه‌ها و ایستگاه‌های دریافت امواج زلزله بیشتر شده و دستگاه‌های ثبت رخداد زمین لرزه‌ها نیز حساس‌تر و دقیق‌تر شده‌اند (شکل ۵-۷).



شکل ۵-۷) فراوانی زمین لرزه های منطقه مورد مطالعه بر اساس سال رخداد آن ها

#### ۵-۴-۴- تخمین بیشینه زمین لرزه ( $M_{Max}$ )

از آنجا که توان لرزه‌زایی گسل‌ها با طول بخش گسلیده و جابه‌جا شده آن‌ها در ارتباط است، رابطه مستقیمی میان توان لرزه‌زایی و درازای بخش مستقیم گسل‌های کوتاه‌تر وجود دارد. در این پیوندها داده‌هایی چون سازوکار گسلش، سیمای هندسی گسل و ویژگی‌های لرزه‌زمین‌ساختی هر گستره را نباید از نظر دور داشت. بخش اصلی برآورد خطر زمین‌لرزه به روش قطعی، تخمین بیشینه زمین‌لرزه است که در تحلیل‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. بدیهی است پس از بررسی دقیق لرزه‌زمین‌ساختی هر گسل فعال، باید حداکثر توان لرزه‌زایی گسل شناخته و محاسبه گردد، تا بتوان با توجه به فاصله میان ساختگاه و گسل فعال موجود، حداکثر شتاب افقی زمین به وجود آمده از جنبش گسل به ساختگاه، پیش‌بینی گردد. ارزیابی و تخمین میزان درازای گسلش در زمین‌لرزه‌های آینده، باید بر پایه ویژگی‌های لرزه‌زمین‌ساختی و ریخت‌زمین‌ساختی هر گسل صورت پذیرد. در این میان می‌توان درصدی از بخش مستقیم گسل را انتخاب کرد. در بررسی‌های تجربی انجام شده، برآوردهای گوناگونی برای انتخاب درازای

بخشی از گسل که جنبش دوباره می‌یابد برای هر گستره و پهنه وجود دارد. در این برآوردها از ۵۰ تا ۱۰۰ درصد درازای هر گسل را با توان جنبش دوباره فرض می‌کنند. مشکلات موجود در این برآوردها، نبود داده‌های کافی موجود برای استان‌های گوناگون لرزه‌زمین‌ساختی ایران زمین است (بربریان و همکاران، ۱۳۷۱).

*Albee & Smith (1966)* عنوان کرده‌اند که گسلش زمین‌لرزه‌ای میان ۲۰ تا ۵۰ درصد درازای گسل را شامل می‌شود. بررسی زمین‌لرزه‌های آمریکای شمالی نشان داده است که میان ۲۰ تا ۷۵ درصد درازای گسل‌ها به هنگام زمین‌لرزه‌های بزرگ جنبش دوباره داشته‌اند. بدین ترتیب میانگین گسلش زمین‌لرزه‌ای کمتر از ۵۰ درصد درازای گسل خواهد بود (نقل از پورکرمانی، ۱۳۷۶).

*Selmons (1982)* برای گسل‌های راست‌الغز با درازای میان ۳۰۰ تا ۱۳۰۰ کیلومتر، مقداری در حد ۱۷ تا ۳۸ درصد درازای گسل را انتخاب نموده است (نقل از پورکرمانی، ۱۳۷۶). برای گسل‌های کوچکتر از ۲۰ کیلومتر تمام طول گسل فعال در نظر گرفته می‌شود. برای گسل‌های با درازای بین ۲۰ تا ۴۰ کیلومتر، طول قسمت فعال ۲۰ کیلومتر در نظر گرفته می‌شود. پژوهش‌های انجام شده نشان می‌دهد که بیشینه جابه‌جاشدگی، سه برابر میانگین جابه‌جاشدگی آنی پس از هر زمین‌لرزه است. این میانگین جابه‌جاشدگی خود برابر  $10^{-4}$  برابر درازای گسل می‌باشد. دستورهای تجربی گوناگونی درباره پیوند میان گسلش زمین‌لرزه‌ای و درازای گسل وجود دارد.

در این رابطه مطالعات مختلفی صورت گرفته که در زیر به مواردی از آن‌ها اشاره می‌گردد:

*Selmons (1977)* نیز جهت محاسبه توان لرزه‌زایی گسل‌ها رابطه تجربی زیر را ارائه نموده است (نقل از پورکرمانی، ۱۳۷۶):

$$M = 1/11 \text{ Log}L_R + 5/15 \quad (\text{رابطه ۵-۲}):$$

که در آن  $L_R$  درازای گسل به کیلومتر است.



*Selmons (1982)* با توجه به سازوکار گسلش برای سه دسته بنیادی گسل‌ها، روابط تجربی زیر را معرفی کرد (نقل از پورکرمانی، ۱۳۷۶):

$$M_S = 1/404 + 1/169 \text{ Log}L \quad (\text{رابطه ۳-۵}) \text{- برای گسل‌های راستالغز}$$

$$M_S = 2/021 + 1/142 \text{ Log}L \quad (\text{رابطه ۴-۵}) \text{- برای گسل‌های فشاری}$$

$$M_S = 0/809 + 1/341 \text{ Log}L_R \quad (\text{رابطه ۵-۵}) \text{- برای گسل‌های کششی}$$

بایستی توجه داشت که در فرمول‌های فوق  $L_R$  بر حسب متر می‌باشد.

فرمول *Ambraseys & Melville (1982)* که بر پایه زمین‌لرزه‌های خاورمیانه آماده شده به صورت زیر است:

$$M_S = 1/429 \text{ Log}L_R + 4/629 \quad (\text{رابطه ۶-۵})$$

که در آن  $L_R$  درازای گسل فعال به کیلومتر در پوسته‌ای به ضخامت ۱۲ کیلومتر و  $M_S$  بزرگی موج سطحی برای زمین‌لرزه‌های با بزرگی برابر یا بزرگ‌تر از ۶ درجه ریشتر است.

فرمول نوروژی (۱۹۸۵) که بر پایه ده زمین لرزه بزرگ ایران و بیشینه درازای گسل زمین‌لرزه‌ای ۸۵ کیلومتر و بزرگی  $M_S \geq 6$  پایه گذاری شده، به صورت زیر است:

$$M_S = 1/244 \text{ Log}L_R + 1/259 \quad (\text{رابطه ۷-۵})$$

که در آن  $L_R$  درازای گسل به متر است.

فرمول *Well & Coppersmith (1994)*، بر اساس اطلاعات مربوط به ۲۴۴ زمین‌لرزه در سراسر جهان، از جمله ۱۲ زمین‌لرزه ایران به صورت زیر است (نقل از پورکرمانی، ۱۳۷۶):

$$M_S = 1/22 \text{ Log}L_R + 5 \quad (\text{رابطه ۸-۵})$$

در برابر بزرگی‌های بدست آمده از دستورهای تجربی موجود دیده می‌شود که بزرگی بدست آمده از دستور *Selmons (1982)* شمار بالاتری را نشان می‌دهد. در حالی که بزرگی‌های بدست آمده از رابطه نوروژی (۱۹۸۵) و *Ambraseys & Melville (1982)* به هم نزدیک‌ترند. از میان دو رابطه اخیر، رابطه

نوروزی (۱۹۸۵) شمار بالاتر از رابطه *Ambraseys & Melville (1982)* را به دست می‌دهد (بربریان و همکاران، ۱۳۷۱).

در راستای انجام این تحقیق جهت اندازه‌گیری طول گسل‌های کوتاه‌تر پیرامون شهرستان‌های قوچان، فاروج و شیروان و در نهایت سنجش توان لرزه‌زایی آن‌ها از نقشه‌های زمین‌شناسی و تصاویر ماهواره‌ای منطقه، استفاده گردیده است. با اندازه‌گیری طول هر گسل (قوچان، شکرانلو و باغان) و فاصله آن‌ها تا ساختگاه‌های مدنظر (شهرستان‌های قوچان، فاروج و شیروان) به کمک فرمول‌های یاد شده، توان لرزه‌زایی هر گسل آشکار می‌شود. در این تحقیق از همه فرمول‌های تجربی فوق جهت برآورد توان لرزه‌زایی گسل‌های اصلی منطقه با طول گسلش زمین لرزه ای ۳۷٪ طول گسل و ۵۰٪ طول گسل، استفاده گردیده و در نهایت برای هر گسل، نتایج میانگین گیری شده است. نتایج حاصله در جدول ۵-۱ آمده است.

جدول ۵-۱) برآورد توان لرزه‌زایی گسل‌ها با استفاده از فرمول‌های تجربی مختلف در پهنه قوچان-شیروان. در این جدول؛ S1&S2؛ سلمونز (۱۹۸۲، ۱۹۷۷)، A&M؛ آمبرسز و ملویل (۱۹۸۲)، W&C؛ ولز و کوپرسمیت (۱۹۹۴) و N؛ نوروزی (۱۹۸۵)، Av؛ میانگین روابط فوق.

نام گسل	طول گسل (Km)	طول گسلش زمین لرزه ای	توان لرزه‌زایی قطعات (Ms)					
			S1	S2	A&M	W&C	N	Av
قوچان	۱۸۸	۳۷٪ کل طول	۷/۲	۷/۱	۷/۳	۷/۳	۷/۳	۷/۲
		۵۰٪ کل طول	۷/۳	۷/۲	۷/۴	۷/۴	۷/۴	۷/۴
شکرانلو	۵۰	۳۷٪ کل طول	۶/۵	۶/۴	۶/۵	۶/۶	۶/۶	۶/۵
		۵۰٪ کل طول	۶/۶	۶/۵	۶/۶	۶/۷	۶/۷	۶/۶
باغان	۶۹	۳۷٪ کل طول	۶/۷	۶/۶	۶/۶	۶/۷	۶/۸	۶/۷
		۵۰٪ کل طول	۶/۸	۶/۷	۶/۸	۶/۹	۶/۹	۶/۹

نتایج جدول فوق نشان می‌دهند که گسل‌های مورد مطالعه قادرند زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی ۶/۴۹ تا ۷/۳۵ ریشتر در منطقه ایجاد کنند که بیشترین این مقدار مربوط به گسل قوچان می‌باشد.

#### ۵-۴-۵- روش‌های برآورد بیشینه شتاب گرانش زمین

در طراحی سازه در برابر زمین‌لرزه، ارزیابی میزان حداکثر شتاب زلزله در طول عمر سازه از اهمیت بالایی برخوردار است. از آنجا که ساختمان‌ها معمولاً شتاب عمودی ناشی از زمین‌لرزه را به راحتی تحمل می‌کنند، لذا در انجام بررسی‌ها، شتاب افقی حرکت زمین دارای اهمیت است. از طرف دیگر جنبش‌های شدید زمین‌لرزه با دوری از گسل‌های فعال کاهش می‌یابد. میزان کاهش اثرهای ویرانگر زمین‌لرزه نسبت به مسافت، به طور تدریجی و کم بوده و رابطه‌های آزمایشی گوناگونی در سراسر کشورهای لرزه‌خیز جهان در این زمینه پیشنهاد شده است.

جهت برآورد بیشینه شتاب گرانش افقی زمین به روش تحلیلی از سه راه به شرح ذیل استفاده می‌شود:

- استفاده از شتاب‌نگاشت‌های موجود و تغییر مقیاس آنها متناسب با ویژگی‌های مکان ساختگاه.

- استفاده از روابط آزمایشی کاهش بیشینه شتاب گرانش افقی زمین در پیوند با بزرگی زمین‌لرزه.

- استفاده از روابط آزمایشی پیوند میان شدت تخریب نسبی زمین‌لرزه‌ای و شتاب گرانش زمین.

در این تحقیق از رابطه‌های آزمایشی کاهش بیشینه شتاب گرانش زمین در پیوند با بزرگی زمین‌لرزه استفاده شده است. برای این منظور دستورهای آزمایشی به شرح ذیل پیشنهاد می‌گردد که عبارتند از:

- *Donovan (1973)* بر اساس بررسی ۶۷۰ شتاب‌نگاشت که ۱۰۰ مورد آن مربوط به زمین‌لرزه‌های

ژاپن و ۲۱۰ مورد آن از شتاب‌نگاشت‌های کالیفرنیا بودند، رابطه زیر را بدست آورده است (به نقل

از پور کرمانی، ۱۳۷۶):

$$Y = 1/1 \exp(0/5M)/(R+25)^{1/32} \quad (\text{رابطه ۵-۹})$$

که در آن  $M$  بزرگی زمین‌لرزه و  $R$  فاصله کانونی بر حسب کیلومتر است. دستور فوق برای بزرگی  $m_b$  به صورت زیر آمده است:

$$Y = 0.42 \exp(0.5M_b) / (R+25)^{1/32} \quad (\text{رابطه ۵-۱۰})$$

- روشندل و ناصر نعمت (۱۹۷۸) برای ایران رابطه زیر را بدست آورده است:

$$Y = 5/2 \exp(0.8M) / (R+40)^2 \quad (\text{رابطه ۵-۱۱})$$

با استفاده از فرمول‌های فوق، شتاب افقی وارد بر شهرستان های قوچان، فاروج و شیروان بر اساس بزرگای به دست آمده در میزان گسلش زمین لرزه ای ۵۰٪ طول اصلی گسل، محاسبه و نتایج آن در جدول ۲-۵ نشان داده شده است. مطابق این محاسبات بیشترین شتاب افقی محتمل وارد بر شهرستان قوچان ۰/۷۱ شتاب ثقل زمین و ناشی از فعالیت گسل قوچان با توان لرزه‌زائی ۷/۳۵ ریشتر، شهرستان فاروج ۰/۵۷ شتاب ثقل زمین و ناشی از فعالیت گسل قوچان و شهرستان شیروان ۰/۳۲ شتاب ثقل زمین و ناشی از فعالیت گسل باغان با توان لرزه زایی ۶/۸۳ می‌باشد.

جدول ۲-۵: برآورد بیشینه شتاب افقی (PGA) وارد بر شهرستان های قوچان، فاروج و شیروان. در این جدول؛ D؛ دانوان (1973)، R & N؛ روشندل و ناصر نعمت (1978)، Av؛ میانگین روابط فوق.

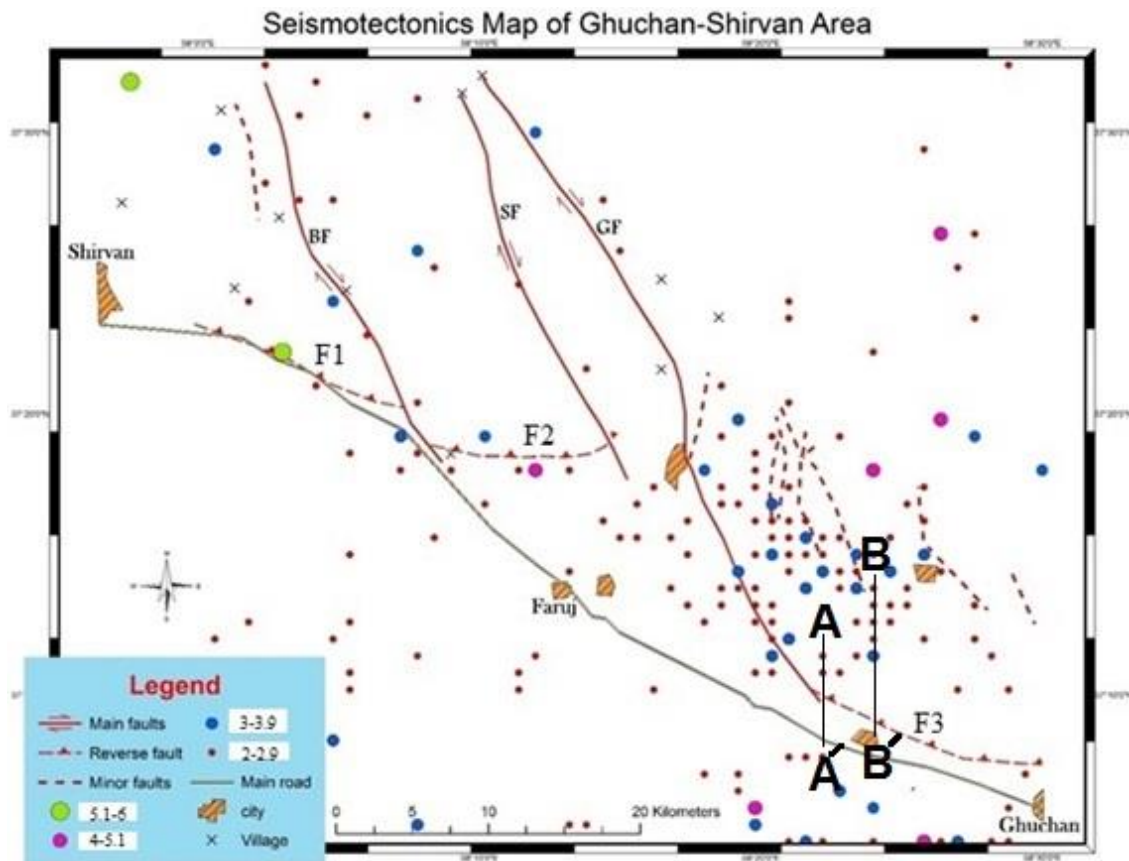
نام گسل	فاصله از شهرستان (Km)		Mmax	شتاب افقی		
				D	R& N	Av
قوچان	قوچان	۴/۵	۷/۳۵	۰/۴۹	۰/۹۳	۰/۷۱
	فاروج	۹/۵	۷/۳۵	۰/۴	۰/۷۵	۰/۵۷
	شیروان	۳۳	۷/۳۵	۰/۲	۰/۳۱	۰/۲۵
شکرانلو	قوچان	۴۴	۶/۶۳	۰/۱۲	۰/۱۴	۰/۱۳
	فاروج	۱۷/۷	۶/۶۳	۰/۲۱	۰/۳۱	۰/۲۶
	شیروان	۲۳/۲	۶/۶۳	۰/۱۸	۰/۲۶	۰/۲۲
باغان	قوچان	۴۷	۶/۸۳	۰/۱۱	۰/۱۶	۰/۱۳
	فاروج	۲۰	۶/۸۳	۰/۲۱	۰/۳۴	۰/۲۷
	شیروان	۱۴/۹۴	۶/۸۳	۰/۲۵	۰/۴	۰/۳۲

## ۵-۴-۶-ارتباط بین هندسه گسل ها و توزیع زمین لرزه ها

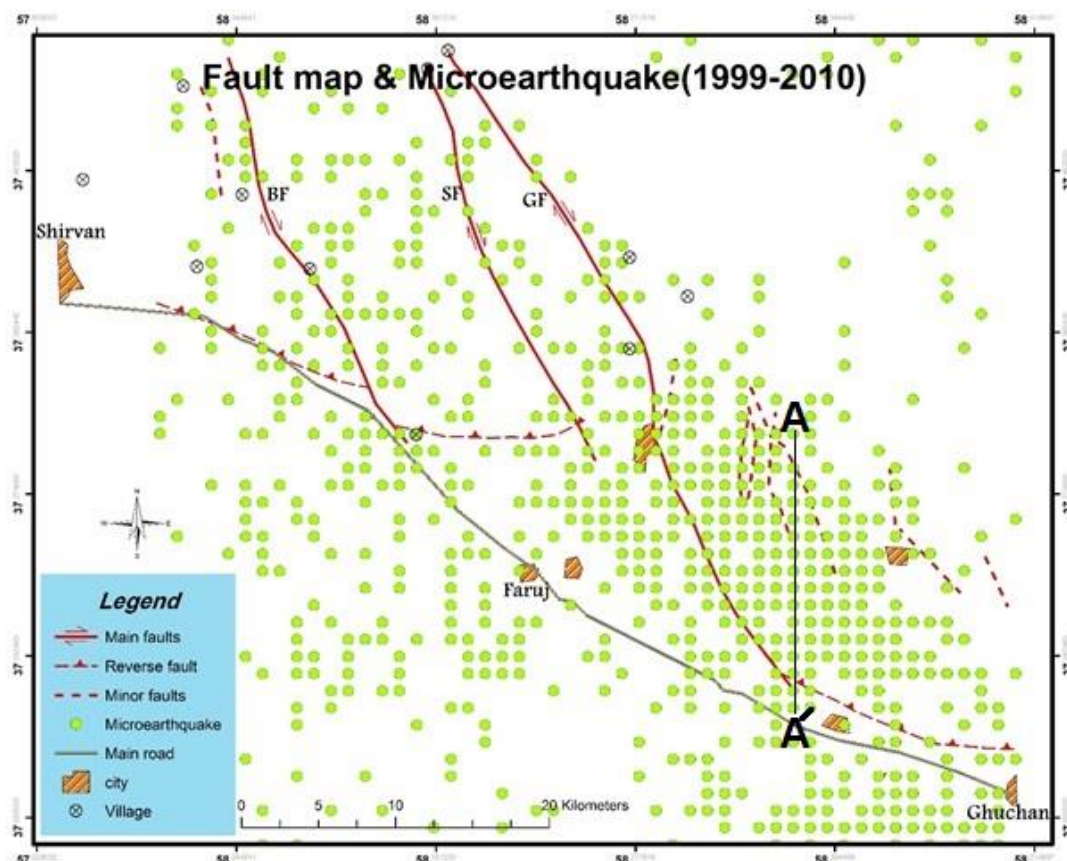
پراکندگی زمین لرزه‌های بزرگتر از ۲ ریشتر در منطقه مطالعاتی (شکل ۵-۸) نشان می‌دهد که در قسمت شمال غرب شهرستان قوچان و شمال شهرستان فاروج میزان زمین لرزه‌ها بیشتر است. به ویژه در محدوده اطراف گسل قوچان و پایانه گسلی قوچان (F3) که نشان از فعالیت بالای این گسل دارد. تراکم بالای لرزه‌های دستگاهی در محدوده پایانه گسلی قوچان را می‌توان هم به علت فعالیت بالای آن دانست و هم قرارگیری شبکه لرزه نگاری در شهرستان قوچان. از این فعالیت می‌توان این گونه نتیجه گرفت که مکانیزم جوان گسل قوچان بیشتر بر پایه امتدادلغزی راست بر حاکم بوده که باعث ایجاد منطقه تحت فشار در پایانه گسل شده و فعالیت معکوس در این قسمت از گسل، تراکم لرزه‌های دستگاهی را افزایش داده است. تراکم بالای داده‌های دستگاهی ریزلرزه‌ای (زیر ۲ ریشتر) نیز (شکل ۵-۹) نشان از وجود یک منطقه با فعالیت بالای لرزه‌ای در محدوده پایانه گسلی قوچان دارد. بر اساس این داده‌ها می‌توان عنوان کرد این منطقه تحت یک رژیم فشارشی در حال حاضر نیز فعالیت بالایی دارد که خود دلیلی دیگر بر وجود سازوکار جوان گسل قوچان از نوع امتدادلغزی راست بر می‌باشد.

بررسی کانون عمقی لرزه‌های دستگاهی عمده مشخص شده بر روی مقاطع عرضی انتخاب شده در شکل ۵-۸، نشان دهنده ارتباط این لرزه‌ها با پایانه گسلی قوچان می‌باشد. در این بررسی با استفاده از عمق لرزه‌های دستگاهی منطقه (پیوست ۱) که روی مقطع عرضی انتخاب شده قرار دارند و با در نظر داشتن این موضوع که کانون عمقی زلزله‌ها بر روی بلوک فرادیواره گسل قرار دارد، کانون عمقی لرزه‌ها در این مقاطع رسم شده‌اند (شکل ۵-۱۰). جهت افزایش عمق زلزله‌ها در این مقاطع بر جهت شیب پایانه گسلی قوچان منطبق بوده و می‌توان عنوان کرد کانون عمقی این زلزله‌ها بر روی بلوک فرادیواره این پایانه گسلی قرار دارند که این امر نشان دهنده رابطه این زلزله‌ها با پایانه گسلی قوچان می‌باشد. مقطع عرضی بررسی شده در نقشه ریزلرزه‌های دستگاهی منطقه مورد مطالعه (شکل ۵-۹) و

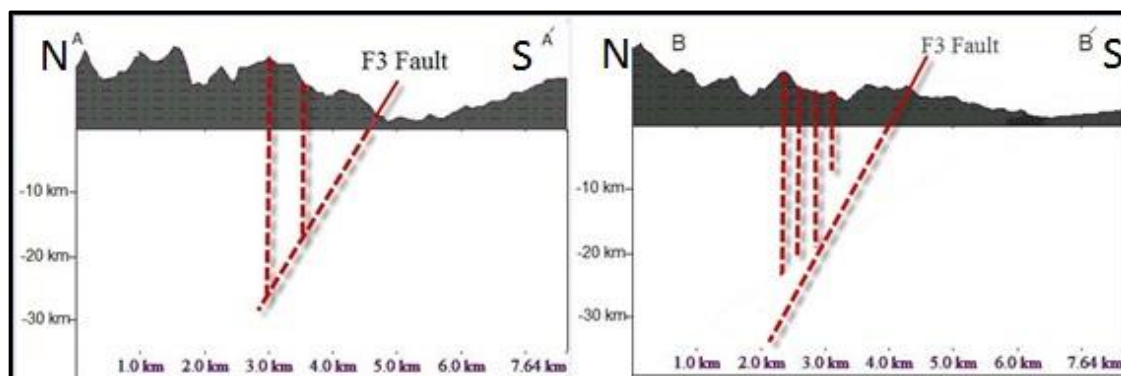
بررسی عمق کانونی این ریزلرزه‌ها نیز رابطه تراکم بالای آنها در محدوده پایانه گسلی قوچان با این گسل را نشان می‌دهد (شکل ۵-۱۱). این مقطع نیز نشان دهنده قرار گیری عمق کانونی ریزلرزه‌ها بر روی بلوک فرادیواره گسل F3 (پایانه گسلی قوچان) می‌باشد که بر اساس آن می‌توان عنوان کرد تراکم بالای ریزلرزه‌ها در محدوده اطراف این گسل به علت فعالیت جوان آن می‌باشد.



شکل ۵-۸) نقشه گسل‌های منطقه به همراه پراکندگی های زمین لرزه ها (۲۰۱۲-۱۹۰۰): BF: گسل باغان و SF: گسل شکرانلو و GF: گسل قوچان. خطوط A-A' و B-B' محل مقاطع عرضی شکل ۵-۱۰ می‌باشد

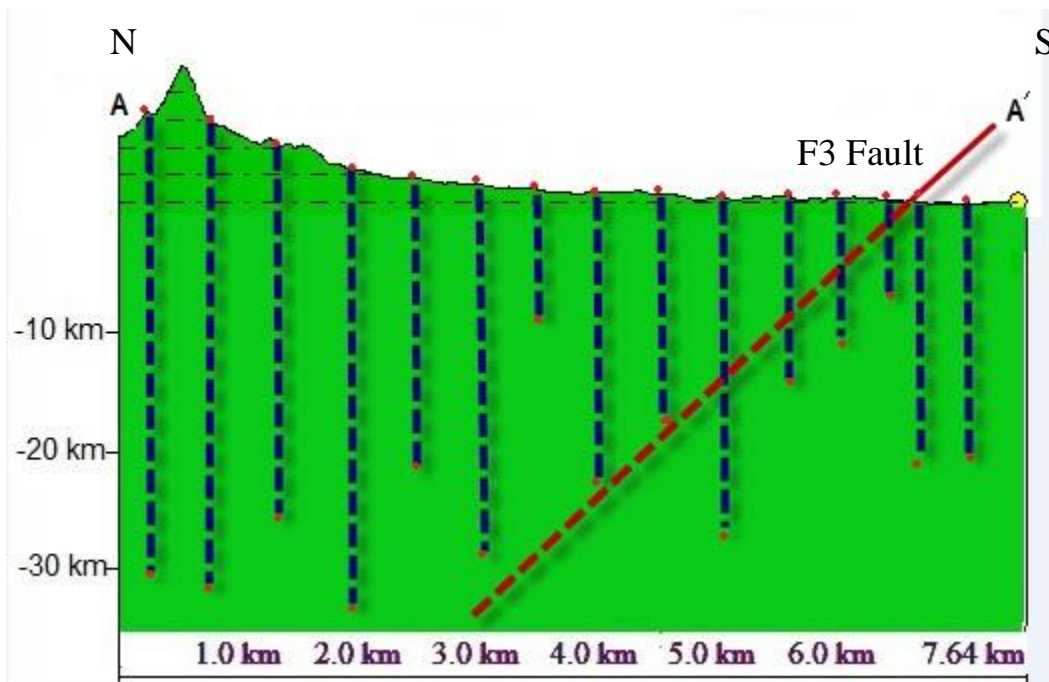


شکل ۵-۹) نقشه گسل‌های منطقه به همراه پراکندگی‌های ریز لرزه‌ها (۱۹۹۹-۲۰۱۰)،  
BF: گسل باغان و SF: گسل شکرانلو و GF: گسل قوچان. خط A-A' محل مقطع عرضی شکل ۵-۱۱ می‌باشد.



شکل ۵-۱۰) کانون عمقی زلزله‌های دستگامی موجود در مقاطع عرضی شماتیک رسم شده در شکل ۵-۸ که نشان  
دهنده رابطه افزایش عمق این زلزله‌ها با جهت شیب پایانه گسلی قوچان می‌باشد (بدون مقیاس). عمق زلزله‌ها بر  
اساس گزارشات موجود در کاتالوگ لرزه‌های دستگامی منطقه مورد مطالعه می‌باشد (پیوست یک).





شکل ۵-۱۱) مقطع عرضی شماتیک رسم شده از روی شکل ۵-۹ به همراه محل قرار گیری رومرکز ریزلرزه های دستگاهی و کانون عمقی این ریزلرزه ها که نشان می دهد عمق اکثر ریز لرزه ها در این مقطع بر روی فرادیواره پایانه گسلی قوچان قرار دارد (بدون مقیاس). عمق ریزلرزه ها بر اساس داده های لرزه ای شبکه لرزه نگاری قوچان (پیوست دو).

## بحث و نتیجه گیری

بر اساس آنچه بیان شد، نتایج حاصل از این پژوهش را می توان به صورت زیر خلاصه کرد:

- بر اساس شواهد صحرایی، نقشه های زمین شناسی، عکس های هوایی و تصاویر ماهواره ای مشخص شد که در پهنه قوچان-شیروان، سه گسل اصلی (قوچان، شکرانلو و باغان) در منطقه وجود دارند که سیمای دگرریختی نوزمین ساختی منطقه متاثر از فعالیت جوان آنها میباشد. با توجه به صفحات گسلی برداشت شده برای گسل قوچان در نقطه ( $N37^{\circ}21'54.35''$ )، موقعیت هندسی این گسل  $250/70$  و مقدار ریک اندازه گیری شده بر روی این صفحه حدود  $25$  درجه ساعتگرد و در نقطه ( $N37^{\circ}32'34.05''$ ,  $E 58^{\circ}11'16.65''$ )  $255/78$  و ریک خش لغز  $22$  درجه ساعتگرد به دست آمد. با توجه به این اطلاعات به دست آمده نوع این گسل امتداد لغز راست بر با مؤلفه شیبی معکوس تعیین شد.
- گسل دوم گسل شکرانلو با موقعیت هندسی  $255/72$  و ریک  $25$  درجه ساعتگرد و گسل سوم گسل باغان که صفحه برداشت شده از آن در نقطه ( $N 37^{\circ} 31' 49.13''$ ,  $E 58^{\circ} 02' 37.80''$ ) موقعیت هندسی  $66/70$  و ریک خش لغز  $33$  درجه و پادساعتگرد و در نقطه  $N 37^{\circ} 58'$  ( $13.64''$ ,  $E 57^{\circ} 57' 46.24''$ ) موقعیت هندسی  $70/75$  و ریک  $29$  درجه پادساعتگرد را برای این گسل نشان میدهند.
- روند گسل باغان و قوچان در امتداد جنوبی دچار تغییر شده و به شرقی-غربی تغییر می کند. بر اساس مکانیسم این دو گسل که امتداد لغز راست بر می باشد در امتداد جنوبی و در محلی که روند گسل تغییر کرده است یک منطقه فشارشی ایجاد شده و مکانیسم گسل ها در این منطقه به شیب لغز معکوس تغییر می کند.

- روند عمومی محور چین در این منطقه شمال غربی-جنوب شرقی میباشد که در مجاورت گسل های منطقه و به علت فعالیت گسل ها و تاثیر آنها بر چین خوردگی، محور چین دچار تغییرات محسوسی میشود.
- چین خوردگی ها به جز ارتفاعات بلند مشرف به دشت که از سازندهای مزوزوئیک تشکیل شده اند، غالباً به صورت تک شیب و بر اثر فعالیت های جوان تکتونیکی در واحدهای رسوبی جوان دیده می شود.
- شاخص شیب رودخانه یک شاخص بسیار مهم در تفسیر نرخ فعالیت منطقه است. مقادیر بالای این شاخص و افزایش مقدار این شاخص از بالا دست حوضه به سمت پایین دست نیز حاکی از فعال بودن منطقه است.
- هرچند مکانیسم اصلی حاکم بر گسلش در منطقه مکانیسم امتدادلغز می باشد اما نتایج حاصل از بررسی شاخص های مورفومتریکی همچون گرادیان شیب رودخانه ها، شکل حوزه و شاخص شکل مقطع عرضی دره ها نشان میدهد که منطقه از لحاظ بالآمدگی ساختاری نیز فعال می باشد که این امر را میتوان به فعالیت گسل های دیگر در منطقه هم نسبت داد. این نتایج به صورت کلی گویای فعالیت تکتونیکی بالا در منطقه هستند.
- نتایج بدست آمده بر اساس شاخص های ریختزمین ساختی منطقه مطالعاتی، نشان می دهند که نرخ فعالیت های تکتونیکی در منطقه عمدتاً متوسط تا بالا است.
- بر اساس شاخص های ریختزمین ساختی میتوان عنوان کرد نرخ فعالیت تکتونیکی در مجاورت گسل باغان و قوچان بالاتر از گسل شکرانلو است.

- بررسی شواهد نوزمین ساختی از جمله تغییر آبراهه‌ها، مخروط‌افکنه‌ها و پادگانه‌های آبرفتی بیانگر فعالیت تکتونیکی بالا در پهنه قوچان-شیروان است.
- بسیاری از زمین‌لرزه‌های اصلی رخ داده در پهنه قوچان-شیروان در ارتباط مستقیم با گسل‌های فعال منطقه‌اند.
- بیشترین توان لرزه‌زایی در پهنه قوچان-شیروان مربوط به گسل قوچان (۷/۴ ریشتر) و بعد از آن مربوط به گسل باغان (۶/۸ ریشتر) است. همچنین بیشترین شتاب افقی محتمل وارد بر شهرستان‌های قوچان ۰/۷۱ شتاب ثقل زمین که ناشی از فعالیت گسل قوچان، فاروج ۰/۵۷ که ناشی از فعالیت گسل قوچان و شیروان ۰/۳۲ که ناشی از فعالیت گسل باغان است.
- تراکم بالای لرزه‌های عمده و ریزلرزه‌های دستگاهی در اطراف پایانه گسلی قوچان نشان دهنده فعال بودن گسل در این قسمت است، این امر نشان دهنده سازوکار جوان گسل قوچان به صورت امتداد لغزی راست‌بر می‌باشد که باعث ایجاد منطقه فشارشی در پایانه گسل و تراکم بالای زمین لرزه‌ها در آن می‌شود.

### پیشنهادات

در این پایان‌نامه به بررسی نوزمین ساخت و پیامدهای لرزه‌ای پهنه قوچان-شیروان پرداخته شد. در حین انجام تحقیقات برای این پایان‌نامه زمینه‌های سودمند و جذابی برای تحقیقات در این پهنه یافته شد که به شرح آنها پرداخته میشود:

- (۱) تحلیل ساختاری و تعیین تنش در بازه نوزمین ساخت
- (۲) مطالعه دیرینه لرزه‌شناسی بر روی گسل‌های کواترنر منطقه از جمله باغان، قوچان و

شکرانلو

## مراجع

- افشار حرب، ع.، ۱۳۷۳، چینه شناسی کپه‌داغ. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- افشار، جمشیدی، آفاقی، منوچهری، قندچی و آقانباتی، ۱۳۶۵، نقشه زمین‌شناسی ایران، ورقه بجنورد، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، تهران سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- افتخارنژاد، ج.، بهروزی، ا.، ۱۳۷۰، یافته‌های جدید از سنگ‌های افیولیتی و سنگ‌های پالئوزوئیک پایانی در شمال خاوری خراسان (از جمله کپه‌داغ) و اهمیت ژئودینامیکی آنها. فصل‌نامه علوم زمین، سال اول، شماره ۱، ص ۴-۱۵.
- برآورد جمعیت شهرستان‌های کشور (بر اساس تطبیق محدوده جغرافیایی شهریور ۱۳۸۹)، دفتر آمارهای جمعیت، نیروی کار و سرشماری. کد: ۰۷-۰۳-۸۹.
- بربریان، م.، قریشی، م.، ارژنگ روشن، ب.، مهاجر اشجعی، ا.، ۱۳۷۱، پژوهش و بررسی نوزمین‌ساخت، لرزه‌زمین‌ساخت و خطر زمین‌لرزه- گسلش در گستره قزوین بزرگ و پیرامون. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گزارش شماره ۶۱.
- بهار، م.، ۱۳۷۱، پیش‌بینی زمین‌لرزه‌ها و نگرشی بر وضعیت کنونی. پژوهشنامه موسسه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، سال اول، جلد اول.
- پور کرمانی، م.، آرین. م.، ۱۳۷۶، لرزه زمین‌ساخت. انتشارات شرکت مهندسی مشاور دز آب.
- ترشیزیان، چایچی، زهراب و قمیشی، ۱۹۹۸، نقشه زمین‌شناسی ایران، ورقه فاروج، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، تهران سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور
- حافظی مقدس، ن.، ۱۳۸۸، زمین‌ریخت‌شناسی کاربردی. انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود.

حیدرزاده. ق، قرشی. م، ۱۳۸۳، سامانه گسل های امتدادلغز کپه‌داغ و الگوی تقسیم دگرشکلی در پایانه‌های آن. مجموعه مقالات هشتمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود، صفحه ۱۰۸-۱۱۸.

رضانی اومالی. ر، ۱۳۸۶، جایگاه ساختاری ناحیه شرق بجنورد. رساله دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

رادفر، ش.، پور کرمانی، م.، ۱۳۸۱، بررسی نوزمین‌ساختی مخروط‌افکنه‌های گسل کوهبنان. نشریه علوم دانشگاه تربیت معلم، جلد ۲ شماره ۳، پائیز ۱۳۸۱، صفحه ۹۷-۱۱۴.

رادفر، ش.، پور کرمانی، م.، ۱۳۸۴، ریخت‌زمین‌ساخت گسل کوهبنان. مجله علوم زمین، شماره ۵۷، صفحه ۱۸۳-۱۶۶.

عباس‌نژاد، ا.، ۱۳۷۶، بررسی نوزمین‌ساختی مخروط‌افکنه‌های ناحیه کرمان. فصلنامه علمی-پژوهشی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور شماره ۲۶-۲۵، صفحه ۳۸-۴۷.

فریدی، م.، مصوری، ف.، نواب‌پور، پ.، ۱۳۷۹، الگوی دگرریختی در رشته کوه شتری. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گروه زمین‌ساخت (گزارش داخلی).

قاسمی، م. ر.، قریشی، م.، نواب‌پور، پ.، فریدی، م.، حقی‌پور، ن.، رضاییان، م.، ۱۳۸۱، بررسی زمین‌ساخت و لرزه زمین‌ساخت بلوک طبس.

قاسمی، م.، ۱۳۸۳، چشمه‌های لرزه‌ای گسله‌ها و انواع آن. سمینار آموزشی لرزه‌زمین‌ساخت و تحلیل خطر نسبی زمین‌لرزه، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

قائم‌فرزین، قائمی، فرخ، ۱۳۸۸، سامانه شکستگی‌ها در کمربند چین‌خورده کپه‌داغ در ناحیه شمال خاوری بجنورد. فصل‌نامه علوم زمین، سال بیست و یکم، شماره ۸۳، ص ۷۷-۸۶.

قائمی، فرزین، ۱۳۸۸، جایگاه تکتونیک رخساره‌های رسوبی مجموعه پی‌سنگی کپه‌داغ. رخساره‌های رسوبی، دانشگاه فردوسی مشهد. تابستان ۸۸، جلد ۲، شماره ۱.

نوگل سادات، م. ع. ا.، ۱۳۷۲، نقشه تکتونیک ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

Adams, K.D., Wesnousky, S.G., Bills, B.G., 1999, Isostatic rebound, active faulting, and potential geomorphic effects in the Lake Lahontan basin, Nevada and California. Geological Society of America Bulletin, Vol. 111, p. 1739-1756.

Alavi, M., 1991, Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. Geological Society of America Bulletin, 103, 983-992.

Alavi, M., Vaziri, H., Seyed-Emami, K and Lasemi, Y. 1997, The Triassic and associated rocks of the Nakhlak and Aghdarband areas in central and northeastern Iran as remnants of the southern Turanian active continental margin. Geological Society of America Bulletin, 109, 1563-1575.

Alavi, M., 2004, Regional stratigraphy of the Zagros Fold- Thrust belt of Iran and its proforelenad evolution. Am. J. Sci., 304, 1-20.

Allen, M., Jackson, J., Walker, R., 2004, Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. Tectonics, 23, TC2008, doi:10.1029/2003TC001530.

Allen, M., Kheirkhah, M., Emami, M.H., Jones, S.J., 2010, Right- lateral shear across Iran and kinematic change in the Arabia– Eurasia collision zone. *Geophys. J. Int.* 1-20.

Ambraseys, N.N., Melville, C.P., 1982, A history of Persian earthquakes. Cambridge University press, Cambridge, UK.

Afshar-Harb, A. 1979, The stratigraphy and petroleum geology of Kopeh Dagh region, northeastern Iran. London, Petroleum Geology Section. Royal School of Mines, Imperial College, pp: 316.



- Baud, A and Stampfli, G. 1989, Tectonogenesis and evolution of a segment of the Cimmerides: The volcano-sedimentary Triassic of Aghdarband (Kopet-Dagh, northeast Iran), in Sengor, A.M.C., ed., Tectonic evolution of the Tethyan region: Dordrecht, Netherlands, Kluwer Academic Publisher, p. 265-275.
- Bayer, R., Shabanian, E., Regard, V., Yaminifard, F., Vernant, P., Nilforoushan, F., Abbassi, M., Ch, J., Tatar, M., Doerflinger, E., Peyret, M., Daignieres, M., Bellier, O., Regard, V., 2002, Active deformation in the Zagros– Makran transition zone inferred by GPS, tectonic and seismological measurements. *Eos Trans. AGU* 83 (47), S62B–1188 Fall Meet. Suppl., Abstract.
- Berberian, M., King, 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Can. J. Earth Sci*, 18, 210-265.
- Berberian, M., 1983, Active faulting and tectonics of Iran in: continental deformation in: Iranian plateau (contribution to the seismotectonic of Iran). Part IV, *Geol. Surv. Iran*, Rep.No:52.
- Berberian, M., Yeats, R.S., 1999, Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian plateau. *Bull. seism. Soc. Am.*, 89, 120–139.
- Blair, T.C., 1987, Sedimentary processes, vertical stratification sequences, and geomorphology of the Roaring River alluvial fan, Rocky Mountains National Park, Colorado. *Jurnal of sedimentary petrology*. 57 1-18.
- Blair, T.C., Mcpherson, J.G., 1994, Alluvial fan processes and forms in: *Geomorphology of Desrt Environments*. ed. by: A.D. Abrahams and A.J. parsons, chapman and Hall, London, PP. 345-402.
- Bull, W.B., 1962, Relations of alluvial fan size and slope to drainage basin size and lithology in Western Fresno County, California, U.S. Geological Survey Professional Paper, 450-B.
- Bull, W.B., 1964, Geomorphology of segments alluvial fans in Western Fresno County, California, U.S. Geological Survey Professional Paper 352-E.

- Bull, W.B., McFadden, L.D., 1997. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In: Doehring, D.O. (Ed.), *Geomorphology in Arid Regions. Proceedings of the Eighth Annual Geomorphology Symposium*. State University of New York, Binghamton, pp. 115–138.
- Bull, W.B., 1990, Stream- terrace genesis: implications for soil development. *Geomorphology*, 3: 351- 367.
- Bull, W.B., 2007. *Tectonic geomorphology of mountains: a new approach to paleoseismology*. Blackwell, Malden.
- Burbank, D., Anderson, R., 1987, *Tectonic Geomorphology*. Department of Geosciences, the Pennsylvania State University.
- Cannon, P.J., 1976, Generation of explicit parameters for a quantitative geomorphic study of Mill Creek drainage basin. *Oklahoma Geology Notes* 36 (1), 3–16.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1990, Current plate motions. *Geophys. J. Int.* 101, 425–478.
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Saroglu, F., Sengor, A.M.C., 1986, Shortening of continental lithosphere: The neotectonics of eastern Anatolia, a young collision zone. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 19, 3 – 36.
- El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernandez, T., Chacón, J., Keller, E.A., 2007, Assessment of relative active tectonics, southwest border of Sierra Nevada (southern Spain). *Geomorphology* 96, 150–173.
- Font, M., Amorese, D., Lagarde, J., 2010, DEM and GIS analysis of the stream gradient index to evaluate effects of tectonics: The Normandy intraplate area (NW France). *Geomorphology* 119, 172–180.
- Guest, B., Guest, A., Axen, G., 2007, Late Tertiary tectonic evolution of northern Iran: A case for simple crustal folding. *Global and Planetary Change* 58, 435–453.
- Gutenberg, B., Richter, C.F., 1954, *Seismicity of the earth*. 2th ed., Princeton university press, Princeton, New York.

- Hack, J.T., 1973, Stream-profile analysis and stream-gradient index. U.S. Geological Survey Journal of Research 1, 421–429.
- Hare, P.W., Gardner, T.W., 1985, Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: Morisawa, M., Hack, J.T. (Eds.), Tectonic Geomorphology. Proceedings of the 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium. Allen and Unwin, Boston, pp. 123–134.
- Harvey, A.M., 1989, The occurrence and role of arid zone alluvial fans, in: Arid zone Geomorphology. ed. by: D.S.G. Thomas, Belhaven press, London, PP. 136 -158.
- Hessami, K., Jamali, F., 2006, Explanatory Notes to the Map of Major Active Faults of Iran. JSEE: Spring, Vol. 8, No. 1.
- Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R., Gheitanchi, M. & Bolourchi, M., 2006. Strike-slip faulting, rotation, and along-strike elongation in the Kopeh Dagh mountains, NE Iran, Geophys. J. Int., 166, 1161–1177.
- Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R. & Nazari, H., 2008. Extrusion tectonics and subduction in the eastern South Caspian region since 10 Ma, Geology, 36(10), 763–766.
- Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R. & Nazari, H., 2009. Extrusion tectonics and subduction in the eastern South Caspian region since 10 Ma: reply, Geology, doi:10.1130/G30529Y.1, e199–e200.
- Hooke, R.L., 1972, Geomorphic evidence for late Wisconsin and Holocene tectonic deformation, Death Valley, California. Bulletin of Geological Society of American, 83, 2073–2078.
- Huckriede, R., Kursten, M., Venzaff, H., 1962, Zur Geologic des Gebietes zwischen Kerman und Sagand (Iran). Geol. Jahrb, Beih, 51, 197.

- Kargaranbafghi, F., Neubauer, F., Genser, J., 2010, Cenozoic kinematic evolution of southwestern Central Iran: Strain partitioning and accommodation of Arabia–Eurasia convergence. *Tectonophysics*, No. 1- 23.
- Keller, E.A., 1977, Adjustments of drainage to bedrock in regions of contrasting tectonic framework. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 9: 1046.
- Keller, E.A., 1986, Investigation of active tectonics: use of surficial Earth processes. In: Wallace, R.E. (Ed.), *Active tectonics. Studies in Geophysics*. National Academy Press, Washington DC, pp. 136–147.
- Keller, E.A., Pinter, N., 1996, *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape*. Prentice Hall, New Jersey.
- Keller, E.A., Pinter, N., 2002, *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape* (2ndEd.). Prentice Hall, New Jersey.
- Kijko, A., 1992, estimation of earthquake parameters from incomplete data files, Part II. Incorporation of magnitude heterogeneity. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, p. 120-134.
- McCall, G.J.H., 1996, The inner Mesozoic to Eocene ocean of south and central Iran and associated microcontinents. *Geotectonics*, 29, 490 – 499.
- Morley, C.K., *et al.* 2009, Structural development of a major late Cenozoic basin and transpressional belt in central Iran: The Central Basin in the Qom-Saveh area. *Geosphere*, 5, 325–362.
- Nadimi, A., 2007, Evolution of the Central Iranian basement. *Gondwana Research* 12, 324–333.
- Ramírez- Herrera, M.T., 1998, Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican volcanic belt. *Earth Surface Processes and Landforms* 23, 317–332.
- Rockwell, T.K., Keller, E.A., Clark, M.N., Johnson, D.L., 1984, Chronology and rates of faulting of Ventura River terraces, California. *Geological Society of America Bulletin*, 95: 1466- 1474.

- Ramazani Oomali, R. Shahriari. S Hafezi Moghaddas. N Omid. P and Eftekharnajhad. J, 2008, A Model for Active Tectonics in Kope Dagh (North-East Iran).World Applied Sciences Journal 3(2): 312-316,2008
- Ruttner, A.W. 1980, Sedimentation und Gebirgsbildung in Ost-Iran, erlautert an drei Beispielen. Berliner geowiss, Abhandlungen, 20,p.3-20.
- Ruttner, A.W. 1984, The pre-Liassic basement of the eastern Kopet Dagh range. Neues Jahrbuch fur geologie und palantologie, Abhandlungen, 20,p.3-20.
- Ruttner, A.W. 1991, Geology of the Aghdarband area (Kopet Dagh, NE Iran). Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 38, 7-79.
- Ruttner, A.W. 1993, Southern borderland of Teriassic Laurasia in northeast Iran. Geologische Rundschau, 82, 110-120.
- Sengor, A. M. C. (1990), A new model for the late Palaeozoic- Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman, in The Geology and Tectonics of the Oman Region, edited by A. H. F. Robertson, M. P. Searle, and A. C. Ries, Geol. Soc. Spec. Publ., 49, 797 – 831.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Bardajm, T., 2003. Fault generated mountain fronts in Southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and earthquake activity. Geomorphology 250, 203–226.
- Small, J., Witherick, M., 1990, A modern dictionary of Geography (2nd ed.) Edward Arnold, London.
- Smaeil Shabanian, Lionel Siame, Olivier Bellier, Lucilla Benedetti, Mohammad R. Abbassi, M.,2009. Quaternary slip rates along the northeastern boundary of the Arabia–Eurasia collision zone (Kopet Dagh Mountains,Northeast Iran) Geophys. J. Int. (2009) 178, 1055–1077
- Stocklin, J, 1968, Structural history and tectonics of Iran. A review, American of Petroleum Geologist Bulletin, No. 52.

- Stocklin, J., 1977, Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia: Memoire hors serie de la Societe Geologique, 8, 333-353.
- Takin, M., 1972, Iranian geology and continental drift in the middle east. *nature*. 235, p. 147-150.
- Talebian, M., *et al.*, 2006, The Dahuiyeh (Zarand) earthquake of 2005 February 22 in central Iran: reactivation of an intramountain reverse fault. *Geophys. J. Int.* 164, 137–148.
- Tavakoli, B., Ghafory-Ashtiany, M., 1999, Seismic Hazard Assessment of Iran. *Annali di Geofisica*, Vol. 42, No. 6.
- Tchalenco, J.S., 1975, Seismicity and structure of the Kopet Dagh (Iran, U.S.S.R.), *Philosophical Transaction of the Royal Society of London, Mathematical and Physical Science*, v. 278, 1-28.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., Chéry, J., 2004, Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophys. J. Int.*, 157, 381–398.
- Vita-Finzi, C., 1986, *Recent Earth movement-An introduction to Neotectonics*. Academic Press, London, pp. 226.
- Walker, R., Jackson, J., Baker, C. 2003, Surface expression of thrust faulting in eastern Iran, source parameters and surface deformation of the 1978 Tabas and 1968 Ferdows earthquake sequences, *Geophys. J. Int.*, 152, 749-765.
- Walker, R., Jackson, J., 2004, Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran. *Tectonics*, 23, TC5010, doi:10.1029/2003TC001529, 2004.
- Walker, R., Talebian, M., Sloan, R.A., Rasheedi, A., Fattahi, M., Bryant, C., 2010, Holocene slip-rate on the Gowk strike-slip fault and implications for the distribution of tectonic strain in eastern Iran. *Geophys. J. Int.* 181, 221–228.

Wells, D.L., Coppersmith, K.J., 1994, New Empirical Relationships Among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. Bulletin Of Seismological Soc. of America, Vol. 84, No. 4, p. 974-100



پیوست ۱) داده‌های لرزه ای عمده و ریزلرزه‌های گزارش شده از شبکه لرزه نگاری قوچان

Date	Time	Lat	Long	Dep	Mag
2002.08.08	23 10 15.20	37.05	58.5	18	1.9
2000.06.25	07 58 19.3	37.26	58.5	6.5	1.8
2007.12.17	12 43 16.00	37.6	58.5	18	1.6
2010.05.26	15 00 10.00	37.51	58.5	18	1.4
2003.08.13	02 45 16.90	37.17	58.5	18	1.4
2004.05.19	21 20 15.10	37.53	58.5	18	1.3
2003.12.21	01 37 58.80	37.06	58.5	19.4	1
2003.12.16	22 34 13.30	37.12	58.5	18	0.8
2004.05.10	08 38 31.40	37.12	58.49	29.4	2
2004.06.07	04 04 39.70	37.14	58.49	3.2	1.9
2008.09.19	08 42 10.30	37.07	58.49	18	1.8
2009.05.13	11 03 08.40	37.61	58.49	5.9	1.7
2010.08.08	03 05 55.20	37.09	58.49	19.4	1.5
2009.01.15	10 29 03.00	37.6	58.49	15.8	1.1
2002.07.28	02 33 57.40	37.15	58.49	6.5	1
2010.10.21	07 43 17.20	37.09	58.49	18	1
2010.08.31	02 39 25.30	37.08	58.49	6	1
2009.04.03	18 35 48.00	37.1	58.49	6	0.8
2009.09.11	14 17 41.40	37.06	58.49	18	0.7
2003.05.21	12 09 08.10	37.05	58.49	35.1	0.5
2006.07.06	09 51 15.90	37.17	58.48	3.2	2.5
2001 11 28	13 56 41.50	37.1	58.48	32.3	2.3
2005.05.30	14 08 57.60	37.58	58.48	18	2.2
2004.06.23	10 41 39.00	37.54	58.48	18	2.1
2006.08.07	09 47 47.00	37.08	58.48	19.4	2
2007.11.22	20 19 20.90	37.07	58.48	18.4	2
2003.09.07	07 37 38.40	37.49	58.48	27.4	1.9
2008.03.16	03 40 26.40	37.1	58.48	18.3	1.9
2004.06.15	07 13 47.00	37.15	58.48	7.2	1.6
2007.06.19	07 39 54.90	37.57	58.48	6	1.3
2004.07.14	22 10 01.70	37.12	58.48	36	1.2
2000.04.29	11 57 27.0	37.38	58.48	9.1	1.1
2006.01.03	07 13 45.90	37.25	58.48	12.9	1

2003.11.25	03 12 04.00	37.16	58.48	35.5	0.3
2005.08.06	11 43 12.10	37.19	58.47	14.7	2.8
2009.09.17	05 11 59.70	37.08	58.47	34.9	2.4
2005.05.12	06 02 33.10	37.06	58.47	24.2	2.2
2006.09.24	20 11 18.00	37.08	58.47	10.4	1.8
2001 08 15	00 10 34.30	37.07	58.47	2.4	1.8
2010.07.29	11 28 21.10	37.57	58.47	22	1.6
2009.01.16	09 44 22.60	37.56	58.47	4.4	1.5
2008.08.30	22 46 24.40	37.08	58.47	24.7	1.5
2000.04.30	15 01 24.7	37.29	58.47	13.1	1.4
2003.12.21	22 17 48.10	37.23	58.47	11.2	1.4
2009.11.23	13 55 23.60	37.06	58.47	16.9	1.4
2006.10.29	22 19 26.60	37.07	58.47	18	1.3
2006.10.20	06 04 59.10	37.14	58.47	18	1.2
2002.01.11	13 33 44.60	37.07	58.47	29.9	1.2
2007.06.14	07 28 03.20	37.17	58.47	10.9	1.1
2009.02.26	12 06 59.70	37.36	58.47	10.4	0.9
2008.11.11	07 25 35.70	37.07	58.47	2	0.9
2001 08 18	21 26 30.30	37.08	58.47	23.9	0.6
2004.04.01	07 18 23.20	37.44	58.46	2	2.4
2000.11.23	10 45 52.6	37.2	58.46	2	2.3
2004.09.15	08 14 24.60	37.39	58.46	29.9	2.2
2006.01.24	12 33 25.50	37.22	58.46	25.3	2.2
2003.11.12	11 06 29.10	37.2	58.46	9.6	2.2
2002.01.15	13 12 05.70	37.06	58.46	6	2.2
2009.07.07	09 50 01.80	37.11	58.46	21	1.9
2004.03.19	15 23 58.60	37.22	58.46	8.6	1.8
2010.05.07	15 10 24.10	37.08	58.46	27.4	1.7
2006.08.30	15 13 29.30	37.12	58.46	26.6	1.4
2002.09.29	15 15 25.60	37.08	58.46	14.3	1.4
2004.04.13	20 25 32.40	37.45	58.46	29.5	1.2
2010.11.08	05 29 46.30	37.19	58.46	5	1.2
2008.01.10	11 17 38.50	37.17	58.46	18.2	1.2
2009.02.04	10 58 10.00	37.17	58.46	24.1	1.2
2009.07.06	14 47 14.90	37.12	58.46	23.9	1.2
2008.10.29	05 32 22.60	37.4	58.46	5	1.1
2009.09.18	01 52 06.20	37.1	58.46	2	1.1

2009.08.17	20 11 46.50	37.17	58.46	26.3	1
2002.01.18	12 17 59.20	37.15	58.46	10.4	1
2009.10.07	13 58 39.20	37.08	58.46	18	1
2010.10.02	04 21 18.10	37.09	58.46	18	0.8
2002.03.31	15 16 33.00	37.08	58.45	18	3
2010.03.05	22 39 22.10	37.42	58.45	26.8	2.8
2006.02.14	11 59 32.10	37.17	58.45	13.2	2.3
2002.03.31	16 45 49.40	37.08	58.45	18	2.3
2004.06.23	08 08 48.80	37.6	58.45	27.7	1.8
2004.03.01	12 13 41.40	37.2	58.45	33.3	1.8
2002.09.20	02 34 57.90	37.24	58.45	23.2	1.7
2008.04.14	09 45 02.30	37.24	58.45	17.6	1.7
2000.02.21	21 25 39.3	37.61	58.45	9.3	1.5
2010.12.12	03 12 31.60	37.09	58.45	18	1.4
2008.08.31	11 04 10.70	37.08	58.45	20.9	1.3
2008.07.03	07 17 20.80	37.18	58.45	12.8	1.2
2003.09.05	02 33 09.00	37.07	58.45	18.5	1.1
2001 09 16	03 26 50.00	37.06	58.45	18.5	1
2010.10.02	00 31 11.10	37.45	58.45	0.1	0.9
2004.10.29	19 06 09.20	37.47	58.45	5	0.6
2004.11.29	10 55 41.50	37.2	58.45	11	0.5
2007.10.26	02 50 42.20	37.13	58.45	30	0.5
2005.11.28	22 59 24.10	37.13	58.45	20.5	0.1
2000.12.23	19 58 47.5	37.44	58.44	4.7	4.5
2005.04.17	18 57 08.30	37.33	58.44	20.5	4
2004.06.01	09 37 17.60	37.24	58.44	16	2.1
2002.01.11	07 08 53.50	37.08	58.44	18	2.1
2001 12 01	12 03 52.10	37.18	58.44	12.7	1.9
2010.03.06	19 32 54.30	37.45	58.44	18	1.7
2006.02.13	15 48 32.00	37.2	58.44	18	1.6
2008.04.19	02 02 29.40	37.17	58.44	18	1.5
2006.03.24	09 37 21.90	37.27	58.44	14.6	1.4
2009.11.14	19 20 18.40	37.26	58.44	18	1.4
2006.11.27	12 35 49.30	37.24	58.44	26.5	1.4
2001 10 09	13 38 03.90	37.17	58.44	35.8	1.1
2010.10.18	10 27 25.20	37.1	58.44	16.2	1.1
2005.05.24	18 49 01.30	37.11	58.44	19.8	1

2009.08.26	01 37 47.40	37.1	58.44	34.3	1
2009.09.17	06 25 40.90	37.09	58.44	22.2	1
2007.01.07	22 41 39.20	37.17	58.44	28.1	0.9
2009.01.16	12 37 47.60	37.56	58.44	6.9	0.8
2003.12.24	08 32 58.20	37.54	58.44	16.7	0.4
2001 11 28	04 54 48.50	37.08	58.43	6.5	4
2006.01.23	14 26 14.90	37.25	58.43	18	3.9
2000.04.08	06 49 06.7	37.07	58.43	8.1	3.3
2005.12.16	10 34 37.00	37.29	58.43	27.2	2.6
2002.04.04	16 18 44.80	37.27	58.43	27.2	2.2
2006.03.03	23 14 51.00	37.2	58.43	27.6	2.2
2004.06.22	15 35 51.70	37.49	58.43	2.4	2.1
2002.04.02	05 33 55.70	37.08	58.43	18	2.1
2001 12 31	11 52 31.00	37.08	58.43	6.2	2
2008.10.04	21 58 29.10	37.11	58.43	18	1.9
2004.03.09	14 46 06.90	37.53	58.43	18	1.8
2002.08.01	19 10 09.60	37.17	58.43	16.3	1.8
2007.11.27	08 39 01.20	37.13	58.43	28	1.8
2008.05.01	10 40 58.90	37.28	58.43	13.3	1.7
2001 12 31	06 27 57.20	37.08	58.43	0	1.7
2002.07.14	07 19 08.40	37.08	58.43	15	1.7
2005.01.28	13 22 14.20	37.28	58.43	2	1.6
2009.08.25	14 33 04.70	37.19	58.43	16.8	1.6
2007.07.07	01 27 07.90	37.15	58.43	10.8	1.5
2003.06.27	07 26 34.70	37.21	58.43	15	1.4
2010.02.19	14 04 05.10	37.18	58.43	12.1	1.3
2005.08.06	15 15 12.60	37.13	58.43	19.1	1.2
2009.09.16	07 07 38.40	37.09	58.43	24.2	1.2
2010.02.25	18 00 06.70	37.14	58.43	7.7	1.1
2010.11.30	14 26 58.30	37.08	58.43	30.8	1.1
2006.10.22	23 36 30.90	37.07	58.43	6	1.1
2005.04.29	19 55 07.00	37.15	58.43	22.2	0.9
2003.09.09	23 10 41.90	37.1	58.43	14.7	0.7
2007.03.05	07 15 49.80	37.28	58.42	14.9	2.4
2005.12.23	09 54 39.10	37.22	58.42	9.1	2.3
2003.08.29	08 12 41.30	37.23	58.42	18	2
2006.01.05	17 54 45.10	37.19	58.42	13.7	1.7

2002.09.30	10 31 53.00	37.24	58.42	17.3	1.6
2006.09.05	09 37 29.40	37.23	58.42	15.2	1.6
2000.08.01	16 51 25.1	37.18	58.42	25.6	1.6
2005.12.29	18.10 17.10	37.2	58.42	23.6	1.5
2001 10 09	16 06 18.30	37.1	58.42	13.1	1.4
2010.01.20	11 19 27.90	37.09	58.42	6	1.4
2004.01.25	11 56 40.20	37.22	58.42	9.8	1.3
2005.05.12	11 20 18.00	37.17	58.42	16.1	1.3
2008.02.07	04 53 31.30	37.09	58.42	18	1.3
2003.12.25	04 53 42.80	37.54	58.42	7.6	1.2
2008.07.24	02 46 40.30	37.16	58.42	18	1.2
2009.10.02	06 56 57.90	37.11	58.42	18	1.2
1999.09.01	15 03 51.20	37.08	58.42	18	1.2
2007.10.11	03 34 21.90	37.3	58.42	10.5	1.1
2009.05.14	19 16 08.50	37.28	58.42	18	1.1
2003.10.14	15 18 42.60	37.23	58.42		1.1
2008.10.20	14 26 14.90	37.15	58.42	9.6	1.1
2007.03.10	16 57 00.10	37.08	58.42	5.3	1.1
2008.08.20	23 45 50.10	37.19	58.42	26.5	1
2005.02.20	09 29 23.90	37.13	58.42	18	1
2005.03.10	03 44 31.90	37.13	58.42	17.1	1
2007.06.30	22 50 30.70	37.17	58.42	5.4	0.9
2009.06.29	20 48 09.30	37.15	58.42	11.7	0.8
2007.10.05	18 25 46.80	37.26	58.42	9.8	0.7
2007.09.20	18 41 00.30	37.15	58.42	8.2	0.7
2005.05.10	11 14 40.50	37.17	58.42	24.2	0.4
2006.04.06	07 57 02.90	37.15	58.42	20.1	0.1
2007.11.01	02 28 28.30	37.24	58.41	10	3.3
2000.01.31	02 48 05.0	37.21	58.41	32.8	2.7
2007.11.01	05 39 33.10	37.24	58.41	17.2	2.5
2006.01.11	18 25 37.90	37.21	58.41	23.6	2.5
2008.11.24	12 59 07.10	37.26	58.41	6.2	2.3
2007.02.12	22 40 11.40	37.22	58.41	14.9	2.3
2009.01.31	15 28 40.50	37.12	58.41	11.8	1.8
2007.08.17	00 32 21.00	37.17	58.41	21.5	1.7
2008.08.28	17 54 52.10	37.17	58.41	18.1	1.7

2008.12.05	03 41 20.30	37.17	58.41	24.2	1.7
2009.03.15	18 09 19.30	37.2	58.41	3.2	1.6
2006.11.05	06 29 23.80	37.12	58.41	2.9	1.6
2010.10.07	15 10 48.70	37.08	58.41	18	1.5
2009.08.13	17 52 13.10	37.12	58.41	13.3	1.4
2008.08.27	17 50 22.20	37.17	58.41	27.4	1.3
2009.11.30	15 38 41.40	37.09	58.41	23.4	1.3
2005.08.17	16 43 30.20	37.16	58.41	29.8	1.2
2008.03.01	03 26 29.70	37.23	58.41	24.9	1.1
2010.10.28	21 17 30.80	37.18	58.41	16.8	1.1
2008.03.20	00 54 24.60	37.25	58.41	6	1
2009.12.01	09 17 32.30	37.16	58.41	13.7	1
2007.08.20	04 06 03.30	37.19	58.41	6	0.9
2009.05.05	03 42 44.80	37.19	58.4	18	3.1
2006.09.15	23 38 56.70	37.25	58.4	6	2.9
2001 07 18	00 15 18.70	37.08	58.4	23.8	2.8
2003.11.06	20 40 48.90	37.2	58.4	10.7	2.4
2003.09.30	04 13 22.00	37.37	58.4	18	2.3
2000.11.29	04 20 08.4	37.21	58.4	13.5	2.3
2000.11.22	20 39 39.8	37.22	58.4	28.2	2.2
2008.02.04	08 25 41.90	37.23	58.4	15.6	2
2001 09 03	21 19 20.1	37.1	58.4	27.7	2
2009.12.16	21 29 13.60	37.35	58.4	21.9	1.9
2004.03.22	04 38 34.90	37.22	58.4	21.1	1.9
2009.03.03	00 55 40.40	37.14	58.4	21.1	1.8
2006.12.02	12 33 48.20	37.19	58.4	22.6	1.7
2004.10.01	02 40 02.90	37.35	58.4	20.4	1.6
2007.02.24	12 12 41.80	37.18	58.4	23.5	1.5
2007.11.01	04 14 16.50	37.28	58.4	18.9	1.4
2008.05.27	02 21 52.70	37.27	58.4	26.3	1.4
2006.05.09	01 16 16.50	37.22	58.4	15.3	1.4
2010.01.11	07 57 16.40	37.41	58.4	10.3	1.3
2003.10.25	04 13 44.10	37.23	58.4	19.4	1.3
2008.05.30	04 14 18.30	37.17	58.4	8.2	1.3
2002.09.04	23 09 36.70	37.06	58.4	18	1.3
1999.08.15	17 41 10.30	37.28	58.4	19.3	1.2
2008.01.24	16 56 38.70	37.22	58.4	26.7	1.1

2009.09.10	12 00 37.10	37.19	58.4	15.6	1.1
2001 09 03	02 50 50.00	37.18	58.4	17	1.1
2006.10.28	01 25 24.70	37.11	58.4	3	1.1
2008.09.19	11 22 27.50	37.11	58.4	18.1	1.1
2007.04.13	13 41 10.30	37.25	58.4	18	1
2009.08.05	21 08 31.70	37.2	58.4	18.8	1
2004.01.21	06 53 15.10	37.14	58.4	18	1
2007.11.01	05 12 31.80	37.26	58.4	18	0.9
2008.04.25	19 06 16.70	37.26	58.4	17.1	0.9
2008.09.25	00 28 39.00	37.24	58.4	6.9	0.9
2010.01.22	11 24 42.00	37.08	58.4	7.2	0.9
2008.01.06	07 49 08.00	37.07	58.4	14.5	0.8
2001 10 17	19 36 47.10	37.25	58.4	6.2	0.7
2008.01.15	14 37 45.20	37.21	58.4	16.2	0.7
2007.05.07	08 25 57.30	37.32	58.4	7.3	0.6
2005.05.11	01 51 24.50	37.1	58.4	17.5	0.4
2004.06.02	05 21 52.90	37.23	58.39	2.3	3
1999.07.14	22 00 00.30	37.25	58.39	3.1	2.8
2009.12.16	21 30 29.70	37.24	58.39	12.9	2.8
2004.06.15	05 28 40.60	37.21	58.39	25.1	2.4
2006.01.03	11 11 52.50	37.57	58.39	17.6	2.3
2005.12.31	04 23 31.30	37.19	58.39	20.4	2.3
2010.12.12	21 55 04.60	37.29	58.39	23	1.9
2002.01.18	02 05 49.40	37.25	58.39	18.7	1.8
2003.10.16	15 34 22.80	37.1	58.39	14.7	1.8
2004.01.18	15 04 47.30	37.05	58.39	22.5	1.7
2004.06.22	01 26 15.90	37.24	58.39	16.2	1.6
2009.10.27	21 47 49.10	37.22	58.39	7.1	1.6
2007.08.18	18 10 59.50	37.21	58.39	14.9	1.6
2005.08.31	10 16 40.40	37.21	58.39	3.2	1.5
2007.07.23	18 22 27.20	37.21	58.39	3.2	1.5
2003.05.21	02 26 59.70	37.53	58.39	3	1.4
2008.10.19	09 42 25.50	37.27	58.39	14	1.4
2007.08.12	02 59 40.70	37.18	58.39	18	1.4
2008.06.23	04 01 21.30	37.24	58.39	11.1	1.3
2000.11.29	06 57 09.7	37.23	58.39	21.5	1.3
2007.04.18	03 23 36.10	37.08	58.39	18.5	1.2



2003.11.06	07 49 10.30	37.52	58.39	17.5	1.1
2003.10.07	22 49 04.70	37.19	58.39	27.2	1.1
2005.05.13	12 22 38.20	37.33	58.39	25.2	1
1999.09.01	18 57 43.70	37.22	58.39	23.4	1
2008.03.02	18 56 46.10	37.21	58.39	6.3	1
2008.09.08	22 06 12.80	37.19	58.39	18	1
2010.11.27	09 37 04.30	37.2	58.39	18.8	0.9
2007.12.10	20 00 47.20	37.12	58.39	18	0.9
1999.08.19	05 46 36.10	37.09	58.39	19.4	0.6
2002.05.26	15 06 46.30	37.11	58.38	12.8	3.1
2004.07.21	04 54 47.70	37.24	58.38	18	2.8
2000.11.26	07 38 33.6	37.23	58.38	20.6	2.6
2000.11.29	06 26 03.2	37.24	58.38	6	2.3
2009.11.05	02 44 47.70	37.26	58.38	18	2.2
2006.05.03	10 30 28.60	37.32	58.38	33.5	2
2010.11.28	00 26 21.60	37.18	58.38	12.4	2
2001 09 02	12 04 30.50	37.27	58.38	25.5	1.9
2010.01.17	03 37 39.70	37.25	58.38	7.2	1.8
2000.11.29	08 14 30.1	37.24	58.38	2	1.8
2001 12 06	10 15 41.90	37.13	58.38	24.5	1.8
2006.11.16	14 38 33.50	37.1	58.38	0.4	1.8
2006.11.05	05 45 40.80	37.09	58.38	20.5	1.8
2009.11.15	16 52 49.60	37.21	58.38	21.9	1.7
2010.08.31	09 39 44.30	37.08	58.38	23.9	1.7
2008.10.24	16 48 35.50	37.24	58.38	27.2	1.6
2009.08.20	22 43 38.60	37.22	58.38	21.9	1.6
2007.01.26	20 18 27.90	37.2	58.38	20	1.6
2007.04.21	00 21 48.20	37.25	58.38	23.9	1.5
2008.10.06	10 37 36.40	37.24	58.38	5	1.5
2007.10.16	19 15 54.30	37.21	58.38	3.4	1.5
2009.08.23	18 43 40.00	37.27	58.38	18.2	1.4
2007.11.14	11 56 08.60	37.22	58.38	20.2	1.4
2001 11 05	04 32 10.90	37.15	58.38	19.2	1.4
2008.01.09	13 52 19.70	37.2	58.38	19.3	1.3
2010.01.10	23 51 45.70	37.18	58.38	24	1.3
2010.09.22	17 47 36.90	37.31	58.38	9	1.2
2007.09.21	23 57 57.60	37.28	58.38	7	1.2

2001.07.17	06 38 48.40	37.27	58.38	7	1.2
2007.06.19	23 48 19.60	37.2	58.38	22.7	1.2
2008.01.27	16 08 04.20	37.23	58.38	2.4	1.1
2007.11.17	12 41 29.80	37.6	58.38	2	1
2008.04.28	13 11 10.00	37.3	58.38	4	1
2007.04.02	08 11 23.90	37.27	58.38	13.4	1
2000.11.22	21 21 11.0	37.24	58.38	18.4	1
2000.11.26	16 57 10.5	37.24	58.38	11.8	1
2007.03.09	15 57 29.70	37.24	58.38	13	1
2000.04.12	05 55 33.4	37.19	58.38	6	1
2007.08.20	01 42 27.00	37.19	58.38	21.5	1
2010.09.18	09 28 11.60	37.18	58.38	18	1
2004.03.23	16 41 56.00	37.17	58.38	18	1
2008.02.14	08 55 24.80	37.12	58.38	18	1
2000.03.20	15 48 20.9	37.07	58.38	18	1
2009.05.20	19 11 45.90	37.33	58.38	6.1	0.9
2009.09.04	23 04 16.50	37.26	58.38	20.7	0.9
2007.10.01	19 31 28.40	37.24	58.38	18	0.9
2007.06.11	05 10 21.90	37.2	58.38	20.3	0.9
2006.12.09	09 38 54.30	37.16	58.38	17.2	0.9
2007.11.01	04 23 30.80	37.3	58.38	12	0.8
2008.01.06	07 37 06.00	37.21	58.38	23.4	0.8
2003.12.02	16 51 25.60	37.19	58.38	19.8	0.7
2001.09.18	17 27 02.80	37.24	58.37	25.3	3
2003.10.14	09 19 12.20	37.18	58.37	32	2.7
2000.11.23	07 20 12.8	37.26	58.37	25.5	2.5
2009.09.23	01 53 31.50	37.08	58.37	27.4	2.4
2004.10.04	11 52 40.80	37.19	58.37	25.2	2.3
2004.09.12	11 51 51.00	37.13	58.37	4.1	2.3
2000.12.13	22 39 16.7	37.24	58.37	14.3	2.2
2000.05.04	02 36 18.4	37.18	58.37	16.9	2.2
2009.10.21	01 31 07.80	37.06	58.37	17.1	2.2
2000.11.26	17 00 09.5	37.25	58.37	8.2	2
2005.12.20	22 01 30.40	37.24	58.37	6	2
2010.12.23	21 52 49.30	37.27	58.37	7.2	1.9
2008.03.24	00 08 38.70	37.19	58.37	18.9	1.9
2007.10.11	18 32 02.80	37.17	58.37	9.2	1.9

2008.02.28	05 53 32.30	37.26	58.37	4	1.8
2004.02.06	17 50 56.80	37.23	58.37	5	1.7
2007.02.21	12 56 07.80	37.2	58.37	17.4	1.7
2007.02.13	06 31 36.50	37.16	58.37	10.9	1.7
2009.08.27	02 14 35.30	37.29	58.37	18	1.6
2000.12.04	07 45 13.1	37.22	58.37	6.2	1.6
2004.06.22	23 40 27.80	37.09	58.37	25	1.6
2008.11.11	05 47 55.10	37.28	58.37	24.3	1.5
2006.02.20	19 25 58.60	37.24	58.37	26.5	1.5
1999.07.23	16 02 49.80	37.23	58.37	24.2	1.5
2000.12.02	02 11 17.1	37.23	58.37	28.8	1.5
2006.08.18	20 29 51.50	37.21	58.37	18	1.5
2010.08.19	23 08 23.30	37.31	58.37	18	1.4
2009.12.04	15 24 45.10	37.25	58.37	18	1.4
2001 09 29	19 31 11.70	37.21	58.37	18.5	1.4
1999.09.19	12 33 31.80	37.27	58.37	18	1.3
2008.10.03	22 06 07.70	37.15	58.37	18	1.3
2010.10.22	08 39 27.20	37.13	58.37	6.4	1.3
2008.03.17	07 53 41.80	37.22	58.37	13.4	1.2
2003.05.27	07 52 02.80	37.13	58.37	20.3	1.1
2008.04.15	12 04 34.80	37.06	58.37	3.2	1.1
2003.05.21	02 28 49.90	37.52	58.37	18	1
2002.08.31	18 52 08.40	37.25	58.37	24	1
2008.09.09	00 50 19.50	37.22	58.37	14.8	1
2000.04.08	07 46 18.1	37.13	58.37	19	1
2008.04.12	04 29 56.70	37.25	58.37	13.3	0.7
2009.10.20	21 35 48.00	37.13	58.37	13.6	0.6
2005.03.07	17 17 17.60	37.26	58.37	27.5	0.4
1999.08.18	20 52 51.70	37.29	58.37	16.3	0.2
2005.10.09	23 39 10.90	37.29	58.37	17.5	0.1
2005.02.12	14 46 55.30	37.23	58.36	11.6	3.2
2002.04.20	20 33 09.10	37.08	58.36	18.6	3.1
2000.11.22	21 02 17.5	37.26	58.36	11.4	3
1999.08.07	22 29 08.70	37.05	58.36	13.6	2.6
2000.11.28	11 49 34.8	37.23	58.36	4.3	2.5
1999.09.26	16 45 40.00	37.27	58.36	17.4	2.3
2009.11.24	14 43 40.80	37.26	58.36	20.1	2.3

2004.06.01	19 48 21.20	37.13	58.36	3.2	2.3
2000.11.23	11 12 09.5	37.27	58.36	3.5	2.2
2009.12.18	15 55 52.00	37.25	58.36	20.5	2.2
2009.03.27	04 07 47.20	37.14	58.36	14.8	1.9
2006.02.23	10 48 36.20	37.15	58.36	11.5	1.7
2009.08.26	01 06 10.40	37.22	58.36	2	1.6
2010.07.21	18 39 20.80	37.31	58.36	19.7	1.5
2010.10.13	08 07 30.60	37.29	58.36	9.7	1.5
2000.12.02	10 20 20.2	37.26	58.36	15.5	1.5
2007.01.05	08 02 57.70	37.09	58.36	15.1	1.5
2006.10.05	04 12 52.20	37.06	58.36	5.5	1.5
2001 10 02	21 23 43.90	37.25	58.36	5.1	1.4
2008.02.28	05 28 33.30	37.25	58.36	17.1	1.4
2009.04.01	05 05 55.70	37.23	58.36	2	1.4
2004.04.08	08 31 46.60	37.33	58.36	12.3	1.3
2003.10.21	07 37 01.40	37.31	58.36	15.6	1.3
2009.05.13	21 33 23.40	37.26	58.36	10.6	1.3
2000.11.22	17 25 21.6	37.24	58.36	5.6	1.3
2004.01.02	09 00 44.40	37.07	58.36	17	1.3
2010.10.18	08 00 35.50	37.26	58.36	26.6	1.2
2008.02.07	23 04 56.00	37.24	58.36	15	1.2
2007.07.20	02 10 05.70	37.21	58.36	26.2	1.2
1999.07.15	15 04 39.40	37.29	58.36	21.6	1.1
2003.09.06	23 29 07.10	37.27	58.36	15.5	1.1
2008.01.25	15 44 29.00	37.24	58.36	6.2	1.1
2002.01.03	01 46 58.60	37.19	58.36	13.8	1.1
2010.10.16	18 34 20.70	37.19	58.36	24.7	1.1
2004.02.03	14 42 54.10	37.13	58.36	26	1.1
2009.05.18	22 20 24.00	37.08	58.36	17.4	1.1
2009.02.09	13 48 24.20	37.3	58.36	6	1
2000.01.15	12 01 30.1	37.16	58.36	18	1
2007.09.28	03 59 23.40	37.05	58.36	10	1
2009.08.30	22 59 28.20	37.24	58.36	11.1	0.9
2008.02.28	08 25 00.60	37.22	58.36	18	0.9
2008.12.07	10 30 29.10	37.17	58.36	35	0.9
2009.10.03	08 41 41.10	37.25	58.36	18	0.8
2009.12.01	19 32 29.10	37.15	58.36	18	0.8

2003.05.27	16 49 23.90	37.06	58.36	18	0.8
2007.12.12	11 31 03.90	37.06	58.36	28	0.8
2006.08.21	19 05 17.00	37.26	58.36	22.2	0.7
2007.02.07	12 16 32.80	37.18	58.36	18	0.7
2010.04.01	15 59 33.90	37.2	58.35	29.5	3
2004.08.14	22 42 05.70	37.34	58.35	18.5	2.9
2004.07.15	19 23 14.70	37.4	58.35	30.1	2.7
2004.02.09	23 38 44.70	37.39	58.35	17.9	2.7
2009.03.11	23 01 17.10	37.06	58.35	25	2.6
2000.12.01	17 54 09.2	37.25	58.35	25	2.4
2004.01.25	08 08 16.40	37.2	58.35	11.6	2.4
2002.04.20	20 28 21.90	37.08	58.35	16.6	2.4
2002.03.05	13 52 43.20	37.05	58.35	8	2.3
2008.05.09	05 27 26.90	37.24	58.35	17.3	2.2
2004.04.07	07 45 50.00	37.27	58.35	9.3	2.1
2000.11.27	01 03 22.8	37.26	58.35	7.7	2.1
2004.05.10	05 50 28.20	37.13	58.35	15.6	2.1
2007.06.19	04 44 14.80	37.29	58.35	22.7	2
2008.07.25	06 44 32.50	37.29	58.35	14.2	2
2000.11.26	17 17 51.8	37.25	58.35	16.8	2
2000.12.03	02 51 06.2	37.25	58.35	19	2
2009.05.05	21 40 46.60	37.25	58.35	10.2	1.9
2010.09.04	19 19 54.10	37.26	58.35	22	1.8
2006.02.07	13 52 12.10	37.2	58.35	25.4	1.8
2009.09.21	16 01 28.70	37.37	58.35	21.7	1.7
2008.01.05	02 36 19.60	37.3	58.35	10.9	1.7
2006.02.08	09 54 10.80	37.23	58.35	9.1	1.7
2007.06.06	19 51 50.91	37.22	58.35	15.1	1.7
2008.11.11	21 40 06.80	37.16	58.35	14	1.7
2002.09.23	19 52 29.60	37.28	58.35	13.1	1.6
2000.12.09	12 55 07.6	37.26	58.35	13	1.6
2000.12.15	18 20 59.7	37.24	58.35	17.6	1.6
2007.08.10	15 47 22.70	37.15	58.35	23.7	1.6
2009.09.22	01 27 19.10	37.25	58.35	28.2	1.5
2003.12.08	21 29 08.60	37.16	58.35	11.9	1.5
2009.01.03	08 55 50.70	37.31	58.35	21.7	1.4
2010.09.06	12 47 28.10	37.21	58.35	15.8	1.4

2006.12.01	08 26 48.10	37.08	58.35	6	1.4
2009.09.08	17 46 03.60	37.25	58.35	6	1.2
2007.02.12	00 59 38.90	37.21	58.35	17.1	1.2
2007.05.31	19 47 34.80	37.2	58.35	26.6	1.2
2002.09.12	04 31 40.70	37.26	58.35	23.9	1.1
2010.09.19	03 11 37.60	37.26	58.35	23.8	1
2007.09.14	12 35 14.50	37.16	58.35	0.16	1
2002.04.11	13 48 22.60	37.05	58.35	18	1
2008.10.06	18 53 49.40	37.27	58.35	18	0.9
2008.02.06	09 18 48.50	37.23	58.35	18	0.9
2009.05.11	01 38 17.60	37.19	58.35	18	0.9
2006.10.06	00 11 27.60	37.28	58.35	18	0.6
2004.04.21	15 44 03.90	37.24	58.35	18	0.1
2000.11.26	21 49 55.8	37.28	58.34	12.5	3.8
2001 10 05	11 31 49.70	37.25	58.34	16.4	3.5
2010.03.31	12 00 50.00	37.19	58.34	18	3.2
2000.11.25	01 08 09.0	37.28	58.34	6	3.1
2000.11.26	22 01 20.1	37.27	58.34	19.1	2.7
2008.11.13	19 27 21.70	37.27	58.34	18	2.5
2000.11.26	23 11 33.6	37.26	58.34	10.8	2.4
2006.06.11	12 41 56.70	37.22	58.34	14.1	2.4
2009.10.12	20 33 01.60	37.21	58.34	7	2.4
1999.07.10	02 47 05.00	37.2	58.34	18	2.4
2009.08.26	22 35 55.70	37.32	58.34	17.9	2.3
2001 01 24	16 41 34.80	37.25	58.34	13.6	2.1
2004.03.22	22 24 54.30	37.18	58.34	3.2	2.1
2009.05.05	06 05 06.20	37.27	58.34	10.8	2
2010.10.18	03 38 38.70	37.31	58.34	23.4	1.9
2002.09.01	10 53 16.20	37.28	58.34	23.6	1.9
2008.06.07	07 42 35.30	37.3	58.34	18.8	1.8
2005.12.19	16 05 16.00	37.19	58.34	18.2	1.8
2000.04.01	23 15 38.7	37.56	58.34	11.2	1.7
2008.03.06	11 15 39.50	37.27	58.34	1.8	1.7
2004.04.22	02 38 52.10	37.25	58.34	16.2	1.7
2008.10.09	15 15 04.00	37.22	58.34	5.6	1.6
2003.10.08	04 06 58.20	37.2	58.34	19.6	1.5
2010.01.30	05 39 16.10	37.06	58.34	5.5	1.4

2004.03.23	20 46 49.50	37.26	58.34	17.4	1.2
2006.09.09	13 39 20.40	37.26	58.34	4.5	1.2
2007.05.05	21 49 57.90	37.2	58.34	31.9	1.2
2008.10.21	01 05 38.20	37.1	58.34	7.2	1.2
2007.08.07	22 03 40.50	37.34	58.34	11.2	1.1
2008.09.22	12 57 07.60	37.28	58.34	3.6	1.1
2009.03.26	16 42 29.50	37.23	58.34	4.1	1.1
2004.01.12	12 17 55.20	37.32	58.34	14.6	1
2008.07.01	19 42 42.50	37.31	58.34	13.4	1
2007.11.10	04 04 16.20	37.29	58.34	17.2	1
2001 09 24	17 58 11.50	37.27	58.34	24.3	1
2009.08.27	02 15 36.90	37.33	58.34	23.8	0.9
2002.09.04	02 28 14.20	37.28	58.34	2.8	0.9
2009.09.28	01 20 13.80	37.21	58.34	12.1	0.9
2007.11.02	00 26 19.30	37.36	58.34	19.2	0.8
2010.10.22	14 21 03.50	37.31	58.34	26.9	0.8
2004.03.23	06 48 01.80	37.26	58.34	18	0.6
2006.07.15	06 31 33.00	37.1	58.34	8.7	0.4
2000.08.21	15 53 54.9	37.1	58.33	18	4.3
2000.08.21	15 40 00.2	37.09	58.33	6	3.6
2000.08.21	21 03 40.5	37.09	58.33	18	2.9
2006.08.24	04 55 23.70	37.31	58.33	18	2.5
2008.01.25	20 49 12.20	37.3	58.33	10.4	2.4
2007.02.11	02 20 58.40	37.27	58.33	18	2.4
2010.04.01	05 51 59.20	37.18	58.33	6	2.4
2005.04.24	19 49 25.20	37.22	58.33	18	2.3
2000.11.22	21 26 16.0	37.29	58.33	9	2.2
2004.06.05	23 30 42.30	37.25	58.33	18	2.2
2004.04.22	19 19 45.80	37.23	58.33	9.3	2.2
2009.02.17	19 50 37.30	37.23	58.33	16.6	2.2
2010.04.01	04 12 55.40	37.18	58.33	6	2.1
2010.08.26	08 48 40.00	37.25	58.33	7.1	2
2006.06.11	18 03 34.00	37.22	58.33	31.1	2
2004.04.22	01 48 57.80	37.21	58.33	24.6	2
2010.06.24	16 32 26.10	37.2	58.33	27.5	1.9
2007.06.12	02 08 39.40	37.15	58.33	25.1	1.9
2007.09.10	14 30 02.60	37.29	58.33	25.7	1.8

2008.06.20	08 27 54.70	37.28	58.33	19.8	1.8
2007.11.27	10 17 21.70	37.2	58.33	11.2	1.7
2008.07.02	03 14 48.10	37.28	58.33	31.1	1.6
2002.08.19	22 39 13.40	37.26	58.33	25.1	1.6
2007.07.13	00 32 20.20	37.21	58.33	10	1.6
2004.04.24	19 02 16.00	37.27	58.33	24.1	1.5
2008.12.12	03 39 48.50	37.2	58.33	21.2	1.5
2006.11.10	08 40 11.70	37.3	58.33	19.1	1.4
2001 01 22	13 43 03.10	37.28	58.33	15.7	1.4
2001 09 05	01 40 58.90	37.25	58.33	22.8	1.4
2008.10.09	20 24 22.00	37.24	58.33	33.1	1.4
2003.10.13	07 09 54.10	37.21	58.33	22.1	1.4
2008.10.22	14 37 08.40	37.21	58.33	12.7	1.4
2008.07.15	00 23 22.80	37.27	58.33	10.3	1.3
2010.09.04	18 19 01.50	37.26	58.33	15	1.3
2010.02.27	19 31 48.90	37.24	58.33	18.3	1.3
2004.03.22	22 54 24.80	37.23	58.33	25.7	1.3
2004.02.06	18 39 20.20	37.22	58.33	18	1.3
2008.07.23	15 26 29.60	37.21	58.33	2.7	1.3
2010.10.13	13 26 55.80	37.21	58.33	15.6	1.3
2008.04.15	03 54 44.10	37.21	58.33	23	1.2
2009.05.10	00 27 37.20	37.18	58.33	5	1.2
2008.09.30	20 07 54.70	37.1	58.33	11.6	1.2
2009.07.28	21 37 36.60	37.23	58.33	14.9	1.1
2008.03.26	01 41 16.60	37.22	58.33	11.8	1.1
2008.04.15	07 18 30.50	37.21	58.33	9.2	1.1
2005.01.21	14 21 56.30	37.17	58.33	4	1.1
2001 01 04	17 29 56.20	37.21	58.33	19	1
2002.09.03	02 25 11.50	37.11	58.33	9.7	1
2003.12.01	10 55 50.30	37.29	58.33	11	0.9
2010.01.08	20 08 56.60	37.27	58.33	18.2	0.8
2010.01.15	17 45 31.90	37.22	58.33	6.2	0.8
2007.10.11	19 53 34.80	37.21	58.33	7.8	0.8
2010.01.10	18 24 13.20	37.29	58.33	18.3	0.7
2005.08.27	20 06 09.20	37.18	58.33	20.3	0.7



2010.10.14	04 31 01.40	37.13	58.33	0.3	0.7
2009.05.04	21 39 35.90	37.08	58.33	18	0.7
2008.09.19	06 28 21.00	37.35	58.33	12.4	0.6
2004.04.21	17 42 39.60	37.21	58.33	18	0.3
2006.06.11	08 09 16.50	37.24	58.32	18	3.6
2005.03.10	15 51 21.30	37.33	58.32	6	3
2006.09.25	13 39 52.60	37.24	58.32	6	2.8
2007.05.13	06 00 06.50	37.23	58.32	6.5	2.8
2000.04.24	07 25 35.7	37.24	58.32	18	2.4
2002.07.23	22 13 26.30	37.12	58.32	10.8	2.2
2000.12.06	14 57 48.5	37.28	58.32	6	2.1
2009.05.04	00 38 00.40	37.11	58.32	17.7	2.1
2000.06.16	06 37 42.4	37.27	58.32	6	1.9
2004.09.07	19 02 22.80	37.27	58.32	18	1.9
2001 08 06	14 18 23.30	37.24	58.32	15.8	1.7
2007.03.06	04 19 50.70	37.34	58.32	25.3	1.6
2002.07.16	07 57 14.50	37.22	58.32	19.2	1.6
2009.10.11	14 55 19.00	37.34	58.32	10.6	1.4
2007.09.18	15 03 43.20	37.29	58.32	5.5	1.4
2001 08 10	01 03 14.40	37.27	58.32	20.3	1.3
1999.08.19	06 36 48.40	37.24	58.32	10.4	1.3
2009.06.25	07 06 26.70	37.18	58.32	24.5	1.3
2008.08.09	19 11 54.10	37.38	58.32	26.1	1.2
2008.02.16	03 51 06.80	37.28	58.32	17.6	1.2
2006.03.15	12 44 28.20	37.27	58.32	16.9	1.2
2010.03.04	17 34 47.00	37.17	58.32	14.2	1.2
2009.07.04	18 19 10.50	37.1	58.32	24.4	1.2
2009.09.21	16 53 53.60	37.4	58.32	14.7	1.1
2008.06.07	03 43 37.30	37.33	58.32	31.6	1.1
2007.06.18	04 29 25.00	37.25	58.32	20	1.1
2000.03.01	10 45 48.0	37.21	58.32	18	1.1
2000.04.01	22 33 26.8	37.57	58.32	17	1
2003.09.26	18 09 30.10	37.3	58.32	20.3	1
2008.02.09	07 12 16.90	37.27	58.32	10.2	1
2009.09.23	02 27 43.70	37.32	58.32	7.9	0.9
2004.04.21	17 20 29.40	37.26	58.32	9.5	0.9

2007.02.14	05 58 03.90	37.24	58.32	16.5	0.9
1999.07.16	18 16 37.20	37.05	58.32	22.1	0.9
2007.07.12	10 37 03.90	37.23	58.32	12.1	0.7
2010.12.28	04 23 29.90	37.05	58.32	12.5	0.7
2004.10.19	00 34 25.00	37.24	58.32	20.5	0.5
2003.09.17	16 19 36.70	37.23	58.32	18	0.5
2006.09.21	18 17 03.10	37.09	58.32	19.8	0.5
2004.01.22	06 41 39.00	37.25	58.32	20.8	0.4
2004.04.28	23 19 13.10	37.28	58.32	14.1	0.2
2008.11.21	20 49 09.90	37.28	58.31	10.2	2.9
2004.04.21	10 52 20.70	37.28	58.31	18	2.8
2000.07.20	23 14 35.6	37.23	58.31	18	2.6
2010.12.22	00 04 05.10	37.22	58.31	13.7	2.6
2007.11.22	13 35 53.10	37.35	58.31	18	2.4
2007.08.28	02 40 04.50	37.32	58.31	18	2.3
2009.02.10	13 29 47.60	37.29	58.31	18	2.3
2008.08.11	10 08 20.70	37.32	58.31	32.3	2.1
2008.03.03	14 05 32.00	37.23	58.31	18	2.1
2007.03.03	14 41 38.10	37.31	58.31	6	1.9
2001 01 29	07 03 04.60	37.29	58.31	18	1.8
2007.09.19	08 33 02.60	37.2	58.31	18	1.7
2003.09.06	15 00 49.60	37.54	58.31	14.6	1.6
2004.05.07	05 38 41.10	37.26	58.31	12.8	1.6
2009.06.15	04 48 22.10	37.12	58.31	10.2	1.6
2009.04.05	21 18 41.00	37.06	58.31	2	1.6
2009.07.21	23 24 58.00	37.29	58.31	3.5	1.5
2007.02.27	15 05 46.50	37.22	58.31	11.3	1.5
2004.08.12	08 10 33.10	37.18	58.31	24.9	1.5
2010.11.25	06 23 44.40	37.31	58.31	28.7	1.4
2005.09.04	05 30 38.30	37.34	58.31	24.7	1.3
2006.09.07	02 46 30.30	37.33	58.31	11.2	1.3
2009.08.08	15 35 18.50	37.15	58.31	1.6	1.3
2007.03.07	00 41 24.20	37.36	58.31	4.4	1.2
2006.11.26	17 29 56.44	37.24	58.31	16.7	1.2
2007.05.06	01 59 48.50	37.16	58.31	11.5	1.2
2007.05.13	04 15 41.60	37.12	58.31	13.8	1.2
2010.02.28	17 44 45.30	37.09	58.31	13.7	1.2

2007.06.04	04 26 24.00	37.23	58.31	11.4	1.1
2004.03.25	13 13 00.10	37.31	58.31	22.2	1
2000.01.15	08 09 33.5	37.19	58.31	19.9	1
2008.05.05	03 05 26.80	37.29	58.31	18	0.9
2007.12.17	02 42 13.20	37.28	58.31	13.6	0.9
2010.06.01	23 00 46.20	37.17	58.31	23.1	0.9
2007.09.28	23 01 05.50	37.26	58.31	0.7	0.8
2004.03.23	22 17 07.10	37.36	58.31	2	0.7
2004.11.09	12 00 23.40	37.26	58.31	22.5	0.6
2003.12.29	18 08 05.10	37.21	58.3	18	2.1
2004.01.03	11 15 57.00	37.12	58.3	11.2	2
2000.06.30	09 36 45.8	37.26	58.3	19.1	1.9
2005.10.02	23 37 35.20	37.52	58.3	6.7	1.8
2008.04.07	09 22 11.00	37.27	58.3	14.5	1.7
2003.08.25	00 02 02.80	37.07	58.3	20.8	1.7
2009.11.17	12 49 57.40	37.33	58.3	18.7	1.6
2008.12.18	07 50 48.80	37.16	58.3	10.5	1.4
2008.12.18	07 52 54.10	37.28	58.3	5	1.3
2008.01.16	16 01 17.80	37.26	58.3	22.9	1.3
2009.05.18	11 49 40.50	37.4	58.3	16	1.2
2008.01.14	09 36 25.70	37.35	58.3	13.9	1.2
2007.11.13	15 29 58.60	37.21	58.3	23.2	1.2
2008.10.11	22 30 36.10	37.33	58.3	18	1.1
2009.05.03	22 31 08.10	37.29	58.3	4.7	1.1
2003.09.15	11 43 25.90	37.19	58.3	18	1.1
1999.09.03	02 38 23.10	37.32	58.3	13.1	1
2009.12.01	18 07 26.20	37.32	58.3	6.3	1
2004.04.08	21 25 23.80	37.31	58.3	19.5	1
2000.04.29	07 25 36.1	37.3	58.3	24.4	1
1999.07.17	00 42 13.00	37.26	58.3	14.9	1
2008.09.29	21 08 04.40	37.27	58.3	32.6	0.9
2007.02.28	06 25 13.10	37.35	58.3	0.2	0.8
2009.10.03	08 55 12.50	37.31	58.3	18	0.8
2008.02.28	10 31 17.80	37.33	58.3	6.1	0.7
2004.04.21	13 17 28.80	37.25	58.3	18	0.7
2009.02.09	09 57 33.70	37.25	58.29	12.1	2.3
2010.11.20	04 49 38.50	37.22	58.29	6.6	2.1

2006.11.26	10 36 28.30	37.27	58.29	18	2
2009.02.23	07 52 04.30	37.33	58.29	18	1.9
2010.09.27	01 47 06.70	37.24	58.29	18	1.7
2009.11.29	10 02 53.10	37.32	58.29	18	1.6
2009.12.22	18 03 54.00	37.31	58.29	11.8	1.6
2006.09.18	00 55 56.70	37.23	58.29	8.6	1.6
2008.08.06	05 28 07.90	37.24	58.29	6	1.5
2007.08.15	18 50 50.30	37.33	58.29	6	1.4
2008.04.24	06 21 17.00	37.27	58.29	18	1.4
2008.09.28	16 06 05.30	37.09	58.29	23.8	1.4
2007.08.08	09 22 54.90	37.33	58.29	9.8	1.2
2008.04.07	02 27 04.40	37.3	58.29	7.2	1.2
2003.07.07	07 54 52.20	37.05	58.29	24.1	1.2
2004.01.03	11 36 38.80	37.53	58.29	3.8	1.1
2007.09.17	02 32 50.00	37.21	58.29	2	1.1
2008.05.05	19 02 09.60	37.33	58.29	28	1
2008.01.08	18 50 24.90	37.3	58.29	20.2	1
2005.09.18	20 01 41.00	37.28	58.29	13.9	1
2007.10.20	04 46 25.30	37.31	58.29	19.7	0.9
2010.10.20	02 28 30.10	37.15	58.29	11.3	0.9
2010.09.19	21 07 22.10	37.32	58.29	23	0.8
2006.09.21	04 18 33.30	37.27	58.29	24.3	0.8
2007.10.08	07 35 33.30	37.06	58.29	20.2	0.8
2001 11 07	17 15 41.40	37.26	58.28	26.7	2.4
2009.06.03	04 17 16.00	37.23	58.28	18.3	2.3
2009.05.08	19 12 10.60	37.39	58.28	17.1	1.7
2010.04.01	16 49 17.20	37.11	58.28	22.4	1.7
2009.10.06	06 50 13.50	37.32	58.28	2.2	1.6
2009.07.06	16 14 18.30	37.22	58.28	5.9	1.6
2010.02.09	17 10 16.90	37.29	58.28	3.2	1.5
2006.10.04	01 38 30.90	37.26	58.28	21.7	1.5
2007.06.06	08 50 38.79	37.36	58.28	28.1	1.4
2008.12.31	06 13 43.30	37.2	58.28	18	1.4
2010.02.26	02 02 47.80	37.13	58.28	21.4	1.3
2007.06.21	15 22 04.60	37.25	58.28	19.8	1.2
2009.05.04	02 49 59.20	37.24	58.28	18	1.2
2007.09.16	23 34 05.60	37.22	58.28	21.7	1.2

2000.04.26	20 32 48.0	37.34	58.28	21.3	1
2008.11.18	06 40 10.90	37.31	58.28	18	1
2007.06.21	21 49 51.40	37.29	58.28	18	1
2009.05.20	16 39 43.70	37.26	58.28	6.1	1
2001 01 26	01 36 11.10	37.3	58.28		0.9
2005.08.28	21 23 49.70	37.22	58.28	18	0.9
2007.11.22	20 22 20.40	37.3	58.28	25.7	0.8
2007.10.12	01 46 44.00	37.26	58.28	20.2	0.7
2009.09.25	13 20 41.70	37.24	58.28	13.1	0.7
2006.10.02	04 59 38.40	37.29	58.28	10.2	0.6
2003.11.07	18 30 04.30	37.05	58.28	13.2	0.6
2006.05.08	18 55 43.30	37.3	58.28	19.7	0.3
2004.04.28	02 18 32.80	37.29	58.27	17.7	2.8
2004.04.22	07 20 44.70	37.17	58.27		2
2001 07 19	13 55 16.40	37.42	58.27	15.1	1.8
2008.12.15	04 40 27.30	37.27	58.27	25.3	1.8
2007.06.14	02 18 15.90	37.27	58.27	21.5	1.7
2006.04.22	08 58 56.90	37.41	58.27	13.9	1.5
2003.09.30	18 39 50.20	37.17	58.27	23.4	1.5
2010.06.13	02 45 05.20	37.24	58.27	18	1.4
2009.12.03	08 24 43.90	37.39	58.27	17.3	1.3
2008.01.20	05 16 06.20	37.28	58.27	18	1.3
2010.08.16	11 02 27.40	37.25	58.27	11.7	1.2
2006.10.09	00 16 23.50	37.24	58.27	12.8	1.2
2007.06.08	17 51 20.30	37.26	58.27	15.2	1.1
2007.01.24	16 00 20.50	37.24	58.27	19.2	1.1
2008.01.25	21 12 35.10	37.36	58.27	16.1	1
2010.10.22	21 12 03.20	37.25	58.27	8.4	1
2008.06.28	01 55 57.40	37.23	58.27	25.4	1
2007.06.26	20 50 51.10	37.34	58.27	16.9	0.9
2008.11.17	19 01 48.50	37.32	58.27	18.3	0.8
2009.09.13	23 45 19.60	37.24	58.27	10.4	0.7
2010.01.30	16 16 29.90	37.36	58.27	23.5	0.6
2001 12 05	18 54 59.00	37.28	58.26	5	2.1
2004.03.20	07 40 19.60	37.26	58.26	8.5	2
2006.01.17	19 28 49.50	37.16	58.26	15.8	1.6

2006.11.26	12 55 32.10	37.3	58.26	26.1	1.3
2007.11.19	13 49 23.20	37.4	58.26	18	1.2
2007.12.08	07 48 36.80	37.27	58.26	21.3	1.2
2008.04.09	05 05 00.90	37.22	58.26	12	1.2
2008.02.09	10 26 49.90	37.32	58.26	7.5	1.1
2007.08.28	03 14 23.90	37.39	58.26	6	1
2004.04.19	06 50 56.50	37.35	58.26	18	1
2004.03.12	12 28 44.70	37.28	58.26	14.1	1
2008.04.01	19 14 49.70	37.22	58.26	7.7	1
2000.04.15	21 50 13.0	37.18	58.26	18	1
2008.10.26	18 30 44.50	37.37	58.26	15.3	0.9
2007.11.23	01 08 59.50	37.42	58.26	7.7	0.8
2007.02.26	13 16 57.90	37.41	58.26	22.1	0.8
2007.11.28	13 12 17.60	37.32	58.26	9.7	0.8
2010.08.19	15 54 38.90	37.25	58.26	9.5	0.8
2006.06.16	00 27 49.10	37.19	58.26	18	0.8
2010.12.21	19 06 04.80	37.36	58.26	19.9	0.7
2008.09.19	23 12 24.20	37.35	58.26	10.2	0.5
2008.05.23	04 39 42.30	37.43	58.25	24	2.6
2001 12 05	19 06 28.70	37.26	58.25	17.2	2.1
2006.10.04	09 26 49.00	37.31	58.25	6.2	1.4
2008.12.05	03 25 39.20	37.29	58.25	8.2	1.4
2008.04.11	18 29 50.10	37.27	58.25	12.4	1.4
2008.05.25	03 05 44.20	37.3	58.25	22.4	1.3
2008.04.12	20 29 33.30	37.25	58.25	15.2	1.2
2010.07.14	12 26 01.00	37.35	58.25	18	1.1
2006.10.13	22 44 34.40	37.33	58.25	14.5	1.1
2008.03.30	10 32 22.20	37.29	58.25	6	1.1
2005.09.16	14 29 28.60	37.18	58.25	24	1.1
2006.10.27	16 40 54.20	37.4	58.25	32.7	0.9
2007.09.19	04 23 57.20	37.25	58.25	2.8	0.9
2003.11.30	01 53 44.00	37.05	58.25	9.4	0.9
2008.02.07	07 54 20.10	37.34	58.25	12.6	0.8
2010.11.16	08 46 36.30	37.29	58.25	18	0.8
2009.09.14	10 14 59.50	37.46	58.24	18	2.4
2006.07.16	00 46 41.30	37.27	58.24	17.1	2.1
2003.08.30	18 44 57.20	37.06	58.24	7.8	1.8

2009.03.13	08 12 13.00	37.06	58.24	22.1	1.7
2010.09.29	05 49 02.80	37.36	58.24	16.4	1.2
2010.12.21	19 20 30.10	37.39	58.24	18.4	1
2005.08.31	01 34 47.60	37.32	58.24	17.2	1
2007.09.20	12 19 23.80	37.29	58.24	18.4	1
2007.09.20	05 33 32.60	37.28	58.24	17.8	1
2005.05.14	09 46 51.60	37.21	58.24	18.7	1
2008.10.02	06 40 02.60	37.29	58.24	19.2	0.9
2007.09.17	21 27 17.40	37.27	58.24	18.4	0.8
2004.10.23	14 29 35.60	37.28	58.24	24.7	0.7
2008.04.13	00 26 57.20	37.26	58.24	26.6	0.7
2007.03.03	22 56 23.30	37.36	58.23	14.9	2.2
2006.03.28	13 15 30.80	37.09	58.23	28.7	2.2
2007.11.28	19 16 48.60	37.16	58.23	20.4	1.4
2009.08.15	04 24 08.10	37.32	58.23	12.9	1.2
2001 02 01	18 34 22.60	37.25	58.23	15.3	1
2003.10.07	22 05 32.90	37.3	58.23	18	0.9
2007.10.22	19 20 01.30	37.27	58.23	19.2	0.4
2004.04.26	01 21 27.30	37.33	58.23	12.7	0.1
2004.09.13	01 25 31.60	37.09	58.22	22.4	2.4
2007.02.07	05 35 53.00	37.24	58.22	6.1	2.3
2004.08.21	12 17 39.70	37.3	58.22	18	2.1
2007.02.02	15 36 40.90	37.2	58.22	6.1	1.9
2006.11.04	02 38 40.20	37.38	58.22	18	1.8
2010.07.14	22 15 37.60	37.47	58.22	11.2	1.4
2003.10.08	18 43 55.40	37.27	58.22	20.2	1.4
2009.10.16	11 52 19.60	37.37	58.22	21	1.3
2008.04.11	08 45 37.80	37.4	58.22	21.3	1.2
2009.10.16	20 36 42.40	37.37	58.22	21.3	1.2
2006.03.25	18 56 08.50	37.32	58.22	14.2	1
2003.08.21	16 07 25.30	37.28	58.22	17.6	0.9
2006.09.09	06 00 49.20	37.46	58.22	9.2	0.8
2005.10.31	23 11 10.60	37.38	58.22	15.7	0.8
2010.10.23	11 56 52.70	37.3	58.21	18.2	1.7
2009.03.10	21 31 45.20	37.27	58.21	22.5	1.6
2000.09.06	11 25 23.7	37.25	58.21	11.6	1.6
2007.06.15	05 42 24.00	37.17	58.21	17.9	1.6

2009.07.12	13 02 40.70	37.23	58.21	3.2	1.5
2008.08.03	04 47 52.30	37.42	58.21	18	1.3
2009.05.18	23 06 36.10	37.2	58.21	22.1	1.3
2009.01.03	10 32 36.90	37.49	58.21	18.6	1.2
2009.05.14	17 53 16.00	37.19	58.21	8.9	1.2
2003.06.13	07 12 22.20	37.18	58.21	5.5	1.2
2008.11.28	15 54 13.70	37.41	58.21	16.2	1
2000.01.15	11 55 34.4	37.36	58.21	4	1
2008.11.04	14 21 36.20	37.27	58.21	19.5	1
2008.11.01	09 53 07.40	37.19	58.21	25.1	1
2006.02.08	16 09 20.90	37.19	58.2	20	2.2
2007.07.30	09 53 52.00	37.1	58.2	19.4	1.7
2009.11.23	20 33 34.10	37.4	58.2	9.7	1.4
2008.08.13	02 58 08.60	37.17	58.2	18	1.4
1999.09.10	15 22 43.50	37.42	58.2	18	1.3
2008.10.16	12 58 12.70	37.19	58.2	18	1.2
2002.09.27	17 41 52.20	37.18	58.2	18	0.8
2005.06.03	10 33 08.10	37.08	58.2	33.9	0.1
2002.08.13	10 20 13.20	37.41	58.19	18.8	2.8
2004.08.02	17 38 35.10	37.3	58.19	21.7	2.5
2008.02.19	07 46 13.70	37.18	58.19	20.9	2.1
2002.08.14	02 31 56.70	37.3	58.19	18	2
2010.03.13	00 15 06.30	37.17	58.19	3	2
2007.03.10	14 22 35.50	37.21	58.19	12.3	1.8
2007.05.18	22 53 17.30	37.18	58.19	14.6	1.5
2000.01.15	10 51 45.3	37.48	58.19	14.5	1.4
2009.03.27	03 19 39.00	37.43	58.19	22.3	1.3
2010.06.17	20 29 56.70	37.3	58.19	2	1.3
2009.03.29	12 18 21.60	37.2	58.19	18	1.2
2004.04.05	12 39 26.00	37.49	58.19	11.3	1
2004.01.19	10 11 12.30	37.24	58.19	27.9	1
2000.03.29	14 59 55.4	37.22	58.19	24.6	1
2008.01.21	22 28 51.60	37.21	58.19	9.6	0.9
2010.04.26	16 01 02.90	37.14	58.19	14.4	0.9
2003.12.10	19 31 33.60	37.13	58.19	18	0.9
2007.04.12	06 19 52.10	37.35	58.19	8	0.8
2004.02.09	20 14 52.70	37.24	58.19	20.7	0.8



2004.06.09	10 52 00.40	37.34	58.19	17.1	0.7
2006.04.19	05 33 42.30	37.44	58.18	6.3	1.8
2006.04.04	14 42 27.90	37.24	58.18	35.3	1.8
2007.02.02	14 25 05.50	37.19	58.18	28.6	1.8
2007.06.21	02 21 46.00	37.15	58.18	19.6	1.7
2010.10.23	22 21 53.00	37.48	58.18	19.8	1.6
2005.08.12	01 09 30.40	37.39	58.18	21.4	1.6
2007.06.06	00 02 51.10	37.18	58.18	11.3	1.4
2004.05.24	13 53 03.30	37.46	58.18	17.8	1.3
2008.09.04	13 28 28.90	37.28	58.18	22.2	1.3
2010.05.22	00 24 54.10	37.17	58.18	20.4	1.3
2010.11.10	12 46 13.10	37.46	58.18	7.04	1.2
2009.09.18	00 05 13.40	37.47	58.18	16.1	1.1
2003.11.16	15 10 30.50	37.06	58.18	13.8	1.1
2005.05.10	19 15 24.50	37.57	58.18	1.7	1
2004.11.30	07 39 27.20	37.38	58.18	19.8	1
2009.05.21	23 20 42.50	37.25	58.18	14.7	0.9
2004.01.25	13 38 25.80	37.33	58.18	11.2	0.8
2008.11.30	09 32 40.80	37.32	58.18	22.3	0.7
2002.08.03	13 58 38.50	37.28	58.17	13.4	2.4
2004.06.12	04 48 05.20	37.2	58.17	6	1.8
2007.03.13	14 25 09.60	37.19	58.17	15.2	1.8
2007.02.20	22 14 08.40	37.19	58.17	18	1.7
2006.06.13	16 48 11.50	37.4	58.17	25.3	1.6
2005.12.29	13 14 18.60	37.23	58.17	23	1.6
2005.01.02	05 33 39.00	37.47	58.17	24	1.5
2005.05.17	20 31 02.30	37.47	58.17	16	1.5
2004.03.12	03 50 24.00	37.21	58.17	6.4	1.5
2007.06.23	03 55 40.00	37.32	58.17	20.5	1.4
2009.09.07	06 02 16.40	37.22	58.17	10.5	1.3
2009.04.08	15 12 51.60	37.15	58.17	9.6	1.3
2006.05.07	12 49 03.70	37.11	58.17	20.1	1.3
2003.08.18	10 10 51.40	37.47	58.17	17	1.2
2003.11.29	14 02 17.40	37.24	58.17	11.5	1.1
2002.02.18	18 32 36.30	37.12	58.17	25.4	1.1
2000.02.01	07 26 32.2	37.51	58.17	9.4	1
2001 01 25	10 39 53.10	37.36	58.17	7.4	1

2000.01.22	00 46 54.5	37.29	58.17	23	1
2004.04.21	23 07 03.60	37.27	58.17	6.7	1
2004.04.19	06 06 03.80	37.22	58.17	33	1
2010.10.21	15 27 00.60	37.22	58.17	31.7	0.9
2008.07.10	19 03 45.20	37.51	58.17	18	0.7
2001 08 26	15 15 04.50	37.39	58.16	20.6	1.9
2010.11.17	10 44 58.60	37.39	58.16	19	1.7
2003.11.21	21 09 09.70	37.05	58.16	23.8	1.7
1999.09.11	12 57 15.90	37.33	58.16	26.1	1.5
2005.02.11	12 58 08.50	37.6	58.16	15.3	1.4
2003.12.13	03 13 21.70	37.33	58.16	25.4	1.4
2010.10.26	00 39 23.30	37.36	58.16	29.9	1.3
2010.07.08	07 39 55.80	37.08	58.16	14.7	1.3
2004.04.09	06 09 14.30	37.3	58.16	10.6	1
2010.04.02	21 03 54.80	37.05	58.16	13.3	0.9
2002.01.18	14 02 20.50	37.26	58.16	18	0.7
2004.05.04	03 34 00.90	37.44	58.16	25	0.5
2001 01 31	15 41 20.30	37.3	58.15	18	2
2004.05.13	17 21 55.10	37.3	58.15	18	1.8
2009.04.05	02 56 50.40	37.44	58.15	29.7	1.7
2009.10.16	10 51 14.30	37.43	58.15	24.9	1.7
2009.06.24	19 09 21.00	37.41	58.15	25.4	1.7
2006.12.20	07 21 58.10	37.31	58.15	26.3	1.7
2002.08.16	14 19 24.80	37.29	58.15	20.6	1.6
2003.09.05	08 06 27.90	37.14	58.15	6	1.6
2009.06.30	21 46 32.10	37.48	58.15	6	1.4
1999.09.22	02 30 51.90	37.3	58.15	23.5	1.4
2004.06.21	19 52 02.80	37.19	58.15	18	1.4
2009.11.18	09 59 12.20	37.45	58.15	20.9	1.3
2008.03.24	16 38 25.40	37.35	58.15	23.2	1.3
2007.06.29	02 24 34.00	37.44	58.15	26.3	1.2
2008.11.30	09 30 52.50	37.38	58.15	2	1.2
2006.12.06	19 28 33.60	37.3	58.15	29	1.1
2000.02.20	04 53 55.1	37.46	58.15	21.1	1
2001 01 25	11 11 46.70	37.42	58.15	16	1
2000.07.09	17 58 58.7	37.38	58.15	1.5	1
2005.01.29	14 29 44.50	37.37	58.15	3.7	1

2000.01.22	00 46 53.6	37.29	58.15	5	1
2003.09.07	21 28 32.60	37.19	58.15	20.3	1
2007.06.11	06 02 05.40	37.3	58.15	6.4	0.8
2007.03.10	14 24 33.30	37.26	58.14	19.3	2.9
2009.08.08	19 47 34.90	37.42	58.14	18	2.1
2004.11.13	01 26 00.60	37.18	58.14		1.9
2004.10.06	02 18 56.70	37.23	58.14	17.4	1.8
2008.06.22	06 07 18.00	37.16	58.14	9.8	1.5
2001 10 16	21 00 02.80	37.47	58.14	27	1.4
2007.12.11	13 20 12.10	37.38	58.14	17	1.4
2004.03.28	00 07 54.30	37.22	58.14	16.7	1.4
2001 09 28	01 49 35.20	37.17	58.14	17.2	1.4
2010.01.15	20 25 23.60	37.31	58.14	34.4	1.3
1999.08.17	18 12 07.10	37.25	58.14	18	1.3
2005.02.26	08 17 58.80	37.57	58.14	4	1.1
2008.03.07	13 59 18.70	37.52	58.14	6.4	1.1
2000.03.14	12 07 24.8	37.34	58.14	12.1	1
2000.02.19	19 32 05.4	37.29	58.14	17.1	1
2004.07.14	01 53 22.70	37.41	58.14	15.6	0.7
2006.05.12	12 45 57.00	37.3	58.14	18	0.6
2006.01.11	12 43 54.80	37.28	58.14	6.4	0.6
2001 12 17	16 54 07.90	37.09	58.13	19.1	3.4
2000.02.21	08 46 12.2	37.19	58.13	21.5	2.7
2003.05.18	00 45 58.40	37.52	58.13	10	2.3
2009.10.07	14 36 26.50	37.34	58.13	10.6	2
1999.09.21	20 35 44.10	37.31	58.13	18	2
1999.07.13	23 23 32.20	37.45	58.13	18	1.7
2009.08.08	11 25 13.80	37.39	58.13	6	1.7
2007.10.14	18 42 51.50	37.35	58.13	18	1.7
2010.10.04	13 45 07.00	37.16	58.13	18	1.6
2007.01.11	18 58 50.30	37.52	58.13	18	1.4
2007.04.09	00 25 47.70	37.31	58.13	13.8	1.4
2010.02.15	09 05 52.00	37.35	58.13	18	1.3
2010.01.11	10 03 08.90	37.39	58.13	18	1.1
2010.11.22	04 57 57.30	37.38	58.13	18	1.1
2000.12.09	08 24 44.1	37.5	58.13	6.4	1

2004.03.10	14 35 04.40	37.36	58.13	17.9	1
2000.11.21	23 58 17.1	37.35	58.13	18.4	1
2008.01.01	07 08 05.90	37.28	58.13	8.9	1
2009.09.16	06 50 07.30	37.2	58.13	13.1	1
2006.09.30	15 39 35.80	37.31	58.13	9.1	0.9
2004.02.04	14 19 10.80	37.38	58.13	18	0.3
2007.03.09	19 56 51.40	37.32	58.12	20.3	3.6
2009.08.15	06 45 01.50	37.3	58.12	20	2.2
2008.07.23	19 56 55.60	37.31	58.12	17.6	1.9
2009.08.29	18 35 27.80	37.3	58.12	4.5	1.8
2006.12.10	05 12 39.10	37.44	58.12	18	1.4
2006.06.22	23 00 20.90	37.19	58.12	16.1	1.4
2004.02.20	13 06 36.80	37.11	58.12	28.2	1.4
2006.04.01	03 12 09.10	37.45	58.12	32.7	1.3
2008.02.05	05 50 21.40	37.27	58.12	33.3	1.3
2007.03.13	20 39 03.30	37.22	58.12	32.3	1.2
2001 01 31	15 11 19.80	37.47	58.12	32.4	1
2008.01.16	04 08 42.00	37.29	58.12	18	1
2004.11.30	11 03 15.90	37.24	58.12	18	1
2003.11.12	06 50 40.20	37.19	58.12	6.2	1
2009.05.24	15 54 42.40	37.38	58.12	6	0.9
2009.10.03	22 27 58.90	37.36	58.11	22	1.9
2000.12.08	17 13 01.9	37.19	58.11	2	1.7
1999.07.13	12 31 53.00	37.39	58.11	8.6	1.6
1999.08.18	08 21 52.00	37.28	58.11	34.5	1.6
2007.12.16	14 51 15.40	37.35	58.11	22.2	1.4
2003.12.12	17 14 47.20	37.31	58.11	18.7	1.3
2000.12.08	14 51 14.3	37.18	58.11	30.9	1.3
2008.03.12	13 28 08.40	37.17	58.11	15.9	1.3
2009.10.11	03 08 20.10	37.39	58.11	2.9	1.2
2008.01.25	21 00 21.30	37.5	58.11	31.7	1.1
2008.01.26	19 18 18.10	37.47	58.11	11.2	1.1
2007.04.25	21 06 26.60	37.35	58.11	26.8	1.1
1999.07.16	20 12 53.10	37.31	58.11	14.9	1.1
2008.04.25	03 42 42.70	37.16	58.11	21.4	1.1
1999.09.11	04 57 98.20	37.4	58.11	31	1
2000.08.15	15 43 13.9	37.38	58.11	18	1

2007.09.20	05 29 21.70	37.29	58.11	30	1
2003.10.05	22 15 53.60	37.43	58.11	21.2	0.9
2008.09.15	02 58 10.90	37.42	58.11	18	0.9
2006.10.14	18 04 48.10	37.18	58.11	6	0.8
2004.04.16	20 21 45.00	37.51	58.1	14.5	2.4
2004.05.25	00 50 22.80	37.38	58.1	18	2.3
2000.09.06	04 50 38.4	37.24	58.1	18	1.8
2009.11.28	19 14 38.60	37.38	58.1	11.3	1.7
1999.08.28	00 46 51.00	37.09	58.1	15.2	1.6
2010.09.14	22 14 08.50	37.37	58.1	16.7	1.5
2000.12.08	14 12 50.4	37.2	58.1	18	1.5
2008.10.18	15 50 33.40	37.47	58.1	24.3	1.4
2007.10.23	05 11 28.40	37.51	58.1	32.4	1.3
2010.10.01	02 07 12.00	37.46	58.1	25.5	1.3
2008.10.03	02 49 55.00	37.47	58.1	6.9	1.2
2001 07 17	03 16 07.40	37.28	58.1	20.7	1.2
2010.08.26	13 48 44.80	37.16	58.1	2	1.2
2010.12.12	05 37 56.50	37.15	58.1	6.2	1.2
2003.11.21	21 06 35.40	37.05	58.1	2	1.2
2005.05.03	04 07 16.50	37.42	58.1	34.4	1
2007.12.09	13 18 43.60	37.38	58.1	5.6	1
2006.12.03	16 52 50.70	37.32	58.1	21.7	1
1999.08.29	16 45 11.80	37.3	58.1	16.9	1
2007.12.14	23 16 10.30	37.41	58.1	11.3	0.9
2006.04.01	10 42 50.20	37.43	58.1	18.6	0.5
2004.01.12	16 18 40.90	37.05	58.09	19.2	3.7
2000.12.08	12 39 38.8	37.21	58.09	26.1	2.8
2006.05.10	22 17 50.10	37.18	58.09	18	2.1
2010.10.15	23 30 07.00	37.31	58.09	23.2	2
2008.11.16	02 23 33.90	37.25	58.09	13.9	2
2001 07 20	05 17 29.60	37.18	58.09	11.9	2
2000.12.08	08 43 04.5	37.17	58.09	8.9	2
2009.05.20	13 01 44.70	37.5	58.09	31.8	1.5
2008.08.26	06 34 36.30	37.35	58.09	16.9	1.5
2008.04.15	04 23 49.50	37.43	58.09	12.6	1.3
2007.07.12	07 39 09.40	37.37	58.09	5	1.3
2009.10.03	16 43 39.60	37.26	58.09	11.3	1.2

2009.12.28	13 38 45.10	37.25	58.09	29	1.2
2008.11.14	15 29 31.10	37.4	58.09	18	0.8
2007.11.18	03 55 14.30	37.37	58.09	13.4	0.8
2000.09.05	12 12 43.2	37.14	58.08	28.9	3.2
2000.12.08	12 58 23.3	37.2	58.08	20.7	2.8
2010.11.14	18 49 12.40	37.46	58.08	18	2.5
2004.08.03	05 51 53.40	37.46	58.08	13.2	2.1
2005.05.02	18 56 22.30	37.07	58.08	10.8	2
2000.12.08	14 00 59.4	37.2	58.08	20.6	1.8
2008.08.05	12 03 21.70	37.38	58.08	18	1.7
2010.08.26	14 00 29.60	37.15	58.08	18	1.7
2008.06.19	10 17 03.80	37.39	58.08	15.9	1.5
2009.08.06	01 23 42.50	37.27	58.08	26.3	1.5
2008.08.24	04 31 31.10	37.34	58.08	25.9	1.4
2007.09.22	21 58 19.60	37.33	58.08	21.9	1.4
2004.01.12	19 27 16.80	37.06	58.08	13.5	1.4
2006.06.12	10 22 28.30	37.36	58.08	24.1	1.3
2007.11.23	00 45 54.50	37.34	58.08	18.9	1.2
2007.11.20	15 57 39.10	37.19	58.08	32	1.2
2000.01.17	02 42 39.7	37.17	58.08	4.7	1.1
2010.09.22	18 43 12.50	37.33	58.08	7.9	1
2003.08.31	18 58 42.60	37.26	58.08	10	1
2000.12.08	16 34 26.3	37.2	58.08	35.2	1
2006.01.03	23 42 03.40	37.18	58.08	4.7	1
2008.01.29	05 08 35.00	37.11	58.08	18	0.9
2006.03.29	17 34 45.00	37.42	58.08	19.2	0.8
2007.10.20	22 30 12.80	37.33	58.08	18	0.8
2006.03.13	19 39 27.80	37.47	58.08	21.7	0.6
2007.10.11	22 36 28.10	37.35	58.07	33.5	2.3
2010.09.24	07 11 01.00	37.53	58.07	28.9	2
2004.01.12	16 51 49.90	37.06	58.07	23.4	1.9
2006.03.29	08 05 21.00	37.39	58.07	19.8	1.8
2000.11.10	01 20 09.1	37.53	58.07	24.2	1.6
1999.07.02	08 41 41.20	37.32	58.07	28.5	1.6
2008.05.30	01 19 30.30	37.41	58.07	22.6	1.5
2006.06.17	16 38 07.70	37.6	58.07	16	1.4
2007.10.22	20 45 44.90	37.33	58.07	14.9	1.3

2004.01.21	13 43 20.40	37.28	58.07	24.7	1.3
2005.05.05	00 21 04.30	37.53	58.07	10	1.1
2007.09.22	17 01 14.10	37.33	58.07	14.4	1.1
2004.04.09	10 10 46.30	37.35	58.07	11	1
2007.11.29	08 55 37.80	37.23	58.07	26.3	0.9
2004.05.02	19 54 50.70	37.61	58.06	7.4	2.4
2004.05.29	08 26 31.10	37.09	58.06	19.3	2.4
2004.05.23	16 55 35.40	37.46	58.06	18	2.3
2005.01.29	12 36 29.10	37.57	58.06	32.1	2
2008.09.29	13 39 20.80	37.51	58.06	18	2
2004.01.12	16 46 55.70	37.05	58.06	18	2
2003.10.05	17 16 14.30	37.36	58.06	18	1.7
1999.09.27	10 55 54.50	37.27	58.06	18	1.6
2009.10.22	08 23 59.70	37.37	58.06	9	1.5
2005.12.31	20 55 03.20	37.31	58.06	18	1.5
2003.05.20	00 05 24.20	37.24	58.06	35.9	1.5
2006.03.23	07 54 02.30	37.52	58.06	25.1	1.3
2007.09.22	17 00 08.40	37.35	58.06	18.7	1.3
2003.11.12	06 01 35.80	37.17	58.06	34.1	1.2
2008.06.01	01 22 56.60	37.25	58.06	21.4	1
2007.11.30	09 57 36.90	37.46	58.06	17.3	0.8
2007.05.18	18 44 16.20	37.23	58.06	14.5	0.7
2007.07.14	23 26 16.20	37.07	58.06	6.6	0.6
2004.05.27	16 46 53.10	37.12	58.05	8.8	2
2000.02.21	12 19 38.3	37.06	58.05	24.8	2
2009.03.07	19 43 33.30	37.47	58.05	19.3	1.7
2001 02 05	16 18 07.30	37.25	58.05	7.8	1.7
2010.04.06	02 10 17.60	37.49	58.05	21.5	1.4
2010.11.22	04 54 31.90	37.48	58.05	27.8	1.4
1999.09.25	17 13 01.30	37.28	58.05	16.3	1.4
2007.12.12	03 31 12.80	37.31	58.05	13.4	1.3
2008.11.16	03 50 02.80	37.27	58.05	18	1.1
2009.06.11	16 23 14.90	37.18	58.05	2	1.1
2000.12.02	05 27 36.4	37.46	58.05	35.9	1
2010.12.28	20 26 42.80	37.48	58.05	2	0.9
2004.04.11	15 41 09.00	37.25	58.05	22	0.9
2004.04.14	23 49 32.70	37.26	58.05	14.9	0.5

2010.09.07	05 34 01.30	37.54	58.04	16.4	2.7
2004.02.10	18 32 31.60	37.47	58.04	33.2	2.3
2004.05.08	22 45 43.90	37.57	58.04	15.3	2.2
2009.02.03	18 56 38.20	37.17	58.04	18	2.2
2008.08.28	01 12 31.00	37.33	58.04	14.7	1.6
2004.04.13	14 29 10.80	37.21	58.04	13.9	1.5
2007.07.26	05 46 32.90	37.2	58.04	13.2	1.5
2010.08.18	19 16 54.80	37.24	58.04	18.4	1.3
2005.05.17	03 47 55.40	37.18	58.04	24.4	1
2009.09.07	21 58 37.20	37.06	58.04	19.9	1
2004.06.08	18 36 02.40	37.43	58.04	15	0.4
2004.10.15	00 21 02.90	37.21	58.03	24.3	2.8
2008.06.22	13 08 25.10	37.4	58.03	15.7	2.1
2010.08.14	18 54 45.10	37.13	58.03	18	1.7
2007.02.25	12 21 50.80	37.45	58.03	18	1.6
2006.12.31	09 50 19.60	37.39	58.03	18	1.6
2007.08.21	01 23 34.30	37.09	58.03	25.3	1.6
2007.01.03	17 48 30.50	37.37	58.03	18.3	1.5
2008.12.10	13 06 23.10	37.18	58.03	18	1.4
2006.02.17	22 39 02.80	37.51	58.03	16	1.3
2008.08.04	08 14 23.90	37.49	58.03	22.7	1.3
2007.08.30	08 45 56.60	37.41	58.03	5	1.3
2007.07.24	03 27 14.20	37.36	58.03	17.5	1.3
2009.07.10	16 17 30.70	37.28	58.03	22.3	0.8
2007.06.16	10 07 07.30	37.08	58.03	26.8	0.8
2010.08.09	11 57 31.80	37.16	58.02	11.5	3.3
2004.05.02	19 58 08.50	37.55	58.02	15.4	2.2
2008.12.25	07 28 50.70	37.21	58.02	13.8	1.8
2006.04.02	08 09 40.20	37.15	58.02	15.5	1.8
2003.11.13	10 04 03.00	37.42	58.02	22.9	1.5
2006.10.23	21 02 36.70	37.18	58.02	2	1.4
1999.07.30	21 52 14.20	37.38	58.02	32.9	1.3
2008.02.27	20 24 33.70	37.2	58.02	9.8	1.2
2008.01.22	17 06 38.00	37.22	58.02	20.1	1.1
2010.08.05	05 01 31.20	37.1	58.02	6.9	1.1
2007.10.01	10 28 34.60	37.13	58.02	20.8	0.9
2010.12.07	14 24 12.90	37.11	58.02	6	0.7



1999.07.21	13 03 22.90	37.49	58.01	6.6	3
2010.08.05	03 36 36.40	37.13	58.01	23.6	2.6
2001 12 17	22 59 48.40	37.2	58.01	6.3	2.4
2005.10.01	07 15 27.10	37.56	58.01	25	2.1
2007.04.20	03 10 14.50	37.52	58.01	30.5	1.7
2009.11.14	06 39 24.00	37.58	58.01	2	1.4
2007.09.21	06 08 19.30	37.19	58.01	7.9	1.2
2006.10.03	17 19 13.90	37.5	58.01	15.5	1.1
2000.01.21	02 04 13.9	37.33	58.01	14	1.1
2000.02.19	11 49 19.3	37.52	58.01	22.9	1
2000.02.19	11 49 19.3	37.52	58.01	34.4	1
2001 08 25	05 39 32.40	37.25	58.01	27.8	1
2008.07.20	10 54 19.70	37.15	58	11.3	2.7
2002.01.19	04 09 38.10	37.31	58	23	1.8
2009.12.28	13 42 47.50	37.22	58	11.4	1.4
2010.10.22	13 24 06.60	37.32	58	22.8	1.3
2004.04.08	20 31 08.20	37.13	58	11	1.3
2007.04.17	20 55 28.40	37.12	58	18	1.3
2009.12.28	16 27 42.80	37.21	58	14	1.1
2007.12.28	05 38 40.90	37.2	58	18	1.1
2005.02.12	13 17 05.90	37.36	58	6	1

پیوست ۲) داده های لرزه ای پهنه قوچان شیروان؛ تهیه شده از پایگاه های مختلف

.Lat	.Lon	Depth	.Mag	.Ref
37.6	58.3	10	Mb:3.5	(RU(BAN
37.4	58.08	10	Mb:3.5	(RU(BAN
37.3	58.5	11	Mb:4	(RU(BAN
37.6	58.4		mb:3.5	ZEM
37.32	58.46	33	mb:3.6	ISC
37.32	58.17	33	mb:3.7	ISC
37.29	58.28	33	mb:3.7	ISC
37.11	58.25	33	mb:3.8	ISC
37.25	58.39	20	mb:4.1	ISC
37	58.5		mb:4.2	ISS
37	57.97		mb:4.9	NOW
37.34	58.13	35	Mb:3	IIEES
37.6	58		Ms:3.5	NAB
37.1	58.4		Ms:3.5	NAB
37.6	58.1		Ms:4	NAB
37.6	58		Ms:4	NAB
37.5	58.2		Ms:4	NAB
37	58		Ms:4	NAB
37.6	58	8	Ms:4.1	MEA
37.3	58.4	15	Ms:4.5	MEA
37.6	57.9	10	Ms:4.6	MEA
37.3	58.2	15	Ms:4.6	MEA
37.6	58.2	17	Ms:4.7	MEA
37.6	58.2	19	Ms:4.7	MEA
37.5	57.9	12	Ms:4.8	MEA
37.53	57.96		Ms:5.5	AMB
37.37	58.05		Ms:5.7	AMB

## Abstract

Quchan - Shirvan area which is part of Chnaran- Bojnoord plain in Cope Dagh, is located about one hundred and fifty kilometers north-East of the Mashhad, between the cities of Ghoochan and Shirvan. In this area, the Ghoochan, Shokranlou and Baghan faults with trending of the northwest - southeast are the most important faults. The Neotectonics activities of these faults are traceable in the Quaternary deposits.

Based on the field evidences, the fault activities are documented in the displacement of the waterways, the impact on the alluvial fan deposits and the Quaternary sediments cutting. The right lateral strike slip motion of the Baghan and Quchan faults are diminished at their southern end in the Quchan - Shirvan plain, as a lateral ramp and reverse side on the F2 and F3 faults. The field evidence of these activities are the coming up of the Quaternary deposits and the formed blades of them along F2 and F3 faults. Morphometric parameters such as meandering waterways, the gradient of the river basin shape and cross-section valleys, indicate tectonic activities in the region.

Study of the faults shows that the most powerful earthquakes in the Quchan – Shirvan area are related to the Gouchan fault (7.4 Richter) and to the Baghan fault (6.8 Richter).

Analyses of the earthquakes that have been recorded by seismometers, especially the micro earthquakes, shows that they have high density in the Ghoochan and Bagnan fault terminals and also they are located in the hanging wall of these reverse faults.

**Keywords:** Ghochan-Shirvan area, Quchan fault, shokranlou fault , Baghan fault, the fault terminations, morphotectonic, earthquakes



**Shahrood University of Technology**

**Faculty Of Geology science**

**investigation of neotectonic deformation on Gouchan-Shirvan area and  
its following seismicity**

**Vahid Shafiei Rashvanlou**

**Supervisor(s):  
Dr. Parviz omidi  
Dr. Ramezan Ramezan Oomali**

**Advisor:  
Dr. Azizollah Taheri**

**February 2016**