Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 54 (1961)
Heft: 1

Artikel: Lagunäre Formationen und Salzdome in Ostiran
Autor: Stöcklin, Jovan
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-162814

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 06.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

ECLOGAE GEOLOGICAE HELVETIAE

Vol. 54, N° 1 — 1961

Lagunäre Formationen und Salzdome in Ostiran

Von **Jovan Stöcklin** (Teheran)

Mit 10 Textfiguren

INHALT

Abstract 1
I. Einleitung 2
II. Stratigraphie der Gips- und Salzablagerungen 2
1. Die Ravar-Formation (Kambrium oder ? älter) 2
2. Devon und Permokarbon 9
3. Trias 10
4. Oberjura 12
5. Kreide 14
6. Tertiäre und rezente Evaporitbildungen 15
III. Die Salzdome 16
1. Salzdome der Ravar-Formation 16
2. Salzdome des Oberjura 17
IV. Alter und Ursachen der Salzextrusionen 20
V. Allgemeine Zusammenhänge 22
VI. Literatur 27

ABSTRACT

An unexpected result of recent reconnaissance work in the Tabbas–Kerman area (East-Iran) was the discovery of a number of salt-domes and of considerable salt- and gypsum-deposits in various Mesozoic and Paleozoic formations, notably in the Upper and Middle Cretaceous, Upper Jurassic, Upper and Lower Triassic, different horizons of the Upper Paleozoic, and in the so-called Ravar-Formation of Cambrian or ? pre-Cambrian age. The latter, which is the most important of all, seems to be a perfect equivalent of the Hormuz-Series of Southwest-Iran. These are the first pre-Tertiary salt-formations observed north of the Zagros Ranges. Based on regional facies studies, six of the eight salt-domes are attributed to the Upper Jurassic salt-formation. Their extrusion to the surface was closely connected with Tertiary (Pliocene) orogenic movements. The remaining two domes, which contain numerous exotic blocks of the Ravar-Formation, are derived from the (? pre-) Cambrian. Their extrusion is younger than, and independent from, the Tertiary folding movements. Besides of the true salt-domes there exists a great number of diapiric block-masses of the Ravar-Formation; they are partly considered as «fossil diapirs», some of which have reached the surface already in Lower Cretaceous time.

The lagoonal deposits of all horizons are limited to roughly the same area (Ravar-Darband–Bahabad). This area must therefore be considered as the site of a very old salt-basin, shaped essentially in pre-Cambrian time, reappearing periodically through the Paleozoic and Mesozoic and destroyed only by the Tertiary diastrophism. The stable paleogeographic conditions are confirmed by an astonishing depositional conformity from the Cambrian to the Lower Cretaceous and, except for a minor pre-Middle Cretaceous unconformity, to the end of the Mesozoic. The salt-basin is believed to have occupied the shelf region of a neighbouring land-mass to the East. Remnants of the swell, which must have barred the basin in the West, may be indicated by sporadic outcrops of the pre-Cambrian basement.

I. EINLEITUNG

Das überraschendste Resultat einer kürzlichen Rekognoszierung im Raume zwischen Tabbas und Kerman (Ostiran) war die Entdeckung mehrerer Salzdome und bedeutender Salz- und Gipsablagerungen in verschiedenen mesozoischen und paläozoischen Formationen. Die Salzdome entstammen teils einer oberjurassischen, teils einer kambrischen bis ? prä-kambrischen Salzformation, welch letztere sich in jeder Beziehung mit der «Hormuz-Serie» Südwestirans vergleichen lässt.

Es handelt sich hierbei um den ersten Nachweis prä-tertiärer Salzformationen nördlich der Zagrosketten. In dieser Beziehung bilden die Salzdome eine besonders interessante Ergänzung zu den etwa 240 schon bekannten Salzstöcken Süd- und Zentralpersiens, über die kürzlich A. GANSSER (1960) zusammenfassend berichtet hat.

Bis vor kurzem lagen aus dem weitern Tabbas–Kerman-Gebiet nur spärliche Berichte vor. Nach den Pionierarbeiten von A. F. STAHL, G. H. TIPPER und SVEN HEDIN erweckten die stratigraphischen Beobachtungen von K. WASHINGTON GRAY und R. C. JENNINGS besonderes Interesse. Ihnen verdanken wir den Nachweis von marinem Kambrium bei Kuhbanan (DE BÖCKH, 1929) und den Fund der durch J. A. DOUGLAS (1929) bekannt gewordenen, fremdartigen Triasfauna von Naiband. R. FURON (1941) machte auf paläozoische Gesteine und auf das eigenartige Nord-süd-Streichen in den Tabbaser Ketten aufmerksam. Diese vereinzelten Beobachtungen liessen bereits auf eine gewisse Sonderstellung des Gebietes schliessen.

Rekognoszierungsmässige Untersuchungen durch Geologen der Iran Oil Company ergaben weitere Zusammenhänge, wie sie auf der Geologischen Karte von Iran (National Iranian Oil Company, 1959) zur Darstellung kamen. Eine unveröffentlichte Routenaufnahme zwischen Tabbas und Kerman aus dem Jahre 1951 durch A. GANSSER, ergänzt durch Beobachtungen im weitern Kermangebiet von K. T. GOLDSCHMID, H. HUBER und eigene, bildeten den Ausgangspunkt für meine Feldaufnahmen im Frühjahr 1960. Diese erstreckten sich über ein grösstenteils noch unerforschtes Gebiet zwischen Tabbas, Bahabad, Naiband und Ravar.

Mein besonderer Dank gilt meinem Kollegen A. MOSHTAGHIAN für seine wertvolle Mitarbeit im Felde. Die Herren Prof. Dr. W. B. R. KING in Worton, England, Prof. Dr. H. FLÜGEL in Graz und Dr. O. H. WALLISER in Marburg a. d. Lahn hatten die Freundlichkeit, eine Anzahl paläozoischer Fossilien zu begutachten. Alle übrigen Fossilbestimmungen wurden durch Dr. F. ALLEMANN durchgeführt. Die Veröffentlichung dieses Beitrages erfolgt mit Genehmigung der NATIONAL IRANIAN OIL COMPANY, nach der englischen Originalfassung im Bulletin Nr. 3 des Iranian Petroleum Institute, 1961.

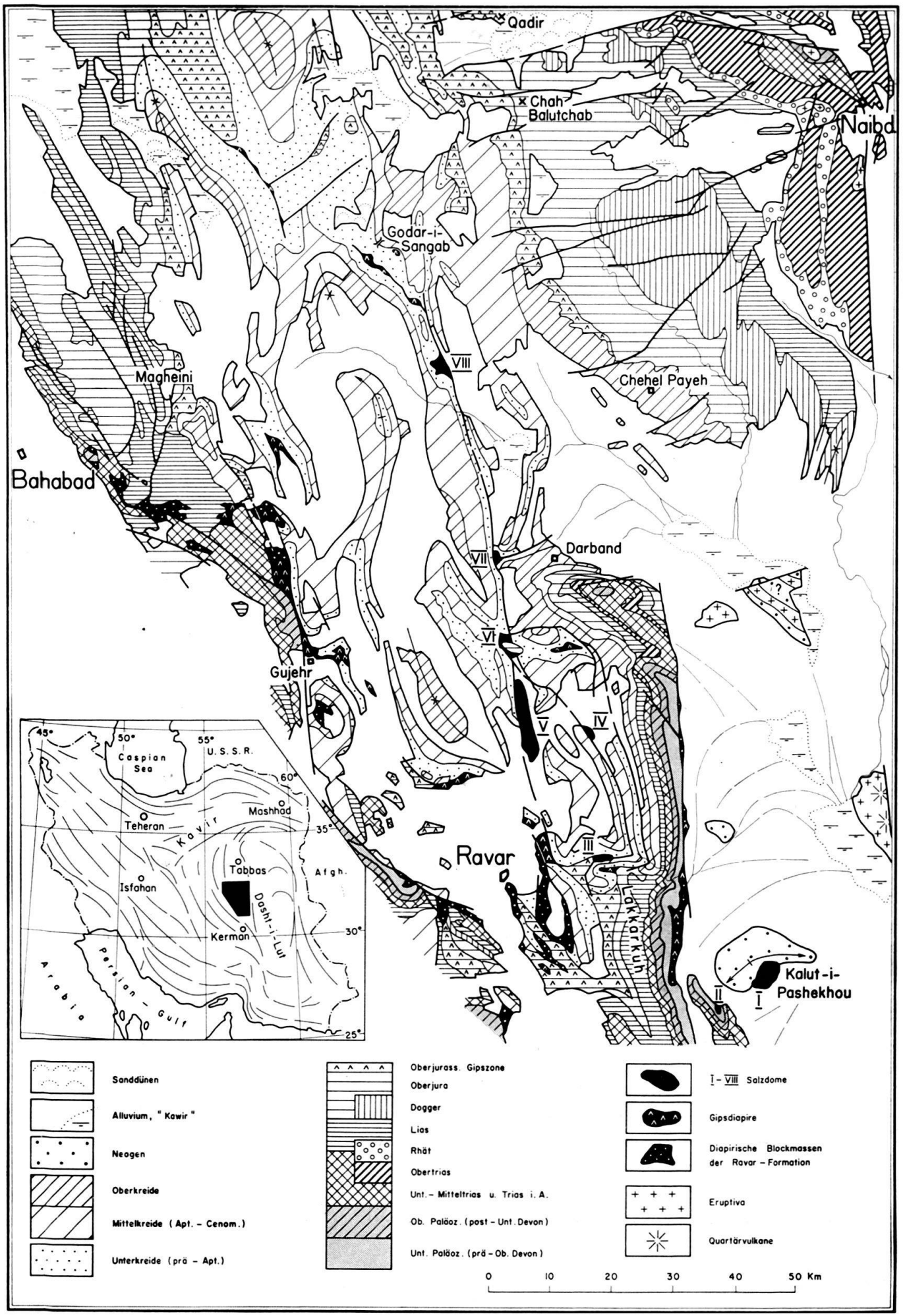
II. STRATIGRAPHIE DER GIPS- UND SALZABLAGERUNGEN

1. *Die Ravar-Formation (Kambrium oder ? älter)*

Vor einigen Jahren wurden Geologen der Iran Oil Company bei Rekognoszierungsarbeiten südöstlich von Ravar (nördlich von Kerman, Ostiran) auf eine eigenartige chaotische Formation aufmerksam. Wenn sie sich dank ihres eigen-

---

Fig. 1. Geologische Übersichtskarte 1:1000000 des Salzdom-Gebietes nördlich von Kerman, Ostiran.


Qadir
Chah Balutchab
Naibd
Godar-i-Sangab
VIII
Magheini
Chehel Payeh
Bahabad
Darband
VII
VI
Gujehr
V
IV
Ravar
III
Lakkarkuh
Kalut-i-Pashekhou
II
I
45°
50°
55°
U.S.S.R.
Caspian Sea
60°
Mashhad
Teheran
Kavir
35°
Tabbas
Afgh.
Isfahan
Dashi-i-Lut
Kerman
30°
Persian Gulf
Arabia
25°
Sanddünen
Alluvium, "Kawir"
Neogen
Oberkreide
Mittelkreide (Apt. – Cenom.)
Unterkreide (prä – Apt.)
Oberjurass. Gipszone
Oberjura
Dogger
Lias
Rhät
Obertrias
Unt. – Mitteltrias u. Trias i. A.
Ob. Paläoz. (post – Unt. Devon)
Unt. Paläoz. (prä – Ob. Devon)
I – VIII Salzdome
Gipsdiapire
Diapirische Blockmassen der Ravar – Formation
Eruptiva
Quartärvulkane
0 10 20 30 40 50 Km

willigen tektonischen Verhaltens und eines sehr charakteristischen Gesteinsinhaltes auch als leicht kartierbare Einheit erwies, so blieb ihre stratigraphische Zugehörigkeit vorerst doch völlig unklar. Sie erschien als ein viele Quadratkilometer bedekkendes wirres Haufwerk von Amphiboliten, Diabasen, roten Schiefern, dunklen kristallinen Kalken, Dolomiten u. a., das Ganze in Form von Blöcken und zusammenhanglosen, wild verfalteten Massen bunt durcheinandergewürfelt. Auch die Kontaktverhältnisse mit den angrenzenden jurassischen Sedimenten waren unklar. Bei flüchtiger Betrachtung drängte sich unwillkürlich ein Vergleich mit dem jungkretazischen «Coloured Mélange» (A. Gansser, 1959) in Belutschistan auf. Im Gegensatz zu letzterem fanden sich aber keinerlei Fossilspuren und keine Gesteinskomponenten, die mit irgendwelchen Schichtgliedern der schon einigermassen bekannten jungpaläozoischen und mesozoischen Schichtreihe der weitern Umgebung hätten verglichen werden können. Die Annahme eines prä-devonischen Alters erhielt eine starke Stütze, als etwas weiter südlich, in der Gegend von Hodjedk, ähnliche chaotische Komplexe im Liegenden einer relativ ungestörten Schichtfolge von «Old Red Sandstone», marinem Oberdevon und Permokarbon gefunden wurden. Andrerseits erwiesen sich die Kontakte mit dem «Old Red Sandstone» durchwegs als tektonisch gestört.

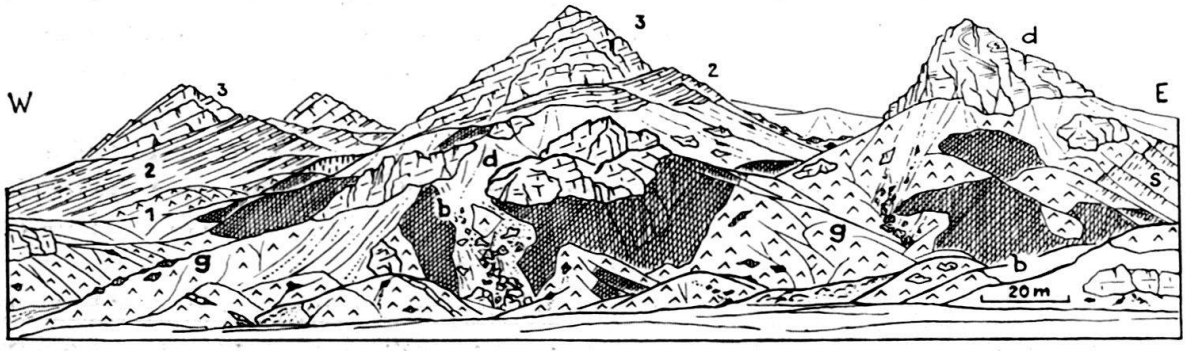


Fig. 2. Diapirische Blockmasse der Ravar-Formation, 12 km östlich von Bahabad. b basische Vulkanite (Diabas) und Amphibolite, d braune Kieseldolomite und schwarzgraue Stinkkalke, g Gips, s weinrote Schiefer. Im Hangenden der Blockmasse: 1) geschichteter Gips und 2) rote sandig-dolomitische Schiefer der Untertrias, 3) mitteltriasischer heller Dolomit.

Neuere Untersuchungen haben nun mehr Klarheit über Natur und Alter dieser Ravar-Formation, wie wir sie im folgenden nennen wollen, gebracht. Die Formation liess sich mit Unterbrüchen über ein 200 km langes Gebiet, von Bahabad im Nordwesten bis in die Nachbarschaft von Kerman und Shahdad im Südosten, verfolgen. Es zeigte sich vor allem, dass bei vielen Vorkommen Evaporite einen bedeutenden Anteil am Aufbau der Formation haben, und dass letztere meist einen ausgesprochen diapirischen Charakter besitzt. Am Westrande der Lutwüste fanden sich sogar zwei eigentliche Salzdome, deren Zugehörigkeit zur Ravar-Formation sich leicht nachweisen liess. Einige charakteristische Vorkommen seien im folgenden kurz beschrieben.

In den Bergen *südöstlich von Bahabad* werden mehrere unregelmässig begrenzte Areale, je einige hundert Meter bis mehrere Kilometer im Durchmesser, von einem wilden Blockgemenge verschiedener Gesteine aufgebaut (Fig. 2). Es handelt sich grösstenteils um dieselben Gesteinstypen wie bei Ravar: dünnschichtige, grau-

schwarze, stark rekristallisierte Stinkkalke, Dolomite mit Kieselbändern, weinrote sandig-serizitische Schiefer, Diabase mit Hämatitvererzungen, epidotisierte Amphibolite, Epidosite u. a. Irgendein ursprünglicher Schichtverband ist nicht zu erkennen. Die Blöcke variieren in der Grösse von feinem Grus bis zu grossen, stotzigen Hügeln von Amphibolit und wirr zerkneteten Karbonatgesteinen. Bemerkenswert ist, dass die Blöcke allesamt in und auf einer «Grundmasse» von Gips zu schwimmen scheinen. Der stark verwaschene Gips zeigt weisse bis hell-rosarote Farbe. Schichtung ist im Gips selbst nicht zu sehen, doch hat man den Eindruck, dass einzelne Kalk- und Dolomitbänder mit dem Gips wechsellagern. Die einzelnen Blockkomplexe stellen offensichtlich regelrechte diapirische Durchbrüche durch die zwar stark gefalteten, aber in normalem Verband erhaltenen jungpaläozoischen und mesozoischen Schichten der Bahabadkette dar. Sie werden von diesen Schichten allseits umrahmt und vielfach deutlich überlagert, da und dort lassen sich sogar klippenförmige Erosionsrelikte von paläozoischen und triasischen Kalken im Hangenden der Blockformation erkennen. Ihr diapirischer Charakter wird noch besonders durch die Tatsache unterstrichen, dass sie von Ort zu Ort mit ganz verschiedenen Horizonten der hangenden Formationen in unmittelbaren Kontakt kommt, und dass diese Kontakte durchwegs tektonischer Natur sind. Die ältesten datierbaren Gesteine des hangenden Komplexes sind schwarzgraue Karbonkalke mit Korallen und Spiriferiden. Häufiger grenzt die Blockformation aber an eine rote gipsführende Schichtgruppe der unteren Trias oder direkt an jurassische Gesteine.

Nördlich von Gujehr durchstösst ein mit Blöcken von Stinkkalk, Dolomit, Amphibolit usw. durchsetzter Gipsdiapir eine wild verfaltete oberjurassische Schichtgruppe, bestehend aus geschichtetem Gips mit Zwischenlagen von fossilführenden Kalkschiefern (mit Pecten, Austern usw.).

Die Aufschlüsse am Fusse der Kette *südwestlich von Ravar* sind insofern erwähnenswert, als wir hier stellenweise weder ein loses Blockwerk noch regellose Schlingenfalten vorfinden, sondern eng gepresste Bündel von regelmässig NW–SE-streichenden Falten, so dass eine gewisse Schichtfolge noch erkennbar ist. Als tiefstes Glied erscheint im Kern einer Antiklinale etwas Gips mit zerfetzten Lagen von dunkelgrauem kristallinem Kalk und mit Blöcken von Amphibolit. Darüber folgen 10 m weinrote siltige Schiefer und darüber ein etwa 100 m dicker, vorwiegend karbonatischer Komplex, bestehend aus dünnschichtigen, blaugrauen, seltener gelben und grünlichen Kalken mit Zwischenlagen von Dolomit, Gips und roten Schiefern. Die Kalke sind durchwegs rekristallisiert und weisen einen intensiven H_2S-Geruch auf. Gegen Nordwesten setzt aber wieder regellose Schlingenfaltung ein. Der Komplex wird westwärts von über 1000 m mächtigem rotem Sandstein und dieser von jungpaläozoischen Kalken und Dolomiten überlagert. Basische Intrusionen durchsetzen hier nicht nur die Ravar-Formation, sondern auch tiefere Teile des hangenden roten Sandsteins.

Zu den bereits bekannten Vorkommen *südöstlich von Ravar* ist zunächst zu sagen, dass die ursprünglich beobachteten metamorphen Gesteinskomponenten nur eine untergeordnete Rolle spielen. Wohl treten grössere Amphibolitblöcke als pyramidenförmige Hügel morphologisch besonders kräftig hervor. Auch lassen sich gelegentlich verwalzte Lagen von richtigem Marmor beobachten, ebenso

Quarzite. Die Hauptmasse der Komponenten besteht aber auch hier aus den überaus typischen grauschwarzen, stinkenden Kalken, Dolomiten mit Kieselschnüren, weinroten und grüngrauen Schiefern usw., wozu stellenweise noch bedeutende Massen von Gips hinzukommen. Sehr charakteristisch sind ferner lose im Gelände herumgestreute Kristalle von bipyramidalem Quarz, Hämatit und honigfarbenem Dolomit. Gelegentlich erkennt man noch arg gequälte Schichtpakete von einigen Zehnern von Metern im ursprünglichen Schichtverband, im allgemeinen liegt aber ein wirres Blockwerk ohne jeglichen stratigraphischen Verband vor. Besonders aufschlussreich sind nun hier bei Ravar die Kontaktverhältnisse mit den umliegenden Formationen. Letztere gehören ausschliesslich dem Mesozoikum an; nebst Kreidekalken sind es hauptsächlich mächtige grüne Kalkschiefer des Oberjura, sowie eine diesen aufruhende Gruppe von roten Gipsmergeln und Sandsteinen der Unterkreide. Die oberjurassischen Kalkschiefer enthalten mehrere dicke Gipshorizonte als normale Einlagerungen (über die jurassische Schichtfolge im einzelnen siehe unten). Die Ravar-Formation erscheint mit diesen mesozoischen Schichten längs unregelmässigen Nähten verzahnt, und es zeigt sich, wie sie dabei die jurassischen Gipshorizonte und die plastischen roten Gipsmergel als «Intrusionswege» bevorzugt. Einzelne apophysenartige Fortsätze der Ravar-Formation lassen sich Hunderte von Metern weit in die jurassischen Gipshorizonte hinein verfolgen. Die intrudierenden Gipse durchmischen sich dabei aufs intensivste mit den «autochthonen» jurassischen Gipsen, und eine Unterscheidung der beiden ist in diesen Durchmischungsbereichen nicht mehr möglich.

Wieder anders sind die Verhältnisse bei *Tijeng*, nordwestlich von Shahdad. Hier finden wir vorwiegend die dunklen feinschichtigen Stinkkalke und Kieseldolomite, auch weinrote Schiefer sowie basische Intrusionen, aber keinen Gips. Die Schichten zeigen wirre Faltenknäuel und Kleinfältelung, ohne dass es dabei zur Auflösung in Blöcke kommt. Darüber liegen gegen 1000 m mächtige rote Sandsteine mit einem auffälligen weissen Quarzitband im obern Teil. Sehr ähnliche, gipsarme bis -freie, vorwiegend karbonatische Komplexe der Ravar-Formation finden sich in den Bergen nördlich und nordwestlich von *Hodjedk*, hier vielfach in Kontakt mit prä-oberdevonischen roten Sandsteinen.

Die eigentlichen Salzdome der Ravar-Formation werden weiter unten (Kap. III) beschrieben. Hier sei aber noch ein in nächster Nähe der Salzdome aufgeschlossenes Profil diskutiert, welches hinsichtlich des Alters der Ravar-Formation besonders aufschlussreich ist. Das Profil geht durch die Ostflanke des *Lakkarkuh* östlich von Ravar und ist in Figur 3 wiedergegeben. Es zeigt eine regelmässig mit etwa 60° nach Westen fallende paläozoische Schichtfolge, von typischer Ravar-Formation unterlagert. Wenn der Kontakt auch tektonisch gestört ist, so lässt sich doch kaum bezweifeln, dass die Ravar-Formation tatsächlich ins Liegende dieses Paläozoikums gehört, umso mehr als ihr diapirischer Charakter nun feststeht. Paläontologisch einwandfrei nachgewiesen ist das Perm (Horizonte 13 und 11). Von besonderem Interesse ist der Fossilhorizont 5. Er enthält Hyolithen und primitive Brachiopoden, welche mit den von W. B. R. King (1930) beschriebenen mittelkambrischen Formen des Kuh-i-Namak (SW-Iran) recht gut übereinstimmen. Leider sind sie aber zu schlecht erhalten, um eine eindeutige Bestimmung zu erlauben, und der Schluss auf ein kambrisches Alter wäre

nur auf Grund dieses paläontologischen Befundes zu gewagt[1]). Was wohl mehr überzeugt, ist die weitgehende lithologische Übereinstimmung der Horizonte 3 bis 8 mit einer Reihe von altpaläozoischen Profilen in der nördlichen Kermangegend. Hieher gehört in erster Linie das klassische, von DE BÖCKH (1929) beschriebene Kambrium von *Kuhbanan*, das wir zu Vergleichszwecken besuchten. Das Profil von Kuhbanan muss als überkippte Schichtfolge gedeutet werden, wie sich das aus Einzelheiten der Schichtung eindeutig ergibt. Beim fossilführenden Horizont (mit *Anomocare* und *Redlichia*, nach W. B. R. KING 1937) handelt es sich um einen unserm Horizont 5 sehr ähnlichen, ebenfalls etwa 20 m mächtigen dunkeln, dünnbankigen Kalk, im Abstand von etwa 15 m von einer zweiten, dünneren Kalkbank (entsprechend Nr. 7 unseres Profils) begleitet, beide in rote Schiefer eingelagert, letztere mit einer auffälligen Bank von weissem quarzitischem Sandstein (wie Nr. 3) an der stratigraphischen Basis. Eine Reihe weiterer kambrischer Profile wurden unlängst von Dr. VENZLAFF und Dr. KÜRSTEN[2]) nordwestlich von Kerman entdeckt. In diesen Profilen sollen der mittelkambrische Fossilhorizont und die ihn begleitenden Schichten ausserordentlich grosse Konstanz aufweisen, und sie scheinen weitgehende Analogie mit der zur Diskussion stehenden Schichtgruppe des Lakkarkuh zu zeigen; auch sollen diese kambrischen Vorkommen nordwestlich von Kerman ähnlich wie am Lakkarkuh vielfach einen chaotischen Komplex überlagern, der offensichtlich mit unserer Ravar-Formation identisch ist.

Damit glauben wir ein kambrisches Alter für die Schichten im Hangenden der Ravar-Formation am Lakkarkuh mit einiger Sicherheit annehmen zu dürfen. Die Ravar-Formation muss danach dem unteren Kambrium oder, was angesichts der mächtigen roten Sandsteine (Nr. 2 des Profils) wahrscheinlicher ist, dem Prä-Kambrium zugewiesen werden.

Das Profil des Lakkarkuh zeigt auch, dass die Hauptmasse des reichlich vorhandenen Gipses offenbar einem tieferen Teil der Ravar-Formation angehört. Auch hier ist der Gips mit den üblichen Blöcken von dunklem Kalk, Amphibolit usw. durchsetzt, daneben enthält er auch etwas Salz und rote Salztone. Hauptgestein im höheren Teil der Formation ist ein wohl einige hundert Meter mächtiger, feinsandiger bis siltiger und leicht serizitischer Schiefer von dunkelweinroter Farbe, mit bis 20 m dicken Einlagerungen von dunkelgrauen Stinkkalken, Kieseldolomiten und Gips. Daneben treten aber auch grössere zusammenhängende Komplexe von Kalk und Dolomit auf, stets deutlich und dünn gebankt, sowie rote und grüne Melaphyr-Mandelsteine, Diabase und Epidot-Amphibolit. Das Ganze ist wirr verfaltet und verruschelt.

---

[1]) Herr Prof. W. B. R. KING, dem ich einige Fossilproben des Horizontes 5 vorlegte, äusserte sich dazu wie folgt (Brief vom 2. 2. 61): "They (the brachiopods) are certainly different from the ones I described some time ago from Persia and do not appear to be *Billingsella*, but I see no reason for thinking they are other than Cambrian in age. The *Hyolithus* appears to be very similar to the specimens which are undoubtedly Cambrian from other sites in Persia, and although they can hardly be said to *prove* a Cambrian age I think they suggest that the beds have a high probability of being Cambrian."

[2]) Geologen der «Bundesanstalt für Bodenforschung» in Hannover, welche mit Feldaufnahmen im Kermangebiet beauftragt waren. Ihre äusserst interessanten und wertvollen Mitteilungen seien an dieser Stelle bestens verdankt.

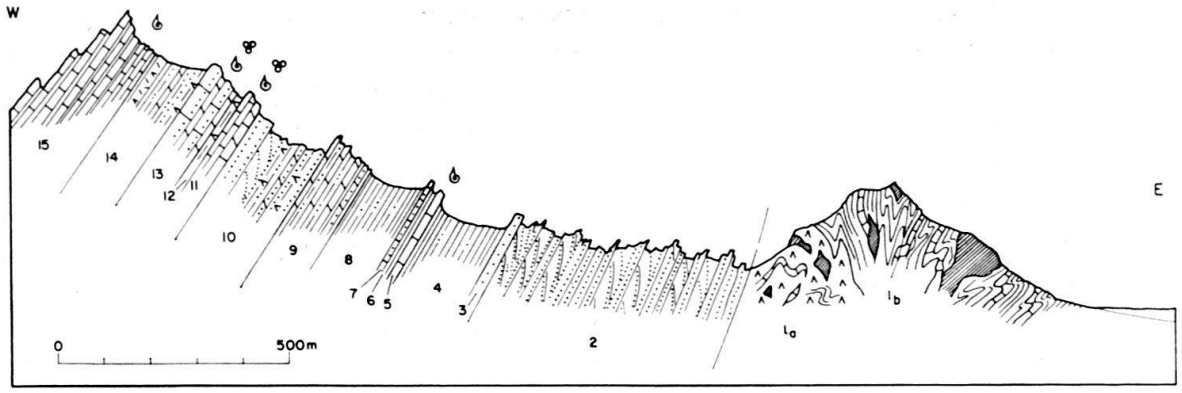


Fig. 3. Profil des Lakkarkuh östlich von Ravar

15) — Dunkelblaue dickplattige Kalke der Trias.
14) 100 m Rote sandige Schiefer mit dünnen Sandstein- und Dolomitlagen, oben 20 m Gips und Salz.
13) 80 m Blauer sandig-dolomitischer Kalk, z. T. oolitisch; *Fusulina*, *Hemigordiopsis*, *Productus*. Perm.
12) 15 m Rötliche Gipsmergel.
11) 45 m Schwarzgrauer dünnbankiger Kalk, unten dolomitisch; *Geinitzina*, *Mizzia*, Crinoiden, Gastropoden (*? Bellerophon*), *Terebratula*, *Productus*. Oberkarbon-Perm.
10) 170 m Quarzitischer Sandstein, oben weiss bis rötlich-violett, unten ziegelrot, mit Kreuzschichtung; Lagen von sandig-dolomitischen Schiefern und Gipsmergeln; Wurmspuren.
9) 100 m Rotbraune plattige dolomitische Kalke und rote und grüne Schiefer wechsellagernd; Rippelmarken.
8) 120 m Weinrote siltige Schiefer, im oberen Teil zu lichtgrünen Farbtönen gebleicht.
7) 5 m Brauner sandiger Kalk.
6) 15 m Weinrote Schiefer.
5) 20 m Schwarzgrauer dünnbankiger Kalk; *Hyolithes*, Brachiopoden; Kambrium.
4) 150 m Weinrote Schiefer.
3) 20 m Weisser grober quarzitischer Sandstein.
2) 500 m Dunkel-purpurrote Sandsteine mit Kreuzschichtung.
Verwerfung.
1) ? m Ravar-Formation: b) Dunkel-weinrote siltige Schiefer, dünnbankige schwarzgraue Stinkkalke, Kieseldolomite, Gips, Melaphyr, Diabas, Amphibolit usw.
a) Gips mit Blöcken von Kalk, Dolomit, Amphibolit; untergeordnet Salz und roter Salzton.

Zusammenfassend lässt sich über die Ravar-Formation sagen, dass sie eine mindestens tiefkambrische, vielleicht prä-kambrische, von basischen Intrusionen durchsetzte Sedimentfolge eines lagunären bis vollmarinen Milieus darstellt. Bedeutende Mengen von Gips und Steinsalz kamen hauptsächlich im unteren Teil der Formation zum Absatz. Auch scheint wenigstens andeutungsweise eine gewisse laterale Zonierung zu bestehen (Fig. 10a). In einer südwestlichen Zone (W Ravar–Hodjedk–Shahdad) weist die Formation kein Salz und nur unbedeutende Mengen von Gips auf, Karbonatgesteine herrschen vor. Die konfusen Schlingenfalten lassen zwar diapirische Bewegungen vermuten, doch erfolgten noch keine eigentlichen diapirischen Durchbrüche, indem die Formation in der Regel noch von älterem Paläozoikum überlagert wird. In einer nordöstlich anschliessenden Zone (Bahabad–Ravar) treten dagegen mächtige Gipsmassen auf, und die Formation

durchbricht jungpaläozoische und mesozoische Schichten, wobei sie vorzugsweise deren plastische Mergel- und Gipshorizonte als Extrusionswege benützt. Durch den diapirischen Auftrieb der Gipsmassen wurden die Begleitgesteine in ein chaotisches Blockgemenge zertrümmert, doch finden sich gelegentlich über den Hauptgipsmassen noch grössere zusammenhängende Sedimentkomplexe (Lakkarkuh). In der westlichen Lut schliesslich treten eigentliche Salzstöcke auf. Hier scheint der Gips völlig durch Steinsalz ersetzt, und die Begleitgesteine finden sich nur noch als lose zerstreute Blöcke im und auf dem Salz. Eine gewisse Abhängigkeit des strukturellen Bildes vom Evaporitgehalt ist also deutlich zu erkennen. Nicht ohne weiteres dürfen wir aber aus der jetzigen Verteilung der Evaporite auf eine ursprüngliche Zonierung im Salzbecken schliessen.

Die Tatsache, dass Gips und Salz in gewissen Aufschlüssen stark zurücktreten oder fehlen, könnte auch einfach bedeuten, dass sie durch Auswaschung entfernt wurden, oder dass nur höhere Teile der Formation aufgeschlossen sind. Es berührt dies auch die noch ungelöste Frage, ob die Ravar-Formation ursprünglich konkordant oder diskordant von den altpaläozoischen Sandsteinen überlagert wurde; mit andern Worten: ob der chaotische Zustand der Formation lediglich auf diapirische Bewegungen zurückzuführen ist, oder ob dafür nicht auch irgendwelche frühen diastrophischen Vorgänge mitverantwortlich gemacht werden müssen. Die gewaltige Anhäufung klastischer Sedimente im Altpaläozoikum lässt sich ohne die Annahme bedeutender tektonischer Ereignisse schwer verstehen.

Die weitgehende Analogie der Ravar-Formation mit der «Hormuz-Serie» Südwestirans liegt auf der Hand. Die meisten Gesteine, welche wir in der Ravar-Formation beobachteten, sind auch aus der Hormuz-Serie beschrieben worden. Dies gilt in erster Linie für die Evaporite, für die dunklen Stinkkalke und Dolomite, die roten Schiefer und die basischen Eruptivgesteine, aber auch für solche Einzelheiten wie die Hämatit-, Dolomit- und Quarzkristalle (J. V. Harrison 1930, A. Gansser 1960). Hier wie dort finden sich neben ausgesprochenen Salz- und Gipshorsten auch völlig evaporitfreie Komplexe. Wir glauben deshalb, dass die Ravar-Formation ein Äquivalent der Hormuz-Serie darstellt.

2. *Devon und Permokarbon*

Über das Alter der mächtigen paläozoischen roten Sandsteinbildungen ist noch wenig bekannt. Am Lakkarkuh (Fig. 3) scheint ein grosser Teil dem Kambrium anzugehören. Die höheren Teile dürften jedoch das Devon vertreten, da sie vielerorts (z. B. bei Hodjedk) in marines Oberdevon überleiten. Die marinen Bildungen über den Sandsteinen lassen sich auf Grund vorläufiger paläontologischer Befunde (Dr. Allemann) zwei Hauptabteilungen zuordnen: Oberdevon–Unterkarbon und Oberkarbon–Perm. In beiden diesen Abteilungen wurden lokal auch lagunäre Absätze beobachtet.

Oberdevon-Unterkarbon ist faziell von Ort zu Ort sehr unterschiedlich ausgebildet. Eine ungewöhnliche Fazies des Oberdevons findet sich in der Shotorkuhkette östlich von Tabbas in Form von grünen Schiefern, Sandsteinen und Zwischenlagen von fossilreichen Kalken mit Orthoceraten, Goniatiten, Brachio-

poden, Trilobiten, Korallen usw.[3]) In den Bergen westlich der Tabbaser Depression (Kalmorz) ruht Oberdevon–Unterkarbon in Kalk-Dolomitfazies direkt einem vermutlich prä-kambrischen Komplex von intensiv verfalteten grünen Schiefern und Sandsteinen und von Granit auf; die mächtigen Sandsteine vom Typus «Old Red» fehlen hier völlig. Am Lakkarkuh bei Ravar (Fig. 3) ist es fraglich, ob Oberdevon–Unterkarbon überhaupt vorhanden ist; es ist durchaus möglich, dass dort ein reduziertes Perm (bzw. Oberkarbon) direkt auf älteres Paläozoikum transgrediert. Diese wenigen Beispiele genügen schon, um zu zeigen, dass die marine Transgression unter sehr unterschiedlichen paläogeographischen Voraussetzungen erfolgte. Es verwundert deshalb nicht, dass es lokal auch zu lagunären Ablagerungen kam. Das schönste Beispiel findet sich in der die Ravarebene gegen Westen begrenzenden Kette. Die obersten Horizonte der über 1000 m mächtigen altpaläozoischen roten Sandsteine weisen dort unruhige Kreuzschichtung bei sehr gleichmässigem, feinem Korn auf, was vielleicht auf äolische Entstehung hindeutet. Sie werden von etwa 70 m hellroten sandig-kalkigen Schiefern und diese von rund 100 m rötlichem Gips überlagert. Über dem Gips folgen mehrere hundert Meter mächtige Kalke und Dolomite mit Spiriferiden und Productiden.

Im Oberkarbon-Perm waren die Ablagerungsbedingungen wesentlich einheitlicher. In der Regel finden wir mehrere hundert Meter einförmige Kalke und Dolomite mit häufigen Brachiopoden und Fusulinen. Doch fehlt es auch hier nicht an örtlich beschränkten lagunären Einschaltungen in Form von gips- und salzhaltigen Mergeln, wie etwa am Lakkarkuh (Fig. 3).

Es erübrigt sich, näher auf diese im allgemeinen unbedeutenden lagunären Absätze im höheren Paläozoikum einzutreten, solange wir nichts Genaueres über die stratigraphische Zugehörigkeit der einzelnen Vorkommen aussagen können. Wir begnügen uns mit der Feststellung, dass sie sich alle auf eng begrenzte Bezirke im Gebiet von Bahabad–Ravar beschränken (Fig. 10b).

3. *Trias*

Ähnliche räumlich beschränkte Lagunärbildungen treten in verschiedenen Horizonten der Trias auf. Zwischen dem südlichen Tabbaser Gebiet und Darband ist die triasische Schichtfolge sehr konstant, und es lässt sich eine beinahe an germanische Verhältnisse erinnernde Dreiteilung durchführen.

Oberer Teil: Über 1000 m grüne siltig-tonige Schiefer mit Sandsteinlagen und häufigen Einschaltungen von fossilreichen Kalkbänken; *Heterastridium*, *Myophoria*, *Indopecten* u. a. Nach Douglas (1929) Ober- bis Mitteltrias. Im Top Korallenkalk rhätischen Alters mit *Terebratula gregaria*.

Mittlerer Teil: Etwa 500 m helle, gutgebankte Dolomite und Kalke mit sehr seltenen kleinen Gastropoden und Zweischalern.

Unterer Teil: 50–120 m sehr charakteristische ziegelrote Kalkschiefer mit *? Pseudomonotis* und kleinen Gastropoden; dünne Sandsteinbank an der Basis, darunter permische Kalke mit *Verbeekina*, *Hemigordiopsis*, *Mizzia*, *Geinitzina* u. a.

---

[3]) Prof. Dr. H. Flügel in Graz hat aus dieser Formation das erste im asiatischen Devon aufgefundene Exemplar von *Receptaculites neptuni* Defr. beschrieben (H. Flügel 1961). Dr. O. H. Walliser in Marburg bestätigte das oberdevonische Alter durch Bestimmung einiger Goniatiten.

Beim oberen Teil handelt es sich um die durch J. A. Douglas berühmt gewordene «Naibandtrias». Der karbonatische untere und mittlere Teil dagegen wurde erstmals von A. Gansser (1955) am Shotorkuh östlich von Tabbas beobachtet. Inzwischen konnten wir am Kuh-i-Naiband und Kuh-i-Darband einwandfrei nachweisen, dass die «Tabbaser» und die «Naibander» Trias sich nicht, wie vorerst vermutet wurde, seitlich vertreten sondern in der oben angeführten Reihenfolge überlagern. Es muss danach auch als fraglich erscheinen, ob die Schieferfazies des oberen Teils wirklich bis ins Ladin hinabreicht, wie das von Douglas, allerdings mit Vorbehalt, auf Grund der Naibander Fauna vermutet wurde[4]).

Recht ansehnliche Gipslager fanden sich hauptsächlich in den basalen roten Schichten und im Übergangsbereich zur dolomitischen Mitteltrias in der Gegend von Bahabad, Gujehr, Darband und östlich von Ravar.

Am Kuh-i-Darband folgen über den typischen ziegelroten Kalkschiefern der Triasbasis vorerst gelbe und blaue, 70 m mächtige Kalk- und Dolomitschiefer, und über diesen eine 120 m dicke Gipszone. Diese gliedert sich von oben nach unten wie folgt:

60 m Wohlgeschichteter weisser Gips mit zahlreichen Lagen von dichtem blauem Dolomit.
30 m Massiger Gips.
30 m Feinste Wechsellagerung von Gips und dichtem Dolomit.

Der Gips ist von mächtigem dickbankigem Dolomit und dieser von grünen Schiefern mit der charakteristischen Naibander Fauna überlagert. Bemerkenswert sind die untersten 30 m der Gipszone, in denen cm- bis mm-dünne Lamellen von Gips und Dolomit wechsellagern (Fig. 4). Es dürfte sich hier um Jahresschichtung handeln.

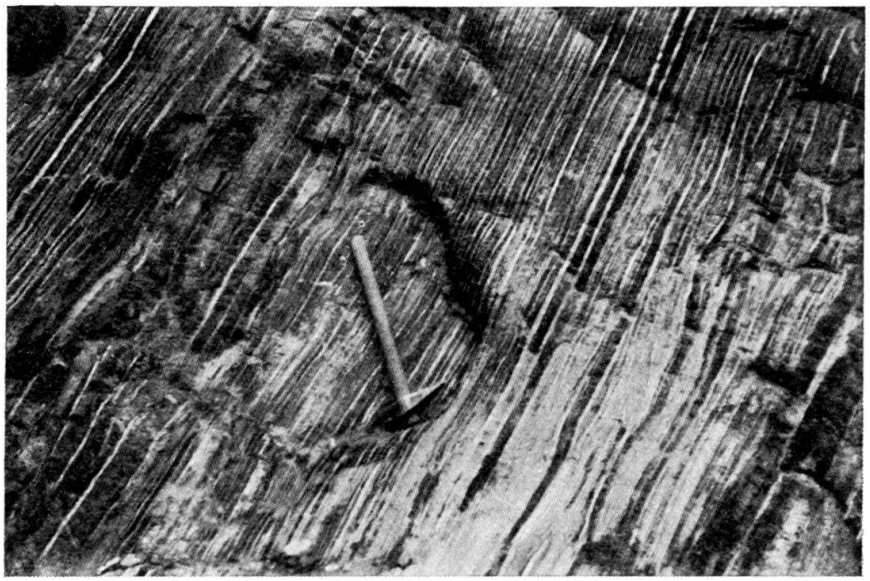


Fig. 4. Trias des Kuh-i-Darband. Feinste Gips/Dolomit-Wechsellagerung.

[4]) Eine Überprüfung des Naibander Profils hat gezeigt, dass die von Douglas provisorisch dem Ladin zugeordneten Schichten von Houz-i-Sheikh in Wirklichkeit ins unmittelbar Liegende der rhätischen Schichten von Houz-i-Khan gehören.

In der Kette *östlich von Bahabad* folgen über jungpaläozoischen Brachiopodenkalken zwei je etwa 60 m mächtige Gipszonen, getrennt durch eine 120 m mächtige Folge der typischen roten untertriasischen Kalkschiefer, hier z. T. in einer mehr sandig-dolomitischen Fazies. Mit den Gipsen assoziiert finden sich Rauhwacken, dünne Dolomite und gips- und salzimprägnierte rote Mergel. Darüber folgen die hellen Dolomite der Mitteltrias.

Für den etwa 80 m mächtigen, mit dünnen Dolomiten und bunten Tonen wechsellagernden auffälligen Gipshorizont in den Hängen *nordwestlich von Gujehr* vermuten wir ebenfalls ein untertriasisches Alter. Er wird von roten Schiefern, Quarziten und plattigen dolomitischen Kalken und diese von mächtigen hellen Dolomiten überlagert – Schichten, die an die Unter- und Mitteltrias von Bahabad usw. erinnern. Unter der Gipszone folgt aber eine sonst nirgends beobachtete, gegen 500 m mächtige Serie von grüngrauen lockeren Sandsteinen mit sehr regelmässigem, feinem Korn und starker Kreuzschichtung, was für äolische Entstehung spricht. Es wäre für unsere Problemstellung bedeutsam, wenn sich eine derartige, offenbar auf engen Raum beschränkte, äolische Bildung im paläozoisch-mesozoischen Grenzbereich nachweisen liesse; leider fehlen hier aber jegliche Fossilspuren, die eine solche Annahme stützen könnten.

Die rund 100 m mächtige rote Schiefer- und Sandsteinzone mit etwas Gips und Salz im obersten Teil, welche am *Lakkarkuh* (Fig. 3) die permischen Fusulinenkalke überlagert, dürfte dagegen wieder die untere Trias vertreten.

Einem höheren Triasniveau muss die Gipszone zugeordnet werden, welche in dem Höhenzug 15 km nordwestlich Bahabad beobachtet wurde. Der 80 m mächtige, wohlgeschichtete Gips enthält regelmässige, etwa 10 cm dicke Zwischenlagen von dichtem bläulichem Dolomit. Er liegt im Profil nur 50 m unter den für das weitere Bahabader Gebiet charakteristischen bunten Übergangsschichten zwischen Trias und Jura (mit grossen Cardinien vermutlich rhätischen Alters). Einige Kilometer weiter nördlich fehlt der Gips bereits völlig und ist durch eine grobe Kalkbrekzie ersetzt. Die erwähnten triasisch-liasischen Übergangsschichten enthalten ihrerseits untergeordnete Gips- und Salzmergel.

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass auch in der unteren und oberen (nicht aber in der rein karbonatisch ausgebildeten mittleren) Trias lagunäre Sedimente mit Evaporiten abgelagert wurden, jedoch nur in einem eng umschriebenen Gebiet. Die genannten Vorkommen liegen alle in einer NW–SE-streichenden Zone, welche bemerkenswerterweise wieder das weitere Bahabad–Ravar-Gebiet bedeckt. Ausserhalb dieser Zone wurden keine triasischen Evaporite beobachtet. (Vgl. Fig. 10c.)

4. *Oberjura*

Neben der Ravar-Formation weist der Oberjura die bedeutendsten Gips- und Salzlager auf, und eine Reihe von Salzstöcken in der Gegend nördlich von Ravar müssen aus dieser Formation bezogen werden.

Im weitern Naibandgebiet schliessen Lias und Dogger faziell an die Obertrias an. Wie diese bestehen sie zur Hauptsache aus graugrünen tonig-sandigen Schiefern und Sandsteinen mit Pflanzenabdrücken und gelegentlichen kohligen Schieferlagen. Dazu kommen häufige marine Einschaltungen in Form von fossilreichen

Kalken und Kalksandsteinen. Der beste marine Leithorizont findet sich im Dogger. Es ist eine schwarzgraue Bank von oolitischem Kalk, im Liegenden von grobkörnigem eisenschüssigem Quarzsandstein, im Hangenden von fossilreichen gelbgrünen Mergeln und Kalksandsteinen begleitet. Es fanden sich Ammoniten (*Stephanoceratidae*, *Macrocephalitidae*), Belemniten, grosse Austern, *Trigonia*, *Terebratula*, *Rhynchonella*, *Pentacrinus*, Korallen etc. Der Horizont lässt sich vom Südrand des Tabbas-Beckens bis ins Hodjedker Gebiet verfolgen. Die übrigen marinen Einschaltungen treten aber von Darband an südwärts mehr und mehr zugunsten rein kontinentaler Absätze zurück.

Mariner Oberjura war bisher nur von A. GANSSER (1955) aus der Gegend nördlich von Tabbas gemeldet worden. Es gelang uns nun, mächtige oberjurassische Serien durch das ganze Gebiet zwischen dem Südwestrand des Tabbaser Beckens und Hodjedk nachzuweisen. Die besten, ungestörtesten Profile fanden sich freilich in der schwer zugänglichen und bisher völlig unbekannten *westlichen Naibander Wüste*, die wir auf der Strecke Parvadeh–Bahabad zum erstenmal durchquerten. Über dem fossilführenden Dogger folgen in jener Gegend bis 1000

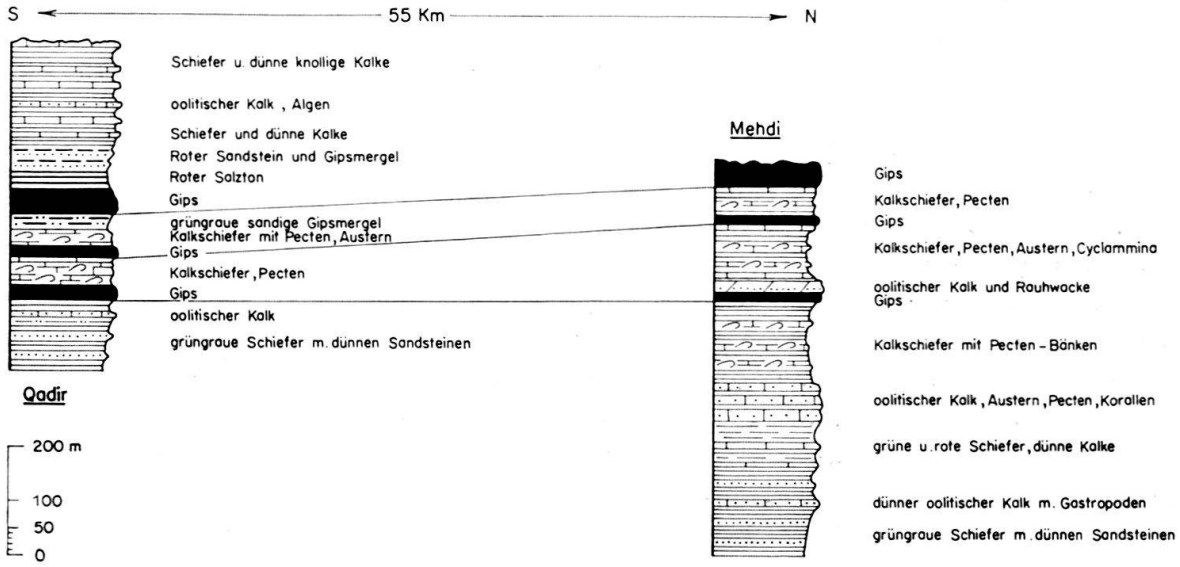


Fig. 5. Oberjura der westlichen Naibandwüste. Profil Mehdi: 70 km S 24 W von Tabbas; Profil Qadir: 65 km N 76 W von Naiband.

und mehr Meter mächtige, sehr monotone, lichtgrüne tonig-siltige Schiefer mit regelmässigen feinen bis feinsten Sandsteinlagen und mit häufigen, lagenweise angeordneten kleinen Toneisensteinknollen. Nebst häufigen Pflanzenabdrücken enthält diese Serie eine spärliche, hauptsächlich durch Lageniden und kleine Gastropoden vertretene marine Fauna. Darüber folgen in mehrfachem Wechsel lagunäre und fossilreiche flachmeerische Ablagerungen mit einer Gesamtmächtigkeit von etwa 500 m. Es lassen sich drei Haupt-Gipszonen mit Mächtigkeiten bis zu 70 m und zahlreiche dünnere Lagen von Gips und gipsreichen Mergeln unterscheiden. Einzelne Gipshorizonte sind von roten Sandsteinen, roten und grünen Gipsmergeln, Rauhwacken und dunkelgrauen dolomitischen Stinkkalken begleitet. Die marinen Schichten zwischen den Gipszonen bestehen aus grauen oolitischen Kalken, bunten knolligen Algenkalken und be-

sonders charakteristischen grüngrauen Kalkschiefern mit Lumachellenbänken von Pecten und Austern. Lokal wurden auch ganze Korallenrasen beobachtet. Das oberjurassische Alter ist durch *Haurania* und andere Foraminiferen nachgewiesen (ALLEMANN). Figur 5 zeigt zwei stark vereinfachte, 55 km im Streichen voneinander entfernte Profile durch diese Formation. Es ist daraus ersichtlich, wie Einzelheiten der Schichtfolge seitlich stark ändern können, während die Formation als Ganzes, und besonders die drei Haupt-Gipszonen, recht konstant sind. In dieser gipsreichen Ausbildung ist der Oberjura längs einer N–S streichenden Zone vom Südwestrand des Tabbaser Beckens bis über Ravar hinaus verfolgbar (Fig. 10d). Im Westen wird diese Zone durch eine ziemlich scharfe Fazieslinie begrenzt, welche dem Ostfusse des Kuh-i-Bahabad entlang und durch die Berge westlich von Ravar verläuft. Westlich dieser Linie besteht der Oberjura aus evaporitfreien, eintönigen, hellgrauen dichten Kalken und Kalkschiefern, welche aber immer noch die charakteristischen Pecten-Lumachellen enthalten. Andrerseits liegen die Salzdiapire, die wir dem Oberjura zuordnen, ihrerseits in einer parallel verlaufenden schmalen Zone, die unmittelbar östlich an die gipsreiche Zone anschliesst, was allein schon ein starkes Indiz für ihre Zugehörigkeit zum selben stratigraphischen Bereich ist.

Die Gipszone umrahmt die Zone der Salzstöcke auch im Norden und Nordosten. Weiter östlich fehlt Oberjura infolge regionaler, teilweise schon prä-mittelkretazischer Erosion, so dass wir über die Faziesentwicklung der Salzformation gegen Osten wenig aussagen können. Immerhin liegen gewisse Anzeichen vor, dass das oberjurassische Becken unweit östlich der Salzstöcke abgeschlossen war. Nordwestlich von Chehel Payeh (nördlich von Darband) sind der tiefste der drei Haupt-Gipshorizonte und die unmittelbar hangenden Schichten von der Erosion verschont geblieben. Von den sonst so typischen Kalkschiefern und Pectenbänken ist hier nichts mehr zu sehen; an ihrer Stelle finden wir grobbankige Algenriffkalke mit Gastropodenbänken und zahlreichen roten feinklastischen Zwischenlagen: eine Fazies, die auf Küstennähe schliessen lässt. Einen ähnlichen Hinweis liefert uns die Unterkreide, wie gleich gezeigt werden soll.

5. *Kreide*

Der gips- und salzreiche Oberjura ist von einer besonders interessanten roten terrestrischen Formation überlagert. Diese besteht zum überwiegenden Teil aus auffällig dunkel-purpurroten bis schwarz-roten Sandsteinen. Im unteren Teil treten auch rote Gipsmergel auf, welche einen normalstratigraphischen Übergang aus den oberjurassischen Evaporiten vermuten lassen (die Kontakte sind meist durch diapirische Bewegungen gestört). Die Sandsteine bilden dicke, gut geschichtete Platten, Schrägschichtung ist eher selten. Nur lokal treten auch vereinzelte Konglomeratbänke auf. Die Gesamtmächtigkeit beträgt 300–500 m. Die Schichten, welche die oberjurassischen Salz- und Gipsdiapire umgeben bzw. von diesen durchbrochen sind, gehören fast ausnahmslos dieser roten Formation an, die wir mit Vorbehalt der Unterkreide zuordnen. Sie wird von den gipsführenden roten Basisschichten der transgressiven Mittelkreide überlagert und ist von diesen durch eine schwache, aber deutliche Diskordanz getrennt. Ganz offensichtlich leiten also

die roten Sandsteine nicht die Mittelkreide-Transgression ein; vielmehr müssen wir sie als eine terrestrische Bildung auffassen, welche die oberjurassische lagunäre Phase zum Abschluss brachte. Dies wird noch durch die Tatsache unterstrichen, dass das Verbreitungsgebiet der roten Sandsteinserie sich weitgehend mit jenem der jurassischen Evaporite deckt. Nun zeigt es sich im Gebiet des Lakkarkuh, dass die roten Sandsteine gegen Osten rasch in grobe Konglomerate übergehen – ein Hinweis dafür, dass der Ostrand des Beckens dort erreicht ist.

Wie der gesamte zentraliranische Raum war auch das Tabbas–Kerman-Gebiet einer prä-mittelkretazischen Phase der Faltung, Emersion und Erosion unterworfen. Die roten Sandsteine wurden von diesen Vorgängen noch miterfasst. Marine Unterkreide fehlt. Mittel- und Oberkreide sind dagegen als fossilreiche Kalke gut entwickelt, denen sich wiederum recht bedeutende lagunäre Bildungen zugesellen. Es lassen sich zwei lagunäre Phasen unterscheiden. Die ältere tritt an der Basis der transgressiven Mittelkreide auf und erfährt ihre mächtigste Entwicklung in einer Zone, welche von Ravar NNW-wärts in die westliche Naibander Wüste hineinstreicht (Fig. 10e). Innerhalb dieser Zone finden wir mit grosser Konstanz über einem wenige Meter mächtigen Basissandstein einen bis zu 80 m Meter mächtigen blassroten Gipshorizont mit zwischengelagerten roten Gips- und Salzmergeln. Über dem Gips folgen knollige und oolitische Algenkalke und darüber als Hauptgestein der Mittelkreide ein massiger Kalk mit *Pseudotucasia* und Orbitolinen des Aptien bis ? Cenoman. Östlich und westlich der genannten Zone nimmt der Gipshorizont an Mächtigkeit rasch ab und geht teils in gipsfreie klastische Bildungen, teils in sandige Basiskalke der Mittelkreide über.

Beachtenswert ist die Tatsache, dass der Gips ohne einleitende Karbonatphase unvermittelt über der unterkretazischen Landoberfläche einsetzt. Eine mögliche Erklärung hierfür ist die, dass der Gips nicht ein primäres Sediment darstellt, sondern aus der Ravar-Formation durch Auflösung und Wiederausfällung umgelagert wurde. Wie später noch ausgeführt werden soll, erfolgten nämlich die frühesten nachweisbaren diapirischen Durchbrüche der Ravar-Formation eben während der unterkretazischen terrestrischen Phase, also unmittelbar vor der Ablagerung des Gipses an der Mittelkreidebasis.

In der Gegend von Ravar–Darband–Sangab leitet der *Pseudotucasia*-Kalk nach oben in dünnbankige Kalke und Kalkschiefer über. Diese sind reich an Ostracoden sowie an *Cerithium*- und *Trochus*-artigen Gastropoden, welche ein teilweise brackisches Milieu vermuten lassen. Sie bilden den Übergang in die zweite lagunäre Phase, vertreten durch mindestens 80 m mächtige rote Gipsmergel mit Lagen von Sandstein, sandigem Kalk, gelegentlichen Gastropodenbänken und häufigen Gipslagen von 1 bis 10 m Mächtigkeit. Darüber folgen massiger Hippuritenkalk und schliesslich detritische Kalke und Mergel mit einer spärlichen Mikrofauna des Senons. Dies sind die jüngsten marinen Ablagerungen des Tabbas–Kerman-Gebietes. Sie werden bei Darband konkordant von roten Sandsteinen und Schiefern terrestrischen Ursprungs und unbekannten Alters überlagert.

6. *Tertiäre und rezente Evaporitbildungen*

Salz- und gipsführende klastische Sedimente jungtertiären Alters, welche als Füllungen Kewir-artiger geschlossener Becken gedeutet werden müssen, treten

in der Tabbaser Depression und am Westrande der Lutwüste auf. Salz und Gips bilden sich auch heute noch in beachtlichen Mengen in der Tabbaser Kewir, in der zentralen Lut und in zahllosen kleineren Depressionen. Sie lassen sich in jeder Beziehung mit den rezenten Bildungen der Grossen Kewir Zentralirans vergleichen. Diese jungen Evaporite stammen nachweislich zum grössten Teil aus der einen oder andern der ältern Salz-Gipsformationen. So wichtig und aufschlussreich sie als aktuelle Erscheinungen sind, können sie hier nicht weiter diskutiert werden. Es sei indessen auf die hervorragende Studie von H. Bobek über Bildungsgeschichte und Erscheinungsformen der Grossen Kewir hingewiesen (H. Bobek 1959).

III. DIE SALZDOME

Neben einer grossen Zahl von Gipsdiapiren und diapirischen Blockmassen fanden sich im Gebiete nördlich und östlich von Ravar acht eigentliche Salzdome (Nr. I bis VIII auf der beigefügten Karte, Fig. 1). Sie können in zwei Gruppen unterteilt werden: Salzdome der Ravar-Formation (Nr. I und II) und Salzdome des Oberjura (Nr. III bis VIII).

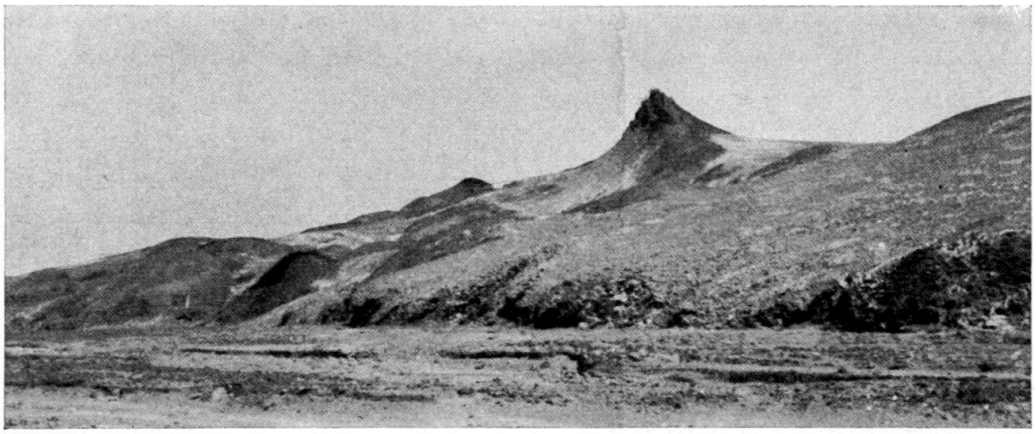


Fig. 6. Detail des Salzdoms I: (?prä-)kambrisches Salz mit Blöcken der Ravar-Formation.

1. *Salzdome der Ravar-Formation*

Salzdom I, «Kalut-i-Pashekhou», wurde zusammen mit Nr. II schon im Februar 1958 auf einem Rekognoszierungsflug entdeckt. Man vermutete damals, dass er einer tertiären Salzformation entstamme. Er zeigt einen regelmässigen ovalen Umriss mit einer 5,5 km langen WSW–ENE streichenden Längsachse und einer Querachse von 3 km. Er durchbricht die SE-Flanke einer flach-kuppelförmigen Antiklinale jungtertiärer Schichten, die hier aus blassroten Gipsmergeln mit dicken grauen Konglomeratbänken im oberen Teil bestehen. Die durchbrochene Flanke der sonst regelmässigen flachen Struktur erscheint durch die Salzextrusion kräftig eingedrückt und steilgestellt. Der Salzdom erreicht seine höchste Erhebung am NW- und N-Rand, d. h. am Kontakt mit dem Tertiär. Von dort fällt er allmählich um etwa 300 m gegen die Alluvialebene im Südosten ab. Das Salz ist von einer dünnen Haut von Residualgips und von unzähligen Gesteinsblöcken jeglicher Grösse überdeckt (Fig. 6). In Erosionsrinnen und Versickerungs-

trichtern tritt überall Steinsalz zutage. Es ist homogen, ungeschichtet, von rötlicher Farbe, durch pelitisches Material und Gesteinsgrus verunreinigt und seinerseits mit Blöcken durchsetzt. Unter den Blöcken lassen sich alle die bekannten Typen der Ravar-Formation wiedererkennen, vor allem die dunkelgrauen, feinschichtigen, stinkenden Kalke, die Kieseldolomite und die Epidot-Amphibolite, neben weinroten Schiefern, hellen marmorisierten Kalken, Diabas, Melaphyr usw. Die Blöcke sind über die ganze Salzfläche verstreut, ihre grösste Anhäufung findet sich aber auf den höher gelegenen Partien im Zentrum und am Nordrand des Domes. Im Übrigen ist eine Innenstruktur des Diapirs nicht zu erkennen.

Der bedeutend kleinere *Salzdom II* wurde nur aus einigen Kilometern Entfernung beobachtet. Er liegt 8 km WSW des Pashekhou-Doms[5]) im Kern einer langgestreckten und tief erodierten Antiklinale paläozoischer Gesteine, die offensichtlich das in Figur 3 dargestellte Profil des Lakkarkuh wiederholen; Einzelheiten des Profils sind auch aus der Distanz deutlich zu erkennen. Die Flanken der Struktur werden von den hellen jungpaläozoischen Kalken aufgebaut, das Zentrum von den altpaläozoischen roten Schichten. Diese roten Schichten der Kernpartie werden von einer kleinen warzenförmigen Salzmasse von nur 800 auf 400 m Durchmesser durchstossen. Der Aspekt des Salzes ist derselbe wie beim Pashekou-Dom, hier wie dort ist es von unzähligen dunklen Blöcken übersät.

Zu diesen beiden Salzstöcken kommen weiter nördlich noch eine Reihe von Gipsdiapiren am Ostfusse der Lakkarkuhkette hinzu, in der auf Figur 3 dargestellten Situation. Auch diese Gipsmassen enthalten etwas Salz und sind mit Blöcken typischer Ravargesteine regellos durchmischt.

2. *Salzdome des Oberjura*

Die sechs Salzdome, welche wir dem Oberjura zuweisen, sind unter sich alle sehr ähnlich. Ihre gemeinsamen Merkmale, welche sie von den Salzstöcken der Ravar-Formation deutlich unterscheiden, sind: 1. Das Salz ist relativ rein, weiss bis grau, auch mit grünlichen, seltener mit rötlichen Schattierungen. Es ist wohlgeschichtet und völlig frei von exotischen Blöcken. Langgestreckte Gipslinsen sind häufig; sie stellen normale Einlagerungen im Steinsalz dar und zeigen konfuse, wurmartige Falten mit steilen Achsen. 2. Die Salzdome sind alle an eine bedeutende N–S-streichende Verwerfung und, im Ravargebiet, an eine Verzweigung derselben geknüpft. 3. Die Dome durchbrechen ausnahmslos nur kretazische Schichten, hauptsächlich die unterkretazische rote Sandsteinserie. Nirgends fanden sich Kontakte mit prä-kretazischen Gesteinen, mit einer bemerkenswerten Ausnahme beim Salzstock VI: hier sieht man eine kleine Antiklinale oberjurassischer Schiefer und Kalke ostwärts unter der Salzmasse auftauchen; im Westen hingegen grenzt das Salz wieder an steilgestellte unterkretazische Sandsteine. Das Salz ist stark mit Gips durchmischt und stellt weniger einen eigentlichen «Dom» als eine lokal angestaute, unregelmässige Salz-Gipsmasse dar. In diesem wie in allen andern Fällen hat man den Eindruck, dass die Salzdiapire nicht

[5]) Die Salzdome I und II wurden bereits in die Geologische Karte von Iran (National Iranian Oil Company, 1959) eingetragen, Nr. II aber irrtümlicherweise im Norden von Nr. I, an Stelle einer kleinen nicht-diapirischen Antiklinal-Kuppel des Tertiärs. Seine korrekte Position ist auf der beigefügten Karte, Figur 1, zu finden.

sehr tiefgreifende Wurzeln besitzen, sondern eher kissenartige lokale Anstauungen darstellen und dabei noch mehr oder weniger ihre ursprüngliche stratigraphische Position im Liegenden der unterkretazischen roten Sandsteine innehaben. Für ein oberjurassisches Alter des Salzes spricht daneben aber vor allem der offensichtlich enge fazielle Zusammenhang mit der oberjurassischen Gipszone. In dem tektonisch wenig beanspruchten Gebiet nordwestlich von Naiband, 100 und mehr Kilometer von den Salzstöcken entfernt, fanden sich ja mächtige, nahezu horizontal gelagerte Gipshorizonte in Wechsellagerung mit fossilführenden oberjurassischen Schiefern und Kalken (Fig. 5). Diese Gipszone kann fast unterbruchslos ins Ravargebiet hinein verfolgt werden. Mit Annäherung an die Salzstöcke, etwa am Kuh-i-Magheini östlich von Bahabad, sehen wir die Gipshorizonte, immer noch mit den fossilführenden Schichten wechsellagernd, an Mächtigkeit zunehmen und plötzlich wilde Falten schlagen, ungeachtet der viel ruhigeren Tektonik der liegenden und hangenden Schichtpakete. Gleichzeitig setzen im Hangenden der Gipse, vorerst noch mit geringen Mächtigkeiten, die roten Sandsteine ein. Noch näher gegen das Salzdomgebiet zu, z. B. bei Gujehr, finden wir schon eigentliche Gipsdiapire, unter nunmehr mächtigen, steil aufgestülpten roten Sandsteinen hervorquellend; auch hier sind die Gipsmassen noch deutlich geschichtet und enthalten Zwischenlagen von fossilführenden Juraschiefern. Die wenig weiter östlich anschliessenden Salzdiapire unterscheiden sich nur durch das Material: hier Steinsalz und Gips ohne Begleitgesteine, dort Gips mit fossilführenden Schieferlagen. Bei Ravar konnte neben Gips auch Schichtsalz in normaler Wechsellagerung mit Pecten-führenden Juraschiefern beobachtet werden. Damit ergibt sich fast zwangsläufig ein oberjurassisches Alter des Salzes der Diapire III–VIII.

Es seien noch einige individuelle Besonderheiten einzelner jurassischer Salzdome erwähnt. *Dom Nr. III* östlich von Ravar (Fig. 7) ist ein länglicher, hoher Salzhügel von 2 km Länge. Er liegt in einem stark gestörten Bereich von merk-

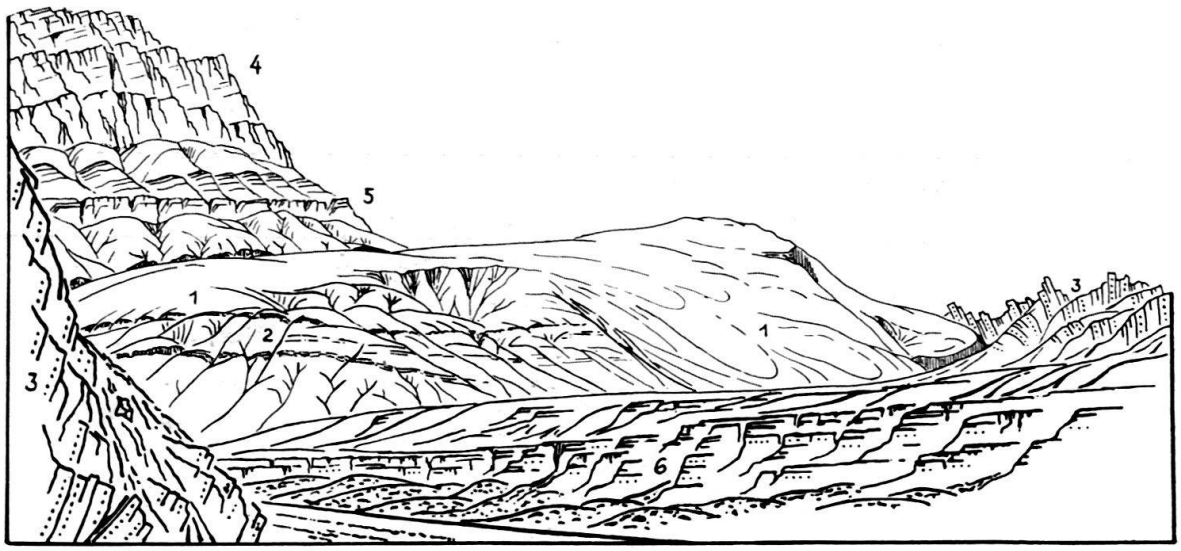


Fig. 7. Diapir III mit Salzgletscher, östlich von Ravar. Blick von Nordosten. 1) Oberjurassisches Salz. 2) Gips und roter Salzton. 3) Dunkelrote Sandsteinserie der Unterkreide. 4) Pseudotucasia-Kalk, Mittelkreide. 5) Gipsmergel mit Lagen von Sandstein und sandigen Kalkschiefern, untere Oberkreide; 4 und 5 überkippt. 6) Flussterrasse. Sichtbare Länge des Salzdoms ca. 1 km.

würdig E–W-streichenden Verwerfungen und Schlingenfalten. Nordwärts stösst die Salzmasse an steilgestellte unterkretazische Sandsteine. Letztere scheinen durch roten Salzton und geschichteten Gips mit dem Salz stratigraphisch verbunden zu sein, nach den Aufschlüssen im nordöstlichen Teil des Diapirs zu schliessen. Im Süden grenzt das Salz mit eindeutig tektonischem Kontakt an eine überkippte Mittel-Oberkreideserie. Ein prachtvoller kleiner Salzgletscher ergiesst sich über die Nordflanke des Diapirs und bedeckt teilweise noch eine Quartärterrasse. *Dom Nr. V* nördlich von Ravar ist der grösste der jurassischen Diapire. Das gurkenförmige Gebilde ist 12 km lang und 1,5 bis 2 km breit. Mindestens 80% der ganzen diapirischen Masse bestehen aus Steinsalz. Das Salz ist deutlich geschichtet und weist grüngraue, z. T. rötliche Farbe auf. Der Rest besteht aus Einlagerungen von Gips sowie grünem und rotem Salzton, welche enge, steile Falten erkennen lassen.

Ein geradezu klassisch schönes Beispiel eines Salzdoms ist *Nr. VII* mit seiner ebenmässigen, kuppelförmigen Gestalt (Fig. 9). Er erscheint eingeklemmt zwischen steilen Wänden von N–S-streichenden roten Sandsteinen der Unterkreide im Westen und E–W-streichenden Kreidekalken im Osten, offensichtlich an einem Punkt höchster tektonischer Beanspruchung (Fig. 8). Das Salz ist farblos-durchsichtig bis grünlichweiss und enthält Einzelkristalle von 20 cm Durchmesser und mehr. Der Dom hat einen ovalen Umriss mit einer Längsachse von 1,2 km, seine höchste Erhebung liegt 210 m über dem tiefsten Punkt am Nordfuss. Das Salz ist mit einer dünnen Kruste von Residualgips bedeckt. Steil bis senkrecht einfallende Gipslagen und -linsen lassen enge Falten mit steilen Achsen erkennen und erheben sich als Mauern und Türmchen über die sonst gleichmässige Salzoberfläche. Im nordöstlichen Teil des Diapirs sind geschichteter Gips und rote Salztone aufgeschlossen, welche steil gegen den Dom einfallen. Ein dünnes, fadenförmiges

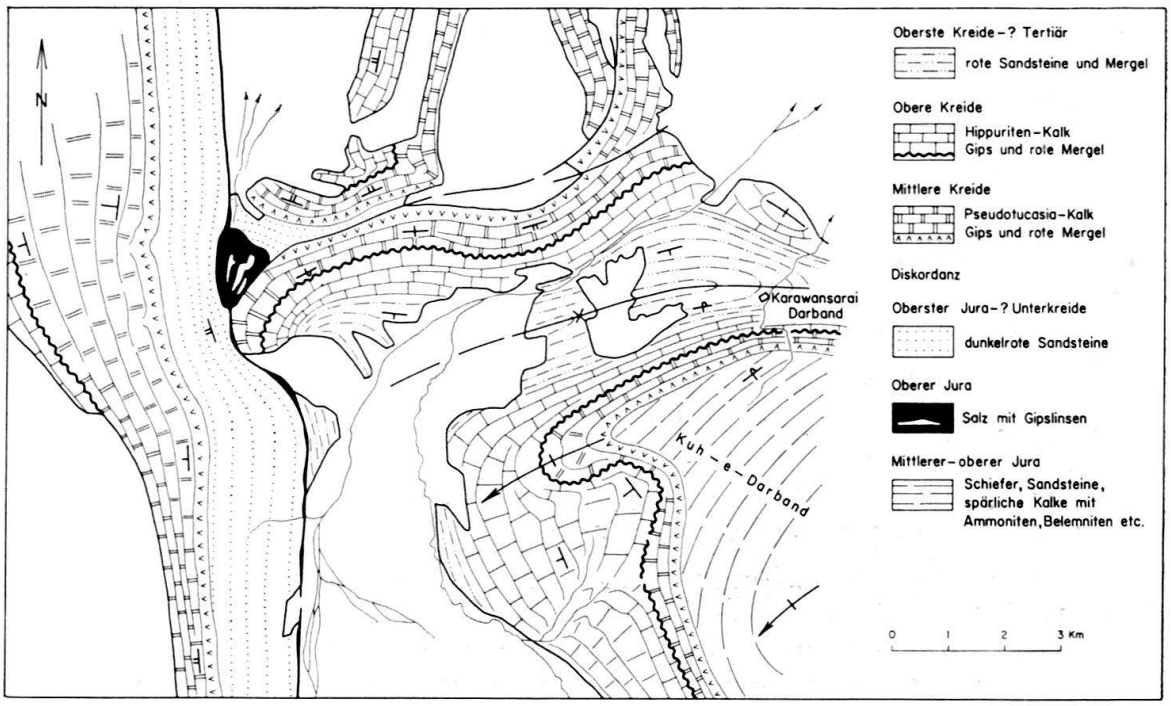


Fig. 8. Geologische Kartenskizze von Darband mit Salzdom VII.

Anhängsel von Salz und Gips lässt sich mehrere Kilometer südwärts entlang der grossen Verwerfung verfolgen.

Dom Nr. VIII wurde auf den Luftbildern als auffällige, grosse Salzmasse erkannt, im Felde aber nicht untersucht. Er ist der nördlichste der Salzdome, 80 km nördlich Ravar gelegen. Doch treten noch weiter im Norden an derselben Verwerfung eine Anzahl Gipsstöcke auf.

IV. ALTER UND URSACHEN DER SALZEXTRUSIONEN

Zum Verständnis der Salzbewegungen ist ein kurzer Überblick über die orogenetischen Vorgänge unerlässlich. Im weitern Tabbas–Kerman-Gebiet unterscheiden wir die folgenden Faltungsphasen:

1. Eine sehr alte Faltung, die bisher nur an wenigen Stellen erkannt wurde, z. B. im Kalmorzgebirge westlich von Tabbas. Sie ist vermutlich *prä-kambrischen* Alters und ging wahrscheinlich der Ablagerung der Ravar-Formation voraus.
2. Eine *prä-mittelkretazische* Phase. Sie entspricht zeitlich den bedeutenden Faltungs- und Metamorphosevorgängen in Zentraliran (A. GANSSER, 1955) und hat auch im südwestlichen Teil unseres Gebietes, in den Ketten von Bahabad–Hodjedk, noch erhebliche Falten erzeugt. Im Salzdomgebiet jedoch verursachte sie nur noch grossräumige Verbiegungen einer unterkretazischen Landoberfläche und einen regionalen Anstieg derselben gegen Osten.
3. Die *tertiäre* Orogenese. Bei der Schaffung des heutigen orographischen Bildes spielte sie zweifellos die bedeutendste Rolle. Dabei lassen sich mindestens zwei Teilphasen erkennen, wie z. B. die Struktur der Lakkarkuhkette zeigt: eine erste Phase erzeugte enge N–S-streichende Falten, Verwerfungen und schuppenartige Überschiebungen gegen Osten; in einer zweiten Phase wurden die Faltenachsen, Verwerfungen und Schubflächen kräftig verbogen. Da sicher datierte Tertiärablagerungen fehlen, lassen sich auch die Bewegungen nicht genauer datieren; bei einem Vergleich mit dem übrigen Iran müssen wir aber wohl im wesentlichen ein jungpliozänes Alter annehmen, wie ja auch die vermutlich miopliozänen Ablagerungen im Becken von Tabbas und in der Lut von den Bewegungen noch kräftig miterfasst wurden. Eine gewisse Differenz in der Faltungsintensität zwischen diesen jungtertiären und den kretazischen Schichtkomplexen lässt daneben auch noch ältere tertiäre Bewegungen vermuten.
4. *Postorogene* Verwerfungen, bei denen es sich meist um reaktivierte ältere Anlagen handelt. Hieher gehört vor allem die grosse Naibander Verwerfung, welche Quartärterrassen zerschneidet und mit den quartären Vulkanen in der Lutwüste, östlich von Ravar, im Zusammenhang steht.

Wenden wir uns nun den diapirischen Bewegungen zu, so muss vor allem betont werden, dass diejenigen der Ravar-Formation nach Alter und Ursache nicht gleich zu bewerten sind wie diejenigen der jurassischen Evaporite. Der Salzdom von Pashekhou (Nr. I, Ravar-Formation) hat eine von der pliozänen Faltung geschaffene Struktur durchbrochen und deformiert; die Salzextrusion ist also jünger als diese Faltung und von ihr unabhängig. Bedenken wir, dass die Ravar-Formation im Tertiär von einem mindestens 2500 m mächtigen Deckgebirge paläozoischer und mesozoischer Gesteine überlagert war, so lässt sich auch ein «selbständiger», nur durch den Überlastungsdruck bewirkter Salzauftrieb ohne weiteres verstehen.

Nun weisen aber die jungtertiären Konglomerate der Pashekhou-Antiklinale ihrerseits massenhaft Gerölle aus der Ravar-Formation auf. Sie beweisen, dass die Ravar-Formation irgendwo weiter westlich schon lange vor dem Durchbruch des Salzdoms der Erosion zugänglich war. Als Lieferanten für die Gerölle kommen

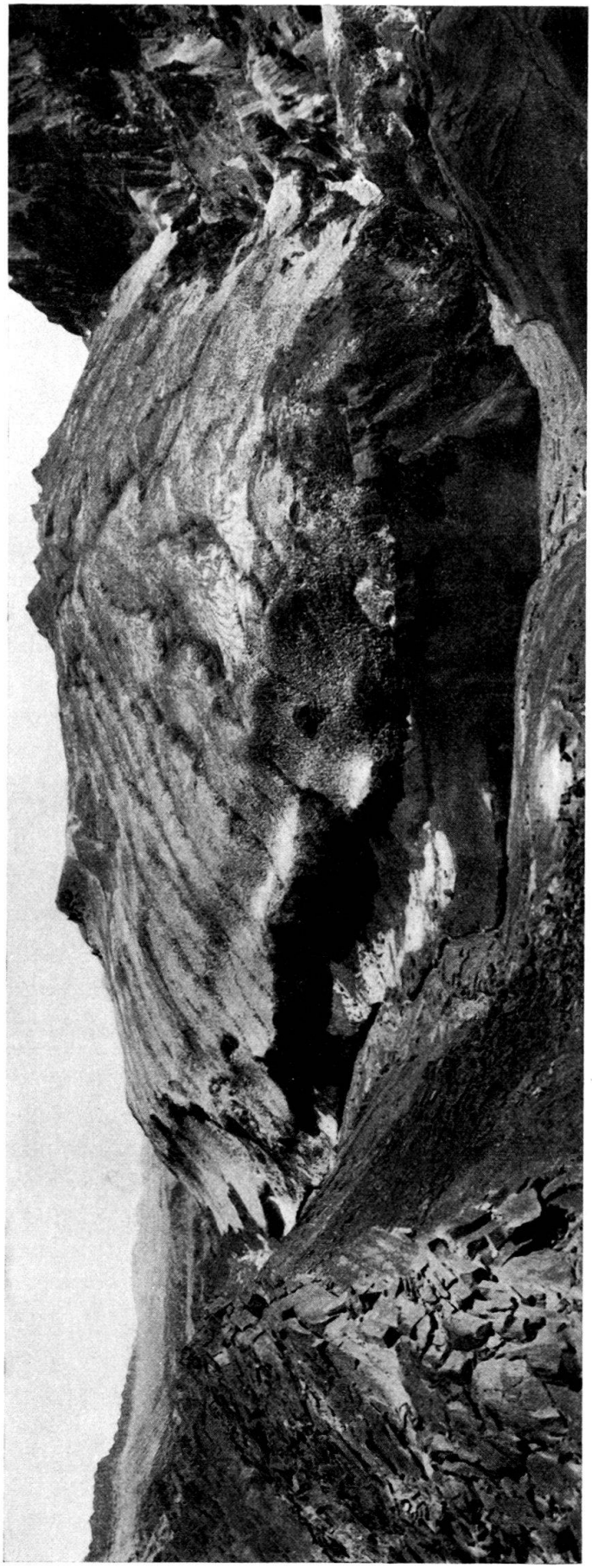


Fig. 9. Salzdom VII, westlich von Darband, Blick von Südwesten. Oberjurassisches Salz. (Vgl. auch Fig. 8.)

dabei in erster Linie die ausgedehnten Blockmassen bei Ravar selbst in Betracht. Schon allein das niedrige, «alte» Relief dieser Blockmassen lässt vermuten, dass sie schon lange vor dem Pashekhou - Salzdom mit seinem jugendlichen Relief zur Erdoberfläche emporgedrungen sind. Bei Ravar haben die Blockmassen oberjurassische und unterkretazische Schichten durchbrochen; nur an wenigen Stellen, z.B. südlich von Gujehr, wurden auch Durchbrüche durch mittel- und ober-kretazische Komplexe beobachtet. Im letzteren Falle ist ein tertiäres Alter der diapirischen Bewegungen natürlich erwiesen. Im übrigen aber, und besonders bei Ravar, geben uns die oberjurassisch-unterkretazischen Ablagerungen die untere Altersgrenze für die Bewegungen. Wohl zeigt nun die transgressive Mittelkreide im allgemeinen nur äusserst schwache Diskordanzen über den unterkretazischen Sandsteinen, als Ausdruck der erwähnten weiträumigen Verbiegungen. Es ist aber höchst bemerkenswert, dass in einigen räumlich eng begrenzten Bezirken plötzlich aussergewöhnlich kräftige Diskordan-

zen mit Winkeln bis zu 90° auftreten. Die Vermutung liegt nahe, dass diese lokalen heftigen Störungen durch frühe diapirische Bewegungen der Ravar-Formation verursacht wurden. Tatsächlich finden sich diese Störungen stets in der Nachbarschaft grösserer Blockkomplexe und es lässt sich zeigen, dass die roten Sandsteine meist in Richtung auf diese Komplexe aufgestülpt sind. Einzelne der Blockmassen können somit geradezu als «fossile Diapire» aufgefasst werden, welche vor sehr langer Zeit, z. T. schon in der frühen Kreide, zur Erdoberfläche durchgebrochen sind, und aus denen die Evaporite inzwischen durch Lösung teilweise oder ganz entfernt wurden. Auf jeden Fall steht fest, dass diapirische Bewegungen der Ravar-Formation zu verschiedenen Zeiten erfolgten, und dass diese Bewegungen von orogenetischen Vorgängen zwar vielleicht ausgelöst wurden, im wesentlichen aber doch von ihnen unabhängig verliefen.

Ganz anders sind die Verhältnisse bei den Bewegungen der oberjurassischen Evaporite. Die Salzstöcke III–VIII sind ausnahmslos an ein bedeutendes Verwerfungssystem gebunden. In der Lakkarkuhkette entwickeln sich die Verwerfungen z. T. zu Überschiebungen und sind somit gewiss als Produkte der tertiären Hauptfaltung zu werten. Ausserdem wurden sie durch spätere Bewegungen verbogen, und der südlichste jurassische Salzdom (Nr. III) liegt an einem ganz abnormal E–W-streichenden Segment einer solchen Verwerfung. Es kann nicht angenommen werden, dass die Verwerfungen, geschweige denn die Überschiebungen, durch diapirischen Druck des Salzes verursacht wurden. Die Überlastung durch rund 1000 m Kreidesedimente (Sandstein, Gipsmergel, Kalk) hätte ohne zusätzliche orogenetische Kräfte ohnehin kaum zur Auslösung diapirischer Durchbrüche genügt, wenn sie vielleicht auch für die Bildung initialer «Salzkissen» knapp ausreichte (vgl. F. Trusheim 1957). Andrerseits können wir uns leicht vorstellen, dass tangentiale orogenetische Kräfte eben dort zu Verwerfungen und Überschiebungen führten, wo die starren unterkretazischen Sandsteine ein Maximum an plastischem Material im Liegenden vorfanden, nämlich im Zentrum des schmalen, rinnenförmigen Salzbeckens mit der grössten Salzmächtigkeit. Ebenso dürfte die plastische Salzunterlage die späteren Verbiegungen der Faltenachsen und Schubflächen wohl ermöglicht, aber nicht erzeugt haben. Ein Blick auf die beigefügte Karte (Fig. 1) lässt erkennen, dass die meisten der jurassischen Diapire an Stellen grösster tektonischer Komplikationen liegen; dies trifft vor allem für die Salzdome III, VI und VII zu, wo sich verschiedene Verwerfungssysteme kreuzen und offenbar Drucke aus verschiedenen Richtungen aufeinanderprallten. Die Bewegungen des jurassischen Salzes wurden also weitgehend durch junge orogenetische Vorgänge verursacht und gelenkt. Die eigentlichen Salzdurchbrüche zur Oberfläche mögen dagegen in einigen Fällen, ähnlich wie bei den jungen Domen der Ravar-Formation, erst nach der Hauptfaltung erfolgt sein. So scheint der Salzdom VII (Fig. 8) ein quartär angelegtes Entwässerungssystem durchbrochen zu haben. Beim Dom III zeigt der Salzgletscher, dass der Diapir gegenwärtig noch aktiv ist.

V. ALLGEMEINE ZUSAMMENHÄNGE

Von den verschiedenen lagunären Ablagerungen im nördlichen Kermangebiet sind diejenigen der Ravar-Formation zweifellos die bedeutendsten. Dass wir in

der Ravar-Formation ein Äquivalent der Hormuz-Serie Südwestirans vor uns haben, wurde bereits betont. Die Vorkommen im nördlichen Kermangebiet stellen die ersten Funde dieser Serie jenseits, d. h. nordöstlich, der grossen Zagros-Überschiebung dar. Wie J. V. Harrison (1930) feststellte, ist das Salzstockgebiet Südwestirans im Osten durch eine sehr markante, SW–NE-streichende Linie begrenzt; ein Streichen, das sich auch in den Falten bei Bander Abbas und im Küstenverlauf von Trucial Oman widerspiegelt. Dieses SW–NE-streichende Element im Hormuz-Salzbecken könnte sehr wohl die Annahme eines bis ins nördliche Kermangebiet reichenden Ausläufers dieses Beckens stützen.

Dennoch scheint bei der Annahme einer solchen direkten Verbindung zwischen dem Ravar- und dem Hormuz-Salzbecken einige Vorsicht geboten. Über den präkambrischen Untergrund und Rahmen des Salzbeckens ist noch wenig Sicheres bekannt. Immerhin fanden sich an drei Stellen im Tabbas–Kerman-Gebiet Gesteine, welche mit grosser Wahrscheinlichkeit älter als die Ravar-Formation und prä-kambrisch gefaltet sind. Der Kern des tief erodierten Kalmorz-Antiklinoriums westlich von Tabbas baut sich aus einem intensiv gefalteten, monotonen Komplex von dunkelgrünen quarzitischen Schiefern und Arkosesandsteinen auf und wird von marinem Oberdevon mit ausgeprägter Diskordanz überlagert. Ähnliche Verhältnisse wurden bei Ab-i-Murad westlich von Kerman beobachtet (A. Gansser 1955). Zum selben alten Komplex gehört ein kleines Massiv von grünem Biotit-Granit östlich von Kalmorz; auch dieses wird von marinem Oberdevon transgressiv überlagert. Der Granit ist wahrscheinlich noch älter als die Schiefer und Arkosen von Kalmorz, da letztere aus granitischem Detritus von sehr ähnlicher Mineralzusammensetzung bestehen. Dass wir es bei diesem Grundgebirge von Kalmorz und Ab-i-Murad mit prä-kambrischen Gesteinen und mit einer prä-kambrischen Orogenese zu tun haben, müssen wir daraus schliessen, dass vergleichbare Bildungen in den bisher bekannt gewordenen altpaläozoischen Serien der weitern Umgebung nicht beobachtet wurden, und dass letztere praktisch Konkordanz mit dem Devon und jüngeren Paläozoikum aufweisen. (Von den rein epirogenetisch bedingten Sedimentationsunterbrüchen und schwachen, nur über grössere Erstreckungen nachweisbaren Winkeldiskordanzen sei hierbei abgesehen). Damit gelangen wir aber für alle drei genannten Lokalitäten zur Annahme einer bedeutenden Schichtlücke, welche das gesamte Altpaläozoikum inklusive Ravar-Formation umfasst, und welche auf eine alte Schwellenanlage, wenn nicht auf die eigentliche Küste, im Westen des Salzbeckens hindeutet. Eine mögliche Fazieszonierung der Ravar-Formation, wie sie in Figur 2a angedeutet wurde (Zunahme der Evaporite gegen Osten) liesse sich damit gut in Einklang bringen.

Für die jungpaläozoischen und mesozoischen Lagunärformationen gilt jedenfalls, dass sie sich in NW–SE-streichenden Becken bildeten, welche alle ungefähr denselben Raum (Bahabad–Ravar) einnahmen. Wir können ebensogut von einem einzigen Lagunärbecken sprechen, das sich periodisch mit jeweils nur geringen Verschiebungen neu bildete (Fig. 10). Es setzt dies eine über enorme Zeiträume konstante paläogeographische Konfiguration voraus.

In diesem Zusammenhang verdienen zwei Tatsachen hervorgehoben zu werden. Erstens die schon mehrfach erwähnte Konkordanz vom Kambrium bis zur

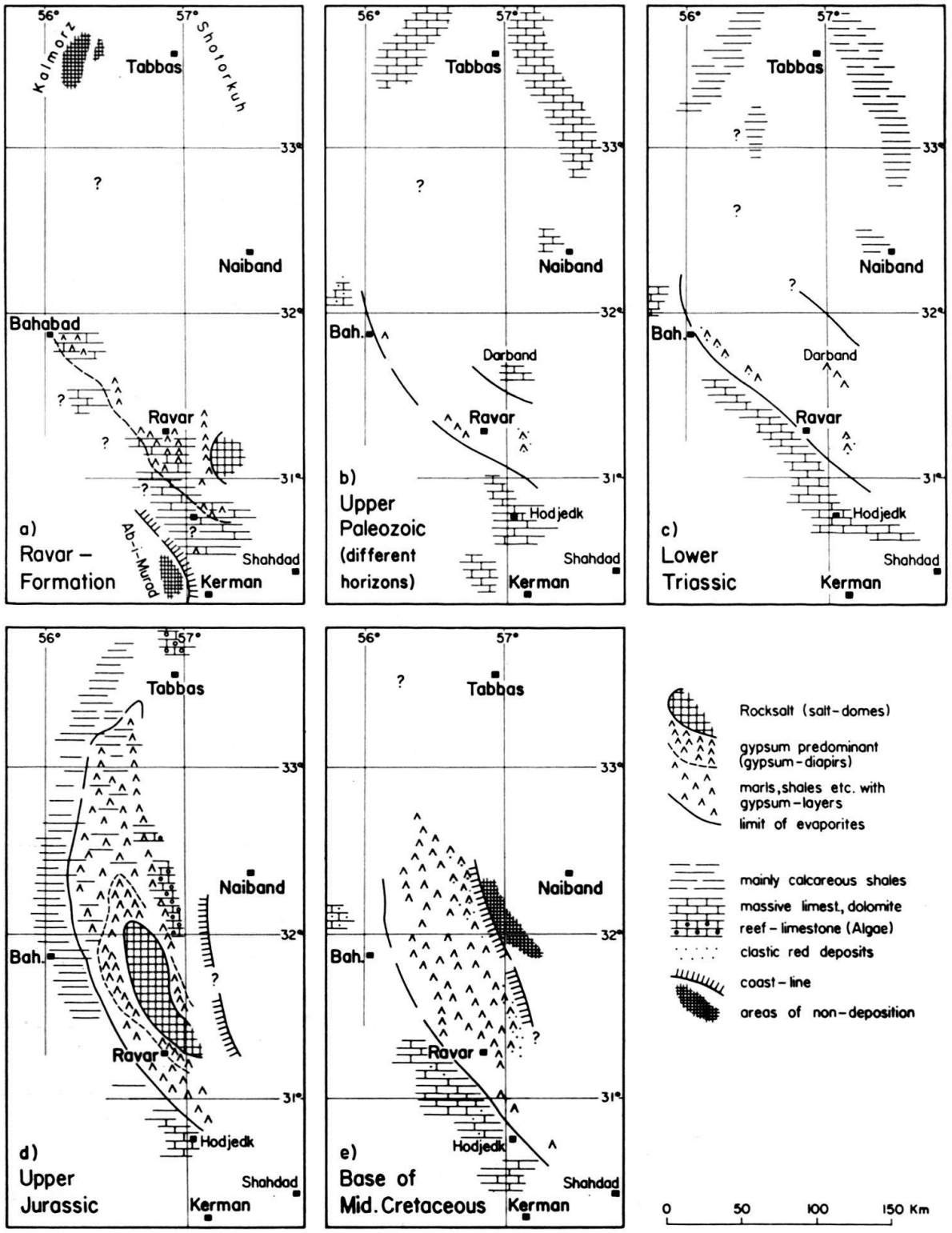


Fig. 10a–e. Verbreitung der Gips- und Salzablagerungen im Tabbas–Kerman-Gebiet.

Unterkreide. In diesem ganzen Zeitraum fanden keine Faltungen statt, wenn auch Bewegungen epirogenetischer Art zur Erklärung der verschiedenen Trans- und Regressionen vorausgesetzt werden müssen. Auf keinen Fall lässt sich aber eine kaledonische oder herzynische Orogenese nachweisen, wie sie z. B. im Zu-

sammenhang mit der «Ural–Oman-Linie» (R. FURON) schon vermutet wurde. Selbst die weiter im Westen so bedeutende prä-mittelkretazische Faltung hat im nördlichen Kermangebiet nur noch bescheidene Auswirkungen gehabt, die das alte, in Mittel- und Oberkreide nochmals in Erscheinung tretende Lagunärbecken nicht wesentlich zu verändern vermochten. Erst die tertiäre Orogenese hat das Becken zerstört und das Zentrum der Salzbildung in andere Räume verlegt. Zweitens fällt in struktureller Hinsicht der nördlich an das Salzbecken anschliessende Gebietsstreifen der westlichen Naibander Wüste auf. In scharfem Gegensatz zu den engen, N–S-streichenden Faltenbündeln der Ketten von Tabbas–Naiband im Osten und von Kalmorz–Bahabad im Westen zeigt dieser Mittelstreifen eine ausgesprochen ruhige Tektonik. Dies gilt vor allem für das Gebiet nordwestlich von Naiband, wo flache, weitgespannte, E–W-streichende Strukturen und ein System von E–W-streichenden Stufenbrüchen das tektonische Bild beherrschen. Auf weite Erstreckung finden wir oft gleichbleibende Schichtneigung von weniger als 10°. Der Umschlag von dieser grosszügigen Tektonik in die engen N–S-streichenden Falten erfolgt sowohl auf der Naibander wie auf der Bahabader Seite längs einer ziemlich markanten Linie. Die ruhige Tektonik des Mittelstreifens lässt sich bis an den Südrand des Tabbaser Beckens verfolgen und setzt sich vermutlich noch in dieses Becken hinein fort. Südwärts, gegen Ravar, nimmt die Faltungsintensität freilich rasch zu; hier handelt es sich aber teilweise sicher um disharmonische Faltung über den diversen Evaporithorizonten, besonders über dem jurassischen Salz. Der tiefere Untergrund ist vermutlich auch im engeren Ravargebiet bedeutend weniger durchbewegt. Aber selbst die oberflächlichen disharmonischen Falten lassen sich in keiner Weise mit den engen Faltensträngen etwa bei Kuhbanan oder Bahabad vergleichen. Wir kommen damit zur Annahme eines relativ starren, streifenförmigen Blocks im tieferen Untergrund, der sich aus dem Tabbaser Becken südwärts in die Ravargegend erstreckt. Die Ursache kennen wir nicht, es sei denn, dass der prä-kambrische Granit östlich von Kalmorz mit dieser Erscheinung in Zusammenhang stehe.

Diese strukturell und stratigraphisch angedeutete Stabilität des Ravargebietes gibt uns auf jeden Fall eine Erklärung für die erstaunliche paläogeographische Konstanz.

Unsere Kenntnisse der lagunären Ablagerungen im nördlichen Kermangebiet sind noch viel zu lückenhaft, um die interne Struktur und Umgrenzung des Salzbeckens zu rekonstruieren. Immerhin lässt sich für das oberjurassische Becken, welches eine deutliche Faziezonierung aufweist, ein grobes Bild wenigstens versuchsweise entwerfen (Fig. 10d). Unmittelbar westlich und nördlich der Salzstöcke zeichnet sich eine Zone von mächtigen, diapirisch verfalteten Gipsmassen ab. Zweifellos stellt sie auch die Zone der grössten Gipsmächtigkeit dar; als Grössenordnung dürfte etwa 200 m angenommen werden, wenn uns auch sichere Werte fehlen. Wie G. RICHTER-BERNBURG (1957) in so überzeugender Weise für das deutsche Zechsteinbecken gezeigt hat, bilden sich die mächtigsten Sulphatablagerungen in der Regel in einer randlichen Zone, unmittelbar an die zentrale Salzzone anschliessend, und besonders über der Schwelle, welche die Lagune vom offenen Meer bzw. von einem angrenzenden grösseren Schelfgebiet trennt. Sie können auf diese Weise eigentliche «Sulphatwälle» aufbauen, welche die alte

Schwelle noch akzentuieren. Versuchen wir dieses Schema auf die oberjurassische Lagune von Ravar zu übertragen, so könnten wir die Zone der diapirischen Gipsmassen leicht mit einer solchen Schwelle identifizieren, und dies umso mehr, als unmittelbar westlich daran evaporitfreie Kalksedimente von normalem Meereswasser anschliessen.

Das offene Meer lag also zur Oberjurazeit anscheinend im Westen. Nun ist ja jede Lagune durch ihre Lage im Schelfgebiet einer grösseren Landmasse charakterisiert. Eine solche Landmasse hätten wir folglich, mindestens für den Oberjura, irgendwo im Osten zu suchen. Leider wissen wir kaum etwas Bestimmtes über die fazielle Entwicklung gegen Osten, in das weite, unerforschte Gebiet der heutigen Lutwüste hinein, wo tertiäre und jüngere Sedimente alle älteren Formationen zu verhüllen scheinen. Umso wichtiger sind die spärlichen Beobachtungen am Westrande der Lut, welche dahin gedeutet werden können, dass eine solche alte – vielleicht sehr alte – Landmasse tatsächlich existierte. Was den Oberjura betrifft, so sind die zunehmenden terrestrischen Einschwemmungen und die Riff-Fazies nordwestlich von Chehel Payeh zu nennen. Es sei aber auch an die aussergewöhnlich reduzierte und lückenhafte Entwicklung des Paläozoikums, besonders auch des Jungpaläozoikums, im Lakkarkuh erinnert; an den allgemeinen Anstieg der unterkretazischen Landoberfläche gegen Osten, wie er durch das transgressive Übergreifen der Mittelkreide auf sukzessive ältere Horizonte bis hinab auf die Trias im Lakkarkuh, durch die zunehmend konglomeratische Ausbildung der unterkretazischen roten Sandsteine gleichfalls im Lakkarkuh, und durch das Auskeilen der Mittelkreide bei Chehel Payeh eindeutig nachzuweisen ist. Schliesslich fände die starke positive magnetische Anomalie, die kürzlich auf einem aeromagnetischen Rekognoszierungsflug über der ganzen Breite der Lut östlich der Naibandverwerfung festgestellt wurde, in einer solchen alten Landmasse die natürlichste Erklärung.

Zum Schluss sei auf einige auffallende fazielle Analogien zwischen der Tabbas–Kerman-Gegend und dem Persischen Golf hingewiesen. Die Ähnlichkeit, wenn nicht Identität, der Ravar-Formation und der Hormuz-Serie wurde erwähnt. Nach N. L. Falcon (1958) ist das Golfgebiet während des grössten Teils des post-kambrischen Paläozoikums durch stabile Plattformverhältnisse mit überwiegend klastischen Schelfsedimenten gekennzeichnet; durch einen Wechsel von vorherrschend klastischen zu vorwiegend kalkigen Ablagerungen im Perm; durch lagunäres Milieu in gewissen Triashorizonten und im Oberjura. («Arab zone», «Hith anhydrite»). Diese und eine Reihe weiterer stratigraphischer und fazieller Besonderheiten des Golfgebietes finden ihr beinahe exaktes Gegenstück in der nördlichen Kermangegend. Beide Gebiete stehen dagegen in scharfem Gegensatz zu den inneren Zagrosketten und zu Zentraliran, und ein direkter Zusammenhang zwischen der Tabbas–Kerman-Gegend und der Golfregion erscheint deshalb, mindestens für das Mesozoikum, ausgeschlossen. Weit wahrscheinlicher ist wohl die Annahme zweier sich gegenüberliegender Schelfgebiete eines grösseren Geosynklinalraumes. Diesen Problemen in den noch wenig erforschten Wüstengebieten Ostirans nachzugehen, wird eine packende Aufgabe künftiger geologischer Forschung sein.

VI. LITERATUR

BOBEK, H. (1959): *Features and Formation of the Great Kawir and Masileh.* Arid Zone Res. Centre, Univ. Teheran, Public. Nr. 2.

BÖCKH, H. DE, LEES, G. M., & RICHARDSON, R. K. (1929): *Contribution to the stratigraphy and tectonics of the Iranian Ranges.* In: J. W. GREGORY: *The structure of Asia.* Methuen, London.

British Petroleum Ltd. (1956): *Geological Maps and Sections of South-West Persia.* 20th Int. Geol. Congr. Mexico.

CLAPP, F. G. (1940): *Geology of Eastern Iran.* Bull. geol. Soc. Am., *51*, No. 1.

DOUGLAS, J. A. (1929): *A marine triassic fauna from Eastern Persia.* Q.J.G.S. London, *85*.

FALCON, N. L. (1958): *Position of Oil Fields of Southwest Iran with Respect to Relevant Sedimentary Basins.* Habitat of Oil. Am. Ass. Petr. Geol.

FLÜGEL, H. (1961): *Receptaculites neptuni* DEFR. *1827 from the Upper Devonian of Kuh-i-Shotori, East-Iran.* Bull. Iran. Petrol. Inst. *4*, Teheran. (Im Druck.)

FURON, R. (1941): *Géologie du plateau iranien.* Mém. Mus. nat. Hist. natur. (n. s. 7) Paris.

GABRIEL, A. (1929): *Im Weltfernen Orient.* München und Berlin.

GANSSER, A. (1955): *New aspects of the geology in Central Iran.* Proc. 4th World Petr. Congr. Sect. 1/A/5, paper 2, Rome.

– (1959): *Ausseralpine Ophiolithprobleme.* Eclogae geol. Helv. *52*/2.

– (1960): *Über Schlammvulkane und Salzdome.* Vjschr. naturf. Ges. Zürich, *105*/1.

HARRISON, J. V. (1930): *The Geology of some Salt Plugs in Laristan.* Q.J.G.S. London, 86.

HEDIN, S. (1923–27): *Eine Routenaufnahme durch Ostpersien.* 3 Bde. Stockholm. (Bearbeitung der geologischen Resultate durch B. ASKLUND und W. O. DIETRICH in Bd. 2).

HEIM, A. (1958): *Beobachtungen über Diapirismus.* Eclogae geol. Helv. *51*/1.

HIRSCHI, H. (1944): *Über Persiens Salzstöcke.* Schweiz. min.-petr. Mitt. *24*, 1–2.

KENT, P. E. (1958): *Recent studies of South Persian Salt Plugs.* AAPG, vol. 42, No. 12.

KING, W. B. R. (1930): *Notes on the Cambrian fauna of Persia.* Geol. Mag. London, No. 793.

– (1937): *Cambrian Trilobites from Iran (Persia).* Mem. geol. Surv. India, Palaeont. indica [NS 22] Mem. 5.

MOSTOFI, B., & FREI, E. (1959): *The main sedimentary basins of Iran and their oil possibilities.* 5th World Petr. Congr., Proc., Sect. 1, paper 17.

National Iranian Oil Company (1959): *Geological Map of Iran.* Teheran.

O'BRIEN, C. E. A. (1955): *Salztektonik in Südpersien.* Z. dt. geol. Ges., Hannover, *105*.

RICHARDSON, R. K. (1926): *Die Geologie und die Salzdome im südwestlichen Teile des Persischen Golfes.* Verh. naturhist.-med. Ver., Heidelberg [NF] 15.

RICHTER-BERNBURG, G. (1953): *Die paläogeographischen Voraussetzungen für die Bildung der nordwestdeutschen Salzlager.* Jb. geogr. Ges. Hannover.

– (1955): *Über salinare Sedimentation.* Z. dt. geol. Ges., Hannover, *105*.

– (1957): *Zur Paläogeographie des Zechsteins.* Vol. 1, Atti Convegno Milano su Giacimenti Gas Europa Occ. Milano.

STAHL, A. F. (1911): *Persien.* Handb. d. reg. Geologie, *5*, Heft 8, Heidelberg.

STÖCKLIN, J. (1961): *Lagoonal Formations and Saltdomes in East-Iran.* Bull. Iran. Petrol. Inst. *3*, Teheran.

TIPPER, G. H. (1921): *The Geology and Mineral Resources of Eastern Persia.* Rec. geol. Surv. India.

TRUSHEIM, F. (*1957*): *Über Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands.* Z. dt. geol. Ges. *109*.