

ارتباط تغییرات اقلیمی و افول تمدن شهر سوخته با بررسی نهشته‌های بستر هامون

جواد درویشی خاتونی*؛ دکترای ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

صمد فتوحی؛ دانشیار، دانشکده جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران
حسین نگارش؛ دانشیار، دانشکده جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران
مقصود بیات؛ دکترا، دانشکده جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۱۲/۲۷

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۶/۲۴

چکیده

در این پژوهش به بررسی رسوبات بستر هامون و ارتباط شرایط آب و هوا با افول تمدن چند هزارساله شهر سوخته پرداخته شده است. در این مطالعه اقدام به برداشت ۳ مغزه رسوبی به صورت دست نخورده از رسوبات بستر دریاچه توسط مغزه‌گیر اوگر شد. با توجه به تغییر رخساره‌های رسوبی از سطح به عمق و نتایج آنالیز دانه بندی و مورفوسکوپی، تفکیک محیط‌های بادی، دریاچه ای و آبرفتی انجام گرفت و در نهایت جغرافیای عملکرد بادهای دیرینه و رسوبات بادی بازسازی گردید. با توجه نتایج سن‌سنجی حمزه و همکاران (۲۰۱۳)، وجود ذرات درشت ماسه بادی در اوایل تا اواسط هولوسن (۸۲۰۰ سال قبل) نشانگر وزش توفان‌های شدید در حوضه است. توالی ماسه‌های بادی دانه ریز و بسیار ریز در عمق حدودی ۲/۵ نشان دهنده وجود بادهای مشابه با بادهای ۱۲۰ روزه فعلی سیستان می باشد. دو دوره مهم خشک (۸۲۰۰ و ۴۵۰۰ سال پیش) در رسوبات هولوسن بستر هامون های هیرمند و صابوری شناسایی گردید که حاکی از خشک شدن و گسترش رسوبات بادی است. افول تمدن باستانی شهر سوخته، از نظر زمانی انطباق مناسبی با دوره خشک ۴۵۰۰ سال پیش، که حدود ۵۰۰ تا ۷۰۰ سال طول کشیده است، نشان می دهد.

کلید واژه : هامون، شهر سوخته، نهشته های بادی، سیستان، هولوسن.

مقدمه

حوضه‌های بسته به دلیل حساسیت بسیار زیاد نسبت به بالانس تبخیر و بارش، مناسب‌ترین سیستم جهت بررسی های آب و هوای دیرینه می باشند. دریاچه ها اسناد و مدارکی با حساسیت و وضوح بالا فراهم می آورند که برای مطالعه تغییرات اقلیمی و محیط های رسوبی در سطح جهانی مورد نیاز است (دریوشی خاتونی و همکاران، ۱۴۰۱). مطالعه رسوب دریاچه‌ها به دلیل منافع اقتصادی، منابع معدنی و بررسی محیط های رسوبی دیرینه که در ته نشست‌های دریاچه ثبت شده است، در دهه‌های اخیر به طور جدی مورد توجه قرار گرفته است (کلیک و کلیک ۱، ۲۰۱۰؛ لگler ۲ و همکاران، ۲۰۱۱؛ سولوچینا^۳ و همکاران، ۲۰۱۲؛ روپ^۴ و همکاران، ۲۰۱۴). نهشته‌های بادی موجود در محیط‌های دریاچه‌ای، بدلیل ثبت دوره های خشک سالی و توفان های گرد و غبار بایگانی های ارزشمندی از شرایط محیطی دیرینه می باشند (آن^۵ و همکاران، ۲۰۱۲). بررسی این رسوبات اطلاعات با ارزشی در خصوص ماهیت، شدت، فراوانی، عوامل تغییرات و ایجاد بلایای طبیعی در طول دوره های گذشته در اختیار قرار می دهد (پاریس^۶ و همکاران، ۲۰۱۰). اکثر محیط‌های رسوبی تولیدکننده گردوغبار و رسوبات بادی عهد حاضر و قدیمی در محیط هایی با اقلیم خشک واقع شده اند (پروسپرو^۷ و همکاران، ۲۰۰۲؛ واشینگتون^۸ و همکاران، ۲۰۰۶). در طول آخرین دوره یخچالی (۱۸ الی ۲۰ هزار سال قبل) جهان محل ایجاد توفان های گرد و غبار شدید (ماهوالد^۹ و همکاران، ۱۹۹۹)، خشک سالی های متوالی و وقوع دوره های بادخیز بوده است (دیین^{۱۰}، ۱۹۹۷؛ پاریس^{۱۱} و همکاران، ۲۰۱۰؛ موهس و بتیس^{۱۲}، ۲۰۰۳؛ میواسکی^{۱۳} و همکاران، ۲۰۰۴؛ مک گووین^{۱۴} و همکاران، ۱۹۹۶؛ ماهوالد^{۱۵} و همکاران، ۱۹۹۹؛ زایو^{۱۶} و همکاران، ۱۹۹۷). در طی این دوره نرخ رسوبگذاری لس های بادی بین ۵۰۰ تا ۳۰۰۰ میلی متر در هر هزار سال بوده است (پیه^{۱۷}، ۱۹۸۷). اگرچه اقلیم در جهان بعد از یخبندان بزرگ، رو به گرم و مرطوب شدن نهاده است، تغییرات ناگهانی در آب وهوا، در زمان هولوسن، رخ داده که آثار فراوانی بر ظهور و افول تمدن ها داشته است. شواهدی همچون تغییرات عناصر شیمیایی و پوشش گیاهی (پالینولوژی)، می تواند تأثیر اقلیم دیرینه بر جوامع انسانی را به تصویر درآورد (زندى فر^{۱۴۰۱}). در ایران در اواسط هولوسن، همزمان با عصر مفرغ، شرایط آب و هوایی مناسب برای گسترش تمدن های باستانی، پدید آمده است. تمدن هایی مانند شهر سوخته در سیستان، تپه سلیک در کاشان و کنارصندل در دره هلیل رود، از جمله تمدن هایی هستند که در صحراهای ایران شکل گرفته و به شدت وابسته به نوع اقلیم بوده اند. اقلیم مرطوب می توانسته شرایط مناسبی برای زیستن، کشاورزی و دامپروری پدید آورد، در حالی که اقلیم خشک و بیابانی، سبب نابودی منابع آبی و در نتیجه شهرهای باستانی شده است (زندى فر^{۱۴۰۱}). شهر سوخته در استان سیستان و بلوچستان و در ۵۶ کیلومتری جنوب زابل قرار دارد. بازمانده های این تمدن به منزله یکی از محوطه های مهم آغاز شهرنشینی در جنوب خاوری فلات ایران در کنار دلتای رود هیرمند و بر روی تراس رمروذ واقع

1 Kilic and Kilic

2 Legler

3 Solotchina

4 Roop

5 An

6 Parris

7 Prospero

8 Washington

9 Mahowald

10 Dean

11 Parris

12 Muhs and Bettis

13 Mayewski

14 McGowan

15 Mahowald

16 Xiao

17 Pye

شده است. بقایای شهر سوخته در مساحتی حدود ۱۵۰ هکتار فقط با شمار اندکی از شهرهای عصر مفرغ قابل مقایسه است (طاهری، ۱۳۹۸). شهرهایی چون اوروک و کیش در میان رودان، ملیان و شوش در جنوب و جنوب باختری ایران و موهنجودارو در کرانه رود سند بزرگترین شهرهای هزاره سوم پیش از میلاد به شمار میروند، اما وسعتشان از شهر سوخته کمتر است (توس^۱، ۱۹۸۳). گسترش فرهنگی، سیاسی، اجتماعی و صنعتی شهر سوخته در یک بازه زمانی ۴۰۰ ساله از طول حیات ۱۳۰۰ ساله اش، آن را از شمایل یک شهرک کوچک ۱۵ هکتاری خارج و به یکی از شهرهای بزرگ دوران مفرغ خاورمیانه تبدیل کرده است (سجادی و همکاران، ۱۳۸۸). دریاچه هامون به عنوان یکی از خشن ترین نواحی بیابانی زمین، که با اقلیم فوق العاده گرم و خشک، وقوع توفان های گرد و غبار شدید، سیلاب های ویرانگر و خشک سالی های متوالی و قحطی آور شناخته می شود (گلداسمیت^۲، ۱۸۷۵؛ مک ماهون^۳، ۱۹۰۶؛ آناندل و پراشاد^۴، ۱۹۱۹). این ناحیه هم اکنون در یکی از خشک ترین نواحی آسیای مرکزی - غربی واقع شده است (حمزه و همکاران، ۱۳۹۶). وجود منابع آبی محدود و اکوسیستم ناپایدار اطراف دریاچه حساسیت بالایی را به تغییرات اقلیمی نشان می دهد (رشکی و کاسکاوتیس^۵، ۲۰۱۲). دریاچه هامون یک محیط رسوبی بسیار مناسب برای مطالعات اقلیم دیرینه در شرق کشور است. با اینکه در سال های اخیر رشکی و همکاران در سال ۲۰۱۴ در مورد میزان و نوع رسوب گذاری گرد و غبار، نگارش و لطیفی در سال های ۱۳۸۷ و ۱۳۸۸ در مورد خصوصیات فیزیکی و شیمیایی و همچنین پیشروی تپه های ماسه ای دشت سیستان، علیزاده چوباری و همکاران در سال ۲۰۱۴، در مورد نقش بادهای محلی ۱۲۰ روزه، خسروی در سال ۱۳۸۷، تأثیرات محیطی اندر کنش نوسان های رودخانه هیرمند با بادهای ۱۲۰ روزه سیستان، شریفی کیا در سال ۱۳۸۹، پایش تغییر های تراز آبی در دریاچه هامون، مبتنی بر تحلیل سری زمانی تصاویر سنجش از دوری، رشکی در سال ۲۰۱۳، ترکیب کانی شناسی و شیمیایی گردوغبار، مطالعاتی را انجام داده اند، با این حال مطالعات دقیق رسوب شناسی بر روی نهشته های بادی دیرینه در منطقه هامون انجام نشده است و بسیاری از جنبه های شرایط اقلیمی دیرینه منطقه شرق و جنوب شرقی ایران همچنان ناشناخته مانده است. در این مطالعه سعی شده است با استفاده از مغزه های رسوبی برداشت شده از دریاچه هامون، به بررسی ویژگی های اقلیمی شرق ایران در طول هولوسن و ارتباط آن با افول تمدن شهر سوخته پرداخته شود.

معرفی منطقه مورد مطالعه

دشت سیستان فرونشست تکنونیک کم عمقی (محمدی، ۱۳۹۰) با مساحت ۱۸ هزار کیلومتر مربع (حمزه، ۱۳۹۵) است که میان گسل های اصلی هریرود در غرب ایران و چمن در شرق افغانستان قرار گرفته است و پایانه تجمع آبهای هندوکش (حوضه هیرمند) و شاخه های سرچشمه گرفته از سمت ایران می باشد (شهرابی، ۱۳۷۳). مساحت حوضه آبریز هیرمند در حدود ۳۳۵ هزار کیلومتر مربع است (اسمیت^۶، ۱۹۷۴) که تنها ۲۶ درصد آن در خاک ایران قرار دارد و به سه پهنه آبی فصلی بنام های هامون پوزک (۴۸۰ کیلومتر مربع)، هامون صابوری (۸۰۰ کیلومتر مربع) و هامون هیرمند (۶۵۰ کیلومتر مربع) با ارتفاع متوسط ۴۷۰ متر از سطح آب های آزاد منتهی می شود (ویتنی^۷، ۲۰۰۶). هامون پوزک و بخش شمالی هامون صابوری در خاک افغانستان قرار دارد. دبی رودخانه

1 Tos

2 Goldsmid

3 McMahon

4 Annandale and Prashad

5 Rashki and Kaskaoutis

6 Smith

7 Whitney

هیرمند بعنوان مهم‌ترین منبع تغذیه‌کننده دریاچه‌های مذکور در فصل بهار ۱۶۸۰ و در تابستان به ۵۶ متر مکعب بر ثانیه می‌باشد (کلینسلی، ۱۹۷۰، ۱). سایر رودخانه‌های حوضه آبریز که مجموع ورودی آب آنها کمتر از ۲۰ درصد رودخانه هیرمند است (بریگام، ۱۹۶۴، ۲)، شامل رودهای هاروت، خاش و خوسپاس با زهکشی دامنه جنوبی غربی کوه‌های هندوکش وارد بخش شمالی هامون‌ها می‌گردند. در سال‌هایی که ورودی آب به هامون‌ها بسیار بالا باشد هامون‌های صابوری و هیرمند به هم متصل شده و دریاچه‌ای باریک به طول ۱۶۰ و عرض ۸-۲۵ کیلومتر ایجاد می‌کنند که در این حالت سرریز آب توسط کانالی بنام شیله‌رود به بخش جنوبی جریان یافته و به گودی (پلایای) زیره وارد می‌گردد (ویتنی، ۲۰۰۶). رسوبات بستر دشت شامل رسوبات سیلتی رسی دریاچه‌ای (فیشر، ۱۹۶۸) و همچنین رسوبات دلتای هیرمند (حمزه و همکاران، ۱۳۹۶) هستند که نفوذ پذیری بسیار کمتری دارند. ریز بودن ذرات و فصلی بودن بارش‌ها، یکی از دلایل طغیان رودخانه‌های منطقه است (گروه بررسی سوانح طبیعی کشور، ۱۳۶۹). منطقه هامون یک عرصه دشتی هموار متشکل از رسوبات کواترنری است و تنها سازند سخت آن کوه خواجه می‌باشد با قدمتی حدود ۷/۳ میلیون سال و ارتفاعی حدود ۱۲۰ متر که از روانه‌های بازالتی تشکیل شده است (شهرابی، ۱۳۷۳). تاریخچه ژئومورفولوژیکی حوضه سیستان و هامون‌ها غالباً تحت کنترل رسوبگذاری، فرسایش و نوسانات اقلیمی بوده (هانینگتون، ۱۹۰۵، ۴) و تحرکات تکتونیکی نقش فرعی داشته است (جاکس و کمپ، ۱۹۸۳، ۵). گسترش هامون‌ها تحت تاثیر ذوب یخچال‌های کوه‌های هندوکش در دوره پلیستوسن (ویتنی، ۲۰۰۶) و وجود فرایندهای بادی در دشت مرگو و همچنین منطقه ریگستان در شرق سیستان (ویتنی، ۲۰۰۶)، حاکی از سرگذشت پیچیده‌ای در این منطقه است. شرایط اقلیمی در ایران بیشتر توسط سامانه‌های غرب وزان عرض‌های میانی، پرفشار سبیری (شمال شرقی) و مونسون جنوب غربی (منتهی الیه جنوب شرقی) کنترل می‌شود. در طی کواترنر احتمالاً موقعیت و شدت این سامانه‌ها با شرایط کنونی متفاوت بوده و از این جهت تأثیر آن‌ها بر اقلیم منطقه دچار دگرگونی شده است (حمزه و همکاران، ۱۳۹۶). در طی هولوسن، منطقه جنوب شرقی ایران به دلیل قرار گرفتن در مرز بالایی محدوده همگرایی بین حاره‌ای نسبت‌های متفاوتی از بارش‌های زمستانه مدیترانه‌ای و مونسون تابستانه هند را دریافت نموده و بنابراین، دارای تاریخچه نسبتاً پیچیده‌ای از شرایط محیطی و اقلیمی دیرینه است (ریگارد، ۲۰۰۶؛ حمزه و همکاران، ۲۰۱۶). سیستان تحت تسلط اقلیم قاره‌ای با زمستان‌های سرد و تابستان‌های گرم و خشک است. میانگین دمای هوای حوضه سیستان ۲۷ درجه سانتی‌گراد است. رژیم بارندگی سیستان مرتبط با مرکز کم فشار غربی است. بادهای غربی رطوبت مدیترانه‌ای را به سمت ارتفاعات غربی هدایت می‌کند که در صورت عبور از ارتفاعات غربی و شمالی، وارد فلات مرکزی ایران می‌شود (کهل، ۲۰۰۹، ۸). دلیل اصلی بارش کم در دشت سیستان نیز همین عامل می‌باشد (علیزاده چوباری، ۹ و همکاران، ۲۰۱۴). یکی از ویژگی‌های اقلیمی بارز شرق فلات ایران، وزش بادهای مداوم، شدید و توفانی است (گووید و میدلتون، ۲۰۰۱؛ میدلتون، ۱۱، ۱۹۸۶؛ خسروی، ۱۳۸۹) که

1 Klinsley

2 Brigham,

3 Fisher

4 Huntington

5 Jux and Kempf

6 Regard

7 Hamzeh

8 Kehl

9 Alizadeh-Choobari

10 Goudie and Middleton

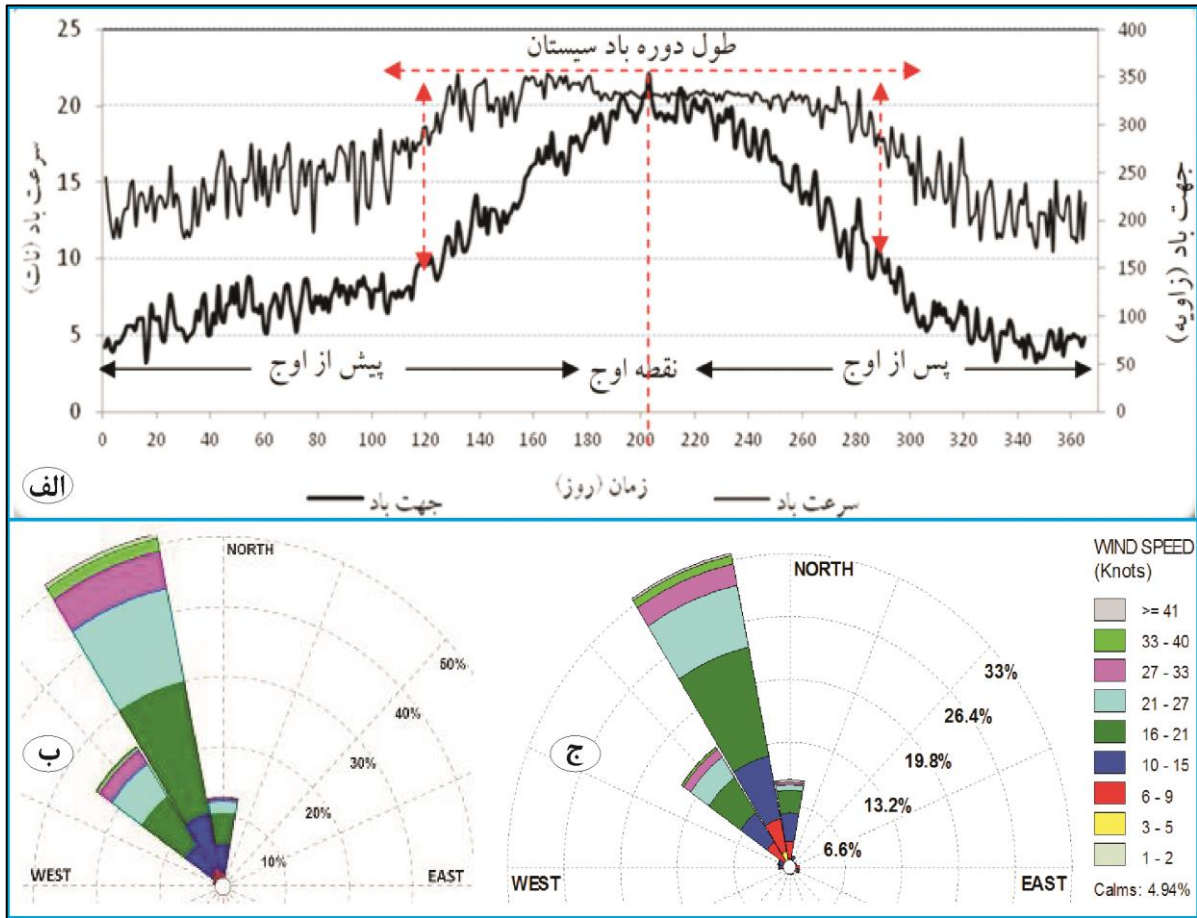
11 Middleton

باعث ایجاد فراوان ترین و شدیدترین توفان های گرد و غبار در جنوب غربی می باشد (مکماهون، ۱۹۰۶) (شکل ۱). بادهای صدویست روزه (۱۵ خرداد تا ۱۵ مهر) سیستان دارای اثرات اکولوژیکی مثبت و منفی بسیار زیادی است. وزش باد مداوم، با ایجاد گردو غبار و کاهش دید و افزایش آلاینده همراه است. این بادهای اثرات فرامنطقه ای در محدوده وسیعی از جنوب و جنوب غرب آسیا دارد (کاسکائوتیس^۲ و همکاران، ۲۰۱۴). خسروی (۱۳۸۷) علت وزش باد های شمال تا شمال غرب در سیستان را حاصل تضاد فشار هوا بین کانون های کم فشار موسمی مستقر در جنوب ایران و پاکستان و مراکز پرفشار دریای خزر تا آسیای میانه و شمال افغانستان می داند. این بادهای در دامنه جنوبی البرز بسیار مطبوع و خنک است، اما پس از عبور از بیابان های خشک دشت کویر و لوت، بسیار خشک می شود و در سیستان و بلوچستان با از بین بردن پوشش گیاهی، مقدمات فرسایش خاک را فراهم میاورد (علیچانی، ۱۳۷۳). مسطح بودن منطقه و وزش باد های شدید در طول تابستان از دلایل عمده فرسایش خاک در منطقه است (هادربادی، ۱۳۷۹). بررسی های اخیر نشان می دهد که پس از وقوع خشکسالی در منطقه سیستان، تعداد و شدت توفان های خاک افزایش یافته است (راشکی و زرین، ۱۳۸۶). در دوره های خشک سالی، بستر دریاچه ها به علاوه مخروط افکنه رودخانه های شمالی به عنوان منبع گردوخاک منطقه عمل می کنند و موجب ایجاد توفان های گرد و خاک شدید در منطقه می گردند (رشکی و کاسکائوتیس^۳، ۲۰۱۲). وجود نهشته های ماسه ای بادی فراوان در ریگستان، دشت مرگو، دشت جهنم، ساروتار، گود زیره و هامون ماشکل، ایجاد سنگفرش بیابان در دشت مرگو و همچنین بقایای آسیاب های بادی در محدوده و یا خارج از محدوده دلتای هیرمند (تاته، ۱۹۱۰) دلیل بر تداوم این بادهای از گذشته های دور است.

1 McMahon

2 Kaskaoutis

3 Rashki and Kaskaoutis



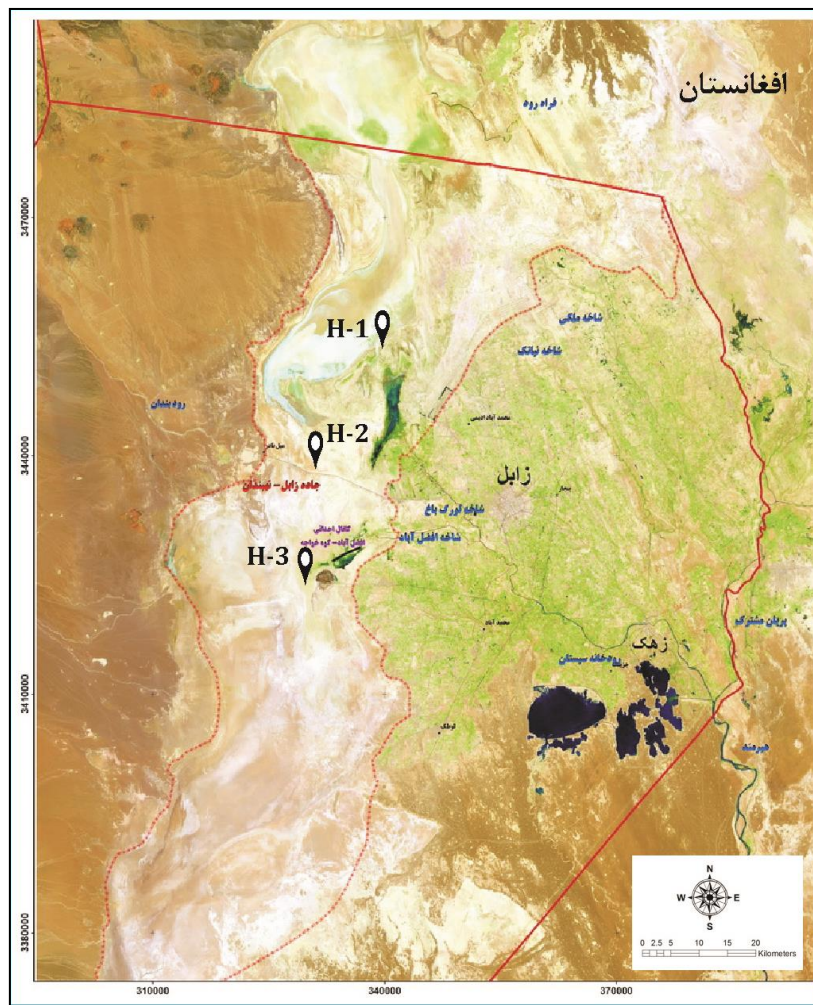
شکل ۱: الف: متوسط درازمدت (۲۰۱۲-۱۹۷۲) شدت و جهت باد در ایستگاه زابل (مفیدی و همکاران، ۱۳۹۲)، ب: کلباد دوره گرم (۲۰۱۰-۱۹۷۱) (حمیدیان پور و همکاران، ۱۳۹۵)، ج: کلباد سالانه (۲۰۱۰-۱۹۷۱) (حمیدیان پور و همکاران، ۱۳۹۵)

مواد و روش کار

مراحل انجام این پژوهش شامل جمع‌آوری اطلاعات، آمار منتشر شده، داده‌های اقلیمی، بررسی‌های دورسنجی، عملیات صحرائی و مغزه‌گیری، عملیات آزمایشگاهی، پردازش داده‌های صحرائی، آزمایشگاهی و دفتری و سپس تعبیر و تفسیر و نتیجه‌گیری می‌باشد. به منظور بررسی‌های رسوب‌شناسی و مورفوسکوپی نمونه‌های رسوبی، اقدام به برداشت ۳ مغزه رسوبی، از مرکز هامون‌های صابوری و هیرمند شد (جدول ۱) (شکل ۲).

جدول ۱: موقعیت و برخی مشخصات مغزه های برداشت شده

نام مغزه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع از سطح دریا (متر)	عمق (متر)	تعداد نمونه
H-1	31° 12'23.0"N	61°18'39.2"E	۴۶۷	۷/۲	۵
H-2	31° 04'01.9"N	61°13'52.1"E	۴۶۶	۷/۳	۸
H-3	30° 56'11.3"N	61°13'16.0"E	۴۷۰	۶/۳	۵



شکل ۲: موقعیت مغزه های برداشت شده (تصویر ماهواره لندست - بهار ۱۳۹۲)

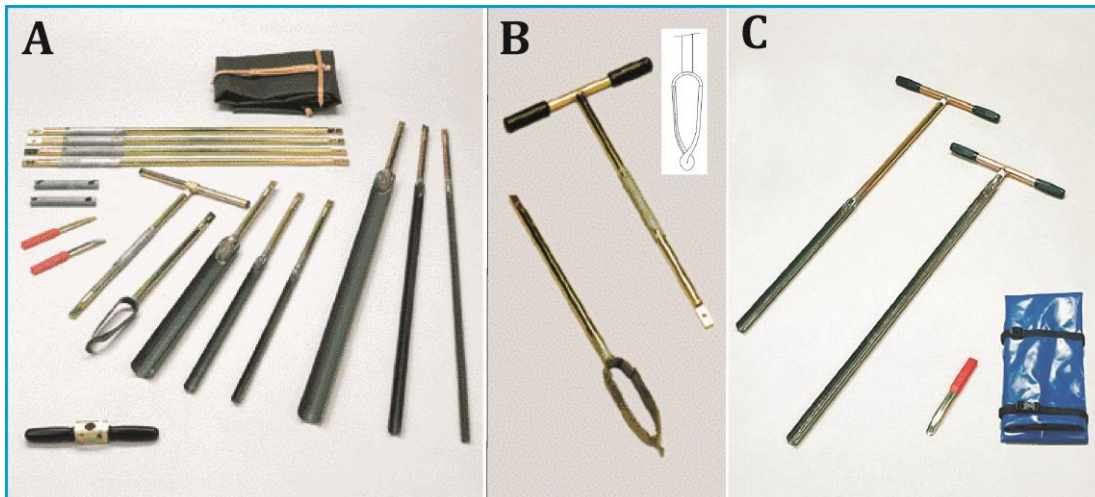
مغزه‌ها توسط مغزه‌گیر دستی از نوع اوگر دستی ۱ تهیه گردید (پیوانو ۲ و همکاران، ۲۰۰۲) (شکل ۳). از مغزه‌های برداشت شده، با دوربین عکاسی دیجیتالی عکس تهیه گردید. توصیف مغزه‌ها به دقت نوشته شد و سپس نمونه‌برداری با توجه به تغییر رخساره صورت گرفت. روش آماده‌سازی نمونه‌ها و نحوه آزمایشات بر اساس دستورالعمل‌های ذکر شده توسط لوئیس و مک کونچی ۳ (۱۹۹۴) انجام گرفت. نیمی از نمونه‌ها جهت انجام آزمایش

1 Handy auger

2 Piovano

3 Lewis and McConchie

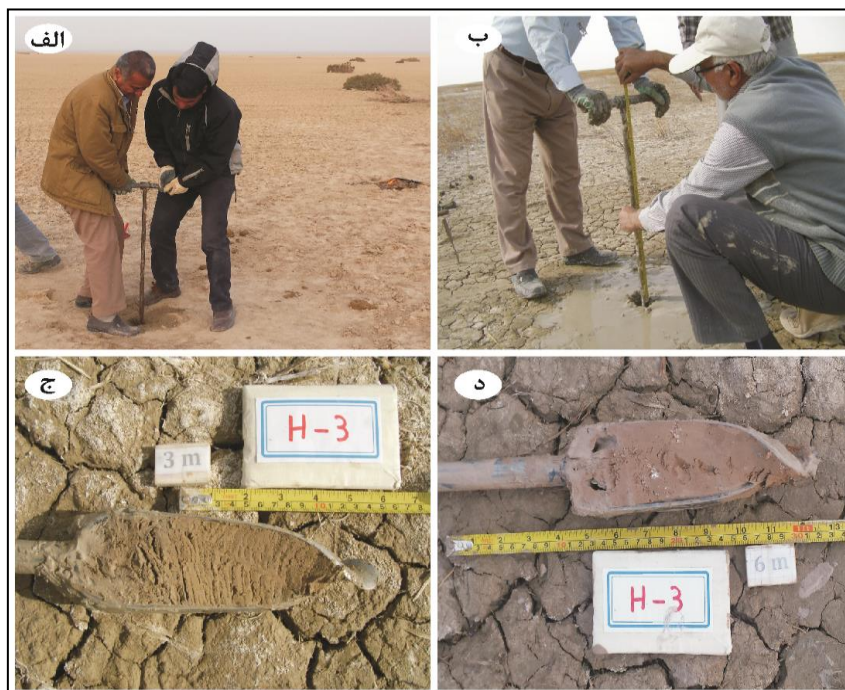
دانه بندی و نیمی دیگر جهت بایگانی مورد استفاده قرار گرفت. براساس مشاهدات صحرایی، توصیف مغزه‌ها، نتایج آزمایشگاهی، مغزه‌ها به واحدهای رسوبی تفکیک و ستون چینه شناسی آنها رسم گردید و زیرمحیط رسوبی ۱ هر واحد تعیین گردید (لی ۲ و همکاران، ۱۹۹۶؛ بنیسون و گلدشتاین ۳، ۲۰۰۱؛ والرو-گارسس ۴ و همکاران، ۱۹۹۸) (شکل ۴ و ۵).



شکل ۳: A- تصویری از مغزه گیر دستی برای حفاری در رسوبات مختلف، حفاری بصورت فشاری انجام می شود، B- Edelman Auger برای حفاری در رسوبات سفت دانه ریز، C- Gouge Auger برای حفاری در رسوبات نرم و باتلاقی دانه ریز (اکل کمپ ۵، ۲۰۰۸)

به منظور تعیین اندازه ذرات رسوبی، نمونه‌ها در داخل الک شیکر مرطوب مدل Analysette 3 ساخت شرکت فریش ۶ آلمان قرار گرفته و به روش تر و به مدت متوسط ۳۰ دقیقه اندازه‌های مختلف دانه‌ها از هم جدا گردیدند. این نمونه‌ها پس از خشک شدن، وزن شده (تاکر ۷، ۱۹۸۸) و ذرات ریزتر از ۶۳ میکرون توسط دستگاه دانه بندی لیزری ۸ مورد آنالیز قرار گرفت (سیرو و همکاران، ۲۰۰۵؛ محمدی، ۱۳۸۹). بعد از انجام دانه بندی، با توجه به اینکه این پژوهش به مطالعه رسوبات بادی موجود در مغزه‌ها اختصاص یافته است. لذا به منظور بررسی دقیق‌تر، رسوبات توسط میکروسکوپ بیناکولار ساخت کمپانی Nikon مدل SMZ 1500 مورد مطالعه مورفوسکوپی قرار گرفت و فراکسیون‌های مورد مطالعه عکس تهیه شد.

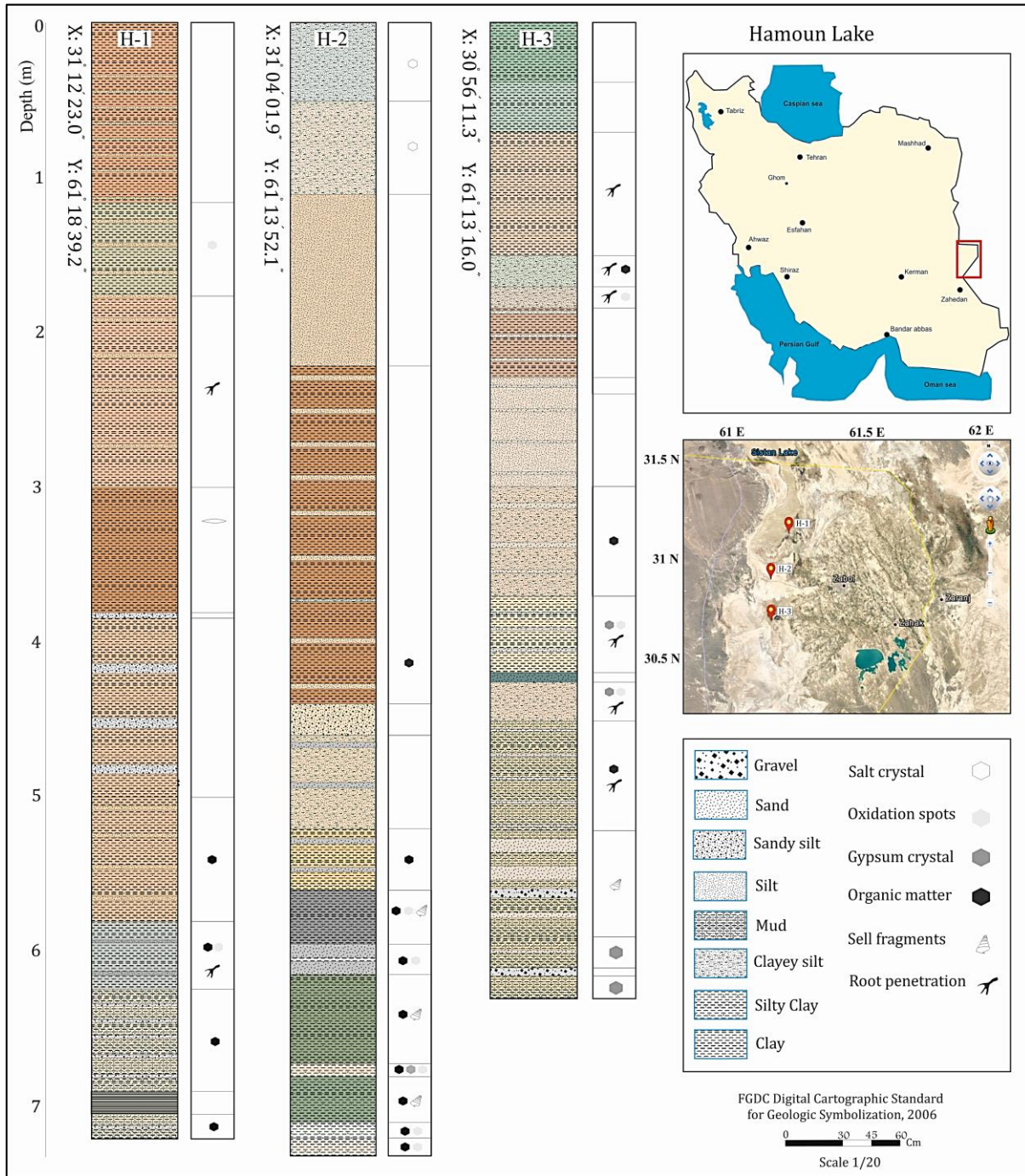
- 1 Sub environment
- 2 Li
- 3 Benison and Goldstein
- 4 Valeo-Garces
- 5 Eijkelkamp
- 6 Fritsch
- 7 Toker
- 8 Laser particle Sizer Analysette 22
- 9 Siiro



شکل ۴: نحوه مغزه گیری: الف) - حفاری در رسوبات خشک و سفت، ب) - اندازه گیری عمق حفاری با متر، ج) - رسوبات حفاری شده از عمق ۳ متری و تناوب میلی متری ماسه و گل، د) - رسوبات گلی حفاری شده از عمق ۶ متر به همراه دانه های ژپس، مشخصه دشت سیلابی رودخانه

یافته های تحقیق

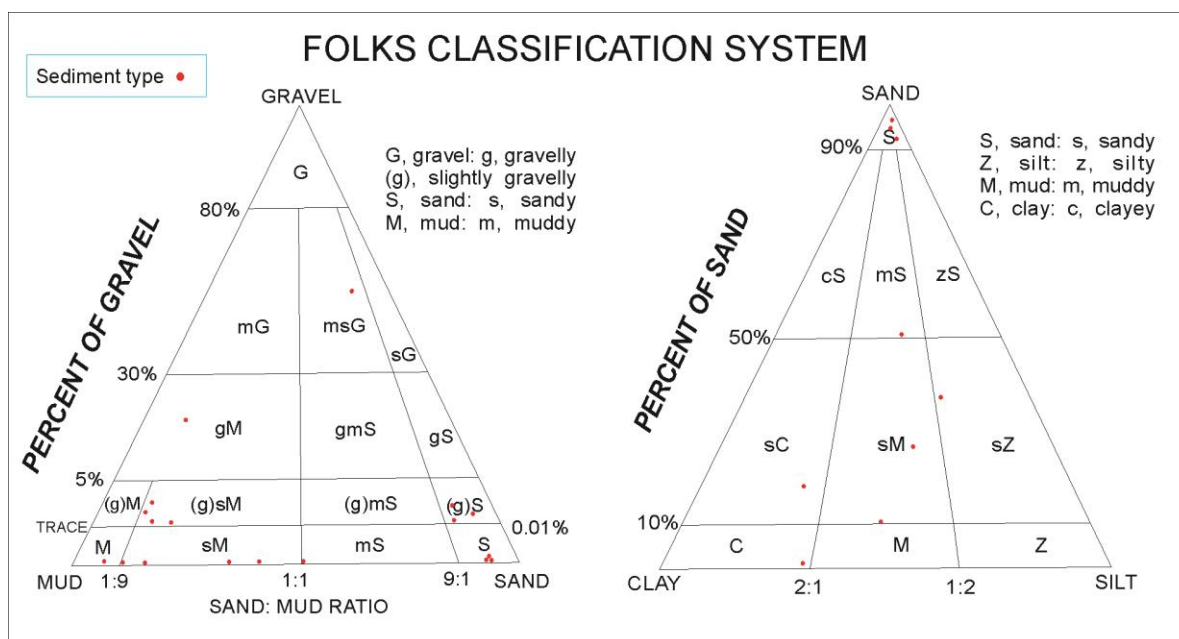
در سه مغزه مورد مطالعه (شکل ۲)، هشت رخساره رسوبی اصلی شناسایی شد. رخساره ها غالباً رسوبات رس، سیلت، ماسه، گراول، و رسوبات بینابینی همراه بقایای گیاهی، صدفی و رسوبات تبخیری (ژپس و نمک) دارند که در بیشتر موارد تناوب و تداخل در رسوبات یادشده به کرات دیده می شود (شکل ۶). تغییرات در اندازه ذرات توسط تغییرات فرآیند، انرژی محیط و رژیم رودخانه ها کنترل می شود و تغییرات رنگ رسوبات با توجه به شرایط رسوبگذاری، حضور ماده آلی، میزان pH، تغییرات شوری و دما و وقوع خشکسالی ها، در طول مغزه ها ایجاد می شود. رخساره های محیط بادی غالباً ماسه ای، قهوه ای رنگ و خشک با جورشدگی بالا و دانه متوسط می باشد. محیط رودخانه ای (دشت سیلابی) با رسوبات گلی و گل سیلتی معمولاً سفت، فاقد ماده آلی و دارای ژپس ثانویه و رنگ قهوه ای، رخساره دریاچه ای با رسوبات خاکستری تا سبز روشن (مشخصه محیط های احیایی) گلی و دانه ریز همراه با ماده آلی، نرم و آبدار به همراه لامینه های نازک، با میان لایه های رسوبات دانه درشت تر (سیلتی) مشخص شد. محیط های دلتایی دارای تناوب بسیار زیاد رسوبات دانه ریز و دانه درشت به دلیل تغییرات فراوان رژیم رودخانه - های منتهی به حوضه آبی می باشد و غالباً به رنگ خاکستری و در رودخانه های فصلی به رنگ خاکستری متمایل به قهوه ای مشاهده می شود. مشخصه محیط های پلایا وجود بسیار زیاد کانی های تبخیری از جمله نمک و ژپس، رسوبات به رنگ قهوه ای تیره می باشد. لازم به ذکر است که شرایط امروزی گاوخونی محیط پلایایی می باشد. در رسوبات مغزه های مورد مطالعه در مجموع پنج محیط رسوبی شامل رسوبات بادی، رودخانه ای، دلتایی، دریاچه ای و پلایایی مشاهده شد.



شکل ۵: ستون چینه شناسی و موقعیت مغزه های برداشت شده از هامون

رسوب شناسی

شناسایی و تشخیص نوع محیط های رسوبی و رخساره های مختلف با آنالیز اندازه دانه ها میسر می گردد که اطلاعات ارزشمندی در خصوص فرایندهای حمل و نقل، رسوبگذاری، انرژی محیط رسوبی، اختصاصات سنگ منشاء و فرآیندهای هوازدگی و نوع جریان در اختیار ما قرار می دهد (فولک ۱، ۱۹۷۴). بر اساس نتایج آنالیز دانه بندی، نوع رسوبات بر مبنای مثلث های نام گذاری استاندارد فولک ۱۹۷۴ مشخص گردید (شکل ۶). با توجه به درصد ذرات موجود در رسوبات بستر هامون (تا عمق حدود ۷ متر)، تیپ های رسوبی به ترتیب فراوانی، گل ماسه ای با کمی گراول ۲، گل ماسه ای ۳، ماسه ۴، ماسه با کمی گراول ۵، ماسه گلی ۶، گل ۷ و گل گراولی ۸، گراول ماسه ای گلی ۹، سیلت ماسه ای ۱۰، رس سیلتی ۱۱ و رس ۱۲ تعیین گردیدند (شکل ۶).

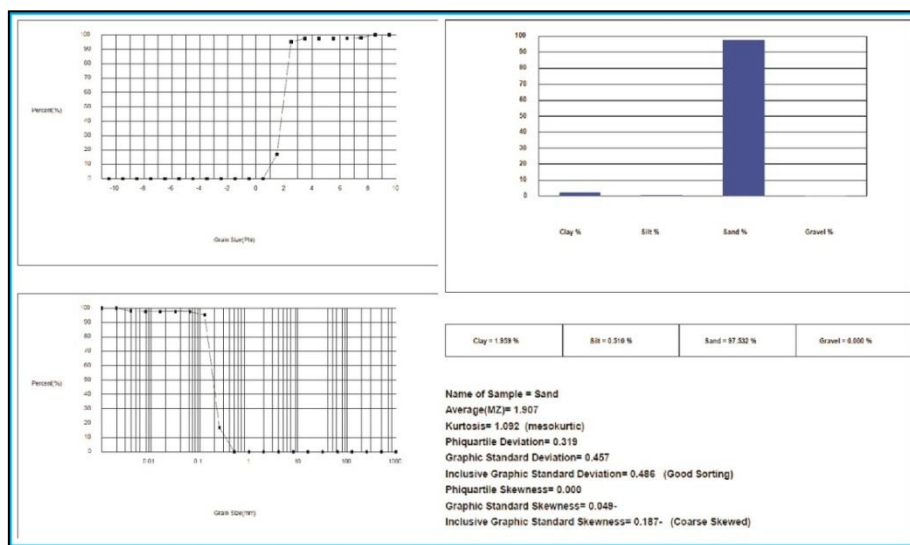


شکل ۶: تیپ رسوبات بستر هامون در مثلث های نامگذاری فولک (۱۹۷۴)

همچنین پارامترهای آماری از قبیل میانگین (MZ) ۱۳، کشیدگی ۱۴، انحراف معیار ترسیمی جامع ۱۵ و کج شدگی ترسیمی جامع ۱۶ رسوبات با استفاده از نرم افزار Sediment Size محاسبه شد (شکل ۷). جورشدگی رسوبات

- 1 Folk
- 2 Slightly gravelly sandy mud
- 3 Sandy mad
- 4 Sand
- 5 Slightly gravelly sand
- 6 Muddy sand
- 7 Mud
- 8 Gravelly mud
- 9 Muddy sandy gravel
- 10 Sandy silt
- 11 Silty clay
- 12 Clay
- 13 Average
- 14 Kurtosis
- 15 Inclusive Graphic Standard Deviation
- 16 Inclusive Graphic Skewness

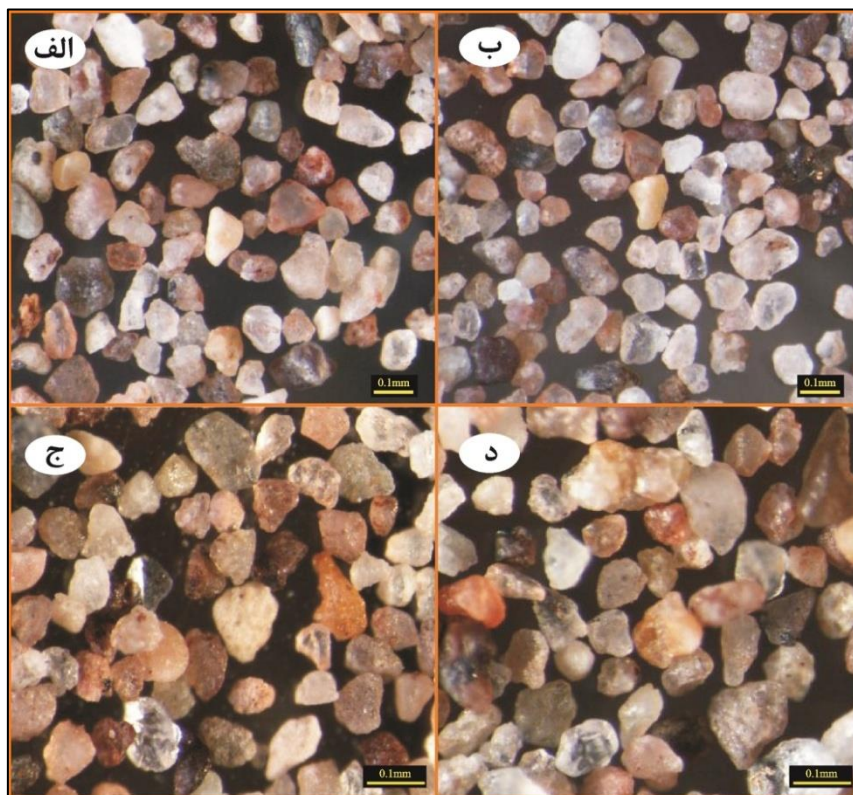
بادی بروش انحراف معیار ترسیمی جامع با متوسط ۰/۷۵ می باشد که در محدوده متوسط تا خوب قرار می گیرد. میانگین میزان کج شدگی در رسوبات بادی مغزه های برداشت شده ۰/۱۵ می باشد که کج شدگی بسمت ذرات خیلی ریز را دارا می باشد. میانگین کشیدگی برای نمونه برداشت شده از محدوده های ماسه بادی ۱.۳ (کشیده) می باشد (جدول ۲). وجود تغییرات در میزان پارامترها در برخی نمونه ها، بدلیل ترکیب فرآیندهای مختلف آبی و بادی در برخی قسمت های محدوده های ماسه ای می باشد. وجود رسوبات با جورشدگی متوسط تا خوب، با کشیدگی و کج شدگی بسمت ذرات بسیار ریز دانه، نشان از تامین رسوبات غالباً با منشا بادی و در برخی موارد با منشا رودخانه ای دارد (فولک، ۱۹۷۴).



شکل ۷: نمونه ای از پارامترهای آماری ارائه شده توسط نرم افزار Sediment Size

مورفوسکوپی

نهشته بادی بستر دریاچه هامون بدلیل ریز دانه بودن (ماسه دانه ریز و بسیار دانه ریز) غالباً (بیش از ۹۵ درصد) در فراکسیون های ۱۲۵ و ۶۳ میکرون متمرکز هستند. در نهشته های بادی کوارتز، خرده سنگ های آذرین و فلدسپار در فراکسیون ۱۲۵ میکرون و کوارتز، کربنات تخریبی، فلدسپار، و میکا و بصورت محدود و معدود ژئیس در فراکسیون ۶۳ میکرون قابل مشاهده است. میزان جورشدگی و گردشگری در فراکسیون ۱۲۵ میکرون بمراتب بهتر است و بدلیل عدم حضور رس از نظر بافتی در محدوده مچور تا سوپر مچور قرار می گیرد. فراکسیون ۶۳ میکرون میزان گردشگری نسبت به فراکسیون ۱۲۵ میکرون کمتر می باشد. از نظر مچوریتی کانی شناسی بدلیل وجود فلدسپات و خرده سنگ دارای مچوریتی پایین می باشد که حاکی از رسوبات نزدیک به منشا است. کدر و مات بودن ذرات کوارتز شاهدهی بر حمل تحت تاثیر باد می باشد (شکل ۸).



شکل ۸: تصویر میکروسکوپی دانه های رسوبی رسوبات بادی مغزه های رسوبی، الف) - خرده سنگ های آذرین و کوارتز تقریباً گرد شده (فراکسیون ۱۲۵ میکرون) (مغزه H-2 نمونه ۱۳۵-۱۳۰)، ب) - خرده سنگ های آذرین، کوارتز و فلدسپار تقریباً نیمه گرد شده تا نیمه زاویه دار (فراکسیون ۱۲۵ میکرون) (مغزه H-2 نمونه ۱۹۵-۱۹۰)، ج) - کوارتز، کربنات تخریبی، فلدسپار، خرده سنگ، میکا و ژیس نیمه زاویه دار (فراکسیون ۶۳ میکرون) (مغزه H-2 نمونه ۱۳۵-۱۳۰)، د) - کربنات تخریبی، کوارتز، فلدسپار و خرده سنگ نیمه گرد شده (فراکسیون ۶۳ میکرون) (مغزه H-2 نمونه ۱۹۵-۱۹۰).

یافته ها و بحث

برای تفکیک محیط های رسوبی بادی از محیط های ساحلی در مغزه های برداشت شده، از معادله خطی ساهو (۱۹۶۴) (معادله ۱)، همبستگی بین میزان جورشدگی و کج شدگی و تحلیل خوشه ای اندازه ذرات (شکل ۸) استفاده شد. معادله خطی ساهو (۱۹۶۴): در این معادلات با بکارگیری میانگین، انحراف معیار ترسیمی جامع، میزان کج شدگی و کشیدگی رسوبات تفکیک محیط های مختلف انجام می گیرد. با توجه به اینکه در این مطالعه صرفاً به رسوبات بادی پرداخته شده است لذا از معادله ۷۱ جهت تفکیک محیط های تفکیک رسوبات محیط های بادی و محیط های ساحلی کاربرد استفاده شده است و از تفکیک محیط های دریاچه ای و آبرفتی اجتناب می گردد. با توجه به این معادله رسوبات بادی از عمق حدود ۳ متری شروع شده و غالباً بصورت تناوبی با رسوبات آبرفتی و دریاچه ای دیده می شود. بسته به موقعیت مغزه های برداشت شده، ضخامت و عمق رخساره های بادی و میزان تاثیر رسوبات آبرفتی در هریک از مغزه ها، متفاوت است. در جدول ۲ رسوبات محیط های بادی با رنگ خاکستری مشخص شده است.

$$Y1 = -3.5688 Mz + 3.7016 \sigma I2 - 2.0766 SK + 3.1135 KG$$

معادله (۱)

محیط ساحلی < ۲/۷۴۱۱ - < محیط بادی

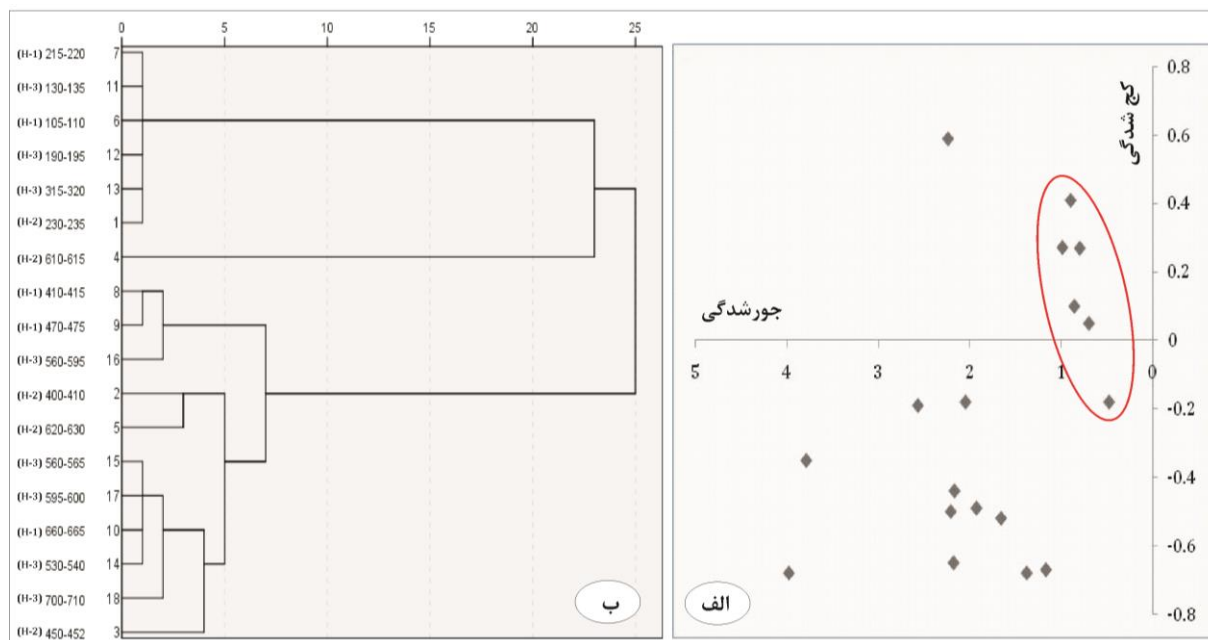
جدول ۲: پارامتر های آماری رسوبات بستر هامون (اعداد رنگ شده در محدوده رسوبات بادی قرار گرفته اند)

نام نمونه	میانگین	میانگین	جورشدگی	کج شدگی	کشیدگی	بادی Y : ساحلی	
H-1	105-110	1.361	1.458	1.599	0.272	2.228	7.09
	215-220	2.03	2.07	0.86	0.1	1.45	0.10
	410-415	7.5	5.12	1.38	-0.68	0.687	-9.61
	470-475	8.1	5.25	1.17	-0.67	0.548	-11.31
	660-665	3.47	4.62	2.24	0.59	0.58	-7.62
H-2	130-135	1.28	1.4	0.9	0.41	1.45	2.00
	190-195	1.39	1.49	0.8	0.27	0.97	0.10
	315-320	1.92	1.9	0.48	-0.18	1.09	-1.24
	490-495	7.29	6.18	2.18	-0.65	1.17	-8.99
	530-540	6.79	6.06	2.21	-0.5	0.98	-9.36
	560-565	7.25	6.72	1.66	-0.52	1.01	-13.61
	595-600	7.18	6.94	1.93	-0.49	1.79	-11.03
700-710	6.6	4.35	3.98	-0.68	0.68	-8.54	
H-3	230-235	1.49	1.5	0.7	0.05	0.79	-0.41
	400-410	5.58	5.5	2.05	-0.18	0.57	-9.89
	450-452	5.31	5.12	2.57	-0.19	1.08	-5.00
	610-615	2.1	2.43	3.79	-0.351	0.466	-3.54
	620-630	6.64	5.89	2.17	-0.44	0.58	-10.27

همبستگی بین میزان جورشدگی و کج شدگی: کاربرد زیادی برای بررسی ژنز و منشأ رسوبات (فولک، ۱۹۶۶) و استنباط تغییرات انرژی محیط و منبع ذرات در محیط های دریاچه ای دارد (جیانگ و دینگ، ۲۰۱۰). اندازه ذرات نیز نشان دهنده شدت باد در زمان رسوبگذاری می باشد. میزان جورشدگی کمتر از یک برای رسوبات بادی و کج شدگی مثبت، حکایت از رسوبگذاری در یک محیط بادی نسبتاً آرام دارد. با کاهش کج شدگی و متناسب با آن افزایش اندازه ذرات، انتظار افزایش انرژی محیط می رود. به نظر میرسد با افزایش عمق، نهشته های بادی دارای کج شدگی کم و یا گاهی منفی هستند (عمق ۳۲۰-۳۱۵ در مغزه H-2) که حاکی از شدت بالای بادها در گذشته است (شکل ۹).

آنالیز خوشه ای: ذرات رسوبی نسبت به برخی عوامل محیطی واکنش های مشابهی نشان می دهند بنابراین، شناخت ارتباط و همبستگی ژنتیکی متقابل میان ذرات، به شناخت دقیق تر تغییرات موجود در محیط های رسوبی کمک شایانی می نماید. در کل، شناخت همبستگی ژنتیکی میان ذرات، اطلاعات لازم را برای تفسیر هر چه صحیح تر داده های رسوبی در اختیار می گذارد. فرضیات روش تحلیل خوشه ای شامل واریانس همسانی و توزیع نرمال متغیرها می باشد (آلتر، ۱۹۷۹). در تحلیل خوشه ای، هدف طبقه بندی متغیرها براساس تشابه هر چه بیش تر درون گروهی و اختلاف هر چه بیشتر بین گروهی است (حسینی پاک و شرف الدین، ۱۳۸۰). به منظور تعیین پارازنرها و نحوه ارتباط ذرات با یکدیگر کلاستر آنالیز انجام پذیرفت. روش بکار گرفته شده در این

آنالیز میان گروهی می باشد (شکل ۹). طبق تحلیل انجام گرفته رسوبات بادی موجود در مغزه ها در یک خوشه قرار گرفته اند که حاکی از وجود شرایط رسوبگذاری یکسان (محیط بادی) می باشد.



شکل ۹: الف: همبستگی بین میزان انحراف معیار ترسیمی جامع و میزان کج شدگی، ب: تحلیل خوشه ای بین اندازه ذرات

مورفوسکوپی

شکل دانه های ارتباط مستقیم با ترکیب و اندازه دانه، نوع حرکت و مسافت حمل شده دارد (موسوی حرمی، ۱۳۸۱). اهمیت مطالعه رسوبات بادی منجر به شناسایی اجزای تشکیل دهنده رسوبات، شناسایی سنگ منشاء رسوبات آواری، شناسایی محیط تشکیل رسوبات و شناسایی آب و هوای ناحیه منشاء می شود (نگارش و لطیفی، ۱۳۸۸). طبق بررسی های انجام شده در ارتباط با ماهیت ذرات ماسه بادی مشخص شده است که رسوبات بادی متشکل از ذرات آواری بوده که از تخریب سنگها و بیرون زدگی های سطحی زمین مانند سنگهای آذرین، دگرگونی و رسوبی ناشی شده اند و در مراحل بعد توسط فرآیندهای فیزیکی و باد حمل گشته و رسوب کرده اند (دهواری، ۱۳۷۳). بنابراین ذرات بادی هر چه باشند ماهیت معدنی و خرده سنگی دارند و طبیعی است که از نظر ژنتیکی با مواد مادری شان (سنگهای آذرین، دگرگونی و رسوبی) ارتباط داشته باشند (نگارش و لطیفی، ۱۳۸۸). رسوبات نهشته شده در محیطهای آبی به طور معمول بیشتر گرد شده اند و دارای سطح صاف و صیقلی و در برخی مواقع همراه با گودی های V شکل بر روی سطح خود هستند. این در حالی است که رسوبات موجود در محیط های بادی گرد شدگی خوبی دارند و گودی های بشقاب مانند بر روی سطح خود نشان می دهند. در برخی موارد این رسوبات اشکال نیمه گرد شده بر روی سطح خود دارند. اصولاً در بررسی های مورفوسکوپی، ماسه های بادی مدور و مات می باشند. علت فرسودگی و مات بودن دانه های بادی ضربه های شدیدی است که دانه ها در ضمن جابجایی به یکدیگر وارد می آورند. بررسی های مورفوسکوپی حاکی از وجود همزمان ذرات با گردشگی های متفاوت و ذرات کدر و شفاف در نمونه های برداشت شده از ماسه های بادی در مغزه ها می باشد که در مقایسه با ماسه های بادی عهد حاضر در منطقه سیستان از مچوریتی کانی شناسی پایین تری برخوردار هستند. دلیل این امر می تواند از تامین رسوب از چند منشا، با فواصل و فرایندهای مختلف در زمان

های گذشته باشد. وجود بادهای غالب شمال و شمال غربی در منطقه در تامین بخشی از رسوبات با میزان گردشگی خوب و مچوریتی بالا از مناطق دورتر موثر بوده است. بخشی دیگر تحت تاثیر کاهش دبی رود هیرمند در دوره های خشکسالی، و خشک شدن هامون از بستر فرسایش یافته و سپس نهشته شده است. به بیان دیگر رسوبات بستر دریاچه هامون منشاء و خواستگاه قسمتی از ماسه های بادی در گذشته بوده است. همچنین این اماکن وجود داشته است که رسوبات تحت تاثیر چند فرایند بصورت چرخه ای از فرسایش، حمل و رسوبگذاری عمل کرده باشند بگونه ای که رسوبات منطقه در مناطق برداشت، ابتدا توسط رودخانه هیرمند به دریاچه هامون وارد شده و دوباره توسط باد به جنوب شرقی منطقه و همچنین غرب افغانستان حمل شده و مجدداً با عبور رودخانه هیرمند از لابلای برخان های تشکیل شده در افغانستان، رسوبات مذکور به دریاچه هامون وارد می شده اند. نتایج موفوسکوپی نشان دهنده شباهت بالای رسوبات بادی سه مغزه برداشت شده از بستر هامون های صابوری، هیرمند و منطقه واسط می باشد.

پالئوژئوگرافی

باد، در پیدایش غبار مؤثر است و ارتباط مستقیمی بین تعداد روزهای غباری با سرعت باد دیده می شود. طوفان های گرد و غبار دشت ها و بیابان های ایران- افغانستان عمدتاً در طول مدت زمانی که درجه حرارت بسیار بالا (خرداد تا شهریور) می باشد (جووانگ جیان ۱ و همکاران، ۲۰۰۸) به وقوع می پیوندند و اغلب با بادهای ۱۲۰ روزه در ارتباط می باشد (آگراوالا و همکاران، ۲۰۰۱). به همین دلیل سیستان از غباری ترین بخش های ایران است (کهل ۲، ۲۰۰۹). در این بخش بیش از ۵ ماه از سال غباری است در حالی که میانگین تعداد روزهای غباری ایران ۳۵ روز در سال است. در تیر که تعداد روزهای غباری به اوج می رسد الگوی مکانی روزهای غباری همانند الگوی سالانه است. به بیان دیگر سراسر جنوب و تقریباً سراسر شرق ایران هوایی غباری دارد. بررسی ها نشان می دهد از یکی دو منطقه استثنائی بادخیز (زابل و سیستان) که بگذریم ایران در مجموع کشور بادخیزی به شمار نمی آید (مسعودیان، ۱۳۸۷). منشاء، عوامل و فرآیندهای کنترل کننده ایجاد غبار و حمل رسوبات بادی موجود در بستر شمال غرب اقیانوس هند و دریای عمان، در ارتباط با پدیده مونسون ها نیز می باشد (پرل و استریتر، ۱۹۸۲). بیش از ۴۰ درصد طوفان های گرد و غبار سالیانه در سواحل مکران در طی دو ماه اردیبهشت و خرداد که زمان آغاز مانسون ها می باشد، صورت می گیرد (گووید و میدلتون، ۲۰۰۰). میزان تولیدات ماده آلی فیتوپلانکتون ها در ماه های شهریور و مهر در دریای عمان و عرب، بدلیل ورود آهن توسط طوفانهای گرد و غبار به دریا افزایش پیدا می کند (کومار، ۵ و همکاران، ۲۰۱۰). بیش از ۳۰ درصد اوپال بیوژنیک تولید شده در بخش عمیق دریای عمان (منطقه آبیسال) دارای منشا بادی بوده که عمدتاً کوارتزهای دانه ریز (سیلت تا ماسه ریز) می باشند (سسیل، ۶، ۲۰۰۴). براساس شواهدی مانند یاردانگ های بزرگ در قسمت های مرکزی و حوضه لوت، وزش بادهای شمالی در مناطق مرتفع فلات مرکزی ایران، احتمالاً در طی پلئیتوسن، حاکمیت داشته است. این یاردانگ ها دارای طول تا ۱۵۰ متر هستند و به وسیله دالان های موازی با حداکثر عمق ۲۰۰ متر در داخل شان از همدیگر جدا شده اند. همچنین فرسایش بادی بستر خشک دریاچه در دوران یخبندان ماقبل آخر (MIS-4)

1 GuangJian

2 Kehl

3 Prell and Streeter

4 Goudie and Middleton

5 Kumar

6 Cecil

موجب افزایش عمق بستر تا حدود ۳۵ متر بیشتر از حالت قبلی شود (جاکس و کمپ، ۱، ۱۹۸۳) و رسوبات فرسایش یافته بستر دریاچه توسط بادهای غالب شمال تا شمال غربی حمل گردیدند و در ریگستان تجمع یافتند. این رسوبات هم اکنون تثبیت شده، در حال حاضر پشته های ماسه ای عظیم قهوه ای رنگ ریگستان را به وجود آورده اند. با خروج از پلیستوسن، با توجه به کاهش اندازه ذرات رسوبی بستر هامون در اوایل هولوسن، نشانگر کاهش فراوانی و شدت بادهای سیستان و همبستگی معنی دار با افزایش قدرت مونسون اقیانوس هند است. این امر چنانچه پیش تر اشاره گردید هم زمان با افزایش تابش خورشیدی در عرض های میانی نیمکره شمالی و افزایش چشمگیر دمای سطح اقیانوس اطلس شمالی و دریای عربی است. شواهد ژئومورفیک بوسیله محققانی مانند پروسر و همکاران ۲، ۲۰۰۲، ردی و همکاران ۳، ۲۰۰۴، بورنز و همکاران ۴، ۱۹۹۸ و فلیتمن و همکاران ۵، ۲۰۰۳ نشان داده است که جابجایی سامانه مونسون با فازهای مرطوب در بیابان عربستان و عمان نسبتا همزمان بوده و الگوهای گردشی اتمسفری را در قسمت های جنوبی ایران تحت تأثیر قرار داده است. مطالعه تصاویر ماهواره ای سنجنده مودیس (هیکی و گووید ۶، ۲۰۰۷) نشان می دهد که منبع اولیه رسوبات بادی منطقه، بخش شمالی هامون صابوری شامل بستر خشک دریاچه، دلتای فراه رود و دامنه های شرقی کوه های ایرانی غرب هامون صابوری است. این بادهای شمالی، دشت ریگستان، بستر هامون هیرمند، دلتای هیرمند و گود زیره را درمی نوردند و باعث فرسایش و رسوب گذاری در این نواحی می شوند. طبق مطالعات زمین شناسی انجام شده در منطقه (اسمیت ۷، ۱۹۷۴؛ جاکس و کمپ ۸، ۱۹۸۳؛ ویتنی ۹، ۲۰۰۶)، فرسایش شدید بادی دشت ریگستان موجب انتقال کلیه رسوبات ریزدانه آن به دشت مرگو در گذشته گردیده که منجر شده دشت ریگستان در حال حاضر پوشیده از قلوه سنگ های درشت باشد و مانعی برای فرسایش هرچه بیشتر بستر آن گردیده است. بادهای شدید و توفان های غبار دیرینه از پارامترهای مهم اقلیمی هولوسن سیستان به شمار می روند که در طی این دوره تغییرات شدید اقلیم جهانی، با نوسان های زیادی در شدت و دوره تناوب همراه بوده اند. بنابراین با توجه به میزان و میانگین اندازه ذرات رسوبی بادی هامون می توان اطلاعاتی در مورد میزان بادخیزی منطقه و عوامل ایجاد آن کسب نمود (حمزه، ۱۳۹۵). بررسی دینامیکی حرکت ذرات رسوبی بادی (سوئار و پی ۱۰، ۱۹۸۷) از توانایی بسیار زیاد بادهای سیستان در حرکت و انتقال رسوبات حکایت دارد. بادهای شدید ۱۲۰ روزه دشت سیستان که سرعت آن ها به ۲۵ متر بر ثانیه می رسد قادر به فرسایش رسوبات بستر خشک دریاچه و همچنین دلتای هیرمند و مخروط افکنه های رودخانه های شمالی حوضه هستند. رسوبات بستر هامون تحت تأثیر دو فرآیند رودخانه های حوضه آبریز و بادهای شدید نهشته شده اند. مطالعه اثرات فعالیت متناوب این دو عامل در رسوبات دشت سیستان، بازتاب دهنده شرایط اقلیمی گذشته است.

با توجه به ستون چینه شناسی مغزه های برداشت شده از هامون های صابوری و هیرمند، دوره های خشک که با رسوبگذاری نهشته های بادی در بستر دریاچه و مناطق اطراف همراه بوده غالبا از عمق ۳ تا ۱ متری (بسته به موقعیت مغزه متفاوت است) می باشد. میزان رسوبگذاری ماسه های بادی در مغزه H-2 با ضخامت و تدام بیشتر،

1 Jux and Kempf

2 -Preusser et al., 2002

3 -Radies et al., 2004

4 -Burns et al., 1998

5 -Fleithmann et al., 2003

6 Hickey and Goudie

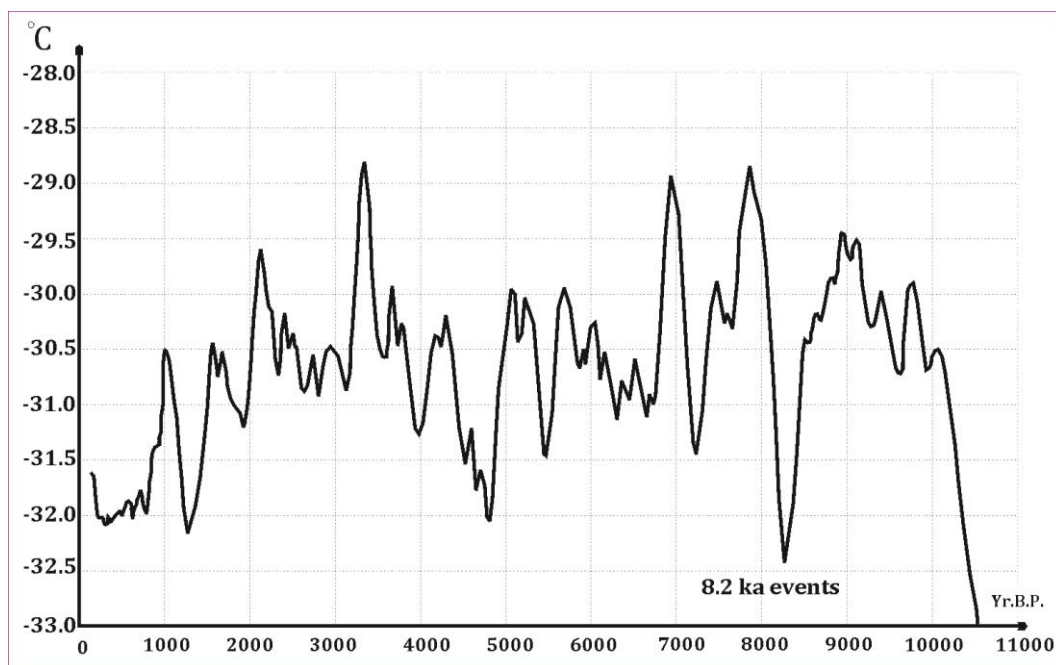
7 Smith

8 Jux and Kempf

9 Whitney

10 Tsoar and Pye

و در مغزه های H-1 و H-3 بصورت تناوبی با رسوبات دریاچه ای و گاه‌آبرفتی (رسوبات دشت سیلابی) انجام گرفته است. حضور رخساره های ماسه ای قهوه ای روشن و رخساره های گلی قهوه ای رنگ دلیلی بر حضور محیط های آبی کم عمق به همراه دوره های خشکی و بادخیزی متناوب است (شکل ۱۰). طبق سن سنجی انجام گرفته توسط حمزه و همکاران (۲۰۱۶) بر روی رسوبات گلی حاوی ماده آلی نسبتاً زیاد از مغزه ای در بخش غربی کوه خواجه حدود ۱۳۵۰۰ سال برای رسوبات عمق ۶۱۵ سانتی متری بوده است. اگر نرخ رسوبگذاری در هامون را طبق مطالعات انجام گرفته قبلی بصورت متوسط ۰/۵ میلی متر در سال در نظر بگیریم. با توجه به رخساره های بادی موجود در مغزه می توان دو دوره خشک با شدت تقریباً زیاد شناسایی کرد یک دوره مربوط به هولوسن پیشین- میانی (مصادف با رخداد ۸۲۰۰ سال پیش) که عمقی حدود ۴/۵ متر را در رسوبات مغزه ها با مشخصه ماسه های قهوه ای رنگ درشت و دوره دیگر مربوط به هولوسن میانی- پسین (شروع حدود ۴۵۰۰ سال پیش) با رخساره ماسه ای دانه ریزتر برنگ قهوه ای روشن و بسیار سست می باشد (شکل ۱۰).



شکل ۱۰: تغییرات دما کره زمین در طول هولوسن (مقادیر دما از مغزه های یخی گرینلند بازسازی شده است) (پارکر و همکاران، ۲۰۰۶)

دوره‌هایی که با گسترش رسوبات بادی در بستر هامون قابل شناسایی است، انطباق تقریبی مناسبی با رخداد های خشکی ۸۲۰۰ و ۴۲۰۰ سال گذشته نشان می دهد که بعد از هر دوره خشک، بستر هامون دستخوش تغییرات فراوان در اثر فرسایش های مداوم و شدید تحت تاثیر فعالیت فرایند های بادی قرار گرفته است. رخداد ۸۲۰۰ سال پیش (هولوسن پیشین- میانی) که حدود ۳۰۰ سال طول کشیده است در منطقه بین النهرین بصورت سرد و خشک عمل کرده و همزمان با رخداد های یخرفتی در منطقه اطلس شمالی، ضعیف شدن جریان های موسمی در حدود ۹۰۰۰ سال پیش به همراه رخداد های خشکی شدید در جنوب غرب آسیا (خاورمیانه) رخ داده است (پارکر و همکاران، ۲۰۰۶). جاکس و کمپ (۱۹۸۳) عقیده دارد عملکرد بادهای شدید در اواسط هولوسن موجب حفر

کانالی با طول ۲۰۰ کیلومتر و پهنای ۲۰ کیلومتر در جهت شمال غربی - جنوب شرقی بین مخروط افکنه رودخانه های شمال حوضه و گوشه جنوب شرقی حوضه گردید که هم اکنون به عنوان دشت جهنم شناخته می شود. کانال رود سنارود نیز احتمالاً طی همین رویداد ایجاد شده است. بادرویی شدید این دوره همچنین به گودتر شدن گود زیره منجر شد. دوره زمانی هولوسن میانی در سیستان معرف افزایش بسیار زیاد شدت و فراوانی وزش باد است که به وضوح در رسوبات نهشته شده در این دوران قابل ردیابی است (حمزه و همکاران، ۱۳۹۶). این امر با انباشت نهشته های ماسه ای دانه درشت تر در عمق حدود ۴۵۰ سانتی متری مشهود است و نشانگر انتقال توسط توفان های با شدت مختلف است که احتمالاً تحت تاثیر باد های ۱۲۰ روزه بوده است.

تغییرات اقلیمی گسترده ای در حدود ۴۵۰۰ (± ۵۰۰) با توجه به موقعیت جغرافیایی و اقلیمی) سال پیش، با ضعف و شدت متفاوت در قسمت های مختلف ایران اتفاق افتاده است. بررسی های انجام شده توسط کولن و همکاران در سال ۲۰۰۰ بر روی رسوبات مغزه ۲ متری بستر دریای عمان در عمق ۲۷۳۲ متری و انجام آنالیزهای سن سنجی به روش رادیوکربن، تعیین درصد کلسیت و دولومیت به روش XRD و تعیین ایزوتوپهای رادیوژنیک Sr و Nd حاکی از افزایش مقدار رسوبات بادی در محدوده سنی ۴۰۲۵±۱۲۵ سال می باشد. این زمان مقارن با افول و انقراض تمدن اکد در بین النهرین است که نشان می دهد خشک سالی در آن زمان می تواند عامل مهم در این انقراض باشد (محمدی، ۱۳۹۰) که از سوی دیگر با خشکسالی عمده در دریاچه های داخلی ایران توأم است. مطالعات انجام شده توسط لک (۱۳۸۶) بیانگر یک خشکسالی عمده در دریاچه مهارلو بین سال های ۵۲۵۰ تا ۴۳۰۰ سال پیش است که متأثر از اقلیم خشک زاگرس در آن زمان می باشد. در مورد دریاچه زریوار نیز یک دوره خشکسالی بین سالهای ۴۵۰۰ تا ۳۸۰۰ سال پیش گزارش شده است (واسیلیکاوا و همکاران، ۲۰۰۶) استیونس و همکاران در سال ۲۰۰۱ و ۲۰۰۶ با مطالعات انجام شده بر روی دریاچه میرآباد، دوره های خشک را برای ۵۴۰۰ پیش و خشکی های کوتاه مدت با تغییراتی در فصل بارش، را برای ۴۰۰۰ تا ۳۵۰۰ سال اشاره نموده اند. همچنین بوبک (۱۹۵۹) طبق فرضیه ای، فرسایش خاک و ایجاد غبار را متاثر از سیر قهقراپی پوشش گیاهی در محدوده زاگرس و جنگل زدایی با دخالت انسان، از چهار هزار سال مطرح کرده است. زمان های ذکر شده منطبق بر خشکسالی بزرگ آفریقا و آسیا است (کوهن ۲، ۲۰۰۳) و از سوی دیگر منطبق بر خشکسالی مهم و عظیم بخشهای درون قاره ای آمریکای شمالی است که بین سالهای ۴۳۰۰ تا ۴۱۰۰ حاکم بوده است و در خاورمیانه، بخشهایی از آفریقا و آسیا نیز گزارش شده است (بوث ۳ و همکاران، ۲۰۰۵). این خشکسالی های جهانی به عنوان منشأ رسوبات بادی، حجم زیادی رسوب را بصورت طوفان های گرد و غبار تولید نموده است. در اواخر هولوسن روند نسبتاً ثابت تابش خورشیدی و دمای سطح آب اقیانوس اطلس شمالی به همراه نوسان های کوتاه مدت قابل مشاهده است (مایواسکی ۴ و همکاران، ۲۰۰۴). در این دوره، تغییرات قدرت مونسون اقیانوس هند، مرکز پرفشار سیبری و بادهای غربی بینابین محدوده تغییرات آن ها در ابتدا و اواسط هولوسن است، هرچند نوسان هایی در آن دیده می شود. به نظر می رسد عوامل فوق منجر به وزش بادهای کم و بیش قابل مقایسه باحال حاضر در سیستان گردیده است. توفان های سیستان در دوره هولوسن پسین چنانچه پیش تر اشاره گردید، قادر به جابجایی ذرات ماسه ای تا قطر یک میلی متر نیز بوده اند. این رویداد احتمالاً مقارن با واقعه خشکی ۴۲۰۰ سال قبل در نیمکره شمالی است (ایستابویسر ۵ و همکاران، ۲۰۰۳). با نگاهی به ستون چینه

1 Wasylukowa

2 Cohen

3 Booth

4 Mayewski

5 Staubwasser

ای مغزه ها متوجه می شویم که میزان رسوب گذاری نهشته های بادی در مغزه H-2 (حد فاصل هامون صابوری و هیرمند- دلتای رود بندان) نسبت به مغزه های مجاور بیشتر بوده است. همانطور که قبلا نیز اشاره شد فعالیت بادهای غالب منطقه از شمال و شمال غرب می باشد. وجود ارتفاعات در غرب هامون که گاه تا ۱۷۰۰ متر نیز می رسد، به عنوان مانعی در برابر بادهای غالب عمل می کنند. در این بین، وجود دره رودخانه بندان می تواند به عنوان کانالی برای گذر بادهای عمل کند و جهت بادهای را ضمن کانالیزه کردن قوت ببخشد. همین عامل می تواند توجیهی برای ضخامت بالای رسوبات بادی در دهانه دلتای رود بندان (مغزه H-2) باشد. عامل تاثیرگذار دیگر تغذیه هامون های هیرمند و صابوری توسط رودخانه های حوضه آبریز (رود هیرمند و فراه) می باشد و رسوبات بستر هامون احاطه رخساره های آبی را نشان می دهد این شرایط برای هامون هیرمند بدلیل وسعت زیاد حوضه آبریز و پرآب بودن رود هیرمند، نمود بیشتری دارد. لذا شاهد تناوب رخساره های دریاچه (با ضخامت های غالب)، رودخانه ای (رسوبات مربوط به کانال رودخانه) و بادی در مغزه H-3 هستیم که در امتداد رسوبات به سمت مغزه H-1 و H-2 از غلبه رسوبات دریاچه کاسته شده و بصورت تدریجی به محیط های حاشیه دریاچه و رودخانه ای (غالباً دشت سیلابی) و بادی (بوئزه در مغزه H-2) تبدیل می شود. در مغزه H-2 بدلیل وسعت کم حوضه آبریز رود بندان و آورد رسوبی کم، و شدت زیاد بادهای غالب، رسوبات بادی غالب می باشد. به نظر می رسد نرخ رسوبگذاری در دوره خشکی هولوسن پسین به دلیل حجم بالای رسوبات بادی زیاد بوده است یا بعد از رسوبگذاری فرسایش شدیدی صورت نگرفته است. به عبارت دیگر بعد از خشکی ۴۵۰۰ سال پیش در هامون خشکی شدید که همراه با فرسایش بستر باشد اتفاق نیافته است. شرایط بادخیزی منطقه در هولوسن پسین قابل مقایسه با بادهای ۱۲۰ روزه سیستان حال حاضر بوده است. این وضعیت را برای رسوبات بادی موجود در عمق ۴/۵ متر که معادل با رخداد خشکی ۸۲۰۰ سال می باشد و دارای ذرات دانه درشت تر و ضخامت کم، به گونه دیگری بوده و به نظر می رسد قدرت حمل بدلیل شدت بالا زیاد بوده و احتمالاً بعد از رسوبگذاری مجدداً تحت تاثیر فرسایش قرار گرفته و قسمتی از رسوبات مجدداً حمل شده و ضخامت کمی (۴۰ سانتی متر) برجای مانده است (شکل ۱۰). حضور توالی رسوبات بادی و عدم وجود آثار و بقایای گیاهی و جانوری حاکی از خشک شدن کامل بستر دریاچه در دوره زمانی خاص است. در این دوره زمانی ته نشینی رسوبات بادی با ته نشست رسوبات سیلتی و گلی مربوط به رسوبات دشت سیلابی بصورت کاتاستروف همراه بوده است.

محوطه شهر سوخته به پنج بخش تقسیم می شود: ناحیه مسکونی شرقی، ناحیه وسیع مرکزی، بخش صنعت گران در شمال باختری، بخش یادمانی در شمال خاوری و گورستان در جنوب باختری شامل حدود چهل هزار گور (سجادی و همکاران، ۲۰۰۳) (et al. 2003) در حدود ۳۲۰۰ پیش از میلاد در این مکان یک روستای کوچک شکل می گیرد که جمعیت آن بین سال های ۲۸۰۰ تا ۲۵۰۰ پیش از میلاد به اوج (حدود ۶۲۵۰ نفر) می رسد. بخشی از این رشد جمعیت به سبب ورود مهاجران گوناگونی است که شمار نیروهای کارآمد شهر در حوزه های صنعتگری، سفالگری، سنگ تراشی یا بازرگانی را افزون تر می کنند (فروزانفر، ۱۳۸۸). تاریخ نگاری ها نشان دهنده چهار دوره فرهنگی استقرار در این شهر باستانی است. زمان آغاز استقرار در شهر سوخته یا همان فاز نخست تاریخی برابر با ۳۲۰۰ پیش از میلاد دارد. دوره نخست تا ۲۸۰۰ پیش از میلاد ادامه یافته است. دوره دوم استقرار در شهر سوخته، سال های ۲۸۰۰ تا ۲۵۰۰ پیش از میلاد را در بر می گیرد. دوره سوم برابر با ۲۵۰۰ تا ۲۳۰۰ پیش از میلاد است و دوره چهارم از حدود ۲۳۰۰ تا ۱۸۰۰ پیش از میلاد ادامه یافته و به فروپاشی شهر ختم می شود (توس ۲، ۱۹۷۳). برخلاف تصور عام آتش سوزی عامل پایان این تمدن

نبوده، بلکه رخدادهایی همچون تغییر بستر دریاچه هامون و تغییرات اقلیمی در نیمه نخست هزاره دوم پیش از میلاد مهم ترین دلایل ویرانی این محوطه باستانی به شمار می آیند. تغییرات آب و هوا، خشکسالی‌های مستمر و عقب نشینی هامون از ۲۰۰۰ تا ۲۴۰۰ پیش از میلاد موجبات سقوط این شهر و کوچ ساکنان آن را فراهم می‌آورد. با توجه به نتایج بدست آمده از مغزه های برداشت شده از هامون، ارتباط تغییرات اقلیمی و افول تمدن شهر سوخته بخوبی منطبق است. با کاهش بارش و وقوع دوره خشک حدود ۴۲۰۰ سال با افزایش فعالیت ماسه های بادی و خشک شدن هامون تمدن شهر سوخته نیز با مهاجرت یا مرگ و میر از بین رفته است. لامینه های ماسه ای، رسوبات ماسه ای سیلتی، ماسه ای گلی در مغزه های برداشت شده از عمق کمتر از ۱ متر، احتمالاً مرتبط با دوره خشک حدود ۱۰۰۰ سال پیش باشد (شکل ۱۰). این رسوبات توسط حمزه (۱۳۹۶) نیز در عمق ۷۱ سانتی متر در غرب کوه خواجه مشاهده شده است که آنرا هم ارز (نه به قطع) فاجعه قحطی ۱۰۴۵ سال قبل که در کتاب تاریخ سیستان بدان اشاره شده، دانسته است. البته باید اذعان کرد که اظهار نظر و مطالعه دقیق و جزئی وقایع خشکی در زمان های مختلف نیاز به داده های با قدرت تفکیک زمانی بیشتر دارد.

نتیجه گیری

رسوبات بستر هامون نشان دهنده عملکرد فرایندهای آبی و بادی و محیط های رسوبی دریاچه ای، آبرفتی و بادی می باشد. رسوبات بادی بخش قابل توجهی از نهشته های بستر دریاچه را تشکیل می دهد که حاکی از فعالیت گسترده بادهای ۱۲۰ روزه با شدت و ضعف مختلف در دوره های زمانی گذشته است. میزان جورشدگی کمتر از یک برای رسوبات بادی و کج شدگی مثبت، حکایت از رسوبگذاری در یک محیط بادی نسبتاً آرام دارد. به نظر میرسد با افزایش عمق، نهشته های بادی دارای کج شدگی کم و یا گاه منفی هستند که حاکی از شدت بالای بادهای گذشته است. رسوبات کدر و مات بستر دریاچه هامون بدلیل ریز دانه بودن (ماسه دانه ریز و بسیار دانه ریز) غالباً (بیش از ۹۵ درصد) در فراکسیون های ۱۲۵ و ۶۳ میکرون متمرکز هستند. کوارتز، خرده سنگ های آذرین و فلدسپار در فراکسیون ۱۲۵ میکرون و کوارتز، کربنات تخریبی، فلدسپار، و میکا و بصورت محدود و معدود ژپس در فراکسیون ۶۳ میکرون قابل مشاهده است. فراکسیون ۱۲۵ میکرون از نظر بافتی بدلیل عدم حضور رس در محدوده مچور تا سوپر مچور و از نظر کانی شناسی بدلیل وجود فلدسپات و خرده سنگ دارای مچوریتی پایین می باشد که حاکی از رسوبات نزدیک به منشا است. نتایج موفوسکوپی نشان دهنده شباهت بالای رسوبات بادی سه مغزه برداشت شده از بستر هامون های صابوری، هیرمند و منطقه واسط می باشد. و این امکان وجود دارد که رسوبات تحت تاثیر فرایند های آبی و بادی بصورت چرخه ای از فرسایش، حمل و رسوبگذاری عمل کرده باشند. با توجه به رخساره های بادی موجود در مغزه می توان دو دوره خشک با شدت تقریباً زیاد شناسایی کرد یک دوره مربوط به هولوسن پیشین - میانی (مصادف با رخداد ۸۲۰۰ سال پیش) که عمقی حدود ۴/۵ متر را در رسوبات مغزه ها با مشخصه ماسه های قهوه ای رنگ درشت و دوره دیگر مربوط به هولوسن میانی - پسین (شروع حدود ۴۵۰۰ سال پیش) با رخساره ماسه ای دانه ریزتر برنگ قهوه ای روشن و بسیار سست می باشد. دوره هایی که با گسترش رسوبات بادی در بستر هامون قابل شناسایی است، انطباق تقریبی مناسبی با رخداد های خشکی ۸۲۰۰ و ۴۲۰۰ سال گذشته نشان می دهد که بعد از هر دوره خشک، بستر هامون دستخوش فرسایش های مداوم و شدید تحت تاثیر فرایندهای بادی قرار گرفته است.

افول تمدن شهر سوخته در منطقه شرق ایران، همزمان با وقوع دوره خشک طولانی مدت اتفاق افتاده است. این دوره خشک حدود ۵۰۰ تا ۷۰۰ سال در منطقه ایجاد شده که با افزایش بادهای خشک و رسوبات بادی همراه

بوده است. تقویت یا تضعیف تمدن‌های باستانی در بازه زمانی کوتاه‌مدت یا بلندمدت ارتباط مستقیم با شدت تغییرات اقلیمی در مناطق مختلف دارد.

منابع

حسینی پاک ، ع. ا.، شرف الدین، م (۱۳۸۰) تحلیل داده های اکتشافی، انتشارات دانشگاه تهران، ۹۹۱ صفحه.

- حمزه، م. ع. ۱۳۹۵. بازسازی شرایط محیطی و اقلیمی دیرینه جنوب شرقی ایران با استفاده از رسوبشناسی هولوسن دریاچه هامون، پایان نامه دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه فردوسی مشهد، ۲۱۷ صفحه.
- حمزه، م. ع.، محمودی قرایی، م. ح.، علیزاده لاهیجانی، ح.، موسوی حریمی، ر.، جمالی، م. ۱۳۹۶. رسوبات بادی نهشته شده در دریاچه هامون؛ نشانگر فراوانی و شدت توفان های گردوغبار سیستان از انتهای آخرین یخبندان تاکنون. مجله پژوهش های چینه نگاری و رسوب شناسی سال سی و سوم، شماره پیاپی ۶۶ شماره اول.
- حمیدیان پور، م.، مفیدی، ع.، سلیقه، م.، ۱۳۹۵. تحلیل ماهیت و ساختار باد سیستان، مجله ژئوفیزیک ایران، جلد ۱۰، شماره ۲، ص ۸۳-۱۰۹.
- خسروی، م.، ۱۳۸۷، تاثیرات محیطی اندرکنش نوسان های رودخانه هیرمند با بادهای ۱۲۰ روزه سیستان: فصل نامه تحقیقات جغرافیایی، ۲(۹۱)، ۱۹-۴۹.
- خسروی، م. ۱۳۸۹، بررسی توزیع عمودی گرد و غبار ناشی از طوفان در خاورمیانه با استفاده از مدل NAAPS در منطقه سیستان ایران: مجموعه مقالات چهارمین کنگره بین المللی جغرافیدانان جهان اسلام، ایران زاهدان، ۲۷-۲۵ فروردین.
- دهواری، عبدالمجید. بررسی منشاء رسوبات بادی در سراوان بلوچستان، پایان نامه فوق لیسانس، دانشکده منابع طبیعی دانشگاه تهران، گروه احیاءمناطق خشک و کوهستانی، ۲۰ صفحه.
- راشکی، علیرضا و هدایت ا... زرین، ۱۳۸۶، پیامدهای بادهای ۱۲۰ روزه در خشکسالی های اخیر دشت سیستان، همایش منطقه ای خشکسالی، پیامدها و راهکارهای مقابله با آن، دانشگاه آزاد اسلامی واحد بیرجند، ۷۶ صفحه.
- شریفی کیا، م. ۱۳۸۹. پایش تغییر های تراز آبی در دریاچه هامون، مبتنی بر تحلیل سری زمانی تصاویر سنجش از دوری، برنامه ریزی و آمایش فضا، دوره چهاردهم، شماره ۳، ۱۵۵-۱۷۵.
- شهرابی، م. ۱۳۷۳. دریاها و دریاچه های ایران، طرح تدوین کتاب، سازمان زمین شناسی کشور، شماره ۱۰.
- علیجانی، ب. ۱۳۷۳، آب و هوای ایران: انتشارات دانشگاه پیام نور.
- گروه بررسی سوانح طبیعی کشور (۱۳۶۹)، گزارش سیلاب استان سیستان و بلوچستان، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، ۲۱ صفحه.
- لک، ر (۱۳۸۶) بررسی رسوب شناسی، هیدروشیمی و روند تکاملی شورابه دریاچه مهارلو شیراز، رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم.
- محمدی، ع (۱۳۸۹) رسوب شناسی و ژئوشیمی نهشته های پلائیای جازموریان. فصلنامه خشکبوم، شماره ۱، سال اول، ۱۲-۱.
- محمدی، ع (۱۳۹۰). گزارش رسوب شناسی و ژئوشیمی رسوبی فلات قاره دریای عمان، سازمان زمین شناسی کشور، ۱۵۰ صفحه مسعودیان، س. ا.، ۱۳۸۷، آب و هوای ایران، انتشارات دانشراه اصفهان، ۵۵۰ صفحه.
- مفیدی، ع.، حمیدیان پور، م.، سلیقه، م.، علیجانی، ب. ۱۳۹۲. تعیین زمان آغاز، خاتمه و طول مدت وزش باد سیستان با بهره گیری از روش های تخمین نقطه تغییر. جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره هشتم، ۸۸-۱۲۲.
- موسوی حریمی، ر.، ۱۳۶۷. رسوب شناسی، انتشارات آستان قدس رضوی، ۴۷۹ صفحه.
- موسوی حریمی، ر.، ۱۳۸۱، "رسوب شناسی"، انتشارات آستان قدس رضوی، چاپ هشتم، ۴۷۴ صفحه.

- نگارش، ح.، لطیفی، ل. ۱۳۸۷. تحلیل ژئومورفولوژیکی روند پیشروی تپه های ماسه ای شرق دشت سیستان در خشک سالی های اخیر، جغرافیا و توسعه - شماره ۱، ۴۳-۶۰
- نگارش، ح.، لطیفی، ل. ۱۳۸۸. منشاء یابی نهشته های بادی شرق زابل از طریق مورفوسکوپی و آنالیز فیزیکی و شیمیایی رسوبات، جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، سال بیستم - شماره پیاپی (۳۳) - شماره ۱. ص ۱-۲۲.
- نوری، غ.، ۱۳۸۶. تالاب هامون حیات سیستان، مرکز نشر سپهر، چاپ اول، ۱۵۱ صفحه.
- هادرادی، غ.، ۱۳۷۹، پیش بینی سرعت و جهت بادهای فرساینده (مطالعه موردی منطقه ی زابل)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شیراز، ۲۰۹ صفحه.

- Agrawala S, Barlow M, Cullen H. (2001). The drought and humanitarian crisis in Central and Southwest Asia: A climate perspective. IRI special report. No. 01-11.
- Alizadeh-Choozari O. Zawar-Reza P. and Sturman A. 2014. The “wind of 120 days” and dust storm activity over the Sistan Basin. Atmospheric research, 143: 328-341.
- Alther, G. A (1979) A simplified statistical sequence applied to routine water quality analysis, a case history, Journal of Ground Water, Vol. 17 (6): 556-561.
- An F. Ma H. Wei H. and Lai Z. 2012. Distinguishing aeolian signature from lacustrine sediments of the Qaidam Basin in northeastern Qinghai-Tibetan Plateau and its palaeoclimatic implications. Aeolian Research, 4: 17-30.
- Annandale N. and Prashad B. 1919. The Mollusca Fauna of the Inland Waters of Baluchistan and of Seistan. Records of the Indian Museum, 18: 18-62.
- Benison, K. C. and Goldstein, R. H., 2001. Evaporites and siliciclastics of the Permian Nippewalla group of Kansas, USA: a case for non-marine deposition in saline lakes and saline pans, Sedimentology, Vol. 48:165-188.
- Blanford, W.T., 1873, On the nature and probable origin of the superficial deposits in the valleys and deserts of central Persia: Geological Society of London Quarterly Journal, v. 29, p. 493-503.
- Bogemans, F., Janssens, R., Baeteman, C. 2017. Depositional evolution of the Lower Khuzestan plain (SW Iran) since the end of the Late Pleistocene. Quaternary Science Reviews 171. 154-165.
- Bobek, H. 1959. Features and formation of the great Kawir and Masileh, Tehran. University of Tehran Press
- Booth, R. K., Jackson, S. T., Forman, S. T., Kutzbach, J. E., Bettis, E. A., Kreig, J., and Wright, D.K., (2005). A severe centennial- scale drought in mid-continental North America 4200 years ago and apparent global linkages, The Holocene, 15,3 p. 321-328.
- Brigham, R.H., 1964, Compilation of hydrologic data, Helmand River valley, Afghanistan, through September 1960: U.S. Geological Survey Open-File Report, 236 p
- Burns, S. J.; Matter, A.; Frank, N. and Mangini, A. (1998): Speleothem-based paleoclimate record from northern Oman. In: Geology 26, 499-502.

- Cecil, C.B. (2004). Eolian dust and the origin of sedimentary chert. Open-file report 2004-1098, USGS.
- Cohen, A. S. 2003. Paleolimnology: The history and evolution of lake systems, Oxford University press, 500 p.
- Cullen, H.M., P.B. deMenocal, S. Hemming, G. Hemming, F.H. Brown, T. Guilderson, and F. Sirocko. (2000). Climate change and the collapse of the Akkadian empire: Evidence from the deep sea. *Geology*, Vol. 28, Issue 4, pp. 379–382.
- Dean W.E. 1997. Rates, timing, and cyclicity of Holocene eolian activity in north-central United States: evidence from varved lake sediments. *Geology*, 25: 331-334.
- Djamali M. Soulié-Märsche I. Esu D. Gliozzi E. and Okhravi R. 2006. Palaeoenvironment of a Late Quaternary lacustrine–palustrine carbonate complex: Zarand Basin, Saveh, central Iran. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 237: 315-334.
- Eijkelkamp. 2008. Operating instructions (04.01/04.02 Gouge augers), 14 p.
- Enzel, Y., Wells, S.G., and Lancaster, N., 2003. Late Pleistocene lakes along the Mojave River, southeast California. In: Enzel, Y., Wells, S.G., Lancaster, N. (eds.), *Paleoenvironments and Paleohydrology of the Mojave and Southern Great Basin Deserts*. Boulder, CO: Geological Society of America Special Paper, 368, 61–77.
- Fisher, W.B., 1968, Physical geography, in Fisher, W.B., *The land of Iran—The Cambridge history of Iran*, I: Cambridge University Press, v. 1, p. 3–110
- Fitzsimmons K.E. Magee J.W. and Amos K.J. 2009. Characterisation of aeolian sediments from the Strzelecki and Tirari Deserts, Australia: implications for reconstructing palaeoenvironmental conditions. *Sedimentary Geology*, 218: 61-73.
- Fleitmann, D.; Burns, S. J.; Mudelsee, M.; Neff, U.; Kramer, J.; Mangini, A. and Matter, A. (2003): Annual to millennial Indian Ocean monsoon variability recorded in Holocene and Pleistocene stalagmites from Oman. In: *Science* 300, 1737–1739. Doi:10.1126/science.1083130
- Folk, R. L. (1974) *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publ, Co, Austin, TX, 182 p
- Frechen M. Kehl M. Rolf C. Sarvati R. and Skowronek A. 2009. Loess chronology of the Caspian lowland in northern Iran. *Quaternary International*, 198: 220-233.
- Gierlowski-Kordesch, E., and Kelts, K., 1994. *Global Geological Record of Lake Basins*, Cambridge University Press, 427 p.
- Gierlowski-Kordesch, E., and Kelts, K., 2000. *Lake Basins through Space and Time*. AAPG Studies in Geology, 46, 648 p.
- GuangJian, W., TanDong, Y., BaiQing, X., LiDe, T., Zhen, L., DUAN KeQin, D., (2008). Seasonal variations of dust record in the Muztagata ice cores. *Chinese Science Bulletin*, SCIENCE IN CHINA PRESS Springer
- Goldsmid F. 1875. Captain the Hon. G. Napier's Journey on the Turcoman Frontier of Persia. *Proceedings of the Royal Geographical Society of London*. JSTOR, 166-182.
- Goudie, A.S., (2008). The history and nature of wind erosion in deserts. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 36: 97-119

- Goudie, A. S., and Middleton, N. J., 2001, Dust storm in South West Asia: *Acta Univ. Car.*, XXXV: 37–83.
- Hamzeh M. A. Gharaie M.H.M. Lahijani H.A.K. Djamali M. Harami R.M. and Naderi-Beni M. 2016. Holocene hydrological changes in SE Iran, a key region between Indian Summer Monsoon and Mediterranean winter precipitation zones, as revealed from a lacustrine sequence from Lake Hamoun. *Quaternary International*, 408: 25-39.
- Hardie, L.A. and Eugster, H.P., 1978- Saline Lakes. In: A. Lerman (ed.), *Lakes Chemistry, geology, physics*. New Yourk, NY, Springer-Verlag., 230p.
- Heyvaert, V. M. and C. Baeteman (2007), Holocene sedimentary evolution and palaeocoastlines of the Lower Khuzestan plain (southwest Iran), *Marine Geology*, 242, 83-108
- Hickey B. and Goudie A. 2007. The use of TOMS and MODIS to identify dust storm source areas: The Tokar delta (Sudan) and the Seistan basin (south west Asia). *Geomorphological Variations*, 42: 37-57.
- Huntington, E., (1905). The depression of Sistan in eastern Persia. *Bulletin of the American geographical society* 32(5), 221-281.
- Jiang H. and Ding Z. 2010. Eolian grain-size signature of the Sikouzi lacustrine sediments (Chinese Loess Plateau): Implications for Neogene evolution of the East Asian winter monsoon. *Geological Society of America Bulletin*, 122: 843-854.
- Jux U. and Kempf K. 1983. Regional Geology of Sistan (Southwest Afghanistan). In Tosi M. *Prehistoric Sistan* 560p.
- Karimi A. Frechen M. Khademi H. Kehl M. and Jalalian A. 2011. Chronostratigraphy of loess deposits in northeast Iran. *Quaternary International*, 234: 124-132.
- Karimi A. Khademi H. and Ayoubi S. 2013. Magnetic susceptibility and morphological characteristics of a loess–paleosol sequence in northeastern Iran. *Catena*, 101: 56-60.
- Kaskaoutis, D., Rashki, A., Houssos, E., Goto, D., and Nastos, P., 2014, Extremely high aerosol loading over Arabian Sea during June 2008: The specific role of the atmospheric dynamics and Sistan dust storms: *Atmos. Environ.*, 94, 374–384.
- Kaskaoutis, D., Rashki, A., Houssos, E., Mofidi, A., Goto, D., and Bartzokas, A., 2015, Meteorological aspects associated with dust storms in the Sistan region, southeastern Iran: *Clim. Dyn.*, 45:407–424.
- Kehl M., 2009, Quaternary climate change in Iran, *Erdkunde*, 63, N1, 1-17.
- Kelts, K. and Hsi', K.J. 1978. Freshwater carbonate sedimentation. In: Lerman, A. (ed.), *Lakes-Chemistry, Geology, Physics*. Springer-Verlag, New York, p. 295–323.
- Khademi H. Mermut A. and Krouse H. 1997. Isotopic composition of gypsum hydration water in selected landforms from central Iran. *Chemical geology*, 138: 245-255.
- Kilic, O., Kilic, A.M., 2010, Salt crust mineralogy and geochemical evolution of the Salt Lake (Tuz Gölü), Turkey: *Scientific Research and Essays*, v. 5, p. 1317-1324.
- Krinsley D.B. 1970. A Geomorphological and Paleoclimatological Study of the Playas of Iran. Part I. DTIC Document. 370p.

- Kumar, A., et al. (2010), Aerosol iron solubility over Bay of Bengal: Role of anthropogenic sources and chemical processing, *Mar. Chem.*, 121(1-4), 167-175.
- Last, W.M., and Vance, R.E., 1997. Bedding characteristics of Holocene sediments from salt lakes of the northern Great Plains, Western Canada. *Journal of Paleolimnology*, 17, 297-310.
- Lateef A. 1988. Distribution, provenance, age and paleoclimatic record of the loess in Central North Iran. *Loess-Its Distribution, Geology and Soil Rotterdam*, Balkema:93-101.
- Legler, B., Schneider, J.W., Gebhardt, U., Merten, D., Gaupp, R., 2011, Lake deposits of moderate salinity as sensitive indicators of lake level fluctuations: Example from the Upper Rotliegend saline lake (Middle-Late Permian, Northeast Germany): *Sedimentary Geology*, v. 234, p. 56-69.
- Lewis, D. W. and McConchie, D., 1994. *Analytical Sedimentology*, Chapman & Hall", New York. London, 197 pages.
- Li, J., Lowenstein, T.K., Brown, C.B., Ku T. L. and Luo, S., 1996. A 100 ka record of water tables and paleoclimates from salt cores, Death Valley, California, *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology Journal*, Vol. 123:179-203.
- Lowenstein, T.K., Li, J., Brown, C., Roberts, S.M., Ku, T.L., Luo, S., and Yang, W., 1999. 200 k.y. paleoclimate record from Death Valley salt core. *Journal of Geology*, 27, 3-6.
- Mahowald N, Kohfeld K, Hansson M, Balkanski Y, Harrison SP, (1999). Dust sources and deposition during the last glacial maximum and current climate: a comparison of model results with paleodata from ice cores and marine sediments. *J. Geophys. Res.* 104(D): 895-916.
- Marx, S. K. and H. A. McGowan. 2005. Dust transportation and deposition in a super humid nvironment, west coast, south Island, New Zealand. *Catena* 59:147-171.
- Mayewski P.A. Rohling E.E. Stager J.C. Karlén W. Maasch K.A. Meeker L.D. Meyerson E.A. Gasse F. van Kreveland S. and Holmgren K. 2004. Holocene climate variability. *Quaternary research*, 62: 243-255.
- McMahon H. 1906. Recent survey and exploration in Seistan. *The Geographical Journal*, 28: 209-228.
- McGowan H.A. Sturman A.P. and Owens I.F. 1996. Aeolian dust transport and deposition by foehn winds in an alpine environment, Lake Tekapo, New Zealand. *Geomorphology*, 15: 135-146.
- Middelton, N. J., 1986, Dust storms in the Middle East: *J. Arid Environ.*, 10, 83-96.
- Muhs D.R. and Bettis E. 2003. Quaternary loess-paleosol sequences as examples of climate-driven sedimentary extremes. *Special Papers-Geological Society of America*, 53-74.
- Okhravi R. and Amini A. 2001. Characteristics and provenance of the loess deposits of the Gharatikan watershed in Northeast Iran. *Global and Planetary Change*, 28: 11-22.
- Paik, I.S., and Kim, H.J., 2006. Playa lake and sheetflood deposits of the Upper Cretaceous Jindong Formation, Korea: Occurrences and palaeoenvironments. *Journal of Sedimentary Geology*, 187, 83-103

- Parker A.G., Goudie A.S., Stokes S., White K., Hodson M.J., Manning M., Kennet D., 2006, A record of Holocene climate change from lake geochemical analyses in southeastern Arabia, *Quaternary Research* , 66, 3,465–476.
- Parris A.S. Bierman P.R. Noren A.J. Prins M.A. and Lini A. 2010. Holocene paleostorms identified by particle size signatures in lake sediments from the northeastern United States. *Journal of Paleolimnology*, 43: 29-49.
- Prell, W.L. Streeter, H.F. (1982) Temporal and spatial patters of monsoonal upwelling along Arabia: a modern analogue for interpretation of Quaternary SST anomalies, *Journal of Marine Research*, 40, 143-155
- Preusser, F.; Radies, D. and Matter, A. (2002): A 160,000- year record of dune development and atmospheric circulation in Southern Arabia. In: *Science* 296, 2018–2020.
- Prins, M.A. Postma, G. Weltje, G.J. (2000). Controls on terrigenous sediment supply to the Arabian Sea during the late Quaternary: the Makran continental slope. *Marine geology*. Vol: 169. p. 351-371
- Piovano, E. L., Ariztegui, D. and Moreiras, S. D., 2002. Recent changes in Laguna Mar Chiquita (central Argentina): a sedimentary model for a highly variable saline lake, *Sedimentology journal*, Vol. 49: 1371-1384.
- Prospero, J., Paul Ginoux, Omar Torres, Sharon E. Nicholson, Environmental Characterization of Global sources of atmospheric soil dust derived from the NIMBUS-7 TOMS absorbing aerosol product, *Reviews of Geophysics*, 40(1), 1002
- Pye, K. (1987). *Aeolian dust and dust deposits*. London: Academic.
- Radies, D.; Preusser, F.; Matter, A. and Mange, M. (2004): Eustatic and climatic controls on the development of the Wahiba Sand Sea, Sultanate of Oman. In: *Sedimentology* 51, 1359–1385.
- Ramezani E. Mohadjer M.R.M. Knapp H.D. Ahmadi H. and Joosten H. 2008. The late-Holocene vegetation history of the Central Caspian (Hyrceanian) forests of northern Iran. *The Holocene*, 18: 307-321.
- Rashki A. Kaskaoutis D.G. Rautenbach C. Eriksson P.G. Qiang M. and Gupta P. 2012. Dust storms and their horizontal dust loading in the Sistan region, Iran. *Aeolian Research*, 5: 51-62.
- Rashki A. Eriksson P. Rautenbach C.D.W. Kaskaoutis D. Grote W. and Dykstra J. 2013. Assessment of chemical and mineralogical characteristics of airborne dust in the Sistan region, Iran. *Chemosphere*, 90: 227-236.
- Rashki A. Kaskaoutis D. Eriksson P. Rautenbach C.D.W. Flamant C. and Vishkaee F.A. 2014. Spatio-temporal variability of dust aerosols over the Sistan region in Iran based on satellite observations. *Natural Hazards*, 71: 563-585.
- Regard V. Bellier O. Braucher R. Gasse F. Bourles D. Mercier J. Thomas J,C. Abbassi M. Shabanian E. and Soleymani S. 2006. ¹⁰Be dating of alluvial deposits from southeastern Iran (the Hormoz Strait area). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 242: 36-53.
- Roop, H.A., Dunbar, G.B., Vandergoes, M.J., Forrest, A.L., Walker, Sh.L., Purdie. J., Upton, ph., Whinney, J., 2014, Seasonal controls on sediment transport and deposition

- in Lake Ohau, South Island, New Zealand: Implications for a high-resolution Holocene paleoclimate reconstruction: *Sedimentology Journal*. v. 62, p. 826 - 844.
- Ruddiman, W.F.(1997).Tropical Atlantic terrigenous fluxes since 25,000 yrs B.P. *Mar.Geol.*136:189-207
- Sahu, B.K., (1964) Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 34(1), 73-83
- Sai, K., 2004, Geochemistry of Lake Sediments as a Record of Environmental Change in a High Arctic Watershed, *Chemie der Erde* 64, pp257–275.
- Siironen, P., Rasanen, M., Gingras, M., Harris, C., Irion, G., Pemberton, G., Ranzi, A (2005) Application of Laser diffraction grain-size analysis to reveal depositional processes in tidally influenced systems. *Fluvial Sedimentology VII, Special Publication Number 35 of the International Association of Sedimentologists*, Vol. 159-180
- Smith G.I. 1974. Quaternary deposits in southwestern Afghanistan. *Quaternary Research*, 4: 39-52.
- Smoot, J.P., and Lowenstein, T.K., 1991. Depositional environments of non-marine evaporates. In: Melvin, J.L. (ed.), *Evaporites, Petroleum and Mineral Resources*. In Elsevier Science Publishing Company Inc., Amsterdam, The Netherlands, 189–309.
- Solotchina, E.P., Sklyarov, E.V., Solotchin, P.A., Vologina, E.G., Sklyarova, O.A., 2014, Mineralogy and crystal chemistry of carbonates from the Holocene sediments of Lake Kiran (western Transbaikalia): connection with paleoclimate: *Russian Geology and Geophysics*, v. 55, p. 472-482.
- Solotchina, E.P., Sklyarov, E.V., Solotchin, P.A., Vologina, E.G., Stolpovskaya, V.N., Sklyarova, O.A., Ukhova, N.N., 2012, Reconstruction of the Holocene climate based on a carbonate sedimentary record from shallow saline Lake Verkhnee Beloe (western Transbaikalia): *Russian Geology and Geophysics*, v. 53, p. 1351-1365.
- Staubwasser M. Sirocko F. Grootes P. and Segl M. 2003. Climate change at the 4.2 ka BP termination of the Indus valley civilization and Holocene south Asian monsoon variability. *Geophysical Research Letters*, 30: 372-387.
- Staubwasser, M. and Weiss, H. (2006): Holocene climate and cultural evolution in late prehistoric- early historic West Asia. In: *Quat. Res.* 66, 372–387. Doi:10.1016/j.yqres.2006.09.001
- Stevens, L.R., Ito, E., Schwalb, A., Wright Jr, H.E., (2006). Timing of atmospheric precipitation in the Zagros Mountains inferred from a multi-proxy record from Lake Mirabad, Iran, *Quaternary Research*, 66, p. 494-500
- Stevens L. R., Wright H. E. J., Ito E., 2001, Proposed changes in seasonality of climate during the Late-glacial and Holocene at Lake Zeribar, Iran. *The Holocene*, 11, 747–756.
- Sun D. Bloemendal J. Rea D. Vandenberghe J. Jiang F. An Z. and Su R. 2002. Grain-size distribution function of polymodal sediments in hydraulic and aeolian environments, and numerical partitioning of the sedimentary components. *Sedimentary Geology*, 152: 263-277.

- Tate G.P. 1910. Seistan: A Memoir on the History, Topography, Ruins, and People of the Country, in Four Parts. Superintendent government printing. 326p.
- Tsoar H. and Pye K. 1987. Dust transport and the question of desert loess formation. *Sedimentology*, 34: 139-153.
- Tuker, M. E (1988) *Techniques in sedimentology*. Blackwells, Oxford, 394 .
- Valero- Garces, B. L., Grosjean, M., Kelts, K., Schreier, H. and Messerli, B., 1998. Holocene lacustrine deposition in the Atacama Altiplano: facies models, climate and tectonic forcing, *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, no.151: 101-125
- Washington, R, Todd, M.C. Lizcano, G. Tegen, I. Flamant, C. Koren, I. Ginoux, P. Engelstaeder, S. Bristow, C.S. Zender, C.S. Goudie, A.S. Warren, A. Prospero, J.M.(2006). Links between topography, wind, deflation, lakes, and dust: The case of the Bodélé Depression, Chad. *Geophysical Research Letters* 33: L09401. DOI:10.1929/2006GL025827.
- Wasylikowa, K., Witkowski, A., Walanus, A., Hutorowicz, A., Alexandrowicz, S.W., Langer, J.L., (2006). Paleolimnology of Lake Zeribar, Iran, and its climatic implications, *Quaternary Research*, 66, p. 477-493
- Whitney J.W. 2006. *Geology, Water, and Wind in the Lower Helmand Basin, Southern Afghanistan*. Scientific Investigations Report 2006-5182. USGS, Virginia, 40p.
- Xiao J. Inouchi Y. Kumai H. Yoshikawa S. Kondo Y. Liu T. and An Z. 1997. Eolian quartz flux to Lake Biwa, central Japan, over the past 145,000 years. *Quaternary Research*, 48: 48-57.