



### مجموعه مقالات بیست و یکمین همایش انجمن زمین شناسی ایران و

# یازدهمین همایش ملی زمین شناسی دانشگاه پیام نور

تدوین مجوعه مقالات: دکتر روح اله ندری، دکتر سید جواد مقدسی

طراح جلد : دکتر روح اله ندری

انتشار : به صورت الکترونیک – دانشگاه پیام نور

تاریخ انتشار: **آبان ماه ۱۳۹۷** 

نشانی دبیرخانه: قم، بلوار عمار یاسر، دانشگاه پیام نور مرکز قم

نشانى الكترونيك: http://conference.pnu.ac.ir/qom-Geology/default.aspx

مسئوليت كليه مطالب علمي مقالهها، بر عهده نويسندگان ميباشد.

### مقدمه

تولید دانش در سالهای آغازین قرن بیست و یکم رشدی شتابان داشته است و کشور عزیز ما ایران نیز از این امر مستثناء نبوده است. در این میان توجه به علوم زمین با توجه به نیازهای متنوع جوامع بشری به انرژی، آب و منابع معدنی و همچنین مخاطرات گوناگون زیست محیطی بیش از پیش نمایان شده است. بدین ترتیب رشته های مختلف زمین شناسی توسعه و شاخه های میان رشته ای مانند زمین شناسی پزشکی، زمین شناسی شهری، زمین شناسی زیست محیطی، زمین شناسی نظامی و نظایر آن معرفی و به خوبی رشد کرده اند.

اگرچه دانشگاهها و موسسات آموزش عالی کشور نقش کلیدی و اصلی در توسعه علوم ایفا میکنند، ولی انجمنهای علمی نیز توانستهاند با گرد هم آوردن پژوهشگران، اساتید، دانشجویان و سایر علاقمندان، به کمک دانشگاهها شتافته و نقش مهمی در پیشرفت و توسعه علوم ایفا نمایند. در همین راستا انجمن زمین شناسی ایران نیز توانسته است با برگزاری همایشهای تخصصی پرمخاطب به میزبانی دانشگاههای بزرگ کشور، نقشی ارزشمند در ارائه دستاوردهای پژوهشی تولید شده در دانشگاههای و شوی و محین راستا انجمن زمین شناسی ایران نیز توانسته است با برگزاری همایشهای تخصصی پرمخاطب به میزبانی دانشگاههای بزرگ کشور، نقشی ارزشمند در ارائه دستاوردهای پژوهشی تولید شده در دانشگاههای میزین صنعت ایفا کند.

با توجه به توسعه و رشد قابل توجه دانشگاه پیام نور در سالهای اخیر و ظرفیتهای آموزشی و پژوهشی ایجاد شده در حوزه علوم زمین در آن دانشگاه و بر اساس توافق صورت گرفته فیمابین انجمن زمین شناسی ایران و گروه زمین شناسی دانشگاه پیام نور، بیست و یکمین همایش سالانه انجمن زمین شناسی ایران و یازدهمین همایش ملی زمین شناسی دانشگاه پیام نور به صورت مشترک با میزبانی دانشگاه پیام نور استان قم برگزار گردید. این همایش که با استقبال خوب پژوهشگران و صاحبنظران علوم زمین برگزار شد، فرصتی بود تا آخرین یافتههای حوزه علوم زمین ارائه و در معرض نقد و مباحثه قرار گیرد.

ضمن تشکر از کلیه پژوهشگرانی که آخرین یافتههای پژوهشی خود را بصورت مقاله به دبیرخانه همایش ارسال نمودند، سعی شد این مجموعه با سرعت و در اندک زمان باقیمانده تا تاریخ برگزاری همایش آماده و در اختیار عزیزان حاضر در همایش قرار گیرد. مجموعه مقالات در ۱۰ جلد و عنوان بر مبنای عناوین در ج شده در سامانه همایش و بر حسب حروف الفبای فارسی نام نویسنده اول مقاله تنظیم گردیده است.

لازم به ذکر است که بر اساس رویهی موجود در برگزاری همایشهای علمی، دبیرخانه همایش هیچگونه دخل و تصرفی در محتوای علمی مقالات ننموده است و صرفاً در مواردی که نویسنده (نویسندگان) الگوی مورد درخواست را رعایت ننموده بودند، نسبت به ویرایش جزیی مقالات اقدام نمود. در صورتی که در برخی صفحات ناهماهنگی و یا به هم ریختگی ملاحظه می شود، به دلیل عدم ارسال مقاله با الگوی درخواستی توسط نویسندگان بوده است که با توجه به فرصت کم، امکان تنظیم دوباره نبوده است. از زحمات بی دریخ اعضای محترم کمیته علمی و داوران که از دانشگاههای مختلف کشور و همچنین بخش صنعت این مهم را برعهده داشتند تشکر و قدردانی می شود.

این همایش با تلاش و کوشش خستگی ناپذیر جمع زیادی از همکاران علمی، اداری و دانشجویان دانشگاه پیام نور به بار نشست که لازم است بدین وسیله از ایشان تشکر و قدردانی شود. آقای دکتر محمدعلی حسینی ریاست دانشگاه پیام نور استان قم، آقای دکتر روح اله ندری دبیر اجرایی، مدیران ستادی و اجرایی دانشگاه پیام نور استان قم و دانشجویان پرتلاش رشته زمین شناسی دانشگاه پیام نور استان قم که امور مربوط به برگزاری همایش را به طور خستگی ناپذیر و شبانه روزی به سرانجام رساندند که بدین وسیله از تلاش ایشان صمیمانه تشکر و قدردانی می شود.

در پایان ضمن تشکر از همه پژوهشگران و صاحبنظران حوزه علوم زمین کشور، امیدواریم این همایش توانسته باشد نقشی مهم و موثر در پیشبرد علوم زمین در کشور داشته باشد.

دکتر سید جواد مقدسی: دبیر علمی همایش دکتر منصور قربانی: رئیس انجمن زمینشناسی ایران آبان ماه ۱۳۹۷

# <u>برگزار کنندگان</u>

دانشگاه پيام نور

انجمن زمين شناسي ايران

# حمایت کنندگان

آقای دکتر کریمی – معاونت فناوری و پژوهشی دانشگاه پیام نور آقای دکتر علیزاده – معاونت اداری مالی و عمرانی دانشگاه پیام نور خانم دکتر لک – سازمان زمینشناسی و اکتشافات معدنی کشور آقای دکتر دهقانی – پایگاه استنادی علوم جهان اسلام(ISC) آقای دکتر صالحی – مرکز منطقه ای اطلاع رسانی علوم و فناوری آقای دکتر حسینی – دانشگاه پیام نور استان قم آقای دکتر محمدرضایی – بنیاد ملی نخبگان استان قم آقای دکتر خطیب – انجمن زمین ساخت و زمین شناسی ساختاری ایران آقای مهندسی سید حسینی –سازمان نظام مهندسی معدن استان قم آقاي دكتر بشري – انجمن زمين شناسي نفت ايران آقای دکتر قربانی – مرکز پژوهشی زمین شناسی پارس آرینزمین شركت مطالعات مواد معدني زرآزما پایگاه اطلاعاتی مرجع دانش(CIVILICA) شركت ژئوديوار آقاي مهندس رضا صديق

# کمیته اجرایی بیست و یکمین همایش انجمنزمین شناسی ایران و یازدهمین همایش ملی زمینشناسی دانشگاه پیام نور

دکتر منصور قربانی	خانم معصومه رضايي
دکتر سید جواد مقدسی	خانم ريحانه افخمي
دکتر روح اله ندری	خانم نجمه ذاكري
دکتر محمد علی حسینی	آقاي ابوالفضل صفري
آقاي على مصطفوي	خانم افسانه قنبريان
آقای حسن پاکدامن	خانم زهرا رباط جزي
آقای حسن بیطرفان	خانم سمانه رجاقمي
آقای علی کریمی	خانم نفیسه شیعه مرتضی
آقای محمد نیک نام	خانم فاطمه پژمان
آقاي داود غلامي	خانم فائزه سلمان
آقای مجید اسدی	خانم عظيمه برقي
خانم اسرا محتشمي راد	خانم سمانه سادات مجتوبي
خانم لیلا میرزایی مقدم	آقاي ابراهيم قنبري
خانم فاطمه گلاب عين آبادي	اقای محمد حسن شهبازی
خانم فرزانه احمدي	آقای سید محمدجواد شهابی
خانم عطيه خراساني	آقای سید محمد قدمگاهی
خانم رقیه قربانی	آقای سید حسن حسینی
خانم مبينا رحيمي	آقای سید صمد مشعشعی





# کمیته علمی بیست و یکمین همایش انجمنزمین شناسی ایران و یازدهمین همایش ملی زمینشناسی دانشگاه پیام نور

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

آقای دکتر محمد حسین آدابی	خانم دکتر مهناز سادات امیر شاه کرمی
آقاي دکتر مهران آرين	آقای دکتر سید احمد بابازاده
آقای دکتر محمد آریامنش	خانم دکتر لی لی ایزدی کیان
آقای دکتر اصغر آزادی	آقای دکتر مهدی بادپا
آقای دکتر مهراج آقازاده	آقاي دکتر حسن برزگر
خانم دکتر فريماه آيتي	خانم دكتر صديقه بطالبلويي
خانم دکتر مريم آهنکوب	آقای دکتر علی اکبر بهاری فر
آقای دکتر امیر اثنی عشری	خانم دکتر مهناز پروانه نژاد شیرازی
آقای دکتر ناصر ارزانی	آقاي دکتر حميدرضا پيروان
آقاي دکتر علي اروميه اي	خانم دکتر فتانه تقی زاده فرهمند
آقاي دکتر وحيد احدنژاد	آقاي دکتر وحيد توکلي
آقاي دكتر جمشيد احمديان	خانم دکتر سیده سمیه تیموری
آقاي دکتر فرهاد احيا	آقای دکتر علی اصغر ثیاب قدسی
خانم دکتر زهرا اعلمي نيا	آقای دکتر حسین جلالی
آقاي دکتر پيمان افضل	آقای دکتر علی حسین جلیلیان
آقاي دکتر علي امام علي پور	خانم دکتر محبوبه جمشیدی بدر



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



خانم دکتر گلناز جوزانی کهن	آقای دکتر حجت الله رنجبر
آقای دکتر ناصر حافظی مقدس	آقاي دكتر محسن رنجبران
آقاي دکتر بهزاد حاج عليلو	آقاي دكتر سيد ناصر رئيس السادات
خانم دکتر شهره حسن پور	آقای دکتر عزت الله رئیسی
آقای دکتر ماشااله خامه چیان	آقای دکتر مهدی زارع
آقاي دكتر سعيد خدابخش	آقاي دکتر عليرضا زراسوندي
آقای دکتر محمد خلج	آقای دکتر رامین ساریخانی
آقای دکتر محمد مهدی خطیب	آقای دکتر عادل ساکی
آقای مهندس حسین داداشی آرانی	آقای دکتر علی اصغر سپاهی
خانم دکتر لي لي دانشور صائين	آقاي دکتر سيروس شاکري
آقاي دكتر جهانبخش دانشيان	آقاي دکتر جعفر شريفي
آقاي دکتر عليرضا داوديان دهکردي	آقای دکتر شهرام شریعتی
خانم دکتر زینب داوودی	آقای دکتر غلامرضا شعاعی
آقای دکتر محمد علی رجب زاده	آقاي دکتر رحيم شعبانيان
آقاي دکتر پيمان رجبي	آقای دکتر بهنام شفیعی
آقای دکتر نعمت الله رشید نژاد عمران	آقای دکتر جعفر شریفی
آقاي دکتر خليل رضايي	آقاي دکتر شهريار صادقي
آقاي دکتر بهروز رفيعي	آقای دکتر مهدی صفری





آقاي دكتر ابراهيم طالع فاضل	آقای دکتر محمد کشاورز بخشایش
آقاي دكتر محمد فداييان	خانم دکتر زهرا کی همایون
آقای دکتر نصرالله عباسی	آقاي دکتر اسد الله محبوبي
خانم دكتر كيميا سادات عجائبي	خانم دکتر مهین محمدی
آقای دکتر سعید علیرضایی	آقای دکتر سید داوود محمدی
آقای دکتر حسن علیزاده	آقای دکتر علی اصغر مختاری
آقای دکتر پرویز غضنفری	آقاي دکتر سروش مدبري
آقای دکتر مرتضی فلاح پور طزنجی	آقاي دکتر فريد مر
آقای دکتر عباس قادری	آقای دکتر مسعود مرسلی
آقای دکتر مجید قادری	آقای دکتر فریبرز مسعودی
آقای دکتر حبیب الله قاسمی	آقای دکتر علیرضا مظلومی
آقای دکتر ابراهیم قاسمی نژاد	آقای دکتر سید علی مظهری
آقاي دكتر جواد قانعي اردكاني	آقاي دکتر محمد معاني جو
آقای دکتر فریدون قدیمی	آقای دکتر سعید معدنی پور
آقای دکتر منصور قربانی	آقاي دکتر سيد جواد مقدسي
آقاي دكتر جليل قلمقاش	آقاي دکتر همايون مقيمي
آقای دکتر محمد رضا کبریایی زاده	خانم دکتر آزاده ملک زاده شفارودی
آقای دکتر جلال کرمی	آقای دکتر محسن موذن

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

آقاي دكتر محمد يزدى

آقاي دكتر على يساقى

آقاي دکتر هادي پگانه فر



- آقای دکتر سید رضا موسوی حرمی
  - آقاي دکتر فردين موسيوند
    - آقاي دكتر سيد رضا مهرنيا
      - آقای دکتر حسن میرنژاد
  - آقاي دكتر حميد رضا ناصري
    - آقاي دكتر تقى نبئى
  - آقای دکتر علیرضا نجف زاده
    - آقاي دكتر بهرام نجفيان
    - آقاي دكتر محمد نخعي
    - خانم دکتر مهناز ندایی
    - آقاي دکتر روح اله ندري
  - آقاي دكتر محمدرضا نيكودل
    - آقاي دكتر رضا نوزعيم
- سركار خانم دكتر فاطمه واعظ جوادي
  - آقاي دكتر محمد وحيدي نيا
    - آقای دکتر م*هد*ی هاشمی
      - آقاي دكتر حميد هراتي
  - آقاي دكتر عبدالرحيم هوشمند زاده



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



مهناز ندائی، استادیار دانشگاه پیام نور، <u>m.nedaei@pnu.ac.ir</u>

زینب فلاح آبکناری، دانشجوی کارشناسی ارشد تکتونیک دانشگاه پیام نور

#### **~~~~~**

#### چکیدہ :

یکی از پارامترهای بسیارمتداول درمطالعات زلزله شناسی، پارامترط (b-value) می باشد که بیانگر توزیع اندازه زمین لرزه های یک منطقه است. پارامترط در واقع شیب رابطه گوتنبرگک-ریشتر است که مرتبط با ساختارتکتونیکی منطقه بوده و وابسته به استرس موجود در منطقه می باشد. در این مطالعه به بررسی تغییرات مقدار ط قبل و بعد از زلزله اهر ورزقان در ناحیه زمین ساختی شمال غرب ایران و تطبیق آن با داده های GPS پرداخته شده است. این تغییرات با استفاده از نرم افزار Zmap به نقشه در آمد. محاسبات صورت گرفته نشان می دهد مناطق پر تنش (مقدار ط پایین) در طی زمین لرزه تغییر مکان داده اند. این امر دلالت بر گسترش تنش و نحوه آزاد شدن آن در منطقه دارد. همچنین در تطبیق با سریهای زمانی ایستگاههای GPS و نیز برداشتهای صحرایی انجام شده برای منطقه الگوی ساختاری خم فشاری در حال تشکیل پیشنهاد می گردد. الگوی ساختاری معرفی شده می تواند به ارزیابی خطرلرزه ای در مناطق محتمل برای شکستگیهای آتی کمک کند.

**کلید واژه ها**: تغییرات مکانی مقدار b، زلزله اهر -ورزقان، داده های GPS، مطالعه تطبیقی، الگوی لرزه زمین ساختی

#### Seismotectonic Model for Ahar-Varzaghan Earthquake based on Seismic and GPS data

Mahnaz Nedaei Zeinab Fallah Abkenari

#### Abstract:

One of the most common parameter in seismic studies is b-value that is proportional to the relative earthquakesize distribution. This parameter is actually the slope of the Gutenberg-Richter law and depends on tectonics and stress distribution in the region. In this study, we investigated changes of b-value and its adaptation to GPS data before and after the Ahar-Varzaghan earthquake in the northwest seismotectonic region of Iran. The b-value changes were mapped using the Zmap software and showed low b-values areas have shifted during the earthquake. This implies how the stress is released and spread out over this region. Based on this calculation, the time series of GPS data and field observations, we proposed a progressive restraining bend structure causing the earthquake, is developing. The proposed structural model can help to estimation seismic hazard risk of potential future failure area.

Keywords: b-value map, Ahar-Varzaghan earthquake, GPS data, adaptive investigation, seismotectonic model

### 



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



#### مقدمه :

زوج زمین لرزه اهر-ورزقان در تاریخ ۲۱ مرداد ماه ۱۳۹۱ (۱۱ آگوست ۲۰۱۲)، شهرستان های ورزقان، اهر، هریس و پیرامون آن واقع در استان آذربایجان شرقی را بشدت لرزاند و موجب خسارتهای جانی و مالی فراوان شد. آذربایجان شرقی در شمالغرب ایران و در ایالت لرزه زمین ساختی البرز-آذربایجان قرار دارد و به لحاظ ساختاری بشدت تغییر شکل یافته و گسل خورده است . این منطقه با تغییر شکل و لرزه خیزی بالا درناحیه ای بین غرب دریای خزر، جنوب کمربند روراندگی قفقاز، شرق آناتولی و شمال رشته کوههای زاگرس واقع گردیده است (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳). مقایسه داده های ژئودتیک و پارینه لرزه شناسی و همچنین الگوی پراکندگی تغییر شکل های فعال در گستره آذربایجان شرقی همگی گویای وجود پتانسیل لرزه زایی در این منطقه است (سازمان زمین شناسی، ۱۳۹۱). وجود گسلهای فعال با راستای شمالغربی-جنوبشرقی از جمله گسلهای شمال تبریز، بستان آباد و سلماس، سامانه گسلهای فرعی متعدد با راستای شمالی جنوبی در اطراف گسل تبریز و نیز سامانه دیگری از گسلهای فرعی با راستای شمالشرقی-جنوبغربی، موجب شده منطقه

اهمیت لرزه خیزی ناحیه شمال غرب ایران به خاطر زمین لرزه های تاریخی بزرگ و نیز قرار گیری کلان شهر تبریز با جمعیتی بالغ بر یک میلیون و پانصد هزار نفر(طبق سرشماری سال ۱۳۹۰ مرکز آمار ایران) درکنار گسل شمال تبریز می باشد.گسل شمال تبریز، یک ساختار پیچیده با روند شمالغرب-جنوبشرق و با سازوکار امتداد لغز در این ناحیه است (بربریان و یتس، ۱۹۹۹؛ کارخانین و همکاران، ۲۰۰۴). این گسل از جمله گسلهای پی سنگی است که رخنمون بارزی در سطح زمین دارد. مشاهدات دیرینه لرزه شناسی نشان داده است که گسل شمال تبریز حداقل سه زمین لرزه بزرگ را در گذشته تجربه کرده است (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳؛ سلیمانی و همکاران، ۲۰۱۱). در شکل ۱ گسلهای فعال و نیز لرزه

پارامتر b حاصل از رابطه توزیع فرکانسی بزرگای گوتنبرگ-ریشتر به ناهمگنی تنش و یا اسپریتی ها مرتبط می باشد. مطالعات پیشین نشان داده است مقدار بالای تنش می تواند میزان پارامتر b را به مقادیری کمتر از مقدار نرمال (1=b) برساند و در تنشهای پایین، مقدار b افزایش می یابد (آکی، ۱۹۶۵؛ شولز، ۱۹۶۸). همچنین مقادیر کم b، مشخص کننده مسیرهای قفل شده در گسل یا اسپریتی ها و مقادیر بالای b، مکانهای با استرس پایین یا خزشی در گسل را معین می کنند (شورلمور و وایمر، ۲۰۰۵). تغییرات کوچک مقیاس مکانی پارامتر b در اثر تغییرات تنش محلی، امکان عملی نقشه کردن اسپریتیها و در نتیجه مکانهای محتمل برای لرزه خیزی بعدی را فراهم ساخته و در موارد متعددی به کار گرفته شده است (بندر، ۱۹۸۳). از طرف دیگر، امروزه از مشاهدات GPS جهت تعیین حرکت صفحات زمین ساختی، حرکات و تغییر شکلهای اطراف



تهیه نقشه تغییرات پارامتر b تعیین مکانهای با تنش بالا و در واقع تعیین مکانهای محتمل برای رخدادهای آتی از یک طرف همچنین تعیین مدل ساختاری با توجه به این نقشه ها و داده های GPS از طرف دیگر است.



شکل ۱. نقشه گسلهای فعال و لرزه خیزی منطقه شمال غرب ایران بر اساس نقشه گسلهای فعال سازمان زمین شناسی و داده های حاصله از موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران ♦♦♦♦♦♦

روش تحقيق:

لرزه خیزی بیانگر فعالیتهای لرزه ای در فضا و زمان است که برای یک ناحیه اندازه گیری می شود. اندازه گیری لرزه خیزی ویا توزیع اندازه زمین لرزه ها را در بازه وسیعی از بزرگاها می توان با یک رابطه نمایی شرح داد. این حقیقت اولین بار در ژاپن تشخیص داده شد (ایشیموتو و آیدا، ۱۹۳۹) و سپس در کالیفرنیا درسال ۱۹۴۴ توسط گوتنبرگ و ریشتر به شکل رابطه بازگشتی معرفی شد. رابطه بازگشتی گوتنبرک – ریشتر (رابطه ۱) معروفترین رابطه ای است که برای اندازه گیری لرزه خیزی به کار می رود و توزیع فراوانی بزرگا را در یک مجموعه نشان می دهد. توزیع فراوانی بزرگی، FMD (یا رابطه گوتنبرگ و ریشتر، ۱۹۴۴) ، به ویژه در ارتباط با پیش بینی زلزله و ارزیابی خطر زلزله احتمالی مورد استفاده قرار می گیرد. FMD بیان می کند که تعداد زمین لرزه ها در یک منطقه، تابعی از بزرگی M است:

که در آن N تعداد تجمعی زمین لرزه با بزرگی مساوی یا بزرگتر از M، a و d ثابتهایی هستند که به پارامترهای گوتنبرگ-ریشترمعروفند و با زمان و مکان تغییر می یابند. این پارامترها می تواند توسط مشخصه های فیزیکی مختلف نظیر غیر همگن بودن مواد در صفحه گسل، میزان شکستگیها و سطح استرس برشی، تحت تاثیر قرار گیرد (شولز، ۱۹۶۸؛ وایمر و ویس، (۲۰۰۰). پارامتر a میزان لرزه خیزی منطقه را در طول دوره مورد مطالعه مشخص می کند. مقادیر بالاتر پارامتر a، لرزه خیزی و بالاتر را نشان میدهد. پارامتر d شیب خط در نمودار گوتنبرگ– ریشتر است که پراکندگی نسبی زمین لرزه های بزرگ و



کوچک را نسبت به هم نشان می دهد و وابسته به رژیم استرس و خصوصیت تکتونیکی منطقه می باشد (موگی، ۱۹۶۷؛ شولز، ۱۹۶۸). مقدار b به طورمعکوس با میزان استرس تجمع یافته در ناحیه مرتبط است (جیبوویکز، ۱۹۷۳). مقدار متوسط پارامتر b نزدیک به یک است. افزایش تنش برشی اعمال شده و یا تنش موثر باعث کاهش مقدار b می شود (ویس، ۱۹۷۳).

مقدار b کوچکتر احتمالا به معنی استرس بالا در منطقه است. کاهش b در منطقه لرزه خیز با افزایش سطح تنش مؤثر قبل از شوک اصلی ارتباط دارد (کاناموری، ۱۹۸۱). مطالعات اخیر نشان می دهد که مقدار b به عمق نیز مربوط است (وایمر و بنوتی، ۱۹۹۶؛ ابرکرومبیه، ۱۹۹۵؛ ویس و همکاران، ۱۹۹۷، ۲۰۰۱).



شکل ۲. تعیین بازه زمانی برای کامل بودن داده ها. الف) نمودار داده های تجمعی در برابر زمان. به شیب خطی نمودار توجه شود. ب) نمودار تغییرات زمانی Mc

قدر تمندترین و پذیرفته ترین روش برای بر آورد مقدار b، رگرسیون حداقل مربعات خطی یا حداکثر درست نمایی (maximum likelihood) است که با استفاده از معادله زیر بدست می آید (او تسو، ۱۹۶۵؛ آکی، ۱۹۶۵؛ بندر، ۱۹۸۳):

$$b = \frac{1}{\bar{M} - M_{min}} \log e \tag{Y}$$

که  $\overline{M}$  بزرگی متوسط و  $M_{min}$  کمترین بزرگی در مجموعه داده است. تعیین  $M_{min}$  بر مبنای توزیع بزرگی (معادله۱) است. در اغلب موارد،  $M_{c} = M_{c}$  در نظر گرفته می شود. برای محاسبه مقدار b، کاتالوگ باید کامل باشد این بدان معنی است که داده های مساوی و بزرگتر از بزرگی کمال، M<sub>c</sub>، بطور کامل گزارش شده باشند (وایمر و ویس، ۲۰۰۰). بزرگی کمال برای هر کاتالوگ باید محاسبه شود و یا با فرض کیفیت همگن داده ها مشخص گردد ( شولمور و همکاران، ۲۰۰۴). در این تحقیق برای انجام محاسبات، از نرم افزار Zmap (وایمر، ۲۰۰۱) استفاده شد.

رویدادهای لرزه ای ثبت شده در محدوده مورد مطالعه بین طولهای جغرافیایی ۴۴ تا ۵۰ درجه شرقی و عرضهای جغرافیایی ۳۷ تا ۴۰ درجه شامل همه داده های بزرگتر از ۱/۵ از موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران تهیه گردید. برای همگن سازی داده ها، از ترسیم دادهای تجمعی در برابر زمان و همچنین تغییرات زمانی M<sub>C</sub>با روش انحنای حداکثر (شکل ۲) استفاده





شد. در نمودار تجمعی قسمتی از نمودار قابل قبول است که دارای شیب خطی ثابت باشد. در تغییرات زمانی M<sub>c</sub> هم ثابت ماندن بزرگی کمال به تعیین بازه زمانی شامل داده های کامل کمک می کند. بنابراین داده های قبل از ۲۰۰۶ از محاسبات حذف شدند.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

برای حذف انفجارات از کاتالوگ، نمودار هیستو گرام رخدادها بر حسب ساعات شبانه روز ترسیم گردید. برای بررسی پارامتر d، مجموعه داده هایی با کیفیت بالا نیاز است که حتی الامکان سعی شده تا داده های مورد استفاده در این پژوهش در حد کیفیت نسبتا خوبی قرار گیرد. لذا برای دستیابی به مجموعه داده همگن، با روش ریسنبرگ اقدام به حذف خوشه ها گردید. مقدار Mc با روش انحنای حداکثر ۲/۹، و با روش کل دامنه بزرگی (EMR) ۲ محاسبه گردید (شکل ۳). بعد از انجام مراحل مقدماتی برای همگنی کاتالوگ، برای تهیه نقشه تغییرات مکانی مقدار d داده ها به دوقسمت قبل و بعد از با بزرگیهای کمال ۲/۹، ۲ و ۲/۱ برای هر دو دسته داده های قبل و بعد از زلزله محاسبه گردید. از آنجا که کیفیت نقشه با بزرگیهای کمال ۲/۹، ۲ و ۲/۱ برای هر دو دسته داده های قبل و بعد از زلزله محاسبه گردید. از آنجا که کیفیت نقشه نقشه تغییرات مکانی مقدار d، با تغییر روش و مقدار بزرگی کمال به میزان زیادی تغییر می کند، بعبارت دیگر قدرت تفکیک نقشه تغییرات مکانی مقدار d، با تغییر روش و مقدار بزرگی کمال به میزان زیادی تغییر می کند، بعبارت دیگر قدرت تفکیک به نترگی کمال ۲/۱ انتخاب گردید. نتایج نقشه تغییرات مکانی مقدار d برای هر دو دسته داده در شکل ۴ آمده است. با توجه تغییرات مکانی مقدار d به هر کدام از عوامل فوق الذکر بستگی دارد، در نهایت روش شعاع ثابت ۰۰ کیلومتری و به نتایج حاصله ذکر چند مورد حائز اهمیت است. اول اینکه رومرکزهای زوج لرزه اهر ورزقان در مرز بین دو منطقه با به نتایج حاصله ذکر چند مورد حائز اهمیت است. اول اینکه رومرکزهای زوج لرزه اهر ورزقان در مرز بین دو منطقه با در داده های مربوط به قبل از زلزله، مقدار d در بخش جنوب غربی رومرکزها در حداقل مقدار آن است که بیانگر تجمع تقابل شدید مقدار d قرار دارد. احتمالا این تقابل شدید بیانگر دو ساختار با تنش تجمعی متفاوت باشند. مطلب دیگر آنکه در داده های مربوط به قبل از زلزله، مقدار d در بخش جنوبی رومر کرها در حداقل مقدار آن است که بیانگر تجمع دانش در این منطقه می باشد. در نقشه تغییرات مکانی مقدار d برای داده های بعد از زلزله مشاهده می شود منطقه با مقدار





شکل ۴. نقشه تغییرات مکانی مقدار b برای داده های الف) قبل و ب) بعد از زلزله. محل زوج لرزه در شکل الف با دو ستاره زرد مشخص شده است. مناطق آبی تیره نشان دهنده مناطق با مقدار b کمتر یا تنش بالاتر هستند.



شکل ۵. سری های زمانی مربوط به ایستگاههای GPS در منطقه آذربایجان شرقی، شمالغرب ایران





شکل ۶. موقعیت نسبی ایستگاههای GPS نسبت به رومرکزهای زوج لرزه اهر ورزقان

**\$\$\$\$\$** 

### نتیجه گیری:

با توجه به ترتیب رخداد اول امتدادلغز و دوم راندگی با مؤلفه امتداد لغز و همچنین برداشتهای صحرایی قدس و همکاران (۲۰۱۵) مدل ساختاری خم فشارشی در حال تشکیل برای این زوج لرزه پیشنهاد می گردد (شکل ۷).





۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



#### **\$\$\$\$\$**

#### تشکر و قدر دانی:

از مؤسسه لرزه نگاری دانشگاه تهران و سازمان نقشه برداری کشور بخاطر واگذار کردن بخشی از اطلاعات و فراهم آوردن داده ها تشکر می گردد.

**\$\$\$\$** 

### منابع فارسی:

جعفری حاجتی، ف. و آق آتابای، م.، (۱۳۹۲)، "بررسی برهم کنش بین زوج زمین لرزه ۲۱ مرداد ماه ۱۳۹۱ اهر-ورزقـان و توزیـع مکـانی پس لرزه ها"، مجله ژئوفیزیک ایران، جلد ۷، شماره ۳، (صفحه ۱۳–۲۴).

سازمان زمین شناسی، (۱۳۹۱)، "گزارش مقدماتی زمین لرزه ۲۱ مرداد ماه ۱۳۹۱ ورزقان – اهر".

#### **\$\$\$\$\$\$**

#### **References:**

Abercrombie, R.E., 1995. "Earthquake source scaling relationship from -1 to 5 ML using seismograms recorded at 2.5-km depth", J. Geophys. Res., 100, p. 24014-24036.

Aki, M., 1965. "*Maximum likelihood estimate of b in the formula log* N = a - bM and its confidence limits", Bull. Earthquakes Res. Inst., Tokyo Univ., 43, p. 237-239.

Bender, B., 1983. "*Maximum-likelihood estimation of b values for magnitude grouped data*", Bull. Seismol. Soc. Am., 73, p. 831-851.

Berberian, M. and Yeats, R. S., 1999. "Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian plateau", Bull. Seismol. Soc. Am. 89, p. 120–139.

Ghods, A., Shabanian, E., Bergman, E., Faridi, M., Donner, S., Mortezanejad, G., Aziz-Zanjani, A., 2015. "*The Varzaghan-Ahar, Iran, Earthquake Doublet (Mw6.4, 6.2): implications for the geodynamics of northwest Iran*", Geophys. J. Int. 203, p. 522–540. <u>http://dx.doi.org/10.1093/gji/ggv306</u>.

Gibowicz, S.J., 1973. "Variation of the frequency-magnitude relation during earthquake sequences in New Zealand", Bull. Seismol. Soc. Am., 63, p. 517-528.

Gutenberg, B. and Richter, C.F., 1944. "Frequency of earthquakes in California", Bull. Seism. Soc. Am., 34, p. 185-188.

Hessami, K., Pantosti, D., Tabassi, H., Shabanian, E., Abbassi, M.R., Feghhi, K. and Solaymani, S., 2003. "*Paleoearthquakes and slip rates of the north Tabriz fault, NW Iran: preliminary results*", Annals of Geophysics, 46, p. 903-915.

Ishimoto, M. and Iida, K., 1939. "*Observation of earthquake registered with the microseismograph constructed recently*", Bull. Earthq. Res. Inst., 17, 443-478.

Kanamori, H., 1981. "The nature of seismic patterns before large earthquakes. In Earthquake Prediction: An International Review" (eds. Simpson, D.W., and Richards, P.G.), Maurice Ewing Series, vol.4, AGU, Washington D.C., p. 1-19.

Karakhanian, A. S., Trifonov, V. G., Philip, H., Avagyan, A., Hessami, K., Jamali, F., Bayraktutan, M. S., Bagdassarian, H., Arakelian, S., Davtian, V. and Adilkhanyan, A., 2004. *"Active faulting and natural hazards in Armenia, eastern Turkey and northwestern Iran"*, Tectonophysics, 380, p. 189–219.

Mogi, K., 1967. "Regional variation in magnitude-frequency relation of earthquake", Bull. Earthq. Res. Inst., 45, p. 313-325.

Scholz, C.H., 1968. "*The frequency magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes*", Bull. Seismol. Soc. Am., 58 (1), p. 399-415.

Schorlemmer, D., Wiemer, S. and Wyss, M., 2004a. "Earthquake statistics at Parkfield: 1. Stationarity of b values", J. Geophys. Res., B12307; doi: 10.1029/2004JB003234

Schorlemmer, D. and Wiemer, S., 2005. "Microseismicity data forecasts rupture area", Nature, p. 434, 1086.

Solaymani Azad, S., Dominguez, S., Philip, H., Hessami, K., Forutan, M.R., Shahpasan Zadeh, M. and Ritz, J. F., 2011. "The Zandjan fault system: Morphological and tectonic evidences of a new active fault network in the NW of Iran", Tectonophysics, 506, p. 73–85.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



Ustu, T., 1965. "A method in determining the value of b in a formula logn =a-bM showing the magnitude frequency for earthquakes", Geophys. Bull. Hokkaido Univ., 13, p. 99-103.

Wiemer, S., 2001. "A Software Package to Analyze Seismicity: ZMAP", Seismol. Res. Lett., 92, p. 373-382.

Wiemer, S. and Benoit, J., 1996. "Mapping the b-value anomaly at 100 km depth in the Alaska and New Zealand subduction zones", Geophys. Res. Lett., 23, p. 1557-1560.

Wiemer, S. and Wyss, M., 2000. "Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: examples from Alaska, the Western United States, and Japan", Bull. Seism. Soc. Am., 90, p. 859–869.

Wyss, M., 1973. "Towards a physical understanding of the earthquake frequency distribution", Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 31, p. 341-359.

Wyss, M., Klein, F., Nagamine, K. and Wiemer, S., 2001. "Anomalously high bvalues in the South Flank of Kilauea volcano, Hawaii: evidence for the distribution of magma below Kilauea's East rift zone", J. Volcan. Geotherm. Res., 106, 23-37.

Wyss, M., Shimazaki, K. and Wiemer, S., 1997. "Mapping active magma chambers by b-value beneath the off-Ito volcano, Japan", J. Geophys. Res., 102, p. 20413-20422.



# پدیده خورشید گرفتگی پیش نشانگری جهت مکان یابی زمین لرزه <<<<<

راحله سادات ابطحی'، علیرضا ندیمی'، سید محمد ابطحی" اگروه فناوری اطلاعات، دانشگاه پیام نور شاهین شهر، اصفهان، sepahan\_3d@yahoo.com استادیار گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان، اصفهان، اصفهان، geotecton@yahoo.com تگروه مکاترونیک ،دانشگاه اصفهان ، اصفهان ، اصفهان .mohamadabtahi2005@gmail.com

حكيده

زلزله از مخرب ترین مخاطرات طبیعی است و تا کنون صدها هزار نفر به دلیل وقوع زلزله جان خود را از دست داده اند. متخصصین کوشیده اند از پیش نشانگرها جهت شناسایی زلزله قبل از وقوع آن به منظور هشدار و نجات مردم استفاده کنند که یک بخش آن به فعالیتهای خورشیدی و زلزله مربوط می شود. هدف از این مقاله بررسی فعالیتهای خورشیدی در هنگام خورشید گرفتگی به عنوان یک پیش نشانگر در آگاهی قبل از زمین لرزه می باشد. اطلاعات این مقاله از مرکز داده های روزانه Influences و تکی به عنوان یک پیش نشانگر در آگاهی قبل از زمین لرزه می باشد. اطلاعات این مقاله از مرکز داده مهای روزانه Influences و تعریف استخراج شده است. هنگام فعالیت های خورشیدی، بین بادهای خورشیدی و اجرام سماوی تعامل الکتریکی ایجاد شده، لنزهای گرانشی تشکیل می گردد. رویداد همزمان این پدیده به همراه <u>خورشیدی به مرام</u> <u>گرفتگی</u> سبب می شود امواج پراکنده در فضا طبق نظریه نسبیت عام اینشتین در برخورد با لنزهای پلاسمایی-گرانشی به صورت همگرا به سمت زمین در یک مسیر مستقیم حرکت کرده و علاوه بر تشکیل نقطه کانونی، تصویر منبع را نیز درفاصله کانونی خود یا دورتر منعکس کنند. تصاویر انعکاسی از ذرات یونیده می باشد که در زمین به صورت خطوط انتقال انرژی سبب فروپاشی ماده سپس زمین لرزه می شود. در این پژوهش از همبستگی بادهای خورشیدی واجرام آسمانی در هنگام خورشید گرفتگی حدود ۷۷٪ مکان وقوع زمین لرزه ها ی بزرگ قابل تشخیص می باشد.

**کلید واژه ها**: زلزله، خورشیدگرفتگی، لکه های خورشیدی، لنز پلاسمایی-گرانشی،

#### The study of solar Activity during Sun eclipse and Its Relation to Earthquake

Rahele Sadat Abtahi 1, Alireza Nadimi 2, Seyyed Mohammad Abtahi 3 1 Department of Information Technology, Payame Noor University, Shahin Shahr, Isfahan, sepahan\_3d@yahoo.com 2 Assistant Professor, Department of Geology, Isfahan University, Isfahan, geotecton@yahoo.com

3 Department of Mechatronics, Isfahan University, Isfahan, mohamadabtahi2005@gmail.com

#### Abstract



The earthquake is one of the most devastating natural hazards which hundreds of thousands have lost their lives as a result of it. So far, experts have tried to use precursors to identify the earthquake before it occurs in order to alert and save people, a part of which relates to solar activity and earthquake. The purpose of this article is to investigate solar activity during the solar eclipse as a precursor to preearthquake awareness. Information from this article is derived from the Influences and USGS Daily Data Center. During the solar activity, electric interactions between the solar wind and the celestial bodies are formed, and then gravitational lenses are formed. If during this event there is also an eclipse, the dispersed waves in space (in accordance with the theory of general relativity of Einstein) in contact with plasma-gravitational lenses in space will move in a straight line toward the earth. In addition to forming the focal point, these gravitational lenses reflect the source image either at their focal length or farther away. The image reflected in the earth by ionized particles in the form of energy transmission lines can cause material collapse and earthquakes. In this study, the correlation between solar winds and the celestial bodies during the solar eclipse is about 76% of the location of large earthquakes.

Keywords : earthquake, solar eclipse, solar spots, plasma-gravitational lens,

**\$\$\$\$** 

مقدمه

زلزله از مخرب ترین مخاطرات طبیعی است که بشر ناچار است همواره با آن روبرو شود. تا کنون صدها هزار نفر در سرتاسر جهان به دلیل وقوع زلزله جان خود را از دست داده اند. بنابراین اگر اطلاعات جامعی درباره میکانیزم زلزله داشته درباره چگونگی وقوع زلزله انجام گرفته که هدف نهایی همه آنها رسیدن به جایگاهی است که بتوان تاثیرات ناشی از این پدیده را به حداقل رساند. تا کنون ده ها پیش نشانگر مختلف زمین لرزه، شناسایی شده اند که با اندازه گیریشان توسط روشهای مختلف می توان از آنها به منظور هشدار و نجات مردم استفاده کرد. برای مثل در زمان شکل گیری زلزله فرایندی دینامیکی به صورت انتقال انرژی بین پوسته و محیط سبب جابجایی گسلهای زمین می شود که قبل از وقوع زلزله به صورت آشفتگی در یونسفر به عنوان پیش نشانگر زلزله شناخته می شود. البای مثله در زمان شکل گیری زلزله ممه آنها در تمامی زلزله ها وجود ندارند و نمی توان با تمرکز بر یک پیش نشانگرهای زلزله به صورتی هستند که منطقه مشخص یا محدوده زمانی مشخص اظهار نظر کرد اما هرچه تعداد پیش نشانگرهای زلزله به صورتی هستند که بیشتری پارامترهای آن زلزله را برآورد کرد. در دهه های اخیر با پیش نشانگر های زلزله به صورتی یا اطمینان منطقه مشخص یا محدوده زمانی مشخص اظهار نظر کرد اما هرچه تعداد پیش نشانگر های زلزله به صورتی با اطمینان مختلف، تاثیرات اشعه های خورشیدی و کیهانی در نورها مهمترین عامل جهت چگونگی اعدام انرژی به پوسته زمین علوم مختلف، تاثیرات اشعه های خورشیدی و کیهانی در نیروها مهمترین عامل جهت چگونگی اعمال انرژی به پوسته زمین و راقع شناخت نوع نیروی وارد بر ذره و قوانین حاکم بر نیروها مهمترین عامل جهت چگونگی اعمال انرژی به پوسته زمین و زمین لرزه می باشد.

نظریه های متعددی جهت ارتباط بین فعالیت خورشیدی و زلزله وجود دارد Tavaresو Azevedo در مقاله خودپیشنهاد می کنند تغییر شکل مگنتوسفر زمین می تواند باعث عبور یونها از جو به پوسته زمین سپس زلزله شود و یا در نظریه های دیگر جریان مغناطیسی یونوسفر با تاثیر از طوفان مغناطیس باعث گرم شدن پوسته می شود سپس اصطکاک را





در گسل کاهش می دهد اما در هیچ کدام از مقاله های ارائه شده دلیل عبور بادهای مغناطیسی از لایه مگنتوسفر که لایه ای بسیار مستحکم می باشد و تنها <u>در برخی موارد</u> نیز صورت می گیرد بیان نشده بنابراین در ابتدای امر بایستی پاسخی منطقی برای چگونگی رویداد این پدیده داده شود.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

در این پژوهش فعالیتهای خورشیدی بارها و بارها بازنگری شد. بررسی لکه های خورشیدی در زمان خورشید گرفتگی و تطبیق آن با مکان وقوع زمین لرزه های همان دوره، در کره زمین قابل تأمل بود. بنابراین ساختار این پژوهش در راستای فعالیتهای خورشیدی هنگام خورشید گرفتگی شکل گرفت.

فورانهای غول آسای خورشیدی تماشایی ترین و قوی ترین نوع فعالیت های خورشیدی می باشد که انرژی بسیار زیادی را در کل فضا ساطع می کند. این فورانهای خورشیدی همگام با دوره لکه های خورشیدی روی می دهد و امواج را به صورت تابش الکتریکی و میدانهای مغناطیسی و ذرات پر انرژی به حالت جزر و مدی در فضا آزاد می کند که قسمتی از آن به نام بادهای خورشیدی شناخته می شودکه بر روی زمین و اجرام آسمانی اطراف آن تاثیر می گذارد. هنگامی که فضا مورد هجوم باد های مغناطیسی قرار می گیرد بین بادهای مغناطیسی و اجرام سماوی تعامل الکتریکی رخ می دهد. این تامال الکتریکی از برخورد هجوم توده ای از اتمهای یونیزه شده ایجاد می شود که سبب تغییرات پلاسمایی در اجرام شده و هر کدام از اجرام سماوی براساس فضای جوی خود به لنز های پلاسمایی-گرانشی تبدیل می گردند. آلبرت اینشتین در نظریه نسبت عام خود که در سال ۱۹۱۶ مطرح گردید؛ پیشنهاد کرد که ماده و انرژی، هندسه فضا را متبلور می کند و اثری های نور رها شده را خم می کند. پدیده لنز گرانشی در اجسام جرم دار تابع فرایندهای واسته به فعالیتهای عمل کرده اشعه های نور رها شده را خم می کند. پدیده لنز گرانشی در اجسام جرم دار تابع فرایندهای وابسته به فعالیتهای خورشیدی و شعه های کیهانی می باشد. بادهای خورشیدی می تواند اجرام آسمانی چون سیاره عظارد، ناهیا و خوره اشعه های نور رها شده را خم می کند. پدیده لنز گرانشی در اجسام جرم دار تابع فرایندهای وابسته به فعالیتهای خورشیدی و شعه های کیهانی می باشد. بادهای خورشیدی می تواند اجرام آسمانی چون سیاره عطارد، ناهید وحتی کره ماه را تغییر دهد هر سیاره به عنوان کاتدی ثانویه در تخلیه خورشیدی عمل می کند و یک پلاسمای غلیظ نامرئی را براساس وجود فضای جوی یا عدم آن در اطراف خود می سازد سپس بر اساس بروز رفتار فیریکی متفاوت، هر کدام به لنزهای گرانشی خاص خود تبدیل می شوند.

در هنگام فعالیتهای خورشیدی، هم راستا شدن لنز های گرانشی موجود در فضا سبب می شود امواج ساطح شده از خورشید خمیده شده به مانند یک طناب پلاسمایی یک خط انتقال انرژی الکترومغناطیسی قوی را به سمت زمین تشکیل می دهد. در این پژوهش بعد از بررسی های انچام گرفته دلیل عبور بادهای مغناطیسی از لایه مگنتوسفر را همگرایی امواج معناطیسی به سبب عبور از لنزهای گرانشی فضا تعریف می کند که با قدرت و سرعت بسیار زیادی در برخورد با لایه مگنتوسفر زمین، می تواند جرم مغناطیسی آن را تغییر داده طوفانهای مغناطیسی را ایجاد کند اما در زمانهای دیگر که امواج در فضا پراکنده اند قدرت عبور از لایه مگنتوسفر را ندارند و لایه مگنتوسفر انرژی آنها را خنثی می کند. این لنزهای





پلاسمایی-گرانشی علاوه بر تجمع پرتوها در نقطه کانونی تصویر منبع نورانی را نیز براساس توان لنز ایجادی منعکس می کنند.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

در این مقاله با نگاهی متفاوت به نظریه نسبیت عام اینشتین به لزوم همبستگی بین پدیده فعالیت خورشیدی وتشکیل لنزهای پلاسمایی-گرانشی در فضا و تاثیرات آن بر زمین پرداخته می شود.

پرتوهای نوری برای رسیدن به زمین بایستی از دو سیاره و یک قمر عبور کنند. اولین سیاره عطارد می باشد.این سیاره شباهت زیادی به ماه دارد و هیچگونه جوی در آن مشاهده نمی شود و هنگام برخورد با باد های خورشیدی همانند کره ماه یک لنز نازک پلاسمایی را تشکیل می دهد و تصویر خورشید در فاصله کانونی ایجاد می شود. سیاره دوم ناهید به قطر ۱۲۰۹۲ کیلومتر تقریبا هم اندازه زمین می باشد. این سیاره درخشان ترین جرم آسمانی طبیعی است که به هنگام شب در آسمان زمین دیده می شود این سیاره دارای <u>هواکره است و جو ضخیم و غلیظی دارد و جرم، گرانش</u> و ترکیبات ساختاری آن به زمین همانندی دارد این سیاره دارای <u>هواکره است و جو ضخیم و غلیظی دارد و جرم، گرانش</u> و ترکیبات ساختاری آن به زمین همانندی دارد این سیاره نیز در معرض باد های خورشیدی دچار افزایش یون و الکترون شده جرم گرانشی آن بانبراین به سبب تفاوت در ضخامت لنز ها توان آنها در تجمع پرتوهای نوری منفاوت می باشد. آن بیشتر می باشد همگرا شده به سمت زمین دمیده می شود ولی کره ماه در میانه راه آن را می بلعد. در کره ماه نیز مانند زمین پرتوهای از زلزله های زمین می باشد زیرا مسافت طولانی انرژی ناره ها توان را می بلعد. در کره ماه نیز مانند زمین پرتوهای از زلزله های زمین می باشد زیرا مسافت طولانی انرژی ذرات را کاهش می دهد. ولی در زمین انرژی این ذرات توسط همگرا شده به می زمین می باشد زیرا مسافت طولانی انرژی ذرات را کاهش می دهد. ولی در زمین انرژی این ذرات توسط همگرا شده ایجاد زلزله می کند که طول مدت این زمین لرزه ها تا یک ساعت هم گزارش شده اما قدرت آنها بسیار کمتر از زلزله های زمین می باشد زیرا مسافت طولانی انرژی ذرات را کاهش می دهد. ولی در زمین انرژی این ذرات توسط همته زمین شارژ می شود.این پرتوها در برخورد با لنز گرانشی ماه متراکم تر شده و به صورت یک خط انتقال انرژی الکترومغناطیسی قوی از ماه به سمت لایه مگنتوسفر زمین کشیده می شود سپس طوفان های ژئومغناطیس از فشار زیاد

این خطوط پر انرژی نزدیک به هسته زمین متراکم تر شده و تصویر سوم در فاصله نزدیک به هسته بیرونی ایجاد می شود. دمای هسته داخلی بسیار بالاتر از نقطه ذوب آهن است. با این حال، بر خلاف هسته بیرونی، به نظر می رسد هسته داخلی مذاب نمی باشد. فشار شدید هسته درونی از ذوب شدن مواد درونی جلوگیری می کند. این فشار و چگالی برای اتم های آهن و سیلیکون بسیار زیاد است و به دلیل این شرایط غیر معمول، برخی از ژئوفیزیکدانان ترجیح می دهند رفتار هسته داخلی نه به صورت جامد، بلکه به صورت یک پلاسما بدانند. براساس نتایج این تحقیق پلاسمای مرکز زمین توانایی در انعکاس تصویر را دارد و چون پرتوهای متراکم شده از سوی ماه نزدیک به لنز پلاسمایی هسته نقطه کانونی خود را تشکیل می دهند انعکاس تصویر نهایی به صورت محازی می باشد.گسترش این انعکاس تقریبا ۱۳۳۷ کیلومتر نزدیک به اندازه قطر قطبی کره زمین (۱۲۷۱۴) و غنی از امواج یونیده است. تابش این امواج یونیده به اندازه ی کافی انرژی دارد زیرا





مولکول ویا ماده جدا کند، یا به بیانی دیگر آنها را یونیزه کند. بدین معنا که این تابش ذرات در جهت اتعکاس تصویر، یک خط انتقال انرژی 'LET را بوجود می آورد که در طول مسیر با از دست دادن انرژی سبب گسیختگی سریع گسلهای پوسته زمین می گردد.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

**\$\$\$\$\$** 

روش تحقيق:

در این پژوهش برای بدست آوردن فاصله کانونی همچنین تصویر ایجادی از لنزهای گرانشی اجرام سماوی و زمین از معادله های زیر استفاده می شود: f: فاصله کانونی (1) q : فاصله تصوير از لنز  $\frac{1}{p} + \frac{1}{q} = \frac{1}{f}$ و برای اندازه بزرگنمایی از معادله (۲) :  $m = -\frac{q}{2}$ (٢)  $m = -\frac{I}{2}$ و معادله (۳) m : بزرگنمایی تصویر O : اندازه شیء I : اندازه تصویر می باشد. (٣) نتیجه این معادلات در جهت تائید نظریه اینشتین در تشکیل لنزهای گرانشی اجرام سماوی فضا و همچنین وجود تصاویر منعکس شده ازمنبع نوری (حورشید) هنگام خورشید گرفتگی و اثرات آن در کره زمین می باشد. بنابراین برای سیاره عطارد، ناهید و کره ماه همچنین خود سیاره زمین این معادلات تکرار می شود و در نهایت اندازه تصویر بدست آمده به صورت مستقیم روی نیمه روشن زمین در هنگام خورشید گرفتگی همان دوره قرار می گیرد. توسط این روش بعد از هر خورشید گرفتگی می توان مکان زلزله هایی به بزرگی ۶ ریشتر و بالاتر را از ۱ تا ۶ ماه آینده تخمین زد. محاسبه معادلات در جدول (۱) مشخص شده است.

اندازه تصویر (متتل)	اندازه شیء (متنا)	بزر گنمایی	فاصله کانونی (۲۳۳۱)	فاصله تصویر از لنز (متته)	فاصله شی از لنز (۲۰۰۰)	سياره
(KIII)	( KIII)	تصوير	( KIII)	( KIII)	( KIII)	
751200	1391016*	-0.54	16130597	24841725	46000000	عطارد
657370	751200	-1.141	13646254	29204632	25615384	ناھيد
24255	657370	-0.03	369921	383550	10410968	ماه
12376	24254	-0.49	3500	-6176	850	زمين

جدول ۱. نتایج حاصل از محاسبه داده ها در معادلات لنزهای گرانشی فضا

«قطر قطبی خورشید به عنوان منبع و شیء اولیه در برخورد با لنز تشکیل شده در عطارد.

<sup>· .</sup> یک خط انتقال انرژی می باشد که در مسافت طی شده انرژی را به صورت موضعی به محیط انتقال می دهد



فاصله و اندازه تصویر انعکاسی به سبب دور یا نزدیک شدن منبع نورانی(خورشید) نسبت به کره زمین متغیر است بنابراین جهت بدست آوردن یک اندازه دقیق، محاسبه آن درهر دوره از خورشید گرفتگی لازم می باشد بعد از محاسبه اندازه طول صویر بایستی نقشه مربوط به خورشید گرفتگی همان دوره از سایت www.eclipse.gsfc.nasa.gov انتخاب شود(شکل۱). برای مثال خورشید گرفتگی ۲۰۱۵رس ۲۰۱۵ بررسی می شود.



شکل۱. نیمه روشن زمین رو به خورشید گرفتگی

سپس تصویر خورشید به همراه فعالیتهای آن در روز خورشید گرفتگی از سایت www.spaceweather.com کپی می گردد(شکل ۲).



شکل۲. نقاط قرمز رنگ لکه های خورشیدی می باشد

این دوتصویر طبق اندازه های بدست آمده بر هم منطبق می شوند سپس نقاط لکه های خورشیدی روی نیمه روشن زمین علامت گذاری می شود. این نقاط به عنوان یک پیش نشانگر تعیین کننده مکان زلزله های بزرگ در طول یک تا ۶ ماه آینده بعد از زمان خورشید گرفتگی هر دوره می باشند. در خورشید گرفتگی مارس ۲۰۱۵ مناطق نپال شمال هند، اندونزی و شیلی مکانهای بودند که از این روش مشخص و در فاصله ۱ تا۶ ماه بعد از کسوف، دچار زمین لرزه به بزرگی ۶ ریشتری





و بیشتر گردیدند. (شکل ۳)

#### شکل۳. تصویر منطبق شده از لکه های خورشیدی که بصورت دایره های قرمز رنگ بروی نیمه رو به خورشید گرفتگی

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



شناسایی مکان زلزله توسط تطبیق تصویر خورشید بروی زمین می تواند در قوی شدن فرضیه رویداد پرجرم شدن اجرام آسمانی و تبدیل آنها به لنز پلاسمایی- گرانشی موثر باشد.

### **\$\$\$\$**

### نتيجه گيري

بررسی نظام درونی پدیده ها، رهیافت به اصل و پایه ی آنهاست. نتایج این تحقیق در راستای نظریه اینشتین نشان داد پرتاب ذرات باردار و پر انرژی از سطح خورشید و ایجاد تعامل الکتریکی با اجرام سماوی، آنها را به به لنزهای پلاسمایی-گرانشی تبدیل کرده و همراه با خورشید گرفتگی زمین لرزه های بزرگی را برای زمین ایجاد می کند و همچنین لزوم آفرینش سیارات نزدیک به خورشید به عنوان مهره های تاثیر گذار بر پرتوهای خورشیدی-کیهانی و اثرات آن بر کره زمین در منظومه شمسی مشخص می شود.

در این مطالعه آمار بدست آمده از ارتباط بین فعالیت خورشیدی و خورشید گرفتگی در ایجاد زلزله ۷۶٪ می باشد اما برای مکان یابی دقیق و تعیین تعداد زلزله های رخدادی در کره زمین هنگام خورشید گرفتگی، بایستی تعداد لکه های آن در خورشید دقیقا مشخص شود اما هنوز دستیابی به این امکان فراهم نشده است. مطمئنا با تصاویر دقیقتر می توان نتایج بهتری را از آمار ارائه نمود. در تحقیقات مربوط به زلزله در سه دهه اخیر با استفاده از داده های سیستم جهانی ناوبری ماهواره ای و ایستگاه های قامی ionosonde سنجش ناهنجاری های یونسفر به عنوان یک پیش نشانگر، می توان زمان رویداد برخی از زمین لرزه ها و با استفاده از این روش (انعکاس تصاویر خورشیدی بروی زمین) مکان وقوع آنها را از یک تا شش ماه بعد از استفاده از این دو پیش نشانگر در کنار هم، می توان مکان و زمان برخی از زلزله های بزرگ را از یک تا شش ماه بعد از هر خورشید گرفتگی تعیین نمود.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



#### **\$\$\$\$**

#### **References:**

Andrews, G. B., et al. (2007), The Energetic Particle and Plasma Spectrometer 1710 instrument on the MESSENGER spacecraft, Space Sci. Rev., 131, 523–556, 1711 doi:10.1007/s11214-007-9272-5

Colwell, Catharine H. <u>"Resource Lesson: Thin Lens Equation"</u>. PhysicsLab.org. Retrieved March 17, 2015 Drakeford, Jason; Corum, Jonathan; Overbye, Dennis (March 5, 2015). <u>"Einstein's Telescope - video (02:32)"</u>. <u>New York</u> <u>Times</u>. Retrieved December 27, 2015

Dimitar Ouzounov, Sergey Pulinets, Dmitry Davidenko. Revealing pre-earthquake signatures in atmosphere and ionosphere associated with 2015 M7.8 events in Nepal. Preliminary results <u>arXiv:1508.01805</u> [physics.geo-ph]

<u>E. Dubinin M. Fraenz T. L. Zhang J. Woch Y. Wei A. Fedorov S. Barabash R. Lundin</u>". Plasma in the near Venus". Res. Space Physics, 118, 17624–7634, doi:10.1002/2013JA

Einstein, Albert (November 25, 1915). "Die Feldgleichungen der Gravitation". Sitzungsberichte der Preussischen "Cluster observes a 'porous' magnetopause". European Space Agency. (24 October 2012)

Earth's core far hotter than though<u>t". BBC NEWS</u>, 26 April 2013. Archived from <u>the original</u> on 12 November 2013.

Han, Y. Guo, Z., Wu, J. and Ma, L. (2004) Possible triggering of solar activity to big earthquakes ( $Ms \ge 8$ ) in faults with near west-east strike in China. Science in China Series G: Physics, Mechanics and Astronomy, 472, 173-181.

Jung-Fu Lin<u>1</u>, Dion L. Heinz. Andrew J. Campbell.James M. Devine<u>1</u>, Iron-Silicon Alloy in Earth's Core? dol: 10.1126/science.1066932

M. Holmstr" om , B. Eliasson "Modeling the Lunar plasma wake . June 29, 2012

Nave, Carl R. "Thin Lens Equation". Hyperphysics. Georgia State University. Retrieved March 17, 2015

<u>National Geographic News</u> . <u>"core – National Geographic Society"</u>

Owens, Mathew J.; Forsyth, Robert J. (2013-11-28). <u>"The Heliospheric Magnetic Field"</u>. Living Reviews in Solar Physics. 10 (1): 5. <u>Bibcode:2013LRSP 10 50</u>. doi:10.12942/lrsp-2013-5. <u>ISSN 2367-3648</u>

Shlermeler, Quirin (3 March 2005). "Solar wind hammers the ozone layer".doi: 10.1038/news050228-12

S.A.Pulinets (16 November 1998) Seismic activity as a source of the ionospheric variabilit <u>.doi.org/10.1016/S0273-1177(98)00121-5</u>

<u>Sanjay S. Limaye</u>, <u>Davide Grassi</u>, <u>Arnaud Mahieux</u>". Solar Wind Interaction and Impact on the Venus Atmosphere.</u> ISSN: 0038-6308

Tavares, M. and Azevedo, A. (2011) Influences of solar cycles on earthquakes. Natural Science, 3, 436-443. doi:10.4236/ns.2011.36060

"The Mathematics of Lenses". The Physics Classroom. Retrieved March 17,2015.

"A new view on the solar wind interaction with the Moon".Bhardwaj et al. Geosci. Lett. (2015) 2:10 DOI 10.1186/s40562-015-0027-y



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



#### Exploring Talkhab Landslides and Possible Threats to the Village Karimi. Haji Associate Professor at Ilam University Ahmadbeygi. Freshteh Master's degree in Watershed Management, University of Ilam Email: ahmadbeygi.f@gmail.com

#### Abstract

The landslide causes heavy damage, which sometimes cannot be compensated for damage or it requires a lot of time and cost. This study is related to the Talkhab landslide in Badreh in Iran. The purpose of this study is to identify the factors involved in this landslide and provide solutions to prevent damage in case of landslide re-occurrence. Studies have shown that the emergence of new springs in the downstream, the difference in the texture of soil layers of the region, the pressure of the outlet water and its collision with the opposite wall, the surface dissolution of the soil, the muddy water of the springs, the factors involved in creating this landslide has been landslide and in the end there are some suitable solution.

Keywords: Landslide, Talkhab, dam of Symereh.

#### Introduction

One of the most important natural hazards that threatens communication routes in the mountainous area landslides. This phenomenon is more frequent at the time of the construction of roads due to disturbance of the range of amplitudes (Yamani et al, 1391). Landslides are one of the main natural disasters that cause damage to property, living things, and engineering projects in all mountainous areas (Omidevar and kavian). Landslides and movements mass soil and materials domain, form of processes geomorphological and the management view natural hazards certain type of natural disasters considered are (Karimi and Najafi, 1391). Landslide is a big danger that will cause displacement and hit several areas causing financial and financial losses (Schuster, 1996). Rainfall is the first factor to cause landslide in Hon Cong. Therefore, precipitation distribution is an important part of information about the risk of landslide hazard (Gao et al, 2017). Landslides occur on a regular basis as part of the evolutionary process of landscapes around the globe. Many landslides are associated with natural slopes, but sometimes occur on artificial slopes. Landslides is one of a variety of mass movements, which is influenced by various natural and human factors, hydrological, climate, and exacerbated by the continuous presence of many elements such as rainfall and moisture (Abadini and Fathi, 1392). Iran, with mainly mountainous topography, tectonic conditions and high seismicity, diverse geological and climatic conditions, has major natural conditions for creating a wide range of landslides (Hejazi and Shadbad, 1393). Once of the important ways to reduce landslides damage is to evaluate and map landslide landscapes through the mapping of landslide hazard zonation maps (Shafaghati and Maslehatjo, 1391). Understanding the effective factors in the occurrence of this phenomenon is one of the basic measures to achieve the methods of control and managements (Abdini and Fathi, 1392). The landslides annually cause heavy damage, which is often not possible to compensate for these damages, or it requires a lot of time and cost. Therefore, planning to prevent these damages is very important and it prevents the loss of many national resources (Ahmadi et al., 1382).

Gao et al (2017), During the study, the study of the factors affecting landslide in Hong Kong was studied. The purpose of this study was to model the distribution of rainfall and help identify areas under pressure. The result of this study is that rainfall intensity and topographic position will affect the magnitude of the risk of landslide in the future.





Yamani et al. (1391), in a study to determine the boundaries of landslide hazard zones along the Khorram Abad-Pall Zal Freeway, along with Fuzzy Analytical Hierarchy Process. The results of the model and its adaptation to the slopes in the pathway along with the proper performance of the model in identifying areas with high risk (42%) and very high (15%), indicate that along with the slope and rock factor as the main causes of landslide, the construction of roads has exacerbated the occurrence of landslides.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

Karimi and Najafi (1391) in a study to assess the risk of landslide using the AHP-FUZZY combination model for urban development and security in a Tehran metropolitan area. Has shown that low and very low risk areas that cover 50 percent of the study area are more in line with the urban area of the first zone and the Al-Qaer line in the valleys of the watersheds of the first zone. But areas with a very high and high risk are more consistent with the northern and central parts of the range and areas dominated by area one.

In a study by Shafeghati and Maslehatjo (1391), they evaluated and landslide the risk of landslide hazard using Anabalgan's ArcGIS method. The results show that the area has a high potential for slippage. The most important factors in landslide occurrence, structural condition and location of fault lines, numerous faults and the presence of erosion-sensitive rocks such as limestone sandstones and gray marls. It was also concluded that the most important factors in the occurrence of landslides, incorrect use of land (conversion of pastures to low-yielding dams, conversion of forest lands to demirjars, plowing in the direction of gradient of the earth, etc.) were also found.

Abedini and Fathi (1392) studied the zoning of landslide hazard sensitivity in Khalkhal Chay watershed using multi-criteria models. The results of this study showed that factors such as slope, lithology, elevation, precipitation, distance from the river, geology, land use, fault and direction of slope were the priority as the most important factors in the slip to zoning Identified and studied.

Shozari and Ahmadi (1393) studied a landslide hazard zonation study using the AHP model in the central part of Jam city. According to the pair comparison of landslide map, the influential factors include: lithology, slope, distance from the waterway, rainfall, distance from fault, soil, land use, direction of gradient, height and distance from the road. The lithology factor has the highest weight (0.261) and the distance factor of the road has the lowest weight (0.018). In this research, it has been determined that there is a close relationship between lithology and landslide occurrence. Among geological formations, Mishan Formation with lithology of alternating gray marls with shellfish limestone, and then in lithology of shale and limestone, are most susceptible to landslides. There are many landslides around the waterways.

Abedini and yaghobnejade asl (1394) studied the risk of landslide hazard zonation using a fuzzy model in Tehran province. The results show that about 13.31% of the study area is located in highly vulnerable zones. About 13.71% are in medium vulnerability zones. These areas are predominantly mountainous and mountainous areas. 72.94% of the area of Tehran province is located in a low and very low risk zone. These areas are topographic and climatic, including cities and villages located in the plains and less rainfall. The reason for the high vulnerability in mountainous and mountainous regions is the slope, elevation, distance from fault, direction of amplitude, land use, distance from the river, geology and rainfall.

Hassanpour and Khorasani (1394) studied the Zaqin dam landslide hazard zonation using Inedex overly maps and GIS systems. The results show that the zoning of the landslide hazard in the GIS environment, i.e., blending the layers and considering the sharing of slip lands in different maps as areas susceptible to slip, does not show the true value of the layers. While the use of multi-class maps for conceptual models along with the GIS, in addition to the layers themselves, the units in the layer will also be of value and weight. Which increases the accuracy of determining the slip areas in the map.





Hemati and Hejazi (1394), in a study on landslide hazard zonation using logistic regression statistical method in Lavasanat watershed. The result has shown that in the study area, areas with high risk zoning have a large share of the area of the area. In the present model, using logistic regression, land use factor with the highest coefficient is the best predictor of the probability of occurrence of landslide in the region. The most potential slip in the studied area is in high quality rangelands and steppe and medium rangelands in the Cenozoic and Quaternary Formations.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

Ebrahimi Moghadam and Abbas Nejad (1395) studied the land risk assessment and zoning of Kerman province with fuzzy and AHP models. The results show that the fuzzy gamma operator with 0.7 earth is better than other proposed methods in landslide zoning in Kerman province.

#### materials and methods Introducing the studied area

Seymereh Dam is located along the Seymereh River and in Badreh, Ilam province. The dam is of double arc type and has the ability to generate energy at an annual rate of 673 gigawatts. Its geographic coordinates are 47.12 longitude and 33.17 north latitude. The site of the power plant is located opposite the village of Talkhab and is 1.5 km from the dam. Major objectives of the project include the production of hydroelectric power at an annual rate of 673 G.W.h / year and the control and regulation of river surface flows. The site is located in the Zagros Zagros zone and is located in the southwest. The dam site is located on the northern edge of Ta'ghdis Ravandi and is located in the dam, the valley of the Kafane Dahla. The bedrock is a limestone type of Asmari Shahbazan Formation. The Symereh Dam and Power Plant have an annual capacity of 850 million kilowatts of electricity. By implementing the power plant, this project will completely eliminate the voltage of the electricity network of the western provinces of the country, as well as the development of the city of Ilam and the increase in the population of this city by transferring the water from the Symereh to the city Ilam The problem of drinking water in the city of Ilam will be solved in the future (All rights reserved by negahmedia.ir, 1392). On the opposite side of the valves for the power plant, there is a landslide that is the location of the landslide. (Figure 1 shows the location of the Talkhab village on the map, Fig. 2 is a picture of the Symereh Dam, Figure 3 shows the location of the Taliban landslide on Google Earth and Figure 4 shows a picture of Taliban landslide).



Figure 1 Location of the Talkhabe village on the map



Figure 2 of the Symereh Dam (Wikipedia, Daneshname azad)



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم







Figure 3: Landslide location on Google Earth



Figure 4 is a picture of the landslide of Talkhab

#### **Research Methodology**

On May 11, 1395, in the vicinity of the village of Talkhab and in front of the power plant of Symereh Dam, a slippery slope has a size of approximately 200 meters, a width of about 80 meters, a thickness of about 50 meters. This landslide has led to the destruction of agricultural land and concerns about the re-occurrence of landslides and damage to the people of the region. In this study, by studying on the formations of the area, the factors affecting landslide, existing evidence, visiting the houses and assessing the extent of the damage, zoning the area in terms of the risk of landslide re-zoning and appropriate approaches will be presented. In the residential houses of this area near the abyss, there is evidence of landslide effects. But the villages of the west of the country are not particularly affected by the geological formations. Fig. 5 and Fig. 6, respectively, show damaged houses and landfills that are safe from landslide damage.



Figure 5 A picture of a damaged home due to landslides



Figure 6 is an illustration of a site that is safe from landslide damage

Factors affecting the creation of landslide



According to the reporter of Mehr, the water drainage of the Symereh dam located in Badreh, a province of Ilam, as the largest construction project in the province of Ilam and one of the 10 major dams of the country after 18 years, began in May 90. Officials at that time announced that the dam drainage lasted about two years, that is, it should be dewatered in the year 92, but it seems that the dam has a technical problem and the lack of a company in the concrete injection area in the mountain side of the dam caused the water from below The mountain will go out and over time, large holes will form, which will cause the water to go out. As a result, the factors affecting landslide can be expressed as follows:

1- The emergence of high water springs at the bottom of the Symereh Dam and the melting of old springs indicates that water from permeable layers gets out of reach of the dam (Fig. 7).



Figure 7 The emergence of new springs after dam construction

2. Flood discharge of springs, which is due to the internal erosion of the sensitive formations of the region, which exacerbates the landslide (Fig. 8).



Fig. 8 Flooded Springs

3. Another factor causing this landslide is the difference in the texture of the soil layers in the region. This variation of fine-grained and coarse-grained texture, which is due to the sediment of the lake caused by the Symereh landslide, causes a difference in soil resistance and permeability. Which makes the layers easily slip under favorable conditions for slipping (Fig. 9). Symereh landslide is an unprecedented event in the world and is probably the largest landslide in the world. This landslide is located in the Symereh area of Central Zagros, on the border between the city of Polom, the city of Lorestan province and the city of Darrehshahr, Ilam province, in the central part of the districts. Symereh landslide occurred along the river and in the Symereh valley. The estimated time of the occurrence of this landslide is about 11,000 years based on the carbon period dating to sediment of sedimentary lakes formed in slippery material. An assessment of the dimensions of this landslide was carried out based on topographic maps of the area showing that the length of the Kebirkouh Mountain, which slipped about 15 km, the slipping range (from the base of the mountain to the maximum height of the mountain), was about 2500 m and the thickness of the Asmari Formation This section is about 300 meters. This landslide has blocked the course of the Symereh and Keshkan rivers and formed lakes along each of these rivers. Telkhab area is located in the upper reaches of the Symereh landslide geographic location. As a result, the Talkhab area is a lake entrance area from the Symereh dam.





Sediments are flooded into the lake due to flood and inlet water. In the rainy years when the level of the water level of the lake was high, the Talkhab area is also water, and as a result, fine-grained sediments are deposited there. In the years of depletion of the Taliban area, it has been removed from the water and acts as a reservoir entrance to the natural lake and the coarse aggregate has been damaged in the entrance. Over time, the periodicity of fine-grained and coarse-grained layers has been achieved. As a result, the reason for the alternating layers of the Talkhab area can be attributed to the great seismic landslide performance.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۹۷ m, 14-15 Nov., 2018



Figure 9 Differences in soil texture

4. Creation of droplets on the surface of the soil caused by the dissolution and erosion of fox nests have been other causes of this landslide (Fig. 10). Because in this area surface formation has a low permeability (fine grained form) and is sensitive to erosion, and below that high permeability layer, tunnel erosion has appeared. This erosion produces a large amount of runoff and can be expanded to become gutter erosion.



Figure 10: Dissolution and dipping at the surface of the soil

5. The obvious factor in creating this landslide is the pressure from the water from the valve to the opposite wall. When the water is flowing out of the hole with this discharge and volume, a lot of force enters into the opposite wall, which is one of the main causes of landslides. To prevent the effect of this factor, concrete reinforcements can be used as protective. However, due to the presence of other factors, this landslide still occurred, even if they had created a guard, and due to the massive amount of material this landslide, the protective wall could not prevent it (Fig. 11).



Figure 11 The location of the water outflow and landslide valves

**Discussion and conclusion** 



دانگاه پام نور بسیار مین بلاد سیسی سیسی شهر میند قر

Considering the factors influencing landslide in the village of Talkhab, there are concerns about the probability of occurrence and development of landslide, which, given the fact that the land under the village is not clear, will increase concerns for the people of the region. Of the other concerns in this region, there are many cracks in the villages, especially near the abyss, which means that the houses are under the influence of landslides. In the upper levels, with the deposition of the Symereh Dam (at least 20 meters from the dam's dam), new springs have emerged that have a high potential for the emergence of new springs at higher altitudes. Due to the muddy nature of the springs, caused by the dissolution and erosion of the earth's interior, and the type of aggregation of sediments, there is the possibility of their fluidization and facilitates landslides. Slipping caused by the operation of the power plant may facilitate landslides. Due to the occurrence of many earthquakes in the area, landslide may also occur. Under-cutting performance and slope drainage due to the lack of proper protection of the river's right bank wall in front of the power plant will be another important factor in creating the next landslide.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

The suggestions that can be made on the basis of the above mentioned studies are geotechnical studies in the area of the village, especially its eastern part at the edge of the abyss, and the behavior of the right bank of the river in the village, as well as the evacuation of houses near the edge of the abyss, according to Concerns about land as well as water discharge from below this area.

#### References

1. Abedini M., Fathi, M., 1392, Zoning of Landslide Risk Sensitivity in Khalkhal-Chai Watershed Using Multi-Criterion Models, Quantitative Geomorphology Models, Vol. 2, No. 4, pp. 85-71.

2. Abedini M., Yaghobnejad A.N., 1394, Zoning the risk of earthquake in Tehran province using a fuzzy model.

3. Ahmadi, H., Esmaili, A., Feyznia, S., Shariat Jafari, M., 1382, Zoning the risk of mass movements using two methods of variable regression and hierarchical analysis (case study, Garmi-ye Chay watershed), Journal of Resources Natural Resources of Iran, No. 4, Vol. 56.

4. Ebrahimi Moghadam, F, Abbas Nejad, A, Evaluation and zoning of landslide danger in Kerman province with fuzzy and AHP models.

5. Gao, L, Zhang, L, Lu, M, 2017, Characterizing the spatial variations and correlations of large rainstorms for landslide study, Hydrol. Earth Syst. Sci., 21, 4573–4589.

6. Hassanpour H., Rahi Khorasani, L, 1394, Landslide hazard zonation of Zakin dam basin using Inedex overly maps and Geographic Information System (GIS), Journal of Geosciences, No. 22.

7. Hejazi, S., Shadbad, M., 1393, Identification of effective factors and zoning of landslide risk in the western part of Sarandachai Basin, Quantitative Geomorphology Researches, Third Year, No. 3, pp. 129-114.

8. Hemati, F., Hejazi, S., 1394, Landslide hazard zonation using logistic regression statistical method in Lavasanat watershed, Journal of Applied Geosciences Research, seventh year, No. 45.

9. Karimi, M., Najafi, A., 1391, Landslide hazard assessment using a combined model of urban development and security (Case study: District 1 of Tehran metropolis), Journal of Research, Vol. 2, No. 8, pp. 95-77.

10. Omidvar, A., Kavian, A., 1393, Investigating the possibility of estimating the total number and area of landslides by means of determining the frequency distribution of area and volume (Case study: Mazandaran province), Article 67, Number 2, Page 159 -175.

11. Schuster, R.L. 1996, Socioeconomic Significance of Landslides. In Landslides: Investigation and Mitigation; Turner, A.K., Schuster, R.L., Eds.; Transportation Research Board Special Report 247; National Academies Press: Washington, DC, USA; pp. 12–35.



12. Shafeghati, M, Maslehatjo, A, 1391, Evaluation and zoning of landslide hazard by Anbagan method in Arc GIS environment in Chakrood watershed of Guilan, Geospatial Land Survey, Ninth Year, No. 35.

13. Shawazi, M., Ahmadi, M., 1393, Landslide hazard zonation using the AHP model in the central part of Jam city, the first national conference on the application of advanced models of spatial analysis in land use planning.

14. Yamani M., Shamsipour A., Goorabi A., Rahmati M. 1392 Determination of the boundary of landslide hazard zones along the Khorramabad Route to the Khoram Abad bridge with the Analytic Hierarchy-Fuzzy Analytical Method, Journal of Applied Geographical Sciences, No. 22. Sites:

15. Wikipedia, Daneshnameh Azad.

16. All rights reserved by negahmedia.ir


۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



#### محاسبه مکانیزم کانونی گسلهای فعال خوزستان با تلفیق نتایج روشهای زلزله شناسی و تکتونیک در نرم افزار ArcGIS ◊◊◊◊◊◊◊◊◊◊

**رامین اسدی صدر، میعاد بادپا** کارشناسی ارشد ژئوفیزیک، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران ۵۵۵۵۵۵۵

#### چگیدہ :

اطلاع از سازو کار کانونی زمین لرزه ها به شناخت ما از مکانیزم گسل مسبب آن رویداد و نیز تحلیل تکتونیکی تنش های منطقه ای کمک می کند. زمین ساخت خوزستان به دلیل عدم رخنمون سطحی گسلهای اصلی و تکتونیک زاگرس به خاطر پوشش لایه های نمک در پوسته به گونه ای است که حتی زمین لرزه های بزرگ نیز به ندرت به صورت گسیختگی به سطح می رسند و رخنمون دارند. از این رو عوارض گسله های فعال به آسانی امکان پذیر نیست. مناسب ترین روش مطالعه گسله ها در این گونه موارد استفاده از تکنیک های زلزله شناسی است. محاسبه سازو کار کانونی زمین لرزه معمولاً از مشاهدات زمین شناسی یا آنالیز لرزه نگاشت های ثبت شده از رویداد لرزه ای و یا از ترکیب هر دو روش امکان پذیر است.

در این پژوهش، سازو کار کانونی زمین لرزههای بزرگ خوزستان با گرد آوری آمار زلزله های ۲۲ سال گذشته (داده های ثبت شده در شبکه لرزه نگاری تهران از سال ۱۹۹۶ تا ۲۰۰۵ و داده های مرکز لرزه نگاری کشوری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران از ابتدای سال ۲۰۰۶ تا جولای به همراه داده های ایستگاه های باند پهن پژوهشگاه بین المللی زلزله ۲۰۱۸)، با استفاده از روش برگردان تانسور گشتاوری در حوزه زمان، بر اساس مدل سازی شکل موج محاسبه شده و پس از تلفیق نتایج محاسبه شده زمین لرزه های بزرگ خوزستان تهیه شده توسط Global CMT در نرم افزار ArcGIS، مورد بررسی و همچنین میزان شیب و امتداد و اسلیپ تمامی رخدادهای بزرگ زمین لرزه ای محاسبه و در تفسیر نهایی مورد استفاده قرار گرفته است. نتایج نشان دهنده ساز و کار فشارشی (معکوس) با شیب به سمت شمال خاوری اغلب گسل های خوزستان می باشد. همچنین برخی همچون گسل پیشانی کوهستان زاگرس در جنوب باغ ملک خوزستان با مؤلفه نرمال همراه بوده است.

**کلید واژه ها**:مکانیزم کانونی، گسل، خوزستان، زلزله شناسی، تکتونیک.

# Calculation of the focal mechanism of active faults in Khuzestan by combining the results of seismic and tectonic methods in ArcGIS software

Ramin Asadi, Miad Badpa

Msc of Geophysics, Faculty of Mining Engineering, Oil and Geophysics, Shahrood University of Technology, Iran **Abstract:** 

In this research, the central mechanism of major earthquakes in Khuzestan by collecting statistics of the past 22 years of earthquakes (data recorded in the Tehran seismic network from 1996 to 2005 and data from the



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



National Seismological Institute of the Tehran University's Department of Geophysics from the beginning of 2006 to July Combined with the data of the broadband stations of the International Institute of Earthquake 2018, using the torque transfer torque conversion method, based on the waveform modeling, after calculating the calculated large quakes in Khuzestan prepared by Global CMT in soft The ArcGIS software, as well as the tilt, stretch, and slip ratio are all Large earthquake data has been used to calculate the final interpretation. The results indicate a reciprocating mechanism (inverted) with slope to the north-east is often Khuzestan fault. Also, some such as Zagros forehand fault in southern Malek Khuzestan garden has been associated with normal component. **Keywords :** Focal mechanism, fault, Khuzestan, seismology, tectonic.

مقدمه:

تعیین محل برخورد یا مرز ساختارهای زمین شناسی یکی از مهم ترین و کاربردی ترین مسائلی است که همواره در زیرشاخه های مختلف مجموعه علوم زمین، از جمله ژئوفیزیک مطرح بوده است. این مرزها در بیشتر موارد ولی نه همیشه گسلی هستند. گسل ها شکستگی هایی در پوسته زمین با تغییر شکل های قابل توجه هستند و حضور گسل در یک منطقه نشانگر وجود جابه جایی هایی است که به صورت آرام یا ناگهانی در طول آن رخ داده است. گسل ها نشانگر نواحی فعال زمین ساختی نیز هستند؛ بنابراین مطالعه آنها در مواردی مانند بررسی لرزه خیزی در ارتباط با طرح های شهرسازی وعمرانی، بررسی پتانسیل های معدنی و کانی زایی های مرتبط با شکستگی ها و نواحی گسل، شناخت دقیق روندهای زمین ساختی و ... اهمیت دارد. در سال های اخیر استفاده از روش های مختلف مانند مطالعه عکس های ماهواره ای برای گسل های آشکار و ژئوفیزیک هوابرد برای ساختار های گسلی پنهان، به منظور تهیه نقشه های سامانه گسلی مناطق مختلف و مطالعاتی در این زمینه ایران صورت گرفته شد است. نقشه گسل های فعال اصلی ایران تهیه شده توسط ( ۱۹۸۱) مطالعاتی در این زمینه ایران صورت گرفته شد است. نقشه گسل های فعال اصلی ایران تهیه شده توسط ( ۱۹۸۱) ایران تهیه شده توسط حسامی و همکاران ( ۱۳۸۲ ) و نقشه گسل های فعال اصلی ایران تهیه شده توسط ( ۱۹۸۱) ایران تهیه شده توسط حسامی و همکاران ( ۱۳۸۲ ) و نقشه گسل های فعال ایران تهیه شده توسط سازمان ی فعال ایران تهیه شده توسط حسامی و همکاران ( ۱۳۸۲ ) و نقشه گسل های فعال ایران تهیه شده توسط سازمانی و ایران تهیه شده توسط حسامی و همکاران ( ۱۳۸۲ ) و نقشه گسل های فعال ایران تهیه شده توسط سازمان زمین شناسی و ایران تهیه شده توسط حسامی و همکاران ( ۱۳۸۲ ) و نقشه گسل های فعال ایران تهیه شده توسط سازمان زمین شناسی و ایران تهیه شده توسط حسامی و همکاران ( ۱۳۸۲ ) و نقشه گسل های فعال ایران تهیه شده توسط سازمان زمین شناسی و ایران تهیه شده توسط حسامی و همکاران ( ۱۳۸۲ ) و نقشه گسل های فعال ایران تهیه شده توسط سازمان زمین شناسی و ایرشافات معدنی کشور(پایگاه ملی داده های علوم زمین کشور)و... نمونه هایی از کارهای انجام شده در این زمین شاسی و

#### **\*\*\*\***

#### زمین شناسی و موقعیت ساختاری خوزستان:

از نگاه جغرافیایی و بویژه زمین شناسی عمومی و ساختمانی استان خوزستان بخشی از ارتفاعات غرب ایران است که زاگرس نام دارد. در شکل ۱ پهنه ساختاری زاگرس در این منطقه نمایش داه شده است. همچنین پراکندگی واحدهای سنگی زمین شناسی استان خوزستان نظیر سازندهای بختیاری، آقاجاری، گچساران، آسماری و تراسهای جدید با ذکر سن در شکل شماره ۲ نشان داده شده است. در این نقشه گسلهای بزرگ استان نیز نمایش داده شده است.



تفاوت های مورفولوژیک، بویژه خاصه های زمین شناسی متغیر سبب گردیده که زاگرس به عنوان یکی از بزرگترین پهنه های ساختاری- رسوبی ایران در همه جا ویژگی های مشابه نداشته باشد. به همین رو تاکنون برای زاگرس تقسیمات ساختمانی متعددی ارائه شده است. تقسیم بندی های ارائه شده برای زاگرس همانند نیست، اما در همه دیدگاه ها به بخش جنوب غربی این ایالت ساختاری "کمربند چین خورده" و یا "کمربند چین خورده- رانده شده" نام داده شده است. مرز شمال خاوری این کمربند با زون سنندج- سیرجان منطبق بر خط راندگی اصلی زاگرس یا گسله معکوس اصلی زاگرس است. این گسله تقریباً سنگها ی رسوبی حاشیه قاره عربی در جنوب را از سنگهای دگرگونه و آتشفشانی پهنه سنندج-سیرجان جدا می کند.

۲۳ و ۲۵ آیان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

دالنككوبيام نوراستان قم

زون زاگرس از نگاه ریخت- زمین ساختی از شمال خاور به جنوب باختر شامل کمربند راندگی بلند زاگرس ( High Zagros )، کمربند ساده چینخورد، (Simply Folded Belt) پیش گودال زاگرس ( Simply Folded Belt) پیش گودال زاگرس ( Foredeep). دشت ساحلی (Toastal plain) ست (اشتو کلین – ۱۹۶۱ ، فالکون ۱۹۸۷ ، بربریان ۱۹۹۵).

کمربند ساده چین خورده بین کمربند راندگی ها در شمال خاور و پیش گودال زاگرس در جنوب باختر جای دارد. مرز و مرز جنوب باختری آن با گسله پیشانی کوهستان (High Zagros fault) شمال خاوری آن با گسله بلند زاگرس محدود میشود. درازای این بخش در ایران ۱۳۷۵ کیلومتر است و پهنای متوسط آن در (Mountain front fault) محدود میشود. درازای این بخش در ایران ۱۳۷۵ کیلومتر است و پهنای متوسط آن در (Mountain front fault) بخش های جنوب خاوری ۲۵۰ کیلومتر است و پهنای متوسط آن در (Mountain front fault) بخش های جنوب خاوری ۲۵۰ کیلومتر است. در خوزستان پهنای آن ۲۰۵۰ کیلومتر است و پهنای متوسط آن در (Mountain front fault) بخش های جنوب خاوری ۲۵۰ کیلومتر و در بخش های شمال باختری ۲۱۰ کیلومتر است. در خوزستان پهنای آن ۲۰ تا ۲۰ کیلومتر است. در این ناحیه گسل های راندگی فراوانی بیشتری داشته و چینها بسته و دارای طول موج کمتر هستند. ضخامت پوشش رسوبی در این کمربند در حدود ۱۲ کیلومتر تخمین زده شده است. این پوشش عمدتاً به سن فانروزوئیک (بعد از کامبرین) و بدون دگرشیبی قابل ملاحظه است. این کمربند در زمان میوسن – پلیوسن در اثر برخورد قاره – قاره (بعد از کامبرین) و بدون دگرشیبی قابل ملاحظه است. این کمربند در زمان میوسن – پلیوسن در اثر برخورد قاره – قاره خورده است. در این که بازیک و مسطح با شیب بسیار ملایم به سوی جنوب باختر است که بین اه واز تا (بعد شهر در نزدیکی مرز در آن کیلومتر است. که بین اه واز تا زر میشهر در نزدیکی مرز عراق گستر دارد. این پهنه از شمال به گسله فوردیپ زاگرس و از جنوب به خلیج فارس و مرز زاگرس با پلیت عربی محدود میشود. (Zagros deformation fron fron fron fron).



شکل ۱: پوشش رسوبی زاگرس شامل توالی از سنگهای رسوبی به سن نئوپروتروزوئیک پسین و فانروزوئیک است که ستبرای حدود ۱۰ کیلومتر است و ناپیوستگی های چندی در آن دیده میشود.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم





**~~~~** 

## وضعیت لرزه خیزی استان خوزستان:

زلزله حرکت یا لرزش زمین است که بطور طبیعی و در زیر سطح زمین منشا می گیرد و باعث یک تغییر دائمی در سطح زمین می شود. برای تبیین نحوه و فرآیند شکل گیری زلزله نظرات مختلفی ارائه شده است که "نظریه بازگشت ارتجاعی از جامعیت بیشتری برخوردار است. بر اساس این نظریه عامل ایجاد تغییر شکل و شکستگی در سنگها و وقوع زمینلرزه، معمولاً نیروهای افقی جهت دار است که در اثر حرکت و جابجایی صفحات تکتونیکی کره زمین ایجاد می شود. در بسیاری موارد بر اثر انباشته شدن زیاد از حد انرژی در سنگ، در امتداد شکستگی ها و گسلها ی قبلی موجود در سنگ روی می دهد و در ضمن رها شدن انرژی ذخیره شده، زمین لرزه بوجود می آورد. و شته کوه های زاگرس که بخش از چین خوردگی عظیم آلپ – هیمالیا را تشکیل می دهد در جبهه برخورد سپر یا صفحه و بستان با صفحه ایران قرار دار دارد و در نتجه فشاری به سایر مناطق کشور تحصل می کند. در محده دو هست ی سیان و

عربستان با صفحه ایران قرار دارد و در نتیجه فشاری به سایر مناطق کشور تحمیل می کند. در محدوده دو سپر عربستان و ایران که در منطقه خوزستان، خلیج فارس و دریای عمان قرار دارد، نیروها از نوع فشارشی می باشند. وجود لایه های شکل پذیر تبخیری چون نمکهای هرمز در این منطقه باعث شده است تا زمین لرزه ها اغلب دوره بازگشت کوتاه داشته باشند و





در نتیجه به علت فاصله زمانی کوتاه بین رویدادهای زمین لرزه ها انرژی انباشته شده در حدی نباشد که زمین لرزه های با بزرگی بالا را سبب شود .

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

از نظر نو زمین ساختی ( زمین ساخت جدید)، زاگرس چین خورده در اثر حرکت رو به شمال صفحه عربی و برخورد با صفحه ایران و در راستای شمال خاوری – جنوب باختری فشرده شده است. به همین دلیل در حال حاضر زاگرس تحت تاثیر دگر شکلی ناشی از فشارهای زمین ساختی با روند جنوب – جنوب غربی و شمال – شمال شرقی فرجام همگرایی و برخورد قاره ای است. دگر شکلی ها هم راستا ی ساختارها و شکستگیها آلپی و پیش آلپی هستند. از این رو عملکرد مشترک این دو دگر شکلی برروی هم باعث شده بر آیند نو زمین ساختی و لرزه ه زمین ساختی و در نتیجه لرزه خیزی کنونی زاگرس است.

عموم زلزله های زاگرس چین خورده بزرگی کمتر از ۷ ریشتر دارند و به ندرت بزرگی آنها از این حد بالاتر و زمین لرزه های زاگرس کم ژرفایند. هرچند که ژرفای برخی زلزله ها تا حدود ۶۰ کیلومتر است ولی بیشتر آنها در ژرفای حدود حدود ۳۰ کیلومتر متمرکزند. بیشتر زلزله های زاگرس در زیر رسوبات چین خورده رخ می دهند و زمین لرزه های مربوط زیر پوسته قاره ای تقریباض وجود ندارد.

## تهیه نقشه زلزله های استان خوزستان:

جهت بررسی لرزه خیزی منطقه، از اطلاعات زمین لرزه های دستگاهی ۱۹۹۶ تا ۲۰۰۵ شبکه لرزه نگاری تهران وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و دستگاهی ۲۰۰۶ تا آگوست ۲۰۱۸ مرکز پایش لرزه نگاری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران استفاده شده است.

آمار زلزله های کشور نشان که از سال ۱۹۹۶ تا ۲۰۱۰، مجموعاً ۱۹۵۷ زمین لرزه با بزرگی بیش از ۲/۵ در استان خوزستان ثبت شده است که شدیدترین آنها با بزرگی ۵/۲ در تاریخ۲۰۰۹/۲۵ حوالی مسجد سلیمان و نیز با همین بزرگی در تاریخ ۲۰۱۰/۰۲/۲۳ میلادی در حوالی شهر حسینیه خوزستان به وقوع پیوست. شدیدترین زمین لرزه در این منطقه در طی ۳۵ سال اخیر با بزرگی ۶/۳ در سال ۱۹۷۹ در شهر ایذه مسجد سلیمان به وقوع پیوسته است. در جریان این زلزله شدید، ۷۶ نفر کشته و تعدادی زخمی شده اند.

در محدوده مورد مطالعه از مجموع ۲۳۳۰ زمین لرزه ثبت شده (در طی بیش از ۲۲ سال)، ۱ زمین لرزه با بزرگی (در مقیاس امواج درونی) بالای ۶، ۲۰ زمین لرزه با بزرگی بین ۴ تا ۵، ۱۷۰ زمین لرزه با بزرگی بین ۳ تا ۴ رخ داده است. رویداد زمین لرزه ها و گسل های فعال متعدد گستره زاگرس گویای پتانسیل بالای لرزه خیزی در این منطقه می باشد. از گسل های مهم و بزرگ این گستره می توان گسل بالا رود، گسل پیشانی زاگرس ، دزفول، اهواز و آقاجاری را نام برد. مطابق شکل ۳، با توجه به نقشه حاصل از داده های لرزه نگاری و پراکندگی آنهادر سطح استان این مهم بدست می آید که



اکثر زلزله های رخ داده شده در اطراف گسل های بزرگ استان چون بالارود، دزفول،پیشانی زاگرس و..می باشد. البته بـه قطع نمی توان گفت که تمام زلزله های رخ داده شده مربوط بـه ایـن گسـلها مـی باشـد زیـرا گسـلهای پـی سـنگی در ایـن محدوده نیز و وجود دارد که می توانند خود عامل ایجاد زلزله ها باشند.



شکل۳: تلفیق موقعیت زمین لرزه های ثبت شده (دوایر قرمز) در شبکه لرزه نگاری تهران (وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران) بین سالهای ۱۹۹۶ تا ۲۰۰۵ و مرکز پایش زمین لرزه مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران بین سالهای ۲۰۰۶ تا آگوست ۲۰۱۸ و همچنین موقعیت گسل ها (خطوط مشکی) و محدوده مورد مطالعه (تلفیق در نرم افزار Arc GIS). ♦♦♦♦♦♦

## تهیه نقشه مکانیزم کانونی زمین لرزه های خوزستان:

محاسبه سازو کار کانونی زمین لرزه معمولاً از مشاهدات زمین شناسی یا آنالیز لرزه نگاشت های ثبت شده از رویداد لرزه ای و یا از ترکیب هر دو روش امکان پذیر است. البته سازو کار کانونی برای رویدادهای لرزه ای عمیق یا رویدادهائی که گسلش به سطح نرسیده باشد، طبیعتاً با شواهد زمین شناختی قابل محاسبه نمی باشد. بنابراین روشهای زلزله شناسی اهمیت حیاتی در تعیین سازوکار کانونی دارند و به همین خاطر در سه دهه اخیر توسعه فراوانی داده شده اند، به گونه ای که به





از دو شیوه قطبش اولین رسید موج لرزه ای با حداقل ۴ ایستگاه لرزه نگاری یا مدل سازی شکل موج رقمی می توان سازوکار کانونی را محاسبه نمود. در مدل سازی شکل موج لرزه ای برای تعیین سازوکارکانونی از بخش های متفاوت شکل موج لرزه ای (فاز های تراکمی ، برشی، سطحی یا شکل موج کامل) و با تاکید بر تئوری های متفاوت چشمه های لرزه ای از قبیل گشتاور لرزه ای، سنتروئید CMT، الگوی تشعشعی، اسپیریتی اصلی) استفاده می شود. بنابراین تنوع تئوری های مورد استفاده چشمه منجر به ارائه الگوریتم های متنوع محاسباتی برای تعیین سازوکار کانونی رویدادهای لرزه ای با

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

سازوکار کانونی زمین لرزه ها به عنوان یکی از مهم ترین پارامترهای مرتبط با چشمه های لرزه ای از اهمیت بالایی در مطالعات زلزله شناسی و لرزه زمین ساخت بر خوردار است. امروزه در مراکزی مانند سازمان زمین شناسی آمریکا (USGS) و مرکز لرزه نگاری اروپا-مدیترانه (EMSC) سازوکار کانونی زمین لرزه های بزرگ دنیا، در کنار پروژه جهانی تعیین تانسور گشتاوری مرکزوار (Global CMT Project) تعیین می گردد.

در این پژوهش، سازوکار کانونی تعدادی از زمینلرزههای منطقه، با بزرگی بالاتر ۴٫۸ با استفاده از روش برگردان تانسور گشتاوری در حوزه زمان، بر اساس مدلسازی شکل موج محاسبه شد و پس از تلفیق با نتایج محاسبه شده زمین لرزه های بزرگ خوزستان تهیه شده توسط Global CMT در نرم افزار ArcGIS، به نمایش در آمده است (شکل ۴).





۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



## پارامترهای شیب و امتداد و اسلیپ تعداد ۵۸ زمینلرزه با بزرگای بالای ۴٫۸ منطقه، به شرح جدول ۱ آورده شده است. شماره هر رخداد برابر با شماره رخداد در شکل ۴ است.

جدول ۱: پارامترهای محاسبه شده شیب و امتداد کانونی زمین لرزه های بالای ۴٫۸ مرتبط با گسلهای لرزه زای خوزستان و اطراف

No.	Date and Time (GMT)	Mw	Fault plane 1	Fault plane 2	
1	1977/4/6 13:36:39.9	6.0	strike=220 dip=58 slip=28	strike=114 dip=66 slip=144	
2	1977/4/26 16:25:30.9	5.5	strike=293 dip=29 slip=93	strike=110 dip=61 slip=88	
3	1977/6/5 04:45:10.5	6.1	strike=293 dip=34 slip=91	strike=111 dip=56 slip=89	
4	1977/6/5 08:25:35.7	5.3	strike=289 dip=33 slip=91	strike=108 dip=57 slip=89	
5	1978/12/14 07: 5:23.3	6.1	strike=150 dip=34 slip=100	strike=318 dip=57 slip=83	
6	1979/3/28 01:33:28.4	5.2	strike=317 dip=42 slip=92	strike=135 dip=48 slip=89	
7	1980/10/19 17:24:13.6	5.8	strike=293 dip=36 slip=106	strike=94 dip=56 slip=78	
8	1981/ 1/ 2 04:58: 2.2	5.3	strike=277 dip=24 slip=95	strike=92 dip=66 slip=88	
9	1983/3/5 14:22:36.3	5.6	strike=254 dip=4 slip=32	strike=133 dip=88 slip=93	
10	1983/ 5/28 11:35:58.1	5.5	strike=314 dip=38 slip=113	strike=106 dip=56 slip=73	
11	1985/3/27 2:6:44.7	5.1	strike=72 dip=31 slip=-115	strike=281 dip=62 slip=-76	
12	1985/9/18 0:10:38.7	5.3	strike=147 dip=36 slip=74	strike=347 dip=55 slip=102	
13	1988/ 3/30 2:12:42.2	5.8	strike=296 dip=32 slip=90	strike=116 dip=58 slip=90	
14	1989/4/2 21:24:40.1	5.4	strike=256 dip=40 slip=-7	strike=351 dip=85 slip=-130	
15	1990/ 8/ 3 11:57:20.1	5.3	strike=96 dip=33 slip=53	strike=318 dip=64 slip=111	
16	1990/10/11 13:57: 3.5	5.0	strike=128 dip=45 slip=90	strike=308 dip=45 slip=90	
17	1991/11/4 1:50:35.6	5.6	strike=143 dip=41 slip=97	strike=314 dip=49 slip=84	
18	1992/3/4 11:57:59.6	5.1	strike=122 dip=79 slip=173	strike=213 dip=83 slip=12	
19	1993/3/26 22:52:49.7	5.1	strike=61 dip=74 slip=-3	strike=152 dip=88 slip=-164	
20	1993/6/22 16:32:46.3	5.3	strike=112 dip=21 slip=104	strike=278 dip=70 slip=85	
21	1993/10/21 21:52:27.3	5.0	strike=105 dip=41 slip=101	strike=271 dip=50 slip=80	
22	1994/7/31 5:15:46.1	5.5	strike=309 dip=41 slip=114	strike=99 dip=53 slip=71	
23	1994/9/20 5:51:53.0	5.2	strike=103 dip=25 slip=87	strike=286 dip=65 slip=91	
24	1995/4/22 0:21:56.1	5.3	strike=117 dip=32 slip=72	strike=318 dip=60 slip=101	
25	1998/6/15 1:14:38.2	5.2	strike=75 dip=45 slip=74	strike=277 dip=47 slip=106	
26	2001/3/28 16:34:25.3	5.3	strike=113 dip=12 slip=56	strike=327 dip=80 slip=97	
27	2001/4/3 17:36:38.2	5.2	strike=116 dip=31 slip=113	strike=270 dip=62 slip=77	
28	2001/9/1 22:38:22.3	5.0	strike=121 dip=31 slip=101	strike=288 dip=60 slip=83	
29	2002/9/25 22:28:19.2	5.6	strike=141 dip=45 slip=103	strike=303 dip=46 slip=78	
30	2005/10/20 23:32:26.3	5.0	strike=224 dip=62 slip=8	strike=131 dip=83 slip=152	
31	2005/12/26 23:15:53.9	5.0	strike=169 dip=5 slip=115	strike=323 dip=85 slip=88	
32	2006/9/26 8:14:42.2	4.9	strike=239 dip=78 slip=11	strike=147 dip=79 slip=168	
33	2008/8/27 21:52:43.4	5.8	strike=247 dip=84 slip=-5	strike=338 dip=85 slip=-174	
34	2008/9/3 22:43:16.8	5.1	strike=294 dip=34 slip=78	strike=128 dip=57 slip=98	
35	2010/ 2/23 7:28: 3.7	4.9	strike=286 dip=33 slip=72	strike=127 dip=59 slip=101	
36	2010/2/23 10:25:57.6	5.2	strike=93 dip=40 slip=62	strike=307 dip=55 slip=111	
37	2012/ 5/ 3 10: 9:36.7	5.4	strike=303 dip=40 slip=101	strike=109 dip=51 slip=81	
38	2012/7/1 2:49:47.9	5.1	strike=103 dip=35 slip=115	strike=254 dip=58 slip=73	
39	2012/7/24 6:50:6.6	5.0	strike=104 dip=37 slip=115	strike=253 dip=57 slip=72	
40	2013/ 1/12 3:25: 5.4	4.9	strike=135 dip=56 slip=144	strike=247 dip=61 slip=40	
41	2014/8/17 14:47:20.9	4.8	strike=311 dip=30 slip=107	strike=111 dip=62 slip=80	
42	2014/8/18 2:32:10.0	6.2	strike=317 dip=27 slip=111	strike=114 dip=65 slip=80	



dip=52

dip=37

dip=77

dip=44

dip=66 slip=0

slip=149

slip=88

slip=1

slip=121

strike=98

strike=328

strike=272

strike=144

strike=94

dip=66 slip=43

dip=54 slip=64

slip=156

slip=92

slip=167

dip=90

dip=53

dip=89

54

55

56

57

58

2014/8/23

2014/8/24

2014/10/15

2016/3/31

20: 5:20.3

2:44:55.1

7:15:18.6

2017/7/30 15:37:41.4

13:35:57.9

5.4

5.1

5.8

4.9

5.0

strike=347

strike=58

strike=89

strike=234

strike=314

#### نتیجه گیری:

با تلفیق نقشه لرزه خیزی و مرزهای تکتونیکی خوزستان این نتیجه حاصل می گردد که گسل های بالا رود، گسل پیشانی زاگرس ، دزفول، سبز کوه و آقاجاری دارای بیشترین تمرکز زمین لرزه در اطراف خود بوده اند و مرزهای گسل با مرزهای لرزه ای انطباق کامل دارند. در ادامه با تعیین سازوکار کانونی زمین لرزه های بزرگ خوزستان با بررسی لرزه نگاشتها و تلفیق با نتایج Global CMT در نرم افزار ArcGIS میزان شیب و امتداد و اسلیپ تمامی رخدادهای بزرگ زمین لرزه ای (مطابق جدول ۱) محاسبه گردید. نتایج نشان دهنده ساز و کار فشارشی (معکوس) با شیب به سمت شمال خاوری اغلب گسل های خوزستان می باشد. همچنین برخی همچون گسل پیشانی کوهستان زاگرس در جنوب باغ ملک خوزستان با مؤلفه نرمال همراه بوده است.

#### منابع فارسی:

امیرپور اصل میاندوآب،ا. و سهرابی، ق.۱۳۹۴، پردازش و تفسیر داده های مغناطیس هوابرد برای تعیین مرز ساختارهای مغناطیسی و محل گسل های مدفون ایران سال بیست و پنجم، شماره ۹۷ ، صفحه ۱۱۵ تا ۱۲۲

حسامی، خ.، جمالی، ف .و طبسی، ۵،، ۱۳۸۲ - نقشه گسل های فعال ایران، گروه لرزه زمین ساخت، پژوهشگاه بین المللی زمین لرزه شناسی و مهندسی زمین لرزه. صالح، ر.، یوسفی، ۱،، ۱۳۸۷- زپردازش نقشه ناهنجاری مغناطیسی هوابرد ایران، پایان نامه کارشناسی ارشد مرکز تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان ۱۳۷۳. – نقشه ۲۵۰۰۰۰/ خطواره های مغناطیسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور .

سازمان زمین شناسی جنوب جنوب غرب ایران. اهواز. Ahwaz.gsi.ir

موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (<u>http://irsc.ut.ac.ir</u>).

نقشه گسل های ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور(پایگاه ملی داده های علوم زمین کشور ) www.ngdir.ir



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



نقشه راه علوم زمین و معدن استان خوزستان (چاپ مقدماتی) ، محمد تقی کره ای،تابستان ۱۳۹۵،صفحه ۱۲۴-۱۲۴.

#### References

Berberian, M., 1981- Active faulting and tectonics of Iran. In H.K. Gupta and F.M. Delany (eds.), Zagros-Hindu Kush-Himalaya Geodynamic

Bergron, C. J., Morris, T. L., and Ioup, J.W. (1990), "Upward and Downward continuation Of Airborne Electromagnetic data", SEG 60th Annual International meeting, pp.696-699. Blakely, R.J., (1996). **Potential theory in gravity & magnetic application**. Cambridge University Press; pp.441.

Evolution, Am. Geophysics. Union, Geodynamics Series, Volume 3, 33-69, Am. Geophysics. Union. p.1494-1498.

Salem A. Ushijima K. Elsirafi A. and Mizunaga H. (2000), "Spectral Analysis of Aeromagnetic Data for Geothermal Reconnaissance of Quseir area, Northern Red Sea, Egypt", **Proceeding World Geothermal Congress**, Kyushu, Japan, 1669-1674.

U.S.A.E.C. 1973, "Seismic Design and Seismic Hazard Assessment", Issue 07



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



## اختلال در سیگنال های VLF/LF به عنوان پیشنشانگر زمینلرزه سیرچ کرمان (Mn=5.4) در ۱ مرداد ۱۳۹۷ ◊◊◊◊◊◊◊◊

معصومه الهي سرشت' و مهدي رضاپور'

دانشجوی کارشناسی ارشد، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، elahiseresht.mas@ut.ac.ir ادانشیار گروه زلزلهشناسی، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، <u>rezapour@ut.ac.ir</u>

#### **~~~~~**

## چکیدہ :

در سال ۱۳۹۶ گیرنده ی رادیویی در موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران نصب شده است. زلزله های بزرگتر از ۴ با استفاده از داده این گیرنده مورد بررسی قرار گرفت. در تاریخ ۱ مرداد ۱۳۹۷ زمین لرزه ای در منطقه سیرچ کرمان با بزرگی ۵.۸ رخ داد. رومرکز این زمین لرزه در یکی از مسیرهای حساس موج فرستنده-گیرنده قرار گرفته است. برای یافتن اثرات پیش نشانگری این زمین لرزه بر سیگنال ها ، تغییرات دامنه سیگنال های دریافت شده در گیرنده تهران موردبررسی قرار گرفته است. اختلالات واضحی چند روز قبل از وقوع زمین لرزه سیرچ کرمان در مسیر گیرنده به فرستنده که در جنوب هند قرار دارد مشاهده می شود. در حالی که هیچ گونه ناهنجاری در مسیرهای دیگر (مسیرهای کنترل) یافت نمی شود. همچنین شرایط ژئومغناطیسی و هواشناسی در زمان زمین لرزه، مورد بررسی قرار گرفت و امکان تأثیر آنها بر سیگنال رد شد؛ بنابراین اختلال مشاهده شده در سیگنال رادیویی ثبت شده در ایستگاه تهران در چند روز قبل از وقوع زمین لرزه، مورد بررسی قرار گرفت و امکان تأثیر آنها بر سیگنال رد شد؛ بنابراین

**کلید واژه ها:**VLF ؛ پیش نشانگر؛ زمین لرزه؛ یونو سفر

#### Disturbance in VLF signal as precursor of Sirch-Kerman earthquake (Mn=5.8), on July 22, 2018

Masoumeh Elahiseresht<sup>1</sup> and Mehdi Rezapour<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Master student, Institute of Geophysics, University of Tehran, <u>elahiseresht.mas@ut.ac.ir</u>

<sup>2</sup>Associate professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, <u>rezapour@ut.ac.ir</u>

#### Abstract:

In 1396, a radio receiver is installed at the Institute of Geophysics, University of Tehran. Earthquake larger than 4 were investigated using data from this receiver. On July 22, 2018, an earthquake occurred in the Sirch-Kerman district with a magnitude of 5.8. The epicenter of this earthquake is on one of the sensitive routes of the



transmitter-receiver wave. In order to find the predictive effects of this earthquake on signals, the amplitude of the signal received in Tehran's receiver was examined. Clear disturbances are observed several days before the earthquake of Sirch-Kerman on the path of the receiver to the transmitter located in southern India. While no anomalies are found on other paths. Also, the geomagnetic and meteorological conditions were investigated during the earthquake and their influence on the signal was rejected. Therefore, the observed disturbance in the radio signal recorded at the Tehran station in the few days prior to the earthquake of Sirch-Kerman can be considered as a precursor to this earthquake.

Keywords : VLF; precursor; earthquake; ionosphere

مقدمه:

چه تعداد زندگی را می توان نجات داد اگر ده دقیقه، یک ساعت، یا یک روز قبل از زلزله از آن آگاه بودیم؟ طی سالهای اخیر تحقیقات بسیاری در زمینه تعامل بین فعالیتهای لرزهای و اختلالات در سیگنالهای رادیویی انجام شده است. به طور خاص سیگنالهای <sup>۲</sup>VLF/LF مورد بررسی قرار گرفتهاند. سیگنالهای VLF برای پشتیبانی ناوبری و اهداف نظامی در سطح جهان استفاده می شوند. فرکانس سیگنال VLF بین ۱۵ تا ۶۰ کیلوهر تز قرار دارد و توسط یک موج زمین و یک حالت انتشار موج آسمان مشخص می شود که موج آسمان از مرز پایینی یونوسفر بازتاب می یابد، بنابراین هر تغییری در منطقه D یونوسفر به تغییرات در شرایط انتشار امواج VLF منجر می شود. اگر فرکانس فرستنده و فاصله فرستنده –گیرنده ثابت باشد، سیگنال VLF دریافت شده عمدتاً وابسته به مقدار و شیب چگالی الکترون در نزدیکی مرز اتمسفر –یونوسفر است (روژنوی و همکاران ۲۰۰۹). این مقادیر تحت تأثیر ۱۱ شعلههای خورشیدی ۲) فعالیتهای ژئومغناطیسی ۳) رعدوبرق قرار دارد (رودگر و مک کورمیک ۲۰۰۶).

اولین پیشنهاد برای مطالعه یاثر زمین لرزه ها بر روی منطقه D یونوسفر توسط محققان روسی در حدود ۲۰ سال پیش مطرح شده است (گوخبرگ و گوفلد ۱۹۸۹). آن ها همچنین یک ناهنجاری قابل توجه در چند روز قبل از زمین لرزه معروف اسپیتاک ارمنستان (M=۶.۸) را نمایش دادند. نتایج متقاعد کننده تری برای آشفتگی های لرزه یونوسفری توسط هایا کاوا و همکاران (۱۹۹۹) برای زمین لرزه کوبه در سال ۱۹۹۵ (M=۷.۳) و با استفاده از سیگنال VLF که از فرستنده همکاران را دیوی اسپیتاک ارمنستان را در یونوسفری کوبه در سال ۱۹۹۵ (M=۷.۳) و با استفاده از سیگنال VLF که از فرستنده همکاران را دیوی اسپیتاک ارمنستان را در گوبه در سال ۱۹۹۵ (M=۷.۳) و با استفاده از سیگنال VLF که از فرستنده همکاران را دیوی اسپیتاک ارمنستان را در گیرنده معایا کاوا و محکاران را در این در مورد اختلالات سیگنال را دیوی محکاران را دیوی در گیرنده معایت های لرزه یونو منتشر شده است (روژنوی و همکاران ۲۰۰۴، شو تس و همکاران ۲۰۰۴، ماکاوا و ممکاران ۲۰۰۴، بیاجی و همکاران ۲۰۰۴، بیاجی و همکاران ۲۰۰۴، در سراس جهان به دنبال پتانسیل این پدیده ها برای پیش بینی دقیق و همکاران ۲۰۰۴، بیاجی و همکاران ۲۰۱۴). دانشمندان در سراسر جهان به دنبال پتانسیل این پدیده ها برای پیش بینی دقیق و همکاران ۲۰۰۴، بیاجی و همکاران ۲۰۰۴).

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>Very Low Frequency (VLF), Low Frequency (LF)



قابلاطمینان زمینلرزه هستند. در این راستا مرکز مطالعات پیش نشانگرهای زلزله موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران در بهمن ماه ۱۳۹۶ اقدام به نصب گیرنده رادیویی VLF/LF نموده است.

آشفتگیهای لرزه یونوسفری هم در زمان و هم در فضا بسیار نایکنواخت است و منجر به تغییرات بسیار متنوعی حتی برای یک زمین لرزه در مسیرهای مختلف انتشار می شود (یاموچی و همکاران ۲۰۰۷)؛ بنابراین مشاهدات متعدد رویدادهای لرزه-یونوسفری در نقاط مختلف جهان و در مسیرهای متنوع فرستنده-گیرنده برای درک فرایندهای مرتبط ازجمله مکانیسم اتصال لیتوسفر-اتمسفر-یونوسفر ضروری است. ازاین رو کار نظارت منظم بر سیگنالهای VLF و LF و ارتباط آن ها با فعالیت های لرزه ای در ایران از زمان نصب گیرنده اکتر در موسسه ژئوفیزیک آغاز شد. در این مقاله یک مطالعه موردی روی زلزله سیرچ کرمان انجام شده است. طبق اعلام مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران این زلزله با بزرگی ۵.۸ و عمق ۷.۱ کیلومتر در تاریخ ۲۰۱۸/۰۷/۲ رخ داده است. موقعیت رومرکز آن ۳۰.۳۵ شمالی و ۵۷.۵ شرقی اعلام شده است.

 $\Diamond \Diamond \Diamond \Diamond \Diamond \Diamond \Diamond \Diamond$ 

#### روش تحقيق:

گیرنده رادیویی تهران (THE) قادر است سیگنال ده فرستنده کا VLF/LF را ثبت کند. پس از بررسی فرستنده های موجود در دنیا و نیز مناطق مهم لرزه خیز در ایران سعی شده است فرستنده هایی انتخاب شود که مناطق مهم لرزه خیز ایران درون ناحیه ی پنجم فرنل در مسیر فرستنده – گیرنده قرار بگیرد. این ناحیه، ناحیه حساس موج است که پژوه شگران از جمله ماکاوا و همکاران (۲۰۰۶) در تحقیقات خود در نظر گرفته اند. تعیین فرستنده ها با مشکلاتی همراه بود از جمله اینکه موقعیت تمامی فرستنده های TLF در عرض های جغرافیایی بالاتر از ایران قرار دارد. از این رو پوشش دادن تمام مناطق لرزه خیز ایران با مسیرهای این فرستنده ها غیرممکن بود. بااین حال حتی الامکان این مناطق با استفاده از فرستنده های کاول شد.موقعیت این فرستنده ها و گیرنده TEH در شکل ۱ نشان داده شده است. پس از این مراحل برای بدست آوردن بهترین دریافت با توجه به میزان نویز سیگنال ها چندین بار فرکانس فرستنده های مختلف آزمایش شدند و درنهایت ۱۰ فرکانس موردنظر انتخاب شدند. مشخصات فرستنده های VLF در TEH منتخب در جدول ۱ درج گردیده است.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم







شکل ۱.موقعیت فرستندههایVLF و LF که سیگنال آنها در گیرنده تهران دریافت می شود. مثلث های قرمز و آبی به ترتیب موقعیت فرستنده های VLF و LF را نشان میدهند. دایره قرمز و ستاره مشکی موقعیت ایستگاه گیرنده تهران و رومر کز زمین لرزه سیرچ-کرمان را نشان میدهند.

VLF(kHz	2)	LF(kHz)	
VTX3	18.2	TRT-4	162
GBZ	19.58	R Chechnya	171
TBB	26.7	TRT-4	180
NRK	37.5	Tajik Radio	252
NSY	45.5	Turkmen Radio7	279

جدول ۱. مشخصات ایستگاههای فرستنده VLF/LF که سیگنال آنها در گیرنده TEH دریافت می شود

زمین لرزه سیرچ کرمان در مسیر THE-VTX3 قرار گرفته است؛ بنابراین تنها دادههای این مسیر مورد تحلیل قرار گرفتند و ۴ مسیر VLF دیگر بهعنوان مسیرهای کنترل در نظر گرفته شدند. در این مقاله تنها دادههای مربوط به دامنه سیگنال تجزیه و تحلیل شده اند زیرا فاز فرستنده XTX3 ناپایدار است و برای تحلیل مناسب نیست. تاکنون دو روش خاص تجزیه و تحلیل داده های VLF/LF پیشنهاد شده است. اولی، روش «زمان پایان دهنده» نامیده می شود که در آن زمان پایان دهنده، زمان حول طلوع و غروب خورشید، بررسی می گردد تا یک شیفت در آن پیدا شود، همان طور که در مورد زلزله ی کوبه انجام شده است (هایا کاوا، ۱۹۹۶). دومین روش «نوسان شبانه» است (شوتس و همکاران، ۲۰۰۴؛ روژنوی و همکاران، ۲۰۰۴). روش نوسان شبانه همچنین در مطالعات آماری ماکاوا و همکاران (۲۰۰۶) و کاساهارا و همکاران (۲۰۰۴) مورد





استفاده قرارگرفته است. البته، این دو روش در تجزیهوتحلیل دادههای VLF/LF با یکدیگر بسیار متفاوت هستند. در اینجا روش تحلیل نوسان شبانه بهطور خلاصه بیان میشود. اختلاف تغییرات روزانه از میانگین تغییرات بهصورت زیر تعریف میشود:

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

 $dA(t)=A(t)-\langle A(t)\rangle \tag{1}$ 

که در آن (A(t)، دامنه در زمان t در روز جاری است و <A(t)> میانگین در همان زمان t، حول روز مربوطه است. اگر (t) بیشتر از انحراف استاندارد (o) مربوط به آن باشد به عنوان ناهنجاری در نظر گرفته می شود (روژنوی و همکاران (۲۰۰۴). روش زمان پایان دهنده، عمدتاً برای جهت انتشار E-W مؤثر است (ماکاوا و هایاکاوا، ۲۰۰۶)، اما مسیر انتشار THE-VTX3 در جهت N-S است و روش زمان پایان دهنده برای این مسیر خیلی کارآمد نیست؛ بنابراین در اینجا روش نوسان شبانه اتخاذ شده است.

شکل ۲ سیگنالهای مربوط به دو مسیر VLF را از تاریخ ۲۰۱۸/۰۷/۲ تا ۲۰۱۸/۰۷/۲۲ نشان می دهد. اولاً یک افت شدید از تاریخ ۲۰۱۸/۰۷/۲ تا ۲۰۱۸/۰۷/۱۴ در سیگنال این مسیرها مشاهده می شود. پس از بررسی های لازم مشخص شد که این افت مربوط به مشکلی در آنتن VLF گیرنده بوده است و به همین دلیل به طور همزمان در همه مسیرهای VLF نمایان شده است که در اینجا برای نمونه سیگنال دو مسیر نمایش داده شده است. گذشته از این مورد، به صورت کیفی می توان پی برد که در سیگنال مسیر THE-VTX3 با فرکانس ۱۸۲۰۰Hz از تاریخ ۲۰۱۸/۰۷/۱۴ تا روز زلزله یعنی ۲۰۱۸/۰۷/۲۲ افزایش قابل ملاحظه ای در دامنه سیگنال و جود دارد.





در تعیین پیش نشانگرهای VLF/LF زمین لرزه ها باید به عوامل دیگر بر روی اختلالات آن ها توجه شود. معمول ترین عوامل مؤثر روی سیگنال VLF/LF اثر شعله های خورشیدی (solar flare) است. مدت زمان این اثر در سیگنال بسیار کوتاه است (کمتر از ده دقیقه). عامل مؤثر دیگر اثر رعدوبرق است که این هم کوتاه مدت است (از مرتبه چند دقیقه)؛ بنابراین هیچ مشکلی در شناسایی این دو اثر در سیگنال وجود ندارد (هایاکاوا، ۲۰۱۵). اثرات هواشناسی نیز بیشتر بر روی سیگنال LF مؤثرند و تأثیر قابل توجهی در سیگنال VLF/LF ندارند (بیاجی و همکاران، ۲۰۱۱). هرچند شرایط هواشناسی در زمان زلزله سیرچ کرمان آرام بوده است.جدی ترین مشکل برای تشخیص اثرات لرزه-یونوسفری، فعالیت های ژئو مغناطیسی می باشد. http://wdc.kugi.kyoto از سایت (۱۰۹۸ و شان داده شان داده است (از سایت (میت ای ای ای ای از م هیچ گونه فعالیت ژئو مغناطیسی خاصی رخ نداده است.

NSY و شکل پایینی سیگنال مسیر THE-VTX3 است.



http://wdc.kugi.kvoto- بو فعالیت ماه جولای ۲۰۱۸ (بر گرفته از سایت D<sub>st</sub> مربوط به فعالیت های ژئومغناطیسی برای ماه جولای ۲۰۱۸ (بر گرفته از سایت <u>u.ac.jp/dst realtime/index.html</u>)

تنها اثر مبهم باقیمانده، به زلزلهی سیرچ کرمان مربوط میشود زیرا با بررسی کاتالوگ لرزهای سایت موسسهی ژئوفیزیک دانشگاه تهران مشخص شد که زلزلهی دیگری در بازهی زمانی موردبررسی در مسیر THE-VTX3 رخ نداده است. در شکل۴ </A(t)=A(t)-<A(t) است که (A(t) دامنه سیگنال مربوط به روز زلزله یعنی ۲۰۱۸/۰۷/۲۲ است و </A(t) میانگین



دامنه در هشت روز قبل از روز زلزله است. سطوح ±d (انحراف استاندارد) نیز در شکل به رنگ قرمز رسم شده اند.



شکل ۴. نمودار dA(t) مربوط به روز زلزله که با رنگ مشکی نشان دادهشده است و سطوح to (انحراف استاندارد) که با رنگ قرمز رسم شدهاند

ملاحظه می شود که (dA(t) از هر دو معیار σ+ و σ- عبور کرده است و درنتیجه به عنوان یک ناهنجاری در نظر گرفته می شود. در ادامه توالی این ناهنجاری برای نمونه در روزهای ۲۱ و ۲۲ جولای ۲۰۱۸ در شکل ۵ نشان داده شده است. از این شکل ها مشخص است که یک کاهش در دامنه شبانه و یک افزایش در دامنه روزانه رخداده است همچنین مسیرهای دیگر گیرنده TEH کنترل شده اند و مشخص شد که ناهنجاری خاصی در مسیرهای کنترل رخ نداده است. مشاهده می شود که سیگنال های مسیر THE-NSY در این شکل برای روز زلزله و ۱۵ روز قبل از زلزله ترسیم شده است. مشاهده می شود که دامنه سیگنال در این مسیر برخلاف مسیر THE-VTX3 تغییرات قابل ملاحظه ای ندارد. بر اساس این مشاهدات ناهنجاری رادیویی تحت مطالعه یک پیش نشانگر زلزله را نشان می دهد.





## شکل ۵. مقایسه سیگنالهای روزهای ۲۱ و ۲۲ جولای ۲۰۱۸ (به رنگ مشکی) و سیگنال روز ۲ جولای ۲۰۱۸ (به رنگ قرمز) برای دو مسیر THE-VTX3 (فرکانس THE-NSY) و THE-NSY (فرکانس ۴۵۹۰۰Hz)

نتیجه گیری:

پدیده های الکترو مغناطیسی از جمله اختلال در سیگنال های رادیویی برای پیش بینی کو تاه مدت زمین لرزه از سال ها پیش در جهان مورد استفاده قرار گرفته اند. مشاهدات متعدد و افزایش تعداد رویدادهای قابل اطمینان برای همبستگی آماری با زمین لرزه ها و درک فر آیندهای مرتبط ضروری است. در این تحقیق ارتباط بین ناهنجاری های سیگنال VLF و زمین لرزه سیرچ کرمان با استفاده از تجزیه و تحلیل دامنه سیگنال VLF مورد بررسی قرار گرفت. این ناهنجاری ها به صورت کاهش در دامنه شبانه و افزایش در دامنه روزانه و تنها در مسیر THE-VTX3 طاهر شدند بنابراین ارتباطی به اختلال در فرستنده یا گیرنده ندارند. ارتباط این ناهنجاری ها با عوامل مؤثر بر یونوسفر از جمله شعله های خورشیدی، رعدوبرق، هواشناسی و فعالیت های ژئو مغناطیسی بررسی شد و احتمال ارتباط ناهنجاری ها با این عوامل رد شد. این ناهنجاری ها حدود هشت روز قبل از زلزله آغاز شده بودند و تا روز زلزله ادامه داشتند. بنابراین احتمالاً با اثرات پیش نشانگری زلزله سیرچ کرمان مرتبط هستند. این نتیجه یک شاهد دیگر از وقوع اختلالات رادیویی در فرکانس VLF قبل از رویداد زمین لرزه را ارائه می دهد.

این حوزه جدید علم نهتنها ازلحاظ علمی، بسیار جالب و چالش برانگیز است، بلکه از اهمیت بالقوه ای به عنوان یک نامزد امیدوار کننده برای پیش بینی کوتاه مدت زلزله برای کاهش خسارات زمین لرزه در کشورهای لرزه خیز برخوردار است. به عنوان هدف نهایی بررسی پدیده های لرزه \_ الکترومغناطیسی باید مکانیسم اتصال لیتوسفر – اتمسفر – یونوسفر بررسی شود. برای این منظور، هر اندازه گیری هماهنگ که پارامترهای مختلف اطلاعات لیتوسفری، اطلاعات اتمسفری، اطلاعات یونوسفر شامل نظارت بر منطقه D توسط TLF/ VLF، مشاهدات ماهواره ای و غیره را جمع آوری می کند برای آینده نزدیک بسیار ضروری است.

**\$\$\$\$\$** 

**References:** 



۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



- Biagi PF, Maggipinto T, Ermini A et al (2011) The European VLF/LF radio network to search for earthquake precursors: setting up and natural/man-made disturbances. Nat Hazards Earth Syst Sci 11:333–34.
- Gokhberg, M.B., Gufeld, I.L., Rozhnoy, A.A., Marenko, V.F., Yampolsky, V.S. and Ponomarev, E.A., 1989, Study of seismic influence on the ionosphere by super long wave probing of the Earth–ionosphere waveguide. Physics of Earth and Planetary Interiors, 57, pp. 64 67.
- Hayakawa, M., Molchanov, O.A., Ondoh, T. and Kawai, E., 1996b, The precursory signature effect of the Kobe earthquake on VLF subionospheric signals. Journal of Communications Research Laboratory, Tokyo, 43, pp. 169–180.
- Hayakawa, M. and Hobara, Y., 2010, Current status of seismoelectromagnetics for short-term earthquake prediction, Geomatics, Natural Hazards and Risk, 1(2), 115–155.
- Hayakawa, M., 2015, Earthquake prediction with radio techniques, John Wiley & Sons, Singapore Pte. Ltd, , first ed, 294.
- Kasahara, Y., Muto, F., Horie, T., Yoshida, M., Hayakawa, M., Ohta, K., Rozhnoi, A., Solovieva, M. and Molchanov, O.A., 2008, On the statistical correlation between the ionospheric perturbations as detected by subionospheric VLF/LF propagation anomalies and earthquakes. Natural Hazards and Earth System Sciences, 8, pp. 653–656.
- Maekawa, S. and Hayakawa, M., 2006, A statistical study on the dependence of characteristics of VLF/LF terminator times on the propagation direction. IEEJ Transactions on Fundamentals and Materials, 126, pp. 220–226.
- Maekawa, S., Horie, T., Yamauchi, T., Sawaya, T., Ishikawa, M., Hayakawa, M. and Sasaki, H., 2006, A statistical study on the effect of earthquakes on the ionosphere, based on the subionospheric LF propagation data in Japan. Annales Geophysicae, 24, pp. 2219–2225.
- Rodger, C. andMccormick, R.J., 2006, Remote sensing of the upper atmosphere by VLF. In Sprites, Elves and Intense Lightning Discharges, M. Fu<sup>-</sup> llekrug et al. (Eds), pp. 167–190 (Berlin: Springer).
- Rozhnoi, A., Solovieva, M.S., Molchanov, O.A. and Hayakawa, M., 2004, Middle latitude LF (40 kHz) phase variations associated with earthquakes for quiet and disturbed geomagnetic conditions. Physics and Chemistry of the Earth, 29, pp. 589–598.
- Rozhnoi, A., Solovieva, M., Molchanov, O., Schwingenschuh, K.,Boudjada, M.,Biagi, P. F., Maggipinto, T., Castellana, L., Ermini, A., and Hayakawa, M.,2009, Anomalies in VLF radio signals prior the Abruzzo earthquake (M =6.3) on 6 April 2009. Nat.Hazards Earth Syst. Sci., 9, 1727–1732, doi:10.5194/nhess-9-17272009.
- Shvets, A.V., Hayakawa, M., Molchanov, O.A. and Ando, Y., 2004b, A study of ionospheric response to regional seismic activity by VLF radio sounding. Physics and Chemistry of the Earth, 29, pp. 627–637.
- Yamauchi, T., Maekawa, S., Horie, T., Hayakawa, M. and Soloviev, O., 2007, Subionospheric VLF/LF monitoring of ionospheric perturbations for the 2004 Mid-Niigata earthquake and their structure and dynamics. Journal of Atmospheric and Solarterrestrial Physics, 69, pp. 793–802.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



## بررسی زمین لرزه زرند( ۲۲فوریه۲۰۰۵ ) با استفاده از داده های ماهواره ای و روش RST

## مرضیه خلیلی(استادیار بخش علوم زمین-دانشکده علوم-دانشگاه شیراز marzieh-khalili@shirazu.ac.ir ) حسین بازیاری(کارشناس ارشد تکتونیک- بخش علوم زمین-دانشکده علوم-دانشگاه شیراز hossein558@yahoo.com)

#### **\$\$\$\$**

چکیدہ :

زمین لرزه غیرمترقبهترین و ویرانگرترین حادثه طبیعی می باشد. تاریخچه لرزه ای ایران به خوبی نشان میدهد که هیچ نقطهای از ایران را نمیتوان در مقابل زلزله مصون فرض کرد. در این پژوهش به منظور بررسی بی هنجاری های حرارتی مرتبط با زلزله ۲۲فوریه۲۰۰۵ منطقه زرند(Mw=6.4) داده های دمای سطح زمین (Land Surface Temperature) منطقه مورد مقابل زلزله ۲۲فوریه ۲۰۰۵ منطقه زرند(Mw=6.4) داده های دمای سطح زمین (تین (Total Surface Temperature) مرتبط با زلزله ۲۰ فوری ۶۰۰ منطقه زرند(Mw=6.4) داده های دمای سطح زمین (Total Surface Temperature) مطالعه در بازه زمانی ۶۰ روزه (۲۲ ژانویه تا ۲۲مارس سالهای ۲۰۰۳ تا ۲۰۰۵) از سنجنده مودیس(آکوا) استخراج گردید. مطالعه در بازه زمانی ۶۰ روزه (۲۲ ژانویه تا ۲۲مارس سالهای ۲۰۰۳ تا ۲۰۰۵) از سنجنده مودیس(آکوا) استخراج گردید. این داده ها با روش RST) وی در تحزیه و تحلیل قرار گرفت. نتایج بدست آمده از روش اعتبار سنجی، حاکی از وجود بی هنجاری های حرارتی قبل و بعد از زلزله است. این بی هنجاری ها در۶ تا ۱۹ روز قبل و ۲۷تا۲۸ روز بعد از زلزله در منطقه مشاهده گردید. نکته جالب توجه آنکه روند بی هنجاری ها ی حرارتی مشاهده شده، همسو با در زلزله در منطقه مشاهده گردید. نکته جالب توجه آنکه روند بی هنجاری ها ی حرارتی مشاهده شده، همسو با روز بعد از زلزله است. این بی هنجاری ها ی حرارتی مشاهده شده، همسو با روز بعد از زلزله در منطقه مشاهده گردید. نکته جالب توجه آنکه روند بی هنجاری ها ی حرارتی مشاهده شده، همسو با روز بعد از زلزله در منطقه مشاهده گردید. نکته جالب توجه آنکه روند بی هنجاری ها ی حرارتی مشاهده شده، همسو با زلزله های مخرب را تایید کرده ونشان می دهند که روش RST به عنوان روشی مطمئن برای تعیین بی هنجاری حرارتی راز از در راز در روز با زلزله های مخرب را تایید کرده ونشان می دهند که روش RST به عنوان روشی مطمئن برای تعیین بی هنجاری حرارتی در راز در راز در راز در راز در راز در راز در رازی مشاه می در را تی راز ی مشاه می ونش در را RST و در را تاید کرده ونشان می دهند که روش RST به عنوان روشی مطمئن برای تعیین بی هنجاری حرارتی مر را تا زلزله می باشد.

**کلید واژه ها**: زمین لرزه، بیهنجاری حرارتی، دمای سطح زمین،RST ، سنجنده مودیس(اکوا)، زرند

#### A study of Zarand earthquake (February, 22th, 2005) using RST method and satellite data

#### Abstract:

Earthquake is one of the most disastrous and devastating natural phenomena. Iran's earthquake history is well illustrated by the fact no point can be assumed to be immune to an earthquake. In this research, to characterize the thermal anomalies at a specific observation time of three years of Land Surface Temperature (LST), satellite data products obtained from MODIS-Aqua (January, 22<sup>th</sup> to March, 22<sup>th</sup>, from 2003 to 2005), Robust Satellite Technique (RST) method were used. The Zarand earthquake (February, 22th, 2005, Mw=6.4) used for validation. The obtained results showed the thermal anomalies from several days before (6-19 days) and after



(27-28 days) the Zarand earthquake appeared in the study area. Therefore, the results confirmed the theory of the existence of space-time thermal anomalies related to destructive earthquakes and revealed that the RST method is a reliable approach to detect disturbances of the Earth's thermal emission.

#### **Keywords:**

Earthquake, Thermal Anomaly, Land Surface Temperature, RST, MODIS (Aqua), Zarand

**\$\$\$\$** 

مقدمه :

زمین لرزه از غیرمترقبهترین و ویرانگرترین حادثه طبیعی میباشد. تاریخچه لرزه ای ایران به خوبی نشان میدهد که هیچ نقطهای از ایران را نمیتوان در مقابل زلزله مصون فرض کرد. امروزه با گسترش و توسعه شهرنشینی و شهرسازی و افزایش جمعیت، خطر زمین لرزه بیشتر و نتایج آن فاجعه آمیزتر گردیده است. ولی هر چقدر شناخت انسان و آمادگی و پیش آگاهی از زمان و منطقه وقوع آن بیشتر باشد، کمتر تحت تاثیر اثرات آن قرار می گیرد.

زلزله نتیجه فرایند حرکات مداوم صفحات تکتونیکی و گسیختگی سنگها در اعماق است که به صورت یک حرکت ناگهانی موجب انتقال امواج لرزهای به سطح زمین میشود. زلزله به عنوان یک پدیده بینظم شناخته شده که گاهی بدون هیچ هشداری رخ میدهد. با این وجود گاهی با یکسری تغییرات همراه است. هر پارامتری که قبل از وقوع زمین لرزه تغییراتی در آن پدید آید، پیش نشانگر گفته میشود. از جمله این پیش نشانگرها میتوان به تغییرات حرارتی، تغییرات الگوی لرزهای، الگوی اتساع پذیری زمین، ابرهای یونی و غیره...اشاره کرد. روشهای مختلفی برای بررسی پیش نشانگرها وجود دارد که یکی از بهترین روشها استفاده از تصاویر ماهوارهای میباشد.

امروزه، سنجش از دور برای مطالعه زلزله جایگاه ویژهای پیدا کرده است. با استفاده از تصاویر ماهوارهای و تکنیک سنجش از دور، امکان تشخیص بهتر با صرف هزینه و زمان کمتر فراهم می گردد. سنجش از دور حرارتی شاخهای از سنجش از دور است که پیرامون پردازش و تفسیر دادهها و تصاویر به دست آمده در ناحیه مادون قرمز حرارتی (TIR۳) طیف الکترومغناطیس (EM۴) بحث می کند (پراکاش۵،۲۰۰۰).

در سنجش از دورحرارتی، تشعشع ساطع شده از سطح پدیده، اندازه گیری میشود. دادههای ماهوارهای نشان میدهند که قبل از زمینلرزههای بزرگ، به طور گذرا و موقتی تغییرات نامتعارف دمایی به وقوع میپیوندد. این تغییرات معمولا ۱۴–۷

<sup>3</sup> .Thermal Infrared

<sup>4</sup>.Electro Magnetic

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup>. Prakash





روز قبل از زمین لرزههای بزرگ رخ میدهد و چند هزار یا دهها هزار کیلومترمربع را تحت تاثیر قرار میدهد، همچنین ۴-۲ درجه سانتیگراد دما را افزایش داده و چند روز پس از وقوع زلزله ناپدید می شوند (ترونین <sup>9</sup>وهمکاران،۲۰۰۲). در این مطالعه هدف بررسی زمین لرزه ۲۲فوریه منطقه زرند(Mw=6.4&D=14Km) با استفاده از آنالیز سری زمانی تصاویر حرارتی با استفاده از روش RST می باشد. با تحلیل تغییرات قبل از زلزله می توان شناخت بهتری از آن پیدا کرده و پیش یابی زلزله (Forecast) را با دقت بیشتری انجام داد.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

#### **\*\*\*\***

#### منطقه مورد مطالعه:

منطقه موردمطالعه با مختصات طول جغرافیایی ۵۵ تا ۵۹ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۲۹ تا ۳۲ درجه شمالی در جنوب خاوری ایران( منطقه زرند) واقع شده است (شکل ۱).

منطقه زرند واقع در شمال غربی استان کرمان بر روی یکی از خطرناک ترین گسل های زلزله خیز ایران قرار دارد (گسل کوهبنان). گسل کوهبنان یکی از لرزه خیزترین روندهای ساختاری در استان کرمان و خاور بافق یزد به شمار می آید.طول گسل کوهبنان ۳۰۰ کیلومتر و دارای دارای حرکت راستالغز راستگرد با مولفه معکوس و ساز و کار فشارشی در طول زمان کرتاسه تا عهد حاضر است (Berberian,et al.,1979).

#### **\$\$\$\$**

#### روش تحقيق:

RST (تراماتولی و همکاران، ۲۰۰۵،۲۰۰۷) روشی است که به منظور آنالیز دادههای ماهوارهای جهت پایش خطرات عمده محیطی و طبیعی در ارتباط با خطر سیل، فعالیت آتشفشانی و آتش سوزی جنگل بکار گرفته شده است. بعد از اولین کاربرد این روش در زلزله ۱۹۸۰ ایرپینیا–باسیلاکا با بزرگای ۶٫۹، روش RST برای پایش مناطق فعال لرزهای مورد استفاده قرارگرفت.

RST روش تعیین بی هنجاری زمانی-مکانی است که براساس آنالیز مقدماتی چندین ساله تصاویر حرارتی که از ماهواره قابل دریافت می باشد، قابل محاسبه است. این روش برای شناسایی آنومالی های حرارتی در موقعیت های مختلف تکتونیکی، وضعیت مکانی متفاوت (در ارتباط با اتمسفر یا سطح) و وضعیتهای مختلف مشاهدهای (در ارتباط با زمان، فصل یا زاویه دید ماهواره) می باشد.

نوسانات بخار آب اتمسفری در گذشته بهعنوان عامل اصلی مؤثر در کاهش سیگنالهای باقیمانده و بهتبع نرخ سیگنال به

<sup>6</sup> .Tronin et al



نویز (S/N) و همچنین کاهش پتانسیل روش RST در شناسایی بی هنجاری حرارتی مرتبط با زلزله معرفی شده است. برای رفع این مشکل می توان از داده های LST که حداقل تاثیر پذیری مقابل تغییرات بخار آب اتمسفری دارد به جای تشعشعات TIR استفاده کرد. (لیزی<sup>۷</sup>وهمکاران ۲۰۱۵).

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

اندیس یا شاخص (RETIRA ) توسط فیلیزولا و همکاران ۲۰۰۴، دی بلو و همکاران ۲۰۰۴ برای اندازه گیری تشعشعات سنجنده ماهواره مدار قطبی به کاربرده شده است(معادله ۱).

 $\otimes_{\Delta LST} (x,y,t) = \frac{\Delta LST (x,y,t) - \mu_{\Delta LST} (x,y)}{\sigma_{\Delta LST} (x,y)}$ 

t در زمان LST(x,y,t) = LST(x,y,t) و متوسط مکانی LST(x,y,t) فعلی LST(x,y,t) و متوسط مکانی LST(x,y,t) در زمان t برداشت ماهوارهای است LST(t). متوسط مکانی LST(x,y,t) محاسبه شده در محل شکل برداری فقط برای زمین های بدون پوشش ابر LST(t,y,t). : میانگین سری زمانی تصاویر در مکان (x,y) فقط برای پیکسل های بدون ابر که تماماً متعلق به یک مجموعه داده هستندτ

تغییرات زمانی سیگنال مشاهداتی در مکان (x,y) که در پیکسل های بدون ابر درون مجموعه داده مشابه σ ΔLST(x,y,t) t'Eτ محاسبه میشود. این رابطه روی تمام پیکسل های هر شکل اعمال میشود. گسترش مکانی و تداوم در زمان الزاماتی اضافی (همراه با نسبی شدت) بهمنظور شناسایی مقدماتی توالی ویژه بی هنجاری LST میباشد.

این شاخص نه تنها مستقل از منابع شناخته شده طبیعی/ مشاهداتی است بلکه بشدت آن ها را کاهش می دهد. بعلاوه این شاخص بر اساس مقایسه بین مقادیر اندازه گیری شده در شرایط مشاهداتی همگن (چرخه خور شیدی سالانه و روزانه، یوشش سطحی، گسیلش و غیره) مسئول اکثر تغییرات سیگنال TIR است (تراماتولی و همکاران ۲۰۰۱،۲۰۰۵).

طبق مطالعاتی که توسط تراماتولی (۲۰۰۸) و فیلیزولا (۲۰۰۴) انجام یافته شاخص RETIRA که بر اساس مقادیر متوسط زمانی پایهریزی شده است، از وقوع سیگنالهای پرت ناگهانی در ارتباط با پدیدهای خاص یا شرایط مشاهداتی، جلوگیری نمی نماید. بنابراین در هنگام بررسی بی هنجاری حرارتی تنها مواردی که در مکان و زمان دارای پایداری و تکرار باشند به عنوان بی هنجاری مرتبط با زلزله شناخته می شوند.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



**\$\$\$\$** 

#### بحث و نتايج:

در این مطالعه با استفاده از داده های سنجنده مودیس (آکوا)و روش RST زلزله ۲۲فوریه ۲۰۰۵ مورد بررسی قرار گرفته است. ابتدا با استفاده از اطلاعات سه ساله میزان میانگین برای تمام تصاویر محاسبه گردید (محاسبه فاکتورهای رفرنس فیلد) وسپس این نتایج در ایندکس قرار داده شد و اطلاعات سال زلزله(فاز اعتبار سنجی) بررسی گردید. در روش اعتبار سنجی که سال وقوع زلزله می باشدبی هنجاری LST شدت بالای۳۹ (پیکسل با ۳٫۵ (یار) یه) و ۲۰۱رس در شرق منطقه مورد مطالعه،۱۹ تا مورز قبل و ۲۷فوریه در جنوب ،۱۳ فوریه در مرکز،۳نوریه و ۷مارس در غرب و ۲۱مارس در شرق منطقه مورد مطالعه،۱۹ تا ۶روز قبل و ۲۷تا۲۸روز بعد از زلزله زرند مشاهده گردیده است (شکل ۲). این بی هنجاریها در روزهای ۳، ۱۳ و ۱۶ فوریه و ۷مارس در امتداد گسل کوهبنان می باشند و انطباق خوبی از نظر زمین ساختاری با گسل مسبب زلزله (کوهبنان) از خود نشان می دهد. برای اینکه آنومالی ها را با وضوح و گستردگی بیشتری بینیم، بی هنجاریها با شدت ۳ حرارتی ۱۳ روز قبل و ۲۷تا۲۸روز بعد از زلزله زرند مشاهده گردیده است (شکل ۲). این بی هنجاریها در روزهای ۳، ۳ در و بان از خود نشان می دهد. برای اینکه آنومالی ها را با وضوح و گسترد گی بیشتری بینیم، بی هنجاریها با شدت ۳ در روش انکار ماز در وز قبل و ۲۷تا۲۸روز بعد از زلزله زرند مشاهده گردیده است. در روش انکار ماز سال ۲۰۰۳ روز بعد از زلزله زرند مشاهده گردیده است. موار تی ۱۹ روز قبل و ۲۷تا۲۸روز بعد از زلزله زرند مشاهده گردیده است.

زمانی و مکانی نمی تواند مربوط به زلزله باشد (شکل ۳).

**\$\$\$\$** 

#### نتيجه گيري:

نتایج روش اعتبار سنجی نشان داد که بی هنجاری LST در ۲۲مارس در شمال شرقی ،۷و ۱۶فوریه در جنوب ۱۳، فوریه در مرکز،۳فوریه و ۷مارس در غرب و ۲۱مارس در شرق منطقه مورد مطالعه ۶ تا ۱۹روز قبل و۲۷-۷۲روز بعد از زلزله زرند مشاهده گردیده است. این بی هنجاریها در روزهای ۳، ۱۳ و ۱۶ فوریه و ۷مارس در امتداد گسل کوهبنان می باشند و انطباق خوبی از نظر زمین ساختاری با گسل مسبب زلزله (کوهبنان) از خود نشان می دهد. به طور کلی نتایج این تحقیق وجود آنومالی حرارتی قبل از زلزله های مخرب را تایید کرده ونشان می دهند که روش RST به عنوان روشی مطمئن برای تعیین بی هنجاری حرارتی مرتبط با زلزله میباشد.

منابع انگلیسی:



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



Berberian, M., Asudeh, I., & Arshadi, S. 1979." Surface rupture and mechanism of the Bob-Tangol (southeastern Iran) earthquake of 19 December 1977" Earth and Planetary Science Letters, 42(3), 456-462.

Di Bello G., Filizzola C., Lacava T., Marchese F., Pergola N., Pietrapertosa C., Piscitelli S., Scaffidi I. and Tramutoli V.; 2004." *Robust satellite techniques for volcanic and seismic hazards monitoring*" Ann Geophys., 47, 49-64.

Filizzola, C., Pergola, N., Pietrapertosa, C., & Tramutoli, V. 2004. "Robust satellite techniques for seismically active areas

*monitoring a sensitivity analysis on September 7, 1999 Athens's earthquake*" Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, 29(4), 517-527.

Lisi, M., Filizzola, C., Genzano, N., Paciello, R., Pergola, N., & Tramutoli, V. 2015" *Reducing atmospheric noise in RST analysis of TIR satellite radiances for earthquakes prone areas satellite monitoring*" Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, 85, 87-97.

Lillesand, T. M., Kiefer, R. W., & Chapman, J. W., 2004." *Remote Sensing and Image Interpretation*", New York: John Wiley and Sons.

Ouzounov, D., Bryant, N., Logan, T., Pulinets, S., & Taylor, P., 2006. "Satellite thermal IR phenomena associated with some of the major earthquakes in 1999–2003", Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, 31(4-9), p. 154-163. Prakash, A., 2000." Thermal remote sensing: concepts, issues and applications", International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing, 33(B1; PART 1), 239-243.

Tramutoli, V., Cuomo, V., Filizzola, C., Pergola, N., & Pietrapertosa, C., 2005. "Assessing the potential of thermal infrared satellite surveys for monitoring seismically active areas: The case of Kocaeli (Izmir) earthquake, August 17, 1999", .Remote Sensing of Environment, 96(3-4), p.409-426

Tronin, A. A., Hayakawa, M., & Molchanov, O. A., 2002. "*Thermal IR satellite data application for earthquake research in Japan and China*", Journal of Geodynamics, 33(4-5), p. 519-534.



شکل ۱-منطقه مورد مطالعه و گسلهای مهم آن



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم







شکل ۲(فاز اعتبارسنجی۲۰۰۵). چهارگوشهای قرمز روزهایی که در آن بی هنجاری دیده شده را نشان می دهند.



شکل ۳. دایره های قرمز بی هنجاریهای حرارتی مرتبط با زلزله را نشان می دهند.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم







شکل ۳(فاز انکار۲۰۰۳). چهار گوشهای قرمز روزهایی که در آن بی هنجاری دیده شده را نشان می دهند.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



## اندازه گیری پارامترهای جابجایی گسل در زمین لرزهها با استفاده از مدلهای ارتفاعی رقومی

#### **\$\$\$\$**

مجتبی بصیری، کارشناس ارشد تکتونیک از پژوهشکده علوم زمین mojtaba.basiri@gmail.com

#### **\$\$\$\$\$**

#### چکیدہ:

مولفه های جابجایی گسل که پس از زمین لرزه در محل گسیختگی های سطحی مشاهده می شوند، در بیشتر موارد نشانگر مقدار واقعی لغزش گسل نمی باشند. با اندازه گیری مقادیر جابجایی افقی و قائم و محاسبه زاویه ریک گسل می توان مقدار واقعی جابجایی گسل در زمین لرزه را تعیین نمود. یکی از دقیق ترین روش ها برای اندازه گیری پارامتر های جابجایی گسل، استفاده از مدل های ارتفاعی رقومی می باشد. دقت این مدل ها باید به گونه ای باشد که بتوان جابجایی های کمتر از یک سانتی متر را بر روی آن ها اندازه گیری نمود. برای تهیه چنین مدل هایی می توان از جی پی اس کینماتیک یا پهپاد استفاده کرد. در این پژوهش، با ارائه چند مورد برداشت میدانی و مدل های ارتفاعی رقومی، روش اندازه گیری پارامتر های جابجایی گسل در زمین لرزه ها توضیح داده شده است. در نگارش این نوشتار تلاش گردیده تا ارائه این روش ها جنبه آموزشی برای دانشجویان و پژوهشگران داشته باشد.

**کلید واژدها**: زمینلرزه، مدل ارتفاعی رقومی، جی پی اس کینماتیک، فوکال مکانیسم، ریک گسل، لغزش خالص

#### Measurement of fault displacement parameters in earthquakes using digital elevation models

#### Mojtaba Basiri

#### Abstract:

In the most cases, fault displacement components, which observed after earthquakes, do not indicate the net slip of fault. By measuring the horizontal and vertical displacement and calculating the rake angle of fault, the net slip of the fault caused by earthquake can be measured. One of the most exact methods for measuring fault displacement parameters is using digital elevation models (DEM). These models should be so accurate that displacement less one centimeter can be measured. To prepare this type of digital elevation models, kinematics GPS and unmanned aerial vehicle (UAV) can be applied. In the present study, measuring fault displacement parameters in earthquakes explained by presenting field observations and digital elevation models. In current paper, educational aspects have been considered for students and researchers.

Keywords: Earthquake, Digital Elevation Model, Kinematics GPS, Focal Mechanism, Fault Rake, Net Slip





۲۳ و ۲۵ آیان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

مقدمه:

زمین لرزه ها ممکن است باعث گردد تا عوارض طبیعی و مصنوعی واقع در محدوده گسل، دچار جابجایی شوند. در برخی از زمین لرزه ها، گسلش به سطح زمین نرسیده و گسیختگی های سطحی تشکیل نمی شود. به طور مثال در رویداد زمین لرزه ۲۱ نوامبر ۲۰۱۷ از گله کرمانشاه با بزرگای MW 7.3 گسلش به سطح زمین نرسیده است (Yang et al., 2018). در برخی دیگر مانند زمین لرزه ۱۴ مارس ۱۹۹۸ فندقاع واقع در شمال گلباف در استان کرمان، حدود ۲۳/۵ کیلومتر گسیختگی سطحی در نهشته های آبرفتی هولوسن شکل گرفته و ۳ متر جابجایی راستالغز راست بر همراه با ۱ متر جابجایی شاقولی اندازه گیری شده است (Fault Mechanism). چنانچه سازو کار گسل (Pure Dip Slip) در زمین لرزه از نوع راستالغز محض (Pure Strike Slip) یا شیب لغز محض نبوده و ترکیبی از مولفه های راستالغزی و شیب لغزی واقعی خواهد بود. در بیشتر موارد سازو کار گسل ها از نوع محض نبوده و ترکیبی از مولفه های راستالغزی و شیب لغزی ورمود دارد (شکل های ۱ و ۲). در چنین مواردی می توان با بدست آوردن زاویه ریک گسل (Rake) در زمین لرزه، مقدار جابجایی واقعی آن را تعیین نمود.



شکل ۱- جابجایی افقی در رویداد زمینلرزه ۱۵ اکتبر ۱۹۷۹ در El Centro کالیفرنیا با بزرگای ۶/۹ (سمت چپ) و زمینلرزه ۲۸ ژوئن ۱۹۹۲ در کالیفرنیا با بزرگای ۷/۳ (سمت راست).

در دانش زمین شناسی مقدار زاویه ریک گسل (R) از صفر درجه در گسل های راستالغز محض تا ۹۰ درجه در گسل های شیب لغز محض متغیر است. در گسل های مورب لغز (Oblique Slip) چنانچه زاویه ریک کمتر از ۴۵ درجه باشد سازو کار اصلی آن راستالغز و چنانچه بیشتر از ۴۵ درجه باشد سازو کار اصلی آن شیب لغز خواهد بود. زاویه ریک گسل به روش های مختلف در زمین شناسی، زلزله شناسی و مورفو تکتونیک قابل اندازه گیری است. استفاده از خطوط خش لغز (Slickenline) روی صفحه گسل، رایج ترین روش اندازه گیری ریک گسل در زمین شناسی می باشد. با این وجود، استفاده از این روش



برای برآورد ریک گسل در زمینلرزه ها کار چندان ساده ای نیست، زیرا بیشتر گسیختگی های سطحی در نهشته های کواترنری تا عهد حاضر شکل گرفته و یافتن صفحه گسل و به ویژه خطوط خش لغز در چنین نهشته هایی مشکل می باشد. در اینجا برای نمونه به دو مورد از شکل گیری خطوط خش لغز در محل گسیختگی های سطحی ناشی از زمین لرزه اشاره شده است (شکل ۳).



شکل ۲- جابجایی قائم در دیواره ترانشه پارینهلرزهشناسی گسل گوک (سمت راست) (بصیری، ۱۳۹۰). گسلش در نهشتههای دوران سوم، محدوده معدن سرب راونج، دلیجان (سمت چپ).



شکل ۳- اندازه گیری زاویه ریک گسل گوک با استفاده از خطوط خش لغز در محل گسیختگی سطحی ناشی از زمین لرزه ۱۴ مارس ۱۹۹۸ فندقاع (سمت راست) (بصیری، ۱۳۹۰). گسلش، گسیختگی سطحی و شکل گیری خطوط خش لغز در زمین لرزه ۱۱ آپریل ۲۰۱۱ با بزرگای ۶/۸ در Iwaki-city هونشو، ژاپن (سمت چپ) (Otsubo et al., 2012).

چنانچه مدل ارتفاعی رقومی و نقشه توپوگرافی دقیق از گسیختگیهای ناشی از زمینلرزه تهیه شود، میتوان مقادیر جابجایی گسل را با دقت بالا اندازه گیری نمود. یکی از روشهای تهیه این گونه مدلها، استفاده از دستگاه GPS کینماتیک





و پیمایش به روش RTK میباشد. به تازگی استفاده از پهپاد نیز برای تهیه مدلهای ارتفاعی رقومی و نقشههای توپو گرافی رقومی با دقت بالا، رایج شده است.

۲۳ و ۲۵ آیان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

#### **\$\$\$\$\$**

## روش تحقيق:

در این پژوهش اندازه گیریها بر روی گسیختگیهای ناشی از زمینلرزه ۱۴ مارس ۱۹۹۸ فندقاع واقع در شمال گلباف در استان کرمان انجام گرفته است. این زمینلرزه با بزرگای 6.6 Mw در اثر فعالیت گسل گوک (گلباف) رخ داده و کانون آن در عمق ۱۵ کیلومتری زمین و مختصات رومرکزآن N29.95 و E57.60 میباشد. موقعیت کلی این منطقه بر روی تصویر ماهوارهای کوئیکبرد در شکل ۴ و گسیختگیهایی که مورد بررسی قرار گرفتند در شکل ۵ آمده است.

> شکل ۴- تصویر ماهوارهای Quick Bird با قدرت تفکیک مکانی حدود ۶۰ سانتیمتر از گسل گوک (گلباف) در گستره آبادی فندقاع واقع در شمال گلباف، استان کرمان. محدودهای که در آن گسیختگیهای زمین-لرزه ۱۴ مارس ۱۹۹۸ اندازه گیری و مدل ارتفاعی رقومی آن تهیه گردید با مستطیل سیاه رنگ مشخص شده است. تصویر این منطقه در شکل ۵ و مدل ارتفاعی رقومی آن در شکلهای ۶ و ۷ آمده است.



پس از پیمایش به روش RTK توسط GPS کینماتیک، مدل ارتفاعی رقومی با دقت میلیمتر از محل گسیختگیهای سطحی زمینلرزه تهیه و از دو روش برای اندازه گیری زاویه ریک استفاده شد. **روش اول:** 



در این روش مقادیر جابجایی افقی و قائم مستقیماً بر روی مدل ارتفاعی رقومی اندازه گیری شد و سپس با استفاده از روابط مثلثاتی، زاویه ریک گسل گوک محاسبه گردید (شکل ۶). بر این اساس مقادیر جابجایی قائم و افقی گسل گوک در زمینلرزه ۱۹۹۸ فندقاع به ترتیب برابر ۵۰ و ۳۳۵ سانتیمتر و زاویه ریک گسل ۸/۵ درجه بدست آمد.



شکل ۵- کرتهای کشاورزی واقع در پلایای فندقاع که در مجموع به میزان ۳۳۵ سانتیمتر و توسط سه گسیختگی همزمان با زمینلرزه دچار بریدگی راستبر شدهاند (بصیری، ۱۳۹۰).



شکل ۶- اندازه گیری زاویه ریک گسل گو ک به روش مثلثاتی با بهره گیری از مدل ارتفاعی رقومی (DEM) حاصل از برداشت سطح توپوگرافی گسیختگیها (شکل ۵) با دستگاه GPS کینماتیک. گستره این تصویر بر روی شکل ۴ با مستطیل سیاه رنگ مشخص شده است.



## روش دوم:

با بهره گیری از روش های هندسی ویژه بر روی مدل های ارتفاعی رقومی حاصل از پیمایش با GPSکینماتیک، میتوان مقدار جابجایی گسل را با دقت بسیار بالاتر تعیین نمود. با استفاده از این روش، مقادیر جابجایی قائم و افقی در همان محل (شکل ۵) به ترتیب برابر با ۳۲ و ۲۹۸/۲ سانتیمتر و زاویه ریک گسل گوک حدود ۶ درجه بدست آمد. مراحل انجام کار در شکل های ۷ تا ۹ آمده است.



شکل ۷- نمایش سه بعدی مدل ارتفاعی رقومی (DEM) تهیه شده به روش RTK توسط دستگاه GPS کینماتیک. راستای کلی گسل گلباف و همچنین کرتهای کشاورزی شکل ۵ نشان داده شده است. گستره این تصویر بر روی شکل ۴ با مستطیل سیاه رنگ دیده میشود. اعداد ارتفاع بر حسب متر و اعداد مختصات در سیستم UTM میباشد.

شکل ۸- نقشه توپو گرافی رقومی حاصل از مدل ارائه شده در شکل ۲. به منظور اندازه گیری دقیق مقادیر جابجایی افقی و قائم کرتهای کشاورزی (شکل ۵)، پروفیلهای توپو گرافی 'AA و 'BB ترسیم گردید. این پروفیلها و محاسبات مربوط به آن در شکل ۹ آمده است. برای تهیه این نقشه از نرمافزار Surfer استفاده شده است (بصیری، ۱۳۹۰).







شکل ۹- نحوه محاسبه زاویه ریک گسل گوک در زمینلرزه ۱۹۹۸ فندقاع. در این پژوهش راستای کلی این گسل برابر با N152<sup>0</sup> و مقدار شیب شاخه اصلی آن برابر با ۲۵ درجه اندازه گیری شد و با توجه به این مقادیر، زاویههای α=28<sup>0</sup> و b=15<sup>0</sup> بدست آمد. برای ترسیم این پروفیلها از نرمافزار Grapher استفاده گردید (بصیری، ۱۳۹۰).

در نمودار شکل ۹ بر روی محور Y همیشه دادههای مربوط به ارتفاع قرار می گیرد. انتخاب دادههای محور X بستگی به چگونگی گسترش عارضه مورد بررسی دارد. اگر این عارضه در راستای عرض جغرافیایی بیشترین گسترش را داشته باشد، محور X عرض جغرافیایی خواهد بود و اگر این عارضه در راستای طول جغرافیایی بیشترین گسترش را داشته باشد، محور X به طول جغرافیایی اختصاص خواهد یافت (مشابه شکل ۹).

در شکل ۹ محل گسل بر روی پروفیل های توپو گرافی با نقاط F و 'F مشخص شده است. از این نقاط باید با توجه به مقدار شیب گسل که در بررسی های میدانی بدست می آید خطوط گسل (خطوط قرمز رنگ) را رسم نماییم. در رسم این خطوط توجه به مقیاس محورهای X و Y بسیار مهم می باشد. به طور مثال اگر شیب گسل ۷۵ درجه بوده و مقیاس محورهای X و





Y نیز با هم برابر یعنی یک به یک باشد، خطوط گسل با همان شیب ۷۵ درجه رسم خواهند شد. ولی در بیشتر موارد مقیاس محورهای X و Y با هم یکسان نبوده و نمی توان مقیاس مشابهی برای آنها در نظر گرفت، چرا که یکی از محورها آنقدر کوچک خواهد شد که دادهای بر روی آن قابل نمایش نخواهد بود. در چنین مواردی باید با توجه به نسبت محورها و مقیاس آنها، زاویه شیب گسل نیز در چارچوب همان مقیاس در نظر گرفته شده و خطوط گسل رسم شوند. مراحل این تبدیل مقیاس در شکل ۱۰۸ آمده است.

۲۳ و ۲۵ آیان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

برای محاسبه مقدار جابجایی افقی در راستای گسل (H)، ابتدا از محل گسل بر روی پروفیل های توپو گرافی دو خط عمود بر محور X رسم می کنیم (شکل ۹). فاصله بین این دو خط مقدار h می باشد که عبار تست از مقدار جابجایی افقی بر روی سطح زمین در راستای طول یا عرض جغرافیایی. برای تبدیل مقدار h به مقدار واقعی جابجایی افقی در راستای گسل (H)، باید با در نظر گرفتن اینکه h در راستای طول جغرافیایی اندازه گیری شده یا در راستای عرض جغرافیایی، و همچنین با در نظر گرفتن زاویه α که زاویه حاده بین راستای گسل و امتداد شمال جغرافیایی می باشد، تصحیحات لازم را انجام دهیم. چگونگی انجام این کار با ارائه یک مدل در شکل ۱۰B نشان داده شده است.



شکل ۱۰- A: مراحل تبدیل زاویه ۲۵ درجه از حالت مقیاس یک به یک به زوایای مربوطه در مقیاسهای ۱ به ۳۰ و ۱ به ۵۰. در این شکل عدد ۲۵ درجه انتخاب شد چراکه همان مقدار شیب گسل گلباف است (بصیری، ۱۳۹۰) و مقیاس ۱/۵۰ و تبدیل زاویه ۲۵ درجه به ۸۹/۷ درجه نیز همان حالتی است که برای ترسیم خطوط گسل در شکل ۹ از آن استفاده گردیده است. B: چگونگی تبدیل مقدار جابجایی افقی اندازه گیری شده در راستای طول (h2) یا عرض (h1) جغرافیایی به مقدار واقعی جابجایی افقی در راستای گسل (H) (بصیری، ۱۳۹۰).



برای بدست آوردن مقدار واقعی جابجایی قائم بر روی صفحه گسل (Vf)، ابتدا مطابق آنچه که در شکل ۹ آمده دو خط مماس را طوری رسم می کنیم که از شکل غالب پروفیل های توپو گرافی تبعیت کرده و تا حد امکان از محل برخورد گسل با پروفیل های توپو گرافی (F و 'F) عبور کنند. این دو خط مماس را امتداد می دهیم تا یکی از آن ها خط گسل را قطع کند. فاصله بین همین نقطه تا F یا 'F (بستگی به این دارد که امتداد خط مماس کدام گسل را قطع کرده باشد)، مقدار جابجایی قائم بر روی سطح زمین (d) می باشد. برای درک بیشتر این موضوع مثال دیگری مربوط به محاسبات انجام شده روی گسل دهشیر (فروتن، ۱۳۸۷) نیز آورده شده است (شکل ۱۱). تفاوتی که این نمودار با نمودار شکل ۹ دارد این است که گستر ش عارضه بررسی شده در راستای عرض جغرافیایی بوده و محور X نمودار، عرض جغرافیایی می باشد.



شکل ۱۱- نقشه توپوگرافی رقومی و نمایش مسیر پروفیلهای توپوگرافی رسم شده به منظور محاسبه مقدار دقیق جابجایی آبراهه A در راستای گسل دهشیر (چپ). نمایش پروفیلهای توپوگرافی رسم شده به منظور محاسبه دقیق جابجایی قائم آبراهه A بر روی صفحه گسل و جابجایی افقی آن در راستای گسل دهشیر (راست) (فروتن، ۱۳۸۷).

با استفاده از رابطه Vf=d/cosb، مقدار واقعی جابجایی قائم بر روی صفحه گسل محاسبه خواهد شد. زاویه b عبارتست از زاویه بین صفحه گسل و یک صفحه قائم؛ به عبارت دیگر زاویه b متمم زاویه شیب گسل میباشد (b+δ=90<sup>0</sup>). همچنین با داشتن مقادیر جابجایی قائم بر روی صفحه گسل (Vf) و جابجایی افقی در راستای گسل (H)، می توان با استفاده از رابطه مثلثاتی R=arctg(Vf/H).




شکل ۱۲- چپ: محاسبه مقدار واقعی جابجایی قائم بر روی صفحه گسل (Vf)، با در اختیار داشتن مقدار جابجایی قائم بر روی سطح زمین (d) و مقدار شیب گسل. راست: روابط هندسی و مثلثاتی برای محاسبه زاویه ریک (R) و مقدار جابجایی خالص گسل (NS) (بصیری، ۱۳۹۰).

پس از رخداد زمین لرزه ممکن است جابجایی افقی در سطح زمین (شکلهای ۱ و ۵) یا جابجایی قائم در دیواره ترانشهها مشاهده شود (شکلهای ۲ و ۳). همان طور که در مقدمه این نوشتار گفته شد، این جابجاییها ممکن است جابجایی خالص گسل (NS) نباشد. با در اختیار داشتن زاویه ریک گسل می توان مقدار جابجایی خالص آن را محاسبه نمود (شکل ۱۲). مقدار عددی NS در برخی پژوهش ها از جمله پارینه لرزه شناسی بسیار مهم می باشد، چرا که با دانستن آن و استفاده از سایر روابط (Wells and Coppersmith, 1994)، بزرگای زمین لرزههای پارینه محاسبه خواهد شد.

# زاویه ریک گسل در زلزلهشناسی:

در زلزله شناسی (Seismology) با توجه به سازو کار کانونی زمین لرزه ها (Focal Mechanism)، زاویه ریک گسل تعیین می شود (شکل ۱۳). در این علم، زاویه ریک گسل با λ نمایش داده شده و مقدار آن برای گسل های راستالغز محض با مولفه چپ بر برابر صفر و برای گسل های راستالغز محض با مولفه راست بر برابر ۱۸۰ درجه می باشد ( Stein and (Wysession, 2003). برای گسل های شیب لغز محض با مولفه راندگی مقدار ریک ۹۰ درجه بوده و برای گسل های شیب لغز محض با مولفه نرمال مقدار ریک به دو صورت ۹۰ – یا ۲۷۰ درجه قابل نمایش است. در دو حالت اخیر به طور مثال اگر بخواهیم زاویه ریک گسلی با سازو کار چیره راستالغز راست بر با ۱۰ درجه مولفه نرمال را نشان دهیم، به ترتیب ریک گسل به صورت ۱۷۰ – یا ۱۹۰ درجه قابل نمایش است. در دو حالت اخیر به طور ریک آن ۱۷۰ درجه خواهد بود. بر این اساس در مورد زمین لرزه ۱۴ مارس ۱۹۹۸ فندقاع، سازو کار چیره گسل گوک راستالغز راست بر با ۶ درجه مولفه نرمال بدست آمد. به این ترتیب زاویه ریک گسل گوک در این زمین لرزه به دو صورت ۱۹۴ – یا ۱۹۶ درجه قابل نمایش است (Berberian et al., 2001; Harvard CMT).



شکل ۱۳- نمایش زاویه ریک گسلها در سایزمولوژی (Stein and Wysession, 2003)

#### **\$\$\$\$**

# نتیجه گیری:

در این پژوهش چگونگی استفاده از مدلهای ارتفاعی رقومی برای اندازه گیری پارامترهای جابجایی گسل در زمین لرزهها شرح داده شد. برای این منظور، یکی از زمین لرزههای مرتبط با فعالیت گسل گوک انتخاب گردید و نتایج حاصل از بررسی میدانی گسیختگیهای سطحی آن ارائه شد. نگارش این مقاله با تأکید بر جنبه آموزشی و روش شناسی موضوع، جهت استفاده پژوهشگران و دانشجویان صورت گرفته است.

### **\$\$\$\$\$**

# منابع فارسي:

۱- بصیری، م. ۱۳۹۰، "پارینهلرزهشناسی و ریختزمینساخت گسل گلباف، جنوب خاوری کرمان"، پایاننامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمینشناسی و اکتشافات معدنی کشور.

۲- بصیری، م.، نظری، ح.، فروتن، م.، سلیمانی آزاد، ش.، شکری، م.ع.، طالبیان، م.، قرشی، م.، اویسی، ب.، بلورچی، م.ج.، رشیدی، ع. ۱۳۹۲، "شناسایی الگوی خوشهای رخداد زمینلرزههای پارینه بر روی گسل گلباف، جنوب خاوری کرمان"، فصلنامه علمی پژوهشی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، بهار ۹۲، سال بیست و دوم، شماره ۸۷، صفحه ۱۷۱ تا ۱۸۰.



# ۳- فروتن، م. ۱۳۸۷، "پارینه لرزه شناسی و ریخت زمین ساخت گسل دهشیر"، پایان نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علـوم زمـین، سـازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۵۵ص.

#### **\$\$\$\$**

#### **References:**

4- Berberian, M., Jackson, J. A., Fielding, E., Parsons, B. E., Priestley, K., Qorashi, M., Talebian, M., Walker, R., Wright, T. J., Baker, C., 2001. The 1998 March 14 Fandoqa earthquake (*Mw* 6.6) in Kerman province, southeast Iran: re-rupture of the 1981 Sirch earthquake fault, triggering of slip on adjacent thrusts and the active tectonics of the Gowk fault zone .Geophys. J. Int. (2001) 146, 371–398.

5- Otsubo, M., Shigematsu, N., Takahashi, M., Azuma, T., Imanishi, K., Ando, R. 2012, Slickenlines of fault scarps caused by an earthquake in Iwaki-city (Fukushima Prefecture, Japan) on 11 April 2011. Institute of Geology and Geoinformation (IGG), Ibaraki, Japan Vol. 118, No. 4,2012

6- Stein, S and Wysession, M. 2003. An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure. Blakwell Publishing Ltd.

7- Wells, D.L., Coppersmith, K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement. Bull. Seismo. Soc. Am. 84, 974-1002.

8- Yang, Y-H., Hu, J-C., Yassaghi, A., Tsai, M-C., Zare, M., Chen, Q., Wang, Z-G., M.Rajabi, A., Kamranzad, F. 2018, Midcrustal Thrusting and Vertical Deformation Partitioning Constraint by 2017 Mw 7.3 Sarpol Zahab Earthquake in Zagros Mountain Belt, Iran. Seismological Research Letters (2018) 89 (6): 2204-2213.





# تحلیل هندسی گسل معکوس زاگرس در غرب حاجیآباد با استفاده از دادههای مغناطیسسنجی 0000000

دانشگاه پیام نور قم

مرضيه تابنده'، مهدى مسعودى'، محمد حامديور دارابي" ادانشجوى رشته ژئوفېزېک، دانشگاه هرمزگان، m.tabandeh71369@gmail.com استادیار، دانشگاه هرمزگان، Mehdi.masoodi@gmail.com ۲ استاد بار، دانشگاه هرمزگان، darabi@hormozgan.ac.ir

## 0000000

# حكيده:

تحلیل کمی و کیفی دادههای مغناطیس سنجی در تلفیق با مشاهدات ساختاری به منظور درک هندسه گسل و تخمین عمق یهنه گسلی زاگرس در غرب شهر حاجی آباد استفاده شد. سه دسته بی هنجاری در ارتباط با توده های افیولیتی تغییر شکل یافته در منطقه شناسایی شد. راستای بی هنجاری های ۱ و ۲، شمال غربی-جنوب شرقی (N55W) و راستای بی هنجاری ۳، شمالشرقی-جنوبغربی (N70E) تعیین شد. بی هنجاری ۱ از دو بی هنجاری دیگر عمقیقتر بوده و بی هنجاری ۱ و۲ توسط بی هنجاری ۳ قطع شدهاند که گواه جوانتر بودن بی هنجاری ۳ است. نتایج تحلیل برش های دو بعدی در نرمافزار مدل ويژن، شيب تقريبا قائم را براي بي هنجاري ها تاييد مي كند. مشاهدات ساختاري نيز وجود لنزهاي قائم با حركت امتدادلغز چپبر را در راستای بی هنجاری ۳ نشان می دهد. شیب بدست آمده در منطقه با ماهیت گسل های تراستی در نقشه زمین شناسی مغایرت دارد و یهنه برشی امتدادلغز را تایید می کند.

**کلید واژه ها**: گسل معکوس زاگرس، حاجی آباد، بی هنجاری مغناطیسی، پهنه برشی چپ بر، افیولیت

# Geometric analysis of Zagros Reverse Fault in west of HajiAbad using Magnetometric data Marziyeh Tabandeh<sup>1</sup>, Mehdi Masoodi<sup>2</sup>, Mohammad Hamedpour Darabi<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Master of Geophysics Student, University of Hormozgan, Iran <sup>2</sup>Assistant Professor, University of Hormozgan, Iran

<sup>3</sup> Assistant Professor, University of Hormozgan, Iran

### **Abstract:**

Quantitative and qualitative analysis of magnetometric data in combination with structural observations are used to understand fault geometry and estimate the depth of Zagros fault zone in western HajiAbad. Three categories of anomalies are identified in relation to deformed ophiolitic masses in the region. The direction of the anomalies 1 and 2, northwest-southeast (N55W) and the direction of anomaly 3, northeast-southwest (N70E) are determined. The anomaly 1 is deeper than the two other anomalies, and the anomalies 1 and 2 are discontinued by the anomaly 3, which is evidence of the younger anomaly 3. The results of the two dimensional cutoff



۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



analysis in the Model Vision software confirm the near vertical slope for the anomalies. Structural observations also show the presence of vertical lenses with left slip moving motion along the anomaly 3. The gradient obtained in the region whit the nature of trusted faults is in conflict with the geological map and confirms the slip zone.

Keywords: Zagros Reverse Fault, HajiAabad, Magnetic Anomaly, sinistral shear zone, Ophiolite

مقدمه:

امروزه روش مغناطیس سنجی اهمیتی ویژه در اکتشاف مواد معدنی، حل ابهامات زمین شناسی، مطالعات باستان شناسی، مطالعه ساختارهای نفت و گاز، مطالعه پوسته زمین، شناسایی تغییرات پی سنگ، شناسایی زون های غنی سازی فلزی و تحلیل گسل ها دارد. منطقه مورد مطالعه منطقه مورد مطالعه بخشی از پهنه گسلی تراست اصلی زاگرس در غرب شهر ستان حاجی آباد را شامل می شود. عمده رخنمون واحدهای زمین شناسی منطقه را بازالت های بالشی متعلق به سری افیولیت های کرتاسه تشکیل داده است (شکل ۱). در این پژوهش از روش مغناطیس سنجی برروی بخشی از پهنه گسل معکوس اصلی زاگرس به منظور تعیین محل و عمق بی هنجاری های مغناطیسی و تشخیص مشخصات هندسی این گسل استفاده شده است. بی همچنین در کنار تحلیل داده های ساختاری، از ابزارهای کمی از جمله روش های مدل سازی جهت رسیدن به اطلاعات



شکل۱.تصویر ماهوارهای منطقه مورد مطالعه

### **~~~~~**

# روش تحقيق:

دادههای مغناطیسی برداشت شده به وسیله دستگاه مگنتومتر پروتون پس از پردازش و انجام تصحیحات اولیه با استفاده از فیلترهای مرتبط صافی و اطلاعات کیفی لازم از آنها استخراج شد. سپس بخشهای مهم بیهنجاریهای ثبت شده با استفاده از نرمافزارهای مدلسازی تحلیل شد و اطلاعات کمی لازم شامل شکل هندسی بیهنجاری تعیین گردید و همچنین با بازدید مستقیم از منطقه و برداشتهای زمین شناسی و مشاهده روندها و نقشههای حاصل از بیهنجاری مشخصات دقیق ساختارهای برونزد و هندسه عمقی گسل و همچنین روند گسترش بیهنجاری به دست آمد. در محدودهای با ابعاد ۱۰



کیلومتر لاین های برداشت با فاصله حدود ۲۰۰ متر طراحی و برروی آن ها ایستگاه هایی با فاصله حدود ۱۵ متر نشانه گذاری شد.

در این پژوهش فیلترهای انتقال به قطب، ادامه فراسو، سیگنال تحلیلی و فیلتر مشتق زاویه تیلت استفاده شد. برای اینکه بتوان مرکز بی هنجاری مغناطیسی را تعیین کرد، لازم است داده ها را به شرایط قطب بر گرداند، که به این عمل بر گردان به قطب می گویند. در نقشه بر گردان به قطب اثر زاویه میل و انحراف مغناطیسی از داده ها حذف می شود و بی هنجاری بر روی چشمه قرار می گیرد. به این تر تیب محل و شدت بی هنجاری های مغناطیسی قابل تشخیص است (بارانو، ۱۹۶۴، شکل ۲). این فیلتر به عنوان نقشه پایه در بقیه فیلتر ها استفاده می شود.



شكل ٢. خروجي فيلتر انتقال به قطب

در روش ادامه فراسو میدان پتانسیل اندازه گیری شده در سطح زمین به ارتفاع بالاتر منتقل میشود. با این روش بی هنجاری-های با طول موج بلند تقویت میشوند. بی هنجاری مغناطیسی چشمههای عمیق و بزرگ به صورت طول موج بلند (فرکانس کوتاه) و چشمههای کوچک، سطحی و محلی بصورت طول موج کوتاه (فرکانس بلند) ظاهر می شوند (شاهوردی و همکاران،۱۳۹۶). چون ویژگی چشمههای مغناطیسی نسبت به ارتفاع و عمق متفاوت است، بنابراین هر چقدر ارتفاع پرواز یا تبدیل بیشتر باشد، بی هنجاری های پریود بالا که ناشی از ابهامات زمین شناسی بزرگ و ناحیه ای است، بهتر یا هر می شوند. شکل ۳ فیلتر ادامه فراسو در ارتفاع ۳۰ متر برروی داده های اندازه گیری شده را نشان می دهد که بیشترین عمق ۱۶۳۸ متر محاسبه شده است.





فیلتر سیگنال تحلیلی ترکیبی از گرادیانهای افقی و قائم است، بنابراین خصوصیاتی از این فیلترها را همراه دارد. درنتیجه می توان با استفاده از آن بی هنجاری های کم عمق و روندهای گسلی را مشخص کرد. باتوجه به اینکه فیلتر سیگنال تحلیلی در سه جهت مشتق می گیرد، احتمال اینکه در یکی از جهات شدت میدان پایین باشد وجود دارد، این امر باعث کاهش میدانهای ناشی از جهات دیگر نیز می شود (شایسته فر و همکاران، ۱۳۹۲). کاربرد سیگنال تحلیلی در تفسیر داده های مغناطیسی توسط نبیقیان ۱۹۷۲ برای حالت دوبعدی برای بر آورد عمق و محل منشأ توده های مغناطیسی پیشنهاد شد (بلیکلی، ۱۹۹۵). این فیلتر بی هنجاری های به هم پیوسته و کشیده موجود در امتداد شمال غرب – جنوب شرق را به صورت گسترده و تکه تکه با قله های نوک تیز نشان می دهد و این باتوجه به خاصیت فیلتر سیگنال تحلیلی، نشانگر سطحی بودن این توده هاست (شکل ۴).



نقشه تیلت باعث تقویت خطواره ها شده و تغییر شکل ساختاری گسل ها و مناطق چین خورده را به خوبی نشان می دهد. زاویه تیلت روشی برای تعیین مکان لبه های بی هنجاری های مغناطیسی است. در شکل ۵ بی هنجاری ها در تمامی نقشه پراکنده و به صورت کشیده تر و پیوسته به بی هنجاری های دیگر متصل شده اند. در این نقشه خم شدگی ها و شکستگی ها به حالت نرم و صاف مشاهده می شوند و شکستگی های تیز و زاویه دار و بی هنجاری ها با قله های تیز دیده نمی شوند و همگی به صورت سطحی صاف در آمده اند.





نقشههای گلسرخی رسم شده از خطوارههای کشیده شده بر روی هرکدام از فیلترها، روند کلی منطقه را بصورت شمالغرب–جنوبشرق نشان میدهند(شکل ۶).



شکل<sup>9</sup>: نمودار گل سرخی بهدلیل اینکه در روی سطح زمین فقط ساهد نشانههایی از بیهنجاریها هستیم برای بدست آوردن شکل و روند آنها به ناچار از روشهای مدلسازی استفاده میکنیم. روشهای مدلسازی کمک میکند تا بتوان اطلاعاتی دقیق از تودهها و یا روندهای زیرسطحی بدست آورد. در شکل ۷ نمونههایی از مدلسازی معکوس دوبُعدی و سه بُعدی آورده شده است.



٨٠





جدول۱: مشخصات تودههای مدلسازی شده

#### **\$\$\$\$\$**

## نتیجه گیری:

سه دسته بیهنجاری در ارتباط با توده های افیولیتی تغییرشکل یافته در منطقه شناسایی شد: بیهنجاریهای ۱ و ۲، با راستای شمالغربی-جنوبشرقی (N55W) و بیهنجاری ۳، با راستای شمالشرقی-جنوبغربی (N70E). بیهنجاریهای ۲ و۳ عمق میانگین ۷۵–۸۵ متر دارند ولی بیهنجاری ۱ از هردو عمقیق تر است. نتایج تحلیل برشهای دو بعدی شیب تقریبا قائم را برای بیهنجاریها تایید میکند. مشاهدات صحرایی نیز وجود چندین لنز تقریبا قائم با حرکت

عمق سطح بالايي(متر)	امتداد(درجه)	طول(متر)	شيب(درجه)	عمق(متر)	ضخامت(متر)	مشخصات
۴۳	١٠٩	۷۳	٩.	193/0	140	الف
۱۳/۸	٩٠	9 <b>4</b> /V	٩٠	53/5	181/1	ب
11/4	٩.	۵۵/۸	٩.	۸۳	197/7	ح
٣٣	٧٠	١١٢	٩٠	٩٨/٢	14.	د

امتدادلغز چپبر را در راستای بی هنجاری ۳ نشان می دهد. شیب بدست آمده در منطقه با ماهیت گسل های تراستی در نقشه زمین شناسی مغایرت دارد و پهنه برشی امتدادلغز را تایید می کند. نحوه انقطاع بی هنجاری ۱ و ۲ توسط بی هنجاری ۳، سن جوانتر آن را تایید می کند.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



#### **~~~~~**

## منابع فارسی:

شاهوردی،م.،نمکی،ل.،منتهایی،م.،مصباحی،ف.،بساوند،م.، ۱۳۹۶، "تفسیر دادههای مغناطیسی براساس محاسبه زاویه تیلت و بهبود گرادیان افقی، مطالعه موردی: فروافتادگی زنجان"، مجله فیزیک زمین و فضا، دوره۴۴، (۱۱۳– ۱۰۱) شایستهفر،م.،محمدی،م.،رضایی،ع.،رنجبر،ح.،۱۳۹۲،"اکتشاف کرومیت با استفاده از آنالیز دادههای مغناطیسسنجی هوایی ۱:۵۰۰۰ آبدشت، اسفندقه کرمان"، مجله زمین شناسی مهندسی و محیط زیست، شماره۹۴، (۵۸–۵۱)

#### **~~~~~**

#### **References:**

Baranov, W., Naudy, H., 1964. "Numerical calculation o the formula of reduction to the magnetic pole (airborne)", Geophysics, 29, p. 67-79.

Blakely, R. J., 1995. "Potential theory in gravity and magnetic applications", Cambridge Univ. Press.

Nabighian, M. N., 1972. "The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation", Geophysics, 37, p. 507–517.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



# تعیین پارامترهای لرزهای زمینلرزههای ایران به کمک نظریه شبکه ◊◊◊◊◊◊◊◊

سارا تقوی، دانشجوی کارشناسیارشد، گروه فیزیک، واحد قم، دانشگاه آزاد اسلامی،taghavisara44@gmail.com فتانه تقیزاده فرهمند، نویسنده مسئول، دانشیار زلزلهشناسی، گروه فیزیک، واحد قم، دانشگاه آزاد اسلامی، f\_farahmand@Qom-iau.ac.ir صغری رضایی، دکتری فیزیک، دانشکده فیزیک، دانشگاه زنجان، s.rezaee@znu.ac.ir

## **~~~~~**

# چکیدہ :

زمین لرزه ها از لحاظ زمانی و مکانی پدیده ای پیچیده هستند که به طور ناگهانی به خاطر جابه جایی گسل ها در پوسته زمین به وقوع می پیوندند. از آن جایی که تعداد زمین لرزه ها زیاد است و همبستگی های پیچیده ای از لحاظ فضایی، زمانی و همین طور شدت، بین زمین لرزه ها وجود دارد، زمین لرزه را می توان سامانه ای پیچیده در نظر گرفت. از این رو در این تحقیق از ابزارهای تعریف شده برای بررسی سامانه های پیچیده که همان شبکه های پیچیده می باشد، از زمین لرزه های ایران (ثبت شده در ایستگاه های لرزه نگاری وابسته به موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، irsc.ut.ac.ir استفاده شد. برای ساخت شبکه، زمین لرزه ها را به صورت گره در نظر گرفته و برای ایجاد یال بین گره ها از کمیت معرفی شده توسط بایسی و پاکزوسکی استفاده کردیم. نتایج حاصل نشان دادند که تابع توزیع درجات شبکه به صورت توانی تغییر می کند که نشان دهنده بدون مقیاس بودن شبکه زمین لرزه ها است. همچنین تابع توزیع احتمال همبستگی نیز به صورت توانی تغییر می نماید و با افزایش بزرگی زمین لرزه ها مقدار توان کاهش می یابد. با استفاده از مفهوم ضریب خوشه ای مقدار آستانه تابع همبستگی محاسبه گردید و در ادامه، توزیع فواصل ا برای آستانه های محاسبه گردید و با برونیابی مقیاس مناس، تابع آن محاسبه گردید و در ادامه، توزیع فواصل ا برای آستانه های مختلف m محاسبه گردید و با برونیابی مقیاس مناسب، تابع آن

**کلید واژه ها**: شبکههای پیچیده، زمینلرزه، تابع توزیع درجات، ایران

# Determination of Seismic Parameters of Iranian Earthquakes by Network Theory

Sara Taghavi, M. Sc. student, Department of Physics, Qom Branch, Islamic Azad University, Qom, Iran. Fataneh Taghizadeh-Farahmand, Associate Professor of Seismology, Department of Physics, Qom Branch, Islamic Azad University, Qom, Iran. Soghra Rezaei,Ph.D in Physics, Department of Physics, Zanjan University, Zanjan, Iran.

### Abstract:

Earthquakes manifest spatio-temporal complex behavior that can be studied using complex networks, which enabled us to recognize the global features of Earthquake. Studies on the earthquakes using the network method are based on how the network is constructed. In this project, by constructing the network, the parameters of



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



seismicity (a-value, b-value), fractal dimension and correlation ratio in the Iran region. We use data which is recorded at all the broadband and short-period stations of the Iranian Seismological Center (ISC, http://irsc.ut.ac.ir). The results showed that b-value  $\approx 0.93$ , a-value  $\approx 6.9$  and d\_f  $\approx 1.56$ . By the way, the results also showed that, for any magnitude, the aftershock rates follow the Omori law with the line gradient of p $\approx$ -1 and the earthquake degree distribution function in Iran from the power relationship (P(k)~k^{\gamma}) with a  $\gamma = 1.59$ . In addition, the distribution function showed that the correlation relation is also a power relationship. **Keywords:** Complex Network, Earthquake, Iran, Distribution Function

## **\$\$\$\$**

#### مقدمه :

فلات ایران به دلیل موقعیت ویژه آن در روی کمربند کوهزایی و لرزهخیز آلپ هیمالیا در گذشتههای دور و همین طور در سال های اخیر به دلیل رخداد زلزله متحمل خسارات زیادی از نظر جانی و اقتصادی شده است. زمین لرزه ها از لحاظ زمانی و مکانی یک پدیده پیچیده هستند که به طور ناگهانی به خاطر جابهجایی گسل ها در سنگ کره زمین به وقوع می پیوندند (Stein and Wysession, 2003). در نظر گرفتن تمام فاکتورهایی که موجب جابهجایی گسل ها می شود و قرار دادن آن ها در یک مجموعه معادلات ریاضی که بتواند پدیده زمینلرزه را توصیف کند، کار دشواری است و به دلیل عدم دسترسی به اعماق زمين كه محل وقوع زمين لرزه مي باشد با عدمقطعيت روبرو هستيم. از آنجايي كه تعداد زمين لرزهها زياد است و همبستگیهای پیچیدهای از لحاظ فضایی، زمانی و همین طور شدت، بین زمین لرزهها وجود دارد لذا زمین لرزهها را می توان سامانهای پیچیده در نظر گرفت. دو قانون کلاسیکی شناخته شده، گوتنبر گ- ریشتر و اوموری تاییدی بر پیچیدگی زمین لرزهها می باشند (Gutenberg and Richter, 1941; Omori, 1984).در نظریه شبکههای پیچیده نیازی به دانستن جزئیات سبستم گسلی نیست بلکه تنها با دانستن بزرگا، زمان و مکان رخداد زمین لرزهها می توان جنبههای مختلف پدیده زمین لرزه را بررسی کرد. در این روش اجزاء سامانه، رومرکز زمینلرزه به عنوان گره و برهم کنش میان آنها به صورت یالهای بین گرههای شبکه نشان داده میشوند و به دلیل عدم وابستگی اجزاء سامانه به پارامترهای گسلش، نسبت به تحلیل سینماتیکی و ديناميكي زمين لرزهها بسيار ساده تر بوده و به دور از محاسبات سنگين و حل معادلات پيچيده رياضي است و تنها بـا داشـتن اطلاعات کاتالو گی زمین لرزهها، جنبههای مختلف بدیدهی پیچیده زلزله مورد مطالعه قرار می گیرد. تحلیل دوره باز گشت زمین لرزههای بزرگ، با روند دینامیکی گسل لرزهای ارتباط نزدیکی دارد و یک پارامتر کلیدی برای ارزیابی خطر لرزهای در یک منطقه گسلی است (Yeats , Sieh, and Allen, 1997; McCalpin, 2009) . در این مطالعه سعی بر این است تا با استفاده از روش شبکهبندی، ضرایب لرزهخیری و پارامترهای آماری همچون تابع توزیع درجات، تابع همبستگی، ضریب خوشهای و تابع توزیع فاصله بین زمینلرزههای رخداده در ایران که در ایستگاههای شبکههای لرزهنگاری وابسته به موسسه ژئوفيزيك دانشگاه تهران ثبت شدهاند، مورد بررسي قرار دهيم. 0000000

روش تحقيق:



Baiesi and Paczuski, ) برای توصیف لرزه خیزی زمین لرزه های ایران در این پژوهش از الگوریتم بایسی و پازوسکی ( Baiesi and Paczuski, ) ستفاده شد. در این روش یک سری زمانی از زمین لرزه ها را در نظر گرفته می شود که زمین لرزه ها به عنوان گره و (2004) ستفاده شد. در این روش یک سری زمانی از زمین لرزه ها را در نظر گرفته می شود که زمین لرزه ها به عنوان گره و برای ایجاد یال بین گره از رابطه کمی ارائه شده توسط بایسی و پازوسکی استفاده می شود. آن ها برای بیان کمیت مورد نظر از روابط اساسی قانون گو تنبرگ ریشتر و رابطهی بعد فراکتالی و قانون اوموری استفاده کردند. بایسی و پازوسکی با نظر از روابط اساسی قانون گو تنبرگ ریشتر و رابطهی بعد فراکتالی و قانون اوموری استفاده کردند. بایسی و پازوسکی با ترکیب روابط و قوانین ذکر شده و در نظر گرفتن زمین لرزه هایی با بزرگی m که در منطقه ای به شعاع r و در بازه زمانی T رخ داده اند، رابطهی روبرو را ارائه نمودند:  $n_{ij} = Ctrl^d f \Delta m 10^{-bm_i}$ 

در این رابطه C ضریب ثابت شامل تمام مشخصات لرزهای مربوط به منطقه بوده و  $\Delta$  خطای مربوط به اندازه گیری ه ایی است که ممکن است در تعیین مکان، زمان و بزرگی زمین لرزه ها اتفاق افتاده باشد. سپس آن ها یک سری زمانی از زمین -لرزه ها را در نظر گرفتند که زمین لرزه ها به عنوان گره و برای ایجاد یال بین گره ها از رابطه مذکور استفاده کردند. بنابراین ارتباط  $c_{ij}$  بین دو زمین لرزه **i** و **i** معکوس **n**<sub>ij</sub> به صورت روبرو رابطه دارد:

از رابطه n<sub>ij</sub> برای طبقهبندی پس لرزهها استفاده می شود. این کمیت نشان می دهد که زمین لرزهها با بعضی از زمین لرزه های قبلی و بعدی خود در ارتباط هستند. بنابراین، یک طبقهبندی از حوادث به عنوان پیش لرزه، پس لرزه و زمین لرزه اصلی نمایان می شود.

به منظور پردازش و محاسبه پارامترهای لرزهخیزی/ آماری از کاتالوگ بیش از ۱۱۱۰۰۰ زمینلرزه محلی با بزرگای تـا ۷ ریشتر که در ایستگاههای دائمی شبکه لرزهنگاری کشوری وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران که از ۱ ژانویه سـال ۱۹۹۶ تا ۱ ژانویه سال ۲۰۱۷ میلادی به ثبت رسیده بودند ، استفاده شد.

با استفاده از دادهها و رابطه گوتبرگ ریشتر و به کمک شیب نمودار لگاریتمی فراوانی تجمعی زمین لرزهها برحسب بزرگا، مقدار ضرایب لرزه خیزی b-value و a-value برای زمین لرزههای ایران تعیین شد که در شکل ۱ نشان داده شده است. مطابق شکل ۱ برای آستانهی بزرگای بیشتر از ۳ نمودار به صورت خطی می باشد که شیب نمودار 0.93 ≈ b و عرض از مبدا 6.9 ≈ a تعیین شد.



شکل۱) نمودار گوتبر گدریشتر و مقدار b-value برای زمینلرزههای ایران.



با استفاده از روش جعبهشمار نمودار لگاریتمی فراوانی رومرکز حوادث در جعبههایی به ابعاد r برحسب بعد جعبهها، r رسم گردید که در شکل ۲ نشان داده شده است. به کمک شیب نمودار بعد فراکتالی برای زمینلرزهای ایران ۱/۵۶≈ df محاسبه شد.



شکل ۲) نمودار لگاریتمی فراوانی رومرکز حوادث (N(r برحسب بعد جعبهها، r برای زمینلرزههای ایران.

قانون اوموری به عنوان نتیجهای از شبکه برای چندین زمینلرزه محاسبه شد. نمودار مربوط به این قانون در شکل ۳ برای زمینلرزه های با بزرگی ۶/۱ و ۶/۴ نشان داده شده است. برای هر بزرگی، نرخ پسلرزه ها از قانون اوموری با شیب خط 1- ∞ p تبعیت می کند.



برای محاسبه توزیع فواصل ۱ بین رخدادها برای آستانههای مختلف بزرگی m و به کمک مختصات رومرکز کاتالوگی زمینلرزهها ، فواصل ۱ بین رخدادها محاسبه شد.

به این ترتیب با مقادیر ثابت b و **d** مربوط به منطقه جغرافیایی ایران، مقدار ثابت C از محاسبه **n** در رابطه برای پنجرههای با اندازه مختلف به دست آمد که مقدار آن P−۱۰≥ C بود ولی برای سادگی در محاسبات، P−۱۰= C در نظر گرفته شد. همان طور که قبلا بیان شد، زمین لرزه ها به عنوان گره در نظر گرفته شد و برای ایجاد ارتباط بین گره ها، مقدار **n**<sub>ij</sub> و معادل آن c<sub>ij</sub> برای زمین لرزه های ایران در محدوده زمانی و مکانی بیان شده، محاسبه شد. توزیع درجه گرههای شبکه با تابع توزیع درجه **(م**های شبکه با تابع توزیع



درجات در ایران مطابق شکل ۴، از رابطه توانی (P(k)~k<sup>γ</sup>) تبعیت می کند، که در ایـن رابطـه = 1.59γ اسـت. ایـن رابطـه توانی برای تابع توزیع درجات بر حسب درجه خروجی، نشان میدهد که شبکه زمینلرزهها یک شبکه بدون مقیاس است.



شکل ۴) تابع توزیع درجات شبکه زمینلرزهها و پسلرزههای ایران. شیب خط راست ۱۰۵۹۰۱۷ – است و نشان میدهد که تابع توزیع درجات، بدون مقیاس با مقدار **۱۰۶۹۵۱ = ۲**است.

همچنین تابع توزیع احتمال همبستگی <sub>وi</sub>n بین گرهها به ازای بزرگیهای مختلف در شکل ۵ رسم گردیده است. ایـن تـابع توزیع نشان میدهد که رابطه همبستگی یک رابطه توانی است. شیب این خطوط با افزایش بزرگی زمین لـرزهها و کـاهش تعداد زمین لرزهها، تغییر پیدا کرده و روند کاهشی دارد که با توجه به مفهوم تابع توزیع همبستگی c<sub>ij</sub> منطقی است. همچنین با توجه به نمودارها ملاحظه می شود که در بزرگیهای کوچک، مقادیر بزرگ تری از c<sub>ij</sub> و جود ندارد. این عوامل موجب می شود که به ازای بزرگیهای بزرگ تر، نمودارها کندتر افت کنند و در نتیجه شیب نمودارها کاهش یابند.



یکی از این روش های انتخاب مقدار آستانه در نظر گرفتن ضریب خوشه ای و بزرگترین خوشه است. تمایل گرههای شبکه برای تشکیل گروه های متمرکز از ویژگی های ساختاری شبکه است که کمیت ضریب خوشه ای برای سنجش این ویژگی معرفی می شود. این کمیت بیانگر احتمال همسایه بودن دو همسایه یک گره با هم است که برای شبکه های مختلف عددی بین ۰ و ۱ اختیار می کند. برای این منظور شبکه به ازای آستانه بزرگی های مختلف ساخته شد و به ازای آستانه های مختلف مشاهده می شود مقدار بزرگترین خوشه قبل و بعد از <sup>1</sup> معد از <sup>1</sup> منایش داده شده است. همان طور که در شکل ۶ مشاهده می شود مقدار بزرگترین خوشه قبل و بعد از <sup>1</sup> معد از <sup>1</sup> منایش دارد. قبل از <sup>1</sup> مار از <sup>1</sup> معیرات به آرامی



و بعد از  $n_c = 10^{-1}$  تغییرات زیاد می شوند. در واقع یک انتقال فاز از مقدار کم به زیاد اتفاق می افتد که مرز آن در  $n_c = 10^{-1}$  است. پس می توان برای محاسبات، مقدار آستانه  $n_c$  را  $^{1-10}$  در نظر گرفت.



شکل ۷ توزیع فواصل ۱ را برای آستانه های مختلف m نشان می دهد. همان طور که در شکل مشخص است، فاصله (m)\*۱، در جایی که تابع توزیع به مقدار ماکزیمم خود در قله می رسد، با بزرگی m افزایش می یابد. برای مقادیر بزرگ ۱ تمامی توابع توزیع یک رفتار توانی نزولی با شیب ۲/۶۷ را نشان می دهند تا جایی که قطع شوند. این قطع شدگی به اندازه منطقه مورد بررسی بستگی دارد. با برونیابی مقیاس مناسب، نمو دارهای مختلف در این شکل رفتار یکسان را نشان می دهند. این برونیابی با رابطه زیر بیان شده است.

 $P_m(l) \sim 10^{-0.5m} F(l/10^{0.5m})$ 

نمودار شکل ۸ نتایج مربوط به شکل ۷ را برای رابطه بالا نشان میدهد. در این شکل، تابع تعریف شده دارای یک رفتار توانی نزولی با شیب تقریبا ۳ میباشد.



شکل ۷) توزیع فاصلههای [برای آستانههای مختلف m در منطقه ایران.



شکل۸) نمودار برونیابی شده شکل ۷. همانطور که مشاهده میشود همه توابع بعد از مقدار ماکزیمم، رفتار یکسانی دارند.

#### **\$\$\$\$\$**

نتیجه گیری:

در این پژوهش برای ساخت شبکه، زمین لرزه ها را به صورت گره در نظر گرفته و برای ایجاد یال بین گره ها از کمیت معرفی شده توسط بایسی و پازوسکی استفاده کردیم. در کمیت تعریف شده مقادیر کمیت های مانند مقادیر ط در رابطه معرفی شده مقادیر که محاسبه شدند. نتایج به دست گوتنبر گ-ریشتر، p در رابطه اوموری و مقدار f در رابطه بعد فراکتالی برای منطقه ایران، محاسبه شدند. نتایج به دست آمده نشان دادند که ضرایب لرزه خیزی G د مقدار f در رابطه بعد فراکتالی برای منطقه ایران، محاسبه شدند. نتایج به دست آمده نشان دادند که ضرایب لرزه خیزی G د مقدار f در رابطه بعد فراکتالی برای منطقه ایران، محاسبه شدند. نتایج به دست آمده نشان دادند که ضرایب لرزه خیزی G د G معاوری و مقدار f در رابطه بعد فراکتالی برای منطقه ایران، محاسبه شدند. نتایج به د ای ایران ۶/۵۹ محاسبه شد. همچنین نتایج نشان دادند که برای هر بزرگی، نرخ پس لرزه ها از قانون اوموری با شیب نخط 1 × p و تایع توزیع درجات زمین لرزه ها در ایران از رابطه توانی با = ۲50 تبعیت می کند. همچنین تابع توزیع خوزیع خوزیع ایران از رابطه توانی با = ۲50 تبعیت می کند. همچنین تابع توزیع خوزیع می ایران از رابطه توانی با = ۲50 تبعیت می کند. همچنین تابع توزیع خط 1 × p و تابع توزیع درجات زمین لرزه ها در ایران از رابطه توانی با = ۲50 تبعیت می کند. همچنین تابع توزیع مستگی نیز یک رابطه توانی است که شیب این خطوط با افزایش بزرگی زمین لرزه ها و کاهش تعداد زمین لرزه ها، تغییر پیدا کرده و روند کاهشی دارد. با توجه به مفهوم ضریب خوشه ی و تعریف بزرگی مختلف محاسبه شد. و ملاحظه شد که پیدا کرده و روند کاهشی دارد. با توجه به مقدار ماکزیمم خود در قله می رسد، با بزرگی مختلف محاسبه شد. و ملاحظه شد که فاصله (m) له در جایی که تابع توزیع به مقدار ماکزیمم خود در قله می رسد، با بزرگی محاسبه شد. و ملاحظه شد که مند با بر آن ای ای این ای می با بر گی مختلف محاسبه شد. و با برونیابی معاصله (m) له در جایی که تابع توزیع به مقدار ماکزیمم خود در قله می رسد، با بزرگی محاسبه شد. و با برونیابی معاسبه گردید.

#### **\$\$\$\$**

#### **References:**

- Stein, S., Wysession, M., Michael, 2003, "A Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure", Blackwell Publishing Ltd.

- Gutenberg, B., Richter, C.F., 1941, "Seismicity of the Earth", Geol. Soc. Am. Bull. 34, (1941)1.
- Omori, F., 1984, "On the aftershocks of earthquake", J. Coll. Sci. Imp, Univ. Tokyo, 7, 1.
- Yeats, R.S., Sieh, K., Allen, C.R., 1997, "The Geology of Earthquakes, New York, NY", USA: Oxford University Press.
- McCalpin, J., 2009, "Paleoseismology", Academic Press.
- Baiesi, M., Paczuski, M., 2004, "Scale-free networks of earthquakes and aftershocks", Phys. Rev. E, 69.





۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

# **بررسی آماری و تحلیل داده های لرزه ای ثبت شده و ارتباط آن با فیزیک خورشید** ◊◊◊◊◊◊◊◊

ثامنی۱، مهدی \* هیات علمی دانشگاه پیام نور استان مرکزی ، Sameni@pnu.ac.ir سربی۲، جواد ، دانشجوی ارشد ژئوفیزیک دانشگاه اراک ، javadsorby@gmail.com

**\$\$\$\$\$** 

## چکیدہ:

در این مقاله : با معرفی تئوریهای عوامل ایجاد زلزله به تاثیر تغییرات پیش آمده در خورشید بر روی زمین اشاره شده است و زلزله های ثبت شده در سه کشور ایران ، چین و آمریکا (که به طور تقریبی از لحاظ وسعت و موقعیت زمین شناختی شرایط برابر دارند ) بررسی گردیده و آمار لرزه های ثبت شده در این سه نقطه مقایسه شده است و از طرف دیگر به فیزیک خورشید و فعل و انفعالات آن پرداخته و با انطباق آمار لکه های خورشیدی با لرزه های ایجاد شده ، ارتباط مشخصی پیرامون این دو موضوع بدست آمده است .

**کلید واژه ها**: فیزیک خورشید ، لکه های خورشیدی ، زلزله

# Statistical study and analysis of recorded earthquake data and its relation with astrophysics

Sameni , Mehdi 1\*;; Sorbi , javad<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Department of Physics, Faculty of Science, Payam e Noor University, Arak, Iran: <u>Sameni@pnu.ac.ir</u> <sup>2</sup> Department of Geology, Faculty of Science, Payam e Noor University, Arak, Iran: <u>javadsorby@gmail.com</u>

### Abstract:

In this research we point to the impact of sun changes on earth by introducing earthquake theories. Recorded earthquakes in Iran, China and United States have been studied and recorded earthquake data in these three areas has been compared. In addition, we considered astrophysics and its interactions and by studying the statistics of sunspots and comparison of earthquakes. We found a specific relation between these two subjects.

Keywords : Astrophysics , sunspots , earthquake

**~~~~~** 



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



#### مقدمه :

بر اساس مطالعات انجام یافته در زمینهٔ عوامل مؤثر در وقوع زلزله ها، محققان به این نتیجه رسیده اند که خورشید و فعالیت های خورشیدی نقش اساسی، ولی نه چندان آشکاری در وقوع زلزله ها ایفا می کند. لذا توجه به نقش فعالیت های خورشیدی به عنوان عامل مؤثر بر وقوع زلزله ها که خود دارای تغییرات زمانی مشخص و قابل پیش بینی است، بـه عنـوان یکی از فناوریهای جدید و اساسی در پیش بینی دراز مدت زلزله ها مطرح می شود و بر اساس این تئوری، تغییرات چرخه ای و مشخص موجود در فعالیت های خورشیدی، بویژه فعالیت لکه های خورشیدی ، مبنای اصلی پیش بینی زمان وقوع زلزله ها و همچنین بررسی و پیش بینی تغییرات سایر پدیده های طبیعی بویژه تغییرات اقلیمی محسوب می گردد ، بدین ترتيب که هر گونه تغيير در خروجي خورشيد، احتمالا از طريق تاثير بر ميدان مغناطيسي کره زمين مي توانـد سـبب ايجـاد تغییرات درلایه های مختلف آتمسفر و نهایتا در لایه لیتوسفر زمین و وقوع زلزلـه گـردد. بسـیاری از پژوهشـگران از وجـود ارتباط و همبستگی بین لکه های خورشیدی و وقوع زلزله ها آگاهند، اما مکانیزم این تاثیر گذاری و ارتباط چندان آشکار نیست ، لذا بررسی و شناسایی تغییرات سیستم کره زمین، بویژه تغییرات زمانی وقوع زلزله ها از دیدگاهی جدید و بر مبنای تغییرات فعالیت لکه های خورشیدی و کشف ارتباط بین تغییرات ایـن دو پـارامتر، شـناخت و آگـاهی بیشـتر و دقیقتـری از شرایط وقوع زلزله و قانونمند ی های این پدیده بدست می دهد. بدیهی است که شناخت تغییرات زمانی وقوع زلزله ها از ديدگاه فعاليت هاي خورشيدي، راهي تازه براي پيش بيني درازمدت زلزله ها بوده و بر مبناي آن مي توان برنامـه ريـز ي هایی را به انجام رسانید. تحلیل مکانیزم تاثیر گذاری فعالیت لکه های خورشیدی بر وقوع زلزله ها کلیه فرایندهای دینامیکی در سیستم کره زمین، انرژی مورد نیاز خود را از یک سیستم خارجی، که همان سیستم خورشید است، دریافت می کنند خورشید و فعالیت های آن دست کم از دو لحاظ نقش حیاتی و عمده ای را برای کره زمین ایفا می نماید: اولا، خورشید به عنوان مرکز جاذبه اصلی برای گردش زمین در مدار بیضی شکل خودش به شمار می آید؛ ثانیا، خورشید منبع اصلی و بنیادی کلیه اشکال انرژی در سیستم کره زمین است ، مقدار انرژی خورشیدی در نتیجه فعالیت های دوره ای معین که عمدتا شامل فعالیت لکه های خورشیدی ، شراره ها ، ...تغییر می یابد. فرایند دینامیکی درونی و بیرونی کره زمین بر اثر وقوع این تغییرات؛ یعنی کاهش یا افزایش انرژی، شدت و ضعف می یابند و بدین ترتیب، سبب بروز اختلال در محیط طبیعی کره زمین و زندگی بشر می شوند. در این میان، یکی از فرایندهای دینامیکی درونی کره زمین که در مقیاس گسترده ای تعادل محیط را مختل می کند و طبیعتا تحت تاثیر تغییرات فعالیت های خورشیدی قرار می گیرد، پدیده زلزلـه است. زلزله حاصل ارتعاشاتی است که در پوسته زمین به وقوع م ی پیوندد . منشأ این ارتعاشات، بسیار متنوع و شامل نیروهای دروني و بيروني است . عواملي كه از بيرون موجب تكان ها و ارتعاشات مي شوند اهميت چندان زيادي ندارند، ولي نیروهای درونی، بنا به بزرگی و شدتی که دارند، عمده ترین و اساسی ترین منشأ وقوع زلزله به شمارمی روند در دهه های



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



اخیر، بسیاری از محققان به این نتیجه رسیده اند که فعالیت های خورشیدی نقش بسیار اساسی و عمده، اما نه چندان آشکاری را در تحریک زلزله ها ایفا می کنند ، این تغییرات درست قبل از وقوع زلزله ها و توفانها در مناطق مختلف کره زمین مشاهده شده است. مقدار انرژی که در دوره فعالیت های خورشیدی، بویژه شراره های خورشیدی تولید می شود، معمولا حدود ۱۰۲۷ ارگ در ثانیه است. شراره های خیلی بزرگتر حتی قادرند مقدار انرژی بیش از ۱۰۳۲ ارگ در ثانیه را نیز تولید نمایند. این مقدار انرژی ده میلیون برابر بزرگتر از مقدار انرژی است که هنگام وقوع فعالیتهای آتشفشانی تولید میگردد. هنگام افزایش فعالیت های خورشیدی، وقوع پدیده های انفجاری شدید سبب تخلیه آنی حجم عظیمی از انرژی در ماگنتوسفر زمین و وقوع توفا نهای شدید مغناطیسی در این محدوده می گردند که ممکن است هماننـد جرقـه ای سـبب فعال شدن مناطق گسلی فعال در کره زمین و وقوع زلزله گردد. مطالعات اخیر نشان می دهند که شراره های خورشیدی نیز در بخش های درونی خورشید، امواجی شبیه امواج زلزله ایجاد می کنند. یافته های موجود حاکی از تاثیر گذاری فعالیت های خورشیدی در تغییر فر ایندهای تکتونیکی(زمین ساختی) زمین و وقوع زلزله ها هستند. اما آنچه در ایـن میـان، قابـل توجه است عدم مکانیزم مشخص در تبیین این همبستگی ها است. هم اکنون، اکثر محققان مکانیزم تاثیر گذاری فعالیت های خورشیدی بر وقوع زلزله ها را به ۷ عامل عمده نسبت میدهند که عبارتند از:۱-افزایش ناگهانی سرعت روزانه چرخش زاویه ای کره زمین؛ ۲- انتشار امواجی از جریان های باردار الکتریکی در پوسته زمین؛ ۳- انفجارات آتشفشانی۴.- تغییرات نیم دوره ای نیروی جاذبه زمین؛ ۵- وقوع تغییرات در لایه یونوسفر کره زمین؛ ۶- وقوع تغییرات در فرایندهای اتمسفری کره زمین؛ ۷- وقوع تغییرات در پارامترهای باد خورشیدی نتایج فوق، حاکی از این است که فعالیت های خورشیدی احتمالا از طریق یکی از هفت عامل فوق، بر سیستم کره زمین و نهایتا وقوع زلزله ها تاثیر می گذارند و هنوز شناخت کافی از نحوه این تاثیر گذاری وجود ندارد. بر اساس مباحث فوق، شناخت دقیق مکانیزم تاثیر گذاری فعالیت های خورشیدی بر وقوع زلزله ها مستلزم انجام مطالعات گسترده تری است

#### **\$\$\$\$**

روش تحقيق:

در بررسی های انجام شده و تئوریهای عوامل ایجاد زلزله که در مطالب فوق به آن اشاره شد و با درنظر گرفتن تا ثیر تغییرات پیش آمده در خورشید بر روی زمین و زلزله های ثبت شده در سه کشور ایران ، چین و آمریکا ، آمار لرزه های ثبت شده در این سه نقطه با توجه به جدول ارائه شده در ذیل مقایسه شده است این تعداد لرزه ها از سال ۱۹۹۰ تا ۲۰۱۸ مورد ارزیابی قرار گرفته و بطور جداگانه این تعداد برای هرکشور ارائه شده است .

از طرف دیگر در ادامه مقاله به فیزیک خورشید و فعل و انفعالات آن پرداخته و ضمن بررسی فعالیتهای خورشیدی بـه معرفی لکه های خورشیدی اشاره شده و با تحلیل آمار لکـه هـای خورشیدی و مقایسـه لـرزه هـای ایجـاد شـده ، ارتبـاط



مشخصی پیرامون این دو موضوع بدست آمده که در پایان هردو گرافهای حضور لکه های خورشیدی و تعداد ثبت شده لرزه ها بر هم منطبق و نتایج قابل توجه و قابل تاملی ارائه گردیده است.

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم







usa	china	iran	year
		64	1990
96	95	132	1991
105	97	96	1992
149	138	112	1993
108	103	125	1994
300	261	135	1995
374	286	195	1996
267	228	267	1997
271	212	197	1998
165	129	244	1999
331	272	204	2000
346	284	204	2001
296	231	234	2002
413	300	242	2003
389	294	291	2004
271	208	322	2005
258	202	304	2006
302	225	249	2007
2337	2056	303	2008
545	509	200	2009
435	406	280	2010
310	299	291	2011
347	332	440	2012
624	604	611	2013
438	402	504	2014
260	273	247	2015
98	97	106	2016
99	99	207	2017
			2018



شکل ۱) نمودار لرزه های ایران ، چین و آمریکا (محور عمودی تعداد لرزه ها و محور افقی سالهای مقایسه شده)

در تغییرات اقلیمی کره زمین از جمله زلزله ها یا تغییرات آب و هوایی و ... عوامل متعدد و مختلفی تاثیر گذار است همانگونه که در مقدمه به آن اشاره شد فعالیتهای خورشیدی به ویژه لکه های خورشیدی از مواردی است که پرداختن به آن به دلیل حضور دلایل بزرگی و مستند و تاثیر گذاری مثل نیروهای گرانشی شاید خیلی به نظر نیاید اما در مکانها و زمانهای مشابه مقایسه تغییرات پیش آمده بسیار مفید و شاید کمک به پیش بینی های نوینی داشته باشد باید در نظر داشت که به از نیروهای گرانشی ناشی از خورشید و ماه و سیارات نزدیکتر به زمین به راحتی نمی توان گذشت ، نیروهای درونی و بیرونی و زمین شناحتی کره زمین را نباید نادیده گرفت و بسیاری از عواملی که سبب زلزله و ایجاد لرزه می شوند فراوان مورد توجه دانشمندان و علاقمندان بوده است و بیشتر علاقمندی ناشی از تاثیر قابل رویت و اثر بخش این عوامل بوده در ابعاد کرات و سیارات و خورشید چه در ابعاد آزمایشگاهی بسیار قابل تویت هریزات میدانهای مغناطیسی چه نظر گرفته می شود در مورد میدانهای مغناطیسی و میدانهای گرانشی هم این موضوع قابل تعمیم می باشد و همانطور که در تطری گرفته می شود در مورد میدانهای مغناطیسی و میدانهای گرانشی هم این موضوع قابل تعمیم می باشد و مسایل که در منظومه شمسی نیروهای گرانشی از اهمیت بسیار زیادی برخوردار هستند و نیروهای مغناطیسی در حد اختلال در میدانهای منظومه شمسی نیروهای گرانشی از اهمیت بسیار زیادی برخوردار هستند و نیروهای مغناطیسی در حد اختلال در میدانهای منظومه شمسی نیروهای گرانشی از اهمیت بسیار زیادی برخوردار هستند و نیروهای مغناطیسی در حد اختلال در میدانهای منظومه شمسی نیروهای گرانشی از اهمیت بسیار زیادی برخوردار هستند و نیروهای مغناطیسی در حد اختلال در میدانهای منظومه شمسی نیروهای گرانشی از اهمیت بسیار زیادی برخوردار هستند و نیروهای مغناطیسی در حد اختلان در میدانهای مرانشی تاثیر می گذارند ، با همه این توصیفات و توضیحات پرداختن به جزییات همواره به روشن شدن و حل مسایل بسیار ممان شده است لذا در این بخش به تائیر لکه های خورشیدی می پردازیم که یکی از بزر گترین علل در تغییرات ایجاد شران شده در میدانهای مغناطیسی خورشید است که میما به تغیرات ایجاد شده در میدانهای مغناطیسی زمین منجر خواهد شد.



شکل (۲) تاثیر میدان مغناطیسی خورشید بر میدان مغناطیسی زمین

# لکه های خورشیدی(Sun spot)

گرچه پندار همگان ظاهراً بر آن است که سطح خورشید صاف و صیقلی و همچون آینه درخشان و خالی از لکه است، اما حقیقت جز این است و حتی چشمان غیرمسلح نیز قادرند لکه های تاریکی را که تاریخچه شناخت آنها به حدود ۲۰۰۰سال



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



پیش باز می گردد،در چهره درخشان خود ملاحظه کنند. آثار مستندی در دست است که نشان می دهد ، چینیان باستان در حدود سال های ۱۶۵ تا ۲۸ پیش از میلاد مسیح لکه هائی در سیمای خورشید یافته اند و چگونگی آن را به وجود احتمالی پاره ای اشیاء و اجرام آسمانی در فاصله میان زمین و خورشید مربوط دانسته اند. لکه های خورشیدی، ازهنگامی که در ۱۶۱۰میلادی به وسیله ی گالیله کشف شدند، پیوسته مورد مطالعه بوده اند. حاصل این پژوهش را می توان به صورت زیرخلاصه کرد:

الف . ساختمان – بیشتر لکه های خورشیدی از دو قسمت تشکیل شده اند که ازحیث «تیر گی» با یکدیگر خیلی تفاوت دارند . قسمت داخلی که نام فنی آن سایه است تیره تر است . سایه را ناحیه ی نیمه تاریکی به نام نیم سایه احاطه می کند.سایه ها معمولاً ویژگی های ساختاری خاصی ندارند ولی نیم سایه ها ، که تا هشتاد درصد مساحت کل لکه را شامل می شوند ، به رشته های ظریفی تفکیک می شوند که به طور شعاعی نظم یافته اند.

ب. اندازه- اندازه ی لکه های خورشیدی متفاوت است و از ۳۰۰۰ کیلومتر تا ده برابر این رقم تغییر می کند.بزر گترین لکه دیده شده، که در فروردین ۱۳۲۶(آوریل ۱۹۴۷)رؤیت شد،مساحتی بیش از سی برابر سطح زمین داشت.

پ. عرض خورشیدی- لکه های خورشیدی بر سطح خورشید در دو کمربند پدیدار می شوند:یکی بین عرض های خورشیدی°N5 و °N40 و دیگری میان°S 5 و °S 0 است. البته استثناهایی بر این قاعده نیز وجود دارد.

ت. دوام- بیش از ۵۰ درصد لکه های خورشیدی عمری کمتر از چهار روز دارند.اما گه گاه لکه هایی دیده می شـود کـه بیش از یک درصد روز دوام می آورند.

ث.میدان مغناطیسی – هرلکه مرکز یک میدان مغناطیسی است و شدت این میدان با انـدازه ی لکـه تغییـر مـی کنـد.قطبیت برخی از لکه ها«شمال جو» است و لکه های دیگر قطبیت مخالف دارند.

ج. شکل و حرکات- تا آنجا که می دانیم،لکه خورشیدی به گردابی می ماند که حرکت آن در نیمکره شمالی خورشید در خلاف جهت عقربه های ساعت و در نیمکره ی جنوبی در جهت عقربه های ساعت است.در قاعده ی گرداب، گاز به بیرون جریان دارد و در سطوح بالایی به داخل می ریزد.ارتفاع گرداب ممکن است ۱۵۰کیلومتر باشد و به احتمال زیاد نیروهای محرک اصلی این گازها آثار مغناطیسی هستند.

چ.تغییرات سطح خورشید از حیث شدت لکه ها- مساحتی از سطح خورشید که از لکه پوشیده شده،دستخوش تغییرات زیادی می شود. ممکن است هفته ها بگذرد و حتی یک لکه هم بر سطح خورشید نباشد سپس ده ها لکه بر قرص خورشید ظاهر شود .

ح.دوره های لکه ای- نخستین بار درسال۱۸۴۳ میلادی دوره ای برای شدت لکه های خورشیدی پیشنهاد شد و این دوره از آن زمان به بعد تأیید شده است. دوره ی تناوب یک سیکل کامل۲۲سال است.هر دوره کامل به دو نیمه یازده ساله تقسیم می شود.





DAILY SUNSPOT AREA AVERAGED OVER INDIVIDUAL SOLAR ROTATIONS



شکل (۳) آمار دوره ای حضور لکه های خورشیدی



شکل (۴) آمار تعداد ثبت شده لرزه ها در سه کشور ایران و چین و آمریکا



# نتیجه گیری:

این مطالعه با هدف شناسایی و تحلیل داده ای لرزه ای و سپس یافتن ارتباط آنها با تغییرات پیش آمده در سطح خورشید انجام گرفته است . بدین منظور آمار زلزله های سه کشور ایران ، چین و آمریکا در ۱۰ سال گذشته که به طور تقریبی از لحاظ وسعت و موقعیت زمین شناختی شرایط برابر دارند با روند لکه های خورشیدی ثبت شده و بدست آمده مقایسه شده اند با توجه به توضیحات داده شده در متن مقاله و بررسی رخدادهای خورشیدی و حضور و عدم حضور لکه های خورشیدی و ثبت اتفاقات لرزه ای در دیتاهای گرفته شده در جداول ارائه شده می توان به نتایجی دست یافت که منجر به ارتباط میان فعالیتهای خورشیدی با لرزه های زمین می شود ، هرچند عوامل دیگری از جمله شرایط درونی زمین و مستندات زمین شناختی که منجر به زلزله می شود و حضور گسلها و ... به لرزش منتهی می شود ، اما بررسی تاثیرات یافتن ارتباط قابل توجهی میان این دو پدیده ، پتانسیل پیش بینی های لرزه های زمین شناسی باشد. و در نهایت ضمن یافتن ارتباط قابل توجهی میان این دو پدیده ، پتانسیل پیش بینی و پیش نشانگر بودن لکه های خورشیدی در ایجاد زلزله به مورت یک عامل خارجی موثر مورد بررسی قرار گرفته است با ادامه ثبت لکه های خورشیدی و در یافت در ایجاد زلزله به دورشید می زمین شناختی که منجر به زلزله می شود و حضور گسلها و ... به لرزش منتهی می شود ، اما بررسی تاثیرات دور شید بر زمین بنا بر آنچه گفته شد می تواند موثر در پیش بینی و پیش نشانگر بودن لکه های خورشیدی در ایجاد زلزله به دورت یک عامل خارجی موثر مورد بررسی قرار گرفته است با ادامه ثبت لکه های خورشیدی و دریافت داده های لرزه در نقاط مختلف روند ارزیابی این موضوع توسط نویسندگان مقاله ادامه دارد.

#### **\$\$\$\$\$**

## منابع فارسی:

[1] I392 ،Degaini, Meir H الجوم "، موسسه جغرافیایی و کارتو گرافی گیتاشناسی
[2] Patrick Moore, Garry Hunnt, Meir H [7] ، "اطلس منظومه خورشیدی"، موسسه جغرافیایی و کارتو گرافی گیتاشناسی
[7] I385 ،Dixon, Robert T [7] ، مرکز نشر دانشگاهی
[7] I392 ،egaini, Meir H [7] ، موسسه جغرافیایی و کارتو گرافی گیتاشناسی
[7] وب سایت:

مرکز لرزەنگاری کشوری ، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران ، " جستجوی بولتن " I393 «www.irsc.ut.ac.ir SOHO, the Solar & Heliospheric Observatory , " Index of /data/synoptic/sunspots\_earth ", www.sohowww.nascom.nasa.gov

#### **References:**

Berberian, M. Yeats, R.S., 2001." Countribution of archaeological data to studies of EQ history in Iranian plateau",

Nikouravan, B. Pirasteh, S. Mollaee, S. 2013. "The effect of solar cycle's activities EQ a conceptual idea for forcasting ". Dsaster Advances, vol.6(4), Apr2013.





۲۳ و ۲۵ آیان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

مرجان جبلی <sup>۱</sup>\*، حسن خیرالهی<sup>۲</sup>، پیمان افضل<sup>۳</sup> ۱. دکترا، گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران Jebeli\_marjan@yahoo.com ۲. دانشجوی دکترا، دانشگاه صنعتی امیرکبیر، تهران، ایران h.kheyrollahi@gmail.com ۳. دانشیار، گروه مهندسی معدن، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران جنوب، تهران، ایران وpymanafzal@yahoo.com

چکیدہ :

کانسار مس کوشک بهرام در ۲۶ کیلومتری شمال خاوری ساوه، واقع در استان مرکزی، در بخش میانی ایران مرکزی و در پهنه فرورانش ارومیه-دختر قرار گرفته است. هدف از این پژوهش، شناسایی مناطق امیدبخش کانهدار از جمله سولفید مس، جهت بررسی موقعیت تودهای سولفیدی زیر سطحی و یافتن مواد معدنی در ژرفا میباشد. برداشت داده ها با روش مقاومت ویژه الکتریکی و قطبش القایی با استفاده از آرایه دوقطبی- دو قطبی صورت گرفته و سپس با کمک نرم افزار رو مقاومت ویژه الکتریکی و مقاطع دو بعدی بارپذیری و مقاومت ویژه بدست آمده اند. نتایج حاصل از برداشتهای ژئوفیزیکی، عمق کانی سازی را از ۲۰ تا ۲۰ متر از سطح زمین برای دو پروفیل یک کیلومتری نشان میدهد. به طور کلی دو نوع بی هنجاری با بارپذیری بالا در محدوده قابل تشخیص است که مرتبط با محیطهای سنگی با مقاومت ظاهری بالا و نیز نواحی دگرسانی احتمالی رسی با رسانایی بالا میباشند که بی هنجاریهای نوع اول با توجه به شرایط زمین شناسی و نوع کانی سازی تیپ مانتو در کانسار کوشک بهرام از لحاظ اکتشافی دارای اهمیت بیشتری میباشد.

## Exploration and Interpretation Geophysical using of IP and RS Data in Kushk-e-Bahram Manto Copper deposit, NE Saveh

Marjan Jebeli<sup>1\*</sup>, Hassan kheyrollahi<sup>2</sup>, Peyman Afzal<sup>3</sup>

1. Ph.D., Department of Geology, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

2. Ph.D. student, Department of Geology, Amirkabir University, Tehran, Iran

3. Associate professor, Department of Mining Engineering, South Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran,

Iran

#### Abstract:

The Kush-e-Bahram copper deposit in the middle part of the Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc of Iran is situated about 26 km NE of Saveh, in Markazi Province. The aim of this research is to investigate and find the target zones containing copper sulfide at depth. Resistivity and induced polarization data were collected by dipole-dipole array and modeled by RES2DINV software, and 2-D resistivity and chargeability sections were



extracted. Interpreted results show two mineralization zones from surface to depth of 20m, along two survey profiles with length of 1 km. In general, two types of high chargeability anomaly zones are recognized, which are related to relatively high resistive lithologies and conductive clay alteration zones. The former is more important for Manto mineralization in Kushk-e-Bahram deposit site, in geological and exploration point of view. **Keywords:** Induced Polarization, Apparent Resistivity, Kushk-e-Bahram Deposit, Manto type Copper, Central Iran.

## 

#### مقدمه :

کانسار مس تیپ مانتو کوشک بهرام، تقریباً در مرکز برگه ۱/۱۰۰۰۰۰ زاویه قرار گرفته است که به لحاظ موقعیت زمین شناسی، در زون ایران مرکزی و در کمربند ماگمایی ارومیه-دختر قرار گرفته که شامل نهشته های پورفیری مس-طلا-مولیبدن و تیپ های کانی سازی مرتبط با آن از جمله مس تیپ مانتو می باشد (;Shahabpour and Kramers, 1987) مولیبدن و تیپ های کانی سازی مرتبط با آن از جمله مس تیپ مانتو می باشد (;Shahabpour and Kramers, 2009; Boomeri et al., 2010; Afzal et al. 2012; Aghazadeh et al. 2015; Richards, Calagari, 2004; Shafiei et al., 2009; Boomeri et al., 2010; Afzal et al. 2012; Aghazadeh et al. 2015; Richards, Calagari, 2004; Shafiei et al., 2009; Boomeri et al., 2010; Afzal et al. 2012; Aghazadeh et al. 2015; Richards, calagari, 2004; Shafiei et al., 2009; Boomeri et al. 2017; Mosoumi et al., 2017; Jebeli et al., 2018; 2018; ce حضور سولفیدها با قطبش پذیری بالا در این تیپ کانسار و افزایش سطح تماس، روش مقاومت ویژه و و حضور اسولفیدها با قطبش پذیری بالا در این تیپ کانسار و افزایش سطح تماس، روش مقاومت ویژه و بلاریزاسیون القایی در کانسار کوشک بهرام انتخاب شده است. مطالعات ژئوفیزیکی مقاومت ویژه و استفاده از دستگاه 3-2013 با ۱۹۲۳ نقطه اندازه گیری شده است. برای شناسایی نواحی کانی سازی بر اساس بیشترین تغییرپذیری خواص رسانایی و بارپذیری، نیم رخهای پلاریزاسیون القایی و مقاومت ویژه دوقطبی – دوقطبی در راستای آزیموت ۳۰ تا ۴۰ درجه که احتمالاً عمود بر روند کانی سازی است طراحی و برداشت شده است.در این تحقیق به بررسی شبه مقاطع مقاومت ویژه و بارپذیری نیم رخها، موقعیت، ژرفا، شدت و گسترش عمقی کانی سازی و ارتباط آن با زمین -شناسی محدوده یر داخته می شود(شکل ۱).



شکل ۱- موقعیت محدوده مورد مطالعه (کانسار کوشک بهرام) بر روی نقشه زون های ساختاری ایران (Stocklin, 1968)



زمين شناسي محدوده مورد مطالعه:

واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه در بین رخساره های آتشفشانی ائوسن و الیگومیوسن با راستای شمال غرب -جنوب شرق است که در بخش میانی پهنه فرورانش ارومیه-دختر قرار گرفته است. عمده واحدهای سنگی در محدوده کوشک بهرام شامل آندزیت، تراکی آندزیت، لاتیت آندزیت، لاتیت بازالت، ریولیت تا داسیت،، گابرو، دیوریت و توف شیشهای میباشد. جبلی و همکاران (۱۳۹۷)، کانی سازی های مس در این رخساره های آتشفشانی را نوع مانتو (چینه کران) معرفی نمودند. معمول ترین بافتهای موجود در سنگهای مورد بررسی در منطقه، بافت میکرو گرانولار تا اینتر گرانولار، پورفیروئیدی، گلومروپورفیریتیک، هیالومیکروپورفیری، میکرولیتیک و شعاعی، اسفروئیدال، ریتمیسیته (بافت نواری)، جانشینی، پرکننده فضای خالی و شانهای (دندان سگی) میباشند. دگرسانی های گرمابی مشاهده شده در کانسار کوشک



**0000000** 

# روش تحقيق:

در یک عملیات ژئوفیزیکی اکتشافی به روش مقاومت ویژه و قطبش القایی یکی از نیازهای بنیادین، تعیین محل دقیق نیم رخهای اندازه گیری نسبت به روند کانی سازی است تا بتوان پاسخ بهتری از وضعیت و شکل پهنه کانی سازی به دست آورد. مطالعات انجام شده پیشین در محدوده معدنی کوشک بهرام نشان میدهد که پتانسیل کانی سازی برای تشکیل مس تیپ مانتو وجود دارد (جبلی و همکاران، 2017)، با توجه به ویژگیهای این نوع کانی سازی در محدوده مورد مطالعه، برداشتهای ژئوالکتریکی شامل پلاریزاسیون القایی و مقاومت ویژه، طراحی شبکه برداشت و انتخاب آرایش مناسب برای عملیات صحرایی در محدوده معدنی کوشک بهرام صورت گرفت. بدین منظور از آرایش دوقطبی – دو قطبی در امتداد دو



براساس ترانشه های حفر شده در رخنمونهای زمین شناسی و شواهد کانی سازی در آنها، موقعیت پروفیلهای برداشت و طول آ نها طراحی گردیده است. دو پروفیل با طول تقریبی یک کیلومتر (P1 و P2 ) و یک پروفیل با طول تقریبی ۳۷۰ متر (P3) و آزیموت تقریبی ۳۰ درجه برای هر سه پروفیل استفاده گردید (شکل ۳). همچنین فاصله الکترودهای جریان و پتانسیل ۱۰ متر و طول گام (پرش) ۱۰ متر انتخاب گردید (جدول ۱). به منظور تعیین مقاومت ویژه ظاهری واحدهای های زیر سطحی و تفسیر نتایج، مقاطع دو بعدی با نرم افزار RES2DINV تهیه شد و با استفاده از شواهد و اطلاعات زمین شناسی مورد بررسی و تفسیر قرار گرفت.



شکل ۳- موقعیت برداشت پروفیل های قطبش القایی و مقاومت ویژه در کانسار کوشک بهرام

فاصله الكترودي (متر)	طول گام (متر)	تعداد نقاط اندازه گیری	طول پروفیل (متر)	نام پروفیل
۱.	١.	11.0	1	P1
۱.	١.	3.0	1	P2
1.	١.	718	٣٧.	P3

جدول ۱- مشخصات پروفیل های برداشت شده در کانسار کوشک بهرام

همچنین با توجه به وجود رخنمونهای متعدد و پراکنده واحدها، پیش بینی گردید که ضخامت آبرفت در محدوده مورد مطالعه چندان زیاد نمیباشد، بنابراین استفاده از روش ژئوالکتریک برای تشخیص گسترش نواحی کانی سازی احتمالی قابل استفاده میباشد.

نیم رخهای P1 و P2 در واحدهای ولکانوکلاستیک آندزیت، آندزیتیک توف، توف های برشی و ولکانوکلاستیک، گرین شیست ها و آندزیت های خاکستری و رسوبات عهد حاضر قرار گرفتهاند(شکل ۲). تفسیر شبه مقاطع حاصل از برداشت ابن دو پروفیل در بخش نتایج و بحث و شکل های ۴ و ۵ ارائه شده است. نیم رخ P3 در واحدهای ولکانوکلاستیک آندزیت، آندزیتیک توف و رسوبات عهد حاضر قرار گرفته است. اندازه گیریها از شمال به جنوب بوده و برداشت مشابه نیم رخ P2, P1 انجام گرفته است. شکل ۶ شبه مقطع نیم رخ P3 را نشان می دهد.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم







شکل ۴ – شبه مقطع مقاومت ظاهری و بارپذیری در امتداد پروفیل P1 در کانسار مس کوشک بهرام (دید به سمت شرق)



شکل ۵ – شبه مقطع مقاومت ظاهری و بارپذیری در امتداد پروفیل P2 در کانسار مس کوشک بهرام (دید به سمت شرق)



شکل ۶ – شبه مقطع مقاومت ظاهری و بارپذیری در امتداد پروفیل P3 در کانسار مس کوشک بهرام (دید به سمت شرق)



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



**\$\$\$\$\$** 

# نتایج حاصل از تحقیق:

پروفیل P1 : به طور کلی سه بخش در آن مشاهده می گردد که در بخش شمال شرقی مقاومت نسبتاً بالا دیده می شود. در قسمت های مرکزی پروفیل، یک زون با رسانایی بالا که احتمالاً زون دگرسانی رسی می باشد مشاهده می گردد و در بخش جنوب غربی پروفیل نیز مجدداً مقاومت افزایش می یابد. در مقطع بارپذیری شکل ۴، زون ه ایی دارای بارپذیری بالا که بیش از ۲۱ میلی ثانیه هستند در سر تاسر پروفیل دیده می شود. در این شبه مقطع مقدار مقاومت ظاهری و بارپذیری تا عمق مشاهده می گردد. بنابراین با توجه به شبه مقطع مقاومت و بارپذیری بالا که مشاهده می گردد. بنابراین با توجه به شبه مقطع مقاومت و بارپذیری به نظر می رسد که زون های سولفیدی در عمق و جود داشته باشند. از ابتدای پروفیل I1 از سمت شمال شرق پروفیل، نواحی دارای مقاومت نسبتاً بالا همراه با بارپذیری بالا مشاهده می گردد. بنابراین با توجه به شبه مقطع مقاومت و بارپذیری به نظر می رسد که زون های سولفیدی در عمق و جود زون دارای مقاومت پایین است. در پروفیل بارپذیری هم زون های با بارپذیری بالای از طول ۴۴۰ متر تا حدود ۱۰۰ متر زون دارای مقاومت پایین است. در پروفیل بارپذیری هم زون های با بارپذیری بالای ۲۱ میلی ثانیه وجود دارد. با توجه به شبه مقطع مقاومت پایین است. در پروفیل بارپذیری هم زون هایی با بارپذیری بالای ۲۱ میلی ثانیه وجود دارد. با توجه به زون دارای مقاومت پایین است. در پروفیل بارپذیری هم زون هایی با بارپذیری بالای ۲۱ میلی ثانیه وجود دارد. با توجه به می یابد. از طول ۲۰۱۰ متر تا انتهای پروفیل مانی احتمالی به سمت جنوب غرب از حدود که در زیر آبرفت قرار گرفته می یابد. از طول ۲۰۱۰ متر تا انتهای پروفیل مقاومت ظاهری نسبتاً بالا مشاهده می گردد که در مقطع بارپذیری نیز مقدار کم تا متوسط بارپذیری در آن مشاهده می شود.

پروفیل P2: در شکل (۵) شبه مقطع مقاومت ظاهری و بارپذیری در امتداد پروفیل P2 مشاهده می گردد که این پروفیل نیز همانند پروفیل P1، از ابتدای پروفیل مقاومت تا طول ۳۸۰ متر یک زون بار مقاومت نسبتاً بالا دیده می شود که در مقطع بارپذیری نیز یک زون با بارپذیری در حدود ۱۵ میلی ثانیه قرار گرفته است. همچنین یک بخش عمیق تر دارای بارپذیری بالا در طول حدود ۳۰۰ تا ۳۸۰ متر دیده می شود. در بخش دوم پروفیل P2، از ۳۸۰ متر تا حدود ۸۹۰ متر یک زون با رسانایی نسبتاً بالا (مقاومت زیر ۱۰ اهم متر) دیده می شود که احتمالاً مرتبط با زون دگرسانی رسی باشد که زیر آبرفت قرار مقطع نیز عمق زون رسی از حدود ۱۰ متر ایده می شود که احتمالاً مرتبط با زون دگرسانی رسی باشد که زیر آبرفت قرار مقطع نیز عمق زون رسی از حدود ۱۰ متر تا بیش از ۲۰ متر وجود داشته باشد. از طول ۸۹۰ متر تا انتهای پروفیل در مقطع مقطع نیز عمق زون رسی از حدود ۱۰ متر تا بیش از ۲۰ متر وجود داشته باشد. از طول ۸۹۰ متر تا انتهای پروفیل در مقطع مقاومت ظاهری یک زون با مقاومت نسبتاً بالا مشاهده می شود که احتمالاً دارای گسل خوردگی و شکستگی می باشد. در این بخش نیز در شبه مقطع بارپذیری، زونهای بی هنجار بارپذیری به صورت گسترده وجود گر متر می باشد. در کانی سازی سولفیدی باشد.

**پروفیل P3:** در شبه مقطع مربوط به پروفیل P3 شبه مقطع مقاومت ظاهری، سه زون دارای مقاومت ظاهری متوسط که از هم جدا هستند و تا عمق حدود ۳۰–۳۵ متر گسترش یافتهاند مشاهده می گردد. در قسمت میانی پروفیل، از طول حدود ۲۷۰ تا ۳۷۰ متر که بر روی واحدهای سنگی قرار گرفته است در قسمت فوقانی آن زون با مقاومت بالا و در زیر آن یک زون با مقاومت پایین که دارای ضخامت حدود ۲۰ متر میباشد مشاهده می گردد که به نظر میرسد احتمالاً مرتبط با دگرسانی و





اکسیدشدگی سنگها باشند. در مقطع بارپذیری پروفیل P3 به طور مشخص، دو زون دارای بارپذیری متوسط تا بالا دیده می شود که در قسمت جنوب غربی این زون بارپذیری بالا به سمت بیرون محدوده برداشت ادامه می یابد. در قسمت شمال پروفیل و قسمت دارای توپو گرافی برجسته تر از عمق حدود ۲۰ متر یک زون نسبتاً قابل توجه با ابعاد حدود ۵۰ متر با شارژپذیری بالا به سمت عمق گسترش می یابد که با توجّه به مقاومت ظاهری آن با اهمیّت به نظر می رسد.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

با توجه به نتایج به دست آمده از مقاطع مقاومت ویژه و بارپذیری به نظر می رسد که دو نوع زون های بی هنجاری دارای بارپذیری بالا در منطقه قابل شناسایی هستند. دسته اول، مرتبط با محیط های سنگی هستند که دارای مقاومت ظاهری نسبتاً بالا بوده و دسته دوم، مرتبط با زون هایی محیط های آبرفتی و نواحی رسی می باشد. با توجه به شواهد زمین شناسی (شکل ۷-الف، ب) و کارهای اکتشافی در محدوده (جبلی و همکاران، ۱۳۹۶)، به نظر می رسد که زون های بی هنجاری بارپذیری که در محیط های با مقاومت نسبی بالاتر ایجاد شده است دارای اولویت بیشتری نسبت به نواحی بی هنجاری بارپذیری بالا در محیط های رسانا (احتمالاً رسی) باشد. با توجّه به گسترش زون های بی هنجاری دارای بارپذیری بالا در مرتبط نقاطی جهت حفاری اکتشافی پیشنهاد گردیده است که در شکل های مقاطع مشاهده میگردد. (شکل های ۴، ۵ و۶).

نوع کانسار مس کوشک بهرام با توجه به شواهد زمین شناسی سطحی، کانسار مس تیپ مانتو تعیین گردیده است. براساس سه پروفیل ژئوفیزیکی با روش مقاومت ویژه ظاهری و قطبش القایی، زونهای بی هنجاری دارای بارپذیری بالا که مرتبط با محیطهای سنگی دارای مقاومت بالا هستند و از نزدیک سطح تا عمق حدود ۲۰ متر عمق دارند، به عنوان اولویت اول اکتشافی و انجام حفاری شناسایی گردیدهاند. همچنین در این بخش زونهای دارای بارپذیری بالا که مرتبط با نواحی دگرسانی رسی احتمالی در زیر آبرفتها می باشد در اولویت دوم بررسی های اکتشافی قرار دارند. با توجه به روندهای زمین شناسی و باز بودن زونهای بی هنجاری دارای بارپذیری بالا در این محدوده انجام برداشتهای ژئوفیزیکی با روش مقاومت ویژه ظاهری و قطبش القایی در امتداد پروفیل های جدید با نظر کارشناسان اکتشاف در محدوده پیشنهاد می گردد. سیاس گزاری

پژوهش حاضر با همکاری شرکت محترم معدنی حدیدگسترسیرجان به انجام رسیده است. نگارندگان از جناب آقای حسینی، مدیر محترم شرکت و آقایان مهدی تهامی و دکتر احسان حاج مولاعلی کمال تشکر را دارند. ۵۰۰۰۰۰

# منابع فارسی :

سامانی، ب، (۱۳۸۱). متالوژنی کانسارهای مس نوع مانتو در ایران، ششمین همایش زمینشناسی ایران. جبلی. م، افضل.پ، پورکرمانی.م، جعفری راد.ع، تعیین مدل توصیفی کانسار مس کوشک بهرام (ایران مرکزی) با استفاده از دادههای ژئوشیمیایی، پتروگرافی، کانهنگاری و میکروترمومتری، رساله دکتری، دانشگاه آزاد واحد تهران شمال، ۱۳۹۶.

محمدزاده .م، ناصری. آ، انصاری. س، انطباق پلایزاسیون القایی و مقاومت ویژه الکتریکی برای اکتشاف مس و عناصر همراه در منطقه صاحب دیوان مشکین شهر، مجله علوم زمی، تابستان ۹۵ ،سال بیست و پنجم، شماره ۱۰۰ ، ۲۴۷ تا ۲۵۸.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۳۹۷ 20m, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیاه نیز قم



#### **References:**

- Afzal, P., Fadakar Alghalandis, Y., Khakzad, A., Moarefvand, P., Rashidnejad Omran, N., Asadi Haroni, H., 2012. Application of power-spectrum evolume fractal method for detecting hypogene, supergene enrichment, leached and barren zones in Kahang Cu porphyry deposit, Central Iran. J. Geochem Explor 112, 131e138.
- Aghazadeh, M., Hou, Z., Badrzadeh, Z., Zhou, L., 2015. Temporal–spatial distribution and tectonic setting of porphyry copper deposits in Iran: constraints from zircon U-Pb and molybdenite Re–Os geochronology. Ore Geol. Rev. 70, 385–406.
- Boomeri, M., Nakashima, K., Lentz, D.R., 2010. The Sarcheshmeh porphyry copper deposit, Kerman, Iran: a mineralogical analysis of the igneous rocks and alteration zones including halogen element systematics related to cu mineralization processes. Ore Geol. Rev. 38 (4), 367–381.
- Calagari, A. A., 2004. Fluid inclusion studies in quartz veinlets in the porphyry copper deposit at Sungun, East-Azarbaijan, Iran. J Asian Earth Sci 23: 179-189.
- Jebeli, M., Afzal, P., Pourkermani, M., Jafarirad, A., 2018. Correlation between rock types and Copper mineralization using fractal modeling in Kushk-e-Bahram deposit, Central Iran. Geopersia 8 (1), 131-141.
- Mosoumi, R., Calagari, A.A., Siahsheshm, K., Pichler, Th., 2017. Consideration of geological aspects and geochemical parameters of fluids in Bushdi geothermal field, south of mount Sabalan, NW Iran. Journal of African Earth Sciences, May 2017, 129:692-700.
- Parsi Kan Kav Company., 2012. 1: 5000 Geological map of Kushk-e-Bahram.
- Rajabpour, Sh., Behzadi, M., Rasa, I., 2015. Ore mineralogy, hydrothermal alteration and geochemistry characteristics of kuh-pang volcanic copper deposit in Saveh, middle part of Urumieh-Dokhtar subduction zone. Earth Sci. Res. 25, 109–128 (in Persian with English abstract).
- Rajabpour, Sh., Behzadi, M., Jiang, Sh., Rasa I, Lehmann, B., Ma, Y., 2017. Sulfide chemistry and sulfur isotope characteristics of the Cenozoic volcanic-hosted Kuh-Pang copper deposit, Saveh county, northwestern central Iran. Ore Geology Reviews, Volume 86, June 2017: 563-583.
- Richards, J.P., 2015. Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogen: From subduction to collision. Ore Geology Reviews 70, 323-345.
- Shafiei, B., Haschke, M., Shahabpour, J., 2009. Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in kerman cenozoic arc rocks, southeastern iran. Miner Deposita 44 (3), 265–283.
- Shahabpour, J., Kramers, J.D., 1987. Lead isotope data from the sar-cheshmeh porphyry copper deposit, iran. Miner Deposita 22 (4), 278–281.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



# تحلیل خطر زمین لرزه و یافتن گسل مسبب در گستره شیراز به روش جدایش خطر لرزه ای ◊◊◊◊◊◊◊◊

محمد علی حقیقت، کارشناسی ارشد زلزله، دانشگاه تفت <u>mohammad.ah137@gmail.com</u> محمد رضا جواهری تفتی، استادیار، گروه عمران، واحد تفت، دانشگاه آزاد اسلامی، تفت، ایران<u>mr.javaheritafti@yahoo.com</u> هادی جراحی، کارشناسی ارشد تکتونیک، دانشگاه تهران شمال <u>hadijarahi@gmail.com</u>

**~~~~~** 

## چکیدہ :

در این مقاله برای شهر شیراز برآورد خطر لرزهای صورت گرفته است. در این بررسی از روش احتمالاتی تحلیل خطر زمین لرزه بهره گرفته شده است. محدوده شهر شیراز در زون زاگرس واقع گردیده و از فعالیت لرزه ای نسبتاً بالایی برخوردار می باشد. بر اساس مطالعات لرزه خیزی و لرزه زمین ساخت انجام گرفته در این مقاله، مهمترین چشمه های لرزه زا نسبت به شهر شیراز، گسل سبز پوشان می باشد که PGA ایجاد شده توسط آن در دوره بازگشت ۴۷۵ سال با استفاده از روش PSHA برابر IPS4 حاصل گردیده است. در بخش جدایش خطر زمین لرزه مشخص گردید که محتمل ترین بزرگا در دوره بازگشت ۴۷۵ سال برابر ۶٫۳ و در فاصله ۱۳٫۱ کیلومتر و برای گسل سبز پوشان می باشد. گسل مذکور در حدود ۸۹٪ از سهم خطر را برای شهر شیراز تحت پوشش خود قرار داده است.

كليد واژه ها:شهر شيراز، روش احتمالاتي، لرزه زمين ساخت، جدايش خطر زمين لرزه، گسل سبزپوشان.

# Seismic Hazard Assessment and Finding the Effective Fault at Shiraz Area Using Seismic Hazard Deaggregation Method

Mohammad Ali Haghighat, Master of Earthquake Mohammad Reza Javaheri Tafti, Assistant Professor, Department of Civil Engineering, Taft University Hadi Jarahi, Master of Tectonic

### Abstract:

This paper estimates the seismic hazard analysis for Shiraz city. The methodology of this study is probabilistic seismic hazard assessment. The Shiraz city is located in Zagros zone and has high seismicity. According to tectonic and seismotectonic studies, most important seismic source is Sabzpoushan fault. PSHA method shows that PGA about 0.5 gal for 475 years return period. In the deaggregation part, showed that the magnitude 6.3 at 475 year return period is the high probable scenario at 13.1 km distance from the center of Shiraz city. This scenario is related to Sabzpoushan fault covers about 98% of the share of the hazard for Shiraz city.

Keywords: Shiraz city, Probabilistic method, seismotectonic, seismic hazard deaggregation, Sazpoushan fault.

# 



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



#### مقدمه:

تحلیل خطر لرزه ای تخصصی بین رشته ای است به این معنا که داده های حاصل از رشته های علوم زمین به طور کلی، نقشه برداری و مهندسی بر آن تاثیر می گذارد. ضمن این که با گذشت زمان در هر یک از رشته های فوق نو آوری ها و یافته های جدید، روش های مختلف تحلیل خطر را تحت تاثیر قرار داده و به روز نموده است. از طرفی با پیشرفت بشر در زمينه هاي فني و مصالح ساختمان و با افزايش جمعيت، احداث سازه هاي مهم و بلند نسبت به گذشته بسيار بيشتر شده و این مهم می طلبد که قبل از احداث سازه که ممکن است از لحاظ بودجه مورد نیاز، کارکرد و یا اثرات محیطی در صورت نقص و یا توقف عملکرد خسارت های قابل توجهی بر جای گذارد تحلیل خطر برای سازه انجام و طراحی واقع بینانه تر و تا حدودي منطبق بر واقعيت باشد. در اين ميان يافتن گسل مسبب زمين لرزه اصلي براي يک پهنه شهري، امريست که تا به امروز توجه کمتری بدان گردیده است. سعی بر آن است تا ضمن انجام یک بررسی اجمالی، به مطالعه جدایش خطر لرزه ای<sup>^</sup> پرداخته شود. مبنای علمی مخاطرات زمینلرزه به صورت یکپارچه، ابتدا توسط کرنل(Cornell 1968) معرفی و سپس توسط بور و همکاران (Boore and Atkinson 2008) و گرین و هال (Green and Hall 1994) توسعه داده شد. پس از آن مطالعات متعددي در خصوص لرزه خیزي و زمین ساخت در کشور ایران به انجام رسید که از آن جمله به مطالعات حائري فرد و همكاران (Haerifard et al. 2018) و جراحي (Jarahi 2017a, 2016, 2017b; Jarahi et al. 2015) و ... مي توان اشاره نمود. مطالعات اخیری که در خصوص زمین ساخت کشور به صورت عمومی انجام شده نظیر کارهای نظری و همکاران (Nazari et al. 2013)و حسامی و همکاران(Hessami, Jamali, and Tabassi 2003)، تا حد زیادی به شناخت گسل.های فعال و لرزه خیزی آنها کمک نموده است. مطالعات جامعی نظیر آنچه بربریان(Berberian 2014)، گاردینی و گاردینی و همكاران (Giardini 1999; Giardini et al. 1999)، همكاران (Gulen et al. 2011)، مورد بررسی قرار دادهاند نیز به شناخت هر چه بهتر لرزه خیزی ایران زمین منتج گردیده است.

### روش تحقيق:

به صورت عمومی انجام یک مطالعه تحلیل خطر زمین لرزه شامل مراحل مختلفی است که در این بخش بدان پرداخته خواهد شد. دو بخش اساسی در اینجا اهمیت اصلی دارد. اول شناخت زمین ساخت منطقه که خود شامل شناسایی چشمه های لرزه زا و آگاهی از مشخضه های اصلی آنهاست. این مشخصه ها می تواند مشتمل بر طول، امتداد، شب و جهت شیب، توان لرزه خیزی، ارتباط با گسل های فعال، برش رسوبات کواترنری و ... باشد. بخش دوم به شناخت لرزه خیزی منطقه می پردازد. بدان معنا که ضمن شناسایی زمین لرزه های ماقبل تاریخ(بهره گیری از داده های دیرینه لرزه شناسی)، تاریخی و

<sup>8</sup> Seismic Hazard Deaggregation (SHD)





ارزشمندی نظیر نرخ لرزه خیزی(Kijko and Graham 1998; Kijko and Sellevoll 1992)، ضرایب گوتنبرگ–ریشتر(Gutenberg and Richter 1956)، عمق لایه لرزه زا، الگوی لرزه خیزی و ... می گردد. در نهایت ترکیب داده های حاصل از این دو بخش در قالب یه مدل جامع تحت عنوان مدل لرزه زمین ساختی، در آمده و می توان آن را به عنوان داده ورودی به نرم افزار های تحلیل خطر زمین لرزه سپرد. در این مطالعه از نزم افزار پیشرفته EZ-Frisk عجت انجام میاوان داده ورودی به نرم افزار های تحلیل خطر زمین لرزه سپرد. در این مطالعه از نزم افزار پیشرفته EZ-Frisk عجت انجام تحلیل ها بهره گرفته شده است. از آن جا که در چنین مطالعاتی به کارگیری حداقل یک رابطهٔ کاهندگی<sup>۹</sup> مناسب الزامی میباشد، با مطالعه و بررسی روابط کاهندگی مختلف موجود(Douglas 2011) و با توجه به ویژگیها و شرایط زمین ان میباشد، با مطالعه و بررسی روابط کاهندگی مختلف موجود(Douglas 2011) و با توجه به ویژگیها و شرایط زمین از چهار روابط نسل جدید('Koja Cousting 2008) (Borden Inder 2008) و با توجه به ویژگیها و شرایط زمین از چهار روابط نسل جدید('Koja 2008) (NGA') (Roge 2008) (Abrahamson and Silva 2008) (NGA')) (Roge 2008) مساوی برای هر رابطه، استفاده شده است. روش انتخابی جهت تعیین پارامتر های لرزه در تحلیل خطر این منطقه با در نظر گرفتن وزن مساوی برای هر رابطه، استفاده شده است. روش انتخابی جهت تعیین پارامتر های لرزه خیزی این منطقه با در نظر گرفتن وزن ماه وی برای هر رابطه، استفاده شده است. روش انتخابی جهت تعیین پارامتر های لرزه خیزی این منطقه با در نظر گرفتن وزن مایلی خطر<sup>۱۱</sup> می باشد. در روش PSHA ضمن به کارگیری مدل های احتمالی از چشمههای لرزهزا (نقطهای، خطی، باریکهای یا ناحیهای)، نسبت دادن پارامترهای لرزه خیزی به چشمهها، به کار بستن روابط کاهیدگی مناسب و تعیین احتمال های رویداد مورد نظر (یا دورهٔ بازگشت)، بیشینهٔ مقادیر شتاب جنبش نیرومند زمین<sup>۱۱</sup> مورد محاسبه قرار می گیرد.

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

### تحليل ها:

# الف) تحليل خطر زمين لرزه

در پیرامون شهر شیراز وقوع زمین لرزه های بزرگی مانند زلزله های تاریخی و دستگاهی قیروکارزین به ترتیب با بزرگای Ms 7.1 و Mw 6.7 در ارتباط با گسل قیروکارزین می باشد(Berberian 2014). با توجه به مطالب فوق پذیرش بیشینه بزرگای ۷٫۱ ریشتر برای بزرگترین زمین لرزه محتمل در گستره مورد مطالعه در پیوند با فعالیت یک گسل پی سنگی منطقی است. محدوده مورد مطالعه در زون زاگرس واقع گردیده و از فعالیت لرزه ای نسبتاً بالایی برخوردار می باشد. وقوع زمین لرزه های زیاد با عمق کم و دوره بازگشت متوسط حاکی از وجود گسل های پی سنگی در این منطقه است(100 ایست) با در این این منطقه در این معناطیس هوایی<sup>۳۱</sup> در شناسایی شیب و امتداد این گونه گسل ها است(100 په سزایی برخوردار است. با توجه به الگوی توضیع عمق کانونی زمین لرزه ها می توان ژرفای ۲±۸کیلومتر را به عنوان لایه لرزه زا در نظر گرفت(2000 Maggi et al. 2000). سازوکار چیره زمین لرزه ها در گستره مورد مطالعه از نوع

<sup>&</sup>lt;sup>9</sup> Attenuation Relationship

<sup>&</sup>lt;sup>10</sup> NGA: New Generation Attenuation

<sup>&</sup>lt;sup>11</sup> Probabilistic Seismic Hazard Assessment (PSHA)

<sup>&</sup>lt;sup>12</sup> Pick Ground Acceleration (PGA)

<sup>&</sup>lt;sup>13</sup> Aero Magnetic Map




فشاری و در برخی موارد همراه با موئلفه امتدادلغز راستگرد می باشد و بر روی گسل هایی (از نوع رانده یا مورب لغز معکوس) به موازات دو روند شمال غرب – جنوب شرق و شمالی –جنوبی روی می دهند(Hessami, Jamali, and). نزدیک ترین چشمه های لرزه زای پیرامون شهر شیراز عبارتند از : گسل های سبزپوشان،کره بس، قیر. با توجه به الگوی لرزه خیزی زاگرس در منطقه مورد مطالعه و همچنین پراکندگی نسبی زمین لرزه ها در اطراف گسل های اصلی، پیشنهاد می شود اکثر چشمه های زمین لرزه ای به صورت خطی<sup>۱۲</sup> مدل شوند. با توجه به اینکه نمی توان به طور قطع گسل فعالی را در بستر رسوبی شهر شیراز معرفی کرد، امکان گسیختگی سطحی اولیه همراه با لرزه<sup>۱۵</sup> به استناد اطلاعات موجود منتفی است ولی به علت نزدیکی گسل سبز پوشان به شهر شیراز و مدل سازی آن به عنوان چشمه زمین لرزه ای امکان ایجاد گسیختگی های ثانویه همراه با لرزه<sup>۱۹</sup> به صورت ترک ها و شکستگی های ثانویه در پیوند با رویداد زمین لرزه های بزرگ وجود خواهد داشت. با توجه به توضیحاتی که در بخش روش مطالعه عنوان پیوند با رویداد زمین لرزه های بزرگ وجود خواهد داشت. با توجه به توضیحاتی که در بخش روش مطالعه عنوان شهر شیراز در دوره بازگشت ۴۷۵ سال بدیهی به نظر می رسد. اعداد مذکور، مبنای محاسبات بخش بعد را شامل می-گردید، نمودار داری بازگشت ۴۷۵ سال بدیهی به نظر می رسد. اعداد مذکور، مبنای محاسبات بخش بعد را شامل می-شهر شیراز در دوره بازگشت ۴۷۵ سال بدیهی به نظر می رسد. اعداد مذکور، مبنای محاسبات بخش بعد را شامل می-شهر ند.

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



<sup>14</sup> Line Source

<sup>15</sup> Coseismic primary surface rupture

<sup>16</sup> Co seismic secondary surface rupture



# **ب) جدایش خطر زمین لرزه<sup>۱۷</sup>**

در دهه اخیر، در کنار تحلیل خطر زلزله، تفکیک خطر لرزهای نیز مطرح شده که نقطه مقابل روش قدیمی تعیّنی می باشد. از این روش برای بر آورد زمین لرزه کنترل کننده در فواصل مختلف و در نهایت شتاب حاصله استفاده می شود. فر آیند تعیین مشارکت نسبی در خطر لرزه ای بر حسب بزرگا و فاصله، تفکیک خطر لرزهای نامیده می شود که در آن میزان مشارکت چشمه های لرزهای (برای فواصل مختلف و بزرگی های مختلف)، در شتاب حاصله ارائه می گردد تا مشخص شود که کدام چشمه لرزهای بیشترین تأثیر را در لرزه خیزی منطقه مورد نظر دارد (Jarahi 2016; Jarahi et al. 2015) (شکل ۲).



شکل ۲: مراحل تحلیل خطر برای توزیع فضایی ساختار ها؛ بخش اول: مدل خطر لرزهای، بخش دوم: کاتالوگ لرزه ای و نقشه فراوانی، بخش سوم: تجمع سازه، بخش چهارم: مدل ساختاری و تابع میرایی، بخش پنجم: برآورد خطر لرزهای توزیع فضایی ساختارها (Goda and Hong 2008)

در این روش، خطر لرزه ای توسط یک یا چند زلزله غالب با بزرگای M در فاصله R ارائه می شود و پارامترهای زلزله برای اهداف مهندسی با استفاده از این جفت های M و R انتخاب می شوند. معمولاً نمودارهای تفکیک خطر لرزهای به صورت ستونهای عمودی هستند که ارتفاع آن ها متناسب با مشارکت هر چشمه در خطر لرزهای و محورهای افقی فاصله و بزرگی زلزله میباشند. به بیان دیگر، بر خلاف روش تحلیل خطر که احتمالات مختلف با یکدیگر جمع می شوند، در تفکیک خطر

<sup>17</sup> Earthquake Hazard Deaggregation



لرزهای این احتمالات بر احتمال مجموع تقسیم میشوند تا مشارکت نسبی هر یک از چشمه ها در خطر لرزهای به دست آید (Jarahi 2016). مشارکت های نسبی چشمه ها اغلب بر حسب یک محدوده مشخص بزرگا و فاصله ظاهر می شوند. فرآیند تفکیک کردن مشارکت های لرزه ای در آرایهای از محدوده های بزرگا و فاصله، بستهبندی<sup>۱۰</sup> نامیده میشود(Pigle 1999). مشارکت های لرزه ای در آرایهای از محدوده های بزرگا و فاصله، بستهبندی<sup>۱۰</sup> نامیده میشود(Pigle 1999) می مشارکت های لرزه ای در آرایهای از محدوده های بزرگا و فاصله، بستهبندی<sup>۱۰</sup> نامیده میشود(Pigle 1999). مشارکت های لرزه ای در آرایهای از محدوده های بزرگا و فاصله، بستهبندی<sup>۱۰</sup> نامیده میشود(Pigle 1999) می است که احتمالاً کنترل کننده طراحی می باشد. روش مورد استفاده برای گستره مورد مطالعه، روش اصلاح شده جدید(Pigle 1999) مال کنترل کننده طراحی می باشد. روش مورد استفاده برای گستره مورد مطالعه، مطالعات جراحی و همکاران(Pigle 1996) است. شکل ۳ نشان می دهد که محتمل ترین بزرگا در دوره بازگشت ۲۵۵ سال برابر ۶٫۴ و در فاصله ۱۳٫۱ کیلومتر و برای گسل سبز پوشان می باشد. گسل مذکور در حدود ۸۹٪ از سهم خطر را برای شهر شیراز تحت پوشش خود قرار داده است. در جدول ۱ نتایج حاصل از تحلیل های جدایش خطر زمین لرزه به تفکیک فاصله، بزرگا و میزان سهم مشارکت هر یک از چشمه های لرزه زا در تولید خطر در شهر شیراز ارائه گردیده است. بر این اساس بیشترین سهم مربوط به گسل سبز پوشان می باشد.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

التكاديام نوراسان قم









3 3,9 0	, s . s	3					بو
Seismic	Magnitude		Distance		Epsilon		Contribution
Source	Mode	Mean	Mode	Mean	Mode	Mean	(%)
Sabz Pushan	6.15	6.3	8.75	13.1	-0.1	0.31	97.82
HZF	6.85	6.53	28.75	32.56	1.3	1.48	1.52
Kareh Bas	6 4 5	6 3 2	33 75	38 21	19	2 02	0.66

جدول ۱: نتایج حاصل از جدایش خطر زمنین لرزه بر مبنای سهم مشارکت هر یک از چشمه های لرزه زا

#### نتیجه گیری:

محدوده شهر شیراز در زون زاگرس واقع گردیده و از فعالیت لرزه ای نسبتاً بالایی برخوردار می باشد. با توجه به الگوی توضیع عمق کانونی زمین لرزه ها می توان ژرفای ۲±۸کیلومتر به عنوان لایه لرزه زا در نظر گرفته شد. سازو کار چیره زمین لرزه ها در گستره مورد مطالعه از نوع فشاری و در برخی موارد همراه با موئلفه امتدادلغز راستگرد می باشد و بر روی گسل هایی (از نوع رانده یا مورب لغز معکوس) به موازات دو روند شمال غرب – جنوب شرق و شمالی –جنوبی روی می دهند. به کمک روش PSHA مقادیر PGA برای شهر شیراز برابر agl و در دوره بازگشت ۴۷۵ سال حاصل گردیده است. محاسبات صورت گرفته در بخش جدایش خطر زمین لرزه نشان داد که محتمل ترین بزرگا در دوره بازگشت ۴۷۵ سال برابر ۶٫۳ و در فاصله ۱۳٫۱ کیلومتر و برای گسل سبز پوشان می باشد. گسل مذکور در حدود ۸۰٪ از سهم خطر را برای شهر شیراز تحت پوشش خود قرار داده است.

#### 

References:

Abrahamson, N. A., and W. J. Silva. 2008. 'Summary of the Abrahamson & Silva NGA Ground-Motion Relations', Earthq. Spectra, 24: 67-97.

- Berberian, M. 2014. EARTHQUAKES AND COSEISMIC SURFACE FAULTING ON THE IRANIAN PLATEAU; A HISTORICAL, SOCIAL, AND PHYSICAL APPROACH (Elsevier).
- Berberian, M., and R. S. Yeats. 2001. 'Contribution of archaeological data to studies of earthquake history in the Iranian Plateau. Paul Hancock Memorial Issue', J. Struct. Geol., 23: 536-84.
- Boore, D. M., and G. M. Atkinson. 2008. 'Ground-motion prediction equations for the average horizontal 99 component of PGA, PGV, and 5 %-damped PSA at spectral periods between 0.01 s and 10.0 s', Earthq. Spectra, 24: 99–138.
- Campbell, K. W., and Y. Bozorgnia. 2008. 'NGA ground motion model for the geometric mean horizontal 139 component of PGA, PGV, PGD and 5% damped linear elastic response spectra for periods ranging from 0.01 to 10 s', Earthquake Spectra, 24: 139–72.
- Chiou, B., and R. R. Youngs. 2008. 'An NGA model for the average horizontal component of peak ground motion and response spectra', Earthquake Spectra, 24: 173–216.
- Cornell, A. 1968. 'Engineering Seismic Risk Analysis', BSSA, 58: 1583-606.
- Douglas, J. 2011. "Ground-motion prediction equations1964-2010" Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM)." In. PEER
- Giardini, D. 1999. 'The Global Seismic Hazard Assessment Program (GSHAP) 1992/1999,' Annali de Geofisica, 42: 957-74.
- Giardini, D., G. Grünthal, Shedlock K.M., and P.Z. Zhang. 1999. 'The GSHAP Global Seismic Hazard Map', Annal. Geofis., 42: 1225-30.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



- Goda, K., and HP. Hong. 2008. "Scenario earthquakes for spatially distributed structures." In 14th World Conference on Earthquake Engineering.
- Green, A.R., and J.W. Hall. 1994. "AN OVERVIEW OF SELECTED SEISMIC HAZARD ANALYSIS METHODOLOGIES." In CIVIL ENGINEERING STUDIES, 104.
- Gulen, L., E. Schweig, R. Williams, and Goda K. 2011. 'Active fault database for the Middle East region; Earthquake Model of the Middle East EMME Project', 82.
- Gutenberg, B., and C. F. Richter. 1956. 'Earthquake Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration', Bull. Seism. Soc. Am., 46: 105-45.
- Haerifard, S., H. Jarahi, M. Pourkermani, and M. Almasian. 2018. 'Seismic Hazard Assessment at Esfaraen–Bojnurd Railway, North–East of Iran', Geotectonics, 52: 151-56.
- Harmsen, S. 2001. 'Mean and Modal ε in the Deaggregation of Probabilistic Ground Motion', B. Seismol. Soc. Am., 91: 1537–52.
- Harmsen, S., and A. Frankel. 2001. 'Geographic deaggregation of seismic hazard in the United States', B. Seismol. Soc. Am., 91: 13–26.
- Harmsen, S., D. Perkins, and A. Frankel. 1999. 'Deaggregation of probabilistic ground motions in the central and eastern United States', B. Seismol. Soc. Am., 89: 1–13.
- Hessami, K., F. Jamali, and H. Tabassi. 2003. "Active fault maps of Iran." In. IIEES: Department of Seismotectonic, Seismology Research Center.
- Idriss, I. M. 2008. 'An NGA empirical model for estimating the horizontal spectral values generated by shallow crustal earthquakes', Earthquake Spectra, 24: 217–42.
- Jarahi, H. 2016. 'Ground-motion scenarios consistent with Probabilistic Seismic Hazard Deaggregation for Karaj city (Iran)', American Journal of Engineering and Applied Sciences, 9: 520-29.
- ------. 2017a. 'Delineate Location of the Last Earthquake Case Study NW of Iran', American Journal of Geosciences, 17: 6.
- ———. 2017b. 'PSHA Study Using EZ-Frisk Software Case Study Baychebaq Dam site', Current Research in Geoscience.
- Jarahi, H., M. Madadi, M. Nadalian, and F. Bandar. 2015. "Seismic Hazard Zonation in Terms of Spectral Acceleration at Tehran Region Base on Activity and Slip Rates." In National Congress on Construction Engineering and Projects Assessment,. Semnan-Iran.
- Kijko, A. 2010. "Seismic Hazard Assessment for selected Area." In Hazard Area Documentation MATLAB.doc 13.
- Kijko, A., and G. Graham. 1998. 'Parametric-Historic 'Procedure for Probability' Seismic Hazard Analysis. Assessment of Maximum Regional Magnitude m\_max', Pure. App. Geophys, 152: 413-42.
- Kijko, A., and M. A. Sellevoll. 1992. 'Estimation of Earthquake Hazard Parameters from Incomplete Data Files. Part II. Incorporation of Magnitude Heterogeneity', Bulletin of the Siesmological Society of America, 82: 120-34.
- Maggi, A., Jackson 'J. A., McKenzie 'D., and Priestley 'K. 'C. 2000. 'Earthquake focal depths effective elastic thickness 'and the strength of the continental lithosphere', Geology, 28: 495-98.
- Nazari, H., M. Talebian, M. Ghorashi, and M.A. Fathian. 2013. "Seismotectonic Map of NW Iran." In. Iran: GSI.
- Shoja–Taheri, J., S. Nnaserieh, and G. Hadi. 2010. 'A Test of the Applicability of NGA Models to the Strong Ground-Motion Data in the Iranian Plateau', Journal of Earthquake Engineering, 14: 278–92.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



## بررسی ناهمسانگردی در منطقه غرب ایران(مورموری)

#### **~~~~**

عادله جهانشاهی، دانش آموخته کارشناسی ارشد، واحد چالوس، دانشگاه آزاد اسلامی، چالوس، ایران <u>Ade.jahanshahi@gmail.com</u> زهره سادات ریاضی راد، گروه ژئوفیزیک، واحد چالوس، دانشگاه آزاد اسلامی، چالوس، ایران <u>zohrehriazi@iauc.ac.ir</u>

#### **\$\$\$\$\$**

## چکیدہ :

منطقه زاگرس یکی از لرزه خیزترین نواحی در ایران می باشد که هر ساله شاهد لرزش بیش از ۱۰۰ رویداد هستیم. در این مطالعه با مروری بر زمین لرزه های گذشته به بررسی زمین لرزه ۱۳۹۳ مورموری می پردازیم. ابتدا با استفاده از داده های لرزه-ای ثبت شده در ایستگاه های لرزه نگاری اطراف محل وقوع زلزله ای مورموری بهترین نگاشت ها برداشت گردید. سپس با استفاده از پرداز شگر نرم افزار سایزان در راستاهای مختلف ثبت نگاشت های مناسب برای جدا کردن فازهای قرار مورد استفاده قرار گرفت. با توجه به محاسبه کل یعنی اندازه ناهمسانگردی در راستای ناهمسانگردی م مورد بررسی قرار دهیم. با توجه به بزرگی های مربوطه (  $\delta t$  و  $\varphi$ ) نگاشت هایی را انتخاب کرده که بتوان محاسبات را انجام داد. نتایج و بررسی های به دست آمده نشان می دهد که میزان ناهمسان گردی بطور میانگین در نزدیکترین ایستگاه به زلزله مورموری 0.0005 کیلومتر بر ثانیه می باشد. به عبارت دیگر این صفحه در راستای شرقی – غربی فلات ایران فشار وارد می کند.

**کلید واژه ها**: زاگرس، ناهمسانگردی، زلزله مورموری، فلات ایران

#### Study of anisotropy in the west of Iran (Mormori)

Adeleh Jahanshahi and Zohreh Sadat Riazi Rad

#### Abstract:

Zagros region is one of the most seismic areas in Iran which we observe shaking more than 100 incidents. In this study, we investigated 2014 Mormori earthquakes. At First, using the seismic data recorded in the stations around location of occurrence of earth quake, the best registering were taken. Then, using Seisan software processor, registration of appropriate writings, to isolate phases  $P_p$  and  $P_s$ , was used in the various directions. Considering calculation of  $\delta_t$ , nearly amount of in anisotropy making in direction of in consistency, we study  $\varphi$ . With regard to the related greatnesses,( $\varphi$  and  $\delta_t$ ) the graphs selection of what can be done results and studies show that rate of anisotropy making, an average, in the closest station to earthquake is 0.0005 km/s.The results have been taken; this plate puts pressure in the western- Eastern direction of Iranian plateau

Keywords: Zagros, anisotropy, Mormori earthquake, Iranian plateau



**\$\$\$\$** 

مقدمه :

مطالعات پیشین و اخیر جدایش امواج برشی نشان دهنده وجود الگوهای متنوعی از ناهمسانگردی لرزهای در گوشته بالایی فلات ایران هستند. پژوهش های جدایش موج برشی صورت پذیرفته در یک دهه گذشته بر وجود تغییرات بارز روند Sadidkhouy et al., 2008; Kavayani ، ۱۳۹۳؛ Sadidkhouy et al., 2008; Kavayani ، ۱۳۹۳ ناهمسانگردی، لرزهای در فلات ایران دارند، (آروین و همکاران ۱۳۹۳؛ et al., 2008; Kavayani یران که توسط شبکههای جهانی به ثبت رسیدهاند در گستره زاگرس را نشان میدهد. بیش از ۵۰ درصد زمین لرزههای ایران که توسط شبکههای جهانی به ثبت رسیدهاند در گستره زاگرس روی داده است، (میرزایی و همکاران ۱۹۹۸). بر پایه نظر ورنانت و چری (۲۰۰۴) از آنجا که بلوک ایران مرکزی با نرخ تقریبی ۱۳ میلی متر در سال به سوی شمال نسبت به اوراسیا حرکت می کند و این میزان بین بلوک ایران مرکزی و صفحه عربستان به ۷ میلی متر در سال کاهش می یابد.



شکل ۱ گسل های زاگرس (Kavyani et al, 2009)

یکی دیگر از فعال ترین خط گسلش استان، در جنوب شهرستان دهلران از روستای جلیزی شروع و تا مرز عراق به طول 40کیلومتری ادامه می یابد، آخرین فعالیت این شکستگی مربوط به شهریور ۱۳۸۷ است که بیش از ۲۰ بار زمین در چندین نوبت لرزید. که بزرگترین لرزش با بزرگی حداکثر ۵/۵ ریشتر بوده است. براساس ثبت اطلاعات مرکز ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تمامی گسل های استان فعالیت خود را در سال ۱۳۹۳ آغاز کرده و با توجه به دوره بازگشت ۳۰ ساله به تخلیه انرژی مشغول هستند، بنابراین زمین لرزه و پس لرزه های متعدد را در سطح استان داشتیم. ساعت'۳۲ : ۲در ترگی گشتاوری (USGS) جنوب نخش مورموری شهرستان آبدانان در استان ایلام را لرزاند. مرکز رویداد براساس لرزه نگاشت های ثبت شده در شبکه ملی لرزه نگاری باند پهن پژوهشگاه در مختصات ۱۳۶۹ درجه عرض شمالی و ۲۷۷۲ نگاشت های ثبت شده در شبکه ملی لرزه نگاری باند پهن پژوهشگاه در مختصات ۱۳۶۹ درجه عرض شمالی و ۲۷۷۲ درجه طول خاوری قرار دارد، شکل ۲. عمق زمین لرزه در حدود ۱۴ کیلومتر گزارش شده است . رخدادهای لرزه ای ثبت شده در منطقه مورد مطالعه طی فواصل زمانی ۲۷ مرداد لغایت ۲ شهریور ۱۳۹۳ تنها دارای یک شوک مستقل می باشد زمین لرزه اصلی) و دیگر رخدادهای لرزهای ثبت شده غیر مستقل و پسلرزه زمینلرزه اصلی یک شوک مستقل می باشد (زمین لرزه اصلی) و دیگر رخدادهای لرزه ای ثبت شده غیر مستقل و پسلرزه زمینلرزه اصلی که و ۱۳۹۳/۵/۲۷ مرمروری



محسوب می شوند. مرکز لرزه نگاری کشور در مرداد ماه ۱۳۹۳ تعداد نزدیک به ۱۱۳۰ زمین لرزه با بزرگی بیش از <sup>°</sup>۱۰ (در مقیاس امواج درونی) که در ایران و نواحی مرزی روی داده است را ثبت و تعیین محل گردیدهاند نمودار فروانی براساس بزرگی در شکل ۳ نشان داده شده است.



شکل ۲ موقعیت مرکز سطحی پس لرزه های زمین لرزه ۹۳/۵/۲۷ مورموری تعیین شده در شبک های لرزه نگاری داخل کشور(IIEES, IGTU)



**\$\$\$\$** 

روش تحقيق:

یک روش اندازه گیری جدایش موج برشی توسط سیلورچان در سال ۱۹۹۹ پیشنهاد شد در این روش پنجره تحلیلی موج برشی به شکل دستی انتخاب می گردد(سیلوروچان، ۱۹۹۹).روش تینبای و همکاران در سال ۲۰۰۴، براساس روش جدایش موج برشی سیلوروچان بنا نهاده شده است. در این روش بر خلاف روش سیلوروچان(۱۹۹۹) انتخاب پنجره تحلیل موج برشی به شکل اتوماتیک انجام می گیرد(تینبای و همکاران، ۲۰۰۴).وقتی موج برشی لرزه ای وارد یک محیط ناهمسانگرد





می شود انرژی آن به مولفه سریع و کند تقسیم می شود که قطبش های عمود بر هم دارند و سرعت حرکت آنها متفاوت است.(پیچینینی و همکاران، ۲۰۱۳).برای بدست آوردن پارامترهای ناهمسانگردی در این پژوهش از جدایش فاز برشی براساس روش تیبنای و همکاران(2004) استفاده شده که همانطوریکه که گفته شده این روش بر پایه روش سلیورچان بنا نهاده است.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

## حل تانسور ممان زمین لرزه 6.2 =MW

این زمین لرزه در ساعت ۲:۳۲دقیقه طول و عرض جغرافیایی آن به ترتیب 47.69 درجه شرقی و 32.65 درجه شمال در عمق 5 کیلومتر به وقوع پیوسته است. نزدیکترین ایستگاه لرزه نگاری به این زمین لرزه (KMR) ایستگاه کامارسیاه خرم آباد(لرستان) می باشد و بهترین نگاشت های مربوط به این ایستگاه بوده که در زیر به بحث و بررسی می پردازیم، شکل ۴.



شکل ۴ ایستگاه های لرزه نگاری زمین لرزه 6.2 MW=

زمین لرزه براساس دو جفت نیرو مورد بررسی قرار می گیرد. به این اساس با توجه به تصحیحات انجام شده و عمق زمین لرزه بوقوع پیوسته در منطقه مورد بررسی قرار می دهیم همانطوریکه در شکل بالا مشخص می باشد از عمق 3km با تصحیح 0.8 ساز و کار معکوس و کمی امتداد لغز را نشان می دهد هر چه میزان عمق بیشتر شود با توجه به این که درصد دابل کاپل جفت نیرو کاهش می یابد و ساز و کار زمین لرزه به سمت امتداد لغز پیش می رود تا جایی که در عمق ۲ کیلومتر می توانیم ساز و کار امتداد لغز را با درصد جفت نیروی ۹۰٪ ببینیم در اینجا پدیده پارتیشین نیز اتفاق میافتد زیرا دو ساز و کار را با هم داریم، شکل ۵.







### شکل ۵ ساز و کار زمین لرزه MW= 6.2

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

#### تانسورممان

در این زمین لرزه تانسور ممان در راستای قطر اصلی(0.092- ,1.373- ,1.464) همچینن بالای قطر اصلی نیز مقادیر ممان محاسبه شده است با توجه به محاسبات انجام شده مشخص گردیده که تانسورممان فوق دارای مقادیر بالای قطر اصلی می باشد و مقادیر زیر قطر اصلی صفر است با توجه به اینکه اعداد بدست آمده مثبت و منفی هستند این نشان دهنده کششی بودن و فشارشی بودن تنش های وارد شده در منطقه است.

Moment Tansor:

Mrr:1.464	Mtt: -1.373	MPP:-0.092
Mrt:1.162	Mrp:-0.157	Mtp: 1.101

همین امر سبب شده که بالای قطر اصلی تنش ایجاد شده باعث ایجاد حالت برشی شود همان طوری که می دانیم قطر اصلی تنش نرمال و سایر مؤلفه ها تنش برشی را می دهد.میزان گشتار محاسبه شده در این زمین لرزه از نظر Exponent ۱۸نیوتن متر می باشد.

**ایستگاه های ثبت 6.2 =MW:** ایستگاه KMR (شکل ۶)- ایستگاه DOB- ایستگاه KOM- ایستگاه AHWZ- ایستگاه DHR- ایستگاه LIN-ایستگاه JHBN- ایستگاه HSRG- ایستگاه QABG- ایستگاه ANAR:



شکل ۶ ایستگاه KMR (کامارسیاه خرم آباد لرستان)

پاررامترهای ناهمسانگردی از ایستگاه هایی که بهترین نگاشت ها را داشتیم محاسبه شده و در جدول ۱ مشخص شده است.

Station	Lat(deg)	Long(deg)	$\varphi_{\text{(degree)}}$	a (sec)	V(m/s)
KMR	33.5178	48.3803	42.4	1.298	0.3414
DOB	33.7874	48.1774	-2.5	0.9121	0.5524
KOM	34.1761	47.5144	1.4	0.626	0.628
AHWZ	31.3298	48.6437	31.2	0.8235	0.733
DHR	34.6994	46.3861	12	1.005	0.6217
LIN	34.9187	46.9625	-0.3	1.0531	0.7043
JHBN	32.2312	50.6657	-18	0.99	0.4483
HSRG	35.2418	48.2787	16.6	1.018	0.7399
Qabg	35.7084	49.5823	-19.9	1.5992	0.6399
ANAR	33 1897	53 7288	-27 9	1 9851	0 5408

جدول۱ پارامترهای ناهمسانگرد محاسبه شده

پارامترهای ناهمسانگرد با رسم نقشه



با استفاده از نگاشت های خوب از ایستگاههایی که زمین لرزه منطقه مورد مطالعه را ثبت کردند مقادیر بزرگی و راستا محاسبه شد. طبق مقادیر *bt و φ* به دست آمده، طول و عرض جغرافیایی ایستگاه های ثبت زمین لرزه مور موری پرداخته می شود و سپس با استفاده از اطلاعات بدست آمده نقشه ذیل حاصل گردید: الف– رسم نقشه با استفاده از مقادیر به دست آمده. بزرگی و راستا و طول جغرافیایی، شکل ۷ ب– رسم نقشه با استفاده از مقادیر به دست آمده .بزرگی و راستا و عرض جغرافیایی، شکل ۸



arphi شکل ۷ الف) محور افقی طول جغرافیایی و محور عمودی  $\delta t$  و محور Z نشان دهنده زاویه arphi



arphi شکل ۸ ب) محور افقی عرض جغرافیایی و محور عمودی  $\delta t$  و محور Z نشان دهنده زاویه arphi

#### **\$\$\$\$\$**

## نتیجه گیری:

طبق مطالعات و محاسبات انجام شده در منطقه غرب ایران:در زمین لرزه مورموری (آبدانان دهلران) نشان می دهد که با تعیین پارامترهای راستا *گ*ا و بر حسب (ثانیه) و بزرگی ( *φ*) بر حسب درجه به دست آوردن سرعت هر کدام از ایستگاه های ثبت زلزله مورموری بطور میانگین می توان گفت که در زمین لرزه 6.2 =MW صفحه در منطقه به اندازه 0.0005 کیلومتر بر ثانیه در راستای شرقی–غربی فلات غرب ایران فشار وارد می کند در پس لرزه های :(=MW= 5.9, MW





5.7, MW= 4.7) بررسی شده نشان می دهد که صفحه در منطقه به اندازه 0.00036 کیلومتر بر ثانیه در جهت قائم فشار وارد می کند.

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

**\$\$\$\$** 

منابع فارسی:

وبگاه پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، <u>www.iiees.ir</u> آروین، ش.، ثبوتی، ف.، قدس، ع.، مرتضی نژاد، غ.، پریستلی، کیث.، ۱۳۹۳، مظالعه نا همسانگردی در شمال غرب ایران: مجموعه مقالات شانزدهمین کنفراس ژئوفیزیک ایران.

#### **~~~~~**

#### **References:**

Kaviani, A., Hatazfeld, D., Paul, A., Tatar, M, and Priestley k., 2009. "Shear ware splitting lithospheric anisotropy, and mantle deformation beneath the Arabia Eurasia collision zone in iran". Earth Plant. Sci. Lett., 286,371-378, doi: 10.1016/j.epsl.2009.07.003.

Mirzaei, N., Geo, M. and Chen, Y.T., 1998. "Seismic source regionalization for seismic zoning of Iron: major seismotectonic provinces", J. Earthquake Pred. Res., 7, 465-495.

Piccinini, D., Pastori, M, Margheriti, L., 2013. "Anautomatic tool to retrieve seismic anisotropy from local earthquackes", Com putters & Geosciences, V56, P62-68.

Sadikhouy, A., Javan- Doloei, .G., and Siahkoohi, H.R., 2008. "Seismic anisotropy in the crust and upper mantle" 456,194-205, doi: 10.1016/j.tecto.2008.05.001.

Silver, P.G. and Chan, W.W, 1991. "Shear ware Splitting and Sub- Continental mantle deformation", J.Geophys.Res.,96(B10), 16, 429-454.

Teanby, N.A., J-M.Kendall and M. vander Baan, 2004. "Automation of shear wave splitting measurements using cluster analysis", Bull. Seism. Sco. Am, 94,453-463.

United state Geological survey(USGS), <u>www.usgs.org</u>

Vernant, P. Nil foroushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J.F., sedighi, M. & Tavakoli, F., 2004b. "Deciphering obligue shortening of central Alborz in Iran using geodetic deta", Earth and planetary Science letters, 223, 177-185.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



# **نقش زمین لرزه ها در فعالیت بلند مدت و کوتاه مدت راه اندازی و تنظیم فوران گل فشان ها** رضا جهانگیری تبار<sup>۱</sup>، احمد ادیب<sup>۲\*</sup>

۱و۲- گروه مهندسی نفت، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران جنوب

\*نویسنده مسئول: <u>adib@azad.ac.ir</u>

# حكىدە : زمین لرزه ها می توانند فوران گل را ایجاد و یا تسریع نماید. در کشورهای ایران، آذربایجان، ایتالیا، رومانی، ژاپن، جزایر اندامان، پاکستان، تایوان، اندونزی و کالیفرنیا از فوران های گلفشان برای کاوش در ذات تغییرات تنش محلی که موجب فوران های جدید می شوند و فوران های در حال وقوع را تنظیم می کنند، استفاده شده است. تنشهای دینامیکی تولید شده توسط زمین لرزه ها و تغییرات استاتیکی آن بر سیستم های تغذیه کننده گل فشان ها اثر می گذارد. در آذربایجان، وقوع فوران هایی با فاصله ۲ الی ۱۰ برابر طول گسل نسبت به فاصله کانونی زمین لرزه در سال پس از وقوع زلزله ها، محتمل تر است. در این حال، تغییرات تنش استاتیک، باعث فشرده سازی منبع گل و جداسازی منبع تغذیه کننده می شود. در رومانی، تایوان و برخی از مکان های ایتالیا، نیز افزایش فعالیت بعد از رخداد زمین لرزه محتمل تر است. در این نواحی، تغییرات تنش استاتیک، به جداسازی منبع تغذیه کننده منجر می شود، اما پاسخ در طی چندین روز اتفاق می افتد. فوران در جزایر اندامان و گل فشان های نیکاپاپو، ژاپن، با دامنه تنش های دینامیکی تولید شده توسط امواج لرزه ای رابطه ای بهتر دارد. همچنین، یک جزیره جدید که در سال ۲۰۱۳ در سواحل پاکستان ظاهر شد، احتمالا متاثر از تنش های دینامیک بود که همگی در یک راستا بودند. در انتهای جنوبی دریای سالتون، کالیفرنیا، زمین لرزه ها شدت و مقدار گاز را در گل فشان های کو چک افزایش می دهد.

کلمات کلیدی: زمین لرزه ها، گلفشان، آذربایجان، ایران، تنش دینامیکی

Long- and short-term triggering and modulation of mud volcano eruptions by earthquakes



#### Reza jahangiri<sup>1</sup>, Ahmad Adib<sup>2\*</sup>

1,2- Department of Petroleum Engineering, South Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

Email: (adib@azad.ac.ir), Corresponding author:\*

#### Abstract:

Earthquakes can trigger the eruption of mud. We use eruptions in Iran. Azerbaijan, Italy, Romania, Japan, Andaman Islands, Pakistan, Taiwan, Indonesia Countries, and California to probe the nature of stress changes that induce new eruptions and modulate ongoing eruptions. Dynamic stresses produced by earthquakes are usually inferred to be the dominant triggering mechanism; however static stress changes acting on the feeder systems of mud volcanoes may also play a role. In Azerbaijan, eruptions within 2–10 fault lengths from the epicenter are favored in the year following earthquakes where the static stress changes cause compression of the mud source and unclamp feeder dikes. In Romania, Taiwan, and some Italian sites, increased activity is also favored where thestatic stress changes act to unclamp feeder dikes, but responses occur within days. The eruption in the Andaman Islands, and those of the Niikappu mud volcanoes, Japan are better correlated with amplitude of dynamic stresses produced by seismic waves. Similarly, a new island that emerged off the coast of Pakistan in 2013 was likely triggered by dynamic stresses, enhanced by directivity. At the southern end of the Salton Sea, California earthquakes increase the gas flux at small mud volcanoes. Responses are best correlated with dynamic stresses. The comparison of responses in these nine settings indicates that dynamic stresses are most often correlated with triggering, although permanent stress changes as small as, and possibly smaller than, 0.1 bar may be sufficient to also influence eruptions. Unclamping stresses with magnitude similar to Earth tides (0.01 bar) persist over time and may play a role in triggering delayed responses. Unclamping stresses may be important contributors to short-term triggering only if they exceed 0.1–1 bar. Keywords: Earthquakes, Mud volcano, Azerbaijan, Iran, dynamic stress.

مقدمه :
به تحرک درآمدن رسوبات مدفون در عمق زمین  و بیرون اندازی برش های گلی، آب شور و گاز فرآیندی است که به
عنوان رسوب فشانی یا گل فشانی شناخته می شود. این فرایند با حضور گازهای با فشار بیش از حد در زیر سطح زمین به
وجود می آید (براون، ۱۹۹۰؛ کیوکا و همکاران، ۲۰۱۵)، و اغلب با تله های هیدروکربنی در عمق زمین مرتبط است. بخش
اعظم گازهای آزاد شده را متان تشکیل می دهد، هرچند گاهی اوقات گازهای دیگر مانند CO2 و N2 ممکن است
وجود داشته باشند (کپف، ۲۰۰۲). فوران شکل های مختلفی از گل فشان ها را ایجاد می کند که مشخص ترین آن ها،
ساختارهای مخروطی کج بیرون زده است که به طور معمول شامل دهانه ای اند که جریان های گل را بیرون می اندازد
و حباب ها از دریچه آن ترشح می شوند (شکل ۱). این ویژگی ها در بسیاری از موارد مشابه ریخت های پیرامون
آتشفشان ها است



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم





شکل ۱- ویژگی های گل فشان در کشور آذربایجان(حباب بزرگ گاز در یک دهانه در بالای گل فشان) ظاهر می شود

ما می توانیم فرایند هایی را که در شروع فوران ها در گل فشان ها حاکم هستند به وسیله مطالعه بر روی پاسخ گل فشان ها به نیروهای شناخته شده خارجی نظیر تنش های ناشی از زمین لرزه ها، بررسی کنیم. برخی مطالعات نشان می دهد فوران ها بواسطه تغییرات تنش استاتیکی بوجود می آیند که ممکن است به اندازه ۲۰٫۱–۱ بار کوچک باشند. در بعضی مناطق، گل فشان ها یک تراکم استثنایی را نشان می دهند و ممکن است گیرنده های تنش با فاصله های نزدیک به هم را تامین کنند. بنابراین تحلیل نرخ رخداد گل فشان ها و واکنش زمان-فضا این سیستم ها، نسبت به تغییرات استاتیک و دینامیکی تنش ناحیه ای حائز اهمیت است.

## 

## روش تحقيق:

در این مقاله تغییرات تنش استاتیک ایجاد شده توسط یک زلزله بر روی دایک تغذیه بالقوه در هر سیستم گل فشان محاسبه می شود. تغییرات طبیعی تنش (Δσn) که اگر گسل جدا شده باشد مثبت است، و تغییر برشی تنش (Δτ) که اگر در جهت لغزش گسل باشد مثبت است را محاسبه می کنیم.



$$\Delta CFF = \Delta \tau + \mu (\Delta \sigma_n + \Delta P), \tag{1}$$

که در آن Δτ تغییرات تنش برشی در گسل است (مثبت در جهت لغزش گسل)، Δσ<sub>n</sub> تغییرات طبیعی تنش است (مثبت اگر گسل غیر کلاسیک باشد) μ ضریب اصطکاک است و ΔP تغییر در فشار منفذه در داخل گسل. تغییر تنش شکست کولمب به طور معمول مطابق رابطه (۲) بازنویسی می شود:

$$\Delta CFF = \Delta \tau + \mu' \Delta \sigma_n \tag{2}$$

از مشاهدات رخداد گلفشان برای ارزیابی کنترل های راه اندازی کوتاه مدت و بلند مدت آن و نقش تنش های استاتیکی و دینامیکی نسبی استفاده می شود.

سیستم های گل فشانی در امتداد حاشیه خارجی کمربندهای چین راندگی فشرده کارپاتیان رخ داده است (باسیو و همکاران، ۲۰۰۷). بخشی از جنوب شرقی کمان کارپاتیان (منطقه ورانسیا) با فعالیت لرزه ای بسیار مداوم و قوی و متداول (عمدتاً در محدوده عمق ۷۰–۱۷۰ کیلومتری) با انتشار ممان بزرگ (۲.7–6.9=MW) مشخص می شود، این منطقه همچنین دارای مهمترین گل فشان های رومانی است که تقریبا در امتداد محور ۲۰ کیلومتری بر روی آن قرار دارد. در این ناحیه زلزله موجب ایجاد دریچه های جدید و خاموش شدن دیگر دریچه ها به علت فعال شدن گسل های اصلی طولی شده و موجب فوران ۶ ساعته در گل فشان بیکو گردید. تغییر تنش طبیعی محاسبه شده، بیش از آستانه راه اندازی معمول است، و بنابراین پاسخ کوتاه مدت این گل فشان ها به زلزله ورانسیا ممکن است به این دلیل ترکیبی از تنش های دینامیکی و تغییرات تنش طبیعی ایجاد شده باشد.

بحث:





تعدادی از گل فشان ها در جزایر باراتانگ، در جزایر اندامان نیکوبار رخ می دهد (چادوری و همکاران، ۲۰۱۲). یکی از آن گل فشان ها، تنها چند دقیقه بعد از زمین لرزه سوماترا-اندامان گزارش شده است. این گل فشان، فوران کرد و بالای درختان مجاور، گل پرتاب کرد (میلور و همکاران، ۲۰۰۷ و منابع موجود در آن). به علت زمان بندی، این زوج فوران و زلزله به عنوان یک نمونه قابل اعتماد از راه اندازی کوتاه مدت لرزه ای محسوب می شود..

۲۳ و ۲۵ آیان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

در نزدیکی دریای سالتون، جنوب کالیفرنیا، مشخصه های هیدروترمال چندگانه ای شامل برجستگی های گلی، چشمه های تپه ای، دریچه های گاز و گروهی از گل فشان ها در نزدیکی تقاطع جاده های دیویس و شریمپ در نزدیکی نیلاند، کالیفرنیا وجود دارد (مازینی و همکاران ۲۰۱۱؛ اوندردونک و همکاران، ۲۰۱۱). این گل فشان ها با سیستم ژئوترمال دریای سالتون ارتباط دارند و نیروی محرکه آن ها توسط انتشارات CO2 تولید شده بخاطر واکنش های کربن زدایی دگردیسی (مافلر و وایت، ۱۹۶۹) با یک منبع قابل توجه (مازینی و همکاران، ۲۰۱۱) تامین می شود. دریای سالتون خود یک حوزه کشیده شده است که فرونشست آن توسط لغزشی سمت راست در گسل های سن آندریاس و امپریال هیلز و گسل طبیعی در داخل سالتون تراف (برازرز و همکاران، ۲۰۰۹) برقرار شده است. شکل ۲ موقعیت فوران های ناشی از رخداد این زمین لرزه را نشان می دهد.



شکل ۲- فوران های ناشی از زلزله و موقیت آنها نسبت به گسل اصلی





تنشهای دینامیک احتمالا نقش مهمی در راه اندازی کوتاه مدت فوران ها دارند، برای این نتیجه گیری نیاز است که ما تغییرات تنش استاتیک را ارزیابی کنیم. در حالی که اکثر فوران ها در آذربایجان ظاهرا با دایک های تغذیه جداشده مرتبط هستند، به نظر نمی رسد گل فشان های پاکستان، نیکاپاپو و دریای سالتون به تغییرات تنش استاتیک حساس باشند و پاسخ ها با دامنه تنش های دینامیکی همبستگی بیشتری دارند.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

سونامی مکران سال ۱۸۹۷ یک رویداد مهم تاریخی در منطقه مکران است که پتانسیل تولیدآن از منابع آتشفشانی در این منطقه را تایید می کند. با توجه به حضور بسیاری از آتشفشان های فعال در سراسر مکران، احتمال دارد که مرگ گسترده ماهی ها به دلیل انتشار گازهای سمی از این آتشفشان ها اتفاق افتاده است.

مشاهدات و تجزیه و تحلیل ها، به ما امکان می دهد از دو رویکرد مکمل برای در ک این که چگونه زمین لرزه ها بر فوران ها تاثیر می گذارند، استفاده کنیم. واکنش مجموعه ای از گل فشان ها نسبت به زمین لرزه های منفرد در نواحی آذربایجان، رومانی، تایوان، جزایر اندامان، پاکستان و ایتالیا و سپس پاسخ گل فشان های ژاپن، ایتالیا و کالیفرنیا را به چندین زمین لرزه اثبات شده است. اولین مطالعه ما را قادر به ارزیابی این مساله می کند که تغییرات فضایی تنش، چگونه بر فوران های جدید و میزان تخلیه تاثیر می گذارد. در مورد دوم ما می توانیم ارزیابی کنیم که یک مشخصه واحد، چگونه به تنش های خارجی دیگر پاسخ می دهد. در آذربایجان، بیشتر فوران هایی که طی یک سال از وقوع زمین لرزه رخ می دهد، در مناطقی رخ می دهد که تغییرات تنش استاتیک منجر به متراکم شدن منبع گل و منبسط شدن دایک های تغذیه شده اند. با این حال، چند استثنا وجود دارد که نشان می دهد تنش های دینامیکی نقش مهمی ایفا کرده اند یا اینکه زمین لرزه ها، بر فوران ها تاثیر نگذاشته اند. تغییرات تنش دائمی کوچک است، به طور معمول ۲۰٫۰۱ بار، بنابراین می توان گفت فوران ها تاثیر نگذاشته اند. تغیرات تنش دائمی کوچک است، به طور معمول ۲۰٫۰۱ بار، بنابراین می توان گفت





طول چندین روز پس از زلزله، فورانی راه اندازی نشده است. در موارد دیگر که دایک های تغذیه از هم باز شده بود، گل فشان ها در عرض چند روز پاسخ دادند.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

## **\$\$\$\$**

نتیجه محیوی: در تایوان و رومانی، گل فشان ها در ناحیه میدان نزدیک زلزله رخ می دهد. در این ناحیه، تغییرات تنش جداکننده، نسبتا زیاد است (ممکن است به حدود ۱ بار برسد). در جزایر اندامان و ایتالیا نیز که تغییرات تنش استاتیک باعث جدا شدن دایک های تغذیه می شوند، فوران ها و میزان تخلیه افزایش می یابد. با این حال، تغییرات تنش کوچک است (در ابعاد امواج زمین، ۱۰,۰ بار) و در نتیجه سهم آنها در مقایسه با تنش های دینامیک ناچیز بوده است، در مقابل فعالیت گل فشان در ایتالیا که تنش های جداکننده بالاترین است، بیشترین مقدار است. در مقابل، در ژاپن و برای جزیره جدید ساحل پاکستان، فعالیت های احیا شده در گل فشان ها با جداشدگی دایک های تغذیه همراه نیست و ممکن است فقط از تنش مهای دینامیک حاصل شود. در کالیفرنیا، گل فشانها به طور مداوم گاز تخلیه می کنند، اما گل ناچیزی وجود دارد. در اینجا تغییرات تنش استاتیک اثر کوچکی دارد و افزایش در تخلیه گاز، همبستگی مناسبی با دامنه امواج لرزه ای دارد. یا سخ ممکن است ناشی از به حرکت در آمدن حباب ها با گذر امواج لرزه ای باشد. هنگامی که تغییرات تنش استاتیک نقش مهمی در راه اندازی ایفا می کنند، نمونه های مورد بحث در اینجا نشان داده است که فوران گل فشان هم برای کرنش مهمی در راه اندازی ایفا می کنند، نمونه های مورد بحث در اینجا نشان داده است که فوران گل فشان هم برای کرنش معمی انقباضی و هم انبساطی رخ می دهد؛ بنابراین، بستن (کلمپ کردن) / جداشدگی دایک تغذیه ممکن است عامل متمایز کننده غالب برای راه اندازی تنش استاتیک باشد.

در مجموع، پاسخ ها در این محیط های مختلف نشان می دهد که در حال حاضر، فوران های گلی به صورت یکسانی به تغییرات تنش تولید شده توسط زمین لرزه ها پاسخ نمی دهند. پاسخ ها به این بستگی دارند که آیا فوران در حال وقوع است و فرایندهایی که منجبر به فوران گل و راه اندازی می شوند، ممکن است سریعا یا با تاخیر به وقوع بپیوندند، و





همچنین فوران های گل ممکن است حساسیت های مختلفی را نسبت به تغییرات تنش استاتیک و دینامیک نشان دهند. واکنش های یک گل فشان فرضی ممکن است، نمایانگر مکانیسم های مختلف راه اندازی نیز شود. به طور کلی، تنشهای دینامیک به احتمال زیاد کنترل غالب بر راه اندازی را تحمیل می کنند. هرچند، در برخی موارد، تغییرات تنش استاتیک به اندازه کافی بزرگ (۰,۱ تا ۳ بار) است تا بتوان فرض کرد که آنها تاثیر گذار بوده اند. تغییرات استاتیک در حدود ۲,۰ بار نشان داده است که از بیشینه تنش های دینامیکی (بیش از یک مرتبه بیشتر) در فعال یا خاموش کردن گسل های دوردست موثر است. اگر سیستم های گل فشانی حساسیت مشابهی به تغییرات تنش داشته باشند، به منظور درک فرایندهای راه اندازی فوران، نقش تنشهای استاتیک باید ارزیابی شود.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

## **\$\$\$\$**

## **References:**

Aliyev, A.A., Guliyev, I.S., Rahmanov, R.R., 2009. Catalogue of Recorded of Mud Volcano Eruptions of Azerbaijan (1810–2007). second ed. 'Nafta-Press' Publishing-House, Baku (109 pp.).

Ammon, C.J., Ji, C., Thio, H.-K., Robinson, D., Ni, S., Hjorleifsdottir, V., Kanamori, H., Lay, T., Das, S., Helmberger, D., Ichinose, G., Polet, J., Wald, D., 2005. Rupture process of the 2004 Sumatra–Andaman earthquake. Science 308 (5725), 1133–1139. Angelier, J., Chu, H.T., Lee, J.C., Hu, J.C., 2000. Active faulting and earthquake hazard: the case study of continuous monitoring of the Chihshang Fault, Taiwan. J. Geodyn. 29, 151–185.

Anzidei, M., Maramai, A., Montone, P. (Eds.), 2012. The Emilia (northern Italy) seismic sequence of May–June, 2012: preliminary data and results. Annals of Geophysics 55, no. 4. http://dx.doi.org/10.4401/ag-6110.

Avouac, J.-P., Ayoub, F., Wei, S., Ampuero, J.-P., Meng, L., Leprince, S., Jolivet, R., Duputel, Z., Historical tsunami in the Makran Subduction Zone off the southern coasts of Iran and Pakistan and results of numerical modeling.





۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

زهرا حنیفی، دانشجوی کارشناسی ارشد تکتونیک، گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز <u>hanifi.z.geo@gmail.com</u> بهزاد زمانی قره چمنی، دانشیار گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز <u>b.zamani@tabrizu.ac.ir</u> ابراهیم اصغری کلجاهی، دانشیار گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز <u>e-asghari@tabrizu.ac.ir</u>

چکیدہ :

در این پژوهش با توجه به خشک شدن دریاچه ارومیه و باربرداری گسترده در سطح پوسته، به بررسی تغییرات ضریب لرزه خیزی d و افزایش احتمالی زلزله خیزی منطقه در اثر کاهش آب دریاچه ارومیه پرداخته شده است. بررسی تغییرات ضریب لرزه خیزی d در اثر کاهش آب دریاچه ارومیه، کاهش مقدار آن بعد از پایین آمدن سطح آب دریاچه و بار برداری حاصل از آن در حدود ۲۰ میلیارد تن و تغییرات تنش در منطقه را بیان می کند. همچنین مقایسه تغییرات سطح آب دریاچه ارومیه و لرزه خیزی منطقه از سال ۱۳۷۰ تا ۱۳۹۷ نیز به روشنی میزان افزایش لرزه خیزی و ارتباط آن با حجم آب دریاچه را نمایش می دهد.

کلید واژه ها: دریاچه ارومیه، ضریب لرزه خیزی b

### The Research of b-value variations due to water loss of Lake Urmia

Zahra Hanifi, M.Sc. Student, Department of Earth Sciences, Email: <u>hanifi.z.geo@gmail.com</u> Behzad Zamani, Associate Prof., Department of Earth Sciences, Email: <u>b.zamani@tabrizu.ac.ir</u> Ebrahim Asghari-Kaljahi, Associate Prof., Department of Earth Sciences, Email: <u>e-asghari@tabrizu.ac.ir</u>

#### Abstract:

With regard to drying of Urmia Lake, and an extensive unloading from the earth's crust, due to the loss of water from the lake surface, the evaluation of b-value, and the probable increase of earthquakes, has been investigated in this study. The evaluation of b-value variations due to the loss of water from the lake's body, represents a decrease in b-value after water level dropping in the lake, subsequent unloading about 20 Milliard tones, and the increase of stress in the study area. Furthermore, the water level change-seismicity diagram, including 1990-2017 data, is clearly show an increase in seismicity and its relation with the lake water level.

Keywords: Urmia Lake, b-value

مقدمه :



دریاچه ارومیه که در گذشته "چی چست" نام داشته، بزرگترین و شورترین دریاچه دائمی ایران و یکی از دریاچههای فوق اشباع از نمک دنیا بوده (آقانباتی، ۱۳۸۳ و شهرابی، ۱۳۷۳) و قابل مقایسه با دریاچه بزرگ نمک (Great Salt Lake) آمریکا است (Asel Ashabai, 1986). این دریاچه در شمال غربی ایران بین مختصات جغرافیایی ۳۷ درجه و ۳ دقیقه تا ۳۸ درجه و ۱۷ دقیقه عرض شمالی و ۴۴ درجه و ۵۹ دقیقه تا ۴۵ درجه و ۵۶ دقیقه طول شرقی قرار دارد. مساحت تقریبی ۲۰ ، ۲۰۰ کیلومتر مربع، طول آن بین ۱۲۰ تا ۱۵۰ کیلومتر و عرض آن بین ۲۰ تا ۵۰ کیلومتر و میانگین ژرفای آن ۶ متر بوده است. در این دریاچه ۲۰۱ جزیره کوچک و بزرگ وجود دارد (شهرابی، ۱۳۷۳). وضعیت ثابت دریاچه ارومیه بعد از سالهای ۱۳۷۵ تقریبا سیر قهقرایی به خود گرفت و از سال ۱۳۸۰ سیر نابودی آن شتاب خیره کنندهای گرفته و در عرض ۱۰ سالهای دست اعظم آن به خشکی گرایید. پهنه عظیمی به وسعت تقریبی ۵ هزار کیلومتر مربع با میزان آب نزدیک به ۲۰ میلیارد متر مکعب که دریاچه ارومیه نامیده می شد در اثر گسترش روزافزون و غیراصولی کشاورزی، خشکسالی، سدسازی و جاده سازی تبدیل به نمکزار شد.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

به نظر بسیاری از زمین شناسان این دریاچه به صورت یک ناحیه فرونشسته زمین ساختی در پست ترین فرونشست آذربایجان است که در اثر عملکرد گسل شمال تبریز در شرق و گسل ارومیه (زرینه رود) در غرب ایجاد شده و اطراف آن را کوههای مرتفع با ارتفاع بیش از ۲۰۰۰ متر فراگرفته است (شهرابی، ۱۳۷۳). سنگ پی دریاچه را نهشتههای سخت شده کرتاسه پایینی و آهکهای مارنی میوسن ( سازند قم) تشکیل میدهد و ضخامت نزدیک به ۳۵ تا ۴۰ متر از نهشتههای نرم دریاچهای بر روی آنها قرار گرفته است (شهرابی، ۱۳۶۰). در تقسیمبندی آقانباتی دریاچه ارومیه در پهنه مرکزی از پهنه-های رسوبی- ساختاری قرار می گیرد (آقانباتی، ۱۳۸۳). این دریاچه، یکی از حوضههای پیش کمانی (Fore-arc basin)

ناشی از برخورد خرده ورق ایران مرکزی در همگرائی مورب با ورق عربستان و ایران مرکزی است (علوی، ۱۹۹۱). سرزمین آذربایجان به عنوان یکی از مناطق لرزه خیز کشور تاکنون زمین لرزههای متعددی را تجربه کرده است. وجود گسلهای فعال در این منطقه مهمترین دلیل وقوع این رویدادهای طبیعی میباشد. در این پژوهش با توجه به خشک شدن دریاچه ارومیه و با باربرداری گسترده در سطح پوسته، به بررسی تغییرات ضریب لرزه خیزی b و افزایش احتمالی زلزله خیزی منطقه پرداخته شده است. شایان ذکر است که تاکنون تغییر رفتار لرزهای منطقه در ارتباط با کاهش و یا افزایش آب دریاچه ارومیه بررسی نشده است.

### روش تحقيق:

دالنككوبيام نوراستان قم

و افزایش احتمالی زلزله خیزی dبه منظور بررسی اثر کاهش آب دریاچه ارومیه و باربرداری حاصل از آن بر روی ضریب منطقه، دادههای تغییرات حجم و سطح آب دریاچه در بازه زمانی ۱۳۴۵ تا ۱۳۹۶ شمسی از سایت آب منطقهای استانهای آذربایجان غربی و شرقی و دادههای زمین لرزههای رخ داده در پهنه دریاچه ارومیه به شعاع ۱۵۰ کیلومتر از بانکهای از سال ۱۹۹۰ تا ۲۰۱۷ و مرکز لرزه نگاری کشوری موسسه ژئوفیزیک ISCاطلاعاتی زمین لرزهای معتبر (دادههای مرکز



دانشگاه تهران از سال ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۷) استخراج شده و پس از پالایش و یکسانسازی دادهها (۱۱۸۷ داده مربوط به زلزله-نوشته شده(2001) Wiemer که توسط ZMAP با نرم افزار b ریشتر)، مقدار ضریب لرزه خیزی 3=Mهای بزرگتر از رسم شده است. SPSSمحاسبه شده و نمودار تغییرات سطح آب دریاچه ارومیه به همراه لرزه خیزی منطقه با نرم افزار

## رابطه بزرگا و فراوانی زمین لرزهها (محاسبه ضریب b)

یکی از پارامترهای زلزله شناسی که برای توصیف یک مجموعه از زمین لرزهها به کار میرود، ضریب b در رابطه فراوانی-بزرگای زمین لرزهها است. بزرگای زمین لرزهها دارای یک توزیع براساس قانون توانی (Power-law distribution) هستند که میتوان آن را برمبنای رابطه گوتنبرگ– ریشتر بیان کرد (Gutenberg and Richter, 1949). برمبنای تحقیقات ایشان، حالت کلی توزیع فراوانی زمین لرزهها را میتوان تحت رابطه ساده زیر با بزرگای آنها مرتبط دانست:

(1) که در آن N تعداد زمین لرزههای دارای بزرگای بزرگتر و یا مساوی M و a و d ضرایب لرزه خیزی هستند. مقدار ضریب a به مدت زمان مشاهده، ابعاد محدوده مورد بررسی و میزان لرزه خیزی منطقه بستگی دارد. درصورتی که ضریب d با نسبت زمین لرزههای دارای بزرگای کم به زمین لرزههای دارای بزرگای زیاد در ارتباط است. (1965) Utsu به این نتیجه رسید که محاسبه ضریب d به روش بیشترین احتمال (Maximum likelihood method) تقریب بهتری برای این ضریب است:

$$\rho = \frac{\log e}{M - M_c}$$
(2)

که در آن M بزرگای میانگین و M کمترین بزرگای به کار رفته است. ضریب b معمولاً بین ۰/۵– ۱/۵ بوده و بسته به شرایط زمین ساختی و فعالیت لرزه خیزی منطقه مورد بررسی تغییر میکند. اغلب مقدار آن در بین ۰/۷ تا ۱ قرار دارد (Gupta et al., 1972).

### عوامل موثر بر تغییر مقدار ضریب b

عوامل زیادی در تغییر مقدار ضریب b موثرند. افزایش ناهمگنی مواد یا افزایش چگالی ترکها و شکستگیها ( ,Mogi (1962) منجر به ضریب b بزرگ می شود؛ در حالی که افزایش در تنش برشی اعمال شده و یا افزایش در تنش موثر ( ,Wyss ( 1973) می تواند منجر به کوچک شدن مقدار آن در منطقه می شود. در نتیجه مقدار b با میزان تنش تجمع یافته در منطقه به طور معکوس مرتبط است ( 360 , Scholz, 1963). تغییرات دمایی نیز می توانند سبب تغییراتی در ضریب b شود ( معکوس مرتبط است ( Wyss, 1973; Scholz, 1968). تغییرات دمایی نیز می توانند سبب تغییراتی در ضریب b شود بررسی ها نشان می دهند که مقدار b برای زمین لرزه های کوچک و بزرگ متفاوت است ( بدست آورد، ولی در مورد زلزله-را ( 1977). زمان کوتاه نمونه برداری می تواند در مورد زلزله های کوچک ضریب b خوبی را بدست آورد، ولی در مورد زلزله های بزرگ چنین نیست. فوجهای لرزه ای ( Earthquake swarms) که نشانگر انحراف زیادی از مقدار 1=





دارای مقداری حدود 5.5=d هستند. پس لرزهها و پیش لرزهها به ترتیب مقدار b بالا و پایین را نشان می دهند. برای مثال Gupta et al. (1972) . b=0.6 در پیش لرزههای زلزله هایچینگ ۱۹۷۵ در حالی که برای پس لرزهها مقدار 0.9=b است. (1972) نشان دادند که برای زمین لرزههای القایی سدها مقادیر ضریب b پیش لرزهها با مقادیر این ضریب در پس لرزهها مشابه بوده و هر دوی آنها از مقادیر ضریب b ناحیه بیشتر هستند. مطالعات پژوهشگران نشان می دهد که در سیستمهای گسلی نرمال (کششی)، مقدار b بیشتر از ۱ و در سیستمهای امتداد لغز و رورانده، مقدار b کمتر از ۱ است (Schorlemmer et al. 2005). وجود رابطه معکوس بین میزان ضریب لرزه خیزی b و ناهنجاری گرانشی بو گه توسط برخی محققین بیان شده است. و در اسله معکوس بین میزان ضریب لرزه خیزی b و ناهنجاری گرانشی بو گه توسط برخی محققین بیان شده است. دارای ضریب b کم، میزان ناهنجاری گرانشی بو گه مثبت بوده و در نتیجه در این نواحی ضخامت پوسته که و موهو دچار دارای ضریب b کم، میزان ناهنجاری گرانشی بو گه مثبت بوده و در نتیجه در این نواحی ضخامت پوسته که و موهو دچار بالا آمدگی شده است و بالعکس در نواحی که میزان b بالاست، ناهنجاری گرانشی بو گه پایین و منفی و در نتیجه پوسته ضخیم تر است (Khan & Chakraborty, 2006).

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

نتايج

۱- تغییرات سطح آب دریاچه ارومیه و لرزه خیزی منطقه باربرداری ناشی از کاهش آب دریاچه ارومیه، سبب به هم خوردن تعادل ایزوستاتیکی منطقه و عکس العمل زمین در جهت رسیدن به تعادل مجدد، باعث آزاد شدن تنش و بروز زلزله می شود. مقایسه تغییرات سطح آب و لرزه خیزی منطقه به روشنی میزان افزایش لرزه خیزی و ارتباط آن با سطح تراز آب دریاچه را نمایش می دهد (نمودار ۱).



شکل۱. منحنی تغییرات سطح آب دریاچه ارومیه به همراه لرزه خیزی منطقه



# ۲- اثر کاهش آب دریاچه ارومیه و بار برداری ناشی از آن بر ضریب b منطقه

با استفاده از دادههای لرزهای بازه زمانی ۱۹۹۰ – ۲۰۱۷ میلادی و پس از پالایش و یکسانسازی دادهها (۱۱۸۷ داده مربوط به زلزلههای بزرگتر از 3=M ریشتر)، محاسبه ضریب لرزه خیزی b-value در رابطه گوتنبرگ – ریشتر نشان دهنده مقدار ضریب b حدود ۸/۰ بعد کاهش سطح آب دریاچه ارومیه از سال ۱۹۹۰ تا ۲۰۰۴ میلادی در منطقه (شعاع ۱۵۰ کیلومتری دریاچه ارومیه) است. در حالی که ضریب b قبل از کاهش سطح آب دریاچه ارومیه در بین سالهای ۱۹۹۰ تا ۲۰۰۴ میلادی نشانگر مقدار ۱/۴ است. این امر کاهش مقدار ضریب b بعد از کاهش سطح آب دریاچه ارومیه و باربرداری حاصل از آن و افزایش تنش در منطقه را بیان می کند (جدول ۱).

جدول ۱. مقادیرضریب b قبل و بعد کاهش سطح آب دریاچه زمان (سال) b-value

b-value	زمان (سال)		
1.4	1990-2004	قبل از کاهش سطح آب دریاچه	
0.8	2005-2017	بعد از کاهش سطح آب دریاچه	

## قبل و بعد کاهش سطح آب دریاچه ارومیه در فواصل مختلف از دریاچه**35- مقایسه تغییرات ضریب**

ضریب b با لرزه خیزی منطقه در ارتباط بوده و رابطه بین فراوانی زمین لرزهها و بزرگی آنها را نشان میدهد. به عبارت دیگر هر چه مقدار b کمتر باشد، نمایانگر آن است که نسبت زمین لرزههای بزرگ به کوچک در ناحیه بیشتر و یا متوسط بزرگای زلزلههای رویداده در منطقه بیشتر است. در نتیجه مقدار b با میزان تنش تجمع یافته در منطقه به طور معکوس مرتبط است (202 کیلومتری قبل و بعد از کاهش آب دریاچه ارومیه نشان میدهد که مقدار b برای فاصلههای کیلومتری قبل از کاهش آب (قبل از باربرداری) حدود ۸/۰ بوده که با فاصله گرفتن از دریاچه افزایش یافته و این مقادیر نزدیک به هم میشود (جدول ۲). بدین معنی که در فاصله نزدیک تر تعداد زمین لرزههای کوچک تر نسبتا کمتر و میزان تنش بر اثر بار موجود بیشتراست. مقدار b در فاصله نزدیک تر تعداد زمین لرزههای کوچک تر نسبتا کمتر و میزان دریاچه کاهش یافته و تقریبا ثابت است. این امر دلیل بر کاهش تنش دراثر باربرداری و متمرکزشدن زمین لرزههای با نومیاه گرفتن از دریاچه کاهش یافته و تقریبا ثابت است. این امر دلیل بر کاهش تنش دراثر باربرداری و متمرکزشدن زمین لرزههای با موله کرفتن از دریاچه کاهش یافته و تقریبا ثابت است. این امر دلیل بر کاهش تنش دراثر باربرداری و متمرکزشدن زمین لرزههای با می با نامی از دریاچه با فاصله گرفتن از دریاچه کاهش یافته و تقریبا ثابت است. این امر دلیل بر کاهش تنش دراثر باربرداری و متمرکزشدن زمین لرزههای با برزگای کوچک تر در منطقه است.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



#### جدول۲. مقایسه مقادیر ضریب b قبل و بعد از کاهش آب دریاچه ارومیه در فواصل مختلف

بعد کاهش سطح آب دریاچه	قبل کاهش سطح آب دریاچه	شعاع (km)
1.45	0.8	85
0.6	1.6	100
0.6	1.7	110
0.8	1.4	150
0.9	1.1	250

### نتیجه گیری:

مهمترین نتایج بدست آمده به شرح زیر است: ۱- ضریب لرزه خیزی b در منطقه در اثر کاهش آب یا خشک شدن دریاچه ارومیه، کاهش یافته که علت آن افت سطح آب دریاچه و باربرداری حدود ۲۰ میلیارد تن و تغییرات تنش در پوسته منطقه است. ۲- مقایسه تغییرات سطح آب دریاچه ارومیه و لرزه خیزی منطقه به روشنی میزان افزایش لرزه خیزی و ارتباط آن با سطح تراز آب را نمایش میدهد. ۳- بررسی ضریب b منطقه دریاچه ارومیه نشان میدهد که مقدار b در فاصله ۸۵ کیلومتری بعد از کاهش آب ۱/۴۵ شده که با فاصله گرفتن از دریاچه تا شعاعهای ۲۵۰ کیلومتر، کاهش یافته و تقریبا ثابت می شود که این امردلیل بر کاهش تنش

## منابع فارسي:

آن در منطقه است.

شهرابی، م.، (۱۳۷۳)، "شرح نقشه زمین شناسی چهار گوش ارومیه (مقیاس ۱/۲۵۰۰۰)"، سازمان زمین شناسی کشور شهرابی. م.، (۱۳۶۰)، "گزارش مختصری از رخساره دریاچه ای زمان هولوسن و تغییرات آب و هوایی دریاچه فوق اشباع از نمک اورمیه"، سازمان زمین شناسی کشور، گزارش داخلی آقانباتی، ع.، (۱۳۸۳)، "زمین شناسی ایران"، چاپ سوم، سازمان زمین شناسی واکتشافات معدنی کشور علوی، م.، (۱۹۹۱)، "نقشه تکتونیک خاورمیانه"، سازمان زمین شناسی واکتشافات معدنی کشور



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



#### **References:**

Gutenberg, B., and Richter, C. F., (1949), Seismicity of the Earth, Princeton Univ. Press Cambridge UK.

Utsu, T., (1965), A method for determining the value of b in the formula log N=a-b M, showing the frequency-magnitude relation for earthquakes, Geophy. Bull., Hokkaido uni.13, 99-103.

Gupta, H., K., and Rastogi, B., K., and Hari N., (1972), Common features of the reservoir associated seismic activities, Bull. Seis. Soc.Am.62, No. 2, 481-492.

Mogi, K., (1962), Study of elastic shocks caused by fracture of heterogeneous materials and its relation to earthquake phenomena, Bull. Earthquake Res. Inst. 40, 125-173.

Wyss, M., (1973), *To wards a physical understanding of earthquake frequency distribution*, Geophys. J., R., Astr. Soc., 31, 341-359.

Scholz, C., H., (1968), *The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes*, Bull. Seis. Soc. Am.58, 399-415.

Warren, N. W. & Latham, G. V., (1970), An experimental study of thermally induced microfracturing and its relation to volcanic seismicity, Journal of Geophysical Research, No. 75, 4455-4464.

Hamilton, T., McCloskey, J., (1997), Breakdown in power-law scaling in an analogue model of earthquake rupture and stick-slip, Geophys. Res. Lett. 24, 465–468.

Schorlemmer, D., Wiemer, S. and Wyss, M., (2005), Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes, Nature, 437, 539-542.

Khan, P. K. & Chakrborty, P. P., (2006), *The seismic b-value and its correlation with Bouguer gravity anomaly over the Shillong Plateau area: Tectonic implications, Journal of Asian Earth Science, 29, 136-147.* 

Wiemer, S., Wyss, M., (2002). *Mapping spatial variability of the frequency–magnitude distribution of earthquakes*, Adv. Geophys. 45, 259–302.

Kelts, K. and Shahrabi, M., (1986), Holocene sedimentology of hypersaline Lake Urmia, Northwestern Iran, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 54 p.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



# ارزیابی خطر لرزه خیزی شهرهجدک به روش آماری و تحلیلی ◊◊◊◊◊◊◊◊

مه سیما رجایی نژاد '، زینب لشکری بمی '، اسماء مسلمی مهنی '، رضا درخشانی <sup>۲</sup>، شهرام شفیعی بافتی <sup>۲</sup>

nahsima.69.r@gmail.com ارشد بخش زمین شناسی دانشگاه شهید باهنر کرمان mahsima.69.r@gmail.com

۲- عضو هیأت علمی بخش زمین شناسی دانشگاه شهید باهنر کرمان

#### **\$\$\$\$**

## چکیدہ :

شهر هٔجدک در پهنه ایران مرکزی و در پهناورترین استان ایران قرار گرفته است و از شهرهای شهرستان راور محسوب می گردد. هجدک از فعالترین محدودههای استان کرمان می باشد که چندین گسل فعال استان، یعنی گسلهای سیرچ-گلباف، نایبند، لکرکوه، راور و کوهبنان و چند شاخه گسلی کوچکتر در این منطقه به هم میرسند. وقوع زمین لرزههای شدید آذر ماه ۱۳۹۶ در استان کرمان موجب شد مردم به یاد بیاورند در این استان ۸۸ گسل فعال وجود دارد که خود شامل هزاران گسله میشود که ۹۸ درصد استان کرمان را فراگرفتهاند. در این مقاله با استفاده از روش آماری اقدام به بررسی خطر لرزه خیزی محدوده هجدک گردیده است. بدین منظور با توجه به آماری که از زمین لرزه های قرن اخیر به وسیله دستگاه های ثبت زلزله به دست آمده است تمامی زمین لرزه ها در شعاع ۲۰۰ کیلومتری این منطقه مورد بررسی قرار گرفت و در پایان احتمال وقوع و دوره بازگشت زمین لرزه تخمین زده شد. با استفاده از روش منطقه مورد بررسی قرار گرفت و در پایان احتمال وقوع و دوره بازگشت زمین لرزه تخمین زده شد. با استفاده از روش منطقه مورد بررسی قرار گرفت و در پایان احتمال وقوع و دوره بازگشت زمین لرزه تخمین زده شد. با استفاده از روش

**کلید واژه ها**: سایزموتکتونیک، روش تحلیلی زلزله، گسل، هجدک.

## Evaluation of hazard of hojedk city by statistical and analytical method

Mahsima Rajaee Nejad<sup>1</sup>, Zeynab Lashkari Bami<sup>1</sup>, Asma Moslemi mehni<sup>1</sup>, Reza Derakhshani<sup>2</sup>, Shahram Shafiee Bafti<sup>2</sup>

## 1- MSc Student, Department of Geology, Shahid Bahonar University of Kerman

2- Department of Geology, Shahid Bahonar University of Kerman

### Abstract:

The city of Hijdak is located in the central Iranian zone and in the largest province of Iran and is considered as the city of Rawor. Hijdak is one of the most active areas in Kerman province. Several of the province's faults,



Syarch-Golbaf, Nayband, Larkkouh, Ravar and Kuhbnan faults, and several smaller fault shafts are in this region. The occurrence of severe earthquakes in Kerman province in December 1396 led people to recall. There are 18 active faults in this province, which itself includes thousands of faults that have taken 98% of Kerman province. In this paper, the seismicity risk has been investigated using statistical method. To this end, according to the statistics from earthquakes that have been collected by earthquake recording systems, all earthquakes in the 200 km radius of this region were investigated and, in the end, the probability of the occurrence and duration of earthquake returns was estimated. Using the analytical method, the faults of Hijdak, Larkkouh, Kohbanan and Nayband are active and have a significant effect on the seismicity of the area.

Keywords : Seismotectonic, earthquake analytical method, fault, Hijdak.

#### **\$\$\$\$**

#### مقدمه :

با توجه به موقعیت زمین شناسی کشور ما و قرار گرفتن در منطقه میانی کمربند کوهزایی آلپ – هیمالیا ایـن منطقـه از نظر لرزه خیزی بسیارفعال می باشد اما همه مناطق ایران به شکل یکسان لرزه خیز نیست.گسل های راستالغز درون قاره ها معمولا زمین لرزه های بزرگ ایجاد می کنند که همین توانایی یکی از پارامتر های دگر شکلی در مناطق فعال قاره ای به شمار می آید، بنابراین بررسی پهنه لرزه خیز کشورمان برای شناخت مناطق فعال امری ضروریست. وقتی آنچه که امروز اتفاق میافتد با آنچه که در گذشته اتفاق افتاده را مقایسه کنیم، مشاهده می کنیم اغلب مناطقی که در گذشته شاهد وقوع زمین لرزه های تاریخی بودهاند در زمان امروز نیز کم و بیش در همان مناطق زمین لرزه های مخرب روی می دهند .

هجدک شهری با ارتفاع ۱۱۷۸ متر از سطح دریا با طول ۵۷ درجه و عرض جغرافیایی ۳۰ درجه در شمال استان کرمان قرار گرفته است.



شکل ۱: موقعیت شهر هجدک در استان کرمان





به دلیل جایگاه زمین ساختی این منطقه و تراکمی از چندین گسل بزرگ و کوچک که همگی به لحاظ تکتونیکی فعال هستند، این منطقه بسیار لرزه خیز است. عملکرد گسل های موجود در این منطقه به گونهای است که در ایـن محل، پوسته زمین تحت فشار قرار گرفته و انرژی لرزهای در سنگها جمع می شود. چنین مناطقی در زمین شناسی، گره تکتونیکی نامیده می شود که از جمله مناطق مستعد به وقوع زلزله به حساب می آیند.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

- از بزرگترین گسلهای محدوده هجدک میتوان به گسل های زیر اشاره کرد:
- ۱- گسل نایبند: گسل نایبند درحاشیه غربی دشت لوت یکی از بلندترین گسل های امتداد لغز ایران می باشد و نشان دهنده تعداد زیادی از آثار فعالیت در دوره هلوسن و کواترنر پسین می باشد.(Wellman 1966).این گسل از نوع امتدادلغز راست گرد بوده و از دو قطعه ،هر کدام با طول تقریبا ۱۰۵ کیلومتر تشکیل شده است (جمعا حدود ۲۱۰ کیلومتر) راستای آنها تقریبا شمالی –جنوبی می باشد. اشتو کلین ونبوی (۱۹۷۱) گسل نایبند را یکی از ریشه کیلومتر) راستای آنها تقریبا شمالی –جنوبی می باشد. اشتو کلین ونبوی (۱۹۷۱) گسل نایبند را یکی از ریشه دارترین ساخت های زمن شناسی ایران در نظر می گیرند، زیرا که در طی مسافتی طولانی مرز چاله لوت با رشته کوه های چین خورده طبس کرمان را تشکیل می دهد که مشخصات زمین شناختی بسیار متفاوتی دارند.
- ۲- گسل لکر کوه به طول تقریباً ۱۳۰ کیلومتر تقریباً به موازات گسل نایبند و در غرب آن قرار دارد. در انتهای جنوبی خود به سمت شرق (شهداد) تغییر مسیر می دهد. این گسل فعالیت امتدادلغز راستگرد با مولفه معکوس را نشان می دهد زلزله فروردین ۱۲۹۰ با بر جای گذاشتن حدود ۷۰۰ کشته به فعالیت این گسل نسبت داده شده است. در اثر این زلزله روستاهای آبدرجان، مکی و لکر کوه به کلی ویران شده و تمامی خانههای دهستان راور و آبادی های این زلزله روستاهای آبدرجان، مکی و لکر کوه به کلی ویران شده و تمامی خانههای دهستان راور و آبادی های این زلزله روستاهای آبدرجان، مکی و لکر کوه به کلی ویران شده و تمامی خانههای دهستان راور و آبادی های اطراف آن خراب شدند. مورفولوژی موجود در امتداد گسل لکر کوه و اطلاعات موجود در عکس های های های های می کند.
- ۳- گسل کوهبنان به طول تقریبی ۳۰۰ کیلومتر در بعضی مناطق به وضوح رسوبات جوان را جابه جا کرده است. این گسل به عنوان یکی از لرزه خیزترین ها در استان کرمان شناخته شده است. از مهم ترین زلزله های رخداده در اثر فعالیت این گسل می توان به زلزله سال ۱۲۴۲ چترود با بزرگی ۶ ریشتر، زلزله ۱۲۵۰ چترود، زلزله ۱۲۵۴ کوهبندان با بزرگی ۷ و نیم ریشتر اشاره کرد.

درنقشه زیر برخی از کسل های فعال منطقه هجد ک نمایش داده شده است. ( شکل ۲ )



شکل ۲ : نقشه گسل های فعال منطقه هجدک و مرکز زمین لرزه های آذرماه ۱۳۹۶ همراه با میزان بزرگی آنها بر حسب ریشتر بر گرفته از سایت Anarma

با توجه به زلزله هایی که در آذر ماه سال ۱۳۹۶ در این منطقه به وقوع پیوست که بزرگترین آنها ۶٫۱ و ۶٫۲ ریشتر بوده است می توان به فعال بودن گسل ها در این منطقه اشاره کرد .کانون زلزله ها در ۳۸ کیلومتری هجدک در شهرستان راور و در عمق حدود ۱۰ کیلومتری زمین تخمین زده شده است که به موجب این زمین لرزها پوسته زمین دچار جابجایی شده است که در شکل زیر میزان این جابجایی قابل مشاهده می باشد. ( شکل ۳)



شکل ۳: نقشه میزان جابجایی پوسته زمین در محدوده هجدک بر گرفته از سایت ♦♦♦♦♦♦♦



**۱–۱ روش آماری** روش های متنوعی برای برآورد خطر زمین لرزه وجود دارد که یکی از این روش ها، روش آماری است (پورکرمانی و آرین، ۱۳۷۶؛ درخشانی و سالاری، ۱۳۹۴؛ شفیعی بافتی و درخشانی، ۱۳۹۴). بعداز جمع آوری تمامی زمین لرزه هایی که در فاصله ۲۰۰کیلومتری منطقه مورد نظراتفاق افتاده ، بزرگی های زمین لرزه ها به بزرگی امواج سطحی تبدیل می شوند. سپس، فراوانی و فراوانی تجمعی هر دسته مشخص و نمودار لگاریتم فراوانی زمین لرزه ها بر حسب بزرگی ترسیم می گردد و یک خط در میان نقاط رسم می شود به گونه ای که میانگینی بین تمام نقاط می باشد. ( شکل ۴ )



شکل ۴ : رابطه بین بزرگی زمین لرزه های رخ داده در منطقه هجدک و لگاریتم فراوانی تجمعی آنها. محور افقی نشان دهنده بزرگی زمین لرزه ها بر حسب امواج سطحی و محور عمودی لگاریتم فراوانی تجمعی آنها را نشان می دهد.

رابطه بزرگی و فراوانی زمین لرزه ها به صورت معادله گوتنبرگ – ریشتر ارائه گردیده که در این رابطه،NCفراوانی تجمعی زمین لرزه ها، هضریب ثابت که با تغییر طول دوره آماری تغییر می کند.b ضریب لرزه خیزی، که در یک دوره زمانی مشخص هر چه اندازه b افزایش داشته باشد بزرگی زمین لرزه افزایش میابد.و بزرگی زمین لرزه ها بر اساس امواج سطحی می باشد. ضریب هبرابر با ۳/۹۶۵۸ و ضریب bبرابر با ۰/۴۷۰۱ بدست آمد. لذا فرمول گوتنبرگ ریشتر بر اساس داده ها بدین صورت بیان گردید:

LOG NC = 3.9658 – 0.4701 MS با جایگزینی مقادیر ms در فرمول بالا مشخص گردید زمین لرزه هایی با بزرگی۴ ریشتر بسیار فراوان تر از زمین لرزه هایی با بزرگی ۸ ریشتر هستند.از آنجا که فراوانی وقوع زمین لرزه ها با یک درجه تغییر در بزرگی، چند برابر تغییر می کند، لذا میانگین دوره بازگشت زمین لرزه های بزرگتر، کمتر بوده و تخمین آن برای زمین لرزه های کوچک و متوسط با



داشتن آمار زمین لرزه ها قابل محاسبه می باشد ( دانشجو،۱۳۷۶ ). برای محاسبه دوره بازگشت زمین لرزه ها در منطقه مورد مطالعه، از رابطه گوتنبرگ\_ریشتر استفاده می شود که نتایج آن در جدول زیر آورده شده است ( سالاری و درخشانی ، ۱۳۹۳).

دوره بازگشت(سال)	بزرگی زمین لرزه ها
۵	۵.۵
۱.	۶.۲
۱۵	<i>\$.</i> \$
۲۵	۷.٠
۳۵	۲.۴
۴۵	۶.٧
۵۰	۷.۷
۷۵	٨.١
۱۰۰	7.7

جدول ۱- تخمین دوره بازگشت برمبنای بزرگی زمین لرزه ها

در ادامه با استفاده از داده ها و اطلاعات موجود در مورد زمین لرزه های اتفاق افتاده در محدوده مورد مطالعه و در بازه زمانی ۱۱۸ ساله، می توان احتمال رویداد زمین لرزه هایی با بزرگی مشخص را برای دوره بازگشت های مختلف بدست آورد. برای این منظور از رابطه خطی گوتنبرگ-ریشتر استفاده کرده و احتمال وقوع زمین لرزه در عمر مفید سازه بدست آمد (لشکری بمی و همکاران ،۱۳۹۶ ) که نتایج آن در شکل زیر قابل ملاحظه است .



شکل ۵- احتمال وقوع زمین لرزه ها (P) برحسب درصد با بزرگی های متفاوت در دوره های بازگشت مختلف (TR) . محور افقی نشاندهنده دوره بازگشت زمین لرزه به سال است و محور عمودی آن احتمال وقوع زمین لرزه ها را بر حسب درصد نشان می دهد. بزرگی زمین لرزه ها هم در سمت چپ نمودار با رنگهای مختلف نمایش داده شده است.



Ms=1.24logL+1.25

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



**۱–۲ بر آورد خطر زمین لرزه به روش تحلیلی** ۱-۲-۱ **بر آورد توان لرزه ای گسل های مهم درمحدوده مورد مطالعه** جهت بر آورد توان لرزه زایی گسل ها، طول هر قطعه گسل یکی از مهم ترین پارامترهایی است که با لرزه زایی رابطه

جهت براورد نوان نرره رایی کسل ها، طون هر قطعه کسل یکی از مهم نرین پارامنرهایی است که با نرره رایی رابطه مستقیم دارد .علاوه براین باید از سایر پارامترها از جمله ساز و کار گسل ها و ویژه گی های لرزه ساختی، هر گستره را به طور دقیق مورد بررسی قرار داد تا با توجه به این عوامل و فاصله ساختگاه از گسل مورد نظر بتوان شدت و شتاب ناشی از هر گسل را تعیین کرد. بنابراین در ابتدا شناسایی و ترسیم گسل ها با استفاده از عکس های هوایی ، عکس های ماهواریی و نقشه های زمین شناسی به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ حرجند، زرند، رفسنجان، کرمان، بافت، صورت گرفت.

۱-۲-۲ رابطه بزرگی زمین لرزه ( ms ) با طول گسل (L)

بر آورد حداکثر بزرگی زمین لرزه در یک گستره از جمله مهمترین پارامترهایی است که جهت ارزیابی خطر زلزله ، باید به کار گرفته شود.برای محاسبه بزرگی ms قابل تولید توسط هر گسل از فرمول های متعددی استفاده می شود که می توان به فرمول های تجربی کروز ۱۹۹۱،مهاجر اشجعی و نوروزی ۱۹۷۸، سلمونز ۱۹۸۲ و توچر ۱۹۵۸ اشاره نمود (برگی خ،۱۳۸۲ و پور کرمانی م.آرین م،۱۳۷۶).

کروز ۱۹۹۱:

L بر حسب متر (m) مهاجر اشجعی و نوروزی ۱۹۷۸: ۱۹۷۸ L بر حسب کیلومتر (km) نوروزی ۱۹۸۵: ۱۹۸۵ نوروزی ۱۹۸۵: ۱۹۸۵ Ms=1.404+1.169(logL) Ms=1.404+1.169(logL) Ms=Log L + 5.7



بزرگی (ms) بر اساس این فرمول تجربی محاسبه شده و سپس میانگین گیری و به عنوان بزرگی (ms) حاصل از هر گسل در نظر گرفته شده است. 1-۲-۳ بر آورد بیشینه شتاب دراثر جنبش گسل ها بر روستایی هجدک به منظور بررسی بیشینه شتاب ناشی از گسل های مذکور به گستره ی مورد مطالعه از فرمول های تجربی میرایی گوناگونی

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

می توان استفاده کرد ،که در اینجا از فرمول های تجربی دنوان ۱۹۷۳، استوا ویلاورده ۱۹۷۳ و نومو ۱۹۸۵ استفاده شده  $a = 1080e^{0.5*Ms}/(R+25)^{1.32}$ دنوان ۱۹۷۳:

 $a=5583e^{0.8Ms}/(R+40)^2$ 

 $a = 653.93e^{0.544Ms}/(R+25)^{1.3}$ 

a شتاب برحسب سانتی متر بر مجذور ثانیه و ۲:فاصله کانونی زمین لرزه بر حسب کیلومتر می باشد. 1-۲-۴ بر آورد بیشینه سرعت ناشی از توان لرزه ایی گسل ها بر روستایی هجدک برای محاسبه بیشینه سرعت ناشی از حرکت زمین در اثر فعالیت قطعات گسلی ذکر شده در منطقه می توان از روابط تجربی میرایی مختلف استفاده کرد که در اینجا از روابط مک گایر ۱۹۷۴ و ویلاورده ۱۹۷۳، استفاده شده است.  $V = 5.64 e^{0.921 Ms} / (R + 25)^{1.26}$ مک گاد ۱۹۷۴:

 $V = 32e^{Ms}/(R+25)^{1.7}$ v سرعت بر حسب سانتی متر بر ثانیه و r فاصله کانونی زمین لرزه بر حسب کیلومتر می باشد . با توجه به این روابط تجربی سرعت اعمال شده توسط هر یک از قطعات گسلی به گستره مورد مطالعه محاسبه شده و سپس میانگین گیری شد ، که با توجه به آن قطعات گسلی بیشترین سرعت را بر این منطقه اعمال می کنند ۱-۲-۵ بر آورد بیشینه شدت زمین لرزه ناشی از جنبش گسل ها در روستایی هجدک برای محاسبه شدت در روستایی هجدک ، ابتدا باید بر اساس فرمول های تجربی شدت در مرکز زلزله محاسبه شود، که از فرمول های تجربی آمبراسیز و ملیویل(۱۳۹۸) و مهاجر اشجعی و نوروزی (۱۹۸۲) استفاده گردیده است (پور کرمانی و آرین ۱۳۷۶). I.=1.3 Ms+0.09 آمبراسيز ۱۹۸۲:



استوا و ویلاورده ۱۹۷۳:

نوموسکی ۱۹۸۵:

استوا و ویلاورده ۱۹۷۴:

است.


۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



I.=1.7*Ms*+2.8

مهاجر اشجعی و نوروزی ۱۹۷۸:

**\$\$\$\$\$** 

## نتیجه گیری:

این که زمین لرزه از زمانهای گذشته همواره رخ داده و تاکنون هم ادامه دارد، امری اجتناب ناپذیر است. حقیقت امر این است که هر از چند گاهی زمین لرزه های بزرگ و کوچکی نقاط مختلف کشورمان را به لرزه در آورده و متاسفانه جان بسیاری از هموطنانمان را گرفته و خسارات مالی گسترده ای نیز به بار آورده اند. تحلیل و بررسی لرزه خیزی هجد ک به روش آماری تاکیدی است بر فعال بودن محدوده مورد مطالعه از نظر لرزه زمین ساختی . بررسی نمودارها و داده های بالا حاکی از پتانسیل بالای منطقه در وقوع زلزله های با بزرگی بالا دارد که زمین لرزه های اتفاق افتاده در منطقه هجد ک در آذرماه ۱۳۹۶ دلیلی بر اثبات این موضوع می باشند. با توجه به وجود گسل های فعال هجدک، لکرکوه ، نایبند و کوهبنان در مجاورت هجدک باید پیش بینی های لازم جهت کاهش خسارت های جانی و مالی ناشی از وقوع زمین لرزه در این منطقه صورت بگیرد.

## **~~~~~**

## منابع فارسي :

پورکرمانی، م و آرین، م، ۱۳۷۶، "سایزموتکتونیک و لرزه زمین ساخت"، مهندسین مشاور دزآب.

دانشجو، ف، ۱۳۷۸، " مبانی مهندسی زلزله و آنالیز ریسک "، انتشارات دانش فردا.

درخشانی، ر ، و سالاری، ش ، ۱۳۹۴ ، تکتونیک فعال، انتشارات جهاد دانشگاهی.

سالاری، ش و درخشانی، ر، ۱۳۹۳، " برآورد خطر زمین لرزه در کوهبنان با استفاده از روش آماری" ، همایش ملی زمین شناسی و اکتشاف منابع، شیراز.

شفیعی بافتی،ا،درخشانی،ر،۱۳۹۴،" زمین ساخت جنبای کاربردی" ،انتشارات جهاد دانشگاهی.

لشکری بمی،ز ،مسلمی،ا ،رجایی،م ،درخشانی،ر و شفیعی بافتی،ش ،۱۳۹۶،" ارزیابی خطر زمین لرزه در محدوده شهر بم با استفاده از روش آماری"، پنجمین همایش زمین ساخت و زمین شناسی ساختاری ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

**\$\$\$\$** 



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



# بررسی پارامترهای جنبش زمین در ساختگاه مرکز آموزش فنی و حر فه ای خواهران ساری

**~~~~~** 

مرضیه رمضان زاده رستمی<sup>1</sup>\*، زهره سادات ریاضی راد<sup>2</sup>

nr92@chmail .ir المنجوى دكترى ژئوفيزيك دانشگاه آزاد اسلامي واحد تهران مركزى، تهران، ايران zohrehriazi@iauc.ac.ir ۲- استاديار گروه ژئوفيزيك دانشگاه آزاد اسلامي واحد چالوس، چالوس، ايران

#### **~~~~~**

## چکیدہ :

شهرستان ساری در ناحیه جنوبی دریای خزر ودر ایالت لرزه زمین ساخت البرز – آذربایجان واقع است و به عنوان مرکز استان مازندران به لحاظ شرایط سیاسی، اقتصادی واجتماعی از جایگاه مهمی برخوردار است . بررسی لرزه خیزی آن به جهت مجاوربودن با گسل های جنبا بویژه گسل خزر به طول تقریبی ۵۵۰ کیلو متر و گسل شمال البرز به طول ۳۰۰ کیلومتر، مورد توجه است. در مطالعه حاضر، با استفاده از ویژه گسل خزر به طول تقریبی ۵۵۰ کیلو متر و گسل شمال البرز به طول ۳۰۰ کیلومتر، مورد توجه است. در مطالعه حاضر، با استفاده از ویژه گسل خزر به طول تقریبی ۵۵۰ کیلو متر و گسل شمال البرز به طول ۳۰۰ کیلومتر، مورد توجه است. در مطالعه حاضر، با استفاده از ویژه گسل خزر به عول تقریبی ۵۵۰ کیلو متر و گسل شمال البرز به طول ۳۰۰ کیلومتر، مورد توجه است. در مطالعه حاضر، با استفاده از ویژه ین زلزله ثبت شده درپژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله( مربوط به ۲۸ سال اخیر) به بررسی لرزه خیزی منطقه وتعیین توان زلزله خیزی گسلهای اطراف به شعاع ۵۰ کیلومتری از ساختمان در دست احداث مرکز آموزش فنی و حر فه ای خواهران ساری پرداختیم که تعداد ۴۳ گسل با فواصل مختلف از سایت مورد مطالعه شناسایی شد و پارامترهای لرزه خیزی آن محاسبه گردید. هم چنین نقشه نواحی پر خطر نیز ترسیم گردید.فاصله نزدیکترین گسل تا ساختگاه یک کیلومتر و بزرگای احتمالی،۶/۴ و بیشینه شتاب وارد بر ساختگاه ۱۹/۰ گال بدست آمده است. پارامترهای جنبش زمین در گستره ساری محاسبه شد که نشان می دهد منطقه از خطر لرزه ای بالایی برخوردار است ولزوم توجه به ساخت و سازهای مقاوم در جهت کاهش آسیب و تلفات جانی ومالی مورد انتظار است .

**کلید واژه ها**: جنبش زمین، گسل،ساختگاه،ساری،بزر گا،شتاب

#### Study of the parameters of the movement of land in Sari Sari sisters technical and medical center

Marzieh Ramezanzadeh Rostami<sup>1</sup>, Zohre Sadat RiaziRad <sup>2</sup> <sup>1</sup>PhD Student of Seismology,Islamic Azad University CentralTehran Tehran,Iran, m.ramzanzade.r@gmail.com <sup>2</sup> Assistant professor Islamic Azad University,Chalus branc,Chalus,Iran, zohrehriazi@iauc.ac.ir

#### Abstract:

The city of Sari is located in the southern part of the Caspian Sea and in the seismic state of the Alborz-Azarbaijan province, and as the capital of Mazandaran province it is important in terms of political, economic and social conditions. Its seismicity study is due to its adjacency with fault lines, especially the Khazar fault with an approximate length of 550 kms and north Alborz fault with a length of 300 km. In this study, using 1740 earthquake records recorded in the International Journal of Seismology and Earthquake Engineering (related to the last 28 years), the seismicity of the area and the determination of the earthquake damage of the surrounding



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



faults within a 50 km radius of the building under construction of the Technical Education Center We evaluated the number of 43 faults at different distances from the studied site and its seismicity parameters were calculated. Also, a map of high-risk areas was mapped. The nearest fault to the one-kilometer site and possible magnitude, 6.6 and the maximum acceleration reached the site of 0.61 Gal. The parameters of the movement of the earth were calculated in the range of sari, indicating that the region is in high seismic hazard and considering the resistant structures to reduce the damage and the expected mortality and morbidity.

Keywords Land movement, fault, site, sari, magnate, acceleration

## **~~~~~**

#### مقدمه :

منطقه مورد مطالعه در شمال ایران و در قسمت البرزشمالی و ناحیه جنوبی دریای خزر در استان مازندران قرار دارد. استان مازندران یکی از پرجمعیت ترین مناطق ایران از لحاظ تراکم جمعیتی است و دارای ۲۲ شهرستان است و در ایالت لرزه زمین ساخت البرز-آذربایجان واقع است و سالی نیست که شاهد رویداد چند زلزله کوچک وبزرگ در سراسر استان نباشیم اگرچه بعضی از این زلزله ها با قدرت کمتری رخ می دهد و ساکنان تنها یک لرزه کوچک را احساس می کنند اما زنگ خطری از فعالیت های تکنونیکی منطقه و فعال بودن گسلهای آن است.

استان مازندران با برخورداری ازمواهب طبیعی چون کوه ، جنگل و دریا متمایز از سایر استانهای کشور است و سالانه پذیرای تعداد بسیار زیادی از گردشگران داخلی و خارجی است .

شهرستان ساری با وسعتی در حدود۵۰/۹۸ کیلومتر مربع در موقعیت جغرافیایی ۵۳ در جه و ۰۶دقیقه طول شرقی و ۳۶ درجه و۵۶ دقیقه عرض جغرافیایی در نیمکره شمالی قرار گرفته که از شمال به دریای خزر ، از شرق به شهرستان نکا از جنوب به استان سمنان و از غرب به شهرستان قائمشهر محدود می شود و به عنوان مرکز استان از اهمیت اجتماعی ،سیاسی و اقتصادی ویژه ای برخوردار است جمعیت شهرستان ساری در سال ۱۳۹۵ خورشیدی بالغ بر ۵۰۴/۲۹۸ نفر بوده که از این تعداد ۳۰۹/۸۲۰ نفر در شهر ساری ساکن بودند که برنامه ریزی اصولی و ساخت وسازه های مهندسی به منظور جلوگیری از عواقب نا مطلوب ناشی از زلزله، ضروری بنظر می رسد .

## **~~~~~**

## روش تحقيق:

منطقه مورد مطالعه در ایالت لرزه زمین ساخت البرز -آذربایجان قرار دارد که اکثر زمین لرزه های رخ داده در آن بزرگ و از نـوع کـم عمق تا متوسط است ومکانیسم اکثر زمین لرزه ا از نوع راندگی است ( Berberian,1981)

ایالت لرزه زمین ساختی ،پهنه ای است که تحت رژیم ژیودینامیکی کنونی،دارای جایگاه تکنونیکی همانند و الگوی لرزه خیزی یکسان میباشد(یی وهمکاران،۱۹۹۵) با توجه به این مفهوم میرزایی وهمکاران(۱۹۹۸) ایران را به پنج ایالت لرزه زمینساختی عمده ۱۰- البرز-آذربایجان،۲- کپه داغ، ۳- زاگرس،۴- ایران مرکزی وشرق ایران و۵- مکران تقسیم کرده اند.

تاریخچهٔ لرزه خیزی البرز نشان می دهد که شهرهایی مانند، رشت، لاهیجان، فشم، جیرود، دماوند،آمل، بابل، بابلسر، ساری، بهشهر، گرگان و بعضی نواحی دیگر، بارها و بارها ویران شد ه اند که از آن شمار، می توان به زمین لرزهٔ ۱۳۶۹ رودبار اشاره کرد. زمین لرزه های پی در پی و پرشمار نشانهٔ لرزه خیزی البرز است بر اساس نقشهٔ لرزه زمین ساخت ایران (بربریان، ۱۹۷۶) در البرز، زمین لرزه ها کم ژرفا هستند. بعضی انواع متوسط نیز وجود دارد.(آقانباتی ۱۳۸۵)



زمین لرزه ها ثبت شده به دونوع زمین لرزه های تاریخی و زمین لرزه های دستگاهی تقسم می شوند که زمین لرزه های تاریخی از درون متون نگارش شده قدیمی و تاریخچه مناطق و داستانهای نقل شده از گذشتگان بدست آمده و اطلاعات دقیقی در اختیار نمی گذارد ولی زمین لرزه های دستگاهی توسط دستگاههای مجهز به باندهای دور کوتاه و دور بلند که توسط موسسه ژیوفیزیک دانشگاه تهران و پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله در مناطق مختلف کشور نصب شدند بدست می آیند که در این مطالعه از زمین لرزه های دستگاهی استفاده شده و داده های لرزه ای ثبت شده طی سه دهه اخیر از سایت پژو هشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله به شعا ع ۲۰۰ کیلومتری سایت مورد نظر با بزرگای ۲ الی ۷ و عمق ۵ الی ۱۰۰ کیلومتر استخراج گردید .



شکل شماره ۱ .توزیع زمین لرزه های رخ داده در گستره مورد نظر از سال ۱۹۹۰تا ۲۰۱۸ (بر گرفته ازسایت پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی ومهندسی زلزله)





شکل شماره ۲ . نقشه لرزه خیزی منطقه طی ۲۸ سال اخیربا بزرگی و عمق متفاوت بزرگترین زمینلرزه با علامت ستاره مشخص شده است

شکل شماره (۱) توزیع زلزله های رخ داده در محدوده مورد مطالعه را نشان میدهد که تعداد ۱۷۴۰ رکورد زلزلـه ثبـت شـده است . هم چنین در شکل شماره(۲) نقشه لرزه خیزی منطقه در طول سه دهه اخیر رابا عمق های متفاوت نشان میدهد کـه بزرگترین زلزله رخ داده با علامت مشخص (ستاره زرد) نشان داده شده که مربوط به زمـینلـرزه ۸ خـرداد ۱۳۸۳ (۲۸ مـی ۲۰۰۴) فیروز آباد-کجور (بلده) با بزرگای ۶/۳ میباشد.



شکل شماره ۳ . نمودار درصد فراوانی زلزله های بوقوع پیوسته بر مبنای سال. ستاره ، بزرگترین زلزله رخ داده در منطقه در سال ۲۰۰۴



در شکل شماره( ۳) نیز درصد فراوانی زلزله های رخ داده بر مبنای سال وقوع نشان داده شده است . بررسی نمودار فوق نشان می دهد که در طی سالهای اخیر با افزایش تعداد زلزله های رخ داده روبرو بودیم که میتوان علت آن را علاوه بر افزایش فعالیت های تکنونیکی منطقه ،افزایش ایستگاههای لرزه نگاری در محدوده مورد مطالعه برای ثبت کلیه فعالیت های لرزه ای دانست .هم چنین به منظور بررسی لرزه زمین ساخت سایت مورد مطالعه با استفاده از نرم افزار ARC GIS ساختگاه مورد نظر را شناسایی و کلیه گسلهای اطراف ساختگاه را فراخوانی کردیم وبعد از نامگذاری فاصله آن را تا ساختگاه محاسبه کردیم .(شکل شماه ۴)



شکل شماره (۴) . نقشه گسلهای سایت به شعاع ۵۰ کیلومتری به همراه نقشه شتاب گسلهای اطراف سایت ،ساختگاه مورد نظر در ناحیه پرخطر قرا گرفته است با شناسایی گسل های مهم و موجود در محدوده سایت مورد نظر و از طریق فرمول ریاضی ،توان لرزه ای و شتاب افقی وهمچنین فعالیت گسلها مورد برسی قرار می گیرد .لاما بیان داشته است که در محاسبه توان لرزه ای گسلها تنها نیمی از طول هرگسل درپی جنبش زمین گسلش می نماید و این شکاف در نزدیکترین نقطه به محل روی می دهد . نوروزی و اشجعی (۱۹۷۸) براساس ارزیابی زمین لرزه های مهم ایران فرمول تجربی ای را ارائه کردند (فرمول شماره ۱) هم چنین با بدست آوردن بزرگی زمین لرزه حاصل از گسلش می توان شتاب افقی ناشی از این زمین لرزه را با توجه به فاصله از مرکز زلزله برای طراحی سازه محاسبه کرد، دنو وان (۱۹۷۳) فرمولی بدین منظور ارائه کرده است (فرمول شماره ۲).

ارزیابی خطر زمین لرزه ، مشخص نمودن پارامترهای جنبش زمین در منطقه مورد مطالعه و شناسایی پهنه ای بالقوه زمین لرزه است . با استفاده از روش قطعی و به کار گیری روابط کاهندگی ،شتاب بیشینه محاسبه شده است. منطقه مورد مطالعه به شعاع ۵۰ کیلو متری از مرکز آموزش فنی و حر فه ای خواهران ساری می باشد .(Campbell and Bozorgnia, 2012) .

برای محاسبه بزرگا رابطه ذیل رو به کار بردیم که در آن L طول گسل بر حسب کیلومتر می باشد .

$$Ms = Log L + 5.4$$
 (Mohajerashjai & Noroozi - 1978) (1)

رابطه کاهندگی زیر برای محاسبه بیشینه شتاب در مورد منطقه بکار گرفته شده است .جدول شماره (۱)

$$a=1.1 * e^{(0.58*M_s)} * (R+25)^{-1.32}$$
 (Donovan 1973) (7)



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



در این رابطه R فاصله گسل تا ساختگاه برحسب کیلومتر می باشد و همچنین a شتاب نیز برحسب گال می باشد.e ثابت نپر است هر چه فاصله گسل از ساختگاه مورد نظر کمتر باشد مقدار a بیشتر خواهد بود .

نتایج بدست آمده از محاسبات در جدول شماره ۱ آمده است .

جدول شماره (۱) یارامترهای جنبش زمین در سایت مرکز آموزش فنی و حر فه ای خواهران ساری													
Name	x	Y	L km	R	0	10	Ah cm/s2	Av	Vh. cm/s	Kr.	Dh cm	Dy	a(gal)
F1	52.91	36.5	10.67	1	6.43	8.45	311.16	225.94	551.64	18.41	11.88	5.34	0.61
F2	52.94	36.5	8.44	4.2	6.33	8.31	283.97	206.19	511.17	16.90	11.21	4.96	0.49
F3	52.91	36.5	122	1.85	7.49	9.82	804.79	584.36	1217.77	44.69	21.69	11.41	1.08
F4	52.96	36.5	4.2	14	6.02	7.92	216.31	157.06	407.43	13.11	9.44	3.99	0.28
F5	53.05	36.5	13.53	8.52	6.53	8.58	341.35	247.86	595.90	20.07	12.60	5.75	0.46
F6	53.01	36.5	10.5	2.4	6.42	8.44	309.22	224.52	548.77	18.30	11.83	5.31	0.57
F7	52.99	36.4	9.7	4.49	6.39	8.39	299.81	217.69	534.81	17.78	11.60	5.18	0.50
F8	53	36.4	11	1.88	6.44	8.46	314.88	228.64	557.12	18.62	11.97	5.39	0.59
F9	52.96	36.4	10.31	2.41	6.41	8.43	307.02	222.93	545.52	18.18	11.78	5.28	0.56
F10	52.92	36.4	11.97	3.09	6.48	8.51	325.43	236.30	572.64	19.20	12.22	5.53	0.57
F11	52.9	36.4	10.91	1.57	6.44	8.46	313.87	227.90	555.64	18.56	11.95	5.37	0.60
F12	52.87	36.4	12.22	3.43	6.49	8.52	328.06	238.21	576.50	19.34	12.29	5.57	0.56
F13	52.86	36.4	10.89	4.94	6.44	8.46	313.65	227.74	555.31	18.55	11.94	5.37	0.51
F14	52.82	36.3	3.03	13	5.88	7.74	190.44	138.28	366.41	11.64	8.71	3.60	0.27
F15	52.84	36.4	3.43	16.14	5.94	7.81	199.88	145.13	381.48	12.18	8.98	3.74	0.25
F16	52.78	36.4	2.77	17.12	5.84	7.69	183.89	133.53	355.88	11.27	8.52	3.50	0.23
F17	52.74	36.4	1.52	18.14	5.58	7.35	145.52	105.66	292.82	9.06	7.34	2.90	0.19
F18	52.75	36.4	3.61	16.44	5.96	7.83	203.90	148.06	387.87	12.41	9.09	3.80	0.25
F19	52.9	36.5	4.5	12.37	6.05	7.96	222.20	161.34	416.67	13.45	9.60	4.08	0.30
F20	52.86	36.5	4.57	2.95	6.06	7.97	223.55	162.32	418.77	13.52	9.64	4.10	0.45
F21	53.22	36.6	26.15	30	6.82	8.95	441.38	320.49	738.21	25.51	14.83	7.06	0.28
F22	53.34	36.6	9.67	40.47	6.39	8.39	299.44	217.43	534.27	17.76	11.60	5.17	0.18
F23	53.43	36.6	26.95	49.73	6.83	8.97	446.60	324.28	745.47	25.79	14.94	7.12	0.19
F24	53.16	36.5	27	22.97	6.83	8.97	446.92	324.51	745.92	25.81	14.94	7.13	0.34
F25	53.48	36.5	10.08	51	6.40	8.41	304.33	220.98	541.53	18.03	11.72	5.24	0.15
F26	52.8	36.5	7.04	9.56	6.25	8.21	264.58	192.11	481.90	15.82	10.72	4.69	0.38
F27	52.73	36.4	4.97	16	6.10	8.02	230.98	167.72	430.34	13.94	9.84	4.20	0.28
F28	52.5	36.4	33.67	36.95	6.93	9.10	487.11	353.69	801.41	27.97	15.78	7.64	0.26
F29	52.75	36.3	23.5	26.91	6.77	8.89	423.37	307.41	713.01	24.54	14.44	6.83	0.30
F30	53.04	36.3	47	26	7.07	9.28	554.78	402.83	893.17	31.58	17.14	8.47	0.36
F31	53.13	36.4	33.38	21.88	6.92	9.09	485.47	352.50	799.16	27.88	15.75	7.62	0.37
F32	53.28	36.4	15.38	34.12	6.59	8.65	358.85	260.56	621.24	21.03	13.00	5.98	0.23
F33	52.86	36.6	5.15	8.68	6.11	8.04	234.21	170.06	435.35	14.12	9.92	4.25	0.36
F34	52.91	36.5	14.41	5.57	6.56	8.62	349.85	254.03	608.23	20.54	12.80	5.86	0.53
F35	52.97	36.6	6.44	10.01	6.21	8.16	255.54	185.55	468.15	15.32	10.49	4.56	0.36
F36	52.93	36.6	8	9.33	6.30	8.28	278.10	201.93	502.35	16.58	11.07	4.88	0.39
F37	53.03	36.6	5.18	16.83	6.11	8.04	234.74	170.45	436.17	14.15	9.94	4.26	0.27
F38	53.08	36.6	7.03	23.27	6.25	8.21	264.43	192.01	481.68	15.82	10.72	4.68	0.24
F39	53.25	36.7	12.91	38.26	6.51	8.55	335.17	243.37	586.88	19.73	12.45	5.66	0.20
F40	53.16	36.6	25.43	26.69	6.81	8.94	436.60	317.02	731.54	25.25	14.72	7.00	0.31
F41	53.43	36.7	22.33	52.54	6.75	8.86	415.02	301.35	701.28	24.09	14.26	6.72	0.17
F42	52.71	36.6	25.04	22.85	6.80	8.93	433.98	315.11	727.87	25.11	14.67	6.96	0.34
F43	52.61	36.6	23.77	27.52	6.78	8.90	425.26	308.78	715.66	24.64	14.48	6.85	0.29

**\$\$\$\$** 



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



## نتیجه گیری :

براساس نقشه گسلهای منطقه و محاسبات بعمل آمده بیشینه شتاب وارد به ساختگاه مورد نظر توسط گسل A به مقدار ۹/۶۱ گال می باشد که طول آن ۱۰/۶۷ کیلومتر و در فاصله ۱ کیلومتری ازساختگاه مد نظرقرار دارد. بزرگای احتمالی آن ۶/۴ بدست آمده و به جهت نزدیکی به ساختگاه سبب ایجاد منطقه پر خطر براساس نقشه شتاب برای سایت مورد نظر شده است نواجی قرمز رنگ در شکل شماره (۷) که باعنایت به ماهیت ساختاری ساختگاه مورد مطالعه که مرکزی جهت آموزش در شهر ساری می باشد خود باید به عنوان یه ساختمان آموزشی (نمونه) برای پیشگیری از خسارتهای جانی و مالی ناشی از زلزله احتمالی حداقل استاندارهای بین المللی ساخت و ساز را دارا باشد که توصیه میشود در تکمیل پروژه ساخت آن این مهم لحاظ گردد .

#### **\*\*\*\***

#### **References:**

[<sup>7</sup>] Berberian M (1981) Tectono-Plutonic Episodes in Iran. Geological Survey of Iran, Report 52: 566–593

[<sup>r</sup>]Campbell,K.W. and Bozorgnia, Y., 2012, 2012 Update of the Campbell-Bozorgnia NGA ground motion prediction equations: A progress report, 15 WCEE Lisboa.

## منابع فارسی:

[۴] آقا نباتی ،ع.۱۳۸۶،"زمین شـناسـی ایران" ،سـازمان زمین شـناسـی و اکتشـافات معدنی کشـور

[۵] حیدریان شـهری،م.۱۳۸۷،"لرزه شـناسـی مدرن جهانی "،انتشارات فردوسـی

[۶] موسوي روحبخش، م.، 1380 ، زمين شـناسـى درياي خزر :انتشـارات سـازمان زمين شـناسـى واكتشـافات معدنى كشـور، تهران.

[۷] نبوي، م.ح.، 1355 ، ديباچه اي بر زمين شـناسـى ايران، انتشـارات سـازمان زمين شـناسـى كشـور

[۸] مرکز مطالعات و تحقیقات شـهر سـازک و معمارک ایران (۱۳۷۶):پهنه بندک خطر نسـبـی زمین لرزه در ایران [۹]میرزایی،ن،۱۳۸۲، ایا لتهاک لرزه زمین سـاختی ایران ،سـمینار آموزشـی مبانی لرزه زمین سـاخت وتحیل خطـر نسـبـی زمین لرزه ،موسـسـه ژیو فیزیک تهران

[۱۰] سایت پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی <u>WWW.ileess.ir</u>

[۱۱] سایت موسسسه ژئو فیزک دانشگاه تهران <u>www.ut.ac.ir</u>



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



## لرزه خیزی مکران ◊◊◊◊◊◊◊◊◊

زهره سادات ریاضی راد، گروه ژئوفیزیک، واحد چالوس، دانشگاه آزاد اسلامی، چالوس، ایران <u>zohrehriazi@iauc.ac.ir</u> نرگس ذبیحی، کارشناسی ارشد ژئوفیزیک ، واحد چالوس، دانشگاه آزاد اسلامی، چالوس، ایران جعفر قمی اویلی، گروه زمین شناسی، واحد چالوس، دانشگاه آزاد اسلامی، چالوس، ایران

#### **~~~~~**

## چکیدہ :

پهنه مکران با توجه به ویژگیهای زمین شناسی منحصربه فرد آن از لحاظ زلزله شناسی، یکی از ناحیه های فرورانش خاص به شمار میرود. ویژگی های تکتونیکی ناحیه فرورانش مکران باعث شده است تا خواص لرزهای منحصربه فردی در مکران بروز کند. از نظر لرزه خیزی می توان مکران را به دو قسمت شرقی و غربی تقسیم نمود. در این تحقیق با استفاده از نقشه های زمین شناسی و داده های مرتبط، نقشه ی گسل های منطقه ترسیم گردید. سپس با استفاده از داده های زمین لرزه های تاریخی (قبل از ۱۹۰۰ میلادی) و داده های دستگاهی تا ۲۰۱۸ میلادی، روند گسل های منطقه و چشمه های موردنظر مشخص گردید. عمق زمینلرزه ها در منطقه بین ۵ تا ۴۵ کیلومتر بدست آمد که بیشترین تغیرات در شمال شرق منطقه مورد مطالعه می باشد. بر اساس مطالعات انجام شده در این پژوه ش بیشترین تمرکز گسل ها در منطقه شمال شرق منطقه است. بنابراین میتوان نتیجه گیری کرد که صفحه مکران تقریباً از ناحیه جنوب سیستان در حال شکسته شدن و فرو رفتن به زیر دریای عمان می باشد.

**کلید واژەھا**: مکران،دریای عمان،لرزہ، گسل

#### Seismicity of Makran

Zohreh sadat Riazi rad and Narges Zabihi

#### Abstract:

Makran area with respect to its unique geological features in terms of seismology, one of the special subduction zones is considered. The tectonic features of the subduction region of Makran has been made, To show unique seismic properties in Makran.Seismically, Makran can be divided into eastern and western parts. In this research, using geological maps and seismic data, the fault map of the region was determined. Then, using historical earthquake data (before 1900) and device data up to 2018, the trend of faults in the area and the sources was determined. The depth of the earthquakes in the area between 5 and 45 kilometers has been calculated. That is the most significant change in the north-east region of the study area. According to studies, the most concentrated faults in the north-east region of the area.The Makran site is almost broken off from southern Sistan and dive into the Oman Sea.

#### Keywords: Makran, Oman Sea, Seismic, Fault



مقدمه:

بهطور کلی ایران زمین در بخشی از زمین قرار گرفته است که از دیدگاه زمین ساختی و لرزه خیزی بسیار ناآرام و پر تکاپوست چه بسیار زمین لرزه هایی که در این سرزمین به وقوع پیوسته و زیان های جانی و مالی بسیاری را موجب شده است. آلن و همکاران در سال ۲۰۰۴ حرکت صفحه عربی را به سمت صفحه ایران، مورد بررسی قرار دادند و مشخص گردید که مکران یک زون فرو رانش است . از شمال به جنوب مکران، شدت چین خوردگی کاهش می یابد، به گونه ای که در مکران ساحلی چین خوردگی و گسلش معکوس وجود ندارند و یا بسیار ناچیز و اتفاقی هستند (نیسن و همکاران) که در مکران ساحلی چین خوردگی و گسلش معکوس وجود ندارند و یا بسیار ناچیز و اتفاقی هستند (نیسن و همکاران) که خطی بودن حاشیه شمالی پادگانه های دریایی و همچنین، بالا آمدن سواحل مکران نتیجه عملکرد این گسل هاست و حرکتهای قائم این گسل ها سبب شده تا پادگانه های دریایی در سطوح تراز گوناگون سامان گیرند(واکر و همکاران حرکتهای قائم این گسل ها سبب شده تا پادگانه های دریایی در سطوح تراز گوناگون سامان گیرند(واکر و همکاران سیاسی، اقتصادی و گردشگری مورد توجه می باشد لذا در این مطاعه بر اساس داده های آزاد متصل می باشد از نظر سیاسی، اقتصادی و گردشگری مورد توجه می باشد لذا در این مطاعه بر اساس داده های از ده در می از نظر سیاسی، اقتصادی و گردشگری مورد توجه می باشد لذا در این مطاعه بر ساس داده های از دره می در در سی همای از درسی در سور ایستگاه های نزدیک منطقه، لرزه زمین ساخت و سپس تغییراتی که پوسته در اثر تکتونیک منطقه به خود می گیرد، مورد بررسی قرار می گیرد.

#### **\$\$\$\$**

#### روش تحقيق:

منطقهی مورد مطالعه در طول جغرافیایی ۵۷ تا ۶۱/۵ درجه و عرض جغرافیایی ۲۷ تا ۳۰ درجه قرار دارد، شکل ۱. مطالعات به منظور محاسبهی حداکثر شتاب زمین در آن منطقه انجام شده و سازه ها را می توان براساس شتاب محاسبه شده طراحی نمود. این محاسبات برای نشان دادن خطر زمین لرزه در این نواحی به صورت خطوط میزان هم شتاب و پهنهبندی خطر زمین لرزه ای با به کار گیری روش احتمالاتی تهیه شده است. طبق جدول ۲، پارامترهای مبنایی برای گسل های منطقه محاسبه گردید که مشخص شد، گسل کهورک با توجه به شتابی که در محل سایت ایجاد می کند می تواند بیشترین تأثیر را در محل سایت داشته باشد.



شکل ۱ نقشه ایالتهای لرزهزمینساخت ایران، منطقه موردمطالعه با مربع نشان دادهشده است (میرزایی، ۱۹۹۷

، ویرایش شده)

شتاب در	شدت	توان گسل	توان گسل	توان گسل	فاصلهتا	طول			2
محل	در محل	بر حسب	بر حسب	بر حسب	سايت	گسل	راستای گسل	نام گسل	ديف دي
سايت	سايت	شتاب a0	ΙΟ	ms	km	km			
•/•V	0/44	•/۵۲	٨/۴	۶/۴	۱	30	شمالي جنوبي	بم	١
•/•٣	۴/۱۰	• / 9 •	$\Lambda/\Lambda$	۶/۷	YVA	۵۵	شمالي جنوبي	ميناب	۲
•/1•	۶/۳۹	٠/٧٣	٩/٣	٧/١	٩٧	1.0	شمالي جنوبي	كهورك	٣
•/•V	$\Delta/V1$	•/94	٨/٩	۶/۸	118	۶۵	شمالي جنوبي	نصرت آباد	۴
•/•9	0/4V	• /VV	٩/۴	٧/٢	171	170	شمالي جنوبي	زاهدان	۵
•/•9	$\Delta/\Lambda$	• /٨١	٩/۶	٧/٣	188	10.	شمالي جنوبي	جيرفت	6
•/•9	0/94	• / <b>V</b> •	٩/٢	٧	149	٩٣	شمالي جنوبي	نايبند	٧
•/•V	۵/۷۲	• / \ \ \	٩/۴	٧/٢	101	13.	شمالي جنوبي	سبزواران	٨
•/•٣	4/14	• /۵V	$\Lambda/V$	۶/۶	140	۵۰	شمالي غربي	بشاگرد	٩

جدول ۲ پارامترهای مبنایی گسلهای منطقه موردمطالعه

این لرزه های به وقوع پیوسته در منطقه مکران را از سال ۱۹۶۰ تا سال ۲۰۱۸ از دادههای پژوهشگاه بین المللی زلزلـه شناسی و مهندسی زلزله و موسسه ژئو فیزیک مورد بررسی قرار گرفت. به علت اینکه داده های پژوهشگاه بر اساس بزرگی امواج حجمی (mb)،امواج سطحی (Ms)و امواج محلی (ml)بیان میشوند و زمین لرزه های موسسه ژئـو فیزیـک بـر اسـاس



بزرگی امواج ناتلی (mn) ثبت میشوند، سعی گردید که برای هر کدام از داده ها به صورت جداگانه منحنیها ترسیم گردد و سپس با هم مقایسه شود.

شکل ۳ تعداد زمین لرزه ها را بر اساس عمق به ثبت رسیده نشان میدهد. مطالعات اخیر نشان میدهد که بیشترین رخداد زمین لرزه در عمق ۱۷ کیلومتری میباشد. در این منطقه ثبت زمین لرزه در اعماق کمتر،بیشتر می باشد. بر این اساس می توان این را به فرورانش بودن منطقه نسبت داد. شکل ۴ نیز نشان میدهد که بیشترین عمق زمینلرزه ها در شمال شرق منطقه میباشد. بزرگترین زمینلرزه به وقوع پیوسته در منطقه در جنوب مکران مکان یابی شد که در شکل ۵ نشان داده شده است.



شکل۳ تعداد زمین لرزهها از نظر عمق به وقوع پیوسته



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم







شکل ۴ نقشه سه بعدی عمق کل زلزلههای ثبت شده در منطقه مکران



شکل۵ مکان یابی بزرگی زلزله های منطقه

**~~~~~** 



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



#### نتیجه گیری:

با توجه به نقشه سایزموتکتونیک منطقه و توزیع زمینلرزه ها مشاهده می شود، از مرکز به سمت شمال میباشد که نشان می دهد منطقه از لحاظ تکتونیکی فعال میباشد. ولی شاهد عدم قفل شدگی و خزش پیوسته در بیشتر مناطق هستیم. به خصوص در محدوده ای با عرض جغرافیایی ۲۶/۵۰ تا ۲۷/۵۰ درجه و طول جغرافیایی ۵۷ تا ۵۸ درجه که تعداد زیادی زلزله هایی با بزرگی متوسط و پایین در آن رخ داده است، که می توان نتیجه گرفت به دلیل فعالیت تکتونیکی بالای منطقه و آزاد شدن انرژی با زلزله هایی با بزرگی متوسط و پایین ما انتظار وقوع زلزله هایی با بزرگی زیاد را در این منطقه نداریم.

#### **\$\$\$\$**

#### **References:**

Allen, M., Jackson, JA., 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.

Mirzaei, N., Gao, M., Chen, Y.T., 1997. "Evaluation of uncertainty of earthquake parameters for the purpose of seismic zoning of Iran", Earthquake Research in China, 11, 2.

Nissen, E., YaminiFard, F., Tatar, M., Gholamzadeh, A., Bergman, E., Elliott, J., Jackson, J., Parsons, B., 2010. "The vertical separation of mainshock rupture and microseismicity at Qeshm island in the Zagros Simply Folded Belt, Iran", Earth. planet. Sci. Lett., 296, 181–194.

Walker, R.T. & Fattahi, M., 2013. "A framework of Holocene and Late Pleistocene environmental change in eastern Iran inferred from the dating of periods of alluvial fan abandonment, river terracing, and lake deposition", Quat. Sci. Rev., 30, 1256–1271.

Walker, R. & Jackson, J., 2004. "Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran", *Tectonics*, 23, TC5010,doi:10.1029/2003TC001529.

Walker, R.T., 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.





# ارزیابی لرزهخیزی ایران یک سال پس از زلزله ۱۳۹۶/۰۸/۲۱ با مرور دستاوردهای مطالعات زلزله ازگله

دانشگاه پیام نور قم

مهدی زارع و فرناز کامرانزاد استاد زلزله شناسی مهندسی، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله؛ <u>mzare@iiees.ac.ir</u> <sup>۲</sup> دانشجوی د کترا مهندسی معدن، دانشکده فنی دانشگاه تهران؛ <u>f kamranzad@ut.ac.ir</u>

#### 0000000

#### حكىدە :

زلزله از گله سریل ذهاب در ۲۱ آبان ۱۳۹۶ (۱۲ نوامبر ۲۰۱۷) در ساعت ۱۸:۱۸ به وقت بین المللی (۲۱:۴۸ به وقت ایران)، با بزرگای ۷٫۳ در استان کرمانشاه ایران رخ داد. طبق گزارش مرکز ملی شبکه لرزهنگاری باند پهن ایران، رومرکز این رویداد در مختصات ۳۴٬۸۷۷ و ۴۵٬۸۴۱ در نزدیکی مرز ایران و عراق با عمق کانونی ۱۸ کیلومتر و در فاصله ۵ کیلومتری شهر ازگله و ۴۳ کیلومتری شهرستان سریل ذهاب و ۴۶ کیلومتری قصرشیرین قرار داشته است. در مقاله حاضر، به بررسی جديدترين يافتهها درخصوص زلزله ازگله و ارزيابي لرزهخيزي ايران يكسال پس از اين رخداد مهم پرداخته شده است.

کلید واژه ها: لرزه خبزی، زلزله از گله، سریل ذهاب

#### Seismicity Assessment of Iran one Year after the 2017 Ezgeleh Sare pole Zahab Earthquake

Mehdi Zare<sup>1</sup> and Farnaz Kamranzad<sup>2</sup>

Professor of Engineering Semiology, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology; mzare@iiees.ac.ir PhD student of Mining Engineering, College of Engineering, University of Tehran

#### Abstract:

Delete This Line and Type Abstract

At 21:48 local time, on Nov 12, 2017, west of Kermanshah Province in Iran was shaken by an earthquake of moment magnitude Mw7.3 for about 30 seconds. The epicenter has been reported at the 34.88°N and 45.84°E coordination near the Iran–Iraq border and the depth at 18 km. The epicenter was about 5 km from Ezgeleh, 43 km from Sarapul-e Zahab and 46 km from Qasr-e-Shirin; the two mostly affected cities according to the preliminary assessments. In this paper, we investigate the new achievements of the 2017 Ezgeleh Sare pole Zahab earthquake as well as seismicity assessment of Iran during a year after this event.

Keywords : Seismicity assessment, Ezgeleh, Sarpole Zahab



#### مقدمه :

در بازه زمانی آبان ۱۳۹۶ تا ۱۳۹۷، فلات ایران زلزله های مهمی را پشت سر گذاشته است از جمله: زلزله ۲۱ آبان ۱۳۹۶ با بزرگای ۷٫۳ در ازگله سرپل ذهاب کرمانشاه، رخداد ۳ زلزله در ۱۰ تا ۲۲ آذر با بزرگای بیش از ۶ در هجدک کرمان، زلزله ۲۹ آذر با بزرگای ۵٫۲ در ملارد تهران، وقوع ۶ زلزله در ۲۱ دی با بزرگای بیش از ۵ در سومار کرمانشاه، زلزله های ۳۱ تیر با بزرگای ۵٫۷ در رویدر هرمزگان و بزرگای ۹٫۹ در تازه آباد کرمانشاه و زلزله ۱ مرداد با بزرگای ۸٫۸ در شمال سیرچ کرمان. طبق آمار زلزله های ثبت شده در مرکز ملی شبکه لرزه نگاری باند پهن ایران (پژوهشگاه بین المللی زلزله شا و مهندسی زلزله)، ۹ زلزله با بزرگای ۶٫۹–۱٫۹، ۱۳۴۸ زلزله با بزرگای ۲–۳، ۱۱۲۷ زلزله با بزرگای ۳–۴، ۲۱۶ زلزله با بزرگای ۴–۵، ۳۲ زلزله با بزرگای ۵٫۹–۱٫۹، ۱۳۶۸ زلزله با بزرگای ۲–۳، ۱۱۲۷ زلزله با بزرگای ۵٫۹ زلزله در بازه زمانی مذکور در ایران رخ داده است (شکل ۱). رخدادهای مذکور حاکی از اهمیت مطالعه انتقال تنش بین حوزهای و رفتار لرزه خیزی در فلات ایران می باشند. در مطالعه حاضر، به مروری بر دستاوردهای مطالعات بر روی جنبه های مختلف زلزله از گله از جمله مدل گسیختگی و رفتار پس لرزه های این زلزله پر دستاوردهای مطالعات بر روی جنبه همای



۳E 55°°0″E 55°°0″E 60 شکل ۱. لرزهخیزی ایران در فاصله زمانی ۱۵ آبان ۱۳۹۶ تا ۱۵ آبان ۱۳۹۷

## معرفی زلزله ۲۱ آبان ۱۳۹۶ ازگله:

زلزله ۱۳۹۶ از گله، بزرگ ترین رخداد پس از زمین لرزه ۱۲۸۷ خورشیدی سیلاخور با بزرگای ۷/۴ در نزدیکی بروجرد در گستره زاگرس بوده است. این رخداد با پیش لرزه ای با بزرگای ۵/۴ حدود ۴۳ دقیقه پیش از زمین لرزه اصلی همراه بود که تا حدودی حجم تلفات انسانی ناشی از رویداد زمین لرزه اصلی را کاهش داد. طبق گزارش شبکه شتابنگاری ایران، این رویداد توسط ۱۰۱ ایستگاه شتابنگاری SSA-2 و CMG5TD در استانهای غربی و مرکزی ثبت شده و حداکثر شتاب رکورد شده مربوط به ایستگاه سر پل ذهاب با شتابی برابر با ۶۸۴ سانتی متر بر مجذور ثانیه بوده است. این رخداد موجب خرابی های گستره ای در روستاها و همچنین مسکن های نوساز در سرپل ذهاب شد (شکل ۲).



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم











شکل ۲. خرابی های ناشی از رخداد زلزله ۱۳۹۶ از گله کرمانشاه

# بررسی داده های ژئودتیک و InSAR با استفاده از ماهواره های پیشرفته رصد زمین

در مطالعه انجام شده توسط یانگ و همکاران (۲۰۱۸)، راندگی میانقارهای و رفتار دفرمیشن قائم حاصل از رخداد زلزله ۱۳۹۶ از گله سرپل ذهاب با استفاده از داده های ژئودتیک و InSAR با استفاده از ماهواره های پیشرفته رصد زمین شامل ALOS-2 و Sentinel-1A/1B بررسی گردیده است. نتایج این مطالعه نشان میدهد که گسل لرزهزا مسبب زلزله از گله به سطح زمین نرسیده اما زلزله از گله سبب ایجاد چین های کم عمقی در زمین شده است. مدل گسلش نشان میدهد که



راستای گسیختگی برابر با <sup>۵</sup> ۲۳۷۹, بوده است (شکل ۳). به علاوه، داده های ژئودتیک ۲ لغزش مهم طی ایم زلزله را نیز نشان میدهند: یکی در عمق ۱۳٫۵–۱۱٫۸ کیلومتری زمین با بیشینه جابه جایی ۴٫۹ متر و دیگری در عمق کمتر ۱۲٫۵–۱۰٫۵ کیلومتر با بیشینه جابه جایی ۴٫۵ متر؛ به طوری که هر دو لغزش فوق مسبب سیگنال های دفرمیشن اولیه در تصاویر ژئودتیک هستند. لغزش گسل در عمق ۱۴ – ۱۰ کیلومتری و در بیسمنت Pan-African بوده در حالیکه بیشتر پسلرزه ها در عمق کمتر ۲۲– ۳ کیلومتر و در بخش رسوبی کم عمق رخ داده اند. و به نظر میرسد که بخش نمکی هرمز با عمق ۲۲–۱۳ کیلومتر، زون های دارای لغزش زیاد را از خوشه پس لرزه ها جدا می کند، و بدین ترتیب لغزش گسل از طریق بخش نمکی واسطه به سطح منتقل نمی شود. به علاوه، تغییرات تنش کولمب پیش بینی شده با مدل گسستگی مورد نظر در عمق ای، دارای تغییرات مثبت تنش کولمب و لغزش ناشی از زلزله اصلی است.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



شکل ۳. میدان دفرمیشن InSAR حاصل از زلزله ازگله با استفاده از تصاویر ماهواره های ALOS-2 (ط و a) و 1-Sentienl (b و c) (برگرفته از مطالعه یانگ و همکاران، ۲۰۱۸)

## يسلرزهها

التكاويام نوراستن قم

در جدیدترین مطالعه انجام شده برروی رفتار کاهندگی پسلرزههای زلزله ۱۳۹۶ از گله (صریحی، ۱۳۹۷)، به محاسبه و بررسی پارامترهای قانون کاهندگی اوموری (رابطه ۱) پرداخته شده است.



 $\frac{k}{(c+t)^p}$ که در این رابطه، (λ(t) = نرخ وقوع پس لرزه ها؛ که برابر تعداد پس لرزه ها در واحد زمان (معمولا یک روز)، k = دامنه و متناسب با تعداد وقوع پس لرزه ها در توالی، t = زمان متغیر سپری شده پس از وقوع شوک اصلی، c = فاصله زمان میان رویداد اصلی و شروع افت نرخ پس لرزه ها و p = یک ثابت تجربی و معرف سرعت افت پس لرزه ها است. برمبنای مطالعه انجام شده مقادیر پارامترهای فوق برای توالی پس لرزه های زلزله از گله محاسبه شد (شکل ۴).



شکل ۴. نمودار اوموری رسم شده برای توالی پسلرزههای زلزله ۲۱ آبان ۱۳۹۶ از گله کرمانشاه

نتيجه گيري:





در ۷۵ سال گذشته، ۱۰۱ زمین لرزه با بزرگای بین شش و هفت و ۲۰ زمین لرزه با بزرگای بین هفت تا هشت در ایران گزارش شده اند که البته پوشش شبکه لرزه نگاری فقط در ۵۰ سال اخیر با پنج ایستگاه شروع شده (و به تدریج افزایش یافته تا امروزه به حدود ۱۳۰ ایستگاه رسیده) و بنابراین امکان اینکه رخدادهای اتفاق افتاده در ایران به دقت و با تعداد واقعی گزارش نشده باشد، وجود دارد.

۲۳ و ۲۵ آیان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

پس از رخداد زمین لرزه ۲۱ آبان ۱۳۹۶ با بزرگای ۷،۳ در از گله کرمانشاه، مجموعه ای از زلزله های پی درپی در فلات ایران رخ داد به طوری که ۱۲۰ زمین لرزه با بزرگای بیش از چهار و ۲۸۰ زلزله با بزرگای بیش از سه، در ۳۵ روز ثبت شده؛ این در حالی است که در ایران حدود ۲۰۰ تا ۲۵۰ زمین لرزه با بزرگای بیش از چهار، در سال انتظار می رود. بیشتر این زلزله ها در این مدت، در منطقه از گله سرپل ذهاب (به صورت پس لرزه های زلزله ۲۱/۸/۲۱) و زلزله های سه گانه با بزرگای شش و پس لرزه های آنها در شرق هجدک کرمان در ۱۰ تا ۲۲ آذر رخ داده است. این زلزله های اخیر به لحاظ زمین ساختی و گسلش وقتی در نقاط مختلف کشور رخ می دهند، الزاما با هم مرتبط نیستند. ولی از سوی دیگر سوال مهمی همچنان برقرار است و آن اینکه آیا این زلزله ها با تغییرات تنش در پوسته زمین ایران مرتبط است و آیا ممکن

در این راستا، با پایش های دقیق تغییر شکل بر پایه لغزش و جابه جایی در پوسته با میکروژئودزی، ارزیابی تغییرات تنش در لایه های سطحی و همچنین واردکردن داده های دقیق دیرینه لرزه شناسی و تحلیل چنین داده های علمی ای در کنار مطالعه احتمالی آمار لرزه خیزی و ارزیابی احتمالی خطر زلزله، میتوان دریافت که اولا در کدام محل ها، باید کاندیداهای اصلی برای رخداد زمین لرزه های با بزرگای هفت بعدی را جست وجو کنیم و در ثانی در هر محل میزان احتمال رخداد لرزه ای یا آزادشدن تنش به صورت خزش و خمش (بی لرزه) چقدر است. در پایان باید متذکر شد که درباره احتمال رویداد زلزله در ناحیه های پرجمعیت شهری، شهرهایی مانند تهران و تبریز باید به شکلی ویژه برای زمین لرزه بزرگ (که ممکن است در نزدیکی یا پهنه شهری شان رخ دهد) آماده شوند و این برنامه ریزی و اقدام باید جنبه ملی و جدی داشته باشد.

#### **\$\$\$\$**

#### منابع:

صریحی، زهرا، (۱۳۹۷)، بررسی رفتار کاهندگی پسلرزههای زلزله ۷٫۳ از گله کرمانشاه (۲۰۱۷)، پایاننامـه کارشناسـی ارشـد پژوهشـگاه بـین-المللی زلزلهشناسی و مهندسی زلزله، ۹۹ صفحه.

مرکز ملی شبکه لرزهنگاری باند پهن ایران، پژوهشگاه بینالمللی زلزلهشناسی و مهندسی زلزله؛ <u>www.iiees.ac.ir/fa/eqcatalog</u>

- Yang Y.H, Hu J.C, Yassaghi A, Tsai MC., Zare M, Chen Q, Wang Z.G, Rajabi A.M, and Kamranzad F., (2018), Midcrustal Thrusting and Vertical Deformation Partitioning Constraint by 2017 Mw 7.3 Sarpol Zahab Earthquake in Zagros Mountain Belt, Iran, Seismological Research Letters, Volume 89, Number 6, doi: 10.1785/0220180022.
- Zare M., Kamranzad F., Parcharidis I. and Tsironi V., (2017), Preliminary report of Mw7.3 Sarpol-e Zahab, Iran earthquake on November 12, 2017, report by European-Mediterranean Seismological Centre (EMSC).



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



## تحليل پتروفابريكي ساختارهاي جنوب نهاوند بر اساس شواهد بافت ساختاري

دکتر روح اله ندری'، دکتر هادی یگانه فر'، ایمان شجاعیان" Nadri@pnu.ac.ir ا-گروه زمین شناسی دانشگاه پیام نور ، قم، ایران Y-گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، خرم آباد، ایران shojayan@yahoo.com ۳- گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، خرم آباد، ایران shojayan@yahoo.com

#### چکیدہ:

منطقه مورد مطالعه در مرز بین دو زون ساختاری سنندج سیرجان و زاگرس چین خورده قرار دارد و در تکتونیک ایران با نام زاگرس مرتفع یا زاگرس خورد شده شناخته میشود. در منطقه مورد مطالعه دو سیستم گسلی بزرگ گسل جوان زاگرس و راندگی اصلی زاگرس و گسلهای معکوس گردکانه و سنگ سوراخ و گسل راستا لغز نهاوند و بروجرد و گارون موثر بوده است. برونزد تودههای افیولیت نشانگر نزدیکی منطقه مورد مطالعه به زمیندرز نئوتتیس میباشد. مطالعه عملکرد گسل جوان زاگرس باعث ایجاد گسیختگیها و شکستگیهای شده است. همچنین همپوشانی پایانه گسلهای راستا لغز نهاوند و گارون که از قطعات گسل جوان زاگرس و به صورت راستگرد راست پله میباشد باعث به وجود آمدن یک ناحیه تحت فشار شده است و گسل های امتداد لغز زیادی در این مناطق تحت فشار تشکیل شده است. ابتدا بر اثر تش وارده جهت تنش حاکم بر منطقه تعیین و گسلهای معکوس ایجاد شدند و با فشار و تجمع تنش در محل ضعف پوسته یک ناحیه تحت فشار شده است و گسلهای معکوس ایجاد شدند و با فشار و تجمع تنش در محل ضعف پوسته کارون سبب ایجاد ساختار دم اسبی شده و در این منطقه شاید بدلیل تغییرات پی سنگی، راستای شرقی – غربی گسل ها به کارون سبب ایجاد ساختار دم اسبی شده و در این منطقه شاید بدلیل تغییرات پی سنگی، راستای شرقی – غربی گسل ها به کلست شاهد تغییر پیدا کرده و بررسی ریزساختار نشاندهنده پهنه برشی بودن منطقه میباشد که با بررسی ماکلهای کلسیت شاهد تغییر یدا کرده و بررسی ریزساختار نشاندهنده په برشی بودن منطقه میباشد که با بررسی ماکلهای معلی مای راستا لغز نهاوند و گارون میباشیم و می توان برش ساده ریدل را برای منطقه می باشد که با بررسی ماکلهای کلسیت شاهد تغییر نیدا کرده و قرار می باشیم و می توان برش ساده ریدل را برای منطقه می باشد که با برسی ماکلهای

#### Petrofabric analysis of south nahavand structures by petrofabric evidence Dr Roohollah Naderi, Dr. Hadi Yeganehfar , Iman Shojaeean

Nadri@pnu.ac.ir yeganehfar@pnu.ac.ir shojayan@yahoo.com

#### Abstract:

The study area is located on the border between the two structural zones of Santander Sirjan and Zagros folded and is known in the tectonic of Iran called Zagros or Zagros. In the study area, two major faults systems of



Zagros fault and Zagros main thrust, and reverse faults of the valley and hollow rocks and Nahavand and Boroujerd and Garoon stratigraphic faults have been effective. The outflow of ophiolite masses indicates the close proximity of the studied area to the Neotethys landfill. In the studied area, the performance of the young Zagros fault has caused fractures and fractures. Also, overlapping of Nahavand and Garoon stratigraphic faults, which are parts of the Zagros fault fragmentation and it is a straight-right step that causes the formation of an area under pressure in the region, and slip-up faults are formed in these areas. First, due to the stresses imposed on the stresses on the area, the creation of inverse faults And with pressure and accumulation of stress at the location of the weakness of the crust, Due to the fact that this fault is not along a straight line, the Garoon fault has caused the formation of a pond tail in the region, and in this region, due to changes in the pinnacle, the East-West direction of the faults could be changed to the south. The study of the microstructure of the region indicates the shear zone of the region. By studying the calcite muests, we have a change in the phase of pressure and metamorphism in the region, and we can provide a simple Riddle cut for the region, which is due to the arrival of Nahavand and Garoon strain-slip faults. Pay attention to the fractures of both R and non-R in the region and the land, such as the change of the river bed and the location the hill opposite the valley, etc., follows the simple shear model (Riddle).

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

Keywords: Winter bearing, Ophiolite, High Zagros, Main Zagros Drift, Young Zagros Fault

مقدمه:

دالتكاويام نوراستان قم

موقعیت جغرافیای شهرستان نهاوند به گونهای است که در بردارندهٔ دو ایالت زمین ساختی سنندج – سیرجان و زاگرس مرتفع می باشد. بخش شمالی این شهرستان در ایالت زمین ساختی سنندج – سیرجان و بخش جنوبی آن در شمال باختر زاگرس مرتفع قرار دارد و این دو بخش زمین ساختی در نهاوند با تشکیل سنگهای افیولیتی از هم قابل تفکیک می باشند. همان طور که مهم ترین پدیده ساختاری در زاگرس مرتفع، راندگی اصلی زاگرس است در محدوده مورد مطالعه نیز مهم-ترین پدیده ساختاری رخنمون یافته گسلهای راندگی می باشد. چندین سیستم راندگی، طبقات سنگی در جنوب نهاوند را تحت تأثیر قرار داده اند طوری که مرز میان کوه و دشت را تشکیل داده و در طول جادهٔ نهاوند به نور آباد در استان لرستان در آبر فتهای کواتر نری از نظر ینهان می شوند.

## روش تحقيق:

برای تحلیل و تفسیر بافت ساختاری در منطقه مورد مطالعه ضرورت دارد که بررسیهای مقدماتی به منظور انجام بازدیدهای صحرایی صورت پذیرد. مشخص نمودن محدودههای مورد نظر با مطالعهی اطلاعات کتابخانهای و به کمک نقشههای زمین شناسی منطقه امکان پذیر می باشد. همچنین نمونه گیری های صحیح و مناسب برای تهیه مقاطع نازک صیقلی و مطالعات میکروسکوپی از دیگر ضروریات روش اجرای این تحقیق می باشد. برای بررسی منطقه مورد نظر، نمونه برداری با توجه به ساختارهای موجود از نظر سوی برش و جهت حرکت به طور جدا صورت گرفت و حدود ۵۰ نمونه جمع آوری



دانتگاه بیام نور بیمایش میلی بیمایش میلی بیمایش میلی دانگاه بیم نورمان قر دانگاه بیم نورمان قر

شد. از این تعداد با توجه به مشابهت ظاهری به منظور بررسی میکروسکوپی ۲۰ نمونـه مقطع نـازک تهیـه گردیـد. پـس از بررسیهای سنگ نگاری، حرکات انجام شده در توده از نظر ساختارهای برشی و سوی حرکت تفسیر گردید.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

## ریز ساختارها:

در منطقه مورد مطاللعه ساختارهای c و s بصورت نمایان در بازدید فیلدی و همچنین در مقاطع نازک بررسی شد. با توجه به (شکل ۲ الف) که نشاندهنده ساختارهای c/s در منطقه مورد مطالعه میباشد در مقیاس ماکروسکوپی نشاندهنده پهنه برشی میباشد ک برگوارگی c شیبدار میباشد و نوع حرکت معکوس را نشان میدهد و از مطالعه مقطع نازک سوی برش در آن مشخص میباشد (شکل۲ ت). چنانچه در عکس و مقطع نازک مشاهده میشود ساختارهای c و s برش راستگرد را نشان می دهند. (شجاعیان، ۱۳۹۶).

همچنین در تصویر مقطع نازک که مربوط به همین مقطع میباشد علاوه بر ساختار c و s میتوان عدسیها و بلورهای ماهیگون را مشاهده نمود که فابریک میلونیتی را نشان داده و موید سوی برش در سنگ میباشد. (شکل ۱ ب).

با توجه به بررسی رگهها در محل گسلهای پناهگاه و چهل تن شاهد قطع شدگی نسلهای رگهای میباشیم که حرکت راستگرد ناشی از جهت مایل فشار پلیت عربی و حرکت شیب لغز گسل پناهگاه را میتوان در این منطقه با جهت این رگهها تشخیص داد و توجیح کرد. (شکل ۲ پ). (شجاعیان، ۱۳۹۶).

در منطقه مورد مطالعه رگههای کششی – پوششی یا ان اشلاینها را بر روی نوار افیولیتی می توان مشاهده کرد که شاهد تشکیل دو نسل رگه ec 2 هستیم که رگههای ec به صورت تیپیک رگههای ec را قطع میکنند و نیز نشاندهنده جوان بودن رگههای نسل ec میباشد و همچنین این دلالت بر چرخش نیروهای وارده در طول زمان می کند که خطوارگی ایجاد شده بر روی سنگ تقریبا موازی با جهت فعلی فشار وارد بر منطقه میباشد. (شکل ۲ ب). (شجاعیان، ۱۳۹۶). همچنین از تصاویر مقطع نازک گرفته شده از افیولیت منطقه ساختارهای C و S را می توان مشاهده نمود که با جهت حرکت رگه نیز هم خوانی دارد و نشانگر راست گرد بودن سوی برش میباشد (شکل ۲ ب). (شجاعیان، ۱۳۹۶). همچنین از واحد شیستی منطقه می توان ساختار C و S تشکیل شده را مورد بررسی قرار داد که از چرخش لایه بر اثر نیروهای وارده بر منطقه متاثر شده و نشانه زون برشی میباشد که در این منطقه می توان مشاهده نمود که برش چپگرد را نشان میدهند و با توجه به شیبدار بودن سطح C تراست و معکوس بودن پهنه برشی را می توان مشاهده نمود که برش چپگرد را تشان میدهند و با توجه به شیبدار بودن سطح C تراست و معکوس بودن پهنه برشی را می توان مشاهده نمود که بر توک را ت

## مورفولوژی ماکل درکلسیتهای منطقه گاماسیاب نهاوند

در واحد آهکی منطقه گونههای متفاوتی از ماکلهای کلسیت بدست آمده که می توان به شرح زیر به آنها اشاره کرد. **نوع دوم** (type II)

مطابق الگوی (Burkhard, 1993) این ماکل در گروه II به صورت ماکل ضخیم با خطوط ماکل مستقیم و با ۲ دسته ماکل در دانه کلسیت قرار می گیرد، دگرشکلی و توسعه ماکل در این دانه کلسیت تحت درجه حرارت پایین رخ داده است. رشد





این ماکل مربوط به وقایع همزمان یا بعد از دگرگونی و درجه حرارات لازم برای تشکیل آن کمتر ۱۵۰ تا ۳۰۰ درجه سانتیگراد میباشد و ماکلبندی به طور کامل انجام شده است. اینگونه ماکل فراوانترین ماکل در کلسیتهای منطقه گاماسیاب نهاوند میباشد (شکل ۱ت).

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

## نوع سوم (Type III) نوع

از خصوصیات بارز این نوع ماکل می توان به تیغههای ماکلی ضخیم، انحناء دار و ماکل شدن ماکل اولیه (Twin in Twin) کامل بودن ماکل بندی اشاره کرد. این ماکل در نتیجه دگر شکلی شدید، دگر شکلی درون بلوری و همزمان با دگر گونی می باشد. درجه حرارت لازم برای توسعه این نوع ماکل بیشتر از ۲۰۰ درجه سانتی گراد می باشد. ماکل های خم شده نیز جزء این دسته از ماکل ها قرار می گیرند.

خمیدگی ماکل در نتیجه تغییر در شبکه بلورین کانی رخ میدهد و معرف اعمال تنش است. خمش ماکل در پلاژیو کلازها ناشی از فر آیندهای دگرگونی دینامیکی دما بالا است، زیرا در دمای پایین پلاژیو کلازها خاصیت شکنندگی دارند و خرد می شوند اما در دمای بالا حالت شکنندگی نداشته بلکه همراه ماکل خود خم میشوند. در اثر این تغییر شکل، ماکلها به صورت سر نیزهای در آمده و یا این که خمیدگی از خود نشان میدهند. (سلگی و حاجی حسینلو، 1389). بنابراین با توجه به ساختارهای C/S موجود در منطقه و شیبدار بودن بر گوارگی C منطقه پهنه برشی می باشد و معکوس بودن آن را نشان میدهد که از مطالعه مقاطع ناز ک مربوط می توان همین نتیجه گیری را انجام داد و نیز از ماکل بندی کلسیت می توان شرایط فشار و دگرگونی را نتیجه گرفت که از ماکل های نوع II در درجه حرارت ۲۰۰ تا ۲۰۰ درجه سانتیگراد با خمیده شدن و پهن شدن ماکل یعنی از نوع III تا دمای ۲۰۰ درجه سانتی گراد افزایش یافته است (شکل ۱ث). همچنین از قطع شدگی رگههای نسل ۱۹ بوسیله رگههای نسل دو که ممکن است منطقه می توان چرخش به سمت باسد. (شجاعیان، ۱۳۹۶).



شکل ۱: الف) ساختار c و s در مقیاس میکروسکوپی در نمونه سنگ آذر آواری، ب) مقطع مربوط با ساختار c و s و ساختارهای ماهیگون که نشانگر راستگرد بودن سوی برش میباشند، پ)، تصویر مقطع نازک و ساختارهای c و s در افیولیتهای منطقه که راستگرد بودن سوی برش را نشان میدهد و با جابجای رگه سفید نیز مشخص میباشد. مختصات <sup>۱۱</sup>٬ 34 <sup>۱۱</sup> 80 N = 34 و <sup>۱۱</sup>٬ 46 <sup>۱۱</sup>٬ 21 k = 48 ت) نمای از ماکل در کانی کلسیت. دو دسته ماکل به وضوح دیده میشوند، ث) با توجه به مقطع و ماکل-های کلسیت شرایط دگر گونی و تغییر درجه حرارت را میتوان از ماکلبندی کلسیت نتیجه گرفت





شکل ۳: الف) نمایش صفحات برش و  $S_{0}$  ب) الگوی تشکیل شکستگیهای کششی –پوششی در یک زون برشی که شکستگی و برش خوردگی شکل پذیر را تحمل کرده اند. A- تشکیل شکستگیهای کششی عمود بر محور کوچکترین تنش تراکمی ( $\sigma_{3}$ ). B- تشکیل شکستگیهای کششی متوقف می شود، مرحله دوم از شکستگیها در جهت گیری اولیه تشکیل می شود و شکستگیهای قدیم تر را قطع می کند. C- تشکیل مرحله دوم شکستگیها متوقف می شود و مرحله سوم شروع به تشکیل می شود (2007)، (Twiss and Moores, 2007) می کند. C- تشکیل مرحله دوم شکستگیها متوقف می شود و مرحله سوم شروع به تشکیل می شود (2007)، (Twiss and Moores, 2007) می کند. C- تشکیل مرحله دوم شکستگیها متوقف می شود و مرحله سوم شروع به تشکیل می شود (2007)، پ) موقعیت نمونه برداری افیولیت بر روی نقشه زمین شناسی نهاوند و مختصات " S'' = S می اس که اند (2007)، مدل رابطه ماکل با درجه حرارت (Burkhard, 1993)، ث) موقعیت گسل گرد کانه، سنگ سوراخ وراندگی اصلی زاگرس، ج) مدل شماتیک منطقه و جهت  $\sigma_{1}$  و ساختار دم اسبی فشاری ایجاد شده ناشی از فشار آن



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم







 Op1
 Pictures: Repeate temperature of the picture mentalstation of the picture and the picture of the

شکل۴: الف) نقشه ی توپو گرافی و زمین شناسی منطقه ی مورد مطالعه، ب) مقطع زمین شناسی منطقه ی مورد مطالعه

## نتیجه گیری:

- ۱- با توجه به اینکه محدوده مورد مطالعه محل رسیدن دو گسل امتداد لغز نهاوند و گارون میباشد احتمالا به تغییرات پی سنگ مربوط میشود که باعث چرخیدن گسل ها به سمت جنوب شده است که این تحلیل با تفسیر رگههای کششی – پوششی نسل **e**1 و e2 هم خوانی دارد.
- ۲- این رسیدن پایانه های گسل به هم باعث ایجاد ساختار لنزی شکل شده که به صورت فلسی روی هم عمل نموده
  ۱ست.
- ۳- با توجه به فعالیت شدید تکتونیکی در محدوده و شکل گیری ساختارها و شکستگیهای R و 'R توسعه شکستگی-ها، در ساخت طرحهای عمرانی همچون ساختمان و سد در حال ساخت باید مطالعات لازم صورت گیرد زیرا این گسیختگیها در ساخت طرحهای عمرانی تاثیر به سزای داشته و به عنوان مثال با توجه به توسعه شکستگیهای R به



سمت مخزن سد، باعث ایجاد شکستگی در مخزن و نفوذ آب به لایهای زیرین و فرار آب شده و حتی ممکن است باعث تخریب تاج سد شده که باعث خسارات جبران ناپذیری می شود. ۴- با توجه به تحلیل مقاطع ناز ک و ماکل های کلسیت از نوع اا و ااا میتوان این نتیجه گیری را انجام داد که منطقه از شرایط دما و فشار پایین وارد مرحله شدیدتر از دگر گونی و فشار قرار گرفته است. ۵- وجود ساختارهای C و S و گسلها و شکستگیها می توان نتیجه گرفت منطقه پهنه برشی می باشد. ۶- در واحد آهکی میوسن وجود نسل های رگههای که یکدیگر را قطع نموده اند و حرکت راستگرد این رگهها مویید حرکت شیب لغز راستگرد و ایجاد ساختهای مرتبط با آنها و حرکت مایل پلیت عربی می باشد دا می توان در محدوده مورد مطالعه تایید نمود.

#### منابع فارسی:

- گزارشهای مطالعات مرحله طرح اول سد مخزنی گرین، شرکت مهندسی مشاور آب نیرو، اردیبهشت ۱۳۸۴.
- ۲. سلگی،ع.، حاجی حسینلو، ح.، ۱۳۸۹، تکتونیک مناطق برشی، دانشگاه آزاد واحد علوم و تحقیقات واحد تهران

#### **References:**

- 6. Ricou, L ,L'e´volutionge´ologique de la re´gion de eyriz (Zagros Iranian) et l'e´volutionstructurale des Zagrides. The`se, Universite´ Paris-Sud, Orsay .
- 7. Burkhard M (1993) Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. J Struct Geol 15:351–368
- Ferrill DA, Morris AP, Evans MA, Burkhard M, Groshong Jr RH, Onasch CM, Trepmann CA, Stöckhert B (2001) Mechanical twinning of jadeite – an indication of synseismic loading beneath the brittle-ductile transition. Intern J Earth Sci 90:4–13
- 9. Ferrill DA (1991) Calcite twin widths and intensities as metamorphic indicators in natural low-temperature deformation of limestone. J Struct Geol 13:667–676



چکندہ:

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



# بررسی نوع حرکت گسل کهورک و ارتباط آن با چین های ان شلان مجاور آن، جنوب شرق ایران ◊◊◊◊◊◊◊◊

mohsen1370shamsi@gmail.com ا-محسن شمسی دانشجوی کارشناسی ارشد رشته زمین شناسی گرایش تکتونیک amoridi@science.usb.ac.ir ۲-دکترعلی اصغر مریدی استادیار،دانشگاه سیستان و بلوچستان، گروه زمین شناسی،زاهدان،ایران partabian\_reza@science.usb.ac.ir ۳-دکترعبدالرضا پرتابیان استادیار،دانشگاه سیستان و بلوچستان، گروه زمین شناسی،زاهدان،ایران amoridi@science.usb.ac

#### **\$\$\$\$\$**

# گسل جنبای کهورک به عنوان یکی از فعالترین گسل های منطقه از شاخه های سیستم گسل نهبندان است که مرز میان پهنه زمین درز سیستان و بلوک لوت را ترسیم می کند. بررسی های انجام شده وجود یک پهنه برشی- فشارشی – گوه ای شکل محصور بین گسل کهورک و گسل نصرت آباد در بخش شرقی گسل کهورک را نشان می دهد که در داخل این پهنه چندین چین جوان با طول بیش از ۱۰کیلومتر با آرایش پلهای ''(ان اشلان) شکل گرفته اند. هدف اصلی این مطالعه بررسی مکانیزم حرکتی گسل کهورک و تاثیر آن بر شکل گیری چین های بخش شرقی آن می باشد. نتایج به دست آمده از مطالعات صحرایی مانند گسل های فرعی، چین خوردگی ها، جابجایی آبراهه ها همگی حرکت راستگرد گسل کهورک را تایید می نماید. آرایش اولیه چینهای پله ای نسبت به گسل اصلی عدم ارتباط ایجاد ساختارها با گسل اصلی رانشان می دهد. نتایج صحرایی و ترسیم مقاطع زمین شناسی شکل گیری اولیه این چین ها را بر اثر عملکرد گسلهای راندان می دهد. نتایج صحرایی و ترسیم مقاطع زمین شناسی شکل گیری اولیه این چین حرکت راستگرد گسلهای راندان می دهد. نتایج صحرایی و ترسیم مقاطع زمین شناسی شکل گیری اولیه این چین ما را بر اثر عملکرد گسلهای راند گی کور با امتداد شمال غرب – جنوب شرق را نشان می دهد که در مرحله بعدی حرکت راستگرد گسلهای راند و کهورک باعث شکل گیری یک پهنه برشی و رشد چینهایی با آرایش مو کت راستگرد شدهای نصرت آباد و کهورک باعث شکل گیری یک پهنه برشی و رشد چینهایی با آرایش میکانی شدهاند.

**کلید واژه ها**: پهنه زمین درز سیستان ، چینهای همپوشان ، گسل کهور ک



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



• 40.180

#### Study relationship between Kahurak Fault and adjacent Fold, southeast iran

Mohsen Shamsi, Mr Student, University of Sistan and Baluchestan mohsen1370shamsi@gmail.com Ali Asghar Moridi, assistant professor, University of Sistan and Baluchestan, <u>amoridi@science.usb.ac.ir</u> Abdolreza Partabian, assistant professor, University of Sistan and Baluchestan, partabian\_reza@science.usb.ac.ir

#### Abstract:

Kahurak active fault as one of the most active faults in the boundary between Sistan Suture Zone and Lot Block is a branch of Nehbandan fault system. Previous studies show wedge shaped-compressional shear zone between a Kahurak fault and Nosratabad fault in the eastern part of the Kahurak fault. Within this wedge-shaped area, several young fold with a length of more than 10 km are arranged in en echelon array. The main objective of this study is to investigate the mechanism of motion of the Kahurak fault and its effect on the formation on its eastern folds. The results of field studies such as minor faults, folds, and displacement of drainages confirm the right lateral movement of the Kahurak fault but sho the initial en echelon array of folds, in contrast to the main fault. Field evidences and geological sections show the initial formation of these folds due to the operation of blind thrust faults with northwest - southeast directing and in the next step, the right lateral movement of Nosratabad and Kahurak faults have caused the formation of a shear zone that deform previous fold to en echelon array.

Keywords:Sistan suture zone, En echelan Fold, Kahurak Fault

گسل کهورک یکی از شاخههای سیستم گسلی نهبندان است، که مرز میان پهنه زمین درز سیستان و بلوک لوت را ترسیم می
کند. مورفولوژی ایجاد شده و جابجایی رسوبات جوان در امتداد گسل کهورک نشان ازفعالیتهای جوان گسل کهورک به
عنوان یک گسل فعال <sup>۲۱</sup> می باشد به گونهای که حرکات جدید آن رسوبات کواترنر را تحت تاثیر قرار داده
است(خطیب،۲۰۰۹ ). در نقشه ۱:۱۰۰۰۰ کهورک آقانباتی و افتخار نژاد (۱۹۹۳)برای گسل کهورک حرکت چپگرد در نظر
گرفتهانده و از طرفی والکر وجکسون (۲۰۰۴) و فروند (۱۹۷۰) برای گسل کهورک حرکت راستبر در نظرگرفتهاند. مطالعات
انجام شده وجود یک پهنه برشی- فشارشی –گوه ای شکل محصور بین گسل کهورک و گسل نصرت آباد در بخش شرقی
گسل کهورک را نشان می دهد(نصیری،۱۳۸۵).که در داخل این پهنه چندین چین با طول بیش از ۱۰کیلومتر با آرایش پلهای
شکل گرفتهاند(شکلهای ۱ و ۳). وجود این چینخوردگیها در حاشیه شرقی گسل کهورک از جمله ویژگیهای
ساختاری قابل توجه در این منطقه میباشند (شکل ۱). بنابر این شناخت تکامل هندسی چینخوردگی وارتباط آن با

<sup>21</sup>Active fault



گسل های موجود پیرامون آنها دارای اهمیت بسزایی است. از این رو برای بررسی سبک چین خوردگی ها و شناخت عوامل به وجودآورنده آنها، ارتباط این ساختارها با گسل کهورک مورد مطاطعه قرار گرفت. هدف اصلی این مطالعه، با توجه به سن جوان گسل کهورک و وجود نظرات مختلف درمورد مکانیزم حرکتی آن تعیین مکانیزم حرکتی گسل کهورک و تاثیر این بر شکل گیری چین های بخش شرقی گسل می باشد.

## موقعيت منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در بخش میانی و غرب پهنه زمین درز سیستان در خاور ایران و در حاشیهی جنوب شرقی بلوک لوت، واقع شده است( Tirul et al, 1983). مختصات جغرافیایی آن عبارت است از طول 00 GE-60º 30'E-60º و29 شرقی و عرض OO'N-30º و2 00 شمالی و تقریبادر ۱۲۰ کیلومتری غرب شهرستان زاهدان واقع شده است. (شکل ۱).



شکل۱. الف) تقسیم بندی حوضههای رسویی ساختاری ایران (قدسی وهمکاران، ۲۰۱۶)، ب) آرایش چین های پله ای در

## زون برشی

#### **\$\$\$\$\$**





## روش تحقيق:

در مطالعات صحرایی به منظور برداشت مشخصات چینها، چند مسیر پیمایشی در عرض این ساختارهامورد مطالعه قرار گرفته است. در این پژوهش تلاش برآن است که بر اساس مقاطع ساختاری ترسیم شده از این چینها، مشاهدات صحرایی، بررسی تصاویر ماهواره ای و ... هندسه، عامل یا عوامل موثر در شکل گیری و نوع آرایش چینها و همچنین ارتباط بین آنها و گسل کهورک تحلیل گردد. مطالعه هندسه چینها اطلاعاتی در مورد جهت تنشهای اعمال شده در این منطقه ارائه میکند(Pluijm and Marshak, 2004).

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

از جمله ساختارهایی که چینها را تحت تاثیر قرار داده اند می توان به گسلهای راستالغز و گسل های و گسل های رانده اشاره کرد. حرکت گسل های راست لغز ساختارهایی را ایجاد می کند که بررسی این ساختارها و ارتباط بین آنها،منجر به شناسایی مؤلفه امتدادی لغزش گسل می شود. از این رو برای دست یابی به این هدف ساختارهای موجود در اطراف گسل کهورک و زون برشی حاشیه شرقی آن مانند گسل های فرعی ،شکستگی ها، و چین ها مورد بررسی قرار گرفتند. طبق مطالعه و تحلیل مقاطع عرضی پیمایش شده برروی تعدادی از چین های موجود در زون برشی حاشیه شرقی این گسل (شکل ۲) ، می توان گفت عامل ایجاد این چین ها گسل های رانده پنهان(گسل های کور) (شکل ۲ و شکل ۴) بوده که دارای سازوکار مشابه با گسل های رانده رشد یافته در پهنه شرق و جنوب شرق ایران هستند. بنا براین چین های جوان موجود در منطقه را می توان از دسته چین های مرتبط با گسلش و ازنوع چین های انتشار گسلی دانست. به گونه ای که وجود گسل های تراستی به موازات سطح محوری چین ها با روند (شکل ۲ شکل ۲). برای تحلیل چگونگی شکل گیری این آرایش و نحوه ی ار تباط بین نوع آرایش چین ها با مکانیزم گسل (شکل ۲ شکل ۴). برای تحلیل چگونگی شکل گیری این آرایش و نحوه ی ار تباط بین نوع آرایش چین ها با مکانیزم گسل (شکل ۲ شکل ۴). در ای تحلیل چگونگی شکل گیری این آرایش و نحوه ی ار تباط بین نوع آرایش چین ها با مکانیزم گسل



به شرح ۱:آرایش چینها بر اثر حرکت راست گرد گسل کهورک ۲:آرایش چینها بر اثرحرکت چپ گردگسل که ورک ۳:

N-N'Â N 29°45′19 59°64'71 N N' 90 45 0 M M Legend Lithology Yong er Perched fan-الف E-SE 29<sup>°</sup> 43<sup>°</sup> 19<sup>°</sup> 39<sup>°</sup> 64<sup>°</sup> 71<sup>°</sup>  $M_M'$ ok Legend Lithology Quaternar r Perched fan

آرایش چپن ها براثر حرکت راست گردگسل نصرت آباد، پیشنهاد می شود.

شکل۲. الف) موقعیت برش های عرضی بر روی تصاویر ماهوارهای، ب و ج) پروفیل های عرضی ترسیم شده از چین ها. د) نمایی از گسل های رانده پنهان در مرکز چین های مورد مطالعه.

با توجه به اینکه الگوی چین های پلهای راست پله ( راست چین ) در پهنه برشی راست گرد و الگوی چین های پلهای چپ پله (چپ چین ) در پهنه برشی چپ لغز شکل می گیرند اگر گسل کهور ک و پهنه برشی مربوط به آن دارای مکانیزم چپ گرد باشد چین های منطقه باید آرایش پلهای چپ چین و اگر حرکت گسل کهور ک راست گرد باشد چین های منطقه باید آرایش پلهای راست چین را به خود بگیرند، اما همان طور که در (شکل ۱)از آرایش چین ها در پهنهی بین گسل کهور ک و نصرت آباد مشاهده می کنیم و با مطالعه بر روی ساختار های فرعی تشکیل شده در منطقه توسط گسل کهور ک و دیگر گسل های فعال می توان گفت مدل تشکیل چین های ان اشلان به تبع رشد گسل های تراستی و آرایش توسط حرک راست بیشترین تطابق و هم خوانی با ساختارها و نوع آرایش چین ها در منطقه را دارد که حرکت راست بر گسل کهور ک و ایگر می دار



شکل۴.نمایی از شکل نامتقارن چینها و جایگاه گسلهای رانده پنهان درون چینها



همچنین وجود آثار و شواهدی از قبیل چرخش انتهای چینهای شکل گرفته در زون برشی حاشیه شرقی گسل کهورک وساختارهایی که در زون برشی حاشیه شرقی گسل کهورک توسط گسلهای فرعی جابهجا شده اند میتوان مکانیزم حرکتی راستبر این گسل میباشند

#### **\$\$\$\$**

## نتیجه گیری:

بر اساس بررسی انجام شده ارتباط بین گسل کهورک و چینهای ان اشلان حاشیه شرقی آن ونتایج زیر بدست آمد: ب گسل کهورک با روند تقریبی N17E و شیب 78E و بردار لغزشی با ریک کمتر از ۳۵ درجه یک گسل امتداد لغز با مؤلفه معکوس است که مرز میان پهنههای زمین ساختی نهبندان – خاش و بلوک لوت را ترسیم می نماید، این گسل یک گسل مزانه معکوس است که حرکات جوان آن نیز با جابه جایی در رسوبات کو اترنر دیده می شود. با وجود پر تگاههای گسلی با ارتفاع بیش ۳ متر در امتداد گسل کهورک می توان گفت که مؤلفه شیب لغز آن نیز قابل توجه است. در نتیجه درمورد گسل کهورک این -چنین میتوان بیان کرد که یک گسل امتداد لغز با مؤلفه معکوس است.

روند دسته شکستگیهای R، <sup>\*</sup>R و P شکل گرفته در زون برشی حاشیه شرقی گسل کهورک مطابق با برش راستبر می باشد و حرکت راستالغز راستبر گسل کهورک را تایید می کنند.

کسل کهورک و گسل نصرت آباد بخش های جنوبی گسل نهبندان منشعب شدهاند وبا زاویه تقریبی ۲۵ درجه نسبت به یک-دیگر قرار گرفتهاند. وضعیت قرار گیری این دو گسل نسبت به هم باعث شکل گیری یک زون برشی گوهای شکل بین این دو گسل شده است. به دلیل حرکت راستالغز راست بر گسل های کهورک و نصرت آباد در حاشیه های غربی و شرقی زون برشی حاشیه شرقی گسل کهورک، این زون برشی دارای حرکت چرخشی خلاف جهت عقربه های ساعت می باشد. این چرخش در بخش های شمالی زون نسبت به بخش های جنوبی آن بیشتر است.


نصیری،ع.، ۱۳۸۵،مورفوتکتونیک و نئوتکتونیک گسل کهورک، کارشناسی ارشد تکتونیک، سیستان و بلوچستان، زاهدان.

#### **References:**

Aghanabati, A., Eftekharnezhad, J. cartography, Geological [map], Geological survey of Iran 1993.

Ferund, R. (1970): Rotation of strick-slip fault in sistan, Southeast Iran. Journal of Geology, Vol. 78, pp188-200.

Ghodsi. M.R., Boomeri. M., Bagheri. S., ISHIYAMA. D., CORFU. F., Geochemistry, <u>zircon U-Pb age</u>, and tectonic <u>constraints on the Bazman granitoid complex</u>, <u>southeast Iran</u>, Turkish Journal of Earth Sciences, Vol. 25(4), pp. 311-340, 2016.

Khatib, M.M., 2009. Activity evaluation of Zahedan fault by morphotectonic invariant, East of Iran.

Pluijm, B.A.V., Marshak, S., <u>Earth structure an introduction to Structural Geology and Tectonics.</u> W.W. Norton and Company New York. London, pp. 656-683, 2004.

Tirrul, R., Bell, L.R., Grifffis, R.J., Camp,V.E., 1983, The Sistan suture zone of eastern Iran, Geological Society of America Bulletian, pp.134-150,.

Walker, R; Jacksoen, J. (2004). Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in centeral and estrn Iran. Tectonics. Vol.88, pp1267-1281.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم





# یاسخ مغناطیسی گسل معکوس زاگرس در شرق حاجی آباد

شکوفه شهابی'، محمد حامدپور دارابی '، مهدی مسعودی'

دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشگاه هرمزگان، sh.shahabi70@gmail.com استادبار، دانشگاه هرمزگان، darabi@hormozgan.ac.ir استادیار، دانشگاه هرمزگان، mehdi.Masoodi@gmail.com

#### حكىدە :

به منظور شناسایی و تحلیل مغناطیسی یهنه ی گسلی زاگرس در منطقه حاجی آباد، تفسیر کمی و کیفی داده های مغناطیسی در تلفیق با مشاهدات زمین شناسی استفاده شد. نرم افزار ژئوسافت جهت اعمال تصحیحات لازم ، پردازش و تفسیر کیفی دادهها مورد استفاده قرار گرفت. نتایج بدست آمده از تفسیر کیفی نشان دهنده ی یک روند کلی جنوب غربی – شمال شرقی است که با روند اصلی زاگرس متفاوت است. مدلسازی بی هنجاری ها با استفاده از نرم افزار مدل ویژن صورت گرفت که نتایج، شیب منطقه مورد مطالعه را براساس مشاهدات زمین شناسی تایید می کند. این یروژه یک گسل امتداد لغز با زون برشی قائمی را نشان می دهد که با نقشه های زمین شناسی منطقه که یک گسل تراستی را معرفی می کند، مغایرت دارد.

**کلید واژه ها**: گسل معکوس زاگرس ، بی هنجاری مغناطیسی ، حاجی آباد، زون برشی ، تحلیل ساختاری ، مغناطیس سنجى

#### Magnetic Response of the Zagros Reverse Fault in Eestern Hajiabad

Shekoufeh Shahabi<sup>1</sup>, Mohammad Hamedpour Darabi<sup>2</sup>, Mehdi Masoodi<sup>3</sup>

<sup>1</sup>M.Sc. student, University of Hormozgan, Bandar-Abbas, shahabi70@gmail.com <sup>2</sup>Assistant professor, University of Hormozgan, Bandar-Abbas, <u>darabi@hormozgan.ac.ir</u> <sup>3</sup>Assistant professor, University of Hormozgan, Bandar-Abbas, <u>mehdi. Masoodi@gmail.com</u>

#### Abstract:

Ophiolites located at east of Hajiabad were studied by regular magnetometry. Geosoft software was used to impose correction, processing and qualitative analysis on the data. Results indicate the existence of a total fault trend from southwest to northeast which is in cross with the Main Zagros Thrust. Modeling was done also by using 'model vision' software. Outputs show a strike-slip fault with vertical sheer zone that is not in correspondence with the thrust fault indicated on the geological map of the area.

Keywords : Zagros Reverse Fault, Magnetic Anomaly, Hajiabad, sheer zone, structural analysis, Magnetometry



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



#### مقدمه :

در میان دانش هایی که در بررسی ساختارهای زمین شناسی مورد بهره برداری قرار می گیرند ، روش های ژئوفیزیکی جایگاه خاصی دارند ، در این بین می توان روش های مغناطیسی را یکی از روش های قابل توجه ، دربررسی پتانسیل های معدنی(کانی زایی های مرتبط با شکستگی ها و نواحی گسل) ، شناخت دقیق روندهای زمین ساختی، بررسی لرزه خیزی و... مورد استفاده قرار داد ( امیر پوراصل میاندو آب و همکاران،۱۳۹۴).از آنجایی که شدت میدان مغناطیسی کل در هر نقطه متاثر از مواد و ساختارهای مغناطیسی موجود در آن نقطه است ، بر پایه تفسیر نقشه ها و اعمال فیلترها می توان بوجود ناهنجاری های ساختاری زیر سطحی پی برد (2002). Grauch ما میاندو این مغناطیسی در خصوص گسل معکوس اصلی زاگرس در این منطقه تعیین محل و عمق آنومالی های مغناطیسی و تشخیص مشخصات هندسی این گسل است.

منطقه ی مورد مطالعه( کادر زرد رنگ در شکل ۱) با طول های جغرافیایی " ۰۶ ۲۰ ۵۶ تا " ۴۸ ۳۰ ۵۶ شرقی و عرض های " ۰۵ ۲۰ ۲ ۵۲ تا " ۲۲ ۲۱ ۲۵ ۲۸ شمالی در شرق حاجی آباد، استان هرمزگان و در زون سنندج \_ سیرجان قرار گرفته است. دراین منطقه واحدهای رسوبی برروی سنگهای پریدوتیت قرار گرفته است. پریدوتیتهای گوشته که جزوه پایین ترین واحد سنگی از مجموعهی افیولیتی هستند، در این منطقه از نوع هارزبورگیت، دونیت و مقدار بسیار کمی کرومیت می باشند. وجود مواد معدنی مانند آهن، نیکل و کرومیت در سنگ های الترا مافیک این امکان را ایجاد کرده است که روش مغناطیس سنجی یک روش مناسب برای بررسی گسل های پنهان در ناحیه مورد مطالعه باشد. افیولیتهای این منطقه در مجاورت گسل اصلی زاگرس قرار گرفته اند، این سنگها در کرتاسه پسین شکل گرفته و جزوه کمربند افیولیتی بیرونی زاگرس و افیولیتهای حاجی آباد می باشند. در شکل ۲۰ پراکندگی واحدهای سنگی و گسل های موجود در منطقه را نشان



شکل۱. تصویر ماهواره ای منطقه مورد مطالعه ۱۸۲



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم







الف



شکل۲. الف) پراکندگی واحدهای سنگی و گسل های موجود در منطقه ، ب) نمودار گل سرخی گسل های رسم شده بر روی نقشهی ماهوارهای منطقه را نشان می دهد.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



# بالمحدمة وروانية

# روش تحقيق:

پس از بررسی ساختار های گسلی منطقه ی مورد مطالعه، در محدوده ای تقریبی ۲/۵ XX کیلومتر چندین پروفیل با فاصله ی حدودا ۲۰۰ متر و فاصله ی ایستگاهی ۱۵ متر طراحی ، سپس با استفاده از مگنتومتر پروتون تعداد ۲۲۹۰ داده برداشت شد. داده های مغناطیسی برداشت شده ، پس از پردازش و انجام تصحیحات اولیه، با توجه به هدف تحقیق بر روی آن ها فیلتر های مورد نیاز اعمال و وجود بی هنجاری مغناطیسی و انواع ساختارهای ایجاد کننده ی بی هنجاری تشخیص داده می شود. سپس بخش های مهم بی هنجاری های ثبت شده با استفاده از نرم افزار های مدلسازی تحلیل و اطلاعاتی از قبیل شکل، عمق و جنس چشمه ی مغناطیسی استخراج می شود. در این تحقیق برای تفسیر کیفی داده های مغناطیسی از روش های انتقال به قطب، زاویه تیلت و ادامه ی فراسو و همچنین برای شناسایی و تفسیر کمی بی هنجاریهای موجود در منطقه و تعیین ساختارهای زیر سطحی از روش های مدلسازی دوبعدی استفاده شده است.

# روش انتقال به قطب

از آنجایی که میل و انحراف مغناطیسی باعث می شود بی هنجاری های مغناطیسی نسبت به منبع ایجاد کننده خود انحراف داشته باشند، روش انتقال به قطب به تصحیح زاویه میل و انحراف بر روی داده های مغناطیسی می پردازد و در نهایت، بر اساس داده های مغناطیسی انتقال داده شده به قطب، تفسیر اصلی صورت می گیرد (Nakatsuka,Okuma;2006). شکل ۴، خروجی این فیلتر را نشان می دهد که با توجه به آن می توان راستای جنوب غربی – شمال شرقی را در این منطقه مشاهده کرد. خطواره های مغناطیسی رسم شده با خطوط سفید رنگ بر روس این نقشه نمایش داده شده است.

# روش زاویه تیلت

روش زاویه تیلت به عنوان یک روشی برای مشخص کردن لبههای بیهنجاریهای مغناطیسی استفاده میشود. شکل۵ الف، نقشهی فیلتر زاویه تیلت منتقل شده به قطب را نشان میدهد.در این روش مقدار مثبت و نزدیک به صفرزاویه تیلت در بالای تودههای مغناطیسی و مقدار صفر مرز توده ها را مشخص می کند. این روش یک روشی مناسب برای نشان دادن ساختارهای خطی و گسلها می باشد. شکل۵ ب، باتوجه به تحلیل خطواره مغناطیسی منطقه، گسل هایی با راستای -NE و SW فراوانی کمتر ولی طول وعمق بیشتری دارند.گسل های شمالی\_جنوبی فراوانی بیشتر و طول و عمق کمتری دارند و post kinematic محسوب می شوند.

# روش ادامه فراسو

روش ادامه فراسو، شدت کل میدان مربوط به همه منشا هایی را که در یک سطح اندازه گیری شدهاند به شدت میدانی تبدیل می کند که در یک سطح بالاتر اندازه گیری شده باشند وهمچنین این روش اثر بی هنجاریهایی با طول موج کوتاه را حذف، دامنهی بی هنجاری را تضعیف و اختلالات را کاهش میدهد. شکل۶، فیلتر ادامه فراسو در ارتفاع های ۵۰،۳۰





، ۱۰۰و ۲۵۰متر بر روی داده های اندازه گیری شده را نشان می دهد که بیشنه ی عمق برای توده اصلی ۲۷۰ متر پیشنهاد می شود.

۲۳ و ۲۵ آیان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

# روش مدلسازی

مدلسازی دادههای میدان پتانسیل با روش های متفاوتی صورت می گیرد که در این تحقیق از روش مدلسازی معکوس برای تخمین پارامترهای فیزیکی و هندسی توده های زیرسطحی استفاده شده است. مشکل اساسی در روش مدلسازی این است که جوابهای بدست آمده یکتا نمی باشند. یعنی مدلهای متفاوتی با شکل و مشخصات مختلف می توانند بی هنجاری های یکسانی را ایجاد کنند. بنابراین می توانیم با استفاده اطلاعات بدست آمده از سایر روش های ژئوفیزیکی ، اطلاعات زمین شناسی و... این مشکل را تا حدودی بر طرف کنیم. در شکل ۷ ، نمونه هایی از مدلسازی دو بعدی و جدول ۱، مشخصات توده های مدلسازی شده را نشان می دهد.



شکل۴. الف) نقشه فیلتر انتقال به قطب، ب) نمودار گل سرخی خطوارههای مغناطیسی رسم شده فیلتر انتقال به قطب



شکل۵. الف) نقشه فیلتر زاویه تیلت، ب) نمودار گل سرخی خطوارههای مغناطیسی رسم شده فیلتر زاویه تیلت



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم





28°21'0"N

28°20'30"N



شکل۶. ب) نفشه فیلتر ادامه فراسو ۵۰ متر

شكل۶. الف) نفشه فيلتر ادامه فراسو ۳۰ متر



شکل۶. ج) نفشه فیلتر ادامه فراسو ۱۰۰متر

شکل۶. د) نفشه فیلتر ادامه فراسو ۲۵۰متر









شکل۷. الف) نمایش پروفیل های رسم شده بر روی نقشه شدت میدان بازماند مغناطیسی



شکل۷. ب) مدلسازی دوبعدی

امتداد(درجه)	شيب(درجه)	طول(متر)	عمق(متر)	ضخامت(متر)	عمق سطح	واحد
					بالايي(متر)	
٧.	٧٧/٩	90.	۵۸۶	746/9	٧٨	الف
۶۵	~~	۵۵۰	٨٥٠	190	1.0	ب
٧٠/٣	٨٨	۷۵۱/۸	536/14	20274	۹۵	ج
۸۳/۳	۷۱/۵	907/Y	40.	180	۷۵	د



نتیجه گیری:

تفسیر کیفی(نقشههای بی هنجاری های مغناطیسی منطقه و نقشه خطواره های مغناطیسی) یک روند عمومی جنوب غربی – شمال شرقی را برای منطقه نشان می دهند که با تصاویر ماهواره ای تهیه شده از منطقه مطابقت دارد. نتایج تحلیل دو بعدی شیب تقریبا قائمی را برای مدل ها پیشنهاد می کند. اطلاعات مغناطیس سنجی و بازدیدهای صحرایی انجام شده، یک گسل امتداد لغز و زون برشی نزدیک به قائم(حدودا بین ۷۷ تا ۹۰درجه) را نشان داده ، در صورتی که گسل زاگرس مشخص شده بر روی نقشه های زمین شناسی یک گسل تراست (حدودا شیبی بین ۳۰ تا ۴۵ درجه) را نشان می دهند.

# منابع فارسی:

امیرپور اصل میاندوآب، الف.، سهرابی، ق.، (۱۳۹۴) ، "پردازش و تفسیر داده های مغناطیس هوابرد برای تعیین مرز ساختارهای مغناطیس سنجی"، مجله فیزیک زمین و فضا ، دوره ۴۰ ، شماره ۲ ، صفحه ۸۳–۹۶ .

شهابی، ش.، (۱۳۹۶) ، " تحلیل ساختار گسل معکوس اصلی زاگرس در شرق حاجی آباد با استفاده از مغناطیس سنجی افیولیت ها "، پایان نامه کارشناسی ارشد، ژئوفیزیک، دانشگاه هرمزگان .

#### **References:**

Grauch, V, J, S., Johnston, C, S., 2002, Gradient window method: A simple way to isolate regional from local horizontal gradients in potential-field gridded data: 72nd Annual International Meeting, Society of Exploration Geophysicists.

Nakatsuka, T. and Okuma S., 2006, Reduction of magnetic anomaly observations from helicopter surveys at varying elevations Exploration Geophysics, 37(1), 121-128.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



حكيده:

# ارزیابی خطر سونامی دریای خزر در منطقه آستارا

#### **~~~~~**

مهدی طاهری فر، آموزش و پرورش، taherifar.mahdi@yahoo.com زهره سادات ریاضی راد، گروه ژئوفیزیک، واحد چالوس، دانشگاه آزاد اسلامی، چالوس، ایران، <u>zohrehriazi@iauc.ac.ir</u>

#### **~~~~~**

یکی از خطرات سهمگین که در اثر امواج لرزهای به خصوص امواج زلزله در محیطهای آبی عمیق ایجاد میشود، سونامی است. امواج دریایی ایجادشده با سرعت قابل توجهی به پیش رفته و با کاهش عمق آب و برخورد موج با بستر، شکسته شده و خسارات فراوانی را ایجاد مینمایند. در دریای خزر علیرغم اینکه بیشتر بخشهای آن از عمق کمی برخوردار است؛ اما در مناطق نزدیک به سواحل ایران، عمق آب به بیش از ۱۰۰۰متر افزایش مییابد. ازاینرو ضرورت دارد تا این خطر مورد توجه قرار گرفته و بررسی گردد. در این مطالعه ابتدا مکانیسم و عوامل مؤثر در وقوع سونامی و قدرت تخریب آن مورد بررسی قرار گرفته و سپس به بررسی سوابق تاریخی سونامی در این دریا و مدلسازیهای انجام شده در این خصوص پرداخته میشود. براساس مطالعات انجام شده، میتوان وقوع سونامی با ارتفاع سه متر را در سواحل حنوبی دریای خزر انتظار داشت.

کلید واژه ها:دریای خزر، سونامی، زلزله، زمینلغزش، گلفشان

# Assessment of the tsunami risk of the Caspian Sea in the Astara region

Mahdi Taherifar, Zohreh sadat Riazi rad

#### Abstract:

One of the tremendous hazards caused by seismic waves seismic earthquakes, especially earthquakes, are created in deep water environments, and was tsunami. Created waves have progressed dramatically It is broken down by reducing the depth of water and the collision of the wave with the bed and make a lot of damage. In the Caspian Sea, although most of its parts are of little depth; But in areas close to the coast of Iran the depth of water rises to over 1000 meters. It is therefore necessary this risk is considered and reviewed. In this study, firstly, the mechanisms and factors affecting tsunami occurrence Tsunami and its destructive power have been investigated and then explores the history of the tsunami in this sea. And modeling done in this regard. According to studies, one can expect a tsunami with a height of up to 3 meters on the southern shores of the Caspian Sea.

Keywords: Caspian Sea, Tsunami, earthquake, landslide, Mud volcanoes

 $\diamond \diamond \diamond \diamond \diamond \diamond \diamond \diamond \diamond$ 



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



#### مقدمه:

سونامی ممکن است در اثر نیروی ناشی اززمینلرزه ها، آتشفشانها، گلفشانها و لغزشهای زیردریایی و یا لغزش و سقوط یکباره حجم عظیمی ازمواد مانند یک زمینلغزش در حاشیه دریا یا سقوط یک شهابسنگ رخ دهد .امواج سونامی در آبهای آزاد با طول موج بسیار بلند، پریود بلند، ارتفاع بسیار کم و سرعت خیلی زیاد حرکت میکنند؛ اما هنگام ورود به آبهای کم عمق دچار شکست شده و ارتفاع آنها چندین برابر میشود .این امواج به علت انرژی عظیمشان میتوانند تا بیش از یک کیلومتر در ساحل پیشروی کنند و خشکی را برای چند دقیقه با سیلاب بپوشانند. دریای خزر به ویژه بخش مانند زلزله منجیل و رودبار(۱۳۶۹) کنار قرار دارد و زلزله های متعددی در این منطقه ثبت شده است که گهگاه مانند زلزله منجیل و رودبار(۱۳۶۹) خسارات فراوانی در پی داشته است. از آنجاییکه زلزله یکی از مهمترین عوامل محرک سونامی به شمار می آید، توجه به خطرات ناشی از این پدیده در این دریا ضروری مینماید. علاوه بر این، بستر دریای مازندران گلفشانهای فعال و با ابعاد بزرگ و نیز زمین لغزشهای زیردریایی متعددی دارد که وقوع آنها نیز میتواند

موقعیت منطقه آستارا در چارچوب زمین شناسی ایران از البرز آذربایجان تا خراسان ادامه دارد ولی از نظر چینه شناسی و تکتونیک اختصاصات یکنواختی نداشته و به همین دلیل به واحدهای مختلفی تقسیم گردیده که ورقه ۲۰۰٬۰۰۰ ۱: آستارا طی این تقسیم بندی جزء زون زمین ساختی گرگان – رشت محسوب شده که خود بخشی از ایالت زمین ساختی البرز مرکزی می باشد و در گزارشاتی آنرا البرز شمالی هم می نامند مرز جنوبی آن با البرز مرکزی و غربی، با گسل البرز می باشد و با توجه به شیستهای کم دگرگون شده جنوب گرگان تاریخچه پیدایش این زون را پر کامبرین تصور می کنند (نبوی – ۱۳۵۵). (افتخارنژاد ۱۳۵۹) این ورقه را بخشی از زون فرو رفته گودال خزر جنوب محسوب کرده است. (اشتامپلی ۱۹۷۸) این منطقه را جزء ادامه زون کپه داغ که پی سنگ آن به خوبی مشخص نشده معرفی کرده است. (اشتامپلی ۱۹۷۸) مزوزوئیک مشخص می گردد. در زیر تقسیمات اصلی تکتونیکی در ایران (تغییر داده شده از اشتو کلین ۱۹۷۷) بخش شرقی منطقه را جزء زون رسوبات پلاتفرمی و حوضه بین کراتونی مزوزئیک و بخش غربی منطقه را جزء زون آتشفشانی منطقه را جزء زون رسوبات پلاتفرمی و حوضه بین کراتونی مزوزئیک و بخش غربی منطقه را جزء زون آتشفشانی

#### **\$\$\$\$\$**

#### روش تحقيق:

گسل آستارا( نبوی،۱۳۵۵ ) یا گسل طالش( بربریان۱۹۸۳،) ، گسل معکوس و فعالی با روند شمالی– جنوبی در غرب گودال خزر جنوبی است .به نظر بربریان (۱۹۸۳) ، این گسل بیش از ۴۰۰ کیلومترطول داشته، دامنه شرقی کوه های طالش تا نوار چین خورده و رورانده قفقاز کوچک را قطع می کند و به این ترتیب، رسوبات پالئوزوئیک مزوزوئیک را در کنار و پهلوی رسوبات کواترنر دشت ساحلی– خزر قرار می دهد. گسل آستارا، عامل فرونشینی دریای خزر در غرب





به شمار می رود. سازو کار ژرفی این گسل، نشانگر شیب بسیار ملایم صفحه گسل به سوی جنوب غرب است.گسل آستارا، توان لرزه ای داشته و در پی زمین لرزه های ۱۹۷۸ و ۱۹۵۳ قفقاز، ساز و کار فشاری داشته است ( بربریان ۱۹۹۰). براساس تقسیم بندی های تکنونیکی کشور، شهرستان آستارا در ناحیه زمین ساختی شمال غربی البرز (تالش) واقع است. این بخش از البرز، اساساً از یک تاقدیس چین دار تشکیل یافته که دارای محوری شمالی جنوبی بوده و در کشور آذربایجان، راستای آن به سمت غرب گرایش دارد .فصل مشترک این ناحیه با حوضه فرورفته دریای خزر، احتمالاً گسل وارون آستارا است. در شمال غرب این ناحیه، بخش چین خورده نمین واقع بوده و شامل یک کمربند باریک از تاقدیس های کوژ با راستای شمال غربی جنوب شرقی است و از سمت غرب به رشته تالش پیوسته است . حوضچه- فرورفته جنوبی خزر قرار دارد؛ این حوضه، به علت نظریه های موجود ب ر اثر جنبش های عمودی گسل های پوشیده کرانه خزر، مانند گسل آستارا و شمال البرز به وجود آمده است.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

بررسی زمین لرزه های منطقه بندر آستارا در دو قسمت مجزا (تاریخی و بعد از سال ۱۹۰۰) صورت می گیرد، چون در آمار قبل از ۱۹۰۰، علاوه بر روشن نبودن محل دقیق زلزله ها، گزارش های خرابی آنها نیز نمی تواند مبنای مناسبی برای تعیین بزرگی زلزله باشد. درباره طول گسل آستارا اختلاف نظر وجود دارد؛ طول این گسل در مطالعات بربریان (۱۹۶۷) ۱۹۰۰ کیلومتر و در نقشه های زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۸۰ کیلومتر مشخص گردیده است. براساس رابطه تجربی طول گسل و شدت مطلق زمین لرزه های ایران (M=LogL+5.4 نوروزی ۱۹۸۵)، شدت زلزله برای طول های گسلش ۱۹۰۰و ۲۸۰ کیلومتر به ترتیب ۷٫۲۵ و ۷٫۷۵ درجه می باشد.این در حالی است که شتاب امواج لرزه زا در محل بندر آستارا با فرض فاصله ۳۰ کیلومتری از کانون زلزله از ۱۲/۰ تا ۲۰/۰ g متغیر است.

براساس نقشه خطوط هم شتاب زلزله کشور که از سوی سازمان انرژی اتمی تهیه و پیشنهاد گردیده است مقدار شتاب افقی برای دوره بازگشت ۵۰ ساله با احتمال وقوع ۶۴ درصد، حدود g ۲ /۰ و احتمال وقوع ۱۰ درصد حدود g ۳۵/۰ تعیین شده است .با توجه به موارد فوق شتاب مبنای طرح و حداکثرشتاب محتمل در بندر آستارا به ترتیب به میزان g م۲/۰و g ۴/۰ توصیه می شود. از آنجا که شهرستان آستارا در آئین نامه پیشنهادی زلزله مرکز تحقیقات مسکن، در محدوده به شتاب ۳۵۵/۰واقع بوده، و براساس آئین نامه سازه های خاص مانند اسکله ها، که مشمول مقررات ارائه شده نیستند، شتاب مبنای طرح های عمرانی مرتبس، باید از دو سوم مقادیر داده شده ( معادل ۲۳۳٫۰) بیشتر باشد؛ لذا شتاب محدول نسبت بین فراوانی زلزله ها و بزرگی آنها ، براساس رابطه گوتنبرگ-ریشتر، ۳ محدوده ای برابر با ۱۰۰ کیلومتر پیرامون مرکز زمین طرح برای سه دوره ۲۷ ساله و ۵۰ ساله و۱ ساله تعیین شده تا از ثابت های a و ط در یک دوره ۵۰ ساله به منظور محاسبه خطر لرزه خیزی استفاده شود. رابطه گوتنبرگ-ریشتر، ۳ محدوده ای برابر با ۱۰۰ کیلومتر Log N(50) – 4.078 – 0.750Ms برای یک دوره ۵۰ ساله به صورت Rog مورت ای مورت ای و برای



یک ساله به صورت Notes (Notes – 2.712 – (Notes می باشد. که در آن N فراوانی زلزله ها و Ms - بزرگی زلزله برحسب ریشتر مقادیر ثابت های a و d ، با توجه به فقدان داده های آماری مکفی به شعاع ۱۰۰ کیلومتری محل بندرطالش، طی دوره آماری ۵۰ سال گذشته، محاسبه شدنی نبوده است. میزان خطر لرزه خیزی، با توجه به عمر مفید سازه، ۲۵ و ۵۰ و ۱۰۰ ساله برحسب خطر سالیانه، میزان شتاب و احتمال درصد وقوع شتاب محاسبه شده است. با محاسبات به عمل آمده، شتاب افقی زمین لرزه پایه طرح (DBE) با احتمال ٪ ۶۴ برای دوره بازگشت ۵۰ سال و عمر مفید ۱۰۰ سال معادل و ۱۸۰۵ و با قبول امکان خسارات محدود و در حد پایداری عمومی سازه خواهد بود؛ اما لازم است با وجود پذیرفتن خسارات نسبی، در حالت پلاستیک سازه های موجود، در طرح برای بیشینه شتاب پذیرفتنی (MCE) ، معادل( P \*/۰ برای عمر مفید ۱۰۰ ساله)، در یک دوره بازگشت ۵۰۰ ساله نیز کنترل شود . شتاب مبنای طرح برای ارزیابی پدیده روان گرایی g ۲۵/۰ در نظر گرفته شده است.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

دانتكاويام نوراستان قم

در اقیانوس با کف صاف ویکنواخت، در نتیجه انتشار هندسی افت دامنه با نرخ  $\frac{1}{\sqrt{\sqrt{r}}}$  رخ میدهد. فاکتور انتشار هندسی به صورت رابطه  $\frac{1}{(r)}$  = G(r) تعریف میشود.در این رابطه L(r) , L(r) فاصله عرضی بین دو موج مجاور به مندسی به صورت رابطه  $\frac{1}{(r)}$  = G(r) تعریف میشود.در این رابطه فوق، انکسار ناشی از عوارض توپوگرافی بستر ترتیب در نزدیکی چشمه و نزدیکی محل مشاهده را بیان میکنند. رابطه فوق، انکسار ناشی از عوارض توپوگرافی بستر دریا را نیز وارد رابطه انتشار موج سونامی کرده و موجب افزایش و کاهش محلی دامنه گردیده وارتفاع سونامی را تا میکنند. رابطه فوق، انکسار ناشی از عوارض توپوگرافی بستر دریا را نیز وارد رابطه انتشار موج سونامی کرده و موجب افزایش و کاهش محلی دامنه گردیده وارتفاع سونامی را تا و افزایش دان دریک نقطه افزایش یا کاهش میدهد .البته از آنجاییکه مقدار انرژی کل ثابت است، تمرکز آن در یک مکان و افزایش دامنه موجب عدم تمرکز آن در یک مکان و افزایش دامنه موجب عدم تمرکز آن درمکان دیگر و کاهش دامنه میشود. در نزدیک ساحل عمق آب کاهش یافته و و افزایش دامنه موجب عدم تمرکز آن درمکان دیگر و کاهش دامنه میشود. در نزدیک ساحل عمق آب کاهش یافته و دافزایش دامنه موجب عدم میرکز آن در مکان دیگر و کاهش دامنه میشود. در نزدیک ساحل عمق آب کاهش یافته و کم بر روی امواج افزایش مییابد که به این پدیده خیزش گویند. خیزش شامل دو جزء خطی و غیرخطی است. به این اثر معق کم بر روی امواج افزایش مییابد که به این پدیده خیزش گویند. خیزش شامل دو جزء خطی و نمرخمان می در در ماهی دارد می در وی امواج در چشمه تشکیل سونامی و ساحل بستگی حملی امواج داریم. میزان فاکتور کم ژرفایی اطلاق بیان میشود که بر اساس (*L*S) شده و با فاکتور کم ژرفایی تئوری خطی مواج در چشمه تشکیل سونامی و ساحل بستگی حملی امواج داریم. میزان فاکتور کم ژرفایی به نسبت سرعت گروه امواج در چشمه تشکیل سونامی و ساحل بستگی دارد .شکهای او ۲، اثر کم ژرفایی بر درمی ۴ هزار متر به سرعت ۵۵ متر بر ثانیه در عمق ۱۲۵ متری رسیده است و دارد .شکهای او ۲ از تر می میزان فاکتور کم ژرفایی به مسبت سرعت گروه امواج در جشمه تشکیل سونامی و ساحل بستگی اردارد . شکهای او ۲ از می میزان فاکتور کمز و می به مرا متر به سرعت ۵۳ متر بر ثانیه در عمق ۱۲۵ متری راندا می می می می می می منده است و دارد . میکهای مانمی می می می می می م

وقتی سونامی به ساحل میرسد، اصطکاک با کف اقیانوس سرعت حرکت جبهه موج را کم میکند، ازاینرو درعمقهای مختلف امواج سونامی اختلاف سرعت به وجودآمده و سبب میشود که موجهای عقبی بر موجهای جلویی انباشته شوند . این امر موجب ایجاد امواجی با ارتفاعی بیش از ۱۰ متر میگردد .گرچه ورود به بخشهای کم عمق ساحل و تغییر رفتار امواج از امواج بلند به امواج کوتاه، باعث افزایش کاهندگی و کاهش سرعت سونامی میشود، بااینحال سرعت سونامی به اندازهای زیاد است که انرژی کافی برای ویران کردن ساختمانها و انتقال کشتیها به داخل خشکی را داراست.





شکل ۱ - اثر کمژرفایی بر روی تابع مشخصه امواج سونامی) موقعیت ذرات در زمان .(کاهش عمق آب باعث تمرکز انرژی موج درحجم کوچکتری از آب شده و این امر موجب افزایش دامنه امواج میگردد.



شکل ۲- تغییرات سرعت و طول موج سونامی با عمق آب در طول مرحله

سابقه رخداد سونامی در دریای مازندران ومحدوده مکانی آنها نخستین تلاشها برای مطالعه سونامی در دریای مازندران به یک دهه اخیر بازمیگردد .ازاینرو در این خصوص گزارشها و مطالعات اندکی در دسترس بوده که عموماً به بخشهای شمالی و میانی دریای مازندران محدودمیشود که توسط روسها انجام شده است .مشاهداتی توصیفی از سونامی در دریای مازندران که با جستجو در منابع تاریخی حاصل شده، از سال ۷۴۳ تا ۱۹۸۹ توسط نیکونو، پلینوسکی و دوتسنکو گزارش شده است .موارد ارائه شده، که در سالهای ۱۹۰۲ ، ۱۹۸۵، ۱۶۶۸، ۱۹۸۹، ۲۴۶،۹۱۸ و ۱۹۸۶ و ۱۹۸۹ رخ داده، پس از یک زلزله بوده اند. سایررخدادها احتمالاً از عوامل طبیعی نامعلوم مانند زلزلههای محلی، زمینلغزش



زیردریایی و انفجار گلفشانها ناشی شده اند .بر اساس این مشاهدات تاریخی، بالاترین ارتفاع گزارششده برای سونامی در دریای مازندران ۱ تا ۲ متر بوده است .شکل(۳) نقشه موقعیت این رخدادها را در دریای خزر نشان میدهد.



شکل ۳- نقشه موقعیت رخداد های دریای خزر

#### **\$\$\$\$\$**

نتیجه گیری:

با مرور مطالعات انجام شده اعم از گزارشهای موجود ازسونامیها یا رخدادهای مشکوک به سونامی در دریای خزر و نیز مدلسازیها و برآوردهای انجام شده از طرف محققین مختلف و در نظر گرفتن لرزه خیزی بالای منطقه دریای خزر و وجود زمینلغزشها و گلفشانهای متعدد زیردریایی به عنوان عوامل محرک سونامی، میتوان وقوع سونامی با ارتفاعی تا حداکثر ۳ متر را در دریای خزر،انتظار داشت. مطالعات انجام شده در دریای خزر عموماً در بخشهای میانی آن متمرکز بوده و بخشهای جنوبی دریا و خطر سونامی در سواحل ایران کمتر مورد توجه قرار گرفته است. از آنجایی که منطقه عمیق دریای خزر به مرزهای ایران نزدیکتر بوده و عمق دریا عاملی مؤثر در سونامی محسوب میشود از یکسو و تمرکز زلزله-های گذشته که در بخش جنوبی دریای خزرو در سواحل ایران است. از سویی دیگر، مطالعه و مدلسازی سونامی با در نظر گرفتن چشمه هایی در مناطق جنوبی دریای خزرضروری به نظر میرسد.

#### **~~~~~**

منابع فارسى :

 ۱- اداره کل معادن و فلزات استان گیلان.۵۱۱۱ .گزارش اکتشافات ژئوشیمیایی سیستماتیک در محدوده بر گه.۵۰۰۰۰۰ خلخال .سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.



# References:

1-Abdollahi, A. 2012. Rapid Caspian Sea-level change and its impact on Iranian Coasts. Department of Geotechnology, Faculty of Civil Engineering and Geosciences. The National Organization for Oceanography.

2- Alavi, M. 1991. Sedimentary and structural characterestics of the Paleo-Tethys remanants in northeastern Iran. Geol. Soc. of Amer. Bull, V103, pp 983-992.

3- Asserto, R. 1963. The Paleozoic Formations in Central Elborz. Riv. Ital. Paleont. Strat, V. 69: 503-543.

4- Berberian, M. 1974. Macroseismic data of the earthquakes in Iran during 1971, 1972, 1973, and 1974. Tehran: Geololigal Survey of Iran.

5- Berberian, M. 1976a. An Explanatory Note on the First Seismotectonic Map of Iran; A Seismotectonic Review of the Country. In: Contribution to the Seismotectonics of Iran (part II). Geololigal Survey of Iran, Internal Report. No. 39: 7-142.

6-Berberian, M. 1983. Active faulting and tectonics of iran, in : Continental





deformation in Iranianplateau (Contribution to the seismotectonics of Iran,part IV), Geololigal Survey of Iran, Tehran: Internal Report. No. 52: 464-500.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

7- Berberian, M. 1976b. Documented earthquake faults in Iran, Contribution to the seismotectonics of Iran (part II). Tehran: Geololigal Survey of Iran, Internal Report. No. 39: 143-186.

8- Campbell, K.W., and Bozorgnia, Y., (2003):"Updated Near-Source Ground Motion (Attenuation) Relations for the Horizontal and Vertical Components of Peak Ground Acceleration and Acceleration Response Spectra", Bulletin of the Seismological

9- Nowroozi, A. A. 1985. "Empirical relations between magnitudes and fault parameters for earthquakes in Iran." Bulletin of the Seismological Society of America (BSSA). V.75: 1327-1338.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



# تحلیل لرزهخیزی خاور ایران، با استفاده از نقشه احتمال رخدادهای لرزهای ۱۲ سال اخیر ◊◊◊◊◊◊◊◊

محمد امیر علیمی، استادیار گروه معدن دانشگاه صنعتی بیرجند، malimi@birjandut.ac.ir

#### **\$\$\$\$**

#### چکیدہ:

در این مطالعه از توزیع کانون زمین لرزه های اخیر و خرد لرزه ها به عنوان ابزاری در ارزیابی خطر لرزه ای پهنه های گسلی خاور ایران استفاده شده است. با ترسیم نقشه احتمال وقوع رخداده ای لرزه ای آشکار شد که با احتمال بیش از ۲۰ درصد، تقریباً در تمامی گستره مورد مطالعه خرد لرزه رخداده است. با وجود این، خرد لرزه های با بزرگای کوچکتر از ۴ با احتمال بیش از ۶۵ درصد به مناطقی در بخش های مختلف گسل های لرزه زا متمر کز شده اند. این کانون ها در انتهای باختری گسل دشت بیاض در شمال، بخش جنوبی گسل نه، امتداد گسل های دهسلم و سه چنگی، شمال گسل طبس و انتهای شمالی گسل نایبندان، شکل گرفته اند. وقوع زمین لرزه های بین ۵–۴، با احتمال بیش از ۶۰ درصد، به صورت نواری در راستای شمال -پیرامون گسل سهچنگی و خاور درح می باشد. اگرچه وقوع زمین لرزه های با بزرگی بیشتر از ۵ در امتداد گسل های شمال پیرامون گسل سهچنگی و خاور درح می باشد. اگرچه وقوع زمین لرزه های با بزرگی بیشتر از ۵ در امتداد کسل های شاح و سده با احتمال کمتر از ۱۷ درصد، محقق شده است اما نقش گسل های لرزه زای منطقه، نظیر گسل دشت بیاض در شمال گوفتن تاریخچه لرزه خیزی و ویژگی های لرزه زمین ساختی گسل های منوزی منطقه، نظیر کسل دشت بیاض در شمال، گرفتن تاریخچه لرزه خیزی و ویژگی های لرزه زمین ساختی گسل های منطقه، عدم فعالیت گسل های لرزه زای شمالی را می-توان به عنوان زنگ خطری در وقوع رخدادهای لرزه ای منطقه، عدم فعالیت گسل های لرزه زای شمالی را می-دانست.

كليد واژه ها: لرزهخيزي، گسل هاي لرزهزا، احتمال وقوع زمين لرزه، خاور ايران.

# Analysis of seismicity Eastern Iran, Using the map of the probable seismic events of the recent 12 vears

Mohammad Amir Alimi, Assistant Professor, Department of Mining, Birjand University of Technology, malimi@birjandut.ac.ir

#### Abstract:

In this study, the distribution of recent earthquakes and microseismicity of epicenter as a tool for evaluating the seismic hazard of east fault zones of Iran has been used. By mapping th probability of occurrence of seismic events, it was revealed that with a probability of more than 20%, almost the entire study area occurred microseismicity. However, microseismicity with magnitudes smaller than 4, with a probability of more than 65%, are concentrated in regions in different parts of the seismogenic faults. These centers are formed at the west end of the Dasht-e-Bayaz fault in the north, the southern part of the Neh fault, along Dehsalm and Seh changi faults, the northern Tabas fault and the northern end of the Naybandan fault. The occurrence of



earthquakes between 5-4, with a probability of more than 60 percent, has been drawn in the direction of northwest-southeast easterly direction in southern parts of southern Khorasan province, and its concentration in the northeast of Nayband is around the Seh changi and east of Doroh faults. Although the occurrence of earthquakes with a magnitude greater than 5 along Shaj and Sedeh faults with a probability of less than 17% has been realized, but the role of seismogenic faults in the region such as the Dasht-e-Bayaz fault in the north, Abiz, East and West Neh faults in the east and the Tabas fault in the West should not be ignored in the seismicity of the region. Considering the seismicity history and the seismotectonic properties of the regional faults, the inactivity of the north seismogenic faults can be considered as a hazard to the earthquake in the future Not so far for the northern parts of the province.

Keywords :Seismocity, Seismogenic faults, Probability of earthquake occurrence, Eastern Iran.

## $\diamond \diamond \diamond \diamond \diamond \diamond \diamond \diamond \diamond$

# بهطور کلّی، لرزه خیزی ایرانزمین ناپیوسته است و زمین لرزه ها معرّف نبودهای لرزه ای چند ساله هستند. خاور ایران نیز به-عنوان بخشی از این سرزمین، از دیرباز شاهد زمین لرزه های مخرب فراوانی بوده است. آمار لرزه خیزی رخدادهای لرزه ای سده اخیر نشان می دهد که هر ۱۰ تا ۱۵ سال، در گستره استان خراسان جنوبی (خاور ایران)، زمین لرزه ای مخرب به وقوع پیوسته است. آخرین زمین لرزه مخرب استان در ۱۵ آذرماه ۱۳۹۱، زمین لرزه زهان با بزرگی ۵/۶، رخداده است. به راستی، احتمال آزادسازی انرژی یا تجمع آن در پهنه های گسلی فعال منطقه، چگونه است و نتیجه چه موضوعی را خاطر نشان می-کند؟ در این تحقیق، از توزیع کانون زمین لرزه های ۱۲ سال اخیر، برای تهیه نقشه احتمال وقوع زمین لرزه استاه شده است و با کمک آن، به ارزیابی خطر لرزه ای پهنه های گسلی پرداخته ایم.

#### گسلش فعال و لرزهخیزی گستره مورد مطالعه

مقدمه:

ایرانزمین بخشی از کمربند کوهزایی آلپ ـ هیمالیا است که زمینلرزههای بزرگ و کوچک فراوانی در طول دورههای مختلف زمانی در آن رخداده است. فعالیت لرزهزمین ساختی خاور ایران توسط دادهها، علائم و شواهد تاریخی و باستان-شناسی و نیز با استفاده از دادههای دستگاهی مربوط به رخداد زمین لرزههای متعدد قابل اثبات است. نقشه لرزه خیزی و گسلش فعال خاور ایران (شکل ۱ و ۲)، تهیه شده بر اساس رخدادهای لرزهای با بزرگی بیش از ۵ در سده اخیر، نشان می-دهد که بیشترین فعالیت لرزهای در امتداد گسلهای دشت بیاض در شمال، گسلهای آبیز –گزیک آواز در خاور، سامانه گسلی سیستان در جنوب و سامانه گسلی نایبند در باختر متمرکز است.



#### ۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



سبب الها.	ور ایوان و مس م	مستوتا محار	می سان اخیر نار		ر دهای بب	جناول آ – رميني تو
گسل	ىزر گەر(M <sub>w</sub> )	عمق	طول خاوري	ع ض	ز مان	تار ىخ
دشت بياض	٧/١	٩	51/95	34/14	1.:47	1988/•8/31
دشت بياض	۶/۴	۱.	59/25	34/10	1.:47	1951/•1/41
فردوس	۶/۲	٨	$\Delta \Lambda / \Upsilon N$	34/14	• ٧: ٢٧	1988/09/01
فر دو س	۵/۵	٨	51/42	346/13	13:16	1991/09/04
دشت بياض	۶,۵	٣	59/54	34/11	19:17	1988/09/11
قاين	۶/۰	6	59/11	34/92	• *:••	1986/11/08
طبس	٧/٣		av/11	۳۳/۴	10:00	1978/09/18
قاين	۶/۵	٩	59/47	344/91	• 9:0 •	1989/01/18
آبيز	818	٩	59/24	37/90	• ۲:۲۱	1979/11/14
دشت بياض	٧/١	٧	۵٩/۷۵	34/10	۱۷:۱۰	1989/11/88
آبيز	۶/۱	١٢	54/15	34.14	• 9:7٣	1989/18/08
گيو شاد	۵/۳	20	۵٩/۱۰	37/94	11:77	1922/11/26
?	۵/۲	10	8.118	31/9V	••:17	199./.٣/10
سفيدابه	۶/۰	٩	۶۰/۵۵	۳۰/۹۰	11:40	1994/07/28
سفيدابه	۶/۲	١.	<i>۶۰/۵</i> ۱	۳۰/۸۰	٠٠:۱۱	1994/.1/14
سفيدابه	۶/۰	٩	9.104	۳۰/۷۹	۰۲:۳۱	1994/07/79
آبيز	٧/٢	١٢	59/21	۳۳/۸۴	۰٧:۵٧	1997/00/10
آبيز	۵	۱۳	<u>۶۰/۱۹</u>	377/24	۰۳:۰۰	1997/18/18
ڃاهخو	۴/۹	24	59/91	37/31	17:00	1997/16/11
ېز ن آباد	۵/۹	١٢	59/44	377/92	19:37	1997/18/10
يو رنگ	$\Delta/\Lambda$	٧	9•/•9	37/40	10: • •	1991/14/11
?	۵/۳	10	59/1.	31/00	• 9:04	2/1./22
	۵	377/9	۵۸/۹۵	31/11	۲۱:۱۰	2
	۴/۷	20/2	$\Delta V / V \Delta$	346/14	۰۸:۳۸	20/.0/21
	۴/۹	10	۵۸/۰۶	377/10	• 4:49	۲۰۰۵/۰ <i>۶</i> /۱۹
سده	۵	٣/٩	59/12	377/28	• 17:01	۲··۸/·۳/·۹
نه خاوري	۵	17/8	59/95	37/00	• 1:09	**11/11/*1
آبيز	۴/۹	11	59/98	44/60	• ۵:• •	<b>T • 1 T / • 9 / • T</b>
شاج	۵/۶	V/A	59/54	۳۳/۵	۱۷:۰۸	2.12/12/0
شڪ اب	4/4	١.	۵٨/٠٩	41/94	۱۸:۱۷	7.14/.4/1.

# جدول ۱- زمینلرزههای ثبت شده دستگاهی سده اخیر در گستره خاور ایران و گسل مسبب آنها.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم





شکل۱- توزیع زمینلرزههای دستگاهی بالای (Mn) ۵ در دوره زمانی ۱۹۰۰–۲۰۱۵ میلادی نشان از فعالیت گسلهای اصلی خاور ایران دارد. مرجع کانون رومرکزی زمینلرزه ها از (Engdhal,et al. 1998.2006; IGUT) کادر زرد رنگ گستره مورد مطالعه را نشان میدهد.



**\$\$\$\$** 



فهرست اطلاعاتی رخدادهای لرزهای: در این تحقیق، در گسترهای به عرض جغرافیایی ۳۴/۵–۳۱ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۶۱–۵۷ درجه خاوری، زمین-لرزههای دستگاهی بزگتر از ۲/۵، در دوره زمانی ۲۰۰۶ تا اکتبر ۲۰۱۸، از فهرست اطلاعاتی موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IGUT) اخذ شده است. از تعداد ۵۹۳۶ داده، زمین لرزههای گستره استان خراسان جنوبی استخراج شد که نمودار فراوانی آن در شکل ۳ آمده است.



شکل ۳- نمودار فراوانی زمین لرزههای بزرگتر از ۲/۵ در گستره استان خراسان جنوبی (مأخذ:IGUT) این فهرست شامل تعداد ۱۳۰۰ رویداد لرزهای است که بیشترین فراوانی مربوط به زمین لرزههای بین ۴–۲/۵ می باشد. در این بازه زمانی ۱۲ ساله تنها ۳ زمین لرزه با بزرگی ۵ و بالای آن رویداده که عبارتند از: زمین لرزههای آرین شهر (Mw = 5.0; 2008.03.09)؛ نهبندان (Mw = 5.0; 2001.11.21) و زهان (2002.12.05). تجمع خوشهای تعدادی از خردلرزهها، پس لرزههای این زمین لرزهها است (شکل ۳). لازم به ذکر است زمین لرزههای بزرگتر از ۶ در جنوب باختری استان (زرند کرمان) رخداده و تعداد قابل توجهی از خردلرزهها مرتبط این زمین لرزههاست.



شکل۴- توزیع کانون سطحی زمینلرزههای بزرگتر از ۲/۵ در گستره استان خراسان جنوبی و پیرامون آن.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



تحلیل توزیع مکانی کانون سطحی خردلرزه ها بیان می کند که تجمع خردلرزه ها بیشتر در امتداد گسل های راستالغز شمالی-جنوبی آبیز، گزیک آواز –اسدیه و نیز گسل نه در خاور و گسل های نایبندان و طبس در باختر منطقه است. گسل دشت-بیاض با راستای خاوری –باختری در شمال نیزکانون آزادسازی انرژی به صورت خردلرزه بوده است. شکل ۴ نشان میدهد که در این بازه زمانی ۱۲ ساله، خردلرزه ها در امتداد و پیرامون تمامی گسل های فعال شناخته شده منطقه توزیع شدهاند.

#### **\$\$\$\$**

#### نقشه احتمال رخدادهای لرزهای :

برای ایجاد یک سطح پیوسته در نمایش احتمال وقوع رخدادهای لرزهای در گستره استان خراسان جنوبی از روش های زمین آماری استفاده شده است. تخمین زمین آماری فر آیندی است که طی آن می توان با استفاده از داده های یک کمیت در مختصات معلوم، مقدار مجهول همان کمیت را در نقطه ای با مختصات معلوم دیگر تخمین زد. در این تحقیق ابتدا مراکز کانون سطحی زمین لرزه ها در محیط نرم افزار ArcMap گستر ده شدند. سپس تحلیل اکتشافی داده های مکانی با بررسی نرمال بودن توزیع داده ها و تعیین رونده ای موجود انجام شد. به منظور ایجاد نقشه احتمال، از درون یابی با روش های زمین -آماری (کریجینگ) استفاده شده است. برای آماده سازی داده ها، انتخاب مدل مناسب و رسم نقشه پیش بینی از ابزار (Cross validation) بهره گرفته شده است. برای آماده سازی داده ها، انتخاب مدل مناسب و رسم نقشه پیش بینی از ابزار (شکل ه).



شکل۵- الف- نقشه احتمال رخداد زمینلرزههای با بزرگی کمتر از ۴، ب- نقشه احتمال رخداد زمینلرزههای با بزرگی ۵-۴.



همانطوریکه در شکل ۵- الف نشان داده شده است، وقوع خردلرزه-های با بزرگی ۴-۲/۵ در اکثر نقاط استان با احتمال بالای ۲۰ درصد، محتمل بوده است. تا جایی که در برخی مناطق این عدد به بیش از ۶۵ درصد می رسد. تمرکز خردلرزه ها نشان می دهد که در این مناطق آزادسازی انرژی با زخدادهای لرزه ای کوچک در سال های اخیر صورت گرفته است. توزیع مکانی این نقاط (قرمز رنگ) در انتهای باختری گسل دشت بیاض در شمال (پیرامون شهر خضری)، بخش جنوبی گسل نه (خاور نهبندان)، امتداد گسل های دهسلم و سه چنگی (جنوب و باختر نهبندان)، شمال بیابان لوت (پیرامون خور)، وقوع زمین لرزه های بین ۵-۴ (بیش از ۰۶ درصد) به بخش های جنوبی و خاور استان محدود می شود. مناطقی در لوت مرکزی (شمال خاوری نایبند و پیرامون گسل سه چنگی) و خاور درح از این جمله اند. به طور کلی احتمال وقوع این زمین-مرکزی (شمال خاوری نایبند و پیرامون گسل سه چنگی) و خاور درح از این جمله اند. به طور کلی احتمال وقوع این زمین-مرکزی (شمال خاوری نایبند و پیرامون گسل سه چنگی) و خاور درح از این جمله اند. به طور کلی احتمال وقوع این زمین-

شکل ۶ احتمال وقوع زمینلرزههای با بزرگی بیشتر از ۵ را نشان میدهد که تا ۱۷ درصد در امتداد گسلهای شاج و سده بالا میرود و در امتداد گسلهای گزیک، اسماعیل آباد، سهچنگی و جنوب فردوس این احتمال کماکان وجود دارد.



**\$\$\$\$\$** 



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



بحث و نتیجه گیری :

ذکر این نکته ضروری است که با وجود نبود لرزهای در امتداد پارهای از گسل ها که سابقه لرزهای دارند، امکان رخداد لرزهای در آینده نزدیک محتمل است چرا که فعالیت این گسل ها در دوره بین لرزهای قرار دارد. به عنوان مثال، تنها دو گسل دشت بیاض و آبیز در شمال و خاور استان در یک دوره زمانی ۳۰ ساله، مسبب ۱۱ زمین لرزه مخرب بوده اند و احتمال پایین وقوع زمین لرزه های بالای ۴ در این نواحی به معنای بی توجهی به نقش مهم این گسلها در ارزیابی خطرات لرزهای منطقه نیست.

توزیع کانون سطحی زمین لرزه های ۱۲ سال گذشته در گستره استان خراسان جنوبی نشان می دهد که تمامی گسل های لرزه زای شناخته شده، فعالیت دارند. ایجاد خر دلرزه های با بزرگی کمتر از ۴ در امتداد یا پیرامون این گسل ها گویای این مطلب هستند. در بازه زمانی مورد مطالعه، رخدادهای لرزه ای با بزرگی بیشتر از ۵ (آرین شهر و زهان) بر روی گسل هایی رویداده اند که حداقل در سده گذشته، زمین لرزه دستگاهی مرتبط با آنها ثبت نشده و خرد لرزه نیز نداشته اند. این نبود لرزه-ای طولانی مدت، نشانه ناپیوستگی زمین لرزه ها در خاور ایران است. این موضوع در گسل های دشت بیز صدق می کند چرا که این دو گسل در یک بازه زمانی ۳۰ ساله، مسبب ۱۱ زمین لرزه مخرب در استان بوده اند اما در ۱۲ سال اخیر زمین لرزه بزرگتر از ۴ ایجاد نکر ده اند. احتمال پایین وقوع زمین لرزه های بالای ۴ در این نواحی به معنای بی توجهی به نقش

مهم این گسلها در ارزیابی خطرات لرزهای منطقه نیست چرا که فعالیت این گسل ها در دوره بین لرزهای قرار دارد. نقشه احتمال وقوع زمین لرزه، کانون هایی را نشان می دهد که با احتمال بیش از ۶۵ درصد، خر دلرزه های کو چکتر از ۴ ایجاد کردهاند. این کانون ها در انتهای باختری گسل دشت بیاض در شمال (پیرامون شهر خضری)، بخش جنوبی گسل نه (خاور نهبندان)، امتداد گسل های دهسلم و سه چنگی (جنوب و باختر نهبندان)، شمال بیابان لوت (پرامون خور)، گسل طبس (شمال طبس) و انتهای گسل نایبندان (جنوب دیهو ک)، فعالیت دارند. وقوع زمین لرزه های بین ۵–۴، با احتمال بیش از ۰۶ درصد، به صورت نواری در راستای شمال باختری –جنوب خاوری، در بخش های جنوبی استان کشیده شدهاند و کانون های آن در شمال خاوری نایبند، پیرامون گسل سه چنگی و خاور درح متمر کز شده اند. مطابق نقشه احتمال وقوع زمین لرزه، اگر چه امکان وقوع زمین لرزه های با بزرگی بیشتر از ۵ در امتداد گسل های شاج و سده، به کمتر از ۱۷ درصد، محتمل شده است با وجود این نقش گسل های لرزه زای منطقه نظیر گسل دشت بیاض در شمال، گسل های آبز، نه خاوری و باختری در خاور و گسل طبس در باختر را نبایستی در لرزه خیزی منطقه کم اهمیت شمرد. عدم فعالیت گسل های لرزه زای رمعن لرزه، اگر چه امکان وقوع زمین لرزه های با بزرگی بیشتر از ۵ در امتاد گسل های شاج و سده، به کمتر از ۱۷ درصد، محتمل شده است با وجود این نقش گسل های لرزه زای منطقه نظیر گسل دشت بیاض در شمال، گسل های آبز، نه خاوری و رمعن لرزه، اگر چه امکان وقوع زمین لرزه های مین در لرزه خیزی منطقه کم اهمیت شمرد. عدم فعالیت گسل های لرزه زای رمحدادهای لرزه ای مخرب در آینده ای در جنوب، جنوب باختری و باختر استان را می توان زنگ خطری در وقوع رخدادهای لرزه ای مخرب در آینده ای نه چندان دور برای بخش های شمالی استان دانست. از این رو پیشنهاد می شود به منظور شناخت الگوی رفتاری گسل های شمالی (دشت بیاض، فردوس و آبیز)، اندازه گیری مداوم و پیوسته زمین پیمایشی منظور شناخت الگوی رفتاری گسل های شمالی (دشت بیاض، فردوس و آبیز)، اندازه گیری مداوم و پیوسته زمین پیمایشی



## **\$\$\$\$**

#### منابع فارسی:

# وبگاه مرکز لرزهنگاری کشوری وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IGUT) قابل دسترس در: http://irsc.ut.ac.ir

#### **\$\$\$\$**

#### **References:**

Engdahl, E.R., Jackson, J.A., Myers, S.C., Bergman, E.A. & Priestley, K., 2006. "Relocation and assessment of seismicity in the Iran region", Geophys. J. Int, v. 167, p. 761–778.

Engdahl, E.R., van der Hilst, R. & Buland, R., 1998. "Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination", Bull. Seismol. Soc. Am, v. 88, p. 722–743.





۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

محمد امير عليمي، استاديار گروه معدن دانشگاه صنعتي بيرجند، malimi@birjandut.ac.ir

#### **\*\*\*\***

چکیدہ :

تراكم آبراههها، مجموع طول آبراههها در واحد سطح، ابزاري مهم براي آشكارسازي مناطق زمين ساختي فعال پنهان است. از این روش در بررسی فعالیت تاقدیس لرزهای بیرجند بهره بردهایم. تراکم بالای آبراههها به صورت پهنههایی موازی با گسلش راندگی پنهان توزیع شده است که راستای شمالباختری – جنوب خاوری دارند و به صورت پراکنده بر روی قطعات تاقدیس ببرجند گسترده شدهاند. اگرچه مقدار مبانگین تراکم آبراههها، در قطعه شماره ۱ کاهش یافته (به علت وسعت زياد اين قطعه)، اما بيشترين مقدار بدست آمده (۱۵۵) در نواحي از اين قطعه است. سبر صعودي مقادير تراكم آيراههها از جنوبخاوري به سمت شمال باختري، تكامل و افزايش فعاليت قطعات گسلش ينهان را به سمت قطعه انتها بي آشکار می سازد. این موضوع با توجه به ساخت و سازهای شهری بر روی قطعه شماره ۱۱ از اهمیت خاصی بر خوردار است و بایستی در تحلیل خطر لرزهای منطقه مد نظر قرار گیرد.

**کلید واژه ها**: تراکم آبراهه، راندگی پنهان، خاور ایران.

# Analysis of the hidden active tectonic by drainage density in the seismic Birjand Anticline (eastern Iran)

Mohammad Amir Alimi, Assistant Professor, Department of Mining, Birjand University of Technology, malimi@birjandut.ac.ir

#### Abstract:

Drainage density, defined as stream length per unit area, is an important tool to reveal the hidden active tectonics. This method is used to study the activity of Birjand seismic anticline. The high density of the streams is distributed in the form of parallel zones with faulting of the hidden thrust that extends northwest - southwest and spatially distributed on the parts of the Birjand anticline. Although the average density of the streams is reduced in segment 1 (due to the large extent of this part), the highest amount (155) is found in the areas of this segment. The ascending trend The volumes of congestion from southwest to northwest reveal the evolution and increase of the activity of hidden fault segments towards end of segment. This issue is of particular importance to urban construction on segment 11 and should be considered in seismic risk analysis of the region.

Keywords : Drainage density, Hidden thrust, Eastern Iran.

**\$\$\$\$** 



#### مقدمه :

وقوع زمین لرزههای مخرب در مجاورت مناطق شهری، تهدید جدّی گسل های فعال را یادآوری می کند. بهمنظور تحلیل صحیح و دقیق خطرلرزهای در این مناطق ناگزیر به شناخت فعالیت کلیّه گسل های فعال آشکار و پنهان خواهیم بود. در راه تحقق این هدف، کشف گسل های آشکار به دلیل نمایان شدن گسلش در سطح کار دشواری نیست اما مسئله چالش برانگیز گسل های پنهان فعال اند چراکه صفحه گسل در سطح قابل مشاهده نبوده و رخدادهای زمین لرزهای مرتبط با این نوع گسل.ها در خاور و ایران مرکزی (۱۹۷۸ طبس و ۲۰۰۳ بم)، بیش از هزاران نفر کشته شدهاند. برخاستگی، کجشدگی، چینخوردگی نهشتههای کواترنر و پادگانههای رودخانهای، با تغییر مسیر آبراههها و آشفتگیهای سطحی در گستره دشتها نمود دارند. امروزه ارتباط این عوارض سطحی با فعالیت گسل های پنهان فعال به اثبات رسیده است اما با وجود به سطح نرسیدن این گسلها، ارزیابی لرزهزمینساختی آنها چگونه امکانپذیر است؟ از جمله عوارض سطحی، آبراههها هستند که متأثر از فرایندهای زمین ساختی فعالند. مسیریابی و چگونگی توزیع آبراههها در واحد سطح ارتباط مستقیم با دارند. پیش از این، آبراههها در سامانه های گسلی فعال مطالعه فعال گسلي يهنههاي (Leeder & Jackson, 1993; Hovius, 1995) و زمين ساخت مناطق فعال پنهان و مدفون (Han et. al. ,2003) بكار گرفته شدهاند. در اين پژوهش با تهيه نقشه تراكمسنجي آبراههها، به بررسي فعاليت گسل پنهان شمال بيرجند پرداختهايم.

#### **\$\$\$\$**

## ریختزمینساخت راندگی پنهان فعال بیرجند (خاور ایران):

راندگی پنهان بیرجند با شواهد بالاآمدگی تاق شکل و روند شمال باختر - جنوب خاور، به طول تقریبی ۴۰ کیلومتر و عرض حدود ۲-۴ کیلومتر در واحدهای سخت شده کنگلومرایی، مارن، توف، مارن توفی نئوژن و گراول های آبرفتی کواترنری گسترده شده است. تاقدیس بیرجند توسط کوهستان باقران و دشت بیرجند در جنوب و کوهستان های مؤمن آباد - شکراب و دشت اسد آباد در شمال احاطه شده است (شکل ۱). در دشت های میان کوهستانی مذکور نهشته های کواترنر به صورت مخروط افکنه ها، پادگانه های آبرفتی قدیمی و جدید، پادگانه های آبرفتی رودخانه ای و رسوبات جدید رودخانه ای نمود دارند.





شکل۱- نیموخ توپوگرافی، موقعیت تاقدیس بیرجند را بین ارتفاعات و گسلهای پیرامونی نشان میدهد. تاقدیس بیرجند در اثر عملکرد ۱۲ گسله پارگی (Tear fault) قطعه قطعه شده و به حالت خمیدگی پلکانی در آمده است (شکل۲) که علت آن تفاوت رشد گسل در قسمتهای باختری و خاوری میباشد. بافت تاریخی شهر بیرجند (قلعه تاریخی بیرجند متعلّق به دوره صفویه) بر روی قطعهای از قطعات چین بنا شده و نیز بخشی از ساخت و سازهای جدید شهری و تجهیزات نظامی بر روی آن واقع است (علیمی، ۱۳۹۴).

#### **\*\*\*\***

#### محاسبه تراكم آبراههها:

تراکم آبراههها از نسبت مجموع طول آبراههها به واحد مشخصی از سطح بدست میآید. با وجود این که عرض کانال آبراههها نیز عامل موثری در تحلیل مورفولوژی آن است اما به دلیل تغییرات زیاد به سمت پایین دست، لحاظ کردن آن مشکل است. تراکم آبراههها از رابطه زیر محاسبه میشود.

$$\mathrm{Dd} = \frac{1}{\mathrm{S}} \sum_{i} Li$$

در این رابطه Dd (تراکم آبراهه)، S (مساحت پنجره) و Li (طول آبراههها در پنجره) می باشد. در این تحقیق شبکه آبراهههای واقع بر تاقدیس بیرجند در نرمافزار گوگل ارث با قدرت تفکیک مکانی ۱ متر استخراج و لایه بُرداری آن تهیه شد. به منظور تهیه نقشه تراکم سنجی آبراههها، شبکهای با پنجرههایی به ابعاد ۲/۰×۲/۰ کیلومتر (۲۱۴۵ پنجره)، بر روی لایه برداری آبراههها گسترده شد (شکل۳). در هر پنجره مقدار تراکم آبراههها محاسبه و عدد به دست آمده به مراکز پنجرههای شبکه نسبت داده شد و نقشه توزیع فرکتالی شبکه آبراهه رسم گردید (شکل۴). تمامی این مراحل (طراحی شبکه و محاسبات) در نرمافزار ArcMap انجام گرفته است.





شکل۲- تاقدیس بیرجند توسط گسلهای پارگی به قطعاتی شکسته شده است. جهت تعیین مقادیر تراکم آبراههها، شبکهای با پنجره-هایی به ابعاد ۲/۰×۲/۰ کیلومتر بر روی چین گسترده شده است.



**\$\$\$\$\$** 

بحث:

آبراههها عناصر خطی هستند که در چشماندازهای طبیعی نظیر دشتها، چینخوردگیها و ... دیده میشوند. شکل، اندازه و تعداد آبراههها به عواملی نظیر توپوگرافی، سنگشناسی، ساختارهای زمینشناسی، شرایط اقلیمی (میزان بارندگی)،





شدت و نوع جریان آب بستگی دارد. بین تمامی عواملی که تعیین کننده ویژگی شبکه زهکشی هستند، سنگشناسی و زمین ساخت اهمیت فراوانی دارد. میزان انشعاب و تراکم شبکه آبراهه ها با ویژگی سنگ شناسی ارتباط دارد به گونه ای که در سنگ های سست (رسی و شیلی)، متراکم و در مناطق سخت (گرانیتی و آهکی) انشعابات کم و میاناب های وسیع دارد. چگونگی توزیع آبراهه ها در واحد سطح ارتباط نزدیکی با پهنه های فعال گسلی، بالاآمدگی ها و فرونشست های زمین-ساختی دارد. تاقدیس شمال بیر جند که نتیجه عملکرد گسلش راندگی در عمق می باشد، توسط گسل های پارگی به قطعاتی شکسته شده است. میزان فعالیت این قطعات با حدود تراکمی محاسبه شده، هدف اصلی این پژوهش است. جدول ۱ مقادیر بیشینه تراکم آبراهه ها در هر پنجره و نیز مقادیر میانگین هر قطعه را نشان می دهد. بیشترین مقدار تراکم آبراهه ها در پنجره هایی از قطعه ۱۱ (۱۵۵) و کمترین در قطعه ۶ (۳۹/۸) می باشد. قطعات میانی گسل (۶ و۷) و نیز قطعه

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

انتهایی (۱) از مقادیر کمتری برخوردارند. میانگین مقدار تراکم آبراهه ها در قطعات انتهایی گسل (۱ و ۱۱) به نسبت قطعات میانی از تراکم سنجی میانگین کمتری برخوردارند. اگر چه گسترش سطحی بالای این قطعات در این موضوع موثر است، در قطعه شماره ۱، بخشهایی با واحدهای سنگی آندزیتی، قطعات سخت نشده آتشفشانی و توف پوشیده شده است که سبب تراکم پایین آبراهه ها می شود.

		0.000	- 1.81 0711			
Segment	Window	Max (in window)	Mean (in segment)	Li(km) S(km <sup>2</sup> ) (in segment)		
1	843	54.9	19.7	639.3	32.4	
2	108	77.5	40.1	149.8	3.7	
3	33	77.7	48.7	45.8	0.94	
4	31	60.9	43.3	39.6	0.91	
5	23	67.2	46.1	35.4	0.77	
6	17	39.8	39.1	22.3	0.57	
7	31	49.9	43.5	42.6	0.98	
8	64	87.1	48.9	112.7	2.3	
9	65	75.6	51.6	125.4	2.4	
10	43	76	48.5	66.8	1.38	
11	758	155	39.4	1097	27.84	

Drainage density  $(D_d)$ 

گرایش غالب تاقدیس بیرجند به سمت جنوب است که چشمانداز نامتقارنی به صورت شیب زیاد یال جنوبی و شیب ملایم یال شمالی بهوجود آورده است. از آنجاکه تاقدیس بیرجند، معرف پدیده چینخورگی هملرز، به صورت عملکرد راندگیهای مدفون در زیر چین است، بخشهایی از رسوبات ریز دانه (نظیر رس و مارن) در نواحی هسته تاقدیس به سطح رسیده و در شکلگیری الگوی آبراههها و تراکمپذیری بیشتر نقش دارد. همانطور که در نقشه ۳ ملاحظه میشود بیشترین مقادیر تراکم آبراههها در بخشهای شمالی بوده که یال چین شیب ملایمی دارد. چراکه آبراههها فرصت کافی برای شاخهشاخه شدن و افزایش طول در گستره سطح را داشتهاند. پنجرههایی از قطعه شماره ۱۱ بیشترین مقدار تراکم آبراههها



را دارد که ناشی از ستیغ پهن چین به همراه گسترش سطحی واحدهای مارن در این قطعه میباشد. همچنین این قطعه در محل جدا شدن از قطعه شماره ۱۰ (محل روستای بجد) خمیده است که نشان از دگرریختی و فعالیت بالای این قطعه دارد.

#### **\$\$\$\$**

#### نتیجه گیری:

توزیع مکانی تراکم آبراههها، ارتباط نزدیکی با زمینساخت تاقدیس بیرجند نشان میدهد. بر اساس محاسبات تراکم آبراههها و تحلیلهای آن، آشکار شد که تراکم بالای آبراههها به صورت پهنههایی بر روی قطعات تاقدیس بیرجند توزیع شده است. روند این پهنهها شمالباختری – جنوبخاوری، همراستا با گسلش راندگی پنهان و محور چین است. همچنین تراکمسنجی آبراههها، تکامل قطعات میانی گسلش راندگی پنهان را آشکار می کند که از جنوبخاور به سمت شمالباختر به فعالیت آن افزوده می گردد. این موضوع یک دیدگاه جدید و با اهمیت در مطالعات خطر لرزهای منطقه بهشمار می آید که بایستی در ساخت و سازهای جدید شهری، که بر روی قطعه شماره ۱۱ صورت می گیرد، با حساسیت بیشتری در نظر گرفته شد.

#### **\$\$\$\$\$**

#### منابع فارسى:

علیمی، م. ا.، ۱۳۹۴، " ارزیابی لرزهزمینساختی پهنههای برشی پنهان فعال ( خاور ایران ـ خراسان جنوبی)"، رساله دکتری، دانشگاه بیرجند، بیرجند.

#### **\$\$\$\$\$**

#### **References:**

Han, Z., Wu, L., Ran, Y., Ye, Y., 2003. "The concealed active tectonics and their characteristics as revealed by drainage density in the North China plain (NCP)", Journal of Asian earth sciences, 21, p.989-998. Leeder, M., Jackson, J., 1993. "The interaction between normal faulting and drainage in active extensional basins, with examples from the Western United States and central Greece ", Basin research, 5, 79-102. Hovius, N., 1996. "Regular spacing of drainage outlets from linear mountain belts", Basin research, 8, 29-44.





۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

# مقایسه تکنیکهای برانباشت در مطالعات امواج بازتابی هسته با استفاده از بازسازی به روش تکنیک نوفه لرزهای محیطی ۵۵۵۵۹۹۹ پارسا غلامعلی، دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زلزله شناسی، موسسه ژنوفیزیک دانشگاه تهران، ایران و p\_gholamali@ut.ac.ir

محمدرضا حاتمي، استاديار، گروه زلزله شناسي، موسسه ژئوفيزيک دانشگاه تهران، ايران و mrhatami@ut.ac.ir

**\$\$\$\$** 

#### چکیدہ:

برانباشت سیگنالها، یکی از تکنیکهای متداول در بدست آوردن تابع گرین تجربی از نوفههای لرزهای محیطی میباشد. پس از محاسبه همبستگی متقابل بین هر جفت ایستگاه در یک روز، مقدار بدست آمده با مقادیر محاسبه شده قبل از آن، جمع یا برانباشت می گردد. عدم استفاده بهینه از فرآیند برانباشت منجر به تفسیر نادرست از اطلاعات حاصل از سیگنالهای بازسازی شده خواهد شد. بدیهی است هر چه طول سری زمانی در نظر گرفته شده بیشتر باشد، سیگنال نهایی دارای نسبت سیگنال به نوفه بالاتری خواهد بود. در این پژوهش برانباشت به روش کلاسیک خطی و روش های نوین جذرمیانگین مربعات و فاز وزنی بررسی شده است.

كليد واژه ها: برانباشت، برانباشت خطي، برانباشت جذرميانگين مربعات، برانباشت فاز وزني، نوفه لرزه اي محيطي.

#### Comparison of Stacking Methods Regarding Studies of Reflected Core Phases Using Reconstruction Ambient Seismic Noise Technique

Parsa Gholamali, M.Sc. Student, Department of Seismology, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran Mohammad Reza Hatami, Assistant Professor, Department of Seismology, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

#### Abstract:

The stacking or averaging of geophysical data is a commonly applied technique for improving the signal to noise ratio (SNR) within the expected signal window. Combining a collection of seismic traces into a single trace is commonly referred to as stacking in seismic data processing. Stacking is one of the steps of obtaining the empirical Green functions from ambient seismic noise approach. After calculating the correlation between each pair of stations in one day, the obtained value is collected by the computed values prior to it, the sum or the stacking. The greater the length of the time series considered, the final signal will have a higher signal to noise ratio. In this study, three methods including linear stacking, root-mean-square stacking and phase weighted stacking has been considered.

Keywords: Stacking, Linear Stacking, Root-Mean-Square Stacking, Phase Weighted Stacking, Ambient Seismic Noise.

\*\*\*\*\*

**مقدمه:** از دیدگاههای ژئوفیزیکی نوفه به صورت سیگنالهای لرزهای ناخواسته، حاصل از جنبش زمین تعریف میشود. تصویری که از نوفه در ذهن ایجاد میشود، شبیه به امواج سطحی یا ارتعاشات نزدیک سطح است و در برگیرنده سیگنالهای





همدوس یا ناهمدوس و ناخوشایندی هستند که دامنهی بسیار ناچیز دارند. نوفهی همدوس، نوفهی ناشی از جنبشهای درونی زمین و اغتشاشات جوی است که از چشمههای مشترک ایجاد شده است. نوفه ناهمدوس یا به عبارت دیگر نوفه تصادفی در اثر پاشش امواج به علت وجود پراکنده سازیهای نزدیک به سطح و از چشمههای جدا و مستقل از هم ایجاد می شود (گو تنبرگ، ۱۹۵۸؛ بنفوی، ۲۰۰۶).

۲۳ و ۲۵ آیان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

بررسی نوفهها و ارتعاشات لرزهای محیطی در زلزلهشناسی زمانی به شروع انجامید که ثبت سیگنالهای لرزهای با طراحی، ساخت و راه اندازی تجهیزات لرزهنگاری آغاز شد. کیفیت ثبت سیگنالهای لرزهای با هر نوع تجهیزات لرزهنگاری اعم از اکتشافی، لرزهنگاری، شتابنگاری و غیره بستگی به خصوصیات چشمههای ایجاد نوفههای لرزهای و ارتعاشات محیطی مجاور آن دارد. نخستین بار آکی در سال ۱۹۵۷ و سپس آکی و ریچارد در سال ۱۹۸۰ به بررسی محتوای فرکانسی و گستره دینامیکی ویژگیهای نظری سیگنالها و نوفههای لرزهای پرداختند. با توجه به ساختار داخلی زمین، امواج، مسیرهای چندگانهای را در طول چشمه و گیرنده طی میکنند. مرز میان هسته –گوشته (<sup>۲۲</sup> کاسی؛ مرز جامد و مایع)، یک بازتابنده قوی برای امواج است؛ از این رو می توان از این شاخصه جهت مطالعه ساختار گوشته پایینی استفاده کرد.

برانباشت یک تکنیک رایج برای بهبود نسبت سیگنال به نوفه" (SNR) به شمار می آید. هدف اصلی از انجام این پردازش در مطالعات نوفه لرزهای محیطی، حذف سیگنالهای معین (از جمله زمین لرزهها، انفجارات و غیره) و استخراج بخشهای همدوس نوفه لرزهای محیطی (سیگنال های مورد پردازش) میباشد. با برانباشت توابع همبسته مربوط به زمان های متفاوت، پوشش سمتی نوفه لرزهای محیطی افزایش پیدا کرده و بخش همدوس سیگنال تقویت خواهد شد. اگر فرآیند برانباشت به صورت بهینه انجام نپذیرد، اطلاعات ناشی از سیگنالهای بازسازی شده، از بین رفته و یا دچار ابهام خواهند گردید. بدین ترتیب انتخاب بهینه روش برانباشت، با توجه به دادههای مورد پردازش، امری اجتناب ناپذیر میباشد.

**\$\$\$\$** 

# روش تحقيق:

# آمادهسازی و همبستگی نوفه لرزهای محیطی

در اولین مرحله از آمادهسازی نوفه لرزهای محیطی، نگاشتهای پیوسته به پنجرههای زمانی با طول زمانی مورد نظر، تقسیم می گردند. با این تقسیم بندی، برخی از نگاشتهای مورد استفاده، دارای مقادیر میانه غیر صفر خواهند بود. همچنین خط مبنا در بازههای زمانی طولانی، شیب راستای نگاشتهای مورد مطالعه را تغییر خواهد داد. بدین ترتیب لازم است، تا اثر مقدار میانه و روند روزانه پیش از محاسبات، از شکل موجهای اولیه حذف گردد. در ادامه سیگنالها با استفاده از یک فیلتر میان گذر، فیلتر می شوند. به منظور بدست آوردن تابع گرین تجربی، بعد از آمادهسازی تک ایستگاهی و اعمال بهنجارش در حوزه زمان و فرکانس، جهت کاهش اثر غالب دامنههای بزرگ ( از جمله رویداد زمینلرزهای، فعالیتهای بشری و

<sup>22</sup> Core-Mantle Boundary

<sup>23</sup> Signal-to-Noise Ratio



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



غیره) بر توابع همبسته نوفهها، باید سریهای زمانی بدست آمده را همبسته کرد. در این مرحله ممکن است استفاده از تمامی فواصل ایستگاهی مورد بررسی نتایج قابل قبولی را بدست نیاورد ولی بهتر است که همبستگی متقابل برای تمام جفت ایستگاههای ممکن انجام شود و در ادامه بهترین آنها انتخاب شوند. نتایج همبستگی متقابل، توابع زمانی دو طرفه هستند؛ یعنی هم دارای قسمت مثبت و هم داری قسمت منفی میباشند. بخش تاخیر زمانی مثبت همبستگی متقابل را سیگنال علّی<sup>۱۲</sup> و بخش منفی تاخیر زمانی را سیگنال غیرعلّی <sup>۲۵</sup> مینامند. علت شکل گیری بخشهای تاخیر زمانی مثبت و تاخیر زمانی منفی مربوط به انتشار امواج در دو جهت مخالف، در بین جفت ایستگاهها میباشد.

# برانباشت خطى<sup>27</sup>

یکی از متداول ترین روش های برانباشت، برانباشت به روش خطی می باشد. در برانباشت به روش خطی، فرآیند جمع کردن (برانباشت) بر روی توابع همبسته اعمال می گردد. به طور کلی، این روش از برانباشت دارای دو مرحله می باشد. ابتدا محاسبه مقادیر نسبت سیگنال به نوفه توابع همبسته، سپس برانباشت توابع همبسته بر اساس مقادیر نسبت سیگنال به نوفه آن ها. نسبت مقدار بیشینه پوش<sup>۲۷</sup> دامنه سیگنال به مقدار جذر میانگین مربعات نوفه در داخل پنجره نوفه، تعریفی از مقدار نسبت سیگنال به نوفه می باشد (پدرسن و همکاران، ۲۰۰۷). در این روش با توجه به دادهها و حالت بهینه برای مقادیر نسبت سیگنال به نوفه، توابع همبسته به صورت سالیانه برانباشت می شود.

# **برانباشت جذرمیانگین مربعات<sup>۲۸</sup>**

این روش برانباشت توسط پیکوزی (۲۰۰۹) معرفی و توسط شیرزاد و شمالی (۲۰۱۶) تعمییم داده شده است. برای بهبود در روند انجام محاسبات و همچنین بدست آوردن تابع گرین دقیقتر، به کل سیگنالهای حاصل از همبستگی متقابل نیاز نداریم، چون هم زمان بر است و هم خطای محاسبات را افزایش میدهد.

در این روش پنجرههای سیگنال در سوی<sup>۲۹</sup> مثبت و منفی سیگنالهای توابع همبستگی در نظر گرفته میشوند. بعد از تعیین این پنجرهها مقادیر جذرمیانگین مربعات در داخل هر یک از پنجرههای سیگنالی که تعیین شده است، محاسبه می گردد. سپس مقادیر محاسبه شده جذرمیانگین مربعات از بزرگترین به کوچکترین مقدار مرتب می شوند. با استفاده از این اعداد که برای تاخیر زمان مثبت، تاخیر زمان منفی و تاخیر زمان مثبت و منفی که هر کدام به صورت جداگانه بدست آمده است نمودارهای جذرمیانگین مربعات برای تمامی جفت ایستگاههای مورد مطالعه ترسیم می گردد (شکل ۱). نتایج این سه حالت نشان می دهد که سیگنال حاصل از حالت تاخیر زمان مثبت و حالت تاخیر زمان منفی دارای نسبت سیگنال به نوفه پایین تری

<sup>24</sup> Causal
<sup>25</sup> Acausal

- <sup>26</sup> Linear Stacking
- <sup>27</sup> Envelope
- <sup>28</sup> Root-Mean-Square
- <sup>29</sup> Lag



مقدار آستانه در نظر گرفت. مطالعات نشان می دهد که مقدار آستانه به پارامترهای مختلفی چون فواصل بین ایستگاهی، محتوای فرکانسی و سیگنالهای همدوس که در میان ایستگاهها منتشر می شوند، وابسته است(شیرزاد و شمالی، ۲۰۱۳). این مقدار آستانه بدست آمده همان تعداد توابع همبسته مورد استفاده در فرآیند برانباشت می باشد. به صورت تجربی نصف سیگنالهای موجود پذیرفته می شوند. به عنوان مثال اگر ۴۰۰۰ سیگنال همبستگی متقابل داشته باشیم ۲۰۰۰ مورد آن برای برانباشت استفاده می گردد.



**PcP, ScS, PcS/ScP**, مان منحنیهای جذرمیانگین مربعات بدست آمده بر حسب تعداد توابع گرین تجربی محاسبه شده برای فازهای (**GRMI-NASN** (گرمی-نائین وابسته به مرکز ملی شبکه لرزه نگاری باند پهن ایران با فاصلهای در حدود ۸۰۱ کیلومتر) در پنجره برای جفت ایستگاه **GRMI-NASN** (گرمی-نائین وابسته به مرکز ملی شبکه لرزه نگاری باند پهن ایران با فاصلهای در حدود ۸۰۱ کیلومتر) در پنجره زمانی ۲۷۰۰ ثانیه ای در بازه زمانی ۳ تا ۱۲ ثانیهای.

در این مرحله مانند قسمت قبل که برای سیگنالها پنجره زمانی در نظر گرفته شد نیز همان پنجرههای زمانی میانگین جذرمربعات در نظر گرفته میشود و در داخل پنجره مورد نظر جذرمیانگین مربعات محاسبه می گردد، در ادامه پنجره زمانی سیگنال اول همراه با پنجره زمانی سیگنال دوم در نظر گرفته شده و با هم جمع زده میشوند. حال جذرمیانگین مربعات روی این مجموع اعمال می گردد. در ادامه برای سیگنال سوم نیز این مراحل تکرار خواهد شد. این روند تا آخرین سیگنال موجود ادامه می یابد.

در این روند هرگاه مجموع بدست آمده از مجموع قبلی کمتر باشد آن سیگنال از فرآیند برانباشت حذف می گردد. پس در فرآیند برانباشت، همواره پس از جمع کردن هر پنجره زمانی مقدار جذرمیانگین مربعات سیگنال در داخل پنجره سیگنال، همواره روند افزایشی دارد. در غیر اینصورت، سیگنال تابع گرین تجربی <sup>۳۰</sup> مربوط از فرآیند برانباشت، حذف خواهد شد. این شرط باعث تقویت نسبت سیگنال به نوفه توابع گرین تجربی و در نهایت تقویت نسبت سیگنال به نوفه سیگنالهای بدست آمده، خواهد شد. در روش برانباشت جذرمیانگین مربعات از پنجرههای زمانی نوفههای غیر متوالی برای افزایش نسبت سیگنال به نوفه یک سیگنال ورودی استفاده میشود.

<sup>30</sup> Empirical Green Function's


# **برانباشت فاز وزنی<sup>۳۱</sup>**

روش برانباشت فاز وزنی ("PWS) بر مبنای تابع انتقال (تبدیل) S در برانباشت توابع گرین تجربی بدست آمده از داده-های نوفه لرزهای محیطی استفاده می شود و به علت برتری این روش در تقویت سیگنال های ضعیف دارای کاربرد فراوانی می باشد. در این روش از فاز بدست آمده از توابع همدوس برای وزن دهی سیگنال ها در فر آیند برانباشت استفاده می گردد (شیمل و گالارت، ۲۰۰۷). اگر چه، این فازها، فازهای محلی محاسبه شده از انتقال S به جای فازهای همزمان محاسبه شده از انتقال هیلبرت می باشد. استکول (۲۰۰۷) برای اولین بار تابع انتقال S (برابر با حالت ۱= k در رابطه ۱) را برای آنالیز داده-های ژئوفیزیکی معرفی کرد. از آن زمان، نسخه های اصلاح شده زیادی از انتقال S برای اهداف متفاوت پیشنهاد شده است، مانند انتقال کا تعمیم یافته ("STT) معرفی شده به وسیله مک فادن و همکاران (۱۹۹۹) و تابع انتقال S اصلاح شده (" ارائه شده توسط لی و کاستاگنا (۲۰۱۳). با توجه به مطالعات استکول و همکاران (۱۹۹۹)، انتقال S، تعمیمی از انتقال فوریه زمان کوتاه است، که انتقال پیوسته موجک را توسعه داده و به برخی از معایب آن غلبه کردهاست. تبدیل S را می توان به وران و تابع است، دادی

$$S(\tau, f) = \int_{-\infty}^{+\infty} u(t)w(\tau - t, f)e^{-i\omega t}dt$$
(1)

که در آن طیف زمانی سپری شده (۲, f)که توابع مقادیر پیچیده بوده، (u(t) یک تابع زمانی پیوسته و (v – t) تابع گوسین که به صورت زیر تعریف می شود، می باشد:

$$w(\tau - t, f) = \frac{|f|}{\sqrt{2\pi}k} e^{\frac{-f^2(\tau - t)^2}{2k^2}} k > 0$$
(Y)

در این رابطه، انحراف استاندارد برابر  $\frac{k}{|f|} = \sigma$  بوده، بنابراین  $k = \frac{\sigma}{r}$  پارامتری است که تعداد دورههای سینوسی فوریه (T) را در یک انحراف استاندارد پنجره گوسین  $\sigma$  را کنترل مینماید. این عبارت به منظور تعادل وضوح فرکانس و زمان به کاربرده می شود. همچنین اگر k=1 باشد، آنگاه رابطه به انتقال اصلی تبدیل می گردد (استکول و همکاران، ۱۹۹۶) و اگر k متغیری باشد که با زمان یا فرکانس تغییر کند، آنگاه رابطه اصلی به رابطه اصلاح شده، معرفی شده توسط لی و کاستاگنا (۲۰۱۳) تبدیل می شود.

$$w(t, f) = u(t)e^{-i2\pi ft} \quad \text{it to } u(t, f) = u(t)e^{-i2\pi ft} \quad \text{it to } u(t, f) = u(t)e^{-i2\pi ft} \quad \text{it to } u(t, f) = u(t)e^{-i2\pi ft} \quad \text{it to } u(t)e^{-i2\pi ft} = u(t)e^{-i2\pi ft} \quad \text{it to } u(t)e^{-i2\pi ft} = u(t)e^{-i2\pi ft} \quad \text{it to } u(t)e^{-i2\pi ft} = u(t)e^{-i2\pi ft} \quad \text{it to } u(t)e^{-i2\pi ft} = u(t)e^{-i2\pi ft} = u(t)e^{-i2\pi ft} \quad \text{it to } u(t)e^{-i2\pi ft} = u(t)e^{-i2\pi ft} = u(t)e^{-i2\pi ft} \quad \text{it to } u(t)e^{-i2\pi ft} = u(t)e^{-i2\pi ft} = u(t)e^{-i2\pi ft} \quad \text{it to } u(t)e^{-i2\pi ft}$$

<sup>31</sup> Phase Weighted Stacking

<sup>32</sup> Phase Weighted Stacking

<sup>33</sup> Generalized S Transform

<sup>34</sup> Modified S Transform





رابطه ۴ نشان میدهد که برای هر فرکانس (f) ، نیاز به یک انتقال معکوس زمانی فوریه از طیف سیگنال ورودی ((U(v)) میباشد، بنابراین، این رابطه روشی بهینه تر برای محاسبه طیف زمانی سپری شده (t, f) در مقایسه با رابطه ۱ میباشد. طیف زمانی سپری شده (t, f) را می توان به صورت زیر بیان کرد:

$$S(\tau, f) = A(\tau, f)e^{i\emptyset(\tau, f)}$$
( $\delta$ )

در رابطه بالا، A(τ, f) و e<sup>iø(τf)</sup> به ترتیب طیف دامنه و طیف فاز مربوط به S(τ, f) در زمان سپری شده τ میباشند. (c<sub>ps</sub>(τ, f) در زمان سپری شده τ میباشند. که به عنوان مقدار مطلق مجموع دامنه نرمال معرفی شده توسط شیمل و گالارت (۲۰۰۷) به صورت زیر بیان میشود: (۶)

در رابطه فوق، j و N شمارنده و تعداد کل سیگنال ها میباشند. (**c<sub>ps</sub>(t,f) وc**p از صفر تا یک تغییر میکند. این تابع به عنوان وزن برانباشت خطی که منجر به برانباشت فاز وزنی میشود، مورد استفاده قرار می گیرد و به صورت زیر نمایش داده می-شود:

$$S_{pws}(\tau, f) = \left| c_{ps}(\tau, f) \right|^{v} \frac{1}{N} \sum_{j=1}^{N} S_{j}(\tau, f)$$
(V)

همچنین، الگوریتم معکوس سازی فرکانس را می توان به صورت زیر نوشت:  
u(t) = 
$$\int_{-\infty}^{+\infty} S(\tau, f) d\tau e^{i\omega t} df = \int_{-\infty}^{+\infty} U(f) e^{i\omega t} df$$
 (۸)

در رابطه ۸ ، **(U(f)** انتقال فوریه **(U(t)** است . در اصل، این انتقال ابتدا فرکانس طیف محلی را به طیف فوریه معمولی با انتگرال در دامنه زمانی سپری شده کاهش میدهد. سریهای زمانی **(U(t)** آنگاه به وسیله یک انتقال معکوس معمولی فوریه طیف کاهش یافته، بازیابی میشوند. در شکل ۲ نمونهای از توابع گرین تجربی بر حسب فازهای مورد نظر و با سه نوع برانباشت (خطی، جذرمیانگین مربعات و فاز وزنی) نمایش داده شده است.





**\$\$\$\$** 

# نتیجه گیری:

(الف)

در این مطالعه تکنیکهای متداول در برانباشت توابع همبسته نوفه لرزهای محیطی به منظور بدست آوردن تابع گرین تجربی بررسی شده است. برانباشت خطی سادهترین و آسانترین روش برانباشت میباشد. اما در این روش معمولا تشخیص سیگنال از نوفههای اطراف امری دشوار و غیر قابل اعتماد است. زیرا در فواصل بین ایستگاهی کوتاه چشمههای کاتورهای محلی، فازهای متفاوت مربوط به لایههای مختلف پوسته زمین را منحرف میکنند. در این روش با توجه به وزنهای یکسان فازهای همدوس و غیر همدوس، پاسخهای حاصل شده غیر قابل اتکا و به عبارتی دارای تعبیری نادرست میباشند. همان طور که گفته شد فازهای همدوس و غیر همدوس در این نوع برانباشت از یکدیگر تمیز داده نمیشوند، به همین دلیل در فواصل بین ایستگاهی نزدیک، سیگنالهای با دوره تناوب بالا از یکدیگر قابل تمایز نیستند. در بسیاری از موارد، توابع روش برانباشت شده به روش خطی، دارای سطح کیفیت بسیار پایین و نسبت سیگنال به نوفه بسیار کم میباشند. درگرشکلی شکل موجهای بدست آمده و عدم تغییر در محتوای بسامدی سیگنال به نوفه بسیار کم میباشد. جذرمیانگین مربعات، پس از تعیین حد آستانه در منحنیهای جارای مزیتهایی نظیر نسبت سیگنال به نوفه بالا، عدم جذرمیانگین مربعات، پس از تعیین حد آستانه در منحنی های جناری مریات. آن دسته از همبستگیهایی برانباشت

میشوند که با افزودن آنها بر تابع برانباشت پیشین، مقدار جذرمیانگین مربعات برای تابع برانباشت شده حاصل همواره روند افزایشی داشته باشد. در روش برانباشت فاز وزنی به گونه ای عمل میشود که در ابتدا توابع همبسته شده مورد نظر جهت برانباشت با استفاده از

در روس براباست قار وربی به گونه ای عمل می شود که در ابندا توابع همبسته شده مورد نظر مجهب براباست با استفاده از تبدیل S به حوزه فرکانس منتقل می گردد. سپس برانباشت با استفاده از فاکتور وزن دهنده فازها که همواره مقداری بین صفر و یک می باشد، صورت می پذیرد. در انتها با بهره گیری از تبدیل S معکوس توابع برانباشت شده به حوزه زمان





#### **\$\$\$\$\$**

#### **References:**

Aki, K., 1957. "Space and time spectra of stationary stochastic wave, with special reference to microtremors", B. Earthq. Res. I. Tokyo, 35, p. 415-456.

Aki, K., Richards, P. G., 1980. "Quantitative seismology: theory and methods", W. H. Freeman, San Francisco.

Bensen, G.D., Ritzwoller, M.H., Barmin, M.P., Levshin, A.L., Lin, F.C., Moschetti, M.P., Shapiro, M.M., Yang, Y., 2007. "Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements", Geophys. J. Int., 169, p. 1239–1260.

Bonnefoy, S., Cotton, F., Bard, P., 2006. *"The Nature of Noise Wavefield and It's Applications for Site Effects Studies: A Literature Review"*, Earth. Sci. Rev. 79, p. 205-227.

Gutenberg, B., 1958. "Microseism, ADV", Geophys, 5, p. 53-92.

Li, D., Castagna, J., 2013. "Modified S-transform in time-frequency analysis of seismic data", 83rd Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, p. 4629–4634.

Lin, F.C., Tsai, V.C., Schmandt, B., Duputel, Z., Zhan, Z., 2013. "Extracting seismic core phases with array interferometry", Geophys. Res. Lett. 40, no. 6, p. 1049–1053.

Mcfadden, P.D., Cook, J.G., Forster, L.M., 1999. "Decomposition of gear vibration signals by the generalised S transform", Mech. Syst. Signal Process, 13(5), p. 691–707.

Pedersen H.A. and F. Kruger, the SVEKALAPKO Seismic Tomography Working Group, 2007. "Influence of the seismic noise characteristics on noise correlations in the Baltic shield", Geophys. J. Int., 168, p. 197–210.

Picozzi, M., Parolai, S., Bindi, D. Strollo, A., 2009. "Characterization of shallow geology by high-frequency seismic noise tomography", Geophys. J. Int., 176, p. 164–174.

Schimmel, M., Gallart, J., 2007. "Frequency-dependent phase coherence for noise suppression in seismic array data", J. geophys. Res., 112, B04303.

Shapiro, N.M., Campillo, M., 2004. "Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise", Geophys. Res. Lett., 31, L07614.

Shirzad T., Shomali, Z.H., 2013. "Shallow Crustal Structures of the Tehran basin in Iran resolved by Ambient Noise Tomography", Geophys. J. Int., 196, p. 1162-1176.

Shirzad T., Shomali, Z.H., 2016. "Extracting Stable Seismic Core Phases from Ambient Seismic Noise", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 106, No. 1.

Stehly, L., Campillo, M. Shapiro, N.M., 2006. "A study of the seismic noise from its long range correlation properties", J. geophys. Res., B10306.

Stockwell, R.G., Mansinha, L., Lowe, R.P., 1996. "Localization of the complex spectrum: the S transform", IEEE Trans. Signal Process, 44(4), p. 998–1001.

Stockwell, R.G., 2007. "A basis for efficient representation of the S-transform", Digital Signal Process., 17(1), p. 371–393.



# شناسایی فازهای PcP و ScS در گستره ایران با استفاده از تداخلسنجی نوفههای لرزهای محیطی همهههه کهم پارسا غلامعلی، دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زلزله شناسی، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران و <u>p\_gholamali@ut.ac.ir</u>

محمدرضا حاتمی، استادیار، گروه زلزله شناسی، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران و <u>mrhatami@ut.ac.ir</u>

تقی شیرزاد، دانشجوی پسا دکتری، موسسه علوم ستاره شناسی، ژئوفیزیک و هواشناسی، دانشگاه سائوپائولو، برزیل و <u>taghishirzad@gmail.com</u>

### **\$\$\$\$\$**

### چکیدہ :

همبستگی نوفههای لرزهای محیطی یکی از روشهای قدرتمند به منظور استخراج فازهای هستهای لرزهای که از درون زمین منتشر می شوند، می باشد. در این پژوهش با بهره گیری از روش برانباشت جذرمیانگین مربعات، استخراج فازهای هسته پایدار (به عنوان مثال ScS ،PcP) در گستره ایران صورت پذیرفته است. برای این منظور از همبسته سازی داده های پیوسته مولفه قائم، ثبت شده توسط ۲۳ ایستگاه لرزه نگاری باند پهن مرکز ملی شبکه لرزه نگاری باند پهن ایران استفاده شده است. نتایج این مطالعه نشان می دهد که استفاده از پنجره زمانی کوتاه تر (مانند ۲۷۰۰ ثانیه) و همپوشانی ۶۳٪ در رکوردهای لرزه-ای محیطی جهت بازیابی توابع گرین فاز هسته در بازه ۳ تا ۱۲ ثانیه برای اولین بار در گستره ایران با کیفیت مطلوب امکان پذیر است.

**کلید واژه ها**: نوفه لرزهای محیطی، گستره ایران، فازهای لرزهای، تداخل سنجی، تابع گرین تجربی.

# Extracting PcP and ScS Phases in Iran Using Interferometry of Ambient Seismic Noise

Parsa Gholamali, M.Sc. Student, Department of Seismology, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran Mohammad Reza Hatami, Assistant Professor, Department of Seismology, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

Taghi Shirzad, Postdoctoral Researcher, Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Science (IAG), University of Sao Paulo, Brazil

# Abstract:

Ambient noise correlation is now used for extracting the seismic core phases that propagate through the interior of the Earth. Rms-stacking method was applied for all Noise Cross-Correlation Function's (NCFs) calculated for retrieving Empirical Green Function's (EGFs) from ambient seismic noise to extract core phases (e.g., PcP, ScS) in Iran. We processed vertical component recording of continuous data from 23 stations which are equipped with broadband sensor. We use 1 year (Jan. 2013-Jan. 2014) of recording at these stations which are operated by National Center of Broadband Seismic Network of Iran of International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES). We show that, by dividing ambient seismic records into shorter (i.e., 2700s) and overlapping (63%) time windows, before the cross-correlation procedure, we can improve the quality of empirical Green's function generated in the period bands of 3-12 s in Iran.

Keywords: Ambient Seismic Noise, Iran, Core Phases, Interferometry, Empirical Green Function.

**\$\$\$\$** 





### مقدمه :

اصطلاح تداخلسنجی از رادیو اخترشناسی برگرفته شده که در آن به همبستگی متقابل روشهای به کار برده شده برای سیگنالهای رادیویی از اجرام دوردست اشاره دارد. ایده اولیه روش تداخلسنجی لرزهای، آن است که میتوان توسط همبستگی متقابل سریهای زمانی طولانی از نوفههای لرزهای محیطی در ایستگاهها، تابع گرین را به دست آورد.

شاپیرو و کمپیلو (۲۰۰۴)، نشان دادند که توابع همبستگی متقابل نوفههای لرزمای محیطی (۲۰۰۴)، می توانند برای تعیین شاپیرو و کمپیلو (۲۰۰۴)، نشان دادند که توابع همبستگی متقابل نوفههای لرزمای محیطی (۲۰۰۴) می توانند برای تعیین پاسخ لرزمای یا توابع گرین تجربی (EGF's<sup>°8</sup>) برای امواج سطحی بین دو ایستگاه استفاده شوند. استفاده از نوفههای لرزمای می باشد (یانگ و همکاران، ۲۰۰۷). مزیت دیگر استفاده از نوفهها در محدودههایی می باشد که لرزه خیزی کمتری دارند. به همین منظور می توان گستردگی استفاده از این روش را توجیه کرد (شوستر و همکاران، ۲۰۰۴) پیکوزی و همکاران، ۲۰۰۹؛ شیرزاد و شمالی، ۲۰۱۳). امروزه مطالعات متعددی برای بازیابی فازهای هسته (به عنوان مثال ScS 'PcP) بیکوزی و همکاران، فواصل بین ایستگاهی منطقه ای و جهانی صورت پذیرفته است (پلی، کمپیلو و پدرسن، ۲۰۱۲؛ پلی، پدرسن و کمپیلو، فواصل بین ایستگاهی منطقه ای و جهانی صورت پذیرفته است (پلی، کمپیلو و پدرسن، ۲۰۱۲؛ پلی، پدرسن و کمپیلو، فواصل بین و همکاران، ۲۰۱۳؛ پلی و همکاران، ۲۰۱۵). فرض اساسی در بازسازی توابع گرین تجربی با استفاده از این روش، توزیع همسانگرد و تصادفی از چشمههای نوفه لرزمای محیطی است (ویور و لیکس، ۲۰۰۱؛ رو کس و همکاران، ۲۰۰۹).

در این مطالعات، پیش پردازش ( به عنوان مثال حذف میانه و روند و نرمال سازی در حوزه زمان و فرکانس) و روش همبستگی متقابل به طور کلی یکسان میباشد. مطالعات اخیر پیرامون منشا نوفه لرزهای محیطی، حضور غالب چشمههای آنها را در مناطق اقیانوسی که از منابع اصلی برای تابع گرین تجربی میباشند را نشان میدهد (استوتزمن و همکاران، ۲۰۰۹؛ لاندس و همکاران، ۲۰۱۰).

مرز میان هسته-گوشته (۲۳۳۲؛ مرز جامد و مایع)، یک بازتابنده قوی برای امواج است؛ از این رو می توان از این شاخصه جهت مطالعه ساختار گوشته پایینی استفاده کرد. تا پیش از این برای مطالعه فازهای هسته به روش های کلاسیک محدودیت هایی نظیر عمق رویداد، فاصله رومرکزی و غیره وجود داشت، اما امروزه با استفاده از نوفه های لرزهای محیطی، اطلاعات بیشتری را از فازهای هسته ای می توان استخراج کرد. به همین دلیل با استفاده از فازهای هسته بدست آمده از نوفه-های لرزه ای محیطی، می توان کیفیت بهتری را از مطالعات CMB بدست آورد.

<sup>&</sup>lt;sup>35</sup> Noise Cross-Correlation Function's

<sup>&</sup>lt;sup>36</sup> Empirical Green Function's

<sup>&</sup>lt;sup>37</sup> Core-Mantle Boundary



مطالعات استحلی و همکاران (۲۰۰۶)، نشان داده است که توزیع غیر یکنواخت انرژی در گستره مورد مطالعه، منجر به عدم تقارن در توابع گرین تجربی با استفاده از نوفههای لرزهای محیطی می گردد. این تاثیر پذیری منجر به انحراف نتایج مطالعات ساختارهای درونی، تعیین مدلهای سرعتی و در نتیجه تفسیر نادرست نقشههای حاصله از آنها می گردد. به این ترتیب تعیین توابع گرین تجربی بهینه به منظور انجام مطالعات و تفسیر نتایج با صحت لازم اجتناب ناپذیر است. محکککهه

# روش تحقيق:

داده ها و منطقه مورد مطالعه

در این مطالعه از دادههای پیوسته مولفه قائم، ثبت شده در ۲۳ ایستگاه لرزه نگار باند پهن مرکز ملی شبکه لرزه نگاری باند پهن ایران، وابسته به پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله استفاده شده است. موقعیت ایستگاههای مورد مطالعه و دادههای در دسترس در شکل ۱ نمایش دادهشده است. مدت زمان دادههای مورد استفاده ۱۲ ماه، از دی ماه ۱۳۹۱ هجری شمسی تا دی ماه ۱۳۹۲ هجری شمسی (ژانویه ۲۰۱۳ میلادی تا ژانویه ۲۰۱۴ میلادی) میباشد.



شکل ۱. نمایهای از منطقه مورد مطالعه، ایستگاههای مورد استفاده از مرکز ملی شبکه لرزه نگاری باند پهن ایران و دادههای استفاده شده.

پهنه ایران به عنوان یکی از گسترههای لرزهخیز می باشد. به اعتقاد بسیاری از زمین شناسان در پی بسته شدن اقیانوسهای تتیس کهن و تتیس جوان و برخورد ابر قاره گندوانا (عربستان-آفریقا) با ابر قاره اوراسیا بوجود آمده است. این برخورد قارهای که هنوز هم ادامه دارد، باعث تشکیل کمربند کوهزایی آلپ-هیمالیا، به عنوان فعال ترین زون لرزه خیز برخورد قارهای گردیده است. پهنه ایران به عنوان بخشی از این برخورد قارهای می باشد. پیچیدگی زمین ساختی در پهنه ایران باعث شکل گیری مدلهای متفاوت پوسته، اعم از قارهای و اقیانوسی بصورت قطعات نامتجانس یا نواری در کنار یکدیگر شده



است. از حدود بسیت میلیون سال پیش تاکنون، رژیم زمینساختی فشارشی بر پهنه ایران حکمفرما بوده که باعث کوتاه-شدگی و ضخیمشدگی پوسته ایران شده است (آلن و همکاران، ۲۰۰۴).

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

# روش تحقيق

پیش از استفاده داده های تک ایستگاهی به منظور پردازش و جهت بهبود کیفیت توابع گرین تجربی حاصل شده از همبسته سازی با توجه به مطالعات سیتس و همکاران (۲۰۱۲)، داده ها به پنجره های زمانی کوتاه تر (از جمله ۱۸۰۰، ۲۴۰۰، ۲۷۰۰، ۲۷۰۰، ۴۲۰۰، ۴۲۰۰، ۵۴۰۰ ثانیه) جهت تعیین پنجره زمانی مناسب تقسیم شده اند. مطابق با مراحل پردازشی ارائه شده توسط بنسن و همکاران (۲۰۰۷)، به منظور آماده سازی داده ها، مقدار میانه و روند روزانه حذف می گردد و زمان نمونه برداری داده ها ۱۰ نمونه بر ثانیه تعیین می شود.

در این تحقیق داده ها به پنجره زمانی ۲۷۰۰ ثانیه ای تقسیم می شوند. به منظور کاهش اثر غالب دامنه های بزرگ (شامل رویداد زمین لرزه ای، فعالیت های بشری و غیره) بر توابع همبسته نوفه ها، بهنجارش تک بیتی در حوزه زمان اعمال می گردد. با استفاده از این روش مقادیر دامنه ها، توسط علامت آن ها جایگزین می گردد. یعنی تمامی دامنه های مثبت با مقدار ۱+ و تمامی دامنه های منفی با مقدار ۱- جایگزین می شوند. پس از اعمال بهنجارش در حوزه زمان داده های اولیه در بازه زمانی ۳

تعیین پنجره زمانی مناسب با توجه به مطالعات پیشین (شیرزاد و شمالی، ۲۰۱۶) و با استفاده از بازیابی توابع گرین تجربی حاصل شده برای هر فاز هستهای که تمامی مراحل آن (شامل پیش پردازش، همبستگی متقابل، مشتقات زمانی و رویکردهای برانباشت) به ترتیب تکرار شدهاند، صورت گرفته است (شکل ۲). مطالعات انجام شده توسط سیتس و همکاران (۲۰۱۲)، نشان میدهد که پنجرههای همپوشانی، توابع گرین تجربی با کیفیت بالاتری را ارائه میدهد. بنابراین در این تحقیق از پنجرههای زمانی کوتاه و دارای همپوشانی ۳۶٪ استفاده شده است.



شکل۲. الگوی نسبت سیگنال به نوفه به عنوان تابعی از پنجرههای زمانی مختلف برای فازهای لرزهای متفاوت از جفت ایستگاه ASAO\_KRBR. در روش برانباشت جذرمیانگین مربعات (شیرزاد و شمالی، ۲۰۱۳)، ابتدا مقادیر جذرمیانگین مربعات پنجره سیگنال مورد انتظار در هر تابع گرین تجربی در پنجره زمانی برای هر فاز هسته به صورت جداگانه محاسبه شدند. پنجره سیگنال مورد



انتظار برای هر فاز هسته به صورت جداگانه با استفاده از پنجرههای متقارن ۴۰ ثانیه ی در محدوده زمان ورود پیش بینی شده که به عنوان مرکز پنجره زمانی برای یک دوره زمانی مشخص در نظر گرفته می شود، تعریف شد. علاوه بر این، برای ارزیابی زمانهای رسید متناظر با هر فاز هسته از بسته نرمافزاری لرزه نگاری TauP (کراتول و همکاران، ۱۹۹۹) و مدل IASPEI (کنت و انگدال، ۱۹۹۱) استفاده می شود. گام بعدی شامل مرتب سازی مقادیر جذرمیانگین مربعات محاسبه شده از بزرگترین مقدار به کوچکترین مقدار به شکل منحنیهای جذرمیانگین مربعات برای هر فاز به صورت مجزا می باشد (شکل ۳). مقادیر جذرمیانگین مربعات مرتب شده ممکن است به بخش های زمانی مختلفی از مجموعه داده ها تعلق داشته با شند که در این کار به عنوان تابع گرین تجربی های پنجره زمانی غیرمتوالی شناخته می شوند. در نهایت، برای استخراج تابع گرین تجربی هسته، تمام توابع گرین تجربی های با پنجره زمانی غیرمتوالی شناخته می شوند. در نهایت، برای استخراج تابع شده بودند، بر اساس مقادیر نسبت سیگنال به نوفه (<sup>۸</sup> SNR)، سیگنال های محاسبه شده انباشته شدند. در نتیجه، روش برانباشت تضمین می کند که نسبت سیگنال به نوفه یک سیگنال محاسبه شده همیشه افزایش می یابد؛ در غیر این صورت، تابع گرین تجربی مربوط به پنجره زمانی مورد نظر به صورت سیستماتیک از فرآیند بر انباشت رمی شدند. در نتیجه، روش



شکل۳. منحنیهای جذرمیانگین مربعات بدست آمده برحسب تعداد توابع گرین تجربی محاسبه شده برای فازهای PcP, ScS برای جفت ایستگاه (فاصله در حدود ۸۱۱ کیلومتر) در پنجره زمانی ۲۷۰۰ ثانیهای در بازه زمانی ۳ تا ۱۲ ثانیهای.

روکس و همکاران (۲۰۰۵) و سابرا و همکاران (۲۰۰۵)، بیان کردند که مقادیر منفی مشتق زمانی تابع های برانباشت شده توسط هر جفت ایستگاه معادل با تابع گرین تجربی در فاصله بین دوجفت ایستگاه است. لـذا از تمـامی توابع برانباشت حاصل مشتق زمانی گرفته می شود.

<sup>38</sup> Signal to Noise Ratio





شکل۴. نمایش فاز PcP بدست آمده با استفاده از برانباشت جذرمیانگین مربعات. در این شکل محور افقی زمان برحسب ثانیه و محور عمودی دامنه می-باشد.



شکل۵. نمایش فاز ScS بدست آمده با استفاده از برانباشت جذرمیانگین مربعات. در این شکل محور افقی زمان برحسب ثانیه و محور عمودی دامنه میباشد. ♦♦♦♦♦♦♦

# نتیجه گیری:

ىحث

همان طور که در شکل ۲ مشاهده شد، می توان با کوتاه تر کردن پنجرههای زمانی توابع گرین تجربی حاصله از نوفههای لرزهای با کیفیت بالاتری داشته باشیم. باید به این نکته توجه داشت که افزایش طول پنجره زمانی ممکن است تعداد کل توابع نوفه همبسته شده را کاهش دهد. با این حال، در این مطالعه از پنجره زمانی ۲۷۰۰ ثانیه استفاده شده است. شکل های ۴ و ۵ فازهای هسته استخراج شده (شامل ScS ،PcP) را برای محدوده زمانی ۳ تا ۱۲ ثانیه نمایش می دهد. همچنین برای ارزیابی زمان رسید فازهای هسته استخراج شده از بسته نرمافزاری لرزه نگاری TauP (کراتول و همکاران، ۱۹۹۹) و مدل





IASPEI (کنت و انگدال، ۱۹۹۱) استفاده می شود. مقادیر جذرمیانگین مربعات در پنجره های سیگنال در فرایند برانباشت برای افزایش کیفیت توابع گرین تجربی و افزایش نسبت سیگنال به نوفه استفاده می شوند. در مقایسه با سایر الگوریتم های برانباشت (به عنوان مثال، روش های برانباشت کلاسیک)، روش برانباشت جذرمیانگین مربعات به یک فاز خاص بستگی دارد (به عنوان مثال ScS ،PcP).

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

# نتيجه گيري

در این مطالعه نشان دادیم که بازسازی توابع گرین تجربی و مشخص کردن فازهای هستهای (از جمله PcP، ScS) برای اولین بار در گستره ایران با استفاده از همبستگی نوفههای لرزهای محیطی امکان پذیر است و نتایج در ذیل به تفکیک موردی بان می گردد:

- کیفیت و بهبود توابع گرین تجربی فاز هسته با استفاده از پنجره های زمانی کوتاه تر حاصل شده است که با نتایج سیتس و همکاران (۲۰۱۲) و شیرزاد و شمالی (۲۰۱۶) ساز گار است.
- در این مطالعه هر فاز هسته بصورت جداگانه استخراج می شود زیرا برانباشت جذرمیانگین مربعات به بررسی یک فاز مشخص بستگی دارد.
- توابع گرین تجربی فاز هسته با استفاده از ۷۷ روز داده همبسته شده مورد استفاده در برانباشتهای جذرمیانگین مربعات حاصل می شود.

#### **\$\$\$\$**

### **References:**

Allen, M., Jackson, J., Walker, R., 2004. "Late Cenozoic recognition of Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates", Tectonics, Vol. 23, art. No. TC2008.

Bensen, G.D., Ritzwoller, M.H., Barmin, M.P., Levshin, A.L., Lin, F.C., Moschetti, M.P., Shapiro, M.M., Yang, Y., 2007. "Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements", Geophys. J. Int., 169, p. 1239–1260.

Crotwell, H.P., Owens, T.J., Ritsema, J., 1999. "The TauP toolkit: Flexible seismic travel time and ray-path utilities", Seismol, Res. Lett. 70, no. 2, p. 154–160.

Kennett, B.L.N., Engdahl, E. R., 1991. "Traveltimes for global earth- quake location and phase identification", Geophys. J. Int. 105, p. 429–465.

Landes, M., Hubans, F., Shapiro, N. M., Paul, A. and Campillo, M., 2010. "Origin of Deep Ocean Microseism by Using Teleseismic Body Waves", J. Geophys. Res., 115, B05302.

Lin, F.C., Tsai, V.C., Schmandt, B., Duputel, Z., Zhan, Z., 2013. "Extracting seismic core phases with array interferometry", Geophys. Res. Lett. 40, no. 6, p. 1049–1053.

Picozzi, M., Parolai, S., Bindi, D. Strollo, A., 2009. "Characterization of shallow geology by high-frequency seismic noise tomography", Geophys. J. Int., 176, p. 164–174.

Poli, P., M. Campillo, H. Pedersen, and LAPNET Working Group. 2012. 'Body-wave imaging of Earth's mantle





discontinuities from ambient seismic noise ", Science 338, p. 1063-1065.

Poli, P., Pedersen, H., Campillo, M., 2012. "Emergence of body waves from cross-correlation of short period seismic noise", Geophys. J. Int. 188, no. 2, p. 549–558.

Poli, P., Thomas, C., Campillo, M., Pedersen, H., 2015. *"Imaging the D reflector with noise correlations"*, Geophys. Res. Lett. 42, p. 60–65.

Roux P., Sabra, K., Gerstoft, P., Kuperman, W.A., Fehler, M.C., 2005. "P-waves from cross correlation of seismic noise", Geophys. Res. Let., 32, L19303.

Sabra, K., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W.A., Fehler, M.C., 2005. "Extracting time domain Green's function estimates from ambient seismic noise", Geophys. Res. Lett., 32, L03310.

Schuster, G.T., Yu, J., Sheng, J., Rickett, J., 2004. "Interferometric/daylight seismic imaging", Geophys. J. Int., 157, p. 838-852.

Seats, J. K., Lawrence, J.F., Prieto, A.G., 2012. 'Improved ambient noise correlation functions using Welch's method'', Geophys. J. Int. 188, p. 513–523.

Shapiro, N.M., Campillo, M., 2004. "Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise", Geophys. Res. Lett., 31, L07614.

Shirzad T., Shomali, Z.H., 2013. "Shallow Crustal Structures of the Tehran basin in Iran resolved by Ambient Noise Tomography", Geophys. J. Int., 196, p. 1162-1176.

Shirzad T., Shomali, Z.H., 2016. "Extracting Stable Seismic Core Phases from Ambient Seismic Noise", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 106, No. 1.

Stehly, L., Campillo, M. Shapiro, N.M., 2006. "A study of the seismic noise from its long range correlation properties", J. geophys. Res., B10306.

Stutzmann, E., Schimmel, M., Patau, G., Maggi, A., 2009. "Global climate imprint on seismic noise", Geochem. Geophys. Geosyst., 10, Q11004.

Tatar, M., Hatzfeld, D., Martinod, J., Walpersdorf, A., Ghafori-Ashtiany, M., Chery, J., 2002. *"The present-day deformation of the central Zagros from GPS measurements"*, Geophys Res. Lett., No.9, 1927.

Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abassi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., Chery, J., 2004. "Contemporary Crustal Deformation and Plate Kinematics in Middle East Constrained by GPS Measurements in Iran and Northern Oman", Geophys. J. Int., 157(1), p. 381-398.

Weaver, R.L., Lobkis, O.I., 2001. "Ultrasonics without a source: thermal fluctuation correlations at MHz frequencies", Phys. Rev. Lett., 87, 134301-1.

Yang, Y., Ritzwoller, M.H., Levshin, A.L., Shapiro, N.M., 2007. "Ambient noise Rayleigh wave tomography across Europe", Geophys. J. Int., 168, p. 259–274.





# بررسی تغییرات عمقی و جهتی توزیع لرزهخیزی در ناحیهی زاگرس با استفاده از روش مدلسازی واریوگرام

### **\$\$\$\$**

فهيمه كوليوند' ، سيد ناصر هاشمي'

۱ دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، F.Koolivand2015@gmail.com

<sup>۲</sup>استادیار زمین شناسی ساختاری و لرزه زمین ساخت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، hashemi@du.ac.ir

### **~~~~~**

# چکیدہ :

در این پژوهش الگوی تغییرات عمقی و جهتی متغیر انرژی لرزهای آزادشده در ناحیهی زاگرس با استفاده از روش تحلیل واریو گرامها مورد بررسی قرار گرفته است. به این منظور دادههای لرزهخیزی ناحیه در بازهی زمانی ۲۰۱۷–۲۰۰۶ (به مدت ۱۲ سال)، تحلیل شده و برای متغیر انرژی لرزهای آزاد شده، نمودارهای واریو گرام در بازههای عمقی مختلف و در ۶ راستای مختلف با فاصله ۳۰ درجهای، تهیه شده و مورد تحلیل و تفسیر قرار گرفته است. نتایج حاصل نشان می دهد که با افزایش عمق، ناپیوستگی و ناهمگنی تغییرات جهتی انرژی لرزهای آزادشده افزایش می یابد و متغیر مورد مطالعه، در راستاهای نزدیک به شمال شرق–جنوب غرب در اعماق کمتر از ۲۰ کیلومتر دارای بیش ترین شدت تغییرپذیری بوده و در راستای عمود برآن (به موازات روند کلی کمربند چین خورده–رانده زاگرس)، کم ترین مقدار تغییرپذیری را نشان می دهد. تنایج این تحقیق نشان می دهد روش مدل سازی واریو گرامها به نحو قابل اعتمادی می تواند در ارزیابی و تعلیل و تفسیر تغییرات مکانی سه بعدی لرزه خیزی در نواحی فعال لرزه خیز، مورد استفاده قرار گیرد.

**کلید واژه ها:** تحلیل مکانی، لرزهخیزی، لرزه زمین ساخت، انرژی لرزهای آزادشده، ناحیه زاگرس، واریو گرام

# Assessment of directional and depth variations of seismicity in the Zagros region using Variogram modeling technique

Fahimeh Koolivand<sup>1</sup>, Seyed Naser Hashemi<sup>2</sup>

<sup>1</sup>M.Sc. student, School of Earth Sciences, Damghan University, F.Koolivand2015@gmail.com

<sup>2</sup>Assist. Prof., School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran, hashemi@du.ac.ir

### Abstract:

In this research, the directional and depth patterns of seismic energy released in the Zagros region have been investigated using Variogram analysis method. For this purpose, seismicity data of the region in a period of 12 years (2006-2017) have been analyzed and then Variograms representing the spatial variation of seismic energy released have been provided and interpreted for different depth ranges as well as for 6 different directions with



30 degrees intervals. The results obtained show that by increasing depth, the heterogeneity and discontinuity of seismic energy released as a regionalized variable, are increased. Furthermore, in depth ranges less than 20 km, highest degree of variations of this variable are observed across the directions close to NW-SE (nearly parallel to the general trend of the Zagros belt), and in contrast, the least spatial variations are observed in directions nearly perpendicular to the axis. It is concluded that Variogram modeling technique, can be reliably used for evaluating 3D spatial variations associated with the seismicity of active regions.

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

**Keywords:** Spatial analysis, Seismicity, Seismotectonics, Seismic energy released, Zagros region, Variogram

کمربند چین خورده-رانده زاگرس، در قسمت میانی کمربند کوهزایی آلپ-هیمالیا قرار گرفته و یکی از جوان ترین کوهزادهای سنوزوئیک محسوب می شود که با روند شمال غرب-جنوب شرق، از کوههای تاروس در ۳۰۰ کیلومتری جنوب شرق گسل آناتولی در ترکیه شروع شده و به طول ۱۸۰۰ کیلومتر سرتاسر شمال عراق و جنوب غرب ایران را دربر گرفته و با تغییر روند شمالی-جنوبی خود توسط گسل میناب، از یهنهی مکران جدا می شود (حسامی و همکاران ۲۰۰۱). ناحیهی مذکور از نظر لرزهخیزی بسیار فعال است و زلزلهخیزترین ناحیه در ایران بوده که بیش از ۵۰ درصد زمینلرزههای ایران در گسترهی این ناحیه روی میدهد (میرزایی و همکاران، ۱۹۹۸). ویژگیهای زمین شناسی، الگوی ساختاری، نرخ همگرایی و مقدار کوتاه شدگی در بخش های مختلف زاگرس، یکسان نیست و همین امر سبب لرزه خیزی غیر یکنواخت در زاگرس شده است (سرکاری نژاد و همکاران، ۲۰۱۳؛ نیسن و همکاران، ۲۰۱۴). اغلب این زمین لرزههای رخ داده دارای بزرگیهای کوچک تا متوسط هستند و بهطور کلی بزرگی آنها عموما کمتر از ۷ در مقیاس گشتاوری است و در زیر توالی رسوبی زاگرس رخ میدهند (تالبوت و علوی، ۱۹۹۶)، گرچه در بعضی موارد عمق زمین لرزههای زاگرس تا ۶۰ کیلومتر هم گزارش شده است، با این حال اکثر زمین لرزهها به طور متوسط ۳۰ کیلومتر عمق دارند. یکی از راههای موثر در شناخت رفتار لرزهخیزی و یافتن الگوی تغییرات مکانی یارامترهای مرتبط با لرزهخیزی، استفاده از روشهای زمین آماری به منظور دستیابی به پیشبینی زلزلهها میباشد. واریو گرام یکی از مفیدترین ابزارهای زمین آماری در راستای نیل به این هدف می باشد که امکان تحلیل و تفسیر ساختار، مقیاس و شدت تغییرات مکانی متغیرهای ناحیهای را فراهم میسازد (خسروی و اسمعیلی، ۱۳۹۴). در طی دهههای اخیر مطالعات فراوانی در رابطه با کاربرد این روش در بررسی تغییرات مکانی پارامترهای لرزهخیزی به عمل آمده است. در این تحقیق کوشش نمودهایم در ادامه کار قبلی خود (هاشمی و کولیوند، ۱۳۹۷)، به بررسی تغییرات عمقی و جهتی متغیر مقدار انرژی لرزهای آزاد شده در ناحیه زاگرس بپردازيم.

از آنجا که در مطالعات علوم زمین، بسیاری از متغیرها تغییرات مکانی وابسته به جهت دارند، لذا میتوان از بررسی و مقایسه واریو گرامهای تهیه شده در جهات مختلف برای مطالعه الگوی جهتی تغییرات متغیرها استفاده نمود (دویچ، ۲۰۰۲). این نمودار تغییرات واریانس یک متغیر ناحیهای نسبت به فاصله را طبق معادله زیر نمایش میدهد:

مقدمه:

لتكاويام نوراسان قم





 $\gamma_{(h)} = \frac{1}{2N_{(h)}} \sum_{i=1}^{N_{(h)}} \left[ Z_{(u_{(i)}+h)} - Z_{(u_{(i)})} \right]^2$ 

که در فرمول فوق <sub>(h)</sub> مقدار واریانس، (h تعداد جفت دادههایی که در جدایش فاصلهای h برای محاسبه واریانس مورد استفاده قرار گرفته است، و Z<sub>(u)</sub> نیز مقادیر متغیر ناحیهای مورد مطالعه در موقعیت مکانی u است (وبستر و الیور، ۲۰۰۷). متغیرهای ناحیهای بر حسب شدت و نحوه تغییرات مکانی مقادیر آنها، الگوهای متفاوتی از این نمودار را نشان میدهند.

# **\$\$\$\$**

### روش تحقيق:

در این پژوهش الگوی تغییرات مکانی لرزهخیزی در ناحیه زاگرس با استفاده از روش تحلیل واریو گرام مورد بررسی قرار گرفته و رویدادهای لرزهای ثبت شده در گسترهی زاگرس از کاتالوگ دادههای لرزهای مرکز لرزهنگاری کشوری (وابسته به موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران)، در بازهی زمانی ابتدای ۲۰۰۶ تا پایان ۲۰۱۷ میلادی ( به مدت ۱۲ سال) و به تعداد ۱۶۴۵۱ دادهی لرزهای با بزرگای مساوی و بیشتر از ۲/۵ ریشتر، استخراج شده است. در گام بعدی دادهها در چهار بازهی عمقی تقسیم گردید:

- عمق۱ → ۱۰>d کیلومتر
- عمق۲ → ۲۰>d≤۲۰ کیلومتر
- عمق۳ → ۳۰<d≤۳۰ کیلومتر

# عمق۴ → d≤۳۰ کیلومتر

یکی از اساسی ترین پارامترها برای توصیف زلزلهها، انرژی لرزهای منتشر شده میباشد که میزان این انرژی به طور مستقیم، به بزرگای آن زلزله مرتبط است؛ و باتوجه به این که بزرگای یک زلزله در مقیاس های مختلفی قابل تعیین است، روابط تجربی متفاوتی نیز، توسط محققین برای محاسبهی انرژی لرزهای زلزلهها، ارائه شده است(گوتنبرگ و ریشتر، ۱۹۵۶؛ هاتون وبور، ۱۹۸۷). در این تحقیق ما برای محاسبهی انرژی، از یکی از رایج ترین و در عین حال دقیق ترین این روابط استفاده نمودیم (کاناموری و همکاران، ۱۹۹۳):

# $\log E_s = 1.96M_L + 2.05$

پساز آن به منظور بررسی تغییرات مکانی لرزه خیزی در ناحیه ی زاگرس، ابتدا منطقه را به چهار گوش هایی با ابعاد ۲۵، در ۲۵، درجه، شبکهبندی کرده و سپس برای هر سلول، مقدار انرژی لرزهای آزاد شده در سال (برحسب مگا ژول) را محاسبه کرده و به عنوان یک متغیر به سلول ها اختصاص داده و به منظور افزایش دقت و کاهش خطا در محاسبات، سلول هایی که در آن ها زلزله ای رخ نداده بود، را حذف نمودیم. نقشه الگوی توزیع مکانی مقدار انرژی لرزه ای آزاد شده در ناحیه زاگرس، در شکل ۱ ارائه شده است. همچنین در شکل ۲ نقشه های تهیه شده، الگوی توزیع مکانی متغیر مذکور را در بازه های عمقی که از قبل تعیین نمودیم، نمایش می دهند.





شکل ۱: نقشه الگوی توزیع مکانی متغیر مقدار انرژی لرزهای آزادشده در ناحیه زاگرس



d<۱۰ شکل۲: نقشه الگوی توزیع مکانی متغیر مقدار انرژی لرزهای آزادشده در ناحیه زاگرس در بازههای عمقی مختلف((الف: 10−b کیلومتر، ب: 10−b≤1 کیلومتر، ج: 20−b≤1 کیلومتر، د: d=20 کیلومتر، د: d=20 کیلومتر)



نقشههای توزیع انرژی لرزهای آزادشده که در شکل ۲ به صورت جداگانه برای هر بازهی عمقی رسم شده، نشاندهندهی بیش ترین مقدار انرژی لرزهای آزادشده به واسطهی رخدادهای لرزهای مسبب آنها است که در بخشهای نزدیک به مرکز کمربند زاگرس واقع شده و بر نواحی با تمرکز بالای گسلهای فعال منطبق هستند. نتایج حاصل از بررسی نقشهها، حاکی از آن است که فراوانی رخدادهای لرزهای با افزایش عمق، ارتباط معکوس دارند و در اعماق بیش از ۲۰ کیلومتر تعداد زمین لرزهها کاهش چشمگیری داشته اند؛ در نتیجه انرژی لرزهای آزادشده به واسطهی این زمین لرزهها، به شدت کاهش یافته و فاقد اعتبار کافی برای تحلیل و تفسیرهای آماری می باشد.

در ادامه و به منظور بررسی چگونگی تغییرات مکانی متغیر مورد مطالعه و وابستگی این تغییرات به جهت، دادههای این تحقیق در نرم افزار Surfer مورد تحلیل قرار گرفت و نمودارهای واریوگرام مربوط به متغیر مذکور در جهات مختلف و بازههای عمقی متفاوت، در شکلهای ۳، ۴ و ۵ تهیه شد.



بازهی عمقی d<10 کیلومتر



شکل۴: نمودارهای واریوگرام جهتی تهیه شده برای بررسی نحوه توزیع مکانی انرژی لرزهای آزادشده در ناحیه زاگرس در بازهی عمقی ۲۰≤d<۲۰ کیلومتر

مقایسه ی شیب بخش پرش واریو گرامها در اعماق مختلف نشان می دهد که توزیع مکانی مقدار انرژی لرزهای آزاد شده، در عمق ۱ تاحدودی همگن است و با افزایش عمق از درجه ی همگنی کاسته شده و در عمق ۲ واریو گرامها زودتر به سقف می رسند و شیب بخش میانی آنها افزایش می یابد؛ درنتیجه در این بازه ی عمقی دامنه ی تاثیر کوچک تر بوده و نهایتا گستردگی ساختار فضایی نسبت به اعماق کم تر از آن، کاهش می یابد. نتایج بررسی های جهتی در اعماق مختلف، نشان می دهد که نمودارهای واریو گرام در راستاهای E 00-00 دارای بیش ترین تغییرات مکانی توزیع انرژی بوده اند و در همه ی بازه های عمقی روند ثابتی داشته و بیش ترین ناهمسانگردی در عمق ۲ مشاهده می شود.

واریو گرامهای جهتی تهیه شده در شکل۵، برای بازههای عمقی بیش از ۲۰ کیلومتر رسم شدهاند که به دلیل عدم تبعیت از فرم کلی واریو گرام قابل تفسیر نیستند. همچنین در اعماق بیش از ۳۰ کیلومتر نیز، به دلیل تعداد کم دادهها و ناکافی بودن میزان انرژی لرزهای آزادشده نمیتوان واریو گرام رسم کرد، و بنابراین از تحلیل مکانی متغیرهای رخدادهای لرزهای این بخش صرفنظر نمودیم.



شکل∆: نمودارهای واریوگرام جهتی تهیه شده برای بررسی نحوه توزیع مکانی انرژی لرزهای آزادشده در ناحیه زاگرس در بازههی عمقی ۳۰=b≥۲۰

#### **\$\$\$\$**

### نتیجه گیری:

در این تحقیق، کاربرد روش زمین آماری واریو گرامها در بررسی الگوی تغییرات مکانی مقدار انرژی لرزهای آزادشده در این اعماق مختلف ناحیهی زاگرس، مورد مطالعه و بررسی قرار گرفتهاست. نقشههای توزیع انرژی لرزهای آزادشده در این ناحیه نشاندهندهی بیش ترین مقدار انرژی آزادشده در بازهی عمقی ۲۰ تا ۱۰ کیلومتری میباشد و همچنین، مقایسهی واریو گرامهای تهیه شده در اعماق مختلف و راستاهای متفاوت، گویای آن است که با تغییر راستا، تفاوت قابل ملاحظهای در الگوی تغییرپذیری انرژی لرزهای آزادشده در ناحیهی زاگرس دیده میشود و براین اساس، تغییرپذیری متغیر انرژی لرزهای آزادشده، در همهی اعماق دارای الگوی کاملا ناهمسانگرد است و با افزایش عمق، پیوستگی و همگنی انرژی





لرزهای رها شده کاهش مییابد. بیشترین شدت تغییرپذیری در ناحیهی زاگرس، مربوط به واریو گرامهایی با کمترین دامنهی تاثیر است که متعلق به راستای N30-60E و عمود بر روند کلی زاگرس میباشد و میتوان دلیل این امر را قرار گیری گسلهای لرزهزای فعال این ناحیه، هم جهت با روند کلی این پهنه لرزه خیز دانست. درجهت عمود برآن و به موازات روند کلی زاگرس نیز، تغییرپذیری متغیر مذکور، کاهش مییابد. روند این تغییرات جهتی با افزایش عمق ثابت بوده اما همگنی و پیوستگی توزیع مکانی انرژی لرزهای، با افزایش عمق کاهش مییابد.

۲۳ و ۲۵ آیان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

## **\$\$\$\$**

# منابع فارسی :

خسروی، ی. و اسمعیلی، ع. ۱۳۹۴، "تحلیل فضایی دادههای محیطی با زمین آمار"، چاپ اول، (۷۱–۴۸)، انتشارات آذر کلک هاشمی، ن.، کولیوند، ف.، ۱۳۹۷، " تحلیل مکانی لرزه خیزی در ناحیـه زاگـرس بـا اسـتفاده از مـدل سـازی واريـوگرام"،

هجدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، ۲۰–۱۸ اردیبهشت ۱۳۹۷، (۱۲۳۶–۱۲۳۳)

### **\$\$\$\$**

#### **References:**

Deutsch, C.V., 2002. "Geostatistical Reservoir Modeling", Oxford University Press, p.116-197.

Gutenberg, B., Richter, C.F., 1956. "Seismicity of the earth and associated phenomena", 2nd Edition, Princeton Univ. Press, P.310.

Hessami, k., koyi, H.A. Talbot, C.J., 2001. "The Significance of Strike-Slip Faulting in the Basement of the Zagros Fold and thrust Belt", Journal of Petroleum Geology, 24(1), p.5-28.

Hutton, L. K., Boore, D. M., 1987. "The ML scale in southern California", Bulletin of the Seismological Society of the America, 77, p.2074–2094.

Kanamori, H., Mori, J., Hauksson, E., Heaton, L.K., Jones, L.M., 1993. "Determination of earthquake energy release and ML using TERRASCOPE", Bulletin of the seismological Sosiety of America, 83, p.330-346.

Mirzaei, N., Gao, M., Chen, Y.T., 1998. "Seismic sources regionalization for seismic zoning of Iran: Major seismotectonic provinces", Journal of Earthquake Prediction Reasearch, 7, p.465-495.

Nissen, E., Jackson, J., Jahani, S., Tatar, M., 2014. "Zagros "phantom earthquakes" reassessed—The interplay of seismicity and deep salt flow in the Simply Folded Belt?", Journal of Geophysical Research: Solid Earth, p. 14-23.

Sarkarinejad, K., Mehdi Zadeh, R., Webster, R., 2013. "Two-dimensional spatial analysis of the seismic b-value and the Bouguer gravity anomaly in the southeastern part of the Zagros Fold-and-Thrust Belt, Iran tectonic implications", Journal of Asian Earth Sciences, 62, p.308-316.

Talbot, C. J., Alavi, M., 1996. "The past of a future syntaxis across the Zagros",: London, Geological Society Special Publication, Vol. 100, p.89–109.

Webster, R., Oliver, M.A., 2007. "Geostatistics for Environmental Scientists", Second Edition, John Wiley & Sons, Ltd.





# ارزیابی خطر زمین لرزه در محدوده شهر جیرفت با استفاده از روش تحلیلی

**\$\$\$\$** 

زینب لشکری بمی ۱ ، اسماء مسلمی مهنی ۱، مه سیما رجایی نژاد۱، رضا درخشانی ۲ ، شهرام شفیعی بافتی ۲

samira\_lashkari1984@yahoo.com ا-دانشجوی کارشناسی ارشد بخش زمین شناسی دانشگاه شهید باهنر کرمان

۲- عضو هیأت علمی بخش زمین شناسی دانشگاه شهید باهنر کرمان

**~~~~~** 

چکیدہ :

بصورت کلی در دنیا ۴۰ بلای طبیعی شناسایی شده است که ۲۴ مورد آن در استان کرمان رخ داده و یا امکان رخ داد آن وجود دارد که مهمترین آنها از بعد روانی، «زمین لرزه» است، زیرا در مدت بسیار کوتاه، خسارات بسیار گسترده ای را بر جامعه تحمیل می کند. استان کرمان به دلیل وسعت زیاد (استان کرمان با ۱۹۲۹۸۷ کیلومترمربع مساحت، حدود ۱۱ درصد از مساحت کل کشور را شامل می شود) و شرایط خاص جغرافیایی بر روی گسل های متعدد و قدر تمندی به لحاظ میزان لرزه زایی قرار گرفته است. استان کرمان با دارا بودن ۱۸ گسل فعال زمین لرزه های تاریخی را پشت سر گذاشته است که از آن جمله می توان به زمین لرزه ویرانگر گلبافت در سال ۱۹۶۰ و زمین لرزه های تاریخی را پشت سر گذاشته است که بم که متأسفانه فاجعه آمیزترین حادثه دردناک سال های اخیر ایران را رقم زد اشاره کرد. گسل جیرفت چهاردهمین گسل فعال استان کرمان می باشد و دارای روند تقریبا شمالی–جنوبی بوده و با توجه به فعال بودن این گسل و عدم تخلیه انرژی در قرن اخیر و عبور آن از زیر شهر جیرفت و مناطق شهری باید توجه و مراقبت خاص از مناطق اطراف این گسل بعمل بیاوریم ، به دلیل اهمیت موضوع، در این نوشتار اقدام به بررسی لرزه خیزی شهر جیرفت به روش تحلیلی گردید.

كليد واژه ها : زمين ساخت، زمين لرزه، كرمان، جيرفت ، گسل ، زمين شناسي.

### Assessment of earthquake hazard in the city of Jiroft using analytical method

Zeynab Lashkari Bami<sup>1</sup>, Asma Moslemi mehni<sup>1</sup>, Mahsima Rajaee nejad<sup>1</sup>, Reza Derakhshani<sup>2</sup>, Shahram Shafiee Bafti<sup>2</sup>

 1- MSc Student, Department of Geology, Shahid Bahonar University of Kerman samira\_lashkari1984@yahoo.com
 2- Department of Geology, Shahid Bahonar University of Kerman



### Abstract:

In general, 40 natural disasters have been detected in the world, 24 of which occurred in the province of Kerman, or the possibility of occurrence, the most important of which is psychological, "earthquake", because in a very short time, very extensive damage Imposes on society. Kerman province due to the large area (Kerman province with 192987 square kilometers, about 11 percent of the total area of the country), and special geographical conditions on numerous faults and powerful in terms of seismicity. Kerman province has 18 earthquakes that have been affected by historical earthquakes, including the devastating earthquake Golbaf in 1360 and the Zarand earthquake in 1356 and the January 2003 earthquake in Bam, which, unfortunately, has been the most catastrophic event of the years Noted recent Iran. The Jiroft fault is the 14th active fault of Kerman province and it has a roughly north-south trend. Due to the fact that this fault is active and the lack of energy drainage in the last century and passing through the city of Jiroft and urban areas, special attention and care From the areas around this fault. Due to the importance of the subject, this paper attempted to analyze the seismicity of Jiroft city by analytical method.

Keywords : Tectonic, Earthquake, Kerman, Jiroft, fault, geology.

## **~~~~~**

#### مقدمه :

زمین لرزه های مخرب و فاجعه آمیز چند دهه اخیر نشان داد که ایران کشوری لرزه خیز است و هیچ نقطه ای از آن از خطر زمین لرزه در امان نیست. کشور ما در قسمت میانی کمربند کوهزایی آلپ-هیمالیا واقع شده است و حرکات ناشی از این پدیده هنوز به اتمام نرسیده و تعادل نهایی برقرار نشده است؛ لذا با توجه به موقعیت ایران و واقع شدن در بین دو قاره قدیمی و مقاوم یعنی اوراسیا در شمال و آفریقا – عربستان در جنوب، شکننده بودن پوسته زمین در آن امری طبیعی بوده و وجود گسل های فعال و فراوان و زمین لرزه های متعدد دلیل این مدعا است. با در نظر گرفتن طول گسل های فعال کشور و منطقه خطر آن ها (۲۰ کیلومتر اطراف گسل ها)، ۳۵ درصد از مساحت ایران با خطر جدی زمین لرزه مواجه است. بیشترین فعالیت گسل ها در استان کرمان از نوع امتدادلغز است. گاهی فاصله شهرها تا گسل ها بهقدری نزدیک است که اکثر گسل ها نام خود را از شهرها و آبادی های مجاور خود به عاریه گرفته اند مانند گسل بم، گسل کوهبنان، گسل سیرچ-گلباف، گسل شهداد، گسل جیرفت و....

جیرفت ، شهری در استان کرمان ، در کرانه ی هلیل رود و دامنه ی جنوبی جبالبارز ، در موقعیت جغرافیایی" ۱۳ '۶۸ °۲۸ شمالی و " ۱۳ '۶۴ °۵۷ شرقی است. این شهر با ۶۵۰ متر ارتفاع از سطح دریا در ۲۳۰ کیلومتری جنوب شرقی شهر کرمان و ۱۳۷۵ کیلومتری جنوب شرق تهران، در قسمت شمالی فرورفتگی جازموریان و در مجاورت پرآب ترین و مهمترین رودخانه این حوزه یعنی هلیل رود واقع شده است.(عباس نژاد،۱۳۸۳، شفیعی و همکاران،۱۳۸۱) هوای شهر ، در تابستان ،





بسیار گرم و در زمستان ، معتدل است. هر چند که دشت جیرفت از جمله کم ارتفاع ترین دشت های داخلی ایران می باشد، اما به دلیل وجود کوه های مرتفع اطراف و اختلاف ارتفاع ناگهانی آنها با دشت که گاه به بیش از ۳۰۰۰ متر نیز می رسد اقلیم و شرایط طبیعی متفاوتی در منطقه بوجود آمده در نتیجه باعث تولید محصولات متنوع کشاورزی ( سردسیری و گرمسیری ) و جذب عشایر کوچ رو گردیده است.

۲۳ و ۲۵ آیان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

**\$\$\$\$\$** 

# روش تحقيق:

روش های متعددی برای بر آورد خطر زمین لرزه در هر منطقه ای وجود دارد که در نوشتارهای مختلف به آنها اشاره شده است.(درخشانی و سالاری ۱۳۹۴، سالاری و درخشانی ۱۳۹۳، صفری نژاد و همکاران ۱۳۹۴) در این پژوهش از روش تحلیلی استفاده شده تا به بررسی لرزه خیزی محدوده ی جیرفت پرداخته شود. برای این منظور در ابتدا به شناسایی گسل های مهم منطقه ی مورد مطالعه به شعاع ۲۰۰ کیلومتری به مرکزیت شهر جیرفت اقدام می گردد و با استفاده از نقشه های زمین شناسی و مطالعات از قبل صورت گرفته در این ناحیه نقشه ی گسل های محدوده ی مطالعاتی ترسیم و نامگذاری شدند. ( شکل ۱)



شکل ۱ : نقشه گسل های اطراف جیرفت به شعاع ۲۰۰ کیلومتر





برای بر آورد و محاسبه توان لرزه زایی گسل ها، طول هر قطعه گسل یکی از مهم ترین پارامترهایی می باشد که با لرزه زایی رابطه مستقیم دارد به همین سبب طول هر کدام از قطعات گسلی و فاصله آنها نسبت به شهر جیرفت اندازه گیری گردید. برای بر آورد و محاسبه پتانسیل لرزه خیزی در یک منطقه، معمولا از فرمول های تجربی استفاده می شود. در این نوشتار از میان فرمول های موجود، سعی شده است تا از جدیدترین فرمول هایی که برای انجام محاسبات لرزه خیزی ایران مرکزی پیشنهاد شده است استفاده شود تا نتایج بهتر و قابل قبول تری بدست آید.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

برای محاسبه بزرگی زمین لرزه قابل تولید توسط هر گسل( Ms) ، فرمولهای متعددی وجود دارد (هاشمی و همکاران ،۱۳۹۶) که در این پژوهش با استفاده از فرمول های تجربی میزان Ms محاسبه و سپس میانگین گیری کرده و به عنوان بزرگی زمین لرزه حاصل از هر گسل در نظر گرفته می شود. بر این اساس تمامی گسل های موجود در منطقه توانایی ایجاد زمین لرزه هایی با بزرگی بالای ۶/۵ ریشتر را دارند. گسل تراست اصلی زاگرس زمین لرزه ای به بزرگی ۸ ریشتر و گسل زاگرس مرتفع زمین لرزه ای به بزرگی ۹/۷ ریشتر و گسل های گوک، سبزواران، جیرفت و ساردوییه زمین لرزه ای به بزرگی ۷/۷ ریشتر می توانند ایجاد کنند. زمین لرزه حاصل از گسل های بم، شهداد و راین با بزرگی ۶/۷ ریشتر نیز قابل چشم پوشی نیست. همپنین گسل های جبال بارز، گلزار ، میناب، گلباف-سیرچ و لاله زار می تواند عامل رخداد زمین لرزه های قوی در حد ۷ ریشتر در منطقه باشند.

محاسبات انجام شده براساس فرمول های موجود نشان می دهد که شتاب ناشی از زمین لرزه های متاثر از گسل های این منطقه می تواند بیشتر از g ۳, • باشد که در محدوده مورد مطالعه گسل های بم، گوک، سبزواران، جیرفت، راین، ساردوییه، سربیژن و جبال بارز دارای شتاب بیشتر از g ۶, • می باشند و بر این اساس بیشترین شدت زلزله در محدوده شهر جیرفت می تواند توسط گسل جیرفت با شدت XI مرکالی اصلاح شده، گسل گوک به میزان VIII مرکالی اصلاح شده و گسل های سبزواران و ساردوییه به میزان VII بر حسب مرکالی اصلاح شده وارد آید.

### **\$\$\$\$\$**

# نتیجه گیری:

با توجه به گسل های ترسیم شده در محیط GIS در محدوده شهر جیرفت و اطلاعات بدست آمده از فرمول های موجود مشخص گردید که گسل های گوک، جیرفت، سبزواران و ساردوییه به عنوان تاثیر گذارترین گسل های منطقه معرفی می شوند. باتوجه به نزدیکی گسل جیرفت و سبزوارن به محدوده شهری و عبور این گسل ها از زیر شهر جیرفت و عدم تخلیه انرژی آنها و هم چنین شتاب ، سرعت و شدت بدست آمده، این گسل ها از جایگاه و اهمیت خاصی برخوردار هستند. باتوجه به وجود این گسل ها لازم است اقدامات مناسب جهت مرمت ساختمانها و مقاوم سازی صورت گیرد علاوه بر این





باید سطح آگاهی جامعه را در رابطه با شناخت و نحوه فعالیت گسل ها بالا برد و مقاومسازی ساختمان ها را افزایش داد و به مردم تأکید کرد که هزینه ایمن سازی ساختمان ها به مراتب کمتر از هزینه زیباسازی آن ها است.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

### **~~~~~**

# منابع فارسي :

درخشانی، ر و سالاری، ش، (۱۳۹۴)، " تکتونیک فعال "، انتشارات جهاد دانشگاهی.

سالاری، ش و درخشانی، ر، ۱۳۹۳، " استفاده از روش تحلیلی در بررسی لرزه خیزی کوهبنان" ، همایش ملی زمین شناسی و منابع اکتشاف، شیراز.

شفیعی، ا، جعفری، ح و شاه پسندزاده، م، ۱۳۸۸، " زمین ساخت جنبا و بر آورد خطر زمین لرزه در منطقه سبزواران "، زمین شناسی ژئو تکنیک ، شماره ۳، ۲۳۰– ۲۳۹.

صفری نژاد، ف، عباس نژاد، ا و درخشانی، ر،۱۳۹۴،" ارزیابی خطر زلزله در شهر استهبان با استفاده از سیستم اطلاعات جغرافیایی GIS" ، کارگاه های آموزشی و سی و چهارمین گردهمایی و دومین کنگره بین المللی تخصصی علوم زمین، تهران.

عباس نژاد، ا، ۱۳۸۳، " زلزله خیزی محدوده سد جیرفت و ارتباط آن با ایجاد یکی از بزرگترین زمین لغزه های جهان در این منطقه "، کنفرانس بین المللی زلزله.

هاشمی، ف، درخشانی، رو شفیعی بافتی، ش، ۱۳۹۶، " ارزیابی خطر زلزله خیزی لاله زار کرمان به روش تحلیلی" ، پنجمین همایش زمین ساخت و زمین شناسی ساختاری ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

**~~~~~** 





# ارزیابی تغییرپذیری محتوای الکترون یونسفری بیش از رخداد زمینلرزهها (مطالعه موردی: زمینلرزه ۱۶ آوریل ۲۰۱۶ مویسن ۸/۸ = Mw) ◊◊◊◊◊◊◊◊

حنانه محمدجعفر کارشناس ارشد زمین شناسی تکتونیک، دانشکده علوم زمین دانشگاه دامغان امیرپیروز کلاهی آذر دکتری تکتونیک، دانشکدهٔ علوم زمین، دانشگاه دامغان فریده سبزهای کارشناس ارشد ژئودزی - هیدروگرافی گروه مهندسی نقشه برداری، پردیس دانشکده های فنی دانشگاه تهران، ایران .

### **\$\$\$\$**

چکیدہ :

زمین لرزه یکی از تلخ ترین و مخرب ترین حوادثی است که زندگی بشر را همواره متأثر ساخته است. بدین جهت این حاد نه طبیعی، ذهن محققین و دانشمندان را به خود مشغول کرده است تا بتوانند نشانه هایی را قبل از وقوع زمین لرزه بیابند و سعی در پیش بینی آن نمایند. زمین لرزه ها علاوه بر اینکه باعث ایجاد تغییراتی در لیتوسفر می شوند، می توانند اتمسفر را نیز متأثر سازند. یونسفر از بخش های میانی تا بالایی اتمسفر است (ارتفاع بین ۵۰ تا ۶۰۰ کیلومتر) و قسمت های عمده ای از آن توسط پر توهای ایکس و فرابنفش ناشی از فعالیت های خورشیدی یونیزه شده است. محتوای الکترونی یونسفر تحت تاثیر عواملی مانند فعالیت های خورشیدی، تشعشات کیهانی، برخی عوامل زمینی بشرزاد (مانند امواج رادیویی و سیگنال های رادیویی و مغاطبسی زمین (ژئو مغناطیس)، باعث تغییرات نسبتا کوتاه مدت در محتوای الکترونی یونسفر می شوند. براساس مناطبسی زمین (ژئو مغناطیس)، باعث تغییرات نسبتا کوتاه مدت در محتوای الکترونی یونسفر می شوند. براساس پژوه شهای انجام گرفته یکی از پیش نشانگرهای زمین لرزه، تغییرات غیرعادی محتوای الکترونی قبل از وقوع نروین لرزه های بزرگ (برگتر از ۶ ریشر) است. در این پژوه ش تغییرات <sup>۳</sup> محتوای الکترونی و معالی از وقوع شده است. برای آشکار سازی رابطهی بین آنومالی تغییرات محتوای الکترونی یونسفر می شوند. براساس شده است. برای آشکار سازی رابطهی بین آنومالی تغییرات محتوای الکرونی، زمین لرزه های بزرگ و فعالیت خورشیدی از شری از راهکاری مبتی بر تبدیل موجک استفاده شده است. همچنین از همبستگی متاطع برای آشکار سازی ارتباط بین آنومالی تغییرات محتوای الکترونی و زمین لرزه های بزرگ استفاده شده است. نتایج حاصل تغییرات معنی دار محتوای الکترونی ارتباط بین آنومالی تغییرات محتوای الکترونی و زمین لرزه های بزرگ استفاده شده است. نتایج حاصل تغییرات معنی دار محتوای الکترونی را در محدودهٔ ۲۶ روز مانده به زمین لرزه های بزرگ استفاده شده است. نتایج حاصل تغییرات معنی دار محتوای الکترونی را

**کلید واژه ها:** تبدیل موجک، زلزله مویسن، روش تورنس − کومپو، کاهش مخاطرات، محتوای کلی الکترون، یونسفر ♦♦♦♦♦♦

<sup>39</sup> - Total Electronic Content





#### مقدمه:

زمینلرزهها رفتاری ناشناخته و غیرخطی دارند و از اینروست که تاکنون هیچ مدل موفقی بطور قطع برای بیان رفتار آنها، چه در بعد زمان و چه در بعد مکان، ارائه نشده است. با توجه به اینکه زمینلرزهها، به عنوان یکی از مهمترین مخاطرات طبیعی، بسیاری از جوامع بشری را تهدید میکنند، لذا مطالعات فراوانی برای پی بردن به خصوصیّات آنها انجام شده است. زمینلرزهها علاوهبر اینکه باعث ایجاد تغییراتی در لیتوسفر میشوند، گاهاً میتوانند اتمسفر را نیز متأثر سازند. برخی از این تغییرات پیش از رخداد زمینلرزهها ایجاد میشوند و تاکنون مطالعات چندی در خصوص بررسی امکان استفاده از آنها به عنوان پیشنشانگر برای پیشبینی کوتاه مدّت (آنی) ایمنارزهها انجام شده است. در این خصوص تغییرات رخ داده در محتوای الکترونی یونسفر مورد تاکید و توجه پژوهشگران مختلفی بوده است (محمّد جعفر، ۱۳۹۷).

چنین پژوهشهایی با هدف بررسی تاثیر زمینلرزه بر محتوای کلّی الکترونی یونسفر و امکان ارائه راهکاری مناسب برای پیش بینی زمین لرزهها انجام شده است. از آنجا که برخی از این بی هنجاری ها می توانند در ار تباط با وقوع زمین لرزههای نسبتا قوی باشند، لذا تاکنون مطالعهی تغییرات محتوای کلّی الکترونی یونسفر موضوع مطالعات چندی بوده است. برای مثال در مورد زمینلرزهی سراوان (۱۳۹۲) و زمینلرزههای دوگانه اهر-ورزقان (۱۳۹۱)، با استفاده از ابزار تبدیل موجک، به تشخیص و آشکارسازی ناهنجاریهای موجود در محتوای کلّی چگالی الکترونی یونسفر پرداخته شده و با در نظر گرفتن شرایط ژئومغناطیسی و فعالیّتهای خورشیدی حاکم برآن زمان، در محدوده زمانی وقوع زمینلرزه، مورد مطالعه قرار گرفته است (سبزهای<sup>۴۰،</sup>۲۰۱۲). وقوع زمینلرزههای بزرگ، به واسطه تاثیر بر ویژگیهای مغناطیسی زمین (ژئومغناطیس)، باعث تغییرات نسبتا کوتاه مدّت در محتوای الکترونی یونسفر میشوند. حجم بالای محاسبات و به دنبال آن نرمافزارهای ویژه پردازش موردنیاز و فرآیند محاسباتی زمانبر جهت بهدست آوردن پارامترها در بازههای زمانی مشخص مورد استفاده قرار گرفتهاست. پردازش سریهای زمانی محتوای کلّی الکترونی یونسفر میتواند راهکار مفیدی برای تشخیص و تفکیک بیهنجاریهای یونسفری باشد. در این میان تبدیل موجک به عنوان یک ابزار ریاضی بسیار توانا، با قابلیّت منحصر به فرد تمرکز همزمان در حوزههای زمان و بسامد، میتواند در تشخیص و جداسازی بیهنجاریهای مذکور بسیار مفید باشد. زمینلرزهای به بزرگی ۷/۳ در روز ۱۹ نوامبر ۲۰۱۷ حوالی ساعت ۲۱:۴۸ در نزدیکی ازگله، استان کرمانشاه رخ داده است. در این زمینلرزه، صفحه عربستان در حدود ۲۶ میلی متر در سال به سمت شمال (صفحه اوراسیا) حرکت میکند. دو صفحه عربستان و اوراسیا در یک مرز طولانی از شمالغرب (منطقه زمینلرزه) تا جنوب شرق همگرایی دارند که باعث افزایش ارتفاع کوههای زاگرس در ایران می شود. منطقه این زمین لرزه و کم عمق بودن کانون زمینلرزه مربوط به این دو صفحه است. عمق این زمینلرزه ۱۱ کیلومتر بوده و سازوکار آن امتدادلغز راستگرد میباشد و در عرض جغرافیایی K۳۹ N ۲۹۴/ ۸۹۹ E۳۴ ۴۵ اتفاق افتاده است. این زمینلرزه به دلیل اینکه در حین انجام این پژوهش بوقوع پیوست. برآن شدیم تا ميزان تغييرات محتواي الكتروني يونوسفر مرتبط با أن را مورد ارزيابي قرار دهيم.

### **\$\$\$\$**

### روش تحقيق:

زمینلرزهها رفتاری ناشناخته و غیرخطی دارند و از اینروست که تاکنون هیچ مدل موفقی بطور قطع برای بیان رفتار آنها، چه در بعد زمان و چه در بعد مکان، ارائه نشده است. با توجه به اینکه زمینلرزهها، به عنوان یکی از مهمترین مخاطرات طبیعی، بسیاری از جوامع بشری را تهدید میکنند، لذا مطالعات فراوانی برای پی بردن به خصوصیّات آنها انجام شده است. زمینلرزهها علاوهبر اینکه باعث ایجاد تغییراتی در لیتوسفر میشوند، گاهاً میتوانند اتمسفر را نیز متأثر سازند. برخی از این تغییرات پیش از رخداد زمینلرزهها ایجاد میشوند و تاکنون مطالعات چندی در خصوص بررسی امکان استفاده از آنها به عنوان پیشنشانگر برای پیشبینی کوتاه مدت (آنی) زمینلرزهها انجام شده است. در این خصوص تغییرات رخ داده در محتوای الکترونی یونسفر مورد تاکید و توجه پژوهشگران مختلفی بوده است (محمّد جعفر، ۱۳۹۷).



چنین پژوهشهایی با هدف بررسی تاثیر زمینلرزه بر محتوای کلّی الکترونی یونسفر و امکان ارائه راهکاری مناسب برای ییشبینی زمینلرزهها انجام شده است. از آنجا که برخی از این بیهنجاریها میتوانند در ارتباط با وقوع زمینلرزههای نسبتا قوی باشند، لذا تاکنون مطالعهی تغییرات محتوای کلّی الکترونی یونسفر موضوع مطالعات چندی بوده است. برای مثال در مورد زمینلرزهی سراوان (۱۳۹۲) و زمینلرزههای دوگانه اهر-ورزقان (۱۳۹۱)، با استفاده از ابزار تبدیل موجک، به تشخیص و آشکارسازی ناهنجاریهای موجود در محتوای کلّی چگالی الکترونی یونسفر پرداخته شده و با در نظر گرفتن شرایط ژئومغناطیسی و فعالیّتهای خورشیدی حاکم برآن زمان، در محدوده زمانی وقوع زمینلرزه، مورد مطالعه قرار گرفته است (سبزهای۲۰۱۲،<sup>۴۱</sup>). وقوع زمینلرزههای بزرگ، به واسطه تاثیر بر ویژگیهای مغناطیسی زمین (ژئومغناطیس)، باعث تغییرات نسبتا کوتاه مدّت در محتوای الکترونی یونسفر می شوند. حجم بالای محاسبات و به دنبال آن نرمافزارهای ویژه پردازش موردنیاز و فرآیند محاسباتی زمانبر جهت بهدست آوردن پارامترها در بازههای زمانی مشخص مورد استفاده قرار گرفتهاست. پردازش سریهای زمانی محتوای کلّی الکترونی یونسفر میتواند راهکار مفیدی برای تشخیص و تفکیک بیهنجاریهای یونسفری باشد. در این میان تبدیل موجک به عنوان یک ابزار ریاضی بسیار توانا، با قابلیّت منحصر به فرد تمرکز همزمان در حوزههای زمان و بسامد، میتواند در تشخیص و جداسازی بیهنجاریهای مذکور بسیار مفید باشد. زمینلرزهای به بزرگی ۷/۳ در روز ۱۹ نوامبر ۲۰۱۷ حوالی ساعت ۲۱:۴۸ در نزدیکی ازگله، استان کرمانشاه رخ داده است. در این زمینلرزه، صفحه عربستان در حدود ۲۶ میلی متر در سال به سمت شمال (صفحه اوراسیا) حرکت میکند. دو صفحه عربستان و اوراسیا در یک مرز طولانی از شمالغرب (منطقه زمینلرزه) تا جنوب شرق همگرایی دارند که باعث افزایش ارتفاع کوههای زاگرس در ایران میشود. منطقه این زمینلرزه و کم عمق بودن کانون زمینلرزه مربوط به این دو صفحه است. عمق این زمینلرزه ۱۱ کیلومتر بوده و سازوکار آن امتدادلغز راستگرد میباشد و در عرض جغرافیایی، E۳۴ /۸۳۹ E۳۴ ۴۵ اتفاق افتاده است. این زمینلرزه به دلیل اینکه در حین انجام این پژوهش بوقوع پیوست. برآن شدیم تا ميزان تغييرات محتواي الكتروني يونوسفر مرتبط با آن را مورد ارزيابي قرار دهيم.

**\$\$\$\$** 

### بحث و نتيجه گيري:

در شکل (۱ – الف) بزرگی زمین لرزههای مویسن تا فاصله ۱۰۰۰ کیلومتری گردآوری شده است. شکل (۱ – ب) لکههای خورشیدی در بازه زمانی مورد مطالعه به دلیل اثر مستقیمی که بر یونسفر دارد به جمع آوری کردهایم. شکل (۱ – ج) تغییرات محتوای الکترونی یونسفر را نشان میدهد.



شکل۱: (الف) بزرگی زمینلرزههای ۱۰۰۰ – ۰ کیلومتر مویسن، (ب) فعالیت لکههای خورشیدی زمینلرزه مویسن، (ج) محتوای کلی الکترون زمینلرزه مویسن



در شکل (۲ – الف) قبل از زمین لرزه یک رفتار تناوبی در مقیاس نیمروزی و ۲۴ ساعته معناداری (به دلیل سطح اطمینان بالای ۹۵٪ در (شکل ۲ – ب) در رفتار TEC مشاهده می شود که بعد از رخداد زمین لرزه این رفتار تناوبی از سطح اطمینان ۹۵٪ پایین تر می رود.



شكل ٢: (الف) طيف موجك محتواي كلى الكترون مويسن (ب) نمودار سطح اطمينان ٩٥٪ مويسن



شکل ۳: همبستگی متقاطع زمین لرزه مویسن، (الف) همبستگی متقاطع بین محتوای کلی الکترونی و لرزه خیزی از ۱۰۰ – ۰ کیلومتر، (ب) همبستگی متقاطع بین محتوای کلی الکترونی و لرزه خیزی از ۲۰۰ – ۰ کیلومتر، (ج) همبستگی متقاطع بین محتوای کلی الکترونی و لرزه خیزی از ۴۰۰ – ۰ کیلومتر، (د) همبستگی متقاطع بین محتوای کلی الکترونی و لرزه خیزی از ۲۰۰ – ۰ کیلومتر، (و) همبستگی متقاطع بین محتوای کلی الکترونی و لرزه خیزی از ۱۰۰ – ۰ کیلومتر، (ز) همبستگی متقاطع بین محتوای کلی الکترونی و لرزه خیزی از ۲۰۰ – ۰ کیلومتر، (و) همبستگی متقاطع بین محتوای کلی الکترونی و لرزه خیزی از ۱۰۰ – ۰ کیلومتر، (ز) همبستگی متقاطع بین محتوای کلی الکترونی و لرزه خیزی از ۲۰۰ – ۱۰۰ کیلومتر، (ح) همبستگی متقاطع بین محتوای کلی الکترونی و لرزه خیزی از ۱۰۰ – ۲۰۰ کیلومتر، (ط) همبستگی متقاطع بین محتوای مح محتوای کلی الکترونی و لرزه خیزی از ۱۰۰ – ۱۰۰ کیلومتر، (ح) همبستگی متقاطع بین محتوای کلی الکترونی و لرزه خیزی از ۲۰۰





دادههای این زمین لرزه از تاریخ ۲۰۱۶/۱/۱ تا ۲۰۱۸/۱۸ جمع آوری شده است. بخش (الف)، (ب)، (ج)، (د) و (و) میزان همبستگی همبستگی بسیار مناسبی میان لرزه خیزی و محتوای الکترونی را در این زمین لرزه گزارش میدهد. هرچه میزان ضخامت این همبستگی باریکتر باشد تشخیص و نتیجه موردنظر دقیق تر است. این زمین لرزه در عمق کم و عرض جغرافیایی صفر (استوایی) رخ داده است و به خوبی تغییرات تناوبی را نشان میدهد.

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

# نتیجه گیری و بحث

زمینلرزه مویسن در در عرض پایین (استوایی) رخ داده است، همچنین عمق کانونی لرزهای کم است. که تغییرات بسیار خوبی را در محتوای کلی الکترون در تناوبهای ۲۴ ساعته و نیمروزی نشان میدهد. قبل از وقوع زمینلرزه این تغییرات به خوبی نمایان شده و چند روز بعد از زمینلرزه این تغییرات ناپدید شده است، که خود میتواند دلیلی بر تشخیص امکان وقوع زمینلرزه باشد. همچنین همبستگی متقاطع بسیار عالی و خوبی را از خود در فواصل متفاوت از ناحیه لرزهای نشان میدهد. برای منطقهٔ مویسن، تکنیک آنالیز موجک و همبستگی متقاطع بسیار عالی و خوبی را از خود در فواصل متفاوت از ناحیه لرزهای نشان میدهد. برای منطقهٔ مویسن، تکنیک آنالیز موجک و همبستگی متقاطع، توانایی استخراج زمان و رخداد زمینلرزه را با توجه به تغییرات TEC روزهای قبل و بعد زلزله داشته است. به منظور کاهش مخاطرات، با درنظر گرفتن، همزمان تغییرات ژئومغناطیسی و خورشیدی و تغییرات TEC ، می توان از این تکنیک به عنوان سیستم هشدار زود هنگام برای آگاه سازی وقوع زلزله در روزهای آتی ایستگاه تحت بررسی استفاده کرد.

### **~~~~~**

# منابع فارسی:

۱- سبزهای، فریده؛ شریفی، محمدعلی؛ آخوندزاده، مهدی؛ نانکلی، حمیدرضا. کاربرد تبدیل موجک پیوسته درتشخیص ناهنجاری محتوای کلّ چگال الکترون قائم زلزله اهر، ایران،۱۱ آگوست ۲۰۱۲. پانزدهمین کنفرانس دانشجویان عمران سراسر کشور، ،۱۳۹۳ ۲- کاشانی، حامد؛ کاربرد موجک در شناسایی سیستم. ۱۳۸۳

### **References:**

- 1- Toda, S., R.S. Stein, K. Richards Dinger and S. Bozkurt, 2005, Forecasting the evolution of seismicity in southern California Animations built on earthquake stress transfer, Journal of Geophysical Research, v.110, B05 S16, doi:10.1029, 2004 JB 003415
- Karner, G. D., 1986. Effects of lithospheric in-plane stress on sedimentary basin stratigraphy. Tectonics, 5, 573– 588.
- 3- Jin, S., Han, L., and Cho, J.,(2011), Lower atmospheric anomalies following the 2008 Wenchuan Earthquake observed by GPS measurements, J. Atmos. Sol.-Terr. Phys., 73, 810–814, doi:10.1016/j.jastp.2011.01.023
- 4- Akhoondzadeh, M., (2012). Anomalous TEC variations associated with the powerful Tohoku earthquake of 11 March 2011. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 12, 1453–1462.
- 5- He L. M., L. X. Wu, A. De Santis, S. J. Liu and Y. Yang, (2014), Is there a one-to-one correspondence between ionospheric anomalies and large earthquakes along Longmenshan faults? Annales Geophysicae, 32, 187-196.
- 6- Akhoondzadeh, M.,(2011), Comparative study of the earthquake precursors obtained from satellite data. Ph.D. thesis, University of Tehran, Surveying and Geomatics Engineering Department, Remote Sensing Division, pp. 1–157.
- 7- Kuo, C., Huba, J., Joyce, G., and Lee, L., (2011), Ionosphere plasma bubbles and density variations induced by preearthquake rock currents and associated surface charges, J. Geophys. Res, 116, A10317, doi:10.1029/2011JA016628.
- 8- Liu, J., Chen, Y., Pulinets, S., Tsai, Y., and Chuo, Y., (2000), Seismo-ionospheric signatures prior to M\_6.0 Taiwan earthquakes, Geophys. Res. Lett., 27, 3113–3116, doi:10.1029/2000GL011395.
- 9- Christopher Torrence and Gilbert P. Compo, A Practical Guide to Wavelet Analysis (1998)





# ارزیابی خطر لرزه خیزی شهر جیرفت با استفاده از روش آماری

### **~~~~~**

**اسماء مسلمی مهنی ، زینب لشکری بمی ، مه سیما رجایی نژاد ، رضا درخشانی ، شهرام شفیعی بافتی <sup>۲</sup>** ۱-دانشجوی کارشناسی ارشد بخش زمین شناسی دانشگاه شهید باهنر کرمان moslemi.a2016@gmail.com ۲-عضوهیأت علمی بخش زمین شناسی دانشگاه شهید باهنر کرمان

### **~~~~~**

# چکیدہ:

با توجه به رخداد زمین لرزه های نسبتا شدید و خسارت بار در کشورمان، امروزه بحث لرزه خیزی و خطرات آن از مهم ترین مباحث مطروحه است. جیرفت به عنوان یکی از مهم ترین قطب های کشاورزی ایران و نیز به لحاظ واقع شدن سازه عظیم سد جیرفت در نزدیکی آن وهم چنین با توجه به وجود گسل های فعال و زمین لغزه های بزرگ رخداده در اطراف آن، از اهمیت خاصی از دیدگاه بررسی لرزه زمین ساختی برخوردار است. گسل جیرفت از جمله گسل هایی است که در مطالعات لرزه خیزی اهمیت زیادی دارد. این گسل علیرغم داشتن شواهد فعالیت پارینه لرزه ای، ضمن گذر از میان شهر جیرفت، مدتهای زیادی است که فعالیت چشمگیری نداشته است. در این مقاله با استفاده از روش آماری اعمال شده بر روی داده های دستگاهی، خطر لرزه

كليد واژه ها: لرزه زمين ساخت، گسل، كرمان، زمين شناسي.

### Assessment of earthquake hazard in Jiroft area using statistical method

# Asma Moslemi Mehni<sup>1</sup>, Zeynab Lashkari Bami<sup>1</sup>, Mahsima Rajaeinejad<sup>1</sup>, Reza Derakhshani<sup>2</sup>, Shahram Shafiee Bafti<sup>2</sup>

1- MSc Student, Department of Geology, Shahid Bahonar University of Kerman

2- Department of Geology, Shahid Bahonar University of Kerman

### Abstract:

Considering the occurence of relatively severe earthquakes in our country, today the seismicity is among the most important issues. Jiroft as one of the most important agricultural pillars of Iran, and also due to the huge structure of the Jiroft dam near it, and also because of the presence of active faults and large landslides surrounding it, is of particular importance from the viewpoint of the seismic investigation. Jiroft fault is one of the faults that is important in seismic studies. This fault, despite the evidence of paleoseismic activity, has not been active for a long time. In this paper, the seismic hazard, probability of occurrence and recurrent interval were calculated using the statistical method applied on the seismic instrumental data for Jiroft City.

Keywords : Seismotectonics, fault, Kerman, Geology.



**\$\$\$\$** 

مقدمه :

زمین لرزه یکی از مخاطرات طبیعی می باشد که امروزه به طور چشمگیری مورد توجه مجامع علمی قرار گرفته است. در زمره ی آنها سرزمین هایی که در مناطق نزدیک به گسل های فعال و لرزه خیز قرار گرفته اند مورد توجه بیشتری قرار دارند که از جمله آنها میتوان از استان کرمان نام برد. وقوع زمین لرزه تاریخی در بخشی از طول گسل، قرار گرفتن کانون زمین لرزه بزرگ در نقطه ای از سطح گسل و ... می تواند از علایم فعال بودن گسل باشد که بر این اساس ۱۸ گسل فعال در سطح استان کرمان وجود دارد که گسل جیرفت(سبزواران) چهاردهمین گسل فعال استان کرمان می باشد.گسل جیرفت از آن جهت اهمیت زیادی دارد که از میان شهر جیرفت و مناطق مسکونی می گذرد. منطقه جیرفت ، شهری در استان کرمان ، در کرانه هلیل رود ، در موقعیت جغرافیایی" ۱۳ ' ۲۰ شمالی و " ۱۳ ' ۴۴ °۵۷ خاوری است. ارتفاع این منطقه از حداقل ۶۸۰ متر در شهر جیرفت به ۳۸۸۴ متر در بلندی های ساردوئیه می رسد که در گذشته ، به واسطه داشتن سرزمینی بسیار حاصلخیز، هند کوچک و سبزواران نامیده شده است. این شهرستان از شمال به شهرستان کرمان، از جنوب به شهرستان عنبرآباد، از خاور به شهرستان بم و از باختر به شهرستان بافت و رابر محدود شده



شکل ۱: موقعیت گسلهای سبزواران و جبالبارز نسبت به شهر جیرفت



**\$\$\$\$** 

# روش تحقيق:

روش های گوناگونی برای بر آورد خطر زمین لرزه وجود دارد (پورکرمانی و آرین ،۱۳۷۶، درخشانی و سالاری،۱۳۹۴) که در این مقاله، از روش آماری استفاده شده است. زمین لرزه های ثبت شده در محدوده ۲۰۰ کیلومتری شهر جیرفت جمع آوری گردید(آمار لازم از سایت پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی گرفته شده است). به دلیل اهمیت بزرگی Ms تمامی بزرگی ها را به بزرگی امواج سطحی تبدیل نمودیم و زمین لرزه های کمتر از ۲/۵ ریشتر را حذف کردیم. فراوانی، فراوانی تجمعی و لگاریتم فراوانی تجمعی مشخص و در نموداری Ms در مقابل Nc ترسیم و بهترین خط ممکن بین نقاط برازش گردید و فرمول خط و به دنبال آن ضرایب a و d بدست آمد.(شکل ۲)



شکل ۲- رابطه بین بزرگی زمین لرزه های رخ داده و لگاریتم فراوانی تجمعی آنها. محور افقی نشان دهنده بزرگی زمین لرزه ها بر حسب امواج سطحی و محور عمودی لگاریتم فراوانی تجمعی آنها را نشان می دهد.

با استفاده از رابطه گوتنبرگ–ریشتر می توان بزرگی زمین لرزه را برای دوره های بازگشت مختلف محاسبه کرد (چتروززاده وهمکاران، ۱۳۹۳، لشکری بمی و همکاران، ۱۳۹۶) (شکل ۳).



شکل ۳- رابطه بین بزرگی زمین لرزه ها (محور عمودی) و دوره های بازگشت زمین لرزه ها(محور افقی) بر اساس پردازش داده های لرزه ای

با استفاده از داده هایی که در اختیار داریم میتوانیم احتمال رویداد زمین لرزه هایی با بزرگی مشخص را برای دوره های بازگشت مختلف به دست آوریم برای این منظور از رابطه خطی گوتنبرگ-ریشتر استفاده کرده و احتمال وقوع زمین لرزه برای محدوده جیرفت بدست آمد (شکل۴).



شکل۴- احتمال وقوع زمین لرزه ها برحسب درصد با بزرگی های متفاوت در دوره های بازگشت مختلف. بزرگی زمین لرزه ها در سمت راست جدول با رنگهای مختلف نشان داده شده است.



**\$\$\$\$** 

# نتیجه گیری:

تاریخچه زمین لرزه ای ایران به خوبی نشان می دهد که هیچ نقطه ای از ایران را نمی توان در مقابل زمین لرزه مصون فرض کرد. وقوع زمین لرزه هایی مانند بوئین زهرا، رودبار ومنجیل ،گلبافت، بم، زرند، سرپل ذهاب و هجدک ما را برآن وا می دارد که با جدیت وتلاش بیشتری به صورت علمی راه حل مناسبی برای رویارویی با وقوع زمین لرزه داشته باشیم و بسیاری از شهرهای ما از جمله شهر جیرفت با تهدید زمین لرزه های بسیار ویرانگر روبرو هستند. با توجه به نمودارها و داده های بالا این موضوع مشخص گردید که محدوده اطراف گسل سبزواران و شهر جیرفت پتانسیل بالایی برای وقوع زمین لرزه دارد.

# **\*\*\*\***

# منابع فارسی:

پورکرمانی، م. و آرین، م.، ۱۳۷۶، "سایزموتکتونیک و لرزه زمین ساخت"، مهندسین مشاور دزآب.

چتروززاده، ح.، حق شناس، ا.، اکبرزاده، ا.، و درخشانی، ر.، ۱۳۹۳، " ارزیابی خطر لرزه خیزی محدوده بندرعباس"، همایش ملی زمین شناسی و اکتشاف منابع، شیراز.

درخشانی، ر.، سالاری، ش.، ۱۳۹۴، "تکتونیک فعال"، انتشارات جهاد دانشگاهی.

شفیعی، ا، جعفری، ح و شاه پسندزاده، م، ۱۳۸۸، " زمین ساخت جنبا و بر آورد خطر زمین لرزه در منطقه سبزواران"، زمین شناسی ژئو تکنیک ، شماره ۳، ۲۳۰– ۲۳۹.

عباس نژاد، ا، ۱۳۸۳، " زلزله خیزی محدوده سد جیرفت و ارتباط آن با ایجاد یکی از بزرگترین زمین لغزه های جهان در این منطقه"، کنفرانس بین المللی زلزله.

لشکری بمی، ز.، مسلمی، ا.، رجایی، م.، درخشانی، ر.، شفیعی بافتی، ش.، ۱۳۹۶، "ارزیابی خطر زمین لرزه در محدوده شهر بم با استفاده از روش آماری"، پنجمین همایش زمین ساخت و زمین شناسی ساختاری ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

### **\*\*\*\***





# شناسایی گسل تلخاب در فرونشست میقان اراک با استفاده از روش ژئوالکتریک ◊◊◊◊◊◊◊

روح الله ندری ، استادیار تکتونیک، دانشگاه پیام نور، مرکز قم ،Nadri@pnu.ac.ir هادی یگانه فر، استادیار پترولوژی، دانشگاه پیام نور، مرکز خرم آباد مجید میناعراقی، دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشگاه پیام نور، مرکز خرم آباد

### **~~~~~**

# چکیدہ :

از آنجا که منطقه استان مرکزی در مسیر زون اصلی سنندج – سیرجان واقع است، شناسائی گسل های استان و بررسی تکتونیکی اهمیت آن را دو چندان می کند. روش مقاومت ویژه الکتریکی نقش مهمی را در شناسایی و آشکارسازی گسل ها و شکستگی ها در یک منطقه ایفا می کند. در این مطالعه از این روش برای شناسائی گسل تلخاب استفاده شده است. در منطقه مورد مطالعه تعداد ۳۱ سونداژ مقاومت ویژه الکتریکی با استفاده از آرایش شلومبر گر در امتداد ۳ پروفیل برداشت شده است. در این مطالعه ابتدا تفسیر به روش دستی انجام شده است و سپس با کنترل زمین شناسی و استفاده از نتایج تفسیرهای دستی جهت بدست آوردن اطلاعات کلی و کیفی از وضعیت زیر سطح زمین، تفسیر کیفی داده های حاصله انجام شده و نهایتاً برای معکوس سازی دوبعدی، داده ها وارد نرمافزار Res2Dinv شده تا وضعیت زمین شناسی زیر سطحی مورد بررسی قرار گیرد. در پایان با استفاده از کلیه اطلاعات، نتایج مدلسازی مورد ارزیابی قرار گرفتند و محل ناپیوستگی ها و گسل ها با تقریب خوبی مشخص شدند. این روش نشان داد که گسل تلخاب دارای شاخه های فرعی

كليد واژه ها: گسل تلخاب- ژئوالكتريك- فرونشست ميقان - تكتونيك

### Identify of Talkhab Fault in Meighan Subsidence in Arak by Geoelectrical Method

Rouhollah Nadri, Department of Geology, Payame Noor University (PNU), P.O. Box 58173-511, Qom, Iran Hadi Yeganehfar, Department of Geology, Payame Noor University (PNU), Khoramabad, Iran Majid Mina Araghi, Department of Geology, Payame Noor University (PNU), Khoramabad, Iran

### Abstract:

Since Markazi province is located in the path of the Sanandaj-Sirjan main zone, The identification of faults in the province and the tectonic study considerably increases its importance. Electrical resistivity plays an important role in detecting and detecting faults and fractures in the area. In this study, this method is used to identify the Talkhab fault. In the study region used are from 31 electrical soundings, previously measured along 3 profiles and carried out with Schlumberger method. In this study, interpretation is firstly carried out manually and then, using the results of manual interpretations and geological controlling. To obtain general and qualitative information about underground condition, qualitative interpretation of the obtained data is conducted and finally, data are entered to Res2Dinv for two-dimensional reversion to investigate the underground




geological situation. At the end, the simulation results are evaluated using all information and the location of discontinuities and faults are obtained with an acceptable accuracy. This method showed that the Talkhab fault was divided into different branches.

Keywords : Talkhab Fault- Geoelectric -Meighan Subsidence- Tectonic

# 

#### مقدمه:

محدوده مورد مطالعه محدود می شود به روستاهای سهل آباد (با مختصات ۴۰۶۹۰۰ m.E-۳۷۸۸۰۰۰m.N)، چشمه (با مختصات ۴۱۵۰۰۰ m.E-۳۷۹۵۰۰۰ m.E)، تلخاب (با مختصات ۳۸۴۲۰۰۰m.N) و شیرین آباد (با مختصات ۳۸۳۵۰۰۰۳.N). شکل ۱ موقعیت جغرافیایی منطقه را نشان می دهد.

گسل تلخاب که از شرق کمیجان (منطقه خنجین) شروع و از روستای تلخاب می گذرد و از جنوب آشتیان وارد منطقه خورزن و سپس هفتاد قله و آنگاه وارد محدوده محلات می شود دارای دو منطقه تأثیر یکی محدوده چشمه خورزن و دیگری تلخاب فراهان می باشد؛ اما بیش از همه در منطقه تلخاب متأثر بوده است. لازم به توضیح است بخش اعظم طول این گسل نیز در آبرفت پنهان است.



شكل ۱- نقشه زمين شناسي فرونشست ميقان

**\$\$\$\$\$** 





# روش تحقيق:

برای انجام مطالعات ژئوالکتریکی منطقه مورد مطالعه، نخست اطلاعاتی از قبیل مطالعات زمین شناسی عمومی، ساختمانی و نقشه های توپو گرافی جمع آوری گردید. سپس برداشت داده های ژئوالکتریکی با استفاده از سونداژ زنی با آرایش شلومبر گر انجام شد. در این پروژه ابتدا تفسیر به روش دستی انجام شده است و سپس با کنترل زمین شناسی و استفاده از نتایج تفسیرهای دستی، جهت به دست آوردن اطلاعات کلی و کیفی از وضعیت زیر سطح زمین، تفسیر کیفی داده های حاصله انجام شده و نهایتاً برای معکوس سازی دوبعدی، داده ها وارد نرمافزار Res2Dinv شده تا وضعیت زمین شناسی زیر سطحی مورد بررسی قرار گیرد. در پایان با استفاده از کلیه اطلاعات، نتایج مدل سازی مورد ارزیابی قرار گرفتند و محل ناپیوستگی ها و گسل ها با تقریب خوبی به دست آمدند.

#### بحث:

منطقه مورد بررسی در امتداد گسل اصلی تلخاب قرار داشته و مرز زونهای آتشفشانی ایران مرکزی و دگر گونی سنندج-سیرجان را تشکیل میدهد. واحدهای سنگی و آبرفتی حوضه مربوط به دوران دوم، سوم و چهارم زمین شناسی است. قدیمی ترین واحد سنگی موجود در حوضه را شیل و ماسه سنگهای دگر گون شده با سن ژوراسیک تشکیل داده است. پس از آن آهک و آهکهای دولومیتی با سن ژوراسیک در منطقه مشاهده می گردند. دوران سوم زمین شناسی در این حوضه شامل واحد آذر آواری ائوسن با ترکیب توف سبز، توفیت، آهک، شیل، مارن (واحد E3) و واحد آهک، ماسه سنگ، شیل و مارن با سن اولیگومیوسن (واحد Omq) است.

دوره کواترنری در منطقه دربر گیرنده سه واحد: تىراورتن (Qtr)، تىراس های آبرفتی قىدىم (Qt1) و پادگانـه های آبرفتی جوان (Qt2) میباشد.

با توجه به مجاورت حوضه مورد مطالعه بـا گسـل تلخـاب، ازنظـر تکتـونیکی منطقـه فعـال بشـمار مـیرود. درز و شـکاف.هـا و شکستگیهای موجود در واحدهای سنگی حوضه نمایانگر این مطلب است.

در محدوده مورد مطالعه تعداد ۳۱ سونداژ با آرایه شلومبر گر در راستای ۳ پروفیل برداشت گردیده است. چون بنابه اطلاعات زمین شناسی راستای تقریبی گسلها، راستای شمال غربی – جنوب شرقی تعیین گردیده است لذا راستای پروفیلهای برداشت شده تقریبا عمود بر راستای گسل ها انتخاب گردیده اند. البته لازم به ذکر است بدلیل وسعت ناحیه فاصله سونداژها در جنوب منطقه زیاد انتخاب شده است.

بعد از اینکه سونداژهای صحرایی تعبیر و تفسیر شدند نتایج سونداژهای یک پروفیل با هم تلفیق شده و با کمک نرم افزار مقاطع پروفیل ها رسم شده و در نهایت این مقاطع الکتریکی با استفاده از زمین شناسی منطقـه تفسیر زمین شناسی شـدند. بـرای نمونـه یـک پروفیل را مورد بررسی قرار میدهیم. شکل های ۲ و ۳ مقطع الکتریکی و شبه مقطع الکتریکی پروفیل A را نشان میدهد.



-250 Distance (m)

شکل ۲- مقطع پروفیل A حاصل از تفسیر دستی برداشت های ژئوالکتریک



شکل ۳- شبه مقطع پروفیل A رسم شده با نرم افزار Surfer 10





این پروفیل از نتایج سونداژهای ۱ الی ۱۶ حاصل شده است و شامل دو بخش آبرفتی و سنگی است و راستای پروفیل شمال شرق- جنوب غربی است.

۲۳ و ۲۵ آیان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

**الف) واحد آبرفتی:** در این پروفیل با توجه به مقاومت ویژه های بهدست آمده سه لایه آبرفتی شناسایی گردید.

آبرفت سطحی دانهمتوسط با زمینه دانهدرشت که از نوع پادگانه آبرفتی قدیمی است و ضخامت حداکثر آن در محل سونداژ ۱۶ برابر ۱۰ متر و ضخامت حداقل آن صفر متر در محل سونداژهای ۱ و ۲ است. مقاومت ویژه آن از ۹۰ اهـممتر تـا ۲۰۰ اهـممتر متغیر است.

آبرفت دانهمتوسط که ضخامت حداکثر آن در محل سونداژ ۱۰ برابر ۱۰۲ متر و ضخامت حداقل آن ۲۱ متر در محل سونداژ ۱۶ است. مقاومت ویژه آن از ۳۲ اهممتر تا ۱۲۰ اهممتر متغیر است.

آبرفت متوسط دانه با زمینه ریزدانه که در محل کلیه سونداژها بهغیراز ۱۶ مشاهده میشود. ضخامت حداکثر آن در محل سونداژ برابر ۱۵۶ متر و ضخامت حداقل آن ۱۲ متر در سونداژ است. مقاومت ویژه آن از ۱۵ اهممتر تا ۴۵ اهممتر متغیر است.

ب) واحد سنگی: این واحد شامل ۳ لایه سنگ میباشد.

سنگ آهک ژوراسیک در محل سونداژ ۱۶ در زیر آبرفت با عمق ۳۰ متر و مقاومت ویژه ۷۰۰ اهـممتـر در دو بخش نزدیک سطح و همچنین در عمق دیده میشود. سنگ آهک موردنظر گسل خورده بـوده و بـه دلیـل رانـدگی در بـالا و پـایین طبقـه اسـلیت آهکی دیده میشود. اسلیت آهکی ژوراسیک در محل کلیه سونداژها بهغیراز ۱ و ۲ در زیر آبرفت بـا عمـق ۳۰ متـر و حـداکثر ۱۸۵ متر با مقاومت ویژه ۱۲۰ تا ۲۰۰ متر متغیر است.

مقطع حاصل از مدلسازی معکوس دوبعدی مربوط به پروفیل A با استفاده از نرمافزار Res2Dinv در شکل ۴ نشان داده شده است. در دو ناحیه بین سونداژ A2 و A3 همچنین سونداژ A15 و A16 شیب تند تغییر مقادیر مقاومت ویژه نشان از محل عبور گسل میباشد و خمیدگی نمایان شده در سونداژ A16 دارای مفهوم تکرار طبقات و نوع گسل معکوس را مشخص میکند.



شکل ۴- مقطع پروفیل A حاصل از مدلسازی معکوس دوبعدی با نرم افزار Res2Dinv

#### **\$\$\$\$\$**

#### نتيجه گيري:

در این مطالعه که با روش شلومبر گر انجام گردید تفسیر کیفی دادههای آن کمی وقت گیر بود ولی بـا بکـارگیری ایـن روش و مدلهای دو بعدی بدست آمده توانستیم لایههای زمین شناسی و ناهنجاریهای مربوط به تغییرات جانبی را به خوبی تفکیک کنیم.

مقایسه ای بین گسلهایی شناسایی شده و نقشه گسلهای منطقه انجام دادیم. همان طور که در شکل ۵ مشاهده می شود خطوط ارغوانی رنگ گسلهایی هستند که در نقشههای زمین شناسی با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰ نشان داده شده است و خطوط قرمز رنگ گسلهایی هستند که در این پایان نامه طی عملیات ژئوالکتریک شناسایی گردیدهاند. همانطور که در شکل دیده می شود بعضی از گسلهای شناسایی شده با روش مقاومت ویژه، گسلهای موجود در نقشه زمین شناسی را تایید می کنند و تعدادی از آنها گسلهای تکمیلی می باشند که در این مطالعه تعیین شدهاند و در نقشه زمین شناسی وجود ندارند.

گسل تلخاب در نقشههای زمین شناسی در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰ نشان داده شده است؛ اما در این مطالعه طی عملیات ژئوالکتریک ضمن اینکه گسل موردنظر در سنگ کف قاعده آبرفت شناسایی گردید بلکه گسل های اصلی به موازات آنها نیز شناسایی گردید که در ذیل به تشریح آنها می پردازیم.



**گسل تلخاب یک:** این گسل همان گسل اصل تلخاب بوده که از منطقه خورهه محلات تا هفتیان تفرش ادامه دارد و در مسیر خود از روستاهای چشمه خورزن، خسروان پائین و روستای تلخاب عبور می کند که طول آن ۱۳۵ کیلومتر پیش بینی می شود و در روی نقشه زمین شناسی در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰ نشان داده شده است.

**گسل تلخاب دو:** این گسل در غرب گسل تلخاب یک قرار داشته و در مسیر خود از روستای جعفر آباد، نوده تفرش و کاظمآباد و احتمالاً خنجین فراهان عبور میکند.

**گسل تلخاب سه:** این گسل نیز در غرب گسل تلخاب دو بوده و در مسیر خود از روستاهای ابـراهیم آبـاد، مجـد آبـاد عبـور می کند. این گسل در ۵ کیلومتری شرق روستای داود آباد قرار دارد.



شکل ۵- موقعیت سونداژهای ژئوالکتریک و گسل های شناسایی شده بر روی نقشه زمین شناسی منطقه ♦♦♦♦♦♦

# منابع فارسی:

زمردیان، ح.، ۱۳۷۵: "ژئوفیزیک کاربردی"، انتشارات دانشگاه تهران.



میناءعراقی، م.، (۱۳۹۷)، " شناسایی گسل تلخاب در فرونشست میقان اراک با استفاده از روش ژئوالکتریک" پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه پیام نور، خرم آباد مهدوی، ف.، ۱۳۸۵: "روش های الکتریکی در اکتشافات ژئوفیزیکی حوضه های رسوبی عمیق"، انتشارات دایره سبز. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ اراک، سازمان زمین شناسی کشور

#### **References:**

Geotomo software, Rapid 2-D Resistivity & IP inversion using the least squares method, 2009 Lock, M.H., 2000, *Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies*. Lock, M.H., Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys, Geotomo software, 2004.





# مدلسازی وارون دوبعدی دادههای مغناطیسسنجی هوابرد شرق ایرانشهر جهت تعیین گسلهای منطقه ◊◊◊◊◊◊◊◊

سارا نصری®، دانشجوی کارشناسی ارشد مهندسی ژئوفیزیک، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود، saranassri@shahroodut.ac.ir علی نجاتی کلاته، دانشیار دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود، roshandel@shahroodut.ac.ir امین روشندل کاهو، دانشیار دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود، roshandel@shahroodut.ac.ir

### **~~~~~**

# چکیدہ :

برداشتهای ژئوفیزیک هوابرد، امروزه به یک روش کارآمد و سریع تبدیل کرده است. در این روشها نواحی وسیع با سرعت قابل قبولی برداشت می شوند. به منظور شناسایی هرچه دقیق تر ساختارهای زیر سطحی نظیر شکل، عمق، گستردگی و سایر ویژگیهای منبع، از مدلسازیهای دو و سه بعدی استفاده می شود که ما در مقاله به مدلسازی دوبعدی داده های مغناطیس هوابرد پرداخته ایم. وارون سازی داده های مغناطیسی گامی مهم در جهت تفسیر اطلاعات زمین شناسی است. از طرفی اعمال قیود مرزی روی مدل های ژئوفیزیکی می تواند تا حدودی مشکل معکوس سازی داده های مغناطیسی را بهبود بخشد. با این حال، اعمال قیود در مسائل معکوس مهم است. به طور کلی داده های مغناطیسی می تواند ساختارهای نزدیک

دادههای هوابرد مغناطیس مورد استفاده در این مطالعه مربوط به شرق ایرانشهر در استان سیستانو بلوچستان میباشد. به کمک الگوریتم مبنایی نرمافزارUBC\_GIF، دانشگاه بریتیش کلمبیا، به وارونسازی دوبعدی دادههای مغناطیسی هوابرد میپردازیم که از یک تابع هدف خاص با یکسری ضرایب وزنی پیروی میکند. پردازش این دادهها با استفاده از نرمافزار Oasis montaj، صورت میگیرد. نتایج معکوس دادههای منطقه نشان میدهد که این روش میتواند مدلهایی تولید کند که به طور مناسب با واقعیات زمین شناسی و شکل گسلهای منطقه سازگاری دارد.

كليد واژه ها: مغناطيس سنجي، داده هاي هوابرد، وارون سازي دوبعدي، گسل هاي ايران، شرق ايرانشهر.

# Two-dimensional inverse modeling of airborne magnetic data of east of Iranshahr to determine zone faults

Sara Nasri\*, Master educated, Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics, Shahrood University of Technology, Email: saranassri@shahroodut.ac.ir

Ali Nejati Kalate, Associate Professor, Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics, Shahrood University of Technology, Email: nejati@shahroodut.ac.ir

Amin Roshandel Kaho, Associate Professor, Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics, Shahrood University of Technology, Email: roshandel@shahroodut.ac.ir







مقدمه:

#### Abstract:

Airborne geophysical surveys have become an efficient and fast way today. In these methods, large areas are picked up at an acceptable rate. In order to identify more precisely substructure structures such as shape, depth, width and other source characteristics, we use two-dimensional modeling, which we have done in the paper on two-dimensional modeling of airborne magnetic data. Inversion of magnetic data is an important step in the interpretation of geological information. On the other hand, applying boundary constraints on geophysical models can somewhat improve the problem of magnetic data reversal. However, constraints are important in reverse issues. In general, magnetic data can reveal structures close to the surface.

The airborne magnetic data used in this study is related to east of Iranshahr in Sistan and Baluchestan province. With the help the algorithm of "UBC\_GIF", the University of British Columbia, with two-dimensional inversion of magnetic airborne data, which follows a particular target function with a series of weight coefficients. The processing of this data takes place using the "Oasis montaj" software. The reverse results of the region data indicate that these methods can reproductions models that are appropriately adapted to geological facts and fault forms of the region.

Keywords: Magnetic, Airborne data, 2D inversion, Iran faults, West Iranshahr.

# **\$\$\$\$**

مفهوم علم ژئوفیزیک، بررسی زمین با استفاده از روش های فیزیکی است. قدیمی ترین شاخه ژئوفیزیک مطالعات مغناطیس زمین است که توسط گیلبرت ارائه شد. پس از آن(I997) Milligian & Gunn (1997) و(1997) Horsfall به روش های پردازش و تفسیر داده های مغناطیس هوابرد پرداخته اند. در سال 2005، Neawsupar و همکاران با استفاده از پردازش و تفسیر داده های مغناطیس هوابرد به بررسی ساختارهای زیر سطحی پرداختند. استفاده از فرآیند مدل-سازی جهت تعیین پارامترهای هندسی و فیزیکی ساختارهای زمین شناسی شامل به کار گیری دو روش مدل سازی پیشرو و معکوس برای داده های میدان های پتانسیل می شود.

عبارت تئوری وارون در مقابل تئوری پیشرو قرار می گیرد. تئوری پیشرو، فرآیند پیش بینی نتایج اندازه گیریها بر مبنای مدل و دستهای از شرایط خاص مربوط به مسأله است (Menke, 1989). اصل اساسی مسائل بر رابطه بین پارامترهای مدل و دادهها است، معمولاً مدل بهعنوان یک یا چند فرمول ظاهر می شود.

بهطور کلی میتوان مسائل پیشرو و وارون را بهصورت زیر خلاصه کرد (Zhdanov, 2002): در مسائل پیشرو، داده از روی مدل و در مسائل وارون مدل از روی دیتا خروجی گرفته میشود. پس در تئوری وارون دادههای مشاهدهای بهصورت ورودی در نظر گرفته میشوند و پس از یکسری عملیات ریاضی بر روی آنها میتوان پارامترهای مدل را تخمین زد.

گفتیم یکی از مشکلات اساسی در مدلسازی معکوس داده های میدان های میدان پتانسیل، عدم یکتایی در پاسخ ها می باشد؛ که جهت رفع آن مطالعات بسیاری انجام شده است( Parker (1974) , Smith(1959), Green (1959), Gallardo et al (2003), Fedi and Rapolla (1999), Li Pilkington (1977), Green (1975), Gallardo et al (2003), Fedi and Rapolla (1999), Li





, (and Oldenburg (1998)) اکثر این محققین برای حل این مسأله، از یک سری وزنهای عمقی در داخل تابع هدف استفاده نمودند و در نهایت نتیجه گرفتند که معکوس سازی دادههای میدان پتانسیل با تنظیم درست تابع هدف می تواند به کسب اطلاعاتی با ارزش بیانجامد.

۲۳ و ۲۵ آیان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

Pederson (1977) معناطیدگی را با روش ماتریس معکوس تعمیم یافته حل نمود. (2005) Gallardo et al (2005) معناطیدگی را با روش ماتریس معکوس تعمیم یافته حل نمود. (2005) Gallardo et al (ورف ترکیبی برای حل مسائل ژئوفیزیکی استفاده کردند. آنها با استفاده از ترکیب دادههای گرانی و مغناطیس و وارونسازی همزمان دادهها، به نتایج بهتری برای مدلسازی سنگ کف دست پیدا کردند. (2011) wilson از مدلسازی معکوس سهبعدی دادههای الکترومغناطیس و وارونسازی همزمان دادهها، به نتایج بهتری برای مدلسازی معکوس سهبعدی دادهها، به نتایج بهتری برای مدلسازی سنگ کف دست پیدا کردند. (2011) wilson (2011) از مدلسازی معکوس سهبعدی دادههای الکترومغناطیس هوابرد، گرانی سنجی و مغناطیس هوابرد بهمنظور بررسی سنگ شناسی منطقه و مناطق پتانسیل دار برای اکترومغناطیس هوابرد، گرانی سنجی و مغناطیس هوابرد بهمنظور بررسی سنگ شناسی منطقه و مناطق پتانسیل دار برای اکترومغناطیس هوابرد، گرانی سنجی و مغناطیس هوابرد بهمنظور بررسی سنگ شناسی منطقه و مناطق پتانسیل دار برای بخترافیایی پایین پرداخت. یوسفیزاده و همکاران (۱۳۹۱) از پردازش دادههای مغناطیس هوابرد برای بارزسازی تودههای اکترومغای معدن استفاده کردند. (۱۳۹۵) به مدلسازی معکوس سهبعدی دادههای مغناطیسی در عرضهای جغرافیایی پایین پرداخت. یوسفیزاده و همکاران (۱۳۹۱) از پردازش دادههای مغناطیس سوابرد برای بارزسازی تودههای نفوذی و خطوارههای مغناطیسی استفاده کردند. بهادری و همکاران (۱۳۸۹) از مغناطیس سنجی هوابرد برای ارزیابی پتانسیل معدنی استفاده کردند. نمکی و همکاران (۱۳۸۸) با اعمال تصحیحات و تغییراتی بر روی الگوریتم سهبعدی لی ولدنبرگ، یک روش مدلسازی دوبعدی اتوماتیک معرفی کردند. یوسفی و اسکویی (۱۳۹۰) از روش لی –اولدنبرگ در برگردان سهبعدی دادههای مغناطیسی زمینی استفاده کردند.

در این تحقیق، ما به مدلسازی دادههای مغناطیس هوابرد در جنوب شرقی ایران پرداخته و بطور ویژه شرق ایرانشهر را تفسیر مینماییم. سپس به کمک مدلهای وارون منطقه را به لحاظ وجود گسلها بررسی کرده و مطابقت مدل نهایی را با زمینشناسی منطقه مورد مطالعه قرار میدهیم.

#### **~~~~~**

# روش تحقيق:

صفحه ایران همواره از سوی صفحه عربستان تحت فشار بوده و پیوسته متحمل پدیده های مختلف زمین شناسی و تکتونیکی می شود. این فشارها به صفحه ایران منجر به شکستگی و حرکت پوسته قاره ای شده که اصطلاحا به آن گسل گویند. از طرفی یکی از مهمترین ایالت های زمین شناسی منطقه سیستان و بلوچستان، تحت عنوان زون گسله برشی ایرانشهر -بیر جند (1983) Tirrul et al. نامیده شده است. این زون شامل مهمترین گسله های خاور ایران بنام سیستم گسل نهبندان است که از شمال نهبندان تا نصرت آباد سیستان کشیده شده است. گسل نصرت آباد در واقع با روند شمالی –جنوبی از شمال بخش نصرت آباد تا شمال ایرانشهر و خاور بزمان به طول 250km امتداد یافته است و مدل مغناطیس ما شامل این گسل هم می شود.



مدلسازی وارون روی داده های مغناطیس این منطقه برای تفسیر هرچه دقیق تر داده های ژئوفیزیکی مهم است. در استراتژی مورد استفاده ابتدا داده های منطقه به کمک نرمافزار UBC\_GIF وارون سازی شده که اساس این نرمافزار دربرابر داده های مغناطیس با استفاده از رابطه زیر است:

$$\begin{split} \varphi_m(m) &= \alpha_s \int_v w_s w^2(z) (m - m_0)^2 dv + \alpha_x \int_v w_x \left\{ \left[ \frac{\partial w(z)}{\partial x} \right] (m - m_0) \right\}^2 dv + \\ \alpha_y \int_v w_y \left\{ \left[ \frac{\partial w(z)}{\partial y} \right] (m - m_0) \right\}^2 dv + \alpha_z \int_v w_z \left\{ \left[ \frac{\partial w(z)}{\partial z} \right] (m - m_0) \right\}^2 dv \end{split}$$

که (**m**) **m**<sup>Q</sup> تابع هدف است. در این الگوریتم با تعداد ۳۴۸۴ داده مشاهدهای ، منطقه مورد مطالعه را مدل می کنیم. در ادامه جهت پردازش مدل وارون آن را به نرم افزار oasis montaj برده و با نقشه زمین شناسی منطقه مطابقت میدهیم. شکل (۱) نشانگر مطابقت بالای مدل وارون شده ی مغناطیسی با نقشه زمین شناسی و توپو گرافی جنوب شرق ایران را نشان میدهد. شکل (۲) نتیجه وارون سازی داده های مغناطیس سنجی منطقه است. در روی این نقشه محل دقیق گسل ها با توجه به مقدار خودپذیری مغناطیسی مدل، تا عمق ۱۰۰ کیلومتری مشخص شده است. استراتژی ارائه شده همچنین برای تفسیر بخش شمالی مدل در مقایسه آن با زمین شناسی منطقه، مطابقت آن را با توده های ولکانیکی با خودپذیری بالا تصدیق می کند.



شکل (۱) نقشه مدل وارونشدهی مغناطیسی همراه با نقشه زمینشناسی جنوب شرق ایران



شکل (۲) نتیجه وارونسازی دادههای گرانی منطقه مورد مطالعه(گسل سمت راست دامن و سمت چپ نصرت آباد است)

#### **\$\$\$\$\$**

# نتیجه گیری:

با توجه به زمین شناسی متفاوت جنوب شرق ایران این منطقه برای مدلسازی ژئوفیزیکی انتخاب شد. مدله ای وارون مغناطیسی جهت تفسیر زمین شناسی منطقه دارای زاویه میل I = 90 و زاویه انحراف D = 0 و شدت کلی میدان مغناطیس آن ۴۵۳۰۰ nT است. در اینجا، با الگوریتم ارائه شده یک مدل اطلاعاتی مناسب برای تفسیر و مدلسازی ژئوفیزیکی ارائه شده است که هم با توپو گرافی و نیز با زمین شناسی شرق ایرانشهر همخوانی دارد. مقادیر بالای خودپذیری نشان داده شده در منطقه مورد مطالعه مربوط به زمین شناسی ویژهی تفتان و همچنین هندسه آن است.

#### **\*\*\*\***

#### منابع فارسی :

بهادری، س. ر.، (۱۳۸۹)، "کاربرد مغناطیسسنجی و رادیومتری هوابرد در ارزیابی پتانسیل معدنی ولکانیکهای شمال شهر بابک"، چهاردهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ۵۲۸–۵۳۲

نمکی، ل.، حفیظی، م.، و میرزایی، م.، (۱۳۸۸) ، "معرفی روشی برای مدلسازی دوبعدی اتوماتیک دادههای مغناطیسسنجی با بررسی موردی منطقه مکران در جنوب شرق ایران"، مجله فیزیک زمین و فضا، جلد ۳۶، شماره ۱، ۱۲۷–۱۳۷

یوسفیزاده، ا.، فاتحی، م.، نوروزی، غ.، دولتی اردهجانی، ف.، و ضیایی، م.، (۱۳۹۱) ، "بارزسازی تودههای نفوذی و خطوارههای مغناطیسی توسط پردازش دادههای مغناطیس هوابرد در منطقه جبال بارز"، سی و یکمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمینشناسی کشور

یوسفی، ب. و اسکویی، ب.، (۱۳۹۰) ، "استفاده از روش لی– اولدنبرگ در برگردان سهبعدی دادههای مغناطیسی زمینی منطقه گزستان (استان یزد)"، مجله فیزیک زمین و فضا، جلد ۳۹، شماره ۱، ۷۳–۸۸

#### **\$\$\$\$**





#### **References:**

Milligan, P.R., Gunn P.J., 1997. "Enhancement and Presentation of Airborne Geophysical", AGSO, Journal of Australian Geology and Geophysics, 17, p. 64-74.

Luyendyk, A.P.J., 1997. "Processing of airborne magnetic data", AGSO lournal of Australian Geology & Geophysics, 17(2), p. 31-38.

Horsfall, K. R., 1997. "Airborne magnetic and gamma-ray data acquisition", AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics, 17(2), p. 23-30.

Neawsuparpa, K., Charusiria, P., Meyersb, J., 2005. "New Processing of Airborne Magnetic and Electromagnetic Data and Interpretation for Subsurface Structures in the Loei Area, Northeastern Thailand", ScienceAsia ScienceAsia, 31, p. 283-298.

Menke, W., 1989. "Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory", Academic press. xii, 260.

Zhdanov, M. S., 2002. "Geophysical inverse theory and regularization problems (Vol.36)". Elsevier.

Smith, R. A., 1959. "Some Depth Formulae for Local Magnetic and Gravity Anomalies", Geophysical Prospecting, 7(1), p. 55–63.

Parker, R. L., 1974. "A New Method for Modeling Marine Gravity and Magnetic Anomalies", Journal of Geophysical Research, 79, p. 2014-2016.

Xia, J., Sprowl, D. R., 1992. "Inversion of potential-field data by iterative forward modeling in the wavenumber domain", Geophysics, 57(1), p. 126-130.

Fedi, M., Rapolla, A., 1999. "3D inversion of gravity and magnetic data with depth resolution", Geophysics, 64(2), p. 452-460.

Li, Y., Oldenburg, D. W., 1998. "3-D inversion of gravity data". Geophysics, 63(1), p. 109-119.

Gallardo, L. A., Max A. M., 2003. "Characterization of heterogeneous near surface materials by joint 2D inversion of dcresistivity and seismic data." Geophysical Research.

Green, W. R., 1975. "Inversion of gravity profiles by use of a Backus-Gilbert approach", Geophysics, 40(5), p. 763-772.

Pilkington, M., 1997. "3-D magnetic imaging using conjugate gradients", Geophysics, 62(4), p. 1132-1142.

Pedersen, L. B., 1977. "Interpretation of potential Field data a Generalized Inverse APPROACH". Geophysical Prospecting, 25(2), p. 199-230.

Gallardo, L. A., Pérez-Flores, M. A., Gómez-Treviño, E., 2005. "*Refinement of three dimentional multilayer models of basins and crusted enviroments by inversion of gravity and magnetic data*", Tectonophysics, 397(1), p. 37-54.

Wilson, G. A., Fraser, S., Cox Leif, H., Cuma, M., Zhdanov, M., &Vallee, M. A., 2011. "Lithological Classification of large-scale 3D inversion of airborne electromagnetic, gravity gradiometry, and magnetic data – A case study from Reid-Mahaffy", Ontario, SEG San Antonio, p. 624-628.

Aisengart, T., 2013. " 3-D inversion of magnetic data at low magnetic latitudes", Thirteenth international congress of the Brazilian Geophysical society.

Tirrul, R., Bell, I. R., Griffis, R. J., Camp, V. E., 1983. " The sistan suture zone of eastern iran", Geological Society of America Bulletin, 94(1), p. 134-150.





# مدلسازي وارون دوبعدي دادههاي گرانيسنجي ماهوارهاي منطقه شرق ميناب براي تشخيص برخي گسلها

#### **\$\$\$\$\$**

سارا نصری°، دانشجوی کارشناسی ارشد مهندسی ژئوفیزیک، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود، saranassri@shahroodut.ac.ir

nejati@shahroodut.ac.ir علی نجاتی کلاته، دانشیار دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود، roshandel@shahroodut.ac.ir امین روشندل کاهو، دانشیار دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود، roshandel@shahroodut.ac.ir

#### **\$\$\$\$\$**

#### چکیدہ :

ناحیه جنوب شرق ایران به علت پیچیدگی ژئوفیزیک و زمینشناسی آن، یک منطقه چالش برانگیز برای مدلسازی زمینشناسی است. این مدلهای زمینشناسی و ژئوفیزیک برای تعیین عمق، پوسته اقیانوسی و محل ناحیه فرورانش، هندسه، گسلها و مرزهای بلوک استفاده میشود. ساختار مدل زمینشناسی مورد استفاده برای چنین ناحیهای به شدت بر دقت مدلهای ژئوفیزیکی تاثیر می گذارد. در شرق میناب بعلت وجود رخساره های فلیشی و تودههای آذرین، با گسلهای زیادی مواجه هستیم. در این مطالعه ما به بررسی تطابق مدلهای وارون دوبعدی گرانی با زمینشناسی گسلهای شرق میناب می پردازیم. روش مدلسازی وارون ما در این مقاله مطابق تئوری لی و اولدنبرگ است. در ابتدا دادههای گرانی ماهوارهای با استفاده از الگوریتم معکوس لی و اولدنبر گ وارونسازی شدهاند. سپس با توجه به مدل ژئوفیزیکی منطقه وجود گسلها تایید گردید. همچنین محل، عمق و هندسه گسلها در مدل گرانی عینا تصویر شده است که قبلا تحقق نیافته بود.

**کلید واژه ها**: دادههای میدان پتانسیل، وارونسازی ژئوفیزیکی، گسل های ایران، منطقه میناب.

# Two-dimensional inverse modeling of Satellite Gravity data in the east of Minab To detect some faults

Sara Nasri\*,Master educated, Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics, Shahrood University of Technology, Email: saranassri@shahroodut.ac.ir Ali Nejati Kalate, Associate Professor, Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics, Shahrood University of Technology, Email: nejati@shahroodut.ac.ir Amin Roshandel Kaho, Associate Professor, Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics, Shahrood University of Technology, Email: nejati@shahroodut.ac.ir

#### Abstract:

The south-eastern region of Iran, due to its geophysical and geological complexity, is a challenging area for geological modeling. These geological and geophysical models are used to determine the depth, oceanic crust and subduction zone, geometry, faults, and block boundaries. The structure of the geological model used for



such a region extremely affects the accuracy of geophysical models. In the east of the minab, due to the presence of flysch facies and igneous masses, we face a lot of faults. In this study, we investigate the compatibility of expensive two-dimensional inverse models with the geology of faults in the east of Minab. Our inverse modeling method in this paper is in accordance with Li and Oldenburg's theory. Initially, satellite gravity data are reversed using Li and Oldenburg's inverse algorithm. Then, due to the geophysical model of the area, faults were confirmed. The location, depth, and geometry of faults are also depicted in the same gravity model as previously unrealized.

Keywords: Potential field data, geophysical inversion, Iran faults, Minab area.

# **\$\$\$\$\$**

#### مقدمه :

مدلهای زمین شناسی ساخته شده از دادههای ژئوفیزیکی در تعیین محل، عمق و هندسه ساختارهای زمین شناسی نقش اساسی دارند. با این حال، افزایش پیچیدگی زمینشناسی منطقه ، عدم اطمینان را در استفاده از روش های مدلسازی وارون ایجاد می کند (White et al., 2017). بنابراین در اینجا به مدلسازی مسائل وارون پرداخته می شود. در مورد مدلسازی وارون همواره بحث عدم یکتایی در پاسخ مطرح است که روش های نوین سعی در کاهش عدم یکتایی و ایجاد پاسخهای بهینه دارند. (2009) Lelievre اظهار داشت که با استفاده از اطلاعات پیشین در طی وارونسازی می توان عدم یکتایی در وارونسازی مدلها را تا حدود زیادی کاهش داد. (2013) ,Foks et al نشان دادند که حل مسئله عدم یکتایی پیش شرطی برای هر راه حل معکوس است، اما مدل نهایی باید قادر به پیش بینی داده های مشاهده شده باشد. (2013) Martin et al., اظهار داشتند که این قابلیت در حل مسائل معکوس بستگی به گسستگی و فرمولبندی مسائل پیشرو دارد. این خواص توسط طبقهبندی الگوریتمهای معکوس در دو گروه، روش معکوس پارامتری و روشهای توزیع خواص فیزیکی (PPDM) مورد بررسی قرارگرفت (Shearer., (2005) . دسته اول از روشها، از لحاظ پیچیدگی محاسبه، درجه آزادی را کاهش میدهد و با تعیین یک مسئله فراتخمینی ، پارامترهای نامشخص جسم را مشخص میکند. با این حال، مقدار زیادی از اطلاعات پیشین باید برای محدود کردن برخی از پارامترهای مدل برای ایجاد یک مسئله فروتخمینی ارائه شده باشد Li et al., (2016). در PPDM، فضای مدل سازی به تعداد زیادی از سلولها تقسیم می شود و سپس به منظور تعیین خصوصيات فيزيكي هر سلول به حل مسائل فروتخميني پرداخته ميشود(2011) Namaki et al., الگوريتم PPDM بسيار پیچیده بوده و زمان محاسبات بسیار بالایی دارد(Liu et al., (2014). همچنین(2015), Vatankhah et al., نیان کردند که وزندهی عمقی باعث کاهش خودپذیری سلولها با افزایش عمق میشود و میتواند در الگوریتمهای مختلف معکوس استفاده شود. (2012) Louro et al., اظهار داشت که برای اطلاعات بهتر و دقیق تر ساخت مدل زمین شناسی، باید اطلاعات اضافی را از طریق فرایند معکوس اضافه کرد. بنابراین، به منظور جمع آوری اطلاعات بیشتر در مورد مدل، نیاز به معرفی توابع وزنی سهبعدی در تابع هدف است. (Gallardo et al., (2005) نشان داد که با ادغام دادههای گرانی و مغناطیسی از طريق معكوس سازي مي توان يك مدل زمين شناسي سهبعدي با وضوح بالا به دست آورد. (2005),Gallardo et al نشان



داد که این روش ادغام محدودیتهای زمینشناسی و قیود هندسی را کم میکند که منجر به کاهش ابهام ذاتی از تکنیکهای مغناطیسی و گرانی در محیطهای 3D خواهد شد. (2015) Mojica et al. مشکل کاهش دقت در عمق زیاد را برای مدلهای وارون سه بعدی گرانی با استفاده از انتخاب پارامتر منظم سازی مطلوب حل کردند. (2015) Roshandel (2015 مله معای وارون سه بعدی گرانی با استفاده از انتخاب پارامتر منظم سازی مطلوب حل کردند. (2015) Roshandel برای مدلهای وارون سه بعدی گرانی با استفاده از انتخاب پارامتر منظم سازی مطلوب حل کردند. (2015) Roshandel برای مدلهای وارون سه بعدی گرانی با استفاده از انتخاب پارامتر منظم سازی مطلوب حل کردند. (2015) Roshandel برای معدی در یک جسم نامنظم با استفاده از تبدیل موجک بررسی کردند. با این حال، روش آنها با افزایش عمق، وضوح کمتری داشت که نیازمند ادغام منبع دیگری از اطلاعات است. (2016) Rezaie et al. (2016) با استفاده از وارون سازی متمرکز سریع سه بعدی تنها بر روی داده های گرانی برای تشخیص مرز توده ها حل می شود. (2016) استفاده از وارون سازی متمرکز سریع سه بعدی تنها بر تبدیل داده های مغناطیسی سه بعدی می تواند شکل دقیق توده زمین شناسی را تعریف کند و اظهار داشت که معرفی منبع دیگری از اطلاعات، دقت مدل نهایی را افزایش می دهد. (2012) Leblanc et al. کاربرد تلفیق داده را به عنوان یک ابزار ادغام برای اکتشاف ژئوفیزیک معرفی کرد. (2012) همچنین کاربرد تلفیق داده را به عنوان یک ابزار در ساخت مدل دقیق زمین شناسی معرفی کرد. (2012) داست و می مربر د تلفیق داده را به عنوان یک ابزار

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

# روش تحقيق:

دانتكاويام نوراستان قم

سرزمین ایران در یک حوزهٔ فشاری بین صفحات عربستان و اوراسیا قرار گرفته است. صفحهٔ عربستان با آهنگ Bayer et al. (2002), Vernant et al. (2004), ای Bayer et al. در حال حرکت به سمت ایران است(2004), Sayer et al. و(2002), ای Bayer et al. در حلور گسل در طرفی گسل ها یکسری شکستگی در پوسته زمین هستند که در طول آنها تغییر شکل هایی ایجاد شده است. حضور گسل در یک منطقه نشان می دهد که در زمان گذشته، در طول آن جابجایی رخ داده است. این جابجایی ها می توانسته یا بصورت جابجائی آرام باشد یا بصورت ناگهانی اتفاق بیفتد که جابجایی های ناگهانی در طول گسل ها عامل ایجاد الفل می توانسته یا بصورت می منطقه نشان می دهد که در زمان گذشته، در طول آن جابجایی رخ داده است. این جابجایی ها می توانسته یا بصورت جابجائی آرام باشد یا بصورت ناگهانی اتفاق بیفتد که جابجایی های ناگهانی در طول گسل ها عامل ایجاد اغلب زلزله ها می باشد. گسل جیرفت(سبزواران) چهاردهمین گسل فعال استان کرمان می باشد و دارای روند تقریبا شمالی –جنوبی بوده و با توجه به فعال بودن این گسل و عدم تخلیه انرژی در قرن اخیر حائز اهمیت است.

مدلسازی وارون نیز یک مرحله ضروری برای تفسیر هرچه دقیقتر دادههای ژئوفیزیکی محسوب میشود. مشکل وارونسازی دادههای گرانیسنجی به عنوان یک مسئله بهینهسازی طرح شده است که در آن یک تابع هدف از مدل چگالی با توجه به یکسری قیود بازتولید می شوند، و پاسخ نهایی به دنبال به حداقل رساندن تابع هدف است که این همان مفهوم بهینهسازی خواهد بود. جزئیات تابع هدف میتوانند براساس اطلاعات پیشین متفاوت باشند، اما تابع هدف باید انعطاف پذیری یک مدل را داشته باشد. در استراتژی مورد استفاده ما ابتدا دادههای گرانی ماهوارهای منطقه را به کمک الگوریتم وارونسازی لی و اولدنبرگ، با استفاده از رابطه زیر وارون میکنیم(1998) Li & Oldenburg







$$\begin{split} \varphi_m(\rho) &= \alpha_s \int_v w_s w^2(z) (\rho - \rho_0)^2 dv + \alpha_x \int_v w_x \left\{ \left[ \frac{\partial w(z)}{\partial x} \right] (\rho - \rho_0) \right\}^2 dv + \\ \alpha_y \int_v w_y \left\{ \left[ \frac{\partial w(z)}{\partial y} \right] (\rho - \rho_0) \right\}^2 dv + \alpha_z \int_v w_z \left\{ \left[ \frac{\partial w(z)}{\partial z} \right] (\rho - \rho_0) \right\}^2 dv \end{split}$$

شکل (۱) نقشه گسلهای فعال جنوب شرق ایران است که در آن موقیت گسلها با نام آنها بطور دقیق مطرح شده است. شکل (۲) نتیجه وارونسازی دادههای گرانی منطقه است که با شکل گسلهای اصلی منطقه مطابقت بالایی دارد. در روی این نقشه محل دقیق گسلهای سبزواران و جیرفت با توجه به تباین چگالی مدل، مشخص شده است که تا عمق ۱۰۰ کیلومتری ادامه دارد. استراتژی ارائه شده همچنین برای تفسیر بخش مرکزی مدل و مقایسه آن با زمین شناسی منطقه، وجود گودال جازموریان با چگالی بالا را تصدیق می کند.



شکل (۱) نقشه گسلهای جنوب شرق ایران





شکل (۲) نتیجه وارونسازی دادههای گرانی منطقه مورد مطالعه

#### **~~~~~**

### نتیجه گیری:

مدلسازی وارون داده های ژئوفیزیکی به منظور تفسیر زمین شناسی منطق همیشه با ابهام ذاتی مواجه است. در اینجا برای کاهش ابهام در تفسیر با توجه به اطلاعات زمین شناسی شرق میناب و مدل گرانی آن، می توان نشان داد که یک مدل اطلاعاتی مناسب برای تفسیر و یا مدلسازی زمین شناسی ارائه شده است. مقادیر بالای چگالی نشان داده شده در شرق میناب و زیر گودال جازموریان و همچنین هندسه آن ویژگیهای پوسته اقیانوسی را نشان می دهد که محل گسل ها را تایید می کند.

#### **\$\$\$\$\$**

#### **References:**

White, J.T., Connor, C.B, Connor, L., and Hasenaka, T. 2017. "Efficient inversion and uncertainty quantification of a tephra fallout model", Journal of Geophysical Research, 122, p. 281-294.

Lelievre, P. G. 2009. "Integrating Geologic and Geophysical Data Through Advanced Constrained Inversions", PhD. Thesis, University of British Columbia, Canada.

Foks, N. L., Krahenbuhl, R., and Li, Y. 2013. "Adaptive sampling of potential-field data : A direct approach to compressive inversion", Geophysics, 79(1), p. 1–9.

Martin, R., Monteiller, V., Komatitsch, D., Perrouty, S., Jessell, M., Bonvalot, S., and Lindsay, M. 2013. "Gravity inversion using wavelet-based compression on parallel hybrid CPU / GPU systems: Application to southwest Ghana", Geophysical Journal International, 195, p. 1594–1619.

Shearer, S., 2005. "Three-dimensional inversion of magnetic data in the presence of remnant magnetization", M.Sc. Thesis, Colorado School of Mines.

Li, S., Kang, X., Fang, L., Hu, Jianwen., Yin, H. 2017. "Pixel-level image fusion: A survey of the state of the art", Information Fusion, 33, p. 100 – 112.

Namaki, L., Gholami, A., and Hafizi, M.A. 2011. "Edge-preserved 2-D inversion of magnetic data: an application to the Makran arc-trench complex", Geophysical Journal International, 184, p. 1058–1068.





Liu, S., Hu, X., and Liu, T. 2014. "A stochastic inversion method for potential field data: ant colony optimization authors", Pure and Applied Geophysics, 171, p. 1531–1555.

Vatankhah, S., Ardestani, V. E., and Renaut, R. A. 2014. "Application of the  $\chi 2$  principle and unbiased predictive risk estimator for determining the regularization parameter in 3-D focusing gravity inversion", Geophysical Journal International, 200(1), p. 265-277.

Louro, V.H.A., and Mantovani, M.S.M., 2012. "3D inversion and modeling of magnetic and gravimetric data characterizing the geophysical anomaly source in Pratinha I in the southeast of Brazil", Journal of Applied Geophysics, 80, p. 110-120.

Gallardo, L.A., Pérez-Flores, M. A., and Gómez-Treviño, E., 2005. "Refinement of three-dimensional multilayer models of basins and crustal environments by inversion of gravity and magnetic data", Tectonophysics, 397, p. 37-54.

Mojica O.F., and Bassrei, A. 2015. "Regularization parameter selection in the 3D gravity inversion of the basement relief using GCV", Computers and Geosciences, 82, p. 205-213.

Roshandel-Kahoo, A., Nejati-Kalateh, A., and Salajegheh, F. 2015. "Interpretation of gravity data using 2-D continuous wavelet transformation and 3-D inverse modeling", Journal of Applied Geophysics, 121, p. 54–62.

Rezaie, M., Moradzadeh, A., Nejati Kalate, A., and Aghajani, H. 2016. "Fast 3D focusing inversion of gravity data using reweighted regularized lanczos bidiagonalization method", Pure and Applied Geophysics, 174, p. 359-374.

Tavakoli, M., Nejati Kalateh, A., Ghomi, S. 2016. "The interpretation of magnetic anomalies by 3D inversion: A case study from Central Iran", Journal of African Earth Sciences, 115, p. 85-91.

Leblanc, G., Lee, M., and Morris, W., 2012. "A simple adaptable data fusion methodology for geophysical exploration", Exploration Geophysics, 43, p. 190–197.

Erkan, K., Jekeli, C., and Shum, C.K., 2012. "Fusion of gravity gradient and magnetic field data for discrimination of anomalies using deformation analysis", Geophysics, 77 (3), p. 13–20.

Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., and Chéry, J., 2004. "Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman", Geophysical Journal International, 157(1), p. 381-398.

Bayer, R., Shabanian, E., Regard, V., Yaminifard, F., Vernant, P., Nilforoushan, F., Abbassi, M., Chery, J., Tatar, M., and Doerflinger, E., 2002. "Active deformation in the Zagros- Makran Transition Zone inferred from GPS, Tectonic and Seismological measurements", paper presented at Eos Trans, AGU Fall Meeting Abstracts.

Li, T., Oldenburg, D. W., 1998. "3-D inversion of gravity data", GEOPHYSICS, vol. 63, no. 1, pp. 109–119.





# Systematic variations in the intensity of deformation in the Hinterland of the Zagros Orogenic Belt, Iran

Mohammad Ali Ghanbarian\*. Marziyeh Khalili . Morteza Sadeghi Mazidi

Department of Earth Sciences, College of Sciences, Shiraz University, Shiraz, Iran

\*Corresponding author. E-mail address: maghanbarian@shirazu.ac.ir (M.A. Ghanbarian)

Telfax: +98 71 32284572

**Abstract** The Zagros orogen is an important collisional belt in the central part of the Alpine-Himalayan orogenic chain between the southern margin of the Iranian continent and the northern margin of the Arabian plate. One of the main discrepancies about this collisional belt is the location and number of suture zones between the Iranian and the Afro-Arabian continents. In this study, different structures comprising thrust, strike-slip and normal faults, macroscopic and mesoscopic folds, first- to fourth-order duplex structures, foliations and shear zones and the structures within them, have been considered to gather evidence about the variation in the intensity of deformation in the Zagros Hinterland Fold-and-Thrust Belt (ZHFTB). This study shows a systematic increase in deformation intensity toward the SW of the ZHFTB which is incompatible with the hypothesis of the existence of one main suture zone in the NE of the ZHFTB (i.e. the NE of the Sanandaj-Sirjan Zone).

**Key words** Tectonic influence, deformation intensity, Eurasia-Gondwana Suture Zone, Zagros Suture Zone, Zagros orogenic belt, Sanandaj-Sirjan Zone

The existence of the valuable hydrocarbon reservoirs made the Zagros orogenic belt one of the most famous regions of the world. The formation of this belt is the result of the closure of the Neo-Tethys ocean and the subsequent collision of the Afro-Arabian plate with the southern margin of the Iranian continent (Paul et al. 2006). Different geological aspects of the Zagros collisional belt have been intensively investigated (e.g. Alavi 1994, 2004, 2007; Mohajjel and Fergusson 2000, 2014; Blanc et al. 2003; Mohajjel et al. 2003; McQuarrie 2004; Regard et al. 2004; Sherkati and Letouzey 2004; Agard et al. 2005, 2006, 2011; Molinaro et al. 2005 a, b; Mouthereau et al. 2006, 2007; Paul et al. 2006, 2010; Sarkarinejad and Azizi 2008; Vergés et al. 2011; Ghanbarian 2016; Malekzade et al. 2016) but one of the remaining principal discrepancies about this significant belt is the location and number of suture zones. The suture zones of the Zagros are very important as this belt is one of the most important belts which is located between Eurasia and Gondwana. Some geologists suggested one main suture is located in the SW of the Sanandaj-Sirjan Zone (SSZ) at the present location of the Neyriz ophiolite (Fig. 1a) to the Kermanshah ophiolite (e.g. Berberian and King 1981; Berberian 1983; Mohajjel et al. 2003; Agard et al. 2005, 2016, 2011; Sheikholeslami et al. 2008; Vergés et al. 2011; Mohajjel and Fergusson 2014). Some other geologists propose one main suture that is located between NE of the





SSZ and SW of the Urumieh-Dokhtar Magmatic Belt (Alavi 1994, 2004; Shafaii Moghadam et al. 2010, 2012, 2013; Shafaii Moghadam and Stern 2011). Another group of researchers support the presence of two main sutures at the northeastern and southwestern borders of the SSZ based on the two ophiolitic belts; i.e. Neyriz-Kermanshah and Nain-Dehshir-Baft (Glennie 2000; Ghasemi and Talbot 2006; Golonka 2007). However, Arfania and Shahriari (2009) have suggested the existence of three suture zones for the southeastern part of the Zagros collisional belt; i.e. the two last ones and another suture between them which located at the Abadeh Fault ("Main Deep Fault" of Taraz 1974).

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

Figure 1.

Obviously, zones of intense deformation are not only related to suture zones, but research shows that the closer to the suture zone, the more tectonic impression and the more deformation intensity (e.g. Ridgway et al. 2002; Chetty et al. 2016; Azeez et al. 2017). Therefore, the analyses of the variation of the influence of the past and present tectonic activities and the intensity of deformation in area adjacent sutures may help to constrain the true positions of the suture zones. The transverse variation of the deformation variation in the southwestern area of the south-central part of the SSZ (Khankhoreh-Kowlikosh-Goushti area) has been investigated by Sarkarinejad et al. (2010). The main aim of present study is to document evidence of the tectonic activity and the deformation intensity variation in the NE of their study area (Fig. 1b; between Hambast Mountain (in the NW) to Dare-Bagh area (in the SE) in order to complete the analysis of the transverse deformation variation in the south-central part of the SSZ and to shed some light on the positions of the sutures of the Zagros collisional belt.

The Iranian plateau with its flanking orogens can be characterized by different types of tectonic domains, active faults, recent volcanoes and high surface elevation along the Alpine-Himalaya orogenic belt (Zamani et al. 2011). The Zagros orogenic belt is the most important marginal collisional zone in the southwest of Iranian plateau and comprises six major sub-parallel elements (Fig. 1). They are, from NE to SW, (1) the Urumieh-Dokhtar Magmatic Belt (Stocklin 1968), (2) the Zagros Hinterland Fold-and-Thrust Belt (ZHFTB; Sarkarinejad and Ghanbarian 2014), (3) the Sanandaj-Sirjan HP-LT Metamorphic Belt (SSMB; Sarkarinejad 1999), (4) the Zagros Thrust System (Sarkarinejad 2005), (5) the Zagros Foreland Fold-and-Thrust Belt, and (6) the Zagros Foreland Folded Belt, (Sarkarinejad and Ghanbarian 2014). Among these belts, the ZHFTB is a recently-defined fold-andthrust belt in the NE of the SSMB which is an intensely deformed metamorphosed belt at the core of the orogen. The ZHFTB and the SSMB are the two parts of the SSZ (Stocklin 1968) which is an NW-SE, 1500 km long and 100-130 km wide area, between the Zagros Thrust System (in the SW) and the Urumieh-Dokhtar Magmatic Belt (in the NE). According to the considerable differences in the geological aspects of the NE and SW of the SSZ, this zone, especially in the southern parts, can be divided into the two belts, i.e. a belt that comprises of metamorphic complexes and a metasedimentary fold-and-thrust belt. Therefore, Sarkarinejad and Ghanbarian (2014) have introduced the ZHFTB as the metasedimentary belt NE of the SSMB which has been introduced by Sarkarinejad (1999) as the



high pressure regional metamorphic belt. The study area is an important part of the south-central part of the ZHFTB and characterized by many informative structures.

# Figure 2.

The stratigraphic constituents of the mapping area (Fig. 2) are divided into four clusters: (1) the Gondwanan continental shelf/platform deposits, (2) the Neo-Tethyan opening facies, (3) the Zagros passive continental margin and (4) the syn-orogenic marine foreland deposits (Shahidi et al. 2001). The oldest stratigraphic unit of the region is the Upper Silurian - Lower Devonian metamorphosed tuffs and other metavolcanic rocks (SD<sup>vs</sup>; Shahidi et al. 2001). The Upper Devonian metaterrigenous (metamorphosed quartz arenite and slate) unit (D<sup>sh</sup>) is overlain by the Visean quartz arenite unit (C<sup>Q</sup>) which is at the base of the Carboniferous competent limestone (C<sup>I</sup>). The Permian limestone (P<sup>I</sup>) is the next unit with the Lower Permian thin-bedded sandstone and shale (P<sup>s</sup>) at the base. The Permian limestone (P<sup>I</sup>), which can be correlated with Jamal Formation and has been divided into seven parts by Taraz (1971), forms the most widespread outcrops in the map area (Fig. 2). Lower Triassic marl and limestone (Tr<sup>II</sup>) and the Middle Triassic well-bedded dolomite (Trd; equivalent to the Shotori Formation) are the upper part of the Gondwanan continental shelf/platform succession (Shahidi et al. 2001). The last unit has been metamorphosed up to greenschist facies to a dolomarble (Tr<sup>Ind</sup> and Tr<sup>dd</sup>) in the southwestern part of the mapping area (Fig. 2).

Neo-Tethyan opening facies consist of (1) the Upper Triassic pencil shale, tuffaceous sandstone and mafic to felsic volcanic rocks (Tr<sup>vs</sup>), (2) the Upper Triassic marl, gypsum and sandstone (Trml), (3) the Upper Triassic medium-bedded reefal limestone, shale and sandstone (Tr<sup>ls</sup>) and (4) the Lower Jurassic thin-bedded shale, sandstone and conglomerate (J<sup>s</sup>; Shahidi et al. 2001). The Kowlikosh complex (kol), which outcrops in the southwestern part of the study area, consists of medium-grade metamorphic rocks such as marble, slate, phyllite, phyllonite, calcschist, quartz mylonite, amphibolite, basic metavolcanic rocks, metamorphosed acidic and basic plutonic rocks (Shahidi et al. 2001). The only unit of the Zagros passive continental margin in the mapped area is the Upper Jurassic thickly-bedded to massive oolitic limestone and conglomerate (J<sup>1</sup>; Shahidi et al. 2001). The Upper Oligocene - Lower Miocene thickly-bedded to massive reefal limestone (OM<sup>1</sup>) overlies the Lower and the Middle Triassic units in the northwestern part of the region with angular unconformity. This Cenozoic limestone is the youngest lithified unit of the study area which is part of syn-orogenic foreland deposits (Shahidi et al. 2001).

In order to shed some light on the number and the more probable positions of the suture zones of Zagros, the different-scale structures of the study area have been considered carefully to collect the data about the variation in the intensity of deformation in the studied part of the SSZ. The map-scale thrust faults, macroscopic folds and first and second order duplexes are the most important phenomena which have been studied on the published geological maps, structural cross sections (Soheyli et al. 1990; Shahidi et



al. 2001; Sarkarinejad and Ghanbarian 2014), and the Quickbird satellite images (Google Earth). Furthermore, the outcrop-scale structures, such as the foliations, mesoscopic folds, outcrop-scale thrusts, strike-slip and normal faults, and shear zones and structures within them have been studied in a two month field campaign on with more than 600 localities visited in the various parts of the study area. The factors which have been investigated via the field research and considerations of the maps and satellite images are: (1) the distances between basement- and map-scale non-basement thrust faults which in turn determine the horizontal thicknesses of the first- and second-order duplex structures, (2) the offsets which map-scale thrusts created, (3) the density of the outcrop-scale faults, (4) the number, thicknesses, and the degrees of development of the shear zones and the structures within them (e.g. rotated or fragmented porphyroclasts and asymmetric boudins), (5) the densities of the map-scale and outcrop-scale fault-related folds, mesoscopic folds, and the refolded folds which do not show any relationship to the faults, (6) fold interlimb angles, (7) dips of the mesoscopic fold axial planes and plunges of their hinges, (8) the type and the degree of development of foliations in the various parts of the area.

#### 4 Structural characteristics of the study area

4

The study area has been divided by the Talaee basement tear fault into two distinct sectors (Sarkarinejad and Ghanbarian 2014): (1) northwestern sector which was named as Sorkh sector and (2) southeastern part which was named as Dareh-Nar sector (Fig. 2). The most important structures of the sectors are the various kinds of faults, ductile shear zones, completely different sized duplex structures, and macroscopic to microscopic fault-related folds. There is a big difference in the scale of the structures. Although map-scale structures play the most architectural roles in the structural framework of the ZHFTB, the outcrop-scale structures reveal the characteristics of the macroscopic structures.

#### 4.1 Faults

The south-central part of the SSZ is characterized by various kinds of faults. The faults of the zone can be grouped into the map-scale basement and non-basement thrusts, outcrop-scale NW-striking thrusts and back- thrusts, strike-slip and normal faults. Amongst the faults, the basement thrusts are the most significant structures of the zone (Fig. 3a). There are at least seven considerable thrusts in this part of the SSMB (Khankhoreh-Kowlikosh-Goushti area) (Fig. 2; Sarkarinejad and Azizi 2008), eight basement thrusts in the Dareh-Nar sector (i.e. Chah-e-Sefid, Gardaneh, Faryadun, Mesi, Bikheyrkhong, Kuh-e-Sefid, Chekoui, and T<sub>a1</sub>) and six basement thrusts in the Sorkh sector (i.e. Magasi, Sorkh, Hamami, Pouzesiah, Laymodu, and Aghol) (Sarkarinejad and Ghanbarian 2014). All of them are NW-striking and NE-dipping with variations in dip resulting in an overall Z-shaped geometry for the thrusts. They are not completely dip-slip and the presence of the significant components of strike-slip make "oblique-slip" term for these faults more reasonable. Senses of strike-slip components are dextral in the SSMB (Sarkarinejad and Azizi 2008) and sinistral in the ZHFTB (Ghanbarian and Sarkarinejad 2014). In the Dare-Nar sector, distances between basement thrusts, from SW to NE are 1050, 635, 2180, 1300, 1625, 4560, and 1450 m, while in the Sorkh sector, from SW to NE, are 2025, 1675, 3644, 1385, and 3450 m, respectively.





Figure. 3.

Besides the basement thrusts, there are several map-scale thrust faults which occur only in the sedimentary cover but have an important role in the structural system of the area (Figs. 3c-g). Most of them are sub-parallel to parallel and the mean attitude of them is N40°W, 45°NE and very similar to the basement thrusts (Figs. 2 and 3b). Another similarity between these two groups of map-scale thrusts is that they are more concentrated in the SW of the study area (Fig. 4).

Figure. 4.

The third similarity is that both groups of thrust faults overrode the lithostratigraphic units of the 5 hanging wall blocks from NE to SW, but the effects of them on the stratigraphic sequence are not even in all parts of the area (Fig. 2). About 8 km SE of the Heneshk village in the SW of the Dareh-Nar sector, for example, the Upper Silurian-Lower Devonian metavolcanic unit (SD<sup>vs</sup>) has overridden the Kowlikosh complex (kol). The Gardaneh thrust overrode the Kowlikosh complex over Permian limestone (P<sup>1</sup>), which in turn has overridden Upper Jurassic oolitic limestone and conglomerate (J<sup>1</sup>) along the Chah-e-Sefid thrust. Similarly, in the SW of the Sorkh sector, Permian limestone (P<sup>1</sup>) is thrust over the Kowlikosh complex. This is in turn thrust over Upper Triassic reefal limestone (Tr<sup>ls</sup>) which is thrust over Upper Jurassic oolitic limestone and conglomerate (J<sup>1</sup>). But, in the NE of both sectors, middle Triassic dolomite (Tr<sup>d</sup>) is thrust over lower Triassic marl and limestone (Tr<sup>l</sup>) which in turn overrode Permian limestone (P<sup>1</sup>) along the of the Chekoui and Laymodu thrusts. In the Dareh-Nar sector, Permian limestone (P<sup>l</sup>) has thrust over Carboniferous limestone (C<sup>l</sup>) and along the Kuh-e-Sefid thrust overrode Carboniferous limestone (C<sup>1</sup>) and over Devonian sandstone and shale (D<sup>sh</sup>), while, in the Sorkh sector, no outcrop older than Permian limestone (P<sup>l</sup>) has been reported. Amongst faults, mesoscopic ones are the most abundant and widely distributed. Most of them are NW-striking NE dipping thrusts and reverse faults, as for the map-scale ones (Figs. 3h-k). They can be used to constrain the kinematics of the larger scale faults. Furthermore, their density is an indicator of the tectonic activity. Similar to the larger scale SW-verging thrusts, mesoscopic faults are more developed in the SW of the ZHFTB compared to the NE of it. NW-striking SW dipping mesoscopic back-thrusts (e.g. Fig. 31) are the other group of outcrop-scale faults. Beside thrusts, there are a considerable number of mesoscopic strike-slip (Fig. 3m) and normal faults (Fig. 3n and Fig. 12 of Sarkarinejad and Ghanbarian 2014).

Several ductile shear zones have been recognized in the studied part of the ZHFTB. The widest and most developed shear zones of this area are in the Permian limestones (P<sup>l</sup>) of the Chah-e-Sefid Mountain and north of Gandomriz Mountain. Bands of calcite mylonites which have formed in these





shear zones have thicknesses obscured by the cover of scree and Quaternary deposits. Strain fringes (Fig. 2f of Ghanbarian and Sarkarinejad 2015), C'-type shear band cleavages (Fig. 2d of Ghanbarian and Sarkarinejad 2015), rotated circular chert nodules and asymmetric folds are microscopic to mesoscopic structures in these shear zones. In the south of promontory of Faryadun Mountain, there is a well-developed shear zone which was named Faryadun shear zone in this research. This shear zone has been observed in Permian limestone (P<sup>1</sup>) and has a width of at least 15 m. It contains outcrop-scale asymmetric boudins (Fig. 5a), typical mesoscopic d-type rotated porphyroclasts (Fig. 7a of Ghanbarian and Sarkarinejad 2014), third-order duplex structure (Fig. 9f of Sarkarinejad and Ghanbarian 2014), and asymmetric folds (Fig. 9b of Ghanbarian and Sarkarinejad 2014).

Figure. 5.

Another shear zone has been seen north of the Faryadun Mountain (Fig. 5b) which it is named here as the Mesi shear zone. This shear zone has developed in Permian limestone (P<sup>1</sup>) and formed complicatedly folded calcite mylonite. Asymmetric folds and deformed sigmoid-shape chert nodules (Fig. 5d of Ghanbarian and Sarkarinejad 2014) are the most abundant structures in this 10m wide shear zone. The Chekoui ductile shear zone is the only one that has been discovered in the NE of the study area, i.e. NE of the Kuh-e-Sefid Mountain (Fig. 5c). It has deformed chert nodules in an NW-striking, NE-dipping zone with 3m wide.

The last shear zone in the Faryadun sector was observed in the Abdolmomen Mountain that is SE of the Faryadun Pass (Fig. 5d). This ductile shear zone, which is named here as the Abdolmomen shear zone, is in Permian limestone (P<sup>1</sup>).

Except the thick and well-developed shear zones which are located in the Permian limestones (P<sup>1</sup>) of the north of Gandomriz Mountain, one of the most important observed shear zones of the Sorkh sector is located in the east of Khankhoreh (Fig. 5e) which was named as the Magasi shear zone due to its probable relation to Magasi basement thrust. Mesoscopic rotated porphyroclasts, outcrop-scale shear band type fragmented porphyroclasts and asymmetric folds are some structures that have been observed in this shear zone.

A pervasive calcite mylonitic foliation is observable in Permian limestones (P<sup>1</sup>) in all parts of the Chahe-Sefid Mountain (Figs. 5f and g); in contrast, no foliation occurs in the competent carbonatic units in the NE of the area (Fig. 5h). Slaty cleavage only is found in very low-grade slates of the Devonian metaterrigenous unit (D<sup>sh</sup>), and was not present in the more competent quartz arenite layers of this extremely old unit (Fig. 5j). The foliations of the region are result of convergence and collision between the Iranian microcontinent and the Afro-Arabian continent. In the SSMB, the mean orientation of S1 foliation is N333°, 21°NE (Sarkarinejad and Azizi 2008) and in the ZHFTB is N320°, 55°NE (Sarkarinejad and Ghanbarian 2014).





There are at least four completely different scales of duplex structures. The first-order duplex structures have a mean vertical thickness of 9±1.5 km and are formed as result of the in-sequence basement thrusting (Fig. 2). Attitudes of the basement thrusts control the shape of the first-order horses; therefore, each first-order horse is Z- shaped, NW-striking and NE-dipping. The typical hinterland dipping horses of the ZHFTB, which have been named after the underlying basement thrusts, have been described by Sarkarinejad and Ghanbarian (2014). Average of the horizontal thicknesses of the horses in the SW of the Dareh-Nar sector (i.e. Chah-e-Sefid horse, Gardaneh horse, Faryadun horse, and Mesi horse) is less than 1300 m while in the NE (i.e. Bikheyrkhong, Kuh-e-Sefid, and Chekoui horses), the average is more than 2500m (Fig. 2). Some of these first-order horses contain second-order duplex structures (e.g. Bikheyrkhong, Mesi, Faryadun, Chah-e-Sefid, Hamami, and Laymodu horses). The second-order duplexes are bounded to the sedimentary cover. The size of each horse is about one order smaller than the first-order horses and is about 0.5 to 1 km. Generally, in the SW of the ZHFTB especially in the Dare-Nar sector (Chah-e-Sefid and Faryadun mountains), these second-order duplex structures are obviously more abundant than the same structures in the NE of the area (Kuh-e-Sefid Mountain) (Fig. 2). The third-order duplex structures have vertical thicknesses of 10m to 100m. Most of them are hinterland- dipping (NE-dipping) as the larger scale duplexes but there are also foreland-dipping and antiformal stack types. The fourth-order duplex structures are in outcrop scale and have been observed in the major shear zones which are more developed in the SW of the area (Figs. 9f of Sarkarinejad and Ghanbarian 2014 and 6c). They had been used to deduce the kinematic properties of the region (Ghanbarian and Sarkarinejad 2014).

Figure. 6.

#### 4.5 Folds

Folds are important and abundant structures in the SSZ and the different kinds of folds at various scales were observed in different parts of the study area. One of the most significant groups of folds are map-scale well-developed folds which have close geometric and kinematic relations to the major thrusts and shear zones and are various kinds of fault-related folds (Figs. 2 and 3b). The macroscopic fault-related folds in this part of SSZ are chiefly Mode I fault-bend folds, fault-propagation folds and asymmetrical detachment folds which formed due to in-sequence thrusting (Sarkarinejad and Ghanbarian 2014). Amongst them, fault-bend folds are the most important and the most developed. Although existence of several mechanically weaker layers (e.g. Upper Devonian quartz arenite and calcareous shale (Dsh), Lower Permian thin-bedded sandstone and shale (Ps), Lower Triassic marl and limestone (Trl), Upper Triassic pencil shale and tuffaceous sandstone (Trvs), Upper Triassic marl, gypsum and sandstone (Trml)) has facilitated formation of these structures. The geological map of the study area (Fig. 2) and the field data demonstrate that towards the NE of the study area (Kuh-e-Sefid, Laymodu, and Hambast mountains), the numbers of these large scale fault-related folds is considerably less.





In addition to the map-scale architectural folds, there are many kinds of outcrop-scale folds in this area. Most of these structures are mesoscopic and asymmetric fault-related folds which are related geometrically and kinematically to the mesoscopic NW-striking NE dipping thrusts and reverse faults which have flat-ramp geometries. They are mostly asymmetric detachment (Figs. 6a and b) and fault-bend folds (Fig. 10 of Sarkarinejad and Ghanbarian 2014). The density of these folds is dependent on the mesoscopic thrusts and reverse faults.

As well as the different kinds of mesoscopic fault-related folds, there are very abundant outcrop-scale folds that do not show any obvious relationship with the faulting of the area (Figs. 6d-1). Generally speaking, mesoscopic folds are not distributed evenly in the region and it is obvious in the field studies that the quantity of them is increased in the SW of the study area. They have been observed in the various units of the mapped area such as Permian thin-bedded limestone (Pl) and the Lower Triassic marl and limestone (Trl) and vary in the shapes of the hinges, the interlimb angles, dips of the axial planes, and the plunges of the fold axes. The dips the axial planes of the observed mesoscopic folds of the study area have been projected versus the plunge of their hinges on the Fleuty's diagram for folds classification (1964). In this diagram (Fig. 7) the folds of southwestern and northeastern parts of the study area have been presented with different symbols (small circles for the folds of southwestern parts of the comparison of the orientation of the folds (the primary purpose of this diagram), the comparison of numbers of the observed mesoscopic folds is possible, yielding information about the intensity of deformation. The evaluation of number and orientations of these structures indicates a relatively regular change from southwest to the northeast of the study area.

# Figure. 7.

Some mesoscopic refolded folds have been attributed to the transpressional (second) deformation phase (Sarkarinejad and Ghanbarian, 2014) which resulted in Type-3 interference patterns (Fig. 6m; hook-shaped type; Ramsay 1967). Despite good development of these structures in the SW of the study area, they are very rare in the NE of the region. Folding of F2 folds which has resulted F3 axial planes of the D3 deformation phase which developed in the SW of the region (Sarkarinejad and Ghanbarian 2014).

#### **5** Discussion

The SSZ is the intensely deformed central zone of the Zagros collisional belt which has been formed as a result of the subduction of the Neotethys oceanic plate under the Iranian microcontinent and the subsequent collision between this microcontinent and the Afro-Arabian plate. As mentioned earlier, it had been divided into the northeastern ZHFTB and the southwestern SSMB. In the ZHFTB, faults are one of the most characteristic structures of the region that have developed on the completely different scales. According to the geological map of the study area (Fig. 2), in the SW of the mapping area in the





ZHFTB (e.g. Chah-e-Sefid, Magasi, and Faryadun Mountains), both the basement and non-basement map-scale thrusts are obviously more abundant than similar structures in the NE of the region (the Kuh-e-Sefid and Hambast Mountains) and the distances between these thrusts in the SW of the region are obviously less than the distances in the NE of the area. In-sequence map-scale thrusting, also, resulted in the occurrence of the first- and second-order duplex structures. Each first-order horse is bounded by the basement thrusts. It means that the horizontal distances between these thrusts determine the horizontal thicknesses of the first-order horses. Therefore, the horizontal thicknesses of the horses in the SW are generally less than the horizontal thicknesses of the horses in the NE.

Moreover, the geological maps of the area (Soheyli et al. 1990; Shahidi et al. 2001; Sarkarinejad and Ghanbarian 2014) reveal that the thrusting in the SW of the study area resulted in the exposure of very more varied stratigraphic units beside each other than in the NE. In fact, in the NE of the area, the stratigraphic units have been translated less and therefore the stratigraphic successions were less distributed (Fig. 2). These mean that offsets of map-scale thrusts in the SW of the ZHFTB in the area are clearly more than the offsets of the similar structures in the NE of this belt. Therefore, comparisons of the abundance of major basement and non-basement map-scale thrust faults, their distances, the offsets that they created, and the mean horizontal thickness of the horses of the first-order duplex structures in the SW and the NE of the studied part of the ZHFTB suggest that the previous tectonic activities have had more obvious effects in the SW of the area than in the NE of it.

Ductile shear zones are also important structures in the region since they have been exhumed from deeper parts of the crust. Field studies of these structures have indicated that most of them are concentrated in the SW of the study area. Moreover, in the SW of the area, the thicknesses of the shear zones are greater and the structures within them (e.g. rotated or fragmented porphyroclasts, and asymmetric boudins) are more developed. The study of number of large-scale fault-bend folds confirms this systematic decrease in the effects of the previous tectonic activities.

Beside map-scale structures, outcrop-scale structures are important because it is known that the characteristics of map-scale structures can be unraveled by studying related minor structures (Tavarnelli 1997) which are often more abundant and more accessible. The most important outcrop-scale structures are mesoscopic faults, foliation, outcrop-scale folds and fault-related folds, refolded folds, and very informative mesoscopic ductile structures in the large-scale shear zones such as rotated porphyroclasts, asymmetric boudins, fourth-order duplex structures, and mesoscopic asymmetric folds. Almost all of the mesoscopic structures such as outcrop-scale faults, fault-related folds, and refolded folds have been more developed in the SW of the study area. Generally speaking, in the folds with no obvious relation to thrusts, the fold interlimb angles and dips of their axial planes increase towards the NE from isoclinal recumbent and reclined to open upright folds and the plunges of the fold axes decrease towards the NE of the zone (Fig. 7). Furthermore, comparison of the development of foliation shows the regular NE-ward decrease in the deformation intensity. Also, metamorphic grade decreases from greenschist facies in the SW of the study area to anchizonal in Abarkuh plain (NE of the study area; Fig. 2). Thus evidence collected in this study indicates a systematic decrease in the intensity of deformation towards the NE in the studied part of the ZHFTB. Beside these systematic variations in the ZHFTB, a significant





regular NE-ward decrease in the deformation intensity in the south-central part of the SSMB (i.e. SW of our study area) has been reported by Sarkarinejad et al. (2010). Their study shows that there is a progressive evolution of quartz c-axis fabrics from strongly asymmetric single girdles (monoclinic fabrics) to cross girdles (orthorhombic fabrics) from SW of the Kowlikosh complex to the NE of it. Their results also reveal that the mean deformation temperature decreases from 545±50°C at the SW to 460±50°C in the NE of their study area. The change from epidote-amphibolite to greenschist facies is the other conclusion of the quartz c-axis fabric study. Moreover, their results about the systematic variation of mean kinematic vorticity number which show a decrease in the simple shear component of deformation towards the NE and their results about the strain ratio (RXZ) which vary from 4.7 close to the Zagros thrust system to 2 in the NE of their area confirm that deformation intensity decreases to the NE.

Based on previous research (e.g. Ridgway et al. 2002; Chetty et al. 2016; Azeez et al. 2017), the suture zones are considered the most deformed and tectonized zones of the collisional belts. The systematic decrease in the tectonic influence and the deformation intensity towards the NE of the studied part of the ZHFTB, and the regular reduction in the crystallographic symmetry, the strain ratio and the simple shear component of deformation toward the northeast of the SSMB are support the hypotheses of the existence of one, two or three suture zones, but in the event that only one suture zone is established, then it is likely to be in the southwest of the SSZ. If there is more than one suture zone, the main one is not expected to be in the northeast of the SSZ. These results are consistent with the Zagros vertical seismic tomographic transects (Verges et al. 2011) and the results of Paul et al. (2006) and Motaghi et al. (2017) which have proposed the location of the main suture zone of Zagros based on the receiver function technique.

#### **6** Conclusions

The tectonic influence, the intensity of deformation, the metamorphic grade, the crystallographic symmetry, the strain ratio and the simple shear component of deformation in the structures of the area between the Zagros thrust system and Abarkuh plain in the SSMB and the ZHFTB have been analyzed in this and previous studies. These analyses indicate that in the SSZ all of these factors increase systematically from NE to SW (toward the Zagros thrust system). These results are **not** inconsistent with the hypotheses of the presence of one to three suture zones. However, the main one is expected to be in the southwest of the SSZ.

#### References

Agard P, Monié P, Gerber W, Omrani J, Molinaro M, Meyer B, Labrousse L, Vrielynck B, Jolivet L. Yamato P (2006) Transient, synobduction exhumation of Zagros blueschists inferred from P-T, deformation, time, and kinematic constraints: Implications for Neotethyan wedge dynamics.J Geophys Res: Solid Earth, 111 (B11)





Agard P, Omrani J, Jolivet L, Mouthereau F (2005) Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. Int J Earth Sci 94 (3): 401-419

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۹۷ m, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه سام نور قم

Agard P, Omrani J, Jolivet L, Whitechurch H, Vrielynck B, Spakman W, Monié P, Meyer B, Wortel R (2011) Zagros orogeny: a subduction-dominated process. Geol Mag148 (5-6): 692-725

Alavi M (1994) Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. Tectonophys 229 (3): 211-238

Alavi M (2004) Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. Am J Sci 304 (1): 1-20

Alavi M (2007) Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. Am J Sci 307 (9): 1064-1095 Arfania R, Shahriari S (2009) Role of southeastern Sanandaj–Sirjan Zone in the tectonic evolution of Zagros Orogenic Belt, Iran. Island Arc 18 (4): 555-576

Azeez KA, Patro PK, Harinarayana T, Sarma SVS (2017) Magnetotelluric imaging across the tectonic structures in the eastern segment of the Central Indian Tectonic Zone: preserved imprints of polyphase tectonics and evidence for suture status of the Tan Shear. Precamb Res 298: 325-340

Berberian M, King GCP (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Can J Earth Sci, 18 (2): 210-265

Berberian M (1983) The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. Can J Earth Sci 20 (2): 163-183

Blanc EP, Allen MB, Inger S, Hassani H (2003) Structural styles in the Zagros simple folded zone, Iran. J Geol Soc 160(3): 401-412

Chetty TRK, Yellappa T, Santosh M (2016) Crustal architecture and tectonic evolution of the Cauvery Suture Zone, southern India. J Asian Earth Sci 130: 166-191

Fleuty MJ (1964) The description of folds. Proc Geol Ass 75 (4): 461-492

Ghanbarian MA, Sarkarinejad K (2014) Evidences of sinistral flow in the Zagros inclined transpression, Iran. The 2nd national symp on tectonics of Iran, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Ghanbarian MA, Sarkarinejad K (2015) Evidences of Existence of Inclined Transpression in the Zagros Orogenic Belt. 33rd National Geosci Symp. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Ghanbarian MA (2016) Structural analysis of the Konarsiah and the Mangerak salt domes and its influence in ground water contamination, Zagros foreland folded belt, SW Iran. Inter J Env Sci 7 (1): 70-82

Ghasemi A, Talbot CJ (2006) A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran). J Asian Earth Sci 26 (6): 683-693

Glennie KW (2000) Cretaceous tectonic evolution of Arabia's eastern plate margin: A tale of two oceans. In:





Alsharhan AS, Scott RW (ed) Middle East Models of Jurassic/Cretaceous Carbonate Systems, Soc for Sed Geol, Tulsa, OK, SEPM 69, pp 9–20

Golonka J (2007) Geodynamic evolution of the South Caspian Basin. In: Yilmaz PO, Isaksen GH (ed) Oil and Gas of the Greater Caspian Area. Studies in Geology 55, pp 17–41

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۹۷ m, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

Malekzade Z, Bellier O, Abbassi MR, Shabanian E, Authemayou C (2016) The effects of plate margin inhomogeneity on the deformation pattern within west-Central Zagros Fold-and-Thrust Belt. Tectonophys 693: 304-326

Mcquarrie N (2004) Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran. J Struct Geol 26 (3): 519-535

Moghadam HS, Stern RJ (2011) Geodynamic evolution of Upper Cretaceous Zagros ophiolites: formation of oceanic lithosphere above a nascent subduction zone. Geo Mag 148 (5-6): 762-801

Moghadam HS, Stern RJ, Rahgoshay M (2010) The Dehshir ophiolite (central Iran): Geochemical constraints on the origin and evolution of the Inner Zagros ophiolite belt. Geol Soc Am Bull 122 (9–10): 1516–1547

Moghadam HS, Stern RJ, Chiaradia M, Rahgoshay M (2013) Geochemistry and tectonic evolution of the Late Cretaceous Gogher–Baft ophiolite, central Iran. Lithos 168: 33-47

Moghadam HS, Mosaddegh H, Santosh M (2013) Geochemistry and petrogenesis of the Late Cretaceous Haji-Abad ophiolite (Outer Zagros Ophiolite Belt, Iran): implications for geodynamics of the Bitlis–Zagros suture zone. Geol J 48 (6): 579-602

Mohajjel M, Fergusson CL, Sahandi MR (2003) Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, western Iran. J Asian Earth Sci 21 (4): 397-412

Mohajjel M, Fergusson CL (2014) Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran. Int Geol Rev 56 (3): 263-287

Molinaro M, Leturmy P, Guezou JC, Frizon de Lamotte D, Eshraghi SA (2005) The structure and kinematics of the southeastern Zagros fold-thrust belt, Iran: From thin-skinned to thick-skinned tectonics. Tectonics 24 (3)

Molinaro M, Zeyen H, Laurencin X (2005) Lithospheric structure beneath the south-eastern Zagros Mountains, Iran: recent slab break-off? Terra Nova 17 (1): 1-6

Motaghi K, Shabanian E, Tatar M, Cuffaro M, Doglioni C (2017) The south Zagros suture zone in teleseismic images. Tectonophys 694: 292-301

Mouthereau F, Lacombe O, Meyer B (2006) The Zagros folded belt (Fars, Iran): constraints from topography and critical wedge modelling. Geophys J Int 165 (1): 336-356

Mouthereau F, Tensi J, Bellahsen N, Lacombe O, DE Boisgrollier T, Kargar S (2007) Tertiary sequence of





deformation in a thin-skinned/thick-skinned collision belt: The Zagros Folded Belt (Fars, Iran). Tectonics 26 (5)

Paul A, Hatzfeld D, Kaviani A, Tatar M, Péquegnat C (2010) Seismic imaging of the lithospheric structure of the Zagros mountain belt (Iran). Geol Soc, London, Special Publications 330 (1): 5-18

Paul A, Kaviani A, Hatzfeld D, Vergne J, Mokhtari M (2006) Seismological evidence for crustalscale thrusting in the Zagros mountain belt (Iran). Geophys J Int 166 (1): 227-237

Ramsay J (1967) Folding and fracturing of rocks. New York, McGraw-Hill

Regard V, Bellier O, Thomas JC, Abbassi MR, Mercier J, Shabanian E, Feghhi K, Soleymani S (2004) Accommodation of Arabia-Eurasia convergence in the Zagros-Makran transfer zone, SE Iran: A transition between collision and subduction through a young deforming system. Tectonics 23 (4)

Ridgway KD, Trop JM, Nokleberg WJ, Davidson CM, Eastham KR (2002) Mesozoic and Cenozoic tectonics of the eastern and central Alaska Range: Progressive basin development and deformation in a suture zone. Geol Soc Am Bull 114 (12): 1480-1504

Sarkarinejad K, Azizi A (2008) Slip partitioning and inclined dextral transpression along the Zagros Thrust System, Iran. J Struc Geol 30(1): 116-136

Sarkarinejad K, Ghanbarian MA (2014) The Zagros hinterland fold-and-thrust belt in-sequence thrusting, Iran. J Asian Earth Sci 85: 66-79

Sarkarinejad K, Heyhat M, Faghih A, Kusky T (2010) Heterogeneous ductile deformation and quartz c-axis fabric development within the HP-LT Sanandaj-Sirjan Metamorphic Belt, Iran. Tectonophys 485 (1): 283-289.

Sarkarinejad K (1999) Tectonic finite stain analysis using Ghouri deformed conglomerate, Neyriz area, southwestern Iran. Iran J Sci Technol Trans Sci 23: 352–363

Sarkarinejad K (2005) Structures and microstructures related to steady-state mantle flow in the Neyriz ophiolite, Iran. J Asian Earth Sci 25(6): 859-881

Shahidi A, Taraz H, Zamani A, Pedram M, Alavi M, Parto Azar H (2001) Geological Map of Dehbid, Quadrangle 6651, 1:100,000. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Sheikholeslami MR, Pique A, Mobayen P, Sabzehei M, Bellon H, Emami MH (2008) Tectonometamorphic evolution of the Neyriz metamorphic complex, Quri-kor-e-sefid area (Sanandaj-Sirjan Zone, SW Iran). J Asian Earth Sci 31 (4): 504-521

Sherkati S, Letouzey J (2004) Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran. Marine and petroleum geol 21 (5): 535-554

Soheyli M, Ohanian T, Sahandi R, Azarm F, Taraz H, Aghanabati A, Alric G, Virlogeux D (1990) Geological Map of the Eghlid Area, Scale 1:250,000. Geol Surv Iran, Tehran, Iran

Stocklin J (1968) Structural history and tectonics of Iran: a review. AAPG Bull 52 (7): 1229-1258







Taraz H (1971) Uppermost Permian and Permo-Triassic transition beds in central Iran. AAPG Bull 55 (8): 1280-1294

Taraz H (1974) Geology of the Surmagh-Deh Bid Area, Abadeh Region, Central Iran. Geol Surv Iran, Tehran, Report (37)

Tavarnelli E (1997) Structural evolution of a foreland fold-and-thrust belt: the Umbria-Marche Apennines, Italy. J Struc Geol 19 (3-4): 523-534

Vergés J, Saura E, Casciello E, Fernàndez M, Villaseñor A, Jiménez-munt I, García-Castellanos D (2011)

Crustal-scale cross-sections across the NW Zagros belt: implications for the Arabian margin reconstruction. Geol Mag 148(5-6): 739-761

Zamani A, Khalili M, Gerami A (2011) Computer-based self-organized tectonic zoning revisited: Scientific criterion for determining the optimum number of zones. Tectonophys 510 (1): 207-216









**Fig. 1** (a) Index map showing the geostructural elements of the Zagros collisional belt in southwestern Iran. (b) Satellite image (from MrSID, Multi-resolution Seamless Image Database) of the central part of the Zagros collisional belt showing its main subdivisions and the main



structures (UDMB: Urumieh-Dokhtar Magmatic Belt; SSZ: Sanandaj-Sirjan Zone; ZHFTB: Zagros Hinterland Fold-and-Thrust Belt; SSMB: Sanandaj-Sirjan HP-LT Metamorphic Belt; ZFFTB: Zagros Foreland Fold-and-Thrust Belt; ZFTB: Zagros Foreland Folded Belt; ZTS: Zagros Thrust System; AF: Abadeh fault; K: Kermanshah ophiolite; N: Neyriz ophiolite; Na: Naien ophiolite; S: Shahr-e-Babak ophiolite; B: Baft ophiolite).









Fig. 2 The geological map and structural cross-sections of the study area (modified after Sarkarinejad and


Ghanbarian, 2014). Note that the geological map consists the studied area of Sarkarinejad et al., 2010. The abbreviations are the same as Fig 1.





Fig. 3 (a) Annotated field photograph of the basement thrusts in the Dareh-Nar sector which formed first-order duplex structures (T<sub>a2</sub>: Chekoui thrust; T<sub>a3</sub>: Kuh-e-Sefid thrust; T<sub>a4</sub>: Bikheyrkhong thrust; T<sub>a5</sub>: Mesi thrust; T<sub>a6</sub>: Faryadun thrust; T<sub>a7</sub>: Gardaneh thrust). (b) Equal area, lower-hemisphere stereographic projection of the poles of the map-scale folds axial planes (crosses, n = 24), map-scale thrust faults (great circles, n = 23) and the poles to foliation (black circles, n = 62) (modified after Sarkarinejad and Ghanbarian, 2014). The close geometric relationship of the map-scale folds and thrust faults is obvious. Note that the white arrows just pointing to the symbols. (c) A top-to-the SW map-scale reverse fault in NE of the Laymodu Mountain which overrode the Middle Triassic dolomite (Tr<sup>d</sup>) on the Lower Triassic marl and limestone (Tr<sup>1</sup>). (d) A very low angle layer parallel map-scale thrust in the Upper Oligocene-Lower Miocene reefal limestone (OM<sup>1</sup>). (e) The fault surface of the thrust presented in the (d). (f) A duplex structure in the Permian limestone (P<sup>1</sup>) in the SW of the study area. (g) A low angle map-scale thrust fault between the Middle Triassic well-bedded dolomites (Tr<sup>d</sup>) and the Lower Triassic marl and limestone unit (Tr<sup>i</sup>). Note that fault-related folding in the Lower Triassic marl and limestone (Tr<sup>1</sup>). (h) Outcrop-scale reverse faults in the Permian limestone (P<sup>i</sup>) of Kuh-e-Sefid. (j) A top-to-the WSW outcrop-scale reverse fault plane in the Lower Triassic marl and limestone unit (Tr<sup>1</sup>) of Kuh-e-Bardtouh. (k) A non-layer parallel and some layer parallel mesoscopic thrusts in the Permian limestone (P<sup>1</sup>). (1) Some outcrop-scale low angle back-thrusts in the Permian limestone (P<sup>1</sup>) of Chah-e-Sefid Mountain. (m) Some outcrop-scale strike-slip faults in the vertical layers of the Carboniferous limestone (C<sup>1</sup>) which covered by Fe-oxide minerals. (n) Two mesoscopic normal faults in the Permian limestone (P1) of SW of the study area. The open compasses without fold-out pointers are 15 cm long.



**Fig. 4** Simplified geological map of a part of the Dareh-Nar sector which represent the obvious difference in the map-scale fault intensity in the SW and NE of the area.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم







Fig. 5 Field photographs of observed ductile shear zones and different types of foliations of the study area. (a) Outcrop-scale asymmetric boudin in the Faryadun shear zone. (b) Folded calcite mylonite in the Mesi shear zone. (c) Deformed chert nodules in the Chekoui shear zone in the NE of the Kuh-e-Sefid Mountain. (d) Chert nodules that deformed to sigmoid shape in the Abdolmomen shear



zone (SE of the Faryadun Pass). (e) Mesoscopic rotated porphyroclasts and asymmetric folds of the Magasi shear zone in the east of Khankhoreh. (f and g) Calcite mylonitic foliation in the Permian limestones (P<sup>1</sup>) of the two different parts of the Chah-e-Sefid Mountain (SW of the study area). (h) Non-foliated Permian limestones (P<sup>1</sup>) in the Kuh-e-Sefid (NE of the mapped area). (j) Very weak slaty cleavage in the Devonian metaterrigenous unit (D<sup>sh</sup>) in the NE of the study area. Note that the foliation occurred only in the slates and not even in the more competent slightly metamorphosed quartz arenite layers. The open compasses without fold-out pointers are 15 cm long.



**Fig. 6** Field photographs of some examples of the mesoscopic fault-related folds (a-c) and outcropscale folds with no obvious relation with faults in the northeast (d and e) and southwest of the study area (f-l) and refolded folds (m). (a and b) Outcrop-scale detachment folds in the different parts of the study area. (c) Fourth-order duplex structure in the Permian limestone and dolostone (P<sup>i</sup>). (d) An upright, horizontal folds in the Lower Triassic marl and limestone (Tr<sup>i</sup>) in the NE of the



Laymodu Mountain, i.e. NE of the ZHFTB. (e) An upright, horizontal folds in the Lower Triassic marl and limestone (Tr<sup>1</sup>) beds in the NE of the Kuh-e-Sefid Mountain (NE of the study area). (f) A reclined fold in the Permian thin-bedded metamorphosed limestones in the Chah-e-Sefid Mountain. (g) A reclined fold in the Permian metamorphosed limestones in the north of the Gandomriz Mountain. (h) A reclined fold in the Permian thin-bedded metamorphosed limestones in the Chah-e-Sefid Mountain. (j) A recumbent fold in the Permian thin-bedded metamorphosed limestones in the Chah-e-Sefid Mountain. (j) A recumbent fold in the Permian thin-bedded metamorphosed limestones in the Chah-e-Sefid Mountain. (k) A gently inclined, gently plunging fold in the Permian thin-bedded slightly metamorphosed limestones in the Chah-e-Sefid Mountain. (l) A gently inclined horizontal fold in the Permian thin-bedded limestones in the north of the Faryadun Pass. (m) A well-exposed example of the hook-shaped refolded fold in the Permian metalimestones (P<sup>1</sup>) of the Chah-e-Sefid Mountain. The open compass without fold-out pointers is 15 cm long.



Fig. 7 Mesoscopic folds of the study area which have been presented in the diagram of folds classification presented by Fleuty (1964). The folds of southwestern parts of the study area have been presented by the small circles and the folds of northeastern parts by the small triangles). The comparison of number and orientations of these outcrop-scale folds reveals a systematic variation from southwest to the northeast of the study area.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



## ارتباط فاصله درزه ها با گسل ها در محدوده معدن گرانیت دیوچال کلاردشت

**~~~~~** 

حسن عليزاده سالومحله '،نگار تيرانداز'

h\_alizadehs@pnu.ac.ir، ا⊣ستادیار دانشگاه پیام نور استان تهران، گروه زمین شناسی،h\_alizadehs

۲-دانشجوی کارشناسی ارشد تکتونیک،دانشگاه پیام نور،واحد تهران شرق،مدیرعامل شرکت گسل پژوهان تتیس،negar.tirandaz@gmail.com

### **\*\*\*\***

چکیدہ :

مقدمه:

سنگ گرانیت به عنوان یکی از پرکاربردترین نوع سنگ ساختمانی، نیاز به مطالعه جهت بهبود وضعیت استخراج دارد.شیوه ی استخراج تاثیر بسیاری بر کیفیت و افزایش بهره وری در معدن دارد (الوان دارستانی, ۱۳۸۴).افزایش درزه ها باعث خرد شدن و افزایش شکستگی در توده گرانیتی شده ،که باعث کاهش سایز بلوک های استخراجی شده.در این پژوهش با برداشت شیب و امتداد درزه های اصلی در معدن دیوچال کلاردشت ،سه دسته درزه اصلی به ترتیب در امتداد یروه ها با برداشت شیب و امتداد درزه های اصلی در معدن دیوچال کلاردشت ،سه دسته درزه اصلی به ترتیب در امتداد درزه ها با گسل های اصلی منطقه بهترین سینه کار جهت استخراج انتخاب گردید. **کلید واژه ها**: گرانیت،دیوچال،درزه، گسل،معدن،بلوک دهی

Connection of the joints spacing with faults in the area of Granite Divachal Kalardasht mine

### Abstract:

Granite stone is one of the most used types of building stone, need for study is to improve the extraction situation. The extraction method has a great impact on the quality and productivity of the mine. Increasing the joints causes crushing and increasing fracture in the granite mass, which reduces the size of the extracted blocks. In this study, with a measurement strike and dip of the main joints in the Divachal Kalardasht mine, were identified by three main branches, respectively, along N-S, W-E, NW-SE.

Selected The best quarry for extraction, With drawing the Rose diagram for faults and joints of the region and investigating the relationship between distance and density of the joints with the main faults of the region.

#### Keywords:

Granite, Divachal, Joint, Fault, Mine, Blocking

**\$\$\$\$** 

مطالعه درزه ها در بسیاری از کارهای مهندسی ضرورت دارد. مثلا هنگام استخراج سنگ های ساختمانی، به خصوص سنگهایی که بایستی به قطعات بزرگ استخراج شود، شناسایی درزه های محل ضروری است درزه ها عبارت از شکستگی هایی است که غالبا در سنگها مشاهده می شود. مهمترین مشخصه درزه ها آن است که در این نوع شکستگی ها، حرکت





نسبی به موازات سطح شکستگی وجود ندارد . در معادن سنگ تزئینی و سنگ ساختمانی نیاز به بررسی دقیق درزه و شکستگی های اصلی منطقه در برداشت های صحرایی می باشد.تحلیل دقیق این برداشتها و رسم رزدیاگرام مربوط به این درزه های برداشت شده ما را به شناسایی روند درزه های اصلی منطقه و در نتیحه بافتن بهترین سینه کار برای عملیات استخراجی می رساند.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

مـوقـعيت جغرافـيايـي مـنطقـه

منطقه کلاردشت در غرب استان مازندران و در حوضه شهرستان چالوس واقع گردید ه است و مرکز آن بخش حسن کیف می باشد (شکل ۱).این منطقه با مرزن آباد ۳۵ کیلومتر، با چالوس ۶۰ کیلومتر و با تهران حدود ۲۰۰ کیلومتر فاصله دارد.نقشههای همسایه ورقه مرزنآباد عبارتند از چالوس، بلده، تهران و شکران به ترتیب در شمال، شرق، جنوب و غرب. معادن سنگ ساختمانی منطقه در قسمت جنوب غربی دشت کلاردشت و در قسمت شمال شرقی سلسله ارتفاعات علم کوه و تخت سلیمان در طول جغرافیایی ۵۰،۱۰ تا ۵۱،۱۰ و عرض جغرافیایی ۳۶،۲۰ تا ۳۶،۳۰ قرار دارد و منطقه وسیعی به مساحت حدود ۶۰۰ کیلومتر مربع را شامل می شود .(فتاحی مجلج, ۱۳۷۶)



شکل ۱: تصویر ماهواره ای و موقعیت محدوده معدن دیوچال کلاردشت کلاردشت

معدن گرانیت دیو چال در جنوب غربی حسن کیف و در جنوب شرقی توده نفوذی اکاپل قرار دارد(شکل ۱).از نظر زمین شناسی این معدن جزو سازند اکاپل محسوب می شود. ذخیره احتمالی این معدن حدود ۴۵۵ میلیون تن و میزان باطله برداری جهت آماده سازی پله ها، حدود ۱۵۷ هزار تن بر آورد شده است. روش استخراج معدن پلکانی روباز و ترکیبی از روش های آتشباری و پارس و گوه میباشد. قواره نمودن سنگ نیز به کمک روش پارس و گوه و یا کتراک صورت می پذیرد. (الوان دارستانی, ۱۳۸۴)

## **\$\$\$\$**

## روش تحقيق:

کل مسافت پیمایش حدود۱۳ کیومتر بوده که به ۱۷ ایستگاه مفید برای برداشت با شبکه بندی ۵٫۰کیلومتر تقسیم بندی شده.در کل ۵۰۴ عدد درزه در محدوده معدن برداشت شد. در برداشتها درزه های اصلی تفکیک شدند و تلاش شده درزه



های فرعی و شکستگی های حاصل از فعالیتهای معدنی برداشت نشود تا نتایج مربوط به شکستگی های اصلی و موثر منطقه بدست آید(شکل۲).



شکل ۲ :شبکه بندی ایستگاه های مطالعاتی

قبل از برداشتهای صحرایی، منطقه به طور کامل از روی عکس های هوایی تفسیر شد (Google earth, 2018) و نقشه های زمین شناسی و تکتونیکی منطقه بررسی شد (نقشه ۱,۱۰۰,۰۰۰ چالوس, ۱۳۸۲) و روند شکستگی های اصلی و گسل های منطقه بر روی عکس هوایی منطقه مشخص شد.در نهایت با این بررسی ها روند شکستگی های اصلی، در منطقه مشخص شد(شکل۳).



شکل ۳:ار تباط درزه ها با گسل های منطقه در محدوده معدن دیوچال

در برداشتهای صحرایی شیب و امتداد درزه های اصلی و فاصله ی بین درزه ها،شیب و امتداد گسل ها برداشت شد و استریونت ساختارهای برداشت شده ترسیم گردید.درزه ها در منطقه در قسمتهایی دارای تراکم زیاد و فاصله کم، خرد شدگی بالا را در توده گرانیتی ایجاد کرده اند و در حدود ۱ کیلومتر جلوتر خرد شدگی کمتر و فاصله درزه ها بیشتر شده است.موردی که توجه ما را به خود جلب کرده است تکرار این روند از خردشدگی می باشد، به صورتی که در موقعیتی درزه های برداشت شده بسیار پرتراکم و در فاصله ی کمی این خردشدگی از بین رفته و ناگهان یک زون فاقد خردشدگی



بالا را مشاهده میکنیم. نوع اول دسته درزه های برداشت شده دارای امتداد شمالی جنوبی بوده و نوع دوم دسته درزه ها دارای امتداد شمال غرب-جنوب شرق بوده اما در بالا دست و دره خوشاکش و سردآب رود نوع سوم دسته درزه های برداشت شده دارای امتداد تقریبا شرقی-غربی بوده و تراکم درزه ها کم تر و درزه ها دارای فاصله بیشتر و خرد شدگی بسیار کم می باشد(شکل۴).





ونه نو

بعد از رودبار ک

شکل۴: درزه های برداشت شده در محدوده معدن دیوچال

درزه های برداشت شده در هر ایستگاه درفایل اکسل به صورت جداگانه و دارای موقعیت جغرافیایی طبقه بندی شدند و در نرم افزار Arc GIS رزدیگرام هر ایستگاه به صورت تفکیک شده ترسیم شد و در نهایت با ترسیم درزه های منطقه از روی عکس هوایی در نرم افزار Global Mapper ، و ترسیم رز دیاگرام برای درزه های ترسیمی ،درزه های برداشت شده با درزه های ترسیم شده مطابقت داده شد و هردوی داده ها مکمل هم شدند و نتایج خوبی حاصل شد.در امتداد و در نزدیکی گسل های اصلی منطقه شاهد افزایش تراکم درزه ها و خرد شدگی و کاهش فاصله درزه ها هستیم و در جاده ی رودبارک به سمت ونه نو در فاصله کمتر از ۲ کیلومتر با دور شدن از گسل،درزه ها داری فاصله بیشتر شده.در نتیجه درزه ها کاملا



شکل ۵ :رزدیاگرام درزه های برداشت شده و درزه های ترسیم شده در محدوده معدن دیوچال

گسل های منطقه از روی عکس هوایی شناسایی و درنرم افزار Google Earth ترسیم شدند و رزدیاگرام مربوط به آنها در نرم افزار Arc GIS ترسیم شد.تمرکز گسل ها در دره خوشاکش در سینه کار معدن کم شده و فاصله گسلها زیاد شده،در



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



نتیجه با برداشتهای صورت گرفته میتوان چنین نتیجه گرفت که در دره خوشاکش درزه ها کم تراکم شده و فاصله درزه ها بیشتر شده و به حدود ۲ متر می رسد(شکل۶).



شکل ۶ :رزدیاگرام گسل های ترسیم شده بلوک های استخراج شده در محدوده معدن دیوچال

**\$\$\$\$** 

## نتیجه گیری:

درزه های اصلی منطقه در ارتباط مستقیم با حرکت گسل ها شکل گرفته اند و این نوع از درزه ها تا عمق ادامه دارند. تراکم درزه ها در نزدیکی گسل های اصلی افزایش پیدا کرده و با فاصله گرفتن از گسل ها از تراکم درزه ها کاسته شده و فاصله بین درزه ها افزایش پیدا می کند.در منطقه سه دسته درزه اصلی شناسایی شد.دسته درزه اول دارای امتدادS-Nمی باشد.دسته درزه دوم دارای امتداد ۳۰۰ درجه می باشد که در روند NW-SE دسته بندی می شود.دسته درزه ی سوم دارای امتداد تقریبی E-Wمی باشد که این دسته سوم درزه بیشترین فاصله را از گسل های منطقه دارند و تراکم درزه ها کم می باشد.دسته درزه ها زیاد می باشد که این دسته سوم درزه بیشترین فاصله را از گسل های منطقه دارند و تراکم درزه ها کم می امتداد تقریبی E-Wمی باشد که این دسته سوم درزه بیشترین فاصله را از گسل های منطقه دارند و تراکم درزه ها کم می باشد و فاصله درزه ها زیاد می باشد(شکل).گسلش در منطقه تاثیر مستقیمی بر میزان شکستگی توده گرانیتی داشته و زون های خرد شده و گسلی دارای بیشترین درزه ها و فاصله کم شکستگی ها هستند.



شکل ۷: ارتباط تراکم درزه ها با گسل های منطقه





### **\$\$\$\$\$**

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

## منابع فارسى:

۱–الوان دارستانی، ر.، ۱۳۸۴ ، "طراحی و تنظیم پله های استخراجی به وسیله آتشباری کنترل شده در معدن گرانیت دیوچال کلاردشت"، پایان نامه کارشناسی ارشد مهندسی استخراج معدن، دانشکده تحصیلات تکمیلی فنی و مهندسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران جنوب.
۲- فتاحی مجلج، ۱.، ۱۳۷۶ ، "مطالعات سنگ شناسی و ژئومکانیکی سنگ های ساختمانی معادن ناحیه کلاردشت "، پایان نامه کارشناس معدن، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران جنوب.
۲- فتاحی مجلج، ۱.، ۱۳۷۶ ، "مطالعات سنگ شناسی و ژئومکانیکی سنگ های ساختمانی معادن ناحیه کلاردشت "، پایان نامه کارشناس ارشد مهندسی استخراج معدن، دانشکده تحصیلات تکمیلی فنی و مهندسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران جنوب.
۲- فتاحی مجلج، ۱.، ۱۳۷۶ ، "مطالعات سنگ شناسی و ژئومکانیکی سنگ های ساختمانی معادن ناحیه کلاردشت "، پایان نامه کارشناسی ارشد مهندسی اکتشاف معدن، دانشکده مهندسی معدن و متالورژی، دانشگاه صنعتی امیر کبیر (پلی تکنیک تهران).
۳-حکیمی آسیابر و همکاران ۱۳۸۱۰۰ "تقسیمات تکتونیکی البرز غربی"،مجله علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی (JSIAU)

#### **\$\$\$\$**

## **References:**

- 1- Tansi C, Sorriso-Valvo M, Greco R (2000) Relationships between joint separation and faulting: an initial numerical appraisal. Eng Geol 52:225–230
- 2- Maerz NH, Germain P (1996) Block size determination around underground openings using simulations. In: Proceedings of the FRAGBLAST5-workshop on measurement of blast fragmentation, pp 215–223
- Palmstro<sup>•</sup>m A (1996) The weighted joint density method leads to improved characterization of jointing.
   In: Proceedings of the conference on recent advances in tunnelling technology, New Delhi, 6 pp
- 4- Alves IMC (2010) Explorac a o de granito em Mondim de Basto: caracterizac a o e potencialidades dida cticas. Tese de Mestrado Universidade de Tra s-os-Montes e Alto Douro
- 5- https://www.google.com/earth/
- 6- Polar plot parametrs(v.1.0.253)
- 7- Arc GIS 10.3
- 8- Global Mapper 18



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



## ارزیابی مقدماتی از تنش بیشینه برشی و نرخ کرنش حاکم بر برش گرانیت میلونیتی ده زمان، گستره کوه سرهنگی، شمال باختر بلوک لوت

زهرا سودمند'، رضا نوزعیم\*۲، سعید معدنی پور۳

' دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه، گروه زمینشناسی تکتونیک، دانشگاه تربیت مدرس zsoudmand@gmail.com ۲ استادیار، دانشکده زمینشناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران nozaem@ut.ac.ir

Madanipour.Saeed@Modares.ac.ir استادیار، دانشکده علوم پایه، گروه زمین شناسی تکتونیک، دانشگاه تربیت مدرس Madanipour.Saeed@Modares.ac.ir \*نویسنده مسئول:رضا نوزعیم

## چکیدہ:

در پهنه برشی کوه سرهنگی واقع در بخش شمال خاوری پهنه زمین ساختی کاشمر – کرمان، چهار توده گرانیتی پر کامبرین پسین – کامبرین آغازین وجود دارند که در این میان، گرانیت ده زمان، متشکل از دو توده مزو کرات و لو کو کرات، بیش از سایر گرانیت ها دگر ریخت شده است. بر گوارگی میلونیتی با راستای میانگین جنوب خاوری (E°S62) و با شیب حدود ° ۸۰ به سمت شمال خاور به خوبی در آن گستر شیافته است. بررسی اندازه دانه های باز تبلوریافته دینامیکی بیانگر میانگین دمای دگر ریختی حدود ۴۶۹ درجه سانتی گراد و در محدوده باز تبلور از نوع SGR و تا حدودی در GBM می باشد. بر این اساس نوع گرانیت میلونیتی ده زمان بر حسب دمای دگر ریختی را می توان در محدوده باز تبلور یافته با میانگین ۴۶ میکرون و با استفاده از روابط تجربی موجود در زمینه پالئوپیزومتری کانی کوارتز، میزان تنش برشی بیشینه در زمان بر ش میکرون و با استفاده از روابط تجربی موجود در زمینه پالئوپیزومتری کانی کوارتز، میزان تنش برشی بیشینه در زمان بر ش ۲۰ الی ۳۲ مگاپاسکال و میانگین نرخ کرنش برابر با12-1.84881

**کلیدواژهها**: تنش برشی بیشینه، نرخ کرنش، پالئوپیزومتری، گرانیت میلونیتی ده زمان، بلوک لوت



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



Primary evaluation of Maximum shear stress and strain rate of the Deh Zaman mylonitic granite, Kuh-e-Sarhangi Area, northwest edge of the Lut Block Zahra Soudmand<sup>1</sup>, Reza Nozaem<sup>\*2</sup>, Saeed Madanipour<sup>3</sup> <sup>1</sup>Master student, Department of Geology, college of Science, University of Tarbiat Modares , zsoudmand@gmail.com <sup>2</sup>Assistant professore, Department of Geology, college of Science, University of Tehran, nozaem@ut.ac.ir <sup>3</sup>Assistant professore, Department of Geology, University of Tarbiat Modares , Madanipour.Saeed@Modares.ac.ir

\*Corresponding author

### Abstract:

The Kuh-e-Sarhangi shear zone with N70<sup>°</sup>E trend is located northwest of the Lut Block, in the northeast part of Kashmar-Kerman tectonic zone. Four granitic masses with lower Precambrian-upper Cambrian in age exist at Kuh-e-Sarhangi zone, Deh-Zaman granite, as one the major granitic bodies of Kuh-e-Sarhangi zone, is composed of two deformed lococrate and mezocrate masses, with very well developed mylonitic foliation S62°E/80NE. Size analysis of dynamically recrystallized grains ,represents an average 466° C temperature of deformation. It also shows SGR and somewhat GBM recrystallization range. Based on our analysis Deh Zaman mylonitic granite is belonging to upper low grade to lower medium grade mylonite range. Deformation temperature, recrystallized grain size and existing experimental relationships, of Quartz Paleopiezometery have also represent maximum shearing stress, of ~20 and ~23 MPa and strain rate of 1.84881E-12 (s<sup>-1</sup>) for Deh Zaman mylonitic granite.

Keywords:Shear stress maximum, Strain rate, Paleopiezometery, Deh Zaman mylonitic granite, Lut Block

مقدمه: ایران مرکزی از جملهی خرده قاره های کوهزایی کیمرین است که طی جدایش از ابرقاره گندوانا و حرکت به سمت حاشیه جنوبی اوراسیا سبب بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس در شمال و پیدایش اقیانوس نئوتتیس در بخش جنوبی این خرده قاره شده است [۲۰–۱۹–۱۸–۸۰] . آثار و بقایای حوضه های اقیانوسی ذکر شده بین بلو که های قاره ای به صورت مجموعه های افیولیتی در راستای حاشیه شمالی البرز (پالئوتتیس)، زاگرس و پیرامون خرده قاره ایران مرکزی (نئوتتیس) برونزد دارند. پهنه زمین ساختی کاشمر – کرمان از جمله پهنه های برشی شکل پذیر (nurie shear Zones) بوده و حاوی برونزد سنگ های آذرین و دگرگونی پر کامبرین بالایی که دستخوش دگر شکلی شدیدی شده اند (شکل ۱). در این میان منطقه سنگ های آذرین و دگرگونی پر کامبرین بالایی که دستخوش دگر شکلی شدیدی شده اند (شکل ۱). در این میان منطقه کوه سرهنگی [۶] به عنوان بخشی از ارتفاعات ایران مرکزی و یک منطقه نه چندان شناخته شده به صورت یک پهنه برشی کار سر تا لغز با راستای ۲۰۱ کار در بخش شمال خاوری پهنهی زمین ساختی کاشمر – کرمان قرار دارد. این منطقه به طول ۷۷ کیلومتر و عرض ۱۰ تا ۲۰ کیلومتر به صورت گوه ای کشیده در حدفاصل '۱۰ °۵۸ – °۵۷ طول خاوری و '۳ °۳۵ – '۲۸ عرض شمالی قرار گرفته است (اشکال ۱ و ۲). راه های دسترسی منطقه جاده عشق آباد -بردسکن (آسفالته) و جاده بردسکن –چاه مسافر (خاکی) است. از نظر سنگ شناسی در منطقه انواع سنگ های آذرین، رسوبی و دگر گونی بشدت دگرریخت شده طی مراحل مختلف کوهزایی وجود دارند که با آرایش نواری و به صورت دو گانه های راستا لغز و ایل مشاهده اند (شکل ۲). سنگ های آذرین و دگر گونی پر کامبرین بالایی – کامبرین زیرین در این منطقه رخنمون گسترده ای



\*Corresponding author

دارند. قدیمی ترین سنگهای منطقه اسلیتهای معادل سری مراد [۱۷–۹۹–۹۹–۹] هستند که بیشتر در بخش میانی منطقه برونزد دارند اما در مجاورت با توده های گرانیتی به صورت میکاشیست های گارنت و استارولیت دار مشاهده می شوند [۱۴] (مانند میکاشیستهای لاخ برقشی و میکاشیستهای شمال کریم آباد). اخیراً بر اساس یافته های نوین میانگین سن گرانیت های منطقه کوه سرهنگی به روش اورانیوم – سرب، ۵۹۰ میلیون سال بر آورد شده است [۴]. بر پایه مطالعات سن گرانیت های منطقه کوه سرهنگی به روش اورانیوم – سرب، ۵۹۰ میلیون سال بر آورد شده است [۴]. بر پایه مطالعات پیشین و مشاهدات صحرایی، در منطقه ده زمان برونزدهای گستردهای از واحدهای آتش فشانی آهـ در اسیلورین [۴] پیشین و مشاهدات صحرایی، در منطقه ده زمان برونزدهای گسترده ای از واحدهای آتش فشانی آهـ در این پژوهش به وجود دارد که در حال حاضر کانسار آهن آن استخراج می شود (کانسار آهن ده زمان یا الله آباد)[۴]. در این پژوهش به بررسی کرنش گرانیت میلونین یا الله آباد)[۴]. در این پژوهش به روس اورانیوم – سرب، ۲۹۰ میلیون سال برآورد شده است [۴]. در این پژوهش به وجود دارد که در حال حاضر کانسار آهن آن استخراج می شود (کانسار آهن ده زمان یا الله آباد)[۴]. در این پژوهش به بررسی کرنش گرانیت میلونیتی ده زمان با استفاده از داده های آماری حاصل از اندازه گیری بر روی بلورهای جدید کوارتز مساله از تبلور مجدد، در محیط نرم افراز Ellips پرداخته شده است. بررسی های ریز ساختاری نیز در تحلیل کرنش مور داستفاده قرار گرفته اید.



شکل۱-نقشه تکتونیکی- ساختاری شرق ایران بر گرفته از (Ramezani and Tucker, 2003). موقعیت کمربند کاشمر- کرمان با رنگ خاکستری بر روی نقشه نشان دادهشده است. مستطیل قرمزرنگ موقعیت پهنه برشی کوه سرهنگی را نشان میدهد که نقشه زمین شناسی جزئی تر آن در شکل شماره ۲ نشان دادهشده است.



شکل۲- نقشه ساده زمین شناسی و ساختاری پهنه برشی کوه سرهنگی (برگرفته از نوزعیم، ۱۳۹۱ و Nozaem et al. 2013).



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



روش تحقيق:

کوارتز یک کانی مناسب برای بررسی بازتبلور دینامیکی است. فراوانی این کانی در انواع سنگهای پوسته و پایداری آن در اقلیم های متفاوت دگر گونی از یک سو و از سوی دیگر دارا بودن ریزساختارهای مشخص و معرف شرایط ریزساختاری این کانی را برای پژوهش های بازتبلور دینامیکی مناسب نموده است(رحیمی، ۱۳۹۰). این کانی در میلونیت های گرانیتی حضور چشمگیری دارد. میلونیتها از انواع سنگهای ورقهای نواحی برشی با بر گوارگی و خطوارگی گسترده و معرف دگرشکلی شکل پذیر و محصول پهنه های برشی باریک با کرنش بالا هستند. بررسی رئولوژی کوارتز در سنگهای دگرریخت طبیعی توسط افرادی چون (Stipp et all. 2002) صورت گرفته است.

پالئوپیزومتری به بررسی فرآیندهای بازتبلور و تغییرات اندازه بلوره ای حاصل (Grain Size of New Grains) از آن طی تغییرات شرایط دگریختی درون بلوری میپردازد. امروزه مطالعات Grain Size به عنوان مطمئن ترین و آسان ترین مشخصه ریزساختاری قابل اندازه گیری جهت بر آورد تنش برشی در میلونیت های طبیعی و در شرایط آزمایشگاهی است , Fossen ) (2010.

در گرانیتها بلورهای فلدسپار به علت مقاومت برشی بالا بیش از سایر کانیها بهصورت شکنا دگر ریخت می شوند. در گرانیت ده زمان نیز تغییر شکل بلورهای فلدسپار بیشتر از نوع شکنا بوده و باز تبلور دینامیکی آن از نوع بر آمدگی (BLG) بهصورت ریزبلورهای جدید تشکیل شده در حاشیه مرز است. وجود شکستگی در بلورهای فلدسپار، نیز حاشیه خمیده از شواهد این حقیقتاند. بلورهای کوارتز نیز بصورت گسترده باز تبلور نوع چرخش نیم بلور (SGR) و گاه مهاجرت مرز دانه(GBM) از خود نشان می دهند.

Grain size به عنوان میانگین هندسی اندازه بلور (Stipp, M. Tullis, J. 2003 ) تغییرات اندازه بلور را طی فرایند بازتبلور موردبررسی قرار میدهد. پس از محاسبه Grain size دمای معادل آن طبق نمودار شکل ۴ بدست خواهد آمد. انجام این پژوهش مبنی بر مطالعات آماری و ریز ساختاری بر روی تصاویر تهیه شده از مقاطع میکروسکوپی جهتدار صورت گرفته است. جهت محاسبه نرخ کرنش و تنش تفریقی از روابط تجربی اثبات شده توسط منابع مذکور در جدول ۲ استفاده شده است.

(1)

 $\dot{\epsilon} = Ar\sigma^n e^{\left(-\frac{Q}{RT}\right)}$ 

پارامترها شامل: ٤ نرخ استرین، n معرف تنش، Q انرژی فعال خزش، A ثابت مواد، R ثابت گازها، σ تنش برشی ،Tدمای مطلق بر حسب درجه کلوین.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشکاه پیام نور قم





#### جدول۱-مقادیر مختلف پارامترهای رابطه ۱ بر اساس روابط تجربی موجود.

REFRENCE	Q[kj/mol]	A[Mpa s <sup>-1</sup> ]	
Luan & Paterson(1992)	152	4×10 <sup>10</sup>	4
Gleason & Tullis(1995)	223	1.1×10 <sup>4</sup>	4
Paterson & Luan(1990)	135	6. 5×10?	3.1
Hirth <i>et al.</i> (2001)	135	6.30957×10 <sup>12</sup>	4



شکل۳-الف و ب) نوع باز تبلور در بلورهای کوارتز، ج و د) نوع باز تبلور در بلورهای فلدسپار نمونههای منطقه مورد مطالعه ، ه و ی) اندازه بلورهای تجدیدتبلوریافته.



شکل ۴-نمودار تغییرات اندازه دانه های باز تبلور یافته کوار تز نسبت به دما هنگام دگرریختی اقتباس با تغییر از (Stipp et all. 2002)

Sample name	No. Cusing	Tempreture °C	Townsteres <sup>o</sup> V	Gran Size(mic)			
Sample name	No. Grains	remprature- C	Temprature- K	min	max	mean	
DZ-2a	46	445	718	25.60883271	96.76568624	44.47018843	
DZ-2b (Vein)	41	525	798	51.95396745	138.4802228	90.38330963	
DZ-4	44	427	700	26.52728654	98.63078149	53.05952329	
DZ-7	35	465	738	42.20998587	122.6365972	67.35509273	
DZ-8	37	427	700	34.81371828	83.9159812	53.45171684	
DZ-9	32	512	785	67.3743326	121.0411792	88.76898205	

جدول۲-نتایج بر آورد اندازه دانههای باز تبلوریافته و دمای دگر ریختی بر پایه آن با استفاده از شکل ۳.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم





			C	-			
Sample name		DZ-2a	DZ-2b(Vein)	DZ-4	DZ-7	DZ-8	DZ-9
No. Grains		46	41	44	35	37	32
Temprature-°C		445	525	427	465	427	512
Temprature-'K		718	798	700	739	700	785
Diffrential stress (Twiss, 1977&1980)-Mpa	min	26.91981993	21.0969181	26.5726096	22.91400624	29.65844036	23.11895237
	max	66.47489148	41.09055065	64.90102654	47.32388048	53.94763497	34.43391838
	mean	47.78201463	29.07631896	42.97544421	35.56330174	41.69377528	28.96954138
	min	13.45990996	10.54845905	13.2863048	11.45700312	14.82922018	11.55947619
(Max)-Mpa	max	33.23744574	20.54527533	32.45051327	23.66194024	26.97381749	17.21695919
(Iviax)-Ivipa	mean	23.89100731	14.53815948	21.48772211	17.78165087	26.97381749	14.48477069
Diffrential stress (Koch,1983)-Mpa	min	25.56069012	17.1704984	25.02473353	19.64965846	29.94027028	19.93735381
	max	111.7919802	50.97843879	107.503912	64.19665928	79.50242068	38.20273355
	mean	66.32835603	29.35805525	56.09545118	40.78979039	52.88619289	28.98545913
Shear Stress (Max)-Mpa	min	12.78034506	8.5852492	12.51236676	9.824829231	14.97013514	9.968676907
	max	55.89599008	25.48921939	53.75195601	32.09832964	39.75121034	19.10136678
	mean	33.16417802	14.67902763	28.04772559	20.39489519	26.44309644	14.49272957

#### جدول۳-دمای بر آوردی بر اساس اندازه بلورهای باز تبلوریافته، نرخ استرین و تنش برشی.

Sample name		DZ-2a	DZ-2b(Vein)	DZ-4	DZ-7	DZ-8	DZ-9
Strain Rate Gleason & Tullis,	min	3.44986E-15	5.50609E-14	1.25333E-15	4.98412E-15	1.94501E-15	4.55092E-14
	max	1.28276E-13	7.92383E-13	4.45999E-14	9.06789E-14	2.1292E-14	2.23961E-13
1995 (dry)-Twiss	mean	4.10796E-14	2.2954E-13	1.09021E-14	3.34005E-14	8.72371E-15	1.19955E-13
Strain Rate	min	5.64697E-13	5.72963E-12	2.6799E-13	8.73241E-13	3.33846E-13	4.53513E-12
Gleason & Tullis,	max	3.44339E-12	2.17356E-11	1.59865E-12	3.72471E-12	1.10457E-12	1.00607E-11
1995 (wet)-Twiss	mean	1.83772E-12	1.11543E-11	7.31696E-13	2.15619E-12	6.76322E-13	7.20314E-12
Strain Rate	min	2.80416E-15	2.41601E-14	9.85838E-16	2.69529E-15	2.02E-15	2.51708E-14
Gleason & Tullis,	max	1.02602E-12	1.87721E-12	3.35757E-13	3.07068E-13	1.00427E-13	3.39316E-13
1995 (dry)-Kouch	mean	1.96863E-13	2.98403E-13	4.42525E-14	7.20267E-14	2.72772E-14	1.33099E-13
Strain Rate	min	5.09116E-13	3.79537E-12	2.37678E-13	6.42158E-13	3.40221E-13	3.37279E-12
Gleason & Tullis,	max	9.73851E-12	3.3455E-11	4.3863E-12	6.8542E-12	2.39889E-12	1.23835E-11
1995 (wet)-Kouch	mean	3.71753E-12	1.18326E-11	1.32901E-12	2.95033E-12	1.12907E-12	7.34404E-12
Strain Rate Luan and Paterson	min	1.49252E-15	3.90281E-15	7.12442E-16	1.03929E-15	1.4598E-15	4.85447E-15
	max	5.46102E-13	3.03244E-13	2.42643E-13	1.18404E-13	7.2576E-14	6.54409E-14
1992-Kouch	mean	1.04781E-13	4.82038E-14	3.19802E-14	2.77732E-14	1.97126E-14	2.56697E-14
Strain Rate Paterson and Luan 1990-Kouch	min	2.26338E-13	6.36406E-13	1.18487E-13	1.84864E-13	2.06595E-13	7.2199E-13
	max	2.1946E-11	1.85697E-11	1.08678E-11	7.25671E-12	4.26486E-12	5.42069E-12
	mean	5.5786E-12	4.11753E-12	2.00692E-12	2.17847E-12	1.45401E-12	2.53004E-12
Strain Rate	min	4.06124E-16	7.98224E-16	2.08588E-16	2.61793E-16	4.27401E-16	1.0359E-15
Hirth et al., 2001- Kouch	max	1.48597E-13	6.20211E-14	7.10411E-14	2.98255E-14	2.12488E-14	1.39645E-14
	mean	2.85115E-14	9.85893E-15	9.36316E-15	6.99595E-15	5.77144E-15	5.4777E-15

## نتیجهگیری:

بررسی اندازه دانه های باز تبلوریافته دینامیکی بیانگر میانگین دمای دگر ریختی حدود ۴۶۶ درجه سانتی گراد و در محدوده باز تبلور از نوع SGR و تا حدودی در GBM میباشد. بر این اساس نوع گرانیت میلونیتی ده زمان بر اساس دمای





دگرریختی را میتوان در محدوده upper low grade to lower medium grade mylonite در نظر گرفت. همچنین براساس دمای دگرریختی و اندازه بلورهای باز تبلوریافته و با استفاده از روابط تجربی موجود در زمینه پالئوپیزومتری کانی کوارتز، میزان تنش برشی بیشینه در زمان برش بین ۲۰ الی ۲۳ مگاپاسکال و میانگین نرخ کرنش برابر با12-1.84881E بر ثانیه بر آورد شده است. میانگین اندازه بلورهای باز تبلور یافته نیز برابر با ۶۶ میکرون میباشد(سودمند، ۱۳۹۷).

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

## منابع فارسي:

[۱]سهندی، م.ر. قاسمی م.ر.، اختیار آبادی ی. (۱۳۸۹)، "نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰ قاسم آباد "، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

[۲]سودمند، ز.، (۱۳۹۷)، " تحلیل کرنش گرانیت میلونیتی ده زمان، گستره کوه سرهنگی، شمال غرب بلوک لوت" ، پایان نامه کارشناسی ارشد در حال انجام، دانشگاه تربیت مدرس، تهران.

[۳] رحیمی، ب. علیزاده، ح.، (۱۳۹۰)، " تکامل ساختاری، گرمایی و مکانیکی گسل های راستالغز در توده تونالیتی ده نو، غرب مشهد، شمال شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد.

[۴] نوزعیم، ر.، (۱۳۹۱)، "تحلیل دگر ریختی گستره کوه سرهنگی در شمال باختر بلوک لوت ", رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، تهران.

[۵]نوزعیم، ر.، و همکاران، (۱۳۹۳)، " تحلیل ساختاری و تعیین شرایط دگرشکلی پهنه برشی کوه سرهنگی در گرانیت ده زمان، شمال باختر بلوک لوت" مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، سال بیست و دوم، شماره۱. [۶]هوشمندزاده، ع . نبوی، م.ح.، (۱۳۶۵). نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ پهنههای دگرگونی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.

#### **References:**

[7]Bagheri S. Stampfli G.M. 2008. "The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complex on central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications", Tectonophysics 451, p. 123-155.

[8]Brunet M. Korotaev M.V. Ershov A.V. Nikishin A.M. 2003. "The south Caspian basing: a review of its evolution from subsidence modelling", Sedimentary Geology 156, p. 119-148.

[9]Eftekharnezhad J. Ruttner A. Nabavi M.H. 1977. "Geological map of Ferdows", scale:1/250000.

[10]Fossen, H. 2010. "Structural Geology ", Cambridge University Press, New York. 1, p.441.

[11]Gleason, G. c. and J. Tullis (1995), A flow law for dislocation creep of quartz aggregates determined with the molten salt cell, Tectonophysics, 247, 1-23.

[12]Hirth, G. C. Teyssier, and W. J. Dunlap, W. J. 2001. "An evaluation of quartzite flow laws based on comparisons between experimentally and naturally deformed rocks, Intern. J. Earth Sc. 90, 77–87.

[13] Koch P. S. 1983. "Rheology and Microstructures of Experimentally Deformed Quartz Aggregates.", PhD thesis, University of California,Los Angeles.

[14] Luan FC, Paterson MS (1992) Preparation and deformation of synthetic aggregates of quartz. J Geophys Res97:301-320

[15] Paterson M. S. Luan F. C. 1990. "Quartzite rheology under geological conditions. In: KNIPE, R. J. & RUTTER, E. H. (eds) Deformation mechanisms, rheology and tectonics.", Geological Society London, Special Publication, 54, p. 299-307.
[16] Ruttner A. Nabavi M.H. 1977. "Geological map of Ozbak kuh mountain", scale:1/100000.

[17]Sahandi M.R. Baumgartner S. Schmidt K. 1983. "Contributions to stratigraphy and tectonics of Zeber-kuh range (East of Iran)", final report of geodynamic project in Iran, No51, p. 185-204.

[18]Sengor, A.M.C. 1987. "Tectonics of the Tethysides: orogenic collage in a colligenal setting", Annual Review of Earth and Planetaty Sciences 15, p. 213-244.





[19]Stampfli G.M. 2000. "Tethyan oceans. In: Bozkurt E. Winchester G.A. Piper G.D.A. (Eds), Tectonics and magmatism in Turkey and surrounding area", Geological Society of London, Special Publication pp. 1-23.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

[20]Stampfli G.M. Borel G.D. 2002. "A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones ", Earth and Planetary Science Letters196, p. 17-33.

[21] Stipp M. Stünitz H. Heilbronner R. Schmid S.M. 2002. "The eastern Tonale fault zone: a "natural laboratory" for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250° to 700°C ", Journal of Structural Geology 24, p. 1861–1884.

[22] Stipp M. Stunitz H. Heilbronner R. Schmid S.M.2002. "Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions.In: De Meer, D. Drury, M.R. De Bresser, J.H.P. Pennock, G.M. (Eds.), Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Current Status and Future Perspectives. Geological Society of London, Special Publication.", p. 170–190.

within the HP-LT Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Iran.", Tectonophysics, 485, 283-289.

[23]Stipp, M. Tullis, J. 2003. The recrystallized grain size piezometer for quartz. Geophysical Research Letters 30, 2088, doi:10.1029/2003GL018444.

[24]Twiss R. J. 1977. "Theory and applicability of a recrystallized grain size paleopiezometer", Pure and Applied Geophysics, 115, p. 227-244. [26]Twiss R. J. 1980. "Static theory of size variation with stress for subgrains and dynamically recrystallized grains. In: USGS (ed) Proceedings of the IX. Conference, Magnitude of Deviatoric Stresses in the Earth's Crust and Upper Mantle", Open File Report, 80-625. Menlo Park, California. p. 665-683.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



حكيده :

## استفاده از روش رادار نفوذی به زمین جهت به نقشه در آوردن شاخه های پنهان کواترنری گسل خزر

ه**یعاد بادپا** <sup>۱</sup>\*، ابوالقاسم کامکار روحانی <sup>۲</sup>، علیرضا عرب امیری <sup>۳</sup>، مهدی محمدی ویژه <sup>۴</sup>، رامین اسدی صدر <sup>۵</sup> ۱\*- کارشناسی ارشد ژنوفیزیک(ژنوالکتریک)، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژنوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران، (miadbadpa@gmail.com) ۲و۳- دانشیار، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژنوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران ۴- دانشجوی دکتری ژنوفیزیک(الکترومغناطیس)، مؤسسه ژنوفیزیک، دانشگاه تهران، ایران ۵- کارشناسی ارشد ژنوفیزیک(ژنومغناطیس)، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژنوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران

گسل خزر، به سبب فعالیت های جوان کو اترنری، از جمله پر خطر ترین گسل های استان مازندران شناخته می شود. باوجود توسعه شهرهای استان بر روی شاخه های این گسل، شناخت کامل از سازو کار و آشکار سازی امتدادهای گسل مزبور در مناطق حساس شهرهای استان حائز اهمیت است. از طرفی، رویکرد اساسی جهت بررسی حرکات تکتونیکی جوان و گسلش کو اترنری پنهان، استفاده از روش های اکتشافات زیر سطحی به ویژه روش های ژئوفیزیکی با تفکیک پذیری بالا است. جهت بررسی ساختارهای زیر سطحی پنهان، به طور معمول از روش های ژئوفیزیکی استفاده می شود. موفقیت همه روش های ژئوفیزیکی، وابسته به وجود تباین در ویژگی های فیزیکی توده های زیر سطحی می باشد. امروزه روش رادار نفوذی به زمین (GPR) به دلیل قدرت تفکیک پذیری بالا و نیز برداشت سریع، در امر مطالعات ساختارهای نزدیک به سطح از جمله گسلش و ناپیوستگی کم عمق به کار برده می شود. در این پژوهش، پس از مطالعات اولیه زمین شناسی منطقه خلیل نفوذی به زمین در مناسب ترین محل طراحی و برداشت شدند. سپس داده های با آنتن ۲۰۱۰ و ۲۵۰ مگاهر تز پوششی رادار نفوذی به زمین در مناسب ترین محل طراحی و برداشت شدند. سپس داده های بر داشت شده می میود زی پوششی رادار نفوذی به زمین در مناسب ترین محل طراحی و برداشت شدند. سپس داده های بر داشت شده GPR، تصحیح و در نرم نفوذی به زمین در مناسب ترین محل طراحی و برداشت شدند. سپس داده های با آنتن ۲۰۱۰ و در مطراکه تاسی منطقه خلیل نفوذی به زمین در مناسب ترین محل طراحی و برداشت شدند. سپس داده های بر داشت شده GPR، تصحیح و در نرم افزارهای RadExplore ی و در دارش قرار گرفتند.

## Using the Ground Penetrating Radar (GPR) method to map the hidden quaternary branches of the Khazar fault

Miad Badpa<sup>1\*</sup>, Abolghasem Kamkar Rohani<sup>2</sup>, Alireza ArabAmiri<sup>3</sup>, Mahdi Mohamadi Vizheh<sup>4</sup>, Ramin Asadi<sup>5</sup>
1.Msc. of Geophysics, , School of Mining, Petroleum and Geophysics, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran.
2.Associate Professor, School of Mining, Petroleum and Geophysics, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran.
3.Assistant Professor, School of Mining, Petroleum and Geophysics, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran.
4.Phd. Student, Department of Geophysics, Institute of Geophysics, Tehran University, Tehran, Iran.
5.Msc. of Geophysics, , School of Mining, Petroleum and Geophysics, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran.

Abstract:



Khazar fault is known as the most dangerous faults in Mazandaran province due to its young quaternary activities. Despite the development of provincial cities on the branches of this fault, the full knowledge of the mechanism and the detection of fault stretches in sensitive areas of the cities of the province is important. On the other hand, the basic approach to investigating young tectonic movements and hidden quaternary faults is to use subsurface exploration methods, especially high-resolution geophysical methods. Typically geophysical methods are used to investigate hidden underlying structures. The success of all geophysical methods depends on the existence of a distinction in the physical properties of subsurface masses. Today, the GPR method is used for studies of near-surface structures, including faults and shallow discontinuities, due to its high resolution and fast take-up. In this research, after preliminary studies of the geology of Khalil city and the study of the continuity of the quaternary shafts of the Khazar fault in the whole region, profiles with 100 and 250 MHz antennas covering the infiltration of radar in the most appropriate place were designed and harvested. The GPR data were then corrected and processed in RadExplorer and ReflexW software.

Keywords : Khazar fault, GPR, Hidden border, Quaternary, Young movements.

مقدمه :

مطالعات GPR در این زمینه منتشرشده، می توان به موارد ذیل اشاره کرد: مقالاتی که در این زمینه منتشرشده، می توان به موارد ذیل اشاره کرد: قدرت تفکیک بالا در بررسی رخدادهای پائوسایزمیک و گسل های فعال شرق تایوان بحث شده است. همچنین در مقاله قدرت تفکیک بالا در بررسی رخدادهای پائوسایزمیک و گسل های فعال شرق تایوان بحث شده است. همچنین در مقاله کریستی و همکاران در سال ۲۰۰۸، در مورد تغییر شکل و جابجایی گسل های پنهان با استفاده از برداشت ۳ بعدی GPR و در مقاله گراسموک و همکاران در سال ۲۰۰۸، در مورد تصویر سازی سه بعدی گسل های پنهان با استفاده از برداشت ۳ بعدی GPR و ممکاران، ۲۰۰۴، نیز در مقاله از ۲۰۰۵، در مورد تصویر سازی سه بعدی GPR با قدرت تفکیک بالا و مک کلیمونت و همکاران، ۲۰۰۴، نیز در مقاله ای به بررسی سیستم گسلی آماچی اوساکای ژاپن پرداخته اند. در کشور ما نیز مقالاتی در همکاران، ۲۰۰۴، نیز در مقاله ای به بررسی سیستم گسلی آماچی اوساکای ژاپن پرداخته اند. در کشور ما نیز مقالاتی در ۱۳۸۹، در بردسی ساختار شکستگی سراب قنبر در جنوب شهر کرمانشاه با استفاده از روش GPR، خادمی و همکاران، ۱۳۸۹، موفی پهنه گسلی آزادشهر در تهران بر اساس برداشت های می از از می موان به مقاله اویسی مؤخر و همکاران، ۱۳۹۲، ارزیابی کارایی روش های مقاومت ویژه و GPR در شاخت گسل همی توان به مقاله اویسی مؤخر و همکاران، ۱۳۹۲، ارزیابی کارایی روش های مقاومت ویژه و GPR در شناخت گسل های فرعی تهران، اشاره کرد.

## روش رادار نفوذی به زمین:

این روش با استفاده از امواج الکترومغناطیس فرکانس بالا ناپیوستگی های الکتریکی را در اعماق کم با قدرت تفکیک بالایی آشکار سازی می کند [Neal, 2004]. زمانی که پالس الکترومغناطیس ساطع شده از آنتن فرستنده به یک ناپیوستگی الکتریکی برخورد می کند، بخشی از آن از فصل مشترک عبور کرده و بخشی بازتاب می شود. این امر ناشی از تغییر امپدانس امواج الکترومغناطیس در فصل مشترک دو محیط می باشد [Parasnis, 1997]. پالس الکترومغناطیسی از بعد از بازتاب از اهداف زیرسطحی به آنتن گیرنده باز می گردد در صورتی که زمان رفت این پالس الکترومغناطیسی از



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

## برداشت داده های GPR در منطقه خلیلشهر:

برداشت داده های GPR مجموعاً در ۲ پروفیل با آنتن های ۱۰۰ و ۲۵۰ مگاهر تز پوششی توسط دستگاه GPR ساخت شرکت سوئدی Mala صورت پذیرفت (شکل ۱ و جدول ۱). مطابق جدول تعداد نمونه برداری آنتن ۱۰۰ مگاهر تز برابر ۳۵۲ و طول پروفیل ۱۵۲٬۴۴ متر و تعداد نمونه برداری آنتن ۲۵۰ مگاهر تز برابر ۱۸۳ و طول پروفیل ۱۵۰متر بوده است.





## GPR شکل ۱: موقعیت شاخههای متعدد گسل خزر در منطقهی خلیل شهر به همراه موقعیت پروفیل جدول ۱: مشخصات پروفیل های برداشت دادههای GPR در منطقه خلیل شهر

Name	Traces	Sample	trace incr- ement (m)	time incr- ement (ns)	X end(m)	Y end(ns)	odomete r
P1-100sh	772	352	0.198	0.6309	152.44	221.46	Meas. Wheel 100 MHz
P1-250sh	1501	183	0.100	0.4056	150.00	73.82	Meas. Wheel 250-800

 $\Diamond \Diamond \Diamond \Diamond \Diamond \Diamond \Diamond \Diamond \Diamond \Diamond$ 

## پردازش داده های GPR:

به طور کلی هدف از پردازش داده های ژئوفیزیکی، دست یابی به تصویری واضح از اهداف زیرسطحی با حذف نوفه های ناخواسته و افزایش نسبت سیگنال به نوفه و درواقع تقویت سیگنال های مفید است. پردازش های مناسب به مفسر کمک می کند تا با اعتماد به نفس بیشتری به تفسیر مقاطع ژئوفیزیکی بپردازد. دامنه پردازش های به کاررفته بر روی داده های GPR، با مقدار نوفه ی وارد شده بر روی داده ها و هدف مورد مطالعه تعیین می شود (پرنو، ۱۳۹۳). نوع و دامنه پردازش هایی که بر روی داده های GPR اِعمال می گردد به مشخصات منطقه مورد بررسی، فرکانس آنتن GPR، نوع آنتن (پوششی یا غیر پوششی)، نرم افزارهای به کاررفته و همچنین اهداف کلی برداشت، وابسته است (اسماعیلی و همکاران، ۱۳۹۳).

در این پژوهش داده های GPR برداشت شده، توسط نرم افزار ReflexW پردازش و به نمایش در آمده است. همچنین فرآیندهای پردازشی با روندی مشابه در نرم افزار RadExplorer تکرار شده و به نمایش در آمده اند. همچنین تصحیح توپو گرافی نیز پس از اِعمال کامل مراحل پردازش، توسط نرمافزار RadExplorer انجام شد.

پس از تحلیلی طیف فرکانس، فرکانس غالب بر نمودار طیف دامنه پروفیل 100sh ۵۶ مگاهر تز، فرکانس غالب بر نمودار طیف دامنه پروفیل 250sh مگاهرتز، محاسبه شد. در نتیجه مشاهده می گردد فرکانس غالب بر نمودار طیف دامنه پروفیل های برداشت شده، به-دلیل حذف فرکانس های بالا در محیط های رسانا (نسبت به هوا)، کمتر از فرکانس امواج ارسالی است. با مشخص کردن سطح دامنه نوفه و با استفاده از فرمول 2h/v (که در آن t زمان، ۷ سرعت و h عمق هدف است)، می توان بیشترین عمق نفوذ را از نمودارهای طیف دامنه تخمین زد. با در نظر گرفتن سطوح دامنه نوفه و سرعت ۱٫۰ متر بر نانو ثانیه (یعنی 2001)، محق نفوذ مفید امواج GPR در پروفیل 100sh، کمتر از ۵٫۰۱ متر، 250sh کمتر از ۵٫۳ متر بر تانو ثانیه (یعنی 2h)، عمق نفوذ مفید امواج GPR در پروفیل 100sh، کمتر از ۵٫۰۱ متر، 250sh کمتر از ۵٫۳ متر بر تانو ثانیه (یعنی 2001)، عمق نفوذ مفید امواج GPR در پروفیل 100sh، کمتر از ۵٫۰۱ متر، 250sh محمتر از ۵٫۳ متر بر آورد شده است. البته با اعمال برخی پردازش ها همانند بهره ها، می توان تضعیف دامنه نسبت به عمق را فرکانسی خیلی پایین و سپس تصحیحاتی از قبیل استفاده از بهرهها (بهره ی انتخابی) به منظور جبران تضعیف امواج الکترومغناطیس، تصحیح استاتیک و تصحیح تو پو گرافی به منظور قرار گیری باز تابها در مکان واقعی خود و همچنین



نشانگرهای لحظهای برای تعیین برخی جزئیات دیگر، اِعمال شد. درنهایت پس از پردازش نهایی، مقاطع مطابق شکل هـای ۲ و ۳ ترسیم شد. و در آن محل قرارگیری شاخه های گسلی و عوارض زیر سطحی مشخص شد.



شکل ۲: مدل تلفیقی از نتایج پروفیل GPR برداشتشده در طول پروفیل P1-250sh در منطقه خلیلشهر به همراه موقعیت عوارض



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم







شکل ۳: مدل تلفیقی از نتایج پروفیل GPR برداشتشده در طول پروفیل P1-100sh (۱ تا ۳: نشانگر دامنه لحظهای، ۴ تا ۶: نشانگر فاز لحظهای و ۷ تا ۹: مقطع اصلی رادار) به همراه موقعیت عوارض

از تلفیق نتایج مقاطع پردازش شده و تصویر سهبعدی از منطقه خلیل شهر، شکل ۲ و ۳ حاصل شده است. بـا توجـه بـه ایـن شکل ها و رعایت نکات ذکرشده ی اخیر، شاخه های گسل خزر در طول پروفیل مشخص شده است. شاخه هـای مـذکور





نشان دهنده ی حرکات تکتونیکی جوان گسل خزر بوده که به سبب کشیده شدن امتداد گسل بـه داخـل رسـوبات عهـد حاضر این حرکات از دید پنهان مانده است. همچنین، بیهنجاریهای شاخصی در طول مقطع دیده می شـود کـه هر کـدام می تواند نمایانگر پدیده ی مربوط به خود باشد که از آن جمله می توان به موارد ذیل اشاره کرد:

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

۱-از سطح تا عمق ۱٫۵ متری پاسخ دامنه امواج GPR قویاً به چشم می خورد، با توجه به این که پروفیل ها در مسیر جاده آسفالته برداشت شدند و معمولاً برای ساخت جاده آسفالته نیاز به رعایت الزامات مهندسی خاک همچون تحکیم و تراکم و ... می باشد. لذا ممکن است پاسخ های قوی مذکور مربوط به خاک های تراکم یافته باشد. تفکیک این لایه نسبت به لایه های پایینی در مقطع دامنه لحظه ای مشهودتر است.

۲-در فاصله بین F و E و همچنین I و H، بهسبب فشردگی خاک و همچنین بتن ریزی جهت ساخت جاده فرعی در محل تلاقی با جاده اصلی، کاهش رسانندگی الکتریکی سبب شده تا بازتاب های زیر سطح جاده متفاوت از طرفین آن و به خصوص ضلع جنوبی جاده باشد. این مرز به صورت خط چین مشخص شده است و در پروفیل ۲۵۰ مگاهرتز از عمق ۱ تا متری امتداد می یابد. در پروفیل ۱۵۵ این اختلاف به طور واضح تری به چشم می خورد و از عمق ۹٫۱ تا کمتر از مر ای متری امتداد می یابد. در پروفیل ۱۵۵ این اختلاف به طور واضح تری به چشم می خورد و از عمق ۹٫۱ تا کمتر از فرر مری می می می باید. در پروفیل ۱۵۵۶ این اختلاف به طور واضح تری به چشم می خورد و از عمق ۹٫۱ تا کمتر از مری می ادامه می یابد. (البته در این فواصل افزایش و کاهش های دامنه امواج دیده می شود که ممکن است به سبب فشردگی و یا عدم فشردگی خاک و یا تغییر اندازه ذرات خاک باشد. البته از ذکر این نکته هم نباید غافل بود که در پی ریزی جهت می شرد گی و یا عدم فشرد گی و یا عدم می شود که ممکن است به سبب از بری جاده در بری می باید مان در می ای در این فواصل افزایش و کاهش های دامنه امواج دیده می شود که ممکن است به سبب در ریزی جه می در یا می در این فواصل افزایش و کاهش های دامنه امواج دیده می شود که ممکن است به سبب از در بری و یا عدم فشردگی خاک و یا تغییر اندازه ذرات خاک باشد. البته از ذکر این نکته هم نباید غافل بود که در پی ری در در در می شود که و می خود آن سبب میرائی امواج دیگاه می شود که و جود آن سبب میرائی امواج در می شود که و می گردد).

۳-در فاصله بین J و I گسلش مشهودی سبب جابه جایی نرمال دو بلوک نسبت به هم شده است. این شاخه ی گسلی در این پژوهش، Fji نام گذاری شده است. تغییرات دامنه، در دو طرف مرز گسل کاملاً مشهود بوده به طوری که تعداد پیک دامنه بلوک فرادیواره ی گسل (ضلع شمالی) است. دامنه بلوک فرادیواره ی گسل (ضلع شمالی) است. دامنه بلوک فرادیواره ی گسل (ضلع جنوبی) کمتر از تعداد پیک دامنه در بلوک فرودیواره ی گسل (ضلع شمالی) است. نشانگر فاز لحظه ای نیز در دو طرف مرز صدی این تغییرات دامنه، در بوده به موری که تعداد پیک دامنه بلوک فرادیواره ی گسل (ضلع جنوبی) کمتر از تعداد پیک دامنه در بلوک فرودیواره ی گسل (ضلع شمالی) است. نشانگر فاز لحظه ای نیز در دو طرف مرز گسل کاملاً مشهود بوده به موری که تعداد پیک مودیواره ی محل (ضلع جنوبی) کمتر از تعداد پیک دامنه در بلوک فرودیواره ی گسل (ضلع شمالی) است. نشانگر فاز لحظه ای نیز در دو طرف مرز گسل دچار تغییرات شده است. این تغییرات در نشانگر مامنه ی مودیواره ی مودیواره ی موری که مودیواره ی مودیواره ی مودیواره ی موری مودیواره ی مودی مودیواره ی مودیوا مورت ضعیوی قابل مشاهده است.

۴-در فاصله بین L و M نیز همانند مورد قبلی سبب ایجاد گسلش مشهودی با جابه جایی نرمال دو بلوک نسبت به هم شده است. این شاخه ی گسلی در این پژوهش، F1 نام گذاری شده است. تغییرات دامنه، در دو طرف مرز گسل کاملاً بارز بوده بهطوری که تعداد پیک دامنه بلوک فرادیواره ی گسل (ضلع جنوبی) کمتر از تعداد پیک دامنه در بلوک فرودیواره ی گسل (ضلع جنوبی) کمتر از تعداد پیک دامنه در بلوک فرودیواره ی گسل (ضلع مرز گسل کاملاً بارز گسل (ضلع شمالی) است. نشانگر فاز لحظه ای نیز در دو طرف مرز گسل کاملاً بارز در نشانگر فودیواره ی گسل (ضلع جنوبی) کمتر از تعداد پیک دامنه در بلوک فرودیواره ی گسل (ضلع می از تعداد پیک دامنه در بلوک فرودیواره ی گسل (ضلع جنوبی) کمتر از تعداد پیک دامنه در بلوک فرودیواره ی گسل (ضلع شمالی) است. نشانگر فاز لحظه ای نیز در دو طرف مرز گسل دچار تغییرات شده است. این تغییرات در نشانگر دامنه ی و و فیل 2008 نیز قسمت غربی مرز گسل (آل فرودیواره ی گسل) دامنه ی قوی تری نسبت به بخش فرادیواره ای گسل) دمنه دهد. همچنین تغییرات عمقی در لایه بندی تقریباً در عمق ۵ متری در شکل مشاهده می شری ۵ متری در می مرز گسل در اسبت به بخش فرادیواره از خود نشان می دهد. همچنین تغییرات عمقی در لایه بندی تقریباً در عمق ۵ متری در شکل مشاهده می شدی ۵ متری ۵ متر گسل ۲۱ منادی در می ۵ متری در شکل مشاهده می شرد.



شکل ۴: ساز و کار شاخه های گسل خزر در منطقه خلیلشهر پس از مدلسازی داده های GPR آنتن ۱۰۰ مگاهرتز پوششی ◊◊◊◊◊◊◊◊◊

## نتیجه گیری:

پس از برداشت داده های رادار نفوذی در منطقه خلیل شهر و سپس پردازش داده ها در نرم افزار های ReflexW و RadExplorer محل شاخه های پنهان گسلی در طول پروفیل مشخص شده و مقدار شیب و امتداد آنها در نرم افزار J پیاده سازی شد. امتداد عمومی شاخه ها شرقی-غربی و با شیب به سمت جنوب می باشد. در فاصله های بین J و I و همچنین L و M گسلش مشهودی مشاهده شد. همچنین در فاصله بین M و N، محل N، O و P نیز شاخه های دیگری از گسل دیده می شود.

## منابع فارسی :

اسحاقی، ا.، کامکار روحانی، ا.، (۱۳۸۹)، پایاننامه کارشناسی ارشد، "مقایسه و تلفیق داده¬های توموگرافی الکتریکی و رادار نفوذی بـه زمـین در اکتشاف لایه¬ها و قنات آب زیرزمینی در منطقه درخانیاب مجن شاهرود"، دانشکده مهندسی معدن، نفـت و ژئوفیزیک، دانشگاه صـنعتی شاهرود.





اسماعیلی، م.، دلیری، س.، (۱۳۹۳)، "استفاده از نتایج برداشت دستگاه GPR بهمنظور ارزیابی عملکرد سیستم زهکشی در روسازی آسفالتی"، اولین همایش ملی و دومین کارگاه تخصصی رادار نفوذی به زمین، دانشگاه شهید باهنر، کرمان.

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

پرنو، س.، کامکار روحانی، ا.، (۱۳۹۳)، پایاننامه کارشناسی ارشد، "پردازش، مدلسازی و تفسیر داده¬های رادار نفوذی بـه زمین بـهمنظور تعیین عمق، ضخامت و محدوده¬ی جانبی یخچال¬ها در منطقه علمکوه مازنـدران"، دانشکده مهندسی معـدن، نفـت و ژئوفیزیـک، دانشـگاه صنعتی شاهرود.

پیروز، ا.، (۱۳۹۳)، جزوه آموزشی، "تحلیل سیگنال¬های ژئوفیزیکی و کاربرد آن در ژئوفیزیک"، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.

حسینی، م.، کامکار روحانی، ا.، (۱۳۸۸)، پایاننامه کارشناسی ارشد، "برداشت، پردازش و تفسیر داده¬های رادار نفوذی به زمین در منطقه¬ی شاهرود و مقایسه¬ی نتایج آن با نتایج ژئومغناطیس در منطقه¬ی مزبور"، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود. خادمی، س.، مرادی هرسینی، ک.، هاشمی، ن.، علیان نژاد، ع، (۱۳۹۲)، "معرفی پهنه گسلی آزادشهر در شهر تهران بر اساس برداشتهای میدانی و ژئوفیزیکی"، هشتمین همایش انجمن زمین¬شناسی مهندسی و محیط زیست ایران، دانشگاه فردوسی، مشهد.

علیان¬نژاد، ع.، مرادی هرسینی، ک.، قرشی، م.، خادمی، س.، علیان¬نژادی، ع.، (۱۳۹۲)، "ارزیابی کارایی روشهای ژئوالکتریک و ژئورادار در شناخت گسلهای فرعی تهران"، هشتمین همایش انجمن زمین ¬شناسی مهندسی و محیط زیست ایران، دانشگاه فردوسی، مشهد. قاسمی, ع.، (۱۳۷۱)، "نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ بهشهر"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران. کلاگری ع. ا، (۱۳۷۱)، "اصول اکتشافات ژئوفیزیکی"، جلد اول، چاپ اول، انتشارات دانشگاه تبریز، ص ۱۸۰. محمدی ویژه، م.، کامکار روحانی، ۱.، (۱۳۸۷)، پایاننامه کارشناسی ارشد، "برداشت، پردازش و تفسیر داده-های رادار نفوذی به زمین در منطقه ای شاهرود و مقایسه ای نتایج آن با نتایج ژئوالکتریک در منطقه ای مزبور "، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.

#### $\Diamond \Diamond \Diamond \Diamond \Diamond \Diamond \Diamond \Diamond \Diamond \Diamond$

#### **References:**

Annan, A. P., (2001), "Ground penetrating radar workshop note", Sensors and software.

Chow, J., Angelier, J., Hua, J., Lee, J.C., Sun, R., (2001), "Paleoseismic event and active faulting: from ground penetrating radar and high-resolution seismic reflection profiles across the Chihshang Fault", eastern Taiwan, Tectonophysics, 241-259.

Christie, M., Tsoflias, G.P., Stockli, D.F., and Black, R., (2008), "Assessing fault displacement and off-fault deformation in an extensional tectonic setting using 3-D ground-penetrating radar imaging", Journal of Applied Geophysics, doi:10.1016/j.jappgeo.2008.10.013.

Davis, J. L., and Annan, A.P., (1989), "Ground-penetrating radar for high resolution mapping of soil and rock stratigraphy", Geophysical Prospecting, v. 37, p. 531-551.

Grasmueck, M., Weger, R., Horstmeyer, H., (2005), "Full-resolution 3D GPR imaging", Society of Exploration Geophysicists, doi: 10.1190/1.1852780 v. 70 no. 1 p. K12-K19.

Jol, H., (2008). "Ground Penetrating Radar Theory and Applications", University of Wisconsin, Eau Claire, USA.

Liu L., and Oristaglio M. (1998) "GPR signal analysis: 90nstantaneous parameter estimation using the wavelet transform" International Conference on Ground penetrating Radar, pp 219-224, Lawrence, Kansas.

Lrvine-Fynn, T.D.L., Moorman, B.J., Williams, J.L.M. and Walter, F.S.A. (2006) "Seasonal changes in ground-penetrating radar signature observed at a polythermal glacier, Bylot Island", Canada. DOI: 10.1002/esp.1299.



۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



McClymont, A. F., Green, A.G., Villamor, P., Horstmeyer, H., Grass, C., and Nobes, D.C., (2008), "Characterization of the shallow structures of active fault zones using 3-D ground-penetrating radar data", Journal of Geophysical Research, v. 113, p. 14-29.

Neal, A., (2004), "Ground penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress", Earth-science reviews, 66, 261-330.

Rashed, M., Kawamura, D., Nemoto, H., Nakagawa, K., (2004), "Ground penetrating radar investigations across the Uemachi Fault, Osaka, Japan", Journal of Applied Geophysics, 53(2-3):63-75, DOI: 10.1016/S0926-9851(03)00028-4.

Sensors and software, (1999), Ground penetrating radar survey design.

Steven, A. Arcone., Daniel, E. Lawson. And Allan, J. Delaney. (1995) "Short-pulse radar wavelet recovery and resolution of dielectric contrasts within englacial and basal ice of Matanuska Glacier, Alaska, U.S.A." J. of Glaciology., 137, 41, pp 68-86.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



## **الگوی ساختاری منطقه جنوب نطنز، شاهدی از برهم کنش سامانه گسلی زفره و راندگیهای قدیمیتر** ♦♦♦♦♦♦

<sup>۱</sup> فیروزه شواخی ، <sup>۲</sup>میثم تدین ، <sup>۱</sup>سعید معدنی پور ، <sup>۱</sup>ابراهیم راستاد <sup>۱</sup>گروه زمین شناسی دانشگاه تربیت مدرس Università Degli Studi Roma Tre<sup>۲</sup> ♦♦♦♦♦♦♦

چکیدہ:

تحلیل ساختاری منطقه نطنز، بخش میانی کمان آتشفشانی ارومیه دختر، نشان دهنده آن است که گسلهای راندگی اولیه با روند عمده شرقی –غربی تا شمال شرقی –جنوب غربی همچون گسل فسخود بطورعمده مجموعه واحدهای رسوبی قدیمی پرمین –تریاس (سازندهای نایبند و شتری) را بر روی واحد های جوانتر رانده است. این مجموعه گسلهای راندگی در ادامه توسط گسلهای امتدادلغز با روندهای شمال شرق –جنوب غرب وشمال غرب –جنوب شرق قطع وجابجا شده اند. این مجموعه های امتدادلغز جوانتر، به ویژه جوانتر از ائوسن، در ارتباط با فعالیتهای راستالغز گسل زفره بوده و رده های پایین تر منشعب شده از پهنه اصلی این گسل می باشند.

# Structural analysis of the South Nataz Region, evidence for interaction of the Zefreh and earlier thrust faults

<sup>1</sup>Firouzeh Shavvakhi,<sup>2</sup> Meisam Tadayon, <sup>1</sup> Saeed Maanipour, <sup>1</sup>Ebrahim Rastad <sup>1</sup>Department of Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran <sup>2</sup>Department of Geology, Università Degli Studi Roma Tre, Italy

## Abstract:

Structural geometry and kinematic analysis at the southern part of the Natanz Area, central Cenozoic Urumieh-Dokhrat Magmatic Arc, represents primary set of thrust faults such as Fasakhod Fault with NE-SW to E-W oriented in which have juxtaposes Permian-Triassic carbonate and clastic sediments (including Nayband and Shotori Formations) over younger deposits. These thrust faults have been lately cut by general NE-SW and NW-SE oriented right and left lateral strike slip faults with minor normal component. All this later strike slip faults are secondary order fractures related to more recent movements (especially post Eocene) of the Zefreh Fault.

Keywords : Zefreh Fault, Fasakhod Fault, Urumieh-Dokhrat Magmatic Arc.

## **\$\$\$\$**\$\$\$



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



#### مقدمه:

پهنه ساختاری ایران مرکزی بزرگترین و پیچیده ترین واحد زمین شناسی ایران است که حد شمالی آن توسط ارتفاعات البرز، حد غربی آن توسط زون دگرگونی سنندج –سیرجان محدود شده و حد شرقی آن با بلوک لوت چندان مشخص نیست (Stocklin,1974). منطقه مورد مطالعه از لحاظ ساختاری در حاشیه غربی زون ساختاری ایران مرکزی، در مجاورت كمان آتشفشانی ارومیه –دختر و در پایانه جنوب غربی گسل قم –زفره واقع شده است. (شكل –۱) پهنه آتشفشانی ارومیه-دختر با روند شمال غرب -جنوب شرق توسط گسلهایی با روند شمال -شمال غرب مانند سامانه های گسلی دهشیر، قم-زفره، بیدهند و جنوب ساوه با سازوکار امتدادلغز راستگرد بریده و جابجا شده است Alavi,1991). (گسل قم – زفره یکی از این گسلها است که از جنوب شرق قم شروع و به زفره در 70 کیلومتری شمال شرق اصفهان ختم می شود (Mohajjel et al., 2003). این گسل با جابجایی های خود در دگرشکلی نهشته های پهنه آتشفشانی ارومیه-دختر ونهشته های سنوزوئیک نقش اساسی داشته و با ادامه فعالیت خود آنها را بریده و به میزان زیادی جابجا نموده است .این گسل از چندین پاره گسلی تشکیل شده است که بصورت پله ای نسبت به هم واقع شده اند ( پروهان و محجل ۱۳۸۲ ). عملکر این سامانه گسلی در طی تاریخچه تکاملی خود بعداز کرتاسه تا عهد حاضر ساختارهای قديمي تر را قطع و جابجا كرد ه است. در اين مطالعه مجموعه اي از گسلهاي راندگي وامتدادلغزدر محدوده جنوب غربي گسل زفره دیده می شود که بطور عمده تغییرشکلهایی را در واحدهای قدیمی پرمین – تریاس تا کرتاسه بالایی ایجاد نموده اند (شکلهای ۱ و ۲). این سامانه گسلی راندگی کنترل کننده ژنز و توزیع مجدد بخش عمده ای از ذخایر سرب و روی این بخش از ایران مرکزی شده است. گسلهای متاخر امتدادلغز مرتبط با رده های جوانتر گسل زفره، این مجموعه های راندگی و کانی سازیهای مرتبط با آنها را تحت تاثیر قرار داده و در توزیع مجدد آنها نقش داشته اند. در این مطالعه سعی بر آن است ضمن معرفی این تقاطعات گسلی، چگونگی عملکرد آنها در جنوب منطقه نطنز بازسازی گردد.

## روش تحقيق

در اولین مرحله با استفاده از تصاویر ماهواره ای با کیفیت بالا نقشه پایه از واحدهای زمین شناسی و ساختارهای اصلی شامل خطواره های گسلی منطقه تهیه و در ادامه با استفاده از برداشتهای دقیق ساختاری در طی بازدید های صحرایی خصوصیات هندسی و جنبشی این ساختارها بررسی شده است (شکلهای –۱ و ۲).



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم





شكل ۱- تصوير ماهواره لندست از موقعيت منطقه و موقعيت خطواره هاي گسلي موجود در منطقه جنوب نطنز.

طی برداشت های میدانی صورت گرفته در بخش جنوب شرقی گسل زفره و در جنوب نطنز مجموعه ای از گسلهای راندگی وامتداد لغز قابل مشاهده می باشد که خصوصیات هندسی و جنبشی آنها مورد بررسی قرار گرفت تا ارتباط این سامانه گسلی با تاریخچه تکاملی گسل قم –زفره مشخص شود (شکل –۲). این گسلهای راندگی با روند عمده شرق – غرب تا شمال شرق –جنوب غرب بطورعمده مجموعه واحدهای رسوبی قدیمی پرمین –تریاس شامل سازندهای نایبند و شتری را بر روی واحد های جوانتر قرار داده و سپس توسط مجموعه گسلهای امتداد لغز با روندهایی همسو و مزدوج با گسل قم –زفره (شمال غرب –جنوب شرق و شمال شرق –جنوب غرب) قطع و جابجا شده اند.



شکل۲–۲ – نقشه زمین شناسی- ساختاری جنوب نطنز تهیه شده بر پایه نقشه های زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰و ۱/۲۵۰۰۰۱ز قبل موجود (رادفر ۱۳۷۹،زاهدی ورحمتی ۱۳۸۱ ،زاهدی وعمیدی ) و داده های میدانی بدست آمده در این تحقیق به همراه موقعیت استرگرافی از تحلیل جنبشی گسل های برداشت شده.

نتايج و بحث

مطالعات قبلی در پایانه جنوب شرقی گسل هیچ ساختاری را معرفی ننموده اند درحالی که نقشه های زمین شناسی پایه و همچنین بازدیدهای صحرایی اولیه نشان دهنده مجموعه ای از گسلها راندگی و امتدادلغز متاخر در این محدوده می باشد. شواهد ساختاری از جمله خش لغز ،چین های کشیده و فابریک صفحه ای برداشت شده در منطقه مورد مطالعه نشان دهنده عملکرد گسلهای فسخود و قم-زفره می باشد که به ترتیب بصورت راندگی و دیگری بصورت امتداد لغز راستگرد است. در ادامه این ساختارها به ترتیب توضیح داده می شود.


گسل فسخود که شامل مجموعه ای از گسلها با مولفه غالب معکوس با روند عمده شرقی -غربی تا شمال شرقی -جنوب غربی ، بطور عمده مجموعه واحدهای قدیمی پرمین – تریاس را بر روی واحد های جوانتر رانده است (شکل –۳). گسل T7با موقعیت ۷۵/۲۴۵ ریک ۶۰ با سازوکار حرکت معکوس با مولفه راستالغز چپ بر می باشد. یکی دیگر از اندازه گیرهای صحرایی و تحلیل استراتیگرافی موقعیت گسل T8 که درشکل ۴ نشان داده شده و از دیگر شواهد سامانه گسلی فسخود می باشد. این گسل با موقعیت ۱۸۰۰ و ریک ۵۰ با سازوکار حرکت معکوس با مولفه راستالغز می معکوس با مولفه راستالغر می باشد . این دو گسل همسو با گسل زفره می باشند.



شکل ۳- الف ) تصویر ماهواره ای Google earth از موقعیت گسل فسخود که در امتداد آن واحدهای سازند نایبند وسازند شتری بر روی واحدهای کرتاسه رانده شده اند ب ) گسل معکوس باعث جابجایی لایه ها شده است. ج ) نمایی از موقعیت خش لغز. ی )تصویر استریوگرافی نشاندهنده موقعیت سطح گسل.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم







شکل ۴- الف ) تصویر ماهواره ای Google earth از موقعیت گسل فسخود که در امتداد آن واحدهای سازند نایبند وسازند شتری بر روی واحدهای کرتاسه رانده شده اند ب ) راندگی سازند شتری بر روی سازند نایبند در امتداد گسل فسخود . د) نمایی از موقعیت خش لغز بر روی صفحه گسل. ی ) نمایش تحلیل کینماتیکی باتوجه به برداشت های میدانی بر روی استریونت که سازوکار معکوس بامولفه راستالغز راست بر را نشان میدهند.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



۲-گسل امتداد لغز قم -زفره گسل قم -زفره با مولفه غالب راستالغز راستگرد به عنوان مهمترین ساختار در منطقه مورد مطالعه دارای تاریخچه پیچیده از فعالیت جنبشی بوده است (Safaei et al.,2008; Tabaei et al., 2016; Beygi et al., 2016). اندازه گیری صحرایی وتحلیل استراتیگرافی گسل F3 که در مجاورت روستای فسخود درشکل ۵ نشان داده شده است .این گسل همسو با گسل قم -زفره می باشد .گسل F3 با موقعیت ۲۵۰/۲۵ریک ۲۰ باسازوکار راستالغز راست بربا مولفه حرکتی معکوس می باشد و به عنوان شاخه ای از سامانه گسلی قم -زفره می باشد. از دیگراندازه گیری صحرایی وتحلیل استراتیگرافی، در مجاور معدن چنگرزه با موقعیت ۶۳/۲۵۰ در شکل ۶ نشان داده شده راست بربا مولفه حرکتی معکوس می باشد و به عنوان شاخه ای از سامانه گسلی قم -زفره می باشد. از دیگراندازه به عنوان شاخه ای از سامانه گسلی قم -زفره می باشد. این گسل ناهمسو با گسل قم -زفره می باشد. از دیگراندازه به عنوان شاخه ای از سامانه گسلی قم -زفره می باشد. این گسل ناهمسو با گسل قم -زفره می باشد. از دیگراندازه موان ساخه ای از سامانه گسلی قم -زفره می باشد. این گسل ناهمسو با گسل قم -زفره می باشد. این گسل با موقعیت تحلیل استراتیگرافی ،گسل ۶۱۵ در مجاور معدن چنگرزه با موقعیت گسل هم -زفره می باشد. این گسل با موقعیت تحلیل استراتیگرافی ،گسل 510 در مجاور معدن چنگرزه با موقعیت گسل GF که درشکل ۶ نشان داده شده است. این گسل ناهمسو با گسل قم -زفره می باشد. گسل F10 با موقعیت گسل GF که درشکل ۶ نشان داده شده F37 ولست. این مولفه حرکتی معکوس می باشد و به عنوان شاخه ای از سامانه گسلی قم -زفره می باشد.گسل راستاز چار جرفره می باشد. گسل F3 با موقعیت میلی قم -زفره می باشد. گسل F3 در استالغز چپ بر با مولفه حرکتی معکوس می باشد و به عنوان شاخه ای از سامانه گسلی قم -زفره می باشد. گسل راسترا که درشکل ۲۰ با سازوکار در استالغز چپ بر با مولفه حرکتی معکوس می باشد و به عنوان شاخه ای از سامانه گسلی قم -زفره می باشد. کسل راسترا جره می باشد.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم







شکل ۵- الف ) تصویر ماهواره ای Google earth از موقعیت گسل F3 ب ) نمای دور از سطح گسل در واحدهای کرتاسه ( فلش رو به پایین نشانگر بلوک نزدیک شونده و فلش رو به بالا نشانگر بلوک دور شونده است ). ج) نمایی از موقعیت خش لغزبر روی صفحه گسل. د) برش گسلی ، قطعات برش گوشه دارودارای ابعاد متفاوت در خمیره ای از ذرات ریز قراردارد. و) موقعیت خش لغز بر روی سطح گسل. ی ) نمایش تحلیل کینماتیکی باتوجه به برداشت های میدانی بر روی استریونت که سازوکار امتداد لغز راست بر با مولفه نرمال رانشان میدهند.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم







شکل ۶- الف ) تصویر ماهواره ایGoogle earth از موقعیت گسل F8 ب ) نمای دوراز جابجایی گسل ج ،د )نمایی از هندسه سطح گسل و) نمایی شمالی از موقعیت خش لغزبر روی صفحه گسل. ه) نمای جنوبی از صفحه گسل. ی ) نمایش تحلیل کینماتیکی باتوجه به برداشت های میدانی بر روی استریونت که سازوکار امتداد لغز راست بر با مولفه نرمال رانشان میدهند.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم





شکل ۷- الف ) تصویر ماهواره ای Google earth از موقعیت گسل F10 ب ) نمای دور از سطح گسل. ج )نمایی از سطح گسل و موقعیت خش لغز ی ) نمایش تحلیل کینماتیکی باتوجه به برداشت های میدانی بر روی استریونت ، سازوکار جابجایی امتداد لغز چپ بر با مولفه معکوس رانشان میدهند. •••••••••••••••••••

# نتيجه گيري :

از گسلهای اندازه گیری شده در منطقه مورد مطالعه نمودار گلسرخی امتدادی تهیه شده که براساس سازوکار گسلها تفکیک شده است (شکل۸). نمودار گلسرخی بیانگر این موضوع است که منطقه مورد مطالعه در درجه اول به طور عمده توسط گسلهای امتدادلغز متاثر شده اند و در درجه بعد توسط گسلهایی با مولفه غالب معکوس که دارای امتدادهای شرقی –غربی، شمال شرقی– جنوب غربی و تا حدودی شمال غربی– حنوب شرقی دچار راندگی شده اند. در درجه سوم به صورت اغلیت گسلهایی با سازوکار غالب نرمال با امتداد های شمال شرقی– جنوب غربی و شمال غربی– جنوب شرقی در منطقه را دچار کشش کرده اند.



تصویر ۸- نمودار گلسرخی امتدادی از گسلهای اندازه گیری شده در منطقه مورد مطالعه. گسلهای امتدادلغز با رنگ آبی، گسلهای معکوس با رنگ قرمز و گسلهای نرمال با رنگ نارنجی نمایش داده شده است.



دانگاه پام نور بسیاری بالاد می میران دنگادیام فردمان فر

از میان گسلهای معکوس منطقه، مجموعه گسلهای فسخود با روند عمده شرقی -غربی تا شمال شرقی -جنوب غربی مجموعه واحدهای قدیمی پرمین -تریاس را بر روی واحد های جوانتر رانده است. رخنمون واحدهای سنگی در مجاورت این سامانه راندگی و قرارگیری ناپیوسته مجموعه های رسوبی – ولکانیکی پالئوژن بر روی واحد های تریاس نشان میدهد که این سامانه در بازه زمانی کرتاسه بالایی تا ائوسن زیرین به صورت منطقه ای مرتفع بوده ورسوبگذاری در آن صورت نگرفته است.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

بر اساس روابط قطع شدگی بین گسلها طبق مطالعات میدانی و تصاویر هوایی انجام گرفته این مجموعه گسلهای راندگی و نرمال توسط گسلهای امتدادلغز با روندهای شمال شرق -جنوب غرب وشمال غرب -جنوب شرق قطع وجابجا شده اند که بیانگر جوانتر بودن گسلهای امتدادلغز است. این مجموعه های امتدادلغز جوانتر در ارتباط با فعالیتهای راستالغز گسل زفره بوده و رده های پایین تر منشعب شده از پهنه اصلی این گسل می باشند.

#### منابع :

۱-پروهان ،ن،.( ۱۳۸۲).، تحلیل دگرریختی گسل قم -زفره( محدوده کاشان-اردستان)، جهت اخذ کارشناسی ارشد ،دانشگاه تربیت مدرس ۲-زاهدی، م.، رحمتی، م.،(۱۳۸۱ ) ،نقشه زمین شناسی طرق، مقیاس ۱/۱۰۰۰۰ . سازمان زمین شناسی کشور. ۳-زاهدی، م.،(۱۳۶۴). نقشه زمین شناسی کاشان، مقیاس ۱/۲۵۰۰۰ . سازمان زمین شناسی کشور. ۴-رادفر، ج.، (۱۳۷۹)، نقشه زمین شناسی اردستان مقیاس ۱/۱۰۰۰۰ . سازمان زمین شناسی کشور.

5-Alavi, M., (1991(- Tectonic map of the Middle East. Geological Survey of Iran. 6-Beygi, s., Nadimi, A., Safaei, H., (2016) .Tectonic history of seismogenic fault structures in central lran, Geosciences ,61 :127-144.

7-Mohajjel, M., Fergusson, C. L., Sahandi, M.R. (2003). Cretacous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. Asian Earth Sciences 21, 397-412

8-Poroohan, N., Teimoornegad, k., Mohajjel, m. (1382), Geometry and Kinematics of Qom-Zefreh Fault System and its Significance in Transpression Tectonics, GEOLOGY and SEISMOLOGY.

9- Safaei, H., Taheri, A., and Vaziri – moghaddam, H. (2008). Structural Analysic and Evolution of the kashan (Qom – zefreh) fault, Applied sciences, 8:1426-1434.

10-Stocklin, J. ,(1974) Possible Ancient Continental Margins in Iran., The Geology of Continental Margins,6, 873-887. 11-Tabaei , M. , Mehdizade, R, Esmaeili , M., (2016) . Stratigraphical evidences of Qom- zefreh fault System activity, central Iran, Tethys, 4 :018-026.



# بررسی تاثیر گسل زاهدان در دگرشکلی شکنای منطقه کولهسنگی شمال زاهدان، با استفاده ازآنالیز تنش دیرینه ◊◊◊◊◊◊◊◊

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

۱- ثمین صفایی ۲ – دکتر عبدالرضا پرتابیان ۳ – دکتر علی اصغر مریدی ۱-دانشجوی فوق لیسانس،دانشگاه سیستان و بلوچستان،گروه زمین شناسی،زاهدان،ایرانi<u>یرانpartabian\_reza@science.usb.ac.ir</u> ۲-استادیار،دانشگاه سیستان و بلوچستان،گروه زمین شناسی،زاهدان،ایران<u>۳</u>- استادیار،دانشگاه سیستان و بلوچستان،گروه زمین شناسی،زاهدان،ایران ۳- استادیار،دانشگاه سیستان و بلوچستان،گروه زمین شناسی،زاهدان،ایران

## چکیدہ :

منطقه دگر شکل شده کوله سنگی در شمال زاهدان، و از لحاظ ساختاری در مرکز پهنه زمین درز سیستان واقع شده است. مطالعات ساختاری این پهنه نشانگر پیچیدگی ساختاری آن دارد که تحت تاثیر عوامل مختلف تکتونیکی ایجاد شده است. از جمله عوامل تکتونیکی در منطقه مورد مطالعه گسل زاهدان است که به طور مشخصی ساختارهای قدیمی تر را تحت تاثیر قرار داده است. با هدف بررسی تاثیر گسل زاهدان بر دگر شکلی این منطقه از روش آنالیز تنش دیرینه با استفاده از ساختارهای شکتا استفاده شد. با توجه به مطالعات صحرایی، منطقه مورد مطالعه به چهار منطقه تقسیم شد. آنالیز تنش دیرینه در این مناطق حکایت از وجود تنشها با جهت های متفاوت در منطقه مورد مطالعه می باشد ولی رژیم تکتونیکی غالب در منطقه فشارشی است. در ۲ قسمت A و B، جهت فشارش شمال غرب – جنوب شرق بوده اما در ایستگاه C جهت فشارش به صورت شمال شرق –جنوب غرب است. منطقه D برخلاف۳ منطقه دیگر رژیم تکتونیکی غالب کششی با راستای شمال -غرب –جنوب شرق را نشان می دهد. روابط صحرایی نشان دهنده این است که جوانترین ساختارهای منطقه گسلهای فرعی شمال غرب – جنوب شرق هستند که دیگر ساختارها را قطع کرده اند در در منطقه C غالب هستند. جهت تنش دیرینه به شمال غرب – جنوب شرق هستند که دیگر ساختارها را قطع کرده اند در در منطقه C غالب هستند. جهت تنش دیرینه به گسل زاهدان قرار دارد ، پیشنهاد می دهد. روابط صحرایی نشان دهنده این است که جوانترین ساختارهای منطقه گسلهای فرعی گسل زاهدان قرار دارد ، پیشنهاد می شود که بیشترین تاثر را از آن پذیرفته است.

# Investigation of the effect of Zahedan fault on brittle deformation of Kuleh-Sangi area north of Zahedan, using paleostress analysis

Samin Safaee, Ms Student, University of Sistan and Baluchestan, samin.safai72@gmail.com Abdolreza Partabian, assistant professor, University of Sistan and Baluchestan, partabian\_reza@science.usb.ac.ir Ali Asghar Moridi, assistant professor, University of Sistan and Baluchestan, amoridi@science.usb.ac.ir

## Abstract:

Koleh-Sangi deformed area located in the center of Sistan Surture Zone, north of Zahedan. Structural studies of this area show the structural complexity that has been caused by various tectonic factors. One of the main



tectonic structure in the study area is Zahedan fault, which has significantly affected older structures. In order to investigate the effect of the Zahedan fault on deformation of the study area, paleostress analysis of the brittle structures was used. According to field studies, the study area was divided into four sub-area. Paleostress stress analysis in these sub-areas show the different stress direction but in general the dominant tectonic regime in this area is compressional. In the A and B sub-areas maximum compressional stress is NW-SE striking but D sub-area show a NE-SW compressional stress striking. D sub-area in contrast to three other show a NW-SE extensional stress striking. Based on field relationship NW-SE faults that dominant in the C-sub area are the youngest structures in the region. Paleostress obtained from C-sub area are most consistent with the current stress in the region. Considering that this region is located near the Zahedan fault we suggest that main fault has the greatest effect on C-sub area.

Keywords : Zahedan Fault, Paleostress analysis, Slicken side, Sistan Suture Zone

## **\$\$\$\$**

#### مقدمه :

منطقه کولهسنگی در محدوده جغرافیایی با طول ۳۵۰۵ تا ۵۵۰۵ تا 60°55′56.68″E و عرض ۵۵٬۵۹٬۵۹ و عرض ۵۵٬۵۹٬۹۹ تا ۵۵٬۵۶٬۵۶٬۵۶٬۵۶٬۵۶٬۶۰ تا ۵۵٬۵۱٬۹۷ بهنه زمین درز سیستان، به لحاظ جایگیری میان دو ورق قاره ای لوت و هلمند، و به ویژه الگوی چیرگی زمین-(شکل ۱) . پهنه زمین درز سیستان، به لحاظ جایگیری میان دو ورق قاره ای لوت و هلمند، و به ویژه الگوی چیرگی زمین-ساخت برخوردی، بسیار پیچیده و نشانگر یک کوهزاد درون قاره ای است. با این حال به نظر میرسد که در این ناحیه، راندگی ها نقش اساسی دارند، به گونه ای که چین خوردگی سنگ ها پیامد عملکرد راندگی ها است. در بخش میانی پهنه زمین درز گسل های امتدادلغز تکتونیک غالب منطقه را کنترل کرده و دارای روند کلی شمالی –جنوبی امتداد راستگرد و به سمت خاور شیب زیادی دارند ولی در پایانه های شمالی و جنوبی به دلیل چرخش های بلوک لوت و بلوک هلمند، ضمن تغییر روند ساختارها، سرشت گسل ها به طور عمده از نوع راندگی های همپوشان است (آقانباتی، ۱۳۸۳). گسل راستگرد زاهدان با روند شمالی –جنوبی از جمله گسلهای فعال حاشیه شرقی پهنه زمین درز سیستان می باشد که در امتداد خود ساختارها، سرشت گسل ها به طور عمده از نوع راندگی های همپوشان است (آقانباتی، ۱۳۸۳). امتداد خود ساختارهای در ین شناسی را جابجا کرده است (Khatib, 2009). منطقه د گر شکل شده کوله – سنگی تحت تاثیر های مختلف تنشی در منطقه دارد که از شواهد آن وجود صفحات گسلی با حافل دو دسته خش لغز می باشد (شکل – این ماین نشانگر تغییر جهت تنش در طی زمان و فعالیت متفاوت گسلی با حافل دو دسته خش لغز می باشد (شکل – این که این نشانگر تغییر جهت تنش در طی زمان و فعالیت متفاوت گسلی ها در افی دوران دگر شکلی می باشد (شکل – این این مطلعه تعیین نقش گسل زاهدان در دگر شکلی شکنای منطقه می باشد.

**\$\$\$\$** 

## روش تحقيق:

امروزه روش های بسیاری در مبحث تحلیل تنش یک منطقه ارائه شدهاند که بازسازی تنش دیرینه بر مبنای تجزیه و تحلیل دادههای دگرشکلی شکننده یکی از معمولترین آن روش ها است. به طور کلی آنالیز تنش دیرینه بر این فرض استوار است



که جهت و سوی حرکت بر روی صفحه گسلی که به صورت خش لغز نمود پیدا می کند و نشانگر جهت حداکثر تنش برشی اعمال شده در هنگام گسل خوردگی است (Bott, 1959). در روش های بازسازی تنش دیرینه تنوع عناصر ساختاری چون خش لغزها را مورد توجه قرار میدهند که بر این اساس اندازه و جهت لغزش روی صفحه گسلی برای تعیین ۴ پارامتر تنسور تنش مورد استفاده قرار می گیرد(1991; Angelier, 1989). این پارامترها شامل محورهای اصلی تنش,  $\sigma_2 \leq \sigma_2 \leq \sigma_1$  تنسور تنش مورد استفاده قرار می گیرد(1991; Angelier, 1989). این پارامترها شامل محورهای اصلی تنش, و  $\sigma_1 \geq \sigma_2 \leq \sigma_1$  تنسور تنش مورد استفاده قرار می گیرد(1991; 2000). این پارامترها شامل محورهای اصلی تنش, و  $\sigma_2 \leq \sigma_2 \leq \sigma_1$  تنسور تنش مورد استفاده قرار می گیرد(1991; 2000). این پارامترها شامل محورهای اصلی تنش, در  $\sigma_2 \leq \sigma_2$  و بسته به نسبت بزرگی تنش های اصلی حدواسط  $\sigma_2$  و تنش های اصلی حداکثر  $\sigma_2$  و حداقل  $\sigma_3$ , محاسبه میشود که همان نسبت بزرگی بیضی تنش می باشد:

$$R=\frac{\sigma_2-\sigma_3}{\sigma_1-\sigma_3}$$

 $0 \leq R \leq 1$ 



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه. گسل اصلی زاهدان و گسلهای برداشت شده در عملیات صحرایی . تصویر منطقه ای نشان دهنده موقعیت منطقه مورد مطالعه در پهنه زمین درز سیستان می باشد.

به بیان ساده تر تنش دیرینه زمانی محاسبه می شود که یک جابه جایی در امتداد گسل اتفاق افتاده و بر اثر این جابه جایی خش لغزهایی روی صفحه گسل ایجاد شود که این جابه جایی و ایجاد خش لغز یک فرآیند جنبش شناختی است.(Hancock خش لغزهایی روی صفحه گسل ایجاد شود که این جابه جایی و ایجاد خش لغز یک فرآیند جنبش شناختی است.(Hancock خش لغزهای را 2012 به کار می روند (1985; Petit 1987, Toy et all, 2012). صفحات گسلی که چندین مجموعه از خش لغزها را نشان می دهند حکایت از فعال شدن مجدد گسل دارند (Angelier 1984; Doblas 1998). بنا بر مطالعات(2008)



صفحات گسلی که دارای حرکتهای مختلف در طی دوران دگرشکلی هستند می توانند نشانگر فازهای متفاوت تکتونیکی باشند. بر اساس مطالعات (Angelier (1994 با توجه به اطلاعات به دست آمده از خش لغزها که همان جهت تنش های اصلی σ<sub>1</sub> و σ<sub>2</sub> و σ<sub>1</sub> و سبک بیضی تنش میباشد قادر خواهیم بود علاوه بر اینکه فازهای مختلف تکتونیکی را در منطقه از هم جدا کنیم به مطالعه چگونگی این فازها بپردازیم به طور مثال فاز اعمال شده ترافشارش – تراکشش – فشارشی یا کششی بوده است.



29°40.000'N 29°39.966'N 60°42.037'E 60°51.613'E

شکل۲-تقسیم منطقه مورد مطالعه به ۴ محدوده A,B,C,D

در بررسی های صحرایی علاوه بر برداشت مشخصات ساختارهای تکتونیکی سعی شد روابط صحرایی این ساختارها را به منظور تقدم و تاخر آنها در منطقه نیز مورد توجه قرار گیرد تا به کمک آنها تحلیل درستی از زمان نسبی شکل گیری آنها داشته باشیم.از جمله این روابط صحرایی می توان به وجود گسلهایی اشاره کرد که دیگر گسلها یا چین خوردگی های قذیمی تر را قظع کرده اند به طور مثال شکل ۳–c۰b۰a و یا وجود صفحات گسل که در بعضی موارد با دو دسته خش لغز همراه هستند(شکل ۱۰–d).

برای بازسازی و تحلیل تنش دیرین در منطقه مورد بحث دادههای لغزش گسلی که شامل صفحه گسل و خش لغزهای مربوط به آن میباشد در چهار ایستگاه اندازه گیری شده(شکل۲).در هر ایستگاه از سطوح برشی دارای خش لغز و صفحات



گسلی و مجموعه گسلهای مزدوج برای برآورد اولیه از جهتهای کوتاه شدگی و کشیدگی کلی اولیه با استفاده از کمپاس چندین برداشت انجام شد و نوع لغزش (نرمال، معکوس، چپ گرد یا راست گرد) تعیین گردید. برای تحلیل داده-های برداشت شده. در ادامه برای آنالیز تنش دیرینه از نرم افزار Win-Tensor استفاده شد. با استفاده از این نرمافزار محور-های تنش و جهت مربوط به کشش و فشارش را در هر ایستگاه تعیین کردیم. برداشتهای انجام شده از هر ایستگاه شامل گسلها، شکستگی مزدوج، شکستگی کششی، استیلولیت و خش لغزها را روی استریونت پلات کرده، درزه ها را آنالیز کرده و به صورت جداگانه بر طبق ایستگاه روی کانتور دیاگرام رسم شد و محورهای تنش و جهت آنها محاسبه شد که به ترتیب عبارت اند از

التكاديام نوراستان قم



شکل۳- a) گسل چپلغزی با مشخصات N65W/80SW را نشان میدهد که رگه سیلیسی را قطع کرده و نشان میدهد گسل جوان-تر است.b) در این تصویر دو گسل مشاهده میشود که گسل راست.بر A با مشخصاتN72E/82NW حاوی خش لغز افقی توسط گسل چپبر B با مشخصات N44W/76SW قطع شده و در نتیجه گسل B جوان تر می باشد.C) یال چین توسط گسل N10W/90 قطع شده و نشان میدهد گسل بعد از چین خوردگی بوجود آمده است.b) بر روی یک صفحه گسل معکوس با مشخصات N34W/45NE



دو دسته خش *لغز با ریک15 و 45 مشاهده شده که می توان نتیجه گرفت که جهت و سوی حرکت گسل در طی زمانهای مختلف متفاوت بوده است.* متفاوت بوده است. ایستگاه A: تحلیل اطلاعات لغزش گسل در ایستگاه A نشان می دهد که جهت فشارش در این ناحیه شمال غرب-جنوب شرق (NW-SE) وجهت کشش شمال شرق-جنوب غرب (NE-SW)می باشد. در این ایستگاه α<sub>3</sub>,σ<sub>2</sub>,σ<sub>1</sub>,ه ترتیب دارای مشخصات 07/340، 27/71 و 10/071 می باشد و مقدار بیضویت برابر 0.76 می باشد. در ایستگاه A گسل ها عمدتا دارای روند



NW-SE میباشد و نوع این گسلها تراستی و امتداد لغز بوده و تعداد کمی از آنها از نوع نرمال میباشد.

کل۳-دایره مور ، جهت کشش و فشارش موجود در ایستگاه ۵، ۵۰ محور تنش بیشینه، σ<sub>2</sub> محور تنش متوسط، σ<sub>3</sub> محور تنش کمینه Rشکل بیضی تنش ایستگاه B: در این ایستگاه جهت کشش و فشارش مانند ایستگاه A ، شمال غرب-جنوب شرق (NW-SE) وشمال شرق-جنوب غرب (NE-SW) است و مشخصات 33/333 و σ<sub>2</sub>:52/186 و σ<sub>3</sub>:16/074 و مقدار بیضی تنش یا R برابر با 0.5 است. روند غالب گسل ها SW-SE می باشد و عمدتا از نوع تراستی است.



شکل۴- دایره مور ، جهت کشش و فشارش موجود در ایستگاه B



ایستگاه C: در این ایستگاه جهت فشارش شمال شرق-جنوب غرب (NE-SW)و جهت کشش شمال غرب-جنوب شرق (NE-SW) بوده و مشخصات محورهای اصلی تنش، 5،206 و 52:74/093 و 3:15/298 و مقدار بیضویت 0.33 می باشد. ایستگاه C دارای گسل هایی با روند NW-SE است که نوع گسل ها تراست و امتداد لغز می باشد.



شکل۵- دایره مور ، جهت کشش و فشارش موجود در ایستگاه C

ایستگاه D: در این ایستگاه جهت کشش شمال غرب– جنوب شرق (NW-SE) می باشد. در ایستگاه D تمامی گسلهای برداشت شده از نوع گسلهای امتداد لغز با روند غالب NE-SW است.



شکل ۶- دایره مور ، جهت کشش و فشارش موجود در ایستگاه D

**\$\$\$\$** 

# نتیجه گیری:

اطلاعات به دست آمده حکایت از وجود تنشها با مکانیسم و جهت های متفاوت در منطقه مورد مطاله می باشد که با توجه به تاریخچه دگرشکلی پهنه زمین درز سیستان قابل توجیه است. با توجه به اینکه در این قسمت از پهنه زمین درز امروزه گسلهای شمالی جنوبی راستگرد مانند گسل کهورک، گسل نصرت آباد و همچنین گسل زاهدان فعال بوده و ساختارهای قدیمی تر را جابجا کرده اند و همچنین مطالعات حرکت پوسته توسط GPS همگی یک جهت فشارش شمال شرق-جنوب غرب را در منطقه نشان می دهند.





آنالیز تنش دیرینه محدوده های چهارگانه رژیم تکتونیکی غالب در منطقه فشارشی را نشان میدهد. در ۲ ایستگاه A و B، جهت فشارش شمال غرب- جنوب شرق بوده اما در ایستگاه C جهت فشارش به صورت شمال شرق-جنوب غرب است.ایستگاه C در شرقی ترین قسمت منطقه و در مجاورت گسل امتدادلغز راست لغز زاهدان قرار دارد. . منطقه D برخلاف ۳منطقه قبل رژیم تکتونیکی غالب کششی با راستای شمال غرب-جنوب شرق را نشان می دهد. بنابراین منطقه C که در مجاورت گسل زاهدان قرار دارد جهت تنشی را مطابق با گسل زاهدان نشان می دهد. علاوه بر آن گسلهای با روند عمدتا شمال غرب- جنوب شرق در منطقه دیگر با توجه به روابط صحرایی از دیگر ساختارها جوانتر هستند. در پایان می توان این گونه نتیجه گرفت که فعالیت گسل زاهدان در منطقه عمدتا باعث شکل گیری گسلهای امتداد لغز شمال غرب- جنوب شرق که آخرین فاز دگر شکلی در منطقه نیز می باشند شده است و عمدتا در مناطق نزدیک به گسل این تاثیر بیشتر مشاهده می شود.

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

## **\$\$\$\$\$**

#### منابع:

آقانباتی، ع.،۱۳۸۳ زمین شناسی ایران، چاپ اول، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۰۶ ص.

## **References:**

- Angelier J. 1994. Fault slip analysis and paleostress reconstruction, in: Hancock P.L. (Ed.), *Continental deformation*. Pergamon Press Ltd, Oxford, 53-100
- Angelier, J., 1991. Inversion directe et recherche 4-D: comparaison physique et mathematique de deux m&hodes de determination des tenseurs des paleocontraintes en tectonique defailles. C.R. Acad Sci., Paris, 312(B). pp. 1213-1218
- Angelier, J., 1989. From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. *Journal of structural geology*, *11*(1-2), pp.37-50.
- Bott, M.H.P., 1959. The mechanics of oblique slip faulting. Geol. Mag. 96. pp. 109–117.
- Khatib, M.M., 2009. Activity evaluation of Zahedan fault by morphotectonic invariant, East of Iran.
- Roberts GP, Michetti AM ., 2004. Spatial and temporal variations in growth rates along active normal fault systems: an example from Lazio-Abruzzo, central Italy. Journal of Structural Geology 26: 683-686.
- Roberts GP., 1996. Variation in fault-slip directions along active and segmented normal fault systems. Journal of Structural Geology 18: 835-845.
- Win-Tensor Program, available at: http://users.skynet.be/damien.delvaux/Tensor/tensor-index.html.
- Žalohar J .,2008. T-TECTO 2.0 Professional Integrated Software for Structural Analysis of Fault-Slip Data,Introductory Tutorial 46.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



# بررسی تاثیرگسل پیر حیاتی در شمالغرب شهرستان خرمآباد بر روی خصوصیات مکانیکی سنگهای محدود گسل

**\$\$\$\$\$\$\$** 

اسماء علیپور فرد (کارشناسی ارشد)' asmaalipoor566192@gmail.com روح اله ندری (دکتری)' nadri@pnu.ac.ir امین جمشیدی (دکتری)' jamshidi.geo85@yahoo.com هادی یگانه فر (دکتری)'

## h.yeganehfar@gmail.com

زهرا کمالی (دکتری) Zahrakamali84@gmail.com ۱دانشکده علوم زمین دانشگاه پیام نور−تهران⊣یران ۲گروه زمین شناسی−دانشکده علوم پایه−دانشگاه لرستان

چکیدہ :

گسل پیرحیاتی در زون ساختاری زاگرس در شمال غرب شهر خرم آباد و در جاده خرم آباد – الشتر واقع شده است. از انواع گسلهای پنهان بوده که رخنمون آن توسط آبرفتهای کواترنر پوشیده شده اند. به منظور بررسی تاثیر این گسل بر روی خصوصیات مکانیکی سنگهای اطراف آن، نمونه برداری صحرایی در فواصل ۰، ۵۰، ۱۰۰، ۲۰۰، ۲۰۰ و ۳۰۰ متری، از مرکز زون گسلی از سنگهای آهکی سازند آسماری و شهبازان انجام شد. خصوصیات مکانیکی سنگ ها به دو روش دوام وارفتگی و مقاومت بار نقطه مورد بررسی قرار گرفت. با توجه به نتایج مطالعات آزمایشگاهی هیچ رابطه معنی داری بین مقاومت و دوام نمونهها با فاصله از مرکز زون گسلی وجود ندارد. نمونهها در تمامی فواصل از مرکز زون گسلی در رده سنگهای با مقاومت بالا (۷–۵ مگاپاسکال) قرار گرفتهاند.

**کلید واژه ها**: گسل پیرحیاتی، زاگرس، درزه، مقاومت بار نقطه ای، دوام وارفتگی



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



مقدمه:

زون خرد شده گسلها می تواند بر خصوصیات مهندسی سنگهای پیرامون آن تاثیر بگذارد. این زون روی بافت و ساختار سنگ تاثیر می گذارد و اینها به نوبه خود بر خصوصیات مهندسی سنگها مانند دوام و مقاومت تاثیر می گذارد. طبق تعریف دوام سنگ عبارت است از ارزیابی و سنجش مقاومت سنگ در برابر هوازدگی و حفظ شکل، اندازه و وضیعت ظاهری اولیه در یک مدت زمان طولانی در شرایط محیطی حاکم بر سنگ است. در این فصل از تحقیق با نمونه برداری سنگها در اطراف زون خورد شده گسل پیر حیاتی در شمال شهرستان خرم آباد، خصوصیات مهندسی آنها شامل دوام و مقاومت ارزیابی شده است (شکل ۱).



شکل ۱)نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰خرم آباد (۱)





طی بازدیدهای میدانی زون خورد شده گسل پیرحیاتی مشخص شد. این زون شامل سنگ آهکهای مربوط به سازند آسماری-شهبازان است. در فواصل ۰، ۵۰، ۱۰۰، ۱۵۰، ۲۰۰، ۲۵۰ و ۳۰۰ متری از سنگ آهکها نمونه برداری شد. در هر کدام از این فاصلهها، نمونه سنگ به اندازه ای جمع آوری شد که بتواند نمونههای لازم برای انجام آزمایشهای دوام وارفتگی و مقاومت بار نقطهای را برآورده کند. در تعدادی از مناطق نمونهبرداری در زون خرد شده گسل پیرحیاتی را نشان میدهد.

۲۳ و ۲۵ آیان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

آزمایشهای دوام وارفتگی:

یکی از مسائل مهم در طراحی و اجرای پروژههای عمرانی و معدنی، قابلیت وارفتگی سنگها و تأثیرپذیری آنها از فرآیند-های هوازدگی است. تأثیر فرآیندهای مخرب که منجر به زوال سنگ میشوند، مانند پوستهپوسته شدن، هیدراسیون، وارفتگی، انحلال، اکسیداسیون، سایش و غیره . . . با تغییر در خصوصیات مهندسی همراه بوده و طول دوام و قابلیت کاربری سنگ در سازه را کاهش میدهند.

دوام سنگها به وسیله عوال متعددی مانند ترکیب کانیشناسی، بافت، ویژگیهای فیزیکی و غیره . . . کنترل می شود. (1971) Franklin and Chandra آزمایش دوام را که شاخص بسیار مناسبی برای نشان دادن حساسیت سنگ در برابر سایش و تر و خشک شدن متوالی و تأثیرات شیمیایی آب می باشد را طراحی و ارائه کردند" (فهیمی فر و سروش، ۱۳۸۰). در این آزمایش ۱۰ قطعه سنگ تقریباً کروی ۴۰ تا ۶۰ گرمی که در مجموع وزنی معادل ۴۵۰ تا ۵۵۰ گرم داشته تهیه و در یک ظرف استوانهای مشبک که تا مقدار معینی از آب پر است ریخته شده و به مدت ۱۰ دقیقه چرخیده می شود. بعد از آن نمونهها به مدت ۲۴ ساعت در خشک کن قرار داده می شوند سپس چرخه بعد تکرار می شود. پس از اعمال چرخههای تر و خشک شدن، مقدار درصد وزنی باقیمانده نمونه پس از هر چرخه تعیین و در نهایت شاخص دوام محاسبه می شود (رابطه ۲–۱). شکل(۲) دستگاه آزمایش دوام وارفتگی و تعدادی از نمونههای آزمایش را نشان می دهد.



شکل ۲)دستگاه آزمایش دوام وارفتگی و تعدادی از نمونههای آزمایش



به طور کلی آزمایش دوام وارفتگی شامل مراحل زیر است: ۱- تهیه ۱۰ نمونه سالم و حتس الامکان هم بعد که وزن هر کدام بین ۴۰ تا ۶۰ گرم باشد. ۲- قرار دادن نمونه ها در یک ظرف استوانه ای با ابعاد مشخص و اندازه گیری مجموع وزن نمونه های خشک و ظرف. ۳- قرار دادن ظرف در دستگاه آزمایش و پر کردن آن تا فاصله ۲ سانتیمتری از زیر محور ظرف و چرخش آن به مدت ۱۰ دقیق در سرعت ۲۰ دور بر دقیقه. ۴- برداشتن ظرف از دستگاه و تعیین مجموع وزن ظرف و نمونه های خشک شده در گرمخانه. ۵- تکرار مراحل ۲ تا ۴ برای تعیین شاخص دوام در دومین چرخه. بعد از انجام آزمایش، شاخص دوام در دومین چرخه از رابطه زیر بدست می آید: بعد از انجام آزمایش، شاخص دوام در دومین چرخه از رابطه زیر بدست می آید: ۲- از انجام آزمایش، شاخص دوام در دومین چرخه از رابطه زیر بدست می آید: ۲- از انجام آزمایش، شاخص دوام در دومین چرخه از رابطه زیر بدست می آید: ۲- از انجام آزمایش، شاخص دوام در دومین چرخه از رابطه زیر بدست می آید:

که در آن (Ld(2) شاخص دوام در چرخه دوم، B مجموع جرم ظرف و نمونههای خشک شده در آون قبل از چرخه اول، WFمجموع جرم ظرف و نمونههای خشک باقی مانده بعد از چرخه دوم و C جرم ظرف است.

در این تحقیق آزمایش شاخص دوام مطابق استاندارد (ISRM,1981) تا ۲چرخه در آب شرب انجام شد. مقادیر به دست آمده از محاسبه شاخص دوام در چرخه دومبرای نمونه ها در فواصل ۰، ۵۰، ۱۰۰، ۱۵۰، ۲۰۰ و ۳۰۰ از زون خرد شده گسل در جدول ۱ ارائه شده است.

0	с с с	-   <b>-</b>	
شاخص دوام (٪)	وزن اولیه نمونه قبل از آزمایش	وزن نهایی بعد از انجام	فاصله از گسل (متر)
	(گرم)	آزمایش (گرم)	
99/47	540/0+	575/V·	•
٩٧/٠٣	49X/•4	447/10	۵.
٩۵/٨٧	547/95	۵۰۲/۰۲	۱۰۰
९६⁄/९९	۵۰۵/۴۵	49./14	10.
٩٧/•٨	f9V/Tf	403/29	۲.,
٩٦/٨٧	409/40	441/19	۲۵.
90/40	۵۰۰/۰۹	4VV/44	۳۰۰

جدول ۱ مقادیر شاخص دوام نمونه ها در فواصل مختلف از زون خرد شده گسل

نمونههای مورد مطالعه در فواصل مختلف از زون خرد شده گسل "بر اساس طبقه بندی شاخص دوام توسط Franklin and Chandra (1971) مورد ارزیابی قرار گرفتند" (فهیمی فر و سروش، ۱۳۸۰). طبقه بندی شاخص دوام وارفتگی توسط (۱۹71) Franklin and Chandra مطابق جدول (۲) است:







طبقه بندى دوام	شاخص دوام (٪)
خیلی کم	•-۲۵
زياد	۲۵-۵۰
متوسط	۵۰–۷۵
زياد	۷۵–۹۰
خیلی زیاد	٩٠–٩۵
فوق العاده زياد	۹۵–۱۰۰

# جدول ۲ طبقهبندی شاخص دوام وارفتگی(Franklin and Chandra (1971)

همانطور که از جدول (۱) و (۲) مشاهد می شود در تمامی فواصل از زون خرد شده، نمونه ها در رده سنگ های با دوام فوق العاده زیاد قرار گرفته اند.

برای ارزیابی تاثیر زون خرد شده روی دوام، آنالیز رگرسیون دو متغیره با نرم افزار اکسل انجام شد. برای این آنالیزها شاخص دوام و فاصله از گسل به عنوان متغیرها از جدول (۱) مورد استفاده قرار گرفتند. شکل (۴)رابطه بین شاخص دوام و فاصله از گسل را نشان میدهد. همانطور که از این شکل (۳) مشاهده میشود رابطه معنی داری بین این دو متغیر وجود ندارد. در واقع در محدوده فواصل مورد مطالعه، زون خرد شده تاثیر بسزایی روی شاخص دوام نمونهها نداشته است.



شکل ۳)رابطه شاخص دوام و فاصله از گسل



**آزمایش شاخص بار نقطهای:** آزمایش شاخص بار نقطهای یکی از آزمایشات سریع و ارزان جهت بر آورد مقاومت کششی و فشاری سنگها میباشد. از این جهت در معیارهای ارائه شده جهت ارزیابی کمی و کیفی سنگها از این شاخص استفاده میکنند. در این تحقیق آزمایش بار نقطهای روی نمونههای بی شکل انجام شد به طوری که گسیختگی نمونه بین ۱۰ تا ۶۰ ثانیه رخ بدهد. در شکل (۴) دستگاه آزمایش شاخص بار نقطهای و تعدادی از نمونههای آزمایش نشان داده شده است.



شکل ۴)دستگاه آزمایش شاخص بار نقطهای و تعدادی از نمونههای آزمایش

مقاومت بار نقطهای نمونه ها از رابطه ۲ محاسبه و برای قطر ۵۰ میلیمتر تصحیح شد و به صورت (IS(50 در جدول (۳) ارائه شده است.

## $(r)IS(50)=(4WD/50\pi)0.45 \times IS$

که در W عرض نمونه، D ضخامت نمونه، IS ها تک ای IS شاخص بار نقطه ای اصلاح نشده که از رابطه زیر به دست می-آید.

(\*) IS= $P\pi / 4WD$ 

که در آن P نیروی لازم در زمان گسیختگی نمونه است.







شاخص بار نقطهای (مگاپاسکال)	فاصله از گسل (متر)
۶/۵۴	•
۵/۴۵	۵۰
۶/۰۲	۱۰۰
۵/۳۴	10.
۵/۷۶	۲.,
\$/ <b>\</b> \$	۲۵.
۵/۰۱	۳.,

جدول ۴-۳- مقادیر شاخص بار نقطهای نمونهها در فواصل مختلف از زون خردشده گسل

با توجه به طبقهبندی سنگها توسط (Anon., 1979)، نمونهها در تمامی فواصل از زون خرد شده در رده سنگهای با مقاومت بالا (۷–۵ مگاپاسکال) قرار گرفتهاند. به منظور ارزیابی مقاومت نمونهها با فاصله از گسل، آنالیز رگرسیون دو متغیره بین آنها انجام شد. شکل (۵) نتایج این آنالیز را نشان می دهد. همانطور که از این شکل مشخص است هیچ رابطه معنی داری بین مقاومت نمونهها و فاصله از زون خرد شده وجود دارد. بدین معنی که با افزایش فاصله از زون خرد شده، هیچگونه روند افزایشی یا کاهشی منطقی در شاخص بار نقطه ای اتفاق نیفتاده است.



شکل ۵) رابطه بین مقاومت نمونه ها با فاصله از گسل



#### نتیجه گیری:

. به منظور بررسی تاثیر گسل پیرحیاتی بر روی خصوصیات مکانیکی سنگهای اطراف آن، نمونه برداری صحرایی در فواصل ۰، ۵۰، ۱۰۰، ۱۵۰، ۲۰۰، ۲۵۰ و ۳۰۰ متری، از مرکز زون گسلی از سنگهای آهکی سازند آسماری و شهبازان انجام شد. خصوصیات مکانیکی سنگ ها به دو روش دوام وارفتگی و مقاومت بار نقطه مورد بررسی قرار گرفت. با توجه به نتایج مطالعات آزمایشگاهی هیچ رابطه معنی داری بین مقاومت و دوام نمونه با فاصله از مرکز زون گسلی وجود ندارد. نمونه ها در تمامی فواصل از مرکز زون گسلی در رده سنگهای با مقاومت بالا (۷–۵ مگاپاسکال) قرار گرفتهاند.

## منابع فارسي

فهیمی فر، احمد، سروش، حامد، ۱۳۸۰، "آزمایش های مکانیک سنگ (مبانی نظری و استاندارد ها"، مرکز نشر پروفسور حسابی.

#### **\$\$\$\$\$**

#### **References:**

 Anon., 1979. "Classification of rocks and soils for engineering geological mapping.part 1: Rock and soil materials". Bulltin InternationalAssocciation Engineering Geology, 19, 355–371
 Franklin, J.A. and Chandra, R., 1972, May. "The slake-durability test". In International Journal

of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts (Vol. 9, No. 3, pp. 325-328). Pergamon.

3-



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم





# بررسی تکتنوماگماتیسم کانسار مس مانتو شریف آباد بردسکن 0000000

نگار علىمحمدى، كارشناسى ارشد تكتونىك، Alimohammadinegar92@gmail.com حسن علیزاده سالومحله،استادیار گروه زمین شناسی دانشگاه پیام نور ۲۰H\_alizadehs@pnu.ac.ir مهدی صفری،استادیار گروه زمین شناسی دانشگاه پیام نور،Mb.safari@yahoo.com

# **0000000** حكىدە:

فرایند های برشی به عنوان شاخصی از دگر شکلی ها در پوسته خود را به صورت عناصر ساختاری مانند شکستگی ها نشان می دهند. شکستگی هایی مانند گسل ها و درزه ها عاملی مهم در جایگیری ذخایر معدنی و فعالیت های ماگمایی است. محل برخورد گسل ها و شکستگی های حاصل ، محیطی مناسب برای نفوذ ماگما و کانی زایی بوده.لذا شناسایی و بررسی آنها کمک ارزنده ای در اکتشاف مواد معدنی می باشد. کانسار مس شریفآباد در شمال غرب بردسکن بین گسل های کوه خالداردر شمال،گسل درونه و دهن قلعه در جنوب، گسل کال ابری در غرب و گسل تکنار در شرق قرار گرفته است.سنگ شناسی اصلی محدوده شامل پیروکسن آندزيت، برش ولکانيک (ائوسن)و دايک هاي اسيدي جوانتر مي باشد. كليد واژه ها: مس-شريف آباد-گسل-تكتونيك-شكستگي.

Investigation of tectono-magmatism of the Manto Copper Deposit of sharifabad-bardeskan Negar Alimohammadi **Dr.Hassan Alizaheh salomahale** Dr.Mehdi Safari

## **Abstract:**

Shear processes as an indicator of deformations in their shells are presented as structural elements such as fractures. Fractures such as faults and joints are an important factor in the placement of mineral deposits and magmatic activities. The location of faults and fractures is a good environment for magma penetration and mineralization. Therefore, their identification and analysis is a valuable contribution to mineral exploration. Sharif-Abad copper ore deposit in northwest of Bardascan between north Kuh-khaldar fault, Doroune fault and Dahan Ghaleh in the south, Kallabari fault in the west and Taknar fault in the east. The main cultivars of the range include Pyroxene andesite, Volcanic section (Eocene ) And acidic dikes are younger. Keywords : Copper-Sharif Abad-Fault-Tectonic-Fracture.

## **000000**

مقدمه:



منطقه مورد مطالعه در غرب خراسان رضوی و در شهرستان بردسکن قرار دارد که در پهنه ساختاری ایران مرکزی واقع شده و دارای عرض جغرافیایی N″0 '00 تا N″0'20 تو طول جغرافیایی T″0'00 57° تا T″0'30'00 می باشد. از آن جایی که عناصر ساختاری نقش مهمی در شکل گیری و جای گیری مواد معدنی دارند ، بر آن شدیم که تعداد ، جهت ، طول و نوع شکستگی های منطقه شریف آباد را مطالعه کنیم . به طور کلی گسل های اصلی منطقه عبارتند از گسل درونه ، گسل کال ابری ، گسل تکنار و گسل کوه خالدار می باشند.

۱- زمین شناسی ناحیه ای:

از نظر زمین شناسی محدوده ی اکتشافی در چهار گوش ۱:۲۵۰۰۰ زمین شناسی کاشمر و نقشه ی زمین شناسی ۱:۱۰۰۰ بردسکن واقع شده است. از نظر ساختاری واحدهای چینه ـ زمین ساختی موجود در گستره ی نقشه دو اقلیم زمین ساختی پهنه تکنار واقع در جنوب و اقلیم زمین ساختی پهنه سبزوار واقع در شمال را در بر می گیرد که توسط گسل اریب لغز تکنار - ریوش، باسازو کارراستا لغز چپ بر و با مولفه راندگی از یکدیگر جدا می شوند (شکل ۱). واحدهای سنگ - چینه ای منطقه شامل سنگ هایی با سنگ - و تغییرات می شامل و اخرین می گیرد که توسط گسل اریب لغز تکنار - ریوش، باسازو کارراستا لغز چپ بر و با مولفه راندگی از یکدیگر جدا می شوند (شکل ۱). واحدهای سنگ - چینه ای منطقه شامل سنگ هایی با سن پالئوزوئیک ، مزوزوئیک تا عهد حاضر می باشند. رویداد چندین مرحله گسلش و تغییرات ساختاری دیگر نظیر چین خوردگی ، بررسی تغییرات رخساره ای - سنگی، اندازه گیری ضخامت و دربعضی موارد ارتباط میان واحدهای سنگ - چینه میان واحدهای سنگ مایی با سن پالئوزوئیک ، مزوزوئیک تا عهد حاضر می باشند. رویداد چندین مرحله گسلش و تغییرات منطقه شامل سنگ هایی با سن پالئوزوئیک ، مزوزوئیک تا عهد حاضر می باشند. رویداد چندین مرحله گسلش و تغییرات منطقه شامل سنگ هایی با سن پالئوزوئیک ، مزوزوئیک تا عهد حاضر می باشند. ویداد چندین مرحله گسلش و تغییرات ماطقه شامل سنگ هایی با سن پالئوزوئیک ، مزوزوئیک تا عهد حاضر می باشند. ویداد چندین مرحله گسلش و تغییرات ما منطقه شامل سنگ هایی با سن پالئوزوئیک ، مزوزوئیک مامان ای - سنگی اندازه گیری ضخامت و دربعضی موارد ارتباط مان واحدهای سنگ - چینه ای را دشوار ساخته است.



(بر گرفته از مولرووالتر ۱۹۸۳).



# ۲-وضعیت ساختاری و زمین ساختی منطقه

جایگاه زمین ساختی منطقهی مورد مطالعه بر اساس دیدگاه علوی (۱۹۹۱) در مرز اقلیم زمین ساختی ایران مرکزی و اقلیم زمین ساختی پهنه سبزوار واقع می شود. این دو پهنه توسط گسل بزرگ درونه (کویر بزرگ) از یکدیگر متمایز می گردند.

این مرز، مرزی از نوع گسل تبدیلی (transform) درنظر گرفته شده که با پیدایش حوضه های انبساطی (pull – a part) همراه بوده است و در طول آن پیکره ی ایران مرکزی از اواسط مزوزوئیک تا اواسط سنوزوئیک در جهت خلاف عقربه ساعت دوران کرده است (علوی ۱۹۹۱). اقلیم زمین ساختی پهنه سبزوار از شمال توسط گسل شاهرود در ارتباط با اقلیم زمین ساختی پهنه سبزوار از شمال توسط گسل شاهرود در ارتباط با اقلیم زمین ساختی پهنه سبزوار از شمال توسط گسل شاهرود در ارتباط با اقلیم زمین ساختی پهنه سبزوار از شمال توسط گسل شاهرود در ارتباط با اقلیم زمین ساختی البرز و از جنوب توسط گسل درونه (کویر بزرگ) در ارتباط با ایران مرکزی می باشد. این پهنه محدوده ای است به نسبت پهن و فعال از اواسط مزوزوئیک تا اواسط سنوزوئیک که با وجود مجموعه های افیولیتی از جمله افیولیتی از transpressional می خرونه (کویر بزرگ) در ارتباط با ایران مرکزی می باشد. این مرکزی می باشد. این می کردد. اقلیم زمین ساختی ترافشارشی (transpressional) متمایز روش - تکنار (راستالغز با مولفهی راندگی) قرار دارد که به اقلیم زمین ساختی پهنه تکنار معروف می باشد و می روشن - تکنار (راستالغز با مولفهی راندگی) قرار دارد که به اقلیم زمین ساختی پهنه تکنار معروف می باشد و روش - تکنار (راستالغز با مولفه ی راندگی) قرار دارد که به اقلیم زمین ساختی پهنه تکنار معروف می باشد و روش - تکنار (راستالغز با مولفه ی راندگی) قرار دارد که به اقلیم زمین ساختی پهنه تکنار معروف می باشد و بصورت گوه ای شکل برپا یافته (uplifed) در میان دو اقلیم زمین ساختی ایران مرکزی و پهنه سبزوار نمایان شود. این پهنه بصورت گوه ای شکل برپا یافته (uplifed) در میان دو اقلیم زمین ساختی ایران مرکزی و پهنه سبزوار نمایان شود. این پهنه در بر گیرنده ی سنگهای پالفزوئیک ، مزون وئیک می باشد. گسترش خلوری پهنه در برگیرنده ی سنگهای پالفزوئیک ، مزوزوئیک و سنوزوئیک می باشد. گسترش خاوری پهنه تکنار بطور دقیق به معرون دی په می میزده ی سنگهای پالفزوئیک ، مزوزوئیک و سنوزوئیک می باشد. گسترش خاوری پهنه تکنار باقد در برگیرنده ی سنگ های پالفزون سخو می باشد و برئی کر و می باشد و باختر تا محل تلاقی گسل دو و نونه درنزدیکی و میام می مروزی می می می می در در یکن مامانه ی می می می می وربان می دری می می می در یکن مامانه بر می می مانه ی میگرا شکل گرفته اند

# 3- سنگ شناسی

سنگ شناسی منطقه مورد مطالعه واقع در ایران مرکزی از نوع کالک الکالن می باشدو از طرفی محیط تکتونیکی مناسب بـرای استقرار این سنگ های اسیدی محیط های ریفت درون قاره ای است. در تائید این موضوع می توان به بایمودال بودن فعالیت ماگماتیسم پرکامبرین پسین در مناطق مـذکور اشـاره نمـود چـرت کـه ولکانیسم بایمودال یکی از خصوصیات مناطق تحت کشش در پوسته قاره ای است و از انجا که پوسته ایران در این زمـان یـک چنین رژیم تکتونیکی را تحمل می کرده است ، لذا وجود این گونه گدازه ها امر بسیار عادی است.



در ریفت های قاره ای فعال مکانیزم به صورت ناز ک شدن لیتوسفر به دنبال بالا امدن آستنوسفر و در نتیجه تشکیل ریفت است.ریفت های غیرفعال در اثر استرس های وارده به لیتوسفر شکل میگیرند. واحد ولکانیکی میوسن قسمت اصلی محدوده کانسار را تشکیل می دهد، شامل سه قسمت می باشد. قسمت شمالی این واحد مشتمل بر سنگ های آگلومرا و برش ولکانیکی است(شکل ۲). قطعات برش ولکانیکی در این واحد شامل آندزیت، آندزیت پرفیری و داسیت می باشد. در این واحد تنها در قسمت های برش ولکانیکی کانی زایی مس مشاهده می شود. سنگ های این واحد در مرز گسلی با واحد افیولیتی آلتراسیون هماتیتی-سیلیسی شدن را نشان می دهند. این سنگ ها پر از رگچه های کربنات کلسیم، ژیپس و سیلیس می باشد. به ندرت مقادیری مالاکیت در این رگچه ها دیده می شود که ارزش اقتصادی ندارد.



شکل(۲) واحد آگلومرای کانه دار و گسل خورده به همراه آلتراسیون واضح آرژیلیک در این واحد. قطعات درون آگلومرا نشان داده شده اند.

این واحد سنگی در آلتراسیون اصلی شامل آرژیلیک ضعیف و پروپیلیتی را نشان می دهد. قسمت مرکزی این محدوده مشتمل بر سنگ شناسی غالب پیروکسن آندزیت پرفیری، برش ولکانیکی آلتره شده، توف های ماسه ای، آهک ماسه ای، میکرو کنگلومرا پلی میکتیک می باشد. در این قسمت یک سری دایک اسیدی داسیتی تزریق شده است. قسمت مرکزی این سکانس زون کانه دار مس در محدوده می باشد که در امتداد در گسل اصلی کانه دار با راستای شمال شرق-جنوب غرب کانی زایی اتفاق افتاده است. بر مبنای بررسی ژئوشیمی سنگهای موجود در این محدوده این سنگ ها جز بازالتها ، بازالت های آندزیت و آندزیت می باشند. دایک ها در این محدوده در گروه دایک های داسیتی و ریولیتی قرار می گیرند(شکل ۳). همچنین بر مبنای آتشفشانی و همزمان با برخورد تشکیل شده اند شکل (۴). در واقع این سنگهای ولکانیکی جزئی از سکانس افیولیتی سبزوار می باشند. سن این سنگها به میوسن تا میوسن بالایی نسبت داده شده است. لازم به ذکر است این سنگها اختصاصات کالک آلکالن را نشان می دهند.



شکل(۳)دسته بندی و نامگذاری سنگهای موجود در محدوده ( بر اساس مقادیر SiO2 در برابر Na2O + K2O , بر مبنای Middlemost, 1994 ). این سنگها ترکیبات بازالتی، بازالت آندزیتی، آندزیت را نشان می دهند و دایک ها در گروه داسیت ها و ریولیت ها قرار می گیرند.



سنگی متعلق به کمان های ماگمایی همزمان تا پس از برخورد می باشند.

## ۴- الگوی تکتنوماگمایی

ریفت های قاره ای با ماگماتیسم الکالن و ترکیب بایمودال مشخص می شوند.علاوه برآن از معدود مناطقی که حجم فراوان سنگ های اسیدی (ریولیت ها)همراه با مقادیر کم تر بازیک مشاهده شده اند.با مطالعه سنگ های مناطق مطالعه شده ایران مرکزی مشخص شد که ماگمای اصلی از نوع الکالن بوده و به طور کلی سنگ ها بایمودال هستند.به علاوه دارای حجم زیادی از ترم های اسیدی قابل توجه هستند.مقایسه ی ماگماتیسم این منطقه در طی پرکامبرین پسین با ریفت های عهدحاضر (شاخه





شرقی افریقا) و ریفت های قدیمی (ریفت گریو گراند)مشخص گردید که تحول سنگ های اذرین منطقه مربوط به یک ریفت قاره ای با ولکانیسم شدید(HVRS)است.در اثر بالاامدن آستنوسفر و ذوب بخشی گوشته فوقانی ماگمای آلکالن سدیک اصیل و اولیه شکل می گیرد.در نتیجه پی سنگ بلور لایه پرکامبرین تحت تاثیر فاز کششی دچار گسیختگی می گردد.این ماگمای بازیک اولیه تحت شرایط هیدرواستاتیکی محیط به سمت بالا صعود کرده و در داخل پوسته جایگزین می شود. به طور کلی حرارت در مناطق ریفتینگ بالاتر از محیط مجاور است(به علت بالامدگی آستنوسفر).با ذوب پوسته فوقانی مذاب کالکوآلکالن اسیدی شکل گرفته و بعلت وزن مخصوص کم نسبت به جامد باقی مانده به سمت بالا حرکت کرده و به صورت گدازه های ریولیتی و فعالت های پیروکلاستیک شدید به سطح راه می یابد.علاوه برآن بخش هایی از ماگمای بازیک اولیه که جایگزین می شوند.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

# ۵-کانه زایی مس در محدوده مس شریف آباد

کانی سازی مس در سنگ های ولکانیکی با سن میوسن تا میوسن بالا به وجود آمده است. این کانی به چهار صورت خود را نشان می دهد که شامل کانی سازی درون سنگ های برش ولکانیکی به صورت پخش شده و در امتداد کمر بالای یک گسل اصلی، کانی سازی به صورت بین لایه های شیل های توفی و توف های شیلی، کانی سازی درون سیستم درز و شکاف موجود به صورت پر کننده درزه ها، کانی سازی در کمر بالای گسل ها و سیستم درزه و شکاف سنگ های پیروکسن آندزیت موجود در محدوده، همراه با کانی سازی های موجود در برش های ولکانیکی آلتراسیون غالب آرژیلیک می باشد در صورتی که کانی سازی در بقیه گروه ها همراه با آلتراسیون پروپیلتیک می باشد.

پاراژنز کانی شناسی کانی سازی در سنگ های برش ولکانیکی شامل مالاکیت + نئوتوسیت بوده در حالیکه در واحد های شیل توفی و پیروکسن آندزیتها پاراژنز کانی شناسی کانی سازی شده شامل مالاکیت + آزوریت + کالکوسیت + نماتوسیت می باشد. علاوه بر این کانی سازی ها در منطقه همراه با دایک های اسیدی که ساختار های بودیناژ را نشان می دهند کانی سازی مس با پاراژنز مالاکیت نیز مشاهده می شود.از نظر روابط سنی کانی سازی ها دو سن متفاوت کانی سازی در این محدوده قابل تشخیص است. کانی سازی به صورت پخش شده درون سنگ های برش ولکانیکی که قدیمی ترین کانی سازی می باشد و کانی سازی جدیدتر که به صورت میان لایه ای بین شیل های توفی پر کننده درزه ها و شکاف ها و همراه زون های گسل خورده مشاهده می شود. در واقع کانی سازی مس و ته نشست آن پس از تشکیل سنگ های ولکانیکی بوده است. به طور کلی کانی سازی در این کانسار از ساختار های تکتویکی مانند گسل ها، لایه بندی ها، دایک ها، بودیناژ ها و سیستم درزه و شکاف بعیت می کند.

6-نتیجه گیری:



با توجه به مطالعات انجام شده و بررسی های ساختاری، سنگ شناسی و همچنین ماگماتیسم منطقه و با توجه به زون افیولیتی و فرورانش سبزوار که به ترتیب نشان دهنده یک محیط کششی مثل ریفت های قاره ای در منطقه با توجه به گسل های راستالغز مثل درونه و تکنار و ماگماتیسم کالک الکالن و کانی زایی کالکوسیت که به تیپ کانه زایی نوع مانتو در شیلی بی شباهت نیست ، می توان به این نتیجه رسید که منطقه شریف آباد بردسکن در یک زون ترافشارشی در محیط کششی پشت کمانی(Back arc basin) قرار دارد و کانسار مس شناسایی شده در آن مس تیپ مانتو(چینه کران) می باشد.

#### **\*\*\*\***

## منابع فارسى:

ابراهیمی .م. ح.، آفتابی. ع.، محمدی نیایی. ر.، ۱۳۸۹، "ویژگی های ساختی، بافتی، کانی شناسی وژئوشیمیایی الگوی تشکیل کانسار انگوران در مثلث کانسارهای نوع متصاعدی-رسوبی(Sedex) ، سولفید توده ای ( VMS ) و دره می سی سی پی ( MVT ) " فصلنامه پترولوژی، سال اول، شماره سوم، دانشگاه اصفهان. ۱۱ صفحه

علیمحمدی،ن.،۱۳۹۷،"شناسایی مناطق امیدبخش کانسار مس شریف آباد و مطالعه ی درزه ها و خطواره های منطقه "،پایان نامه کارشناسی ارشد،دانشگاه پیام نور،تهران درویش زاده ، ع.، ال طه،ب.،۱۳۷۵، "ماگماتیسم و تکتنوماگماتیسم پرکامبرین پسین در ایران مرکزی". ♦♦♦♦♦♦

## **References:**

Berberian, F.& Berberian, M., 1981-tectonic-plutonic episodes in iran, In:
Gupta, H.K., Delany, F.M. (Eds), Zagros, Hindu kush, Himalaya.
Geodynamic Evolution, American Geophysical Union, Geodynamic Series 3.pp.5-32.
Caranza, E.J.M.&Hale, M., 2002-Where are porphyry copper deposits spatially localized?
Acase study in Benguet provinece, Philippines,
Natural Resource Research, v. 11, No. p.45-59.
Crerar, D. A., Namson, J., Chul, M. C., Williams, L. & Feigenson, L., 1982- Mangani Ferou
Cherts of the Franciscan assemblage: In General

geology, ancient and modern analogues, and implication for hydrothermal convection at ocean spreading centers, Economic Geology, 519-540.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم





الميرا مصدقزاده\_ دانشجوی کارشناسی ارشد تکتونيک، دانشگاه خوارزمی تهران

ElmiraMosadeghzadeh@yahoo/Gmail.com.

مريم ده بزرگی \_استاديار دانشكده علوم زمين، دانشگاه خوارزمی تهران. M\_dehbozorgi@khu.ac.ir سعيد حكيمی آسيابر\_استاديار دانشكده علوم پايه، دانشگاه آزاد واحد لاهيجان. Saeid.h.asiabar@gmail.com

**\$\$\$\$** 

# چکیدہ:

در این پژوهش با استفاده از روش های نوین به تحقیق و مطالعه در رابطه با تاثیر زمین ساخت بر نیم رخ طولی رود پرداخته شده است. بنابراین نیم رخ طولی رود با استفاده از مدل ارتفاعی رقومی (DEM) در محیط نرمافزارهای متلب و GIS به-دست آمده و سپس مقادیر شاخص های شیب نرمال و تقعر رود در منطقه شرق البرز مرکزی در امتداد هر رود محاسبه شده است. نتایج حاصل از رده بندی مقادیر شاخص شیب نرمال برروی رودخانه های گستره مورد بررسی نشان می دهد که گسل های اصلی منطقه نظیر گسل شمال البرز، بشم ، لنگر، بادله و عطاری دارای تاثیر بسیار زیاد زمین ساختی برروی رودخانه ها است، به طوری که عموما در محل تقاطع گسل با رودخانه ها نیم رخ طولی رود تغییرات محسوسی در گرادیان شیب ایجاد می شود. هم چنین شواهد زمین ریختی حاصل از مشاهدات صحرایی تایید کننده نتایج این مطالعه است. کلید واژه ها: فعالیت زمین ساختی، شاخص رودخانه ای ، نیم رخ طولی رود، شرق البرز مرکزی

# **Control Centrol Alborz**

Elmira Mosadeghzadeh. Msc, Tectonic, Kharazmi University, Tehran ElmiraMosadeghzadeh@yahoo/Gmail.com Maryam Dehbozorgi. Assistant Prof, Faculty Of Earth Science, Kharazmi University, Tehran

M\_dehbozorgi@khu.ac.ir

Saeid Hakimi Asiabar. Assistant Prof, Faculty Of Earth Science, Islamic Azad University, Lahijan Saeid.h.asiabar@gmail.com

## Abstract:

of the river has been researched In this research, the effect of active tectonic on the longitudinal profile and studied with using of modern methods. Then the longitudinal profile is obtained eith using the digital elevation model (DEM) in the MATLAB and GIS software environment, and then the values of Ksn and  $\theta$  indexes in the east of the central Alborz region along each river are calculated. The results of the classification of the Ksn values on the rivers of the studied area indicate that the main faults of the area such as the North Alborz, Basham, Langar, Badeleh and Attari faults have a very tectonic effect on the rivers, The intersection of the fault with the rivers is a longitudinal profile, causing significant changes in the slope gradient. Also, the geospatial evidence obtained from desert observations confirms the results of this study.

Key words: Tectonic Geomorphology, Fault, River, Catchment area, Central Alborz



۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



**\$\$\$\$\$** 

#### مقدمه:

"زمین ساخت فعال" مطالعه عوارض ایجاد شده به وسیله فرایندهای زمین ساختی و به کارگیری اصول ژئومورفیک در تحلیل مسائل زمین ساختی است(Keller and Pinter, 1999). در این مطالعه یکی از موضوعات اصلی در مباحث تکتونیک ژئومورفولوژی حوضه زهکشی و آنومالی پروفیل که مرتبط با حرکات زمین ساختی اخیر می باشد در نظر گرفته شده است(Burbank and Anderson, 2001., Bull, 1977). در مناطق فعال زمین ساختی، شبکه کانال سنگ بستر ارتباطات مهمی بین امتداد، ارتفاع و الگو در شبکه رودهای سنگ بستری دارد(Howard, 1994., whipple et al, 1999)؛ در نتیجه، تجزیه و توصیف کمی از فرمها و فرآیندهای بستر کانال منگ بستری دارد(Howard, 1994., whipple et al, 1999)، در نتیجه، تجزیه و توصیف کمی از فرمها و فرآیندهای بستر کانال متمرکز شده است (Pinkler and Wohl, 1998). در این مقاله تاثیر فعالیت زمین ساختی اخیر بر نیمرخ مود از می دارد(در ای کشف این روابط است(Tinkler and Wohl, 1998). در است مقاله تاثیر فعالیت زمین ساختی اخیر بر نیمرخ مود در منطقه مورد مطالعه قرار گرفته است، هم چنین نشان داده شده که تجزیه و تحلیل نیمرخهای جریان در شرایط بارگذاری غیر یکنواخت سنگ امکان ارزیابی مستقیم پارامترهای مدل را فراهم میکند(Kirby and whipple, 2001).

زمین شناسی منطقه: کوههای البرز در شمال ایران منطقهای از تغییر شکل فعال در ناحیه برخورد صفحات عربستان و اوراسیا است. این محدوده همچنین یک نمونه عالی از تغییر شکل تجمعی همزمان امتدادلغز و تغییر شکل فشاری است و به همین ترتیب می تواند یک آنالوگ برای راندگی ها و چین های غیرفعال باشد که به نظر می رسد یک جزء کو تاه شدگی مورب را شامل می شود(Vauchez and Nicolas, 1991). این رشته کوه با طول تقریبی ۶۰۰ کیلومتر و عرض ۱۰۰ کیلومتر در امتداد سمت جنوبی دریای خزر قرار دارد(Hakimi Asiabar et al, 2010) . منطقه مورد مطالعه در بین عرض های جغرافیایی "۳۶°۲۲'۱۶ و "۱۸'۳۵°۳۵ درجه شمالی همچنین بین طولهای جغرافیایی "۰۱'۳۹ و"۳۹'۵۱°۵۲ درجه شرقی و در بخش شرقي البرز مركزي قرار گرفته است(شكل ۱). گسل هاي اصلي اين منطقه شامل گسل شمال البرز، عطاري و بادله و بشم هستند. گسل شمال البرز به صورت گسلی معکوس – رانده با شیبی به سمت جنوب شرقی تا جنوب غرب است که از دو روند ساختاری شمال شرقی-جنوب غربی و شمال غربی—جنوب شرقی تشکیل شده است. روند کلی این گسل به موازات گسل خزر می باشد و در ۱۰-۱۲ کیلومتری غرب چالوس به این گسل می پیوندد. به عقیده برخی دانشمندان زمین-لرزه ۱۱۲۷ میلادی در گستره فریم – چهاردانگه با بزرگای Ms = 6.8 حاصل فعالیت گسل شمال البرز بوده است(شاه-پسندزاده و همکاران، ۱۳۷۴). گسل عطاری گسلی شمال خاوری -جنوب باختری با شیب به سمت جنوب خاور است که از زمان کامبرین پسین تا کرتاسه پسین بر حوضههای رسوبی دو سوی خود تاثیر گذار بوده است. از نگاه علوی نائینی گسل عطاري جدا كننده دو يهنه رسوبي – ساختاري البرز و ايران مركزي مي باشد. اين گسل دربخش باختري داراي شيب به سوی جنوب – جنوب خاوری بوده و در فاصله ۱۰ تا ۲۵ کیلومتری جنوب گسل سمنان قرار دارد و ممکن است در سمت مشرق در دشت آهوان – قوشه به این گسل بپیوندد. هیچ گونه داده سنی و یا لرزه خیزی از راندگی عطاری در دست نیست



(بربریان و همکاران، ۱۳۷۵). گسل بشم با طول حدود ۱۰۰ کیلومتر و راستای شمال خاوری – جنوب باختری و شیب نزدیک به ۵۰ درجه به سوی جنوی خاوری دارای سازوکار معکوس با مولفه راستالغز چپبر میباشد. این گسل که از ۶ کیلومتری شمال شهمیرزاد در استان سمنان می گذرد دارای بیشینه جابهجایی شاقولی ۴۰۰۰ متر میباشد (نبوی، ۱۳۶۶).



شکل۱\_ نقشه زمینشناسی منطقه مورد مطالعه

روش تحقیق: در این مطالعه با استفاده از ترسیم نیمرخ طولی رودخانه و تغییرات مکانی در اثر بالاآمدگی سنگ ها بر تقاطع پروفیل های سنگ بستر رودخانه در محدوده برش با استفاده از قدرت جریان به تغییرات تکتونیکی پرداخته شده است(Hayakawa and) مینگ بستر رودخانه در محدوده برش با استفاده از قدرت جریان به تغییرات تکتونیکی پرداخته شده است(Hayakawa and) (Oguchi, 2006)، هم چنین نشان داده شده است که چگونگی تجزیه و تحلیل پروفیل های جریان در شرایط بار گذاری سنگ غیر یکنواخت امکان ارزیابی مستقیم پارامترهای مدل را فراهم می کند (2011) عدم قطعیت در 6 تعیین شده می-قوی بین شاخص تقعر رود (6) و شاخص شیب نرمال (ksn) وجود دارد، هر گونه تغییر یا عدم قطعیت در 6 تعیین شده می-تواند منجر به تغییرات زیاد در ksh شود. برای خنثی کردن این رابطه و به دست آوردن مقیاس های قابل نمایش بیشتر بین منحنی رود حوضه های مختلف، از شاخص تساوی خلوص مرجع (9۳6) استفاده می شود (4.5 = 906) که به طور منظم به عنوان متعادل کننده در مطالعات مشابه ژئومور فولوژی در نظر گرفته شده است(keller and Pinter, 2002). بنا به تعریف آن، تغییرات توپو گرافی و یا خم شد گی گسل می باشد، می تواند باعث تغییر در نوع زمین ساخت این قطعه از گسل ها به آن، تغییرات توپو گرافی و یا خم شد گی گسل می باشد، می تواند باعث تغییر در نوع زمین ساخت این قطعه از گسل ما به قطعات دیگر شود (add polar) (Segall and Polar, 1980). بنا به تعریف حوضه مورد مطالعه، این منطقه به ۲۲ زیر حوضه تقسیم شده و مقادیر شاخص شیب نرمال و تقعر به تفکیک در هر زیر حوضه اندازه گیری گردیده است(جدول ۱). هم چنین در هر زیر حوضه رابطه پروفیل طولی رود با گسل ها ، شاخص



تقعر رود و شیب نرمال بهطور دقیق تعیین شده است و مشخص گردیده که گسل های شمال البرز، بشم ، لنگر، بادله ,عطاری و دیگر گسل های تاثیر گذار در منطقه در طی مسیر خود در محل برخورد با رودخانه ها تغییرات زیادی در شیب ایجاد نموده اند و سبب شکستگی متعددی در گرادیان آنها گردیدهاند. به همین سبب به توضیح تفصیلی درباره زیرحوضههای متاثر از گسل های نامبرده پرداخته خواهد شد



شکل ۲- تغییر در گرادیان رود و ایجاد اختلاف ارتفاع آبشار مانند در طول رودخانه دیده شده در منطقه مورد مطالعه زیر حوضه ۳ و ۵: زیر حوضه ۳ با مساحتی بالغ بر ۲۲۸/۷ کیلومتر مربع و زیر حوضه ۵ با مساحتی بالغ بر ۴۲۷/۲ کیلومتر مربع در شمال مرکزی وشرقی گستره مورد مطالعه واقع شده است(شکل۳–۵ و d). در این زیر حوضهها میزان شاخص تقعر رودخانه به ترتیب ۴۰/۹۰± ۸۴/۰ و ۲۰/۳± ۱۰/۴۰ محاسبه شده است و شاخص شیب نرمال رودخانه نیز ۱۲۵ و ۱۰۹ به-دست آمده که مقادیر بالا این شاخصها در نتیجه تقاطع شاخههای رود با گسل شمال البرز و بادله می باشد برهمین اساس رده بندی شیب نرمال نیز صورت گرفته است. براساس مشاهدات در زیر حوضه شماره ۵ وجود گسل لنگر نیز سبب ایجاد تغییرات در گرادیان رودهای آن منطقه شده است. نمودارهای به دست آمده رابطه پروفیل طولی رود با گسل ها و مرزهای زمین شناسی، شاخص تقعر رود و شیب نرمال به طور دقیق مشخص گردیده است (شکل۳–2 رابطه پروفیل مولی .



شکل3\_ aوb: نقشه ردهبندی حوضه آبریز شماره ۳ و ۵ براساس رتبهبندی شاخص شیب نرمال، c و b: نیمرخ طولی رودخانه در حوضه مورد مطالعه، موقعیت گسلها، واحدهای سنگی و شاخص تقعر (بالا)، شیب مرتبط منطقه و گرادیان رود با نیمرخ طولی رود(پایین)

**زیرحوضه ۱۱، ۱۲، ۱۴ و ۱۵**: مساحت این زیرحوضه ها به ترتیب ۱۹۹/۵۶، ۱۷۸/۲۷، ۱۹۸/۹۲ و ۳۱۶/۸۳ کیلومتر مربع می-باشد در بخش مرکزی و جنوبی منطقه مورد مطالعه واقع شده است (شکل<sup>4</sup> – ۵ و طو<sup>2</sup>و b). تقاطع گسل بشم با رودخانه های موجود در زیرحوضه های ۱۴،۱۱ و ۱۵ سبب شده تا میزان شاخص تقعر ۱۳ ± ۶۶/۰ و ۲/۳±۷۰/۰ برای زیرحوضه ۱۱، ۱۹/۰± ۲/۱۷ و ۲۶/۰± ۲/۱۱ برای زیرحوضه ۱۴ و عدد ۲۰/۰± ۲/۳۰ برای زیرحوضه شماره ۱۵ محاسبه شود. هم چنین شاخص شیب نرمال میانگین برای این حوضه ها به ترتیب ۱۹۴/۱۰ برای زیرحوضه شماره ۱۵ محاسبه شود. هم چنین آمده دلیلی بر تغییرات میزان گرادیان رود در نقطه تقاطع با آن گسل می باشد. زیرحوضه شماره ۱۱ نیز با شاخص تقعر ۱۹۸۰± ۲/۰۵ و ۲۰/۰± ۲/۰۰ و شاخص شیب نرمال میانگین ۱۹۴/۵۰ برای و ۲/۸ به دست آمده است، که اعداد به دست قرار گرفته است و در محل برخورد گسل با رود تغییر گرادیان محسوسی را به وجود آورده (شکل ۴ – ۹ و آو و ۹/۸



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم







شکل<sup>4</sup>\_ c،b،a و b: نقشه ردهبندی حوضه آبریز شماره ۳ و ۵ براساس رتبهبندی شاخص شیب نرمال، c و b: نیمرخ طولی رودخانه در حوضه مورد مطالعه، موقعیت گسلها، واحدهای سنگی و شاخص تقعر (بالا)، شیب مرتبط منطقه و گرادیان رود با نیمرخ طولی رود(پایین)

**زیرحوضه ۱**۸: این زیرحوضه با مساحتی بالغ بر ۴۲۷/۱ کیلومتر مربع در بخش جنوبی منطقه مورد مطالعه واقع شده است (شکل۴–۵). در این حوضه با استفاده از روش اشاره شده میزان شاخص تقعر رودخانه ۴/۰۴×۰/۰۴ و ۲/۱±۴/۲ محاسبه شده است، همچنین شاخص شیب نرمال رودخانه ۵۳/۲ و ۹۵/۱ به دست آمده است که اعداد به دست آمده در نتیجه تاثیر گسل عطاری بر این زیرحوضه و تغییر گرادیان رود در محلهای تقاطع با گسل شده. با توجه به شکل ۴ رده بندی شیب نرمال نیز صورت گرفته است. در نمودارهای به دست آمده رابطه پروفیل طولی رود با گسلها و مرزهای زمین شناسی، شاخص تقعر رود و شیب نرمال به طور دقیق مشخص گردیده است (شکل۴–1).


شکل4\_a: نقشه ردهبندی حوضه آبریز شماره ۱۸ براساس رتبهبندی شاخص شیب نرمال، b: نیمرخ طولی رودخانه در حوضه مورد مطالعه، موقعیت رودشکنها، گسلها، واحدهای سنگی و شاخص تقعر (بالا)، شیب مرتبط منطقه و گرادیان رود با نیمرخ طولی رود(پایین)

Basin No.	Ksn	θ	Basin No.	Ksn	θ			
1	63.1	0.35±0.043	13	92.4	$0.4 \pm 0.04$			
2	72.2	$0.3 \pm 0.084$	14	89.6	0.19±0.37			
3	125	$0.48 \pm 0.069$	14	150	0.31±0.62			
4	90.7	0.3±0.19	15	68.8	$0.37 \pm 0.082$			
4	30.7	0.32±0.52	16	47.2	$0.14 \pm 0.083$			
5	105	$0.35 \pm 0.044$	17	68	$0.047 \pm 0.081$			
6	83.1	0.26±0.083	1/	120	0.38±0.07			
7	110	0.43±0.024	10	53.2	$0.32 \pm 0.048$			
8	115	$0.41 \pm 0.049$	10	95.1	4.2±1.3			
9	102	0.41±0.026	19	36.1	0.19±0.043			
10	161	$0.59 \pm 0.031$	20	120	0.95±0.13			
11	55.5	1.3±0.46	21	64.3	0.37±0.063			
11	154	1.3±0.73	22	52	0.49±0.033			
12	79.3	0.38±0.054						
14	206	0.93±0.23						

#### جدول ۱- مقادیر شاخصهای ژئومورفیک

### نتيجه گيري:

در این پژوهش به بررسی تاثیر گسلها بر روی رودخانههای منطقه مورد مطالعه به منظور ارزیابی فعالیت زمین ساختی کنونی پرداخته شده است. نتایج حاصل از اندازه گیری شاخصهای تقعر و شیب نرمال رود و تلفیق آن با مشاهدات صحرایی نشاندهنده فعالیت زمین ساختی اخیر در منطقه مورد مطالعه می باشد. شاخص شیب نرمال(Ksn) میزان فعال بودن یک گسل را براساس تاثیری که بر افزایش شیب آبراهه دارد را نشان می دهد و هم چنین نشان می دهد که فعالیت گسل مقدار عددی شاخص شیب نرمال(Ksn) نیز افزایش می دهد. از آنجایی که آبراههها نسبت به فعالیت اخیر زمین ساختی و گسل ها بسیار حساس می باشد، گسل های شیب لغز فعال با فعالیت خود موجب افزایش موضعی شیب آبراهه هایی که به صورت عمود و یا مایل بر آن ها منطبق شده اند می شوند و مقدار عددی شاخص شیب نرمال (Ksn) افزایش می یابد. بر همین اساس و با توجه به اطلاعات حاصله از نمودارهای پروفیل طولی رود زیر حوضههای ۵،۵، ۱۱، ۱۲، ۱۴، ۱۵ و ۸۱ بیش ترین میزان شاخص شیب نرمال را دارند که در نتیجه قرار گیری این زیر حوضهها در مجاورت گسل های بشم، شمال





البرز و بادله می باشد (جدول۱). مقادیر بالای به دست آمده از شاخص شیب نرمال در امتداد گسل های نامبرده می تواند نشانگر فعالیت زمین ساختی اخیر در امتداد ساختارهای مزبور باشد و با توجه به ردهبندی شاخص شیب نرمال در امتداد برخی گسل های فرعی منطقه مورد مطالعه مانند لنگر و هیکو و بالا بودن مقادیر بهدست آمده مشخص گردید که فعالیت تکتونیکی اخیر در این بخش از شمال ایران نه تنها به علت فعالیت گسل های بزرگی شمال البرز و بشم بلکه ناشی از فعالیت گسل های فرعی دیگر که در اثر فعالیت گسل های اصلی به وجود آمده اند نیز می باشد که با حرکات و جابه جایی خود سب تغییرات در رودخانههای منطقه مورد مطالعه گردیدهاند. همچنین شواهدی نظیر زلزله و شکستگی در گرادیان رودخانه ها در محل برخورد با گسل نشان گر فعالیت زمین ساختی اخیر در منطقه بوده و تایید کننده نتایج این یژوهش می باشند.

دانشگاه پیام نور قم

#### منابع:

افتخارنژاد، ج.، (۱۳۵۹)"تفکیک بخش های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضههای رسوبی، مجله انجمن نفت ایران"، ش ۸۲، ص ۲۸–۱۹.

آقا نباتی، ع.، (۱۳۸۳)"زمین شناسی ایران"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور ، چاپ اول بربریان، م.، قرشی، م .، طالبیان، م.، شجاعطاهری، ج.،(۱۳۷۵) " پژوهش و بررسی نوزمینساخت لرزهزمینساخت و خطر زمینلرزه–گسلش در گستره سمنان". سازمان زمین شناسی کشور، ۶۳. ۲۶۶ ص.

شاه پسندزاده، م.، زارع، م.، (۱۳۷۴)"بررسی مقدماتی لرزهخیزی و لرزهزمین ساخت و خطر زمین لرزه و گسلش در پهنه استان مازندران"، گزارش پژوهشگاه بين المللي زلزله.

نبوی، م، ح.،(۱۳۶۶)" نقشه زمین شناسی سمنان"، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور، ش ۶۹۶۱.

#### **Refrences:**

Bull, W. B. 1977 "The alluvial fan environment". University of Arizona .

Burbank, D. W., Anderson, R. S., 2001 "Tectonic Geomprphology". Department of Geosciences.

Hack, J., 1957 "Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland". Geological survey professional .

Hakimi Asiabar S., Pour Kermani, M., Shahriari, S., Ghorbani, M., Ghassemi, M.R2010. "Evidences of South Caspian basin development in Alborz range (Between Sepidroud and Polroud rivers)". AAPG European Region, Annual Conference and Exhibition Programme, Kiev.

Hayakawa, Y. S., Oguchi, T., 2006 "DEM based identification of fluvial knickzones and its application to Japanese mountain rivers". Geomorphology, 78,p 90-106.

Howard, A. D., 1994 "A detachment limited model of drainage basin evolution". Water Resources Research, 30, p 2261-2285.

Keller, E. A., Pinter, N. 1999 "Active tectonism". Prentice Hall New York.

Keller, E. A., Pinter, N., 2002 "Active Tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscape". Prentice Hall, New Jersey.

Kirby, E. Whipple, K., 2001 "Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis". Geological Society of America, 29, p 415-418.

Segall, P., Polard, D, D. 1980, "Mechanics of discontinuous faults". Journal of Geophysical Research, 85, p 4337-4350.

Tinkler, K., Wohl, E., 1998 "A Primer on Bedrock Channels, in Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels". American Geophysical Union, Washington, D. C.

Vauchez, A., Nicolas, A., 1991 "Mountain building: strike-parallel motion and mantle anisotropy". Tectonophysics, 185, p 183-201.

Whipple, K. X., Tucker, G. 1999, "Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs". Journal of Geophysical Research, 104, p 17661-17674.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



# بررسی جایگاه تکتونیکی حوضه رسوبی تپههای ماسهای لوت ◊◊◊◊◊◊◊◊◊

محمد مهدی فرهپور، دکتری، هیات علمی دانشگاه لرستان، <u>farahppour.m@lu.ac.ir</u> رضوانه حمیدی، کارشناسی ارشد، فارغ التحصیل از دانشگاه بیرجند، hamiditectonic92@gmail.com سمیه دریکوند، دکتری، هیات علمی دانشگاه لرستان، derikvand.so<u>@lu.ac.ir</u> سید محمد رضا امامی، دکتری، هیات علمی دانشگاه لرستان، emami.smr<u>@lu.ac.ir</u> ابراهیم غلامی، دکتری، هیات علمی دانشگاه بیرجند، egholami@birjand.ac.ir

### چکیدہ:

تپههای ماسهای لوت مرکزی در خاور ایران، با راستای کلی شمالی-جنوبی با طول ۱۲۷ کیلومتر و عرض ۵۸ کیلومتر، دارای مساحتی معادل۷۳۶۶ کیلومترمربع میباشند. ذرات تشکیل دهنده تپههای ماسهای شامل تلماسههای بادی، سیلت و کمی رس به سن کواترنری میباشد. براساس گزارش ایستگاههای هواشناسی روند بادهای غالب منطقه ۳۱۰–۱۳۶۰ می باشد. تپههای ماسهای در لوت به اشکال متنوعی از جمله طولی، عرضی، ستارهای و هلالی شکل (برخان) دیده میشوند که عمدتا راستای جهت وزش بادهای غالب را نشان میدهند. ماسهها در این تپهها در بخش خاوری لوت و در دامنه باختری ارتفاعات شرق ایران تجمع یافتهاند. براساس تصاویر رقومی ارتفاعی و شبکه زهکشی، جهت جریان آبراههها در لوت بسوی باختر تپههای ماسهای میباشد.

بلوک لوت توسط گسل های پیسنگی راستالغزی (نهبندان، درونه و نایبند) دربر گرفته شده که امروزه از جمله فعالترین گسل های ایران هستند. پس از برخورد بلوک های افغان و لوت در انتهای کرتاسه رشته کوههای خاور ایران در شرق لوت شکل گرفته اند. پس از آن با چرخش پادساعتگرد لوت نسبت به بلوک های اطراف و فعالیت دباره گسل های اطراف لوت، رژیم تنش کششی حاصله منجر به وقوع فعالیت های گستر ده آذرین از ائوسن در این بخش گردیده است. فرورانش پوسته اقیانوسی عمان به زیر مکران نیز منشا فعالیت های آتشفشانی در جنوب لوت در طی کواترنری شده است. لذا چهار سوی بلوک لوت توسط ارتفاعات حاصل از وقوع این فعالیت ها دربر گرفته شده و حوضه رسوبی لوت بصورت مجزا و مستقل از حوضه های اطراف خود شکل گرفته است. این حوضه رسوبی مکان انباشتگی رسوبات بادی و آبرفتی حاصل از فرسایش بلندی های اطراف شده است.

**کلید واژه ها**: لوت، تپههای ماسهای، حوضه رسوبی.

## Analysis of Tectonical setting of Lut sandy hills Basins

Mohamad Mehdi Farahpour, Rezvane Hamidi, Somaye Derikvand, Ebrahim Gholami

#### Abstract:

Sandy done in central Lute, east of Iran has general direction north-south and with 127 km length and 58 km wide that have covered area around 7366  $m^2$ . Particles compose the hills/sandy done consist of quaternary silt,



little clay. On the base of reports by base metrological stations, prevailing wind of the region has trend 310-360 N. In Lute desert sand dones are appeared in various forms such as, longitudinal, transversal, star and crescent that mainly shows the direction of the prevailing winds. Sands are aggregated east of Lute section also west mountain slope of the eastern Iran heights. In addition digital altitudinal image and drainage system indicate the direction of water flow toward east of sand done.

Lut block surrounded by some basement strike slip faults (Nehbandan, Drouneh and Naiband) that are considered as the most active faults in Iran. East Iran Mountian chain/ ranges was formed in eastern Lut by conjunction of the Lut and Afghan blocks in late Cretaceous. After that due to rotating of anti-clockwise of the Lut in regard to surrounding blocks and reactivity of faults around Lut, a yielded tension stress system cause spread magmatic activities from Eocene in this section. Subducting of the Oman oceanic crust beneath Makran also caused some volcanic activates in south of Lut during quaternary era. Therefore all sides of Lut block surrounded by heights resulted by aforementioned activities and this sedimentary basin has placed for filling of the alluvial and aolian sediments that was erosion from the surrounding heights.

Keywords: Lut, Sandy hills, Sedimentary basin.

**\$\$\$\$** 

#### مقدمه :

تپه های ماسهای لوت در موقعیت جغرافیایی ۵۹ تا ۵۹٬۱۰ درجه طول شرقی و ۲۹٬۴۵ تا ۳۱ درجه عرض شمالی گسترده میباشند. این تپهها از خاور بوسیلهی ارتفاعات خاوری ایران در محل پهنه زمین درز سیستان، از باختر با کلوتهای جنوبی لوت، از شمال با ارتفاعات شاه کوه و از جنوب توسط ارتفاعات آتشفشانی بزمان و شهسواران (در شمال گودال جازموریان) محدود میشوند. (شکل۱). این منطقه بین دو سیستم گسلی نهبندان در خاور و نایبند در باختر بلوک لوت یعنی بین بلوک طبس در باختر و حوضه فلیشی در خاور ایران قراردارد (اشتوکلین و همکاران،

یکی از فراوان ترین و مشخص ترین پدیده های ریخت شناسی در سرزمین بیابانی لوت وجود انواع تپههای ماسهای است (احمدی، ۱۳۸۷). این تپه ها ز ماسه ی متحرک تشکیل شده و در جهت باد غالب جابه جا می شوند (موسوی و همکاران، ۱۳۸۹). در این تحقیق تلاش شده تا جایگاه تکتونیکی تپه های ماسه ای مشخص گردد.

# زمینشناسی بلوک لوت

بلوک لوت بخشی از ورقه ایران مرکزی است که در مرز شمالی آن گسل درونه و در مرز جنوبی آن فرونشست جازموریان یعنی حوضهی پیش کمانی زون فرورانش مکران قررار دارد (Stocklin, 1968). پی سنگ لوت سنگهای دگرگونی و آذرینی است که همانند سایر مناطق ایران مرکزی متعلق به قبل از پالئوزوئیک بوده و در بیشتر زمانها در دوران پالئوزوئیک نهشتهای در آن تشکیل نشده است (Stoklin, 1974). بنابراین قدیمی ترین نهشتههای رسوبی آواری و کربناته دریایی کم عمق لوت به سن پس از پرمین میباشند که بطور ناپیوسته بر روی پی سنگ قرار گرفتهاند. امروزه



سرزمین لوت عمدتا توسط دو مجموعه سنگهای آذرین ترشیاری و کواترنری و رسوبات بادرفتی نئوژن-کواترنری پوشیده

شدهاست (آقانباتی، ۱۳۸۳).



شکل ۱- جایگاه بلوک لوت در ایران و موقعیت و وسعت تپههای ماسهای در آن.

پس از بسته شدن پالئوتتیس و تشکیل و توسعه نئوتتیس در بین ورقه های ایران مرکزی و عربستان، شاخه هایی از نئوتتیس در ورقه ایران مرکزی و از جمله در خاور بلوک لوت و در بین بلوک های لوت و افغان شکل می گیرد (Stocklin, 1974). با ایجاد محور فرورانشی به سوی شرق، این زبانه شمالی-جنوبی پوسته اقیانوسی در کرتاسه بالایی بسته شده و باعث تشکیل رشته کوه های شرق ایران مابین بلوک لوت و افغان شده است (Fotoohi et al., 2005). همراه با بسته شده و باعث تشکیل بلوک های لوت و افغان و فرارانش افیولیت ها و رسوبات موجود در طول محور فرورانش، حوضه فروافتادهٔ پیش کمانی بر روی بلوک لوت ایجاد شده است (آقانباتی، ۱۳۸۳). رسوبات نهشته شده در این حوضه که از انتهای کرتاسه تا ائوسن بصورت دریایی بوده، بطور ناپیوسته مجموعه های افیولیتی و رسوبات همراه آنها را پوشانیده اند (1983, 1981). پس از ائوسن بجز رسوبات قاره ای –خشکی رسوبات دیگری در این حوضه تشکیل نشده است. در این مدت فعالیت های آتشفشانی وسیعی در بخش های شمالی و جنوبی لوت رخ داده است که امروزه این مناطق را پوشانیده و مرتفع ترین



فعالیتهای آذرین لوت بصورت درونی و بیرونی از ژوراسیک آغاز و تا کواترنری ادامه داشته است ( .Esmaily et al. ( بیشتر بصورت تودههای نفوذی ) و 2005). پس از فعالیتهای آتشفشانی ژوراسیک، تودههای آذرین در دو دوره پالئوژن (بیشتر بصورت تودههای نفوذی ) و نئوژن-کواترنری (بصورت آتشفشانی) ایجاد شدهاند (2009) (Walker et al. 2009). امروزه سنگهای حاصل از این فعالیتها عمدتا در نیمه شمالی بلوک لوت و شمال فروافتادگی جازموریان (در حد جنوبی لوت) یعنی در دو سوی بخش میانی لوت رخنمون یافتهاند ( 2011 , ایه این ترتیب تکاپوهای آتشفشانی گسترده به سن ترشیری و کواترنری و همچنین زمین لرزه های امروزی همراه با گسلش در رسوبات کواترنری نمونه های روشنی از پویایی بلوک لوت هستند ( Essmile et al. 2003). رخ می دهد که در ادامه تکوین ساختاری سرزمین لوت زمین لرزه رخ نمی دهد؛ اما در گسل های حاشیهای آن زمین لرزههای آن می می می ایشد (Hessami et al., 2003; Walker et al., 2009).

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

## ویژگیهای ریختشناسی:

دشت لوت منطقهای گود افتاده است که از سمت خاور بوسیلهی ارتفاعات خاور ایران به ارتفاع تقریبی ۲۰۰۰ متر و از سمت غرب بوسیله کوههای شهداد به ارتفاع ۲۸۰۰–۲۰۰۰ متر احاطه شده است (شکل ۱). تپههای ماسهای که در دامنـه غربی ارتفاعات شرق ایران جای گرفتهاند از نظر سنگ شناسی شامل تلماسههای بادی، نهشتههای دانـه ریـز سیلت و کمی رس، لایههای رسی گچ دار و لایههای دریاچهای کلوت به سن کواترنری میباشد (موسوی و همکاران، ۱۳۸۹).

ایستگاههای هواشناسی نهبندان، شهداد و بم به ترتیب در طی دورههای ۵۸، ۸۸ و ۱۱ ساله، روند بادهای غالب منطقه را NW با امتداد غالب 360-N310 معرفی کردهاند که با جهت برخانهای موجود در تپه های ماسه ای در تصاویر ماهواره ای همخوانی دارد. هرچند جهت برخانهای موجود در تپه های ماسه ای تحت تاثیر بادهای غالب و بادهای محلی متفاوت می-باشد؛ اما بادهای غالب که در طول سال بصورت مداوم می وزند با جهت بازوهای موجود در برخان های لوت همخوانی داشته و جهت MN را نشان می دهد (احمدی، ۱۳۸۷).

باد به عنوان مهمترین عامل جابجایی و انتقال ماسهها همراه با سایر عوامل، انواع مختلفی از فرمهای تپههای ماسهای نظیر برخان ستارهای، طولی و عرضی ایجاد نمودهاند (شکل ۲). عوامل دیگر در این ارتباط عبارتند از: حجم ماسهها، خصوصیات ذرات، رطوبت، پوشش گیاهی، ناهمواریهای سطح. عواملی که باعث بدام افتادن ماسهها می شوند به دو صورت طبیعی و مصنوعی از قبیل ارتفاعات محصور کننده، تاسیس بناهای مرتفع، رشد نبکاها، ربدوها، پوشش و یا بقایای گیاهی می باشند (نگارش، ۱۳۸۷).





تپههای طولی در بیابانهای ماسهای لوت چیره ترین فورم تپه ها هستند که تقریبا در تمامی نقاط حتی در تصاویر ماهوارهای نیز قابل مشاهده هستند (شکل ۹۹). راستای محور این نوع تپهها حدودا ۲۴۵ می باشد که عمود بر جهت باد غالب جهت گیری نمودهاند. البته این راستا هرچه بسمت مناطق کم ارتفاع تر در سرزمین تپههای ماسهای یعنی مناطق غربی آن می رویم یکنواخت تر شده و تغییر راستای کمتری دارند. در مناطق شرقی که مرتفع تر هستند بنظر می رسد بر اثر وجود ارتفاعات شرق منطقه لوت در راستای گسل نهبندان، بادهای غالب پس از عبور ازین ارتفاعات دچار آشفتگی شده و حدود ۱۰ درجه به سمت شمال تغییر جهت می دهند (شکل ۲۵). فورم دیگری که از تپهها در بیشتر مناطق می توان مشاهده نمود تپههای عرضی هستند که در جهت عمود بر راستای تپه های طولی ایجاد شدهاند. یعنی راستای محور این تپهها نمود تپههای عرضی هستند که در جهت عمود بر راستای تپه های طولی ایجاد شدهاند. یعنی راستای محور این تپهها بموازات جهت وزش باد غالب شکل گرفته است. این تپهها اگر همراه با تپههای طولی مشاهده شوند باهم شبکهای از تشکیل شدهاند (شکل ۲۲). نوع دیگر تپههای ساز خصوصا در مناطق کم ارتفاع تر باختری دور از هم تیمهای متقاطع و پیچیده ایجاد می کنند (شکل ۲۵). در برخی مناطق خصوصا در مناطق کم ارتفاع تر باختری دور از هم تهمای طولی شدی ایزاع تپهها بسیار کمتر بوده و در اندازهای نسبتا کوچکتری هستند. احتمال دارد این نوع تپهها در تیمها نسبت به سایر انواع تپه های سیار کمتر بوده و در اندازهای نسبتا کوچکتری هستند. احتمال داد این نوع تیما در نیز تلکیل شدهاند (شکل ۲۲). نوع دیگر تپههای ستارهای شبتا کوچکتری هستند. احتمال دارد این نوع تیما در نیز میها نسبت به سایر انواع تپه اسیار کمتر بوده و در اندازه های نسبتا کوچکتری هستند. احتمال دارد این نوع تیما در نیز تلی خل شدهای شری در خونی در شرایط بخصوصی تشکیل شوند. برخان ها تپههای هلالی شکلی شکار ۲۰ این نوع تیما در نیز تر همان شران نوع تیما در نیز م تلی خل شده این از می می در شرایط بخصو می در نیا و دو بازو در انتهای هلال شکیل شده اند (محمودی، ۱۳۸۷). برخانها بیشتر در قست های بختری لوت ماهده می شوند (شکل ۲۹).

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



شکل۲-انواع تپههای ماسهای شکل گرفته در تپههای ماسهای لوت.

شبکه زهکشی حوضه آبریز منطقه لوت جهت جریان در حوضه رسوبی این منطقه را به سمت بخش میانی منطقه یعنی غرب تپههای ماسهای لوت نشان میدهد. لذا ذرات حاصل از هوازدگی و فرسایش سنگهای آذرین و رسوبی تشکیل دهنده



ارتفاعات پیرامون تپههای ماسهای توسط عوامل حمل و نقل، خصوصا باد، به محل حوضه رسوبی عهد حاضر لوت یعنی نیمه جنوب خاوری لوت حمل شدهاند. همانطور که در شکل مشخص است ارتفاعات شرقی و شمالی ماسهها با توجه به جهت وزش بادهای غالب (نگارش، ۱۳۸۷) و جهت جریان شبکههای زهکشی بیشترین نقش را در تامین ذرات تشکیل دهنده رسوبات بادی و تپههای ماسهای دارند (شکل ۳).



شکل۳-۵) وضعیت شبکه زهکشی و سوی جریان آنها و b) مدل ارتفاعی در حوضه آبریز بلوک لوت. باتوجه به حوضه آبریز منطقه لوت (شکل ۳) آبراههای جاری در این حوضه به سمت بخش مرکزی یعنی محلی در بین تپههای ماسهای و کلوتها در جریان هستند. بعبارت دیگر محدوده مابین تپههای ماسهای و کلوتها کمترین ارتفاع را در این حوضه آبریز دارد. به این ترتیب مجموع عوامل حمل و نقل، جهت آنها (یعنی بادهای غالب در منطقه و جهت جریان آبراهههای سطحی) و ارتفاع توپو گرافی در محدوده تپههای ماسهای باعث میشوند تا ماسههای به دام افتاده در تپههای ماسهای بتدریج به سمت نواحی باختری خود حرکت میکنند. بنابراین میتوان نتیجه گرفت که ضخامت رسوبات ماسهای در تپههای ماسهای در بخش های باختری نود حرکت میکنند. بنابراین میتوان نتیجه گرفت که ضخامت رسوبات ماسهای مورفولوژی سطحی ماسهها دریافت. تصاویر C و f در شکل (۲) که ناهمواریهای ملایمتری دارند حاکی از ضخامت زیاد

### **\$\$\$\$**

## نتیجه گیری:

سرزمین ماسهای لوت واقع در بلوک لوت است که مرزهای آن توسط گسل های پیسنگی محصور شدهاست (Stocklin, 1968). این مجموعه گسل ها از جمله گسل های بسیار فعال در ورقه ایران مرکزی هستند (Walker et al., 2004).





بلوک لوت درنتیجه وقوع مجموعهای پی درپی از پدیده های زمین ساختی شکل گرفته است که عبار تند از: تشکیل نئو تتیس از پرمین میانی، بسته شدن پالئو تتیس در تریاس میانی (Stocklin, 1968)، شروع فرورانش نئو تتیس از ابتدای ژوراسیک (Shahbazi et al., 2010)، تشکیل شاخه های فرعی شمالی-جنوبی نئو تتیس در اطراف بلوک لوت در اوایل کرتاسه، آغاز فرورانش پوسته اقیانوسی ایجاد شده در اطراف لوت و سپس بسته شدن و برخورد بلوک لوت و افغان از انتهای کرتاسه تا میوسن (Tirrul et al., 1983).

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

در نتیجه برخورد بلو کهای افغان و لوت رشته کوههای خاور ایران در مرز شرقی لوت شکل گرفته و لذا حاشیه خاوری سرزمین لوت به این ارتفاعات محدود گردیده است (شکل ۴). پس از این برخورد و برخورد و ادامه همگرایی ورقههای هند و اور اسیا از یک سو و ورقههای عربستان و اور اسیا از سوی دیگر، دگر شکلیها در بلوک لوت تداوم یافته است ( Walker et 2007 .a). این تغییر شکلها با شروع چر خش پادساعتگرد لوت نسبت به بلوکهای اطراف خود بصورت متفاوتی نسبت به قبل توسعه یافته است. همراه با چر خش و فعالیت دباره گسلهای پی سنگی اطراف لوت بصورت راستالغز و توسعه رژیم تنش کششی در بخشهای شمالی و جنوبی لوت، فعالیت های کسترده آذرین از انوسن در این بخش رخ داده است. فعالیت این گسلها با رژیم تکتونیکی ترافشارشی منجر به توسعه ارتفاعات باختری و خاوری بلوک لوت شدهاند ( :2003. Walker et al. 2003). از سوی دیگر فرورانش پوسته اقیانوسی عمان به زیر مکران منشا فعالیتهای آتشفشانی در حاشیه جنوبی لوت در طی کواترنری شده است. به این ترتیب بر اثر وقوع فعالیتهای آذرین دو بخش شمالی و جنوبی سرزمین جنوبی لوت در طی کواترنری شده است. به این ترتیب بر اثر وقوع فعالیتهای آذرین دو بخش شمالی و جنوبی سرزمین



شکل۴- دیاگرام سه بعدی از جایگاه ریخت زمین ساختی تیههای ماسهای لوت.

بنابراین در مجموع براثر شکل گیری ارتفاعات در چهارسوی بلوک لوت، حوضه رسوبی لوت بصورت مجزا و مستقل از حوضههای اطراف خود شکل گرفتهاست و تداوم دگرشکلی در بلوک لوت باعث فرازگیری بیشتر ارتفاعات خاوری و باختری آن می گردند. به این ترتیب بخش میانی بلوک لوت و نواحی اطراف تپههای ماسهای بصورت منطقهی پست تری



نسبت به مناطق اطراف لوت ایجاد شده است. چراکه با شکل گیری ارتفاعات در دو سوی خاوری و باختری از یک سو و تشکیل تودههای آتشفشانی در بخشهای شمالی و جنوبی آن، این بخش از لوت محدود گردیده و یک حوضه رسوبی مجزا از سایر حوضههای رسوبی مجاور بوجود آمده است (شکل۴). این حوضه رسوبی که تقریبا بخش میانی لوت را دربر گرفته مکان مناسبی برای انباشتگی رسوبات بادی و آبرفتی حاصل از فرسایش بلندیهای اطراف می باشد.

**\$\$\$\$** 

## منابع فارسی:

آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی واکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص. احمدی، ح.، ۱۳۸۷، "ژئومورفولوژی کاربردی، بیابان-فرسایش بادی"، چاپ اول، دانشگاه تهران. محمودی، ف.، ۱۳۸۷، ژئومورفولوژی دینامیک.چاپ نهم. تهران: انتشارات دانشگاه پیام نور. موسوی، ح.، ولی، ع.، معیری، م.، ۱۳۸۹، "تاثیر مولفههای مورفومتری برخان بر میزان جابه جایی آن (مطالعهی موردی: ریگ چاه چم) "، جغرافیا و برنامه ریزی محیطی. شماره ۳۸.

ی جغرافیا و توسعه، شماره ۱۲.

#### **\*\*\*\***

#### **References:**

- Berberian, M., Jackson, J.A., Qorashi, M., Khatib, M., Priestley, K. Talebian, M., Ashtiani, M., 1999, *The 1997 May 10 Zirkuh (Qa enat) earthquake (Mw 7.2): faulting along the sistan suture zone of east Iran*, Geophys.J.Int.136, p. 671-694.
- Berberian, M., Jackson, J.A., Qorashi, M., Khatib, M.M., Talebian, M., Priestley, K., 2000, *The 1994 Sefidabe earthquakes in eastern Iran: blind thrusting and bedding-plane slip on a growing anticline, and active tectonics of the Sistan suture zone*, Geopys. v.142, p.283-299.
- Cifelli, F., Mattei, M., Rashid, H., Ghalamghash, J., 2013, *Right-lateral transpressional tectonics along the boundary between Lut and Tabas blocks (Central Iran)*, Geophys. J. Int. p. 1-13.
- Conrad, c., Montigny, R., Thuizat, R., Westphal, M., 1981, *Tertiary and Quaternary geodynamics of southern Lut (Iran) as deduced from palaeomagnetic, isotopic and structural data*, Tectonophysics, 75, p. 11-17.
- Fotoohi, G. R., Droop, G.T.R., Amini, T, S., Moazzen, M., 2005, *Eclogites and blueschists of the Sistan Suture Zone, eastern Iran*, Lithos, 84, p. 1-24.
- Hessami, K., Jamali, F., Tabassi, H., 2003, Major active fault of Iran, International Institute of earthquakes Engineering and Seismology, Map.
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A., Shang, C., 2010, Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan (Iran), Journal of Asian Earth Sciences, 39, p. 668– 683.
- Stocklin, J., 1968, Structural history and tectonics of Iran: a review. AAPG Bulletin, 52, p. 1229–1258.
- Stocklin, J., 1974, *Possible ancient continental margins in Iran*. In: Burk, C.A. & Drake, C.L. (eds) The Geology of Continental Margins. Springer, New york, p. 873–887.
- Tirrul, R., Bell, L.R., Griffis, R. J. and Camp, V., 1983, the sistan suture zone of estern Iran. G.S.A.Bulletin, 84, p: 134-140.
- Walker, R.T., Jackson, J., 2004, Active tectonics and Late Cenozoic distribution in central and eastern Iran, Tectonics, 23.
- Walker, R. T., Gans, P., Allen, M. B., Jackson, J., Khatib, M., Marsh, N., 2009, Late Cenozoic volcanism and rates of active faulting in eastern Iran, Geophys. J. Int, 177, p. 783–805.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



بررسی خصوصیات هندسی چین خوردگی لایه ها در مسیر جاده دامغان-گیاسر همهره خانلری، دانشجو کارشناسی ارشد تکتونیک، دانشگاه صنعتی شاهرود، M.khanlary@shahroodut.ac.ir رمضان رمضانی اومالی، دانشیار گروه زمین شناسی ساختمانی دانشگاه صنعتی شاهرود، Ramazai43@gmail.com

#### چکیدہ:

گستره مورد مطالعه بخشی از زون البرز (حاشیه جنوبی قسمتی از البرز خاوری و البرز مرکزی) واقع در شرق شهرستان کیاسر از توابع استان مازندران می باشد. دراین بررسی با انجام مطالعات و برداشت های صحرایی از سازندهای الیکا، دورود و مبارک به سنهای تریاس، پرمین و کربونیفر خصوصیات هندسی چین خوردگی این واحدها تحلیل شده است. چینهای مورد مطالعه شده، طبق رده بندی( 1964) Fluty بر مبنای زاویهٔ بین دو یال، عمدتاً در ردهٔ باز (Open) و به تعداد محدودتر (Gentle) ملایم و به تعداد محدودتر در رده بسته (Close) قراردارند. طبق رده بندی دیگر ( 1964) Pluty در بررسی وضعیت هندسهٔ چین خوردگی ها بر اساس شیب سطح محوری و میل لولا، چینهای منطقه به طور عمده در ردهٔ فضا (Close) عمده چین ها بر اساس شیب سطح محوری و میل لولا، چینهای منطقه به طور عمده در ردهٔ فضا (Ramsay,2002) عمده چینها جز چین غیراستوانه ای می باشد و در طبقه بندی چین بصورت لایه به لایه فضا (Ramsay,2002) در رده IB در دوند محور چینهای مورد مطالعه با نگاشت دادههای برداشت شده روی فضا (Ramsay,2002) در رده الی می گیرد. روند محور چینهای مورد مطالعه با نگاشت دادههای برداشت شده روی فضا (Ramsay,2002) در رده الی کی کی در ایند مورو و میارک، و WS-3 برای سازند الیکا را نشان می دهد. شبکه هم مساحت (اشمیت) به ترتیب SW-9 می تواند به دلیل تغییر رژیم زمین ساختی در طول زمان در این بخش از البرز می است.

**کلید واژه ها**: البرز – طبقه بندی رمزی – دامغان – چین خورد گی

### Analysis the geometric-charactercteristis fold layers along the Damghan-Kiasar road

Motahare khanlary' M.SC student of tectonic geology, Shahrood university of Technology, <u>M.khanlary@shahroodut.ac.ir</u>. Ramazan ramezany' Assist. prof of structural geology, Shahrood university of Technology, <u>Ramazai43@gmail.com</u>. Abstract:

Study area is located in South and central Alborz and seen on the Damghan-kiasar road of Mazandaran reign. In this study order to analysis the geometric-characteristics of fold, this research evaluated on Elika, Dorod and Mobarak formation at Triassic, Permian and Carboniferous ages. In feluty (1964) analysis folds of this area are SubHorsental.Upright and . steeply inclined. Gently plunging. Based on interlimbe angle located in open to close and folds all noncylindrical, according to classification Ramsay(1967). Depiction of collected data on network is the total area (Schmidt) revealed if trend of study folds show respectively NW-SE for Dorod formation, and NE-SW for Mobarak formation. Deference between trend of folds in this two Formation, can argue that there was variation in tectonic regime a long time in this part of Alborz.

#### Keywords : alborz. Classification Ramsay. Damghan. folding



## **\$\$\$\$**

#### مقدمه :

ریخت شناسی کنونی در ایران حاصل از برخورد صفحه های عربی و اوراسیا است ( Allen et al., 2004). این بر خورد منجر به گسلش راندگی همراه با مولفه امتدادلغز در رشته کوه های فعال البرز (Allen et al., 2003; Guest et al., 2006) شده است.رشته کوه البرز در قسمت میانی کمربند کوهزایی آلپ – هیمالیا قرار دارد (آقانباتی ۱۳۸۳. منطقه مورد مطالعه در البرز جنوبی و مرکزی در مختصات ۵۳ درجه ۳۱ دقیقه و ۵۳ درجه و ۴۴ دقیقه شرقی و ۳۶ درجه و ۱۱ دقیقه و ۳۶ درجه ۱۶ دقیقه شمالی قرار گرفته است. اصلی ترین راه دسترسی به منطقه جاده دامغان به کیاسر می باشد (شکل ۱). چین خورد گی البرز بیشتر از نوع چین ملایم و ناهماهنگ با روند خاوری – باختری است (آقانباتی، ۱۳۸۹). مطالعات پیشین نشان می ده د البرز از نظر پیچید گی های ساختاری و زمین – ساختی دارای اهمیت می باشد (شهریاری و همکاران ۱۳۸۱). از این رو در این



شکل ۱- راههای دسترسی و موقعیت جغرافیایی منطقه که در کادر سبز مشخص شدهاست.

### روش تحقيق:

در این تحقیق، بررسی و تحلیل چینهای برداشت شده بر اساس تعیین موقعیت فضایی آنها، تحلیل فلوتی (Fluty, 1964) بر اساس شیب سطح محوری و زوایه میل خط لولا انجام گرفته است. طبق طبقه بندی رمزی و موقعیت قرار گیری قطب ها در دایره عظیمهی مراستوانه ای یا غیر استواه ای بودن چین مشخص شده است. داده های برداشت شده طی عملیات صحرایی بوسیله کمپاس کلارک در سه ایستگاه انجام گرفت. در ادامه داده های برداشت شده در نرمافزار Dips وارد و نتایج حاصل از آن به صورت نمو دار نشان داده شده است.

## چین های مورد بررسی قرار گرفته:

**تاقدیس Fo1**این تاقدیس در حاشیه جاده دامغان- کیاسر سناسایی شدهاست.این تاقدیس در اثر چینخوردگی لایههای ماسه سنگی سازند مبارک بوجود آمده است (شکل ۲). بر اساس استریو گرام حاصل از دادههای برداشت شده، ایـن چین



دارای زاویه بین یالی ۱۰۶ درجه میباشد بنابراین در تقسیم بندی چین ها بر اساس زاویه بین دو یال (Fleuty, 1964) در رده چین های باز (open) قرار می گیرد. با بررسی نمودارβ و π حاصل از دادهای صحرایی، خط لولای این چین دارای موقعیت ۰۷/۳۰۰ و سطح محوری آن دارای موقعیت ۶۰/۲۱۴ میباشد (شکل ۳) ودر تقسیم بندی براساس میل خط لولا و شیب سطح محوری (Fluety, 1964) در رده چین های gently plunging قرار می گیرد. براساس حرکت محور در فضا (Ramsay,2002) این چین، چینی غیر استوانه ای می باشد و در طبقه بندی چین بصورت لایه به لایه (Ramsay, 2002) در رده IB قرار می گیرد.



شکل ۲- تاقدیس Fo1 در واحدهای ماسه سنگی مبارک



شکل ۳ – استریو گرام حاصل از داده های برداشت شده از تاقدیس Fo1.الف: نمودار βو تعین خط لولا(۱۷/۳۰۰). ب: نمودار πوکنتور قطب یالهای چین به منظور تعیین سطح محوری با موقعیت (۶۰/۲۱۴) و تعیین زاویه بین دویال (۱۰۶درجه)

# ناودیس Fo2

ناودیس Fo2 نیز در حاشه جاده دامغان-کیاس در سازند مبارک در ادامه ناودیس Fo1 مشاهده و مورد بررسی قرار گرفت (شکل۲). بر اساس استریو گرام حاصل از دادههای برداشت شده، این چین دارای زاویه بین یالی ۶۶ درجه می باشد بنابراین در تقسیم بندی چینها بر اساس زاویه بین دو یال (Fluety,1964) در رده چینهای بسته (close) قرار می گیرد. با بررسی نمودار β و π حاصل از دادهای صحرایی، خط لولای این چین دارای موقعیت ۱۰۴/ ۸۱ و سطح محوری آن دارای موقعیت ۵۸/۱۸۸ می باشد (شکل ۴) ودر تقسیم بندی بر اساس میل خط لولا و شیب سطح محوری (فلوتی، ۱۹۶۴) در رده چین های Ramsay,2002) این چین بصورت لایه به لایه (Ramsay,2002) در رده این در ده با در دره ای در دره ای در دره ای با در ده با در ده با در دره با در دره با در دره با در دره با در در با با در با در با با در دره با در دره با در دره با در با در دره با در دره با در با در با در مان در دره با در با در با در دره با در دره با در دره با در دره با در با در دره با در دره با در دره با در با در دره با در دره با در با دره با در دره با در در با در در با در در ما در با در ب







شکل ۴– استریو گرام حاصل از داده های برداشت شده از تاقدیس Fo1.الف: نمودار βو تعین خط لولا( ۱۷/۳۰۰). ب: نمودار πوکنتور قطب یالهای چین به منظور تعیین سطح محوری با موقعیت (۶۰/۲۱۴) و تعیین زاویه بین دویال (۱۰۶درجه)

## تاقدیس Fo3

این چین تاقدیس نما در دیواره سمت راست ترانشه جاده دامغان – کیاسر بین لنگر و جمال الدین کلاه سناس ایی شده و براثر چین خوردگی آهکی سازند درود بوجود آمده است (شکل ۵). بر اس اس استریو گرام حاصل از داده های برداشت شده، این چین دارای زاویه بین یالی ۱۳۵ درجه می باشد بنابراین در تقسیم بندی چین ها بر اس اس زاویه بین دو یال (Fleuty,1964) در رده چین های ملایم (Gentle) قرار می گیرد. با بررسی نمودار β و π حاصل از داده ای صحرایی، خط لولای این چین دارای موقعیت ۸/۲۱۱ و سطح محوری آن دارای موقعیت ۶۸/۲۹۷ می باشد (شکل ۶) ودر تقسیم بندی بر اساس میل خط لولا و شیب سطح محوری (Fluety,1964) در رده چین های الماد (شکل ۶) ودر تقسیم بندی بر گیرد.براساس حرکت محور در فضا (Ramsay,2002) این چین، چینی غیراستوانه ای می باشد و در طبقه بندی چین بصورت لایه به لایه (یه یوی (Ramsay,2002) در رده گیرد.



شکل ۵- نمای صحرایی از چین های سازند درورد در مسیر اصلی بین لنگر وجمال الدین ک



شکل β- استریوگرام حاصل از داده های برداشت شده از تاقدیس Fo3. الف: نمودار βو تعین خط لولا(۱۸/۲۱۱). ب: نمودار πوکنتور قطب یالهای چین به منظور تعیین سطح محوری با موقعیت (۶۸/۲۹۷) و تعیین زاویه بین دویال (۱۳۵درجه)



ناودیس Fo4

همانطور که در ( شکل ۵) مشاهده می شود ناودیس Fo4 در ادامه چین قبلی در حاشیه جاده دامغان-کیاسر در سازند آهکی درود به چشم می خورد. استریو گرام زیر (شکل ۷) حاصل برداشت های صحرایی از این چین است که با توجه به آن زاویه بین یالی چین ۱۱۲درجه و همانطور که مشاهده می شود این چین دارای خط لولایی با موقعیت ۱۱/۰۵۱ و سطح محوری با موقعیت ۷۷/۳۲۵ می باشد. بنابراین در تقسیم بندی چین ها بر اساس زاویه بین دو یال (Fluety,1964) از نوع چین های باز (Open) و در تقسیم بندی بر اساس میل خط لولا و شیب سطح محوری (Fluety,1964) در رده چین های چین های باز (Ramsay,2002) و در تقسیم بندی بر اساس حرکت محور در فضا (Ramsay,2002) این چین، چینی غیراستوانه ایست و در طبقه بندی چین بصورت لایه به لایه (Ramsay,2002) در رده II در رده ای این چین، چینی



شکل ۷- استریو گرام حاصل از داده های برداشت شده از ناودیس FO3.الف: نمودار βو تعین خط لولا(۱۱/۰۵۱). ب: نمودار π وکنتور قطب یالهای چین به منظور تعیین سطح محوری با موقعیت (۷۷/۳۲۵) و تعیین زاویه بین دویال (۱۱۲درجه)

## تاقددیس Fo5

تاقدیس Fo5 در سازند درود در جاده دامغان-کیاسر در ادامه ناودیس Fo4 مشاهده شده است (شکل ۵).با توجه به استریو گرام حاصل از داده ها، این چین دارای زاویه بین یالی ۱۱۳ است که در تقسیم بندی چین ها بر اساس زاویه بین دو یال (Fluety,1964) در رده چینهای باز (open) قرار می گیرد. با بررسی نمودار β و π حاصل از داده ای صحرایی، خط لولای این چین دارای موقعیت ۷/۰۶۰ و سطح محوری آن دارای موقعیت ۸۶/۳۳۰ میباشد (شکل ۸) ودر تقسیم بندی بر اساس میل خط لولا و شیب سطح محوری (Fluety,1964) در رده چین های subHorizontal.upright قرار می گیرد. براساس حرکت محور در فضا (Ramsay,2002) این چین، چینی غیراستوانه ای می باشد و در طبقه بندی چین بصورت لایه به لایه (Ramsay,2002) در رده IBs تا می گیرد.



شکل ۸− استریو گرام حاصل از داده های برداشت شده از تاقدیس F05. الف: نمودار βو تعین خط لولا( ۷/۰۶۰). ب: نمودار Πوکنتور قطب یال¬های چین به منظور تعیین سطح محوری با موقعیت ( ۶۸//۳۳۰) و تعیین زاویه بین دویال (۱۱۳درجه)



چین خنثی Fo6

چین Fo6 نمونه یک چین خوابیده در مسیر جاده دامغان-کیاس شرق روستای ایول در سازند شمشک می باشد (شکل ۹). بر اساس استریو گرام بدست آمده از برداشت موقعیت های دویال این چین (شکل ۱۰) نتایج زیر حاصل شد. باتوجه به اینکه زاویه بین یالی ۵۸ درجه بدست آمده درنتیجه در رده بندی (Fluety,1964) بر اساس زاویه بین یالی جز چین های بسته (close) محسوب می شود. موقعیت خط لولا ۳۴۴/۳ و سطح محوری ۳۳۴/۹ می باشد در نتیجه آن در تقسیم بندی (Fluety,1964) بر اساس میل خط لولا و شیب سطح محوری در رده چین های Horizontal Upright قرار می گیرد. براساس حرکت محور در فضا (Ramsay,2002) این چین، چینی غیراستوانه ای می باشد و در طبقه بندی چین بصورت لایه به لایه (لایه (kin construction)) در رده Back دارد.



شکل ۹- تصویری از چین خنثی Fo6 در سازند شمشک.شرق ایول



شکل ۱۰–استریوگرام حاصل از داده های برداشت شده از چین خنثیFo6.الف: نمودار β و تعین خط لولا(۳/۲۴۴). ب: نمودار πوکنتور قطب یال.های چین به منظور تعیین سطح محوری با موقعیت (۹/۳۴۴) و تعیین زاویه بین دویال (۵۸درجه)

# ناودیس Fo7

این ناودیس در حاشیه جاده دامغان- کیاسر شناسایی شداست.این ناودیس نما در اثر چینخوردگی لایه های آهکی سازند الیکا بوجود آمده است (شکل ۱۱). بر اساس استریوگرام حاصل از دادههای برداشت شده، این چین دارای زاویه بین یـالی



(open) در رده چین های باز (Fluety,1964) در رده چین ها بر اساس زاویه بین دو یال (Fluety,1964) در رده چین های باز (open) قرار می گیرد. با بررسی نمودار β و π حاصل از دادهای صحرایی، خط لولای این چین دارای موقعیت ۱۵/۱۱ و سطح محوری محوری آن دارای موقعیت ۶۸/۱۹ می باشد (شکل ۱۲) ودر تقسیم بندی بر اساس میل خط لولا و شیب سطح محوری محوری آن دارای موقعیت ۱۹۸۸ می باشد (شکل ۱۲) ودر تقسیم بندی بر اساس میل خط لولا و شیب سطح محوری محوری آن دارای موقعیت ۱۹۸۸ می باشد (شکل ۱۲) ودر تقسیم بندی بر اساس میل خط لولا و شیب سطح محوری محوری آن دارای موقعیت ۱۹۸۸ می باشد (شکل ۱۲) ودر تقسیم بندی بر اساس میل خط لولا و شیب سطح محوری (Fluety,1964) در رده چین های fluety و شیب سطح محوری (Fluety,1964) در رده چین های gamsay,2002) در رده بندی چین بصورت لایه به لایه (Ramsay,2002) در رده IB دار دارد.



شکل ۱۱- تصویر صحرایی از دو چین ناودیس Fo7 و تاقدیس Fo6 در سازند الیکا



شکل ۱۲–استریو گرام حاصل از داده های برداشت شده از ناودیس Fo7. الف: نمودار βو تعین خط لولا(۱۵/۱۱۳). ب: نمودار πوکنتور قطب یال های چین به منظور تعیین سطح محوری با موقعیت (۶۸/۱۹۸) و تعیین زاویه بین دویال (۱۱۸درجه)

## تاقدیس Fo8

همان طور که در (شکل ۱۱) مشاهده می شود این چین تاقدیس در ادامه ناودیس Fo7 در دیواره سمت راست جاده دامغان-کیاسر در سازند الیکا رخنمون دارد. پس از برداشت های صحرایی و تحلیل داده های برداشت شده استریو گرام زیر(شکل ۱۳) حاصل شده که زوایه بین یالی آن ۹۲درجه است که در رده بندی (Fluety,1964) براساس زاویه بین یالی جز چین های باز (open) محسوب می شود. موقعیت خط لولا ۹/۱۱۸ و موقعیت سطح محوری ۸۶/۰۲۸ بدست آمده که باتوجه به میل خط لولا و شیب سطح محوری در تقسیم بندی (Fluety,1964) جز چینهای ای Sub.horezentalupright ای و سال



براساس حرکت محور در فضا (Ramsay,2002)این چین، چینی غیراستوانه ای می باشد و در طبقه بندی چین بصورت لایه

به لایه (Ramsay,2002) در رده class IB قرار دارد.



شکل۳۱- استریو گرام حاصل از داده های برداشت شده از چین خوابیده Fo6.الف: نمودار β و تعین خط لولا(۹/۱۱۸). ب: نمودار πو کنتور قطب یال های چین به منظور تعیین سطح محوری با موقعیت (۸۶/۰۲۸) و تعیین زاویه بین دویال (۹۲درجه)



شکل ۱۴- جایگاه چین های مورد بررسی در رده بندی فلوتی ۱۹۶۴ بر اساس پلانج خط لولا و شیب سطح محوری

## **\*\*\*\***

نتیجه گیری:

چینهای موجود بر اساس زاویه میان یالی جزء چینهای باز تا ملایم طبقهبندی میشوند، و بر اساس تحلیلی فلوتی اکثر چینها در گروه چینهای ایستاده با میل متوسط تا نیمهافقی قرار دارند. طبق طبقهبندی رمزی این چین جزء چینهای غیر



استوانهای قرار می گیرند. از لحاظ ظاهری بعضی از چینها حالت جناغی را نشان میدهد که این نوع چینها نشاندهنده شرایط شکل پذیر-شکننده بودن محیط تشکیل آنها میباشد. که برای بررسی دقیق تر این مورد باید تحلیل فوریه برای آنها منظور گردد. در سازند دورود شاهد روند شمال باختری-جنوب خاوری چینها بوده ایم، در حالیکه در سازند مبارک روند شمال خاوری-جنوب باختری مشاهده شد که دو روند متفاوت هم هستند. این تفاوت در روند حاکی از وجود دو رژیم زمین ساختی متفاوت در این منطقه بوده است.

### **\$\$\$\$\$**

منابع فارسي:

#### **\$\$\$\$\$**

### **References:**

3- Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Shahrabi, M. & Qorashi, M., 2003- Accommodation of Late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. Journal of Structural Geology, 25, 659–672

4- Allen, M. B., 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.

5- Guest, B., Axen, G. J., Lam, P. S. & Hassanzadeh, J., 2006- Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin-skinned deformation. Geosphere, 2 (1), 35–52.

6- 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.

7- Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R., Gheitanchi, M. R. & Bolourchi, M. J., 2006a- Strike-slip faulting, rotation and along-strike elongation in the Kopeh Dagh Mountains, NE Iran. Geophysical Journal international, 166, 1 161–1177.

8- Hessami, K., 2002- Tectonic history and present-day deformation in the Zagros fold-thrust belt, Ph.D. thesis, Univ. of Uppsala, Uppsala, Sweden.

9- Meyer, B. & Le Dortz, K., 2007- Strike-slip kinematics in Central and Eastern Iran: Estimating fault slip-rates averaged over the Holocene. Tectonics, 26, TC5009, doi:10.1029/2006TC002073.

10- Fleuty M.J, (1964), "The description of fold, Proceedings of the GeologistAssociation", Vol 35, PP 461-492



## بررسی درزها در محدوده یال شمالی تاقدیس خرم آباد با توجه به نقش گسل عرضی پیرحیاتی

♦♦♦♦♦♦♦♦
اسماء علیپور فرد (کارشناسی ارشد)' asmaalipoor566192@gmail.com روح اله ندری (دکتری)' nadri@pnu.ac.ir امین جمشیدی (دکتری)' jamshidi.geo85@yahoo.com هادی یگانه فر (دکتری)' <u>H.yeganehfar@gmail.com</u> زهرا کمالی (دکتری)

رمور محتلی را طوی) Zahrakamali84@gmail.com ۱دانشکده علوم زمین دانشگاه پیام نور –تهران⊣یران ۲گروه زمین شناسی–دانشکده علوم پایه–دانشگاه لرستان

**\$\$\$\$\$** 

چکیدہ :

تاقدیس خرم آباد با طول تقریبی ۷۰ کیلومتر و پهنای کیلومتر ۱۰ و با روند شمال غرب جنوب شرق در پیرامون شهرستان خرم آباد قرار گرفته است. این تاقدیس در مرز بین کمربند راندگی زاگرس مرتفع و کمربند چین خورده ساده زاگرس قرار و در مجاورت گسل زاگرس مرتفع واقع شده است. با بررسی روند محور چین، جا به جایی و خمش در محور تاقدیس خرم آباد کاملا مشهود است.یکی از عوامل ایجاد خمش در اثر محوری چین ها وجود گسلهای عرضی – برشی است. گسل پیرحیاتی با سازوکار راستالغز راست بر، یکی از این نوع گسلهای عرضی که در یال شمالی تاقدیس خرم آباد واقع شده جهت گیری و روند کلی درزه ها را در این تاقدیس تحت تاثیر قرار داده است. با توجه به برداشتهای صحرایی مشخص شد که درزههای منطقه منطبق با شکستگی های یک زون برشی راستگرد هستند و تحت تاثیر گسل پیرحیاتی ایجاد شده اند.

**کلید واژه ها**: زاگرس چین خورده و رانده،تاقدیس خرم آباد، گسل پیرحیاتی، درزه



مقدمه:

کمربند چین خورده – رانده زاگرس به عنوان بزرگترین منطقه ساختاری ایران در اثر برخورد ورقه عربی و فلات ایران در ترشیری پسین (Stocklin, 1968) به صورت سلسله جبالی با طول تقریبی کیلومتر ۱۸۰۰ و بر روی سکوی آرام قاره ای عربی تشکیل شده است(Hessam et al., 2001).

کمربند چین خورده – رانده زاگرس در سمت شمال غرب از گسله راستالغز چپگرد آناتولی شرقی آغاز و در سمت جنوب شرق تا گسل راستگرد ادامه میناب می یابد. که توسط این گسل از منشورهای به هم افزوده مکران جدا می شود (Alavi, 2007). این کمربند در جنوب غرب به فروافتادگی خلیج فارس و سپر عربستان ختم می شود و در شمال شرق توسط گسل اصلی زاگرس(Main Zagros Thrust Fault) که دارای سازوکاری معکوس با مولفه راست بر و جهت شیب نسبی به سمت شمال شرق می باشد از پهنه سنندج سیرجان جدا می شود.

تاقدیس خرم آباد با روند کلی شمال غرب – شمال شرق بر روی فرا دیواره قطعهای از گسل های پنهان زاگرس در کمربند چین خورده – رانده زاگرس واقع شده است(صارمی،۱۳۸۸). برخی از خطواره های برشی –عرضی هندسه تاقدیس خرم آباد را متاثر ساخته اند. این خطواره ها باعث به هم ریختگی لایه ها و تغییر در شیب و امتداد آنها شده اند. این خطوارها باعث خمش اثر محوری چین شده اند و از این طریق می توان به نوع حرکت آنها پی برد. همچنین این خطوراهای عرضی برشی بر جهت گیری و روند کلی درزها نیز تاثر گذاشته اند. گسل پیرحیاتی یکی خطواره های برشی –عرضی که واقع در یال شمالی تاقدیس خرم آباد واقع شده است. در این مطالعه به نقش این گسل در شکل گیری درزها در نواحی پیرامونی آن پرداخته می شود.

زمین شناسی منطقه:

منطقه مورد مطالعه در ناحیه لرستان از کمربند چین خورده – رانده زاگرس و در شمال غرب فروافتادگی دزفول قرار دارد(شکل، ۱). در این ناحیه از نظر ساختاری تناوبی از تاقدیس ها و ناودیس های کوچک و بزرگ دیده می شود که از آن جمله می توان به تاقدیس های خرم آباد، خانه سرخ، زنگول، پشت جنگل و امیران اشاره نمود سازندهای رخنمون یافته در این منطقه از زمان کرتاسه تا پلیوسن می باشند که قدیمی ترین آن ها سازند گرو و جوان ترین آن ها سازند آغاجاری می باشد.



کل ۱)نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰خرم آباد (۱)

کهن ترین سازند برونزد یافته در هسته تاقدیس خرم آباد، سازند گرو می باشد سنگ های . سازند کربناته سروک با سن کرتاسه و سازندهای جوانتر به ترتیب ایلام، گورپی، امیران ، کشکان، آسماری و آغاجاری به ترتیب سنی در جایگاه ساختاری خود قرار گرفته اند جوان . ترین سازند سنگی در منطقه، سازند آغاجاری است که بخش هایی از آن تنها در پهلوی شمالی تاقدیس خرم آباد دیده می شود.

**بحث:** گسل پیرحیاتی که از روستایی به نام پیر حیاتی میگذرد و نامگذاری آن از روی همین منطقه میباشد. این ناحیه در شمالغرب خرم آباد واقع شده است. گسل پیرحیاتی از لحاظ توپوگرافی در یک دره واقع شده است. از شمالشرق به روستای پیرحیاتی و از جنوبغرب به کوه مخمل کوه و سازند امیران ختم میشود. بالاترین





شکل ۲)نقشه ساختاری منطقه مورد مطالعه (نشانه زرد رنگ محل برداشت.های صحرایی را مشخص کرده است).

ارتفاع در این منطقه ۱۷۵۰ متر و در سمت راست گسل میباشد. پایین ترین ارتفاع دارای بلندی ۱۴۵۰ متر و در سمت چپ گسل واقع شده است(شکل، ۲).

گسل پیرحیاتی به عنوان گسل پنهان رخنمون سطحی ندارد. و این بدلیل وجود رسوبات کواترنری در منطقه می باشد. اما شواهدی که نشان دهنده وجود گسل در منطقه می باشد وجود دارد. از جمله این شواهد می توان به جابجایی مسیر رودخانه فصلی موجود در منطقه اشاره کرد. از روی نقشه های زمین شناسی منطقه نیز می توان جابجایی گسل امتداد لغز پیرحیاتی را مشاهده کرد. زیرا طبق نقشه های زمین شناسی سازندهای موجود در منطقه دارای جابجایی می باشند. برای مثال سازند شهبازان دارای جابجایی مشهود تقریباً ۲۰۰ متر طبق نقشه زمین شناسی منطقه می باشد.

گسل پیرحیاتی به عنوان گسل اصلی منطقه با سازوکار راستالغز راست بر، با امتداد N40E گسل های معکوس معکوسی با امتداد تقریبی N330 در مجاورت گسل در سازند آسماری قابل مشاهده هستند. به عقیده (صارمی،۱۳۸۸) این راندگی ها از نوع راندگی گوه پهلوی تاقدیس بوده اند Wedge thrusts می باشند و وجود این راندگی ها در سازند آسماری نشانه آن است که تاقدیس خرم آباد تحت تاثیر مکانیسم خمشی لغزشی Flexural slip folding تشکیل شده است.

به منظور بررسی نقش گسل پیرحیاتی در شکل گیری درزها در نواحی پیرامونی آن از به بررسی درزهای پیرامون گسل در سازندهای آهکی آسماری و شهبازان و کنگلومرایی کشکان پرداخته شد. این تحلیل داده های برداشت شده از این درزها نشان داده که اغلب درزها بصورت مزدوج بوده و در بعضی نقاط بصورت درزههای باز و یا پر شده نیز دیده شده است.



بانوجه به روند گسل پیرحیاتی و نوع حرکت راستالغز راست بر آن به نظر می رسد این درزها منطبق با شکستگی های R,R' ایجاد شده در یک زون برشی راستگرد هستند(شکل،۳) .



شکل ۳) دیاگرام گل سرخی از تمام درههای منطقه

نتیجه گیری:

تاقدیس خرم آباد با روند کلی شمال غرب- شمال شرق بر روی فرا دیواره قطعهای از گسل های پنهان زاگرس در کمربند چین خورده – رانده زاگرس واقع شده است(صارمی،۱۳۸۸). گسل پیرحیاتی یکی خطواره های برشی-عرضی که واقع در یال شمالی تاقدیس خرم آباد واقع شده است. گسل پیرحیاتی با سازوکار راستالغز راست بر به عنوان گسل پنهان رخنمون سطحی ندارد. ولی با توجه به جابجایی مشهود سازند شهبازان توسط این گسل بر روی نقشه زمین شناسی و شواهد مورفوتکتونیکی می توان به وجود آن پی برد. بررسی انجام شده در این مطالعه نشان داد که درزهای ایجاد شده در پیرامون گسل پیرحیاتی متاثر از حرکت آن ایجاد شده اند. بانوجه به روند گسل پیرحیاتی و نوع حرکت راستالغز راست بر آن به نظر می رسد این درزها منطبق با شکستگی های /R, ایجاد شده در یک زون برشی راستگرد هستند.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



# منابع فارسی :

# صارمی، ن.، ۱۳۸۸، "تحلیل ساختاری تاقدیس خرم آباد"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۳۷ص.

### **\$\$\$\$**

### **References:**

Alavi, M., 2007. "Structures of the Zagros Fold-Thrust Belt in Iran". American Journal of Science, 307, 1064–95.

Hessami, K., Koyi, H.A., Talbot, C.J., Tabasi, H. & Shabanian, E. 2001. "*Progressive unconformities within an evolving foreland fold-thrust belt, Zagros Mountains*". Journal of the Geological Society, London, 158, 969-981, doi:10.1144/0016-764901-007.

Stocklin, J. 1968. "*Structural history and tectonics of Iran: a review*". American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 52, 1229–58.







# بررسی زمینساخت فعال با استفاده شاخصهای ژئومورفولوژی در شرق البرز مرکزی

**\$\$\$\$** 

الميرا مصدقزاده\_ دانشجوی کارشناسی ارشد تکتونيک، دانشگاه خوارزمی تهران. ElmiraMosadeghzadeh@yahoo/Gmail.com مريم ده بزرگی \_استاديار دانشکده علوم زمين، دانشگاه خوارزمی تهران. M\_dehbozorgi@khu.ac.ir سعيد حکيمی آسيابر\_ استاديار دانشکده علوم پايه، دانشگاه آزاد واحد لاهيجان. Saeid.h.asiabar@gmail.com

## **\$\$\$\$\$**

## چکیدہ:

یکی از روشهای بررسی حرکات زمین ساخت فعال، استفاده از اطلاعات حاصل از اندازه گیری کمی شاخصهای ژئومور فولوژی به عنوان یک ابزار مهم برای تعیین سطح فعالیت زمین ساخت می باشد. این اندازه گیری عددی امکان مقایسه زمین ریختها و محاسبه متغیرهای مختلف را فراهم می کند. در این پژوهش، با اندازه گیری پنج شاخص ژئومور فولوژی با نامهای ناهنجاری سلسله مراتبی(Δ۵)، انشعابات(R)، تراکم زهکشی(Dd)، ضریب شکل(Ff) و سینوسیته پیشانی-کوهستان(Smf) به مطالعه زمین ساخت فعال در منطقه شرق البرز مرکزی پرداخته شده است. در نهایت پس از اندازه گیری شاخصهای فوق الذکر سطح زمین ساخت فعال در منطقه شرق البرز مرکزی پرداخته شده است. در نهایت پس از اندازه گیری شاخصهای فوق الذکر سطح زمین ساخت فعال نسبی(Iat) تعیین شده است؛ به صورتی که با تعیین سطح فعالیت منطقه از طریق شاخصهای فوق الذکر گستره مورد مطالعه به ۴ رده فعالیت زمین ساختی بسیار بالا، بالا، متوسط و پایین رده بندی شده است. نتایج حاصل از شاخص زمین ساخت فعال نسبی نشان می دهد که اکثر مناطق گستره مورد مطالعه دارای فعالیت بسیار بالا و بالا می باشد که منطق بر فعالیت گسلهای شمال البرز، بشم، لنگر، بادله، خطیر کوه، عطاری و سایر گسلهای فعال موجود در منطقه می باشد. در نهایت شواهد زمین ریختی حاصل از مشاهدات صحرایی اثبات کنده نتایج حاصل از پنج شاخص ژئومور فولوژی در گستره مورد مطالعه است.

**کلید واژه ها**: زمینساخت فعال، شاخص ژئومورفولوژی، البرز مرکزی، رودخانه، حوضه آبریز، گسل

### **\$**\$\$**\$**\$\$**\$**

#### Investigating Active Tectonics Using Geomorphic Indexes in the East of Central Alborz Elmira Mosadeghzadeh. Msc, Tectonic, Kharazmi University, Tehran

ElmiraMosadeghzadeh@yahoo/Gmail.com

Maryam Dehbozorgi. Assistant Prof, Faculty Of Earth Science, Kharazmi University, Tehran

M\_dehbozorgi@khu.ac.ir

Saeid Hakimi Asiabar. Assistant Prof, Faculty Of Earth Science, Islamic Azad University, Lahijan

Saeid.h.asiabar@gmail.com

### Abstract:

One of the methods for studying active tectonic movements is the use of information from quantitative measurements of geomorphic indices as an important tool for determining tectonic activity levels. This numerical measurement provides the possibility of comparing landraces and calculating various variables. In this research, by measuring five geomorphologic indexes with the names of Hierarchical anomalies ( $\Delta a$ ), Bifurcation (R), drainage density (Dd), Form Factor (Ff) and mountain forenic sinusitis (Smf), to study the



active land use in the eastern part of Central Alborz has been dealt with. Finally, after measuring the aforementioned indices, the Intermediate active tectonic (Iat) has been determined; by determining the activity level of the area through the mentioned indices, the scope of the study is classified into 4 categories of very high, high, medium and low activities. The results of the relative active tectonic index indicate that most of the study area has a very high and high activity, which is based on the activity of the North Alborz, Bashm, Badeleh, langar, Attari and other active faults in the region. Finally, ground-glass evidence from field observations confirms the results of five geomorphological indicators in the study area.

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

Keywords : Active Tectonic, Geomorphology indexes, Central Alborz, River, Catchment, Fault

#### 

مقدمه:

التكاديام نوراسان قم

سرزمين ايران در بخش مياني كوهزاد آلپ-هيماليا است كه از باختر ارويا آغاز و پس از گذر از تركيه، ايران و افغانستان تا تبت ادامه دارد. شکستن مکرر صفحه ایران و صفحات مجاور آن، گسترش و برخورد صفحات حاصل با صفحه اوراسیا در شمال در اثر فعالیتهای تکتونیکی وضعیت زمینشناسی ایران را پیچیده ساخته است (Berberian et al., 1993). رژیم ترافشارش با روند شمال- شمال شرق و جنوب- جنوب غرب در البرز که از حدود ۲±۵ میلیون سال قبل شروع شده کل منطقه البرز را تحت تاثیر قرار داده است (Ritz et al, 2006). تکتونیک فعال مطالعه چگونگی تغییرات امروزی حاصل از فرآیندهای تکتونیکی میباشد (Stocklin, 1968). شناخت تکتونیک فعال در یک منطقه میتوان خطرات ناشی از وقوع رویدادهای ناگهانی مانند زمینلرزه را کاهش داد (Keller and Pinter, 2002). اندازه گیریهای کمی شاخصهای ریختسنجی امکان مقایسه زمین ریختهای مختلف و محاسبه متغیرها را فراهم و شناسایی ویژگیهای خاص شامل سطح فعالیت زمینساختی یک منطقه را امکانپذیر میسازد(Keller, 1986). گستره مورد بررسی در شرق البرز مرکزی در بخشهایی از استان سمنان و مازندران قرار دارد، گسلها و چینخوردگیهای متعددی در منطقه مورد مطالعه وجود دارد (شکل ۱). به منظور بررسی زمینساخت فعال در گستره مورد مطالعه از شاخصهای ریختزمینساختی حوضه آبریز استفاده شده است. فرآیندهای زمینساخت فعال می تواند بر شکل و عملکرد رودها تاثیر گذارد( Holboork and schumm, 1999., Schumm et al, 2002). بررسی الگوی زهکشی و انحراف رودها، اطلاعات مهمی در مورد گسترش و تكامل ساختاري منطقه فراهم مي آورد (Keller et al, 1998., Walker, 2006). در اين بررسي پنج شاخص ژئومورفولوژی ناهنجاری سلسله مراتبی(Δa)، انشعابات(R)، شاخص تراکم زهکشی(Dd)، ضریب شکل(Ff) و سینوسیته ییشانی کوهستان(Smf) اندازه گیری شد، سیس شاخص زمین ساخت فعال نسبی (Iat) در گستره مورد مطالعه تعیین شد. با استفاده از نتایج حاصل، سطح فعالیت زمین ساخت نسبی(Iat) گستره مورد مطالعه، مشخص و بررسی شد و در یایان با مشاهدات صحرایی مستند گردید.

## روش تحقيق:

ابتدا آبراههها و حوضههای منطقه با استفاده از مدل رقومی ارتفاعی با دقت ۳۰ متر در نرمافزار Arc GIS استخراج گردید. سپس اصلاحات لازم بر آبراههها و حوضههای استخراجی با استفاده از نقشههای توپوگرافی و تصاویر ماهوارهای انجام شد



و درنهایت گستره مورد مطالعه به ۲۲ زیرحوضه تقسیم شد. در مرحله بعد، واحدهای زمین شناسی و ساختارهای اصلی منطقه که شامل گسلها و چینها میباشد از نقشههای زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ سازمان زمین شناسی کشور در گستره مورد مطالعه تعیین گردید در مرحله آخر، تجزیه و تحلیل واحدهای زمین شناسی و ساختارهای اصلی منطقه با نتایج حاصل از اندازه گیری شاخصهای ژئومورفولوژی و مشاهدات صحرایی، مورد بررسی قرار گرفت(شکل ۱).





شاخص ناهنجاری سلسله مواتبی (Hierarchical anomaly index) : این شاخص براساس تعداد انشعاباتی که از یک رده به رودخانه رده دو یا چند رده بالاتر از خود می ریزد محاسبه می شود و بعد از بررسی دو (یا چند) حوضه با توجه به مقادیر بهدست آمده تفاوت میزان فعالیت زمین ساخت بین حوضه های مختلف تعیین می گردد. زمانی که یک آبراهه به یک رده بالاتر از خود وارد می شود نظم سلسله مراتبی دارد(Horton, 1945). فرمول محاسبه این شاخص به صورت (Horton, 1945). فرمول HA آنومالی سلسله مراتبی، از رده رودخانه بالاتر و i رده رودخانه پایین-تر است(Ha(i>j) = 2<sup>i-1</sup>-2<sup>i-1</sup>) می باشد که در این فرمول HA آنومالی سلسله مراتبی، j رده رودخانه بالاتر و i رده رودخانه پایین. تر است(Ha(i), 1986). همچنین با توجه به رابطه j از No.(i > j) \* No.(i > j) \* No.(i > j) \* می انده برای تر است(Gacacci et al., 1986). همچنین با توجه به رابطه j محاسبه می شود. مجموع مقادیر محاسبه شده برای تر است(Aut به رده پایین می ریزد؛ در نهایت آنومالی سلسله مراتبی محاسبه می شود. مجموع مقادیر محاسبه شده برای تمامی رده ها بر تعداد کل آبراهه های رده ی ۱ تقسیم می شود و به عنوان شاخص آنومالی سلسله مراتبی (Aut برای نعین می شود. دامنه تغییرات شاخص ناهنجاری سلسله مراتبی در ۲۲ زیر حوضه بین ۲۰/۰ تا ۸/۸ است (جدول۱). با استفاده از مقادیر محاسبه شده برای این شاخص نقشه شاخص ناهنجاری سلسله مراتبی در گستره مورد مطالعه در نرمافزار ST تعین می شود. دامنه تغییرات شاخص نقشه شاخص ناهنجاری سلسله مراتبی در گستره مورد مطالعه در نرمافزار ST ترمیم شد. این شاخص در پنج رده به لحاظ فعالیت زمین ساختی طبقه بندی شده است. نتایج حاصل از شاخص از مقادیر محاسبه شده برای این شاخص نقشه شاخص ناهنجاری سلسله مراتبی در گستره مورد مطالعه در نرمافزار ST ترمیم شد. این شاخص در پنج رده به لحاظ فعالیت زمین ساختی طبقه بندی شده است. نتایج حاصل از شاخص شاهره ۲۰٫۰۶ و و را به دلیل وجود زون گسلی شمال البرز و وجود گسل های فرعی زیادی که در مجاورت زون گسلی فوق و شماره ۲٬۰۶ و ۱۰ به دلیل وجود زون گسلی شمال البرز و وجود گسل های فرعی زیادی که در مجاورت زون گسلی فوق و





در اثر فعالیت آن باعث جابهجایی آبراهههای منطقه و اتصال غیرمنطقی آبراهههای درجه پایین تر به آبراهههای دو یا چند درجه بالاتر شده آن بهوجود آمدهاند میباشد. همچنین گسلهای دیگری همچون بادله، بشم، هیکو، خطیر کوه نیز سبب شدهاند که در امتداد خود ناهنجاریهایی از خود بروز دهند(شکل ۲\_a).

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

شاخص تواکم زهکشی(Drainage density): تراکم زهکشی یک شاخص ریختسنجی مهم برای حوضههایی است که آبراهههای آن، بازتاب کننده فرآیندهای حاکم بر حفر چشم اندازها است(Schumm, 1997). تراکم زهکشی از نسبت مجموع طول تمام آبراهههای یک حوضه به مساحت حوضه محاسبه می شود(Horton, 1945) و با توجه به رابطه روبهرو به دست می آید Au ای ایراهههای یک حوضه به مساحت حوضه محاسبه می شود(Horton, 1945) و با توجه به رابطه روبهرو طور کلی مقادیر پایین تراکم زهکشی در مناطق بسیار مقاوم و دارای مواد نفوذپذیر زیر خاک، دارای پوشش گیاهی زیاد موده و در مناطقی که برجستگی کم است دیده می شود، اما مقادیر بالای تراکم زهکشی بیان گر آن است که منطقه شامل مواد زیر سطحی ضعیف یا نفوذناپذیر، با پوشش گیاهی اندک و پستی و بلندی زیاد است این شاخص براساس میزان فعالیت زمین ساختی به ۵ رده تقسیم بندی شده است: میزان فعالیت زمین ساختی بسیار کم ، میزان فعالیت زمین ساختی کم ، میزان فعالیت زمین ساختی متوسط ، میزان فعالیت زمین ساختی بالا ، میزان فعالیت زمین ساختی بسیار بالا. بنابر محاسبات انجام گرفته بیش ترین مقدار مربوط به این شاخص در زیر حوضه شماره ۱۰ با <sup>10</sup>





زیرحوضه شماره ۸ با ۲-۴۳Km میباشد. گسل های اصلی و فعال منطقه از جمله گسل هیکو، لنگر، بادله، شمال البرز و خیر آباد تاثیر بسیار زیادی برروی تراکم زهکشی حوضههای تحت سیطره خود گذاشتهاند(شکل ۲\_c).

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

شاخص ضویب شکل(Form factor): حوضههای آبریز از نظر ظاهری دارای شکلهای گوناگون میباشند. بهطوریکه با مساوی بودن سایر شرایط فیزیکی دبی اوج حوضههای گرد بیشتر از حوضههای کشیده خواهد بود. به دلیل اینکه شکل حوضه تابعی از پستی و بلندی و محیط آن میباشد گوناگونی زیادی در شکل حوضهها دیده میشود و مقایسه آنها را با یکدیگر مشکل میسازد. برای حل این مشکل از روابطی که در آنها فاکتورهای ثابتی از حوضه گنجانده شده است استفاده میشود ،از جمله این پارامترها میتوان به ضریب شکل اشاره نمود. این شاخص با توجه به رابطه 2 / Ff = A دست می آید(Horton, 1932). در رابطه بالا Ff ضریب شکل اشاره نمود. این شاخص با توجه به رابطه Ff = A / L<sup>2</sup> به-مقدار ضریب فرم به عدد ۱ نزدیکتر باشد حوضه مذکور به مربع نزدیکتر است و هر چه ضریب فرم کوچکتر از یک باشد حوزه کشیدهتر است. حوضههای زهکشی در مناطق فعال از نظر زمین اختی، دارای شکل کشیدهتر میباشند( Singh et al., 2014)، حوضههای زهکشی در مناطق فعال از نظر زمین ساختی، دارای شکل کشیدهتر میباشند( شاخص ریخت سنجی ضریب شکل در ۲۲ حوضه زهکشی گستره مورد مطالعه اندازه گیری شده که مقدار این شاخص در شاخص دید میزین می می از این می از مین ساختی مورد مطالعه اندازه گیری شده که مقدار این شاخص در شاخص در معالعه بین ۱۱/۱۰ تا ۱۹۵۹، میباشد. نتایج حاصل از شاخص ریخت سنجی ضریب شرک را می توان به پنج رده فعالیت زمین ساختی تقسیم کرد: میزان فعالیت زمین ساختی بسیار بالا(شکل ۲\_می).

شاخص سینوسیته پیشانی کوهستان (Smi ی تر است (mountain front sinuosity): سینوسیته پیشانی کوهستان (Smf) برای ارزیابی فعالیت های تکتونیکی در امتداد جبهه های کوهستانی، جدای از وابستگی آن ها به اقلیم و لیتولوژی به کار گرفته می شود. شاخص سینوسی پیشانی کوهستان از رابطه Smf=Lmf/Ls به دست می شود (Bull, 1977). در رابطه بالا، Smf شاخص سینوسی پیشانی کوهستان، کسل طول پیشانی کوهستان در امتداد کوهپایه و در محل شکست مشخص شیب و La مستقیم پیشانی کوهستان را نشان می دهند. این شاخص، بیانگر تعادل بین نیروهای فر سایش دهنده ای که تمایل به بریدن و ایجاد شکل های خلیجی و برش به داخل پیشانی کوهستان را دارد از یک طرف و نیروهای زمین ساختی که تمایل به ایجاد دیک پیشانی کوهستان از انشان می دهند. این شاخص، بیانگر تعادل بین نیروهای فر سایش دهنده ای که تمایل به بریدن و های کوهستانی که با بالاآمدگی زمین ساختی فعال همراه باشند، مستقیم بوده و آم مقادیر کم را ارائه می دهد. هرچه مای کوهستانی که با بالاآمدگی زمین ساختی فعال همراه باشند، مستقیم بوده و آمه مقادیر کم را ارائه می دهد. هرچه نرخ بالاآمدگی کاهش یافته یا متوقف شده باشد، در نتیجه فرایندهای فرسایش پیشانی کوهستان را به طور پس رونده حفر خواهند کرد و آمهافزایش پیدا خواهد کرد(1977). Bull) طبق محاسبات انجام شده، پیشانی کوهستان موجود در نیخ بالاآمدگی کاهش یافته یا متوقف شده باشد، در نتیجه فرایندهای فرسایش پیشانی کوهستان را به طور پس رونده مو خواهند کرد و آمهافزایش پیدا خواهد کرد(1977).





شاخص بین بازه ۱ تا ۱/۸۲ قرار میگیرد. پیشانی های شماره ۵۸ و ۶ با عدد شاخص ۱ بیشترین میزان فعالیت زمین ساختی را نشان می دهند که نشان گر پیشانی های خطی و مستقیم بوده و گویای گسل های فعال در گستره می باشند، پیشانی های شماره ۲۶ و ۳۷ با عدد شاخص به ترتیب ۱/۶۳ و ۱/۸۲ کمترین میزان شاخص پیشانی کو هستان را دارا می باشند، پیشانی های شماره ا**رزیابی کل منطقه**: شاخص های ژئومور فولوژی ناهنجاری سلسله مراتبی (۵۵)، انشعابات(R)، شاخص تراکم زهکشی (Dd)، ضریب شکل (Ff) و سینوسیته پیشانی کو هستان (Smf) بر اساس مقادیری که دارا بودند، به منظور طبقه بندی منطقه بر اساس شاخص زمین ساختی نسبی (Iat) هر شاخص به پنج رده به لحاظ فعالیت زمین ساختی رده بندی شدند و در نهایت برای هر حوضه میانگین مقادیر رده شاخص های ژئومور فولوژی (Sm) اندازه گیری شد و به ۴ رده فعالیت زمین ساختی (Iat) تقسیم شد (جدول ۱). رده ۱ نشان دهنده فعالیت زمین ساختی بسیار بالا است، رده فعالیت زمین ساختی بالا است، رده ۳ فعالیت زمین ساختی متوسط را نشان می دهد و رده ۴ فعالیت زمین ساختی بالا است، رده ۳ فعالیت زمین ساختی (Iat). ساختی متوسط را نشان می دهد و رده ۴ فعالیت زمین ساخت نسبی کم است (Tat, 2007)، ساختی (Iat) ترمین اختی (Iat) در گستره مورد مطالعه بر اساس شاخص زمین ساختی بسیار بالا است، رده فعالیت زمین ساختی (Iat). در گستره مورد مطالعه بر اساس شاخص زمین ساختی نسبی کم است (Tat)، نقشه پهنه بندی سطح فعالیت زمین ساختی (Iat) ماختی مورد مطالعه بر اساس شاخص زمین ساخت نسبی دو دول ۱)، نقشه پهنه بندی سطح فعالیت زمین ساختی (Iat) در گستره مورد مطالعه بر اساس شاخص زمین ساخت نسبی (جدول ۱)، نقشه پهنه بندی سطح فعالیت زمین ساختی (Iat) مورد مطالعه نشان-

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

## نتيجهگيري:

در این پژوهش بهمنظور بررسی زمین ساخت فعال در گستره مورد مطالعه از چندین شاخصهای ژئومور فولوژی نظیر ناهنجاری سلسله مراتبی(Aa)، انشعابات(R)، تراکم زهکشی(Dd)، ضریب شکل(Ff) و سینوسیته پیشانی کوهستان(Smi) استفاده شده است و با مشاهدات صحرایی شواهدی همچون کجشدگی واحدهای کواترنری، وجود درههای ۷ شکل، درههای گسلی تنگ(Gore) و سطوح مثلثی همگی که نشان دهنده فعالیت نوز مین ساختی در منطقه مورد مطالعه است تلفیق شده (شکل ۳). مقادیر بالای شاخصهای ناهنجاری سلسله مراتبی و انشعابات در مناطق منطبق با گسل های شمال البرز، هیکو، بادله، مهتاب، بشم همچنین در گسل های خیر آباد و خطیر کوه و چینخوردگیهای جنوب شرقی گستره مورد بررسی، ملاحظه گردید که میتواند نشان گر فعالیت زمین ساختی اخیر در امتداد ساختارهای مزبور باشد. مقادیر کم شاخص تراکم زهکشی در شمال غربی خصوصا در امتداد گسل شمال البرز، بادله و بشم به دلیل فعالیت زمین ساختی اخیر ساختارهای زمین ساختی ذکر شده است. بیش ترین میزان پیشانیهای کوهستان در گستره مورد مطالعه، در بخش جنوب شاخص تراکم زمین ساختی ذکر شده است. بیش ترین میزان پیشانی های کوه سیان در گستره مورد مطالعه، در آن ساختارهای زمین ساختی در شمال غربی خصوصا در امتداد گسل شمال البرز، بادله و بشم به دلیل فعالیت زمین ساختی اخیر نایبی و مرکز منطقه و منطبق با گسل های عطاری و بشم می باند که بیان گر بالا بودن میزان فعالیت زمین ساخت در آن غربی و مرکز منطقه و منطبق با گسل های عطاری و بشم می باشد که بیان گر بالا بودن میزان فعالیت زمین ساخت در آن شمال البرز، بادله، بشم، لنگر، مهتاب و گسل های جنوبی مانند عطاری و چین خوردگی های جنوب شرقی و مرکزی گستره



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم







شکل ۲\_ a: نقشه پراکندگی شاخص ناهنجاری سلسله مراتبی در منطقه مورد مطالعه. b: نقشه پراکندگی شاخص انشعابات در منطقه مورد مطالعه. c: نقشه پراکندگی شاخص ضریب شکل در منطقه مورد مطالعه. b: نقشه پراکندگی شاخص ضریب شکل در منطقه مورد مطالعه. e: نقشه پراکندگی شاخص سینوسیته پیشانی کوهستان در منطقه مورد مطالعه.f: نقشه پراکندگی شاخص Iat در منطقه مورد مطالعه.

	-		1 -		0	. – .	C	1			Ċ	∀ ⊿	0.	•••	
Basin No.	Dd	R	Δa	Ff	Smf	Iat	Iat Class	Basin No.	Dd	R	Δa	Ff	Smf	Iat	Iat Class
1	0.69	1.87	2.20	0.30	1.03	1.8	2	13	0.72	1.81	2.35	0.40	1.05	1.8	2
2	0.71	1.32	3.65	0.32	0	1.7	2	14	0.81	1.04	0.80	0.33	1.03	2.8	4
3	0.64	2	2.94	0.28	1.03	2.4	3	15	0.94	0.68	0.65	0.21	1.06	2.8	4
4	0.69	1.57	4.07	0.35	0	1.5	2	16	1.06	1.67	0.98	0.21	1.01	2.2	3
5	0.68	1.25	2.57	0.28	1.16	1.4	1	17	0.88	1.10	0.64	0.34	1.02	3	4
6	0.84	1.39	1.19	0.30	1.19	2	3	18	1.10	0.86	1.03	0.38	1.03	2.6	4
7	0.70	0.79	1.23	0.37	1.08	2.2	3	19	1.18	2.04	1.13	0.35	1.35	2	2
8	0.63	0.66	0.55	0.46	1.08	2.4	3	20	0.89	1.04	0.48	0.21	1.02	2.8	4

جدول ۱\_مقادیر ینج شاخص اندازه گیری شده و سطح فعالیت زمین ساختی در گستره مورد مطالعه.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



9	0.71	0.98	0.63	0.11	1.05	2.2	3	21	1.22	1.43	0.80	0.20	1.07	2.2	3
10	0.57	2.02	3.65	0.24	1.05	1.6	2	22	1.22	1.09	1.12	0.50	1.17	2.4	3
11	0.62	1.72	1.85	0.28	1.07	1.4	1								
12	0.70	1.22	1.02	0.35	0	2	3								



## شکل Ta\_s: دره V شکل. b: نمایی از تنگ دره ایجاد شده(Gorge)، c: وجود پادگانههای آبرفتی مرتفع و کجشدگی در لایههای آن، b: سطوح مثلثی(Triangular Facet).

### **References:**

Avena, G.C., Giuliano, G. and Lupia Palmieri, E., 1967, "Sulla valutazione quantitativa della gerarchizzazione ed evoluzione dei reticoli fluviali. Bollettino della Societa Geologica Italiana", No. 86, pp. 81–796

Berberian, M., Qorashi, M., Argang Ravesh, B., Mohajer Ashjaie, A., (1993). "Seismotectonics and earthquake-fault hazard investigation in the Tehran Region: contribution to the seismotectonics of Iran. Geological Survey of Iran", Report 56.

Bull, W. B. "The alluvial fan environment". University of Arizona, (1977).

Bull, W.B. and McFadden, L.D., 1977, "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 NewYork, Binghamton, p 115-138.

Ciccacci, S., Fredi, P., Lupia Palmieri, E. and Pugliese, F., 1986, "Indirect Evaluation of Erosion Entity in Drainage Basins through Geomorphic, Climatic and Hydrological Parameters", International Geomorphology, pp. 233-248.

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, No. 96, pp. 150–173.

Guarnieri, P. and Pirrotta, C., 2008, "The Response of Drainage Basins to the Late Quaternary Tectonics in the Sicilian Side of the Messina Strait (NE Sicily)", Geomorphology, No. 95, pp. 260-273

Holbrook, J. and Schumm, S.A., 1999, "Geomorphic and Sedimentary Response of Rivers to Tectonic Deformation: a Brief Review and Critique of a Tool For Recognizing Subtle Epeirogenic Deformation In Modern And Ancient Settings". Tectonophysics, No. 305, pp. 287-306.

Horton, R.E., 1945, "Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology", Geological Society of America Bulletin, No. 56, PP. 275- 370.

Horton, R.E., 1945, "Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology", Geological Society of America Bulletin, No. 56, PP. 275- 370

Keller, E.A., Pinter, N., 2002, "Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape (2ndEd.)", Prentice Hall, New Jersey. Keller, E.A., Zepeda, R.L., Rockwell, T.K., Ku, T.L. and Dinklage, W.S., 1998, "Active tectonics at Wheeler Ridge, southern San Joaquin Valley", California. Geological Society of America Bulletin, No. 110, pp. 298–310.

Ritz J. F., Nazari, H., Salamati, R., Shafeii, A., Solaymani, S. and Vernant, P., 2006. "Active transtension inside Central Alborz: a new insight into the Northern Iran–Southern Caspian geodynamics", Geology, No. 34, pp. 477-480

Schumm, S.A., 1997, "Drainage density: problems of prediction. In: Stoddart, D.R. (Ed.)", Process and Form in Geomorphology, Routledge, London, pp. 15-45

Schumm, S.A., Dumont, J.F. and Holbrook, J.M., 2002, "Active tectonics and alluvial rivers". Cambridge University Press, Cambridge



Singh, P., Gupta, A. and Singh, M., 2014, "Hydrological inferences from watershed analysis for water resource management using remote sensing and GIS techniques", The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Sciences, pp. 1-11.

Stocklin, J., (1968). "Structural history and tectonics of Iran: a review". American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52, p 1229- 1258.

Strahler, A. N., 1964, "Quantitative geomorphology of basins and channel networks" In: Chow, V.T. (Ed.), Handbook of Applied Hydrology. Mcgraw Hill Book Company, New York.

Walker, R.T., 2006, "A remote sensing study of active folding and faulting in southern Kerman province, S.E. Iran", Journal of Structural Geology, No. 28, PP. 654-66.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



# بررسی ژئودینامیکی دایکهای آداکیتی در ناحیه تفرش

♦♦♦♦♦♦♦
اکرم شهرابی فرهانی (کارشناسی ارشد) اکرم شهرابی فرهانی (کارشناسی ارشد) akrampariya@gmail.com حسن علیزاده سالو محله (دکتری) h\_ alizadehs@pnu.ac.ir هادی یگانه فر (دکتری) <u>H yeganehfar@gmail.com</u> دانشکده علوم زمین دانشگاه پیام نور-تهران-ایران

### **~~~~~**

چکیدہ :

در این مقاله به بررسی ساختاری و ژئودینامیکی دایکهای آداکیتی واقع در شمال شرق تفرش در بخش میانی زون ارومیه دختر پرداخته می شود. این دایکها دارای ترکیب داسیتی هستند و بیوتیت و هورنبلند در آنها بصورت فنو کریست و کانی زمینه دیده می شود. این آداکیتها با سن ۱۵/۴ میلیون سال از نوع آداکیتهای سیلیس بالا محسوب می شوند. با توجه به حاکم بودن تکتونیکی ترافشارشی راستگرد در این ناحیه این دایکها در راستای شکستگیهای کششی مورد انتظار در یک پهنه برشی راستگرد جایگزین شده اند. بطور کلی این دایکها آداکیتی میتوانند نتیجه برخورد قاره و ضخیم شده پوسته ای باشند که منجر به ایجاد ماگمای آداکیتی گردیده است.

**کلید واژه ها**: زون ارومیه دختر، تفرش، دایک، آداکیت، ترافشارشی





## 

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

#### مقدمه :

دایک ها ساختارهای آذرینی هستند که در سنگ میزبان نفوذ می نمایند. آنها می توانند برای مطالعه و ارزیابی محیط تکتونیکی و تنش دیرینه و ماگماتیسم در یک ناحیه استفاده شوند. دایکها می توانند بر اساس مشخصه های متنوعی همانند منشا و نحوه تشکیل تقسیم بندی شوند. برخی از آنها دایکهای ورقه ای هستند که در مجموعه های افیولیتی نفوذ کرده اند. این دایکها مجرایی را برای بالا آمدن ماگمای تشکیل دهنده گدازه های بالشی فراهم می آورند. نوع دیگر از دایکها، دسته دایک (swarm dike) هستند در یک ناحیه نسبتا وسیع و تحت تاثیر یک رژیم تکتونیکی خاص ایجاد می شوند. در پاره ای از موارد این دایکها در یک ناحیه آتشفشانی نقش تغذیه کننده دم ها ریولیتی و داسیتی را بر عهده دارند که به آنها می شوند. می موند. می شوند. در یک ناحیه آتشفشانی نقش تغذیه کننده دم ها ریولیتی و داسیتی را بر عهده دارند که به آنها می شوند.

هدف از این مطالعه برقراری ارتباط بین تکتونیک و مکانیسم جایگیری دایکها در منطقه شمال تفرش است. این منطقه از لحاظ تقسیم بندی مناطق زمین شناسی در ایران مرکزی واقع شده است. و بخشی از زون ولکانیکی ارومیه دختر محسوب می شود.

#### **\$\$\$\$**

#### زمین شناسی منطقه:

بخش اعظم ناحیه ی مورد مطالعه در استان مرکزی به مرکزیت اراک واقع شده است و بخشی از نواحی شرقی آن در استان قم قرار می گیرد. بطور تقریبی منطقه ی مورد مطالعه بین نصف النهارهای 2'45°49 و 2'51°50 و مدارهای N'00'08 و N'0'00' واقع شده است. موقعیت تقریبی ناحیه ی مورد مطالعه در شکل (۱) دیده می شود. سنگهای آتشفشانی نزدیک تفرش از ریولیت داسیت آندزیت و بازالت تشکیل شده اند که بصورت بین لایه ای با رسوبات محتوی فسیلهای آبهای کم عمق دیده می شوند. با توجه به شواهد بافتی این سنگها در محیط زیر دریایی فوران نموده اند .(Hajian, 2001) نهشته مای آتشفشانی رسوبی ائوسن بصورت دگر شیب بر روی لایه های رسوبی آواری و کربناته مزوزوئیک قرار دارند. این نهشته ها از پایین به بالا شامل E1 کنگلومرا، مارن و ماسه سنگ 22 شامل ایگنمبریت، توف و آهک ماسه ای دارای نومولیت E3 توف داسیتی تا ریولیتی سبز رنگ همراه با مارن، شیل، ماسه سنگ و آهک 44 توف قهوه ای تیره تا قرز و گدازه تیره 55 توف داسیتی تا ریولیتی سبز رنگ همراه با مارن، شیل، ماسه سنگ و آهک 44 توف قهوه ای تیره تا قرز و از آهک از آیر از آهک از مای از آه کنگلومرا، مارن و ماسه سنگ و آه می 45 توف قهوه ای تیره تا قرز و توف از آهک از آهک دارای تیره 55 توف سبز، لایه های رسوبی و ریولیت 66 بازالت، آندزیت و توف تیره به همراه میان لایه های از آهک دارای از مین را قطع کرده اند. بر اساس تعیین سن پتاسیم-آرگن بر روی این نمونه ها سن ۱۵/۴ میلیون سال برای آنها پیشنهاد شده است (Ghorbani, et al. 2014). این نهشته های رسوبی-آتشفشانی توسط سازند قرمز پایینی به سن اواخر




ائوسن-اوایل الیگوسن پوشیده شده اند. این سازند از کنگلومرا ماسه سنگ شیل و ژیپس و مقدار اندکی نهشته های پیروکلاستیک و روانه های گدازه تشکیل شده است. سازند قم به سن الیگوسن- میوسن پیشین با ترکیب مارن و آهک دریایی به صورت هم شیب سازند قرمز تحتانی را پوشانده است. همچنین سازند قم بصورت هم شیب توسط لایه های قرمز رنگ دارای ژیپس به سن میوسن با عنوان سازند قرمز بالایی پوشیده شده اند . سنگهای آذرین نفوذی در ناحیه تفرش دارای ترکیب گرانودیوریتی تا دیوریتی هستند و با امتداد شرقی- غربی از روستای سرآبادان تا قاهان مساحتی در حدود ۱۵۰ کیلومتر مربع را می پوشاند. این توده های نفوذی سنگهای آتشفشانی را قطع می نمایند و دارای انکلاوهای مافیک هستند

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

زمين شناسي ساختماني

گسلهای اصلی تفرش و گسل عزالدین از مهمترین خطوراه های منطقه مورد مطالعه هستند (شکل ۲). امتداد چیره گسل تفرش N150 تا N130 است و شیب آن ۵۰ درجه به سمت جنوب غرب است و مؤلفه راستالغز گسل تفرش راستگرد باشد. گسل عزالدین، که نام آن از روستایی به همین نام واقع در شمال غرب شهر تفرش گرفته شده است دارای روند عمومی N60W و شیب ۳۰ تا ۴۰ درجه به سمت شمال شرق است. ساز و کار این گسل بر اساس شواهد موجود معکوس می باشد بطوری که باعث قرار گرفتن سنگهای آتشفشانی-رسوبی ائوسن بر روی نهشته های سازند قم شده است. این گسل دارای مؤلفهی راستالغز راستگرد بسیار کوچکی نیز می باشد.

تعداد زیادی دایک در منطقهی مورد مطالعه پراکنده هستند که نه تنها از نظر خصوصیات سنگشناسی و زمان تشکیل بلکه از نظر پراکندگی نیز میتوان آنها را از هم تفکیک کرد. این دایکها با سن ائوسن تا میوسن و اغلب واحد E2 از توالی واحدهای ائوسن را قطع میکنند. این دایکها در نواحی شرقی شهر تفرش به وفور یافت میشوند و اکثرا دارای رنگ سبز و بافت پورفیری هستند. نمودار گل سرخی امتداد این دایکهای در (شکل ۲) آورده شده است. تمام دایکهای شیبی بیشتر از ۸۰ درجه دارند و دو امتداد هم N40W و N10W از بیشترین فراوانی را دارند.

به نظر رجبیون و محجل (۱۳۸۳) منطقه تفرش از ژوراسیک پایانی به بعد تحت تاثیر الگوی تکتونیکی ترافشارشی راستبر در پهنه ارومیه دختر بوده است. به نظر خداپرست و همکاران (۱۳۹۳) منطقه مورد مطالعه در محل هم پوشانی دو گسل تفرش و ایندس قرار دارد و دگرشکلی حاکم بر آن از نوع برشی ساده است. انواع شکستگی های R، /R و T در الگوی تغییر شکل مرتبط با دگرشکلی برشی گسترش می یابند. الگوی چیره شکستگیهای منطقه مورد مطالعه با الگوی پهنه برشی راستگرد با راستای N130 (شکل ۳) همخوانی دارد. به نظر می رسد دایکهای منطقه، در راستای شکستگیهای کششی مورد انتظار در این پهنه برشی راستگرد جایگزین شده اند.





شکل ۱) محل ناحیه تفرش در نقشه ۱/۲۵۰۰۰ زون های ساختاری ایران(sahandi, 2002)



شکل ۲) نقشه ساختاری منطقه تفرش بر گرفته از رجبیون و محجل (۱۳۸۳) با اندکی تغییر و نمودار گلسرخی دایک ها این ناحیه



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم





شکل ۳)موقعیت سطح محوری چین ها و گسلها و موقعیت شکستگی ها در پهنه برشی راستگرد (بر گرفته از نوگل سادات، ۱۳۶۴)

### نتیجه گیری:

به نظر (Agard et al.(2011 و کند شدن سرعت همگرایی است. این محققین پیشنهاد می کنند که برخورد بین صفحه عربی فرورونده slab break-off و کند شدن سرعت همگرایی است. این محققین پیشنهاد می کنند که برخورد بین صفحه عربی و اورسیا در الیگوسن شروع شده است. به نظر (2015) Aghazadeh et al یا (2013) و Chiu et al.(2013) یایان ماگماتسیم در زون ارومیه دختر در همه نقاط یکسان نبوده است. پایان ماگماتسیم در شمال غرب زون ارومیه دختر در میوسن پسین ۲۲ میلیون سال، در بخش میانی ارومیه دختر در میوسن میانی ۱۶ میلیون سال قبل و در جنوب غرب زون ارومیه دختر در میوسن پایانی ۱۰-۶ میلیون سال قبل رخ داده است. این شواهد نشان دهنده آن است که برخورد بین صفحه عربی و اوراسیا بصورت مایل و غیرهمزمان slab رخ داده است. با توجه به وجود دایکهای آداکیتی با سن ۱۵ میلیون سال در منطقه تفرش به عنوان جزیی از زون ارومیه دختر می توان نتیجه گرفت که در این زمان فرورانش عادی پایان یافته است و بر خورد قاره و ضخیم شده پوسته ای شروع شده که منجر به ایجاد ماگمای آداکیتی گردیده است.

### **\$\$\$\$**

منابع فارسی:

رجبیون، ج.، محجل، م.، (۱۳۸۳)"تحلیل ساختاری نهشته های آتشفشانی-رسوبی (Volcanisedimentary) پهنه ارومیه دختر در ناحیه تفرش، شاهدی بر تکتونیک ترافشارشی" بیست دومین گردهمایی علوم زمین، تهران



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشکاه بیام نور قم



خداپرست، ص.، محجل، م.، حاج امینی، س.،(۱۳۹۳) "بررسی ساختاری و تاثیر تغییر ستبرای سازند قم بر هندسه ساختارها، منطقه دخان در باختر ساوه"، فصلنامه علوم زمین، شماره ۹۳ صفحه ۲۳۵–۲۴۴

نوگل سادات، م. ع.، ۱۳۶۴، منطقه های برشی و خمیدگیهای ساختاری در ایران (دستاوردهای تحلیل ساختاری ناحیه قم)، گزارش شماره ۵۵ سازمان زمینشناسی و اکتشافات معدنی کشور

### **\$\$\$\$**

### **References:**

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., & Wortel, R. 2011."Zagros orogeny: A subduction dominated process". Geological Magazine, 148(5–6),692–725.

Aghazadeh, M., Prelević, D., Badrzadeh, Z., Braschi, E., van den Bogaard, P. and Conticelli, S., 2015. "Geochemistry, Sr–Nd–Pb isotopes and geochronology of amphibole-and mica-bearing lamprophyres in northwestern Iran: Implications for mantle wedge heterogeneity in a palaeo-subduction zone".Lithos, 216, pp.352-369.

Chiu, H.Y., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Khatib, M.M. and Iizuka, Y., 2013. "Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny". Lithos, 162, pp.70-87.

Ghorbani, M. R., Graham, I. T., & Ghaderi, M. 2014. "Oligocene- Miocene geodynamic evolution of the central part of Urumieh-Dokhtar Arc of Iran". International Geology Review, 56(8), 1039–1050.

Ghorbani, M.R., and Bezenjani, R.N., 2011, "Slabpartialmelts from the metasomatizing agent to adakite, *Tafresh Eocene*" volcanic rocks, Iran. Island Arc, 20(2), pp.188-202.

Hajian, J. 2001. "Geology of Tafresh". Geological and Mineralogical Exploration Survey of Iran, Tehran. No. 82. Report.

Mirnejad, H., Raeisi, D., McFarlane, C. and Sheibi, M., 2018. "*Tafresh intrusive rocks within the Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc: Appraisal of Neo-Tethys subduction*". Geological Journal.

Mohajjel, M. and Fergusson, C.L., 2000. "Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, western Iran". Journal of Structural Geology, 22(8), pp.1125-1139.

Verdel,C.(2009).I."*Cenozoic geology of Iran:An integrated study of extensional tectonics and related volcanism. II. Ediacaran stratigraphy of the North American Cordillera: New observations from eastern California and northern Utah*" .Ph.D.thesis,California Institute of Technology.*Volcanic rocks*",Iran:IslandArc,v.20,p.188–202.



چکیدہ:

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



### **بررسی سازوکار جایگیری توده گرانیتوئیدی کاسوا و نویس در شمال شرق تفرش**

### **\$\$\$\$\$**

اکرم شهرابی فرهانی (کارشناسی ارشد) akrampariya@gmail.com حسن علیزاده سالو محله (دکتری) pnu.ac.ir@h\_alizadehs هادی یگانه فر (دکتری) <u>H\_yeganehfar@gmail.com</u> دانشکده علوم زمین دانشگاه پیام نور-تهران⊣یران

### **~~~~~**

سنگهای نفوذی شمال شرق تفرش به سن میوسن در بخش مرکزی زون ارومیه دختر واقع شده اند. این سنگهای نفوذی از گرانودیوریت و دیوریت تشکیل شده اند. این توده های نفوذی از نظر ژئوشیمیایی دارای خصوصیات ماگمای کالک آلکالن مرتبط با فرورانش هستند. الگوی غالب شکستگی های منطقه مورد مطالعه با الگوی شکستگیهای پهنه برشی راستگرد همخوانی دارد. با توجه وضعیت تکتونیکی تفرش و وجود سیستم های گسله، پهنه های برشی و حاکم بودن نیروی ترافشارشی انتقال و صعود مذاب گرانیتی در منطقه مورد مطالعه را می توان به سیستم های برشی و ناپیوستگی پوسته ای نسبت داد. بنابراین توده های نفوذیی ناحیه تفرش همزمان با تکتونیک در فضاهای کششی ناشی از تکتونیک برشی در پوسته تحت کوهزایی همگرا جایگزین شده اند.

كليد واژه ها: زون اروميه دختر، تفرش، گرانيتوئيد، ترافشارشي



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



### 

#### مقدمه:

منطقه مورد مطالعه بخشی از زون ساختاری ارومیه دختر است. زون ارومیه دختر در منتها علیه شرقی کمربند کوهزایی زاگرس قرار گرفته است. کوهزایی زاگرس بخشی از سیستم کوهزایی آلپ هیمالیا است که در اثر بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و برخورد صفحه عربی با صفحه ایران تشکیل شده است. ( Agard et al., 2011;Ghorbani et al., 2011). در نتیجه فعالیت ماگمایی مرتبط با این فرورانش حجم زیادی از گدازه مواد پیروکلاستیک فوران نموده اند و سنگهای گابروی و گرانیتی در بین آنها جایگیری نموده اند. ناحیه تفرش در بخش میانی زون ارومیه دختر دارای توالی کاملی از سنگهای آتشفشانی – رسوبی که توسط سنگهای نفوذی قطع شده اند. برای سنگهای آتشفشانی سن ۷۴/۵–۴۴/۳ میلیون سال توسط (Verdel, 2009) و ۲۶ میلیون سال (Ghorbani et al. 2018) ارائه شده است. برای توده های نفوذی در این ناحیه سن جایگیری ۲۰/۳۷ تا ۱۹/۰۷ توسط (Mirnejad et al. 2018) ارائه شده است. این توده های نفوذی از گرانودیوریت و دیوریت تشکیل شده اند. (2018) با توجه به خصوصیات ژئوشیمیایی منشاء این توده ها را ماگمای کالک آلکالن مرتبط با فرورانش می داند. این معقد اند که این توده ها در موانس عادی و قبل از برخورد در زمان میوسن ایجاد شده اند. در این مقاله بر آنیم تا به بررسی هندسه جایگیری این توده های نفوذی بپردازیم.

### **\$\$\$\$**

### زمین شناسی منطقه :

بخش اعظم ناحیه ی مورد مطالعه در استان مرکزی به مرکزیت اراک واقع شده است و بخشی از نواحی شرقی آن در استان قم قرار می گیرد. بطور تقریبی منطقه ی مورد مطالعه بین نصف النهارهای 2'45'96 و 2'51'06 و مدارهای N'30'06 و N'0'0'0 واقع شده است. موقعیت تقریبی ناحیه ی مورد مطالعه در شکل (۱) دیده می شود. سنگهای آتشفشانی نزدیک تفرش از ریولیت داسیت آندزیت و بازالت تشکیل شده اند که بصورت بین لایه ای با رسوبات محتوی فسیلهای آبهای کم عمق دیده می شوند. با توجه به شواهد بافتی این سنگها در محیط زیر دریایی فوران نموده اند . های آتشفشانی رسوبی ائوسن بصورت دگرشیب بر روی لایه های رسوبی آواری و کربناته مزوزوئیک قرار دارند. این نهشته ها از پایین به بالا شامل E1 کنگلومرا، مارن و ماسه سنگ 22 شامل ایگنمبریت، توف و آهک ماسه ای دارای نومولیت E3 توف داسیتی تا ریولیتی سبز رنگ همراه با مارن، شیل، ماسه سنگ و آهک 44 توف قهوه ای تیره تا قرمز و گدازه تیره 55 توف داسیتی تا ریولیتی سبز رنگ همراه با مارن، شیل، ماسه سنگ و آهک 44 توف قهوه ای تیره تا قرمز و گدازه تیره 55 توف سبز لایه های رسوبی و ریولیت E4 با ترکیب مافیک تا دارای از آه که با زاره که (Hajian, 2001). تعداد زیادی از دایکها با روند S-N بازالت، آندزیت و توف تیره به همراه میان لایه های از آهک زیمولیت 15 توف سبز لایه های رسوبی و ریولیت E4 بازالت، آندزیت و توف تیره به همراه میان لایه های از آهک رومولیت (Hajian, 2001). تعداد زیادی از روند S-N و S-N بازالت، آندزیت و توف تیره به همراه میان لایه های از آهک





پیشنهاد شده است (Ghorbani, et al. 2014). این نهشته های رسوبی-آتشفشانی توسط سازند قرمز پایینی به سن اواخر ائوسن⊣وایل الیگوسن پوشیده شده اند. این سازند از کنگلومرا ماسه سنگ شیل و ژیپس و مقدار اندکی نهشته های پیروکلاستیک و روانه های گدازه تشکیل شده است. سازند قم به سن الیگوسن- میوسن پیشین با ترکیب مارن و آهک دریایی به صورت هم شیب سازند قرمز تحتانی را پوشانده است. سازند قم بمورت هم شیب توسط لایه های قرمز رنگ دارای ژیپس به سن میوسن با عنوان سازند قرمز بالایی پوشیده شده اند .

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

سنگهای آذرین نفوذی در ناحیه تفرش دارای ترکیب گرانودیوریتی تا دیوریتی هستند (شکل۲) و با امتداد شرقی- غربی از روستای سرآبادان تا قاهان مساحتی در حدود ۱۵۰ کیلومتر مربع را می پوشانند. این توده های نفوذی سنگهای آتشفشانی را قطع می نمایند و دارای انکلاوهای مافیک هستند

گسلهای اصلی تفرش و گسل عزالدین از مهمترین خطوراه های منطقه مورد مطالعه هستند. امتداد چیره گسل تفرش N150 تا N130 است و شیب آن ۵۰ درجه و به سوی SW است و مؤلفه راستالغز گسل تفرش راستگرد باشد. گسل عزالدین، که نام آن از روستایی به همین نام واقع در شمال غرب شهر تفرش گرفته شده است دارای روند عمومی N60W و شیب ۳۰ تا ۴۰ درجه به سمت شمال شرق است. ساز و کار این گسل بر اساس شواهد موجود معکوس میباشد بطوری که باعث قرار گرفتن سنگهای آتشفشانی-رسوبی ائوسن بر روی نهشتههای سازند قم شده است. این گسل دارای مؤلفهی راستالغز راستگرد بسیار کوچکی نیز میباشد.



شکل ۱) محل ناحیه تفرش در نقشه ۱/۲۵۰۰۰ زون های ساختاری ایران(sahandi, 2002)



شکل ۲)نقشه زمین شناسی توده مورد مطالعه بر گرفته از (2018) Mirnejad et al.,

توده های نفوذی می توانند در اثر سازوکارهای متفاوتی جایگزین شوند. چندین مدل تاکنون برای هندسه جایگیری توده های نفوذی بیان شده است که مهمترین آنها شامل مدل تزریق به صورت دیاپیریسم (۲۹۸۸) Cruden، مدل دایکی شکل ( Clemens & Mawer, ۱۹۹۲ ) و مدل جایگزینی همراه با دگرشکلی ( Hutton et al., ۱۹۸۵) می باشد. Tikoff & Teyssier, (1994) نیز مدل زمین ساختی ترافشارشی را برای یهنه های همگرا پیشنهاد کرده اند. اینگونه تقسیم بندی ها به جایگیری توده های نفوذی در ترازهای مختلف یوسته و موقعیت زمین ساختی آنها وابسته است. توده گرانیتوییدی تفرش با سن میوسن پیشین در میان سنگهای رسویی-آتشفشانی ائوسن در یهنه ارومیه دختر رخنمون یافته است که با رویدادهای زمین شناسی و شرایط زمین ساختی حاکم بر این پهنه در آن زمان همخوانی دارد. Tikoff Teyssier, (1994)& مدل زمین ساختی ترافشارشی را برای توجیه یهنه های ساختاری کنونی مرتبط با صفحات همگرای مورب ارائه کردند. بر اساس مطالعات رجبیون و محجل (۱۳۸۳) خداپرست و همکاران (۱۳۹۳) دگرشکلیهای صورت گرفته در سنگهای رسوبی–آتشفشانی ائوسن در منطقه یاد شده ناشی از رویداد ترافشارشی راستبری بوده است که از ژوراسیک پایانی به بعد در اثر فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده قاره ایران صورت گرفته است. چنین به نظر می رسد که توده گرانیتوییدی تفرش در یهنه ارومیه دختر و در امتداد بازشدگی هایی مرتبط با این رژیم دگرشکلی جایگیری نموده اند (شکل، ۳). عدم وجود هاله های دگر گونی توسعه یافته و عدم وجود گرانیت نوع S در این ناحیه می تواند مويد اين نظر باشد.





شکل۱۳ -طرح نمادین و پلکانی از شکافهای کششی در پهنه های برشی؛ شماره های ۱ تا ۴ مراحل پیشرفت این شکافهای کششی در پهنه برشی راستگرد مورد نظر را نشان می دهند (Fergusson & Mohajj et al., 2000) .

### نتیجه گیری:

سنگهای نفوذی شمال شرق تفرش به سن میوسن در بخش مرکزی زون ارومیه دختر واقع شده اند. توده های نفوذیی ناحیه تفرش همزمان با تکتونیک در فضاهای کششی ناشی از تکتونیک برشی در پوسته تحت کوهزایی همگرا جایگزین شده اند. پهنه برشی راستگرد با راستای N130 در منطقه هم پوشانی گسلهای راستگرد تفرش و ایندس فضا و نیروی لازم برای صعود مذاب گرانیتی در منطقه مورد مطالعه را فراهم نموده است.

### **\$\$\$\$\$**

منابع فارسی:

رجبیون، ج.، محجل، م.، (۱۳۸۳)"تحلیل ساختاری نهشته های آتشفشانی-رسوبی (Volcanisedimentary) پهنه ارومیه دختر در ناحیه تفرش، شاهدی بر تکتونیک ترافشارشی" بیست دومین گردهمایی علوم زمین، تهران خداپرست، ص.، محجل، م.، حاج امینی، س.،(۱۳۹۳) "بررسی ساختاری و تاثیر تغییر ستبرای سازند قم بر هندسه ساختارها، منطقه دخان در باختر ساوه"، فصلنامه علوم زمین، شماره ۹۳ صفحه ۲۳۵–۲۴۴

### **\*\*\*\***

### **References:**

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., & Wortel, R. 2011." Zagros orogeny: A subduction dominated process". Geological Magazine, 148(5–6), 692–725.

Clemens, J.D. and Mawer, C.K., 1992. "Granitic magma transport by fracture propagation". Tectonophysics, 204(3-4), pp.339-360.

Cruden, A.R., 1988." *Deformation around a rising diapir modeled by creeping flow past a sphere*". Tectonics, 7(5), pp.1091-1101.

Ghorbani, M. R., Graham, I. T., & Ghaderi, M. 2014. "Oligocene - Miocene geodynamic evolution of the central part of Urumieh-Dokhtar Arc of Iran". International Geology Review, 56(8), 1039–1050.

Ghorbani,M.R.,andBezenjani,R.N.,2011,"*Slabpartialmelts from the metasomatizing agent to adakite, Tafresh Eocene* Hajian, J. 2001. "*Geology of Tafresh*". Geological and Mineralogical Exploration Survey of Iran, Tehran. No. 82. Report. Hutton, D.H.W., Dempster, T.J., Brown, P.E. and Becker, S.D., 1990. "*A new mechanism of granite emplacement: intrusion in active extensional shear zones*". Nature, 343(6257), p.452.



۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



Mirnejad, H., Raeisi, D., McFarlane, C. and Sheibi, M., 2018. "Tafresh intrusive rocks within the Urumieh- Dokhtar Magmatic Arc: Appraisal of Neo-Tethys subduction". Geological Journal.

Mohajjel, M. and Fergusson, C.L., 2000. "Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, western Iran". Journal of Structural Geology, 22(8), pp.1125-1139.

Tikoff, B. and Teyssier, C., 1994. "Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens". Journal of Structural Geology, 16(11), pp.1575-1588.

Verdel,C.(2009).I." Cenozoic geology of Iran: An integrated study of extensional tectonics and related volcanism. II. Ediacaran stratigraphy of the North American Cordillera: New observations from eastern California and northern Utah". Ph.D. thesis, California Institute of Technology.

*Volcanic rocks*", Iran: IslandArc, v. 20, p. 188–202.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



### بررسی کّمی انرژی لرزهای آزادشده و تغییرات نرخ لرزهخیزی در پهنههای لرزهزمین ساختی ایران

پرستو جمشیدی <sup>۱</sup>، سید ناصر هاشمی<sup>۲</sup> گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان

### **\*\*\*\***

### چکیدہ :

در این تحقیق، تغییرات نرخ لرزهخیزی در پهنههای مختلف لرزهزمین ساختی ایران به همراه کمیتهای انرژی لرزهای آزاد شده، بیشینه بزرگا و فراوانی زلزلههای رخ داده، مورد بررسی قرار گرفته است. دادههای مورد استفاده در این پژوهش بازهی زمانی ۲۰۱۷–۲۰۰۶ را شامل می شود که پس از جداسازی برای پنج پهنهی لرزهزمین ساختی (زاگرس، البرز–آذربایجان، شرق–مرکز ایران، کپه داغ و مکران)، مورد تحلیل قرار گرفته است. نتایج به دست آمده ا این تحقیق نشان می دهد که در بین پهنه های لرزه زمین ساختی ایران، بیشترین تغییرات نرخ لرزه خیزی به پهنهی لرزهزمین ساختی شرق–مرکز ایران و کمترین تغییرات به پهنه های کپه داغ و مکران اختصاص دارد. همچنین پس از اینکه تغییرات نرخ لرزه خیزی برای ایران و پنج پهنه لرزه زمین ساختی مورد بررسی قرار گرفت این تغییرات در قالب نمودارهایی ارائه شد. در بازه ی زمانی حال حاضر پهنههای البرز–آذربایجان و زاگرس، بیشترین و پهنه های مکران و کپه داغ، کمترین نز لرزه خیزی را از خود نشان می دهند.

**کلید واژه ها**: نرخ لرزهخیزی، لرزهزمین ساخت، لرزهخیزی پس زمینه، پهنه های لرزه زمین ساختی

# Quantitative evaluation of the seismic energy released and the variation of seismicity rates in seismotectonic zones of Iran

### Parastoo Jamshidi <sup>1</sup>, Seyed Naser Hashemi <sup>2</sup>

<sup>1</sup>M.Sc. Student, School of Earth Sciences, Damghan University, <u>pjamshidi1989@gmail.com</u> <sup>2</sup>Assist. Prof., School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran, hashemi@du.ac.ir

In this research, changes in seismicity rate in different seismotectonic zones of Iran along with the released seismic energy, maximum magnitude and frequency of earthquakes have been investigated. The seismic data used in this study , spanning 2017-2006, extracted from catalogs and after separation for five seismotectonic zones of Iran (Zagros, Alborz-Azarbaijan, East-Centeral Iran, Kopet-Dagh, and Makran), have been analyzed. The results obtained show that among seismotectonic zones, the greatest changes in seismicity rate are devoted to the seismic zone of East-Centeral Iran and the least changes are observed in the Kopet Dagh and Makran zones. Furthermore, based on the charts provided for the seismicity rate changes in Iran as well as for different zones, it is concluded that at the present time, the Alborz-Azarbaijan and Zagros zones exhibit the highest degree of seismicity rates and in contrast, the Makran and Kopet Dagh zones show the least values.

Keywords : Seismicity rate, Seismotectonics, Background seismicity, Seismotectonic zones

### **\$\$\$\$**\$\$\$



### مقدمه :

زمین لرزه از جمله مخاطرات طبیعی است که پیوسته در سراسر کرهی زمین رخ میدهد. وقوع زمین لرزههای ویرانگر در صد سال اخیر بیانگر این است که ایران از نظر لرزه خیزی دارای پتانسیل بالایی میباشد. مطالعاتی با استفاده از مدلهای آماری متعددی برای ارزیابی وضعیت لرزه خیزی در مناطق فعال لرزه ای ارائه شده است و پژوهش های زیادی نیز با استفاده از پارامترهای مختلف لرزه خیزی در مناطق ایران صورت گرفته شده است ( متقی و همکاران، ۱۳۹۱ – زمانی و آق اتابای، مرحال موسوی و همکاران، ۱۳۹۳). کشور ایران از جمله نواحی مهم لرزه خیز جهان به شمار می رود که با وجود مطالعات فراوانی که در موضوع لرزه خیزی و لرزه زمین ساخت این ناحیه به عمل آمده است، شناخت ما از رفتار لرزه خیزی این ناحیه و تغییرات مکانی و زمانی فعالیت لرزه ای آن بسیار ناقص است و تحلیل و بررسی های آماری زمین لرزه ها می تواند دانش ما را در این زمینه گسترش دهد. متغیرهای مختلفی برای تعیین وضعیت لرزه خیزی یک منطقه وجود دارد که در این مطالعه تمرکز اصلی روی متغیر ۸ و منامه و معاه محمله می این خیزی است یعنی تعداد زمین لرزه هایی تواند دانش ما بازه ی زمانی مشخص بر حسب سال رخ می دهند. در این پژوهش، به میم لرزه خیزی است یعنی تعداد زمین لرزه هایی که در یک تعییرات نرخ لرزه خیزی دریهنههای لرزه زمین ساختی ایران بر و سومیت لرزه خیزی این تعد درمین لرزه هایی که در یک تمرکز اصلی روی متغیر ۸ و منامه و معام و ده است. ۸ همان نرخ لرزه خیزی است یعنی تعداد زمین لرزه هایی که در یک تعییرات نرخ لرزه خیزی دریهنهای لرزه زمین ساختی ایران، بر پایه داده های لرزه ای ثبت شده دستگاهی به شمار می آیند. که توزیع یکنواختی از نظر لرزه خیزی داشته ای الی مور سردسی قرار گرفته است. بر اساس این مطالعه برای مناطقی نرخ لرزه و بررسی نرخ لرزه خیزی دریهنهای لرزه زمین معالات استفاده شده است. که تشخیص یک منطقه مستعد زمین نرخ لرزه و بررسی نرخ لرزه خیزی در مکانه داشته به است و براسی که تشخیص یک منطقه مستعد زمین نرخ لرزه و بررسی نرخ لرزه خیزی آن منطقه به طور معمول نیاز به نادیده گرفتن نسبت قابل توجهی از مجموعه داده های ثر در در در در در در در در داده های نره داده مان نه مله در در در د.

تغییرات نرخ لرزهخیزی توسط Hill et al., 1993، با استفاده از قانون پوآسون در کالیفرنیا مورد بررسی قرار گرفته است. منظور از نرخ لرزه خیزی در این تحقیق، فراوانی رخداد زلزله ها نسبت به زمان است. این نرخ لرزهخیزی با زمان تغییر میکند و تغییرات آن با زمان در پهنه های مختلف لرزهزمین ساختی متفاوت است. نحوه این تغییرات می تواند به ویژگی های لرزهزمین ساختی مناطق مورد مطالعه مرتبط باشد (Marsan and Wyss, 2011).

از دیدگاه زمینشناسی، ایران بین قاره اوراسیا در شمال و گندوانا قرار گرفته است. حرکت این دو قاره نسبت به همدیگر در طول زمان، بر روی تاریخچهی زمین شناسی ایران تاثیر گذار بوده است. مطالعه و بررسی لرزهخیزی مناطق مختلف ایران امری لازم و ضروری است، زیرا پهنهها ویژگیهای زمین شناسی، ساختاری، لرزهای یکسانی ندارند. تقسیم بندی میرزایی و همکاران (۱۹۹۸) که بر پایهی اطلاعات زمین شناسی، لرزهخیزی و ژئوفیزیک صورت گرفته، مبنای کار این تحقیق قرار گرفته است. همچنین ایشان گسترهی ایران را به پنج ایالت اصلی لرزهزمین ساختی تقسیم نمودهاند. این ایالتهای لرزهزمین ساختی به ترتیب عبارتند از: ۱- پهنهی لرزهزمین ساختی زاگرس این پهنه، حاصل برخورد قاره با قاره



و بهعنوان بخشی از مرز شمالی کمربند کوهزایی آلپ-هیمالیا به حساب می آید.۳-پهنهی لرزهزمین ساختی شرق-مرکز ایران یک محیط درون صفحهای بین زاگرس و کپه داغ است. ۴-پهنهی لرزهزمین ساختی کپه داغ که قسمت شمال شرقی فلات ایران و حاشیهی جنوب غربی توران (ترکمنستان) را شامل میشود. ۵-پهنهی لرزهزمین ساختی مکران، در جنوب شرقی ایران قرار دارد و حاصل فرورانش قارهای-اقیانوسی میباشد (میرزایی و همکاران، ۱۹۹۸). در شکل ۱، نقشهی توزیع لرزه خیزی گستره ایران به همراه موقعیت تقریبی پهنه های لرزهزمین ساختی مورد مطالعه در این تحقیق، نشان داده شده است. با نگاه کلّی به نقشه در می یابیم که تجمع دادههای لرزهای در پهنهی لرزهزمین ساختی زاگرس بیشتر است چرا که در این پهنه زلزلههای رخ داده بیشتر بوده و از الگوی یکنواختی تبعیت می کنند، اما در پهنهی لرزهزمین ساختی مکران و کپه داغ تجمع دادهها کمتر و زلزلههای رخ داده کمتر هستند.



شکل۱. نقشه لرزهخیزی گسترهی ایران و موقعیت تقریبی پهنههای لرزهزمین ساختی مورد مطالعه در این تحقیق.

### روش تحقيق:

به منظور انجام این تحقیق، دادههای لرزهای گستره یایران در بازه زمانی آغاز ۲۰۰۶ تا پایان ۲۰۱۷ (۱۲ سال) از پایگاه دادهای مرکز لرزه نگاری ایران (وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران) دریافت شده است. به طور کلی تعداد ۳۳۸۶۱ داده استخراج شده است و رخ داد زمین لرزهها در این ۱۲ سال با بزرگی مساوی و بیش از ۲/۵ ریشتر برای کل ایران و پنج پهنه یلزه زمین ساختی دیگر در نظر گرفته شده است. بدیهی است اگر دادههای لرزهای دقیق و از همگنی خوبی برخوردار باشند ما را به اهداف این پژوهش نزدیک تر میکنند. در تحلیلهای اولیه دادهها برای کل گستره ایران، تحلیل های آماری از نظر فراوانی، بزرگی و عمق زمین لرزهها انجام شده است.



برای محاسبه انرژی آزاد شده زلزلهها (بر حسب ژول) از فرمول ۱ استفاده شده است. که در این تحقیق بزرگی زلزلهها بر اساس M<sub>L</sub> میباشد(Kanamori et al., 1993).

Log E<sub>8</sub>=1.96  $M_L$ +2.05 (1)

### انرژی لرزهای آزادشده و نرخ لرزهخیزی پهنهها

با استفاده از کاتالوگ تهیه شده برای زمین لرزهها، انرژیهای لرزهای موجود که در بازهی زمانی ۲۰۱۷–۲۰۰۶ آزاد شدهاند را برای کل گستره ی ایران و پنج پهنهی لرزهزمین ساختی محاسبه کردیم، سپس انرژی لرزهای آزاد شدهای که در هر پهنهی لرزهزمین ساختی اتفاق افتاده است را برای فواصل زمانی یک سال جدا کردیم. همچنین تعداد زلزلههای رخ داده در یک سال و انرژی آزاد شده را در نظر گرفتیم و با استفاده از انرژی آزاد شده در یک سال تقسیم بر مساحت پهنهی لرزهزمین ساختی نرخ لرزهخیزی (λ) را به دست آوردیم و نمودارهای آن تهیّه شد. در جدول ۱، مقادیر برخی از کمّیتهای معرف لرزهخیزی برای کل ایران و پنج پهنهی لرزهزمین ساختی محاسبه شده است.آن گونه که از مقادیر ارائه شده در جدول ۱ پیداست، بیشترین تغییرات(Δ) به پهنهی لرزهزمین ساختی محاسبه شده است.آن گونه که از مقادیر ارائه شده در جدول ۱ پیداست، بیشترین تغییرات(Δ) به پهنهی لرزهزمین ساختی محاسبه شده است.آن گونه که از مقادیر ای پارامتر به پهنهی لرزهزمین ساختی که داغ تعلق می گیرد. به منظور امکان مقایسهی راحت ر مقادیر محاسبه شدهی جدول ۱،

### جدول ۱. مقادیر برخی از کمیّت های معرف لرزه خیزی، محاسبه شده برای کل ایران و همچنین زون های لرزه زمین ساختی این ناحیه.

	فراوانی کل زلزلههای رخ داده	انرژی لرزهای آزاد شده (مگا ژول)	کل کا MJ/km <sup>2</sup>	$\lambda_{\max}$	$\lambda_{\min}$	Δλ
کل ایران	۳۳۸۶۱	A1017VA9FFF	4737/89	349.1/14	•/9	469.8/61
زاگرس	18874	74.09179497	<b>29.1/09</b>	4491/14	٩/۵	4407/91
شرق-مركز ايران	9158	0768484110	5999/19	999 <b>.</b> 4/4.	1/8	999 • Y/AA
البرز-آذربايجان	5499	989788778	227/104	Y099/YY	•/۵	7090/V7
کپه داغ	476.	1.00.000/0	49/01	۵· • /۲۷	• /٨۴	499/47
مكران	1400	720.95077/2	٩٧/٣١	<u> </u>	•/1	۶۸۹/۵۹





شکل۲. نمودارهایی برای مقایسهی مقادیر الف) λmin، ب) λسکل۲. نمودارهایی برای مقایسه های لرزه زمین ساختی این ناحیه.

در شکل ۲ الف نمودارهای تغییرات ایرات ایران و پنج پهنهی لرزهزمین ساختی تهیه شده است. با توجه به این نمودار و مقادیر محاسبه شده برای نرخ لرزهخیزی، پهنهی لرزهزمین ساختی زاگرس بیشترین تغییرات ایر را نشان میدهد و پهنهی البرز-آذربایجان و مکران کمترین تغییرات ایر را داشتهاند. با توجه به شکل ۲ب بیشترین تغییرات پهنهی شرق-مرکز ایران تعلّق میگیرد زیرا، در این پهنه سال ۲۰۱۳ زلزلهای به بزرگی ۷/۱ در مقیاس ریشتر رخ داده و انرژی لرزهای آزاد شده برای این پهنه و در سال۲۰۱۳ بیشتر از فواصل زمانی مورد مطالعه بوده است. همچنین پهنهی لرزهزمین



ساختی مکران و کپه داغ کمترین تغییرات مسمد را نسبت به پنج پهنهی لرزهزمین ساختی دیگر نشان میدهند. شکل ۲ج نمودار تغییرات ۸ کل را نشان میدهد، که بیشترین تغییرات نرخ لرزهخیزی به پهنهی لرزهزمین ساختی شرق-مرکز ایران و کمترین تغییرات نرخ لرزهخیزی به پهنههای کپه داغ و مکران اختصاص دارد. جدول۲، انرژی لرزهای آزادشده(بر حسب مگاژول) و نرخ لرزهخیزی را برای کل گسترهی ایران و پنج پهنهی لرزهزمین ساختی نشان میدهد.

					- 6	0	,						
انرژی لرزهای آزاد شده (MJ)								نرخ لرزهخیزی (λ) MJ/km²					
سال	کل ایران	زاگرس	شرق-مركز	البرز –	کپه داغ	مكران	كل	زاگرس	شرق-	البرز –	کپه داغ	مكران	
			ايران	آذربايجان			ايران		مركز ايران	آذربايجان			
79	177/0	۴۰۸/۰	۳/۵	۲/۹	١/٨	۴/۷	۶/۱	۶/۱	۵/۱	۵	۴/۷	۵/۱	
2	۳١/٠	٩/۵	۵۳/۰	۵/۶	١/٨	١/٢	۵/۹	۵/۱	۵/۹	۵/۱	۴/۷	۴/۷	
2	18/0	2.2/9	۲/۵	۱۷/۰	٧/۴	۳/۷	۵/۶	۶	۵/۱	۵/۳	۵/۱	۵	
79	•/V	۱۲/۵	۴/۰	۰/۵	۰/۸	۱/۰	۵/۳	۵/۳	۵/۲	۴/۴	۴/۳	۴/۳	
1.1.	526/1	291/0	۷۸۴/۵	180/8	٧/٠	۰/۴	۶/۵	۶/۱	۶/۵	۵/۹	۵	۴/۴	
2011	54/V	**/•	٨٦/۵	۲/۹	۴/۴	۱۲/۸	۶	۵/۳	۶	۴/۹	۴/۹	۵/۳	
2012	594/9	۳۷/۲	24/0	2066/2	۲۶/۷	۶/۳	۶/۵	۵/۵	۵/۶	۶/۵	۴/۸	۵/۱	
2013	3460.0/.	۶۲۱/۳	999 <b>.</b> 4/4	۴/۰	۱۷/۵	<del>ዎ</del> ለ٩/٨	٧/۵	۶/۳	٧/۵	۴/۹	۵/۳	۶/۱	
2014	197/2	989/V	1/0	۲/۱	۶/۰	۲۳/۶	۶/۲	۶/۲	۴/۹	۴/۵	۵	۵/۴	
1.10	۱۲/۸	24/.	٧/۶	٣/۴	17/7	٨/٣	۵/۳	۵/۳	۵/۳	۴/۷	۵/۲	۵/۱	
2018	٨/٠	10/4	۳/۸	۴/۵	٨/١	۱/۰	۵/۴	۵/۴	۵	۵/۱	۴/۹	4/9	
2.12	14447/1	4491/.	491/0	۱۰/۷	۵۰۰/۲	410/V	٧/٣	٧/٣	۶/۲	۵/۲	6	۶/۱	

جدول۲. مقادیر کمیت های مقدار انرژی لرزه ای آزاد شده و نرخ لرزه خیزی، محاسبه شده به تفکیک سال برای کل ایران و همچنین پهنه های لرزه زمین ساختی این ناحیه.

شکل۳، به خوبی الگوی تغییرات نرخ لرزهخیزی را بر حسب سال برای گستره یایران و پنج پهنه یلرزهزمین ساختی نمایش میدهد. نگاه کلی به این نمودار و مقایسه یاین پنج پهنه، حکایت از آن دارد که تفاوت فاحشی در الگوی تغییرات نرخ لرزه خیزی در پهنه های لرزه زمین ساختی ایران وجود دارد و رفتار لرزه خیزی این پنج پهنه باهم متفاوت است. در بین پهنه های مورد مطالعه پهنه یلرزه زمین ساختی شرق-مرکز ایران بیشترین تغییرات نرخ لرزه خیزی را داشته و پهنه های لرزه زمین ساختی کپه داغ و مکران کمترین تغییرات را در بازه ی زمانی ۱۲ سال نشان میدهند. همچنین سال های ۲۰۱۹ کمتر در این سالحتی کپه داغ و مکران کمترین تغییرات را در بازه زمانی ۱۲ سال نشان میدهند. همچنین سال های ۲۰۱۹ کمتر در این سالها است و ساله ی در این ۲۰۱۳ مای در بازه مای منطقه یا برزه های بزرگتر و فعالیت لرزه ای فعالیت لرزه ای بیشتر در این سال ها دارد. همچنین در بخش های شمالی منطقه ی البرز-آذربایجان و بخش جنوبی شرق-



مرکز ایران تغییرات لرزهخیزی و زلزلههای رخ داده نسبت به پهنههای لرزهزمین ساختی مکران و کپه داغ بیشتر است. در صورت تهّیه کاتالوگ دقیق و کامل دادههای لرزهای میتوان از معیار λ در پهنهبندی لرزهزمین ساختی نواحی فعال



لرزهخيز استفاده نمود.

شکل۳. نمودار تغییرات سالیانه نرخ لرزه خیزی (بر حسب مگا ژول ) برای کل ایران و همچنین پنج پهنهی لرزهزمین ساختی در بازهی زمانی ۲۰۱۷-۲۰۰۶ میلادی.

### نتیجه گیری:

در این تحقیق کمّیتهای معرف لرزهخیزی، برای کل ایران و پنج پهنهی لرزهزمین ساختی مورد مطالعه قرار گرفته است. پس از مقایسهی پنج پهنه، نتایج حاصل از این تحقیق بدین گونه است که (در بازهی زمانی ۱۲ سال) در بین پهنههای مورد مطالعه، پهنهی لرزهزمین ساختی شرق-مرکز ایران بیشترین تغییرات سالیانه λ را نشان می دهد. در حالی که در پهنهی کپه داغ و مکران تغییرات نرخ لرزه خیزی به مقدار کمتری دیده می شود. از سوی دیگر بین پهنههای مورد مطالعه پهنهی البرز-آذربایجان و زاگرس در سالهای ۲۰۱۴–۲۰۱۲ نرخ لرزه خیزی بیشتری نسبت به پهنهی مکران و کپه داغ از خود نشان دادند. می توان چنین برداشت کرد که پهنههای لرزهزمین ساخت ایران الگوهای متفاوتی از تغییرات نرخ لرزه خیزی نشان می دهند که با توجه به اینکه ماهیت زمین ساختی این پنج پهنه متفاوت است این تفاوتها در نرخ لرزه خیزی ۸ منطقی به نظر می رسد. کوتاهی بازهی زمانی داده های لرزه خیزی مورد مطالعه در این تحقیق و عدم دقت دادهها در برخی نواحی



مانند مکران، باعث می شود نتوان با صراحت و قطعیت به تفسیر این نتایج پرداخت. با این حال، نتایج کلی حاصل از این تحقیق تفاوت قابل ملاحظه رفتار لرزه خیزی پهنه های مختلف لرزه زمین ساختی ایران را به وضوح نشان می دهد.

### **\$\$\$\$\$**

### منابع:

متقی، س .خ.، حسامی آذر، خ .، مصطفی زاده، م.،۱۳۹۱،" تشخیص تنشگاههای بزرگ در البرز با استفاده از لرزهخیزی دهه گذشته و معرفی محتمل ترین مکانهای رویداد زمینلرزههای بزرگ آینده"، مجله علوم زمین، ۸۵ ، (۱۳۴–۱۲۵)

موسوی بفروئی، س .ح.، میرزائی، ن.، شعبانی، ا .، اسکندری قادی، م.، ۱۳۹۳ ،" پهنهبندی خطر زمینلرزه در ایران و بر آورد مقادیر بیشینه شتاب برای مراکز استانها"، مجله فیزیک زمین و فضا، ۴۰(۴)،( ۱۵–۳۸)

هاشمی، س، ن.، جمشیدی، پ.، ۱۳۹۷، "بررسی تغییرات نرخ لرزه خیزی در پهنه های مختلف لرزه زمین ساختی ایران"، مجموعه مقالات هجدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، اردیبهشت ۱۳۹۷، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، (۴–۱)

- Cuthbertson, R., 2006. "Automatic calculation of seismicity rates in eastern Queensland", In AEES Conference, Earthquake Engineering in Australia, canberra 24-26.
- Hill, D. P., Reasenberg, P. A., Michael, A., Arabaz, W. J., Beroza, G., Brumbaugh, D., & Gomberg, J., 1993. "Seismicity remotely triggered by the magnitude 7.3 Landers, California, earthquake", Science, 260(5114), 1617-1623.
- Kanamori, H., Mori, J., Hauksson, E., Heaton, T. H., Hutton, L. K., & Jones, L. M., 1993. "Determination of earthquake energy release and ML using TERRAscope". Bulletin of the Seismological Society of America, 83(2), 330-346.
- Marsan, D., Wyss, M., 2011. "Seismicity rate changes, Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis", doi:10.5078/corssa-25837590. Available at http://www.corssa.org.
- Mirzaei, N., Mengtan, G., & Yuntai, C., 1998. "Seismic source regionalization for seismic zoning of Iran: major seismotectonic provinces". Journal of earthquake prediction research, 7, 465-495.
- Reasenberg, P., 1985. "Second-order moment of central California seismicity", 1969–1982. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 90(B7), 5479-5495.
- Zamani, A., Agh-Atabai, M., 2009. "Temporal characteristics of seismicity in the Alborz and Zagros regions of Iran", using a multifractal approach, Journal of Geodynamics, 47, 271-279.









### **بررسی مورفوتکتونیک مرتبط با گسل جوان اصلی زاگرس در منطقه سروآباد، غرب ایران**

کی کی کی کی انشجوی کار شناسی ار شد تکتونیک، دانشکده علومپایه، دانشگاه بو علی سینا، همدان، ایر ان. Eshterabeh001@gmail.com **رضا علی پور**، استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بو علی سینا، همدان، ایر ان Rezaalipoor116@gmail.com **حسن محسنی،** دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علومپایه، دانشگاه بو علی سینا، همدان، ایر ان Mohseni4@gmail.com **\$\$\$\$\$** 

### چکیدہ

در این پژوهش مورفوتکتونیک مرتبط با گسل جوان اصلی زاگرس در منطقه سروآباد ( باختر ایران) مورد بررسی قرار گرفته است. روش مورد استفاده اندازگیری شاخص های مورفوتکتونیکی و مقایسه با مشاهدات صحرایی بوده است. شاخصهای به کار برده شده شامل: طول -شیب رودخانه (SL)، نسبت عرض کف دره به ارتفاع آن (Vf) عدم تقارن حوضه ز هکشی(AF)، شکل حوضه (Bs)، منحني و انتگرال هيپسومتري (Hi)، تقارن توپوگرافي(T) مي باشند. در منطقه مورد مطالعه يکي از گسل هاي فعال و لُرزه خیز ایران (گسل جوان اصلی زاگرُس) وجود دارد. نتایج بدست آمده نشان داد که حوضه های منطبق بر گسل جوان اصلي زاگرس در ناحيه مُركزي و شمالي منطقه، همچنين در نواحي با تراكم گسلي بالا، شاخص هاي مورفوتكتونيكي اندازه گيري شده ناهنجاري هايي نشان مي دهند. كه اين ناهنجاري ها حاكي از تأثير گسل هاي مذكور بر منطقه و فعاليت تكتونيكي مي باشد. و همچنین منطقه مورد مطالعه از لحاظ فعالیت تکتونیکی بر اساس نقشه هم پوشانی(SAW) به چهار کلاس تقسیم شده است، که این تقسيم بندى شامل فعاليت نسبى بسيار بالا (٥٥/٣ درصد)، فعاليت نسبى بالا (٥١/٧درصد)، فعاليت نسبى متوسط (٢٩/٢١)، فعاليت نسبی پایین (۸/۳ درصد) می باشد. که نتایج این مدل نشان می دهد مناطق با فعالیت نسبی بسیار بالا و بالا منطبق بر گسل اصلی منطقه و شاخه های آن می باشد.

كليد واژه ها: گسل جوان اصلي، شاخص هاي مور فوتكتونيك، مدل افز اينده ساده، سرو آباد

Morphotectonics features analysis related to the MRF in the Sarvabad region, west Iran Salah Eshterabeh, Student of tectonic, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran.

Reza Alipoor, Assistant. Professor, Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran. Hassan Mohseni, Associate Professor, Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran.

### Abstract:

In the present study, morphotectonic features related to the Main Recent Fault (MRF) have been studied in the Sarvabad region. The used method was the measurement of the morphotectonic indices and comparison with field observations. Indices used include: stream length-gradient index (SL), ratio of valley-floor width to valley height (Vf), drainage basin asymmetry (Af), drainage basin shape (Bs), hypsometric integral (Hi), topographic symmetry(T). In the study area, there is an active and seismic fault (the MRF). The results showed that the morphotectonic indices show anomalies along the catchments corresponding to the MRF in thecentral and northern parts of the study area, as well as in regions with high density fault. These anomalies indicate the tectonic activity and effect of these faults on the region and the study area was divided into four regions according to the values of simple additive model (SAW). These classes include very high (55.3%), high (7.15%), moderate (29.21%), and low activity (8.3%). The result of the model suggests that the study area parts with very high and high relative tectonic activity and consistent with the high relative tectonic activity and consistent with the with high density fault. These anomalies indicate the tectonic activity and effect of these faults on the region and . The study area was divided into four regions according to the values of simple additive model(SAW). These classes include very high (55.3%), high (7.15%), moderate (29.21%), and low activity (8.3%). The result of the model suggests that the study area parts with very high and high relative tectonic activity and consistent with the MRF.

Keywords : (MRF, Morphotectonic Indexes, SAW model, Sarvabad)



#### مقدمه

کوهزاد زاگرس در اثر همگرایی صفحه ی عربستان با صفحه ایران و در نتیجه بسته شدن اقیانوس نئونتیس ایجاد شده است (Alavi,1994; Agard et al., 2011; 2014; Mohajjel and Fergusson, 2013) ). زمین درز این کوهزاد توسط افیولیت ها و سنگ های رسوبی دریایی عمیق در بخش شمال خاوری کمربند چین خورده رانده زاگرس مشخص شده است (Mohajjel et al., 2014). برخی از محققان بر اساس فرارانش افیولیت ها و همچنین سنگ های رسوبی دریایی عمیق زمان برخورد و شکل گیری زمیندرز زاگرس را کرتاسه پایانی می دانند(Alavi, 2004; کمربند چین خورده ساده زاگرس مشخص شده است برخورد و شکل گیری زمیندرز زاگرس را کرتاسه پایانی می دانند(Berberian and King, 1981; Alavi, 2004). به طور کلی کمربند زاگرس به دو بخش اصلی کمربند زاگرس مرتفع و کمربند چین خورده ساده تقسیم بندی شده است رانده زاگرس و مرز جنوب باختری کمربند سندج سیرجان است. (Stocklin, 1974; Mohajjel and Jackson, 2002; برخوردی زاگرس می باشد (Talebian and Jackson, 1994; Berberian, 1995). یس برخوردی زاگرس می باشد (Talebian and Jackson, 2004). ساختار های مختلف و شواهد ژنومور فیکی جابه جایی امتداد برخوردی زاگرس می باشد (Talebian and Jackson, 2004). ساختارهای مختلف و شواهد ژنومور فیکی جابه جایی امتداد یوز راست گرد حدود ۵۰ تا ۶۰ کیلومتر در واحدهای افیولتی و شبکه آبراهه ها را نشان می دهد رامتداد در ویند راست گرد حدود ۵۰ تا ۶۰ کیلومتر در واحدهای افیولتی و شبکه آبراهه ها را نشان می دهد رامتداد قطعات درود تا صحنه و نفز راست گرد حدود ۱۹۰ تا و ژنومور فیکی در ارتباط با گسل جوان اصلی زاگرس در امتداد قطعات درود تا صحنه و میوان تا پیرانشهر بوده است و مطالعه خاصی در مورد شواهد ساختاری و مورفولوژیکی این گسل در منطقه سروآباد از است مریوان تا پیرانشهر بوده است و مطالعه خاصی در مورد شواهد ساختاری و مورفولوژیکی این گس در منطقه سروآباد اندا مریوان تا پیرانشهر بوده است و مطالعه خاصی در مورد شواهد ساختاری و مورفولوژیکی این گسل در منطقه سروآباد از اساس منده است. هدف از این پژوهش بررسی فعالیت نسبی تکتونیکی گسل جوان اصلی زاگرس در منطقه سروآباد از اساس منده است. هدف از این پژوهش بررسی فعالیت نسبی تکتونیکی گسل جوان اصلی زاگرس در منطقه سروآباد اساس



منطقه می باشد. ارزیابی ژئومورفیک تکتونیک فعال با استفاده از شاخص های مورفوتکتونیکی به مقاومت سنگ ها، تغییرات اقلیمی و فرآیندهای تکتونیکی بستگی دارد.



ساختاری می باشد. حال یکی از گُسل های مهم زون زاگرس گسل جوان اصلی زاگرس با حرکت امتداد لغز راست بر



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



### شاخص های مورفومتریک

مناظر فعال تكتونیكی منعكس كننده نرخ بالاآمدگی، مقاومت توده های سنگ و آب و هوای یک منطقه می باشد(,.Bull., مناظر فعال تكتونیكی مناطقی كه داده های قطعی در اختیار نیست (2009). استفاده از شاخص های ژئومورفیک برای ارزیابی نسبی فعالیت تكتونیكی مناطقی كه داده های قطعی در اختیار نیست روش مناسبی می باشد(2008 et al., 2008). همچنین ممكن است ناهنجاری های در بعضی از حوضه ها مشاهده شود كه این ناهنجاری ها ناشی از تغییرات محلی از فعالیت های تكتونیكی مانند فرورانش یا بالا آمدگی باشد( ArcGIS 10.2 متر در محیط نرم افزار SI, AF, Bs, Hi, Vf, T). محاصبه شداده از محاصبه شده مانند فرورانش یا بالا آمدگی باشد( محیط نرم افزار 2008). محاسبه شدند(جدول ۱).

شاخص گرادیان طولی رودخانه ای (SL): از رابطه (۱) بدست می آید:  $L = (\Delta H/\Delta L) = \Delta H/\Delta L$  شیب رودخانه بین دو خط کانتوری است. (  $\Delta H$  اختلاف ارتفاع بین دو نقطه ی اندازه گیری شده و  $\Delta L$  طول بین دو نقطه ی اندازه گیری شده) L طول کل رودخانه (Keller and Pinter, 2002). که مقادیر Sl برای منطقه به صورت زیر (شکل<sup>4</sup>) می باشد.



شاخصSI به تغییرات شیب رودخانه بسیار حساس است این حساسیت بر آورد میزان روابط موجود بین فعالیت های تکتونیکی، مقاومت سنگ وتوپوگرافی را امکان پذیر می سازد. این شاخص در مناطقی که بستر رودخانه در سنگ های سخت قرار دارد افزایش می یابد. مقدار SL حاکی از بالاآمدگی و فعالیت های شدید نئوتکتونیکی در منطقه می باشد. نتایج حاصل از این شاخص به صورت نمودار برای تعدادی از حوضه ها رسم شده است(شکل). در حوضه بساران یک ناهنجاری مشاهده می شود که مربوط به تغییر لیتولوژی بستر رودخانه می باشد. و همچنین در انتهای حوضه ی هورامان یک ناهنجاری مشاهده می شود که این قسمت از رودخانه وارد حوضه با فعالیت نسبی بسیار بالا می شود.





عدم تقارن حوضه زهکشی(AF): از رابطه (۲) بدست می آید: (Ar / At) (Ar / AF) (AF = 100 (Ar / At) دعدم تقارن حوضه زهکشی، Ar: مساحت قسمت راست حوضه زهکشی، At: مساحت قسمت چپ حوضه زهکشی(, Keller and Pinter) (مکشی (Ar نهگ می دهد. **شکل حوضه (BS)** زهکشی، Ar: مساحت قسمت راست حوضه زهکشی، At: مساحت قسمت چپ حوضه زهکشی (2002, Hamdouni,2008) رابطه (۳) بدست می آید: Bs = Bl/Bw ، Bs ای کشیده در مناطق فعال تکتونیکی و مقدار پایین نشان ترین بخش آن. مقدار بالا شاخص Bs نشان دهنده حوضه های کشیده در مناطق فعال تکتونیکی و مقدار پایین نشان دهنده حوضه های دایره ای که مربوط به مناطق غیر فعال است(Point et al., 2017). انتگرال هیپسومتری(Hi Hi رابطه مقابل بدست می آید: (ارتفاع ماکزیمم-ارتفاع میانگین) /(ارتفاع مینیمم -ارتفاع میانگین)=Hi سطوح بالا ان نشان دهنده بیشترین توپوگرافی در حوضه و مقدار متوسط تا پایین نیز با حوضه های زهکشی یکنواخت در ارتباط است(Solution) دهنده بیشترین توپوگرافی در حوضه و مقدار متوسط تا پایین نیز با حوضه های زهکشی یکنواخت در ارتباط در کلاس ۱ قرار گرفته اند(شکل<sup>9</sup>). که امکان محاسبه این شاخص فقط برای ۹ حوضه و جود داشت که هر ۹ حوضه در کلاس ۱ قرار گرفته اند(شکل<sup>9</sup>).



نسبت عرض دره به عمق دره (Vf): از رابطه (۵) بدست می آید: [(Stighor Esc) + (Erd – Esc) (Erd – Esc) به ترتیب ارتفاع سمت چپ و راست دره از کف دره، نسبت عرض دره به عمق دره، Vfw: عرض دره، Erd، Eld، به ترتیب ارتفاع سمت چپ و راست دره از کف دره، Esc: ارتفاع کف دره (Total and McFadden) مقدار پایین Vf مربوط به مناطق با نرخ بالاآمدگی زیاد (دره های Vشکل) مقدار بالا Vf مربوط به مناطق غیر فعال تکتونیکی (دره های Uشکل) می باشد. تقارن توپوگرافی (T): از رابطه مقابل بدست می آید: Da (T = Da/Dd) و اگر شاخص I) منان دهنده حوضه فعال می باشد . شاخص0=T نشان دهنده حوضه غیر فعال و اگر شاخص I) انشان دهنده حوضه فعال می باشد . (2011)

رديف	حوضه	مساحت(km2)	Vf	Hi	Bs	Af	Т
1	Avihang	160.87	0.85	0.65	4.1	43.18	0.3
2	Besaran	90.13	1.93	0.57	4.02	37.23	0.33
3	Aryan	68.14	3.02	0.55	4.4	45.26	0.33
4	Suretu	212.43	0.4	-	3.02	54.25	0.21
5	Hajij	143.35	0.75	-	0.58	45.6	0.15
6	Hewraman	175.04	0.95	0.58	4.06	34.31	0.17
7	Hazarani	66.12	1	0.66	3.2	45.3	0.21
8	Weyse	149.7	1/89	0.88	3.6	54.83	0.23
9	Kani Dinar	201.52	0.36	-	1.49	49.37	0.42
10	Rezaw	170.28	0.47	0.69	3	56.73	0.31
11	Mirrig	196.36	1	-	1.39	33.66	0.54
12	Koredere	80.16	0.99	0.62	0.55	30	0.18
13	Pirkhezran	99.13	1.45	0.5	0.64	36.1	0.33
14	Baqel Aba	84.69	1.1	-	0.51	52.45	0.39
15	Danikash	95.69	0.89	-	1.08	44.68	0.48
16	Negl	57.37	1.69	-	0.9	36.86	0.16
17	Hazarkhani	54.31	0.46	-	0.53	71.22	0.43



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



### مدل افزاينده ساده((Simple additive model(SAW))مدل افزاينده

همه شاخص ها طُبُق روش زیر در نزم افزار ArcGIS10.2 محاسبه شده اند. A={(SI\*0.4023)+(Vf\*0.2852)+(Hi\*0.1606)+(Bs\*0.0782)+(Af\*0.0411)+(T\*0.0326)



شكل٧- نقشه پهنه بندي تكتونيكي منطقه سروأباد

بر اساس خروجی این مدل دامنه فعالیت تکتونیکی حوضه ها در محدوده ۰/۶-۱۷/۰ قرار گرفته است که بر این اساس محدوده ۲۳۹-۱/۱۷-(بسیار بالا)؛ ۲۹۸-۱/۳۰(بالا)؛ ۵۵/۵-۸/۸(متوسط) و ۰/۶-۵۵/۵(پایین) می باشد(شکل۵). که طبق این نتایج بدست آمده ۵۵/۳ درصد از منطقه در محدوده با فعالیت نسبی بسیار بالا (۱۱۶۵/۳۳Km)، ۲/۱۵درصد در محدوده با فعالیت نسبی بالا (۱۵۰/۸۲ Km) ، ۲۹/۲۱ درصد در محدوده با فعالیت نسبی متوسط(Km) ۲۵/۵۷) و ۸/۳ درصد در محدود با فعالیت نسبی پایینMT ( ۱۷۵/۰۴) قرار می گیرد.

### شواهد صحرايي

اشکال و عوارض ساختاری ناشی از فعالیت تکتونیکی که در منطقه قابل مشاهده بوده که عمده ترین این عوارض شامل:دره های V شکل: در منطقه مطالعه برای حوضه هایی که میزان Vf پایین بدست آمده دره های V شکل واضحی قابل مشاهده می باشد(شکل۸). گسل های امتداد لغز و جابه جایی آبراهه ها: مهمترین گسل ها در منطقه مورد مطالعه گسل های امتداد لغز هستند که ویژگی ساختاری همه ی آن ها راست بر بودن بوده و اغلب روند شمال،شمال باختری-جنوب،جنوب خاوری دارند(شکل۸).





۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



گسل های معکوس: از گسل های شیب لغز منطقه می توان به گسل های معکوس اشاره کرد که احتمالا همزمان با تشکیل گسل های امتدادلغز ایجاد شده اند .این شکستگی ها شاخه های فرعی گسل های امتداد لغز هستند که به دلیل تغییر در امتداد گسل های امتدادلغز مؤلفه حرکت آنها، از امتداد لغز به شیب لغز از نوع معکوس تغییر یافته است(شکل۹).



شکل۹ - گسل های شیب لغز معکوس در منطقه مورد مطالعه

### نتیجه گیری:

آنومالی هایی شاخص SL در حوضه های هور امان، هز ار انی، بسار ان و میریگ مقادیر بالایی نشان می دهند که متاثر از فعالیت MRF است. شاخص SS در حوضه های آویهنگ، بسار ان، آریان و هور امان مقادیر بالایی نشان می دهد که ناشی از سنگ minun و تراکم رسوبات است. مقدار شاخص T بدست آمده بر ای همه ی حوضه عدد ۱۰تا ( را نشان می دهد که این مقدار تایید کننده فعال بودن منطقه می باشد. منحنی Hi رسم شده بر ای نه حوضه حلات محدب دارد که جزو مناطق فعال تکتونیکی محسوب می شوند. مقدار شاخص AF در حوضه های آویهنگ، بسار ان، سری و هر امان مقادیر بالایی نشان می دهد که این مقدار تایید کننده فعال بودن منطقه می باشد. منحنی Hi رسم شده بر ای نه حوضه حالت محدب دارد که جزو مناطق فعال تکتونیکی محسوب می شوند. مقدار شاخص AF در حوضه های آویهنگ، بسار ان، سورتو، هجیج، هزار خانی، ویسه، کانی دینار، رزاو، باقل آباد و سورتو، رزاو، هزار خانی و کانی دینار جزو مناطق فعال محسوب می شوند. مقدار شاخص AF می باشد که نشان می دهد که حوضه های آویهنگ، بسار ان، سورتو، هجیج، هزارخانی، ویسه، کانی دینار، رزاو، باقل آباد و سورتو، رزاو، هزار خانی و کانی دینار جزو مناطق فعال محسوب می شود که دره های کی میاند و خوضه های سورتو، رزاو، مقان می دهد که حوضه های سورتو، سرورتو، مقان می دینار جزو مناطق فعال محسوب می شود که دره های کا شکل عمیق در این حوضه ها عداد بدست آمده از این حوضه ها را تایید می کند. با توجه به نقشه ی پهنه بندی تکتونیکی منطقه ی مورد مطالعه حوضه های سورتو، رزاو، هزار خانی و کانی دینار چرو مناطق فعال محسوب می شود که دره های کا شکل عمیق در این حوضه ها عداد بدست آمده از این حوضه ها می سورتو، مقدی و کانی دینار، پیرخصرران و کور دره (۵۵/۲ درصد از منطقه) جزو ناحیه با فعالیت نسبی بالا، حوضه های هزارزی و باقل آباد (۲۰۱۵ درصد از منطقه) جزو ناحیه با فعالیت نسبی بالا، حوضه های هراران، آویه کر در مداره می هود می ی هود مای (۲۹/۲ درصد از منطقه) جزو ناحیه با فعالیت نسبی بالا، حوضه های هز از ای و باقل آباد (۲۰/۵ درصد از منطقه) جزو ناحیه با فعالیت نسبی بالا، حوضه های هر راران، آویهنگ و دانیکش (۲۹/۲ درصد از منطقه) جزو ناحیه با فعالیت نسبی می بالا، حرصد از منطقه) جزو ناحیه با فعالیت نسبی می هر رامان (۲۹/۲ درصد از منطقه) جزو ناحیه ی مور مای مرم (۲۹/۲ درصد از منطقه) جزو ناحیه با فعالیت نسبی می هر

### **References:**

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechure, H., Vrielynck, B., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. Geol. Mag.. http://dx.doi.org/10.1017/ S001675681100046X.

Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. Am. J. Sci. 304, 1e20.

Alipoor, A., Zare, M., Ghassemi, M., 2012. Inception of activity and slip rate on the Main Recent Fault of Zagros Mountains, Iran. Geomorphology 175e176, 86e97.

Alipoor, R., M. Poorkermani, M. Zare, and R. El-Hamdouni. 2011. Active tectonic assessment around Rudbar Lorestan dam site, High Zagros Belt (SW of Iran). Geomorphology, 128: 1–14

Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. J. Geodyn. 21, 1–33.

Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Sharabi, M., Qoraishi, M., 2003. Accomodation of Late Cenozoic oblique shortening in the Alborz Range, Northern Iran. J. Struct. Geol. 25, 659–672.

Authemayou, C., Chardon, D., Bellier, O., Malekzade, Z., Shabanian, E., Abbassi, M., 2006. Late Cenozoic partitioning of oblique plate convergence in the Zagros fold-and-thrust belt (Iran). Tectonics 25, TC3002. http://dx.doi.org/10.1029/2005TC001860.

Bachmanov, D.M., Trifonov, V.G., Hessami, K.T., Kozhurin, A.I., Ivanova, T.P., Rogozhin, E.A., Hademi, M.C., Jamali, F.H., 2004. Active faults in the Zagros and central Iran. Tectonophysics 380, 221e241.







Berberian, M., 1995. Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. Tectonophysics 241, 193e224.

Berberian, M., King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Nat. Res. Cou. Can. Can. J. Earth Sci. 18, 210e265.

Berberian, M., Yeats, R.S., 1999. Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau. Bull. Seismol. Soc. Am. 89, 120.

Berberian, M., Yeats, R.S., 2001. Contribution of archaeological data to studies of earthquake history in the Iranian plateau. J. Struct. Geol. 23, 563–584.

Bull,W.B., 1978. Geomorphic Tectonic Classes of the South Front of the San GabrielMountains, California. U.S. Geological Survey Contract Report, 14-08-001-G-394, Office of Earthquakes. Volcanoes and Engineering, Menlo Park,CA.

Bull, William B., 2009. Tectonically Active Landscapes. Blackwell Publishing.

Bull,W.B., McFadden, L.D., 1977. 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.

Copley, A., Jackson, J., 2006. Active tectonics of the Turkish Iranian plateau. Tectonics 25, TC6006. http://dx.doi.org/10.1029/2005TC001906.

Doranti-Tiritan, C., Hackspacher, P. C., Souza, D. H. d., Siqueria-Riberio, M.C., 2014. The Use of the Stream Length-Gradient Index in Morphotectonic Analysis of Drainage Basins in Pocos de Caldas Plateau, SE Brazil. Int. Geol. http://dx.doi.org/10.4236/ijg.2014.511112

El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernández, T., Chacón, J., Keller, E.A., 2008. Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (Southern Spain). Geomorphology 96, 150–173.

Haynes, S.J., McQuillan, H., 1974. Evolution of the Zagros suture zone, southwestern Iran. Geol. Soc. Am. Bull. 85, 739e744.

Hessami, K., Koyi, H., Talbot, C.J., Tabasi, H., Shabanian, E., 2001. Progressive unconformities within an evolving foreland fold-thrust belt, Zagros Mountain. J. Geol. Soc. Lond. 158, 969e981.

Khadivi, S.H., Mouthereau, F., Larrasona, J.C., Verges, O., Lacombe, E., Khdemi, E., Bearmud, E., Melinte-Dobrinescu, M., Suc, J.P., 2012. Magnetochronology of synorogenic Miocene foreland sediments in the Fars arc of the Zagros folded

belt (SW Iran). Basin Res. 22, 918e932.

McQuarrie, N., Stock, J.M., Verdel, C., Wernicke, B.P., 2003. Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. Geophys. Res. Lett. 30 (20).

Jaberi, M., Ghassemi, M.R., Shayan, S., Yamani, M., Zamanzadeh, A.M., 2017 Interaction between active tectonics, erosion and diapirism, a case study from Habble-Rud in Southern Central Alborz (Northern Iran). Geomorphology. 300, 77-94.

Jackson, J.A., Priestley, K., Allen, M.B., Berberian, M., 2002. Active tectonics of the South Caspian Basin. Geophys. J. Int. 148, 214–245.

Keller, E.A., Pinter, N., 2002. Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape. second ed. Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ.

Mohajjel, M., Behyari, M., 2010. Young transpressive positive flower structure along the Zagros collision zone,

Mohajjel, M., Fergusson, C.L., 2013. Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran. Int. Geol. Rev.. http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2013.853919.

Mohajjel, M., Rasouli, A., 2014. Structural evidence for superposition of transtension on transpression in the Zagros collision zone: Main Recent Fault, Piranshahr area, NW Iran. J. Structural Geology. 62, 65e79

Navabpour, P., Angelier, J., Barrier, E., 2007. Cenozoic post-collisional brittle tectonic history and stress reorientation in the High Zagros belt (Iran, Fars Province). Tectonophysics 432, 101e131.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



## تاثیر سازند گچساران بر جابجایی محور چینها در امتداد گسل پیشانی زاگرس، فروبار دزفول جنوبی

**\$\$\$\$** 

tavakoli402@yahoo.com

mahdinajafi@iasbs.ac.ir

اسلام تو کلیان، دانشجوی دکتری دانشگاه تربیت مدرس، شرکت نفت مناطق نفتخیز جنوب دکتر علی یساقی، استاد دانشگاه تربیت مدرس<u>yassaghi@modares.ac.ir</u> دکتر مهدی نجفی، استادیار دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان

**\$\$\$\$** 

چکیدہ :

ویژگی های مکانیکی رسوبات با مقاومت کمتر از عوامل اصلی کنترل کننده سبک دگرریختی در کمربندهای چین-خورده-رانده است. لایه های نامقاوم باعث تغییر شکل و ناهماهنگی بین شکل چینها در سطح نسبت به عمق می شوند. از جمله لایه های نامقاوم در کمربند چین خورده-رانده زاگرس می توان به سازند گچساران اشاره کرد. در این مقاله با تفسیر نقشه های زیر سطحی و سطحی و جابجایی محور تاقدیسها در فروبار دز فول جنوبی سعی شده است تاثیر سازند گچساران بر چین خوردگی های این ناحیه مورد بررسی قرار گیرد. با توجه به لیتولوژی متفاوت سازند گچساران در فروبار دز فول جنوبی مشاهده شده است که در مناطقی که نمک لیتولوژی غالب سازند گچساران را تشکیل می دهد مقدار جابجایی محور در سطح نسبت به عمق بیشتر می باشد و هرچه ضخامت نمک بیشتر می باشد مقدار جابجایی نیز بیشتر می باشد. **کلید واژه ها:** افق جدایشی، سازند گچساران، فروبار دز فول جنوبی، نمک

### Influence of the Gachsaran Formation lithology on the crestal shift of anticlines in the southern Dezful Embayment, Zagros

Islam Tavakolian, PhD student, Tarbiat Modares University, NISOC oil company Ali Yassaghi, professor, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran Mahdi Najafi, assistant professor, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran mahdinajafi@iasbs.ac.ir

### Abstract:

The mechanical properties of incompetent sediments play a crucial role in controlling the deformation style of folded-thrust belts. Disharmonic folding occurs due to the act of detachment layers, in which surficial fold shapes doesn't reflect their deep geometry. The Gachsaran Formation is the most significant detachment layers across the Zagros folded-thrust belt. In this study, interpretation of subsurface data together with surface geological mapping, permit to measure crestal shift of anticlines in the southern Dezful Embayment, in order to obtain the effect of the Gachsaran Formation on the folding style. Regarding the different lithology of the Gachsaran Formation in the southern Dezful Embayment, the results indicated that salt content and thickness variations of the Gachsaran Formation controls its efficiency as a decoupling level and shift in the fold crestal area.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



**Keywords:** Detachment layer, Gachsaran Formation, Dezful Embayment, Salt ♦♦♦♦♦♦

#### مقدمه:

چینه شناسی مکانیکی توالی پوشش رسوبی، بویژه حضور افقهای نامقاوم که میتوانند به عنوان افق های جدایش عمل نمایند، یک پارامتر مهم کنترلکننده سبک چین خوردگی در کمربندهای چین خورده-رانده است:(Currie et al. 1962) دارند باعث ایجاد جدایش ساختاری و تفاوت در سبک چین خوردگی واحدهای بالایی و زیرین خود می شوند بنابراین شکل چینها در سطح همواره هندسه عمقی آنها را نشان نمیدهد.Koyi 2004 افقهای جدایشی که در میانه پوشش رسوبی قرار شکل چینها در سطح همواره هندسه عمقی آنها را نشان نمیدهد.Koyi 2004 افقهای جدایش که در میانه پوشش رسوبی قرار مطالعه رفتار افقهای جدایش ساختاری و تفاوت در سبک چین خورده گی واحدهای بالایی و زیرین خود می شوند بنابراین مطالعه رفتار افقهای جدایش میانی در کمربندهای چین خورده-رانده یکی از نیازهای صنعت نفت برای اکتشاف و مطالعه رفتار افقهای جدایش میانی در کمربندهای چین دورده-رانده یکی از نیازهای صنعت نفت برای اکتشاف و حفاری مخازن هیدرو کربنی عمیق و از نظر هندسی پیچیده می باشد. عملکرد افقهای جدایش میانی در کمربندهای چین خورده-رانده بسیاری مطالعه شده است، مانند: شمال آپنین در ایتالیا (Massoli et al. 2006)، کمربند زاگرس در ایران کوههای راکی در کانادا (Coper et al. 2006)، کمربند زاگرس در عراق (Aqrawi et al. 2010)، کمربند زاگرس در ایران به طور کلی واحدهای نامقاومی که ضخامت بیشتری دارند، پتانسیل ایجاد افقهای جدایش ساختاری موثرتری را نیز دارا می باشند. (Vergés et al. 1992): کمربند جنوب پیرنه (O'Brien 1957)، یم طالعات نشان دادن که دارا می باشند. (Stewart 1996; Costa & Vendeville 2002; Bahroudi & Koyi 2003; Simpson 2009) مالاد بر این در خور می نامقاومی که محتای که محتای ما تا شم شام می خوری را نیز دارا می باشند. (Stewart 1996; Costa & Vendeville 2002; Bahroudi & Koyi 2003; Simpson 2009)

علاوه بر این مشخص شده است که سازندهای که محتوای لیتولوژی شیلی و تبخیری (مانند نمکها) دارند می توانند به عنوان یک افق جدایشی عمل کنند. کمربند چینخورده-رانده زاگرس یک ناحیه مناسب برای مطالعه رفتار افقهای جدایشی است، زیرا پوشش رسوبی آن از تناوب واحدهای مقاوم و نامقاوم تشکیل شده است، به گونهای که یک توالی ناهمگون را از نظر ویژگیهای مکانیکی واحدها ایجاد کرده است. تاکنون مطالعات زیادی بر روی نقش افقهای جدایشی در شکل گیری چینهای کمربند زاگرس انجام گرفته است & Koyi 2003; Sherkati فلا افقهای جدایشی Letouzey 2004; McQuarrie 2004; Sepehr et al. 2006; Sherkati et al. 2006; Carruba et al. 2006; Farzipour-Saein در فروبار دزفول سازند گچساران به عنوان یک افق جدایشی میباشد. سازند گچساران در فروبار دزفول از ۷ بخش تشکیل شده است. بخشهای ۱ و ۷ از انیدریت و مارن و آهک تشکیل شده است و بخش ۲، ۳، ۴، ۵ و ۶ از نمک، انیدریت، مارن و آهک تشکیل شده است. درحالیکه لیتولوژی عمده بخش ۲ و ۴ نمک است.



شكل-۱- نقشه ساختاري كمربند چين خورده-رانده زاگرس (با تغييراتتي نسبت به نقشه Sabat,: 2010) شکل-۱) فقشه دا د

فروبار دزفول بخشی از کمربند چینخورده-رانده زاگرس میباشد که توسط گسل کازرون-برازجان و پهنه گسله بالارود به ترتیب از نواحی فارس و لرستان که دو کمربند چینخورده کمانی شکل هستند، جدا میشود (شکل\_۱).

این فروافتادگی یک حوضهٔ رسوبی، با فرونشست بارز و ضخیم شدگی رسوبات در جنوب کمربند چین خورده و رانده زاگرس میباشد. (مطیعی، ۱۳۷۴). اغلب تاقدیس های درون فروبار دزفول میدان های نفتی اصلی ایران را تشکیل میدهند و نشان میدهند که آن یک بلوک کاملا سخت نیست و همچنین زلزله های تراستی با اعماق هیپوسنتری بالای ۲۰ کیلومتر نشاندهنده در گیر بودن پی سنگ در این دگر شکلی فعال میباشد (Allen, 2010). تفکیک فروبار دزفول به بخش های شمالی و جنوبی، براساس خطواره ایذه میباشد که ادامه جنوبی آن با نام هندیجان-بهر گانسر شناخته می شود (Pattinson) مسالی و می جنوبی، براساس خطواره ایذه میباشد که ادامه جنوبی آن با نام هندیجان-بهر گانسر شناخته می شود (۲۰



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم







شکل-۲- نقشه زمین شناسی فروبار دزفول جنوبی (توکلیان، ۲۰۱۸)

گسل پیشانی زاگرس (ZFF) با راستای شمالباختری-جنوبخاوری و شیب به شمال-شمالخاور در میانه فروبار دزفول قرار دارد بطوری که این گسل در فروبار دزفول جنوبی تاقدیسهایی از جمله نرگسی، سولابدر، بیبی حکیمه، پازنان، رگ-سفید و آغاجاری را تحت تاثیر قرار میدهد.

در این مطالعه سعی شده است که اثر تغییر رخساره نهشتههای میوسن (سازند گچساران) در جابجایی محور چینها در فروبار دزفول جنوبی از یک تاقدیس به تاقدیس مجاور مورد بررسی قرار گیرد.

**\$\$\$\$\$** 



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم







شکل-۳- نقشه زمینشناسی از تاقدیسهای آغاجاری، پازنان، رگسفید، بیبیحکیمه، سولابدر و نرگسی همرا با نشان دادن جابجایی محور تاقدیسها



روش تحقيق:

نقشههای زمین شناسی و سپس زیر سطحی از افقهای آسماری و بنگستان تاقدیسهای آغاجاری، پازنان، رگسفید، بیبی-حکیمه، سولابدر و نرگسی ژئورفرنس شده و محور زیر سطحی و سطحی تاقدیسها مشخص شدهاند، سپس با استفاده از نرمافزار move هر دو نقشهها بر روی هم قرار داده شدهاند و مقدار جابجایی محور هر تاقدیس در سطح نسبت به عمق محاسبه شده است. (شکل-۳) سپس با استفاده از نمودار تصویری دو چاه حفاری انتخاب شده بر روی هر تاقدیس لیتولوژی غالب سازند گچساران در هر تاقدیس مشخص شده است ضخامت سازند گچساران و ضخامت نمک در سازند گچساران در جدول-۱ نشان داده شده است. (شکل-۴)

همانطور که در شکل-۳ مشاهده میشود محور تاقدیسهای آغاجاری، پازنان، رگنسفید و بیبیحکیمه جابجایی زیادی دارند در صورتی که در تاقدیسهای سولابدر و نرگسی مقدار جابجایی خیلی کمتر میباشد مقدار جابجایی محور سطحی نسبت به زیرسطحی در جدول-۲ آمده است.



شکل-۴ – لاگ ترسیمی از چاههای حفاری انتخاب شده از تاقدیسهای آغاجاری، پازنان، رگسفید، بیبیحکیمه، سولابدر و نرگسی (لایههای نمک با رنگ زرد جلوی در سمت راست هر لاگ نشان داده شده است)





ضخامت نمک در هر چاه	د گچساران و	جدول-۲- ضخامت سازنا
---------------------	-------------	---------------------

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

Ni2	Ni1	Su2	Su1	Bh2	Bh1	Rs2	Rs1	Pz2	Pz1	Aj2	Aj1	نام چاہ
۳۰۰	310	از سطح	از سطح	49.	۶q.	117.	۸۰۰	۲۰۵۰	184.	1.7.	174.	ضخامت سازند گچساران
•	•	•	٨	17.	11.	740	۱۸۰	۵۰۰	360	29.	30.	كل ضخامت نمك

جدول-۱- مقدار جابجایی محور در سطح نسبت به محور سازندهای زیرسطحی عمیقتر از گچساران

نر گسی	سولابدر	بىبىحكيمە	رگىسفىد	پازنان	آغاجارى	نام تاقديس
۱۰۰–۲۰۰ متر	۲۰۰ – ۵۰۰ متر	۱–۴ کیلومتر	۵/۵-۲/۵	1/۵-۶ کیلومتر	۲-۶ کیلومتر	مقدار جابجايي محور

### نتیجه گیری:

در فروبار دزفول جنوبی رفتار سازند گچساران به عنوان یک افق جدایش به شدت در فواصل کوتاه تغییر می کند .در این مطالعه دو ویژگی این سازند شامل ضخامت سازند گچساران و محتوای نمک به عنوان عوامل کنترل کننده این تغییرات مورد بررسی قرار گرفته است. بر اساس داده های نقشه های تهیه شده و همچنین چاه های حفاری مشاهده می شود که در تاقدیس هایی که جابجایی محور زیاد می باشد (مانند تاقدیس های آغاجاری، پازنان، رگ سفید و بی بی حکیمه) لیتولوژی غالب سازند گچساران از نمک می باشد، در صورتی در تاقدیسهایی مانند نر گسی و سولابدر که در سازند گچساران محتوای نمک مشاهده نمی شود، جابجایی محور تاقدیسهایی که لیتولوژی غالب سازند گچساران زمک می باشد جابجایی محور باشند بنابراین می توان نتیجه گرفت که در تاقدیسهایی که لیتولوژی غالب سازند گچساران نمک می باشد جابجایی محور تاقدیسها در سطح نسبت به عمق بیشتر می باشد و همانطور که مشاهده می شود محور تاقدیسها در شرق فروبار دز فرول جنوبی بیشترین و در بخش غرب فروبار دزفول جنوبی کمترین جابجایی را دارند

### **\$\$\$\$\$**

### منابع فارسی:

مطیعی، ه.، ۱۳۷۴. زمین شناسی نفت زاگرس. انتشارات سازمان زمین شناسی ایران، جلد اول، ۵۸۹ صفحه.

### **References:**

Allen, M., 2010. The nature of the Dezful Embayment and the Balarud Line in the Iranian Zagros, EGU General Assembly. Vol. 12.

Aqrawi, A.A.M., Goff, J.C., Horbury, A.D., Sadooni, F.N., 2010. The Petroleum Geology of Iraq. Scientific Press Ltd. 1-424.

Bahroudi, A. & Koyi, H.A. 2003. Effect of spatial distribution of Hormuz salt in deformation style in the Zagros fold-and-thrust belt: An analog modeling approach. *Journal of the Geological Society, London,* 160, 719–733, doi:10.1144/0016-764902-135.

Carruba, S., Perotti, C.R., Buonaguro, R., Calabro´, R., Carpi, R. & Naini, M. 2006. Structural pattern of the Zagros foldand- thrust belt in the Dezful Embayment (SW Iran): *Styles of continental contraction: Geological Society of America Special* Paper, 414, 11–32, doi:10.1130/2006.2414(02).



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



Casciello, E., Vergés, J., Saura, E., Casini, G., Fernandez, N., Blanc, E. J.P., Homke, S. & Hunt, D. 2009. Fold patterns and multilayer rheology of the Lurestan Province, Zagros Simply Folded Belt (Iran). *Journal of the Geological Society, London*, 166, 947–59, doi:10.1144/0016-76492008-138.

Costa, E. & Vendeville, B.B. 2002. Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-and-thrust belt above weak, viscous evaporitic decollement. *Journal of Structural Geology*, 24, 1729–1739, 10.1016/S0191-8141(01)00169-9.

Cotton, J.T. & Koyi, H.A. 2000. Modeling of thrust fronts above ductile and frictional detachments: Application to structures in the Salt Range and Potwar Plateau, Pakistan. *Geological Society of America Bulletin*, 112, 351 – 363, doi: 10.1130/0016-7606

Currie, J.B., Patnode, H.W. & Trump, R.P. 1962. Developments of folds in sedimentary strata. *Geological Society of America Bulletin*, 73, 655–674, doi:10.1130/0016-7606.

Davis, D.M. & Engelder, T. 1985. The role of salt in fold-and thrust belts. Tectonophysics, 119, 67–88, doi: 10.1016/0040-1951(85)90033-2.

Farzipour-Saein, A., Yassaghi, A., Sherkati, S. & Koyi, H. 2009. Mechanical stratigraphy and folding style of the Lurestan region in the Zagros Fold–Thrust Belt, Iran. *Journal of the Geological Society, London*, 166, 1101–1115, doi:10.1144/0016-76492008-162.

Massoli, D. & Koyi, H.A. 2006. Structural evolution of a fold and thrust belt generated by multiple decollements : analogue models and natural examples from the Northern Appennines (Italy). *Journal of structural geology*, 28,185-199, doi:10.1016/j.jsg.2005.11.002.

Mc Quarrie, N. 2004. Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran. *Journal of Structural Geology*, 26, 519–535, doi:10.1016/j.jsg.2003.08.009.

Motamedi, H., Sherkati, S., Sepehr, M. 2012. Structural style variation and its impact on hydrocarbon traps in central Fars, Southern Zagros folded belt, Iran. *Journal of Structural Geology*, 37, 124-133, doi:10.1016/j.jsg.2012.01.021

O'Brien, C. A.E. 1957. Salt diapirism in south Persia. *Geol. Mijnbouw*, 19, 357 – 376.Pattinson R., and Jazayeri B., 1972. Structural analysis of the Zagros anticlines. Iranian Oil Operating Companies, Report No. 1188.

Sepehr, M., Cosgrove, J.W. & Moieni, M. 2006. The impact of cover rock rheology on the style of folding in the Zagros fold-thrust belt. *Tectonophysics*, 427, 265–281, doi:10.1016/j.tecto.2006.05.021.

Sherkati, S., Letouzey, J. & Frizon de Lamotte, D. 2006. The Central Zagros fold-thrust belt (Iran): New insights from seismic data, field observation and sandbox modeling. *Tectonics*, 25, TC4007, doi:10.1029/2004TC001766.

Sherkati, S. & Letouzey, J. 2004. Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 21, 535–554, doi:10.1016/j.marpetgeo.2004.01.007.

Simpson, G.D.H. 2009. Mechanical modeling of folding versus faulting in brittle-ductile wedges. *Journal of Structural Geology*, 31, 369–381, doi:10.1016/j.jsg.2009.01.011.

Spratt, D.A., Dixon, J.M. & Beattie, E.T. 2004. Changes in structural style controlled by lithofacies contrast across transverse carbonate bank margins Canadian Rocky Mountains and scaled physical models. *In:* McClay, K.R. (eds) *Thrust tectonic and hydrocarbon systems: AAPG Memoir*, 82, 259–275.

Stewart, S. 1996. Influence of detachment layer thickness on style of thin-skinned shortening. *Journal of Structural Geology*, 18/10, 1271-1274.

Vergés. J., Muñoz. J.A. & Martínez. 1992. A. South Pyrenean fold and thrust belt: The role of foreland evaporitic levels in thrust geometry. *In:* Mc Clay, K. (eds) *Thrust Tectonics, Chapman and Hall, New York*, 255-264.

Vergés, J., Goodarzi, M.G.H., Emami, H., Karpuz, R., Efstathiou, J. & Gillespie, P. 2011a. Multiple detachment folding in Pusht-e Kuh arc, Zagros: Role of mechanical Stratigraphy. *In:* Mc Clay, K., Shaw, J.H. & Suppe, J. (eds) *Thrust fault-related folding:* AAPG Memoir, 94, 69 – 94, doi:10.1306/13251333M942899.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



### **تحلیل ساختاری ارتفاعات حلقهدر، شمال اشتهارد، جنوب غرب تهران** ◊◊◊◊◊◊◊

مهسا عبداللهی، دانشجوی کارشناسی ارشد تکتونیک، گروه حوضههای رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران، mahsa.abdollahi21@gmail.com حسین حاجی علی بیگی، استادیار دانشکده علوم زمین، گروه حوضههای رسوبی و نفت،دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، h-alibeigi@sbu.ac.ir ♦♦♦♦♦♦♦

### چکیدہ :

بر پایه تقسیمات زمین شناسی ایران، ارتفاعات حلقه در، در حوضه پیش بوم جنوبی البرز مرکزی و در حاشیه شمال باختری ایران مرکزی قرار دارد که بخشی از کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر از جنوب آن می گذرد. ساختارهای موجود در این گستره شامل راندگی و چین خوردگی شمال اشتهارد است که با ساختارهای اصلی کمربند کوهزایی البرز هم راستا است. گسل شمال اشتهارد در کمتر رخنمونی در سطح زمین دیده می شود اما با توجه به شواهد ریخت شناسی ماهیت آن مورد تحلیل قرار گرفت. گستره مورد مطالعه دارای چین خوردگی هایی در اندازه های بسیار گوناگون، از مقیاس ناحیه ی تا مقیاس رخنمون است که بیش تر آن ها در رده بندی چینهای مرتبط با گسلش قرار می گیرند. علاوه بر این حضور درزه های کششی و رگه های ژیپسی تو سعه یافته در راستای این درزه ها در واحدهای ماسه سازند سرخ بالایی به خوبی مشاهده می شود و می توان آنها را از نوع درزه های مرتبط با چین خوردگی در نظر گرفت.

**کليد واژه ها**: راندگي شمال اشتهارد، چينخوردگي، درزه، ارتفاعات حلقهدر، البرز مركزي

### Structural Analysis of the Halghedar Mountains, Eshtehard, SW Tehran

Mahsa Abdollahi, M.Sc student, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran Hossein Hajialibeigi, Assistant Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

### Abstract:

Based on the geological divisions of Iran, Halghedar Mountains are located in the southern pre-basin of the central Alborz Basin and in the northwestern margin of central Iran, that part of the Urmieh-Dokhtar volcanic belt passes from the south of it. The structures in this range include the Thrust and folding is the north of Eshtehard, which is along with the main structures of the Alborz orogeny Belt. the North Eshtehard fault is seen in less outcrop on the Eaerth Surface, but according to the morphological evidence its nature was analyzed. The study Area has fold in different Size and Scale that often are fault-related folds. Moreover, there are developed extensional joints and gypsum veins in the Upper Red Formation's sandstone that can consider as fold-associated joints.

Keywords : North Eshtehard Thrust, Folding, Joint, Halghedar Moantains, Central Alborz  $\diamond \diamond \diamond \diamond \diamond \diamond$ 



#### ۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



### مقدمه :

گستره مورد مطالعه، در محدودهای میان طولهای خاوری <sup>۸</sup>۵۰ تا <sup>۸۸</sup>٬ ۶۰ و عرضهای شمالی <sup>۳</sup>۹٬<sup>۵</sup>۳ تا<sup>۹</sup>۴٬ ۳۵<sup>°</sup>۴۰ قرار گرفتهاست. مهم ترین سیماهای ساختاری گستره، گسل شمال اشتهارد و همچنین چینی است که بلندیهای حلقه در را ایجاد کردهاست. گسل اصلی راندگی شمال اشتهارد و چینخوردگی شمال اشتهارد در این گستره روند خاوری-باختری دارند و هم راستا با دیگر ساختارها در این بخش از البرز هستند. در گستره مورد مطالعه، افزون بر نهشتههای کواترنری، تنها سازندی که رخنمون دارد، سازند سرخ بالایی است که به شکل دگرشیب روی واحدهای آتشفشانی انوسن قرار می گیرد (یوسفی، ۱۳۷۹). واحدهای انوسن نیز در جنوب گستره به خصوص ارتفاعات جارو برونزد دارند. مور میان مطالعات پیشین بر روی البرز، می توان به بررسی عناصر ساختاری آن توسط (Alavi, 1996) و (Alavi, 1996) و در میان مطالعات پیشین بر روی البرز، می توان به بررسی عناصر ساختاری آن توسط (Alavi, 1996) و (Alavi, 1996) باه و رسیان مطالعات پیشین بر روی البرز، می توان به بررسی عناصر ساختاری آن توسط (Alavi, 1996) و (Alavi, 1996) باه و شبانیان بروجنی، ۱۳۸۴) شاره کرد. از نظر تقسیمات کشوری، این گستره در محدوده استان تهران، شهرستان مورد مطالعه است (شکل ۱). هدف از مطالعه این گستره، پیشینه لرزه خیزی آن بوده که شواهد حاکی از وجود زمین لرزه-مورد مطالعه است (شکل ۱). هدف از مطالعه این گستره، پیشینه لرزه خیزی آن بوده که شواهد حاکی از وجود زمین لرزه-یوهمچنین توسعه شهر کهای صنعتی در اطراف چین مرتبط با گسلش شمال اشتهارد، مطالعه زمین شناسی ساختمانی این منطقه ضروری به نظر می رسد.



شکل ۱– تصویر ماهواره ای Google Earth از گستره مورد مطالعه، موقعیت گسل شمال اشتهارد نیز مشخص شده است.



### جایگاه زمینشناسی و زمینساختی:

منطقه مورد مطالعه که بلندی های حلقه در نیز نامیده می شود، در محدوده شمال باختر ایران مرکزی، جنوب البرز مرکزی و بخشی از حوضه پیش بوم (foreland basin) البرز قراردارد (Stöcklin, 1968) (شکل ۲). در شمال این گستره دامنه های جنوبی البرز مرکزی و در جنوب آن کمربند آتشفشانی ارومیه بزمان واقع شده است. از این رو ویژگی های چینه شناسی این گستره همانند ایران مرکزی است، اما شباهت هایی نیز با جنوب البرز و کمربند آتشفشانی ارومیه – دختر در آن دیده می شود.



از نظر سنگ شناسی بخش بسیار زیادی از سطح حاشیه منطقه مورد مطالعه را نهشتههای کواترنری دربر گرفته است که به طور دگرشیب بر روی واحدهای آتشفشانی به سن ائوسن قرار گرفته است (یوسفی، ۱۳۷۹). سازند سرخ بالایی تنها سازندی است که در گستره مورد مطالعه رخنمون دارد و مساحتی حدود 282 کیلومترمربع را پوشانده است. در مورد ضخامت کلی این سازند در این گستره نمی توان اظهارنظر قطعی کرد زیرا مرز واحدها توسط گسلش یا ناپیوستگی قطع شده یا این که با نهشتههای کواترنری پوشیده شده است. سنگهای تشکیل دهنده این سازند در گستره شامل رسوبات آواری مانند ماسه سنگ، شیل، سیلتستون، رسوبات شیمیایی و بیوشیمیایی مثل مارن، آهک و رسوبات تبخیری مانند ژیپس، نمک و انیدریت می باشد. با این وصف، سنگ شناسی غالب منطقه مربوط به سازند سرخ بالایی است. بخش های رژیپس مشاهده می شود و در بخش مای ایم ایم ایم سنگی گسترش بیشتری دارند. اما در جنوب گستره مورد مطالعه، در محدوده ارتفاعات جارو سنگی های آمی و آذر آوارای ائوسن به خوبی مشاهده می شوند.




شکل۳-نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه (کوههای حلقهدر). گسل شمال اشتهارد در راستای بخش جنوبی کوههای حلقهدر با شیب رو به شمال مشخص است (برگرفته از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ اشتهارد؛ یوسفی، ۱۳۷۹).

# روش تحقيق:

به منظور بررسی ساختاری کوههای حلقهدر، علاوه بر مطالعات صحرایی از نقشههای زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰ چهار گوش ساوه (عمیدی، ۱۳۶۳) و ۱:۱۰۰۰ چهار گوش کرج (مهدیزاده، ۱۳۷۴) و اشتهارد (یوسفی، ۱۳۷۹) به کار گرفته شد. علاوه بر آن با استفاده از عکسهای هوایی و تصاویرماهوارهای (DEM) Google Earth, Digital Elevation Model (DEM) و ASTER عناصر ساختاری موجود در منطقه شناسایی و موقعیت آنها مشخص گردید. با توجه به روند کلی ساختارهای منطقه مورد مطالعه در راستای خاوری– باختری، پیمایشهای انجام شده اغلب در راستای شمالی– جنوبی و عمود بر روند کلی منطقه بوده است.

# ساختارهای منطقه مورد مطالعه:

# چین خوردگی:

همانطور که در بخش زمینشناسی اشاره شد، در منطقه مورد مطالعه سنگهای تبخیری فراوانی از جنس نمک و ژیپس وجود دارد، که با توجه به خاصیت شکل پذیر بودن این سنگها، چینخوردگیهایی در مقیاسهای متفاوت مشاهده می شوند. بررسی تصاویر ماهواره ای در بخش باختری حلقهدر، چینهایی با خصوصیات مشابه نشان میدهد به این شکل که محور تمامی آنها باهم موازی و به موازات روند محور چین اصلی ناحیه است (شکل ۴). با توجه به راستای کوتاه



شدگی و هم چنین نوع رسوبات و سنگهای گستره مورد مطالعه می توان یک چین خوردگی ناهماهنگ را در در بخش جنوب شرقی چین شمال اشتهارد مشاهده کرد که نظر سن نسبی، رخداد این چین خوردگی پس از چین خوردگی اصلی شمال اشتهارد می باشد (شکل ۵). به جز مواردی که تاکنون به آن اشاره شد چین هایی در مقیاس رخنمون نیز در ارتفاعات حلقه در دیده می شود که این چین خوردگی ها، چین های فرعی می باشند و در همان میدان تنشی که چین شمال اشتهارد را ایجاد کرده است، بر روی یال های آن تشکیل شده اند (شکل ۶).



شکل۴- چند نمونه از چین خوردگی های مشابه با محورهای موازی در گستره مورد بررسی واقع در واحدMI<sup>mgs</sup> (تناوب مارن قرمز و سبز با میان لایه های ژیپس و نمک) که بر روی تصویر ماهواره ای Google Earth قابل مشاهده است.



شکل۵- نمونه ای چین خوردگی ناهماهنگ واقع در واحدMı<sup>mgs</sup> (تناوب مارن قرمز و سبز با میان لایه های ژیپس و نمک) که بر روی تصویر ماهواره ای قابل مشاهده است.



شکل۶– a- نمونه ای از چین خوردگی در واحد<sup>m</sup>3<sup>cm</sup> با لیتولوژی ژیپس و مارن را نشان می دهد. <sup>.</sup> تصویر b- یک چین خوردگی در واحدM<sup>3<sup>cm</sup> با لیتولوژی ژیپس و مارن را نشان می دهد که در هسته چین ژیپس های موجود مجدد چین خورده اند.</sup>

گسل:

راندگی شمال اشتهارد (در فاصله ۳ کیلومتری شمال شهرستان اشتهارد) مهمترین ساختار منطقه مورد مطالعه است که نخستین بار توسط (بربریان و همکاران ۱۳۷۱) معرفی گردید. این راندگی با مشخصات N85°E, 55°N در راستایی خاوری-باختری، خمیده و به طول ۴۲ کیلومتر امتداد یافته است. شیب این راندگی به سمت شمال تا شمال خاور وعمود بر امتداد خاوری- باختری تا شمال باختری- جنوب خاوری آن است. عملکرد این گسل سبب راندگی نهشته های نئوژن بلندیهای حلقهدر بر روی رسوبات کواترنری در اطراف رودشور شده است (شکل ۷).









شکل۷- a- تصویری از مشاهده صحرایی گسل شمال اشتهارد که رانده شدن نهشتههای نئوژن (M 1<sup>mgs</sup>) روی نهشتههای کواترنر ( Q<sup>1</sup>) را به خوبی نشان می دهد همچنین تصویر استریو گرافی این گسل با مشخصات N85°E/ 55°N مشاهده می شود . b- لیتولوژی غالب ماسه سنگ های حفره دار (M2<sup>s</sup>)، C- همبری گسلی در محدوده گسل شمال اشتهارد بین ماسهسنگها(M2<sup>s</sup>) و رسوبات کواترنری ( Q<sup>1</sup>)

درزه:

از دیگر ساختارهای توسعه یافته در واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه به ویژه ماسهسنگ های سازند سرخ بالایی، درزه ها هستند. در مطالعات صحرایی در بیشتر موارد بین دو سطح درزه ها فاصله کمی دیده شد و در مواردی هم درزه های موجود در ماسهسنگ ها اغلب با لایه ناز کی از ژیپس که دلیلی بر کششش بودن این درزهها است، پر شده بودند. حضور رگههای ناز کی از کانی ها در طول سطوح شکستگی ها نشان می دهد که یا شکستگی بازشدگی داشته یا سیالات تحت فشار، با نیرویی که داشته اند، آن شکستگی ها را باز کرده و در طول آن ها حرکت کرده اند و ضمن حرکت نهشته های کانی دار را از خود بر جای گذاشته اند (1992, Moores).







شکل۸- ماسه سنگ های حفرهدار دارای درزه های کششی که با کانی ژیپس پرشده اند.

یکی از اهداف بررسی درزهها، تعیین موقعیت و ارتباط آنها با چینهای یک منطقه است. مطالعه درزههای مرتبط با چینها نشان می دهد که برخی از این درزهها حاصل میدان تنشی است که چین را به وجود آورده است Twiss and (Twiss and در منطقه مورد مطالعه، چین خوردگی شمال اشتهارد، دو دسته درزه وجود دارد. یک دسته درزه کم-شیب و با روند خاوری - باختری که به موازات لایه بندی است؛ و دسته درزه دیگر پرشیب با روند شمال، شمال باختری تا مجنوب، جنوب خاوری و عمود بر لایه بندی است. رز دیاگرام درزه ها در شکل ۹ نمایش داده شده است. نتایج به دست آمده از تحلیل درزهها و ارتباط زمانی آنها نشان می دهد ابتدا درزه ها در شکل ۹ نمایش داده شده است. نتایج به دست مجنوب، جنوب خاوری و عمود بر لایه بندی است. رز دیاگرام درزه ها در شکل ۹ نمایش داده شده است. نتایج به دست آمده از تحلیل درزهها و ارتباط زمانی آنها نشان می دهد ابتدا درزه های با روند خاوری -باختری در مراحل نخست کامل چین توسعه یافتهاند. سپس با ادامه تکامل چین مورد مطالعه و با افزایش شیب لایه بندی، شیب درزه های خاوری -باختری این میان همزمان با چینخوردگی لایهها، دسته درزه برشیب و با راستای شمالی – جنوبی و عمود بر دسته درزه خاوری -باختری می یانته که وجود این تغییرات در شیب درزه می تواند بیانگر تشکیل درزه ها در مراحل شروع چینخوردگی باشد. در می یان همزمان با چین خوردگی لایهها، دسته درزه پرشیب و با راستای شمالی – جنوبی و عمود بر دسته درزه خاوری -می یانتری بر روی یال چینها تشکیل می شود(حسین مردی، ۱۳۹۱). در بخشهایی که دو دسته درزه با یکدیگر در تعامل می یابند. زیرا درزه های کشتی در عرض سطحی آزاد، مانند یک سطح شکستگی دیگر امکان گسترش ندارند (Twiss می یابد. زیرا درزه های کشتی می موره برشیب مناند یک سطح شکستگی دیگر امکان گسترش ندارند (Twise در زمای را در مراحل می موان به می موان با چینخورد می می می مورد مرای از در در مای می می به مرزه در مراحل می در مراحل شروه با یکدیگر در عامل می یابد. زیرا در زمای یک دسته درزه تشکیل می شود، در ماله با می توان جوان تر از دسته درزه کم شیب به مرار می در در در می در در می مرده در در مراحله می می توان خوان تر در در در می می در در می در شای









شکل ۹- رزدیا گرام درزه های پرشیب A و کم شیب را نشان می دهد.



شکل۱۰- نمایی از دودسته درزه A(کمشیب) و B(پرشیب) در بخش خاور رودشور. دسته درزه B در ادامه روند خود با رسیدن به دسته درزه A متوقف شده و ادامه نمی یابد.

# **\$\$\$\$**

# نتیجه گیری:

گستره مورد مطالعه به دلیل اینکه در حوضه پیش بوم البرز واقع شده، متاثر از فعالیتهای زمین ساختی البرز می باشد. این امر باعث شده چین خوردگی ها و گسل شمال اشتهارد که در این ناحیه قرار دارند همگی روندی خاوری- باختری نشان دهند. که این روند در چین خوردگی اصلی شمال اشتهارد در بخش انتهای خاوری تغییر کرده و به سمت جنوب خاوری تغییر روند می دهد. رخنمون چین خوردگی شمال اشتهارد در انتهای خاوری با پوششی از نهشتههای کواترنری پوشیده می شود، انتهای باختری این چین خوردگی نیز در بخش خاور رود شور تغییر روند و انست های داده و





با امتداد شمال خاور – جنوب باختر و شیب به سمت شمال باختر نمایان می شود. از دیگر عناصر ساختاری مهم این منطقه راندگی شمال اشتهارد است که عامل اصلی تحولات ساختاری و به خصوص کوتاه شدگی در منطقه بوده و عملکرد آن منجر به رانده شدن نهشته های سرخ بالایی بر روی نهشته های کواترنری شده است. همچنین بررسی دسته-درزه های موجود در نهشته های سازند سرخ بالایی و واحدهای ماسه سنگی نشان می دهد که این درزه ها از نوع درزه-های کششی و مرتبط با چین خوردگی هستند و بیشتر دارای پر شدگی با کانی ژیپس می با شند. این درزه ها دارای دو روند خاوری –باختری (A) و شمالی – جنوبی (B) هستند که مشاهده می شود راستای دسته درزه B در ادامه روند خود پس از رسیدن به دسته درزه A قطع می شود و ادامه نمی یابد، بنابراین می توان نتیجه گرفت که درزه های دسته درزه BIز درزه های دسته A جوان ترهستند.

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

#### 

#### منابع فارسی :

بربریان، م.، قرشی، م.، ارژنگ روش، ب. و مهاجراشجعی، ا.، (۱۳۷۱)، "پژوهش و بررسی نوزمین ساخت، لرزه زمین ساخت و خطر زمین لرزه- گسلش در گستره قزوین بزرگ و پیرامون،" گزارش شماره 61 سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، 197 ص. حسین مردی، ز.، قرشی، م.، قاسمی، م.ر. و طالبیان، م.، (۱۳۹۱)،" بررسی درزه های موجود بر روی چین مرتبط با گسلش در شمال اشتهارد،" فصلنامه علوم زمین، ش. ۸۴ ص. ۱۵۰–۱۵۳ باشتهارد،" فصلنامه علوم زمین، ش. ۸۴ ص. ۱۹۰–۱۵۳ عباسی، م. و شبانیان بروجنی، ا.، (۱۳۸۹)، " تعیین وضعیت تنش به روش برگشتی از صفحه های گسلی لبه جنوبی البرز مرکزی،" فصلنامه علوم زمین، ، ش. 25، ص. ۱۹۰–۱۰۲ فصلنامه علوم زمین، ، ش. 25، ص. ۱۹۷–۲۰ مهدی یکسی، (۱۳۶۳)،" نقشه زمین شناسی 1:250000 ساوه،" سازمان زمین شناسی واکتشافات معدنی کشور. مهدیزاده،س.، (۱۳۷۴)،" نقشه زمین شناسی 1:100000 کرچ،" سازمان زمین شناسی واکتشافات معدنی کشور.

#### **References:**

Alavi, M., 1996, "Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran", J. Geodyn. v.21, p.1-33.

Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Sharabi, M. & Qoraishi, M., 2003, "Accomodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran", J. Struct. Geol. v.25, p.659–672.

Berberian, M., 1976, "An explanatory note on the first seismotectonic map of Iran; A seismo-tectonic review of the Contry. In Contribution to the seismotectonics of Iran (Part II)", Geological Survey of Iran, 518 p.

Berberian, M., Qorashi, M., Arzhang-ravesh, B. & Mohajer-Ashjai, A., 1985, *"Recent tectonics, seismotectonics and earthquake fault hazard investigations in the greater Tehran region, contribution to the seismotectonics of Iran"*, Part V, Geological Survey of Iran, report 56, 316 p.

Dellenbach, J., 1964, "Contribution a l'etude geologique de la region situee a l'est de Teheran (Iran) ", Fac. Sci, Univ. Strassbourg (France), 117P.

Stöcklin, J., 1968, "Strutural history and tectonics of Iran:American Association of petroleum geologists bulletin", 52, p.1229-1258.

Tchalenko, J. S., 1975, "Seismotectonics frame work of the North Tehran fault", Tectonophysics 29, p. 411-420. Twiss, R. J.& Moores, E. M., 1992. "Structural geology", , p. 532.





# تحلیل ساختاری گسل خوجا (شمالخاور شهر تبریز) ◊◊◊◊◊◊◊◊

پريسا جمادى باهر، دانشجوى كارشناسى ارشد تكتونيك، دانشگاه تبريز، <u>parisajamadi@yahoo.com</u> فاطمه مصباحى، دكتراى تخصصى تكتونيك، استاديار دانشگاه تبريز، <u>mesbahif@tabrizu.ac.ir</u> <u>b.zamani@tabrizu.ac.ir</u> بهزاد زمانى، دكتراى تخصصى تكتونيك، دانشيار دانشگاه تبريز، <u>b.zamani@tabrizu.ac.ir</u>

چکیدہ:

گسل خوجا با روند شمالباختری- جنوبخاوری در شمالخاور گسل شمال تبریز و در زون ساختاری البرزباختری-آذربایجان واقع شده است. گسل خوجا عمدتا واحدهای رسوبی میوسن را دگرریخت کرده است. وجود ناودیس فرودیواره در بلوک جنوبباختری گسل خوجا نشانگر حرکات معکوس با شیب گسلی به سمت شمالخاور در این گسل است. علاوه بر حرکت معکوس، براساس جابجایی راستگرد آبراههها و همچنین وجود چینهای با آرایه پلکانی در مسیر گسل خوجا و در پهنه دگرشکلی آن حرکت امتدادلغزی راستگرد نیز از مولفههای حرکتی گسل خوجا میباشد. جابجایی آبراههها نشانگر فعال بودن پهنه گسلی خوجا است.

كليد واژه ها: گسل خوجا، گسل معكوس، گسل امتدادلغز، ناوديس فروديواره.

# Structural analysis of Khoja Fault (Northeast of Tabriz city)

# Parisa Jamadi, fatemeh mesbahi, behzad zamani

# Abstract:

NW-SE trending Khoja fault is located in the northeast of North Tabriz Fault and west Alborz\_Azarbaijan structural zone. The Khoja fault mostly has deformed the Miocene sedimentary units. The existence of the footwall syncline in the southwest block of the khoja fault, indicates reverse movements with dips to the NE. In addition to the reverse movement, based on the dextral displacement of drainage and en-echelon folds along the Khoja fault and its deformation zone, the Khoja fault has also right-lateral strike- slip movements. The displacement of the drainage indicates activity of the fault zone.

Keywords: Khoja Fault, Reverse Fault, Strike-slip Fault, Footwall Syncline.

**~~~~~** 

مقدمه :

آذربایجان ایران ناحیهای است که در شمالباختر ایران قرار گرفته و به لحاظ زمین شناسی پیچیده و حوادث تکتونیکی مختلفی که پشت سر گذاشته از مناطق مهم ساختاری در ایران به شمار میرود. شناسایی گسل.ها و سازوکار حرکتی آنها



نقش مهمی از جمله در ساخت سازهها، اکتشافات معادن و زمین شناسی ساختاری دارد. منطقه مورد مطالعه مربوط به گسل خوجا است که در استان آذربایجانشرقی و اطراف روستای خوجا واقع است که در نقشه های زمین شناسی در قسمت جنوبباختر نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰،۰۰۰ خوجا و بخش کوچکی از جنوبخاور نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ تبریز قرار گرفته، در تقسیم بندی نبوی (۱۳۵۵) و افتخارنژاد (۱۳۵۹) این بخش از ایران در زون البرز–آذربایجان قرار میگیرد. از مهمترین ساختارهای پیرامون گسل خوجا می توان به گسل شمالتبریز اشاره کرد که با روند NW-SE در جنوب باختر گسل خوجا قرار گرفته است (e.g. Berberian and Arshadi, 1976; Berberian 1997; Hessami et al., 2003)(شکل ۱). در جنوب گسل خوجا، گنبدهای نمکی خوجا توسط زمانی و همکاران (۱۳۹۲) مطالعه شدهاند موقعیت این گنبدها در شکل ۱ نشان داده شده است. قدیمی ترین سازندهای رخنمون یافته در این منطقه عمدتا شامل واحدهای رسوبی ژییسی، نمکی، مارلی و ماسه سنگی میوسن است. گنبدهای ریولیتی و داسیتی به سن پلیوسن در گوشه شمالباختری منطقه قابل مشاهده اند و واحدهای رسوبی کواترنی نیز در بخشهایی از منطقه دیده می شوند.( فریدی و حقفرشی، ۱۳۸۵) (شکل ۲). براساس نقشه ۱:۱۰۰٬۰۰ خوجا (فریدی و حقفرشی، ۱۳۸۵) گسل خوجا، گسل راندگی مهمی با جهت شیب به سمت شمالخاور است که باعث راندگی به سمت جنوبباختر در واحدهای میوسن شده است. گسل خوجا با طول تقریبا ۱۴ کیلومتر در شمالخاور گسل شمال تبریز قرار گرفته است. بدون شک تعیین دقیق ویژگیهای ساختاری یهنه گسلی خوجا به لحاظ قرارگیری در یهنه ساختاری البرز-آذربایجان به عنوان یکی از یهنه های ساختاری مهم ایران و قرارگیری در جوار گسل شمال تبریز به عنوان یکی از گسلهای اصلی و فعال شمالباختر ایران، بسیار حائز اهمیت می باشد. در تحقیق حاضر ویژگیهای هندسی و جنبشی گسل خوجا براساس مطالعات صحرایی و تفسیر تصاویر ماهوارهای مورد بررسی و تجزیه و تحليل قرار گرفته است.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

دانتكاويام نوراستان قم

روش تحقيق:

## **~~~~~**

در این تحقیق ابتدا با بررسی های صحرایی ساختارهای موجود در پهنه گسل خوجا (صفحات گسلی، خطوط خش لغزش و لایه بندی ) اندازه گیری شدهاند. داده های صحرایی با استفاده از نرمافزارهای تخصصی مثل ,Stereonet Geocalculater و Tectonic FP مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفتند. از تصاویر ماهواره ای لندست برگرفته از Google Earth جهت بررسی بیشتر و تفسیر بهتر ساختارهای پهنه گسلی استفاده شده است.

#### **~~~~~**









شکل ۱: موقعیت گسل خوجا (منطقه مورد مطالعه) در شمالباختر ایران و نسبت به گسل شمال تبریز و گنبدهای نمکی خوجا.



شکل ۲) نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه، بر گرفته از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ خوجا ( فریدی و حقفرشی، ۱۳۸۵) و نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰ تبریز (اسدیان، ۱۳۷۲) و نمایش ایستگاههای مطالعاتی.





# ساختارها:

ساختارهای شناسایی شده در منطقه مورد مطالعه به شرح زیر می باشد.

1- ناودیس فرودیواره چینخوردگی ها شواهد خوبی برای گسلهای معکوس هستند. بنابه نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰،۰۰۰ خوجا، گسل خوجا گسل راندگی معرفی شده است. ایجاد تاقدیس فرادیواره و ناودیس فرودیواره از ویژگیهای ساختاری گسلهای راندگی است (Twiss and Moores, 1992) که در گسل خوجا با بررسی های صحرایی ناودیس فرودیواره با پهلوی شمالخاوری پرشیب تا برگشته در بلوک فرودیواره (بلوک جنوبباختری گسل) توسعه دارد. شکل ۳الف و ب، به ترتیب ناودیس فرودیواره گسل خوجا را در دو ایستگاه (۱ و ۲) نشان میدهند. در ایستگاه (۱) راندگی در داخل خود واحدهای رسوبی میوسن است بطوریکه واحد قدیمی تر <sup>ms</sup>M بر روی واحد جوانتر <sup>ss</sup>M به سمت جنوبباختر رانده شده است (شکل ۳الف). در ایستگاه (۲) مسیر گسل خوجا توسط سنگهای ریولیتی واحد <sup>ms</sup>M به سن پلیوسن پوشیده شده است. با این حال توسعه ناودیس فرودیواره با پهلوی شمالخاوری پرشیب در واحد <sup>ss</sup>M(میوسن) مشهود است (شکل ۳لی).



شکل۳: الف و ب) تصویر گسل خوجا به همراه ناودیس فرودیواره به ترتیب مربوط به دو ایستگاه (۱و ۲). موقعیت ایستگاهها در (شکل ۲) مشخص است.

# ۲-چینهای پلکانی پهنه گسل

در شکل ۴ الف، ساختارهای تشکیل شده در اطراف گسلهای امتدادلغز محض آورده شدهاند. کشیده گیها به دلیل نحوه جهت گیری تنشهای اصلی، چینهای پلکانی اطراف گسل های امتدادلغز بازاویه تقریبا ۴۵ درجه نسبت به گسل ایجاد میشوند (Sylvester, 1988). در شکل ۴الف، حرکت گسل امتدادلغز راستگرد است و زاویه تنش وارده و نحوه و جهت تشکیل ساختارها نشان داده شده اند. جهت گیری سطح محوری چینها در پهنه گسل میتواند دال بر شواهدی در وجود حرکات امتدادلغزی در کنار حرکت معکوس باشند. در ایستگاه (۳) چینهای با آرایه پلکانی تاقدیسی و ناودیسی در فرادیواره گسل خوجا (در واحدهای رسوبی میوسن زیرین) ایجاد شده اند. در شکل ۴۷ب، تصویر ماهوارهای چینهای مذکور نشان داده شده





است. زاویه حاده اثر سطح محوری چینهای پلکانی نسبت به مسیر گسل نشانگر وجود حرکات امتدادلغزی راستگرد در گسل خوجا می باشد.



شکل۴: الف) ساختارهای تشکیل یافته در پهنه دگرشکلی گسلش امتدادلغز راستگرد (Sylvester, 1988). چینهای تشکیل یافته در اثر حرکات امتدادلغزی راستگرد در پهنه گسل خوجا. موقعیت شکل (ب) با عنوان ایستگاه (۳) در شکل ۲ مشخص است.

# 3-گسلهای قائم امتدادلغز

در ایستگاه (۱) در مسیر گسل خوجا سطوح گسلی قائمی با روند NW-SE (به موازات گسل خوجا) و با خطوط خش لغزش امتدادلغز برداشت شده است. تصویر استریو گرافی این سطوح گسلی در شکل ۵الف نشان داده شده است. شکل ۵ب، نمونه ای از سطوح گسلی امتدادلغز ایستگاه (۱) را نشان میدهد. در شکل ۵ج، جهت پلهشدگی در سطح گسل، حرکت امتدادلغز راستگرد را نشان میدهد (شکل۵).

# 4- انحراف مسير آبراههها

در ایستگاه (۵) در مسیر گسل خوجا جابجایی راستگرد در مسیر آبراههها دیده می شود (شکل ۶). در پهنه دگرشکلی گسل خوجا، در ایستگاه (۴) و در مسیر خطوارهای با روند تقریبا E-W انحراف راستگرد مسیر رودخانه مشاهده می شود (شکل ۷الف). در محل انحراف راستگرد مسیر رودخانه شکستگیهای تقریبا قائم با روند WNW-ENE برداشت شدهاند (شکل ۷ب). شکل ۷ج، نمونههایی از شکستگیهای قائم برداشت شده در محل انحراف رودخانه را نشان میدهد.











شکل۵: الف) تصویر استریو گرافی سطوح گسلی، خطوط خشرلغزش و جهت حرکت گسلی برداشت شده در ایستگاه (۱). ب) سطح گسلی قائم در مسیر گسل خوجا. ج) نمای نزدیکی از سطح گسلی شکل ب، خطوط خشرلغزش با رنگ قرمز و پلهشدگی با رنگ زرد نشان داده شده است. موقعیت ایستگاه (۱) در شکل ۲ مشخص شده است.



شکل۶: جابجایی راستگرد مسیر آبراههها در مسیر گسل خوجا در ایستگاه (۵). موقعیت ایستگاه در شکل ۲ مشخص است. جنس لایهها برروی تصویر مشخص شده (برگرفته از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰خوجا ).









شکل۷: الف) جابجایی راستگرد رودخانه در پهنه دگرشکلی گسل خوجا در ایستگاه (۴) ،جنس لایهها برروی تصویر مشخص شده (برگرفته از نقشه زمین-شناسی ۱:۱۰۰۰۰خوجا و تبریز). موقعیت ایستگاه (۴) در شکل ۲ مشخص است. ب) تصویر استریو گرافی شکستگیهای برداشت شده در محل انحراف رودخانه در ایستگاه (۴). ج) تصویر نمونهای از دسته شکستگیهای برداشت شده.

# بحث و نتیجه گیری

وجود ناودیس فرودیوراه در بلوک جنوبباختری گسل خوجا تاییدی بر وجود حرکات راندگی در این گسل میباشد. در جوار گسل خوجا و در بلوک شمالی آن چینهای با آرایی پلکانی و با سطح محوری مایل و زاویهدار نسبت به مسیر گسل خوجا رخنمون دارند اگر گسل خوجا فقط حرکات راندگی داشت اثر محوری این چینها باید موازی گسل خوجا (عمود بر تنش بیشینه فشاری) بود. در واقع آرایه پلکانی چینهای پهنه گسلی خوجا به علت عمود نبودن جهت تنش بیشنه فشاری به مسیر گسل خوجا و درنتیجه وجود مولفه امتدادلغز در مسیر گسل می باشد. جهت زاویه حاده بین اثر محوری چینهای پلکانی و گسل اصلی، نشانگر وجود مولفه امتدادلغز در مسیر گسل می باشد. جهت زاویه حاده بین اثر محوری چینهای امتدادلغز راستگرد در مسیر گسل خوجا، جابجایی راستگرد در گسل خوجا می باشد. از دیگر نشانگرهای وجود مولفه امتدادلغز راستگرد در مسیر گسل خوجا، در مسیر گسل خوجا می باشد. داز دیگر نشانگرهای وجود مولفه تصویر ماهوارهای جابجایی راستگرد آبراهه ها در مسیر گسل خوجا می باشد. از دیگر نشانگرهای وجود مولفه گسل خوجا جابجایی راستگرد آبراهه ها در مسیر گسل خوجا نشان داده شده است. در ایستگاه (۴) در پهنه دگر شکای گسل خوجا جابجایی راستگرد آبراهه در مسیر خطواره ای با روند W-B و تقریبا موازی با روند گسل خوجا دیده می شود (شکل). در مسیر این خطواره گسلی سطوح شکستگی تقریبا قائم با توسعه زیاد دیده می شوند .





بطور کلی براساس نتایج بدست آمده از تحقیق حاضر میتوان حرکت گسل خوجا را راندگی به همراه مولفه امتدادلغز راستگرد در نظر گرفت. جابجایی آبراههها در مسیر گسل و در پهنه دگرشکلی آن نشانگر فعال بودن پهنه گسلی خوجا در عهد حاضر است.

۲۳ و ۲٤ أيان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بيام نور قم

**\$\$\$\$** 

## منابع فارسى:

- ۱ اسدیان ، ع؛ (۱۳۷۲)، " نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ تبریز"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ۲- افتخارنژاد، ج؛ (۱۳۵۹) "تفکیک بخشهای مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه های رسوبی"، نشریه انجمن نفت، شماره ۸۲ صفحه ۱۹–۲۸.
- ۳- زمانی قره چمنی، ب؛ جلیل پور، م؛ موید، م؛ فریدی، م؛ ( ۱۳۹۲) ، "بررسی ساختاری گنبد نمکی خواجه در شمال خاور تبریز با هدف ارزیابی امکان پذیری ذخیره سازی گاز و مدل سازی تحلیلی دیاپیریسم" ،مجله علوم زمین، زمستان۹۳، شماره ۹۴، صفحه ۲۱۷–۲۲۶.
  - ۴- فریدی، م؛ حق فرشی ، ع؛ (۱۳۸۵)، " نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ خواجه"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
    - ۵- نبوی، م؛ (۱۳۵۵)، "دیباچه ای برزمین شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، ۱۰۹ صفحه.

#### **\$\$\$\$\$**

## **References:**

- 1- Berberian, M; Arshadi, S. 1976. "On the evidence of the youngest activity of the North Tabriz Fault and the seismicity of Tabriz city". In: Berberian, M. EDS, Contribution to the seismotectonics of Iran. Geological Survey of Iran 39. 397–418.
- 2- Berberian, M. 1997. "Seismic sources of the Transcaucasian historical earthquakes". In: Giardini, D; Balassanian, S. EDS, Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus. Dordrecht, Netherlands: Kluwer Academic Publishing . 233–311.
- Hessami, K; Pantosti, D; Tabasi, H; Shabanian, E; Abbasi, M.R; Feghhi, K; Soleymani, S. 2003.
  "Paleoearthquakes and slip rates of the North Tabriz Fault, NW Iran: preliminary results". Annals of Geophysics. 46. 903–915.
- 4- Sylvester, A.G. 1988. "Strike-slip faults". Geological Society of America Bulletin 100, 1666-1703.
- 5- Twiss, R. J; Moores, E. M. 2007. "Structural Geology". W.H. Freeman and Company. New York. 532.





تحلیل ساختاری گسلها و چینخوردگیهای منطقه شمال دامغان (مهماندویه - کلاته)

انسیه قدیری'، اصغردولتی'، رضانوزعیم'، حسین مصدق<sup>۶</sup> کارشناس ارشد تکتونیک، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران استادیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران استادیار، دانشکده زمین شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، ایران دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

چکیدہ

منطقه طزره (بین مهماندویه –کلاته) بعنوان قسمتی از البرز شرقی، در بردارنده واحدهای سنگی پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک است. بر اثر عمکرد رخدادهای دگرریختی متعدد، گسلها و چینهای منطقه با روند تقریبی شرقی –غربی شکل گرفتهاند. برداشتهای ساختاری مبین چینهای با محور تقریبا افقی و با زاویه بین یالی ۷۰ تا ۱۳۰ درجه (چینهای ملایم تا باز) میباشد. اطلاعات ساختاری گسلهای منطقه در واحدهای رسوبی پیش از کواترنر، بیانگر مولفه غالب امتداد لغز راستگرد با مولفهی شیب لغز معکوس میباشد. بر اثر عملکرد این گسلها، سازندهای پالئوزوئیک زیرین مانند سازند لالون، بر روی سازند شمشک بصورت یک ساختار گلوار مثبت رانده شده است. مجموعه اطلاعات ساختاری دو الگوی کلی دگرریختی بصورت ترافشارشی یا فرانهادگی زمین ساخت امتداد لغز بر روی زمین ساخت فشارشی را بیان میدارد.

#### **Structural Analysis of Faults and Folds in the North of Damghan (Mehmandoieh-Kalate)** E. Ghadiri<sup>1</sup>, A. Dolati<sup>2</sup>, R. Nozaem<sup>3</sup>, H. Mosaddegh<sup>4</sup>

MSc of tectonic, Geology Group, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran. Email: ensieh.ghadiri@gmail.come Assistant professor, Geology Group, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran. Email: dolati@khu.ac.ir School of Geology, College of science, University of Tehran, Iran. Email: nozaem@ut.ac.ir

Associate professor, Geology Group, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran. Email: mosaddegh@khu.ac.ir

## Abstract

Tazareh area, between Mehmandooieh and Kalateh, as a part of the East Alborz, consist of Paleozoic to Cenozoic rocks. Different deformation events cause E-W faulting and folding. Structural measurements indicate horizontal to low plunge of fold axis with limb angle fold of 70-120° (Gentle to open folds). Based on pre-Quaternary structural measurements on faults, strike slip faults show dextral movements with reverse component. Functions of these faults brings the Lalun Formation on the Shemshak Formations as a positive flower structures. Collection of structural information indicate transpressional deformation or overprinting of strikeslip on the compressional tectonic regime in the study area.

Keywords: Structural Analysis, Fault, Fold, North of Damghan.



#### مقدمه

منطقه بین مهماندویه و کلاته در شمال شهر دامغان دارای مختصاتی با طولهای '۱۱ ° ۵۴ تا '۱۹ ° ۵۴ شرقی و عرضهای '۱۷ ° ۳۶ تا ' ۲۲ °۳۶ شمالی جزء رشته کوههای البرز، واقع در شمال شرق ایران، شامل دو منطقه ساختاری – رسوبی است. تشکیل رشته کوههای البرز حاصل از برخورد دو پلیت ایران و توران است. چینها، درزهها، شکستگیها و در نهایت ایجاد گسل تحت تاثیر حرکات کوهزایی آلپ – هیمالیا در این منطقه میباشد(Stocklin,1968; Alavi, 1996; Berberian,1981).



شکل ۱ – الف) تقسیم بندی زون ساختاری بر اساس میر علی اکبر نوگل سادات۱۹۹۳. ب) تصویر ماهوارهای منطقه و راههای دسترسی به آن.

نخستین کوهزایی واقعی آلپی در زمان پالئوسن طی رویداد لارامید رخ داده که در نتیجه آن با گسلش همراه با راندگی، چین خوردگی و در نهایت فراخاستهای منطقه را شکل داده است(Angi A., 2011) به Guest et al.,2007؛ Kangi A., 2011) علوی نائینی و صالحی برای نخستین مطالعات زمین شناسی منطقه توسط کرینسلی (۱۹۷۰) صورت گرفت. در سال (۱۹۷۵) علوی نائینی و صالحی برای تهیه نقشه زمین شناسی ۱۰۰۰۰۰دامغان، منطقه را مورد بررسی قرار دادند. پس از آن بربریان و همکاران (۱۳۷۵) در طی تحقیقات خود حدود گسل را ۱۰۰ کیلومتر بیان کردند. پرویز امیدی (۱۳۸۰) گسل دامغان را دارای روند شرقی – غربی و جنبش کواترنری تمامی آنها را به طور عمده راستالغز چپبر ذکر کرده. آقانباتی (۱۳۸۳) بیان نموده روند گسل های این منطقه با روندهای زمین ساختاری مربوط به چین خوردگی کاتانگایی همخوانی دارد و در راستای شمالی – جنوبی واقع شدهاند. فاطمه اعراب (۱۳۸۷) عنوان کرد که یک انتقال ترافشارشی به تراکششی سبب مولفه راستالغز چپبر و ایجاد گسل جوان در منطقه شده است. صفری (۲۰۱۱) البرز را شاخهای از کمربند آلپ – هیمالیا بر اثر برخورد صفحه اوراسیا با میکروپلیت ایران میداند که طی چند فاز کوهزایی ایجاد شده است و به طور کلی در سراسر کمربند برش چپگرد را شکل داده و گسل های اصلی با روند SW-یک انتوان شره ترافشارش را به طور کلی در سراسر کمربند برش چپگرد را شکل

در این پژوهش به بررسی چگونگی تشکیل هندسه چینخوردگی و سازوکار گسلهای موجود در منطقه پرداخته شده و برای دسترسی به این امر ابتدا به بررسی مطالعات کتابخانهای به منظور جمع آوری اطلاعات از تحقیقات پیشین صورت



گرفته، که به صورت کتاب، پایان نامه، مقاله و .... در آمده؛ پرداخته شده است؛ مطالعه نقشههای تهیه شده ۱:۱۰۰۰۰ سمنان، ۱:۱۰۰۰۰ دامغان و ۲۵۰۰۰ گرگان و همچنین استفاده از تصاویر ماهوارهای منطقه برای پیدا کردن دید بهتر از چینها و گسل های موجود در منطقه، انجام عملیات صحرایی برای اندازه گیری محور چین، گسل، درزه و شکافها برای پی بردن به ساختارهای چینها ی و ارائه نقشه ساختاری منطقه برطبق نتایج حاصله، پی بردن به ساختارهای چین، گسل و تجزیه و تحلیل دادههای صحرایی و ارائه نقشه ساختاری منطقه برطبق نتایج حاصله، ورت گرفته، که ساختارهای چین، گسل، درزه و شکافها برای پی بردن به ساختارهای چین، گسل های موجود در منطقه، انجام عملیات صحرایی و ارائه نقشه ساختاری منطقه برطبق نتایج حاصله، ورت گرفته است. جهت تحلیل استریوگرافی عوارض ساختارهای چین و گسل منطقه از نرم افزارهای , Stereonet استفاده شده، همچنین برای نمایش تصاویر ازنرم افزارهای Ilustrator , Draw.Corel استفاده استاد مایش می ای منطقه از نرم افزارهای استفاده می مورت گردیده است.

۲۳ و ۲۵ آیان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

روش تحقيق

دانتگاه بیام نوراستان قم

رخنمونهای اصلی منطقه آهکهای کربناته و تناوب منظم شیل و ماسه سنگ است. بطور کلی رسوبات متعلق به دورانهای کامبرین، دوونین، کربونیفر، پرمین، تریاس، ژوراسیک، پالئوژن، نئوژن و در نهایت به کواترنر ختم می گردد. توالی در منطقه به صورت پیوسته و در بعضی مناطق ناپیوستگیها به صورت دگرشیب مشاهده گردیده.



شکل۲ – الف و ب) نقشه تهیه شده در این پژوهش به همراه Legend آن. ج) برش ساختاری منطقه

در طی پیمایش صورت گرفته بر اساس مقطع ترسیم شده(شکل ۲ج) بر روی نقشه (شکل ۲الف) از سمت جنوب به شمال در پیشانی کوهستان اولین ساختار گسل F1 با طول ۱۹ کیلومتر مشاهده شده است. گسل F1 با عبور از لایههای ائوسن، ژوراسیک، نئوژن، کواترنری باعث جابه جایی این لایهها گردیده و همچنین یکی از گسلهای اصلی منطقه راشکل داده (شکل۳ب). شیب گسل ۶۰ درجه به سمت شمال برخلاف لایههای جنوبی و مطابق با لایههای شمالی گسل میباشد. روند کلی گسل ۱۱۱5 تا ۱۱20 با شیب ۳۴ تا ۵۲ به سمت شمال میباشد با زاویه ریک ۵۵ درجه از سمت جنوب شرقی اندازه



گیری شده که باحرکت به سمت شمال، روند گسل درحدود S30E با شیب تقریبا ۷۰ درجه به سمت جنوب تغییر روند داشته است و ساختارهایی را بر روی صفحات گسلی ایجاد کرده است(شکل ۳ پ ج د و ه ).



شکل ۳ – الف) برش ساختاری منطقه. ب) تصویر ماهواره ای از گسل F1 پ و ج) ساختار Lunte fracture. د)ساختارهای Step. و)خش لغز صفحه گسلی. ه) ساختارهای Synthetice Reidel که همگی ساختارها مربوط می شوند به ساختارهایی که بر روی صفحات گسلی این محدوده تشکیل شدهاند.

بر اساس مقطع ترسیم شده (شکل ۲ ج) جنوبی ترین ساختار چینی منطقه با پهنای رخنمون ۲کیلومتر چین کوه تموزق میباشد که بالاآمدگی این چین را در واحدهای شمشک ایجاد کرده(شکل ۴ ت). مشخصات صفحه محوری N28E 79 به سمت شمال میباشد. (شکل۴ د). و در ردهبندی فلوتی بر مبنای زاویه بین یالی ، این چین با زاویه بین یالی ۷۲ درجه جزء چینهای باز دسته بندی می گردد(شکل۴ه).

چین کوه زنگی از جنس شیل و ماسهسنگ با میان لایههای دولومیتی تقریبا در غرب نقشه مورد مطالعه دربین سازند شمشک به زمان ژوراسیک بالا آمده است(شکل ۴ ب). شیب لایههای یال جنوبی چین در حدود ۱۰ درجه به سمت شمال قرار گرفته که با قرارگیری بین دو طاقدیس متوالی ساختاری ناودیسی را شکل داده بنابراین طاقدیسها و ناودیسهای منطقه به طور متوالی و پی در پی در کنار یکدیگر قرار گرفتهاند. شیب لایه بندی بر مبنای مقطع ترسیم شده در شمال چین ۶۵ تا ۷۵ درجه به سمت جنوب قرار دارد. در رده بندی فلوتی بر طبق زاویه بین یالی چین کوه زنگی با داشتن زاویه بین یالی ۴۱ درجه جزء چینهای بسته قرار می گیرد(شکل ۴ ه). مشخصات صفحه محوری این ناودیس N34W85 است(شکل ۴ د).

چین کوه می مه دویی در بین لایههای شیل و ماسهسنگهای ضخیم لایه شمشک با پهنای رخنمون ۲ کیلومتر در سطح زمین ظاهر شده(شکل ۴ ح). روند محور چین ۲۵۷ درجه بوده و میل محور چین که همان زاویه شیب نسبت به افق است در حدود ۱۳ درجه به سمت ۲۵۷ قرار گرفته است.. گسل F2 به صورت گسلی قائم ازداخل لایه های شمشک خارج شده. در



رده بندی فلوتی بر اساس زاویه بین یالی چین کوه می مه دویی با داشتن زاویه بین یالی ۷۴ درجه مشمول چین هایی با زاویه باز قرار می گیرد(شکل۴ه). مشخصات صفحه محورچین N5E65 به سمت شمال است .



شکل۴ – الف) تصویرماهوارهای چین کوه لب نسار. ب و پ) تصویر ماهوارهای چین کوه زنگی و تصویر صحرایی چین با محور آن. ت و ث) چین کوه تموزق و تصویر صحرایی چین با محور آن.ج وچ) تصویر ماهوارهای چین کوه سرتنگ و تصویر صحرایی آن. ح و خ) تصویر ماهوارهای چین می مه دویی به همراه گسل مشاهده شده در لایههای شمشک تشکیل دهنده کوه. د) نمودار جدول فلوتیبر اساس پلانژ محورچین وشیب سطح محوری . ه) رده بندی فلوتی براساس زاویه بین یالی. د)قطب های چین ها به همرا موقعیت کلی محور چینها.

چین کوه لب نسار یکی دیگر از بالا آمدگیهای به وجود آمده در لایههای شمشک ازجنس شیل، ماسهسنگ با میان لایههای زغال سنگی است. ودارای ساختاری ناودیسی به زمان ژوراسیک میباشد. شیب لایه بندی براساس اطلاعات به دست آمده از تصاویر ماهوارهای در حدود ۳۰ تا ۵۰ درجه به سمت شمال قرار گرفته است ارتفاع ضخامت چین به سمت جنوب افزایش

می یابد و بر اساس اطلاعات حاصله چین کوه لب نسار در ردهبندی فلوتی جزء چین های خوابیده محسوب می گردد(شکل۶الف).





گسل F3 باعث جابه جایی سازندهای پرمین، شمشک، لار و کواترنری گشته و سبب راندگی لایه های جدید سازند لار بر روی لایه های قدیمی تر سازند شمشک گردیده (شکل ۵ الف). طول گسل در این محدوده بیش از ۲۰ کیلومتر می باشد که همچنان در سمت غرب به جنوب غربی و در سمت شرق به سمت شمال شرقی ادامه می یابد. روند گسل برداشت شده در طی مسیر از N50W با شیب ۶۴ به سمت شمال با زاویه ریک در حدود ۲۶ درجه به سمت شرق S75E با شیب ۶۵ به سمت جنوب بازاویه ریک ۳۴ درجه به سمت جنوب غربی تغییر مسیر داده است (شکل ۵ ب).

۲۳ و ۲۵ آیان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

لایههای ماسه سنگ (سازند لالون) آهکهای ضخیم لایه (سازند لار) و ماسه و کنگلومرای کواترنرهای منطقه گردیده(شکل ۵ ث). روند گسل F4 به صورت S45E با شیب ۷۰ درجه به سمت جنوب شرقی را نشان میدهد. در نتیجه سازوکار نیروهای



شکل ۵ – الف) تصویر ماهواره ای گسل F3. ب) خش لغز روی صفحه گسل. پ) ساختارهای C plane و S plane ت)تصویر صحرایی گسل F3. ث) تصویر ماهواره ای گسل F4. ج) ریدل های مشاهده شده روی صفحه گسل. چ) خش لغز روی صفحه گسل. ح) تصویر صحرایی گسل F4. د) تصویر ماهوارهای گسل F5. و،ی،ن) صفحه گسلی باساختارهای مشاهده شده روی صفحه گسل. ه) دوخش لغز روی صفحه گسل F5.

فشارشی شمالی – جنوبی موجود در منطقه تغییر روندی را از سمت NNE به سمت SSW شاهد هستیم. از ساختارهای گسلی مشاهده شده در این پژوهش می توان به خش لغزهای موجود در صفحه گسلی اشاره کرد که دارای زاویه افتادگی



در حدود ۱۰ درجه به سمت شرق است(شکل ۵ چ). وجود ریدلها در صفحه گسلی به وضوح قابل مشاهده است که حرکت گسل را نشان می دهد (شکل۵ ج).

گسل F5 با طول بیش از ۱۸ کیلومتر در سازندهای لالون، زاگون، خوش ییلاق، تریاس، شمشک، لار، نئوژن و کواترنری دیده شده. سن سازندهای در برگیرنده این گسل به پالئوژوییک، مزوزوییک و سنوزوییک میرسد که تقریبا در شمال شرقی نقشه قرار گرفتهاند(شکل۵ د). روند کلی گسل S240E با شیب ۸۰ درجه به سمت جنوب شرقی میباشد. از دیگر ویژگیهای دیده شده در این گسلش وجود دو خش لغز در یک صفحه گسلی است(شکل۵ ه). خش لغز قدیمی با زاویه افتادگی ۶۰ درجه به سمت ENE و خش لغز جدیدتر با زاویه افتادگی ۱۰ درجه به سمت جنوبی لاون گسل از نوع لالون بر روی شمشک ساختارهای گلوار مثبت(Structure of Flower)را ایجاد کرده که قسمت جنوبی لالون گسل از نوع امتدادلغزراستگرد و در قسمت شمالی لالون گسل از نوع امتدادلغز با مولفه معکوس را نشان میدهد و فرادیواره بر روی فرودیواره کشیده شده است.

چین کوه سرتنگ از جنس شیل و ماسه سنگ با میان لایههای فراوانتری از زغال سنگ و گه گاه لایههای دولومیتی نیز دیده شده است؛ که متعلق به شمشک به زمان ژوراسیک میباشد و بالا آمدگی ها بر اثر نیروهای فشارشی سبب ایجاد چنین ساختاری گشته است(شکل۴ ج وچ). پهنای چین در حدود ۱/۵ کیلومتر در سطح زمین رخنمون یافته و شیب لایهها در یال جنوبی چین سرتنگ در حدود ۲۰ تا ۴۰ درجه به سمت جنوب قرار گرفته و در یال شمالی چین شیب لایهها در حدود ۲۰ تا ۴۰ درجه به سمت شمال میباشد. تمایل محور چین به سمت جنوب شرقی است و محور چین در حدود ۲۲ درجه به سمت ۲۴۸ میل پیدا کرده. چین کوه سرتنگ بر اساس مقدار زاویه بین یالی ۱۲۴ درجه محاسبه شده وجزء چینهای ملایم محسوب میشود(شکل۴ه). مشخصات صفحه محوری چین NBE80 به سمت جنوب است و محور است.

# بحث و نتیجه گیری

بیشتر ساختارهای تشکیل شده در منطقه، بین مهماندویه وکلاته، دارای روند عمومی شرقی – غربی است. مجموعه اندازه گیریها بر روی چین خوردگیهای منطقه چین خوردگی ملایم تا باز را با محور تقریبا افقی تا با میل کم پیشنهاد میکند. ساختار گل سرخی مثبت در ارتباط باگسلهای اصلی امتدادلغز در شمال و جنوب منطقه تشکیل شده و باعث ایجاد راندگیهایی از سازند لالون بر روی شمشک گشته است. برداشت های ساختاری حاکی از رژیم ترافشارشی و یا فرانهادگی زمین ساخت امتدادلغز بر روی زمین ساخت فشارشی است.





آقانباتی، ع.،۱۳۸۳، کتاب زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران، ۵۸۶ صفحه. امیدی، پ.، ۱۳۸۰، تحلیل ساختاری و دینامیکی تفضیلی زون های گسل در حاشیه جنوبی البرز (گستره سمنان – دامغان)، رساله دکتری دانشگاه تربیت مدرس. اعراب ، ف.، ۱۳۸۷، تحلیل ساختاری چین خوردگی و گسلش در باختر شاهرود ، پایان نامه کار شناشی ارشد دانشگاه علوم پایه دامغان.

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

اعراب ، ف.، ۱۳۸۷، تحلیل ساختاری چین خورد کی و کسلش در باختر شاهرود ، پایان نامه کارشناشی ارشد دانشگاه علوم پایه دامغان. بربریان، م.، قریشی، م.، طالبیان، م.، شجاع طاهری، ج.،۱۳۷۵، پژوهش و بررسی نوزمین ساخت، لرزه زمین ساخت و خطر زمین لرزه – گسلش در گستره سمنان، گزارش شماره ۶۳،انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. علوی، م.، صالحی راد، ر.، ۱۳۶۹، نقشه زمین شناسی دامغان، مقیاس ۲۰۰۰۱:۱، سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور. نبوی، م. ح.، ۱۳۶۱، نقشه زمین شناسی سمنان مقیاس ۲۰۰۰:۱، سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور. نظری، ح.، شهیدی، ع.، ۱۳۹۰، کتاب زمین ساخت ایران (البرز)، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، پژوهشکده علوم زمین.

References

Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain System in Iran. Journal of Geodynamics 21/1, PP. 1-33.

Berberian, M. and King, G., 1981. Towards a paleogeogragraphy and tectonic evolution of Iran.canadian Jurnal of Earth Sciences, 265-210:18.

Ghassemi and ghorashi,2004. Regional study of major Seismogenenic Fault in Alborz (in Persian), Research project of Scientific Research council of Iran: 58pp.

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, pp. 435-453

Kangi , A., 2011. Variations in the Style of Thrusting Geometry of Shahroud main thrust in the South-east of Alborz Mountains (North of Iran), Jurnal of Applied Geology, vol . 2,No. 1, pp. 33-39, 2005

Safari, H.O., 2011. Tectonic evolution of southern limb of eastern Alborz, Iran.

Petroleum Geologists Stöcklin, J., 1968, Structural history and tectonics of Iran, American Association of Bulletin, 52, pp. 1229-1258.

Sengor, A., 1984. The Cimmeride Orogenic System and the Tectonics of Eurasia, Geol. Soc. Am. Special Paper, 195, pp. 1–82.

Shahrabi, M.,1991, Geological map of Gorghan in Scale of 1:250000 Geological Quadrangle map of Iran.





تحلیل ساختاری و تکتونیک جنبا بر روی تاقدیس کرناس دکتر روح الله ندری،دکتری زمین شناسی دکتر هادی یگانه فر،دکتری زمین شناسی امین علیخانی،دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی <u>nadir@pnu.ac.ir</u> h.yeganehfar@gmail.com

#### **\$\$\$\$\$**

amin.alikhani@vahoo.com

## چکیدہ :

تاقدیس کرناس در شمال استان خوزستان و در مرز شمالی فروبار دزفول واقع شده است. این تاقدیس یک چین مرتبط با گسلش ( Fault Related Fold) متقارن و پلانج دار با روند عمومی شمال غرب ـ جنوب شرق است. این تاقدیس در بین تاقدیسهای گریوه و برآفتاب در شمال شرق وتاقدیس ریت و لنگر در جنوب غرب قرار دارد. طول این تاقدیس حدود ۲۲ کیلومتر و پهنای آن ۳تا۵ کیلومتر متغییر است. رخنمونهای سنگی آن بیشتر از رسوبات کرتاسه و ترشیری هستند و به ترتیب از قدیم به جدید شامل سازندهای سروک وایلام (گروه بنگستان) در هسته تاقدیس، سازندهای گورپی، امیران، تلهزنگ، کشکان، شهبازان و آسماری درپهلوهای شمالی وجنوبی و سازند گچساران در ناودیس-های موجود در پهلوهای شمالی و جنوبی، میباشد. در یال جنوب غربی تاقدیس کرناس یک گسل تراستی به نام تله زنگ وجود دارد. طول این گسل حدود ۲۵ کیلومتر و شیب گسل به سمت شمال شرق می باشد. در طول این گسل، گروه بنگستان، سازند گورپی و امیران بر روی سازند آسماری رانده شده است. این گسل میتواند عامل برافزایش تاقدیس کرناس می باشد. بر اساس بررسی های لرزه خیزی منطقه مورد مطالعه ماهیت لرزه ای این محدوده عموماً از زمین لرزه های با بزرگای کم تا متوسط و فراوانی زیاد تشکیل گردیده است. کیلد واژه ها: تحلیل ساختاری، زمین ساخت جنبا، تاقدیس کرناس

#### مقدمه:

پهنه زاگرس چین خورده به عنوان یک واحد زمین شناختی – ساختاری و یک ایالت لرزه زمین ساختی فعال به صورت یک کمربند چین و راندگی در جنوب باختر کشور قرار گرفته است. این کمربند به خاطر دارا بودن چینهای بزرگ، منظم و جوان و همچنین ذخایر هیدروکربوری موجود در بسیاری از تاقدیسهای آن، جایگاه ویژهای داشته و به عنوان یکی از غنی ترین ایالتهای هیدروکربوری، حاوی ۸/۶ ٪ مخازن نفت و ۱۵ ٪ مخازن گاز اثبات شده جهانی میباشد (شرکتی ۱۳۸۴). لذا شناخت دقیقتر تاقدیسها و تحلیل دگرریختیهای آنها از بنیادی ترین موضوعات زمین شناسی نفت زاگرس محسوب می شود. مطالعه حاضر نمونهای از این تلاش در رابطه با یکی از این ساختارها در کمربند چین خورده ـ رانده زاگرس موسوم به تاقدیس کرناس میباشد.





حوضه رسوبی زاگرس یکی ازنفت خیزترین مناطق جهان است که ۱۲٪ کل مخازن نفت جهان در آن واقع شده است. تغییر شکل در کمربندهای چینخورده ـ رانده بیشتر به صورت توسعه راندگیها با جابجایی قابل ملاحظه و چین-خوردگیهای همراه با آنها دیده می شود. در این پژوهش سعی شده است با مطالعه تاقدیس کرناس ، به تحلیل هندسی و جنبشی یکی از چینهای کوهزاد زاگرس پرداخته شود و از نظر هندسی و جنبشی تحلیل و در نهایت الگوی ساختاری مناسبی برای این ساختار ارائه گردد.

# زمین شناسی منطقه:

منطقه مورد مطالعه در غرب ایران و در مرز استان های خوزستان و لرستان واقع شده و در محدوده ورق نقشه زمین شناسی شرکت نفت با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰ به شماره E 20817 شهبازان در بین طولهای ۴۸<sup>° ۳</sup>۰ الی ۴۹<sup>°</sup> و عرض های ۳۲<sup>° ۲۵</sup> الی ۳۳<sup>°</sup> قرار دارد.نزدیک ترین شهر ها به منطقه درود در شمال و اندیمشک در جنوب میباشد و مابین دو ایستگاه راه اهن تله زنگ و تنگ پنج واقع شده است. منطقه مورد مطالعه (تاقدیس کرناس)در زیر زون ایذه و در مجاور زون های فروافتادگی دزفول و زون لرستان واقع گردیده است و در کمربند چین خورده زاگرس قرار گرفته است. این کمربند از نظر زمین ساختی در لبه آرام قارهای ورق عربی واقع بوده و از لحاظ ساختاری دارای

تاقدیس های موازی در تناوب با ناودیس های کوچک و بزرگ و راندگی های هم شیب و برخلاف شیب فرورانش میباشد. در شمال و شمال شرق تاقدیس کرناس، تاقدیس های گریوه و بر آفتاب و در جنوب و جنوب غرب آن تاقدیس های میاح و لنگر قرار دارند.(شکل ۱).سازندهای رخنمون یافته در این تاقدیس بیشتر از رسوبات کرتاسه و دوران سوم زمین شناسی هستند که قدیمی ترین آنها سازند گورپی و جوانترین آنها سازند گچساران میباشد. پی سنگ منطقه در زیر تاقدیس کرناس با توجه به نقشه های پی سنگ مغناطیسی محدوده مورد مطالعه حدود ۵ کیلومتر عمق دارد و در جنوب و جنوب شرق، به سمت گسل بالارود و فروافتادگی دزفول به تدریج به عمق آن افزوده می شود.



شکل ۱) نقشه زمین شناسی منطقه،تاقدیس کرناس و مسیرهای پیمایش







#### بحث:

به منظور تحلیل ساختاری تاقدیس کرناس،ابتدا جهت بررسی ساختار تاقدیس کرناس، با استفاده از عکس های هوایی، نقشه زمین شناسی پایه و برداشت های صحرایی، نقشه زمین شناسی محدوده تاقدیس کرناس تهیه وترسیم گردید و برپایه اطلاعات این نقشه برش های زمین شناسی عمود بر محور تاقدیس و به موازات محور تاقدیس ترسیم گردید (شکل ۲).

سه پیمایش ساختاری به طور تقریبی عمود بر محور تاقدیس و یک پیمایش به موازات محور تاقدیس انجام شده است و برداشت ساختاری از لایه بندی واحدهای سنگی تاقدیس صورت گرفته است و تصاویر استریو گرافی از داده های برداشت شده از پیمایش های عمود بر محور چین ترسیم شده اند (شکل ۳). بر اساس تحلیلهای هندسی و جنبشی، تاقدیس کرناس از نوع چینهای انتشار گسلی میباشد. این چین از نظر هندسی در رده چین های باز متقارن با خط لولای افقی تا شیب ملایم است. در یال جنوب غربی تاقدیس کرناس یک گسل تراستی به نام تله زنگ وجود دارد. طول این گسل حدود ۲۵ کیلومتر و شیب گسل به سمت شمال شرق می باشد. در طول این گسل، گروه بنگستان، سازند گورپی و امیران بر روی سازند آسماری رانده شده است. این گسل میتواند عامل برافزایش تاقدیس کرناس میباشد (شکل ۴).



شکل ۲)مقاطع رسم شده از برداشت های پیمایش های صحرایی



شکل ۳) تصاویر استریو گرافیک مقاطع عمود بر محور تاقدیس کرناس



از نظر پارامترهای لرزهخیزی منطقه مورد مطالعه با توجه به تعداد نسبتابالای زمین لرزه ها با بزرگای کوچک تا متوسط دستگاهی در سطح لرزه خیزی متوسط تا بالا قرار دارد. هر چند که در دوره های تاریخی رخداد زمین لرزه هایی با بزرگای پیرامون ۶ یا بیشتر در چند مورد ثبت شده است. از سوی دیگر وجود گسل های بزرگ، اصلی، با سیمای مورفولوژی ساز مشخص و در عین حال فعال در گستره در محدوده تاقدیس کرناس نیز حاکی از فعال بودن منطقه می باشد، بطوری که می توان گفت محدوده مور دمطالعه در منطقه ای با لرزه خیزی متوسط تا بالاقرار گرفته است و احتمال رویداد زمین لرزه های بزرگ بر روی گسل های مجاور محدوده مورد مطالعه در منطقه ای با لرزه خیزی متوسط تا بالاقرار گرفته منطقه ای با آهنگ لرزه خیزی بالا و متوسط توصیف می شود، اما گواه های تاریخی نشان می دهد که انرژی معمولا با واتنش لرزه ای و از طریق زمین لرزه های متوسط و کوچک آزاد می شود.

### **\$\$\$\$\$\$\$** \$\$\$\$\$\$\$\$\$

## نتیجه گیری:

تاقدیس کرناس به لحاظ موقیت جغرافیایی در شمال استان خوزستان و از منظر زمین ساختی درمرز شمالی فروبار دزفول واقع شده است. این تاقدیس یک چین مرتبط با گسلش (Fault Related Fold) متقارن و پلانج دار با روند عمومی شمال غرب ـ جنوب شرق است. این تاقدیس در بین تاقدیس های گریوه و بر آفتاب در شمال شرق وتاقدیس ریت و لنگر در جنوب غرب قرار دارد. طول این تاقدیس حدود ۲۲ کیلومتر و پهنای آن ۳۵۲ کیلومتر متغییر است. رخنمون های سنگی آن بیشتر از رسوبات کر تاسه و ترشیری هستند و به ترتیب از قدیم به جدید شامل سازندهای سروک وایلام(گروه بنگستان) در هسته تاقدیس، سازندهای گورپی، امیران، تلهزنگ، کشکان، شهبازان و آسماری در پهلوهای شمالی وجنوبی و سازند گچساران در ناودیس های موجود در پهلوهای شمالی و جنوبی، می باشد. بر یال جنوب غربی تاقدیس کرناس یک گسل تراستی به نام تله زنگ وجود دارد. طول این گسل حدود ۲۵ کیلومتر و شیب گسل به سمت شمال شرق می باشد. در طول این گسل، گروه بنگستان، سازند گورپی و امیران بر روی سازند آسماری رانده شده است. این گسل میتواند عامل بر اساس بررسی های لرزه خیزی منطقه مورد مطالعه ماهیت لرزه ای این محدوده عموماً از زمین لرزه های با بزرگای کم تا متوسط و فراوانی زیاد تشکیل گردیده است.





#### **\$\$\$\$**

# منابع فارسی:

\_ محجل، محمد و همکاران(۱۳۸۸) ؛ تحلیل ساختاری پهنه برخوردی کوهزاد زاگرس در باختر الیگودرز، فصلنامه علوم زمین، شماره ۷۶،

سازمان زمين شناسي كشور.

\_ آقانباتی، علی (۱۳۷۹)؛ پهنههای رسوبی - ساختاری عمده ایران؛ تهران: سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

\_ آقانباتی، علی (۱۳۸۳)؛ زمینشناسی ایران؛ تهران: سازمان زمینشناسی و اکتشافات معدنی کشور.

\_ شرکتی، شهرام (۱۳۸۴)؛ تکتونیک پوشش رسوبی و پیسنگ در کمربند کوهزایی زاگرس، نکاتی در زمینه مدلسازی هندسی دگرشکلی؛

تهران: شركت ملى نفت ايران، مديريت اكتشاف.

\_ مطیعی، همایون (۱۳۷۲)؛ زمینشناسی ایران: چینهشناسی زاگرس؛ طرح تدوین کتاب زمینشناسی ایران، تهران: سازمان زمینشناسی

کشور.

- حاجي على بيگي،ح (١٣٩٣): تحليل هندسي چينخوردگي مرتبط با گسلش، مطالعه موردي: تاقديس كاسهماست، جنوب منطقه لرستان

⊣فلاطون،ع(۱۳۷۹): تحلیل هندسی و جنبشی تاقدیس سلطان در کمربند چین خورده ـ رانده زاگرس و برآورد بستگی قائم و افقی گروه دهرم آن

\_ پیروز، م (۱۳۸۳)؛ بررسی ساختاری پایانه جنوبی پهنه گسله منقارک؛ پایاننامه کارشناسی ارشد، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی

کشور.

## **~~~~~**

## **References:**

 $Sherkati.sh \ and \ letouzey.j (2004) Variation \ structural \ style \ and \ basin \ evolution \ in \ the \ central \ zagros (izeh \ zone \ and \ dezful \ embayment), iran$ 





# تحلیل سامانه ای شکستگی در سازندهای فجن و زیارت در محدوده کوههای تپال، شمال باختر شاهرود ◊◊◊◊◊◊◊◊

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

شکوفه امرایی سهرابوندی\*'، پرویز امیدی'، غلامحسین کرمی'

ادانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی تکتونیک، دانشگاه صنعتی شاهرود

sh.amraee70@gmail.com <sup>۲</sup> استادیار گروه تکتونیک، دانشگاه صنعتی شاهرود دانشیار گروه هیدروژئولوژی، دانشگاه صنعتی شاهرود

چکیدہ :

محدوده مورد مطالعه شامل سازندهای فجن با لیتولوژی کنگلومرای خاکستری ، سنگ ماسه متوسطلایه و مارن ماسه ی و زیارت با لیتولوژی سنگ آهک نومولیتدار و سنگ آهک ماسه ی نومولیت دار متوسط لایه در کوه های تپال (شمال باختر شهر شاهرود) می باشد که به طور پیوسته و هم شیب رخنمون یافته اند. برطبق بررسی های میدانی انجام شده، نمودار گل سرخی و هم تراز قطب شکستگی ها، روند غالب برای شکستگی ها در دو سازند مذکور به دست آمد که نتایج حاکی از آن است که سازند فجن دارای چهار دسته غالب شکستگی ها در دو سازند مذکور به دست آمد که نتایج حاکی از آن N08E/69NW ،N23W/67SW ،N49E/62SE به محستگی با مشخصات N08E/69NW ، N23W/67SW و N071E/62SE بال شکستگی ها در سازند زیارت شکستگی هایی با مشخصات N08W/71NE می باشند که شیب اکثر N11W/81SW و دسته درزه چهارم قابل تفکیک به دو دسته W07E/68SW و N11W/81SW می باشند که شیب اکثر شکستگی ها در سازند فجن بین ۶۰ تا ۷۵ درجه و برای سازند زیارت ۵۵ منتی میوان کرد که شکستگی ها در سازند فجن از بررسی ار تباط شکستگی ها با لایه بندی در سازندهای مذکور، می توان چنین عنوان کرد که شکستگی ها در سازند فجن از نوع امتدادی و مایل بوده و سازند زیارت شامل شکستگی هایی از نوع شیبی و مایل می باشد. **کلید واژه ها:** شاهرود، فجن، زیارت، تبال شکستگی هایی از نوع شیبی و مایل می باشد.





# Systematic fracture analysis in Fajan and Ziarat formations in the Tepal Mountains, Northwest of Shahrood

Shokoufeh Amraie<sup>1\*</sup>, Parviz Omidy<sup>2</sup>, Gholam Hossein Karami<sup>2</sup> <sup>1</sup>M.Sc. Student in Tectonic, Shahrood University of Technology sh.amraee70@gmail.com

<sup>2</sup>Assistont professor, Department of Tectonic, Shahrood University of Technology <sup>2</sup>Assistont professor, Department of Hydrogeology, Shahrood University of Technology

### Abstract:

The study area includes Fajan formations with lithology of light gray conglomerate, middle-gravel sandstone layer and marl of sand and Ziarat with lithology of nomolytic Limestone and The middle layer nomolytic sandstone limestone In the mountains of Tepal (northwest of Shahrood city), Which have been discovered continuous and isocline Outcropped. Fractures are the most many structures on the Earth and considering the importance of fractures in water resources and their migration into calcareous layers, determining the pattern of fractures of the region is of great importance for the organizations and institutions concerned. The study area, which includes Fajan formations and Ziarat to the Cenozoic age in the Tepal Mountains, is located in northwest of Shahrood city. According to the field studies, the roseate and parallel to the fracture pole were the dominant trend for fractures in the two formations. The results indicate that Fajan formation has four dominant fractures with specification N49E/62SE (N23W/67SW, N08E/69NW and N71E/62SE most fractures in Ziarat formation with fractures N38W/71NE, N49W/67SW and N81E/75SE and the fourth fracture class can be divided into two class N07E/68SW and N11W/81SW. The dip of most fractures in the Fajan Formation is between 60 to 75 degrees and for the Ziarat formations of 75 to 88 degrees. Also, by investigating the relationship between fractures and layering in these formations, it can be said that the fractures in the Fajan Formation are longitudinal and oblique and the Ziarat Formation consists of fractures of the type of dip and oblique.

Keywords: Shahrood, Fajan, Ziarat, Tepal, Fracture

# **~~~~~**

مقدمه :
شکستگیها از معمولترین ساختارهای زمینشناسی هستند که بر اثر گسیختگی شکننده در سنگها ایجاد میشوند. در
امتداد سطوح شکستگی چسبندگی بین اجزاء تشکیلدهنده سنگ کاهش یافته یا از بین میرود (Twiss & Moores, 1992).
این پژوهش بر مطالعه  شکستگیها در سازندهای فجن (پالئوسن) و زیارت (ائوسن زیرین) در شمال باختری شهر شاهرود و
در محدوده کوههای تپال متمرکز شده است(شکل۱). سازند فجن با لیتولوژی کنگلومرای خاکستری روشن، سنگ ماسه
متوسط لایه و مارن ماسهای قرمز و سازند زیارت با لیتولوژی متوسط لایه و نخودی تا خاکستری رنگ، سنگ آهک
نومولیت دار و سنگ آهک ماسهای نومولیت دار در این منطقه دیده میشوند. جاده آسفالته شاهرود به بسطام، همچنین





جاده فرعی کارخانه سیمان و راههای جیپرو داخل درهها دستیابی به برونزدهای موردمطالعه را امکانپذیر نموده است.

شکل ۱- منطقه مورد مطالعه در نقشه کوههای تپال (اقتباس از نقشه یکصد هزار شاهرود)

## **\*\*\*\***

روش تحقیق: در مطالعات صحرایی و برداشتهای میدانی ۶ ایستگاه، برای برداشت داده انتخاب شد که در شکل ۲ نحوه جانمایی ایستگاهها نمایش داده شده است. در این پژوهش پس از انجام عملیات صحرایی و برداشت دادههای ساختاری، با ترسیم دادهها در محیط نرمافزاری، شکستگیها مورد بررسی و تحلیل قرار گرفته است. مطالعات و بررسیهای صحرایی در این منطقه منجر به شناسایی دستههایی از شکستگی شد که به تفکیک زیر مورد بررسی قرار گرفتهاند:



شکل ۲ - ایستگاههای برداشت شکستگیها در سازندهای فجن و زیارت بر روی تصویر ماهواره ای بر گرفته از Google Earth

بررسی شکستگیها در سازند فجن



سیکلو گرافیک صفحات و نمودار گل سرخی ترسیمشده برای شکستگیهای برداشتشده از این ایستگاه، چهار دسته درزه با موقعیت میانگین N08E/67SW ، N23W/67SW و N71E/62SE و N71E/62SE با مودار همتراز قطب درزه ها و رزدیاگرام شیبی نشان میدهد که غالب شکستگیها در این سازند شیبی در بازه ۶۰ تا ۷۵ درجه را دارا می-باشند(شکل ۳).

- درجه با شیبی بین ۵۵ تا ۷۰ درجه با شیبی بین ۵۵ تا ۷۰ درجه
  درجه با شیبی بین ۵۰ تا ۷۰ درجه
  درجه با شیبی بین ۵۰ تا ۷۰ درجه
  درجه با شیبی بین ۵۰ تا ۷۰ درجه
  درجه با شیبی بین ۴۵ تا ۷۰ درجه
- ✓ دسته درزه چهارم (J₄) در بازه امتدادی ۶۰۰ تا ۷۵۰ درجه با شیبی بین ۵۰ تا ۷۰ درجه



# شکل ۳ -دیاگرامهای نشاندهندهی وضعیت آماری درزه ها در سازند فجن، الف- تصویر سیکلوگرافیک درزهها، ب- نمودار گل سرخی امتدادی و شیبی درزهها ، پ- نمودار هم تراز قطب درزه ها

میانگین لایهبندی در ایستگاههای برداشت برای این سازند N45E/65NW میباشد. با توجه به اینکه امتداد دسته درزه اول(J1) همروند با لایهبندی در این ایستگاه است لذا دسته درزه اول در رده درزههای امتدادی، دسته درزههای J<sub>3</sub>،J<sub>2</sub> وJ براساس زاویه با میانگین لایهبندی در این ایستگاه، جزو درزههای مورب یا مایل محسوب میشوند. تصاویر صحرایی مربوط به برداشتهای صحرایی در شکل۴ قابل مشاهده است.









شکل ۴ -تصاویری از درزههای برداشتشده در سازند فجن، الف-دید به غرب، ب- دید به شمال، ج-دید به شمالغرب، د-دید به شمال

# بررسی شکستگیها در سازند زیارت

در این سازند در مجموع به روش انتخابی، تعداد ۴۲ درزه به عنوان نمونه برداشت شد. با توجه به تصاویر سیکلوگرافیک صفحات و نمودار گل سرخی ترسیمشده برای شکستگیهای برداشت شده از این ایستگاه، چهار دسته درزه با موقعیت میانگین N49W/67SW، N38W/71NE و N81E/75SE و دسته درزه چهارم قابل تفکیک به دو دسته N07E/68SW و N11W/81SW مشخص شد که نمودار همتراز قطب درزه ها و رز دیاگرام شیبی نشان میدهد که شکستگیها در این سازند شیبی در بازه ۷۵ تا ۸۸ درجه را دارا میباشند(شکل ۵).

- ✓ دسته درزه اول(J<sub>1</sub>) در بازه امتدادی ۳۱۷ تا ۳۳۰ درجه با شیبی بین ۶۵ تا ۸۵ درجه
  ✓ دسته درزه دوم(J<sub>2</sub>) در بازه امتدادی ۳۰۰ تا ۳۱۷ درجه با شیبی بین ۶۰ تا ۸۰ درجه
  - ✓ دسته درزه سوم(J<sub>3</sub>) امتدادی بین ۰۶۳ تا ۹۰ درجه با شیبی بین ۶۰ تا ۸۰ درجه
- ✓ دسته درزه چهارم (J₄)در بازه امتدادی ۳۴۵ تا ۱۷ درجه با شیبی بین ۶۰ تا ۸۰ درجه



شکل ۵- دیاگرامهای نشاندهندهی وضعیت آماری درزهها در سازند زیارت، الف- تصویر سیکلوگرافیک درزهها، ب- نمودار گل سرخی امتدادی و شیبی درزهها ، ج- نمودار هم تراز قطب درزه ها

میانگین لایهبندی در ایستگاههای برداشت برای این سازند N57E/66NW میباشد. با توجه به عمود بودن امتداد لایهبندی با امتداد دسته درزه اول، این دسته در رده درزههای شیبی قرار می گیرند. دسته درزه دوم نیز با تقریب ۱۰± درجه جزو درزه-های شیبی به شمار آورد. با توجه به اینکه دسته درزههای سوم و چهارم زاویه موربی با میانگین لایهبندی ایجاد کردهاند، بنابراین در رده درزههای مایل یا مورب قرار می گیرند. تصاویر صحرایی مربوط به برداشتهای صحرایی در شکل ۶ قابل مشاهده است.





شکل ۶- تصاویری از درزههای برداشت شده در سازند زیارت، الف دید به شمال، ب - دید به جنوب، پ - دید رو به سطح زمین به منظور دسته بندی کلی شکستگیهای برداشت شده از هر دو سازند فجن و زیارت، نمودار گل سرخی ادغامی از برداشت ها تهیه شد (شکل ۷) که شکستگیهای برداشت شده در سازند فجن با پر کهای سبزرنگ و زیارت با رنگ قرمز ترسیم شده است. هم پوشانی دسته شکستگیهای برداشت شده، نشان از گسترش شکستگیها در بازههای امتدادی مشتر ک دارد.



شکل ۷-نمودار گلسرخی ادغامی از شکستگی های برداشت شده از هر دو سازند فجن و زیارت (پرک های سبزرنگ فجن و پرک های قرمز رنگ زیارت) جهت شناسایی و دسته بندی نهایی درزه های برداشت شده در سازندهای مذکور، کلیه درزه ها در نمودار های واحد نگاشته شد (شکل ۸). در مجموع از ۱۰۱ نمونه درزه برداشت شده می توان پنج دسته درزه با روند غالب NW-SE, NNE-SSW و NE-SW را تعریف کرد.





*شکل ۸- درزه های مربوط به سازند های فجن و زیارت الف) صفحات کل شکستگی ها، ب) نمودار هم تراز قطب شکستگی ها، ج)نمودار گل سرخی شیبی و استکاری امتدادی* دسته درزه اول و دوم و چهارم با امتدادی مورب نسبت به امتداد میانگین لایه بندی، درزه های مورب یا مایل محسوب می-شوند. دسته درزه سوم با توجه به اینکه امتدادی عمود بر امتداد لایه بندی دارد در رده درزه های شیبی و دسته درزه پنجم امتدادی همراستا با میانگین لایه بندی دارد لذا در رده درزه های امتدادی قرار می گیرد.

### **\$\$\$\$\$**

**نیجه گیری:** بررسی شکستگیها در ۶ ایستگاه در منطقه مورد مطالعه حاکی از آن است که سازندهای فجن و زیارت به ترتیب دارای مشخصات کلی لایهبندی N45E/65NW و N57E/66NW میباشند. به طور کلی تعداد ۱۰۱ شکستگی به عنوان نمونه و به-صورت انتخابی در این دو سازند برداشت شده که بررسیها نشان می دهد در سازند فجن ۴ دسته شکستگی با موقعیت میانگین ace این دو سازند برداشت شده که بررسی می نشان می دهد در سازند فجن ۴ دسته شکستگی با موقعیت میانگین N49E/62SE، N23W/67SW دیده می شود و برای سازند زیارت نیز ۴ دسته شکستگی با موقعیت میانگین N11W/81SW، N38W/67SW و دسته درزه جهارم قابل تفکیک به دو دسته W5E/65NW و میانگین N11W/81SW قابل شناسایی است که غالب شکستگیها در سازند فجن از نوع امتدادی و مایل و در سازند زیارت از نوع امتدادی و شیبی میباشد.

## **\$\$\$\$**

# منابع فارسى:

وزیری س. ح.، مجیدی فر م.،( ۱۳۸۰)"نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ شاهرود"سازمان زمین شناسی کشور.

#### **\$\$\$\$\$**

## **References:**

Twiss R.J., Moore's E.M., (1992) "Structural geology" W.H. Freeman and Company, New York, 532p.


۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



تحلیل شبکه شکستگیهای میدان نفتی سیری-A، با بهرهمندی از نشانگرهای لرزهای ردیابی مورچهوار<sup>۴۲</sup> و شیبنما<sup>۴۳</sup> حسین زنگنه– دانشجوی ارشد رشتهی زمین شناسی، گرایش تکتونیک، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران. علی یساقی– استاد زمین شناسی، گروه زمین شناسی ساختمانی، دانشگاه تربیت مدس، تهران، ایران. حسین محمدرضایی– دکتری زمین شناسی ساختمانی، شرکت نفت فلات قاره ایران، تهران، ایران.

## چکیدہ:

**کلید واژه ها**: خلیج فارس؛ سیری-A؛ شبکهی شکستگی؛ نشانگر لرزهای؛ ردیابی مورچهوار؛ شیبنما



### Fractures network analysis of Siri-A oil field using seismic attribute; Ant tracking & Dip illumination

Hosain Zangene - Master of Science in Structural Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran Ali Yassaghi - Associate Professor of Structural Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran Hosain Mohammadrezaee - Ph.D. in Structural Geology, Iranian Offshore Oil Company, Tehran, Iran

#### Abstract:

One of the main parameters in the field of qualitative analysis of hydrocarbon reservoirs is fractures. Fracture network studies using seismic data is usually faced with difficulties which forcing a geologist to use other data such as core photography, image loges obtained from the well and production index, etc. This problem in seismic data is mainly due to the large scale of data collection. Petrel software as one of the most efficient tools which used in subsurface studies, allows the user to extract and examine a network of existing fractures using relatively complex algorithms. 3D seismic attributes have proven to be amongst the most useful geophysical techniques for characterizing faults and fracture networks. The ant tracking and dip illumination attributes are two of the algorithms that used to identify and extract the fracture network in this study. The results of this study show two series of north-south fractures with opposite dip direction in the Siri-A field. The main presence of fractures is often found in pre-Cenozoic units. On the other hand, there is no evidence of the presence and activity of salt units in the studied structure. The results obtained from seismic attribute are in good agreement with manual interpretations and prove that the Paleozoic and Mesozoic horizons in the region are fully folded and strongly cracked in the folding area. The main fractures of the region are often North-South and have a strike-slip mechanism with components of normal displacement.

Keywords: Persian Gulf; Siri-A; Fracture network; Seismic attribute; Ant tracking; Dip illumination

میدان نفتی سیری-A یکی از میادین نفتی حوضهی پیش بوم خلیج فارس به شمار میرود. این میدان در جنوب خاوری خلیج فارس و در ۵۰کیلومتری جنوب غرب جزیرهی سیری واقع شده است(شکل-۱).

مقدمه:



(شکل-۱) موقعیت جغرافیایی منطقهی مورد مطالعه

واحدهای چینهشناسی منطقه با استفاده از دادههای چاه، تفکیک و مورد تفسیر قرار گرفت(شکل-۲). سازند ایلام به عنوان سازند مخزنی اصلی در این میدان شناخته میشود(گزارش های مکتوب شرکت نفت). این واحد با سن سانتونین-کامپانین،



یکی ازمخازن مهم گروه بنگستان میباشد که به طور عمده از سنگهای کربناته تشکیل شده است. رسوبات این سازند در یک محیط رسوبی رمپ کربناته کم شیب و کم عمق برجای گذاشته شده است[1].



مطالعات زمین شناسی ساختاری از مهمترین مراحل اکتشاف و بهره برداری از میادین نفتی می باشد چراکه آشنایی با ساختارهای موجود می تواند نقش اساسی در توسعه میدان نفتی داشته باشد[2]. ماهیت شکستگیها، به عنوان یکی از پارامترهای مطرح در مطالعات ساختاری، ایجاب می کند که تخلخل و تراوایی محیط تشکیل خود را دستخوش تغییرات جدی قرار دهند[3]. البته تاثیر شکستگیها بر جریان سیال، فقط زمانی اهمیت پیدا می کند که فاصله داری، طول شکستگی -ها و سایر پارامترهای کنترل کننده ی شکستگیها، در وضعیت بهینه ای قرار داشته باشند. بنابراین؛ برای تعیین چگونگی تاثیر شکستگیها بر مخزن، علاوه بر مشخصات جریان سیال در انواع مختلف شکستگی، که با تراکم و جهت گیری های گوناگون در حجم مشخصی از مخزن حضور دارند، باید همه ی خواصی که در یک شکستگی می تواند روی مهاجرت سیال تأثیر داشته باشد، با دقت شناسایی شود[4].

خاستگاه شکستگیها تاثیر بسزایی بر رفتار این ساختارها در کنترل کیفیت مخزن دارند[5]. در بسیاری از ساختارهای زمین شناسی خلیج فارس می توان آثاری از فعالیت افقهای جدایشی<sup>۴۵</sup>، به ویژه نمک هرمز را در ساختارهای به وجود آمده مورد شناسایی و ارزیابی قرار داد[۶]. با این حال ساختارهایی نیز وجود دارند که هیچ اثری از حضور نمک هرمز در جریان تکامل آنها دیده نمی شود. اطلاعات ژئوفیزیکی جمع آوری شده برای میدان سیری–A شاهدی بر این مدعاست. رخداد سیمرین پسین در زمان ژوراسیک پایانی و اوایل کرتاسه به صورت فشارشی و کوهزایی برخلیجفارس تاثیر گذاشته است، به نحوی که رسوبات ته نشین شده در حوضه، توسط حرکات عمودی و در امتداد گسلهای پیسنگی کنترل گردیده است. بنابراین می توان اظهار کردکه فازهای تکتونیکی سیمرین پیشین(تریاس زیرین)، سیمرین پسین(ژوراسیک پایانی–

<sup>45</sup> Detachment horizon





اوایل کرتاسه) و کوهزایی لارامین(اوایل ترشیری) و همچنین فازکوهزایی زاگرس در میوسن میانی نقش اصلی در شکل گیری ساختارهایی مانند میدان مورد مطالعه را بر عهده داشته اند[7].

۲۳ و ۲۵ آیان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

در بین مخازن نفتی، مخازنی وجود دارن که شکستگیهای طبیعی در آن، تأثیر عمدهای بر جریان سیّال در مخزن داشته اند. این تأثیر می تواند به صورت افزایش تراوایی و به عبارت بهتر افزایش کیفیت مخزنی باشد و یا منجر به افزایش ناهمسانگردی تراوایی و کاهش کیفیت مخزن گردد[2]. مادامی که شکستگیها باز هستند، مسیرهایی را برای حرکت هیدرو کربن به سوی چاه ایجاد می کنند و حتی ممکن است مخازنی با تراوایی پایین را به مخازنی با تولید بالا تبدیل نمایند. در مقابل، هنگامی که شکستگیها در اثر دیاژنز، پر شده باشند، اغلب به عنوان سدی در مقابل حرکت سیالات به سمت چاه، عمل می کنند[8]. میدان سیری–A، یک ساختمان چین خورده می باشد که تحت تاثیر نیرو های تکتونیکی و به دور از فعالیت افقهای جدایشی شکل گرفته است. به طوری که هیچ اثری از نمک هرمز در تصاویر لرزه ای تهیه شده برای این استفاده از الگوریتمهای نوشته شده در نرم افزار پترل اقدام به استخراج و بررسی شکستگیهای میدان نفتی سیری–A استفاده از الگوریتمهای نوشته شده در نرم افزار پترل اقدام به استخراج و بررسی شکستگیهای میدان نفتی سیری–A میدان دیده این الگوریتمهای تحت عنوان نشانگرهای لرزه ای شاخته می شوند. در این مقاله با معوده ایم. این الگوریتمهای سیری دقت و اطمینان برای دادههای به کار رفته در این تحقیق، متعلق است به سه نشانگر از منطقهی مورد مطالعه، بیشترین دقت و اطمینان برای دادههای به کار رفته در این تحقیق، متعلق است به سه نشانگر از معموعه نشانگرهای ساختاری<sup>44</sup> با نام های شیب نما، وایانس و ردیابی مورچه وار.

## روش تحقيق:

با توجه به هدف اصلی این تحقیق مبنی بر استخراج و تحلیل شکستگیهای میدان سیری-A، اولین گام وارد کردن داده های لرزه ای، و اطلاعات مربوط به سرسازندها به فضای نرم افزار پترل میباشد. ابتدا بهتر است تفاسیر چینهشناسی و ساختاری را به طور دستی انجام دهیم، تا یک دید کلی نسبت به روند شکستگیهای اصلی به دست آوریم(شکل-۳). در مرحلهی بعدی با استفاده از نشانگرهای لرزهای مختلفی که در نرم افزار پترل برنامه نویسی شدهاند، اقدام به استخراج شبکه-ی شکستگیها در مقیاس کوچک تر می نماییم.



(شکل-۳) نمایش مقطع لرزهای خام به همراه افق.های مزوزوئیک و پالئوزوئیک و گسل.هایی که به طور دستی تفسیرشده اند.



۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



گسل های اصلی برداشت شده در تفسیر دستی روی برش افقی ۱۵۵۰۶میدان

# سازکار ردیابی مورچهوار

امروزه در بسیاری از مطالعاتی که پیرامون شکستگیهای زیر سطحی انجام میشود نامی از تکنیک ردیابی مورچهوار به چشم میخورد. الگوریتم به کار رفته در این روش شباهت زیادی به رفتار مورچههایی دارد که با استفاده از فرومونهای زیستی، کوتاهترین مسیر بین لانه و غذا را انتخاب مینمایند[9].

هدف اصلی در این فرایند به دست آوردن روندهایی در یک حجم به هم ریخته از دادههایی است که کم و بیش آلوده به سیگنالهای مزاحم میباشد[10]. عوامل هوشمندی که نقش مورچه ها را در این الگوریتم بازی میکنند، تمایل به حرکت در مسیرهایی دارند که امتداد و دوام بیشتری داشته باشند، به همین جهت شکستگی ها می توانند مسیرهایی مناسبی برای حرکت مورچه های الکترونیکی فراهم کنند. عارضه های غیر ساختاری مانند روند سیگنالهای مزاحم و مسیر کانالهای دفن شده به علت آشفتگی های درون بافتی، شانس کمتری برای شناخته شدن در این الگوریتم دارند[11].

- اعمال فیلتر هموارساز ساختاری<sup>۴۷</sup> به منظور حذف سیگنالهای مزاحم و پدیدههای کوچکی که اهمیت چندانی در مقیاس تحلیل ساختاری ندارند.
- اعمال نشانگرهای مرز یاب، مانند واریانس و انحراف شیب، به منظور تشدید انفصالات فضایی موجود در مکعب لرزهای مورد مطالعه، از جمله شبکههای شکستگی و گسلها
  - اعمال نشانگر تقویت مرزی بر مکعب های واریانس و انحراف شیب که در مرحله ی قبل ایجاد شده است.
    - اجرای الگوریتم ردیابی مورچه و سپس تفسیر نیمه خودکار به منظور استخراج سطوح انفصال.

با توجه به کیفیت متفاوت داده های لرزه ای، که اغلب درصدی از سیگنال های مزاحم را به همراه خود دارند، اعمال برخی فیلتر های ضد نوفه کاملا ضروری و عاقلانه به نظر می رسد. به همین منظور قبل از شروع فرایند ردیابی مورچه، با استفاده از فیلتر هموارساز ساختاری، نسبت سیگنال های مزاحم و ساختار های بی اهمیت در تحلیل شکستگی ها را، به حداقل می-رسانیم (شکل–۵). تصاویر ارائه شده از نشانگر های لرزه ای مختلف دراین تحقیق، یا برش زمانی (افقی) ۱۵۵۰۶ و یا مقطع قائم ۳۰۲۰۶ به موازات مسیر ژئوفون ها می باشند.

<sup>47</sup> Structural smoothing



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم







(شکل-۵) تاثیر فیلتر هموارساز ساختاری بر روی اطلاعات لرزهای

در این تحقیق،الگوریتم واریانس باتنظیمات پیشنهادی شلومبرژر اجرا شد. نهایتا تصحیح شیب روی مکعب به دست آمده انجام و به عنوان بهترین ورودی برای اجرای نشانگر ردیابی مورچهوار در نظر گرفته شد(شکل-۶).



(شکل-۴) پروفیل قائم شماره ۳۰۲۰، در امتداد مسیر ژئوفونها، از مکعب به دست آمده بعد از اجرای نشانگر واریانس (دید به سمت شمال جغرافیایی)

نرمافزار پترل در ابتدای فرایند ردیابی مورچه، کنترل برخی متغیرها را در اختیار کاربر قرار میدهد تا با توجه به احتیاجات و نیز کیفیت اطلاعات لرزهای در دسترس، بهترین فرایند را برنامهریزی و اجرا نماید. محصول نهایی این فرایند، مجموعهای از صفحات تکه تکه و قطعات گسلی است که به واسطهی انفصالی که در فضای مکعب لرزهای ایجاد کرده بودند مورد شناسایی و استخراج قرار گرفتهاند(شکل –۷).



(شکل-۷) گسلها و شکستگیهای استخراج شده با استفاده از الگوریتم ردیابی مورچه در نرافزار پترل-انطباق رخدادهای به دست آمده از فرایند ردیابی مورچه بر تفاسیر دستی

## نشانگر شیب نما

الگوریتم شیب نما، با مشخصات درج شده در شکل-۸ برای مکعب لرزهای میدان مورد مطالعه اجرا گردید. داده های به دست آمده از مکعب جدید نشان دهنده جایگاه تجمع گسلش و نیز مشخصات کلی شبکه ی شکستگیها میباشد.



(شکل–۸) پروفیل قائم شماره ۳۰۲۰، در امتداد مسیر ژئوفونها، از مکعبهای به دست آمده بعد از اجرای نشانگر شیبنما به همراه رزدیاگرام و استریونت مربوط به صفحات ناپیوستگی استخراج شده از مکعب نشانگر شیبنما (Run1)

نسبت بین شیب و جهت شیب صفحات استخراج شده به وضوح بیانگر فراوانی شکستگیهایی است که دارای امتداد N160 تا N200 میباشند(شکل-۱۰). علاوه براین میتوانیم مساحت های به دست آمده برای هر قطعهی گسلی را نسبت به جهت شیب این صفحات مورد ارزیابی و بررسی قرار دهیم. نمودار به دست آمده حاکی از آن است که بزرگترین صفحات گسلی منطقه به سمت بازههای N80-N110 و N260-N260 شیب دارند(شکل-۹).





#### نتیجه گیری:

اجرای نشانگرهای لرزه ای برای تاقدیس مورد مطالعه نتایجی را در اختیار ما قرار داد، که نه تنها اختلافی با واقعیتهای موجود پیرامون این میدان ندارد، بلکه با جزئیاتی بیشتر و به صورت رقومی ابهامات ساختاری میدان مورد مطالعه را مرتفع مینماید. دادههای به دست آمده از الگوریتم شیبنما ثابت کرد که فراوانی شکستگیهایی که دارای امتدادN160 تا N200 میباشند تشکیل شدهاند، به شدت بیشتر از سایر شکافهای موجود در میدان میباشد. علاوه براین وسیعترین صفحات گسلی در این میدان نیز به سمت بازههای N80-N100 و N260-N260 شیب دارند.

## **References:**

[1] khanjani, m., et al., *depositional environment, diagenesis and sequence stratigraphy of ilam formation in Siri alvand oilfield.* 2015.

[2] Hills, E.S., *Elements of structural geology*. 2012: Springer Science & Business Media.

[3] Aubert, I., et al. Deciphering Diffuse Fractures from Damage Fractures in Fault Zones and Their Effect on Reservoir Properties in Urgonian Carbonates. in Third EAGE Workshop on Naturally Fractured Reservoirs. 2018.

[4] Nelson, R., *Geologic analysis of naturally fractured reservoirs* .2001 :Elsevier.

[5] Nelson, R.J.A.B., *Natural fracture systems: Description and classification: Geologic notes.* 1979. 63(12): p. 2214-2221.

[6] Stewart, S.J.P.G., *Hormuz salt distribution and influence on structural style in NE Saudi Arabia.* 2018. **24**(2 :(p. 143-158.

[7] Ghazban, F. and I. Al-Aasm. Hydrocarbon-Induced dolomite formation associated with Hormuz salt plug in the Persian Gulf, Iran. in GAC-MAC Annual Meeting. Yellowknife, Abstracts. 2007.

[8] Haller, D. and F.J.G.S. Porturas, London, Special Publications, *How to characterize fractures in reservoirs using borehole and core images: case studies.* 1998. **136**(1): p. 249-259.

[9] Pedersen, S.I., et al., Automatic fault extraction using artificial ants, in SEG Technical Program Expanded Abstracts 2002. 2, •• \* Society of Exploration Geophysicists. p. 512-515.

[10] Zhao, W., et al., Application of improved ant-tracking method in carbonate-fracture reservoir, in SEG Technical Program Expanded Abstracts 2018. 2018, Society of Exploration Geophysicists. p. 1633-

[11] Basir, H.M., et al., *Multi-attribute ant-tracking and neural network for fault detection: a case study of an Iranian oilfield.* 2013. **10**(1): p. 015009.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم





# تحليل قطعى لرزهزمينساخت كسل جنوبي مسجدسليمان

زینب موسوی سواری دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی–تکتونیک، دانشگاه شهید چمران اهواز (zinabmosavisawary@gmail.com) عباس چرچی استادیاردانشکدهٔ علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز (<u>charchi38@scu.ac.ir)</u> بابک سامانی استادیاردانشکدهٔ علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز (samani\_babak@yahoo.com)

چکیدہ :

ارزیابی خطر زمین لرزه در یک ناحیه به دانش زمین شناسی و شناخت گسلهای فعال نیاز دارد. از آنجا که وقوع تعدادی از زمین لرزه ها با گسلش سطحی همراه است با تعیین محل این گسلها که معمولا" فعال هستند، می توان منبع زلزله های آینده را ارزیابی کرد (غلامیان، ۱۳۹۵). کشور ایران به دلیل قرار گرفتن بر روی کمربند آلپ – هیمالیا، جزء کشورهای لرزه خیز جهان محسوب شده و همواره در معرض یک تنش دائمی قرار دارد. شهرستان مسجد سلیمان واقع در شمال شرق خوزستان از دیدگاه لرزه خیزی یکی از مناطق فعال استان محسوب می شود. گسل مسجد سلیمان یک نوع گسل فشار شی (معکوس) با طولی بیش از ۳۳ کیلومتر و دارای روند عمومی ۱۵۰ درجه می باشد. امتداد این راندگی، شمال غرب جنوب شرق و شیب گسل تقریبا" ۴۰ درجه به سمت شمال شرق است. گسل مسجد سلیمان از لحاظ زمین شناسی ناحیه ای در زاگرس چین خورده و به واسطه عدم رخنمون سازند آسماری و عمیق شدن ناگهانی پی سنگ، جزء فروافتادگی دز فول محسوب می شود. در این بررسی بیشینه بزرگای محتمل (Mmax) ، ۸/۶ ریشتر برای گسل مسجد سلیمان محاسبه گردید. شهرستان مسجد سلیمان نیز در این بررسی بر آورد شده اند.

> Sesmic analysis of the southern fault of Masjed Soleiman Zeinab Mousavi savari Student of Geology-Tectonics, shahid chamran university of Ahvaz (zinabmosavisawary@gmail.com) Abbas charchi Assistant Professor faculty of Earth siences, shahid chamran university of Ahvaz (charchi38@scu.ac.ir) Babak samani Assistant Professor faculty of Earth siences, shahid chamran university of Ahvaz (samani\_babak@yahoo.com)



#### Abstract:

The assessment of the earthquake hazard in a region requires geological knowledge and the recognition of active faults. Because of the occurrence of a number of earthquake with surface faults, the source of these earthquake can be predicted by locating these commonly active faults. Due to being on the Alpine-Himalayan belt, Iran is considered to be a seismi country of the world and is constantly exposed to a permanent tention. Masjed Soleiman, located in northeast of khosestan, is regarded as an active zone for seismicity. Masjed Soleiman Fault is a type of reverse fault with a length of more than 63 km and a general trend of 150 degrees. The stricke of this thrust is NW-SE and the slope of the fault is approximately 40 degrees north-east. Masjed Soleiman Fault in terms of geographically in the Folded Zagros or External Zagros and due to the absence of Asmari formation and the sudden deepening of the bed rock, it is considered to be Dezful Embayment. In the study, the Maximum probable magnitude (Mmax) 6.8 Richter was calculated for Masjed Soleiman fault. Ground motion parameters are estimated using empirical relationships and The maximum magnitude of the horizontal acceleration, based on the surface distance to the center of Masjed Soleiman city.

**Keywords :** fault of Masjed Soleiman, Maximum probable magnitude, maximum horizontal acceleration, surface distance.

#### مقدمه :

گسترهی جغرافیایی ایران از نظر احتمال وقوع حوادث طبیعی یکی از آسیب پذیرترین بخش های کرهی زمین است که هر ساله وقوع حوادثی نظیر زلزله و سیل موجب خسارتهای جانی و مالی فراوان در کشور می شود. قرارداشتن گسل فعال لهبری درجنوب مسجدسلیمان و نشت گاز در مناطق مسکونی، خطر بروز فاجعهی انسانی را در صورت وقوع زلزله افزایش می دهد. به دلیل وجود این گسل و سایر گسل های دارای توان فعالیت در منطقه، مانند گسل مسجدسلیمان و نظر به سکونت جمعیتی در حدود می افزار نفر در این شهر و پیرامون آن موضوع خطر زمین لرزه به توجه جدی نیاز دارد (قبادی و همکاران، ۱۳۸۶).

#### گسترہ مورد بررسی

گسل مسجدسلیمان از ۸ کیلومتری شمال شرق شوشتر تا ۴۰ کیلومتری جنوب غرب مسجدسلیمان امتداد دارد و به دلیل قرار گرفتن در جنوب شهرستان مسجدسلیمان، گسل جنوبی مسجدسلیمان نام گرفته است. گسل مطالعاتی مورد نظر در موقعیت جغرافیایی E '۵۶ '۴۸ و N '۲۰ '۳۲ تقریبا" تا E " ۲۵ '۲۱ '۴۹ و N '۵۰ '۳ قرار گرفته است. محدودهی مورد نظر شامل ۴ برگ نقشه زمین شناسی ۲۰۰۰۰۱۰ شرکت ملی نفت ایران (کوه آسماری، مسجد سلیمان، لالی و شوشتر) می باشد (شکل ۱). در راستای راندگی مسجدسلیمان (سازند گچساران) از سوی شمالخاوری (برروی سازند بختیاری، آغاجاری و میشان) در جنوب باختری رانده شده است. امکان دارد راندگی مسجدسلیمان در ژرفا کم شیب<sup>۸</sup> و در داخل سازند گچساران افقی شود (Berberian, 1986). فرادیواره ی گسل مسجدسلیمان را سازند گچساران و فرودیواره ی آن شامل سازندهای گچساران، میشان، آغاجاری، لهبری، بختیاری و آبرفتهای عهد حاضر می باشد.

<sup>&</sup>lt;sup>48</sup>Thrust listrict



شکل (۱): موقعیت گسل مسجدسلیمان در نقشهٔ گسلهای ایران (Javadi, 2013).

## روش تحقيق:

در این پژوهش برای گستره مورد نظر با استفاده از نقشه های زمین شناسی و تصاویر ماهواره ای جهت بررسی پتانسیل لرزه خیزی به روش قطعی، حریم گسل در نظر گرفته شده است. از این رو با استفاده از خصوصیات ساختاری گسل مسجدسلیمان و عمق پی سنگ، حریم لرزه ای تعیین شد. در این بررسی از داده های دستگاهی، زمین لرزه های به شعاع ۱۸ کیلومتر از سمت شمال شرق (فرادیواره) و شعاع ۲/۵ کیلومتر از سمت جنوب غرب (فرودیواره) گسل مسجدسلیمان در فاصلهی زمانی بین ۱۹۷۰ تا ۲۰۱۷ استفاده شده است.

بطور کلی در روش قطعی چهار مرحله اساسی جهت تحلیل خطر زمین لرزه بایستی در نظر گرفته شود (پورکرمانی و آرین، ۱۳۷۶)که عبارتند از:

> ۱) شناسایی و تعیین توان لرزهزایی چشمههای لرزهزا در گستره طرح. ۲) تخمین بزرگترین زمینلرزه حاصل از چشمه با استفاده از روابط مناسب. ۳) انتخاب رابطه جنبشی زمین.

۴) محاسبه بیشینه مقادیر پارامترهای جنبش نیرومند زمین (بیشینه شتاب، سرعت، تغییر مکان) در رابطه با هر یک از چشمهها.





پس از انجام این مراحل بر اساس یافتههای مراحل قبلی، میزان خطر زمینلرزه در ساختگاه برآورد میشود که نتیجه آن با جملهای ساده و به صورت حداکثر شتاب، سرعت و یا شدت زمین بر اثر رویداد زمینلرزه مورد انتظار بیان میگردد (خطیب، ۱۳۸۸).

۲۳ و ۲۵ آیان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

# منابع لرزهاي چشمههاي لرزهزا

منابع لرزهای برای طبقهبندی و دستهبندی زمین لرزههای رخداده تحت تأثیر گسل های منطقه به کار برده می شود. چنانچه مرکز بیرونی تمام زلزلهها را روی نقشه پیاده نماییم، سرچشمههای لرزهای به سه گروه تقسیم می شوند.

سرچشمههای نقطه ای، سرچشمه های خطی و سرچشمه های ناحیه ای

(آذر افزا و نیکوبخت، ۱۳۹۰).

مدل چشمههای لرزهزا در گستره مورد مطالعه، با در نظر گرفتن پارامترهای نظیر شیب گسل، عمق بالا و پایین لایه لرزهزا و ساز و کار گسلها برای چهارچوب گسل مسجدسلیمان تهیه شده و در شکل (۲) نشان داده شده است. بررسی پراکندگی زمین لرزههای محدوده ی مطالعاتی نشان میدهد که سرچشمه ی لرزهای در بخشهای این محدوده از نوع پهنهای است. نقشه تراکم رخدادهای لرزهای شکل (۳) با استفاده از دستور point dencity در نرم افزار gis ترسیم گردید. با ترسیم و بررسی نقشه ی رومرکز سطحی زمین لرزههای رخداده در گستره مورد مطالعه، معلوم گردید که بیشترین تمرکز زلزلههای رخداده درسمت شمال غرب گسل مسجدسلیمان واقع هستند.



شکل (۲): پراکندگی کانونهای لرزهای محدوده مورد نظر.





شکل (۳): نقشه تراکم رخدادهای لرزهای منطقه مورد مطالعه.

**تخمین بیشینهی زمینلرزه Mmax** 

در تحلیل قطعی جهت محاسبه بیشینه بزرگا (Mmax) می توان، توان لرزهزایی گسل ها را بر اساس روابط تجربی بین بزرگای زمین لرزه و پارامتر های مختلف بر آورد کرد (Wells&Cuppersmith,1994). آنچه روشن است پس از بررسی دقیق لرزه زمین ساختی هر گسل، باید بیشینه توان لرزه زایی گسل شناخته شده و محاسبه شود تا بتوان با توجه به فاصله میان ساختگاه و گسل، بیشینه شتاب گرانش افقی زمین زاده شده از جنبش گسل به ساختگاه پیش بینی شود (بربریان و همکاران،۱۳۷۱).

با استفاده از روابط تجربی که در زیر ارائه میگردد، مقدار توان لرزهزایی برای گسل مسجدسلیمان در جدول (۱) آمده و نهایتا" میانگین آنها محاسبه گردید.

<b>بات گ</b> سل	مشخص	4	تجربي جهت محاسبه بزرگاي بيشين	روابط
الحريا:		١	Ambraseys & Mellvile	6/5
نام کسل	مسجدسيمان	۲	Selmmons	6/9
		٣	Nowroozi and Mohajer-Ashjai	6/6
طول گسل(Km)	63/17	۴	Wells & Cuppersmith	6/6
		۵	Bonilla et al	6/8
المرقح وينا		۶	Press	7/1
لوع عش	معكوس	٧	Haster	7/3

جدول (1): مقادیر توان لرزهزایی برای گسل مسجدسلیمان



طول گسیختگی(Km)	21	AVE Ms	6/8
-----------------	----	--------	-----

# برآورد پارامترهای حرکتی زمین با استفاده از روابط تجربی

# رابطهی میان بزرگی و شدت زمینلرزهها

برای به دست آوردن رابطهی میان بزرگی زلزله و حداکثر شدت زمینلرزه در کانون مهلرزهای از روابط تجربی جدول (۲) می توان استفاده کرد.

جدول (۲): مقادیر شدت نسبی در کانون زلزله

نام گسل	Ms	Nowroozi& Mohajer	Ambraseys& Melville	AVE
گسل مسجدسليمان	6/8	8/7	8/9	8/8

## کاهش شدت زمینلرزه

پارامترهای حرکتی کاهش شدت زمین لرزه با استفاده از دستورات تجربی (چاندرا و همکاران، ۱۹۷۹) و Ambraseys) (Ambraseys & محاسبه گردید و به صورت جدول (۳) آمده است. با توجه به قراگیری شهرستان مسجدسلیمان در محدوده مطالعاتی (شکل۴) مقدار شدت برای این شهرستان محاسبه شده است. شهرستان مسجدسلیمان در شمال شرق گسل مسجدسلیمان و با فاصله ۵ کیلومتری از گسل واقع شده است. طبق محاسبات و مطالعات صورت گرفته می توان گفت که با فاصله گرفتن از گسل مسجدسلیمان (چشمههای لرزهای) شدت زلزله کاهش می یابد.



شکل(۴): قرار گرفتن شهرستان مسجدسلیمان در محدوده مطالعاتی.

جدول (۳): مقادیر کاهش شدت زمین لرزه در شهر مسجدسلیمان





نام گسل	i0	فاصله تا شهر مسجدسليمان(Km)	Ambraseys & Melville	Chandra	AVE (IR)
گسل مسجدسليمان	8/8	5	10/7	11/8	11/25

# برآورد سرعت، شتاب و جابجاشدگی (افقی و قائم) در محل کانون

پارامترهای حرکتی سرعت، شتاب و جابجاشدگی (افقی و قائم) در محل کانون با استفاده از روابط تجربی & Trifunac) (Brady, 1975 در جدول (۴) محاسبه شده است.

كانون	محل	قائم) در	ل (افقي و	جابجاشدگے	سرعت، شتاب و	جدول (۴): مقادیر
-------	-----	----------	-----------	-----------	--------------	------------------

ىل	نام گس	i0	شتاب افقی (ah) (cm/s2)	(av) شتاب قائم (cm/s2)	سرعت افقی (cm/s)(Vh)	سرعت قائم (Vv) (cm/s)	فاصله افقی (cm)(Dh)	فاصله قائم (Dv) (cm)
، سليمان	گسل مسجد	8/8	416/8	288/4	676/1	22/9	13/8	9/5

## محاسبه بیشینه شتاب افقی <sup>۴۹</sup> (PGA)

در این روش برآورد بزرگترین زمینلرزه ممکن (بیشینه یپتانسیل لرزهخیزی) و بیشینهی شتاب گرانشی افقی زمین (شدیدترین جنبش های زمین) در زمان آینده صورت می گیرد. در جدول (۵)روابط تجربی گوناگون برای بیشینهی شتاب افقی گرانشی زمین در شهر مسجدسلیمان نشان داده شده است. این مقادیر بر اساس فاصله سطحی گسل تا مرکز شهر مسجدسلیمان محاسبه گردید. بنابراین طبق میانگین مقادیر محاسبه شده می توان گفت خطر لرزهای گسل مسجدسلیمان بالا و هر چه فاصله سطحی گسل تا مرکز شهر بیشتر باشد، خطر لرزهای کمتر خواهد بود.

	PGA										
	فاصله تا			-	Niazi &		Domes	روشندل	~		خطر
نام کسل	شهر (km)	Ms	Mb	Esteva	Bozorgnia	Donovan	& Moore	و نعمت	Campbell	AVE	لرزهاي
گسل مسجد	5	6/0	C/A	0/26	0/19	0/26	0/40	0/28	0/28	0/24	NI.
سليمان	3	0/8	0/4	0/30	0/18	0/30	0/49	0/28	0/38	0/34	<u>ں د</u>

جدول (۵): مقادیر محاسبه شده بیشینهی شتاب افقی گرانشی زمین (g)

**نتیجه گیری:** گسل مسجدسلیمان در بخش غربی زاگرس چین خورده قرار داشته است. مقداربیشینه زمین لرزه (Mmax) وحداکثر شدت زمین لرزه (I0) حاصل از فعالیت گسل مسجدسلیمان بر اساس روش قطعی به ترتیب ۶/۸ ریشتر و ۸/۸ مرکالی محاسبه

49 **PGA** 





شده است. شتاب افقی و قائم حاصل از فعالیت گسل مسجدسلیمان، در محل کانون سطحی زلزله به ترتیب ۴۱۶/۸ cm/s<sup>2</sup> و ۲۸۸/۴ cm/s<sup>2</sup> و جابه جایی افقی و قائم به ترتیب ۶۷۶/۱ cm/s و ۲۲/۹ cm/s و جابه جایی افقی و قائم نیز به ترتیب ۱۳/۸ cm و ۹/۵cm

۲۳ و ۲۵ آیان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

مقدار محاسبه شده برای بیشینهی شتاب افقی گرانشی زمین در شهر مسجدسلیمان، g ۰/۳۴ بدست آمد. این مقدار بر اساس فاصله سطحی گسل تا مرکز شهر مسجدسلیمان محاسبه گردید و میتوان گفت خطر لرزهای گسل مسجدسلیمان بالا است.

۶) قبادی ,م . صفری, ح, ا. چرچی .ع, (۱۳۸۶). ارزیابی مقدماتی خطر زمین لرزه و نشت گاز در شهرستان مسجدسلیمان، مجله علوم زمین دانشگاه شهید چمران اهواز ۱۷(ب).

### منابع انگلیسی:

1) Ambraseys, Nicholas and Melville C. P. (1982). A History of Persian Earthquake. University Press.

2) Chandra, U., J. G. McWhorter and A. A. Nowroozi (1979). "Attenuation of intensities in Iran." Bulletin of the Seismological Society of America 69(1): 237-250.

3) Javadi, Hamidreza, Asadi, Maryam and Sheikholeslami, MohammadReza. (2013). Iran Fault Map on Provincial Subdivisions. Geological Survey of Iran Tectonic Group.

4) Mirzaei, N. Mengtan, G. Yuntai, C (1998). "Seismic Source Regionalization for Seismic Zoning of Iran: Major Seismotectonic Provinces". Journal of earthquake prediction research, 7(4): 465-495.

5) Nowroozi, A.A, Ahmadi, G. (1986). Analysis of earthquake risk in Iran based on seismotectonic provinces.

6) Trifunac, M, D., Brady, A. .G. (1975). On the correlation of seismic intensity scale with peak on recorded strong motion, Bull, seism. Soc. Am., 65.139-173.

7) Wells, D. L. Cuppersmith, K. J. (1994). "New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement". Bulletin Of Seismological Soc. of America 84(4).



# تحلیل کرنش سهبعدی در گرانیت میلونیتی ده زمان، گستره کوه سرهنگی، شمال باختر بلوک لوت

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

## زهرا سودمند'، سعید معدنی پور\*، بابک سامانی"، رضا نوزعیم ً

ا دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه،گروه زمینشناسی تکتونیک، دانشگاه تربیت مدرس zsoudmand@gmail.com ۲ استادیار، دانشکده علوم پایه،گروه زمینشناسی تکتونیک، دانشگاه تربیت مدرس Madanipour.Saeed@Modares.ac.ir ۳ استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز b.samani@scu.ac.ir ۴ استادیار، دانشکده زمینشناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران امورا nozaem@ut.ac.ir

## چکیدہ:

گرانیت میلونیتی ده زمان واقع در پهنه برشی کوه سرهنگی(شمال باختر بلوک لوت) یکی از چهار توده گرانیتی پر کامبرین پسین-کامبرین آغازین است که از دو توده روشن و نیمهروشن تشکیل و بیش از سایر گرانیتها دگرریخت شده است. برگوارگی میلونیتی در آن با راستای میانگین جنوب خاوری (S62E) و با شیب حدود ° ۸۰ به سمت شمال خاور به خوبی گسترش یافته است. روی برگوارگی میلونیتی، محور ریزچینهای شکنجی با میل میانگین ۷۵ و خطواره کشیده با میانگین زاویه افتادگی °۳۵ به سمت خاور تا جنوب خاوری تشکیل شده است. در این پژوهش تحلیل کرنش سه بعدی برروی بلورهای کوارتز بر گرفته در نمونههای جهتدار منطقه صورت گرفته است. بر اساس نتایج بدست آمده میانگین 87.8 و جاوری در در نمونههای جهتدار منطقه صورت گرفته است. بر اساس نتایج بدست آمده میانگین 8.7 در کارگری داده ها در بالای خط کرنش سه بعدی Fillin بصورت میانگین برابر 8.21-3 میباشد که با توجه به تمرکز حداکثری داده ها در بالای خط کرنش صفحهای(K=1)، دگرریختی مرحله نهایی گرانیت میلونیت ده زمان در حالت تراکششی(Transtension) صورت گرفته است.

**کلیدواژهها**: کرنش سه بعدی، دگرریختی، گرانیت میلونیتی ده زمان، بلو ک لوت



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



## 3D Strain Analysis of the Deh Zaman mylonitic granite, Kuh-e-Sarhangi area, Northwest Edge of Lut Block

Zahra Soudmand<sup>1</sup>, Saeed Madanipour\*<sup>2</sup>, Babak Samani<sup>3</sup>, Reza Nozaem<sup>4</sup> <sup>1</sup>Master student, Department of Geology, college of Science, University of Tarbiat Modares, <sup>2</sup>Assistant professore, Department of Geology, University of Tarbiat Modares, <sup>3</sup>Assistant professore, Department of Geology, University of Shahid Chamran, <sup>b.samani@scu.ac.ir</sup> <sup>4</sup>Assistant professore, Department of Geology, college of Science, University of Tehran, <sup>nozaem@ut ac.ir</sup>

#### Abstract:

The Kuh-e-Sarhangi shear zone with N70°E trend is located at northwest of the Lut Block in the northeast part of Kashmar-Kerman tectonic zone. Four granitic masses with lower Precambrian-upper Cambrian in age exist at Kuh-e-Sarhangi zone. Deh-Zaman granite, as one the major granitic bodies of Kuh-e-Sarhangi zone, is composed of two deformed lococrate and mezocrate masses with very well developed mylonitic foliation S62°E/80NE orientation. On the mylonitic foliation, the mean trend of microfolds are equal to 75° and mean rake of lineation is formed 35° toward east - northeastHere we present 3D Strain Analysis on the quartz crystals of directed sample from mylonitic foliation. Based on results the mean amount of the ellipsoid is equal to  $R_{xz}=1.78 \cdot R_{yz}=1.24 \ R_{xy}=1.43$  and mean criterion of 3D Strain in Flinn Diagram is K=2.31. According to concentration of data at top of the flattening strain line (K=1), then final deformation of Deh Zaman mylonitic granite is in Transtension mode.

Keywords: 3D Strain analysis, Deformation, Deh Zaman granite, Lut Block

#### مقدمه:

ایران مرکزی از جملهی خرده قاره های کوهزایی کیمرین است که طی جدایش از ابرقاره گندوانا و حرکت به سمت حاشیه جنوبی اوراسیا سبب بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس در شمال و پیدایش اقیانوس نئوتتیس در بخش جنوبی این خرده قاره شده است[ ۱۹–۱۸–۱۷–۷۰] . آثار و بقایای حوضه های اقیانوسی ذکر شده بین بلوک های قاره ای به صورت مجموعه های افیولیتی در راستای حاشیه شمالی البرز (پالئوتتیس)، زاگرس و پیرامون خرده قاره ایران مرکزی (نئوتتیس) برونزد دارند. پهنه زمین ساختی کاشمر–کرمان از جمله پهنه های برشی شکل پذیر (Ductile shear Zones) بوده و حاوی برونزد سنگهای آذرین و دگرگونی پرکامبرین بالایی که دستخوش دگر شکلی شدیدی شده اند (شکل ۱). در این میان منطقه سنگهای آذرین و دگرگونی پرکامبرین بالایی که دستخوش دگر شکلی شدیدی شدهاند (شکل ۱). در این میان منطقه کوه سرهنگی[۵]بهعنوان بخشی از ارتفاعات ایران مرکزی و یک منطقه نه چندان شناخته شده به صورت یک پهنه برشی راستا لغز با راستای کا70 در بخش شمال خاوری پهنهی زمین ساختی کاشمر–کرمان قرار دارد. این منطقه به طول ۷۵ کیلومتر و عرض ۱۰ تا ۲۰ کیلومتر به صورت گوه ای کشیده در حدفاصل '۱۰ °۵۸– °۵۷ طول خاوری و ۳ °۳۵ '۲۸ °۳۴ عرض شمالی قرارگرفته است (اشکال ۱ و ۲). راه های دسترسی منطقه جاده عشق آباد–بردسکن (آسفالته) و جاده بردسکن–چاه مسافر (خاکی) است. ازنظر سنگ شناسی در منطقه انواع سنگهای آذرین، رسوبی و دگرگونی بشدت



دگرریخت شده طی مراحل مختلف کوهزایی وجود دارند که با آرایش نواری و بهصورت دوگانههای راستا لغز قابلمشاهدهاند (شکل ۲).

#### \*Corresponding author

سنگهای آذرین و دگرگونی پرکامبرین بالایی-کامبرین زیرین در این منطقه رخنمون گستردهای دارند. قدیمی ترین سنگهای منطقه اسلیتهای معادل سری مراد [ ۱۶–۱۵–۹۹–۳۰] هستند که بیشتر در بخش میانی منطقه برونزد دارند اما در مجاورت با تودههای گرانیتی به صورت میکاشیستهای گارنت و استارولیت دار مشاهده می شوند [۱،۳] (مانند میکاشیست های لاخ برقشی و میکاشیستهای شمال کریم آباد). اخیراً بر اساس یافتههای نوین میانگین سن گرانیتهای منطقه کوه سرهنگی به روش اورانیوم-سرب، ۵۹۰ میلیون سال بر آورد شده است [۳]. بر پایه مطالعات پیشین و مشاهدات صحرایی، در منطقه ده زمان برونزدهای گستردهای از واحدهای آتشفشانی آهن دار سیلورین [۳] وجود دارد که در حال حاضر کانسار آهن آن استخراج می شود (کانسار آهن ده زمان یا الله آباد) [۴]. در این پژوهش به بررسی کرنش سه بعدی گرانیت میلونیتی ده زمان با استفاده از دادههای آماری حاصل از اندازه گیری بر روی بلورهای کوارتز در محیط نرم افراز Ellips پرداخته شده است. بررسیهای ریز ساختاری نیز در تحلیل کرنش مورداستفاده قرار گرفته اند.



شکل ۱- نقشه تکتونیکی- ساختاری شرق ایران بر گرفته از (Ramezani and Tucker, 2003). موقعیت کمربند کاشمر – کرمان با رنگ خاکستری بر روی نقشه نشان دادهشده است. مستطیل قرمزرنگ موقعیت پهنه برشی کوه سرهنگی را نشان میدهد که نقشه زمین شناسی جزئی تر آن در شکل شماره ۲ نشان دادهشده است.



### روش تحقيق:

انجام این پژوهش مبنی بر مطالعات آماری بر روی تصاویر تهیهشده از مقاطع میکروسکوپی جهتدار صورت گرفته است(شکل۳). در بررسی سهبعدی کرنش عموماً از نمودار فیلین استفاده میشود. از ویژگیهای این روش، نمایش شکل بیضوی کرنش بر روی یک نمودار دوبعدی است. در این نمودار، لگاریتم طبیعی نسبت بیضوی واتنش در صفحه YZ روی محور افقی و لگاریتم طبیعی نسبت بیضوی واتنش در صفحه XY روی محور عمودی نمایش داده میشود. این نمودار دربردارنده نسبتی به نام معیار فیلین است (Lagor) که گویای شکل سه بعدی بیضوی کرنش و همچنین بیانگی رژیم دگرریختی حاکم بر نمونه می باشد. روی محور افقی این نمودار OH و روی محور عمودی آن ست K ممچنین خطی که با زاویه ۴۵ درجه در میان این دو محور قرار می گیرد؛ منطبق با HT است که بیضویهای کرنش با شکل دراز (prolate) را که گاه به آنها بیضویهای دو کی یا سیگاری شکل هم گفته میشود؛ از بیضویهای کرنش با شکل پخ حاصل از برش ساده روی این خط جای می گیرند.

درجه بیضویت نمونه ها(R<sub>f</sub>) در سطوح XZ و YZ تهیه و وضعیت صفحه XY بر اساس رابطه ریاضی Rxz=Rxy.Ryz و محاسبه شده است(R<sub>f</sub>) در اندازههای مختلف انتخاب و با استفاده از نرمافزار Ellips و بر اساس روش R<sub>f</sub>/Ø (Ramsay, 1967 Lisle, R.J., 1985)، شکل بیضوی میدان کرنش(Rs) محاسبه گردید. نتایج درجه بیضویت در سه سطح برآورد شده در جدول ۱ و ۲ ارائه شده است. نهایتا با استفاده از مقادیر Rs در صفحات XX، XXو XX معیار fillin برای هر نمونه محاسبه و در نمودار مربوطه ترسیم گردیدند(شکل –۴).



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشکاه پیام نور قم







شکل ۳- الف برگوارگی میلونیتی ، ب) خطواره کشیدگی بر روی برگوارگی ، ج) بیضوی کرنش بلورهای کوارتز در برش راستگرد(برش yzدر نور پلاریزه)، د) بیضوی کرنش بلورهای کوارتز در برش چپگرد (برش xz در نور پلاریزه).

Sample	Crystal No.	Mean Rs(xz)	Mean Rs(yz)	Mean Rs(xy)	K
DZ-1	57	1.9	1.35	1.407407407	1.164021164
DZ-2a	69	1.6	1.4	1.142857143	0.357142857
DZ-2b vein	75	1.7	1.15	1.47826087	3.188405797
DZ-4	108	1.6	1.15	1.391304348	2.608695652
DZ-6	60	1.6	1.15	1.391304348	2.608695652
DZ-7	36	1.8	1.2	1.5	2.5
DZ-8	58	1.8	1.3	1.384615385	1.282051282
DZ-9	80	1.45	1.1	1.318181818	3.181818182
DZ-13	53	2.05	1.4	1.464285714	1.160714286
DZ-14	33	2.15	1.3	1.653846154	2.179487179
DZ-18	51	1.85	1.1	1.681818182	6.818181818
DZ-19	66	1.95	1.4	1.392857143	0.982142857
DZ-20	67	1.7	1.2	1.416666667	2.083333333
m	ax	2.15	1.4	1.681818182	6.818181818
m	in	1.45	1.1	1.142857143	0.357142857
me	an	1.780769231	1.246153846	1.432569629	2.31651462

جدول ۱- نسبتهای کرنش در صفحات XY, XZ, YZ.



شكل ۴-نمودار فيلين نمونه هاي جهتدار منطقه، با اقتباس از (Flinn, D., 1962 in Fossen, H., 2010)

نتیجه میلونیتی منطقه با راستای میانگین جنوب خاوری (S62E) و با شیب حدود <sup>°</sup> ۸۰ به سمت شمال خاور است و روی بر گوارگی میلونیتی، محور ریزچین های شکنجی با میل میانگین ۷۵ و خطواره کشیده با میانگین زاویه افتادگی ۳۵ به سمت خاور تا جنوب خاوری تشکیل شده است. نتایج داده های کمی برداشت شده از آخرین وضعیت کرنش ثبت شده(Finite Strain) در کانی کوارتز گرانیت میلونیتی ده زمان، محدوده تغییرات پارامتر شکل بیضوی استرین(K) منطقه را بصورت بیشینه برابر با ۶٫۸۱ ، کمترین مقدار برابر با ۵٫۳۰ و میانگین ۲٫۳۱ نشان میدهند. بر اساس مطالعات نوزعیم، ۱۳۹۱ دگرریختی قدیمی تر در منطقه بصورت ترافشارشی چپگرد بوده و در مراحل پایانی خود بویژه در زمان کرتاسه به بعد دگرریختی ترافشارش راستگرد بر روی ساختارهای قدیمی فرانهاده شده است. گرچه در نوع برش بوده و تحلیل کرنش سه بعدی نیز دگرریختی منطقه را بصورت کرنش صفحهای متمایل به تراکشش و مقداری نوع برش بوده و تحلیل کرنش سه بعدی نیز دگرریختی منطقه را بصورت کرنش صفحهای متمایل به تراکشش و مقداری متمایل به سمت ترافشارش را نشان میده (۱۳۹۷).



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم





# منابع فارسی:

[1] سهندی، م.ر.، قاسمی م.ر.، اختیار آبادی ی.، (۱۳۸۹). "نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰ قاسم آباد"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
[۲] سودمند، ز.، (۱۳۹۱)، " تحلیل کرنش گرانیت میلونیتی ده زمان، گستره کوه سرهنگی، شمال غرب بلوک لوت" ، پایان نامه کار شناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، تهران.
[۳] نوزعیم، ر.، (۱۳۹۱)، " تحلیل کرنش گرانیت میلونیتی ده زمان، گستره کوه سرهنگی، شمال غرب بلوک لوت" ، پایان نامه کار شناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، تهران.
[۳] نوزعیم، ر.، (۱۳۹۱)، " تحلیل کرنش گرانیت میلونیتی ده زمان، گستره کوه سرهنگی، شمال غرب بلوک لوت" ، پایان نامه کار شناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، تهران.
[۳] نوزعیم، ر.، (۱۳۹۱)، " تحلیل دگر ریختی گستره کوه سرهنگی در شمال باختر بلوک لوت", رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، قران، ۳۰۰ صفحه.
[۴] نوزعیم، ر.، و همکاران، (۱۳۹۳)، " تحلیل ساختاری و تعیین شرایط دگر شکلی پهنه برشی کوه سرهنگی در گرانیت ده زمان، شمال باختر بلوک لوت", رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ۳۰۰ صفحه.
[۴] نوزعیم، ر.، و همکاران، (۱۳۹۳)، " تحلیل ساختاری و تعیین شرایط دگر شکلی پهنه برشی کوه سرهنگی در گرانیت ده زمان، شمال باختر بلوک لوت" مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران، سال بیست و دوم، شماره.
[۵] هوشمندزاده، ع. نبوی، م.ح. ۱۳۶۵. نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ پهنههای دگر گونی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.

#### **References:**

[6]Bagheri S., Stampfli G.M., 2008. "The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complex on central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications", Tectonophysics 451, p. 123-155.

[7]Brunet M., Korotaev M.V., Ershov A.V., Nikishin A.M., 2003. "The south Caspian basing: a review of its evolution from subsidence modelling", Sedimentary Geology 156, p. 119-148.

[8]Dewey, J. F., Holdsworth, R. E. & Strachan, R. A., 1998. Transpression and transtension zones.In: Dewey, J.F., Holdsworth, R.E., Strachan, R.A. (Eds.), Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. Special Publication Geological Society of London 135, pp. 1-14

[9]Eftekharnezhad J., Ruttner A., Nabavi M.H., 1977. "Geological map of Ferdows", scale: 1/250000.

[10]Flinn, D., 1962. On folding during three-dimensional progressive deformation, quarterly Journal of Geological Society, Vol. 118, p.385-434.

[11]Lisle, R.J., 1985, Geological Strain Analysis: A Manual for the Rf/Ø Technique. Pergamon Press, Oxford, 99 p

[12]Ramezani, J., Tucker, R.D., 2003. The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics.

[13]Ramsay, J.G., 1967. Folding and Fracturing of Rocks. McGraw-Hill, New York, 568p.

[14]Ramsay, J.G., Huber, M.I., 1983. The Techniques of Modern Structural Geology. Strain Analysis, Academic Press, London, 1: 307p

[15]Ruttner A., Nabavi M.H., 1977. "Geological map of Ozbak kuh mountain", scale:1/100000.

[16]Sahandi M.R., Baumgartner S., Schmidt K., 1983. "Contributions to stratigraphy and tectonics of Zeber-kuh range (East of Iran)", final report of geodynamic project in Iran, No51, p. 185-204.

[17]Samani, B., 2017. "Deformation flow analysis and symmetry of Goushti shear zone, Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Iran", Geopersia 7 (1), PP. 117-130.

[18]Sengor, A.M.C., 1987. "Tectonics of the Tethysides: orogenic collage in a colligenal setting", Annual Review of Earth and Planetaty Sciences 15, p. 213-244.

[19]Stampfli G.M., 2000. "Tethyan oceans. In: Bozkurt E., Winchester G.A., Piper G.D.A., (Eds), Tectonics and magmatism in Turkey and surrounding area", Geological Society of London, Special Publication pp. 1-23.

[20]Stampfli G.M., Borel G.D., 2002. "A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones ", Earth and Planetary Science Letters196, p. 17-33.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



# تحلیل و ارزیابی ویژگیهای ریختزمینساختی پهنه گسل کاروانسرا، شمال نوبران

**\$\$\$\$** 

رضا على پور، استاديار گروه تكتونيك، دانشكده علوم پايه، دانشگاه بوعلى سينا، همدان، ايران. rezaalipoor116@gmail.com اميرحسين صدر، استاديار گروه تكتونيك، دانشكده علوم پايه، دانشگاه بوعلى سينا، همدان، ايران. Sadr\_struct@yahoo.com مريم محمودى، دانشجوى كارشناسىارشد تكتونيك، دانشكده علوم پايه، دانشگاه بوعلى سينا، همدان، ايران. maryammahmoodi149@gmail.com سحر قمريان، كارشناسىارشد تكتونيك، دانشكده علوم پايه، دانشگاه بوعلى سينا، همدان، ايران. ssghamarian@gmail.com

**\$\$\$\$** 

چکیدہ:

پهنه گسل کاروانسرا در شمال نوبران در پهنه ساختاری – چینهشناسی، ارومیه – دختر قرار گرفته است. هدف در این پژوهش تحلیل و ارزیابی ویژگیهای ریختزمین ساختی محدوده متأثر از عملکرد پهنه گسلی کاروانسرا با استفاده از شاخصهای ریختسنجی و مطالعات میدانی می باشد. شاخصهای محاسبه شده عبارتند از: شاخص گرادیان – طول رودخانه (SL)، شاخص تقارن توپوگرافی عرضی حوضه (T) و شاخص منحنی هیپسومتریک (Hi) است. نتایج بدست آمده نشان می دهد که منطقه مورد مطالعه از نظر شاخص (SL) در وضعیت فعال و نیمه فعال، شاخص (T) در وضعیت فعال نیمه فعال و شاخص (Hi) در وضعیت نیمه فعال و قرار می گیرد. نتایج حاصل از تلفیق کلیه شاخصها، منطقه مورد مطالعه را از لحاظ زمین ساخت در وضعیت نیمه فعال تا فعال قرار می دهد. به طور کلی می توان بیان نمود که ریخت شاسی شبکه زهکشی منطقه مورد مطالعه از نیروهای فعال ترا می دهد. به طور کلی می توان بیان نمود که ریخت شاسی شبکه زهکشی منطقه مورد مطالعه از نیروهای فعال زمین ساختی حاصل از تلفیق کلیه شاخصها، منطقه مورد مطالعه را

## **~~~~~**

## Analysis and assessment of morphotectonic features of the Karvansara fault zone, north of Nobaran

**\*\*\*\*** 

Reza Alipoor, Assistant. Professor, Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran.
 AmirHossain Sadr, Assistant. Professor, Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran.
 Maryam Mahmoodi, Student of tectonic, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran.
 Sahar Ghamarian, M.Sc., Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran.

### Abstract:

The karvansara fault zone is located in the Uromieh-Dokhtar structural zone, north of the Nobaran city. The aim of this study is assessment and analysis of the morphotectonics features along the karvansara fault zone using morphometric indexes and field studies. The measured index are the stream length gradient index (SL), transverse topographic symmetric index (T) and hypsometric integral (Hi). The results show that the study area in terms of SL, Hi and T indexes is active and low tectonic activity status. The results of the integration of all indexes indicate that the study area is an active tectonic region. In general, it can be stated that the morphology of the drainage network of the study area has been affected by the active stress of the active fault zone

![](_page_492_Picture_0.jpeg)

![](_page_492_Picture_1.jpeg)

Keywords: Morphotectonic, Morphometric indexes, Karvansara fault, Nobaran.

#### مقدمه :

زمینساخت فعال یا زمینریختشناسی زمینساختی فعال به مطالعه فرآیندهای پویا و دینامیک مؤثر در شکل دهی زمین و چشماندزهای موجود در آن میپردازد. در علوم زمین، واژهی زمینساخت اشاره به ساختارهای تغییر شکلیافته و معماری خارجي ترين بخش زمين (پوسته زمين) و ارزيابي اين عوارض و ساختارها در طول زمان زمين شناسي و همچنين دوره زماني مهم از نظر جوامع بشری دارد (سلیمانی، ۱۳۷۸). لندفرمها حاصل ترکیب پیچیدهای از تأثیرات عوامل دینامیک درونی و بیرونی هستند و با استفاده از شاخصهای ریختسنجی در بررسی فعالیتهای زمینساختی، می توان مناطقی را که در گذشته فعالیتهای سریع یا کند زمین ساختی را تجربه کردهاند، به آسانی شناسایی و ارزیابی نمود (,Ramiez and Heerea 1998). با مطالعه و بررسی ویژگیهای ریختزمینساختی الگوی سیستمهای شبکه زهکشی با استفاده از شاخصهای ریختسنجی و با در نظر گرفتن ساختارهای زمین شناسی و موقعیت زمین شناسی و ساختاری هر منطقه، می توان عملکرد زمینساخت فعال را ارزیابی کرده و سهم نیروها و حرکات فعال زمینساختی را مشخص ساخت. هر یک از شاخصها ارائهدهنده یک طبقهبندی نسبی از میزان فعالیتهای زمینساختی میباشند. وقتی از چند شاخص برای یک ناحیه استفاده شود، نتایج بامعناتری نسبت به کار گیری یک شاخص حاصل می گردد. شاخص های گرادیان – طول رودخانه ( Stream length gradient index: SL)، منحنى هييسومتريک (Hypsometric integral: Hi) و تقارن تويوگرافي عرضي حوضه (Transverse topographic symmetry factor: T) استفاده شده در این یژوهش و دیگر شاخصهای کمی ریختسنجی، مي توانند عملكرد فعاليتهاي زمين ساختي جوان و با قدمت بيشتر را به نمايش گذارند (جمال آبادي و همكاران، ١٣٩٣). بول و مكفادن (Bull and McFadden, 1977)، والأس (Wallace, 1978)، بوكنام و اندرسون (Bull and McFadden, 1977)، 1979) و کلر و پینتر (Keller and Pinter, 1996)، رفتار متقابل حرکات زمین ساختی و ساختارهای زمین ریختی را با استفاده از روش های تجربی و عملی مورد آزمون قرار دادهاند که در این مطالعات سن یابی یا برآورد میزان تغییرات ساختاری براساس تفسيرهای زمينساختی، بهعنوان يک هدف اصلی بوده است. پژوهشگران ديگری مانند موريساوا و هک (Morrisava and Hack, 1985)، سيلوا و همكاران (Silva, 2003) و استوك و همكاران (Stokes et al., 2008)، از ارزيابي ریختزمین ساخت و شاخص های ریخت سنجی، به عنوان مشخص کننده ی رابطه بین زمین ساخت و عوارض سطحی یاد کردهاند. در ایران نیز پورکرمانی و متعمدی (۱۳۸۱)، گورابی و نوحه گر (۱۳۸۶)، مقصودی و همکاران (۱۳۹۰)، علیپور و همکاران (۲۰۱۱) و بهرامی (۱۳۹۲) با استفاده از شاخصهای ریختسنجی نظیر گرادیان طول – رودخانه، عدم تقارن آبراههها، تقارن توپو گرافی عرضی حوضه و ...، به ارزیابی زمین ساخت فعال پرداختهاند.

با توجه موقعیت زمینشناسی و ساختاری محدوده مورد مطالعه در زیر پهنه ارومیه – دختر، دگرشکلیهای منطقه شمال نوبران، تحت کنترل حرکات پهنه گسل کوشک – نصرت و به طور محلی پهنه گسل کاروانسرا میباشد. با وجود مطالعه و تعیین مکانیزم حرکتی پهنه گسلی کوشک – نصرت، اما پهنه گسل کاروانسرا که در جنوب، شاخه جنوبی این پهنه گسلی

![](_page_493_Picture_0.jpeg)

![](_page_493_Picture_1.jpeg)

واقع شده است و دگرشکلیهای گستردهای را در منطقه ایجاد نموده از نظر هندسی و فعالیتهای نوزمین ساختی کاملاً ناشناخته می باشد. لذا در این پژوهش نیز سعی بر آن داشته تا با ارزیابی ویژگیهای ریخت زمین ساختی محدوده مورد مطالعه با استفاده از شاخصهای ریخت سنجی و با تلفیق نتایج تحلیل شاخصهای زمین ریخت سنجی با بررسی شواهد ریخت شناسی در باز دیدهای میدانی، میزان فعالیت نسبی زمین ساختی پهنه گسل کاروانسرا را در حوضه های مشخص شده در محدوده مورد مطالعه مشخص نماییم.

۲۳ و ۲۵ آیان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

**- موقعیت جغرافیایی و زمینشناسی منطقه مورد مطالعه** 

پهنه گسل کاروانسرا در شمالباختری ایران با طول جغرافیایی '۵۰ '۴۹° تا ۵۰ درجه خاوری و عرض جغرافیایی "۳۵ تا '۴۰ '۳۵ شمالی، در حد فاصل استانهای همدان، مرکزی و قزوین واقع شده است که شامل بخشهایی از نقشههای زمین شناسی ۲۰۰۰،۱۰۰ نوبران، رزن و آوج میباشد (علایی مهابادی و خلعتبری، ۱۳۸۳، علایی مهابادی و فودازی، ۱۳۸۶ و Bolourchi et al., 1978). گستره مورد مطالعه از نظر ساختاری و زمین شناسی در مرز بین پهنههای سنندج – سیرجان و ایران مرکزی، در زیر پهنه ارومیه – دختر را قرار گرفته است (یا afari et al., 1977; Jafari et al., 2014).

![](_page_493_Figure_5.jpeg)

شکل (a - 1) نقشه پهنههای ساختاری – زمینشناسی ایران، موقعیت محدوده مورد مطالعه به رنگ قرمز نشان داده شده است (b .(after Stocklin 1968; Alavi et al. 1997; Jafari et al., 2014). (b) نقشه زمینشناسی ساده شده منطقه مورد مطالعه

![](_page_494_Picture_0.jpeg)

قدیمی ترین لایه های رخنمونیافته در محدوده مورد مطالعه، سنگهای آهکی با میان لایه های ماسه سنگی به سن ژوراسیک بالایی میباشد که واحدهای ماسه سنگی با میان لایه هایی از سنگ آهک و شیل به سن ژوراسیک – کرتاسه برروی آن ها قرار گرفته است و سپس توالی کاملی از رسوبات کرتاسه پایینی و بالایی، واحدهای قبلی را می پوشاند. در دوران سنوزوییک توالی نسبتاً کاملی از واحدهای سنگی با سن های ائوسن و الیگومیوسن (سازند قم) و میوسن (سازند قرمز بالایی) تا رسوبات عهد حاضر رخنمون دارند (علایی مهابادی و خلعتبری، ۱۳۸۳) (شکل ا).

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

## روش تحقيق:

دالنككوبيام نوراستان قم

روش های سنجش از دور در طول چند دهه اخیر به طور فزاینده ای رشد کرده اند و به طور گسترده ای در زمین شناسی ساختمانی و زمین ساختی مورد استفاده قرار می گیرند. در این پژوهش با استفاده از داده های حاصل از نقشه های توپو گرافی، زمین شناسی و مدل رقومی ارتفاعی (DEM) منطقه مورد مطالعه به عنوان داده های پایه در محیط نرم افزار ArcGIS نقشه های ساختاری و شبکه زهکشی گستره مورد مطالعه به عنوان داده های پایه تهیه گردید و در گام بعدی با به کارگیری تکنیک های نرم افزاری و نوار ابزار HEC-Geo، ۲۸ حوضه برای منطقه مورد مطالعه در نظر گرفته شد. سپس با توجه به ویژگی های منطقه، شاخص گرادیان – طول رودخانه (SL)، شاخص منحنی هیپسومتریک (Hi) و شاخص تقارن توپو گرافی – **شاخص گرادیان – طول رودخانه (SL)** 

شاخص گرادیان – طول رود یکی از شاخصهای ارزیابی زمینساخت فعال در ارتباط با شکل کانال رودها است. این شاخص اولین بار توسط هاک (Hack, 1973) در مطالعه نقش مقاومت سنگها در شکل گیری آبراهههای رشته کوه آپالاچین آمریکای جنوبی مورد استفاده قرار گرفته است. افزایش ناگهانی در میزان شاخص SL در محل تلاقی با زونهای گسلی میتواند دلیلی بر جوان بودن یک قطعه گسلی و یا فعالیت بیشتر آن نسبت به دیگر قطعات گسلی فعال در حوضه باشد.

با توجه به شبکه زهکشی منطقه مورد مطالعه میتوان یک خط تقسیم در نظر گرفت، یک، دارای روند جنوبباختری – شمالخاوری در شمال پهنه گسل کاروانسرا و دو، با روند شمالخاوری – جنوبباختری در جنوب پهنه گسلی میباشد. اندازه گیری شاخص گرادیان – طول رودخانه (SL) برای آبراهههای اصلی از بالا دست به سمت پایین دست در قطعات ۱۰۰ متری صورت گرفته و سپس نقشه پهنهبندی شاخص گرادیان – طول رودخانه تهیه شد (شکل۲). مقدار این شاخص از ۱۳۳۵ در مناطق فعال نسبی زمین ساختی تا ۵۰ در مناطق با فعالیت کم زمین ساختی متغیر میباشد. در راستای بیشتر گسل های منطقه و در محل تلاقی رودخانه با ساختارهای فعال، طول رود افزایش یافته و یک آنومالی در این قسمت دیده میشود. در

![](_page_495_Picture_0.jpeg)

میدهد، بنابراین میتوان گفت حرکات زمینساختی به خصوص از نوع برخاستگی موجب افزایش گرادیان این رودها در این مناطق شده است.

![](_page_495_Figure_2.jpeg)

شکل۲- ارزیابی شاخص گرادیان - طول رودخانه (SL) در منطقه مورد مطالعه.

# - شاخص تقارن توپوگرافی عرضی (T)

محاسبه این شاخص روشی برای ارزیابی یک رودخانه درون حوضه و تغییرات میزان نامتقارنی در بخش های مختلف دره است مقادیر T برای قطعات مختلف دره محاسبه میشود و مهاجرت ترجیحی آبراهه ها عمود بر محور زهکشی مشخص میشود. برای محاسبه شاخص T، در ابتدا برای هر حوضه خط تقارن تقریبی رسم کرده و در چندین قسمت خطوط عمود بر آبراهه اصلی ترسیم و سپس با محاسبه فاصله آبراهه اصلی از دیواره حوضه و همچنین فاصله از خط تقارن فرضی، شاخص عدم تقارن حوضه محاسبه شده است. در حوضه های کاملاً متقارن 0=T و با کاهش تقارن حوضه مقدار T افزایش یافته و به عدد یک نزدیک میشود. این شاخص را میتوان در سه رده تقسیم بندی نمود (2008) دوضه مقدار T افزایش ۱ (2.047): حوضه با فعالیت زمین ساختی بالا، رده ۲ (2.047): حوضه با فعالیت زمین ساختی متوسط و رده ۳ دره ۱ و ۲۰ قرار گرفته اند که این نتایج حاکی از نامتقارن و هاله و میشود ارقام حاصله از شاخص T بیشتر در رده ۱ و ۲ قرار گرفته اند که این نتایج حاکی از نامتقارن و فعال بودن حوضهها، به خصوص در بخش مرکزی در راستای رده ۱ و ۲ قرار گرفته اند که این نتایج حاکی از نامتقارن و فعال بودن حوضهها، به خصوص در بخش مرکزی در راستای پهنه گسل کاروانسرا دارد. حضور ساختارهای فعال و تراکم بالای شکستگی ها در بخش مرکزی منطقه مورد هاله عامل برخاستگی منطقه و افزایش میزان این شاخص می باشد. در ۱۵ حوضه مقادیر بدست آمده از این شاخص در رده ۱ و در ۶

![](_page_496_Picture_0.jpeg)

حوضه مقادیر این شاخص در رده ۲ و فقط در ۱ حوضه مقادیر این شاخص در رده ۳ قرار گرفته است و در شش حوضه باقیمانده با توجه به شکل هندسی حوضه امکان محاسبه این شاخص امکان پذیر نگردید.

![](_page_496_Figure_2.jpeg)

شکل۳- ارزیابی شاخص تقارن توپوگرافی عرضی (T) در منطقه مورد مطالعه.

- شاخص منحنی هیپسومتریک (Hi)

منحنی هیپسومتری، توزیع سطوح ارتفاعی یک منطقه از زمین یا یک حوضه آبخیز را نشان میدهد. منحنی هیپسومتریک حوضه با ترسیم ارتفاع کل (ارتفاع نسبی) در مقابل مساحت کل (مساحت نسبی) حوضه ترسیم میشود. ترسیم مساحت تجمعی در محور X و ارتفاع نسبی در محور Y، منحنی هیپسومتری حوضه ترسیم و مساحت زیر منحنی بدست می آید (سلیمانی، ۱۳۷۸). در منحنی ارتفاع سنبی، حوضههای زهکشی دارای اندازههای متفاوت می توانند با یکدیگر مقایسه شوند زیرا مساحت و ارتفاع بهعنوان توابعی از کل مساحت و کل ارتفاع محاسبه شدهاند که این یکی از ویژگیهای مفید منحنی ارتفاع سنجی می باشد. منحنی ارتفاع سنجی، به تفاوت های موجود در ناهمواریها و اندازه ی حوضهها وابسته نمی باشد. با توجه به شکل هندسی حوضهها و وضعیت تو پو گرافی منطقه مورد مطالعه از ۲۸ حوضه مورد مطالعه، امکان اندازه گیری برای ۲۲ حوضه میسر گردید. حوضهها و وضعیت تو پو گرافی منطقه مورد مطالعه از ۲۸ حوضه مورد مطالعه، امکان اندازه گیری محاسبه این شاخص امکان پذیر نبوده است. بیش ترین مقادیر این شاخص (شکل۴)، با حاشور نمایش داده شده است، محاسبه این شاخص امکان پذیر نبوده است. بیش ترین مقادیر این شاخص مربوط به حوضههای ۱، ۲۵، ۲۱، ۲۵، ۲۵، ۲۵، ۲۷ و محاسبه این شاخص امکان پذیر نبوده است. بیش ترین مقادیر این شاخص مربوط به حوضههای ۱، ۲۰، ۲۱، ۲۵، ۲۵، ۲۵، ۲۷ محاسبه این شاخص امکان پذیر نبوده است. بیش ترین مقادیر این شاخص مربوط به حوضههای ۱، ۲، ۲۱، ۲۵، ۲۵، ۲۵، ۲۷ محساب این شاخص امکان پذیر نبوده است. بیش ترین مقادیر این شاخص مربوط به حوضههای ۱، ۲۰، ۲۱، ۲۵، ۲۵، ۲۵، ۲۰

![](_page_497_Picture_0.jpeg)

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

![](_page_497_Picture_2.jpeg)

![](_page_497_Picture_3.jpeg)

![](_page_497_Figure_4.jpeg)

شکل۴- ارزیابی شاخص منحنی ارتفاع سنجی (Hi) در منطقه مورد مطالعه. ♦♦♦♦♦♦

### نتيجهگيري:

منابع فارسي:

حضور گسل ها و شکستگی ها متعدد با روند غالب شمال باختر – جنوب خاور و دیگر روندها در پهنه گسل کاروانسرا بیانگر عملکرد نیروهای زمین ساختی جوان در منطقه شمال نوبران در باختر ایران است. در این پژوهش جهت تحلیل و ارزیابی ویژگی های ریخت زمین ساختی در گستره عملکرد پهنه گسل کاروانسرا، سه شاخص ریخت سنجی، شاخص گرادیان – طول رودخانه (SL)، شاخص تقارن توپو گرافی عرضی (T) و شاخص منحنی فراز سنجی (Hi) محاسبه گردید. با توجه به نقشه پهنه بندی نهایی منطقه مورد مطالعه از نظر شاخص (SL) در وضعیت فعال و نیمه فعال، شاخص (T) در وضعیت فعال و نیمه فعال و شاخص (Hi) در وضعیت نیمه فعال قرار می گیرد. قرار گیری حوضه ها، با میزان فعالیت زمین ساختی متوسط تا نیمه فعال و شاخص (Hi) در وضعیت نیمه فعال قرار می گیرد. قرار گیری حوضه ها، با میزان فعالیت زمین ساختی متوسط تا نیمه فعال و شاخص (Hi) در وضعیت نیمه فعال قرار می گیرد. قرار گیری حوضه ها، با میزان فعالیت زمین ساختی متوسط تا نیمه فعال و شاخص (Hi) در وضعیت نیمه فعال قرار می گیرد. قرار گیری حوضه ها، با میزان فعالیت زمین ساختی متوسط تا نیمان دهنده عملکرد فعال سامانه گسلی در جبهه جنوبی محدوده مورد مطالعه می باشد. تلفیق کلیه شاخص ها، منطق است مطالعه را از لحاظ زمین ساخت در وضعیت نیمه فعال تا فعال قرار می دهد. به طور کلی می توان بیان نمود که ریخت شناسی شبکه زهکشی منطقه مورد مطالعه از نیروهای فعال تا فعال قرار می دهد. به طور کلی می توان بیان نمود که ریخت شاسی شاخل

#### **\*\*\*\***

# بهرامی، ش.، معتمدیراد، م.، اکبری، ا.، (۱۳۹۲)، "ب*ررسی تأثیر تکتونیک در ویژگیهای کمی شبکه زهکشی (مطالعه موردی: چهار حوضه زهکشی در شمالشرق کشور)* "، مطالعات جغرافیایی مناطق خشک، سال سوم، شماره ۱۲، (۱۰۲–۸۵). پورکرمانی، م.، معتمدی، ح.، (۱۳۸۱)، "روشهای زمین شناسی ساختمانی"، انتشارات دانشگاه شهید بهشتی تهران.

![](_page_498_Picture_0.jpeg)

![](_page_498_Picture_1.jpeg)

جمال آبادی، ج.، امیراحمدی، ا.، مونسیان، ق.، شایان یگانه، ع.ا.، (۱۳۹۳)، "بررسی تأثیرات تکتونیکی گسل کمایستان بر شبکهز هکشی و مخروط افکنه ها با استفاده از شاخص های ژئومورفیک در دامنه های شمالی ارتفاعات جغتای"، فصلنامه دانشگاه گلستان، سال چهارم، شماره ۱۱، (۹۳–۸۴).

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

سلیمانی، ش.، (۱۳۷۸)، "رهنمودهایی در شناسایی حرکات تکتونیکی فعال و جوان با نگرشی بر مقدمات دیرینه لرزهشناسی"، پژوهشگاه سن المللی زلز لهشناسی و مهندس زلزله.

علایی مهابادی، س.، خلعتبری جعفری، م.، (۱۳۸۳)، *"نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ نوبران*"، سازمان زمین شناسی واکتشافات معدنی کشور. علایی مهابادی، س.، فودازی، م.، (۱۳۸۶)، *"نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ رزن*"، سازمان زمین شناسی واکتشافات معدنی کشور.

گورابی، ا.، نوحه گر، ا.، (۱۳۸۶)، "*شواهد ژئومورفولوژیکی تکتونیک فعال حوضه آبخیز در که*"، پـژوهش.هـای جغرافیایی، شـماره ۶۰، (۱۹۴– ۱۷۷).

مقصودی، م.، جعفریاقدم، م.، بـاقری سیدلشکری، س.، مینـایی، م.،(۱۳۹۰)، "*بررسـی تکتونیک فعـال حوضـه آ بخیـز کفـرآ ور بـا اسـتفاده از شاخص های ژئومورفیک و شواهد ژئومورفولوژیکی*"، جغرافیا و توسعه، سال نهم، شماره ۲۵، (۱۳۶– ۱۱۱).

#### **\$\$\$\$**

#### **References:**

- Alavi, M., Vaziri, H., Seyed-Emami, K., Lasemi, Y., 1997. "The Triassic and associated rocks of the Nakhlak and Aghdarband areas in central and northeastern Iran as remnants of the southern Turonian active continental margin". Geol Soc Am Bull, 109, p. 1563–1575.
- Alipoor, R., Poorkermani, M., Zare, M., El Hamdouni, R., 2011. "Active tectonic assessment around Rudbar Lorestan dam site, High Zagros Belt (SW of Iran)", Geomorphology, 128, p. 1–14.
- Bolourchi, MH., 1978. "Geological Quadrangle Map of Avaj", Scale 1:100,000, Sheet D 5861. Geological Survey of Iran.
- Bucknam, R.C., Anderson, R.E., 1979. "Estimation of fault –scarp ages from scarp height slop angle relationship", Geology, 7, p. 11-14.
- Bull, W.B., McFadden, L.D., 1977. "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, and Binghamton, p. 115-138.
- El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernandez, T., Chacan, J., Keller, E.A., 2008. "Assessment of relative active tectonics, southwest border of Sierra Nevada (southern Spain)". Geomorphology, 96, p. 150-173.
- Hack, J.T., 1973. "Stream-profile analysis and stream-gradient index", U.S. Geological Survey Journal of Research, 1, p. 421–429.
- Jafari, A., Fazlnia, A., Jamei, S., 2014. "Mafic enclaves in north of Urumieh plutonic complex: evidence of magma mixing and mingling, Sanandaj-Sirjan zone, NW Iran", Arab J Geosci, doi: 10.1007/s12517-014-1701-7.
- Keller, E. A., Pinter, N., 1996. "Active tectonics: earthquakes, uplift, and landscape.by Prentice-Hall", Inc. Simon and Schuster/A Viacom Company Upper Saddle River, New Jersey, 7458, p. 121-145.
- Morisawa. M., Hack, J.T., 1985. "Tectonic geomorphology". Boston, Unwin Hymen, 390 p.
- Ramirez, M., Herrera, M.T., 1998. "Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican volcanic belt", Earth Surface Processes and Landforms, 23, p. 317-332.
- 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, p. 203–226.
- Stocklin, J., 1968. "Structural history and tectonics of Iran: a review". AAPG Bull. 52, p. 1229–1258.
- Stokes, M., Mather, A.E., Belfoul, A., Farik, F., 2008. "Active and passive tectonic controls for transverse drainage and river gorge development in a collisional mountain belt (Dades Gorges, High Atlas Mountains, Morocco)". Geomorphology, in press. doi:10.1016/j. geomorph.2007.06.015.
- Wallace, R.E., 1978. "Geometry and rates of change of fault-generated range fronts, North-Central Nevada", USGS Journal of Research, 6 (5), p. 637-650.

![](_page_499_Picture_0.jpeg)

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

![](_page_499_Picture_2.jpeg)

# تحلیل هندسی تاقدیس زوباران و شکستگیهای مرتبط با آن ◊◊◊◊◊◊◊◊

فهیمه خالقی'، پرویز امیدی' ۱- دانشجوی کارشناسی ارشد تکتونیک، دانشگاه صنعتی شاهرود(Fahime.khaleghi1992@gmail.com) ۲- استادیار گروه زمین شناسی ساختمانی، دانشگاه صنعتی شاهرود(pomidy@shahroodut.ac.ir)

#### **\$\$\$\$**

## چکیدہ :

تاقدیس زوباران در شمال شهرستان قوچان و در ایالت ساختاری کپه داغ با روند تقریبی خاوری\_باختری واقع شده است. برداشتهای صحرایی و تحلیل پارامترهای هندسی تاقدیس و مقایسهی آنها با مدل ارائه شده توسط فلوتی(۱۹۶۴) برای انواع چینها، حکایت از آن دارد که تاقدیس زوباران را میتوان در رده ی چینهای ایستاده با لولای افقی و همچنین براساس زاویه ی بین یالی در رده ی چینهای ملایم، پیشنهاد کرد. در سرتاسر این تاقدیس شکستگیهای فراوانی با روندهای مختلف قابل مشاهده است که در این پژوهش مورد اندازه گیری قرار گرفته اند و ارتباط آنها با چین خوردگی بررسی شده است. براساس تحلیلهای انجام شده، شکستگیهای دارای موقعیت میانگین ۱۹۲/۱۷۲ به عنوان شکستگیهای کششی عرضی، شکستگیهای دارای موقعیت میانگین ۲۰۰/۷۷ به عنوان شکستگیهای کششی طولی، شکستگیهای دارای موقعیت میانگین ۲۰/۱۲۴ به عنوان شکستگیهای برشی چپ بر و شکستگیهای دارای موقعیت میانگین ۷۶/۱۲۲ به عنوان شکستگیهای برشی راست بر شناسایی شدند.

#### Geometric Analysis of Zoobaran Anticline and its related fractures

Fahime khaleghi1 , Parviz omidi2

1- M. Sc. Student, School of Earth Sciences, shahrood University of technology, fahime.khaleghi1992@gmail.com 2- Assist. Prof., School of Earth Sciences, Shahrood University of technology, pomidy@shahroodut.ac.ir

#### Abstract:

Zoobaran anticline is located in the north of Quchan and in the Kope Dagh structural province with approximaty east-west trend. Field survey data and analysis of geometric parameters of the anticline, and comparing them with the "fleuty model" for all types of folds indicates that the zoobaran anticline can be classified as a gently and upright horizontal fold. Throughout this anticline, several number of fractures can be observed with different trends; in this research, this fractures are measured and their relationship with the folding is investigated. Based on the performed analyses, the fractures with average orientation of 77/132 are identified as "transverse tensile" fractures, those with average orientation of 67/200 are identified as "longitudinal tensile" fractures, the fractures with average orientation of 72/144 are identified as "left-lateral shear" and the fractures with average orientation of 76/236 are identified as "right-lateral shear" fractures.

Keywords: zoobaran anticline, folding, fold related fractures, Kope Dagh.

![](_page_500_Picture_0.jpeg)

**\$\$\$\$** 

مقدمه :

منطقه مورد تحقیق بخشی از کپه داغ خاوری در شمال خاوری ایران میباشد که در استان خراسان رضوی، شمال شهر قوچان و در محل روستای زوباران واقع شده است (شکل۱). امتداد کلی چینهای موجود در بخش خاوری کپهداغ دارای روند شمال باختری-جنوب خاوری میباشد و شامل یک توالی ضخیم از رسوبات ژوراسیک تا میوسن است ( Berberian 1981 (and King, 1981)، که تاقدیس زوباران نمونه ای از این چین هاست. در این تاقدیس در بخش هسته سازند شوریجه و در یال های طرفین واحد آهکی تیرگان رخنمون دارد. همراه با این چین خوردگی، شکستگیهای فراوانی در لایه های دو سازند تیرگان و شوریجه مشاهده میشود (شکل۲).از طرفی تعدادی گسل طولی و عرضی و همچنین تعدادی چشمه پیرامون این تاقدیس قابل مشاهده است، که مجموعه ی این شرایط ضرورت مطالعه ی تفصیلی ساختاری این تاقدیس، برای در ک ویژگی های هندسی آن، بررسی الگوی هندسی شکستگی و ارتباط منشأ آنها با چین خوردگی را موجب میشود.

![](_page_500_Figure_4.jpeg)

**شکل ا**\_تصویر ماهوارهای از تاقدیس زوباران (کادر آبی رنگ) و محل سه پیمایش انجام شده بر روی تاقدیس(خطوط قرمز رنگ).

![](_page_501_Picture_0.jpeg)

![](_page_501_Picture_1.jpeg)

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

![](_page_501_Picture_3.jpeg)

![](_page_501_Picture_4.jpeg)

**شکل۲**-نمایی از شکستگیها در آهکهای تیرگان، یال شمالی تاقدیس

### **\$\$\$\$**

## ۲\_ روش تحقيق:

در این پژوهش از دادههای دورسنجی همچون تصاویر ماهوارهای که اساساً برگرفته از (2017) google earth میاشد، برای نشان دادن جایگاه و روند ساختاری تاقدیس در منطقهی ساختاری\_رسوبی کپهداغ استفاده شد(شکل ۱). دادههای ساختاری بر اساس مشاهدات میدانی و با استفاده از کمپاس خطی جمع آوری شده است. برداشت دادهها به گونهای است که الگوی کاملی از چین شامل منطقهی لولا و یالها را ایجاد نماید. همچنین در پیمایش عرضی اندازه گیری شکستگیها نیز به صورت اسکن خطی صورت گرفت. در ضمن اندازه گیری، به نوع شکستگیها نیز به استناد شواهد روی زمین از جنبهی کششی یا برشی بودن توجه شده است. دادههای به دست آمده از برداشتهای صحرایی با استفاده از نرمافزارهای استریو گرافیک موجود از قبیل Stereonet و Dips پردازش و مورد تفسیر و تحلیل قرار داده شد تا ضمن شناسایی موقعیت عناصر هندسی چین و زاویهی میان یالی آن، الگوی هندسی شکستگیهای موجود نیز بررسی شود.

# 3\_الگوی هندسی چین(تاقدیس زوباران):

دادههای مورد نیاز از قبیل شیب و امتداد لایهها جهت بررسی ویژگیهای هندسی این تاقدیس، در سه پیمایش برداشت شد(شکل۱). آنالیز دادههای برداشت شده نشان میدهد که زاویهی میان یالی تاقدیس زوباران در حدود ۱۵۴ درجه می-باشد و در تقسیمبندی فلوتی(۱۹۶۴) در ردهی چینهای ملایم(Gentle) قرار می گیرد(جدول۱). همچنین پس از نگاشت قطب یالهای این چین بر روی شبکهی هم مساحت مشخص گردید که موقعیت محور این تاقدیس ۷/۲۷۵ و سطح محوری آن ۸۸/۱۸۵ میباشد(شکل۳). با توجه به میزان میل محور و شیب سطح محوری طبق ردهبندی فلوتی(۱۹۶۴)، این چین در

![](_page_502_Picture_0.jpeg)

ردهی چینهای ایستاده با لولای افقی(Upright\_Horizontal) قرار میگیرد (شکل۴). شکستگیهای متعددی نیز بر روی لایههای چینخورده در تاقدیس زوباران مشاهده میشود که در ادامه به بررسی منشأ و ارتباط شکستگیهای موجود در این تاقدیس با چینخوردگی خواهیم پرداخت.

	Description of fold	Interlimb angle
$\checkmark$	Gentle	120-180
	Open	70-120
	Close	30-70
	Tight	0-30
	Isoclinal	0
	Mushroom	Negative values

جدول ا\_طبقه بندى چين ها بر اساس زاويه ى بين يال ها (Fleuty, 1964)

![](_page_502_Figure_4.jpeg)

**شکل"\_الف**\_استریوگرام موقعیت لایهبندی برداشت شده از سازند تیرگان در پیمایش عرضی تاقدیس، **ب**\_میانگین یالهای تاقدیس(محورهای آبی رنگ)، موقعیت سطح محوری(محور قرمز رنگ) و لولای چین

![](_page_502_Figure_6.jpeg)

**شکل۴**- ردهبندی چینها بر اساس میزان میل محور و شیب سطح محوری (Fleuty, 1964) و جایگاه تاقدیس زوباران در این طبقهبندی که با ستاره مشخص شده است.

![](_page_503_Picture_0.jpeg)

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

![](_page_503_Picture_2.jpeg)

۴-الگوی هندسی شکستگیها:

همزمان که لایههای سنگی تحت تاثیر نیروهای خارجی دچار چین خوردگی می شوند، درزههایی با جهت گیری خاص، در این لایهها شکل می گیرند(شکل۵). در این حالت سه گروه عمده از دسته درزهها شکل خواهد گرفت. بعضی از درزههایی که در ارتباط با چین ها شکل می گیرند، به موازات محور حداکثر کوتاه شدگی بوده و بر محور چین عمودند. این درزهها، درزههای کششی عرضی نامیده می شوند. معمولا دو دسته درزه مزدوج یا مایل که باهم زاویهی ۶۰ درجه تشکیل می دهند در لایههای چین خورده وجود دارند که به صورت قرینه نسبت به محور چین خوردگی قرار می گیرند و می توان آنها را دسته درزههای برشی نامید. یک دسته درزهی دیگر نیز در لایههای چین خورده شکل می گیرد که به موازات سطح محوری و عمود بر روند کوتاه شدگی است و درزههای کششی طولی نامیده می شوند.

![](_page_503_Picture_5.jpeg)

شكل۵\_دسته درزههاي مرتبط با چين خوردگي ( Ramsay&Huber, 1987 ) .

به منظور بررسی ارتباط میان شکستگیها و چین خوردگی در این تاقدیس، شکستگیهای موجود، در دو پیمایش طولی و عرضی اندازه گیری شد. سپس با توجه به وضعیت هندسی چین، شکستگیها مورد بررسی قرار گرفتند که در ادامه شرح داده شده است. قابل ذکر است از آنجا که ویژگیهای هندسی چین در سرتاسر آن تقریبا یکسان است، تمام شکستگیهای برداشت شده به صورت یکجا مورد تحلیل استریو گرافیک قرار گرفتند. به این منظور ابتدا شکستگیهای آرمانی مرتبط با این چین پیشبینی و در استریو گرام رسم گردید سپس شکستگیهای موجود با آنها مقایسه شد(تصویرهای ۶ و ۷).


**شکل9**\_ تصاویر استریو گرافیک درزههای برداشت شده در پیمایشهای صورت گرفته بر روی تاقدیس زوباران. تصاویر الف و ت شکستگیهای مزدوج، تصاویر ب و ث شکستگیهای کششی طولی و تصاویر پ و ج، شکستگیهای کششی عرضی را نشان میدهند. محل تمرکز قطب شکستگیهای آرمانی مزدوج با دایره با رنگ مشکی، محل تمرکز قطب شکستگیهای آرمانی کششی طولی با دایره به رنگ آبی و محل تمرکز قطب شکستگیهای آرمانی

همانطور که مشهود است محل تمرکز شکستگیهای آرمانی و شکستگیهای برداشت شده از تاقدیس، بر هم انطباق دارند.



**شکل۷\_** نمودارهای گل سرخی امتداد شکستگیهای برداشت شده در تاقدیس زوباران. الف\_ شکستگیهای برشی مزدوج، ب\_ شکستگیهای کششی طولی، پ\_ شکستگیهای کششی عرضی.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم





**شکل ۸\_**الف\_ شکستگیهای مزدوج، ب\_ شکستگی برشی چپ بر، ج و د\_ شکستگیهای کششی مرتبط با تاقدیس زوباران.

## **\$\$\$\$**

# ۵\_نتیجه گیری:

بررسی ویژگیهای هندسی تاقدیس زوباران در پیمایشهای انجام شده نشان دهندهی روند تقریبی خاوری\_باختری این تاقدیس میباشد. همچنین برطبق تقسیم بندی فلوتی بر مبنای میل محور، شیب سطح محوری و همچنین زاویهی بین یالی، این چین در ردهی چینهای ایستادهی افقی و ملایم قرار دارد.

به منظور بررسی ارتباط میان شکستگیها و چینخوردگی در این تاقدیس، شکستگیهای موجود، درچند پیمایش اندازه-گیری شد. تحلیلها حاکی از آن است که این شکستگیها مرتبط با چینخوردگی تاقدیس زوباران هستند و در میدان تنش مسبب پیدایش تاقدیس زوباران پدید آمدهاند.

شکستگیهای دارای موقعیت میانگین ۷۷/۱۳۲ به عنوان شکستگیه ای کششی عرضی، شکستگیه ای دارای موقعیت میانگین ۶۷/۲۰۰ به عنوان شکستگیهای کششی طولی، شکستگیهای دارای موقعیت میانگین ۷۲/۱۴۴ به عنوان شکستگی-های برشی چپ بر و شکستگیهای دارای موقعیت میانگین ۷۶/۲۳۶ به عنوان شکستگیهای برشی راست بر شناسایی شدند.

**\$\$\$\$\$** 

منابع فارسی:



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشکاه بیام نور قم



## آقانباتی، ع.، (۱۳۸۹)، زمین شناسی ایران، چاپ سوم، تهران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

## **References:**

## **\$\$\$\$**

Berberian, M., & King, G.C.P., 1981. "*Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran*", Canadian Journal Earth Sciences, Milanovic, P. T., 1981, Karst hydrology, WPR, Colorado, U. S., 434. Fleuty, M.J., 1964. "*The description of fold*", proceedings of the geologist association, vol.35, p. 461-492.

Fossen, H., 2010. "Structural Geology", Cambridge University Press, New York, 463 p.

Marshak S.T.Mitra G., 1988. "Basic Method of structural geology" Prentice Hall Englewood Cliffs, New Jersey, P. 241.

Ramsay J.G., Huber M.I., 1987. "*The Techniques of modern structural geology*" Academic Press Limited, Vol. 2 (fold and fracture), 391p.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



# تحلیل هندسی و جنبشی ساختارهای منطقه تویه دروار (جنوب باختر دامغان) ◊◊◊◊◊◊◊◊

\*امیرحسین شریفی<sup>۱</sup>، سید سعیدالرضا اسلامی<sup>۲</sup> a\_sharifi@modares.ac.ir ا-دانشجوی تکتونیک دانشگاه تربیت مدرس ۲-استادیار گروه تکتونیک دانشگاه دامغان ۲-استادیار گروه تکتونیک دانشگاه دامغان ◊◊◊◊◊◊◊◊◊

## چکیدہ :

در بخش خاوری البرز که منطقه تویه نیز در آن قرار دارد، روند ساختارها بیشتر شمال خاور – جنوب باختر است. اگرچه در منطقه تویه دروار ردیف های رسوبی از قدیم به جدید وجود دارند ولی هیچگاه منظم نبوده و فعالیتهای زمینساختی باعث برهم زدن یا حذف آنها شده است. از جمله میتوان به ناپیوستگی میان سازندهای جیرود و ایکا و نبود توالی به سن پرمین اشاره کرد که حاکی از این فعالیتها میباشند. با توجه به شواهد، گسلهای آستانه و تویه دروار با فعالیت آشکار در کواترنری، نقش اساسی در تکوین منطقه داشتهاند. در این منطقه گسلهای رانده، نرمال و امتداد لغز وجود دارند که وجود این گسلها باعث شده که منطقهی تویه دروار یک منطقه گسلهای رانده، نرمال و امتداد لغز وجود مزبور با دگرشکلیهای عمدهای همراه بودهاند که تشخیص مرز گسلی را ساده نموده است و وجود چشمه قلقل (شمال باختر دامغان) نیز شاهدی بر وجود گسلهای متعدد منطقه است. در بازدید از منطقه هیچ گونه گزارشی مبنی بر وجود لایهی دگرگون شده ثبت نشد. با توجه به کنتاکت سازند الیکا و شمشک میتوان این نوار کوهزایی را در اثر تصادم در تریاس پسین دانست. سازندهای الیکا و جیرود در اثر گسلخوردگی به سازند شمشک انتقال یافتهاند که شواهد این انتقال، فسیلها و قطعات دولومیتی است که به صورت نابرجا درسازند شمشک میتوان این نوار کوهزایی را در اثر تصادم در عرضی جابجا شدهاند. وجود خش لغزها، شیارهای گسلی و برش گسلی شواهدی بر وجود گسلهای ک**اید واژد ها**: گسل، شواهد گسلی، درزه، چین، کامبرین میانی، توبه دروار

# Geometry and Kinematics Analysis of Structures of Touye Darvar Region (Southwest of Damghan)

#### AmirHossein Sharifi<sup>1\*</sup>, S. Saeedorreza Eslami<sup>2</sup>

<sup>1\*</sup>Tectonic Student in Tarbiat Modares University <sup>2</sup>Assistant Professor of Tectonic Group in Damghan University

#### Abstract:

In the Touye area, located in the eastern part of the Alborz region, the strikes of structures are almost northeastsouthwest. Although the rows of sediments in the Touye Darvar region are from the old to the new, they have never been regular and the tectonics activities have made them disturbed or eliminated. For instance, the



discontinuity between the Geirud and Elika formations and the lack of Permian sequences can be noticed which are indicative of tectonics activities. Regarding to the evidences, it was found that the faults of Astaneh and Touye darvar with explicit activity in Quaternary have played a major role in the development of the region. In this area there are the over thrust faults owning normal and strike that cause the area to be tectonically active. These thrusts have been associated with major deformations, leading to appropriately fault detection and the existence of the Gholghol springs (located in northwest of Damghan) are also evidence of multiple faults in the area. No reports were found about the existence of an altered layer in the region. According to the contact of the Elika and Shemshak Formations, this orogeny can be created due to the collision in the late Triassic. The Elika and Girud formations have been transmitted to the Shemshak Formation due to the corrosion fault. The evidence of this transition are the fossils and dolomitic parts that are observed unshakably in the Shemshak, displaced by transverse faults. The presence of slickenside, fault grooves and fault breccia are the evidences for the existence of faults in the region.

Keywords: Fault, Fault Evidence, Joint, Fold, Middle Cambrian, Touye Darvar

#### مقدمه:

در رابطه با هندسه ساختاری البرز تاکنون مدلهای مختلفی ارائه شده است. اولین مطالعه در البرز توسط اشتوکلین (۱۹۷۴) صورت گرفته است. وی تغییر شکلهای آن را حاصل فعالیت یک دسته راندگی رو به شمال در بخش شمالی و راندگیهای رو به جنوب در بخش جنوبی می داند. در واقع ایشان به درگیر بودن پیسنگ البرز در تغییرشکلها اشاره کرده است.

درمقابل علوی(۱۹۹۶) زمین ساخت نازک پوسته را برای البرز درنظر گرفته است. به عقیده وی الگوی ساختاری البرز، بصورت سیستم های دوپلکسی است که دو نسل گسلش راندگی در ارتباط با کوهزایی های سیمرین پسین و آلپی عامل این ساختارها میباشد.

اما جدیدترین نظریه توسط یساقی (۲۰۰۱) مطرح شده که برطبق آن پی سنگ در تغییر شکل البرز درگیر میباشد. بنظر ایشان کوتاه شدگی در البرز با حرکت غالب معکوس گسلها که در آن شیب گسلهای شمالی بسمت جنوب و شیب گسل های جنوبی به سمت شمال، همراه با توسعه تاقفرمهای فرادیوارهای و ناوفرم های فرودیوارهای بوده است.

دیگر پژوهشگران چون اشتو کلین(۱۹۷۴)، شنگور(۱۹۹۰)، و آلن و همکاران(۲۰۰۳) برای این پهنه ساختاری در شمال ایران معتقد به مدلی چون ساختارهای گل مانند میباشند و بر همین پایه تاکنون برش های ساختاری گوناگونی با اندک تغییراتی نسبت به مدل اولیه اشتو کلین(۱۹۷۴) بازسازی و ارائه شده است. (تصویر ۱)



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم





تصویر ۱: برش ساختاری البرز (Allen et al., 2003)

منطقهی تویه دروار در محدودهی طول های٬۵۲ °۵۳ تا ۵۴ خاوری و عرض های جغرافیایی٬۰۱ °۳۵ تا ۱۰ ۳۶° شمالی در ۴۵ کیلومتری جنوب باختر دامغان واقع شده است (تصویر۲). فرسایش به عنوان موثرترین عامل در طول این تکامل همواره نوار کوهزایی را به وضعیت بحرانی برگردانده و از این رو اعمال تنش های تکتونیکی در هر منطقه فعالیت نوار کوهزایی البرز، الحاق ورقههای جدید و تغییرات ساختاری فشارشی را در یی داشته است. تنشهای زمینساختی در طول این تحول ساختاری، نتیجه تقارب و برخورد با ورقه توران بوده که با توجه به تمایل ساختاری در چین ها و راندگی ها از سمت جنوب باختر به شمال خاور می باشد. فرآیند ریفت زایی در البرز خاوری با بازالت های سلطان ميدان كه بازالتهاي جرياني و به سن اردوويسين – سيلورين هستند مشخص شده است (Stöcklin et al 1964). امتداد کلی برای ساختارهای صفحهای مثل گسلها و لایههای منطقه همگی شمال خاوری- جنوب باختری است. در این ورقه می توان گسل های امتدادلغز عرضی را نیز مشاهده کرد که با امتداد کلی شمال باختری به جنوب خاوری، عرض ورقه مذکور و ساختمان های دیگر آن را جابه جا میکنند. افزون بر این، در یال جنوبی طاقدیس تویه درواریک سری چین،های درجه دوم یافت میگردد که بیشتر در سازندهای میلا و جیرود مشاهده می شود. هستهی این طاقدیس از دولومیت سلطانیه به سن کامبرین پیشین تشکیل شده است. این طاقدیس در اثر عملکرد یکی از گسل های عرضی به دو قسمت خاوری و باختری تقسيم شده است.در قسمت خاوري تنها يال جنوبي آن رخنمون دارد ولي در قسمت باختري علاوه بر یال جنوبی، قسمتی از یال شمالی آن (سازندهای زاگون و باروت) نیز رخنمون دارد (کبریائی زاده، ۱۳۸۶). از نظر ساختاری گسل.های تویه دروار را باید به عنوان تشکیل دهندهی اصلی سیمای ساختاری منطقه دانست. زیرا فعالیت این گسل.ها باعث رانده شدن سازندهای متعدد بر روی یکدیگر و به وجود آمدن ورقههای رورانده شده است. سه نمونه از این ورقههای رورانده در تویه دروار شناسایی و مطالعه شدهاند که شامل ورقه رورانده تویه، سیاه مرز و دشتبو میباشد. الگوی ساختاری ارائه شده برای تویه دروار یک دوپلکس پیش بوم است. طاقدیس تویه دروار با روند شمال خاوری جنوب باختری در ورقه رورانده تویه به سن پالئوزوئیک قرار دارد. براساس تحلیل هندسی انجام شده در این طاقدیس و با توجه به اندازه گیریهای انجام شده در منطقه، چین از نوع Upright Plunging با زاویه بین یالی باز



می باشد. فازهای کوهزایی دراین زون همانند سایر قسمتهای البرز تاثیر داشته و فاز کوهزایی کالدونین که از اواخر اردویسین آغاز و تا زمان سیلورین و یا احتمالا تا دونین ادامه داشته، باعث نبود رسوبگذاری بین سنگهای اردویسین-دونین و رخسارههای آواری دونین پسین و همچنین فعالیت آتشفشانی سیلورین (بازالت های سلطان میدان) شده است (درویش زاده ۱۳۸۱). فاز کوهزایی هرسینین در این منطقه بیشتر خشکی زا بوده و فاز کوهزایی سیمرین پیشین باعث به-وجود آمدن راندگیهایی با شیب به سمت شمال شده و چین خوردگیهایی را به دنبال داشته است. فاز کوهزایی لارامید در این منطقه باعث به وجود آمدن چین خوردگیهای شدید شده است. فاز کوهزایی پاسادنین در این منطقه فشارشی بوده و باعث بهوجود آمدن ساختارهای فشارشی مانند چین خوردگیها و راندگیها شده است (آقانباتی، ۱۳۹۲).



ب

الف

تصویر۲: الف\_ نقشهی زمینشناسی منطقهی مورد مطالعه (تویه دروار) ب \_عکس هوایی منطقه مورد مطالعه (کادر قرمز) ♦♦♦♦♦♦♦

## روش تحقيق:

الگوی ساختاری منطقه تویه دروار که در قسمت جنوبی البرز خاوری قرار دارد یک دوپلکس پیش بوم است. این دوپلکس از سه ورقه مجزای رورانده تویه، سیاه مرز و دشتبو تشکیل می شود. گسل های اصلی به وجود آورنده یاین ورقه ها شامل گسل تویه، گسل دروار و گسل میلاکوه هستند که دارای امتداد شمال خاوری- جنوب باختری می باشند و همگی آنها را با شیبی به سوی جنوب خاوری می توان به عنوان گسل های جهت یافته در نظر گرفت. بزرگ ترین ورقه رورانده این دوپلکس، ورقه ی تویه به سن پالئوزوئیک است که طاقدیس تویه دروار در این ورقه قرار دارد. دوپلکس تویه دروار درون خود علاوه بر ورقه های رورانده، شامل ساختمان های زمین شناسی کوچکتر می باشد. این ساختمانها شامل گسل های کوچک و بزرگ به صورت عرضی و طاقدیس تویه دروار است. دوپلکس تویه دروار محدوده ای در حد فاصل طول جغرافیایی ۴۵ °۵۰ تا ۴۵



قسمت این دوپلکس را ورقه رورانده تویه تشکیل میدهد که ساختار اصلی درون این ورقه نیز طاقدیس تویه دروار است. از نظر چینه نگاری سازندهای موجود در ورقه رورانده تویه از قدیم به جدید شامل سازندهای سلطانیه، باروت، زاگون، لالون، میلا، جیرود و مبارک هستند که همگی مربوط به دوران پالئوزوئیک میباشند. در منطقهی تویه دروار گسلهای فراوانی با امتداد شمال خاوری – جنوب باختری مشاهده میشود که تشکیل یک پهنه گسلی را دادهاند. وجود بودینها نیز نشان دهندهی گسلهای عادی و کششی بودن منطقه است. همچنین توده ینفوذی دارای لنزهای گابرویی در سازند سلطانیه نشان دهنده منطقه کششی است. بنا بر شواهد موجود توده نفوذی بعد از گسل خوردگی شکل گرفته است. در منطقه مورد مطالعه به دلیل شرایط تکتونیکی گسلهایی مشاهده شد که مربوط به پهنه گسلی میباشند (تصویر ۳).



تصویر ۳: الف\_گسل نرمال با امتداد شمال خاوری جنوب باختری ب\_نمایش استریونت گسل های مزبور

آینه گسلی که در تصویر مشاهده می شود با موقعیت 060/57SE برای گسل ۱ که در منطقه قابل رویت است (تصویر ۴ ب). آینه گسلی در سازند جیرود (تصویر ۴ الف) که نشان دهنده ی گسل از نوع مورب لغز است. این گسل دارای موقعیت N70E/65SE و مقدار ریک آن SW 45°SW می باشد.



تصویر ۴: الف\_آینه گسلی مربوط به گسل مورب لغز (دید به سمت جنوب خاور) ب\_آینه گسلی در سازند مبارک (دید به سمت شمال)

درهی گسلی که نشان از عملکرد گسل در منطقه میباشد. با مطالعه ریخت شناسی پرتگاههای گسلی میتوان در اکثر مواقع نوع گسل ایجاد کننده آن را مشخص نمود (تصویر۵). این درهی گسلی دارای موقعیت 110/65NE میباشد. عملکرد



گسل ها در مقیاس وسیع، پدیده های گسلی مانند راندگی، روراندگی، سفره، چین، فروزمین، فرازمین و... را بهوجود می-آورد که ریخت شناسی نواحی گسل خورده را تحت تاثیر خود قرار میدهد. گسل تراستی مشاهده شده در سازند مبارک و همچنین افزایش فشار باعث به وجود آمدن چین خوردگی شده که با افزایش فشار باعث تشکیل گسل تراستی شده است. جهت غالب روند گسل ها شمال خاوری جنوب باختری و شیب آنها به سمت جنوب خاور میباشد که هم جهت با روند غالب البرز خاوری می باشد. شیب اکثر گسل ها تند بوده و بیشتر آنها از نوع شیب لغز می باشند.



. تصویر۵: الف\_دره ی گسلی (دید عکس سمت چپ به سمت شمال باختر) ب\_گسل راندگی در سازند مبارک

موقعیت گسل های اندازه گیری شده به قرار زیر میباشد. Fault 2060/75SE:Fault 150/75SW:Fault 2060/75SE:Fault (تصویر ۹).

Fault 4 موقعیت مربوط به گسل مورب لغز است که دارای موقعیت N70E/65SE و مقدار ریک آن SW°45 می باشد (تصویر ۶).



تصویر ۶: نمایش شبکه استریونت گسل های مذکور

همان طوری که از استریونت زیر پیداست جهت غالب شیب گسل.ها SE میباشد. با توجه به استریونت زیر میتوان نتیجه گرفت که جهت غالب روند گسل.ها شمال خاوری جنوب باختری میباشد (تصویر۷).



با توجه به خصوصیات سنگهای دربر گیرندهی درزهها در منطقهی مورد مطالعه می توان گفت به علت مقاومت نسبتاً کم سنگ آهک فسیل دار تعداد درزهها زیاد و فاصلهی آنها به همدیگر کم می باشد. فضای بین درزها بزرگ بوده و سیالات در آنها جریان یافته و توانایی ذخیره سازی و ته نشین شدن آنها در دزرهها و ایجاد رگه وجود دارد. اکثر درزهها موجود در منطقه مورد مطالعه از نوع مزدوج می باشند و بیشتر این درزههای مزدوج درسازند مبارک می باشد که به خاطر مقاومت پایین سنگ آهکهای این سازند است. موقعیت درزههای مزدوج 305/53S و 068/46NW و 315/79NE و 315/79NE می باشد (تصویر ۸ و ۹).



تصویر ۸: درزههای مزدوج



تصویر۹: الف\_رز دیاگرام شیب درزههای منطقه مورد مطالعه ب\_رز دیاگرام مربوط به روند درزههای منطقه مورد مطالعه ج\_رز دیاگرام درزههای نامنظم در منطقهی مورد مطالعه ایکیکیکیک

## نتیجه گیری:

منطقهی مورد مطالعه همواره تحت تأثیر نیروهای کششی و فشارشی بوده است. در نتیجه گسل خوردگی، راندگی، ساختهای خطی، تغییرات طولی و زاویهای به وفور در منطقه دیده می شود. با توجه به روند غالب گسل ها که دارای روند شمال خاوری– جنوب باختری می باشند می توان این منطقه را جزو البرز خاوری که دارای روندهایNE-SW می-باشند دانست.

منطقهی تویه دروار از نظر زمین شناسی تغییر و تحولات زیادی را طی کرده است. این منطقه روزی در اعماق دریا قرار داشته و طی فعالیت تکتونیکی بسیار، به موقعیت کنونی خود رسیده است. در سنگ آهک فسیل دار سازند مبارک میتوان واتنش را مشاهده کرد. به علت کم بودن تعداد فسیل های دگرریخت شده در کنار هم، مقدار واتنش زاویهای قابل اندازه گیری نمیباشد. با این وجود تعیین بیشینه و کمینه مقدار تنش اعمال شده امکان پذیر است.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم





در منطقهی مورد مطالعه با توجه به نبود رسوبات در دورهی پرمین (سازندهای درود، روته و نسن) و نبود ناپیوستگی در بالای سازند مبارک میتوان نتیجه گرفت که نبود این رسوبات مرتبط با خشک شدن حوضه نمیباشد و دلیل اصلی این پدیده فعالیت های تکتونیکی منطقه میباشد.

با توجه به اینکه سازند الیکا بر روی سازند مبارک رانده شده است و از آنجایی که این سازند به سن تریاس زیرین تا میانی میباشد میتوان این نتیجه را برداشت کرد که زمان راندگی پس از تریاس میانی میباشد.

منطقهی تویه دروار بدلیل وجود گسلهای نرمال نشان از کششی بودن محیط در گذشته دارد. از نظر ساختاری گسلهای تویه را باید به عنوان تشکیل دهندگان اصلی سیمای ساختاری منطقه دانست زیرا فعالیت این گسلها باعث رانده شدن سازندهای متعدد بر روی یکدیگر و به وجود آمدن ورقههای رورانده شده است.

#### **\$\$\$\$\$**

#### منابع فارسي:

آقانباتی، ع.،۱۳۹۲. "زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور"، (۵۸۲ صفحه). کبریائیزاده،م.، ۱۳۸۶. "زیست زون بندی سازندجیرود در البرزخاوری (منطقه دامغان)"، سازمان زمین شناسی کشور، (شماره ۷۱ صفحه ۱۹– ۳۰)

درویش زاده، ع.، ۱۳۸۱. "زمین ناسی ایران، موسسه انتشارات امیر کبیر"

#### **References:**

Alavi, M., 1996. . "Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain in northern Iran". Geodynamics.pp.1-3.

Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M., Qorashi, M.,2003. "Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran", Structural Geology.pp.659-672.

Stöcklin, j. Ruttner, A. and Nabavi, M, 1964. "New data on the Lower Palaeozoic and PreCambrian of North Iran". Geological Survy of Iran, Report 1, 1-22.

Stocklin, J., 1974. "Possible ancient margin in iran". In: Burk, C. A., Darke, C.L.(Eds), geology of the conti nental margin. Springer, New York, 837-887.







Şengör, A. M. C. (1990). "A new model for the late Palaeozoic—Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman". Geological Society, London, Special Publications, 49(1), 797–831.

Yassaghi, A., 2001. "Inversion tectonics in the central Alborz range", European Union of Geosciences (EUG XI), 335.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



# تحلیل هندسی و جنبشی گسل دند (شمال شهر تبریز) ◊◊◊◊◊◊◊◊

aiyari.sahel@gmail.com ساحل عیاری، دانشجوی کارشناسی ارشد تکتونیک، دانشگاه تبریز، <u>mesbahif@tabrizu.ac.ir</u> فاطمه مصباحی، دکترای تخصصی تکتونیک، استادیار دانشگاه تبریز، <u>b.zamani@tabrizu.ac.ir</u> بهزاد زمانی، دکترای تخصصی تکتونیک، دانشیار دانشگاه تبریز، <u>mohamadfaridi@gmail.com</u> محمد فریدی، دکترای تخصصی تکتونیک، سازمان زمین شناسی واحد تبریز، <u>mohamadfaridi@gmail.com</u>

# چکیدہ :

گسل دند با روند عمومی NW-SE در شمال گسل شمال تبریز و جنوب گسل نهند واقع شده است که عمدتا واحدهای رسوبی میوسن را دگرشکل کرده است. براساس نتایج مطالعات صحرایی و توسعه چینهای کشان گسلی افقی از نوع تاقدیس فرادیواره و ناودیس فرودیواره به ترتیب در بلوکهای شمال خاوری و جنوب باختری، به صورت هم روند با گسل دند، حرکت این گسل از نوع راندگی محض به سمت جنوب باختر ارزیابی میشود که واحدهای رسوبی میوسن میانی و پسین را دگرشکل کرده است. در تصاویر ماهوارهای نیز شاهدی مبنی بر انحراف مسیر سیتم آبراههای در مسیر گسل دند بدست نیامد. در واقع پهنه گسلی دند در شمال باختر ایران و به صورت شاخه گسلی هم روند با گسل شمال تبریز با حرکت راندگی بخشی از کوتاه شدگی ناشی از نیروهای فشاری حاصل از همگرایی مورب بین پلیتهای عربی و اوراسیا را جبران

**کلید واژه ها**: گسل دند، گسل شمال تبریز، راندگی، چین کشان گسلی

# Geometry and kinematic analysis of Dand fault (North of Tabriz city)

## Sahel aiyari, fatemeh mesbahi, behzad zamani, mohammad faridi

## Abstract:

NW-SE trending Dand fault is located in north of North Tabriz fault and south of Nahand fault, that mostly has deformed Miocene sedimentary units. According to results of field studies and development of horizontal hanging wall anticline and footwall syncline drag folds respectively in the northeast and southwest block of the fault, parallel to the Dand fault, the Dand fault has a pure thrust movement toward southwest, that has deformed middle and late Miocene units. In satellite images there is not also any evidence of drainage system deviation, along the Dand fault. In fact, the Dand fault zone in northwest Iran and as a fault branch parallel to the North Tabriz fault, with thrust movement has compensated part of the shortening induced by the oblique convergent between Arabian and Eurasia plates.

Keywords: Dand fault, North Tabriz fault, Thrusting, Drag fold



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



**\$\$\$\$\$** 

#### مقدمه :

ساختارهای شمال باختر ایران متاثر از نیروهای فشاری حاصل از همگرایی مورب بین ورقه عربی- اوراسیا است (Vernant et al., 2004). گسل دند (Dand Fault) با روند عمومی NW-SE در شمال باختر ایران و در پهنه ساختاری البرز باختری- آذربایجان (نبوی، ۱۳۵۵) قرار گرفته است. این گسل اولین بار در گزارش نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰ آناخاتون، توسط یوسفیراد و همکاران (۱۳۹۲) به این اسم نام گذاری شده و عمدتا واحدهای میوسن میانی و پسین را دگرشکل کرده است. حداقل طول این گسل ۲۰ کیلومتر بوده و به طور کلی منطقه از تکتونیک فعالی برخوردار است (یوسفیراد و همکاران، ۱۳۹۲). گسل دند در شمال گسل شمال تبریز (North Tabriz Fault) و جنوب گسل نهند (Nahand Fault) و به موازات آنها واقع شده است (شکل۱). گسل تبریز به عنوان یکی از اصلی ترین و فعال ترین گسل.های شمال باختر ایران دارای روند N110° است (آقانباتی، ۱۳۸۳). طول تقریبی گسل شمال تبریز ۱۵۰ کیلومتر میباشد (Van Gorp et al., 2007) این گسل از قطعات گسلی مختلفی تشکیل شده، عمدتا شیب تند نزدیک به قائم دارد و از نظر جنبشی حرکت راستالغز راستگرد بههمراه مولفه معکوس دارد (Eftekharnejhad, 1975; Berberian, 1976; Karakhanian et al., 2004). جو ان ترین حرکات آن اغلب از نوع امتدادلغز راستگرد می باشد (سیاهکالی مرادی و همکاران، ۱۳۸۷). براساس مطالعه Mesbahi et) al., 2016) ومین ساخت ترافشارشی از نوع pure-shear dominated در پهنه گسل شمال تبریز حاکم است. گسل نهند، اولین بار توسط ملارسولی (۱۳۸۹) مطالعه و معرفی شده است. گسل نهند امتداد NW-SE دارد و شیب صفحهی آن به سمت شمال است. پارههای این گسل حرکات مختلفی را نشان میدهند ولی عمدهی پارهها حرکت مایل لغزی (امتدادلغزی راستگرد به همراه حرکت معکوس) دارند. در اثر حرکات معکوس این گسل عمدتا رسوبات فلیشی کرتاسه پسین بر روی واحدهای سنوزوئیک و کواترنری رانده شدهاند (ملارسولی، ۱۳۸۹; ملارسولی و زمانی، ۱۳۸۹). تعیین ویژگیهای ساختاری گسل دند به عنوان یکی از ساختارهای گسلی هم روند و هم جوار با گسل شمال تبریز در بررسی نحوه توزیع واتنش در منطقه حائز اهمیت میباشد. لذا در این مقاله، ویژگیهای هندسی و جنبشی گسل دند مورد مطالعه و بررسی قرار گرفته است.

روش تحقيق:

برای تحلیل ساختاری گسل دند پس از بررسی تصاویر ماهوارهای، عکسهای هوایی و نقشههای زمین شناسی، برداشتهای صحرایی در ایستگاههای منتخب انجام شد. ساختارهای پهنه گسلی دند از جمله موقعیت سطوح گسلی و یالهای چین خوردگیها اندازه گیری شد. همچنین پدیدههای ژئومورفولوژیکی ناشی از فعالیت گسل، از جمله جابهجایی و قطع شدگی آبراههها، اختلاف ارتفاع و ایجاد پرتگاه گسلی مورد بررسی قرار گرفت. دادههای حاصل از اندازه گیریهای صحرایی با استفاده از نرم افزارهای تخصصی مثل Stereonet و Georient مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم







شکل ۱. موقعیت گسل دند در شمال باختر ایران نسبت به گسل شمال تبریز و گسل نهند

 $\diamond\diamond\diamond\diamond\diamond\diamond\diamond$ .

ویژگیهای ساختاری

ساختارهای مسیر گسل دند در ۳ ایستگاه برداشت شدهاند که در ادامه به توضیح آنها پرداخته می شود. موقعیت ایستگاهها در شکل ۲ مشخص است.

در ایستگاه ۱، در مسیر گسل دند واحد قدیمی تر M<sup>mg</sup> به سن میوسن میانی به سمت جنوب باختر و بر روی واحد جوان تر M<sup>sm</sup> به سن میوسن پسین رانده شده است. در این ایستگاه تاقدیس فرادیواره در بلوک شمال خاوری گسل دند و در پاسخ به حرکت راندگی این گسل در واحد M<sup>mg</sup> ایجاد شده است (شکل ۳). محور این چین افقی بوده و سوی تمایل سطح محوری این چین افقی به سمت جنوب باختر می باشد.

در ایستگاه ۲، در نزدیکی کوه دند، در مسیر گسل دند گسلش معکوس با تغییر واضح لیتولوژی و لایهبندی به وضوح دیده میشود (شکل ۴). بطوریکه واحد M<sup>mg</sup> (میوسن میانی) به سمت جنوب باختر بر روی واحد M<sup>sm</sup> رانده شده است. این راندگی باعث ایجاد ناودیس فرودیواره به صورت چین کشان گسلی (Drag fold) در واحد M<sup>sm</sup>شده است. تمایل سطح محوری به سمت SW و محورافقی میباشد.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم





شکل ۲. نقشه زمین شناسی ساده شده منطقه، بر گرفته از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ تبریز (اسدیان ۱۳۷۲)، موقعیت ایستگاه ها با علامت دایره نشان داده شده اند.

در ایستگاه ۳، در مسیر یکی از شاخههای گسلی منشعب شده از گسل دند (F.1) با روند NW-SE تغییر ناگهانی موقعیت لایهبندی به وضوح دیده میشود. بطوریکه مسیر گسل، مرز ناگهانی بین ناودیس بزرگ واقع در واحد M<sup>sm</sup> در بلوک شمال خاوری و ناودیس بزرگ واقع در همان واحد در بلوک جنوب باختری است (شکل ۲). براساس نقشه ۲۰۰۰۰۰ تبریز هر دو ناودیس از نوع چینهای ملایم و باز بوده و روند محوری SE-WN دارند. در بلوک جنوب باختری گسل واحد M<sup>sm</sup> لایهبندی ملایم حدود ۱۰ الی ۲۰ درجه به سمت جنوب باختر دارد (شکل ۵الف) ولی در نزدیکی گسل شیب تند ۸۵ درجه پیدا می کند (شکل ۵ب). این تغییر شیب مربوط به ایجاد چین کشان گسلی به صورت ناودیسی در فرودیواره این گسل ارزیابی میشود که در اثر فعالیت راندگی به سمت جنوب باختر ایجاد شده است. چین ناودیسی ایجاد شده افقی بوده و سطح محوری با تمایل به سمت SW



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشکاه پیام نور قم







شکل ۳. الف) نمای دور از تاقدیس مایل فرادیواره گسل دند در واحد M<sup>mg</sup> در ایستگاه ۱ . ب) نمای نزدیک از تاقدیس مایل فرادیواره همراه با استریونت محور و سطح محوری، موقعیت ایستگاه در شکل ۲ مشخص است. در تمامی شکلها خطوط قرمز گسل ها و خط چین های زرد لایهبندی را نشان میدهند.



شکل ۴. ناودیس فرودیواره در مسیر گسل دند در ایستگاه ۲. استریونت، سطح محوری و محور چین را نشان میدهد. موقعیت ایستگاه در شکل ۲ مشخص است.







شکل ۵. ایستگاه ۳. الف) راندگی به سمت جنوب باختر در گسل منشعب از گسل دند در واحد ۳<sup>sm</sup> (میوسن پسین)، چین کشان گسلی ناودیسی در بلوک فرودیواره گسل دیده میشود. استریونت، سطح محوری و محور چین را نشان میدهد. ب) نمای نزدیک تری از گسل راندگی و تغییر موقعیت لایه بندی در بلوکهای فرادیواره و فرودیواره. موقعیت ایستگاه در شکل ۲ مشخص است.

**~~~~~** 

# نتیجه گیری:

براساس نتایج حاصل از برداشتهای صحرایی در مسیر گسل دند، چینهای کشان گسلی از نوع تاقدیس فرادیواره و ناودیس فرودیواره با تمایل سطح محوری به سمت جنوب باختر به ترتیب در بلوکهای شمال خاوری و جنوب باختری گسل دند ایجاد شدهاند. روند سطح محوری این چینها موازی روند گسل دند بوده و محورشان افقی است (ایستگاه ۱و ۲). گسل فرعی F.1 نیز به عنوان یکی از گسلهای فرعی انشعابی از گسل دند با روند SE-WN با توجه به ایجاد چین کشان گسلی از نوع ناودیسی در فرودیواره، حرکت راندگی به سمت جنوب باختر نشان می دهد (ایستگاه ۳). با بررسی تصاویر ماهوارهای هیچ گونه جابجایی و انحراف سیستماتیک در مسیر آبراهههای عبوری از مسیر گسل دند دیده نشد. لذا با توجه به توسعه چینهای تاقدیسی مایل فرادیواره و ناودیس فرودیواره با روند محوری موازی مسیر گسل دند و محورافقی، حرکت گسل دند از نوع راندگی محض به سمت جنوب باختر ارزیابی میشود که باعث دگرشکلی واحدهای میوسن





شمال گسل شمال تبریز و به صورت هم روند با آن بخشی از نیروهای ترافشارشی حاصل از همگرایی مورب پلیتهای عربی و اوراسیا را در منطقه جبران کردهاست. این درحالی است که مولفه امتدادلغزی راستگرد بیشتر در مسیر خود گسل شمال تبریز متمرکز شده است.

۲۳ و ۲۵ آیان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

**\$\$\$\$** 

## منابع فارسى:

- اسدیان، ع.، ۱۳۷۲، "نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ تبریز"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور
- ۲. آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳، "زمین شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران
- ۳. سیاهکالی مرادی، ۱.، تاتار، م.، هاتسفلد، د.، پل، آ.، ۱۳۸۷، "مطالعه ساختار سرعتی پوسته و ساز و کار گسلش در زون گسلی امتدادلغز تبریز"، فصلنامه علوم زمین، شماره ۷۰، (۱۴۰–۱۵۳)
- ۴. ملارسولی، پ.، ۱۳۸۹، "معرفی گسل نهند بررسی ساختار، سازوکار، رژیم تنش و تکتونوماگماتیسم در طول گسل"، پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی گرایش تکتونیک، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز
- ۵. ملارسولی، پ.، زمانی، ب.، ۱۳۸۹، "معرفی گسل نهند وکنترل پاره بندی گسل با استفاده از تحلیل وضعیت تنش در پارههای گسلی"، چهاردهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمایی علوم زمین، ۲۵ تا ۲۸ شهریور ۱۳۸۹، دانشگاه ارومیه
  - ۶. نبوی، م.ح.، ۱۳۵۵، "دیباچهای بر زمین شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین شناسی واکتشافات معدنی کشور، تهران
- ۷. یوسفی راد، ا.، زمانی مهر، س.، سیدی صاحباری، پ.، وکیل، ف.، ۱۳۹۲، "نقشه و گزارش زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰ آناخاتون"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

#### **\$\$\$\$**

#### **References:**

- 1. Berberian, M., 1976. "Contribution to the seismotectonics of Iran", Part II, GSI Report, 39.
- 2. Eftekharnezhad, J., 1975. "Brief history and structural development of Azarbaijan, Geological Survey of Iran", Internal report 8p.Geophysics, 46, p. 903-915.
- Karakhanian, A., Jrbashyan R., Trifonov, V., Philip, H., Avagyan, A., Hessami, K., Jamali, F., Bayraktutan. M., Bagdassarian. H., Arakelian. S., Davtyan. V., Adilkhanyan. A., 2004. "Active faulting and natural hazards in Armenia, eastern Turkey and Northern Iran", Tectonophysics, 380, p. 189–219.
- 4. Mesbahi, F., Mohajjel, M., Faridi, M., 2016. "Neogene oblique convergence and strain partitioning along the North Tabriz Fault, NW Iran", Journal of Asian Earth Sciences, 129, p. 191-205.
- 5. Van Gorp, S., Chery, J., Masson, F., Djamour, Y., Nankali, H., 2007. "New insights for the Tabriz fault (NW Iran) from GPS profiles measurements", Geophysical Research Abstracts 9, 00893.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., Chery, J. 2004. "Present-day crustal deformation and platekinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman", Geophysical J. International, 157, p. 381–398.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



# **تعیین جایگاه زمینساختی و حوضه رسوبی توربیدایتهای ائوسن نصرتآباد ، جنوبشرق ایران** ◊◊◊◊◊◊◊

<sup>\*\*</sup>امیر همتیان، دانش آموخته کارشناسیارشد زمینشناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران، amirh70d@gmail.com ۲ علیاصغر مریدی فریمانی، استادیار، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران، amoridi@science.usb.ac.ir ۳ مصطفی قماشی، استادیار، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران، ghomashi@science.usb.ac.ir

## **\$\$\$\$**

## چکیدہ :

جهت تعیین جایگاه زمینساختی رخسارههای توربیدایته ائوسن در غرب گسل نصرتآباد به بررسی سنگنگاری محدوده مبادرت شد. رخنمون این رخسارهها از یک ناپیوستگی آذرین پی مربوط به زمان کرتاسه با جنس گابرو شروع و با یک دگرشیبی به رخسارههای کنگلومرایی الیگومیوسن ختم میشود. ضخامت این رخسارهها، ۲۳۳۸ متر شامل ماسه سنگ، سیلتستون قرمز و سبز رنگ، کنگلومرا، آذرآواری (توف) و سنگهای آذرین است. با شناسایی دقیق واحدهای رسوبی منطقه و ترسیم ستون چینه نگاری براساس تغییرات سنگ-شناختی، ۲۴ واحد رسوبی تشخیص داده شد. نتایج سنگشناسی رخسارههای سیلیسی-آواری متوسط دانه، مقدار متوسط فلد سپار مخصوصا پلاژیوکلاز (۵۰ تا ۶۰ درصد)، مقدار کمی کوارتز (۲۵ تا ۳۵ درصد) و مقدار خیلی کم از خرده سنگ (۵ تا ۱۰ درصد) را نشان داد و این سنگها در محدوده آرکوز قرار گرفتند. با رسم نتایج دانه شماری بر روی نمودارهای مربوطه نیز آنها در محدوده بالاآمدگی پی سنگ قرار گرفتند. در نهایت به کمک مطالعات سنگشناختی و مقایسه با رسوبات سایر حوضهها، یک حوضه پیشگودال جهت توربیدایت های منطقه پشنهاد شد.

**کلید واژه ها**: توربیدایتهای ائوسن، نصرت آباد، جنوب شرق ایران

## Determination the tectonic location and sedimentary basin of Eocene turbidite of Nusrat-Abad, Southeast of Iran

<sup>1\*</sup> A., Hematiyan, M.S Geology, Faculty of Sience, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran.
 <sup>2</sup> A. A., Moridi, Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sience, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran.
 <sup>3</sup> M., Ghomashi, Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sience, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran.

## Abstract:

In order to determine the tectonic location of Eocene turbidatite facies in the west of Nosrat-Abad fault, the study of petrography was carried out. The outcrops of these facies are initiated from an aberrant discontinuity related to Cretaceous time with gabbro genus and end with an angular unconformity to the oligomyocene conglomerate facies. The thickness of these faces is 2338 m and Contains Sandstone, red and green siltstone,



conglomerate, igneous and pyroclastic rocks. By precise identification of the area units sedimentary and the drawing the stratigraphy column facies, sediments were recognized into 24 sedimentary units based on the petrology changes. Mineralogical results of siliceous-abrasive facies of Eocene the average value of feldspar, especially plagioclase (50-60%), low value of quartz (25-35%) and the very low amounts of rock fragments (5-10%), and more are within the range of arkosic field. With plot the results yielded from grain counting on the related diagrams, also show that they are in the range of basement uplifting and dissected arc. Finally, by with the help of petrology studies and comparing with the sediments of other basins, a foredeep Basin was proposed for area turbidite.

Keywords : Turbidites Eocene, Nosrat-Abad, Southeast of Iran

## **~~~~~**

#### مقدمه:

ار تباط میان ترکیب رسوبات آواری و جایگاه زمین ساختی آن ها به وسیله پژوه شگران زیادی مطالعه شده است (به عنوان مثال: 4temad-Saeed et al., 2011 ;Jafarzadeh & Hosseini-Barzi, 2008 ;Armstrong- Altrin & Verma, 2005 ؛ گل و حسینی برزی، ۱۳۹۰؛ 2012 ;Sahraeyan & Bahrami, 2012 ؛ غلامیزاده و همکاران، ۱۳۹۴). نوع ذرات تشکیل دهنده و ترکیب شیمیایی این سنگ ها همواره تحت تاثیر عمل و عکس العمل نوع سنگ منشا، هوازدگی ناحیه منشا، حمل ونقل و فرایندهای دیاژنزی می باشد (Mclennan et al., 1993). با وجود تاثیر این عوامل، تحلیل مدل ماسه سنگ ها می تواند اطلاعات مفیدی در مورد موقعیت زمین ساختی ، خاستگاه و حتی جایگاه ژئودینامیکی گذشته ارائه دهد (... 1987). همچنین با بررسی دقیق ساختارهای موجود در رسوبات توربیدایتی می توان حوضه رسوبی را بهتر تعیین کرد. از آنجایی که منطقه مورد مطالعه در حاشیه غربی پهنه جوش خورده سیستان قرار دارد، به اختصار ویژگی های زمین شناسی بر اساس مطالعات قبلی بیان می شود:

(1983) ...Tirrul et al. (یر مقاله ای تحت عنوان "زمین درز سیستان در خاور ایران" عنوان می کنند که در بخش شرقی ایران مرکزی حدفاصل دو گسل نهبندان (در غرب) و گسل هریررود (در شرق) در استان سیستان وبلوچستان و در گستره ای به وسعت ۸۰۰ کیلومتر طول و ۲۰۰ کیلومتر پهنا، انباشته هایی ضخیم از نهشته های فلیش وجود دارد و افیولیت های آن مربوط به پی سنگ پوسته اقیانوسی است. این فلیش ها، گوه های افزایشی تغییر شکل یافته و حوضه پیش کمان چین خورده هستند که از جنوب شرق بیرجند تا زاهدان کشیده شده اند. آن ها به عنوان بخشی از کمربند کوه زایی تتیس جوان تلقی می شوند که در اثر برخورد بلوک های کراتونی افغان و لوت در سنومانین – پالئوسن بسته شده است. پوسته های اقیانوسی، آتشفشانی های کرتاسه بالایی، نهشته های فلیشی پالئوسن – ائوسن و سنگ های ماگمایی (درونی – بیرونی) در این بخش، به دلیل اینکه در یک منطقه برخوردی قرار گرفته اند نظم چینه شناسی ندارند. (2009) یا گونی دهسلم به عنوان بخشی از لوت در منطقه نهبندان مطالعه ای انجام دادند که نشان دهنده این است که کمپلکس دگرگونی دهسلم به عنوان بخشی از یک گوه افزایشی با سن تریاس فوقانی – ژوراسیک و یا قدیمی تر است که کمپلکس دگرگونی دهسلم به عنوان بخشی از یک گوه افزایشی با سن تریاس فوقانی – ژوراسیک و یا قدیمی تر است که شامل چندین واحد سنگی – ساختاری می باشد.



این گوه افزایشی نتیجه حضور یک زون فرورانش قدیمی مربوط به حاشیه شمالی اقیانوس تتیس جوان بوده است که به حاشیه جنوبی بلوک لوت (حاشیه شرقی امروزی این بلوک) اضافه شده است. (2011), Arjmandzaeh et al برای گرانیتوئیدهای دهسلم و چاه شلجمی دادههای ژئوشیمیایی ایزوتوپی و عناصر کمیاب جدید ارائه میدهند. این دادهها نشان از فرورانش يوسته اقيانوسي به زير بلوك لوت دارد.

منطقه مورد پژوهش در شمالغرب استان سیستانوبلوچستان و ۱۰ کیلومتری غرب شهر نصرت آباد قرار دارد (شکل۱)، و از لحاظ زمین شناسی در شرق بلوک لوت و در غرب پهنهی ساختاری فلیشی شرق ایران واقع شده است & Stoklin) .Eftekhar-nezhad, 1973)



شکل ۱. راههای دسترسی به منطقه مورد پژوهش در محیط GIS

این تحقیق بر روی رخسارههای توربیدایته ائوسن واقع در بخش میانی پهنه برشی گسل نصرتآباد-کهورک و بین دو ناپیوستگی آذرین پی در زیر و زاویهدار در بالا متمرکز شده است.

# **\$\$\$\$**

## روش تحقيق:

در این پژوهش تعداد ۸۵ مقطع نازک میکروسکوپی از برش چینهنگاری مربوطه تهیه و توسط میکروسکوپ پلاریزان مطالعه و نامگذاری شد. بیشترین واحدهای رسوبی منطقه را ماسهسنگها آرکوزیکآرنایتی تشکیل میدهند. برای سنگهای رسوبی سیلیسی آواری و غیرآواری نیز از طبقهبندیهای مختلف استفاده شد. نامگذاری سنگهای آذرین بر اساس طبقهبندی استاندارد بینالمللی IUGS انجام شد. جهت نامگذاری کنگلومراها از طبقهبندی (Pettijohn (1975) جهت





نامگذاری ماسهسنگها از طبقهبندی (Pettijohn et al., (1987)، جهت نامگذاری سنگهای آواری ریزدانه از طبقهبندی Picard (1971) و جهت نامگذاری سنگهای آهکی از طبقهبندی (Dunhum (1962) استفاده شد. نمونهبرداری از سنگهای رسوبی منطقه، به روش سیستماتیک، عمود بر لایهبندی و از پایین به بالا، بر اساس تغییرات مشاهده شده نظیر بافت، ساخت، ترکیب و رنگ انجام شد. از سنگهای آذرین نیز بسته به تغییرات ترکیب و بافت، نمونهبرداری به صورت تصادفی انجام گرفت.

۲۳ و ۲۵ آیان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

از بین ۸۵ مقطع نازک تهیه شده که مورد بررسی میکروسکوپی قرار گرفت، ۳ نمونه سیلتستون، ۵۹ نمونه انواع ماسهسنگ-ها (۴۰ نمونه آرکوزیکآرنایت، ۵ نمونه لیتیکآرنایت، ۱۰ نمونه فلدسپاتیک گریوک، ۲ نمونه لیتیک گریوک، ۲ نمونه آرکوز) (شکل۲)، ۲ نمونه کنگلومرا، ۱۲ نمونه آهکی (۴ نمونه پکستون، ۴ نمونه وکستون، ۴ نمونه مادستون)، ۲ نمونه آذرین و ۴ نمونه آذرآوارای تعیین شدند.













برداشت از رخسارههای ائوسن در یک ستون چینهنگاری پیوسته ترسیم گردید (شکل۳) و براساس اندازه گیریهای انجام شده ضخامت حقیقی این برش ۲۳۳۸ متر تعیین و ۲۴ واحد سنگ چینهای تشخیص داده شد. **یحث:** 

بیشتر نمونه های ماسه سنگی منطقه بر اساس طبقه بندی (Folk (1974 در محدوده آرکوز قرر میگیرند (شکل ۴-الف). ترسیم نتایج دانه شماری ماسه سنگ ها بر روی نمودار (Dickinson et al., (1985) نشان داده که اغلب نمونه ها در محدوده بالا آمدگی پی سنگ و کمان فرسایش یافته قرار می گیرند (شکل ۴-ب).

توالیهای ضخیمی از توربیدایتها میتوانند در حوضههای مختلف تکتونیکی از قبیل حوضههای واگرا، پشت کمانهای ماگمایی، پیش کمان، گودالهای اقیانوسی، پیش گودال، تشکیل شوند. با توجه به مطالعات سنگ شناختی منطقه و مقایسه آنها با رسوبات سایر حوضهها و به مدد مطالعات انجام شده قبلی ;2009, Bagheri et al. 2009) (Tirrul et al. 1983; Bagheri et al. 2009) انها با رسوبات سایر حوضهها و به مدد مطالعات انجام شده قبلی ;2009) (Cher deep) جهت این منطقه پیشنهاد می گردد (شکل۵). این حوضه در زمان ائوسن مرتبا از سمت بلوک لوت تغذیه می شده و علاوه بر رسوبات سیلیسی-



آواری، الیستولیتهایی با ابعاد مختلف به آن وارد می شدهاند. حوضه مذکور در اواخر ائوسن تا الیگوسن بسته شده، که

.0		، اس	لمقه	من	جی در	کن	ى	ومرا	ن کنگا	ئىدە	ù d	هشتا	سپس نا	ی ائ	ها;	بت	<u>ا</u> ي	ربيد	راس تو	در	<u>ار</u>	ويەد	ىتگى زا	وس	ناپي	آن	شواهد
System	Series	Units	Sample No	Thickne (m)	Lithology	Units	Sample No	Thickness (m)	Lithology	Units	Sample No	Thickness (m)	Lithology	System	Series	Units	No	Thickness (m)	Lithology	Units	Sample No	Thickness (m)	Lithology	Units	Sample No	Thickness (m)	Lithology
									u" "" " u " " "				ſ			9	36	20.70			42	72			45-1	64	
				2						6	5	59				_	35 34 33 32	10.80 6.20 3.20 2.80		11	41-2	41				-	
						3		167									30 29	$\begin{array}{c}1\\1.40\\2.20\\2.60\\0.06\end{array}$			41-1	5			45	29	
ene	Upper?		2	145											per?		28 27 26	7.80 8.20 2.50			20			12	44	29	
Eoc	Lower to			9						5		103		Eocene	Lower to Up	8	25 24 23	10.10 2.90. 4.40 9.40			39 38-3	126			43-1		
																1	22 21 20 19 18 7-1	7.40 1.90 1.50 2.60 2.80		10	38-2				43	51	
			1	66		2	3	48		4	4	11				7	17 16 15 14 13 12 11 10 -1.9-2	7.90 1.10. 3.30 5.50 0.09- 2.70 0.05 0.06 12.8			58-1						
retac	pper		G1	10													8 7 6	6 1.90- 5.70 1 6 4.90 3.80	$\mathcal{A}$		37 37-1	7.20 6.10	0.0 0.0 0.0		42-1		

System	Series	Units	Sample No	Thickness (m)	Lithology	Units	Sample No	Thickness (m)	Lithology	Units	Sample No	Thickness (m)	Lithology
		9	36	20.70			42	72			45-1	64	
			35	10.80		11	41-2	41				04	
			332 331 30 29	6.20 3.20 2.80 1.40 2.20 2.60		11	41-1	41			45	29	
	per?		28 27 26	0.06 12.20 7.80 8.20 2.50			40			12	44	29	
Eocene	Lower to Up	8	25 24 23 22 21 20 19 18 17-1 17 16	$10.10 \\ 2.90. \\ 4.40 \\ 9.40 \\ 7.40 \\ 1.90. \\ 1.50. \\ 2.60 \\ 2.80. \\ 7.90 \\ 1.30 \\ 3.30 \\ $		10	39 38-3 38-2 38-1	126			43-1	51	
		7	13 14 13 12 11 10 9-1,9-2 8 7 6	$\begin{array}{c} 3.30\\ 5.50\\ 0.09 \\ 2.70 \\ 0.05 \\ 0.06\\ 12.8\\ 6\\ 1.90\\ 5.70\\ 1\\ 6\\ 4.90\\ 3.80 \end{array}$			37 37-1	7.20 6.10			42-1		

۵۳۰



شکل ۳. ستون چینهنگاری برش مورد پژوهش





شکل۴⊣لف. موقعیت قرارگیری اکثر ماسهسنگهای منطقه مطالعاتی در طبقهنندی (Folk, 1974)



شکل۵. مدل شماتیک زمینساختی ارائه شده جهت تشکیل توربیدایتهای ائوسن در منطقه

**\$\$\$\$\$** 

#### نتیجه گیری:

به طور کلی زاویه دار بودن دانه ها، جورشدگی ضعیف، و ترکیب کانی شناسی نابالغ (به دلیل وجود خرده سنگ) سنگ های سیلیسی-آواری ائوسن، رسوب گذاری در ناحیه نزدیک به منشا را نشان می دهد. از بررسی های سنگ شناسی توربیدایت-های منطقه نصرت آباد و مقایسه آن ها با رسوبات سایر حوضه ها، حوضه منطقه پژوهشی در زمان ائوسن پیش گودال پیشنهاد می شود. این حوضه در زمان ائوسن عمیق بوده و بلوک های سر گردان الیستولیت و رسوباتی از قبیل ماسه، سیلت و رس توسط جریان های توربیدایتی از طرف بلوک لوت به آن وارد می شده اند. بعدا که جوش خوردگی پهنه ادامه پیدا می کند، پیش گودال کم کم شروع به بسته شدن کرده و در نهایت به محیط غیر دریایی الیگومیوسن تبدیل می شود.

## **\*\*\*\***

## منابع فارسي:

بایت گل، آ. و حسینی برزی، م.، ۱۳۹۰، "ژئوشیمی عناصر اصلی نهشته های سیلیسی آواری سازند شیر گشت، بلوک کلمرد، ایران مرکزی برای تعیین برخاستگاه زمین ساختی و هوازدگی سنگ منشا"، فصلنامه علوم زمین، ۷۹، ۱۰۱–۱۱۲. غلامیزاده، پ.، آدابی، م.ح.، حسینیبرزی، م.، صادقی، ع.، قاسمی، م.ر.، ۱۳۹۴،" سنگنگاری و ژئوشیمی سنگ های رسوبی سیلیسی−آواری میوسن گستره نیریز (برش های روشن کوه و کوه آسکی) با تاکید بر خاستگاه و جایگاه زمین ساختی"، فصلنامه علوم زمین، ۱۰۹

#### **References:**

Arjmandzadeh. R., Karimpour. M.H., Mazaheri. S.A., Santos. J.F., Medina. J.M., Homam. S.M., 2011, "Two sided Asymmetric Subduction: new hypothesis for the tectonomagmatic and metallogenic setting of the Lut Block, Eastern Iran", Journal of Economic Geology, 3, 1-14.

Armstrong-Altrin, J. S. & Verma, S. P., 2005, "Critical evaluation of six tectonic setting discrimination diagrams using geochemical data of Neogene sediments from known tectonic Settings. Sedimentary Geology", 177, 115-129.

Bagheri. S., ArefNejad M., Yabaloui M., 2009, "Tectonic history of the Lut Block in Nehbandan area, Eastern Iran", Swiss geological Meeting, Neuchatel, Tectonic Session.

Dickinson, W. R., 1985, "Interpreting provenance relation from detrital models of sandstones. In Zuffa, G.G., (Ed.), Provenance of Arenites", Reidel Publishing Co., Dorderchet, The Netherlands, 338-361.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



Dunham, R. J., w.e., Ham (ed.), 1962, "Classification of carbonate rocks according to depositional textures", AAPG, Mem. 1, 108-121.

Etemad-Saeed, N., Hosseini-Barzi, M. & Armstrong-Altrin, J. S., 2011, "Petrography and geochemistry of clastic sedimentary rocks as evidences for provenance of the Lower Cambrian Lalun Formation, Posht-e-badam block, Central Iran. Journal of African Earth Sciences", 61, 142–159.

Folk, R. L., 1974, "Petrology of Sedimentary Rocks", Hemphill Publishing Co., Austin, 170.

Jafarzadeh, M. & Hosseini-Barzi, M., 2008, "Petrography and geochemistry of Ahwaz Sandstone Member of Asmari Formation, Zagros, Iran: implications on provenance and tectonic setting, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas", 25, 247-260.

McLennan, S. M., Hemming, S., McDaniel, D.K. & Hanson, G. N., 1993, "Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. In: Johnsson, J.M., Basu, A. (Eds.), Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments", Geological Society of America, Special Paper, 280, 21-40.

Pettijohn, F.J., 1975, "Sedimentary Rocks", Harper and Row, New York, 628.

Picard, M. D., 1971, Classification of fine grained sedimentary rocks. Jour. Sed. Petrology, 41, 179-195.

Sahraeyan, M. & Bahrami, M., 2012, "Geochemistry of sandstones from the Aghajari Formation, Folded Zagros Zone, southwestern Iran: Implication for paleoweathering condition, provenance, and rectonic setting", International Journal of Basic and Applied Sciences, 4, 390-407.

Stocklin, J., Eftkhar nezhad, J., 1973, "Central Lut Reconnaissence, East iran", Geol. Surv. Iran, 22.

Tirrul, R., Bell, I. R., Griffis, R. J. and Camp, V. E., 1983, "The Sistan Suture Zone of eastern Iran", Geological Society of America Bulletin, 94, 134-150.

Zarrinkoub, M. H., Pang, K. N., Chung, S. L., Khatib, M. M., Mohammadi, S. S., Chiu, H. Y., & Lee, H. Y., 2012, Zircon U–Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran. Lithos, 154, 392-405.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



# تعیین واتنش نهایی و تحلیل جنبشی جریان در ناحیه دورود- ازنا، کمربند چین و راندگی پس بوم زاگرس ◊◊◊◊◊◊◊

سمیه دریکوند، دکتری تکتونیک، استادیار گروه زمین شناسی دانشگاه لرستان، <u>derikvand.so@lu.ac.ir</u> خلیل سرکاری نژاد، دکتری تکتونیک، استاد بخش علوم زمین دانشگاه شیراز، <u>sarkarinejad@susc.ac.ir</u>

#### چکیدہ:

برای مطالعه هندسه دگرشکلی، واتنش نهایی، تحلیل جنبشی تاوایی و دمای دگرشکلی میلونیتهای کوارتز –فلدسپاری ناحیه دورود–ازنا واقع در کمربند چین و راندگی پس بوم زاگرس، از جهت گیری های ترجیهی شبکه کوارتز استفاده شده است. جهت گیری ترجیهی شبکه محورهای c کوارتز، الگوی نامتقارنی از کمربندهای متقاطع نوع I را نشان میدهند که در شرایط واتنش صفحهای بیانگر دگرشکلی ناهم محور می باشد. با استفاده از زاویه بازشدگی فابریک محور c کوارتز، دمای دگر شکلی از ۵۰۵° ۲۰۹± تا ۵۰۵° ۵۰۰± تعیین شده است که با شرایط رخساره آمفیبولیت معادل می باشد. نتایج حاصل از اندازه گیری واتنش نهایی، نشان دهنده دگرشکلی واتنش صفحهای با مقادیر Kxz از ۲٫۶ تا ۳ می باشد. عدد تاوایی جنبشی متوسط بدست آمده (۵۵, ۰±۶۰, ۰=m) درجه ناهم محوری در طول بالا آمدن میلونیت به سطح زمین را نشان می دهد. این عدد بیانگر ۲٫۶۰ برش محض و ۲٫۸۳ برش ساده در طول همگرایی مورب می باشد. زاویه θ بین بزرگترین محور واتنش لحظهای (ISA) و مرز زون ترافشارش ۱۷° بهت آمده است.

# Quantitative finite strain and kinematic flow analyses in Doroud-Azna area within the hinterland fold-and-thrust belt of the Zagros orogen

#### Somaye Derikvand, Assistant Professor of Tectonics, Lorestan University. <u>derikvand.so@lu.ac.ir</u> Khalil Sarkarinejad, Professor of Tectonics, Shiraz University.<u>sarkarinejad@susc.ac.ir</u> act:

#### Abstract:

Lattice preferred orientations (LPOs) of quartz were used to establish differences in deformation geometry, finite strain, kinematic vorticity analysis and temperature across the quartzo-feldspathic mylonites in Doroud-Azna area within the hinterland fold-and-thrust belt. Lattice preferred orientation c-axes of quartz show asymmetric type-1 crossed girdles that demonstrate a non-coaxial deformation under plane strain conditions. Based on the opening angles of quartz c-axis fabric skeletons, deformation temperatures vary from 425±50 °C

to  $540\pm50$  °C, indicating amphibolite facies conditions. Results also show plane strain deformation with  $R_{XZ}$  value of the XZ-plane between 2.4 to 3. The estimated mean kinematic vorticity evaluated from quartz c-axis of the quartzo-feldspathic mylonites ( $W_m = 0.55\pm0.06$ ) indicates the degree of noncoaxiality during mylonite exhumation. This indicates that the quartzo-feldspathic mylonites was formed by a combination of 62% pureshear and 38% simple-shear during oblique convergence. The estimated angle  $\theta$  between the maximum instantaneous strain axis (ISA<sub>1</sub>) and the transpressional zone boundary is 17°.

Keywords : (Mean kinematic vorticity, Lattice preferred orientation, Transpressional zone)

مقدمه :

زونهای برشی ترافشارشی سیمای دگرشکلی رایجی در بسیاری از ساختارهای تکتونیکی میباشند که در مرز ورقههای همگرای مورب، با مقادیر مهمی از واتنش همراه هستند. در طول همگرایی مورب، ورقه های لیتوسفری تحت





کوتاه شدگی و دگر شکلی ترافشار شی قرار می گیرند که کمربندهای کوهزایی وسیعی را ایجاد می کنند (Teyssier, 1994). ترافشارش مایل توسط (Jones et al. (2004) به عنوان دگر شکلی بر شی شیب لغز و فشار شی ناهم محور در شرایط واتنش غیر صفحه ای تعریف شده است. با استفاده از زاویه همگرایی می توان ترافشارش را به دو بخش بر ش محض و بر ش محض و بر ش ماده عنی ماده تقسیم نمود (Sossen and Tikoff, 1993). بخش بندی جنبشی مولفه های واتنش بر محض و بر ش محض و بر ش محض و بر ش محض و بر ش ماده تقسیم نمود (Sossen and Tikoff, 1993). بخش بندی جنبشی مولفه های واتنش بر محض و بر ش محض و بر ش محض و بر ش ماده تقسیم نمود (Sossen and Tikoff, 1993). بخش بندی جنبشی مولفه های واتنش بر محض و بر ش محض و بر ش محض و بر ش ماده نقش مهمی در شناخت سیستم های ترافشار ش بازی می کند (Fossen and Tikoff, 1994; Jones and Tanner) با در شاده تقش مهمی در شناخت سیستم های ترافشار ش بازی می کند (Fossen and Teyssier, 1994; Jones and Tanner) محض و بر ش ماده نقش مهمی در شناخت سیستم های ترافشار ش بازی می کند (Fossen and Teyssier, 1994; Jones and Tanner) محض و بر ش محض و بر ش محض و بر ش مهمی در شناخت سیستم های ترافشار سی می اید می در شناخت سیستم های ترافشار می می بادی (Sossen, 2007; Sarkarinejad and Azizi, 2008; Sarkarinejad, Faghih and Grasemann, 2008; Sarkarine, 2014 ) معورهای ی کوار تز و عدد تاوایی جنبشی در مطالعات هندسی و گونه امن و خرد قاره ایران شکل گرفته است. آنالیز جهت یافتگی ترجیهی شبکه (LPO) محورهای ی کوار تز و عدد تاوایی جنبشی در مطالعات هندسی و و تربشی نهایی، آنالیز عدد تاوایی جنبشی و دمای دگر شکلی در میلونیت های کوار تز – فلدسپاری ناحیه دورود ازنا در واتنش نهایی، آنالیز عدد تاوایی جنبشی و دمای دگر شکلی در میلونیت های کوار تز – فلدسپاری ناحیه محور های دوره می در واتن می محض و در از می ترافشار نوعه در و خرد قاره ایران شکل می تونی می تونان در زونهای بر می در میلونیت های کوار تز – فلدسپاری ناحیه دورو می در فرای در می ترمی در می ناحی محورهای ی کوار تر و خرد قاره ی ترونه در می تونان می ترویه می ترمی در می تولا می ترمی در می تولا در تونه در می ترمی در می تولا می تروی در ترمی می تولا می می تولا می ترمی می ترمی در می ترو در ترمی می تولا می ترم درم می تولا می ترم می ترم درمان می ت

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

## **\$\$\$\$\$**

#### روش تحقيق:

کوهزایی زاگراس حاصل برخورد بین قاره آفرو-عربی و خرد قاره ایران در کرتاسه میباشد (Alavi, 1994). این کمربند با نوخ همگرایی زاگراس حاصل برخورد بین قاره آفرو-عربی و خرد قاره ایران در کرتاسه میباشد (Vernan et al. 2004) N8<sup>0</sup> ± 004 (Segal et al. 2004; Negard et al. 2004; Talebian and Jackson, 2004; Tatar et al. 2004; Vernant et al. 2004; (2004; 1 alebian and Jackson, 2004; Tatar et al. 2004; Vernant et al. 2004; (2004; 2004; Tatar et al. 2004; Vernant et al. 2004; (2004; 2004; 2005). کمربند کوهزایی زاگرس از جنوبغرب به شمال شرق به چندین زون ساختاری تقسیم (Authemayou et al. 2004; Talebian and Jackson, 2004; Tatar et al. 2004; Vernant et al. 2005). کمربند چین خورده پیش بوم زاگرس (Authemayou et al. 2005). کمربند چین خورده پیش بوم زاگرس، کمربند چین و راندگی پیش بوم زاگرس (Authemayou et al. 2005). کمربند چین و راندگی پس بوم زاگرس می می شود: کمربند چین خورده پیش بوم زاگرس، کمربند چین و راندگی پیش بوم زاگرس (Authemayou et al. 2005). کمربند چین و راندگی پس بوم زاگرس می می شود: کمربند چین و راندگی پس بوم زاگرس می می شود: کمربند چین و راندگی پس بوم زاگرس (Authemayou et al. 2005). کمربند چین و راندگی پس بوم زاگرس می می می می می می در زاگرس (Sarkarinejad, 2005). کمربند چین و راندگی پس بوم زاگرس می می می در ایندگی پس بوم زاگرس (Stöcklin, 1968). کمربند چین و دما بالا – فشار پایین سندج- سیرجان (Stöcklin, 1993). منطقه مورد مطالعه در کمربند چین و راندگی پس بوم زاگرس می می می در می در ترکونی فشار بالا – دما پایین و دما بالا – فشار پایین سندج- راندگی پس بوم زاگرس (Stöcklin, 1968). در شمال شرق استان فرار گرفته است (شکل ۱). با توجه به راندگی پس بوم زاگرس، بین شهرهای دورود و ازنا و در شمال شرق استان فرار گرفته است (شکل ۲). سنگهای دگرگونی شامل نولستان قرار گرفته است (شکل ۲). با توجه به صورت گرفته توسط داده های صحرایی برداشت شده نقشه زمین شناسی تر میم گردید (شکل ۲). سنگهای دگرگونی شامل صورت گرفته تو موا داده های صحرایی برداشت شده نقشه زمین شناسی تر سیم گردید (شکل). سنگهای دگرگونی شامل سنگه، کنگولومرای قاعده ای و رادیولاریتها می باشند.



شکل ۱. بخش های ساختاری کمربند کوهزایی زاگرس در غرب ایران(Sarkarinejad and Ghanbarian, 2014). مستطیل سیاه رنگ ناحیه مورد مطالعه را در کمربند چین و راندگی پس بوم زاگرس نشان می دهد.

# **تعیین واتنش نهایی با استفاده از روش R**f/*\alphi*

روش *P*(*P* تکنیکی بسیار قوی برای محاسبه ترسیمی واتنش نهایی فابریکهای بیضوی شکل دگرشکل شده است (Ramsay, 1967; Dunnet, 1969). در این روش با استفاده از ارتباط ریاضی بین جهت یافتگی و بیضویت اجسام بیضوی و دایره شکل دگرشکل شده برای محاسبه دو بعدی بزرگا و جهت یافتگی بیضی حاصل از واتنش نهایی استفاده می شود (R<sub>f</sub>) دایره شکل دگرشکل شده برای محاسبه دو بعدی بزرگا و جهت یافتگی بیضی حاصل از واتنش نهایی استفاده می شود (R<sub>f</sub>) دایره شکل دگرشکل شده برای محاسبه دو بعدی بزرگا و جهت یافتگی بیضی حاصل از واتنش نهایی استفاده می شود (R<sub>f</sub>) در شکل دگرشکل شده برای محاسبه دو بعدی بزرگا و جهت یافتگی بیضی حاصل از واتنش نهایی استفاده می شود محورهای بزرگ و کوچک بیضی، در مقابل زاویه بین محور بزرگ بیضی و اثر فولیاسیون در مقاطع میکروسکپی جهت یافته پورفیرو کلاستهای فلدسپار بر روی نمودار ترسیم شدند. فراوانی پورفیرو کلاستهای فلدسپار دگر شکل شده در میلونیت کوارتز – فلدسپاری ابزار مناسبی برای تخمین واتنش نهایی با استفاده از روش (Inst فرض بر این است کلاستها اجسام دگر شکل شده همگن می باشند و بیضوی ها غیرفعال هستند. حدود ۸۰ دانه فلدسپار در نمونه های دستی سنگ، از FM-T تا 10 -FM و در مقطع XZ (موازی با خطواره کشیدگی و عمود بر فولیاسیون) اندازه گیری شدند. مکان برداشت نمونههای سنگ و مقدار <sub>ع</sub>R بدست آمده از آنها در شکل و جدول ۱ نشان داده شده است.

## فابریک های محور c کوارتز

دگرشکلی درون کریستالی کوارتز موجب تشکیل جهت گیری ترجیهی شبکه در محور c می شود که متاثر از شرایط دگرشکلی و هندسه آن می باشد(Passchier and Trouw, 2005). محورهای c کوارتز در ۱۰ نمونه جهت یافته میلونیتهای کوارتز – فلدسپاری، توسط میکروسکپ مجهز به یونیورسال استیج ۵ محوره اندازه گیری شده اند(شکل ۴). موقعیت مکانی نمونههای میلونیتی مطالعه شده در شکل ۲ نشان داده شده اند.





۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم





شکل ۲. نقشه زمین شناسی منطقه دورود-ازنا



فابریکهای محور c ، عدم تقارن درونی و بیرونی نشان میدهند(Law, 1990) که نشان دهنده یک برش ناهم محور -top-to the-SE میباشند. کمربند متقاطع حاصل از این محورها یک عدم تقارن با زاویه (ψ) ۶۰ تا ۷۰ درجه نسبت به چارچوب مرجع (فولیاسیون) نشان میدهند (شکل ۴). فابریک محورهای c کواتز عدم تقارن بیرونی ( C1 و C2) و درونی ( س و س) را نشان میدهند (Law, 1990) که بیانگر دگر شکلی پیشرونده ناهم محور میباشد. با توجه به کنتور دیاگرام بدست آمده از این محورها، الگوی نامتقارن کمربند متقاطع نوع I آشکار شده است که دگر شکلی ناهم محور در استرین صفحه ای را تایید می کند (Law, 1990).

محاسبه عدد تاوایی جنبشی (kinematic vorticity number)

عدد تاوایی جنبشی (W<sub>k</sub>) یک عدد بدون بعد است که نسبت چرخش داخلی و کشش یک نقطه در فضا را در یک لحظه از زمان نشان می دهد (Fossen, 2010). W<sub>k</sub> پارامتری وابسته به میزان نسبی دگرشکلیهای برش محض (W<sub>k</sub>=0) و برش ساده (W<sub>k</sub>=1) می باشد. تغییرات W<sub>k</sub> در حد واسط این دو نوع دگرشکلی برش عمومی نامیده می شود (General shear) (General shear) می باشد. تغییرات W<sub>k</sub> در حد واسط این دو نوع دگرشکلی برش عمومی نامیده می شود (General shear) (apophyses) و محورهای کششی لحظه ای (ISA) (ISA) (ISA) و خطوط چرخش با چرخش لحظه صفر (Ister and Williams, 1979) و الیس (۱۹۹۹) عنوان کرد، اگر نرخ واتنش نهایی (R<sub>XZ</sub>) و زاویه (β) بین فولیاسیون و خط عمود بر اسکلت فابریک محور c (Ister and Williams, 1979) محاسبه شود، W<sub>k</sub> می تواند تخمین زده شود. در آنالیز تاوایی فرض بر این است بردار تاوایی بر بزرگترین و کوچکترین محورهای



شکل ۵. ترسیم استریونت های فابریک های محور c کوارتز در میلونیت های کوارتز – فلدسپاری(نمونه های دستی FM-1 تا FM-1). در همه این استریونت ها فولیاسیون (S) قائم و خطواره کششی (L) افقی است. N تعداد دانه های اندازه گیری شده در هر نمونه را نشان می دهد. Cl و C2 عدم تقارن بیرونی و w و w عدم تقارن درونی فابریک را نشان میدهند (Law, 1990)

جدول ۱. مشخصات فابریک های محور جدول ۱. مشخصات فابریک های محور C کوارتز، واتنش و عدد تاوایی جنبشی در نمونه های دستی

نمونه ها	يوار تز	حور c آ	بريك م	تقارن فا	واتنش نهایی	عدد تاوایی		
	C <sub>1</sub>	<b>C</b> <sub>2</sub>	ω1	$\omega_2$	ψ	β	R <sub>xz</sub>	$\mathbf{W}_{\mathbf{k}}$
<b>FM-1</b>	50	5	75	25	81	9	2.7	0.53
<b>FM-2</b>	30	26	31	78	79	11	2.6	0.61
<b>FM-3</b>	42	4	68	27	81	9	2.8	0.54
FM-4	61	8	83	14	81	9	3	0.56
FM-5	51	3	79	21	82	8	2.95	0.5
FM-6	46	7	72	26	82	8	2.7	0.47
<b>FM-7</b>	46	7	68	35	81	9	2.7	0.59
FM-8	50	5	67	32	80	10	2.8	0.59
FM-9	56	2	80	22	82	8	2.5	0.46
FM-10	58	8	81	18	77	13	2.4	0.67

گرچه در سیستمهای طبیعی ممکن است، جریان تاوایی به مکان و زمان وابسته نباشد (W<sub>k</sub>). در جریان حالت پایدار، واتنش لحظه ای (Fossen and Tikoff, 1993) برابر با واتنش نهایی در نظر گرفته میشود (W<sub>m</sub>) (Law et al. 2004). به طور تقریبی، واتنش صفحه ای بدست آمده از الگوی اسکلت فابریک محورهای c کوارتز(Law, 1990) را میتوان جهت آنالیز



دوبعدی تاوایی به کار برد (Tikoff and Fossen, 1995). در این یژوهش، W<sub>k</sub> با استفاده از رابطه زیر محاسبه شده است: (Wallis, 1992, 1995)

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

 $W_{k} = \sin\left\{\tan^{-1}\left[\frac{\sin({}^{\intercal}\beta)}{\left[(R_{XZ}+1)/(R_{XZ}-1)-\cos({}^{\intercal}\beta)\right]-\cos({}^{\intercal}\beta)}\right\} \times \frac{(R_{XZ}+1)}{(R_{XZ}-1)}$  (FM-10 If FM-1) = 0 aduly a constraint of (FM-10 for FM-1) = 0متو سط  $(W_m)$   $\gamma_{c}$  · ۵۵ ·  $\pm$  محاسبه شده است.

## 0000000

#### نتيجه گيري:

هدف از این پژوهش، مطالعه فرایندهای برخوردی و همگرایی در شرایط ترافشارش حاصل از همگرایی مورب بین خرد قاره ایران و صفحه آفرو- عربی می باشد. بخش بندی واتنش در میلونیتهای کوارتز -فلدسیاری، جابجاییهای شیب لغز و امتدادلغز را در سیستم راندگی داکتایل نشان میدهد. فابریکهای محور c کوارتز، کمربندهای نامتقارن و متقاطع نوع I را نشان میدهند که بیانگر دگرشکلی واتنش صفحهای ناهممحور میباشند. مقدار متوسط تاوایی جنبشی (Wm ) در ناحیه دورود- ازنا ۰٫۰۵ برست آمد که نشان دهنده دگر شکلی بر ش عمومی با ٪۶۲ مولفه بر ش محض و ٪۳۸ مولفه بر ش ساده می باشد. زاویه بین بزرگترین محور واتنش لحظه ای افقی و مرز صفحه تکتونیکی (۵۳°۹۳ ) نشان میدهد همگرایی صفحات، مورب می باشد. بر اساس زوایای بازشدگی کمربندهای متقاطع محور c کوارتز، دمای دگرشکلی از C۵۰° ±۵۴۰ °C۵۰ تغییر می کند که نشان دهنده شرایط رخساره آمفیبولیت است. 0000000

## منابع فارسي:

گودرزی، م.، ۱۳۸۹. "نقشه زمین شناسی ناحیه دورود. شرکت ملی نفت ایران، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰. سهندی، م، ر.، رادفر، ج.، محجل، م.، چایچی، ز.، حدادان، م.، ۱۳۸۵. "نقشه زمین شناسی ناحیه شازند"، سازمان زمین شناسی ایران، تهران، مقباس ١: ١٠٠٠٠٠.

#### 0000000

#### **References:**

Alavi, M., 1994. "Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations", Tectonophysics 229, p. 211-238.

Allen, M.B., Jackson, J., Walker, R., 2004. "Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and comparison of the short-term and long-term deformation rates", Tectonics 23 (2).

Authemayou, C., Bellier, O., Chardon, D., Malekzade, Z., Abbassi, M., 2005. "Role of Kazerun fault system in active deformation of the Zagros fold-and-thrust belt (Iran) ", Comptes Rendus de l' Academie des Sciences 337, p.53-545.
 Berberian, M., King, G.C.P., 1981. "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", Canadian Journal of Earth

Sciences 12, p.210-265.

Dunnet, D., 1969. "A technique of finite strain analysis using elliptical particles", Tectonophysics 7, p.117-136. Erslev, E. A. and Ge, H. 1990. "Least squares center-to-center and mean object ellipse fabric analysis", Journal of Structural Geology 8, p.1047–59. Fossen, H., Tikoff, B., 1993. "The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change,

and its application to transpression-transtension tectonics", Journal of Structural Geology 15, p.413-422.

Fossen, H. 2010. "Structural Geology", Cambridge: Cambridge University Press, 457 pp.
 Jones, R.R., Holdsworth, R.E., Cleggb, P., McCaffrey, K., and Tavarnelli, E., 2004. "Inclined transpression", Journal of Structural Geology 26, p.1531-1548.

Jones, R., Tanner, G.P.W., 1995. "Strain partitioning in transpression zones", Journal of Structural Geology 17, p.793-802. Law, R.D., 1990. "Crystallographic fabrics: a selective review of their applications to research in structural geology", Geological Society, London 54, p.335-352.

Law, R.D., Searle, M.P., Simpson, R.L.O., 2004. "Strain, deformation temperatures and vorticity of flow at the top of the Greater Himalayan slab, Everest Massif, Tibet", Geological Society, London 161, 305-320.

Law, R.D., 2010. "Moine Thrust zone mylonites at the Stack of Glencoul: II-results of vorticity analyses and their tectonic significance", Geological Society, London, Special Publications 335, p.579-602. Lisle, R.J., 1985. "Geological Strain Analysis: A Manual for the Rf/φ Method". Pergamon Press, New York, p. 99.


۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم





- Lister, G.S., Williams, P.F., 1979. "Fabric development in shear zones: theoretical controls and observed phenomena", Journal of Structural Geology 1, p.283-298.
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L., 2000. "Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran", Journal of Structural Geology 22, p.1125-1139.
- Passchier, C.W., Urai, J.L., 1988. "Vorticity and strain analysis using Mohr diagrams", Journal of Structural Geology 10, p.755-763.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. "Microtectonics", Springer, Berlin, 366 pp. Ramsay, J.G., 1967. "Folding and Fracturing of Rocks", McGraw Hill, New York, 568 pp.
- Ramsay, J.G. and Huber, M.I. 1983. "The Techniques of Modern Structural Geology", Volume 1: Strain Analysis. Academic Press, London, 307 pp.
- Regard, V., Bellier, O., Thomas, J.C., Abbassi, M., Mercier, J., Shabanian, E., Feghhi, K., Soleymani, S., 2004. "Accommodation of Arabia-Eurasia convergence in the Zagros-Makran transfer zone, SE Iran: a transition between collision and subduction through a young deforming system", Tectonics 23, p.1-24.
- Sarkarinejad, K., 1999. "Tectonic finite strain analysis: using Ghouri deformed conglomerate, Neyriz area, southwestern Iran", Iranian Journal of Science and Technology 23, p.351-363.
- Sarkarinejad, K., 2005. "Structures and microstructures related to steady-state mantle flow in the Neyriz ophiolite, Iran", Journal of Asian Earth Sciences 25, p.859-881.
- Sarkarinejad, K., 2007. "Quantitative finite strain and kinematic flow analyses along the Zagros transpression zone, Iran", Tectonophysics 442, p.49-65.
- Sarkarinejad, K., Azizi, A., 2008. "Slip partitioning and inclined dextral transpression along the Zagros Thrust System, Iran", Journal of Structural Geology 30, p.116-136.
- Sarkarinejad, K., Faghih, A., Grasemann, B., 2008. "Transpressional deformations within the Sanandaj-Sirjan Metamorphic Belt (Zagros Mountains, Iran) ", Journal of Structural Geology 30, p.818-826. Sarkarinejad, K., Ghanbarian, M.A., 2014. "The Zagros hinterland fold-and-thrust belt in-sequence thrusting, Iran", Journal
- of Asian Earth Sciences 85, p.66-79.
- Sarkarinejad, K., Partabian, A., Faghih, A., Kusky, T.M., 2012. "Usage of strain and vorticity analyses to interpret large-scale fold mechanisms along the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, SW Iran", Geological Journal 47, p.99-110.
- Stocklin, J., 1968. "Structural history and tectonics of Iran: A review", Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists 52, p.1229-1258.
- Talebian, M., Jackson, J., 2004. "A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran", Geophysical Journal International 156, p.506-526. Tatar, M., Hatzfeld, D., Ghafory-Ashtiyani, M., 2004. "Tectonics of the Central Zagros (Iran) deduced from
- microearthquake seismicity", Geophysical Journal International 156, p.255-266. Tikoff, B., Fossen, H., 1995. "The limitations of three-dimensional kinematic vorticity analysis", Journal of Structural Geology 17, p.1771-1784.
- Tikoff, B., Teyssier, C., 1994. "Strain modelling of displacement-field partitioning in transpressional orogens", Journal of Structural Geology 16, p.1575-1588.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Haztfeld, D., Abassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiany, A., Bayer, R., Tavakoli, F., Chéry, J., 2004. "Contemporary crustal deformation and plate kinematics in Middle East constrained by GPS measurement in Iran and northern Oman", Geophysical Journal International 157, p.381-398.
- Wallis, S.R., 1992. "Vorticity analysis in a metachert from the Sanbagawa Belt, SW Japan", Journal of Structural Geology 14, p.271-280.
- Wallis, S.R., 1995. "Vorticity analysis and recognition of ductile extension in the Sambagawa belt, SW Japan", Journal of Structural Geology 17, p.1077-1093.





۲۳ و ۲۵ آیان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

### چکیدہ :

قطعه گسلی بازرگان به عنوان مرز ساختاری بلوک طبس و یکی از گسل های اصلی در ۱۵ کیلومتری شمال شرق کرمان با راستای خم دار شمال غرب جنوب شرق و طول تقریبی ۲۱ کیلومتر از شمال شرق روستای هوتک آغاز و تا غرب روستای ده شاه ادامه دارد. شواهد ساختاری نشان میدهد که این منطقه چندین فاز دگرشکلی را تجربه کرده است. فاز اول، چین خوردگی ها در واحد های پالئوزوییک و مزوزوییک میباشند. هندسه ی چین ها در واحد های پالئوزوییک بیشتر با سطح محوری پر شیب با محورها ی به صورت ملایم پلانژدار تا سطح محوری با شیب متوسط و محور با پلانژه ملایم و چین ها در واحد های مزوزوزییک از الگوی متنوعی از چین های قائم با محور افقی تا چین های قائم با محور های با پلانژ ملایم مشاهده میشوند. فاز دوم، ۳ ورقه ی اصلی راندگی ۲۱ ، ۲2 و ۲3 با روند غالب شمال غرب جنوب شرق شمال غربی جنوب شرقی و به عنوان گسل های امتدادلغز با ساز و کار راست گرد و چپ گرد با روند غالب شرقی غربی، شمال غربی جنوب شرقی و به عنوان گسل های امتدادلغز با ساز و کار راست گرد و چپ گرد با روند غالب شرقی غربی، استفاده از مثلث واتنشی ار تباط هر یک از فاز های دگرشکلی و ساختار های مرتبط با مولو غربی میباشند. با و امتدادلغز شناسایی که مولفه انقباضی منجر به تشکیل چین خوردگی ها، شیب لغز منجر به راندگی ها و مولف ی استار دی از میناد. با مراد و شرقی و به عنوان گسل های در شیب با مولفه ی امتدادلغزی غالب در منطقه محسوب میشوند. فاز آخر، شمال غربی جنوب شرقی و به عنوان گسل های دگر شکلی و ساختار های مرتبط با مولفه های سه گانه انقباضی، شیب لغز و امتدادلغز شناسایی که مولفه انقباضی منجر به تشکیل چین خوردگی ها، شیب لغز منجر به راندگی ها و مولفه ی امتدادلغزی گسل های امتدادلغز در منطقه ی بازرگان را توسعه داده است. تحلیل ساختاری نشان می دهری که دگر شکلی در منطقه بازرگان تحت الگوی ترافشارش مایل راست گرد توسعه یافته است.

#### 

### Deformation caused by inclined dextral transpression in the Bazargan area, Tabas Block, N Kerman

#### Abstract:

Bazargan fault is known as Structural southern border of Tabas block and it is considered to be one of Kerman region's major faults which is 15 Km away from NE of Kerman city. Bazargan fault is approximately 21 Km with NW-SE strike which starts from NE of Hootk village and ends in west of Deh shah village. Structural evidence declare that in this area multi deformation phases have taken place. First phase of deformation in study area are folds in Paleozoic and Mesozoic units. Fold geometry of Paleozoic units are steeply moderately



plunging to moderately incline plunging and in Mesozoic units are mainly upright horizontal to upright moderately plunging. Second phase of deformation are thrusts. Three major thrusts sheets were recognized in the area,  $T_1$ ,  $T_2$  and  $T_3$  with dominant NW-SE strike. Third deformation phase are strike slip faults. Strike slip faults are widely distributed in the area with right and left lateral mechanism. Their dominant strike is EW and NW-SE. Strike slip faults show high dip but their strike slip component is very dominant in the area. Last phase are Normal faults. They show variety in their strikes, EW, NW-SE and NE-SW. In this study, by using Strain Triangle, the deformation phases relation and related structures with three contraction, dip slip and strike slip components were recognized. Contraction component has caused folds in the area. Dip slip components has led to thrusts and strike slip components has formed strike slip faults of the study area. Strain analysis has come to the conclusion that Bazargan area is deformed by right lateral inclined transpression model.

Keywords: Inclined transpression, Bazargan Fault, Tabas block, SE Iran

### **\$\$\$\$\$**

#### مقدمه:

ترافشارش نوعی از ترکیب همزمان برش امتدادلغز محض و کوتاه شدگی عمود بر زون برشی میباشد. ترافشارش به عنوان یک الگوی مهم در نواحی با همگرایی مورب معرفی شده است . در مقیاس ناحیه ای ترافشارش در طول مرز صفحات اتفاق میافتد و در مقیاس محلی ترافشارش در خمش های انقباضی در زون گسل های امتدادلغز دیده میشود. در نواحی موثر از ترافشارش ساختار هایی مثل گلواره های مثبت، خط وارگی کانی ها، چین خوردگی ها ، برگ وارگی، استیلولیت و گسلش معکوس از ساختار های عمده هستند که مشاهده میشود ها وارگی کانی ها، چین خوردگی ها ، برگ وارگی، استیلولیت Marchini, 1984; Fossen & Tikoff, 1993; Tikoff & Fossen, 1993; Schumann et al, 2003; Mukherjee, 2007; (Mukherjee & Koyi, 2009; Mukherjee, 2011 a, b, 2012 a, b & 2014 b, c;

### روش تحقيق:

در ابتدا عکس های هوایی منطقه ی بازرگان در مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ مورد مطالعه قرار گرفته اند، با تهیه ی نقشه ی پایه، شناسایی گسل های اصلی و اکثر گسل های فرعی منطقه، روند ساختاری اصلی به همراه مورفولوژی منطقه و همچنین با استفاده از تصاویر ماهواره ای نظیر گوگل ارت و لندست به انجام رسیده است. مسیر های دسترسی به منطقه و ساختار های اصلی که حائز اهمیت بوده است، شناسایی و انتخاب گردید. در بازدیدهای صحرایی انجام شده اطلاعات ساختاری لازم مربوط به گسل های اصلی و فرعی و همچنین داده های مرتبط با چین خوردگی جمع آوری شده است. با تلفیق داده های صحرایی و اطلاعات بدست آمده از مطالعه عکس های هوایی و تصاویر ماهواره ای نقشه زمین شناسی و نقشه ساختاری منطقه در مقیاس ۲۰۰، ۱۰:۱۰ تهیه شده است سپس با استفاده از نرم افزار های مرتبط با تحلیل ساختاری، نظیر نرم افزار منطقه در مقیاس ۲۰۰، ۱۰:۱۰ تهیه شده است سپس با استفاده از نرم افزار های مرتبط با تحلیل ساختاری، نظیر نرم افزار منطقه در مقیاس ۲۰۰، ۱۰:۱۰ تهیه شده است سپس با استفاده از نرم افزار های مرتبط با تحلیل ساختاری، نظیر نرم افزار منطقه در مقیاس ۲۰۰، ۱۰:۱۰ تهیه شده است میس با استفاده از نرم افزار مای مرتبط با تحلیل ساختاری، نظیر نرم افزار منطقه در مقیاس ۲۰۰، ۱۰:۱۰ تهیه شده است می می می استفاده از نرم افزار های مرتبط با تحلیل ساختاری، نظیر نرم افزار GIS و داده های رقومی ارتفاعی ، برش عرضی در چهار مسیر تهیه و در نهایت با تلفیق همه اطلاعات مدل ساختاری دنور، سازند لالون، سازند پادها، سازند بورام، سازند سردر ۱ و سردر ۲، سازند جمال، سرخ شیل، سازند شتری، سازند سریک ، سازند نایند، سازند شمشک، سازند بادامو، سازند هجدک، سازند بیدو، رخنمون های کرتاسه، کنگلومرای



کرمان به همراه ردیف سیمک و در انتها ، رسوبات کواترنری در مرز جنوبی و شمال غربی منطقه در حد کوه و دشت دیده می شوند دارند (سازمان زمین شناسی، ۱۳۵۱، ۱۳۷۴، ۱۳۷۶ و ۱۳۷۸). در شکل ۱ نقشه زمین شناسی و راهنمای نقشه ارائه شده است.



شکل ۱- نقشه ی زمین شناسی و ساختاری منطقه مورد مطالعه

**\$\$\$\$** 

### نتیجه گیری:

برداشت های ساختاری به همراه تحلیل های سینماتیکی از ساختار ها نشان میدهد که دگرشکلی در منطقه بازرگان طی چهار فاز تکامل یافته است. در فاز اول دگرشکلی چین خوردگی اتفاق افتاده است. با بررسی عکس های هوایی و برداشت های صحرایی رخنمون چین خوردگی ها در چهار محدوده شامل یک محدوده در واحد های پالئوزوئیک (چین خوردگی محدوده هوتک) و سه محدوده در واحد های مزوزوئیک (چین خوردگی در محدوده های سرآسیاب ، بازرگان و ده شاه) شناسایی شده است. در شمال روستای هوتک چین خوردگی ها به صورت تاقدیس ها و ناودیس هایی در واحد های پالئوزوییک مشاهده میشوند (شکل ۲). تحلیل شبکه های استریوگرافیک مربوط به داده های برداشت شده از چین خوردگی ها در واحد های پالئوزوییک نشان میدهد که هندسه ی چین ها در این واحد ها بیشتر به صورت چین های با



سطح محوری پر شیب با محورها ی به صورت ملایم پلانژدار تا سطح محوری با شیب متوسط و محور با پلانژ ملایم (Twiss & Moores, 2007) می باشند (Steeply moderately plunging to moderately incline plunging) (شکل ۲). چین خوردگی در واحد های مزوزوئیک مربوط به سازند های بادامو، هجدک و بیدوییه به صورت توالی هایی از تاقدیس ها و ناودیس ها رخ داده است. با توجه به فرسایش یذیری شدید واحد های سنگی در سازند های فوق الذکر رخنمون کاملی از این توالی چین خوردگی قابل برداشت مشاهده نمی شود و تنها در ۳ نقطه تاقدیس ها با رخنمون کامل شناسایی و برداشت شده است. در این مطالعه این چین ها با اسامی تاقدیس سر آسیاب، تاقدیس بازرگان و تاقدیس ده شاه به ترتیب معرفی شده اند (شکل ۳). بررسی داده های برداشت شده از لایه های چین خورده در این ۳ تاقدیس نشان میدهد که هندسه ی چین خوردگی از تنوع برخوردار است بدین گونه که چین ها در این واحد ها از الگوی متنوعی از چین های قائم با محور افقی تا چین های قائم با محور های با پلانژ ملایم (upright horizontal to upright moderately plunging) را نشان میدهند (شکل ۳). در منطقه ی مورد مطالعه، فاز دوم دگرشکلی به صورت گسل های راندگی عمل کرده است. برداشت های صحرایی و مطالعه عکس های هوایی و تصاویر ماهواره ایی توسعه ی راندگی ها را در سرتاسر منطقه مشخص کرده است. راندگی ها به صورت یک توالی، شامل ۳ ورقه (۲۱، T<sub>2</sub> و T<sub>3</sub>) شناسایی و معرفی شده اند. روند غالب راندگی ها به صورت شمال غرب- جنوب شرق و جهت شيب راندگی ها به سمت شمال شرق می باشد (شکل ۱). راندگی ها از الگوی پیچیده ای بر خوردار می باشند. راندگی T<sub>1</sub> (راندگی بازرگان) حد کوه و دشت را نشان می دهد. در شمال روستای هو تک در نتیجه ی عملکرد راندگی بازرگان بخش هایی از واحد های ژوراسیک در مقابل رسوبات کوارترنری قرار گرفته اند (شکل ۱). در شمال روستای سر آسیاب و به سمت شرق، واحد های ژوراسیک بر روی آهک های کرتاسه رانده شده اند. در برش عرضي برداشت شده از اين نقطه مشاهده مي شود كه شاخه اي از راندگي بازرگان آهك هاي كرتاسه را نيز دچار جابه جایی و بریدگی کرده است (شکل ۴- الف و ب). در جنوب تاقدیس بازرگان در نتیجه ی عملکرد راندگی T<sub>1</sub> لایه هایی از جنس شیل و ماسه سنگ دگر شکلی شدید نشان میدهند. در این رخنمون، تغییر شکل واحد های شیل به صورت توسعه ی ساختار های پشته ای <sup>۵۰</sup> و در واحد های ماسه سنگی با توسعه ی برگ وارگی<sup>۵۱</sup> شدید رخ داد است (شکل ۴پ). يال شمالي تاقديس بازرگان نيز توسط راندگي T<sub>2</sub> بريده و جا به جا شده است (شكل ۵– الف، ب و پ). در يال شمالي تاقدیس بازرگان توسعه راندگی های برگشتی<sup>۵۲</sup> مشاهده میشود (شکل ۵ ت). در شمال شرق سرآسیاب یال جنوبی تاقديس سر آسياب در نتيجه ي عملكر د راندگي T<sub>2</sub> دچار بريدگي و جابه جايي شده است (شكل ۵ ج). عملكر د راندگي T<sub>2</sub> در سمت شرق و جنوب شرقی منطقه با تکرار واحد های مربوط به سازند های ژوراسیک و بریده شدن یال شمالی تاقدیس ده شاه دیده میشود (شکل ۳ ج). در شمال شرقی روستای هوتک و در شمال غربی سرآسیاب راندگی T<sub>3</sub> باعث رانده

۲۳ و ۲۵ آیان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

<sup>50</sup> Horse <sup>51</sup> Foliation <sup>52</sup> Back Thrust



شدن واحد های پالئوزوییک بر روی واحد های پرکامبرین (سری دزو) و بخشی از واحد های مزوزوییک شده است (شکل ۶ الف). در بخش مرکزی و به سمت شرق منطقه ی مورد مطالعه توالی راندگی ها باعث تکرار در واحد های مربوط به سازند های هجدک و بیدوییه شده است. در مقیاس رخنمون توسعه ی راندگی T3 با تشکیل ساختار های پشته ای در واحد های سنگ شناسی سخت از سازند های هجدک و بیدوییه قابل مشاهده است (۶ ب و پ). جابه جایی راست گرد یال شمالی تاقدیس ده شاه در پایانه ی شرقی راندگی T3 قابل مشاهده میباشد (۳ ج). برداشت های صحرایی نشان داده است که یال تاقدیس های سر آسیاب، بازرگان و ده شاه در نتیجه ی توسعه ی راندگی ها بریده شده است که می توان بر است که یال تاقدیس های سر آسیاب، بازرگان و ده شاه در نتیجه ی توسعه ی راندگی ها بریده شده است که می توان بر است که یال تاقدیس های سر آسیاب، بازرگان و ده شاه در نتیجه ی توسعه ی راندگی ها بریده شده است که می توان بر است که ایالی تاقدیس های سر آسیاب، بازرگان و ده شاه در نتیجه ی توسعه ی راندگی ها بریده شده است که می توان بر است که یال تاقدیس های سر آسیاب، بازرگان و ده شاه در نتیجه ی توسعه ی راندگی ها بریده شده است که می توان بر همین اساس نتیجه گرفت که راندگی ها به عنوان یک فاز دگر شکلی بعد از چین خوردگی ها توسعه یافته اند (ابراهیمی،

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



دالنككوبيام نوراستان قم



شکل۲–الف- تصویر ماهواره ای، ب و پ-شبکه های استریوگرافیک از تاقدیس ها و ناودیس ها در واحد های پالئوزوییک در شمال روستای هوتک را نشان میدهد (ابراهیمی، ۱۳۹۷)

### **~~~~~**

فاز سوم دگر شکلی در منطقه شامل گسل های امتدادلغز میشود. با توجه به فرسایش پذیری شدید واحد های ژوراسیک، توسعه ی این فاز از گسلش به صورت گسترده در این واحد ها قابل مشاهده و برداشت نمیباشد بدین لحاظ اطلاعات مورد نیاز از گسل های امتدادلغز بیشتر از رخنمون های پالئوزوییک در شمال روستای هوتک قابل جمع آوری بوده است. روند غالب گسل های امتدادلغز در منطقه به صورت شرقی– غربی تا شمال غرب– جنوب شرق میباشند. تغییرات میزان شیب و میزان زاویه ی ریک در گسل های امتدادلغز راست گرد به ترتیب ۷۲ درجه و ۳۲ درجه و تغییرات میزان شیب و



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



ریک در گسل های امتدادلغز چپ گرد به ترتیب ۷۷ درجه و ۲۱ درجه می باشند. این مقادیر نشان میدهند که این گسل ها در کلاس گسل های پرشیب با مولفه ی امتدادلغزی غالب میباشند (شکل ۷) (ابراهیمی، ۱۳۹۷).







شکل ۶- الف- راندگی T3 را نشان میدهد ب و پ و ت- تشکیل ساختار های پشته ای در سازند های هجدک و بیدو را نشان میدهد (ابراهیمی، ۱۳۹۷) شکل ۵-الف، ب و پ - بریده شدن یال تاقدیس - بازرگان توسط راندگی T2 ت- توسعه ی راندگی ی برگشتی در یال شمالی تاقدیس بازرگان ج - یال جنوبی تاقدیس سر آسیاب توسط راندگی T2 بریده شده است (ابراهیمی، ۱۳۹۷)

شکل ۴- الف و ب- شاخه های از راندگی T1که آهک های کرتاسه را بریده است پ-توسعه ی ساختار های پشته ای و برگ وارگی در اثر عملکرد T1 (ابراهیمی، ۱۳۹۷)



شکل ۷- تعیین وضعیت گسل های امتدادلغز بر اساس میانگین شیب و میانگین زاویه ی ریک (Fossen, 2010) الف-جایگاه گسل های امتدادلغز راست گرد ب-جایگاه گسل های امتدادلغز چپ گرد را نشان میدهد بررسی شواهد سینماتیک نشان میدهند که این گسل ها دارای مولفه های جابهجایی چپ گرد و راست گرد می باشند (شکل های ۸ و ۹).فاز آخر دگر شکلی به صورت گسلش نرمال رخ داده است. روند این گسل ها به صورت متنوع از شرقی- غربی، شمال شرقی- جنوب غربی تا شمال غربی- جنوب شرقی تغییر می کند. متوسط شیب گسل های نرمال در منطقه ۶۷ درجه می باشد که جهت غالب شیب به سمت شمال و جنوب و متوسط میزان ریک آن ها ۸۸ درجه می باشد. با



توجه به فرسایش پذیری بخش بزرگی از رخنمون های سازند های مزوزوزئیک به خصوص در سازند های هجدک و بیدوییه، آثار عملکرد گسلش نرمال منحصرا در بخش های سنگ شناسی سخت در سازند های مزوزوئیک و رخنمون های سنگ شناسی پالئوزوییک قابل مشاهده و برداشت میباشند. رخنمون های متعددی از عملکرد گسلش نرمال در منطقه ی مورد مطالعه شناسایی و برداشت شده است (شکل ۱۰) (ابراهیمی، ۱۳۹۷).





شکل ۸ ⊣لف- شبکه ی استریو گرافیک گسل های امتدادلغز چپ گرد و ب تا خ- تعدادی از آثار گسل های امتدادلغز چپ گرد (ابراهیمی، ۱۳۹۷) **مقایسه ی دگرشکلی در منطقه بازرگان با الگوی دگرشکلی ترافشارش مایل** 

ترافشارش مایل، یک الگوی دگر شکلی در نتیجه ی ترکیب مولفه های انقباضی و موربلغز میباشد. برش موربلغز میتواند به مولفه های امتدادلغز و شیبلغز تجزیه شود. در مدل ترافشارش مایل تکامل ساختاری در هر دو حالت دگرشکلی شکنا و شکل پذیر اتفاق میافتد. توسعه ی این دگرشکلی ها ارتباط مستقیم با بخش بندی لغزش دارد Jones) (Jones . در این بخش ساختار های شناسایی شده در منطقه ی مورد مطالعه با حوضه های ساختاری معرفی شده در الگوی ترافشارش مایل، مقایسه و در نهایت با استفاده از مثلث واتنشی مرتبط با الگوی ترافشارش ارتباط هر یک از ساختار ها با مولفه های انقباضی، امتدادلغز و شیبلغز تعیین می گردد (ابراهیمی، ۱۳۹۷).

### الف- حوضه ي انقباضي (Contractional domain)

دگر شکلی های مرتبط با مولفه انقباضی با شکل گرفتن چین خوردگی ها در واحد های پالئوزوییک با الگوی هندسی با سطح محوری پر شیب با محورهای به صورت ملایم پلانژدار تا سطح محوری با شیب متوسط و محور با پلانژ ملایم (شکل ۲) و در واحد های مزوزوئیک (ژوراسیک) با الگوی هندسی چین های قائم با محور افقی تا چین های قائم با محور پلانژدار توسعه یافته است (شکل ۳) (ابراهیمی، ۱۳۹۷).

**ب– حوضه ی مورب لغز** (Oblique-slip (dip-slip + strike-slip) domain) راندگی بازرگان T<sub>1</sub>، به عنوان راندگی اصلی در منطقه ی مورد مطالعه حضور غالب مولفه ی شیب لغز را نشان می دهد



که تاثیر این مولفه با بریده شدن یال جنوبی تاقدیس هو تک قابل مشاهده میباشد. مطالعات صحرایی نشان دهنده ی این است که بریده شدن یال شمالی تاقدیس های سر آسیاب و بازرگان با حرکت شیب لغز راندگی T2 اتفاق افتاده است که نشان دهنده ی غالب بودن مولفه ی شیب لغز در بخش مرکزی منطقه ی مورد مطالعه میباشد. اما در پایانه ی شرقی راندگی T2 جابه جایی لایه بندی در یال شمالی تاقدیس ده شاه نشان دهنده جابه جایی مورب لغز در این راندگی میباشد، همچنین جابه جایی محسوس یال شمالی تاقدیس ده شاه توسط راندگی T3 و توسعه ی اریب های گسلی<sup>۳۵</sup> از راندگی مذکور همراهی مولفه ی امتدادلغز را در این راندگی نشان می دهد. عملکرد برش مورب لغز منجر به جابه جایی راست گرد در منطقه شده است که در شمال روستای سر آسیاب دیده می شود (شکل ۴، ۵و ۴) (ابراهیمی، ۱۳۹۷).

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



شکل ۱۰-الف-شبکه ی استریو گرافیک گسل های نرمال در منطقه ب، پ و ت-رخنمون ها یی از عملکرد گسلش نرمال در منطقه (ابراهیمی، ۱۳۹۷)

شکل ۹⊣لف- شبکه ی استریو گرافیک گسل های امتدادلغز راست گرد . ب تا چ- تصاویری از آثار گسل های امتدادلغز راست گرد (ابراهیمی، ۱۳۹۷)

دانتكاويام نوراستان قم

**پ- حوضه ی امتدادلغز** (Strike-slip domain) ادامه ی حرکت مولفه ی جابهجایی از نوع امتدادلغز باعث ایجاد یک دسته شکستگی های از نوع شکنا شده است. شکستگی های برشی همراه با جابهجایی امتدادلغز بیشتر در مطالعات صحرایی مشاهده شده است. جابهجایی اثرات لایه



بندی توسط گسل های برشی راست گرد و چپ گرد (شکل های ۸و ۹) و توسعه اریب های گسلی (شکل ۱) نشان میدهد که مولفه امتدادلغز بطور برجسته این منطقه را تحت تاثیر قرار داده است (ابراهیمی، ۱۳۹۷).





۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم





شکل ۵-۱۳- تصویر شماتیک از الگوی ترافشارش مایل منطقه ی بازرگان (ابراهیمی، ۱۳۹۷)

منابع فارسی :

ابراهیمی، ی.، ۱۳۹۷، " تحلیل ساختاری گسل بازرگان (شمال کرمان)" مقطع پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان.

سازمان زمین شناسی ایران، (۱۳۵۱)، نقشه ی زمین شناسی باغین، مقیاس .۱۰۱۰۰۰ سازمان زمین شناسی ایران، (۱۳۷۶)، نقشه ی زمین شناسی حرجند، مقیاس ۱۰۱۰۰۰۰ سازمان زمین شناسی ایران، (۱۳۷۴)، نقشه ی زمین شناسی زرند، مقیاس ۱۰۱۰۰۰۰ سازمان زمین شناسی ایران، (۱۳۷۸)، نقشه ی زمین شناسی کرمان، مقیاس

### **\$\$\$\$**

#### **References:**

Fossen, H., & Tikoff, B., 1993. "The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its application to transpression-transtension tectonics", Journal of Structural Geology, 15, 413-413.

Harland, W., B., 1971. "Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen", Geological magazine, 108(1), 27-41.

Jones, R., R., Holdsworth, R., E., Clegg, P., McCaffrey, K., & Tavarnelli, E., 2004. "Inclined transpression", Journal of Structural Geology, 26(8), 1531-1548.

Sanderson, D., J., & Marchini, W., R., D., 1984. "Transpression", Journal of structural Geology, 6(5), 449-458.

Mukherjee, S., & Koyi, H., A., 2009. "Flanking microstructures", Geological Magazine, 146(4), 517-526.

Mukherjee, S., 2007. "Geodynamics, deformation and mathematicalanalysis of metamorphic belts of the NW Himalaya", Unpublished Ph.D. thesis. Indian Institute of Technology, Roorkee, pp1-267

Mukherjee, S., 2011a. "Mineral fish: their morphological classification, usefulness as shear sense indicators and genesis", Int J Earth Sci100:1303–1314

Mukherjee, S., 2011b. "Flanking microstructures from the ZanskarShear zone, NW Indian Himalaya", YES Netw Bull 1:21–29



Mukherjee, S., 2012a. "Simple shear is not so simple! Kinematics and shear senses in Newtonian viscous simple shear zones", GeolMag 149:819–826

Mukherjee, S., 2012b. "Tectonic implications and morphology of trapezoidalmica grains from the Sutlej section of the Higher HimalayanShear Zone, Indian Himalaya", J Geol 120:575–590

Mukherjee, S., 2014b. "Mica inclusions inside host mica grains from the Sutlej Section of the Higher Himalayan Crystallines, India—Morphology and Constrains in Genesis", Acta GeolSinica 88:1729–9741

Mukherjee S 2014c. "Kinematic of 'top-to-down' simple shear in a Newtonian rheology", J Indian Geophys Union 18:245–248

Schulmann, K., Thompson, A., B., Lexa, O., & Ježek, J., 2003. "Strain distribution and fabric development modeled in active and ancient transpressive zones", Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 108(B1), ETG-6. doi: 10.1029/2001JB000632

Tikoff, B., & Fossen, H., 1993. "Simultaneous pure and simple shear: the unifying deformation matrix", Tectonophysics, 217(3-4), 267-283.

Twiss, R. J., & Moores, E. M. 2007. "Structural Geology", © WH Freeman and Company. New York, 532.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



# **کاربرد مدلسازی فیزیکی در بررسی نقش حوضه نمکی هرمز در تکوین ساختاری کمربند چین خورده-رانده زاگرس** ◊◊◊◊◊◊◊◊

شهریار صادقی، دکترای زمین شناسی ، استادیار دانشگاه بین المللی امام خمینی (ره) (Email : shsadeghi@sci.ikiu.ac.ir) فابریزیو استورتی، دکترای زمین شناسی ساختمانی، استاد دانشگاه پارما-ایتالیا

**\$\$\$\$\$** 

### چکیدہ :

در این تحقیق برای اولین بار در یک مدل بزرگ از کل کمربند چین خورده-رانده شده زاگرس در ایران، مراحل تکوین ساختاری آن بر روی جدایش قاعده ای متفاوت و با همگرایی مایل مورد بررسی قرار گرفته است. قاعده مدل در بخش های شمال خاوری یک لایه نازک از سیلیکون است که معادل حوضه نمکی هرمز می باشد. مرز های انتخاب شده برای حوضه نمکی بر گسل های پی سنگی منطبق بر پیشانی زاگرس، کازرون، ایذه، بالارود، خانقین و گسل پیش بوم زاگرس و خط عمان منطبق است و جهت مدلسازی با مقیاس پیاده شده است. پس از تکمیل دگر شکلی، مدل به سیمای ساختاری و توپو گرافی کمربند چین خورده زاگرس بسیار شبیه است و در خصوص مراحل تکوین کوهزاد و نحوه ارتباط ساختارها با پی سنگ ایده های نوینی ارائه می دهد. این مدل می تواند مبنای مناسبی برای تحقیقات بیشتر محسوب شده و با ساخت مدل های بزرگتر، ضمن مقیاس نمودن دینامیکی، تاثیر افق های جدایش میانی و رسوبگذاری همزمان با دگر شکلی نیز

**کلید واژه ها**: کمربند چین خورده-رانده زاگرس، حوضه نمکی هرمز، مدلسازی فیزیکی

# Using physical modeling to investigate the role of the Hormoz salt basin in structural evolution of the Zagros fold-thrust belt

Shahriar Sadeghi, Phd in Geology, Imam Khomeini International University (Email: <u>shsadeghi@sci.ikiu.ac.ir</u>) Fabrizio Storti, Phd in Structural Geology,Parma University- Italy

### Abstract:

In this pioneer research structural evolution of the Zagros Fold-Thrust belt on the different décollement s by oblique convergence is investigated in a large sandbox model. In the Northeast, the basal décollement of the model is a thin silicon layer represents the Hormoz salt basin. The selected salt basin border is compatible with basement faults such as Mountain Front, Kazeroun, Izeh, Balaroud, Khaneqin, Zagros Foredeep fault, and Oman line. After the deformation completed, the model is very similar to the prototype in structural architecture and topography and it is providing new idea about structural evolution and relations of the structures with the basement. This model can be considered as a foundation for further researches; hence it is possible to investigate effects of the middle décollement s and syntectonic sedimentation in larger, dynamically scaled models.

Keywords :Zagros Fold-Thrust Belt, Hormoz Salt Basin, Physical modeling

**\$\$\$\$\$** 



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



#### مقدمه :

سیمای ساختار کمربند چین خورده-رانده شده زاگرس مشتمل بر بر آمدگی ها (Salient) و فرورفتگی ها (Recess) در پیشانی کوهزاد می باشد. بخش فارس و لرستان از بخش های بر آمده و فروبارهای دزفول و کرکوک از بخش های فرورفته کمربند چین خورده-رانده شده می باشند. تفاوت در نوع افق جدایش قاعده ای به عنوان عاملی مهم در این تفاوت ساختاری مورد بحث بوده است , Cotton and Koyi, 2000; Bahroudi and Talbot, 2003; McQuarrie) (2004. همچنین موضوع ارتباط گسل های اصلی زاگرس با پی سنگ بحث برانگیز بوده است.

با وجود گنبد های نمکی در بخش فارس زاگرس، غالب محققین بر سر وجود نمک هرمز به عنوان جدایش گرانرو در این بخش هم نظرهستند و برخی نیز وجود چنین جدایشی در بخش لرستان را استنباط نموده اند Sadeghi, et al., 2016a) (and b; McQuarrie, 2004). با فرض عدم وجود افق جدایش گرانرو در فروبار دزفول، تشکیل فرم سینوسی پیشانی کوهزاد با نتایج حاصل از مدلسازی های آزمایشگاهی (Cotton and Koyi, 2000; Bahroudi and Talbot, 2003) همخوانی مناسبی پیدا می کند.

گسترش حوضه نمکی هرمز با گسل های پی سنگی کنترل می شود. (Talbot and Alavi (1996) این تاثیر گسل های پی سنگی در توسعه حوضه نمکی هرمز پرداخته اند، (McQuarrie (2003) این گسل ها را محصور کننده حوضهی نمکی استنباط نموده و (Seperh and Cosgrove (2004) به تاثیر این گسل ها در تغییرات رخساره در اثر جنبش های فانروزوئیک گسل های پی سنگی اشاره کرده اند.

از سوی دیگر همگرایی مایل در تکوین کوهزاد زاگرس در تحقیقات اخیر بحث شده است (Sadeghi et al, 2016) و و استنباط شده که در طول مراحل همگرایی وجود داشته است.

مدلسازی های پیشین از کوهزاد به بررسی تاثیر افق های جدایش پرداخته اند (به عنوان مثال , Bahroudi and Talbot, این مدل ها ابعاد حوضه را به طور دقیق مشخص نموده و همگرایی را نیز عمود بر روند کوهزاد در نظر گرفته اند. 2003). این مدل ها ابعاد حوضه را به طور دقیق مشخص نموده و همگرایی را نیز عمود بر روند کوهزاد در نظر گرفته اند. لذا در این مقاله با استفاده از امکان موجود در آزمایشگاه مدلسازی آزمایشگاه الیزابتا کوستا در دانشگاه پارمای ایتالیا جهت ایجاد مدل های بزرگ، با در نظر گرفتن گسل های پی سنگی در تعیین حدود حوضه نمک زاگرس، مدل مقیاس شده از کل کوهزاد تهیه شده و جهت بررسی اثر گسترش حوضه نمکی هرمز در تکوین ساختاری و توپوگرافی کمربند چین خورده-رانده شده توسط همگرایی مایل مورد استفاده قرار گرفته است.

#### **~~~~~**

### روش تحقيق:

در این تحقیق حدود حوضه نمکی زاگرس در قاعده رسوبات فانروزوئیک بر اساس تحقیقات پیشین تخمین زده شده است. مرز حوضه نمک در شمال خاور به راندگی اصلی زاگرس (MZT) و گسل میناب (MF) می باشد، در شمال باختر





کوهزاد مرز این حوضه بر گسل های خانقین، پیشانی کوهزاد، ایذه و کازرون منطبق بوده که با مرزهای معرفی شده توسط (2004) Sepehr and Cosgrove منطبق است. در جنوب خاور مرز حوضه نمک به خط عمران محدود می شود و بر اساس (2001) Sharland توسعه بیشتری یه سمت جنوب دارد. بر این اساس محدوده حوضه نمکی هرمز تعریف شده (شکل ۱-ب) و در مدلسازی مورد استفاده قرار گرفته است.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

در این مدلسازی از تنظیمات مدل همگرایی نوع فرورانش استفاده شده است (شکل ۲)، به نحوی که لایه های مصالح بر روی یک ورقه پلکسی گلاس به سمت دیواره ثابت حرکت نموده و دچار تغییر شکل می شوند. دیواره ثابت (Backstop) در شکل ۲) با جهت حرکت زاویه ۴۵ درجه می سازد، ولی در دو محل منطبق با گسل میناب و بخش های شمال باختری راندگی اصلی زاگرس زاویه کمتر از ۴۵ درجه دارد. مدل از نظر مواد مورد استفاده با طبیعت ساز گار است، بدین ترتیب که از ماسه سست معادل سنگ های دارای رفتار شکننده فانروزوئیک استفاده شده است. همچنین از خمیر سیلیکون SGM-36 جهت شبیه سازی رفتار ویسکوز حوضه نمک هرمز استفاده گردیده است. ماسه مورد استفاده دارای دانسیته ۱۲۰۰ کیلوگرم بر متر مکعب بوده، اندازه دانه های آن ۲۰ میکرومتر و زاویه اصطکاک داخلی آن ۳۴ درجه اندازه گیری شده است. سیلیکون مورد استفاده دانسیته ۸۷۷ کیلوگرم بر متر مکعب داشته و ویسکوزیته آن <sup>۲</sup>۰۱۰\* پاسکال می باشد. مدل از نظر کینماتیکی و هندسی مقیاس شده است، به نحوی که نسبت طولی <sup>2</sup>۰۰ می باشد و یک سانتیمتر از مدل معادل ۱۰ کیلومتر می باشد و یک سانتیمتر کوتاه شده است، به نحوی که نسبت طولی <sup>2</sup>۰۰ می باشد و یک سانتیمتر از مدل معادل میلیمتر و ضخامت ماسه ۹ میلیمتر لحاظ شده است که معادل ۳ و ۹ کیلومتر برای نمک و پوشش رسوبی فانروزوئیک در طبیعت می باشد.

مدل با نرخ کوتاه شدگی ۲/۵ میلیمتر در ساعت کوتاه شده و در مجموع ۱۵/۵ کیلومتر کوتاه شدگی را تحمل نموده است. کوتاه شدگی تا زمانی که فرم کوهزاد با فرم کنونی کوهزاد زاگرس سازگار شود ادامه یافته است. این مقدار کوتاه شدگی با زاویه ۴۵ درجه نسبت به دیواره ثابت اعمال شده است و با مجموع کوتاه شدگی حاصل از بازسازی برش های زمین شناسی سازگاری دارد.

- مراحل تکوین ساختاری مدل در بخش های مختلف دنبال شده است که می توان به شرح زیر بیان نمود:
- در کل فرایند تغییر شکل جابجایی امتدادلغز در امتداد مرز بین مدل و دیواره ثابت رخ داده که بخش اعظم مولفه همگرایی مایل را مصرف نمود؛
- پس از کوتاه شدگی اولیه که صرف کوتاه شدگی موازی لایه ها می شود، بعد از ۱/۲ سانتیمتر کوتاه شدگی،
  یک راندگی سرتاسری به موازات دیواره ثابت (MZT) و در فاصله حدود ۴ سانتیمتر از آن شروع به تشکیل شد
  که می تواند معادل گسل زاگرس مرتفع (HZF در شکل ۳–الف) باشد؛
  - در حدود ۱/۵ سانتیمتر ، راندگی به گسل میناب رسید و دگر شکلی به موازات گسل میناب شروع شد؛



- در کوتاه شدگی ۳ سانتیمتری، گسل خانقین شروع به تشکیل نمود(KHF در شکل ۲–ب)؛
- در ۳/۵ سانتیمتر از کوتاه شدگی در بخش فارس، گسل خاوری-باختری منطبق بر گسل پیشانی کوهستان (MFF در شکل ۲-ب)، از سمت گسل میناب تشکیل شده و شروع به رشد به سمت باختر نمود؛
- در کوتاه شدگی ۴ سانتیمتر در پیشانی گسل زاگرس مرتفع، راندگی هایی مرتفع شروع به تشکیل نمودند که در پهنه لرستان تراکم بیشتری دارند؛



شکل ۱- الف- موقعیت کمربند چین خورده زاگرس که در لبه شمال خاوری ورقه عربی تکوین یافته است؛ راستای حرکت ورقه عربی نسبت به اورازیا با فلش های قرمز نشان داده شده اند؛ محدوده مورد بررسی با چند ضلعی نشان داده شده است. ب) وضعیت اولیه قبل از دگر شکلی حوضه رسوبی و حدود توسعه حوضه نمکی هرمز و گسل های اصلی محدود کننده آن که در مدلسازی مورد استفاده قرار گرفته است. LO) خط عمان، KF) گسل کازرون، IF) گسل ایذه، BF) گسل بالارود،KHF) گسل خانقین،MFF) گسل پیشانی کوهزاد ،MZT) راندگی اصلی زاگرس.



شکل ۲- تنظیمات مدل جهت مدلسازی تکوین ساختاری زاگرس به صورت ایجاد لایه های ماسه بر روی ورقـه پلکسی گـلاس (Plexiglass Sheet) کـه توسط یک دیواره متحرک (Moving wall) در مقابل دیواره ثابت (Backstop) فشرده می شود.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم







شکل ۳- مرحل تکوین ساختاری مدل در خلال اعمال دگرشکلی؛ الف) آغاز دگرشکلی که محدوده دارای جدایش ویسکوز و جدایش اصطکاکی بر روی آن مشخص شده است ؛ ب) کوتاه شدگی ۵ سانتیمتر؛ ج) کوتاه شدگی ۱۰ سانتیمتر؛ د) کوتاه شدگی ۱۵٫۵ سانتیمتر. خطوط C-D، A-B و E-F موقعیت برش های زده شده از مدل (شکل ۴) را نشان می دهد.





– در جابجایی ۵ سانتیمتر گسل بالارود در جنوب بخش لرستان شروع به تکوین نمود (BF در شکل ۳-ب)؛

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

- در کوتاه شدگی ۷ سانتیمتری، رشد گسل بالارود کامل شد و گسل پیشانی کوهستان در لبه جنوب خاوری بخش لرستان شروع به تشکیل نمود. در این مرحله بخش فروبار دزفول به فرم خود نزدیک شده (شکل ۳-ج) و با ادامه دگرشکلی تا پایان آزمایش کوتاه شدگی در این بخش بیشتر صرف جابجایی گسل های موجود و برخاستگی بیشتر کوهزاد شد. در این مقدار کوتاه شدگی، در بخش فارس گسل پیش بوم زاگرس (ZFF در شکل ۳-ج) شروع به حرکت نمود؛
- در حدود کوتاه شدگی ۸/۵ سانتیمتری، در مجاوت گسل میناب گسل های بیشتری با فواصل کم ایجاد شده و عرض پهنه گسل های این بخش به ۱۰ سانتیمتر رسید؛
- در کوتاه شدگی ۱۰ سانتیمتری گسل پیشانی کوهستان در بخش فارس بیشترین رشد خود را نموده و با تکوین این
  گسل، قطعه شمالی گسل کازرون ایجاد شد (KF در شکل ۳-ج). گسل کازرون ارتباطی با جابجایی امتدادلغز
  مجاور دیواره ثابت ندارد؛
- با پیشرفت آزمایش همزمان با ایجاد گسل های راندگی خاوری-باختری در بخش فارس، تکوین بخش زاگرس
  تا جابجایی ۱۵/۵ سانتیمتر تکمیل شد. همزمان با رشدجبهه کوهزاد در بخش فارس زاگرس گسل های امتدادلغز
  متقاطع ایجاد شده اند که می توانند معادل گسل کره بس (KB در شکل ۳-د) به حساب آیند.

شکل نهایی کوهزاد پس از جابجایی ۱۵/۵ سانتیمتر بدست آمد (شکل ۳–د). به دلیل کوتاه شدگی مورب نسبت به روند کوهزاد که در این آزمایش ۴۵ درجه می باشد، مولفه های دگرشکلی امتدادلغز و فشارشی ۱۱ سانتیمتر اعمال شده است. عمده دگرشکلی امتدادلغز موازی با کوهزاد در مجاورت دیواره ثابت مصرف شده است و گسلش راندگی درون کوهزاد عمده مولفه فشارشی را مصرف نموده است. در بخش فارس، چین های از نوع جعبه ای بوده و در فروبار دزفول و لرستان با جابجایی بیشتر گسل ها نامتقارن با تمایل به سمت پیش بوم می باشند (شکل ۵).

در این آزمایش دگرشکلی پوشش رسوبی به بخش دارای جدایش ویسکوز محدود شده و به بخش دارای جدایش اصطکاکی پیشروی ننموده است. این بحث به عدم وجود افق های جدایش میانی در مدل باز می گردد. در صورتی که این افق های جدایش میانی وجود داشته باشند انتظار می رود که دگرشکلی در لایه های سطحی تر واقع بر روی افق جدایش میانی صورت گرفته و در نتیجه پیشروی جبهه کوهستان به سمت پیش بوم با راندگی ها و چین خوردگی های کوچکتر صورت بگیرد.

این مدل نشان دهنده این است که گسل های اصلی زاگرس نظیر گسل های کازرون، خانقین، بالارود و پیشانی کوهستان می توانند معادل هایی در پی سنگ داشته باشند. ولیکن امکان ایجاد این گسل ها گسل های زاگرس مرتفع (در سرتاسر کوهزاد) و گسل پیشانی کوهستان (در بخش فارس) بدون وجود ساختارهای پی سنگی نیز وجود دارد.



البته این موضوع نقش گسل های پی سنگی که در مراحل آخر دگرشکلی فعال شده باشند را نفی نمی نماید. قطعات گسل کازرون ایجاد شده در پوشش رسوبی مدل ارتباط کینمانیکی با جابجایی امتدادلغز مجاور دیواره ثابت ندارند، این موضوع بر خلاف نظر برخی از محققین (Automayou et al., 2006) است که گسل کازرون را ادامه جنوب خاوری گسلش امتدادلغز در زمین درز (گسل اصلی جوان زاگرس) می دانند. همچنین گسل های متقاطع نظیر گسل کره بس می توانند بدون ریشه داشتن در پی سنگ قابل ایجاد شدن می باشند که نظر آگرس از راستای شمال (2003) را حمایت می نماید. با این مدل تغییر روند گسل ها در جنوب خاور بخش فارس زاگرس از راستای شمال باختر-جنوب خاور به خاور باختر و شمال خاور رخوب باختر قابل توجیه است و بر خلاف نظر برخی محققین کوهزاد در بخش فارس زاگرس هم راستا با این گسل ها وجود ندارد.



شکل ۴– برش های مدل در راستای خطوط A-B (در بخش لرستان)، C-D (در فروبار دزفول) و E-F (در بخش فارس) نشان داده شده در شکل ۳. ♦♦♦♦♦♦♦

### نتیجه گیری:

نتایج مدل دیدگاه جامعی در یافتن ارتباط ساختاری عناصر مختلف کمربند چین خورده-رانده زاگرس در یک دگرشکلی پیشرونده فراهم می آورد. نتایج این مدلسازی قبل بحث در تمامی جنبه های ساختاری کوهزاد می باشند. در دیدگاه تکوین ساختاری و توپوگرافی مدل، می توان به نتایج زیر دست یافت.

- سیمای ساختاری حاصل از مدلسازی با حدود تعریف شده حوضه نمک، تطابق مناسبی با سیمای کوهزاد زاگرس دارد؛
- در بخش فارس پیشانی کمربند چین خورده-رانده می تواند منطبق بر گسل پی سنگی نبوده، بلکه جبهه پیشروی
  کوهزاد باشد؛



#### **\$\$\$\$\$\$**

### **References:**

Authemayou, C. Chardon, D. Bellier, O. Malekzadeh, Z. Shabanian, E. Abbassi, M. R., 2006. Late Cenozoic partitioning of oblique plate convergence in the Zagros fold-and-thrust belt (Iran). Tectonics, Vol. 25.

Bahroudi, A., Koyi, H.A., 2003. Effect of spatial distribution of Hormuz salt on deformation style in the Zagros fold and thrust belt: an analogue modelling approach. Journal of the Geological Society of London 160, 1–15.

Berberian, M., 1995. Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds; active basement tectonic and surface morphotectonics. Tectonophysics, 241, 193-224

Cotton, J.T. & Koyi, H.A., 2000. Modelling of thrust fronts above ductile frictional de collements: application to structures in the Salt Range and PotwPlateau, Pakistan. Geological Society of America Bulletin, 112, 351–363.

McQuarrie, N., 2004. Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran. Journal of Structural Geology 26, 519-535.

Sadeghi, S., Storti, F., Yassaghi A. Nestola, Y., Cavozzi, C., 2016a. Experimental deformation partitioning in obliquely converging orogens with lateral variations of basal décollement rheology: Inferences for NW Zagros, Iran. Tectonophysics, doi: 10.1016/j.tecto.2016.05.014.

Sadeghi, S., Yassaghi A., 2016b. Spatial evolution of Zagros collision zone in Kurdistan, NW Iran: constraints on Arabia– Eurasia oblique convergence. Solid Earth, , 7, 659-672, doi:10.5194/se-7-659-2016.

Sepehr, M. & Cosgrove, J. W. 2004. Structural framework of the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran. Marine and Petroleum Geology, 21, 829-843.

Sharland, P. R., Archer, R., Casey, D.M., Davies, R.B., Hall, S. H., Haward, A. P., Horbury, A. D., and Simmons, M. D., 2001. Arabian Plate sequence stratigraphy. GeoArabia Special Publication 2. Bahrain:Gulf PetroLink. pp. 261–78.

Talbot, C.J. & Alavi, M., 1996. The past of a future syntaxisacross the Zagros. In Salt Tectonics (eds G. I. Alsop, D. J. Blundell & I. Davison), pp. 89–109. Geological Society of London, Special Publication no. 100.



چکندہ :

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



# مروری بر روش های محاسبه سرعت موج برشی و مقایسه آن با داده های میدانی ◊◊◊◊◊◊◊◊

على رئيس دانا ، احلام خالدى نژاد دانشجوى كارشناسى ارشد دانشگاه خوارزمى تهران <u>aliraeisdana@yahoo.com</u> <u>ahlamkhaledinezhad@gmail.com</u>

### **\$\$\$\$**

سنگ های کربناته به علت احتمال وجود منابع هیدرو کربنی در آنها از اهمیت بالایی برخوردار هستند. خاصیت های سنگ های کربناته به علت احتمال وجود منابع هیدرو کربنی در آنها از اهمیت بیانی شدن موجب شده است پیش بینی ویژگی های لرزه شناسی این سنگ ها بسیار سخت باشد که به محاسبه سرعت موج برشی و موج تنشی وابسته است. در صورتی که بتوان سرعت موج های تنشی و برشی این سنگ ها را با دقت قابل قبولی بدست آورد می توان درمورد خاصیت های آنها بحث کرد. در این مقاله سعی شده است با بررسی روش های متعدد مدلی برای بدست اوردن سرعت موج برشی از روی سایر مولفه های قابل اندازه گیری، نظیر سرعت موج کششی و تخلخل معرفی شود. همچنین با بررسی میزان صحت

**کلید واژه ها**: سنگ های کربناته، لرزه شناسی ، سرعت موج ، سرعت موج برشی ، روش های آماری.

Investigating methods for calculating shear wave velocity and comparing it with field data Ali Raeisdana , Ahlam Khaledinezhad <u>aliraeisdana@yahoo.com</u> <u>ahlamkhaledinezhad@gmail.com</u>

### Abstract:

Carbonated rocks are important hydrocarbon reservior rocks with different petrophysical properties such as permeability and porosity. These complexities make prediction of reservior characteristics from their seismic properties very difficult. The seismic properties of these rocks, are depend on compressional- and shear- wave velocity. If we can find a suitable way to find these velocities with acceptable accurecy it is possible to predict the petrophysical properties. In this paper we tried to introduce an appropriate way out of many studied ways to calculate shear wave velocity from measured compressional wave velocity and other measurable factors. Furthermore comparing these measured data with field data we tried to find and verify the best model

Keywords :Carbonated rocks, Seismology, Shear wave velocity, Compressional wave velocity, Ampritial methods

### $\diamond \diamond \diamond \diamond \diamond \diamond \diamond \diamond \diamond$



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



#### مقدمه:

تحقیقات بسیاری برای محاسبه تئوری سرعت موج برشی از روی داده های بدست آمده برای سرعت موج کششی انجام گرفته است. از جمله این تحقیقات کاستاگان و همکاران (۱۹۸۰) که به طور آماری رابطه بین سرعت موج برشی و موج کششی را درحالت سیلیکات اشباع با آب اندازه گرفتند. ونگ (۲۰۰۰) سرعت موج برشی را در رسوبات غیر متراکم اندازه گرفت که هان و همکاران نیز (۱۹۸٦) نتایج مشابهی بدست آوردند. تمام این روش ها بر اساس متغیر های فیزیکی قابل اندازه گیری سنگ ها استوارند که با استفاده از آنها می توان سرعت موج برشی را با استفاده از سرعت موج کششی و تخلخل پیش بینی کرد.

این مقاله روش های محاسبه سرعت موج برشی از داده های اندازه گیری شده برای سرعت موج کششی و تخلخل را بررسی می کند. یکی از این روش ها پیش بینی سرعت موج برشی از محاسبه سرعت موج کششی بر اساس مدول سنگ خشک است که به روش لی شهرت دارد.

روش دیگری که بررسی خواهد شد مدل سازی دامنه بر حسب دورافت (AVO) است که در ساختار های نفتی کاربرد بسیاری دارد.

سپس نتایج بدست آمده از این روش ها را با داده های بدست آمده از نمونه های میدانی مقایسه کرده و می توان مناسب ترین روش را با توجه به شرایط مورد نظر انتخاب کرد.

## **\$\$\$\$**

#### روش تحقيق:

زمانی که به دلایل اقتصادی یا کمبود زمان و یا دلایل دیگر انجام آزمایشات برای اندازه گیری موج برشی ممکن نباشد، بهترین و مناسب ترین روش محاسبه سرعت موج V از روی سایر مولفه های قابل اندازه گیری از جمله سرعت موج کششی یا تخلخل می باشد.

روش های محاسبه سرعت موج برشی که بررسی شدند به شرح زیر اند:

- روش لي:

این روش به صورت تجربی فقط رابطه بین سرعت موج برشی با سایر مولفه های موجی را محاسبه می کند. یکی از روشهای محاسبه سرعت موج برشی از روی سرعت موج کششی استفاده از یک رابطه تجربی است که در آن سرعت موج برشی تنها به مقدار اندازه گیری شده ی سرعت موج کششی و تخلخل وابسته است، مزیت این روش در این است که پارامتر متغییری در معادله تجربی بدست آمده وجود ندارد که تغییر آن در شرایط مختلف موجب تغییر دیگر پارامترها باشد.  $V_s = \sqrt{\frac{\mu M}{\rho}}$ 





که در ان  $V_s$  از رابطه زیر بدست می اید.[۱]  $\mu_d = \frac{\mu_{ma}(1-\varphi)}{(1+\gamma\alpha\varphi)}$ ضریب  $\gamma$  نیز به صورت روبرو تعریف می شود:  $\gamma = \frac{1+\gamma\alpha}{1+\alpha}$ 

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

مقدار مدول برشی و درجه استحکام µ<sub>a</sub> در آزمایشگاه مشخص می شوند.[۲] روش (AVO): هدف این دوش این است، که نشان دهد. سرعت های ۲ و م ۲ دفتار خط نسبت،

هدف این روش این است که نشان دهد سرعت های ۷۶ و ۷۶ رفتار خطی نسبت به هم دارند[۳] ژورستند و همکاران با استفاده از مقایسه داده های لرزه ای و آماری برای ۷۶ نشان دادند که سرعت موج برشی پیش بینی شده با این روش با سرعت موج کششی بدست آمده درحالت رگرسیون داده ها رابطه مستقیم خطی باهم دارند. (شکل ۱)



برای این مدلسازی از روش معادلاتی میانه موثر و مدل خودساز گار بریمن (Berryman) استفاده شد که هردو این روش ها از لحاظ فیزیکی قابل اعتماد هستند. داده های بدست آمده از هر دو مدل با روش کمترین مربعات به صورت خطی مرتب سازی شد که نسبت سرعت موج برشی به سرعت موج کششی را نشان می داد.[٤]



مقایسه داده های میدانی با نتایج بدست امده: طبق اندازه گیری های انجام شده روی <sup>ع</sup>سری سنگ کربناته سرعت موج کششی و برشی و درصد تخلخل آنها اندازه گیری شد [<sup>4</sup>] با بررسی های انجام شده رابطه کاهشی سرعت موج کششی و برشی با افزایش تخلخل نمونه مشخص شد.(شکل ۲)



شکل ۲. (الف) سرعت موج تنشی (ب) سرعت موج کششی نسبت به تخلخل براین نمونه سنگ های کربناته

همچنین آسفا و همکاران(۲۰۰۳) با بررسی ۳۹ نمونه از سنگ های بدست آمده از چاه های هیدرو کربناته و اندازه گیری دقیق تخلخل با دستگاه های هلیومی و سرعت های موج برشی و موج کششی با دستگاه های فراصوتی داده های زیر را بدست آوردند.(جدول ۱) همچنین درصد خطای اندازه گیری برای مقادیر سرعت های تنشی و برشی % ۰/۳± است.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



		ترکیباب ستگ اندازه گییری با دستگاه اشعه ایکس			ستگ خشک		ستگ اشباع شده	
تمونه	درصد تخلخل	كلسيت	دولوميت	كوارتز	Vs (m/s)	V <sub>P</sub> (m/s)	Vs (m/s)	V <sub>p</sub> (m/s)
H1-1	3.2	62.8	3.9	33.3 *	2934	5370	2882	5367
H1-2	11.7	91.9	5.5	2.6	2252	3812	-	-
H1-3	6.2	78.4	13.6	4.4	2661	4518	2373	4562
H1-4	5.8	98.6	0	1.4	2631	4516	2492	4702
H1-5	11.5	100	0	0	2474	4227	2318	4261
H1-6	9.2	100	0	0	2385	3956	2258	4230
H1-7	13.0	98.6	0	1.4	2413	4114	-	4112
H1-8	11.3	100	0	0	2263	3303	2088	3457
H1-9	13.8	97.3	0	2.7	2751	5004	2578	5035
H1-10	15.8	98.6	0	1.4	2252	3559	1920	3887
H1-11	6.6	100	0	0	2499	4262	_	5169
H1-12	9.4	97.4	0	2.6	2473	4268	2264	4354
H1-13	11.2	97.3	0	2.7	2352	4068	2215	4277
H1-14	8.2	81.4	14	4.6	2483	4233	2276	4303
H1-15	5.5	50.4	39.8	9.8**	2680	4526	2466	4577
H1-16	16.7	90.8	9.2	0	2234	3789	1989	3863
H1-17	14.2	100	0	0	2166	3693	1805	3738
H1-18	12.4	99.3	0	0.7	2489	4281	2339	4397
H4-1	8.0	96.1	3.9	0	2651	4604	2554	4772
H4-2	4.4	_	_	_	2929	5215	2831	5270
H4-3	8.0	100	0	0	2463	4220	2236	4214
H4-4	7.6	95	0	5	2696	4602	2575	4835
H4-5	9.2	99.3	0	0.7	2370	4041	2115	4005
H4-6	9.9	98.5	1.5	0	2466	4293	2414	4377
H4-7	10.4	78	0	22***	2516	4499	2374	4350
H4-8	13.4	97.3	0	2.7	2388	4101	2739	-
H4-9	12.9	100	0	0	2628	4551	2393	4581
H4-10	10.6	97.3	0	2.7	2553	4420	2401	4498
H4-11	9.5	95	0	5****	2511	4338	2326	4461
H4-12	9.2	97.1	2.9	0	2442	4176	2251	4282
H4-13	9.5	95.6	3.3	1.1	2414	4178	2191	4160
H4-14	9.8	-	-	_	2661	4618	2526	4724
H4-15	8.9	96.4	2.9	0.7	2729	4681	2461	4855
H4-16	6.6	92.4	3.7	3.9	2758	4834	2624	4934
H4-17	8.1	43.4	55.4	1.2	2642	4621	2459	4559
H4-18	9.5	97.3	0	2.7	2460	3770	2028	4291
H4-19	16.6	98.3	0	1.7	2178	3296	_	3734
HG-1	9.6	100	0	0	2651	4639	2500	4631
HG-2	16.1	97.1	2.9	0	2387	4042	2174	4049
HG-3	9.6	68.3	31.7	0	2670	4658	2476	4628
HG-4	10.9	81.6	17.3	11	2478	4366	2287	4306

جدول (۱) نمونه های اندازه گیری شده و داده های بدست آمده برای درصد تخلخل، ترکیب ساختاری و سرعت های موج در حالت خشک و اشباع

نمودار اندازه گیری سرعت ها برحسب تخلخل نیز به صورت زیر در می آید که اگر با استفاده از روش کمترین مربعات داده ها را به صورت خطی مرتب نماییم روابط زیر برای بستگی سرعت موج برشی و کششی به تخلخل بدست می آید.(شکل۳) [7]

 $V_p = \delta \mathsf{Tim} \cdot \mathsf{Aq} \varphi$  $V_s = \mathsf{TAss} \cdot \mathsf{sq} \varphi$ 



### ا موج برشی ہ موج برشی ہ موج تنشی ا موج تنشی ہ موج تنشی ہ ا سکل ۳. نمودار اندازہ گیری سرعت موج برشی و تنشی دادہ ہا بر حسب درصد تخلخل

### **~~~~~**

#### نتیجه گیری:

روش لی و روش AVO جهت محاسبه سرعت موج برشی از روی سرعت موج تنشی و تخلخل سنگ های کربناته مورد بررسی قرار گرفتند و داده های مربوط به آنها در نمودار ها و جداول به طور خلاصه شرح داده شدند. هر دو روش به روند کاهشی سرعت موج برشی و تنشی با افزایش مقدار تخلخل نمونه اشاره داشتند. همچنین از روش AVO این موضوع مشخص شد که همواره سرعت موج برشی از سرعت موج تنشی کمتر است.

با توجه به رابطه تجربی لی و همچنین محدودیت تعداد داده های عملی مقایسه شده با این روش، امکان بروز خطا در این روش از روش AVO بیشتر است. همچنین روابط بدست آمده در روش AVO در سایر چاه های مشابه مورد استفاده قرار گرفت و در همه آنها نتایج قابل قبولی ارائه کرد. درصد خطای این روش به علت استفاده از رگراسیون خطی و همچنین استفاده از روش کمترین مربعات برای انطباق داده ها با بهترین خط گذرنده از آنها نسبت به روش لی پایین تر است.

### منابع فارسی:

#### **\$\$\$\$\$**

#### **References:**

- 1- Myung W.lee,2006. "A simple method of predicting S-wave velocity"
- 2- W Murphy, A Reischer, K Hsu, 1993. 'modules decomposition of compressional and shear velocityin sand bodies"



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



- 3- Arild Jørestad, Tapan Mukerji, Gary Mavko, 1999. 'model-based shea-wave velocity estimation versus empirical regression'
- 4- G Mavko, C Chan, T Mukerji, 1995. "Fluid substitution: Estimating changes in Vs without knowing Vp'
- 5- T.Vanorio, C.Scotellaro, G.Mavko,2008. "The effect of chemical and physical process on the acoustic properties of carbonate rocks"
- 6- R Wilkens, G Simmons, L Caruso ,1984. "The ratio Vs/Vp as a discriminant of composition for siliceous limestones"

#### Example:

Ahmadi, D.C., Rahimi, J.I., Asadi, T., 1998. "Dust storm monitoring based on multi- temporal satellite data observation", Geoscience, 92, p. 89-116.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



حكيده :

# 

### **~~~~~**

گسل باغستان دارای روند باختری خاوری با طول تقریبی ۴۱ کیلومتر در محدوده استان خراسان جنوبی و ۶۹ کیلومتری بیرجند و ۳۳ کیلومتری شمال شهرستان سربیشه قرار دارد. پهنه گسلی فعال باغستان به عنوان یک منبع لرزه ای برای شهر سربیشه است. به دلیل اینکه گسل باغستان از قطعات مختلف تشکیل شده است، ابعاد فرکتالی آبراهه ها در چهار قطعه بیژائم، باغستان، رومشک و دستقیچ محاسبه شد. میانگین ابعاد فرکتالی آبراهه ها به منظور مقایسه پویایی تکتونیکی در این پهنه گسلی،در قطعه باغستان به میزان ۱٫۹۸ نسبت به قطعات دستقیچ، رومشک و بیژائم به میزان ۹٫۹۰ به دلیل خطی شدن آبراهه ها و دانسیته تراکمی سطحی کمتر در این سه قطعه است که حاکی از فعالیت تکتونیکی بیشتر این بخش ها نسبت به قطعه باغستان پهنه ی گسل می باشد. توسعه و پیشرفت دگرریختی حال حاضر از بخش مرکزی، به بخش های شرقی و غربی گسل می باشد.

Comparison of Dynamics of Different Parts of Baghestan Fault (Sarbisheh) Based on Fractal Dimensions 0

Ghazal Shamshiri \* 1, Mahmood Reza Hayat 2, Mohammad Mehdi Khatib 3

1- Tectonic Student, Department of Geology, University of Birjand Science, shamshiri.ghazal@yahoo.com

2- Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand,

mhayhat@birjand.ac.ir

3- Professor of Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand

#### Abstract:

The Baghestan fault has an eastern east wind with an approximate length of 41 km in the southern Khorasan province, 69 km from Birjand and 33 km north of Sarbisheh city. The active fault zone is a seismic source for Sarbisheh city. Due to the fact that the Baghestan fault consists of different parts, the fractal dimensions of the streams were calculated in four parts of Bijaem, Baghestan, Rumashk and Dastghich. The average fractal dimensions of the streams in order to compare the tectonic dynamics in this fault zone, in the Baghestan segment, is 1.98 compared to the parts of the Dastghich, Rumashk and Bijaem at 1.96 due to the linearity of the waterways and the density of the lower surface congestion in these three parts, indicating Most of these tectonic activities are related to Baghestan fault zone. The development of the current divergence from the central part, to the eastern and western parts of the fault.

Keywords : Fractal Waterway Dimension, Baghestan Fault, East of Iran, Fault Activity.





**\$\$\$\$\$** 

۲۳ و ۲۵ آیان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

#### مقدمه:

لغت فرکتال یک واژه ی جدید است که توسط (Mandelbrot برای بیان اشکال یا پدیده هایی که طول شاخص ندارند بکار برده شد. منشاء این لغت صفت لاتین fractal به معنی شکسته است. لغات fractional (کسری) و fracture (شکستگی) از این لغت لاتین مشتق شده است. هیچ تعریف دقیقی برای لغت فرکتال وجود ندارد. فرکتال اسمی عام و قابل شمارش است و گاهی اوقات هم به عنوان یک صفت به کار می رود. فرکتال های زیادی در طبیعت شکل می گیرد که می مداول ترین و عمده ترین اشکال عبارت اند از: ۱) برجستگی زمین شامل کوه ها و دره ها که با بعد فرکتالی مشخص می شوند. ۲) زمین لرزه ها جالب ترین پدیده فرکتالی هستند به دلیل اینکه خصوصیات فرکتالی متفاوتی دارند. ۳) از دیگر پدیده های فرکتالی هدیند به دلیل اینکه خصوصیات فرکتالی متفاوتی دارند. ۳) از دیگر پدیده های فرکتالی در علم زمین شناسی می توان از گسل ها و شکستگی ها نام برد. از تحلیل های فرکتالی برای بررسی سیستم گسل ها، رابطه بین الگوی گسل ها و زمینلرزه ها استفاده شده است. ۴) مطالعه طرح آبراهه ها و نحوه تکامل آنها نیز به کمک خصوصیات فرکتالی آنها انجام شده است. ۴) مطالعه طرح آبراهه ها و نحوه تکامل آنها نیز به کمک خصوصیات فرکتالی آنها انجام شده است. ۴) مطالعه طرح آبراهه ها و نحوه تکامل آنها نیز به کمک خصوصیات فرکتالی آنها انجام شده است. ۴) مطالعه طرح آبراهه ها و نحوه تکامل آنها نیز به کمک خصوصیات فرکتالی آنها انجام شده است.

تکتونیکی و تکوین عناصر ساختاری آن منطقه است.

وضعيت زمين شناختي

گسل باغستان با فاصله کمینه ۱۴ کیلومتر از مرکز شهر سربیشه، به عنوان یک منبع فعالیت لرزه ای برای این شهر شمرده می شود (شکل ۱). موقعیت جغرافیایی پهنه گسلی باغستان در انتهای شمالی "۴۲ '۳۶ ۵۹ طول شرقی و "۳۲ '۰۰ ۳۳ عرض شمالی و انتهای جنوبی به صورت: "۳۲ '۵۷ ۵۹ طول شرقی و "۰۰ '۳۳ ۲۳ عرض شمالی قرار دارد. منطقه مورد مطالعه از نظر تقسیم بندی واحدهای ساختاری پوسته ایرانزمین در بخش شمالی زمین درز سیستان قرار دارد (Tirul et al. 1983). این زون جوش خورده به عنوان بقایایی از یک سنگ کره اقیانوسی است که در شرق ایران با روند کلی شمالی – جنوبی، بین بلوک افغان و پهنه لوت وجود داشته است. وجود سیستم گسلی نهبندان در مرز ایالت ساختاری سیستان و پهنه لوت موجب دگر شکلی شدید واحدهای سنگی در حاشیه و درون این پهنه ساختاری شده است. سیستم گسلی نهبندان با روند کلی شمالی – جنوبی و سازوکار غالب امتدادلغز راستگرد، دارای سرشاخههای فرعی زیاد، بخصوص در پایانه های شمالی و جنوبی است. پایانه های شمالی این گسل با چرخش به سمت غرب، روندهای شمال غرب – جنوب شرقی و شرقی -غربی نشان می دهند (خطیب، ۱۳۷۷). درواقع گسل باغستان یکی از گسل های شرقی شمال غرب – جنوب شرق و شرقی به به به به



سمت شرق خمیده شده است. بررسی زمین لرزه های تاریخی و دستگاهی ثبت شده در منطقه باغستان، نشان از فعالیت مخرب با مکانیزم راندگی و راستگرد دارد(شکل ۲). با جود نقش انکار ناپذیر گسل باغستان در دگرریختی کلی منطقه، اثر سطحی این گسل به دلیل پوشیده شدن با آبرفت های عهد حاضر در اکثر نقاط قابل دیدن نیست.



شکل ۱. تصویر ماهواره ای از موقعیت پهنه گسلی باغستان واقع در شمال شهر سربیشه.



شکل ۲. آثار خش گسلش برداشت شده مکانیزم امتدادی راستگرد همراه با مؤلفه معکوس در سیستم باغستان را تایید می کند.

### **\$\$\$\$\$**



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



### روش تحقيق:

log (N)=a+ K log 1/S در این روش نقشه را به شبکه های مختلف تقسیم کرده و تعداد مربع های حاوی ساختار آبراهه (N) و اندازه مربع ها (S) را به دست می آوریم و نمودار (Log(N) را در برابر Log 1/S رسم می کنیم. شبکه بندی آبراهه ها و محاسبه ابعاد فرکتالی آنها با استفاده از نرم افزار GIS، به دلیل سهولت و دقت بسیار بالا، روش مناسبی برای انجام این کار است (کلانتری، ۱۳۸۸: (۱۰۶).

# محاسبه ی بعد فرکتالی آبراهه ها برای کل پهنه گسلی اسماعیل آباد:

برای بررسی بعد فرکتالی آبراهه ها در کل پهنه در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰، محدوده آبراهه های مجاورت گسل که از توپو گرافی نقشه های ۱:۱۰۰۰۰۰ ترسیم شده است، در ۶ مرحله و با اضلاع مربعی (S) به ترتیب: ۱۹٫۵۶، ۱۹٫۵۶،... و ۱۹٫۳۵ کیلومتری شبکه بندی شد (شکل۳). در هر مرحله تعداد مربع های حاوی آبراهه شمارش و در نهایت با تنظیم داده های حاصل (جدول ۱) و ترسیم نمودار لگاریتمی Ns به ۱/۶ مقدار بعد فرکتالی (D) برابر ۱۹۹۰۱ ضریب همبستگی ۱ بدست آمد (نمودار ۱).









Fish	S(KM)	Ν	LOG(1/S)	LOGN
1	33.12	1	-1.52009	0
2	16.56	4	-1.21906	0.60206
4	8.28	16	-0.91803	1.20412
8	4.14	64	-0.617	1.80618
16	2.07	256	-0.31597	2.40824
32	1.035	976	-0.01494	2.98945

جدول ۱. نمایش اطلاعات مربوط به روش مربع شمار، جهت محاسبه بعد فرکتالی آبراهه ها برای کل گسل باغستان.







نمودار ۱. دیاگرام لگاریتمی بعد فرکتالی (K) آبراهه ها برای کل گسل باغستان. ضریب LOG(1/S) در معادله همان بعد فرکتالی است.

# محاسبه بعد فركتالي آبراهه براي قطعات مختلف

منطقه مورد مطالعه به کمک ناپیوستگی های هندسی به ۵ قطعه شبکه بندی (شکل۴) و در هر کدام از این ۵ قطعه، بعد فرکتالی مورد تجزیه وتحلیل قرار گرفته است ( شکل ۵). مقدار بعد فرکتالی تمام قطعات در جداول و نمودار ها آورده شده است. همانطور که در این نمودار مشخص است، قطعات گسلی دستقیچ، رومشک و بیژائم کمترین بعد فرکتالی و در نتیجه بیشترین میزان فعالیت تکتونیکی را خواهند داشت.





**~~~~~** 



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



### نتیجه گیری:

براساس نتایج بدست آمده از محاسبه ابعاد فرکتالی آبراهه ها و با تلفیق آنها باهم، یک مقایسه نسبی از فعالیت تکتونیکی در منطقه باغستان ایجاد شده است. با استفاده از نظرات (Rowins, 1993, Tomkin and Braun, 1996, Leeder and Jackson, 1993, Tomkin and Braun, ا نظرات (Rowins, 1996, Leeder and Jackson, 1993, Tomkin and Braun, ا نزدیک تر باشد به معنای تراکم کمتر و در نتیجه برخاستگی و (1999) که بر این باورند؛ هرچه بعد فرکتالی آبراهه به ۱ نزدیک تر باشد به معنای تراکم کمتر و در نتیجه برخاستگی و پوایی بیشتر تکتونیکی است، می توان همه ی بخش های گسل باغستان را بدلیل دارا بودن مقادیر پایین ابعاد فرکتالی آبراهه ای، مناطق فعال تکتونیکی معرفی کرد. در مناطقی که بالاآمدگی و فعالیت دیده شود، بدلیل اینکه آبراهه ها فرصت چندانی برای شاخه شاخه شدن و در حقیقت افزایش طول در یک مساحت معین را ندارند، آبهای جاری به سرعت و به صورت آبراهه هایی با شیب تند از حوضه خارج می شوند؛ در نتیجه محدوده کم تراکم را ایجاد می کنند و به عبارت دیگر، بعد فرکتالی در آن قسمت کمتر است. همچنین، در مناطقی که فعالیت تکتونیکی کمتر است، به دلیل فرصت بیشتر و مقایسه ابعاد فرکتالی در آن قسمت کمتر است. همچنین، در مناطقی که فعالیت تکتونیکی کمتر است، به دلیل فرصت بیشتر و مقایسه ابعاد فرکتالی آنها، به این نتیجه می رسیم که با توجه به کمتر بودن بعد فرکتالی آبراهه ها در قطعات دستقیچ، رومشک و بیژائم نسبت به قطعه باغستان پهنه گسل، میزان فعالیت تکتونیکی در سه قطعه دستقیچ، رومشک و بیژائم گسل از قطعه باغستان بیشتر است. مقایسه ابعاد فرکتال آبراهه ها و به تبع آن جنایی گسل در بخش های مختلف و شواهد به دست آمده، نشان می دهد که دگرریختی عهد حاضر از مرکز گسل به طرفین یعنی به سمت بخش های شرقی و غربی گسل پیشروی دارد؛ به طوری که در بخش های شرقی و غربی پیشانی کوه ها به خط راست نزدیکتر، رود ها سینوسیته

شواهدی از قبیل ظهور پرتگاه های گسلی، برش در رسوبات کواترنری، پشته های مسدود کننده، نسل های متعدد تراس های رودخانه ای و کج شدگی در رسوبات کواترنری که مؤید حرکات تکتونیکی عهد حاضر هستند، در بخش های شرقی و غربی گسل از بخش میانی بیشتر هستند.

### **\$\$\$\$**

### منابع فارسي:

اسدی، م.، ۱۳۹۱، "تحلیل ارتباط قطعات گسلی در گسل فعال اسماعیل آباد با روش های هندسی- جنبشی (شرق ایران) "، پایان نامه تحصیلی کارشناسی ارشد، دانشگاه بیرجند.

خطیب، محمد مهدی.، ۱۳۶۸ ، "تحلیل ساختاری کوه های جنوب بیرجند"، پایان نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشگاه تربیت مدرس.

خطیب، محمدمهدی.، ۱۳۷۷، "هندسه پایانه گسل های امتداد لغز"، پایان نامه دکتری، دانشگاه شهید بهشتی.





خطیب، محمد مهدی.، ۱۳۷۹، "تحلیل فرکتالی توزیع شکستگی ها در گستره گسل لرزه زای اردکول"، پژوهشنامه زلزله شناسی و مهندسی زلزله پژوهشکده زلزله شناسی و مهندسی زلزله، شماره ۳، (صص– ۲۵–۳۰) شهریاری، سهراب.، خطیب، محمد مهدی.، ۱۳۷۶، "تحلیل فرکتالی گسل نهبندان"، مجله علوم زمین سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی، شماره۲۲–۲۴، (صص–۳۳–۲۰) عرب خزائی، م.، ۱۳۸۹، تحلیل لرزه زمین ساختی گسل جنوب بیرجند به کمک شواهد ریخت زمین ساختی و نوزمین ساختی، پایان نامه تحصیلی کارشناسی ارشد، دانشگاه بیرجند.

۲۳ و ۲۵ آیان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

#### **\$\$\$\$**

### **References:**

Bamsly, M,F., Devanery, R.L., Mandelbrot, B.B., Peitgen, H.O., Saupe, D., and Voss, R.F. (1988). The science of Fractal Images, Sppringer, Verlage, New York, Inc, P:311.

Cheng, Q. (1997). Fractal/multifractal modeling and spatial analysis, In: Glahn, V.P. (Ed.), Proceedings IAMG'97, Vol: 1, 1, PP:57-72.

Korvin, G. (1992). Fractal models in the earth sciences, Elsevier Science Publishers B. Vol, PP:191-230.

Mandelbrot, B.B. (1983). The Fractal Geometry of Nature, W.H.Freeman NewYork.

Okubo, P., Aki, K. (1987). Fractal geometry in San Andreas Fault System, Journal of Geophysical Resarch, Vol: 92, No.B1, PP:331-344.

Tirrule.R., Bell.L.R., Griffis, R.J., and Camp, V. .E. (1983). The Sistan suture zone of eastern Iran, G.S.A, Vol:94, PP:134-150.

Tomkin.j.H, Braun.J. (1999). Simple models of drainage reorganization on a tectonically active ridge system, New Zealand Journal of Geology and Geophysics, Vol:42, PP:1-10.

Turcotte, D.L. (1992). Fractals in Geology and Geophysics, PAG, V:131, PP:171-196.




## نگرشی نو بر فرانهادگی برش راستگرد بر گرانیت میلونیتی ده زمان، گستره کوه سرهنگی، شمال باختر بلوک لوت

زهرا سودمند'، رضا نوزعیم\*'، سعید معدنی پور"

ا دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه، گروه زمینشناسی تکتونیک، دانشگاه تربیت مدرس zsoudmand@gmail.com ۲ استادیار، دانشکده زمین شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران nozaem@ut.ac.ir ۳ استادیار، دانشکده علوم پایه، گروه زمین شناسی تکتونیک، دانشگاه تربیت مدرس Madanipour.Saeed@Modares.ac.ir

\*نویسنده مسئول:رضا نوزعیم

### چکیدہ :

گرانیت میلونیتی ده زمان به سن تقریبی Ma Societ متشکل از دو توده لو کو کرات و مزو کرات در پهنه برشی کوه سرهنگی که در بخش شمال خاوری پهنه زمین ساختی کاشمر – کرمان واقع شده، با راستای E°N70 در شمال باختر بلو ک لوت قرار دارد. در پهنه برشی کوه سرهنگی چهار توده گرانیتی پر کامبرین پسین – کامبرین آغازین وجود دارند که در این میان، گرانیت ده زمان، بیش از سایر گرانیت ها دگرریخت شده است. بر گوار گی میلونیتی با راستای میانگین جنوب خاوری(E°S2) و با شیب حدود ° ۸۰ بسمت شمال خاور بخوبی در آن گسترش یافته است. روی بر گوار گی میلونیتی، خلواره کششی با میانگین زاویه افتادگی °۳۵ به سمت خاور تا جنوب خاوری قرار دارد. در این پژوهش در راستای تعیین سوی برش در مقاطعی که عمود بر بر گوار گی میلونیتی و به موازات خطواره کششی تهیه شده است. میانگی بوری بود باندهای برش در مقاطعی که عمود بر بر گوار گی میلونیتی و به موازات خطواره کششی تهیه شده است. میانگر شواهد قابل توجه ریز ساختارهای بلورهای کوار تز و فلدسپار، نظیر بر گوار گی مورب، ساختارهای دومینو، جهت گیری پورفیرو کلاستها، باندهای برشی C-S و 'C-S و ساختارهای زیگما استفاده شده است. یافته های این پژوهش نشانگر شواهد قابل توجه فرانهاد گی برش راستگر د بر روی برش جیگرد می باشند. برای نتیجه گیری دقیق در این زمینه داده های ساختاری و فرانهاد گی برش راستگر د بر روی برش چیگرد می باشند. بر ای نتیجه گیری دقیق در این زمینه داده های ساختاری و فرانهاد گی برش راستگرد بر روی برش چیگرد می باشند. بر ای نتیجه گیری دقیق در این زمینه داده های ساختاری و

كليد واژه ها: فرانهادگي، گرانيت ميلونيتي ده زمان، ريزساختار، بلوك لوت





New insight to the Overprinting of the Dextral shearing on the Deh Zaman mylonitic granite, Kuh-e-Sarhangi Area, northwest edge of the Lut Block Zahra Soudmand<sup>1</sup>, Reza Nozaem<sup>2\*</sup>, Saeed Madanipour<sup>3</sup> <sup>1</sup>Master student, Department of Geology, college of Science, University of Tarbiat Modares, zsoudmand@gmail.com <sup>2</sup>Assistant professore, Department of Geology, college of Science, University of Tehran, nozaem@ut.ac.ir <sup>3</sup>Assistant professore, Department of Geology, University of Tarbiat Modares, Madanipour.Saeed@Modares.ac.ir

#### Abstract:

The Kuh-e-Sarhangi shear zone with N70°E trend is located at northwest of the Lut Block in the northeast part of Kashmar-Kerman tectonic zone. Four granitic masses with lower Precambrian-upper Cambrian in age(535-570Ma) exists Kuh-e-Sarhangi zone. Deh-Zaman granite(~557-561Ma), as one the major granitic bodies of Kuh-e-Sarhangi zone is composed of two shearded lococrate and mezocrate masses with very well developed mylonitic foliation with S62°E/80NE atitude. On the mylonitic foliation, the mean pitch angle of microfolds are equal to 75° and the mean pitch of stretching lineation is ~35° toward east. In this paper to determine sense of shear, we used microstructures of Quartz and Feldspar crystals such as oblique foliation, domino structures, porphyroclasts orientation, S-C and S-C' shear bands and sigma structures. Findings of this research indicates considerable evidences overprinting of dextral shear on the former sinistral shear. In order to exact conclusion in this context more structure and microstructural data and radiometric age of shearing is needed.

Keywords: Overprinting, microstructure, Deh Zaman mylonitic granite, Lut Block

مقدمه : ایران مرکزی از جمله ی خرده قاره های کوهزایی کیمرین است که طی جدایش از ابرقاره گندوانا و حرکت بسمت حاشیه جنوبی اوراسیا سبب بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس در شمال و پیدایش اقیانوس نئوتتیس در بخش جنوبی این خرده قاره شده است[۱۸-۱۷-۱۹-۹-۹]. آثار و بقایای حوضه های اقیانوسی ذکر شده بین بلو کهای قاره ای بصورت مجموعه های افیولیتی در راستای حاشیه شمالی البرز(پالئوتتیس)، زاگر س و پیرامون خرده قاره ایران مرکزی(نئوتتیس) برونز د دارند. پهنه زمین ساختی کاشمر – کرمان از جمله پهنه های برشی شکل پذیر(zone shear Zones) بوده و حاوی برونز د سنگهای آذرین و دگر گونی پرکامبرین بالایی که دستخوش دگر شکلی شدیدی شده اند(شکل ۱). در این میان منطقه کوه سرهنگی[۵] بعنوان بخشی از ارتفاعات ایران مرکزی و یک منطقه نه چندان شناخته شده بصورت یک پهنه برشی راستالغز با راستای عاران بخش شمال خاوری پهنه ی زمین ساختی کاشمر – کرمان قرار دارد. این منطقه به طول ۷۵ کیلومتر و عرض ۱۰ تا ۲۰ کیلومتر بصورت گوه ای کشیده در حد فاصل '۱۰ °۵۸ – °۵۸ طول خاوری و ۳ °۳۵ – ۲۸ °۳۶ عرض شمالی قرار گرفته است(اشکال ۱ و ۲). راه های دسترسی منطقه جاده عشق آباد – بردسکن(آسفالته) و جاده بردسکن –چاه می مراحل مختلف کوهزایی وجود دارند که با آرایش نواری و بصورت دو گانه های راستالغز قرار گرفته این در آسفال و ۲). راه های دسترسی منطقه جاده عشق آباد – بردسکن(آسفالته) و جاده بردسکن – چاه می مراحل مختلف کوهزایی وجود دارند که با آرایش نواری و بصورت دو گانه های راستالغز قابل مشاهده اند(شکل ۲). مسافر(خاکی) است. از نظر سنگن شایسی در منطقه انواع سنگهای آذرین، رسوبی و دگر گونی بشدت دگرریخت شده

\*Corresponding author



قدیمی ترین سنگهای منطقه اسلیتهای معادل سری مراد [ ۱۵–۱۴–۱۰–۱۰] هستند که بیشتر در بخش میانی منطقه برونزد دارند اما در مجاورت با تودههای گرانیتی بصورت میکاشیستهای گارنت و استارولیتدار مشاهده می شوند [۳ و ۱] (مانند میکاشیستهای لاخ برقشی و میکاشیستهای شمال کریم آباد). اخیرا بر اساس یافتههای نوین میانگین سن گرانیت های منطقه کوه سرهنگی به روش اورانیوم-سرب، ۵۶۰ میلیون سال بر آورد شده است[۳]. بر پایه مطالعات پیشین و مشاهدات صحرایی، در منطقه ده زمان برونزدهای گستردهای از واحدهای آتشفشانی آهندار سیلورین [۳] وجود دارد که در حال حاضر کانسار آهن آن استخراج می شود(کانسار آهن دهزمان یا الله آباد)[۴]. این مطالعه با بررسی شواهد ریزساختاری و میکروسکوپی به تعیین سوی برش در مرحله نهایی د گرریختی می پردازد. در نهایت با در نظر گیری مجموعه شواهد و بر اساس مهمترین نشانگرهای برش، نیز آمار گیری تقریبی از ریزساختارهای شاهد بر برش راست و چپ، تعیین سوی برش صورت می گیرد.



شکل-۱ نقشه تکتونیکی- ساختاری شرق ایران بر گرفته از (**Ramezani and Tucker, 2003).** موقعیت کمربند کاشمر- کرمان با رنگ خاکستری بر روی نقشه نشان داده شده است. مستطیل قرمزرنگ موقعیت پهنه برشی کوه سرهنگی را نشان میدهد که نقشه زمین شناسی جزئی تر آن در شکل شماره ۲



شکل-۲ نقشه ساده زمین شناسی و ساختاری پهنه برشی کوه سرهنگی (برگرفته از نوزعیم، ۱۳۹۱ و Nozaem et al., 2013).





روش تحقيق:

بررسی شواهد ریزساختاری کانی های اصلی سازنده گرانیت ها (کوارتز، فلدسپار و میکا) می تواند کمک چشمگیری در شناخت سوی برش ثبت شده و دما و فشار حاکم بر دگرریختی در اختیار بگذارد .(Passchier, C.W., Trouw, R.A.J) (2005. طی مطالعات ریزساختاری و میکروسکوپی نمونه های جهت دار منطقه (موازی با خطواره و عمود بر بر گوارگی) جهت تعیین سوی برش، شواهدی از ساختارهای نشانگر برش در بلورهای کوارتز و فلدسپار بررسی گردید. در این میان از انواع ریزساختارها، موارد مشاهده شده در برش های منطقه شامل بر گوارگی مایل، ساختارهای دومینو، جهت گیری پورفیرو کلاستها، نوارهای برشی C-S و `C-S ، ساختارهای زیگما، زیگموئید، میکا ماهی و بیوتیت ماهی است. در بیشتر گرانیت های میلونیتی بلورهای فلدسپار بعلت مقاومت بیشتر، پورفیرو کلاست ها یا ساختار هسته ای را می سازند و عموما بلور کوارتز نیز پورفیرو کلاست می مازد. در بررسی های میکروسکوپی، با توجه به رفتار متفاوت کانی های مختلف در شرایط یکسان، به منظور بررسی شاخص های حرکتی و بر آورد شرایط حاکم بر دگرریختی، باید ریزساختارهای مختلف در شرایط یکسان، به منظور بررسی شاخصهای حرکتی و بر آورد شرایط حاکم بر دگرریختی، باید ریزساختارهای مختلف در کانیها با هم بررسی شوند تا نتیجه مطلوب حاصل شود.

## شواهد برش چپگرد

ساختارهای دومینو که به دو صورت همسو و ناهمسو با برش تشکیل می شوند، بصورت قطعات مجاور هم یا جداشده دیـده می شوند. گرچه در اکثر موارد بر گوار گی های مورب موجود برش راستگرد را نشان می دهند، گاه بصورت چپگرد نیز دیده می شوند. نوارهای برشی C-S و سو گیری پورفیرو کلاستها نیز شاهدی از برش چپگرد می باشند (شکل۳).



شکل۳- شواهد برش چپگرد الف) برگوارگی مورب ب) ساختار دومینو در بلور فلدسپار ج) برگوارگی مورب در کوارتز و زیگموئید در فلدسپار د) جهت گیری پورفیروکلاستهای فلدسپار



شواهد برش راستگرد

نوع برش راستگرد عمدتا در برگوارگی مورب موجود در رگه های سیلیسی منطقه، نیز بصورت نوارهای برشی S-C یا 'S-C مشاهده شد. همچنین در ریزساختارهای زیگموئیدال و زیگما در بلورهای کوارتز و فلدسپار به وفور دیده شدند. جهت گیری پورفیرو کلاستها نیز به عنوان تعیین کننده سوی برش در طول دگرریختی، که به جهت قرار گیری اولیه آن نسبت به جهت محورهای اصلی تنش و کرنش بستگی دارد، در مقاطع منطقه بررسی گردیدند(شکل۴).



شکل۴-شواهد برش راستگرد، الف) نوارهای برشی **'S-C،** ب) برگوارگی مورب ج) ساختار زیگما در کوارتز، د و ی) ساختار زیگموئید در بلور فلدسپار، ه) جهت گیری پورفیروکلاست فلدسپار.

در مقاطع برشی موجود از گرانیت ده زمان، ضمن وجود شواهد ریزساختاری که مجموعا غلبه برش چپ یا راست را در برخی مقاطع نشان میدهند، در مواردی نیز شواهد هر دو نوع برش همزمان و مجاور یکدیگر مشاهده می شوند. با توجه به وجود انواع ریزساختارهای نشانگر برش به دو صورت چپگرد و راستگرد، و با بررسی آماری از تمام شواهد موجود سمت و سوی دو نوع برش به بررسی و تحلیل شواهدپرداخته می شود(شکل۵).









شکل۵- شواهد برش چپ و راست در مجاورت هم، الف)برش راستگرد در کوارتز و برش چپگرد در فلدسپار، ب) سوگیری دو سویه بلورهای فلدسپار، ج) برش چپگرد در ساختار دومینو فلدسپار، برش راستگرد در برگوارگی مورب، د) برش چپ در ساختار زیگموئید بلور فلدسپار و برش راست در برگوارگی مورب.

نتیجه گیری:

برداشت های ساختاری انجام شده بر روی گرانیت میلونیتی ده زمان، حاکی از گسترش بر گوارگی با راستای میانگین S80°E, 80°NE است، و زاویه افتادگی خطواره کشیدگی روی بر گوارگی میلونیتی حدود °۵۵ و میل محور چینهای شکنجی حدود ° ۲۵ به سمت خاور و جنوب خاوری است(نوزعیم و همکاران،۱۳۹۳). شیب زیاد بر گواره میلونیتی، میل کم خطواره کششی و میل نسبتا زیاد محور ریزچین های شکنجی موجود بر روی بر گواره میلونیتی، مبین حاکم بودن سازو کار غالب راستالغز در منطقه است. در گرانیت ها بلورهای فلدسپار به علت مقاومت برشی بالا در دمای کمتر از م۰۶درجه سانتی گراد به صورت شکنا د گرریخت می شوند(2005) روی در روی بر گواره میلونیتی، مبین حاکم بودن شکل بلورهای فلدسپار بیشتر از نوع شکنا د گرریخت می شوند(2005) روی دامان نیز تغییر ریزبلورهای جدید تشکیل شده در حاشیه مرز است. بلورهای کوارتز شواهد د گرریختی در دمای بالای ۲۵۰ درجه سانتی گراد را بصورت پلاستیک در خود ذخیره می کنند که در منطقه مورد مطالعه، بلورهای کوارتز بیشتر بازتبلور گسترده نوع چرخش نیم بلور (SGR) و گاه مهاجرت مرز دانت. (GBD) از خود نشان می دهند. مجموعه این شواهد نشانگر دمای د گرریختی ۲۰۰۰ الی ۵۵۰ درجه سانتی گراد و مؤید میلونیتهای درجه پایین تا متوسط است. اما از دید گاه جنبشی و سوی برش در میلونیت ده زمان بر اساس مطالعات نوزعیم، ۱۳۹۱ ، می ۱۳۹۳ و ۱۳۵۵ د گرریختی در دمای بلای در مای بستی و سوی غربش در میلونیت ده زمان بر اساس مطالعات نوزعیم، ۱۳۹۱ ، ۱۳۹۵ و ۱۳۵۶ د میرویختی در مای در میل می ده در ساختر در ساختری در می می در جو باین تا موسو است. اما از دید گاه جنبشی و سوی غربش در میلونیت ده زمان بر اساس مطالعات نوزعیم، ۱۳۹۱ ، نوزعیم ، همکاران، ۱۳۹۳ و گرایت میرومه بیشتر در ساختری





مرتبط با بلوهای فلدسپار محفوظ مانده است. اما در پژوهش پیش رو بویژه در رگهها و باندهای غنی از کوارتز که نسبت به بلورهای فلدسپار به دگرریختی حساسترند؛ شواهد برش راستگرد کاملا مشهود و در خور تامل میباشد. لذا با توجه به فرانهادگی برش راستگرد بر روی برش چپگرد که به دفعات در پهنه برشی ده زمان روی داده است(نوزعیم،۱۳۹۱) به نظر میرسد این فرا نهادگی در گرانیت میلونیتی ده زمان نیز محفوظ مانده است گرچه تصمیم گیری نهایی در مورد ساز و کار این رویداد به بررسیهای دقیقتر و داده های سنی رادیومتریک نیاز دارد.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

# منابع فارسی :

[1] سهندی م.ر.، قاسمی م.ر.، اختیار آبادی ی.، (۱۳۸۹). "نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰ قاسم آباد"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
[۲] سودمند، ز.، (۱۳۹۷)، " تحلیل کرنش گرانیت میلونیتی ده زمان، گستره کوه سرهنگی، شمال غرب بلوک لوت" ، پایان نامه کارشناسی ارشد در حال انجام، دانشگاه تربیت مدرس، تهران.
[۳] نوزعیم، ر.، (۱۳۹۱)، "تحلیل دگر ریختی گستره کوه سرهنگی در شمال باختر بلوک لوت" ، پایان نامه کارشناسی [۳] نوزعیم، ر.، (۱۳۹۱)، " تحلیل کرنش گرانیت میلونیتی ده زمان، گستره کوه سرهنگی، شمال غرب بلوک لوت" ، پایان نامه کارشناسی ارشد در حال انجام، دانشگاه تربیت مدرس، تهران.
[۳] نوزعیم، ر.، (۱۳۹۱)، "تحلیل دگر ریختی گستره کوه سرهنگی در شمال باختر بلوک لوت", رساله دکتری, دانشگاه تربیت مدرس، تهران.
[۴] نوزعیم، ر.، و همکاران، (۱۳۹۳)، " تحلیل ساختاری و تعیین شرایط دگر شکلی پهنه برشی کوه سرهنگی در گرانیت ده زمان، شمال باختر بلوک لوت", محلور در گرانیت ده زمان، شمال باختر بلوک لوت", رساله دکتری, دانشگاه تربیت مدرس، تهران.
[۴] نوزعیم، ر.، و همکاران، (۱۳۹۳)، " تحلیل ساختاری و تعیین شرایط دگر شکلی پهنه برشی کوه سرهنگی در گرانیت ده زمان، شمال باختر بلوک لوت" مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران، سال بیست و دوم، شماره ا.
[۴] هو شمندزاده, عو نبوی, م.ح., ۱۳۶۵. نقشه ۱/۲۵۰۰۰ پهنه های دگر گونی ایران, انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.

#### **References:**

[6]Bagheri S., Stampfli G.M., 2008. "The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complex on central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications", Tectonophysics 451, p. 123-155.

[7]Blenkinsop TG, Treloar Pj., 1995. "Geometry, classification and kinematics of S-c fabrics". Journal of Structural Geology V: 17. Pages 397-408.

[8]Blenkinsop TG, 2000. "Deormation microstructures and mechanisms in minerals and rocks", Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 150pp.

[9]Brunet M., Korotaev M.V., Ershov A.V., Nikishin A.M., 2003. "The south Caspian basing: a review of its evolution from subsidence modelling", Sedimentary Geology 156, p. 119-148.

[10]Eftekharnezhad J., Ruttner A., Nabavi M.H., 1977. "Geological map of Ferdows", scale:1/250000.

[11]Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. Microtectonics. Springer, Berlin, Heidelberg, New York.

[12]Ramezani, J., Tucker, R.D., 2003. The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics.

[13]Rossetti et al., 2015. "Tectonic setting and geochronology of the Cadomian(Ediacaran-Cambrian) magmatism in Central Iran, kuh-e-Sarhangi region (NW Lut Block)", Journal of Asian Earth Sciences, 102, pp. 24-44.

[14]Ruttner A., Nabavi M.H., 1977. "Geological map of Ozbak kuh mountain", scale:1/100000.

[15]Sahandi M.R., Baumgartner S., Schmidt K., 1983 "Contributions to stratigraphy and tectonics of Zeber-kuh range (East of Iran)", final report of geodynamic project in Iran, No51, p. 185-204.

[16]Sengor, A.M.C., 1987. "Tectonics of the Tethysides: orogenic collage in a colligenal setting", Annual Review of Earth and Planetaty Sciences 15, p. 213-244.

[17]Stampfli G.M., 2000. "Tethyan oceans. In: Bozkurt E., Winchester G.A., Piper G.D.A., (Eds), Tectonics and magmatism in Turkey and surrounding area", Geological Society of London, Special Publication pp. 1-23.

[18]Stampfli G.M., Borel G.D., 2002. "A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones ", Earth and Planetary Science Letters196, p. 17-33.





[19]Trouw, R.A.J., Passchier, C.W., 2009. "Atlass of Mylonites", second ed., Springer, Berlin.[20]Vernon.R.H., 2004. "A Practical Guide to Rock Microstructure.", Cambridge University Press.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم





## **واکاوی جنبش شناختی و تاثیر وارونگی تکتونیکی بر تشکیل تله های هیدروکربنی بخش لیشتر میدان نفتی گچساران** ◊◊◊◊◊◊◊◊

چکیدہ :

میدان نفتی گچساران در فروافتادگی دزفول،در کمربند چین خورده پیش بوم زاگرس واقع شده است.بخش لیشتر در شمال غربی میدان نفتی گچساران قرار دارد.بررسی ساختارهای واژگون در اکتشاف تله های نفتی به ویژه در مناطقی که وارونگی فروبوم پی سنگی شکل گرفته اند، بسیار مهم می باشد. در این مطالعه، بر اساس نتایج بدست آمده از ترسیم ۹ برش عرضی ساختاری ،گزارشات لرزه ای، روش طبقه بندی جیمسون، بررسی شکستگی های منطقه، ارتباط ساختار لیشتر با میادین نفتی اطراف به صورت چین های مرتبط با راندگی در نظر گرفته شده است. رشد این تاقدیس و رفتار شکنای حاصل از این رشد، ناشی از حضور ، وارونگی فرو بوم پی سنگی (mabe) است. که سبب بوجود آمدن این شکستگی های چند مرحله ای در این ساختار گردیده است. **کلید واژه ها**: برش؛ تاقدیس؛لیشتر ؛ ساختاری؛عرضی ؛گچساران؛گسل.

### Kinematic analyses and the effect of tectonic inversion on the construction of hydrocarbon traps in the Lishtar area in the Gachsaran oil field

<sup>1</sup>Khalil Sarkarinejad,<sup>2</sup>Tina Azhdari,<sup>3</sup>Kiarash Ghanavati
<sup>1</sup>Professor, Department of Earth Sciences, College of Sciences, Shiraz University, Shiraz, Iran
<sup>2</sup> MSc., Department of Earth Sciences, College of Sciences, Shiraz University, Shiraz, Iran(tina.azhdariii@gmail.com)
<sup>3</sup>MSc., National Iranian Oil Company, Ahvaz, Iran

#### Abstract:

Gachsaran oil field is located in the Dezful embayment of the Zagros foreland folded belt.Lishtar are located in the northwestern part of the Gachsaran oil field. Investigation of the inverted structures are very important in exploration of the hydrocarbon traps especially in the areas that there are basement inverted grabens and half grabens have been formed.

In this study, According to the results of the draw 9 structural cross section constructions, 2D seismic profile interpretation, classification method of Jamison, and presence of fractures in the region, the relationship between the structure of the lishtar area and surrounding oil fields was considered as fault-bend folding.

. The sub-surface anticlines of Gachsaran, Mansour abad and Khaviz hydrocarbon traps in the vicinity of the Lishtar subsurface anticline, led as obstacles to the growth of this structure. On the other hand, the gradual growth of the anticline and brittle behavior of this growth is due to the presence of





basement inverted graben at the base of the Lishtar anticline in which resulted multiple fracturing in this anticline.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

Keywords : fault; structural; lishtar ;cross;traps; anticline.

## **~~~~**

مقدمه :

یکی از عوامل اصلی و ضروری برای تجمع بهینه هیدرو کربن، تله های نفتی می باشد. گسل و چین خوردگی نقش مهمی در ایجاد تله های نفتی ایفا می نمایند. در تشکیل تله های هیدرو کربنی، ساختارهای واژگون (Inversion) دارای اهمیت بالایی می باشند. واکاوی هندسی و جنبش شناختی چین ها و شکستگی ها در کمربندهای چین خورده- رانده از موارد اصلی و ضروری در مطالعه ی اکتشافی میادین نفتی است. الگوهای مربوط به چین های مرتبط با گسلش (McClay,1996) مالی و ضروری در مطالعه ی اکتشافی میادین نفتی است. الگوهای مربوط به چین های مرتبط با گسلش (Pobletand مرکستگی می باشد. وارونگی تکتونیکی نقش کلیدی در اصلی و ضروری در مطالعه ی اکتشافی میادین نفتی است. الگوهای مربوط به چین های مرتبط با گسلش (McClay,1996) مطلی و ضروری در مطالعه ی اکتشافی میادین نفتی است. الگوهای مربوط به چین های مرتبط با گسلش (McClay,1996) مربوط به چین های مرتبط با گسلش (مورور) میدان نفتی می باشد. وارونگی تکتونیکی نقش کلیدی در برش های عرضی و بررسی سبک چین خوردگی، به واکاوی بخش لیشتر پرداخته می شود.



شكل ۱- موقعيت ميدان نفتي گچساران- ليشتر - خويز - منصور آباد (Sherkati, 2004) و نقشه زمين شناسي و ساختاري منطقه .



شکل۲-(تصویر سمت راست )چین خوردگی خم گسلی در لیشتر -(تصویر سمت چپ )درزه های مزدوج در خویز. ♦♦♦♦♦♦♦

### روش تحقيق:

فروافتادگی دزفول در برگیرنده ی میدان های نفتی زیادی است که تاقدیس هایی با جهت یافتگی شمال غرب – جنوب شرق است (Blance et al., 2003). میدان نفتی گچساران در قسمت شمال غرب این فروافتادگی قرار دارد و یکی از بزرگترین مخازن کربناته ایران می باشد، که در ۲۳۰ کیلومتری جنوب شرقی اهواز قرار دارد. منطقه ی مورد مطالعه بخش





شمال غرب میدان نفتی گچساران، به نام لیشتر است، که از سمت شمال به میادین خویز و منصور آباد و از سمت جنوب به میادین نفتی گرنگان و پازنان مربوط است.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

## روش مطالعه

در این مطالعه با استفاده از داده های اندازه گیری شده صحرایی، نگاربرداری چاه ها، نقشه های زمین شناسی، تصاویر ماهواره ای ، به واکاوی چین ها و شکستگی ها پرداخته شده است. به کمک تلفیقی از نگاربرداری چاهها و نقشه های (UGC Map)، از طریق روش کینک (Suppe,1985) تعداد ۹ برش عرضی در راستای شمال غرب – جنوب شرق رسم گردید. با توجه به پارامترهای هندسی برگرفته از برش های عرضی، تحلیل ساختاری چین ها از نمودارهای تحلیلی (Jamison, 1987) استفاده گردید. برداشت اطلاعات خش لغزها از سطح گسلی، تنش های اصلی حاکم بر منطقه بدست آمد (شکل۳و۴). در شکل ۵ بر اساس نتایج بدست آمده، بیضوی واتنش در منطقه لیشتر را نشان می دهد.

Structural map of the Lishtar area



شکل۳-الف-رزدیاگرام سامانه شکستگی ها در منطقه لیشتر



شکل ۳- ب-تنش های اصلی منطقه در چهار ایستگاه مختلف ،حاصل از نرم افزار Win-Tensor ۴- نتایج حاصل از نرم افزار MIM به کمک داده های شیب و امتداد گسل و ریک خش لغزهای منطقه در چهار ایستگاه مختلف ، واکاوی استریوگرام جهات σ۱ (دایره سمت چپ) و σ3 (دایره سمت راست).







شکل۵- بیضوی واتنش بر اساس اندازه گیری های نسبت تنش ¢ و مقدار آن بین صفر و یک (برگرفته از Fossen, 2010).

## وا کاوی ساختاری

ساز و کار چین خوردگی در منطقه، با استفاده از تحلیل و بررسی برش های لرزه ای و نقشه های UGC Map ، با استفاده از روش (1992) Twiss and Moores برای بررسی ارتباط بین رده بندی خطوط هم شیب (dip isogon) در چین ها مورد تفسیر قرار گرفت. چین های مرتبط با گسل های راندگی زمانی تشکیل می شوند که تغییرات زاویه در سطح گسل، ساختارهایی را که از نظر هندسی لازم و سازگار با آن تغییرات هستند، در بلوک فرادیواره و در اثر حرکت آن بلوک روی سطح گسل ایجاد می کنند (مانند چین های خم گسلی و انتشار گسلی (addition of addition of addition of addition)). برای تعیین منسجم ترین حالت را دارند زیرا چندین مدل مختلف را مورد توجه قرار داده اند، چین های مرتبط با گسل در سه گروه اصلی چین های خم گسلی، چین های انتشار گسلی (addition of addition of addition)). برای تعیین منسجم ترین حالت را دارند زیرا چندین مدل مختلف را مورد توجه قرار داده اند، چین های مرتبط با گسل در سه گروه اصلی چین های خم گسلی، چین های انتشار گسلی و چین های جدایشی واکاوی شده اند اسمانی چین های خم گسلی، چین های انتشار محلی و چین های جدایشی واکاوی شده اند موالیاتی، تاقدیس خویز با رخنمون سطحی آسماری قرار داده، به ابعاد ۲۴ در ۵ کیلومتر می باشد. این تاقدیس در بخش مطالعاتی، تاقدیس خویز با رخنمون سطحی آسماری قرار دارد، به ابعاد ۴۲ در ۵ کیلومتر می باشد. این تاقدیس در بخش جنوبی زاگرس میانی، حاشیه شمال تا شمال شرقی فرو افتادگی دزفول و در جنوب گسل یا خمیدگی پیشانی کوهستان قرار دارد. تاقدیس زیر سطحی منصور آباد با رخنمون سطحی سازند گچساران است.در ۱۰ کیلومتری شمال شرقی شهرستان بهبهان در جنوب تاقدیس خویز قرار دارد. تاقدیس نامتقارن گچساران در سمت شرق منطقه با محور شمال غرب جنوب شرق، و عرض آن در منتهی ایه شمال غربی(ساختار لیشتر) حتی به ۱۲ کیلومتر نیز می رسد و تاقدیس گرنگان در قسمت جنوب شرقی منطقه مطالعاتی قرار دارد. موقیت این مایتقارن نوتی به ۲۱ کیلومتر نیز می رسد و تاقدیس گرنگان در قسمت جنوب شرق، منطقه مطالعاتی قرار دارد. موقیت این میادین نفتی در شکل ۱ نشان داده شده است.





#### **\$\$\$\$\$**

#### نتیجه گیری:

در نمودار های (Jamison به منظور تحلیل ساختاری چین ها پارامترهای هندسی دیگری به نام زاویه رمپ ( α) و نسبت ضخامت TRدر تاقدیس ها اندازه گیری شد.شکل ( ۶) موقعیت چین های منطقه را در نمودار (Jamison (1987 نشان می دهد. تاقدیس خویز در موقعیت ۵۰ ٪ ضخیم شدگی پیش یال و چین خوردگی انتشار گسلی است و تاقدیس لیشتر، چین خوردگی خم گسلی نوع اول و بر روی منحنی ضخیم شدگی لایه یکنواخت قرار می گیرد.تاقدیس رامه چار، نیز بین ۲۵ ٪ ناز ک شدگی پیش یال تا ضخامت یکنواخت قرار می گیرد و چین خوردگی خم گسلی است. تاقدیس های دیگر در بخش بدون راه حل نمودار قرار می گیرند.در نمودار دیگر بیشتر تاقدیس های ما بر روی محور نسبت ضخامت برابر یک بخش بدون راه حل نمودار قرار می گیرند. که در این مورد باید اشاره به تاثیر گسل های عرضی در برش های ساختاری نمود. پارامتر دیگر (aspect ratio) نسبت طول محور چین به نصف طول موج چین، برای تاقدیس لیشتر مقدار ۳۷ اندازه گیری شده است و این نشان دهنده چین های مرتبط با گسل و چین از نوع خم گسلی یا انتشار گسلی می باشد که در این جا نتیج بدست آمده با استفاده از نمودارهای ( Jamison (1987) با زنوع خم گسلی مور برای تاقدیس معای در اندازه گیری شده است و این نشان دهنده چین های مر تبط با گسل و چین از نوع خم گسلی یا انتشار گسلی می باشد که در این جا نتیجه بدست آمده با استفاده از نمودار ( Jamison (1987) با (Jamison ) محسبه شده برای تاقدیس مطابقت اندازه گیری شده است و این نشان دهنده چین های مر تبط با گسل و چین از نوع خم گسلی یا انتشار گسلی می باشد که در این جا نتیجه بدست آمده با استفاده از نمودارهای ( Jamison (1987) با (Jamison ) محسبه شده برای تاقدیس مطابقت دارد. عامل این چین خوردگی را می توان گسل رانده زیر سطحی در برش عرضی ساختاری معرفی کرد.

$$T_R=rac{t_f}{t_i}$$
ضخامت نهایی لایه(بعد از چین خوردگی) t<sub>f</sub> به ضخامت اولیه(قبل از چین خوردگی)

با بررسی نمایه های لرزه ای موجود و مطالعات برش های عرضی ساختاری نوع چین بر اساس طبقه بندی زاویه بین یالی تاقدیس زیرسطحی لیشتر نیز به ترتیب در مطالعات برش های عرضی ساختاری دارای زاویه بین یالی( γ)<sup>°</sup> ۱۶۶و <sup>°</sup>۱۶۰ از نوع چین ملایم است. تاقدیس خویزاز نوع چین ملایم، دارای زاویه بین یالی<sup>°</sup> ۱۷۸ و<sup>°</sup> ۱۲۰ و <sup>°</sup> ۱۵۸ است. تاقدیس رامه چار به ترتیب دارای زاویه بین یالی(γ)<sup>°</sup> ۱۲۰ <sup>°</sup> می باشد .تاقدیس گرنگان نیز دارای زاویه بین یالی<sup>°</sup> ۱۲۶ و چین با





سبک ملایم است. وجود سازند محرکی چون گچساران به دلیل ماهیت تبخیری اش از سمت شرق به غرب، دارای تغییر ضخامت است و علاوه بر تاثیر بر سبک چین خوردگی، بر تعداد گسل ها نیز تاثیر گذاشته است، به طوری که با افزایش ضخامت گچساران تعداد راندگی ها کم شده است.

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

بر اساس مطالعات برش های عرضی ساختاری موازنه شده، طول به حالت اولیه بازگرداندن یکی از برش های عرضی 4,04 40,4964.04 و طول برش عرضی مرحله آخر 46535.29 متر محاسبه شده،میزان کوتاه شدگی برش عرضی 9,04 ٪ بدست آمد، این میزان کوتاه شدگی کم با توجه به اینکه منطقه دارای نیروی بالایی نیست، منطقی به نظر می رسد. ساختارهای واژگون (Inversion)، نقش مهمی در تشکیل تله های هیدروکربنی دارند، به طوری که شرایط ساختاری از حالت کششی به فشارشی در مرحله برخورد دو پوسته، منجر به شکل گیری تله های مهم نفتی می شوند. وجود تاقدیس های زیرسطحی گچساران، منصور آباد و خویز در مجاورت تاقدیس زیرسطحی لیشتر، به عنوان موانعی در رشد این ساختار عمل کرده است. از سوی دیگر رشد این تاقدیس و رفتار شکنای حاصل از این رشد، ناشی از حضور ، وارونگی فرو بوم پی سنگی (basement inverted grabe) است، که سبب بوجود آمدن این شکستگی های چند مرحله ای در این ساختار گردیده است، این شکستگی ها در شناسایی تله های نفتی اهمیت بالایی دارند.

**~~~~~** 

منابع فارسی: - اژدری، ت.، (۱۳۹۵)،." واکاوی هندسی و جنبش شناختی بخش لیشتر میدان نفتی گچساران و ارتباط آن با میادین نفتی اطراف"، پایان نامه کارشناسی ارشد رشته زمین شناسی گرایش تکتونیک، دانشگاه شیراز، شیراز - مطیعی، ه.، ۱۳۷۴، "زمین شناسی ایران" ، زمین شناسی نفت زاگرس،۱۰۰۹ ص، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور

#### **References:**

-Fossen, H., 2010." Structural Geology", Cambridge University Press

-Jamison, W. R., Pope, A., 1996. "*Geometry and evolution of a fault-bend fold: Mount Bertha anticline*", Bulletin of the Geological Society of America 108, 208-224.

-James, G. S., and Wynd, J. G., 1965. "*Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement area*", American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 49(12), 2182–2245.

-Mitra, S., 1990. "Fault-propagation folds: geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps", American Association of Petroleum Geologists Bulletin 74, 921-945.

-Sherkati, S., and Letouzey, J., 2004. "Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment)", Iran: Marine and Petroleum Geology 21, p. 535–554.

-Suppe, J., 1983. "Geometry and kinematics of fault-bend folding", American Journal of Science 283, 684-721.

-Suppe, J., 1985. "Principles of Structural Geology", Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs, New Jersey, NJ. 537.

-Suppe, J., Medwedeff, D.A., 1990. "*Geometry and kinematics of fault-propagation folding*", Eclogae Geologicae Helvetiae 83 (3), p. 409-454.

- Twiss R.J., and Moores, E.M., 1992." Structural Geology", W.H. Freeman and Company.