دو فصلنامه کواترنری ایران (علمی-پژوهشی)، دوره ۹، شمارهٔ ۲ و ۱، بهار و تابستان ۱۴۰۲

ص ۱۵۸ تا ۱۸۳

تاثیر نوسانات سطح آب دریای خزر در اواخر دوره پلئیستوسن و هولوسن، بر پراکندگی استقرارگاه‌های پیش از تاریخی مازندران

نرجس حیدری*؛ استادیار موسسه آموزش عالی نیما محمودآباد، مازندران، ایران

رحمت عباس‌نژاد سرستی؛ دانشیار گروه باستان شناسی، دانشگاه مازندران، ایران

مجتبی صفری؛ دکتری باستان شناسی، مدرس گروه باستان شناسی دانشگاه مازندران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۲/۱۴ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۶/۲۴

چکیده

جوامع انسانی همواره در طول تاریخ تحت تاثیر عوامل اقلیمی و جغرافیایی زیست بوم خود بوده اند از این رو مطالعات میان‌رشته‌ای در جهت شناخت این تاثیرات، کمک شایانی بر درک تحولات فرهنگی جوامع باستان خواهد کرد. یکی از عوامل جغرافیایی تاثیرگذار بر محوطه‌های باستانی مناطق شمالی کشور، دریای خزر است. جدایی این دریاچه از دریاهای آزاد، باعث شده تا سطح آب این دریا به آرامی افزایش یابد و هنگامی که به حداکثر ارتفاع خود می‌رسد با همین آهنگ رو به کاهش می‌گذارد. این نوسانات به عوامل متعددی مانند میزان آبریز آب رودخانه‌ها، شدت تبخیر، رسوب وارده به دریا و عوامل و مولفه‌های هواشناسی و هیدرولوژیکی در مناطق ساحلی وابستگی دارد. در این پژوهش تلاش شده با تلفیق اطلاعات حاصل از مطالعات سن‌سنجی رسوبات دریا با شواهد و یافته‌های باستان‌شناختی، تا جای ممکن، به بررسی تاثیرات پسروی‌ها و پیشروی‌های آب دریای خزر بر جاگیری استقرارهای پیش از تاریخی منطقه مازندران از دوره پارینه‌سنگی تا عصر آهن پرداخته شود. برای این منظور پژوهش‌های انجام شده در زمینه دامنه ارتفاعی این تغییرات، مورد بررسی قرار گرفت و نتایج بدست آمده در زمینه دیرینه شناسی نوسانات سطح تراز دریای خزر با نتایج مطالعات باستان‌شناختی منطقه تلفیق شدند. همزمان با نوسانات آب دریای خزر در دوره پلئیستوسن و هولوسن، موقعیت محوطه‌ها و جمعیت‌های پیش از تاریخی ساکن در سواحل جنوبی دریای خزر، نسبت به آب دریا تغییر یافت و با پیشروی آب دریا بقایای شواهد قبلی در زیر رسوبات مدفون شده است.

واژه‌های کلیدی: استقرارهای پیش از تاریخ، دریای خزر، مازندران، نوسانات آب.

---

*رایانامه نویسنده مسئول: narges.heydary@gmail.com

مقدمه

عوامل مؤثر بر فرآیند استقرارگزینی انسان و جامعه باستان، دو دسته هستند که عبارتند از: ۱) عوامل محیطی (شامل جغرافیا و زمین‌شناسی[۱]، پوشش گیاهی[۲]، پوشش جانوری[۳] و آب‌وهوا[۴])؛ و ۲) عوامل انسانی (شامل زیرنظام های اقتصادی[۵]، اجتماعی[۶]، فناوری و فرهنگ مادی[۷] و مذهبی[۸]) . کمیت و کیفیت داده‌های حاصل از بررسی هر یک از این عوامل محیطی و انسانی و یا ضعف در شناسایی و تحلیل آن‌ها، تأثیر جدی و مستقیم روی نتایج تحلیل الگوی استقرار و پژوهش‌های زمین–سیما دارند. رفتارهای آب‌شناختی[۹] دریای خزر، یکی از عوامل تاثیرگذار محیطی بر توزیع فضایی استقرارهای پیش از تاریخی منطقه‌ی شرق مازندران بوده است. نرخ تغییر سطح تراز آب این دریا به عنوان بزرگ‌ترین آبگیر بسته‌ی کره‌ی زمین، بیش از نوسانات سطح آب اقیانوس‌ها است (Leroy et al., 2013). در واقع دریای خزر به عنوان یک حوضه بسته، نرخ بسیار بالاتری از تغییر سطح دریا (تا ۳۴۰ میلی متر در سال) را نسبت به اقیانوس ها نشان می دهد به طوری که یک سال بالا آمدن سطح آب دریای خزر برابر است با صد سال افزایش استاتیکی سطح آب در اقیانوس ها. بنابر این، این عامل باعث تغییرات سریع ظاهری در طول سواحل خزر می شود (Kroonenberg et al.,2000). عوامل اقلیمی و تغییر شرایط آب‌وهوایی در دوره‌های یخچالی و بین یخچالی، تأثیر به سزایی در تغییر سطح تراز آب دریای خزر داشته‌اند. به طور کلی در دوره پلیستوسن و هولوسن، دریای کاسپی هفت دوره نوسان سطح آب (چهار دوره پیشروی و سه دوره پسروی) را پشت سر گذاشته است: ۱) پیشروی کاسپیان (۱۲۷۰۰۰–۸۵۰۰۰ سال قبل) ۲) پسروی آتلیان (۷۶۰۰۰ سال قبل) ۳) پیشروی خوالنین[۱۰] قدیم (۲۰۰۰۰–۳۶۰۰۰ سال قبل) ۴) پسروی انوتائکا (۱۷۰۰۰–۲۴۰۰۰ سال قبل) ۵) پیشروی خوالنین جدید (۱۲۰۰۰–۱۸۰۰۰ سال قبل) ۶) پسروی منگیشلک (۱۰۰۰۰–۱۲۵۰۰ سال قبل) ۷) پیشروی نئوکاسپی (۱۰۵۰۰) (Mamedov, 1997; Yanina, 2014; Arsalanov et al, 2015; Bezrodnykh, et al, 2016).

در دوره کواترنری دامنه تغییرات سطح دریا بین حداقل ۵۰+ در طول آخرین یخبندان و ۱۱۳– متر در طول اوایل هولوسن بوده است(Kroonenberg et al.,2000) . مهم‌ترین عوامل موثر در تغییر سطح تراز طی ۱۰۰۰۰ سال

---

[1] Geology
[2] Flora
[3] Fauna
[4] Climate
[5] Economic Subsystem
[6] Social Subsystem
[7] Material Culture Subsystem
[8] Religious Subsystem
[9] Hydrologic
[10] Khvalynian

اخیر (مصادف با هولوسن آغازین)، تغییر شرایط آب‌وهوایی کره‌ی زمین بوده است (Leroy et al., 2013) . با گرم شدن نسبی هوا در این دوره، اگرچه یخ‌های قطبی ذوب و باعث افزایش تراز آب اقیانوس‌ها شدند ولی سطح آب دریای خزر به علت کاهش بارندگی و پایین آمدن حجم رواناب ها دچار افت شد. محدود بودن حوضه‌ی آبگیر دریای خزر سبب شده که رژیم آب‌شناختی آن متاثر از میزان بارش‌های جوی و نفوذ رواناب ها و میزان درجه‌ی حرارت و فرایند تبخیر بوده و در دوره‌های گرمایش زمین، به علت چند برابرشدن میزان نرخ تبخیر نسبت به بارش‌های جوی، سطح تراز آب دریای خزر به شدت دچار کاهش شود(خوشروان،۱۳۹۵). پیشینه مطالعه تغییرات سطح آب دریای خزر به قرن بیستم می‌رسد. زمین‌شناسان روسی بیشترین سهم را در این مطالعات داشتند. تغییرات سطح دریا بر اساس توالی رسوبات[11] قبلا توسط ایگناتوف[12] (۱۹۹۳)، کاپلین و سیلوانوف[13] (۱۹۹۵)، ریچاگوف[14] (۱۹۹۷) و کرونبرگ[15] (۱۹۹۷) مطالعه شده است (Kroonenberg et al.,2000). کاکرودی و همکارانش نیز به بازسازی نوسانات سطح دریای خزر از اواخر پلئیستوسن تا اواخر هولوسن براساس یک مغزه[16] ۲۷.۴ متری در تالاب گمیشان پرداختند. نهشته‌های پلیستوسن پسین حاوی بقایای جانوران شاخص این دوران است و با قدمت حدود ۲۰۱۲۰ سال قبل با یک وقفه بزرگ که نشان دهنده سقوط سطح دریا است، هم مرز است. نهشته‌های مردابی با صدف‌هایی مربوط به حدود ۱۰۵۹۰ سال قبل نشان می‌دهد که پس از این پسروی عمیق، یک پیشروی اولیه آغاز شد که منجر به پیشروی سیستم‌های ساحلی–تالابی به سمت خشکی شد که همچنان تا ۸۴۰۰ سال قبل ادامه داشت. این مسئله مربوط به تغییر رخساره‌های زیستی از تالاب به زیستی عمیق‌تر از جمله آغازینان[17] و انواع گونه‌های حلزون‌ها[18] است. حدود ۸۴۰۰ سال قبل سطح دریا دوباره رو به کاهش گذاشت و رسوبات اکسید شده مایل به قرمز با مقادیر فراوان گونه‌های تک سلولی[19] یک فاز پسروی را در حدود ۷۷۰۰ سال قبل ثبت کردند. دوره هولوسن میانی بین عمق ۱۵.۷ و ۴.۹ متر با یک محیط دریایی کم عمق و تالابی عمدتا با مقادیر فراوان کربنات و سنگ گچ مشخص می شود و سرانجام بخش فوقانی مغزه، بالای عمق ۴.۹ متری، حداقل پنج دوره چرخه سطح دریای کاسپی در هولوسن متأخر را از ۳۲۶۰ سال قبل به بعد منعکس می‌کند (Kakroodi et al., 2015).

بنابراین، نوسانات سطح تراز آب این دریا، یک پدیده‌ی طبیعی بسیار مهم و تاثیرگذار بر فرآیند جای‌گیری و توزیع فضایی استقرارهای پیش از تاریخی در سواحل جنوبی آن به شمار می‌آید. از سوی دیگر، ریخت‌شناسی و شیب

[11] . sedimentary sequences
[12] . Ignaton et al., 1993
[13] . Kaplin and Selivanov, 1995
[14] . Rychagov, 1997
[15] . Kroonenberg et al., 1997
[16] Core
[17] Diatom
[18] Gastropoda
[19] Foraminifera

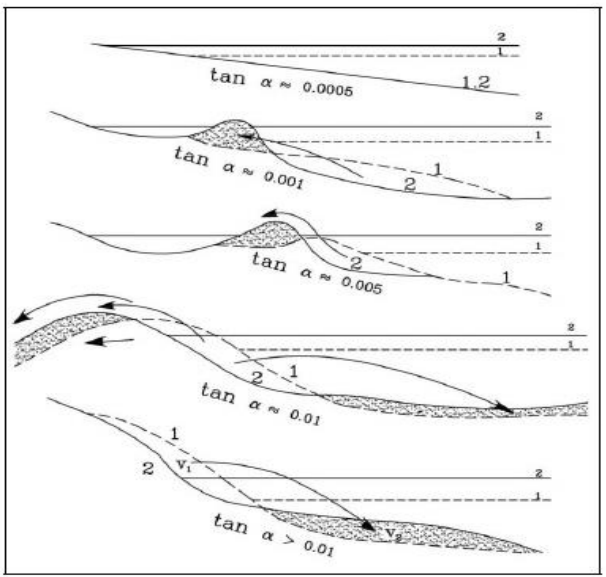
سواحل جنوبی دریای خزر (از کرانه‌های شرقی به غربی)، در وضعیت‌های متفاوتی از تند به ملایم قرار دارد. حرکت غالب رسوبات در سواحل دارای شیب ملایم به سمت خشکی و در شیب تند، به به سوی دریا است. بنابراین، پرسش اصلی این پژوهش چگونگی تأثیر نوسانات سطح آب دریای خزر در دوره‌ی پلئیستوسن و هولوسن، بر استقرارگاه‌های پیش از تاریخی منطقه‌ی مورد مطالعه است. بیشتر اطلاعات سطح دریا به طور معمول از رسوب شناسی مغزه‌های که از عمق حوضه های مختلف تهیه می شود، مشتق شده است (Leroy et al., 2013) . چینه‌شناسی نهشته های ساحلی تحت تاثیر تعامل عوامل پیچیده ای مثل آب و هوا، سطح، تامین رسوب و فرایند های هیدرودینامیکی و مورفولوژی ساحلی مثل جهتگیری ساحل و نوع بستر قرار دارند (Naderi Beni et a., 2014: 27). تحلیل مطالعات انجام‌گرفته روی داده‌های سن‌سنجی رسوبات دریا و تلفیق آن‌ها با شواهد و یافته‌های باستان‌شناختی به منظور شناخت تاثیرات پسروی‌ها و پیشروی‌های آب دریای خزر بر استقرارهای باستانی، مهم‌ترین هدف مقاله‌ی حاضر است.

سیمای جغرافیایی و ریخت‌شناسی دریای خزر

دریای خزر یا کاسپین که در گذشته با نام‌هایی چون خاواینس، دریای هیرکانیان، دریای جرجان (گرگان)، بحر مازندران، بحر آبسکون و بحر قانیا نامیده می‌شده است، بزرگ‌ترین دریاچه جهان است که حدود ۴۳۸۰۰۰ کیلومتر مربع وسعت[۲۰] دارد (چنگیزی و چنگیزی، ۱۳۹۱: ۳). عمده‌ی آب این دریاچه توسط رودهای ولگا، اورال، امبا و اترک به آن وارد می‌شود. دریای خزر به سه حوزه تقسیم می‌شود: قسمت شمالی که حداکثر عمق آن حدود ۱۵ تا ۲۰ متر است، به طور متوسط ۵ متر عمق دارد و ۱ درصد از کل آب دریای خزر را در خود جای داده است. در حوزه مرکزی حداکثر عمق، حدود ۸۰۰ متر است که ۲۲ درصد کل آب دریا را در بر گرفته است. قسمت جنوبی حداکثر ۱۰۲۴ متر و به طور میانگین ۳۳۰ متر عمق دارد و حاوی ۷۷ درصد از کل آب دریا است (Froehlich et al. 1999). جدایی این دریا از دریاهای آزاد، باعث شده تا سطح این دریا با آرامی و با آهنگ خاصی افزایش و کاهش یابد (مشیری، ۱۳۸۹: ۲۹). در حال حاضر سطح آب دریای خزر در ۲۷ متری زیر سطح آبهای آزاد قرار دارد. . تغییرات مکرر در سطح آب این دریا در دوره پلیستوسن و هولوسن، که مستقیما بر سکونتگاه های پیش از تاریخی حوزه این دریا تاثیر گذاشته است، در حال حاضر موضوع بین اللملی چند رشته ای است. هرچند با وجود پیشرفت های قابل توجه اخیرا مشکلات متعددی حل نشده باقی مانده است (Dolukhanov et al.,2010) در این ارتباط، با وجود گذشت بیش از یک قرن از مطالعات پیرامون دریای خزر، وفاق علمی در خصوص علل این تغییر سطح آب دریا وجود ندارد. البته تحلیل داده‌های در دسترس نشان داده است که نوسان در میزان آب ورودی رودخانه‌ها به این دریا، یکی از دلایل عمده‌ی پیشروی و پسروی است (Froehlich et al. 1999).

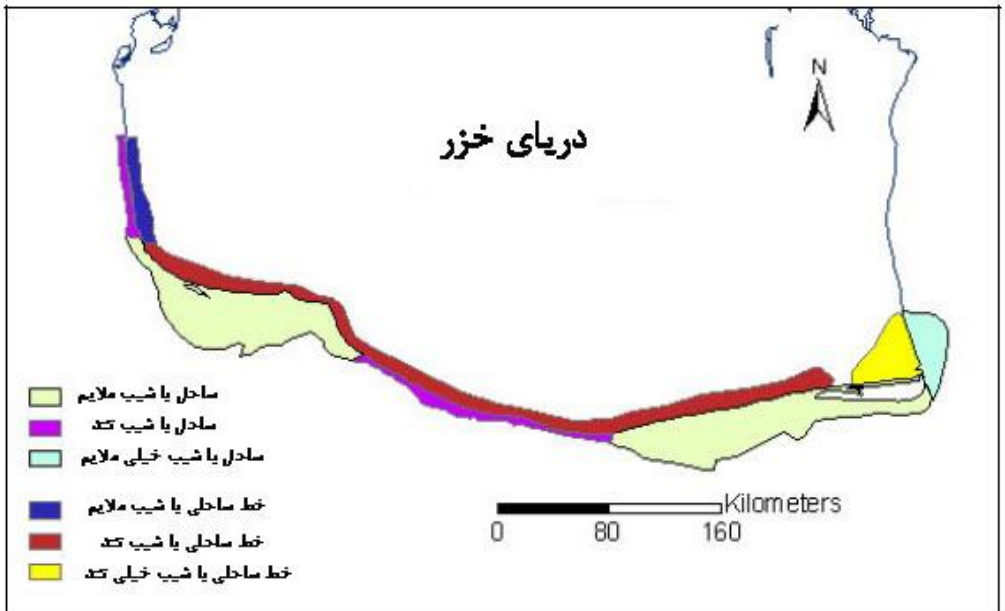
[۲۰] . قابل ذکر است که وسعت دریای خزر، تحت تاثیر نوسانات و تغییر تراز آب، در طول زمان متغییر است.

در طی مطالعات نوسانات پلیستوسن پایانی در سطح آب دریای خزر، مشخص شد که سطح آب این دریا تا حد زیادی توسط تخلیه رودخانه ولگا کنترل می شد که به نوبه خود وابسته به تغییرات آب و هوایی بود(Dolukhanov et al., 2009). بنابراین این پدیده با این واقعیت که ۸۰ درصد از جریان ورودی به دریا توسط رود ولگا تامین می شود، مرتبط است (Kroonenberg et al.,2000). شدت تبخیر آب دریا نیز از دیگر دلایل در این زمینه است (Leroy et al., 2013). این عامل با گرمایش زمین ارتباط دارد. همچنین تغییرات فصلی با میزان تبخیر در سطح دریا مرتبط است (Kroonenberg et al.,2000). به طوری که در فصول گرم سال همراه با افزایش آبدهی رودخانه‌ها، سطح آن بالا آمده و در دوره سرد سال نیز تراز آن در سطوح پایین‌تر قرار گرفته است. البته میانگین چندین‌ساله‌ی نوسانات فصلی نشان از پیروی از یک الگوی سینوسی منظم داشته در حالی که ارزیابی نوسانات در سال‌های مختلف، شکل نامتقارن را نیز به نمایش گذاشته است (قانقرمه و ملک، ۱۳۸۴: ۴). نحوه واکنش سواحل دریای خزر به نوسانات شدیدا وابسته به شیب ابتدایی دریا به ساحل است. همچنین در هنگام افزایش سطح دریا، موفولوژی خشکی بسیار تاثیر گذار است (Kroonenberg et al.,2000) . همانگونه که در مقدمه بیان شد در سواحل با شیب ملایم، حرکت غالب رسوبات به سمت خشکی است اما این حرکت در سواحل با شیب تند، به سوی دریا است. کاپلین و سیلیوانو (۱۹۹۵)[۲۱] الگویی برای تکامل طبیعی سواحل دریای خزر تحت شرایط پیشروی سطح دریا ارائه داده‌اند: ۱) عقب‌نشینی خط ساحلی در سواحل با شیب خیلی ملایم در زمان افزایش سطح آب دریا؛ ۲) حرکت رسوبات به سمت خشکی در سواحلی با شیب تقریباً تند؛ ۳) شکل‌گیری تالاب‌ها در خشکی و افزایش سطح آب‌های زیرزمینی در سواحلی با دریایی با شیب تند؛ و ۴) حرکت رسوبات به سمت دریا در سواحلی با شیب تند که باعث فرسایش چهره ساحل می‌شوند (Firoozfar et al. 2012:141) (تصویر۱).

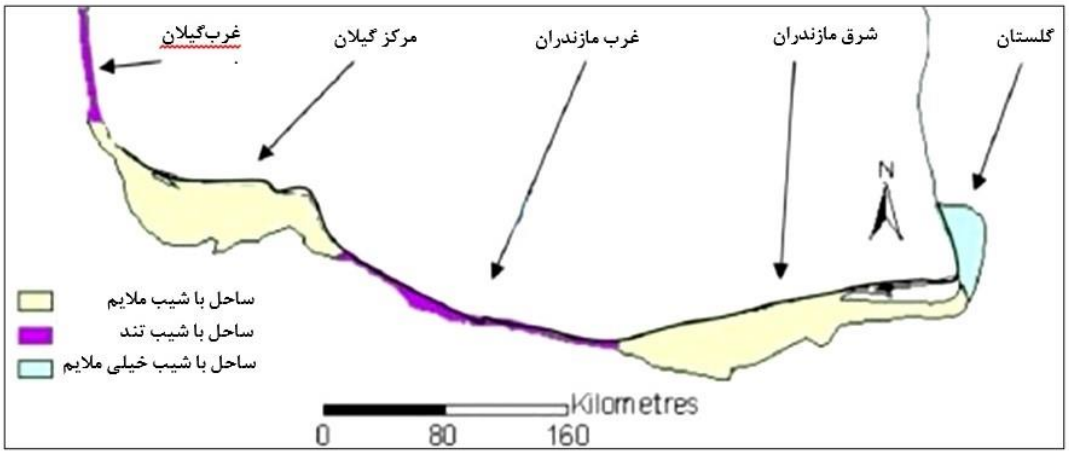


[21] .Kaplin & Seliva

الگوی ارائه‌شده توسط کاپلین و سیلیوانو برای پاسخ سواحل دریای خزر در برابر افزایش تراز آب، نشان می‌دهند که بر حسب شیب، می‌توان حالت‌های مختلف سواحل را مشاهده کرد. بی‌شک، مناطق ساحلی کم‌شیب، حساسیت بیش‌تری از خود نشان می‌دهند. با توجه به الگوی ریاضی ارائه شده مربوط به تراز آب، پیشروی تراز آب صرفاً از یک رابطه‌ی خطی پیروی نمی‌کند (کاکرودی، ۱۳۹۲: ۳۵ و ۴۳). خط ساحلی ۷۰۰ کیلومتری جنوب دریای خزر بر اساس نوع واکنش به نوسانات، به ۵ دسته تقسیم می‌شوند که عبارتند از: ۱) غرب گیلان با شیب ملایم دریا[۲۲] و شیب تند ساحل[۲۳]؛ ۲) مرکز گیلان با شیب تند دریا و شیب ملایم ساحل ۳)شرق گیلان و غرب مازندران با شیب تند دریا و شیب تند ساحل؛ ۴) شرق مازندران با شیب تند دریا و شیب ملایم ساحل؛ ۵)گلستان با شیب خیلی ملایم دریا و شیب خیلی ملایم ساحل (Firoozfar et al. 2012:149) (نقشه‌های ۱ و ۲). بنابراین، مناطق جنوب شرقی دریای خزر یکی از مناطق حساس در برابر تراز آب است در حالی که تغییرات ریخت‌شناسی ساحلی در دیگر مناطق دریای خزر چندان محسوس نیست. پس، این محدوده یکی از مناسب‌ترین مناطق برای بازسازی تراز دریای خزر محسوب می‌شود (کاکرودی، ۱۳۹۲: ۳۵ و ۴۳).



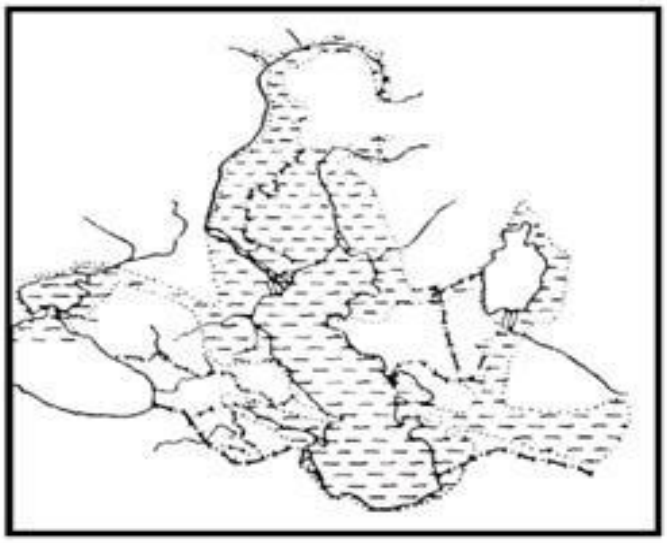
[23]. Shor



نقشه ۲: تقسیم‌بندی سواحل جنوبی دریای خزر بر اساس شیب به ۵ منطقه (Firoozfar & et al. 2012: 140)

نوسانات سطح آب دریای خزر در گذشته

دریای خزر باقیمانده‌ی اقیانوس بزرگ پاراتتیس می‌باشد. شواهد دیرین‌شناسی نشان می‌دهند که این دریا از زمان میوسن فوقانی به صورت یک حوزه‌ی کولابی بسته شکل گرفته است. در پلیوسن آغازین (۵ میلیون سال قبل) تا پلئیستوسن آغازین، سیکل رسوبی کاملی با رسوبگذاری رسوبات کنگلومرای سازند چلگن، رسوبات آهکی سازند آگچاگیل (تصویر ۲) و رسوبات ماسه‌سنگی آپشرون در بستر دریای خزر با ضخامت تقریبی ۱۵ کیلومتر نهشت یافت. این در حالی اتفاق افتاد که حوزه‌ی جنوبی دریای خزر از ۵.۵ میلیون سال قبل با سرعت ۴۴ میلی‌متر در سال در حال فرونشست بود. بزرگترین پیشروی دریای مازندران، پیشروی آگچاگیل[۲۴] است که در حدود ۳.۳ میلیون سال قبل آغاز شد و در طول آخرین مرحله خود که تا ۱.۲ میلیون سال قبل به طول انجامید، آب دریای خزر تمام مناطق کم ارتفاع قفقاز، ترکمنستان و بخش بزرگی از حوزه آبریز ولگا را زیر آب برد. پیشروی بزرگ بعدی در دریای خزر، آپشوران[۲۵] بود که از ۱.۶ میلیون سال قبل آغاز شد و تا ۰.۹۶ میلیون سال قبل ادامه داشت.



شکل ۲: محدوده دریای خزر در پیشروی آگچاگیل

در این دوره دریای خزر از طریق تنگه ای در شمال کوه های قفقاز، به دریای سیاه متصل شد (Dolukhanov et al., 2009).

[24]. Akchagylian

[25].Apsheronian

مرحله بعدی در تاریخ نوسانات دریای خزر، در اواخر دوره پلیستوسن و اوایل هولوسن اتفاق افتاد که شامل دو پیشروی مهم می شود. اولین پیشروی، پیشروی خزریان[۲۶] که اولین بار در قرن بیستم میلادی توسط آندروسوف[۲۷] و پراووسلالوف[۲۸] و دیرتر بر اساس شواهد نرمتنان توسط فدوروف[۲۹] شناسایی شد. تاریخ های بدست آمده از تکنیک‌های مختلف رادیومتریک، محدوده زمانی پیشروی خزریان متاخر را ۱۲۲–۸۷ قبل از زمان حاضر، ۱۵۵–۸۵ و ۱۲۷–۸۹ کالیبره قبل از زمان حاضر را پیشنهاد میدهد. ارتفاع خالص آب در این پیشروی۵۰+ متر بوده است. در طول این پیشروی حجم حوضه خزر، نسبت به پسروی آتلیان[۳۰]، به ۶/۵ برابر رسید و دریا مساحتی برابر با ۹۸۷۶۰۰ کیلومتر مربع (با احتساب مدخل رود ولگا) داشت (Dolukhanov et al., 2009). در پسروی آتلیان که سطح آب دریا ۱۲۰ تا ۱۴۰ متر کاهش یافت، مساحت دریا به ۱۳۱.۵ کیلومتر مربع یعنی برابر با یک سوم اندازه کنونیش رسید (Dolukhanov et al., 2009). یکی از پدیده‌های مهم تاریخ زمین‌شناختی دریای مازندران، پیشروی خوالنین[۳۱] است. پیشروی خوالنین اولین بار توسط آندروسوف[۳۲] شناسایی شد و توسط چندین نسل از زمین شناسان روسی مورد مطالعه قرار گرفت. نهشته‌های خوالنین معمولا بر روی لوم‌های آتلیان قرار دارد که در طول یک پیشروی تشکیل شدند که پس از پیشروی خزریان اتفاق افتاد. این پیشروی خوالنین همزمان بود با اواخر دوره یخبندان و آب شدن یخ ها در عرض های جغرافیایی بالا. بر اساس روش های ژئومورفیک، دو مرحله اصلی از پیشروی خوالنین شناخته شده است. نهشته های قرار گرفته در بالای صفر متر به عنوان خوالنین قدیم و نهشته های واقع بین ۰ تا ۱۷– متر به عنوان خوالنین جدید مشاهده شدند (Dolukhanov et al., 2009). لئونتیف و همکارانش[۳۳] بر اساس آزمایشات، تاریخ پیشروی خوالنین قدیم را ۷۰ تا ۴۰ هزار سال قبل و خوالنین جدید را ۲۰ تا ۱۰ هزار سال قبل می دانند. معتبرترین تاریخ های رادیوکربن برای نمونه های بدست آمده از نهشته های خوالنین قدیم و جدید، تاریخ هایی در بازه زمانی بین ۱۷۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ سال کالیبره شده قبل است. همچنین محتملترین سن اوج خوالنین ۱۱.۸۰۰ تا ۱۳.۶۰۰ کالیبره قبل از زمان حاضر است یعنی زمانی که سطح آب به ۵۰ متر بالای سطح آب های آزاد رسید (Dolukhanov et al., 2009). طبق تاریخگذاری‌های مطلق قدمت خوالنین قدیم ۳۶ تا

---

[26] . Khazarian

28. Andrusov NI., (1900), O drevnih beregovyh linijah Kaspiiskogo morja (Onthe ancient Caspian sea shore lines) Ezhegodnik po geologii i mineralogii
Rossii, 4 (1-2): 3-10.

29. Pravoslavlev PA., (1926), Kaspiiskie osadki v nizov'jah Volgi (The Caspian sediments on the Lower Volga). Izv central'nogo gidrometeobjuro, 8: 1-54.

30. Fedorov PV., (1978), Pleistotsen Ponto-Kaspiya (The Pontic-Caspian Pleistocene). Moscow: Nauka.

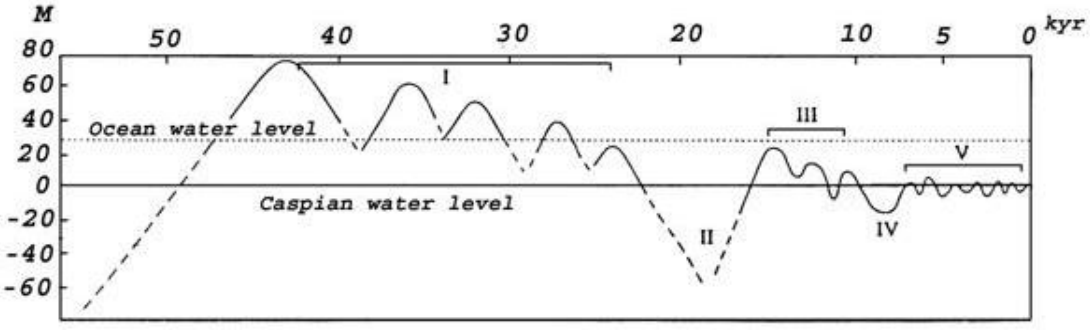
[30] . Atelian

[31] . Khvalynian

30. Andrusov, 1900

34. Leont'yev OK, Kaplin PA, Rychagov GI., (1976), Novye dannye o chetvertichnoi istorii Kaspiisjogo morya (New evidence on Quaternary history of the Caspian Sea). In: Kaplin PA, Ed. Kompleksnye isseledovaniya Kaspiiskogo morya (Complex studies of the Caspian Sea), Moscow: Moscow University Press, pp. 49-63.

۲۰ هزار سال قبل (۳۱ تا ۱۷ هزار سال قبل کالیبره شده) و خوالنین جدید ۱۸ تا ۱۲ هزار سال قبل (۱۶ تا ۱۱ هزار سال قبل کالیبره شده) را در بر می‌گیرد (Bezrodnykh et al, 2016). پلئیستوسن پایانی هم‌زمان با آشکوب خوالنین جدید (۱۲۴۴۰–۱۱۵۶۰سال قبل) سطح تراز آب دریای خزر در طول مدت ۱۰۰۰ سال به میزان ۵۰ متر افزایش یافت (Bezrodnykh et al, 2016). ارصلانوف دوره گرم والدایی را در بازه ۱۴۰۰۰–۱۶۰۰۰ سال قبل، عامل پیشروی دوره خوالنین تا ارتفاع ۲۲+ و ۳۵+ معرفی می‌کند (Arsalanov et al., 2015). بر این اساس مساحت دریای کاسپی در پیشروی خوالنین قدیم ۹۵۲۰۰۰ کیلومتر مربع و در خوالنین جدید ۷۰۰۰۰۰ کیلومتر مربع بوده است. نوسانات اواخر دوره‌ی پلئیستوسن در دریای کاسپی تا حد زیادی بوسیله رودخانه ولگا کنترل می‌شد که خود نیز متاثر از تغییرات آب‌وهوایی کره‌ی زمین بود (Dolukhanov et al., 2009: 1-12). پیشروی خوالنین متأخربه پسروی منگیشلک[۳۴] ختم شد که نخستین بار توسط ژوکوف شناسایی شد. این پسروی نام خود را از شبه جزیره منگیشلک غنی از نفت و گاز در شمال شرق حوضه دریای خزر گرفته است (Dolukhanov et al., 2009: 7). نظر ریچاگوف[۳۵] در مورد تاریخگذاری منگیشلک با نظر سویتچ[۳۶] متفاوت است. ریچاگوف منگیشلک را در دوره گذار ار اواخر پلیستوسن و اوایل هولوسن قرار می دهد در حالیکه اسویتوچ منگیشلک را در ابتدای دوره هولوسن میانی قرار می ده(Leroy et al., 2013) . هم‌زمان با بروز پسروی گسترده منگیشلک که با رسوبگذاری مواد تبخیری گچ و اکسید آهن همراه بود، سطح تراز آب دریای خزر قبل از آغار دوره‌ی هولوسن (۱۱۵۶۰–۱۰۵۵۰ سال قبل) به میزان ۱۰۰ متر کاهش یافت. یعنی سطح تراز آب دریای خزر در طول مدت ۱۰۰۰ سال با سرعتی دو برابر سرعت افزایش سطح تراز در آشکوب خوالنین دچار کاهش سطح تراز آب شد (خوشروان، ۱۳۹۵: ۵–۷). این پسروی سریع طی چند قرن به ۱۳– متر رسید و پس از آن روندش کندتر شد (Mamedov, 1997). از دریاس جوان که موجب توقف ذوب یخچال‌های قطبی شده بود به عنوان یکی از عوامل این پسروی یاد می‌کنند (Arsalonov, 2015; Mayev, 2010)؛ همچنین تغییر جهت روخانه آمودریا و نیز کاهش ورودی رود ولگا را نیز از عوامل این کاهش می‌دانند (Leroy et al., 2014; Rahimzadeh et al., 2019) نوسانات اواخر دوره‌ی پلئیستوسن در دریای خزر تا حد زیادی بوسیله رودخانه ولگا کنترل می‌شد که خود نیز متاثر از تغییرات آب‌وهوایی کره‌ی زمین بود (Dolukhanov et al., 2009: 1-12).

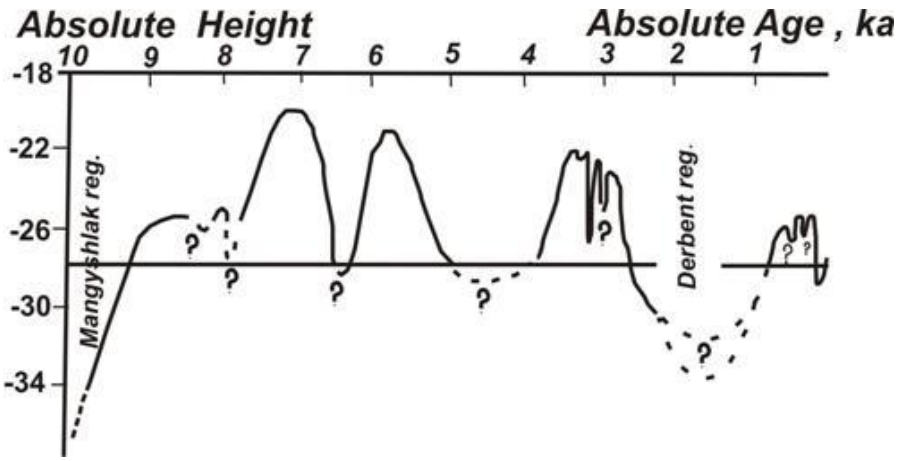


نمودار ۱: نوسان تراز آب در پلئیستوسن پایانی–هولوسن (Fedorov, 1987)

[35] . Rychagov, 1997

[36] . Svitoch. 2009

با پایان دوره دریاس جوان و گرم‌تر شدن آب و هوا و نیز افزایش حجم ورودی رودخانه‌ها حاصل از ذوب یخچال‌ها در هولوسن آغازین پیشروی نئوکاسپی[۳۷]، از ۸۴۰۰–۱۰۵۹۰ سال قبل (Kakroodi et al., 2015)، سطح تراز آب دریای خزر به تراز ارتفاعی ۳۴– متر و بیشترین بیشینه خود بعد از پسروی منگیشلک رسید (نمودار ۱). بر اساس یک هسته گرفته شده از حوضه های جنوبی و میانی، به نظر می رسد. نئوکاسپین در ۱۰۰۰۰ کالیبره قبل از زمان حاضر آغاز شده باشد. در دوره هولوسن آغازین سطح تراز آب دریای خزر بسیار بالا بوده و دلیل آن، نفوذ روان‌آب‌های حاصل از ذوب یخچال‌های بزرگ کوه‌های پامیر و تین‌شان از طریق رودخانه اوزبوی[۳۸] در ترکمنستان به دریای خزر بود. بنابراین این نشان می دهد که سطح بالای آب دریای خزدر در اوایل هولوسن توسط بارشی در فاصله بیش از ۲۰۰۰ کیلومتری خودش تغذیه می شد (Leroy et al., 2013). سپس بار دیگر شرایط سرد و خشک آب و هوایی در ۸۲۰۰ سال قبل، شاهد پسروی آب دریا هستیم و تا ۷۷۱۰ سال قبل تراز آب دریای کاسپی به ۴۲– متر زیر سطح اقیانوس رسید (Kakroodi et al., 2015). در دوره هولوسن میانی که تقریباً از ۷۷۰۰ سال قبل آغاز شد، آب و هوای گرم و مرطوب بار دیگر جایگزین شد و سرانجام در ۷۲۴۸ سال قبل شواهد پیشروی سطح دریا به تراز ۲۰– رسید (Rychagov, 1997; Rahimzadeh et al., 2019) (نمودار ۲).



نمودار۲: چرخه ی پیشروی-پســروی نئوکاسپی در طول هولوسن (Kroonenberg et al., 2000)

شواهد مطالعات گرده‌شناسی نشان می‌دهد که با حاکمیت آب و هوای گرم و خشک در هولوسن آغازین، دریاچه‌های وان در ترکیه، ارومیه، زریوار و میرآباد در ایران و آرال در قزاقستان دچار خشک‌زائی وسیع شدند و گیاهان

[37] . Neocaspian
[38] . Uzboy

جنگلی آن‌ها از بین رفتند. رایت و همکارانش[۳۹] پیشنهاد می کند که دوره خشک هولوسن آغازین که از شبه جزیره بالکان تا سیبری جنوبی را در برگرفت، درحالیکه اروپا آب و هوای بهینه ای داشت، به دلیل تابش زیاد و خشکی تابستان بوده است. از سوی دیگر تاخیر بارش های موسمی منجر به بارش ناکافی بهاری شد. همچنین وجود لس دربردارنده نهشته های هم سن د دامنه های رشته کوه های البرز، این خشکی آب و هوار اتایید می کند. (Leroy et al., 2013). هم‌زمان با دوره‌ی پادشاهی ساسانی (در حدود ۴۹۵ بعد از میلاد)، پسروی دربند اتفاق افتاد و سطح تراز آب دریای خزر در آن زمان به ۳۲- متر رسید. پیشروی سطح تراز آب دریای خزر در قرن سیزدهم میلادی یعنی حدود ۷۰۰ سال قبل در زمان یخبندان کوچک، بار دیگر رقم خورد و سطح تراز آب دریای خزر به ۲۲- متر بازگشت. در طی ۱۰۰۰۰ سال اخیر، دوره‌های نوسانی متناوبی در حوضه‌ی دریای خزر وجود داشته است. بر اساس مطالعات انجام‌گرفته روی تراس‌های دریایی در داغستان روسیه، پنج مرحله افزایش سطح تراز آب دریای خزر ثبت گردید که به ۸۰۰۰، ۷۰۰۰، ۶۰۰۰، ۳۰۰۰ و۲۰۰ سال قبل تعلق دارند. در ایران، سه تراس رسوبی با سن ۲۵۰۰، ۹۰۰ و ۵۰۰ سال در کد ارتفاعی ۲۲-، ۲۴- و ۲۵- متر شناسایی شده است. بالاترین سطح تراز آب دریای خزر طی دوره‌ی هولوسن آغازین ۲۲- متر می‌باشد و کم‌ترین سطح تراز آن در ۱۵۰۰ سال قبل در حدود ۳۲- متر تعیین شده است. در زمان‌های ۱۲۰۰۰، ۴۰۰۰ و ۱۲۰۰ سال قبل، سطح تراز آب دریای خزر افت کرده است. نتایج حاصل از مطالعه‌ی نوسانات تاریخی دریای خزر طی ۳۵۰۰ سال اخیر که بر اساس مشاهدات زمین‌شناسی و مستندات وقایع‌نگاری تاریخی تنظیم شده است، نشان می‌دهد که دوره‌های متناوب پسروی و پیشروی با دامنه زمانی ۴۰۰ ساله برای دریای خزر وجود دارد. در هر دوره‌ی نوسانی که ۲۰۰ سال به طول می‌انجامد دریای خزر دچار کاهش و سپس در ۲۰۰ سال بعدی، افزایش سطح تراز آب شده است (خوشروان، ۱۳۹۵: ۷-۵).

تطبیق یافته‌های باستان‌شناختی با اطلاعات حاصل از نوسانات سطح آب دریای خزر

مطالبی که در بالا از نظر گذشت نشان می‌دهد که دریاچه بزرگ خزر از بدو شکل‌گیری در دوران پلیوسن تاکنون با توجه به تغییرات رخ‌داده در میزان آب و رسوب وارده به دریا و میزان تبخیر آب از سطح آن، نوسانات مختلفی را تجربه کرده است. برخلاف آب‌های آزاد که نوسان در سطح آن‌ها بسیار کند و کم رخ می‌دهد، نوسان در آب دریای خزر به سرعت اتفاق می‌افتد. در نتیجه این نوسانات بر شکل پراکنش سکونت‌گاه‌های انسانی، نحوه‌ی زندگی و معیشت آن‌ها تاثیر مستقیم دارد. هم‌زمان با نوسانات آب دریای خزر در اواخر پلئیستوسن و نیمه‌ی اول هولوسن، موقعیت محوطه‌ها و جمعیت‌های ساکن در سواحل جنوبی، نسبت به آب دریا تغییر یافت. این توالی به لحاظ باستان‌شناختی، از دوره‌های پارینه‌سنگی، میان‌سنگی، نوسنگی، مس‌سنگی، مفرغ و آهن ادامه می یابد.

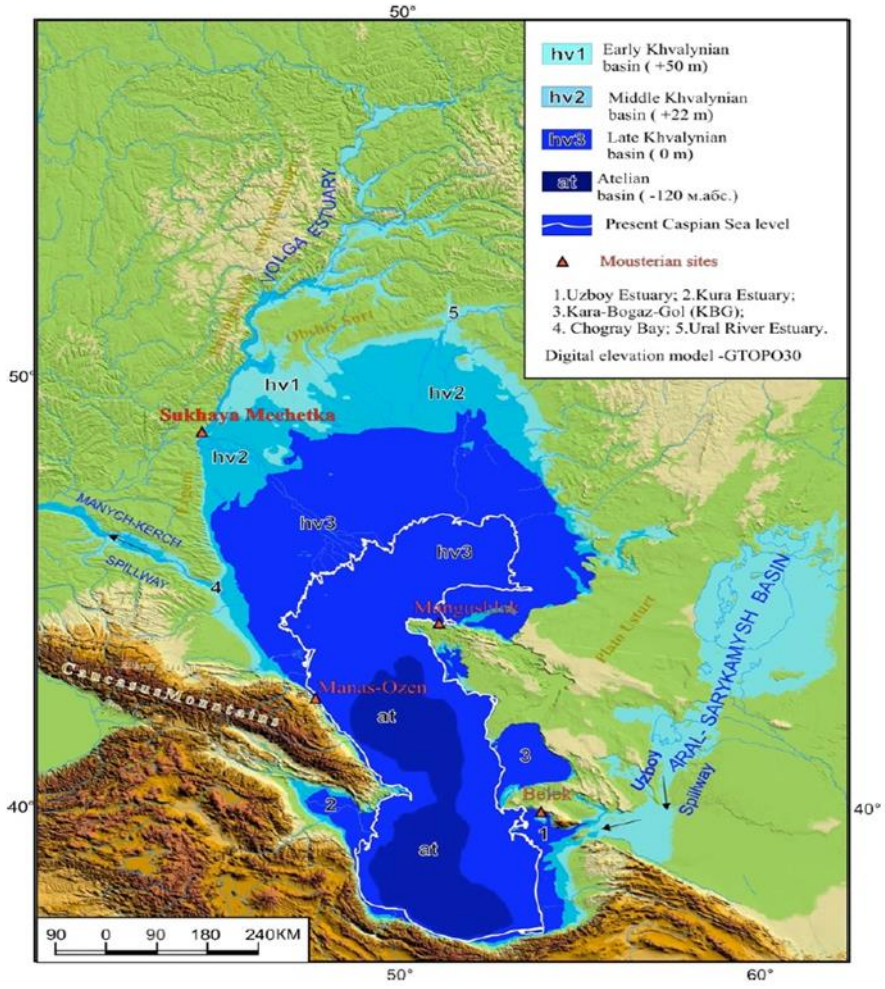
[39] . Wright rt al., 2003

پارینه‌سنگی

هر چند بقایای مربوط به دوره پارینه سنگی قدیم تا به حال در استان مازندران گزارش نشده است، اما قدیم‌ترین شواهد بقایای انسانی در مناطق جنوبی دریای خزر، شامل غار دربند و گنج‌پر (بیگلری و دیگران، ۱۳۸۶) در بخش مرکزی استان گیلان است که طبق نقشه‌ی ۲، این منطقه دارای ساحلی با شیب ملایم است و به راحتی در معرض نوسانات دریا قرار دارند. شاید به همین علت بقایای مربوط به انسان‌ریخت‌های دوره‌ی پارینه‌سنگی قدیم در غار دربند در ارتفاع ۷۵۰ متر از سطح دریا و با فاصله‌ی ۷۳ کیلومتر از ساحل و در غار گنج‌پر در ارتفاع ۲۳۵ متری از آب‌های آزاد و فاصله‌ی ۶۴ کیلومتری از ساحل یافت شده‌اند. مطالعات اولیه بقایای غار دربند، ارتباط این یافته ها را با دوره پلیستوسن میانی (احتمالا بین ۳۰۰ تا ۲۰۰ هزار سال پیش) نشان می دهد. این بقایا، هم‌زمان با پیشروی چرخه‌ی خزر در تراز ۲۰- تا ۱۵- متر از سطح آب‌های آزاد هستند. دوره‌ی پارینه‌سنگی میانی، هم‌زمان است با چرخه‌ی خوالنین که خود با آخرین یخبندان معتدل و انحلال لایه‌های یخ در عرض‌های جغرافیایی بالاتر هم‌زمان است. در دوره‌ی خوالنین آغازین میانگین سطح آب دریا ۵۰ متر (Chepalyga, 2007)، در دوره‌ی خوالنین میانی ۲۲ متر و خوالنین پایانی صفر متر است (نقشه ۳). وجود تعداد زیادی از محوطه‌های دوره‌ی پارینه- سنگی میانی در دوره‌ی خوالنین، هم در قفقاز و هم در منطقه‌ی پامیر گزارش شده است. همچنین، گسترش فناوری پارینه‌سنگی فوقانی را در دوره‌ی خوالنین پایانی در این مناطق شاهد هستیم (Dolukhanov et al., 2009: 1-12).

در خلال اجرای برنامه‌ی تیم مشترک ایران و روسیه، سه محوطه‌ی روباز لاپ چگل ساری در ارتفاع ۱۴۹۲ متری، چکش دره بهشهر در ارتفاع ۱۰۲متری و منطقه روباز کمیشان I در نکا در ارتفاع ۷۵ متری از سطح آب‌های آزاد، از جمله محوطه‌های پارینه‌سنگی میانی منطقه‌ی جنوب شرقی دریای خزر، گزارش شدند (بشکنی، ۱۳۸۷).

صرف‌نظر از انتقادات وارده به روش شناسایی و جمع‌آوری داده‌های فوق (وحدتی نسب، ۱۳۸۹: ۴)، از آنجایی که بزرگ‌ترین پیشروی کواترنر در چرخه‌ی خوالنین با تراز آب ۴۸ تا ۴۷ متر اتفاق افتاده است، بنابراین سواحل جنوب شرقی دریای خزر با توجه به شیب ملایم آن در خلال این پیشروی‌ها به زیر آب رفته‌اند و به نظر می‌رسد محوطه‌های دوره‌ی پارینه‌سنگی میانی که در ارتفاع کم و فاصله‌ی نزدیک به دریا قرار داشتند در طی پیشروی آب، مدفون شده‌اند. اما محوطه‌ی لاپ‌چگل با توجه به فاصله‌ی زیادش با دریا و ارتفاع بالا نسبت به آب‌های آزاد، از این پیشروی‌ها در امان مانده است. جدیدترین شواهد از دوره‌ی پارینه‌سنگی میانی از محوطه بندپی نوشهر در ارتفاع ۴۰۰ متری از سطح آب‌های آزاد بدست آمده است. این محوطه در غرب مازندران با شیب تند ساحلی قرار دارد و بنابراین، کم‌ترین میزان تاثیر را از نوسانات سطح آب دریای خزر پذیرفته است (Vahdati Nasab et al, 2017).

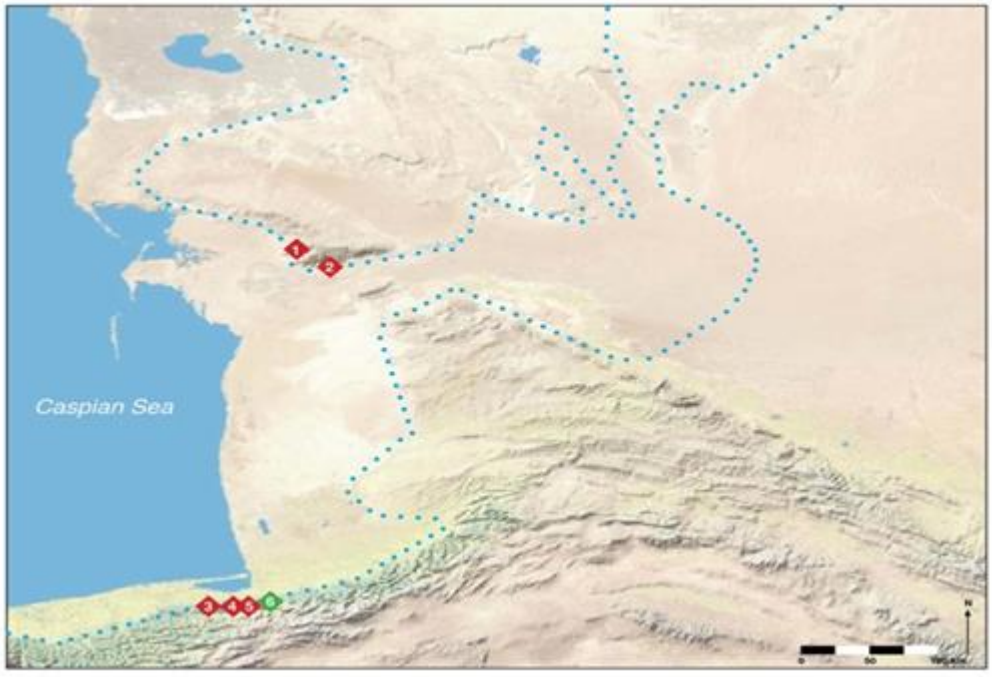


نقشه۳: پیشروی‌های دوران خوالنین (Dolukhanov and et al. 2009: 13)

مشهورترین بقایای دوره‌ی پارینه‌سنگی جدید در حوزه‌ی شمالی البرز مرکزی، شواهد یافت‌شده از محوطه‌ی گرم-رود ۲ در روستای بلیران آمل است (Berillon et al, 2007). این محوطه در ارتفاع ۱۷۷ متری نسب به آب‌های آزاد و در ۳۶ کیلومتری ساحل جنوبی دریای خزر واقع شده است. این فاصله، محوطه را از تاثیر پیشروی آب دریا مصون نگه داشته است. با وجود نقدهایی که از وجود محوطه‌های پارینه‌سنگی معرفی‌شده توسط تیم مشترک ایران و روسیه در حاشیه‌ی جنوب شرقی دریای خزر شده است، احتمال حضور این استقرارها را مدنظر قرار دهیم باید احتمال ناپدیدشدن آن‌ها در اثر بالاآمدن سطح آب دریا و دفن در زیر رسوبات را نیز بپذیریم. دوران پارینه-

سنگی جدید هم‌زمان است با دوران حد فاصل بین خوالنین قدیم و خوالنین جدید که سطح آب دریای خزر در حدود ۱۱۰ تا ۱۲۰ متر پسروی داشته است و دوره‌ی خشکی در این منطقه حاکم بوده که احتمالاً به دلیل شرایط آب‌وهوایی، امکان زیست انسان‌ها در این دوران در حاشیه جنوب شرقی دریای خزر وجود نداشته است. البته امکان مدفون‌بودن این استقراها نیز وجود دارد (جایز، ۱۳۹۱: ۱۵۷).

در اواخر دوره پلئیستوسن و پیش از آغاز دوره‌ی هولوسن (۱۱۵۶۰– ۱۰۵۵۰ سال قبل)، سطح تراز آب دریای خزر به میزان ۱۰۰ متر کاهش یافت. یعنی سطح تراز آب دریای خزر در طول مدت ۱۰۰۰ سال، با سرعتی دو برابر سرعت افزایش سطح تراز در آشکوب خوالنین دچار کاهش شد (خوشروان، ۱۳۹۵: ۷–۵). این رویداد با دوره‌ی میان‌سنگی هم‌زمان است. شاید این رخداد بتواند فراوانی بیش‌تر محوطه‌های میان‌سنگی و فراوانی کم‌تر محوطه‌های پارینه‌سنگی میانی و جدید را در سواحل جنوب شرقی دریای خزر توجیه کند (نقشه ۴).



نقشه ٤: بازسازی مساحت دریای مازندران در دوران خوالنین

پناهگاه های صخره‌ای دوره فراپارینه سنگی و نوسنگی: ۱. دجبل ۲.چشمه دم دم ۳. کمیشان ٤. هوتو ٥. کمربند
پناهگاه صخره ای دوره فراپارینه سنگی : ٦. علی تپه
۰۰۰۰ بیشترین گسترش دریای مازندران در دوره خوالنین آغازینن (۲۰ تا ۱۷ هزار سال کالیبره شده پیش)

از جمله مطالعات آغازین روی نوسانات دریای خزر بر اساس شواهد باستان‌شناختی در حاشیه جنوب شرقی دریای خزر، پژوهش‌های چارلز مک‌برنی بوده است. وی تلاش کرده بر اساس بقایای جانوری، نوسانات سطح دریا را بازسازی نماید. مک‌برنی با بررسی گزارش‌های اولیه‌ی کارلتون استیونس کوون در غارهای هوتو و کمربند و مواد کاوش‌شده در غار فراپارینه‌سنگی ال تپه، این فرضیه را مطرح کرد که اقتصاد تولید مواد غذایی در شمال ایران با تغییر در شرایط محیطی شامل تغییر در خط ساحلی دریای خزر ایجاد شد. وی بر اساس استخوان‌های حیوانی کشف‌شده در غارهای هوتو و کمربند بیان کرد که ساکنان دشت خط ساحلی، طیف وسیعی از گونه‌ها شامل فک، غزال، گوسفند و بز را مصرف می‌کردند (McBurney, 1968). در غار کمیشان نیز شواهد استفاده از ماهی و نرم‌تنان در دوره میان‌سنگی مشاهده می‌شود و نیز در کنار آن تخصص‌گرایی در شکار غزال به عنوان معیشت اصلی نیز ارائه شده است (Mashkour et al., 2011: 36). همچنین در محوطه تپه کمیشانی نیز بقای اندکی از ماهی یافت شده است (فرشی جلالی، ۱۳۹۹). این بدان معناست که با پسروی منگیشلک در این دوران به نظر می‌رسد جمعیت‌های انسانی به همراه حیواناتی چون غزال، بز، گوسفند و گاو وحشی –که برای دسترسی به چمنزارهای استپی حاصل از پسروی آب دریا– به ارتفاعات پایین‌تر آمده و در غارها ساکن شدند؛ این غارها در مرز بین جنگل و دشت قرار دارند و به این ترتیب این جمعیت‌ها هم به منابع جنگل‌ها در ارتفاعات و هم به منابع موجود در دشت و دریا دسترسی داشتند. انتشار نتایج کاوش بازنگری غار هوتو و کمربند و مطالعات دیرین‌اقلیم‌شناسی انجام‌شده روی نمونه‌های مکشوفه(فاضلی نشلی، ۱۴۰۰)، می‌تواند در شناخت تغییرات زیست–محیطی مرتبط با نوسانات سطح آب دریای خزر در دوره‌ی میان‌سنگی، موثر واقع شود. پس از پایان آخرین عصر یخبندان، دوره‌ی دریاس جوان (حدود ۱۲هزار سال پیش) آغاز شد که اتمام آن، هم‌زمان با پایان دوره‌ی پلئیستوسن بوده است. در دوره‌ی دریاس جوان، دما به شدت کاهش یافته و بار دیگر پخچال‌ها پیش‌رفت کردند، اما به نظر می‌رسد تاثیر یکسانی بر تمام مناطق نداشته و با توجه به ویژگی‌های زیست–محیطی، جغرافیایی و اقلیمی هر منطقه، شدت آن در نوسان بوده است (دارابی، ۱۳۸۸: ۶۳). لروی و همکارانش معتقدند که همزمان با دریاس جوان سواحل جنوبی دریای کاسپی شرایطی به دور از آب و هوای یخچالی را نشان می‌دهد و زیستگاه مناسبی برای گونه‌های گیاهی و جانوری بوده است؛ این منطقه در این دوره پوششی استپی جنگلی داشته و تنها اندکی از پوشش جنگلی خود را بر اثر سرما از دست می‌دهد؛ بنابراین جوامع میان‌سنگی این دوره با فشارهای محیطی که در دیگر مناطق مشاهده می‌شوند رو به رو نیستند (Leroy et al., 2019). گرچه شواهد گرده‌شناسی یا سایر مدارک زیست‌محیطی دریاس جوان در غرب آسیای مرکزی تاکنون کشف نشده، اما شاید حداقل بخشی از سقوط سریع سطح دریای خزر در انتهای پیشروی خوالنین جدید و پسروی مانقشلاق، نتیجه‌ی تاثیر دریاس جوان بوده باشد (جایز، ۱۳۹۱: ۳۱–۳۳).

نوسنگی

با آغاز دوره هولوسن در ۱۰۰۰۰ سال پیش، چرخه‌ی نئوکاسپی رخ داد که با فازهای پیشروی و پسروی و نوسانات کوچک همراه بود و رسوبات آن در تراز ۲۰- متر بوده است. در هولوسن آغازین با پیشروی دریا، سطح تراز آب دریای خزر به ۲۲- متر رسید (خوشروان، ۱۳۹۵: ۶). براساس تاریخ‌های کالیبره شده توسط گرگ و تورنتون در جنوب‌شرق دریای خزر تاریخ آغاز دوره نوسنگی بدون سفال ۷۵۰۰ ق.م. و دوره نوسنگی با سفال ۶۶۱۰ ق.م. است (Thornton, 2013: 43; Gregg & Thornton, 2012). هم‌زمان با آغاز دوره نوسنگی در سواحل جنوب شرقی مازندران، سطح تراز آب دریای خزر به ۲۵- متر رسید. در اواخر دوره‌ی نوسنگی در ۶۰۰۰ پ.م تراز آب دریای مازندران، ۲۸- متر بود است و در سطح پایین‌تری از آغاز این دوره قرار داشته است. شواهد اواخر دوره‌ی نوسنگی از غار راشک III در غرب مازندران با تاریخ حدود ۶۰۰۰-۵۲۰۰ پ.م همگونی دارد (Vahdati Nasab et al. 2013: 271). این غار در ارتفاع ۱۳۰۰ متری از سطح آب‌های آزاد در دشت میان‌کوهی کلاردشت و در فاصله ۲۴ کیلومتری از سواحل غربی دریای خزر قرار دارد و به دور از تاثیر نوسانات آب دریا بوده است. با توجه به میزان پسروی آب دریای خزر در آغاز دوران هولوسن و با در نظر گرفتن موقعیت امروزی محوطه‌های نوسنگی نواحی جنوب شرقی دریای خزر پس از پسروی آب دریا، برخی از استقرارهای نوسنگی منطقه، در جلگه‌های پست نزدیک به ساحل و در فاصله‌ی کم‌تر از دو کیلومتری آب‌های سطحی شکل گرفتند. این استقرارها احتمالاً به ساحل نزدیک بودند و شکار و صید موجودات آبزی و دریایی از جمله‌ی منابع غذایی این دوره بوده است. در عین حال در این دوره با محوطه هایی در ارتفاعات بالاتر نیز روبرو هستیم. برای نمونه اسدی اُجایی در بررسی میدانی باستان-شناختی خود و نیز بازنگری از مجموعه‌های کاوش‌های پیشین در شرق مازندران، چند محوطه دارای آثار نوسنگی را در ارتفاعات بین ۷۰۰ تا ۱۹۰۰ متری معرفی می‌کند (اسدی اُجایی، ۱۴۰۰). فعالیت‌های پژوهشی در محوطه باستانی طوق‌تپه نشان داد که این محوطه داری لایه‌های مربوط به آغاز نوسنگی تا عصر آهن است. این محوط در بخش مرکزی شهرستان نکا و در ارتفاع ۶- متری از سطح آبهای آزاد و در فاصله ۱۵ کیلومتری از خط ساحل قرار دارد. مطالعات اولیه دیرین اقلیم_شناسی بر روی رسوبات این محوطه نشان داد که رسوبات حاصل از عقب نشینی دریا که زمین‌های این منطقه را پوشانده‌اند، همزمان با اواخر خوالنین جدید (۱۲ هزار سال قبل) و پسروی منگیشلک (۱۲ تا ۹ هزار سال قبل) بوده است که باعث پیدایش سه اکوسیستم رودخانه ای، ساحل دریایی و دلتایی و اکوسیستم تالابی در حد فاصل کانتکست‌های ۲۵ تا ۱۸ شده است و پس از آغاز فاز خشکی و قاره‌ای، شواهد استقرار انسانی در بالای این رسوبات در قالب لایه‌های فرهنگی مشاهده شده است. قابل ذکر است که پژوهش-های آتی بر روی نمونه‌برداری‌های انجام شده با هدف انجام پژوهش‌های دیرین اقلیم‌شناسی محوطه، اطلاعات کاملتری در خصوص وضعیت دیرین اقلیم‌شناسی و تاثیرات پیشروی‌ها و پسروی‌های دریا بر روی استقرارهای جنوب شرق دریای مازندران در دوره نوسنگی شدن در اختیار قرار خواهد داد (عباس‌نژاد سرستی، ۱۳۹۹). در ۱۲۵۰۰-۱۰۰۰۰ سال قبل، پسروی منگیشلک موجب شکل‌گیری محیط‌های تالابی شده که هم برای رشد گونه-

های گیاهی و هم برای بسیاری از حیوانات وحشی چون گراز وحشی و پرندگان آبزی مناسب بوده است. از طرفی شواهد استفاده از لبنیات بر اساس آزمایشات مولکولی کف سفال‌ها (Gregg& Slater, 2012)، می تواند بیانگر این مسئله باشد که شرایط تالابی و پوشش گیاهی برای چرای حیوانات اهلی و رمه داری مناسب بوده است.

مس‌وسنگ

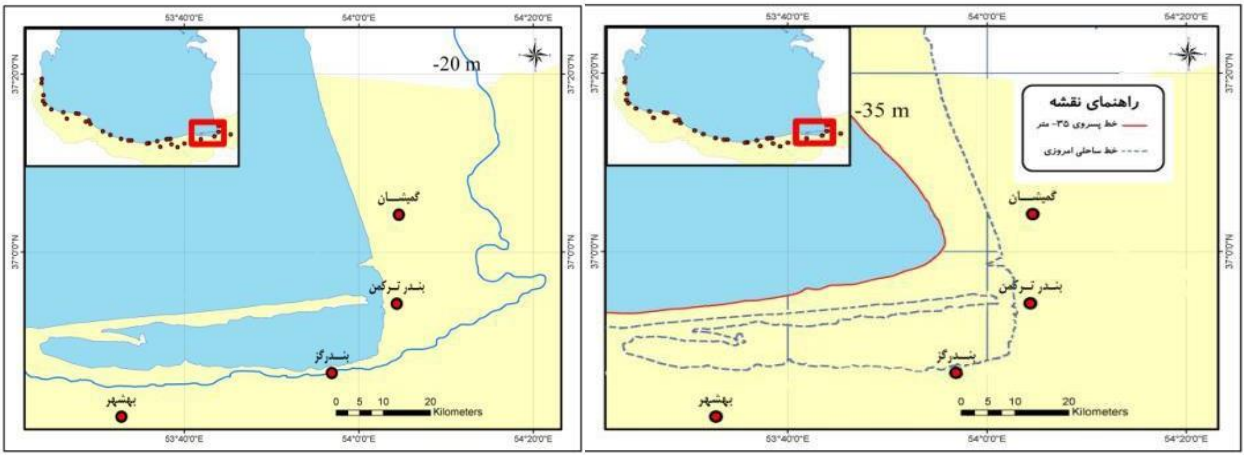
در دوره‌ی مس‌وسنگ در هزاره‌ی پنجم پ.م سطح آب دریای خزر افزایش یافت و به ۲۰- متر از سطح آب‌های آزاد رسید و در طول یک هزاره در تاریخ ۴۰۰۰ پ.م به ۲۱- متر کاهش یافت. در این دوره، خط ساحلی به جلو کشیده شد. از بین محوطه‌هایی که تاکنون تنها بر اساس نوع سفال قرمز منقوش، به دوره‌ی مس‌وسنگ منتسب شده‌اند، شاید دو محوطه کاوش‌شده‌ی تپه ترکام (ماهفروزی، ۱۳۸۹) و تپه سد (ماهفروزی، ۱۳۹۲)، توالی منظم‌تری را از این دوره ارائه می‌دهند، این استقرارها، تابع شرایط اقلیمی پیشروی آب دریا، در دشت‌های میان‌کوهی مازندران و در ارتفاع بالا شکل گرفته‌اند. از سوی دیگر محوطه باستانی تپه عباسی واقع درغرب روستای خانسر، در شرق دشت بهشهر در ارتفاع ۱۰ متری نسبت به آبهای آزاد و در فاصله ۲۰ کیلومتری از خط ساحل قرار گرفته است.گمانه‌زنی‌ها و تحلیل داده‌ها و لایه‌های باستان‌شناختیِ تپهٔ عباسی ثابت نموده است که این محل ویژگی‌های فازهای پایانی دوره نوسنگی و دوران مس و سنگ و دوره انتقالی به عصر مفرغ و آهن را معرفی می نماید. نخستین لایه های آن متعلق به فازهای پایانی دوره نوسنگی است که مستقیماً بر روی نهشته‌های ماسه‌ای و شور ساحلی قرار گرفته و دو تدفین متعلق به دوره مس‌سنگی درون رسوبات ماسه‌ای نیز یافت شده است (عباس‌نژاد سرستی، ۱۳۸۸). از سوی دیگر، بر اساس آزمایش کربن ۱۴ نمونه‌های تپه کلار، استقرار در این محوطه در دوره‌ی مس‌وسنگ در تاریخ به۳۱ ±۳۷۶۶ ق.م شکل گرفته است (حیدریان، ۱۳۹۰). این محوطه و نیز محوطه‌هایی چون غار اشکول، تپه سفید و آستانکرود ۲ در دشت‌های میان‌کوهی قرار دارند و خارج از حیطه‌ی تاثیر پیشروی آب دریا هستند (حیدری، ۱۳۹۵). باید در نظر داشت که در منطقه غرب مازندران و بطور کلی بخش غربی سواحل جنوبی دریای خزر (به استثنای بخش مرکزی استان گیلان) به علت نزدیکی کوهستان به دریای کاسپی و کم بودن زمین‌های جلگه‌ای، اکثر محوطه‌های آن در دشت‌های میان‌کوهی واقع شده‌اند. با اینحال محوطه‌های زیادی از این دوره در جلگه‌های نکا، بهشهر و بخصوص گلوگاه وجود دارد که فاصله اندکی از خط ساحلی دارند. برای مثال تپه فخی یک محوطه مربوط به دوره اواخر نوسنگی و مس‌وسنگ است که ۴ کیلومتر و گراودین (یا گرادین) دیگر محوطه مربوط به دوره مس‌وسنگ تنها ۱.۵ کیلومتر به خط ساحلی فاصله دارد (اسدی اُجایی، ۱۴۰۰). شریفی و همکارانش نیز در مقاله‌ای با توجه به ارتفاع محوطه‌های مس‌وسنگ منطقه شرق نشان داده‌اند که بیشتر محوطه‌های این دوره علی‌رغم پیشروی آب دریا در دشت و نزدیک به ساحل قرار دارند (شریفی و دیگران، ۱۳۹۵: ۵۸). این الگو نشان از این دارد که دشت‌های نزدیک به خطوط ساحلی که از دوره نوسنگی مورد توجه جوامع پیش از تاریخ منطقه شرق قرار گرفته همچنان مورد توجه بوده است. گرچه ضعف بزرگ مطالعات منطقه به معیشت در این دوره و نقش دشت و سواحل در مکان‌گزینی آنها مربوط می‌شود.

مفرغ و آهن

قمری فتیده (۱۳۹۴)، در پژوهش خود روی نوسانات آب دریای خزر از هزاره سوم پ.م تاکنون و تلقیق آن با اطلاعات باستان‌شناسی، به این نتیجه رسید که این نوسانات و به ویژه آخرین پیشروی عمده سطح آب دریای خزر در ۷۰۰ سال پیش (۱۳۰۰م)، اصلی‌ترین عامل مدفون‌شدن استقرارهای انسانی در زیر رسوبات در نواحی جنوب شرقی دریای مازندران بوده است. وی علت دوری این محوطه‌ها از حواشی دریای خزر را بالا آمدن آب دریای خزر و مدفون‌شدن محوطه‌ها در هر بار نوسان می‌داند. با توجه به اینکه در حدود ۶۶۰۰ سال پیش سطح تراز آب دریای خزر تقریباً ۳۵- متر از سطح آب‌های آزاد بوده است، پس خط ساحلی بخصوص در جنوب و جنوب شرق دریای خزر بسیار عقب‌تر از خط امروزی بوده است. در این بازه زمانی سطح آب نوسان چندانی نداشته آب و دریا احتمالاً در حدود ۱متر بالاتر بوده و در عرض ۵۰۰ سال نیز ۱ متر صعود کرده بود که نشان‌دهنده وجود یک ثبات تقریباً نسبی در وضعیت آب‌وهوایی منطقه بوده است (قمری فتیده و دیگران، ۱۳۹۴، ۳۸-۵۶). البته مطالعه‌ی کاکرودی روی رسوبات سواحل جنوب شرقی دریای مازندران نشان داد که سطح تراز آب دریا در تاریخ ۶۵۲۴ تا ۶۲۸۶ سال کالیبره‌شده‌ی پیش از زمان حاضر، در ارتفاع ۲۸/۷۱- متر قرار داشته و در حدود ۵۰۰۰ تا ۲۳۰۰ سال پیش از زمان حاضر، چندین پیشروی اتفاق افتاده است. در تاریخ ۳۳۳۴ تا ۳۱۴۵ سال کالیبره‌شده‌ی پیش از زمان حاضر، سطح آب به ۲۷/۷۲-متر رسید (Kakroodi et al, 2012:102). در بین محوطه‌های کاوش شده این دوره می‌توان آنها را هم در ارتفاعات و هم در دشت و هم در نزدیکی ساحل مشاهده کرد. گوهر تپه در شرق مازندران[۴۰]، در فاصله ۲۰ کیلومتری از سواحل دریا، مهم‌ترین محوطه کاوش شده از این دوره است که توالی آن از مس‌وسنگ متأخر تا عصر آهن را در بر می‌گیرد (ماهفروزی و پیلر، ۱۳۸۸: ۴۴). در حالی که کاوشگر معتقد است این محوطه از ۳۴۰۰ تا ۱۹۰۰ ق.م. مورد استقرار بوده است (Piller & Mahfroozi, 2009: 3)، اما در مطالعه‌ای دیگر بر اساس تاریخگذاری کربن ۱۴ دو دوره استقرار برای این محوطه در نظر گرفته شده است: ۱) استقرار عصر مفرغ از ۲۳۰۰-۳۱۰۰ ق.م که در اواخر مفرغ میانی دچار فروپاشی و متروک شدن می‌شود و ۲) قبور عصر آهن ۱۵۰۰-۱۶۰۰ ق.م. که بر مستقیماً بر روی بقایای دوره قبل شکل می‌گیرند (قاسمی، ۱۳۹۶). با اینحال مجتبی صفری در رساله دکتری خود با مقایسه سفالی با محوطه قلعه بن معتقد است که این محوطه نه در ۱۹۰۰ ق.م که تا پایان مفرغ متأخر مسکونی بوده و نیز اینکه برخلاف نظر قاسمی وی معتقد است که این محوطه در عصر آهن I متروک و در آهن II مجدداً به عنوان گورستان مورد استفاده قرار می‌گیرد (صفری، ۱۴۰۰). دیگر محوطه کاوش شده در این منطقه یاقوت تپه است (ماهفروزی،) که در فاصله ۱۹ کیلومتری قرار دارد؛ متاسفانه از یاقوت تپه هیچ گزارشی موجود نیست و تنها بر اساس مشاهدات سفال‌ها می‌توان تشخیص داد که این محوطه از دوره مس‌وسنگ تا عصر آهن

[۴۰] تعریف شرق مازندران در ادبیات باستان‌شناسی این منطقه به شهرستان‌های ساری، نکا، بهشهر و گلوگاه اطلاق می‌شود

استقرار دارد. دیگر محوطه‌های این دوره می‌توان به تپه عباسی در فاصله ۲۰ کیلومتری (عباس‌نژاد سرستی، ۱۳۸۸) و لایه‌های فوقانی در توق تپه (عباس‌نژاد سرستی، ۱۳۹۹) در فاصله ۱۵ کیلومتری اشاره کرد. همچنین شیشارتپه در دشت گهرباران ساری در فاصله ۲.۵ کیلومتری از دریا نیز مربوط به این دوره است (عابدینی، ۱۳۹۶). در این بین باید به بررسی‌های باستان‌شناختی نیز اشاره کرد که محوطه‌هایی از این دوره را در فاصله کمتر از ۷ کیلومتر معرفی کرده‌اند. در حالی که برخی از پژوهشگران، ترک منطقه را مهم‌ترین عامل فقدان محوطه‌های دوره‌ی آهن در جلگه پست مازندران می‌پنداشتند، مطالعات انجام گرفته بر روی رسوبات سواحل مازندران، نشان داد که با توجه به نوسانات آب دریای خزر، که از ۵۰۰۰ سال پیش تا دوران معاصر از ۳۵- متر تا ۲۰- متغیر بوده است، جوامع ساکن در کناره‌ی دریا برای دسترسی به منابع غنی آن، در طول زمان متناسب با حرکت آب حرکت کردند. از سوی دیگر، بالاآمدن آب دریا می‌توانسته بقایای نسل‌های پیشین را کاملاً ناپدید کند. در واقع، پیش-آمدگی آب رفته‌رفته بخش‌های فوقانی و سطحی شواهد استقراری را شسته و از بین برده و با رسوبات پوشانده است و در حال حاضر تنها، محوطه‌هایی را می‌توان یافت که در زمان پیش‌آمدگی نهایی با تراز ۲۰- متر، بالاتر از این خط تراز قرار داشته‌اند (قمری و دیگران، ۱۳۹۴، ۳۸-۵۶) (نقشه ۵). با اینحال حضور محوطه‌هایی چون توق تپه در ۱۵ کیلومتری و شیشار تپه در ۴ کیلومتری دریا، از دوره‌های مفرغ و آهن این فرضیه را با ابهام رو به رو می‌کند. تراز کنونی دریای کاسپی ۲۷- متر است و چنان که پیشتر و در دوره‌های قدیمی‌تر نیز مشاهده کردیم در تراز ۲۰- متر نیز جلگه مملو از محوطه‌های نوسنگی و مس‌وسنگ بوده است که در فاصله کمتر از ۱۰ کیلومتری سواحل کنونی قرار دارند؛ بنابراین تراز ۲۰- و ۲۷- برای دوره مفرغ و آهن نمی‌تواند موجب این باشد که جلگه کاملاً از محوطه‌های این دوران خالی شود. با وجود این شواهد، این مطالعات از چند نکته رنج می‌برد: ۱) کاوش اندک و پراکنده محوطه‌های این دوره در منطقه؛ ۲) عدم وجود تاریخگذاری‌های مطلق از لایه‌های این دوران و تطبیق آن با تاریخ‌های پیشروی و پسروی آب دریای کاسپی ۳) عدم توجه به دریا و داده‌های مربوط به آن در ساختار معیشتی جوامع این دوران.



نقشه۵: راست: بیشترین میزان پس روی آب دریای خزر در پنج هزار سال قبل به میزان ۳۵- متر، چپ: بیشترین میزان پیشروی آب دریا از پنج هزار سال قبل به میزان ۲۰- متر (قمری فتیده و دیگران، ۱۳۹٤).

نتیجه‌گیری

منابع دریایی از دیرباز یکی از مهم‌ترین منابع مورد استفاده بشر بود؛ مسیرهای گسترش انسان به سمت آسیای شرقی از نزدیکی سواحل دریای خزر گواه این اهمیت است. اکنون می‌دانیم که تراز آب دریای خزر یک پدیده‌ی پویا است و دامنه‌ی نوسانی آن در مقیاس‌های زمانی مختلف از شدت‌های متفاوتی برخوردار بوده است. بسته به شیب ساحل و دریا، پیشروی‌ها و پسروی‌های دریای خزر موجب تشکیل شوره‌زارهای، چمنزارهای استپی و جنگل‌های کوتاه تا شکل‌گیری سیستم تالابی می‌شود که هر یک می‌تواند موجب واکنش‌های متفاوت جوامع پیش از تاریخ به مکان‌گزینی و شرایط محیطی شود. تاکنون در جلگه‌های پست دریای خزر با محوطه‌ای از دوران پارینه‌سنگی، فراپارینه‌سنگی و یا نوسنگی بدون سفال (به جز غارها) مواجه نشده‌ایم که به نظر می‌رسد به خاطر سطح بالای آب دریای مازندران در دوره پیشروی خوالنین بوده باشد؛ با اینحال منابع دریایی چون فک و ماهیان در محوطه‌هایی چون غارهای کمربند، هوتو، کمیشان و ال‌تپه و تپه کمیشانی مورد استفاده بوده‌اند. سپس در نوسنگی با سفال و هم زمان پسروی منگیشلک جوامع کم‌کم وارد دشت‌های پست جلگه‌ای می‌شوند و استقرارهای کوچکی را در در فاصله کمتر از ۷ کیلومتری دریا تشکیل می دهند؛ کاوش در توق‌تپه و تپه ولیکی در ۱۵ کیلومتری سواحل دریای کاسپی نشان داده که این استقراها مستقیماً بر روی سیستم‌های تالابی شکل گرفته‌اند که شرایط محیطی بسیار مناسبی را برای گونه‌های جانوری و گیاهی مورد استفاده انسان فراهم می‌کنند. بررسی‌ها و کاوش‌های باستان‌شناختی نشان داده که از این دوره به بعد دشت‌های ساحلی هیچ‌گاه خالی از سکنه نبوده است؛ در دوره مس‌وسنگ محوطه کاوش شده تپه عباسی در فاصله ۲۰ کیلومتری، محوطه بررسی شده تپه فخی در فاصله ۴ کیلومتری و گرادین در فاصله ۱.۵ کیلومتری دریا گواه این است که جوامع هیچوقت از منابع دریایی و نیز زیست‌بوم سواحل دریای خزر غافل نبوده‌اند. در دوره‌های مفرغ و آهن نیز چنین الگوهای استقراری را می‌توان مشاهده کرد؛ اکثر محوطه‌هایی که دارای دوره‌های نوسنگی و مس‌وسنگ بوده‌اند دربردارنده دوره‌های مفرغ نیز هستند. محوطه‌هایی چون گوهرتپه، تپه عباسی، یاقوت‌تپه، توق–تپه (لایه‌های فوقانی) در فواصل ۲۰ تا ۱۵ کیلومتری و شیشار په در جلگه‌های ساحلی در فاصله ۴ کیلومتری دریا، پیشرویپسروی؛ ۲) هرچند دوره فراپارینه–سنگی و نوسنگی با توجه به کاوش‌های انجام گرفته در گذشته و سال‌های اخیر وضعیت بهتری را در مورد ارتباط بین جوامع پیش از تاریخ و دریای خزر نشان می‌دهند؛ شواهد استفاده از منابع دریایی در غارها و محوطه‌های نزدیک به تپه ماهورها گواه این امر است. اما فقدان مطالعات جامع در مورد جایگاه و نقش منابع دریایی در زندگی و معیشت جوامع پیش از تاریخی این منطقه احساس می شود.

۳) نه تنها منابع دریایی، بلکه زیست‌بوم سواحل نیز باید مدنظر قرار گیرد؛ زیست‌بوم تالابی که بعد از پسروی منگیشلک شکل گرفت محیط مناسبی را برای رشد گیاهان و جنگل‌ها و بالطبع جذب حیواناتی چون گراز، گوزن، بز، گوسفند و گاو که منابع غذایی جوامع را تشکیل می‌داد بودند؛ همچنین با توجه به شواهد استفاده از فراوردهای

ثانویه دامی از سفال‌های دوره نوسنگی،این زیست‌بوم شرایط مناسبی را برای شکل‌گیری شیوه زندگی شبانی محیا می‌کنند.

ما برای درک بهتر از تاثیر نوسانات دریای خزر نیازمند مطالعه تخصصی‌تر و گسترده‌ای هستیم؛ کاوش‌های بیشتر و علمی‌تر بخصوص در محوطه‌های نزدیک به ساحل دریا، استفاده از متخصصان حوزه باستان‌شناسی دریایی در کشف محوطه‌های احتمالی مدفون در زیر آب دریا، جمع‌آوری دادهای قابل اطمینان در راستای مطالعات معیشتی و دیرین اقلیم و همکاری تنگاتنگ با متخصصان اقیانوس‌شناسی، دیرین‌اقلیم‌شناسی، دیرین آب‌شناسی، زمین‌شناسی و تغذیه از جمله نیازهای ما در مطالعات آینده خواهد بود.

سپاسگزاری

نگارندگان در اینجا از آقای دکتر حمید نظری و سیدکمال اسدی برای خوانش متن اولیه مقاله و ذکر نظرات ارزنده‌شان نهایت قدردانی خود را اعلام می کنند.

منابع

اسدی اُجایی، سید کمال (۱۴۰۰). بررسی باستان‌شناختی استقرارهای نوسنگی سرزمین‌های مرتفع و جلگه‌ای شرق مازندران. سازمان میراث فرهنگی استان مازندران، منتشر نشده.

بشکنی، امیر، (۱۳۸۷)، معرفی محوطه های پارینه سنگی کرانه های جنوبی دریای مازندران، پایان نامه کارشناسی ارشد، استاد راهنما دکتر حسن فاضلی نشلی، دانشگاه تهران، دانشکده ادبیات و علوم انسانی.

بیگلری، فریدون، جهانی، ولی، مشکور، مرجان، آرگان، آلن، شیدرنگ، سونیا، طاهری، کمال، (۱۳۸۶)، غار دربند: کشف مدارکی جدید از دوره پارینه‌سنگی قدیم در غرب البرز، استان گیلان، یازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، مشهد، دانشگاه فردوسی. ۱۶۸۷-۱۶۹۵.

جایز، مژگان، (۱۳۹۱)، مطالعه فن آوری و گونه شناسی مصنوعات سنگی غار کمیشان و مقایسه آنها با منطقه زاگرس، دکتری، حامد وحدتی نسب، دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم انسانی.

حیدری، نرجس (۱۳۹۵)، بررسی الگوهای استقراری محوطه‌های پیش از تاریخی استان مازندران از دوره پارینه-سنگی تا عصر آهن، رساله دکتری، استاد راهنما رحمت عباس نژاد سرستی، دانشگاه مازندران. دانشکده هنر و معماری.

حیدریان، محمود، (۱۳۹۰)، چگونگی سیر تحول فرهنگ های پیش از تاریخی غرب مازندران بر اساس کاوش های باستان شناسی تپه کلار و پناهگاه صخره ای راشک کلاردشت، رساله دکتری، استاد راهنما سید مهدی موسوی کوهپر، دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم انسانی.

چنگیزی، مهرنوش، چنگیزی، مهوش، (۱۳۹۱)، اکوسیستم دریای خزر و عوامل تخریب کننده آن، دهمین همایش بین المللی سواحل، بنادر و سازه های دریایی، سازمان بنادر و دریانوردی، تهران.

خوشروان، همایون، (۱۳۹۵)، نوسانات سطح تراز آب دریای خزر (گذشته، حال و آینده)، هجدهمین همایش بین المللی صنایع دریای، جزیره کیش، ۲۷ لغایت ۳۰ مهر ماه.

دارابی، حجت، (۱۳۸۸)، دریاس جوان و نوسنگی شدن در غرب ایران، باستان پژوهی، شماره ۱۸: ۶۳-۷۱.

رمضان‌پور، حسین، گاراژیان، عمران، ولی‌پور، حمیدرضا، (۱۳۹۲)، نوسنگی و نوسنگی شدن در سرزمین های پست شرق مازندران بر اساس بررسی های باستان‌شناختی، پژوهش‌های باستان‌شناسی ایران، شماره ۴، دوره سوم: ۹۷- ۱۱۶.

شریفی، مصطفی، روح‌الله شیرازی، سید مهدی موسوی کوهپر، علی ماهفروزی. (۱۳۹۵) شناسایی الگوهای استقراری عصر مس‌وسنگ شرق مازندران. پژوهش‌های باستان‌شناسی ایران، ۶ (۱۰)، ۶۶-۴۷.

عباس‌نژاد سرستی، (۱۳۸۸)، گزارش کاوشهای باستان‌شناسی و گمانه زنی‌های تپه عباسی خانسر شهرستان نکا استان مازندران، اداره کل میراث فرهنگی و گردشگری استان مازندران، منتشر نشده.

عباس نژاد سرستی، رحمت، (۱۳۹۹)، گزارشکاوش لایه نگاری محوطه نوسنگی توق تپه نکا، سازمان میراث فرهنگی، صنایع دستی و گردشگری استان مازندران، منتشر نشده.

فاضلی نشلی، حسن(۱۴۰۰)، گزارش تعیین عرصه و پیشنهاد حریم غار هوتو و کمربند و لایه نگاری غار هوتو، مرکز اسناد سازمان میراث فرهنگی استان مازندران.

قاسمی گرجی، سرالله (۱۳۹۶). آغاز عصر آهن در دشت‌های شرقی مازندران (مطالعه موردی: گوهر تپه بهشهر). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه مازندران.

قانقرمه، عبدالعظیم، ملک، جواد، (۱۳۸۴)، همزیستی مسالمت آمیز با نوسانات آب دریای خزر به منظور توسعه پایدار سواحل ایران (مطالعه موردی ساحل جنوب شرقی)، پژوهش های جغرافیایی، شماره ۵۴: ۱-۱۱.

قمری فتیده، محمد، وحدتی نسب، حامد، موسوی کوهپر، سید مهدی، (۱۳۹۴)، نوسانات دریای مازندران از هزاره سوم ق.م تا هزاره اخیر و تاثیر آن بر پراکنش مراکز استقراری در جنوب شرق دریای مازندران، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۴۷: ۵۶-۳۷.

کاکرودی، عطا عبدالهی، (۱۳۹۲)، نوسانات دریای مازندران و تاثیر آن بر سواحل جنوب شرقی دریای مازندران، پژوهش‌های مورفولوژی کمی، سال دوم، شماره ۳: ۴۴-۳۳.

ماهفروزی، علی، (۱۳۸۹)، گزارش تعیین حریم تپه ترکام، مرکز اسناد سازمان میراث فرهنگی، سازمان میراث فرهنگی و گردشگری استان مازندران.

ماهفروزی، علی، (۱۳۹۲)،کاوشهای باستان‌شناسی تپه سد، نامورنامه، مقاله‌هایی در پاسداشت یاد مسعود آذرنوش، تهران، ایران نگار.

وحدتی نسب، حامد، (۱۳۸۹)، «مروری بر پژوهش‌های پارینه‌سنگی در البرز شمالی»، مجموعه و خلاصه مقالات همایش چشم انداز باستان‌شناسی شمال کشور در دهه آینده، نوشهر، دانشگاه مارلیک: ۱۵-۱.

Arsalanov, Kh. A., Yanina, T. A., Chepalyga, A. L., Svitoch, A. A., Makshaev, R. R., Maksimov, F. E., Chernov, S. B., Tertychiny, N. I. & Straikova, A. A., 2015, One the age of the Khvalynian deposite of the Caspian Sea coasts according to 14 C and 230 TH/234 U methods, *Quaternary International*, XXX: pp. 1-7.

Asadi Ojaie, Seyyed Kamal, Hosein Nemati Lojendi, Rahmat Abbasnejad Seresti, 2022, Valiki Tappeh, a Neolithic Site in the Southeastern Plains of the Caspian Sea. Iranian journal of archaeological studies, unpublished.

Mahfroozi, A. Piller, C. , 2009, "First Preliminary Report on the Joint Iranian-German Excavations at Gohar Tappe, Mazandaran, Iran". Archa Ologhische Mitteilungen Aus Iran und Turan (AMIT), Band 41, Berlin.

Berillon. G. Asgari Khaneghah. A. Antoine P. Bahain J.J. Chevrier. B. Zeitoun, V. Aminzadeh. N. Beheshti. M. Ebadollahi Chanzanagh. H. Nochadi, S. 2007. Discovery of new open-air Paleplithic Localities in Central Alborz, Northern Iran. Human Evolution 52: 380-387.

Bezrodnykh, Y. P., Sorokin, V.M., 2016, On the age of the Mangyshlakian deposits of the northern Caspian Sea. Quat. Res. 85, 245e254.

Chepalyga, A.L., 2007, The last glacial flood in the Ponto-Caspian basin. In: Yanko-Hombach, v., Gilbert, A.S., Panin, N., Dolukhanov, P.M. (Eds), The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate and Human Settlement. *Springer*, Dordrecht, pp. 119-148.

Coon. C.S., 1951. Cave Explorations in Iran 1949. Museum Monographs. The University Museum. University of Pensylvania. Philadelphia.

Dolukhanov. P.M. Chepalya. V.K. Shkatove. V.K. Lavrenetiev. N.V., 2009. Late Quaternary Caspian: Sea-levels, Environments and Human Settlement. The open Geography Journal. 2:1-15.

Fedorov. PV. 1978. Pleistotsen Ponto-Kaspiya (The Pontic-Caspian Pleistocene). Moscow: Nauka.

Firoozfar. A., 2012, Southern Caspian Sea Coast. Morphologhy, Sediment Characteristics, and sea level change. Preceedings OD the Annual International Conferense on Solis, Sediments. Water and Energy. Volume 17. Article 12: 122-150.

Froehlich. K. Rozanski. K. Povinec. P. Oregioni. B. Gastaud. J., 1999, Isotope studies in the Caspian Sea. The Science of the Total Environment. 237/238: 419-427.

Gregg, M., Thornton, C., 2012, a preliminary analysis of prehistoric pottery from Carleton Coon's excavations of Hotu and Belt Caves in Northern Iran: implications for future research into the emergence of village life in Western Central Asia, *Intl. J. Humanities* 19 (3): 56-94.

Kakroodi. A.A. Kroonenberg. S.B. Hoogendoorn. R.M. Mohammd Khani. H. Yamani. M., 2012, Rapid Holocene sea-level changes along the Iranian Caspian coast, Quaternary International. 263: 93-103.

Kakroodi. A.A., 2013, Fluctuations of the Caspian Sea and its impact on the southeast shores of the Caspian Sea. Quantitative Morphological Research. No. 3: 33-44.

Kakroodi, A. A., Leroy, S. A. G., Kroonenberg, S. B., Lahijani, H. A. K., Alimohammadian, H., Boomer, I., & Goorabi, A., 2015, Late Pleistocene and Holocene sea-level change and costal paleoenvironment evolution along the Iranian Caspian shore, *Marine Geology*, 361.

Kaplin, P.A. Selivanov. A.O., 1995, Recent coastal evolution of the Caspian Sea as a natural model for coastal response to the possible acceleration of global sea-level rise. Marine Geology. 124: 161-175.

Leroy, S.A.G., Kakroodi, A.A., Kroonenberg, S.B., Lahijani, H.A.K., Alimohammadian, H., & Nigarov, A., 2013, Holocene vegetation history and sea level changes in the SE corner of the Caspian Sea: *relevance to SW Asia climate Quat.* Sci. Rev. 70.

Leroy, S.A.G., Lopez-Merino, L., Tudryn, A., Chalie, F., Gasse, F., 2014, Late Pleistocene and Holocene paleoenvironment in and around the middle Caspian basin as reconstructed from a deep-sea core, *Quaternary Science Reviews* 101: 91-110.

Leroy, S.A.G., A. Amini, M.W. Gregg, E. Marinova, R. Bendrey, Y. Zha, A. Naderi Beni, H. Fazeli Nashli. ,2019, Human responses to environmental change on the southern coastal plain of the Caspian Sea during the Mesolithic and Neolithic periods, *Quaternary Science Reviews* 218.

Mamedov, A. V., 1997, the late Pleistocene-Holocene history of the Caspian Sea, *Quaternary International* 41/42: 161-166.

Mashkour, M., Chahoud, J., & Mahforouzi, A., 2011, Faunal remains from the Epipalaeolithic site of Komishan cave, j. Iran. *Archaeol,* 1, 32-38.

Mayev E.G, Chepalyga A.L, 2002, Kaspiiskoe more (The Caspian Sea). In: Velichko A.A, Ed. Dinamika landshaftnyh komponentovi vnutrennih morskih basseinov Severnoi Evrazii za poslednie 130000 let (Dynamics of landscape components and inner marine basins of Northern Eurasia over the last 130,000 years. *Moscow: Geos;* pp. 189-91.

McBurney. C. B. M., 1968 The Cave of Ali Teppeh and the Epi-Palaeolithic in N.E Iran. Cambridge University. Department of Archaeology and Anthropology.

Rahimzadeh, Neda, Farhad Khormali, Natacha Gribenski, Sumiko Tsukamoto, Martin Kehl, Anna Pint, Farshad Kiani, Manfred Frechen ,2019, "Timing and development of sand dunes in the Golestan Province, northern Iran—Implications for the Late-Pleistocene history of the Caspian Sea", *Aeolian Research* 41, 100538.

Thornton, C., 2013, “Tappeh Sang-e Chakhmaq: a new look”, in R. Matthews and H. Fazeli Nashali (eds.), *the Neolithisation of Iran: the formation ofnew societies*, pp.241256, Oxford: Oxbow Books.

Vahdati Nasab. H. Christopher. T. P. Mousavi Kouhpar. S. M. Naomi. S. Naderi. R., 2013, The late Neolithic site of Rashak III rock shelter. Mazandaran. Iran. In the Neolithisation of iran: The Fornatian of new societies. Edited by Roger Matthews and Hasan Fazeli Nashli.

Vahdati nasab, Hamed, Kourosh Roustaei, Mohammad Ghamari Fatideh, Fatemeh Shojaeefar, Milad Hashemi Sarvandi., 2017, The first evidence for Late Pleistocene hominin populations on the southern Caspian Sea coast. Antiquity 91 355, e1 (2017): 1–5. doi:10.15184/aqy.2016.232.

Yanina, T., 2014, The ponto-caspian region: environmental consequences of climate change during the late Pleistocene, *Quaternary International* 345, pp. 88-99.

. P., GARRICK-BETHELL, I., SHUSTER, D. L. 2013.The bombardment history of the Moon as recorded by 40Ar-39Ar chronology, Meteoritics & Planetary Science 48, Nr 2, 241–269 (2013) doi: 10.1111/maps.12054.