تکوین زمانی و تکتونیکی کوهستانهای ایران

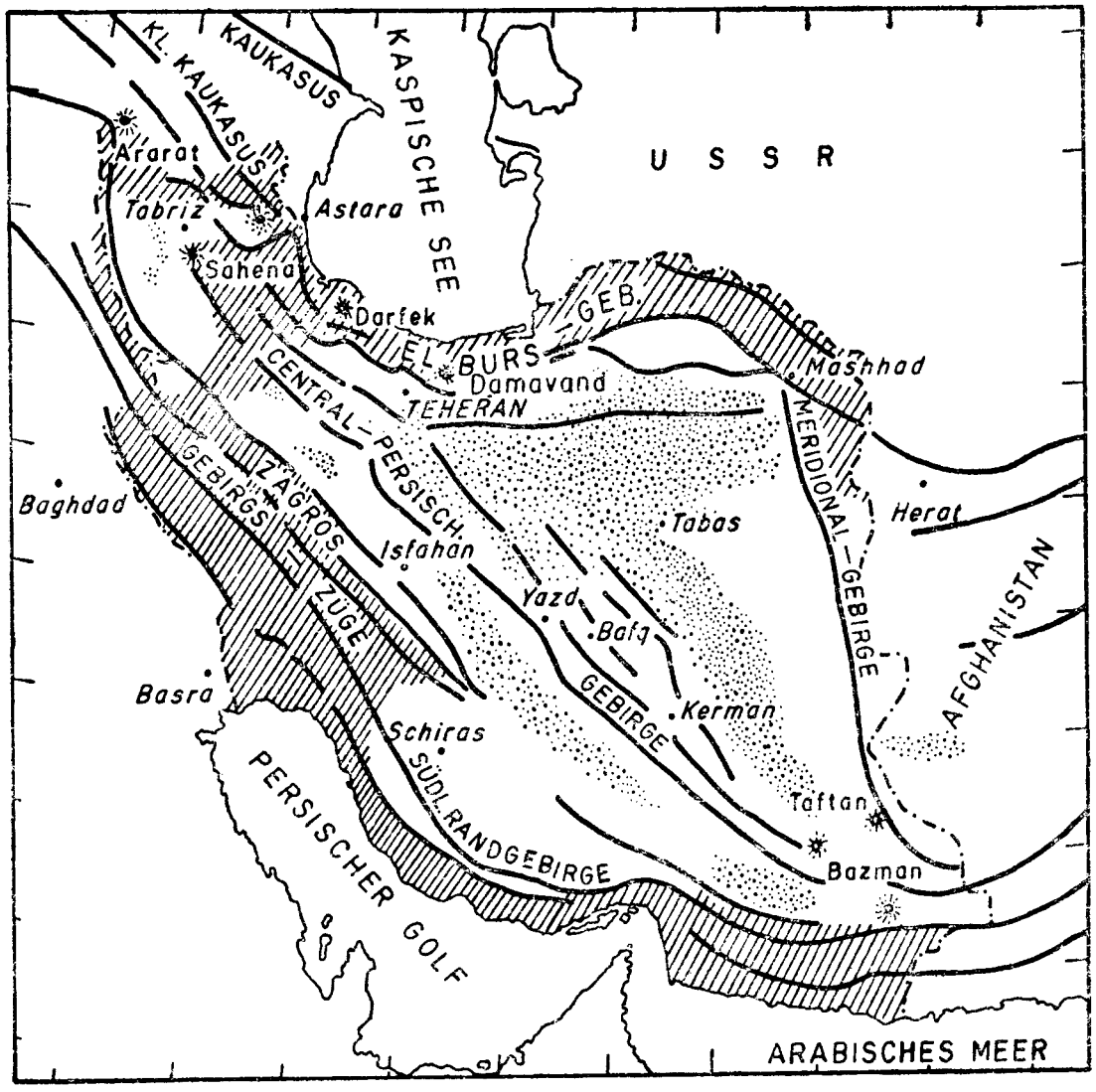
نوشتهٔ :
پرفسور دکتر آندریاس پیلگر
Prof. Dr. A. Pilger

ترجمهٔ :
محمود احمدزاده هروی
استادیار دانشکده فنی

۱ ـ نظم عمومی تکتونیکی کوهستانهای ایران :

در اروپا برای کوهستانهای آلپ صورکلی کوهزائی دوجانبی همانطوریکه L.Kober و H. Stille تعریف نموده‌اند قابل قبول است . درقسمت جنوب اروپا میتوان دو رشته کوههای آلپ بنام کارپات Karpats و دینار Dinarids را بطرف آسیای صغیر تعقیب نمود و دراین قسمت و یا دربرخی نقاط قبل ازآن‌مابین دورشته توده‌های میانی (بطور مثال Menderes Massive) قرار دارد . درنواحی سرحدی ایران و ترکیه دو رشته که توسط توده‌های میانی ازهم جدا بودند بهم نزدیک میشوند (نقشه ۱) . بدون شک رشته جنوبی درایران قابل تعقیب است . بطورکلی ارتباط کوهستانها بترتیب زیر :

دینار ـ هلن Hellenids ، تاوروس Taurus و کوههای ایران مورد قبول است . البته بهتراست بجای کوههای ایران Iranids کوهستانهای زاگرس‌قرارگیرد، (شکل ۲ a , b) زیرا ادامه رشته شمالی درایران‌دقیقاً قابل‌تشخیص‌نیست . درسالهای‌اخیرموقع کار روی نقشه تکتونیک دنیا بحث‌ادامه کوهستانهای کارپات و بالکان درقفقاز یا پونت Pontide وجود داشت . ادامه کوهستانها درایران بعلت آتشفشانیهای نئوژن پنهان شده است . درین‌جا نشانه‌های غیرمستقیمی مثلاً مناطق آتشفشانی جهت توضیح ارتباط مورد نظر قرارگرفته‌اند . اما درجمع میتوان البرز و کُپه داغ را بعنوان دنباله رشته شمالی منظور کرد . البرز بعنوان رشته کوههای کاملاً مشخص لااقل در مرکز و قسمتهای شرقی (J.Stöcklin ۱۹۶۵, ۱۹۶۸)

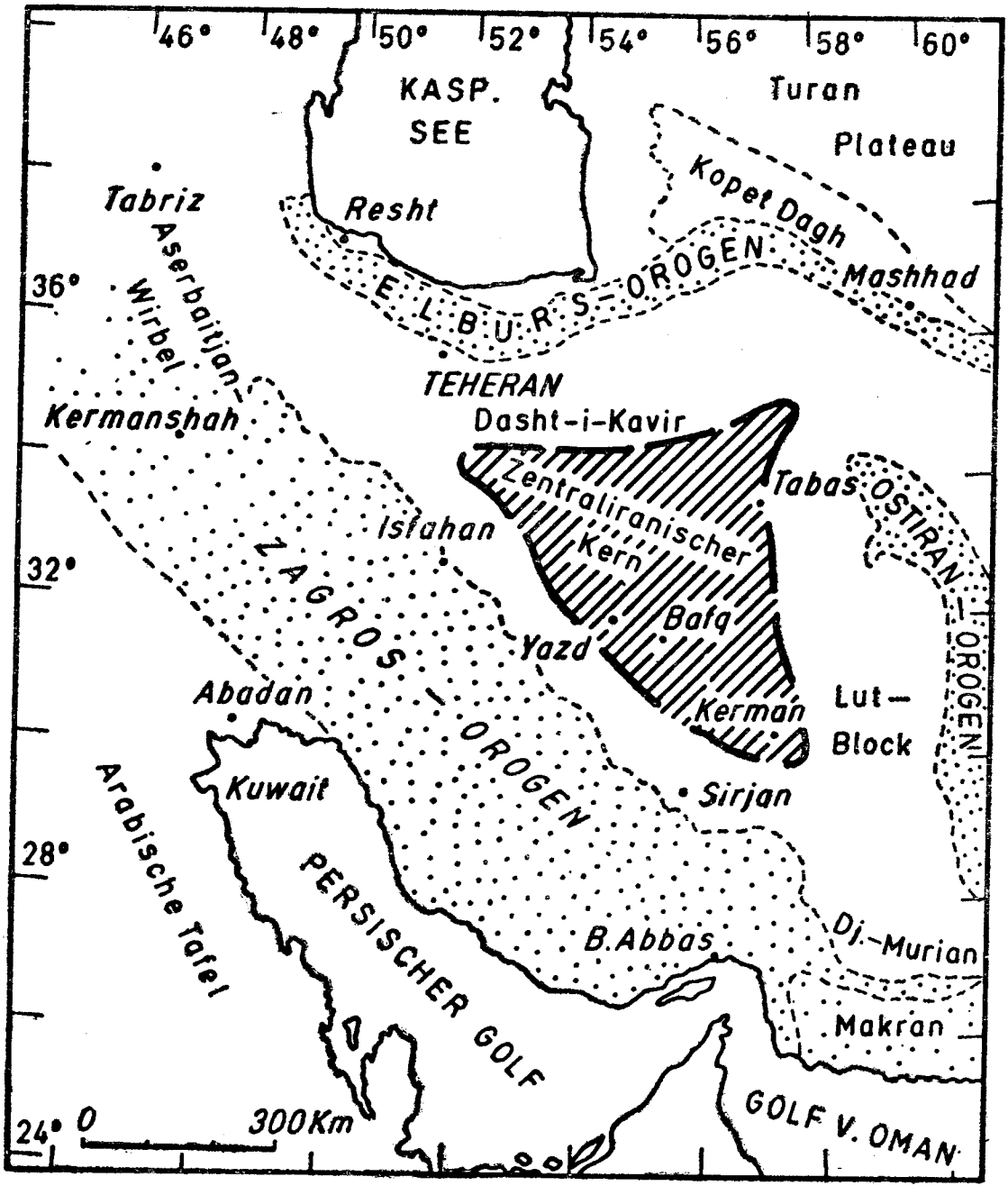


Gebiete mit Abfluß zum Meer

abflußlose Depressionen (meist Wüsten)

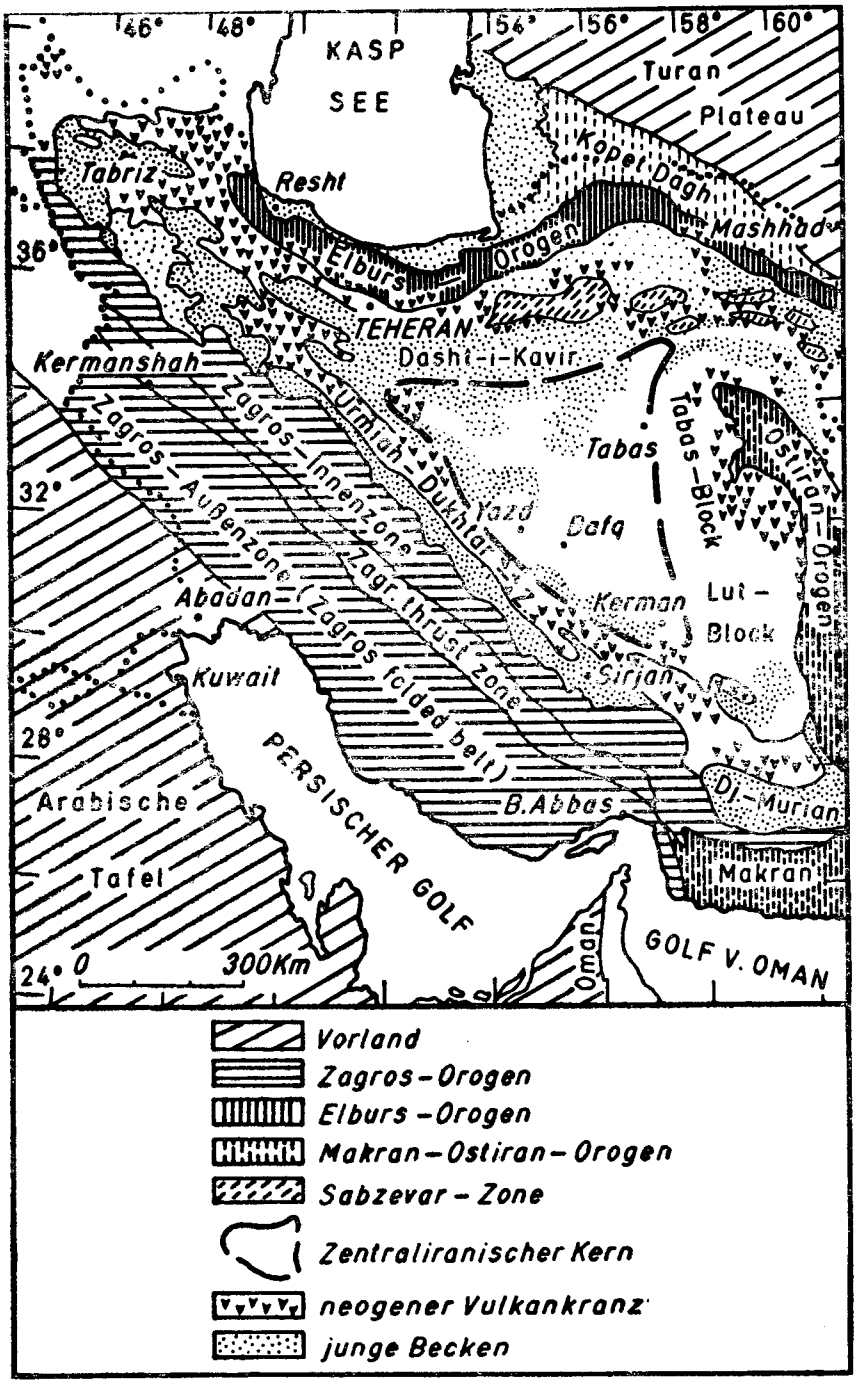
شکل ۱ ـ نقشه هیدروگرافی و کوهستانهای ایران از Stahl. نقشه کمی ساده‌تر رسم شده.

بعنوان یک واحد تکتونیکی درایران یعنی کوهستان البرز قابل قبول است . درایران کوهستان زاگرس و کوهستان البرز را میتوان بعنوان واحدهای بزرگ تکتونیکی مقابل هم قرار دارد اما نمیتوانیم آنها را مانند کوهستابهای شمالی وجنوبی آلپ بعنوان یک کوهستان واحد منظور نمائیم چون طبق نظر E.Kraus (۱۹۶۰) این کوهها از نظر تکوین تکتونیکی، نوع سنگهای آذرین وهم‌چنین فاصله فوق‌العاده 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 ۲ ـ واحدهای تکتونیکی ایران

تقسیم‌بندی تکتونیکی البرز درمقطع عرضی و درامتداد طولی انجام شده است . درقسمت مرکزی نادویس مرکبی که عمیقاً چین خورده و درشمال و جنوب نواحی رورانده (Schuppen Zone) که بطرف شمال و جنوب متوجه‌اند قابل ذکر است (Rivière ۱۹۳٤ ، Stöcklin ۱۹٦۰ و Breddin ۱۹۷۰) .



شکل b ۲ ـ نظم کلی تکتونیکی ایران

هم‌چنین زاگرس درمقطع عرضی و دراستداد قابل تقسیم‌بندی است . درمقطع عرضی بنابر عقیده J. w. Schroeder (۱۹۳٤) ، G.N. Lees & F. O. S. Richardson ۱۹۲۹ و H. de Böckh ، نقشه زمین‌شناسی ۱:۲٬۵۰۰٬۰۰۰ (۱۹۵۹) و (۶۸ و ۱۹۶۵) J. Stöcklin درشمال شرقی سپر عربستان سعودی واحدهای زیر :

درجنوب غربی ناحیه خارجی زاگرس (کمربندچین‌خورده زاگرس Zagros folded belt) همراه باگنبدهای نمکی و ذخائر نفتی سپس ناحیه تراست زاگرس (Zagros Thrust Zone) و بالاخره ناحیه داخلی زاگرس (سنندج ـ سیرجان بنا بعقیده J. Stöcklin) قابل تشخیص است . دراستداد طولی بیش از همه درناحیه داخلی مناطقی بادگرگونی مربوط بفاز کوهزائی‌آلپ نواحی دیگری با افیولیت و رادیولاریت (که تدریجاً شناخته میشود) وهسته مرکزی باطبقات پرکامبرین وجود دارد. در دید کلی‌تری این ناحیه شبیه بقسمت شرقی دماغه عمان درعربستان سعودی ساخته شده است .

مکران در ادامه امتداد کوهستان زاگرس بوسیله رخساره فلیش (Flysch) در پالئوژن مشخص گردیده است ظاهراً رخساره‌های مختلف در زاگرس و مکران بعلت وجود خط عمان (A. Gansser) ازهم جدا شده‌اند . رخساره فلیش پالئوژن درمشرق ایران نیز ظاهر میشود بعلاوه دراین نواحی ساختمان ژئوسنکینالی در دوران دوم وجود دارد . لذا مکران و مشرق ایران بوسیله غالب مطالعه کنندگان بعنوان یک واحد تکتونیکی منظور شده‌اند و میتوانند بعنوان کوهستان مکران ـ مشرق ایران منظور شوند . بطوریکه روی نقشه Gansser (نقشه IB ۱۹٦٤) قابل تشخیص‌است واحدهای تکتونیکی که ازبلوچستان بطرف غرب کشیده شده‌اند ازیک‌طرف بشمال شمال غربی درشرق ایران واز جهت دیگر بطرف غرب‌درمکران ادامه مییابند .

بنابراین کوهستانهای نامبرده البرز ، زاگرس و مکران ـ شرق ایران یک هسته مرکزی را احاطه کرده‌اند تنها بین البرز و شرق ایران یک نقطه ابهام وجود دارد وآن کوهستان شرق ایران درمشرق طبس است که بوسیله آتشفشانیهای ائوسن بلوك طبس مخفی میشود (شکل ۲ b) . درقسمتی از ناحیهٔ سبزوار (شکل ۲ b) که موقعیت تکتونیکی آن هنوز روشن نیست و بالبرز تعلق ندارد بوسیله محققین مختلف (نقشه ۱:۲٬۵۰۰٬۰۰۰ زمین‌شناسی ایران‌را ببینید) ساختمان ژئوسنکینالی اواخر دوران دوم شرح داده شده که مشابه آن درالبرز شناخته نشده است .

درشمال شرقی زاگرس یک منطقه بنام ناحیه ارومیه ـ دختر قرار دارد که توسط سنگهای آذرین ضخیم نئوژن مشخص شده و برای اولین مرتبه بوسیله J. W. Schroeder بعنوان واحد مستقلی درمقابل زاگرس شناخته شده است این واحد تقریباً درکلیه قسمتهای غربی و جنوب غربی ایران کشیده شده و رل مهمی را درتکوین تکتونیکی کوهستانهای ایران بازی میکند (نقشه ٤ و ٥) .

واحدهای شرح داده شده در بالا منطقه‌ای راکه بوسیله H. de Böckh , G. M. lees & F. D. S. Richrdson ۱۹۲۹ بعنوان Median Mass نامیده شده‌احاطه می کند. این‌قسمت‌همانطوریکه بتازگی شناخته شده عناصر تکتونیکی مختلفی را داراست. ازطرفی نقاط رسوب گذاری‌جدید درآن 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 ۵) که قبل و دراثناء کرتاسه خاصیت ارتجاعی خود را از دست داده است .

این هسته مرکزی مرکب ازطبقات ظاهر شده پرکامبرین وطبقات شدیداً چین خورده دوره کوهزائی آلپ میباشد (شکل ٤) . درطرف شرق این هسته مرکزی بنابرعقیده (۱۹٦۵ و ۱۹٦۸) J. Stöcklin بلوکهای لوت و طبس قرار می گیرند که درآنها رسوبات کم ضخامت دوران دوم و ولکانیکهای دوران سوم روی توده‌هائی را که درقدیم خاصیت ارتجاعی خود را از دست داده‌اند میپوشاند .

کوهستانهائی که هسته مرکزی ایران را احاطه می کنند و قسمت اعظم آن در دوران سوم چین خورده‌است درجنوب ایران ازطریق کوهستانهای مکران وشرق ایران درجهت شرق بطرف بلوچستان وپاکستان تا جنوب حوضه هاماند (Helmand) ودرقسمت شرق حوضه هلماند بطرف شمال تغییر جهت میدهد ازطرفی دیگر البرز بطرق شرق ادامه یافته و پس از عبور از هرات درحدود هندوکش با شاخه جنوبی مجدداً یکی میشود .

۲ ـ Median Mass و توجیه زمین شناسی ایران درقدیم .

اولین گزارشهای زمین‌شناسی درباره ایران درقرن‌نوردهم و بخصوص نیمه دوم آن منتشر شده‌است ، E. Kittl ، C. V. John ، P. H. Höfer ، A. Houtumschindler ، F. Frech ، J. Blaas E. Tietze , A.F. Stahl ، J. de Morgan و دیگران ضمن مشاهدات خود درمسافرتها اطلاعاتی درمورد انواع سنگها و فسیلها و بخصوص ذخائر معدنی داده‌اند. اولین اطلاعات مهم زمین‌شناسی ، ذخائر معدنی ومرفولوژی ایران را (۱۹۱۱) Stahl (هم‌چنین ۱۸۹۷) بتحریر درآورده است. نوشته های او متجاوز از بیست سال در توجیه ساختمان زمین‌شناسی 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 میشد که کوههای البرز و زاگرس نیز یک توده مرکزی را که درقدیم خاصیت ارتجاعی خود را از دست داده و درمرکز ایران قرار دارد احاطه میکنند .

درحقیقت کتاب ۱۹۱۱ Stahl این تأثیر را بجا می گذارد که درایران توده مرکزی متشکل ازسری سنگهای پرکامبرین که درقدیم خاصیت ارتجاعی خود را از دست داده مابین سری کوهستانهای جوان چین خورده دردوران دوم‌وسوم قرارگرفته‌است. Stahl کلیه سنگهای دگرگونی مرکز ایران را بعنوان پرکامبرین منظور می کند (گرچه قبل از دونیین دلیلی برای سن پرکامبرین نیست) او درآن هنگام شیستهای دگرگونی

واقع در کوههای زاگرس را درحوالی همدان شناخته بود. از نقشه هیدروگرافی و کوهستانهای او این نتیجه حاصل میشود که کوهستانهای چین‌خورده 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 بآسیا مطالعه داشته‌اند Median Mass ایران را معادل توده میانی درمجارستان منظور کرده‌اند.

مفهوم توده‌های میانی بوسیله L. Kober ، H. Stille ، R. Staub و E. Argand وسایرین توجیه گردیده است. بعلاوه درسال ۱۹۲۰ بوسیله E. Argand و R. Staub کوهزائی دوجانبه طرح گردید بطوریکه عدم تقارن در دوشاخه منشعب شده بعلت فشارهای خاص روی یک شاخه حاصل میگردد (درین‌جا K. Metz ۱۹۶۷ ص ۲۲٤ را مقایسه کنید). برای اولین بار (۱۹۲۱) L. Kober از کوهزائی دوگانه (Doppelorogen) با دوشاخه یکسان صحبت میکند. همزمان با وی (۱۹۲۱) H. Stille طرز فکر مشابهی را طرح میکند. او دوقسمت تشخیص‌میدهد یکی ناحیه جلوئی (Vorland) که چین‌خوردگی درآن جهت‌صورت گرفته ویکی‌ناحیه عقبی (Rückland) یا بعبارت‌دیگر توده میانی (Zwischengebirge) که ازآن چین‌خوردگی آغاز شده است.

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

مابین دو شاخه که در دوجهت عکس چین‌خورده است درهر کوهستان یک منطقه مرکزی قرار دارد، درکوهستانهای از نوع Narben typus مانند کوهستانهای آلپ رشته‌هائیکه شیب محورهای چین‌خوردگی آنها در دوجهت خلاف‌هم قرار دارد مستقیماً برخورد نمینمایند. درین‌جا نیز باید درجستجوی ناحیه ریشه‌ای بود. درناحیه ریشه‌ای میتواند توده میانی (طبقات قدیمی بدون خاصیت ارتجاعی) قرار گیرد (نوع توده میانی بنابرعقیده L. Kober) که دو رشته کوههای چین‌خورده آنرا دور میزنند.

طبق عقیده زمین‌شناسان آلپ دراوائل قرن بیستم Median Mass درحقیقت مثال خوبی از توده میانی بشمار میآمد وباین‌ترتیب کوهستانهای‌البرز و زاگرس وشرق ایران که‌ازیک حالت اورتوژئوسنکلینال بشکل آلپ چین‌خوردگی یافته‌اند یک توده میانی که درقدیم خاصیت ارتجاعی خود را از دست داده دربر می‌گیرند. درین توده میانی قدیمی‌طبقات قدیمی دگرگون‌شده بسیاری از اوقات ظاهر شده و طبقات پوشاننده بطور ناقص‌دیده میشود وفقط چین‌خوردگی نوع ژرمن (Germanotype) دارد. تصور H. Cloos (۱۹۳۹ ص ۲۳ - ٤۲۲) نیز از فلات مرکزی‌ایران که بوسیله کوهستانهای چین‌خورده احاطه میشود همین است.

وجود این توده میانی درایران مابین دو رشته کوههای کارپات ودینارکه از اروپا بطرف آسیا کشیده میشوند نیز بوسیله H. Stille و L. Kober ، A. Born ، E. Argand ، S. von Bubnoff , F. Kossmat ودیگران اظهار شده ویک تصور اساسی برای ساختمان زمین‌شناسی کوهستانهای خاورمیانه بشمارمیرفته است.

مفهوم Median Mass بعنوان توده میانی مابین دو رشته کوهستانهای چین‌خورده نوع آلپ (Alpinotype) درایران بوسیله H. de Böckh , G.M. Lees & F. D. S. Richardson ۱۹۲۹ طرح شده‌است. آنها بطور کاملاً مشخص درنقشه عمومی‌خودشان Median Mass را درمقابل کوهستانهای نوع آلپ محدود میکنند . سرحد آن را درشمال درشیب 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) « درپشت ناحیه رورانده (Nappe) توده میانی یاتوده‌وسطی کاملاً مشخص قراردارد که ما آنرا Median Mass مینامیم وقسمت‌فلات ایران‌را تشکیل‌میدهد .... Median Mass (ص ۱۳۵) ناحیه‌ای باعوامل ساختمانی مختلف است» . با نگاهی بنقشه Stahl رشته های مختلفی‌را می‌بینیم که درمرکز از سنگهای متفاوتی ساخته شده وقدیمترین آنها را سنگهای آذرین نفوذی وشیستهای دگرگون شده میسازد. آنها بوسیله طبقات کامبرین پوشیده میشوند (ص ۱۴۸) . . . حرکات نوع آلپ در Median Mass شناخته نشده‌است وحوضه Pannonian (واقع درمجارستان) و مرکز ایران دونمونه مشخص از توده میانی است .

۳ - درك کوهزائی آلپ در Median Mass

برای اولین مرتبه (۱۹۴۰ و ۱۹۳۸) E. Baier برخلاف درك گذشته مبنی براینکه کوهستانهای دوره کوهزائی آلپ درایران Median Mass را که در قدیم خاصیت‌ارتجاعی خود را از دست داده احاطه می کنند اظهارنظر کرد. مخصوصاً او باین موضوع تکیه می کند که وقایع تکتونیکی همزمان با شدت‌یکسان برروی توده میانی و کوههای حاشیه تأثیر کرده است . او درسن سنگهای دگرگونی مرکز ایران که از زمان تفحصات Stahl بعنوان پرکامبرین و حتی آرکئن منظور میشد و بعنوان توده میانی قدیمی معرفی شده بود بحث کرده‌است. Baier درین‌مورد بخصوص سنگهای دگرگونی منطقه انارك را در شمال شرقی نائین درنظر داشته است . اوگنایسهای شرح داده شده بوسیله Stahl را گنایسهای واقعی متعلق بکوهستانهای پایه ندانسته بلکه آنها را سنگهای ضعیف دگرگون شده‌ای میداند که درآنها پلاژیوکلازهائی ازنوع آلبیت مجدداً بعلت ورود سدیم تشکیل شده‌اند . این سنگهای دگرگون شده از نوع شیستهای آلبیت‌دار و کلریت‌دار ، میکاشیستهای آلبیت واپیدت‌دار و فیلیتهای آهکی بوده و بعنوان سنگهای سرحد نواحی اپی‌زون و مزوزون دگرگونی ظاهر میشوند . او درین ناحیه دگرگونی شدید از درجات عمیق را نتوانسته است مشخص کند.

این سنگها بیشتر برسوباتی (قسمتی ازآنها رسوبات دوران سوم هستند) شباهت‌دارند که درنواحی میزالیزاسیون آلپ تغییر شکل داده‌اند . (ص ۳۸۹ سال ۱۹۳۸) . همچنین او معتقد است که کوهزائی جوان کوهستانهای‌اطراف قسمت مرکزی‌را نیز (شرق‌نادویس‌دوران سوم نائین یزد) شدیداً بصورت نوع آلپ تحت تأثیر قرارداده است (ص ۳۸۹) . و بالاخره سنگهای دگرگونی ناحیه‌انارك را باطبقات ذغال‌دار لیاس تطبیق می‌دهد . اصولاً Baier باین نتیجه میرسد که شیستهای کریستالین این ناحیه برخلاف تصورات گذشته آرگئن نبوده و متعلق بلیاس است (ص ۳۹٤ سال ۱۹۲۸) .

ضمناً Baier ترتیب قرارگرفتن برخی از رسوبات را درناحیه مرکزی ایران با چین خوردگی نوع آلپ توجیه می‌کند و معتقد است که‌آهکهای تریاس (با فسیل Thecosmilia fenestrata) بصورت یک یا چند روراندگی مختلف قابل توجیه است .

توجیه‌های جدید بوسیله (۱۹٤۰ و ۱۹۳۸) Baier دارای ارزش فراوانی است زیرا نظریه سی‌ساله درباره Median Mass بعنوان یک سپر قدیمی واقع‌دربین کوههای‌چین‌خورده دوره کوهزائی آلپ را سست نمود و نه تنها افکار جدیدی‌درمورد کوهستانهای‌ایران بلکه درمورد توجیه چین‌خوردگی آلپ بهمراه آورد .

نظریات Baier درموردساختمان تکتونیکی نوع آلپ همراه بادگرگونی‌درفاصله ژوراسیک و کرتاسه بوسیله A. Gansser و J. Stöcklin و دیگران مورد قبول واقع شد ولی روراندگی‌های مورد قبول او در مرکز ایران بزودی ردشد . نقشه زمین‌شناسی حوالی انارك او نیز خیلی شماتیک‌است و نمیتواند بعنوان یک نقشه تکتونیک ناحیه‌ای ارزش داشته باشد . اما بطور مطمئن میتوان گفت همانطوریکه بوسیله Stöcklin و دیگران ابراز شده حداقل درنقاطی کوهزائی شدید نوع آلپ درمرکز ایران دیده میشود .

A. Gansser ۱۹۵۵ بخصوص باین واقعیت توجه داشته که درنواحی مرکزی ایران درخیلی از نقاط کرتاسه بالا بطورافقی یا با شیب‌خیلی کم‌ودگر شیبی زاویه‌ای روی‌طبقات‌دگرگون شده قرار دارد . چین خوردگی اواخر ژوراسیک که قبل ازپیشروی دریا درکرتاسه وسطی(۱۹۵۵ ص۲۸۹) صورت گرفته موجب تغییرات دگرگونی درسنگهای ژوراسیک گردیده است . او این چین‌خوردگی را نوع آلپ دانسته اما درمورد تأثیر چین‌خوردگی بصورت روراندگی باندازهBaier مصر نیست . بعلاوه مشکلاتی برای توضیح دگرگونی آلپ میبینند زیرا که سری طبقات ضخیم بالائی وجود ندارد (۱۹۵۵ ص ۳۰۰) .

درین اثناء نقشه زمین‌شناسی ایران بمقیاس ۱:۲٬۵۰۰٬۰۰۰ 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 قبل‌ازدونیین (Pre-Devonian) وقسمتی‌بطورکاملاً واضح بعنوان پرکامبرین نمایش‌داده شده‌اند . در مقابل این دگرگونی درجه پائین‌تری ازدگرگونی نیز در رسوبات ژوراسیک

کوهستانهای زاگرس ظاهرمیشود و حتی درطبقات کرتاسه نزدیک اراك (شمال غرب اصفهان) قابل دید است. هم‌چنین نیز سری ژوراسیک که درمرکز ایران بین یزد وبافق کشیده شد، درهمه‌جا 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 کرمان و ساغند ارائه داده‌اند. آنها توانسته‌اند براساس نقشه جالب زمین‌شناسی بامقیاس ۱:۲۵۰،۰۰۰ همراه بامقاطع و برداشتهای چینه شناسی دقیق چین‌خوردگی آلپ را دراین ناحیه دقیقاً بیان کنند. بنظر آنها چین‌خوردگی آلپ درین ناحیه از نوع آلپ بوده و دربرخی نقاط آرام و در نقاط دیگر شدید وپیچیده 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 چین خوردگی و رسوب گذاری از غرب ناحیه بطرف مشرق حرکت کرده بطوریکه درطرف مشرق فاز کوهزائی Austrian (قبل از Cenomanian) بعنوان کوهزائی پایه صورت گرفته است (شکل ۴۷ و ۴۸ کار اشاره شده درفوق) و درمقابل فاز کوهزائی Sub-Hercynian (Prägosauische) وجود ندارد. ناحیه درمرحله آخر بصورت آلپینوتیپ درفاز لارامید (Laramide) (از Maastrichtian تا سرحد کرتاسه-ترسیری) چین‌خورده است (ص ۱۶۷).

درحال 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 درآینده باید مورد تجدید نظر قرارگیرد. بهرحال درمورد چین‌خوردگی نوع آلپ (ص ۱۹۶۸، ۱۲۵۶) Stöcklin اظهارنظر می‌کند که «قسمت عمده ایران شامل مرکز ایران کلیه مراحل کوهزائی نوع آلپ را درطی دورانهای دوم وسوم طی کرده‌است». بهمین ترتیب سنگهای دگرگونی ژوراسیک «زونهای متامرفیسم آلپ» (۱۹۶۵ و ۱۹۶۸) نیز مشمول این نظریه میگردد. آنچه که معادل توده میانی میتواند باشد بنظراو بدو بلوك طبس و لوت واقع درکویر لوت محدود میشود (۱۹۶۸ ص ۱۲۵۳ و شکل ۶۳). بنظر به‌آئین (۱۹۷۰) سنگهای دگرگونی قدیمی حوالی بافق درچین‌خوردگی شدید بعد از ژوراسیک قبل ازکرتاسه از نظر امتداد تحت تأثیر قرارگرفته است.

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

میانی سابق میگردد چین‌خوردگی شدید دوره کوهزائی قدیمی آلپ وجود دارد (نقشه ٥) . ازجمله طبقات ژوراسیک مابین بافق و یزد قبل ازکرتاسه شدیداً تحت فشار قرارگرفته وبطورمشخصی با تمایل بطرف غرب چین‌خوردگی یافته‌اند (نقشه ٢) . درین نواحی وهم‌چنین ناریکان ، وکرمان و شمال نائین دگرگونی مربوط به‌چین‌خوردگی‌آلپ تقریباً قابل تشخیص نیست. فقط میتوان دربرخی نقاط تنها ازیک‌حالت‌دگرگونی فوق‌العاده ضعیف (Anchi metamorphose) صحبت کرد . اصولاً باید چین‌خوردگی دوره آلپ قدیمی همراه با دگرگونی ضعیف‌ومحلی‌را ازکوهزائی‌قبل‌ازکامبرین بادگرگونی شدید از درجه اپی‌زون تاکاتازون جداکرد . درمقابل طبقات ژوراسیک در زاگرس درناحیه‌ای مابین همدان و گلپایگان شدیدتر دگرگون شده‌اند معذلک فقط درجه اپی‌زونال‌را نشان میدهد. درین‌جا نیز باید دگرگونی شدیدترکوهستانهای پایه راکه مربوط بقبل ازکامبرین است از دگرگونی ضعیف ژوراسیک جدا نمود .

٤ ـ کوهزائی پرکامبرین درایران :

این واقعیت ثابت شده‌که مرکز ایران توده میانی‌که خاصیت ارتجاعی خود را درقدیم از دست داده نیست و درمرحله کوهزائی آلپ شدیداً چین‌خورده است نباید موجب شود که تصورکنیم درایران‌واقعاً پرکامبرین موجود نیست بلکه موجود بوده واز دوران اول بوسیله یک‌دگرشیبی تند زاویه‌ای (Assyntic) جدا میگردد . این موضوع نه تنها برمرکز ایران صادق است بلکه مشمول قسمتی از البرز و زاگرس نیز میشود . دربرخی از نقاط توده‌های قدیمی دربین کوههای چین‌خورده جدید ظاهر شده و ساختهای مجدداً چین خورده را نشان میدهد . درنقاط دیگری‌ازجمله مرکز ایران این‌طبقات قدیمی تحت تأثیر چین‌خوردگی جدید قرار نگرفته و جهت تکتونیکی دیگری غیر از جهات تکتونیکی بعد ازکامبرین یا دوره آلپ را نشان میدهد (R. Huckriede , M. Kursten & H. Venzlaff ١٩٦٢ و به‌آئین ١٩٧٠) .

سنگهای پرکامبرین برای اولین مرتبه توسط Stahl ١٩١١ شرح داده شده‌اند بدون اینکه بتواند سن آنها را ثابت کند زیراکه درزمان‌او طبقات قبل از دونبین توسط فسیل اثبات نشده بود . رسوبات کامبرین اولین مرتبه بوسیله G. M. Lees (١٩٢٧) و W. B. R. King (١٩٣٠) . شناخته شدند. بدینوسیله دگرشیبی‌پرکامبرین رابطورمطمئن H de Böckh , G.M. Lees & F.D.S. Richardson (١٩٢٩) توانستند ثابت کنند. براساس‌اینکه طبقات کامبرین درگنبدهای نمکی‌جنوب H. Stille (١٩٥٨ و ١٩٤٨) غربی ایران باولکانیک‌های تیپیک نوع بعدازکوهزائی‌همراه هستند باین نتیجه میرسد که کوهزائی‌شدیدی قبل ازکامبرین بوقوع پیوسته است. بعقیده او باید کوهزائی Assyn tic ناحیه پنجاب بداخل‌ایران ادامه یافته باشد (H. Stille ١٩٥٨ شکل ١١ را ببینید) . M. kursten & H. Venzlaff (١٩٦٢) و R. Huckriede توانسته‌اند براساس نقشه‌برداری دقیق زمین شناسی وجود دگرشیبی زاویه‌ای مربوط بفاز Assyntic را مابین طبقات پرکامبرین احتمالاً آلگونکین جوان سری مراد و سری طبقات کامبرین وسطی با

تریلوبیتهای مشخص ثابت کنند .

بعد ازآنکه درباره دگرشیبی زاویه‌ای Assynitic و هم‌چنین دگرگونی سری طبقات پرکامبرین گزارش گردید اشتوکلین Stöcklin نیز با جستجوهای شخصی خلاصه‌ای ازوضع چین‌خوردگی Assynitic را تحت نام انفراکامبرین[1] - (۱۹۳۸ ص ff ۱۲۳۵ 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 Assyntic که بیک دگرشیبی زاویه‌ای زمانی محدود میشوند بیک واحد تکتونیکی تعلق دارند .

به‌آئین ۱۹۷۰ یک‌دگرشیبی قدیمی‌تر درحوالی بافق درمرکز ایران‌وغرب کویر لوت شناخته‌است. 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 وخود این‌طبقات مجدداً بطور دگرشیب و با کنگلومرای‌دیگری بوسیله طبقات کامبرین پوشیده می‌شوند درین‌جا دوکوهزائی پرکامبرین که اولی آلگومیین و دومی Assyntic است قابل اثبات میباشد . لذا زیر بنای کوهستانهای ایران بعنوان دومرحله‌ای قابل توجیه‌اند .

۵ - سؤال درمورد کوهزائی کالدونیین و واریسیین :

همانطوریکه G.M. Lees & F.D.S. Richardson (۱۹۲۹) و H. de Böckh اشاره نموده‌اند طبقات قدیمی توده میانی را رسوبات ناقص دوران اول‌میپوشانند . A. Rivière (۱۹۳٤) درارتباط با این موضوع برای اولین مرتبه ثابت میکند که بین رخساره البرز و مرکز ایران شباهت فوق‌العاده نزدیک وجود دارد واین‌موضوع را بعدها Stöcklin تأییدمینماید . کلیه مؤلفین بعدی‌هم‌چنین Schröder (۱۹٤۳) از رسوبات کم ضخامت ناقص دگرگون نشده دربرخی از نقاط مرکزی وحتی کلیه ایران صحبت می کنند . Stöcklin (۱۹٦۸) حالت فوق را برای همه ایران بطور مشخصی بیان نموده است. بنظر او درکلیه ایران رسوبات یکنواخت‌قاره‌ای یادریای کم عمق (Epicontinental) دوران‌اول تا تریاس تحتانی یا میانی‌روی سپر قدیمی را پوشانیده است . رسوبات قاره‌ای یا دریای کم عمق متناوباً همراه با نبود رسوب گذاری تغییر میکند . ضخامت کلی طبقات از انفراکامبرین تا تریاس وسطی بطور متوسط ۳۰۰۰ تا ٤۰۰۰ 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 . بطورکلی مجموعه ایران در دوران اول پایداری بزرگ تکتونیکی و حالت و مشخصات پلات فرم را درمفهوم بکار برده شده بوسیله E. Hills

---

۱) انفراکامبرین که بوسیله Stöcklin بکار برده شده علامت مناسبی نیست ازآنجائیکه کامبرین پائین را نیز دربردارد معادل سری - ریزو درکرمان یا سری هرمز Pilgrim و درمرکز البرز معادل سری سلطانیه است .

(۱۹۶۳ ص ۱۶ و ۳۱۵ و ۱۹۶۸ Stöcklin ص ۱۲۳۳) نشان میدهد .

با توجه باین وضعیت وجود کوهزائی کالدونیین درکلیه نواحی ایران شناخته نشده و این موضوع را ۱۹۵۵ A. Gansser و ۱۹۶۸ J. Stöcklin وجمعی دیگر تذکر داده‌اند. درکوهستانهای البرز دونیین بالا بدون دگرشیبی زاویه‌ای روی کامبرین قرار می گیرد . حرکات کالدونیین درین نواحی فقط اپی‌روژنز هستند (۱۹۳۸ Riviére) . درآذربایجان دونیین وسطی بطور هم‌شیب روی سنگهای دگرگونی (۱۹۶۸ Vache) متعلق به قبل از دونیین و یا شاید پرکامبرین قرار می گیرد. درمرکز ایران بنظرمیرسد که حرکات کالدونیین بصورت کاملاً محلی‌قدم ازمرحله اپی‌روژنز فراتر نهاده وبخصوص درنقاطی که دونیین با رخساره « old red » دیده میشود. (۱۹۲۸ G.M. Lees & F.D.S. Richardson و H. de Böckh ص ۱۵۵ ، ۱۹۶۲ M. Kursten & H. Venzlaff و R. Huckriede ص ۱۶۱ ، ۱۹۶۸ و ۱۹۶۵ J. Stöcklin ص ۱۲۳۸ ، ۱۹۶۸ A. Ruttner , M. Nabavi , Hajian) .

۱۹۶۶ Thiele فکر جدیدی درمورد کوهزائی واریسیین ارائه داده است. او بطورکلی هرگونه دگرگونی دوران دوم را رد نموده است . او سری سنگهای دگرگونی پرکامبرین و سری واریسیین وقبل از پرمین را تشخیص میدهد وبعبارت دیگر سری سنگهای چین خورده و دگرگون شده واریسیین را مشخص نموده است . بعقیده او دوران دوم نباید آلپینوتیپ چین‌خورده باشد وسنگهای‌دگرگونی مرکز ایران به‌قبل ازچین‌خوردگی آلپ تعلق دارند .

عقیده Thiele بطور صحیح وکاملاً بحق از طرف دیگران بخصوص Stöcklin مورد اعتراض قرارگرفته است. دیگر مطلعین نیز هنوز درهیچیک ازنقاط ایران‌فازکوهزائی واریسیین‌را نتوانسته‌اندمشخص کنند. فقط دربرخی نقاط ممکن است زیر پرمین نبود رسوب‌گذاری و بصورت محلی دگرشیبی‌های ضعیفی دیده شود .

اساساً این موضوع قابل اثبات است که در رسوبات اپی کنتیننتال ایجاد شده در دوران اول درتمام ایران کوهزائی کالدونیین و واریسیین صورت نگرفته‌است وفقط بصورت محلی‌حرکاتی پیش‌رفته‌تر ازحرکات اپی‌روژنز پدید آمده‌اند .

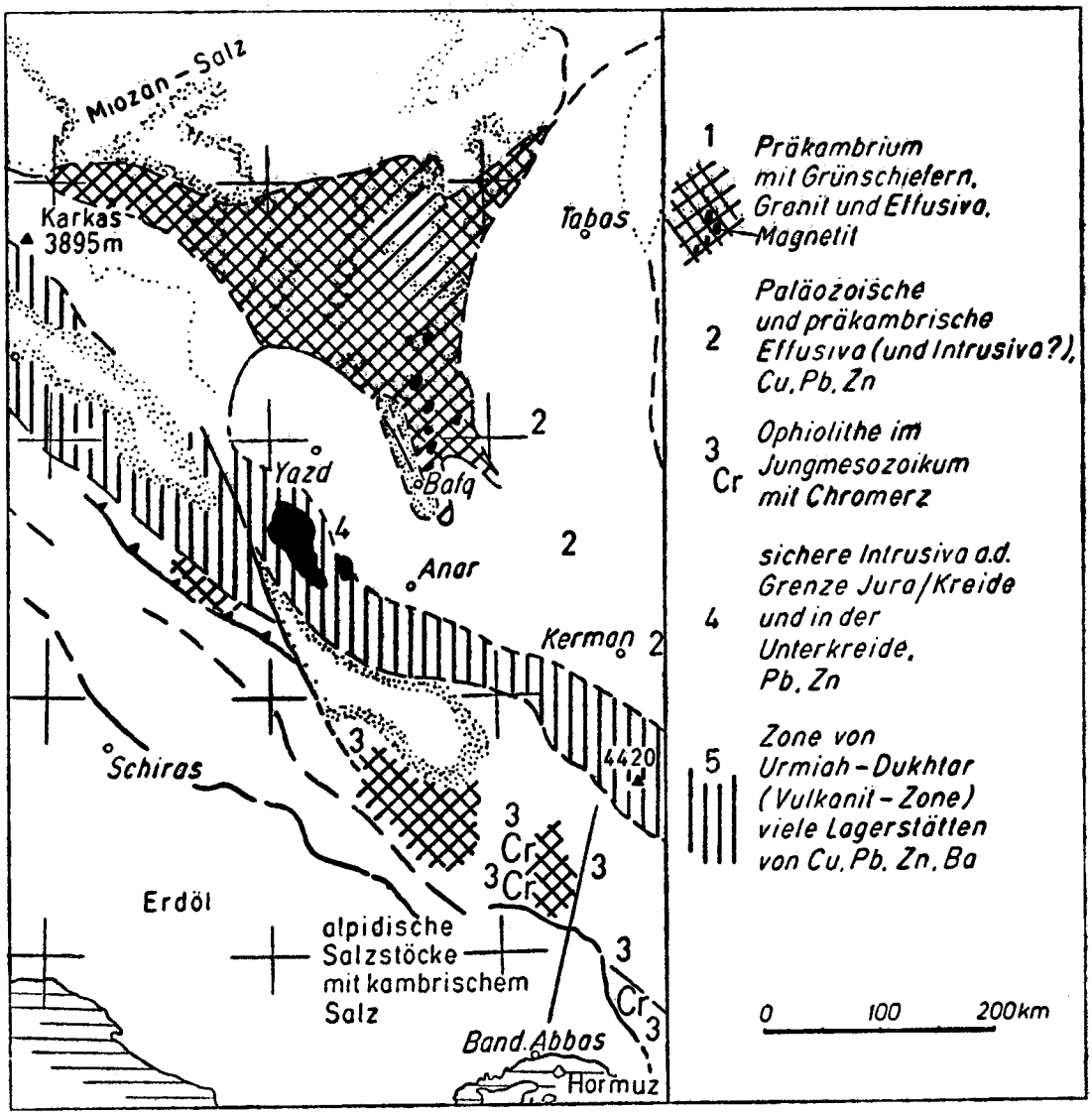
۶ - شروع مرحله کوهزائی آلپ :

مرحله کوهزائی آلپ بنابرعقیده Stöcklin (۱۹۶۸ ص ۴۶ - ۱۲۴۵) در اواخر تریاس آغاز میگردد درین زمان Eugeosynclinal واقعی زاگرس‌شدیداً نشست می کند با این حرکت‌دوره طولانی‌آرامش از نظرکوهزائی ازشروع کامبرین بوسیله « زمینه ساختمانی جدید » (۱۹۶۸ Stöcklin) بوسیله یک‌انقطاع (۱۹۲۹ H. de Böckh et al) ازبین میرود[1] .

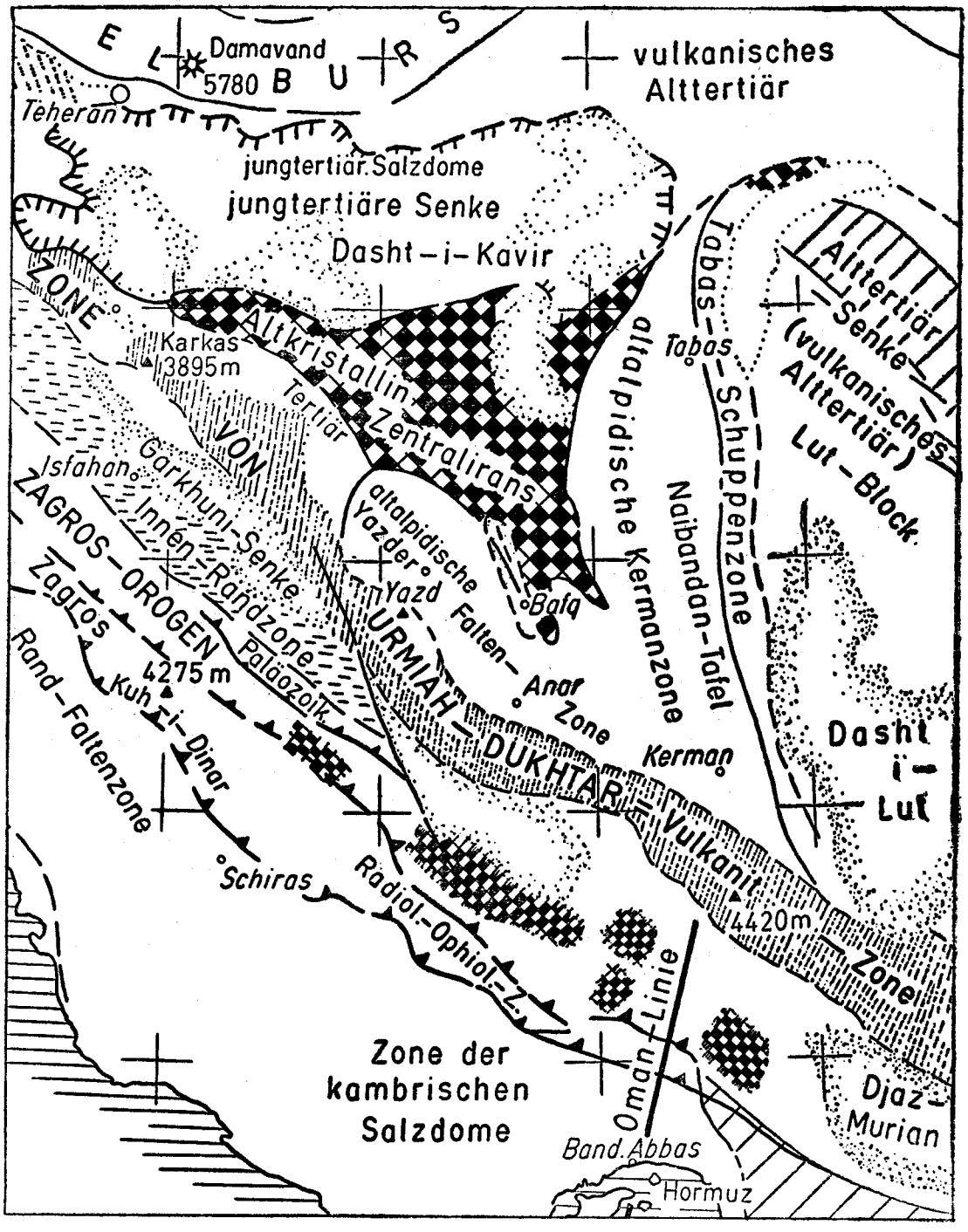
۱- بعقیده (۱۹۲۹ H. de Böckh et al) این حرکت درانتهای دوره ژوراسیک واقع شده‌که Stöcklin آنرا اصلاح نموده است .

بعقیده Stocklin (۱۹۶۸ ص۱۲۳۳) تبدیل شرایط اپی کنتیننتال وپلات فرم به‌ژئوسنکلینال فقط درکوهستان زاگرس و درمنطقه کویت داغ درمکران وکوهستانهای مشرق ایران صورت گرفته است . درمقابل شرایط اپی کنتیننتال درمرکز ایران وهم‌چنین البرز در ژوراسیک وکرتاسه‌ادامه یافته است. باین ترتیب بطور روشنی Stöcklin عقیده (۴۰ و ۱۹۳۸) Baier را درین‌مورد کـه ژئوسنکلینال آلپ را بصورت Pennin درمرکز ایران دیده است رد می کند .

درین‌جا باید باین‌موضوع توجه کرد که گرچه درمرکز ایران ژئوسنکلینال بصورت واقعی Pennin تشکیل نشده ولی‌ازحالت‌اپی کنتیننتال نیز نمیتوان صحبت کرد. زیرا رخساره شیلی وماسه‌ای‌اوائل ژوراسیک با لایه‌های ذغال درهرحال رسوبات اپی کنتیننتال نمیتواند باشد . ضخامت این رسوبات که دربرخی نقاط از



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



شکل ٤ ـ واحدهای تکتونیکی درمرکزایران وحوالی آن

۱۰۰۰ متر متجاوز است دلیل قانع کننده برای نشست شدید ناحیه و خواص ژئوسنکلینال است (نقشه ۳ را ببینید) . این حالت بوسیله رسوبات بعدی نیز تأیید می گردد .

Huckriede et al ۱۹۶۲ درمحدوده کرمان بطورصحیح درسرحد تریاس و ژوراسیک دوره آلپ را با سیکل جدید اوروژنز تشخیص داده‌اند. 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 ماسه‌ای ژئوسنکلینالی با ضخامت زیاد تغییر می کند و لذا آنها از حوضه رسوب گذاری زرند صحبت می کنند .

باین ترتیب این نتیجه حاصل میشود که درانتهای تریاس یاسرحد تریاس - ژوراسیک واقعاً در کلیه نقاط ایران تغییر از حالت اپی کنتینتال دوران اول بسوی مرحله آلپ اتفاق می‌افتد. باین ترتیب مخصوصاً در زاگرس اورتوژئوسنکلینالی تولید میشود که تا کرتاسه بالا ادامه یافته است (نقشه شماره ۳) . هم‌چنین نقاط دیگری از جمله مرکز ایران در ژوراسیک یا کرتاسه پائین نشست‌هائی بامقیاس ژئوسنکلینالی نشان‌میدهد .

هرچند این تغییر حالت حوضه رسوب گذاری در انتهای تریاس آغاز مرحله آلپ را نشان میدهد مع‌الوصف نمیتوان از یک فعالیت کوهزائی صحبت کرد . این حالت درانتهای تریاس ویا در ژوراسیک در همه‌جا تنها بعنوان تشدید فعالیتهای اپی‌روژنتیک 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 درنتیجه بالا - زدگیهای قبل از لیاس (Rivière ۱۹۳٤ ص ۱۸۱) و یا حتی قبل از Rät (ص ۱۵٦ ، ۱۹٦۲ Huckriede et al) افزایش مییابد . بعقیده Stöcklin (۱۹٦۸ ص ۱۲٤) ژوراسیک حتی دربرخی نقاط روی طبقات پرکامبرین را فرا می گیرد . هم‌چنین 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 (۱۹٦۸ ص ۱۲۵۰) اشاره شده گسلهای کششی است که موجب تولید هورست و گرابن مثلاً دربلوک لوت گردیده است .

۷ - کوهزائی قدیمی آلپ ، تشکیل هسته مرکزی ایران

اولین چین‌خوردگی یا کوهزائی شدید درایران درسرحد ژوراسیک کرتاسه ظاهر میگردد . این فاز کوهزائی بوسیله H. Stille فاز کوهزائی کیمرین جوان (Late Kimmerian) نامیده شده است پس ازآنکه A. F. Stahl (۱۹۱۱ ص ۱٤) کرتاسه پائین را بافسیلهای مشخص ذکر کرد H. de Böckh و همکارانش اولین حرکات کوهزائی را درسرحد ژوراسیک وکرتاسه برای اولین مرتبه شرح دادند . J. W. Schroeder (۱۹۳٤ ص ٦۱) بیک مرحله بالازدگی (Emersion) قبل ازکرتاسه پائین درالبرز و درمرکز ایران اشاره می کند . Huckriede et al (۱۹٦۲ ص ۱٦٦ - ۱٦۵) چین‌خوردگی سرحد ژوراسیک - کرتاسه را درنواحی شمال کرمان براساس تعیین فسیل بطوردقیق ثابت می کنند . A. Gansser (۱۹٦۵) و J. Stöcklin (۱۹٦۸ ص ۱۲٤۲) آثار «حرکات انتهای ژوراسیک ابتدای کرتاسه » را ذکر نموده و دگرگونی ضعیفی را در ارتباط با این حرکات پذیرفته‌اند . Gansser (۱۹٦۵) از دگرگونی خیلی ضعیف صحبت نموده وشاید بتوان این متامرفیسم را بعنوان دگرگونی خفیفی تادرجه ضعیفی از اپی‌زون مشخص کرد . براساس مطالعات نگارنده دگرگونی درمرکز ایران مابین بافق و یزد بزحمت ازحالت دگرگونی خفیف

خارج میشود . درمقابل درکوهستانهای زاگرس شیستهای تغییر شکل یافته‌ای ظاهر میشوند که از درجه اپی‌زون بوده و دگرگونی آنها بطور مطمئن دیرتر و درکرتاسه پائین یا بعد ازآن صورت گرفته است .

با چین‌خوردگی کیمرین جوان (قبل ازکرتاسه) توده‌های نفوذی گرانیت و دیوریت همراه‌هستند (شکل ۳) . ازجمله درمرکز ایران توده‌های نفوذی در ژوراسیک درحوالی شمال شرق و جنوب غرب یزد دیده میشوند .

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

در روی نقشه شماره ٤ بوضوح قابل تشخیص است که چین‌خوردگی کیمرین جوان (قبل‌ازکرتاسه) ناحیه داخلی‌ایران‌را تحت تأثیر قرار داده وبخصوص درنواحی بافق - یزد وکرمان توسعه یافته است. ازین نواحی مرکزی چین‌خوردگی بطرف غرب تا حوالی اصفهان ادامه یافته و آثار آن تا قسمت داخلی ناحیه سنندج - سیرجان قابل تشخیص‌است. درجهت غربی یعنی در داخل کوهستان زاگرس آثار آن ازبین‌میرود.

درالبرز، مکران وکوهستانهای شرق ایران چین‌خوردگی قبل ازکرتاسه وجود ندارد .

چین‌خوردگی قویتری درایران مابین کرتاسه پائین وبالا ظاهر میگردد که ناحیه تحت تأثیرآن‌هنوز ازچین‌خوردگی قبل ازکرتاسه وسیع‌تر است (نقشه شماره ٤) . 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 قرارگرفته است . همچنین Huckriede et al ۱۹۶۲ (ص ۱٦٦ و ۱٦۷) درکرمان و اطراف آن پیشروی دریای سنومانین را روی طبقات قدیمی‌تر حتی کامبرین ثابت نموده‌اند . (بعقیده آنها درین ناحیه فعالیت تکتونیکی از قبل کرتاسه آغاز شده و درجهت شرق جوانتر می گردد) .

درکوههای زاگرس به‌همراه چین‌خوردگی کرتاسه وسطی دگرگونی از درجه‌ای اپی‌زون ممکن است باشد که قسمتی ازآن تاکرتاسه پائین بنظر میرسد (نقشه زمین شانسی $\frac{۱}{۲۹۰۰۰۰۰}$ ۱۹۵۹). همچنین توده‌های گرانیتی و دیوریتی بآن تعلق دارند .

همانطوریکه از روی نقشه ۲ و ٤ نتیجه میشود چین‌خوردگی قبل ازکرتاسه فقط محدود به قسمت مرکزی ایران است . چین‌خوردگی کرتاسه وسطی ازین نقاط بتدریج شروع شده و بطرف کوههای احاطه کننده مرکز ایران پیش رفته است (نقشه شماره ٤) در نواحی خارجی کوهستانها هردوچین‌خوردگی وجود ندارد .

درمرحله بعد بایدبگوئیم که ناحیه مرکزی‌ایران بوسیله دوچین‌خوردگی کرتاسه خاصیت ارتجاعی

خود را از دست داده و از چین خورد گیهای جوانتر تحت تأثیر قرار نگرفته است . چین خورد گیهای جوانتر فقط درحاشیه تأثیر می کنند . درمقابل این موضوع کوههای احاطه کننده مرکز ایران همه‌جا تحت تأثیر چین خورد گیهای جوانتر از کرتاسه واقع گردیده است . در زاگرس، مکران، شرق ایران و البرز این چین - خورد گیهای بعد از کرتاسه برچین‌خورد گیهای کرتاسه از نظر شدت و وسعت پرتری داشته و یا جانشین آنها درین نواحی هستند . همانطوریکه درین نواحی‌خارجی‌این‌چین‌خورد گیها اولین‌چین‌خورد گی‌نوع آلپ میباشند . بنابراین درهمه‌جا چین‌خورد گی ازمرکز ایران بطرف کوهستانهای‌احاطه کننده و مناطق اطراف‌حرکت کرده بطوریکه تمایل چین ها (باستثناء قسمتهای جنوبی البرز) در همه نقاط بطرف خارج از مرکز ایران میباشد (نقشه شماره ٥) .

با این ترتیب میتوان‌درانتهای دوره کرتاسه درایران‌دوناحیه مختلف تکتونیکی را ازهم جدا کرد . کوهستانهای احاطه کننده خارجی (زاگرس - مکران - مشرق ایران - البرز) که درانتهای کرتاسه فقط قسمتی از آنها تحت تأثیر چین خورد گی واقع شده و یا اینکه قسمتهای خارجی آنها اصلاً تحت تأثیر واقع نشده است .

درنتیجه درانتهای کرتاسه درمرکز ایران یک منطقه سپر شده (خاصیت ارتجاعی خود را از دست داده) درمقابل ناحیه محرك کوهستانهای احاطه کننده که درحال چین‌خوردن میباشد قرارگرفته است . این ناحیه مرکزی را که درکرتاسه خاصیت ارتجاعی خود را از دست داده است من بنام هسته مرکزی ایران (Interior Iran-core) مینامم (نقشه ٥) . محدوده این هسته مرکزی کاملاً با توده میانی H. de Bökch Median Mass و دیگران و یا مرکز ایران درمفهوم بکار برده شده بوسیله Stöcklin تطبیق نمی کند . حدود هسته مرکزی ایران که بشکل مثلث است از شرق کوههای ولکانیکی کرکس (٣٨٩٥ متر) واقع درشمال غرب شروع شده (کوههای کرکس بهسته مرکزی متعلق نیست) و درکناره جنوبی ناحیه رسوب گذاری‌اواخر دوران سوم دشت‌کویر ادامه یافته تا بسنگهای دگرگونی ... کیلومتری شمال طبس برسد سپس در امتداد ناحیه گسل طبس پیش میرود تا ازکرمان عبورکند و سپس حد غربی‌آن درجهت شمال غرب‌ازغرب انار، یزد مابین‌نائین‌وانارك عبورمینماید تابقله کرکس برسد . قسمتی‌ازبلوك طبس و بلوك لوت درمفهوم بکاربرده شده بوسیله (١٩٦٨ و ١٩٦٥) Stöcklin بهسته مرکزی ایران تعلق‌دارد .

سپر شدن هسته مرکزی ایران در دوره کرتاسه معادل با بالا آمدن این ناحیه درخاتمه و بعد از کرتاسه تا بامروز میباشد . (١٩٤٣) J. W. Schroeder باین مسئله توجه نموده و متذکر شده است که رسوبات دریائی وسنگهای ولکانیک ائوسن فقط درحاشیه مرکز ایران قرارگرفته‌اند (دراین‌جا Huckriede et al ١٩٦٢ را ببینید) . دلیل مشخص برای بالا آمدن هسته مرکزی ایران کنگلومرای دانه درشت‌انتهای کرتاسه اوائل پالئوسن درکرمان و بافق‌است (نقشه شماره ٥) و نیز در اواخر ترسیر رسوبات قاره‌ای حاصل

شده‌اند . برای پلیوسن و پلیستوسن بالا آمدن شدید و تقسیم‌بندی به‌برجستگی و فرورفتگی (قسمتی بعنوان صحراهای مرتفع) و سپس تا بامروز رسوب گذاری رسوبات‌آواری دانه درشت در دره‌های اواخر دوران سوم از مشخصات ناحیه است .

با این ترتیب هسته مرکزی‌ایران بوسیله از دست‌دادن خاصیت ارتجاعی خود درکرتاسه، نبودن چین‌خوردگی‌قوی بعد ازکرتاسه ، موقعیت مرتفع و بالاخره نقاط رسوب گذاری نئوژن در داخل خودمشخص است . گاهی میتوان یک هسته قبل ازکرتاسه را (که درسرحد ژوراسیک کرتاسه خاصیت ارتجاعی خود را از دست داده است) جدا نموده و آنرا تقریباً بعنوان توده میانی‌آلپ قدیمی مشخص کرد (نقشه شماره ۲) . باید باین امکان اشاره شود که چین‌خوردگی قبل ازکرتاسه درواقع شامل منطقه محدودی میگردد . موقعیت واقعی حالت مرکز مابین کوهستانهای جوان احاطه کننده و تأثیر مشخص تکتونیکی روی آنرا درابتدا هسته مرکزی ایران میپذیرد (قسمت بعد را ببنید) .

من در هسته مرکزی ایران فقط قسمتهای غربی از بلوك طبس و بلوك لوت را درمفهوم بکار برده شده بوسیله Stöcklin وارد می کنم . بلوکهای طبس‌ولوت درحقیقت فقط کمی چین خوردگی نشان‌میدهند وبنظر اشتوکلین Stöcklin بعنوان‌بلوکهای سپر شده قدیمی مورد قبول‌می‌باشند . اما درمقابل هسته‌مرکزی ایران درین نواحی دراثناء اوائل دوران سوم نشستهائی 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) :

چین‌خوردگی لارامید که از انتهای دوره کرتاسه تا اوائل ائوسن اثری می کند با توجه باینکه رسوبات ائوسن شدیداً دگرشیب قرار می گیرند بدون شک شدیدترین و وسیعترین چین‌خوردگی درخارج از ناحیه مرکزی ایران است . این دید بوسیله کلیه افرادیکه روی تکتونیک ایران کارکرده‌اند از H. de Böckh et al (۱۹۲۹) تا Stöcklin (۱۹۶۸) بیان گردیده است .

وسعت چین‌خوردگی لارامید روی‌نقشه شماره ٤ قابل‌دیداست این چین‌خوردگی درنقاط زیر موجود نیست .

۱ - کاملاً خارج باین معنی که درناحیه خارجی یا بعبارت دیگر چین های حاشیه‌ای زاگرس ، درقسمتی از رشته کوهستانهای شرقی و همچنین درکویت داغ ، درین نواحی رسوب گذاری ازسرحد کرتاسه و ائوسن عبورکرده و بدون وقفه درائوسن ادامه مییابد .

۲ - کاملاً داخل باین معنی که درناحیه مرکزی ایران کوهستانها ازسطح آب دریا بالا میآیند، چین‌خوردگیها فقط از نوع گرمانوتیپ بوده و کنگلومرای دانه داشت (کنگلومرای کرمان درنواحی بافق و کرمان) رسوب مینماید .

باین ترتیب بعلت حوادث تکتونیکی درسرحد کرتاسه ـ ائوسن میتوان نواحی مختلفی را ازنظرزمانی 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 درآنها ،

قسمت میانی : نواحی تحت تأثیر چین خوردگی شدید .

درنتیجه تأثیر این نیروهای مختلف تکتونیکی درفاصله کرتاسه وترسیر نیروهائی درکلیه کوهستانهای ایران ایجاد میشود که نتایج تکتونیکی و ماگمائی آن در دوران سوم مشهود میگردد .

۹ ـ فعالیت ماگمائی قبل و بعد ازچین خوردگی لارامید .

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

درکرتاسه بالا قبل از حوادث چین خوردگی لارامید دربرخی 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 وحاکی ازتوسعه کامل ژئوسنکلینالی درخارج ازمحدوده 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 کرومیتی قابل اهمیت ایران (۳) با این سنگهای ولکانیکی رسوبی Coloured Melange در ارتباط است (Stöcklin ۱۹۶۸ ص ۱۲٤٤) . هم چنین باین رخساره ژئوسنکلینالی رادیولاریت و افیولیت تعلق دارد . شاید قسمتی از ولکانیکهای قبل از ائوسن که (۱۹٤۳) Schroeder آنرا از ائوسن جدا می کند متعلق باین سری باشد .

فعالیت ماگمائی قابل اهمیت بعدی که غالباً آتشفشانی است بعد از چین خوردگی لارامید و در اوائل ائوسن و درحقیقت لوتسین بوقوع پیوسته است (Schroeder ۱۹۳٤ ، توضیحات نقشه ۱:۲٬۵۰۰٬۰۰۰ Stöcklin ۱۹۶۸ و دیگران) . این سری بعنوان ولکانیک های ائوسن یا سری سبز (اخیراً در البرز بنام تشکیلات کرج) نام گذاری شده است . این سری درایران گسترش وسیعی دارد ، هرچند درنواحی معینی دیده میشود بخصوص درنقاطی که تحت تأثیر چین خوردگی لارامید قرار گرفته است (نقشه ٥) . بنابراین

---

۳ ـ ذخائر کرومیتی و رادیولاریت وافیولیت سابقاً در ژوراسیک و کرتاسه پائین قرار داده شده بود و نقشه ۳ براساس این مفهوم رسم شده است.

این سری همانطوریکه H. de Böckh etal ۱۹۲۹ ، Schroeder ۱۹۳٤ و Walter ۱۹٦۰ شرح داده‌اند درناحیه ارومیه ـ دختر مابین هسته مرکزی ایران و کوههای زاگرس دیده میشود . علاوه براین درکویر لوت با افزایش ضخامت بطرف شرق (نقشه زمین‌شناسی ایران ۱:۲٬۵۰۰٬۰۰۰ ، ٦۸ و ۱۹٦۵ Stöcklin ، Ruttner et al ۱۹٦۸) وبالاخره درقسمت‌جنوبی‌البرز باوسعت وضخامت زیاد (۱۹۳٤ Rivière ودیگران) از آذربایجان تا مشهد ظاهر میشود . بعلاوه دربرخی نقاط دیگر آثاری‌ازآن وجود دارد . درمقابل درناحیه خارجی زاگرس ، درمکران ، درکوپت داغ و هم‌چنین تا اثراتی‌جزئی درهسته مرکزی ایران وجود ندارد .

دربسیاری ازنقاط ولکانیکهای‌ائوسن قبل‌ازآغاز الیگوسن و کوهزائی پیرینه خاتمه مییابد . دربرخی نقاط دیگر مانند منطقه ارومیه ـ دختر این فعالیت ولکانیکی با کاهش تدریجی درتمام ترسیری وپلیستوسن تا عهد حاضر ادامه مییابد . با ولکانیکهای‌دوران سوم هم‌چین درناحیه ارومیه ـ دختر کانیهای رنگین مس مشاهده میشود . تراسهای وسیع‌تر اورتن در نواحی مختلف بآخرین فعالیت ولکانیکی این مرحله تعلق دارد .

۱۰ ـ نواحی گسسته شده درهسته مرکزی ایران .

درقسمت ۷ توضیح داده شد که هسته مرکزی ایران که درکرتاسه بالا حالت ارتجاعی خود را از دست داده ازکوهستانهای حاصل ازچین خوردگی لارامید وجوانتر احاطه گردیده‌است . کوهستانهای‌جوانی که هسته مرکزی ایران را احاطه می‌کنند غالباً بطرف خارج ازاین هسته مرکزی چین خورده‌اند[٤] (نقشه شماره ۲) . بعلت این تکوین تکتونیکی متقابل کششهائی درکوهستانها حاصل میشود و بخصوص این کششها درتوده‌های مابین هسته مرکزی‌ایران و کوهستانهای‌درحال چین‌خوردگی زاگرس مشخص هستند درین قسمت یک سری نواحی گسسته شده ظاهر میشود که برشهای آن موجب تعادل مابین نواحی مختلف گردیده است . این ناحیه بعنوان ناحیه ارومیه ـ دختر درکلیه قسمتهای غربی و جنوب غربی ایران کشیده شده است (نقشه شماره ٥) و بطورکلی بموازات رشته کوههای زاگرس امتداد دارد اما واحدهای مختلف تکتونیکی و چینه شناسی‌را قطع می‌کند درین « Cicatrice Eruptive » (Schroeder ۱۹۳٤ ص ٥۲) در انتهای چین‌خوردگی لارامید فعالیت ماگمائی شدیدی بصورت خروجی و نفوذی صورت گرفته است که بعداز اثوسن نیز ادامه مییابد . سنگهای آذرین‌دوران سوم دقیقاً درنواحی‌ای‌قرار می‌گیرند که مابین هسته مرکزی ایران و نواحی درحال چین‌خوردگی در زاگرس عدم تعادل تکتونیکی وجود داشته است .

ولی تنها حاشیه جنوب غربی هسته مرکزی ایران بوسیله این سنگهای آذرین مشخص نیست‌بلکه درحاشیه شرقی‌وشرق گسل‌طبس درکویر لوت‌وهم‌چنین‌شرقی‌تردرکوهستانهای‌شرق‌ایران‌سنگهای‌آذرین‌دوران

---

٤ ـ تمایل جنوبی ناحیه البرز درترسیر جوان بوجود آمده است .

سوم باضخامت و گسترش زیاد وجود دارد . درجنوب شرق کرمان این سری باناحیه ارومیه ـ دختر برخوردمیکند (نقشه شماره ۵) . درنواحی شمالی ایران توده‌های آذرین دوران سوم درکوهستانهای شرق سنگهای یکنواخت جنوب مشهد و سبزوار را تشکیل میدهند . دراین‌جا آنها در جنوب البرز (درشمال دشت کویر) تا تهران و سپس بطرف غربی با ضخامت بیشتر ادامه مییابند .

در غرب تهران ازطریق جلگه‌ای که با رسوبات آلودیم پوشیده شده منطقه فوق به ناحیه ارومیه ـ دختر متصل میشود .

با این ترتیب کلیه هسته مرکزی ایران بطور حلقه مانند از توده‌های آذرین ائوسن (و قسمتی حتی جوانتر) احاطه میشود . بلوك مرکز ایران که درکرتاسه بالا خاصیت ارتجاعی خود را از دست داده بوسیله یک سری سنگهای آذرین ازنواحی چین خورده درترسیر جدا میشود و این سنگهای آذرین درنواحی گسسته شده بالا آمده‌اند . فعالیت ماگمائی همراه یا بلافاصله درانتهای چین‌خوردگی لارامید صورت گرفته است . بطور روشنی ارتباط زمانی مابین هسته مرکزی سپر شده ، چین خوردگی درکوهستانهای اطراف (زاگرس ـ البرز و شرق ایران) و بوجود آمدن نواحی گسسته شده مابین این‌واحد (ارومیه ـ دختر ـ گسل طبس و غیره) با فعالیت ماگمائی درنواحی گسسته شده و شکافها دیده میشود .

۱۱ ـ توضیح درباره ادامه فعالیتهای تکتونیکی .

هسته مرکزی ایران که قبل ازکرتاسه بالا خاصیت ارتجاعی خود را از دست داده است درکلیه ترسیری چین‌خوردگی شدید نمی‌بیند لذا رسوبات قاره‌ای دوره الیگومیوسن درشمال بافق بصورت خفیفی خم شده‌اند . تغییر وضع مرفولوژیکی شدیدی مجدداً در پلیوسن ـ پلیستوسن صورت گرفته‌است . درحال 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 فرورفتگیهائی درمحدوده آنست . همانطوریکه درناحیه شمالی هسته مرکزی ایران حوضه رسوبی ترسیری‌جوان دردشت کویر بوجودآمده ودرآن تشکیلات بسیارضخیم سرخ فوقانی (Upper red formation) همراه با رسوبات کولابی تشکیل شده است .

درکلیه کوهستانهای احاطه کننده هسته مرکزی ایران چین‌خوردگی در ترسیری ادامه مییابد (Stöcklin ۱۹۶۸) . در البرز این حرکات قبل از بوردگالین و قبل از پونتین مشاهده شده است (Riviere ۱۹۳٤) . کوهستانهای شرق‌ایران درترسیری جوان شدیداً چین خوردگی یافته‌اند . در زاگرس حرکت‌چین‌خوردگی‌ازداخل بخارج بخوبی قابل‌تشخیص‌است (نقشه شماره ٤) . Thrust Zone زاگرس در ترسیری جوان بوجود آمده است .

در رشته کوههای خارجی زاگرس (کمربند چین‌خورده زاگرس) که رسوبات تشکیل شده ازدوران دوم تا نئوژن هم‌شیب قرار گرفته‌اند تنها قبل از پلیوسن چین‌خوردگی صورت گرفته‌است و کنگلومرای بختیاری متعلق بآنست . همانطوریکه درجاده شمال غرب اهواز دیده میشود رسوبات بختیاری درخاتمه پیلوسن دچار چین‌خوردگی خفیفی گردیده است .

خلاصه :

کلیه کوهستانهای ایران دارای زیربنای چین خورده‌ای در پرکامبرین (Assyntic) هستند که روی آنها کامبرین با دگرشیبی قرار می‌گیرد (H. de Böckh etal ۱۹۲۹ ، H. Stille ۱۹۵۸ ، Huckriede et al ۱۹۶۲ ، ۶۸ و ۱۹۶۵ Stöcklin و دیگران) . در بافق درحوالی مرکز ایران به‌آئین ۱۹۷۰ توانسته است ثابت کند که قبل از چین‌خوردگی Assyntic چین‌خوردگی قدیمتری آلگومیین همراه با نفوذ گرانیت و متامرفیسم ناحیه درانتهای آلگونکین بوقوع پیوسته است .

دوران اول درهمه‌ایران با استثنائات کوچکی فقط از رسوبات کم عمق (اپی کنتیننتال) ساخته‌شده و چین‌خوردگی کالدونین و وارسیین وجود ندارد و فقط بصورت حرکات شدید خشکی‌زائی (اپی‌روژنز) در برخی نقاط بصورت محلی تجلی نموده‌اند (۱۹۵۹ Bockmann ، ۱۹۶۸ Stöcklin) .

دوره آلپ با فرو رفتن شدید و قسمتی بصورت ژئوسنکلینال دراواخر تریاس (۶۸و۱۹۶۵ Stöcklin) یا درقاعده ژوراسیک (۱۹۶۲ Huckriede etal) شروع میگردد . اما چین‌خوردگی درین زمان صورت‌نگرفته فقط حرکات شدید خشکی‌زائی موجب تشکیل هورست و گرابن شده است (۶۸ و ۱۹۶۵ Stöcklin) .

مرکز ایران درژوراسیک فاقد رسوبات کم عمق بوده بلکه رسوبات ژئوسنکلینالی‌دارد (۴۰ و ۱۹۳۸ Baier ، ۱۹۶۲ Huckriede et al و مؤلف) .

اولین چین خوردگی از نوع آلپ بعد از چین‌خوردگی Assyntic قبل ازکامبرین درایران در فاز کیمرین جوان یعنی مابین ژوراسیک وکرتاسه بوقوع میپوندد . این چین‌خوردگی بهمین شدت در فاز Austrian قبل ازکرتاسه بالا تعقیب میشود (۱۹۲۹ H. de Böckh et al ، ۱۹۲۴ Riviére ، ۱۹۳۸ Schroeder ، ۱۹۶۵ Gansser، نقشه زمین‌شناسی ایران ۱:۲٬۵۰۰٬۰۰۰ ، ۱۹۵۹ ، ۱۹۶۲ Huckriede et al، ۶۸ و ۱۹۶۵ Stöcklin .) درنتیجه دوچین‌خوردگی نامبرده مرکز ایران خاصیت ارتجاعی خود را از دست داد و هسته مرکزی‌ایران بوجود آمده‌است (نقشه شماره ۵) . قسمتی از چین خوردگیهای کرتاسه درنواحی همسایه ناحیه مرکزی ایران بطورمثال در البرز و زاگرس تأثیر نموده است اما به قسمتهای خارجی آنها نمیرسد (نقشه شماره ۴) .

چین‌خوردگی لارامید (که خیلی از مؤلفین آنرا شرح داده‌اند) درسرحد کرتاسه ـ ترسیری قبل از

لوتسین با شدت زیادمشاهده میشود امادرهمه‌ایران‌وجود ندارد (نقشه شماره ٤) . این چین‌خوردگی‌نواحی تکتونیکی جدائی درایران بوجود میآورد . در داخل هسته مرکزی‌ایران قرار دارد که صعود می کند وفقط بصورت گرمانوتیپ (Germonotype) چین‌خوردگی مییابد . نواحی احاطه کننده که شدیداً چین‌خورده‌اند (نقشه شماره ٤) و بالاخره نواحی خارجی کوهستانهای ایران که بدون چین‌خوردگی باقی میمانند درآنها رسوب‌گذاری بدون قطع درسرحد کرتاسه ـ ترسیری ادامه مییابد .

مابین هسته مرکزی ایران وکوهستانهای احاطه کننده که بطورکلی بطرف خارج چین خوردگی یافته‌اند نیروهای برشی تولید میشود که گسستگی بصورت ناحیه‌گسسته شده و شکافها تولید میکند (نقشه شماره ۲ و ٥) . این مطلب بطور وضوح درناحیه ارومیه ـ دختر دیده میشود . بدنبال آنها و درست بعد از چین‌خوردگی لارامید درلوتسین 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 درکلیه نواحی همراه باگسل‌های برشی بوده و در تمام جوانب هسته مرکزی ایران را احاطه میکنند . این فعالیتهای آتشفشانی باشدت کمتر بعد از ائوسن و حتی تا عهد حاضر ادامه مییابد. کوههای احاطه کننده هسته مرکزی ایران درترسیری جوان مجدداً چین‌خوردگی یافته‌اند (محققین‌مختلف ازجمله Stahl ۱۹۱۱ ، H. de Böckh et al ۱۹۲۹). باین‌ترتیب‌منطقه Thrust Zone زاگرس بوجود آمده است . در انتهای ترسیری ناحیه خارجی زاگرس نیز چین‌خوردگی مییابد و بالاخره کنگلومرای پلیوسن در پلیستوسن چین‌خوردگی یافته است* .

---

* توضیح : اصطلاحاتی‌که دراین‌مقاله بکار رفته است درمقاله 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 Renges. – In : J. W. GREGORY, The structure of Asis, 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., Greological maps and sections of south–west Persia, **1:** $\frac{1}{1000000}$ – Intevn. Ceol. cangr., Proceed, 20 Sex, Mexico, 1956.

BUBNOFF, S. v., Gliederung der Erdrinde, Brrlin 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

GANSSER, 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 (Bornträger) 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 explanatiory 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

RIVIÉRE . A., Contribution à l'étude géologique de l'Elbourz (Perse) . – Revue géogr. phys . et géolog. 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 Zentrnlpersiens. – 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. Gas. 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. – Eelog. 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

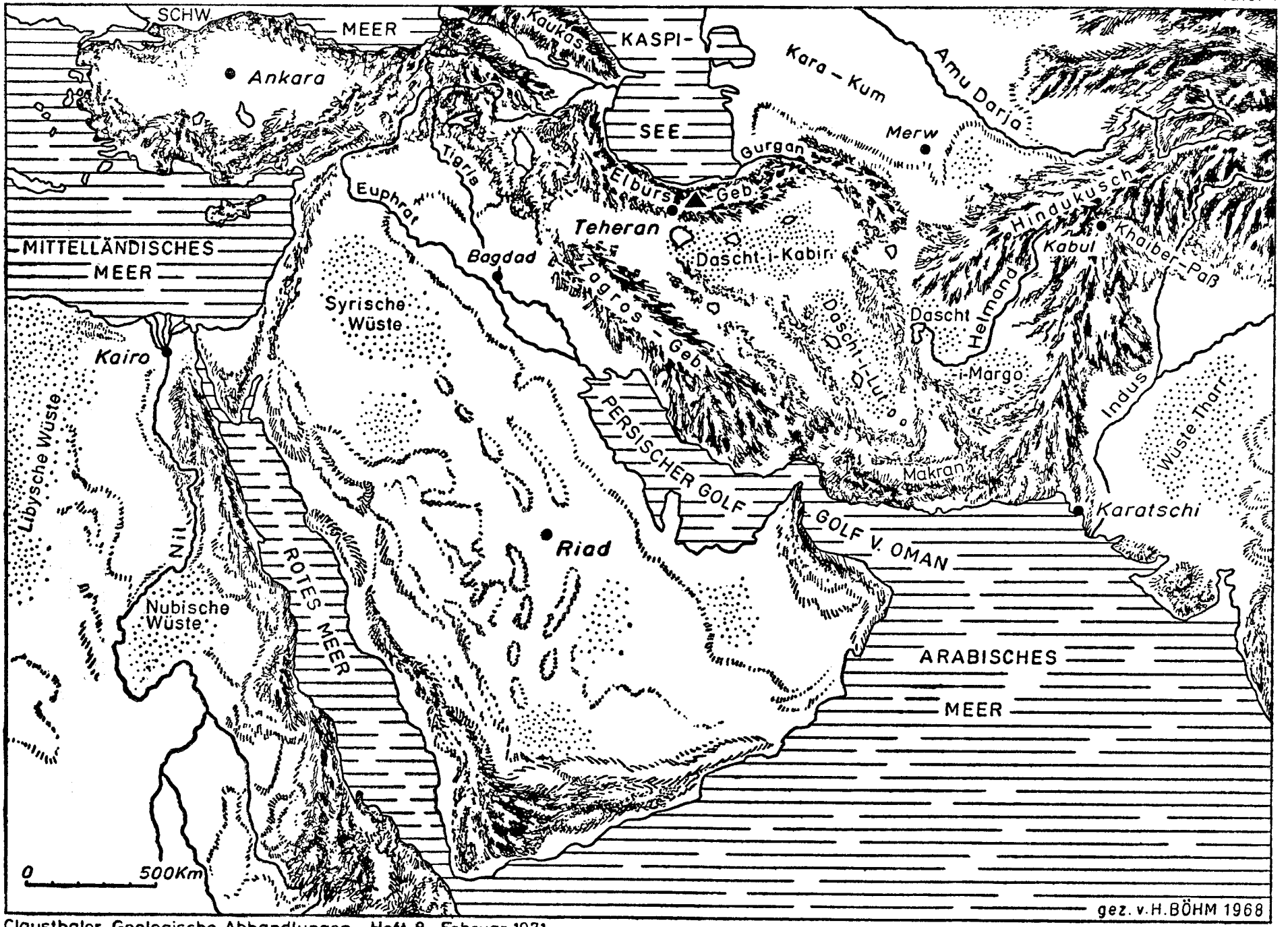
STÖCKLIN, J. , Structural history and tectonic of Iran : a review . – Americ . Assec. Petrol. Geolog., Bull., **52**' 7, S. 1229 – 1258, 10 Fig., Washington 1968

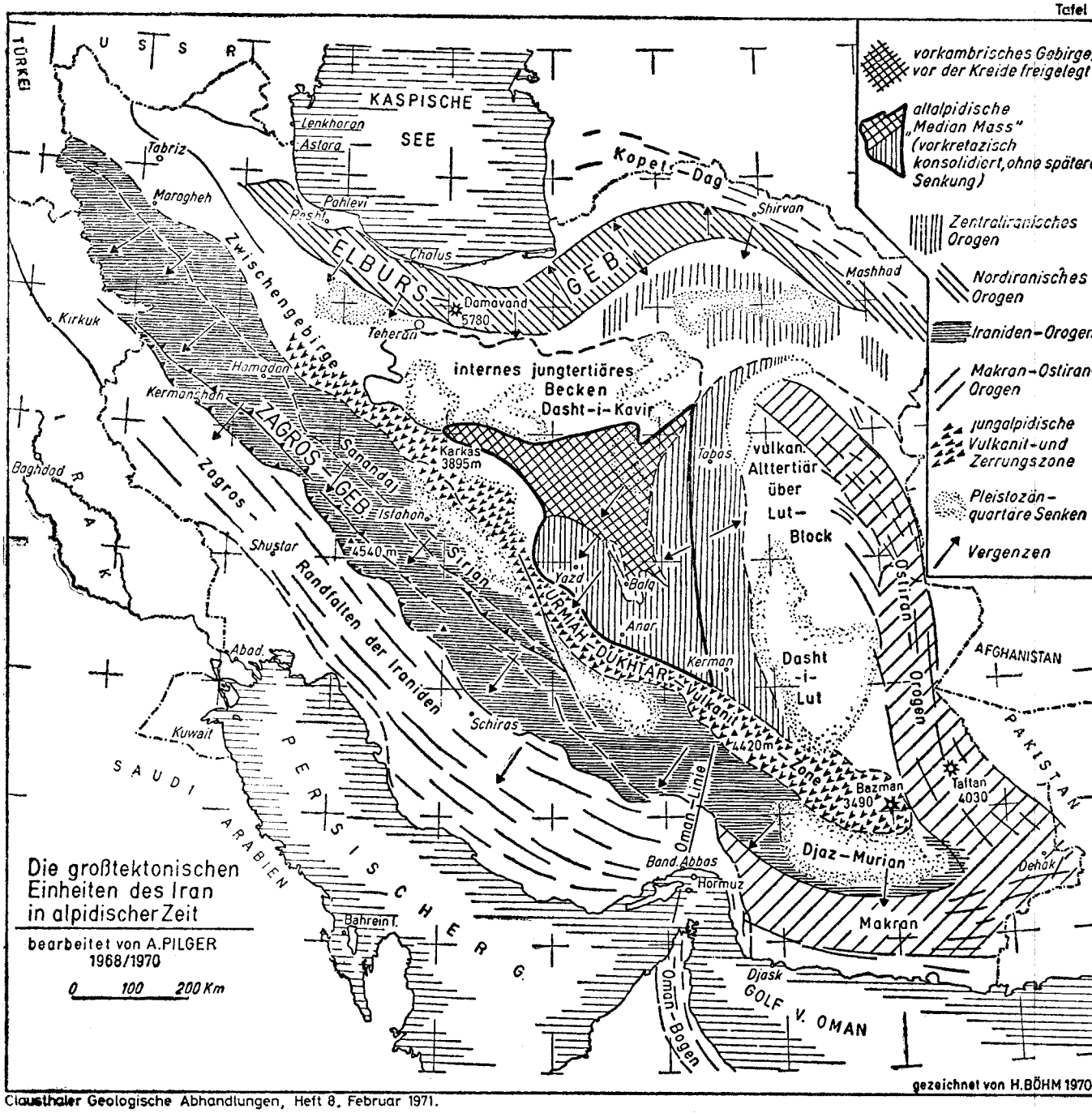
THIELE , O., Zum Alter der Metamorphose in Zentraliran. – Mitt. geol . Ges . Wien, **58**, 1965, S. 87 – 101, Wien 1966

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

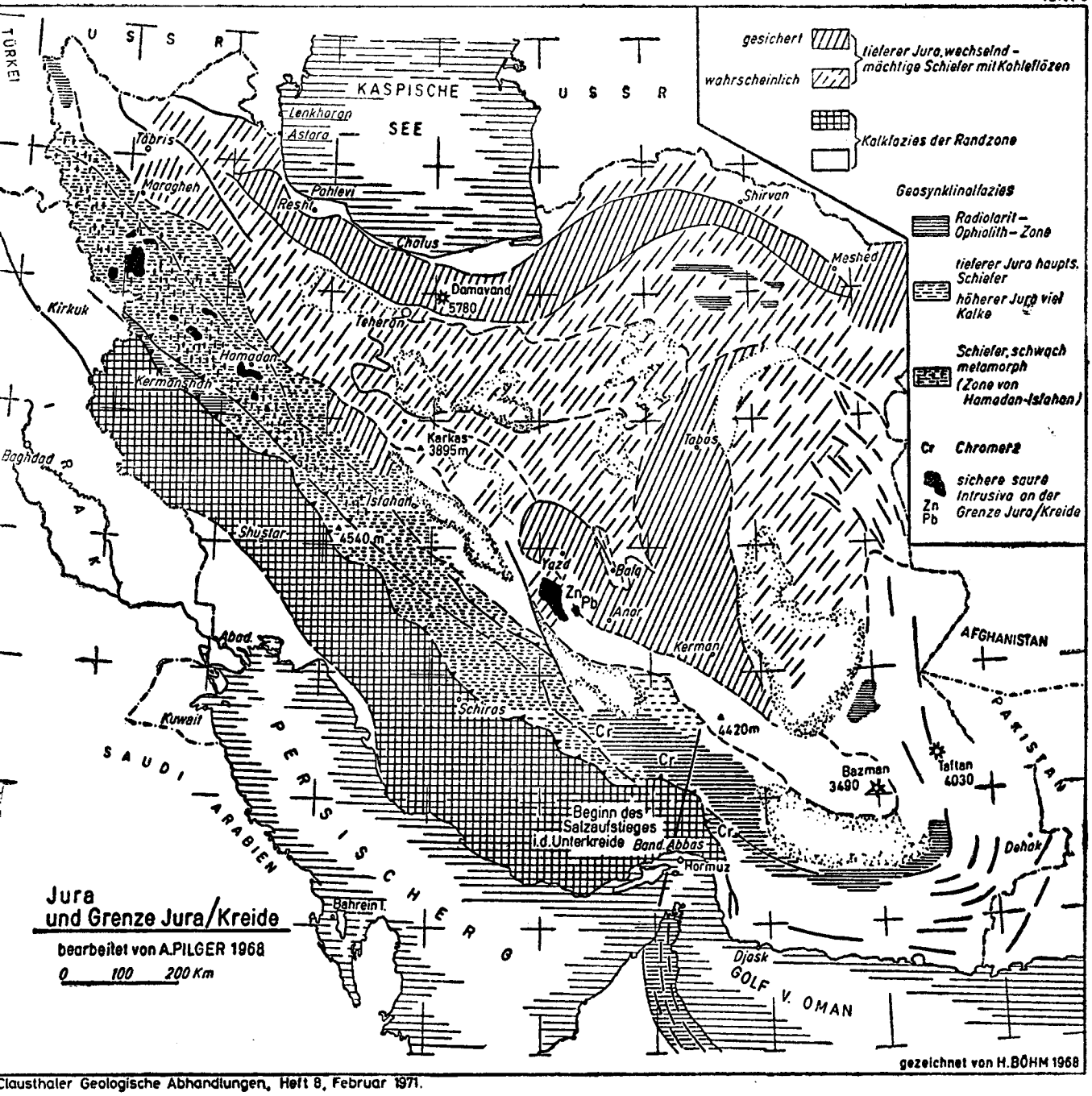

SCHW. MEER
Ankara
Kaukas
KASPI-SEE
Kara-Kum
Amu Darja
Merw
Gurgan
Elburs Geb.
Tigris
Euphrat
Teheran
Bagdad
Zagros-Geb.
Dascht-i-Kabir
Hindukusch
Kabul
Khaiber-Paß
Helmand
Dascht-i-Lut
Dascht-i-Margo
Indus
Wüste Thar
MITTELLÄNDISCHES MEER
Syrische Wüste
Kairo
Libysche Wüste
Nil
Nubische Wüste
ROTES MEER
PERSISCHER GOLF
Riad
Makran
Karatschi
GOLF V. OMAN
ARABISCHES MEER
0 500Km
gez. v. H. BÖHM 1968



Clausthaler Geologische Abhandlungen, Heft 8, Februar 1971.

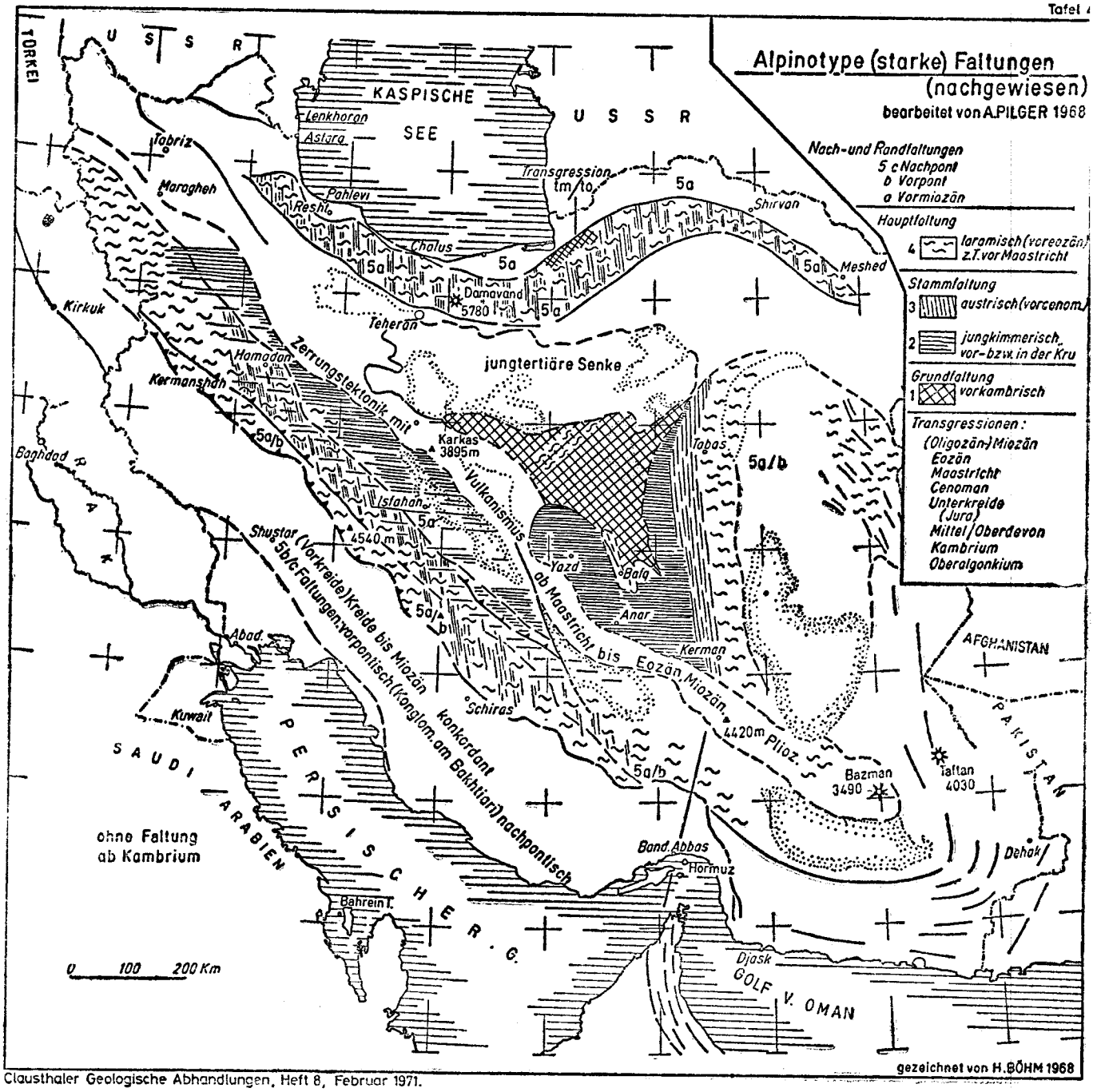
نقشه ۲- واحدهای بزرگ تکتونیکی ایران در دوره آلپ

Tafel 3



Clausthaler Geologische Abhandlungen, Heft 8, Februar 1971.

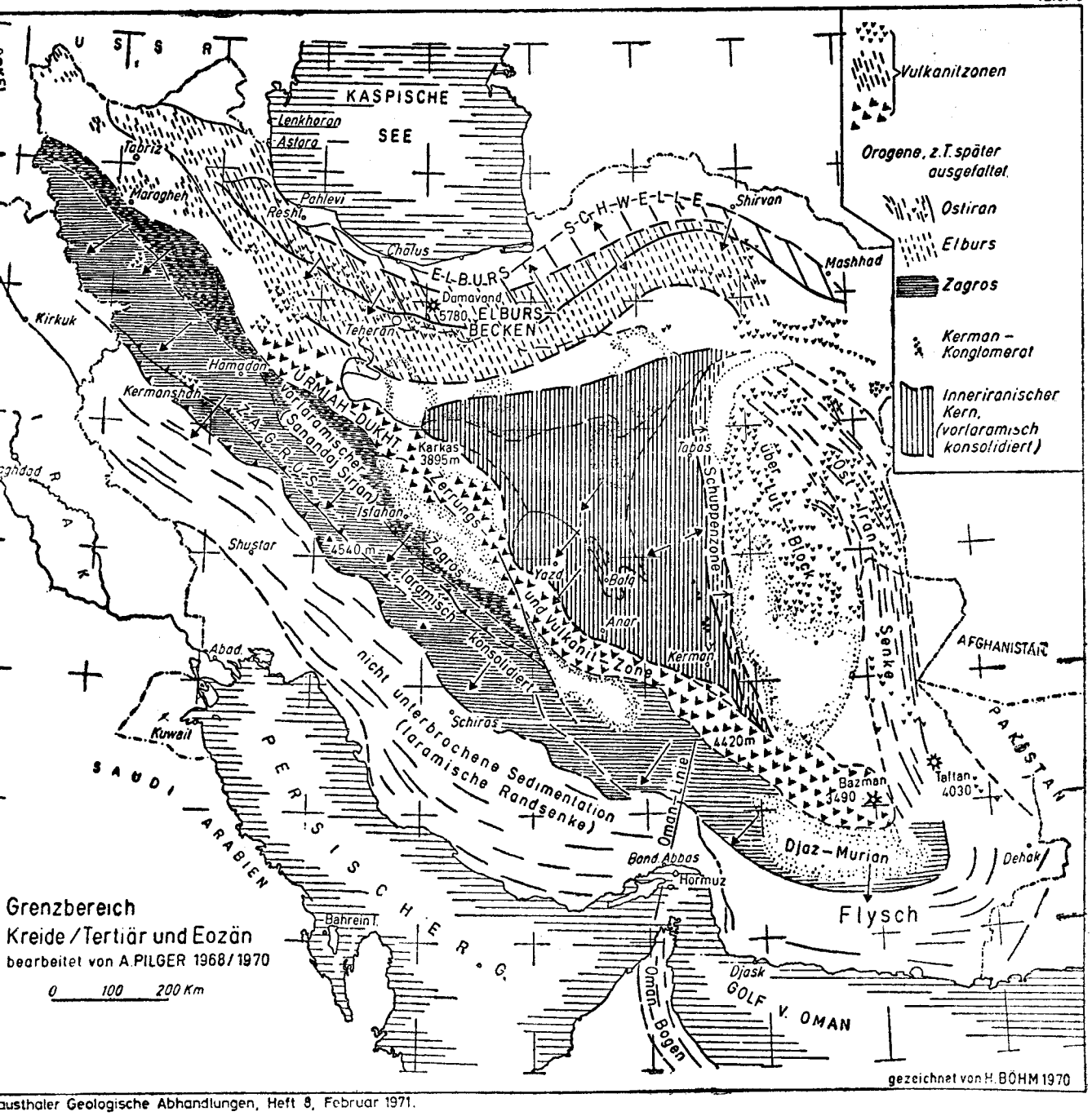
نقشه ۳- ژوراسیک و سرحد ژوراسیک - کرتاسه



Clausthaler Geologische Abhandlungen, Heft 8, Februar 1971.

نقشه ٤- نواحی چین خوردگی نوع آلپ (چین خوردگی شدید)

Tafel 5



austhaler Geologische Abhandlungen, Heft 8, Februar 1971.

نقشه ۵ ـ نواحی سرحدی کرتاسه ـ ترسیر و ائوسن