

پژوهشهای جغرافیایی - شماره ۴۷ بهار ۱۳۸۳

صص ۳۱-۵۵

شواهد ژئومرفولوژیک فرسایش یخچالی پلیستوسن در ارتفاعات تالش

پوران طاحونی - دکترای جغرافیای طبیعی (ژئومرفولوژی)*

پذیرش مقاله: ۸۱/۲/۲۹

چکیده

ارتفاعات تالش گنجه‌ای غنی از اشکال حاصل از فرسایش یخچالی است. از آنجا که فرآیندهای مرفوژنز بیرونی تابع شرایط اقلیمی هستند و شرایط اقلیمی عصر حاضر امکان ایجاد چنین اشکالی را فراهم نمی‌آورند؛ بنابراین وجود چنین اشکالی را می‌توان تأییدی بر تغییر اقلیم و به تبع آن تغییر در سیستم شکل‌زایی در این بخش از کشورمان دانست. به دلیل مصون بودن نسبی این اشکال از فرسایش و با نظر به دخالت سیستم‌های شکل‌زایی کنونی، زمان تشکیل آنها به تغییرات اقلیمی جهانی پلیستوسن مربوط می‌شود. شناسایی اشکال به کمک عکسهای هوایی ۱:۵۵۰۰۰ و ۱:۲۰۰۰۰ و نقشه‌های توپوگرافی پوششی منطقه و همراه با بازدیدهای میدانی و نیز شناسایی منشأ رسوبها توسط نمونه‌برداری و آنالیز آنها به انجام رسید. شواهد ژئومرفولوژیک مورد بررسی در این تحقیق شامل: سیرک و دره یخچالی، سنگهای سرگردان، رسوب‌های یخچالی و سطوح فرسایش یافته توسط یخ می‌باشد. میانگین برف مرز حاصل از این تحقیق برای ارتفاعات تالش طی پلیستوسن ۲۳۶۰ متر محاسبه شد ولیکن به دلیل همجواری با دریای خزر، به صورت محلی تفاوتی در ارتفاع برف مرز ایجاد شده، چنانچه این ارتفاع برای ضلع شرقی ۱۸۰۰، ضلع جنوبی ۲۴۰۰ و ضلع غربی ۲۹۰۰ متر محاسبه گردیده است. مرفوژنر ارتفاعات تالش طی دوره‌های سرد پلیستوسن توسط دو سیستم فرسایش یخچالی و مجاور یخچالی انجام گرفته است.

واژگان کلیدی: پلیستوسن، فرسایش یخچالی، اشکال یخچالی، یخچال‌های کوهستانی، برف مرز، حداکثر پشروی یخچالی، سیرک و دره یخچالی، سنگ سرگردان، رسوب یخچالی.

مقدمه

تاریخ زمین‌مدارک بسیاری از تغییرات اقلیمی درازمدت و کوتاه‌مدت را در خود ذخیره کرده است. تغییرات کوتاه‌مدت اقلیمی پلیستوسن با توجه به زمان وقوع و نقش آن در شکل‌گیری چشم‌اندازهای فعلی کره زمین از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است.

شواهد چنین تغییراتی در عرض‌های بالا و متوسط کاملاً شناخته شده است؛ به نحوی که اسامی دوره‌های یخچالی و بین یخچالی در اروپا و آمریکای شمالی اسامی مکان‌های این اشکال است. ماهیت و چگونگی تغییرات اقلیمی در عرض‌های پائین هنوز از موضوعات مورد بحث است. تغییرات اقلیمی

* E-mail: PTahouni@yahoo.com

پلیستوسن در ایران و نوع این تغییرات همواره محل بحث و تضارب آراء بوده و می باشد. ویژگیهای جغرافیایی ایران باعث تنوع اقلیمی و در نتیجه، تنوع سیستم های شکل زایی عصر حاضر شده است. بدون تردید این تنوع اقلیمی و به تبع آن تنوع در سیستم های شکل زایی طی پلیستوسن نیز وجود داشته است. با توجه به اینکه علم ژئومرفولوژی قادر است تا با تفسیر اشکال سطح زمین، فرآیندهای عامل و در نتیجه شرایط اقلیمی حاکم را در گذشته و حال تبیین و تحلیل کند؛ بنابراین راه حل عملی برای اثبات تغییرات اقلیمی در محیط متنوع ایران، بکارگیری توان های این علم است. با بررسی اشکال ژئومرفولوژیکی، سیستم های مرفوزنر فعال و غیرفعال و در نتیجه شرایط اقلیمی قابل شناسایی خواهد بود.

آثار مرفولوژیکی یخبندان های ایران حداقل از اواخر قرن نوزدهم شناخته شده بود. ژاک دومرگان^۱ در سال ۱۸۹۰ از سیرک یخچالی قدیمی اشتران کوه در ارتفاع ۳۸۰۰ متری و سیرک قلیان کوه در ارتفاع ۲۴۴۰ متری نام برده است (عیوضی، ۱۳۷۴، ص ۷۳). ریین^۲ در دامنه شمالی سهند آثار یخبندان را معرفی می کند، ولی از طرف بوبک^۳ مورد تردید قرار می گیرد.

دزیو^۴ آثار مسلم دوران یخبندان را در منطقه زرد کوه به ثبوت رساند. بوبک یخچالهایی را از دوره های سرد پلیستوسن در سلسله تخت سلیمان پیدا کرد. شوایتزر^۵ در سال ۱۹۷۰ آثار یخچالی در کوه سبلان، علم کوه و دماوند را مطالعه و بررسی کرد (پروی، ۱۳۶۹، ص ۵۷ و ۵۶). هاگه دورن^۶ (۱۹۷۳) در شیرکوه یزد و ماتیاس کوهله^۷ (۱۹۷۶) در کوه جاپار جنوب کرمان یخچالهایی را شناسایی کردند (محمودی، ۱۳۶۷، ص ۱۴). رایت^۸ در جنوب غرب ازنا و کریستف پروی^۹ (۱۹۸۰) در بخش های داخلی کوهستان زرد کوه زاگرس یخچالهایی را گزارش کردند. پدرامی (۱۹۸۲) آثار وسیع فرسایش یخچالی را در ارتفاعات شمال تهران گزارش کرد. محمودی در سال ۱۳۶۷ آثار یخچال های بزرگی را در شرق و غرب باغروداغ شناسایی کرد (شکل شماره ۱).

منطقه مورد مطالعه بخش عمده ای از استان گیلان و بخش هایی از استان های زنجان و اردبیل را شامل می شود و بین عرض های ۳۶ درجه و ۴۵ دقیقه، و ۳۸ درجه و ۲۵ دقیقه شمالی و طول های ۴۸ درجه و ۱۲ دقیقه، و ۵۰ درجه و ۱۵ دقیقه طول شرقی واقع است. محدوده منطقه توسط خط ساحلی خزر در شرق سفیدرود در جنوب، دره قزل اوزن و شاهرود در غرب و دره آستارا جای در شمال مشخص می شود. این محدوده بیکره اصلی کوهستان تالش را شامل می گردد.

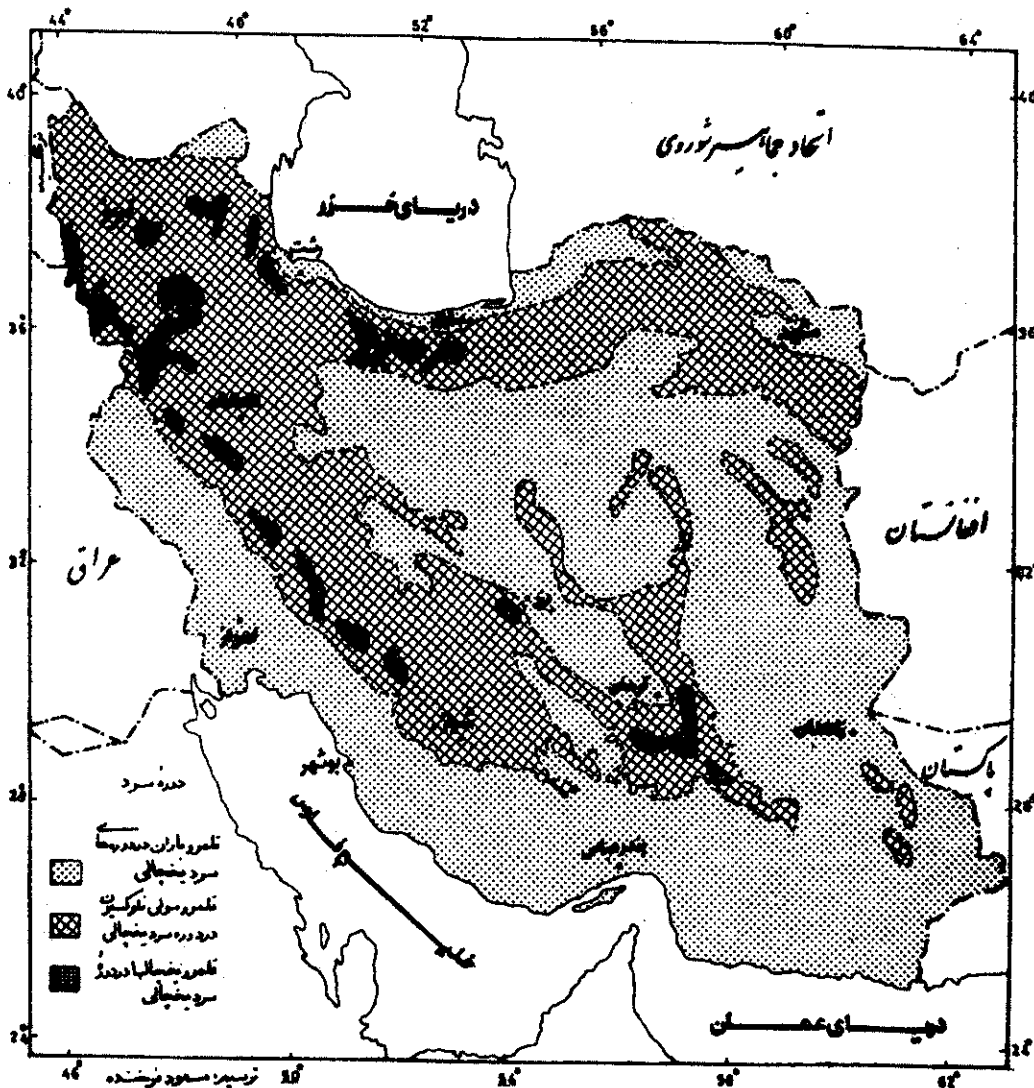
اهداف این تحقیق عبارتند از:

- بررسی و شناسایی اشکال حاصل از فرسایش یخچالی

- تعیین حد برفی دوره پلیستوسن

1-de Morgan.
2- Ribben.
3- Bobek.
4-Desio.
5- Schweizer.
6-Hagedorn.
7-Kuhle.
8-Wright.
9-Christoph Preu.

تعیین طبقات اقلیمی پلیستوسن در ارتفاعات تالش



شکل ۱- قلمرو عوامل فرسایش در دوره‌های یخچالی

یافته‌ها

شواهد ژئومرفولوژیک تغییرات اقلیمی در ارتفاعات تالش عبارتند از سیرک‌ها، دره‌های یخچالی، سنگ‌های سرگردان، رسوب‌های یخچالی، سطوح فرسایش یافته توسط یخ.

۱- سیرک‌ها

اشکال سیرک مانند، عمدتاً توسط عکس‌های هوایی با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ و ۱:۵۵۰۰۰ شناسایی و در نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ پوشش منطقه، با توجه به ابعاد پدیده و مقیاس نقشه موقع‌یابی شدند. در مرحله بازدید میدانی تمامی اشکال موردبررسی قرار گرفت. نتیجه کلیه مشاهدات، اثبات سیرک‌های یخچالی در ارتفاعات فوقانی

کرگان‌رود، لیسار و دریاچه نشور است. سیرک‌هایی که به طور نسبی از فرسایش مصنوعی مانده‌اند، در ابعاد متنوع مشاهده می‌شود. قطر سیرک پایین دست بونابشت و دول در حدود ۷۵۰ است؛ اما اگر گودال بیگلو را دقیقاً یک حفرة سیرک بشمار آوریم، این اندازه در حدود چهار کیلومتر است (شکل‌های شماره ۲ و ۳).

سیرک‌های مشرف به درة لیسار به شدت فرسوده شده‌اند و در حال حاضر جداره‌های پرشیب و انحنای مخروطی سیرک‌ها در بالادست درة لیسار مشهود است (شکل شماره ۴). فرسایش رودخانه‌ای که پس از تغییر اقلیم در این بخش اتفاق افتاده، چهره ناهمواری را دگرگون کرده و شدت فرسایش به حدی بوده که در بخش عمده‌ای از این ارتفاعات دیواره‌های حائل بین حفرة سیرک‌ها از بین رفته و از مجموع پرتگاه فوقانی آنها دیواره یک پارچه‌ای بر جای مانده است و به صورت پرتگاهی قابل تشخیص است (شکل شماره ۲). سطوح صاف در پای این پرتگاهها که کف سیرک‌های قدیمی محسوب می‌شوند، محل استقرار عشاير است. دریاچه‌های کوچک و متعددی در این ارتفاعات مشاهده می‌شود که حفرة آنها به احتمال قوی توسط یخچال‌های کوهستانی ایجاد شده است.

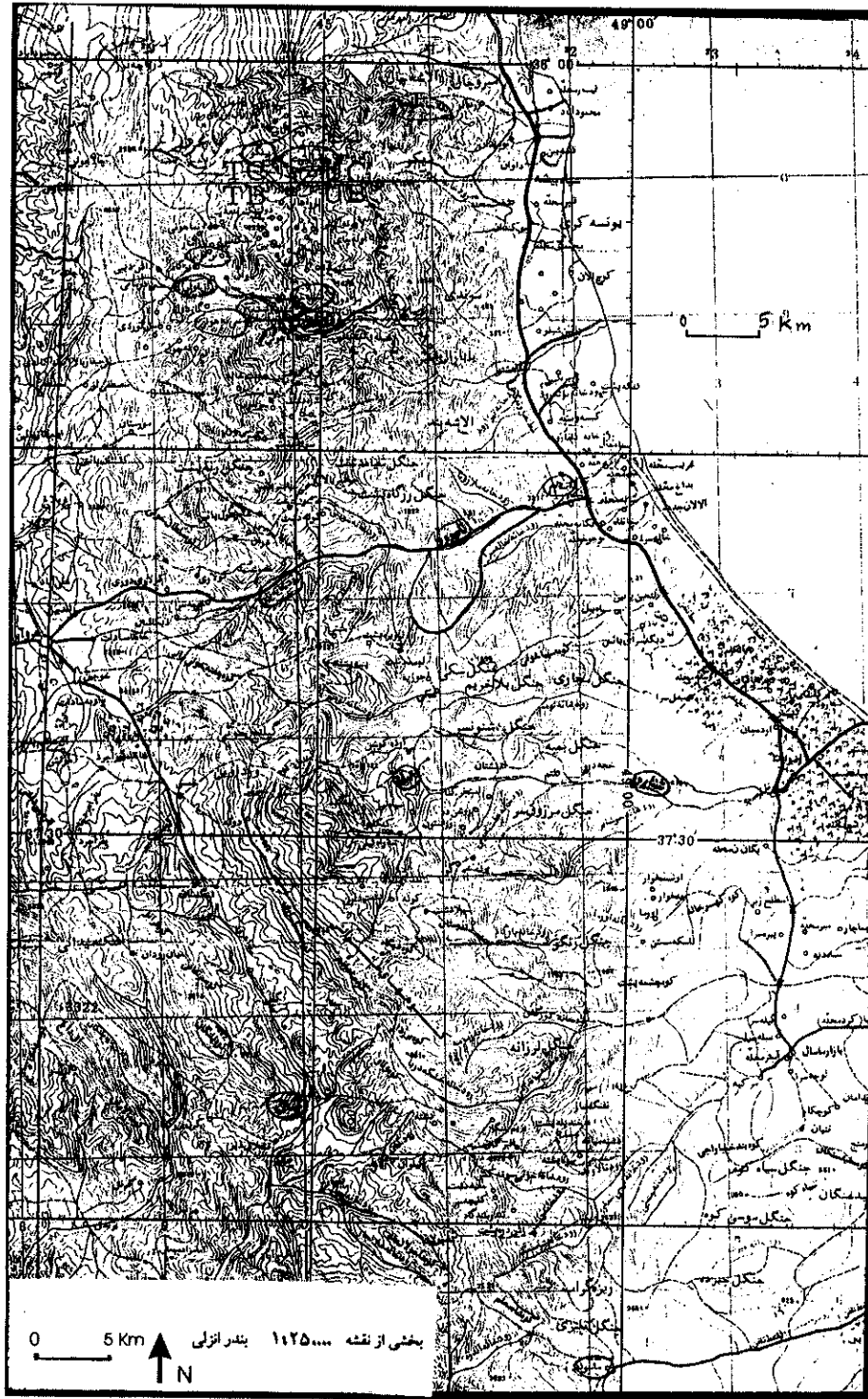
دلتای لیسار یکی از وسیع‌ترین دلتاهای موجود در منطقه است. وسعت این دلتا و پیشروی آن در دریاچه خزر گویای حجم بالای مواد حمل شده توسط رودخانه لیسار است. شیب تند آبراهه لیسار و فاصله اندک سرچشمه و سطح اساس، قدرت فرسایش را افزایش داده و منجر به نابودی اشکال یخچالی در ارتفاعات فوقانی شده و در نتیجه با افزایش بار رسوبی، دلتای لیسار توسعه پیدا کرده است. جهت سیرک‌های لیسار کاملاً رو به شرق است و ارتفاع کف آنها در محدوده منحنی ۲۰۰۰ متر تا ۲۱۰۰ متر واقع است.

در سرچشمه کرگان‌رود دو دسته سیرک قابل تشخیص است. سیرک‌های درة اصلی کرگان‌رود با نگاه رو به جنوب و سیرک‌های درة رزه با نگاه رو به جنوب‌شرق. در سرشاخه کرگان‌رود دریاچه‌هایی مشاهده می‌شود که در ارتفاع ۲۴۰۰ متری تا ۲۵۰۰ متری است.

سیرک‌های درة رزه کلاسیک‌ترین سیرک‌ترین موجود در منطقه است. این سیرک‌ها با جهت رو به شرق (رو به دریاچه خزر) در ارتفاع کمتری مشاهده می‌شوند. ارتفاع کف سیرک‌ها ۱۶۰۰ متر است. عامل تغذیه فراوان و قرارگیری در نساء علت اصلی ارتفاع کم این سیرک‌ها است.

بقایای سیرک‌های رو به غرب دریاچه نشور در عکس‌های هوایی و مشاهدات زمینی قابل شناسایی است و لیکن به دلیل وسعت فرسایش و عملکرد مکرر فرآیند لغزش بر روی دامنه‌های پرشیب، به شدت آسیب دیده است. در این بخش مهم‌ترین دلیل برای اثبات فرسایش یخچالی، حجم عظیمی از رسوب‌های یخچالی به همراهی سنگ‌های سرگردان است. یخرفت‌ها تمام بخش جنوبی و غربی دریاچه را پوشانیده و مرز غربی دریاچه توسط این یخرفت‌ها معین می‌شود. ارتفاع کف این سیرک‌ها ۲۹۰۰ متر است.

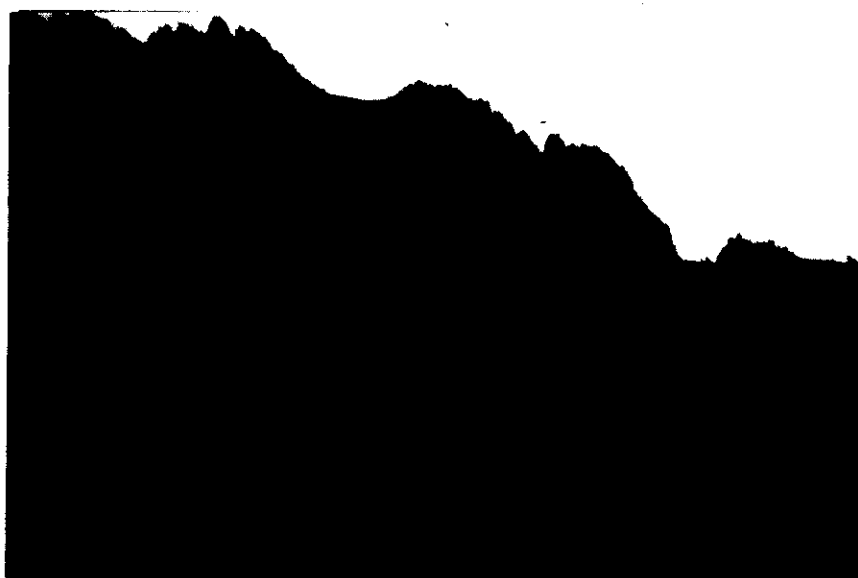
سیرک‌های موجود در جهات مختلف رشته باغروداغ در ارتفاع مختلفی شکل گرفته و حداقل ارتفاع در جنوب‌شرق ۱۶۰۰ متر، در شرق ۲۰۰۰ متر، در جنوب ۲۴۰۰ متر و در غرب ۲۹۰۰ متر است.



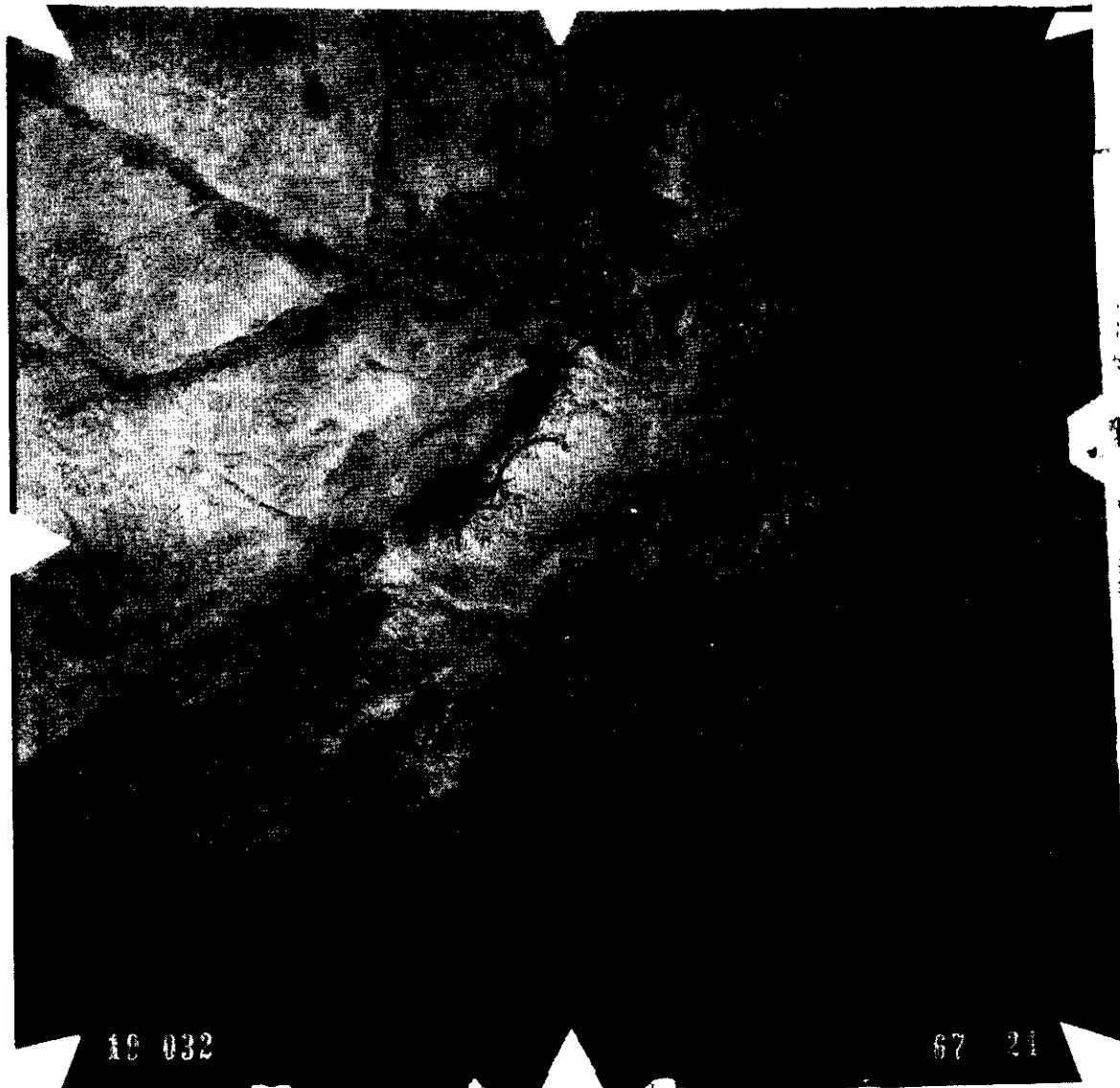
شکل ۲- موقعیت منطقه مورد مطالعه و نقشه پایه تهیه نقشه ژئومرفولوژی



عکس ۱- سیرکها در بالادست رودخانه لیسار (عکس از پوران طاحونی)



عکس ۲- دیواره سیرک ییگلو، جنوب سوباتان (عکس از پوران طاحونی)



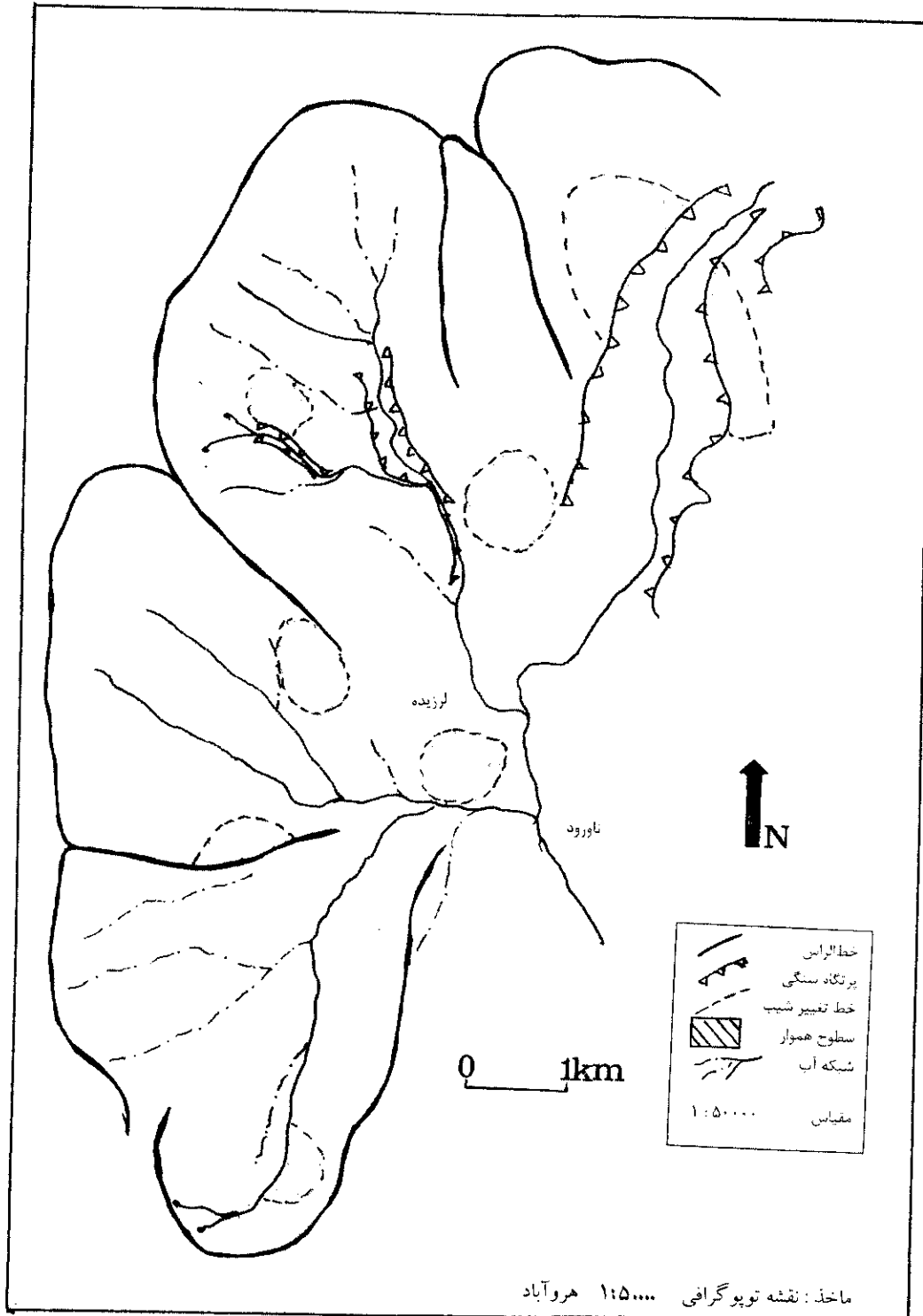
شکل ۴- عکس هوایی با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ از سیرکهای مشرف به دره لیسار

۲- دره‌های یخچالی

دره‌های یخچالی بزرگترین اشکال حاصل از فرسایش یخچالی در منطقه است. توپوگرافی نرم و هموار، وسعت زیاد و جهت رو به شرق آن ویژگی عمومی این گونه دره‌هاست. این دره‌ها بر خلاف شرایط معمول به سمت بالادست عریض می‌شوند (شکل شماره ۳).

دره‌های لومیر، ناورود و ماسوله و کرگان‌رود از نمونه‌های بارز دره‌های یخچالی هستند (شکل شماره ۳). همواری دیواره‌های دره‌ها گویای فرسایش توسط حجم عظیم یخ است. آثار فرسایش آبراهه‌ای به ندرت بر روی

آنها مشاهده می شود و شیارهای سطحی ایجاد شده، نشان دهنده عمر کوتاه آنهاست. سطوح هموار وسیعی درون دره ها وجود دارد. این سطوح بقایای کف دره های یخچالی پلیستوسن است (شکل شماره ۵). تغییر اقلیم و به تبع آن تغییر سیستم فرسایش باعث بریده شدن این سطوح شده، به نحوی که پرتگاه هایی به



شکل ۵- نقشه ژئومرفولوژی دره ناورود (سطوح همراه بقایای کف دره های قدیمی)

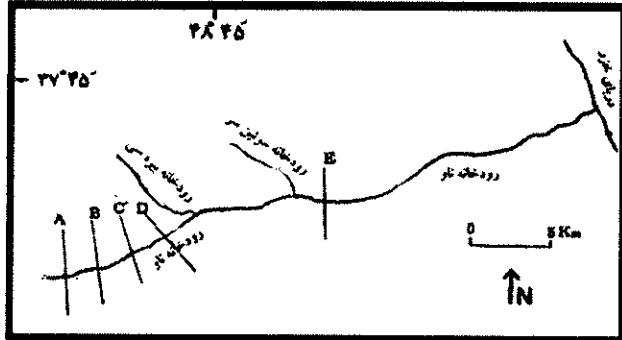
عمق ۸۰ متر در حاشیه این سطوح و درون سنگ بستر ایجاد شده است. این دره‌های سنگی با مقطع V شکل و دیوارهای پرشیب، گویای فرسایش شدید آبراه‌ای پس از مرحله یخچالی است. احتمال دارد که تمرکز آب‌های حاصل از ذوب یخچال‌ها و در کف دره نیز کمک به بریده شدن سنگ بستر در این بخش کرده باشد؛ به عبارتی دره، حاصل یک دره آبراه‌ای - یخچالی باشد. حدود ارتفاع سطوح همواره (کف دره‌های قدیمی) ۱۷۰۰ متر است. از سرشاخه‌های ناورود هر چه به سمت پایین دست حرکت کنیم از عرض دره کاسته شده و بر ارتفاع آن افزوده می‌شود. شکل شماره (۶) محلّ مقاطع و نیمرخ‌های دره ناورود از بالادست به پایین دست رودخانه را نشان می‌دهد. دره بالادست کاملاً وسیع و هموار است و نیمرخ U دارد و به سمت پایین دست رودخانه شکل V می‌گیرد و از پهنای آن کاسته شده و بر عمق آن افزوده می‌شود دره‌های V شکل کف دره‌های U شکل گویای تغییر سیستم فرسایش است. در پایین دست رودخانه، دره کاملاً شکل V به خود گرفته که نشان‌دهنده عمل انحصاری فرسایش آبراه‌ای است. با استناد به شواهد فوق می‌توان پذیرفت که در دره ناورود (محل عبور جاده اسالم به خلخال) در ارتفاعات بالاتر از ۱۷۰۰ متر تمرکز برف دائمی به صورت یخچال‌های دره‌ای بوده و به طور کلی قله‌ها در عصر یخبندان بالاتر از ۱۷۰۰ متر به صورت کله‌قندی دارای برف دائمی بوده است و حاشیه این قله در کمتر از ارتفاع فوق تحت تأثیر فرسایش مجاور یخچالی شکل گرفته است (دره‌های عمیق آبراه‌ای).

در شکل شماره (۷) محلّ مقاطع و نیمرخ‌های دره آق‌اولر از بالادست به پایین دست ترسیم شده است. دره‌های U شکل یخچالی در مناطق ارتفاعی بیش از ۸۰۰ متر و دره‌های آبراه‌ای V شکل در کمتر از ارتفاع فوق مشاهده می‌شود. در شکل شماره (۷-الف) نیمرخ B پهن‌ترین زبانه یخچالی با الحاق یک زبانه فرعی شکل گرفته است. نیمرخ D حداکثر پیشروی یخچال در ارتفاع ۸۰۰ متر است. نیمرخ‌های E و F دره‌های V شکل را نمایش می‌دهد. در مشاهدات میدانی نیز در کمتر از ارتفاع فوق آثاری از رسوب‌های یخچالی مشاهده نشد و بدین ترتیب ارتفاع ۸۰۰ متر را می‌توان حداکثر پیشروی زبانه‌های یخچالی دانست و به عبارت دیگر می‌توان ارتفاع کم‌فشار مستقر بر روی خزر که با تعدیل شرایط اقلیمی منجر به ذوب یخچال شده را ۸۰۰ متر تخمین زد.

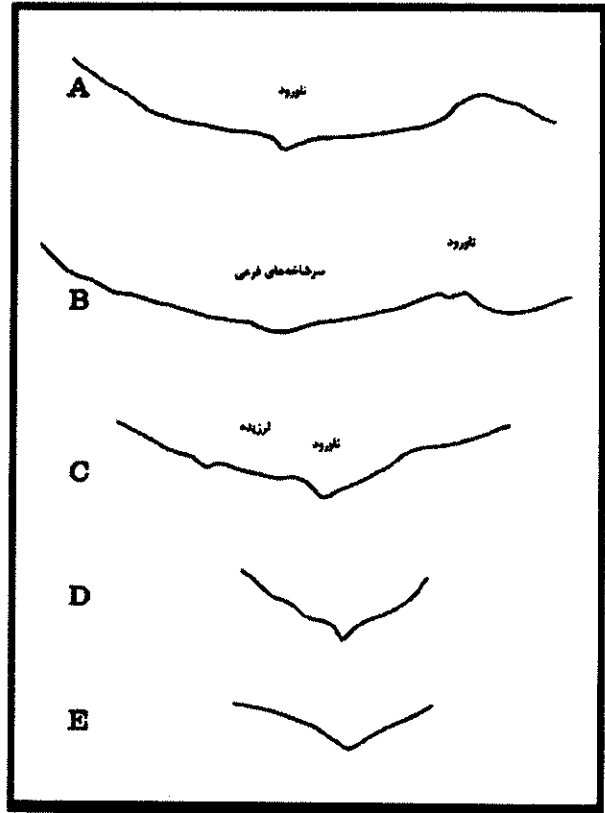
۳- سنگ‌های سرگردان

سنگ‌های سرگردان با ابعاد بین ۱۰ تا ۵۰ متر مکعب در دره‌های منطقه پراکنده‌اند. فاصله افقی این قطعات سنگی حجیم با دیواره دره‌ها فرضیه احتمالی سقوط از دیواره را رد می‌کند. جنس سنگ‌های سرگردان با جنس دیواره‌های دره در محل نیز مشابهتی ندارد.

عکس شماره (۳) تخته سنگ عظیمی در بیلاق مریان با ابعاد $۳/۹۰ \times ۲/۸۰ \times ۴/۳۰$ متر است که جنس این تخته سنگ هماهنگ با جنس ارتفاعات فوقانی و از آندزیت است؛ در حالیکه جنس دره در محل استقرار سنگ آهک‌های ریزدانه است. بلوک ماسه سنگی موجود در دره ماسوله در محل ورودی شهرک ماسوله هم جنس با ارتفاعات فوقانی در محل امامزاده شمس‌الدین (محل شروع دره یخچالی) است؛ در صورتیکه جنس دره در محل استقرار سنگ شسیت بوده و چنین سنگ‌های سرگردانی در بیلاق مریان و حاشیه دریاچه نور به فراوانی یافت می‌شود (عکس‌های شماره ۳، ۴، ۵ و ۶).

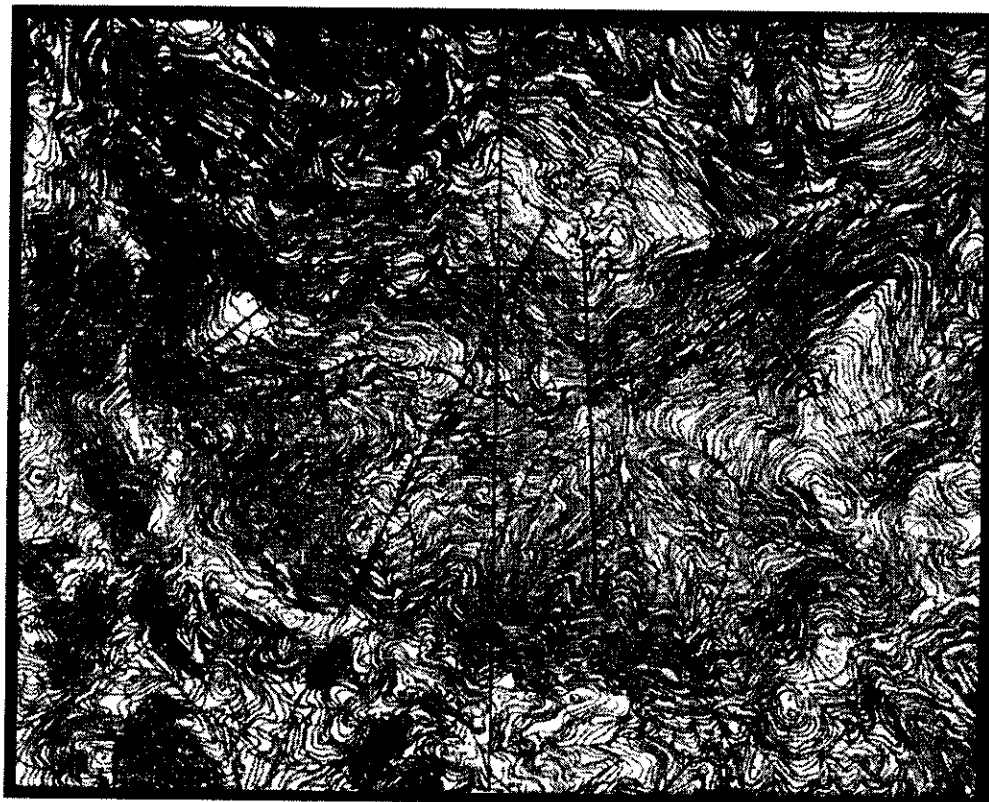


محل تهیه نیمرخها بر روی رودخانه ناو



شکل ۶- نیمرخهای دره ناورود

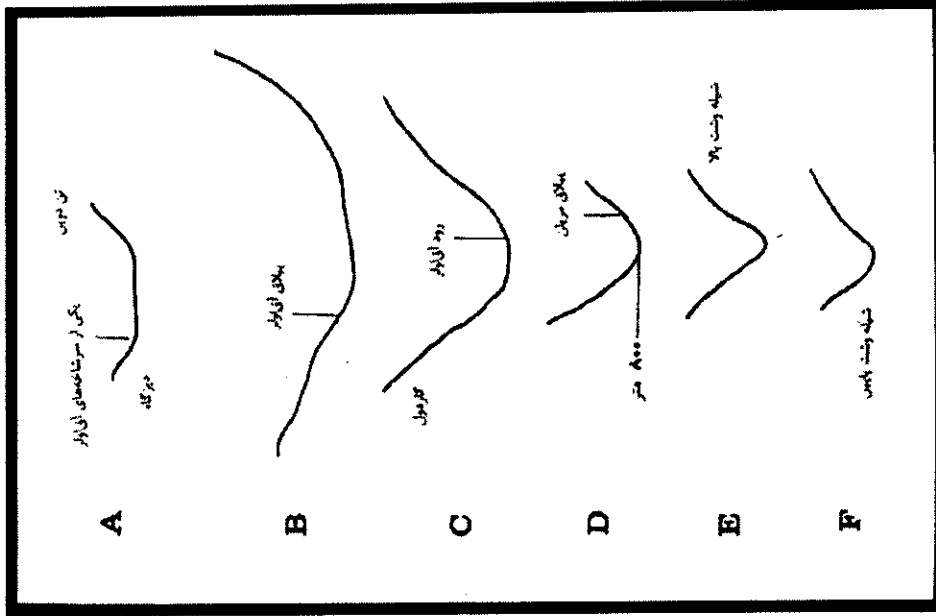
۳۷۴.



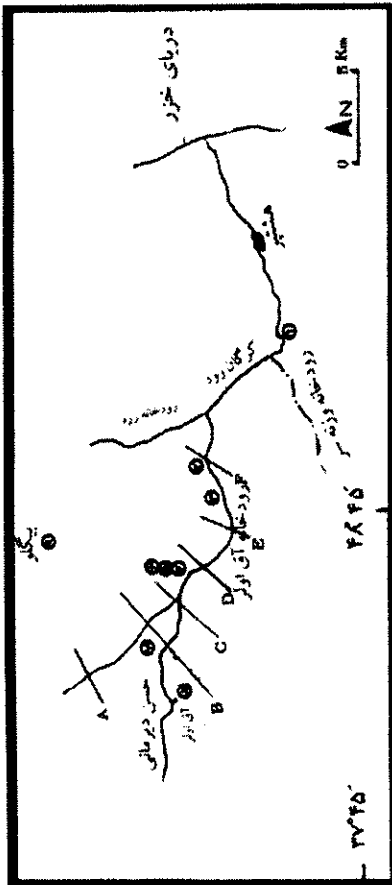
↑N

۴۸۴۸

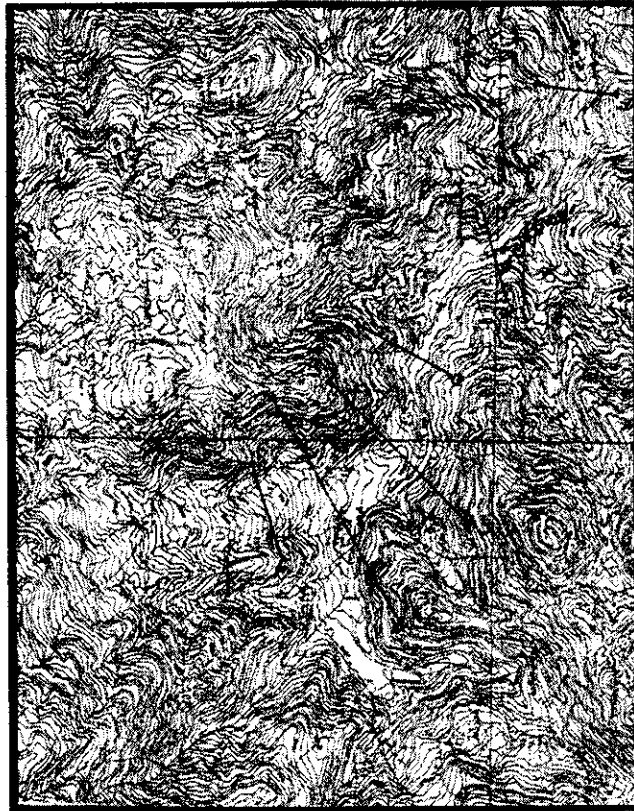
بخشی از نقشه ۱:۵۰۰۰۰ هرو آباد محل برداشت نیمرخها بر روی رودخانه ناو



شکل ۲۷a. نمیرختهای دره آبی اولر

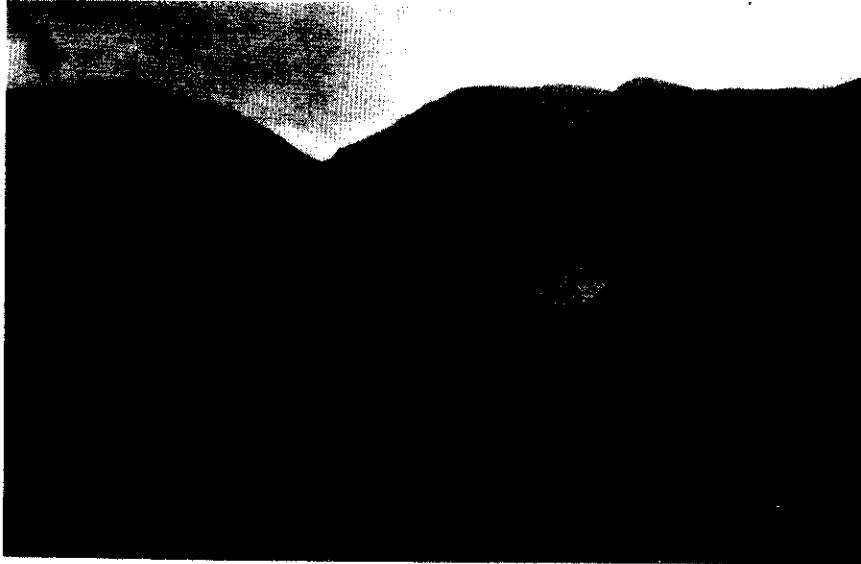


شکل ۲۷b. نمایش محل برداشت نمونه‌ها و تهیه نمیرختها بر روی رودخانه کرگان رود



بخشی از نقشه ۱:۱۵۰۰۰۰ آبی اولر
محل تهیه نمیرختها بر روی رودخانه کرگان رود

۲۷۵۰



عکس ۳- دره یخچالی، امامزاده شمس‌الدین بالادست ماسوله (عکس از پوران طاحونی)



عکس ۴- سنگ سرگردان ییلاق مریان (عکس از پوران طاحونی)



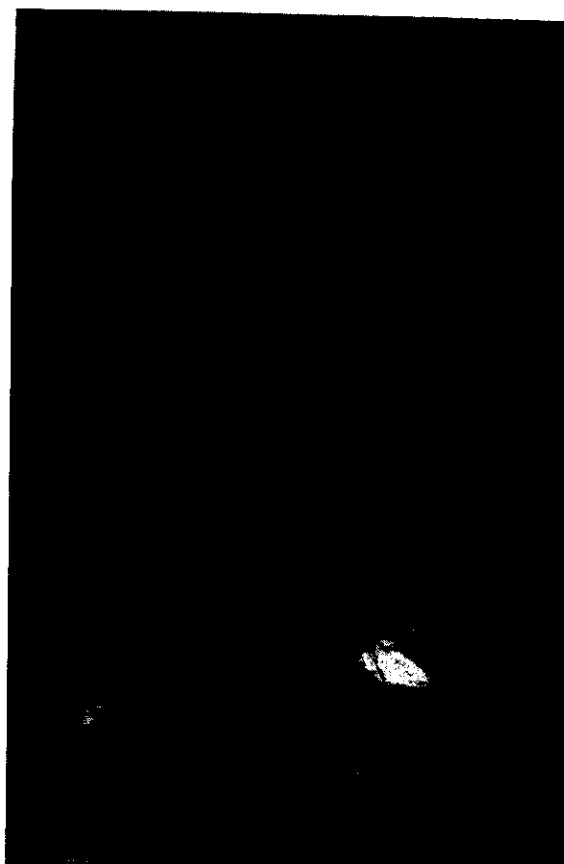
عکس ۵- توپوگرافی خشن در اثر سنگهای سرگردان، بیلاق مریان (عکس از پوران طاحونی)



عکس ۶- سنگهای سرگردان در رسوبات نرم دریاچه نئور (عکس از پوران طاحونی)



عکس ۷- یخرفت‌ها در پایین دست پل شیله وشت (عکس از پوران طاحونی)



عکس ۸- یخرفت‌ها در دوراهی کسمه جان و شیله وشت (عکس از پوران طاحونی)

۴- رسوبهای یخچالی

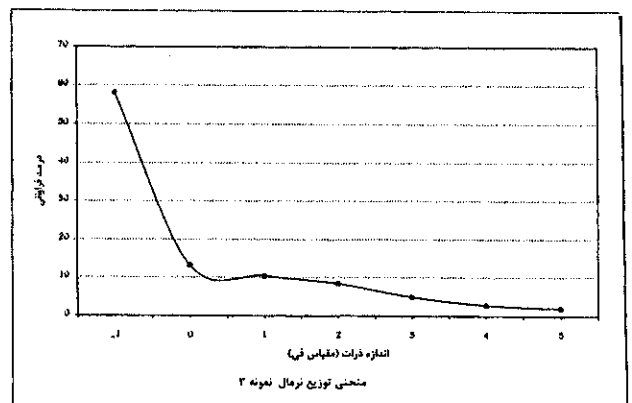
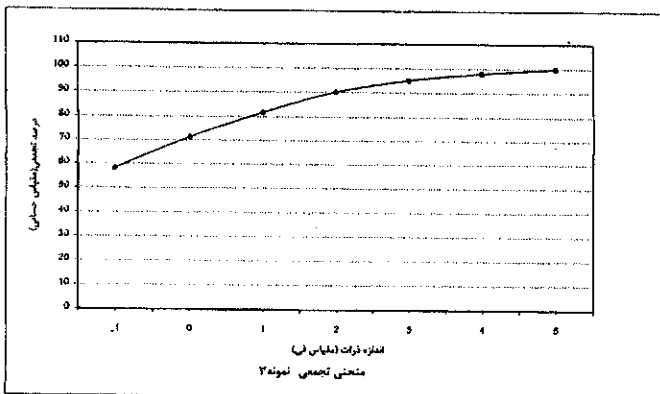
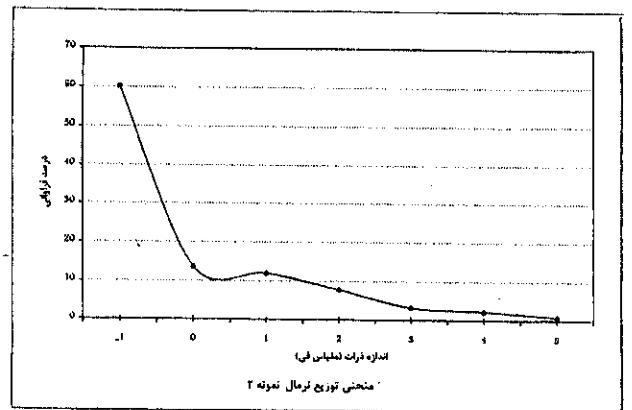
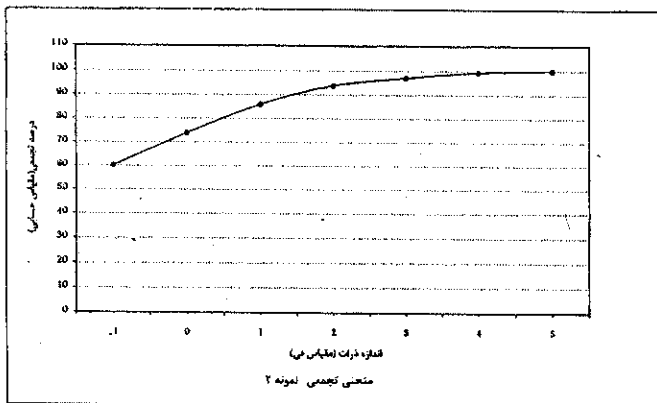
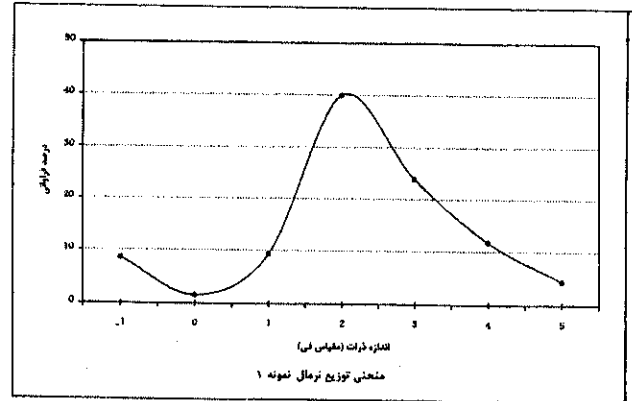
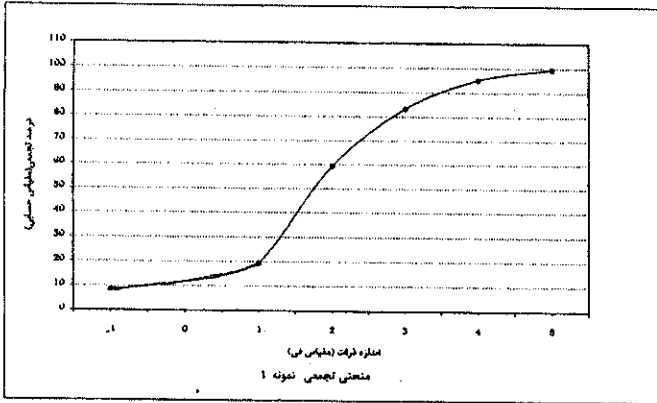
به طور کلی وسیع‌ترین آثار فرسایش یخچالی در ارتفاعات تالش یخرفت‌های متراکم درون دره‌هاست. این رسوبها بدون لایه‌بندی و با دربر داشتن قطعات بزرگ و کوچک سنگ، مرفولوژی خاصی ایجاد کرده‌اند و بسیار متمایز می‌باشند. رسوبات پس از تغییر اقلیم و تغییر سیستم فرسایش از یخچالی به آبراهه‌ای بریده شده و پرتگاه‌هایی با ارتفاع ۸۰ تا ۱۰۰ متر در حاشیه آنها ایجاد شده است. پرتگاه پائین دست تن دوین و آق‌اولر از این نمونه هستند.

از اختصاصات فیزیکی رسوبهای یخچالی، درشتی دانه با جورشدگی بد و نامنظم است که پراکندگی آنها با توجه به شرایط رسوبگذاری یونی‌مدال^۱ و بایمدال^۲ است (موسوی، ۱۳۷۹، ص ۲۲۴-۲۴۱)، فاقد چینه‌بندی هستند و بر اثر حرکت یخچال، دانه‌ها به هم نزدیک شده و فشردگی افزایش می‌یابد و رسوبها در مجموع از خرده‌سنگها با ابعاد مختلف و بدون گردشگی تشکیل شده‌اند. اندازه دانه‌های رسوبی بسیار متفاوت است و از حد ذرات بسیار ریز گرد و غباری تا حد سنگ‌های عظیم سرگردان فرق می‌کند (عکس شماره ۴). به منظور آزمایش‌های کمی، ۹ نمونه رسوب برداشت شد. محل نمونه‌گیری‌های رسوب‌ها به غیر از نمونه (۱) که از بستر فعلی رودخانه آق‌اولر در محل ایستگاه ماشین‌خانه و نمونه (۷) از بستر همین رودخانه و بعد از ییلاق سینه هونی برداشت شد، در سایر نمونه‌ها از رسوب‌هایی که از نظر پیکرشناسی زمین‌ویژگیهای رسوب‌های یخچالی را داشتند و از نظر محل استقرار نیز فقط توسط حمل یخچالی قابل توجه بودند، برداشت گردید. (شکل ۷-ب) که پس از دانه‌بندی و توزیع نتایج به صورت نمودارهای مربوطه ترسیم شد، منحنی‌های توزیع عادی یا نرمال^۳ جورشدگی^۴ رسوبات را نشان می‌دهد. این منحنی در رسوبات بادی و رودخانه به دلیل جورشدگی مناسب به شکل یک زنگوله منظم است. در صورت افزایش میزان ذرات درشت، منحنی به سمت چپ کشیده می‌شود و گویای عدم جورشدگی (که از ویژگیهای رسوبات یخچالی است) می‌باشد. منحنی‌های ترسیم شده فقط در نمونه (۱) و (۷) به صورت زنگوله در آمد و در سایر نمونه‌ها گویای سورتینگ بد بود (شکل شماره ۸).

از رسم منحنی‌های تجمعی^۵ نمونه‌ها، نتایج زیر بدست آمد که در صورت وجود تعادل بین تعداد ذرات ریز و درشت، منحنی شکل S باز (اوجیو^۶) می‌گیرد. در جورشدگی بهتر، تجمع ذرات در اطراف مرکز تمایل منحنی بیشتر است و در جورشدگی بدتر توزیع ذرات در اطراف این مرکز کمتر می‌شود. منحنی نمودارهای (۱) و (۷) به شکل (اوجیو) است. سایر نمونه‌ها دارای نمودار خطی هستند (شکل شماره ۹) که نقطه شروع تمام منحنی‌ها بالاتر از ۴۵٪ است و به عبارت دیگر تمام رسوبها دارای جورشدگی بد با بیش از ۴۵٪ ذرات درشت دانه هستند؛ و به این معنی که مدیان (قطر ذره‌ای که ۵۰ درصد منحنی را مشخص می‌کند) در این نمونه‌ها نشانگر ذرات بزرگتر از ۲ میلی‌متر است که تأییدی بر درشت دانه بودن این رسوب‌ها محسوب می‌شود.

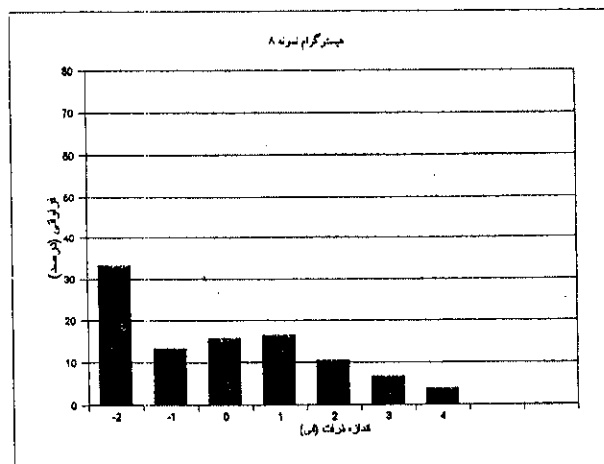
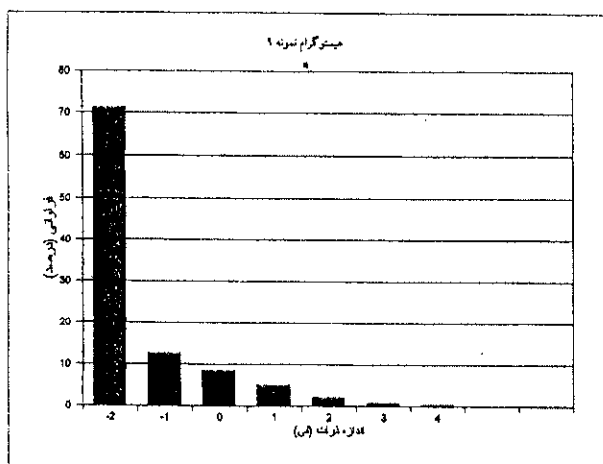
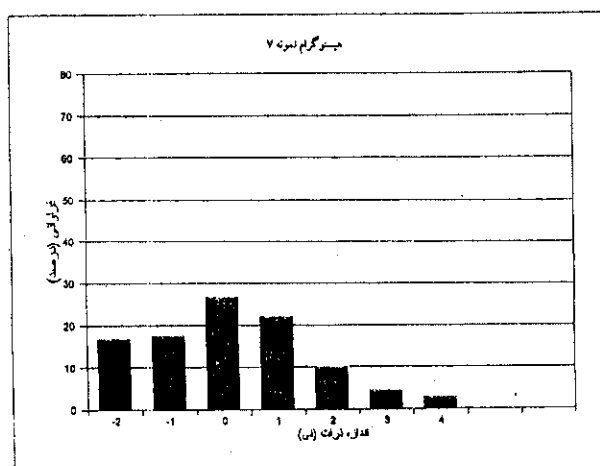
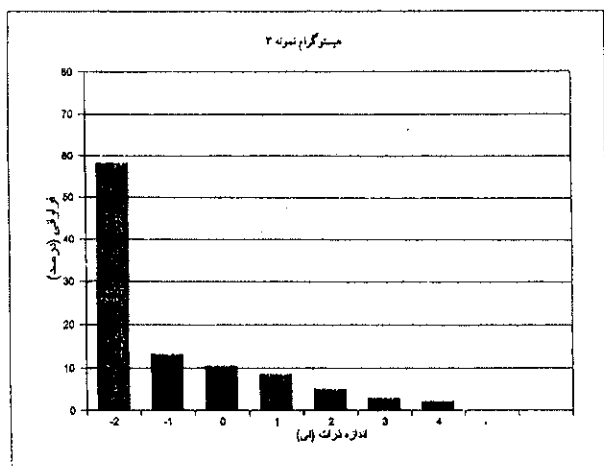
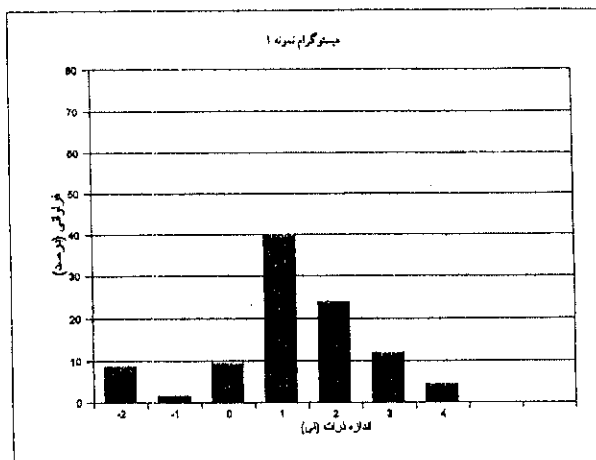
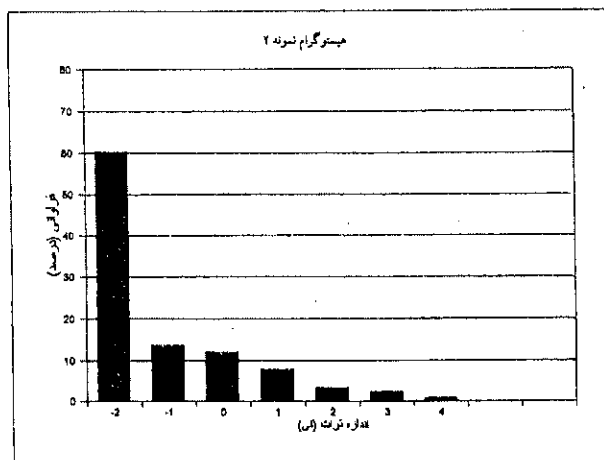
کلاسمان^۷ (جورشدگی، منظم و نامنظم بودن رسوب) یعنی هر قدر قطر حداقل و حداکثر ذرات رسوب

1-Uinmodal.
2-Bimodal.
3-Gauss.
4-Sorting.
5-Cumulative Curve.
6-Ogive.
7-Classement.



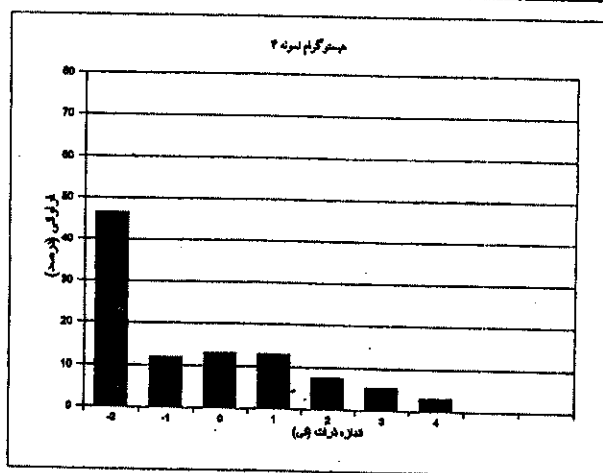
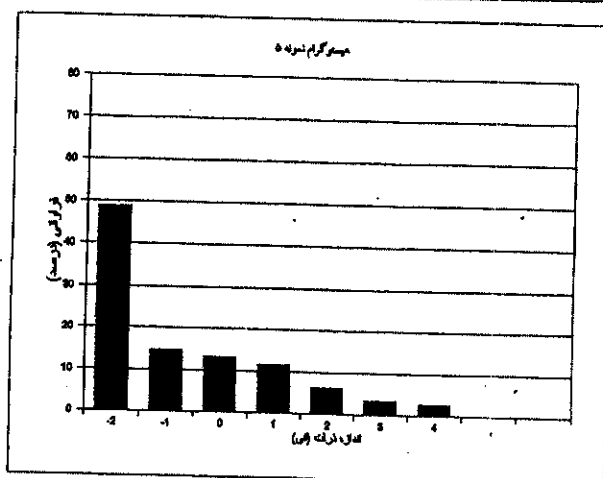
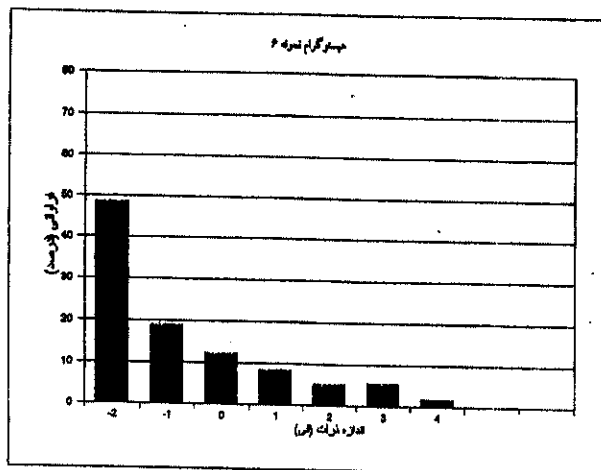
شکل ۹- منحنی‌های تجمعی نمونه‌های ۳، ۲، ۱

شکل ۸- منحنی توزیع عادی نمونه‌های ۳، ۲، ۱



شکل ۱۱- هیستوگرامهای نمونه‌های ۲، ۳، ۹

شکل ۱۰- هیستوگرامهای نمونه‌های ۱، ۷، ۸



شکل ۱۲- هیستوگرامهای نمونه‌های ۴، ۵، ۶

اختلاف کمتری داشته باشند، منحنی منظم است؛ زیرا یکنواختی بیشتر، و در فاصله کمتری از طول محور X مقدار بیشتری رسوب جمع می‌شود و بنابراین سورتینگ خوبی دارد و برعکس آن، عدم تجانس سبب می‌شود تا این دو حد از یکدیگر کاملاً دور شده و ایجاد منحنی گسترده با شیب کم بنماید. حالت اخیر در تمام نمونه‌ها به غیر از نمونه‌های (۱) و (۷) مشاهده می‌شود که دلیلی بر منشاء یخچالی آنهاست.

رسم هیستوگرام^۱ یا بارگراف^۲ کمک به شناسایی موقعیت یخرفت‌ها در هنگام رسوب گذاری می‌کند. منحنی‌های بایمدال یادومدی دارای دو مرکز تجمع است و منحنی‌های یونی مدال دارای یک مرکز تجمع می‌باشد. مراکز تجمع گویای ناجوری رسوب و منعکس کننده منشاء آنها است؛ زیرا هر یک از مراکز تجمع در رابطه با اندازه ذرات مختلفی است که از منشاء به حوضه آورده شده است و بنابراین اگر هیستوگرامی بایمدال باشد ممکن است که رسوب از دو منشاء سرچشمه گرفته باشد.

خرده‌سنگها توسط زبانه‌های یخچالی در دو سطح به سمت پایین دست دره حرکت می‌کنند. یخرفت‌های فوقانی (جدا شده از دیواره یخچال) در سطوح بالا^۳ و یخرفت‌های زیر یخچالی (جدا شده از دیواره یخچال و کف یخچال) در سطوح پایین^۴ حمل و نقل می‌شوند. یخرفت‌های فوقانی دارای یک مد و به عبارتی یونی مدال هستند در صورتی که یخرفت‌های تحتانی بایمدال می‌باشند (Bennett, 1997, P148-161).

هیستوگرام نمونه (۱) بایمدال است؛ یک مد در ذراتی به ابعاد ماسه و مد دوم در اندازه شن و بزرگتر قرار دارد. نمونه‌های (۷) و (۸) در بستر همین رودخانه و در بالادست برداشت شده است. در این دو نمونه نیز حالت بایمدالی رسوبها کاملاً مشخص است. میزان ذرات درشت دانه در این دو نمونه بسیار بیشتر از نمونه (۱) است و برعکس، میزان ذرات به درشتی ماسه کاهش یافته است.

نمونه‌های (۸)، (۷) و (۱) با توجه به موقعیت جغرافیایی و بایمدال بودن، شباهت به رسوبات زیر یخچالی^۵ دارند که توسط رودخانه حمل شده و هرچه از مبدأ دورتر گردیده، خردشدگی و سائیدگی ذرات شکل ظاهری رسوب را تغییر داده و با افزایش ذراتی به ابعاد ماسه در پایین دست، شکل رسوب رودخانه‌ای به خود گرفته‌اند (شکل شماره ۱۰). محل برداشت نمونه‌های (۲) و (۳) رسوبات انباشته شده دره‌های قدیمی است که در حال حاضر به صورت معلق بر رودخانه آق‌اولر مشرف هستند (نمونه ۲ از تنگاو قبل از اتصال رود رزه به آق‌اولر و نمونه ۳ از دوراهی کسمه‌جان و آق‌اولر). نمونه (۹) از درون سیرک بیگلو در ارتفاعات فوقانی باغروداغ برداشت شده است (شکل شماره ۷-ب).

هیستوگرام ترسیم شده این سه نمونه مشابه کلی با یکدیگر و رسوبات یخچالی دارد (شکل شماره ۱۱) ترسیم منحنی‌های تجمعی و عادی این رسوبات نیز آنها را در کلاسمان رسوب‌های یخچالی قرار می‌دهد. یونی مدال بودن این رسوبات ثابت می‌کند که تیل نیستند؛ بلکه یخرفت‌های فوقانی هستند که در سطح بالا حرکت کرده‌اند. محل برداشت نمونه‌های (۴)، (۵) و (۶) دره آق‌اولر قبل از پل شيله و شت سفلی است (شکل شماره ۷-ب).

1-Histogram.
2-Bargraph.
3-High Level Transported.
4-Low Level Transported.
5-Till.

این سه نمونه در امتداد یک محور قائم از سه طبقه متمایز ارتفاعی از رسوبات برداشت شده‌اند. نمونه (۴) از طبقه تحتانی، نمونه (۵) از طبقه میانی و نمونه (۶) از طبقه فوقانی برداشت شده است. از نظر ریخت‌شناسی (دربردارنده بلوکهای عظیم، نامنظم و بدون جورشدگی) هر سه لایه در طبقه‌بندی رسوب‌های یخچالی قرار می‌گیرند. تفاوت‌های جزئی هیستوگرام‌های این سه نمونه گویای اختلاف در منشاء و زمان رسوب آنهاست (شکل شماره ۱۲).

هیستوگرام نمونه ۴ (لایه تحتانی) با افزایش اندک در ذراتی به ابعاد ماسه، حالت بایمدالی به خود می‌گیرد؛ در حالیکه در نمونه ۵ (لایه میانی) روند کاهشی اندازه ذرات از بزرگ به کوچک حفظ شده و هیستوگرام یونی مدال است. هیستوگرام نمونه ۶ (لایه فوقانی) با دو نقطه تجمع، یکی در ذراتی با ابعاد بیش از ۲ میلی‌متر و دیگری در حد ماسه‌های خیلی ریز، بایمدال است.

عدم شباهت منحنی‌های تجمعی و نرمال این سه نمونه بر تفاوت‌های ظاهری آنها اضافه شده و دلیل بر اختلاف منشاء و زمان رسوب گذاری آنها می‌باشد. بنابراین شواهد، تکرار عمل یخبندان در این بخش قابل پذیرش است.

اگر هیستوگرام بایمدال نمونه (۴) متعلق به طبقه تحتانی و هیستوگرام یونی مدال نمونه (۵) متعلق به طبقه میانی را در مجموع یخرفت‌های تیلی و فوقانی یک زبانه یخچالی فرض کنیم؛ قرارگیری لایه فوقانی با هیستوگرام بایمدال نمونه (۶) بر روی دو لایه دیگر، شهادی بر تکرار عمل یخبندان در این بخش است. از سویی طبقه فوقانی با ضخامت تقریبی ۵۰ متر، بسیار ضخیم‌تر از دو لایه دیگر است و حاکی از قدرت عمل بیشتر و یخبندان شدیدتر در دوره دوم یخچالی می‌باشد.

۵- سطوح فرسایش یافته توسط یخ

عکس‌های هوایی ۱:۲۰۰۰۰ ارتفاعات باغروداغ دارای چشم‌انداز فرسایشی ویژه‌ای است. در منطقه نسبتاً وسیع و فلات مانند حد فاصل دریاچه نئور در غرب و سیرک‌های رو به دره کرگان‌رود در جنوب و سیرک‌های دره لیسار در شرق ارتفاعات تالش، فرسایش سطح خاصی ایجاد شده است (شکل شماره ۳). همواری و صافی این بخش به ویژه شیارها و خطوطی که بر آن شکل گرفته، حکایت از پشت سر گذراندن مرحله فرسایشی توسط یخ است که به دلیل ارتفاع زیاد، طی دوره‌های سرد کاملاً تحت پوشش یخ و برف بوده و سطح تماس کوه و یخ در اثر عملکرد سایشی یخ هموار شده است.

نتایج

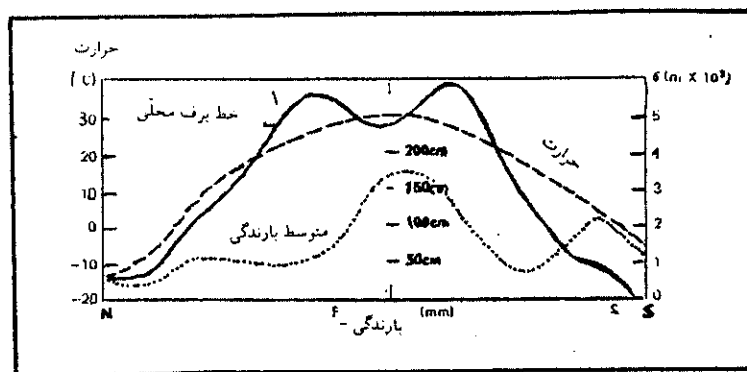
میانگین سالیانه درجه حرارت خلخال (مرتفع‌ترین ایستگاه موجود منطقه) در ارتفاع ۱۷۹۶ متری ۷/۶ درجه سانتی‌گراد است.^۱ با پذیرش میزان ۰/۵ تا ۰/۶ کاهش میانگین درجه حرارت به ازای هر صد متر، در ارتفاع ۳۰۰۰ متری دما به میزان ۶ تا ۷/۲ درجه سانتی‌گراد افت خواهد داشت. کاهش دما در دوره «وورم III» در ارتفاع ۳۰۰۰ تا ۴۰۰۰ متری در کوهستان‌های ایران تقریباً ۴/۷ تا ۶/۷ درجه سانتی‌گراد بوده است (بروکس، رشد جغرافیا، ۱۳۷۷، شماره ۴۷، ص ۸). اگر این مقادیر را نیز به میانگین محاسبه شده عصر حاضر اضافه کنیم، ارتفاعات ۳۰۰۰ متری در

۱- محاسبه بر مبنای آمارهای سازمان هواشناسی کشور.

پلیستوسن با دمایی برابر (۳/۱-) تا (۴/۳-) در تمام ایام سال روبرو بوده‌اند. با در نظر گرفتن محتاطانه‌ترین محاسبات و افت دمایی ۴/۷ برای هر ۱۰۰۰ متر ارتفاع، خط همدمای صفر درجه در حدود ۶۶۰ متر تا ۹۱۵ متر پایین می‌آید و در ارتفاعات بالاتر از این حد، آب دائماً یخ بسته و شرایط یخچالی فراهم خواهد بود. از آنجا که ۱۹٪ از مساحت کوه‌های تالش بیش از ۲۰۰۰ متر ارتفاع دارند، بنابراین در این سطوح کلیه بارش‌ها حتی با فرض ناچیز بودن به صورت برف بوده و به دلیل عدم امکان ذوب از سالی به سال دیگر، سیستم فرسایش یخچالی حاکم بوده است.

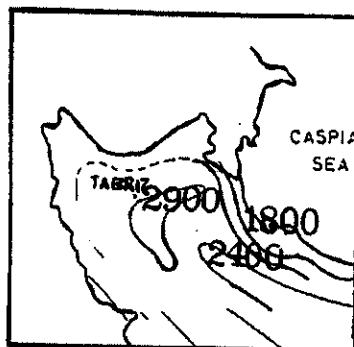
از سوی دیگر، وسعت دریای خزر طی پلیستوسن به مراتب بیشتر از حال بوده است (احمدی، ۱۳۷۸، ص ۳۸۱-۳۷۲)، به نحوی که از یک سو به دریاچه آرال و از سوی دیگر از طریق گودال مانیچ به دریای سیاه وصل بوده است. با در نظر گرفتن تأثیر فعلی خزر بر میزان بارش در منطقه (علیجانی، ۱۳۷۴، ص ۴۳-۴۲) و وسعت دریاچه خزر در پلیستوسن و بر مبنای اصل یکنواختی^۱ می‌توان پذیرفت که طی پلیستوسن، دریای خزر بارش به مراتب بیشتری را برای یال شرقی ارتفاعات تالش به ارمغان می‌آورده است.

شکل شماره (۱۳) اثر تغذیه را در کاهش ارتفاع خط برف مناطق حاره نشان می‌دهد؛ یعنی با افزایش میزان بارندگی و علیرغم دمای بالا، ارتفاع خط برف کاهش می‌یابد. بنابراین به دلیل تغذیه فراوان توسط منبع رطوبتی وسیع دریای خزر در پلیستوسن، ارتفاع خط برف در یال شرقی تالش می‌تواند پایین‌تر از ارقام محاسبه شده توسط دما باشد.



شکل ۱۳- نقش بارش در کاهش ارتفاع برف‌مرز

با تکیه بر شواهد ژئومورفولوژی بدست آمده در منطقه و با در نظر گرفتن اختلاف در میزان دریافت تابش خورشیدی یال شرقی و غربی ارتفاعات تالش، خط برف‌مرز یا خط همدمای صفر درجه در دو جهت این کوهستان متفاوت خواهد بود. طبق یافته‌های این تحقیق ارتفاع برف‌مرز در ضلع شرقی ۱۸۰۰ متر، در جنوب ۲۴۰۰ متر و در غرب ۲۹۰۰ متر می‌باشد (شکل شماره ۱۴). به طور میانگین و با صرف‌نظر کردن از اختلافهای محلی، ارتفاع برف‌مرز ۲۳۶۰ متر بدست می‌آید. این میزان در حال حاضر برای ارتفاعات تالش ۴۲۰۰ متر است (اهلرز، ۱۳۷۲، ص ۱۰۶) بنابراین طی پلیستوسن، حد برفی در حدود ۱۸۰۰ متر پایین‌تر از عصر حاضر بوده است.



شکل ۱۴- برفمرز پلیستوسن در ارتفاعات تالش حاصل از نتایج این پژوهش

با توجه به ارتفاع برفمرز بدست آمده در جهت‌های مختلف کوهستان تالش و مقایسه آن با ارتفاع برفمرز سایر ارتفاعات شمالغرب کشور طی پلیستوسن، شرایط اقلیمی حاکم بر شمالغرب کشور طی دوره‌های سرد قابل بازسازی است.

با استفاده از برهان خلف می‌توان ابراز نمود که اگر شرایط اقلیمی کنونی همان شرایط اقلیمی پلیستوسن در شمالغرب کشور باشد، پس باید پذیرفت که منبع رطوبتی از غرب وارد ایران می‌شده و در اثر سرمای پلیستوسن، یخچالهای کوهستانی شمالغرب تشکیل شده است. طی پلیستوسن و در صورت حرکت جریانات از غرب به شرق، رطوبت دریای خزر در مرفوزنز ارتفاعات تالش نمی‌توانسته نقشی داشته باشد؛ پس می‌بایستی حد برفمرز در دو جهت شرقی و غربی ارتفاعات تالش و ارتفاعات شمالغرب کشور در یک ارتفاع قرار گرفته باشد (حتی با صرفنظر کردن از موقعیت بادپناه یال شرقی تالش نسبت به جریانات غربی). طی دوره‌های سرد پلیستوسن ارتفاع برفمرز در کوه سبلان (۳۶۰۰-۳۷۰۰) برآورده شده است (بروکس، رشد آموزش جغرافیا، ۱۳۷۷، شماره ۴۷، ص ۷). احمدی و فیض‌نیا (۱۳۷۸، ص ۳۰۹) سیرک‌های یخچالی در ارتفاع ۳۳۰۰-۳۴۰۰ متر کوه سهند را گزارش کرده‌اند. برفمرز حاصل از این پژوهش در یال غربی تالش ۲۹۰۰ و در یال شرقی به طور میانگین با ارتفاعات رو به جنوب ۱۸۰۰ متر است (این حد به تنهایی در یال شرقی ۱۶۰۰ متر است). اختلاف معنی‌دار ارتفاع برفمرز در محدوده شمالغرب کشور و کاهش ارتفاع برفمرز از غرب به شرق و به ویژه در جهت پشت به باد (نسبت به جریانات غربی) امکان فعالیت سیستم‌های غربی در شمالغرب کشور طی دوره‌های سرد پلیستوسن را مورد تردید قرار می‌دهد و تأییدی بر فعالیت سیستم پرفشار قطبی با جهت شمال به جنوب است. بنابراین می‌توان پذیرفت که ارتفاعات شمالغرب کشور طی دوره‌های سرد پلیستوسن تحت نفوذ توده‌های پرفشار قطبی بوده که در نتیجه آن، شرایط اقلیم سرد و خشک حاکم بوده است.

حداکثر پیشروی زبانه‌های یخچالی درون دره‌های یخچالی، ارتفاع ۸۰۰ متری است؛ یعنی در این محدوده ارتفاعی شکل U باز دره‌های یخچالی تبدیل به V می‌شود. می‌توان این ارتفاع را ارتفاع کم‌فشار محلی مستقر بر روی دریای خزر فرض کرد که با تعدیل شرایط اقلیمی مانع پیشروی یخچال‌ها بوده است. آنالیز رسوبهای منطقه حداقل دو

مرحله پیشروی قطعی یخچال را نشان می دهد. با مجموعه شواهد فوق می توان نتیجه گرفت که طی دوره های سرد پلیستوسن دو سیستم فرسایشی یخچالی (بالا تر از ارتفاع ۲۳۶۰ متر) و مجاور یخچالی (پایین تر از ارتفاع فوق) در ارتفاعات تالش حاکم بوده و مرز تحتانی فرسایش مجاور یخچالی در ارتفاع ۸۰۰ متر قرار داشته است.

منابع و مأخذ

- ۱- احمدی، حسن. فیض نیا، سادات، ۱۳۷۸، سازنده‌های دوره کواترنر، تهران، انتشارات دانشگاه تهران.
 - ۲- اهلررز، اکارت. ۱۳۷۲، مبانی کشورشناسی جغرافیایی، مترجم، رهنمایی، محمد تقی، تهران، موسسه جغرافیایی و کارتوگرافی سحاب، چاپ دوم.
 - ۳- بروکس، یان، ای، ۱۳۷۷، ژئومرفولوژی اقلیمی ایران، مترجم، خورشید دوست، علی، مجله آموزش رشد جغرافیا، شماره‌های ۴۷ (ص ۳-۱۰)، ۴۸ (ص ۱۳-۲۲) و ۴۹ (ص ۸-۱۲).
 - ۴- پروی، کریستف، ۱۳۶۹، یخبندان کواترنر در قسمت‌های داخلی زردکوه رشته زاگرس، مترجم ثروتی، محمدرضا، پژوهش‌های جغرافیایی شماره ۲۶.
 - ۵- جداری عیوضی، جمشید، ۱۳۷۴، ژئومرفولوژی ایران، انتشارات دانشگاه پیام نور، چاپ دوم.
 - ۶- چورلی، ریچارد جی و همکاران، ۱۳۷۷، ژئومرفولوژی، جلد دوم، مترجم معتمد، احمد، تهران، انتشارات سمت.
 - ۷- سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح، نقشه توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰ بندر انزلی، سری K551 برگ 9-NJ39.
 - ۸- سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح، نقشه‌های ۱:۵۰۰۰۰ توپوگرافی پوشش کامل منطقه، (حیران، آستارا، چوبر، حور، هشیر، آق اولر، اسالم، هروآباد، کلور، طهارم، ماسوله).
 - ۹- سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح، عکس‌های هوایی ۱:۵۵۰۰۰ و ۱:۲۰۰۰۰ پوشش منطقه.
 - ۱۰- طاحونی، پوران، ۱۳۸۰، رساله دکتری، عنوان «تکامل ژئومرفولوژی ارتفاعات تالش با تکیه بر نقش یخچال‌های کوهستانی پلیستوسن» - دانشگاه تهران - استاد راهنما دکتر جداری عیوضی، جمشید.
 - ۱۱- علیجانی، بهلول، ۱۳۷۴، آب و هوای ایران، تهران، انتشارات پیام نور.
 - ۱۲- محمودی فرج‌الله، ۱۳۷۴، تحول ناهمواری‌های ایران در کواترنر، پژوهش‌های جغرافیایی شماره ۲۳.
 - ۱۳- معتمد، احمد، ۱۳۷۶، کواترنر (زمین‌شناسی دوران چهارم)، تهران، انتشارات دانشگاه تهران.
 - ۱۴- موسوی حرمی، رضا، ۱۳۷۹، رسوب‌شناسی، مشهد، انتشارات آستان قدس رضوی.
- 15- Benn, Douglas and Evans, David, 1998, Glaciers an Glaciation, Arnold, Great Britain, copublished in the USA by Oxford University Press, Inc, New York.
- 16- Bennett, Matthew and Glasser, Neil, F, 1997, Glacial Geology, Ice sheets and Landforms, John Wiley and sons.