



وزارت
صنعت، معدن و تجارت
سازمان زمین شناسی و
اکتشافات معدنی کشور

معاونت زمین شناسی
مدیریت زمین شناسی دریایی

مطالعه و بررسی تالاب آبزالو در استان خوزستان از منظر
رسوب شناسی، محیط رسوبی، اقلیم و جغرافیای دیرینه

ناظر پروژه:

خانم دکتر راضیه لک

مسئول پروژه و تهیه کننده:

جواد درویشی خاتونی

سال تهیه: ۱۳۹۹

کتابخانه

کشور

کتابخانه

کتابخانه

و

کتابخانه

سازمان زمین

این گزارش مورد تایید داوران شورای ارزیابی قرار گرفته و طبق کد شماره
۱۴۰۱/۷۱ گ ۲۶۲۸-۲۲۱-۹۶ از این شورا مجوز انتشار دریافت کرده است

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی

سپاسگزاری

به مصداق «من لم يشكر المخلوق لم يشكر الخالق»

از رییس محترم سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور جناب آقای دکتر شهیدی، آقای مهندس علی اژدری مدیرکل محترم سازمان زمین شناسی جنوب باختری، آقای دکتر مسعود زمانی پدram مدیرکل دفتر بررسی های زمین شناسی دریایی، خانم مهندس فرانک پورنوربخش مدیرکل امور آزمایشگاه ها و همکارانشان صمیمانه تشکر می نمایم. از زحمات جناب آقای دکتر علی محمدی که با راهنمایی ها و مشاوره های ارزنده در جهت پربارتر شدن این گزارش نقش به سزایی داشتند نهایت تشکر را دارم. همچنین شایسته است از سرکار خانم دکتر نگار حقی پور بابت زحماتشان جهت آنالیزهای سن سنجی قدردانی نمایم. از آقایان سعید پورمراد، پویا امانی بدایی، حسین الماسی کیا و مسعود مزارعی بابت همکاری در انجام برداشت های میدانی و همکاری های بی دریغ شان تشکر می کنم.

چکیده

بررسی تاریخی رسوب‌گذاری تحت تأثیر اقلیم و شناسایی دوره‌های خشک و مرطوب در طول دور هولوسن پسین در تالاب آبزالو در استان خوزستان، موضوع پژوهش حاضر است. بدین منظور از مغزه‌های رسوبی دست‌نخورده برای بازسازی شرایط اقلیمی و محیطی دیرینه استفاده شد. تعداد ۸ مغزه رسوبی با بیشینه ژرفای ۷/۵۰ متر و متوسط عمق ۴/۵ متر از رسوبات زیر بستر مناطق مختلف تالاب آبزالو با استفاده از مغزه‌گیر دستی برداشت و بررسی شد. حدود ۱۵۰ عدد نمونه رسوبی با توجه به تغییرات رخساره‌ای از دو مغزه عمیق تفکیک و جهت انجام آنالیزهای دانه‌بندی بروش الک مرطوب و لیزری، کانی‌شناسی بروش XRD، آنالیز عنصری بروش XRF و ICP و تعیین سن به روش ایزوتوپ کربن ۱۴ (AMS-C14) به آزمایشگاه‌های سازمان زمین‌شناسی و انستیتو زمین‌شناسی ETH Zürich کشور سوئیس ارسال شد. مطالعه و بررسی شرایط اقلیمی و محیطی تالاب آبزالو در طول هولوسن پسین با استفاده از شاخص‌های اقلیمی مختلف اعم از: شناسایی رخساره‌های رسوبی، رسوب‌شناسی، کانی‌شناسی و کانی‌شناسی رس‌ها، ژئوشیمی رسوبی و نسبت‌های عنصری و همچنین شناسایی بقایای گیاهی و جانوری انجام گرفت. رخساره‌های رسوبی بر اساس بافت و ساخت رسوب، ترکیب رسوبات تخریبی و مواد آلی، رنگ، وجود بقایای گیاهی و صدفی و سایر مؤلفه‌های میکروسکوپی، متعلق به محیط‌های مخروط‌افکنه‌ای و رودخانه‌ای و تالابی شناسایی و تفکیک شدند. نتایج سن‌سنجی میزان متوسط رسوب‌گذاری در تالاب آبزالو را ۱/۲۲ میلی‌متر در سال نشان داد. با وجود این، میزان نرخ رسوب‌گذاری در زمان‌های مختلف متفاوت است. گونه‌های مختلف گاستروپوده‌ها، استراکدها، کارفیت‌ها در توالی رسوبی مغزه‌های برداشت شده شناسایی و تحلیل‌های اقلیمی و محیطی انجام گرفت. حضور کانی‌های رسی به ترتیب فراوانی کلریت، ایلیت، مونت موریلونیت و کائولینیت و کانی‌های اصلی کلسیت، کوارتز و فلدسپار و کانی‌های تبخیری در شناسایی دوره‌های اقلیمی خشک و مرطوب مورد استفاده قرار گرفت و از عناصر مختلف حساس به تغییرات اقلیمی و محیطی و همچنین از نسبت‌های عنصری Ti/K ، Si/Fe ، Rb/Al ، K/Al ، Mn/Al ، V/Cr جهت بازسازی وضعیت اقلیمی و محیطی، میزان مواد آواری (معلق و رسوبات رسی) ورودی به حوضه، شدت هوازدگی و فرسایش در حوضه آبریز و نوسانات سطح آب تالاب استفاده شده است. با توجه به بررسی‌های انجام گرفته حداقل دو دوره مرطوب و دو دوره خشک در مدت زمان دور هولوسن پسین (۵۰۰۰ سال گذشته) شناسایی شد. دوره‌های مرطوب از ۱۸۰۰ تا ۵۰۰ سال پیش در یک دوره ۱۳۰۰ ساله و از ۴۴۰۰ تا ۲۵۰۰ سال پیش در یک دوره ۱۹۰۰ ساله طول کشیده است. دوره‌های خشک، با مدت زمان کوتاه‌تر از دوره‌های مرطوب، از ۲۵۰۰ تا ۱۸۰۰ سال پیش در یک دوره ۷۰۰ ساله و از ۴۴۰۰ تا ۴۷۰۰ سال پیش در یک دوره ۳۰۰ ساله امتداد داشته است. دوره خشک ۴۷۰۰ تا ۴۴۰۰ سال قبل در مقایسه با دوره خشک ۲۵۰۰-۱۸۰۰ سال قبل با شدت بیشتری اتفاق افتاده است. حجم رسوبات گرد و غبار وارد شده به تالاب در دوره خشک قدیمی‌تر (۴۷۰۰-۴۴۰۰ سال قبل) بیشتر از دوره خشک جوان‌تر بوده است. این دوره بصورت ناگهانی در منطقه ایجاد شده و بصورت تدریجی پایان یافته است حال آنکه دوره خشک (۲۵۰۰-۱۸۰۰ سال گذشته) بصورت تدریجی شروع شده و بصورت ناگهانی خاتمه یافته است. احتمالاً دوره خشک قدیمی با رطوبت بسیار پایین و دمای بالا ظاهر شده است و دوره خشک جوان با دمای پایین‌تر و رطوبت نسبی بالاتر اتفاق افتاده است. دوره‌های خشک در مناطق مختلف ایران تا حدود زیادی قابل انطباق است که با توجه به شرایط جغرافیایی با کمی تاخیر و تقدم اتفاق افتاده است.

فهرست مطالب

صفحه	عنوان
۱	فصل اول - کلیات تحقیق
۲	۱-۱- مقدمه
۷	۲-۱- اهداف پژوهش
۸	۳-۱- سابقه انجام تحقیق
۸	۱-۳-۱- پیشینه مطالعات خارجی
۱۳	۲-۳-۱- پیشینه مطالعات داخلی
۲۷	۴-۱- اقلیم دیرینه
۲۷	۱-۴-۱- آب و هوای زمین در پلیستوسن پسین- هولوسن
۲۹	۲-۴-۱- تغییرات اقلیمی هولوسن در آسیا
۳۱	۳-۴-۱- اقلیم پلیستوسن پسین- هولوسن فلات ایران
۳۵	۴-۴-۱- نقش رسوبات تالاب‌ای در بازسازی اقلیم
۳۷	۵-۱- ژئومورفولوژی دیرینه
۳۹	۶-۱- معرفی منطقه مورد مطالعه
۴۱	۱-۶-۱- وضعیت زمین‌شناسی منطقه
۴۵	۲-۶-۱- وضعیت ژئومورفولوژی منطقه
۴۸	۳-۶-۱- آب و هوای منطقه
۵۲	فصل دوم- داده ها و روش مطالعه
۵۳	۱-۲- مقدمه
۵۴	۲-۲- مطالعات کتابخانه‌ای
۵۴	۳-۲- عملیات میدانی
۶۵	۴-۲- آنالیز آزمایشگاهی
۶۶	۱-۴-۲- آماده‌سازی نمونه
۶۶	۲-۴-۲- دانه‌بندی رسوبات
۷۱	۳-۴-۲- مطالعات میکروسکوپی
۷۱	۱-۳-۴-۲- مطالعه مورفومتری و مورفوسکوپی
۷۱	۲-۳-۴-۲- تهیه تصاویر SEM
۷۳	۴-۴-۲- کانی‌شناسی رسوبات به روش (X Ray Diffraction) XRD
۷۴	۵-۴-۲- آنالیز عنصری به روش ICP
۷۵	۶-۴-۲- تعیین سن مطلق
۷۶	۵-۲- پردازش آماری داده‌ها
۷۹	فصل سوم - تحلیل نتایج
۸۰	۱-۳- مقدمه
۸۰	۲-۳- نرخ رسوب‌گذاری در تالاب آب‌الو
۸۲	۳-۳- رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی
۸۷	

۹۰	۴-۳- رسوب‌شناسی
۹۱	۵-۳- رسوبات بیولوژیکی
۹۲	۱-۵-۳- کاروفیت‌ها
۹۲	۲-۵-۳- استراکدها
۹۳	۳-۵-۳- دوکفه‌ای‌ها
۱۰۱	۴-۵-۳- گاسترپودها
۱۰۱	۶-۳- کانی‌شناسی و کانی‌شناسی رس‌ها
۱۰۲	۱-۶-۳- نتایج آنالیز
۱۰۳	۲-۶-۳- تجزیه و تحلیل منشاء کانی‌های رسی
۱۰۶	۳-۶-۳- کانی‌های رسی در محیط‌های رسوبی
۱۰۹	۴-۶-۳- کانی‌های رسی و بازسازی اقلیم دیرینه
۱۰۹	۷-۳- ژئوشیمی رسوبی
۱۱۱	۱-۷-۳- نسبت‌های عنصری شاخص تغییرات اقلیمی گذشته
۱۱۳	۲-۷-۳- نتایج آنالیز
۱۱۹	۳-۷-۳- تغییرات نسبت‌های عنصری در توالی رسوبات تالاب آب‌آلو
۱۲۵	۸-۳- بازسازی جغرافیا و اقلیم گذشته در تالاب آب‌آلو
۱۲۶	۹-۳- بازسازی ژئومورفولوژی گذشته
۱۲۹	۱۰-۳- مقایسه با سایر مطالعات انجام شده در ایران
۱۳۰	فصل چهارم - نتیجه‌گیری و پیشنهادات
۱۳۲	۱-۴- نتیجه‌گیری
۱۳۳	۲-۴- پیشنهادات

منابع

فهرست جدول ها

صفحه	عنوان جدول
۴۱	جدول ۱-۱. خصوصیات مورفومتری تالاب آبزالو
۵۱	جدول ۱-۲. خصوصیات ژئومورفولوژیکی، زمین شناسی، اقلیم منطقه مورد مطالعه
۵۶	جدول ۱-۲. موقعیت و برخی مشخصات مغزه‌های برداشت شده
۷۵	جدول ۲-۲. حد تشخیص عناصر با روش ICP-OES
۸۱	جدول ۱-۳. داده‌های سن رادیوکربن و سن کالیبره شده
۸۸	جدول ۲-۳. میانگین پارامترهای آماری رسوبات در هر مغزه رسوبی تالاب آبزالو
۹۸	جدول ۳-۳. بقایای زیستی موجود در عمق‌های مختلف توالی رسوبات تالاب آبزالو
۱۰۱	جدول ۳-۴. کانی‌های رسی موجود در توالی رسوبات مغزه‌های مورد مطالعه
۱۱۱	جدول ۳-۵. نسبت‌های عنصری و شاخص اقلیمی و ژئومورفولوژیکی
۱۱۲	جدول ۳-۶. نسبت‌های عنصری در مغزه Az-3
۱۱۲	جدول ۳-۷. نسبت‌های عنصری در مغزه Az-5
۱۱۲	جدول ۳-۸. نسبت‌های عنصری در رسوبات سطح بستر تالاب
۱۱۲	جدول ۳-۹. میزان کمینه، بیشینه و میانگین نسبت‌های عنصری در مغزه‌ها
۱۲۷	جدول ۳-۱۰. مطالعات انجام شده در حوضه‌های داخلی و بیشینه عمق برداشت مغزه رسوبی

فهرست شکل‌ها

صفحه	عنوان شکل
۳۶	شکل ۱-۱. شماتیک توالی رویدادهای ثبت شده در رسوبات درون یک تالاب پس از یخبندان
۴۰	شکل ۱-۲. تصویر ماهواره‌ای تالاب آبزالو
۴۲	شکل ۱-۳. موقعیت محدوده تالاب آبزالو در نقشه ساختاری زاگرس
۴۵	شکل ۱-۴. نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه مقیاس ۱:۲۵۰۰۰
۴۹	شکل ۱-۵. موقعیت منطقه آبزالو در نقشه اقلیمی خوزستان
۴۹	شکل ۱-۶. موقعیت منطقه آبزالو در نقشه همباران استان خوزستان
۵۰	شکل ۱-۷. موقعیت منطقه آبزالو در نقشه همدمای استان خوزستان
۵۰	شکل ۱-۸. موقعیت منطقه آبزالو در نقشه پوشش حوضه‌های آبریز
۵۳	شکل ۱-۲. مراحل مختلف تحقیق و ارتباط آن‌ها با یکدیگر
۵۵	شکل ۲-۲. مراحل نمونه‌برداری و مغزه برداری
۵۶	شکل ۲-۳. موقعیت تالاب آبزالو و مغزه‌های برداشت شده
۵۷	شکل ۲-۴. تصویری از مغزه گیر Handy Auger برای حفاری در رسوبات مختلف
۵۷	شکل ۲-۵. نحوه مغزه‌گیری با مغزه گیر اوگر
۵۸	شکل ۲-۶. نمونه‌ای از مغزه برداشت شده و تفکیک رخساره‌های مختلف
۵۹	شکل ۲-۷. نحوه انجام عملیات مغزه‌گیری
۵۹	شکل ۲-۸. برداشت نمونه جهت ارسال به آزمایشگاه و بخش بایگانی
۶۰	شکل ۲-۹. تعداد و نوع آنالیزهای انجام شده بروی نمونه‌های برداشت شده
۶۱	شکل ۲-۱۰. فرم مشخصات رسوبات جهت مغزه‌گیری در برداشت‌های میدانی
۶۱	شکل ۲-۱۱. نمونه فرم برداشت‌های میدانی پرشده
۶۲	شکل ۲-۱۲. نمونه‌ای از خالی شدن گوج اوگر در رخساره‌های ماسه‌ای اشباع از آب
۶۲	شکل ۲-۱۳. نحوه فشردگی و ایجاد خطای عملیات صحرائی در رسوبات خشک رسی
۶۴	شکل ۲-۱۴. نمونه‌ای از ستون چینه ای ترسیم شده برای مغزه Az-4
۶۷	شکل ۲-۱۵. دستگاه الک شیکر برای دانه‌بندی رسوبات به روش مرطوب
۶۷	شکل ۲-۱۶. دستگاه التراسونیک جهت تمیز نمودن منافذ الک‌های از رسوبات دانه‌ریز
۶۸	شکل ۲-۱۷. دستگاه لیزر پارتیکل سایزر (Laser particle Sizer Analysette 22)
۶۸	شکل ۲-۱۸. دستگاه لیزر پارتیکل سایزر، حمام التراسونیک و الک شیکر مرطوب
۶۹	شکل ۲-۱۹. اصول کار دستگاه دانه‌بندی توسط لیزر
۷۱	شکل ۲-۲۰. تصویری از بینوکولار مدل Nikon
۷۲	شکل ۲-۲۱. تصویری از دستگاه SEM مدل Ziess ΣIGMA-VP (یک میلیون برابر)
۷۳	شکل ۲-۲۲. تصویری از دستگاه Siemens XRD diffraktometer D5000
۷۴	شکل ۲-۲۳. نمونه‌ای از نمودار پراش اشعه ایکس
۷۵	شکل ۲-۲۴. تصویری از دستگاه ICP OES مدل Varian 735-ES
۷۶	شکل ۲-۲۵. نمونه‌ای نتایج مربوط به کالیبره با نرم افزار OxCal
۷۷	شکل ۲-۲۶. نمونه‌ای از پارامترهای آماری ارائه شده به‌وسیله نرم‌افزار سدیمت سایز
۷۸	شکل ۲-۲۷. نمودار خوشه‌ای نسبت‌های عنصری و ارتباط ژنتیکی آنها

- شکل ۳-۱. مدل سن- عمق و میزان رسوب گذاری برای رسوبات بستر تالاب آبزالو ۸۱
- شکل ۳-۲. ستون چینه‌ای مغزه‌های برداشت شده از تالاب آبزالو ۸۵
- شکل ۳-۳. رخساره‌های شناسایی شده در توالی رسوبات بستر تالاب آبزالو ۸۶
- شکل ۳-۴. پروفیل رسوبات دریاچه‌ی و مخروط‌افکنه در مقطع طولی ۸۶
- شکل ۳-۵. تیپ رسوبات بستر تالاب آبزالو در مثلث‌های نامگذاری فولک (۱۹۷۴) ۸۷
- شکل ۳-۶. همبستگی بین میزان انحراف معیار ترسیمی جامع و میزان کج شدگی ۸۹
- شکل ۳-۷. تصویر میکروسکوپی از اکروبیا و نتوروزا ۹۴
- شکل ۳-۸. تصویر میکروسکوپی از هیدروبیالکیوتا ۹۵
- شکل ۳-۹. تصویر میکروسکوپی از آکروبیاترانکاتا ۹۶
- شکل ۳-۱۰. تصویر میکروسکوپی از بتینیاتنتاکیلاتا ۹۶
- شکل ۳-۱۱. تصویر میکروسکوپی از پسودومینوکلا ساب پیسینالیس ۹۷
- شکل ۳-۱۲. تصویر میکروسکوپی از ویویپاروس ۹۷
- شکل ۳-۱۳. تصویر میکروسکوپی از فیزافونتینالیس ۹۸
- شکل ۳-۱۴. تصویر میکروسکوپی صدف‌های موجود در توالی رسوبات تالاب آبزالو ۹۹
- شکل ۳-۱۵. ستون چینه‌ای و مطالعات میکرو بیواستراتیگرافی در مغزه AZ-5 ۱۰۰
- شکل ۳-۱۶. فراوانی نسبی کانی‌ها مختلف در مغزه‌های آنالیز شده ۱۰۲
- شکل ۳-۱۷. نوع کانی‌های رسی و تبخیری در مغزه‌های برداشت شده ۱۰۹
- شکل ۳-۱۸. تغییرات نسبت‌های عنصری در مغزه‌های برداشت شده از بستر تالاب آبزالو ۱۱۵
- شکل ۳-۱۹. آنالیز خوشه‌ای مغزه AZ-3 ۱۱۶
- شکل ۳-۲۰. آنالیز خوشه‌ای مغزه AZ-5 ۱۱۷
- شکل ۳-۲۱. آنالیز خوشه‌ای نمونه‌های برداشت شده و ارتباط ژنتیکی آن‌ها ۱۱۸
- شکل ۳-۲۲. تغییرات سطح تراز دریاچه‌های شمال افریقا و جنوب آسیا ۱۱۸
- شکل ۳-۲۳. تغییرات دمای کره زمین در طول هولوسن ۱۲۵
- شکل ۳-۲۴. نیمرخ ترسیم شده در منطقه آبزالو و شرایط ساختمانی سازندهای منطقه ۱۲۶
- شکل ۳-۲۵. دوره‌های خشک و مرطوب گزارش شده در دریاچه‌های محدوده زاگرس ۱۲۷

کشور

معدنی

اکتشافات

فصل اول

کلیات

و

شناسی

زمین

سازمان

اقلیم به عنوان میانگین دما یا بارش در یک دوره طولانی مدت به طور مداوم در حال نوسان و تغییر بوده است و ارتباط ساده‌ای بین تغییر اقلیم و واکنش‌های زیستی و فرهنگی انسان وجود ندارد (Quellet Bernier and deVernal, 2018; Petrie and Weeks, 2018). شناخت تغییرات آب‌وهوایی جهت درک ویژگی‌های محیطی زمان گذشته اهمیت دارد (Hamzeh and Farahi Ghasr- Aboonasr, 2020). تغییرات اقلیمی و مکانیسم ردیابی آن بویژه در دوران کواترنری از جمله مسائل بسیار مهمی است که توجه دانشمندان را به خود معطوف داشته است. از آنجا که امروزه بحث تغییر اقلیم یکی از مباحث اصلی و بحث برانگیز در سطح جهان می‌باشد و روز به روز بر اهمیت آن افزوده می‌شود، بنابراین آگاهی از شرایط اقلیمی گذشته می‌تواند یک منبع کلیدی برای درک تغییرات و نوسانات اقلیمی و محیطی در حال و آینده باشد. شواهد نوسان‌های اقلیمی و محیطی پلیستوسن و هولوسن در ایران از بررسی‌های واحدهای مختلف ژئومورفیک از جمله رسوبات دریاچه‌ای، پلایاها و کویرها، مورن‌های یخچالی، نموده‌های حاشیه یخچالی، گنبد‌های نمکی، رسوبات آبرفتی و همچنین تراس‌های رودخانه‌ای و دریایی استنباط شده است (صمدزاده و صمیمی هشتچین، ۱۳۹۷). بنابراین بازسازی تغییرات اقلیمی، شرایط محیطی با استفاده از پدیده‌ها ژئومورفولوژیکی گذشته می‌تواند اطلاعات ارزشمندی در رابطه با دلایل، زمان و بزرگی تغییرات اقلیم در اختیار ما قرار دهد. با توجه به این نکته که بررسی مستقیم تغییرات اقلیمی به صورت دستگامی فقط طی چند دهه گذشته امکان پذیر شده است، نشانگرهای تغییرات اقلیم گذشته (داده‌های ژئوشیمیایی آلی و معدنی، داده‌های گرده‌های گیاهی، شواهد ژئومورفولوژیکی، دیرینه‌شناسی، روش‌های رسوب‌شناسی و ایزوتوپی) می‌توانند درک بهتری از تغییرات اقلیمی در دوران گذشته و دلایل آن در اختیار ما قرار دهند. در سطح جهانی نشانگرهای حساس به تغییرات اقلیمی و محیطی در محیط‌های طبیعی متنوع مانند یخچال‌ها، حلقه‌های تنه درختان، مرجان‌ها، مغزه‌های یخی، رسوبات غارها، تورب‌زارها، گرده‌های گیاهی و رسوبات دریایی و دریاچه‌ها از مهم‌ترین بایگانی‌ها برای مطالعات محیط‌های دیرینه هستند و کیفیت مطالعات انجام شده نیز به کیفیت این بایگانی‌ها بستگی دارد (Martinez-Ruiz et al., 2015; Damnati et al., 2016; Brisset et al., 2018). در طول دور هولوسن (از حدود ۱۱۷۰۰ سال پیش) (Walker et al., 2018, 2019) به منظور آشکار کردن خصوصیات ثبت شده در رسوبات دریاچه‌ای از مولفه‌های متعددی از قبیل رسوب‌شناسی (تغییر در ماهیت رسوبات)، چینه‌شناسی، ژئوشیمی‌رسوبی، کانی‌شناسی، پالئواکولوژیکی (دیاتوم‌ها، اوستراکودها، صدف‌ها)، گرده‌های

گیاهی، داده‌های باستان‌شناسی و تغییرات نرخ رسوبگذاری استفاده می‌شود (Paik and Kim, 2006;)
(Asikainen et al., 2006; Damnati et al., 2016).

رسوب‌شناسی: شواهد رسوب‌شناسی محیط‌های بسته می‌توانند یکی از مهم‌ترین ابزارها برای شناسایی دوره-های اقلیمی و تغییرات محیط‌های رسوبی باشند (Kwak et al., 2016) و ممکن است حاوی رکوردهای رسوب‌شناسی و ژئوشیمیایی با میلیون‌ها سال سن باشد (Abdi et al., 2018). با استفاده از مغزه‌های رسوبی می‌توان ستونی عمودی از رسوبات تالابی یا دریاچه‌ای را برداشت نمود که معرف رسوب‌گذاری در دوره‌های مختلف اقلیمی است. مطالعه رسوبات دریاچه‌ها به دلیل منافع اقتصادی، منابع معدنی و بررسی محیط‌های رسوبی دیرینه که در رسوبات بستر ثبت شده است، در دهه‌های اخیر، به طور جدی مورد توجه قرار گرفته است (Kilic and Kilic, 2010; Legler et al., 2011; Solotchina et al., 2012; 2014; Roop et al., 2014). حوضه‌های دریاچه‌ای الگوهای شاخصی از نظر مکانی و زمانی دارند (Gierlowski-Kordesch and Kelts, 1994, 2000) و نگاشت‌های ارزشمندی از تاریخچه فیزیکی و شیمیایی ارائه می‌دهند (e.g., Hardie et al., 1978; Smoot and Paik and Kim, 2006;) نظر گرفت (Paik and Kim, 2006;)
(Maghsodi and Rahimi, 2018).

ژئومورفولوژی: یکی از روش‌های بررسی چنین تغییراتی باشناسی اشکال سطحی است. آگاهی از سرگذشت و چگونگی تحول مورفولوژی زمین، از دیرباز ذهن بسیاری از دانشمندان علوم زمین را به خود مشغول ساخته و این کار با شواهد ثبت شده در حافظه تاریخی زمین امکان‌پذیر است. سازگاری با تغییرات اقلیمی در مقیاس منطقه‌ای غالباً به درک ماهیت پاسخ‌های ژئومورفولوژیکی به این تغییرات بستگی دارد (Harrison et al., 2019). حاکمیت و استمرار هر اقلیمی بر منطقه، سبب عملکرد یک سیستم شکل‌زایی در آن منطقه می‌شود به بیان دیگر تنوع انواع فرم‌های کاوشی و تراکمی واقع در دریاچه‌ها، تالاب‌ها و رسوبات اطراف آن‌ها، نشان از تعویض تناوبی سیستم‌های شکل‌زایی در طی فازهای سرد و گرم کواترنری دارد. لذا آنچه به عنوان پدیده‌های ژئومورفولوژی در سطح خارجی پوسته برجای می‌ماند به عنوان میراث اقلیمی گذشته می‌تواند به صورت کلیدی در حل معمای تحولات و تغییرات آن محیط بکار گرفته شود. در ایران قلمرو کواترنری با تنوع اشکال ژئومورفیک دیرینه نشان از حاکمیت فازهای مختلف سرد و گرم اقلیمی کواترنری، تغییر بیلان ماده و انرژی در سطوح مختلف ژئومورفیک دارند. شرایط اقلیمی در ایران تحت حاکمیت سیستم‌های فشار و سیکلون‌های

غربی، سیبری و مانسون های جنوب شرق قرار دارد (حمزه، ۱۳۹۵). در طول دوران کواترنری این سیستم‌ها تا حدودی موقعیت و شدت آن‌ها تغییر کرده و اثرات آن بر روی اقلیم و مورفولوژی ایران تاثیر گذاشته است. از این رو بازسازی این تغییرات و شناسایی شواهد تغییرات اقلیمی ضروری است. شواهد ژئومورفولوژیکی پهنه های داخلی ایران نشان می‌دهد که تغییرات قابل توجهی در اوضاع اقلیمی و طبیعی این مناطق در طی دوره کواترنری روی داده است. از این رو دربردارنده آثار و شواهدی از تغییرات سطح اساس (اقلیمی و زمین ساختی) است. همچنین، بررسی زمین شناسی دریاچه‌های عهد حاضر، حاکی از آن است که وسعت این دریاچه ها در گذشته بسیار زیادتر از امروز بوده است (درویش زاده، ۱۳۷۱).

کانی‌های رسی: یکی دیگر از روش‌های مطالعه تغییرات اقلیمی در طول کواترنری و بویژه هولوسن مطالعه کانی‌های رسی در مغزه‌های رسوبی برداشت شده از بستر تالاب‌ها و دریاچه‌ها می‌باشد. از آنجا که تغییر اقلیم در صورت افزایش درجه حرارت و شوری، می‌تواند بر ترکیب کانی‌شناسی رسوبات رسی یک منطقه تأثیر فراوانی داشته باشد، با توجه به تغییرات رطوبت در طول دور هولوسن میانی و پایانی (مقصودی و همکاران، ۱۳۹۲)، رسوبات دریاچه‌ای دستخوش تغییرات زیادی شده‌اند که شناخت کانی‌ها و منشاء رسوبات این مناطق منجر به ارائه داده‌های دقیقی از تغییرات در دوران گذشته شده است ترکیب رسوبات آواری عمدتاً تحت تاثیر ماهیت سنگ مادر و فرایندهای رسوبی در طول حمل و نقل در درون حوضه رسوبی قرار دارد. از این رو تغییرات مکانی و زمانی در طول ته نشین شدن را می‌توان با مطالعات کانی شناسی و ژئوشیمی رسوبات درک کرد و مطالعات متعدد آن‌ها وسیله‌ی برای درک منشا رسوب مورد استفاده قرار می‌گیرد (Gregorio et al., 2013). کانی‌های موجود در رسوبات می‌تواند برای نحوه تشکیل رسوبات (Graham and O'Green, 2010)، مدیریت صحیح زمین‌های خشک و مرطوب (O'Geen et al., 2008) و بازسازی شرایط محیط‌های قدیمی (Kwak et al., 2016) مورد استفاده قرار گیرند. کانی‌های رسی در محیط‌های گرم و مرطوب با تجزیه شیمیایی بالا، جهت شناسایی تغییرات آب و هوایی و در محیط‌های سرد بعنوان عامل شناسایی منشا رسوبات بسیار کارآمد است (Opitz et al., 2016; Brisset et al., 2018). با تغییر در میزان و نوع هوازدگی، تغییر منشا رسوبات در اثر تغییرات اقلیمی و یا تغییر در سطح تراز دریاچه‌ها، کانی‌های رسی به عنوان عامل حساس عمل کرده و این تغییرات را ثبت می‌کند (Song et al., 2017). نوع کانی‌های رسی به نوع سنگ منشا، شرایط محیط هوازدگی و فرایندهای فعال اقلیمی حاکم بر منطقه و رسوب‌گذاری وابسته است (Meunier, 2005; Fagel, 2007). همچنین شدت هوازدگی و تغییرات در طول زمان رسوبگذاری از عوامل موثر در نوع کانی رسی می‌-

باشد. برخی از محققین اظهار می دارند که تفسیر آب و هوای قدیمی از روی کانی‌های رسی بعلت انتقالات مکانیکی مناسب نیست (Thiry, 2000). در حالی که برخی دیگر از محققین بر این عقیده اند که از تغییر شکل کانی‌های رسی و تنوع کانی‌های رسی می‌توان به تغییرات آب و هوایی و شدت هوازدهی پی برد (Manafi, 2010). بنابراین وجود کانی‌های رسی در شرایطی غیر از شرایط مناسب تشکیل آنها، اشاره بر تغییرات محیطی دارد. بطور کلی در عرض‌های جغرافیایی یکسان تغییر در پراکندگی کانی‌های رسی در مغزه‌ها، به عنوان تغییر در شرایط اقلیمی غالب در مناطق قاره‌ای (Savage, 2013; Akarish and El-Gohary, 2014) و تغییر متوالی در سطح آب تفسیر می‌شود. البته باید در نظر داشت ارتباط بین شاخص‌های اقلیمی و تشکیل کانی‌های رسی همیشه صحیح نیست (Fagel, 2007). در بازسازی اقلیم دیرینه براساس کانی‌شناسی رس‌ها، فرضیاتی مانند وجود منشا آواری، عدم تحمل دگرسانی‌های دیاژنتیک، مشخص بودن ناحیه منشا و محصولات ثانویه حاصل از هوازدهی قاره‌ای را در نظر گرفت (Fagel, 2007). وجود منشاها متعدد و فرایندهای حمل متفاوت، سبب دشوار شدن شناسایی ارتباط تغییرات کانی‌های رسی با شاخص‌های اقلیمی می‌شود. لذا تفسیر تغییرات اقلیم گذشته بر پایه کانی‌شناسی رس ممکن است دچار چالش‌های بسیار پیچیده و مشکل باشد (Chamley, 1989; Thiry, 2000; Fagel, 2007).

ژئوشیمی رسوبی: از روش‌های دیگر تحلیل محیط و اقلیم دیرینه بررسی تغییرات آنومالی عناصر در طول مغزه‌های رسوبی برداشت شده است. با توجه به اینکه ترکیب و میزان عناصر به شرایط محیطی حساسند (Sai, 2004). تا حدی که برخی از عناصر شرایط محیطی خاصی را گزارش می‌کنند. به دلیل تغییر در شرایط رسوبگذاری در طی زمان و تاثیر عوامل مختلف از قبیل اقلیم، زمین شناسی بالادست، ترکیب شیمیایی محیط رسوبگذاری و غیره؛ پراکندگی عناصر مختلف در طی زمان تغییر پیدا خواهد کرد. استفاده از شاخص ژئوشیمی عناصر برای تعیین اقلیم و نوع محیط رسوبی اخیراً به دلیل پیشرفت‌های فنی مانند اسکنرهای اصلی اشعه ایکس فلورسانس (XRF) افزایش یافته و منجر به ارائه نتایج ارزنده‌ای شده است. ژئوشیمی عناصر به خوبی می‌تواند نشان دهنده شرایط دما و بارش باشد. عناصری چون منیزیم، استرانسیوم و منگنز تحت شرایط خاص اقلیمی در شبکه کریستالی جانشین عناصری چون کلسیم می‌شوند (Moosavian et al., 2019). همچنین ژئوشیمی عناصر اصلی و عناصر فرعی برای تعیین میزان دگرسانی، تعیین رخدادها و شرایط دیاژنزی حاکم بر محیط و شرایط تشکیل رسوب مفید است (Cullers and Podkovyrov, 2002; Sinha et al. 2006; Roy et al., 2010; Gallala et al., 2009; Saha et al., 2010).

رسوبات دریاچه‌ای: توان فوق‌العاده‌ای در ثبت وقایع اقلیمی و محیطی با حساسیت و وضوح بالا و میزان تفکیک‌پذیری بسیار زیاد دارند. بنابراین، رسوبات دریاچه‌ای را می‌توان مناطقی برای تشخیص محیط‌های دیرینه در نظر گرفت (Paik and Kim, 2006). با توجه به اینکه تغییرات رسوب‌گذاری در ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی رسوبات بازتاب پیدا می‌کند لذا می‌توان از آن برای پی بردن به فرایندهای رسوبی و محیط‌های رسوبی قدیمی نیز استفاده کرد (Cohen, 2003; Sinha et al., 2006; Kirillin and Shatwell, 2016). رسوبات دریاچه‌ای علاوه بر متابولیسم خود دریاچه، از حمل مواد رسوبی بالادست حوضه توسط رودخانه‌ها تشکیل می‌شود، می‌تواند منشا رسوبات و شرایط محیطی اطراف دریاچه را نیز نشان دهد. تالاب‌ها و دریاچه‌ها را می‌توان مناطق ارزشمندی جهت ثبت رخداد‌های اقلیمی نظیر ترسالی و خشکسالی‌ها دانست بطوری که بررسی و یافتن اتفاقاتی که در این محیط‌ها رخ داده است می‌تواند جهت شناسایی و پیش‌بینی اتفاقات آینده راهگشا باشد. رسوبات بستر دریاچه‌ها به عنوان شاخص‌های حساس از اقلیم‌های محلی (Solotchina et al., 2014;) (Roop et al., 2014; Brisset et al., 2018) دلیل ورود حجم بالای رسوبات و در نتیجه وجود نرخ بالای رسوبگذاری امکان ثبت تغییرات اقلیمی و محیطی با دقت بالا فراهم می‌شود (Hamzeh and Farahi Ghasr-). اگرچه داده‌های دیرینه اقلیمی کمی مناسب، می‌توانند از بقایای گیاهی و جانوری بدست آیند (Leopold and Clay-Poole, 2001; Utescher and Mosbrugger, 2007)، اما این رویکردها تصویری فوری از محیط‌های گذشته ارائه می‌دهد و در بسیاری از مواقع ایجاد گپ‌ها اقلیمی یا از بین رفتن این بقایا داده‌های بدست آمده پیوستگی لازم را ندارند. با این وجود، رسوبات دریاچه‌ای امکان ثبت داده‌های دیرینه اقلیمی طولانی مدت و نسبتاً پیوسته همراه با ضریب تفکیک زمانی را فراهم آورده است (Retallack et al., 2004; Sheldon and Retallack, 2004; Retallack, 2007). لذا مطالعه تاریخچه رسوبگذاری در دریاچه‌ها یکی از روش‌های مهم در درک شرایط هیدرولوژیکی و آب و هوای گذشته در مناطق خشک و نیمه‌خشک می‌باشد (Last and Ginn, 2005). در سرزمین خشک و نیمه‌خشک ایران بدلیل ویژگی‌های اقلیمی خاص و میزان بارش سالانه نسبتاً پایین، دریاچه‌های متعددی وجود دارند که از نظر زیست محیطی، زمین‌شناسی، اقلیم، جغرافیا و اکولوژی دیرینه از اهمیت فوق‌العاده‌ای برخوردارند (داودی و همکاران، ۱۳۹۳؛ Brisset, 2018).

از آنجایی که آب موجود در سطح زمین بخش مهمی از سیکل هیدرولوژیکی آب بوده و از این جهت بررسی تغییرات آن در طول زمان حائز اهمیت می‌باشد. دریاچه‌ها و تالاب‌ها بخشی از آب سطحی زمین می‌باشند و مدیریت آنها قسمتی از مدیریت منابع آب زمین محسوب می‌گردد (Jawak et al., 2015). بدست آوردن

اطلاعات قابل اعتماد از پراکنش و پایش منابع آبی در گذشته، حال و آینده، حائز اهمیت می‌باشد (Du et al., 2012). تحلیل محیط‌های رسوبی، وقایع محیطی و فرآیندهای شکل‌زای می‌تواند اطلاعات مفیدی از نوع اقلیم، فرآیندهای فعال دوره‌های مختلف، شرایط حمل و نقل و ته نشین شدن مواد رسوبی و نیز، عمق محیط رسوبی در اختیار قرار دهد. با استفاده از الگوی تغییرات اقلیمی گذشته شرایط آبی اقلیمی و محیطی منطقه را تا حدی پیش بینی نمود. این تحقیق در راستای گسترش دانش فنی بر روی چشم اندازهای کوتاه‌تری بویژه هولوسن با استفاده از مغزه‌های رسوبی در تالاب آب‌زالی، انجام خواهد شد. نتایج این مطالعات این قابلیت را در اختیار مدیران و برنامه ریزان اجرایی قرار می‌دهد تا برنامه ریزی‌های آبی خود را با دقت و اطمینان بیشتری به اجرا در آورند. در واقع با مطالعات دیرینه اقلیم هولوسن و تعیین دوره‌های کم آبی و خشک در منطقه زاگرس جنوبی، تاثیر مدیریت ناکارآمد و یا اثر تغییر اقلیم در شرایط فعلی تالاب ها و دریاچه‌های زاگرس روشن خواهد شد. با تطبیق توالی رسوبات در زاگرس (پهنه ایزده) با توالی‌های رسوبات تسایر دریاچه‌ها در فلات ایران مرکزی می‌توان اختلاف رفتار این دو محیط در دوره‌های مختلف کوتاه‌تری را بازسازی و شناسایی کرد.

۱-۲- اهداف پژوهش

مطالعات جامع پایه در زمینه نحوه و زمان حدودی تشکیل تالاب، ژئومورفولوژی و فرم‌های تشکیل شده در محیط‌های رسوبی حال و زمان گذشته، مطالعات مربوط به منشاء رسوبات و نیز ارتباط تولید رسوب با جنس سازند زمین شناسی منطقه، که با بررسی توالی‌های رسوبی بستر دریاچه با استفاده از مغزه‌های رسوبی عمیق میسر می‌گردد، انجام نشده است. با توجه به اینکه یافتن محیط مناسب در زاگرس بدلیل فراوانی رسوبات دانه درشت آواری جهت نمونه برداری عمیق بسیار مشکل است، لذا با مطالعه رسوبات بستر تالاب آب‌زالی می‌توان شرایط هیدرولوژیکی و ژئومورفولوژیکی خاصی که بر این دریاچه در گذشته حاکم بوده است را تعیین نمود. علاوه بر آن الگوی تغییرات دوره‌های پرآبی و کم‌آبی این دریاچه را در گذشته بازسازی نمود. این موضوع که تاریخچه رسوبی، اقلیمی و هیدرولوژی دریاچه به چه صورت بوده است، یکی از مسائل مهمی است که فهم آن نیازمند مطالعه رسوبات بستر تالاب آب‌زالی می‌باشد. لذا این پژوهش برآن است به بررسی شرایط اقلیمی، محیطی، شرایط هیدرولوژیکی و فرآیندهای شکل‌زای تالاب آب‌زالی در گذشته بپردازد. انجام مطالعات پالئوژئومورفولوژی، تعیین تاریخچه تغییرات دیرینه در این دریاچه و الگوی تغییرات دوره‌های پرآبی و کم‌آبی این دریاچه در گذشته، می‌تواند به درک بهتر عوامل موثر تغییرات اقلیمی در زاگرس چین‌خورده و روند

تغییرات سطح آب در دوره‌های گذشته آن کمک نماید، تا با استفاده از روندیابی این تغییرات بتوان نسبت به تحلیل شرایط کنونی و تحولات آینده آن اقدام کرد و آن را بعنوان شاخص و الگویی برای بسط این مطالعات در سایر مناطق کشور ارائه داد. هدف کلی این پژوهش می‌توان به، بررسی و بازسازی سیر تحولات طبیعی گذشته در منطقه که سرانجام منجر به شکل‌گیری محیط‌های کنونی شده است، بررسی نرخ رسوبگذاری در دریاچه و بازسازی شرایط اقلیمی هولوسن و مقایسه اثر نشانگرهای مختلف اقلیمی با یکدیگر در طول دوره مطالعه اشاره کرد.

۳-۱- سابقه انجام تحقیق

۱-۳-۱- پیشینه مطالعات خارجی

به منظور آگاهی از یافته‌های علمی موجود در زمینه مفاهیم و متغیرهای مورد مطالعه در این پژوهش، لازم است مروری بر مطالعات انجام شده در این زمینه شود. تاکنون مطالعات زیادی بر روی دریاچه‌ها با هدف مطالعه دیرینه اقلیم در دنیا انجام شده است، از آن جمله می‌توان به مطالعات کانی‌شناسی و ژئوشیمی عنصری و ایزوتوپی اشاره نمود (Lowenstein et al., 1998) و عده‌ای از روی محتوای فسیلی و ویژگی‌های بیولوژیکی (Wasylikowa et al., 2006) و یا با مطالعات گرده‌شناسی (Stevens et al., 2006) به آب و هوای گذشته پی می‌برند. ابزاری که در همه موارد مشترک و ضروری است، وجود مغزه‌های سالم و دست نخورده یا پادگانه‌های دریاچه‌ای می‌باشد (صالحی‌پور میلانی، ۱۳۹۰). از جمله مطالعات مهم انجام گرفته در خصوص بازسازی جغرافیا و اقلیم و شرایط رسوبی گذشته می‌توان به نشانگرهای زیستی (Eglinton and Eglinton, 2008; Kim et al., 2010; Rampen et al., 2012, 2014; Rontani et al., 2013; Schouten et al., 2013; Pearson, 2012; Wit et al., 2013; Henkes et al., 2014; Levin et al., 2014; Weijers et al., 2014)، ایزوتوپ‌های پرتوزا (Frank, 2002; Bayon et al., 2009; Garçon et al., 2014)، مجموعه‌های میکروفسیل (Cleroux et al., 2013; Evans et al., 2013)؛ اندازه ذرات رسوبی (McCave and Hall, 2006; Garzanti et al., 2009; deGelleke et al., 2013)؛ نسبت‌های عنصری (Tribovillard et al., 2006; Calvert and Pedersen, 2007) اشاره کرد. از مهم‌ترین مطالعاتی که در خصوص بازسازی جغرافیا، اقلیم و شرایط رسوبی گذشته در مناطق مختلف دنیا انجام شده است می‌توان به موارد زیر اشاره کرد.

مایرس^۱ (۱۹۹۳) به بررسی ژئوشیمی رسوبات دریاچه‌ای با هدف کشف فرآیندهای دیاژنتیکی حاکم بر منطقه و جغرافیای دیرینه آن پرداخت.

کیرستن^۲ (۱۹۷۷) با بررسی اندازه متوسط ذرات در دریاچه اونز در جنوب شرق کالیفرنیا نشان داد تغییرات اندازه ذرات رسوبی در داخل مغزه بازتابی از شرایط اقلیمی است. رسوب‌های نسبتاً درشت (متوسط قطر ذرات ۱۵ میکرومتر) در مغزه نشان‌دهنده زمانی است که سطح اساس دریاچه پایین است و در مقابل رسوب‌های ریزدانه (متوسط قطر ذرات ۵ میکرومتر) نشان‌دهنده زمانی است که سطح آب دریاچه بالاست. سلینا^۳ (۱۹۹۸) نوسان‌های اقلیمی در جنوب آلبرتای کانادا را با انجام آزمایش دانه‌بندی روی ذرات رسوبی دریاچه پین^۴ بررسی کرد. نتایج این پژوهش نشان داد کاهش انرژی رواناب، موجب انباشته شدن ذرات رسوبی ریزدانه، مانند سیلت و رس، در قسمت‌های پایینی مغزه شده است کاهش چشمگیر اندازه متوسط ذرات در سال‌های ۱۹۶۰، ۱۹۸۰ و اواخر سال‌های ۱۹۲۰ تا ۱۹۳۰ میلادی، ارتباط نزدیکی به دوره‌های خشکسالی در چمنزارهای کانادا دارد همچنین محتمل‌ترین توضیح برای تغییرات در اندازه دانه‌ها، تنوع در قدرت جریان ورودی و خروجی در دریاچه پین است (مقصودی و همکاران، ۱۳۹۲).

یشیلی و وود^۵ (۲۰۰۲) محیط‌های رسوبات تبخیری را از جنبه‌های تامین نمک و فرآیندهای هیدرولوژیکی، مورد مقایسه قرار داده‌اند. در نظر ایشان پهنه‌های رسی، پلایاها، سبخاها، نمک‌زارهای باتلاقی، دریاچه‌های نمک و پهنه‌های نمکی همگی به لحاظ سامانه‌های هیدرولوژیکی رفتار یکسانی دارند و تفاوت آن‌ها در شرایط پیرامونی می‌باشد.

سای^۶ (۲۰۰۴) با استفاده از تحلیل‌های آماری و تحلیل عاملی و تحلیل خوشه‌ای، به طبقه‌بندی اقلیمی دیرینه در رسوبات یک دریاچه در کانادا اقدام کرد. داده‌های مورد استفاده او میزان عناصر اصلی و فرعی رسوبات با آزمایش‌های ژئوشیمیایی بود.

پارکر^۷ و همکاران (۲۰۰۶) رسوب‌شناسی دریاچه اوافی در جنوب شرقی عربستان نشان‌دهنده کاهش بارندگی و افزایش خشکسالی در ۶۲۰۰، ۵۹۰۰ و ۵۶۰۰ قبل از میلاد است.

¹ Mayrs

² Kristien

³ Cleina

⁴ Pine

⁵ Yechielei-wood

⁶ Sai

⁷ Parker

فیلیپلی^۱ و همکاران (۲۰۰۶) با بررسی رسوبات دریاچه‌ای به شناخت تأثیر تغییرات اقلیمی و اکولوژیکی بر مواد موجود در خاک پرداختند. آن‌ها به این نتیجه رسیدند که تأثیر دوره‌های یخبندان بر تغییرات اکولوژیکی منطقه عامل مهمی در تغییر ساختار خاک است.

لاوارانس^۲ و همکاران (۲۰۰۶) با انجام مطالعات چندگانه، شرایط اقلیمی شرق آفریقا از ۳۰ هزار سال قبل

تاکنون را بازسازی کردند، که از ۳۰۰۰۰ تا ۲۲۰۰۰ سال قبل اقلیمی سرد و خشک و ۲۱۰۰۰ تا ۳۰۰۰ سال قبل دوره سرد و مرطوب که متوسط دما این دوره بین ۲ تا ۲/۱ درجه سلسیوس پایین تر از دمای امروزی بوده است، ولی در همین دوره دو فاز گرم و مرطوب به طور ناگهانی دوره مذبور را قطع کرده است. از ۱۲۵۰۰ تا اوایل هولوسن یعنی ۸۳۰۰ سال قبل درهم ریختگی اقلیمی وجود داشته است بعد از این دوره در اوایل هولوسن یعنی حدود ۹۳۰۰ سال قبل و ۵۲۰۰ سال قبل دو فاز خشکسالی همچنین فاز خشک دیگری در حدود ۲۰۰۰ سال قبل نیز در منطقه مشاهده شده است (مقصودی و همکاران، ۱۳۹۲).

مطالعات چن^۳ و همکاران (۲۰۰۸) نشان دادند که اغلب دریاچه‌های آسیای خشک مرکزی شامل دریاچه بوستن، بایان نور دریاچه جویان، گون نور و در اوایل هولوسن (پیش از ۸۰۰۰ سال قبل) کاملاً خشک و یا بسیار کم عمق بوده‌اند.

باومهاور و رانگ^۴ (۲۰۰۹) در تحقیقات خود که آن را تحت عنوان «تاریخچه محیط‌های دیرینه هولوسن صحرای مرکزی آفریقا» منتشر کردند، سه دوره مرطوب (۶۵۰۰ - ۱۰۰۰۰ سال قبل)، دوره گذار (۵۵۰۰ - ۶۵۰۰ سال قبل)، و شرایط پایدار فراخشک (۵۰۰۰ سال قبل تاکنون) را براساس مطالعه مغزه‌ها و رسوبات سطحی در شمال شرق نیجر و غرب چاد و جنوب لیبی و الجزایر شناسایی کردند. ایشان بیان داشتند که رسوبات پلایا و دریاچه‌ای با توجه به لایه‌بندی ظریف، تاریخچه‌ای با قدرت تفکیک بالای زمانی را به نمایش می‌گذارند.

پاول^۵ و همکاران (۲۰۱۰) با بررسی تغییرات دیاتوم مغزه رسوبی تاریخ گذاری شده (^{14}C) دریاچه قطب شمالی TK-2 در توتاوتوت کانادا، نشان دادند که اقلیم هولوسن اولیه (در ۷۰۰۰ سال قبل از میلاد) در دریاچه مزبور نسبتاً گرم تر بوده است. اما یک کاهش شدید و کوتاه مدت دیاتوم در بین ۶۵۵۰ و ۶۵۰۰ سال قبل از میلاد

¹ Filippelli

² Lawrence

³ Chenm

⁴ Baumhauer and Runge

⁵ Paul

تغییر قابل توجهی در یک مجموعه دیاتوم پیچیده‌تر که در این زمان شامل گونه‌های اسید دوست شده‌اند رخ داده است. این تغییر ترکیبی احتمالاً نشان دهنده از دست دادن طبیعی و طولانی مدت شرایط قلیایی دریاچه و ظهور دوره حداکثر حرارتی هولوسن، منطبق با دوره گرم این منطقه است.

ونمان^۱ و همکاران (۲۰۱۰) به طور کیفی تغییرات اقلیمی و پوشش گیاهی دو دوره دیر یخبندان و هولوسن حوضه تسوکار را با استفاده از گرده‌شناسی، رسوب‌شناسی و مدارک ژئومورفولوژی بازسازی کردند. نتایج آنها نشان داد که مناطق اطراف حوضه تسوکار نسبت به دریاچه‌های تبت که بیشتر در شمال واقع شده حساسیت بیشتری به تغییرات در شدت مانسون‌ها دارند.

پیکارسکی^۲ و همکاران، (۲۰۱۵) با مطالعه یک مغزه عمیق، بازسازی پانزده‌هزار سال گذشته در فلات آناتولی و وجود شرایط سرد و خشک با پوشش گیاهی استپی را در این منطقه نشان دادند.

کوماتسو^۳ و همکاران (۲۰۱۵) با استفاده از شواهد ژئومورفولوژیکی و رسوب‌شناسی در دوره دیر یخبندان نوسانات سطح دریاچه حوضه قره قل، در شمالی‌ترین قسمت پامیر شرقی را بازسازی کردند.

زویسکا^۴ و همکاران (۲۰۱۵) با استفاده از نتایج چند شاخص (گرده‌شناسی، رسوب‌شناسی، ترکیب شیمیایی و فسیل‌شناسی) به صراحت نشان دادند که محرک اصلی تغییر در اکوسیستم‌های آبی و خشکی، همچنین فرایندهای ژئومورفولوژی در حوضه لهستان شرقی آب‌وهوا بوده است.

مطالعات لوو^۵ و همکاران (۲۰۱۵) مطالعه‌ای در مورد ژئوشیمی رسوبات هولوسن میانی در قسمت جنوبی دریای زرد انجام دادند. در این مطالعه از عناصر اصلی، عناصر کمیاب خاکی و ترکیبات موجود در رسوبات دریای زرد برای بازسازی تغییرات اقلیمی و فرسایش در بخش جنوبی استفاده کردند. آنها با مقایسه نسبت آلومینیوم به کلسیم، پتاسیم به کلسیم، آلومینیوم به سدیم، پتاسیم به سدیم، ردیوم به استرانسیوم، لیتیوم به باریوم، تغییرات اقلیمی را نشان دادند.

هو و یانگ^۶ (۲۰۱۶) شواهد ژئومورفولوژیکی و ژئوشیمیایی بیابان Badain Jaran را در چین به منظور شناخت ساختار و تغییرات فرایندهای فعال در سطح زمین بررسی کردند. آنها با ذکر موقعیت ویژه این بیابان

¹ Wünnemann

² Pickarski

³ Komatsu

⁴ Zawiska

⁵ Liu

⁶ Hu and Yang

نمونه‌هایی از رسوبات این منطقه را مورد آنالیز XRD و XRF و همچنین دانه سنجی قرار دادند. نتایج نشان داد اکثر رسوبات حاصل فرسایش ارتفاعات اطراف این بیابان بوده و رسوبات لس منشأ خارجی داشته است. دو^۱ و همکاران (۲۰۱۸) در پژوهشی شواهد ژئوشیمیایی فلات تبت را بررسی نموده و کانی‌های اصلی آن را مشخص کردند و برخی عناصر را با منشأ داخلی و برخی را نیز با منشأ خارجی دانستند. در پایان آن‌ها انجام روش‌های ژئوشیمیایی را بسیار دقیق دانسته و در منشأیابی بسیار مفید و موثر معرفی نمودند.

شرودر^۲ و همکاران (۲۰۱۸) مطالعه‌ای را در زمینه بازسازی شرایط محیطی و اقلیمی هولوسن در دریاچه مادینا در جنوب اسپانیا انجام داد. این مطالعه چند منظوره شامل مطالعات رسوب‌شناسی، ژئوشیمی رسوبی و شناسایی موادمعدنی و بیولوژیکی است. تجزیه و تحلیل‌های مرتبط با تکامل مورفولوژی دریاچه نشان‌دهنده چندین دوره از تغییرات سریع اقلیمی است که شامل دوره‌های اقلیمی گرم و خشک و کاهش شدید دما است.

دنیل^۳ و همکاران (۲۰۱۸) در تحقیقی رسوبات کواترنری دره می‌سی‌سی‌پی را بررسی و منشأیابی نمودند. آن‌ها برای این کار از روش آنالیز ژئوشیمیایی XRD و XRF استفاده نموده و ماهیت رسوبات این منطقه را تحلیل نمودند و آنالیز ژئوشیمیایی را در این زمینه بسیار موثر دانستند.

کیژور^۴ همکاران (۲۰۱۹) در دریاچه پیکوت در بخش جنوبی هند که به بازسازی شرایط محیطی با ژئوشیمی مواد آلی پرداخته‌اند.

از مطالعات متعددی که به منظور شناسایی نوع کانی‌های رسی، تعیین منشأ آنها و بررسی آب و هوای دیرینه انجام شده است می‌توان به مطالعات لیو^۵ و همکاران (۲۰۱۹) در خصوص کانی‌های رسی موجود در رسوبات رسوبات هولوسن منطقه همودو استان ژجیانگ^۶ چین اشاره کرد که نتایج بررسی آنها حاکی از غالب بودن کانی ایلیت (حدود ۵۷ درصد)، اسمکتیت (حدود ۲۶ درصد) و مقدار کمی کائولینیت و کلریت می‌باشد. منشأ احتمالی کائولینیت و کلریت لس‌های بادی، منشأ اسمکتیت سنگ‌های آتشفشانی و منشأ ایلیت افزایش مقدار رطوبت و بارندگی در اثر تغییرات اقلیمی معرفی شده است.

¹ Du

² Schröder

³ Daniel

⁴ Kizhur

⁵ Liu

⁶ Zhejiang

مطالعه دیگری در راستای بررسی تکامل هیدروگرافی دریای آلبوران^۱ (مدیترانه غربی) با مقایسه برداشت‌های مختلف با استفاده از چندین مولفه توسط کاتال^۲ و همکاران (۲۰۱۹) انجام شده است. نتیجه بررسی‌ها به ارتباط تنگاتنگ گردش آتلانتیک شمالی با الگوهای آب‌های سطحی در مدیترانه اشاره شده است و به نقش مهم این ارتباط در کنترل اقلیم هولوسن در این منطقه تاکید شده است.

در مطالعه دیانتو^۳ و همکاران (۲۰۱۹) جهت بازسازی اقلیم دیرینه در دریاچه سنتاروم^۴، غرب کالیمانتان^۵ اندونزی با استفاده از کانی‌های رسی در یک مغزه ۷۰ سانتی متری حاکی از وجود شرایط اقلیمی سرد و خشک و سپس گرم و مرطوب است.

بازسازی شدت هوازدگی شیمیایی در حوضه رودخانه مکونگ چین در طول آخرین دوره یخچالی مطالعه‌ای است که توسط جیواران گورانکول^۶ و همکاران (۲۰۱۹) انجام شده است. در این مطالعه با استفاده از کانی‌های رسی، شدت هوازدگی شیمیایی را در طول ۳۰ هزار سال گذشته، قابل ملاحظه توصیف کرده‌اند و آنرا تحت کنترل موسمی‌های تابستانه شرق آسیا معرفی نموده‌اند. در ایران نیز مطالعاتی هرچند محدود در خصوص کانی‌های رسی و تغییرات آب و هوایی انجام گرفته است.

احمدشاه^۷ و همکاران (۲۰۲۰) در دریاچه مرتفع ولور در بخش غربی هیمالیا در کشمیر هند با استفاده از شواهد رسوب‌شناسی و ژئوشیمی رسوبی به بازسازی ژئومورفولوژی گذشته این دریاچه پرداخته‌اند.

۱-۳-۲- پیشنهاد مطالعات داخلی

بررسی تغییرات اقلیمی ثبت شده در توالی‌های رسوبی محیط‌های دریاچه‌ای ایران با استفاده از آزمایش‌های دقیق دستگاهی، پیشنهادی چندانی ندارد (Kehl, 2009). جهت پایش تغییرات اقلیمی و تغییرات فصول بارش مرتبط با بارش‌های زمستانه مدیترانه‌ای، مطالعات نسبتاً زیادی در غرب، شمال غربی و جنوب غربی ایران انجام گردیده است. این مطالعات اغلب در محیط‌های دریاچه‌ای شامل دریاچه خزر (Leroy et al., 2013)، ارومیه (Bottema, 1986; Kelts and Shahrabi, 1986; Djamali et al., 2008)، نئور (Sharifi et al., 2015)، زیربار

¹ Alboran Sea

² Català

³ Dianto

⁴ Lake Sentarum

⁵ Kalimantan

⁶ Jiwaringrueangkul

⁷ Ahmad Shah

Stevens et al., 2006;) میرآباد (Vanzeist and Wright, 1963; Stevens et al., 2001; Wasylikowa, 2006) Lambert, 2010)، آلمالو (Jamali et al., 2009a)، مهارلو (Djamali et al., 2009b; Lak et al., 2007) و پریشان (Noorollahi et al., 2011) است. براساس این داده‌ها، تحلیل‌های کلی از شرایط اقلیمی و محیطی غرب ایران صورت گرفته است که حاکی از تغییرات پوشش گیاهی و حاصل از نوسانات فصلی و میزان بارش های مدیترانه‌ای در غرب ایران است (Van zeist and Bottem, 1982; jamali et al., 2010; Jones et al.,) (2011). مطالعاتی نیز در محیط‌های دریاچه‌ای، پلایایی و بیابانی بخش مرکزی و شمالی ایران انجام گرفته است (Lateef, 1988; Ramezani et al., 2008; Frechen et al., 2009)، رسوبات لسی شمال و شمال شرقی ایران (Lateef, 1988; Karimi et al., 2011; Karimi et al., 2013; Frechen et al., 2009; Okhravi and Amini, 2001) و پلایاهای بخش شمالی مرکز ایران (Kransley, 1970; Khademi et al., 1997; Djamali et al., 2006).

در ایران نیز توجه خاصی به دریاچه‌ها و تالاب‌ها شده است. برای مثال شواهد تغییرات آب و هوایی کوتاه‌تر ایران شاید نخستین بار توسط بلانفورد¹ زمین‌شناس انگلیسی در قرن ۱۹ میلادی، مورد توجه قرار گرفته باشد. او با تأکید بر پراکندگی وسیع رسوباتی که به نظر او منشأ دریایی و دریاچه‌ای داشتند در طی پلیوستوسن، نواحی مرکزی فلات ایران عرصه پهنه‌های آبی تعیین کرده است و به تدریج رو به خشک شدن رفته است. اما تحقیقات بعدی (Vanzeist, 1977) نظری مخالف با عقیده هم‌زمانی دوره‌های بارانی با عصرهای یخچالی در ایران حداقل برای بخش‌های غربی و شمال‌غربی ایران ارائه نمودند. بنابراین دیدگاه‌ها، آب و هوای ایران در اواخر پلیستوسن به مراتب سردتر و در ضمن تا حدی کم‌بارش‌تر از عصر بعد از یخچالی بوده است، با این احتمال که موازنه رطوبتی مثبتی به دلیل کاهش چشمگیر تبخیر و تعرق وجود داشته است (حمزه، ۱۳۹۵).

بوبک و کرینسلی جز نخستین پژوهش‌گرانی بودند که به بررسی دیرینه اقلیم شناسی ایران پرداختند. بوبک با بررسی ویژگی‌های ژئومورفولوژیک نقاط مختلف ایران، به شناسایی مراکز یخچالی و تغییرات خط مرز برف دائمی طی پلیستوسن پرداخت. او با مطالعه رشته کوه‌های البرز، مهم‌ترین مراکز یخچالی را در البرز غربی معرفی کرده است (Bobek, 1937). کرینسلی نیز براساس مطالعه پلایاهای ایران، تغییر اقلیم مناطق مختلف ایران از جمله دامنه‌های البرز را طی دوره کوتاه‌تری شناسایی کرده است (Kransley, 1970). به باور وی به دلیل نبود سواحل کهن یا پادگانه‌های بلند امکان وجود دریاچه‌ای در زمان پلیستوسن کم است و اگر

¹ Blanford

دریاچه‌ای هم وجود داشته، در نقاطی بوده که امروزه در حاشیه دریاچه فعلی قرار می‌گیرد (سبک خیز، ۱۳۹۴).

با توجه به مطالعات دریاچه‌شناسی دیرینه در ایران باید دیدگاه جدیدی را به دو دیدگاه قبلی افزود و آن دیدگاهی است که پژوهشگران چینی با بررسی داده‌های بانک اطلاعات جهانی دریاچه‌ها و پلایاها (در اکسفورد) مطرح ساخته‌اند. براساس این بررسی‌ها و ضمن مقایسه سرگذشت حدود یکصد دریاچه و پلایا در آسیا، این دانشمندان به این نتیجه رسیده‌اند که دریاچه‌ها و پلایاهای آسیای مرکزی، که در این تحقیق بخش عمده ایران مرکزی نیز جزئی از آن به شمار آمده، دست کم در کواترنری پایانی در قبال تغییرات اقلیمی دارای واکنش دوحالته بوده است (Qin and Yu, 1998). توضیح این که بر مبنای این مطالعات، آسیای مرکزی (به همراه ایران مرکزی) در میان مناطقی کاملاً متضاد از لحاظ اقلیمی، یعنی آسیای غربی-شمال غربی و آسیای جنوبی-جنوب شرقی، منطقه سومی را تشکیل می‌دهد. دریاچه‌های مطالعه شده در این منطقه، از یک سو در قبال تغییرات اقلیمی همزمان با اوج مرحله یخچالی (در حدود ۱۸۰۰۰ سال قبل)، مشابه عملکرد دریاچه‌های شمال غرب آسیا، دارای سطح بالاتری از آب بوده‌اند. از طرف دیگر، همین دریاچه‌ها همزمان با اوج مرحله مابعد یخچالی (هولوسن گرم در حدود ۶۰۰۰ قبل) روند افزایش آبی همانند دریاچه‌های جنوب شرقی آسیا از خود نشان داده‌اند (Qin and Yu, 1998). البته نحوه و شدت این تغییرات از نظر رابطه بین اقلیم و سطح آب دریاچه، به ویژه در ایران مرکزی، هنوز به خوبی روشن نشده است (مهرشاهی، ۱۳۸۰).

از دیگر مطالعات انجام شده در زمینه آب و هوای دیرینه ایران مربوط به غرب و شمال غرب ایران، تحقیقاتی در زمینه پولن‌ها (گرده‌های گیاهی) در سال‌های ۱۹۶۳ و ۱۹۷۷ توسط ون زئیست^۱ و همکارانش در دریاچه زریوار و میرآباد انجام شد. نتایج این مطالعه ۴۲ هزار سال اقلیم منطقه زریوار و میرآباد را آشکار کرد. در ابتدا وجود یک فاز سرد و خشک در منطقه با پوشش گیاهی اسفنجیان و درمنه نشان داده شده است و سپس از ۱۴ هزار سال قبل جنگل‌های پسته در این منطقه و پس از آن در ۱۰۵۰۰ سال قبل جنگل‌های بلوط شروع به گسترش کرده‌اند که ظهور یک فاز رطوبتی را در اوایل دور هولوسن نشان می‌دهد.

رامشت (۱۳۷۱) با تحلیلی از دو سطح گاوخونی یک ارتباط تطابقی بین زبانه‌های یخچالی شیرکوه یزد و نیز سطوح آبی دریاچه گاوخونی انجام داده و سپس با استناد بر شواهد ژنومورفولوژی موجود در دامنه غربی و

¹ Vanzeist

شرقی شیرکوه یزد توانسته است شرایط دمایی ناحیه را تحلیل و سپس به بازسازی رابطه‌ی تعادل یخچال و سطح آب دریاچه گاوخونی با دما و میزان تبخیر مبادرت نماید. همچنین نقشه محدوده گاوخونی را در دو سطح گذشته با استناد بر شواهد داغ آبه‌های مجاور گاوخونی و خطوط منحنی تراز نقشه‌های توپوگرافی تحلیل و ارائه نموده است.

یکی از اساسی‌ترین مطالعات انجام شده بر روی رسوبات بستر دریاچه ارومیه مطالعات کلت و شهرابی^۱ (۱۹۸۶) می‌باشد در این مطالعه مقایسه‌ای بین دریاچه‌های شور ارومیه و دریاچه بزرگ نمک آمریکا در ایالت یوتا شده است و براساس مغزه‌گیری از رسوبات بستر و مطالعات ژئوفیزیکی به تحلیل رسوبی دریاچه ارومیه، نرخ رسوبگذاری، وضعیت دریاچه در دوره‌های یخچالی و بین یخچالی، زمان و نحوه تشکیل دریاچه پرداخته شده است و به این نتیجه رسیده‌اند رسوبات هردو آنها غالباً رسوبات درون حوضه‌ای و پلت آرمیا است و هردو نوسانات تاریخی یکسانی در تراز آب دریاچه داشته‌اند.

ال ماسلیمانی^۲ (۱۹۸۷) در تحقیقات خود بر روی دریاچه‌های غرب ایران مثل زریبار نتیجه می‌گیرد غیبت جنگل‌های بلوط در اواخر پلیستوسن به علت سرمای شدید و نبود بارش در فصل گرم اتفاق افتاده است که با مطالعات وان زیست اختلاف نظر وجود دارد. از ۵۰۰۰ سال قبل ظهور جنگل‌های بلوط را در منطقه به ریزش‌های فصل گرم و افزایش رطوبت مرتبط می‌داند.

شلمون^۳ (۱۹۸۷) ضمن بازدیدهای میدانی از گاوخونی اشاراتی به خطوط ساحلی گذشته و اختلاف ارتفاع آنها با چاله گاوخونی نموده است.

اجل لویان و همکاران (۱۳۷۹) به مطالعه ماسه‌های بادی جنوب شرقی اصفهان در غرب دریاچه گاوخونی با استفاده از پردازش داده‌های رقومی ماهواره لندست پرداخته‌اند. نتایج آنها نشان می‌دهد که منشا ماسه‌های بادی، رسوب‌های دلتایی زاینده رود و دشت‌های ریگی حاشیه غربی ماسه‌های بادی می‌باشند که توسط باد به صورت تپه‌های ماسه‌ای در حاشیه باتلاق گاوخونی متمرکز شده‌اند و به علت وجود بادهای با شدت زیاد، فرسایش بادی در منطقه گاوخونی حالت فعال دارد و تغییرات سرعت و جهت وزش باد از عوامل تاثیرگذار بر مورفولوژی و شکل ماسه‌های بادی در منطقه است.

¹ Kelt and Sharabi

² El-Moslimaany

³ Shalmoon

استیونس^۱ (۲۰۰۱) مطالعاتی بر روی دریاچه میرآباد، واقع در کوه‌های زاگرس و در ۳۰۰ کیلومتری جنوب شرق دریاچه زربار انجام داده است و اقلیم هولوسن منطقه را براساس تغییرات ایزوتوپ اکسیژن، گرده‌های گیاهی و نسبت Sr/Ca بیان می‌کند که یک دوره خشکسالی در ۵۴۰۰ سال پیش رخ داده است.

استیونس و همکاران (۲۰۰۱) با استفاده از شواهد گرده گیاهی، ژئوشیمی، تحلیل استراکود، LOI، کانی‌شناسی، عناصر کمیاب و ایزوتوپ O₁₈ دریافتند که بارش‌های بهاری بعد از ۶۵۰۰ سال قبل در دریاچه میرآباد افزایش تدریجی داشته است.

گریفتیس^۲ و همکاران (۲۰۰۱) با بررسی شواهد رسوب‌شناسی و تحلیل استراکود به این نتیجه رسیدند که سطح آب دریاچه میرآباد در طول هولوسن میانی افزایش یافته است.

مطالعه خرمالی و همکاران (۲۰۰۳) در خصوص تغییرات کانی‌شناسی جنوب ایران در طول مزوزوئیک و سنوزوئیک است. طبق این مطالعات از کرتاسه به بعد آب و هوای گرم و مرطوب به آب و هوای فصلی و سپس در پالئوسن به آب و هوای خشک‌تر تغییر یافته است که احتمالاً تا امروز ادامه داشته است.

محمدی در سال (۱۳۸۴) در قالب پایان نامه دوره کارشناسی ارشد در دانشگاه تهران با استفاده از چهار مغزه برداشت شده در مسیر بزرگراه شهید کلانتری به بررسی منشا رسوبات (درون حوضه و بیرون حوضه)، نوع و ترکیب رسوبات (آواری، شیمیایی و بیوشیمیایی)، تغییرات شیمیایی آب دریاچه در طول زمان، دوره‌های خشکی و مرطوب در طول زمان، بررسی کانی‌های رسی موجود در رسوبات تخریبی و تاثیر بزرگراه شهید کلانتری در روند طبیعی رسوبگذاری دریاچه ارومیه در طی هولوسن پرداخته است.

سیف (۱۳۸۴) به تحلیل پالئوژئومورفولوژی پلایای گاوخونی با استناد بر تکنیک سنجش از دور و GIS با استفاده از نقشه‌ها، عکس‌های هوایی به بازسازی قلمروهای گذشته پلایای گاوخونی پرداخته سپس اشکال ژئومورفیک از جمله دلتاها و مخروط‌های ژئومورفیک را در پیرامون این قلمروها شناسایی نموده است. از نتایج بدست آمده این است که به دنبال پیشروی و پسروی گاوخونی در طی عملکرد فازهای سرد و گرم کواترنر، موقعیت دلتاهای رودخانه‌ها تغذیه کننده گاوخونی نیز تغییر می‌کرده است، بنابراین شناسایی موقعیت این دلتاها قلمروهای پیشین گاوخونی را تعیین می‌کند.

هیووارت^۱ و همکاران (۲۰۰۷) به بررسی تحولات رسوبی هولوسن و خط ساحلی قدیمی در پایین دشت خوزستان (جنوب عراق) پرداخته‌اند، ایشان چهار محیط رسوبگذاری در هولوسن جلگه خوزستان تشخیص

¹ Stevens

² Griffiths

دادند که عبارتند از: دشت جزر و مدی شور، سبخاهای ساحلی با رسوبات تخریبی، تالاب‌های آب شیرین- آب شور و دشت آبرفتی. در هولوسن فوقانی، به دلیل بالا آمدن سطح آب‌های آزاد، خط ساحلی تا فلات قاره گسترش داشته، اما با کاهش سطح آب در حدود ۵۵۰۰ سال قبل به همراه شرایط خشکی، فعالیت‌های رودخانه‌ای دلتای کارون توسعه پیدا کرده و جابجایی‌هایی نیز در بستر رودخانه کرخه و جراحی پدیدار می‌شود.

در مطالعات دیگری هیوآرت و همکاران (۲۰۰۷) نقش انسان را در تغییرات مسیر رودخانه کرخه با استفاده از بازدیدهای میدانی، تصاویر ماهواره‌ای و توالی رسوبی و سن‌سنجی، در محدوده دشت آزادگان مورد بررسی قرار داده‌اند. آنها اشاره می‌کنند که کرخه در حدود ۱۲۴۰-۱۳۱۰ قبل از عهد حاضر، شاخه‌ای از کارون بوده که در جنوب غرب اهواز به آن می‌ریخته است، اما در این زمان (۶۴۰ تا ۷۱۰ میلادی) کرخه به محلی بنام کرخه کور تغییر مسیر داده است. در واقع کرخه کور، کانال آبرسانی بوده که در زمان ساسانیان (یزدگرد سوم) احداث شده بود. این مسئله باعث شد که تا مدت‌ها ارتباط بین کرخه و کارون در محل دشت آزادگان قطع شود و در حدود یکصد سال پیش با تغییر مسیر مجدد، در مسیر فعلی جریان یابد.

لک (۱۳۸۶) مطالعات جامعی در دریاچه مهارلو انجام داد که در بخش پالئوکلیماتولوژی اقدام به مغزه‌گیری و تفسیر محیط‌های رسوبی گذشته کرد. این مطالعات نشان می‌دهد رسوبات تشکیل‌دهنده دریاچه از سه نوع تخریبی، کربناته (شیمیایی و بیوشیمیایی) و تبخیری می‌باشند. در حاشیه، رسوبات تخریبی و در مرکز دریاچه رسوبات تبخیری غالب است. تحقیقات انجام شده، حاکی از یک فاز خشکسالی و بیرون آمدن رسوبات دریاچه مهارلو از آب در حدود ۵۲۵۰ تا ۴۳۰۰ سال پیش بوده است. مدت این خشکسالی حدوداً ۹۵۰ سال تخمین زده شده است که پس از آن شرایط اقلیمی مرطوب بر منطقه حاکم شده است و تا ۱۸۰۰ سال پیش که یک فاز خشکسالی آغاز شده است و نرخ رسوبگذاری را بین ۰/۱۳ میلی‌متر در بخش کم‌عمق جنوب شرقی تا نزدیک به ۰/۳ میلی‌متر در عمیق‌ترین بخش دریاچه مشخص نمود که نقش رسوبات تبخیری به مراتب بیشتر از رسوبات تخریبی است.

در پلایای گاوخونی نیز پاکزاد و همکاران (۲۰۰۷) به بررسی رسوب‌شناسی با مغزه‌های کم عمق پرداخته‌اند. جمالی و همکاران (۲۰۰۸) با استفاده از بررسی پولن‌ها و پلت‌های دفعی آرتمیا شرایط اقلیم دیرینه دریاچه ارومیه را تحلیل کردند و تاریخچه پوشش گیاهی و آب و هوای ۲۰۰ هزار سال گذشته منطقه اطراف

¹ Heyvaert

دریاچه ارومیه را مشخص کردند و نشان دادند که در دوره های یخبندان پوشش گیاهی از نوع استپی و آب و هوا سرد و خشک بوده و در دوره های بین یخبندان پوشش گیاهی از نوع جنگلی و آب و هوا گرم و مرطوب بوده است.

جمالی و همکاران (۲۰۰۹) تاریخچه پوشش گیاهی دریاچه مهارلو در منطقه زاگرس را در طی پنج هزار سال گذشته و با استفاده از روش گرده شناسی رسوبات، مورد بررسی قرار دادند. گرده های ثبت شده نشان دادند که درخت زارهای بلوط و درختچه های بنه و بادام در طی هولوسن پایانی در منطقه مورد مطالعه گسترش داشته اند. نتایج سن یابی رادیوکربنی، زمانی معادل ۵۷۰۰ سال قبل را نشان می دهد. در یک دوره خشک در این درخت زارها هردو گونه گیاهی مذکور به حداقل گسترش خود رسیده اند. این دوره بدنبال گسترش درختچه های بنه و بادام در ناحیه و درختان بلوط در عرض های بالاتر می باشد.

تحقیقات اقلیم دیرینه کهل^۱ (۲۰۰۹) نیز جز اولین تحقیقاتی است که انجام شده اند. در این مطالعه تغییرات اقلیمی در طول دور پلیوستوسن میانی در نهشته های لس شمال ایران مورد بررسی قرار گرفته است. این رسوبات قدیمی نشان دهنده دوره بین یخچالی است و دو افق قهوه ای موجود در آنها نشان دهنده اولین شاهد خشکی در پلیوستوسن میانی در ایران است.

هنرجو و همکاران (۱۳۸۷) با بررسی خاک های اراضی دانشگاه آزاد اسلامی خوراسگان و حفر ۱۵ پروفیل، تفاوت در بافت، مقدار سنگ ریزه، رنگ، ساختمان، میزان گچ و آهک در لایه های مختلف خاک و نشانه های انقطاع سنگی در خاک را، حاکی از تناوب در بروز رویدادهایی چون سیل، فرسایش، شرایط حمل و نقل و رسوب گذاری در منطقه دانستند که خود ناشی از تغییر اقلیم در زمان های مختلف است. نتایج نشان داد وجود لایه های متناوبی از آهک روی سنگ ریزه ها، شواهدی از تناوب آب و هوا و وجود آب و هوایی به مراتب پرباران تر از حال، در بعضی از دوره ها است.

محمدی قیومی در سال ۱۳۹۰ تحت پایان نامه دکتری در دانشگاه اصفهان به بررسی فرآیندهای ریخت زا و حاکی از پدید آورنده تحولات طبیعی و مدنی زاینده رود در کواترنری پرداخت و به این نتیجه رسید که بیشتر پلایاها و چاله های حوضه در دوره های مرطوب و بارانی کواترنری، لاگون و یا محیط های آبی بسته ای بوده اند و آثاری از گاستروپدهای آب شیرین، آستروکد و کاروفیت در آنها بدست آمده است که موید اقلیم متفاوت، شرایط مرطوب تر و اکولوژی متمایزی می باشد. کرانه های ساحلی قدیم گاوخونی، قبل از سه

¹ Kehl

مرحله پسروی در ترازهای ارتفاعی ۱۵۶۰، ۱۵۱۳ و ۱۴۷۰ متر بوده و در حال حاضر نیز در ارتفاع ۱۴۵۰ متر قرار دارد. بنابراین طی سه مرحله پسروی، دریاچه دیرینه گاوخونی ۱۱۰ متر ترازگاهی ارتفاعی و آبی داشته است. پادگانه های سه گانه تراس آبرفتی زاینده رود به لحاظ قدمت معطوف به هولوسن می باشند. براساس آزمایشات سن یابی مطلق که به روش ترمولومینسانس انجام گرفته، سن پادگانه اول در عمق ۱۲ متری و در اطشاران حدود ۷۱۰۰ سال و در جلال آباد و در عمق ۲ متری ۳۶۵۰ سال، برای پادگانه دوم و در محل هوپه درجه ۲۶۸۰ سال می باشد. براساس سن یابی و نیز مطالعه ۱۴۰ ترانسه رسوب و پروفیل خاک در بخش تراکمی حوضه، دور هولوسن زاینده رود به سه بازه زمانی هولوسن پیشین تا ۴۰۰۰ سال گذشته، هولوسن میانی تا ۳۰۰ سال اخیر و هولوسن پسین تا ۵۰ سال اخیر تقسیم بندی و پیشنهاد شد. ضمنا به نظر می رسد از حدود ۱۰-۵۰ سال قبل تا کنون، عصر جدیدی در حوضه آغاز شده که وجه مشخصه آن تفوق و پیشی گرفتن فرآیندهای بشرساخت بر فرآیندهای طبیعی در شکل زائی و خاک سازی منطقه می- باشد به گونه ای که همه مولفه های زیست بوم را تحت تاثیر قرار داده است. این رویدادهای عمدتا تعادل شکنانه بشرساخت، توازن طبیعی و پایداری حوضه را نشانه رفته و برخی مبانی و موازین اکولوژیک آن را به شدت تهدید می نماید. این عصر جدید آنتروپوسن نام گرفته است.

لروی^۱ و همکاران (۲۰۱۱)، با استفاده از نتایج رسوب شناسی و گرده شناسی، غلبه آب و هوای سرد و مرطوب و بالا آمدن سطح آب دریای خزر در طول عصر یخبندان کوچک از ۱۶۵۰ تا ۱۸۳۰-۱۸۰۰ در تالاب انزلی و امیرکلا را اثبات کردند.

درویشی خاتونی و همکاران (۱۳۹۰) اقدام به برداشت ۲۸ مغزه رسوبی با بیشینه ژرفای ۹/۵ متر از رسوبات زیر بستر دریاچه ارومیه به روش مغزه گیری Auger نمودند. با مطالعه این مغزه ها جغرافیا، اقلیم و تغییرات تراز آب دریاچه از سطح به عمق بازسازی گردید. نتایج آنها، نشان می دهد اگر چه در نواحی کرانه ای دریاچه آثار خشک شدگی به تناوب دیده می شود اما بخش اصلی دریاچه در حداقل ۱۳۰۰۰ سال گذشته (تا عمق ۶/۵ متری رسوبات بستر) محیط دریاچه ای بوده است و رسوب گذاری پیوسته دیده می شود و داده های لرزه ای موجود نیز موید این نکته می باشد. لذا تغییر اقلیم و بویژه افزایش تبخیر در سال های اخیر اگر چه خود عاملی در کاهش تراز آب دریاچه محسوب می گردد، اما علت اصلی خشکسالی دریاچه ارومیه نیست. از حال تا حدود ۱۳۰۰۰ سال گذشته، کشور ایران دستخوش خشکسالی های وسیعی بوده است و دریاچه های کم

¹ Leroy

عمق از قبیل دریاچه مهارلو، میرآباد، زریوار به کرات خشک شده‌اند اما دریاچه ارومیه در آن بحران‌های خشکسالی بجز در نواحی کرانه‌ای، هرگز بطور کامل خشک نگردیده است. فاز عمده خشکی دریاچه ارومیه از حدود ۱۳۰۰۰ سال قبل آغاز شده است که آنرا می‌توان به خشکسالی عمده آخرین عصر یخچالی که با کاهش رطوبت و پایین رفتن تراز آب دریاچه‌های شمال آفریقا و جنوب آسیا توأم بوده است، نسبت داد. با توجه به توالی‌های رخساره‌ای موجود، آثار خشکسالی بزرگ و مهم در دریاچه ارومیه در عمق ۶۵۰ سانتی متری با سن تقریبی ۱۳۰۰۰ سال می‌باشد و از آن زمان تاکنون رسوبگذاری پیوسته در محیط دریاچه‌ای فوق اشباع از نمک وجود دارد (درویشی خاتونی، ۱۳۹۰). ولی هم اکنون نه تنها در محل مغزه‌های برداشتی، بلکه تا بیش از ۶ کیلومتر به سمت مرکز دریاچه به شوره‌زار و کویری خشک تبدیل گردیده است که خود نشانگر تاثیر عوامل آنتروپوژنیک (ساخت سازه‌های آبی مانند سدها، میانگذر، استفاده بی رویه از منابع آب زیرزمینی) در خشک‌شدن کنونی دریاچه می‌باشد. بنابراین می‌توان عامل مهم و اصلی در کاهش تراز آب امروزی دریاچه ارومیه را عوامل آنتروپوژنیک (انسانی) دانست.

رضائیان لنگرودی و همکاران (۱۳۹۰) با استفاده مغزه‌های رسوبی به تفسیر محیط رسوبی دریاچه حوض سلطان در هولوسن پرداختند، نتایج پژوهش آنها نشان می‌دهد که پنج زیرمحیط رسوبی شام پهنه ماسه‌ای، پهنه گلی، پهنه گلی- نمکی، پهنه نمکی و دریاچه موقت در رسوبات زیربستر پلایا به تناوب دیده می‌شود و حاکی از تغییرات اندازه دریاچه در اثر تغییرات اقلیمی است.

حافظی مقدس (۱۳۹۰) با استفاده از روش‌های ژئوتکنیک در حاشیه رودخانه کارون در دشت سیلابی خوزستان، توانست محیط رسوبی گذشته را بازسازی کند. نتایج نشان داد در محل ساختگاه در گذشته و در عمق ۱۸ متری، رودخانه دارای یک خم بزرگ مئاندری است که بعدها قطع شده و رودخانه مسیر مستقیم کنونی را پیدا کرده است.

سبک‌خیز در سال (۱۳۹۰) در قالب پایان نامه دکتری در دانشگاه اصفهان به بررسی الگوی تغییرات محیطی کوآترنری پایانی در بخشی از زاگرس، با استناد به شواهد رسوبی در رسوبات دریاچه مهارلو پرداخته است. طبق این مطالعات، اقلیم دریاچه مهارلو را در طی هولوسن پیشین ۱۰۲۰۰ تا ۴۰۰۰ سال قبل اقلیمی خشک داشته که ابتدا با سردی و در انتها با گرمی همراه بوده است. در طی هولوسن میانی اقلیمی گرم و مرطوب و پس از آن در هولوسن پایانی تا به امروز اقلیمی رو به گرم و خشک داشته است.

هیوارت و همکاران (۲۰۱۲) نقش انسان را در تغییرات مسیر رودخانه کرخه با استفاده از باز دیده‌ای میدانی، تصاویر ماهواره‌ای و توالی رسوبی و سن‌سنجی، در محدوده دشت آزادگان مورد بررسی قرار داده‌اند. آن‌ها اشاره می‌کنند که کرخه در حدود ۱۲۴۰-۱۳۱۰ قبل از عهد حاضر، شاخه‌ای از کارون بوده که در جنوب غرب اهواز به آن می‌ریخته است، اما در این زمان (۶۴۰ تا ۷۱۰ میلادی) کرخه به محلی بنام کرخه کور تغییر مسیر داده است. در واقع کرخه کور، کانال آبرسانی بوده که در زمان ساسانیان (یزدگرد سوم) احداث شده بود. این مسئله باعث شد که تا مدت‌ها ارتباط بین کرخه و کارون در محل دشت آزادگان قطع شود و در حدود یکصد سال پیش با تغییر مسیر مجدد، در مسیر فعلی جریان یافت. همچنین مطالعاتی در زمینه تأثیر دخالت انسان بر تغییر مسیر رودخانه جراحی (Smith et al., 2011) و کارون (Walstra et al., 2011) انجام شده است.

رحیم پور بناب و عبدی (۲۰۱۲) با بررسی رسوب‌شناسی و کانی‌شناسی در پلایای میقان دریافتند ایلیت و کلریت فراوان‌ترین رسی موجود در پلایا هستند که از حاشیه حوضه به سمت مرکز، از میزان کانی‌های رسی به ویژه ایلیت و کلریت کاسته می‌شود و با افزایش ژرفا، میزان رسوبات و کانی‌های آواری (به ویژه کانی‌های رسی) افزایش نشان می‌دهند. اقلیم خشک و نیمه خشک مانع از هوازگی شیمیایی در منطقه شده بنابراین کانی‌های رس موجود در پلایای میقان عموماً آواری هستند و از طریق حمل و نقل وارد حوضه شده‌اند و همچنین نتایج نشان داد که طی ۲۱ هزار سال گذشته تغییرات کانی‌شناسی و رسوب‌شناسی در پلایا قابل مشاهده بوده و آب و هوای منطقه سرد و مرطوب بوده است.

پاکزاد و همکاران (۱۳۹۱) مطالعاتی در زمینه ترکیب و منشا ماسه‌های آبرفتی و بادی پلایای گاوخونی انجام دادند. هدف پژوهش آنها بررسی پتروگرافی رسوبات ماسه‌ای آواری آبی و بادی منطقه مورد مطالعه و عوامل کنترل‌کننده تغییرات ترکیبی ماسه‌ها بود. نتایج پژوهش نشان می‌دهد که نقش لیتولوژی حوزه آبریز (انواع سنگ‌های آذرین، دگرگونی و رسوبی) و رودخانه دائمی زاینده رود در بلوغ ترکیبی و درصد فراوانی و جنس ذرات تشکیل‌دهنده رسوبات ماسه‌ای این منطقه موثرتر بوده و سایر عوامل مانند آب و هوای قدیمه و تکتونیک اهمیت کمتری دارند.

تقوی و همکاران (۱۳۹۲) به بررسی تغییرات اقلیمی بخش شمالی پلایای گاوخونی براساس رسوب‌شناسی شیمیایی (عناصر اصلی و فرعی) پرداخته‌اند. در این پژوهش از ۷ مغزه ۱ تا ۲ متری استفاده شد و با استفاده از تحلیل چهار عنصر حساس به تغییر شرایط محیطی یعنی کلسیم، منیزیم، منگنز و استرانسیم و

نسبت‌های منیزیم، منگنز و استرانسیم به کلسیم، نتایجی از تغییرات شرایط محیطی بدست آوردند. نتایج آن‌ها نشان داد که بخش شمالی پلایای گاوخونی در طول زمان شرایط اقلیمی متفاوتی را پشت سر گذاشته است. افزایش عناصر منیزیم و منگنز که روند معکوسی با میزان عنصر کلسیم دارد و نشان دهنده شرایط احیایی و مرطوب در محیط دریاچه است، دو نوع اقلیم مرطوب و خشک را در بخش شمالی تالاب گاوخونی شناسایی گردید.

شریفی (۲۰۱۵) به بازسازی پلیستوسن پسین در منطقه نئور پرداختند و با بررسی تاریخ‌گذاری رادیوکربن ۲۰ نمونه از مغزی ۷۷۵ سانتی متری دریاچه نئور اردبیل نشان‌دهنده میزان نهشته‌گذاری تقریباً ثابت از 116 ± 13356 سال قبل از میلاد تا زمان حال است. آزمایش XRF عناصر Cu, Co, Al, Zr, Fe, K, Rb, Zn مشخص‌کننده چندین دوره افزایش میزان گرد غبار وارد شده به این منطقه است. رویدادهای عمده افزایش گرد و غبار با سایر نمونه‌های دیرین اقلیمی آسیا و شرق دریای مدیترانه که حاکی از اقلیم خشک تر در این زمان‌هاست مطابقت دارند. نتایج بررسی این دریاچه مشخص کرد که در دوره دریاچه جوان شرایط خشک به همراه افزایش گرد و غبار در این منطقه حاکم بود که در ۷۰۰۰-۴۰۰۰ سال قبل از میلاد رطوبت نسبی و میزان تجمع کربن افزایش و فعالیت بادی کاهش یافت. سپس طی هولوسن میانی و جدید، شرایطی نسبتاً خشک‌تر و گرد و غباری‌تر حاکم شده است.

صفایی‌راد و همکاران (۱۳۹۳) با بازسازی تغییرات اقلیمی هولوسن و پلیستوسن منطقه زاگرس میانی با استفاده از شواهد گرده‌شناسی تالاب هشیلان نتیجه گرفتند که پوشش گیاهی پلیستوسن پسین منطقه از نوع استپ خشک اسفنجیان و درمنه بوده است که نشان‌دهنده آب و هوایی سرد و خشک است. با شروع هولوسن گندمیان جایگزین اسفنجیان و درمنه شده‌اند که نشان‌دهنده افزایش نسبی دما و بارش است. جنگل‌های بلوط زاگرس در هولوسن میانی تثبیت شده‌اند و ساختار آب و هوایی کنونی منطقه زاگرس میانی از هولوسن میانی شکل گرفته است.

کیانی و همکاران (۱۳۹۴) به بررسی آثار تغییرات آب و هوایی فاز پایانی کواترنری بر سیر تکامل دریاچه و حوضه آبریز گاوخونی پرداخته‌اند، در این پژوهش به بازسازی بارش و دمای گذشته و حال، محاسبه عمق، حجم دریاچه و مساحت کانون یخ‌ساز دریاچه در گذشته پرداخته‌اند و نتایج آن‌ها نشان‌دهنده کاهش ۱/۵ برابری بارش و افزایش ۵ درجه‌ای متوسط دمای حوضه گاوخونی نسبت به فاز پایانی کواترنری هست.

شهبازی (۱۳۹۴)، لک و همکاران (۱۳۹۴) تحولات محیط‌های رسوبی جنوب جلگه خوزستان را با استفاده از مغزه‌های رسوبی بررسی کردند. این تحولات با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی به صورت مدلی عددی-آماری درآمدند که نتایج نشان داد جابجایی خط دشت‌های ساحلی، آبراه‌ها و کانال‌های جزر و مدی بارها رخ داده است. همچنین فرآیندهای رسوبی در این منطقه سبب شکل‌گیری آبگیرهای طبیعی کم عمق شده‌اند که در صورت تعادل بیلان آبی در حوضه واحدهای تالابی را شکل می‌دهند و در صورت برهم خوردن این تعادل واحدهای پلایایی تبخیری توسعه می‌یابند. نتایج این مطالعات نشان از ارتباط مستقیم بین توسعه تالاب‌ها و دریاچه‌ها با تحولات اقلیمی و انعکاس آن در محیط‌های رسوبی داشت.

کیانی و همکاران (۱۳۹۴) به بررسی آثار تغییرات آب و هوایی فاز پایانی کواترنری بر سیر تکامل دریاچه و حوضه آبریز گاوخونی پرداختند، در این پژوهش به بازسازی بارش و دمای گذشته و حال، محاسبه عمق، حجم دریاچه و مساحت کانون یخ‌ساز دریاچه در گذشته پرداخته‌اند و نتایج آنها نشان‌دهنده کاهش ۱/۵ برابری بارش و افزایش ۵ درجه ای میانگین دمای حوضه گاوخونی نسبت به فاز پایانی کواترنری هست.

سبک‌خیز (۱۳۹۴) به بررسی الگوی تغییرات محیطی کواترنری پایانی در بخشی از زاگرس، با استناد به شواهد رسوبی در رسوبات دریاچه مهارلو پرداخته است. طبق این مطالعات، اقلیم دریاچه مهارلو را در طی هولوسن پیشین ۱۰۲۰۰ تا ۴۰۰۰ سال قبل اقلیمی خشک دانسته که ابتدا با سردی و در انتها با گرمی همراه بوده است. در طی هولوسن میانی اقلیمی گرم و مرطوب و پس از آن در هولوسن پایانی تا به امروز اقلیمی رو به گرم و خشک داشته است.

حمزه و همکاران (۲۰۱۶) با عنوان تغییرات هیدرولوژیکی و آب و هوایی دریاچه هامون در طول هولوسن با استفاده از تحلیل دانه بندی و ژئوشیمی رسوبات و ژئومورفولوژی اشاره کرد. نتایج این مطالعه نشان داد که این دریاچه به دلیل تغییر اقلیم شرایط هیدرولوژیکی پیچیده ای را تجربه کرده است. حوضه در آخر عصر یخبندان کم و بیش غیرمستقیم تحت تاثیر رطوبت قرار گرفته است. در اوایل هولوسن بارندگی بیشتر بوده و در اواخر هولوسن سطح دریاچه نوسانات بیشتری را تجربه کرده است. وجود رسوبات سبز تا سبز متمایل به قهوه‌ای به همراه ماده آلی از حاکمیت بارش زمستانی مدیترانه در اواخر هولوسن حکایت دارد.

اکبری اریزانی و همکاران (۱۳۹۵) با بررسی و مطالعه مغزه رسوبی سه متری از دریاچه گهر واقع در زاگرس مرتفع، محیط رسوبی گذشته را با استفاده از شاخص‌های ژئوشیمی و پالینولوژی مورد بررسی قرار دادند و با تفسیر تغییرات پوشش گیاهی به دست آمده از نمودار گرده دریاچه گهر، تغییرات آب و هوایی گذشته

بازسازی کردند. نتایج نشان داد که منطقه مورد مطالعه به طور متناوب شرایط آب و هوایی سرد و مرطوب و خشک و گرم را در گذشته تجربه نموده است.

در سال ۱۳۹۵ مطالعه‌ای در خصوص تغییرات فراوانی پلت آرتمیا اورمیانا در رسوبات بستر دریاچه ارومیه با نگرشی بر اقلیم دیرینه توسط درویشی خاتونی انجام گرفت که ضمن شناسایی دوره‌های فعالیت این موجود که نشان‌دهنده شوری خاص در دریاچه هست به بازسازی دوره‌های خشک و ترسالی در طول هولوسن پرداخت.

بوگمانز^۱ و همکاران در سال (۲۰۱۶) و (۲۰۱۷) مطالعاتی در زمینه بازسازی محیط‌های رسوبی و تحول آنها در طول کواترنری در جنوب خوزستان با برداشت ۶۶ مغزه رسوبی براساس رسوب شناسی و آنالیزهای تعیین سن بروش ایزوتوپ کربن ۱۴ انجام دادند.

حمزه و همکاران (۱۳۹۶) با بررسی دانه‌بندی رسوبات، میزان مواد آلی و کربنات کلسیم و همچنین ریخت شناسی سطح دانه‌های رسوبی، تغییرات آب‌شناسی و اقلیمی هامون را در طی هولوسن نشان دادند و مشخص نمودند که حدود ۲ تا ۳ هزار سال اوایل هولوسن، این منطقه دارای اقلیمی گرم و مرطوب با میزان بادخیزی بسیار کمی بوده است. پس از آن با آغاز روند کاهش دریافت اشعه خورشیدی، کاهش دمای عرض‌های بالایی و کاهش قدرت موسمی، شرایط مساعدی برای ایجاد توفان‌های شدید گرد و خاک در سیستان از اوایل تا اواسط هولوسن ایجاد گردید. سپس ترکیبی از عوامل مذکور در بازه‌های زمانی کوتاه‌تر به ایجاد محیط شکننده به همراه دوره‌های متناوب نسبتاً پرآب و خشک در منطقه منجر شد که تا حدود زیادی مشابه اقلیم حاضر سیستان است

از دیگر مطالعات انجام گرفته می‌توان به مطالعه رضایور و فلاحی (۲۰۱۷) با موضوع تاثیر عملیات متناوب زراعی بر تغییر شکل‌های پتاسیم و کانی‌های رسی تحت شرایط اقلیم مدیترانه‌ای اشاره کرد. نتیجه این پژوهش نشان داد که در خاک‌های زراعی کلریت دچار تغییراتی می‌شود و در اراضی غیرزراعی با ظهور کانی مخلوط نامنظم کلریت-ورمیکولیت همراه است.

برایست^۲ و همکاران (۲۰۱۸) به بررسی عوامل تاثیرگذار تغییرات هیدرولوژیکی دریاچه مهارلو در طول هولوسن پسین با استفاده از شواهد رسوب‌شناسی و ژئوشیمی رسوبی پرداخته است.

¹ Bogemans

² Brisset

عبدی و همکاران (۲۰۱۸) با مطالعه رسوب‌شناسی، ژئوشیمی رسوبی و کانی‌شناسی رس‌ها در پلایای میقان با هدف بازسازی اقلیم کواترنری پایانی پرداختند. رسوبات بستر پلایای میقان متشکل از رسوبات آواری، تبخیری می‌باشد که از حاشیه به سمت مرکز پلایا فراوانی کلسیت کاهشی، ژیپس و هالیت افزایشی گزارش شده است که این شرایط را مرتبط با تغییرات آب و هوا، تغییرات سطح تراز آب و شوری دانسته‌اند.

تبابی و همکاران (۲۰۱۹) به بررسی تغییرات محیطی در هولوسن پیشین در زمین‌های شمال گاوخونی و جنوب اصفهان با استفاده از پالینولوژی اقدام کرده‌اند.

واعظی و همکاران (۲۰۱۹) مطالعاتی در پلایای جازموریان با استفاده از مغزه‌های رسوبی انجام داده‌اند که در این مطالعات با استفاده از رسوب‌شناسی و ژئوشیمی رسوبی و آلی اقدام به بازسازی شرایط اقلیمی و محیطی در ۲۰ هزار سال گذشته کردند.

با توجه به مطالعات متعدد انجام شده در حوضه‌ها و زون‌های زمین‌شناسی مختلف در ایران می‌توان چنین نتیجه گرفت که بررسی‌های اخیر دیدگاه‌های متفاوتی را در بر گرفته و همه سونگر می‌باشند. در مطالعه دریاچه‌ها آنچه که بیش از هر چیز توجه دانشمندان علوم زمین را به خود معطوف نموده است، بررسی اقلیم گذشته می‌باشد. در این بررسی‌ها روش‌های مختلفی بکار گرفته می‌شود که معمولاً نتایج یکسانی را دربردارد. شناسایی دوره‌های خشک و مرطوب در مناطق مختلف نشان‌دهنده تاخیر و تقدم زمانی اندک با توجه به موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه می‌باشد.

۱-۴- اقلیم دیرینه

اقلیم دیرینه (Paleoclimatology) به مطالعه اقلیم در طی هر بخش از گذشته زمین با استفاده از داده‌های جایگزین (فرایندهای طبیعی که وابسته به اقلیم هستند) اطلاق می‌شود (Elias and Mock, 2013). مطالعه تغییرات اقلیمی کواترنری و بخصوص هولوسن که همبستگی بیشتری با شرایط اقلیمی کنونی دارد و در آن می‌توان شواهد زیستی انسانی را با تغییرات اقلیمی ارتباط داد جایگاه ویژه‌ای برخوردار است. زمین در طی کواترنری (۲ میلیون سال قبل تاکنون) همواره در معرض تغییرات دوره‌ای بوده است. این تغییرات در حقیقت پاسخ زمین به برخی عوامل محرکه دوره‌ای است که امروزه به نام تغییر در محور و گردش زمین و تئوری میلانکوویچ از آن یاد می‌شود. اجزای اصلی این تئوری شامل تغییر در میزان اعتدالین (حرکت ظاهری فصلی به دور خورشید) بازمان تناوب ۱۹-۲۳ هزار سال، میزان کج بودن دایره البروج (تغییر در زاویه میل محور زمین) با دوره تناوب ۴۱ هزار ساله و میزان خروج از مرکز مدار زمین (تغییر در شکل مدار زمین) با دوره تناوب ۱۰۰ هزار ساله است (حمزه، ۱۳۹۵). آخرین و در عین حال کوتاه‌ترین دوران زمین‌شناسی، دوره کواترنری است. هرچند که در تعیین محدوده‌ی زمانی این دوره اتفاق نظر همگانی وجود ندارد. به طوری که مجمع بین‌المللی علوم زمین در سال ۱۹۸۹ حد زیرین آن را ۱/۶ میلیون سال، منابع بریتانیایی (Williams et al., 1994) و بسیاری از منابع جدید نیز ۱/۸ میلیون سال (Press et al., 2004) در نظر گرفته‌اند، ولی در مقیاس بین‌المللی حد آن ۲ میلیون سال در مورد شروع کواترنری مورد توافق بیشتر دانشمندان قرار گرفته است (Williams et al., 1994). با پذیرش این حد قاعدتا تا ۱۲ هزار سال پیش متعلق به دور پلیستوسن یا کواترنری پیشین و از ۱۲ هزار سال پیش (معتمد، ۱۳۷۶) و در منابع بریتانیایی از ۱۱/۵۰۰ سال پیش (Mackay et al., 2003) تا عصر حاضر متعلق به هولوسن یا کواترنری پسین است (صمدی، ۱۳۸۶).

۱-۴-۱- آب و هوای زمین در پلیستوسن پسین - هولوسن

انتهای دوره کواترنری با تغییرات اقلیمی مهمی در کره زمین، همچون دوره‌های یخبندان و بین‌یخبندان و دوره‌های متناوب سرد و گرم همراه بوده است. در دور پلیستوسن اخیر از حدود ۱۱۰۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ سال پیش، دوره یخبندان (Last glacial period) رخ داده است. حداکثر مقدار یخبندان تقریباً همزمان با ۱۸۰۰۰ سال پیش بوده و قسمت اعظم کره زمین پوشیده از یخ بوده است. تعداد زیادی از کوه‌ها در افریقا و غرب آسیا (خاورمیانه) در این زمان پوشیده از یخ بودند (Clark et al., 2009). پژوهش‌های دیرین آب و هواشناسی نشان

می‌دهند که دور هولوسن به دنبال ذوب یخچال‌ها در دوره دیر یخبندان^۱ (آخرین دوره یخبندان اخیر) و گرم شدن هوا، حدود یازده هزار سال پیش شروع شده است. در این دوره با بالا آمدن سطح آب دریاها، شرایط برای رشد درختان و گسترش جنگل‌ها مناسب‌تر شد. هولوسن از یک کلمه یونانی مرکب شامل هولوس (تمام) و کینوس (جدید) به وجود آمده که در کنار هم به معنی کاملاً جدید است. از رخدادهای ناگهانی تغییر آب و هوا، در دوره دیریخبندان و هولوسن میتوان به یانگر دریاس، دوره بهینه اقلیمی، رخدادهای ۸۲۰۰ سال پیش، رخداد Bond، دوره‌های گرم میانی و عصر کوچک یخی را نام برد (Kobashi et al., 2007). از رخدادهای ناگهانی تغییر آب و هوا، رخداد یانگر دریاس است که پس از دوره دیر یخبندان و پیش از شروع هولوسن در حدود ۱۲۸۰۰ تا ۱۱۶۰۰ سال پیش رخ داد. در این زمان آب و هوای نیمکره شمالی، سردتر شد. نام این دوره نیز براساس نام گل *Dryas octopetala* که رویش آن سازگار با شرایط سرد است و در این زمان در اروپا به فراوانی رویش داشته انتخاب شد. دوره یانگردریاس حدود ۱۱۶۰۰ سال پیش، به طور ناگهانی به پایان رسید. در پایان یانگردریاس در گرینلند، درجه حرارت در طی یک دهه ۱۰ درجه سلسیوس افزایش یافت. پس از دوره دیر یخبندان، طی دور هولوسن، آب و هوای زمین شبیه شرایط امروزی شد. با ذوب ورقه‌های یخی و افزایش تراز آب دریاها، درجه حرارت تعدیل یافت و سامانه موسمی نیز شدت یافت. حدود ۸۲۰۰ سال پیش، در هولوسن پیشین، پدیده غیر منتظره‌ای رخ داد. این پدیده که به رخداد ۸۲۰۰ سال پیش معروف است برای نخستین بار در مغزه یخی گرینلند در نیمکره شمالی شناسایی شد. دانشمندان نشان داده‌اند که در طی دو دهه دما حدود ۳/۳ درجه سلسیوس کاهش یافت و به طور کلی این دوره سرد حدود ۱۵۰ سال طول کشید و سپس با گرم شدن هوا، دما مجدداً به میزان قبلی رسید. این رخدادها در غرب آسیا بخصوص منطقه بین‌النهرین به صورت دوره سرد و خشک به مدت ۳۰۰ سال طول کشید. رخداد Bond به نوسانات آب و هوایی که در منطقه اطلس شمالی رخ داده است اطلاق می‌شود. رخداد Bond مربوط به ۱۱۱۰۰ سال پیش تقریباً همزمان با دوره یانگر دریاس بوده است دوره بهینه اقلیمی^۲ نیز از دوره‌های مشهود در هولوسن است. این دوره در مناطق معتدله نیمکره شمالی در حدود ۵۵۰۰ سال پیش به پایان رسید. در این زمان تمدن‌های بشری نیز در مناطقی از کره زمین مانند آفریقا و آسیا، شروع به گسترش یافت. دوره گرم سد میانه^۳ از حدود قرن دهم تا

¹ Late Glaciale

² Climatic Optimum

³ Medieval Warm Period

چهاردهم حاکم بود (عزیزی و همکاران، ۱۳۹۲). عصر کوچک یخبندان^۱ از دیگر نوسانات اقلیمی طی دور هولوسن، دوره سرد کوتاه مدتی است که نزدیک به زمان حاضر و در فاصله زمانی قرن چهاردهم تا نوزدهم به نام عصر کوچک یخبندان رخ داد. به طور کلی دور هولوسن در تاریخ کره زمین، دوره‌ای بین یخبندان محسوب می‌شود و در نتیجه نمی‌توان پایان دقیقی برای عصر کوچک یخبندان در نظر گرفت (عزیزی، ۱۳۸۳).

۱-۴-۲- تغییرات اقلیمی هولوسن در آسیا

قاره آسیا به دلیل وسعت بسیار زیاد، توپوگرافی خشن و همراهی با توده‌های مختلف آب و هوایی، شرایط اقلیمی بسیار پیچیده‌ای را در هولوسن تجربه نموده است. در بین مناطق مختلف، افریقا و جنوب آسیا از الگوی آب و هوایی مرتبطی برخوردارند که این الگوی آب و هوایی مانسونی می‌باشد. در حدود ۹ تا ۱۰ هزار سال پیش، اشعه خورشیدی تابستانی در نیمکره شمالی افریقا و آسیا، به دلیل کج‌شدگی زیاد محور زمین ایجاد شده است. احتمالاً در آن زمان وجود مانسون‌های تابستانی معتدل و نیمه‌معتدل در افریقا و آسیا به همین علت بوده است. این مانسون‌ها سبب رویش گیاه در مناطق خشک شمال افریقا شده است. در ۱۲۵۰۰ تا ۱۸۰۰۰ سال پیش، بیشتر دریاچه‌های این منطقه خشک و کم آب شدند. در حالی که این شرایط با شرایط حداکثر بالا آمدن سطح آب دریاچه‌ها در شمال آمریکا هم زمان است. کاهش سطح آب دریاچه‌ها در منطقه افریقا و آسیا از ۱۲/۵ هزار سال پیش معکوس می‌شود و در ۹ تا ۱۰ هزار سال پیش سطح آب، به اوج خود می‌رسد. این افزایش در سطح آب دریاچه‌ها در مناطق جنوبی سریع‌تر رخ داده و سپس تا هولوسن میانی به سمت شمال حرکت کرده است. سطح دریاچه‌ها مجدداً در مقیاس منطقه‌ای در اوایل هولوسن میانی کاهش می‌یابد خشکسالی دیگری از ۵۵۰۰ سال پیش نیز رخ داده است. رکوردهای آب و هوای قدیمی ثبت شده از دریاچه‌های افریقا و جنوب آسیا و نرخ رطوبت در همان زمان در کمربندی با عرض جغرافیایی حدود ۹ تا ۳۰ درجه شمالی بین ۱۸۰۰۰ سال پیش تاکنون، حاکی از بالاتری سطح آب دریاچه‌ها مربوط به ۹۰۰۰ سال پیش و پایین‌ترین سطح آب دریاچه مربوط به حدود ۱۳۰۰۰ سال پیش است (لک و همکاران، ۱۳۹۰). در آخرین دوره یخبندان، نواحی شرقی آسیا دچار خشکی مفرط شده و هیچ گونه دریاچه‌ای در آن زمان وجود نداشته است و رسوبات بادی و خشکی در منطقه برجای گذاشته شده است. در آن زمان در منطقه مذکور، به دلیل کاهش دریافت انرژی خورشید توسط جو فوقانی، مانسون زمستانه قوی‌تر و مانسون تابستانه ضعیف‌تر حکم

¹ Little Ice Age

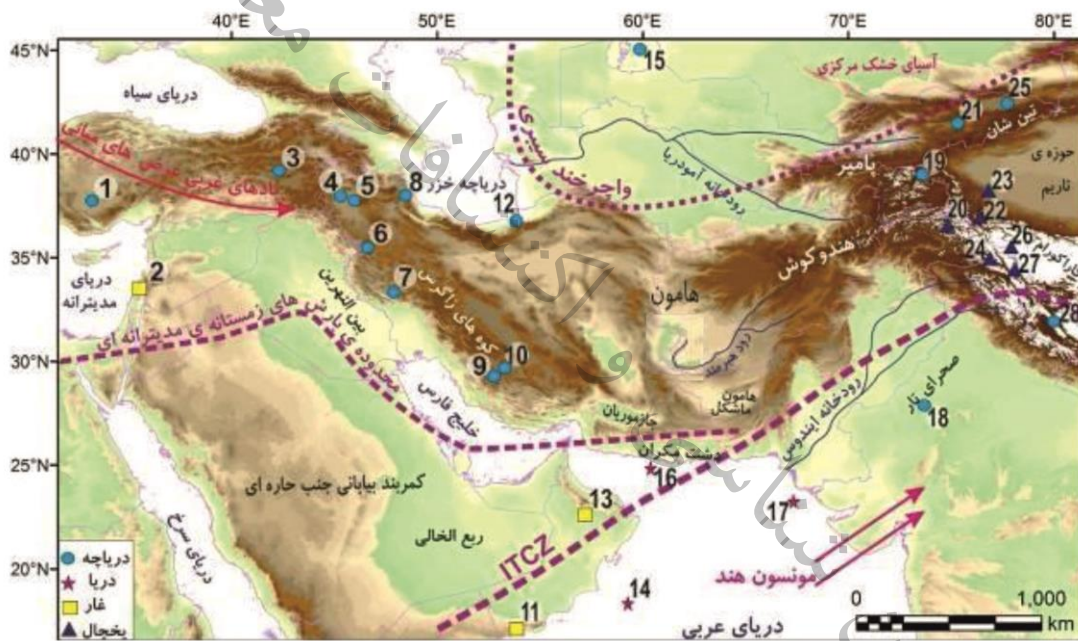
فرما بوده است (Harrison et al., 1996). اما اغلب نواحی فلات تبت و غرب چین در شرایطی نسبتاً مرطوب‌تر از شرایط کنونی واقع شده بودند و دریاچه‌های خاورمیانه دارای سطح آبی بالاتر از شرایط کنونی بوده‌اند. به نظر می‌رسد کمربند مرطوبی از شرق مدیترانه در امتداد آسیای مرکزی تا غرب چین حضور داشته است (Chen et al., 2008). در شرق و جنوب آسیا، تغییرات مونسون آسیایی در طی هولوسن به خوبی توسط داده‌های نهشته‌های غارها با سن سنجی دقیق بررسی شده است براساس این یافته‌ها مونسون هند و مونسون آسیای شرقی کمی پس از آغاز هولوسن شروع شد، در اوایل تا اواسط هولوسن به شدیدترین میزان خود رسید و پس از هولوسن میانی تضعیف شد این الگو دقیقاً از تغییرات تابش تابستانه خورشیدی در عرض‌های پایینی تبعیت می‌کند (حمزه، ۱۳۹۶). چن^۱ (۲۰۰۸) در دوره‌های اقلیمی هولوسن آسیای خشک مرکزی را به صورت زیر بیان می‌کند:

- ۱- یک دوره خشک‌تر از حال حاضر که در اوایل هولوسن قبل از ۸ هزار سال پیش گسترش داشته است.
- ۲- بیشترین میزان رطوبت همراه با بیشترین سطح آب دریاچه و فراوان‌ترین پوشش گیاهی در اواسط هولوسن بین ۸ تا ۴ هزار سال پیش.
- ۳- آغاز روند کاهش رطوبت (اما مرطوب‌تر از شرایط هولوسن) تا حدود ۱۵۰۰ سال قبل. در بسیاری از نواحی این روند کاهش رطوبت پس از این دوره نیز ادامه داشته است.

برعکس شرایط موجود در آسیای مرکزی خشک، در اوایل هولوسن، شرایط اقلیمی جنوب آسیا تحت تاثیر مونسون هست کاملاً مرطوب بوده است و از اواسط هولوسن به بعد دچار روند افزایش خشکی گردیده است (حمزه، ۱۳۹۶). آب‌وهوای گذشته و تغییر اقلیم در منطقه آسیای جنوب غربی توسط پژوهش‌گران مختلف مطالعه شده است. استقرار پوشش جنگلی در شرق ترکیه و غرب ایران در اوایل هولوسن در مقایسه با نواحی ساحلی آسیای جنوب غربی از نظر زمانی تاخیر دارد. همچنین منطقه‌ی مدیترانه‌ی خاوری در اواخر دوره یخبندان و هولوسن پیشین دارای رطوبت بیشتری نسبت به شرق ترکیه و غرب ایران بوده و به همین دلیل پوشش گیاهی جنگلی در آن مناطق زودتر مستقر شده است (Kehl, 2009). در ۱۲۰۰۰ تا ۶۰۰۰ سال قبل، نواحی جنوب غربی آسیا شرایط اقلیمی حادی با تابستان گرم‌تر و بسیار طولانی‌تر از شرایط کنونی داشته است. شرایط اقلیمی حاکم موجب از بین رفتن بسیاری از دریاچه‌های کم عمق و رودهای فصلی شد و در تغییر پوشش گیاهی منطقه نیز موثر بود. گیاهان با سازگاری بیشتر با شرایط محیطی و فصول خشک غالباً جزو

¹ Chen

گیاهان یک ساله بودند (شامل غلات وحشی نخود، عدس، نخودفرنگی، گندم) و با ایجاد تغییراتی در الگو و شکل دانه چرخه حیات یک ساله خود را تکمیل کردند. سرزمین‌های واقع در خاورمیانه در منطقه‌ای است همواره متأثر از موسمی‌های آسیایی و جریان بادهای غربی بوده است. در نتیجه هر گونه تغییر چشم‌انداز گیاهی و جانوری را به همراه داشته است. دوره‌های مختلف اقلیمی همواره موجب گسترش یا زوال جوامع گیاهی و جانوری در منطقه شده است. زمانی که این تغییرات در مدت طولانی‌تر و به کندی صورت می‌گرفته است، گیاهان قدرت و زمان لازم برای سازگاری و افزایش انطباق با شرایط اقلیمی را داشته‌اند. اما زمانی که گذار از یک شرایط اقلیمی به شرایط متفاوت دیگر به سرعت رخ داده است، غالباً جوامع گیاهی از بین رفته و با گونه‌های متفاوت و سازگار دیگری جایگزین شده است (عزیزی و همکاران، ۱۳۹۶) (شکل ۱-۱).



شکل ۱-۱. نقشه کلی آب و هوایی جنوب غرب آسیا، شرایط اقلیمی حال حاضر توسط مرز بین منطقه بارندگی‌های زمستانه مدیترانه‌ای، کمربند بیابانی جنب حاره‌ای، مرکز پرفشار سیبری و همچنین موقعیت منطقه همگرایی بین حاره‌ای تعریف می‌گردد. محیط‌های مورد مطالعه تغییرات اقلیم شامل محیط‌های دریاچه‌ای، دریایی، غار و یخچال‌ها توسط شماره‌های متوالی از سمت چپ به راست نمایش داده شده است (Hamzeh et al., 2016).

۱-۴-۳- اقلیم پلیستوسن-پسین - هولوسن فلات ایران

شواهد تغییر اقلیم پلیستوسن و هولوسن در ایران از طریق سیستم‌های مختلف ژئومورفیک که شامل رسوبات دریاچه‌ای (Vanzeist and Wright, 1963; Vanzeist and Bottema, 1977; Kelts and Shahrabi, 1986;)

Bobek, 1937; Hagedorn et al., 1975;) مورن‌های یخچالی (Djamali et al., 2008; Ramezani, 2008
Busche) گنبد‌های نمکی (Hagedorn et al., 1978)، و اشکال جنب یخچالی (Kehl, 1976, 2008; Preu, 1984
Weise, 1974; Regard et al.,) دشت‌سر و مخروط‌افکنه‌ها (Vita-Finzi, 1969)، رسوبات آبرفتی (et al., 2002
2006) به علاوه تراس‌های و ساحلی (Ehlers, 1969, 1971; Grunert, 1977) است. مطالعه شده است (Kehl,)
2009). فلات ایران در طول دوران سوم زمین‌شناسی به دلیل قرار گرفتن در بین نواحی آب و هوایی مختلف از
قبیل: بیابان‌های تحت کنترل پرفشاره جنب حاره‌ای (عربستان)، ناحیه تحت تسلط بادهای موسمی (هند و
پاکستان) و ناحیه شرق مدیترانه با بارش‌های زمستانی دارای شرایط خاصی است که تفسیر شواهد و آثار ناشی
از آن را با پیچیدگی‌هایی مواجه ساخته است. این پیچیدگی وقتی بیشتر شود که اثر توده هوای پرفشار سیبری
و ویژگی‌های توپوگرافیک و هیدرولوژیک محلی نیز به آن اضافه گردد (حمزه، ۱۳۹۶). به طور کلی، محققین بر
این نظر توافق دارند که چندین تغییر اقلیمی در نواحی خشک و مرتفع ایران در زمان کواترنری روی داده
است، اما زمان و جهت این تغییرات هنوز به طور کامل بررسی نگردیده است. داده‌های زمین‌شناسی تاریخی و
سن‌سنجی تغییرات اقلیم کواترنری ایران پراکنده بوده و در برخی زمان‌ها مانند پلیستوسن پایینی تا میانی هیچ
گونه داده سن‌سنجی منتشر نشده است برای آخرین دوره یخچالی و هولوسن، سن‌سنجی کربن ۱۴، سن
سنجی لومینسانس و مدارک باستان‌شناسی موجود است که ایده‌های اولیه کرنواستراتیگرافی اواخر کواترنری را
به دست می‌دهد. مدارک چینه‌نگاری دوره مرطوب پلیستوسن یا هولوسن پایینی در ایران در مقایسه با تفسیر
های انجام شده برای جنوب شرقی صحارا و شبه جزیره عربستان اندک است. بعلاوه، تغییرات اقلیم در هولوسن
بالایی در ایران و اثرات احتمالی آن بر روی تمدن‌ها به ندرت مطالعه شده است. شواهد نوسان‌های اقلیمی
پلیستوسن و هولوسن در ایران منحصر به تحقیق بر روی سامانه‌های مختلف زمین ریخت‌شناسی شامل رسوبات
دریاچه‌ای (اغلب منحصر به غرب ایران)، کویرها و پلایاها، مورن‌های یخچالی، اشکال پریگالاسیال، رسوبات
رودخانه‌ای، کوهپایه‌ها و مخروط‌های آبرفتی، پادگانه‌های دریایی و آبرفتی و توالی رسوبات بادی و خاک است
(Kehl, 2009). این تحقیقات اغلب از طریق مطالعات زمین ریخت‌شناسی صورت گرفته و در اغلب اوقات دقیقاً
مشخص نموده که این رخنمون‌ها حاصل فرایندهای تکتونیک است یا فرسایش حاصل از عوامل اقلیمی
مسئول ایجاد آن‌هاست. به همین جهت قابل‌انتکاترین مطالعات در این مورد، شواهد حاصل از مطالعات رسوبات
بادی است (حمزه، ۱۳۹۶). شرایط اقلیمی در ایران بیشتر توسط سامانه‌های فشاری چرخنده‌های غربی (بخش-
های شمالی، شمال‌غربی، غرب، جنوب‌غربی، مرکز) و به میزان کمتر شرق و جنوب‌شرقی ایران، پرفشار سیبری

(شمال شرقی) و مونسون جنوب غربی (منتهی الیه جنوب شرقی) کنترل می شود (Chen et al., 2009). در طی کواترنری احتمالاً موقعیت و شدت این سامانه‌ها با شرایط کنونی متفاوت بوده و از این جهت تاثیر آن‌ها بر اقلیم منطقه دچار دگرگونی شده است. شواهد تغییرات آب و هوایی کواترنری ایران نخستین بار توسط بلانفورد¹ (۱۸۷۳) مورد توجه قرار گرفت. وی با تاکید بر پراکندگی وسیع رسوباتی که به نظر او غالباً منشا دریایی و دریاچه‌ای داشته‌اند، نواحی مرکز فلات ایران را در طی پلیستوسن، عرصه پهنه‌هایی آبی گسترده و حتی یکپارچه تصور نموده بود که از اواسط این دوره به تدریج رو به خشک شدن نهادند. اما تحقیقات بعدی (Bobek, Vanzeist and Bottema, 1977; 1937). نظری مخالف با عقیده هم زمانی دوره‌های بارانی با عصرهای یخچالی در ایران حداقل برای بخش‌های غربی و شمال غربی ایران ارائه نمودند. بنابراین دیدگاه‌ها آب و هوای ایران در اواخر پلیستوسن به مراتب سردتر و در ضمن تا حدی کم بارشی تر از عصر بعد از یخچالی بوده است، با این احتمال که موازنه رطوبتی مثبتی به دلیل کاهش چشمگیر تبخیر و تعرق وجود داشته است (Krninsley, 1972). هنگامی که یخ‌ها عظیم قاره‌ای در ۱۸۰۰۰ تا ۱۳۰۰۰ سال قبل ذوب شدند، صحرای جنب حاره‌ای میزان زیادی باران دریافت نمودند. در اوایل تا اواسط هولوسن، یخ‌های ذوب شده سطح آب اقیانوس‌ها را تا مرز کنونی بالا بردند. در اواسط هولوسن سطح آب دریا یک متر (یا بیشتر) بالاتر از حد کنونی بود (Woodroffe and Horton, 2005) و موجب افزایش سطح تماس آب با هوا و افزایش رطوبت گردید. دمای سطح آب دریا یک تا دو درجه بالاتر از قرن بیستم گردید (Thunell, 1979) که به نوبه خود موجب افزایش تبخیر آب از سطح دریاها در نواحی گرم حاره‌ای و جنب حاره‌ای شد. این افزایش رطوبت در هولوسن در تغییر پوشش گیاهی در غرب ایران، صحرای تار و راجستان، صحارا و عربستان سعودی قابل ردیابی است. از اوایل هولوسن تا حدود بین ۵۰۰۰ تا ۶۰۰۰ سال قبل، میزان بارندگی در این نواحی به مرور افزایش پیدا کرد. در ایران میزان بارندگی از آن زمان چندان کاهش پیدا نکرده، اما خشکی در راجستان از ۳۰۰۰ سال قبل افزایش پیدا کرده است (Whitney, 2007). با توجه به مطالعات دریاچه‌شناسی دیرینه در ایران باید دیدگاه جدیدی را به دو دیدگاه قبلی افزود آن دیدگاهی است که پژوهشگران چینی با بررسی داده‌های بانک اطلاعات جهانی دریاچه‌ها (در اکسفورد) مطرح ساخته‌اند. براساس این بررسی‌ها و ضمن مقایسه سرگذشت حدود یکصد دریاچه و پلایا در آسیا، این دانشمندان به این نتیجه رسیده‌اند که دریاچه‌ها و پلایاهای آسیای مرکزی، که در این تحقیق بخش عمده ایران مرکزی نیز جزئی از آن به شمار آمده، دست کم در کواترنری پایانی در قبال تغییرات اقلیمی دارای

¹ Blanford

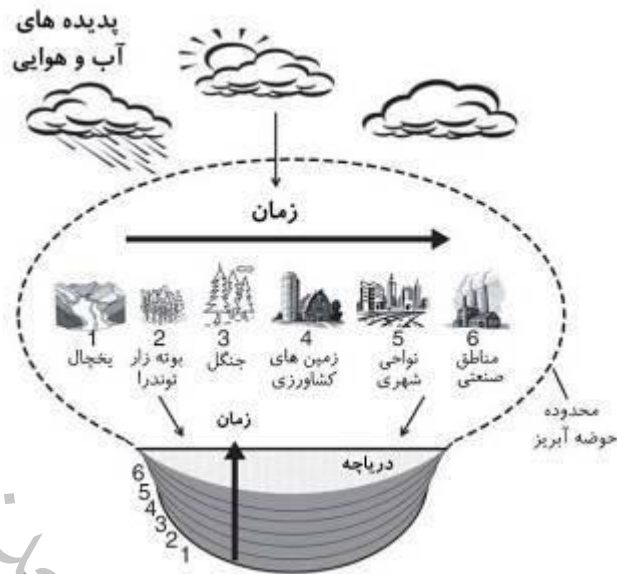
واکنش دوحالته بوده است. توضیح این که برمبنای این مطالعات، آسیای مرکزی (به همراه ایران مرکزی) در میان مناطقی کاملاً متضاد از لحاظ اقلیمی، یعنی آسیای غربی- شمال غربی و آسیای جنوبی- جنوب شرقی، منطقه سومی را تشکیل می‌دهد. دریاچه‌های مطالعه شده در این منطقه، از یک سو در قبال تغییرات اقلیمی همزمان با اوج مرحله یخچالی (در حدود ۱۸۰۰۰ سال قبل)، مشابه عملکرد دریاچه‌های شمال غرب آسیا، دارای سطح بالاتری از آب بوده‌اند. از طرف دیگر، همین دریاچه‌ها همزمان با مرحله اوج بعد از یخچالی (هولوسن گرم در حدود ۶۰۰۰ قبل) روند افزایش آبی همانند دریاچه‌های جنوب شرقی آسیا از خود نشان داده‌اند. البته نحوه و شدت این تغییرات از نظر رابطه بین اقلیم و سطح آب دریاچه، به ویژه در ایران مرکزی، هنوز به خوبی روشن نشده است (مهرشاهی، ۱۳۸۱). برخی محققین شواهدی مبنی بر رویداد زمان‌های پرباران در ایران ارائه نموده‌اند که حاکی از بارش‌های شدیدتر در طی زمان‌های یخبندان نسبت به شرایط کنونی است. اسچارلوا^۱ (۱۹۸۵) چنین فرض کرد که پرشدگی دره آبرفتی شرق کوه‌های البرز در طی یک دوره پرباران در عصر یخبندان آخر روی داده است. به عنوان نشانه‌ای از آخرین دوره پربارش شناخته شد (Kehl, 2009). همچنین تشکیل تراس‌های آبرفتی شیرکوه و شواهد بیانگر دوره یخبندان در آن‌ها مطابق با آخرین دوره پرباران است. دانشمندان وقوع این شرایط پرباران را در اثر جابه‌جایی توده‌های کم‌فشار غربی به سمت جنوب شرق می‌دانند (حمزه، ۱۳۹۶). بررسی‌های انجام شده در نواحی مرتفع و ته نشست‌های لس‌های مرکزی ایران نشان داد که وضعیت اقلیمی خشک از دوره دیر یخبندان تا هولوسن پیشین ادامه داشته است. شواهد همچنین نشان داد که شمال کشور و زاگرس در دوره دیریخبندان شرایط اقلیمی، خشک و کم بیش سرد بوده است (Kehl, 2009). شواهد حاصل از مطالعات خاک‌شناسی دیرینه نشان داده است که فاز افزایش رطوبت در اواخر کواترنری همچنین در نواحی از ایران که هم اکنون خشک و نیمه‌خشک هستند نیز روی داده است در جنوب ایران خاک دیرینه‌ای که احتمالاً بین ۲۱ تا ۲۷ هزار سال قبل تشکیل شده، شناسایی گردید که در زیر و روی آن رسوبات لسی حضور دارد و احتمالاً حاصل دوره پرباران بوده است (خورمالی و همکاران، ۲۰۰۳) مطالعات انجام شده در ایران مانند دریاچه زریبار، دریاچه ارومیه، دریاچه میرآباد و مقایسه آن با دریاچه وان در ترکیه که دارای تغییرات پوشش گیاهی تقریباً مشابهی است در تمامی این مطالعات پایان یانگر دریاس و شروع هولوسن با کاهش ناگهانی اسفناجیان (معرف آب و هوای سرد و خشک) و افزایش ناگهانی گندمیان (معرف آب و هوای گرم و خشک) مشخص می‌شود (عزیزی و همکاران، ۱۳۹۶). شرایط دما و رطوبت غرب کوه‌های زاگرس

^۱- Scharlau

پس از آخرین عصر یخبندان توسط مغزه‌های رسوبی دریاچه‌های زریبار و میرآباد (شمال غرب ایران) به خوبی تفسیر شده است. آخرین عصر یخبندان در ایران با حضور استپ خشک و فراوانی گیاهان *Artemisia* شناخته می‌شود (Vanzeist, 1967). در اواخر یخبندان - اوایل هولوسن، دمای هوا احتمالاً افزایش یافته و سبب تغییر در نوع پوشش گیاهی و رویش ساوانای پوشیده از درختان پسته وحشی و بلوط گردید. از حدود ۶ هزار سال قبل، خصوصیات دما و بارندگی احتمالاً مشابه شرایط کنونی بوده و جنگل درختان بلوط در حوضه آبریز دریاچه زریبار و میرآباد رشد نموده است (Jones et al., 2011).

۱-۴-۴- نقش رسوبات دریاچه‌ای در بازسازی اقلیم

دریاچه‌ها سامانه‌های پویا با قدرت ثبت اطلاعات متوالی از شرایط زیست محیطی، آب و هوایی و تکتونیکی با وضوح بالا در مقیاس‌های ناحیه‌ای و منطقه‌ای هستند. با استفاده از مغزه‌های رسوبی می‌توان ستونی عمودی از رسوبات را برداشت نمود که معرف دوره‌های مختلف رسوب‌گذاری است که هر کدام نشانگر شرایط محیطی زمان ته‌نشست خود هستند. اولین مطالعات دیرینه به حدود دهه ۱۹۲۰ برمی‌گردد که در آن زمان، این گونه مطالعات علمی عموماً به صورت توصیفی انجام می‌گرفت. در دهه‌های پس از آن با پیشرفت‌های شگرفی در مطالعات دریاچه‌شناسی دیرینه شد و به علمی کمی، کاربردی و روبه گسترش بدل گشت. هدف اصلی از مطالعه دریاچه‌شناسی دیرینه، توسعه اطلاعات از شرایط دیرینه تغییرات وضعیت محیطی قاره‌ها در قیاس با داده‌های موجود از اقیانوس‌ها و یخچال‌هاست. اغلب اطلاعات اولیه ما از تغییرات اقلیم دیرینه خشکی‌ها در کواترنری از مطالعه فسیل‌های دانه گرده در دریاچه‌ها، باتلاق‌ها و نواحی زغال‌دار به دست آمده است. امروزه، شواهد سودمند دیگری در رسوبات دریاچه‌ها جهت بررسی تغییرات اقلیم گذشته به کار گرفته می‌شود که شامل: ایزوتوپ‌ها (Talbot, 2001; Wolfe et al., 2001)، دیاتومه‌ها (Stoermer and Smol, 1999)، ماده آلی رسوبی (Meyrse and Teranes, 2001) و سنگ‌شناسی رسوبی و رخساره‌ها (Talbot et al., 1984) است (حمزه، ۱۳۹۶) (شکل ۱-۲).



شکل ۱-۲. شماتیک توالی رویدادهای ثبت شده در رسوبات درون یک دریاچه پس از یخبندان. وقایع پس از یخبندان توسط پوشش گیاهی بوته‌ای و سپس جنگلی که دانه‌گرده خود را داخل رسوبات رها می‌سازند آغاز می‌شود. فعالیت‌های کشاورزی موجب تغییر در پوشش گیاهی و یا معرفی گونه‌های گیاهی بیگانه و افزایش بار رسوبی و عناصر مغذی به دریاچه می‌گردد. در نهایت شهرنشینی و توسعه صنعتی موجب ورود عناصر و مواد غیرطبیعی به حوضه آبریز می‌گردد که شامل شکل‌های گوناگون آلاینده‌های آلی، اسیدهای غیر آلی حاصل از ریزش‌های جوی، پسماندهای احتراق و ... هستند. اثرات هرکدام از این وقایع در حوضه آبریز دریاچه می‌تواند در توالی رسوبی دریاچه ثبت گردد (حمزه، ۱۳۹۶)

دریاچه‌های عهد حاضر دارای تنوع فوق العاده فیزیکوشیمیایی از نظر منشا، اندازه (عمق، مساحت)، ریخت-شناسی، شیمی آب (از بسیار شور تا شیرین)، سطح تغذیه‌ای، اندازه حوضه آبریز، واکنش مقابل با آب‌های زیر-زمینی و اقلیم محلی هستند که تمامی این خصوصیات تاثیر شگرفی بر طبیعت و نرخ رسوبگذاری در محیط-های مختلف دریاچه‌ای دارند. این تنوع زیاد منجر به طیف وسیعی از رسوبات در دریاچه‌های عهد حاضر و قدیمی گردیده است. علاوه براین، به دلیل زمان ماندگاری کوتاه و نرخ رسوب گذاری زیاد، تغییر در این پارامترهای ورودی، می‌تواند موجب ایجاد تغییرات سریعی در رسوب‌شناسی این محیط‌ها در فواصل چند سانتی‌متری در رسوبات گردد (Smol, 1999).

۱-۵- ژئومورفولوژی دیرینه

پالئوژئومورفولوژی یکی از شاخه‌های ژئومورفولوژی است که به مطالعه و بررسی فرم‌ها و فرایندهای قدیمی زمین می‌پردازد. این بخش از ژئومورفولوژی می‌تواند در تجزیه و تحلیل تاریخ زمین از اهمیت فزاینده‌ای برخوردار باشد. با توجه به این که بستر همه فعالیت‌های انسان سطح زمین است و از طرفی شناخت زمین و ویژگی‌های اشکال سطحی آن از نظر ژئومورفولوژی دینامیک درونی و بیرونی و مخاطرات طبیعی آن بدون بررسی تحولات گذشته امکان‌پذیر نیست بررسی و مطالعه اشکال و عوارض برجای مانده از محیط‌های مورفوکلیماتیکی گذشته و تبیین چشم اندازه‌های فعلی سطح زمین در برنامه‌ریزی عمرانی ضروری بنظر می‌رسد (آقایی‌پور، ۱۳۹۱). بازشناسی و مطالعه پدیده‌های ژئومورفولوژیک آن هم در یک مجموعه و محدوده اراضی مرتبط به هم نشانه‌های از تحولات وقوع حوادثی است. که از دریچه و دیدگاه‌ها ژئومورفولوژی می‌تواند بیانگر گذشته جغرافیایی تلقی شود (رامشت، ۱۳۷۱). آنچه به عنوان پدیده‌های ژئومورفولوژی در سطح خارجی پوسته برجای می‌ماند به عنوان میراث اقلیمی گذشته می‌تواند به صورت کلیدی در حل معمای تحولات و تغییرات آن محیط بکار گرفته شود. در ایران قلمرو کواترنری با تنوع اشکال ژئومورفیک دیرینه نشان از حاکمیت فازهای مختلف سرد و گرم اقلیمی کواترنری، تغییر بیلان ماده و انرژی در سطوح مختلف ژئومورفیک دارند. شرایط اقلیمی در ایران تحت حاکمیت سیستم‌های فشار و سیکلون‌های غربی، سیبری و مانسون‌های جنوب شرق قرار دارد. در طول دوران کواترنری این سیستم‌ها تا حدودی موقعیت و شدت آن‌ها تغییر کرده و اثرات آن بر روی اقلیم و مورفولوژی ایران تاثیر گذاشته است. از این رو بازسازی این تغییرات و شناسایی شواهد تغییرات اقلیمی ضروری است. شواهد ژئومورفولوژیکی پهنه‌های داخلی ایران نشان می‌دهد که تغییرات قابل توجهی در اوضاع اقلیمی و طبیعی این مناطق در طی دوران سوم روی داده است. از این رو، دربردارنده آثار و شواهدی از تغییرات سطح اساسی (اقلیمی و زمین ساختی) است. همچنین، بررسی زمین‌شناسی دریاچه‌های عهد حاضر، حاکی از آن است که وسعت این دریاچه‌ها در گذشته بسیار زیادتر از امروز بوده است (درویش زاده، ۱۳۷۱). تعیین قلمرو و تفکیک مرزهای اقلیمی متفاوت در دوره کواترنری از طریق بررسی شواهد مورفولوژیکی موجود امکان‌پذیر است. در واقع، دوره‌های اقلیمی مختلف فرایندهای مختص به خود را ایجاد می‌کنند و این فرایندها نیز فرم‌های متفاوتی را به وجود می‌آورند (شریفی و فرح بخش، ۱۳۹۳).

شناخت شکل‌های ناشی از اثر اقلیم و هر فعالیتی که شکل زمین را تغییر دهد و موجب جابجایی مواد و تغییر کمی و کیفی انرژی جنبشی آنها شود مورد توجه ژئومورفولوژیست‌ها است (مقیم، ۱۳۷۸). تغییرات ژئومورفولوژی بر اثر فرایندهای درونی و بیرونی کنترل می‌شود. این فرایندها در زمان‌ها و مکان‌های مختلف به

صورت یکنواخت عمل نمی‌کند و تغییر در فرایندها، تغییر در ژئومورفولوژی سطح زمین را در پی دارد به همین سبب در اغلب نقاط دنیا از جمله ایران اشکال زیادی مشاهده می‌شود که علت وجودی آن را نمی‌توان با فرایندهای کنونی تفسیر کرد از جمله این اشکال می‌توان به شواهد به جامانده از پادگانه‌های آبرفتی و یخچال‌های پلیستوسن و پلایا و دریاچه‌های پلویال ایران مرکزی اشاره کرد (نایب زاده و همکاران، ۱۳۹۶). ارزیابی تغییرات اقلیمی کواترنری به دلیل انعکاس مستقیم آن بر روی سیستم‌های شکل‌زا و متاثر از آن فرم‌های ایجاد شده بر روی سطح زمین همواره از بحث‌انگیزترین و در عین حال جذابترین موضوعاتی بوده که توجه ژئومورفولوژیست‌ها را به خود جلب کرده است (صفاری و همکاران، ۱۳۹۳). زیرا آنها همواره بر تحولات پوشش خارجی زمین به ویژه تغییرات ناشی از نیروهای بیرونی تاثیرگذار تاکید داشته‌اند (رامشت، ۱۳۸۱). اساس تحلیل‌های ژئومورفولوژی کارکردی بر مبنای دیدگاه سیستمی است. ژئومورفولوژی سیستمی به شناسایی فرم و فرایندهای ژئومورفیک و روابط بین آنها استوار است. کارایی این دیدگاه زمانی که روابط متقابل بین اجزا و عناصر سیستم برقرار است. از اهمیت بالایی برخوردار می‌باشد (صفاری و همکاران، ۱۳۹۳). از این رو بازسازی این تغییرات و شناسایی شواهد تغییرات اقلیمی ضروری است. شواهد ژئومورفولوژیکی پهنه‌های داخلی ایران نشان می‌دهد که تغییرات قابل توجهی در اوضاع اقلیمی و طبیعی این مناطق در طی دوران سوم روی داده است. از این رو، دربردارنده آثار و شواهدی از تغییرات سطح اساس (اقلیمی و زمین ساختی) است. همچنین، بررسی زمین شناسی دریاچه‌های عهد حاضر، حاکی از آن است که وسعت این دریاچه‌ها در گذشته بسیار زیادتر از امروز بوده است (درویش زاده، ۱۳۷۱). تعیین قلمرو و تفکیک مرزهای اقلیمی متفاوت در دوره کواترنری از طریق بررسی شواهد مورفولوژیکی موجود امکان پذیر است.

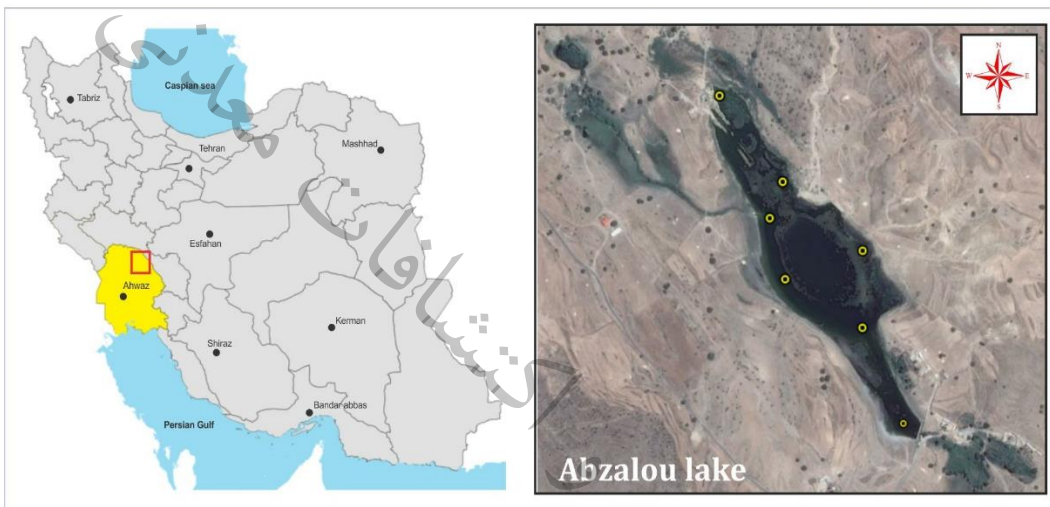
در واقع، دوره‌های اقلیمی مختلف فرایندهای مختص به خود را ایجاد می‌کنند و این فرایندها نیز فرم‌های متفاوتی را به وجود می‌آورند. براساس این نظر، مطالعه فرم‌های کنونی، فرایندهای تشکیل دهنده آنها و البته ویژگی‌های اقلیمی غالب دوره شکل‌گیری این فرم‌ها را نشان می‌دهد؛ برای مثال، در مناطقی با شرایط اقلیمی کاملاً خشک و گرم ایران مرکزی حال حاضر، ژئوفرم‌هایی مانند مخروطه افکنه‌های بسیار گسترده، سیرک‌های بسیار عظیم در ارتفاعات نه چندان بالا، دره‌های باز و عریض، وجود تخته سنگ‌های و قله سنگ‌های بسیار بزرگ در پایین دست دامنه‌ها و در ارتفاعات پایین در بستر دامنه‌ها و در ارتفاعات پایین در بستر قدیمی دره‌ها و مواردی از این دست نشان دهنده سیستم اقلیمی سرد و مرطوب‌تری است که یخچال‌های کوهستانی و فرایندهای یخی بر منطقه حاکم بوده است (شریفی و فرح بخش، ۱۳۹۳). مطالعه و بازسازی شرایط اقلیمی و

ژئومورفویکی گذشته در تمامی زمینه‌ها نقشی پایه‌ای دارد. گرم شدن هوا پسروری یخچال‌ها بالا آمدن سطح سواحل کوه‌ها رودخانه‌ها تغییرات اقلیمی و زیست بوم شرایط محیط زیستی و نیز تحول و تکامل انسان اهمیت مطالعات پالئوژئومورفولوژی را دو چندان کرده است براین اساس بررسی و تحلیل ژئومورفولوژی دیرینه ضروری به نظر می‌رسد زیرا درک بهتر از منطقه و تحولات که در گذشته در آن به وقوع پیوسته موجبات شکل‌گیری وضعیت کنونی آن منطقه را فراهم آورده است علاوه برآن ما رو در بهره‌برداری بهینه اصولی و صحیح از امکانات محیط طبیعی یاری می‌کند که در جهت برنامه‌ریزی آینده سودمند خواهد بود (نایب زاده و همکاران، ۱۳۹۶).

۱-۶- معرفی منطقه مورد مطالعه

تالاب آب‌زالو با مختصات طول جغرافیایی $37^{\circ}-27'$ و 49° شرقی و عرض جغرافیایی $11^{\circ}-45'$ شمالی قرار دارد. این منطقه بخشی از چهارگوش نقشه $1:100000$ لالی و $1:250000$ دزفول است که در 200 کیلومتری اهواز و حاشیه جاده استان خوزستان به استان چهارمحال و بختیاری قرار دارد. در جنوب شهر قلعه خواجه، مرکز شهرستان اندیکا در شمال شرق استان خوزستان قرار گرفته است. این دریاچه در دامنه ارتفاعات زاگرس چین خورده و زیر واحد ایذه در تقسیم‌بندی ژئومورفولوژیکی واقع شده است و بدلیل وجود سازند های تبخیری و کربناته میوسن (گچساران و آسماری)، دریک فروچاله تشکیل شده است. مهم‌ترین منبع تامین آب آن بارش های فصلی و چشمه‌های کارستی می باشد. ارتفاع آن از سطح دریا 700 متر و عرصه تالاب آب‌زالو حدود 150 هزار مترمربع است (شکل ۱-۳) و در عمیق‌ترین قسمت حدود 6 متر عمق دارد. این دریاچه توسط چشمه های کارستی تغذیه شده و وجود لایه تورب در بخش‌های عمیق و همچنین هاموک‌ها در سطح دریاچه نشان دهنده الگو یافتگی تورب زار یکپارچه‌ای است که در اثر عوامل محیطی، بویژه فرسایش ناشی از حرکت آب‌های سطحی تکوین یافته است. منبع اصلی تامین‌کننده آب دریاچه، چشمه های کارستی می‌باشد. لندفرم‌های کارستی محل تغذیه آبخوان‌های کارستی بوده و نفوذ آب تحت تاثیر ویژگی‌های ژئومورفولوژی کارست می‌باشد. بنابراین ویژگی‌های هیدرودینامیکی و هیدروشیمیایی (ویژگی‌های کمی و کیفی منابع آب کارست) و آسیب پذیری آبخوان‌های کارستی، تحت تاثیر مستقیم لندفرم‌های کارستی می‌باشد. بنابراین مطالعه این دریاچه از دو منظر می‌تواند مفید باشد اول: مطالعات مربوط به بازسازی شرایط اقلیمی و مورفولوژیکی در زمان هولوسن و دوم: میزان توسعه کارست در منطقه، نحوه و زمان تشکیل فروچاله این دریاچه و فروچاله‌های مشابه در منطقه. بدین معنا که رفتار آبخوان‌های کارستی از لحاظ کمی و واکنش به

بارش و نوسانات آن، همچنین ویژگی‌های کیفی آب کارست و آسیب‌پذیری این منابع به میزان توسعه کارست سطحی و شبکه کارستی زیرسطحی بستگی دارد. به عبارت دیگر هر چه کارست توسعه یافته‌تر باشد، واکنش به بارش و نوسانات اقلیمی سریع‌تر بوده و همچنین به علت عدم تماس زیاد و زمان ماندگاری کمتر آب در آبخوان و مجراها، ویژگی‌های شیمیایی آب کارستی شبیه آب ورودی می‌باشد و برعکس. همچنین هر چه کارست توسعه یافته‌تر باشد، میزان آسیب‌پذیری آن نیز بیشتر می‌شود.



شکل ۱-۳. تصویر ماهواره ای تالاب آبزالو (گوگل ارث)

در جدول ۱-۱ خصوصیات مورفومتری تالاب آبزالو آمده است. تاکنون در تالاب آبزالو مطالعاتی در زمینه اقلیم دیرینه، ژئومورفولوژی، رسوب‌شناسی، و محیط‌های رسوبی حال و زمان گذشته و موضوعاتی از این دست، که با بررسی توالی‌های رسوبی بستر دریاچه با استفاده از مغزه‌های رسوبی عمیق میسر می‌شود، انجام نشده است. در این پژوهش سعی شده است به بررسی رسوب‌شناسی، شناسایی رخساره‌های رسوبی، شناسایی محیط‌های رسوبی، و تغییرات این محیط‌ها در هولوسن پایانی به بازسازی شرایط اقلیمی و محیطی تالاب آبزالو پرداخته شود. مطالعات پالئوکلیماتولوژی و تعیین تاریخچه تغییرات دیرینه در این دریاچه می‌تواند به درک بهتر عوامل مؤثر بر خشک شدن دریاچه‌های مشابه در زاگرس و روند تغییرات سطح آب در دوره‌های گذشته آن کمک کند تا با استفاده از روندیابی این تغییرات بتوان شرایط کنونی و تحولات آینده آن را تحلیل کرد و آن را به منزله شاخص و الگویی برای بسط این مطالعات در سایر مناطق کشور ارائه داد.

جدول ۱-۱. خصوصیات مورفومتری تالاب آبزالو

۴۸۰	کمینه	طول دریاچه (متر)	۳۷-۲۷-۴۹ شرقی	طول جغرافیایی
۷۵۰	متوسط		۴۵-۱۱-۳۲ شمالی	عرض جغرافیایی
۹۵۰	بیشینه		۶۹۸	ارتفاع از سطح دریا (متر)
۳۵	کمینه	عرض دریاچه (متر)	۶۵۰۰۰۰	مساحت حوضه آبخیز (مترمربع)
۲۰۰	متوسط		۵۰۰۰۰	مساحت دشت حاشیه‌ای (مترمربع)
۳۵۰	بیشینه		۵۲	اختلاف ارتفاع با زمین‌های اطراف (متر)
۲	کمینه	عمق دریاچه (متر)	۱۶۰۰	فاصله از شهر قلعه‌خواجه (متر)
۶	متوسط		۶۰۰۰	فاصله از دشت خوزستان (کیلومتر)
۱۰	بیشینه		میشان و گچساران	سازندهای دربرگیرنده
۱۲۰۰۰۰	کمینه	مساحت (مترمربع)	بارش‌های فصلی و چشمه‌ها	منبع تغذیه
۱۵۰۰۰۰	متوسط		شکار- انتقال آب- ورود فاضلاب	تهدیدات
۲۰۰۰۰۰	بیشینه		کارستی	منشا

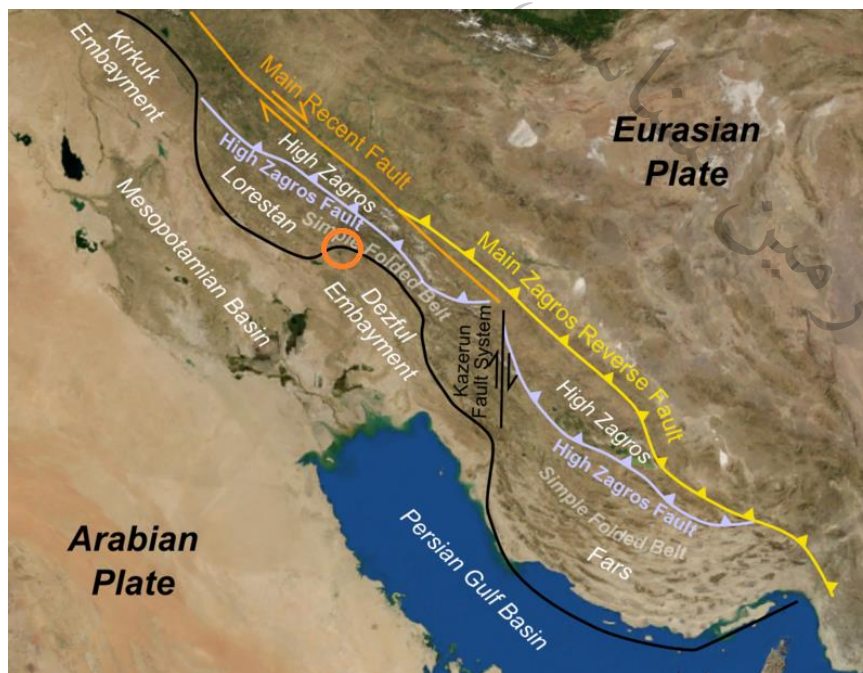
۱-۶-۱- وضعیت زمین شناسی منطقه

ناحیه مورد مطالعه در جنوب باختر ایران بخشی از کوه‌های زاگرس است که خود از ۴ واحد زمین ساختی موازی و مرتبط با هم تشکیل شده است. این واحدها از شمال خاوری به جنوب باختری عبارتند از: ۱- کمان ماگمایی ارومیه دختر، ۲- پهنه دگرگونی سنندج سیرجان، ۳- کمر بند چین و راندگی زاگرس و ۴- حوضه پیش خشکی خلیج فارس میان رودان (Alavi, 1994, 2004; Berberian, 1995). کمر بند چین و راندگی زاگرس از دیدگاه زمین ساختی از شمال خاوری به جنوب باختری شامل زاگرس مرتفع کمر بند چین خورده ساده، پیش گودال زاگرس و دشت ساحلی است (Stocklin, 1968; Falcon, 1974; Berberian, 1995). از دیدگاه رخساره ای نیز این کمر بند از شمال باختری به جنوب خاوری شامل حوضه های لرستان (لرستان شمال خاوری، لرستان مرکزی و لرستان جنوب باختری)، حوضه خوزستان (زون ایذه، فروافتادگی دزفول و دشت آبادان)، حوضه فارس (فارس داخلی و بیرونی) و پس خشکی بندرعباس است.

منطقه آبزالو، به لحاظ مورفوتکتونیک، در مرز کمر بند ساده چین خورده و فروبار دزفول جای دارد و از دیدگاه رخساره رسوبی، در حد بین زون‌های ایذه و فروبار دزفول قرار و شامل بخش‌هایی از هر دو پهنه است (شکل ۴-۱). پهنه ایذه بخشی از زاگرس چین خورده است که از شمال به مرز جنوبی زون راندگی ها، از جنوب با مرز شمال فروافتادگی دزفول، از خاور با گسل کازرون و از باختر به امتداد فرضی گسل عامل خمش بالا رود، محدود می شود. پهنای زون ایذه از ۴۰ کیلومتر در باختر، ۱۱۵ کیلومتر در شمال بهبهان و ۷۰ کیلومتر در خاور متغیر است. از ویژگی‌های این زون در برداشتن گسل ایذه است که نوعی گسل عرضی، امتداد لغز

راستگرد، همسان گسل کازرون است که در اثر آن زون ایذه به دو بخش شمال باختری و جنوب خاوری تقسیم می شود. در بخش شمال باختری هسته تاقدیس ها از سازندهای گروه بنگستان (کرتاسه) تشکیل شده و بدون تله های نفتی است ولی در بخش جنوب خاوری، سنگ آهک های آسماری (الیگوسن میوسن) سازنده هسته تاقدیس هاست که بالآمدگی و فرسایش کمتری را نشان می دهد. داشتن میدان های نفتی و گازی از ویژگی های بارز بخش جنوب خاوری ایذه است (Moteieei, 1993).

فروبار دزفول بین کمربند ساده چین خورده در شمال خاوری و دشت ساحلی در جنوب باختری قرار دارد. نبود برونزدهای سازند آسماری و واحدهای قدیمی تر از آن و ستبرای زیاد نهشته های نئوژن گروه فارس از ویژگی های این بخش است (Berberian, 1995). این فرونشست از شمال شمال خاور به گسله پیشانی کوهستان، از سوی خاور جنوب-خاور به گسله کازرون برازجان، از شمال باختر به گسله بالارود و از جنوب باختر به گسله فوردیپ زاگرس محدود می شود. فروبار دزفول یک حوضه رسوبی با فرونشینی غالب و ضخیم شدگی نهشته های پس از الیگومیوسن است. افت قائم حوضه میوسن - پلیوسن سازند آجاجاری در آن بیش از ۳ کیلومتر است (Berberian, 1995). شدت دگرریختی نیز در آن کمتر از بخش های شمالی است به گونه ای که یک کاهش ناگهانی در میزان کوتاه شدگی از حدود ۱۶ درصد در زون ایذه تا حدود ۶ درصد در فروبار دزفول دیده می شود (Sherkati and Letouzey, 2004).



شکل ۱-۴. موقعیت محدوده تالاب آبزالو در نقشه ساختاری زاگرس (Farzipour-Saein et al., 2009)

از نگاه ریخت‌شناسی واحدهایی نظیر کوه، دشت و تپه ماهور وجود دارد. ارتفاعات منطقه بیشتر شامل نواحی بالا آمده در نتیجه فعالیت‌های زمین‌ساختی چون چین‌خوردگی و گسلش است که در منطقه مورد مطالعه با روند تقریبی شمال‌باختری- جنوب‌خاوری دیده می‌شوند. رشته کوه‌های ادیو و بابازید به ترتیب در شمال و قسمت باختری منطقه وجود دارند. در جنوب باختری نیز بخش‌هایی از دامنه شمالی کوه لندر دیده می‌شود. در محدوده دریاچه و قسمت‌هایی از شمال خاوری واحدهای تپه‌ماهوری قرار دارند. واحدهای تپه‌ماهوری در بین واحدهای سنگ‌چین‌های نرم فرسا نظیر سازندهای گچساران، رازک، واحد همارز سازند میشان و آجاجاری و کنگلومرای پلیوسن - کواترنری و نهشته‌های کواترنری توسعه یافته است.

دشت قلعه خواجه از رسوبات سخت نشده کواترنری در منطقه گسترش داشته و بخش‌های نسبتاً وسیعی از منطقه را می‌پوشاند. علاوه بر این در منطقه مورد مطالعه زمین‌ریخت‌های مورفوتکتونیک و هیدرومورفی متنوعی مانند چین‌ها، گسل‌ها، دره‌ها و پرتگاه‌های گسلی، مخروط افکنه‌ها، آبراه‌های شاخه‌درختی و موازی و انواع اشکال فرسایش فیزیکی مانند خردشدگی، شستشوی سطحی، شیار و خندقی و فرسایش شیمیایی از جمله حفرات انحلالی وجود دارد. از نگاه زمین‌شناسی منطقه آبزالو در کمربند چین و راندگی زاگرس جای دارد و بخش‌هایی از پهنه‌های کمربند ساده چین‌خورده و فروبار دزفول را دربر می‌گیرد. از نهشته‌های رسوبی زاگرس، بخش‌های پالئوژن و نئوژن در منطقه برون‌زد دارند که شامل سازندهای آسماری، رازک و نهشته‌های گروه فارس (گچساران، میشان، آجاجاری) و سازند بختیاری است. قدیمی‌ترین واحد سنگ‌چین‌های متعلق به نهشته‌های کربناتی سازند آسماری به سن الیگومیوسن است که بر روی آن سنگ‌های گچ و مارن‌های سازند گچساران و همچنین مارن‌های قرمز، سبز و ماسه سنگ‌های رازک به سن میوسن قرار دارد. سازند میشان بیشتر رخساره آواری و کم‌عمقی دارد و با توجه به تفاوت در رنگ و سنگ‌شناسی به عنوان واحد هم‌ارز سازند میشان معرفی شده است. در ادامه نیز توالی تخریبی سازندهای آجاجای و بختیاری رخنمون یافته است. بر روی نهشته‌های گروه فارس و سازند بختیاری، رسوبات جوان کواترنری به شکل مخروط افکنه و پادگانه‌های آبرفتی جا گرفته‌اند که بیشترین گسترش را در بخش‌های شمالی و مرکزی منطقه دارند.

دگرشکلی در منطقه بسیار متأثر از شکل‌پذیری سازند گچساران است. این دگرشکلی‌ها با دگرشکلی در سازندهای قدیمی‌تر یکسان نیست. ساختارهای زمین‌شناسی شامل چین‌ها و گسل‌ها است که همسو با روند عمومی زاگرس راستای شمال‌باختری- جنوب‌خاوری دارند اگرچه به طور محلی نیز تغییراتی در راستای آنها

دیده می‌شود. چین‌ها در منطقه مورد مطالعه از شمال خاور به سوی جنوب باختر شامل تاقدیس پابده، ناودیس قلعه خواجه تاقدیس آبژدان و ناودیس لندر است. تاقدیس پابده در کمر بند ساده چین‌خورده و سایر چین‌های نام‌برده شده در فروبار دزفول جای دارند. ناودیس قلعه‌خواجه در جنوب تاقدیس پابده قرار دارد و هسته آن از سازند کنگلومرای بختیاری است (جدول ۳-۲).

از گسل‌های اصلی منطقه می‌توان به پیشانی کوهستان در یال جنوبی تاقدیس پابده و گسل راندگی اندیکا در جنوب باختری منطقه اشاره کرد. در نتیجه عملکرد این گسل سازند گچساران (فرادیواره) بر روی سازند کنگلومرای بختیاری (فرودیواره) رانده شده و دگرشکلی‌های شدید ایجاد شده است. گسل‌های راستالغز و عادی نیز در نقاط مختلف منطقه وجود دارد (شکل ۱-۵).

دریاچه های کارستی وجود دارد. کوه ها در هر ۴ سوی منطقه با روند تقریبی شمال باختری- جنوب خاوری دیده می شوند. در شمال منطقه آبزالو رشته کوه های ادیو با ارتفاع ۱۴۶۰ متر قرار دارند که از سنگ های کربناته سازند آسماری به سن الیگومیوسن تشکیل شده است. رشته کوه بابازید با ارتفاع ۱۱۵۵ متر از سطح دریا در سمت باختری منطقه به سن میوسن تا پلیوسن وجود که از سازندهای آجاجاری و کنگلومرای بختیاری تشکیل شده است. در مرکز و جنوب باختری منطقه و قسمت هایی از شمال خاوری واحدهای تپه ماهوری منطقه قرار دارند. واحدهای تپه ماهوری در بین واحدهای سنگ چینه ای نرم فرسا نظیر سازندهای گچساران، واحد هم ارز سازند میشان و آجاجاری و کنگلومرای پلیوسن-کواترنری و نهشته های کواترنری توسعه یافته است. در جنوب باختری منطقه دامنه شمالی کوه لندر وجود دارد ارتفاع این کوه از سطح دریا ۱۰۳۱ متر است و از سازند کنگلومرای بختیاری تشکیل شده است. دشت قلعه خواجه از رسوبات سخت نشده کواترنری با ارتفاع ۵۳۰ متر از سطح دریا در بین واحدهای سنگی و رشته کوه های منطقه گسترش داشته و محدوده وسیعی از منطقه را می پوشانند. از جمله زمین ریخت های مورفوتکتونیک می توان به چین ها اشاره کرد. چین ها از عناصر ساختاری اصلی منطقه بوده و شامل ساختارهای تاقدیسی و ناودیسی نامتقارن می باشند. معروف ترین ساختار تاقدیسی که ارتفاعات منطقه آبزالو در قسمت شمالی منطقه تشکیل داده تاقدیس پابده نام دارد. این ساختار عموماً پهن، طویل، دارای روند عمومی شمال باختری- جنوب خاوری و سیمای پشت نهنگی است. از ساختارهای دیگر که در منطقه آبزالو وجود دارد می توان ساختار ناودیسی قلعه خواجه را نام برد. این ناودیس یک چین باز است که در منطقه گسترش فراوانی داشته که با پهنای ۱۰ کیلومتر و درازای ۱۷ کیلومتر گسترش زیادی در منطقه دارد. جوان ترین سازند در هسته این ناودیس، سازند کنگلومرای بختیاری می باشد (جدول ۱-۲).

گسل های طولی (به موازات محور چین) و گسل های عرضی (عمود و یا تقریباً عمود بر محور چین) است. گسل های مایل معمولاً در دماغه تاقدیس پابده، تشکیل گردیده و حرکت در امتداد آنها عمدتاً از نوع عادی همراه با جابجائی جزئی امتداد لغز است. از گسل های مهم منطقه می توان گسل تراستی نهان پابده در یال جنوب باختری تاقدیس پابده و گسل اندیکا به فاصله ۹ کیلومتری جنوب باختری تاقدیس پابده و خارج از منطقه آبزالو اشاره کرد که کمتر از ۱۰ درصد از این گسل خوردگی در منطقه مورد مطالعه دیده می شود. از جمله زمین ریخت های زمین ساختی دیگر می توان به دره ها و پرتگاه های گسلی اشاره کرد. واریزه ها بر اثر حرکات تکتونیک، تخریب مکانیکی، فرسایش و در دامنه های شیب دار به شکل قطعات سنگی و سنگ ریزه

بر روی هم انباشته و تشکیل نهشته‌های واریزهای را می‌دهند. در اثر آبیگری رسوبات دانه ریز به خصوص رس و مارن و یا فعالیت های تکتونیکی، توده ها در دامنه های پرشیب حرکت نموده و زمین لغزه‌ها شکل می‌گیرد. از زمین ریخت‌های اقلیمی یا هیدرومورفی می‌توان شکل آبراهه ها، بستر رودخانه‌ها، پادگانه‌های آبرفتی، مخروط افکنه‌ها را نام برد. آبراهه‌ها در سازند گچساران به شکل درختی است و در دامنه‌های پرشیب سازندها به صورت موازی دیده می‌شوند (سازمان زمین شناسی، ۱۳۹۹).

با توجه به ماهیت سنگ شناختی منطقه مهم‌ترین اشکال فرسایشی منطقه شامل انحلال و کارستی شدگی، در سازند آسماری و فروچاله (Sinkholes) در سازند گچساران است. خردشدگی فیزیکی در مجاورت گسل‌ها و لبه پرتگاه‌ها دیده می‌شود. در سازند آجاجاری در مناطقی که شیب لایه‌بندی کم است کواستا شکل گرفته است که به شکل تپه‌های با دامنه‌های نامتقارن دیده می‌شود. فرسایش به صورت شستشوی سطحی، شیاری و خندقی در نهشته‌های دانه ریز و مانی در منطقه دیده می‌شود. در دامنه‌های خلاف شیب سازند بختیاری در اثر سقوط بلوک‌های ماسه‌سنگی نمای قبرستانی شکل گرفته است. فرسایش هزاردره در سازند بختیاری در ناودیس قلعه خواجه به چشم می‌خورد. در نهشته های جوان کواترنری فرسایش بصورت شیاری و خندقی دیده می‌شود. مخروط افکنه‌ها در پای ارتفاعات منطقه به ویژه دامنه جنوبی کوه ادیو شکل گرفته‌اند و پادگانه‌های آبرفتی با ارتفاع‌های مختلف در اطراف آبراهه‌ها تشکیل شده‌اند. از چشمه‌های منطقه می‌توان چشمه گر تین، چشمه بابازاهد، چشمه قلعه‌خواجه و چشمه‌های آب‌الو را نام برد که نام آنها برگرفته از روستاهایی است که در آنها قرار دارند.

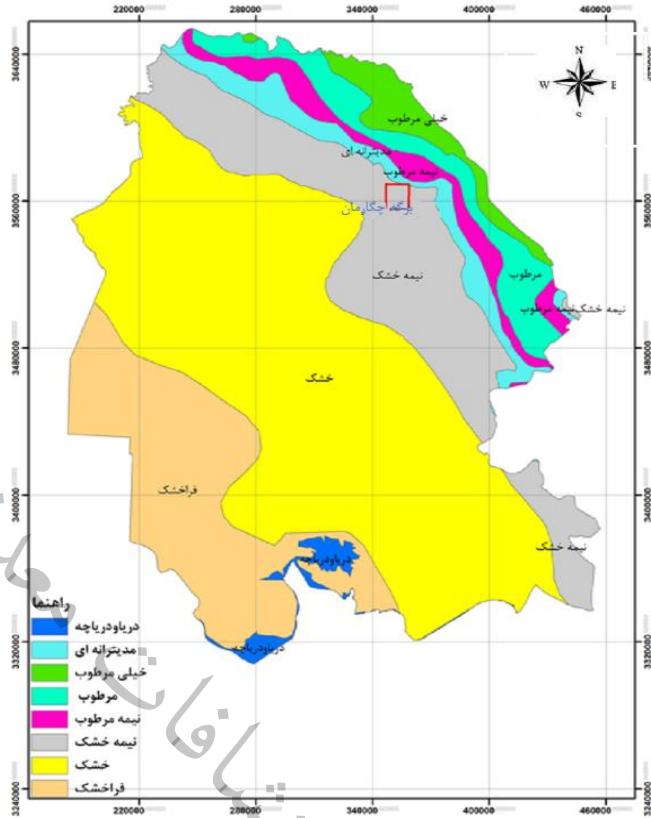
از نگاه اقتصادی، بزرگترین مزیت منطقه، ذخایر عظیم نفت و گاز است. میدان نفتی لالی در خارج از منطقه قرار دارد. از نگاه مواد معدنی، منطقه مورد مطالعه بیشتر دارای توان غیرفلزی و به ویژه مصالح ساختمانی است که از جمله می‌توان به سنگ گچ، سنگ لاشه، شن و ماسه و سنگ آهک، دولومیت و بیتومین اشاره کرد. در منطقه مورد مطالعه از انواع مخاطرات زمین شناسی می‌توان به فروچاله، زمین لغزش، زلزله، سیل، ریزش سنگ و دفع غیراصولی زباله ها اشاره کرد. از نگاه زمین گردشگری غارها، تنگه ها، دره ها، مناطق فسیلی، فرونشست ها، سازندهای زمین شناختی و غیره در قالب ژئوسایت‌های بالقوه متعدد پس از تدارک زیرساخت‌های گردشگری می‌تواند به عنوان ابزاری کارساز در راستای توسعه زمین‌گردشگری و تاسیس ژئوپارک‌ها مورد استفاده قرار گیرد

۱-۶-۳- آب و هوای منطقه

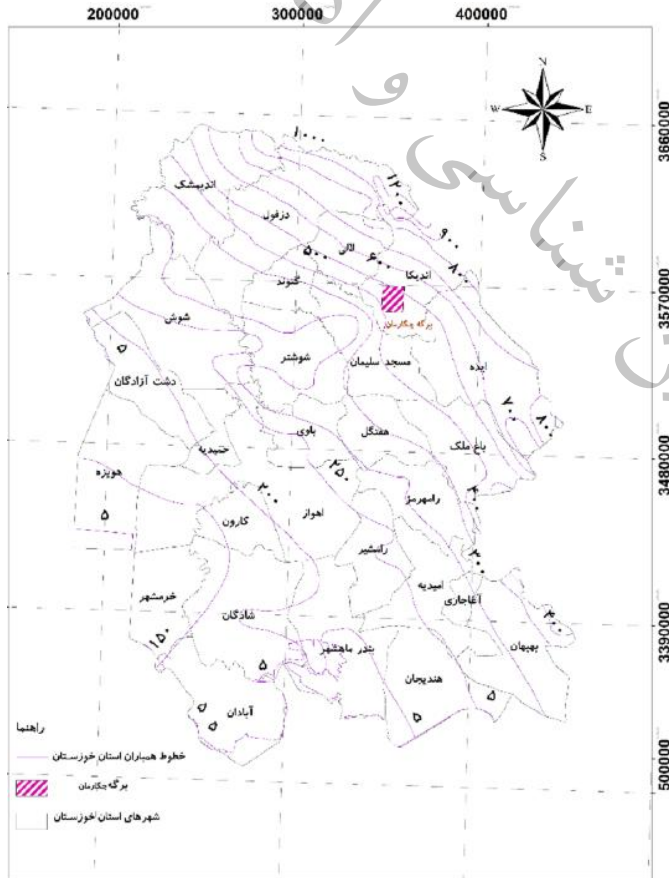
منطقه مورد مطالعه از لحاظ آب و هوایی دارای اقلیم نیمه خشک است (شکل ۱-۶). فصل بهار در شهر قلعه خواجه از اوایل اسفند ماه آغاز می‌گردد و در خردادماه دمای هوا به طور محسوسی افزایش می‌یابد. این منطقه دارای فصل پاییزی کوتاه و زمستانی معتدل است. نزدیک‌ترین ایستگاه‌های سینوپتیک به شهر قلعه خواجه، ایستگاه‌های سینوپتیک اصلی مسجدسلیمان و فرعی ایذه و لالی است. بر پایه آمار بلند مدت ایستگاه سینوپتیک مسجدسلیمان حداکثر مطلق دما ۵۱ و میانگین حداکثر دما ۳۱ درجه سانتیگراد است. حداقل مطلق دما ۴/۴- درجه سانتی‌گراد و میانگین حداقل دما ۱۸/۹ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. میانگین دمای سالیانه طبق گزارش ایستگاه مسجدسلیمان نیز ۲۵/۷ درجه سانتیگراد است. بارش‌های شهر قلعه خواجه به تبعیت از بارش‌های استان خوزستان غالباً تحت تاثیر جریان‌های جوی به صورت ادغام مدیترانه‌ای-سودانی و عمدتاً جریان‌های مستقل کم فشار سودانی قرار دارد. ریزش‌های جوی در شهر قلعه خواجه از اواخر آذرماه آغاز و در ماه‌های بهمن و اسفند ماه به بیشترین مقدار و سپس در نیمه فروردین ماه کاهش می‌یابد. میزان بارندگی شهر قلعه خواجه ۵۰۰ تا ۵۵۰ میلی‌متر در سال است (سازمان هواشناسی کشور، ۱۳۹۶) (جدول ۱-۷). در شکل‌های ۱-۷ و ۱-۸ موقعیت منطقه آب‌زالی، در نقشه‌های همباران و همدمای استان خوزستان نشان داده شده است. این منطقه در حوضه آبریز کارون قرار دارد (شکل ۱-۹) و خارج از منطقه مورد مطالعه دو سد شهید عباسپور و سد مسجدسلیمان به ترتیب در شمال خاوری و جنوب شهرستان اندیکا احداث شده است. رود کارون در مرز ایران و عراق، به اروندرود پیوسته و روانه خلیج فارس می‌شود. درازای این رود ۹۵۰ کیلومتر است که ۷۵ کیلومتر آن از شهرستان اندیکا می‌گذرد و ارتفاع سرچشمه آن ۳۰۰۰ متر از سطح دریاست، ارتفاع ریزش‌گاه آن در خلیج فارس صفر متر و شیب متوسط آن ۳ درصد است.

کشور

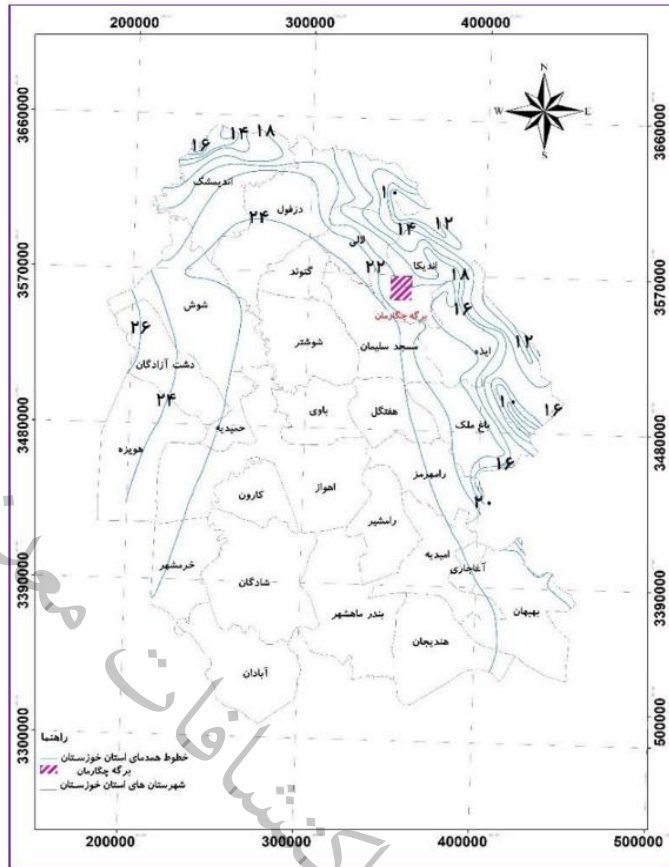
مادامی



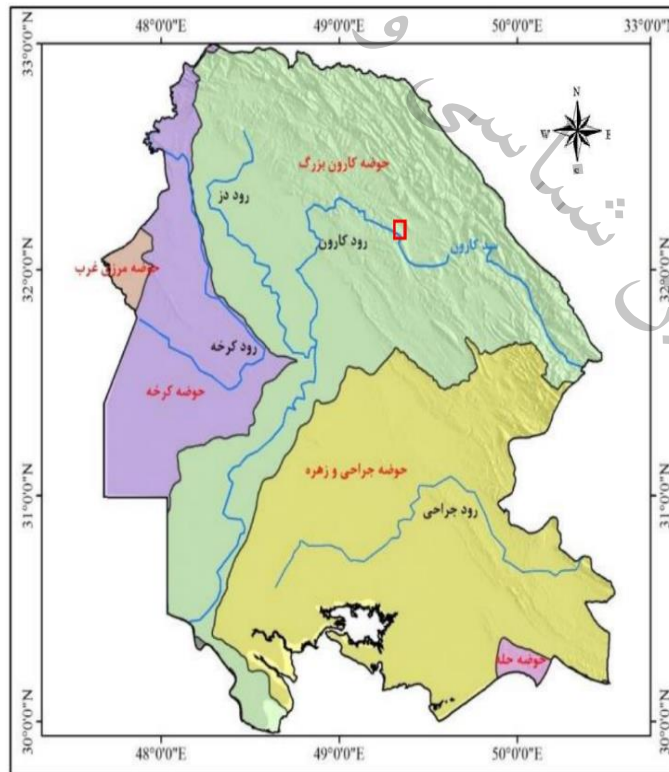
شکل ۱-۶. موقعیت منطقه آبزو در نقشه اقلیمی خوزستان (پایگاه داده های سازمان هواشناسی کشور)



شکل ۱-۷. موقعیت منطقه آبزو در نقشه همبران استان خوزستان (پایگاه داده های سازمان هواشناسی کشور)



شکل ۸-۱. موقعیت منطقه آزالو در نقشه همدمای استان خوزستان (پایگاه داده های سازمان هواشناسی کشور)



شکل ۹-۱. نقشه پوشش حوضه های آبریز درجه ۲ و رودخانه های مهم در استان خوزستان (مطالعات زمین شناسی طرح تامین آب شهرستان اندیکا، ۱۳۹۳)

جدول ۱-۲. خصوصیات ژئومورفولوژیکی، زمین شناسی، اقلیم منطقه مورد مطالعه

زاون زمین شناسی-ساختاری	زاگرس چین خورده
زیرواحد	بین زون های ایذه و فروبار دزفول
گسل های مهم	گسل راندگی اندیکا
اقلیم منطقه	نیمه خشک
نزدیک ترین ایستگاه های سینوپتیک	مسجدسلیمان، ایذه، لالی
حداکثر مطلق دما	۵۱ درجه سانتی گراد
میانگین حداکثر دما	۳۱ درجه سانتی گراد
حداقل مطلق دما	۴/۴- درجه سانتی گراد
میانگین حداقل دما	۱۸/۹ درجه سانتی گراد
میانگین دمای سالیانه	۲۵/۷ درجه سانتیگراد
بارش	۵۰۰ تا ۵۵۰ میلی متر در سال
چشمه های مهم منطقه	گرتین، بابازاهد، قلعه خواجه، آبزالی
سازند های منطقه	آسماری، رازک و نهشته های گروه فارس (گچساران، میشان، آغاچاری) و سازند بختیاری

کشور

معدنی

فصل دوم

داده‌ها و روش مطالعه

اکتشافات

و

شناسی

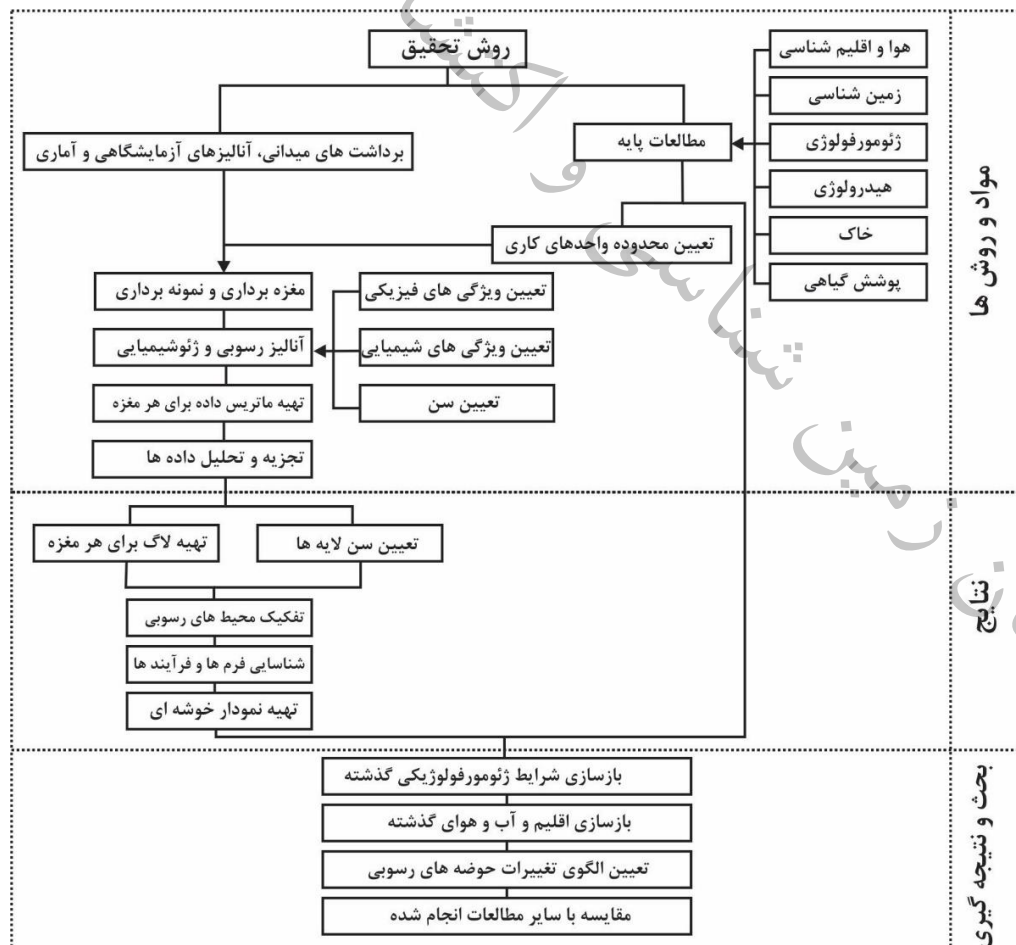
زمین

سازمان

۲-۱- مقدمه

روش مطالعه بصورت توصیفی و تجربی می باشد که از تلفیق مطالعات کتابخانه‌ای، برداشت های صحرائی، آنالیز آزمایشگاهی، تحلیل و تفسیر و ارائه نتایج بدست می آید. مراحل مختلف تحقیق ارتباط آن‌ها با یکدیگر بصورت زیر می باشد. هر مرحله از پژوهش نیز شامل زیرمجموعه های عملیاتی می باشد که در ادامه با جزئیات شرح داده خواهد شد. شمای کلی این مطالعه در شکل ۲-۱ ارائه شده است.

- مطالعات کتابخانه‌ای
- عملیات میدانی
- آنالیز آزمایشگاهی
- تجزیه و تحلیل داده‌ها
- ارائه نتایج



شکل ۲-۱. مراحل مختلف تحقیق و ارتباط آن‌ها با یکدیگر

۲-۲- مطالعات کتابخانه‌ای

این مطالعات، شامل جمع‌آوری و بررسی کلیه اطلاعات، نظیر مقالات معتبر در زمینه مورد مطالعه، مطالعات انجام شده قبلی، جمع‌آوری اطلاعات آب و هوایی، جمع‌آوری اطلاعات مربوط به دبی و بار رسوبی رودخانه‌های منطقه، نقشه‌های ژئومورفولوژی، هیدرولوژی، زمین‌شناسی، پوشش گیاهی، زمین‌شناسی، گزارشات زیست محیطی موجود و نقشه‌های باتیمتری ناحیه مورد نظر، بررسی تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی و استفاده از نقشه‌های پایه در محیط GIS می‌باشد.

۲-۳- عملیات میدانی

روش‌های متعددی جهت انجام مطالعات رسوبات زیر سطحی مورد استفاده دانشمندان و پژوهشگران می‌باشد که از آن جمله می‌توان به مطالعات ترانشه‌ها، چاه‌ها و مغزه‌های رسوبی اشاره کرد. مطالعات زیر سطحی در رسوبات عهد حاضر (کواترنری) به مطالعات در محیط‌های خشکی و محیط‌های دریایی معطوف می‌شود. مطالعات زیرسطحی در محیط‌های دریایی دارای شرایط و محدودیت‌های خاص و روش انجام مطالعات و تجهیزات مورد نیاز متفاوت می‌باشد. تجهیزات لازم جهت مغزه‌گیری عبارتند از:

- یک دستگاه GPS جهت تعیین محل نقاط نمونه‌برداری
- دستگاه مغزه‌گیری مناسب هر محیط
- کیسه نایلونی زیپ‌دار جهت برداشت نمونه
- چاقوی یک بار مصرف
- متر فلزی
- شاخص/مقیاس نمونه‌برداری از مغزه‌ها

قبل از برداشت‌های میدانی، بررسی منطقه و طراحی شبکه برداشت نمونه سطحی یا تعیین موقعیت و تعداد مغزه‌های مورد نظر طراحی شد. در حین انجام مطالعات میدانی، موقعیت جغرافیایی مغزه، شماره مغزه و اسامی نمونه‌ها روی پلاستیک نمونه‌ها نوشته شد و برای هر مغزه در دفترچه مخصوص فیلد اطلاعات ذیل ثبت گردید.

- تاریخ مغزه‌گیری
- مختصات جغرافیایی
- عمق

- تعیین بالا و پایین مغزه

تهیه ساب سمپل در مغزه‌های برداشت شده با توجه به معیارهای زیر انجام گرفت:

- تعیین تغییرات رخساره‌ای
- تفکیک رخساره‌ها
- رنگ
- جنس
- میزان مواد آلی
- محتوای فسیلی
- ساختار و کنتاکت‌ها

مراحل انجام مطالعات میدانی شامل جمع‌آوری اطلاعات اولیه، آمار منتشر شده، داده‌های اقلیمی، بررسی‌های دورسنجی، تعیین نقاط مناسب جهت برداشت مغزه و استخراج طول و عرض جغرافیایی نقاط و وارد نمودن در GPS، برداشت مغزه، توصیف خصوصیات رسوبی، ثبت تغییرات محیطی و همچنین زیرمحیط رسوبی (Sub environment) هر واحد (Li et al., 1996; Valeo-Garces et al., 1998; Benison and Goldstein, 2001)، تهیه نمونه از عمق‌های مختلف و ثبت اسامی و عمق نمونه‌ها، انتقال سریع نمونه‌ها به آزمایشگاه (طبق استاندارد های ارائه شده توسط Piovano et al., 2002) در این مرحله از کار انجام گرفت (شکل ۲-۲).



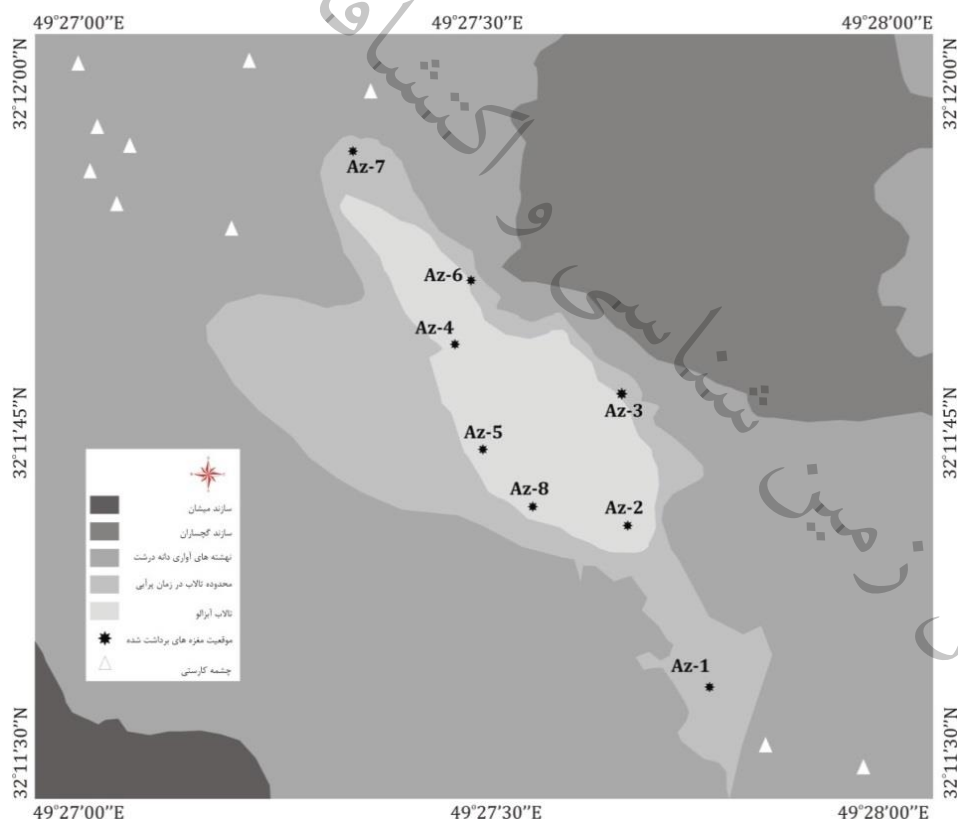
شکل ۲-۲. مراحل نمونه‌برداری و مغزه‌برداری

به منظور بررسی‌های اقلیم هولوسن، بررسی تغییرات رخساره‌های رسوبی مغزه‌ها براساس شواهد ماکروسکوپی (نوع سطوح لایه‌بندی، فرم هندسی رسوبات، ساخت‌های رسوبی، آثار و محتویات فسیلی، بقایای گیاهی، رنگ، و

تغییرات آن) و نیز مطالعه شرایط محیط رسوب‌گذاری، تعداد ۸ مغزه رسوبی دست‌نخورده با بیشینه طول مغزه ۷/۵ متر از رسوبات بستر تالاب آب‌آلو برداشت شد (جدول ۲-۱ و شکل ۲-۳).

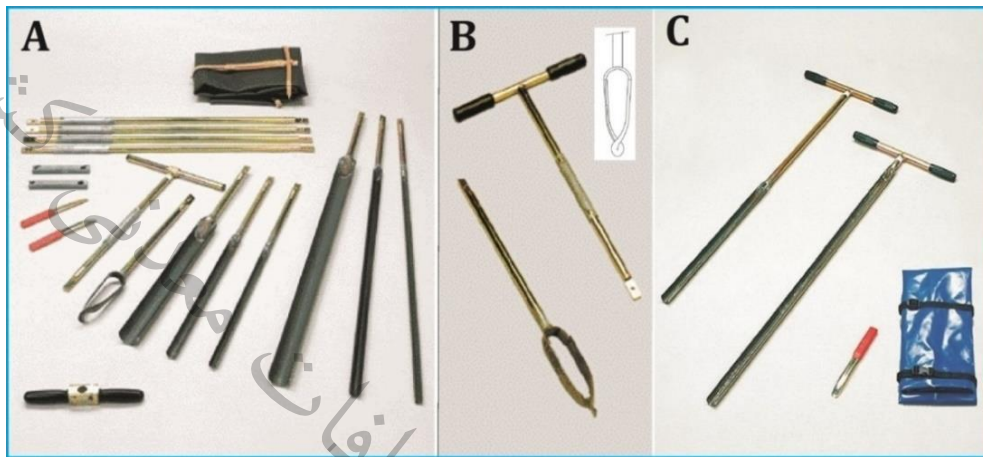
جدول ۲-۱. موقعیت و برخی مشخصات مغزه‌های برداشت‌شده (میزان خطای ارتفاع از سطح دریا ± 3 متر)

نام مغزه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع از سطح دریا (متر)	عمق مغزه (سانتی‌متر)	تعداد نمونه
Az-1	32°11'32.70"N	49°27'45.60"E	۷۰۰	۳۰۴	۵
Az-2	32°11'39.70"N	49°27'41.60"E	۷۰۱	۳۵۲	۴
Az-3	32°11'45.40"N	49°27'41.40"E	۷۰۳	۶۰۰	۱۳
Az-4	32°11'47.60"N	49°27'32.80"E	۶۹۸	۴۰۵	۱۳
Az-5	32°11'43.10"N	49°27'34.40"E	۷۰۳	۷۵۰	۳۱
Az-6	32°11'50.30"N	49°27'33.90"E	۷۰۳	۱۱۲	۲
Az-7	32°11'56.50"N	49°27'27.90"E	۷۰۲	۳۱۸	۶
Az-8	32°11'43.50"N	49°27'34.70"E	۷۰۱	۷۲۰	۲۵

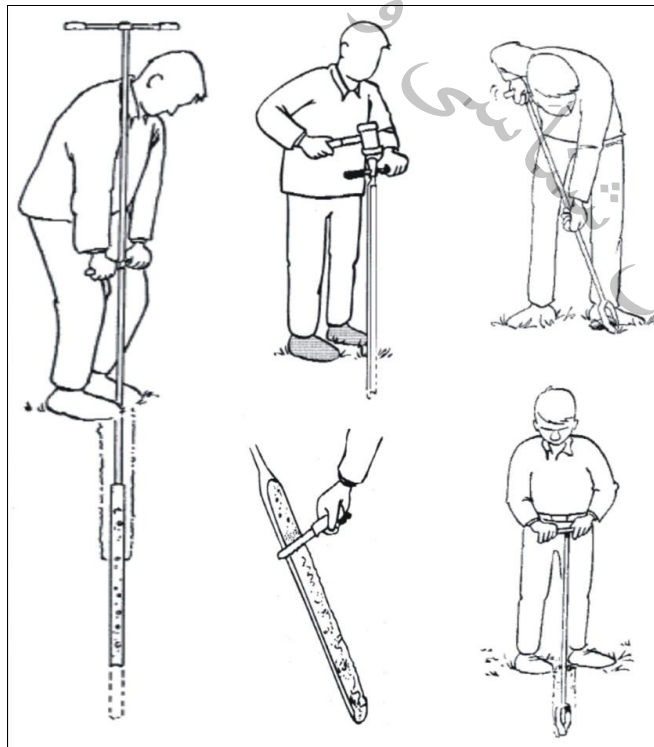


شکل ۲-۳. موقعیت تالاب آب‌آلو و مغزه‌های برداشت‌شده

مغزه‌ها به کمک مغزه‌گیر دستی از نوع Handy auger در یک شبکه بصورت تلفیقی از روش های سیستماتیک و انتخابی تهیه شدند (Pivano et al., 2002). مغزه گیری با استفاده از این روش به صورت دستی (Pushing) و دست نخورده، با توجه به معیارهای ذکر شده و هدف مطالعه نمونه برداری انجام می‌گیرد (شکل های ۴-۴ و ۴-۵).



شکل ۲-۴. A-تصویری از مغزه گیر Handy Auger برای حفاری در رسوبات مختلف، حفاری به صورت (Pushing) انجام می‌شود، B- شکل ۲-۴. C-تصویری از مغزه گیر Handy Auger برای حفاری در رسوبات سفت دانه ریز، C- Gouge Auger برای حفاری در رسوبات نرم و باتلاقی دانه ریز (Eijkelkamp, 2008).



شکل ۲-۵. نحوه مغزه گیری با مغزه گیر اوگر

پس از تعیین وضعیت رسوب گذاری و نوع رسوبات، بررسی تغییرات اقلیمی و سطح آب دریاچه در طول زمان، پیش روی و پس روی خطوط ساحلی، و تأثیر این تغییرات بر محیط‌های حاشیه‌ای، نوع رسوبات و محتوای گیاهی و صدفی دریاچه سعی شد موقعیت برداشت مغزه‌ها به گونه‌ای باشد که امکان برداشت بیشترین ضخامت از رسوبات بستر دریاچه میسر شود، محیط‌های رسوبی تالابی پوشش حداکثری داده شود، و در هر واحد همگن حداقل یک نمونه برداشت شود. با توجه به نبود شرایط مناسب جهت مغزه‌گیری در مرکز دریاچه، موقعیت مغزه‌ها در امتداد ساحل با فواصل و پراکندگی مناسب، که تحولات اقلیمی در آن‌ها قابل مشاهده باشد و مغزه‌های برداشت شده امکان تفسیر محیط‌های متنوع رسوبی به منظور بازسازی اقلیمی در منطقه را داشته باشند. از مغزه‌های برداشت شده با دوربین عکاسی دیجیتالی عکس تهیه شد. توصیف مغزه‌ها و رخساره‌های رسوبی با دقت نوشته شد و سپس نمونه‌برداری از داخل مغزه‌گیر برای آنالیزهای مربوطه با توجه به تغییر رخساره و نوع رسوبات صورت گرفت (شکل ۲-۶ و ۲-۷). قسمتی از نمونه‌ها نیز جهت بایگانی در دمای ۴ درجه به یخچال بخش بایگانی منتقل شد (شکل ۲-۸). نمونه‌های برداشت شده برای آنالیزها از قبیل دانه بندی، آنالیز عنصری، آنالیز کانی شناسی، کلسی متری، سن سنجی، ایزوتوپ و ماده آلی به آزمایشگاه‌ها منتقل می‌گردد. از مغزه‌های برداشت شده، با دوربین عکاسی دیجیتالی عکس تهیه شد (شکل ۲-۸). روش تهیه نمونه‌ها به گونه‌ای بود که در طول مغزه‌ها با مشاهده هر تغییر رخساره، یک نمونه تهیه شد.



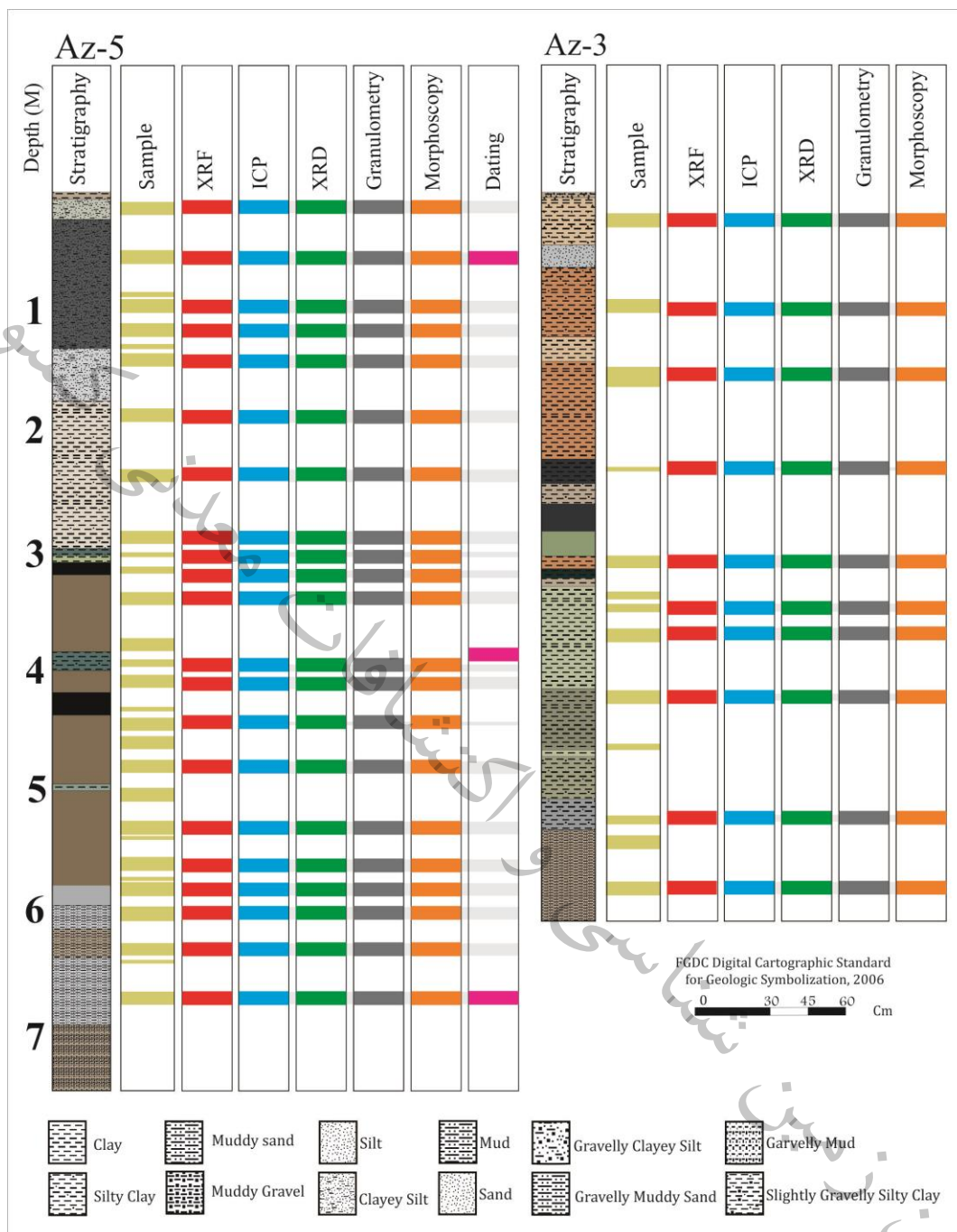
شکل ۲-۶. A) نمونه‌ای از مغزه برداشت شده و تفکیک رخساره‌های مختلف



شکل ۲-۷. نحوه مغزه‌گیری: (a) حفاری در رسوبات بستر تالاب آب‌زالو؛ (b) نمونه‌برداری و توصیف مغزه‌های برداشت‌شده؛ (c) شست‌وشوی وسیله مغزه‌گیری بعد از هر بار مغزه‌گیری جهت جلوگیری از آلودگی رسوبات با رسوبات بخش دیگر؛ (d) نمایی از تالاب آب‌زالو و زمین‌های اطراف



شکل ۲-۸. برداشت نمونه جهت ارسال به آزمایشگاه و بخش بایگانی



شکل ۲-۹. تعداد و نوع آنالیزهای انجام شده بر روی نمونه‌های برداشت شده در مغزه‌های Az-3 و Az-5

در این روش مغزه‌ها بطور دقیق در حین انجام برداشت‌های میدانی توصیف شد و زیر محیط‌های رسوبی مشخص گردید. توصیف مغزه‌ها سرزمین در فرم مخصوص که از قبل پیش‌بینی و تهیه شده است، انجام گرفت و زیر محیط‌های رسوبی مشخص گردید (شکل‌های ۲-۱۰ و ۲-۱۱).

Coring Manager: Date:						
Core No:	Location:		OM:	X: Y:	H:	Method of coring:
Depth:	Colour:	Texture:	CaCo3:	Contact:	Description:	Stratigraphy:

شکل ۲-۱۰. فرم مشخصات رسوبات که در حین مغزه‌گیری در فیلد با توجه به رسوبات مغزه پر می‌شود

Incorporated by:							94.7.4	Date:
Core No: L1/kh-13	Location: چینه‌ساز رسوبات - ساری رشته‌کوه (سارنگ)		X: 37°02' 43.2"	H:	Method of Coring: فرم پر شده			
			Y: 45°46' 46.5"					
Depth	Color	Texture	CaCo3	Contact	Description	Stratigraphy		
0	brown	Silty clay			0-10, crumbly silty clay - with 10-20, silty clay more hard } oxidation and curves S1: 0-20 20-40, silty clay crumbly / brown / oxidation spot / curves 40-75, silty clay / brown / more hard / oxidation and organic matt disperse / curves / a little grayish brown / S2: 35-50 S3: 60-75 75-100, crumbly silty clay / brown / oxidation / 101-114, silty clay / Reduc. Env. & brownish gray / oxidation / hard 114-123, silty clay / brown / oxidation disperse S4: 100-115 S5: 125-120 133-154, crumbly silty clay with oxidation and organic matter / hard / disperse of crystals / grayish brown S6: 140-155 154-167, silty clay with oxidation / hard / organic spot / brown S7: 155-165 167-182, hard crumbly silty clay / oxidation / organic matt disperse / curves S8: 170-180 182-195, crumbly hard silty clay / organic matt / oxidation disperse / curves S9: 185-195			
	grayish brown	Silty clay		with organic matt				

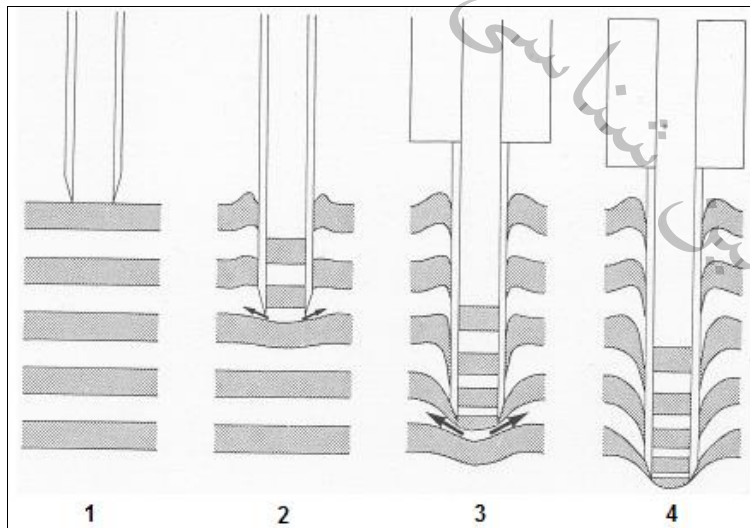
شکل ۲-۱۱. نمونه فرم پر شده در عملیات صحرایی

از مزیت‌های این متد مغزه‌گیری می‌توان به تهیه مغزه‌های عمیق (بیش از ۱۰ متر) از رسوبات نرم دریاچه‌ای، حفاری در مناطق خشک و نیمه خشک و تهیه مغزه‌های سالم و دست نخورده اشاره نمود. از محدودیت‌های مغزه‌گیری به روش مذکور نیز می‌توان به ریزش دیواره‌های چاه‌ها بدلیل وجود رخساره‌های ماسه‌ای آبدار یا رسوبات سست و منفصل و نیز وجود رخساره‌های گلی و سفت که کار مغزه‌گیری را مشکل می‌کند اشاره کرد (شکل ۲-۱۲). با تغییر جرئی در محل مغزه‌گیری سعی شد این مشکلات مرتفع گردد.



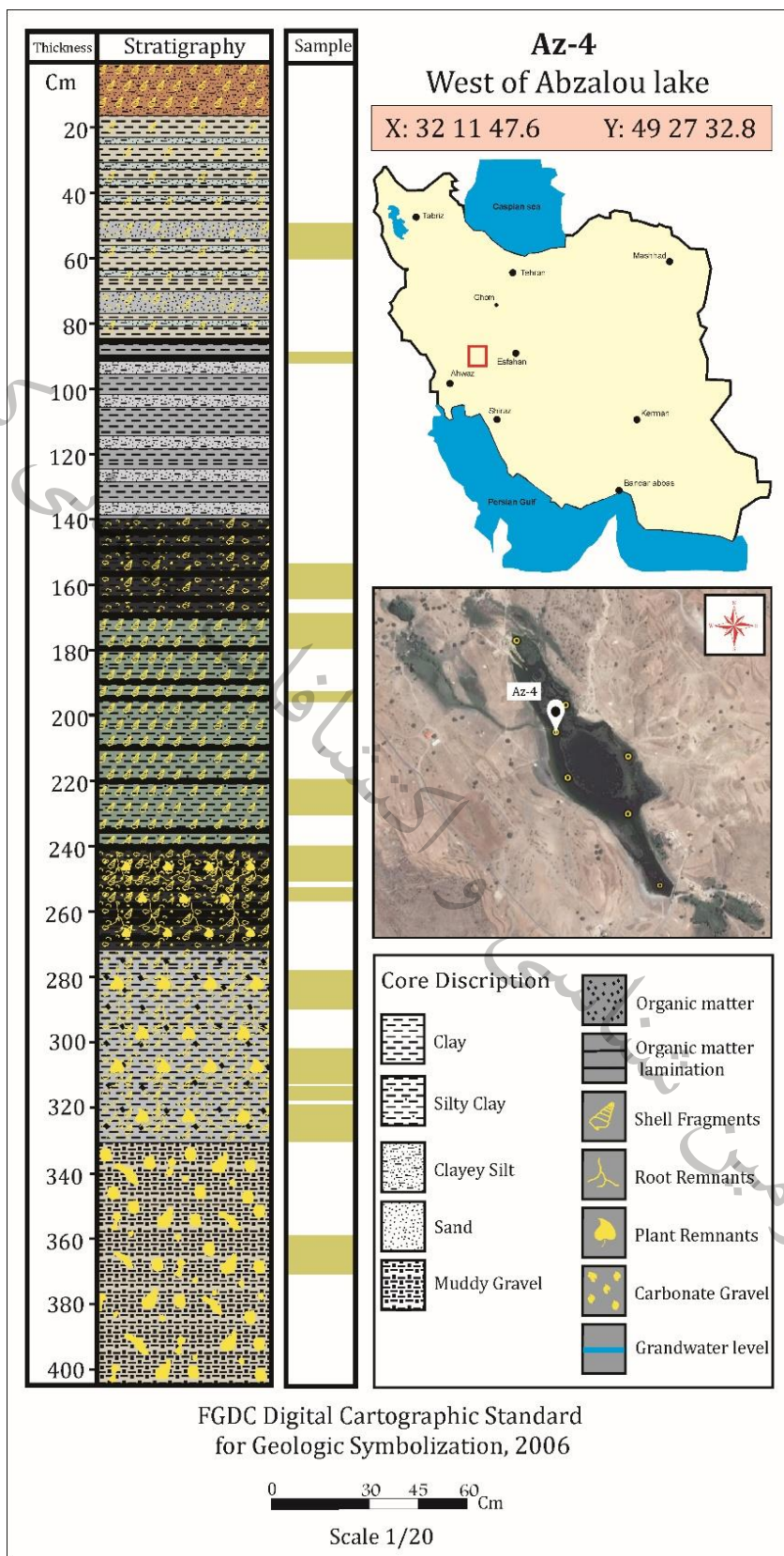
شکل ۲-۱۲. نمونه‌ای از خالی شدن گوج اوگر در رخساره‌های ماسه‌ای اشباع از آب

از آنجایی که این روش مغزه‌گیری برای مناطق باتلاقی و دریاچه‌ای و ساحلی مناسب می‌باشد در مواردی که جهت مغزه‌گیری در مناطق خیلی خشک و رسی استفاده شود ممکن است باعث ایجاد فشردگی در رسوبات شود و ضخامت واقعی رسوبات تغییر کند (شکل ۲-۱۳). جهت کم کردن خطای آنالیز آزمایشگاهی بعد از هر مرحله مغزه‌گیری باید اقدام به شستن مغزه‌گیر نمود تا در مرحله بعد مشکلی به لحاظ نمونه‌برداری و آلودگی و بهم‌ریختگی رسوبات ایجاد نگردد.



شکل ۲-۱۳. نحوه فشردگی و ایجاد خطای عملیات صحرايي در رسوبات خشک رسی

توصیف مغزه ها از لحاظ رسوب شناسی، بافت و ساختمان رسوبی، ویژگی‌های لایه‌بندی، رنگ، وجود بقایای گیاهی و جانوری، نوع بلورهای تبخیری و درجه نسبی سخت‌شدگی رسوبات، شناسایی فاسیس های اولیه انجام گرفت. نمونه ها با مشاهده تغییر در رنگ، بافت و تیپ رسوبی برداشت شد. بعد از برداشت و تشریح تغییرات رخساره‌های رسوبی موجود مغزه در حین عملیات میدانی، نمونه برداری و سپس تفکیک محیطها و زیرمحیط های رسوبی (Sub environment) هر واحد انجام گرفت. براساس مشاهدات صحرایی و توصیف‌های انجام گرفته، ادغام اطلاعات رسوب شناسی و تحلیل رخساره های رسوبی، ستون چینه شناسی و تیپ رسوبی آنها رسم گردید (Benison and Goldstein, 2001; Li et al., 1996; Valeo-Garces et al., 1998) (شکل ۲-۱۴) و در نهایت بازسازی توزیع فضایی محیط‌های مختلف رسوبی و جابجایی و تبدیل آنها به یکدیگر، براساس داده‌های صحرایی و آزمایشگاهی انجام شد.



شکل ۲-۱۴. نمونه‌ای از ستون چینه‌ای ترسیم شده برای مغزه Az-4

۲-۴- آنالیز آزمایشگاهی

آماده سازی مغزه ها و تهیه نمونه از هر رخساره رسوبی، دانه بندی رسوبات دانه درشت با استفاده از الک شیکر به روش مرطوب، آنالیز رسوبات دانه ریز با استفاده از دستگاه Laser Particle Sizer، تعیین پارامترهای آماری رسوب شناسی و تهیه منحنی های مربوطه برای تشریح نوع محیط رسوبی، انرژی فرایندهای غالب، مورفوسکوپی و مورفومتری رسوبات جهت شناسایی نوع فرایند و جنس رسوبات، کانی شناسی رسوبات و کانی های رسی با روش XRD، جهت شناسایی نوع کانی های موجود در رسوبات دریاچه ای، منشأ تامین رسوبات، نوع کانی های رسی و شناسایی نوع آب و هوای زمان رسوبگذاری، تعیین عناصر اصلی، فرعی و نادر با دستگاه ICP شناسایی عناصر، شناسایی دوره های خشک و مرطوب و وجود آلودگی های انسان زاد احتمالی در سالهای اخیر، تعیین سن بروش ایزوتوپ کربن ۱۴ برای تعیین سن مطلق رسوبات در قسمت آزمایشگاهی این گزارش انجام گرفت. آماده سازی نمونه ها مطابق با دستورالعمل ذکر شده توسط لوئیس و مک کونچی (Lewis and Raab et al., 1994) و نحوه تفکیک نمونه ها جهت انجام آنالیز های مختلف با دستورالعمل راب (Raab et al., 2000; 1997) انجام شد. بخشی از نمونه ها جهت انجام دانه بندی در آزمایشگاه رسوب شناسی سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور استفاده شدند و بخشی جهت تهیه پودر برای آنالیزهای XRD، XRF و ICP به نمونه کوبی ارسال گردید بخشی دیگر جهت بایگانی بسته بندی شدند.

مهم ترین آزمایشات انجام گرفته بر روی رسوبات عبارتند از:

۱. آماده سازی نمونه ها و تهیه ساب سمپل از هر رخساره رسوبی

۲. آنالیز رسوبات دانه ریز با استفاده از دستگاه Laser Particle Sizer

۳. تعیین پارامترهای آماری رسوب شناسی و تهیه منحنی های مربوطه

۴. سن سنجی به روش ^{14}C

۵. آنالیز کانی شناسی رسوبات و شناسایی کانی های رسی با روش XRD

۶. اندازه گیری مقدار عناصر به روش XRF

۷. تعیین عناصر اصلی، فرعی و نادر با دستگاه ICP

آنالیزها در آزمایشگاه های سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور انجام شد و برای تعیین سن مطلق به

روش ایزوتوپ کربن ۱۴ نمونه ها به انستیتو زمین شناسی ETH Zürich کشور سوئیس ارسال شد.

۲-۴-۱- آماده سازی نمونه

بعد از انتقال نمونه‌ها به آزمایشگاه، برای آماده سازی آنها جهت دانه‌بندی یک قسمت از نمونه را در آون با حرارت ۷۰ درجه سانتی‌گراد خشک نموده و حرارت در موقع خشک کردن رس‌ها نباید بالاتر از ۷۰ درجه سانتی‌گراد برود. پس از خشک کردن، وزن نمونه با ترازوی دیجیتال اندازه‌گیری (وزن اولیه) و در فرم گرانولومتری یادداشت شده است (Tucker, 1988) سپس نمونه‌ها چندین بار با آب مقطر شستشو داده شدند تا تمام نمک‌های قابل حل آن حل شوند (Krinsley, 1970) با استفاده از دستگاه فراصوتی (التراسوند) پراکنش ذرات رسوبی به ویژه رس‌ها صورت گرفت.

۲-۴-۲- دانه بندی رسوبات

دانه‌های رسوبی در اندازه‌های مختلف از قطر چند میکرون تا چند سانتی‌متر دیده می‌شود. طبقه بندی دانه‌ها از روی بلندترین قطر آنها صورت می‌گیرد از نتایج آنالیز دانه بندی جهت تعیین شرایط رسوبگذاری، عوامل حمل رسوب، مسیر حرکت رسوب و شناسایی منشاء رسوبات استفاده می‌شود. آزمایش‌های دانه‌بندی و کلسی‌متری بر روی نمونه‌های برداشت شده انجام گرفت. برای دانه‌بندی ذرات درشت‌تر از ۶۳ میکرون از دستگاه دانه‌بندی مخصوص رسوبات دریایی بنام دستگاه الک شیکر (Vibratory sieve shaker Analysette 19) ساخت شرکت Fritsch آلمان استفاده گردید (Sengupta and Veenstra, 1968) (شکل ۲-۱۵) که این دستگاه دانه بندی رسوبات را به روش تر و بمدت متوسط ۳۰ دقیقه برای هر نمونه انجام می‌دهد و قابلیت کنترل با میکرو پروسسور و نمایش کلیه پارامترهای کار کرد بصورت دیجیتالی و همچنین تنظیم دامنه و زمان لرزش و امکان ذخیره سازی ۹ برنامه و فراخوانی آنها را دارد. در این روش غربالها طوری روی یکدیگر قرار می‌گیرند که منافذ بزرگتر در بالا و کوچکتر در پایین باشند و ضمناً قطر منافذ غربالها منطبق با استاندارد ASTM بوده و بر اساس مقیاس میلی متر و فی مشخص شده است (موسوی‌حرمی، ۱۳۷۷) پس از دانه بندی نمونه توسط دستگاه الک شیکر ذرات باقیمانده روی هر الک را با استفاده از پیست در ظروف پیرکس که شماره نمونه و قطر منافذ الک روی آن یادداشت گردیده خالی کرده و در آون در حرارت ۷۰ درجه قرار می‌گیرد تا خشک شود و سپس وزن فراکسیون‌های مختلف را با ترازوی دیجیتالی اندازه‌گیری کرده و در منحنی گرانولومتری یادداشت می‌شود. بعد از شستشوی هر نمونه با الک شیکر، الک‌های ریز را داخل حمام

التراسونیک قرار داده تا منافذ الک ها از رسوب پاک شده و برای دانه بندی نمونه بعد آماده شود (رحیم زاده،

۱۳۸۷)(شکل ۲-۱۶).

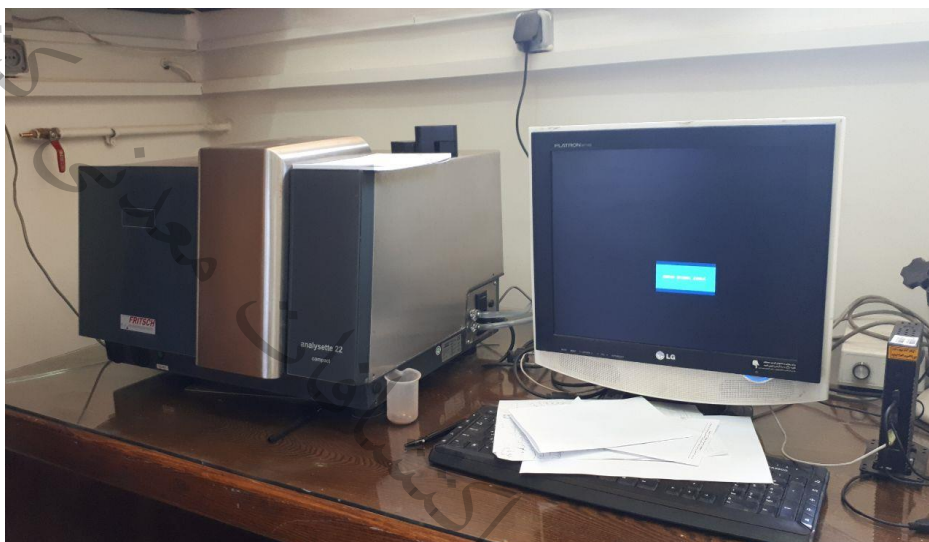


شکل ۲-۱۵. دستگاه الک شیکر برای دانه بندی رسوبات به روش مرطوب



شکل ۲-۱۶. دستگاه التراسونیک جهت تمیز نمودن منافذ الک های از رسوبات دانه ریز

برای دانه بندی ذرات سیلت و رس (ذرات کوچکتر از ۶۳ میکرون) از دستگاه دانه بندی لیزری (Laser particle Sizer Analysette 22) استفاده گردید که از اصول فیزیکی تفرق با پراش امواج الکترومغناطیسی در تعیین توزیع اندازه ذرات استفاده می کند (Syvitski, 1991) (شکل ۲-۱۷ و ۲-۱۸).

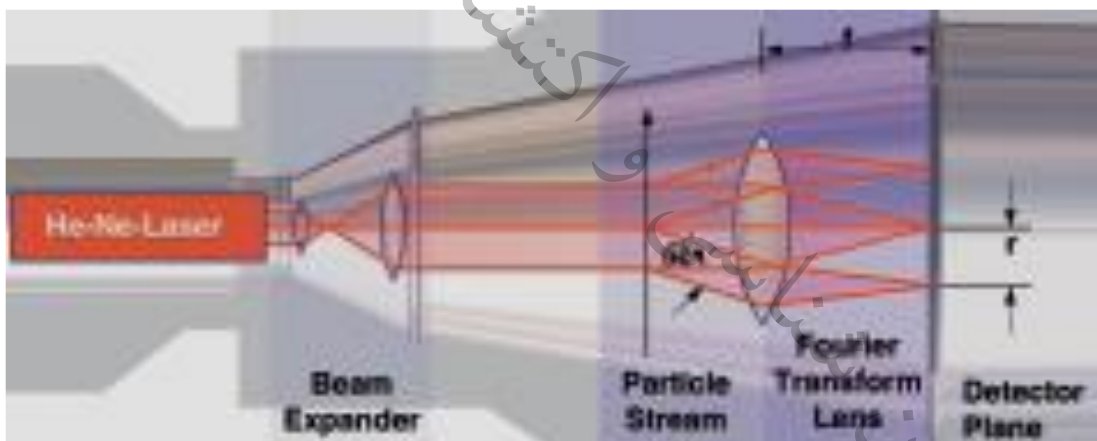


شکل ۲-۱۷. دستگاه لیزر پارتیکل سایزر (Laser particle Sizer Analysette 22)



شکل ۲-۱۸. دستگاه لیزر پارتیکل سایزر، حمام التراسونیک و الک شیکر مرطوب

کلمه لیزر مخفف عبارت Amplification by Stimulated Emission of Radiation Light می باشد که به معنای تقویت نور معمولی به پرتویی باریک و مترکم است لیزر این دستگاه از نوع لیزر گازی هلیوم- نئون می باشد که درون شیشه ای قرار دارد و یک جریان الکتریکی از داخل آن عبور کند. بعضی از اتم های ماده انرژی جذب کرده و کوانتوم ساطع می کنند این امر موجب می شود که اتم های دیگر نیز کوانتوم ساطع کنند این کوانتوم ها (بسته های تشعشع) بین آینه هایی به عقب و جلو منعکس می شوند و نهایتاً نور مرئی قرمز رنگ با تولید موج واحد ۶۳۰ نانومیکرون شلیک می شود (Velikhov, 1982). اساس کار در دستگاه آنالیز ۲۲ استفاده از پدیده پراش فرانهور (Fraunhofer Scattering) بود (شکل ۲-۱۹) تئوری فرانهور که از نام فیزیکدان آلمانی ژوزف فرانهور گرفته شده است تنها بر اساس پراش تفرقی (Diffraction scattering) بنا شده است و نباید بصورت های دیگر مانند جذب (Absorption)، انعکاس (Refraction) و انکسار (Reflection) بررسی شود.



شکل ۲-۱۹. اصول کار دستگاه دانه بندی توسط لیزر

در نتیجه نوری که توسط لیزر در یک سو گسیل می گردد بسیار پر انرژی و درخشنده است و قدرت نفوذ بالایی دارد و پتانسیل الکتریکی آن در حدود چند هزار ولت است پس لیزر نوری همدوس و تکفام است و فوتونهای اشعه لیزر همه دقیقاً با هم حرکت کرده و درست در یک نقطه به هدف می رسند و نور لیزر بشکل اشعه ای باریک و موازی تولید می شود. این نوع لیزر برای اولین بار توسط یک دانشمند ایرانی بنام آقای علی جوان ساخته شد و حدود ۴۲ سال پیش تکنولوژی استفاده از اشعه لیزر توسط دکتر محمود حسابی به ایران آورده شد.

کنترل کامل دستگاه توسط کامپیوتر صورت می گیرد و دیود لیزری با فیبر زوج شده و نور قرمز با طول موج ۶۳۰ نانو میکرون و محافظت لیزر درجه ۱ دارد. نمایشگر LCD تعبیه شده روی دستگاه وضعیت جاری سیستم را در تمام مراحل نشان می دهد. از طرفی دستگاه قابلیت اندازه گیری و ذخیره کردن و بازیابی و مقایسه نتایج تعداد زیادی نمونه را دارد. همچنین ما می توانیم محل سل (Cell) را بدون تغییر یا تبدیل سخت افزاری و از طریق نرم افزار A22 بصورت اتوماتیک در دستگاه تعیین بنمائیم تا قطر ذرات را بین سه محدوده (Range) ۳۰۰-۰/۳ میکرون ۴۶-۰/۳ و یا ۲-۳۰۰ میکرون با حرکت کردن در مسیر نور لیزر تعیین بکنند ولی محل دکتور ثابت است و سیگنال های نور لیزر به دکتور برخورد می کند. دکتور وسیله ای برای اندازه گیری زاویه نور لیزر منحرف شده است که مقدار این انحراف متناسب با قطر ذرات تشکیل دهنده نمونه می باشد.

برای دانه بندی ذرات زیر ۶۳ میکرون (سیلت و رس) از دستگاه Analysette 22 استفاده می شود بدین منظور برای آماده سازی نمونه ابتدا مقدار مناسب از نمونه را برداشت کرده و برای جدایش ذرات در حمام التراسوند قرار داده سپس چند قطره از ماده پراکنده کننده پیروفسفات سدیم $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ در غلظت ۱-۰/۵ درصد به آن اضافه و نمونه با غلظت تعیین شده در نرم افزار درون محفظه ریخته می شود (Gerber, 2004) و پس از فعال شدن امواج التراسونیک دستگاه که به منظور جدا کردن ذرات رس در دستگاه تعبیه شده است ذرات نمونه توسط همزن که سرعت آن توسط نرم افزار قابل تنظیم است مرتباً سیرکوله (Circulation) می شوند و در مقابل اشعه لیزر (که تنظیم آن بطور اتوماتیک صورت می گیرد) قرار می گیرند و ۶ بار (هر بار به مدت ۳ ثانیه) توسط اشعه اسکن (Scan) می گردد و عمل اندازه گیری شروع شده و بعد از هر بار اندازه گیری شستشو و تمیز کردن مسیر اندازه گیری بصورت اتوماتیک و بدون احتیاج به وسیله اضافی انجام می گیرد و در نهایت درصد و قطر ذرات نمونه اندازه گیری شده و بصورت یک منحنی نمایش داده می شود.

در این تحقیق تعداد ۳۰ نمونه رسوبی به منظور تعیین اندازه ذرات رسوبی، نمونه ها داخل الک شیکر مرطوب مدل Analysette 3 ساخت شرکت Fritsch آلمان قرار گرفت و به روش تر به مدت متوسط ۳۰ دقیقه اندازه های مختلف دانه ها از هم جدا شدند. این نمونه ها، پس از خشک شدن، وزن شدند (Tuker, 1988) و درصد ذرات تشکیل دهنده رسوبات مشخص شد. دانه بندی ذرات ریزتر از ۶۳ میکرون به کمک دستگاه دانه بندی لیزری^۱ آنالیز شد. همچنین پارامترهای آماری از قبیل میانگین، کشیدگی، انحراف معیار ترسیمی جامع و کج شدگی ترسیمی جامع رسوبات با استفاده از نرم افزار سدی لایزر محاسبه شد.

¹ Laser particle Sizer Analysette 22

۲-۴-۳- مطالعات میکروسکوپی

۲-۴-۳-۱- مطالعه مورفومتری و مورفوسکوپی

در این بخش به بررسی فرم، شکل و اندازه پوسته های صدفی موجود در بین رسوبات پرداخته شد. بررسی شکل رسوبات و ارتباط آنها با یکدیگر از دیگر اهداف مطالعه مورفومتری و مورفوسکوپی می باشد. در مطالعات مورفومتری و مورفوسکوپی از ذرات درشت تر از ۶۳ میکرون توسط بینوکولار مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۲-۲۰) و شکل ذرات (کروی، میله ای، تیغه ای و دیسکی)، گردشگری و کرویت برای رسوبات آواری و کربناته در تمامی فراکسیون های بالاتر از ۶۳ میکرون با استفاده از بینوکولار مدل Nikon مورد مطالعه قرار گرفتند (Tuker, 1994).



شکل ۲-۲۰. تصویری از بینوکولار مدل Nikon

۲-۴-۳-۲- تهیه تصاویر SEM

میکروسکوپ الکترونی روبشی (شکل ۲-۲۱) که به آن Scanning Electron Microscope یا به اختصار SEM می‌گویند، یکی از انواع بسیار معروف میکروسکوپ‌های الکترونی است. توسط ساخت SEM سبب شد تا محققان بتوانند نمونه‌ها را به سادگی و با وضوح بیشتری مطالعه کنند. بمباران نمونه با پرتوی الکترونی سبب می‌شود تا از نمونه، الکترون‌ها و فوتون‌هایی خارج و به سمت آشکارسازها رها شوند که در آن قسمت تبدیل به

سیگنال می‌شوند. حرکت پرتو بر روی نمونه، مجموعه‌ای از سیگنال‌ها را فراهم می‌کند که بر این اساس میکروسکوپ می‌تواند تصویر متقابل از سطح نمونه را به صورت لحظه به لحظه بر صفحه نمایش دهد. بنابراین مکانیزم عملکرد SEM با میکروسکوپ‌های نوری کاملاً متفاوت است. در ابتدا مزیت اصلی دستگاه SEM تهیه تصاویر میکروسکوپی به طور مستقیم از نمونه‌های جامد با وضوح و قدرت تفکیک و تمرکز بهتر در مقایسه با میکروسکوپ‌های نوری بود. اما بعدها قدرت اجرایی و عملیاتی دستگاه توسعه یافت و به روش‌های تجزیه و تحلیل، نظیر اشعه ایکس برای تعیین ترکیب شیمیایی و کانال‌های الکترونی جهت تشخیص وضعیت بلوری مجهز گردید. تعدادی نمونه جهت تصویربرداری با میکروسکوپ الکترونی از مغزه های رسوبی به آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی - مرکز پژوهش‌های کاربردی کرج ارسال شد. تصاویر میکروسکوپ الکترونی مربوط به نمونه‌ها با دستگاه SEM مدل Ziess Σ IGMA-VP (یک میلیون برابر) در آن مرکز تهیه شد. تعداد ۲۰ نمونه رسوبی برای بررسی میکروارگانیسم های جانوری موجود در بخش های مختلف مغزه های رسوبی انتخاب و توسط میکروسکوپ های فوق مورد بررسی قرار گرفت.



شکل ۲-۲۱. تصویری از دستگاه SEM مدل Ziess Σ IGMA-VP (یک میلیون برابر)

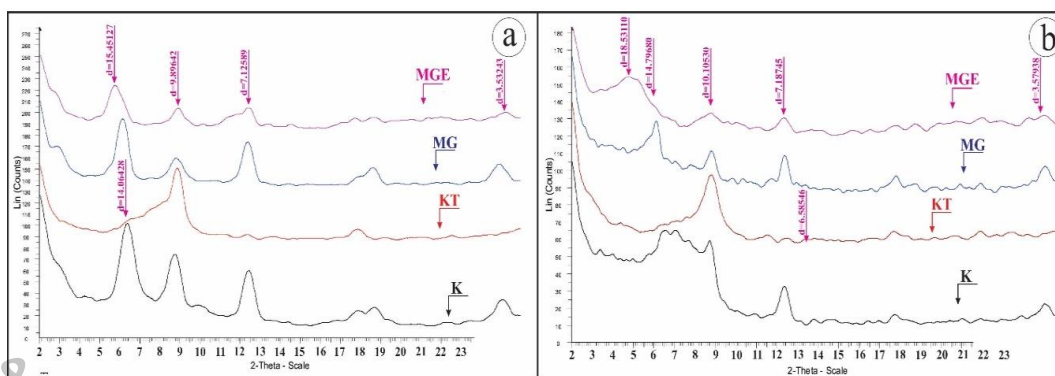
۲-۴-۴-کانی‌شناسی رسوبات به روش XRD (X Ray Diffraction)

تعداد ۳۶ نمونه رسوبی از ۲ مغزه عمیق برداشت شده جهت آنالیز کانی‌شناسی رسی به آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور ارسال شد. آماده‌سازی نمونه‌ها جهت آنالیز پراش اشعه ایکس از طریق چهار تیمار اشباع با پتاسیم، اشباع پتاسیم بعد از حرارت تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد، اشباع منیزیم و اشباع منیزیم پس از تیمار اتیلن گلیکول به روش هاردی و تاکر^۱ (۱۹۸۸) انجام شده است. لازم به ذکر است که برای تعیین درصد هر کدام از کانی‌ها (محاسبه نیمه کمی)، از روش مثلث-بندی (Moor and Reynolds, 1989) که مساحت زیر پیک‌ها را محاسبه و درصدبندی می‌کند، استفاده شده است. اجزاء تبخیری و کربناته و نیز اکسیدهای آهن و مواد آلی از نمونه جدا گردید (Hardiy and Tulker, 1988). نمونه‌ها توسط دستگاه Siemens XRD diffraktometer D5000 (ولتاژ ۴۰ کیلوولت، شدت جریان ۴۰ میلی‌آمپر و لامپ مس) مورد آنالیز قرار گرفت (شکل های ۲-۲۲ و ۲-۲۳).



شکل ۲-۲۲. تصویری از دستگاه Siemens XRD diffraktometer D5000

^۱ Hardiy and Tulker



شکل ۲-۲۳. نمونه‌ای از نمودار پراش اشعه ایکس: a، نمونه ۴۱۵-۴۲۵ از مغزه Az-5 و b، نمونه ۳۴۰-۳۵۰ از مغزه Az-3

۲-۴-۵- آنالیز عنصری به روش ICP

جهت آنالیز عنصری از دستگاه ICP-OES (Optical Emission Spectrometry) ICP (Inductively Coupled Plasma) OES (Optical Emission Spectrometry) مدل Varian 735-ES و دستگاه XRF مدل MAGIX-PRO استفاده شد. در این روش مقداری از نمونه پودر شده در درون یک پلاسمای آرگونی القاء شده با فرکانس بالا و درجه حرارت ۱۰۰۰۰ درجه کلوین بصورت ابر وارد می‌شود. نمونه‌ها تحت تأثیر این درجه حرارت تحریک شده و از خود نور ساطع می‌کنند که هر عنصری طیف مشخصی از نور را تولید می‌کند که شدت نور ساطع شده با مقدار عنصر موجود در نمونه متناسب است. نتایج عناصر اصلی با استفاده از دستگاه XRF (X-Ray fluorescence) بصورت اکسید و با واحد درصد دریافت شد و نتایج میزان انحراف از شرایط معمول^۱ ۵۴ عنصر دیگر بصورت ppm توسط دستگاه ICP مورد شناسایی قرار گرفت. در روش ICP به غیر از گازها، تمامی عناصر پایدار جدول تناوبی قابل شناسایی است (Potts, 1987). برای بررسی دقت آنالیزها ۴ نمونه تکراری (حدود ۱۰ درصد کل نمونه‌ها) به صورت کاملا تصادفی مورد بررسی قرار گرفت که با توجه به حد تشخیص دستگاهی، غالب عناصر دارای خطای آزمایشگاهی زیر ۱۰ درصد و عناصر Sn, Bi, Y, U, Mo, Sb, Be زیر ۱۵ درصد می‌باشد. تعداد ۳۶ نمونه رسوبی از ۲ مغزه عمیق برداشت شده جهت آنالیز تجزیه شیمیایی به آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور ارسال شد (شکل ۲-۲۴ و جدول ۲-۲).

¹ Anomaly



شکل ۲-۲۴. تصویری از دستگاه ICP Optical Emission Spectrometer مدل Varian 735-ES

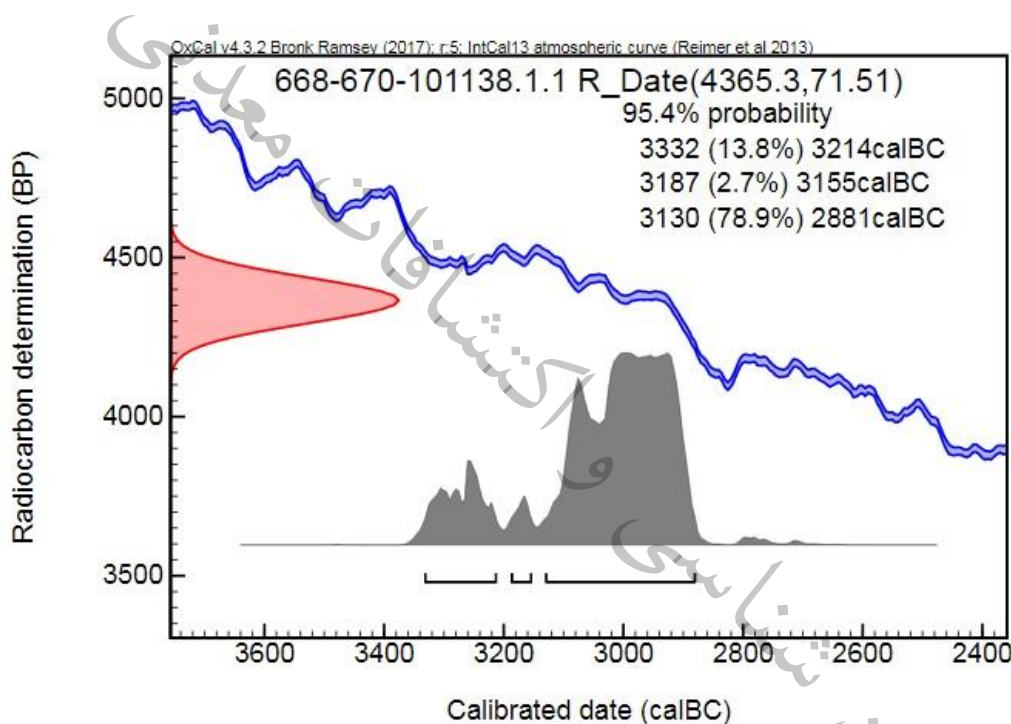
جدول ۲-۲. حد تشخیص عناصر با روش ICP-OES (ppm)

El	D. L	El	D. L	El	D. L
Na	10	Fe	100	Cr	2
Ti	10	Cs	0.5	Ba	0.2
p	10	Sc	0.1	Mg	10
Nb	1	La	10	As	1
Pb	0.5	Ni	1	Mn	5
Te	0.01	Mo	0.3	Co	0.5
Th	1	S	50	Zn	0.5
y	0.2	K	10	Rb	0.1
Tl	0.2	Cd	0.1	Be	0.1
U	1	Sn	1	Ag	0.1
W	1	Sr	0.1	Al	10
Eu	0.1	Ce	0.5	Cu	0.5
Ga	0.3	Yb	0.1	Ca	10
Sm	0.3	Er	0.1	Se	1
Ge	0.1	Nd	0.3	Dy	0.3
		Zr	1	Gd	0.3
		v	2	Li	0.2

۲-۴-۶- تعیین سن مطلق

سن سنجی به روش رادیوکربن (C_{14} -AMS) از مواد آلی، پوسته صدف ها و ارائه در یک چهارچوب زمانی برای بازسازی دیرینه جغرافیا انجام شد و داده های زمانی با محدوده خطای ۲ سیگما کالیبره شد. جهت کالیبره کردن سن نمونه‌ها از نرم‌افزار کالیبره OxCal (Bronk Ramesy and Lee, 2013) با ضریب اطمینان بالای ۹۵ درصد استفاده شد (شکل ۲-۲۴). با توجه به وجود سازندهای آهکی مربوط به رسوبات نئوژن در منطقه، نمونه های بالک که عمدتاً سیلتی و رسی دارای مواد آلی می باشد، ممکن است پتانسیل ایجاد خطا را در سن های

اندازه گیری شده به روش رادیوکربن از نمونه های بالک داشته باشد (Mook and Steurman, 1983;)
 لذا آماده سازی اولیه برای تعداد ۳ نمونه رسوبی انجام گرفت. تفکیک اولیه بقایای گیاهی از رسوبات انجام گرفت و سپس بقایای پوسته های صدفی جدا شده برای آنالیز ایزوتوپ کربن و سن سنجی به روش کربن ۱۴ به انستیتو زمین شناسی ETH Zürich کشور سوئیس ارسال شد. با توجه به نتایج آنالیز های انجام شده مغزه ۷/۵ متری (Az-5) تا ۵ هزار سال گذشته (ابتدای هولوسن پسین) را پوشش می دهد. در انتها مدل سن و عمق با توجه به عمق مغزه و داده های سن سنجی ترسیم و نرخ متوسط رسوبگذاری محاسبه شد (شکل ۲-۲۵).

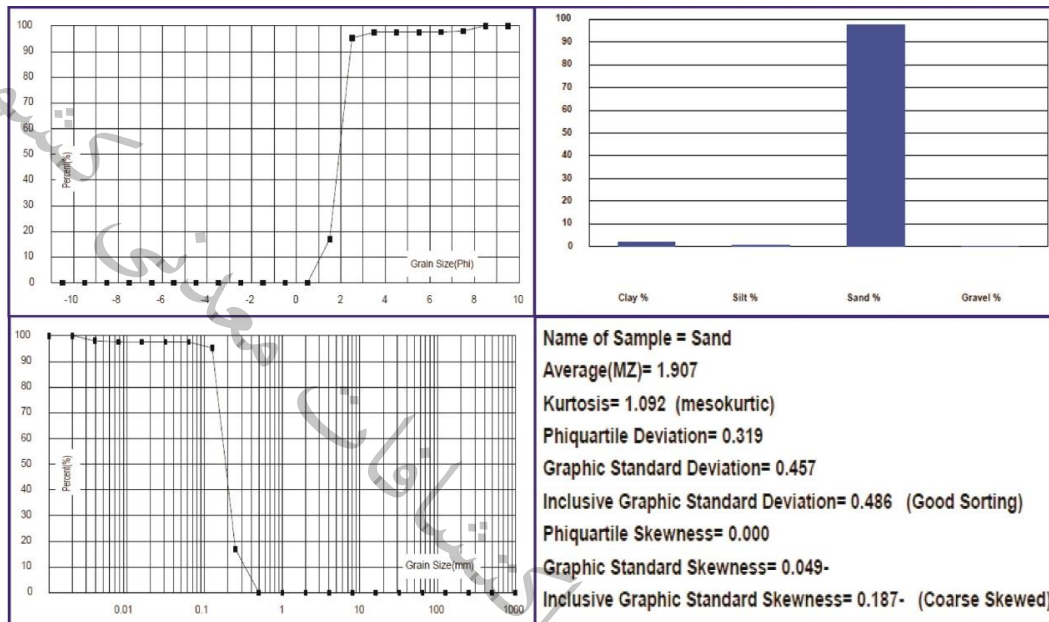


شکل ۲-۲۵. نمونه ای نتایج مربوط به کالیبره با نرم افزار OxCal

۲-۵- پردازش آماری داده ها

پردازش نتایج آزمایشگاهی با نرم افزارهای معمول، تهیه ستون چینه ای برای هر مغزه و پیاده سازی داده ها برای هر یک از مغزه ها، تعیین تیپ رسوبات، تعیین پارامترهای آماری رسوب شناسی جهت شناسایی نوع و منشأ رسوبات، تعیین گروه های واقعی رخساره های رسوبی برای هر یک از مغزه ها، تعیین الگوی تغییرات حوضه های رسوبی، تعیین درصد عناصر، تجزیه و تحلیل چند متغیره (تجزیه به مولفه های اصلی) / آنالیز تشخیص / آنالیز خوشه ای) برای هر یک از مغزه ها، تفسیر رخساره های رسوبی، تعیین نرخ رسوبگذاری در بخش

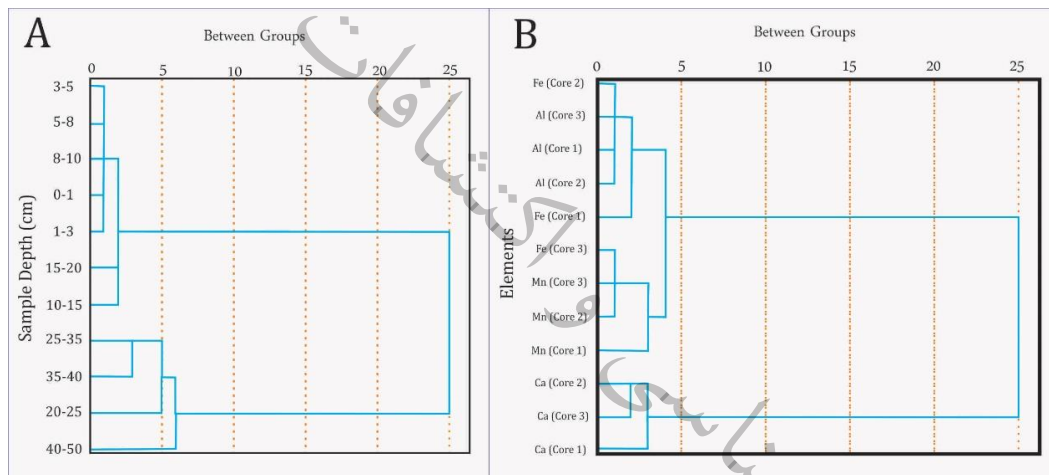
پردازش آماری داده ها انجام شد. پارامترهای آماری رسوب شناسی مانند جورشدگی، کج شدگی، کشیدگی، میانگین، میانه و نوع تیپ رسوبات توسط نرم افزار سدی لایزر برای تمامی نمونه های رسوبی به تفکیک محاسبه گردیده است. برای مثال نمودار دانه بندی یک نمونه ارائه می گردد (شکل ۲-۲۶).



شکل ۲-۲۶. نمونه‌ای از پارامترهای آماری ارائه شده به وسیله نرم افزار سدیمنت ساین

جهت پردازش داده‌های ژئوشیمیایی، جدولی متشکل از عمق مغزه، مقدار آنومالی عناصر در عمق‌های مختلف تهیه گردید. پس از مرتب شدن جدول داده‌ها و نرمالیزه شدن داده‌ها، ترسیم منحنی‌های آنومالی عناصر در نرم افزارهای Microsoft Office Excel، Corel Draw X8 و IBM SPSS Statistics 21 انجام گرفت. تعیین پارامترهای آماری، نمودارهای هیستوگرام فراوانی عناصر، نمودارهای Q-Q Plot، P-P Plot، ترسیم نمودارهای Box Plot به منظور تعیین مقادیر خارج از رده و در واقع در تأیید آنچه که در نمودارهای Q-Q Plot به دست آمده است، از نمودارهای Box Plot، آنالیز خوشه‌ای به منظور تعیین ارتباط عناصر با یکدیگر در محیط نرم افزار SPSS انجام پذیرفت. با توجه به اینکه عناصر نسبت به برخی عوامل محیطی واکنش‌های کم و بیش مشابهی نشان می‌دهند بنابراین، شناخت ارتباط و همبستگی ژنتیکی متقابل میان عناصر، به شناخت دقیق‌تر تغییرات موجود در محیط‌های ژئوشیمیایی کمک شایانی می‌نماید. در این روش با استفاده از رگرسیون و سایر پارامترهای آماری می‌توان عوامل و فرآیندهای کنترل کننده رسوبگذاری را شناسایی نموده و منشأ تامین رسوبات را تعیین نمود (Alagarsamy and Zhang, 2010). با توجه به پراکندگی غیرنرمال عناصر در نمونه

رسوبات، ضرایب همبستگی این عناصر با روش مرتبه ای اسپیرمن که مستقل از نوع تابع توزیع متغیر است، مورد بررسی قرار گرفت. فرضیات روش آنالیز خوشه‌ای شامل واریانس همسانی و توزیع نرمال متغیرها می باشد (Alther, 1979). در تحلیل خوشه‌ای، هدف طبقه بندی متغیرها براساس تشابه هرچه بیشتر درون گروهی و اختلاف هرچه بیشتر بین گروهی است. به منظور تعیین پاراژنرها و نحوه ارتباط عناصر با یکدیگر کلاستر آنالیز انجام پذیرفت. روش بکار گرفته شده در این آنالیز Between Groups می باشد (شکل ۲-۲۷). به منظور تعیین منشأ رسوبات و تفکیک عناصر مختلف بر اساس ژنز آنها، آنالیز فاکتوری صورت پذیرفت. در این عمل Principal Component و متد چرخش Varimax به کار گرفته شد. آنالیز فاکتوری تعداد کلاس‌های مختلف را نشان می دهد که با سطح اعتماد ۸۵ درصد، ۴ کلاس را شامل می باشد.



شکل ۲-۲۷. a: نمودار خوشه‌ای نسبت‌های عنصری و همبستگی آنها، b: نمودار خوشه‌ای مغزه‌ها و ارتباط ژنتیکی

کشور
معدنی
گشتات
و
شناسی
زمین
سازمان

فصل سوم
تحلیل نتایج

با وجود اینکه مطالعات انجام شده در ایران بطور کلی تغییرات آب و هوایی و وضعیت محیطی گذشته را روشن کرده است، اما برای بدست آوردن تصویری شفاف از این وضعیت در زاگرس و سایر نقاط کشور نیاز به انجام پژوهش‌های متعددی است. داده‌های حاصل از ابزارهای هواشناسی با آنکه دقیق‌ترین داده‌ها برای این نوع مطالعات می‌باشند؛ اما از حیث زمانی حداکثر قادر به شناسایی وضعیت آب و هوایی حدود ۶۰ سال گذشته می‌باشد. از این رو انجام پژوهش‌های اقلیم و محیط دیرینه که منجر به تولید داده‌های طولانی مدت می‌شوند ضروری است. از سوی دیگر داده‌های حاصل از چنین پژوهش‌هایی یکی از اساسی‌ترین ورودی‌ها در مدل‌سازی اقلیم دیرینه هستند و به بازسازی و کشف علت تغییرات اقلیمی کمک شایانی می‌کنند. در این پژوهش سعی شده است با بررسی‌های رسوب‌شناسی، شناسایی رخساره‌های رسوبی، شناسایی محیط‌های رسوبی و تغییرات این محیط‌ها در هولوسن به بازسازی شرایط اقلیمی و ژئومورفولوژی تالاب آب‌آلو در طول هولوسن پرداخته شود.

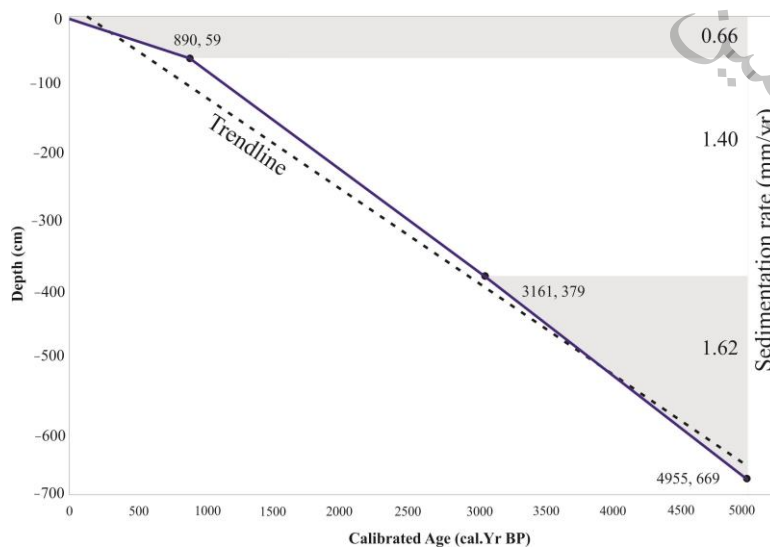
۳-۲- نرخ رسوب‌گذاری در تالاب آب‌آلو

با توجه به نتایج سن‌سنجی، میزان متوسط رسوب‌گذاری در تالاب آب‌آلو ۱/۲۲ میلی‌متر در سال است. این میزان برای عمق ۶۶۹ سانتی‌متر تا ۳۷۹ سانتی‌متر ۱/۶۲ میلی‌متر در سال است که از میزان میانگین بالاتر است. میزان رسوب‌گذاری برای عمق‌های ۳۷۹ سانتی‌متر تا ۵۹ سانتی‌متر ۱/۴۰ میلی‌متر در سال است. از عمق ۵۹ سانتی‌متر تا سطح میزان رسوب‌گذاری کاهش یافته و حدود ۰/۶۶ میلی‌متر در سال است که حدوداً نصف میزان متوسط رسوب‌گذاری در تالاب آب‌آلوست (جدول ۳-۱ و شکل ۳-۱). میزان رسوب‌گذاری در تالاب آب‌آلو، با توجه به دیگر مطالعات انجام‌شده در ایران، با تالاب زیربار (Stevens et al., 2001; Wasylikowa et al., 2006) با میزان ۱/۵ میلی‌متر تا ۱/۷ میلی‌متر در سال و کلاردشت (رضانی ۱۳۹۲) با میزان ۱/۳ میلی‌متر در سال و تالاب شادگان (شهبازی و همکاران ۱۳۹۴) با میزان متوسط ۱ میلی‌متر در سال قابل مقایسه است. با توجه به میزان نرخ متوسط رسوب‌گذاری در تالاب آب‌آلو به نظر می‌رسد در گذشته (۵ تا ۳ هزار سال گذشته) نرخ رسوب‌گذاری بالا بوده و بمرور با گذشت زمان میزان پرشدگی در دریاچه کاهش یافته است. با توجه به بررسی‌های رسوب‌شناسی و تحلیل رخساره‌های رسوبی با افزایش عمق در مغزه‌های برداشت‌شده به قله سنگ‌های آهکی در بستر دریاچه برخورد می‌کنیم که حکایت از ضخامت کم رسوبات دریاچه‌ای دارد. حداکثر

سن متصور برای رسوبات دریاچه با ضخامت حداکثر ۱۰ متر حدود ۸/۲ هزار سال با نرخ متوسط ۱/۲۲ میلی‌متر در سال می‌باشد که نشان‌دهنده سن کم این فروچاله در منطقه آب‌زالی می‌باشد. با توجه به تغییرات رخساره‌های رسوبی و نرخ رسوبگذاری در مغزه Az-5 نرخ رسوبگذاری ارتباط بسیار نزدیکی با نوع رخساره‌ها نشان می‌دهد. با حضور و افزایش رخساره‌های تالابی (تورب) میزان نرخ رسوبگذاری افزایش نشان می‌دهد (۱/۶۲ میلی‌متر در سال) و با افزایش رخساره‌های آواری، رخساره‌های تورب (مواد آلی فراوان) کاهش نشان می‌دهد. در این دوره زمانی نرخ رسوبگذاری نسبت به دوره قبل کاهش نشان می‌دهد (۱/۴۰ میلی‌متر در سال). این موضوع بدلیل پرشدگی محیط دریاچه با بقایای گیاهی فراوان است. با توجه به توپوگرافی منطقه و گستره بسیار محدود حوضه آبریز دریاچه، ورود رسوبات آواری با کاهش بقایای گیاهی و کاهش نرخ رسوبگذاری همراه است. از دیگر عوامل تاثیرگذار در تغییرات نرخ رسوبگذاری می‌توان به تغییرات شیب در منطقه، تغییرات انرژی آب و تغییرات اقلیمی اشاره کرد. با توجه داده‌های سن‌سنجی وقایع اقلیمی و هیدرولوژی دریاچه براساس سن‌های کلی اعلام می‌شود.

جدول ۳-۱. داده‌های سن رادیوکربن و سن کالیبره شده

مغزه	عمق نمونه	کد آزمایشگاه	سن کربن ۱۴ (سال قبل از حال)	سن کالیبره (سال قبل از حال)			مواد آنالیز شده	نرخ رسوبگذاری (میلی‌متر در سال)
				سن کمینه	سن میانگین	سن بیشینه		
Az-5	۵۸-۶۰	۱۰۱۱۶۰/۱/۱	۹۹۹±۶۴	۷۶۷	۸۹۰	۱۰۱۳	اجزای صدف	۰/۶۶
	۳۷۸-۳۸۰	۹۵۹۱۱/۱/۱	۲۹۸۶±۷۳	۲۹۶۲	۳۱۶۱	۳۳۶۱	اجزای صدف	۱/۴۰
	۶۶۸-۶۷۰	۱۰۱۱۳۸/۱/۱	۴۳۶۵±۷۱	۴۸۳۱	۴۹۵۵	۵۰۸۰	اجزای صدف	۱/۶۲



شکل ۳-۱- مدل سن- عمق و میزان رسوبگذاری برای رسوبات بستر تالاب آب‌زالی

۳-۳- رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی

در ۸ مغزه مورد مطالعه (شکل‌های ۲-۳ و ۳-۳)، ۶ رخساره رسوبی اصلی شناسایی شد. رسوبات در اندازه رس تا گراول و رسوبات بینابینی همراه بقایای گیاهی و صدفی دارند که در بیشتر موارد تناوب و تداخل در رسوبات یادشده به کرات دیده می‌شود (شکل ۳-۳). تغییرات در اندازه ذرات بین رس تا گراول با توجه به تغییرات انرژی محیط رسوبگذاری، میزان ورودی رودخانه‌های فصلی، و تغییر رنگ رسوبات با توجه به شرایط رسوب‌گذاری مانند، حضور ماده آلی، میزان pH، تغییرات شوری و دما، و وقوع دوره‌های خشک و مرطوب در طول مغزه‌ها بوده است. با مطالعه رسوبات بدست‌آمده از منطقه مورد مطالعه، و تفکیک رخساره‌های رسوبی می‌توان گفت که رسوبات نهشته‌شده در بستر محیط آبی تالاب آبزالو توسط رودخانه‌های فصلی و جریان‌های آبی حاصل از چشمه‌های اطراف تالاب تامین می‌گردد. در رسوبات مغزه‌های مورد مطالعه در مجموع رخساره‌ها نشان‌دهنده سه محیط رسوبی، تحت تأثیر رسوبات تالابی و رودخانه‌ای و مخروط‌افکنه‌ای، هستند (شکل ۳-۴). رخساره‌های محیط رودخانه‌ای با رسوبات گلی و رس‌سیلتی معمولاً سخت، فاقد ماده آلی و رنگ قهوه‌ای، رخساره تالابی با رسوبات خاکستری تا سبز روشن (مشخصه محیط‌های احیایی) گلی (دانه‌ریز) همراه با ماده آلی، پوسته‌های نرم‌تنان، دارای رطوبت بالا همراه لامینه‌های نازک، با میان‌لایه‌های سیلتی مشخص شد. محیط‌های مخروط‌افکنه‌ای رسوبات دانه‌ریز گلی و سفت و قرمز رنگ همراه رسوبات دانه‌درشت در حد گراول و بزرگ‌تر آهکی دارند که از دامنه کوه‌های اطراف وارد حوضه تالابی شده‌اند. تیپ رسوبات براساس فولک (۱۹۷۴) طبقه بندی شده است. رخساره‌های موجود در مغزه‌های مورد بحث به اختصار در ادامه می‌آید.

● رخساره رس: این رخساره با رنگ‌های متنوع در ستون چینه‌ای مغزه‌ها قابل مشاهده است و به رنگ‌های سیاه، خاکستری تیره و روشن، قهوه‌ای روشن، قهوه‌ای تیره، و سیاه نمود دارد. لکه‌های اکسیدان، ماده آلی لکه‌ای سیاه‌رنگ و بقایای صدفی خردشده و سالم، بقایای گیاهی، و ریشه گیاهان در این رخساره در برخی موارد مشاهده می‌شود. رنگ تیره شرایط احیایی محیط و حضور مقدار قابل ملاحظه ماده آلی را نشان می‌دهد که بیانگر محیط تالابی است (Reading, 1996). وجود این رخساره، به‌خصوص در مغزه‌های حاشیه‌ای تالاب، حاکی از بالا بودن تراز آب است. تناوب متوالی این رخساره با رخساره‌های ماسه‌ای نشان‌دهنده تغییر فرایند غالب و رژیم و انرژی آب‌های ورودی به تالاب است که به کرات در مغزه‌های حاشیه غربی (AZ-3 و AZ-4) مشاهده می‌شود. همچنین، وجود رنگ قهوه‌ای این رخساره در اثر هوازدگی و وجود اکسید آهن است و معرف رسوبات دوره خشک با مقدار بارندگی ناچیز (Li et al., 1996) که اغلب

در مغزه‌های حاشیه شرقی تالاب (Az-3) مشاهده می‌شود. این رخساره غالباً مربوط به محیط رسوبی تالابی است و رس‌های قرمز رنگ آن به صورت محدود تبدیل به محیط دیستال مخروط افکنه را نشان می‌دهد (شکل ۳-۳).

● رخساره گل: رخساره گل با ضخامت زیاد (تا ۲ متر) و فاقد لامینه‌بندی ظریف در ستون مغزه‌های حاشیه‌ای (Az-5) وجود دارد. این رخساره با رنگ‌های طوسی تا طوسی متمایل به سبز در عمق‌های حدود ۴ تا ۷ متر قابل مشاهده است. این رخساره اولین رخساره تالابی بعد از رسوبات مخروط افکنه‌ای یا واریزه‌های اطراف تالاب و به عبارت دیگر در انتهای رسوبات تالابی برداشت شده از بستر تالاب آب‌الوست و پایین‌تر از این رخساره دانه‌های گراولی مشهود است که معمولاً مانع ادامه مغزه‌گیری می‌شود. محتوای این رخساره شامل لکه‌های ماده آلی و ریشه و بقایای گیاهی و صدفی است. رسوبات این رخساره تا حدودی چسبنده و متراکم است و در مغزه‌های برداشت شده از حاشیه غربی تالاب گسترشی قابل ملاحظه دارد و به دلیل کم‌آب بودن، فشردگی، چسبندگی، و تراکم بالا حفاری در آن بسیار سخت است. این رخساره نشان‌دهنده رسوبات محیط تالابی احتمالاً با عمق کمتر و آورد رسوبی بالا از طریق آبراهه‌های سطحی به تالاب است. در مجموع محیط رسوبی رخساره گلی با توجه به خصوصیات مختلف جانبی مربوط به محیط تالابی کم‌عمق یا محیط حاشیه تالاب است (شکل ۳-۳).

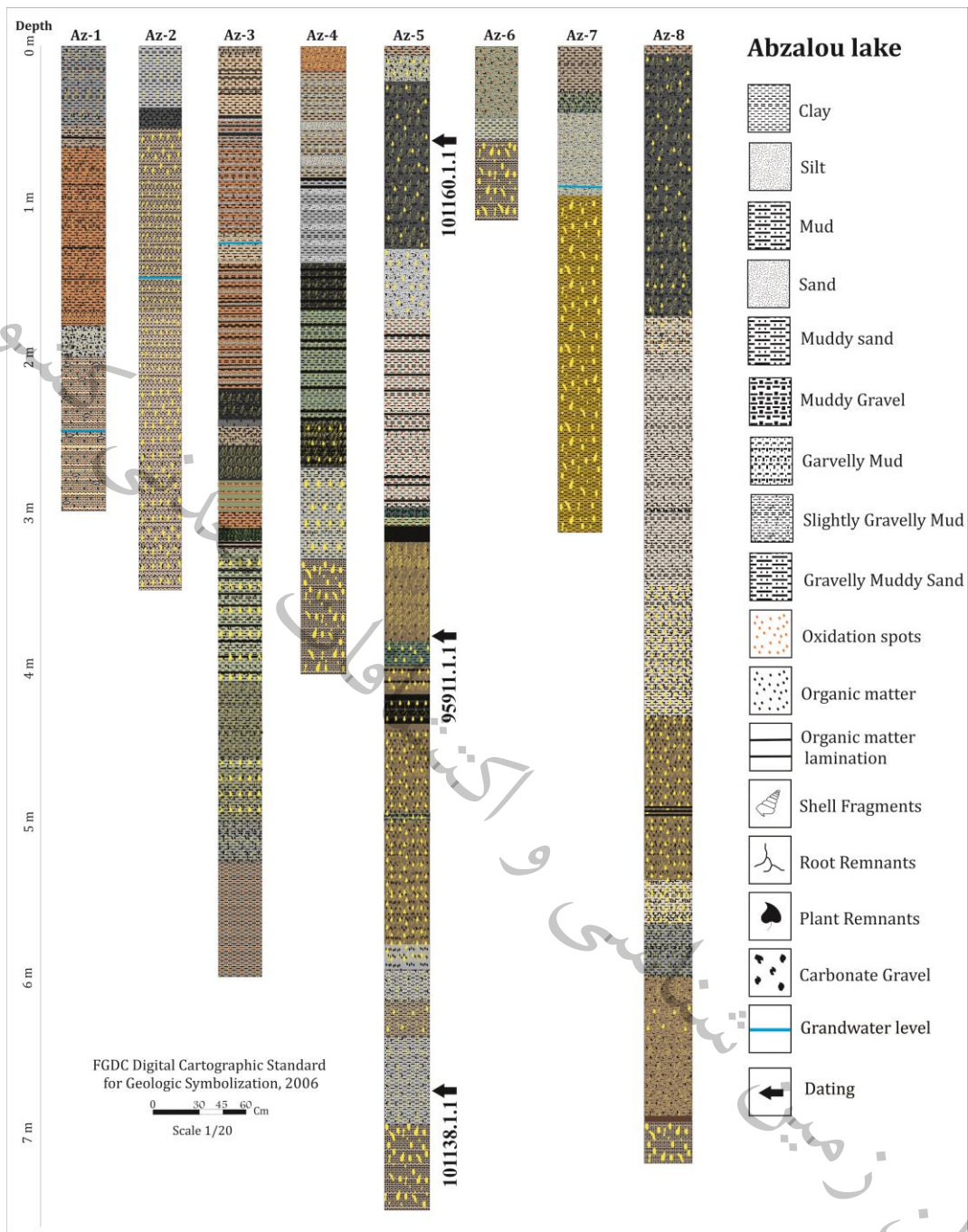
● رخساره ماسه: این رخساره شامل ماسه دانه‌ریز تا دانه متوسط، از جنس ذرات تخریبی، به رنگ خاکستری روشن، و در برخی نقاط واجد ماده آلی است. در برخی مناطق و عمق‌ها، تناوبی از رخساره ماسه‌ای و رس قرمز رنگ و رس طوسی متمایل به سبز با ضخامت خیلی کم قابل مشاهده است. همچنین در مواردی رخساره گلی به صورت عدسی‌هایی کوچک بین رخساره ماسه‌ای دیده می‌شود. این رخساره غالباً در مغزه‌های حاشیه‌ای (Az-3 و Az-4) تشکیل و نهشته شده است و محیط تالابی را نشان می‌دهد (Lak et al., 2004). وجود تناوب ماسه دانه‌ریز در رسوبات منطقه بازتاب‌دهنده شرایط اقلیمی گذشته است. با توجه به ستون چینه‌شناسی مغزه‌های برداشت شده از تالاب آب‌الو، لامینه‌های ماسه‌ای در ترازهای کمتر از ۲۵۰ سانتی‌متر مشاهده می‌شود. وجود لامینه‌های ماسه‌ای بین رخساره رس قرمز رنگ در مغزه Az-3 تغییر انرژی آب‌های وارد شده به تالاب از کرانه شرقی تالاب را نشان می‌دهد که احتمالاً تحت تأثیر تغییر کانال جریانی روی مخروط افکنه شمال شرقی مشرف بر تالاب است که به صورت فصلی ذرات دانه متوسط

را به درون تالاب هدایت می‌کرده است. حضور رخساره‌های ماسه و رخساره‌های گلی قهوه‌ای‌رنگ دلیلی بر حضور محیط‌های آبی کم‌عمق همراه دوره‌های خشک متناوب است (موسوی‌حرمی ۱۳۸۱) (شکل ۳-۳).

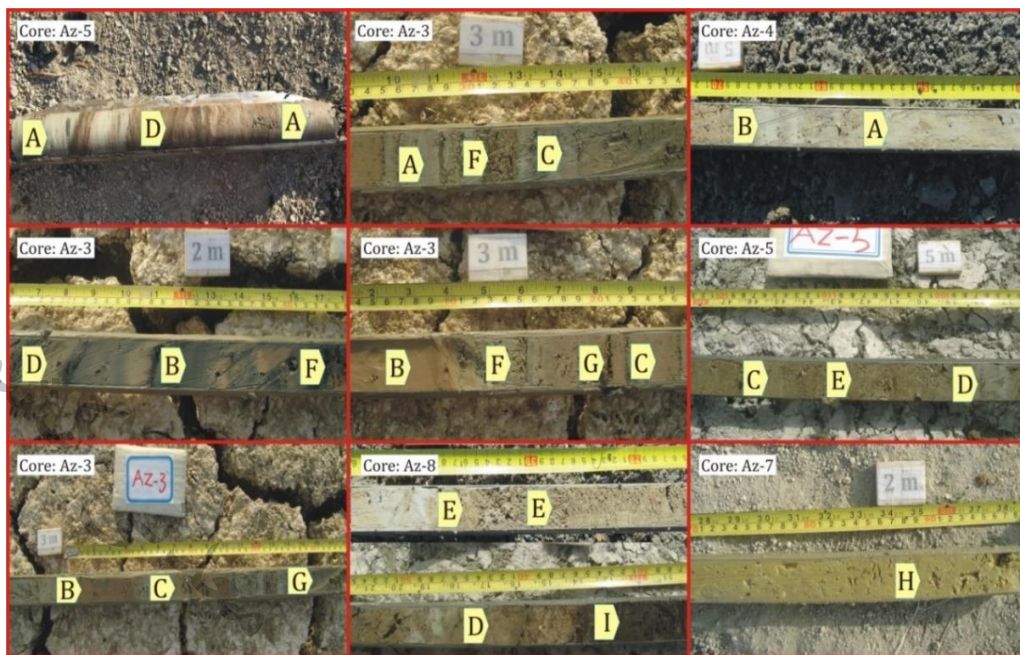
● رخساره ماسه گلی: رخساره ماسه گلی با ضخامت محدود در ستون مغزه‌های برداشت‌شده از یال شمال شرقی دیده می‌شود. این رخساره با رنگ طوسی و لکه‌های اکسیدان در عمق ۵ تا ۶ متر مغزه AZ-3 قابل مشاهده است. محیط رسوبی این رخساره با توجه به نزدیکی به رسوبات مخروط‌افکنه‌ای زیر رسوبات تالابی نشان‌دهنده تغییر آهسته از محیط رسوبی بخش دیستال مخروط‌افکنه شمال شرقی تالاب به محیط حاشیه تالابی و در ادامه به محیط عمیق تالابی است (شکل ۳-۳).

● رخساره سیلت: رخساره سیلت با رنگ طوسی، در عمق ۲ تا ۳ متری مغزه‌های جنوب شرقی تالاب (AZ-1)، به صورت لنزهای رسوبی مشاهده می‌شود. این رخساره فاقد هر گونه محتوای گیاهی و صدفی است و احتمالاً در مواقع سرریز تالاب یا سیلابی در بخش جنوب شرقی تحت تأثیر جریان‌های خروجی ایجاد شده است. زمینه این رسوبات گلی است. عبارت دیگر تحت تأثیر سیلاب ایجاد شده است که با آرام شدن شرایط لنزهای سیلنتی بر این رسوبات تشکیل شده است. این رخساره از محیط رودخانه‌ای حکایت می‌کند (شکل ۳-۳).

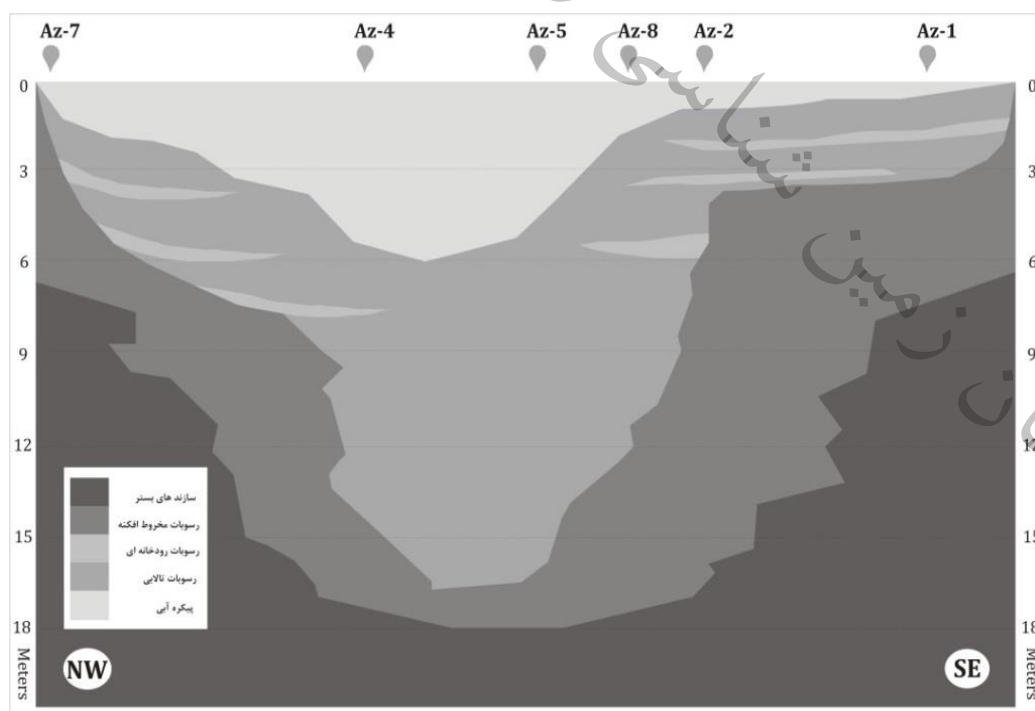
● رخساره‌های گراول‌دار (G): این رخساره غالباً در دهانه رودخانه‌های ورودی با رسوبات دیگر قابل مشاهده است که در نتیجه حمل رسوبات دانه‌درشت توسط جریان‌های رودخانه‌های فصلی و ورود آن‌ها به محیط تالاب تشکیل شده است. رسوبات این رخساره لکه‌های اکسیدان و ریشه و بقایای گیاهی دارد و در موارد محدود خرده‌های پوسته‌های صدفی در زمینه‌ای از رسوبات گراول‌دار قهوه‌ای‌رنگ یا متمایل به قهوه‌ای دیده می‌شود. این رخساره‌ها از محیط رودخانه‌ای یا سیلابی حکایت می‌کند و در مغزه‌های جنوب شرقی تالاب قابل مشاهده است (شکل ۳-۳).



شکل ۳-۲. ستون چینه‌های مغزه‌های برداشت‌شده از تالاب آبزالو (Az-1 تا Az-8)



شکل ۳-۳. (A) رخساره گل در رنگ‌های مختلف دارای محتوای گیاهی و صدفی؛ (B) رخساره رس در رنگ‌های مختلف؛ (C) رخساره گل نرم به رنگ‌های طوسی و طوسی متمایل به سبز و قهوه‌ای؛ (D) رخساره گل؛ (E) رخساره ماسه دانه‌ریز تا دانه‌متوسط از جنس ذرات تخریبی، در برخی نقاط واجد ماده آلی؛ (F) رخساره گل ماسه‌ای با ضخامت محدود در ستون مغزه‌های برداشت‌شده با رنگ طوسی و دارای لکه‌های اکسیدان، (G) رخساره سیلت با رنگ طوسی، در عمق ۲ تا ۳ متر مغزه‌های جنوب‌شرقی تالاب به صورت لزه‌های رسوبی و فاقد هر گونه محتوای گیاهی و صدفی؛ (H) رخساره‌های گراولی و گراول‌دار، دارای لکه‌های اکسیدان و ریشه و بقایای گیاهی و در موارد محدود خرده‌های پوسته‌های صدفی در زمینه‌ای از رسوبات گراول‌دار قهوه‌ای‌رنگ یا متمایل به قهوه‌ای؛ (I) میزان بالای بقایای گیاهی سیاه‌رنگ

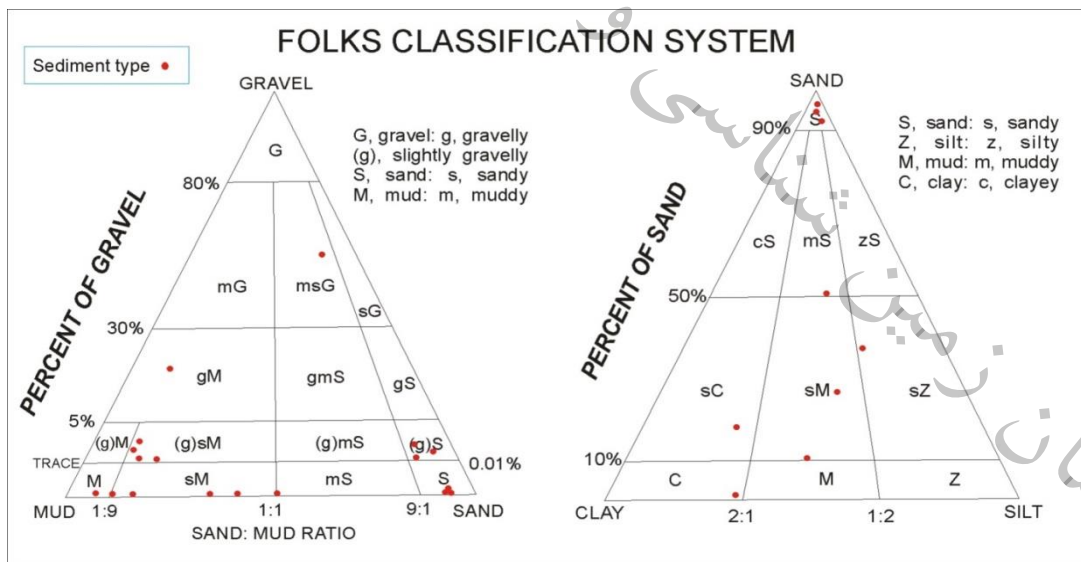


شکل ۳-۴. پروفیل رسوبات تالابی و مخروط‌افکنه در مقطع طولی با استفاده از مغزه‌های برداشت‌شده

۳-۴- 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 فرایندهای هوازدگی و نوع جریان در اختیار ما قرار می دهد (Folk, 1974; Snelder et al., 2011).

براساس نتایج آنالیز دانه بندی، نوع رسوبات برمبنای مثلث های نام گذاری استاندارد فولک^۱ ۱۹۷۴ مشخص گردید (شکل ۳-۵). تعیین اندازه ذرات رسوبی از جمله شاخص هایی است که شرایط محیط رسوبگذاری و انرژی جریان را نشان می دهد. پارامترهای آماری از جمله جورشدگی، کج شدگی (نامتقارن بودن منحنی توزیع ذرات)، کشیدگی (نوک تیزی منحنی توزیع ذرات) و میانگین اندازه ذرات نسبت به تغییرات انرژی جریان حساس و تحت تأثیر فاکتورهای فرسایش، حمل و نقل و سرعت ته نشست کنترل می شود. با توجه به درصد ذرات موجود در رسوبات بستر تالاب آبرالو (تا ضخامت حدود ۷/۵ متر)، تیپ های رسوبی به ترتیب فراوانی، گل (Mud)، سیلت (Silt)، رس (Clay)، ماسه (Sand)، ماسه گلی (Muddy Sand)، گل با کمی گراول (Slightly gravelly mud) و گل گراولی (Gravelly Mud) تعیین گردیدند (شکل ۳-۵).



شکل ۳-۵. تیپ رسوبات بستر تالاب آبرالو در مثلث های نامگذاری فولک (۱۹۷۴)

¹ Folk

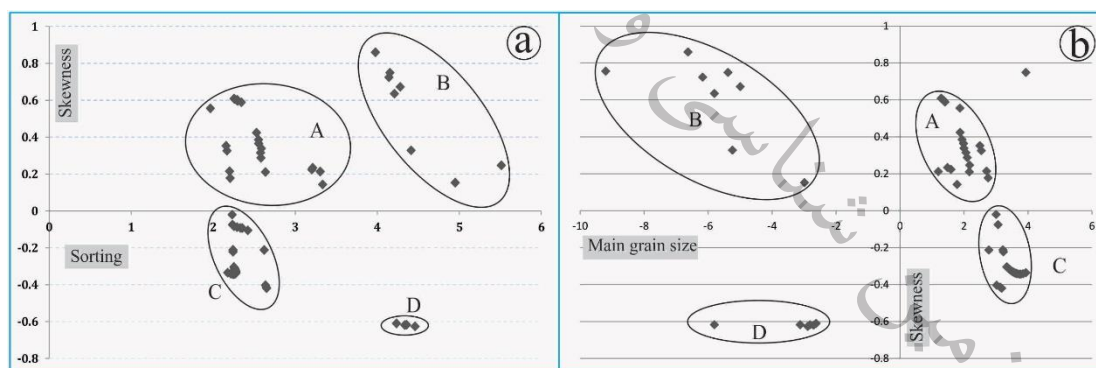
با توجه به بررسی پارامترهای آماری (شکل ۳-۵) جورشدگی نمونه های رسوبی فاکتوری است که نشان می دهد اندازه ذرات تشکیل دهنده رسوبات چه مقدار به یکدیگر نزدیک است. جورشدگی رسوبات بستر تالاب آزالو به روش انحراف معیار ترسیمی جامع با متوسط ϕ ۲/۵، بیشینه ϕ ۴/۵ و کمینه ϕ ۱/۹ می باشد که در محدوده جورشدگی بد تا بشدت بد قرار می گیرد. از روی شاخص چولگی می توان انرژی محیط رسوبی و نیز فرایندهای حمل کننده رسوبات را مشخص کرد. برای مثال، رسوبات با چولگی مثبت نشان دهنده محیطی پرانرژی همراه با اندازه ذرات دانه درشت است. میانگین میزان کج شدگی در مغزه های برداشت شده ۰/۰۲-، بیشینه ۰/۸۶ و کمینه ۰/۶۲- می باشد که غالباً کج شدگی بسمت ذرات خیلی ریز تا خیلی درشت دانه پراکندگی دارد. میانگین کشیدگی برای نمونه برداشت شده از مغزه ها ۰/۹۹ (کشیده) و در محدوده بسیار پهن تا بسیار کشیده پراکنده است (جدول ۳-۲). وجود تغییرات بسیار زیاد در میزان پارامترهای آماری رسوب شناسی بدلیل ترکیب عملکرد فرایندهای مختلف در محیط های رسوبگذاری مختلف می باشد (AlGhadban and ElSammak, 2005). این وضعیت در رسوبات بستر تالاب آزالو، بدلیل فعالیت فرایندهای آبی در محیط های مختلف تالابی، رودخانه ای و مخروط افکنه ای است. عوامل متعددی از جمله اندازه ذرات، مکانسیم رسوبگذاری و ویژگی های جریان بر میزان جورشدگی رسوبات تاثیرگذار است. عدم وجود جریان های رودخانه ای با رژیم ثابت باعث نهشته شدن رسوبات با جورشدگی بد می شود. همچنین در دوره هایی ورود مواد آواری به حوضه کاهش یافته است که با افزایش در میزان مواد آلی و بقایای گیاهی همراه بوده است که حکایت از فعالیت تحت تاثیر چشمه های اطراف تالاب دارد. در دوره هایی که با ورود مواد آواری به حوضه همراه بوده است جریانات رودخانه ای، با شدت و مدت متفاوت از ارتفاعات اطراف در زاگرس وارد حوضه شده است. در کرانه جنوبی تالاب بدلیل مورفولوژی ملایم ورود مواد آواری از حاشیه کمتر بوده و غالباً تحت تاثیر رسوبات تالاب بوده است حال آنکه در کرانه شمالی به دلیل وجود مورفولوژی خشن، مواد آواری تحت تاثیر بارش های منطقه غالب بوده است. لذا میزان جورشدگی در مغزه های بخش شمالی در مقایسه با مغزه های بخش جنوبی تالاب ضعیف تر و میزان کج شدگی منفی است. این بدان معناست که فراوانی ذرات دانه درشت بیشتر است ولی جورشدگی ذرات دانه ریز بهتر است.

جدول ۳-۲. میانگین پارامترهای آماری رسوبات در هر مغزه رسوبی تالاب آزالو

Core.No	درصد (%)				ϕ		Skewness	Kurtosis	Sediment Type
	Clay	Silt	Sand	Gravel	Average	Sorting			
Az-3	50.67	40.91	8.41	0.00	2.17	2.52	0.01	0.87	Mud (M)

Az-4	35.81	57.00	7.03	0.17	1.66	2.66	0.12	1.02	Mud (M)
Az-5	43.46	50.12	5.84	0.58	1.91	2.51	-0.01	0.99	Mud (M)

ارتباط بین میزان جورشدگی و کج شدگی، کاربرد زیادی برای بررسی ژنز و منشا رسوبات (Folk, 1966) و استنباط تغییرات انرژی محیط و منشا ذرات در محیط های دریاچه ای دارد (Jiang and Ding, 2010). همان گونه که در شکل ۳-۶ قابل مشاهده است تعداد ۳۰ نمونه دانه بندی شده در ۴ محدوده نمودار قرار گرفته اند که نشان دهنده نوع مکانسیم رسوبگذاری، فرایند و منشا رسوبات می باشد. نمونه قرار گرفته در محدود A با توجه به جورشدگی بد و میزان کج شدگی مثبت (ذرات دانه ریز) مربوط به رسوبات تالابی بویژه بخش جنوبی تالاب آبزالو می باشد. محدوده B با جورشدگی بسیار ضعیف و کج شدگی به سمت رسوبات دانه ریز احتمالاً مربوط به محیط های تالابی یا رودخانه ای با رژیم دائمی و ثابت در مغزه های Az-4 و Az-5 است. رسوبات با جورشدگی بد تا بشدت بد و کج شدگی به سمت ذرات دانه درشت مربوط به محیط های رودخانه ای بالادستی و بخش دیستال مخروط افکنه های بخش شمالی تالاب (محدوده مغزه Az-3) می باشد که در محدوده C و D قابل مشاهده است (شکل ۳-۶).



شکل ۳-۶. a: ارتباط بین میزان انحراف معیار ترسیمی جامع و میزان کج شدگی، b: نمودار ارتباط میانگین اندازه ذرات با میزان

کج شدگی

بعبارتی دیگر واحدهای A و B معرف دوره های مرطوب و شرایط تالابی می باشد که غالباً بیشتر از دوره های خشک در منطقه حاکم بوده و پراکندگی فراوانی نسبت به سایر محدوده ها دارد. واحدهای C و D معرف دوره های مختلف اقلیمی در محیط های رودخانه ای می باشد که با توجه به رژیم رودخانه متغیر بوده است.

۳-۵- رسوبات بیولوژیکی

رسوبات بیولوژیکی معمولاً در اثر فعالیت‌های زیستی تولید می‌شود. مهم‌ترین منشا رسوبات بیولوژیکی دریاچه‌ها، صدف جانداران، پلت‌های مدفوعی و بقایای آهکی برخی از جلبک‌ها می‌باشد. در برخی مناطق قطبی دیاتومه‌ها قسمت عمده رسوبات را تشکیل می‌دهد. در دریاچه‌هایی که در نواحی معتدله قرار دارند، رسوبات کربناته تشکیل می‌گردد (موسوی حرمی ۱۳۸۹). بقایای صدف نرم تنان و دیگر موجودات محیط می‌تواند بصورت گل‌های آهکی بخشی از رسوبات اتوزنیک حمل شده که بصورت آواری دیده می‌شود را شامل شود. جانداران (بویژه اگر در موقعیت زندگی قرار داشته باشند) و آثار جانداران می‌تواند در شناسایی ویژگی‌های شیمیایی و نیز فیزیکی محیط‌ها مفید باشند (Hedgepeth, 1957; Drake, 1968; Gould, 1970; Schafer, 1972; Dad and Stanton, 1981). توزیع جانداران تحت تأثیر دما، شدت نور، انرژی هیدرولیکی، آشفتنگی، شرایط بستر زیست، توزیع مواد غذایی و وابستگی متقابل آنهاست. تفسیر بر مبنای وجود آنها باید با این عوامل اداره‌کننده اساسی، در ارتباط باشد (Craig, 1966). بیشتر تمرکزهای قسمت‌های سخت، بازتاب‌کننده مقداری حمل و نقل است (در برخی موارد حمل و نقل می‌تواند بسیار زیاد باشد (Otvos, 1976) و در صورت مشاهده‌ی آثار حمل‌شدگی، باید فرایندهای هیدرودینامیکی محیط را نیز در نظر گرفت. تغییر شرایط محیطی و ناپایداری این شرایط در طول رسوب‌گذاری با تغییر در تنوع، توزیع و فراوانی موجودات کف‌زی، نحوه فعالیت آنها و در نتیجه تغییر در ساختارهای زیستی همراه است (Michaud et al. 2003). بر این اساس، مطالعه همزمان رسوب‌شناسی، محتوای فسیلی، ساخت و بافت‌هایی که در بستر زیست توسط بعضی از موجودات کف‌زی ایجاد می‌شود، باعث فهم دقیق‌تر شرایط محیطی می‌شود. این‌گونه مطالعات در نهشته‌های قدیمی، به ویژه در رسوبات دریایی بسیار صورت گرفته است، در حالی که در رسوبات سخت‌نشده عهد حاضر، به دلیل محدودیت‌های روش‌های بررسی، به ویژه در تشخیص ساختارهای زیستی، مقدور نبوده است (سیک‌خیز، ۱۳۹۴). با این وجود، مطالعاتی درباره ارتباط آثار زیستی با اندازه ذرات در بخش‌های ساحلی و برقراری ارتباط بین توزیع ساختارهای زیستی و عوامل محیطی بطور واقعی تقسیم‌توالی‌های سنگ‌های رسوبی بر اساس محتوی فسیلی ابتدا بر روی نهشته‌های کواترنر در اوایل ۱۸۳۰ انجام گرفت. دشایس^۱ (۱۸۳۰) در فرانسه، بران^۲ در آلمان و لیل^۳ در انگلستان تلاش‌های زیادی را برای تقسیم‌بندی سنگ‌های کواترنری بر اساس

¹ Deshayes

² Brown

³ Lyell

محتوی فسیلی داشته اند که در این میان تقسیم بندی لیل از اهمیت ودقت بیشتری برخوردار بوده است. با این وجود تمامی این پژوهشها دارای ابهام بوده اند (سبک خیز، ۱۳۹۴).

۳-۵-۱- کاروفیتها

بخشی از جمعیت گیاهی موجود در رخساره‌های رسوبی مورد مطالعه، جلبک‌های سبز آهکی یا کاروفیتها هستند. کاروفیتها در محیط های لبشور با تحمل شوری حداکثر ۵٪ نمک می توانند به خوبی رشد نمایند. این گیاهان ابتدایی، در آب‌های کم عمق و گرم رویش می نمایند و در میکروفاسیسها به راحتی قابل شناسایی هستند (خسروتهرانی، ۱۳۷۷). از این جلبکها جنس کارا از راسته کاروفیتها، متعلق به تک خانواده، کاراسه‌آ، که شامل هفت جنس و بیش از ۴۰۰ گونه ریز و درشت هستند (Imahori, 1964; 1965). گونه های مختلف کاروفیتها دارای توزیع گسترده ی جغرافیایی از محلی تا جهانی است. همه جنس های موجود، به عنوان فسیل‌های شناخته شده نیز مشاهده شده اند؛ با این حال، فسیل نوتلا^۱، که غیر آهکی و یا بارور، می باشد، کاملاً محدود است. زندگی کاروفیتها دارای ویژگی های بسیار تخصصی مورفولوژیکی است که تشخیص آنها را از دیگر جلبک های سبز، به ویژه در پیچیدگی سلول جنسی و بدنه گیاه آسان می کند. این خصوصیات و دیگر ویژگی های مانند نوع فراگموپلاسم تقسیم سلولی، مولکولی و آنالیز فیلوژنتیک نشان می دهد یک رابطه نزدیک با گیاهان عالی دارد.

کاروفیت‌های مشاهده شده در رخساره های رسوبی مورد مطالعه در مغزه ی رسوبی، از جنس کاراسه‌آ (Cara sp) می باشد (شکل ۳-۱۴ و ۳-۱۵). از عمق به سمت سطح در مغزه شماره Az-5 در عمق حدود ۵ تا ۵/۵ متر مشاهده می شود و تغییرات چشمگیری نشان نمی دهد. کاراسه آ نوعی جلبک است که در محیط آب شیرین تا لب شور زیست می کند. از خانواده های جلبک های قهوه ای کاروفیتها علاوه بر آب های شیرین ساکن کنار آب های جاری با جریان کند و کم عمق (۱/۰ الی ۱۰ متری) نیز مشاهده می شود. برخی از گونه های کاراسه آ در مناطق آب و هوایی محدود، تحت تاثیر درجه حرارت مشخص قرار می گیرند. دما به طور قابل توجهی هم در جوانه زنی و هم توسعه تاثیر می گذارد (سبک خیز، ۱۳۹۴). کاراسه آ به طور کلی در مناطق معتدل، در آب حدود ۱۲ تا ۲۶ درجه سانتی‌گراد زیست می کند، اما در مناطق گرمسیری آنها ممکن است در آب عنوان گرمتر (۳۰ درجه سانتی‌گراد) نیز زنده بمانند (Feist and Essard, 2009). نتیجه اینکه در عمق حدود ۵ تا ۵/۵

¹ Nutella

متری با سنی حدود ۴ هزار سال شرایط لب شور تالابی با دمایی معتدل بین ۱۲ تا ۲۶ سانتی گراد در منطقه حاکم بوده است (شکل ۳-۱۴ g) (جدول ۳-۳).

۳-۵-۲- استراکدها

بخشی از مطالعه‌ی ماکروفونای جانوری، شامل مطالعه بر روی صدف های استراکدها می باشد. در این مطالعه، استراکدهای موجود در لایه های رسوبی پس از جدا کردن، مورد شناسایی قرار گرفتند. استراکدها یکی از گروههای متنوع از سخت پوستان کوچک میکروسکوپی بوده و دارای ۳۳۰۰۰ گونه زنده و فسیل می باشند (Cohen et al., 1998). آن ها موجوداتی دوکفه ای با کفه های کلسیتی یا کیتینی هستند که این کفه ها از قسمت پشتی به هم مفصل می شوند. سطح پوسته استراکد ها ممکن است صاف یا دارای تزئینات فراوان چون ریم، پیت، ریج، اسپاین و ... باشد. استراکد ها اغلب دریایی و بنتیک اند اما در سیلورین به محیط های کم شور و پلاژیک نیز راه یافتند (Bassett and Lawson, 1984). فرم های پلانکتون که در محیط های پلاژیک زیست می کنند ندرتا به صورت فسیل حفظ می شوند. فسیل استراکد ها در سنگ آهک، شیل و مارن بسیار فراوان است (Moore, 1961).

با توجه به اینکه تفکیک گونه در استراکدهای تالاب آبرالو انجام نشده است. ولی بطور کلی از سطح تا عمق ۶/۵ متری در توالی رسوبات قابل مشاهده است. استراکدهای تیپیک زاگرس لیمنوسیکترینا، سیکلوسیپریس و کانادا راوسونی می باشد (سبک خیز، ۱۳۹۴). بطور کلی مربوط به محیط لب شور با دمای سرد و کم عمق می باشد (Delorme, 1969). استراکدهای موجود در مغزه ها به رنگ دودی، شیری و سطح شفاف تا سطح زبر مشاهده می شود (شکل ۳-۱۴ g و ۳-۱۵) (جدول ۳-۳).

۳-۵-۳- دو کفه ای ها

دو کفه ای های خانواده میتیلدا از صدف های دو کفه ای آبهای شور، نرم تنان دو کفه ای و در ردهی میتیلویدا قرار دارند. این رده تنها یک خانواده دارد و شامل ۵۲ گونه است (Bouchet, 2014). گونه های این خانواده در سرتاسر دنیا یافت می شوند ولی اغلب در دریا های سردتر و در دارای ساحل سنگی در محدوده ی جزر و مدی و محدود زیر جزر و مدی کم عمق شکل می گیرند. شکل عمومی پوسته دو کفه ای ها پوسته به هم چسبیده

و لایه های آنها به هم چسبیده هستند. دو کفه‌ای های موجود در تالاب آب‌زالی غالباً از خانواده میتیلیدا هستند و در افق‌های ۵۸-۶۰ و ۶۶۰-۶۶۸ سانتی‌متر قابل مشاهده است (شکل ۳-۱۴ b و i و ۳-۱۵) (جدول ۳-۳).

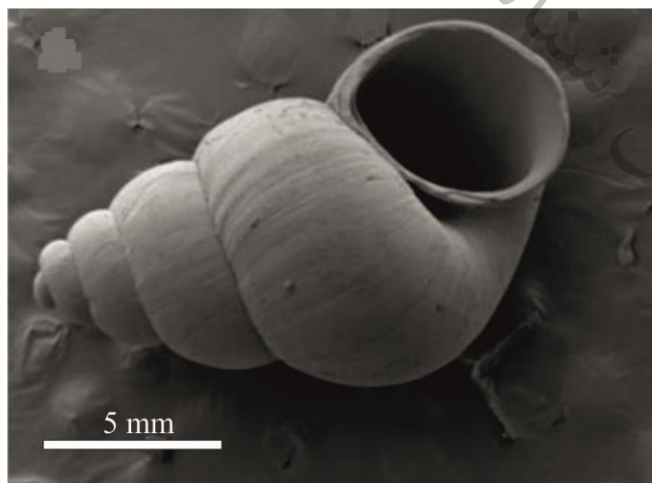
۳-۵-۴- گاستروپودها

گاستروپودها با بیش از هزاران گونه، امروزه متنوع‌ترین رده نرم‌تنان محسوب شده و بیشترین پراکندگی و گسترش جهانی را دارا هستند. اغلب موجوداتی دریایی بوده ولی حداقل از کربونیفر به بعد در آب‌های شیرین و در خشکی‌ها نیز یافت گردیده‌اند. اسکلت آنها دارای پیچش یا فاقد پیچش و یا حتی در بعضی، فاقد قسمت سخت می‌باشند. اندازه آنها بین ۰/۵ میلی‌متر تا ۶۰ سانتی‌متر متغیر است. اکثر آنها از گیاهان و برخی از جسد سایر حیوانات تغذیه می‌کنند و عده‌ای دیگر زندگی انگلی دارند. جهت حرکت جانور مشخص کننده موقعیت تانتاکول‌ها، دهان و چشم‌ها می‌باشد. عده‌ای از گاستروپودها قادرند اندام‌های نرم خود را داخل صدف جمع کرده و دهانه را بوسیله یک سرپوش آهکی یا شاخی بنام اپرکولوم مسدود نمایند. گاستروپودها تقریباً در تمام توالی رسوبات بستر تالاب آب‌زالی حضور دارند. ولی اندازه‌ی آنها بین ۵۰۰ میکرون تا ۱ سانتی‌متر متغیر است.

از گونه‌های مختلف موجود در توالی رسوبات بستر تالاب آب‌زالی می‌توان به گونه‌های هیدروبیئا و نتوروزا (*Hydrobia Ventrosa*)، بتینیاتنتاکیلاتا (*Bithynia tentaculata*)، هیدروبیئاکیوتا (*Hydrobia Acuta*)، آکروبیاترانکاتا (*Erobia Truncata*)، ویویپاروس (*Viviparus*)، فیزافونتینالیس (*Physa fontinalis*) و پسودومینوکلا ساب پیسینالیس (*Pseudamnicola Subpiscinalis*) اشاره کرد. خانواده‌ی هیدروبییدا یک عنوان عمومی برای گاستروپودها است، که خانواده‌ی بسیار گسترده‌ای از گاستروپودهای آب شیرین و لب شور را شامل می‌شوند. هیدروبییدا گاستروپودهای کوچک و ریزی هستند که پوسته آنها دارای طولی بیش از ۸ میلی‌متر است. صدف‌های صافی هستند که به غیر از خطوط رشد شکل دهنده‌ی لبه خارجی، معمولاً هیچ نقش و نگاری ندارند. بدنهی صدف دارای مشخصات کمی است از این رو به سختی می‌توان آنها را به صورت سیستماتیک طبقه‌بندی نمود. این سختی به واسطه‌ی تغییرات در خصوصیات داخلی مخصوص آنها است. گونه‌های صدف‌ها در این خانواده از پلاننسیپرال تا دو کی متفاوت است. صدف ممکن است یک ناف باز یا بسته داشته باشد و ضخامت آن ممکن است از یک پوسته‌ی نازک تا یک پوسته کاملاً سخت متفاوت باشد. پوسته ممکن است شفاف یا به رنگ شاخ و یا بی‌رنگ باشد. تعداد حلقه‌های پوسته بین ۲ تا ۸ متغیر است.

تمام دریچه ی آنها سینوسی است که از یک طریق کانال سیفونی قطع شده است (Kabat and Herhsler, 1993). گونه های اکروبی و نتوروزا، هیدروبی اکیوتا و اکروبی ترانکاتا این خانواده در رسوبات تالابی به وفور یافت می شوند (جدول ۳-۳).

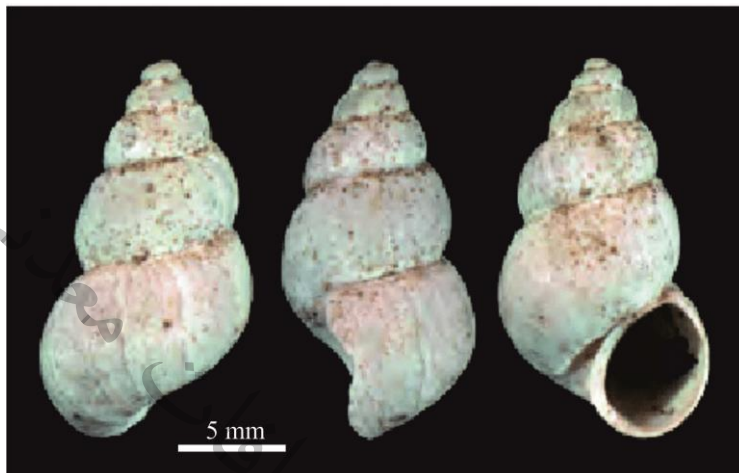
اکروبی و نتوروزا: اینگونه متعلق به جنس کروبی و خانواده ی هیدروبی اکیوتا است. اکروبی و نتوروزا در آبهای لب شور، خورها، لاگون ها و محیط های دریایی مشاهده می شود (صالحی پورمیلانی، ۱۳۹۴). هیدروبی از رسوبات تغذیه می کنند و ذرات رسوب را می خورند و بر روی سطوح سخت چرا می کنند و همانند ماکروفیت ها از میکروارگانیزم ها تغذیه می کنند. دمای آب به میزان زیادی بر روی میزان رشد گونه های هیدروبی تأثیر می گذارد (صالحی پورمیلانی، ۱۳۹۴). فریپوواند و ریدل^۱ (۲۰۰۹) به این گونه از گاستروپود به عنوان گاستروپودهای آب های لب شور اشاره داشته اند. اکروبی و نتوروزا دارای خطوط ظریفی و ۵ تا ۷ دوک محدب هستند که دوک آنها کمی محدب تر از هیدروبیانگلکتا است. صدف های کوچک تر دارای ۵ دوک هستند و سیلندرهای آنها کمی، کمتر از هیدروبیانگلکتا است. در فیوردها و آب های ساحلی، خورها، رودخانه هایی که به دریا می ریزند، در دانمارک با شوری در حدود ۰/۶ تا ۲ درصد، در بریتانیا با شوری ۰/۵ تا ۲/۵ درصد، کم و بیش به زیر آب رفته و از آن بیرون می آیند، بر روی گل ها یا در پوشش های گیاهی دریایی زندگی می کنند. این صدف ها در افق های ۰/۵ تا ۱/۲ متر در توالی رسوبات قابل مشاهده است (شکل ۳-۷ و شکل ۳-۱۴ b و ۳-۱۵).



شکل ۳-۷. تصویر میکروسکوپی از اکروبی و نتوروزا

¹ Filippovand and Riedel

هیدروپیا اکیوتا: گونه ای بسیار کوچک از جنس هیدروپیا است. این گاستروپود آب لب شور با یک آب شش و یک سرپوشک گاستروپود مولاسی آبی است و در خانواده ی هیدروپیدا قرار دارد. اینگونه در آب های کم عمق لب شور و لاگونهای و خورها و تالاب های داخلی یافت می شود (صالحی پورمیلانی، ۱۳۹۴). این صدف ها در افق های ۰/۵ تا ۱/۲ متر در توالی رسوبات قابل مشاهده است (شکل ۳-۸ و شکل ۳-۱۴ c و ۳-۱۵).



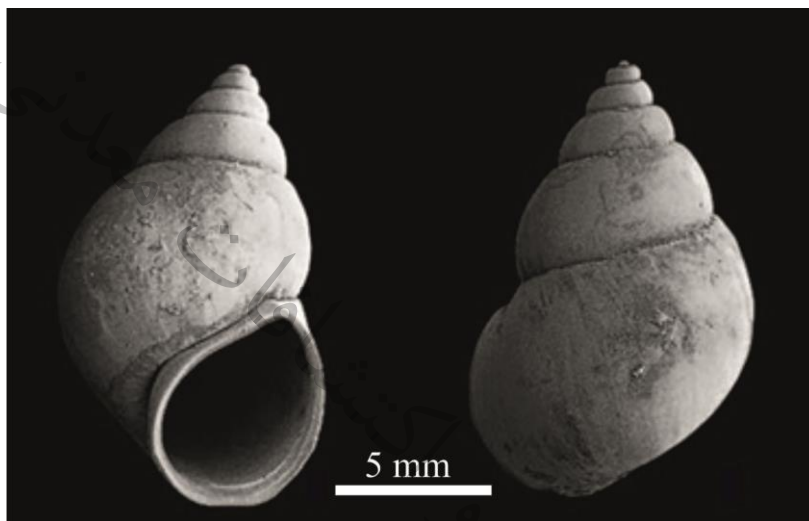
شکل ۳-۸. تصویر میکروسکوپی از هیدروپیا اکیوتا

آکروبیاترانکاتا: از جنس آکروپیا که معادل گونه ی هیدروپیا توتینی است، گونه ای از گاستروپودهای بسیار ریز و از خانواده هیدروپیدا است (Abbott, 1974). حداکثر طول صرف ۸/۵ میلی متر ثبت شده است. این گونه در افق حدود ۱۰۰ تا ۱۲۰ سانتی متر قابل مشاهده است (شکل ۳-۹ و شکل ۳-۱۴ d و ۳-۱۵).



شکل ۳-۹. تصویر میکروسکوپی از آکروبیاترانکاتا

بتینیا تنناکیلاتا: این صدف در محیط های رودخانه‌ای، دریاچه‌ای، تالابی و چشمه قابل مشاهده است. از دوره پلیوسن تا عهد حاضر وجود دارد نمونه مناسبی برای تفکیک زمانی برای هولوسن نمی باشد. در مغزه های مورد مطالعه در افق های ۰-۶۵۰ سانتی متر قابل مشاهده است و در عمق های پایین تر نیز ممکن است وجود داشته باشد ولی بدلیل اینکه صدف های عمیق تر از ۵۶۰ سانتی متری خرد شده اند قابل شناسایی نیستند (شکل ۳-۱۰ و شکل ۳-۱۴ a, b, c, d و ۳-۱۵).



شکل ۳-۱۰. تصویر میکروسکوپی از بتینیا تنناکیلاتا

پسودومینوکلا ساب پیسینالیس: پسودومینوکلا از گاستروپودهای کوچک مربوط به آبهای لب شور، با یک سر پوش و از خانواده ی هیدروبیدا هستند (Bouchet, 2014). پسودومینوکلا متعلق به زیر خانواده ی پسودومینیپکولینا است. گونه ی پسودومینوکلا سودومینیکولا ساب پیسینالیس در اغلب قسمت های توالی رسوبات بستر تالاب آبزالی مشاهده می شود (شکل ۳-۱۱ و شکل ۳-۱۴ d و ۳-۱۵).



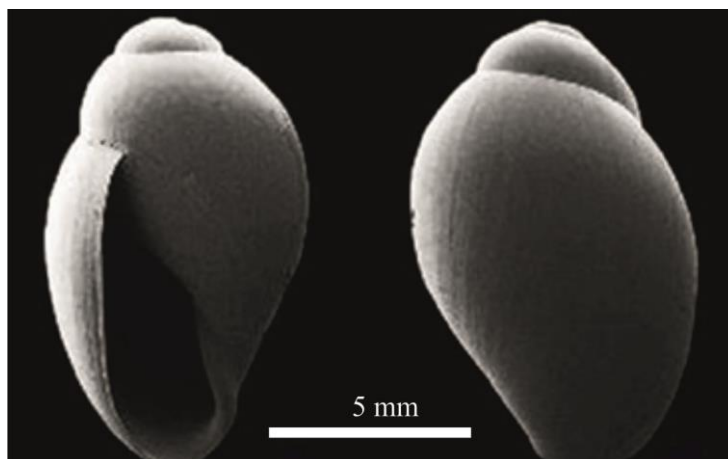
شکل ۳-۱۱. تصویر میکروسکوپی از پسودومینوکلا ساب پیسینالیس

ویویپاروس: این صدف در محیط‌های رودخانه‌ای، دریاچه‌ای، تالابی و چشمه قابل مشاهده است. از گاستروپودهای کوچک مربوط به آبهای لب شور که مربوط به اواخر هولوسن هست در افق‌های سطح تا ۱۲۰ سانتی‌متری از عمق مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۲ و شکل ۳-۱۴ c و شکل ۳-۱۵).



شکل ۳-۱۲. تصویر میکروسکوپی از ویویپاروس

فیزا فونتینالیس: این گونه در آب‌های کم عمق لب شور و لاگون‌های و خورها و دریاچه‌های داخلی یافت می‌شود و در همه افق‌های توالی رسوبات قابل مشاهده است (شکل ۳-۱۳ و شکل ۳-۱۴ h و شکل ۳-۱۵).

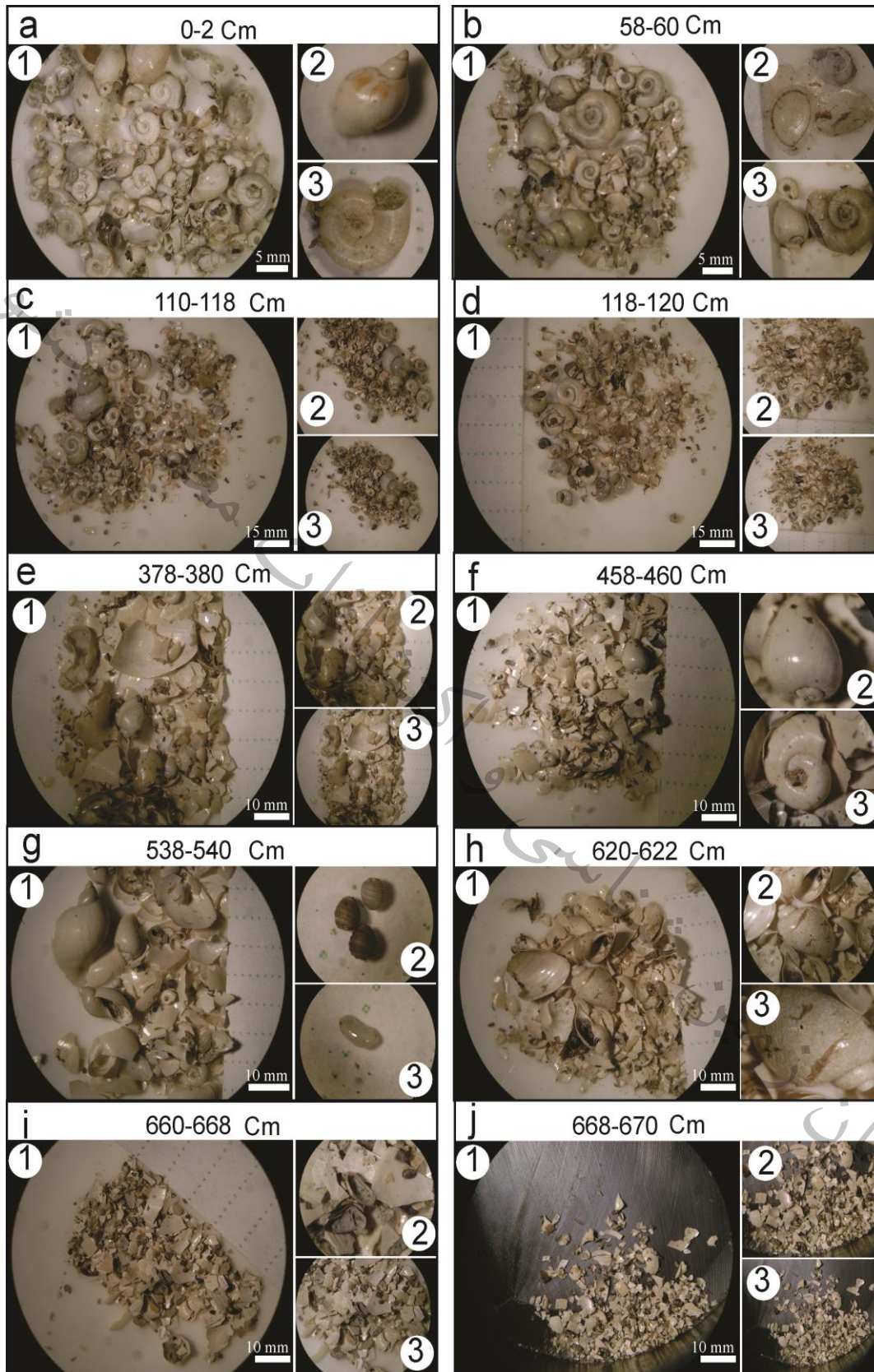


شکل ۳-۱۳. تصویر میکروسکوپی از فیزا فونتینالیس

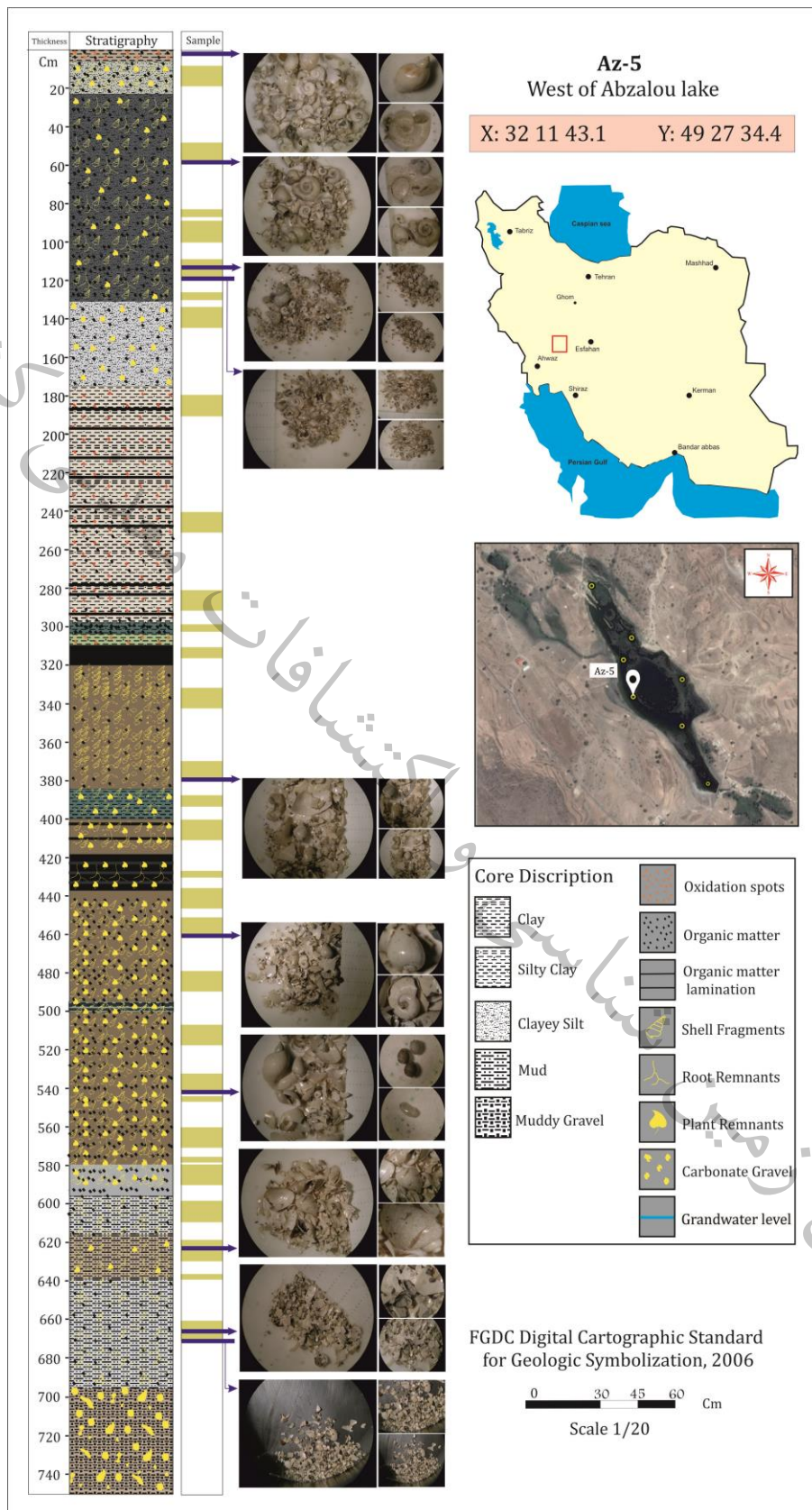
وجود گونه‌های مختلف گاستروپود متعلق به آب‌های شیرین و لب شور در بسیاری از نمونه‌های رسوبی نشان دهنده‌ی ایجاد شرایط مناسب از لحاظ عمق، شوری و دما در طول زمان هولوسن پسین در توالی رسوبات بستر تالاب آب‌آلو می باشد. همچنین وجود گاستروپودهای تقریباً سالم در افق‌های ۶۲۰ سانتی‌متر از سطح (حدود ۴۴۰۰ سال قبل تاکنون) نشان‌دهنده وجود محیط تقریباً آرام دریاچه‌ای و آشفستگی کمتر می‌باشد. در دوره‌هایی که اندازه صدف‌ها بزرگتر است با افزایش دما، کاهش شوری و فعالیت چشمه‌های اطراف تالاب همراه می‌باشد.

جدول ۳-۳. بقایای زیستی موجود در عمق‌های مختلف توالی رسوبات تالاب آب‌آلو

بقایای زیستی موجود	عمق (سانتی متر)	مغزه
دوکفه ای - بتینیا تنناکیلاتا - فیزا فونتینالیس	۰-۲	Az-5
دوکفه ای - اکروبیئا و نتوروزا - هیدروبیئا اکیوتا - بتینیا تنناکیلاتا - فیزا فونتینالیس	۵۸-۶۰	
دوکفه ای - کاروفیت - استراکد - اکروبیئا و نتوروزا - آکروبیئا ترانکاتا - پسودومینوکلا - ویوپاروس	۱۱۰-۱۱۸	
دوکفه ای - کاروفیت - استراکد - آکروبیئا ترانکاتا - بتینیا تنناکیلاتا - پسودومینوکلا - ویوپاروس	۱۱۸-۱۲۰	
ویوپاروس - فیزا فونتینالیس	۳۷۸-۳۸۰	
استراکد - فیزا فونتینالیس	۴۵۸-۴۶۰	
کاروفیت - استراکد - فیزا فونتینالیس	۵۳۸-۵۴۰	
استراکد - فیزا فونتینالیس	۶۲۰-۶۲۲	
دوکفه ای	۶۶۰-۶۶۸	
خرده‌های صدفی	۶۶۸-۶۷۰	



شکل ۳-۱۴. تصویر میکروسکوپی صدف‌های موجود در توالی رسوبات تالاب آب‌آلو



شکل ۳-۱۵. ستون چینه‌ای و مطالعات میکرو بیواستراتیگرافی در مغزه Az-5

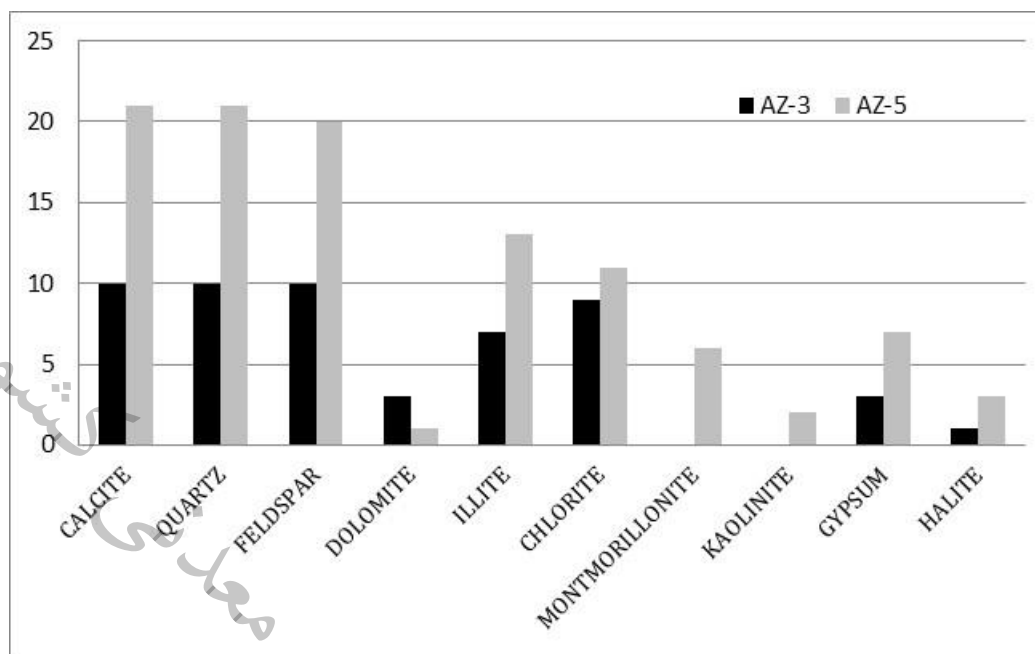
۳-۶- کانی شناسی و کانی شناسی رس‌ها

۳-۶-۱- نتایج آنالیز

نتایج آنالیز پراش اشعه ایکس نشان‌دهنده حضور کانی‌های کلسیت، کوارتز، فلدسپار، کانی‌های رسی و تبخیری می‌باشد که در مغزه‌های مختلف قابل شناسایی می‌باشد. کانی‌های رسی به ترتیب فراوانی و تکرار در توالی رسوبات زیر بستر کلریت، ایلیت، مونت‌موریلونیت و کائولینیت می‌باشد و کانی‌های تبخیری نیز ژپس و هالیت در برخی نمونه‌های برداشت شده قابل مشاهده است (شکل ۳-۱۶ و جدول ۳-۴).

جدول ۳-۴. کانی‌های رسی موجود در توالی رسوبات مغزه‌های مورد مطالعه

Cores	Depth	Minerals
AZ-3	25-40	CALCITE+QUARTZ+ FELDSPAR+CHLORITE+ILLITE.
	90-100	CALCITE+QUARTZ+ FELDSPAR+ILLITE(minor)+CHLORITE(minor)+DOLOMITE(minor).
	145-160	CALCITE+QUARTZ+ FELDSPAR+ILLITE+CHLORITE.
	228-230	CALCITE+QUARTZ+ FELDSPAR+CHLORITE+ILLITE(minor)+HALITE(minor).
	300-310	CALCITE+QUARTZ+CHLORITE+ FELDSPAR+ILLITE.
	340-344	CALCITE+QUARTZ+ FELDSPAR+GYPSUM+ CHLORITE(minor).
	360-370	CALCITE+QUARTZ+ FELDSPAR+ CHLORITE+ GYPSUM(minor).
	415-420	CALCITE+QUARTZ+ FELDSPAR+ CHLORITE+DOLOMITE+GYPSUM.
	515-520	QUARTZ+CALCITE+ CHLORITE+ILLITE+ FELDSPAR+ DOLOMITE+GYPSUM(minor).
AZ-5	570-580	CALCITE+QUARTZ+ CHLORITE(minor)+ILLITE(minor)+ FELDSPAR(minor).
	10-20	CALCITE+QUARTZ+ FELDSPAR+ CHLORITE(minor)+ILLITE(minor).
	50-60	CALCITE+QUARTZ+ FELDSPAR(minor)+ CHLORITE(minor).
	90-100	CALCITE+QUARTZ+ FELDSPAR+ CHLORITE(minor)+ILLITE(minor)+HALITE(minor).
	110-120	CALCITE+QUARTZ+FELDSPAR+CHLORITE(minor)+ILLITE(minor)+HALITE(minor).
	135-145	CALCITE+QUARTZ+CHLORITE+ILLITE+FELDSPAR(minor).
	180-190	CALCITE+QUARTZ+CHLORITE+FELDSPAR(minor)+ILLITE (minor).
	240-250	CALCITE+QUARTZ+ FELDSPAR+ CHLORITE +ILLITE+ AMPHIBOLE(minor).
	280-290	CALCITE+QUARTZ+ CHLORITE +ILLITE+ FELDSPAR.
	297-300	CALCITE+QUARTZ+MONTMORILLONITE+KAOLINITE+ILLITE+FELDSPAR.
	312-318	QUARTZ+ MONTMORILLONITE+KAOLINITE+CALCITE+ILLITE+GYPSUM(minor).
	330-340	CALCITE+QUARTZ+FELDSPAR(minor)+CHLORITE(minor).
	390-394	CALCITE+QUARTZ+GYPSUM+FELDSPAR+ILLITE+ MONTMORILLONITE(minor).
	400-410	CALCITE+QUARTZ+GYPSUM+ CHLORITE (minor)+FELDSPAR(minor).
	428-430	QUARTZ + CALCITE + MONTMORILLONITE+GYPSUM+ILLITE+FELDSPAR.
	480-490	CALCITE+QUARTZ+GYPSUM+FELDSPAR(minor).
	530-540	CALCITE+QUARTZ+GYPSUM(minor)+FELDSPAR(minor).
560-570	CALCITE+QUARTZ+ FELDSPAR(minor).	
580-590	CALCITE+QUARTZ+ FELDSPAR(minor)+ GYPSUM(minor).	
600-610	CALCITE+QUARTZ+MONTMORILLONITE+ILLITE+FELDSPAR.	
620-630	CALCITE+QUARTZ+ ILLITE+FELDSPAR(minor)+ MONTMORILLONITE(minor).	
660-670	CALCITE+QUARTZ+FELDSPAR+CHLORITE+ILLITE+DOLOMITE+HALITE(minor).	
Surface sediments	M1	CALCITE+QUARTZ+FELDSPAR(minor)+DOLOMITE(minor)+ CHLORITE(minor)+ILLITE(minor).
	M2	CALCITE+QUARTZ+FELDSPAR+ALUNITE+DOLOMITE+ILLITE+CHLORITE.
	M3	CALCITE+QUARTZ+GYPSUM+CHLORITE+KAOLINITE(minor)+ HALITE(minor).
	M4	CALCITE+QUARTZ+FELDSPAR+CHLORITE+DOLOMITE+ILLITE(minor)+GYPSUM(minor).
	M5	CALCITE+QUARTZ+FELDSPAR+CHLORITE+ GYPSUM(minor).



شکل ۳-۱۶. فراوانی نسبی کانی‌ها مختلف در مغزه‌های (AZ-3 و AZ-5) آنالیز شده

۳-۶-۲- تجزیه و تحلیل منشاء کانی‌های رسی

کانی‌های رسی به عنوان کانی‌های ثانویه در اثر هوازدگی شیمیایی سنگ مادر تولید می‌شوند (Liu et al., 2019). کانی‌های رسی حمل شده عمدتاً در اثر هوازدگی شیمیایی از سنگ‌های آلومینوسیلیکات حاصل می‌شود. ویژگی‌های این رس‌ها بسیار متفاوت بوده و به ساختمان و ترکیب آن‌ها ارتباط دارد. نوع رسی که در سنگ‌های رسوبی، طی مراحل آغازین هوازدگی به وفور یافت می‌شود به ترکیب سنگ مادر بستگی دارد. اما در مراحل پایانی این امر به طور کامل به آب و هوا ارتباط پیدا می‌کند (Ketzer et al., 2003). مهم‌ترین کانی‌های رسی معمول در دریاچه‌ها اسمکتیت و ایلیت هستند اما کائولینیت و کلریت نیز در این مناطق رایج هستند (Abdi et al., 2018). کانی‌های رسی در رسوبات دریاها و دریاچه‌ها شناسایی شرایط هوازدگی (Fagel, 2007)، منشا و فرایندهای انتقال را برای ما فراهم می‌نمایند (Hindshaw et al., 2018; Maccali et al., 2018). بسیاری از پژوهش‌ها در مورد کانی‌شناسی محیط‌های دریایی عهدحاضر نشان می‌دهد که معمولاً کانی‌های رسی دارای منشا قاره‌ای هستند (Savage et al., 2013). باید در نظر داشت تمایز کانی‌های رسی اتوژنیک از کانی‌های رسی آواری بسیار مشکل است (Glenn and Filippelli, 2007). همانند تالاب آب‌زوال، عدم وجود کانی‌های رسی خاص محیط‌های دیاژنزی مانند سپیولیت، پالیگورسکیت و کورنزیست نشان‌دهنده عدم تشکیل کانی‌های رسی اتوژن در محیط‌رسوبی قلیایی است (Chamley, 1989). ایلیت معمولاً شرایط آب و هوایی سرد

و خشک تا معتدل همراه با هوازدگی شیمیایی و آبشویی بسیار پایین را در ناحیه منشا منعکس می‌کند (Oliveira et al, 2002; Fagel, 2007)، ایلیت از کانی‌های رسی بسیار حساس به تغییرات آب و هوایی کوتاه مدت است (Pandarinath et al., 1999; Lamy et al., 2000; Liu et al., 2012; 2019). شستشوی مداوم K^+ از شبکه کریستالی ایلیت منجر به تبدیل از ایلیت به اسمکتیت خواهد شد و فرآیند هوازدگی کامل باعث تبدیل اسمکتیت به کائولینیت می‌شود (Chamley, 1989; Liu et al., 2019). کلریت یک جز گسترده از سنگ‌های رسوبی آواری، سنگ‌های آذرین، سنگ‌های دگرگونی درجه پایین و یک محصول ثانویه هوازدگی از سایر کانی‌های رسی بخصوص ایلیت است. کلریت تا حدودی به‌طور یکنواخت در سطح قاره‌ها پراکنده شده‌اند (Martinez-Ruiz et al., 1999; Fagel, 2007). کلریت در طی مراحل با آبشویی ضعیف در خاک‌های معتدل تشکیل می‌شود ولی به راحتی اکسید می‌شود. افزایش میزان کلریت حاکی از شرایط آب و هوایی خشک است (Vanderaveroet, 2000). با این حال، کلریت به خودی خود نمی‌تواند به‌عنوان یک شاخص آب و هوایی بطور مستقل مورد استفاده قرار گیرد. کلریت در خاک‌های مناطق خشک، هم در عرض جغرافیایی بالا و هم پایین تشکیل می‌شود (Oliveira et al., 2002). کائولینیت در اثر هوازدگی شیمیایی آلومینوسیلیکات‌ها به‌ویژه فلدسپارها تشکیل می‌شود (Meunier, 2005; Garzanti et al., 2016). کائولینیت در شرایط هوازدگی و آب-شویی شدید، در عرض‌های جغرافیایی پایین (استوایی) و معمولاً در شرایط آب و هوای گرم و مرطوب تشکیل می‌شود (Tucker, 1994; Tang et al., 2000; Bergaya et al, 2006). این کانی از پایدارترین رس‌ها به حساب می‌آید. مونت‌موریلونیت از هوازدگی ترکیبات بازیک و سنگ‌های ولکانیکی در محیط‌های با آبشویی متوسط و تجزیه سایر کانی‌های رسی مانند ایلیت تشکیل می‌شود (Bergaya et al., 2006). در رسوبات مناطق معتدل با میزان آبشویی متوسط و زهکشی خوب فراوان یافت می‌شود (Nichols, 2009).

۳-۶-۳- کانی‌های رسی در محیط‌های رسوبی

رخساره‌های شناسایی شده در رسوبات بستر تالاب آب‌زالو غالباً دارای رس، گل، ماسه، گراول و بقایای گیاهی می‌باشد که با توجه به تغییرات محیط رسوبی در توالی رسوبات تغییر داشته‌اند. تغییر در اندازه ذرات با توجه به تغییر در فرآیند، انرژی محیط و میزان ورودی رودخانه‌های فصلی است و تغییرات رنگ رسوبات با توجه به شرایط رسوبگذاری، حضور ماده آلی، میزان pH، تغییرات شوری و دما و وقوع خشکسالی‌ها، در طول مغزه‌ها می‌باشد. کانی‌های رسی ۲۰ تا بیش از ۶۰ درصد فراوانی توالی رسوبات بستر تالاب آب‌زالو را به خود اختصاص می‌-

دهند. در واقع کانی‌های رسی در غالب افق‌های مغزه‌ها حضور دارند و حتی در افق‌های خاصی بیشترین فراوانی اجزاء رسوبی را تشکیل می‌دهند (شکل های ۳-۲ و ۳-۳). کانی‌های رسی معمولاً از طریق رودخانه‌ها بصورت بار معلق وارد دریاچه‌ها می‌شوند و با توجه به ماهیت ذرات و ماندگاری طولانی در آب توسط جریان‌های دریاچه‌ای به نقاط دور از ساحل حمل می‌شوند. ته‌نشینی در محیط بسیار آرام منجر به تشکیل لامیناسیون بسیار ظریف با مخلوط شدگی خوب در رسوبات می‌گردد (Fagel, 2007; Cai and Coauthors, 2014; Linder et al., 2018). تغییر در انرژی جریان‌های رودخانه‌ای، شدت و مدت و جهت وزش باد بر سطح دریاچه، اختلاف چگالی آب رودخانه و آب دریاچه و تغییرات سطح تراز آب دریاچه از مهم‌ترین عوامل کنترل کننده تغییرات فراوانی رسوبات آواری و کانی‌های رسی در طول زمان می‌باشد (Fagel, 2007). با توجه به نوع رخساره‌ها و پارامترهای رسوب‌شناسی و ویژگی‌های بافتی رسوبات، در محل مغزه‌های برداشت شده رسوبگذاری غالباً از ذرات معلق صورت گرفته است.

در این بین ذرات بزرگ‌تر مانند کلریت و ایلیت سریع‌تر رسوب می‌کنند. کائولینیت یک بار معلق در اندازه متوسط را ایجاد می‌کند. بنابراین یک نوع غربال‌گری به وقوع می‌پیوندد ذرات ریزتر به مناطق دور از ساحل حمل می‌شوند و کانی‌های رسی درشت‌تر در مناطق نزدیک به ساحل رسوب می‌کنند (Meunier, 2005). از طرفی رسوب‌گذاری کانی‌های رسی ارتباط نزدیک و مهمی با فلوکوله شدن در مصب‌های رودخانه‌ها دارد (Liu et al. 2019). در مناطق دور از ساحل فلوکوله شدن رسوبات رسی کم و هیدرودینامیک ضعیف می‌شود. لذا کلریت، ایلیت می‌توانند به صورت تدریجی نهشته شوند (Dong and Song, 2009). همچنین کانی‌های رسی می‌توانند به عنوان عامل حساس به میزان شوری محیط رسوبگذاری، در محیط‌های قدیمی مورد استفاده قرار گیرد. در محیط با میزان شوری پایین کانی کائولینیت تمایل دارد، رسوب نماید. لذا فراوانی کائولینیت در مصب رودخانه‌ها ممکن است در ارتباط با میزان شوری باشد. در حالی که ایلیت در یک محیط با میزان بالای شوری نهشته می‌شود و غالباً در مناطق دور از مصب رودخانه نهشته می‌شود (Meunier, 2005; Liu et al., 2019). بطور کلی می‌توان نتیجه گرفت در صورت وجود شرایط ثابت در منشاء، ویژگی‌های شیمیایی و هیدرودینامیک آب در منطقه رسوبگذاری ممکن است مستقیماً ترکیب و توزیع کانی‌های رسی را تحت تاثیر قرار دهد (Liu et al., 2019).

طبق نتایج کانی‌شناسی، کلسیت، کوارتز، فلدسپار و کانی‌های رسی و تبخیری در رسوبات بستر تالاب آب‌الو شناسایی شده‌اند. در این بین کلسیت، کوارتز و فلدسپار به عنوان درشت‌ترین و فراوان‌ترین ذرات آواری موجود

در رسوبات می‌باشند. غالب رسوبات آواری و کانی‌های ذکر شده از شمال غرب تالاب توسط آبراهه‌های شمالی و شمال غربی منطقه و چشمه‌های اطراف وارد تالاب شده است. احتمالاً بخشی از رسوبات نیز مربوط به رسوبات بادی است که غالباً از بخش غربی وارد تالاب شده و بین رسوبات نهشته شده اند. با توجه به تغییرات رسوب‌شناسی و پارامترهای آماری رسوبی، رسوبات بستر تالاب آبزالو دارای تغییرات زیادی در نوع ترکیب دارد. این مسئله می‌تواند بدلیل وجود فرایندهای متعدد حمل رسوبات و گستردگی محدوده منشأ رسوبات و تغییرات انرژی حمل در حوضه باشد. در رسوبات مغزه‌های برداشت‌شده از بستر تالاب آبزالو به ترتیب فراوانی کانی‌های کلریت، ایلیت، مونت‌موریلونیت و کائولینیت در نتایج آنالیز کانی‌شناسی رس‌ها دیده می‌شود (شکل ۳-۱۷). بررسی توالی‌های رسوبی در مغزه‌های برداشت شده نشان دهنده افزایش رسوبات دانه‌ریز (کانی‌های رسی) از حاشیه تالاب آبزالو به سمت بخش‌های مرکزی است. از عوامل اصلی حمل رسوبات دانه‌ریز از حاشیه تالاب به مرکز نهشته شدن رسوبات دانه درشت‌تر در بخش‌های حاشیه‌ای بدلیل کاهش انرژی حمل و ورود به تالاب است. کانی‌های رسی بدلیل اندازه کوچک نسبت به سایر رسوبات آواری آسانتر به مناطق مرکزی هدایت و نهشته می‌شوند (Fagel, 2007). بطور کلی از عمق به سمت سطح کانی‌های تبخیری روند کاهش می‌دارد. کانی‌های تبخیری در عمق‌های بیش از ۳ متر فراوانی بیشتری نسبت به بخش‌های سطحی و کمتر از ۳ متر دارند. در بین کانی‌های تبخیری کانی ژپس نسبت به کانی تبخیری هالیت نمود بیشتری نشان می‌دهد. یکی از دلایل حضور کانی‌های رسی در بخش‌های مرکزی به‌مراه کانی‌های تبخیری همچون ژپس و هالیت را می‌توان به افزایش شوری دریاچه در دوره‌های خشک مرتبط دانست. ولی در تالاب آبزالو در دوره‌های احیایی برای مثال در مغزه Az-3 در افق‌های ۲۲۰ تا ۲۴۰ سانتی‌متری و در مغزه Az-5 در افق‌های ۴۴۰ تا ۵۸۰ سانتی‌متری افزایش هالیت و ژپس را می‌توان مشاهده کرد. این مسئله می‌تواند بدلیل حضور کانی‌های کربناته و تبخیری در سازندهای تبخیری و کربناته حوضه آبریز (میشان، آغاچاری و آسماری) و همچنین بالا بودن میزان رسوبات بیولوژیکی در تالاب مرتبط باشد. همانگونه که انتظار می‌رود در بخش‌های جنوب شرقی و مرکزی تالاب بدلیل دور بودن از ورودی آبراهه‌های اطراف گسترش کانی‌های رسی بیشتر از سایر نقاط می‌باشد. لازم به ذکر است تغییر در فراوانی کانی‌های رسی در مغزه‌های برداشت شده نسبت به عمق روند خاصی را نشان نمی‌دهند. از آنجایی که در حدود ۹۰ درصد کانی‌های رسی موجود در حوضه‌های آبی جهان دارای منشأ آواری می‌باشند (Velde, 1995; Fagel, 2007). لذا به احتمال زیاد در حوضه تالاب آبزالو نیز اکثر کانی‌های رسی شناسایی شده دارای منشأ آواری می‌باشند که می‌تواند بیانگر منشأ رسوب و اقلیم محیط باشد.

برای تعیین منشأ کانی‌های رسی موجود در رسوبات حوضه‌های آبریز، شناسایی کانی‌های رسی موجود در برونزدهای سنگی اطراف حوضه امری ضروری است (Liu et al., 2019). منشأ کانی‌های رسی سازندهای اطراف تالاب هستند که این سازندها در شرایط آب و هوای مرطوب فرسایش یافته و از طریق رودخانه‌ها و آبراهه‌ها وارد تالاب شده‌اند (پورعلی و همکاران، ۱۳۹۸). شباهت زیاد بین کانی‌های رسی موجود در مغزه‌های تالاب آبزالو و رسوبات بستر این تالاب و عدم وجود کانی‌های رسی دیاژنزی در مغزه‌ها، نشان دهنده منشأ آواری و موروثی کانی‌های رسی موجود در بستر تالاب می‌باشد که می‌تواند حاکی از عدم تحمل فرایندهای دیاژنتیکی در توالی‌های زیر بستر دریاچه باشد. از طرفی یکی از منشاهاى محتمل برای رسوبات دانه‌ریز حوضه‌های آبی می‌تواند مرتبط با رسوبات بادی باشد (Gillies et al., 2013; Stout, 2014). تعیین حجم، میزان و نحوه حمل این رسوبات به بستر تالاب آبزالو کار مشکلی است. اگرچه مقداری از کانی‌های رسی در دوره‌های خشک (پایین بودن سطح تراز) از طریق فرسایش دشت سیلابی رودخانه‌ها در مواقع سیلابی وارد تالاب شده‌اند، ولی بخش اصلی کانی‌های رسی در دوره‌هایی با آب و هوای مرطوب و پر بارش که سطح آب دریاچه بالا بوده در بستر تالاب نهشته شده‌اند که عمدتاً توسط آبراهه‌های اطراف به تالاب حمل شده‌اند.

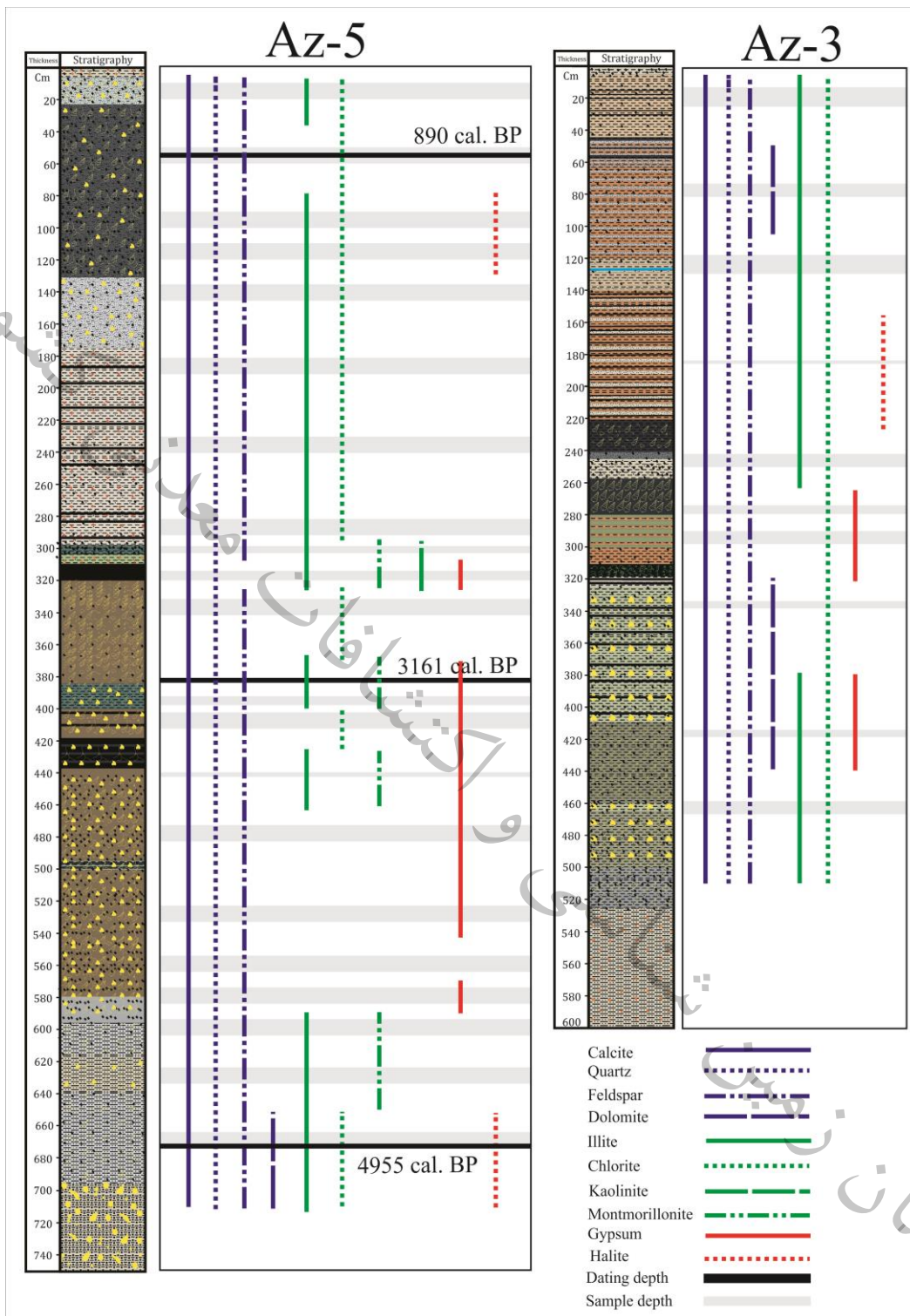
۳-۶-۴- کانی‌های رسی و بازسازی اقلیم دیرینه

یکی از عوامل ایجاد کانی‌های ایلیت و کلریت تاثیر دیاژنز از نوع تدفینی در رسوبات تالابی می‌باشد. در توالی‌های رسوبی قدیمی‌تر دیاژنز می‌تواند کاملاً حافظه محیط دیرینه کانی‌های رسی را پاک نماید. بطور کلی مجموعه‌های رسی متنوع با تدفین به سوی یک مجموعه ایلیت-کلریت با مخلوط لایه‌های منظم و یا نامنظم تکامل می‌یابند (Fagel, 2007). همان‌گونه که قبلاً نیز ذکر شد عدم وجود کانی‌های رسی خاص محیط‌های دیاژنزی مانند سپیولیت، پالیگورسکیت و کورنزیتم (Chamley, 1989) نشان دهنده عدم تاثیر یا تاثیر ناچیز دیاژنز نوع تبدیلی در رسوبات تالاب آبزالو است. لذا با توجه به حصول اطمینان از عدم تاثیر دیاژنز تبدیلی بر روی کانی‌شناسی، می‌توان به اقلیم دیرینه در زمان‌های مختلف دست یافت. با توجه به بررسی‌های انجام گرفته در رابطه با ستون رخساره‌ها در مغزه‌های رسوبی برداشت شده هماهنگی خوبی بین حضور کانی‌های رسی با ورود مواد آواری به حوضه تالاب آبزالو وجود دارد. در دوره‌هایی که مواد آواری در مغزه‌ها افزایش یافته کانی‌های رسی کلریت و ایلیت افزایش یافته است. کلریت موجود در مغزه‌ها ممکن است از سازندهای کربنات اطراف تالاب و یا در اثر فرایندهای دیاژنتیکی از ایلیت حاصل شده باشد. کانی‌های ایلیت و کلریت در مغزه‌ها

به نظر می‌رسد تحت تاثیر ثابت بودن منشا ذرات و وجود محیط‌های معتدل تا خشک و کم باران و احتمالاً سرد شدن هوا می‌باشد (Khormali et al., 2005; Zhou and Keeling, 2013; Anaya-Gregorio et al., 2018; Hernández-Hinojosa et al., 2018). کانی کلریت در عمق‌های حدود ۵ متر و بیشتر مشاهده می‌شود که احتمال تبدیل ایلیت به کلریت در بخش‌های عمیق را تقویت می‌کند. وجود کانی رسی کائولینیت وابسته به کانی‌های همراه قابل تفسیر و تحلیل می‌باشد. افزایش فراوانی کانی‌های آواری بویژه کوارتز که حاکی از ورود جریان‌های رودخانه‌ای با حجم بالا در منطقه است می‌تواند به‌همراه وجود کانی رسی کائولینیت نشان‌دهنده دوره‌های اقلیمی مرطوب و گرم باشد. این شرایط در مغزه Az-5 در عمق حدود ۳ متر دیده می‌شود. در دوره‌هایی با بارندگی بیشتر کانی‌های رسی کلریت-کائولینیت غالب می‌باشند (Abdi et al., 2018). به‌طور معمول در شرایط آب و هوایی گرم و مرطوب حاره‌ای با حداکثر هوازگی اکسیدهای آهن و کائولینیت غالب هستند. کانی کائولینیت در مغزه Az-5 در عمق حدود ۳ متر مشاهده می‌شود. مغزه مذکور، در یال جنوبی تالاب قرار دارد. این مغزه نسبت به مغزهای دیگر برداشت شده در تالاب در بخش مرکزی واقع شده است که نشان‌دهنده وجود رطوبت در بخش‌های مرکزی نسبت به مغزه حاشیه‌ای (Az-3) است. مناطق مرکزی در دوره‌های مختلف مرطوب و نسبتاً خشک بدلیل وجود شرایط عمیق‌تر شرایط مرطوب داشته است. کانی مونتموریلونیت تقریباً در بخش‌های عمیق مغزه (عمیق‌تر از ۳ متر) قابل مشاهده است. نوع رخساره‌های رسوبی، نوع کانی‌های رسی موجود و نتایج سن‌سنجی، حضور مونتموریلونیت در مغزه مرکزی تالاب با سنی بیش از ۲۵۰۰ سال، شرایط معتدل در اواخر نیمه اول هولوسن میانی را در منطقه تداعی می‌کند. از حدود ۲۵۰۰ سال پیش که با توجه به رخساره‌های رسوبی و نوع کانی‌های رسی دور نسبتاً خشک حاکم می‌شود کانی‌های مونتموریلونیت و کائولینیت در ستون رسوبی مغزه Az-5 وجود ندارند.

با توجه به نرخ رسوبگذاری و بیشترین عمق برداشت شده در مغزه‌ها، شرایط اقلیمی و محیطی تا حداکثر ۵ هزار سال گذشته را بازسازی کرد. بررسی ستون‌چینه‌شناسی مغزه‌های برداشت شده از بستر تالاب نشان‌دهنده تغییرات فراوان اقلیمی در این حوضه می‌باشد. وجود رخساره‌های تبخیری و آواری، وجود رخساره‌های دارای ماده آلی و بقایای گیاهی، تغییرات فراوان رسوب‌شناسی و پارامترهای آماری رسوبی، نشان‌دهنده نوسانات اقلیمی و تغییرات تراز آب تالاب بصورت تناوبی و متوالی در گذشته است. حساسیت بالای محیط‌های کم عمق و بسته به تغییرات اقلیمی باعث ثبت دقیق این نوسانات در بخش‌های حاشیه‌ای می‌شود. در مغزه‌های حاشیه‌ای مانند Az-3 تغییر در رخساره‌های رسوبی و نوع کانی‌های رسی بواسطه تغییرات اقلیمی فراوان

است. در مغزه Az-5 رسوبات جوانتر از ۳ متر با عدم حضور کانی های مونت موریلونیت و کائولینیت شرایط نسبتاً خشک را تداعی می کند که با حضور کانی های کلریت، ایلیت و کانی های تبخیری (هالیت) همراه است. کانی های مونت موریلونیت و ایلیت با منشا آواری اقلیم سرد و معتدل را در منطقه تداعی می کند. این شرایط در تالاب آبزالو در عمق های ۳۵۰ تا ۴۵۰ سانتی متری (بین ۳۵۰۰ تا ۲۸۰۰ سال قبل) و ۶۱۰ تا ۶۵۰ سانتی متری (۴۹۰۰ تا ۴۷۰۰ سال قبل) قابل مشاهده است که با توجه به نوع رخساره ها رسوبی نیز شرایط معتدل و مرطوب و احتمالاً سردتر از شرایط امروزی را نشان می دهد. همچنین پایان دوره معتدل و سرد با یک دوره کوتاه بسیار پر باران تر و البته کمی گرمتر همراه بوده است (۲۷۰۰ تا ۲۵۰۰ سال قبل). در این بین، حضور کانی رسی کلریت و ایلیت در حدود ۲۵۰۰ تا ۱۸۰۰ سال قبل (عمق ۱۷۵ تا ۲۹۸ سانتی متر) ایجاد شرایط نسبتاً خشک و کم باران در این دوره باشد. ممکن است بخشی از کلریت موجود در توالی رسوبات در اثر فرایندهای دیاتنتیکی از ایلیت حاصل شده باشد. همچنین کلریت ها عمدتاً از هوازدگی سنگ های دگرگونی درجه پایین حاصل می شوند (Chamley, 1989). با توجه به اینکه تالاب آبزالو در زاگرس واقع شده است و در مقایسه با ایران مرکزی میزان تبخیر در منطقه بدلیل وجود شرایط اقلیمی مرطوب تر و ارتفاع بالاتر کمتر است لذا به نظر می رسد با توجه به نوع رخساره های شناسایی شده که همراه با بقایای گیاهی و گاستروپوئدهای فراوان و سالم در آن دوره زمانی است (شکل های ۲-۳ و ۳-۳) لذا افزایش بارندگی و وجود شرایط رطوبتی مناسب در منطقه قوت می گیرد. با افزایش بارش ها در منطقه و با توجه به وجود سازندهای دارای کانی های تبخیری مانند سازندهای میشان و در بخش هایی از آغاچاری املاح موجود در تالاب تحت تاثیر این بارش ها از سازندهای تبخیری تغذیه شده و در تالاب افزایش یافته است. به نظر می رسد رسوبات قدیمی تر از ۵۰۰ سال گذشته (۶۰ سانتی متر) شرایط رطوبتی مناسب و رسوبات جوان تر از آن شرایط کمی خشک تر را نشان می دهد.



شکل ۳-۱۷. کانی‌های شناسایی شده در مغزه‌های مورد مطالعه در عمق‌های مختلف

۳-۷- ژئوشیمی رسوبی

۳-۷-۲- نسبت‌های عنصری شاخص تغییرات اقلیمی گذشته

منشا، فرایندهای رسوبگذاری و بعد از رسوبگذاری با استفاده از مولفه های عناصر اصلی و ردیاب قابل بازسازی می باشد (Chang et al., 2014). تغییرات در نسبت های Ca/Mn , Ca/Sr , Ca/Mg در طول مغزه ها تغییرات شرایط دریاچه را در طول زمان نشان می دهد (Moosavian et al., 2019). از نسبت های عنصری مانند K/Al , Mg/Al و معمولاً برای بازسازی بار رسوبی رودخانه و از نسبت Si/Al , Ti/Al و Zr/Al برای بازسازی میزان ورودی ذرات رسوبی بادی استفاده می شود (Govin et al., 2012). لذا آگاهی از نحوه پراکنش و همچنین الگوی تغییر مقدار هر عنصر در رسوبات زمان های مختلف می تواند به درک بهتر شرایط ژئوشیمیایی محیط رسوبگذاری و همچنین تفسیر صحیح تر از عوامل مؤثر در آن پیدا کرد.

نسبت های V/Cr و Co/Ni شاخص مناسبی برای بررسی شرایط رسوبی موجود در رسوبات تالابی در زمان گذشته کارایی دارد (Schroll, 1975). نسبت های مذکور تفکیک تغییرات محیطی از تالاب کم عمق (تحت تاثیر اکسایش) یا فصلی با دریاچه ای عمیق (شرایط احیا) را فراهم می کند (Calanchin, 1996; Riquier, 2006; Wang and Zhai, 2007). در این مطالعه منحنی نسبت V/Cr به دلیل داشتن تغییرات متمایز نسبت به سایر نسبت های وانادیوم برای تفسیر محیط رسوبی مناسب تر بنظر می رسد. در دوره های گرم و مرطوب نسبت های عناصر معدنی مانند K/Al , Si/Fe , Mn/Ca , Ti/Al , Rb/Al به سرعت افزایش می یابند. این شرایط با مطالعات انجام شده حاصل از نسبت های عنصری در سایر حوضه های رسوبی دریاچه ای نیز صادق است (Chen et al., 2010; Sun et al., 2013). افزایش نسبت Si/Fe شرایط گرم تر را نشان می دهد و این نسبت در اقیانوس اطلس شمالی به عنوان نماینده ی ذوب یخبندان مورد تحلیل قرار گرفته است (Erbs-Hansen et al., 2013). دوره های گرم و مرطوب با میزان فرسایش و هوازدگی شیمیایی بالا در اثر بارندگی های مناسب همراه است (Gayantha et al., 2017). در این دوره ها ورود مواد آواری به حوضه افزایش می یابد. همچنین روند کاهشی این نسبت ها حاکی از وجود شرایط نسبتاً نامناسب برای هوازدگی و فرسایش با کاهش میزان بارندگی و ایجاد شرایط خشک می باشد. که این دوره زمانی با کاهش عمق آب در دریاچه و افزایش اکسیداسیون در رسوبات بستر همراه است (Gayantha et al., 2017). آهن و منگنز نسبت به ایجاد شرایط اکسیدان در محیط های دریاچه ای و دریایی حساس هستند (Haberyan and Hecky, 1987). در دوره هایی که سطح آب دریاچه دلیل کاهش ورودی یا افزایش تبخیر کاهش می یابد، رسوبات بستر دریاچه اکسیژن بالایی دریافت می کنند و از این رو نسبت Mn/Al و Fe/Al افزایش نشان می دهند (Sun et al., 2010). از نسبت های Al/Si , Ti/Al , Fe/Ca , Ti/K و Zr/Al برای برآورد تغییرات مواد رسوبی وارد شده به حوضه در طول کواترنری پایانی در منطقه قطب شمال استفاده شده

است (Spofforth et al., 2008; Polyak et al., 2009). با توجه به رفتار ژئوشیمیایی متفاوت عناصر مختلف، از نسبت Ti/K به طور گسترده برای ترسیم تغییرات در رژیم های هوازدگی استفاده شده است (Fernandez et al., 2013). افزایش این نسبت ها نشان دهنده ورود حجم بالایی از مواد آواری به دریاچه می باشد (Govin et al., 2012). نسبت Sr/Ca شاخص مهمی برای بازسازی شرایط آب و هوایی است. تمرکز عنصر استرانسیم نیز ارتباط مستقیمی با دمای آب دارد (Vincent et al., 2005) (جدول ۳-۵).

جدول ۳-۵. نسبت های عنصری و شاخص اقلیمی و ژئومورفولوژیکی

مرجع	شاخص	نسبت عنصری
Schroll, 1975	شرایط رطوبتی	V/Cr, Co/Ni
Calanchin, 1996; Riquier, 2006; Wang and Zhai, 2007	عمق آب	
Chen et al., 2013; Sun et al., 2010	دوره های گرم و مرطوب	Rb/Al
Govin et al., 2012	تغییرات مواد آواری حمل شده به حوضه رسوبی	
Govin et al., 2012; Govin et al., 2012; Spofforth et al. 2008; Polyak et al. 2009	تغییرات مواد آواری (بادی و آبی) وارد شده به حوضه رسوبی	Zr/Al, Si/Al, Mg/Al
Chen et al., 2013; Sun et al., 2010	دوره های دمای و رطوبتی	Ti/Al
Sun et al., 2010	تغییرات سطح تراز آب	
Chen et al., 2013; Sun et al., 2010; Erbs-Hansen et al. 2013	شرایط دمای	Fe/Al, Mn/Al, Si/Fe
Spofforth et al. 2008; Polyak et al. 2009	تغییرات مواد آواری حمل شده به حوضه رسوبی	Al/Si, Fe/Ca
Fernandez et al., 2013	رژیم های هوازدگی	Ti/K
Govin et al., 2012; Spofforth et al. 2008; Polyak et al. 2009	تغییرات مواد آواری حمل شده به حوضه رسوبی	
Vincent et al., 2005	تغییرات دمای آب	Sr/Ca

۳-۷-۱- نتایج آنالیز

هدف از آنالیزهای ژئوشیمیایی در این تحقیق به دست آوردن روابط عددی جهت تفکیک محیط ها و یا رخساره های وابسته به آنها است. عناصر اندازه گیری شده شامل عناصر اصلی (اکسیدهای اصلی) با غلظت بیش از یک درصد و عناصر فرعی با غلظتی کمتر از یک درصد بودند که خود به زیر مجموعه های عناصر حدواسط، فلزات قلیایی، قلیایی خاکی، اسیدی و عناصر نادر خاکی تقسیم بندی می شوند. نتایج آنالیز شیمیایی ۳۶ عدد نمونه از ۲ مغزه رسوبی نشان می دهد بیشترین درصد عناصر موجود در رسوبات بستر تالاب

آبرالو و زمین های اطراف مربوط به گروه کلسیت و سیلیس است. در این پژوهش با توجه به بررسی های انجام گرفته از نسبت های عنصری V/Cr, Mn/Al, K/Al, Rb/Al, Si/Fe, Ti/K جهت بازسازی وضعیت اقلیمی و محیطی، میزان مواد آواری (معلق و رسوبات رسی) ورودی به حوضه، شدت هوازدگی و فرسایش در حوضه آبریز و نوسانات سطح آب تالاب استفاده شده است (جدول های ۳-۶، ۳-۷، ۳-۸ و ۳-۹).

جدول ۳-۶. نسبت های عنصری در مغزه Az-3

Cores	Depth	Mn/Al*0.0001	K/Al	Rb/Al*0.0001	Si/Fe	Ti/K*0.0001	V/Cr
AZ-3	25-40	167.74	0.39	28.65	7.51	3081.5	1.06
	90-100	178.28	0.29	27.76	8.51	3752.9	0.98
	145-160	173.4	0.28	24.18	9.05	3922	0.95
	228-230	171.56	0.27	27.73	8.46	4393.4	0.92
	300-310	195.41	0.29	24.2	7.31	4004	0.85
	340-344	249.06	0.33	25.01	6.2	3673	0.89
	360-370	217.91	0.28	21.93	8.73	3890.3	0.92
	415-420	255.47	0.26	32.28	9.13	4318.2	0.91
	515-520	151.77	0.27	26.18	10.24	4515.1	0.92
570-580	180.34	0.24	22.35	10.4	4810.2	0.88	

جدول ۳-۷. نسبت های عنصری در مغزه Az-5

Cores	Depth	Mn/Al*0.0001	K/Al	Rb/Al*0.0001	Si/Fe	Ti/K*0.0001	V/Cr
AZ-5	20-30	265.63	0.24	28.01	6.95	5044	0.89
	50-60	377.02	0.21	27.24	10.23	5505.3	0.92
	90-100	284.58	0.24	23.22	8.03	4967.7	0.99
	110-120	266.09	0.21	26.56	9.39	5500.3	0.91
	135-145	235.33	0.24	23.58	8.73	4854.1	0.94
	180-190	239.57	0.23	24.47	8.43	5372.4	0.91
	240-250	281.42	0.25	26.99	7.41	5612.6	0.91
	280-290	212.77	0.24	23.68	7.32	4420.1	0.92
	297-300	128.13	0.23	21.17	4.52	5092.4	1.01
	312-318		0.22		6.18		
	330-340	442.52	0.19	16.98	7.21	6430.4	0.91
	390-394	168.65	0.24	22.46	7.34	4337.1	0.92
	400-410	321.64	0.26	32.48	5.78	4782.2	1.33
	428-430	114.88	0.23	28.36	8.69	5546.6	1.25
	480-490	675.68	0.19	23.41	8.51	5376.8	1.06
	530-540	528.34	0.19	19.34	8.33	5824	0.97
	560-570	564.14	0.22	22.07	6.79	5779.4	1.04
	580-590	481.98	0.22	32.11	8.52	5752.3	1.03
	600-610	182.56	0.23	26.56	7.9	5708.4	0.82
620-630	376.54	0.24	22.92	7.24	6428.4	0.86	
660-670	273.96	0.23	23.76	7.7	6086	0.83	

جدول ۳-۸. نسبت های عنصری در رسوبات سطح بستر تالاب

Cores	Depth	Mn/Al*0.0001	K/Al	Rb/Al*0.0001	Si/Fe	Ti/K*0.0001	V/Cr
Surface sediments	M1	255.05	0.21	21.71	7.24	6033.7	0.84
	M2	258.02	0.26	32.29	6.2	5123.1	0.92
	M3	230.86	0.23	20.04	8.53	5010.3	0.87
	M4	303.4	0.29	26.07	6.75	4228.2	0.97
	M5	362.18	0.27	28.53	6.86	4235.7	0.91

جدول ۳-۹. میزان کمینه، بیشینه و میانگین نسبت های عنصری در مغزه های برداشت شده

Cores	Depth	Mn/Al*0.0001	K/Al	Rb/Al*0.0001	Si/Fe	Ti/K*0.0001	V/Cr
-------	-------	--------------	------	--------------	-------	-------------	------

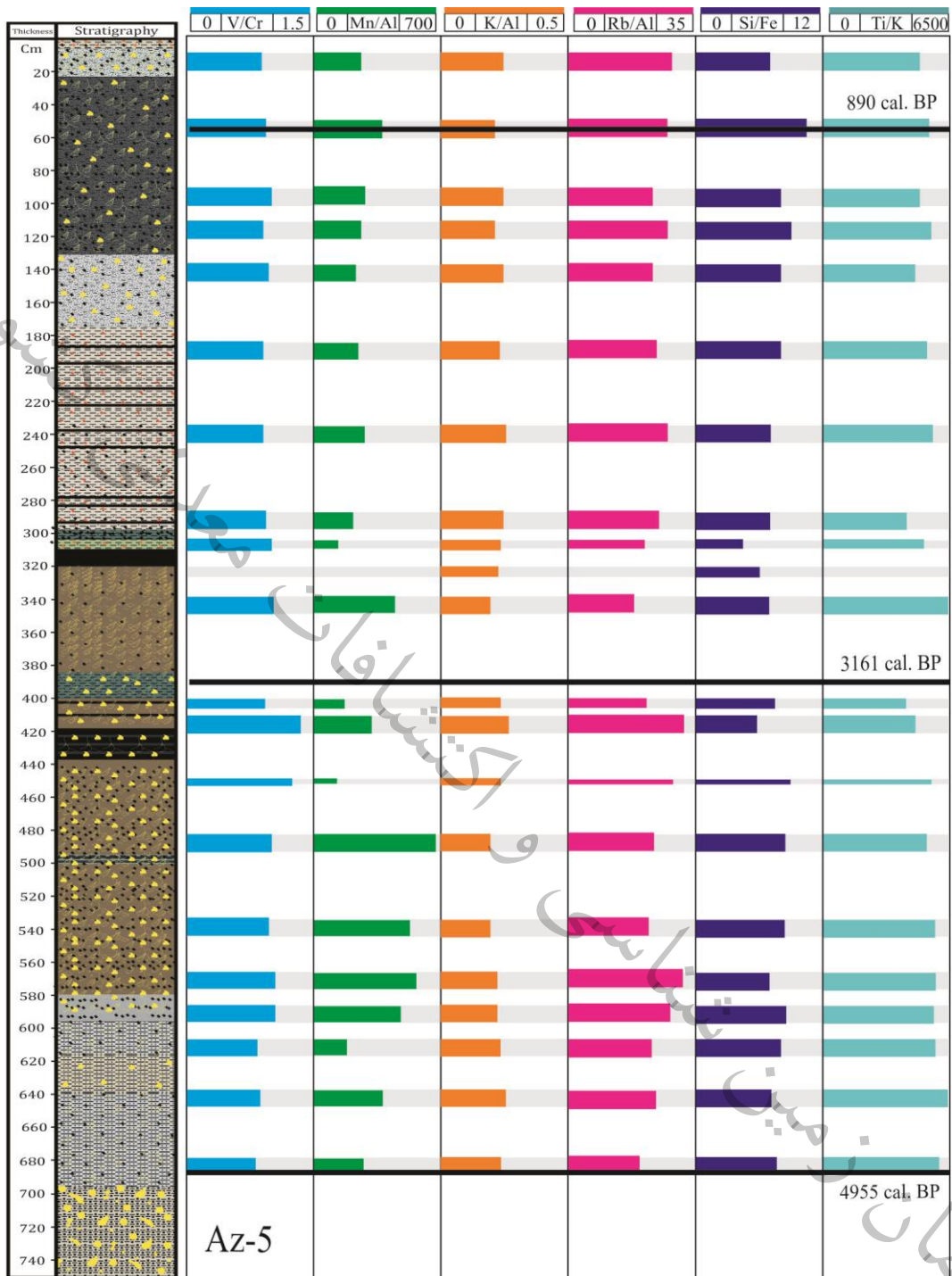
AZ-3	Minimum	151.77	0.24	21.93	6.20	3081.50	0.85
	Average	190.25	0.29	25.66	8.34	3949.30	0.92
	Maximum	255.47	0.39	32.28	10.40	4810.20	1.06
AZ-5	Minimum	114.88	0.19	16.98	4.52	4337.10	0.82
	Average	311.25	0.22	24.40	7.53	5369.40	0.96
	Maximum	675.68	0.26	32.48	10.23	6430.40	1.33
Surface sediments	Minimum	230.86	0.21	20.04	6.20	4228.15	0.84
	Average	273.40	0.25	24.78	6.96	4809.84	0.89
	Maximum	362.18	0.29	32.29	8.53	6033.71	0.97

۳-۷-۳- تغییرات نسبت های عنصری در توالی رسوبات تالاب آزالو

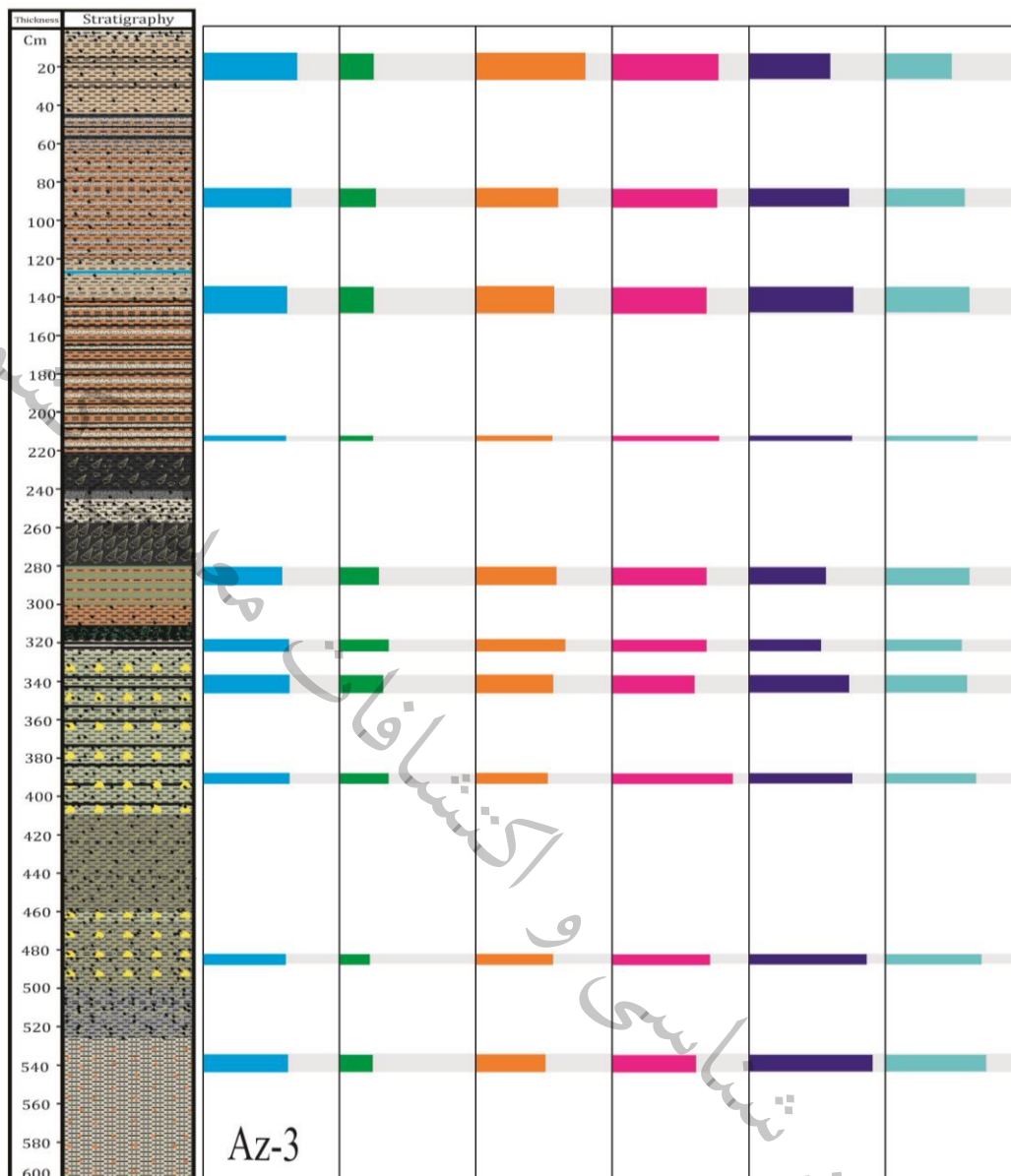
در مغزه های مورد مطالعه تغییرات نسبی عناصر در دوره های زمانی مختلف بسیار زیاد است، این وضعیت حاکی از وجود تغییرات زیاد در توالی رسوبات بستر تالاب آزالو است. این مطالعه تفکیک تغییرات محیطی و اقلیمی را در منطقه زاگرس در طول حداقل ۵ هزار سال گذشته را فراهم می آورد. در این پژوهش رویدادهای اقلیمی و محیطی شناسایی شده در توالی رسوبی برداشت شده از تالاب آزالو با توجه به آنومالی عناصر و نسبت های عنصری تقسیم بندی می شود (شکل ۳-۱۸). نسبت های عنصری Mn/Al و K/Al به عنوان نشانگر تغییرات هوازدگی شیمیایی در حوضه آبریز در بازه زمانی ۵ هزار ساله به ترتیب بین ۱۱۴/۸۸ تا ۶۷۵/۶۸ و ۰/۱۹ تا ۰/۳۹ در تغییر است. افزایش در این نسبت ها حاکی از وجود شرایط مساعد برای افزایش میزان هوازدگی شیمیایی در حوضه آبریز و به نسبت آن افزایش رطوبت و دما است و کاهش آن نشان دهنده وجود شرایط خشک در حوضه می باشد. این نسبت ها همبستگی بالایی با یکدیگر و میزان Rb/Al که نشانگر تغییرات رطوبت و سطح تراز آب تالاب است نشان می دهد (شکل ۳-۱۸). میانگین نسبت های عنصری Mn/Al و K/Al از حاشیه تالاب به سمت بخش های نسبتا نزدیک مرکز کاهش محسوس نشان می دهد. همچنین بالا بودن نسبت Mn/Al در محیط های آبرفتی بسیار مشهود است. این مسئله نشان دهنده فعال بودن هوازدگی شیمیایی و فرسایش در حوضه آبریز و حمل رسوبات به سمت حوضه می باشد. بیشترین میزان نسبت عنصری K/Al نیز در مغزه Az-3 در در بخش جنوبی تالاب آزالو است که از نظر رسوب شناسی در محیط حاشیه تالاب عمق حدود ۲۵ تا ۴۰ و ۳۴۰ تا ۳۴۵ سانتی متری ثبت شده است. تغییرات نسبت Rb/Al و V/Cr به ترتیب با میانگین ۲۵ و ۰/۹ تغییر در سطح تراز آب تالاب و میزان بارش در منطقه را نشان می دهد. تغییر در مقدار و اختلاف بین بیشینه و کمینه این نسبت ها در مغزه های مرکزی کمتر و مغزه های حاشیه ای بیشتر است. این بدان معنی است که در مغزه های مرکزی شرایط پایدار اقلیمی وجود داشته است و احتمالا نوسانات سطح تراز آب در بخش مرکزی حوضه کمتر بوده است. حال آنکه در حاشیه تالاب نوسانات تراز آب شدید و زیاد بوده

است. تغییرات نسبت های عنصری با تغییرات محیط رسوبی در طول مغزه های برداشت شده تطابق خوبی نشان می دهد.

جالب آنکه نسبت های Rb/Al و V/Cr اتفاقات اقلیمی مانند دوره خشک ۴۲۰۰ را بخوبی نشان می دهد. این دوره خشک که در بسیاری از در بسیاری از تالاب ها ثبت شده در تالاب آزالو در ۴۴۰۰ سال پیش شروع شده است. این نسبت ها در این دوره های خشک کاهش نشان می دهد که این کاهش در مغزه های $Az-3$ و $Az-5$ بسیار مشهود است. افزایش در نسبت Ti/K حاکی از افزایش ورود رسوبات آواری به تالاب بواسطه فرسایش بالا در حوضه آبریز در نتیجه بارش های مناسب در منطقه و کاهش آن نشان دهنده دوره خشک یا کاهش ورود مواد آواری است. نسبت عنصری Ti/K در دوره خشک ۴۴۰۰ سال پیش با افزایش مواجه شده است که احتمالاً تحت تاثیر ورود رسوبات بادی و غبار به منطقه افزایش یافته است. این نسبت در عمق های بیشتر میزان بالایی را نشان می دهد که در قسمت های کم عمق این میزان کاهش می یابد. این مسئله نشان دهنده وجود بارش های مساعد در اوایل هولوسن پسین می باشد. میزان این نسبت عنصری در مغزه های حاشیه ای با ورود رخساره های آبرفتی و مخروط افکنه ای افزایش نشان می دهد. این نسبت در مغزه های مورد مطالعه بین ۰/۳ تا ۰/۶۴ نوسان دارد. کمترین میزان این نسبت عنصری مربوط به عمق ۳۰-۴۰ سانتی متری است و بیشترین میزان نیز در عمق ۳۳۰ تا ۳۴۰ در مغزه $Az-5$ در جنوب تالاب آزالو است. نسبت های Si/Fe نشان دهنده تغییرات دما و رطوبت می باشد. این نسبت همبستگی بالایی با میزان ورود مواد آواری به تالاب نشان می دهد (شکل ۳-۱۷). بیشترین میزان این نسبت با عدد ۱۰/۴ مربوط به عمق ۵۶۰ تا ۵۷۰ در مغزه $Az-3$ و کم ترین میزان در مغزه $Az-5$ در عمق حدود ۳ متری با عدد حدود ۴/۵۲ می باشد (جدول های ۳-۵ و ۳-۶). همچنین در دوره خشک حدود ۴۴۰۰ سال پیش میزان نسبت های Ti/K و Si/Fe کاهش نشان می دهد.



شکل ۳-۱۸. تغییرات نسبت‌های عنصری در مغزه‌های برداشت شده از بستر تالاب آب‌زالو

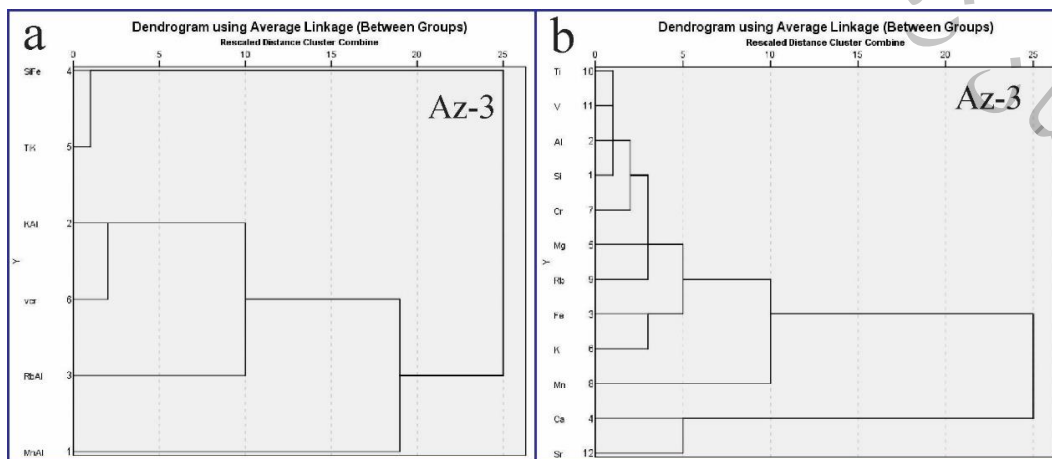


شکل ۳-۱۸. تغییرات نسبت های عنصری در مغزه های برداشت شده از بستر تالاب آبرالو

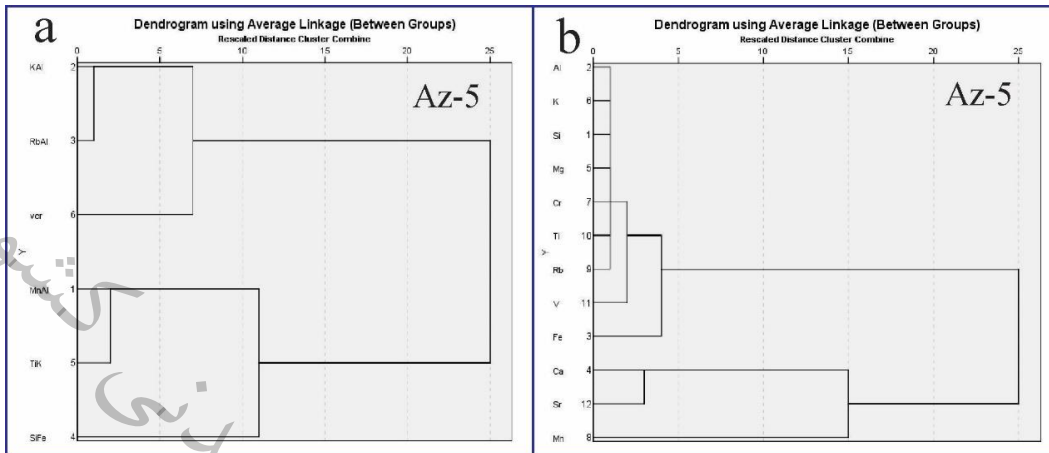
همان گونه که در نمودار خوشه ای (شکل ۳-۱۹ a) قابل مشاهده است در مغزه Az-3 نسبت عنصری K/Al همبستگی بسیار بالایی با V/Cr نشان می دهد و همبستگی خوبی ولی کمی ضعیف تر با Rb/Al دارد و در مغزه Az-5 نسبت عنصری K/Al همبستگی بالایی با Rb/Al نشان می دهد و همبستگی مناسبی با V/Cr دارد. این مسئله نشان دهنده افزایش میزان فرسایش و هوازدگی شیمیایی در حوضه آبریز این تالاب با افزایش میزان بارش و افزایش سطح تراز آب تالاب است. افزایش در میزان هوازدگی و فرسایش که تحت تاثیر افزایش رطوبت و دما تشدید می شود بطور مستقیم و در بسیاری از زمان ها سرعت سطح تراز تالاب را متاثر ساخته است. همچنین نسبت های Mn/Al با K/Al که هر دو به عنوان شاخص تغییرات هوازدگی شیمیایی در این مطالعه

استفاده شده است در یک خوشه قرار گرفته اند. همبستگی مثبت نشان می دهند. ولی میزان همبستگی آنها به اندازه نسبت K/Al با V/Cr نیست. با توجه به اینکه نسبت‌های Ti/K و Si/Fe در یک شاخه قرار گرفته اند (شکل ۳-۱۹ a). این مسئله حاکی از ارتباط مستقیم رطوبت (بارش) و دما با ورود مواد آواری به تالاب است. با افزایش دما میزان هوازدگی در حوضه افزایش یافته و در نتیجه ورود مواد آواری افزایش می یابد. با توجه به تحلیل های انجام گرفته به نظر می رسد در حوضه آبرالو نقش بارش یا رطوبت بیش از دما در هوازدگی شیمیایی موثر است. در مغزه Az-5 نیز نسبت Mn/Al با نسبت‌های Ti/K و Si/Fe همبستگی نشان می دهد که این مسئله ارتباط افزایش میزان ورود مواد آواری به تالاب با افزایش میزان هوازدگی شیمیایی در حوضه آبریز را بیان می کند (شکل ۳-۲۰ a).

همچنین در شکل (۳-۱۸ b) و شکل (۳-۲۰ b) همبستگی عناصر در نمونه‌های برداشت شده از مغزه Az-3 و Az-5 قابل مشاهده است. در این شکل عناصر کلسیم و استرانسیم در یک شاخه و بقیه عناصر در شاخه ای مجزا قرار گرفته اند. طبق تحلیل خوشه ای انجام گرفته عناصر کلسیم و استرانسیم معرف دوره خشک می باشد و در دوره های خشک افزایش نشان می دهند و همبستگی بالایی دارند. و عناصر دیگر که در نشان دهنده دوره های مرطوب بوده و افزایش این عناصر در حوضه حاکی از ورود عناصر در اثر هوازدگی، فرسایش و بارش‌های مناسب است. در این شکل عنصر منگنز با همبستگی پایین در گروه عناصر شاخص دوره‌های مرطوب قرار گرفته است. در آنالیز خوشه ای مغزه Az-5 منگنز با همبستگی بسیار ضعیف در گروه کلسیم و استرانسیم قرار گرفته است که حکایت از رفتار دوگانه در مغزه ها دارد. این مسئله ممکن است بدلیل همبستگی ضعیف با هر دو گروه عنصری باشد.

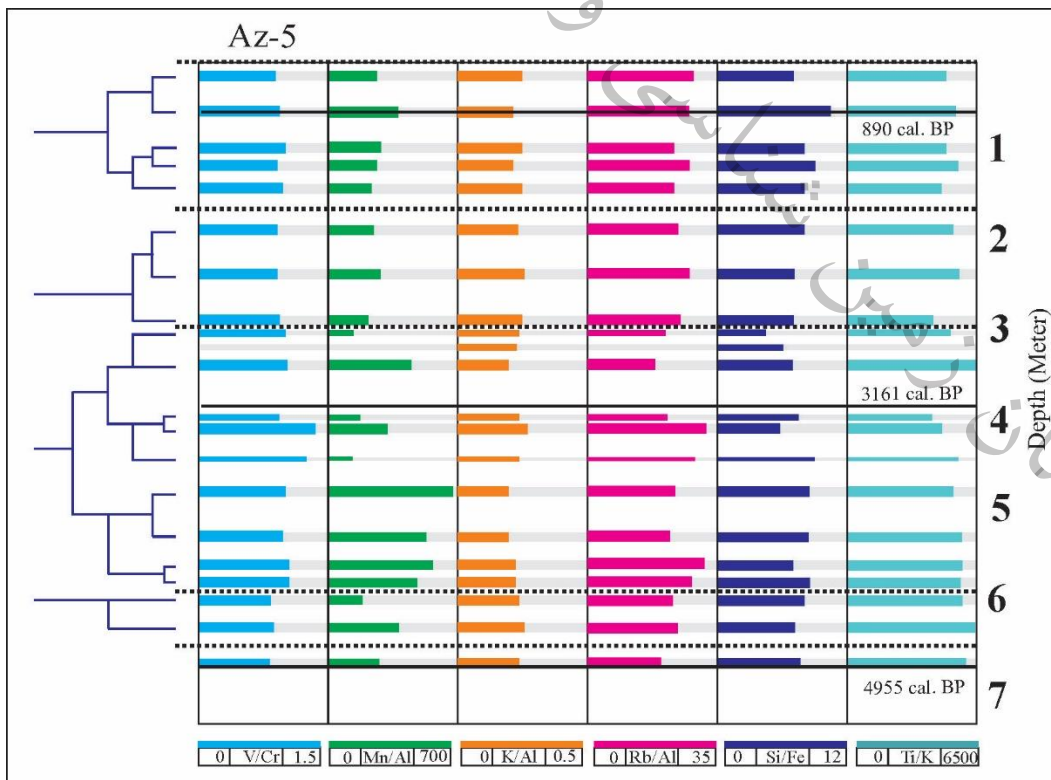


شکل ۳-۱۹. آنالیز خوشه‌ای مغزه Az-3: a: همبستگی نسبت‌های عنصری، b: ارتباط ژنتیکی عناصر شاخص



شکل ۳-۲۰. آنالیز خوشه‌ای مغزه Az-5: a: همبستگی نسبت‌های عنصری، b: ارتباط ژنتیکی عناصر شاخص

با توجه به شکل ارتباط بین نمونه‌های برداشت شده بخوبی دوره‌های اقلیمی را نشان می‌دهد. در این شکل چهار دوره اقلیمی تفکیک شده است که مشخصات ژئوشیمیایی آنها مشابه یکدیگر می‌باشد (شکل ۳-۲۱).



شکل ۳-۲۱. آنالیز خوشه‌ای و ارتباط ژنتیکی نمونه‌های برداشت شده

حدود ۵ هزار سال پیش، منطقه آبرالو تحت تاثیر منابع رطوبتی مناسب بوده است در نتیجه میزان بار رسوبی وارد شده به تالاب بالا بوده است. این مسئله با افزایش در نسبت های عنصری K/Al و Ti/K مشهود است. این وضعیت تا حدود ۴۷۰۰ سال قبل ادامه داشته و بعد از آن با کاهش در نسبت های Rb/Al و V/Cr همراه بوده که نشان دهنده تقویت سامانه های خشک در منطقه بوده است. این دوره خشک کوتاه با یک دوره مرطوب طولانی ادامه پیدا کرده و عمق حدود ۳ متری شرایط مساعد اقلیمی در منطقه حاکم بوده است. با کاهشی شدن دوباره نسبت های Ti/K و Si/Fe در عمق های کمتر از ۳ متر شرایط نسبتاً خشک طولانی تر تا عمق ۱۷۵ سانتی متری (۱۸۰۰ سال قبل) ادامه داشته است و مجدداً شرایط رطوبتی تا نزدیک رسوبات سطحی در منطقه حاکم شده است. دوره خشک ۴۲۰۰ سال پیش در مطالعات دیگر نیز با شدت و مدت متفاوت گزارش شده است (Mashkour et al., 2013; Hamzeh et al., 2016; Vaezi et al., 2018; Minniti and Seyed (sajadi, 2019). در آنومالی عناصر در حدود ۴۷۰۰ تا ۴۴۰۰ سال پیش فعال بوده است.

۳-۸- بازسازی جغرافیا و اقلیم گذشته در تالاب آبرالو

حساسیت دریاچه‌ها و حوضه‌های بسته به تغییرات آب‌وهوایی سبب شده این وضعیت بهترین شاخص برای ثبت تغییرات اقلیمی گذشته باشد. تغییرات تراز آب در نتیجه نوسانات آب‌های ورودی و آب‌های خروجی از حوضه (تبخیر) حاصل می‌شود (Spencer et al., 1985؛ لک و همکاران ۱۳۹۰). بنابراین، نوسانات تراز آب به طور مستقیم با شرایط اقلیمی مرتبط است. با توجه به اینکه مناطق مختلف به صورت متفاوت تحت تأثیر اقلیم قرار گرفته‌اند، دریاچه‌های مناطق مختلف تغییرات آب‌وهوایی را به صورت‌های متفاوت ثبت کرده‌اند. گزارش‌ها در خصوص نوسانات سطح تراز دریاچه‌های داخلی ایران در طول هولوسن نیز تا حدود زیادی با نوسانات دریاچه‌های جنوب آسیا و آفریقا همخوانی دارد. در دریاچه مهارلو، یک فاز مهم دوره خشک در رسوبات دریاچه‌ای از ۵۲۵۰ تا ۴۳۰۰ سال پیش به مدت حدود ۹۵۰ سال اتفاق افتاده است. دو فاز دوره خشک دیگر مربوط به حدود ۲۰۰۰ و ۱۸۰۰ سال پیش بوده که اهمیت کمتری دارد و دنبال کردن آن در سراسر گستره دریاچه مشکل است. در این دریاچه بخش‌های مختلف از نظر مدت زمان شرایط یکسان نداشته‌اند و در حواشی دریاچه طول مدت دوره خشک در برخی موارد تا ۶۰۰ سال بیشتر از بخش‌های مرکزی بوده است (لک، ۱۳۸۶). در دریاچه زریبار تغییر در ارگانیزم‌ها بیانگر افزایش دما در بازه‌های زمانی ۲۱۰۰۰، بین ۱۲۶۰۰ تا

۱۵۴۰۰، حدود ۱۲۰۰۰ و حدود ۱۱۷۰۰ سال پیش است. همچنین، مجموعه دیاتوم‌های موجود بیانگر افزایش شوری آب دریاچه بین سال‌های ۱۵۷۰۰ تا ۱۷۷۰۰، ۱۲۰۰۰ تا ۱۲۶۰۰، ۵۹۰۰ تا ۶۴۰۰، و ۲۵۰۰ سال پیش است. کاهش سطح آب دریاچه در دو دوره ۷۵۰۰ تا ۷۸۰۰ و ۳۸۰۰ تا ۴۵۰۰ سال پیش و با شواهد جزئی‌تر در بعضی زمان‌ها تاکنون گزارش شده است (Wasylikowa et al., 2006). اقلیم هولوسن بر اساس تغییرات ایزوتوپ اکسیژن، گرده‌های گیاهی، و نسبت استرانسیم بر کلسیم در دریاچه میرآباد نیز حاکی از وجود یک دوره خشک در ۵۴۰۰ سال پیش و دوره خشک دیگری در ۱۵۰۰ سال پیش است (Stevens, 2006). در دریاچه ارومیه در ۱۳۰۰۰ سال قبل دوره خشک گزارش شده است که با وجود رسوبات قرمز رنگ در مغزه‌های برداشت‌شده نمایان شده است (درویشی خاتونی، ۱۳۹۰).

با بررسی ستون چینه‌ای مغزه‌های برداشت‌شده از رسوبات بستر تالاب آب‌الو، به فعالیت فرایندهای مختلف آبی در محیط‌های مختلف رسوبی در طول حداقل هولوسن میانی به بعد می‌توان پی برد. این فرایندها از حاشیه تالاب به سمت مرکز دچار تحولات و تغییرات جانبی (بین‌انگشتی) می‌شود؛ به گونه‌ای که از شمال به جنوب و از غرب به شرق شرایط رسوب‌گذاری متفاوت می‌شود. با توجه به نتایج سن‌سنجی، مغزه‌های برداشت‌شده از تالاب آب‌الو با بیشینه عمق ۷۵۰ سانتی‌متر حدود ۵۰۰۰ سال را پوشش می‌دهد. بنابراین، بررسی شرایط اقلیمی تالاب آب‌الو در هولوسن پسین (از ۵۰۰۰ سال قبل تا حال حاضر) مقدور می‌باشد. با توجه به اینکه عمیق‌ترین مغزه برداشت‌شده مغزه AZ-5 است و همچنین نمونه‌های سن‌سنجی‌شده از این مغزه برداشت شده‌اند، لذا این مغزه به عنوان مغزه اصلی و مغزه AZ-3 به عنوان مغزه کمکی، در تحلیل‌ها در نظر گرفته شده است. در ۶ مغزه دیگر با تکیه بر اطلاعات رسوبی و رخساره‌ای در بررسی رخساره‌ها و انطباق رخساره‌های مختلف و تغییرات جانبی محیط‌های رسوبی مورد استفاده قرار گرفت. در این مطالعه با استفاده از شاخص‌های اقلیمی مختلف اعم از رسوب شناسی و رخساره‌های رسوبی، بررسی میکروبیواستراتیگرافی، کانی‌شناسی رس‌ها، ژئوشیمی رسوبی و نسبت‌های عنصری به بررسی شرایط اقلیمی و محیطی تالاب آب‌الو در زون زاگرس چین خورده و زیر واحد ایزه پرداخته شد.

با توجه به ستون چینه‌ای مغزه‌های برداشت‌شده، وجود نهشته‌های تالابی در مغزه‌های جنوب‌شرقی تالاب (AZ-1 و AZ-2) تا عمق حدود ۴۰ سانتی‌متری نشان‌دهنده باز بودن انتهای تالاب جهت خروج آب است که این شرایط در ۴۰ سانتی‌متر بالایی (سطحی) با ساخته شدن سد دستی (انسان‌ساز) به دریاچه بسته تبدیل شده است. زمان ساخته شدن این سد با توجه به پرسش‌های محلی حدود ۶۰۰ تا ۵۰۰ سال پیش بوده است که با

احتساب میزان رسوب‌گذاری حدود ۰/۶ تا ۰/۷ میلی‌متر در سال برای عمق ۴۰ سانتی‌متر به بالا هم‌خوانی خوبی نشان می‌دهد. در شرایط پرآبی بعد از پر شدن تالاب، بخشی از آب به صورت سرریز خارج می‌شده است. به نظر می‌رسد محیط تالاب از حدود ۶۰۰ تا ۵۰۰ سال پیش دستخوش تغییرات انسانی شده است. در مغزه‌های بخش غربی، به‌ویژه مغزه AZ-5، حدود ۲۲ سانتی‌متر ابتدایی (سطحی) رس سیلتی قهوه‌ای متمایل به سبز در اثر تغییرات و نوسانات فصلی سطح تراز تالاب تشکیل شده است. همچنین، در بخش جنوب‌شرقی تالاب از عمق ۵۰ سانتی‌متری تا حدود ۲۰۰ سانتی‌متری وجود رخساره رس سیلتی قهوه‌ای‌رنگ همراه ریشه گیاهان حاکی از وجود شرایط حاشیه تالابی همراه پوشش گیاهی نسبتاً کم است. در مغزه‌های شمالی تالاب (AZ-2، AZ-3، AZ-6، AZ-7)، به دلیل نزدیکی یال شمالی تالابه بخش فعال مخروط‌افکنه‌های مرتبط با سازند میشان، شیب حوضه زیادتر و تلفیق رخساره‌های دانه‌درشت مخروط‌افکنه با رخساره‌های تالاب اتفاق افتاده است.

از عمق حدود ۲۲ سانتی‌متر تا نزدیک به ۱۳۰ سانتی‌متر در مغزه‌های مرکزی (AZ-5) وجود رخساره‌های گلی خاکستری تا سیاه‌رنگ همراه بقایای فراوان گیاهی و مواد آلی و پوسته‌های صدفی گاستروپود سالم نشان‌دهنده بالا بودن سطح آب تالاب است (شکل ۳-۱۴). بعد از رسوبات عمق ۱۳۰ سانتی‌متری، به سمت پایین، تا حدود ۱۷۵ سانتی‌متری، رسوبات سیلت رسی طوسی همراه بقایای گیاهی و مواد آلی مشاهده می‌شود که نشان‌دهنده حجم بیشتر ورود مواد آواری به تالاب نسبت به دوره قبلی است. اما، کماکان دوره پرآبی تالاب آب‌زالی بین ۱۸۰۰ تا ۵۰۰ سال پیش برقرار بوده است. مطالعه رخساره‌های رسوبات بستر تالاب آب‌زالی نشان می‌دهد تغییرات اقلیمی در حدود ۱۸۰۰ سال پیش به صورت تدریجی (نه ناگهانی) اتفاق افتاده و این روند حداقل ۲۰۰ سال به طول انجامیده است.

در این دوره زمانی رسوبات آواری قابل توجهی وارد حوضه آب‌زالی شده است که با افزایش کانی‌های کوارتز، کلسیت و فلدسپار همراه بوده است. همچنین در بخشی از این دوره کانی‌های تبخیری سازند میشان وارد حوضه تالاب آب‌زالی شده است. نسبت‌های عنصری Ti/K, Si/Fe, Rb/Al, V/Cr افزایش نشان می‌دهد که حاکی از ورود مواد آواری در اثر افزایش در میزان رطوبت و هوازدهی و فرسایش در حوضه آبریز می‌باشد. افزایش بقایای صدفی در این بخش از توالی رسوبات اتفاق افتاده است. گاستروپودهای سالم و در اندازه درشت‌تر و تنوع گونه در این عمق (۲۲ تا ۱۷۵ سانتی‌متر) از وجود شرایط مناسب رطوبتی و سطح بالای آب دریاچه حکایت دارد. فراوانی گاستروپودها و استراکدها در این محدوده زمانی نشان‌دهنده وجود دمای معتدل (۱۲-۲۶ درجه سانتی‌گراد) است.

بین عمق ۱۷۵ سانتی‌متر تا ۲۹۸ سانتی‌متر رخساره رس سیلتی دارای لکه‌های مواد آلی و لکه‌های اکسیدی بسیار فراوان است. وجود رسوبات قهوه‌ای‌رنگ حاکی از خارج شدن رسوبات از آب است (Li et al., 1996). این دوره نسبتاً خشک، از ۲۵۰۰ تا ۱۸۰۰ سال پیش، حدود ۷۰۰ سال ادامه داشته است و با دوره خشک گزارش شده در دریاچه مهارلو در حدود ۱۸۰۰ سال پیش (لک، ۱۳۸۶)، در دریاچه میرآباد در حدود ۱۵۰۰ سال پیش (Stevens, 2006) و دوره خشک گزارش شده در دریاچه ارومیه (طالبی و همکاران ۲۰۱۵) بین ۲۵۰۰ تا ۱۵۰۰ سال پیش مطابقت دارد. این دوره خشک با ورود میزان بالای مواد آواری به دریاچه و بالا رفتن میزان رسوب‌گذاری و نبود بقایای گیاهی و صدفی در رسوبات نهشته شده در بستر دریاچه حاکی از خشکی اقلیم و وجود بارش‌های سیلابی در منطقه است. در این دوره تغییرات دما (Parker et al., 2006) با افزایش همراه بوده است (شکل ۳-۲۳). در این دوره زمانی تغییراتی در ترکیب کانی شناسی مشاهده نمی شود ولی تغییرات آنومالی عناصر و نسبت های عنصری نشان دهنده کاهش در میانگین کلی در میزان K/Al , Mn/Al , V/Cr , Si/Fe می باشد. تغییرات نسبت های عنصری کاهش در میزان بارش، میزان هوازدگی شیمیایی و فرسایش، دما و رطوبت را نمایان می سازد ولی نسبت Ti/K , Rb/Al همچنان افزایشی است که نشان دهنده ورود مواد آواری به حوضه می باشد. با توجه به کاهش میزان بارش و هوازدگی شیمیایی در منطقه افزایش رسوبات بادی و گرد و غبار در منطقه قوت می گیرد. این دوره خشک بصورت تدریجی در منطقه شروع شده و با روند سریع تری به پایان رسیده است. بطور کلی ویژگی آخرین چرخه یخچالی در مقیاس جهانی را ظهور نسبت آبی دوره‌های گرم و سپس، سرد شدن تدریجی دانست. چرخه‌ای که در دوره پلیستوسن جدید چندین بار تکرار شد. همین موضوع دلیل ایجاد الگوی موسوم به دنداناره در نمودارهای دیرین اقلیم شناختی است (Bradley, 2015; Lowe and Walker, 2015).

از ۴۴۰۰ تا حدود ۲۵۰۰ سال پیش (رسوبات عمق ۲۹۸ سانتی‌متر تا ۵۹۵ سانتی‌متر) شرایط باثبات و آرام دریاچه‌ای حاکم بوده و نیز شرایط ایجاد محیط توربزار در تالاب فراهم شده است. با افزایش میزان ماده آلی و بقایای گیاهی و صدفی و در نتیجه افزایش میزان رسوب‌گذاری همراه بوده است. این دوره، که حداکثر حدود ۱۹۰۰ سال طول کشیده، با شرایط بسیار مرطوب و بالابودن سطح آب زیرزمینی و فعالیت چشمه‌های تغذیه‌کننده در منطقه همراه بوده است. هم‌زمان با این دوره مرطوب در زاگرس چین‌خورده، پیشروی حوضه‌های آبی در حدود ۳۵۰۰ سال پیش در دریاچه مونولیک کالیفرنیا نیز ثبت شده است (Newton, 1994). این شرایط برای مغزه‌های حاشیه‌ای تالاب نیز در مقیاس کوچک‌تر و ضخامت کمتر ثبت شده است. این دوره

پرآبی با مدل کوهن (۲۰۰۳) در رابطه با تغییرات سطح تراز دریاچه‌های شمال آفریقا و جنوب آسیا در طول هولوسن هم‌خوانی دارد (شکل ۳-۲۲).

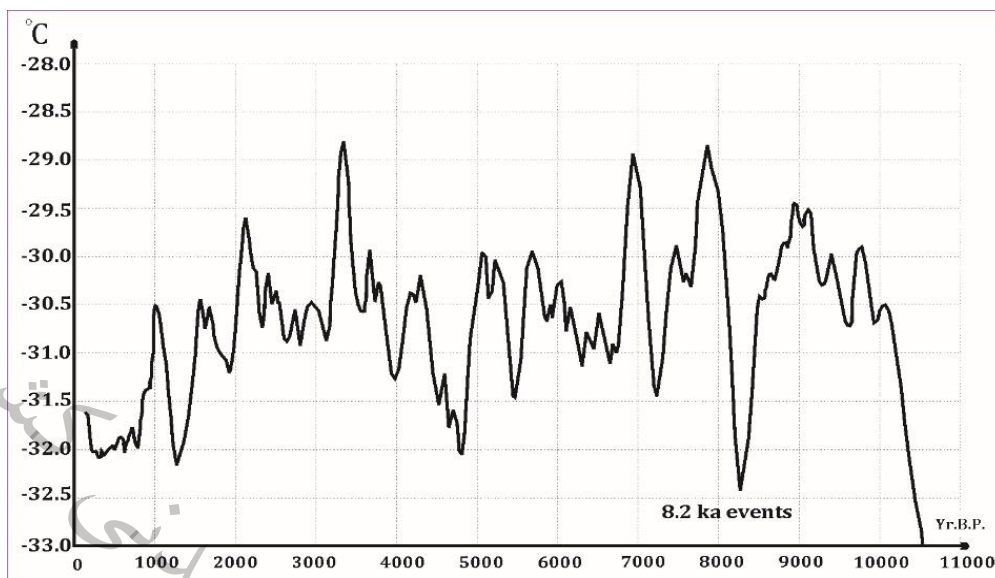
در این بخش از توالی، حضور کانی‌های رسی شاخص دوره‌های گرم و مرطوب مانند کائولینیت و مونت مورلونیت در کنار سایر کانی‌های آواری بچشم می‌خورد. در این دوره زمانی گونه‌های مختلف گاستروپود در اندازه درشت و سالم وجود دارد. وجود کارفیت‌ها در عمق ۵۴۰ سانتی متر نشان دهنده وجود شوری پایین (کمتر از ۰/۵ گرم در لیتر)، عمق کمتر از ۱۰ متر در تالاب و دمایی معتدل تا گرم (۱۲-۲۶ درجه سانتی‌گراد و حداکثر ۳۰ درجه سانتی‌گراد) می‌باشد (شکل ۳-۱۴). در دوره‌های زمانی کوتاه مدت احتمال سرد شدن محدود هوا در منطقه بوده که شرایط ایجاد استراکد را در تالاب را فراهم آورده است. همچنین نسبت‌های عنصری افزایش شده و میانگین بالایی را برای این محدوده توالی نشان می‌دهد. با بهبود شرایط رطوبتی منطقه، افزایش در میزان V/Cr اتفاق افتاده است، میزان رطوبت موجود در منطقه شرایط را برای هوازی شیمیایی و فرسایش در منطقه فراهم آورده و در نتیجه حجم مواد آواری حمل شده به حوضه مرتبط با نسبت عنصری Si/Fe, K/Al افزایشی شده است.

از عمق ۵۹۵ سانتی‌متری تا حدود ۶۴۰ سانتی‌متری در مغزه Az-5، وجود گل به رنگ قهوه‌ای روشن، که سنی حدود ۴۴۰۰ تا ۴۷۰۰ سال دارد، نشان‌دهنده یک دوره (۳۰۰ ساله) نه چندان مرطوب است. این دوره کوتاه مدت، با کاهش در نسبت‌های عنصری V/Cr, Mn/Al, Si/Fe, Rb/Al و افزایش در نسبت Ti/K همراه است. افزایش در میزان Ti/K نشان از فعالیت فرایندهای بادی در منطقه دارد که موجب افزایش رسوبات آواری در منطقه بوده و این نسبت در خلاف جهت سایر نسبت‌ها افزایشی شده است. همچنین کانی مونت‌موریلونیت در انتهای این دوره مجدداً در رسوبات بستر تالاب قابل مشاهده است که در طول این دوره زمانی وجود نداشته است.

این دوره خشک در مقایسه با دوره خشک ۱۸۰۰-۲۵۰۰ سال قبل در این منطقه تفاوت‌هایی دارد. یکی از مهمترین تفاوت‌ها مدت زمان دوره‌ها است که دوره خشک جوانتر طولانی‌تر و با شدت کمتر بوده است درحالی که دوره خشک ۴۴۰۰-۴۷۰۰ سال قبل در این منطقه با شدت بیشتر و کوتاه‌تر می‌باشد. بنظر میرسد حجم رسوبات بادی (گرد و غبار) وارد شده به تالاب در دوره خشک قدیمی‌تر (۴۴۰۰-۴۷۰۰ سال قبل) بیشتر از دوره خشک جوانتر بوده است. این دوره بصورت ناگهانی در منطقه ایجاد شده و بصورت تدریجی پایان یافته است حال آنکه دوره خشک (۱۸۰۰-۲۵۰۰ سال گذشته) بصورت تدریجی شروع شده و بصورت

ناگهانی خاتمه یافته است. احتمالاً دوره خشک قدیمی با رطوبت بسیار پایین و دمای بالا ظاهر شده است و دوره خشک جوان با دمای پایین تر و رطوبت نسبی بالاتر اتفاق افتاده است.

این دوره خشک انطباق تقریبی مناسبی با واقعه خشکی ۴۲۰۰ سال گذشته در نیم کره شمالی نشان می‌دهد (Staubwasser et al., 2003) که در بخش‌های درون‌قاره‌ای امریکای شمالی، در خاورمیانه، بخش‌هایی از آفریقا، و آسیا با وسعت بالای خشکی گزارش شده است (Booth et al., 2005). این تغییرات اقلیمی گسترده در حدود ۴۲۰۰ ± ۳۰۰ با توجه به موقعیت جغرافیایی و اقلیمی) سال پیش با ضعف و شدت متفاوت در قسمت‌های مختلف ایران نیز گزارش شده است؛ در رسوبات بستر دریای عمان در محدوده سنی ۴۰۲۵ ± ۱۲۵ سال (Cullen et al., 2000)، در دریاچه مهارلو بین ۵۲۵۰ تا ۴۳۰۰ سال پیش (لک ۱۳۸۶)، در دریاچه زریوار بین ۴۵۰۰ تا ۳۸۰۰ سال پیش (Wasylikowa et al., 2006)، در دریاچه میرآباد در ۵۴۰۰ پیش و خشکی‌های کوتاه‌مدت با تغییراتی در فصل بارش در ۴۰۰۰ تا ۳۵۰۰ سال پیش (Stevens, 2006)، در هامون با پیشروی رخساره‌های رسوبات بادی در حدود ۴۵۰۰ سال پیش (حمزه و همکاران، ۱۳۹۵)، همچنین مقارن با افول و انقراض تمدن اکد در بین‌النهرین (محمدی، ۱۳۹۰) و افول تمدن شرق در شهر سوخته سیستان در حدود ۴۵۰۰ سال پیش (واثق عباسی و همکاران، ۱۳۹۵) رخ داده است. با توجه به اقلیم منطقه و ارتفاع از سطح دریا، این دوره در منطقه مورد مطالعه با تأخیر زمانی حداقل دویست‌ساله ظاهر شده است. بعد از رسوبات قهوه‌ای‌رنگ، مجدداً شاهد توالی طوسی‌رنگ همراه بقایای گیاهی و صدفی هستیم که تا عمق ۷ متر ادامه دارد و بعد از آن وجود رسوبات گلی قهوه‌ای‌رنگ همراه رسوبات دانه‌درشت در اندازه گراول و قلوه‌سنگ، بدلیل گرادیان شیب از اطراف به سمت مرکز احتمال نزدیک شدن به سنگ بستر را تقویت می‌کند. از شواهد این موضوع می‌توان به وجود کانی‌های تبخیری نظیر هالیت، بقایای صدفی بسیار خرد شده (شکل ۳-۱۵)، میزان بالای نسبت‌های عنصری Si/Fe, Ti/K اشاره کرد.



شکل ۳-۲۳. تغییرات دمای کره زمین در طول هولوسن (مقادیر دما از مغزه‌های یخی گرینلند بازسازی شده است) (Parker et al., 2006)

(2006)

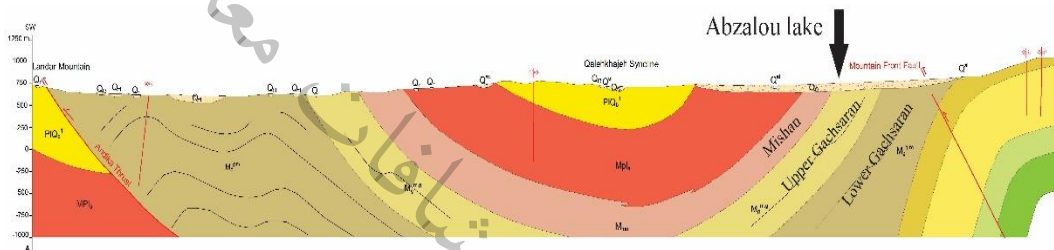
۳-۹- بازسازی ژئومورفولوژی گذشته

تغییرات اقلیمی و مکانیسم ردیابی آن بویژه در دوران کواترنری از جمله مسائل بسیار مهمی است که توجه دانشمندان را به خود معطوف داشته است. با توجه به تحلیل‌های انجام گرفته، ایجاد بستر تالاب آبزالو که ناشی از فعالیت‌های تکتونیکی و اقلیمی در منطقه بوده است، محدود به هولوسن پسین می‌باشد. کف مغزه‌های برداشت شده با سنی حدود ۵ هزار سال به رسوبات گراولی آهکی به‌مراه رسوبات گلی همراه است که امکان حفاری بیشتر را نمی‌دهد. به نظر می‌رسد با توجه به عمق کم رسوبات تالابی در تالاب آبزالو، تشکیل بستر این تالاب در هولوسن اتفاق افتاده است که غالباً بدلیل کربناته بودن منطقه تحت تاثیر انحلال آهک و رسوبات تبخیری سازند میشان و گچساران بصورت سینک‌هول در ناودیس قلعه خواجه ایجاد شده است و توسط رسوبات مربوط به کواترنری پوشیده شده است. ضخامت این رسوبات با توجه به نقشه زمین‌شناسی منطقه ناچیز است. این رسوبات بخشی از رسوبات مخروط‌افکنه‌ای در منطقه بوده است که بعد از ایجاد سینک‌هول در منطقه بخشی از گودال سینک‌هول عظیم را پر کرده است و سپس تحت تاثیر شرایط اقلیمی مناسب تالاب در حدود ۵ هزار سال قبل در منطقه تشکیل شده است (شکل ۳-۲۴).

با فعالیت چشمه‌های اطراف تالاب و ایجاد شرایط تالابی در دوره‌های مختلف اقلیمی در منطقه، وسعت، عمق و شرایط پوشش گیاهی دچار تغییراتی شده است. در دوره‌های خشک‌تر عمق و وسعت کاهش یافته و بخشی از

ساحل تالاب در معرض شرایط اکسیدان قرار گرفته است و در دوره‌های مرطوب نیز ارتفاع آب تا حدود ۲۰ متر نیز افزایش داشته است. با توجه به باز بودن بخش جنوب شرقی تالاب، مازاد آب بصورت سرریز از منطقه خارج شده است. بعد از تشدید فعالیت‌های انسانی در منطقه و با توجه به گسترش فعالیت‌های انسانی و کشاورزی در منطقه تغییراتی از نظر ژئومورفولوژیکی در منطقه ایجاد شده است.

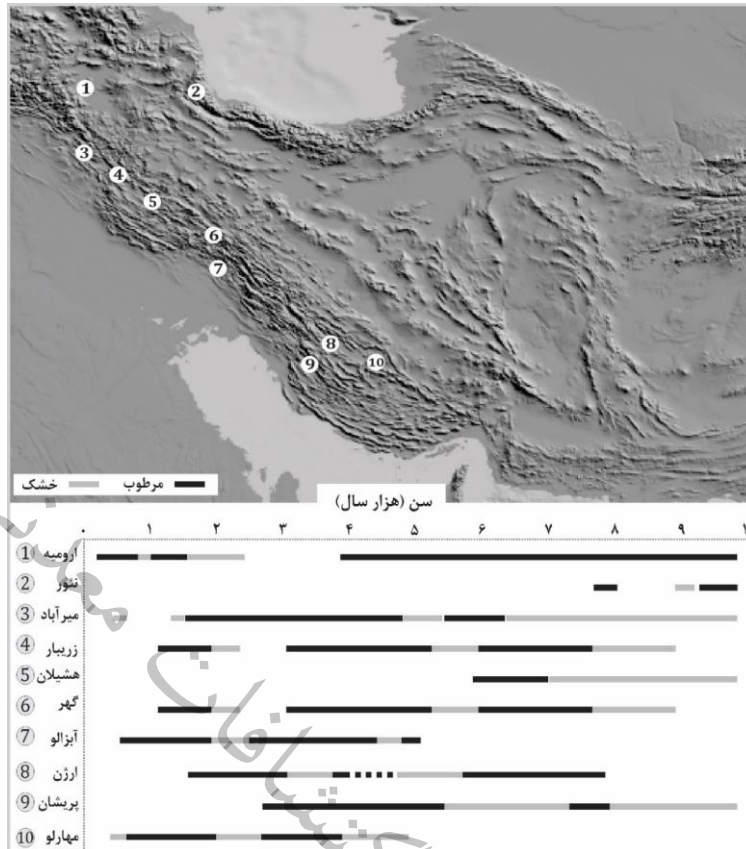
با ایجاد سد در بخش سرریز تالاب و ایجاد ممانعت از خروج آب، سطح آب در برخی مواقع بالاتر از شرایط فعلی نیز قرار گرفته است. بنظر می‌رسد با ادامه روند فعلی (کاهش نرخ رسوبگذاری در حدود ۱۰۰۰ سال گذشته) مدت زمان بیشتری بطول خواهد انجامید تا پرشدگی در تالاب آب‌زالو ایجاد شود. ممکن است تحت تاثیر بارش‌های سیلابی و افزایش حجم مواد آواری به حوضه شرایط رسوبی در تالاب تغییر پیدا کند.



شکل ۳-۲۴. نیمرخ ترسیم شده در منطقه آب‌زالو و شرایط ساختمانی سازندهای منطقه

۳-۱۰- مقایسه با سایر مطالعات انجام شده در ایران

با توجه به مطالعات انجام گرفته در مناطق مختلف ایران، با مقایسه دوره‌های خشک و مرطوب گزارش شده در دریاچه‌های محدوده زاگرس و شمال غرب کشور در طول هولوسن، می‌توان نتیجه گرفت که بررسی دوره‌های خشک و مرطوب در مناطق مختلف با توجه به تغییر در ارتفاع، موقعیت جغرافیایی، سیستم‌های آب و هوایی، میزان دقت مطالعات، نوع محیط و روش مطالعه و ... نتایج مختلفی داشته است. بنظر می‌رسد با توجه به عدم وجود روش خاص و یکسان در انجام مطالعات، شناسایی وقایع خشک و انطباق این دوره‌ها منطقی‌تر باشد. دوره‌های خشک در زون‌های زمین‌ساختی ایران تا حدود زیادی قابل انطباق است که با توجه به شرایط با کمی تاخیر و تقدم همراه است (شکل ۳-۲۵). با توجه به اقلیم تقریباً یکسان در فواصل اندک محدوده زاگرس به صحت و دقت برخی مطالعات انجام گرفته می‌توان پی برد. معمولاً مطالعات با دقت بالا و فواصل اطلاعاتی نزدیک در توالی رسوبات قابل اطمینان تر هستند (۳-۱۰).



شکل ۳-۲۵. دوره‌های خشک و مرطوب گزارش شده در دریاچه‌های محدوده زاگرس و شمال غرب کشور در طول هولوسن: ارومیه (لک و همکاران ۱۳۹۰؛ درویشی خاتونی ۱۳۹۵؛ طالبی و همکاران ۲۰۱۵)، نئور (عزیزی و همکاران ۱۳۹۲؛ شریفی و همکاران ۲۰۱۵)، میرآباد (Stevens, 2006)، زریبار (مقصودی و همکاران ۱۳۹۳)، هشیلان (عزیزی و همکاران ۱۳۹۶؛ صفایی‌راد و همکاران ۱۳۹۳)، گهر (اکبری و همکاران ۱۳۹۵)، ارژن (سادات حسینی و همکاران ۱۳۹۵)، پریشان (داوودی و همکاران ۱۳۹۳)، مهارلو (جمالی و همکاران ۲۰۰۹؛ لک ۱۳۸۶)

جدول ۳-۱۰. مطالعات انجام شده در حوضه‌های داخلی و بیشینه عمق برداشت مغزه رسوبی

دریاچه	محققین	بیشینه عمق مغزه‌های مطالعه شده (متر)
ارومیه	لک و همکاران ۱۳۹۰	۹/۵
	درویشی خاتونی ۱۳۹۵	۹/۵
	طالبی و همکاران ۲۰۱۵	۴
نئور	عزیزی و همکاران ۱۳۹۲	۸
	شریفی و همکاران ۲۰۱۵	۹
میرآباد	استیونس، ۲۰۰۶	۵/۹
زریبار	مقصودی و همکاران ۱۳۹۳	۸/۵
هشیلان	صفایی‌راد و همکاران ۱۳۹۳	۱۲
گهر	اکبری و همکاران ۱۳۹۵	۳
ارژن	سادات حسینی و همکاران ۱۳۹۵	۹/۶
پریشان	داوودی و همکاران ۱۳۹۳	۵/۸
مهارلو	جمالی و همکاران ۲۰۰۹	۱/۵
	لک ۱۳۸۶	۷

۴-۱- نتیجه‌گیری

هرچند که مشخصه اصلی دوره کواترنری تغییرات اقلیمی آن است، ولی مطالعه دور هولوسن از جنبه های مختلف برای درک شرایط کنونی و آثار تغییرات اقلیمی در آینده این منطقه بسیار مهم‌تر است. چرا که پدیده گرمایش به عنوان چالش مهم کنونی زمین پیشتر در این دور که به زمان حاضر نیز بسیار نزدیک می‌باشد رخ داده و مطالعه تحولات محیط‌های رسوبی هولوسن به عنوان نشانگرها یا رد این پدیده در سطح زمین توانسته تصویری از آثار تغییرات اقلیمی را در سطح زمین این منطقه نمایان سازد. به همین ترتیب می‌توان چشم‌اندازی از آثار این تغییرات در آینده را نیز به تصویر کشید. مشخصه‌های رسوبی ممکن است شرایط مشابهی داشته باشند تنها براساس این مولفه‌ها رسوب‌شناسی با خطا مواجه شود. نتایج این تحقیق نشان داد که کاربرد تحلیل‌های آماری چند متغیره بر روی داده‌های ژئوشیمیایی محیط‌های رسوبی ضمن معرفی شاخص‌های ژئوشیمیایی مناسب با منطقه مورد مطالعه، راهکار مناسبی برای تشخیص محیط‌های دیرینه داشته و اثر خطای تفسیر داده‌ها را پایین می‌آورد. به عبارتی نقش بالایی در کاهش خطای کارشناس در زمان تفسیر داده‌ها داشته ضمن اینکه با تولید سری داده‌های عددی، منجر به تولید نقشه‌های محیط‌های دیرینه با استفاده از روش‌های رایج میان‌یابی گردید. نتایج حاصل از این پژوهش، به ثبت تغییرات فیزیکی، شیمیایی، رسوبی و بیولوژیکی منجر گردید. همچنین شواهد مربوط به تعیین سن رادیوکربن ۱۴ سن کف مغزه‌ی رسوبی را حدود ۵ هزار سال تعیین نمود. این بازه‌ی زمانی بررسی تغییرات اقلیمی و محیطی تالاب آب‌زالی با استفاده از توالی رسوبات در هولوسن پسین را ممکن ساخت. تغییرات مهم فاز هولوسن پسین در حوضه‌ی رسوبی مورد بررسی قرار گرفت و نهایتاً نتایج ارزشمندی مبنی بر تغییرات اقلیمی و محیطی در گذشته بدست آمد.

جمع‌بندی بررسی‌های رسوب‌شناسی، رخساره‌های رسوبی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی رسوبی، دیرینه اقلیم و دیرینه جغرافیایی تالاب آب‌زالی در منطقه زاگرس چین‌خورده در بخش خوزستان (پهنه‌ی ایذه) به طور خلاصه در ادامه ارائه می‌گردد. در هشت مغزه‌ی مورد مطالعه، ۶ رخساره‌ی رسوبی اصلی شناسایی شد. رخساره‌ها دارای رسوبات رس، سیلت، ماسه، گراول و رسوبات بینابینی همراه بقایای گیاهی و صدفی است که در بیشتر موارد تناوب و تداخل در رسوبات یادشده به‌کرات دیده می‌شود. در رسوبات مغزه‌های مورد مطالعه در مجموع رخساره‌ها نشان‌دهنده‌ی سه محیط رسوبی تالاب و رودخانه و مخروط‌افکنه است. با توجه به نتایج سن‌سنجی، میزان رسوب‌گذاری برای عمق‌های مختلف بین ۰/۶۶ تا ۱/۶ میلی‌متر در سال متغیر بوده است و متوسط میزان رسوب‌گذاری در تالاب آب‌زالی ۱/۲۲ میلی‌متر در سال و قابل مقایسه با تالاب زریبار و میرآباد است. تیپ‌های

رسوبی به ترتیب فراوانی، گل (Mud)، سیلت (Silt)، رس (Clay)، ماسه (Sand)، ماسه گلی (Muddy Sand)، گل با کمی گراول (Slightly gravelly mud) و گل گراولی (Gravelly Mud) تعیین گردیدند و تفکیک محیط‌های رسوبی با توجه به پارمترهای آماری رسوب‌شناسی بخوبی انجام گرفت. نتایج بررسی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمی رسوبی در طول توالی رسوبات مغزه‌های برداشت‌شده در تائید هم بوده و نتایج بررسی‌های بیولوژیکی نیز شاهدهی دیگر بر نتایج می باشد. با توجه به نتایج بررسی‌های انجام‌شده در منطقه، در طول هولوسن پسین حداقل دو دوره پراپی با اقلیم مرطوب قابل شناسایی است. این دوره‌ها بین ۱۸۰۰ تا ۵۰۰ سال قبل در یک بازه ۱۳۰۰ ساله و از ۴۴۰۰ تا ۲۵۰۰ سال قبل در یک بازه ۱۹۰۰ ساله قابل شناسایی است. همچنین، حداقل دو دوره خشک در هولوسن پسین در منطقه ظاهر شده است که مدت زمان آن‌ها کوتاه‌تر از دوره‌های مرطوب بوده است. یکی از این دوره‌ها بین ۲۵۰۰ تا ۱۸۰۰ سال پیش حدود ۷۰۰ سال ادامه داشته است و دیگری سنی حدود ۴۷۰۰ تا ۴۴۰۰ سال دارد که نشان‌دهنده یک دوره (۳۰۰ سال) خشک است. به نظر می‌رسد شدت و مدت دوره خشک قدیمی تر نسبت به دوره جوان‌تر بیشتر بوده است.

۲-۴- پیشنهادات

دریاچه ها محیط های پیچیده ای هستند که با توجه به جوان بودن شان نسبت به محیط های دریایی، به طور محلی اقلیم گذشته را بازسازی می کنند. در این میان منطقه زاگرس با توجه به تنوع پدیده های ژئومورفولوژیکی، یک منطقه خاص برای ثبت وقایع مربوط به تغییرات اقلیمی گذشته می باشد و قابلیت تبدیل به محلی برای پایش آثار تغییرات اقلیمی بر سامانه های ساحلی، بیابان ها، تالاب ها و سایر اکوسیستم های موجود در این منطقه را دارد.

- در این تحقیق نشان داده شد که مولفه های فیزیکی و شیمیایی قابلیت بالایی برای شناسایی واحدهای اراضی (محیط های رسوبی، واحدهای ژئومورفولوژی، دوره های اقلیمی) و تبدیل مولفه های کیفی به آماری و ریاضی دارند. از این قابلیت می توان به عنوان پیش نشانگرهای تغییر در محیط و یا سنجش تاثیر یک عامل بیرونی مانند تغییر اقلیم بر کل سامانه یک منطقه استفاده نمود.
- در این مطالعه تحولات دیرینه با اتکاء به نشانگرهای رسوبی و ژئوشیمیایی انجام شد. در حالی که استفاده از سایر نشانگرها به ویژه ایزوتوپ ها، اسپور و گرده شناسی می تواند جزئیات بیشتری به ویژه در مورد آب و هوا و پوشش گیاهی دیرینه در اختیار بگذارد.
- مطالعه ژئوشیمیایی معدنی مانند تعیین نسبت Ca/Sr بر روی پوسته های صدفی به خصوص استراکدها نیز به شناخت شرایط هیدرولوژی حوضه کمک شایانی می نماید. بعلاوه تعیین میزان تغییرات غلظت عناصری مانند تیتانیوم به عنوان نشانگر رسوبات بادی کاربرد زیادی در بررسی میزان تغییرات بادرربی رسوبات و منشأ آنها دارد.

منابع

- اجل لوثیان ر، پاکزاد ح، لشکری پور غ، ۱۳۷۹. مطالعات زمین‌شناسی ماسه بادی جنوب شرقی اصفهان با استفاده از پردازش داده‌های راقومی ماهواره لندست، علوم انسانی دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۱۶ (۱): ۲۵-۳۶.
- آقایی پور ی، ۱۳۹۱. پالئوژئومورفولوژی حوضه میانراهان، چهارمین همایش علمی سراسری دانشجویی جغرافیا، تهران.
- اکبری ط، لک، ر، شهبازی، ر، قدیمی، م، اسدی، ا، کرمی، ف، ویگاند، پ، علیزاده، ک، بهلینگ، ه، ۱۳۹۵. تحلیل ژئوشیمی و پالینولوژیکی رسوبات دریاچه گهر و شناسایی آب و هوای دیرین زاگرس مرتفع، فصلنامه کواترنری ایران، ۲ (۱): ۲۷-۴۰.
- امینی ع، اخروی ر، ۱۳۸۱. محیط‌های رسوبی دیرینه و تشخیص آن‌ها در مطالعات زیرسطحی تهران، انتشارات دانشگاه تهران.
- پاسبان ع، محمودی‌قرایی م، ح، محبوبی ا، خانه باد م، تقدیسی نیکبخت س، ۱۳۹۱. بررسی رخساره‌های رسوبی و تغییرات ریزشوندگی رسوبات به طرف پایین دست حوضه سرغایه-سرنیش(جنوب مشهد)، رخساره های رسوبی، ۵ (۲): ۱۵۳-۱۶۸.
- پاکزاد ح، ر، مکی زاده م، ع، مهردادپسندی ز، ن ع، ۱۳۹۱. ترکیب و منشا ماسه های آبرفتی و بادی پلایای گاوخونی (جنوب شرق اصفهان)، پژوهش‌های چینه نگاری و رسوب شناسی، ۲۸ (۳): ۸۲-۶۵.
- پورعلی م، سپهر ع، محمودی قرایی م، ح، ۱۳۹۸. کانی شناسی رسوبات سطوح مختلف ژئومورفیک پلایای سبزوار با توجه به تغییر و تحولات اواخر هولوسن، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، ۸ (۲): ۸۶-۱۰۲.
- تقوی ل، طیبی ص، طیبی س، کریمیان ب، ۱۳۹۲. تحلیل اقلیم دیرینه بخش شمالی تالاب گاوخونی با استفاده از ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی، فصلنامه تالاب اکویولوژی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهواز، ۵ (۱۶): ۵۳-۶۲.
- حافظی مقدس ن، قزی ا، ۱۳۹۳. ضرورت تهیه مدل محیط رسوبی در مطالعات زمین شناسی مهندسی، هفتمین کنفرانس زمین شناسی مهندسی و محیط زیست ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ۱-۱۰۰.
- حسین زاده م، نصرتی ک، درفشی خ، ۱۳۹۶. بررسی ویژگی های رسوبی و کانی شناسی رسوبات قدیمی و جدید دشت سیلابی رودخانه سقز. پژوهش های ژئومورفولوژی کمی، ۵ (۴-۲۰): ۱-۱۸.
- حمزه م، ع، محمودی قرایی م، ح، علیزاده لاهیجانی ح، موسوی حرمی 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، ۳۳ (۱-۶۶): ۱-۲۴.
- حمزه م، ع، ۱۳۹۵. بازسازی شرایط محیطی و اقلیمی دیرینه جنوب شرقی ایران با استفاده از رسوب‌شناسی هولوسن دریاچه هامون، پایان‌نامه دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه فردوسی مشهد، ۲۱۷ ص.
- خسروتهرانی خ، ۱۳۷۷. زمین‌شناسی ایران (رشته زمین‌شناسی)، تهران، انتشارات دانشگاه پیام نور، ۳۲۷ ص.
- داودی م، عزیزی ق، مقصودی م، ۱۳۹۳. بازسازی تغییرات آب‌وهوایی هولوسن در زاگرس جنوبی: شواهد گرده‌شناسی و زغال در رسوبات دریاچه پریشان، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، ۳ (۱): ۶۵-۷۹.
- داپر ا، گزارش نقشه زمین شناسی برگه ۱:۲۵۰۰۰ چگارمان، سازمان زمین شناسی کشور، ۱۳۹۰ ص.
- درویش‌زاده ع، ۱۳۷۱، شرایط زمین شناسی ایجاد کویرها و بیابان های ایران، مجموعه مقالات بررسی مسائل مناطق بیابانی و کویری ایران.
- درویشی‌خاتونی ج، فتوحی ص، نگارش ح، محمدی ع، ۱۳۹۸. اقلیم و محیط دیرینه تالاب آب‌زالو در استان خوزستان با استفاده از مغزه های رسوبی در هولوسن پسین. فصلنامه کواترنری ایران، ۵ (۳): ۳۴۷-۳۲۳.
- درویشی‌خاتونی ج، ۱۳۹۵. تغییرات فراوانی پلت آرتیمیا اورمیا در رسوبات بستر دریاچه ارومیه با نگرشی بر اقلیم دیرینه، اکویولوژی تالاب، دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهواز، ۸ (۸۲): ۲۸-۷۴.
- درویشی‌خاتونی ج، ۱۳۹۰. گزارش لیمنولوژی و پالئولیمنولوژی دریاچه ارومیه، فاز IV: هیدرژئوشیمی دریاچه ارومیه، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۸۰ ص.

درویشی خاتونی ج.، ۱۳۹۵. تغییرات فراوانی پلت آرتیمیا اورمیان در رسوبات بستر دریاچه ارومیه با نگرشی بر اقلیم دیرینه، مجله اکوبیولوژی تالاب، دانشگاه آزاد اهواز، ۸ (۲): ۴۷-۶۲.

رامشت م. ج.، ۱۳۷۱. زاینده رود و تاثیر آن در سیمای فضایی اصفهان، رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس.

رامشت م. ج.، ۱۳۸۰. دریاچه‌های دوران چهارم بستر تبلور و گسترش مدنیت در ایران، تحقیقات جغرافیایی، شماره ۶۰: ۹۰-۱۱۱.

رحیم‌زاده ب.، ۱۳۹۱. بررسی ویژگی های سنگ‌نگاری و ژئوشیمی واحدهای آتشفشانی خاور قزوین با هدف تعیین واحدهای مناسب برای استفاده به عنوان پوزولان طبیعی، ۲۲ (۸۵): ۱۶۷-۱۷۲.

رحیم‌زاده ن.، ۱۳۸۷. روش مطالعه و کاربرد تجهیزات نمونه برداری و آزمایشگاهی در بررسی های رسوب شناسی، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۵ ص.

رضایی خ.، جلیلیان ع. ج.، ۱۳۸۵. رسوب شناسی کاربردی، انتشارات موسسه کتاب آراد. ۳۰۴ ص.

رضاییان لنگرودی س.، لک ر.، فیاضی ف.، ۱۳۹۰. تفسیر محیط رسوبی دریاچه حوض سلطان در هولوسن با استفاده از مغزه های رسوبی، یافته‌های نوین زمین شناسی کاربردی، ۱۰: ۲۹-۴۰.

رضاییان لنگرودی س.، لک ر.، مهدلو ترکمانی س.، ۱۳۹۵. بررسی هیدروژئوشیمی، تعیین منشأ و نحوه تکامل شورابه دریاچه حوض سلطان قم. کواترنری ایران، ۲ (۱): ۷۹-۹۱.

رضانی ا.، ۱۳۹۲. بازسازی پالینولوژیک (گرده‌شناختی) تاریخچه پوشش گیاهی، تغییرات آب‌وهوایی و فعالیت‌های انسان در اواخر هولوسن در منطقه کلاردشت، تحقیقات جنگل و صنوبر ایران، ۲۱ (۱): ۴۸-۶۲.

سادات حسینی ز.، خالدی ش.، نادری بنی ع. م.، ۱۳۹۵. بازسازی دیرینه اقلیمی و پوشش گیاهی در حوضه دشت ارژن فارس در پلیستوسن پایانی و هولوسن بر اساس مطالعه گرده‌های گیاهی، پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، ۷ (۲۷-۲۸): ۱-۱۳.

سبک خیز ف.، ۱۳۹۴. بازسازی تغییرات محیطی دریاچه مهارلو در کواترنر پایانی، پایان نامه دکتری ژئومورفولوژی دانشکده علوم جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، دانشگاه اصفهان.

سیف ع.، ۱۳۸۴. بررسی و تحلیل پالئوژئومورفولوژی پلایای گاوخونی با تکنیک سنجش از دور و GIS، پایان نامه دکتری، گروه جغرافیا، دانشگاه اصفهان.

شریفی م.، فرح بخش ز.، ۱۳۹۴. بررسی آنومالی حرارتی و رطوبتی بین زمان حال و پلیستوسن و بازسازی شرایط اقلیمی با استفاده از شواهد ژئومورفیک (مطالعه موردی: حوضه خضراآباد-یزد). پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۴۷ (۴): ۵۸۳-۶۰۵.

شریفی م.، فرح‌بخش ز.، ۱۳۹۵. بررسی موارد ژئومورفیک های یخچالی کواترنر و تغییرات سیستم های مورفوکلیماتیک و مورفودینامیک در حوضه خضراآباد-یزد، ۲۷ (۴): ۴۰-۹.

شعبانیان ر.، ۱۳۹۴. تعیین سن نهشته‌های کربنیفر در برش چینه‌شناسی خمس، شمال خاوری خلخال بر اساس روزن‌بران، مجله چینه‌شناسی و رسوب‌شناسی، ۲۴ (۹۵): ۷۷-۸۴.

شهبازی ر.، ۱۳۹۴. مطالعه تحولات رسوبی دوره کواترنری به منظور تعیین الگوی طبیعی بیابانزایی در پلایا-تالاب شادگان، رساله دکتری، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه تهران، ۲۰۷ ص.

شهرابی م.، ۱۳۷۲. شرح زمین شناسی چهارگوش ارومیه، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی کشور.

صالحی پورمیلانی ع.، درویشی خاتونی ج.، محمدی ع.، ۱۳۹۰. گزارش لیمنولوژی و پالئو لیمنولوژی دریاچه ارومیه فاز II: بررسی نوسانات سطح تراز دریاچه ارومیه از سال ۱۳۵۵-۱۳۹۰، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۳۰ ص.

صالحی پورمیلانی، ع.، ر.، ۱۳۹۱. بررسی توفان گونو و تأثیرات آن بر ژئومورفولوژی خطوط ساحلی دریای مکران با استفاده از سنجش از دور، ۲۱ (۸۳): ۲۳-۳۲.

صفایی‌راد ر.، عزیز ق.، محمدی ح.، علیزاده لاهیجانی ح.، ۱۳۹۳. بازسازی تغییرات اقلیمی هولوسن و پلیستوسن منطقه زاگرس میانی با استفاده از شواهد گرده شناسی تالاب هشیلان، جغرافیا و مخاطرات محیطی، ۳ (۱۱): ۲۰-۱.

صمد زاده ر.، صمیمی هشتجین پ.، ۱۳۹۷. بازسازی تکامل دیرینه ژئومورفولوژیک کواترنری حوضه آبخیز گرازچای خلخال، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، ۷ (۱): ۱۶۱-۱۴۶.

شیردشت‌زاده ن.، ترابی ق.، صمدی ر.، ۱۳۹۵. سنگ‌نگاری و شیمی کانی قطعات آمفیبولیتی در اسکارن‌های جنوب اقیانوس ناپین، ایران مرکزی، مجله علوم زمین، ۲۶ (۱۰۲): ۱۶۴-۱۵۳.

طلوعی ج.، ۱۳۷۵. مطالعه و بررسی ژئوشیمیایی و هیدروشیمیایی و شناخت فازهای رسوبات شیمیایی حوضه رسوبی تبخیری دریاچه ارومیه، رساله کارشناسی ارشد زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، ۲۱۰ ص.

عبدی ل.، ۱۳۸۹. ژئوشیمی رسوبات تبخیری پلایای میقان اراک، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تهران، ۱۶۶ ص.
عبدی ل.، رحیم‌پور بناب، ح.، ۱۳۹۳. بررسی کانی‌های رسی، منشا و نحوه پراکنش آنها در پلایای میقان اراک. نشریه علوم زمین، ۲۴ (۹۴): ۱۹۳-۲۰۲.

عزیزی ق.، ۱۳۸۳. تغییر اقلیم، انتشارات قومس، تهران، ص ۹۸-۲۳.
عزیزی ق.، اکبری ط.، هاشمی ح.، ۱۳۹۲. تغییرات پوشش گیاهی و آب‌وهوای دیرین در طی گذار آخرین دوره یخبندان- هولوسن (مطالعه موردی: دریاچه نئور در شمال غرب ایران)، پژوهش‌های محیط‌زیست، ۴ (۷): ۳-۱۲.

عزیزی ق.، ملکی س.، کریمی م.، شهبازی ر.، رستمی ه.، ۱۳۹۶. تغییرات اقلیم و پوشش گیاهی هولوسن در ایران، فصلنامه کواترنری ایران، ۳ (۳): ۲۰۵-۲۲۹.

فیاضی بروجنی م.، مرتضوی مهریزی م.، خانه باد م.، ۱۳۹۶. بررسی رخساره‌های رسوبی و الگوی برانبارش رسوبات در رودخانه مولید (جنوب شرق قاین). پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی. ۳۳ (۱-۶۶): ۱۰۱-۱۲۸.

کیانی ط.، رامشت، م. ح.، ملکی، ا.، صفاکیش، ف.، ۱۳۹۵. بررسی تغییر اقلیم حوضه گاوخونی در فاز پایانی کواترنری، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۲، ۲۲۹-۲۱۳.

لک ر.، ۱۳۸۶. بررسی رسوب‌شناسی، هیدروشیمی و روند تکاملی شورابه دریاچه مهارلو شیراز، رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم، ۱۸۸ ص.

لک ر.، درویشی خاتونی ج.، محمدی ع.، ۱۳۹۰. مطالعات پالئولیمنولوژی و علل کاهش ناگهانی تراز آب دریاچه ارومیه، فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی دانشگاه آزاد زاهدان، ۷ (۴): ۳۷۲-۳۵۷.

لک ر.، ۱۳۸۶. گزارش بررسی زمین‌شناسی دریاچه مهارلو، فاز I: هیدروشیمی و هیدروژئوشیمی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۰ ص.

لک ر.، شهبازی ر.، فیض‌نیا س.، احمدی ح.، درویشی‌خاتونی ج.، بیتمن س.، بوگمانز ف.، ریندردت ج.، ۱۳۹۴. پالئوکلیماتولوژی، پالئواکولوژی و بازسازی تاریخچه رسوبگذاری تالاب شادگان در هولوسن، گزارش طرح پژوهشی، شماره طرح: ۱۰۲-ط-پ-۹۲-۱۶۰ ص.

محمدی قیومی ح.، ۱۳۹۰. بررسی فرآیندهای ریخت‌زا و خاکساز پدید آورنده تحولات طبیعی و مدنی زاینده‌رود در کواترنری، رساله دکتری. دانشکده جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، دانشگاه اصفهان.

محمدی ع.، ۱۳۹۰. رسوب‌شناسی و ژئوشیمی رسوبی فلات قاره دریای عمان، گزارش داخلی سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۵ ص.

محمدی ع.، ۱۳۸۴. بررسی تاریخچه رسوبگذاری هولوسن دریاچه ارومیه براساس مطالعه مغزه‌های تهیه شده در مسیر بزرگراه شهید کلانتری، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران. ۱۲۷ ص.

معتد ا.، ۱۳۸۵. رسوب‌شناسی (روش‌های مطالعه و کاربرد)، انتشارات دانشگاه تهران، چاپ هفتم، ۴۵۱ ص.
مقصودی م.، جعفر بیگلر م.، رحیمی ا.، ۱۳۹۳. شواهد رسوبی تغییرات اقلیمی در دریاچه زیبار طی دوره هولوسن، ۴۶ (۱): ۵۸-۴۳.

مقصودی م.، مقیمی ا.، یمانی م.، چرخابی ا. م.، ایرانمنش ف.، ۱۳۹۲. تحلیل وقایع محیطی هولوسن دشت آزادگان بر اساس توالی و خصوصیات رسوب‌شناسی. پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، ۲ (۱): ۶۶-۴۹.

مقیمی ا.، ۱۳۷۸. مطالعه تطبیقی تغییرات اقلیمی با تغییرات ژئومورفولوژی معاصر (مورد ایران)، پژوهش‌های جغرافیایی، ۳۱ (۳۷): ۸۷-۷۵.

مهرشاهی، د.، ۱۳۸۱. تشخیص تغییرات اقلیمی اواخر دوران چهارم در ایران از طریق اطلاعات حاصل از مطالعه دریاچه‌ها: یافته‌ها و نظریات جدید و پیچیدگی‌های تفسیر شواهد موجود. تحقیقات جغرافیایی، ۱۶-۱۷: ۱-۴ (پیاپی ۶۳-۶۴): ۱۴۸-۱۳۳.

موسوی‌حرمی، ر.، ۱۳۹۳. رسوب‌شناسی، انتشارات آستان قدس رضوی، چاپ ۱۵، ۴۷۶ ص.
موسوی‌حرمی، ر.، ۱۳۸۹. سیکلواستراتیگرافی سازند آب دراز در خاور حوضه کپه داغ و تأثیر چرخه‌های میلانکوویچ، ۲۰ (۷۷): ۶۲-۵۷.

نایب‌زاده، ف.، مددی، ع.، عزیزی، ق.، ۱۳۹۶. شواهد ژئومورفولوژی کواترنری دشت قزوین و اشتهارد، فصلنامه کواترنری ایران، ۳ (۴): ۳۴۶-۳۳۱.

واثق عباسی، ز.، عباس‌نژاد سرستی، ر.، قربانی، ح.، ر.، روستایی، م.، ص.، ۱۳۹۵. برآورد جمعیت در سیستان بر پایه مطالعات باستان‌قوم‌شناسی، مطالعات باستان‌شناسی، ۸ (۲): ۲۴۳-۲۲۹.

هنرجو، ن.، جلالیان، ا.، ۱۳۸۷. چگونگی تحول و تکامل خاک‌ها در اراضی دانشگاه آزاد اسلامی خوراسگان. نشریه پژوهش در علوم کشاورزی، ۴ (۲): ۲۵۴-۲۶۶.

Abbott, C. E., Experimental cloud droplet collection efficiencies, *Journal of Geophysical Research* 79, doi: 10.1029/JC079i021p03098. 1974.

Abdi, L., Rahimpour-Bonab, H., Mirmohammad-Makki, M., Probst, J., Langeroudi, S. R., Sedimentology, mineralogy, and geochemistry of the Late Quaternary Meyghan Playa sediments, NE Arak, Iran: palaeoclimate implications. *Arab J Geosciences*, Vol. 11, No. 19, 588 p, 2018.

Ahmad Shah, R., Achyuthan, H., Lone, A. M., Kumar, S., Kumar, P., Sharma, R., Amir, A., Singh, A. K., Dash, C., Holocene palaeoenvironmental records from the high-altitude Wular Lake, Western Himalayas, *The Holocene*, pp. 1-11, <https://doi.org/10.1177/0959683619895592>, 2020.

Akarish, A. M., El-Gohary, A. M., Provenance and Source Area Weathering Derived from the Geochemistry of Pre-Cenomanian Sandstones, East Sinai, Egypt, *Journal of Applied Sciences*, Vol. 11, No. 17, pp. 3070-3088, 2011.

Alagarsamy, R., Zhang, J., Geochemical characterisation of major and trace elements in the coastal sediments of India, *Environmental Monitoring and Assessment*, Vol. 161, pp. 161-176, 2010.

Alavi, N. M., Tectonic of the Zagros, orogenic belt of Iran, new data and interpretation, *Tectonophysics*, Vol. 299, pp. 211-238, 1994.

Alavi, M., Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American journal of science*, Vol. 304, No. 1, pp. 1-20, 2004.

AlGhadban, A. N., El-Sammak, A., Sources, distribution and composition of the suspended sediments, Kuwait Bay, Northern Arabian Gulf, *J Arid Environments*, Vol. 60, pp. 647-661, 2005.

Alsharhan, A. S., El-Sammak, A. A., Grain-Size Analysis and Characterization of Sedimentary Environments of the United Arab Emirates Coastal Area, *Journal of Coastal Research*, Vol. 20, pp. 464-477, 2004.

Alther, G. A., A simplified statistical sequence applied to routine water quality analysis, a case history, *Journal of Ground Water*, Vol. 17, No. 6, pp. 556-561, 1979.

Anaya-Gregorio, A., Armstrong-Altrin, J. S., Machain-Castillo, M. L., Montiel-García, P. C., Ramos-Vázquez, M.A., Textural and geochemical characteristics of late Pleistocene to Holocene fine-grained deep-sea sediment cores (GM6 and GM7), recovered from southwestern Gulf of Mexico, *Journal of Palaeogeography*, Vol. 7, pp. 1-19, 2018.

Asikainen, C. A., Francus, P., Brigham-Grette, J., Sedimentology, clay mineralogy and grain-size as indicators of 65 ka of climate change from El'gygytyn Crater Lake, Northeastern Siberia. *J Paleolimnol*, DOI 10.1007/s10933-006-9026-5, 2006.

Bassett, M. G., Lawson, J. D., (Editors), Autecology of Silurian organisms, *Spec. Pap. Palaeontol*, Vol. 32, 327 p, 1984.

Baumhauer, R., Runge, J., "Holocene Paleo-environmental history of the central Sahara", *Paleoecology of Africa*, Vol. 29, pp. 39-62, 2009.

- Bayon, G., Burton, K. W., Soulet, G., Vigier, N., Dennielou, B., Etoubleau, J., Ponzevera, E., German, C.R., Nesbitt, R.W., Hf and Nd isotopes in marine sediments: Constraints on global silicate weathering, *Earth Planet Sci. Lett*, Vol. 277, pp. 318-326, 2009.
- Benison, K. C., Goldstein, R. H., 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, pp. 165-188, 2001.
- Berberian, M., Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics*, Vol. 241, No. (3-4), pp. 193-224, 1995.
- Berence, S. C., Christine, T., Héctor, C. B., Elizabeth, S. R., Sergey, S., Birgit, T., Bodo, D., Manfred, F., Sumiko, T., Holocene sequences in the Mayan Lowlands - A provenance study using heavy mineral distributions, *E&G Quaternary Science Journal*, Vol. 62, pp. 84-97, 2013.
- Bergaya, F., Theng, B. K. G., Lagaly, G., Clays and clay minerals. Elsevier. 1246. 2006.
- Blanford, W. T., On the nature and probable origin of the superficial deposits in the valleys and deserts of central Persia: Geological Society of London, *Quarterly Journal*, Vol. 29, pp. 493-503, 1873.
- Bobek, H., Die Rolle der Eiszeit in Nordwest Iran, *Borntraeger*, 1937.
- Bogemans, F., Boudin, M., Janssens, R., Baeteman, C., New data on the sedimentary processes and timing of the initial inundation of Lower Khuzestan (SW Iran) by the Persian Gulf, *The Holocene*, Vol. 27, No. 4, pp. 613-620, 2016.
- Booth, R. K., Jackson, S. T., Forman, S. T., Kutzbach, J. E., Bettis, E. A., Kreig, J., Wright, D. K., A severe centennial- scale drought in mid-continental North America 4200 years ago and apparent global linkages, *The Holocene*, Vol. 15, No. 3, pp. 321-328, 2005.
- Bouchet, Ph., Jean-Pierre, R., Bernhard, H., Andrzej, K., Yasunori, K., Alexander, N., Pavel, P., Michael, S., Ellen, E. S., Revised Classification, Nomenclator and Typification of Gastropod and Monoplacophoran Families, *Malacologia*, Vol. 61, 526 p, 2017.
- Bradley, R. S., Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary, 3 rd ed. Elsevier, 2015.
- Brisset, E., Djamali, M., Bard, E., Borschneck, D., Gandouin, E., Garcia, M., Stevens, L., Tachikawa, K., Late Holocene hydrology of Lake Maharlou, southwest Iran, inferred from high-resolution sedimentological and geochemical analyses. *J Paleolimnology*, Vol. 61, No. 1, pp. 111-128, 2018.
- Bronk Ramesy, C., Lee, S., Recent and planned developments of the program OxCal, *Radiocarbon*, Vol. 55, pp. 720-730, 2013.
- Busche, D., Sarvati. R., Siefker. U., Kuh-e-Namak. Reliefgeschichte eines Salzdoms im abflusslosen zentraliranischen Hochland In: Petermanns Geogr. Mitt, Vo. 146, pp. 68-77, 2002.
- Cai, W., Borlace, S., Lengaigne, M., Rensch, P. V., Collins, M., Vecchi, G., Timmermann, A., Agus, S., McPhaden, M. J., Wu, L., England, M. H., Wang, G., Guilyardi, E., Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming. *Nat. Climate Change*, Vol. 4, pp. 111-116, 2014.
- Calanchin, N., Dinelli, E., Lucchini, D., Mordenti, A., Chemostratigraphy of late Quaternary sediments from Lake Albano and central Adriatic Sea cores (PALICLAS Project), *Palaeoenvironmental Analysis of Italian*, 1996.
- Calvert, S. E., Pedersen, T. F., Elemental proxies for palaeoclimatic and palaeoceanographic variability in marine sediments: interpretation and application. In: Hillaire-Marcel, C., Vernal, A.D. (Eds.), Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography, Elsevier, Amsterdam, 2007.
- Català, A., Cacho, I., Frigola, J., Pena, L. D., Lirer, F., Holocene hydrography evolution in the Alboran Sea: a multi-record and multi-proxy comparison, *Climate Past*, Vol. 15, pp. 927-942, 2019.
- Chamley, H., Clay Sedimentology, Springer-Verlag, Berlin, 623 p, 1989.
- Chang, A. S., Pedersen, T. F., Hendy, I. L., Effects of productivity, glaciation, and ventilation on Late Quaternary sedimentary redox and trace element accumulation on the Vancouver Island margin, western Canada, *Paleoceanography*, Vol. 29, 2013PA002581, 2014.
- Chen, F., Liu, J., Xu, Q., Li, Y., Chen, J., Wei, H., Environmental magnetic studies of sediment cores from Gonghai Lake: implications for monsoon evolution in North China during the late glacial and Holocene, *J Paleolimnol*, Vol. 49, pp. 447-464, 2013.

- Chen, H., Mangan, S., Yuyuan, L., The characteristics of soil water cycle and water balance on steep grassland under natural and simulated rainfall conditions in the Loess Plateau of China, *Journal of Hydrology*, Vol. 360, pp. 242-251, 2008.
- Chenm, F., Yu, Z., Yang, M., Ito, E., Wang, S., Madsen, D. B., Huang, X., Zhao, Y., Sato, T., John, B., Birks, H., Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 27, pp. 351-364, 2008.
- Clarke, F. W., Washington, H.S., The composition of the Earth's crust. United States Geological Survey, *Professional Paper*, Vol. 127, 117 p, 1924.
- Clark, P., Pisias, N., Stocker, T., The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change, *Nature*, Vol. 415, pp. 863-869, 2002.
- Cohen, A. S., Paleolimnology: The history and evolution of lake systems, *Oxford University press*, New York, 500 p, 2003.
- Coleman, J. M., Wright, L. D., Modern River Deltas: Variability of Processes and Sand Bodies, *Houston Geological Society*, pp. 99-149, 1975.
- Colman, S. M., Kelts, K. R., Dinter, D. A., Depositional history and neotectonics in Great Salt Lake, Utah, from high-resolution seismic stratigraphy, *Sedimentary Geology*, Vol. 148, pp. 61-78, 2002.
- Cullen, H. M., deMenocal, P. B., Hemming, S., Hemming, G., Brown, F. H., Guilderson, T., Sirocko, F., Climate change and the collapse of the Akkadian empire: Evidence from the deep sea, *Geology*, Vol. 28, No. 4, pp. 379-382, 2000.
- Cullers, R. L., Podkovyrov, V. N., The source and origin of terrigenous sedimentary rocks in the Mesoproterozoic Ui group, southeastern Russia, Precambrian Research, Vol. 117, No. 3, pp. 157-183, 2002.
- Damnati, B., Etebaai, I., Benjilani, H., El Khoudri, K., Reddad, H., Taieb, M., Sedimentology and geochemistry of lacustrine terraces of three Middle Atlas lakes: Paleohydrological changes for the last 2300 cal BP in Morocco (western Mediterranean region), *Quaternary International*, Vol. 404, pp. 163-173, 2016.
- Daniel, R., Muhsa, E., Arthur, B. G., Skipp, L., Geochemistry and mineralogy of late Quaternary loess in the upper Mississippi River valley, USA: Provenance and correlation with Laurentide Ice Sheet history, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 187, pp. 235-269, 2018.
- De Gregorio, B. T., Stroud, R. M., Nittler, L. R., Alexander C. M. O., Bassim, N. D., Cody, G. D., Kilcoyne, A. L. D., Sandford, S. A., Milam, S. N., Nuevo, M., Zega, T. J., Isotopic and chemical variation of organic nanoglobules in primitive meteorites, *Meteorit Planet Sci*, Vol. 48, pp. 904-928, 2013.
- Dearing, J. A., Sedimentary indicators of lake-level changes in the humid temperate zone: a critical review, *Journal of Paleolimnology*, Vol. 18, pp. 1-14, 1997.
- DeGelleke, L., Hill, P. S., Kienast, M., Piper, D. J. W., Sediment dynamics during Heinrich event H1 inferred from grain size, *Mar. Geol.* Vol. 336, pp. 160-169, 2013.
- Delorme, L. D., On the identity of the ostracode genera Cypriconcha and Megalocypris, Canadian, Journal of Zoology, Vol. 47, pp. 271-281, 2011.
- Dianto, A., Subehi, L., Ridwansyah I., Hantoro, W S., Clay minerals in the sediments as useful paleoclimate proxy: Lake Sentarum case study, West Kalimantan, Indonesia. International Symposium on Geophysical Issues, Earth and Environmental Science, 311 p, 2019.
- Djamali, M., de Beaulieu, J. L., Miller, N. F., Andrieu-Ponel, V., Ponel, P., Lak, R., Sadeddin, N., Akhani, H., Fazeli, H., Vegetation history of the SE section of the Zagros Mountains during the last five millennia; a pollen record from the Maharlou Lake, Fars Province, Iran, *Veget Hist Archaeobot*, Vol. 18, pp. 123-136, 2009.
- Djamali, M., de Beaulieu, J.L., Shah-hosseini, M., Andrieu-Ponel, V., Ponel, P., Amini, A., Akhani, H., Leroy, S. A. G., Stevens, L., Lahijani, H., Brewer, S., A late Pleistocene long pollen record from Lake Urmia, Iran. In: Quat. Res. Vol. 69, pp. 413-420, 2008.
- Djamali, M., Kürschner, H., Akhani, H., de Beaulieu, J.L., Amini, A., Andrieu-Ponel, V., Ponel, ph., Stevens, L., Palaeoecological significance of the spores of the liverwort Riella (Riellaceae) in a late Pleistocene long pollen record from the hypersaline Lake Urmia, NW Iran, *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 152, No. 2, pp. 66-73, 2008.
- Djamali, M., Soulié-Märsche, I., Esu, D., Gliozzi, E., Okhravi, R., Palaeoenvironment of a Late Quaternary lacustrine-palustrine carbonate complex: Zarand Basin, Saveh, central Iran, Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, Vol. 237, pp. 315-334, 2006.

- Djamali, M., Palaeoenvironmental changes in Iran during the last two climatic cycles (vegetationclimate-anthropisation), PHD thesis, Sciences and Techniques faculty, university of Paulsezanne (AIXMARSEILLE III), 194 p, 2008.
- Dong, H. M., Song, Y. G., Clay mineralogy and its application to paleoenvironmental reconstruction, *Marine Geology and Quaternary Geology*, Vol. 29, No. 6, pp. 119–130, 2009.
- Du, S., Yongqiu, W., Lihua, T., Geochemical evidence for the provenance of aeolian deposits in the Qaidam Basin, Tibetan Plateau, *Aeolian Research*, Vol. 32, pp. 60-70, 2018.
- Du, Z., Linghu, B., Ling, F., Li, W., Tian, W., Wang, H., Gui, Y., Sun, B., Zhang, X., Estimating surface water area changes using time-series Landsat data in the qingjiang river basin, China. *J. Appl. Remote Sens*, Vol. 6, doi:10.1117/1.JRS.6.063609, 2012.
- Edwards, R. J. G., Creation of functional ground models in an urban area, in J.S. Griffiths (ed.) Land Surface Evaluation for Engineering Practice, *Geological Society Engineering Geology Special Publication*, No. 18, pp. 107–113, 2001.
- Eglinton, T. I., Eglinton, G., Molecular proxies for paleoclimatology, *Earth Planet. Sci. Lett*, Vol. 275, pp. 1–16, 2008.
- Ehlers, E., Das Chalus-Tal und seine Terrassen. Studien zur Landschaftsgliederung und Landschaftsgeschichte des mittleren Elburs (Nordiran). In: *Erdkunde*, Vol. 23, pp. 215–229, 1969.
- Ehlers, E., Südkaspisches Tiefland Nordiran und Kaspisches Meer. Beiträge zu ihrer Entwicklungsgeschichte im Jung- und Postpleistozän *Tübinger Geogr Stud* 44. Tübingen, 1971.
- Eijkelkamp, Operating instructions (04.01/04.02 Gouge augers), 14 p, 2008.
- Eimanifar, A., Rezvani, S., Carapetian, J., Genetic differentiation of Artemia urmiana from various ecological populations of Urmia Lake assessed by PCR amplified RFLP analysis, *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, Vol. 333, No. 2, pp. 275-285, 2006.
- El-Moslimany, A. P., The late Pleistocene climates of the Lake Zeribar region (Kurdistan, western Iran) deduced from the ecology and pollen production of nonarboreal vegetation, *Vegetation*, Vol. 72, pp. 31-139, 1987.
- Enzel, Y., Wells, S. G., Lancaster, N., 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*, Vol. 368, pp. 61–77, 2003.
- Enzel, Y., Flood Frequency of the Mojave River and the Formation of Late Holocene Playa Lakes, Southern California, USA, *The Holocene*, Vol. 2/1, pp. 11–18, 1992.
- Erbs-Hansen, D. R., Knudsen, K. L., Olsen, J., Lykke-Andersen, H., Underbjerg, J.A., Sha, L., Paleoceanographic development of Sisimiut, West Greenland, during the mid- and late Holocene: A multiproxy study, *Mar. Micropaleontol*, Vol. 102, pp. 79–97, 2013.
- Fagel, N., Clay minerals, deep circulation and climate. developments in marine geology, *Elsevier*, Vol. 1, pp. 139-184, 2007.
- Falcon, N. L., "Southern Iran: Zagros Mountains" Geological Society, London, *Special Publications*, Vol. 4, No. 1, pp. 199-211, 1974.
- Farzipour-Saein, A., Yassaghi, A., Sherhati, S., Koyi, H., Mechanical stratigraphy and folding style of the Lurestan region in the Zagros fold-thrust belt, Iran, *J Geol Soc*, Vol. 166, pp. 1101–1115, 2009.
- Farzipour-Saein, A., Yassaghi, A., Sherhati, S., Koyi, H., Basin evolution of the Lurestan region in the Zagros fold-and-thrust belt, Iran, *Journal of Petroleum Geology*, Vol. 32, PP. 5_19, 2009.
- Fernandes, V. A., Fritz, J., Weiss, B. P., Garrick-Bethell, I., Shuster, D. L., The bombardment history of the Moon as recorded by 40Ar-39Ar chronology, *Meteoritics & Planetary Science*, Vol. 48, No. 2, pp. 241–269, 2013.
- Filippelli, S. M., Slater, A., Jull, S. Alpine lake sediment records of the impact of locations and climate change on the biogeochemical cycling of soil nutrients, *Quaternary Research*, Vol. 66, pp.158-166, 2006.
- Fisher, W.L., Facies characterization of Gulf Coast Basin delta systems, with some Holocene analogues, *Gulf Coast, Assoc. Geol. Soc. Trans*, Vol. 19, pp. 239-261, 1969.
- Fitzsimmons, K.E., Magee, J.W., Amos, K.J., Characterisation of aeolian sediments from the Strzelecki and Tirari Deserts, Australia: implications for reconstructing palaeoenvironmental conditions, *Sedimentary Geology*, Vol. 218, pp. 61-73, 2009.
- Folk, R. L., Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publ, Co, Austin, TX, 182 p, 1974.

- Folk, R. L., A REVIEW OF GRAIN-SIZE PARAMETERS, *Sedimentology the journal of the International Association of Sedimentologists*, Vol. 6, pp. 73-93, 1966.
- Frechen, M., Kehl, M., Rolf, C., Sarvati, R., Skowronek, A., Loess chronology of the Caspian lowland in northern Iran, *Quaternary International*, Vol. 198, pp. 220-233, 2009.
- Gallala, W., Gaied, M.E., Montacer, M., Detrital mode, mineralogy and geochemistry of the Sidi Aich Formation (Early Cretaceous) in central and southwestern Tunisia, implications for provenance, tectonic setting and paleoenvironment, *Journal African Earth Science*, Vol. 53, pp. 159-170, 2009.
- Garçon, M., Chauvel, C., France-Lanord, C., Limonta, M., Garzanti, E., *Chem. Geol.*, Vol. 364, pp. 42-55, 2014.
- Garzanti, E., Al-Juboury, A. I., Zoleikhaei, Y., Vermeesch, P., Jotheri, J., Bal-Akkoca, D., Kadhim-Obaid, A., Allen, M. B., Ando, S., Limonta, M., Padoan, M., Resentini, A., Rittner, M., Vezzoli, G., The Euphrated-Tigris-Karun river system: provenance, recycling and dispersal of quartz-poor foeland-basin sediments in arid climate, *Earth-Science Reviews*, Vol. 162, pp. 107-128, 2016.
- Garzanti, E., Andro, S., Vezzoli, G., Grain-size dependence of sediment composition and environmental bias in provenance studies, *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 277, pp. 422-432, 2009.
- Gasse, F., Hydrological changes in Africa, *Science*, Vol. 292, pp. 2259-2260, 2001.
- Gayantha, K., Routh, J., Chandrajith, R., A multi-proxy reconstruction of the late Holocene climate evolution in Lake Bolgoda, Sri Lanka. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 473, pp. 16-25, 2017.
- Ghoshal, K., Mazumder, B.S., Purkait, B., Grain-size distributions of bed load: Inferences from flume experiments using heterogeneous sediment beds, *Sedimentary Geology*, Vol. 223, pp. 1-14, 2010.
- Gierlowski-Kordesch, E., Kelts, K., Global Geological Record of Lake Basins, *Cambridge University Press*, 427 p, 1994.
- Gierlowski-Kordesch, E., Kelts, K., Lake Basins through Space and Time, *AAPG Studies in Geology*, Vol. 46, 648 p, 2000.
- Gillies, J. A., Nickling, W. G., Tilson, M., Frequency, magnitude, and characteristics of Aeolian sediment transport: McMurdo Dry Valleys, Antarctica. *Journal of Geophys. Res., Earth. Surf.*, Vol. 118, pp. 461-479, 2013.
- Glenn, C., Filippelli, G. M., Authigenic mineral formation in the marine environment: Pathways, processes and products, *Deep Sea Research II*, Vol. 54, No. (11-13), pp. 1-6, 2007.
- Govin, A., Holzwarth, U., Heslop, D., Ford Keeling, L., Zabel, M., Mulitza, S., Collins, J. A. and Chiessi, C. M., Distribution of major elements in Atlantic surface sediments (36 N 49 S): Imprint of terrigenous input and continental weathering, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, Vol. 13, No. 1, 2012.
- Graham, R. C., O'Green, A. T., Soil mineralogy trends in California landscapes, *Geoderma*, Vol. 154, pp. 418-437, 2010.
- Griffiths, J. S., (ed.), Land Surface Evaluation for Engineering Practice, *Geological Society Engineering Geology Special Publication*, No. 18, 2001.
- Griffiths, H. I., Schwalb, A., Stevens, L. R., Environmental change in southwestern Iran: the Holocene ostracod fauna of Lake Mirabad, *The Holocene*, Vol. 11, No. 6, pp. 757-764, 2001.
- Grunert, J., Jungpleistozäne Tal- und Hangentwicklung im Shir-Kuh Massiv, Zentral-Iran! In: *Karlsruher Geogr. Hefte*, Vol. 8, pp. 42-62, 1977.
- Haberyan, K., Hecky, R., The Late Pleistocene and Holocene stratigraphy and paleolimnology of Lakes Kivu and Tanganyika, *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, Vol. 61, No. (3-4), pp. 169-197, 1987.
- Hagedorn, H., Haars, W., Grunert, J., Busche, D., Periglazialerscheinungen im Shir-Kuh-Massiv (Zentral-Iran). Colloque sur le périglaciaire d'altitude du domaine méditerranéenne et abords (Strasbourg 14.5.1977). In: *Ass. Géogr. d'Alsace, Strasbourg*, Vol. 12, pp. 263-278, 1978.
- Hamzeh, A.M., Farahi, Ghasr-Aboonasr, S. F., Palaeoenvironmental changes in the Khuran Estuary of SE coastal Iran during the last two millennia, based on the analysis of a sediment core, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 542, pp. 1-14, 2020.
- Hamzeh, M. A., Gharraie, M. H. M., Lahijani, H. A. K., Djamali, M., Harami, R.M., Naderi-Beni, M., 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*, Vol. 408, pp. 25-39, 2016.

- Hamzeh, M. A., Gharai, M. H. M., Lahijani, H. A. K., Moussavi-Harami, R., Djamali, M., Naderi-Beni, M., Paleolimnology of Lake Hamoun (E IRAN): implication for past climate changes and possible impacts on Human settlements, *J Palaios*, Vol. 31, No 12, pp. 616-629, 2016.
- Hardie, L. A., Eugster, H. P., Saline Lakes. In: A. Lerman (ed.), Lakes Chemistry, geology, physics. New York, NY, Springer-Verlag, 230 p, 1978.
- Hardy, R. G., Tucker, M., X-ray powder diffraction of sediments, Publisher: Blackwell Scientific Publications, 288 p, 1988.
- Harrison, S. P., Gaillard, M. J., Stocker, B. D., Vander, L. M., Klein, G. K., Boles, O., Braconnot, P., Dawson, A., Fluet-Chouinard, E., Kaplan, J. O., Kastner, T., Pausata, F. S. R., Robinson, E., Whitehouse, N. J., Madella, M., Morrison, K. D., Development and testing of scenarios for implementing Holocene LULC in earth system model experiments, *Geoscientific Model Development*, 13 (2): 805-824, 2019.
- Hedgepeth, J. W., Treatise on Marine Ecology and Paleoecology, *Geological Society of America*, Vol. 67, 1957.
- Henkes, G. A., Passey, B. H., Grossman, E. L., Shenton, B. J., Pérez-Huerta, A., Yancey, T. E., Temperature limits for preservation of primary calcite clumped isotope paleotemperatures, *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 139, pp. 362-382, 2014.
- Hernández-Hinojosa, V., Montiel-García, P. C., Armstrong-Altrin, J. S., Nagarajan, R., Kasper-Zubillaga, J. J., Textural and geochemical characteristics of beach sands along the western Gulf of Mexico, Mexico, *Carpathian J Earth Environ Sci*, Vol. 13, pp. 161-174, 2018.
- Heyvaert, V. M., Baeteman, C., Holocene sedimentary evolution and palaeocoastlines of the Lower Khuzestan plain (southwest Iran), *Marine Geology*, Vol. 242, pp. 83-108, 2007.
- Heyvaert, V. M., Walstra, J., Verkinderen, P., The Role of Human Interference on the Channel Shifting on the Kakheh River in the Lower Khuzestan Plain (Mesopotamian, Iran), *Quaternary International*, Vol. 251, PP. 52-63, 2007.
- Hindshaw, R. S., Tosca, N. J., Piotrowski, A. M., Tipper, E. T., Clay mineralogy, strontium and neodymium isotope ratios in the sediments of two high Arctic catchments (Svalbard), *Earth Surface Dynamics*, Vol. 6, pp. 141-161, 2018.
- Hu, F., Yang, X., Geochemical and geomorphological evidence for the provenance of Aeolian deposits in the Badain Jaran Desert, northwestern China, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 131, pp. 179-192, 2016.
- Jawak, S. D., Kulkarni, K., Luis, A. J., A review on extraction of lakes from remotely sensed optical satellite data with a special focus on cryospheric Lakes, *Advances in Remote Sensing*, Vol. 4, pp. 196-213, 2015.
- Jiang, H., Ding, Z., 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*, Vol. 122, pp. 843-854, 2010.
- Jibiri, N. N., Okeyode, I.C., Evaluation of radiological hazards in the sediments of Ogun river, South-Western Nigeria, *Radiation Physics and Chemistry*, Vol. 81, Issue. 2, pp. 103-112, 2012.
- Jiwarungrueangkul, T., Liu, Z., Stattegger, K., Sang, P. N., Reconstructing chemical weathering intensity in the Mekong River basin since the Last Glacial Maximum, *Paleoecology and Paleoclimatology*, Vol. 34, pp. 1710-1725, 2019.
- Jones, C. D., Hughes, J.K., Bellouin, N. and Hardiman, S.C., "The HadGEM2-ES implementation of CMIP5 centennial simulations", *Geoscientific Model Development*, Vol. 4, No. 3, pp. 543-570, 2011.
- Kabat, A. R., Hershler, R., The Prosobranch Snail Family Hydrobiidae (Gastropoda: Rissooidea): Review of Classification and Supraspecific Taxa, *Smithsonian Contributions to Zoology*, 94 p, 1993.
- Karimi, A., Frechen, M., Khademi, H., Kehl, M., Jalalian, A., Chronostratigraphy of loess deposits in northeast Iran, *Quaternary International*, Vol. 234, pp. 124-132, 2011.
- Karimi, A., Khademi, H., Ayoubi, S., Magnetic susceptibility and morphological characteristics of a loess-paleosol sequence in northeastern Iran, *Catena*, Vol. 101, pp. 56-60, 2013.
- Kehl, M., Quaternary climate change in Iran- the state of knowledge, *Erdkunde*, pp. 1-17, 2009.
- Kelts, K., Shahrabadi, M., Holocene sedimentology of hypersaline Lake Urmia, Northwest Iran, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 54, pp. 105-130, 1986.
- Ketzer, J. M., Morad, S., Amorosi, A., Predictive diagenetic clay-mineral distribution in siliciclastic rocks within a sequence stratigraphic framework. In: R. H., Worden Morad, S.,

- (eds.), Clay cements in sandstones, *International Association of Sedimentologists Special Publication*, Vol. 34, pp. 42–59, 2003.
- Khademi, H., Mermut, A., Krouse, H., Isotopic composition of gypsum hydration water in selected landforms from central Iran, *Chemical geology*, Vol. 138, pp. 245-255, 1997.
- Khormali, F., Abtahi, A., Owliaie, H. R., Late Mesozoic Cenozoic clay mineral successions of southern Iran and their palaeoclimatic implications, *Clay Minerals*, Vol. 40, pp. 191-203, 2005.
- Khormali, F., Abtahi, A., Mahmoodi, Sh., Stoops, G., Argillic horizon development in calcareous soils of arid and semiarid region of southern Iran, *Catena*, Vol. 776, pp. 1-29, 2003.
- Kilic, O., Kilic, A.M., Salt crust mineralogy and geochemical evolution of the Salt Lake (Tuz Gölü), Turkey, *Scientific Research and Essays*, Vol. 5, pp. 1317-1324, 2010.
- Kirillin, G., Shatwell, T., Generalized scaling of seasonal thermal stratification in lakes, *J Earth Science Reviews*, Vol. 161, pp. 179-190, 2016.
- Kirsten, M. M., Climatic signals in clay mineralogy and grain-size variations in Owens Lake core OL-92, southeast California, *Geological Society of America, Special Paper*, 317 p, 1997.
- Kizhur, S., Shankar, R., Warriar, A. K., Yadava, M. G., Ramesh, R., Jani, R. J., Late Holocene palaeovegetational and environmental changes inferred from organic geochemical proxies in sediments from Pookot Lake, southern India, *Arabian Journal of Geosciences*, Vol. 12, pp. 1-14, 2019.
- Klinger, Y., Avouac, J.P., Bourles, D., Tisnerat, N., Alluvial Deposition and Lake-level Fluctuations Forced by Late Quaternary Climate Change: The Dead Sea Case Example, *Sedimentary Geology*, Vol. 162, pp. 119-139, 2003.
- Kobashi, T., Jeffrey, P., Severinghaus, J., Brook, M. G., Precise timing and characterization of abrupt climate change 8200 years ago from air trapped in polar ice, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 26, pp. 1212-1222, 2007.
- Komar, P. D., Chapter 1, The Entrainment, Transport and Sorting of Heavy Minerals by Waves and Currents, *Developments in Sedimentology*, Vol. 58, pp. 3-48, 2007.
- Komatsu, T., Tsukamoto, S., Late Glacial lake -level changes in the Lake Karakul basin (a closed glacierized -basin), eastern Pamirs, Tajikistan, *Quaternary Research*, Vol. 83, No. 1, pp. 137-149, 2015.
- Krinsley, D. B., A Geomorphological and Paleoclimatological Study of the Playas of Iran, Part I. DTIC Document, 370 p, 1970.
- Krinsley, D. B., Geomorphological and paleoclimatological Studies of the Playa of Iran, *US Government Printing Office Washington D.C.*, Vol. 20, 402 p, 1970.
- Krinsley, D. H., Smalley, I. J., Sand: The study of quartz sand in sediments provides much information about ancient geological environments, *journal article*, Vol. 60, pp. 286-291, 1972.
- Krumbein, W. C., Size frequency distribution of sediments, *Journal, sedimentology petrology*, Vol. 4, 1934.
- Kwak, K. Y., Choi, H., Cho, H. G., Paleo-environmental change during the late Holocene in the southeastern Yellow Sea, Korea, *Applied Clay Science. Clay-03857*, pp. 1-7, 2016.
- Lak, R., Fayazi, F., Nakhaei, M., Sedimentological evidences of a major drought in the Mid-Late Holocene of the Lake Maharlou, SW Iran. 4th International Limnogeology Congress, *Alghero, Italy*, 2007.
- Lak, R., Gharib, F., Investigation of coastal zone and near shore of south east of Caspian Sea by satellite data, 32th international geological congress, 566 p, 2004.
- Lamy, F., Klump, J., Hebbeln, D., Wefer, G., Late Quaternary rapid climate change in northern Chile, *Terra Nova*, Vol. 12, No. 1, pp. 8-13, 2000.
- Landwehr, K. R., Bruce, L., Depositional response of a headwater stream to channelization, East Central Illinois, USA, *River Research and Applications*, Vol. 19, pp. 77-100, 2003.
- Last, W., Ginn, F., Saline systems of the Great Plains of western Canada: an overview of the limnogeology and paleolimnology, *Saline Sys*, pp. 1-10, 2005.
- Last, W. M., Vance, R.E., Bedding characteristics of Holocene sediments from salt lakes of the northern Great Plains, Western Canada, *Journal of Paleolimnology*, Vol. 17, pp. 297-310, 1997.
- Lateef, A., Distribution, provenance, age and paleoclimatic record of the loess in Central North Iran. Loess-Its Distribution, *Geology and Soil Rotterdam, Balkema*, pp. 93-101, 1988.

- Lawrence, M. G., Greig, A., Collerson, K. D., Kamber, B. S., Rare Earth Element and Yttrium Variability in South East Queensland Waterways, *Aquat. Geochem*, Vol. 12, pp. 39-72, 2006.
- Legler, B., Schneider, J. W., Gebhardt, U., Merten, D., Gaupp, R., 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*, Vol. 234, pp. 56-69, 2011.
- Leopold, E. B., Clay-Poole, S. T., Florissant leaf and pollen floras of Colorado compared: climatic implications, *Proceedings of the Denver Museum of Natural History*, Vol. 4, pp. 17-69, 2001.
- Leroy, S. A., Kakroodi, A. A., Kroonenberg, S., Lahijani, H. K., Alimohammadian, H., Nigarov, A., Holocene vegetation history and sea level changes in the SE corner of the Caspian Sea: relevance to SW Asia climate, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 70, pp. 28-47, 2013.
- Leroy, S. A. G., Lahijani, H. A. K., Djamali, M., Naqinezhad, A., Moghadam, M. V., Arpe, K., Shah-Hosseini, M., Hosseindoust, M., Miller, Ch.S., Tavakoli, V., Habibi, P., Naderi, M., Late Little Ice Age palaeoenvironmental records from the Anzali and Amirkola lagoons (south Caspian Sea): vegetation and sea level changes, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 302, pp. 415-434, 2011.
- Levin, M. E., Luoma, J. B., Lillis, J., Hayes, S. C., Vilardaga, R., The acceptance and action questionnaire-stigma (AAQ-S): developing a measure of psychological flexibility with stigmatizing thoughts, *J. Contextual Behav. Sci*, Vol. 3, pp. 21-26, 2014.
- Lewis, D. W., McConchie, D., Analytical Sedimentology, Chapman and Hall, New York. London, 197 p, 1994.
- Li, J., Lowenstein, T. K., Brown, C. B., Ku, T. L., Luo, S., A 100 ka record of water tables and paleoclimates from salt cores, Death Valley, California, *J Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, Vol. 123, pp. 179-203, 1996.
- Linders, T., Infantes, E., Joyce, A., Karlsson, T., Ploug, H., Hasselov, M., Skold, M., Zetsche, E. M., Particle sources and transport in stratified Nordic coastal seas in the Anthropocene, *Elem. Sci. Anth*, Vol. 29, pp. 1-17, 2018.
- Liu, J., Chen, M., Chen, Zh., Yan, W., Clay mineral distribution in surface sediments of the South China Sea and its significance for in sediment sources and transport, *Chinese Journal of Oceanology and Limnology*, Vol. 28, pp. 407-415, 2010.
- Liu, R., Me, X., Zhang, J., Zhao, D., Characteristics of clay minerals in sediments of Hemudu area, Zhejiang, China in Holocene and their environmental significance, *China Geology*, Vol. 1, pp. 8-15, 2019.
- Lowe, J.J., Walker, M.J.C., Reconstructing Quaternary Environments, 3rd ed., Routledge, 2015.
- Lowenstein, T. K., Li, J., Brown, C., Roberts, S. M., Ku, T. L., Luo, S., & Yang, W., "200 k.y. paleoclimate record from Death Valley salt core", *Journal of Geology*, Vol. 27, pp. 3-6, 1998.
- Maccali, J., Hillaire-Marcel, C., Not, C., Radiogenic isotope (Nd, Pb, Sr) signatures of surface and sea ice-transported sediments from the Arctic Ocean under the present interglacial conditions, *Polar Research*, Vol. 37, pp. 1-13, 2018.
- Maghsoudi, M., Rahmati, M., Geomorphosites Assessment of Lorestan Province in Iran by Comparing of Zouros and Comanescu's Methods (Case Study: Poldokhtar Area, Iran), *GeoJournal of Tourism and Geosites*, Vol. 21, No. 1, pp. 226-283, 2018.
- Manafi, Sh., Mineralogical evidences of climate change in some semiarid soils of Southern, Urmia, Iran, *Soil Science Agrochemistry and Ecology*, Vol. 4, pp. 17-24, 2010.
- Mannai Tayech, B., Otero, O., Un nouveau gisement miocène à ichthyofaune au sud de la chaîne des Chotts (Tunisie méridionale). Paléoenvironnement et paléobiogéographie, *Comptes Rendus Palevol*, Vol. 4, pp. 405-412, 2005.
- Martinez-Ruiz, F., Comas, M. C., Alonso, B., Mineral Associations and geochemical indicators in Upper Miocene to Pleistocene sediments in the Alboran Basin. Proceedings of the Ocean Drilling Program, *Scientific Reports*, Vol. 161, pp. 21-37, 1999.
- Martinez-Ruiz, F., Kastner, M., Gallego-Torres, D., Rodrigo-Gamiz, M., Nieto-Moreno, V., Ortega-Huertas, M., Paleoclimate and paleoceanography over the past 20,000 yr in the Mediterranean Sea Basins as indicated by sediment elemental proxies, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 107, pp. 25-46, 2015.
- Mashkour, M., Tengberg, M., Shirazi, Z., Madjidzadeh, Y., Bio-archaeological studies at Konar Sandal, Halil Rud basin, southeastern Iran, *Environ. Archaeol*, Vol. 18, pp. 222-246, 2013.

- Mayr, O., Fey, S., Haberzettl, S., Janssen, S., Lucke, W., Maidana, C. Palaeoenvironmental changes in southern Patagonia during the last millennium recorded in lake sediments from Laguna Azul (Argentina), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 228, pp. 203-227, 2005.
- McCave, I. N., Hall, I.R., Size sorting in marine muds: processes, pitfalls, and prospects for paleoflow-speed proxies, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, Vol. 7, Q. 10, NO. 5, 2006.
- Meunier, A., Clays. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 472 p, 2005.
- Meyers, Ph. A., Teranes, J. L., Sediment Organic Matter, Physical and Geochemical Methods, Vol. 2, pp. 239-269, 2006.
- Minniti, C., Seyed Sajjadi, M.S., New data on non-human primates from the ancient Near East: The recent discovery of a rhesus macaque burial at Shahr-i Sokhta (Iran), *International J Osteoarchaeology*, Vol. 29, pp. 538-548, 2019.
- Mook, W. G., Steurman, H. J., "Physical and chemical aspects of radiocarbon dating", Proceedings of the First International Symposium 14C and Archeology, Groningen, 1981, *PACT*, Vol. 8, pp. 31-55, 1983.
- Moore, R. C., Treatise on invertebrate paleontology, Part Q, Arthropoda 3, Ostracoda. Geol. Soc. America and Univ. Kansas, 422 p, 1961.
- Moore, D. M., Reynolds, R. C., X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals Oxford, Oxford University Press, 332 p, 1989.
- Moosavian, S. M., Karbassi, A. R., Sabzalipour, S., Amirnezhad, R., Daneshian, J. Determination of sedimentation rate of Hoor-Al-Azim wetland by carbon-14 method and analysis of its past climate using element geochemistry, *Environmental Earth Sciences*, 78: 658, 2019.
- Motiei, H., Stratigraphy of Zagros. In: Treatise on the geology of Iran, Iran Geological Survey, Tehran, 536 p, 1993.
- Motiei, H., "Stratigraphy of Zagros." Treatise on the Geology of Iran, Vol. 60, 151 p, 1993.
- Nelson, A., Co-refinement of multiple-contrast neutron/X-ray reflectivity data using MOTOFIT, *Journal of Applied Crystallography*, Vol. 39, pp. 273-276, 2006.
- Newton, M. S., Holocene fluctuations of Mono Lake, California: the sedimentary record, Society for Economic Paleontologists and Mineralogists, Society for Sedimentary Geology Special Publication, Vol. 50, pp. 143-157, 1994.
- Nichols, G., Sedimentology and stratigraphy, 2nd edn, Chichester, UK, Blackwell Science, 432p, 2009.
- Noorollahi, D., Lashkari, H., Amirzade, M., Azizi, G., Sharafi, S., Climatic and environmental reconstruction based on stable isotopes of Parishan lake (Iran), *J. Rangel. Sci.*, Vol. 1, pp. 203-216, 2011.
- O'Geen, A., Pettygrove, S., Southard, R., Verdegaal, P., Soil-landscape model helps predict potassium supply in vineyards, *California Agriculture*, Vol. 62, No. 4, pp. 195-201, 2008.
- Okhravi, R., Amini, A., Characteristics and provenance of the loess deposits of the Gharatikan watershed in Northeast Iran, *Global and Planetary Change*, Vol. 28, pp. 11-22, 2001.
- Oliveria, A., Vitorino, J., Rodrigues, A., Jouanneau, J. M., Dias, J. M. A., Weber, A., Nepheloid layer dynamics of the northern Portuguese shelf, *Progress Oceanography*, Vol. 52, pp. 195-213, 2002.
- Opitz, S., Ramisch, A., IJmker, J., Lehmkuhl, F., Mischke, S., Stauch, G., Wünnemann, B., Zhang, Y., Diekmann, B., Spatio-temporal pattern of detrital clay-mineral supply to a lake system on the north-eastern Tibetan Plateau, and its relationship to late Quaternary palaeoenvironmental changes, *Catena*, Vol. 137, pp. 203-218, 2016.
- Otvos, E. G., Barrier Island formation through nearshore aggradation Stratigraphic and field evidence, *Marine Geology*, Vol. 43, pp. 195-243, 1981.
- Paik, I. S., Kim, H.J., Playa Lake and sheetflood deposits of the Upper Cretaceous Jindong Formation, Korea: Occurrences and palaeoenvironments, *Journal of Sedimentary Geology*, Vol. 187, pp. 83-103, 2006.
- Pakzad, H., Fayazi, F., sedimentology and stratigraphic sequence of the Gavkooniplala lake, SE ESFAHAN, IRAN, *Carbonates and Evaporites*, Vol. 22, No. 2, pp. 93-100, 2007.
- Pandarinath, K., Sushma, P. Gupta, SK., A 75 ka record of palaeoclimatic changes inferred from crystallinity index of Illite from Nal Sarovar, western India, *Journal of the Geological Society of India*, Vol. 54, pp. 515-522, 1999.
- Pardo, A., Adatte, T., Keller, G. Oberhansli, H., Palaeoenvironmental changes across the Cretaceous- Tertiary boundary at Koshak, Kazakhstan, based on planktic foraminifera and clay

- mineralogy, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 154, pp. 247-273, 1999.
- Parker, A. G., Goudie, A. S., Stokes, S., White, K., Hodson, M. J., Manning, M., Kennet, D., “A record of Holocene climate change from lake geochemical analyses in southeastern Arabia”, *Quaternary Research*, Vol. 66, No. 3, pp. 465-476, 2006.
- Parker, G., Selective Sorting and Abrasion of River Gravel. II: Applications, *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 117, 1991.
- Paul, C. A., Rühland, K. M., Smol, J. P., “Diatom-inferred climatic and environmental changes over the last ~ 9000 years from a low Arctic (Nunavut, Canada) tundra lake, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 291, No. 3, pp. 205-216, 2010.
- Peterson, C.D., Minor, R., Peterson, G.L., Gates, E.B., Pre-and post-Missoula flood geomorphology of the Pre-Holocene ancestral Columbia River Valley in the Portland forearc basin, Oregon and Washington, USA, *Geomorphology*, doi:10.1016/j. geomorph.2011.02.022, 2011.
- Petrie, C. A., Weeks, L., The Iranian Plateau and the Indus River Basin, in: Chiotis, E. (ed.), Climate Changes in the Holocene: Impacts and Human Adaptation. CRC Press, *Taylor and Francis Group*, pp. 293-325, 2018.
- Pickarski, N., Kwiecien, O., Djamali, M. Litt, T., Vegetation and environmental changes during the last interglacial in eastern Anatolia (Turkey): a new high-resolution pollen record from Lake Van, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol.435, pp. 145-158, 2015.
- Piovano, E. L., Ariztegui, D. Moreiras, S. D., Recent changes in Laguna Mar Chiquita (central Argentina): a sedimentary model for a highly variable saline lake, *Sedimentology journal*, Vol. 49, pp. 1371-1384, 2002.
- Polyak, L., Bischof, J., Ortiz, J.D., Darby, D.A., Channell, J.E., Xuan, C., Kaufman, D.S., Løvlie, R., Schneider, D.A., Eberl, D.D., et al, Late Quaternary stratigraphy and sedimentation patterns in the western Arctic Ocean, *Glob. Planet. Chang*, Vol. 68, pp. 5-17, 2009.
- Potts, P. J., A Handbook of Silicate Rock Analysis, *Mineralogical Magazine*, Vol. 51, 753 p, 1987.
- Pourmand, A., Canuel, E. A., Ferer-Tyler, E., Peterson, L. C., Aichner, B., Feakins, S. J., Daryae, T., Djamali, M., Naderi-Beni, A., Abrupt climate variability since the last deglaciation based on a high-resolution, multi-proxy peat record from NW Iran: The hand that rocked the Cradle of Civilization? *Quaternary Science Reviews*, Vol. 123, pp. 215-230, 2015.
- Preu, C., Die quartäre Vergletscherung der inneren Zardeh-Kuh-Gruppe (Zardeh-Kuh-Massiv), Zagros/ Iran. *Augsburger Geogr. H. 4. Augsburg*, 1984.
- Qin, B., Yu, G., Implications of lake level variations at 6 ka and 18 ka in mainland Asia, *Global and Planetary Change*, Vol. 18, pp. 59-72, 1998.
- Quellet-Bernier, M., deVernal, A., Proxy Indicators of Climate in the Past, Climate Changes in the Holocene, *Impacts and Human Adaptation*, pp. 41-76, 2018.
- Raab, M., Friedman, G. M., Spiro, B., Zak, I., The Geological history of Pliocene-Pleistocene evaporates in Mount Sedom and strontium and sulfur isotopes relate to their origin, *Carbonates and Evaporites Journal*, Vol. 15, pp. 93-114, 2000.
- Raab, M., Friedman, G. M., Spiro, B., Starinsky, A., Zak, I., The Geological history of inian evaporates in the Central Jordan Valley and how strontium and sulfur isotopes relate to their origin, *Carbonates and Evaporites Journal*, Vol. 12, pp. 296-324, 1997.
- Rahimpour-Bonab, H., Abdi, L., Sedimentology and origin of Meyghan lake/playa deposits in Sanandaj–Sirjan zone, Iran, *Carbonates Evaporites*, No. 27, pp. 375-393, 2012.
- Ramezani, E., Marvie Mohadjer, M.R., Knapp, H.D., Ahmadi, H., Joosten, H., The Late-Holocene vegetation history of the Central Caspian (Hyrcanian) forests of northern Iran, *The Holocene*, Vol. 18, pp. 305-319, 2008.
- Rampen, S. W., Willmott, V., Kim, J.H., Uliana, E., Mollenhauer, G., Schefuß, E., Sinninghe Damsté, J. S., Schouten, S., Long chain 1,13- and 1,15-diols in surface sediments and SST reconstruction for sediment core GeoB6518-1, PANGAEA, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.825638>, 2012.
- Reading, H. G., Sedimentary Environments, Processes, Facies and Stratigraphy, 3rd edition, *Blackwell Science, Oxford*, 688 p, 1996.
- Regard, V., Bellier, O., Braucher, R., Gasse, F., Bourles, D., Mercier, J., Thomas, J. C., Abbassi, M., Shabanian, E., Soleymani, S., 10Be dating of alluvial deposits from southeastern Iran (the

- Hormoz Strait area), *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, Vol. 242, pp. 36-53, 2006.
- Retallack, G.J., Cenozoic paleoclimate on land in North America, *Journal of Geology*, Vol. 115, pp. 271-294, 2007.
- Retallack, G.J., Orr, W.N., Prothero, D.R., Duncan, R.A., Kester, P.R. Ambers, C.P., Eocene-Oligocene extinction and climate change near Eugene, Oregon, *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 116, pp. 817-839, 2004.
- Rezapour, S., Fallahi, F., Effect of crop rotation on the changes of potassium forms and clay minerals under Mediterranean climatic condition, *Iran Agricultural Research*, Vol. 36, No. 1, pp. 79-90, 2017.
- Rice, S. p., Church, M., Grain-size sorting within river bars in relation to downstream fining along a wandering channel, *Sedimentology*, Vol. 57, pp. 232-251, 2010.
- Riquier, L., Tribouvillard, N., Averbuch, O., Devleeschouwer, X., Riboulleau, A., The Late Frasnian Kellwasser horizons of the Harz Mountains (Germany): Two oxygen-deficient periods resulting from different mechanisms, *Chemical Geology*, Vol. 233, pp. 137-155, 2006.
- Rontani, J. F., Volkman, J. K., Prahl, F. G., Wakeham, S. G., Biotic and abiotic degradation of alkenones and implications for paleoproxy applications: A review, *Org. Geochem*, pp. 59, 95-113, doi:10.1016/j.orggeochem.2013.04.005, 2013.
- Roop, H.A., Dunbar, G.B., Vandergoes, M.J., Forrest, A.L., Walker, Sh. L., Purdie. J., Upton, ph., Whinney, J., Seasonal controls on sediment transport and deposition in Lake Ohau, South Island, New Zealand: Implications for a high-resolution Holocene paleoclimate reconstruction, *Sedimentology Journal*, Vol. 62, pp. 826-844, 2014.
- Roy, P.D., Caballero, M., Lozano, R., Smykatz-Kloss, W., Geochemistry of late Quaternary sediments from Tecocomulco lake, central Mexico: Implication to chemical weathering and provenance, *Chem Erde Geochem*, Vol. 68: pp. 388-393, 2008.
- Schouten, S., Hopmans, E.C., Sinninghe, J.S. D., The organic geochemistry of glycerol dialkyl glycerol tetraether lipids: A review *Org. Geochem*, Vol. 54, pp. 19-61, 2013.
- Saha, S., Banerjee, S., Burley, S.D., Ghosh, A., Saraswati, P.K., The influence of flood basaltic source terrains on the efficiency of tectonic setting discrimination diagrams: an example from the Gulf of Khambhat, western India, *Sedimentary Geology*, Vol. 228, pp. 1-13, 2010.
- Sahu, B. K., Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments, *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 34, pp. 73-83, 1964.
- Sai, K., "Geochemistry of Lake Sediments as a Record of Environmental Change in a High Arctic Watershed", *Chemie der Erde*, Vol. 64, pp. 257-275, 2004.
- Savage, P.S., Georg, R. B., Williams, H. M., Halliday, A. N., The silicon isotope composition of the upper continental crust, *Geochimica et cosmochimica acta*, Vol. 109, pp. 384-399, 2013.
- Schafer, W., Ecology and Palaeoecology of Marine Environments, *Ecology*, 607 p, 1972.
- Schröder, T., Hoff, J.V., López-Sáez, J.A., Melles, M., Viehberg, F., Reicherter, K., Multi-proxy climate and environment reconstruction of the Holocene based on Lake Medina, southern Spain, *Geophys Res Abs*, Vol. 20, EGU2018-15, 207 p, 2018.
- Schroll, E., Analytische geochemie, Band I. Grundlagen und anwendungen, Ferdinand Enke Verlag Stuttgart. Crater Lake and Adriatic Sediments Mem, *Ist. ital. Idrobiol*, Vol. 55, pp. 247-263, 1975.
- Selley, R.C., Ancient Sedimentary Environments and their sub surface diagnosis, 300 P, 1996.
- Sengupta, S., Veenstra, H. J., On sieving and settling techniques for sand analysis, *Sedimentology*, Vol. 11, pp. 83-98, 1968.
- Sharifi, A., Pourmand, A., Canuel, E. A., Ferer-Tyler, E., Peterson, L. C., Aichner, B., Feakins, S. J., Daryae, T., Djamali, M., & Naderi-Beni, A., Abrupt climate variability since the last deglaciation based on a high-resolution, multi-proxy peat record from NW Iran: The hand that rocked the Cradle of Civilization? *Quaternary Science Reviews*, Vol. 123, pp. 215-230, 2015.
- Sheldon, N.D., Retallack, G.J., Regional Paleoprecipitation Records from the Late Eocene and Oligocene of North America, *Journal of Geology*, Vol. 112, pp. 487-494, 2004.
- Sherkati, S., Letouzey, J., Salt Movement, Tectonic Events, and Structural Style in the Central Zagros Fold and Thrust Belt (Iran), Doi:https://doi.org/10.5724/gcs.04.24.0753, 2004.
- Sherkati, S., Letouzey, J., "Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran," *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 21, No. 5, pp. 535-554, 2004.

- Shoffner, L. R., The sedimentology, stratigraphy and chemistry of playa lake deposits resulting from Hurricane Nora in the Chapala basin, Baja California, Mexico. M.S. Thesis, Miami University, Oxford, Ohio, 156 p, 2000.
- Sinha, R., Smykatz-Kloss, W., Stuben Harrison, S.P., Berner, Z., Kramar, U., Late Quaternary paleoclimatic reconstruction from the lacustrine sediments of the Sambhar playa core, Thar Desert margin, India. *J Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, Vol. 233, pp. 252-270, 2006.
- Smol, J.P., Paleolimnology: recent advances and future challenges. *Mem, Ist. ital. Idrobiol*, Vol. 47, pp. 253-276, 1990.
- Smoot, J.P., Lowenstein, T.K., Depositional environments of non-marine evaporites. In: Melvin, J.L. (ed.), Evaporites, Petroleum and Mineral Resources. In Elsevier Science Publishing Company Inc, Amsterdam, The Netherlands, pp. 189-309, 1991.
- Snelder, T.H., Lamouroux, N., Pellam, H., Empirical modelling of large scale patterns in river bed surface grain size. *J. Geomorphology*, Vol. 127, pp. 189-197, 2011.
- Solotchina, E.P., Sklyarov, E.V., Solotchin, P.A., Vologina, E.G., Sklyarova, O.A., Mineralogy and crystal chemistry of carbonates from the Holocene sediments of Lake Kiran (western Transbaikalia): connection with paleoclimate. *Russian, Geology and Geophysics*, Vol. 55, pp. 472-482, 2014.
- Solotchina, E.P., Sklyarov, E.V., Solotchin, P.A., Vologina, E.G., Stolpovskaya, V.N., Sklyarova, O.A., Ukhova, N.N., Reconstruction of the Holocene climate based on a carbonate sedimentary record from shallow saline Lake Verkhnee Beloe (western Transbaikalia). *Russian Geology and Geophysics*, Vol. 53, pp. 1351-1365, 2012.
- Song, Y. G., Wang, Q. S., An, Z. S., Qiang, X. K., Dong, J. B., Chang, H., Zhang, M. S., Guo, X. H., Mid-Miocene climatic optimum: Clay mineral evidence from the red clay succession, Longzhong Basin, Northern China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. 512, pp. 6-55, 2017.
- Spencer, R. J., Eugster, H. P., Jones, B. F., & Rettig S. L., "Geochemistry of Great Salt Lake, Utah: Hydrochemistry since 1850", *Geochimica Cosmochimica Acta*, Vol. 49, pp. 727-737, 1985.
- Spofforth, D.J.A., Pälke, H., Green, D., Paleogene record of elemental concentrations in sediments from the Arctic Ocean obtained by XRF analyses. *Paleoceanography*, Vol. 3, PA1S, 09, 2008.
- Staubwasser, M., Sirocko, F., Grootes, P., Segl, M., Climate change at the 4.2 ka BP termination of the Indus valley civilization and Holocene South Asian monsoon variability. *Geophysical Research Letters*, Vol. 30, pp. 372-387, 2003.
- Stevens, L.R., Ito, E., Schwalb, A., Wright Jr, H.E., Timing of atmospheric precipitation in the Zagros Mountains inferred from a multi-proxy record from Lake Mirabad, Iran. *Quaternary Research*, Vol. 66, pp. 494-500, 2006.
- Stevens, L. R., Wright, H. E. J., Ito, E., Proposed changes in seasonality of climate during the Late-glacial and Holocene at Lake Zeribar, Iran. *The Holocene*, Vol. 11, pp. 747-756, 2001.
- Stöcklin, J., Structural history and tectonics of Iran; a review. *Am Assoc Pet Geol Bull*, Vol. 52, No. 7, pp. 1229-1258, 1968.
- Stoermer, E. F., Smol, J. P., The Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Sciences. *Journal of Quaternary Science*, Vol. 17, pp. 283-284, 2002.
- Stout, J. E., Detecting patterns of Aeolian transport direction. *Journal of Arid Environment*, Vol. 107, pp. 18-25, 2014.
- Street-Perrot, F. A., Mitchell, J. B. F., Marchand, D. S., Brunner, J. S., Milankovitch, and albedo forcing of the tropical monsoon: a comparison of geological evidence and numerical simulations for 9000 Ybp. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, Vol. 81, pp. 407-427, 1990.
- Syvitski, J., Principles Methods and Application of Particle Size Analysis. *Cambridge University Press*, pp. 1-11, 1991.
- Tabaei, M., Ayoubi, Sh., Aghaei, A., Early Holocene Paleoenvironmental changes in North of Gavkhouni Swamp- East of Isfahan-Iran: a review of evidence from palynology. *Geopersia*, Vol. 9, No. 1, pp. 81-87, 2019.
- Talbot, M. R., A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. *Chemical Geology, Isotope Geoscience section*, Vol. 80, pp. 261-279, 1990.

- Talbot, M. R., Nitrogen Isotopes in Palaeolimnology, Tracking Environmental Change Using Lake Sediments, pp. 401-439, 2006.
- Talebi, T., Ramezani, E., Djamali, M., Alizadeh Ketek Lahijani, H., Naqinezhad, A., Alizadeh, K., Ponek, V., The Late-Holocene climate change, vegetation dynamics, lake-level changes and anthropogenic impacts in the Lake Urmia region, NW Iran, *Quaternary International*, Vol. 408, pp. 40-51, 2015.
- Tang, Y. J., Jia, J. Y., Xie, X. D., Environment significance of clay minerals, *Earth Sci Front*, Vol. 9, No. 2, pp. 337-344, (in Chinese), 2002.
- Terasmaa, J., Lake basin development in the Holocene and its impact on the sedimentation dynamics in a small lake (southern Estonia), *Estonian Journal of Earth Sciences*, Vol. 60, pp. 159-171, 2011.
- Thiry, M., Paleoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits: an outlook from the continental origin, *Earth Science Review*, Vol. 49, pp. 201-221, 2000.
- Thunell, R. C., Climatic evolution of the mediterranean sea during the last 5.0 million years, *Sedimentary Geology*, Vol. 23, pp. 67-79, 1979.
- Törnqvist, T. E., De Jong, A. F. M., Oosterbaan, W. A., Van der Borg, K., Accurate dating of organic deposits by AMS 14C measurement of macrofossils, *Radiocarbon*, Vol. 34, pp. 566-577, 1992.
- Tribouillard, N., Algeo, T.J., Lyons, T., Riboulleau, A., Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update, *Chem. Geol*, Vol. 232, pp. 12-32, 2006.
- Tucker, M. E., Techniques in sedimentology, Blackwells, Oxford, 394 p, 1988.
- Tucker, M. E., Carbonate Sedimentology, 482 p, 1990.
- Tucker, M. E., Sequence stratigraphy of carbonate-evaporite basins: models and application to the Upper Permian (Zechstein) of northeast England and adjoining North Sea, *Journal of the Geological Society*, Vol. 148, pp. 1019-1036, 1991.
- Tucker, M. E., Sedimentary petrology. (Second edition), Blackwell, 272 p, 1994.
- Tucker, M. E., Sedimentary petrology an Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks, 272 p, 2001.
- Utescher, T., Mosbrugger, V., Eocene vegetation patterns reconstructed from plant diversity: a global perspective, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 247, pp. 243-271, 2007.
- Vaezi, A. L., Ghazban, F., Tavakoli, V., Routh, J., Naderi Beni, A. M., Bianchi, T. S., Curtis, J. S., Kylin, H., A Late Pleistocene-Holocene multi-proxy record of climate variability in the Jazmurian playa, southeastern Iran, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 514, pp. 754-767, 2019.
- Valero-Garcés, B. L., Grosjean, M., Kelts, K., Schreier, H., Messerli, B., Holocene lacustrine deposition in the Atacama Altiplano: facies models, climate and tectonic forcing, *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, Vol. 151, pp. 101-125, 1998.
- Vanderaverroet, P., Bout-Roumazielles, V., Fagel, N., Chamley, H., Deconinck, J. F., Significance of random illite-vermiculite mixed layers in Pleistocene sediments of the northwestern Atlantic Ocean, *Clay Minerals*, Vol. 35, pp. 679-691, 2000.
- Vanzeist, W., Late quaternary vegetation history of western Iran, *Review of Palaeobotany and Palynology*, Vol. 2, pp. 301-311, 1967.
- Vanzeist, W., Bottema, S., Palynological investigations in Western Iran. In: *Palaeohistoria*, Vol. 19, pp. 19-86, Doi:10.1126/science.140.3562.65, 1977.
- Vanzeist, W., Wright, J. R., Preliminary Pollen Studies at Lake Zeribar, Zagros Mountains, Southwestern Iran, *Science*, Vol. 140, No. 3562, PP. 65-67, 1963.
- Velde, B., Origin and mineralogy of clays. Clays and the environment. Springer-Verlag, Berlin, 356 p, 1995.
- Velikhov, Ye.P., Gorbunov, G.I., Belkov, I.V., Volkov, Yu.M., Pavlovsky, V.I., Dreizin, Yu.A., Evstigneev, V.V., Zhama. Ietdinov, A.A., Kaceblin, P.L., Kuksa, Yu.I. and Lisin, A.S., Geological results of the application of MHD generator at the Kola Peninsula and the problems of further investigation. In: Ye.P. Velikhov (Editor), *Deep Electromagnetic Soundings with MHD-generator*. Izd. KF AN SSSR, *Apatity*, pp. 26-35, (in Russian), 1982.
- Vincent, L. A., Coauthors, G., Observed trends in indices of daily temperature extremes in South America 1960-2000, *J. Climate*, Vol. 18, pp. 5011-5023, 2005.
- Vita-Finzi, C., Late quaternary alluvial chronology of Iran. In: *Geol, Rundsch*, Vol. 58, pp. 951-973, Doi:10.1007/BF01820740, 1969.

- Walker, M., et al., Formal ratification of the subdivision of the holocene series/ epoch (quaternary system/period): two new global boundary stratotype sections and points (GSSPs) and three new stages/subseries, *Episodes*, Vol. 41, pp. 213-223, <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2018/018016>, 2018.
- Walker, M., et al., Formal subdivision of the holocene series/epoch: a summary. *J. Geol. Soc. India*, Vol. 93, pp. 135-141, <https://doi.org/10.1007/s12594-019-1141-9>, 2019.
- Walstra, J., Heyvaert, V.M.A., Verkinderen, P., Assessing human impact on the Jarrahi fan development using satellite images: a case-study from Lower Khuzestan (SW Iran), *Geodinamica Acta*, Vol. 23, No. (5-6), pp. 267-285, <https://doi.org/10.3166/ga.23.267-285>, 2010.
- Wang, G.P., Zhai, Z.L., Geochemical data as indicators of environmental change and human impact in sediments derived from downstream marshes of an ephemeral river, Northeast China, *Environ Geol*, Vol. 53, pp. 1261-1270, doi: 10.1007/s00254-007-0714-x, 2007.
- Warren, J.K., Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons, Springer, 1035 P. 2006.
- Wasylikowa, K., Witkowski, A., Walanus, A., Hutorowicz, A., Alexandrowicz, S. W., Langer, J. L., "Paleolimnology of Lake Zeribar, Iran, and its climatic implications", *Quaternary Research*, Vol. 66, pp. 477-493, 2006.
- Weijers, J. W. H., Schefuß, E., Kim, J.H., Sinninghe Damsté, J. S., Schouten, S., Fractional abundance and indices for brGDGTs and crenarchaeol in dust samples, surface water samples and surface sediment samples, *PANGAEA*, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.841793>, 2014.
- Wolfe, B. B., Edwards, T., Elgood, W. D., Beuning, R. J., Kristina, R. M., Carbon and Oxygen Isotope Analysis of Lake Sediment Cellulose: Methods and Applications, *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*, pp. 373-400, 2006.
- Woodroffe, S. A., Horton, B. P., Holocene sea-level changes in the Indo-Pacific, *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol. 25, pp. 29-43, 2005.
- Wünnemann, B., Demske, D., Tarasov, P., Kotlia, B.S., Reinhardt, C., Bloemendal, J., Arya, N., Hydrological evolution during the last 15kyr in the Tso Kar lake basin (Ladakh, India), derived from geomorphological, sedimentological and palynological records, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 29, No. 9, pp. 1138 -1155, 2010.
- Yechielei, Y., Wood, W. W., Hydrogeologic processes in saline systems: playas, sabkhas, and saline lakes, *Earth-Science Reviews*, Vol. 58, pp. 343-365, 2002.
- Zawiska, I., Słowiński, M., Correa -Metrio, A., Obremaska, M., Luoto, T., Nevalainen, L., Milecka, K., The response of a shallow lake and its catchment to Late Glacial climate changes - A case study from eastern Poland, *CATENA*, Vol. 126, pp. 1-10, 2015.
- Zhou, C. H., Keeling, J., Fundamental and applied research on clay minerals: From climate and environment to nanotechnology, *Applied Clay Science*, Vol. 74, pp. 3-9, 2013.

ABSTRACT

Abzalou Lake formed in the northeast of Khuzestan province on the hillsides of folded Zagros and under the Izeh unit in a pit. The lake is fed by karst springs around the lagoon and rainfall. The study of the sedimentation's history under the influence of climate and the identification of dry and wet periods during the Late Holocene in this lake is the subject of the present study. For this purpose, intact sediment cores were used to reconstruct ancient climatic and environmental conditions. 8 intact sediment cores with a maximum depth of 7.5 m and total of 35 m collected with using Auger corer from sediments under the bed of different areas of Abzalou Lake. About 150 sediment samples were separated from two deep cores due to facies changes to perform granular analysis of wet sieve and lasers, mineralogy of XRD method, elemental analysis of XRF and ICP methods and, age measurement by carbon isotope method 14 (C14-AMS) sent to the laboratories of the Geological Survey of the ETH Zurich Institute of Geology, Switzerland. Analyzing and study of climatic and environmental conditions of Abzalou Lake during the Late Holocene using various climatic indicators including identification of sedimentary facies, sedimentology, mineralogy, and mineralogy of clays, sedimentary geochemistry and elemental ratios as well as identification of plant debris and an animal were done. Sedimentary facies were identified and separated based on texture and sediment structure, the composition of destructive sediments and organic matter, color, presence of plant and shell residues, and other macroscopic components. According to sedimentology studies and changes in sedimentary facies, 6 separable sedimentary facies belonging to alluvial and river and lake or wetland environments were identified. The age measurement results showed that the average sedimentation rate in Abzalou wetland with 1.22 mm per year. However, the amount of sedimentation varies for different sediment depths. Different species of gastropods, ostracods, carfites in the sedimentary sequence of harvested cores identified and climatic and environmental analyzes were performed. The presence of clay minerals in the sequence of chlorite, illite, montmorillonite, and kaolinite frequency, and the main minerals of calcite, quartz, and feldspar and evaporative minerals were used to identify dry and wet climates and used from various elements sensitive to climate change and environment and also elemental ratios of V / Cr, Mn / Al, K / Al, Rb / Al, Si / Fe, Ti / K to reconstruct the climatic and environmental conditions, the amount of detrital material (suspended and clay sediments) entering the basin, intensity Weathering and erosion have been used in catchment basin and lake water fluctuation's level. According to the studies, at least two wet periods and two dry periods were identified during the Late Holocene (last 5000 years). Wet periods lasted from 1800 to 500 years ago in a period of 1300 years and from 4400 to 2500 years ago in a period of 1900 years. Dry periods, with a shorter duration than wet periods, ranged from 2,500 to 1,800 years ago over a 700-year period and from 4,400 to 4,700 years ago over a 300-year period. The dry period occurred from 4400 to 4700 years ago compared to a dry period of 1800-2500 years ago with more intensity. The volume of dust sediments entering the lake in the older dry period (4700-4400 years ago) was more than the younger dry period. This period created suddenly in the region and ended gradually, while the dry period (last 2500-1800 years) began gradually and ended abruptly. The old dry period probably appeared with very low humidity and high temperature, and the young dry period occurred with lower temperatures and higher relative humidity. Dry periods in different regions of Iran are largely adaptable, which has occurred with some delay and priority due to geographical conditions. Due to the lack of a specific and uniform method in conducting studies, identification of dry events, and the adaptation of these periods, therefore, is recommended to identify these periods to draw a climatic and hydrological unit pattern in different sites.