

## تکوین زمانی و تکتونیکی کوهستانهای ایران

نوشته :

پرفسور دکتر آندریاس پیلگر

Prof. Dr. A. Pilger

ترجمه :

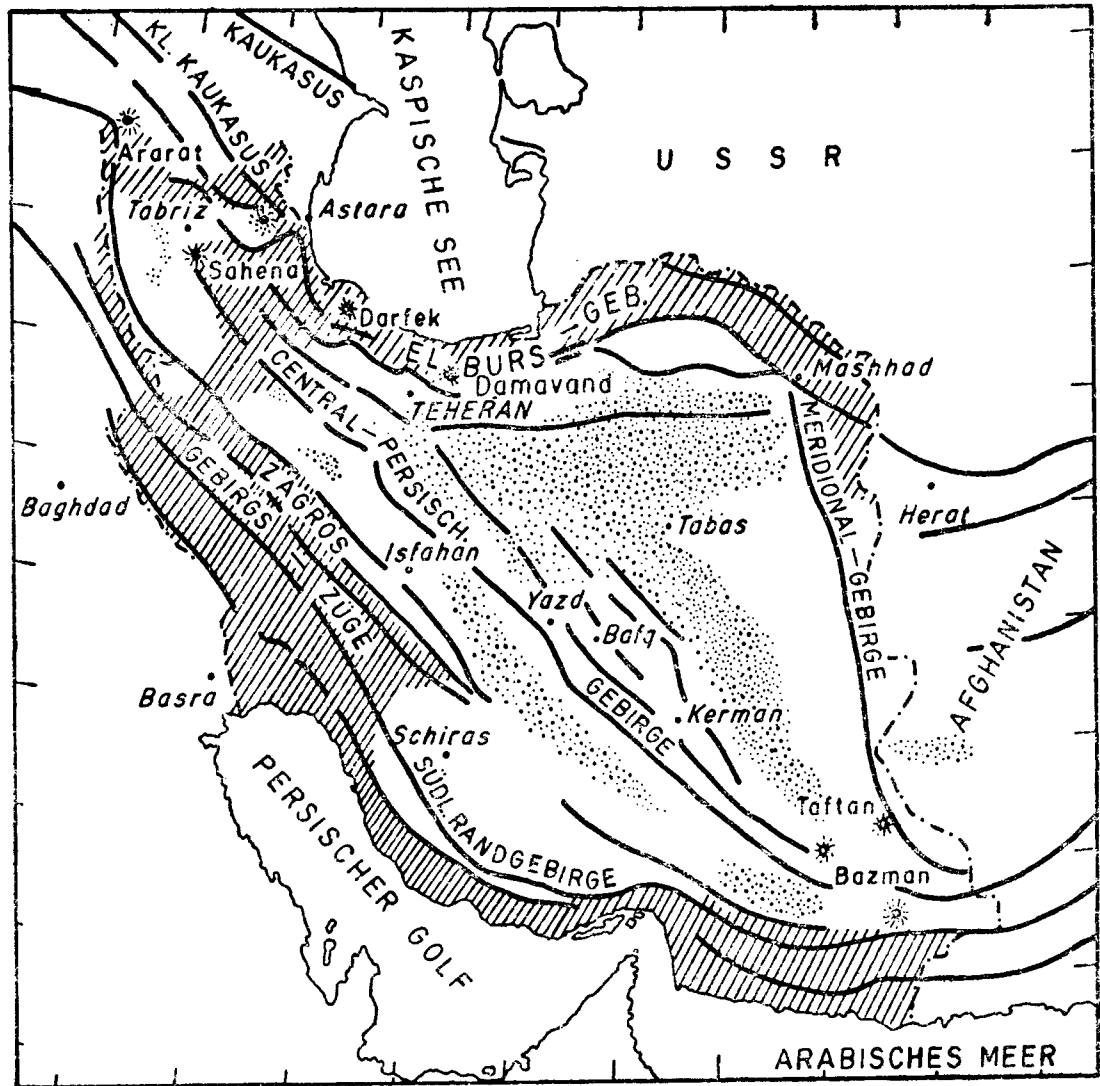
محمود احمدزاده هروی

استادیار دانشکده فنی

۱ - نظم عمومی تکتونیکی کوهستانهای ایران :

در اروپا برای کوهستانهای آلپ صور کلی کوهزائی دو جانبی همانطوریکه L.Kober و H. Stille تعریف نموده‌اند قابل قبول است . در قسمت جنوب اروپا میتوان دو رشته کوههای آلپ بنام کارپات Karpats و دینار Dinarids را بطرف آسیای صغیر تعقیب نمود و در این قسمت و یا در برخی نقاط قبل از آن مابین دورشته توده‌های میانی ( بطور مثال Menderes Massive ) قرار دارد . در نواحی سرحدی ایران و ترکیه دو رشته که توسط توده‌های میانی از هم جدا بودند بهم نزدیک میشوند ( نقشه ۱ ) . بدون شک رشته جنوبی در ایران قابل تعقیب است . بطور کلی ارتباط کوهستانها به ترتیب زیر :

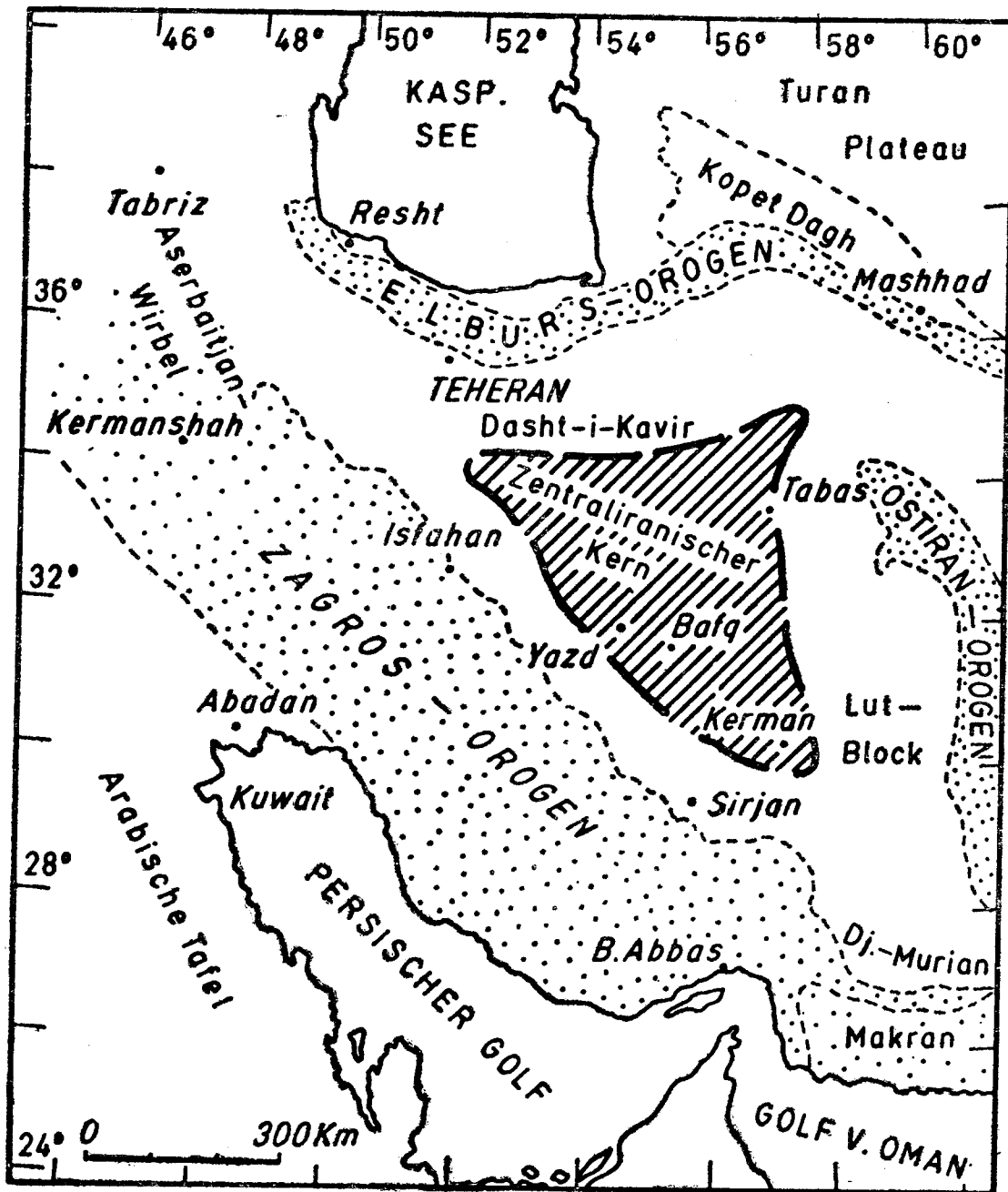
دینار - هلن Hellenids ، تاوروس Taurus و کوههای ایران مورد قبول است . البته بهتر است بجای کوههای ایران Iranids کوهستانهای زاگرس قرار گیرد ، ( شکل ۲ a , b ) زیرا ادامه رشته شمالی در ایران دقیقاً قابل تشخیص نیست . در سالهای اخیر موقع کار روی نقشه تکتونیک دنیا بحث ادامه کوهستانهای کارپات و بالکان در قفقاز یا پونت Pontide وجود داشت . ادامه کوهستانها در ایران بعلا آتشفشانیهای نئوژن پنهان شده است . درین جا نشانه‌های غیر مستقیمی مثلاً مناطق آتشفشانی جهت توضیح ارتباط مورد نظر قرار گرفته‌اند . اما در جمع میتوان البرز و کپه داغ را بعنوان دنباله رشته شمالی منظور کرد . البرز بعنوان رشته کوههای کاملاً مشخص لا اقل در مرکز و قسمت‌های شرقی ( J.Stöcklin ۱۹۶۵, ۱۹۶۸ )



// Gebiete mit Abfluß zum Meer  
 . . . . . abflußlose Depressionen (meist Wüsten)

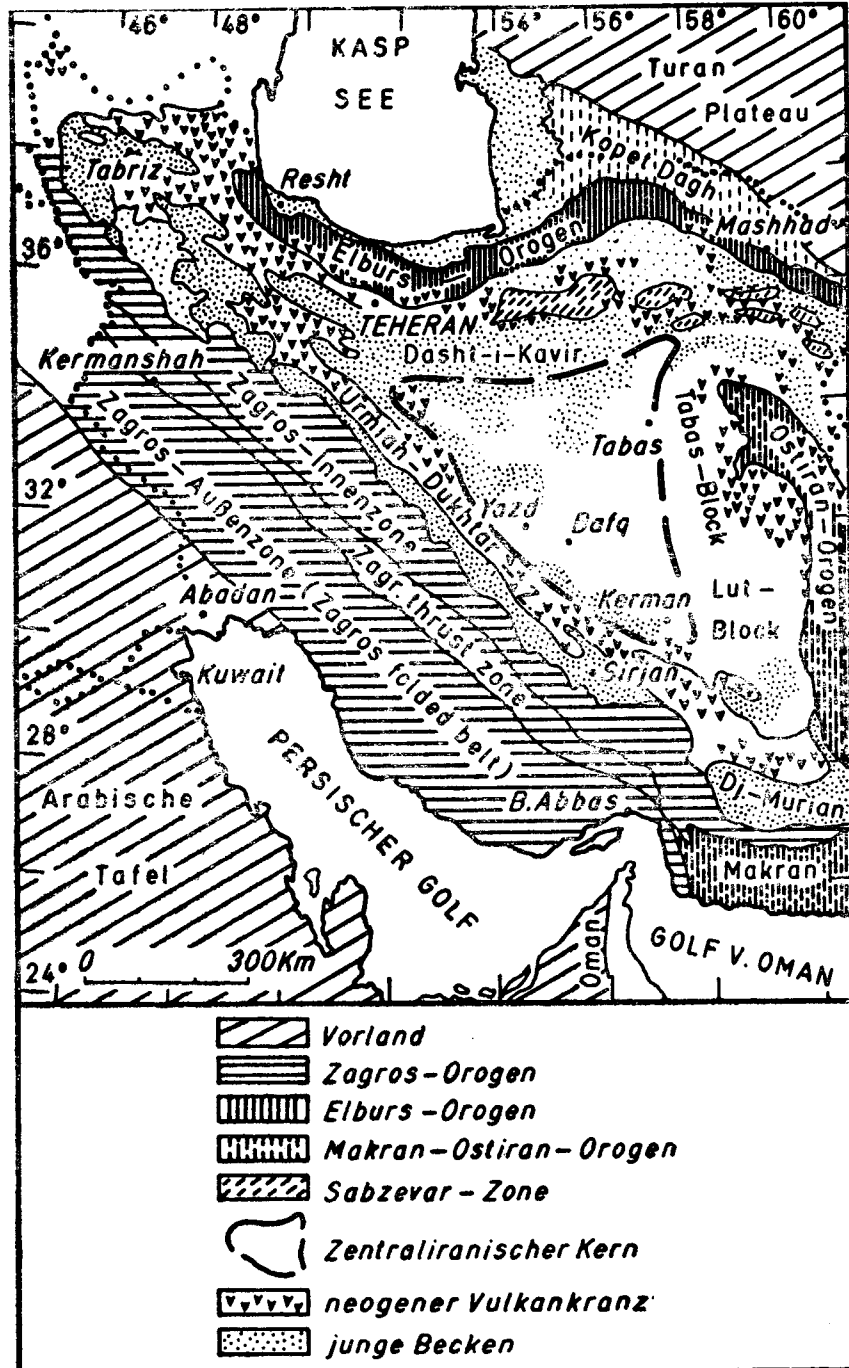
شکل ۱ - نقشه هیدروگرافی و کوهستانهای ایران از Stahl. نقشه کمی ساده تر رسم شده.

بعنوان یک واحد تکتونیکی در ایران یعنی کوهستان البرز قابل قبول است. در ایران کوهستان زاگرس و کوهستان البرز را میتوان بعنوان واحدهای بزرگ تکتونیکی مقابل هم قرار داد اما نمیتوانیم آنها را مانند کوهستانهای شمالی و جنوبی آلپ بعنوان یک کوهستان واحد منظور نمایم چون طبق نظر (E. Kraus ۱۹۶۰) این کوهها از نظر تکوین تکتونیکی، نوع سنگهای آذرین و همچنین فاصله فوق العاده از هم دارای اختلاف هستند و لذا بهتر است بعنوان واحدهای تکتونیکی کوهستان زاگرس (Zagros orogens) و کوهستان البرز (Elburz orogens) ملاحظه و بررسی شود.



شکل ۲۲ - واحدهای تکتونیکی ایران

تقسیم‌بندی تکتونیکی البرز در مقطع عرضی و در امتداد طولی انجام شده است. در قسمت مرکزی نادریس مرکزی که عمیقاً چین خورده و در شمال و جنوب نواحی روانده (Schuppen Zone) که بطرف شمال و جنوب متوجه‌اند قابل ذکر است (Rivière ۱۹۳۴، Stöcklin ۱۹۶۰ و Breddin ۱۹۷۰).



شکل ۲ b - نظم کلی تکتونیکی ایران

همچنین زاگرس درمقطع عرضی و دراستداده قابل تقسیم بندی است . درمقطع عرضی بنا بر عقیده  
 ، H. de Böckh و G.N. Lees & F. O. S. Richardson (۱۹۲۹) ، J. w. Schroeder (۱۹۳۴)  
 نقشه زمین شناسی ۱:۲'۵۰۰'۰۰۰ (۱۹۵۹) و (۱۹۶۵ و ۶۸) J. Stöcklin در شمال شرقی سپر عربستان  
 سعودی واحدهای زیر :

در جنوب غربی ناحیه خارجی زاگرس (کمر بند چین خورده زاگرس Zagros folded belt) همراه با گنبد های نمکی و ذخائر نفتی سپس ناحیه تراست زاگرس (Zagros Thrust Zone) و بالاخره ناحیه داخلی زاگرس (سندج - سیرجان بنا بعقیده J. Stöcklin) قابل تشخیص است. در امتداد طولی بیش از همه در ناحیه داخلی مناطقی بادگرگونی مربوط بفاز کوهزائی آلپ نواحی دیگری با افیولیت و رادیولاریت (که تدریجاً شناخته میشود) وهسته مرکزی باطبقات پرکامبرین وجود دارد. در دید کلی تری این ناحیه شبیه بقسمت شرقی دماغه عمان در عربستان سعودی ساخته شده است.

مکران در ادامه امتداد کوهستان زاگرس بوسیله رخساره فلیش (Flysch) در پالئوژن مشخص گردیده است ظاهراً رخساره های مختلف در زاگرس و مکران بعلت وجود خط عمان (A. Gansser) از هم جدا شده اند. رخساره فلیش پالئوژن در مشرق ایران نیز ظاهر میشود بعلاوه در این نواحی ساختمان ژئوسنکینالی در دوران دوم وجود دارد. لذا مکران و مشرق ایران بوسیله غالب مطالعه کنندگان بعنوان یک واحد تکتونیکی منظور شده اند و میتوانند بعنوان کوهستان مکران - مشرق ایران منظور شوند. بطوریکه روی نقشه Gansser (نقشه IB ۱۹۶۴) قابل تشخیص است واحدهای تکتونیکی که از بلوچستان بطرف غرب کشیده شده اند از یک طرف بشمال شمال غربی در مشرق ایران و از جهت دیگر بطرف غرب در مکران ادامه مییابند.

بنابراین کوهستانهای نامبرده البرز، زاگرس و مکران - شرق ایران یک هسته مرکزی را احاطه کرده اند تنها بین البرز و مشرق ایران یک نقطه ابهام وجود دارد و آن کوهستان شرق ایران در مشرق طبس است که بوسیله آتشفشانیهای ائوسن بلوک طبس مخفی میشود (شکل ۲ b). در قسمتی از ناحیه سبزوار (شکل ۲ b) که موقعیت تکتونیکی آن هنوز روشن نیست و بالبرز تعلق ندارد بوسیله محققین مختلف (نقشه ۱:۲۰۰،۰۰۰ زمین شناسی ایران را ببینید) ساختمان ژئوسنکینالی اواخر دوران دوم شرح داده شده که مشابه آن در البرز شناخته نشده است.

در شمال شرقی زاگرس یک منطقه بنام ناحیه ارومیه - دختر قرار دارد که توسط سنگهای آذرین ضخیم نئوژن مشخص شده و برای اولین مرتبه بوسیله J. W. Schroeder بعنوان واحد مستقلی در مقابل زاگرس شناخته شده است این واحد تقریباً در کلیه قسمت های غربی و جنوب غربی ایران کشیده شده و رل سهمی را در تکوین تکتونیکی کوهستانهای ایران بازی میکند (نقشه ۴ و ۵).

واحدهای شرح داده شده در بالا منطقه ای را که بوسیله G. M. Lees, H. de Böckh & F. D. S. Richardson ۱۹۲۹ بعنوان Median Mass نامیده شده احاطه می کند. این قسمت همانطوریکه بتازگی شناخته شده عناصر تکتونیکی مختلفی را داراست. از طرفی نقاط رسوب گذاری جدید در آن وجود دارد

و بطور مثال دشت کویر را میتوان نام برد که در میوسن نفت ، گاز نفت و نمک دارد و از طرف دیگر بطور مشخص خواص هسته مرکزی ایران را نشان میدهد ( شکل b ۲ و نقشه o ) که قبل و در اثناء کرتاسه خاصیت ارتجاعی خود را از دست داده است .

این هسته مرکزی مرکب از طبقات ظاهر شده پرکامبرین و طبقات شدیداً چین خورده دوره کوهزائی آلپ میباشد ( شکل e ) . در طرف شرق این هسته مرکزی بنا بر عقیده ( J. Stöcklin ۱۹۶۵ و ۱۹۶۸ ) بلوکهای لوت و طبس قرار می گیرند که در آنها رسوبات کم ضخامت دوران دوم و ولکانیکهای دوران سوم روی توده هائی را که در قدیم خاصیت ارتجاعی خود را از دست داده اند میپوشاند .

کوهستانهائی که هسته مرکزی ایران را احاطه می کنند و قسمت اعظم آن در دوران سوم چین خورده است در جنوب ایران از طریق کوهستانهای مکران و شرق ایران در جهت شرق بطرف بلوچستان و پاکستان تا جنوب حوضه هاماند ( Helmand ) و در قسمت شرق حوضه هلماند بطرف شمال تغییر جهت میدهد از طرفی دیگر البرز بطرف شرق ادامه یافته و پس از عبور از هرات در حدود هندوکش با شاخه جنوبی مجدداً یکی میشود .

#### ۲ - Median Mass و توجیه زمین شناسی ایران در قدیم .

اولین گزارشهای زمین شناسی درباره ایران در قرن نوزدهم و بخصوص نیمه دوم آن منتشر شده است ، J. Blaas ، F. Frech ، A. Houtumschindler ، P. H. Höfer ، C. V. John ، E. Kittl ، E. Tietze ، A. F. Stahl ، J. de Morgan و دیگران ضمن مشاهدات خود در مسافرتها اطلاعاتی در مورد انواع سنگها و فسیلها و بخصوص ذخائر معدنی داده اند . اولین اطلاعات مهم زمین شناسی ، ذخائر معدنی و مرفولوژی ایران را ( Stahl ۱۹۱۱ ) ( هم چنین ۱۸۹۷ ) بتحریر در آورده است . نوشته های او متجاوز از بیست سال در توجیه ساختمان زمین شناسی ایران و مفهوم کوهستانهای نوع آلپ تأثیر داشته است . Median Mass که بعدها بوسیله H. de Böckh , G. M. Lees & F. D. S. Richardson بعنوان یک واحد معرفی شد در واقع از تصورات Stahl ریشه گرفته بود و برای مدت طولانی بعنوان حالت مشابه توده میانی ( Zwischengebirge ) مجارستان منظور میگردید . همانطوریکه در رشته کوههای کارپات و دینار این توده را احاطه میکنند تصور میشود که کوههای البرز و زاگرس نیز یک توده مرکزی را که در قدیم خاصیت ارتجاعی خود را از دست داده و در مرکز ایران قرار دارد احاطه میکنند .

در حقیقت کتاب Stahl ۱۹۱۱ این تأثیر را بجا می گذارد که در ایران توده مرکزی متشکل از سری سنگهای پرکامبرین که در قدیم خاصیت ارتجاعی خود را از دست داده مابین سری کوهستانهای جوان چین خورده در دوران دوم و سوم قرار گرفته است . Stahl کلیه سنگهای دگرگونی مرکز ایران را بعنوان پرکامبرین منظور می کند ( گرچه قبل از دونین دلیل برای سن پرکامبرین نیست ) او در آن هنگام شیبتهای دگرگونی

واقع در کوههای زاگرس را در حوالی همدان شناخته بود. از نقشه هیدروگرافی و کوهستانهای او این نتیجه حاصل میشود که کوهستانهای چین خورده جوان از نوع آلپ صحرای مرکزی ایران را احاطه کرده است. تقریباً کلیه زمین شناسان آلپ که در بیست یا سی ساله اخیر درباره ادامه رشته کوههای آلپ از اروپا باسیا مطالعه داشته‌اند Median Mass ایران را معادل توده میانی در سجاستان منظور کرده‌اند.

مفهوم توده‌های میانی بوسیله L. Kober ، H. Stille ، R. Staub و E. Argand و سایرین توجیه گردیده است. بعلاوه در سال ۱۹۲۰ بوسیله R. Staub و E. Argand کوهزائی دوجانبه طرح گردید بطوریکه عدم تقارن در دوشاخه منشعب شده بعلت فشارهای خاص روی یک شاخه حاصل میگردد (درین جا K. Metz ۱۹۱۷ ص ۲۲۴ را مقایسه کنید). برای اولین بار (۱۹۲۱) L. Kober از کوهزائی دوگانه (Doppelrogen) با دوشاخه یکسان صحبت میکند. همزمان با وی (۱۹۲۱) H. Stille طرز فکر مشابهی را طرح میکنند. او دو قسمت تشخیص میدهد یکی ناحیه جلویی (Vorland) که چین خوردگی در آن جهت صورت گرفته و یکی ناحیه عقبی (Rückland) یا عبارت دیگر توده میانی (Zwischengebirge) که از آن چین خوردگی آغاز شده است.

مثالی جالب برای کوهزائی دوگانه سلسله جبال پیرینه است که ناحیه شمالی آن در جهت شمال و ناحیه جنوبی آن بطرف جنوب تمایل محوری دارد. در مقابل رشته جنوبی کوههای آلپ دارای تکامل ناقصی بوده و رشته شمالی آن فوق العاده توسعه یافته است. بهمین دلیل (۱۸۸۳) E. Suess یک جهت شمالی یک طرفه برای کوهستانهای آلپ قبول نمود و آنرا در مقابل جهت جنوبی کوهستانهای آلپ آسیا قرار دارد.

مابین دوشاخه که در دو جهت عکس چین خورده است در هر کوهستان یک منطقه مرکزی قرار دارد، در کوهستانهای از نوع Narben typus مانند کوهستانهای آلپ رشته هائیکه شیب محورهای چین خوردگی آنها در دو جهت خلاف هم قرار دارد مستقیماً برخورد نمی‌نمایند. درین جا نیز باید در جستجوی ناحیه ریشه‌ای بود. در ناحیه ریشه‌ای میتواند توده میانی (طبقات قدیمی بدون خاصیت ارتجاعی) قرار گیرد (نوع توده میانی بنا بر عقیده L. Kober) که دو رشته کوههای چین خورده آنرا دور میزنند.

طبق عقیده زمین شناسان آلپ در اوائل قرن بیستم Median Mass در حقیقت مثال خوبی از توده میانی بشمار می‌آید و باین ترتیب کوهستانهای البرز و زاگرس و شرق ایران که از یک حالت اورتوژنوسنکلینال بشکل آلپ چین خوردگی یافته‌اند یک توده میانی که در قدیم خاصیت ارتجاعی خود را از دست داده دربر می‌گیرند. درین توده میانی قدیمی طبقات قدیمی دگرگون شده بسیاری از اوقات ظاهر شده و طبقات پوشاننده بطور ناقص دیده میشود فقط چین خوردگی نوع ژرمن (Germanotype) دارد. تصور H. Cloos (۱۹۳۹ ص ۲۳ - ۲۲) نیز از فلات مرکزی ایران که بوسیله کوهستانهای چین خورده احاطه میشود همین است.

وجود این توده میانی در ایران مابین دو رشته کوه‌های کارپات و دینار که از اروپا بطرف آسیا کشیده میشوند نیز بوسیله H. Stille و L. Kober ، A. Born ، E. Argand ، S. von Bubnoff ، F. Kossmat و دیگران اظهار شده و یک تصور اساسی برای ساختمان زمین‌شناسی کوهستانهای خاورمیانه بشمار میرفته است. مفهوم Median Mass بعنوان توده میانی مابین دو رشته کوهستانهای چین خورده نوع آلپ (Alpinotype) در ایران بوسیله ۱۹۲۹ H. de Böckh ، G.M. Lees & F. D. S. Richardson طرح شده است. آنها بطور کاملاً مشخص در نقشه عمومی خودشان Median Mass را در مقابل کوهستانهای نوع آلپ محدود میکنند. سرحد آن را در شمال در شیب تند قسمت جنوبی البرز و در زاگرس شمال خط اصفهان و همدان قرار میدهند.

آنها Median Mass را چنین تعریف مینمایند (۱۹۲۹ ص ۶۱ - ۶۰) « در پشت ناحیه رورانده (Nappe) توده میانی یا توده وسطی کاملاً مشخص قرار دارد که ما آنرا Median Mass مینامیم و قسمت فلات ایران را تشکیل میدهد. . . . Median Mass (ص ۱۳۵) ناحیه‌ای با عوامل ساختمانی مختلف است». با نگاهی بنقشه Stahl رشته‌های مختلفی را می‌بینیم که در مرکز از سنگهای متفاوتی ساخته شده و قدیمترین آنها را سنگهای آذرین نفوذی و شیستهای دگرگون شده میسازد. آنها بوسیله طبقات کامبرین پوشیده میشوند (ص ۱۴۸) . . . حرکات نوع آلپ در Median Mass شناخته نشده است و حوضه Pannonian (واقع در مجارستان) و مرکز ایران دو نمونه مشخص از توده میانی است.

### ۳ - درک کوهزائی آلپ در Median Mass

برای اولین مرتبه (۱۹۴۰ و ۱۹۳۸) E. Baier برخلاف درک گذشته مبنی بر اینکه کوهستانهای دوره کوهزائی آلپ در ایران Median Mass را که در قدیم خاصیت ارتجاعی خود را از دست داده احاطه می‌کنند اظهار نظر کرد. مخصوصاً او باین موضوع تکیه می‌کند که وقایع تکتونیکی همزمان با شدت یکسان بر روی توده میانی و کوههای حاشیه تأثیر کرده است. او در سن سنگهای دگرگونی مرکز ایران که از زمان تفحصات Stahl بعنوان پر کامبرین و حتی آرکئن منظور میشد و بعنوان توده میانی قدیمی معرفی شده بود بحث کرده است. Baier درین مورد بخصوص سنگهای دگرگونی منطقه انارک را در شمال شرقی نائین در نظر داشته است. او گنایسهای شرح داده شده بوسیله Stahl را گنایسهای واقعی متعلق بکوهستانهای پایه ندانسته بلکه آنها را سنگهای ضعیف دگرگون شده‌ای میدانند که در آنها پلاژیوکلازهای از نوع آلپیت مجدداً بعلت ورود سدیم تشکیل شده‌اند. این سنگهای دگرگون شده از نوع شیستهای آلپیت دار و کلریت دار، میکاشیستهای آلپیت واپیدت دار و فلیت‌های آهکی بوده و بعنوان سنگهای سرحد نواحی ایپی زون و مزوزون دگرگونی ظاهر میشوند. او درین ناحیه دگرگونی شدید از درجات عمیق را نتوانسته است مشخص کند.



این سنگها بیشتر برسوباتی ( قسمتی از آنها رسوبات دوران سوم هستند ) شباهت دارند که درنواحی میزالیزاسیون آلپ تغییر شکل داده‌اند . ( ص ۳۸۹ سال ۱۹۳۸ ) . همچنین او معتقد است که کوهزائی جوان کوهستانهای اطراف قسمت مرکزی را نیز (شرق نادویس دوران سوم نائین یزد) شدیداً بصورت نوع آلپ تحت تأثیر قراردادده است (ص ۳۸۹) . و بالاخره سنگهای دگرگونی ناحیه انارک را باطبقات ذغال دارلیاس تطبیق می‌دهد . اصولاً *Baier* باین نتیجه میرسد که شیبتهای کریستالین این ناحیه برخلاف تصورات گذشته آرگن نبوده و متعلق بلیاس است ( ص ۳۹۴ سال ۱۹۲۸ ) .

ضمناً *Baier* ترتیب قرارگرفتن برخی از رسوبات را در ناحیه مرکزی ایران با چین خوردگی نوع آلپ توجیه می‌کند و معتقد است که آهکهای تریاس ( با *Thecosmia fenestrata* ) بصورت یک یا چند روراندگی مختلف قابل توجیه است .

توجیه‌های جدید بوسیله ( ۱۹۴۰ و ۱۹۳۸ ) *Baier* دارای ارزش فراوانی است زیرا نظریه سی‌ساله درباره *Median Mass* بعنوان یک سپر قدیمی واقع در بین کوههای چین خورده دوره کوهزائی آلپ را مست نمود و نه تنها افکار جدیدی در مورد کوهستانهای ایران بلکه در مورد توجیه چین خوردگی آلپ به‌مراه آورد . نظریات *Baier* در مورد ساختمان تکتونیکی نوع آلپ همراه باد گرونی در فاصله ژوراسیک و کرتاسه بوسیله *A. Gansser* و *J. Stöcklin* و دیگران مورد قبول واقع شد ولی روراندگی‌های مورد قبول او در مرکز ایران بزودی رد شد . نقشه زمین‌شناسی حوالی انارک او نیز خیلی شماتیک است و نمیتواند بعنوان یک نقشه تکتونیک ناحیه‌ای ارزش داشته باشد . اما بطور مطمئن میتوان گفت همانطوریکه بوسیله *Stöcklin* و دیگران ابراز شده حداقل در نقاطی کوهزائی شدید نوع آلپ در مرکز ایران دیده میشود .

۱۹۵۰ *A. Gansser* بخصوص باین واقعیت توجه داشته که در نواحی مرکزی ایران در خیلی از نقاط کرتاسه بالا بطور افقی یا با شیب خیلی کم و دگر شیبی زاویه‌ای روی طبقات دگرگون شده قرار دارد . چین خوردگی اواخر ژوراسیک که قبل از پیشروی دریا در کرتاسه وسطی ( ۱۹۵۰ ص ۲۸۹ ) صورت گرفته موجب تغییرات دگرگونی در سنگهای ژوراسیک گردیده است . او این چین خوردگی را نوع آلپ دانسته اما در مورد تأثیر چین خوردگی بصورت روراندگی باندازه *Baier* مصر نیست . بعلاوه مشکلاتی برای توضیح دگرگونی آلپ میبند زیرا که سری طبقات ضخیم بالائی وجود ندارد ( ۱۹۵۰ ص ۳۰۰ ) .

درین اثناء نقشه زمین‌شناسی ایران بمقیاس ۱:۲۴۰۰۰۰ توسط شرکت ملی نفت ایران به‌مراه توضیحات منتشر گردید که کلیه اطلاعات زمین‌شناسی تا آن تاریخ را نشان میدهد . طبقات دگرگونی بعنوان متامرف (*Metamorphe*) یا قبل از دونین (*Pre-Devonian*) و قسمتی بطور کاملاً واضح بعنوان پرکامبرین نمایش داده شده‌اند . در مقابل این دگرگونی درجه پائین تری از دگرگونی نیز در رسوبات ژوراسیک

کوهستانهای زاگرس ظاهر میشود و حتی در طبقات کرتاسه نزدیک اراک (شمال غرب اصفهان) قابل دید است. همچنین نیز سری ژوراسیک که در مرکز ایران بین یزد و بافق کشیده شد، در همه جا دچار دگرگونی ضعیفی شده است.

کار زمین‌شناسی قابل توجهی بخصوص برای توجیه تکتونیک ناحیه مرکزی ایران (۱۹۶۲) R. Huckriede, M. Kursten & H. Venzlaff از نواحی بین کسرمان و ساغند ارائه داده‌اند. آنها توانسته‌اند بر اساس نقشه جالب زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰ همراه با مقاطع و برداشتهای چینه‌شناسی دقیق چین‌خوردگی آلپ را در این ناحیه دقیقاً بیان کنند. بنظر آنها چین‌خوردگی آلپ درین ناحیه از نوع آلپ بوده و در برخی نقاط آرام و در نقاط دیگر شدید و پیچیده است (۱۹۶۲ ص ۵ و ۱۴۷). روراندگی وجود ندارد اما گسلهای معکوس با شیب خیلی کم تقریباً بصورت روراندگی محلی دیده میشود (نقشه ۳ مقطع V-W ص ۱۵۰) و دگرگونی مربوط بکوهزائی آلپ ثابت نشده است. از چین‌خوردگی نوع آلپ چینهای فاز کیمرین جدید (Late Kimmerian) دیده میشود (مابین ژوراسیک و کرتاسه پائین). سپس چین‌خوردگی و رسوب گذاری از غرب ناحیه بطرف مشرق حرکت کرده بطوریکه در طرف مشرق فاز کوهزائی Austrian (قبل از Cenomanian) بعنوان کوهزائی پایه صورت گرفته است (شکل ۴۷ و ۴۸ کار اشاره شده در فوق) و در مقابل فاز کوهزائی (Prägosauische) Sub-Hercynian وجود ندارد. ناحیه در مرحله آخر بصورت آلپینوتیپ در فاز لارامید (Laramide) (از Maastrichtian تا سرحد کرتاسه-ترسیری) چین‌خورده است (ص ۱۶۷).

در حال حاضر مهمترین دید کلی زمین‌شناسی را درباره ایران (۱۹۶۸ و ۱۹۶۶ و ۱۹۶۵) Stöcklin ارائه داده است. نقشه عمومی تکتونیک ایران (۱۹۶۵ و ۱۹۶۸) که بوسیله او و Ruttner تهیه شده دید جامعی از وضع واحدهای تکتونیک ایران نشان میدهد. ضمناً باید باین نکته یادآوری شده توسط Stöcklin (۱۹۶۸ ص ۱۲۵۶) توجه شود که خیلی از اطلاعات زمین‌شناسی مورد شک است و برخی از آنها در آینده باید مورد تجدید نظر قرار گیرد. بهر حال در مورد چین‌خوردگی نوع آلپ (ص ۱۹۶۸، ۱۲۵۶) Stöcklin اظهار نظر می‌کند که «قسمت عمده ایران شامل مرکز ایران کلیه مراحل کوهزائی نوع آلپ را در طی دورانهای دوم و سوم طی کرده است». بهمین ترتیب سنگهای دگرگونی ژوراسیک «زونه‌های متامرفیسم آلپ» (۱۹۶۵ و ۱۹۶۸) نیز مشمول این نظریه میگردد. آنچه که معادل توده میانی میتواند باشد بنظر او بدو بلوک طمس و لوت واقع در کویر لوت محدود میشود (۱۹۶۸ ص ۱۲۵۳ و شکل ۶۳). بنظر به آئین (۱۹۷۰) سنگهای دگرگونی قدیمی حوالی بافق در چین‌خوردگی شدید بعد از ژوراسیک قبل از کرتاسه از نظر امتداد تحت تأثیر قرار گرفته است.

مطالعات نگارنده این موضوع را تأیید میکند که در قسمتی از مرکز ایران که شامل همان توده

میانی سابق میگردد چین خوردگی شدید دوره کوهزائی قدیمی آلپ وجود دارد ( نقشه ۵ ) . از جمله طبقات ژوراسیک مابین بافق و یزد قبل از کرتاسه شدیداً تحت فشار قرار گرفته و بطور مشخصی با تمایل بطرف غرب چین خوردگی یافته اند ( نقشه ۲ ) . درین نواحی وهمچنین ناریکان ، و کرمان و شمال نائین دگرگونی مربوط به چین خوردگی آلپ تقریباً قابل تشخیص نیست . فقط میتوان در برخی نقاط تنها از یک حالت دگرگونی فوق العاده ضعیف (Anchi metamorphose) صحبت کرد . اصولاً باید چین خوردگی دوره آلپ قدیمی همراه با دگرگونی ضعیف و محلی را از کوهزائی قبل از کامبرین با دگرگونی شدید از درجه اپی زون تا کاتازون جدا کرد . در مقابل طبقات ژوراسیک در زاگرس در ناحیه ای مابین همدان و گلپایگان شدیدتر دگرگون شده اند معذک فقط درجه اپی زونال را نشان میدهد . درین جا نیز باید دگرگونی شدیدتر کوهستانهای پایه را که مربوط بقبل از کامبرین است از دگرگونی ضعیف ژوراسیک جدا نمود .

#### ۴ - کوهزائی پر کامبرین در ایران :

این واقعیت ثابت شده که مرکز ایران توده میانی که خاصیت ارتجاعی خود را در قدیم از دست داده نیست و در مرحله کوهزائی آلپ شدیداً چین خورده است نباید موجب شود که تصور کنیم در ایران واقعاً پر کامبرین موجود نیست بلکه موجود بوده و از دوران اول بوسیله یک دگرشیبی تند زاویه ای (Assyntic) جدا میگردد . این موضوع نه تنها بر مرکز ایران صادق است بلکه مشمول قسمتی از البرز و زاگرس نیز میشود . در برخی از نقاط توده های قدیمی در بین کوههای چین خورده جدید ظاهر شده و ساختهای مجدداً چین خورده را نشان میدهد . در نقاط دیگری از جمله مرکز ایران این طبقات قدیمی تحت تأثیر چین خوردگی جدید قرار نگرفته و جهت تکتونیک دیگری غیر از جهات تکتونیک بعد از کامبرین یا دوره آلپ را نشان میدهد ( ۱۹۶۲ R. Huckriede , M. Kursten & H. Venzlaff و به آئین ۱۹۷۰ ) .

سنگهای پر کامبرین برای اولین مرتبه توسط Stahl ۱۹۱۱ شرح داده شده اند بدون اینکه بتواند سن آنها را ثابت کند زیرا که در زمان او طبقات قبل از دونین توسط فسیل اثبات نشده بود . رسوبات کامبرین اولین مرتبه بوسیله ( ۱۹۲۷ ) G. M. Lees و ( ۱۹۳۰ ) W. B. R. King . شناخته شدند . بدینوسیله ( ۱۹۲۹ ) H de Böckh , G.M. Lees & F.D.S. Richardson دگرشیبی پر کامبرین را بطور مطمئن توانستند ثابت کنند . ( ۱۹۰۸ و ۱۹۴۸ ) H. Stille بر اساس اینکه طبقات کامبرین در گنبد های نمکی جنوب غربی ایران با ولکانیک های تیپیک نوع بعد از کوهزائی همراه هستند باین نتیجه میرسد که کوهزائی شدیدی قبل از کامبرین بوقوع پیوسته است . بعقیده او باید کوهزائی Assyn tic ناحیه پنجاب بداخل ایران ادامه یافته باشد ( ۱۹۰۸ H. Stille شکل ۱۱ را ببینید ) . ( ۱۹۶۲ ) M. kursten & H. Venzlaff و R. Huckriede توانسته اند بر اساس نقشه برداری دقیق زمین شناسی وجود دگرشیبی زاویه ای مربوط بفاز Assyntic را مابین طبقات پر کامبرین احتمالاً آگونکین جوان سری مراد و سری طبقات کامبرین وسطی با

تریلوبیتهای مشخص ثابت کنند .

بعد از آنکه درباره دگرشیبی زاویه‌ای Assynitic و هم‌چنین دگرگونی سری طبقات پرکامبرین گزارش گردید اشتوکلین Stöcklin نیز با جستجوهای شخصی خلاصه‌ای از وضع چین خوردگی Assynitic را تحت نام انفرا کامبرین<sup>(۱)</sup> - ( ۱۹۳۸ ص ۱۲۳۵ ff و شکل ۲ ) شرح داده است . با توجه بشکل شماره ۲ میتوان نتیجه گرفت که سن تعدادی از توده‌های گرانیتی پرکامبرین است . بعقیده او کلیه تشکیلات قبل از دگرشیبی Assynitic که بیک دگرشیبی زاویه‌ای زمانی محدود میشوند بیک واحد تکتونیکی تعلق دارند .

به‌آئین ۱۹۷۰ یک دگرشیبی قدیمی تر درحوالی بافق درمرکز ایران و غرب کویر لوت شناخته است . درین ناحیه یک سری طبقات پرکامبرین که شدیداً دگرگون شده‌اند با چین خوردگی شدید و گرانیت‌های نفوذی با دگرشیبی تند همراه با کنگلومرای قاعده بوسیله الگونکین جوان پوشیده شده‌است و خود این طبقات مجدداً بطور دگرشیب و با کنگلومرای دیگری بوسیله طبقات کامبرین پوشیده می‌شوند درین جا دو کوهزائی پرکامبرین که اولی آنگوسین و دومی Assynitic است قابل اثبات میباشد . لذا زیر بنای کوهستانهای ایران بعنوان دوسرمرحله‌ای قابل توجه‌اند .

۵ - سؤال درمورد کوهزائی کالدونین و واریسین :

همانطوریکه ( ۱۹۲۹ ) G.M. Lees & F.D.S. Richardson و H. de Böckh اشاره نموده‌اند طبقات قدیمی توده میانی را رسوبات ناقص دوران اول میپوشانند . ( ۱۹۳۴ ) A. Rivière درارتباط با این موضوع برای اولین مرتبه ثابت میکنند که بین رخساره البرز و مرکز ایران شباهت فوق‌العاده نزدیک وجود دارد و این موضوع را بعدها Stöcklin تأییدمینماید . کلیه مؤلفین بعدی هم‌چنین ( ۱۹۴۳ ) Schröder از رسوبات کم ضخامت ناقص دگرگون نشده دربرخی از نقاط مرکزی و حتی کلیه ایران صحبت می‌کنند . ( ۱۹۶۸ ) Stöcklin حالت فوق را برای همه ایران بطور مشخصی بیان نموده است . بنظر او در کلیه ایران رسوبات یکنواخت قاره‌ای یا دریای کم عمق (Epicontinental) دوران اول تا تریاس تحتانی یا میانی روی سپر قدیمی را پوشانیده است . رسوبات قاره‌ای یا دریای کم عمق متناوباً همراه با نبود رسوب گذاری تغییر میکنند . ضخامت کلی طبقات از انفرا کامبرین تا تریاس وسطی بطور متوسط ۳۰۰ تا ۴۰۰ متر بیشتر نیست . فقط در داخل برخی از حوضه‌های رسوبی ضخامت رسوبات بیشتر است مثلاً همانطوریکه Ruttner درحوالی طبس ضخامت رسوبات را بیش از ۷ کیلومتر ذکر کرده است . بطور کلی مجموعه ایران در دوران اول پایداری بزرگ تکتونیکی و حالت و مشخصات پلات فرم را در مفهوم بکار برده شده بوسیله E. Hills

( ۱ ) انفرا کامبرین که بوسیله Stöcklin بکار برده شده علامت مناسبی نیست از آنجائیکه کامبرین پائین را نیز دربردارد معادل سری - ریزو در کرمان یا سری هرمز Pilgrim و در مرکز البرز معادل سری سلطانیه است .

(1963 ص 16 و 310 و 1968 Stocklin ص 1233) نشان میدهد .

با توجه باین وضعیت وجود کوهزائی کالدونین در کلیه نواحی ایران شناخته نشده و این موضوع را 1905 A. Gansser و 1968 J. Stocklin و جمعی دیگر تذکر داده‌اند. در کوهستانهای البرز دونین بالا بدون دگرشیبی زاویه‌ای روی کامبرین قرار می‌گیرد. حرکات کالدونین درین نواحی فقط اپی‌روژنز هستند (Rivière 1938). در آذربایجان دونین وسطی بطور هم‌شیب روی سنگهای دگرگونی (Vache 1968) متعلق به قبل از دونین و یا شاید پرکامبرین قرار می‌گیرد. در مرکز ایران بنظر میرسد که حرکات کالدونین بصورت کاملاً محلی قدم از مرحله اپی‌روژنز فراتر نهاده و بخصوص در نقاطی که دونین با رخساره «old red» دیده میشود. (H. de Böckh و G.M. Lees & F.D.S. Richardson 1928) R. Huckriede و M. Kursten & H. Venzlaff 1962 ص 100 و 161 ، 1968 و 1965 J. Stocklin ص 1238 ، 1968 (A. Ruttner , M. Nabavi, Hajian

1966 Thiele فکر جدیدی در مورد کوهزائی واریسین ارائه داده است. او بطور کلی هرگونه دگرگونی دوران دوم را رد نموده است. او سری سنگهای دگرگونی پرکامبرین و سری واریسین و قبل از پرمین را تشخیص میدهد و عبارت دیگر سری سنگهای چین خورده و دگرگون شده واریسین را مشخص نموده است. بعقیده او دوران دوم نباید آلپینوتیپ چین خورده باشد و سنگهای دگرگونی مرکز ایران به قبل از چین خوردگی آلپ تعلق دارند.

عقیده Thiele بطور صحیح و کاملاً بحق از طرف دیگران بخصوص Stocklin مورد اعتراض قرار گرفته است. دیگر مطلعین نیز هنوز در هیچیک از نقاط ایران فاز کوهزائی واریسین را نتوانسته‌اند مشخص کنند. فقط در برخی نقاط ممکن است زیر پرمین نبود رسوب گذاری و بصورت محلی دگرشیبی‌های ضعیفی دیده شود.

اساساً این موضوع قابل اثبات است که در رسوبات اپی‌کنتیننتال ایجاد شده در دوران اول در تمام ایران کوهزائی کالدونین و واریسین صورت نگرفته است و فقط بصورت محلی حرکاتی پیش‌رفته‌تر از حرکات اپی‌روژنز پدید آمده‌اند.

۶ - شروع مرحله کوهزائی آلپ :

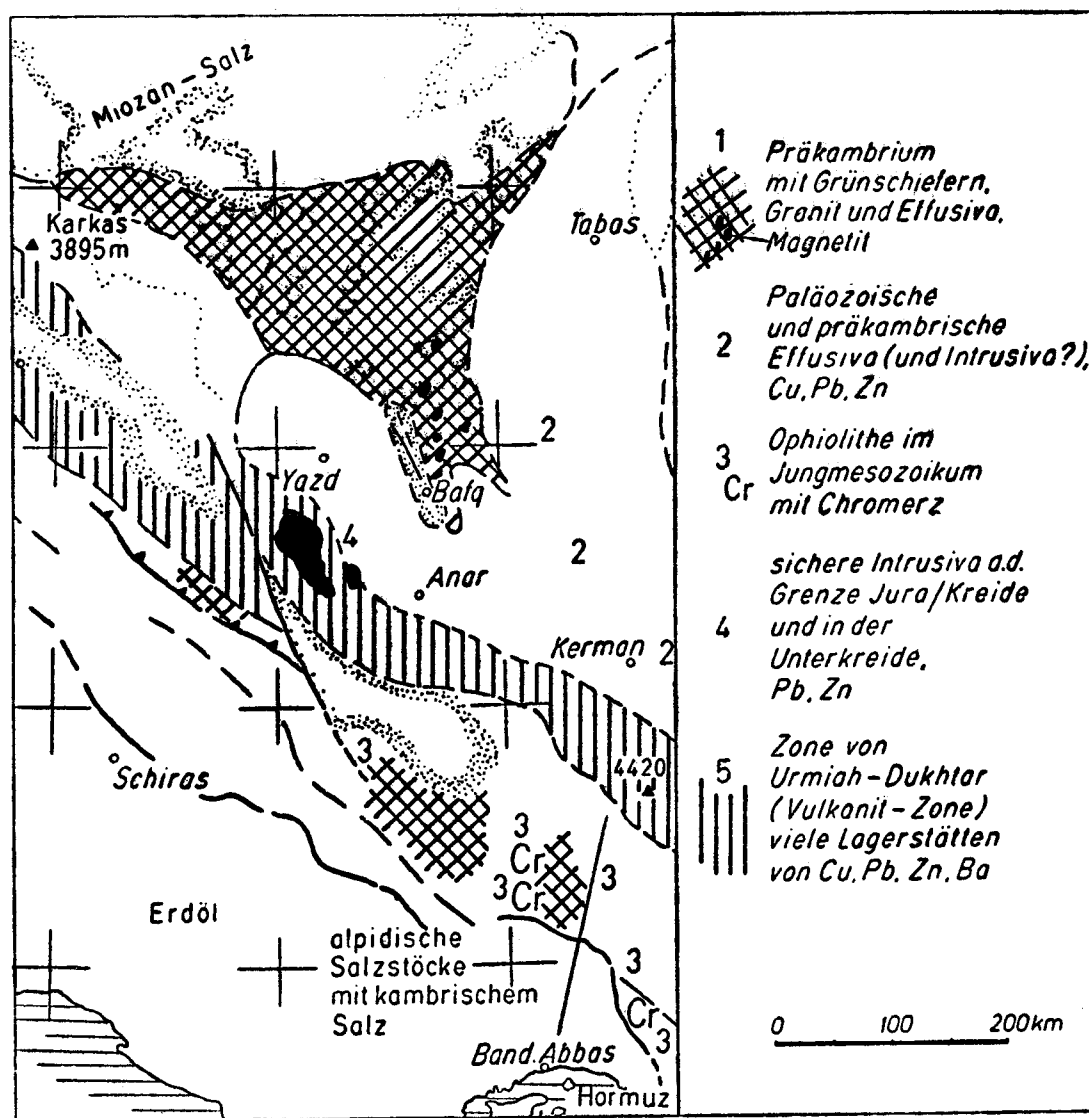
مرحله کوهزائی آلپ بنا بر عقیده Stocklin (1968 ص 46 - 1245) در اواخر تریاس آغاز میگردد درین زمان Eugeosynclinal واقعی زاگرس شدیداً نشست می‌کند با این حرکت دوره طولانی آرامش از نظر کوهزائی از شروع کامبرین بوسیله «زمینه ساختمانی جدید» (Stocklin 1968) بوسیله یک انقطاع (H. de Böckh et al 1929) از بین می‌رود.

۱- بعقیده (H. de Böckh et al 1929) این حرکت در انتهای دوره ژوراسیک واقع شده که Stocklin آنرا

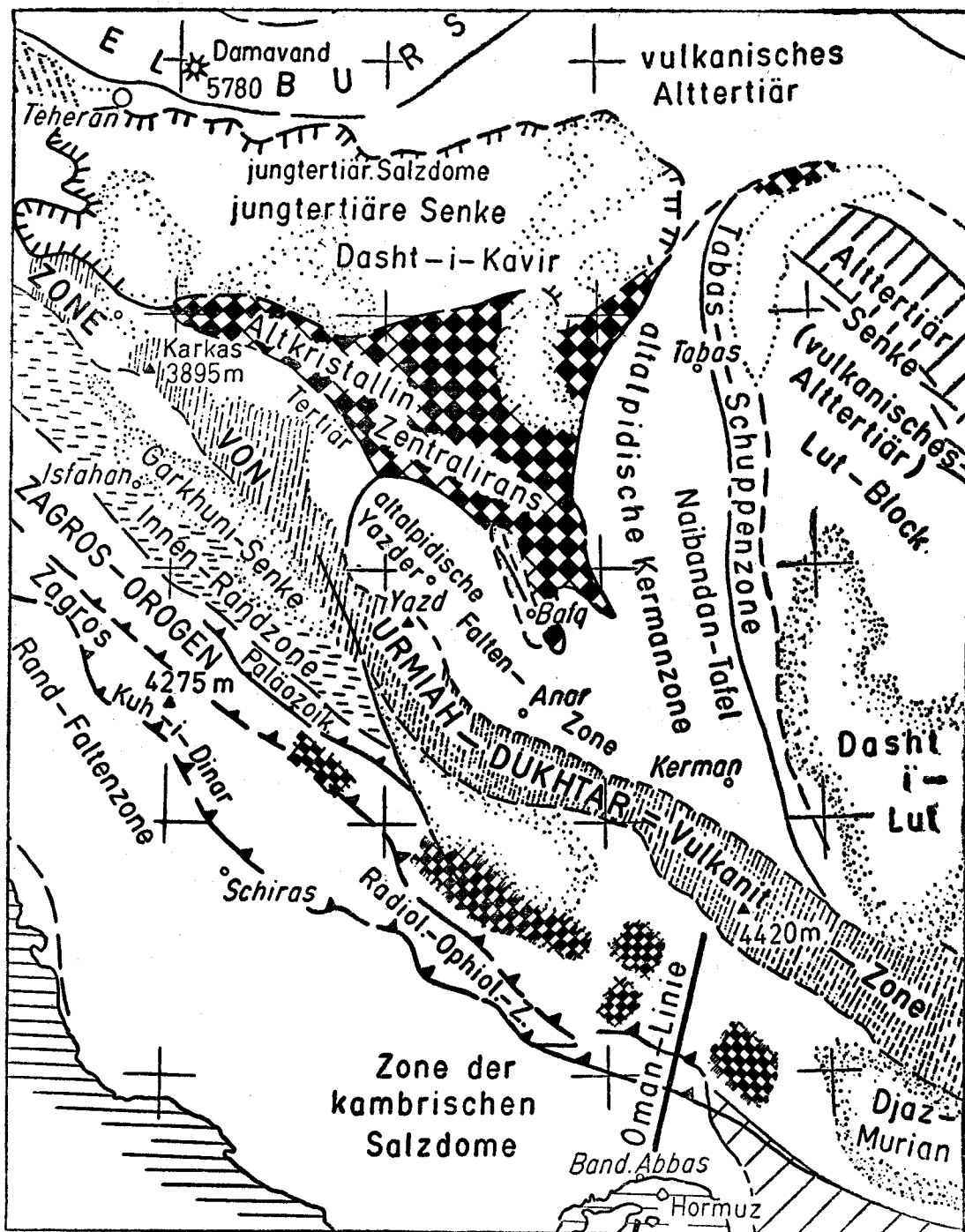
اصلاح نموده است.

بعقیده Stocklin (۱۹۶۸ ص ۱۲۳۳) تبدیل شرایط اپی کنتیننتال وپلات فرم به ژئوژئوسکلینال فقط در کوهستان زاگرس و در منطقه کوپت داغ در مکران و کوهستانهای مشرق ایران صورت گرفته است. در مقابل شرایط اپی کنتیننتال در مرکز ایران وهمچنین البرز در ژوراسیک و کرتاسه ادامه یافته است. باین ترتیب بطور روشنی Stocklin عقیده (۱۹۳۸ و ۴۰) Baier را درین مورد که ژئوسکلینال آلپ را بصورت Pennin در مرکز ایران دیده است رد می کند.

درین جا باید باین موضوع توجه کرد که گرچه در مرکز ایران ژئوسکلینال بصورت واقعی Pennin تشکیل نشده ولی از حالت اپی کنتیننتال نیز نمیتوان صحبت کرد. زیرا رخساره شیلی و ماسه ای اوائل ژوراسیک با لایه های ذغال در حال رسوبات اپی کنتیننتال نمیتواند باشد. ضخامت این رسوبات که در برخی نقاط از



شکل ۳ - ذخائر معدنی در ارتباط با واحدهای تکتونیکی مختلف بنابر عقیده H. J. Walther (۱۹۶۰) و دیگران



شکل ۴ - واحدهای تکتونیکی در مرکز ایران وحوالی آن

۱۵۰۰ متر متجاوز است دلیل قانع کننده برای نشست شدید ناحیه و خواص ژئوسنکلینال است ( نقشه ۳ را ببیند ) . این حالت بوسیله رسوبات بعدی نیز تأیید می گردد .

Huckriede et al ۱۹۶۲ در محدوده کرمان بطور صحیح در سرحد تریاس و ژوراسیک دوره آلپ را

با سیکل جدید اوروژنز تشخیص داده اند . این حالت با یک تغییر ناگهانی از نشست آرام به نشست شدید

همراه است . باین معنی که رسوبات از لایه های کربناتی آبهای کم عمق به رسوبات ماسه ای ژئوسنکلینالی با ضخامت زیاد تغییر می کند و لذا آنها از حوضه رسوب گذاری زرنند صحبت می کنند .

باین ترتیب این نتیجه حاصل میشود که در انتهای تریاس یا سرحد تریاس - ژوراسیک واقعاً در کلیه نقاط ایران تغییر از حالت اپی کنتیننتال دوران اول بسوی مرحله آلپ اتفاق می افتد . باین ترتیب مخصوصاً در زاگرس اورتوژئوسنکلینالی تولید میشود که تا کرتاسه بالا ادامه یافته است (نقشه شماره ۳) . هم چنین نقاط دیگری از جمله مرکز ایران در ژوراسیک یا کرتاسه پائین نشست هائی با مقیاس ژئوسنکلینالی نشان میدهد . هر چند این تغییر حالت حوضه رسوب گذاری در انتهای تریاس آغاز مرحله آلپ را نشان میدهد مع الوصف نمیتوان از یک فعالیت کوهزائی صحبت کرد . این حالت در انتهای تریاس و یا در ژوراسیک در همه جا تنها بعنوان تشدید فعالیتهای اپی روژنتیک توجیه میگردد . از یک طرف این حالت از طریق نشست سریع حوضه های مختلف قابل شناخت است و از جهت دیگر میزان برجستگیها و فرورفتگیها و در نتیجه بالا - زدگیهای قبل از لیاس ( Rivière ۱۹۳۴ ص ۱۸۱ ) و یا حتی قبل از Rät ( ص ۱۵۶ ، ۱۹۶۲ Huckriede et al ) افزایش مییابد . بعقیده Stöcklin ( ۱۹۶۸ ص ۱۲۴ ) ژوراسیک حتی در برخی نقاط روی طبقات پرکامبرین را فرا می گیرد . هم چنین او معتقد است که این « اولین مرحله فعالیت تکتونیکی » فقط « دگرشیبی با زاویه خیلی کوچک » نشان میدهد و تنها روی نقاط برجسته ظاهر میگردد . اما نشانه مهمتر که بوسیله اشتوکلین Stöcklin ( ۱۹۶۸ ص ۱۲۵ ) اشاره شده گسلهای کششی است که موجب تولید هورست و گرابن مثلاً در بلوک لوت گردیده است .

#### ۷ - کوهزائی قدیمی آلپ ، تشکیل هسته مرکزی ایران

اولین چین خوردگی یا کوهزائی شدید در ایران در سرحد ژوراسیک کرتاسه ظاهر میگردد . این فاز کوهزائی بوسیله H. Stille فاز کوهزائی کیمبرین جوان (Late Kimmerian) نامیده شده است پس از آنکه A. F. Stahl ( ۱۹۱۱ ص ۱۴ ) کرتاسه پائین را با فسیلهای مشخص ذکر کرد H. de Böckh و همکارانش اولین حرکات کوهزائی را در سرحد ژوراسیک و کرتاسه برای اولین مرتبه شرح دادند . J. W. Schroeder ( ۱۹۳۴ ص ۶۱ ) بیک مرحله بالا زدگی (Emersion) قبل از کرتاسه پائین در البرز و در مرکز ایران اشاره می کند . Huckriede et al ( ۱۹۶۲ ص ۱۶۶ - ۱۶۵ ) چین خوردگی سرحد ژوراسیک - کرتاسه را در نواحی شمال کرمان بر اساس تعیین فسیل بطور دقیق ثابت می کنند . A. Gansser ( ۱۹۶۵ ) و J. Stöcklin ( ۱۹۶۸ ص ۱۲۴۲ ) آثار « حرکات انتهای ژوراسیک ابتدای کرتاسه » را ذکر نموده و دگرگونی ضعیفی را در ارتباط با این حرکات پذیرفته اند . Gansser ( ۱۹۶۵ ) از دگرگونی خیلی ضعیف صحبت نموده و شاید بتوان این متاسرفیسم را بعنوان دگرگونی خفیفی تا درجه ضعیفی از اپی زون مشخص کرد . بر اساس مطالعات نگارنده دگرگونی در مرکز ایران مابین بافق و یزد بزحمت از حالت دگرگونی خفیف



خارج میشود. در مقابل در کوهستانهای زاگرس شیستهای تغییر شکل یافته‌ای ظاهر میشوند که از درجه ابی‌زون بوده و دگرگونی آنها بطور مطمئن دیرتر و در کرتاسه پائین یا بعد از آن صورت گرفته است. با چین خوردگی کیمرین جوان (قبل از کرتاسه) توده‌های نفوذی گرانیت و دیوریت همراه هستند (شکل ۳). از جمله در مرکز ایران توده‌های نفوذی در ژوراسیک در حوالی شمال شرق و جنوب غرب یزد دیده میشوند.

در این ناحیه کرتاسه پائین با پیشروی دریا همراه با قطعات گرانیتی روی سنگهای نفوذی راسب گردیده است. بطور مثال این وضع در جاده یزد و ابرقو ادامه آن بطرف شیراز بخوبی در سطح زمین قابل دید است. با این توده‌های نفوذی معادن سرب و روی قابل استخراج در ارتباط هستند.

در روی نقشه شماره ۴ بوضوح قابل تشخیص است که چین خوردگی کیمرین جوان (قبل از کرتاسه) ناحیه داخلی ایران را تحت تأثیر قرار داده و بخصوص در نواحی بافق - یزد و کرمان توسعه یافته است. از این نواحی مرکزی چین خوردگی بطرف غرب تا حوالی اصفهان ادامه یافته و آثار آن تا قسمت داخلی ناحیه سنندج - سیرجان قابل تشخیص است. در جهت غربی یعنی در داخل کوهستان زاگرس آثار آن از بین میرود. در البرز، مکران و کوهستانهای شرق ایران چین خوردگی قبل از کرتاسه وجود ندارد.

چین خوردگی قویتری در ایران مابین کرتاسه پائین و بالا ظاهر میگردد که ناحیه تحت تأثیر آن هنوز از چین خوردگی قبل از کرتاسه وسیع‌تر است (نقشه شماره ۴). از زمان Stahl شناخته شده است که رسوبات فسیل‌دار کرتاسه بالا روی طبقات قدیمی‌تر تا پرکامبرین و گاهی حتی روی طبقات کرتاسه پائین با دگرشیبی زاویه‌ای قرار گرفته است. همچنین Huckriede et al ۱۹۶۲ (ص ۱۶۶ و ۱۶۷) در کرمان و اطراف آن پیشروی دریای سنومائین را روی طبقات قدیمی‌تر حتی کامبرین ثابت نموده‌اند. (بعقیده آنها درین ناحیه فعالیت تکتونیکی از قبل کرتاسه آغاز شده و در جهت شرق جواتر می‌گردد).

در کوههای زاگرس به همراه چین خوردگی کرتاسه وسطی دگرگونی از درجه‌ای ابی‌زون ممکن است باشد که قسمتی از آن تا کرتاسه پائین بنظر میرسد (نقشه زمین‌شناسی  $\frac{1}{2400000}$  ۱۹۵۹). همچنین توده‌های گرانیتی و دیوریتی بان تعلق دارند.

همانطوریکه از روی نقشه ۲ و ۴ نتیجه میشود چین خوردگی قبل از کرتاسه فقط محدود به قسمت مرکزی ایران است. چین خوردگی کرتاسه وسطی ازین نقاط بتدریج شروع شده و بطرف کوههای احاطه کننده مرکز ایران پیش رفته است (نقشه شماره ۴) در نواحی خارجی کوهستانها هر دو چین خوردگی وجود ندارد.

در مرحله بعد باید بگوئیم که ناحیه مرکزی ایران بوسیله دو چین خوردگی کرتاسه خاصیت ارتجاعی

خود را از دست داده و از چین خوردگیهای جوانتر تحت تأثیر قرار نگرفته است. چین خوردگیهای جوانتر فقط در حاشیه تأثیر می‌کنند. در مقابل این موضوع کوههای احاطه‌کننده مرکز ایران همه‌جا تحت تأثیر چین خوردگیهای جوانتر از کرتاسه واقع گردیده است. در زاگرس، مکران، شرق ایران و البرز این چین خوردگیهای بعد از کرتاسه بر چین خوردگیهای کرتاسه از نظر شدت و وسعت برتری داشته و یا جانشین آنها درین نواحی هستند. همانطوریکه درین نواحی خارجی این چین خوردگیها اولین چین خوردگی نوع آلپ میباشند. بنابراین در همه‌جا چین خوردگی از مرکز ایران بطرف کوهستانهای احاطه‌کننده و مناطق اطراف حرکت کرده بطوریکه تمایل چین‌ها (باستثناء قسمتهای جنوبی البرز) در همه نقاط بطرف خارج از مرکز ایران میباشند (نقشه شماره ۵).

با این ترتیب میتوان در انتهای دوره کرتاسه در ایران دو ناحیه مختلف تکتونیکی را از هم جدا کرد. کوهستانهای احاطه‌کننده خارجی (زاگرس - مکران - شرق ایران - البرز) که در انتهای کرتاسه فقط قسمتی از آنها تحت تأثیر چین خوردگی واقع شده و یا اینکه قسمتهای خارجی آنها اصلاً تحت تأثیر واقع نشده است.

در نتیجه در انتهای کرتاسه در مرکز ایران یک منطقه سپر شده (خاصیت ارتجاعی خود را از دست داده) در مقابل ناحیه محرك کوهستانهای احاطه‌کننده که در حال چین خوردن میباشد قرار گرفته است. این ناحیه مرکزی را که در کرتاسه خاصیت ارتجاعی خود را از دست داده است من بنام هسته مرکزی ایران (Interior Iran-core) مینامم (نقشه ۵). محدوده این هسته مرکزی کاملاً با توده میانی H. de Bökch Median Mass و دیگران و یا مرکز ایران در مفهوم بکار برده شده بوسيله Stöcklin تطبیق نمی‌کند. حدود هسته مرکزی ایران که بشکل مثلث است از شرق کوههای ولکانیکی کرکس (۳۸۹۵ متر) واقع در شمال غرب شروع شده (کوههای کرکس به هسته مرکزی متعلق نیست) و در کناره جنوبی ناحیه رسوب‌گذاری اواخر دوران سوم دشت کویر ادامه یافته تا بسنگهای دگرگونی ۱۰۰ کیلومتری شمال طبس برسد سپس در امتداد ناحیه گسل طبس پیش می‌رود تا از کرمان عبور کند و سپس جد غربی آن در جهت شمال غرب از غرب انار، یزد مابین نائین و انارک عبور مینماید تا بقله کرکس برسد. قسمتی از بلوک طبس و بلوک لوت در مفهوم بکار برده شده بوسيله Stöcklin (۱۹۶۵ و ۱۹۶۸) به هسته مرکزی ایران تعلق دارد.

سپر شدن هسته مرکزی ایران در دوره کرتاسه معادل با بالا آمدن این ناحیه در خاتمه و بعد از کرتاسه تا با امروز میباشد. J. W. Schroeder (۱۹۴۳) باین مسئله توجه نموده و متذکر شده است که رسوبات دریائی و سنگهای ولکانیک ائوسن فقط در حاشیه مرکز ایران قرار گرفته‌اند (در این جا Huckriede et al ۱۹۶۲ را ببینید). دلیل مشخص برای بالا آمدن هسته مرکزی ایران کنگلومرای دانه درشت انتهای کرتاسه اوائل پالئوسن در کرمان و بافق است (نقشه شماره ۵) و نیز در اواخر ترسیر رسوبات قاره‌ای حاصل

شده‌اند . برای پلیوسن و پلیستوسن بالا آمدن شدید و تقسیم‌بندی به برجستگی و فرورفتگی ( قسمتی بعنوان صحراهای مرتفع ) و سپس تا با امروز رسوب‌گذاری رسوبات آواری دانه درشت در دره‌های اواخر دوران سوم از مشخصات ناحیه است .

با این ترتیب هسته مرکزی ایران بوسیله از دست دادن خاصیت ارتجاعی خود در کرتاسه، نبودن چین خوردگی قوی بعد از کرتاسه ، موقعیت مرتفع و بالاخره نقاط رسوب‌گذاری نشوون در داخل خود مشخص است . گاهی میتوان یک هسته قبل از کرتاسه را ( که در سرحد ژوراسیک کرتاسه خاصیت ارتجاعی خود را از دست داده است ) جدا نموده و آنرا تقریباً بعنوان توده میانی آلپ قدیمی مشخص کرد ( نقشه شماره ۲ ) . باید باین امکان اشاره شود که چین خوردگی قبل از کرتاسه در واقع شامل منطقه محدودی میگردد . موقعیت واقعی حالت مرکز مابین کوهستانهای جوان احاطه کننده و تأثیر مشخص تکتونیکی روی آنرا در ابتدا هسته مرکزی ایران میپذیرد ( قسمت بعد را ببینید ) .

من در هسته مرکزی ایران فقط قسمتهای غربی از بلوک طبس و بلوک لوت را در مفهوم بکار برده شده بوسیله Stöcklin وارد می‌کنم . بلوکهای طبس و لوت در حقیقت فقط کمی چین خوردگی نشان میدهند و بنظر اشتوکلین Stöcklin بعنوان بلوکهای سپر شده قدیمی مورد قبول می‌باشند . اما در مقابل هسته مرکزی ایران درین نواحی در اثناء اوائل دوران سوم نشستهای صورت گرفته که با سنگهای ولکانیکی دوران سوم که ضخامت آنها بطرف شرق افزایش مییابد پر شده‌اند که از مشخصات نواحی احاطه کننده است .

#### ۸ - کوهزائی لارامید (Laramide) :

چین خوردگی لارامید که از انتهای دوره کرتاسه تا اوائل ائوسن اثری می‌کند با توجه باینکه رسوبات ائوسن شدیداً دگرشیب قرار می‌گیرند بدون شک شدیدترین و وسیعترین چین خوردگی در خارج از ناحیه مرکزی ایران است . این دید بوسیله کلیه افرادی که روی تکتونیک ایران کار کرده‌اند از H. de Böckh et al ( ۱۹۲۹ ) تا Stöcklin ( ۱۹۶۸ ) بیان گردیده است .

وسعت چین خوردگی لارامید روی نقشه شماره ۴ قابل دیداست این چین خوردگی در نقاط زیر موجود

نیست .

۱ - کاملاً خارج باین معنی که در ناحیه خارجی یا بعبارت دیگر چین‌های حاشیه‌ای زاگرس ، در قسمتی از رشته کوهستانهای شرقی و همچنین در کویت داغ، درین نواحی رسوب‌گذاری از سرحد کرتاسه و ائوسن عبور کرده و بدون وقفه در ائوسن ادامه مییابد .

۲ - کاملاً داخل باین معنی که در ناحیه مرکزی ایران کوهستانها از سطح آب دریا بالا می‌آیند، چین خوردگیها فقط از نوع گرمانوتیپ بوده و کنگلومرای دانه داشت ( کنگلومرای کرمان در نواحی بافق و کرمان ) رسوب مینماید .

باین ترتیب بعلت حوادث تکتونیکی درسرحد کرتاسه - ائوسن میتوان نواحی مختلفی را از نظر زمانی و تکتونیکی متمایز و جدا نمود .

**قسمت داخلی :** یک هسته صعود کننده و سپر شده مرکزی ،

**قسمت خارجی :** نواحی چین نخورده پائین رونده با ادامه رسوب گذاری در آنها ،

**قسمت میانی :** نواحی تحت تأثیر چین خوردگی شدید .

در نتیجه تأثیر این نیروهای مختلف تکتونیکی در فاصله کرتاسه و ترسیر نیروهای در کلیه کوهستانهای

ایران ایجاد میشود که نتایج تکتونیکی و ماگمائی آن در دوران سوم مشهود میگردد .

۹ - فعالیت ماگمائی قبل و بعد از چین خوردگی لارامید .

چین خوردگی لارامید درسرحد کرتاسه و ترسیری ( قبل از ائوسن ) دو فاز قوی ماگمائی را از هم

جدا می کند .

در کرتاسه بالا قبل از حوادث چین خوردگی لارامید در برخی نقاطی که هسته مرکزی ایران را

احاطه میکند فعالیت ماگمائی صورت گرفته که غالباً بازیک تا اولترا بازیک است ( شکل ۳ ) . این فعالیت

ماگمائی معرف مرحله ابتدائی اورتوژئوسنکلینال بوده و حاکی از توسعه کامل ژئوسنکلینالی در خارج از محدوده

هسته مرکزی ایران است . براساس نقشه ۱:۲'۵۰۰'۰۰۰ زمین شناسی ایران این فعالیت ماگمائی بارسوبات

ژئوسنکلینالی و سری جالبی بنام « Coloured Melange » در ارتباط است که ( ۱۹۵۵ ) Gansser تحت

چنین نامی مجموعه درهمی از سنگهای رسوبی وولکانیکی را مشخص نموده است . قابل توجه است که کلیه

ذخائر کربیتی قابل اهمیت ایران ( ۳ ) با این سنگهای وولکانیکی رسوبی Coloured Melange در ارتباط

است ( ۱۹۶۸ Stöcklin ص ۱۲۴۴ ) . هم چنین باین رخساره ژئوسنکلینالی رادیولاریت و افیولیت تعلق

دارد . شاید قسمتی از وولکانیکهای قبل از ائوسن که ( ۱۹۴۳ ) Schroeder آنرا از ائوسن جدا می کند

متعلق باین سری باشد .

فعالیت ماگمائی قابل اهمیت بعدی که غالباً آتشفشانی است بمد از چین خوردگی لارامید و در

اوائل ائوسن و در حقیقت لوتسین بوقوع پیوسته است ( ۱۹۳۴ Schroeder ، توضیحات نقشه ۱:۲'۵۰۰'۰۰۰

Stöcklin ۱۹۶۸ و دیگران ) . این سری بعنوان وولکانیکهای ائوسن یا سری سبز ( اخیراً در البرز بنام

تشکیلات کرج ) نام گذاری شده است . این سری در ایران گسترش وسیعی دارد ، هر چند در نواحی معینی

دیده میشود بخصوص در نقاطی که تحت تأثیر چین خوردگی لارامید قرار گرفته است ( نقشه ۵ ) . بنابراین

---

۳ - ذخائر کربیتی و رادیولاریت و افیولیت سابقاً در ژوراسیک و کرتاسه پائین قرار داده شده بود و نقشه ۳

براساس این مفهوم رسم شده است .

این سری همانطوریکه Schroeder ۱۹۲۴ ، H. de Böckh et al ۱۹۲۹ و Walter ۱۹۶۰ شرح داده‌اند در ناحیه ارومیه - دختر مابین هسته مرکزی ایران و کوههای زاگرس دیده میشود . علاوه بر این در کویر لوت با افزایش ضخامت بطرف شرق ( نقشه زمین‌شناسی ایران ۱:۲۰۰'۰۰۰ ، ۶۸ ، ۱۹۶۵ و Stöcklin ، Ruttner et al ۱۹۶۸ ) و بالاخره در قسمت جنوبی البرز با وسعت و ضخامت زیاد ( Rivière و دیگران ۱۹۳۴ ) از آذربایجان تا مشهد ظاهر میشود . بعلاوه در برخی نقاط دیگر آثاری از آن وجود دارد . در مقابل در ناحیه خارجی زاگرس ، در مکران ، در کوپت داغ و همچنین تا اثراتی جزئی در هسته مرکزی ایران وجود ندارد . در بسیاری از نقاط و لکانیکهای ائوسن قبل از آغاز الیگوسن و کوهزائی پیرینه خاتمه مییابد . در برخی نقاط دیگر مانند منطقه ارومیه - دختر این فعالیت و لکانیکی با کاهش تدریجی در تمام ترسیری و پلیستوسن تا عهد حاضر ادامه مییابد . با و لکانیکهای دوران سوم هم‌چنین در ناحیه ارومیه - دختر کانیه‌های رنگین مس مشاهده میشود . تراسهای وسیع‌تر اورتن در نواحی مختلف با آخرین فعالیت و لکانیکی این مرحله تعلق دارد .

#### ۱ - نواحی گسسته شده در هسته مرکزی ایران .

در قسمت ۷ توضیح داده شد که هسته مرکزی ایران که در کرتاسه بالا حالت ارتجاعی خود را از دست داده از کوهستانهای حاصل از چین خوردگی لارامید و جوانتر احاطه گردیده‌است . کوهستانهای جوانی که هسته مرکزی ایران را احاطه می‌کنند غالباً بطرف خارج از این هسته مرکزی چین خورده‌اند<sup>(۴)</sup> (نقشه شماره ۲) . بعلاوه این تکونیک متقابل کششهای در کوهستانها حاصل میشود و بخصوص این کششها در توده‌های مابین هسته مرکزی ایران و کوهستانهای در حال چین خوردگی زاگرس مشخص هستند درین قسمت یک سری نواحی گسسته شده ظاهر میشود که برشهای آن موجب تعادل مابین نواحی مختلف گردیده‌است . این ناحیه بعنوان ناحیه ارومیه - دختر در کلیه قسمتهای غربی و جنوب غربی ایران کشیده شده‌است (نقشه شماره ۵) و بطور کلی بموازات رشته کوههای زاگرس امتداد دارد اما واحدهای مختلف تکونیکی و چینه‌شناسی را قطع می‌کند درین « Cicatrice Eruptive » (Schroeder ۱۹۳۴ ص ۵۲) در انتهای چین خوردگی لارامید فعالیت ماگمائی شدید بصورت خروجی و نفوذی صورت گرفته‌است که بعد از ائوسن نیز ادامه مییابد . سنگهای آذرین دوران سوم دقیقاً در نواحی‌ای قرار می‌گیرند که مابین هسته مرکزی ایران و نواحی در حال چین خوردگی در زاگرس عدم تعادل تکونیکی وجود داشته‌است .

ولی تنها حاشیه جنوب غربی هسته مرکزی ایران بوسیله این سنگهای آذرین مشخص نیست بلکه در حاشیه شرقی و شرق گسل طبس در کویر لوت و هم‌چنین شرقی‌تر در کوهستانهای شرق ایران سنگهای آذرین دوران

۴ - تمایل جنوبی ناحیه البرز در ترسیر جوان بوجود آمده‌است .

سوم با ضخامت و گسترش زیاد وجود دارد. در جنوب شرق کرمان این سری با ناحیه ارومیه - دختر برخورد میکند (نقشه شماره ۵). در نواحی شمالی ایران توده‌های آذرین دوران سوم در کوهستانهای شرق سنگهای یکنواخت جنوب مشهد و سبزوار را تشکیل میدهند. در این جا آنها در جنوب البرز (در شمال دشت کویر) تا تهران و سپس بطرف غربی با ضخامت بیشتر ادامه مییابند. در غرب تهران از طریق جلگه‌ای که با رسوبات آلودیم پوشیده شده منطقه فوق به ناحیه ارومیه - دختر متصل میشود.

با این ترتیب کلیه هسته مرکزی ایران بطور حلقه مانند از توده‌های آذرین ائوسن (و قسمتی حتی جوانتر) احاطه میشود. بلوک مرکز ایران که در کرتاسه بالا خاصیت ارتجاعی خود را از دست داده بوسیله یک سری سنگهای آذرین از نواحی چین خورده در ترسیر جدا میشود و این سنگهای آذرین در نواحی گسسته شده بالا آمده‌اند. فعالیت ماگمایی همراه یا بلافاصله در انتهای چین خوردگی لارامید صورت گرفته است. بطور روشنی ارتباط زمانی مابین هسته مرکزی سپر شده، چین خوردگی در کوهستانهای اطراف (زاگرس - البرز و شرق ایران) و بوجود آمدن نواحی گسسته شده مابین این واحد (ارومیه - دختر - گسل طبس و غیره) با فعالیت ماگمایی در نواحی گسسته شده و شکافها دیده میشود.

#### ۱۱ - توضیح درباره ادامه فعالیت‌های تکتونیکی.

هسته مرکزی ایران که قبل از کرتاسه بالا خاصیت ارتجاعی خود را از دست داده است در کلیه ترسیری چین خوردگی شدید نمی‌بیند لذا رسوبات قاره‌ای دوره الیگومیوسن در شمال بافق بصورت خفیفی خم شده‌اند. تغییر وضع مرفولوژیکی شدیدی مجدداً در پلیوسن - پلیستوسن صورت گرفته است. در حال حاضر بسیاری از دره‌های جوان بوسیله رسوبات ضخیم آلوویم پوشیده شده و همانطوریکه توسط Stahl گفته شده در زمانهای سابق کوههای مرتفعی درین نواحی سربرافراشته بودند. از مشخصات این گونه سپرها بوجود آمدن فرورفتگی‌هایی در محدوده آنست. همانطوریکه در ناحیه شمالی هسته مرکزی ایران حوضه رسوبی ترسیری جوان در دشت کویر بوجود آمده و در آن تشکیلات بسیار ضخیم سرخ فوقانی (Upper red formation) همراه با رسوبات کولابی تشکیل شده است.

در کلیه کوهستانهای احاطه کننده هسته مرکزی ایران چین خوردگی در ترسیری ادامه مییابد (Stöcklin ۱۹۶۸). در البرز این حرکات قبل از بوردگالین و قبل از پونتین مشاهده شده است (Riviere ۱۹۲۴). کوهستانهای شرق ایران در ترسیری جوان شدیداً چین خوردگی یافته‌اند. در زاگرس حرکت چین خوردگی از داخل بخارج بخوبی قابل تشخیص است (نقشه شماره ۴). Thrust Zone زاگرس در ترسیری جوان بوجود آمده است.

در رشته کوههای خارجی زاگرس (کمر بند چین خورده زاگرس) که رسوبات تشکیل شده ازدوران دوم تا نئوژن هم شیب قرار گرفته اند تنها قبل از پلیوسن چین خوردگی صورت گرفته است و کنگلومرای بختیاری متعلق بانست . همانطوریکه در جاده شمال غرب اهواز دیده میشود رسوبات بختیاری درخاتمه پلیوسن دچار چین خوردگی خفیفی گردیده است .

#### خلاصه :

کلیه کوهستانهای ایران دارای زیربنای چین خورده ای در پرکامبرین (Assyntic) هستند که روی آنها کامبرین با دگرشیبی قرار می گیرد ( H. de Böckh et al ۱۹۲۹ ، H. Stille ۱۹۰۸ ، Huckriede et al ۱۹۶۲ ، ۶۸ و ۱۹۶۵ Stöcklin و دیگران ) . در بافق در حوالی مرکز ایران به آئین ۱۹۷۰ . توانسته است ثابت کند که قبل از چین خوردگی Assyntic چین خوردگی قدیمتری آلکومین همراه با نفوذ گرانیت و متاسرفیسم ناحیه درانتهای آلگونکین بوقوع پیوسته است .

دوران اول در همه ایران با استثنائات کوچکی فقط از رسوبات کم عمق ( اپی کنینتال ) ساخته شده و چین خوردگی کالدونین و وارسیین وجود ندارد و فقط بصورت حرکات شدید خشکی زائی ( اپی روژنز ) در برخی نقاط بصورت محلی تجلی نموده اند ( Bockmann ۱۹۰۹ ، Stöcklin ۱۹۶۸ ) .

دوره آلپ با فرو رفتن شدید و قسمتی بصورت ژئوسنکلینال در اواخر تریاس ( Stöcklin ۱۹۶۵ و ۶۸ ) یا در قاعده ژوراسیک ( Huckriede et al ۱۹۶۲ ) شروع میگردد . اما چین خوردگی درین زمان صورت نگرفته فقط حرکات شدید خشکی زائی موجب تشکیل هورست و گرابن شده است ( Stöcklin ۱۹۶۵ و ۶۸ ) .

مرکز ایران در ژوراسیک فاقد رسوبات کم عمق بوده بلکه رسوبات ژئوسنکلینالی دارد ( ۴۰ و ۱۹۳۸ ، Baier ، Huckriede et al ۱۹۶۲ و مؤلف ) .

اولین چین خوردگی از نوع آلپ بعد از چین خوردگی Assyntic قبل از کامبرین در ایران در فاز کیمبرین جوان یعنی مابین ژوراسیک و کرتاسه بوقوع میپوندد . این چین خوردگی بهمین شدت در فاز Austrian قبل از کرتاسه بالا تعقیب میشود ( H. de Böckh et al ۱۹۲۹ ، Riviére ۱۹۲۸ ، Schroeder ، Gansser ۱۹۶۵ ، نقشه زمین شناسی ایران ۱:۲'۵۰۰'۰۰۰ ، ۱۹۵۹ ، Huckriede et al ۱۹۶۲ و ۶۸ Stöcklin ) . در نتیجه دو چین خوردگی نامبرده مرکز ایران خاصیت ارتجاعی خود را از دست داد و هسته مرکزی ایران بوجود آمده است ( نقشه شماره ۵ ) . قسمتی از چین خوردگیهای کرتاسه در نواحی همسایه ناحیه مرکزی ایران بطور مثال در البرز و زاگرس تأثیر نموده است اما به قسمتهای خارجی آنها نمی رسد ( نقشه شماره ۴ ) .

چین خوردگی لارامید ( که خیلی از مؤلفین آنرا شرح داده اند ) در سرحد کرتاسه - ترسیری قبل از

لوتسین با شدت زیاد مشاهده میشود اما در همه ایران وجود ندارد (نقشه شماره ۴). این چین خوردگی نواحی تکتونیکی جدائی در ایران بوجود میآورد. در داخل هسته مرکزی ایران قرار دارد که صعود می کند فقط بصورت گرمانوتیپ (Germonotype) چین خوردگی مییابد. نواحی احاطه کننده که شدیداً چین خورده اند (نقشه شماره ۴) و بالاخره نواحی خارجی کوهستانهای ایران که بدون چین خوردگی باقی میمانند در آنها رسوب گذاری بدون قطع در سرحد کرتاسه - ترسیری ادامه مییابد.

مابین هسته مرکزی ایران و کوهستانهای احاطه کننده که بطور کلی بطرف خارج چین خوردگی یافته اند نیروهای برشی تولید میشود که گسستگی بصورت ناحیه گسسته شده و شکافها تولید میکند (نقشه شماره ۲ و ۵). این مطلب بطور وضوح در ناحیه ارومیه - دختر دیده میشود. بدنبال آنها و درست بعد از چین خوردگی لارامید در لوتسین و اواخر ائوسن و قسمتی حتی زودتر ماگماهای اسیدی بزیک و متوسط که قسمت اعظم آن بصورت خروجی وتوف است تشکیل گردیده که بعنوان ائوسن ولکانیک یا سری سبز (تشکیلات کرج) نامیده شده است.

این سری سنگهای آذرین در کلیه نواحی همراه با گسل های برشی بوده و در تمام جوانب هسته مرکزی ایران را احاطه میکنند. این فعالیتهای آتشفشانی با شدت کمتر بعد از ائوسن و حتی تا عهد حاضر ادامه مییابد. کوههای احاطه کننده هسته مرکزی ایران در ترسیری جوان مجدداً چین خوردگی یافته اند (محققین مختلف از جمله ۱۹۱۱، Stahl، ۱۹۲۹، H. de Böckh et al). باین ترتیب منطقه Thrust Zone زاگرس بوجود آمده است. در انتهای ترسیری ناحیه خارجی زاگرس نیز چین خوردگی مییابد و بالاخره کنگلومرای پلیوسن در پلیستوسن چین خوردگی یافته است\*.

---

\* توضیح: اصطلاحاتی که در این مقاله بکار رفته است در مقاله ژئوسنکلینالها (مقاله چهارم) توضیح داده شده است.



## Literatur

- ARGAND, E., La tectonique de l'Asie. - C. R. XIII. Congr. géolog. intern., **13**, sess. 1922, 1. fasc., S. 171-329, 1924
- BAIER, E., Ein Beitrag zum Thema Zwischengebirge. - Zentralbl. Min., Geol., Paläontol., **1938**, B, S. 385-399, Stuttgart 1938
- BAIER, E., Das iranische Binnenland östlich des Beckens von Nain-Jesd. - N. Jahrb. Min., Geol., Paläontol., **83**, B, Beil.-Bd., S. 46-86, Stuttgart 1940
- BEHAIN, C., Die Tektonik des Tschogart - Eiseners - Massivs und seiner Umgebung bei Bafq im zentralen Iran. - Clausthaler Geolog. Abh., **7**, S. 1 - 86, Clausthal - Zellerfeld 1970.
- BÖCKH, H. de, LEES, C. M. & RICHARDSON, F. D. S., Contribution to the stratigraphy and tectonics of the Iranian Ranges. - In: J. W. GREGORY, The structure of Asia, S. 58 - 176, London 1929
- BORN, A., Der geologische Aufbau der Erde. In: Handbuch der Geophysik II, 2, Berlin 1932
- BRAUD, J., Les formations du Zagros dans la région de Kermanshah (Iran) et leurs rapports structurax. - C. R. Acad. Sc. Paris, **271**, S. 1241 - 1244, Paris 1970
- BREDDIN, H., Der Elburs im Iran, ein Schuppengebirge. - Geol. Mitt., **10**, S. 61 - 100, Aachen 1970
- British Petroleum comp., Geological maps and sections of south-west Persia, **1**:  $\frac{1}{1000000}$  - Intevn. Geol. congr., Proceed, 20 Sex, Mexico, 1956.
- BUBNOFF, S. v., Gliederung der Erdrinde, Berlin 1933
- CLAPP, F. G., Geology of Eastern Iran. - Bull. geol. Soc. Amer., **51**, S. 1 - 102, Washington 1940
- DIEHL, E., Beitrag zur Kenntnis der Erzfundstellen Iran. - Schweiz. Min. Petr. Mitt., **24**, S. 333 - 371, Zürich 1944
- GANSSEER, A., New aspects of the geology in Central Iran. - 4. World Petrol. Congr., proceed., Sect. I/A/5, paper 2, S. 279 - 300, Rom 1955

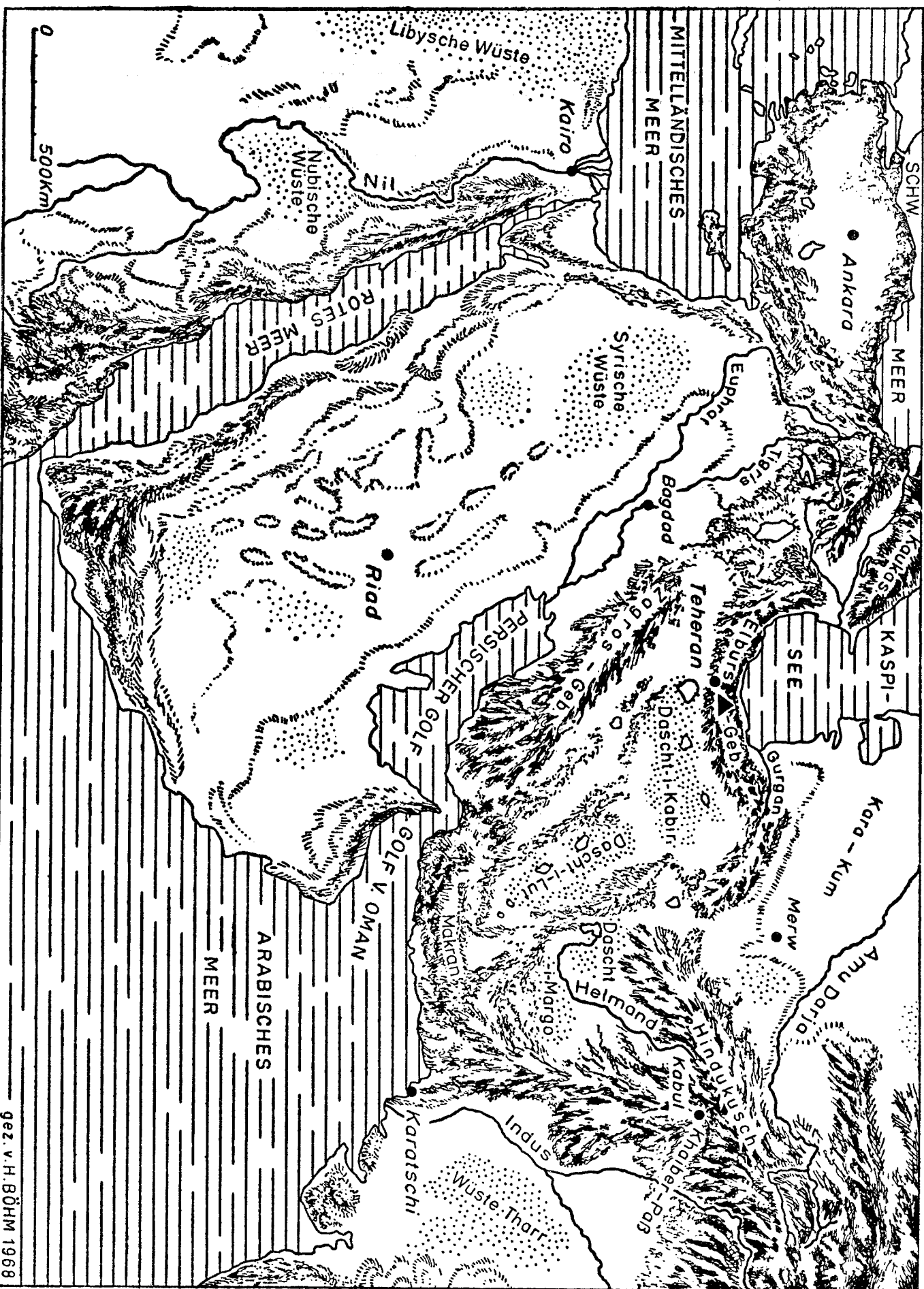
- GANSSER, A. , Ausseralpine Ophiolithprobleme. – *Elcog. geolog. Helvet.* , **52** , 2, S. 659 – 680 – Basel 1960
- GANSSER, A. , *Geology of the Himalayas.* – 289 S. , 4 Taf. , London (Interscience Publishers) 1964 .
- GUNDLACH, K. , Die östliche Fortsetzung des Kaukasus. – *Geolog. Rundsch.* , **26** , 6, S. 385 – 482, Stuttgart 1935 .
- HUCKRIEDE, R. , KURSTEN, M. & VENZLAFF, H. , Zur Geologie des Gebietes zwischen Kerman und Sagand (Iran). – *Beih. Geolog. Jahrb.* , **51** , 197 S. , 50 Abb. , 10 Taf. , Hannover 1962
- KHADEM, N. , Summary of base metal resources of Iran. – *Mining geol. and the base metals. Cento Symposium. Turkey*, 14. – 29. Sept. 1964
- KING, W. B. R. , Notes on the Cambrian Fauna of Persia. – *Geology. Mag.* , **67** , Nr. 793 , S. 317 – 327, London 1930
- KOBER, L. , Genetik der Orogene. – *Mitt. Geograph. Ges. Wien*, Wien 1921
- KOBER, L. , *Der Bau der Erde*, 234 S. , 46 Abb. , 2 Taf. , Berlin (Borntträger) 1921, zweite Auflage Berlin 1928
- KOSSMAT, F. , Das Erdbild und seine Veränderungen. In : *Handbuch des Eyp.* – Physik , Leipzig 1931
- KRAUS, E. C. , Über Definition und Wesen des Orogens. – *Geolog. Rundsch.* **50** , S. 292 – 298, Stuttgart 1960
- LEES, G. M. , Salzgletscher in Persien. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **20** , S. 29 – 34, Wien 1937
- LEES, G. M. , The geology and tectonics of Oman and Parts of South – Eastern . Arabia. – *Quart. Journ. Geol. Soc.* , **84** , S. 585 – 670, London 1928
- METZ, K. , *Lehrbuch der Tektonischen Geologie* , 2. Aufl. , 357 S. , 231 Abb. , Stuttgart (Enke) 1967
- National Iranian Oil Company, *Geological Map of Iran*, 1 : 2 500 000, with explanatory notes. Compil. by the geological staff of the Iran Oil Company, Teheran 1959
- PILGRIM, G. E. , The geology of the Persien Gulf the adjoining portions of Persia and Arabia. – *Mem. Geol. surv. India*, **34** , P. 4, Calcutta 1908

- PILGIM, G. E. , The geology of parts of the Persian provinces of Fars , Kirman and Laristan .  
Memm. geol. surv. India, **48**, H. 2, 129 S. , Calcutta 1925
- RIVIÈRE. A. , Contribution à l'étude géologique de l'Elbourz (Perse) . – Revue géogr. phys.  
et géol. dyamique, LII, 1934 , fasc. 1 et 2 , S. 1 – 190 , 7. Taf. , Paris (Société géogr.  
phys .) 1934
- RUTTNER, A. , NABAVI, M. & HAJIAN, J. , Geology of the Shirgesht area, Tabas area ,  
East Iran. – Iran Geolog. Survey, Rept. 4, Theheran 1968
- SCHRÖDER, J. W. , Essai sur la structure de l'Iran. – Eclog. geol. Helv. , **36** , 1943 , S.  
37 – 81, Basel 1943
- STAHL, A. F. , Zur Geologie von Persien, Geognotische Beschreibung des Nördlichen und Zentr-  
nlpersiens. – Petermanns Mitt. , Erg. – Heft, **122** , S. 1 – 72, Gotha 1897
- STAHL, A. F. , Persien. In : Handbuch der Regionalen Geologie. **V**. Bd. , 6. Abt. , 46 S. ,  
2 Taf. , Heidelberg 1911
- STAUB, R. , Der Bewegungsmechanismus der Erde . Dargelegt am Bau der irdischen Gebirs -  
systeme. – 270 S. , 1 Karte, 44 Abb. ; Berlin (Bornträger) 1923
- STILLE, H. , Grundfragen der vergleichenden Tectonik. – Berlin (Bornträger) 1924
- STILLE, H. , Über europäisch – zentralasiatische Gebirgszusammenhänge. – Nachr. Ges. Wiss.,  
Göttingen, math. – phys. Kl. , 1928, S. 173 – 201, Göttingen 1928
- STILLE , H. , Die assyntische Tektonik im geologischen Erdbild . – Beitr. geolog. Jahrb. **22** ,  
255 S. , 20 Abb. , 3 Taf. , Hannover 1958
- STÖCKLIN, J. , Ein Querschnitt durch den Ost – Elburs. – Eclog. geol. Helv. , **52** , S. 681–  
694 , Basel 1960
- STÖCKLIN , J. , A review of the structural history and tectonics of Iran. – Geolog. Survey of  
Iran, 22 S. , 1 Taf. , Teheran 1965
- STÖCKLIN, J. , RUTTNER, A. & NABAVI, M. , New data on the lower Paleozoic and per-  
Cambrian of North Iran. – Geolog. Survey of Iran, **1** , 29 S. , Teheran 1964
- STÖCKLIN, J. , Structural history and tectonic of Iran : a review . – Americ. Assec. Petrol.  
Geolog. , Bull. , **52**' 7, S. 1229 – 1258, 10 Fig. , Washington 1968
- THIELE , O. , Zum Alter der Metamorphose in Zentraliran. – Mitt. geol. Ges. Wien, **58** ,  
1965, S. 87 – 101, Wien 1966

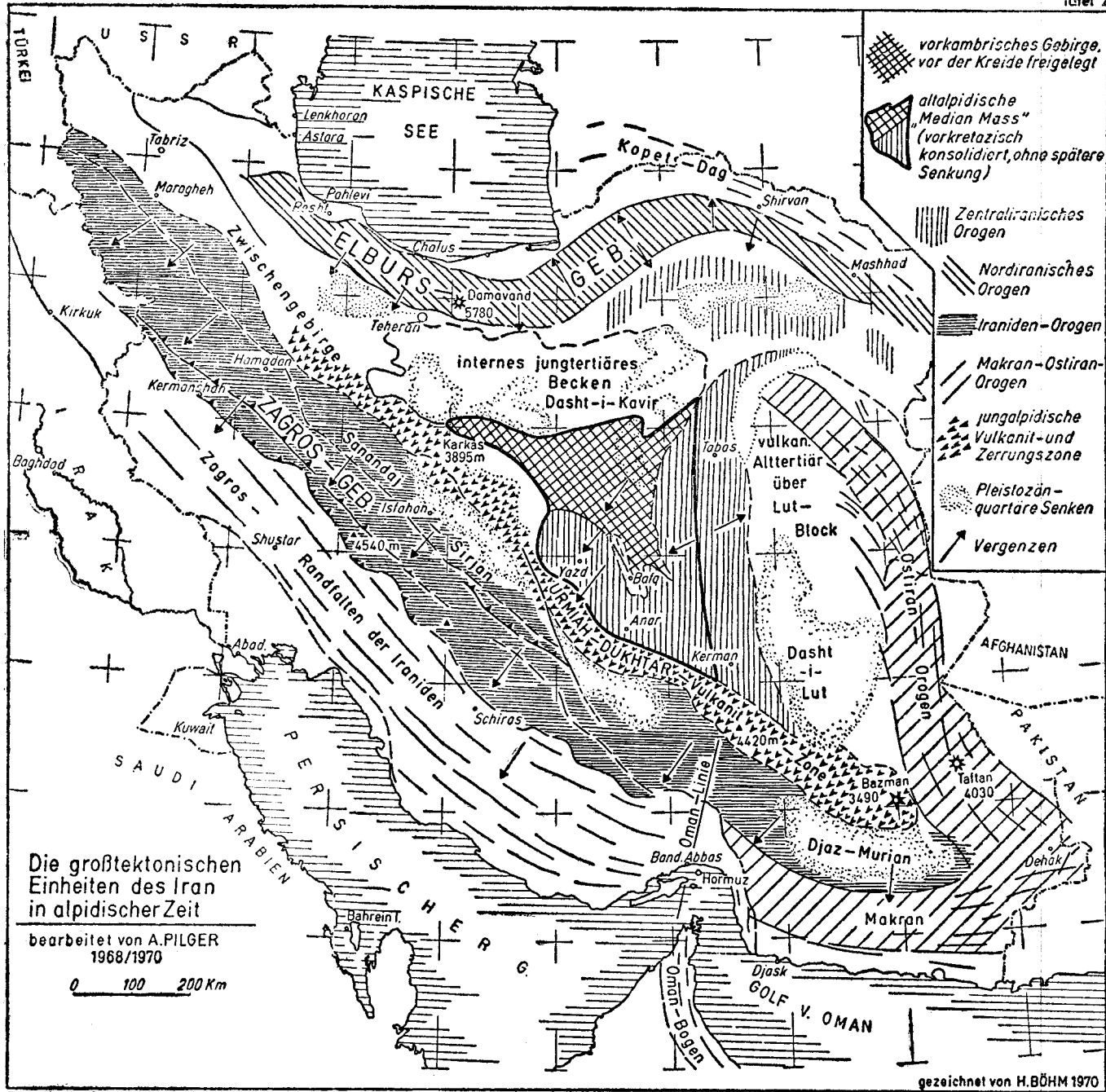
TRUNKO, L. , Rheingarben, Karpatenbecken und die Interferenz von Orogenese und Taphrogenese. – Oberrhein. geol. Abh. , **19** , S. 61 – 71, Karlsruhe 1971

VACHÉ. R., Abriss der Geologie und Erzlagerstätten von Aserbeidschan (Iran). Erzmetall, **21** , 9, S. 425 – 429, Stuttgart 1968

WALTHER, H. W. , Orogen – Struktur und Metallverteilung im östlichen zagros (Südost-Iran) . – Geolog. Rdsch. , **50** , 1960, S. 353 – 374, Stuttgart 1960

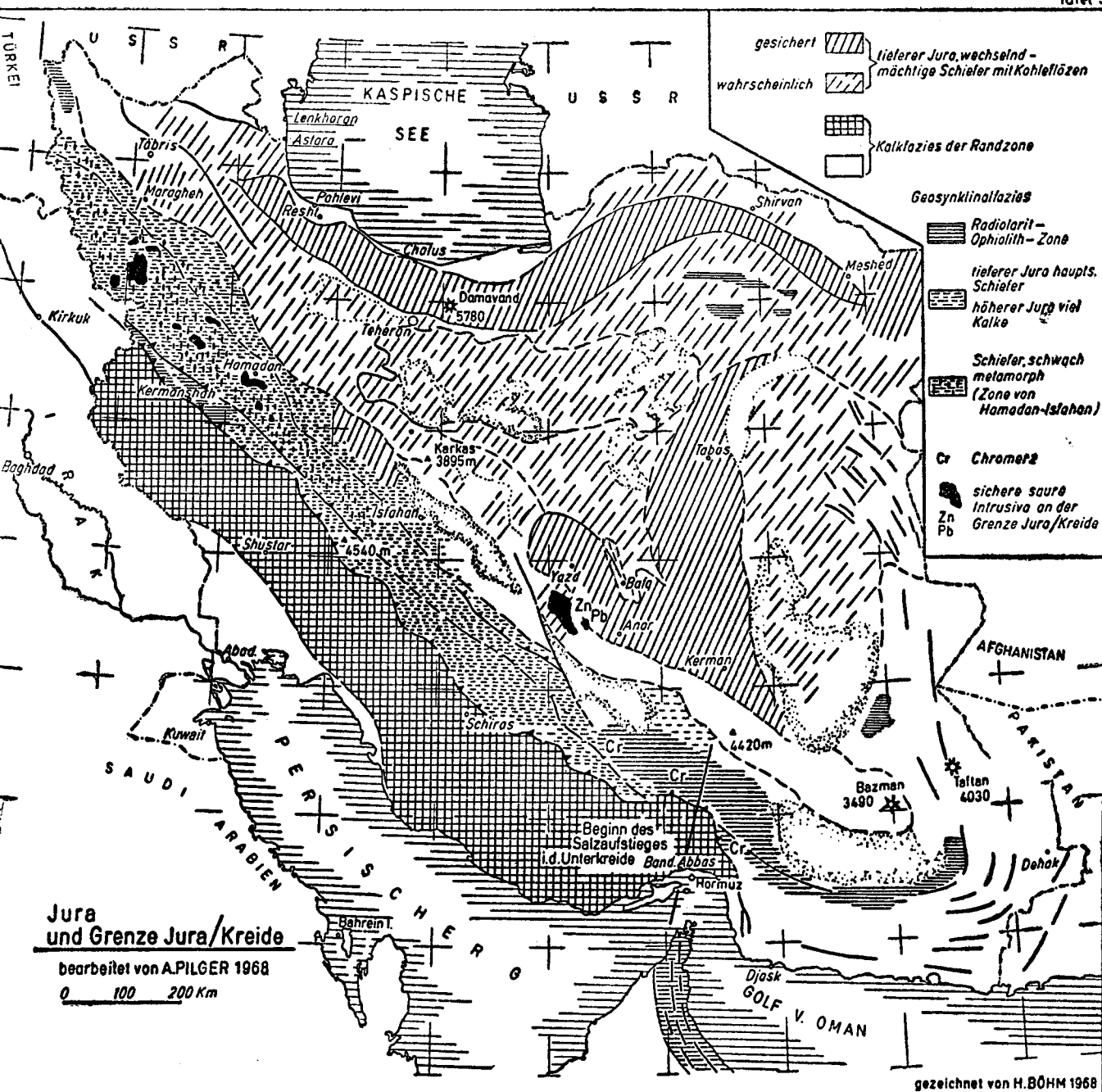


Tafel 1



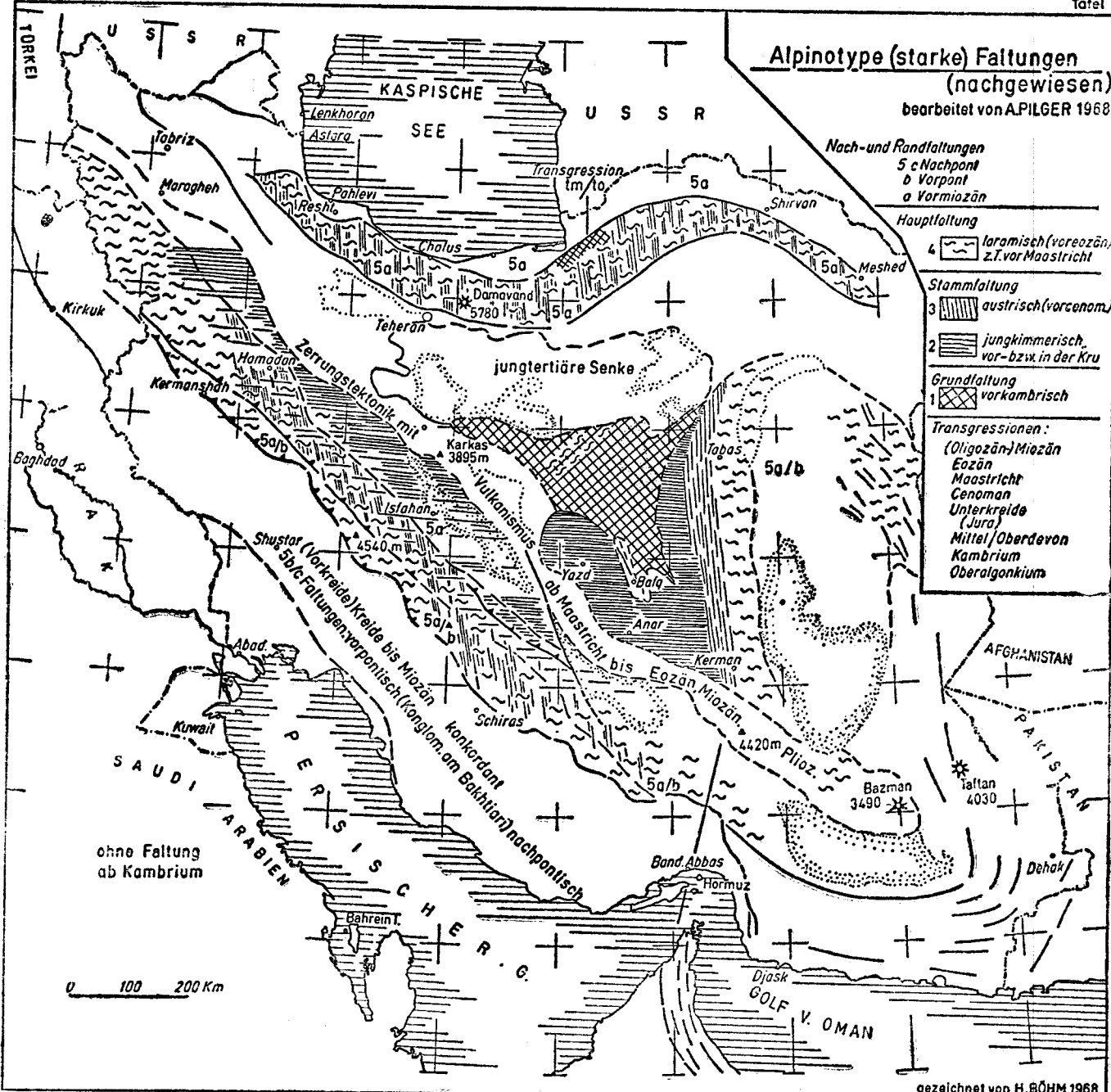
Clausthaler Geologische Abhandlungen, Heft 8, Februar 1971.

نقشه ۲- واحدهای بزرگ تکتونیکی ایران در دوره آلپ



Clausthaler Geologische Abhandlungen, Heft 8, Februar 1971.

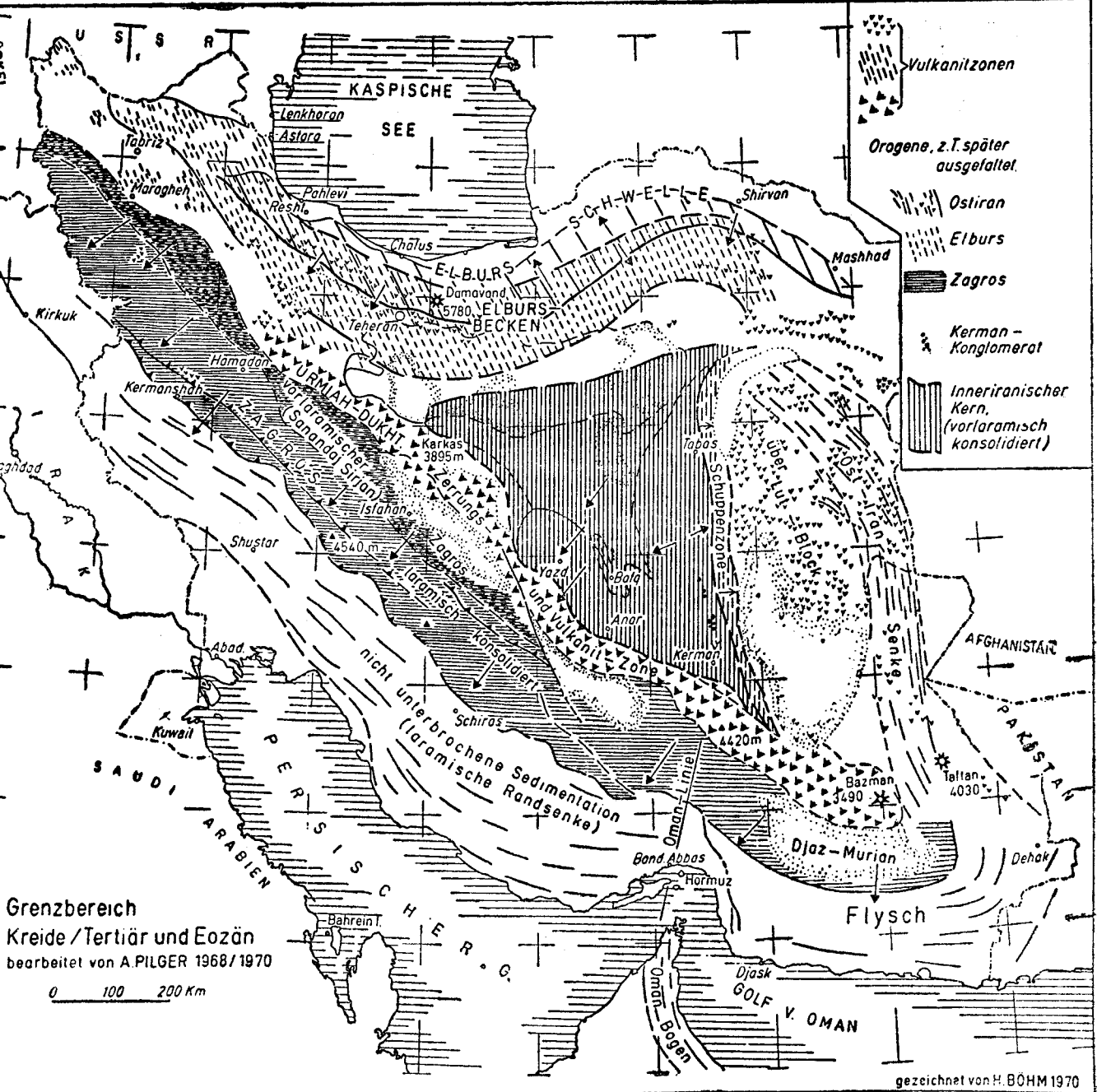
نقشه ۳- ژوراسیک و سرحد ژوراسیک - کرتاسه



Clausthaler Geologische Abhandlungen, Heft 8, Februar 1971.

نقشه ۴- نواحی چین خوردگی نوع آلپ (چین خوردگی شدید)





Geographische Anstalt der Universität Wien, Geologische Abhandlungen, Heft 8, Februar 1971.

نقشه ه - نواحی سرحدی کرتاسه - ترمیر و ائوسن