بسمه تعالى

پژوهشهای دانش زمین

شماره ۵۴ سال چهاردهم تابستان ۱۴۰۲ شماره استاندارد بین المللی: ۸۲۹۹–۲۰۰۸

اعتبار علمی- پژوهشی پژوهش های دانش زمین طی ابلاغیه شماره ۴۵۸۶۰ مورخ ۱۳۹۰/۳/۱۱ کمیسیون بررسی نشریات کشور مورد تائید قرار گرفته است.

تفاهمنامه همکاری علمی بین نشریه پژوهشهای دانش زمین و انجمن رسوب شناسی ایران با هدف بهرهمندی از تواناییهای علمی و انجام فعالیتهای مشترک در تاریخ ۱۳۹۹/۹/۲۹ برقرار گردید.



همکاران این شماره

عباس صادقی، نسرین هداوندخانی، محسن احتشامی معین آبادی، علی یساقی، ایرج رساء، شهرام بهرامی قلمقاش، سعید نگهبان، سارا عطارچی، امانالله فتح نیا، نجمه نیسانی سامانی، قاسم کیخسروی، برومند صلاحی، غلامرضا براتی، محمد معانی جو، علی اکبر حسن نژاد، مجید قادری، نصرالله عباسی، نارام بایت گل، عزیزاله طاهری، فرامرز خوش اخلاق.

> متن کامل مجله در پایگاههای اطلاع رسانی زیر نمایه می شود: پایگاه علوم استنادی جهان اسلام <u>http://www.ISC.gov.ir</u> سایت اینترنتی جهاد دانشگاهی <u>http://www.SID.ir</u>



پژوهشهای دانش زمین



پژوهشهای دانش زمین شماره ۵۴، تابستان ۱۴۰۲ صاحب امتياز: دانشگاه شهید بهشتی مدير مسئول: دکتر جواد اطاعت، دانشیار دانشگاه شهید بهشتی سردبير: دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهید بهشتی هيئت تحريريه: دکتر محمد حسین آدابی، استاد گروه زمین شناسی دانشگاه شهید بهشتی دکتر احمد یوراحمد، استاد گروه جغرافیای انسانی دانشگاه تهران دکتر مهدی پورطاهری، دانشیار گروه جغرافیای انسانی دانشگاه تربیت مدرس دكتر جميله توكلي نيا، دانشيار جغرافيا و برنامهريزي شهري دانشگاه شهيد بهشتي تهران دکتر محمد مهدی حسین زاده، دانشیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه شهید بهشتی تهران دكتر احمدرضا رباني، دانشيار گروه زمين شناسي دانشگاه صنعتي اميركبير دکتر عزت الله رئیسی، استاد دانشگاه شیراز دکتر علیرضا زراسوندی، استاد گروه زمینشناسی دانشگاه شهید چمران اهواز دکتر عباس صادقی، استاد گروه زمینشناسی دانشگاه شهید بهشتی دکتر محمدرضا کمالی، استاد دانشگاه ادیس کوان استرالیا دكتر قاسم عزیزی، دانشیارگروه جغرافیای طبیعی دانشگاه تهران دکتر کاظم علوی پناه، استاد گروه سنجش از دور و GIS دانشگاه تهران دكتر حسن لشكرى، دانشيار جغرافيا و اقليم شناسى دانشگاه شهيد بهشتى تهران دکتر فریبرز مسعودی، استاد گروه زمین شناسی دانشگاه شهید بهشتی دكتر سيدحسن مطيعي لنگرودي، استاد گروه جغرافياي روستايي دانشگاه تهران دکتر علی یساقی، دانشیار گروہ زمینشناسی دانشگاہ تربیت مدرس

> **مدیر داخلی:** دکتر محمدمهدی حسینزاده، دانشیار دانشگاه شهید بهشتی **کارشناس مجله:** مریم رشیدی

چاپ: انتشارات دانشگاه شهید بهشتی نشانی دفتر مجله: تهران، اوین، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین، دفتر نشریه پژوهشهای دانش زمین – کدپستی ۱۹۸۳۹۶۳۱۱۳ تلفن:۲۹۹۰۵۶۱۹، فکس: ۲۲۴۳۱۶۹۰ تلفن:Res.Earth.Sci@sbu.ac.ir پست الکترونیک: http://esrj.sbu.ac.ir وب سایت: /http://esrj.sbu.ac.ir به شماره ۸۹/۱۶۸۵ از سوی وزارت فرهنگ و ارشاد اسلامی صادر گردیده است.

راهنمای نگارش

– نشریه پژوهشهای دانش زمین هر سه ماه یک بار منتشر میشود و در زمینههای تخصصی زمین شناسی و جغرافیا مقاله میپذیرد.

مقاله باید حاصل کار پژوهشی و علمی باشد و قبلاً در نشریهی دیگری، اعم از داخلی یا خارجی و یا مجموعه مقالات سمینارها و مجامع علمی چاپ نشده و یا همزمان برای نشریه دیگری ارسال نشده باشد. - هر مقاله تحقیقی باید داری عنوان، چکیده فارسی (حداکثر ۲۵۰ کلمه)، واژههای کلیدی به فارسی (تا ۵ مورد به ترتیب الفبا)، مقدمه، مواد و روش (منطقه مورد مطالعه و روش مطالعه)، بحث و نتایج و نتیجه گیری، پانوشت، منابع، چکیده انگلیسی منطبق بر چکیده فارسی و واژههای کلیدی به انگلیسی باشد. (چکیده مبسوط فارسی و انگلیسی (حداقل ۴۵۰ و حداکثر ۲۰۰ کلمه) نیز در انتهای مقاله آورده شود).

نگارش مقاله باید به صورت زیر باشد:

- متن مقاله باید بر روی کاغذ سفید A۴ با فاصله سطر ۱ سانتیمتر و با رعایت حاشیه ۳ سانتیمتر از لبهها و قلم فارسی بی نازنین ۱۳ برای متن، قلم فارسی بی نازنین پررنگ ۱۳ برای عناوین، و قلم Times New Roman 11 برای منابع انگلیسی داخل متن، اصطلاحات، منابع انتهایی و چکیده مبسوط انگلیسی در نرمافزار Word تایپ شده و طریق سیستم پند (سامانه الکترونیک) در سایت دانشگاه شهید بهشتی (/http://esrj.sbu.ac.ir) به دفتر مجله ارسال شود.

- حداکثر حجم مقاله شامل متن، شکلها، نمودارها و جداول ۱۸ صفحه باشد.

مشخصات نویسندگان باید به صورت زیر نوشته شود:

گروه، دانشکده، دانشگاه، شهر، کشور: به عنوان **مثال:** گروه زمینشناسی، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.

چکیده مبسوط انگلیسی: (Extended Abstract) چکیده مبسوط انگلیسی منطبق با چکیده مبسوط Title, Introduction, materials and methods, Results and فارسی باید دارای ساختار: discussion, Conclusion, Keywords, Reference

– عناوین جدولها در بالا و عناوین شکلها در زیر آنها نوشته شود. در جداول اعشار اعداد فارسی با / و انگلیسی با نقطه نشان داده شود.

- توضیح شکل و جدول (B Nazanin 12) به عنوان مثال: شکل ۱: موقعیت منطقه مورد مطالعه. فقط از واژه شکل برای کلیه نمودارها و تصاویر استفاده شود. کلیه تصاویر میکروسکوپی همراه با مقیاس در زیر عکس باشد.

منابع داخل متن به صورت: (آدابی، ۱۳۹۴) برای منابع فارسی و (Montgomery, 1997) برای منابع انگلیسی نوشته شوند. برای منبعی با دو نویسنده به صورت: (سعیدی و عزیزپور، ۱۳۸۸)، (1972 Appleyard and Lintell) در صورتی که بیش از دو نویسنده بود: (حسین زاده و همکاران، ۱۳۹۷) یا (Timperio et al, 2004) ارجاع دهی به منابع خارجی در شروع پاراگراف به صورت: آدایی, (Adabi, (2010 یا مونتگمری (Montgomery, 2012) می باشد. تمامی مقالات نویسندگان داخلی که در نشریات خارجی چاپ گردیده است باید در متن به صورت انگلیسی رفرنس داده شوند. مانند: (Adabi, 2010) اصطلاحات خارجی با معادلهای دقیق و رسا در زبان فارسی و نام کامل واژه و عبارتهای اختصاری به کار رفته در متن، به یانوشت انتهای مقاله ارجاع شوند. در انتهای مقاله: ارائه منابع و مأخذ انتهای مقاله براساس حروف الفبا و به صورت نمونههای زیر ارائه شود: **کتاب**: گنجی، م.ح.، ۱۳۶۷. جغرافیا در ایران از دارالفنون تا انقلاب اسلامی، چاپ اول، موسسه چاپ و انتشارات آستان قدس رضوی، مشهد، ۷۰۶ ص. Book: Flügel, E., 2004. Microfacies Analysis of Carbonate Rocks: Interpretation and Application: Springer – Verlag, Berlin, 976 p. مقاله: قهرودی تالی، م.، پورموسوی، م. و خسروی، س.، ۱۳۹۱. بررسی پتانسیل تخریب لرزهخیزی با به کارگیری مدلهای چند شاخصه (مطالعه موردی: منطقه یک شهر تهران)، یژوهشهای ژئومورفولوژی کمی، شمارہی ۳، ص ۵۷–۶۸. Article: James, N.P. and Bone, Y., 1992. Synsedimentary cemented calcarenite layers in Oligo- Miocene cool- water shelf limestones, Eucla Platform, South Australia: Journal of Sedimentary Petrology, v. 62, p. 860-872. - مجله از چاپ مقالات مروری و ترجمه معذور است. - در صورت استفاده از پایان نامه یا رساله های دانشجویی، ذکر عنوان رشته و نام دانشگاه مربوط، الزامی است. - ايميل نويسنده مسئول حتى الامكان ايميل آكادميك باشد. – سپاسگزاری بایستی برمبنای همکاریهای علمی باشد و قبل از فهرست منابع آورده شود. مسئولیت صحت و سقم مقاله از لحاظ علمی و حقوقی به عهده نویسندگان یا نویسنده است. نویسنده متعهد می گردد تا دریافت پاسخ نهایی نشریه از ارسال آن به سایر نشریات خودداری نماید. لطفاً از ارسال هم زمان مقاله به نشریات دیگر خودداری شود. توجه: بعد از ارسال مقاله جهت داوری امکان تغییر در تعداد نویسندگان مقاله وجود ندارد.

پژوهشهای دانش زمین، سال چهاردهم، شماره ۵۴، تابستان ۱۴۰۲، صفحات ۱–۱۴۹

شبیهسازی آماری فرینهای دمای شهر زنجان براساس سناریوهای آبوهوایی
لیلا احدی، حسین عساکرہ، یونس خسروی
پایش تغییرات فضایی گستره برفی البرز مرکزی با استفاده از تابع طبقهبندی ماشین بردار پشتیبان و تصاویر
ماهوارهای سری لندست
حسن جمس، داریوش یاراحمدی، ابوذر نصیری، حمید میرهاشمی ۳۵–۳۵
بررسی ساختار مورفولوژیکی – زمینساختی ارتفاعات سیاهکوه در ناحیه دامغان با استفاده از پارامترهای
تندی و فرورفتگی
فاطمه کیارستمی، مجتبی یمانی، ابوالقاسم گورابی، سید محمد زمانزاده، محمدرضا قاسمی
پراکنش زمانی – مکانی و الگوهای همدیدی توفانهای گردوخاک با دید افقی کمتر از ۲۰۰ متر در غرب ایران
زينب محمدی، حسن لشکری
کانیشناسی، ژئوشیمی و شرایط تشکیل کانسار مس ابری و رهبری، شمال غرب درونه
افسانه سلطانی، فرج الله فردوست
سیستماتیک اثر فسیلهای نهشتههای فلیشی کرتاسه بالایی در جنوب گلباف، استان کرمان
سعیده شاکری، احمد لطف آباد عرب، محمدرضا وزیری ۸۵-۱۰۱
تکوین ساختاری روند شمالباختری - جنوبخاوری در منطقه همتآباد - خاور ایران
ابراهیم غلامی، محسن کریمیدهکردی، محمدمهدی خطیب
مطالعه میانبارهای سیال و ایزوتوپهای پایدار کانسارهای آهن باباعلی و گلالی، شمالباختر همدان: کانه-
زایی تیپ آتشفشانی – رسوبی دگرگون و دگرشکل شده در شمال باختری پهنه سنندج – سیرجان
قدرت اله رستمی پایدار، منصور عادل پور
چینهنگاری سنگی، زیستی و دیاژنز سازند روته، در جنوب آمل
علیرضا چگینی، ایرج مغفوری مقدم، محمد حسین آدابی، مسعود لطف پور

شبیهسازی آماری فرینهای دمای شهر زنجان براساس سناریوهای آبوهوایی

لیلا احدی*! حسین عساکره'، یونس خسروی'

۱-گروه جغرافیا، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران ۲-گروه علوم محیط زیست، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

(پژوهشی)

دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۰۴/۱۵ پذیرش نهایی مقاله: ۱۴۰۱/۱/۲۵

چکیدہ

بسیاری از مسائل و رویدادهای محیطی نظیر خشکسالی و سیلاب در ارتباط با رویدادهای دمایی، همچون روند افزایش دما هستند. همچنین روند تغییرات دما تاثیرات مستقیم بر عرصههای زیستی(گیاهی، جانوری و انسانی) برجا می گذارند. از اینرو مطالعه روند تغییرات دما، مورد توجه آبوهواشناسان است و تجدید مطالعات در این زمینه، بهویژه در مقیاسهای ناحیهای ضرورتی اجتنابنایذیر است. در مطالعه حاضر شبیهسازی دمای شهر زنجان تا سال ۲۱۰۰ در معرض توجه بوده است تا تغییرات رفتار این عنصر بهعنوان نمایهای از تغییرات آبوهوایی مورد بررسی قرار گیرد. روش اجرای پژوهش توصیفی – تحلیلی و روش گردآوری دادهها کتابخانهای(اسنادی) است. برای شبیهسازی متغیرهای دمایی از مدل SDSM و سناریوهای آبوهوا (RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5) استفاده شده است. دادههای مورد استفاده شامل میانگین، کمینه و بیشینه دمای روزانه ثبت شده ایستگاه همدید زنجان طی دوره ۲۰۲۱–۱۹۶۱ و دادههای مدل گردش عمومی جو جهت شبیهسازی متغیرهای آبوهوایی در دورههای آتی است. براساس نتایج مطالعه حاضر و سناریوهای مورد مطالعه و مدل SDSM، مشخص شد که از سال ۲۱۰۰-۲۰۲۲ کمینه دما به طور متوسط ۲، بیشینه و متوسط دما ۳ درجه افزایش خواهند یافت. میانگین کمینه و متوسط دما در ماههای ژانویه و فوریه بیشترین و در ماه اکتبر کمترین افزایش را خواهند داشت. درحالی که میانگین بیشینه دما در ماه آگوست بیشترین افزایش و در ماه آوریل كمترين افزايش را خواهد داشت. همچنين بررسي تغييرات فصلي نشان داد كه همه فصول سال بهويژه فصول سرد، گرمتر خواهند شد. بررسی فرینها(صدک ۲۵ام و ۷۵ام) نشان داد که شمار فرینهای مشاهده شده برای هر سه متغیر مورد مطالعه، کمتر از فروانی فرینهای شبیهسازی شده در هرسه سناریو است. بنابراین بیش برآوردی رخدادهای فرین در مدلهای برازش یافته، مقبولیت این مدلها را در برآورد فرینها با لحاظ نمودن عدم قطعیت قابل یذیرش می سازد.

واژههای کلیدی: زنجان، سناریوهای آبوهوایی، شبیه سازی، فرین دما، SDSM.

Email: leila.ahadi70@gmail.com

*- نویسنده مسئول:

مقدمه

آبوهوا، یکی از بنیادیترین عوامل در ساختار سیاره زمین است. بی گمان پهنههای زیستی(از جمله انسان) و غیرزیستی به شکل عمیق و در سطح گستردهای متأثر از شرایط آبوهوایی است. تغییر(پذیری) آبوهوا می تواند بازخوردها و پیامدهای گوناگونی به دنبال داشته باشد. به باور بسیاری از پژوهشگران، تغییر آبوهوا و افزایش دمای کره زمین ناشی از افزایش غلظت گازهای گلخانهای⁽GHG) (نظیر بخار آب، دی اکسید کربن، متان، اکسید ازت و ...) است (عبدالعلی زاده و همکاران، ۱۴۰۱؛ پرهیزکاری و مظفری، ۱۳۹۵؛ واحدی و متاجی، ۱۳۹۲؛ Haites, 2018). انتشار مداوم گازهای گلخانهای باعث گرم شدن بیشتر و تغییرات در همه اجزای دستگاه آب و هوا می شود (انصاری مهابادی و همکاران، ۱۴۰۱؛ Rashid et al, 2015). هيئت بينالدول تغيير آبوهوا (IPCC) درجه سلسیوس گرمایش جهانی را گزارش کرده است. براساس این گزارش اگر تا سال ۲۰۳۰ میزان انتشار CO2 حاصل از فعالیتهای انسانی کاهش پیدا نکند، می تواند زودتر از آنچه پیش بینی شده است، تغییرات ویرانگر و برگشتناپذیر در آب و خشکی رخ دهد. طی ۳۰ سال گذشته فراوانی برخی از رویدادهای فرین افزایش یافته است (Kenward, 2014; Nik and Mozzami, 2021) و بيم آن مىرود در آينده مخاطرات بیشتری در آب و هوا رخ دهد (Chen et al, 2018). بر پایه تعریف IPCC، رویداد فرین به رویدادی گفته می شود که احتمال وقوع آن در مکان و زمان رخداد بسیار نادر است (گزارش هیئت بین الدول تغییر آبوهوا، ۲۰۰۷). به سخن دیگر، رویدادهای آب و هوایی فرین، پدیدههایی هستند که با بسامد کم، به طور متوسط کم تر از ۵٪ (فاطمی و نارنگی فرد، ۱۳۹۸)، و شدت بالا خود را نشان

میدهند و رخداد آنها شرایط معمول بومسازگان طبيعي و انساني را دستخوش تغييرات جدى قرار میدهند. در سالهای اخیر، وقوع چندین باره رخدادهای فرین(نظیرامواج گرما و سرما، بارش سنگین، رگبار، تگرگ، بارش برف، توفان، سیل و خشکسالی) در سراسر جهان گزارش شده است که تغییرات آنها را به تغییرات جهانی آب و هوا نسبت دادهاند (Yurong Hu et al, 2012). امروزه رخدادهای فرین آبوهوایی به دلیل اثرات آشکار بر زندگی بشر، زیستبومهای طبیعی و پیامدهای اقتصادی - اجتماعی اهمیت زیادی پیدا کردهاند. هرگونه تغییر در فراوانی یا شدت رخداد فرین آب و هوایی می تواند پیامدهای عمیقی بر محیط طبيعي و جوامع انساني داشته باشد. بنابراين تحليل رخدادهای فرین از اهمیت شایانی برخوردارند (افروشه و همکاران، ۱۴۰۰). با توجه به افزایش فرینهای آبوهوایی و مخاطرات طبیعی کشور ایران که با حساسیت اکولوژیکی مشخص می شود، این رویدادها بر وضعیت منابع آب، کشاورزی، انرژی، گردشگری و شرایط زیست آبوهوایی تأثیر قابل ملاحظهای می گذارد؛ از این رو مطالعه این زمينه بايسته است. از آنجا كه بيشتر مخاطرات طبيعى بەصورت نهان در محيط طبيعى هستند، آمادگی برای رویارویی با آن نخست با بررسی دقیق ویژگیها و سازوکارهای حاکم بر آنها به دست میآید. در گام پسین به کارگیری اصول مدیریت سانحه، بهمنظور پیشگیری و کاهش مخاطرات، آمادگی، رویارویی و بازسازی و بازتوانی مورد توجه است (Malalgoda, 2010). در این راستا، استفاده از مدلهایی که توانایی شبیهسازی آبوهوای آینده را دارند، بایسته به نظر میرسد تا بتوان با شبیهسازی آبوهوای آینده، مخاطرات آبوهوایی احتمالی آینده را شناسایی و برای رویارویی و مدیریت آن آمادگی لازم را به دست آورد. امروزه

توصیفی – تحلیلی و روش گردآوری دادهها کتابخانهای(اسنادی) است. در این پژوهش سعی شد با استفاده از مدل SDSM و با توجه به سناریوهای آبوهوایی، متغیرهای دمایی(کمینه، متوسط و بیشینه دما) شهر زنجان تا سال ۲۱۰۰ شبیهسازی شود. پس از شبیهسازی، فرینهای دما شبیهسازی شود. پس از شبیهسازی، فرینهای دما مربوط استخراج گردید. در پژوهش حاضر از شگرد و ریزمقیاس نمایی آماری برای شبیهسازی استفاده شد.

دادەھا

جامعه آماری در این پژوهش، شهر زنجان است و برای شبیه سازی متغیر دما از ۳ گروه داده به شرح زیر به کار گرفته شد:

نخستین گروه، دادههای روزانه میانگین کمینه، بیشینه و روزانه دمای ثبت شده از ایستگاه همدید زنجان طی دوره ۲۰۲۱-۱۹۶۱ است. ایستگاه همدید زنجان با مختصات ۳۶ درجه و ۴۱ دقیقه شمالی و ۴۸ درجه و ۲۹ دقیقه شرقی در شهرستان زنجان قرار دارد. دومین گروه داده، دادههای ۲۶ سنجه پیشبینی کننده جوی مرکز ملی پیشبینی محیطی/ مرکز ملی پیشبینی جوی^۳ است. این دادهها برای مدلسازی، واسنجی و آزمون درستی مدل جهت شبیهسازی به کار گرفته شدهاند. روشهای گوناگونی برای شبیهسازی متغیرهای آبوهوايي دورههاي آينده تحت تأثير تغيير آبوهوا و ریزمقیاس گردانی این دادهها وجود دارد که معتبرترین آنها بهره گیری از دادههای مدل گردش عمومی جو و روشهای آماری است (اعتمادی و همکاران، ۱۳۹۴). متغیرهای پیشبینی کننده NCEP، می توانند روابط مختلفی با دادههای پیشبینی شونده داشته باشند؛ بنابراین متغیرهایی مهم هستند (رضائی و همکاران، ۱۳۹۵). سومین گروه، دادههای بزرگ مقیاس مربوط به

پژوهشهای پرشماری در زمینه مدلهای شبیهسازی به ویژه در زمینه ریزمقیاس نمایی خروجی الگوهای جهانی و برای نواحی مختلف با استفاده از روش شبکه عصبی مصنوعی (ماداکو و همكاران، ۲۰۱۶؛ پال و ایلتاهیر، ۲۰۱۵؛ آرگوئس و همکاران، ۲۰۱۴) و با استفاده از روش اس دی اس ام و لارس دبليو جي (ساوويگنت و همكاران، ۲۰۱۰؛ دیبیک و کولیبالی، ۲۰۰۵؛ دارند و حمیدی، ۱۴۰۰؛ شیخ ربیعی و همکاران، ۱۴۰۰؛ تقی لو و همکاران، ۱۳۹۸؛ اشرف زاده و همکاران، ۱۳۹۸؛ عساکره و همکاران، ۱۳۹۸؛ عساکره و کیانی، ۱۳۹۷؛ سلاجقه و همکاران، ۱۳۹۶؛ عساکره و اکبر زاده، ۱۳۹۶؛ فخیمی و همکاران، ۱۳۹۴؛ طائی سمیرمی و همکاران، ۱۳۹۳) عمدتاً برای دما انجام شده است. نتایج تمامی پژوهشهای ذکر شده نشان داد که براساس سناریوی افزایش غلظت گازهای گلخانهای، افزایش دما در آینده محتمل خواهد بود. همچنین به دلیل پیامدهای زیانبار رخدادهای فرین، پژوهشهای گوناگونی نیز در مورد این رخدادها در ادبیات آبوهوا شناسی جهان (صادق و همکاران، ۲۰۲۰؛ دوکی و همکاران، ۲۰۱۸؛ پاول و کیم، ۲۰۱۵؛ کینگهاف و همکاران، ۲۰۱۴) و ایران (فلاحي خوشجي و اميري، ١٣٩٨؛ اوجي، ١٣٩٧؛ عرفانیان و همکاران، ۱۳۹۶؛ امیدوار و همکاران، ۱۳۹۴؛ یزدان پناه و علیزاده، ۱۳۹۰) وجود دارد.

منطقه مورد مطالعه

هدف اصلی پژوهش کنونی بررسی شبیهسازی مقادیر میانگین و فرینهای کمینه، بیشینه و میانگین روزانه دمای شهر زنجان براساس سناریوهای آبوهوایی و با بهرهگیری از مدل SDSM است.

مواد و روشها پژوهش کنونی از نوع کاربردی، روش پژوهش وایازی خطی است. این مدل را ویبلی و همکاران در سال ۲۰۰۰ توسعه دادند (جعفرزاده و همکاران، .(Mahmood and Babel, 2014 :) ٣٩۵ ریزمقیاس نمایی مدلی است که بهطور گسترده استفاده می شود. در فرایند شبیه سازی بر مبنای مراحل هفت گانه مختلفی (کنترل کیفی و تبدیل دادهها؛ بررسی و انتخاب متغیرهای پیشبینی کننده؛ برازش الگو؛ تولید دادههای آب و هوایی؛ واكاوى دادهها؛ تحليل نمودارى؛ توليد سناريو) الگوی گردش عمومی جو براساس دادههای روزانه در هر نقطه یا منطقه معین ریزمقیاس میکند Kobuliev et al, 2021 ;Wilby et al, 2002) سبحانی و همکاران، ۱۳۹۴). از مدل زنجیره ماركوف براى بررسى احتمالاتى رويدادهاى فرين استفاده شده است. زنجیره مارکف یک تکنیک ریاضی برای مدلسازی پدیدههای تصادفی است که پیایند مشاهدات را در طول زمان نشان میدهد (رزمی و ستوده، ۱۳۹۶). زنجیره مارکف بیان می کند که هر برآیند فرایندهای تصادفی به t رویداد بیدرنگ قبل از خودش وابسته است و به رویدادهای پیشین مرتبط نیست (عساکره و مازینی، ۱۳۸۹؛ رزمی و ستوده، ۱۳۹۶). برای نمونه احتمال موج گرمای امروز براساس دمای روز قبل بررسی میشود. در پژوهش حاضر، برای بررسی احتمال رخداد فرین از زنجیره مارکف بار اول با آستانه صدكي استفاده شد. احتمال وضعيت بعد به یک مرحله قبل بستگی دارد و از رابطه ۱ استفاده می شود.

رابطه ۱) $P_{00} = \Pr(X_{t+1} = 0 | X_t = 0)$ $P_{0I} = \Pr(X_{t+1} = 1 | X_t = 0)$ $P_{I0} = \Pr(X_{t+1} = 0 | X_t = 1)$ $P_{II} = \Pr(X_{t+1} = 1 | X_t = 1)$ $P_{II} = \Pr(X_{t+1} = 1 | X_t = 1)$ در پژوهش حاضر، در ابتدا با استفاده از آستانه صدکی فراوانی وقوع هر یک از حالات و تغییر

مدل گردش عمومی جوی «HadCM3» برای سناريوهاي بيلان تابش RCP4.5 ،RCP2.6 و RCP8.5 براساس طول و عرض جغرافیایی ایستگاه زنجان اخذ شد (http://ccds-dscc.ec.gc.ca). این ایستگاه در یاخته X=19 و Y=46 واقع شده است. این دادهها برای شبیهسازی دمای زنجان تحت سناریوهای یاد شده به کار گرفته شدند. مدل HADCM3 در سال ۲۰۰۰ در مرکز هدلی سازمان هواشناسی انگلیس توسط گردون و همکارانش اجرا شده است. این مدل یک مدل جفت شده جوی – اقیانوسی است که از مؤلفه اتمسفری (HadAM3) و اقیانوسی (HadOM3) تشکیل شده است و تفکیک شبکههای آن به صورت ۲/۵×۳/۷۵ درجه با ۱۹ لایه در راستای قائم جو، ۴ لایه در ژرفای خاک و گام زمانی آن، ۳۰ دقیقه است. تفکیک اقیانوسی این مدل ۱/۲۵ در ۱/۲۵ است و گام زمانی فراسنج اقیانوسی به صورت انتگرال گیری هر یک ساعت است (حجازی زاده و همکاران، ۱۳۹۴؛ سیاری و همکاران، ۱۳۹۰). شبیهسازیها بر پایه تقویم سال ۳۶۰ روزه و ماههای ۳۰ روزه انجام می شود. این مدل توان جداسازی بالایی دارد و بین فراسنجهای جوی و اقیانوسی هماهنگی خوبی دارد (شیدائیان و همکاران، ۱۳۹۳؛ خادمی و همکاران، ۱۳۹۶). نارسایی آشکار این مدلها قدرت تفکیک مکانی کم و ساده سازیهایی است که برای فرایندهای آبوهوایی در نظر می گیرند. برای حل دشواری قدرت تفكيك پايين، لازم است برونداد اين مدلها پیش از استفاده در بررسیهای ارزیابی آبوهوا، ریزمقیاس شوند (کاظمی راد و محمدی، ۱۳۹۴) تا خروجیها به متغیرهای سطحی در مقیاس منطقه مورد مطالعه تبديل شوند. روش اجرای پژوهش مدل ریزمقیاس نمایی آماری ترکیبی از دو روش تولید دادههای آب و هوایی غیرقطعی و روش

حالات محاسبه شد. در مرحله بعد احتمال وقوع فرینهای سه متغیر با استفاده از زنجیره مارکف محاسبه شد. ماتریس رابطه ۲ فراوانی تغییر وضعیت از روز با دمای نرمال به روز با دمای فرین، تغییر روز با دمای فرین به روز با دمای نرمال و تغییر روز با دمای فرین به روز با دمای فرین را نشان می دهد.

رابطه ۲)

$$F = {D \atop W} \begin{bmatrix} n_{11} & n_{12} \\ n_{21} & n_{22} \end{bmatrix}_{D}^{W}$$

در این پژوهش روش بیشینه درستنمایی به کار
 \mathcal{P} فته شده است. بر مبنای تئوری کلاسیک،
احتمال براساس فراوانی نسبی در یک دوره آماری
مازینی، ۱۳۸۹).

			ابطه ۳)	,
	D	n ₁₁	$\frac{n_{12}}{2}$,
D —		n_{1+}	n_{1+}	
1 –		n_{21}	n_{22}	
	$w^{ }$	n_{2+}	n_{2+}	

بحث و نتايج

واسنجى

برای به دست آوردن مناسب ترین متغیرهای جوی برای برآورد نمایه های سه گانه دما رابطه متغیرهای وابسته (کمینه، متوسط و بیشینه دمای روزانه) با متغیرهای مستقل جوی (NCEP) بررسی شد تا متغیرهای مستقل انتخاب شود و مدل برای متغیرهای مستقل انتخاب شود و مدل برای متغیرهای مواد استاه واسنجی گردد. در جدول ۲ متغیرهای مورد استفاده ارائه شده است. جدول ۳ ضریب تعیین بین متغیرهای مستقل و متغیرهای ضریب تعیین بین متغیرهای مستقل و متغیرهای وابسته، خطای استاندارد و آزمون دوربین واتسون را نشان می دهد. با توجه به همبستگی بالای متغیرها می توان از آنها به عنوان متغیر مستقل در برآورد متغیر وابسته استفاده نمود.

p-value	همبستگی جزئی	ھمبستگی	متغير مستقل	نام متغير
•	٠/١٠۴	٠/٨٢٩	رطوبت ویژه ۸۵۰ هکتوپاسکال	
•	• / • • ٣	•/٨۶٢	رطوبت ويژه ۱۰۰۰ هكتوپاسكال	کمینه دما
•	•/814	۰/۹۰۸	دمای سطح در ارتفاع ۲ متری	
•	-•/• \ •	•/٨۶٢	ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال	
•	•/۲٨٣	•/٨٧٨	رطوبت ويژه ۱۰۰۰ هكتوپاسكال	متوسط دما
•	•/Y\X	•/٩۶•	دمای سطح در ارتفاع ۲ متری	
•	-•/477	-•/۶٩٨	فشار متوسط از سطح دريا	
•	•/۴٧٣	۰/۸۹۳	ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال	بیشینه دما
•	۰ /۳۰ ۸	٠/٩۵٩	دمای سطح در ارتفاع ۲ متری	

جدول ۱: متغیرهای مستقل انتخاب شده براساس مدل SDSM

سيوس)	ه درجه سا	ی دما (به	زی دادهها;	ت شبيەسا	سيون جهہ	له کالیبرا	ل از مرحا	يج حاصا	ل ۲: نتا	جدو
-------	-----------	-----------	------------	----------	----------	------------	-----------	---------	----------	-----

میانگین	dec	nov	oct	sep	aug	jul	jun	may	apr	mar	feb	jan		
•/۴•٣	۰/۵۰۳	•/۴۶۴	•/٣٣٣	•/٣٢٨	•/٢۶٣	•/٣•٣	•/۲۹۷	•/٣۵٣	•/۴۲۴	•/۵YA	•/۴۹۴	۰/۵۰۲	R square	1.5
۳/۰۵۷	٣/٨٧١	۲/۹۷۴	۲/۸۴۲	۲/۴۱۰	۲/۴۵۷	۲/۳۵۷	۲/۳۰۸	2/471	۲/۹۲۱	۲/۸۸۵	4/499	۴/۶۸۸	SE	دمينه
۱/۰۵۸	•/٧٨۶	•///٣٧	١/• ٧٧	1/418	۱/۱۰۹	1/170	١/٢٧٣	1/844	۱/۰۸۲	1/117	۰/۷۵۵	•/YY۵	Durbin- Watson	دما
•/۵۸۲	•/997	• 99 •	•/۶۱۷	۰/۵۴۸	•/۴۹۵	•/۴۲۸	۰/۵۰۴	 ∕۵۵۸ 	•/۶١•	٠ <i>/</i> ۶۹۱	•/977	۰/۵۷۹	R square	متوسط
۲/۵۱۷	۲/٨۶۵	7/202	7/844	۲/•۶۱	۲/•۶۵	۲/۱۷۸	7/779	۲/۵۰۱	۲/48.	7/494	٣/١٣٧	3/089	SE	دما

	Durbin- Watson	۰/۵۱۵	•/۵AV	•/۶٨٨	۰/۸۱۳	•/877	•/۴۷١	•/4•8	۰/۴۵۱	<i>۰/۶</i> ۵۱	•/۶۲۷	•/847	•/۶١٢	۰/۵۹۰
x	R square	۰/۵۳۹	•/۵۶۲	۰ <i>/</i> ۶۷۱	•/881	• 1888	•/٧٣١	<i>۰/۶</i> ۵۱	٠/٧٠۵	•/٧۵۶	•/٧٢٨	•/۶۵•	•/۶۵۲	•/994
بیسینه دما	SE	٣/۶۳٨	3/401	۲/۸۷۳	7/884	7/844	١/٧٧٩	۱/۹۳۳	١/۶٩٨	1/847	۲/۳۱۳	۲/۶۸۸	٣/١٠٧	۲/۵۰۷
	Durbin-	•/YY۵	۰/۷۱۶	•/9٣٢	1/114	۰/ ۸ ۸۶	۱/۰۷۴	۰/۹۴۸	۱/۱۱۰	١/١٣٩	۰/۹۵۳	۰/٨٠۶	٠/٨١۴	٠/٩٣٩

به منظور واسنجی مدل SDSM دادههای مشاهداتی ایستگاه زنجان و دادههای مرکز ملی پیشبینی متغیرهای محیطی NCEP به دو دوره دوره اول برای واسنجی مدل استفاده شد. شکل ۲ میانگین کمینه، متوسط و بیشینه دمای مشاهده شده و با مدلهای شبیهسازی شده آنها طی دوره ۱۹۹۰–۱۹۶۱ را برای مقایسه آنها ارائه میکند.

براساس نمودارهای شکل ۲ میتوان دید که مدلها کارایی بالایی در شبیهسازی دادههای مربوطه را دارند. بهطوری که میانگین مشاهدات و مقادیر شبیهسازی کمترین اختلاف را نسبت به هم دارند. همچنین نمودارهای پراکنش نگار باقیماندهها در شکل ۳ نیز حکایت از آن دارد که مدل SDSM از کارآیی مناسبی جهت ریزمقیاس نمایی نمایههای دمایی با استفاده از دادههای NCEP بر خوردار است.



شکل ۱: الف: کمینه، متوسط و بیشینه دمای(درجه سلسیوس) برآورد و مشاهده شده با استفاده از مدلهای شبیه سازی SDSM و ب: باقیماندههای مدل در برابر مقادیر شبیهسازی شده طی دوره ۱۹۹۰–۱۹۶۱

متغیر مورد مطالعه در برابر باقیماندهها الگوی خاصی ندارند و در امتداد محور X پراکنده شدهاند. بنابراین و همان طور که دیده می شود مدل قادر است دما را با اختلاف اندکی نسبت به میانگین که مدل به خوبی برازش یافته باشد، نمودارهای ذکر شده باید بدون الگو پراکندگی خاصی باشند و در اطراف میانگین صفر قرار بگیرند. شکل ۲ نشان میدهد که پراکنشهای مقادیر برآورد شده ۳

نشان میدهد که کمینه دمای زنجان از میانگین افزایش کمینه دمای کشور بیشتر افزایش خواهد یافت. مقایسه نتایج شبیهسازی با مقادیر دوره پایه (۲۰۲۱) نشان میدهد که در همه سناریوها دما نسبت به دوره پایه افزایش مییابد. همانطور که در جدول زیر مشخص است در دوره ۲۰۸۱-۲۰۶۲ افزایش کمینه دما در دو سناریوی RCP2.6 و RCP4.5 بیش از دورههای دیگر است ولی در سناریوی RCP8.5 در دوره ۲۱۰۰–۲۰۸۲ بیشترین افزایش را خواهد داشت. در پژوهشی عساکره و همکاران (۱۳۹۸) دمای کمینه در پنج ایستگاه هواشناسی استان مازندران با استفاده از مدل SDSM و دادههای مدل HADCM3 را شبیهسازی کردند، نتایج نشان داد دمای کمینه در دورههای ۲۰۹۹ - ۲۰۷۰ , ۲۰۶۹ - ۲۰۴۰ , ۲۰۳۹ - ۲۰۱۶ نسبت به دوره پایه روندی افزایشی دارد.

مشاهداتي برآورد كند. شبيهسازي بررسى متوسط كمينه دما متوسط کمینه دمای شبیهسازی شده طی دوره ۲۰۲۲-۲۱۰۰ با استفاده از سناریوهای RCP2.6، RCP4.5 و RCP8.5 و ۷/۶ و ۷/۶ و ۷/۶ است. میانگین مشاهده شده این متغیر طی دوره ۲۰۲۱–۱۹۵۵، ۴/۵ است. بنابراین با توجه به شبیهسازی صورت گرفته توسط مدل SDSM، تحت سناریوهای مختلف افزایش دما از ۱/۶ تا ۱/ ۳ درجه (بهطور متوسط ۲ درجه سلسیوس) مورد انتظار است. نتایج پژوهش دارند و حمیدی (۱۴۰۰) در رابطه با شبیهسازی تغییرات دمای ایران براساس سناریوی RCP8.5 نشان داد که کمینه دما در ایران تا سال ۲۱۰۰ بهطور متوسط ۱ درجه افزایش خواهد یافت. بنابراین یافتههای پژوهش حاضر



شکل ۲: نمودار کمینه دمای سالانه شبیهسازی شده(درجه سلسیوس) در ایستگاه زنجان طی دوره ۲۱۰۰-۲۰۲۲

جدول ۳: میانگین تغییرات دمای کمینه(درجه سلسیوس) در ایستگاه زنجان در دورههای ۲۰۴۱–۲۰۲۲، ۲۰۶۱-

RCP8.5	RCP4.5	RCP2.6	دوره
۶/۱	۵/۲	۵/۹	と・ を1-と・とと
$arphi/\lambda$	۵/۹	۶/۲	2.21-2.42
٨/۴	۶/٨	۶/۲	2011-2022
۹/٣	818	۶	۲۱۰۰-۲۰۸۲

گرم خواهند شد و تنها ماه میانی فصل زمستان دمای بررسی ماهانه دادههای شبیهسازی شده و دادههای زیر صفر درجه را تجربه خواهد کرد و دوره سرد سال مشاهده شده دمای کمینه نشان میدهد که براساس بسيار كوتاه خواهد شد. نتايج ريزمقياس نمايي تمامی سناریوها میانگین کمینه دما در ماههای ژانویه پژوهش شیخ ربیعی و همکاران (۱۴۰۰) در مطالعه و فوریه بیشترین و در ماه آوریل کمترین افزایش را حوزه آبخیز کرگانرود و سلاجقه و همکاران (۱۳۹۶) خواهد داشت. در ماه اکتبر نیز دمای کمینه کمی در مطالعه دو ایستگاه همدید روانسر و کرمانشاه، کاهش خواهد یافت. در بدترین شرایط، کمینه دمای افزایش کمینه و بیشینه دمای ماههای سال در شبیهسازی شده تنها در ماه ژانویه زیر صفر درجه دهههای آتی را نشان میدهد. سانتی گراد خواهد بود. به عبارت دیگر تمامی ماهها

جدول ۴: مقایسه دادههای ماهانه کمینه دمای مشاهده شده با دمای شبیهسازی شده آنها(درجه سلسیوس) طی دوره و ۲۰۰۰–۲۰۰۶

dec	nov	oct	sep	aug	jul	jun	may	apr	mar	feb	jan	
-۴/۵	۰/۵	۵/۴	٩/٧	14/5	۱۴/۷	11	٧/۵	٣/٧	-1/۴	-8/4	-λ	کمینه دمای مشاهده شده
-•/Y	۲/٨	۴/۱	٩/٧	۱۵/۵	۱۵/۴	۱۱/۹	٨/۵	۴	۱/۴	-•/Y	-۲/۳	کمینه دمای شبیهسازی شده با RCP 2/6
-•/١	۲/٨	۴/۲	۱۰/۱	۱۵/۷	۱۵/۷	۱۲/۱	٨/٩	۳/٨	۱/۴	٠/٢	-۲/۴	کمینه دمای شبیهسازی شده با RCP4/5
١/٢	۴	۵/۲	۱۱/۳	۱۷	1 <i>8/</i> Y	۱۲/۹	٩/٧	۴/۱	۲/۲	٢	-•/٣	کمینه دمای شبیهسازی شده با RCP 8/5

درصد) بیشتر از فرینهای گرم (۲۵ درصد) است.

نتایج حاصل از شبیه سازی فرین های کمینه دما نشان می دهد که احتمال وقوع فرین های سرد (۲۶

جدول ۵: صدک متغیرهای کمینه دمای مشاهده شده و شبیهسازی شده (درجه سلسیوس) با استفاده از روش SDSM

احتمال وقوع فرين گرم	۷۵	احتمال وقوع فرين سرد	۲۵	متغير
•/۲۴	11	•/۲۵	- 1	کمینه دمای مشاهده شده
•/٢۵	۱۱/۲۰	•/٢۶	۱/۲۰	کمینه دمای شبیهسازی شده با SDSM و RCP2.6
• /۲۵	١٢	•/٢۶	۱/۲۰	کمینه دمای شبیهسازی شده با SDSM و RCP4.5
•/٢۵	۱۳/۲۰	•/٢۶	۲/۱۰	کمینه دمای شبیهسازی شده با SDSM و RCP8.5

فراوانی فرینهای کمینه دمای شبیهسازی شده طی دوره آماری ۱۹۶۱–۲۰۲۱ با مدل SDSM در جدول زیر نمایش داده شده است. مطابق این جدول برای صدک اول و سوم، تعداد رخداد فروانی فرین دمای شبیهسازی شده در هر سه سناریو بیشتر از تعداد فراوانی فرینهای مشاهده شده است. بهطور مثال فرین های پایین کمینه دمای مشاهده شده، ۲۰۲۳ روز گزارش شده است، در حالی که فرینهای کمینه دمای شبیهسازی شده در بدترین شرایط(سناریوی دمای شبیهازی شده در بدترین شرایط(سناریوی

دیگر با توجه به نتایج جدول انتظار می رود براساس ۳ سناریوی مذکور، رخداد فرینهای پایین و رخداد فرین بالای دما برای سالهای آتی رو به افزایش باشد. بنابراین احتمال رخداد ناگهانی روزهای زمستانی سردتر و روزهای تابستانی گرمتر وجود دارد و رخداد فرینها در حال افزایش است. همچنین نتایج پژوهش فلاحی خوشجی و اکبری (۱۳۹۸) که به بررسی نفلاح داد که شاخص روزهای سرد تمامی ایستگاهها نشان داد که شاخص روزهای سرد تمامی ایستگاهها به جز ایستگاه شهر کرد روند کاهشی معناداری دارد.

جدول ۲: فراوانی روزهای فرینهای تمینه دمای سبیهساری شده							
مجموع	صدک	متغير					
4.17		کمینهٔ دمای مشاهده شده					
٧١٠٢		کمینه دمای شبیهسازی شده با SDSM و RCP2.6					
Y•YY	۱۵	کمینه دمای شبیهسازی شده با SDSM و RCP4.5					
8780		کمینه دمای شبیهسازی شده با SDSM و RCP8.5					
1428		کمینه دمای مشاهده شده					
Y41	¥4	کمینه دمای شبیهسازی شده با SDSM و RCP2.6					
7477	۷۵	کمینه دمای شبیهسازی شده با SDSM و RCP4.5					
7797		کمینه دمای شبیهسازی شده با SDSM و SDSSR					
			-				

يدول عنفاواني ونهاي فرينهاي كمينه دواي شبيهرياني

بررسي متوسط دما

تا سال ۲۱۰۰ بهطور متوسط ۱/۵ درجه افزایش خواهد یافت در حالی که افزایش متوسط دما در زنجان دو برابر متوسط افزایش دمای کشور خواهد بود. مقایسه نتایج شبیهسازی با مقادیر دوره پایه نشان میدهد که در دو دوره ۲۰۴۱–۲۰۲۲ و ۲۰۶۱–۲۰۴۲ متوسط دما یکسان است، در دوره ۲۰۸۱–۲۰۶۲ افزایش متوسط دما در سناریوی RCP2.6 بیش از دورههای دیگر است. در سناریوی RCP4.5 و RCP8.5 و در دوره ۲۱۰۰–۲۰۸۲ بیشترین افزایش را خواهد داشت. طائی سمیرمی و همکاران (۱۳۹۳) در شبیهسازی متغیرهای آبوهوایی حوزه آبخیز بار نیشابور نشان دادند که دمای کمینه، متوسط و بیشنه در دورههای مختلف به ویژه در دوره ۲۰۹۹-۲۰۷۰ افزایش خواهد یافت.

متوسط روزانه دمای شبیهسازی شده دوره ۲۱۰۰-۲۰۲۲ با استفاده از سناریوهای RCP4.5 ،RCP2.6 و RCP8.5، به ترتيب ۱۴، ۱۴/۵ و ۱۵/۷ سلسيوس به دست آمد. میانگین مشاهده شده این متغیر طی دوره ۲۰۲۲–۱۹۵۵، ۱۱/۹۷ سلسیوس بوده است. بنابراین با توجه به شبیهسازی انجام شده به وسیله مدل SDSM، بهطور متوسط با توجه به تمامی سناریوها، احتمال افزایش متوسط روزانه دما حدود ۳ درجه خواهد بود. در گزارش سال ۲۰۰۷ هیئت بینالدول تغییر آبوهوا نیز دادههای ۵ ایستگاه هواشناسی که حدود ۴۰۰ سال ديدهباني قابل اعتماد داشته است، افزايش معنىدار میانگین دمای سالانه را نشان داده است (پناهی و اسمعیلی، ۱۳۹۹). همچنین نتایج پژوهش دارند و حمیدی (۱۴۰۰) نشان می دهد که متوسط دما در ایران



شکل ۳: نمودار متوسط دمای سالانه شبیهسازی شده (درجه سلسیوس) زنجان طی دوره ۲۱۰۰-۲۰۲۲

۲۰۶۲ و ۲۰۸۲-۲۰۰۲							
RCP8.5	RCP4.5	RCP2.6	دوره				
14	١٣/٨	۱۳/۹	と・ を1-と・とと				
10/1	14/2	۱۳/۹	て・ ۶۱- て・ ۴۲				
18/4	14/9	14/4	۲・۸۱-۲・۶۲				
۱۷/۶	۱۵/۱	14	۲۱۰۰-۲۰ ۸۲				

جدول ۷: تغییرات دمای متوسط(درجه سلسیوس) ایستگاه زنجان در دوره های ۲۰۴۱-۲۰۲۲، ۲۰۶۱-۲۰۴۲، ۲۰۸۱-

بررسی ماهانه دادههای شبیهسازی شده و دادههای مشاهده شده متوسط دما نشان میدهد که براساس تمامی سناریوها متوسط دما نیز همانند دمای کمینه در ماههای ژانویه و فوریه بیشترین افزایش را دارد و در ماه اکتبر در براساس تمامی سناریوها

دمای کمینه کمی کاهش خواهد یافت. نتایج پژوهش فخیمی و همکاران (۱۳۹۴) نیز دمای کمینه، متوسط و بیشینه در ماههای سرد سال را افزایشی نشان میدهد.

جدول ۸: مقایسه دادههای ماهانه متوسط دمای مشاهده شده با دمای شبیهسازی شده آنها (درجه سلسیوس) طی دوره ۲۰۰۹–۲۰۰۹ و ۲۰۰۰–۲۰۰۶

dec	nov	oct	sep	aug	jul	jun	may	apr	Mar	feb	jan	
۰/۵	۶/۳	۱۳/۱	۱۹/۷	74	۲۴/۵	۲۱/۱	۱۵/۸	۱۰/۸	۴/۷	- •/λ	$-\Upsilon/\lambda$	متوسط دمای مشاهده شده
٣/٨	Y/A	11/7	۱۹/۱	۲۵/۶	۲۷/۷	74	۱۷/۸	۱۲/۲	٨/٩	۴/۹	۲/۸	متوسط دمای شبیهسازی شده با RCP 2/6
۴/۱	٨/١	11/4	۱٩/۶	78/1	۲۸/۲	26/6	۱۷/۹	17/4	۹/۳	۵/۴	٣	متوسط دمای شبیهسازی شده با RCP 4/5
۵/۲	٩/٣	۱۲/۶	۲۰/۶	۲۷/۳	۲۹/۳	۲۵/٣	۱۸/۴	١٣	۱۰/۲	۷	۴/۷	متوسط دمای شبیهسازی شده با RCP 8/5

نتایج حاصل از شبیه سازی فرین های متوسط دما نشان می دهد که این متغیر نیز همانند کمینه دما

احتمال وقوع فرینهای سرد (۲۶ درصد) بیشتر از فرینهای گرم (۲۵ درصد) است.

جدول ۹: صدک متغیرهای متوسط دمای مشاهده شده و شبیه سازی شده (درجه سلسیوس) با استفاده از روش SDSM

احتمال وقوع فرين گرم	۷۵	احتمال وقوع فرين سرد	۲۵	متغير
•/۲۴	۲ • /۵ •	• / Y ۵	۳/۶۰	متوسط دمای مشاهده شده
۰/۲۵	22/20	•/٢۶	۶/٩٠	متوسط دمای شبیهسازی شده با SDSM و RCP2.6
۰/۲۵	22/0.	•/٢۶	٧/١٠	متوسط دمای شبیهسازی شده با SDSM و RCP4.5
۰/۲۵	۲۳/۳۰	۰/۲۶	٨/٣٠	متوسط دمای شبیهسازی شده با SDSM و RCP8.5

مثال فرینهای پایین متوسط دمای مشاهده شده، ۴۱۴۷ روز گزارش شده است، در حالی که فرینهای متوسط دمای شبیه سازی شده در بدترین شرایط (سناریوی RCP8.5) ۶۷۲۰ روز پیش بینی شده است. یافته های پژوهش دارند و همکاران (۱۳۹۳) در رابطه با بررسی رفتار فرین های بارش و دما فراوانی فرینهای متوسط دمای شبیهسازی شده طی دوره آماری ۱۹۶۱–۲۰۲۱ با مدل SDSM در جدول ۷ نمایش داده شده است. مطابق این جدول تعداد فراوانی فرینهای مشاهده شده برای صدک اول و سوم کمتر از تعداد رخداد فروانی فرین دمای شبیهسازی شده در هر سه سناریو است. بهطور

در کرمانشاه نیز نشان میدهد که نمایههای فرینهای سرد رو به کاهش است در حالی که

فرینهای گرم روزهای تابستانی، شبهای گرم و تعداد امواج گرما افزایش یافته است.

		————————————————————
مجموع	صدک	
4141		متوسط دمای مشاهده شده
۷۱۰۷	0.	متوسط دمای شبیهسازی شده با SDSM و RCP2.6
8957	۱۵	متوسط دمای شبیهسازی شده با SDSM و RCP4.5
۶۷۲۰		متوسط دمای شبیهسازی شده با SDSM و RCP8.5
189.		متوسط دمای مشاهده شده
7337	~~~	متوسط دمای شبیهسازی شده با SDSM و RCP2.6
VF19	۷۵	متوسط دمای شبیهسازی شده با SDSM و RCP4.5
۷۵۲۰		متوسط دمای شبیهسازی شده با SDSM و RCP8.5

جدول ۱۰: فراوانی روزهای فرینهای متوسط دمای شبیهسازی شده

بررسى متوسط بيشينه دما

متوسط بیشینه دمای شبیهسازی شده از سال مقادیر مشاهده RCP2.6 با استفاده از سناریوهای RCP2.6 نظیر با استفاده RCP4.5 و RCP8.5 به ترتیب ۲۰/۱، ۲۰/۱ و و 7.80 R را ن RCP4.5 و 7.77 درجه سلسیوس است و میانگین مشاهده سازی با مقادی شده این متغیر طی دوره ۲۰۲۲–۱۹۵۵، ۱۸/۴۱ میدهد که در ا شده این متغیر طی دوره ۲۰۲۲–۱۹۵۵، ۱۸/۴۱ میدهد که در ا میده که در ۲۰۰۰ میانگین بیشینه دما به طور متوسط ۳ درجه محتمل عساکره و اکبرز میانگین بیشینه دما به طور متوسط ۳ درجه محتمل عساکره و اکبرز است. نتایج پژوهش دارند و حمیدی (۱۴۰۰) و بارش ایستگا براساس سناریوی RCP8.5، نشان از افزایش بیش نشان دادند که از ۱ درجه سلسیوس متوسط بیشینه دما در ایران سناریوی مورد تا سال ۲۰۰۰ دارد.

نمودارهای شکل ۴ آمارههای ماهانه مربوط به مقادیر مشاهده شده با آمارههای شبیهسازی شده نظیر با استفاده از سناریوهای RCP2.6، RCP2.5، RCP2.6 و RCP4.5، RCP2.6 را نشان میدهند. مقایسه نتایج شبیه-سازی با مقادیر دوره پایه (۱۹۶۱–۲۰۲۱) نشان میدهد که در تمامی سناریوها بیشینه دما در دوره میدهد که در تمامی سناریوها بیشینه دما در دوره عساکره و اکبرزاده (۱۳۹۶) نیز در شبیهسازی دما SDSM ایستگاه تبریز براساس سه و بارش ایستگاه تبریز براساس سه نشان دادند که دما در ایستگاه تبریز براساس سه نشان دادند که دما در ایستگاه تبریز براساس سه سناریوی مورد بررسی بهویژه در دورههای ۲۰۴۰–



شکل ۴: نمودار بیشینه دمای سالانه شبیهسازی شده (درجه سلسیوس) زنجان طی دوره ۲۱۰۰-۲۰۲۲

	۲۰۶۲ و ۲۰۸۲-۲۰۸۲							
RC	CP8.5	RCP4.5	RCP2.6	دوره				
	۲.	۱۹/۸	19/9	T•F1-T•TT				
۲	1/0	۲ • /۶	۲.	T+81-T+4T				
	۲۳	T 1/T	۲ • /٣	2011-2082				
٢	· ۴/۴	۲ ۱/۵	۲۰/۱	۲۱··-۲·۸۲				

جدول ۱۱: تغییرات دمای بیشینه (درجه سلسیوس) ایستگاه زنجان در دورههای ۲۰۴۱–۲۰۲۲، ۲۰۶۱–۲۰۴۲، ۲۰۸۱-

وسیله فخیمی و همکاران (۱۳۹۴) مشخص شد که کمینه، متوسط و بیشینه دما در تمامی ماههای سال به جز ماه نوامبر روند افزایشی دارد. نتایج این پژوهش با پژوهش حاضر همسو است. بررسی ماهانه دادههای شبیهسازی شده و دادههای مشاهده شده بیشینه دما نشان میدهد که براساس تمامی سناریوها بیشینه دما در ماه آگوست بیشترین افزایش و ماه آوریل کمترین افزایش را خواهد داشت. در بررسی روند تغییرات دمای ایستگاه زنجان به

جدول ۱۲: مقایسه دادههای ماهانه بیشینه دمای مشاهده شده با دمای شبیهسازی شده آنها (درجه سلسیوس) طی دوره ۲۰۰۵–۱۹۶۱ و ۲۰۰۰–۲۰۰۶

dec	nov	oct	sep	aug	jul	jun	may	apr	Mar	feb	jan	
Δ/V	17/4	۲ • /۵	۲٧/٩	۳۱/	۳١/٩	۲۸/۵	22/2	۱۷/۲	۱۰/۴	۴/۵	۲/۴	بیشینه دمای مشاهده شده
٧/٩	۱۲/۷	۲۰/۳	۲۹	۳۵/۹	۳۵/۳	۳۰/۸	۲۳/۳	۱۷	۱۲/۷	٧/٩	۵/۱	بیشینه دمای شبیهسازی شده با RCP 2/6
٨/۴	۱۳/۲	۲٠/٧	۲٩/٧	36/18	36/2	۳١/۴	۲۳/۸	۱۷/۵	۱۳/۴	٨/٣	۵/۵	بیشینه دمای شبیهسازی شده با RCP 4/5
٩/٣	14/4	22/2	۳۱/۱	۳۸/۳	۳۷/۹	۳۲/۷	۲۴/۵	۱۸/۴	14/5	٩/٢	۶/۳	بیشینه دمای شبیهسازی شده با RCP 8/5

نتایج حاصل از شبیه سازی فرین های بیشینه دما در جدول ۶ آورده شده است. نتایج نشان می دهد که همانند دو متغیر دیگر، با توجه به تمامی سناریوها، احتمال وقوع فرین پایین شبیه سازی شده (۲۵ درصد) نسبت به احتمال وقوع فرین پایین مشاهده

شده (۲۸ درصد) کاهش خواهد یافت، در حالی که احتمال وقوع فرین بالا افزایش را نشان میدهد. احتمال رخداد موجهای سرمایی در منطقه مورد مطالعه بیشتر است.

جدول ۱۳: صدک متغیرهای بیشینه دمای مشاهده شده و شبیهسازی شده (درجه سلسیوس) با استفاده از روش SDSM

احتمال وقوع فرين گرم	۷۵	احتمال وقوع فرين سرد	۲۵	متغير
• /٣٣	۲۸/۴۰	•/YX	٩/۴٠	بیشینه دمای مشاهده شده
•/۲۵	۳٠/٣٠	٠/٢۵	1 • / ۲ •	بیشینه دمای شبیهسازی شده با SDSM و RCP2.6
•/۲۵	۳ • /۷ •	٠/٢۵	۱ • /۷ •	بیشینه دمای شبیهسازی شده با SDSM و RCP4.5
•/۲۵	٣٢	٠/٢۵	11/80	بیشینه دمای شبیهسازی شده با SDSM و RCP8.5

فراوانی فرینهای بیشینه دمای شبیهسازی شده طی دوره آماری ۱۹۶۱–۲۰۲۱ با مدل SDSM در جدول ۷ نمایش داده شده است. مطابق این جدول تعداد فراوانی فرینهای مشاهده شده در هر سه متغیر برای صدک اول و سوم کمتر از تعداد رخداد فروانی فرین دمای شبیهسازی شده در هر سه

سناریو میباشد. بهطور مثال فرینهای پایین بیشینه دمای مشاهده شده، ۴۲۵۴ روز گزارش شده است، در حالی که فرینهای متوسط دمای شبیه سازی شده در بدترین شرایط (سناریوی شبیه سازی شده است، به عبارت دیگر با توجه به نتایج جدول انتظار می رود

براساس ۳ سناریوی مذکور، رخداد فرینهای پایین و رخداد فرین بالای دما برای سالهای آتی رو به افزایش باشد. یزدان پناه و علیزاده (۱۳۹۰) نیز در بررسی احتمال وقوع امواج گرمایی در استان کرمان

نشان دادند که روند امواج گرمایشی این استان افزایشی است. یافتههای ایشان با نتایج پژوهش حاضر مطابقت دارد.

مجموع	صدک	
4224		بیشینه ی دمای مشاهده شده
۷۰۸۳		بیشینه دمای شبیهسازی شده با SDSM و RCP2.6
89V8	10	بیشینه دمای شبیهسازی شده با SDSM و RCP4.5
8208		بیشینه دمای شبیهسازی شده با SDSM و RCP8.5
1411		بیشینه دمای مشاهد شده
74.8	144	بیشینه دمای شبیهسازی شده با SDSM و RCP2.6
۷۵۲۵	۷۵	بیشینه دمای شبیهسازی شده با SDSM و RCP4.5
٧۶٩۵		بیشینه دمای شبیهسازی شده با SDSM و RCP8.5

جدول ۱۴: فراوانی روزهای فرینهای بیشینه دمای شبیهسازی شده

نتيجهگيرى

در این پژوهش کاربرد سناریوهای آبوهوایی در شبیهسازی فرینهای دما با استفاده از مدل SDSM مورد بررسی قرار گرفته است. در این راستا دادههای كمينه، متوسط و بيشينه دماى شهر زنجان طي دوره ۲۰۲۱-۱۹۶۱ مورد استفاده قرار گرفته است و براساس سناریوهای آبوهوایی تا سال ۲۱۰۰ شبيهسازى شده است. بهمنظور واسنجى مدل SDSM دادههای مشاهداتی ایستگاه زنجان و دادههای مرکز ملی پیشبینی متغیرهای محیطی NCEP به دو دوره ۱۹۹۱–۱۹۶۱ و NCEP تقسیم شدند. از دوره اول برای واسنجی مدل استفاده شد. نتایج حاصل از شبیهسازی دادههای فرین دمایی نشان داد که میانگین کمینه دمای شبیهسازی شده از سال ۲۱۰۰–۲۰۲۲ با استفاده از سناريوهاي RCP4.5 ،RCP2.6 و RCP8.5، به ترتيب ۶/۱، ۶/۲ و ۷/۶ درجه سلسيوس است. در حالی که میانگین ثبت شده این متغیر طی دوره ۲۰۲۱–۱۹۵۵، ۴/۵ درجه سلسیوس است. میانگین متوسط دمای شبیهسازی شده از سال ۲۱۰۰– ۲۰۲۲ با استفاده از سناریوهای RCP4.5 ،RCP2.6 و RCP8.5، به ترتیب ۱۴، ۱۴/۵ و ۱۵/۷ درجه

سلسیوس است. در حالی که میانگین ثبت شده این متغیر طی دوره ۲۰۲۲–۱۹۵۵، ۱۱/۹۷ درجه سلسيوس است. ميانگين بيشينه دماي شبيهسازي شده از سال ۲۱۰۰–۲۰۲۲ با استفاده از سناریوهای RCP4.5 ،RCP2.6 و RCP4.5 ، به ترتيب ۲۰/۱ ۲۰/۸ و ۲۲/۲ درجه سلسیوس است. در حالی که میانگین ثبت شده این متغیر طی دوره ۲۰۲۲-۱۹۵۵، ۱۸/۴۱ درجه سلسیوس است. بنابراین با توجه به سناریوهای ذکر شده و شبیهسازی صورت گرفته توسط مدل SDSM، احتمال دارد کمینه، متوسط و بیشینه دما به ترتیب به طور متوسط ۲، ۳ و ۳ درجه سلسیوس افزایش یابد. نتایج شبیهسازی سه متغیر دمای مورد مطالعه نشان داد که در تمامی سناریوها در دوره ۲۱۰۰–۲۰۸۲ نسبت به مقادیر این متغیرها در دوره پایه (۲۰۲۱-۱۹۶۱) بیشترین افزایش را خواهند داشت. بررسی ماهانه دادههای شبیهسازی شده و دادههای مشاهده شده متغیرهای مورد مطالعه نشان داد که میانگین کمینه و متوسط دما در ماههای ژانویه و فوريه بيشترين افزايش و در ماه اكتبر كمترين افزایش را خواهد داشت. در حالی که میانگین بیشینه دما در ماه اوت بیشترین افزایش و ماه آوریل كلى مقايسه نتايج اين پژوهش با مطالعات پيشين، از جمله، دیبیک و کولیبالی (۲۰۰۵)، دارند و حمیدی (۱۴۰۰)، شیخ ربیعی و همکاران (۱۴۰۰)، اشرف زاده و همکاران (۱۳۹۸)، عساکره و کیانی (۱۳۹۷)، عساكره و اكبر زاده (۱۳۹۶)، سلاجقه و همکاران (۱۳۹۶)، جعفرزاده و همکاران (۱۳۹۵) و فخیمی و همکاران (۱۳۹۴)، طائی سمیرمی و همکاران، (۱۳۹۳) که به شبیهسازی تغییرات میانگین دما با استفاده از مدل SDSM در منطقه مورد مطالعه شان پرداختهاند و فلاحی خوشجی و اکبری (۱۳۹۸) که بررسی تغییرات فرینهای دمایی را مورد توجه قرار دادهاند و نیز یزدان پناه و علیزاده (۱۳۹۰) که احتمال وقوع امواج گرمایی را مطالعه کردهاند، نشان میدهد که نتایج با این مطالعات همسو و همخوانی دارد و دما در هر یک از مطالعات روند افزایشی را نشان میدهد.

1-Greenhouse Gases 2-Intergovernmental Panel of Climate Changes

فرین ایستگاههای منتخب غرب ایران، فصلنامه علمی فضای جغرافیایی، سال ۲۱، شماره ۷۴، ص ۷۳–۸۸ -اوجی، ر.، ۱۳۹۷. مقایسه ریزگردانی تک ایستگاهی و چندایستگاهی فرینهای دما و بارش (مطالعه موردی: سواحل جنوبی دریای خزر)، مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۴۴، شماره ۲، ص ۳۹۷–۲۹۰. -انصاری مهابادی، ث.، دهبان، ح.، زارعیان، م. ج. و فرخ نیا، ۱، ۱۴۰۱. بررسی روند تغییرات دما و بارش حوزه-نیا، ا.، ۱۴۰۱. بررسی روند تغییرات دما و بارش حوزه-مای آبریز ایران در افق ۲۰ سال آینده براساس برونداد مدلهای MDP3، مجله پژوهش آب ایران، جلد ۱۶، شماره ۱، پیاپی ۴۴، ص ۱۱–۲۴.

-پرهیزکاری، ا. و مظفری، م.م.، ۱۳۹۵. ارزیابی اثرات انتشار گازهای گلخانهای و تغییرات اقلیم بر عرضه و

كمترين افزايش را خواهد داشت. بدين معنى است که همه فصول سال بهویژه فصول سرد سال، گرمتر خواهند شد. به عبارت دیگر فصول سرد کوتاهتر خواهند شد. تعداد فراوانی فرینهای مشاهده شده در هر سه متغیر فراسنج دمایی برای صدک ۲۵ام و۷۵ام کمتر از تعداد رخداد فروانی فرین دمای شبیهسازی شده در هر سه سناریو پیشبینی شده است. نتایج شبیهسازی دمای ایستگاه زنجان با نتايج پيشبيني هيئت بين الدول تغييرات آبوهوا مطابقت دارد و افزایش دما در آینده را نشان میدهد. احتمال افزایش فراوانی رخداد امواج گرما و سرما برای سالهای آتی رو به افزایش است و باید برنامهریزی و مدیریت حساب شده برای کاهش آنها در دست اقدام قرار گیرد. پیامد تغییرات دمایی در آینده سبب تغییر الگوی کشت و تقویم زراعی، افزایش مصرف سوخت برای تأمین انرژی، تنشهای حرارتی بر روی موجودات زنده و ... می شود. به طور

پانوشت

3-NCEP/NCAR

منابع

اشرف زاده، ۱، صالح پور، ج، شریفی، و نسب پور مولایی، م، ۱۳۹۸. تأثیر تغییر اقلیم بر دما و بارش و ارزیابی عدم قطعیت مدلهای گردش عمومی جو و سناریوهای اقلیمی (مطالعه موردی: شهرستان جیرفت، ایستگاه سینوپتیک تکمیلی میانده)، مجله انسان و ایستگاه سینوپتیک ده، شریفی کیا، م. صمدی، س.ز. اسماعیلی محیط زیست، انتشار آنلاین از تاریخ ۲۰.
اعتمادی، ه، شریفی کیا، م. صمدی، س.ز. اسماعیلی اقلیمی آینده در منطقه جاسک و تأثیر آن بر جنگل های حرا، جغرافیا و توسعه، شماره ۲۱، ص ۲۸–۲۰.
افروشه، ر.، رسولی، ع.ا، مختاری، د. و جلالی، ط.

تقاضای آب آبیاری و تولیدات کشاورزی در حوزههای آبخیز استان قزوین، پژوهشنامه مدیریت حوزه آبخیز سال ۷، شماره ۱۴، ص ۱۴۱–۱۵۱. -پناهی، ح. و اسمعیل درجانی، ن.، ۱۳۹۹. بررسی اثر گرمایش جهانی و تغییرات اقلیمی بر رشد اقتصادی (مطالعه موردی: استانهای ایران طی دوره ۱۳۹۰-۱۳۸۰)، علوم و تکنولوژی محیط زیست، دوره ۲۲، شماره ۱، ص ۸۰–۸۲.

- تعی لو، م.، علیجانی، ب. و عساکره، ح.، ۱۹۹۸. مطالعه کارایی مدل اقلیم منطقهای (RegCM) در شبیهسازی دما و بارش برخی شهرهای منتخب ایران (مطالعه موردی: دوره ۲۰۱۵-۲۰۱۰)، فصلنامه علمی فضای جغرافیایی، سال ۱۹، شماره ۶۸، ص ۹۵-۱۱۰.

-جعفرزاده، ۱، خاشعی، ع. و شهیدی، ع.، ۱۳۹۵. ارزیابی دو روش ریز مقیاس نمایی آماری LARS-WG و SDSM در برآورد تغییرات پارامترهای اقلیمی (مطالعه موردی: دشت بیرجند)، پژوهشهای حفاظت

آب و خاک، دوره ۲۳، شماره ۴، ص ۳۰۹–۳۲۲. حجازی زاد، ز.، حسینی، س.م. و کربلائی درثی، ع.، ۱۳۹۴. شبیهسازی متغیرهای اقلیمی استان سمنان با سناریوهای مدل گردش عمومی جو (Hadcm3)، جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره ۱۵، ص ۱–۲۴. حادمی، م.، فضل اولی، ر. و عمادی، ع.، ۱۳۹۶. بررسی خادمی، م.، فضل اولی، ر. و عمادی، ع.، ۱۳۹۶. بررسی فرآیند بارش-رواناب در شرایط تغییر اقلیم (مطالعه موردی: حوزه سد پاشاکلا بابل)، پژوهشنامه مدیریت حوزه آبخیز، پیاپی ۱۶، ص ۵۳ –۶۴.

-دارند، م. و حمیدی، س.، ۱۴۰۰. شبیهسازی تغییرات دمای ایران زمین بر پایه سناریوهای مختلف RCP، مجله مخاطرات محیطی، دوره ۱۰، شماره ۲۸، شماره پیاپی ۲، ص ۸۵–۱۰۶.

-دارند، م.، دولتیاری، ز.، اصلانی اسلمرز، ف. و عزیزی، ی.، ۱۳۹۳. بررسی رفتار فرینهای بارش و دمای

کرمانشاه به کمک آزمونهای آماری، نشریه فضای جغرافیایی، دوره ۱۴، شماره ۴۶، ص ۲۱۳-۲۳۳. -دشت بزرگی، ۱.، علیجانی، ب.، جعفرپور، ز. ۱. و شکیبا، ع.، ۱۳۹۴. شبیهسازی شاخصهای حدی دمای استان خوزستان براساس سناریوهای RCP، جغرافیا و مخاطرت محیطی، شماره ۱۶، ص ۱۰۵-۱۲۳. -رزمی، ر. و ستوده، ف.، ۱۳۹۶. پهنهبندی احتمال وقوع خشکسالیها و ترسالیهای شمال غرب ایران، اندیشه جغرافیایی، دوره ۸، شماره ۱۶، ص ۶۸–۹۵. -رضائی، م.، نهتانی، م.، مقدم نیا، ع.، آبکار، ع. و رضائی، م.، ۱۳۹۵. پیشبینی بلندمدت بارش با استفاده از مدل ریزمقیاس نمایی آماری، نشریه دانش آب و خاک، جلد ۲۶، شماره ۲/۱، ص ۱۱۵–۱۲۷. -سبحانی، ب.، اصلاحی، م. و بابائیان، ۱، ۱۳۹۴. کارایی الگوهای ریزمقیاس نمایی آماری SDSM و -SDSM WG در شبیهسازی متغیرهای هواشناسی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه، پژوهشهای جغرافیای طبیعی، دوره ۴۷، شماره ۴، شماره ییایی ۴، ص ۴۹۹–۵۱۶. -سلاجقه، ع.، رفيعي ساردوئي، ا.، مقدم نيا، ع.، ملكيان، ا.، عراقی نژاد، ش.، خلیقی سیگارودی، ش. و صالح پور جم، ا.ص.، ۱۳۹۶. بررسی کارایی مدلهای ریزمقیاس نمایی آماری LARS-WG و SDSM در

شبیهسازی دما و بارش، تحقیقات آب و خاک ایران، دوره ۴۸، شماره ۲، ص ۲۶۲–۲۵۳.

-سیاری، ن.، علیزاده، ۱. بنایان اول، م.، فرید حسنی، ع. و حسامی کرمانی، م.ر.، ۱۳۹۰. مقایسه دو مدل گردش عمومی جو (HadCM3, CGCM2) در پیش بینی پارامترهای اقلیمی و نیاز آبی گیاهان تحت تغییر اقلیم مطالعه موردی: حوضه کشف رود، نشریه آب و خاک(علوم و صنایع کشاورزی)، جلد ۲۵، شماره ۴، ص

-شیخ ربیعی، م.ر.، پیروان، ح.ر.، دانشکار آراسته، پ، اکبری، م. و معتمد وزیری، ب.، ۱۴۰۰. مقایسه کارایی مدلهای SDSM و CCT در مطالعات تغییر اقلیم

(مطالعات موردی حوزه آبخیز کرگانرود)، نشریه هواشناسی و علوم جو، جلد ۴، شماره ۲، ص ۱۲۸– ۱۴۶.

-شیدائیان، م، ضیاء تبار احمدی، م.خ. و فضل اولی، ر.، ۱۳۹۳. تأثیر تغییر اقلیم بر نیاز خالص آبیاری و عملکرد محصول برنج (مطالعه موردی: دشت تجن)، نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)، جلد ۲۸، شماره ۶، ص ۱۲۸۴–۱۲۹۷.

-عرفانیان، م،، انصاری، ح،، علیزاده، ا. و بنایان اول، م.، ۱۳۹۶. برآورد روابط فراوانی- تداوم- دوره بازگشت نمایههای فرین(حدی) اقلیمی در نقاط مختلف استان خراسان رضوی، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۲۳، شماره ۱، بهار ۱۳۹۶، شماره پیاپی ۱۲۴، ص ۲۷-

-عساکره، ح. و کیانی، ح.، ۱۳۹۷. ارزیابی کارایی مدل SDSM در شبیهسازی میانگین دمای شهر کرمانشاه، فصلنامه علمی - پژوهشی اطلاعات جغرافیایی، دوره ۲۷، شماره ۱۰۵، ص ۴۹-۶۲.

-عساکره، ح. و اکبرزاده، ی.، ۱۳۹۶. شبیه سازی تغییرات دما و بارش ایستگاه سینوپتیک تبریز طی دوره (۲۱۰۰-۲۱۰۰) با استفاده از ریزمقیاس نمایی آماری (SDSM) و خروجی مدل CanESM2، مجله جغرافیا و مخاطرات محیطی، دوره ۶، شماره ۱، شماره پیاپی ۲۱، ص ۱۵۳-۱۷۴.

-عساکره، ح. و مازینی، ف.، ۱۳۸۹. بررسی احتمال وقوع روزهای خشک در استان گلستان با استفاده از مدل زنجیره مارکف، جغرافیا و توسعه، شماره ۱۷، ص ۴۴–۲۹.

-عساکره، ح.، شاهبایی کوتنایی، ع. و فرومدی، م.، ۱۳۹۸. ارزیابی تغییرات و پیشبینی دمای کمینه در غرب استان مازندران با استفاده از مدل ریزمقیاس نمایی آماری SDSM، علوم آب و خاک – علوم و فنون

change, Climate Dynamics, v. 42, p. 2183-2199.

کشاورزی و منابع طبیعی، جلد ۲۳، شماره ۱، ص .119-101 -فاطمی، م. و نارنگیفرد، م.، ۱۳۹۸. بررسی رابطه ارتفاع با نمایههای فرین دما و بارش در ایستگاههای همديد استان فارس، فصلنامه علمي – يژوهشي انديشه جغرافیایی، سال ۱۱، شماره ۲۲، ص ۲۳-۳۹. -فخیمی، پ.، شیردلی، ع. و مسعودی، م.، ۱۳۹۴. آب و تغییر اقلیم: بررسی روند تغییرات دمای هوای ماهیانه، فصلى و سالانه استان زنجان، همايش: كنگره ملى آبیاری و زهکشی ایران، مشهد. -فلاحي خوشجي، م. و اكبري، م.، ١٣٩٨. شبيهسازي تغییرات فرینهای دمایی در غرب ایران، ششمین كنفرانس منطقهاي تغيير اقليم. -کاظمی راد، ل. و محمدی، ح.، ۱۳۹۴. ارزیابی مدل مناسب گردش عمومی جو برای پیشبینی تغییرات اقليمي استان گيلان، جغرافيا و مخاطرات محيطي، شماره ۱۶، ص ۵۵–۷۳. -واحدی، ع.ا. و متاجی، ا.، ۱۳۹۲. میزان توزیع ترسیب كربن تنه درختان بلوط در ارتباط با عوامل فيزيو گرافي جنگلهای طبیعی شمال ایران، فصلنامه علمی -پژوهشی تحقیقات جنگل و صنوبر ایران، جلد ۲۱، شماره ۴، ص ۷۱۶–۷۱۷. -یزدان پناه، ح. ۱. و علیزاده، ت.، ۱۳۹۰. برآورد احتمال وقوع اموج گرمایی با دورههای تداوم مختلف در استان كرمان به كمك زنجيره ماركف، نشريه تحقيقات جغرافیایی، پیاپی ۱۰۲، شماره ۳. -طائی سمیرمی، س.، مرادی، ح.ر. و خداقلی، م.، ۱۳۹۳. شبیهسازی و پیشبینی برخی از متغیرهای اقلیمی توسط مدل چندگانه خطی SDSM و مدلهای گردش عمومی جو (مطالعه موردی: حوزه آبخیز بار نیشابور)، فصلنامه انسان و محیط زیست، شماره ۲۸، ص ۱-۱۶.

-Argüeso, D., Evans, Jason, P., Fita, L. and Bormann, K.J., 2014. Temperature response to future urbanization and climate -Chen, Y., Moufouma-Okia, W., Masson-Delmotte, V., Zhai. P... and Pirani, A., 2018. Annual Review of Environment and Resources: Recent Progress and Emerging Topics on Weather and Climate Extremes Since the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, v. 43. p. 17.1-17.25, 10.1146/annurev-environ-102017-030052 -Dibike, Y.B. and Coulibaly, P., 2005. Hydrologic impact of climate change in the Saguenay watershed: comparison of ownscaling methods and hydrologic models. Journal of Hydrology, v. 307(1-4), p. 145-163.

-Dookie, N., T.Chadee, X. and M. Clarke, R., 2018. Trends in extreme temperature and precipitation indices for the Caribbean small islands: Trinidad and Tobago, Theoretical and Applied Climatology, v. 136, p. 31-44.

-Haites, E., 2018. Carbon taxes and greenhouse gas emissions trading systems: what have we learned? Climate Policy, v. 18(8), p. 955-966.

-Hu, Y., Maskey, Sh. and Uhlenbrook, S., 2012. Trends in temperature and rainfall extremes in the Yellow River source region, China, Climate Change, v. 110, p. 403-429.

-Jarvie, J., Sutarto, R., Syam, D. and Jeffery, P., 2015. Lessons for Africa from urban climate change resilience building in Indonesia, Current Opinion in Environmental Sustainability, v. 13, p. 19-24.

-Keggenhoff, I., Elizbarashvili, M., Amiri-Farahani, A. and King, L., 2014. Trends in daily temperature and precipitation extremes over Georgia, 1971–2010, Weather and Climate Extremes, v. 4, p. 75-85.

-Kenward, A. and Raja, U., 2014. Blackout: Extreme weather, climate change and power outages, Clim Cent, p. 1-23.

-Kobuliev, M., Liu, T., Kobuliev, Z., Chen, X., Gulakhmadov. and Bao, A., 2021.

Effect of future climate change on the water footprint of major crops in southern Tajikistan, Regional Sustainability, v 2(1), p. 60-72.

-Maduako, I.D., Yun, Z. and Patrick, B., 2016. Simulation and Prediction of Land Surface Temperature (LST) Dynamics within Ikom City in Nigeria Using Artificial Neural Network (ANN). J Remote Sensing & GIS 5:158. doi:10.4172/2469-4134.1000158

-Mahmood, R. and Babel, M.S., 2014. Future changes in extreme temperature events using the statistical downscaling model (SDSM) in the trans-boundary region of the Jhelum river basin, Weather and Climate Extremes, v. 5-6, p. 56-66.

-Malalgoda, C., Amaratunga, R.D.G. and Pathirage, C.P., 2010. Exploring disaster risk reduction in the built environment. School of The Built Environment, University of Salford, uk.

-Nik, V.M. and Moazami, A., 2021. Using collective intelligence to enhance demand flexibility and climate resilience in urban areas, Applied Energy, v. 281, doi.org/10.1016/j.apenergy.2020.116106.

-Pal, J.S. and Eltahir, E.A.B., 2015. Future temperature in southwest Asia projected to exceed a threshold for human adaptability, Nature Climate Change, v. 6, p. 197-200.

-Powell, E.J. and Keim, B.D., 2015. Trends in Daily Temperature and Precipitation Extremes for the Southeastern United States: 1948–2012, Journal of Climate, v. 28(4), p. 1592-1612.

-Rashid, M.M., Beecham. S. and Chowdhury, R.K., 2015. Statistical downscaling of CMIP5 outputs for projecting future changes in rainfall in the Onkaparinga catchment, Science of The Total Environment, v. 530-531, p. 171-182. -Saddique, N., Khaliq, A. and Bernhofer, Ch., 2020. Trends in temperature and precipitation extremes in historical (1961-1990) and projected (2061-2090) periods in a data scarce mountain basin, northern Stochastic Environmental Pakistan,

Research and Risk Assessment v. 34, p. 1441-1455.

-Souvignet, M., Gaese, H., Ribbe, L., Kretschmer, N. and Oyarzún, R., 2010. Statistical downscaleing of precipitation and temperature in north-central Chile: an assessment of possible climate change impacts in an arid Andean watershed, Hydrological Sciences Journal–Journal des Sciences Hydrologiques, v. 55, p. 41-57. -Wilby, R.L., Dawson, C.W. and Barrow, E.M., 2002. SDSM—a decision support tool for the assessment of regional climate change impacts. Environmental Modelling & Software, v. 17, (2), p. 145-157.

پایش تغییرات فضایی گستره برفی البرز مرکزی با استفاده از تابع طبقهبندی ماشین بردار پشتیبان و تصاویر ماهوارهای سری لندست

حسن جمس*! داریوش یاراحمدی'، ابوذر نصیری'،حمید میرهاشمی'

۱-گروه جغرافیا، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران ۲-گروه جغرافیا، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، مرکز آموزش عالی فیروزآباد، فارس، ایران

(پژوهشی)

دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۱۱/۲۵ پذیرش نهایی مقاله: ۱۴۰۲/۰۴/۱۶

چکیدہ

در این مطالعه، تغییرات زمانی – مکانی گستره برفی البرز مرکزی در مقیاس فصلی برای سالهای ۱۹۸۵، ۲۰۱۵، ۲۰۰۹ ۲۰۲۰ پایش گردیده که از تصاویر سری لندست TTM و OLL برای سالهای ۱۹۸۵، ۱۹۹۵، ۲۰۰۵، ۲۰۱۵ و ۲۰۲۰ استفاده شد. برای هر فصل از سال، تصاویر استخراج و تصحیحات انجام شد. برای استخراج پهنه برفی، از الگوریتم طبقهبندی ماشین بردار پشتیبان (SVM) استفاده گردید. مساحت پهنه برفی با انتقال نقشه طبقهبندی شده به محیط ArcGIS به دست آمد. نتایج نشان داد ضریب کاپا برای نقشههای طبقهبندی شده بیشتر از ۹۱/۰ بود. میانگین پهنههای برفی برای زمستان، پاییز، بهار و تابستان به ترتیب ۱۹۸۹، ۲۰۱۰، و ۲۰۱۰ بیشتر از ۹۱/۰ بود. میانگین پهنههای برفی برای زمستان، پاییز، بهار و تابستان به ترتیب ۱۹۸۹، ۲۰۱۰، و ۲۰۰۴ میلیون هکتار محاسبه گردید. پهنههای برفی از سال ۱۹۸۵ تا ۲۰۲۰ سیر نزولی داشته، به گونهای که در زمستان از ۱۹۸۸ در سال ۱۹۸۵ به ۱۹۸۸ میلیون هکتار در سال ۲۰۲۰، در پاییز از ۴۸/۰ در ۱۹۸۵ به ۱۹ میلیون هکتار در ۲۰۲۰ رسده است. در زمستان و پاییز، پوشش برفی در بخش شرقی البرز مرکزی کاهش میلیون هکتار در ۲۰۲۰ رسده است. در زمستان سال ۱۹۸۵ تا ۲۰۲۰، در پاییز از ۴۸/۰ در شروع میلیون هر در این ۲۰۰۰ میلیون می از سال ۱۹۸۵ به ۱۹۸۵ به ۱۹۸۵ می فری کام می می مان از ۲۰۰۰ میلیون می تر در سال ۱۹۸۵ برف از دامنه ار تفاعی ۱۹۸۰ متر شروع می می ماه در سال ۲۰۲۰ به ۲۵۰۰ میلیون می از ۱۹۸۵ میرفی در بخش شرقی البرز مرکزی کاهش می می در البرز مرکزی روند کاه می داشته است. در زمستان سال ۱۹۸۵، برف از دامنه ار تفاعی ۱۹۰۰ می شروع می در البرز مرکزی روند کاهشی داشته که در زمستان بیشترین میزان کاهش را به خود اختصاص داده است. می توان نتیجه گرفت که استفاده از تصاویر لندست و اعمال الگوریتمهای طبقهبندی برای استخراج برف بهتر از اعمال شاخص طیفی INSI و همچنین تصاویر MODI می باشد.

واژههای کلیدی: البرز، الگوریتم ماشین بردار پشتیبان، پهنه برفی، لندست.

Email: jems_hasan2010@yahoo.com

*- نویسنده مسئول:

مقدمه

پوششهای برفی در نواحی کوهستانی، بزرگترین منبع تأمين آبشيرين براي اكوسيستمهاي محیطی است (Wipf et al, 2015)؛ به گونهای که در حوزههای آبریز، بیش از ۹۰ درصد روانابهای آن، از ذوب برفهای کوهستان تأمین شده و یا این که کوهستانها بیش از ۲ برابر دشتهای مسطح در تأمین آب زیرزمینی و سطحی نقش دارند (Voigt et al, 2010). در کوهستان عرضهای میانی، اغلب بارشهای پاییزه و زمستانه به شکل برف بوده و موجب انباشت آبشيرين و قابل استحصال به صورت منجمد در کوهستان می شود. در این شرایط، آبشیرین منجمدشده، با اوج گیری دمای هوا در اواسط فصل بهار شروع به ذوبشدن نموده و به صورت رواناب پیوسته از کوهستان و نقاط مرتفع در جهت شیب زمین به سمت مناطق پاییندست جریان می یابد و آب قابل استفاده برای اکوسیستمهای پاییندست، کشاورزی و سکونتگاه-های انسانی را تأمین مینماید (Musselman et al, 2018). بنابراین کوهستانهای برفی نه تنها بهعنوان مخزن تأمين بهينه آب براى اكوسيستمهاى محیطی محسوب میشود، بلکه از هدر رفتن آب به شکل سیلاب و همچنین تخریب سازهها و چشم-اندازهای طبیعی و انسانی نیز جلوگیری مینماید (Kwon et al, 2016). مكانيسم تشكيل برف و انباشت آن در نقاط کوهستانی دارای مولفههای اصلی و بنیادی است که تغییر در هر یک از این مولفهها، موجب تغییر در تعادل برف می گردد. در واقع، ارتباط فضایی بین برف و مولفههای محیطی وجود دارد که بهعنوان متغیر مستقل شناخته شده و بر برف که متغیر وابسته است، تأثیر می گذارند (Horner et al, 2020). از مهم ترین متغیرهای مستقل در این رابطه فضایی میتوان به تابش خورشید و نحوه برخورد آن با پوشش برفی، عرض

جغرافیایی، ارتفاع و توپوگرافی کوهستان، دامنهای که برف بر آن انباشته شده است، شیب، دما و روند تغییرات زمانی گرمایش هوا، میزان بارش و رژیم برفی، فشار اتمسفری، بخار آب جوی و تبخیر از سطح برف اشاره نمود (Shafiq et al, 2019). تغيير در هر یک از این مولفهها، بر مشخصات و ویژگی-های برف نیز اثر می گذارد (tang et al, 2017). تغییر در ذخیره و گستره برفهای کوهستانی بر منابع آبی حوضههای آبریز اثر گذاشته و چرخه بیلان آبی و اکوسیستمهای محیطی را موثر می-سازد (Ohashi et al, 2016). پایش پوششهای برفی بهویژه در نواحی کوهستانی میتواند این تغییرات را شناسایی نموده و میزان ذخیره برف و منابع آبی را محاسبه نماید. پایش پوششهای برفی از طريق علم سنجش از دور قابل انجام است و پژوهشگران با استفاده از دادههای خروجی از سنجندهها قادر به استخراج پهنههای برفی كوهستان هستند (Dong and Menzel, 2020). امروزه در مدیریت منابع آبی، استفاده روزافزون از دادههای اپتیکی با هدف استخراج و تحلیل پهنه-های برفی کمک قابلتوجهی به علم مدیریت آب نموده است. سنجندههای متعددی بهمنظور پایش تغییرات جوی و علوم زمینی طراحی شده و به فضا ارسال گردیده است. ماهواره MODIS با توجه به قابلیتهای اپتیکی و مکانی متنوعی که در باندهای مختلف دارد، کاربرد زیادی در بحث پوششهای برفی داشته و توسط پژوهشگران مورد استفاده قرار می گیرد (Zhang et al, 2020). در مناطقی که نیاز به استخراج پهنههای برفی با دقت بالاتر نیاز است، سنجندههایی که تفکیک مکانی بهتری نسبت به سنجندههای ماهواره MODIS دارند، توانایی بیشتری داشته که یکی از مهمترین ماهوارهها، LANDSAT بوده که توان تفکیک مکانی آن ۳۰ متر است و میتواند حتی در یک دامنه کوهستانی

جداسازی آب و برف از شاخص NDSI بر روی تصاویر LANDSAT استفاده نموده و دقت عملکرد آن ۹۵ درصد بود و این شاخص را برای جداسازی آب و برف معرفی مناسب ارزیابی نمودند (Yan et al, 2020). در کوهستان جنوبی ترکیه که برفهای آن سرچشمههای رودخانه دجله و فرات است، با شاخص NDSI بر روی تصاویر MODIS استخراج گردید و نتایج نشان داد که این تصاویر با پیکسل-های ۵۰۰ متری نمی تواند برای پایش تغییرات برف طی چندین سال کاربرد داشته باشد (Abdulkadhim, 2019). در ارتفاعات آلمان و اتریش، پژوهشگران بهمنظور استخراج پهنههای برفی از اعمال شاخص NDSI بر روی تصاویر LANDSAT استفاده نمودند، اما اعتبار این شاخص ۲۴ درصد بود که نتوانست پهنههای برفی سایه و جنگل را شناسایی نماید؛ به همین دلیل این پژوهشگران با طبقهبندی تصاویر لندست، پهنههای برفی را با ضریب کاپای ۰/۹۶ استخراج نمودند (Härer et al, 2018). در کوهستان مدیترانهای ترکیه، پژوهشگران با استفاده از سنجندههای لندست و طبقهبندی تصویر، پهنههای برفی را استخراج و طی سالهای موردمطالعه، پایش نمودند و ضریب کاپای طبقهبندی ۰/۹۳ تا ۰/۹۷ بود (Donmez et al, 2021). پوشش های برفی كوهستان منبع اصلى آب در حوضه رودخانه بلخاب در رودخانه شمالی افغانستان است که پژوهشگران بهمنظور استخراج و پایش برف از تصاویر LANDSAT OLI 8 استفاده نموده و در روزهایی که پوشش ابری کمتر از ۲۰ درصد بوده، نتایج مناسبی دارد (Wahidullah, 2020). زردکوه بختیاری یکی از کوهستان های مرتفع زاگرس است؛ اما تغییرات آبوهوایی و گرمایش جهانی موجب تسريع فرايند ذوب برفهاي اين كوهستان شده و بررسی آن با تصاویر ماهوارهای از سال ۱۹۹۱ تا

و درهها نیز پهنه برفی را استخراج نماید (Wang et al, 2020). یکی از مهمترین شاخصهای استخراج برف از تصاویر ماهوارهای، شاخص NDSI است که به دلیل انعکاس پایین برف در باندهای مادون قرمز و انعکاس بالا در باندهای مرئی، این شاخص می تواند در تشخیص پوشش برف از سایر پدیدهها بسیار مفید باشد (عفیفی، ۱۴۰۰). در شبه جزیره برانزویک در جنوب پاتاگونیای آرژانتین، پژوهشگران برای استخراج پهنههای برفی در سال-های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۶ از اعمال شاخص طیفی NDSI بر روی تصاویر MODIS استفاده نموده و نشان دادند که این شاخص توانایی استخراج پهنه-های برفی را داشته و طی بازه زمانی مربوطه، مساحت پهنههای برفی ۱۹ درصد کاهش یافته است (Aguirre et al, 2018). در جنوب مرکزی کوهستان بریتیش کلمبیا در آمریکا، پهنههای برفی با شاخص NDSI استخراج شد که نتایج نشان داد تصاویر LANDSAT قابلیت بهتری در شناسایی پهنههای برفی دارند، اما تصاویر MODIS به دلیل تفکیک مکانی پایین در نواحی سایه دارای خطاهای زیادی بوده و نمیتواند خروجی قابلقبولی داشته باشد (Mityók et al, 2018)؛ اما در حوضه رودخانهای ایندوس که منابع آبی خود را از برف-های هیمالیا تأمین مینماید، نتایج برفسنجی با سنجندههای MODIS و اعمال شاخص NDSI برای سالهای ۲۰۰۸ تا ۲۰۱۸ نشان داد که آستانه ۰/۳۴ برای این شاخص، در هیمالیا توانایی استخراج برف را دارد (Ali et al, 2020). در کوهستان قره-قورام پژوهشگران بهمنظور استخراج پهنههای برفی از الگوریتمهای طبقهبندی تصاویر LANDSAT روش شیءگرا و پیکسل گرا استفاده نموده و نشان دادند که ضریب کاپا حدود ۰/۹۳ بوده و دقت طبقهبندی مناسب است (Wang et al, 2020). در فلات تبت، پژوهشگران بهمنظور شناسایی و

NOAA سنجنده AVHRR و ماهواره NOAA سنجنده MODIS و به کارگیری دو روش قراردادن آستانه در دادههای AVHRR و MODIS استفاده نمودند. نتایج آنها نشان داد که با استفاده از داده-های AVHRR مساحت سطوح برف گیر ۵۳۰۳ MODIS کیلومترمربع و با استفاده از دادههای سطوح برف گیر البرز مرکزی با پوشش کامل، ناقص و پوشش ابر به ترتیب ۹۹۴، ۲۵۷۰ و ۲۵۰۵ کیلومترمربع محاسبه گردید. در اغلب مطالعات صورت گرفته در پایش و استخراج پهنههای برفی، از تصاویر سنجنده MODIS استفاده گردیده است و یا اینکه با اجرای شاخص طیفی NDSI بر روی تصاویر LANDSAT، پهنههای برفی را استخراج نمودهاند. تصاویر MODIS برای پهنههای برفی در محدودههای جغرافیایی کلان و بسیار وسیع مورد استفاده قرار می گیرد و برای بررسی تغییرات پهنه-های برفی با دقت بالا و در توزیع مکانی کاربرد زیادی ندارد. از طرف دیگر بهمنظور افزایش دقت در پیکسلهای برفی، تصاویر LANDSAT به دلیل وضوح بالاتر (پیکسلهای ۳۰ متری) نسبت به تصاویر MODIS که اندازهی پیکسلهای آن ۵۰۰ متر است، کاربرد بیشتری دارد. در تصاویر NDSI نیز پژوهشگران از شاخص NDSI برای استخراج پهنههای برفی استفاده نمودهاند، اما این الگوریتم در استخراج پیکسلهای برفی در نواحی دامنهای که در سایه قرار گرفتهاند و همچنین ابرناکی تصویر، بسیار ناقص بوده و ضعیف عمل مىكند. الگوريتمهاى طبقەبندى تصوير به-ویژه الگوریتم دو کلاسه، به دلیل استفاده از نقاط آموزشی توسط کاربر، در استخراج پهنههای برفی در نواحی کوهستانی، دامنهها و قرار گیری در سایه و حتى لكههاى ابرى بسيار دقيق عمل كرده و خطای شناسایی برف در این روش بسیار کم بوده و یکی از مناسبترین روشها در استخراج پهنههای

۲۰۱۱ نشان میدهد که سطح پوششهای برفی این کوهستان روند کاهشی دارد و هرساله با افزایش دما، سطح پوشش برفی زردکوه بختیاری کاهش می یابد (خسروی و همکاران، ۱۳۹۶). در بازه زمانی ۱۶ ساله (۲۰۰۰–۲۰۱۵) مساحت سطوح برفی در مناطق مرتفع استانهای آذربایجان غربی و شرقی و همچنین استان اردبیل روند کاهشی داشته است که این موضوع باعث کاهش ذخیره برفی در حوضه آبریز منطقه شده است (فتاحی و مقیمی، ۱۳۹۸). تصاویر ماهوارهای حاصل از سنجندههای MODIS و همچنین تصاویر NOAA-AVHRR کاربرد زیادی در سنجش برفهای کوهستانی دارد که نتایج استفاده از آن در کوهستان البرز طی سالهای ۲۰۰۶-۲۰۱۵ بیان گر این است که بیشترین مساحت برف در البرز طی ماه آوریل سال ۲۰۱۵ با مقدار ۱۲۰۵۹ کیلومترمربع و کمترین مساحت برف در ژوئن ۲۰۰۸ با مقدار ۳۳ کیلومترمربع دیده شده است (پاراحمدی و همکاران، ۱۳۹۹). نتایج حاصل از پایش سطح برف در حوضه سد شاهچراغی در دامغان نشان داد که استفاده از تصاویر سنجنده AVHRR-3 در حدود ۴ درصد سطح برف را بیش از سنجنده AVHRR-2 برآورد می کند (بنی حبیب و همکاران، ۱۳۹۵). وفاخواه و همکاران (۱۳۹۰) نیز به منظور مقایسه سطح پوشش برف در تصاویر ماهواره نوآ و سنجنده MODIS در حوضه آبخیز طالقان، از ۱۴ تصویر همزمان ماهواره طی سالهای ۲۰۰۳ تا ۲۰۰۶ استفاده کردند و نشان دادند که خطای برآورد مساحت پوشش برف در ماهواره نوآ نسبت به سنجنده مودیس، در حدود ۵۷/۹۷ درصد و در دامنه بین ۳/۸۷ درصد و ۲۶۷/۴۲ درصد است و از نظر هم پوشانی برف استخراج شده نیز هر دو تصویر هم پوشانی بالایی دارند. دینی و همکاران (۱۳۸۶) بهمنظور پایش و اندازه گیری سطوح برفی کوهستان البرز مرکزی از دادههای ماهوارهای

برفی می باشد. بنابراین می توان گفت که طبقه بندی تصویر ماهوارهای با روشهای دو کلاسهی برفی و غیربرفی که در این پژوهش مورد استفاده قرار گرفته است، یک نوآوری در استخراج پهنههای برفی در کوهستان البرز مرکزی است که دارای ناهمواری زیادی می باشد. اگرچه پروداکتهای آماده برای برفسنجی مورد استفاده قرار می گیرد، اما این پروداکتها نیز عمدتاً از شاخص NDSI برای استخراج پیکسلهای برفی استفاده میکنند که در این پژوهش نشان داده شده است که این شاخص در مناطق کوهستانی با ناهمواری متنوع و قرارگیری پیکسلهای برفی در دامنهها، دارای خطای زیادی بوده و نمی تواند به طور دقیق، پیکسلهای برفی را استخراج نماید. به همین دلیل در این پژوهش از روش طبقهبندی دو کلاسه با روش ماشینب ردار پشتیبان برای استخراج پهنه-های برفی البرز مرکزی استفاده گردید. برفهای رشته كوه البرز در تأمين آبهاى زيرزمينى و سطحی سکونتگاههای اطراف آن و جلگه پرجمعیت خزر نقش مهمی دارد و رودخانههای دائمی دامنه-های شمالی و جنوبی البرز همچون بابلرود، چالوس، کرج، کن و هراز از برفهای نقاط مرتفع البرز تغذيه مىشوند. گرمايش جهانى موجب تغییراتی در فراسنجهای جوی - اقلیمی کشور ایران شده است؛ به گونهای که دما و تبخیر افزایش یافته و بارش بهویژه برف کاهش یافته است. این تغییرات که بهعنوان متغیر مستقل در نظر گرفته میشوند، موجب تغییراتی در متغیر وابسته که پوشش برفی نقاط مرتفع كوهستان البرز مى باشد، خواهد شد. پیامدهای آن میتواند تسریع در ذوب برفها، افزایش روند سیلابی شدن رودخانه های حوزه های آبريز منطقه موردمطالعه و تخريب زيستگاهها و

سکونتگاههای پاییندست گردد. بنابراین پایش گستره برفی البرز میتواند در تدوین راهبردهای مدیریتی آب و توسعه پایدار مورد استفاده قرار بگیرد.

منطقه مورد مطالعه

در پژوهش حاضر، کوهستان البرز مرکزی که یکی از مناطق برف گیر ایران میباشد، به عنوان محدوده موردمطالعه انتخاب گردید. از لحاظ جغرافیایی، ۲۳ محدوده موردمطالعه در چارچوب جغرافیایی ۳۵ تا ۲۳ درجه عرض شمالی و ۵۰ تا ۵۵ درجه طول شرقی قرار دارد و به شکل یک پهنه در ابعاد ۴۲۲× ۲۱۰ کیلومتر در شمال کشور ایران و نواحی جنوبی دریای خزر قرار دارد. از لحاظ ارتفاعی، البرز مرکزی در دامنه ۱۵۰۰ تا ۵۶۷۱ متری از سطح دریا قرار دارد. دامنه البرز به سمت شمال و دریای خزر، جلگه دارد. دامنه البرز میشترین عرض جلگه در دشت ساری قرار گرفته است. دامنه جنوبی البرز مرکزی به فلات مرکزی ایران متصل است که شهرهای سمنان، شاهرود، تهران، کرج و قزوین در دامنه جنوبی آن گسترده شدهاند (شکل ۱).

جبهه شمالی البرز را جنگلهای سبز پوشانده و جبهه جنوبی آن خشک است که دلیل اصلی آن مانع توپوگرافی کوهستان البرز در برابر رطوبت دریای خزر است که از نفوذ آن به فلات ایران ممانعت مینماید. بلندترین قله البرز، کوه دماوند با ارتفاع ۵۶۱۰ متر است و دیگر قلههای مرتفع آن شامل علم کوه، خلنو، آزادکوه، توچال و پهنه حصار میباشد. در البرز مرکزی میانگین روزهای برفی حدود ۱۰ روز در سال که عمدتاً در اواخر پاییز و زمستان میبارد.



شكل ۱: موقعیت جغرافیایی محدوده موردمطالعه (البرز مركزی)

مواد و روشها

بهمنظور استخراج پهنههای برفی، از تصاویر ماهوارهای سری LANDAST استفاده گردید و با اجرای الگوریتم ماشین بردار پشتیبان (SVM) بر روی تصاویر، پهنههای برفی استخراج گردید که به شرح ذیل بررسی شده است.

تصاویر ماهوارهای مورد استفاده

تصاویر ماهوارهای سری LANDSAT برای استخراج پهنههای برفی در کوهستان البرز مرکزی مورد استفاده قرار گرفت؛ به گونهای که از سایت سازمان زمینشناسی آمریکا، تصاویر ماهوارهای سرى لندست شامل سنجندههاى TM، "ETM و OLI برای فصلهای بهار، تابستان، پاییز و زمستان در سالهای ۱۹۸۵، ۱۹۹۵، ۲۰۰۵، ۲۰۱۵ و ۲۰۲۰ دانلود گردید که برای سال ۱۹۸۵ تصاویر سنجنده TM برای روزهای ۱۹۸۵/۰۲/۱۹، ۱۹۸۵/۰۶/۱۱، ۱۹۸۵/۰۸/۱۴ و ۱۹۸۵/۱۱/۲۰؛ برای سال ۱۹۹۵ تصاویر ETM برای روزهای ۱۹۹۵/۰۱/۱۶، ·۱۹۹۵/۱۲/۱۱ و ۱۹۹۵/۰۹/۰۳ ،۱۹۹۵/۰۵/۲۰ برای سال ۲۰۰۵ تصاویر ETM برای روزهای 9 Υ··Δ/·Λ/ΙΥ .Υ··Δ/·Δ/ΙΥ .Υ··Δ/·Υ/ΙΨ ۲۰۰۵/۱۲/۱۷؛ برای سال ۲۰۱۵ تصاویر OLI برای . 7 • 1 ۵/ • ۵/ ۲ ۱ .7 • 10/ • 7/14 روزهای ۲۰۱۵/۰۸/۱۳ و ۲۰۱۵/۱۱/۲؛ برای سال ۲۰۲۰

تصاویر OLI برای روزهای ۲۰۲۰/۱۱۲۲ تهیه ۲۰۲۵/۱۸، ۲۰۲۰/۱۹/۱۱ و ۲۰۲۲/۱۸۲ تهیه گردید. محدوده موردمطالعه در گستره چهار تصویر ماهوارهای قرار گرفته که برای چسباندن تصاویر و یکی کردن آنها برای محدوده موردمطالعه از تابع یکی کردن آنها برای محدوده موردمطالعه از تابع گردید. برای هر فصل، یک تصویر جامع از چسباندن چهار تصویر به دست آمد و بر روی این محدوده پردازشهای تحلیلی انجام شد. با توجه به این که در فصل زمستان روزهای ابری زیاد است، سعی گردید از تصاویری استفاده شود که میزان ابرناکی آن کمتر از ۳۰ درصد باشد.

پیش پردازش و طبقهبندی تصاویر برای استخراج پهنههای برفی

پس از دانلود تصاویر سری لندست، عملیات پیش پردازش تصاویر شامل تصحیحات هندسی و رادیومتریکی، طبقهبندی تصاویر برای استخراج پهنههای برفی و غیر برفی با الگوریتم ماشین بردار پشتیبان انجام شد که به شرح ذیل بررسی شده است. پس از این که برای هر فصل از سالهای موردنظر، یک تصویر جامع تهیه گردید، عملیات پسپردازش شامل تصحیحات رادیومتریکی و هندسی بر روی تصاویر انجام شد. اگرچه تصاویر لندست تصحیح هندسی شده است، اما به دلیل

طبقهبندی تصاویر و تهیه نقشه کاربری برفی و غيربرفي بود كه استخراج نقاط أموزشي برف باعث شد تا نقشه خروجی به خوبی پهنههای برفی را تشخیص نماید. از بین توابع طبقهبندی نیز تابع ماشین بردار پشتیبان (SVM) بیشترین دقت را در طبقهبندى داشته و به اين دليل از اين تابع بهمنظور طبقهبندی تصاویر و استخراج پهنه و لکههای برفی در البرز مرکزی استفاده شد. در ضمن، در انتخاب تصاویر و روزهای برفی، سعی شد تا از تصاویری استفاده شود که کمترین میزان ابرناکی را داشته باشد. از دیدگاه علم آبوهواشناسی همدید، پس از وقوع بارشهای برفی، به دلیل پایداری هوا ناشی از آنتیسیکلونهای سرد، اتمسفر منطقه پایدار گردیده و میزان ابرناکی نیز به حداقل میرسد. در این پژوهش نیز پس از وقوع بارشهای برفی و به حداقل رسیدن میزان ابرناکی، روزهای موردمطالعه برای استخراج پهنههای برفی انتخاب گردید. در استخراج پهنههای برفی در درههای و دامنههای کوهستانی که اثر ارتفاع و ناهمواری در برفها تأثیرگذار است، سعی گردید که تعداد نقاط آموزشی در درهها زیاد باشد تا این که پهنههای برفی در درهها و دامنههای کوهستانی با برفهای قلههای شبیه باشد و در یک طبقه به عنوان طبقه برفی قرار بگیرد. ماشین بردار پشتیبان یک روش کلاسهبندی الكو است كه اولينبار توسط ويپنيگ معرفي شد (Burges, 1998). ماشین بردار پشتیبان یا SVM در واقع یک طبقه کنندهی دودویی است. در مورد دو کلاس که در این مطالعه کلاس یک(پهنه برفی) و کلاس صفر(پهنه غیر برفی) بود، روش SVM سعی دارد یک ابرصفحه ایجاد نماید که فاصله هر کلاس را تا فراصفحه حداکثر مینماید. دادههای نقطهای که به فراصفحه نزدیکترند، برای اندازه-گیری این فاصله به کار میروند. از اینرو، این داده-های نقطهای، بردارهای پشتیبان نام دارند

کوهستانی بودن منطقه و همچنین طبقهبندی تصویر و استخراج پهنههای برفی، تصحیحات هندسی بر پایه نقاط کنترلی در سطح زمین با دستگاه GPS، لایههای برداری جادهها و آبراهههای اصلی روی تصویر لندست قرار داده شد. با اجرای این روش، تصحیح هندسی تصاویر صحتسنجی شد و نتایج آن با شاخص RMSE ارزیابی شد. در ادامه بهمنظور استخراج پهنههای برفی از روی تصاویر لندست، از روش طبقهبندی تصاویر با الگوريتم ماشين بردار پشتيبان (SVM) استفاده گردید. اگرچه شاخص NDSI نیز برای استخراج پهنههای برفی با کمترین زمان انجام میشود، اما این شاخص برای لکههای ابری و پهنههای برفی در نواحی سایه، کاربردی نیست و خطاهای زیادی در این پهنهها بهوجود می آورد، به گونهای که در این پژوهش ابتدا از شاخص NDSI برای استخراج پهنه-های برفی استفاده شد، اما مقایسه آن با تصویر واقعی لندست نشان داد که دامنههای برف گیری که در سایه، درهها و لکههای ابری قرار دارد، در خروجی شاخص NDSI به عنوان پهنههای غیربرفی شناسایی شده است. شاخص طیفی NDSI بر مبنای این واقعیت که برف در باند مرئی دارای بازتابندگی بالا و در باند مادون قرمز میانی دارای بازتابندگی پایین میباشد، برای تشخیص برف از مناطق فاقد برف به کار میرود و تنها از رفتار طیفی دو باند برای تشخیص برف استفاده می کند، اما در تكنيك طبقهبندى تصاوير ماهوارهاى لندست براى استخراج برف، از رفتار طیفی ترکیبی از باندهای حرارتی و مرئی استفاده می شود که برف را از ابر و دیگر نقاط سفیدرنگ جدا می کند. همچنین با توجه به انتخاب نقاط آموزشی، برف در سایه و یا برف در درهها را نیز با توجه به نوع طبقهبندی نظارت شده، مى توان به عنوان برف شناسايى كرد. بنابراين، مناسبترین روش برای استخراج پهنههای برفی،

رابطه ۱) [$y_i \frac{(W.X_i+b)}{|W|}$ تمام نمونههای کلاس ۱+ در یک طرف مرز و تمام نمونههای کلاس ۱- در طرف دیگر مرز واقع شوند. ۱) مرز تصمیم گیری به گونهای است که فاصله نزدیک ترین نمونههای آموزشی هر دو کلاس از یک دیگر در راستای عمود بر مرز تصمیم گیری تا جایی که ممکن است حداکثر شود. (Vapnik, 1991). در شکل ۲، دو کلاس و بردارهای پشتیبان مربوط به آنها نشان داده شده است. دادهها از دو کلاس برفی و غیر برفی تشکیل شده و کلاسها در مجموع دارای L.... I = 1 نقطه آموزشی میباشند که x_i یک بردار است. این دو کلاس با $1 \pm i = y_i$ برچسب زده میشوند. برای محاسبه مرز تصمیم گیری دو کلاس کاملاً جدا از هم، از روش حاشیه بهینه استفاده می شود هم، از روش حاشیه بهینه استفاده می شود دو کلاس به گونهای محاسبه می شود که:



شکل ۲: مرز خطی بهینه برای حالتی که دو کلاس کامل از یکدیگر جدا هستند.

رابطه ۲) $K = \frac{N \sum_{i=1}^{r} X_{ii} - \sum_{i=1}^{r} (Xio \times Xoi)}{N^2 - \sum_{i=1}^{r} (Xio \times Xoi)}}$ K: شاخص کاپا، r تعداد ردیف ماتریس طبقهبندی، K_{ii} : تعداد مشاهدات در ردیف و ستون(محور اصلی K_{ii} : تعداد مشاهدات در ردیف و ستون(محور اصلی ماتریس)؛ Sio: مجموع مشاهدات در ردیف(مجموع ردیف برای هر کاربری)؛ Xoi: مجموع مشاهدات در ستون(مجموع ستون برای هر کاربری) و N: مجموع محاسبه ضریب کاپا، علاوه بر پیکسلهایی که محاسبه ضریب کاپا، علاوه بر پیکسلهایی که نادرست طبقهبندی شدهاند، پیکسلهایی که نادرست طبقهبندی شدهاند نیز دخالت داده می-شود. از این رو معیار مناسبی برای مقایسه نتایج طبقهبندیهای مختلف میباشد. پس ضریب کاپ برای صحتسنجی طبقهبندی معیار مناسبی بوده و الگوریتم ماشین بردار پشتیبان به دلیل ایجاد مرز خطی بهینه با نقاط آموزشی محدود که همان بردارهای پشتیبان هستند، کلاسهای برف را به راحتی از کلاسهای غیربرفی جدا مینماید. این الگوریتم برای نقشههای دو کلاسه که در این پژوهش کلاس برفی و غیر برفی است، بسیار کاربردی بوده و با نقاط آموزشی محدود، نقشه طبقهبندی را ایجاد میکند.

ضریب کاپا

با توجه به این که برای نهایی نمودن نقشه کاربری اراضی، باید همه شاخصهای دقت طبقهبندی با یک و یا چند شاخص آماری معتبر برازش داده شود. ضریب کاپا از جمله روشهای آماری میباشد که با رابطه ۲ قابل بیان است.

نشان میدهد که طبقهبندی تصویر با دو کلاس پهنههای برفی و غیر برفی چقدر با نقاط آموزشی و واقعیت مطابقت دارد. به همین دلیل در این مطالعه از ضریب کاپا برای ارزیابی دقت طبقهبندی دو کلاسه تصاویر و صحت-سنجی آن استفاده گردید. بنابراین، در این پژوهش برای طبقهبندی تصاویر ماهوارهای در البرز مرکزی

به منظور استخراج پهنههای برفی از الگوریتم ماشین بردار پشتیبان(SVM) استفاده شد و لایه-های آن در نرمافزار ArcGIS به نقشه برفی تبدیل شد. سپس مساحت پهنههای برفی در فصول چهارگانه برای سالهای ۱۹۸۵ تا ۲۰۲۰ در جدول توصیفی ArcGIS به دست آمد و نمودارهای ستونی برای آنها ترسیم گردید (شکل ۳).



شکل ۳: مراحل روش کار به منظور تحلیل پهنههای برفی در البرز مرکزی

دست آمد، در جدول ۱ ارائه شده است که در ماه-های گرم سال(اواخر فصل بهار، تابستان و اوایل پاییز) شاخص RMSE بیان گر تصحیح بسیار دقیق تصاویر لندست با واقعیت هندسه زمین است.

بحث و نتایج میزان صحت تصحیح هندسی تصاویر لندست برای برفسنجی کوهستان البرز که با نقاط کنترلی به

جدول ۱: میزان شاخص RMSE تولید شده در فرآیند تصحیح هندسی تصاویر لندست

<i>y</i> , , , , , , , , , , , , , , , , , , ,		• • • •	• • •
RMSE	تعداد نقاط كنترلى	تاريخ تصوير لندست	رديف
•/9V1	١٧	۱۹۸۵/•۲/۱۹	١
•/91٣	11	۱۹۸۵/۰۶/۱۱	۲
•/ \\ \ \	٢۶	۱۹۸۵/۰۸/۱۴	٣
٠/٧٩٨	۲۹	1910/11/20	۴
۰/ ۸۲۱	۱۸	۱۹۹۵/۰ ۱/۱ <i>۶</i>	۵
•/٩٨۵	١٣	1990/•0/T•	۶

•/٩١١	۲۱	۱۹۹۵/•۹/•۳	γ
٠/٨١٣	٢٢	1990/17/11	٨
• /YA۵	١٨	$ \tau \cdot \cdot \Delta / \cdot \tau / \iota \tau$	٩
•/9٣۶	18	$7 \cdot \cdot \Delta / \cdot \Delta / 14$	١٠
•/٩YY	١٩	$\forall \cdot \cdot \diamond \wedge \wedge \wedge \vee \forall$	11
٠/ ٧ ۶٩	۲۸	$\tau \cdot \cdot \Delta / \Gamma \tau / \Gamma \gamma$	١٢
• /Y۵A	٣٣	2.10/.2/16	١٣
•/٩۶٣	14	$ \mathbf{r} \cdot \mathbf{i} \mathbf{\Delta} / \mathbf{\cdot} \mathbf{\Delta} / \mathbf{r} \mathbf{i} $	14
•/٩٩١	۲۷	$ \mathbf{T} \cdot 1 0 / \cdot \mathbf{A} / 1 \mathbf{T} $	۱۵
۰/ <i>۸۶</i> ۱	١٩	5 • 10/11/5	18
•/٧٩٢	۱۵	7 • 7 • / • 1/17	١٢
٠/٩١٨	18	$\forall \cdot \forall \cdot / \cdot \Delta / \lambda \lambda$	١٨
•/٩٢•	٢٢	۲・۱۵/・۹/۱۱	١٩
۰/۷۴۸	۲۷	۲۰۲۰/۱۱/۵	۲۰

اعتبار طبقهبندی تصاویر سری لندست با الگوریتم ماشین بردار پشتیبان دو کلاسه با ضریب کاپا محاسبه گردید که نتایج آن نشان داد مقدار این ضریب بیش از ۰/۹۱ بوده و نشان میدهد طبقه-بندی بر مبنای نقاط آموزشی صحیح به دست آمده

است. بیشترین میزان ضریب کاپا مربوط به فصول بهار و تابستان و کمترین آن در زمستان و پاییز بوده که به دلیل وجود ابر در زمستان و پاییز، دقت طبقهبندی و استخراج برف کمتر از بهار و تابستان بود (جدول ۲).

رەاى	ل طبقەبندى تصاوير ماھوا	کاپا برای صحتسنجی	. ۲: میزان عددی ضری <u>ب</u>	جدول
پاييز	تابستان	بهار	زمستان	سال
۰/۹۳	٠/٩٨	٠/٩٧	٠/٩١	۱۹۸۵
•/9۴	•/٩۶	•/٩۶	•/97	۱۹۹۵
•/٩١	٠/٩۵	•/9٣	٠/٩١	۲۵
•/٩٣	•/9V	٠/٩٨	۰/۹۵	2.10
•/٩١	•/٩۶	•/9۴	•/97	۲۰۲۰

هکتار بود، بیشترین گستره برفی با ۲/۲۳ میلیون هکتار در سال ۱۹۹۵ و کمترین آن با ۲۰/۶ میلیون هکتار در سال ۲۰۱۵ بود. در تابستان که مساحت برفی به کمترین میزان خود میرسد، میانگین آن ۲۰۰۴ میلیون هکتار (۴ هزار هکتار) بوده و بیشترین پهنه با ۲۰/۱ میلیون هکتار (۱۰ هزار هکتار) در سال ۱۹۸۵ و کمترین آن با ۲۰۰۱ میلیون هکتار (یک هزار هکتار) در سال ۲۰۲۰ میلیون هکتار (یک هزار هکتار) در سال ۲۰۲۰ میایون هکتار (یک هزار هکتار) در سال ۲۰۲۰ میایون هکتار (یک هزار هکتار) در اس ۲۰۲۰ میانگین پهنههای برفی در البرز همراه است، میانگین پهنههای برفی طی ۳۵ سال حدود ۲۶/۱

مساحت پهنههای برفی در البرز مرکزی پس از استخراج پهنههای برفی از روی تصاویر ماهوارهای با روش طبقهبندی تصاویر، مساحت پهنهها در محیط پردازشی ArcGIS محاسبه گردید و نتایج آن در جدول ۳ ارائه شده است. بر این اساس، مساحت پهنههای برفی در زمستان بیشترین مقدار را به خود اختصاص داده است و محترین آن نیز مربوط به تابستان است. در فصل زمستان، بیشترین مساحت پهنههای برفی در سال ۱۹۸۵ با ۱/۶۸ میلیون هکتار و کمترین آن در سال ۱۰۵۸ با ۱/۶۸ میلیون هکتار بود. در بهار که

آن با مساحت ۰/۸۴ میلیون هکتار(۸۴۰ هزار هکتار) در سال ۱۹۸۵ و کمترین آن با ۰/۱۵

میلیون هکتار(۱۵۰ هزار هکتار) در سال ۲۰۲۰ بوده است.

(میلیون هکتار)	ت در مقیاس زمانی فصلی	ح از تصاویر سری لندس	، پهنههای برقی مستخرج	جدول ۲: مساحت
پاييز	تابستان	بهار	زمستان	سال
٠/٨۴	• / •)	•/1۶	١/۶٨	۱۹۸۵
•/۲٨	• / • • ٣	• /٣٣	۱/۵۵	۱۹۹۵
• /٧٣	•/••٢	•/18	•/٩٨	۲۰۰۵
۰/۳۵	•/••٢	•/•۶	• /٧٣	2.10
•/\۵	•/•• 1	٠/• ٩	•/٩٨	۲۰۲۰
٠/۴٢	•/••۴	•/1۴	1/19	ميانگين

بیشترین پهنههای برفی در فصل زمستان بوده که میانگین آن ۱/۲ میلیون هکتار میباشد. پهنه کوهستانی البرز در محدوده مورد مطالعه حدود ۳ میلیون و ۳۲۶ هزار و ۲۲۰ هکتار است که در

زمستان حدود ۳۶ درصد آن پوشیده از برف است. در پاییز حدود ۱۵ درصد از البرز مرکزی را برف پوشانده است (شکل ۴).



شکل ۴: نمودار جعبهای مساحت فصلی پهنههای برفی در البرز مرکزی

است. گستره برف در پاییز نیز روند نزولی داشته و از سال ۱۹۸۵ تا ۲۰۲۰ هر ساله از مساحت پهنه-های برفی کاسته شده است. در سالهای ۱۹۸۵، ۱۹۹۵، ۲۰۰۵، ۲۰۱۵ و ۲۰۲۰ درصد پوشش پهنه-های برفی در فصل پاییز در البرز مرکزی به ترتیب ۵۲، ۹، ۲۱، ۱۰ و ۴ درصد را شامل میشود که نیشترین آن در سال ۱۹۸۵ و ۲۰۰۵ بوده است. فصل بهار که در رتبه سوم قرار دارد، تغییرات زیادی نداشته است و بیشترین مساحت پهنههای برفی بهار در سالهای ۱۹۹۵ و ۲۰۰۵ به دست آمد. کمترین گستره برف در تابستان بوده که عمدتاً مربوط به برف در قلههای مرتفع دماوند و علم کوه بررسی روند سالانه پهنههای برفی بیان گر این است که از سال ۱۹۸۵ تا ۲۰۲۰ از مساحت آن کاسته شده و روند خطی آن نزولی میباشد (شکل ۵). همان طور که بیان شد، بیشترین پهنههای برفی در زمستان و پاییز مشاهده گردید. بررسی سالانهی پوششهای برفی نشان داد که بیشترین پهنه برفی زمستان در سالهای ۱۹۸۵ و ۱۹۹۵ بوده که ۵۰ و ۴۶ درصد از البرز مرکزی را برف پوشانده است. مساحت پهنههای برفی در زمستان از سال ۲۰۰۵ روند کاهشی محسوسی داشته است و تا سال ۲۰۱۵ ادامه داشته، اما در سال ۲۰۲۰ مساحت پهنههای برفی نسبت به سال ۲۰۱۵ روند افزایشی داشته

میباشد. مساحت پهنههای برفی تابستان در سال-های ۱۹۸۵ تا ۲۰۲۰ به ترتیب ۱۱، ۳، ۲، ۲ و یک

هزار هکتار است که روندی کاملاً نزولی داشته است (شکل ۵).



شکل ۵: روند تغییرات گستره برفی البرز مرکزی در مقیاس فصلی بین سالهای ۱۹۸۵ تا ۲۰۲۰

پراکنش مکانی پهنههای برفی البر مرکزی در مقیاس فصلی

– پراکنش پهنههای برفی در فصل زمستان بیشترین میزان پوشش برفی در البرز مرکزی طی فصل زمستان است. مساحت پهنههای برفی در سالهای ۱۹۸۵، ۱۹۹۵، ۲۰۰۵، ۲۰۱۵ و ۲۰۲۰ در زمستان به ترتیب ۱/۶۸، ۱/۵۵، ۰/۹۸، ۷۳/۰ و ۰/۹۸ میلیون هکتار است. نقشههای پوشش برفی در شکل ۶ نشان میدهد که بیشترین کاهش برف در بخشهای شرقی محدوده موردمطالعه اتفاق افتاده است که در دامنههای جنوبی در استان سمنان و دامنههای شمالی البرز در شرق استان مازندران مشاهده می شود. در البرز مرتفع در دماوند و قلل مرتفع اطراف آن، زمستان همیشه پوشیده از برف است و تغییرات قابل توجهی نداشته است. در بخش غربى محدوده موردمطالعه نيز كاهش پوشش برفی اغلب در دامنه ارتفاعی ۱۵۰۰ تا ۲۵۰۰ متر مشاهده می شود که در این دامنه از سال ۱۹۸۵ تا ۲۰۱۵ پهنههای برفی کاملاً حذف شده و برف زمستان اغلب در ارتفاعات بیش از ۲۵۰۰ متری گسترده شده است. – پراکنش پهنههای برفی در فصل بهار

– پراکنس پهندهای برقی در فصل بهار با شروع گرمایش هوا در بهار و کاهش ورود الگوهای اتمسفری که منجر به بارش برف میشوند، در

كوهستان البرز مركزى، مساحت پهنههاى برفى کاهش می یابد. نقشههای پوشش برفی در محدوده موردمطالعه نشان میدهد که مساحت پهنههای برفی در بهار نسبت به زمستان، کاهش شدیدی داشته است و میانگین مساحت آن نسبت به زمستان در البرز از ۱/۲ میلیون هکتار در زمستان، به ۱/۱۴ میلیون هکتار در بهار رسیده است. بیشترین گستره برف در بهار در سال ۱۹۹۵ با مساحت ۰/۲۳ میلیون هکتار بوده و کمترین آن ۰/۰۶ و ۰/۰۹ میلیون هکتار در سالهای ۲۰۱۵ و ۲۰۲۰ بوده است. در بهار، پوششهای برفی عمدتاً در ارتفاعات البرز مرتفع وجود دارد. در ناحیه شرقی کوهستان، طی ۳۵ سال(۱۹۸۵ تا ۲۰۲۰)، پوشش برفي در بهار تقريباً از بين رفته و تنها در نوك قله-های مرتفع وجود دارد، اما در البرز مرتفع میانی، گستره برف بهاره بیشتر از نواحی غربی و شرقی میباشد. بهطور کلی، پهنههای برفی در البرز مرکزی در فصل بهار، در ارتفاعات بیش از ۲۸۰۰ متری قابل مشاهده است (شکل ۶). - پراکنش پهنههای برفی در فصل تابستان فصل تابستان اوج گرمایش هوا در ایران است و برفهای البرز از اردیبهشتماه شروع به ذوب شدن نموده و تا مهرماه ادامه می یابد. در تابستان، پوششهای برفی در نوک قلهها و بهویژه دماوند

بارشی دریای خزر و وجود رطوبت فراوان، امکان وقوع بارشهای برفی افزایش مییابد. در این فصل، مساحت پهنههای برفی در البرز مرکزی نسبت به بهار و تابستان افزایش یافته و این روند افزایشی تا اواخر زمستان ادامه مییابد. میانگین مساحت پوششهای برفی در پاییز سالهای ۱۹۸۵ تا پوششهای برفی در پاییز سالهای ۱۹۸۵ تا زمستان در رتبه دوم قرار دارد (شکل ۲). مشاهده می گردد. در این فصل، گستره برف در سال ۱۹۸۵ حدود ۱۱ هزار هکتار برآورد گردید که در ارتفاعات بیش از ۳۹۰۰ متری مشاهده شد؛ اما در سالهای ۱۹۹۵ تا ۲۰۲۰ مساحت آن به کمتر از ۲ هزار هکتار رسید که در ارتفاعات بیش از ۴۲۰۰ متری برف مشاهده گردید (شکل ۷). – پراکنش پهنههای برفی در فصل پاییز با شروع سرمایش هوا در مهرماه(اکتبر) و نفوذ با شروع ارمایش هوا در مهرماه(اکتبر) و نفوذ های جغرافیایی میانه و همچنین سیستمهای



شکل ۶: توزیع مکانی پهنههای برفی در کوهستان البرز مرکزی طی فصل زمستان(سمت راست) و بهار(سمت چپ) در سالهای ۱۹۸۵ تا ۲۰۲۰

پژوهشهای دانش زمین ۳۱


شکل ۲: توزیع مکانی پهنههای برفی در کوهستان البرز مرکزی طی فصل تابستان(سمت راست) و پاییز(سمت چپ) در سالهای ۱۹۸۵ تا ۲۰۲۰

گردید (سیفی و قربانی، ۱۳۹۸). البرز مرکزی، مرتفعترین کوهستان ایران بوده و در نیمهی سرد سال، پوشیده از برف است. نتایج مطالعه حاضر نشان داد که بیشترین گستره برفی آن در زمستان و سپس پاییز بوده که مساحت آن به ترتیب حدود ۱/۲ و ۴/۰ میلیون هکتار میباشد. در نیمه گرم سال با افزایش دما، عمده برفهای کوهستانی در البرز مرکزی ذوب شده و تنها در نقاط مرتفع بیش از ۳۵۰۰ متری، در قله ارتفاعات، برف مشاهده گردید. در ارتفاعات زاگرس در چهارمهال بختیاری در پژوهش حاضر، به دلیل محدودیتهای تصاویر MODIS و شاخص NDSI جهت استخراج پهنه-های برفی، از تصاویر سری لندست و الگوریتم طبقهبندی ماشین بردار پشتیبان برای استخراج برف استفاده شد که ضریب کاپای طبقهبندیها بیشتر از ۱۹/۱ بود که نشان دهندهی اعتبار بالایی طبقهبندی در استخراج پهنههای برفی در البرز مرکزی میباشد. در استخراج پهنههای برفی در البرز کوهستان سهند در فلات آذربایجان نیز از تصاویر لندست و الگوریتمهای طبقهبندی شیءگرا استفاده

نیز عمده گستره برف در زمستان و بهمن ماه وجود دارد که در اواخر زمستان از مساحت آن کاسته می-شود (عفیفی، ۱۴۰۰). در کوهستان های سهند، سبلان و ارتفاعات زاگرس شمالی نیز بیشترین گستره برفی در زمستان بوده و با شروع گرمایش هوا در بهار، از مساحت پوشش های برفی کاسته میشود. تغییرات زمانی – مکانی پوشش برف استان میشود. تغییرات زمانی – مکانی پوشش برف استان برفی طی سال های ۱۳۷۹ تا ۱۳۹۶ روند کاهشی داشته و بیشترین پهنههای برف نیز در دی ماه بوده است (سلیمانی و همکاران، ۱۳۹۷).

نتيجهگيرى

تغییرات آبوهوایی و گرمایش هوا باعث تسریع ذوب برفهای نواحی کوهستانی میشود که نتایج پژوهش حاضر نشان داد تغییر اقلیم باعث کاهش مساحت پهنههای برفی در البرز مرکزی شده است و طی ۳۵ سال، مساحت آن در زمستان ۱۹۸۵ از ۱/۶۸ میلیون هکتار به ۹۸/۰ میلیون هکتار در سال حدود ۲/۰ میلیون هکتار از مساحت پهنههای برفی در البرز مرکزی کاسته شده است. بیشترین تغییرات پهنههای برفی نیز در زمستان و پاییز بوده است. روند فصلی پهنههای برفی نیز بیان گر این

منابع

-بنی حبیب، م.ا.، حسنی، خ. و مساح بوانی، ع.ر.، ۱۳۹۵. ارزیابی اثر تغییر اقلیم بر جریان ورودی به مخزن سد شاهچراغی، نشریه آب و خاک(علوم و صنایع کشاورزی)، شماره ۱۳(۱)، ص ۱–۱۴. -خسروی، م.، طاووسی، ت.، رییس پور، ک. و امیدی قلعه محمدی، م.، ۱۳۹۶. بررسی تغییرات سطوح پوشش برف در ارتفاعات زردکوه بختیاری با

ساله از مساحت پهنههای برفی کاسته شده است. در زمستان و پاییز، بیشترین کاهش پهنههای برفی مربوط به نواحی شرقی البرز مرکزی بوده که حجم بالایی از برف در این کوهستان طی ۳۵ سال از بین رفته است. اگرچه پژوهشگران از تصاویر MODIS برای استخراج پهنههای برفی استفاده مینمایند، اما با توجه به دقت محدودی که پیکسلهای ۵۰۰ مترى آن دارند، پژوهش حاضر جهت افزایش دقت مکانی برف از تصاویر سری لندست با پیکسل های ۳۰ متری استفاده نمود و نتایج آن مطلوبتر از خروجى تصاوير MODIS مىباشد. بنابراين نتايج این مطالعه نشان داد که دقت بیش از ۰/۹۱ درصدی الگوریتم ماشین بردار پشتیبان در طبقه-بندی تصاویر لندست، می توان از این روش برای استخراج پهنههای برفی استفاده نمود؛ به گونهای که برفهای سایه و ابر را نیز از برف جدا نموده و در درهها نیز تجمع برف را شناسایی نمود. میتوان نتيجه گرفت که استفاده از تصاوير با قدرت تفکيک مکانی ۳۰ متر و اعمال الگوریتمهای طبقهبندی برای استخراج برف بهتر از اعمال شاخص NDSI و همچنین تصاویر MODIS می باشد. از طرف دیگر روند پوشش برفی البرز مرکزی به گونهای بوده که طی ۲۵ سال از حدود ۰/۷ میلیون هکتار از مساحت برفها كاسته شده است و حجم بالايي از ذخيره آب شیرین در البرز از بین رفته است.

استفاده از سنجش از دور، هیدروژئومورفولوژی، شماره ۳(۱۲)، ص ۲۵–۴۴. -سلیمانی، ک.، درویشی، ش.، شکریان، ف. و رشیدپور، م.، ۱۳۹۷. پایش تغییرات زمانی – مکانی پوشش برف با استفاده از تصاویر MODIS (مطالعه پوشش برف با استفاده از تصاویر SODI (مطالعه موردی: استان کردستان)، نشریه سنجش از دور و GIS ایران، شماره ۱۰(۳)، ص ۲۷–۱۰۴.

-سیفی، ه. و قربانی، ۱.، ۱۳۹۸. برآورد سطح پوشش برف از طریق تکنیک شیءگرا با استفاده از تصاویر سنجندههای OLI و TIRS، مطالعه موردی: کوهستان سهند، نشریه اطلاعات جغرافیایی(سپهر)، شماره ۲۸(۱۰۹)، ص ۹۱–۷۷. عفیفی، م.ا.، ۱۴۰۰. بررسی تغییرات سطح پوشش برف و تعیین خط ذوب برف در مناطق کوهستانی برف و تعیین خط ذوب برف در مناطق کوهستانی استفاده از تصاویر مودیس و شاخص NDSI مطالعه موردی: یخچالهای زاگرس)، فصلنامه جغرافیا و مطالعات محیطی، شماره ۱۰(۳۸)، ص

-فتاحی، ا. و مقیمی، ش.، ۱۳۹۸. بررسی روند تغییرات پوشش برف شمالغرب ایران تحتتاثیر

ranges, Hydrological Processes, v. 34(2), p. 321-338.

-Donmez, C., Berberoglu, S., Cicekli, S.Y., Cilek, A. and Arslan, A.N., 2021. Mapping snow cover using landsat data: toward a fine-resolution water-resistant snow index. Meteorology and Atmospheric Physics, v. 133, p. 281-294.

-Härer, S., Bernhardt, M., Siebers, M. and Schulz, K., 2018. On the need for a time-and location-dependent estimation of the NDSI threshold value for reducing existing uncertainties in snow cover maps at different scales, The Cryosphere, v. 12(5), p. 1629-1642.

-Horner, I., Branger, F., McMillan, H., Vannier, O. and Braud, I., 2020. Information of content snow hydrological signatures based on precipitation streamflow, and air temperature, Hydrological Processes.

-Huang, C., Davis, L.S. and Townshend, J.R.G., 2002. An assessment of support vector Dewi, R.S. and Bijker, W., (2019). Dynamics of shoreline changes in the coastal region of Sayung, Indonesia, The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Science.

تغییرات اقلیمی، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، شماره ۱۹(۵۴)، ص ۴۷–۶۳. -وفاخواه، م.، محسنی ساروی، م.، مهدوی، م. و علوی پناه، س.ک.، ۱۳۹۰. مقایسه سطح پوشش برف در تصاویر ماهواره نوآ و سنجنده مودیس (مطالعه موردی: حوزه آبخیز طالقان)، نشریه پژوهشهای آبخیزداری (پژوهش و سازندگی)، شماره ۹۲.

-یاراحمدی، د.، فتح نیا، ا.ا. و شرافت، م.، ۱۳۹۹. ارزیابی دمایی خط برف و شناسایی مناطق دارای پتانسیل ریزش برف در کوههای البرز با تصاویر NOAA-AVHRR، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، شماره ۲۰(۵۶)، ص ۱۹۳-۲۰۴.

-Abdulkadhim, A.H., 2019. Estimating snow cover area in south of Turkey using the Normalized Difference Snow Index (NDSI) form MODIS Satellite Images, In Journal of Physics: Conference Series, v. 1279(1), p. 012047. IOP Publishing.

-Aguirre, F., Carrasco, J., Sauter, T., Schneider, C., Gaete, K., Garín, E. and Casassa, G., 2018. Snow cover change as a climate indicator in Brunswick Peninsula, Patagonia. Frontiers in Earth Science, v. 6, 130 p.

-Ali, S., Cheema, M.J.M., Waqas, M.M., Waseem, M., Awan, U.K. and Khaliq, T., 2020. Changes in Snow Cover Dynamics over the Indus Basin: Evidences from 2008 to 2018 MODIS NDSI Trends Analysis. Remote Sensing, v. 12(17), https://doi.org/10.3390/rs12172782

-Burges, C.J., 1998. A tutorial on support vector machines for pattern recognition. Data mining and knowledge discovery, v. 2(2), p. 121-167.

-Dong, C. and Menzel, L., 2020. Recent snow cover changes over central European low mountain -Kwon, Y., Yang, Z.L., Zhao, L., Hoar, T.J., Toure, A.M. and Rodell, M., 2016. Estimating snow water storage in North America using CLM4, DART, and snow radiance data assimilation, Journal of Hydrometeorology, v. 17(11), p. 2853-2874.

-Mityók, Z.K., Bolton, D.K., Coops, N.C., Berman, E.E. and Senger, S., 2018. Snow cover mapped daily at 30 meters resolution using a fusion of multitemporal MODIS NDSI data and Landsat surface reflectance, Canadian Journal of Remote Sensing, v. 44(5), p. 413-434.

-Musselman, K.N., Lehner, F., Ikeda, K., Clark, M.P., Prein, A.F., Liu, C. and Rasmussen, R., 2018. Projected increases and shifts in rain-on-snow flood risk over western North America. Nature Climate Change, v. 8(9), p. 808-812.

-Ohashi, H., Kominami, Y., Higa, M., Koide, D., Nakao, K., Tsuyama, I. and Tanaka, N., 2016. Land abandonment and changes in snow cover period accelerate range expansions of sika deer, Ecology and evolution, v. 6(21), p. 7763-7775.

-Shafiq, M.U., Ahmed, P., Islam, Z.U., Joshi, P.K. and Bhat, W.A., 2019. Snow cover area change and its relations with climatic variability in Kashmir Himalayas, India, Geocarto International, v. 34(6), p. 688-702.

-Tang, Z., Wang, X., Wang, J., Wang, X., Li, H. and Jiang, Z., 2017. Spatiotemporal variation of snow covers in Tianshan Mountains, Central Asia, based on cloud-free MODIS fractional snow cover product, 2001– 2015. Remote Sensing, v. 9(10), https://doi.org/10.3390/rs9101045.

-Vapnik, V. and Chervonenkis, A., 1991. The necessary and sufficient conditions for consistency in the empirical risk minimization method, Pattern Recognition and Image Analysis, v. 1(3), p. 283-305.

-Voigt, T., Füssel, H.M., Gärtner-Roer, I., Huggel, C., Marty, C. and Zemp, M., 2010. Impacts of climate change on snow, ice, and permafrost in Europe: Observed trends, future projections, and socio-economic relevance, ETC/ACC Technical Paper, v. 13, p. 1-117.

-Wahidullah, H., Lee, H. and Bhanage, V., 2020. snow cover mapping for sustainable water resource management in the balkhab river basin in afghanistan using modis sattellite normalized difference snow index (ndsi) products, Conference: IAHR-APD-2020At: Hokkaido, Japan.

-Wang, X., Gao, X., Zhang, X., Wang, W. and Yang, F., 2020. An Automated Method for Surface Ice/Snow Mapping Based on Objects and Pixels from Landsat Imagery in a Mountainous Region, Remote Sensing, v. 12(3), 485 p.

-Wipf, S., Sommerkorn, M., Stutter, M.I., Wubs, E.J. and Van Der Wal, R., 2015. Snow cover, freeze-thaw, and the retention of nutrients in an oceanic mountain ecosystem, Ecosphere, v. 6(10), p. 1-16.

-Yan, D., Huang, C., Ma, N. and Zhang, Y., 2020. Improved landsat-based water and snow indices for extracting lake and snow cover/glacier in the tibetan plateau, Water, v. 12(5), DOI: 10.3390/w12051339.

-Zhang, H., Zhang, F., Che, T. and Wang, S., 2020. Comparative evaluation of VIIRS daily snow cover product with MODIS for snow detection in China based on ground observations. Science of The Total Environment, v. 724, doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.13815 6.

بررسی ساختار مورفولوژیکی – زمینساختی ارتفاعات سیاه کوه در ناحیه دامغان با استفاده از پارامترهای تندی و فرورفتگی

فاطمه کیارستمی*\ مجتبی یمانی\، ابوالقاسم گورابی\، سید محمد زمانزاده \، محمدرضا قاسمی۲

۱-گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران ۲-گروه زمینشناسی، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمینشناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

(پژوهشی)

دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۰۵/۱۵ پذیرش نهایی مقاله: ۱۴۰۱/۱۲/۲۲

چکیدہ

پوسته زمین بر اثر عوامل زمینساختی و حرکات فشارشی و کششی حاصل از آن بهطور مداوم در حال تغییر و تحول است. تغییر در شکل نیمرخ طولی رودخانهها یکی از پیامدهای تأثیرات زمینساخت فعال بر شبکههای آبراههای است. در این پژوهش هدف اصلی بررسی تأثیر زمینساخت فعال در قالب حرکات امتدادلغز و توافشارشی گسل دامغان بر روی ساختار مورفولوژیکی ارتفاعات سیاهکوه در شمال دامغان است. بدین منظور با استفاده از اطلاعات ارتفاعی نقشه رقومی ارتفاع ۱۲/۵ متر راداری و با استفاده از الگوریتم DR به استخراج آبراهههای منطقه پرداختیم و ۲ رود اصلی بر سطح ارتفاعات سیاهکوه در شمال دامغان است. بدین منظور با از رابطه توان رودخانه برگرفته شده از دو متغیر اصلی شیب و مساحت زهکشی رود در قالب یک نمودار لگاریتمی به منظور استخراج پارامترهای تندی و فرورفتگی بهره گرفتیم. افزایش پارامتر تندی بیانگر بالاآمدگی رود در پاسخ به فرایشهای فعال میباشد؛ درحالی که افزایش پارامتر فرورفتگی بیانگر عدم عملکرد فرایندهای زمین-سیاهکوه با استفاده از رابطه توان رودخانه نشان داد که حرکات امتدادلغز و ترافشارشی گسل دامغان بر روی ارتفاعات سیاهکوه با استفاده از رابطه توان رودخانه نشان داد که حرکات امتدادلغز و ترافشارشی گسل دامغان بر روی ارتفاعات سیاهکوه با سنتیر در قالب ساختار یک خمگرفتاری با مورفولوژی فوربرگی درآورده است. هرجا رود بر روی ارتفاعات سیاهکوه با در قالب ساختار یک خمگرفتاری با مورفولوژی فوربرگی درآورده است. هرجا رود بر روی ارتفاعات سیاهکوه با در قالب ساختار یک خمگرفتاری با مورفولوژی فوربرگی درآورده است. هرجا رود بر مطح فوبرگ سیاهکوه با در قالب ساختار یک خمگرفتاری با مورفولوژی فوربرگی درآورده است. هرجا رود بر مطح فوبرگ سیاهکوه با در قالب ساختار یک خمگرفتاری با مورفولوژی فوربرگی درآورده است. هرجا رود بر مطح فوبرگ

واژههای کلیدی: سیاه کوه، کواترنری، گسل دامغان، مورفوتکتونیک، نیمرخ طولی رودخانه.

Email: kiaroostami@ut.ac.ir

*- نویسنده مسئول:

سیستم رودخانهای که بر روی آن جریان دارد نیز بهطور همزمان دچار تغییر شده و افزایش شیب پیدا می کند. افزایش شیب ایجاد شده منجر به تحدب نیمرخ طولی رودخانه می شود که اندازه گیری آن با توجه به تغییر گرادیان شیب در سطح لندفرم قابل Mudd et al, 2019; Leeder and) بررسی است (.(Jackson, 1993; Schumm et al, 2002 رودخانهها به سرعت به تغييرات زمينساختي و ویژگیهای سنگشناسی بستری که بر آن جریان دارند؛ واکنش نشان میدهند (Whipple et al, .(2002; Whipple et al, 2007; Howard, 1994 در یک چشمانداز در حال تحول، اطلاعات مربوط به زمینساخت فعال، آب و هوا و تغییرات سنگ-شناسی توسط سنگ بستر رود حفظ می شود (Fox et al, 2014; Corenetal, 2014; Royden and Perron, 2013; Wang et al, 2017). این تغییرات در قالب ناهنجاری نیمرخ رودخانه در بستر رود باقی مىماند؛ به همين دليل مىتوانيم واكنش آبراههها به تغییرات زمینساختی را به کل عارضه و یا لندفرمی که برآن جریان دارند؛ تعمیم دهیم (Hack, 1960). تحليل نيمرخ طولى آبراهههايي كه بر روى عوارض ساختماني متفاوت جريان مىيابند؛ راه مناسبی برای کشف روابط میان فرایندهای فرایشی و فرسایشی فعالی است که منجر به تغییر لندفرمها در قالب نواحي بالا آمده و فروافتاده مي-شوند. همواره رودخانهها در پی رسیدن به حالت-های تعادلی هستند؛ نیمرخهای تعادلی غالباً به شکل مقعر خود را نشان میدهند اما وجود آشفتگیهای زمینساختی یا تغییرات سنگشناسی در سنگ بستر، این حالت تعادلی را برهم زده و منجر به افزایش نرخ پارامتر تندی یا فرورفتگی در سطح لندفرم می شود. شواهد این بی هنجاری ها و آشفتگیهای زمینساختی – سنگشناسی در قالب نقاط عطف در نيمرخ طولى آبراهه ها آشكار مى-گردد؛ زیرا رودها در حالتهای تعادلی جدیدی قرار

مقدمه

سطح زمین بر اثر عوامل مختلف مرتبط با زمین-ساخت فعال همانند حركات كششى يا فشارشي گسلها، گنبدهای نمکی و یا فعالیتهای آتشفشانی به شكل مداوم در حال تغيير و تحول است (Russ, 1976; Holbrook, 1996). علت اين تغيير و تحولات هر چه که باشد؛ در نهایت، نتیجه یکسان است و آن تغییر توپوگرافی چشماندازها است. مطالعات تجربی به طور کلی نشان داده است که شيب تند لندفرمها، ارتباط نزديكي با بالاآمدگي و فرایشهای زمینساختی سریع در یک ناحیه دارد (Wobus et al, 2006). شكل كلى چشمانداز و تغییراتی که در لندفرمها ایجاد می شود از جمله شاخصهای کارآمدی هستند که در ارتباط با فرایشهای زمینساختی و فرایندهای تغییر شکل-دهنده، اطلاعات مفیدی را در اختیار پژوهشگران قرار میدهند (;Gregory and Chase, 1994 Clark and Royden, 2000). از آنجا که شبکههای رودخانهای بهطور مداوم نسبت به نیروهای زمین-ساختی پاسخ میدهند؛ به شکل بالقوه قادرند در مورد تغییرات فضائی محیط در قالب بالاآمدگی و فرایشهای فعال در سراسر یک چشمانداز اطلاعات مفیدی را ارائه دهند (VanLaningham et al, 2006; Schoenbohm et al, 2004). علاوه بر اين شبکه زهکشی به مرور زمان با تغییرات شیب ناشی از فعالیتهای زمینساختی، سازگار و منطبق می-شود و در نتیجه اطلاعات مربوط به گسل خور دگی-ها و چینخوردگیها را نشان میدهد (-Vita Finzi, 2018). این تغییرات در سیستم رود به سه شکل کلی نمایش داده می شود: تغییر در قدرت برش و فرسایش رود، انحراف در مسیر رود و تغییر در شكل نيمرخ طولى رودخانهها (Mudd et al, 2018; Wang et al, 2017). در واقع زماني كه يك لندفرم دچار برخاستگی زمینساختی میشود؛

می گیرند و تغییرات آنها در قالب بریدگیهای شیب تند در سطح نشان داده می شود (Shahzad etal, 2009; Keller and Pinter, 1996). منطقه مورد بررسی این پژوهش در جنوب ارتفاعات البرز شرقی در ناحیه دامغان قرار دارد. مطابق با اطلاعات به دست آمده از پژوهشهای سایر محققین و نقشه-های زمینشناسی ناحیه، گسلهای فعال متعدی مربوط به دوران کواترنری در این منطقه وجود دارند. بربریان و همکاران (۱۳۷۵) گسل اصلی دامغان در این ناحیه را مورد مطالعه قرار دادند و به این نتیجه رسیدند که گسل دامغان یک گسل فعال با حدود ۱۰۰ کیلومتر طول میباشد که بخش شرقی آن از شمال شهر دامغان تا ده ملا در محدوده مورد مطالعه ما قرار گرفته و از میان ارتفاعات سیاه-کوه می گذرد. این گسل با بریدن رسوبات جدید کواترنری به عنوان یک گسل فعال در عهد حاضر شناخته می شود (رحیمی، ۱۳۸۵). در امتداد ارتفاعات سياهكوه كسل دامغان داراى سازوكار امتدادلغز با جایگاه ترافشارشی میباشد (Hollingsworth et al, 2010) که حرکات آن منجر به برخاستگی ارتفاعات سیاه کوه به شکل ساختار یک خم گرفتاری و در قالب مورفولوژی یک فوربرگ شده است. گسترش عرضی گسل دامغان در ارتباط با سنگشناسی منطقه متفاوت است؛ هر جا سنگشناسی در امتداد گسل، نامقاوم باشد مانند توف، شیل، مارن و کنگلومرا، عرض آن زیاد و در حدود ۵۰ متر است و هر جا سنگشناسی در امتداد گسل مقاوم باشد مثل آهک و دولومیت، عرض گسل کاهش می یابد (خادمی، ۱۳۷۶). محمدنژاد در سال ۱۳۹۱ با مطالعه فعالیت گسل دامغان در امتداد مخروطافکنههای جنوبی منطقه به این نتیجه رسید که این گسل یک گسل فعال كواترنرى است كه منجر به تحول، جابهجايي و تغيير شكل مخروطافكنهها شده است. بنابراين

گسل دامغان یک گسل فعال است که به مرور زمان سبب رخداد تغییر و تحولاتی در سطح ارتفاعات سیاه کوه شده است. در این پژوهش هدف اصلی بررسی واکنش رودخانههای جاری بر سطح برجستگی سیاه کوه نسبت به تغییرات زمین-ساختی(فعالیت گسل دامغان) و سنگشناسی در قالب تحول نیمرخ طولی رودخانهها میباشد. در این راستا از رابطه توان رودخانه بر مبنای دو پارامتر فیزیکی شیب و مساحت زهکشی رود استفاده شده که در قالب یک نمودار لگاریتمی به محاسبه پارامتر تندی و فرورفتگی رودها میپردازد.

منطقه مورد مطالعه

سیاه کوه برجستگی مرتفعی است که با حداکثر ۱۴۱۵ متر ارتفاع در شمال شهر دامغان و از میان مخروطافکنههای کواترنری ناحیه سر برآورده است. گستردگی ارتفاعات سیاه کوه در میان مجموعهای از رسوبات جوان کواترنری با فاصله ۴ کیلومتری از جبهه کوهستان اصلی، ساختار سیاهکوه را مشابه اشکال فوربرگی نمایان ساخته است.

فوربرگها ساختارهای به شکل برجستگیهای باریک یا تپههایی هستند که در میان رسوبات آبرفتی مخروطافکنهها بالا آمدهاند (Bayasgalan (et al, 1999). گسل دامغان در این ناحیه منجر به قطع طبقات رسوبی کواترنری مربوط به مخروط-افکنههای اطراف شده و با ایجاد یک جایگاه همگرا به شکل مجموعه فراگامهای گرفتاری، فوربرگ سیاه کوه را به صورت یک خم گرفتاری^۲ کوچک در سطح نمایان ساخته است که منجر به بالاآمدگی بخش مرکزی و فرونشینی نسبی دو طرف این ساختار شدهاست (شکل ۵۱). در بعضی از موارد متأثر از حرکات امتدادلغز گسلهای فعال، اشکال فوربرگی به شکل خمهای گرفتاری در سیستمهای گسلی عمل میکنند (Bayasgalan et al, 1999).

سنگشناسی میتوان فوربرگ سیاهکوه را به دو بخش شامل بخش اصلی فوربرگ متشکل از دولومیت سازند سیبزار مربوط به دونین و بخش آبکندی و مدفون فوربرگ شامل مجموعه رسوبات کنگلومرائی نئوژن و آبرفتی کواترنری همراه با برونزدهای دولومیتی دونین تقسیم کرد. در هر دو این بخشها رودهای اصلی فوربرگ جریان دارند که متأثر از ویژگیهای سنگشناسی و زمینساخت فعال مربوط به گسل دامغان در طی کواترنری تکامل یافتهاند. رود جاری بر سطح اصلی فوربرگ در حدود ۴ کیلومتر طول و رود جاری بر سطح آبکندی در حدود ۲/۹ کیلومتر طول دارد و در نهایت هر دو بر روی مخروطافکنههای جنوبی منطقه جاری می گردند. سطح اساس نهایی این رودها پلایای دامغان در جنوب ناحیه است که خروجی یک حوضه بسته مربوط به کویر حاجعلیقلی را تشکیل میدهد.

هر چند چینخوردگی، راندگی و کجشدگی در اثر عوامل زمینساختی و حتی رخدادهای لرزهای به شکل ناگهانی منجر به ارتفاع یافتن فوربرگها در بالای سطح مخروطافکنههای آبرفتی در امتداد جبهه اصلى كوهستان و با فاصله از آن مىشود؛ اما شكل كنونى اين اشكال حاصل تعامل ميان فرایندهای درونی و بیرونی است؛ به بیان دیگر تعامل میان نرخ حرکت گسل، رسوبگذاری و قدرت جریان عواملی است که بر ویژگیهای فیزیکی حال حاضر چنین ساختارهایی تأثیرگذار میباشد .(Bayasgalan et al, 1999; Owen et al, 1999) به همین دلیل در برخی موارد ساختار فوربرگها توسط رسوبات جریان یافته از کوهستان پوشیده می شود و بقایای آن به شکل آبکندهایی ۳ که سطح فوربرگ را قطع مینمایند؛ دیده میشود. در چنین حالتی ساختار اصلی و داخلی این لندفرمها در میان لایههای بریدهشده توسط آبکندها برونزد پیدا می-كند (Bayasgalan et al, 1999). به لحاظ ساختار



شکل ۱: ساختار فوربرگ سیاه کوه متأثر از حرکات تراکششی گسل چپلغز دامغان در میان رسوبات آبرفتی کواترنری سربرآورده و در سیستم گسلی منطقه ساختار خمگرفتاری را ایجاد کرده است.

مواد و روشها افزایش نرخ فرایندهای زمینساختی در قالب حرکات عمودی گسلها منجر به فرایش سطح یک

لندفرم می شود. فرایش همیشه همراه با افزایش ارتفاع و در نتیجه افزایش شیب لندفرم است. در پاسخ به این تغییرات، رودی که بر سطح لندفرم

زمینساختی و سنگشناسی همگون میباشد. مقادیر کمتر از ۴/۰ نشان دهنده افزایش نرخ فرایش یا افزایش مقاومت سنگ بستر میباشد که غالباً مرتبط با افزایش نقاط عطف در نیمرخ طولی رودخانه است (Nicholson, 2013). شكل ۲ طرح شماتیکی از تحول نیمرخ طولی رودخانه است که به خوبی مفهوم دو پارامتر تندی و فرورفتگی را نشان مىدهد. اين طرح با اين روند توضيح داده می شود که یک رود در ابتدا در حالت تعادلی خود قرار دارد؛ نیمرخهای تعادلی به شکل مقعر بوده و مقادیر بالایی از فرورفتگی را نشان میدهند(نیمرخ پایدار اولیه)، به مرور زمان یک رخداد زمینساختی فعال می تواند منجر به فرایش لندفرمی گردد که رودخانه بر سطح آن جریان دارد. فرایش همیشه با افزایش ارتفاع همراه است که نتیجه مستقیم آن افزایش شیب است؛ در پاسخ به این افزایش شیب، رودخانه شروع به بالاآمدن مینماید که در نتیجه آن نیمرخ طولی رودخانه به شکل محدب درآمده و مقادیر بالایی از پارامتر تندی را نشان میدهد. بنابراین میان میزان شیب و تندی یک رودخانه رابطه مستقیمی وجود دارد (Shahzad and .(Gloaguen, 2011

جریان دارد به مرور دچار بالاآمدگی می شود که این حالت منجر به ایجاد تحدب در نیمرخ طولی رود و در نتیجه افزایش پارامتر تندی می گردد. می توان گفت افزایش پارامتر تندی به شکل تحدب نیمرخ طولی رودخانه در پاسخ به فرایشهای زمینساختی رخداده و بالاآمدگی لندفرم و افزایش شیب آن اتفاق میافتد و در واقع پارامتر تندی کسری از مقدار بالاآمدگی است که سبب تحول نیمرخ طولی رودخانه مي گردد (Ambili, 2012; Mud et al,) رودخانه 2019: and Dietrich, 1993; Seidl Montgomery et al, 1996; Vassilakis et al, 2007). اما يارامتر فرورفتكي به حالت مقعر نيمرخ طولی رود اشاره دارد که در رابطه با کاهش یا نبود فرایشهای زمینساختی، سنگشناسی نامقاوم بستر یا وجود بستر آبرفتی افزایش می یابد. در این راستا پژوهشگران نرخ پارامتر فرورفتگی را با توجه به عوامل زمینساختی و سنگشناسی حاکم بر سطح یک لندفرم به ۳ دسته تقسیم کردهاند: مقادیر بالای فرورفتگی از ۰/۷ تا بیش از یک که بیانگر نبود رخدادهای زمینساختی فعال یا مقاومت کم سنگ بستر است. مقادیر متوسط فرورفتگی بین ۰/۴ تا ۰/۷ مربوط به نواحی است که نرخ برش حاصل از رود در آنها فعال است و بستر به لحاظ



شکل ۲: تصویری از روند تحول و تکامل نیمرخ طولی رودخانه در رابطه با پارامترهای تندی و فروفتگی (برگرفته شده از گزارش شهزاد و گلوئن، ۲۰۱۱).

مبنای دو پارامتر اصلی مساحت زهکشی A و شیب رود S استفاده میشود. این فرمول بر مبنای نمودار به منظور محاسبه نرخ پارامتر تندی و فرورفتگی نیمرخ طولی یک رودخانه از فرمول توان رود^۴ بر در نمودار لگاریتمی شیب و مساحت حوضه-زهکشی^۷، روند افزایشی و کاهشی شیب از بالادست رود، جایی که رودخانه بر بستر سنگی خود جریان دارد که منطبق بر خطالرأس ارتفاعات^ است به سمت میانه و پایین دست رود، یعنی جایی که رود بر بستر آبرفتی^۹ با شیب کم جریان دارد؛ با اغراق بیشتری نشان داده می شود که در نشان دادن افزایش مساحت حوضه زهکشی به سمت پایین-دست رود مؤثر است (Welcker et al, 2011). در این پژوهش به منظور استخراج آبراهههای مورد نظر برای محاسبه متغیرهای شیب و مساحت حوضه زهکشی و پارامترهای تندی و فرورفتگی، از نقشه رقومی ارتفاع راداری ماهواره آلوس پالسار با قدرت تفکیک 1۲/۵ متر راداری و الگوریتم D8 استفاده به عمل آمد. از الگوهای متداول برای تعیین جهت جریان الگوریتم D8 است؛ در این روش مسیرهای جریان هر پیکسل که بر روی پیکسل پایین تر با شیب کمتر می ریزد؛ محاسبه و جهت جریان تعیین می شود. این روش بر استخراج جریان های مرکزی روی درهها و کاهش جریانهای موازی تمرکز دارد (گورایی و کیارستمی، ۱۳۹۴).

لگاریتمی شیب و مساحت زهکشی است که خط رگرسیون مناسب برای آن تعیین می گردد. در این رابطه رگرسیونی، شیب خط پارامتر فرورفتگی و عرض از مبداء همان پارامتر تندی است. این رابطه در حقیقت تأثیر مستقیم شیب کانال و حوضه در حقیقت تأثیر مستقیم شیب کانال و حوضه Shahzad and ایجاد شده بر روی نیمرخ Gloaguen, 2011; Montgomery et al, 1996; .(Lague and Davy, 2003; Miliaresis, 2001

رابطه ۱)

$$S = K_s A^{-\theta}$$

در این رابطه Θ عبارت است از مقدار فررفتگی⁶ و
در این رابطه Θ عبارت است از مقدار فررفتگی⁶ و
 K_{SN} عبارت است از مقدار تندی⁹ رود. در مرحله
بعد، برای محاسبه قدرت رودخانه، مقادیر
پارامترهای تندی و فرورفتگی از طریق نیمرخ طولی
منظور، نمودار لگاریتمی بین شیب و مساحت
منظور، نمودار لگاریتمی بین شیب و مساحت
رودخانه استخراج شد. درواقع رابطه ۲ یک
رگرسیون محسوب می شود که در آن فرورفتگی،
شیب خط رگرسیون و تندی، عرض از مبدأ آن است
(Wang etal, 2017)

 $\log S = \Theta \log A + \log Ks$



شکل ۳: A: نیمرخ طولی رودخانه؛ B: نمودار لگاریتمی شیب و مساحت حوضه زهکشی رودخانه (Welcker et al,

.(2011

فوربرگ اصلی را تشکیل میدهد؛ در میان رسوبات

نئوژن و کواترنری رخنمون^{۱۱} پیدا کرده است. این

دو بخش توسط فرایندهای فرسایشی رود سرچشمه

از یک دیگر جدا میشوند. این شواهد در نقشه

۱:۱۰۰۰۰۰ زمین شناسی دامغان مشخص می باشد

(شکل ۵). جریان رسوبی رودهای جاری بر سطح

ارتفاعات بالادست (جبهه اصلى كوهستان) منجر به

افزایش نهشته گذاری رسوبات بر بخشی از فوربرگ

سیاه کوه که ارتفاع کمتری داشته؛ شده است. اما به

مرور زمان به واسطه شيب زياد اين ناحيه، تحت-

تأثير فرسايش آبراههاي شديد، بقاياي ساختار اوليه

به صورت آبکندها و برونزدهایی از سنگهای

قدیمی در میان رسوبات آشکار شده است (شکل

بحث و نتايج

به نظر می رسد بخش شرقی فوربرگ سیاه کوه توسط رسوبات نئوژن و کواترنری پوشیده شده -باشد. بقایای آن به شکل آبکندهایی عمیق در سطح ظاهر شده است. در تصاویر سنتینل ۲ این عارضه به خوبی در کنار بخش اصلی ساختار سیاه کوه مشخص می باشد (شکل ۴). همچنین در بخش میانی این رسوبات نئوژن و کواترنری، یک میانی این رسوبات نئوژن و کواترنری، یک ماسه سنگی کوچک از مجموعه سنگهای شیلی و ماسه سنگی همراه با زغال و بقایای گیاهی مربوط به سازند شمشک برونزد^{۱۰} پیدا کرده است. در غرب این منطقه نیز بقایایی از سنگهای دولومیتی سازند سیبزار مربوط به دونین که بخش اعظم



.(9

شکل ۴: بخش آبکندی فوربرگ سیاه کوه.



شکل ۵: نقشه زمینشناسی سیاه کوه. بخش اصلی فوربرگ از مجموعه سنگهای پالئوزوئیک تشکیل شده است؛ اما در بخش مدفون شده غربی فوربرگ سیاهکوه برونزدهایی از سنگهای پالئوزوئیک در میان رسوبات کواترنری و نئوژن به وجود دارد.



شکل ۶: برونزد مجموعه سنگهای دونین از میان رسوبات نئوژن و کواترنری.

کواترنری جنوب فوربرگ سیاه کوه جریان پیدا کرده است. مقادیر پارامتر تندی و فرورفتگی در هر روند، ارزشهای متفاوتی را به خود اختصاص داده است. در رود اول که بر سطح اصلی فوربرگ جریان دارد؛ در روند اول مقادیر پارامتر تندی برابر با ۱۲۱/۴ و مقادیر پارامتر فرورفتگی برابر با ۱۸/۰-است. در این بخش از رود، بستر اصلی متشکل از سنگهای دولومیتی و ماسهسنگی مربوط به دونین با نام سازند سیبزار و پادها است و رود در دو نقطه گسل خورده شده است. در روند دوم که رود بر مسير رسوبات آبرفتى مخروطافكنههاى جنوب فوربرگ جریان پیدا کرده است؛ مقادیر پارامتر تندی برابر با ۳۸/۲۶ و مقادیر پارامتر فرورفتگی ۰/۱۱ است که مقادیر بسیار پایین تری را نسبت به بالادست رود نشان میدهد؛ این امر میتواند در ارتباط با فرونشيني نسبي اين ناحيه نسبت به فوربرگ سیاهکوه به عنوان یک ساختار خم گرفتاری در سیستم گسلی باشد. کاهش نرخ پارامتر تندی و افزایش میزان پارامتر فرورفتگی نشان دهنده کاهش مقاومت سنگ بستر و همچنین کاهش نرخ فرآیندهای زمینساختی در قالب فرایش و بالاآمدگی است (شکل ۸). رود دوم که در مسیر

به منظور بررسی وضعیت زمین ساختی سطح سیاه-کوه به بررسی یارامتر تندی و فرورفتگی دو رود جاری بر سطح این فوربرگ پرداخته شد؛ یکی از رودها بر سطح اصلی فوربرگ جریان دارد و رود دیگر در بخش آبکندی یا مدفون شده فوربرگ جریان یافته است (شکل ۷). مقادیر پارامترهای تندی و فرورفتگی در این دو رود مورد مقایسه قرار می گیرد تا نرخ بالاآمدگی و وضعیت زمینساختی هر دو بخش بررسی شود. مقادیر بالای پارامتر تندی و مقادیر پایین پارامتر فرورفتگی میتواند تأییدگر وجود یک محور فرایشی در سطح هر دو بخش باشد که تأثیرپذیری بخش آبکندی را از فرآیندهای زمینساختی و فرایش حاصل از حرکات ترافشارشی گسل دامغان نشان میدهد. هر دو رود در مسیر جریان خود دارای نقاط عطف متعددی هستند که برگرفته شده از محل گسلخوردگیها و اختلافات سنگشناسی بستر رودها است. برای محاسبه پارامتر تندی و فرورفتگی در هر دو رود، دو روند مستقل از هم انتخاب شد؛ روند اول در بالادست رود که عمدتاً شیب بیشتری دارد و رودخانه بر سطح سنگ بستر اصلی خود جریان یافته است و روند دوم در جایی که رود بر روی رسوبات جوان

آبکندی جاری است در روند اول بر روی مجموعه رسوبات کنگلومرائی مربوط به نئوژن و کواترنری جریان دارد و سپس در روند دوم، بر سطح رسوبات آبرفتی کواترنری مخروطافکنههای جنوب سیاهکوه جاری می گردد. رود در مسیر خود تحت تأثیر گسل فرورفتگی در روند اول رود برابر با ۱۱۹/۹۴ و ۱۹/۰-میباشد و در روند دوم رود، نرخ پارامتر تندی میباشد و در روند دوم رود، نرخ پارامتر تندی (شکل ۹). از آنجا که پارامتر تندی رابطه مستقیمی با فرایشهای زمین ساختی دارد؛ می توان گفت مقادیر این پارامتر در هر دو رود نشان دهنده تأثیر

زمینساخت فعال در سطح فوربرگ است. اختلاف اندک مقدار پارامتر تندی در رود آبکندی نسبت به رود جاری بر سطح اصلی فوربرگ به ویژه در روندهای اول هر دو رود که مقادیر بالای پارامتر تندی را با اختلاف اندک (۱/۴۴) نشان میدهند؛ بیانگر وجود یک محور فرایشی در این ناحیه است که تا حدودی مدفون شدن ساختاری مشابه فوربرگ سیاهکوه در زیر رسوبات را تأیید میکند. رود پس از جریان یافتن در سطح رسوبات، مسیر آبکندی را دنبال کرده و متأثر از برجستگی فوربرگ قبلی، مقادیر بالایی از تندی را نمایش میدهد (شکل ۱۰).



شکل ۷: رودهای مورد بررسی در سطح فوربرگ سیاه کوه.



شکل ۸: نیمرخ طولی رودخانه و نمودار لگاریتمی شیب و مساحت زهکشی حوضه رودخانه شماره یک جاری بر سطح

فوربرگ اصلي.



شکل ۹: نیمرخ طولی رودخانه و نمودار لگاریتمی شیب و مساحت حوضه زهکشی رودخانه شماره ۲ جاری بر سطح آبکندی.



شکل ۱۰: حرکات مرکب گسل دامغان به صورت امتدادلغز چپگرد و ترافشارشی.

نتيجهگيرى

بررسیهای انجام شده بر روی منطقه مورد مطالعه نشان میدهد که ۲ عامل زمینساخت فعال و سنگشناسی بر روی ساختار مورفولوژیک فوربرگ سیاه کوه تأثیر بسیار زیادی دارند. همچنین عوامل مرتبط با جریانهای رسوبی نشأت گرفته از ارتفاعات بالادست ناحیه در تغییر و تحول این لندفرمها در قالب مدفونشدگی مؤثر بودهاند. در واقع گسلها از جمله مهمترین عوارض طبیعی هستند که نقش گستردهای در تحول لندفرمها دارند و منجر به شکل گیری ساختارهای گوناگون تشکیل دهنده یی چشمانداز می شوند. یکی از مهمترین عوامل در تغییر و تحول ساختاری

لندفرمها، مرتبط با سازوکار گسلی است که از امتدادشان میگذرد. گسلها با سازوکارهای متفاوت قادرند اشکال متنوعی از لندفرمها را ایجاد کنند یا منجر به تحول اشکال اولیه شوند. برای مثال در این پژوهش حرکات ترافشارشی گسل دامغان در کنار حرکات امتدادلغز آن منجر به شکل گیری ساختار فوبرگ سیاهکوه در یک خم گرفتاری شده است. همچنین مقاومت سنگهای تشکیلدهنده این فوربرگ متشکل از مجموعه سنگهای دولومیتی و ماسه سنگی دونین در شکل-گیری و مقاومت محور برجسته ساختار فوربرگی مؤثر بوده است. همچنین نتایج پژوهش نشان داد

1-Knick Point 2-Restraining Bend

3-Gorges

5-Concavity

محور برجستگی را در برابر یک ساختار فروافتاده در میان مجموعه رسوبات کواترنری تشکیل دهنده-ی مخروطافکنههای جنوبی ناحیه نشان میدهد. نرخ پارامتر تندی در نیمرخ طولی رود جاری بر سطح اصلی فوربرگ به میزان ۱۲۱/۴ نیز بیانگر وجود یک محور برجستگی در سطح اصلی فوربرگ است. اختلاف بسیار کم پارامتر تندی میان این دو بخش تنها به میزان ۱/۴۴، وجود یک محور برجسته همانند سطح غربی فوبرگ سیاهکوه منطبق بر سنگهای دولومیتی دونین را در بخش آبکندی نیز تأييد مي كند به نحوى كه اين برجستگي منجر به فرایش سطح آبکندی در نتیجه افزایش قدرت فرسایش رودهای جاری بر سطح آن و فرسایش رسوبات نئوژن -كواترنرى يوشاننده بخش مدفون شده است.

طولی رودخانه در قالب پارامترهای تندی و فرورفتگی نقش مؤثری در شناسایی لندفرمها و محورهای فرایشی و فرونشستی مرتبط با ویژگی-های زمینساختی عوارض در رابطه با تغییرات توپوگرافیشان دارد. این پارامترها از طریق بررسی توپوگرافی تغییریافتهی عوارض متأثر از فرایندهای درونی و بیرونی در شناسایی ساختارهای مورفولوژیکی مدفون نقش داشتند و این مسئله به ویژه در رابطه با ساختارهایی که همچنان بر روی عوارض سطحى مانند رودخانهها تأثير گذار باشند؛ مؤثر است که نمونه این امر را در این پژوهش در رابطه با شرق فوربرگ سیاه کوه مشاهده نمودیم. مقادیر بالای پارامتر تندی به میزان ۱۱۹/۶ و مقادیر پایین پارامتر فرورفتگی به میزان ۰/۹۲- مرتبط با رود جاری بر سطح آبکندی فوربرگ، وجود یک

پانوشت

4-Stream Power Low (SPL)

-گورایی، ا. و کیارستمی، ف.، ۱۳۹۴. ارزیابی زمین-ساخت حوضههای آبریز با استفاده از اختصاصات ژئومورفولوژیک در قالب الگوی TecDEM (مورد مطالعه حوضه آبریز رودک در شمال شرق تهران)، پژوهشهای جغرافیای طبیعی، دوره ۴۷، شماره ۳، ص ۴۶۵–۴۷۹. -محمدنژاد آروق، و.، ۱۳۹۰. تحلیل مقایسهای تحول مخروط افكنههاي دامنه جنوبي البرز شرقي (دامغان تا گرمسار)، پایاننامه دکتری، دانشگاه تهران. 6-Steepness 7-Log-log plot 8-Diffusive Hill slope 9-Alluvial Topography 10-Outcrop

منابع

-بربریان، م.، قرشی، م.، طالبیان، م. و شجاعطاهری، ج.، ۱۳۷۵. پژوهش و بررسی نوزمینساخت، لرزه زمین-ساخت و خطر زمینلرزه و گسلش در گستره سمنان، گزارش شماره ۶۳، رویه ۲۶۶. سازمان زمینشناسی کشور. -خادمی، م.، ۱۳۷۶. بررسی و تحلیل ساختاری گسلهای دامغان و عطاری در گستره دامغان، پایاننامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه دانشگاه تربیت مدرس. -رحیمی، ب.، ۱۳۸۵. مطالعات ساختاری رشته کوه البرز در شمال دامغان، رساله دکتری، دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی.

-Ambili, A., Sushma, P., Nathani, B., B., Shahzad, Achim, F. and Deenadayalan, K., 2012. Tectonic versus Climate Influence on Landscape Evolution: A Case Study from the Upper Spiti Valley, NW Himalaya, Geomorphology, v. 145-146, p. 32-44.

-Bayasgalan, A., Jackson, J., Ritz, J.F. and Carretier, S., 1999. 'Forebergs', Flower Structures, and the Development of Large Intra-Continental Strike-Slip Faults: The Gurvan Bogd Fault System in Mongolia, Journal of Structural Geology, v. 21(10), p. 1285-1302.

-Clark, M.K. and Royden, L.H., 2000. Topographic Ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow, v. 28, p. 703-706.

-Coren, L., Fox, M. and Willett, S.D., 2014. Tectonic from fluvial topography using formal linear inversion: Theory and applications to the Inyo Mountains, California, J. Geophys, Res-Earth, v. 119, p. 1651-1681.

-Fox, M., Goren, L., May, D.A. and Willet, S.D., 2014. Inversion of fluvial channels for paleorock uplift rates in Taiwan, J. Geophys, Res-Earth, v. 119, p. 1853-1875.

-Gregory, K.M. and Chase, C.G., 1994. Tectonic and Climate significance of late Eocene low-relief, high level geomorphic surface, Colorado, J. Geophys. Re. Solid Earth, v. (99), p. 20141-20160.

-Hack, J.T., 1960. Interpretation of Erosional Topography in Humid Temperate Regions. Bobbs-Merrill.

-Holbrook, J.M., 1996. Structural noise in seemingly unreformed interaplate regions: implications from welts raised in shattered Albian, US, western interior, Theophrastus contrib, v. (1), p. 87-94.

-Hollingsworth, J., Nazari, H., Ritz, J., Salamati, R., Talebian, M., Bahroudi, A., Walker, R., Rizza, M. and Jackson, J., 2010. Active Tectonics of the East Alborz Mountains, NE Iran: Rupture of the Left-Lateral Astaneh Fault System during the Great 856 A.D. Qumis Earthquake, Journal of Geophysical Research, v. 115, p. 1-19.

-Howard, A., 1994. A Detachment-Limited Model of Drainage-Basin Evolution, Water Resources Research, v. 30(7), p. 2261-2285.

-Lague, D., Davy, P. and Crave, A., 2000. Estimating Uplift Rate and Erodibility from the Area-Slope Relationship: Examples from Brittany (France) and Numerical Modelling, Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy, v. 25(6), p. 48-543.

-Leeder, M.R. and Jackson J.A., 1993. The interaction between normal faulting and drainage in active extensional basins, with examples from the western United States and central Greece, Basin Research, v. 5, p. 79-102.

-Keller, E. and Pinter, N., 1996. Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape, Prentus Hall, Newjersy.

-Montgomery, Abbe. D.R., T.B., Buffington, J.M., Peterson, N.P.. Schmidt, K.M. and Stock, J.D., 1996. Distribution of bedrock and alluvial channels in forested mountain drainage basins, Nature, v. 381(6583), p. 587-589. -Miliaresis, G., 2001. Extraction of Bajadas from Digital Elevation Models and Satellite Imagery, Computers and Geosciences, v. 27, p. 1157-1167.

-Mudd, S., Clubb, F., Gailleton, B. and Hurst, M., 2018. How Concave Are River Channels Earth Surface Dynamics Discussions, v. 6, p. 1-34.

-Nicholson, U., VanLaningham, S. and Macdonald, D., 2013. Quaternary Landscape Evolution over a Strike-Slip Plate Boundary: Drainage Network Response to Incipient Orogenesis in Sakhalin, Russian Far East, Geosphere, v. 9, p. 588-601.

-Owen, L., Cunningham, D., Richards, B., Rhodes, E., Windley, B.,

Dorjnamjaa, D. and Badamgarav, J., 1999. Timing of Formation of Forebergs in the Northeastern Gobi Altai, Mongolia: Implications for Estimating Mountain Uplift Rates and Earthquake Recurrence Intervals, Journal of the Geological Society, v. 156, p. 64-457.

-Royden, L. and Perron, J.T., 2013. Solution of the stream power equation and application to the evolution of river longitudinal profiles, J. Geophys. Res-Earth, v. 118, p. 497-518.

-Russ, O., 1976. Syntectonic unconformities of Alto cardener Spanish Pyrenees: a genetic interpretation sediment, Geology, v. 15, p. 213-233.

-Schoenbohm, L., Whipple, K., Burchfield, B. and Chen, L., 2004. Geomorphic Constraints on surface uplift exhumation and plateau growth in the Red river region, Yunnan Province, China, Geol. Soc. Am. Bull, v. 116, p. 895-909.

-Seidl, M. and Dietrich, W., 1993. The Problem of Channel Erosion into Bedrock, Catena Suppl, v. 23, p. 101-24. -Shahzad, F., Mahmood, S.A. and Gloaguen, R., 2009. Drainage Network and Lineament Analysis: An Approach for Potwar Plateau (Northern Pakistan), Journal of Mountain Science, v. 6, p. 14-24. Doi: 10.1007/s11629-009-0206-4.

-Shahzad, F. and Gloaguen, R., 2011. TecDEM: A MATLAB Based Toolbox for Tectonic Geomorphology, Part 1: Drainage Network Preprocessing and Stream Profile Analysis, Computers and Geosciences, v. 37(2), p. 250-260.

-VanLaningham, S., Meigs, A. and Gold finger, C., 2006. The effect of rock uplift and rock resistance on river morphology in Subduction zone forearc, Oregon, USA. Earth Surface Processes Landform, v. 31, p. 1257-1279. -Vassilakis, E., Skourtsos, E. and Kranis, H., 2007. Estimation of Tectonic Uplift Rate Using Quantified Morphometric Indices. 8TH Pan-Hellenic Geographical Conference, p. 17-26.

-Vita-Finzi, C., 2018. River history and Tectonics, Philosophical Transactions of the Royal society, v. 370, p. 2173-2193.

-Wang, Y., Zhang, H., Zheng, D., Yu, J., Pang, J.Z. and Ma, Y., 2017. Coupling slope–area analysis, integral approach and statistic tests to steady-state bedrock river profile analysis, Earth Surface Dynamics, v. 5, p. 145-160.

-Whipple, K. and Tucker, G., 2002. Implication of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution, 107 p.

-Whipple, K., Wobus, C., Crosby, B., Kirby, E. and Sheehan, D., 2007. New Tools for Quantitative Geomorphology: Extraction and Interpretation of Stream Profiles from Digital Topographic Data. Geol. Soc. Am. Annu. Meet. Course Notes, 1.

-Whipple, K., Wobus, C., Crosby, B., Kirby, E. and Sheehan, D., 2007. New Tools for Quantitative Geomorphology: Extraction and Interpretation of Stream Profiles from Digital Topographic Data. Geol. Soc. Am. Annu. Meet. Course Notes, 1.

-Welcker, Ch., Buffington, J. and Mckean, J., 2011. Everything you wanted to know about slope – area analysis, Idaho Power.

-Wobus, C., Whipple, K.X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B. and Sheehan, D., 2006. Tectonic from topography: procedure, promise, and pitfalls. Geol.Soc.Am.Spec.Papers, v. 398, p. 55-74.

پراکنش زمانی – مکانی و الگوهای همدیدی توفانهای گردوخاک با دید افقی کمتر از ۲۰۰ متر در غرب ایران

زينب محمدى'، حسن لشكرى*'

۱-گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

(پژوهشی)

دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۰۲/۱۴ پذیرش نهایی مقاله: ۱۴۰۱/۱۸

چکیدہ

این تحقیق به منظور تحلیل سیر تاریخی توفانهای گرد و خاک شدید و الگوهای همدیدی مسبب ایجاد این توفانها در منطقه غرب ایران در سه چرخه اقلیمی اخیر و پراکنش زمانی - مکانی این گونه توفانها انجام شده است. برای این منظور توفانهای با دید افقی کمتر از ۲۰۰ متر گزارش شده از ایستگاههای منطقه غرب ایران که حداقل ۳۳ سال آمار داشتهاند، استخراج گردید. نتایج نشان داد که بیشترین توفانهای در دو فصل زمستان و پاییز و به لحاظ پراکنش ماهانه در ماههای ژانویه و دسامبر رخ داده است. از لحاظ روند تاریخی توفانها از سال ۱۹۸۷ تا ۲۰۰۷ حالت یکنواخت و متعادل داشته است. از سال ۲۰۰۸ تعداد رخداد این گونه توفانها با شیب زیادی افزایش یافته است. الگوهای همدیدی نشان میدهد در دوره سرد سال، به دلیل استقرار یک ناوه عمیق در غرب آسیا و ناپایداری حاکم در تمام ترازهای زیرین و میانی وردسپهر گردوخاک تولید شده بر روی چشمههای گردوخاک سوریه و عراق در یک جریان همرفتی به لایههای میانی و سپس بر روی منطقه غرب ایران به خصوص ایستگاههای شرقی منطقه فرارفت شده است. بررسی انجام شده بر روی ۶۸ نمونه مطالعاتی نشان داد عمده این گونه توفان ها پس از عبور یک سامانه بارشی رخ میدهند. برعکس در دوره گرم سال، توفانهای گردوخاک عموماً در ایستگاههای غربی منطقه رخ میدهند. بهطوری که ایستگاههای مرتفع شرقی گاه فاقد توفان هستند. در تابستان با گسترش غرب سوی زبانهای از کمفشارهای ترکیبی عربستان و پاکستان بر روی عراق، سوریه و شرق مدیترانه و تشدید ناپایداریهای سطحی این توفانها ایجاد می شود. در صورتی که در لایههای میانی وردسپهر، با گسترش شمال سوی پشته واچرخند ترکیبی آفریقا و عربستان جوی پایدار حاکم است. در نتیجه توفانهای تابستانه عمق کمی دارند و فقط ایستگاههای کم ارتفاع غربی را متأثر مینمایند.

واژههای کلیدی: توفانهای گردوخاک، دید افقی کمتر از ۲۰۰ متر، غرب ایران، همدید.

*- نویسنده مسئول:

Email: h-lashkari@sbu.ac.ir

مقدمه

هر اقلیمی متضمن رفتارها، ساختار و ویژگیهای نسبتاً ثابت و در عین حال رفتارهای نابهنجار و ناگهانی است. انسانها و سایر حیات جاندار و حتی محیط فیزیکی به تدریج و در روند تاریخی خود را با رفتارها و خصلتهای ثابت اقلیم سازگار نمودهاند. حتى با نوسانات جزئى آن نيز سازگارى نموده و منطبق میشوند. ولی وقتی این رفتارها یا خصلتها دارای روندی در جهت تغییر یا دچار نوسانات ناهمگون و نابهنجار می شوند، محیط طبيعي و حتى محيط فيزيكي دچار آسيب می شوند. پدیده گردوخاک از جمله پدیدههایی است که در ذات اقلیمهای خشک و نیمهخشک قرار دارد. ولی وقتی فراوانی یا شدت آنها دچار تغییر می گردد، محیط طبیعی و فیزیکی بستر اقلیم، به دلیل عدم توانایی در انطباق سریع با تغییرات ایجاد شده را ندارند، دچار آسیبهای جدی میشوند. یکی از یدیدههای بارز مناطق خشک و نیمهخشک، پدیده گردوغبار است. طوفانهای گردوغبار نوعی رخداد اقلیمی است که در نتیجه بادهای آشفته حاصل از جریان های همرفتی ایجاد می شود با وجود اینکه گردوغبار و طوفانهای گردوخاک یک مفهوم تازه و پدیده نوظهوری نیست و این پدیده بازندگی ساکنان مناطق خشک و نیمهخشک عجین شده است. شواهد تاریخی نیز به فراوانی بیانگر ظهور و بروز این پدیده از دورههای تاریخی است. ولی چند مسئله توجه جدی به این پدیده را صدچندان مینماید. ۱) افزایش جمعیت و گسترش زندگی شهری و ظهور هستههای جمعیتی در قالب کلانشهرها و قطبهای جمعیتی آسیبپذیری زندگی انسانی را در مقابل مخاطراتی مانند طوفانهای گردوغبار بشدت بالا برده است. ۲) پدیدار شدن صنایع بزرگ و تأسیسات عظیم و گران قیمت و ایجاد زیرساختهای متناسب با این

صنایع در عین حال حساس به این گونه مخاطرات توجه کارگزاران را به حفاظت و حراست از این تأسيسات پيچيده دوچندان نموده است. ٣) افزايش آگاهیهای عمومی سبب شده است انسانها نسبت به گذشته به سلامت و آسایش و رفاه خود توجه بیشتری داشته باشند. ۴) مطالعات بیانگر روند افزایشی این پدیده به خصوص در مناطق خشک و نیمهخشک دارد. طوفانهای گردوخاک از یدیدههای مخرب اقلیمی می باشند که همه ساله خسارتهای جبرانناپذیری به مزارع، تأسیسات، جادهها، ترافیک وارد مینماید. این پدیده متأثر از شرایط جوی خاصی است که در صورت شناخت سازوکار تکوین و گسترش آن میتوان از آسیبهای فراوان آن کاست و یا با آن مقابله کرد (لشکری و کیخسروی، ۱۳۸۷). چاو و همکاران (۲۰۱۵) مطالعهای بر روی گردوغبارهای ایران انجام دادند و باتلاقهای حور العظیم و هویزه را منبع اصلی گردوغبار اعلام کردند که به دلیل تخریب سریع زمین(عوامل طبیعی و انسانی) دچار مشکل شدهاند، را بحرانی دانستند و بیان کردند که در آینده این مناطق خشک خواهد شد (Cao et al, 2015). ازجمله مطالعات انجام شده در سال ۲۰۲۰ می توان به تحقیقات سلیمانی و همکاران (۲۰۲۰) به مطالعه مروری بر بار بیوآئروسل و تأثیرات بهداشتی مرتبط با طوفانهای گردوغبار با تمرکز بر خاورمیانه پرداختند و نتایج نشان دادند که غلظت ذرات و انواع بيوآئروسل در جو تحت تأثير تغييرات آبوهوا و عوامل هواشناسی قرار دارد (Soleimani et al, 2020). عطيه و جونز (۲۰۲۰) به بررسی اقلیم شناسی وقایع گردوغبار عراق طی سال های ۱۹۸۰ تا ۲۰۱۵ پرداختند و نتایج تحقیقات ایشان بیانگر آن بود که گردوغبار در تابستان در مقایسه با سایر فصول برای منطقه شمالی عراق فعال تر بود، در حالی که مناطق جنوبی و مرکزی عراق در معرض

مرکزی کمتر از ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بسته می شوند. در مقابل مرکز پرفشاری بر روی دریای خزر که عموماً فشار مرکزی آن بیش از ۱۰۲۰ هکتوپاسکال است مستقر می شود (علیجانی و رئیس پور، ۱۳۹۰). فرج زاده و علیزاده (۱۳۹۰) در مطالعهای به تحلیل زمانی و مکانی طوفانهای گردوخاک در ایران پرداختند و نتایج حاصل از بررسی سالیانه طوفان های گردوخاک نشان داد که بهطور کلی ایستگاه زابل بیشترین فراوانی وقوع طوفان را در طی دوره آماری بررسی شده دارد. از نظر توزیع فراوانی ماهیانه به جز ایستگاه زابل که در ماه ژولای در طی دوره آماری بررسیشده بیشترین فراوانی را دارد و ایستگاه زاهدان که در ماههای مارس و فوریه هركدام با میانگین فراوانی یک طوفان بیشترین فراوانی ها را دارند (فرج زاده و علیزاده، ۱۳۹۰). قوامی و همکاران (۱۳۹۳) به تحلیل الگوهای همدید مؤثر بر رخداد طوفانهای گردوخاک استان كردستان پرداختند و نتايج نشان داد كه وجود ناوه نسبتاً عمیق بر روی شرقی ترین بخش دریای مدیترانه، گسترش هوا از روی مناطق خشک (بیابان های لیبی، مصر، شمال عربستان و عراق) به سوی ایران و پر ارتفاع عربستان نقش مهمی در ایجاد طوفانهای گردوخاک مناطق جنوبی، جنوب غربی و غرب بهویژه شهر سنندج دارد. طوفانهای گردوخاکی که استان کردستان را در برمی گیرند عمدتاً در نیمه گرم سال رخ مىدهند. اين رويدادها از اواخر زمستان روند افزایشی پیدا می کنند و در تیرماه فراوانی و غلظت آنها به اوج میرسد (قوامی و همکاران، ۱۳۹۳). صلاحی و همکاران (۱۳۹۴) در تحقیقی به واکاوی شرایط همدید – سنجش از دور رخداد طوفان گردوخاک در شمال غرب ایران (مهر ۱۳۹۲) پرداختند و نتایج نشان داد که در شرایطی که شیو فشار زیاد بین مرکز پرفشار و کمفشار در منطقه

بیشترین فراوانی طوفانهای گردوغبار در بهار و تابستان قرار دارند. شهرهای نزدیک مناطق کویری(بهعنوان مثال ناصریه، بصره و بغداد) از بیشترین فراوانی برخوردار هستند (Attiya and Jones, 2020). زيو و همكاران (۲۰۲۰) به شناسايي و تحلیل کمی مسیرهای گردوغبار در کریدور هکسی پرداختند و سهم مسیرهای گردوغبار در سین کیانگ و مغولستان کمتر است، به دلیل پوشش گیاهی بالاتر، بارش بیشتر و اندازه ذرات بیشتر. از میان پنج منطقه اصلی که منطقه هکسی را تحت تأثیر قرار میدهد، شدت گردوغبار در کویر تاكليماكان بيشترين است. با اين حال، سهم گردوغبار آن در منطقه مورد مطالعه کمتر است (Xu et al, 2020). الخدر و الكندرى (2020) به بررسی تأثیر گردوغبار در عملیات فرودگاه بینالمللی کویت برای سالهای ۲۰۱۶ تا ۲۰۱۷ پرداختند و نتایج نشان داد که میانگین زمان ورود و خروج، در روزهایی که گردوغبار رخ داده است، به ترتیب ۴۲ و ۱۷ روز در مقایسه با روزهای مرجع كاهش يافته است (AlKheder and AlKandari, 2020). کسوفی و همکاران (۲۰۲۰) به بررسی تغییرات مکانی و فصلی گردوغبار شن و ارتباط آنها با شرایط جوی و پوشش گیاهی در مناطق نیمهخشک مرکز ایران پرداختند و نتایج نشان داد که شدت گردوغبارها با بادهای سطحی فصل تابستان ارتباط مثبت و معناداری را دارد (Khsufi et al, 2020). عليجانی و رئیس پور (۱۳۹۰) به تحلیل آماری، همدیدی طوفانهای گردوخاک در جنوب شرق ایران(مطالعه موردی: منطقه سیستان) پرداختند و نتایج حاصل از تحلیل همدیدی نشان داد: هنگام بروز طوفان گردوخاک در دوره گرم سال، بر روی نقشه فشار تراز دریا، با تقویت کمفشار موسمی هند، دو مرکز کمفشار فرعیتری در محدوده جنوب پاکستان و جنوب افغانستان با فشار

تجربی طوفانهای گردوخاک در دوره ۲۰۱۲ تا ۲۰۱۵ میلادی که براساس اندازه گیری میدان دید افقى توسط هواشناسى استراليا طراحى شده است، استفاده کرده است و نتایج نشان داد که استقرار سامانه پرفشار، برودت هوا و حاکمیت شرایط پایدار از عوامل تشدید پدیده گردوخاک در فصل سرد سال بوده است (عزتیان، ۱۳۹۸). حسینی و همکاران (۱۳۹۸) پیشبینی احتمال روزهای گردوخاک در مناطق شرقی ایران با روش کریجینگ نشانگر فضایی - زمانی پرداختند و خروجی مدل نشان داد که دادهها تا ۵ روز دارای وابستگی فضایی- زمانی هستند، لذا میتوان از آخرین روز دوره آماری، احتمال وقوع روز گردوخاک را برای ۵ روز آینده پیشبینی کرد (حسینی و همکاران، ۱۳۹۸). مبارک حسن و همکاران (۱۳۹۹) به بررسی گردوخاک در گستره ايران توسط مدل باز تحليل MERRA-2 NASA دوره آماری (۲۰۰۷–۲۰۱۷) پرداختند و به این نتيجه رسيدند كه تغيير زماني گردوخاك ستون هوا در سه ایستگاه بوشهر، آبادان و اهواز بیشترین روند کاهشی را با ضریب ۰/۰۳۵ و ۰/۰۳۴ دارد و نشاندهنده كاهش اثر كانونها فرامرزي گردوخاك است. در توزیع زمانی، سالهای ۲۰۰۸ و ۲۰۱۲ با شدیدترین و فراگیرترین گردوخاکها در گستره ايران تعيين كردند. توفانهاي گردوخاک شديد و به خصوص توفان های با دید کمتر از ۲۰۰ متریکی از مخاطرات مهم اقليمي هستند. اين پديده ضمن به خطر انداختن زیست و سلامت حیات جاندار، فعالیتهای روزمره ساکنان را دچار اختلال مىنمايد. حملونقل هوايى، زمينى دچار اختلال جدی شده و صنایع و محصولات کشاورزی در معرض آسيب قرار مي گيرند. وقتي فراواني وقوع و تکرار یک پدیده مخرب و تهدیدکنندهای همانند توفانهای گردوخاک در منطقهای روند افزایشی

شمال غرب کشور وجود دارد با همراهی موج بادهای غربی در سطوح میانی جو و فعالیت رودباد سطوح بالا، جریان هوا از روی کشورهای عراق و سوریه با سرعت زیاد به سمت شمال غرب ایران وزیده و موجبات رخداد طوفان گردوخاک در شمال غرب ایران در مهرماه ۱۳۹۲ را فراهم آورده است (صلاحی و همکاران، ۱۳۹۴). فرهادی پور و همکاران (۱۳۹۶) در تحقیقی به بررسی طوفانهای خاک در منطقه غرب و جنوب غرب ایران و تأثیر آنها بر شارهای تابشی پرداختند، نتایج نشان داد که ذرات گردوخاک در بالای جوّ و سطح زمین دارای اثرهای سرمایشی، اما در میانه جوّ دارای اثر گرمایشی هستند(فرهادی پور و همکاران، ۱۳۹۶). خیراندیش و همکاران (۱۳۹۷) در مطالعهای به شناسایی مسیرهای عبور گردوخاک جنوب غرب ایران (مطالعه موردی: گردوخاک ۳۰ خرداد ۱۳۹۱) نتایج نشان داد که تصاویر مودیس میتواند گردوخاک و مسیر آن را در صورت مناسب بودن گستره دیداری تصاویر و ابری نبودن آنها شناسایی كند، ولى بهمنظور تعيين دقيقتر مسيرها و تكميل تحليلها به استفاده از ساير اطلاعات همچون مدلهای عددی هواشناسی در کنار دادههای سنجش از دور نیاز است (خیراندیش و همکاران، ۱۳۹۷). خدام و همکاران (۱۳۹۸) به بررسی اقلیمشناسی رخدادهای طوفان گردوخاک در فصل تابستان در استان سیستان و بلوچستان در دوره ۳۰ ساله پرداختند. نتایج نشان داد که شاخص شدت موسمی هند در طی گردوخاک کاهش پیدا کرده و بر شدت شاخص كاسپين – هندوكش افزوده شده که سبب تقویت جریانهای شمالی در مرزهای شرقی ایران و غرب افغانستان شده است (خدام و همکاران، ۱۳۹۸). عزتیان (۱۳۹۸) در مطالعهای به پایش پدیده گردوخاک، علل وقوع و پیامدهای آن در استان اصفهان پرداخت. ایشان از روش شاخص

پیدا می کند، شایسته است متخصصان نسبت به این مسئله توجه نموده و قبل از این که این پدیده به یک بحران تبدیل شود با ارائه اطلاعات دقیق از ساختار و ویژگیهای آن پدیده و تحلیل علت یا علل وقوع یا تشدید آن، مسئولین ذیربط را برای روشهای سازگاری با پدیده و کاهش اثرات مخرب آن یاری نمایند. این تحقیق با هدف شناخت روند وقوع این پدیده در غرب کشور ایران بهعنوان یکی از قطبهای کشاورزی و جمعیتی کشور و همچنین الگو یا الگوهای همدیدی منجر به شکل گیری توفان و انتقال ذرات گردوخاک به منطقه تدوین شده است.

مواد و روشها

این تحقیق به دو روش آماری و همدیدی انجام شده است. برای انجام بخش آماری تحقیق گامهای از اجرایی زیر استفاده شده است. الف) استخراج ایستگاههای همدید منطقه مطالعاتی از سایت سازمان هواشناسی کشور ایران. ب) بررسی طول دوره آماری هریک از ایستگاههای همدید. (با توجه

به این که هدف اولیه این تحقیق بررسی روند تاریخی توفان های گرد و خاک با دید کمتر از ۲۰۰ متر که در گروه توفانهای خطرناک و شدید قرار می گیرند، بود). یک دوره آماری ۳۳ ساله که بتواند سه سیکل اقلیمی اخیر را بپوشاند، انتخاب شد. تا همدوره آماری قابل اطمینانی حاصل شود و هم تأثیر احتمالی چرخهها یا لکههای خورشیدی در تغييرات فراوانى توفانها بررسى گردد. منطقه موردمطالعه در این تحقیق شامل استانهای (کردستان، کرمانشاه، لرستان، همدان، ایلام) است که در غرب کشور قرار دارند. ایستگاههای همدیدی که در بازه زمانی ۱۹۸۷ تا ۲۰۱۹ میلادی برابر با ۱۳۶۵ تا ۱۳۹۸ خورشیدی دارای آمار کامل بودهاند، بهعنوان ایستگاههای نمونه معرف منطقه انتخاب شدند. این دادهها از صحت و درستی دادههای ثبت شده در هر کدام از ایستگاههای موردمطالعه در طول دوره آماری کنترل شده است. با این معیار ۱۵ ایستگاه همدید از تمام منطقه مطالعاتی انتخاب گردید. جدول و شکل ۱ پراکنش ایستگاههای انتخابی را نشان میدهد.



پژوهشهای دانش زمین ۵۳

ارتفاع (متر)	طول جغرافيايي	عرض جغرافيايي	نام ایستگاه	رديف
1884/6	41/82	$ra/\lambda\lambda$	بيجار	۱
1859	۴۸/۷۵	r 1/91	بروجرد	۲
۲۳۲	40/28	ТТ/8 л	دهلران	٣
١٣٤٨/٨	48/48	34/11	اسلامآباد غرب	۴
۱۷۴۰/λ	48/22	۳۴/۸۶	همدان	۵
1844	48/29	۳۳/۵λ	ايلام	۶
1468	۴٧/٩٨	۳۴/۵	كنگاور	۷
۱۳۱۸/۵	4V/10	۳۴/۳۵	كرمانشاه	٨
۱۱۴۷/۸	47/28	۳۳/۴۳	خرمآباد	٩
19.8	4V/VX	۳۵/۱۸	قروه	۱۰
۱۳۸۰	48180	34/11	روانسر	11
1878/6	41/+ 1	20/20	سنندج	١٢
1222/1	48/31	346/11	سقز	١٣
۵۴۵	40/28	34/40	سرپل ذهاب	14
7 • 77/1	49/V	۳۳/۴	اليگودرز	۱۵

جدول ۱: ایستگاههای مورد استفاده در پژوهش و موقعیت جغرافیایی آنها

اقیانوس شناسی و جوی (NCEP/NCAR) دریافت شد. از آرایه S استفاده شد. در آرایه S، اگر ستون دادههای ورودی بهعنوان متغیرهای ریاضی روی ماتریس Z اعمال شود، ماتریس Z دارای n متغیر در سری زمانی مورد مطالعه است و m گام زمانی (m×n) است. در این بررسی تعداد ۶۸ طوفان فراگیر با دید کمتر از ۲۰۰ متر شناسایی گردید. ماتریس دادهها از نظر آماری بهعنوان آزمون (KMO) برابر با ۲/۸۶۹ (عالی) (جدول ۲) ارزیابی شد، معیاری که توانایی ماتریس را برای انجام تحلیل ارزیابی میکند. سپس برای استخراج بردارهای ویژه از ماتریس همبستگی استفاده شد. استفاده از ماتریسهای همبستگی به این معنی است که دادهها نیازی به نرمالسازی ندارند (کاستوپولو و جونز، ۲۰۰۷) و بهترین نمایش پراش در دادهها تهیه و نمایش داده می شود (بری و کارلتون، ۲۰۰۱). بنابراین ۹ عامل ۹۱/۸۰ درصد از کل واریانس را تشکیل میدهند (جدول ۳). نمودار ScreePlot برای انتخاب تعداد بردارهای ویژه اصلی استفاده شد (شکل ۲).

در دوره آماری ۳۳ تمام کدهای با دید کمتر از ۲۰۰ متر برای تمام ایستگاههای انتخابی استخراج گردید. در این بخش اگر در دو دیدهبانی متوالی پدیده با دید کمتر از ۲۰۰ متر گزارش شده بود آن روز بهعنوان روز همراه با گردوخاک برای آن ایستگاه منظور شده است. بنابراین اعداد فراوانی گردوخاک گزارششده در نقشهها و جداول تعداد دفعاتی است که در آن ایستگاه در دو دیدهبانی متوالی توفان با دید کمتر از ۲۰۰ متر گزارش شده است. برای تحلیل همدیدی و استخراج الگوهای همدیدی روزهایی بهعنوان نمونه انتخاب شدند که در آن روز حداقل در یکسوم ایستگاههای انتخابی پدیده توفان با دید کمتر از ۲۰۰ متر گزارش شده بود. به این ترتیب ۶۸ نمونه مطالعاتی استخراج شد. این نمونهها با استفاده از روش تحلیل عاملی و بررسی چشمی برای انتخاب الگوهای غالب مورد آزمون قرار گرفتند. با توجه به دشواری تحلیل همدیدی همه طوفانها برای گزینش الگوی همدیدی توفان های پرتکرار، از روش تحلیل عاملی استفاده شده است. برای این کار، دادههای فشار سطح دریا برای این روزها از پایگاه داده اداره ملی



شکل ۲: نمودار اسکری گراف برای نمایش ارزش ویژه عوامل

منابع	از	گردوخاک	خيزش	به	منجر	ھمدیدی
	د.	ستان بودهان	اق و عرب	، عر	سوريه	گردوخاک

پس از بررسی چشمی ۱۰ عامل در نهایت این طوفانها در چهار الگوی کلی باعث ایجاد شرایط

KMO and Bartlett's Test					
Kaiser-Meyer-Olkin Measure	.869				
Bartlett's Test of Sphericity	Approx. Chi-Square	156241.533			
	df	2278			
	Sig.	.000			

جدول ۲: آزمون KMO و بارتلت به منظور اطمینان از مناسب بودن دادهها برای تحلیل عاملی غرب

Total Variance Explained							
		Initial Eigenvalues			Extraction Sums of Squared Loadings		
Component	Total	% of Variance	Cumulative %	Total	% of Variance	Cumulative %	
1	21.508	31.630	31.630	21.508	31.630	31.630	
2	13.895	20.434	52.064	13.895	20.434	52.064	
3	9.874	14.520	66.584	9.874	14.520	66.584	
4	5.174	7.608	74.192	5.174	7.608	74.192	
5	3.808	5.600	79.793	3.808	5.600	79.793	
6	2.558	3.762	83.555	2.558	3.762	83.555	
7	1.716	2.523	86.078	1.716	2.523	86.078	
8	1.578	2.320	88.399	1.578	2.320	88.399	
9	1.318	1.938	90.336	1.318	1.938	90.336	
10	1.002	1.473	91.810	1.002	1.473	91.810	
11	.780	1.146	92.956				
12	.701	1.031	93.987				
68	.002	.003	100.000				
Extraction Method: Principal Component Analysis.							

جدول ۳: نمایش مقادیر ویژه، درصد واریانس و واریانس تراکمی برای نمونههای گزینششده

مورد روز - طوفان گزارش شده است. از این تعداد

۵۹۳ مورد در فصل زمستان (رتبه اول)، ۴۲۶ مورد

در فصل پاییز (رتبه دوم) ۱۲۷ مورد در فصل بهار (رتبه سوم) و ۵۸ مورد در فصل تابستان (رتبه

چهارم) اتفاق افتاده است. همانطور که بر روی

نقشه نیز دیده می شود بالاترین تعداد طوفان های گردوخاک در بخش شرقی منطقه مطالعاتی و به خصوص در استان های همدان، شرق استان های

كرمانشاه و كردستان اتفاق افتاده است. كمترين

تعداد طوفانها در استانهای لرستان و ایلام رخداده

است. ایستگاه کنگاور با ۲۲۹ مورد طوفان

گردوخاک آلودهترین ایستگاه از لحاظ تعداد

روزهای همراه با گردوخاک است. ایستگاه بیجار با

۱۵۵ مورد طوفان در رتبه دوم و ایستگاه همدان با

۱۴۳ مورد در رتبه سوم قرار دارند. بیشترین تعداد

رخداد توفانهای گردوخاک با دید کمتر از ۲۰۰

متر در دوره سرد سال در بخش شرقی منطقه

مطالعاتی و در دوره گرم سال در بخش غربی منطقه

از پایگاه دادههای NCEP/NCAR (ماز پایگاه دادههای ۲۰۵۰ (noaa.gov) برای دریافت دادههای ترازهای ۵۰۰ ۲۰۰، ۸۵۰، ۹۲۵ هکتوپاسکال و همچنین جهت ترسیم نقشهها از محیط نرمافزار GRADS استفاده شده است. و اسکیوتیهای هر الگو از سایت دانشگاه وایومینگ دریافت گردید.

بحث و نتايج

یافتههای تحقیق در دو بخش جداگانه ارائه شده است. در بخش اول پراکنش زمانی- مکانی توفانهای گردوخاک در قالب پراکنش ماهانه و فصلی ارائه شده است. در بخش دوم الگوهای همدیدی که عامل اصلی وقوع این توفانهای گردوخاک است، ارائه خواهد شد.

پراکنش زمانی – مکانی توفانهای غرب ایران شکل ۳ پراکنش فصلی روزهای همراه با گردوخاک در هر یک از ایستگاههای نمونه انتخابی را در طول دوره آماری نشان میدهد. در کل دوره ۳۳ ساله در منطقه غرب ایران که شامل استانهای ایلام، کرمانشاه، کردستان، همدان و لرستان است، ۱۲۰۴



قرار دارد.

شکل ۳: توزیع فصلی طوفانهای گرد و خاک با دید افقی کمتر از ۲۰۰ متر در غرب ایران ۲۰۱۹–۱۹۸۷).

تغییرات زمانی طوفانهای گرد و خاک غرب ایران در طول دوره آماری ۳۳ ساله شکل ۴ تغییرات زمانی طوفانهای گردوخاک با دید افقی کمتر از ۲۰۰ متر را در غرب ایران نشان

میدهد. همان طور که نمودار نشان میدهد از ابتدای دوره آماری تا سال ۲۰۰۷ روند وقوع توفان های گردوخاک با دید کمتر از ۲۰۰ متر تقریباً شرایط تثبیت شدهای دارد. صرف نظر از برخی

نوسانات در زمستان سالهای ۱۹۸۹ و ۱۹۹۸، سایر سالها روند متعادلی را نشان میدهند. ولی در فاصله زمانی ۲۰۰۸ تا ۲۰۱۲ خیزش قابل ملاحظهای در تعداد طوفانهای گردوخاک دیده میشود. ولی بعد از سال ۲۰۱۲ تا انتهای دوره

کاهش قابل توجه در طوفان های گرد خاک دیده می شود. از این سال به بعد در قیاس با دوره قبل از سال ۲۰۰۷ بر تعداد توفان های دو فصل زمستان و پاییز افزوده شده است.



۲۰۱۹).

غرب آسیا در محدوده شرق دریای مدیترانه تا غرب ایران ایجاد مینماید. با جابجایی شرق سوی پشته واچرخندی آفریقا و استقرار آن بر روی کشور عراق و غرب ایران در لایه زیرین، جوی پایدار ایجاد شده و این پدیده بر ماندگاری بیشتر ذرات گردوغبار انتقالی کمک میکند. در حالی که در لایههای میانی و به خصوص در تراز ۷۰۰ هکتویاسکال جریانات و تندبادهای پشت ناوه ذرات گردوخاک برخاسته از روی چشمههای گردوخاک کشور سوریه و غرب عراق را بر روی غرب ایران فرارفت مینماید. نقشههای ترکیبی امگا، جریان و ژئوپتانسیل به خوبی استقرار یک میدان گسترده با امگای مثبت قوی را بر روی غرب آسیا و جریانات شمال و شمال غربی غالب بر روی منطقه غرب ایران نشان میدهد. این شرایط دینامیکی و فرونشینی و پایداری قوی حاصل از آن در لایههای میانی جو سبب تشدید پایداری جوی در لایه زیرین را فراهم کرده است. آرامش هوا و جریانات با تندی کمتر از ۱ تا ۲ نات بر روی نقشه تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال بر روى غرب ايران مؤيد اين مسئله است. نقشه تركيبي تاوايي، جريان و ارتفاع ژئويتانسيل نيز

الگوهای همدیدی طوفانهای گردوخاک با دید کمتر از ۲۰۰ متر در غرب ایران الگوی همدیدی توفانهای دوره سرد سال الگوی همدیدی پرفشار آفریقا اين نمونه نماينده طوفانهايي است كه كنترل كننده اصلى طوفان سامانه واچرخندى آفريقا و الگوی گسترش آن است. همان طور که بر روی نقشه ترازهای مختلف این روز نمونه دیده می شود، در این الگو از چند روز قبل (دو تا چهار روز) قبل از وقوع طوفان پشتهای از واچرخند آفریقا با راستایی تقریباً جنوبی – شمالی در محدوده غرب دریای سرخ تا کشور لیبی یا الجزایر با گسترش شمال سوی تمام پهنه صحرای آفریقا تا شرق اروپا (عرض ۶۰ تا ۶۵ درجه شمالی) را در برمی گیرد. در این الگو جریانات در تمام ترازهای ۸۵۰ تا ۵۰۰ هكتوپاسكال و بالاتر مؤلفهاى تقريباً نصفالنهارى پيدا مىكنند. اين الگوى گسترش شمالى – جنوبى علاوه بر این که با سدکردن امتداد جریانات غربی سبب کندی حرکت ناوههای قبل و بعد از یشته می گردد. تداوم فرارفت سرد قطبی و جنب قطبی دامنه شرقی این پشته، ناوه کاملاً عمیقی را بر روی

تقویت هر چه بیشتر مرکز کم ارتفاع درون ناوه و تشدید شیو ارتفاعی و فشاری در غرب ایران و کشورهای عراق و سوریه شده است. با تشدید جریانات شمالی بر روی این منطقه و تزریق تاوایی منفی بر روی منطقه غرب آسیا از طریق میدانهای گسترده تاوایی منفی در محدوده دریای سیاه تا شمال عربستان مؤید این پدیده است.

وجود دو میدان با تاوایی مثبت قوی بر روی دریاچه خزر و جنوب و جنوب غرب ایران را در تمام ترازهای زیرین و میانی جو را نشان میدهد. ماندگاری چندین روزه ناوه بر روی غرب و میانه ایران و فرارفت تاوایی مثبت به درون مرکز کم ارتفاع مستقر بر روی دریاچه خزر و فرارفت گرم عرضهای جنوبی به جلو ناوه روی ایران سبب



شکل ۵: نقشه تراز دریا(کنتور)، میدان باد(بردار) و سرعت باد(سایهدار) در سطح دریا (a)، ارتفاع ژئوپتانسیل(کنتور)، میدان باد(بردار) و امگا(سایهدار) در سطح ۸۵۰ (b)، ۷۰۰ (c)، ۵۰۰ (d) ۲۱ ژانویه ۲۰۰۹.



شکل ۶: نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل(کنتور)، میدان باد(بردار) و تاوایی(سایهدار) در سطح ۸۵۰ (a)، ۷۰۰ (b) و نمودار اسکیوتی شهر کرمانشاه روز ۲۱ ژانویه ۲۰۰۹ ساعت ۲۱ Z.

شکل ۶ ۵ نمودار اسکیوتی را برای ساعت ۱۲ روز نمونه نشان میدهد. همانطور که دیده میشود در ترازهای زیرین وردسپهر جوی آرام بر روی ایستگاه کرمانشاه بهعنوان نماینده منطقه غرب ایران حاکم است. با توجه به وجود یک ناوه عمیق بر روی ایران و شرایط رطوبتی حاکم در روزهای قبل بر روی منطقه جوی نسبتاً مرطوب بر روی منطقه غرب حاکم است. موقعیت نمودار دما و دمای نقطه شنبم نشاندهنده این پدیده است. ولی از تراز ۹۰۰ تا نشاندهنده این پدیده است. ولی از تراز ۹۰۰ تا روی منطقه غربی حاکم میشود. شاخصهای ناپایداری سمت راست نمودار نیز این پدیده را تأیید میکند.

الگوی همدیدی کمفشار سودان

در این الگو سامانه اصلی، به خصوص در لایه زیرین وردسپهر سامانه کمفشار سودان است. همان طور که بر روی نقشه تراز دریا دیده می شود در این الگو سامانه سودانی با جابجایی شمال سو تمام یهنه شبه جزیره عربستان را در بر می گیرد. در مقابل مرکز واچرخندی با راستای جنوب غربی – شمال شرقی تمام پهنه شمال صحرای آفريقا، مديترانه شرقي و در ادامه تمام پهنه شرقی اروپا را در برگرفته است. فرارفت گرم عرضهای جنوبی به خصوص از روی بیابانهای گرم عربستان توسط سامانه سودانی و فرارفت سرد عرضهای جنب قطبی به وسیله سامانه واچرخندی، شیو دمایی و فشار شدیدی را بر روی آسیای غربی به خصوص بر روی بخش غربی عربستان و کشورهای عراق و سوریه ایجاد نموده است. تندبادهای سطحی در این محدوده، بهخوبی مؤید این پدیده است. با تشدید جریانات جنوبی در ضلع شرقی سامانه سودانی، در شرق عربستان و جریانات شمالی در دامنه شرقی واچرخند در شرق سوریه و غرب عراق شرایط لازم برای خیزش گردوخاک از روی این بیابانها فراهم نموده است.

ولی به تدریج از لایهمرزی ۸۵۰ هکتوپاسکال و ترازهای ۷۰۰ هکتوپاسکال و بالاتر پشته گستردهای در امتداد شمالی واچرخند آفریقا با گسترش شمال سوی تا شمال دریای سیاه امتداد یافته است. با تشدید جریانات شمالی در ضلع شرقی پشته و فرارفت سرد عرضهای جنب قطبی و تداوم این ریزش برای دو تا سه روز در برخی از نمونهها، ناوه عمیقی بر روی آسیای غربی و بر روی کشورهای سوریه تا مرکز ایران شکل می گیرد. با تداوم فرارفت سرد به درون ناوه مرکز کم ارتفاع بریدهای در محدوده دریای مازندران تا دریای سیاه تکوین یافته و تقویت میشود. شکل گیری و تقویت میدانی از امگای منفی قوی در این محدوده جغرافیایی و در مقابل با تکوین میدانی از امگای مثبت در امتداد پشته عمیق واچرخند آفریقا در تمام ترازهای لايەمرزى تا لايە ميانى، شيو توپوگرافى(ارتفاع ژئوپتانسیل) قوی را در غرب آسیا، و به تبع آن تندبادهای قوی را بر روی این منطقه ایجاد کرده است. این جریانات شمال – شمال غربی گردوخاک برخاسته از چشمههای گردوغباری کشورهای سوریه و عراق را بر روی منطقه غربی ایران فرارفت نموده است. میدانی با تاوایی مثبت با بزرگی ۰/۲۵ تا ۰/۳۵ متر بر ثانیه که با یک چینش مناسبی به ترازهای بالاتر رو به افزایش است شرایط بسیار مناسبی برای خیزش ذرات گردوخاک در لایههای زیرین و انتقال آن در یک جریان بالاسو به ترازهای میانی فراهم نموده است. این میدان با تاوایی مثبت قوی تمام پهنه دریای مدیترانه تا غرب ایران را فرا گرفته است. شکل ۱۰ نمودار اسکیوتی شهر كرمانشاه را براى اين روز نمونه نشان مىدهد. همان طور که ملاحظه می شود در لایه زیرین وردسپهر(در محدوده ۹۰۰ تا ۶۰۰ هکتوپاسکال) جوى نسبتاً مرطوب حاكم است. با توجه به الگوى همدیدی حاکم در روزهای قبل و وجود یک ناوه

بارشی، و نزدیک شدن پشته، جوی خشک بر روی

منطقه حاکم شده است. نمودار دما و دمای نقطه

شبنم نمودار ساعت ۱۲ مؤید این مسئله است.

بررسی شرایط بارشی سامانههای متأثر از این الگو

نشان میدهد عمده این توفانهای گردوخاک بعد

از عبور یک سامانه بارشی اتفاق می افتند.

عمیق بر روی منطقه و فرارفت رطوبتی مناسب (موقعیت مناسب واچرخند عربستان و جابجایی شرق سوی این واچرخند) بر روی منطقه، جوی مرطوب حاکمیت دارد. چینش قائم باد نیز بر روی نمودار اسکیوتی ساعت صفر، و مقادیر مناسب شاخصهای ناپایداری مؤید این پدیده است. در صورتی که بر روی نمودار ساعت ۱۲ با عبور سامانه



شکل ۷: نقشه تراز دریا(کنتور)، میدان باد(بردار) و سرعت باد(سایهدار) در سطح دریا (a)، ارتفاع ژئوپتانسیل(کنتور)، میدان باد(بردار) و امگا(سایهدار) در سطح ۸۵۰ (b)، ۷۰۰ (c)، ۵۰۰ (b) ۱۳ آوریل ۲۰۱۱.



شکل ۸: نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل(کنتور)، میدان باد(بردار) و تاوایی(سایهدار) در سطح ۸۵۰ (a)، ۷۰۰ (b) (c) و نمودار اسکیوتی شهر کرمانشاه روز ۱۳ آوریل ۲۰۱۱ ساعت ۲ Z



شکل ۹: نمودار اسکیوتی شهر کرمانشاه ۱۳ آوریل ۲۰۱۱ ساعت Z ۰۰

الگوی همدیدی توفانهای دوره گرم سال الگوی کمفشار ترکیبی عربستان، پاکستان و دشت لوت

در این الگو که نماینده الگوی طوفانهای تابستانه غرب کشور است، در تراز زیرین وردسپهر با توجه شرایط تابستانه حاکم بر منطقه، در لایه زیرین وردسپهر سامانههای حرارتی و در لایههای میانی وردسپهر سامانههای دینامیکی نقش تعیین کنندهای دارند. همان طور که بر روی نقشههای ترکیبی تراز دریا و ۸۵۰ هکتوپاسکال دیده می شود، در تراز زیرین کم فشار حرارتی عربستان عامل غالب منطقه غرب آسيا است. زبانه این سامانه با راستایی جنوب شرقی – شمال غربی تمام پهنه شبهجزيره عربستان، غرب ايران تا مدیترانه شرقی و در ادامه تا جنوب دریای سیاه را در برگرفته است. در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال كمفشارهاى پاكستان و لوت پديده غالب منطقه میباشند. فرارفت گرم از روی بیابانهای گرم عربستان و ایران و فرارفت هوای خنک عرضهای جنب قطبی در قالب گردش چرخندی زبانه کمفشار در ترازهای زیرین وردسپهر سبب

شکل گیری دو میدان امگای منفی و مثبت قوی به ترتیب بر روی جنوب دریای خزر و کشور سوریه و غرب عراق شده است. وجود تندبادهایی با سرعت بیش از ۱۰ نات بر روی کشور سوریه در ترازهای دریا و ۸۵۰ هکتوپاسکال زمینه مناسبی برای خیزش گردوخاک از روی بیابانهای این منطقه فراهم نموده است. در حالی که هوابر روی غرب ایران آرام بوده و یا تندی کمی دارد. در ترازهای ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتویاسکال آرایش همدیدی کاملاً تغییر پیدا کرده و سامانه غالب بر روی شبهجزیره عربستان مرکز و زبانه واچرخندی عربستان است. این سامانه با گسترش مداری تمام پهنه شبهجزیره عربستان و در ادامه جنوب شرق ایران را در بر گرفته است. در برخی نمونهها این سامانه در حالتی کاملاً ادغامي با واچرخند آفريقا عمل ميكند. ولي همان طور که بر روی نقشههای ترازهای مختلف مشاهده می شود واچرخند آفریقا به صورت یک سامانه دینامیکی در تمام ترازها حاکمیت خود را نشان میدهد (شکل ۱۰).



شکل ۱۰: نقشه تراز دریا(کنتور)، میدان باد(بردار) و سرعت باد(سایهدار) در سطح دریا (۵)، ارتفاع ژئوپتانسیل(کنتور)، میدان باد(بردار) و امگا(سایهدار) در سطح ۸۵۰ (b) ۲۰۰ (c)، ۵۰۰ (b) ۵۰ ژولای ۲۰۰۹.

گرد خاک به تدریج به لایههای زیرین فرونشست کردهاند. چینش قائم باد این کاهش سرعت را از لایههای پایین به لایههای میانی بر روی منطقه غربی ایران نشان میدهد (شکل ۱۱). همان طور که بر روی نقشههای همدیدی ترازهای زیرین وردسپهر مشاهده شد، غرب ايران در اين الگو در تراز زیرین و میانی جو در شرایطی ناپایدار قرار دارد. ولی همانطور که بر روی نمودار اسکیوتی دیده می شود در تمام ضخامت جو بر روی منطقه غربی کشور جوی خشک حاکمیت دارد. نمودارهای دما و دمای نقطه شبنم به خوبی این پدیده را نشان میدهد. با وجود اینکه انتظار جوی ناپایدار بر روی منطقه میرود ولی الگوی همدیدی حاکم بر روی دریاهای جنوبی و موقعیت ناوه بر روی مدیترانه، سبب شده است رطوبت مناسب به درون سامانه فرارفت نشده و تندبادهای ایجاد شده در لایه زیرین ذرات گردوخاک را از خاکهای خشک و گسسته کشورهای سوریه و عراق بلند کرده است (شکل .(1)

از تراز زیرین وردسپهر پشته واچرخند آفریقا با گسترش شمال سوی در محدوده مدیترانه میانی و شرقی تا بالای عرض ۶۰ درجه شمالی گسترش دارد. با گسترش شمال سوی پشته و گسترش مؤلفه نصفالنهاری جریانات در بخش شرقی پشته، جریانات با مؤلفه نصفالنهاری ضمن فرارفت سرد و تزریق تاوایی مناسب میدان قوی با امگای مثبت بر روی مدیترانه مرکزی و شرقی و کشور سوریه ایجاد کرده است. در حالی که با غلبه جریانات جنوبی بر روی غرب و مرکز ایران میدانی از امگای منفی بر روی شمال غرب و غرب ایران شکل گرفته است. شيو فشارى و ارتفاعى حاصل از اين شرايط دینامیکی ایجاد شده بر روی آسیای غربی سبب تشدید و ایجاد تندبادهایی با سرعت بیش از ۳۰ تا ۳۵ نات بر روی عراق و سوریه شده است. این جریانات غربی گردوخاک برخاسته از روی بیابانهای سوریه و غرب عراق را در لایههای میانی جو به سمت غرب ایران فرارفت مینماید. ولی به دلیل آرامش جوی حاکم بر روی غرب ایران ذرات



شکل ۱۱: نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل(کنتور)، میدان باد(بردار) و تاوایی(سایهدار) در سطح ۸۵۰ (a)، ۲۰۰ (b)، ۵۰۰ (c) و نمودار اسکیوتی شهر کرمانشاه روز ۵۰ژولای ۲۰۰۹ ساعت ۲۱ Z

نتيجهگيرى

توفانهای گردوخاک با دید کمتر از ۲۰۰ متر از جمله توفان های خطرناک چه به لحاظ زیست و سلامت انسان و چه به لحاظ سایر فعالیتهای روزمره ساکنین شهرها و حملونقل شهری و جادهای و هوایی است. همان طور که در ابتدا نیز بیان شد، هدف این تحقیق در وهله اول استخراج پراکنش زمانی وقوع توفانهای گردوخاک با دید کمتر از ۲۰۰ متر بود که بتوان با استخراج این پراکنش اقدامات لازم چه به لحاظ ایجاد زیرساختهای مناسب توسط دستاندرکاران برای کاهش اثرات مخرب گردوخاک بر زیست، سلامت و فعالیتهای روزمره مردم و چه از لحاظ برنامهریزی بلندمدت برای سازگاری بهتر با این شرایط فراهم نمایند. در این بخش ملاحظه شد که در انطباق با فراوانی ورود سامانههای ناپایدار به منطقه غرب آسيا و منطقه موردمطالعه، بالاترين تعداد توفانهای گردوخاک با دید کمتر از ۲۰۰ متر در دو فصل پرتلاطم به لحاظ جوی یعنی زمستان (۵۹۳ مورد) و پاییز (۴۲۶ مورد) رخ میدهد. به لحاظ ماهانه نيز بالاترين تعداد توفانهاي گردوخاک از این نوع در ماههای ژانویه با ۳۵۲ مورد

و دسامبر با ۲۳۶ مورد رخ داده است. از لحاظ روند تاريخي توفان نيز تعداد اين گونه توفانها تا سال ۲۰۰۷ تقریباً روند ثابتی داشته است. از سال ۲۰۰۸ تعداد این گونه توفان ها افزایش چشمگیری داشته و این فرایند تا سال ۲۰۱۲ ادامه داشته است. تقریباً در سیکل ۲۳ خورشیدی تعداد توفانهای گردوخاک افزایش قابل توجهی داشته است. از سال ۲۰۱۲ تعداد توفانهای با این ویژگی کاهش محسوسی داشته است، ولی به شرایط قبل از سال ۲۰۰۷ برنگشته است. به عبارت دیگر توفانهای با دید کمتر از ۲۰۰ متر یا توفانهای خطرناک سیر صعودی پیدا کرده است. به لحاظ پراکنش مکانی نیز بالاترین تعداد توفانها در دو فصل سرد سال در ایستگاههای شرق منطقه رخ میدهد. بدینجهت ایستگاه کنگاور (۲۲۹ مورد) از لحاظ ثبت توفانهای با دید کمتر از ۲۰۰ متر در بالاترین رتبه قرار دارد. بعد از آن ایستگاه بیجار با ثبت ۱۵۳ مورد در رتبه دوم قرار دارد. برعکس در دوره گرم سال بيشترين تعداد توفانها از بخش غربى منطقه مطالعاتی گزارش شده است. بهطوری که بیشترین تعداد توفانها از دو ایستگاه دهلران و سرپل ذهاب گزارش شده است. این پدیده بیانگر آن است که

پژوهشهای دانش زمین

۶٣

خیزش این ذرات شده و در ادامه جریانات غربی پشت ناوه این ذرات را در لایههای میانی بر روی غرب ایران منتقل نموده است. به همین دلیل ایستگاههای مرتفع شرق منطقه مطالعاتی بیشترین تعداد روزهای درگیر توفان را تجربه کردهاند. منشأیابی انجام شده بر روی نمونههای توفان که نتیجه آن در مقاله دیگری ارائه شده است عموماً از چشمههای خارج از ایران است. تقریباً اکثر توفان های گردوخاک تابستانه از یک الگوی کلی پیروی کردهاند. در این الگوها سه سامانه کمفشار دمایی عربستان، پاکستان و گاه دشت لوت عامل اصلی ایجاد توفانهای گردوخاک در لایه زیرین (تا تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال) می باشند. با گسترش شمال غرب سوی زبانههای این سامانههای ترکیبی که گاه تا میانه دریای مدیترانه و شرق اروپا را نیز در بر می گیرد، و فرارفت گرم بیابان های گرم عربستان و شرق ایران ناپایداریهای سطحی بر روی منطقه شمال غربی عربستان، غرب عراق و سوریه تشدید می شود. تندبادهای حاصل از این ناپایداری سطحی عامل اصلی خیزش گردوخاک از چشمههای گردوخاک منطقه است. در صورتی که در لایههای میانی عموماً جوی آرام بر روی منطقه حاکمیت دارد. به همین دلیل توفانهای گردوخاک دوره گرم سال در منطقه غرب ایران در ایستگاههای کم ارتفاع غربی رخ میدهد. ایستگاههای مرتفع غربی عموماً فاقد این نوع توفانهای گردوخاک هستند. یا به عبارت دیگر در این ترازها جریانی که بتواند ذرات ریز گرد را بر روی ایستگاههای شرقی منطقه منتقل نمايد وجود ندارد يا بسيار ضعيف است. نتايج اين تحقيق با مطالعه افضلي، ١٣٩٣ در زمينه بيشترين رخداد دید افقی در ماه ژانویه و دسامبر همخوانی دارد. از لحاظ رخداد سالهای همراه با گردوغبار سالهای ۲۰۰۸ تا ۲۰۱۲ با مطالعات عزیزی و همکاران،۱۳۹۱؛ رنجبر و همکاران، ۱۳۹۵؛ آرامی و

سامانههای همدیدی منجر به ایجاد توفان گردوخاک در منطقه غرب ایران در دوره گرم و سرد سال دارای تفاوت اساسی از لحاظ همدیدی و ساختار قائم می باشند. از لحاظ همدیدی دو الگوی پرتکرار عامل اصلی ایجاد توفان های گردوخاک دوره سرد سال میباشند. در الگوی واچرخند آفریقایی گسترش شمال سوی فراوان پشته این واچرخند و فرارست سرد عرضهای جنب قطبی بر روی منطقه غربی آسیا شیب دمایی و فشاری شدیدی را در تمام لایه زیرین و میانی وردسپهر ایجاد میکند. در این الگو ناوه بسیار عمیقی از چند روز قبل از شروع توفان در غرب ایران شکل می گیرد. ناپایداری شدید ایجاد شده عامل اصلی تندبادهای شدید بر روی بیابانهای سوریه و غرب عراق و خیزش گردوخاک از این منطقه است. این گونه توفانها با توجه به سرعت جابجایی ناوه عموماً یک تا دو روز بعد از پایان بارش در غرب ایران شروع می شوند. در الگوی كمفشار سودان نيز با گسترش قابلملاحظه زبانه كمفشار سودان بر روى منطقه غربي آسيا در دامنه غربی آن در تمام ترازهای زیرین و میانی وردسپهر پشته عمیقی با گسترش شمال سوی، با فرافت سرد جنب قطبی سبب شکل گیری ناوه عمیقی در منطقه غربی آسیا در لایههای میانی و تشدید ناپایداریها بر روی چشمههای مستعد گردوخاک سوریه و عراق می گردد. در این الگو نیز در تعدادی از نمونهها قبل از شروع توفان گردوخاک منطقه غربی ایران دارای بارش بوده است. ولی در زمان وقوع توفان منطقه غربی ایران در پهنه پشت ناوه قرار داشته است. همان طور که ملاحظه می شود در الگوهای زمستانه گردوخاکهای شدید در غرب ایران، با استقرار یک ناوه عمیق در غرب آسیا ناپایداری به تمام لایههای زیرین و میانی جو گسترش مییابد. در نتیجه تندبادهای سطحی بر روی چشمههای گردوخاک سوریه و عراق موجب

همکاران، ۱۳۹۷؛ لشکری و محمدی، ۱۴۰۱ همخوانی دارد. این تحقیق نشان داد که توفانهای گردوخاک در منطقه غرب ایران ارتباط نزدیکی با تعداد سامانههای ناپایدار ورودی به منطقه دارد. به همین دلیل بیشترین تعداد توفانها همزمان با ورود سامانههای ناپایدار در دوره سرد سال رخ میدهد. همچنین عمده توفانهای دوره سرد سال بعد از عبور یک سامانه بارشی رخ میدهند. از دیگر یافتههای جدید این تحقیق این بود که ذرات یافتههای جدید این تحقیق این بود که ذرات گردوخاک در دوره سرد سال در لایههای میانی وردسپهر و در دوره گرم سال در لایه زیرین

منابع

-افضلی، س.، ۱۳۹۳. بررسی وقوع دید افقی کمتر از ۲ کیلومتر و روزهای گردوغباری در استان خوزستان، کنفرانس بینالمللی مهندسی، هنر و محیطزیست، تهران. -آرامی، س.ع.ح.، اونق، م.، محمدیان بهبهانی، ع.، اکبری. م. و زراسوندی، ع.ر.، ۱۳۹۷. تحلیل آماری الگوی فضایی-زمانی طوفان گردوغبار در غرب و جنوب غرب ایران، مجله پژوهشهای حفاظت آبوخاک، شماره ۱، ص ۶–۸۲. محسینی، ا.، علیجانی، ب. و واقعی، ی.ا.، ۱۳۹۸. پیشبینی احتمال روزهای گردوخاک در مناطق شرقی ایران با روش کریجینگ نشانگر فضایی-

سرقی ایران با روس کریجینک سائگر قصایی-زمانی، مخاطرات محیط طبیعی، دوره ۸، شماره ۲۰، ص ۱۹۷–۲۱۶.

-خدام، ن.، تاجبخش، س.، بیدختی، ع.ا.، صحت کاشانی، س. و رنجبر سعادتآبادی، ع.، ۱۳۹۹. اقلیمشناسی رخدادهای طوفان گردوخاک در فصل تابستان در استان سیستان و بلوچستان در دوره ۳۰ ساله (۱۹۸۷–۲۰۱۶)، پژوهشهای اقلیمشناسی، دوره ۴۰، شماره ۱، ص ۸۱–۸۹. -خیراندیش، ز.، بداق جمالی، ج. و رایگانی، ب.،

وردسپهر منتقل میشوند. به همین دلیل فراوانی توفانهای گردوخاک در فصل سرد در ایستگاههای شرقی و در فصل گردم در ایستگاههای غربی بیشتر است.

سپاسگزاری

این تحقیق خروجی طرح پسادکتری شماره ۹۸۰۲۶۸۶۸ و تحت حمایت صندوق Iran National Science Foundation INSF انجام شده است.

غرب ایران (مطالعه موردی: گردوخاک ۳۰ خرداد)، دوره ۴۲، شماره ۱۰۰–۱۰۱، ص ۱–۱۰. -رنجبر، ع.، میهن پرست، م. و نوری، ف.، ۱۳۹۵. بررسی پدیده گردوغبار در غرب ایران از دیدگاه هواشناختی (مطالعه بلندمدت و کوتاهمدت)، نیوار، شماره ۴۰، ص ۵۳–۶۶. -صلاحی، ب.، مرادی، م. و عالی جهان، م.، ۱۳۹۴. واكاوى شرايط همديد – سنجش از دور رخداد طوفان گردوخاک در شمال غرب ایران (مهر ۱۳۹۲)، مجله جغرافیا، دوره ۱۳ شماره ۴۴، ص .77-94 -عزتیان، و.، ۱۳۹۸. پایش پدیده گردوخاک، علل وقوع و پیامدهای آن در استان اصفهان مطالعه موردی: دوره ۲۰۱۳–۲۰۱۴ میلادی، نیوار، دوره ۴، شماره ۱۰۴–۱۰۵، ص ۴۵–۶۱. -عزیزی، ق.، میری، م.، و نبوی، س. ا.، ۱۳۹۱. رديابي پديده گردوغبار در نيمه غربي ايران، مطالعات جغرافیایی مناطق خشک، شماره ۲، ص .98-11 -عليجاني، ب. و رئيس پور، ک.، ١٣٩٠. تحليل آماری، همدیدی طوفانهای گردوخاک در جنوب شرق ایران (مطالعه موردی: منطقه سیستان)،

-لشکری، ح. و محمدی، ز.، ۱۴۰۱. مقایسه و تحلیل پراکنش زمانی و مکانی طوفانهای گردوخاک با دید کمتر از ۲۰۰ متر در غرب و جنوب غرب ایران، تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، دوره ۹، شماره ۱، ص ۱۲۹–۱۵۰. -لشکری، ح. و کیخسروی، ق.، ۱۳۸۷. تحلیل آماری همدیدی طوفانهای گردوغبار استان خراسان رضوی در فاصله زمانی(۱۹۹۳–۲۰۰۵)، پژوهشهای جغرافیای طبیعی، شماره ۶۵، ص ۱۷– ۲۳. مبارک حسن، ۱. رنجبر سعادتآبادی، ع. و فتاحی، ا. ۱۳۹۹. بررسی گردوخاک در گستره ایران توسط مدل باز تحلیل NASA-MERRA 2 (دوره آماری

۲۰۰۷-۲۰۱۷)، تحقیقات آبوخاک ایران، دوره ۵۱، شماره ۹، ص ۲۲۰۳-۲۲۱۹.

-AlKheder, S. and AlKandari, A., 2020. The impact of dust on Kuwait International Airport operations: a case study. International journal of environmental science and technology, v. 17(7), p. 3467-3474.

-Attiya, A. and Jones, B.G., 2020. Climatology of Iraqi dust events during 1980–2015. SN Applied Sciences, v. 2(5), p. 1-16.

-Barry, R.G. and Carleton, A.M., 2013. Synoptic and dynamic climatology. Routledge.

-Cao, H., Amiraslani, F., Liu, J. and Zhou, N., 2015. Identification of dust storm source areas in West Asia using multiple environmental datasets. Science of the Total Environment, v. 502, p. 224-235.

-Khusfi, Z.E., Khosroshahi, M., Roustaei, F. and Mirakbari, M., 2020. Spatial and seasonal variations of sanddust events and their relation to atmospheric conditions and vegetation مطالعات جغرافیایی مناطق خشک، دوره ۲، شماره ۵، ص ۱۰۷–۱۱۳. -فرج زاده اصل، م.، و علیزاده، خ.، ۱۳۹۰. تحلیل زمانی و مکانی طوفانهای گردوخاک در ایران، برنامهریزی و آمایش فضا، دوره ۱۵، شماره ۱، ص ۶۴–۸۵.

-فرهادی پور، س.، آزادی، م.، اکبری بیدختی، ع.، علیزاده چوبری، ع.ع. و سیاری، ح.ا.، ۱۳۹۶. طوفانهای خاک در منطقه غرب و جنوب غرب ایران و تأثیر آنها بر شارهای تابشی، مطالعه موردی: مجله ژئوفیزیک ایران، دوره ۳، شماره ۱۱، ص ۷۵–۸۹.

-قوامی، س.، کبودوندپور، ش.، محمدی، ب. و اماناللهی، ج.، ۱۳۹۳. تحلیل الگوهای همدید مؤثر بر رخداد طوفانهای گردوخاک استان کردستان، پژوهشهای اقلیمشناسی، دوره ۱۹، ص ۶۷–۸۰.

cover in semi-arid regions of central Iran. Geoderma, v. 365, p. 114225.

-Kostopoulou, E. and Jones, P.D., 2007. Comprehensive analysis of the climate variability in the eastern Mediterranean. Part I: Map-pattern classification, International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society, v. 27(9), p. 1189-1214.

-Soleimani, Z., Teymouri, P., Boloorani, A.D., Mesdaghinia, A., Middleton, N. and Griffin, D.W., 2020. An overview of bioaerosol load and health impacts associated with dust storms: A focus on the Middle East. Atmospheric Environment, v. 223, doi.org/10.1016/j.atmosenv.2019.11718 7.

-Xu, C., Guan, Q., Lin, J., Luo, H., Yang, L. and Wang, Q., 2020. Identification and quantitative analysis of dust trajectories in the Hexi Corridor, Agricultural and Forest Meteorology, v. 291, .doi.org/10.1016/j.agrformet.2020. 107987.

کانیشناسی، ژئوشیمی و شرایط تشکیل کانسار مس ابری و رهبری، شمال غرب درونه

افسانه سلطانی*! فرج الله فردوست'

۱-گروه زمینشناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

(پژوهشی)

دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۰۲/۱۴ پذیرش نهایی مقاله: ۱۴۰۱/۱۰/۲۷

چکیدہ

*- نویسنده مسئول:

کانسار مس ابری و رهبری در ۲۳ کیلومتری شمال غرب درونه، در کمربند آتشفشانی- نفوذی خواف – درونه، و در زیر پهنه سبزوار واقع هستند. واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه با سن ائوسن میانی شامل سه مجموعه: (۱) گدازه زیر دریایی(آندزیت، بازالت، آندزیت– بازالت پورفیری و تراکی آندزیت)، ۲) آذرآواری(توف و آگلومرا) و ۳) رسوبی(آهک، آهک مارنی، سیلتستون و شیل) میباشند. کانهزایی در مرز واحد آهکی با سنگهای آذرآواری و گدازهای به صورت چینه کران رخ داده است و ماده معدنی به شکل رگه– رگچهای، پرکننده حفرهها و فضاهای خالی بین دانهای و دانه پراکنده در واحد گدازهای و آذرآواری تشکیل شده است. کانیهای اصلی تشکیل دهنده کانسارها شامل کانیهای سولفیدی(کالکوسیت، کولیت، بورنیت، کالکوپیریت و پیریت)، کانیهای کربناته (مالاکیت، آزوریت) میباشند. بر پایه نتایج حاصل از دادههای ژئوشیمیایی، سنگهای آتشفشانی میزبان کانه-کانی این به سری ماگمایی کالک آلکالن پتاسیم متوسط تا بالا تعلق دارند که در یک رژیم زمینساختی از نوع کمان آتشفشانی حاشیه فعال قارهای تشکیل شدهاند. عنصر مس در بین فلزات پایه دارای بالاترین مقدار ضریب تولید بوده است (معادل ۴ تا ۵ درصد وزنی). براساس مطالعات میکروترمومتری میانگین دمای همگن شدگی میانبارهای سیال در منطقه ابری و رهبری ۲۰۵۹ و ماند. عنصر مس در بین فلزات پایه دارای بالاترین مقدار ضریب تولید بوده است (معادل ۴ تا ۵ درصد وزنی). براساس مطالعات میکروترمومتری میانگین دمای همگن شدگی میانبارهای سیال در منطقه ابری و رهبری ۲۰۵۹ و میانگین دامنه شوری ۹/۸ درصد وزنی معادل Nacl

واژههای کلیدی: بردسکن، درونه، چینه کران، مانتو، مس.

Email: soltani.afsane@ymail.com
مس چینه کران با میزبان آتشفشانی-رسوبی، اغلب

به عنوان کانسارهای تیپ مانتو در ایران شناخته

شدهاند (Salehi and Rasa, 2016) و در مکانهای

مختلف به عنوان منبع اقتصادی مهم مس اهمیت

بسزایی دارد. در ایران مهمترین کانسار مس تیپ مانتو

شامل کانسار مس (نقره) کشت مهکی در زون

سنندج- سرجان (Konariet al, 2013)، كانسار عباس

آباد در زون سبزوار (Salehi and Rasa, 2009)،

کانسار کشکوئییه در مجموعه ماگمایی زون ارومیه

دختر (Abolipour et al, 2015)، کانسار ورزگ در (Alizadeh et al, 2015)، کانسار ماری در

مجموعه ماگمایی البرز (Maghfouri and

Movahednia, 2015) و کانسار ابری و رهبری در

زيريهنه سبزوار (Soltani, 2016) مي باشند. به جز

کانسار کشک مهکی همه کانسارهای تیپ مانتو در

ايران در توالى آتشفشانى - رسوبى ائوسن تشكيل

شدهاند (Maghfouri and Movahednia, 2015).

کانسارهای ابری و رهبری از جمله کانسارهای تیپ

مانتو در كمربند آتشفشاني- نفوذي، خواف - درونه و

بخش جنوبي زير پهنه سبزوار ميباشند.

مقدمه

ذخایر سولفیدی چینه کران و چینهسان، یکی از بزرگترین ذخایر سولفیدی برای کانهزایی مس هستند. محيط ته-نشست اين ذخاير بسيار متنوع بوده و می توانند در همه مراحل یک چرخه زمین-ساختی آتشفشانی- رسوبی تشکیل شوند. کانسارهای مس تیپ مانتو با سن مزوزوئیک در طبقه کانسارهای با میزبان رسوبی و کانسارهای مس با میزبان آتشفشانی قرار می گیرند (Campus et al, 1980). سنگهای آتشفشانی ژوراسیک اغلب میزبان کانسارهای تیپ مانتو میباشند (-Carrillo Rosúa et al, 2014). و ویژگیهای ژئوشیمیایی مشابه با سنگهای آتشفشانی کرتاسه پایینی، میزبان کانسار تیپ مانتو شیلی را دارند (Maksaev, 2012). كانسارهای تیپ مانتو بعد از کانسارهای مس پورفیری و کانسارهای (IOCG) Fe- Oxid- Cu-Au، سومین و مهم ترین منبع مس در شیلی محسوب می شوند. همراهی تعداد زیادی کانسار در مجاورت یکدیگر از ویژگیهای بارز این كانسارها است (Kojima et al, 2009). كانسارهاي

جدول ۱: مختصات جغرافیایی مناطق ابری و رهبری

عرض جغرافيايي	طول جغرافيايي	مناطق مورد مطالعه
30° '30 "1/30	۵4° '24 "21	ابرى
3° 1/18 18.	۵۷° '۲۷ "۳۴	رهبری

منطقه مورد مطالعه

از لحاظ موقعیت جغرافیایی، کانسار مس ابری در استان خراسان رضوی، ۸۰ کیلومتری شمال غرب بردسکن، ۲۵ کیلومتری روستای درونه، و کانسار مس رهبری در ۴ کیلومتری شرق منطقه ابری (جدول ۱)، واقع است. واقع است. در این تحقیق کانیشناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار مس ابری و رهبری مورد بررسی قرار می گیرد.

مواد و روشها

در این پژوهش، پس از تهیه نقشه زمینشناسی ۱:۵۰۰۰ منطقه ابری و رهبری (شکل ۱ و ۲)، با استفاده از تصاویر ماهوارهای و پیمایش صحرایی و با استفاده از نقشه ۱:۱۰۰۰۰ درونه (Ghaemi با استفاده از نقشه ۱:۱۰۰۰۰ درونه از واحدهای سنگی منطقه (۱۰۰ مقطع نازک و صیقلی) به منظور شناسایی ترکیب کانیشناسی، سنگشناسی، دگرسانی، توالی پاراژنتیکی و روابط بافتی تهیه و مورد بررسی قرار گرفت. مطالعات ورش XRF و تجزیه و تحلیل عناصر نادر خاکی به سیالات درگیر بر روی ۵ مقطع دوبر صیقل از روش ICP-MS در آزمایشگاه کانساران بینالود و نمونههای سطحی انجام گرفت. تعداد ۶ نمونه به مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران انجام

روش XRD، ۱۱ نمونه از از سنگهای منطقه به شد (جدول ۲ و ۳). عنوان نماینده برای تجزیه و تحلیل عناصر اصلی به





شکل ۲: نقشه زمینشناسی بزرگ مقیاس منطقه رهبری بر مبنای تصاویر ماهوارهای، پیمایش صحرایی و نقشه زمینشناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ درونه

آن دیده میشود (Ilkhchi et al, 2006). این نوار آتشفشانی و آتشفشانی – رسوبی در نقاط زیادی توسط تودههای آذرین نیمه عمیق (به صورت سیل، دایک، گنبد و تودههای نفوذی) با طیف ترکیبی متنوع، قطع شدهاند (Yousefi et al, 2017). منطقه بردسکن به دلیل قرار گرفتن بر روی نوار آتشفشانی – نفوذی، خواف – درونه که پتانسیل کانسارهای مس، الفاه مطلاو غیره را دارا میباشد (است. گستره مورد مطالعه بخشی از کمربند خواف – درونه میباشد و بین دو گسل بزرگ درونه در جنوب و گسل بینالود در شمال، محصور شده است.

براساس مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی صورت گرفته، واحدهای سنگی مناطق مورد مطالعه به سه زمین شناسی سرزمین ایران به عنوان بخشی از نواحی مرکزی – غربی سامانه کوهزایی آلپ – هیمالیا به جهت تحمل زمین ساخت خاص نواحی همگرایی صفحات (Ghaemi and Talbot, 2006) جولانگاه فعالیتهای ماگمایی(آتشفشانی و نفوذی) بهویژه در دوران پهنه ساختاری ایران مرکزی، واقع در لبه شمال شرقی پهنه ساختاری ایران مرکزی، واقع در لبه شمال شرقی تا خواف در شرق و شمال شرق ایران امتدا دارد تا خواف در شرق و شمال شرق ایران امتدا دارد مرکزی که منطقه ابری و رهبری بخش از آن است، رویدادهای ماگمایی به صورت سنگهای آتشفشانی،

بحث و نتايج

مجموعه مختلف با سن ائوسن میانی قابل تفکیک میباشند که عبارتند از: ۱) مجموعه گدازههای زیر دریایی شامل؛ آندزیت، تراکی – آندزیت، بازالت و آندزیت – بازالت پورفیری، ۲) مجموعه آذرآواری شامل؛ توف، کریستال توف، لیتیک توف و آگلومرا و ۳) مجموعه رسوبی شامل؛ آهک، آهک مارنی، مارن، سیلتستون و شیل. کلیه واحدهای فوق به صورت متناوب، همشیب و با روند شمال شرقی– منطقه ابری به سمت رهبری، ضخامت گدازهها نسبت به سنگهای آذرآواری کاهش مییابد.

الف: گدازههای زیردریایی: این مجموعه با ترکیب آندزیت، تراکی آندزیت، بازالت و آندزیت بازالتی به رنگهای خاکستری تیره، سبز و قرمز، با ساختار کلی لایه ای، همشیب و همروند با واحدهای رسوبی رخنمون دارند. براساس مطالعات میکروسکوپی، ساخت و بافت پورفیری حاصل از وجود فنوکریستهای پلاژیوکلاز و پيروكسن در زمينه دانهريز متشكل از شيشه و میکرولیتهای پلاژیوکلاز(در واحد آندزیت و آندزیت بازالت) و پیروکسن و الیوین ایدنگزیتی شده، در زمینه دانهریز و میکرولیتی (در واحد آندزیت - بازالت) مشاهده میشوند. اغلب فنوکریستها به کانیهای ثانویه نظیر کلسیت و کلریت، دگرسان شدهاند. (شکل ۳ الف، ب و پ). ب: مجموعه آذر آواری: در مشاهدات صحرايى اين واحد بخش اعظم محدوده مورد مطالعه را در برمی گیرد و به رنگهای قهوهای تا قرمز و خاکستری متمایل به سبز و با دگرسانی بسیار شدید مشخص می شوند. سنگ های آذر آواری منطقه در رده کریستال توف، لیتیک توف و آگلومرا قرار می گیرند. قطعات آتشفشانی در حد خاکستر، بلور و قطعه سنگ با ترکیب آندزیت، بازالت و بازالت آندزیتی سازنده این سنگها هستند. کانیهای

اصلی سازنده آنها بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن هستند (شکل ۳ت). ج: واحد رسوبی: آهک نومولیتدار، آهک مارنی، شیل و کنگلومرا با ستبرای ۳۰ تا ۵۰ متر است که به صورت همشیب روی واحد آذرآواری قرار گرفته است. بخشی از کانهزایی مس داخل فضاهای خالی و شکستگیهای موجود در آهک و عمدتاً در مرز آن با توفها صورت گرفته است.

کانهزایی در منطقه ابری و رهبری بعد از انسجام سنگهای در برگیرنده، به صورت یک باند موازی با روند طبقات دربرگیرنده و در مرز واحد آهکی با سنگهای آذرآواری و گدازهای با روند شمال شرقی - جنوب غربی و تابع درزه و شکستگیها رخ داده است (شکل ۴)، که نشانگر وضعیت چینه کران و اپی ژنتیک کانهزایی در این منطقه است. عوامل مؤثر بر کانهزایی مس در مناطق مورد مطالعه عبارتند از: ۱) لیتولوژی سنگهای دربرگیرنده، ۲) کنترل کنندههای ساختاری(گسل، درزه و شکاف)، ۳) حضور تودههای نفوذی در عمق به عنوان عامل حرارتی، ۴) محلولهای گرمابی که در سنگهای با لیتولوژی مناسب جریان یافته و باعث شست و شو و تمركز مس گرديدهاند. براساس مطالعات صحرايي و میکروسکوپی و تهیه ستون چینه شناسی (شکل ۵ الف و ب) در مناطق مورد مطالعه، رخداد کانی-زایی به سه صورت بود است که عبار تند از: ۱) کانی-زایی رگه - رگچهای در داخل واحد ترکیب آندزیت، تراکی آندزیت و آندزیت - بازالت، ۲) کانیزایی پرکننده حفرهها و فضاهای خالی بین دانهای در واحد آذرآواری، ۳) کانهزایی به صورت دانه-پراکنده در واحد آذر آواری و گدازه.



شكل ۲: الف: فنوكريستهاى اليوين در زمينهاى از پلاژيوكلازهاى دانه متوسط در واحد آندزيت بازالت (منطقه ابرى). ب: پيروكسن تبديل شده به سرپانتين در زمينهاى از پلاژيوكلازها و مشاهده بافت پورفيرى و ميكروليتى در واحد آندزيت – بازالت (منطقه رهبرى). پ: آراگونيت به صورت پركننده حفرات و تشكيل بافت بادامكى در واحد بازالتى (رهبرى)، ت: ليتيك كريستال توف با قطعات پلاژيوكلاز و پيروكسن در داخل ليتيك (رهبرى). اليوين (OI)، پيروكسن (Px)، اسفالريت (Spr)، آراگونيت (Arg)، (Spr).



 E^{v_1} : Basalt-andesite and basalt, tuff and agglomerate $E_{avb}^{t_1}$: Andesite and tracky andesite tuffs E^{v_2} : Gray andesite



Mil^{cgl}: Green Congolomerates

E₂^{lim}: Nummulitic limestone

- E1^{lim}: Sandy limestone
- E_{ba}^{ant} : Andesitic tuffs with alternation of thin beded lava

شكل ۴: الف: ستون چينهشناسي و افق كانهزايي منطقه رهبري، ب: ستون چينهشناسي و افق كانهزايي منطقه ابري.

کانیهای کربناتی(مالاکیت و آزوریت)، پ) کانی-های اکسیدی(کوپریت، هماتیت، لیمونیت و گوئتیت) و ت) کانیهای باطله(کوارتز، کلسیت، زئولیت و کانیهای رسی) ردهبندی شدند.

کانی شناسی، ساخت و بافت براساس مشاهدات صحرایی، میکروسکوپی و آنالیز XRD، کانی های تشکیل دهنده کانسار در چهار گروه: الف) کانی های سولفیدی(پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت و کوولیت)، ب)

۱: کانیهای سولفیدی(پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، **کالکوسیت و کوولیت**): پیریت و کاکلوپیریت: در بررسیهای صحرایی و میکروسکوپی وجود کالکوپیریت و پیریت به عنوان کانی سولفیدی اولیه بسيار ناچيز و محدود است. اين موضوع مي تواند نشاندهنده كمبود سولفور و پايين بودن دماي سیستم کانهزایی در محیط تشکیل باشد. بافت دانه پراکنده و ابعاد بسیار ریز بلورهای پیریت و کالکوپیریت یکی از ویژگیهای این کانهزایی محسوب می شود. بورنیت: به عنوان کانی اولیه به صورت فاز جدا شده، رنگ صورتی قهوهای بافت جزیرهای در داخل کالکوسیت با رنگ سفید-آبی، پدیده جانشینی توسط كالكوسيت را نشان مي دهد (شكل ۶ الف و ب). كالكوسيت: این كانی به عنوان فراوان ترین كانی سولفیدی، به صورت دانه پراکنده و پرکننده فضاهای خالی و حفرات و گاهی تبدیل شدگی به کوولیت و مالاكیت را نشان میدهد. كولیت: كوولیت بیشترین گسترش این کانی به صورت لکهای و نامنظم در درون و حاشیه کالکوسیتهای اولیه است.

۲: کانیهای کربناته (مالاکیت و آزوریت): می توان گفت هوازدگی کالکوپیریت و حمل مس توسط کانیهای فرورو یکی از منابع اصلی تأمین کانیهای ثانویه مس مانند مالاکیت، آزوریت و کوولیت در منطقه اکسیدان بوده است. آزوریت در منطقه کمیاب تر از مالاکیت است که علت آن تشکیل مالاکیت به وسیله آبهای رقیق تر و با مس کمتر و یا توسط PCO2 پایین تر است.

۳: کانیهای اکسیدی و هیدروکسیدی(گوئتیت، هماتیت، لیمونیت و مگنتیت): معمولاً کالکوپیریت و پیریت در حضور اکسیژن، آب و در محیطهای کمعمق جایی که شرایط برای اکسید شدن آنها مهیا باشد، ناپایدار است (Ramdohr, 1980) و توسط محلولهای اکسیدان به اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن(هماتیت، لیمونیت و گوتیت) تبدیل شدهاند (شکل ۷ پ و ت). این کانیها گاهی همراه با مالاکیت

در رگه – رگچههای کانهدار و به صورت سطحی در طی فرآیندهای ثانویه تشکیل شدهاند. حضور گوئتیت نشان دهنده نسبت اندک پیریت به کالکوپیریت، میزان اسیدیته پائین و میزان سولفید کل پائین می-باشد (Sillitoe and Perelló, 2005) آهن موجود در کالکوپیریت در تشکیل گوئتیت نقش داشته است (شکل ۶ ت).

۶: کانیهای باطله(کوارتز، کلسیت و زئولیت): کوارتز به صورت بلورهای شفاف حدود ۲۵ درصد کانیها باطله را تشکیل میدهند و به صورت رگه- رگچه-ای، پرکننده فضای خالی و دانه پراکنده وجود دارد. کلسیت به عنوان فراوانترین کانههای باطله به صورت دانههای بیشکل، پراکنده یا مجتمع به صورت بادامکی و رگه- رگچهای و همراه با زئولیت صورت بادامکی و رگه- رگچهای و همراه با زئولیت و کوارتز ظاهر میشوند. زئولیت غالباً از نوع آنالیسم و ناترولیت و به صورت پرکننده حفرات و درزهها و شکستگیها، با بافت شعاعی و رنگ سفید در واحدهای گدازه مشاهده میشوند.

ساخت و بافت

عمدهترین ساخت ماده معدنی در کانسار مس ابری و رهبری ساخت رگهای و رگه- رگچهای است. بافتهای مشاهده شده در منطقه شامل بافت پرکننده فضاهای خالی، جانشینی و دانه پراکنده است. ساخت رگهای و رگه –رگچهای: یکی از عمدهترین سیماهای مواد معدنی در بخش کانهدار، طور عمده در واحد گدازه دیده میشود. از نظر طور عمده در واحد گدازه دیده میشود. از نظر ترکیب کانیشناسی رگههای کانهدار در ۵ دسته متفاوت قرار می گیرند: ۱) مالاکیت (شکل ۷ ث)؛ آهن؛ ۴) کلسیت+ مالاکیت؛ ۵) اکسیدهای آهن و ۶) رگه کوارتز – کلسیت میباشند.

بافت پرکننده فضای خالی: یکی از عمدهترین سیماهای مواد معدنی در بخش کانهدار، حضور آنها در نقش

پرکننده فضاهای خالی است. در مناطق مورد مطالعه واحد آذرآواری به دلیل تخلخل و نفوذپذیری بالا و واحد گدازه در امتداد درزهها و شکستگیها، فضای مناسب را جهت تشکیل این بافت به وجود آوردهاند. کانی

کالکوسیت، مالاکیت، آزوریت و اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و کانیهای باطله عمدتاً بافت پرکننده فضاهای خالی را تشکیل میدهند.



شکل ۵: الف: تصویر میکروسکوپی کالکوسیت که از حاشیه و امتداد شکستگیها توسط کوولیت جانشین شده است و بافت جانشینی را نشان میدهد. ب: بورنیت توسط کالکوسیت جانشین شده است. پ: تصویر نمونه دستی، جانشینی اکسیدهای آهن به جای پیریت است. ت: تصویر میکروسکوپی از کالکوپیریت به همراه گوئتیت، مالاکیت و کالکوسیت که نشاندهنده تجزیه کالکوپیریت به این کانیها است. ث: حضور مالاکیت به صورت رگه – رگچهای، د: بافت دانه پراکنده کانیهای کالکوسیت در تصویر میکروسکوپی.

بافت دانه پراکنده: این بافت در کانسار ابری و رهبری تنها در متن واحد آذرآواری دیده میشود. کانیهایی از جمله کالکوسیت، کالکوپیریت، پیریت و مگنتیت به صورت افشان در متن سنگ مشاهده میشوند (شکل ۵ د). با توجه به مطالعات کانیشناسی در مناطق مورد مطالعه محتمل ترین توالی پاراژنزی در جدول ۲ مربوط به منطقه ابری و رهبری ارائه شده است. بافت جانشینی: در کانسارهای مورد مطالعه می توان به جانشینی سولفیدهای فلزی (نظیر پیریت) با اکسیدها نظیر (هماتیت، گوئتیت و لیمونیت)، جانشینی حاشیه-ای (تبدیل کالکوسیت به کوولیت) و جانشینی بورنیت توسط کالکوسیت و مالاکیت اشاره نمود (شکل ۵ الف و ب). ساخت و بافتهای جانشینی و رگهای (رگه – رگچهای) در کانیهای مس سولفیدی بیان کننده منشاء اپیژنتیک و کانیسازی استراتاباند برای این کانیسازی است (Brown, 2014).

	بری و رسبری	ىي تا تار قايسار مىش	ی پررتيکی د	بعقول الأعوار
	processes minerals	Volcanism and early diagenesis	Late diagenesis	Supergene
	quartz			
-	Calcite			
	Chlorite			
tiol	Sericite			
iza	Zeolite			
[B]	Hematite			
lie	Pyrite		—	
Z	Chalcopyrite			
	chalcosite			
	Bornite			
	Covelite			
	Azurite			
—	Malachite			
	Goethite and			
	limonite			
e)	Dissiminated			
	Open space filling			
eX	Vein- veinlet			
Ι	Replacement			

جدول ۲: توالی پاراژنتیکی کانیها در کانسار مس ابری و رهبری

میزان شوری سیال (Wilkinson, 2001). و نمودار دمای همگن شدن در مقابل میزان شوری (Ramdohr, 1980)، چگالی سیالات در بازه (شکل ۷ الف) و فشار بخار محلول تا $^{\circ}$ (شکل ۲ الف) $^{\circ}$ کمتر از ۵۰ بار است (شکل ۷ ب). براساس نمودار (Haas, 1971) عمق به دام افتادن میانبار سیال بین ۱۵۰ تا ۲۵۰ متر در منطقه ابری و رهبری است (شکل ۷ پ). اگر سیال ضمن جوشش به دام افتاده باشد، دمای همگن شدن برابر با دمای به دام افتادن سیال است (Wilson and Zentilli, 2006). برای پی بردن به سیر تکاملی سیال مسبب کانیسازی، با استفاده از روندی که میانبارهای مورد مطالعه در نمودار دمای همگن شدن در مقابل میزان شوری (Wilson and Zentilli, 2006)، نشان مىدھند، مى توان مسير تحول سیال را تعیین کرد (شکل ۷ ت). با در نظر گرفتن روند ۱، ۲ و ۴ برای میانبارهای سیال مورد مطالعه فرآیندهای رقیق شدگی با سیال های سطحی، اختلاط با سیال هم دما، سرد شدن و کاهش فشار مسئول تحولات ایجاد شده در سیال دانست. این نمودار نقش آبهای جوی را به خوبی نمایان میکند.

مطالعات سیال در گیر

به منظور تعیین دما، شوری، چگالی و حتی ترکیب احتمالی سیال مسئول کانهزایی و دگرسانی در سنگ-های منطقه ابری و رهبری، ۳ نمونه از رگه سیلیسی و کلسیتی همراه با کانهزایی انتخاب شدند. مطالعات بر روی ۵ میانبار سیال حاصل از دو نمونه سه بر صیقل صورت پذیرفت. سیالات در گیر مطالعه شده جزء میانبارهای دو فازی غنی از مایع و از نوع همگن محسوب می شوند. سیالات در گیر در نمونهها از نوع سیالات در گیر اولیه و ثانویه هستند که سیالات در گیر اولیه با پراکندگی تصادفی دیده و سیالات در گیر ثانویه در امتداد یک خط قرار گرفتهاند که احتمالاً در ارتباط با شکستگیهای ایجاد شده تشکیل شدهاند. اندازه میانبارهای سیال اولیه و میانبار سیال ثانویه ۸ تا ۱۰ میکرون میباشند. این میانبارها از لحاظ شکل مستطیل، کروی و بی شکل هستند (شکل ۶ الف و ب). میانگین دماهای اندازه گیری شده ۱۹۸ درجه سانتی گراد و دامنه تغییرات شوری به دست آمده با میانگین ۸/۹ درصد وزنی معادل نمک طعام است. با استفاده از نمودار دمای همگن شدن در مقابل



شکل ۶: پتروگرافی میانبار سیال: الف: سیال دوفازی غنی از مایع، ب: روند خطی میانبارهای ثانویه یا ثانویه کاذب منطقه ابری



شکل ۲: الف: براساس نمودار دما – شوری جهت تعیین چگالی محلولهای NaCl-H2O اشباع از بخار، چگالی سیالات در بازهی ۰/۹ gr/cm³ است. ب: نمودار تعیین فشار بخار محلول براساس دمای همگن شدن و شوری، فشار تا کمتر از ۵۰ کیلوبار را نشان میدهد. پ: تعیین عمق به دام افتادن میانبارهای سیال، بین ۱۵۰ تا ۲۵۰ متر در منطقه ابری و رهبری، ت: نمودار شوری – دمای همگن شدن جهت تعیین فرآیندهای مؤثر در تکامل سیال و نهشت.

ژئوشیمی سنگهای دربرگیرنده

با استفاده از نتایج تجزیه عناصر اصلی و عاناصر فرعی (جدول ۳ و ۴)، به مطالعه ژئوشیمی کانسار ابری و رهبری میپردازیم. براساس نمودار Zr/Ti در مقابل Nb/Y (Pearce, 1996)، سنگی آتشفشانی میزبان کانسار مس ابری و رهبری دارای ترکیب غالب آندزیتی

و آندزیت بازالتی هستند (شکل ۸ الف). براساس نمودار K₂O در مقابل SiO₂ (Middlemost, 1994)، سنگ-های مورد بررسی در قلمروهای کالک آلکالن پتاسیم متوسط تا بالا و به ندرت در قلمرو سری شوشونیتی قرار می گیرند (شکل ۸ ب).

تھای اصلی ہر حسب درصد وزنی (به روس AKF) منطقه ایری و رھیری (علامت + مربوط به منطقه رھیری) -	، اکسیدھای اصلے	جدول ٣: فراواني
---	-----------------	-----------------

شماره نمونه	A-1	A-2	A-3	A-4	A-5	A-6	A-7*	A-8*	A-9*	A-10*	A-11*
SiO_2	87/1	۵٩/۱	$\Delta \Lambda / \Lambda$	۶۰/۹	۵۶/۳	۵۶/۹	۵۵/۵	۵۵/۴	54/4	۵۶/۸	56/8
Al_2O_3	۱۹/۸	۱۸/۷	۱۶/۸	۱۸/۹	۱۷/۲۰	۱۷/۸	۱۷/۸	١٧	۱۷/۵	۱۷/۲	۱۶/۹
Fe_2O_3	۶/۷	٨/٣	٨/۵	٧/٢	۷/۸۹	۹/٣	۸/٣	٨	٨/۶	٧/٩	۱۰/۵
MgO	١	۲/۳	١/٧	۲/۶	۳/۴۱	٣	٣	٣/۴	۳/۵	٣/۴	۲/۹
CaO	٣	۴/۲	۴/۳	٣/٩	۵/۷۷	۶/۱	٧/١	٨/٢	٨	۵/٨	۴/۸
Na ₂ O	۴/۱	۳/۵	٣	٣	۲/•۸	۲/۲	٣/۴	۲/۱	۲/۲	۲/۱	۲/۷
K_2O	۲/۵	۲/۷	١/٧	۲/۷	۳/•۶	۲/۵	۲/۴	٣/۵	۲/۸	٣/١	۴/۸
LOI	٣/•٧	۲/۲۰	۵/۶	۶/۵۰	4/38	٣/١٨	۳/۵۷	٣/۵٧	۲/۸۱	۲/۸۱	۲/٩٠

سطعه وتعبري	مربوط به م		ورهبری (عقله ابری و		(ICI III	برحسب (ر	صياب ب	ىر ترغى و	لماناير علاك	جنون ۲۰۰
شماره نمونه	A-1	A-2	A-3	A-4	A-5	A-6	A-7*	A-8*	A-9*	10*-A	11*-A
Ag	٣/۴	۴/.	٩	٧/٩	۱/۴۰	•/١•	٠/۴	•/۵	٠/١٩	• / ٨	٠/١٩
Pb	۴۸	٩	۱۵	١٢	١٠	٨	11	١٠	۵	١٣	۵
Cu	****	178.	۷۵۹۵	42922	۱۰۰۰۰	107	347	۳۵۴	۲۲	307	AV/Δ
Мо	١٠	• / A	۱/۵	۱/۹	٣/٧٣	۱/•Y	١	۰/۵	۱/۵	۱/۳۶	۱/۴۸
Bi	•/ \ •	•/ .	• /۵ •	۰/۲	• /٢ •	٠/١۶	۰/۰۵	•/۵	٠/١۴	۰/۲۵	•/\\
Fe	40111	41867	30747	47787	8.7	۶۷۳۰۰	491	۵۰۲۳	5422	4878	۵۲۳۰۰
Co	۶۵/۵	۱۷/٨	۴۵/۹	۲۳/۵	۲۱/۲	۲۸/۳	22/8	۲۱/۸	22/4	۲٣/٣	۲۱/۴
Ni	۱۰۸	47	۶١	۳۵	۳۸/۶	48/8	۴۳	۳۲	٣٣	۲۵/۹۵	۳١/٢
Li	47	22	٩	۱۹	۱۵/۲	۲۲/۵	٩	١٠	۲۳/۵	18/88	۲۵/۳
Be	۲/۷	۵/۹	۶/۷	٧/٢	١/۴	١	٩/۴	٨/۴	۱/۶	٧/٣	١/۴
Cs	١/٧	۲/۲	١/٢	٣/٣	۰/۳۸	11/1	٠/٩	۰/۸۹	• /Y	۰/۳۶	•/۶٨
Rb	٣٠	۶۳	٣٠	۵٩	۸۲/۶	31/1	۲١	۷٣	74/7	۲۲/۳	YY/۵
Ba	2492	۲41	347	۳۳۰	۳۲۹	411	۲۵۰	240	240	۲.	۲۴۰/٨
Sr	484	۶۱۱	۵۲۶	۵۲۱	۵۹۷	444	581	447	401	871	449
Th	۴/•۶	۴/۶۸	٣/٧٣	۴/۱۷	۵/۶	۲/۷	1⁄4	۴/۳	۳/۸۹	۳/۷۵	۴/۷
Zr	۵۹	114	11.	11.	۹۸/۸	۶١	٨۵	۲۶	λ٧/٣٣	۶۳	AY/A
Hf	1/18	٣	۲/۷۶	۲/۸۲	۲/۹۲	1/97	1/94	١/٧٣	۲/۲۳	1/88	۲/۲۳
Nb	Δ/Δ	٧/٢	Δ/V	۶	٨/۴	۴/۳	۵/۹	۶/۹	۶/٨	۶/۵	۷/۴
Та	• /٣٣	•/47	•/٢۶	۰/٣	1/17	•/8۵	۰/٣٩	۰/۵۵	• /۵۶	• /Y	• /88
La	14	١٢	٩	11	۲١/٧	10/1	14	18	17/18	Δ/Γ	۱۸/۴
Ce	75	۳۰	۲۵	۲۷	44/2	۳۱/۱	٣٢	۳۰	۳۹/۸	٣•/١	۴۰/۹
Nd	17/8	18/8	۳/۱	١٣/٨	۲١/٧	۱۷/۴	۱۶/۳	۱۷/۳	۱۸/۳۵	22/2	۲۱/۱
Eu	١/•٧	1/17	1/•4	٠/٩٩	١/۵٢	۱/۳۹	1/18	۱/۲۵	۱/۲۵	١/١٩	١/٣٣
Tb	•/۴۲	۰۱۵۱	۰/۴۸	٠/۴٧	• /Y 1	•/94	۰/۵۳	۰/۵۴	۰/۴۱	۰/۴۸	• /۶٣
Yb	٠/٩	١/٧	1/17	۱/۵	۲/۴	٢	١/٧	۲/۱	١/٩	٢	۲/۲
Lu	٠/١٩	•/٢۶	•/7٧	•/74	•/4٢	٠/٣٩	٠/٢۵	٠/٢۵	• /٣٣	• /٣٢	۰/۳۴

جدول ۴: مقادیر عناصر فرعی و کمیاب بر حسب (PPM (ICP-MS، منطقه ایری و رهبری (علامت * مربوط به منطقه رهبری)

ماگمایی کالک آلکالن پتاسیم متوسط تا بالا محسوب میشوند. برای تفکیک کمان ماگمایی حاشیه فعال قارهای از نوع کمانهای جزیرهای، از نمودار iسبت Th/Yb در مقابل نسبت Ta/Yb (, Pearce 1983)، استفاده شده است (شکل ۸ ت). براساس نمودار ذکر شده، نمونهها در محدوده کالک آلکالن تا شوشونیتی و در محیط کمان قارهای قرار گرفته و منشائی مرتبط با گوشته غنی شده همراه با تأثیر سیالات زون فرورانش را نشان می دهند. به منظور تعیین محیط تکتونیکی از نمودارهای مبتنی بر پایه عناصر کمیاب، نسبتهای بین آنها و عناصر کم تحرک استفاده شده است. با توجه به نمودار (,Wood (CAB)، همه نمونهها، در گستره کمان قارهای (CAB) واقع میشوند (شکل ۸ پ). از آنجایی که نمونهها Hf/Th=3 و تم جداکننده (Thef Hf/Th=3 و TAT) قرار گرفتهاند، خط جداکننده مرز بین CAB و TAT) قرار گرفتهاند، همه آنها دارای ماهیت کالک آلکالن هستند. از دیدگاه تکتونیک ورقهای، مرزهای همگرا (حاشیه قارهای فعال و کمانهای جزیرهای) یکی از جایگاههای تشکیل سری



شکل ۸: الف: موقعیت سنگهای آتشفشانی محدوده کانسار مس ابری در نمودار Zr/Ti نسبت به Nb/Y. تعیین سری ماگمایی سنگهای آتشفشانی منطقه ابری با استفاده از نمودارهای ارائه شده: ب: نمودار K₂O در مقابل SiO₂. پ: تعیین محیطهای زمینساختی سنگهای آتشفشانی مورد بررسی با استفاده از نمودار Hf/3-Th-Ta. ت: محیط تکتونیکی سنگهای منطقه و تفکیک کمان ماگمایی حاشیه فعال قارهای از نوع کمانهای جزیرهای براساس: تغییرات Th/Yb در برابر Ta/Yb (علامت مربع مربوط به منطقه ابری و علامت دایره مربوط به منطقه رهبری).

ژئوشیمی کانسنگ

Ehدر محیط بستگی دارد زیرا که مس تحت شرايط اكسيداسيون و Ph متوسط تا پائين، داراي محدوديت قابليت انحلال وسيعى مىباشد و آهن نيز تحت اين شرايط از قابليت انحلال كمترى نسبت به مس برخوردار است. براساس ضرایب همبستگی پیرسون جدول ۶، در منطقه رهبری، در میان فلزات پایه سرب و روی همبستگی بالایی (۰/۸) را نشان میدهند. میزان همبستگی نقره با این دو فلز بالاست و معادل (۰/۸) میباشد. مس همبستگی بالایی با نقره و همبستگی متوسط با سرب و روی نشان میدهد. میزان همبستگی مس با سرب و روی در منطقه رهبری نسبت به منطقه ابری بالاتر است و میتواند ناشی از تحرکپذیری بالای سرب و روی در این منطقه باشد. بهطور کلی فلزات پایه از جمله (سرب، روی، مس و نقره) در منطقه رهبری از همبستگی مثبت و بالاتری برخوردار هستند.

براساس ضرایب همبستگی پیرسون (جدول ۵)، در منطقه ابری، در میان فلزات پایه، همبستگی بالایی میان مس و نقره (۰/۸)، قلع و آنتیموان (۹۵/) وجود دارد. سرب و روی همبستگی بسیار ضعیفی با هم دارند. با توجه به این که نقره همبستگی خوبی با مس نشان میدهد به نظر میرسد که نقره در کانی-های سولفیدی مس وجود دارد، زیرا در کانیهای سولفید مس مقدار جزیی نقره جانشین مس می-گردد (Reich et al, 2013). همبستگی منفی آهن با گوگرد می تواند به دلیل تبدیل کانی های سولفیدی به اکسیدهای آهن باشد. رخداد شست و شوی اسیدی و هوازدگی باعث خروج گوگرد از ساختمان کانیها و کاهش میزان گوگرد میشود. این کمبود با تبدیل کانههای پیریت وکالکوپیریت به اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن مرتبط است که در مناطق سطحی مشاهده میشود. همبستگی مثبت میان آهن و مس (۰/۵) به تغییرات Ph و

Ag	١							
As	۰/٣	١						
Bi	٠/۴	۰/۴	١					
Cu	•/Å*	۰/۵	• /Y	١				
Fe	۰/۲	۰/۳	• /۵	۰/۵	١			
Pb	۰/۵	• /V	-•/١	۰/۳	• /Y	١		
S	٠/١	۰/۶	• /۵	۰/۳	-•/۴	۰/۵	١	
Zn	•/۵	۰/۲	-•/Y	٠/۴	•/ \ *	۰/۴	_•/•٣	
	Ag	As	Bi	Cu	Fe	Pb	S	

جدول ۵: ضرایب همبستگی پیرسون بین عناصر کمیاب در کانسار مس ابری

جدول ۶: ضرایب همبستگی پیرسون بین عناصر کمیاب در کانسار مس رهبری

						١	Ag
					١	-•/ ۴	As
				١	۰/۳	•/ Å *	Cu
			١	۰/۲	•/Y	۰/۲	Fe
		١	-•/ \	• /8	۰/۱	•/Y	Pb
	١	- ۰ /۹*	-•/۴	-•/Y	۰/٣	-•/٩	S
١	- •/Δ	•/ Å *	-•/• \	• /Y	-• /Δ	•/ Å *	Zn
Zn	S	Pb	Fe	Cu	As	Ag	

مقایسه کانسار مس ابری و رهبری با کانسارهای تیپ مانتو

ساختارهای قوس قارهای مهمترین منبع اقتصادی برای مناطق تیپ مانتو هستند در محیطهای رسوبی هستند (Cabral and Beaudoin, 2007). به بیان (Van Stall et al, 2007)؛ این محیطها تحتتأثیر آتشفشانهای بایمدال قرار دارند. با این حال رخدادهای اصلی آتشفشانی در ائوسن اولیه، رخ داده است که با فورانهای انفجاری در حوضههای داده است که با فورانهای انفجاری در حوضههای (2006) و با جریانهای گدازهای زیر دریایی ادامه مییابد. کانیسازی در کانسار مس ابری و رهبری در قوسهای آتشفشانی در امتداد حاشیه فعال قارهای تشکیل شده است. کانسارهای تیپ مانتو در شیلی به طور گستردهای در توالیهای رسوبی-

آتشفشانی توزیع شدهاند اما معمولاً در توالیهای آتشفشانی – رسوبی مرتبط با جزایر قوسی رخ می-دهند. (Carrillo-Rosúa et al, 2014)، ارتباط کانیسازی کانسار مس ابری و رهبری با سنگهای آتشفشانی – رسوبی نشاندهنده نزدیکی آنها به کانسارهای تیپ مانتو یا کانسارهای آتشفشانی لایه قرمز هستند (2009, 2000 آتشفشانی لایه ماند واحدهای آذرآواری و در مرز سنگهای مانند واحدهای آذرآواری و در مرز سنگهای آتشفشانی و آهکی رخ میدهد. کانیسازی به مورت رگهای، نواری، دانه پراکنده، جانشینی، و پرکننده حفرات در سنگهای آتشفشانی صورت گرفته است (2006 et al, 2006). کانهزایی در گرفته است (Guest et al, 2006). کانهزایی در

آتشفشانی - رسوبی ائوسن واقع در جنوب زیر پهنه سبزوار در موقعیت زمینساختی کمان آتشفشانی با ماهیت کالک آلکالن مرتبط با زون فرورانش و در مرز واحد گدازهای و سنگ آهک نومولیتدار به صورت چینه کران است. کانی های بورنیت، کالکوییریت و کالکوسیت، در گدازههای آتشفشانی و سنگهای آذرآواری به صورت دانه پراکنده، رگه-ای و پرکننده حفرات و شکستگیها از خصوصیات کانسارهای تیپ مانتو در شیلی میباشد (Kojima et al, 2019). كانىھاى اصلى تشكيل دھندہ كانسار مس ابری و رهبری شامل؛ کانیهای سولفیدی(پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت و کولیت) و کانیهای کربناته(مالاکیت، آزوریت) می باشند. رسوبات تیپ مانتو شیلی، از درجه نسبتاً ردارند (Cas and Zagorevski, بالايی از مس برخوردارند (2009). به عنوان مثال؛ مهم ترین کانسارهای تیپ مانتو، مانتوبلانکو در شمال شیلی و السولدادو در مرکز شیلی است (Boric et al, 2009). میزان عیار مس در این کانسارها از ۸۵/۰ تا ۵/۳ درصد متغیر است (Wilson et al, 2003).

میزان مس در کانسار ابری و رهبری معادل ۴ تا ۵ درصد وزنی میباشد. دگرسانیها در تیپ مانتو گسترش کمی دارند و شامل دگرسانی کربناتی، کلریتی، سیلیسی و سریسیتی است. سیلیسی شدن و کربناتی شدن، از عمدهترین و معمول ترین دگرسانیها در کانسارهای تیپ مانتو هستند (Cabral and Beaudoin, 2007). دگرسانیهای موجود در منطقه ابری و رهبری می-توان به دگرسانی آرژیلیتی، سیلیسی، کلریتی و کربناتی اشاره نمود. ویژگیهای مشخص از جمله تشکیل آن در توالهای آتشفشانی – رسوبی، کانی-سازی چینه کران در سنگهای میزبان گدازهای با ترکیب آندزیت و آندزیت – بازالتی، کانیشناسی ساده کالکوسیت و ویژگیهای بافتی نشان دهنده

سلطانی و فردوست / ۸۰

این است که کانسار مس ابری و رهبری معادل کانسارهای تیپ مانتو میباشند. **شرایط تشکیل کانسار مس ابری و رهبری** مراحل کانهزایی و فرآیندهای تشکیل را با توجه به

مدل دیاژنتیکی – اپیژنتیکی میتوان در سه مرحله: مرحله اول: دیاژنز آغازین، مرحله دوم: مرحله دیاژنز تدفینی و مرحله سوم: مرحله بالاآمدگی (فعالیت -های هیدروترمالی) بیان نمود الگوی تشکیل کانسار به شکل شماتیک در (شکل ۹) ارائه شده است. مرحله دیاژنز آغازین: پس از فعالیتهای آتشفشانی گسترده، در طی مرحله دیاژنز، در این مرحله باکتری -های احیاکننده سولفاتهای آب دریا در محیط حضور داشتهاند و فعالیت آنها، سبب ایجاد شرایط احیایی در موجود سبب نهشته شدن پیریت به صورت دانه پراکنده و پرکننده فضاهای خالی در زمینه سنگ می -شود. حضور پیریت عامل مهمی برای ایجاد وضعیت احیایی در سنگ میزبان کانهزایی به شمار میرود.

جیایی از سعک میربان تعرایی به سعر در نتیجه مرحله دیاژنز ثانویه: از مرحله دیاژنز به بعد در نتیجه تهنشینی رسوبات جدیدتر بر روی آنها، تدفین صورت می گیرد. سیال گرمابی به دلیل دمای بالای محیط و گردش در واحدهای آتشفشانی و آذرآواری، مس آزاد شده از تبدیل کانیهای هیدروکسید آهن (تشکیل شده در مرحله فعالیت آتشفشانی) به اکسیدهای شده در مرحله فعالیت آتشفشانی) به اکسیدهای آهن(هماتیت) و نیز مس آزاد شده در شبکه کانیهای فلدسپار موجود در واحدهای آتشفشانی دگرسان شده را حمل کرده و پس از چرخش در واحدهای سنگی به سمت بالا به واحد آذرآواری با تخلخل و نفوذپذیری بالا رسیده و کانیهای کالکوسیت و کالکوپیریت در مرحله دیاژنز تدفینی تشکیل شدهاند.

بنابراین نتیجه گیری می شود که عنصر مس از سنگ-های میزبان آتشفشانی – رسوبی نشأت گرفته است. فاز کانهزایی سولفید(پیریت، کالکوپیریت و کالکوسیت اولیه) به صورت دانه پراکنده و پرکننده فضاهای خالی

در واحد آذرآواری در مرحله دیاژنز تدفینی تشکیل شدهاند.

مرحله بالاآمدگی (فعالیتهای هیدروترمالی): در انتهای فرایند تدفین و با آغاز بالاآمدگی منطقه و گسل خوردگی، فضاهای باز تحت تأثیر گسلهای درونه و گسل بینالود افزایش مییابد و این امر سبب شروع فعالیت و تمرکز دوباره کانهزایی سولفیدی و اکسیدی مس در امتداد گسلها، درزه و شکافها و حتی فضاهای خالی واحدهای آذرآواری میشود. در بخش-هایی از منطقه شواهد معینی وجود دارد که حرکت محلولهای مسدار به وسیله ساختارهای خطی و منطقههای گسلی، کنترل شده است. فاز کانهزایی اکسیدی و کربناته(مالاکیت، آزوریت و اکسیدهای آهن) به صورت رگه – رگچهای، پرکننده فضاهای خالی در مرحله اکسیدان صورت گرفته است.

منشاء گوگرد برای کانسارهای تیپ مانتو: براساس مطالعات (Carrillo-Rosúa et al, 2014)، دو منشاء مجزا برای گوگرد موجود در کانسارهای تیپ مانتوشیلی ارائه شده است: الف) سولفور مشتق شده از ماگمای نامشخص: از آنجایی که ارتباط زمانی و مکانی قوی بین مس با شدت و گسترش آتشفشان-هایی که منجر به جریان گدازهای تا چندین معدنی هستند. گوگرد تولید شده از آتشفشانها احتمالاً منشاء اصلی است. ب) سولفور تولید شده توسط باکتریهای احیا کننده سولفاتها: در طی رسوب سنگ میزبان، پیریتهای دانه پراکنده در شرایط احیایی (حاصل از فعالیت باکتریهای

منابع

Quarterly Journal, Geosciences, p. 123-144.

-Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran,

احیاکننده سولفاتهای آب دریا)، تشکیل میشوند. حضور پیریت عامل مهمی برای ایجاد وضعیت احیایی در سنگ میزبان کانهزایی به شمار میرود.

نتيجهگيرى

سنگهای آتشفشانی ائوسن نوار ماگمایی شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی میزبان کانسار مس ابری و رهبری دارای ترکیب غالب آندزیت و آندزیت بازالتی هستند. عوامل مؤثر بر کانهزایی مس در مناطق مورد مطالعه عبارتند از: ۱: لیتولوژی سنگ-های دربرگیرنده، ۲: کنترلهای ساختاری(گسل، درزه و شکاف)، ۳: محلولهای گرمایی که در سنگ-های با لیتولوژی مناسب جریان یافته و باعث شست و شو تمرکز مس گردیدهاند و ۴: حضور تودههای نفوذی در عمق به عنوان عامل حرارتی. کانیسازی در سه مرحله دیاژنز آغازین، دیاژنز تدفینی و مرحله بالاآمدگی (فعالیتهای هیدروترمالی) تشکیل شده است. منشاء گوگرد، پیریتهای دانه پراکنده در شرایط احیایی(حاصل از فعالیت باکتریهای احیاکننده سولفاتهای آب دریا)، میباشند. براساس مطالعات ميانبارهاي سيال، مي توان فرآیندهای رقیقشدگی با سیالهای سطحی، اختلاط با سیال هم دما، سرد شدن و کاهش فشار مسئول تحولات ایجاد شده در سیال دانست. با توجه به مطالعات انجام شده مي توان گفت كاني-سازی در منطقه ابری و رهبری به صورت اپی-ژنتیک، استراتاباند است که به کانسارهای مس تیپ مانتو مشابهت دارند.

-Abolipour, M., Rastad, E. and Rashidnejad, N., 2015. Manto-type copper mineralization in pyrobitumenbearing porphyritic andesite, Kashkouieh district of Rafsanjan, Dehaj- Sardoiye subzone, Scientific Geological Society of America Bulletin, v. 103(8), p. 983-992.

-Alizadeh, V., Momenzadeh, M. and 2013. Petrography, Emami, H.M., geochemistry, mineralogy, fluid inclusions and mineralization study of Varezg-Qayen copper deposit, Scientific Quarterly Journal, Geosciences, p. 47-58.

-Boric, R., Holmgren, C., Wilson, N.S.F. and Zentilli, M., 2002. The geology of the El Soldado manto type Cu (Ag) deposit, central Chile, Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and related deposits: a global perspective, Porter, TM, p. 163-184.

-Bazin, D. and Hübner, H., 1969 Copper deposits in Iran, Geological Survey of Iran, p. 13-14.

-Brown, A.C., 2005. Refinements for footwall red-bed diagenesis in the sediment-hosted stratiform copper deposits model, Economic Geology, v. 100(4), p. 765-771.

-Campus, F., 1980. Distroto Minero Punta del cobre, modelo interpretative, Revista Geologico Chile, v. 11, p. 51-76. -Carrillo-Rosúa, J., Boyce, A.J., Morales-Ruano, S., Morata, D., Roberts, S., Munizaga, F. and Moreno-Rodríguez, V., 2014. Extremely negative and inhomogeneous sulfur isotope signatures in Cretaceous Chilean manto-type Cu– (Ag) deposits, Coastal Range of central Chile. Ore Geology Reviews, v. 56, p. 13-24.

-Carrillo-Rosúa, J., Boyce, A.J., Morales-Ruano, S., Morata, D., Roberts S., Munizaga, F. and Moreno-Rodríguez, V., 2014. Extremely negative and inhomogeneous sulfur isotope signatures in Cretaceous Chilean manto-type Cu– (Ag) deposits, Coastal Range of central Chile. Ore Geology Reviews, v. 56, p. 13-24.

-Cas, G. and Zagorevski, A., 2009. Volcanic redbed copper mineralization in the Hinds lake area, central Newfoundland, Geological survey report, p. 131-146.

-Cabral, A.R. and Beaudoin, G., 2007. Red-bed Volcanic Copper mineralization related to submarine basalt alteration. Mont Alexander. Ouebec Appalachi-ans, Canada, Mineral, Deposita, v. 42(8), p. 901-912. -Ghaemi, F., Mousavi-Hahrami, R., 2006. Geological map of 1: 100,00 Daruneh, Geological Survey of Iran.

-Ghasemi, A. and Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran), Journal of Asian Earth Sciences, v. 26, p. 683-693.

-Guest, B., Axen G.J., Lam, P.S. and Hassanzadeh, J., 2006. Late Cenozoic shortening in the westcentral Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thinskinned deformation, Geosphere, v. 2, p. 35-52.

-Haas, J.L., 1971. The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure, Economic Geology, v. 66(6), p. 940-946.

-Ilkhchi, M.R., Faryad, S.W., Schulmann, K. and Kosler J., 2006. Metamorphism and exhumation processes the Shotur Kuh of metamorphic complex, Semnan Province (Central Iran Zone), Geolines 20.55.

-Kojima, S., Trista-Aguilera, D. and Hayashi, K.I., 2009. Genetic Aspects of the Manto-type Copper Deposits Based on Geochemical Studies of North Chilean Deposits, Resource geology, v. 59(1), p. 87-98.

-Konari, M.B., Rastad, E., Kojima, S. and Omran, N.R., 2013. Volcanic redbed-type copper mineralization in the Lower Cretaceous volcano-sedimentary sequence of the Keshtmahaki deposit, southern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran, Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen: Journal of Mineralogy and Geochemistry, v. 190(2), p. 107-121. -Maksaev, V., 2012. Chilean stratabound Cu-(Ag) deposits: An overview. Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits, some global perspectives, v. 2, p. 185-205.

-Maghfouri, S. and Movahednia, M., 2015. Investigation of geology and mineralization of Abbas Abad copper deposit and camper with Manto-type deposit, 18th Symposium on Iranian Geosciences, Tarbiat Modares University, Iran (in Persian with English abstract).

-Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system, Earth-Science Reviews, v. 37(3), p. 215-224.

-Pearce, J.A., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams, Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration, Geological Association of Canada, Short Course Notes, v. 12(79), p. 79-113.

-Pearce, J.A., 1983. Role of the subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins, In: Hawkesworth, C.J. and Nurry, M.L. (Eds.), Continental basalts and Mantle Xenoliths. Shiva, Nantwich, p. 230-249. -Ramdohr, P., 1980. The ore minerals and their intergrowths 2nd edn, Oxford and New York, 637 p.

-Reich, M., Deditius, A., Chryssoulis, S., Li, J.W., Ma, C.Q., Parada, M.A., Barra, F. and Mittermayr, F., 2013. Pyrite as a record of hydrothermal fluid evolution in a porphyry copper system: A SIMS/EMPA trace element study, Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 104, p. 42-62.

-Soltani, A., 2016. Mineralogy, geochemistry and genesis of the Abri, Rahbari, Cheshmeh Marziyeh Cu deposit, NW Darooneh, Master thesis, Faculty of Geosciences, Shahroud University. -Salehi, L. and Rasa, I., 2016. Sulfur isotopic characteristics of the chalcocite in Madan Bozorg Cu deposits, Abbas Abad, NE Iran, 34th National and the 2nd International Geosciences Congress, Tehran, Iran.

-Siivola, J. and Schmid, R., 2007. Recommendations by the IUGS Subcommission on the systematics of metamorphic rocks: list of mineral abbreviations, Web version.

-Sillitoe, R.H. and Perelló, J., 2005. Andean copper province: Tectonomagmatic settings, deposit types, metallogeny, exploration, and discovery, Economic Geology 100th Anniversary Volume, p. 845-890.

-Van Stall, C.R., Whalen, J.B., McNicol, V.J., Pehrsson, S., Lissenberg, C.J., Zagorevski, A., Van Breemen, O. and Jen, G.A., 2007. The Notre Dame arc and the tectonic orogeny in Newfoundland, in 4-D framework of Continental crust, Edited by R.D. Hatche, r Jr., M.P. Carlson, J.H., Mcbride J.R., Martinez Catalan, p. 511-552.

-Wilkinson, J. J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits, v. 55(1-4), 229 p.

-Wilson, N.S. and Zentilli, M., 2006. Association of pyrobitumen with copper mineralization from the Uchumi and Talcuna districts, central Chile, International journal of coal geology, v. 65(1-2), p.158-169.

-Wood, D.A., 1980. The application of a Th Hf Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province, Earth and planetary science letters, v. 50(1), p. 11-30.

-Wilson, N.S., Zentilli, M. and Spiro, B., 2003. A sulfur, carbon, oxygen, and strontium isotope study of the volcanichosted El Soldado manto-type copper deposit, Chile: the essential role of bacteria and petroleum, Economic Geology, v. 98(1), p.163-174.

-Yousefi, F., Sadeghian, M., Semyari, S. and Ghasemi, H., 2017. Geochemistry and Tectonic setting of high silica adakitic domes of Ahmad Abad Khartouran (South East of Shahrood), Journal of Earth Sciences, v. 100, p. 291-298. -Yousefi, F., Sadeghian, M., Sadati Jamali, S.Z., Mansouri Moghaddam, B. and Ghasemi, H., 2017. Petrogenesis of low Silica Adakitic domes of Sahl (South of Shahrood, southeast of Semnan Province), Journal of Petrology, v. 28, p. 95-108.

سیستماتیک اثر فسیلهای نهشتههای فلیشی کرتاسه بالایی در جنوب گلباف، استان کرمان

سعیده شاکری*! احمد لطف آباد عرب'، محمدرضا وزیری'

۱-بخش زمینشناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران

(پژوهشی)

دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۰۳/۲۷ پذیرش نهایی مقاله: ۱۴۰۱/۱۱/۱۶

چکیدہ

به منظور مطالعه سیستماتیک اثرفسیلهای نهشتههای فلیشی کرتاسه بالایی، برش چینهنگاری گلباف در جنوب شرق استان کرمان انتخاب و نمونهبرداری از آن انجام شد. این نهشتهها ۱۴۷ متر ضخامت داشته و متشکل از سیلت استون، ماسه سنگ سیلتی و شیل میباشد. از برش چینهشناسی گلباف تعداد ۶۸ ایکنوگونه متعلق به ۳۰ ایکنوجنس مورد مطالعه و شناسایی قرار گرفته که با توجه به فراوانی اثرفسیلها در برش مورد، به مطالعه ۱۳ جنسهای , Paleophycus isp., Ophiomorpha rudis, Thalassinoides suevicus, مطالعه ۱۳ جنسهای , Paleophycus isp., Ophiomorpha rudis, Thalassinoides suevicus, تو جنسهای , Zoophycos ۱۳ جنسهای , Paleophycus isp., Ophiomorpha rudis, تو از گرفته که با توجه به فراوانی اثرفسیلها در برش مورد، به مطالعه ۱۳ جنسهای , Paleophycus isp., Ophiomorpha rudis, Thalassinoides suevicus, زم ۱۳ و isp., Zoophycos isp., Bellininthorhaphe felxcous, Cochlichnus isp., Cosmorhaphe isp., Zoophycos از جنسهای میاشند. تنوع و فراوانی اثرفسیلها در برش مورد مطالعه، نشان دهنده شان نهشتههای فلیشی تغذیهای میباشند. تنوع و فراوانی اثرفسیلها در برش مورد مطالعه، نشان دهنده شرایط محیطی و اکولوژی مناسب در زمان تهنشست رسوبات میباشد. این اثرفسیلها در یک محیط دریایی کمعمق تا توربیدایتی یافت میشوند که از حفظ شدگی و تنوع خوبی برخوردار بوده و بیشترین فراوانی آنها در بخش میانی این برش دیده میشود.

واژەھاى كليدى: اثرفسيل، توربيدايت، فليش، كرتاسە، كرمان، گلباف.

*- نویسنده مسئول:

Email: shakerysaeideh@gmail.com

مقدمه

استان کرمان از دیدگاه تکتونیک در زون ایران مرکزی قرار دارد (Stocklin, 1968). بهطور کلی، ایران مرکزی یکی از واحدهای اصلی و جزء بزرگترین و پیچیدهترین واحدهای زمینشناسی ایران به شمار می رود. این منطقه در طول دوران پالئوزوئیک وضعی مشابه سایر قسمتهای ایران داشته، بهطوری که یک محیط رسوبی پلات فرم در آن حکم فرما بوده و کویر بزرگ و فرورفتگی ایران مركزى احتمالا حوضه وسيع كمعمق را تشكيل میداده است. در دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک، این منطقه از لحاظ زمینساختی منطقه پر تحرکی بوده، چنان که علاوه بر چندین دگرشیبی کاملا مشخص، فعالیتهای ماگمایی به صورت سنگهای آتشفشانی و تودههای گرانیتی نفوذی نیز در آن دیده می شود (خسرو تهرانی، ۱۳۶۷). از نظر سبزه-ای (Sabzehei et al, 1999)، از ویژگیهای جالب منطقه كرمان، وجود رديفهاى نسبتا كاملى از سنگهای رسوبی است که محدوده سنی مشخصی را شامل می شوند. این محدوده از دیدگاه زمین ساخت بسیار فعال بوده و به علت نزدیکی به زون گسلی نایبند فعالیت لرزهای چشم گیری دارد. نهشتههای کرتاسه بالایی در قسمت شرق محدوده نقشه گلباف شیلها دارای نازک لایههایی از آهک و ماسه سنگ میباشند و فسیلهایی که از این آهکها به دست آمده سن سنونین را برای آن مشخص مىنمايد كه شامل Hedbergella و فرامینفرهای پلاژیک دو کارنه میباشند. در بعضی قسمتها آهکهای ضخیم لایهای یافت می شوند که حاوی Hippurites و جلبک بوده که سن کرتاسه بالایی را تثبیت مینمایند. آهکهای کرتاسه در این محدوده روند شمالی - جنوبی را نشان میدهند (Valeh, 1973). گفتنی است در غرب و جنوب گلباف، ناحیهای پهناور با

توالي(کنیاسین - سانتونین) به صورت آهکهای مارنی و واحدهای فلیشی پوشیده شده که به تدریج به مارنها و ماسه سنگهای پالئوسن میرسد (آقانباتی، ۱۳۹۰). برش مورد مطالعه شامل گروهای متعددی از ماکروفسیلها و ایکنوفسیل هایی بوده که دارای تنوع و فراوانی قابل توجه می-باشند. از این رو به دلیل حضور و اهمیت این گروه فسیلی در منطقه گلباف، یک برش چینهشناسی در جنوب گلباف - جنوب شرق کرمان انتخاب و از لحاظ شناسایی، سیستماتیک و پالئواکولوژی مورد مطالعه قرار گرفت. از دیگر دلایل اهمیت این پژوهش نبود منابع کافی در ارتباط با ایکنوفسیل-های منطقه گلباف بوده است. برخی از بررسی انجام شده شامل: ديميتريژويج (Dimitrijevic, 1973)، جامعترین مطالعه زمینشناسی استان کرمان را انجام و این منطقه را به بخشهای مختلف تقسیم نمود. همچنين ايشان پالئوژئوگرافي منطقه كرمان در دوره کرتاسه را مورد بررسی قرار دادهاند. در این پژوهش مطالعاتی بر روی اثرفسیلهای برش گلباف به خصوص اثرفسیلهای ذکر شده و مقایسه آنها با نمونههای دیگر نقاط استان کرمان، ایران و سایر کشورها صورت گرفت که از این رو نشان دهنده شرایط محیطی و اکولوژیک مناسب در زمان ته-نشست این رسوبات میباشد. همچنین با توجه به تاثیرات عوامل محیطی نهشتههای این برش، یک محیط ساحلی، دریای کم عمق تا عمیق با شرایط آب و هوای گرمسیری پیشنهاد میشود. موضوع اصلی اثرشناسی مطالعه و طبقهبندی اثرفسیلها است. اصولا تاکسونومی اثرفسیلها بر پایه ویژگی-های ریختشناسی آنها صورت می گیرد. با توجه به ویژگیهایی همچون شکل، اندازه، آستربندی حفرهها، نوع ديواره، وجود يا نبود انشعاب، ويژگي بافتی رسوبات پرکننده حفرات از جمله ویژگیهایی هستند که در این تاکسونومی به کار میآیند (Pak

در هر یک از این محیطها ایجاد نمایند. به عنوان مثال گسل گلباف که در راستای خود سبب رانده شدن سنگهای گوناگون کرتاسه بر روی کنگلومرا و مارن/ نئوژن، بادبزن های آبرفتی/ کواترنر و پهنه-های گلی شده است (خسرو تهرانی، ۱۳۶۷). نهشته های کرتاسه منطقه گلباف جزء یهنه راین -گوک - خانه خاتون در کمربند چینهنگاری -ساختاری رفسنجان است (Dimitrijevic and Djokovic, 1973). در این کمربند، نهشتههای کرتاسه به دو بخش رخسارهای کمعمق تا عمیق تقسیم شده است و کامل ترین نهشته های کر تاسه را میتوان در پهنه راین - گوک - خانه خاتون پيمايش نمود (Dimitrijevic, 1973). توالي رسوبي مورد بررسی در جنوب گلباف و جنوب شرق کرمان برای مطالعات اثرشناسی انتخاب شد. برش مورد مطالعه در ۱۰۰ کیلومتری جنوب شرق استان کرمان و در حدود ۱۵ کیلومتری جنوب گلباف با مختصات، ۵۷ درجه و ۷۳ دقیقه و ۷۴ ثانیه طول شرقی و ۴۹ درجه و ۲۹ درجه و ۸۸ دقیقه و ۲ ثانیه عرض شمالی قرار گرفته است. دسترسی به این برش از طریق جاده کرمان - گلباف و کرمان، سیرچ - گلباف و مسیرهای منتهی به این برش از طریق منطقه گلباف، امکان پذیر میباشد (شکل ۱). نهشتههای فلیش جنوب گلباف از گسترش زیادی برخوردارند. این رسوبات در بردارنده نهشتههای آواری هستند که بهطور تدریجی و هم شیب بر روی كرتاسه پايين قرار دارند. مرز بالايي اين برش، به صورت آهکهای مارنی مربوط به رخساره مائیس تریشتین است که بهطور خیلی محدود رخنمون داشته، همچنین قسمتی از رخساره کنگلومرای كرمان كه فقط مربوط به بالاترين مرز كرتاسه فوقانی (دانین) می باشد در بعضی مناطق ملاحظه شده است.

and Pemberton, 2003). بيشتر اثرفسيلهاي موجود در این رسوبات به علت ویژگیهای رسوب-شناختی، بهطور نسبی از حفظ شدگی بهتری برخوردارند. یکی دیگر از مبناهای گروهبندی اثرفسیلها، طبقهبندی الگوهای رفتاری و برخی از روندهای تکامل رفتاری جانداران قدیمی را مشخص كرد (Seilacher, 2007). معمولا در اثرشناسي تلاش می شود رفتار جانوران اثر ساز از روی ویژگی-های اثرفسیلها حدس زده شود. اما مفهوم آن به-طور نادرست، زیرا رفتارهایی از هر بخش اثرفسیل استنباط می شود که عملا سنخیتی به هم نداشته باشند. برش چینهنگاری کرتاسه پسین(کنیاسین -سانتونین) جنوب گلباف در استان کرمان مجموعه-ای از اثرفسیلهای گوناگونی می باشد. در این تحقيق تلاش مىشود تا اثرفسيل موجود بهطور سیستماتیک شناسایی و الگوهای رفتاری آنها را مورد بررسی و بحث قرار دهیم.

منطقه مورد مطالعه منطقه مورد مطالعه زمینشناسی، راههای دسترسی به برش مورد مطالعه

در دوره کرتاسه، کرمان نیز همانند سایر مناطق ایران مرکزی تحتتاثیر حوادث تکتونیکی مختلفی قرار گرفته است اما عملکرد این حوادث در قسمت-های مختلف آن متفاوت بوده است. در بیشتر نقاط ایران مرکزی، بین ژوراسیک و کرتاسه نبود چینه-شناسی بهطور شاخصی دیده میشود، که خود معرف عملکرد حرکات کوهزایی سیمیرین پسین معرف عملکرد حرکات تکتونیکی محلی در کرتاسه میباشد. وجود حرکات تکتونیکی محلی در کرتاسه الایی(حرکات مربوط به فاز آسترین، سنونین و های بزرگ قدیمی در ایران مرکزی شده، بهطوری که این گسلها توانستهاند حوضهها و محیطهای رسوبی محلی را به وجود آورده و شرایط مختلفی را



شکل ۱: نقشه زمین ساخت ایران (Ruttner and Stockilin, 1967) و نقشه راههای دسترسی (بختیاری، ۱۳۸۸) به موقعیت استان کرمان و شهرستان گلباف توجه شود.

سیلتی و شیل تشکیل شده است که این طبقات دارای مقادیر زیادی اثرفسیل میباشند. جمع آوری اثرفسیلها از جهت مطالعات دیرینهشناسی کار تخصصی و فنی بوده و تنها با جستجوی دقیق امکان پذیر است. در این منطقه، لایههای سیلت استونی و ماسهسنگ سیلتی سرشار از ایکنوفسیل بوده که آنها را جمعآوری و پس از قرار دادن در کیسههای پلاستیکی مخصوص، مشخصات لایه و محل برداشت آنها را روی کیسه درج نموده و برای آمادهسازی به آزمایشگاه فسیل شناسی منتقل داده شد. از آنجا که هدف و تمرکز اصلی بر روی نهشته-های فلیشی بوده است لذا نحوه آمادهسازی از اهمیت زیادی برخوردار بوده است. برای آمادهسازی و تمیز کردن نمونههای اثرفسیلی، ابتدا آنها را در آب گرم قرار داده، رسوبات نرم و گرد و غبار را از آنها زدوده سپس با استفاده از متههای کوچک، رسوبات سخت را جدا ساخته و دوباره با آب گرم شستشو داده شدند و قسمت اعظم رسوبات اضافي

مواد و روشها روند بررسی صحرایی، نمونهبرداری روی زمین و آزمایشگاهی به شرح ذیل میباشد: ابتدا منطقه مورد مطالعه با استفاده از نقشه زمین-شناسی، شناسایی و مورد مطالعه صحرایی قرار گرفت. سپس برش چینهشناسی در جنوب گلباف در ۱۰۰ کیلومتری جنوب شرق کرمان انتخاب و نمونهبرداری از آن انجام شده است. طریقه برداشت نمونهها به صورت عمود بر امتداد لایهها بوده و برای اندازه گیری ضخامت لایه ها مترکشی انجام شده است. خصوصیات فسیل شناسی، سنگ شناسی، ساختمانهای رسوبی و نوع لایهبندی برای هر لایه بهطور جداگانه یادداشت شده و در خاتمه از برش مورد مطالعه عکس تهیه گردید. پس از مشخص نمودن برش مناسب، نمونهبرداری از سنگها و نیز جمع آوری اثرفسیلها از نهشتههای این برش انجام شده است. از نظر سنگشناسی، رخنمون برش مورد مطالعه، در قاعده از سیلت استون، ماسهسنگ

توصيف: این اثرفسیل شناسایی شده در برش مورد مطالعه به صورت لولههای پرشده انحنادار ساده، فاقد انشعاب و به قطر ۱۲_۷ میلیمتر است. این آثار دارای سطح صاف و به صورت برجسته در سطح زیرین لایه ماسه سنگی دانهریز حفظ شده است. بحث: Planolites و Planolites دو اثرفسيل قابل مقایسه با یکدیگرند. Planolites یک اثرفسیلی فاقد پوشش و آستر است. که با توجه به نحوه یرشدگی و جنس سنگشناسی متفاوت با سنگ میزبان از Paleophycus متمایز می گردد. اولين بار اثرجنس Planolites توسط (Nicholson, 1873) معرفی شده و سه اثرگونه , Planolites granosus Planolites rulgaris, Planolites articulates را برای آن بیان شد. طی سالهای پس از آن ۳۰ اثرگونه دیگر به این جنس اضافه شد. ۹ اثرگونه باقی مانده مترادف گونه-**Planolites** anulatus, های Planolites beverleyensis و Planolites montanus هستند. Ichnogenus Paleophycus (Uchman, 2001)

Ichnogenus *Paleophycus* (Uchman, 2001 Ichnospecies *Paleophycus* isp. Pl. 1, Fig. 2

نمونهها: ۳ نمونه در لایههای G9، G9 و G11 یافت شده است. مشخصه: یک بارو افقی تا کمی مایل، کم و بیش مستقیم تا سینوسی، غیر منشعب که بهطور واضح دارای آستر است. شکل بارو استوانهای میباشد. پر شدگی بارو میتواند از نظر جنس مشابه و یا متفاوت از سنگ میزبان باشد (Fürsich et al, 2006). توصیف: اثرفسیلی به صورت تونلهای افقی شکل با سطحی صاف، تزئینات در سطح زیرین طبقات دیده میشود. پرشدگی بدون ساختار و جنس آن مشابه به رسوبات میزبان است.

بعت: به علت نبود معیارهای واحد برای نمایر Paleophycusو Planolites تجدید نظر جامعی در سیستماتیک این دو اثرجنس انجام شده است. ۵ اثرگونه برای Paleophycus معرفی شدهاند که از آنها جدا گردید. پس از انجام مراحل نمونهبرداری و آمادهسازی یادداشتبرداری از ویژگیهای مورد نیاز شکل، اندازه و نحوه حفظ شدگی ایکنوفسیلها نسبت به سطح لایه، مشخصات سنگشناسی، بافت و ساختهای رسوبی نیز تعیین گردید. در آزمایشگاه بعد از عکسبرداری هر نمونه ویژگیهای هر اثرفسیل، اطلاعاتی همچون شکل، اندازه، ابعاد و نوع حفظ شدگی نسبت به سطح لایهبندی، تزئینات و اجزای مختلف شناسایی شدند (;Niller, 2007 و اجزای مختلف شناسایی شدند (;Seilacher, 2007 وضعیت رفتاری که برای اولین بار توسط وضعیت رفتاری که برای اولین بار توسط وضعیت رفتاری که برای اولین بار توسط (Bromley, 1996) مورد بحث و بررسی قرار گرفته است و در نهایت سیستماتیک فسیلی به طور کامل نوشته شد.

توصيف سيستماتيك ايكنوفسيلها

در این مبحث به معرفی سیستماتیک اثرفسیلهای حاصل ساختمانهای ساده، منشعب، مئاندری، اسپرایتن یا پیچشی و شبکهای پرداخته شده است. نمونههای برداشت شده بر پایه نام منطقه، تعداد نمونهها و مشاهدات شماره گذاری شدهاند (شکل ۳). نمونههای جمع آوری شده در آزمایشگاه چینه-نگاری و دیرینه شناسی دانشگاه شهید باهنر کرمان نگهداری می شوند. ۱) ساختمانهای ساده

Ichnogenus Planolites (Catuneanu, 2006) Ichnospecies Planolites isp. Pl. 1, Fig. 1 نمونهها: ۲ نمونه در لایههای G7 و G12 یافت شده است. مشخصه: پلانولیتس دارای یک لوله ساده، افقی، کم و بیش مستقیم، استوانهای شکل، فاقد پوشش یا آستر است و پرشدگی کانال توسط موجود حفار انجام میشود. لذا معمولا پرشدگی بدون ساختار و متفاوت از سنگ میزبان است (Paul, 2000)

اثرگونههای آن براساس وضعیت آستربندی و ظرافت تونلها تعیین شدهاند (Frey, 1982).

۲) ساختمانهای منشعب

Ichnogenus *Ophiomorpha* (Uchman, 1998) Ichnospecies *Ophiomorpha rudis* (Uchman, 2009) Pl. 1, Fig. 3

نمونهها: ۲ نمونه در لایه G8 و G11 یافت شده است. مشخصه: این اثرفسیل یک سیستم حفاری ساده تا پیچیده است که بهطور مشخص دارای آستری از رسوبات آگلوتینه و پلت است و یک گونه خاص (Typical Species) از رسوبات ماسهای عمیق دریا Uchman, 2001; Rodríguez-Tovar et). (al, 2010).

توصیف: این اثرفسیل یک سیستم حفاری ساده بوده و به صورت لولهای برجسته، مستقیم، استوانهای شکل و افقی در سطح زیرین لایهبندی حفظ شده است. مقطع عرضی دالان بیضوی است و توسط رسوبات ماسهای دانهریز تا متوسط پر شده است. نمونه یافت شده ۸ تا ۱۵ میلی متر قطر و دیوارهای ضخیم دارد.

بعث: بعضی از حفاریها با نبود قطعات خارجی، وقتی افقی باشند به Thalassinoides و اگر عمودی باشند به Ophiomorpha شباهت دارند (Uchman, 2001). و Granularia نیز به عنوان اثرجنس خاص فلیش در نظر گرفته شد که عمدتا در ابعاد کوچک با Ophiomorpha تفاوت دارد (Seilacher, 2007).

Ichnogenus Thalassinoides (Malpas, 2005) Ichnospecies Thalassinoides suevicus (Malpas, 2005) Pl. 2, Fig. 1 نمونهها: به تعداد زیاد در لایههای گوناگون یافت میشوند. مشخصه: اثرفسیلی با شاخههای Y و T شکل، شاخههای انحنادار تا کمی انحنادار با قطر متغیر که از دیوارههای صاف تشکیل شده و اساسا استوانهای

شکل است. ابعاد حفاریها در درون سیستم حفاری متفاوت است. حفاریها در برش عرضی دایرهای شکل تا بیضی شکل هستند. سطح بیرونی ممکن است صاف و هموار و برخی دارای برجستگیها و فرورفتگی هایی باشد (Malpas, 2005). توصيف: این اثرفسیل در برش مورد مطالعه به صورت یک سیستم حفاری سه بعدی مرکب از دالان هایی استوانه ای شکل و بزرگ با سطحی صاف و دیوارهای مشخص تشکیل شده است و به صورت برجسته در سطح زیرین لایه دیده می شود. دالان ها ۳-۵ میلیمتر قطر دارند و شاخهها Y و T شکل بوده و در محل انشعاب پهنای بیشتری دارند. بحث: تاکسونومی این اثرجنس با پیچیدگیهایی روبرو است. از این رو (My row, 1995) با بازنگری تاکسونومی Thalassinoides ، ۵ اثر گونه را مفید و معتبر دانسته است. این اثرجنس محدود به اثررخساره خاصی نیست و از رخسارههای مختلفی گزارش شده است که حاصل رفتار یک یا چند سخت پوست تلقى مىشود (Kim, 2003). ۳) ساختمانهای مئاندری Ichnogenus Helminthopsis (Heer, 1877) Ichnospecies Helminthopsis isp. Pl.2, Fig. 2 نمونهها: یک نمونه در سطح قاعدهای یافت شده است. مشخصه: اثر حفاری ساده، غیر منشعب و کشیده

است. دارای پیچ و خمهای باز و گشاد و تا حدی سینوسی شکل میباشند (Nielsen, 2004). توصیف: به صورت یک اثرفسیل مئاندری شکل باز، منفرد، کشیده و فاقد انشعاب، قطر آن ۵-۳ میلی-متر اندازه گیری شده و در رسوبات توربیدایتی دانه-ریز تا دانه متوسط دیده شده است. بحث: به دلیل پیچیدگی هندسی و ریختشناسی خاص این اثرجنس، تشخیص اثرگونههای آن به

حاص این آنرجنس، تشخیص آنرکونههای آن به وضوح مشکل است، به این منظور بازنگری روی تاکسونومی این اثرجنس انجام شده و تنها سه

نامنظم باشند. قطر، طول موج سينوسها و طول تریل در نمونههای مختلف متغیر است (Miller, .(2012 توصيف: این اثرفسیل در برش چینهشناسی مورد مطالعه به صورت اشکال ساده افقی، منظم و خمیده به صورت سینوسی در سطح لایههای ماسه سنگی نازک لایه با اندازه دانهریز تا متوسط دیده میشود. نمونه یافت شده ۲- ۴ میلیمتر قطر دارند. بحث: انواع مختلفي از جانوران مي توانند اين آثار را بسازند، ولى اغلب اوقات اين اثرفسيل با اثرفسيل Haplothichnus که به صورت نامنظم، خمیده و حلقوى شكل است، اشتباه گرفته مى شود. اين اثر توسط کرمهای حلقوی آبزی تشکیل می شود .(Hasiotis, 2002) Ichnogenus Cosmorhaphe (Seilacher, 1977) Ichnospecies Cosmorhaphe isp. Pl. 3, Fig. 2 نمونهها: سه نمونه در سطح قاعدهای و G1 یافت می شود. مشخصه: یک اثر حفاری گرافوگلیتید، غیرشاخهای و کشیده، دارای دو دسته مئاندر است (Nielson .(and Gormus, 2004 توصيف: این اثرجنس به شکل مجموعه ای از رشته-های پیچ و خم دار منظم است که اندازه قطرها ۳-۱ میلیمتر میباشند و به صورت برجسته در سطح زيرين لايهبندي حفظ شدهاند. بحث: تاكسونومي اين اثرجنس توسط (Seilacher, 1977) انجام شده است. اثرگونهها با توجه به چگونگی نظم و پیچیدگی مئاندرها از هم دیگر تشخیص داده می شوند. اثر گونههای fuchsia, Cosmorhaphe Cosmorhaphe gracilis و Cosmorhaphe tortousa و gracilis Cosmorhaphe , (Książkiewicz, 1977) carpathica توسط (Uchman, 1998) گزارش شدهاند. این اثرجنس از جمله اثرفسیلهای گرافوگلیتید بوده که شاخص اثررخساره دریایی

اثرگونه Helminthopsis abeli, Helminthopsis abeli, Helminthopsis heiroglyphica و Helminthopsis granulate معتبر در نظر گرفته شده است (Wetzel and). Bromley, 1996 Ichnogenus Helminthorhaphe (Seilacher, 1977) Ichnospecies Helminthorhaphe felxcous (Seilacher, 1977) Pl.2, Fig. 3

نمونهها: به تعداد زیاد در سطح قاعدهای و در لایه-های G3، G3، G3 و G15 یافت شده است. مشخصه: این اثرفسیل در ردیفهای سطحی همراه با سایر گرافوگلپتیدها دیده میشوند و احتمالا ساختارهای ردیف میانی تولید شده به وسیله رسوب خوارها هستند. مئاندرهای این اثر فشرده و نزدیک به هم نبوده و دارای سطح صاف میباشند (Seilacher, 1977).

توصیف: این اثرفسیل در برش مورد مطالعه دارای مئاندرهای نزدیک به هم، دامنههای بلند و به صورت برجسته در سطح زیرین لایههای ماسه-سنگی حفظ شده است. قطر لولهها در هر مئاندر متغیر و بین ۲–۱ میلیمتر میباشد. بحث: از آنجایی که تفکیک Helminthoida و

بعدا از عبدیی تا تعدیث ساله استناما ر Helminthorhaphe مشکل میباشد. مئاندرهای Helminthorhaphe فشرده و نزدیک به هم نبوده و اگر قالب شسته شدهای از مئاندرهای Helminthoidaباشد، برخی از بی نظمی هایی در محدوده پوششی رخ میدهد. به هر حال مئاندرهای این اثر دارای سطح صاف هستند (,2007).

Ichnogenus Cochlichnus (Stachacz, 2016) Ichnospecies Cochlichnus isp. Pl. 3, Fig. 1 G20 و G11، G16 و G20 و G12، G16 و يافت شده است. مشخصه: یک تریل افقی ساده و بدون تزئین با مئاندرهای کم و بیش منظم، سینوسهای این تریل ممکن است بهطور کامل منظم و یا تا حدودی

Ichnospecies Paleodictyon strozzii (Menghini, 1850) Pl. 3, Fig. 4 نمونهها: به تعداد زیاد در سطح قاعدهای و در لایه-های G2، G3، G5 و G10 یافت میشود. مشخصه: سیستم حفاری سه بعدی که مرکب از شبکههای شش ضلعی منظم و یا نامنظم است و شبکههای شش ضلعی منظم و یا نامنظم است و chomircan است و اساسند (and Uchman, 2017 reques: این اثرفسیل در منطقه مورد مطالعه به صورت شبکهای، و اساسا در سطح زیرین لایههای

صورت شبکهای، و اساسا در سطح زیرین لایههای توربیدایتی دانه ریز و نازک لایه دیده می شود. دارای مجموعه بسیار متنوعی از اثر فسیل های لانه زنبوری در اندازه های مختلف بین ۱-۲ میلی متر متغیر است و قطر حفاری ها و مش ها حدود ۷/۰ میلی متر اندازه گیری شده است. و به شکل شش ضلعی هایی منظم می باشد و بر جستگی لوله زیاد نیست و کمتر از ۱ میلی متر است.

بحث: این اثرفسیل متعلق به گروهی به نام گرافوگلپتید است و اولین بار توسط (Menghini, 1850) توصیف شده است. برای تشخیص اثرگونه-های Paleodictyon از مبنای مورفومتریک و تکامل شبکه استفاده می شود. روش دوم وابسته به معیارهای زیست شناختی است در حالی که طبقه-معیارهای زیست شناختی است و این امکان را می-بندی اول بیشتر توصیفی است و این امکان را می-دهد تفاوت های مورفومتریک براساس حداکثر اندازه شبکهها و قطر دیوارهها ثبت گردد (Monaco and). عمیق نریئتس و رسوبات فلیشی است و رفتارشناسی این اثرجنس حاکی از رفتار تغذیهای است.

۴) ساختمانهای اسپرایتن یا پیچشی Ichnogenus Zoophycos (Seilacher, 2007) Ichnospecies Zoophycos isp. Pl. 3, Fig. 3 نمونهها: ۳ نمونه در لایههای G5، G4 و G6 یافت شده است.

مشخصه: اثرفسیلی بسیار پیچیده است و هنوز توافقی درباره تاکسونومی این اثرفسیل وجود ندارد. اشکال مسطح و سادهای دارند. دارای ساختارهای لایهبندی پیچیده و بدون حاشیه چیندار میباشند و به صورت دسته جارویی آرایش یافتهاند (Seilacher, 2007).

توصیف: این اثرفسیل در برش مورد مطالعه دارای لامینههای بسیار ظریفی هستند که به صورت دسته جارویی آرایش یافتهاند. اغلب لامینهها کامل نبوده و به صورت منقطع هستند. قطر آنها کمتر از ۱ میلیمتر میباشد.

بحث: اولین بار برای ماکروفسیلهای جلبکی و نه برای اثرفسیلها به کاربرده شده است (Massalango, 1855). اثرفسیلی بسیار پیچیده که هنوز توافقی درباره تاکسونومی این اثرفسیل وجود ندارد و از اثرفسیلهای مهم محسوب می شود که ندارد و از اثرفسیلهای مهم محسوب می شود که حاصل فعالیتهای کرمهای غیر متحرک است (Seilacher, 2007; Miller, 2007). ۵) ساختمانهای شبکهای

Ichnogenus Paleodictyon (Menghini, 1850)



Plate 1. 1. *Planolites* isp., 2. *Paleophycus* isp., 3. *Ophiomorpha* rudis. Plate 2. 1. *Thalassinoides suevicus*, 2. *Helminthopsis* isp., 3. *Helminthorhaphe felxcous*. Plate 3. 1. *Cochlichnus* isp., 2. *Cosmorhaphe* isp., 3. *Zoophycos* isp., 4. *Paleodictyon strozzii*.

شکل ۲: اثرفسیلهای یافت شده در توالی رسوبی مورد مطالعه



Plate 1. 1. Planolites isp., 2. Paleophycus isp., 3. Ophiomorpha rudis. Plate 2. 1. Thalassinoides suevicus, 2. Helminthopsis isp.,3. Helminthorhaphe felxcous. Plate 3. 1. Cochlichnus isp.,2. Cosmorhaphe isp., 3. Zoophycos isp.,4. Paleodictyon strozzii. شکل ۳: اثرفسیلهای یافت شده در توالی رسوبی مورد مطالعه



Plate 1. 1. Planolites isp., 2. Paleophycus isp., 3. Ophiomorpha rudis. Plate 2. 1. Thalassinoides suevicus, 2. Helminthopsis isp., 3. Helminthorhaphe felxcous. Plate 3. 1. Cochlichnus isp., 2. Cosmorhaphe isp., 3. Zoophycos isp., 4. Paleodictyon strozzii. شکل ۴: اثرفسیلهای یافت شده در توالی رسوبی مورد مطالعه

رسوبات نرم تا سخت به وجود می آیند. این ساخت-اثرفسیلها، ساختهای زیستزادی برجا در های زیستزادی برای تعیین عمق، نوع رسوبات، محیطهای رسوبی هستند که به وسیله جانداران در نحوه شکل گیری نمونهها، اندازه و مقدار پیچش

بحث و نتايج

گسترش و فراوانی زیادی برخوردارند و در سرتاسر برش مشاهده میشوند. بنابراین جهت دستیابی به محیطهای رسوبی توربیدایتی بر پایه دادههای اثرشناسی لازم است اطلاعات اثرشناسی با دادههای رسوبشناسی و عناصر ساختاری تلفیق گردند. به-طور خلاصه، رخسارههای سنگی توالی مورد مطالعه شامل واحدهای زیر است: ستون چینهشناسی، موقعیت واحدهای لیتولوژی، پراکندگی ایکنوفسیلهای ذکر شده در این برش در (شکل ۵) نشان داده شده است. بیشترین کاربرد را دارند (Bromley, 1996). توربیدایتها عموما به صورت نهشتههای فلیش یافت میشوند و از رخسارههای سنگی حوضه عمیق محسوب میشوند. این رسوبات، در الگوهای بسط یافته بوما خود شامل مجموعهای از رخسارههای سنگی متنوع آواری – گلی هستند (al, 1989) مندسی پیچیدهای هستند که معمولا با رسوبات پلاژیک دریایی و عمیق مشاهده می گردند. از آنجایی که اثرفسیلهای موجود در منطقه گلباف از



شکل ۵: نمایش ستون چینهنگاری و پراکندگی اثرفسیلها در برش مورد مطالعه

پژوهشهای دانش زمین ۹۶

 ۱) رخساره سیلت ستون: این رخساره به رنگ خاکستری تیره و گاهی متمایل به سبز دیده می-شود و شامل سیلت ستون و بین لایههایی از ماسه-سنگ با لامیناسیون موازی میباشد. عدسیهایی از ماسهسنگهای دانهریز، درون این رخساره مشاهده می گردد. نهشتههای این واحد بیشتر آواری هستند. ضخامت در هر لایه متغیر است و تنوع جالبی از اثرفسیلها را نشان میدهد. این نمونهها از حفظ-شدگی نسبتا خوبی برخورداراند.

۲) رخساره ماسهسنگ سیلتی: این رخساره با ماسهسنگهای دانهریز، متوسط تا ضخیم لایه، خاکستری و قهوهای رنگ مشخص میشود که دارای طبقهبندی دانه تدریجی است. ضخامت در هر لایه متغیر و تنوع اثرفسیلی دیده شده در آن زیاد است.

۳) رخساره شیلی: این رخساره با شیلهای دانهریز نازک لایه، خاکستری رنگ مشخص میشود. دارای طبقهبندی مورب که اغلب تیره رنگ میباشند. این مجموعه رخسارهای تنها ۶ متر ضخامت را به خود اختصاص داده و تنوع اثرفسیلی در آن خیلی کم است.

در این بسترها میزان رسوب گذاری کم تا زیاد بیان شده است. در چنین بسترهایی اثرهای مئاندری و خزشی متوسط از جمله , Helminthorhaphe و Cosmorhaphe کسترش دارد. مواد غذایی در دسترس شامل مواد معلق تا موادآلی موجود در رسوبات است. بنابراین جانوران اثرساز معلق خوار و رسوب خوار در آن گسترش دارند. اثرهای مئاندری و خزشی به صورت اثرهای سطحی و درون رسوبی در محیطهایی که میزان انرژی حوضه رسوبی آرام است و در لایههای دورتر از جریانات توربیدایت در تعداد و تنوع افزایش را نشان میدهند وجود دارند. مستند که مرکب

از اجزای نامنظم مورب تا افقی هستند. حفاریهای قائم مربوط به معلق خواران و گوشت خواران است و دارای دهلیزهای داربستی شکل و دهلیزهای آن دارای طیف گستردهای از اندازههای متغیر بوده است. رسوبشناسی مواد پر کننده Thalassinoides متفاوت از سنگ میزبان است و نسبت به سطح لایهبندی برجستهتر بوده و گاهی حالت فرورفته از خود نشان مىدهد. انشعابات دهلیزها از نوع Y و T شکل است و در برخی نمونه-های برداشت شده دیواره بخش Thalassinoides دارای اثر حفاری است که تمایل جانور اثرساز را برای حفاری نشان میدهد. در برش مورد مطالعه این اثرفسیل به دلیل قرار گرفتن در ژرفای بیشتر و پایین بودن نسبت به عمق امواج عادی، از ثبات و پایداری بیشتری برخوردار بوده همین امر موجب فراوانی این اثرفسیل شده است. آثار Ophiomorpha شناسایی شده دارای دیوارههای صاف که غالبا به صورت شاخههای استوانهای نوع Y و T شکل، دیده می شود و اغلب به حالت عمودی با ساختارهای حفره یا پناهگاهی دائمی تا موقتی میباشند که به وسیله جانداران تغذیه کننده از مواد معلق در آب و شکارچیان فعال ایجاد شده و بیشتر در ماسهسنگهای دانهریز تا متوسط پراکنده شده و از جور شدگی بسیار خوبی برخوردارند. دو اثرجنس Planolites و Paleophycus اثرفسيل-های سادهای هستند که حاصل رفتارهای سادهای می باشند و به نسبت از فراوانی بالایی برخوردار هستند. Paleophycus دلالت بر پرشدگی غیرفعال یک سیستم حفرهای باز ساخته شده توسط جانداران شکارچی یا معلق خوار که دارای حفره-های آستردار پرشده با رسوبات همسان رسوب اطراف است، نشان دهنده گسترش مجموعه جانداران فرصت طلب در شرایط محیطی ناپایدار است. در حالی که Planolites نشان دهنده یک

جريانها كاهش مييابد، بيشتر ديده ميشود. وجود شرایط زیستی مطلوب با فراوانی بالا مواد غذایی مى تواند موجب ايجاد اثر فسيل هايى با تنوع بالا شده است. وجود حفظ شدگی خوب اثرفسیلهایی همانند Paleodictyon در این نهشتهها دلال بر قدرت فرسایش کم جریانهای توربیدایتی به سمت بخش ژرف دارد. مجموعه پس از رسوبگذاری Ophiomorpha, اثرفسيلهاى شامل Planolites , Thalassinoides, Paleophycus نشان دهنده انرژی بالای امواج و جریان توربیدایتی است. در بیشتر موارد آرایش قائم و الگوی رفتاری پناهگاهی و استراتژی فرصت طلب نشان از وجود جریانهای فرسایش و پرانرژی کف بستر دارد. وجود پلت و لایهبندی ریز هلالی در اثرفسیلهایی با چنین الگوی رفتاری نشان دهند واکنش جاندار سازنده برای سازگاری با شرایط سخت محیطی است. در نتیجه در بخشهای بالادستی حوضه توربيدايتي كه قدرت فرسايشي جريان افزايش مي-يابد، بيشتر ديده مى شود. اثرفسيل Zoophycos شامل آثاری تعادلی میباشد که حفره ساخته شده توسط آنها در نواحی پر انرژی خود را با میزان فرسایش و رسوب گذاری با ایجاد ساختهای ریزبندی هلالی متعادل مینماید. جاندار سازنده این اثر جهت كسب مواد غذا با ايجاد حفرات بالا رونده، موقعیت خود را در تماس با سطح مشترک آب -رسوب حفظ مینماید. با توجه به دادههای اثرشناسی، تنوع و فراوانی اثرفسیلها در توالی رسوبی مورد مطالعه، در سطح لایههای ماسهسنگ سیلتی و سیلت استون میتوان نتیجه گرفت که بیشتر اثرفسیلها به صورت قالب در سطح زیرین خود هستند. به عبارتی فعالیت جانوران اثرساز بر روی سطح بالایی متمرکز بوده و پس از رسوبگذاری توسط رسوبات ماسهسنگ سیلتی و سیلت استون قالب گیری شدهاند. بنابراین بیشترین اثرفسیلها در

اثرفسیل فاقد پوشش یا آستر است و پر شدگی كانال توسط موجود حفار انجام مى شود. معمولا پر شدگی از رسوبات اطراف متفاوت و به عنوان اثر حاصل از حفاریهای داخل رسوب توسط کرمهای حلقوی با دیگر انواع کرمها شناخته میشود. Zoophycos دارای اثرفسیل پیچیدهای است که به لحاظ چگونگی تشکیل و نوع رفتار ایجاد کننده، حاصل فعالیت سطح رسوب خواری، فرآوری مواد آلی درون رسوبی و ترکیبی از رفتار تغدیهای متنوع در نظر گرفته شده و از تنوع و فراوانی کمتری برخوردار بوده است. Paleodictyon شناسایی شده در برش مورد مطالعه به صورت ساختمانهایی شبکهای از شش ضلعی منظم بوده که خروجیهای عمودی را نشان نمیدهند. دارای میلههای عمودی-اند که قطر دیوارهها در هر اثرجنس متغیر میباشد. این اثرفسیل دارای رفتار کشت میکروبی در محل زیست دائمی خود بوده و این رفتار منجر به تشکیل آن شده است. براساس الگوی رفتاری اثرفسیلها، نوع بستر و اندازه ذرات، ساختهای رسوبی فیزیکی مرتبط به جریانهای توربیدایتی، اثرفسیلهای منطقه گلباف به دو مجموعه پیش و پس از رسوب-گذاری و یک مجموعه با الگوی رفتاری تعادلی تقسیم شدهاند. در این نهشتهها تنوع اثرفسیلی، رفتارشناسی و ریختشناسی مجموعههای پیش از رسوب گذاری نشان دهنده اثرفسیلهای شاخص اثرفسیلهایی از جمله, Helminthorhaphe Cosmorhaphe , Helminthopsis, Cochlichnus میباشد که با طرح ریختشناسی اثرهای مئاندری و مدور در مناطق ژرف به همراه توربیدایتها دیده می شوند. بیشتر اثرفسیل های مرتبط به این ایکنوفاسیس به صورت حفرات افقی در روی بسترهای دانهریز وجود دارند. چنین الگوی رفتاری نشاندهنده شرایط کم انرژی و در بخشهای دورتر از حوضه که قدرت فرسایشی

بودن شرایط محیطی مانند اکسیژن بستر، میزان ماده آلی رسوبات، نوسانات زمانی، ترکیب بافتی رسوبات، نرخ رسوبگذاری، فراوانی جوامع زیستی و نحوه توزیع آنها سبب فراوانی اثرسازها شده است. ۳) با توجه به نوع، فراوانی و گسترش اثرفسیلها در توالی مورد مطالعه میتوان نتیجه گرفت که مناسبی برای ایجاد اثرفسیلها قرار گرفته است. مناسبی برای ایجاد اثرفسیلها قرار گرفته است. ۹) خصوصیات رفتار شناسی، ابعاد حفرات و تنوع مجموعه اثرفسیلهای شناسایی شده در منطقه گلباف نشان میدهد که نوسانات امرژی محیط بیشترین تاثیر را بر روی جانداران سازنده این اثرفسیلها داشته است.

-آقانباتی، س.ع.، ۱۳۹۰. زمینشناسی ایران، سازمان زمینشناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.

-Bromley, R.G., 1996. Trace Fossils. Biology, Taphonomy and Applications, Second Edition. Chapman & Hall, London, 361 p.

-Catuneanu, O., 2006, Principles of Sequence Stratigraphy, Department of Earth and university of Alberta, Edmonton, Alberta, Canada, 375 p.

-Demírcan, H. and Uchman, A., 2017. Short distance variability of trace fossils in submarine slope and proximal basin plain deposits: a case study from the Ceylon Formation (upper Eocene), Gelibolu Peninsula, NW Turkey, 275 p. -Dimitrijevic, M.D., 1973. Geology of Kerman region. Institute for Geological and mining exploration and investigation of nuclear and Oder mineral raw materials, Report no, 335 p. بخشهای میانی پس از رخداد جریانات آشفته و در محیط به نسبت آرام تشکیل شدهاند.

نتيجهگيرى

 ۱) نهشتههای فلیشی کرتاسه بالایی در منطقه گلباف از ضخامت خوبی برخوردار بوده و تعداد اثرفسیلها در این برش از تنوع و فراوانی بسیار بالایی برخوردارند. بهطوری که از تعداد ۳۰ اثرجنس در این تحقیق تنها به مطالعه ۱۰ اثرجنس پرداخته شده است.

۲) مطالعات اثرشناسی و رسوب شناسی بر روی رسوبات منطقه مورد مطالعه نشان دهنده شرایط آرام در بستر حوضه است. به نظر میرسد فراهم

منابع

-خسروتهرانی، خ.، ۱۳۶۷. کلیاتی درباره چینه-شناسی ایران، انتشارات دانشگاه تهران، ۳۴۲ ص. -بختیاری، س.، ۱۳۸۸. اطلس راههای ایران، مقیاس ۱۰:۱۰۰۰۰، (۲۸۸-۱)، موسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی تهران.

-Dimitrijevic, M.D. and Djokovic, I., 1973. Geological map of Kerman region, 1: 500,000, Geol. Survey of Iran.

-Fürsich, F.T., Wilmsen, M., and Seyed-Emami, K., 2006. Ichnology of Lower Jurassic beach deposits in the Shemshak Formation at Shahmirzad, southeastern Alborz Mountains, Iran. Facies, v. 52, p. 599-610.

-Hasiotis, S.T., 2002. Continental Trace Fossil short course Number 51, SEPM, Tulsa, 134 p.

-Heer, O., 1877. Flora Fossils Helvetia. Vorweltliche Flora der Schweiz. J. Wurster and Comp., Zurich, 182 p.

-Kim, J.Y., Kim, K.S. and Pickerel., R.K., 2003. Cretaceous nonmarine trace fossils from the Husbanding and Jinju Formations of the Nemaha area, Kyongsangnamdo, Southeast Korea. Ichnosp, v. 9, p. 41-60.

-Książkiewicz, M., 1977. Trace fossils in the flysch of the Polish Carpathians, Paleontological Planica, p. 1-200.

-Malpas, J.A., Gawthorpe, R.L., Pollard, J.E. and Sharp, I.R., 2005. Ichnofabrics analysis of the shallow marine Nuchal Formation (Miocene), Suez Rift, Egypt: implications for epositional processes and sequence stratigraphic evolution: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 215, p. 239-264.

-Massalango, A., 1855. Zoophycos, novum genus Planform Foss ilium, Type's Antonelliana's. Veronese, p. 45-52.

-Menghini, G.G., 1850. In: Savi, P. & Menghini, G.G., Osservazioni stratigrafische e paleontologist concernanti la geological Della Toscana e die peas limitrofi. Appendix in: Memorial Murchison, R.I., Sula structure geological delle Alpo degli Apennine e die Carpazi. Stem aria granulate, Firenze, p. 246-528.

-Miller, W., 2007. Trace Fossils: Concepts, Problems, Prospects. Elsevier, 611 p.

-Miller, W., 2012. On the doctrine of ichnotaxonomic conservatism: the differences between ichnotaxa and biotaxa. Neues Jahrb. Geol. Palaeontol. Abh., v. 265, p. 295-304.

-My row, P.M., 1995. Thalassinoides and the enigma of early Paleozoic open framework burrow systems, Palaios.

-Moghadam, H.V. and Paul, C.R.C., 2000. Trace fossils of the Jurassic, Blue Lia's, Lyme Regis, southern England, Ichnosp, p. 283-306.

-Monaco, P. and Checconi, A., 2008. Stratinomic indications by trace fossils in Eocene to Miocene turbidites and hemipelagites of the Northern Apennines (Italy), v. 83, p. 133-163.

-Nicholson, H.A., 1873. Contributions to the study of the errant annelids of the

older Paleozoic rocks. Royal Society London Proc., v. 21, p. 288-290.

-Nielsen, J.K., Gormus, M., Uysal, K. and Kanbur, S., 2010. First records of trace fossils from the Lake District, southwestern Turkey. Bulletin of Geosciences, v. 85(4), p. 691-708.

-Nielsen, J.K. and Gormus, M., 2004. Ichnotaxonomy and ethology of borings in shallow-marine benthic foraminifers from the Maastrichtian and Eocene of Northwestern and Southwestern Turkey. Rivista Italian di Paleontology E Stratigraphy, v. 110, p. 493-501.

-Pak, R. and Pemberton, S.G., 2003. Ichnology of the Yeoman Formation of southern Saskatchewan preliminary report; in Summary of Investigations 2003, v. 1, skatchewan Geological Survey, Sask. Industry Resources, Misc. Rep, 16 p.

-Pemberton, S.G. and Frey, R.W., 1982. Trace fossil nomenclature and the Planolites-Paleophycus dilemma: Journal of Paleontology, 881 p.

-Pickering, K.T., Hiscott, R.N. and Hein, F.J., 1989. Deep-Marine Environment: Clastic Sedimentation and Tectonics. Unwin Hyman Ltd, 416 p.

-Rodríguez-Tovar, F.J., Uchman, A., Pyros. A., Orue-Etxebarria, Х., Apollonia, E. and Molina, E., 2010. Sealevel dynamics and palaeoecological factors affecting trace fossil distribution in Eocene turbidites deposits Spain). (Gorrondatxe section. Ν Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, p. 50-65.

-Ruttner, A. and Stocklin, Y., 1967. Geological map of Iran, 1:100000 Series, sheet, Geological survey of Iran.

-Seilacher, A., 1964. Biogenic Sedimentary Structures, J. Imbrue., and N. D., Newell, Approaches to Paleoecology, John Wiley and Sons, Inc, 316 p. -Seilacher, A., 2007. Trace Fossil Analysis. Springer, Tubingen, Germany, 226 p.

-Seilacher, A., 1977. Pattern analysis of Paleodictyon and related trace fossils. In: Crimes, T. P. and Harper, J. C., Trace Fossils 2. Geological Journal, Special Issue, 334 p.

-Stachacz, M., 2016. Ichnology of the Cambrian ocieseki sandstone, formation (Holy Cross Mountains, Poland), v. 86, p. 291-328.

-Sabzehei, M., Navazi, M., Azizan, H., Shahraki, A. and Seifouri, S., 1999. Geological map of Iran, 1: 100,000 Series, Kerman sheet 7450, Geological survey of Iran.

-Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonic of Iran: A review. Bulletin of American Association of Petroleum Geologist, Chicago, 1258 p.

-Uchman, A., 1998. Taxonomy and ethology of flysch trace fossils: a revision of the Marian Książkiewicz collection and studies of complementary material. Annals Societies Geologorun Polonies, 218 p. -Uchman, A., 2001. Eocene flysch trace fossils from the Hecho Group of the Pyrenees, orthern Spain: Berengaria, v. 28, p. 3-41.

-Uchman, A., 2007. Deep-sea trace fossils from the mixed carbonatesiliciclastic flysch of the Monte Anatole Formation (Late Campanian-Maastrichtian), North Apennines, Italy, p. 980-1004.

-Uchman, A., 2009. The Ophiomorpha rudis ichnosubfacies of the Nereites ichnofacies: Characteristics and constraints, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, p. 107-119.

-Valeh, N., 1973. Geological map of Iran, 1: 100,000 Series, sheet 7549-Khaneh khaton, Geological survey of Iran.

-Wetzel, A. and Bromley, R.G., 1996. A re-evaluation of ichnogenus Helminthopsis Heer 1877, new look at the type material. Paleontology, v. 39, p. 1-19.

تکوین ساختاری روند شمالباختری - جنوبخاوری در منطقه همتآباد - خاور ایران

ابراهیم غلامی*! محسن کریمیدهکردی'، محمدمهدی خطیب'

۱-گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

(پژوهشی)

دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۰۹/۲۲ پذیرش نهایی مقاله: ۱۴۰۲/۰۲/۱۶

چکیدہ

در منطقه همتآباد در جنوبخاور بیرجند، امتداد یهنههای گسلی و اثر محوری چینها به صورت شمال باختری-جنوبخاوري است. يهنه گسلي همتآباد به عنوان گسل اصلي اين منطقه با امتداد شمال باختر – جنوبخاور در زیر پهنه سیستان در راستای یکی از سرشاخههای گسل نه خاوری قرار دارد که با تداوم به سمت جنوب به گسل شمالی - جنوبی چشمه زنگی متصل میشود. تحلیل هندسی - جنبشی گسل ها براساس دادههای صحرایی مربوط به صفحات گسلی و خطوارههای لغزشی، جابجایی آبراههها، روند اثر محوری چینها حاکی از عملکرد امتدادلغز راست گرد با مولفه معکوس در پهنههای گسلی این منطقه هستند. در دو مسیر موازی هم (a,b) از جنوبخاور به شمال باختر نتایج حاصل از بررسی شاخصهای ریختزمین ساختی از قبیل: رودخانههای جابجا شده، پشتههای کرکرهای، پرتگاههای گسلی و نسبت v در درهها حاکی از فعالیت زمینساختی نسبتا بالا در این منطقه هستند. دامنه تغییرات نسبت v در محدوده ۸/۵۸ – ۳۱/۰ می باشد و از جنوبخاور به شمال باختر مقدار آن در حال افزایش است. میزان جابجایی آبراههها نیز در دو مسیر مذکور در محدوده ۱۱۶ - ۶ متر متغیر است و مقدار آن از جنوبخاور به شمالباختر در حال کاهش است. تعداد هشت برش تویوگرافی عمود بر روندهای اصلی ساختاری منطقه تهیه گردید که در هر یک از آنها میتوان پرتگاههای گسلی را به صورت پلکانی مشاهده نمود که از شمالخاور به جنوبباختر ارتفاع پرتگاههای گسلی کاهش می ابد. براساس بررسیهای ساختاری و ریختزمینساختی این پژوهش، در این بخش از پوسته ایران الگوی تکامل ساختاری در روندهای شمال باختر - جنوبخاور به صورت ایجاد سری گسل.های راندگی است که از شمالخاور به جنوبباختر انجام می شود. براساس موقعیت هندسی صفحات گسلی و خطوارههای لغزشی، روند میانگین محور بزرگ فشردگی در محدوده شمال خاوری با موقعیت میانگین N25E می باشد که با روند ساختارهای منطقه همخوانی دارد.

واژههای کلیدی: پهنه گسلی نهبندان، پهنه گسلی همتآباد، خاور ایران، رشد ساختاری، گسل امتدادلغز راست گرد.

Email: Egholami@birjand.ac.ir

*- نویسنده مسئول:

مقدمه

در بخش خاوری ایران که روندهای ساختاری غالب از نوع شمالی - جنوبی میباشند، نحوه رشد روندهای ساختاری شمالباختری - جنوبخاوری همواره مورد سوال بوده است. در مرز بین ایالت ساختاری سیستان و پهنه لوت سیستم گسلی نهبندان با امتداد شمالی - جنوبی و با سازوکار غالب امتدادلغز راست گرد قرار دارد (Walker and Jackson, 2004; Walker and khatib, 2006; Walker et al, 2004; Berberian and Yeats, (2001; Berberian et al, 2000; Freund, 1970 که به صورت تداخلی وارد پهنه لوت میشود. خطیب و شهریاری (۱۳۷۶) طرح هندسی یایانه گسلهای امتدادلغز را نتیجه جدایش اریبهای فرعی و چرخش در جهت خلاف بردار حرکت میدانند. نظرات متعددی در خصوص تکامل زمینساختی خاور ایران ارائه شده است که می توان به موارد زیر اشاره نمود: استوکلین (Stocklin, 1968)، مک کال (Mc Call, 1985)، تیرال و همکاران (Tirrul et al, 1983)، کمپ و گریفیز (Camp and Griffis, 1982)، افتخارنژاد (۱۳۵۲)، بربریان (۱۳۶۷)، فیروز (۱۳۹۰). همچنین جلیلی و همکاران (Jalili et al, 2015)، شرکا و همکاران (Shoraka et al, 2016)، محمدی و همکاران (Mohammadi et al, 2014)، صميمي و همكاران (Samimi et al, 2020 a,b)، صميمي و غلامي (Samimi and gholami, 2017)، عباسی و همکاران (Abbasi et al, 2017)، احمدب و همكاران (Ahmadi et al, 2019, 2020)، قاسمی و همکاران (Ghasemi et al, 2016, 2017)، عزتی و همکاران (Ezzati et al, 2020, 2021)، يزدان يناه و همكاران (Yazdanpanah et al, 2015)، حيدرى و همكاران (Heidari et al, 2015)، باغبانی و همکاران (Baghbani et al, 2017)، پورغیاثیان و همکاران (Porghiasian et al, 2015) به همزمانی فعالیت

روندهای اصلی و نقش مولفه شمال خاوری – جنوب باختری در تکامل زمین ساختی منطقه خاور ایران اشاره کردهاند اما نحوه رشد ساختاری در روندهای شمالباختری – جنوبخاوری مدنظر قرار نگرفته است.

منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه با موقعیت ۸۵ ۵۹° تا ۰۰ ۶۰° طول خاوری و ۳۲ ۳۲° تا ۲۳ ۳۲° درجه عرض شمالی در بخش شمالخاوری زیرپهنه سیستان در استان خراسان جنوبی واقع شده است (شکل ۱). پهنه گسلی همتآباد با امتداد NW-SE در راستای یکی از سرشاخههای گسل نه خاوری قرار گرفته است که مانند سایر روندهای شمالباختری -جنوبخاوری در زیریهنه سیستان، این یهنه گسلی نیز با تداوم به سمت جنوب، به گسلهای شمالی -جنوبی متصل می گردد. هدف این تحقیق شناسایی، معرفی و تحلیل دگرشکلی در منطقه همتآباد است که بر این اساس الگوی زمین ساختی حاکم بر نحوه رشد روندهای شمالباختری - جنوبخاوری در خاور ایران معرفی خواهد گردید. برای رسیدن به این هدف وضعیت هندسی - جنبشی گسلها، چینها و همچنین ویژگیهای ریخت زمینساختی منطقه مورد بررسی قرار گرفته است.

مواد و روشها

ویژگیهای سنگ شناسی منطقه همت آباد واحدهای سنگی زیرپهنه سیستان شامل: واحدهای افیولیتی و دگرگونی کرتاسه (کمپلکسهای نه – راتوک) و واحدهای فلیش – آذرآواری (مجموعه رسوبات حوضه سفیدابه) (Tirrul et al, 1983) (مجموعه میباشند (شکل ۱). منطقه همت آباد در برگیرنده واحدهای میانه زیستی و نوزیستی (نظری، ۱۳۷۷ و ۱۳۷۸) بوده که شامل موارد زیر هستند: واحدهای
سیستان و لوت باعث دگرشکلی این منطقه گردیده است (غلامی، ۱۳۸۸). از آنجا که بررسی لرزهای، زمینساخت جنبا و ویژگی ساختاری در راستای پهنههای گسلی، ما را در شناخت هرچه بیشتر Fossen, 2010; می کند (;Keller and Pinter, 1996; Han et al, 2003 سازوکار این پهنهها یاری می کند (;Keller and Pinter, 1996; Han et al, 2003 ابتدا ویژگیهای هندسی و جنبشی چینها و گسلها و سپس ویژگیهای ریختزمینساختی در منطقه همت آباد مورد بررسی قرار گرفتهاند.

چینهای موجود در واحدهای شیل و ماسهسنگی ترشیر در منطقه مطالعه (چینهای 16 fo1, fo 2, fo نرشیر در محوری NW-SE دارند (جدول ۱، شکل ۴). افیولیتی (Oph) با گستردگی در راستای شمالباختر – جنوبخاور، واحد (ksch): شامل ماسه سنگ، شیل و آهک است که حتی دگرگونی در حد اسلیت – فیلیت تا شیست نشان میدهند. واحد (peEf) که تناوبی از شیل و ماسه سنگهای چینخورده است (شکل ۲). سنگهای آتشفشانی (EOt) با تناوبی از گدازه و توف آندزیت – بازالتی. واحدهای افیولیتی به صورت نوار باریکی در بین واحدهای ترشیر رخنمون یافتهاند و بهتدریج به واحدهای ترشیر رخنمون یافتهاند و بهتدریج به میشود (شکل ۳). تحلیل هندسی – جنبشی ساختارهای منطقه پهنه گسلی نهبندان با امتداد شمالی – جنوبی و سازوکار امتداد لغز راستگرد، در مرز زیرپهنه

جدول ۱: ویژ دیگای هندسی چینها در منطقه همت باد										
زاويه بين يالى	يال جنوبخاورى	یال شمالباختری	اثرمحورى	محور	نام چين					
40	N20W, 67NE	N10W, 73SW	NW-SE	N20W, 12	fo1					
46	N25W, 64NE	N8W, 73SW	NW-SE	N14W, 20	fo2					
44	N14E, 50NW	N33W, 60NE	NW-SE	N23W, 24	fo3					

جدول ۱: ویژگیهای هندسی چینها در منطقه همتآباد



شکل ۱: ویژگی کلی مجموعههای سنگی و ساختارهای اصلی زمیندرز سیستان (اقتباس از Walker, 2004 با ترسیم

مجدد)

در شکل ۴ بین گسلهای F8, F4 قرار گرفته و همچنین چینهای کوچک مقیاس شکل ۲)، میتوان چنین استنباط نمود که رانش مواد و تغییر شیب در یال چینها با سازوکار گسلهای راندگی منطقه همخوانی دارد. با توجه به نقشه زمین شناسی (شکل ۳) و نقشه ساختاری (شکل ۴)، با حرکت از شمال خاور به جنوب باختر می توان به ترتیب رخنمون افیولیت، رسوبیهای چین خورده کرتاسه – ترشیر را مشاهده نمود که به سمت جنوب باختر اثر این چینها کمتر به چشم می خورد که می تواند دلیل مناسبی برای رشد ساختارها از شمال خاور به سمت جنوب باختر باشد.

اختلاف شیب یالها در چینهای مذکور حاکی از آن است که یال پرشیب در سمت جنوبباختر و یال کم شیب در سمت شمالخاور قرار دارد (شکل ۲). این پدیده میتواند نشانگر رانش مواد به سمت جنوبباختر باشد (McClay, 1992). علاوه بر این محور چینها با روند شمالباختر – جنوبخاور دارای میل به سمت شمالباختر میباشد که با توجه به میل به سمت شمالباختر میباشد که با توجه به میل به سمت شمالباختر میباشد که با توجه به میل به سمت شمالباختر میباشد که با توجه به جنوبخاور) و کاهش رخنمون افیولیتها به سمت شمالباختر میتواند حاکی از شروع برخاستگی از جنوبخاور به سمت شمالباختر باشد. با توجه به اینکه چینهای این منطقه در محدودهای بین گسلهای راندگی قرار گرفتهاند(مانند چین 4 fo که



شکل ۲: چین خوردگی در شیل و ماسهسنگ ترشیر - در هر دو عکس، سوی رانش به سمت جنوب اختر می باشد.



شکل ۳: نقشه زمین شناسی منطقه همت آباد (سن واحدها بر مبنای نقشه سربیشه مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، نظری و

همکاران، ۱۳۷۸)

شمالباختری - جنوبخاوری در مرز واحدهای افيوليتي، با تداوم به جنوبخاور به گسل شمالي -جنوبی چشمه زنگی متصل می گردد (غلامی و همکاران، ۱۳۸۸). نقش مولفه فشاری در بخش شمالباختر - جنوبخاوری منطقه باعث گردیده که واحدهای رسوبی کرتاسه در حدواسط روستاهای همتآباد و چشمه زنگی حالت چین خوردگی بزرگ مقیاسی را نشان دهند (شکل ۳). نظر به اینکه گسلهای شمالباختری – جنوبخاوری دارای مولفه راندگی هستند و در یک برش، از شمالخاور به سمت جنوبباختر مى توان این پهنهها را در مرز واحدهای افیولیتی، رسوبیهای کرتاسه، رسوبیهای ترشیر و مرز کوه و دشت مشاهده نمود، لذا با توجه به موقعیت هندسی چینها، گسلها و سازوکار آنها و نحوه گسترش واحدهای سنگی، می توان فعالیت گسل های بخش شمالخاوری را قدیمی تر از گسل هایی دانست که در بخش جنوبباختری فعالیت دارند و در حقیقت یک سری از گسلهای راندگی(به صورت فلسی) هستند که از شمالخاور به جنوبباختر در حال رشد میباشند. در ادامه شمالباختری گسل همتآباد تنها شواهدی از بریدگی و فرازگیری مخروطه افکنههای قدیمی در بخش جنوب -جنوبباختری کوهستان دیده می شود که با توجه به انحراف آبراههها، مي توان مولفه امتدادلغز راست گرد برای گسلهای پنهان در نظر گرفت لذا این نحوه فعالیت در راستای پهنههای گسلی شمالباختری – جنوبخاوری حاکی از رشد كوهستان به سمت جنوبباختر مىباشد (عليمى، .(1794

گسلهای منطقه مورد مطالعه

گسلهای اصلی منطقه امتداد شمالی - جنوبی و شمالباختری - جنوبخاوری دارند. براساس اندازه گیری موقعیت هندسی صفحه گسل و خطواره لغزشی در راستای هر یک از گسلها (شکل ۴)، موقعیت میانگین و ویژگی گسلهای منطقه در جدول ۲ آمده است. براساس هندسه و سازوکار گسلها و با استفاده از روش دووجهی عمود بر هم، محدودههای فشردگی و کشیدگی در منطقه تعیین گردید. در این روش با استفاده از هندسه گسل و خطواره لغزشى موقعيت محور تنش حدواسط تعیین گردیده سپس براساس سازوکار گسل موقعیت صفحه اصلی تنش و محورهای بزرگ و کوچک تنش تعیین میشوند. مطابق جدول ۲ نقاط تیره معرف محدوده فشردگی(موقعیت محور بزرگ تنش) و نقاط روشن معرف محدوده کشیدگی(موقعیت محور کوچک تنش) میباشند. دامنه نوسانات موقعیت محور اصلی فشردگی در منطقه مطالعه، در محدوده شمالخاوری (-N00 N65E) قرار دارد که می توان میانگین روند N65E برای آن در نظر گرفت. تاثیر این مولفه فشردگی بر گسلهای منطقه دو سازوکار متفاوت ایجاد کرده است به نحوی که در پهنههای گسلی شمالی -جنوبی بیشتر مولفه برشی و در پهنههای شمالباخترى - جنوبخاورى بيشتر مولفه فشارى حاكم گرديده است. مهمترين گسل شمالي -جنوبی منطقه که در بخش خاوری قرار دارد پهنه گسلی چشمه زنگی است که دارای سازوکار امتدادلغز راست گرد با مولفه معکوس است (کریمی و همکاران، ۱۳۹۱). گسل همتآباد با امتداد

جدول ۲: ویژگیهای هندسی و جنبشی گسلها در منطقه همتآباد

میانگین موقعیت محورهای فشردگی و				
کشیدگی (نقاط تیرہ فشردگی- نقاط روشن	سازوكار	ریک بردار لغزشی	موقعيت هندسى گسل	نام گسل
کشیدگی)				

	معکوس راست گرد	53NW	N40W,63 NE	همتآباد
	راستگرد با مولفه معکوس	25NW	N11W, 75 NE	چشمه زنگی
	معکوس راستگرد	56NW	N78W,60 NE	F1
******	معکوس راستگرد	53NW	N43W,68 NE	F2
	راست گرد معکوس	40NW	N60W,58 NE	F3
	راستگرد معکوس	42NW	N68W,68 NE	F4
	معکوس راستگرد	55NE	N10E,55 SE	F5
	معکوس راستگرد	40NE	N15E,74SE	F6
	معکوس راستگرد	63NW	N80W,48NE	F7
	راستگرد معکوس	42NW	N58W, 63NE	F8
· •	راستگرد معکوس	25NW	N75W,50 NE	F9
	راستگرد معکوس	20NW	N87W,78NE	F10
	راستگرد معکوس	30NW	N75W,83NE	F11
	راستگرد معکوس	35NW	N75W,76NE	F12
	راستگرد معکوس	30NW	N68W, 78NE	F13

ریختزمین ساختی می توان به تحلیل زمین ساخت فعال در یک منطقه پرداخت (Keller, 1996;) Burbank and Anderson, 2001; Guccione et al, 2001; Schoorl and Veldkamp, 2003; Synder et al, 2003; Stevens, 1974

بحث و نتايج

شواهد ریخت زمینساختی در منطقه همت آباد به علت تعامل بین حرکات زمینساختی و تغییرات رودخانهای، با استفاده از شاخصهای

ایجاد این مورفولوژی گردیده است. برای مشخص شدن تغییرات توپوگرافی و شناسایی پرتگاههای گسلی در منطقه مورد مطالعه و موازی با امتداد پهنه گسلی همتآباد، تعداد هشت برش عرضی توپوگرافی تهیه گردید (شکل ۴) که نتایج گرافیکی آن در شکل ۸ ارائه شده است: از آنجا که رشد گسلهای راندگی میتواند در برشهای توپوگرافی حالت پلکانی ایجاد کند و با توجه به اینکه در منطقه مورد مطالعه با حركت از ارتفاعات بهسوى دشت (از شمالخاور به جنوبباختر به خصوص در بخش میانی برشهای ۱، ۲ و ۳) این پلکانها ظهور بیشتری دارند لذا این پدیده نشانگر رشد به سمت جنوبباختر، در پهنههای گسلی میباشد. بدین ترتیب که ابتدا دگرشکلی در بخش شمالخاور منطقه آغاز شده و باعث ایجاد پهنههای گسلی گردیده است و سپس دگرشکلی در بخش جنوبباختری ادامه یافته و پهنههای گسلی جدیدی شکل گرفتهاند. به همین ترتیب این فرایند تداوم یافته است و گسلهای جدید ایجاد شدهاند. لذا پهنههای گسلی قدیمی در بخش شمالخاور و پهنههای گسلی جوانتر در بخش جنوبباختر منطقه قرار دارند. وجود این پلکانها در برشهای ۱، ۲ و ۳ در مقایسه با سایر برشها و همچنین ظهور گسل راندگی در جنوب روستای گزدز (شکل ۴)، حاکی از بیشتر بودن رشد راندگیها در بخش جنوبخاوری در مقایسه با بخش شمال باختری منطقه است که این موضوع در بخش مربوط به میزان جابجایی آبراههها نیز بیان گردید. به بیان دیگر، در محل تلاقی دو روند ساختاری اصلی (بخش جنوبخاوری)، میزان فعالیت زمینساختی زیاد است و به سمت شمالباختر میزان فعالیت آن كاهش مى يابد.

نسبت V: این نسبت براساس فرمول V= Av/Ac محاسبه میشود که در آن Av مساحت دره در

همتآباد تعدادی شواهد ریختزمینساختی از قبیل: رودخانههای جابجا شده (Offset Streams)، پشتههای کرکرهای (Shutter Ridges)، پرتگاههای گسلی (Fault Scarps) مورد بررسی قرار گرفت. در دو مسیر موازی هم، از جنوبخاور به شمالباختر (مسیرهای a,b در هر مسیر ۷ ایستگاه) میزان جابجایی برای ۱۴ آبراهه اندازه گیری شد (شکل ۵). نتایج نشان میدهد که در منطقه همتآباد بیشترین فعالیت زمینساختی به بخشهای جنوبخاوری تعلق دارد. بخش جنوبخاوری که به پهنه اصلی گسل نهبندان نزدیکتر است فعالیت بیشتری نسبت به بخش شمالباختری دارد. رودخانههای جابجا شده: انحراف آبراههها از مسیر اصلی، نشانگر حرکت راستگرد گسل میباشد (شکل ۶). از جنوبخاور به شمالباختر مقدار جابجایی آبراههها متغیر است (جدول ۳). مخروطافکنهها نیز تحت کنترل دینامیک و تحول-پذیری سامانه آبراههها بوده و چگونگی فعالیتهای زمینساختی نقش تعیین کنندهای در فرایندهای زمینریختی از نظر فرسایش و رسوبگذاری در سطح مخروط افكنه دارند (Viseras et al, 2003). وجود مخروطه افکنههایی با کاهش گستردگی از قدیم به جدید در بخش جنوبباختری منطقه، نشانگر برخاستگی منطقه به صورت مرحلهای مى باشد (Lecce, 1990).

پشتههای کرکرهای و پرتگاههای گسلی: مورفولوژی پشتههای کرکرهای در جایی شکل میگیرد که پهنه گسلی باعث ایجاد برآمدگی گشته و آبراههها باعث بریده شدن و فرسایش این توپوگرافی گردند. لذا این پشتهها یکی از پارامترهای شناخت محل پهنههای گسلی هستند. در منطقه مورد مطالعه نیز در مرز کوه و دشت میتوان پشتههایی مشاهده نمود (شکل ۷) که نشانگر برخاستگی ناشی از فعالیت گسلهای راندگی بوده و فرسایش باعث از بررسی شاخص نسبت V در درههای مختلف (جدول ۴) حاکی از این است که در قسمت جنوبخاوری منطقه نسبت به قسمت شمالباختری، مقدار این شاخص کمتر است و نشان دهنده این است که قسمت جنوبخاوری منطقه بالاآمدگی بیشتری داشته است.

مقطع قائم و Ac مساحت نیمدایره محاط کننده دره در مقطع قائم می باشد. در دره های عریض نسبت V به ۱ نزدیک و گاهی از ۱ بیشتر است و در دره هایی که تحت اثر بالاآمدگی زمین ساختی قرار می گیرند، برش قائم دره به شکل V خواهد بود و مقدار نسبت V از ۱ کمتر می باشد (Mack Fadan, 1977; Mayer, 1986

		7.		. 07.	0, .		
شماره ایستگاه	١	٢	٣	۴	۵	۶	۷
جابجایی در مسیر a (متر)	۶٨	٨۴	118	۷۶	۷۲	۴۳	74
جابجایی در مسیر b (متر)	۱۰۰	۵۴	۳۸	۲۵	١٢	٨	۶

جدول ۳: میزان جابجایی در آبراههها در مسیرهای a, b

جدول ۴: مقادیر شاخص نسبت V در مسیرهای a, b									
شماره ایستگاه	١	۲	٣	۴	۵	۶	۷		
نسبت V در مسیر a	٠/٣٣	• /٣١	۰/۳۸	•/۵٨	•/۴٧	٠/۴٨	٠/۴٠		
نسبت V در مسیر b	۰/۳۸	٠/٣۵	٠/٣٩	٠/۴٠	•/47	•/۴۶	•/۴•		



شکل ۴: نقشه ساختاری منطقه همت آباد با نمایش استریو گرام گسل ها شامل خطواره لغزشی، محور فشردگی (مربع)،

محور کشیدگی(دایره).



شكل ۵: موقعیت ایستگاههای بررسی شواهد ریختزمینساختی



ودخانه شکل ۷: نمونهای از پشتههای کرکرهای در جنوبباختر منطقه

شکل ۶: جابجایی راستگرد در مسیر رودخانه



شکل ۸: برشهای توپوگرافی هشت گانه با نمایش رشد سری گسلهای راندگی درمنطقه مورد مطالعه

الگوی ساختاری

براساس نتایج حاصل از بررسی پهنههای گسلی(شامل موقعیت هندسی گسل، خطواره لغزشی و سازوکار گسل مطابق جدول ۲) و همچنین وضعیت محور و سطح محوری چینها (جدول ۱)، نحوه رخنمون واحدهای سنگی در نقشه زمینشناسی (شکل ۲) و بررسی ویژگیهای ریختزمینساختی (جدولهای ۳ و ۴) در منطقه مورد مطالعه می توان مدل ساختاری بدین شرح ارائه نمود (شکل ۹). ابتدا گسل همت آباد در مرز مجموعه های افیولیتی با امتداد شمال باختری -جنوبخاوری و شیب به شمالخاور، به صورت معکوس راستگرد عمل کرده و سبب رانده شدن واحدهای افیولیتی بر روی واحدهای ترشیر شده است. به دلیل روند شمالخاوری محور اصلی فشردگی، مولفه امتدادلغز آن به صورت راستگرد و مولفه شیبی آن به صورت راندگی عمل کرده است. رخنمون، واحدهای افیولیتی در بخش شمالخاوری این منطقه و همچنین تاکید پژوهش های قبلی (Gholami et al, 2009). بر نقش مولفه راندگی در پهنههای گسلی شمال باختری - جنوب خاوری، نشانگر آن است که رشد کوهستان از بخش شمال خاور و در پهنههای گسلی راندگی آغاز گردیده است. در ادامه سیر تکامل ساختاری منطقه، در بخش جنوبباختری گسل اولیه، گسل جدیدی (مانند گسل F8 در شکل ۴) هم شیب و همراستای پهنه گسل قبلی (NW-SE) دارای مولفه راندگی تشكيل شده كه باعث برخاستكي، ايجاد چينها و انحراف آبراههها گردیده است. تنش فشاری اعمال شده در راستای شمالخاور - جنوبباختر سبب چینخوردگی واحدهای رسوبی کرتاسه و لایههای شيل و ماسهسنگی پالئوسن - ائوسن گرديده و چینهای منطقه رشد میکنند. همچنین تداوم اعمال تنش فشاری موجب راندگی و رخنمون

رسوبیهای کرتاسه می شود. در هر یک از این مراحل ممکن است گسلهای جدید موازی یا با زاویه کم نسبت به گسل اصلی ایجاد می شوند که همان پهنههای وابسته به یک سیستم فشاری -برشی میباشند. در هنگام عملکرد گسل راندگی جدید (مانند گسلهای F3, F4 در شکل ۴)، بالاآمدگیهایی در سطح زمین نمایان میشوند که مسیر آبرههها را مسدود کرده و باعث میشوند که جریان های سطحی مسیر جدیدی را انتخاب و بالاآمدگی را دور بزنند یا اینکه پشتههای کرکرهای توسعه یابند(این پشتهها در برشهای ۱، ۲ و ۳ در محل رشد گسل جدید نمایان می شوند و مانند شکل ۷ در سطح زمین دیده می شوند). در این مدل ساختاری، رشد ساختارها از شمالخاور به سمت جنوبباختر میباشند. لذا برخاستگیهای موجود در دشت نیز می تواند مقدمه ای بر رشد گسل های جوان تر در بخش جنوب باختری کوهستان باشد. با توجه به هندسه گسلهای همتآباد و چشمهزنگی و همچنین رخنمون افیولیتها در محدوده گسل همتآباد، مي توان چنين استنباط نمود كه تحت-تاثیر یک مولفه فشردگی اولیه، فعالیت این دو پهنه بهطور همزمان آغاز گردیده است اما تاثیر مولفه برشی در پهنه گسلی چشمهزنگی باعث گردیده که مولفه اصلی فشردگی بر روندهای شمالباختری -جنوبخاوری به نحوی تاثیر کند که راندگیهای جدید مانند F4, F8 نسبت به گسل اصلی (همت آباد) با زاویه حاده قرار گیرند. لذا این الگو به روندهای اصلی پهنه ساختاری سیستان قابل تعميم است.

نتيجهگيرى

اعمال مولفه اصلی فشردگی در راستای شمالخاور - جنوبباختر(با روند میانگین N25E) سبب فعالیت پهنههای گسلی شمالی - جنوبی و نشانگر تاثیر متقابل پهنههای گسلی شمالی – جنوبی و پهنههای گسلی شمالباختری – جنوبخاوری است. بدین ترتیب که فعالیت یهنههای گسلی شمالی - جنوبی(با غلبه مولفه برشی) باعث گردیده است که دگرشکلی بیشتری در محل تلاقی دو روند اصلی ایجاد شود همچنین تداوم حرکت در پهنههای شمالی - جنوبی باعث رشد گسلهای راندگی در روند شمالباختری -جنوبخاوری گردیده است. با توجه به گسترش واحدهای سنگی(کرتاسه - ائوسن)، فرایند ایجاد و توسعه گسلهای راندگی در زمانهای مختلف (كرتاسه - ائوسن و حتى كواترنر) انجام شده است. بر این اساس نحوه رشد ساختارها در این منطقه به صورت ایجاد و تکامل سری گسلهای راندگی از شمالخاور به سمت جنوب باختر است. به نحوی که قدیمیترین پهنه گسلی(همتآباد) در بخش شمال خاوری در مرز افیولیت ها و جوان ترین یهنههای راندگی در بخش جنوبباختر در حال فعاليت هستند.

شمالباختری - جنوبخاوری در منطقه همتآباد گردیده است. گسلهای شمالی – جنوبی(مانند گسل چشمهزنگی) که نسبت به محور فشردگی زاویه کوچکتر (حاده) داشته اند بیشتر متحمل برش گردیدهاند لذا مولفه امتدادلغز در آنها نقش بیشتری داشته است. در گسلهای شمالباختری – جنوبخاوری(مانند پهنه گسلی همتآباد) که نسبت به محور فشردگی زاویه بزرگتری(نزدیک به حالت عمود) داشتهاند، مولفه معكوس نقش موثرتری ایفا نموده است. شواهد ريختزمينساختى مانند: جابجايي آبراههها، ايجاد پشتههای کرکرهای و ظهور پرتگاههای گسلی در منطقه همتآباد حاکی از کاهش میزان برخاستگی در محل پهنههای گسلی از شمالخاور به جنوبباختر میباشد. مقدار انحراف آبراههها در بخشهای جنوبخاوری (بین ۱۰۰-۶۸ متر) به سمت شمالباختر(بین ۲۴-۶ متر)کاهش می یابد. لذا میزان فعالیت زمین ساختی براساس شاخص های ریختزمین ساختی در بخش جنوب خاوری بیشتر از بخش شمالباختری در این منطقه است. این پدیده



شکل ۹: الگوی ساختاری و نحوه ایجاد گسلهای راندگی در راستای روندهای شمالباختری - جنوبخاوری (منطقه همتآباد).

منابع

-افتخارنژاد، ج.، ۱۳۵۲. مطالبی چند درباره تشکیل حوضه رسوبی فلیش در شرق ایران و توجیه آن با تئوری تکتونیک صفحهای، سازمان زمینشناسی و اکتشافات معدنی کشور، شماره ۲۲، ۱۵۴ ص.

-بربریان، م.، ۱۳۶۷. فرگشت ژئوتکتونیکی کوههای ایران زمین، هفتمین گردهمایی علوم زمین سازمان زمینشناسی کشور، تهران. -کریمی، م.، غلامی، ا. و خطیب، م.م.، ۱۳۹۱. تحلیل دگرشکلی در راستای پهنه گسلی سربیشه در خاور ایران، پایاننامه تحصیلی کارشناسیارشد، دانشگاه بیرجند. -نظری، ح.، ۱۳۷۷. زمینشناسی ساختمانی گسله قلعه سرخ – نوزاد خاور بیرجند(همتآباد)، مجله نشریه تخصصی علوم زمین، سال ۷، شماره ۲۹– ۰۳، ص ۷۴–۸۵. انظری، ح.، ۱۳۷۸. نقشه زمینشناسی سربیشه با مقیاس ۱۰۲۰۰۰۰. سازمان زمینشناسی و اکتشافات معدنی کشور.

-Abbasi S., Heyhat, M.R., Gholami, E. and Zarrinkoub, M.H., 2017. Deformation condition determination and strain analysis: Application of microstructural and microthermometry study of the Zamanabad Shear Zone (East of Iran). Geotectonics, v. 51(3), p. 319-330.

-Ahmadi Comijany, N., Khatib, M.M., Gholami, E., Mirab Shabestari, G. and Zarrinkoub, M.H., 2019. Estimation of shortening and vergence in northern part of Sistan Suture Zone for determination of kinematic convergent vectors. Journal of Advanced Applied Geology, v. 9(3), p. 232-255.

-Ahmadi Comijany, N., Khatib, M.M., Gholami, E., Mirab Shabestari, G. and Zarrinkoub, M.H., 2020. Investigation on Structural Evolution in Transperssional Zones based on Quantitative data from Measurements of Strain Parameters Case Study: Northern part of Sistan Suture zone, Tutak and Mahirud Regions, Kharazmi journal of earth sciences, v. 6(1), p. 21-40.

-Baghbani, M., Gholami, E. and Rostami Barani, H.R., 2017. Seismic Hazard Analysis of Siyaho Dam in South -خطیب، م.م. و شهریاری، س.، ۱۳۷۶. تحلیل فرکتالی سیستم گسل نهبندان، فصلنامه علمی -پژوهشی علوم زمین، شماره ۲۴، ص ۱–۱۴. -علیمی، م.۱.، ۱۳۹۴. ارزیابی لرزهزمینساختی پهنههای برشی پنهان فعال(خاور ایران - خراسان جنوبی). پایاننامه دوره دکتری، دانشگاه بیرجند. -غلامی، ۱.، ۱۳۸۸. تحلیل دگرشکلی در راستای روندهای اصلی شمال - شمالخاور دشت لوت، پایاننامه دوره دکتری، دانشگاه تربیت مدرس. - گسلش فعال در گستره شهر اسدیه(خاور ایران)، پایاننامه تحصیلی کارشناسیارشد، دانشگاه بیرجند.

Khorasan province (Eastern Iran), Journal of Tethys, v. 4(3), p. 180-199. -Berberian, M., Jakson, J.A., Qorashi, M., Talebian, M., Khatib, M.M. and Priestley, K., 2000. The 1994 Sefidabeh earthquakes in eastern Iran: blind thrusting and bedding-plane slip on a growing anticline, and active tectonic of the Sistan suture zone, Geophys. j. Int, v. 142, p. 283-299. -Berberian, M. and Yeats, R.S., 2001. Contribution of archaeological data to

studies of earthguake history in the Iranian plateau, Journal of structural geology, v. 23, p. 563-584.

-Bull, W.B. and MC Fadden, L.D., 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. Proceeding of 8th Annual Geomorphology Symposium, Newyork. -Burbank, D.W. and Anderson, R.S., 2001. Tectonic Geomorphology, Blackwell Sci.Publ. 274 p.

-Camp, V.E. and Griffis, R.J., 1982. Character genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran, Lithos, v. 15, p. 221-239.

-Ezati, M., Gholami, E. and Mousavi, M., 2020. Paleostress regime reconstruction based on brittle structure analysis in the Shekarab Mountain, Eastern Iran, Arabian Journal of Geosciences, v. 13(23), p. 1-18.

-Ezati, M., Gholami, E. and Mousavi, M., 2021. Tectonic activity level evaluation using geomorphic indices in the Shekarab Mountains, Eastern Iran, Arabian Journal of Geosciences, v. 14(385), p. 1-16.

-Fossen, H., 2010. Structural geology, Cambridge university press.

-Freund, R., 1970. Rotation of strike slip faults in sistan, southeast Iran: Journal of structural geology, v. 78, p. 188-200.

-Ghasemi-Rozveh, T., Khatib, M.M, Yassaghi, A. and Gholami, E., 2016. Geodynamics and underlying bedrock of the magnetically active crust layer of the Lut block, Eastern Iran. Geotectonics, v. 50(3), p. 327-335.

-Ghasemi-Rozveh, Т., Khatib, M.M., Yassaghi, A. and Gholami, E., 2017. Using airborne geophysical data in identifying tectonic lineaments in east of Iran, Geotectonics, v. 51(3), p. 331-339. -Gholami, E., Nogolesadat, M.A.A., Khatib, M.M. and Yassaghi, A., 2009. Structural evidences of N-S striking effect deformation faults on development in SE Birjand, Sistan zone, Geosciences Scientific Quarterly Journal, v. 18(71), p. 13-18.

-Guccione, M.J., Mueller, K., Champion, J., Shepherd, S., Carlson, S.D., Odhiambo, B. and Tate, A., 2001. Stream response to repeated coseismic folding, Tiptonville dome, New Madrid seismic zone, Geomorphology, v. 43, p. 313-349.

-Han, Z., Wu, L., Ran, Y. and Ye, Y., 2003. The concealed active tectonic and their characteristics as revealed by drainage density in the North China plain(NCP), Jurnal of Asian Earth Sciences, v. 21, p. 989-998.

-Heidari-Aghagol, M., Khatib, M.M., Gholami, E. and Shahsavani, N., 2015. Assessment of relative changes in tectonic activity in the northern part of the fault Ardekul (Eastern Iran), Journal of Tethys, v. 3(4), p. 297-310.

-Jalili, Y., Khatib, M.M., Gholami, E. and Ghassemi, M.R., 2015. Geometric-Kinematic Analysis of Folding in Chelounakarea (NW Birjand). Geosciences, v. 24(94), v. 163-174.

-Keller, E.A. and pinter, N., 1996. Active tectonics, Earthquake Uplift and Landscape, Printice Hall In.

-Lecce, S.A., 1990. The alluvial fan problem, In: A.H. Rachocki and M.Church(eds.). Alluvial fans: A field approach

-Mayer, 1986. Tectonic geomorphology of escapments and mountain fronts, In active tectonic (compiled by Wallace, R. E.) Nat. Academic press, Washington, p. 125-135.

-McCall, G.J.H., 1985. Area Report, East Iran Project. Area No. 1. Report No. 57.Geol. Surv. Iran, 634 p.

-McClay, K.R., 1992. Thrust tectonics, Chapman and hall.

-Mohammadi Gharetape, A., Gholami, E., Khatib, M.M. and Golchin, M., 2014. Development of structures in a shear stress regime in East Dasht-e Bayaz Fault Zone (East of Iran), Journal of Tethys, v. 2(2), p. 101-111.

-Porghiasian, F., Gholami, E. and Khatib, M.M., 2015. Assessment of Shear Strain Variation Along Koch Fault Zone Based on Study of Foliation, Geosciences, v. 24(94), p. 63-68.

-Samimi, S. and Gholami, E., 2017. Geometric and kinematic analysis of structural elements along north front of Bagharan Kuh Mountain, NE Iran. Geotectonics, v. 51(2), p. 192-208.

-Samimi, S., Gholami, E., Khatib, M.M., Madanipour, S. and Lisker, F., 2020, Role of transpressive tectonic regime in configuration of Bibi-Maryam area in the north part of Sistan Suture Zone, eastern Iran, Tectonics journal, v. 2(8), p. 29-42.

-Samimi, S., Gholami, E., Khatib, M.M., Madanipour, S. and Lisker, F., 2020. Transpression and Exhumation of Granitoid Plutons along the Northern Part of the Nehbandan Fault System in the Sistan Suture Zone, Eastern Iran, Geotectonics, v. 54(1), p. 130-144.

-Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran; A reviesw. Am. Assoc. Pet Geoll. Bull, v. 52, p. 1129-1258.

-Stevens, G.R., 1974. Rugged landscape, the geology of Central New Zealand. A.h. and A.W. Reed, Wellington, 286 p. -Schoorl, J.M. and Veldkamp, A., 2003. Late Cenozoic landscape development and its tectonic implications for the Guadalhorce valley near Alora (Southern Spain): Geomorphology, v. 50, p. 43-57.

-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, v. 94, p. 134-150.

-Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E. and Merrits, D.J., 2003. Channel response to tectonic forcing: field analysis of stream morphology and hydrology in the Mendecino triple junction region, northern California: Geomorphology, v. 53, p. 97-127.

-Viseras, C., Calvache, M.L., Soria, J.M. and Fernandez, J., 2003. Differential features of alluvial fans controlled bytectonic or eustatic accommodation space, Examples from the Betic Cordillera, Spain: Geomorphology, v. 50, p. 181-202.

-Walker, R.T. and Jackson, J., 2004. Active tectonic and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran. Tectonics, v. 23, p. 1- 17, doi.org/10.1029/2003TC001529.

-Walker, R.T. and Khatib, M.M., 2006. Active faulting in the Birjand region of eastern Iran: Tectonics, v. 25, p. 1-17.

-Walker, R.T., Jackson, J. and Baker, C., 2004. Active faulting and seismicity of the Dasht-e-Bayaz region, eastern Iran: Geophysical Journal International, v. 157, p. 265-282.

-Yazdanpanah, H., Khatib, M.M., Nazari, H. and Gholami, E., 2015. Analysis of preliminary paleosesmic results and seismotectonic data in Qaleh-Sorkh fault; East of Iran, Tectonics journal.

مطالعه میانبارهای سیال و ایزوتوپهای پایدار کانسارهای آهن باباعلی و گلالی، شمالباختر همدان: کانهزایی تیپ آتشفشانی – رسوبی دگرگون و دگرشکل شده در شمال باختری پهنه سنندج – سیرجان

قدرت اله رستمی پایدار ٔ منصور عادل پور *۲

۱-گروه زمینشناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، اهواز، ایران ۲-گروه زمینشناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

(پژوهشی)

دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۰۹/۲۵ پذیرش نهایی مقاله: ۱۴۰۲/۰۲/۱۳

چکیدہ

کانسارهای آهن باباعلی و گلالی به ترتیب در فاصله ۳۰ و ۶۰ کیلومتری شمالباختری همدان، در قسمت شمالباختری پهنه سنندج - سیرجان واقع شدهاند. سنگمیزبان این کانسارها، توالی آتشفشانی - رسوبی دگرگون شده سری سنقر با سن پرموتریاس است. جایگاه چینه شناسی افق های معدنی، شکل هندسی، ساخت و بافت ماده معدنی در مقیاس های مختلف و توالی پاراژنزی کانیها نشانگر ارتباط ژنتیکی بین ماده معدنی و سنگهای نیمهعمیق و آتشفشانی - رسوبی دگرگون شده منطقه است. ترکیب سنگشناسی سنگهای دربرگیرنده در منطقه شامل سنگهای آتشفشانی اسیدی تا حدواسط دگرگون شده، بیشتر بهصورت گدازه و توف ریولیتی، همراه با میانلایههای کربناتی و گاه رسوبات ماسهسنگ توفی دگرگونشده است. براساس مشاهدات صحرایی و مطالعات پتروگرافی انجام شده، جایگیری تودههای نفوذی و نيمهعميق با تركيب گابرو - ديوريت، كوارتز مونزوديوريت، گرانوديوريت، سينيت، سينوگرانيت و گرانيت در اين توالي سنگی در حین فعالیتهای زمینساختی، باعث دگرشکلی و دگرگونی سنگهای منطقه و کانسنگ آهن شده است. مطالعه میانبارهای سیال در بلورهای کوارتز در کانسار بابا علی و گلالی به ترتیب برابر ۵±۱۲ و ۵±۹ درصد وزنی معادل نمک طعام است. دمای همگن شدن در کانسار بابا علی و گلالی به ترتیب معادل ۵±۲۲۶ و ۵±۲۲۰ درجه سانتیگراد است. رخداد فرآیند دگرگونی ناحیهای در این کانسارها باعث همگن شدن و یکنواختی ترکیب ایزوتوپهای پایدار اکسیژن (۳ تا ۱۰/۵ پرمین) و هیدروژن (۱۰- تا ۳۵- پرمین) شده است و نشان از نقش آبهای دگرگونی در فرآیند کانیسازی منطقه دارد. مقادیر متوسط ایزوتوپ پایدار گوگرد (δ^{34}) در نمونههای متعلق به پیریتهای اولیه کانسارهای مورد مطالعه بالاتر از مقادیر آن در نسل های دیگر کانیسازی است. این ویژگی ایزوتوپ پایدار سولفور میتواند به عنوان شاهدی بر شکل گیری نسل های اولیه کانی سازی آهن با منشا آتشفشانی – رسوبی تلقی شود.

واژههای کلیدی: ایزوتوپهای پایدار، شمالباختر همدان، کانسارهای باباعلی و گلالی، میانبار سیال.

*- نویسنده مسئول:

Email: man.adelpour@yahoo.com

مقدمه

کانهزایی آهن در ایران محدود به دوره زمانی خاصی نيست (Ebrahimi et al, 2015). ايسن كانهزاييها با شکل گیری پوسته ایران در پروتروزوئیک بالایی آغاز و به موازات فعالیتهای زمینساختی -ماگمایی تا پلیوسن ادامه داشته است (Ghorbani, 2007). مهم ترین مناطق کانهزایی اکسیدهای آهن در ایران شامل بلوک پشت بادام در خرد قاره ایران مرکزی، منطقه هرمز در رشته کوه-های زاگرس، ذخیره سنگان در شرق ایران و کمربند ماگمایی – آتشفشانی سنندج – سیرجان است (Hajimirzajan et al, 2017). در این میان پهنه زمين ساختي سنندج - سيرجان شامل مجموعهاي از واحدهای رسوبی - ماگمایی با سن پرکامبرین بالایی تا کرتاسه است که طی رویدادهای دگرگونی و دگرشکلی بسیار متحول شده (Hosseini and Ahmadi, 2016) و به عنوان یکی از مهمترین مناطق آهندار ايران شناخته شده است. اين پهنه دارای چندین ذخیره عدسی تا صفحهای شکل بزرگ آهندار است که به سامانههای ماگمایی – آتشفشاني منطقه وابسته هستند (Barati, 2012). از مهمترین ذخایر آهن در بخش شمال باختری این پهنه مي توان به ذخاير شمس آباد (Nabatian et al, 2015)، حاجى آباد (Aliani et al, 2015) و معدن شهرک (Maanijou and Salemi, 2015) اشاره کرد. این ناحیه در اثر باز و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و تاثیر فازهای کششی و فشاری تریاس - ژوراسیک متحمل ماگماتیسم و دگرگونی ناحیهای و در نتیجه شکل گیری کلی منطقه مورد مطالعه شده است (جانی خانی و همکاران، ۱۳۹۳). کانسارهای آهن باباعلی و گلالی در بخش شمال باختری همدان، در میان توالی آتشفشانی – رسوبی پرموتریاس در بخش شمالی زون سنندج -سیرجان، تحت تأثیر فعالیت های زمین ساختی و

نفوذ تودههای آذرین، دچار دگرگونی و دگرشکلی شدهاند (Rostami Paydar et al, 2010). در این مطالعه، سعی بر آن است که با استفاده از ویژگی-های زمینشناسی، کانهزایی، زمینشیمیایی، مطالعات میانبارهای سیال و ایزوتوپهای پایدار، تحولات ترمودینامیکی و خاستگاه سیالهای کانه-ساز در کانسارهای باباعلی و گلالی بررسی شود. مطالعه دقیق این نوع کانهزاییها، میتواند عوامل کلیدی توزیع زمانی و مکانی را برای اکتشاف کانه-زاییهای مشابه در این بخش از زون سنندج – سیرجان، معرفی نماید و بهعنوان الگوی اکتشافی مورد استفاده قرار گیرد.

منطقه مورد مطالعه موقعیت جغرافیایی و زمینشناسی

کانسارهای باباعلی و گلالی به ترتیب در فاصله حدود ۳۰ و ۶۰ کیلومتری شمالباختری همدان (شکل ۱) در بخش شمال باختری ورقه ۱:۱۰۰٬۰۰۰ تویسرکان (اشراقی و همکاران، ۱۳۸۰)، در دامنه ارتفاعات باتولیت آلمابولاق در بخش شمال - باختری پهنه سنندج - سیرجان واقع شدهاند. باتولیت آلمابولاق با وسعت بیش از ۲۶۰ کیلومتر مربع در محدودهای با طول جغرافیایی "۵۸ '۰۶ ۴۸° تا "۱۲ '۴۸ ۳۶° شرقی و عرض جغرافیایی "۵۹ '۵۱ ۳۴ تا ۳۸۳ '۵۶ ۳۴ شمالی قرار دارد. سنگهای نفوذی آلمابولاق با رنگ تیره تا خاکستری روشن و ریز تا متوسط دانه به همراه هوازدگی سطحی مشخص می شوند. سه گروه از سنگهای نفوذی در این باتولیت رخنمون دارند (Amiri et al, 2017a): ۱) گروه اول متشکل از دیوریت گابرویی با رنگ خاکستری تیره تا سیاه می باشد و حدود ۱۵ درصد حجمی باتولیت را به خود اختصاص داده است، ۲) گروه دوم که ۲۵ درصد حجمی این باتولیت را به خود اختصاص داده

تحت تأثیر قرار داده، در ارتباط با فازهای زمین-ساختی مرتبط با باز و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس بوده که در طول دوران مزوزوئیک انجام شده است (Mohajjel et al, 2003). کانسارهای آهن باباعلى و گلالى از ديد زمينساختى و ماگمایی، از رویدادهای مرتبط با باز و بسته شدن اقيانوس نئوتتيس(از اوخر پالئوزوييک تا دوران سوم) متأثر شده و تأثيرات اين رويدادها را مي توان در قالب فازهای فعالیت ماگمایی، انواع دگرگونی-ها(به ویژه دگرگونیهای ناحیهای و همبری) و همچنین دگرریختیهای که به صورت مرحلهای روی هم اعمال شدهاند؛ مشاهده نمود. براساس مطالعات عناصر نادر خاکی در بخش اسکارنی منطقه آلمابولاق، مشخص شده است که سیالات گرمابی طی دو مرحله از ماگمای اسیدی بوجود آمده است (Zamanian and Radmard, 2016). در این محدوده، فعالیت دو مرحلهای سیالات گرمایی نشات گرفته از تودههای نفوذی اسیدی و رگههای موجود در سنگهای دگرگونی (Amiri et al, 2017b)، در تشکیل کانسارهای آهن و دیگر فلزات با ارزش در منطقه مؤثر بودهاند.

است شامل كوارتزسينيت ريزدانه تا متوسط دانه است، ٣) گروه سوم، شامل كواتز مونزونيت است كه در قسمت مرکزی باتولیت قرار دارد و ۶۰ درصد رخنمونهای منطقه را دارا می باشد. فیلیتهای تریاس - ژوراسیک معروف به فیلیتهای همدان (Poshtkohi, 2009) و سنگهای دگرگون شامل متاولكانيكها، گارنت - ميكا شيست، دولوميت آهکی به همراه میان لایههای آهکی در اطراف این باتولیت قرار گرفتهاند (Mohajjel and Izadi Kian, 2007). این منطقه چهار رخداد دگرگونی را متحمل شده است و براساس سن سنجی های U-Pb و U-Th-Pb انجام شده بر روی سنگهای نفوذی (گرانیت، کوارتزمونزونیت، مونزونیت و مونزودیوریت)، این توده در ۹۵ تا ۱۳۸ میلیون سال پیش جایگیر شده است (Shahbazi et al, 2015). تودههای نفوذی آلمابولاق به دو گروه، توده نفوذی ديوريتى بابا على (قديمىتر) و باتوليت سينوگرانيتي (جوانتر) قابل تقسيم هستند (Zamanian and Asadollahi, 2013) و در حين فعالیتهای زمینساختی، باعث دگرشکلی و گاه دگرگونی منطقه و کانسنگ آهن شدهاند. مهمترین رویداد دگرشکلی و دگرگونی که این منطقه را



شکل ۱: الف: پهنههای رسوبی - ساختاری عمده ایران (آقانباتی، ۱۳۸۳) که در آن محل کانسارهای مورد مطالعه نشان داده شده است؛ ب: موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به کانسارهای بابا علی و گلالی

مواد و روشها

در این پژوهش، ابتدا ۵۶ مقطع صیقلی از کانسنگ آهن کانسارهای باباعلی و گلالی تهیه شد و با استفاده از میکروسکوپ کانهنگاری در نور انعکاسی، ویژگیهای کانیشناسی و بافت ماده معدنی در ارتباط با باطله، به دقت مورد مطالعه قرار گرفت. جهت تعيين منشا سيال كانهدار، مطالعات میانبارهای سیال بر روی ۶ مقطع دو بر صیقل در آزمایشگاه تحقیقاتی دانشگاه تربیت مدرس انجام شده است. همچنین ۲۹ نمونه از فازهای جدا شده کانی های سولفیدی، اکسیدی - سیلیکاته و کربناته از کانسنگ و باطله کانسارهای آهن باباعلی و گلالی جهت تجزیههای ایزوتوپ پایدار در آزمایشگاه تحقیقات ایزوتویی دانشگاه کوئینز در کشور کانادا مورد تجزیه قرار گرفته است. بدین منظور، ۲۹ نمونه از کانی های مگنتیت، پیریت، کوارتز، کلسیت و فلوگوپیت برای تجزیه ایزوتوپهای پایدار اکسیژن، هیدروژن، گوگرد و کربن انتخاب شد. پس از خردایش، کانیها در زیر میکروسکوپ دوچشمی با خلوص بالای ٪۹۹ جداسازی شد. جهت اطمينان از موضوع درجه خلوص و آلايش کمتر نمونهها و صحت بیشتر دادههای ایزوتوپی بر روی نمونههای ارسالی تمامی نمونهها توسط دستگاه SEM-EDAX آنالیز شده است. بعد از جداسازی، نمونهها را با هاون آگاتی پودر کرده و در حدود یک گرم از آنها را جهت تجزیه به دانشگاه کوئینز^۱ در کشور کانادا ارسال شد. در این آزمایشگاه کانیهای سولفیدی مورد نظر در كپسول هاى قلع با مقادير مساوى اكسيد تنگستن (WO₃) توزین شدند. استانداردهای کالیبره داخلی برای هر دسته از نمونهها جهت نرمالیزه کردن دادهها تهیه میشوند. کپسول آماده شده در داخل کاروسل ۲ آنالیزور عنصری واریوای ال ۳ قرار داده می-شوند. یک نمونه به طرف بخش بالایی یک ستون

از مواد شیمیایی جامد در ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد رها میشود و با افزودن اکسیژن در دمای ۱۸۰۰ درجـه سانتیگراد بهطور ناگهانی سوزانده میشود. هلیوم کاملاً خالص برای حمل گازهای منتج در ستون های مواد شیمیایی اکسید کننده/ احیا کننده به کار می رود تا گازهای H₂O ،CO₂ ،N₂ و SiO₂ به دست آید. آب با استفاده از پرکلرات منیزیم از سامانه پاک می شود. گاز SO2 توسط وارياال جدا مي شود و سپس توسط هليوم به طرف طيفسنج جرمي نسبت ايزوتوپي ترموفينيگان دلتاپلاس⁶ حمل مى شود تا اندازه-گیری گردد و دقت اندازه گیری %۲/ •± می باشد. همچنین تجزیه ایزوتوپی اکسیژن به صورت تركيبات انجام CO₂ می شود. جدایش اکسیژن از سیلیکاتها و اکسیدها معمولاً با روش احیای فلوئوری در لولههای نیکلی در دمای ۵۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد یا با گرمایش لیزری انجام می گیرد. مطالعات ریزدماسنجی نیز بر روی کوارتز همراه با کانسنگ مگنتیتی و در آزمایشگاه تحقیقاتی دانشگاه تربیت مدرس با استفاده از یک دستگاه میکروسکوپ زایس⁶ و به وسیله صفحه گرم و سرد کننده دستگاه Linkam مدل HFS-91 با کنترل کننده حرارتی و سردکننده که بر روی میکروسکوپ زایس نصب شده، انجام پذیرفت. دقت و صحت در آنی محدوده دمایی ۱۹۶- تا ۶۰۰+ درجه سانتیگراد، ۰/۱ ± درجه سانتیگراد است.

بحث و نتايج

چینەشناسی

قدیمی ترین واحدهای سنگی شناخته شده این دو کانسار مربوط به پالئوزوئیک بالایی – مزوزوئیک زیرین بوده و در ادامه توالی چینه شناسی، واحدهای سنگی کرتاسه، ترشیر و نهایتاً رسوبات کواترنر قرار دارند (Rostami Paydar et al, 2010). کانسارهای دگرگونی منطقه و کانسنگ آهن شده است. دیگر واحدهای سنگ چینهای رخنموندار در این منطقه به ترتیب زمانی شامل فیلیتهای همدان، توالی کربناتی – آواری فسیلدار الیگومیوسن و نهشته-های کواترنر است. سری سنقر تحت فاز کوهزاد کیمرین پسین، برگوارگی پیدا کرده و همراه با شیلهای ژوراسیک چینخورده است. طی کرتاسه پسین و پالئوسن تحت فاز کوهزاد لارامید با نفوذ ماگماهای با ترکیب غالب گرانودیوریت و دیوریت همراه با دگرگونی مجاورتی باعث هورنفلسزائی و اسکارنیشدن فازهای قبلی اعم از کانسنگ و سنگ دربرگیرنده شده است.

باباعلی و گلالی در میان سنگهای آتشفشانی – رسوبی سری سنقر (Samadi et al, 2015) به سن پرموتریاس رخ دادهاند. ترکیب سنگشناسی این سری شامل سنگهای آتشفشانی اسیدی تا حدواسط(بیشتر به صورت گدازه و توف ریولیتی) دگرگون شده، همراه با میان لایههای کربناتی و گاه ماسهسنگ توفی دگرگون شده است (شکلهای کاه ماسهسنگ توفی دگرگون شده است (شکلهای مای سنگنگاری انجام شده، جایگیری تودههای نفوذی و نیمه آتشفشانی با ترکیب گابرو دیوریت، نووذی و نیمه آتشفشانی با ترکیب گابرو دیوریت، کوارتز مونزودیوریت، گرانودیوریت، سینیت، سینوگرانیت و گرانیت در این توالی سنگی در حین



شکل ۲: نقشه زمینشناسی – معدنی کانسار آهن گلالی در مقیاس ۱:۵۰۰۰ (تهیه شده در مطالعه حاضر)



شکل ۳: نقشه زمین شناسی - معدنی کانسار آهن باباعلی در مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ (تهیه شده در مطالعه حاضر)

در منطقه دارند (شکلهای ۵ ج و د)؛ همچنین

دگرسانیهای سریسیتی و کلریتی نیز در واحدهای

سنگی هر دو کانسار دیده می شوند. گستردگی

دگرسانی پروپیلیتیک و کانیهای اپیدوت و کلریت

به خصوص در مجاورت زونهای کانیسازی آهن



شکل ۴: الف: تصویر پانوراما از محدوده کانیسازی آهن گلالی که در آن موقعیت تودههای آهن گلالی نشان داده شده است (دید به سمت باختر)، ب: لنزهای مگنتیت که توسط افقهای کربناتی – اپیدوتی در سنگ میزبان متاریولیتی در برگرفته شده است، ج: نمایی از باطله اپیدوت (Ep) – کلسیتی (Cal) در زون اسکارن گلالی که تا حدودی سیلیسی شده است، د: نمایی از باطله کلسیتی – کوارتز به همراه مگنتیت (Mt) در کانسار آهن گلالی (نام اختصار کانیها از Whitney و Whitney از ۲۰۱۰) برگرفته شده است).

دگرسانی

بر پایه مطالعات انجام گرفته و بررسیهای صحرایی، بیشتر دگرسانیهای موجود در منطقه منطبق بر شکستگیها و گسلهای کوچک محلی هستند و دگرسانیهای دیده شده، بیشتر از نوع سیلیسی، اپیدوتی، اسکارنی و آرژیلیک است که در ارتباط با کانهزایی هستند و بیشترین گسترش را



شکل ۵: الف و ب: تصویر و مقطع ترسیم شده برای رخنمون توده آهن در بخش شمال باختری کانسار باباعلی (دید به سمت جنوب، ج: نمایی از توفهای آتشفشانی در مجاورت توده آهن بابا علی، د: آتشفشانیهای با ترکیب ریولیتی سبز روشن در زون دگرسانی پروپیلیتیک در کانسار گلالی که در بخشهایی اپیدوتی شده است، ه: بافت لامینهای و فولیه شده کانه مگنتیت در مغزههای حاصل از حفاری در زون کانیسازی گلالی که از آن برای مطالعات ایزوتوپی استفاده شده است.

این واکنشها در زونهای مختلف قابل مشاهدهاند. علاوه بر این به نظر می سد که سیالات ماگمایی و دگرگونی موجود در منطقه مورد مطالعه، نوعی متاسوماتیسم را نیز ایجاد نموده است که به تشکیل گسترده فلدسپات سدیک در زونهای دگرگونی دیناموترمال منجر شده که باعث نوعی متاسوماتیسم موضعی در اطراف تودهها و زونهای کانی سازی آهن شده است.

کانیشناسی، کانهزایی و بافت مشاهدات صحرایی، مطالعات سنگنگاری، کانه-

نگاری، زمینشیمیایی و میانبارهای سیال کانسارهای بابا علی و گلالی نشان میدهند که توالی پاراژنزی و کانهزایی در هر دو کانسار، شامل کانیسازی مگنتیت نسل اول و نسل اولیه پیروتیت و پیریت همزمان با سنگ درونگیر است. پس از آن در مرحله دوم، مگنتیت نسل دوم همراه با کانی-های سولفیدی از جمله پیریت نسل دوم و کالکوییریت تشکیل شدهاند و کانیهای اکسیدی و کربناتی ناشی از هوازدگی آنها از جمله مالاکیت، آزوریت، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن از جمله هماتیت، گوتیت و لیمونیت در فضاهای خالی سنگ میزبان و در بین باطله و مگنتیت، کانی سازی داشته است. براساس بررسیهای کانیشناسی و بافت ماده معدنی، کانیهای سولفیدی مانند پیریت و پیروتیت نسبت به مگنتیت، تأخیری هستند (شکل ۶ الف). بافتهای دانه پراکنده، لایهای، لامینهای، شکافه پرکن و تودهای در ماده معدنی قابل مشاهده است. توسعه بر گوار گی و بافت نواری شکل حاصل از دگرگونی مگنتیت و پیریتهای نسل اول و دیگر کانی های کانسنگ آهن باباعلی حکایت از عملکرد دستکم یک فاز دگرگونی ناحیهای بر روی کانسنگ آهن دارد. در کانسار باباعلی، کانه مگنتیت به صورت بلورهای نیمه شکلدار، شکلدار و بی شکل و نیز به صورت

موزائیکی دیده می شود. گاه بلورهای اولیه مگنتیت با پیریت و کالکوپیریت همرشدی نشان می دهند (شکل ۶ ب). ابعاد بلورهای مگنتیت نسل اول، بیشتر بین ۳۰ تا ۳۰۰ میکرون است. این بلورها در بخشهایی تحت فرآیند دگرسانی سوپرژن قرار گرفته و در جهات سطوح بلورشناسی تحت تأثیر فرآیند مارتیتی شدن به هماتیت تبدیل شدهاند (Mukherjee and Venkatesh, 2017). در بعضی از مقاطع مورد بررسی قطعات دانهریزی از پیریت-های اولیه در متن بلورهای مگنتیت نسل اول وجود دارد. از جمله بافتهای جالب توجه، بافتهای اولیه دانه پراکنده و لامینهای مگنتیت نسل اول و هماتیت در تناوب با لامینههای کربناتی است. همچنین نوعی بافت نواری شکل بهویژه در بخش-های پرعیار کانسار باباعلی دیده میشود. مشاهدات در مقیاسهای رخنمون، نمونه دستی و میکروسکوپی نشان میدهد این نوع بافت افزون بر دگرگونی ناحیهای کانسنگ، همراه با سنگ درونگیر، تشکیل و توسعه پیدا کرده است، بدین ترتیب که دگرشکلیهای ایجاد شده در سنگ درونگیر و کانسنگ آهن، بهویژه در پهنههای برشی شکل پذیر، شباهت و انطباق خوبی نشان میدهند. در کانسنگ آهن باباعلی، ۳ نسل پیریت از نظر دانهبندی و بافت قابل تفکیک است که در مطالعات ایزوتوپی مورد بررسی قرار گرفتهاند: ۱) نسل اول پیریت به صورت دانهریز و فاقد شکل هندسی مشخص با ابعاد ۲۰ تا ۵۰ میکرون دیده می شود. بیشتر این بلورها از حاشیه و اطراف دگرسان شده و به اکسید و هیدروکسیدهای ثانویه آهن تبدیل شدهاند، ۲) نسل دوم پیریت به صورت بلورهای شکلدار و نیمه شکلدار با ابعاد ۳۰ تا ۳۰۰ میکرون است. گاه اجتماع بلورهای پیریت، لکههای درشتی با ابعاد میلیمتر تا سانتی متر را ایجاد نموده است (شکل ۶ الف)، ۳) نسل سوم پیریت به صورت

بلورهای درشت و با شکل هندسی نامشخص در فضاهای خالی سنگ میزبان جای گرفته است. اندازه بلورها بین ۱۰۰ تا ۵۰۰ میکرون متغیر بوده

و سطح آنها حفرهدار و توخالی است. در برخی حفرات، قطعات کوچکی از کانههای پیروتیت و کالکوپیریت حضور دارند (شکل ۶ ج).



شکل ۶: الف: پیریت نسل دوم خودشکل در کنار مگنتیت و پیروتیت در کانسار گلالی، ابتدا فاز مگنتیت سپس پیریت و نهایتاً پیروتیت فضاهای بین کانی را پر نموده است، ب: کانهسازی مگنتیت نسل اول در کنار کالکوپیریت و پیروتیت در کانسار بابا علی، ج: مگنتیت هیپوژن اولیه به همراه انکلوزیون کالکوپیریت نسل اول در پیریت درونگیر که فضای بین بلورهای خودشکل مگنتیت را پرکرده است (کانسار بابا علی)، د: بلورهای خودشکل نسل اول مگنتیت به همراه پیریت در فاز هیپوژن.

آن آشکار است. کانههای نسل اول مگنتیت در برخی از مقاطع مطالعه شده، دچار شکستگی های ظریفی شده است که به نظر می رسد حاصل عملکرد فرایندهای زمین ساختی است و در برخی بخشها، جابهجایی قطعات بلور مگنتیت نیز صورت گرفته است. در داخل حفرات ایجاد شده، درگرسانی بسیار ضعیفی روی این کانی صورت گرفته و به اکسیدهای آبدار ثانویه از جمله گرفته و به اکسیدهای آبدار ثانویه از جمله پیریتهای نسل دوم کانسنگ گلالی نیز به صورت بلورهای کاملاً شکلدار تا نیمه شکل دار و با ابعاد بلورهای کاملاً شکلدار تا نیمه شکل دار و با ابعاد آنها به ابعاد حدود ۶۰۰ میکرون نیز می رسد و گاهی نیز اجتماع بلورهای پیریت به صورت

در کانسار آهن گلالی نیز کانه مگنتیت نسل اول به عنوان کانی فلزی چیره به صورت بلورهای نیمه شکلدار، شکلدار و گاهی بیشکل (نسل دوم) دیده میشود. ابعاد بلورهای اولیه مگنتیت از ۲۰ تا ۲۰۰ میکرون متغیر است، ولی بلورهای بین ۲۰۰ تا ۳۰۰ میکرون، فراوانی بیشتری نشان میدهند. اجتماع این بلورها، گاه تجمعات درشت با ابعاد میلیمتر تا سانتیمتر را ایجاد مینماید که با چشم غیرمسلح به راحتی قابل جدایش است. بافت کانی-سازی فلزی مگنتیت بیشتر به صورت تودهای است، ولی بافتهای لکهای، افشان و شکافه پر کن نیز دیده میشوند. این کانی از حواشی و اطراف و نقاط ضعف در شبکه بلورین، به هماتیت دگرسان

معدنی است (زمانیان و همکاران، ۱۳۹۱). این علم شامل مطالعه هرگونه میانباری است که از یک محيط مايع، گاز و يا مواد مذاب به دام افتاده است (Ni et al, 2017). مطالعات میانبارهای سیال در كانسارها مىتواند ابزار مهمى جهت شناخت شرايط فیزیکوشیمیایی سیال گرمابی مسئول دگرسانی و كانهزايي باشد (Calagari, 2004)، خصوصيات فیزیکی و ترکیب سیالات گرمابی که از پتروگرافی و ریزدماسنجی میانبارهای سیال به دست میآید شامل دما، فشار (یا عمق)، چگالی و ترکیب محلول-های اصلی (نمکها و گازها) هستند (John et al, 2010) و اطلاعات با ارزشی را در ارتباط با سیال-های مسئول کانهزایی بیان میکنند (Pirajno, 2009; Kaulina et al, 2017). در این راستا مطالعات میانبارهای سیال بر روی ۶ مقطع دو بر صيقل كوارتز صورت گرفته است (جدول ۱). در کانسارهای بابا علی و گلالی، کانی کوارتز به عنوان کانی شفاف، همراه مگنتیت مورد تجزیه قرار گرفته و ۵ گونه مختلف میانبارهای سیال تفکیک شده است. نمونههای مطالعه شده به ترتیب فراوانی شامل میانبارهای سیال اولیه، ثانویه و شبه ثانویه هستند. در این نمونهها، میانبارهای سیال اولیه اندازه بزرگتری نسبت به میانبارهای سیال ثانویه و شبه ثانویه دارند. میانبارهای سیال اولیه به صورت موازی با سطوح بلوری و همچنین به صورت پراکنده در متن کانی میزبان دیده میشوند. میانبارهای سیال ثانویه به دلیل قرار گیری در محل شكستگىها بيشتر تا حاشيه بلور امتداد پيدا مى-کنند. میانبارهای سیال مورد مطالعه موجود در کانی کوارتز در کانسار آهن بابا علی و گلالی در گروههای زیر ردهبندی میشوند: ۱) تکفازی غنی از گاز (V)؛ ۲) تکفازی غنی از مایع (L)؛ ۳) دوفازی غنی از گاز (V+L)؛ ۴) دوفازی غنی از مایع (L+V)؛ ۵) دوفازی غنی از (CO₂+L) (شکل ۷).

تجمعات با ابعاد میلیمتر تا سانتیمتر ایجاد کرده است. این کانی در بیشتر موارد به شکل رگچهای و درگیر با مگنتیت است. پیریت بیشتر همراه با پیروتیت بوده و در حفرات و فضاهای مناسب، مگنتیت را پر کرده است. بافتهای دانه پراکنده، لامینهای، لایهای و شکافهیرکن از پیریت در سنگ درونگیر و کانسنگ آهن دیده می شود. بافتهای شکافه پرکن در بخشهای مختلف این کانسار چیره است و با چشم غیرمسلح نیز قابل مشاهده است. بر مبنای مشاهدات بافتی، کانیسازی پیریت تابع فضاهای خالی سنگ میزبان بوده و اغلب پس از كانى پيروتيت رخ داده است. توسعه فولياسيون و بافت نواری شکل مگنتیت و پیریت و دیگر کانی-های کانسنگ حکایت از تحمل حداقل یک فاز دگرگونی ناحیهای توسط کانسنگ آهن دارد. مطالعه ژئومتری، ساخت و بافت و پاراژنز کانهها و کانی ها در کانسارهای آهن باباعلی و گلالی حاکی از آن است که ماده معدنی در ۴ مرحله به شرح ذيل تشكيل شده است: ۱) مرحله آتشفشاني -رسوبی، ۲) مرحله شکلگیری زونهای برشی در حین دگرگونی ناحیه ای، ۳) دگرگونی مجاورتی و ۴) مرحله گرمابی تاخیری همراه با بالا آمدگی و رخنمون در سطح زمین. مرحله چهارم تشکیل ماده معدنی حاصل تحرک نسل های قبلی و تمرکز آن به صورت دیرزاد در فضاهای خالی، گسلها و شکستگیها همراه با فرآیندهای مربوط به فرسایش و سوپرژن میباشد.

ریزدماسنجی میانبارهای سیال

میانبارهای سیال، حجمهای کوچکی از سیال تشکیل دهنده کانسار هستند که ضمن تبلور کانی-ها یا پس از تبلور در شکستگیهای ریز یا رخهای کانی میزبان بهدام افتادهاند (,Shepherd et al (1985). بررسی میانبارهای سیال، یکی از متداول-ترین و شناختهترین شیوههای مطالعه نهشتههای

Fluid. No	Typ e	phase	Th°c	Salinity Wt%NaCl	Fluid. No	Туре	phase	Th°c	Salinity Wt%NaCl	Fluid. No	Туре	phase	Th°c	Salinity Wt%NaCl
GA-1	Р	L+V	220	9.9	BA-12	Р	L+V	230	10	BA-43	Р	L+V	218	11
GA-2	Р	L+V	203	10.1	BA-13	Р	L+V	240	12	BA-44	Р	L+V	223	13
GA-3	Р	L+V	230	11.2	BA-14	Р	L+V	236	8.6	BA-45	Р	L+V	201	10
GA-4	Р	L+V	223	10.3	BA-15	Р	L+V	220	8.7	BA-46	Р	L+V	208	14
GA-5	Р	L+V	196	9.8	BA-16	Р	L+V	220	12	BA-47	Р	L+V	189	11.5
GA-6	Р	L+V	218	12	BA-17	Р	L+V	220	8.8	BA-48	S	L+V	185	11.8
GA-7	Р	L+V	201	11	BA-18	Р	L+V	244	9	BA-49	S	L+V	185	10.6
GA-8	Р	L+V	195	10	BA-19	Р	L+V	225	9.3	BA-50	Р	L+V	210	13
GA-9	Р	L+V	233	13	BA-20	Р	L+V	233	10	BA-51	Р	L+V	228	10
GA-10	Р	L+V	230	11	BA-21	Р	L+V	220	8.9	BA-52	Р	L+V	224	14
GA-11	Р	L+V	228	9	BA-22	Р	L+V	225	10	BA-53	Р	L+V	235	11
GA-12	Р	L+V	250	8	BA-23	Р	L+V	217	9	BA-54	S	L+V	181	12
GA-13	Р	L+V	224	8.9	BA-24	Р	L+V	219	11	BA-55	Р	L+V	229	11
GA-14	Р	L+V	249	9.2	BA-25	Р	L+V	230	7.3	BA-56	Р	L+V	245	10
GA-15	Р	L+V	256	9	BA-26	S	L+V	174	7.6	BA-57	Р	L+V	223	10
GA-16	Р	L+V	285	7.8	BA-27	Р	L+V	357	11	BA-58	Р	L+V	228	12.3
GA-17	Р	L+V	250	9	BA-28	Р	L+V	180	7.7	BA-59	Р	L+V	231	11
GA-18	Р	L+V	240	9.2	BA-29	Р	L+V	238	10	BA-60	Р	L+V	223	9.9
GA-19	Р	L+V	215	8.7	BA-30	S	L+V	195	11	BA-61	Р	L+V	228	8.9
GA-20	Р	L+V	220	12	BA-31	Р	L+V	210	9.8	BA-62	Р	L+V	232	11.3
BA-1	Р	L+V	220	11	BA-32	Р	L+V	208	8.7	BA-63	Р	L+V	218	11.3
BA-2	Р	L+V	220	8	BA-33	Р	L+V	206	9.5	BA-64	Р	L+V	225	12
BA-3	Р	L+V	244	13	BA-34	Р	L+V	200	10	BA-65	Р	L+V	223	14
BA-4	Р	L+V	225	12.5	BA-35	S	L+V	186	9.3	BA-66	S	L+V	178	11.3
BA-5	Р	L+V	233	12.8	BA-36	Р	L+V	238	11	BA-67	Р	L+V	233	10.8
BA-6	Р	L+V	220	12	BA-37	Р	L+V	195	12	BA-68	S	L+V	170	10.6
BA-7	Р	L+V	225	10	BA-38	Р	L+V	233	10	BA-69	Р	L+V	231	9.8
BA-8	Р	L+V	217	10	BA-39	Р	L+V	228	11	BA-70	Р	L+V	214	12
BA-9	Р	L+V	219	14	BA-40	Р	L+V	223	11	BA-71	Р	L+V	208	11.3
BA-10	Р	L+V	230	12	BA-41	Р	L+V	235	11.3	BA-72	Р	L+V	221	10.7
BA-11	Р	L+V	222	11	BA-42	Р	L+V	218	15	BA-73	Р	L+V	220	11.3

جدول ۱: نتایج مطالعات ریزدماسنجی سیالات در گیر در کانی کوارتز در کانسارهای گلالی (GA) و باباعلی (BA)



شکل ۲: الف: میانبار سیال دوفازی غنی از مایع با شکل هندسی نامنظم، ب و ج: میانبار سیال اولیه دوفازی با شکل منظم، د: میانبار سیال دوفازی غنی از مایع در حال Necking down.

وجود CO2 در برخی از سیالات در گیر احتمالاً ناشی از آزاد شدن CO2 طی دگرگونی در منطقه مورد مطالعه میباشد (Lai et al, 2015). مطالعه میانبارهای سیال در کانسارهای باباعلی و گلالی و غالب بودن میانبارهای سیال با دمای پایین ر از میات درجه سانتی گراد، حاکی از رخداد فرآیندهای د گرگونی قهقرائی و سیالات گرمابی تأخیری است که نتایج مشاهدات صحرایی نیز این وضعیت را تأیید مینماید. در این مطالعه تنها از سیالات در گیر نوع دوفازی غنی از مایع جهت اندازه گیری مقادیر

دمای ذوب یخ (Tm) و دمای همگنشدگی (Th) استفاده شده است. میانگین دمای همگن شدن برای سیالات کانهساز تأخیری در کانسارهای آهن گلالی ۵±۲۲۰ درجه سانتیگراد اندازه گیری آهان باباعلی ۵±۲۲۶ درجه سانتیگراد اندازه گیری شده است (جدول ۱). میانگین درجه شوری سیالات کانهساز نیز به ترتیب برای کانسارهای گلالی و باباعلی برابر با ۵±۹ و ۵±۱۲ درصد معادل وزنی NaCl اندازه گیری شده است (شکل ۸ الف وب).



شکل ۸: الف: هیستوگرام فراوانی درصد شوری میانبارهای سیال کانسار باباعلی، ب: هیستوگرام فراوانی درصد شوری میانبارهای سیال کانسار گلالی، ج: هیستوگرام فراوانی دمای همگن شدن میانبارهای سیال کانسار باباعلی، د: هیستوگرام فراوانی دمای همگن شدن میانبارهای سیال کانسار گلالی

دمای همگنشدن و شوری تمامی نمونههای مطالعه شده یک محدوده نسبتاً پیوسته و مشخص را نشان میدهند. چگالی میانبارهای سیال نمونههای کوارتزی کانسار آهن باباعلی از ۱۹/۰ تا ۱۹/۸ تغییر می کند، در حالی که در کانسار آهن گلالی از ۱۸/۰ تا ۱۹۵۵ متغیر است که نشان دهنده این مطلب است که شوری سیال دوفازی غنی از مایع در کانسار باباعلی بیش از کانسار گلالی است. اختلاف در چگالی سیال اهمیت ویژهای دارد و فرآیند جریان سیال، متأثر از چگالی آن میباشد. با افزایش شوری میانبارهای سیال، چگالی سیال همان طور که ملاحظه می شود مقادیر دمای همگن-شدگی و شوری سیالات درگیر در هر دو کانسار آهـن گلالی و باباعلی شباهت قابل توجهی دارند و این نشان از وجود همبستگی معنی دار بین مقادیر دادههای ریزدماسنجی به دست آمده از هر دو کانسار است، لذا از بررسی آماری دادههای دو کانسار می توان نتیجه گرفت که فرآیندهای گرمابی تأخیری در هر دو کانسار مشابه هم عملکرد داشتهاند. نمودار دمای همگن شدن – درجه شوری برای سیالات در گیر کانسارهای آهن باباعلی و گلالی در شکل ۹ الف نشان داده شده است. از نظر

اشباع شدن سریع سیال گرمابی در محدوده سنگ-

ها و تەنشست كانسار مىشوند (Wilkinson,

2001). با توجه به شکل ۹ ب، روندهای فیزیکی اصلی برای نهشت کانسار آهن باباعلی و گلالی،

نشانه آمیخته شدن ایزوترمال سیال با سیالی است

که شوری متفاوتی دارد.

افزایش پیدا می کند، خروج فاز گازی و تولید حباب موجب افزایش چگالی سیال باقیمانده می شود که این فرآیند به چگالش معروف است (,Wilkinson 2001). جوشش و آمیختگی سیال های گرمابی، دو عامل مهمی هستند که معمولاً شرایط لازم برای ته نشست کانسارها را فراهم می آورند و سبب فوق

350 350 300 300 250 250 int. 200 200 150 150 100 100 50 Salinity (wt% NaCl equiv.) Salinity (wt% NaCl equlv.)

شکل ۹: الف: نمودار شوری - درجه همگنشدگی میانبارهای سیال نمونههای کانسارهای باباعلی و گلالی برای تعیین چگالی (Wilkinson, 2001)؛ ب: نمودار شوری - درجه همگنشدگی میانبارهای سیال نمونههای کانسارهای باباعلی و گلالی برای تعیین مکانیسم نهشت (Wilkinson, 2001).

منشأ سیال، در نمودار دمای همگن شدن در برابر شوری (Kesler, 2005) میانبارهای سیال مربوط به کانیسازی در محدوده آبهای دگرگونی قرار میگیرد (شکل ۱۰ ب)، شایان ذکر است، مشاهدات ساخت، بافت و کانیشناسی نیز این وضعیت کانه-سازی را در کانسارهای باباعلی و گلالی تائید می-نماید. به نظر می رسد که سیالی با شوری پایین تر به طور متناوب و در طی دوره های کوتاه مدت با سیال با شوری بالا مخلوط شده است. به باور هدنکوئیست (Hedenquist and Henley, 1985) همراهی میانبارهای سیال با چگالی کم (Low همراهی میانبارهای سیال با چگالی کم (density) فرایا و زیاد (High density)، (با دمای همگن شدگی تقریباً یکسان)، نشانه پدیده جوشش در سیستمهای گرمابی هستند (شکل ۱۰ الف). از نظر



شکل ۱۰: الف: دیاگرام تغییرات دمای همگنشدگی – شوری سیالات درگیر در کانسارهای آهن گلالی و باباعلی نسبت به انواع مهم کانیسازی (Wilkinson, 2001)، ب: نمودار دمای همگن شدن در برابر شوری برای میانبارهای سیال کانسارهای گلالی و باباعلی (Kesler, 2005).

ایزوتوپهای پایدار ایزوتوپهای پایدار اکسیژن، هیدروژن و کربن تجزیه ایزوتوپهای پایدار (S, O, H, C) یکی از بهترین روشهای زمینشیمیایی در زمینه بررسی تشکیل و برخی ویژگیهای فیزیکوشیمیایی سیال-های گرمابی کانهساز، منشأ (Hoefs, 2008) و تکامل برخی سازندههای کانهساز است. به علاوه مقدار و حجم واکنش ایزوتوپهای پایدار با سنگ-مقدار و حجم واکنش ایزوتوپهای پایدار با سنگ-مای دیواره و سازوکارهای نهشت کانسنگ را فراهم می آورند (Pirajno, 2009). به منظور مطالعه منشأ سیالهای کانهساز، نسبت ایزوتوپی اکسیژن، هیدروژن، کربن و گوگرد در کانیسازی منطقه باباعلی و گلالی ارزیابی شده است (جدول ۲). داده

های δ^{18} در کانسارهای باباعلی و گلالی به ترتیب مقادیر ۳ تا ۱۰/۵ و ۶/۹ تا ۱۵/۶ پرمیل را نشان میدهد. نسبتهای δ^{18} در نمونههای مگنتیت کانسار باباعلی، در محدوده ۳ تا ۶/۴ و در کانسار گلالی ۲/۹ تا ۱۰/۴ پرمیل هستند. این نسبت در کانی کوارتز کانسار باباعلی ۶/۹ تا ۱۰/۵ پرمیل می-باشد. در دو نمونه کلسیت گلالی δ^{18} میزان ۱۰/۸ باشد. در دو نمونه کلسیت گلالی δ^{18} میزان ۱۰/۸ کانی کوارتز کانسار باباعلی ۶/۹ تا ۱۰/۵ پرمیل می-کانسار مقدار ۶/۷ پرمیل را نشان میدهند. مگنتیت کمترین و کوارتز بیشترین مقدار δ^{18} را متمرکز می کند (Afzali et al, 2016)؛ این موضوع در نتایج حاصل از تجزیه ایزوتوپی اکسیژن کانسار باباعلی نیز مشاهده میشود (شکل ۱۱ الف).

جدول ۲: مقادیر ایزوتوپی S³⁴S، δ¹⁸O و δ¹³C بر حسب پرمیل در کانسارهای باباعلی (BA) و گلالی (GA)

Sample	Mineral	$\delta^{34}S$	Sample	Mineral	δ ¹⁸ O	δD	δ ¹³ C
86-BA-P1	pyrite	10.2	86- BA -Q1	Quartz (Fluid inc. to be analysed)	10.5	-30	
86- BA -P2	pyrite	10.3	86- BA -1160	Quartz (Fluid inc. to be analysed)	9.7	-16	
86- BA -P3	pyrite	9.9	86- BA -1164	Quartz (Fluid inc. to be analysed)	10.1	-35	
86- BA -P7	pyrite	10.9	86- BA -1165	Quartz (Fluid inc. to be analysed)	9.6	-10	
86- BA -P10	pyrite	5.8	86-GA-PH2	phlogopite	7.6	-53	
86- BA -P11	pyrite	8.3	86- BA -P7M	Magnetite	3		
86- BA -P14	pyrite	5.8	86- BA -P1M	Magnetite	4.5		
86- BA -P22	pyrite	8.6	86-GA-P2	Magnetite	6.9		
86-GA-P1	pyrite	6.3	86-GA-1167	Magnetite	10.4		
86-GA-P20	pyrite	9.3	86-GA-1168	Magnetite	9.9		
86-GA-P11	pyrite	9.4	86-GA-1169	Magnetite	7.9		
86-GA-P22	pyrite	6.3	86- BA -P2M	Magnetite	3.8		
86-GA-P14	pyrite	10.4	86- BA -P3M	Magnetite	4.6		
86-GA-P7	pyrite	8.7	86-GA-C1	Calcite	10.8	-17	-3
			86-GA-1166	Calcite	15.6	-23	-1.4

همراه با تجزیه ایزوتوپ پایدار اکسیژن، نمونههای کوارتز کانسار باباعلی و نمونههای کلسیت و فلوگوپیت کانسار گلالی برای نسبت ایزوتوپی δD هیدروژن نیز تجزیه شدند. در مجموع دادههای δD مقادیر ۱۰– تا ۵۳– را نشان میدهد. نسبتهای δD در نمونههای کوارتز کانسار باباعلی، در محدوده

 ۱۰ - تا ۳۵ - هستند. نسبتهای D در نمونههای کلسیت کانسار گلالی ۱۷ - تا ۲۳ - و فلوگوپیت ۵۳ -را نشان میدهد. این دامنه از نسبتهای ایزوتوپی هیدروژن همراه با دامنه نسبتهای ایزوتوپی اکسیژن، همخوانی مناسبی با آبهای با منشأ دگرگونی و تا حدی ماگمایی دارد (شکل ۱۱ ب)

که با نتایج حاصل از میانبارهای سیال مطابقت دارد. تجزیه ایزوتوپ کربن دو نمونه کلسیت از کانسار گلالی نیز مقدار δ¹³C برابر ۱/۴- تا ۳- را نشان داد

که قابل مقایسه با آهکهای دگرگون شده است (Ohmoto, 1972).



شکل ۱۱: الف: نمودار فراوانی ایزوتوپ ^{۵۱}8۵ نمونههای کوارتز، مگنتیت، کلسیت و فلوگوپیت در کانسارهای باباعلی و گلالی، ب: نمودار مقایسه دامنه تغییرات ایزوتوپهای اکسیژن و هیدروژن برای آبهای ماگمایی، دگرگونی، گرمابی، اقیانوسی و سطحی و موقعیت نمونههای کانسارهای آهن باباعلی و گلالی.

شکل ۱۲ الف نشان دهنده محدوده مقادیر ایزوتوپی کربن و اکسیژن کربناتهای با منشأ ماگمایی و همچنین فرآیندهای تأثیر گذار بر CO₂ و یونهای کربنات در کانسار آهن گلالی است. مقادیر ایزوتوپی ¹³6 و ³⁰6 در کلسیتهای کانسار آهن گلالی گویای تأثیرپذیری از شرایطی

مانند آلودگی به وسیله رسوبات و یا دگرسانی دما بالا هستند (Sun et al, 2001). بر پایه مقادیر ایزوتوپی کربن و اکسیژن کلسیتهای کانسار آهن گلالی میتوان نتیجه گرفت که این کلسیتها در نتیجه دگرسانی گرمابی تشکیل شدهاند (شکل ۱۲ ب).



شکل ۱۲: الف: نمودار ³¹³C در برابر ⁸¹⁸O کانی کلسیت در کانسار آهن گلالی (Sun et al, 2001)، ب: موقعیت مقادیر δ¹³C در برابر δ¹⁸O کانی کلسیت در کانسار آهن گلالی (Zang et al, 2004).

ایزوتوپهای پایدار گوگرد

مهم ترین منابع گوگرد در کانسارها شامل منابع ژرفایی، سنگهای قارهای محلی، آب دریا یا تبخیریهای دریایی هستند (Sharp, 2017). همچنین ۳ منبع مجزا از دید ایزوتوپی برای گوگرد

وجود دارد که عبارتند از ۱) گوگرد مشتق شده از گوشته با مقادیر $\delta^{34}S$ حدود صفر پرمیل، ۲) گوگرد آب دریا با مقادیر δ ۲۰³⁴S پرمیل، ۳) گوگرد رسوبی خیلی احیا شده با مقادیر گسترده خیلی منفی از $\delta^{34}S$ (Hoefs, 2009). تغییر در ترکیب

ایزوتوپی گوگرد ناشی از دو فرآیند است: ۱) احیا يونهای سولفات به سولفيد هيدروژن توسط باکتریهای بی هوازی که این امر موجب غنی شدن سولفید هیدروژن از $\delta^{34} \mathbf{S}$ می شود (احیا باكتریایی سولفات)، ۲) واكنشهای تبادل ایزوتوپی مختلف میان یونها، مولکولها و جامدات گوگرددار که توسط آنها $\delta^{34}S$ در ترکیبات دارای بالاترین حالت اکسایش گوگرد یا بیشترین نیروی پیوندی متمرکز می شود (احیا ترموشیمیایی سولفات) (Hoefs, 2009). دو عامل مهم که باید در بررسی تغییرات دامنه مقادیر $\delta^{34} \mathrm{S}$ در نظر گرفته شوند؛ یکی تأثیر مقادیر ایزوتوپی گوگرد منبع و دیگری تأثیر فرآیندهای ایجاد کننده تفکیک ایزوتوپی هستند. مقادیر ایزوتوپ گوگرد تابع ترکیب ایزوتوپی سیال منشاء میباشد که در نتيجه گذر زمان و تغييرات شرايط فيزيكوشيميائي محيط (دما، pH و فوگاسيته اکسيژن) دستخوش تغيير مي گردد (Latifi Saei et al, 2015). با توجه به اینکه کانی پیریت در کانسنگ آهن باباعلی و گلالی به عنوان پاراژنز اصلی همراه با کانیسازی مگنتیت و در نسلهای مختلف آن شرکت نموده است، لذا در این مطالعه سعی شده است تا مقادیر ایزوتوپ پایدار گوگرد در نسلهای مختلف پیریت که به وضوح قابل تفکیک است، مورد بررسی و مقایسه قرار گیرد. در این راستا تعداد ۱۴ نمونه از نسلهای مختلف پیریت در کانسنگ آهن باباعلی و گلالی جهت مطالعات ایزوتوپهای پایدار مورد تجزیه قرار گرفته است (جدول ۲): ۱) نسل اول پیریتهای همراه با سنگهای آتشفشانی فلسیک(توفهای ریولیتی) است که به صورت بافتهای دانه پراکنده و برشی شده همراه با آتشفشانیها دیده میشود. مقادیر ایزوتوپ گوگرد در ۴ نمونه اندازه گیری شده از کانیهای پیریت در کمترین مقدار است ((CDT) $\delta^{34}S = 5.8-6.3$) و

شباهت و نزدیکی قابل توجهی به ترکیب پیریتهای ماگمایی را نشان می دهد. ۲) نسل دوم شامل پیریتهای با بافت نواری شکل همراه با مگنتیت است. شواهد به دست آمده از نتایج مطالعات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی و بافت کانسنگ آهن نشان دهنده این مطلب است که این نسل از پیریتها در حین دگرگونی ناحیه ای منطقه فولیاسیون در آنها گسترش پیدا نموده است. مقادیر ایزوتوپ گوگرد اندازه گیری شده در ۴ نمونه از این نسل در مقایسه با نسل اول بالاتر است (=

۳) نسل سوم پیریتهای مورد بررسی دارای بافتهای کاملاً درشتبلور و رگچهای است. این نسل از کانیسازی پیریت در فازهای انتهایی کانیسازی منطقه شکل گرفته و ناشی از سیالات گرمایی تاخیری است. مقادیر ایزوتوپ گوگرد در تعداد ۶ نمونه مختلف از این نسل پیریت برابر با شکل (CDT) مدہ است (شکل $\delta^{34}S = 8.3 - 9.9$ الف). مقادیر متوسط $\delta^{34}S$ در نمونههای متعلق ۱۳ به پیریتهای اولیه بالاتر از مقادیر آن در نسلهای دیگر کانیسازی است. محتوای ایزوتوپ گوگرد پیریتهای دارای بافت باندی و نواری شکل که طی دگرگونی دیناموترمال منطقه دچار فولیاسیون شدهاند، از میانگین پیریتهای رگچهای و پرکننده فضاهای خالی که در نسلهای بعدی کانیسازی شكل گرفتهاند، بالاتر است. این ویژگی ایزوتوپ پايدار گوگرد ميتواند بهعنوان شاهدي بر شکل گیری نسل های اولیه کانی سازی با منشا آتشفشانی - رسوبی تلقی شود. با توجه به شکل ۱۳ ب نمونههای مورد بررسی در محدوده سنگهای دگرگونی واقع شدهاند. رخداد فرآیند دگرگونی ناحیهای باعث همگنشدن و یکنواختی ترکیب ایزوتوپهای پایدار عناصر مختلف شده است. در

این راستا نزدیکی مقادیر به دست آمده از نمونههای

پیریتهای اولیه و نیز مقایسه با نسلهای دیگر خود

شاهدی بر عملکرد رخداد دگرگونی ناحیهای بر

بخشهایی قابل توجهی از کانسنگ آهن با توجه به

نوسانات نسبتاً پایین ترکیب ایزوتوپی گوگرد در

کلیه نمونههای پیریت مورد مطالعه، میتوان اظهار داشت که رخداد دگرگونی دیناموترمال در منطقه بر روی سنگ دربرگیرنده و ماده معدنی نقش قابل توجهی در همگنشدن نسبی ترکیب ایزوتوپی گوگرد در نمونههای تجزیه شده ایفا نموده است.



شکل ۱۳: الف: نمودار فراوانی δ³⁴S نمونههای پیریت در کانسارهای باباعلی و گلالی، ب: مقایسه محدوده ایزوتوپی گوگرد در کانیهای سولفیدی کانسارهای آهن باباعلی و گلالی با محیطهای سنگی مختلف (Hoefs, 2008).

نتيجهگيرى

ترکیب سنگشناسی سنگهای دربرگیرنده کانسارهای گلالی و باباعلی شامل سنگهای آتشفشانی اسیدی تا حدواسط دگر گون شده، بیشتر به صورت گدازه و توف ريوليتي، همراه با میانلایههای کربناتی و گاه ماسهسنگ توفی دگرگون شده است. جایگیری تودههای نفوذی و نيمهعميق با تركيب گابرو - ديوريت، كوارتز مونزودیوریت، گرانودیوریت، سینیت، سینوگرانیت و گرانیت در این توالی سنگی در حین فعالیتهای زمینساختی، باعث دگرشکلی و دگرگونی سنگهای منطقه و کانسنگ آهن باباعلی و گلالی شده است. مطالعه میانبارهای سیال بر روی کانی کوارتز شوری ۵±۹ و ۵±۱۲ درصد معادل وزنی NaCl را به ترتیب برای کانسارهای آهن گلالی و باباعلی نشان میدهد. میانگین دمای همگن شدن برای سیالات کانهساز تأخیری در کانسار آهن گلالی ۵±۲۲۰ و برای کانسار آهن باباعلی ۵±۲۲۶ درجه سانتیگراد اندازه گیری شده است که با منشاء سیالات کانهساز با آبهای

دگرگونی مطابقت دارد. رخداد فرآیند دگرگونی ناحیهای در این کانسارها باعث همگن شدن و یکنواختی ترکیب ایزوتوپهای پایدار اکسیژن و هیدروژن شده است و نشان از نقش آبهای دگرگونی در فرآیند کانیسازی منطقه دارد که با نتایج حاصل از مطالعه میانبارهای سیال مطابقت دارد. همچنین تجزیه ایزوتوپ کربن ($\delta^{13}\mathrm{C}$) در کانسار گلالی مقدار ۳- تا ۱/۴- را نشان داد که قابل مقایسه با آهکهای دگرگون شده است. مقدار متوسط ایزوتوپ پایدار گوگرد ($\delta^{34}S$) در نمونههای متعلق به پیریتهای اولیه بالاتر از مقادیر آن در نسلهای دیگر کانیسازی است. این ویژگی ایزوتوپ پایدار گوگرد میتواند به عنوان شاهدی بر شکل گیری نسلهای اولیه کانی سازی آهن با منشا آتشفشانی - رسوبی تلقی شود. مشاهدات صحرایی، ساخت و بافت، سنگمیزبان، همیافت، زمین-شیمی، دگرسانیها، مطالعات میانبارهای سیال و ایزوتوپهای پایدار در کانسارهای باباعلی و گلالی، نشان میدهد کـه این کانسارها از نـوع کانسارهای آهن تيپ آتشفشانی - رسوبی دگرگون و

دگرگون شده قرار دارند، این مجموعههای سنگی از نظر اکتشاف آهن دارای اهمیت بالایی هستند. بررسی این واحدهای سنگی در منطقه و تعمیم شواهد به دست آمده از آنها به مناطق مشابه در زون سنندج – سیرجان، میتواند به شناسایی این نوع از کانسارهای آهن منجر شود.

Queen's University
Carousel
Vario EL III elemental

-زمانیان، ح.، دولتشاهی، س. و زارعی سهامیه، ر.، ۱۳۹۱. زمینشناسی اقتصادی کانسار اسکارن آهن چنار علیا با تکیه بر بررسی میان بارهای سیال، شمال غرب همدان، زمینشناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۲(۵)، ص ۹ تا ۱۹.

-Afzali, S., Nezafati, N. and Ghaderi, M., 2016. Fluid inclusion and stable isotope study of the Gazestan magnetite-apatite deposit, Central Iran: Journal of Geosciences, v. 26, p. 35-44.

-Aliani, f., Dadfar, S. and Maanijou, M., 2015. Detection of alteration zones of haji Abad iron deposit with (SWIR+ VNIR) data of aster sensor: Journal of Geosciences, v. 24, p. 73-80.

-Amiri, M., Khalaji, A.A., Tahmasbi, Z., Santos, J.F., Sahamieh, R.Z. and Zamanian, H., 2017a. Geochemistry, petrogenesis, and tectonic setting of the Almogholagh batholith in the Sanandaj-Sirjan zone, western Iran: Journal of African Earth Sciences: v. 134, p. 113-133.

-Amiri, M., Khalaji, A., Tahmasbi, Z., Sahamieh, R. and Zamanian, H., 2017b. Geothermo-barometry of Quartz Crystals in the Intrusive bodies of دگرشکل شده هستند. بررسی های انجام شده طی سال های گذشته در شمال باختر پهنه سنندج – سیرجان به شناسایی کانهزایی ها و بی هنجاری بسیاری از کانسارهای آهن با منشأ آتشفشانی – رسوبی منجر شده است. از آنجایی که اغلب این کانهزایی ها در واحدهای آتشفشانی – رسوبی

پانوشت

4-Ratio Mass Spectrometer 5-Thermo Finnigan Deltaplus 6-ZIESS

منابع -اشراقی، ص.، ۱۳۸۰. نقشه زمینشناسی ۱۰۰۰۰۰ ۱۰ سنقر، انتشارات سازمان زمینشناسی و اکتشافات معدنی کشور. -جانی خانی، ۱.، ۱۳۹۳. مطالعه کانیشناسی و رئوشیمی کانسار آهن گلالی ۲، پایان نامه کارشناسیارشد، دانشگاه بوعلی سینا، ۱۸۰ ص.

Almogholagh Batholith, (Hamedan). International Journal of Academic Research, v. 3, p. 11-21.

-Barati, M., 2012. Mineralogical, geochemistry and sulphur isotopes studies in Galali orebody, western Iran. Iranian Journal crystallography and mineralogy, v. 20, p. 215-228.

-Calagari, A.A., 2004. Fluid inclusion studies in quartz veinlets in the porphyry copper deposit at Sungun, East-Azarbaidjan, Iran: Journal of Asian Earth Sciences, v. 23. p. 179-189.

-Ebrahimi, M., Kouhestani, H. and Shahidi, E., 2015. Investigation on type and origin of iron mineralization at Mesgar occurrence, south of Zanjan, using petrological, mineralogical and geochemical data, Journal of Economic Geology, v. 7, p. 111-127.

-Ghorbani, M., 2007. Economic geology, mineral deposits and natural

resources of Iran, Arian Zamin, Tehran, 492 p.

-Hajimirzajan, H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Homam, S.M. and Hidarian Shahri, M., 2017. Modeling of magnetite- specularite mineralization in Dehzaman iron deposit, Khorasan Razavi province: mineralogy, texture and structure, and alteration, Iranian Journal crystallography and mineralogy, v. 25, p. 543-556.

-Hoefs, J., 2008. Stable isotope geochemistry: Springer Science & Business Media, Springer-Cham, 453 p. -Hosseini, B. and Ahmadi, A., 2016. Geochemistry and U-Pb dating of north saman granitoid rocks: Journal of Geoscience, v. 25, p. 109-120.

-John, D., Ayuso, R., Barton, M., Blakely, R., Bodnar, R., Dilles, J., Gray, F., Graybeal, F., Mars, J. and McPhee, D., 2010. Porphyry copper deposit model, chap. B of Mineral deposit models for resource assessment: Central Mineral and Environmental Resources Science Center, U.S. Geological Survey, 169 p.

-Kaulina, T., Avedisyan, A., Tomilenko, A., Ryabukha, M. and Ichenko, V., 2017. Fluid inclusions in quartz from uranium mineralization areas of the Litsa ore cluster (Kola Peninsula): Journal of Russian Geology and Geophysics, v. 58, p. 1059-1069.

-Kesler, S.E., 2005. Ore-forming fluids: Journal of Elements, v. 1, p. 13-18.

-Lai, J., Ju, P., Tao, J., Yang, B. and Wang, X., 2015. Characteristics of Fluid Inclusions and Metallogenesis of Annage Gold Deposit in Qinghai Province, China, Open Journal of Geology, v. 5, p. 794-780.

-Latifi Saei, F., Mirnejad, H., Alipur asl, M. and Niromand, S., 2015. Investigation of gold mineralization in Darezar veins system in the region of Pariz (Kerman province), on the basis of studies on fluid includions and sulfur isotopes: Journal of Advanced Applied Geology, v. 4, p. 65-75.

-Maanijou, M. and Salemi, R., 2015. Mineralogy, chemistry of magnetite and genesis of Korkora-1 iron deposit, east of Takab, NW Iran, Journal of Economic Geology, v. 6, p. 355-374.

-Mohajjel, M. and Izadi Kian, L., 2007. Poly-deformed tectonites in dome structure of the Almogholagh region, West of Hamedan: Geosciences Scientific Quarterly Journal, v. 66, p. 116-133.

-Mukherjee, R. and Venkatesh, A., 2017.Chemistry of magnetite-apatite carbonate-hosted from albitite and Rajasthan, Bhukia Gold Deposit, western India-An IOCG-IOA analogue Aravalli from Paleoproterozoic Supergroup: Evidence from petrographic, LA-ICP-MS and EPMA studies: Journal of Ore Geology Reviews, v. 91, p. 509-529.

-Nabatian, G., Rastad, E., Neubauer, F., Honarmand, M. and Ghaderi, M., 2015. Iron and Fe–Mn mineralisation in Iran: implications for Tethyan metallogeny, Journal of Australian Journal of Earth Sciences, v. 62, p. 211-241.

-Ni, P., Zhang, Y. and Guan, Y., 2017. Volatile loss during homogenization of lunar melt inclusions: Journal of Earth and Planetary Science Letters, v. 478, p. 214-224.

-Ohmoto, H., 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits: Economic Geology, v. 67, p. 551-578.

-Pirajno, F., 2009. Hydrothermal processes associated with meteorite impacts, Hydrothermal processes and mineral systems, Springer, Dordrecht, 1097 p.

-Poshtkohi, M., 2009. Poly Phase Metamorphism of Pelitic Rocks of Hamedan Area, West Iran Based On Petrography Evidences, Journal of Acta Geoscientica Sinica, v. 30, p. 50-60. -Rostami Paydar, G., Lotfi, M., Ghaderi, M. and Amiri, A., 2010. Vossoughi-Abedini, M. New Results on Mineralography and Crystal Chemistry of Magnetite and Pyrite at Baba-Ali & Galali Iron Deposits, West of Hamedan, Iran: Journal of Geosciences, v. 20, p. 121-130.

-Samadi, S., Rasa, I. and Maanijou, M., 2015. Application of microscopic electron data in determining the type of Khosrow Abad iron deposit, Sangar, Journal of Earth Science Researches, v. 5, p. 63-74.

-Shahbazi, H., Siebel, W., Ghorbani, M., Pourmoafee, M., Sepahi, A., Vousoughi Abedini, M. and Shang, C., 2015. The Almogholagh pluton, Sanandaj-Sirjan zone, Iran: geochemistry, U-(Th)-Pb titanite geochronology and implications for its tectonic evolution: Journal of Mineralogy and Geochemistry, v. 192, p. 85-99.

-Sharp, Z., 2017. Principles of stable isotope geochemistry: geochemistry, 6th edition: Springer-Verlag, Berlin, 293 p. -Shepherd, T.J., Rankin, A.H. and Alderton, D.H.M., 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie, Glasgow, 239 p.

-Sun, J., Hu, S., Shen, K. and Yao, F., 2001. Research on C, O isotopic geochemistry of intermediate-basic and intermediate-acid dykes in gold fields of Jiaodong Peninsula, Journal of Acta Petrologica et Mineralogica, v. 20, p. 47-56.

-Wilkinson, J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits, Journal of Lithos, v. 55, p. 229-272.

-Zamanian, H. and Asadollahi, B., 2013. Geochemistry and ore potential of the Almoughlagh batholith, western Iran: journal of Geologos, v. 19, p. 229-242.

-Zamanian, H. and Radmard, K., 2016. Geochemistry of rare earth elements in the Baba Ali magnetite skarn deposit, western Iran–a key to determine conditions of mineralisation: Journal of Geologos v. 22, p. 33-47.

-Zang, W.S., Wu, G.G., Zhang, D. and Liu, A.H., 2004. Xinqiao iron–deposit field in Tongling, Anhui: geologic and geochemical characteristics and genesis: Journal of Geotectonica Et Metallogenia, v. 28, p. 187-193.

چینهنگاری سنگی، زیستی و دیاژنز سازند روته، در جنوب آمل

علیرضا چگینی! ایرج مغفوری مقدم'، محمد حسین آدابی'، مسعود لطف پور'

۱-گروه زمینشناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران ۲-گروه زمینشناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

(پژوهشی)

دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۰۷/۲۶ پذیرش نهایی مقاله: ۱۴۰۲/۰۱/۱۵

چکیدہ

به منظور مطالعه چینهنگاری سنگی و زیستی سازند روته در حوضه البرز مرکزی برش چینهشناسی در ۳۰ کیلومتری جنوب شهرستان آمل انتخاب گردید. در این برش، سازند روته با ضخامت ۶۴۲ متر متشکل از آهک، آهک دولومیتی، دولومیت آهکی، دولومیت، شیل و ماسهسنگ است که به صورت ناپیوسته بر روی سازند درود و به صورت ناپیوسته در زیر سازند نسن قرار می گیرد. براساس مطالعات چینهنگاری زیستی ضمن شناسایی ۳۱ جنس و ۵۲ گونه از روزنبران کفزی سه بایوزون Neoendothyra bronnimanni-Neoendothyra reicheli جنس و ۵۲ گونه از روزنبران کفزی سه بایوزون Paraglobivalvulina mira-Dagmarita chanakchiensis assemblage zone, معرفی گردید. سن سازند روته در برش مورد مطالعه براساس زونهای زیستی فوق و مجموعه فسیلی موجود در آن، مورگابین پسین تا جلفین پیشین تعیین شد.

واژههای کلیدی: البرز مرکزی، بایوزون، چینهنگاری سنگی، چینهنگاری زیستی، روزنبران، سازند روته.

*- نویسنده مسئول:

Email: cheginiar@yahoo.com

مقدمه

طي كربنيفر پسين - پرمين پيشين يخچالها بخش زیادی از گندوانا را پوشاندهاند (آقانباتی، ۱۳۸۹). این موضوع سبب پایین آمدن سطح آب دریاها شده است. در آسلین پسین-ساکمارین پیشین در اثر افزایش دما یخچالها از تمام گندوانا پسروی کردهاند (آقانباتی، ۱۳۸۹) و به دنبال آن پیشروی در آغاز پرمین به وقوع پیوسته است، بهطوری که در حوضه البرز تحتتاثیر این پیشروی در زمان پرمین پیشین رسوبات عمدتا مختلط سیلیسی آواری-کربناتهی سازند درود بهطور عمده در محیط قارهای و حدواسط نهشته شده است، با افزایش عمق به تدریج در اواخر پرمین پیشین، پرمین میانی و اوایل پرمین پسین سازند روته با رخساره کربناته و سیس در اواخر پرمین سازند نسن در حوضه دریایی البرز نهشته شده است. سنگهای پرمو - تریاس در ایراناز گسترش نسبتا وسیعی برخوردارند و چنین استنباط شده است که در زمان کربنیفر پایانی و یا پرمین پیشین با آرام گرفتن رخداد زمین ساختی هرسینین و حرکتهای رو به پایین زمین، شرایط لازم برای پیشروی گسترده دریا فراهم آمده است (آقانباتی، ۱۳۸۹)، به گونهای که بسیاری از فرا-بومهای قدیمی در شمال آذربایجان، البرز، ایران مرکزی، سنندج - سیرجان و همچنین زاگرس با دریای کم ژرفا و پیشرونده پرمین پوشیده شده است، بهطوری که سنگهای پرمین در مناطق مختلف بر روی سنگهای قدیمی تر چون کربنیفر، دونین، سیلورین، اردوویسین و کامبرین نهشته شده است. در بیشتر نواحی ایران، سنگهای حاوی سنگوارههای بخش بالایی اشکوب جلفین و اشکوب دوراشامین وجود ندارد و مرز پرمین به تریاس ناپیوسته و همراه با افقهای هوازده، ماسه سنگ-های آهنی تیره رنگ و یا عدسیهایی از بوکسیت و لاتریت میباشد. با این وجود در چند ناحیه از

ایران مانند جلفا، شهرضا، آباده، کندوان و آمل، مرز پرمین به تریاس تدریجی گزارش شده است (آقانباتی، ۱۳۸۹). رخنمونهای سازند روته به سن پرمین میانی و پسین اگر چه در رشته کوههای البرز از گسترش قابل برخوردار است، اما به سبب تغییرات شرایط محیطی، فرسایش و عملکرد فرایندهای تکتونیکی دارای سن و ضخامتهای متفاوتی در نواحی مختلف حوضه میباشد که برای تكميل زنجيره مطالعاتي آن ضرورت دارد تا رخنمونهای این سازند در تمام پهنه گسترشی آن مورد بررسی قرار گیرد. سازند روته برای اولین بار توسط آسرتو (Assereto, 1963) در دره دهکده روته در شمال شرق تهران، شناسایی و معرفی گردید. برای اولین بار سوسلی (Sussli, 1976) در دامنه شمالی البرز و در اطراف آمل (اطراف دهکده عمارت) سازند روته را با ضخامت حدود ۶۰۰ متر مورد مطالعه قرار داد. همچنین نجفیان در سال ۱۳۹۲ طی مطالعات زیست چینهنگاری سازند روته در برش عمارت آمل سن این سازند را مورگابین پسین تا جلفین پیشین دانسته است. با توجه به مطالب فوق در این مطالعه سازند روته براساس مشخصات دقیق سنگشناسی(ماکروسکویی و میکروسکوپی) و شناسایی روزنداران کفزی در یک برش چینهنگاری در ۳۰ کیلومتری جنوب آمل در البرز مرکزی (شکل ۱)، از لحاظ سنگ چینهنگاری و زیست چینهنگاری مورد بررسی قرار گرفته است.

مواد و روشها

پس از انتخاب برش مورد نظر نمونهبرداری و برداشتهای صحرایی صورت گرفت. تعداد ۲۰۰ نمونه سنگی از سازند روته به ضخامت ۶۴۲ متر با در نظر گرفتن مرز سازندها، تغییرات رخسارهای و حضور آثار و ضمائم فسیلی موجود به همراه دو نمونه از سازندهای درود و نسن برداشت گردید. میکروسکوپ مورد مطالعه قرار گرفتند. پس از شناسایی میکرو فسیلها به زونبندی زیستی رسوبات سازند روته براساس زونبندی زیستی لون و اوکای (Leven and Okay, 1996) متعلق به پالئوتتیس غربی مبادرت گردید.

پس از تهیه مقاطع نازک میکروسکوپی از تمامی نمونههای سنگی، مقاطع توسط محلول آلیزارین قرمز به روش دیکسون (Dickson, 1965)، برای تشخیص کلسیت از دولومیت رنگ آمیزی شدند و سپس جهت شناسایی ریزفسیل ها در زیر



شکل ۱: نقشه راههای دسترسی به برش مورد مطالعه (Vahdati, 1999).

۱۰ متر سنگ آهک متوسط تا ضخیم لایه خاکستری رنگ حاوی خردههای گاستروپود، براکیوپود و دوکفهای ۳ متر سنگ آهک دولومیتی خاکستری تیره متوسط لایه با آشفتگی زیستی زیاد ۱۴ متر سنگ آهک متوسط لایه خاکستری رنگ ۳ متر سنگ آهک دولومیتی خاکستری تیره متوسط لايه ٣ متر سنگ آهک متوسط لايه ۵ متر سنگ آهک چرتی حاوی خرده فسیلهای خارپوست براکیوپود، بریوزوا و دوکفهای ۴ متر سنگ آهک دولومیتی خاکستری تیره متوسط لايه ۸ متر سنگ آهک متوسط تا ضخیم لایه حاوی خرده فسیلهای گاستروپد و خارپوست ۸ متر سنگ آهک و سنگ آهک چرتی خاکستری رنگ متوسط تا ضخیم لایه پرفسیل با آشفتگی زيستي فراوان ۵۳ متر تناوب سنگ آهک و سنگ آهک دولومیتی متوسط تا ضخیم لایه دارای مواد آلی تیره رنگ

بحث و نتايج سنگ چینهنگاری رسوبات کربناته سازند روته با ضخامت ۶۴۲ متر بهطور هم شیب و ناپیوسته بر روی رسوبات سیلیسی - آواری سرخ رنگ سازند درود قرار گرفته و خود توسط لایههای شیلی و کربناته سازند نسن به صورت هم شیب و ناپیوسته(لایههای زرد و قرمز رنگی لیمونیتی و هماتیتی) پوشیده شده است (شكل ٢). سازند روته در برش عمارت به چند واحد سنگ چینهای به شرح زیر تفکیک شده است (شکل ۳): ۱۸ متر سنگ آهک خاکستری نازک تا متوسط لایه با میان لایههایی از شیلهای تیره (شکل ۴). ۱۰۴ متر سنگ آهک متوسط تا ضخیم لایه خاکستری رنگ حاوی خرده فسیلهای فراوان ۱۲ متر سنگ آهک دولومیتی خاکستری تیره متوسط تا ضخيم لايه ۳۰ متر سنگ آهک خاکستری متوسط تا ضخیم لايه يرفسيل ۲ متر سنگ آهک چرتی حاوی خرده فسیلهای خارپوست، گاستروپود و دوکفهای

۳ متر سنگ آهک چرتی متوسط لایه با میان لایه های ناز کی از شیل ۷ متر سنگ آهک متوسط لایه خاکستری با میان لایههای ناز کی از شیل ۹ متر دولومیت و سنگ آهک متوسط لایه ۷ متر دولومیت و سنگ آهک متوسط لایه ۱ متر دولومیت و سنگ آهک متوسط لایه ۱ متر دولومیت و سنگ آهک متوسط لایه ۱ متر دولومیت و سنگ آهک متوسط لایه ۷ متر دولومیت و سنگ آهک متوسط لایه ۱ محلی با شرح زیر شناسایی و معرفی گردید (شکل ۱۰). روزنبران کوچک و فوزولینیدها به همراه

جلبکهای سبز و قرمز مهمترین ریزفسیلهای سازند روته را تشکیل میدهند (شکلهای ۱۱، ۱۲، ۱۳ و ۱۴).

1- Neoendothyra bronnimanni-Neoendothyra reicheli assemblage zone

این زون زیستی که از نوع تجمعی است براساس جامعه همزیست موجود در آن تعریف شده و ۷۲ متر از قاعده سازند روته را پس از مرز فرسایشی میان سازندهای درود و روته به خود اختصاص داده است. مرز پایینی این بایوزون با شروع مجموعه همزیست زیر و مرز بالایی آن با ظهور روزنبران شاخص اشکوب میدین مانند Chusenella شاخص اشکوب میدین مانند مانند sinensis, Codonofusiella erki نسن این بایوزون براساس گونههای شناسایی شده آن نظیر گونههای مختلف Neoendothyra و مقایسه این زیست زون تجمعی با لایههای خاچیک جلفا و دیگر مناطق قلمرو تتیس مانند افغانستان میباشد.

روزنبران کفزی موجود در این زون زیستی تجمعی عبارتند از:

۷۰ متر سنگ آهک متوسط تا ضخیم لایه خاکستری تا خاکستری تیره در قسمتهایی دولومیتی و چرتی حاوی خردههای تریلوبیت ۳۲ متر سنگ آهک خاکستری متوسط تا ضخیم لاىه ۳ متر سنگ آهک چرتی متوسط تا ضخیم لایه خاکستری رنگ ۶ متر سنگ آهک متوسط تا ضخیم لایه خاکستری رنگ با میان لایههای ناز کی از شیل ۱۰ متر شیل، سنگ آهک ماسهای، ماسهسنگ آهکی و ماسهسنگ، در این بخش لایههایی از ليمونيت بچشم مىخوردند كه نشان دهنده وقفه رسوبی و ناپیوستگی فرسایشی است (شکل ۵). well) متر سنگ آهک متوسط لایه منظم (bedded) و خاکستری رنگ دارای مواد آلی به همراه خردههای فسیل تریلوبیت و میان لایههای ناز کی از شیل ۷۵ متر سنگ آهک متوسط لایه منظم و خاکستری تیره دارای مواد آلی که در اواسط آن سنگ آهک-های چرتی همراه با طبقات حاوی فسیل استراکد فراوان (شکل ۶) وجود دارد. ۳۹ متر سنگ آهک و سنگ آهک دولومیتی متوسط تا ضخیم لایه پرفسیل حاوی خردههای براکیوپود و تریلوبیت ۸ متر دولومیت متوسط لایه خاکستری تیره ۱۰ متر سنگ آهک دولومیتی متوسط لایه با میان لایههایی از شیل تیره ۱ متر سنگ آهک رسی نازک لایه ۲۴ متر تناوب شیل نازک لایه و سنگ آهک متوسط لایه خاکستری تیره پرفسیل ۴۵ متر سنگ آهک، دولومیت آهکی، آهک دولومیتی متوسط لایه و منظم به همراه شیلهای ميان لايەاي

یالئوبیوژئوگرافی با یکدیگر در ارتباط بوده و بخش-هایے، از حوضه بزرگ تتیس غربی را در زمان پرمین پسین تشکیل دادهاند. با این وجود داوسون (Dawson, 1993) اعتقاد دارد که اشکوب مور گابین تنها براساس نمونههای شاخص خانواده فوزولینید قابل تشخیص از اشکوبهای کوبرگاندین و میدین است. گونههای Neoendothyra bronnimanni و Neoendothyra reicheli از مورگابین البرز مرکزی (Bozorgnia, 1973) گزارش شدهاند. مطالعات لون و اكاى (Leven and Okay, 1996) در شمال غربی ترکیه نشان میدهد که اشکوب مورگابین تنها براساس ظهور گونههای شاخص جنس Eopolydiexodina مشخص می شود. هر چند برخی فوزولینهای موجود در اشکوب مور گابین در اشکوب میدین نیز امتداد می یابند. اما جنس Eopolydiexodina تنها در اشکوب مورگابین گسترش داشته است. همچنین گونهای از مرجان به نام Protomichelinia abnormis به سن مورگابین یسین (Fontaine, 1961) در نمونههای آغازین سازند روته (نزدیک نمونه شماره ۸) مشاهده شده است (شکل ۸).

Nankinella orbicularia, Nankinella sp., Geinitzina taurica, Geinitzina sp., Pseudolangella sp., Neoendothyra sp., Globivalvulina Globivalvulina sp., vonderschmitti, Hemigordius sp., Langella perforate, Neoendothyra bronnimani, Langella sp., Nodosaria sp., Schubertella sp., Agathammina sp., Neoendothyra reicheli, Geinitzina postcarbonica, Postendothyra tenuis, Tuberitina collosa, Earlandia Tuberitina sp., elegans, Earlandia Cribrogenerina minor, sumatrana, Cribrogenerina sp., Climacammina moelleri, Climacammina sp., Climacammina Valvulinoides, Paleotextularia sp., Paleobigenerina sp., Geinitzina reperta, Staffella sp., Staffella sphaerica.

به هر حال چنین به نظر میرسد که روزنبران شاخص اشکوب مورگابین در البرز مرکزی (به استثنای خانواده روزنبران فوزولینید) از شباهت زیادی با ریز فسیل های زاگرس برخوردار است، به-زیادی که اکثر جنسهای شاخص از قبیل طوری که اکثر جنسهای شاخص از قبیل *Neoendothyra, Langella, Pachyphloia, و Geinitzina و Geinitzina* که در البرز مرکزی گزارش شدهاند، در بخش دالان زیرین ناحیه زاگرس نیز وجود دارند. به نظر میرسد که حوضه-های رسوبی البرز و زاگرس از لحاظ اقلیمی و






شکل ۳: تصویر ماهوارهای از سازندهای تفکیک شده در برش چینهشناسی عمارت و تقسیمات سازند روته براساس مطالعات چینهنگاری سنگی و زیستی.



شکل ۴: نمایی از مرز بین سازندهای تخریبی درود و کربناته روته با میان لایههایی از شیل در برش چینهشناسی عمارت.



شکل ۵: تصویری از مرز فرسایشی بین اشکوب میدین و جلفین سازند روته در برش چینه شناسی عمارت

پژوهشهای دانش زمین ۱۴۰



شکل ۶: تصویری از نهشتههای سازند روته به سن جلفین با لایهبندی منظم (well bedded)، سازند نسن و الیکا در

برش عمارت.



شکل ۲: مرز فرسایشی میان سازندهای روته و نسن در برش چینهشناسی عمارت. مرز فرسایشی میان دو سازند با رسوباتی از جنس لاتریت، لیمونیت و شیلهای رنگین پوشیده شده است.



شکل ۸: تصویر ماکروسکوپی (تصویر سمت چپ) و میکروسکوپی (تصویر سمت راست) از مرجان شناسایی شده در سازند روته برش چینهشناسی عمارت آمل به نام Protomichelinia abnormis به سن مورگابین پسین.

از ضخامت سازند روته را بعد از بایوزون ۱ در بر می گیرد. مرز زیرین آن براساس ظهور روزنبر شاخص اشکوب میدین *Chusenella sinensis و مر*ز بالایی Dagmarita این بایوزون با ظهور روزنبرانی از جمله Paraglobivalvulina mira و chanakchiensis 2- Chusenella sinensis - Codonofusiella erki-Pachyphloia sp. assemblage zone این زون زیستی تجمعی با حضور روزنبران Codonofusiella erkis و Chusenella sinensis فوزولین Pachyphloia مختلفی از Pachyphloia متر مشخص می شود. این زیست زون تجمعی ۲۸۲ متر

Globivalvulina Baisalina sp., graeca, Globivalvulina vonderschmitti, Globivalvulina bulloides. Pachyphloia Paraglobivalvulina mira, iranica, Ichtyolaria latilimbata, Geinitzina uralica. براساس مجموعه همزيست فوق سن اين بايوزون جلفین پیشین مشخص شده است. از میان روزنبران كوچك پرمين انتهايي اين زير زون تجمعي vonderschmitti ₉Globivalvulina sp. Globivalvulina در نواحی قفقاز، رشته کوههای البرز، جنوب تركيه، جلفا و شمال مركزى ايران، ایران مرکزی و آباده، عمان، رشته کوههای نمک و پاکستان، هند شمالی، جنوب شرق پامیر و گونه-های جنس *Pachyphloia* sp. های جنس Pachyphloia iranica و Pachyphloia ovata نواحی قفقاز، رشته کوههای البرز و زاگرس، تونس، ایتالیا، رشته کوههای نمک و پاکستان، هند شمالی، جنوب شرق يامير، ويتنام، جنوب شرق، شمال شرق و غرب چین و جنوب غرب ژاپن گزارش شده است (Ross, 1974 ;Ross et al, 1982) بلطف يور، ۱۳۸۴). همچنین براساس مطالعات لون و اوکای (Leven and Okay, 1996) در اقليم تتيس غربي (بهویژه نواحی قفقاز و ترکیه) اجتماع فسیلی زیر مى تواند بيانگر گسترش اشكوب جلفين باشد. Reicheli cribroseptata, Codonofusiella sp., Globivalvulina vonderschmitti, Paraglolobivalvulina sp., Pachyphloia iranica, Pachyphloa pedicula, Geinitzina reperta, Langella perforata, Dagmarita chanakchiensis, Robuloides lens, *Hemigordiopsis* renzi, Baisalina sp.,

Baisalina pulchra, Neoendothyra reicheli. به هر حال آنچه مسلم است اکثر جنسها و گونه-های شاخص خانواده بزرگ فوزولینید در شروع این اشکوب از بین میروند. به عبارت دیگر آخرین ارزش زیستچینهای فوزولینیدهای سازند روته در شناسائی حد بالایی اشکوب میدین است. همچنین بزرگنیا (Bozorgnia, 1973) با معرفی اجتماع تعیین شده است. سن این سازند براساس حضور روزنبرانی نظیر *Chusenella sinensis* و مقایسه این زیست زون تجمعی با روزنبران میدین سازند خوف (Gaillot and Vachard, 2007)، ترکیه (Kobayashi and Altiner, 2008)، چین، ژاپن (Zhang et al, 2010) بیانگر سن میدین میباشد. اشکوب میدین تشخیص داده شده است. روزنبران کفازی شناسایی در این بایوزون عبارتند از: *Chusenella sinensis, Geinitzina capmani*,

Pachyphloia pedicula, Pachyphloia sp., Pachyphloia Eotuberitina ovata, reitlingerae, Eotuberitina sp., Deckerella sp., Codonofusiella sp., Climacammina *Cryptoseptida* major, anatoliensis, Cryptoseptida sp., Codonofusiella erki, Langella conica, Deckerella composite, Tetrataxis sp., Parafusulina sp. براساس مطالعات لون و اکای (Leven and Okay, اشکوب میدین **(1996** با انتشار Kahlerinidae شامل جنسهای خانواده شاخص Kahlerina و Reuedokahlerina و گونه-هایی از جنس Dunbarula مشخص میگردد. چنین اجتماعی در نواحی مورد مطالعه وجود ندارد. همچنین نمونههایی از جنس Codonofusiella و Reichelina نیز همراه با اجتماع فسیلی فوق بیانگر گسترش اشکوب میدین میباشند.

3- Paraglobivalvulina mira –Dagmarita chanakchiensis assemblage zone

این بایوزون تجمعی که براساس مجموعه همزیست زیر تعریف شده است ۲۸۸ متر از راس سازند روته در برش مورد مطالعه را به خود اختصاص داده است. ظهور روزنبران شاخصی نظیر

Dagmarita و Paraglobivalvulina mira د chanakchiensis مشخص کننده مرز پایینی این بایوزون و مرز بالایی آن منطبق با خاتمه مجموعه همزیست در این بایوزون است. همچنین مرز بالایی با مرز دو سازند روته و نسن منطبق است. روزنبران کفزی زیر در این زون زیستی شناسایی شده است: (Ghaseminejad, 2002). بنابراین به نظر می رسد که ظهور و افول گونه مذکور می تواند به عنوان یکی از شاخصههای بیوزون اشکوب جلفین مطرح شود. در بخشهای میانی این سازند گونههای مختلفی از جنسهای Tyloplecta از راسته براکیوپودها سن معرد (al, 2009 از راسته براکیوپودها سن مری لوپینگین را تعیین خواهند کرد (caetani et سری لوپینگین را تعیین خواهند کرد (روالی نمونه (al, 2009 در حوالی نمونه اسری این برش شناسایی شده است. این گونه توسط ۱۸۰ این برش شناسایی شده است. این گونه توسط (Chao, 1927 در حوالی نمونه (wordian-Changhsingian) میدین و جلفین تتیس از مجارستان، صربستان و اسلووانی، شمال غرب چین، شرق روسیه، شمال چین، شمال شرق ژاپن، شرق چین، ایران، امریکا و فسیلی مشابهی در البرز مرکزی به برخی گونههای شاخص نظیر نمونههای زیر اشاره داشته که اکثر آنها در بخش بالایی سازند روته و اشکوب جلفین نیز وجود دارند.

Cryptoseptida anatolienisis, Pachyphloia iranica, Dagmarita chanakchiensis, Ichtyolaria primitiva, Frondina permica, Globivalvulina vonderschmitti, Reicheli sp., Mizzia sp., Pseudolangella fragilis, Langella cukurkoyi, Geinitzina chapmani.

برخی گونههای اشاره شده در این تقسیم بندی بر-اساس مطالعات لون و اوکای (Leven and Okay, اساس (1996) متعلق به اشکوب میدین نیز می باشند. اما با این وجود گونه شاخصی نظیر Pachyphloia این وجود گونه شاخص اشکوب جلفین *iranica* به عنوان گونه شاخص اشکوب جلفین مورد قبول اکثر صاحب نظران می باشد (Bozorgnia, 1973). مطالعات اخیر نشان می دهد که این گونه در سازند روته وجود دارد



شکل ۹: تصویری از گونه Tyloplecta cf. yangtzeensis در رسوبات میدین و جلفین برش چینهشناسی عمارت.

نتيجهگيرى

در مطالعات سنگ چینهنگاری و زیست چینهنگاری سازند روته در برش عمارت نتایج زیر حاصل شده است:

 ۱) ضخامت رسوبات سازند روته در این برش ۶۴۲ متر و از لحاظ سنگشناسی به طور عمده از سنگ آهکهای تیره ضخیم تا متوسط و نازک لایه همراه با سنگ آهکهای دولومیتی، دولومیت آهکی، آهک ماسهای، آهک چرتی، شیل و ماسهسنگ تشکیل شده است.

۲)مرز زیرین سازند روته با سازند درود ناپیوسته فرسایش است، بهطوری که سنگ آهکهای قاعده سازند روته به صورت هم شیب بر روی سطح فرسایش یافته ماسهسنگهای راس سازند درود قرار گرفته است. مرز بالایی آن نیز با سازند نسن ناپیوسته فرسایشی و همراه با یک افق لاتریتی در مرز میباشد.
۳)در ۳۹۵ متری سازند روته و در حد فاصل دو اشکوب میدین و جلفین وجود یک افق ماسهسنگ همراه با لایههایی از لیمونیت وجود یک ناپیوستگی 1-Neoendothyra bronnimanni-Neoendothyra reicheli assemblage zone,
2-Chusenella sinensis-Codonofusiella erki-Pachyphloia sp. assemblage zone,
3-Paraglobivalvulina mira-Dagmarita chanakchiensi assemblage zone
ه)براساس زونهای زیستی فوق و مجموعه فسیلهای شناسایی شده در آنها سن سازند روته مور گابین پسین- جلفین پیشین تعیین شد.

را محتمل میسازد، البته شواهد فسیلی مبنی بر چنین حادثهای شناسایی نشده است. ۴)در مطالعات زیست چینهنگاری ضمن تشخیص ۵۷ گونه متعلق به ۳۱ جنس از روزنبران بنتیک، سه زون زیستی محلی به شرح زیر شناسایی و معرفی گردید:

	Lin	neston	e 🖡	S li	andy mestone		Argil	lac	eous e		Y	Ch	nert	y one	1	Ľ	5	Delin	olon nest	one		Z	1	D	olos	tor	ne	Z	V	N N	Lim	iy osto	ne				Sa	nds	stone
3	Sha	ıle	•	P	aleosol	\square	No S	amj	ole	-	~	Un	icon	for	mity	y	-	Fr	ssil	enc	y																		
								L				_				_	_	I	Bei	nt	hi	c I	or	a	mi	ni	ife	ra	i	_		_						_	
System/Period	Series/Epoch	Stage/Age	Formation	Biozone	Thickness (m)	Sample No.	Stratigraphic Column	Nankinella orbicularia	Geinitzina taurica	Eseudotangetta sp. Glabivalvulina vonderschmitti	Hemigordius sp.	Langella perforata	Neoendothyra bronnimani	Schubertetta sp. Neoendothvra reicheli	Geinitzina postcarbonica	Postendothyra tenuis	Tuberitina collosa	Earlandia elegans	Earlandia minor Cribeoconorina cumatrana	Climacammina moelleri	Climacammina Valvulinoides	Geinitzina reperta	Staffella sphaerica	Consenenta sinensis	Couonojusiena erai Geinitzina canmani	Pachvnhloia nedicula	Pachyphloia ovata	Eotuberitina reitlingerae	Climacammina major	Cryptoseptida anatoliensis	Cryptoseptida sp.	Langella conica	Deckerella composita	Disofunding grace	Farajusunna sp. Raisalina sp.	Globivalvulina bulloides	Paraglobivalvulina mira	Dagmarita Chanakchiensis	Pachyphloia cf. iranica Ichtyolaria latilimbata
n	n		Nesen	e zone	-650-	E-189-																******						**********		****								*********	
	a		h		-600-	E-188 E-185 E-180 E-175				Γ	-						Ŧ							F													Ŧ		
	g i	a		<i>vira-</i> emblage	-550-	E-170 E-165 E-160					Ī	Ţ					- -	Ţ			Ŧ						-			******					-	-			
8	u			vulina n nsis ass	-500-	E-155 E-150 E-145				=	H								=	=	ł		-						Ŧ				Т		-				T
	i i	l f	e	lobival	500	E-140 E-135 E-130 E-125					 	-					-													Ť	t						-	-	Ť
i	1 O	=		Parag rita cha	450-	E-120 E-115 E-110			T		+	-=		=			- =	.			ļ		-	- -							┦						-		
	Г	. - .		Dagmaı	-400-	E-105 E-100		-			ļ	-					ŧ						+-	_										Į	-	-	-	-	
ш	u	u	t	erki- e	-350-	E-95 E-90 E-85			-			-		=			+					I	+ -						Ŧ					-	-	: ±			
	i a	a		husenella sinensis-Codonofusiella Pachyphloia sp.assemblage zon	-300-	E-80 E-75 E-70		-			-	-	₹	_			=				# + +	-	-					ŧ	Į		-			E					
	þ				-250-	E-65 E-60						-					+																-						
r	l u	р	n		-200-	E-55 E-50 E-45 E-40						-	+				= -		-	•	Ŧ	T			-		=	ľ	Ŧ		_		I						
	а				-150-	E-35 E-30 E-25								-					_	_	ļ		_							-	-								
e	h d	М			-100-			+				_					+		-				-	- -	-														
	n	ate abian	~	nimani- C icheli nge zone	50	E-20 E-15		Ŧ									ŧ				1		I	± -		$\left \right ^{+}$													
	u G	n Murg	d R	N. brom N. rei assembla	0 -	E-10 E-5 E-2 D-110		İ				Ŧ	Ī			-	-																						
Р	Cisuralia	Asselian- Artinskia	Doruc		25m																																		
	أمل	ت آ	عمار	سى د	ەشنار	چين	برش	در	ن	برا	زن	رو	ں	ىاس	اس	بر	تە	رو	د	ازن	w	Ċ	ارې	نگ	نه	ئيا	Ş	ت		زي	0	ئار	نگ	÷١	۱.	ر	کا	شا	

پژوهشهای دانش زمین ۱۴۴





(Axial Section) 4-Paraglobivalvulina mira (Axial Section)

(Equatorial Section)

(Longitudinal Section) 6-Neoendothyra bronnimani

aglobivalvulina mira 5-Dagmarita chanakchiensis 6-Neoendothyra bronn al Section) (Longitudinal Section) (Axial Section) شکل ۱۲: برخی از گونههای شاخص روزنبران سازند روته در برش چینهشناسی جنوب آمل





-Aghanabati, S., 1389. Geology of Iran, Organization of Geology and Mineral Exploration, third edition, 708 p. -Assereto, R., 1963. The Paleozoic formations in Central Elburz (Iran), (Preliminary Note), Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, v. 69(4), p. 503-543. منابع Bozorgnia, F., 1973. Paleozoic foraminiferal biostratigraphy of central and east Alborz mountains, Iran: National Irainian Oil Company, Geological Laboratory Publication, v. 4,

Tehran, p. 185. -Chao, Y.T., 1927. Productidae of China. Palaeontologia Sinica, series B, v. 5, p. 1-244. -Dawson, O., 1993. Fusiline foraminiferal biostratigraphy and carbonate facies of the Permian Ratburi Limestone, Saraburi, central Thailand. Journal of Micropalaeontology, v. 12(1), p. 9-33.

-Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique for carbonates in thin section, Nature, v. 205, doi.org/10.1038/205587a0.

-Fontaine, H., 1961. Les madreporaires paleozoiques du Viet-Nam, du Laos, et du Cambodge. Archives Geologiques du Viet-Nam, v. 5, p. 1-276.

-Gaetani, M., Angiolini, L., Ueno, K., Nicora, A., Stephenson, M., Sciunnach, D., Rettori, R., Price, G.D. and Sabouri, J., 2009. Pennsylvanian-Early Triassic stratigraphy in the Alborz Mountains (Iran). In: M. F. Brunet, M.

-Gaillot, J. and Vachard, D., 2007. The Khuff Formation (Middle East) and time-equivalents in Turkey and South China: biostratigraphy from Capitanian to Changhsingian times (Permian), new foraminiferal taxa, and palaeogeographical implications. Coloquios de Micropaleontologia, v. 57, p. 37-223.

-Ghasemi Nejad, E., 2002. Biostratigraphy and depositional history of the Paleozoic deposits in the South of Central Alborz Basin, Based on Foraminifera, Iranian International Journal of Science, v. 3, p. 93-114.

-Kobayashi, F. and Altiner, D., 2008. Late Carboniferous and Early Permian fusulinoideans in the Central Taurides, Turkey- Biostratigraphy, faunal composition, and their paleogeographic and tectonic implications. Journal of Foraminifera Research, v. 38, p. 59-73.

-Lotfpour, M., 1384. Sequence stratigraphy, sedimentary environments

and biostratigraphy of Dalan and Kangan formations in South Zagros region with a special view on the bondary of Permo-Triasic, PhD thesis, Shahid Beheshti University, 500 p.

-Leven, E.J. and Okay, A.I., 1996. Foraminifera from the exotic Permo-Carboniferous limestone blocks in the Karakaya complex, northwestern Turkey, Rivi. Ital. Paleon. Strat., v. 102, p. 139-174.

-Najafian, B., Bahram Manesh, M.N. and Faraji Khordmardi, M., 2012. Biostratigraphy of Ruteh and Nesen formations in the stratigraphic section of the structure (Central Alborz) based on Foraminifera, 32nd meeting and first international specialized congress of geosciences, 8 p.

-Ross, C.A., 1974. Paleogeography and provinciality, In Ross, C. A., ed., Paleogeographic provinces and provinciality, SEPM, Spec. Publ. v. 21, p. 1-17.

-Ross, C.A. and Ross J.R.P., 1982. Biogeographical influences on Late Palaezoic faunal distributions. In LARWOOD, G. P., and NIELSEN, C eds., Recent and Fossil Bryozoa, Olsen and Olsen Printers, Denmark, p. 199-212.

-Süssli, P.E., 1976. The Geology of the lower Haraz valley area, central Alborz, Iran., v. 38. Geological Survey of Iran.

-Vahdati, F., 1999. Geological map of Amol (scale of 1:100 000), Geol. Surv. Iran.

-Zhang, Y.C., Cheng, L.R. and Shen, S.Z., 2010. Late Guadalupian (Middle Permian) fusuline fauna from the Xiala Formation in Xainza County, central Tibet: implication for the rifting time of the Lhasa block, Journal of Paleontology, v. 84, p. 955-973.

Lithostratigraphy, biostratigraphy and diagensis of the Ruteh Formation, south of Amol

Chegini^{*1}, A.R., Maghfouri Moghaddam², I., Adabi³, M.H., Lotfpour², M.,

1-Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran 2-Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

Abstract

In order to study the lithostratigraphy and biostratigraphy of the Ruteh Formation in central Alborz basin, a stratigraphic section was selected around 30 km south of Amol city. This formation with a thickness of 642 m, mainly consisting of limestone, dolomitic limestone, limy dolstone, dolomite, shale and sandstone disconformably lied on the Ruteh Formation and underlied disconformably by the Nesen Formation. Based on the biostratigraphy studies 31 genera and 57 species of benthonic foraminifera were identified. The age of the Ruteh Formation in the studied section was determined based on the distribution of the index of benthic Foraminifera. The Ruteh Formation has 3 biozones *Neoendothyra bronnimanni-Neoendothyra reicheli* assemblage zone, *Chusenella sinensis-Codonofusiella erki-Pachyphloia* sp. assemblage zone and *Paraglobivalvulina mira – Dagmarita chanakchinensis* assemblage zone. The age of the Ruteh Formation is Late Murgabian to Early Julfian. It,s age was determined based on the above-mentioned biozones and fossil assemblages.

Keywords: Central Alborz, Biozone, Lithostratigraphy, Biostratigraphy, Foraminifera, Ruteh Formation.

^{*}Email: cheginiar@yahoo.com

Fluid inclusion and stable isotope study of the Baba-Ali and Galali deposits, northwest of Hamedan: Metamorphosed and deformed volcano-sedimentary type of mineralization in northwest of the Sanandaj-Sirjan zone

Rostami Paydar¹, Gh., Adelpour^{*2}, M.,

1-Department of Geology, Faculty of Sciences, Islamic Azad University, Ahvaz Branch, Ahvaz, Iran

2-Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

Abstract

Baba-Ali and Galali deposits are located in 30 and 60 km northwest of Hamedan in northwest part of the Sanandaj-Sirjan zone. The host rocks of these deposits are metavolcano-sedimentary successions of Songhor series in Permo-Triassic age. Stratigraphic position of ore horizons, geometry of orebodies, ore structures and textures in different scales and paragenetic sequence of minerals all show close genetic relation between iron ore and the metavolcanosedimentary and subvolcanic rocks. The host rocks in the area are felsic to intermediate metavolcanic rocks, more than lava and rhyolitic tuffs with interculations of carbonate and metatuff-sandstones. Field observations and petrography show that emplacement of plutons and subvolcanic rock units with composition of gabbrodiorite, quartzmonzodiorite, granodiorite, syenite, syenogranite and granite in these successions caused deformation and metamorphism of ore and country rocks. Fluid inclusion studies within the quartz crystals indicate that main salinity varies between 12±5 and 9±5 wt.% NaCl equivalent in Baba-Ali and Galali deposits respectively. Homogenization temperature for Baba-Ali and Galali deposits are 226±5 and 220±5 °C respectively. Occurrence of dynamothermal regional metamorphism in these deposits typically involves a lengthy period of time, during which there was a tendency toward isotopic homogenization specifically in O (3 to 10.5 ‰) and H (-10 to -35 ‰) stable isotopes and show the role of metamorphic waters in mineralization process. Measurement of δ^{34} S (CDT) in first generation of pyrite is higher than another ones, so these data confirm the volcano-sedimentary origin of primary iron mineralization.

Keywords: Stable isotope, Northwest of Hamedan, Baba-Ali and Galali deposits, Fluid inclusion.

^{*}Email: man.adelpour@yahoo.com

Structural evolution of northwest-southeast trend in Hemmatabad area – East Iran

Gholami^{*1}, E., Karimi Dehkordi¹, M., Khatib¹, M.M.,

1-Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

Abstract

Northwest-Southeast trending fault zones and fold axial traces are major structures in Hemmatabad area (SE Birjand). Although North-South trending fault zones are major structures in Sistan subzone but many Northwest-Southeast trending fault zones as a branch of East Neh fault zone connect to North-South trending fault zones (such as Hemmatabad fault zone in this area that connect to Cheshmeh zangi fault zone in the east part). Geometric and kinematic analysis of fault planes, slip vectors, fault related fractures, offset streams, fold axial trace show that in Hemmatabad area, many fault zones had been right lateral movement with reverse component along the time. Along two parallel sections (a,b) from southeast to northwest, morphotectonic evidences such as: offset streams, shutter ridges, fault scarps and V ratio has shown tectonic activity in this area. In two mentioned sections from southeast to northwest, V ratio domain(0.31 - 0.58)has increasing range and offset streams domain (6 - 116 meters) has decreasing range. Eight northeast – southwest trending topographic sections show fault scarp with decreasing appearance from northeast to southwest along every section. Structural and morphotectonic data show that structural growth of NW-SE trending fault zones in East of Iran take place as thrust series from NE to SW direction that introduce an evolution structural pattern. N25E average trending of maximum compressional component is consistent with growth of structural trends in this area.

Keywords: Nehbandan fault zone, Hemmat abad fault zone, East Iran, Structural growth, Right-lateral fault.

^{*}Email: Egholami@birjand.ac.ir

Systematic of Upper Cretaceous Flysch deposits ichnofossils in south of Golbaf, Kerman province

Shakeri^{*1}, S., Lotfabad Arab¹, A., Vaziri¹, M.R.,

1-Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

Abstract

In order to systematically study the trace fossils of Upper Cretaceous flysch deposits, Golbaf stratigraphic section in the southeast of Kerman province was selected and sampled. These deposits are 147 meters' thickness and consist of siltstone, silty sandstone and shale._From Golbaf stratigraphic section, 68 ichnospecies belonging to 30 ichnogenera have been studied and identified, according to the abundance of trace fossils in the section, Planolites isp., Paleophycus isp., Ophiomorpha rudis, Thalassinoides suevicus, Helminthopsis isp., Helminthorhaphe_felxcous, Cochlichnus isp., Cosmorhaphe isp., Zoophycos isp._and Paleodictyon strozzii. Based on the diversity of identified fossils, the age of the flysch deposits in the Golbaf Coniacin-Santonian section is suggested. These fossils mostly include crawling-nutritional or nutritional effects._The variety and abundance of trace fossils in the section under study shows the appropriate environmental and ecological conditions at the time of the deposition of sediments._These fossils are found in a shallow to turbidity marine environment, which is well preserved and varied, and their highest abundance is seen in the middle part of this section.

Keywords: Trace fossil, Flysch, Turbidite, Cretaceous, Golbaf, Kerman.

^{*}Email: shakerysaeideh@gmail.com

Mineralogy, geochemistry and conditions of formation of The Abri and Rahbari Copper deposit, N-W of Daroneh

Soltani^{*1}, A., Fardoost¹, F.,

1-Department of Geology, Faculty of earth Siences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

Abstract

Abri and Rahbari deposits are located 23 km NW Darooneh and are located in the part of the Khaf-Darooneh volcanic-plutonic belt and the Sabzevar Sub-Zone. The studied area rock units consisted of three categories with the age of Middle Eocene include: 1submarine lava (andesite, basalt, porphyry andesite-basalt, trachy andesite), 2- pyroclastic (tuff and agglomerate) and 3- sedimentary (limestone, limestone marl, Siltstone and shale). The volcanic rocks belong to medium to high K calc-alkaline magmatic series and have been formed during a volcanic arc tectonic regime of active continental margin. Mineralization in Abri and Rahbari areas has occurred, on the border of limestone units with pyroclastic rocks and lava as strata bound and the mineral is formed as veins and vein- veinlet, cavities and open space filling and disseminated. the main minerals formed the deposits are classified in three groups of sulfide minerals (chalcocite, covellitis, bornite, chalcopyrite and pyrite), carbonate minerals (malachite, azurite) and oxide minerals (cuprite, magnetite, hematite and limonite). Based on the micro thermometry studies the average of fluid inclusions homogenization temperature in Abri and Rahbari area is 198 °C and The average of salinity is 8.9 wt% NaCl. Based on the geochemical studies copper in the base metals has the highest production coefficient (The equivalent of 4 to 5 weight percent). According to the studies, it can be said that mineralization in the Abri and Rahbari area is epigenetic, strata bound that is similar to the manto type copper deposits.

Keywords: Bardeskan, Darooneh, Stratabound, Manto, Copper.

^{*}Email: soltani.afsane@ymail.com

Temporal-spatial distribution and synoptic patterns of storms with horizontal visibility less than 200 meters in western Iran

Mohammadi¹, Z., Lashkari^{*1}, H.,

1-Department of Physical Geography, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

Abstract

This research has been done in order to analyze the historical trend of severe dust storms and the synoptic patterns that cause these storms in the western region of Iran in the last three climate cycles and the temporal - spatial distribution of these types of storms. For this purpose, storms with horizontal visibility of less than 200 meters reported from stations in the western region of Iran, which had at least 33 years of statistics, were extracted. The results showed that the most storms occurred in the two seasons of winter and autumn, and in terms of monthly distribution, January and December recorded the highest storms. In terms of the historical trend of typhoons from 1987 to 2007, it has been uniform and balanced. Since 2008, the number of such storms has increased dramatically. Synoptic patterns show, In the cold period of the year, due to the establishment of a deep trough in West Asia and the prevailing instability in the entire lower layer and the middle layer of the Verdspehr, dust produced on the dust springs of Syria and Iraq in a convective flow to the middle layers and then on the western region of Iran, especially the eastern stations The advection region has been. The survey conducted on 68 study samples showed that most of these storms occur after the passage of a rain system. On the contrary, during the warm period of the year, dust storms generally occur in the western stations of the region. So that eastern high stations sometimes do not have storms. In the summer, with the westward expansion of a tongue of the combined low pressures of Saudi Arabia and Pakistan over Iraq, Syria and the eastern Mediterranean and the intensification of the surface instabilities of these storms. In the middle layers of the atmosphere, with the expansion of the northward ridge anticyclone, a combination of Africa and Arabia has a stable atmosphere. As a result, summer storms have little depth and affect only low-lying western stations.

Keywords: Dust storms, Horizontal visibility less than 200 meters, Western Iran, Synoptic.

^{*}Email: h-lashkari@sbu.ac.ir

Investigation of morphological-tectonic structure of Siah-kuh heights in Damghan area using steepness and concavity parameters

Kiaroostami^{*1}, F., Yamani¹, M., Goorabi¹, A.Gh., Zamanzadeh¹, S.M., Ghassemi², M.R.,

1-Department of Physical Geography, Faculty of Geography, University of Tehran, Tehran, Iran 2-Department of Geology, Research Institute of Earth Sciences, geological survey and mineral exploration of iranTehran, Iran

Abstract

The earth's crust is changing due to tectonic factors and the resulting compressive and tensional movements. The change in the longitudinal profile of rivers is one of the consequences of the effects of active tectonics. The main purpose of this study is to investigate the effect of active tectonics on the morphological structure of Siah-Kuh heights. For this purpose, using the elevation information of digital radar map height of 12.5 meters and using D8 algorithm, we extracted the waterways of the region and examined the two main rivers on the surface of Siah-Kuh heights. In this regard, we used the stream power formula taken from the two main variables of slope and drainage area of the river in the form of a logarithmic plot to extract the parameters of steepness and concavity. Increasing the steepness parameter indicates uplift activity and increasing the concavity parameter indicates no uplift activity or low bedrock resistance. Investigation of the effect of Damghan fault activity on the heights of Siah-Kuh using the stream power formula showed that the slip and transpressional movements of Damghan fault have made the Siah-Kuh in the form of a restraining bend with foreberg morphology. Wherever the river flows on the surface of the foreberg; Shows high values of the steepness parameter, and wherever it leaves the surface of the foreberg and flows on the loose Quaternary sediments of the surrounding alluvial fans, the values of the steepness parameter are reduced and the values of the concavity parameter are increased.

Keywords: Siah-Kuh, Quaternary, Damghan Fault, Morphotectonic, Longitudinal profile of river.

*Email: kiaroostami@ut.ac.ir

Monitoring the spatial changes of the snow cover of Central Alborz using the SVM algorithm and landsat images

Jems^{*1}, H., Yarahmadi¹, D., Nasiri², A., Mirhashem¹, H.,

 1-Department of Geography, Faculty of Literature and Humanities, Lorestan University, Khorramabad, Iran
 2-Department of Geography, Faculty of Literature and Humanities, Firouzabad Institute of Higher Education, Firouzabad, Iran

Abstract

In this study, the temporal-spatial variations of the Central Alborz snow cover on a seasonal scale for the years 1985 to 2020 were monitored using Landsat TM, ETM⁺ and OLI for 1985, 1995, 2005, 2015 and 2020. For each season of the year, an image was prepared that was a combination of 4 satellite images and radiometric and geometric corrections were made on it. SVM algorithm was used to extract the snow cover. The area of snow cover was obtained by transferring the classified map to the ArcGIS. The results showed that the kappa coefficient for the classified maps was more than 0.91. The average snow cover for winter, autumn, spring and summer were 1.19, 0.47, 0.14 and 0.004 million hectares, respectively. Snow covers have been declining from 1985 to 2020, reaching 1.98 million hectares in 2020 from 1.68 in 1985 to 1.68 in winter. In the autumn, it increased from 0.84 in 1985 to 0.15 million hectares in 2020. In winter and autumn, snow cover in the eastern part of central Alborz has decreased sharply compared to the western part. In the winter of 1985, snow started at an altitude of 1,500 meters, but by 2020 it reached 2,500 meters. In the summer, snow was more than 3,900 meters high in 1985, but peaks more than 4,200 meters in 2015 and 2020. The area of snow cover in Central Alborz has a decreasing trend, which has the highest rate in winter.

Keywords: Alborz, SVM algorithm, Snow, Landsat.

^{*}Email: jems_hasan2010@yahoo.com

Statistical simulation of extreme temperatures in Zanjan based on climate scenarios

Ahadi^{*1}, L., Asakereh¹, H., Khosravi², Y.,

1-Department of Geography, Zanjan University, Zanjan, Iran 2-Department of Environmental Sciences, Zanjan University, Zanjan, Iran

Abstract

Many environmental issues and events such as droughts and floods are related to temperature events, such as the trend of temperature increase. Also, the process of temperature changes has direct effects on the biological fields (vegetable, animal and human). Therefore, the study of temperature changes is of interest to climatologists, and renewing studies in this field, especially in regional scales, is an inevitable necessity. In the present study, the simulation of the temperature of Zanjan city until 2100 has been under consideration in order to examine the changes in the behavior of this element as an index of climate change. The method of carrying out descriptive-analytical research and the method of collecting data is library (documents). SDSM model and climate scenarios (RCP2.6, RCP4.5 and RCP8.5) have been used to simulate temperature variables. The data used includes the average, minimum and maximum daily temperature recorded at the Hamdid Zanjan station during the period of 1961-2021 and the data of the general atmospheric circulation model to simulate climate variables in future periods. Based on the results of the present study and the studied scenarios and the SDSM model, it was determined that from 2022-2100 the minimum temperature will increase by 2 degrees, and the maximum and average temperatures will increase by 3 degrees. The average minimum and average temperatures will increase the most in January and February and the least in October. While the average maximum temperature will increase the most in August and the least in April. Also, the examination of seasonal changes showed that all seasons of the year, especially the cold seasons, will become warmer. Examining extremes (25th and 75th percentiles) showed that the number of extremes observed for all three studied variables is less than the frequency of simulated extremes in all three scenarios. Therefore, the overestimation of extreme events in the fitted models makes the acceptability of these models acceptable in the estimation of extremes by considering the uncertainty.

Keywords: Zanjan, Climate scenarios, Simulation, Extreme temperature, SDSM.

^{*}Email: leila.ahadi70@gmail.com

Statistical simulation of extreme temperatures in Zanjan based on climate scenarios Ahadi, L., Asakereh, H., Khosravi, Y.,
Monitoring the spatial changes of the snow cover of Central Alborz using the SVM algorithm and landsat images
Jems, H., Yarahmadi, D., Nasiri, A., Mirhashem, H.,
Investigation of morphological-tectonic structure of Siah-kuh heights in Damghan area using steepness and concavity parameters Kiaroostami, F., Yamani, M., Goorabi, A.Gh., Zamanzadeh, S.M., Ghassemi, M.R., 36-48
Temporal-spatial distribution and synoptic patterns of storms with horizontal visibility less than 200 meters in western Iran Mohammadi Z. Lashkari H. 49-66
Mineralogy, geochemistry and conditions of formation of The Abri and Rahbari Copper deposit, N-W of Daroneh Soltani, A., Fardoost, F.,
Systematic of Upper Cretaceous Flysch deposits ichnofossils in south of Golbaf, Kerman province
Shakeri, S., Lotfabad Arab, A., Vaziri, M.R.,
Structural evolution of northwest-southeast trend in Hemmatabad area – East Iran Gholami, E., Karimi Dehkordi, M., Khatib, M.M.,
Fluid inclusion and stable isotope study of the Baba-Ali and Galali deposits, northwest of Hamedan: Metamorphosed and deformed volcano-sedimentary type of mineralization in northwest of the Sanandaj-Sirjan zone
Rostami Paydar, Gh., Adelpour, M.,
Lithostratigraphy, biostratigraphy and diagensis of the Ruteh Formation, south of Amol
Chegini, A.R., Maghfouri Moghaddam, I., Adabi, M.H., Lotfpour, M., 135-149

