تحول ناهمواریهای ایـران در کواترنر

دکتر فرج الله محمـــودی

گروه جغـرافیا ـــ دانشگاه تهـــران

مقـــدمـــه .

کشور ایران سر زمین کوهستانی وسیعی است که قسمت اعظم فلاتی را به همـین نام می‌پوشاند .فلات ایران واحد جغرافیایی مشخصی است که متعاقب حرکات زمین زا وکوه زای آلپی‌در ادوار مختلف زمین شناسی و بویژه در اواخر دوران سوم شکل گرفته و ارتباط طبیعی‌فلات‌آناطولی‌رادرشمال‌غربی با فلات‌های پامیروتبت‌بترتیب درشمالشرقی و مشرق آن فراهم می‌سازد .

کشور ایران در جنوبغربی آسیا و در قلمرو کمربند بیابانی نیمکره شمالی واقع شده است . مساحت آن در محدودهٔ سیاسی کنونی در حدود ۱/۶۴۸/۰۰۰ کیـلومتـر مربع است .

فلات ایران را حصارهای کوهستانی‌مشخصی از هر طرف فرا گرفته و باستثنای گره‌های ارتباطی با فلاتهای مجاور در همه جا به دریاها و سرزمین‌های پست بصورت دشت‌ها و جلگه‌های وسیع‌آبرفتی‌مسلط است . وجود این عوارض ، استقلال جغرافیایی فلات را فراهم ساخته وسرزمینی مرتفع و ناهموار با ویژگیهای خاص جغرافیایی بوجود آورده است .

دسترسی‌به‌این‌فلات درمحدودهٔ سیاسی‌فعلی جزازطریق گردنه‌هایی‌صعب‌العبور میسر نیست . تنها در مرزهای شرقی بعلت روند شرقی ـ غربی ساختمان ناهمـــواری ، نفوذ به داخل آن آسانتراست . هر چند که کم آبی دراین‌گذرگاه‌های بیابانی مشکلات جدیدی بوجود می‌آورد .

حصار کوهستانی فلات به سمت داخل ،ناهمواریهای متنوعی را شامل است که واحدهای‌جغرافیایی‌مستقلی‌بوجودآورده‌اند.مشخص‌ترین‌این‌عوارض‌رشته‌کوه‌های‌چین‌خورده و شکسته‌یاتوده‌های منفرد یاپیوستهٔ آتشفشانی‌است که دشت‌های ساختمانی وپست‌داخلی را در بر گرفته‌اند . پست‌ترین نقطهٔ چاله‌های داخلی در دشت لوت مرکزی در حاشیه

شمالشرقی کلوتها در یک حفرهٔ بسته آبی ـ بادی در حدود ۵۶ متر است (۱).

روندناهمواریهای داخلی و گسترش ایران درامتداد عرض جغرافیایی‌از یک طرف و عامل‌ارتفاع ازطرف دیگر واحدهای ساختمانی واقلیمی متفاوت و مستقلی بوجود آورده که ضمن مشابهت در بسیاری از ویژگیهای طبیعی و انسانی ، منشاء تفاوتهای چشمگیری نیز می‌باشند . بطوریکه گاهی دو حوضهٔ مجاور را کاملا " از هم متمایز می‌سازند . سد کوهستانی البرز در جبههٔ شمالی ، جلگه‌های سرسبز و حاصلخیز گیلان و مازندران و گرگان رادربر گرفته‌درحالیکه درپای دامنه‌های جنوبی بیابان وسیعی ازتهران تاخراسان گسترده شده است . گاهی درفاصله ای بسیارکم‌دو دنیای متضاد اقلیمی‌و در نتیجه‌گیاهی را در مجاور هم قرار داده (شهداددر حاشیهٔ غربی دشت لوت وسیرچ درداخل کوههای کرمان) وزمانی در فاصلهٔ صدها کیلومتر مشابهت عجیبی از نظر محیط طبیعی وانسانی بچشم می‌خورد (دشت‌کویر ـ دشت لوت ـ سایر چاله‌های ایران مرکزی) .

عرض جغرافیایی‌وعامل ارتفاع‌شرایط اقلیمی‌متفاوتی رابه دنبال دارند . بطوریکه در فصل تابستان که سواحل جنوب در شرایط‌بسیار گرمی قرار دارند ارتفاعات خراسان والبرز و آذربایجان ازملایمت اقلیمی خاصی برخوردار می‌باشند . یا در اثنای زمستان که قسمت اعظم کوههای‌شمالی و غربی و مرکزی وحتی‌زاگرس پوشیده ازبرف است ، مسابقات شنا درسواحل جنوب از تفریحات رایج فصل می‌باشد . شایددر کمتر کشوری از دنیا چنین شرایط متنوع و حتی متضادی همزمان وجود داشته باشند .

هرچندقسمتی از نواحی کوهستانی بدلایل مختلف (ارتفاع زیاد ، عریان بودن سنگ ، شیب‌زیاد و . . .) از لحاظ زندگی‌نامساعداست امااساس زندگی وتنوع آن درایران در ارتباط مستقیم با این عارضه است ، چه در غیر این صورت تقریبا " همان شرایطی براین‌سرزمین حکمفرما می‌باشد که درحال حاضر بربیابانهای ترکستان یاعربستان‌مستولی است (نقشه ۱) .

مواریث اقلیمی

ازاواسط نیمه اول قرن بیستم بتدریج پژوهشگران خارجی مطالعاتی در زمینهٔ محیط طبیعی ایران‌بعمل آورده‌اندکه اغلب بصورت کتابهایا مقالاتی انتشار یافته است . از چنددههٔ اخیرمطالعات تخصصی‌درباره علوم‌زمینی افزایش یافته و پژوهشگران ایرانی نیز در این راه تلاشهایی بعمل آورده‌اند .

---

۱ ـ نقشه $\frac{۱}{۵۰۰۰۰}$ توپوگرافی سری K ۷۵۳ برگ ۷۶۵۰ با مشخصات ۵۸ درجه و ۳۰دقیقه‌و ۳۰درجه و ۲۴دقیقه .

از جملهٔ این تلاشها مطالعات ژئومرفولژی است که متاسفانه در مقیاسی محدودتر و بصورتی پراکنده تر انجام گرفته و نظریاتی متفاوت وحتی گاهی متضاد نیز عرضه شده است . اولین اظهار نظر کلی از طرف ه . بوبک [1] (۱۹۵۵) بعمل آمده و سپس محققین بعدی به نتایجی غالبا " برخلاف نظریهٔ او دست یافته‌اند .

شواهد محلی ژئومرفولژی گویای هر دو نظریه است . بعبارت دیگر هر دو نظریه برای اثبات عقاید خودبه شواهد ودلایلی متکی‌هستند که درمحیط طبیعی واقعیت دارند . اما اشکال دراین است که هرگروه از این پژوهشگران تنها به شواهدی استناد جسته‌اند که مؤید نظریات خودآنان باشد .به عقیده اهلرز [2] (۱۹۸۰) این دو نظریه نه تنها درتضاد نیستند بلکه هردو گویای نتایج وشرایطی است که درطول زمان براین سرزمین گذشته‌اند . نکته‌ای‌که‌هنوزدرباره آن اظهارنظرقطعی نشده‌این است که‌چه زمانی و کجاوچگونه‌تغییرات شرایط اقلیم، حاکمیت عوامل متفاوت فرسایش را فراهم ساخته است .

قبل از پرداختن به این موضوع بهتر است جهت آگاهی بیشتر ، پراکندگی آن دسته از مواریث اقلیمی که به استناد آنها نظریاتی متفاوت ارائه شده معرفی شوند .

براساس مطالعات انجام‌شده می‌دانیم‌که دوره پلئیستوسن [3] به زمانهای یخچالی و بین یخچالی تقسیم شده است . در هر زمان براساس شرایط خاص اقلیمی آن ، گروهی از عوامل فرسایش حاکمیت داشته و درکارتغییر شکل ناهمواریها مؤثرافتاده‌اند . از طرف دیگر آثار وعوارض ناشی از هرعامل فرسایش‌درحال حاضر بخوبی شناخته شده‌و ازمشاهده آنها در هرمحل می‌توان‌عامل یا عوامل مؤثر در پیدایش‌آنها راباز شناخت . با زهم می‌دانیم‌که‌سرزمین‌ایران‌بعلت‌موقع جغرافیائی‌وشکل‌ناهمواریها‌دقیقا "تحت‌تاثیرهمـــان شرایطی که مثلا "براروپا یا آمریکای شمالی حاکم بوده ، قرارنداشته اما از نوسانات شدید اقلیمی آن‌نیز مصون نمانده است .

شواهد دوره‌های خشک

درحال حاضر قسمت وسیعی ازداخل فلات تحت‌تاءثیراقلیم خشک و نیمه خشک قراردارد‌و عوامل فرسایش بادی و آبی ـ بادی در سطحی وسیع نقش تعیین کننده‌ای در کنترل شکل ناهمواریها دارند . از مطالعه تفصیلی در بیابانهای متعدد ایران چنیـــن استنباط می‌شود که این شرایط فقط مربوط به زمان حال نبوده بلکه شواهدی‌مسلم ، تکرار آنرا درگذشته نیز نشان می‌دهد .

1- H. BOBEK 2- ECKART EHLERS 3- PLEISTOCENE

تپه‌های تثبیت شده ماسه‌ای در پناه‌کوهستانهای‌حاشیه‌ای‌چاله‌های‌داخلی (بافق دشت کویر ، بیرجند ، ابوزیدآباد و . . .) و کویرهای مطبق یا فسیل (دشت لـــوت ، دشت کویر ،چالهٔ دامغان و . . .) و بالاخره اختلاف در جهت تپه‌های ماسه‌ای دریـک ریگ (ریگ لوت ، ریگ جـــن ، بندریگ ، ریگ زرین و . . .) نمونه‌هایی از تناوب تسلط فرسایش بیابانی درفلات داخلی ایران است . شواهد دیگری گویای تغییر حدود بیابانها در پلئیستوسن می‌باشند . بعبارت دیگرمحدوده‌های قطعی بیابانهای کنونی همیشه ثابت نبوده بلکه درارتباط با شدت ومیزان خشکی وتوالی زمانهای خشک و بارانی داخل فلات درنوسان‌بوده است . باتوجه‌بویژگی زمین‌شناسی رسوبات تبخیری وتخریبی که باضخامت زیاددرقسمت‌اعظم چاله‌های داخلی‌انباشته شده‌اند ، در دوره‌های‌بارانی عارضهٔ کویرها گسترش فراوانی یافته و فرسایش بادی احتمالا " یا از بین رفته و یا به حداقل ممکن به نقاط مشخصی محدود شده است . برعکس در زمانهای خشک کویرها به حوضهٔ انتهایی شبکه‌های دائمی‌یا فصلی و محدودهٔ گنبدهای نمکی محدود شده و قلمروفرسایش بادی‌در بیابانهاتوسعه یافته است . تناوب لایه‌های‌ماسهٔ بادی‌ورسوبات‌رسی ــ سیلابی یادریاچه‌ای در انباشت‌های بیشتر چاله‌های داخلی ایران (دشت لوت ، چالهٔ دامغان ، بندریگ و . . .) نشانهٔ مشخصی از تغییرات شرایط اقلیمی در این نواحی است .

شواهـــد دوره‌هـــای بارانـــی

لازم به تذکر است که‌آثار فرسایش‌آب دراشکال مختلف فیزیکی در طول کواترنر درسراسر ایران بچشم می‌خورد .در اینجا فقط وسعت‌هایی از داخل فلات مورد نظر است که در حال حاضر تحت تسلط فرسایش بیابانی یا مجاور بیابانی قرار دارند . این شواهد بسیارمتنوع و تقریبا "درسراسرنواحی خشک ایران گسترش دارند . برای جلوگیری ازاطالهٔ کلام فهرست وار به مهمترین این آثار اشاره می‌شود .

ــ کاوش شدیدآبهای جاری درخشک ترین بیابان کنونی ایران : رودخانه‌هایی بنام کوچه در شمال وجنوب شرقی دشت‌لوت مرکزی ، درهٔ رودشوربیرجند بامئاندرهای متروک درحاشیهٔ غربی مرغابکوه (دشت‌لوت‌شمال)و . . . .

ــ مخروط افکنه‌های عظیم در داخل یا حاشیهٔ بیشتر بیابانهای ایران مرکزی‌که کاوش بعدی‌آنها نشانه‌ای ازتکرار دوره‌های بارانی در این نواحی‌است :کوه‌عبداللهی، و کوه بختودرلوت‌شمالی ، مخروط افکنهٔ عظیم کال شور درشمال شرقی دشت‌کویر ،مخروط افکنه‌های متعددووسیع قمرود وقره‌چای ورود شور در مشرق حوض سلطان و . . .

1- Rutner 2- GLACIS

ـ پادگانه‌های وسیع مطبق یامتداخل آبرفتی در خشک‌ترین نواحی داخلی یا جنوب شرقی ایران (بلوچستان) که گاهی وسعت کیلومتری دارند :نیکوجهان در جنوب نیک شهردربلوچستان کم ارتفاع و درختنگان در شمال شهداردر مغرب دشت‌لوت و . . .

ـ سطوح مطبق فرسایشی در رسوبات تراکمی پا یکوه‌هاکه اغلب بصورت نوارهای ممتدی در امتداد خط الراءسهای فرعی ارتباط بین دامنه و دشتهای پایکوهی را فراهم ساخته‌اند . تفتان دربلوچستان ، شیرکوه دریزد ،جوپار درکرمان هزارولاله‌زاردرراین‌و . .

ـ رسوبات سیلابی‌یادریاچه‌ای‌که گاهی‌با ضخامت چندین ده‌متر درکف چاله‌های کنونی انباشته شده است ؛ این رسوبات زمانی بصورت‌رسی ـ لیمونی کف ریگهای‌کنونی را تشکیل می‌دهند (بندریگ ، ریگ یزد ، ریگ زرین و . . .) و یا اغلب محتوی‌سنگواره موجودات آبزی می‌باشند . کرمان روتنر[1]

ـ گسترش دشت‌سرهای[2] کاوشی (شمال‌دشت‌بیارجمند ، کشیت درمشرق‌دشت‌لوت و . .) یا تراکمی (دربیشتر نواحی خشک و نیمه خشک ایران) به سود توسعه دشتها وعقب نشینی کوهستانهای حاشیه‌ای و سطوح وسیع و هموار فرسایشی رسوبات تخریبی وتبخیری و چین خوردهٔ میوسن دردشت کویر .

ـ وجودبقایای فسیل شدهٔ پوستهٔ تخم‌پرندگانی از خانوادهٔ شترمرغ بر سطوح مطبق حفره‌های آبی‌ـ بادی لوت مرکزی که درحال حاضر خشک‌ترین ناحیهٔ داخلی ایران است و عاری از هر نوع حیات گیاهی و جانوری می‌باشند .

ـ شواهد متعدد دیگری بطور پراکنده در نواحی خشک و نیمه خشک و حتی کوهستانهای مرکزی و جنوبی ایران وجود دارند که از آن جمله می‌توان به پوشش گلی کلوتها و کاوش دالانهای‌همین عوارض (دالانهای مرگ) و ناهمواریهای زیربنای ریگ‌لوت درلوت مرکزی و پهنه‌های وسیع وضخیم‌تر اورتن بطور پراکنده در ایران مرکزی (جنوب شرقی کرکس و . . .) و ناودیس‌های معلق درزاگرس فارس و . . . . اشاره نمود .

شواهد دوره‌های سرد

درحال حاضرهمهٔ پژوهشگران داخلی وخارجی‌درموردوجود یخچالهای‌کوهستانی پلئیستوسن متفق‌القول هستند . تراکم آثار این یخچالها در نیمهٔ شمالی ایران بیش از سایرنواحی‌است . پژوهشهای اخیر آثارکلاسیک یخچالهای پلئیستوسن‌را حتی درکوههای مرکزی ایران‌نشان داده است . اهمیت آن در مجموع از غرب به شرق و از شمال به جنوب

---

۱ ـ روتنر Rutner ۲ـدشت سر Glacis

کاهش می‌یابد . موقع جغرافیایی زاگرس بویژه دیوارهٔ مرتفع شمالشرقی آن از کردستان تا فارس تا حدودی نظم فوق را بر هم زده است . متراکم ترین نواحی ایران از لحاظ آثار یخچالهای قدیمی البرز طالش ، آذربایجان شرقی وکردستان شمالی است . متاسفانه بعضی از آنها بکلی ناشناس مانده‌اند (درهٔ علیای کرگانرود در طالش و . . . . .)

یکی دیگر از پدیده‌های ناشناخته تسلط دوره‌های سرد، پراکندگی رسوبات مجاور یخچالی است که باستثنای چاله‌های داخلی وبلوچستان و نواحی کم ارتفاع زاگرس تقریبا " در سراسر نواحی کوهستانی ایران گسترش داشته است . همراهی و همزمانی این پدیده با توسعه یخچالهای کوهستانی قطعی است . رسوبات برجای مانده بویژه در دره‌های فرعی قدیمی و قسمتی از پایکوهها هنوز در سطحی نسبتا " وسیع بچشم می‌خورد . در البرز ــ طالش ــ آذربایجان ــ زردکوه و بویژه کردستان نمونه‌های مشخصی از این پدیده دربریدگی جاده‌های ارتباطی مشاهده می‌شوند . توالی تودههای گلی و سنگ ریزه واغلب لایه‌های تراورتن در برش این دره‌ها گویای تکرار دوره‌های خشک و سرد از یک طرف و دوره‌های بارانی از طرف دیگر بوده است . نتایج مطالعه رسوبات دریاچه‌ای زره وار (درمریوان) نیز شاهد دیگری از تسلط دوره‌های سرد در ۱۸ تا ۲۰ هزار سال قبل برنواحی کردستان درمرزغربی کشور می‌باشد .

واحدهای مهم مرفوتکتونیک ایران

کشور ایران درمجموع سرزمینی مرتفع و کوهستانی است . متعاقب حرکات متعدد زمین ساخت آلپی و دخالت عوامل جنبی ناشی از عوارض زمین شناسی (هسته‌های سخت و نیمه سخت وحوضه های مختلف رسوبی) که نقشی تعیین کننده برروند تحولی ناهمواریهای ایران داشته‌اند ، پراکندگی ناهمواریها وامتداد محور کوهستانهای اصلی مشابه و یکنواخت نیست . هرچند براساس عوامل بنیانی موٴثر در پیدایش و شکل‌گیری ناهمواریها می‌بایست محور اصلی تغییر شکلها شمالغربی جنوبشرقی باشد (همانگونه که دروسعت زیادی ازایران چنین است) باشد ، اما تراکم وحجم ومعماری وجهت غالب کوهستانها بویژه درشمال و مشرق ایران ازجمله البرز و کوههای خراسان (باستثنای کپت داغ) و سیستان و بلوچستان و . . . . از این روند تبعیت ننموده است . علاوه بر اختلاف شدید در امتداد محور عوارض ، گاهی واحدهای چین خورده و شکسته و توده‌های آذرین خروجی و نفوذی بسیار فشرده هستند (محور گیلان ــ مریوان) وزمانی بصورت پراکنده دشتهای وسیع ساختمانی بویژه درایران مرکزی و شرقی را در برگرفته‌اند .

شکل ناهمواریها و عوامل موءثر در پیدایش آنها هر چه باشند از نظر ساختمانی بویژه‌ژئومرفولژی می‌توان آنهارابه‌دوقلمرومتمایز . واحدهای‌کوهستانی‌وچاله‌های‌ساختمانی تقسیم نمود . هر یک از این دو قلمرو در ارتباط با موقع جغرافیایی و عامل ارتفاع ناشی ازحرکات تکتونیک وجهت‌مخورتغییرشکلها از یک طرف و مسیرحرکت و جابجایی توده‌های پر فشارو کم‌فشار جهانی‌و محلی از طرف دیگر از زمان پیدایش تاکنون تحت‌تاثیر تحولات متنوع‌واغلب متضادی‌قرارگرفته‌اند . هریک‌ازاین‌قلمروهانیزمتعاقب نقش‌عوامل‌بیرونی‌موءثر در تغییر شکل آنها خود به محدوده‌های کوچکتری قابل تقسیم می‌باشند که مشخصات‌پیکر شناسی زمین درآنها ازمحلی به محل‌دیگرمتفاوت می‌باشند وواحدهای مهم مرفوکلیماتیک ایران را بوجود می‌آورند .

تفاوت نقش دینامیک بیرونی بویژه در نحوهٔ تحول چاله‌های ساختمانی مبنای تقسیماتی‌در این عوارض خواهند بود که‌در سطور آینده ازآن یاد خواهد شد . درقلمرو کوهستانها در ارتباط با موقع جغرافیایی ، تقسیمات براساس طبقات اقلیمی مورد توجه می‌باشند . بعبارت دیگر نقش عناصر اقلیمی بطور جداگانه یا مشترک درستونهای ارتفاعی متفاوت بصورت عامل یا عوامل مسلط فرسایش ملاک تقسیم بندی خواهندبود .

الف ـ قلمـــروکوهستانـــی

قبلا " اشاره شدکه ایران سرزمینی مرتفع و کوهستانی است . مسلما " عکس‌العمل نواحی مرتفع و کوهستانی در برابر عناصر اقلیمی یکسان نیست . در این زمینه ارتفاع و حجم و ساختمان و بویژه جهت کوهستانها دخالت فراوانی دارند . مثـــلا " کوههـــای کردستان شمالی با جهت شمال ـ شمالغربی ، جنوب ـ جنوبشرقی و البرز بصورت قوسی غربی ـ شرقی صرفنظر از مجاورت‌با دریای خزر در برابر پرفشارهای‌قطبی‌ویاکم‌فشارهای غربی به یک صورت متاءثر نشده‌اند . به همین ترتیب شرایط حاکم برکوهستانهای وسیع زاگرس ورشته‌هاوکوه‌ستانهای پراکندهٔ مرکزی وبالاخره ارتفاعات شرقی و جنوبشرقی‌ایران متفاوت می‌بوده است .

درنواحی کوهستانی ایران مواریث اقلیمی در طول کواترنر گویای تسلط فرسایش یخچالی ، فرسایش مجاور یخچالی و فرسایش آبهای جاری است . تسلط این‌عوامل برحسب موقع جغرافیایی در سراسر ایران در یک محل ، تقارن‌زمانی‌نداشته است . مثلا " دردوره‌های سرد هنگامی که جنوب و شمال ایران تحت‌تسلط کامل فرسایش یخچالی و مجاور یخچالی بوده کوهستانهای مرکزی و شرقی و قسمتی از زاگرس در سطحی وسیع براثر دخالت‌آبهای

جاری دستکاری می‌شده‌اند ، هر چند که در قلل مرتفع ومحدود نواحی اخیر باتوجه‌به شواهد موجود ، فرسایش یخچالی و مجاور یخچالی نیز کارساز بوده‌اند .

چون تعیین محدوده‌های اقلیمی در نواحی کوهستانی بصورت سطوح ارتفاعی مورد توجه است ، بنابراین تلاش محققین در دست یابی به ارقامی ارتفاعی است که گویای‌مرزمشخص تسلط عوامل متفاوت فرسایشی باشند .بعبارت‌دیگر تلاش درزمینه تعیین حدی است که ازطرفین بلافصل آن ، آثار عوامل فرسایش بصورتی متفاوت در محیط ظاهر شده باشند . بهمین دلیل برای مطالعه تحول پیکرشناسی نواحی کوهستانی،پژوهشگران سعی می‌کنند مرزبرفهای‌دائمی و یا حد بالا و پایین سولی فلوکسیون دردورهای‌یخچالی و بین یخچالی را تعیین کنند .

نتیجهٔ چنین پژوهشهایی‌بویژه درمورد مرزبرفهای دائمی ومخصوصا "دردوره‌های سردارقام متفاوتی است . اختلاف نظر در دوره‌های سرد در ایران مرکزی و جنوبی بیشتر است . بنابه عقیدهٔ این‌محققین مرزبرفهای دائمی‌درحال‌حاضردر ایران شمالی (البرز) از ۴۰۰۰متر (Schweizer- Bobek) تا ۴۲۰۰ متر (Dresch) و دردوره‌های سرد از ۳۴۰۰ متر (Bobek) تا ۳۶۰۰ متر (Dresch) متفاوت است .

در ایران غربی مرز برفهای دائمی در حال حاضر ۴۲۰۰ متر (Schweizer) و در دوره‌های سرد ۱۸۰۰ متر (Wright) تشخیص داده شده و بالاخره در ایران مرکزی مرز برفهای‌دائمی درحال حاضر از ۴۶۰۰ متر (Gruner) تا ۵۰۰۰ متر (Schweizer و در دوره‌های سرداز۳۲۰۰ متر (Kuhle) ، ۳۵۰۰ متر (Hagedorn) ، ۳۷۰۰متر (Dresch) ، ۳۸۰۰متر (Gruner) ، ۴۰۰۰ متر (Schweizer)متفاوت بوده است .

درمورد مرزپایین‌سولی‌فلوکسیون‌اختلاف زیادی‌وجودندارد ،بطوریکه "هاگه‌درون" این مرزرا درایران مرکزی‌درحال‌حاضر ۳۰۰۰ متر و در دروهای سرد ۱۹۰۰ متر (شوایزر، کوهله) و در ایران شمالی نیز ارقام مشابهی می‌دانند (هورمن – درش)(Hovermann Dresch-معمولا" اشکال کلاسیک فرسایش یخچالی در مناطق مرتفعی از کوهستان مشاهده می‌شوند که قلل آنها حداقل ۳۰۰ تا ۴۰۰ متر بالا تر از حد برفهای دائمی دردوره‌های یخچالی باشند . هر چند کیفیت اقلیم و جهت کوهستانها و نامتقارن بودن آنها و بالاخره سایر شرایط توپوگرافی می‌توانند در یک ناحیه تشکیل سیرکهای یخچالی درارتفاعات متفاوت راسبب گردند ، اماحضور سیرکهای یخچالهای قدیمی در حال حاضر می‌توانند ما را در تشخیص ارتفاع مناسب حد برفهای دائمی کمک نمایند . باین‌ترتیب

می‌توان چنین اظهار نظر نمود که مرز برفهای دائمی در شمال ایران در حال حاضر در حدود ۴۲۰۰ مترو در دوره‌های یخچالی در حدود ۳۶۰۰ متر بوده است. در ایران غربی در دوره‌های سرد مرز برفهای دائمی در حدود ۱۸۰۰ متر و در ایران مرکزی ۳۷۰۰ متر می‌باشد[۱]. چون حداکثرارتفاع کوههای غربی ۳۶۰۸ متر (کردستان شمالی) و مرتفع ترین قلل کوههای مرکزی‌وجنوبی‌بترتیب کوه هزار ۴۴۶۵ متر و کوه دنا ۴۴۰۹ متربه‌مرزبرفهای دائمی در حال حاضر نمی‌رسند، نمی‌توان رقم مشخصی در این مورد ذکر نمود. شوایـزر (۱۹۷۲) مرز برفهای‌دائمی رادر مرکزوجنوب ایران ۴۸۰۰ تا ۵۰۰۰ متر و در مغرب حدود ۴۰۰۰ تا ۴۲۰۰ متر می‌داند[۲].

نواحی کوهستانی دردوره‌های یخچالی.

با توجه به توضیحات فوق در طول پلئیستوسن وسعت قابل توجهی از نواحی مرتفع کوهستانی ایران‌تحت تسلط اقلیم سرد براثرعامل یخچالهای کوهستانی دستکاری می‌شده است. در ارتباط با موقع جغرافیایی، قلمرو گسترش وعملکرد یخچالها درواحدهای مختلف کوهستانی نه تنها بین دوره‌های یخچالی و بین یخچالی بلکه در طول دوره‌های مختلف یخچالی نیز متفاوت بوده است. بهمین جهت محدوده‌های‌تسلط این عامل را در ارتباط با زمان، جداگانه موردبررسی قرار می‌دهیم.

نواحـــی مرتفـــع کوهستانـــی

ازآنجاکه مرزبرفهای دائمی‌دردوره‌های یخچالی درنواحی مختلف ایران‌یکسان نبوده بنابراین قلمرو عملکرد یخچالها نیزبسطوح ارتفاعی مشخصی محدود نمی‌شده‌است (نقشهٔ شماره۲). (دامنهٔ تغییرات ارتفاعی‌پدیده‌های‌یخچالی یا حتی مجاور یخچالی مثلا" در مراکش به ۵۰۰ متر و در قلمرو مدیترانه شرقی تا ۱۵۰۰ مترنیز می‌رسیده است درش ــ یخچالهای سنگی ۱۹۸۰).

---

۱ ــ باوجود این در طالش (گرگانرود) در البرز (کلک چال درتوچال) و در ایران مرکزی (جوپار) سیرکهای یخچالی در ارتفاعات پایین‌تری شناخته شده‌اند.

۲ ــ ایران ــ مبانی یک کشور شناسی جغرافیایی، جلداول، جغرافیای‌طبیعی، نگارش اکارت اهلرز، ترجمه دکتر محمد تقی رهنمائی، تهران ۱۳۶۵

در غرب ایران تقریبا " از مدار ۳۵ درجه به بالا تمام ارتفاعات بالاتر از ۱۸۰۰ مترشامل .کردستان و آذربایجان غربی تا حوالی اشنویه ، در آذربایجان و شمال ایران ارتفاعات بالاتراز ۳۶۰۰ متر شامل . سبلان ۴۸۱۱ متر ، سهند ۳۷۰۷ متر ، بکروداغ در طالش و بالاخره البرزشامل .حداقل دماوند ۵۶۷۱ متر ــ علم کوه و تخت سلیمان ۴۸۵۰ متر و در ایران مرکزی قلل کوهستانهای مرتفع . پلوار ۴۲۳۳ متر ــ جوپار ۴۱۳۵ متر ــ هزار۴۴۶۵ متر و لاله‌زار ۴۳۷۴ متر و . . . در اطراف کرمان ، شیرکوه ۴۰۵۵ متر دریزد وسرانجام جبههٔ شکسته شما لشرقی زاگرس از کوه سالان در کردستان تا اشترانکوه ۴۰۵۰ متردرلرستان ــ دنا ۴۴۰۹متر و زردکوه ۴۲۲۱ متر ، درقلمروفرسایش‌یخچالهای‌کوهستانی قرار داشته‌اند .آن دسته از زبانه های یخچالی که از نواحی مرتفع کوهستانی خوب‌تغذیه شده باشند ،توانایی آنراداشته اندکه‌تاپایکوهها پایین بیایند و نفوذ خود را در تمام‌دره اعمال کنند .این‌مسئله دردوموردد‌رایران مرکزی وسیله‌هاگه‌درون "۱۹۷۴ "ومایتاس‌کوهله" ۱۹۷۶مطالعه وادعاشده است . در هر دو موردیخرفت‌ها تاپای‌کوه ومدخل خروجی‌دره‌ها رسیده و بنظرآنان حتی وسعت قابل توجهی از دشت رادرارتفاع ۲۰۰۰ تا ۲۲۰۰ متری اشغال کرده‌اند . نظیر این مسئله در سایر نواحی ایران نیز مشاهده می‌شود . دردامنهٔ شمالی توچال یخرفت‌ها تاکف درهٔ شهرستانک (۲۲۰۰ متر) پایین آمده‌اند . درطالش یخچالهای‌بزرگی که درشرق‌و غرب قلهٔ‌بکروداغ وجودداشته ویخرفت‌های آن هنوز وسعت زیادی ازنواحی‌اطراف را می‌پوشاند دردرهٔ گرگانرود تا حوالی ارتفاع ۱۲۰۰ متری پایین آمده است . این یخرفت‌هادرهٔ اصلی گرگانرو د رامسدود نموده و به صورت پرتگاهی با چندین ده‌متر ارتفاع برپایین رودگرگانرود مسلط است . البته مجاورت بادریای خزروبالا بودن‌دمای‌متوسط‌آن‌دردوره‌یخچالی‌سبب ذوب‌زبانه‌های یخی‌شده است .درغیراینصورت شاید می‌توانسته نفوذخودرا تاحوالی جلگه ساحلی اعمال نماید .

البته درکوهستانهای‌مناطق خشک تشخیص فرآورده‌های یخچالی‌ومجاور یخچالی مخصوصا "تمیزیخرفت‌های یخچالی از مصالح یخ‌برفی (NEVE) مشکل است .بهمین دلیل در کوهستانهای مرتفع یعنی جاییکه این پدیده‌ها بطور متوالی در ارتفاعات متفاوت ودر دوره‌های مختلف پلئیستوسن رخ داده است ، امکان اشتباه در تشخیص‌آثار ناشی ازآنها زیاداست . بنابراین همانظور که (J.Dresch) نیز باورداشته . "اشکال یخچالی ومجاوریخچالی از اشکال‌حاصل ازفرآیندهای تخریبی و یا سایر تحولات دامنه‌ها و یا حتی جویبارهای خاص مناطق خشک به آسانی قابل تشخیص نیستند " .

سایـــــر نواحـــــی کوهستانـــــی

می‌توان گفت‌که درطول کواترنر دامنهٔ کوهستانهای مرتفع از بالا به پایین‌تحت تاثیرتغییرات ارتفاعی‌حدود پدیده‌های یخچالی ومجاور یخچالی بوده است . مسلم‌است که دردوره‌های‌سرد باگسترش یخچالهای‌کوهستانی مرزفوقانی پدیده‌های مجاور یخچالی مورد تجاوز یخچالها قرارگرفته اما مرز تحتانی آن گسترش بیشتری یافته است . نوسان ارتفاعی این پدیده با توسعه یا محدودیت سرما از یکطرف وباموقع جغرافیایی کوهستانها از طرف دیگر ارتباط داشته است .براساس حاکمیت عناصر اقلیمی‌دردوره‌های سرد ،فضای این‌بخش‌از کوهستانهای ایران به دومحدودهٔ متمایز در ارتباط با ویژگی‌فیزیکی سنگها تقسیم می‌شوند که مجددا " بشرح آن خواهیم پرداخت .

قلمـــــروفـــــرسایش مجـــــاور یخچـــــالـــــی

بلافاصله در زیر قلمرو یخچالهای کوهستانی ، محدودهٔ حاکمیت فـــــرسایش مجاوریخچالی آغاز می‌شود . بنابراین مرز فوقانی این پدیده در نواحی مختلف ایران متفاوت‌خواهدبودجدفوقانی درآذربایجان شرقی و البرز و خراسان بین ۳۴۰۰ تا ۳۶۰۰ متر ، درکردستان وآذربایجان غربی در حدود ۱۸۰۰ متر و در ایران مرکزی وجنوبی درحدود ۳۷۰۰ متربرآورد می‌شود . مرزپایین سولی‌فلوکسیون همانطورکه‌قبلا "نیزیادآوری شد در نیمهٔ شمالی ایران حدود ۱۸۰۰ متر و در ایران مرکزی ۱۹۰۰ متر شناسایی شده است . لازم به‌یادآوری است‌که‌حد پایین‌سولی فلوکسیون‌درکردستان‌و قسمتی ازآذربایجان غربی بسیارپایین‌تر ازنواحی شمالی ایران است‌وآثار آن تقریبا "همه جا مشاهده می‌شود . به عبارت دیگر می‌توان چنین گفت که در طول دوره‌های سرد سراسر کردستان و قسمت وسیعی ازآذربایجان تحت تسلط فرسایش یخچالی و مجاور یخچالی بوده است . همانطور که درمورد تعیین حدود یخچالهای کوهستانی به آثار کلاسیک آن استناد شده ، درمورد سولی فلوکسیون نیزمیراث‌های‌انکارناپذیراین پدیده ، حیطهٔ عملکرد آنرا مشخص می‌سازد (نقشه شماره ۲) .

درارتباط بامیزان‌مقاومت‌وبافت‌سنگها آثارآن‌دردوچهره‌مشخص باقی‌مانده‌است . در سنگهای سخت ویکپارچه‌بصورت‌خط‌الراس‌های مضرس وباایجادستونهاو پرتگاه‌های متلاشی شده‌برسطح دامنه‌ها ظاهر می‌شود . (البرز–زاگرس و . . .) در سنگهای منفصل و سست به شکل تراکم توده‌های گلی مملو از قطعات مختلف الاندازه که‌دردره‌های قدیمی‌یا پای بعضی‌از دامنه‌هاانباشته شده‌اند (نیمه شمالی ایران–کوهستانهای‌مرتفع رشته‌مرکزی وزاگرس‌مرتفع) .

قابل دسترس ترین نمونه‌های کلاسیک نوع اخیر در آذربایجان و کردستان بچشم می‌خورد . به احتمال زیاد روانه‌های گلی ناشی از این پدیده در ارتباط با نیروی جاذبه درزهکش‌های اصلی بر رویهم متراکم شده‌اند . سپس در زمانهای بارانی بدلیل تغییر شرایط اقلیم و حاکمیت آبهای جاری تقریبا "قسمت اعظم آنها از محل خارج و به حوضهٔ انتهائی شبکه‌ها انتقال یافته‌اند . تراکم عظیم رسوبات تخریبی در دشتهای داخلی ایران درحد زیادی مدیون تخلیه فرآورده‌های ناشی از سولی‌فلوکسیون از نواحی کوهستانی است . بنابراین آن قسمت از این رسوبات که در دره‌های قدیمی برسطح دامنه‌های حاشیه زهکش‌های اصلی انباشته شده واز دسترس آبهای جاری دور مانده‌اند بعنوان شواهد بازمانده، مورد استناد قرار می‌گیرند . تعداد زیادی از این انباشتگی‌ها میانآبهای دره‌های جدید را تشکیل می‌دهند ، نمونه‌های مشخص این پدیده در برش جاده‌های ارتباطی غرب ایران ، درپای کوهستانها (سهند و . . .) و یا درحاشیه دره‌های اصلی (گاورود و . . .) به‌فراوانی بچشم می‌خورند . در یک برش کلاسیک در حاشیه جادهٔ کامیاران ـ سندج در دره‌ٔ گاورود بین گردنه‌های مروارید و درکه از طریق اختلاف بافت و رنگ و ساختمان انباشتگی‌ها حداقل سه مرحله تراکم وجوددارد . درهمین محل و حداقل دردو مورد درفاصله دو تراکم متوالی یک لایه تراورتن باضخامت ۱۰ تا ۵۰ سانتیمتر دیده می‌شود . احتمالا " حضور تراورتن ناشی ازیک دوره مرطوب بین دو مرحله تسلط دوره‌های سرد است که‌بعدا " دراثنای بررسی قلمرو نواحی بارانی به‌آن اشاره خواهد شد .

مورد دیگری که توالی دوره‌های مجاور یخچالی و بارانی را در این محل تائید می‌کند ، انباشتگی‌هایی از قلوه سنگها وتخته سنگهای مختلف الاندازه وزاویه دار درهمین دره‌های قدیمی است . این قطعه سنگها درواقع بقایای درشت دانهٔ محتوای سولی‌فلوکسیون‌هایی است که پس از انباشتگی در دوره‌های بارانی وسیله آبهای روان شسته شده و مواد ریزدانهٔ آن خارج گردیده است . (ساختمان این نهشته‌ها از ساختمان واریزه‌های دامنه‌ای کاملا " متمایز است) .

قلمرو سولی فلوکسیون در ایران مرکزی و زاگرس مرتفع محدودتر بوده‌است . زیرا بعلت مجاورت با پرفشار مجاور مداری هر اندازه به جنوب ایران نزدیکتر شویم مرز تحتانی سولی‌فلوکسیون به ارتفاع بالاتری رانده شده بطوریکه در زاگرس کم ارتفاع بندرت می‌توان آثار محدودی از آنرا بازشناخت .

قلمـــروفرسایش آبهـــای جـــاری

سایرنواحی کوهستانی خارج از قلمرو یخچالی و مجاور یخچالی در مرکز، مشرق، جنوبشرقی و جنوب ایران در دوره‌های سرد، در حیطهٔ تسلط فرسایش آبهای جاری قرار داشته‌اند (نقشه شماره ۲). سطح دامنه‌های مرتفع و اطراف قلل کوهستانها مخصوصا" در فصول سرد سال تحت تاءثیر تخریب مکانیکی قرار داشته و در خط القعرها فرسایش آبهای جاری تسلط کامل داشته‌است. همانطورکه درمورد گسترش پدیده‌های یخچالی و مجاور یخچالی به پراکندگی شواهد فرآیندهای مربوطه استناد شد در این زمینه نیز آثار فراوانی از بقایای عملکرد آبهای جاری بدوصورت کاوشی و تراکمی تقریبا" درسراسراین محدوده پراکنده است. دره‌های عمیق فرسایشی در سراسر کوهستانهای خشک و نیمه خشک کنونی که بطوراتفاقی درحال حاضرشبکه موقت وضعیفی در آنها جریان دارد. (بلوچستان ــ خراسان جنوبی ــ زاگرس کم ارتفاع و . . .) ارتفاعات مغکوس یا ناودیس‌ها معلق درقسمت وسیعی اززاگرس چهره‌هایی از تسلط فرسایش آبهای جاری را نمایان می‌سازند. مخروط افکنه‌های عظیم در داخل نواحی کوهستانی و یا در حاشیه چاله‌های داخلی و درپای کوهستانها که درحال حاضردرطغیانی‌ترین لحظات، سیلابهای آن بندرت به حوضهٔ انتهایی می‌رسند (حاشیهٔ مسیله ــ حاشیه دشت کویر ــ لوت مرکزی ــ لوت زنگی‌احمد و . .) گسترش پادگانه‌های وسیع آبرفتی در خشکترین نواحی‌کوهستانی ایران (بلوچستان ــ ایران مرکزی وخراسان جنوبی) مظاهر دیگری از این فرآیند می‌باشند.

وجود بقایای فرسوده ومتلاشی شدهٔ رسوبات آهکی آبهای شیرین درحاشیهٔ دره‌ها و برسینهٔ دامنه‌های کوهستانهای رشتهٔ مرکزی ایران که در عکسهای هوایی بصورت جزایری پراکنده‌بارنگ‌روشن در متن تیرهٔ سنگهای رسوبی یا درونی نمایان است (مقطع نطنز ــ مورچه خورت ــ درهٔ ابیانه و . .) ضخامت آنها گاهی به چندین ده‌متر می‌رسد[1]. وجود این آثار دلیل دیگری برافزایش میزان بارندگی در نواحی خشک کنونی است.

۱ــ این تراورتن‌ها با تراورتن‌هایی که درکردستان در بین لایه‌های سولی‌فلوکسیون مشاهده می‌شوند همزمان نیستند. تراورتن‌های نواحی‌غرب بیشتر در دوره‌های بین یخچالی‌رسوب داده‌اند همانگونه که درحال حاضر هنوز در تخت‌سلیمان افشار و در آذرشهر آذربایجان و در قروهٔ کردستان و . . . . در حال تشکیل می‌باشند.

قلمـــروخـــزری

در آخرین دورهٔ سرد بعقیدهٔ بعضی از پژوهشگران (Cf.W.C.Brice ۱۹۷۸) . (P. ROGNON ۱۹۸۰) سطح دریای خزر ۵۵ ـ ۵۰ متر بالاتر از سطح فعلی بوده است . بنابراین با توجه به همواربودن سواحل شمالی و شرقی وسعت آن بسیار بیشتر از امروز بوده و در نتیجه احتمالا "شرایط لازم برای ایجاد یک کم فشار محلی را دارا بوده است . لذا دامنهٔ کوهستانهای مسلط به این دریا در شرایطی متفاوت از دامنه‌های داخلی تحول می‌یافته است . چون ارتفاعات مرکزی البرز و طالش از یکطرف و دامنه‌های مسلط به دریای خزر ازطرف دیگر همزمان تحت تاثیر یک شرایط اقلیمی مشابه قرارنداشته‌اند، بنابراین تحولات آنها یکسان انجام نگرفته است . همانطور که قبلا " یادآوری شد قلل مرتفع کوهستانهای البرز وطالش تحت تاثیر فرسایش یخچالی قرارداشته وقلمروسولی فلوکسیون به‌سمت دریای خزر بصورت نواری بدنبال آن گسترده می‌شده است .این نوار در کوهستانهای داخلی که تاحدودی ازاثرات تعدیل کنندهٔ دریای خزرمحروم مانده‌اند گسترش بیشتری داشته‌است .

بعلت مجاورت بادریای خزر مرز تحتانی سولی فلوکسیون از دامنه‌های جنوبی البرز و ایران مرکزی بالاتر است و در حدود ۲۲۰۰ متری قرار داشته است . آثار آن درمراتع فعلی برسطح دامنه‌های مسلط به جنگل‌ها مشاهد می‌شود . مرزفوقانی جنگل‌های کنونی درطالش درحدود ۲۰۰۰ متری است .توپوگرافی زیربنای جنگل بصورت دره‌های متعدد و نسبتا " متراکم و فرعی واغلب عمیق ، دخالت قاطع آبهای جاری در پیدایش آنها را مسجل می‌نماید .دربالاتر ازحد جنگل‌های فعلی بویژه در سنگهای سخت ،تراکم دره‌های ناشی از فرسایش آبهای جاری همچنان چشمگیراست .بهمین علت وباتوجه به میراث‌های بازمانده می‌توان اظهار نظر نمود که در دوره‌های یخچالی قسمت اعظم دامنه‌های مسلط به دریا متاثرازکم فشار محلی دریای خزر وتحت تاثیرفرسایش آبهای روان قرار داشته است . چون در نواحی جنگلی بعلت تراکم پوشش نباتی درحال حاضر دخالت عوامل فرسایشی بسیار ناچیز است ، می‌توان اظهار نظر نمود که جنگل‌های کنونی احتمالا " در سطحی وسیع پس از پایان آخرین دورهٔ یخچالی به‌تدریج گسترش یافته و تثبیت شده‌اند . بنابراین می‌توان گفت که دردوره‌های یخچالی دامنه‌های شمالی البرز و شرقی طالش در ارتباط باعامل ارتفاع از یکطرف و تسلط پرفشار سیبری در بالا و کم فشار محلی خزر در پایین از طرف دیگر بترتیب از قلل کوهستانها به سمت ساحل تحت تاثیر فرسایش یخچالی ومجاوریخچالی و آبهای جاری قرار داشته و عامل اخیر تاسواحل دریا حاکمیت داشته است .

نواحی کوهستانی دردوره‌های بین یخچالی

شرایط حاکم برنواحی کوهستانی دردوره‌های بین یخچالی کم و بیش مشابه شرایط کنونی بوده است. بنابراین شناسایی ویژگیهای ژئومرفولژی درحال حاضر ما را در جریان نحوه تحول ناهمواریها دردوره‌های بین یخچالی قرار می‌دهد.

قبلا" باتوجه به اظهار نظر پژوهشگران درمورد مرز تحتانی برفهای دائمی در زمان حال اشارتی رفته است. این مرز در ایران شمالی در حدود ۴۲۰۰ متری ودر ایران مرکزی وجنوبی درحدود ۴۸۰۰ تا ۵۰۰۰متراست، لذا قلمرو گسترش یخچالهای کوهستانی بسیار کاهش یافته و به قلل مرتفع کوهستانهای سبلان والبرز محدود می‌شود. لازم به یادآوری است که در این نواحی باوجودیکه قلل متعدد ومرتفع تری از مرز برفهای دائمی وجوددارند، اما همه جا امکان پیدایش وعملکرد یخچالهای کوهستانی وجود نداشته‌اند. تنها دردو مورد دماوند وتخت سلیمان وعلم کوه درالبرز یخچالهای کوهستانی باعوارض کلاسیک شامل سیرکها و بازوهای یخی امکان پیدایش وفعالیت یافته‌اند. درسایر نواحی البرزوبویژه‌درسبلان‌بصورت‌توده‌های‌یخ برفی‌درچاله‌هاویادامنه‌های نسا برورویهم انباشته شده وسطح و حجم آن‌از سالی‌به سال دیگردر ارتباط با میزان دمای متوسطسالیانه محلی تغییرمی‌کندومیزان‌تغذیه‌آنهاتوانایی‌ایجاد،یخچال‌های کلاسیک‌راندارند (نقشه‌شماره۳).

یخچالهای کوهستانی البرز مورد توجه بسیاری از علاقمندان قرار گرفته وویژگی آنها از نزدیک مطالعه شده است. (هـ. بوبک ۱۹۵۴ — ش. پ. پگی[1] ۱۹۵۹ — ب. بو[2] .م. دریو[3] — ژ.دوش.ش.پ.پگی۱۹۶۱)ومجددا"(ژ. درش ۱۹۸۲) یخچالهای کنونی تخت سلیمان و دماوندرا مطالعه ودرباره آنها اظهار نظر نموده‌اند. این مطالعات در مجموع شامل‌بررسی سیرکهای قدیمی‌و پراکندگی‌یخرفت‌ها و بالاخره ویژگی یخچالهای فعال کنونی است. در علم کوه سیرکهای فعال کنونی درحدود ۴۲۰۰ متری قرار دارند و زبانه‌های یخی آنها در ارتفاع ۳۹۰۰ متری بهم اتصال می‌یابند. قسمت زیادی ازسطح زبانه‌ها پوشیده ازقطعات متلاشی شده‌سنگهای دامنه‌های مسلط به آنها است (یخچال سنگی). گاهی نیز سطح زبانه‌های یخی بدون هیچ پوششی آشکار است. شیب‌های تند وعریان‌سنگی‌ازارتفاع ۳۴۰۰ متری بپایین‌تحت‌تاءثیر متلاشی شدن براثر یخبندان قرار دارند.

1- Ch.P.Peguy 2- P.Bout 3- M.Derruau

دردماوند با توجه به تغییر شرایط توپوگرافی گسترش وپراکندگی یخچالهامتفاوت است . توسعه برفهای دائمی بردامنه‌های نسابیشتر است . برسطح دامنهٔ شمالی درارتفاع ۴۸۰۰ متری یخچالهای کله‌قندی (پنی تانت‌ها) مستقیما "برروی سنگها بفراوانی‌مشاهده می‌شوند . اندکی بالاتر بین ارتفاعات ۵۱۰۰ تا ۵۶۰۰ متری یک یخچال‌دامنه‌ای در وسعتی بیش از ۲ کیلومتر مربع گسترده شده است . تقریبا " تمام سطح یخچال پوشیده از یخهای کله قندی است که گاهی ارتفاع آنها به چند متر می‌رسد . قلهٔ تمام یخهای کله قندی به سمت‌خورشید یعنی به جنوب خم نشده‌اند . شکافهایی برسطح یخچال معرف حرکت تدریجی آنست . بالاخره برسطح قله و داخل دهانهٔ آتشفشان دماوند یخچال‌کم ضخامتی وجود دارد که سطح آن نیز از یخهای کله قندی ۷۰ تا ۸۰ سانتیمتری پوشیده شده است .

یخهای کله قندی از تبخیر مستقیم یخ و انجماد مجدد آن حاصل می‌شوند . به احتمال زیاداز لحاظ عرض‌جغرافیایی درآسیای جنوبغربی ، دماوند جنوبی‌ترین ناحیه‌ای است که امکان ایجادورشداین‌پدیدهٔ یخچالی درآن بچشم می‌خورد .

چون درهیچ نقطه‌ای‌از ایران مرکزی و جنوبی ارتفاع کوهستانها به مرز برفهای دائمی درحال حاضر نمی‌رسند (۴۸۰۰ – ۵۰۰۰ متر) بنابراین هیچ اثری از عملکرد یخچالهای کوهستانی دراین‌نواحی‌بچشم نمی‌خورد . این امکان وجود دارد که درارتباط با شرایط توپوگرافی‌بعضی از کوهستانهای زاگرس مرتفع مانند زردکوه و دنا بعلت تغذیهٔ نسبتا " فراوان درفصل سردبرفهای چندساله درته دره‌های فرعی‌حاشیهٔ قلل‌باقی بماند . در چنین شرایطی این برفهای یخی (نه وه) نقش چندانی در تحول‌ناهمواریهاندارند .

درالبرز وزاگرس در حفره‌های کارستی که ارتباط عمودی مستقیمی با خارج دارند و امکان سقوط‌آزاد برف به داخل آنها وجود دارد برفهای چندین ده ساله و بیشترنیز شناخته شده‌اند .در بعضی‌ازغارهای‌آهکی بعلت منافذ متعدد خروجی جریان هوا بصورت کورانی دائمی برقرا ر است . علاوه‌براینکه قسمتی از آبهای کف وجدارغاریخ می‌بندد ، قندیل‌های سقفی یخ نیز فراوان است . آب محتوی کلسیم در خروج از سقف غار قبل از چکیدن‌بعلت سرمای زیادیخ‌بسته و بتدریج قندیل‌های یخی را ایجادمی‌کنند .

می‌دانیم که قسمت وسیعی از نواحی کوهستانی ایران و حتی بعضی از دشتهای داخلی در غرب و شمالشرق در زمستان از برف پوشیده می‌شوند . اما دوام برف همه‌جا یک اندازه نیست‌و دربسیاری از نواحی‌کم ارتفاع مخصوصا "به سمت جنوب ومشرق حداکثر ازچند روز تا چند هفته تجاوز نمی‌کند . وسعت قلمرو نواحی برفگیر نیز از سالی به سال

دیگرمتفاوت‌است . بنابراین به منظور شناسایی قلمرو تسلط یخبندان و ذوب یخ و فعالیت تخریب مکانیکی ناشی از آن می‌توان از پراکندگی خطوط هم دمای صفر درجه در ماههای سردسال کمک گرفت . برای اینکه پدیدهٔ متلاشی شدن بر اثر یخبندان بتواند نقشی در تغییر چهرهٔ ناهمواریها اعمال نماید ، نیاز به زمان و نوسان دما در حوالی صفر درجه دارد . بدین‌ترتیب که ذوب قشر برفی ، آب مورد نیاز را در اثنای بالا رفتن دما فراهم ساخته و پس ازنفوذ قسمتی از این آب ، پایین رفتن دما و یخ بستن مجدد آبهای نفوذی را فراهم سازد . تاثیراین پدیده بویژه‌میزان پایین رفتن دما و طول مدت یخبندان مخصوصا " به تکرار این اعمال بستگی دارد . در نتیجه سرزمین‌هایی که پوشش برفی آنها از حداقل یکماه بیشتر دوام دارند می‌توانند تحت تاثیر متلاشی شدن بر اثر یخبندان و ذوب یخ قرار گیرند .

هر اندازه که متوسط دمای روزانه در ارتباط با زمان افزایش یابد ، قلمروعملکرد این‌پدیده‌محدود ترمی‌شودوبنابراین‌تاثیرآن در ارتباط با عامل ارتفاع تغییر می‌کند . در اینصورت کوهستانهای مرتفع مدت زمان بیشتری تحت‌تاثیر این عامل قرار دارند . اثر این پدیده بسته به‌نواحی مختلف‌از چندروز تا چند ماه و حداکثراز ۵ الی ۶ ماه از اواخر زمستان تا اوایل تابستان آنهم در نواحی بالاتر از ۳۰۰۰ متر در نیمهٔ شمالی و ۳۵۰۰ متر در ایران مرکزی وجنوبی است .

دامنه‌های کم‌شیب‌یاباشیب متوسط در هر ارتفاع که پوششی از رسوبات تخریبی دارندازدخالت این پدیده تقریبا " در امان می‌باشند . اما اثر تعیین کننده آنرا برچهرهٔ پرتگاهها و دامنه‌های‌عریان سنگی تقریبا "دربیشتر نواحی کوهستانی‌می‌توان‌بازشناخت . بطوریکه بندرت می‌توان چهرهٔ ظاهری یک سنگ درجا و اصلی را سالم یافت .

تراکم قطعات‌مختلف الاندازه سنگهای متلاشی شده در پای پرتگاهها وپراکندگی آنها در پای دامنه‌های عریان اهمیت دخالت اپن پدیده را روشن می‌کند . در اثنای بالا رفتن دما فرسایش آب به تدریج جانشین تخریب مکانیکی شده و غالبا " مواد ریز دانه آنها را از محل خارج می‌سازد . بنابراین در حیطه تسلط این عامل همه جا جز قطعات درشت دانهٔ متراکم یاپراکنده بر سطح زمین مشاهده نمی‌شود و اغلب مانع بزرگی در راه صعود براین‌دامنه‌ها است . اثرات این عامل ، البرز جنوبی ، آذربایجان ، کردستان ، خراسان ودر کوهستانهای مرکزی‌وزاگرس‌مرتفع تاحاشیهٔ دشتهای داخلی را دربرگرفته‌اند .

کوهستانهای خراسان جنوبی ، سیستان و بلوچستان و زاگرس کم ارتفاع و سایر کوهستانهای مرکزی در دوره‌های بین یخچالی بیشتر تحت تاثیر فرسایش آب قرار داشته‌اند (نقشه شماره ۳) .نفوذ پرفشار مجاور مداری اثرات کم فشارهای غربی را در مرکز و جنوب ایران کاهش داده وحضور ناهمواریها ویژگی خاصی به آن بخشیده است . به نحوی که نقش فرسایشی آب، اغلب بصورت آشفتگی‌های محلی و ناحیه‌ای ظاهر شده و بصورت سیلابهای ناگهانی و نیرومند وخطرناک عمل می‌کنند .بارانهای مداوم وریز اغلب درمشرق وجنوبشرقی و جنوب ایران گاهی تا چندروز پیاپی نازل می‌شود و شبکه‌های اصلی حالت طغیانی بخود می‌گیرند . ولی معمولا " ریزشهای جوی شامل بارانهای سیل آسایی است که متعاقب آن طغیانهای شدیدی ناحیهٔ نسبتا " وسیعی را در برمی‌گیرد . این وضع بیشتر در اوایل بهار وگاهی نیز در اواخر زمستان بروز می‌کند . هنگامی که این ریزشها با ذوب برفهای نواحی مرتفع کوهستانی همراه باشند ،نتیجهٔ آن فاجعه آمیز خواهد بود . از ویژگی نواحی خشک و نیمه خشک ایران آنست که گاهی در مدت چند ساعت حجم بارندگی از نصف متوسط سالیانه تجاوز می‌کند (سواحل عمان و سواحل شرقی خلیج‌فارس) . در چنین شرایطی نزولات جوی شستشوی فوق‌العاده‌ای درمیانآبها اعمال نموده وسیلابها درخط القعرها تغییرات سریع و فوق‌العاده‌ای بوجود می‌آورند . این سیلابهای ناگهانی نه تنها مراکزانسانی و مزارع آنهارا به نابودی می‌کشانند ، بلکه بار جامد سیلاب بسرعت در دشتهای پایکوهی تخلیه شده و همه نوع آثار فعالیت انسان را در زیر خود مدفون می‌سازد (سیلابهای زمستان و بهار ۱۳۶۵ بویژه در ایران جنوبی) . این رگبارها گاهی بسیار محدود ومحلی است ووسعت عملکرد آن حداکثر چندین کیلومتر مربع را می‌پوشاند و در مدت اغلب کمتر از یک ساعت اثرات فرسایشی و تخریبی قابل توجهی از خود بجای می‌گذارد . در حالیکه در نواحی اطراف این آشفتگی، هیچ تغییری حاصل نشده است . اگر این رگبارهای شدید و ناگهانی درمحدوده‌هایی بوقوع بپیوندد که سنگهای سست و رسوبات سطحی ریز دانه فراوان باشند ، نتیجهٔ فرسایشی آن طغیانهای وحشتناک گلی است که کلیهٔ عوارض طبیعی و انسانی مسیر خود را مدفون می‌سازد (خراسان جنوبی ۱۳۵۹)

هنوز میزان نقش بارانهای موسمی بویژه در بلوچستان کم ارتفاع شناخته نشده است . به احتمال قریب به یقین حوضهٔ عملکرد آن در دوره‌های یخچالی وبین یخچالی متغیر بوده ودر هر مرحله ولو به صورت محدود در تحول ناهمواریهای بلوچستان دخالت داشته است . در حال حاضر اغلب بطور پراکنده رگبارهای تابستانی شدیدی را در پاره‌ای از نواحی سبب می‌شود . اسم کوه بیرگ (برق) در بلوچستان از دخالت بارانهای موسمی حکایت می‌کند .

درمحدودهٔ تسلط اقلیم خزری و در زیرقلمروگسترش یخچالهای کوهستانی، پدیده تخریب مکانیکی در سنگهای عریان کوهستانها برتری دارد ، اما چون رسوبات فرسایشی با ضخامت نسبتا "زیادقسمت وسیعی از دامنه‌ها راپوشانیده‌اندلذامحدودهٔ عملکرد آن‌زیاد وسیع نیست .دردامنه‌های نسبتا " پرشیبی که متعاقب هوازدگی و تخریب ناشی از رطوبت خزری از خاک‌نرمی پوشیده شده‌اند ، پدیدهٔ سولی فلوکسیون‌های زیر جلدی ولغزشهای محلی فراوان است .بعلت چرای‌بیش از حد در مراتع کوهستانی و تخریب شدید آن این پدیده‌هادر زمان حاضردرحال افزایش‌است و آثار آن در ییلاقات طالش و البرزبه سرعت درحال گسترش می‌باشد .از ارتفاع ۲۰۰۰ متری (مرز فوقانی جنگلها) به پایین که پوشش نباتی متراکمی دامنه‌های مسلط به دریای خزر را پوشانیده اثر فرسایش آب در میان آنها به حداقل ممکن کاهش یافته است . پوشش نسبتا " ممتدی از تخته برگ‌ها از یکطرف وریشهٔ گیاهان و درختان از طرف دیگر جابجایی سطحی رسوبات راحتی در پر باران ترین ایام سال محدود نموده‌است . پدیدهٔ خزش و شستشوی مواد بسیار ریز دانه وانحلال‌وتجزیه، احتمالا " عوامل مؤثر در تغییر بسیار کند وتدریجی این دامنه‌ها می‌باشند .

یکی‌دیگر ازپدیده‌های فعال در البرز شمالی ،خواه در محدودهٔ گسترش جنگلها و خواه درسایردامنه‌های داخلی ، بهمن است .هنگامیکه طبیعت سنگ وساختمان تکتونیک نیز مساعدانجام آن‌باشند در وسعت زیادی بویژه در زمینهای عریان ، دامنه‌ها راتحت تاثیر قرار می‌دهد (بالا رود و میان رود درهٔ هراز) . در نواحی جنگلی بطورپراکنده و برشیب‌های تندفعالیت‌دائمی دالانهای بهمن خیز امکان رشد پوشش گیاهی را ازبین برده و مداخلهٔ سایرعوامل فرسایش‌بویژه‌پدیدهٔ شستشو و ریزش خشک را فراهم می‌سازد .

اثر محسوس آبهای جاری فقط در دره‌های اصلی مشهود است که مازاد آب را به سوی حوضهٔ خزرتخلیه‌می‌نمایند . در صفحات بعدبه نقش این زهکش‌های اصلی درایجاد وتوسعه جلگه‌های ساحلی اشاره خواهیم نمود .

ب ـ چاله‌های‌ساختمانی

پس از آخرین و مهمترین حرکات‌تکتونیک در پایان دوران سوم و بویژه‌در پلئیستوسن‌وتشبیت‌نسبی ناهمواریهای ایران ، چاله‌های داخلی محدود یا وسیع بصورت عوارضی پست ومشخص در برابر نواحی کوهستانی شکل گرفتند . تحول این چاله‌ها در طول‌پلئیستوسن‌با دخالت عوامل مختلف فرسایش بصورت کاوشی (دشت‌کویر ودشت

لوت) یا به شکل تراکمی (ماهیدشت ـ جاژموریان ـ ابرقو ـ مسیله و . . . . .) دشتهای داخلی ایران را بوجود آوردند . عوارض خاص ناهمواری و اشکال متفاوت ناشی از دخالت عوامل مختلف فرسایش گویای سرنوشتی است که در پلئیستوسن براین چاله‌ها گذشته است . این دشت‌ها هر چند جزء نواحی پست داخلی ایران بشمار می‌روند اختلاف ارتفاع شدیدی دارند (از ۵۶ متر در لوت مرکزی تا ۲۲۰۰ متر در هوه‌توی کردستان) . بنابراین در ارتباط با دخالت و تاءثیر اقلیم های متفاوت ناشی از اختلاف موقع و شکل و جهت ناهمواریها معرف چهره‌های گوناگونی می‌باشند . رویهمرفته می‌توان از این نقطه نظرها ، دشتهای داخلی را به دو گروه غربی ـ شمالی و شرقی تقسیم نمود .

دشت‌های غربی ـ شمالی : این‌گروه شامل دشتهای داخلی البرز ، آذربایجان[1] ، کردستان ، باختران (کرمانشاهان) ، لرستان ، فارس[2] و خراسان شمالی می‌باشند که تحت تاثیر اقلیم مساعد در پلئیستوسن بطور موضعی بصورت حوضه‌های تراکمی ناشی از آبرفتهای نواحی کوهستانی مجاور یارس‌های آهک زدایی شده (دشت‌های باختران و فارس) در آمده و سرزمینهای حاصلخیزی شده‌اند . توالی دوره‌های یخچالی و بین یخچالی در رابطه با عرض جغرافیایی بصور متفاوت در تحول آنها نقش فراوان داشته‌اند .

در اثنای دوره‌های یخچالی قسمتی از دشتهای غربی و شمالی تقریبا " از مدار ۳۵ درجه به بالا تحت‌تاثیر سرمای نسبتا "شدید قرار داشته‌اند . بنابراین بصورت بیابانهای سرد از طریق تسلط فرسایش مجاور یخچالی (اختلاف قدر مطلق‌های فصل سردوگرم) در حال تحول بوده‌اند برعکس در نیمهٔ جنوبی این دشتها بویژه در باختران و قسمتی از لرستان وفارس درهمین زمان فرسایش تراکمی آبهای جاری کارساز بوده است . (نقشه‌های شماره ٔ ۲ و ۳)

در دوره‌های بین یخچالی فرسایش آبهای روان مجددا " بر سراسر این پهنه‌ها از شمال تا جنوب بطور نسبی مستولی شده است . بنابراین ضمن تخلیهٔ قسمت زیادی از باررسوبی وسیلهٔ زهکش‌های اصلی ، ضخامت معتنابهی از رسوبات تخریبی ناشی از فرسایش مجاور یخچالی در این چاله‌ها انباشته شده است . این رسوبات نه تنها زمینهای مساعدی از نظر توسعه کشاورزی بوجود آورده‌اند بلکه ذخایر فراوانی از سفره‌های آبهای زیرزمینی

۱ـ استثناء در قسمتی از دشتهای آذربایجان بویژه پایین رود قطور وحوضهٔ آجی‌چای بادخالت عامل زمین‌شناسی (رسوبات تبخیری) چهرهٔ شبه بیابانی و عوارض ناشی از آن ظاهر می‌شوند .

۲ـ به‌علت تشابه در تحول ناهمواری‌ها قسمتی از دشت‌های داخلی فارس ، جزء این قلمرو ذکر شده‌است .

را نیز در خود جای داده است . باستثنای چاله‌های‌بسته ،تقریبا " همیشه شبکه‌های‌دائمی آب از آنها می‌گذرندوبنابراین در مجاور این شبکه‌ها آثار کاوشی وتراکمی تکرار دوره‌های فرسایش بصورت پادگانه های آبرفتی مشاهده می‌شوند .

دشت‌های شرقی :

اکثر این‌دشتها همانند دشتهای غربی،چاله‌های زمین ساختی‌ای می‌باشندکه در فاصلهٔ کوهستانهای شمالی و مرکزی و شرقی وجنوبشرقی پراکنده شده‌اند . تفاوت این عوارض با دشت‌های غربی‌ـشمالی در این است که اکثر آنها بصورت چاله‌های بسته ، حوضهٔ انتهایی‌شبکه آبها می‌باشند و ناچار در بسیاری از موارد اشکال ناهمواری داخلی آنها بادشتهای‌غربی‌متفاوت می‌باشند .اکثراین‌چاله‌های مستقل‌یا نیمه‌مستقل تحت‌تاثیر اقلیم نامساعد بتدریج بصورت بیابانهای وسیعی درآمده‌اند (نقشهٔ شماره ۳).

البته تغییر تدریجی شرایط اقلیمی از غرب به شرق،دشتهای حد واسطی بین سرزمینهای هموار و حاصلخیز در غرب و بیابانهای وسیع درمرکز و شرق ایران بوجود آورده است که‌آثار عوامل‌فرسایش نواحی نیمه مرطوب و نیمه خشک را بوضوح می‌توان در آنها مشاهده کرد .دربیابانهای ایران عوارض دوعامل‌متضاد فرسایشی‌بصورت پادگانه‌های آبرفتی ومخروط افکنه های وسیع ودره‌های گودازیک طرف و آثار کاوشی و تراکمی فرسایش بادی یا آبی ـ بادی به صورت کلوتک‌ها ، کلوت‌ها ، پیکراها و هرم‌های ماسه‌ای (ریگها) از طرف دیگر و پهلو به پهلو مشاهده می‌شوند .

اصولا " حضورآب مانعی در برابر توسعه فرسایش بادی است . بعبارت دیگر جز در شرایط خشک یا نیمه خشک امکان توسعه فرسایش بادی وجود ندارد . چگونگی این دو پدیدهٔ متضاددریک محل از طریق توالی دوره‌های خشک‌ومرطوب توجیه می‌شود و حاکمیت خود این شرایط نیز ناشی از جابجایی مراکز کم فشار و پر فشار دائمی درمحدودهٔ فلات ایران است که بعدا "به بررسی چگونگی آن می‌پردازیم .

در دوره‌های یخچالی قسمت اعظم دشتهای داخلی ایران تحت‌تاثیر فرسایش آبهای روان تحول می‌یافته است . بنابراین پراکندگی و حضورآثار و عوارض ناشی از این عامل مربوط به همین زمان و سپس تناوب شرایط مشابه در طول پلئیستوسن بوده است .

در دوره‌های بین یخچالی‌بدلیل تسلط اقلیم خشک‌یا نیمه خشک و کاهش میزان بارندگی در این دشتها،فرسایش بیابانی حاکمیت یافته و همانند شرایط فعلی در کنار عوارض آبرفتی آثار فرسایش بادی نیز توسعه یافته است . شواهد زیادی برتسلط این‌دو شرایط متضاد درزمان‌های متفاوت و بطور متناوب در بیابانهای ایران بچشم می‌خورد .

موضوع مهمی که اشاره به آن ضروری است توسعه دشت‌های داخلی در دوره‌های یخچالی و در سراسر ایران بزیان نواحی کوهستانی در طول پلئیستوسن است (وایزه ۱۹۷۴) . عامل این پدیده بارندگیهای مداوم بصورت جریان سفره‌های روان است . این جریانهای سفره‌ای مسلح به بارجامدوتا حدودی درشت دانهٔ حاصل از تخریب وهوازدگی بوده‌اند . جابجایی آنها سطح میانآبها را تراش داده وبا تخلیهٔ رسوبات تخریبی به دشتهای مجاور ، پسروی تدریجی دامنهٔ کوهستانها را سبب شده‌اند . این شرایط بطورمتناوب تقریبا "برحاشیهٔ چاله‌های داخلی درسراسر ایران حکمفرما بوده است . آثار عملکرد این پدیده ، دشت سرهای (گلاسی) وسیعی است که همه‌جا از آذربایجان وکردستان تا ایران مرکزی و شرقی وحتی بلوچستان گسترده شده وحدفاصل پایکوهها ودشتها را دربرمی‌گیرد . تقریبا " همه جا ، این دشت سرها با پوشش نازکی از آبرفت، پوشیده شده و دامنهٔ کوهستانها را با شیب بسیارملایمی با دشت‌ها ارتباط می‌دهند . دره‌هایی که بعدها فرسایش آبهای جاری مخصوصا " در دوره‌های بین یخچالی بر سطح این دشت سرها حفر کرده‌اند، حضور غیر قابل انکار این عارضه را درپایکوهها تایید می‌کند . درحال حاضر تحول این دشت سرها بکندی در نواحی مرطوب ونیمه مرطوب ایران ادامه داردو در سایر نواحی خشک و نیمه خشک بصورت فسیل در زیر لایهٔ نازکی از آبرفتها تقریبا " تثبیت شده است . هرچند تخریب وهوازدگی دامنه‌های مسلط به دشت‌ها را بشدت تحت تاثیر قرار داده است اما جریانهای سطحی قادر به جابجایی آنها نیستند .

تحول دشت‌های بیابانی در ارتباط با ساختمان زمین شناسی و موقع آنها نسبت به کوههای مرتفع ازهم متمایزاند . براساس این تفاوتها می‌توان به سه نوع مشخص از آنها اشاره نمود .

اول ، چاله‌های جنوبی البرز که رسوبات تخریبی و تبخیری نئوژن با ضخامت قابل توجهی در آنها انباشته شده وسپس این رسوبات در پایان دوران سوم در بعضی از چاله‌ها تحت تاثیر حرکات زمین ساخت چین خورده وبراساس اظهارنظر بعضی اززمین شناسان از طریق باز سازی ساختمان زمین ، چین خوردگی‌هایی با ارتفاع نسبی ۲۰۰۰ متردرآنها بوجودآمده است .

این ناهمواریها در پلئیستوسن بر اثرفرسایش آبی ـ بادی تقریبا "درقسمت اعظم چالهٔ شرقی بکلی از بین رفته و سطوح فرسایشی کاملا " همواری از آن بجای مانده است که دشت کویر نمونهٔ مشخص آنست .

دوم ، چاله‌هایی که همانند دشت کویر در نیمه دوم دوران سوم از رسوبات ضخیم تخریبی و تبخیری انباشته شده اما بدلیل وجود مقاومت نسبی توده‌های نیمه سخت درزیر این رسوبات، حرکات زمین ساخت اواخر دوران سوم جز انعکاسهای فوق العاده محدود بصورت گسل‌های محلی و یا تغییر شکل‌هایی با انحنای بسیار وسیع ، تغییر دیگری در آنها بوجود نیاورده است و بصورت یک دشت ساختمانی گسترده تحت تاثیر اقلیم های متفاوت بشکل بیابانهای وسیعی درآمده‌اند . از نمونهٔ مشخص این نوع دشتها می‌توان به دشت طبس و دشت لوت اشاره نمود . [1]

سوم ، چاله‌هایی که پس از تراکم رسوبات نئوژن خواه تحت تاثیر حرکات زمین ساخت قرار گرفته‌ویا قرار نگرفته‌باشند ، بر اثر دخالت عوامل مختلف فرسایش از رسوبات تخریبی پلئیستوسن، نیز انباشته‌شده و بصورت حوضه‌های تراکمی سایر دشت‌های بیابانی نسبتاً "هموارکنونی‌را بوجودآورده‌اند . شرایط متفاوت ساختمانی و اختلاف عناصر اقلیمی تفاوتهایی در اشکال ناهمواری این دشت‌ها فراهم ساخته و گاهی به آنها ویژگیهای خاص محلی داده است (جازموریان ــ ابرقو ــ عقداو . . . . .)

جلگه‌های ساحلی نیز عوارضی مشابه سرزمینهای هموار داخلی است امابدلیل اختلاف عوامل موثر درشکل ناهمواری ، با آنها تفاوت‌های محسوسی دارند . اصولا " این جلگه‌هایابر اثردخالت ساختمان تکتونیک (خوزستان) یا اختلاف ساختمان زمین شناسی (مقاومت وجنس رسوبات) مانند سواحل عمان وقسمتی از سواحل خزر بنیان نهاده شده‌اند . ازطریق مطالعه عکسهای هوایی ویانقشه‌های توپوگرافی وزمین‌شناسی دخالت مهم یک عامل سوم نیز در توسعه جلگه‌های ساحلی هویدا می‌شود . تقریبا " همه جا در خط ساحلی در محل پیوستن رودها به دریاتوسعه چشمگیرجلگه‌ها مشهود است .هر اندازه حوضهٔ آبگیر رودی وسیعتر و ساختمان زمین شناسی تاثیر پذیرتر و میزان آب آن بیشتر باشد گسترش جلگه زیادتر است .بعبارت دیگر آبرفت هایی که رودهای مهم به حوضهٔ انتهایی خود حمل می‌کنند توسعه بیش ازپیش جلگه را سبب می‌شوند .بهمین دلیل درمحل دلتاها همیشه خشکی به

---

۱ ــ چالهٔ جازموریان نیز درشرایط زمین ، شناسی مشابهی قرار داشته اما تفاوت عملکرد عوامل فرسایش درطول پلئیستوسن، چهرهٔ دیگری به آن بخشیده است . دشت لوت دشتی کاوشی وجا زموریان دشتی تراکمی است .

به داخل دریا پیشرفته و برعرض جلگه‌های ساحلی‌افزوده است . اگر در چنین شبکه‌هایی طغیانهای متعدد نیز اتفاق بیافتد ، نقش بیشتری در توسعه سواحل خواهندداشت . بهترین نمونهٔ این شبکه‌ها سفید رود در گیلان‌و کارون در خوزستان است . درگسترش نیمهٔ شمالی جلگه خوزستان توسعه دشت‌سرها بطور محلی نقش قابل توجهی داشته‌اند . بالاخره در پیدایش و تحول جلگه‌های ساحلی نوسان سطح آب دریاها در پلئیستوسن، نیز قابل ذکر است . جلگه‌های ساحلی نیز همانند دشت‌های داخلی بزیان کوهستانهای مجاور توسعه یافته‌اند .تفاوت ویژگیهای کنونی سواحل دریای خزر با سواحل خلیج‌فارس ودریای عمان نتیجهٔ اختلاف عوامل‌مسلط فرسایش در طـــول پلئیستوسن‌مـی‌بـاشـد . بدین‌ترتیب که‌سواحل‌جنوب از تناوب اقلیمی خشک و نیمه مرطوب بهره‌مند بوده و سطح آب‌در ارتباط بادوره‌های‌یخچالی‌وبین‌یخچالی‌نوسان‌شدید داشته است . (خلیج فارس چندین بار کاملا " خشک شده است) ، درحالیکه سواحل دریای خزر ایران علاوه‌برنوسان سطح آب بدلایل اقلیمی‌وزمین‌شناسی تقریبا " از شرایط اقلیم‌مرطوب‌ونیمه‌مرطوب‌بهره‌مند بوده است .

مشخصات عمومی اقلیم ایران در کواترنر

چون موضوع بحث‌تحول پیکرشناسی زمین براساس دخالت اقلیم درکواترنراست ناچار برای‌توجیه مشخصات ناهمواریها که قبلا " بطور مختصر مورد‌بحث‌قرارگرفته ، باید ویژگیهای کلی اقلیم گذشتهٔ ایران مورد تجزیه و تحلیل قرار گیرند ، تابدین‌وسیله‌شرایط پیدایش پدیده‌های متفاوت موضعی و سیستم‌های برتر شکل زایی در سراسر ایران درطول پلئیستوسن روشن شود .

اکنون مسلم‌گردیده است که‌موقع جغرافیایی قاره‌ها در سطح کرهٔ زمین از ابتدای کواترنر تقریبا "تغییری‌ننموده و موقع ایران درآسیای جنوبغربی نسبت بسایر قاره‌های مجاور ثابت بوده است . تغییرات سطح آب اقیانوسها بر اثر تناوب دوره‌های سرد وگرم مسلما " درپراکندگی‌خشکیها وآبها موثربوده اما تاثیر چندانی در موقع جغرافیایی ایران در برابرجریانهای دائمی هوانداشته است . غرض از چنین توضیحی بیان این مطلب‌است که سرزمین‌ایران ازابتدای‌کواترنرهمانند حال حاضر تحت‌تاثیر مراکز پرفشار قطبی ومجاور مداری‌و مراکز کم فشارها از غرب و شمال غرب بوده است . بعبارت دیگر بادهای باران زای ابتدای پلئیستوسن همان بادهای باصطلاح غربی بوده که امروز هم سرزمین ما ا ـ فصول سرد تحت تأثیر قرار می‌دهند .

از مدتها قبل پژوهشگران باتوجه به مشخصات پیکر شناسی عوارض مختلف زمین در نیمکرهٔ شمالی نه تنها عوامل موثر در پیدایش این عوارض را شناسایی نموده بلکه قلمرو گسترش و زمان تسلط آنها را نیز مطالعه و شناسایی نموده و در نهایت پلئیستوسن را براساس حضور و پراکندگی آثاراین عوامل بدوره‌های یخچالی تقسیم نموده‌اند . تعداد دوره‌های مهم یخچالی را به چهار و گاهی حتی به پنج دوره تقسیم نموده و در فاصلهٔ هر دو دورهٔ یخچالی ،متعاقب افزایش متوسط دما یکدورهٔ بین یخچالی‌نیز قائل شده‌اند .

ایران در نیمکرهٔ شمالی نیز تحت‌تاثیر تناوب دوره‌های سردوگرم قرار گرفته اما باتوجه به موقع جغرافیایی وشکل‌و پراکندگی ناهمواریها ، شرایطی که‌بر آن گذشته دقیقا " همانند اروپا یاآمریکای شمالی‌نبوده‌است ، بلکه با توجه به آثاربازمانده‌از نوسانات اقلیم مسلط برعوارض‌ناهمواری ، از ویژگیهای خاص خود برخوردار شده است . در ارتباط بااین ویژگیها که فشردهٔ آن در بخش نخست این نوشته بازگو شده است به بررسی مشخصات کلی اقلیم ایران در کواترنر می‌پردازیم .

درحال‌حاضرما در یکی‌ازدوره‌های‌بین یخچالی بسرمی‌بریم وعلی‌الظاهر براساس مطالعات انجام شده (A.CAILLEUX 1967) . بیلان یخچالهای قاره‌ای موجود در حدود صفر است . بعبارت دیگر میزان تغییر شکل برف به یخ بلوری برابر با میزان ذوب آن بصورگوناگون است . در این شرایط مشخصات کنونی اقلیم ایران تحت‌تاثیر پرفشار قطبی از شمال ــ کم فشارهای مدیترانه‌ای از شمالغرب و مغرب و کم فشارهای عربستان و آفریقای شمالی از جنوب و جنوبغربی و بالاخره بادهای موسمی از جنوبشرقی ،شکل می‌گیرد . تغییرات شرایط اقلیمی از شمال به جنوب و از مغرب به مشرق‌بـــا دخـــالت شکل و پراکندگی‌ناهمواریهاو عامل ارتفاع‌کاملا "محسوس است .دراین‌شرایط،نیمهٔ شمالی ایران بویژه نواحی کوهستانی در فصل سرد زیر پوششی از برف مستور است . در نواحی مرتفع کوهستانی نیمهٔ جنوبی ایران نیز همین شرایط با اهمیت کمتری حاکم است . منشاء ایجاد نزولات جوی،بادهای غربی است که در نواحی کم ارتفاع داخلی و جنوبی به شکل ریزش باران ظاهر می‌شوند .

چاله‌های کم‌ارتفاع داخلی براساس‌ویژگیهای خاص خود از حداقل ریزش بصورت باران برخوردار است .گاهی‌حتی ممکن است درپاره‌ای ازاین چاله‌ها مثلا " مرکز دشت‌لوت درطول‌یکسال‌بارندگی بوقوع نپیوندد یا اگر چند میلیمتر باران پراکنده‌ای هم که ببارد براثر بالا بودن متوسط دما بلافاصله تبخیر شود و یا حداکثر اثر قطرات ضعیف باران فقط چهرهٔ رسوبات رسی ــ لیمونی کف بعضی از حفره‌های بسته را آبله گون سازد .

باحتمال زیاد این شرایط با اختلاف اندکی در تمام دوره‌های بین یخچالی پلئیستوسن بر این سرزمین حاکمیت داشته و بنابراین عوامل مسلط فرسایش ناشی از چنین شرایطی همان عواملی بوده‌اند که در حال حاضر نیز دست اندرکار تغییر تدریجی چهرهٔ ناهمواری‌می‌باشند . در نتیجه تمام نواحی برفگیرکنونی (چند ماه در سال) تحت‌تاثیر فرسایش برفی و آب‌ناشی از ذوب آن قرار داشته است . سایر نواحی کوهستانی ایران در فصول سرد تحت‌تاثیر مستقیم فرسایش آبهای جاری بوده‌اند . همزمان با ذوب تدریجی برف و نفوذ قسمتی ازآن درزمین ، سرمای حاکم برمحیط‌انجماد مجدد آنرا دردرزشکاف سنگها و لایه‌های نازک سطحی سبب شده و بنابراین تخریب مکانیکی حاصل از آن یکی دیگر ازعوامل همزمان تغییرچهرهٔ ناهمواریهادراین قلمرو بحساب می‌آید درمحدوده‌هایی که ریزشهای جوی بصورت باران ظاهرمی‌شده‌اند عامل اصلی فرسایش آبهای روان وشستشوی تدریجی مواد ریزدانهٔ دامنه‌ها بوده است .

در بیابانهای ایران غیرازحواشی کوهستانی و قلمرو نفوذ آبهای جاری درمجاور این‌کوهستانها، همه‌جاباد بعنوان مهمترین عامل فرسایش آثار مشخص و فراوانی بصورت کاوشی یا تراکمی از خود بجای گذاشته است .

حال باید دید که‌دردوره‌های‌سرد پلئیستوسن، که‌یخچالهای قاره‌ای قسمت‌وسیعی از شمال نیمکرهٔ شمالی‌راپوشانده بود ، سرزمین ایران درچه شرایطی قرار داشته است . بمنظور رسیدن به این هدف ، مجددا "به پاره‌ای از ویژگیهای کنونی اقلیم ایران باز می‌گردیم تا آندسته از خصوصیاتی که در کارتجزیه و تحلیل عوارض پیکرشناسی زمین‌مورد توجه‌اند عمیق تربررسی شوند .

درحال حاضرهنگامی که‌بهر دلیل پرفشارقطبی‌درزمستان تقویت وگسترش‌یابد ، قسمت‌وسیعی از اروپا و آسیای‌شمالی و غربی را در برمی‌گیرد . باتوجه بویژگی پرفشارها ، اغلب باآسمانی‌صاف یانسبتا " بی‌ابر روبرو خواهیم بود . این مسئله هر سال در زمستان بارها در نیمهٔ شمالی ایران اتفاق می‌افتد . درچنین شرایطی هوا سرد و آسمان صاف یا نسبتا " صاف و بنابراین ریزشهای جوی‌در قلمرو این پرفشار یا اتفاق نیفتاده و یا بصورت برف بحداقل ممکن می‌رسند .

درهمین‌زمان‌در مرکز و جنوب ایران اغلب ریزش بارانهای مداوم ناشی از عبور کم فشارها بوقوع می‌پیوندد که گاهی بر اثر دخالت عوامل ناهمواری‌بصورت رگبار هایی ظاهر می‌شوند .اغلب‌درچنین شرایطی وقتی نیمهٔ شمالی ایران کم بارش یا بدون بارش است نواحی جنوبی ومرکزی از باران مداوم وریزی برخوردار می‌باشد .

اززمانی‌که‌انسان بابهره‌وری از اقمارمصنوعی برفضامسلط شده‌آگاهیهای بیشتری از فعل و انفعالات جوی حاصل نموده است . هر روز عکسهای متعددی از مراکز تشکیل اختلالات جوی از طریق اقمار فضایی به ایستگاههای زمینی مخابره می‌شوند . درحال حاضر در کشورهای پیشرفتهٔ صنعتی بمنظور تفسیر و پیش‌بینی آب و هوا هر روز چند بار عکسهای ماهواره‌ای در فرستنده های تلویزیونی بنمایش گذاشته می‌شوند . تراکم ابرهادر کم‌فشارها وپراکندگی و ضعف آن درپرفشارهادر مقیاسهای قاره‌ای بروشنی روی عکسهای ماهواره‌ای منعکس است . در زمستان ۱۳۶۳ که سرمای فوق‌العاده‌ای بر اروپا حاکم شده‌بود پرفشارقطبی با آسمانی نسبتا " صاف تقریبا " سراسراروپا را در بر می‌گرفت و کم فشارهای متراکم‌ازابر بسمت مدیترانه و شمال آفریقا رانده شده‌بودند . درهمین‌زمان براساس آمار ایستگاههای هواشناسی میزان باران درشمال افریقابدلیل رانده شدن کم‌فشارهابه جنوب بطور محسوسی افزایش یافته بود .

دردوره‌های سرد پلئیستوسن که بعلت حضورتوده‌های عظیم یخچالهای قاره‌ای هوا بشدت سرد بوده پرفشار قطبی به حداکثر گسترش خود می‌رسیده و مناطق وسیعی از نیمکرهٔ شمالی‌رادربرمی‌گرفته‌است .توضیح فوق نمونه‌ای‌از چنین شرایط مشابهی است که بصورتی پایدارتر و احتمالا " شدیدتر در پله ایستوسن اتفاق افتاده است . این سرمانه تنها حضورو گسترش یخچالهای قاره‌ای و کوهستانی راتوجیه می‌کندبلکه‌عامل اصلی‌رانده شدن کم فشارهای غربی به عرض‌های جنوبی‌تر یعنی حداقل به قسمتی از شمال افریقا بوده است . همین شرایط بطریق‌اولی‌درسرزمین ایران نیزبوقوع می‌پیوسته زیراهیچ‌مانعی درمسیرگسترش جنوبی پرفشار قطبی تا ایران وجود نداشته است . بنابراین‌هنگامی که پر فشارقطبی،نیمهٔ شمالی‌ایران‌رامی‌پوشانید ،کم فشارهای‌غربی به‌مرکز و جنوب ایران‌رانده شده و دربیابانها و نواحی کوهستانی‌جنوب بارشهای مداوم و مفصل‌تری نسبت به زمان حال نازل شده است .

پ . رونیون (۱۹۸۰) باجمع‌آوری و تلفیق نظریات مختلف پژوهشی‌درمورد صحرای آفریقا وخاورمیانه به نتایج مشابهی رسیده است . وی معتقد است که درخاورمیانه همانند صحرا مدت و شدت خشکی در ارتباط تنگاتنگی با جایگزینی وجابجایی فصلی‌پر فشارهای مجاور مداری و جت‌های ارتفاعی می‌باشند . درپلئیستوسن همانند عصر حاضر این مکانیسم های اقلیمی از مرکزبیابانها بصورت نوارهای متوالی ،کم آب ـ نیمه کم آب و نیمه مرطوب و . . . . نقش داشته‌اند . باشناسایی آثار مشخص هر یک از این آ مایشهادر حدود ۱۸ تا ۲۰هزارسال‌قبل ،این امکان‌وجوددارد تاقلمروتسلط این‌پرفشارهاراکه‌بطوردائمی

در جریان سال مستقر بوده‌اند ، باز شناخت .

"پ . رونیون معتقد است که از حدود ۱۸ تا ۲۰ هزار سال قبل سلول‌های پر فشار قطبی‌بطورمورب ازجنوبغربی‌به‌سمت‌شمالشرقی از اقیانوس اطلس تا ایران استقرار می‌یافته‌اند . بنابراین درسمت مشرق،جبههٔ قطبی و پرفشارهای مداری وحتی احتمالا " و اگر ای بین حاره‌ای [1] به عرض‌های جغرافیایی بالاتری کشیده شده‌اند" . چنین اظهار نظری متکی به گسترش بیشتر یخچالهای قاره‌ای‌در اروپای غربی و اختلاف دمای آب اقیانوس‌های اطلس و هند و بالاخره مدیترانهٔ غربی وشرقی است . وی اعتقاد دارد بین ۱۲ تا ۲۰ هزار سال قبل قلمرو تسلط پر فشارهای مداری بطور قابل ملاحظه‌ای به‌سمت شمالغربی گسترش یافته ووسعت بیابانها درحدود ۱۲هزارسال‌قبل مساوی‌ویاحتی‌بیشتراز وسعت بیابانهای کنونی بوده است . .

از این مسئله چنین نتیجه می‌گیرد که گسترش حداکثر بیابان در اثنای حداکثر یخچالی و یا حداکثر بین یخچا لی اتفاق نیفتاده است ، بلکه در دوره‌های حد واسط (۱۲ هزار سال قبل) یعنی موقعیکه این پرفشارهای دینامیکی هم از منطقه قطبی وهم از منطقهٔ استوایی بفراوانی تغذیه می‌شده‌اند ، عملی شده است .

بالاخر به استناد داده‌های اقلیمی منتج از شناسایی محیط طبیعی ، در حدود ۱۸ تا ۲۰ هزار سال قبل پراکندگی توده‌های مختلف دائمی یا محلی هوا را در افریقا و خاورمیانه بشرح زیر تصویر می‌نماید .

ـ از شمال دریای سیاه تا یونان یک پر فشار حرارتی [2] .

ـ از نواحی غربی ایران تابیابانهای جنوب‌الجزیره یک پرفشار دینامیکی [3]

ـ ازدریاچه آرال تا مرزدریایی پرتقال در اقیانوس اطلس یک جبههٔ قطبی [4] که ازآسیای صغیر و تونس و الجزیره می‌گذشته است .

ـ از جبل‌الطارق تا لبنان از طریق مدیترانه شرقی یک کانون سیکلون‌زایی [5] .

ـ وبالاخره‌ازدریای عرب تاچاد یک‌همگرای‌میان حاره‌ای [6] که ازیمن‌واریتره‌عبورمی‌کرده‌است .

مطالعات رونیون باتوجه به نتایج داده‌های آزمایشگاهی ممکن است برای آفریقا وحتی‌عربستان‌صادق‌باشد ، اماچون‌فلات‌ایران‌ازنظرجغرافیایی تفاوت‌های اساسی با شمال آفریقا دارد و پژوهشهای مشابهی نیز در آن انجام نشده ظاهرا " نمی‌توان نتایج چنین

1- Divergence Intertropicale
2- Anticyclone Termique
3- Anticyclone Dynamique
4- Front Polaire
5- Centre de cyclogenese
6- Convergence Intertropicale

پژوهشهایی را عینا "درمورد ایران تعمیم داد . البته مکانیسم عملکرد توده‌های هوا بویژه جابجایی آنها در دوره‌های یخچالی و بین یخچالی فوق‌العاده حائز اهمیت است ، اما محل استقرار و حوزهٔ نفوذ آنها نمی‌تواند تابع شرایطی باشد که آن محقق برای افریقا ترسیم می‌کند .

افریقای‌شمالی از اقیانوس اطلس تا بحراحمر بصورت سرزمین همواری است که در طول هزاران کیلومتر گسترده شده است . باستثنای چند برجستگی کم اهمیت محلی هیچ عامل‌ارتفاعی‌قابل‌توجهی‌وجودندارد تا در شرایط اقلیمی آن کمترین تغییری ایجاد کند . تنها اختلاف بین‌غرب و شرق‌آفریقادرحدبری بودن بیشتر نواحی شرقی ، از مراکزایجاد بادهای باران زا است . همین شرایط در عربستان نیز وجود دارد . بنابراین تقریبا " در امتداد نوار بسیار وسیعی درحوالی مدار راس السرطان بین اقیانوس اطلس واقیانوس‌هند سد یا مانع کوهستانی مهمی بچشم نمی‌خورد . نتیجتا " نمی‌توان شرایط اقلیمی حاکم بر چنین توپوگرافی ساده‌ای را بر سرزمین کوهستانی وسیع و مرتفعی تعمیم داد که ارتفاع متوسط‌مجموعه‌آن بلندتر از ۱۰۰۰ متر است .از طرف دیگر در هرعرض جغرافیایی ارتفاع بعنوان عامل‌مهمی در تغییرشرایط اقلیمی مورد توجه است و این تغییر در جهت کاهش دماوتبخیروافزایش‌میزان‌بارش نقش‌مستقیم‌دارد .بنابراین‌درارتباط‌بامشخصات جغرافیایی فلات ایران به تجزیه و تحلیل آندسته از نتایج تلاشهای تحقیقی می‌پردازیم که مستقیم یا غیر مستقیم در شناسایی اقلیم گذشتهٔ‌نه چندان دور ایران دخالت داشته‌اند .

برداشتی که پ رونیون از نتایج تحقیقات وان زایست [1] و س . بوتما [2] ۱۹۸۰ در مورد رسوبات دریاچه زره‌وار (در مریوان) بعمل‌آورده (۱۸تا۲۰هزارسال قبل) و آنرا به نقش پرفشارهای مجاور مداری ارتباط می‌دهد احتمالا " نمی‌تواند صحیح باشد ، زیرا اگراین پرفشارهادردوره‌های یخچالی‌درغرب‌ایران تا چنین عرضی بالاآمده باشند ، ناچارکم‌فشارهای غربی می‌بایست‌به عرض‌های بالاتری رانده شده باشند . اولا " درترکیه قفقاز و سایر جمهوری های آسیایی اتحاد جماهیر شور وی اثر این کم‌فشارهادردوره‌های سرد ضبط نشده است . ثانیا " در همین دوره‌های سرد ، جبههٔ قطبی در حداکثرگسترش خود بوده و امکان پس راندن آن وسیلهٔ کم فشارهای ضعیف غربی وجود نداشته است . س . اربنج ۱۹۷۸ در همین دوره به تشکیل سیکلون‌هایی بر روی مدیترانهٔ شرقی معتقد است که فقط کوهستانهای حاشیه‌ای و نزدیک خود را تحت‌تاثیر قرار می‌داده و برفراز آن یک پر فشار حرارتی نیز قائل بوده است . ک . بریس [3] ۱۹۷۸ نیز متعاقب تحقیقات خود چنین اظهار نظر کرده که سطح دریای خزر ۵۵ – ۵۰ متر بالاتر از سطح فعلی بوده

1- W.Van Zeist 2- S. Bottema 3- CF.W.C.BRICE

و احتمالا " مرکز کم فشار مشابهی نیز برروی آن بوجود می‌آمده و بنظر رونیون " جبههٔ قطبی را به سمت شمال به عقب می‌رانده است . "

کوهستانهای نیمهٔ شمالی ایران چنین استنباطی راتاییدنمی‌کند . گسترش نسبی یخچالهای کوهستانی درکردستان ، آذربایجان ، طالش و البرزتسلط کامل جبههٔ قطبی را براین‌نواحی گواهی می‌دهد . بنابراین مسئله را می‌توان چنین تایید نمود که کم فشار محلی‌دریای خزرهمانندآنچه که اینچ‌درموردمدیترانه شرقی باور داشته‌فقط کوهستانهای مسلط به دریای خزر را تحت تاثیر قرار داده‌وپرفشارقطبی‌که‌درحداکثرگسترش و توانایی خود بوده برفراز کم فشار خزری ، شمال ایران را نیز دربرمی‌گرفته است . از طرف دیگر تراکم کوهستانهای مرتفع شمال ایران در توسعه هر چه بیشتر پرفشار قطبی تاثیر قاطعی داشته است . لذا نتایج فقر پوشش نباتی و خشکی نسبی اقلیم حوضهٔ دریاچه زره‌واردر آخرین دورهٔ یخچالی برخلاف نظر رونیون می‌تواند دلیلی برتسلط پرفشارقطبی‌براین ناحیه باشد .

نتیجتا "جبههٔ مورب‌جنوبغربی ــ شمالشرقی که رونیون از اقیانوس اطلس تا دریاچه آرال تصویر نموده نمی‌تواند در مجموع صحیح باشد ، هر چند که امکان صحت نسبی‌آن ممکن است حداکثر تا شرق دریای‌مدیترانه وجود داشته باشد . لذا از مدیترانه شرقی به بعد بعلت حضور فلاتهای وسیع و مرتفع و سرمازا ،خط جبههٔ قطبی به سمت مشرق و جنوبشرقی برگشته و قسمت شمالی فلات ایران را نیز پوشانیده است .

یکی دیگر از کانونهای موثر در ایجاد اقلیم خشک ، پرفشارهای مجاور مداری است که استقرار یا جابجایی آنها در هر محل نقش تعیین کننده‌ای در تغییرات شرایط اقلیمی مجاور خود بعهده دارد . این پر فشار در حال حاضر مسلط برعربستان است و بیابانهای وسیع این سرزمین‌نتیجهٔ مستقیم آن می‌باشند .شواهدی دردست است که‌این پرفشاردائمی همیشه ثابت نبوده بلکه‌در طول پلئیستوسن بکرات جابجا شده است .بالا آمدن پرفشار مداری در امتداد عرض جغرافیایی ، کمی قبل از دورهٔ حداکثر یخچالی (پ . رونیون) پیشرفت‌بارانهای حاره‌ای را بر روی جنوب عربستان امکان پذیر ساخته است . شواهد دورهٔ بارانی را درعربستان از توسعه دریاچه‌ای وسیع در حوالی مدار ۲۰ درجه شمالی در پای کیوستای‌العریدو دروسعتی بیش از ۱۵۰ کیلومتر مربع و دریاچه‌های

---

۱ ــ احتمالا " دریاچه آرال وخزر در این زمان در ارتباط بوده‌اند .

دیگر در حفره‌های حدواسط دیگزاربع الحالی نشانهٔ بالا آمدن سفره‌های آبزا در مناطقی است که در حال حاضر بسیار کم آب است . در داخل خلیج فارس نزدیک سواحل مسقط حداکثر خشکی که از روی آزمایش مواد آلی تعیین شده ، زمانی حدود ۱۸ هزارسال قبل را نشان می‌دهد . ک . کاراتینی وآل[1] ۱۹۸۰ . گسترش خشکی در جنوب خلیج فارس نشانهٔ تسلط پر فشارمجاور مداری در آخرین دورهٔ یخچالی می‌باشد . نتیجه‌ای که از موقع جغرافیایی پرفشارهای قطبی ومجاور مداری در شمال وجنوب ایران می‌توان گرفت اینست که در دورهٔ یخچالی هردو پر فشار بخوبی تغذیه شده و نیرومند بوده‌اند . جابجایی و نوسان این دو کانون نیرومند ، الزاما " کم فشار غربی بین آنها را تحت تاثیر قرارداده‌و در امتداد عرض جغرافیایی درداخل ایران جابجا نموده است .تسلط اقلیم خشک و نیمه خشک بر ایران مرکزی‌در دورهٔ بین یخچالی و افزایش میزان بارش در بیابانهای داخلی در دورهٔ یخچالی انعکاس مستقیم گسترش یا محدویت پرفشارها و جابجایی آنها بوده است . شواهد ژئومرفولژی متنوعی که در ایران مرکزی دوش به دوش یکدیگر وجود دارند در چنین شرایطی ایجاد شده‌اند .

براساس تحقیقات مفصل ب . هـ . پارسر[2] ۱۹۷۳ در حوضهٔ خلیج فارس ، آب این خلیج حداقل سه‌باربه‌ترتیب‌قدمت‌در ۱۲۰ و ۶۰ و ۲۰ هزار سال قبل بکلی خشکیده است .خشک شدن خلیج فارس نتیجهٔ کاهش سطح آب اقیانوسها می‌باشد . این کاهش‌نیز به نوبه خود نتیجهٔ مستقیم گسترش یخچالهای قاره‌ای در نیمکرهٔ شمالی بوده است . بنابراین خشکیدن‌خلیج فارس همزمان با دوره‌های یخچالی پلئیستوسن صورت می‌گرفته است . از طرف دیگر پراکندگی نسبتا " فراوان تپه‌های جدید ماسهٔ بادی در کف خلیج فارس نشانگر این مطلب است که همزمان با خشک شدن خلیج بعلت تسلط پرفشار مجاور مداری شرایط بیابانی در محدودهٔ آن حاکمیت داشته است .

مروری مجدد بر موقع پرفشارها حداقل در آخرین دورهٔ یخچالی (۱۸ تا ۲۰ هزار سال قبل) نشان می‌دهد که : نیمهٔ شمالی ایران درقلمرو پرفشارقطبی وخلیج فارس تحت‌تسلط پرفشارمجاور مداری وبنابراین ایران مرکزی وجنوبی درهمین دوره جولانگاه کم فشارهای غربی بوده است . آثار فوق‌العادهٔ فرسایش آب در ایران مرکزی و شرقی و زاگرس نتیجهٔ مستقیم آن می‌باشد .

1- C.Caratini,AL

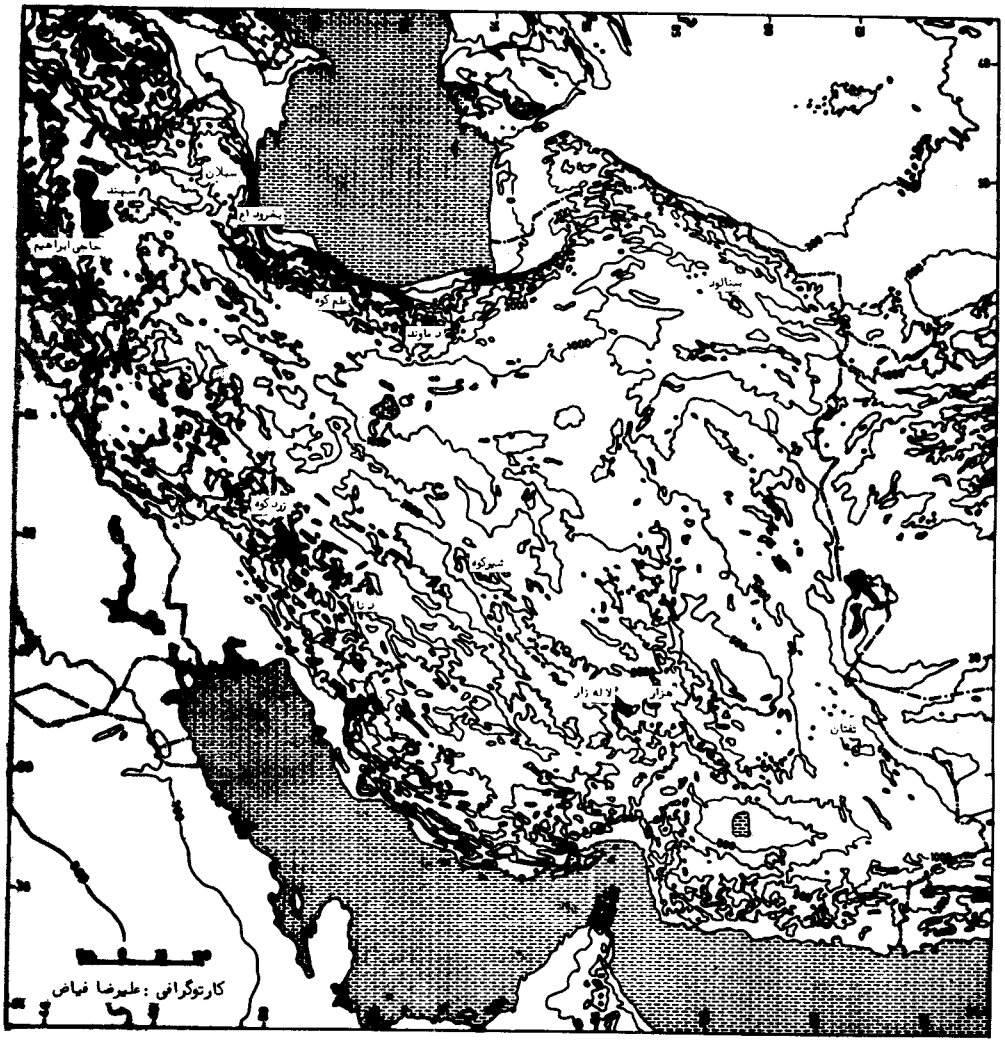
2- B.H.Purser

از مجموعهٔ بررسیهادر زمینهٔ اقلیم گذشته ایران درکواترنر می‌توان چنین‌نتیجه گرفت که :

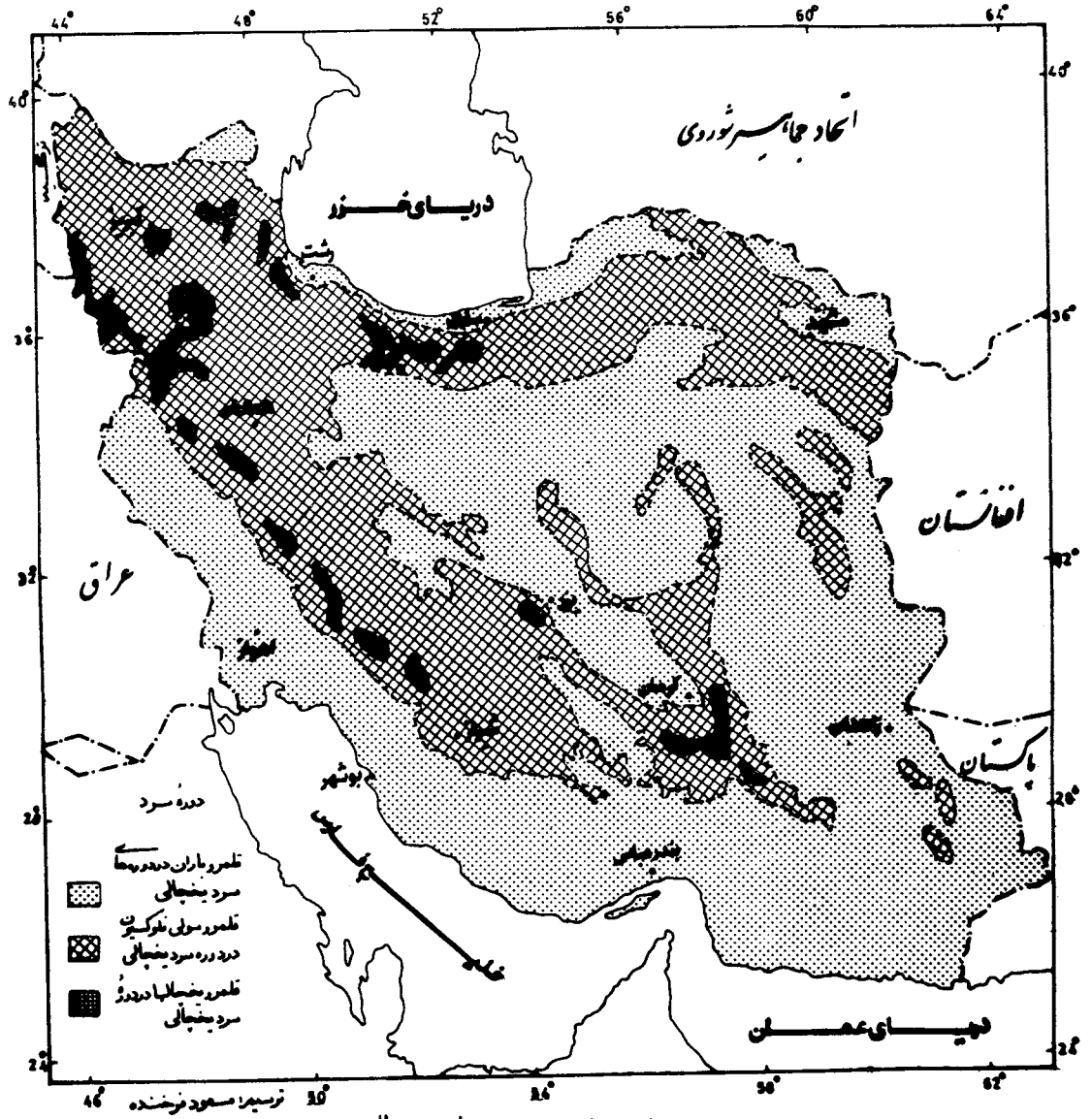
ـ در اثنای دورهٔ یخچالی ، نیمه شمالی ایران تحت‌تاثیر پرفشار قطبی دارای اقلیمی سرد اما نسبتا " کم آب بوده است . ریزشهای جوی بیشتر بصورت‌برف نازل می‌شده است . با وجود تسلط سرماتنها کمبود نسبی رطوبت مانع گسترش وسیع یخچالهای‌کوهستانی در نواحی مرتفع شمال وشمال‌شرقی و شمالغربی ایران شده است . میزان رطوبت از غرب به شرق کاهش می‌یافته چون آثار بازمانده ازیخچالهای قدیمی و پراکندگی نامتعادل‌آنها مؤید این مسئله است .

در همین زمان در مرکز وجنوب ایران اقلیمی نسبتا " مرطوب حاکم بوده است و برودت هوادرارتباط با عامل ارتفاع افزایش می‌یافته است (یخچالهای کوهستانی ایران مرکزی‌وجنوبی) . فرسایش آبهای روان تقریبا " همه جا عامل مسلط دردستکاری ناهمواری بوده‌اند . پوششهای نسبتا "متراکم جنگلی نواحی جنوبی وکوههای مرکزی و تاحدی شرقی ایران که در نوشته‌های تاریخی نیز مکرر به آنها اشارت رفته است ، میراث چنین‌شرایطی بوده‌اند . مخروط افکنه‌های گسترده و دره‌های گود بویژه در خشکترین بیابان کنونی‌ایران (دشت لوت) و پادگانه‌های آبرفتی وسیع ومطبق ومنظم در حاشیهٔ دره‌های خشک ونسبتا " کم آب بلوچستان کم‌ارتفاع و بالاخره برداشت هزاران متراز رسوبات زاگرس دلایلی‌دیگر بر تسلط اقلیمی مرطوب دردوره‌های سرد بر ایران مرکزی وجنوبی و شرقی می‌باشند .

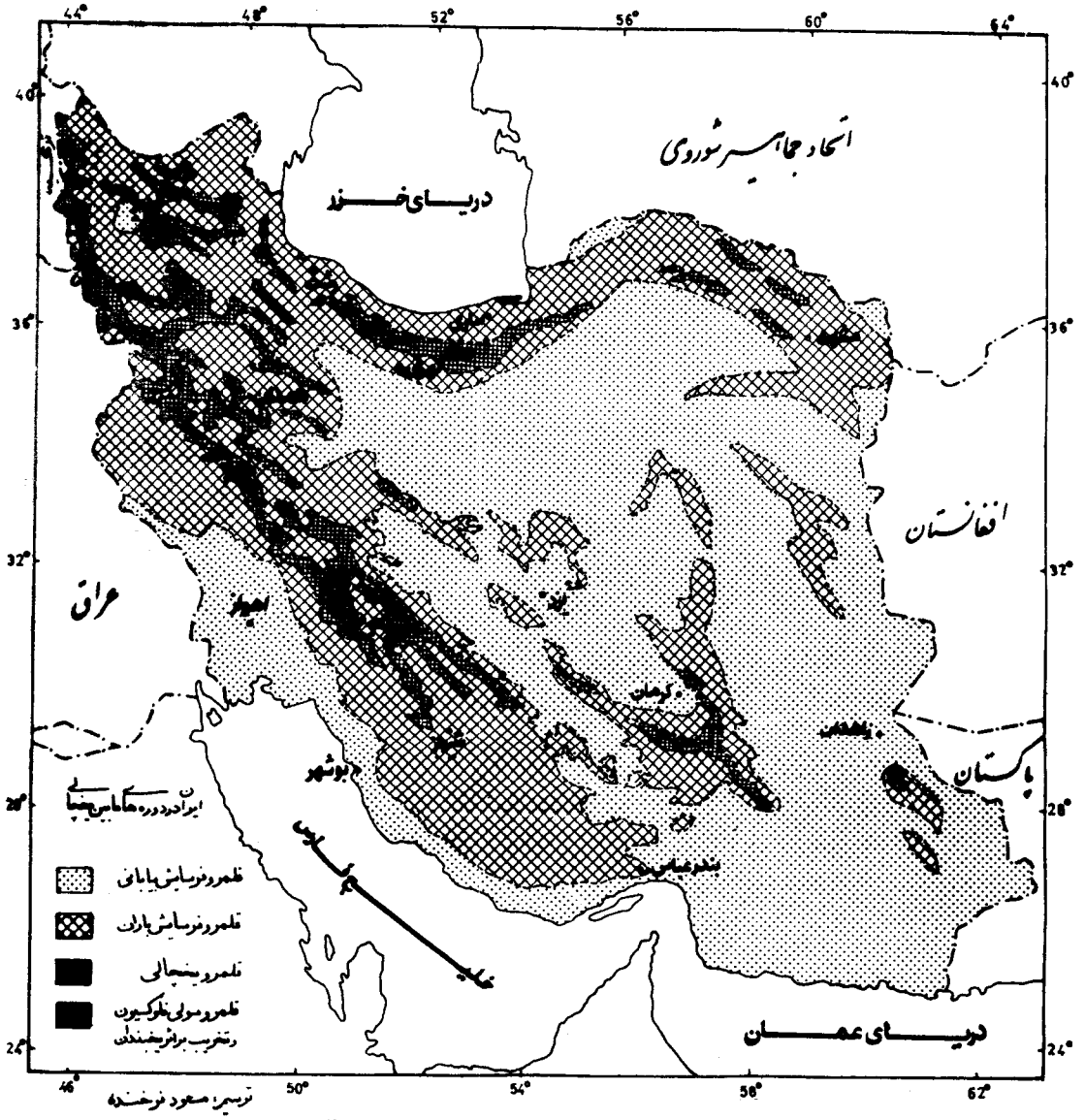
ـ دردوره‌های بین یخچالی ، شرایط اقلیم بااختلافی اندک مشابهت زیادی با زمان‌حال داشته است . بدلیل کاهش‌قدرت و پسروی پر فشار قطبی‌و حاکمیت‌کم فشارهای غربی‌ودخالت کم‌فشارهای عربستان و آفریقاو بالاخره‌دخالت احتمالی جریانهای موسمی از طریق بلوچستان ، اقلیم متنوعی درارتباط باپراکندگی ناهمواریهاو جهات کوهستانهای مهم ایران بر این سرزمین مستولی شده است . تقسیم بندی آنها از نظر مشخصات کلی اقلیم کنونی و شناسایی واحدهای مرفوکلیماتیک مسائل مهمی است که باید جداگانه مورد مطالعه قرار گیرند .



نقشه شماره ۱ــ پراکندگی ناهمواریهای ایران



نقشه شماره ۲ــ قلمرو عوامل فرسایش در دوره های یخچالی



نقشه شماره ۳ــ ظهور عوامل فرسایش در دوره های بین یخچالی

منـــابـــــع

۱ ــ ایران ــ مبانی یک کشور شناسی جغرافیایی ، جلداول ــ جغرافیای طبیعی نگارش اکارت اهلرز ترجمهٔ دکتر محمدتقی رهنمایی ــ موسسه جغرافیایی وکارتوگرافی سحاب تهران ۱۳۶۵

2- H.BOBEK: Klima and Landschaft IRAN...
Wien 1953-54.

3- P.BOUT, M.DERRUAU, J.DRESCH et CH.P.PEGUY: observation de Geographie Phys. en IRAN Septentrional Mem. et Docu. C.N.R.S. PARIS 1961.

4- A.CAILLEUX: L'Antarctique, Que Sais-Je, N° 1249 Press Univers. de Fr. PARIS 1967.

5- J. DRESCH: A Propos des glaciers rocheux en Pays Mediteraneen aride, recherches geographiques a Strasbourg, Strasbourg N° 16-17 1982.

6- M. DERRUAU: Sur Lamorphologie du DAMAVEND Bull. de P'ASS. de geog. de Fr. PARIS N° 284-285 1959.

7- H. HAGEDORN, W. HAARS, D. BUSCHE: Pleistozäne Vergletscherungsspuren in Zentral Iran Zeitschrift Fur Geomorphologie Berlin 1975.

8- M. KUHLE: Vorlaufige Ausfuhrungen Morphologischer Feldarbeitsergebnisse aus dem S/E Iranischen Hochgebirge am beispiel Kuh-I-JUPAR. Zeitschrift fur Geomorphologie BERLIN N° 4 1974.

9- M. KUHLE: uber Solifluktion and Strukturboden in S.E. Iranichen Hochgebirgen Bull. Perigl. Lodz 1978.

10-Ch.P. PEGUY: Les glaciers de l'Elbourz Bull. de l'ASS. de geoy de Fr. PARIS 1959 N° 284-285.

11- B.H. PURSER: The Persian Gulf, Holocene carbonate Sedimentation and Diayenesis in a Shallow Epicontinental Sea. Berlin. Heidelberg. New York 1973.

12- P. ROGON: une extension des deserts (Sahara et moyen orient) au Cours du Tardiglaciaire (18000-20000 and B.P.) .revue de geolo. Dyna. et géog. Phys. N°4-5. PARIS 1980.

13- O.R. WEISE: MORPHODYNAMIC and Morphogensis or Pediments in the deserts of IRAN. Geographical Journal. LONDON N°3 1978.

۱۴ ـ مطالعات شخصی در نواحی مختلف ایران

L'évolution des reliefs pendant le Quaternaire en IRAN

Par: Faradjollah Mohmudi

Sommaire: L'Iran, appartenant au plateau Iranien, constitue un pays montgneux. Les traits essentiels de ses reliefs sont soumis aux mouvements Alpins.

Dès la fin du tertiaire, les dynamiques externes, changeant siuvant le temps, ont transformé profondément la physionomie du pays.

La répartition des indices géomorphologiques font voir les traces des périodes glaciaires et pluviales, ainsique des périodes sèches, parfois juxtaposées.

Le pays se partage en deux domaines distincts: Les chaînes de montagnes et les cuvettes intérieures, ainis que les côtes.

Dans les montagnes, siuvant les étages climatiques et l'alternance des périodes froides et chaudes, on a étudié la répartition des régions glaciaires, périglaciaires et le domaine pluvial.

L'ensemble de cuvettes intérieures a été partagé en deux groupes: à l'Quest, on ne rencontre que des traces périglaciaires et pluviales; tandis qu'au centre et à l'EST du pays les cuvettes se présentent sous forme de nombreux déserts.

Pour pouvoir explique la modalité de changements climatiques et sa répartition géographique dans le temps, nous avans étudie la paléoclimat de l'Iran durant le quaternarie.

Pour aboutir à un certain résultat, nous avons étudié et comparé brièvement les conditions qui dominaient dans une région beaucoup plus vaste, de SAHARA jusqu' à l'ARABIE SAOUDITE et de la Mediterranée jusqu'à la mer CASPIENNE.

Nous avons étudié le rôle du relief concernant l'Iran et son influence qui s'exercent sur les conditions atmosphériques.

Finalement on aabouti à une datation relative des phénomènes atmospheriques durant les périodes glaciaires et interglaciaires et la répartition des agents de l'érosion pendant ces périodes- là.