

# Zur Trias des Iran

Von M. DAVOUDZADEH und K. SCHMIDT, München \*)

Mit 6 Abbildungen

## Zusammenfassung

In der Faziesentwicklung der iranischen Trias spiegelt sich der tektonische Zustand und die paläogeographische Position der Arabischen-, der Iran- und der Turan-Platte wider. Die Iran-Platte bildete während des Paläozoikums mit der Arabischen Platte eine Einheit und wurde durch die Paläotethys von der Turan-Platte getrennt. Im Jungpaläozoikum bzw. zu Beginn der Trias löste sie sich aus diesem Verband und kollidierte gegen Ende der Mitteltrias mit der Turan-Platte. Die ehemaligen Plattengrenzen werden heute durch die Nordiran-Sutur markiert.

Unter Berücksichtigung neuer paläotektonischer Ergebnisse werden folgende Fazieszonen unterschieden: Trias des Zagros-Gebietes (Arabische Platte), Trias des Alborz und Zentral-Iran (Iran-Platte), Trias des südkaspischen Gebietes, des Kopet-Dagh und von Naxh-lak (Turan-Platte). Die Faziesentwicklungen der Iran- und der Turan-Platte unterschieden sich während der Unter- und Mittel-Trias erheblich. Auf der Iran-Platte bestand eine Karbonat-Plattform. Auf dem absinkenden Südrand der Turan-Platte hingegen wurden mächtige (1000–3000 m) klastische, zum Teil marine Sedimente deponiert. Nach der Kollision beider Platten erfolgte eine weitgehende Faziesangleichung in der Obertrias.

Die kollisionsbedingten Deformationen (frükkimmerische Bewegungen) hatten auf der Turan-Platte orogenen Charakter, auf der Iran-Platte bewirkten sie Hebungen und eine verstärkte Erosion.

Da die Iran-Platte im Jura durch spreading Vorgänge unter partiellen Rotationen in Teilschollen zerlegt wurde, muß zur paläogeographischen Rekonstruktion eine konstruktive Rückformung dieser Dislokationen durchgeführt werden. Hierbei kommt der Zentral-Ost-Iran-Mikroplatte besondere Bedeutung zu.

Die Iran-Platte und der afghanische Block haben in der oberen Trias als Bestandteil Eurasiens zu gelten. Die Neotethys öffnete sich zwischen der Arabischen und der Iran-Platte.

## Abstract

The facies domains of the Iranian Triassic reflect the tectonic stage and paleogeographic position of the Arabian, Iran and Turan plates. In the Paleozoic Iran and Arabian plate formed a coherent unit and were separated from Turan plate by the Paleotethys. In Late Paleozoic or at the beginning of Triassic the Iran plate drifted apart by the opening of the Neotethys and collided with the Turan plate at the end of the Middle Triassic. The former plate margins are marked at present by the North-Iran suture.

Considering new paleotectonic results the following facies types have been distinguished: Triassic of Zagros (Arabian plate), Triassic of Alborz and Central Iran (Iran plate), Triassic of South Caspian area, Kopet Dagh and Naxh-lak (Turan plate). The Lower and Middle Triassic facies types of Iran and Turan plate are significantly different. On Iran plate carbonate platform conditions dominated whereas thick (1000–3000 m) clastic partly marine sediments were deposited on the subsiding margin of Turan plate.

\*) Anschrift der Autoren: Dr. M. DAVOUDZADEH und Prof. Dr. K. SCHMIDT, Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie, Universität München, Luisenstraße 37, D-8000 München 2.

The collision induced deformations of the Turan plate (Early Kimmerian movements) were of orogenetic type, on the Iran plate however this tectonic event caused uplifting and strong erosion. In Jurassic the Iran plate was fragmented under partial block rotations. Therefore paleogeographic considerations require the reconstruction of the original tectonic situation. In this procedure the Central-East Iran microplate is of special interest. In Late Triassic the Iran plate and the Afghan block were constituents of Eurasia. The Neotethys opened between the Arabian and the Iran plate.

### Résumé

Le développement des faciès du Trias d'Iran reflète la situation tectonique et la position paléogéographique de la plaque turanienne, la plaque iranienne et la plaque arabe. Pendant le Paléozoïque la plaque iranienne et la plaque arabe formaient un ensemble, qui était séparé de la plaque turanienne par la Paléotéthys. A la fin du Paléozoïque, ou au début du Trias, la plaque iranienne se détachait de cet ensemble et entraînait en collision vers la fin du Trias moyen avec la plaque turanienne. Les anciens confins des plaques sont aujourd'hui marqués par la suture nord-iranienne.

En raison des nouveaux résultats paléotectoniques, on distingue les zones de faciès suivantes: Le Trias de la région du Zagros (plaque arabe), le Trias de l'Alborz et de l'Iran central (plaque iranienne), le Trias de la région sud-caspienne, Kopet Dagh, Nakhlak (plaque turanienne). Pendant le Trias moyen et inférieur le développement des faciès des plaques iranienne et eurasiennne différait considérablement. Sur la plaque iranienne existait une plate-forme carbonatique. Sur le bord méridional de la plaque eurasiennne, qui était en subsidence lente, des sédiments clastiques épais (1000—3000 m), en partie marins, étaient par contre déposés. Après la collision des deux plaques les différences entre les deux faciès se perdaient durant le Trias supérieur.

Les déformations produites par la collision (mouvements kimmériens précoces) avaient un caractère orogénique sur la plaque turanienne, alors qu'elles causaient, sur la plaque iranienne, un soulèvement et une accentuation de l'érosion.

La plaque iranienne se décomposait en plusieurs fragments durant le Jurassique sous l'influence du spreading accompagné par des rotations partielles. Pour la reconstruction de la paléographie ces rotations doivent être prises en considération. Dans cette procédure le rôle de la microplaque de l'Iran central et oriental est d'une importance particulière. Pendant le Trias supérieur la plaque iranienne et le bloc de l'Afghanistan faisaient partie de l'Eurasie. La Néotéthys s'ouvrait entre les plaques arabe et iranienne.

### Краткое содержание

В развитии фация триаса Ирана отражены тектоническое состояние и палеогеографические взаимоотношения аравийской, иранской и туранской глыб. Во время палеозоя Иранская глыба была соединена с арабской и отделялась от туранской Палеотетисом. В позднем палеозое, или к началу триаса связь эта распалась и Иранская глыба столкнулась в конце среднего триаса с туранской глыбой. Ее бывшую границу можно проследить сегодня по северо-иранскому шву.

Принимая во внимание новые палеотектонические данные можно выделить следующие фациальные зоны: 1) триас области Загроса — арабская глыба; 2) триас альборца и центрального Ирана — иранская глыба; 3) триас южно-каспийской области, Копет-дага и Нахлака — туранская глыба. Развитие фация иранской и туранской глыб во время нижнего и среднего триаса шло различными путями. На иранской глыбе имелаась платформа карбонатных отложений. На погружающемся южном крае туранской глыбы откладывались мощные в 1000—3000 м кластические, частично морские отложения. Но после столкновения обеих глыб фаций их в верхнем триасе стал одинаков.

Деформации, вызванные коллизией глыб — ранне-кimmerийские движения — придали туранской глыбе орогенный характер, а на иранской глыбе создали поднятия и усиленную эрозию.

Т. к. иранская глыба в юре, в результате процессов расширения дна океана распалась на отдельные фрагменты, то для палеогеографических реконструкций требуется установить их первоначальное положение. Именно здесь отводится особое значение центральной и восточной иранским микроглыбам.

Иранская глыба и афганский блок следует считать в триасе частью Евразии.

Новый Тетис возник между аравийской и иранской глыбами.

## 1. Einleitung

In den letzten 20 Jahren ist eine Reihe von geologischen Arbeiten erschienen, die sich u. a. mit der Trias des Iran befaßten. Eine zusammenfassende Darstellung wurde 1971 von SEYED-EMAMY veröffentlicht. Ein neuerer Überblick und eine verfeinerte Stratigraphie der iranischen Trias wurden von KRISTAN-TOLLMANN et al. (1979; 1980) vorgelegt. Wir möchten aufgrund neuer paläotektonischer Ergebnisse eine Faziesgliederung vorschlagen, aus der sich ein klareres Bild der geologischen Entwicklung des Irans während der Trias ergibt. Es werden dadurch auch ursprüngliche paläogeographische Zusammenhänge erkennbar, die durch spätere tektonische Bewegungen auseinandergerissen wurden.

Während der Trias vollzog sich in der geologischen Geschichte des Irans ein grundlegender Wechsel. Die Iranische Platte, die bis dahin Bestandteil des Gondwana-Kontinents war, löste sich im späteren Paläozoikum oder in der unteren Trias von Arabien und driftete nach Norden. Die Kontinentalschollen zu beiden Seiten des entstehenden Ozeans — der Neotethys — zeigten fortan eine eigene Faziesentwicklung sowie unterschiedliche tektonische und magmatische Entwicklung.

In der späten Trias kollidierten Iran- und Turan-Platte, so daß die Paläotethys in diesem Abschnitt Mittelasien geschlossen wurde. Eine entsprechende variszische-frühkimmerische Plattengrenze wird durch die Nordiran-Sutur markiert, die mit Resten paläozoischer Ophiolite (Mashhad und Rasht) aus dem Gebiet von Aghdarband über den Nordrand des Binalud durch das südkaspische Gebiet in den Kleinen Kaukasus zu verfolgen ist. Während der Unter- und Mitteltrias waren die Ablagerungsbedingungen zu beiden Seiten der Sutur deutlich verschieden. Auf der Iran-Platte bestand eine Karbonat-Plattform. Der S-Rand der Turan-Platte hingegen senkte sich, so daß 1000—3000 m mächtige marine Kalke, Schiefer, Sandsteine und Vulkanite abgelagert wurden. Die klastischen Sedimente entstammen der Abtragung des variszischen Gebirges im Turan-Gebiet.

Während das Tafelfundament der Turan-Platte von variszisch gefaltetem Paläozoikum gebildet wird, besteht die metamorphe Basis der Iran-Platte aus präkambrischem Kristallin. Durch die Kollision beider Platten wurden die Strukturen des Irans und die weitere geologische Entwicklung Nord- und Zentral-Irans nachhaltig beeinflußt. Die Obertrias der Iran-Platte zeigt bereits eine Angleichung an die Obertrias-Fazies der Turan-Platte.

Der SW-Iran wurde in diese Entwicklung nicht einbezogen. Die Trias des Zagros-Gebietes gehörte bereits zu den Tafelsedimenten der Arabischen Platte.

Die Iran-Platte bestand allem Anschein nach aus mehreren Teilelementen. Paläomagnetische Daten zeigen jedenfalls, daß ein Teil des Zentral- und der Ost-Iran eine „Zentral-Ost-Iran-Mikroplatte“ bildeten, die der Turan-Platte gegenüber rotierte.

## 2. Faziesbereiche

Die Trias des Irans kann in drei Fazieszonen gegliedert werden:

- Trias des Zagros-Gebietes (Arabische Platte)
- Trias des Alborz und Zentral-Iran (Iran-Platte)
- Trias des südkaspischen Gebietes, des Kopet Dagh und von Naxhlaq (Turan-Platte)

### 2.1. Unter- und Mitteltrias

#### 2.1.1. Zagros Fazies (Arabische Platte)

Das Zagros-Gebiet wurde durch die Öffnung der Neotethys vom Zentral-Iran getrennt. Die Zagros-Trias zeigt im Gegensatz zu der des Zentral-Irans von Unter- zu Obertrias keinen wesentlichen Fazieswechsel (Abb. 1).

Die Trias des Zagros-Gebietes besteht aus Ablagerungen eines epikontinentalen Flachmeeres und zwar bis 1000 m mächtigen Karbonaten, Evaporiten und basalen roten Schiefen. Die Evaporite im unteren und oberen Teil der Abfolge wechsel-lagern nach NE hin mit Dolomiten. Diese sind als sealing rocks für die Gaslager-stätten im Perm von Bedeutung und keilen im mittleren Teil der Zagros-Falten-zone aus.

Das Oberperm wird durch die Schiefer der Dalan-Formation vertreten, die der Khuff-Formation in Saudi-Arabien entspricht. Darüber folgt konkordant die Khaneh Kat-Formation der Trias. Sie besteht außer basalen Schiefen im wesentlichen aus Dolomiten und wird von der jurassischen Neyriz-Formation überlagert.

Die Khaneh Kat-Formation ist in den tief angeschnittenen Antiklinalen an der Zagros-Überschiebungzone aufgeschlossen.

In Lorestan ist Trias nur aus Tiefbohrungen bekannt. Die fazielle Entwicklung ist hier ähnlich wie im Irak (JAMES & WYND, 1965).

In Bohrungen am Persischen Golf werden Wechsellagerungen (300—900 m) von Dolomiten, Evaporiten und Kalken der Permotrias zugeordnet. Sie sind mit der Sudair-Formation Saudi-Arabiens zu vergleichen (HUBER, 1978).

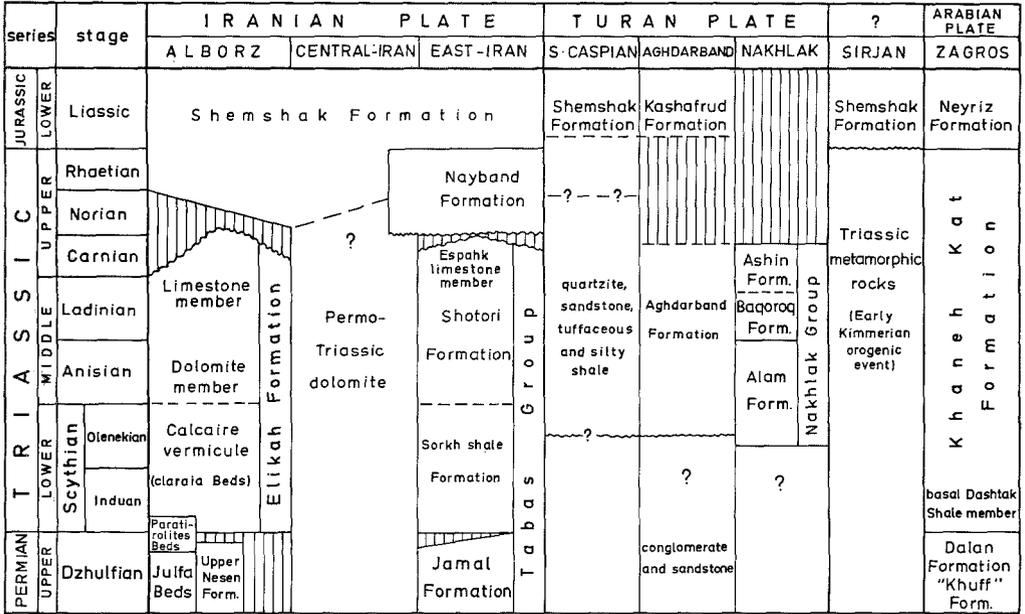
#### 2.1.2. Alborz- und Zentral-Iran-Fazies (Iran-Platte)

Sedimente der unteren und mittleren Trias sind in Nord- und Zentral-Iran weit verbreitet und bestehen in der Hauptsache aus karbonatischen Flachwasser-Sedi-menten. Die tiefste Trias wie auch Perm-Trias-Übergangsprofile treten, soweit be-kannt, nur im Julfa- (NW-Iran) und im Abadeh-Gebiet (SW Zentral-Iran) auf.

In der oberen Trias wurde der Nord- und Zentral-Iran von tektonischen Bewe-gungen (frühkimmerische Bewegungen) betroffen, die Hebungen und eine ver-stärkte Erosion zur Folge hatten.

Über die Sedimente der unteren und mittleren Trias (Elikah-Formation) im Norden und die dolomitischen Abfolgen im Kerman-Yazd-Gebiet (Zentral-Iran) transgredierte dann und zwar heterochron die Shemshak-Formation, deren unterer Teil im Ost-Alborz und im Kerman-Gebiet zur oberen Trias gehört. Im Ost-Iran sowie im Gebiet von Esfahan folgt über der Shotori-Formation oder den Dolomi-ten die Nayband-Formation (obere Trias). Dieser Faziesbereich wird im Norden durch die Nordiran Sutur (Abb. 2) begrenzt. Die Südbegrenzung der Fazieszone ist durch die Zagros-Überschiebung gegeben.

## Zur Trias des Iran



Stratigraphic time relations of the Triassic formation in Iran

Abb. 1. Stratigraphische Tabelle der Trias Formationen im Iran.

Innerhalb dieses Faziesraumes sind drei Subfazies zu erkennen:

- Alborz Subfazies (Elikah Fazies)
- Ost-Iran- und Esfahan Subfazies (Sorkh Shale- und Sotori-Fazies)
- Kerman-Yazd Subfazies (Dolomit-Fazies)

### 2.1.2.1. Alborz-Subfazies (Elikah-Fazies)

In der unteren und mittleren Trias setzte sich die Plattform-Sedimentation, die bereits während des Paläozoikums erfolgte, mit der Ablagerung von Schelf-Karbonaten fort. Im Julfa-Gebiet (NW-Iran) werden dunkle Brachiopodenkalke des Guadalupian konkordant von 33 m mächtigen Schiefen, Mergeln und feingeschichteten Kalken der Julfa Beds überlagert (STEPANOV et al., 1969). Die Julfa Beds gehen in eine Schiefer- und Sandstein-Serie (17 m) der Perm-Trias-Übergangsschichten über, die eine (Perm-Trias) Mischfauna enthalten. Darüber folgen gut geschichtete, 280 m mächtige Kalke und Schiefer (Claraia-Schichten), die Äquivalente der unteren Elikah-Formation darstellen.

In anderen Teilen des Alborz fehlt die unterste Trias. Die Elikah-Formation (Unter- und Mitteltrias) überlagert schwach diskordant die Nesen-Formation (Oberperm) oder die Ruteh-Formation (Mittelperm). Der untere Teil der Elikah-Formation entspricht den Claraia-Schichten und besteht aus gut geschichteten Kalken, dolomitischen und mergeligen Kalken (Calcaire vermicule). Darüber folgen dickbankige Dolomite und dolomitische Kalke. Die Elikah-Formation wird

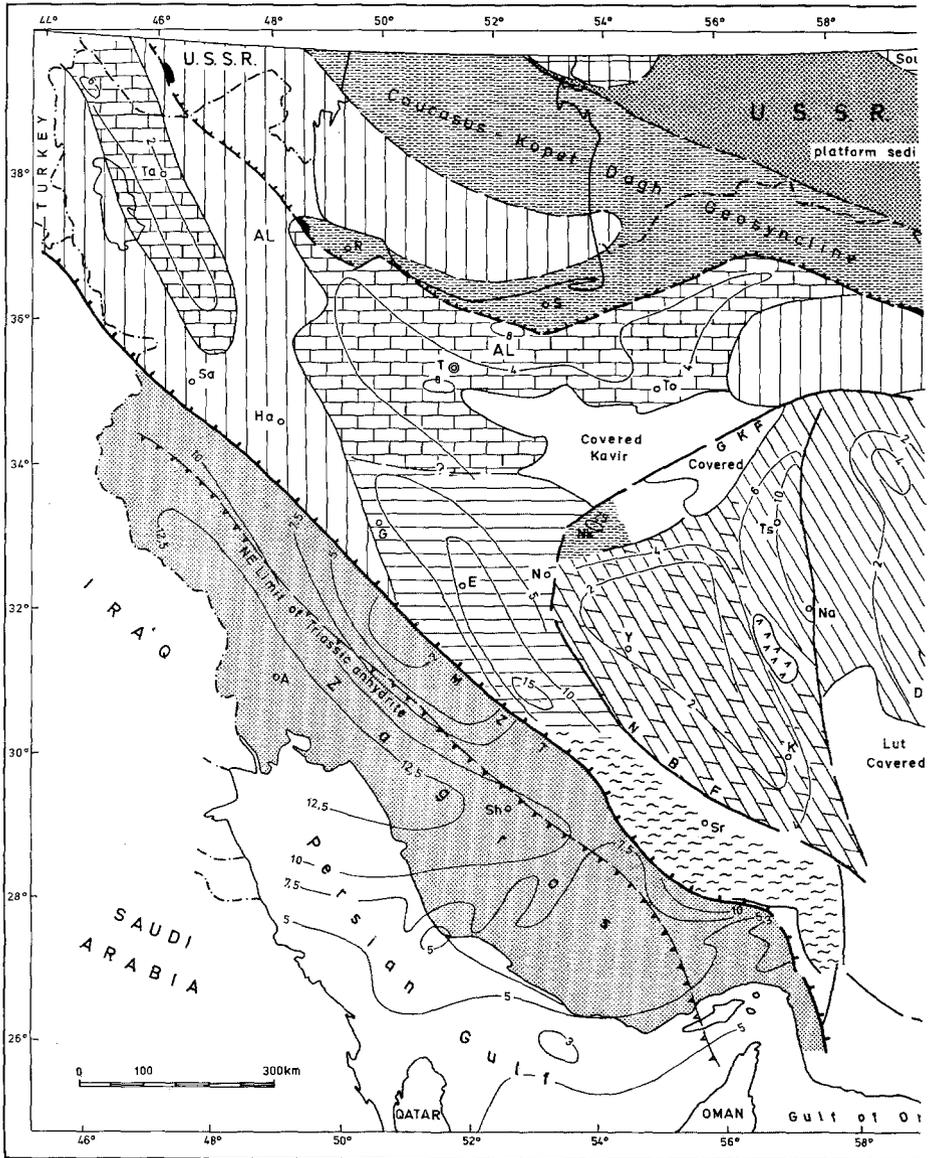
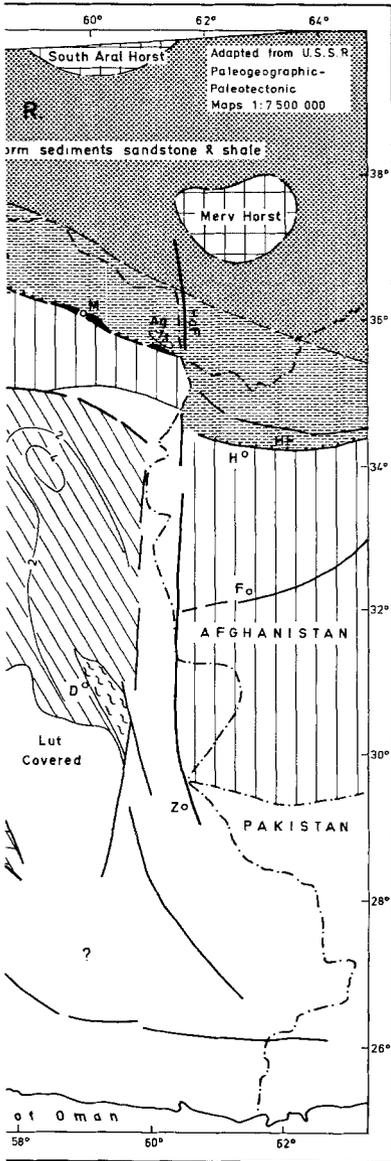


Fig. 2. Lithofacies and isopachs map of lower and middle triassic.

Abb. 2. Lithofazies- und Isopachen-Karte der Unter- und Mitteltrias im Iran.

# Zur Trias des Iran

## LITHOFACIES AND ISOPACH MAP OF THE LOWER AND MIDDLE TRIASSIC OF IRAN



- Turan plate facies**
- Turan platform subfacies
  - Caucasus-Kopet Dagh-South Caspian geosyncline subfacies
- Iran plate facies**
- Alborz subfacies (Elikah Formation)
  - East Iran and Esfahan subfacies (Sorkh Shale, Shotori and Nayband Formation)
  - Kerman-Yazd subfacies (dolomite)
  - Sirjan-Esfandagheh zone: metamorphic Triassic (Early Kimmerian metamorphism)
- Arabian plate facies**
- Zagros facies (Khaneh Kat Formation)
- Other symbols:**
- Evaporite facies
  - Paleozoic ophiolite (remnant of Paleotethys)
  - Horst area, erosion
  - Pre-Rhaetian erosion, land area
  - Isopachs of Lower and Middle Triassic Formations in 100 meters
  - North Iran suture (Iran plate/Turan plate)

A Ahwas Ag Aghdarband AL Alborz D Deh Salm E Esfahan  
 F Farah G Golpaygan GKF Great-Kavir Fault Ha Hamedan  
 HaF Harirud Fault H Herat HF Hindukush Fault  
 K Kerman MZN Main Zagros Thrust M Mashhad N Nain  
 NBF Nain-Baft Fault Nk Nakhlak Na Nayband R Rasht  
 Sa Sanandaj S Sari Sh Shiraz Sr Sirjan Ts Tabas  
 Ta Tabriz T Tehran To Torud Y Yazd Z Zahedan

diskordant von klastischen Sedimenten der Shemshak-Formation überlagert (Abb. 3, Profil 1).

Im oberen Chalus-Tal ist der aus Kalken bestehende untere Teil der Elikah-Formation 100 m mächtig (GLAUS, 1964, 1965). Die Mächtigkeit des oberen dolomitischen Teils der Formation beträgt 200 m. Südlich von Teheran (Shahr-e-Ray) wächst die Gesamtmächtigkeit der Formation auf etwa 800 m an (DELLENBACH, 1964), ebenso südlich von Amol im unteren Haraz-Tal (SÜSSLI, 1976).

#### 2.1.2.2. Ost-Iran- und Esfahan-Subfazies (Sorkh Shale- und Shotori-Fazies)

Im Ost-Iran liegt die untere Trias konkordant oder nach einer unbedeutenden Schichtlücke auf der Jamal-Formation des Perms. Sie besteht aus rötlichen karbonatischen Schiefern mit dünnen Kalk- und Dolomiteinlagerungen. Diese Gesteine werden als Sorkh Shale-Formation bezeichnet (STÖCKLIN, 1961; STÖCKLIN et al., 1965; RUTTNER et al., 1968).

Die Sorkh Shale-Formation wird von gut geschichteten Dolomiten der Shotori-Formation überlagert. Stellenweise bilden massige Kalke (Espahk Limestone member) den oberen Teil der Shotori-Formation. Sorkh Shale- und Shotori-Formation erreichen eine Gesamtmächtigkeit bis 1000 m.

Über der Shotori-Formation folgen mit scharfem Kontakt die klastischen Sedimente der Nayband-Formation (obere Trias).

Die Sorkh Shale- und Shotori-Fazies der unteren und mittleren Trias tritt auch im Gebiet von Esfahan-Abadeh auf. Im Esfahan-Gebiet ist auch die Nayband-Formation entwickelt. Der paläogeographische Zusammenhang beider Verbreitungsgebiete (Ost-Iran und Esfahan) wird nach einer konstruktiven Rückrotation der Zentral-Ost-Iran-Mikroplatte in ihre ursprüngliche triassische Position deutlich (Abb. 4 und 5).

#### 2.1.2.3. Kerman Yazd-Subfazies (Dolomit-Fazies)

In diesem Faziesgebiet ist die untere und mittlere Trias geringmächtig. Sie besteht im wesentlichen aus Dolomiten mit Mächtigkeiten bis zu 200 m. In der Umgebung von Kerman finden sich nur helle Dolomite ohne Fossilien. Die Grenze gegen permische Dolomite ist nicht festzulegen (HUCKRIEDE et al., 1962). In der Gegend von Kuhbanan wird der kalkige Anteil der Abfolge ca. 20 m mächtig und enthält lediglich unbestimmbare Schalenreste.

#### 2.1.2.4. Festland- und Erosionsgebiete

In einigen Teilen der Iran-Platte unterblieb die Sedimentation ganz oder abgelagerte Trias-Schichten wurden wieder erodiert.

Aus dem Ost-Alborz, dem Sabzewar-Gebiet und dem Gebiet von Torbat-e-Jam ist keine Trias bekannt. Ebenso fehlen Trias-Ablagerungen im NW-Iran und zwar in den Gebieten von Hamedan-Sanandaj und Urmieh sowie im Soltanieh-Gebirge in Ost-Azərbayjan (Abb. 2). In der Trias dürfte auch die Zone von Farah-Scholle (SW Afghanistan) Festland gewesen sein.



### 2.1.3. Südkaspische-, Kopet Dagh- und Nakhlak-Fazies (Turan-Platte)

Die Trias auf dem Südrand der Turan-Platte besteht aus Kalken mit Cephalopoden, Schiefen, Mergeln, Sandsteinen, Konglomeraten und Vulkaniten. Die klastischen Anteile entstammen vermutlich dem Abtragungsschutt des variszischen Gebirges. Die Südgrenze dieser Fazies wird durch die Nordiran Sutur gebildet (Abb. 2).

Die Trias der Turan-Platte weist folgende Merkmale auf:

1. Neben der Karbonatfazies treten marine und nichtmarine klastische Sedimente auf.
2. Vulkanische Gesteine (Tuffe und Laven) sind häufig.
3. Die Mächtigkeit der unteren und mittleren Trias erreicht 1000—3000 m und weist auf stärkere Absenkung hin.
4. Das untere Skyth fehlt infolge der variszischen Orogenese.

Diese Fazies ist nur an wenigen Stellen im Iran aufgeschlossen. Sie ist von Aghdarband im Ost-Kopet Dagh (SEYED-EMAMI, 1971; RUTTNER, 1980) und aus dem Kalardasht-Gebiet ca. 25 km SW von Chalus (CARTIER 1971) bekannt sowie bei Masuleh im Talesh-Gebiet (DAVIES et al., 1972) und im Nakhlak-Gebiet nördlich Anarak im Zentral-Iran anzutreffen (DAVOUDZADEH et al., 1969; DAVOUDZADEH & SEYED-EMAMI, 1972). Das letzte Vorkommen ist durch eine Gegenzeiger-Rotation der Zentral-Ost-Iran-Mikroplatte in seine heutige Position gelangt (DAVOUDZADEH et al., 1981).

#### 2.1.3.1. Südkaspisches Gebiet

Im Talesh-Gebiet SW Rasht (Bl. Masuleh) besteht die Trias aus weißen bis grauen Quarziten mit dünnen Einschaltungen von Tuffiten, karbonatischen Schiefen, Sandsteinen und vereinzelt sauren Vulkaniten. Eine detaillierte biostratigraphische Einstufung war aber bisher nicht möglich (DAVIES et al., 1972).

Im Kalardasht-Gebiet (N Zentral Alborz) besteht die Trias aus gelben bis weinroten Kalken und dunkelroten teils sandigen Schiefen. Die Kalke sind organogen-detritische Sedimente und enthalten mittel- bis obertriassische Ammoniten (CARTIER, 1971). Die Schichtfolgen des Talesh- und Kalardasht-Gebietes werden durch die Nordiran Sutur von der Elikah-Fazies des Alborz getrennt.

#### 2.1.3.2. Kopet Dagh

Die vorjurassischen Gesteine im Kopet Dagh sind nur in einem Erosionsfenster bei Aghdarband (Ostende Kopet Dagh) erschlossen. Die Trias von Aghdarband wurde von RUTTNER (1980) ausführlich als Aghdarband-Formation beschrieben. Die Gesteine sind stark gefaltet. Die Mächtigkeit der einzelnen Schichtglieder wechselt erheblich.

Die frühkimmerischen Bewegungen in diesem Gebiet ereigneten sich in der späten Trias oder an der Wende Trias/Lias und hatten orogenen Charakter.

Die Aghdarband-Formation (Abb. 3, Profil 4) besteht vom Hangenden zum Liegenden aus:

- 250 m nichtmarine Tonschiefer
- 3— 5 m Sandstein mit Pflanzenresten
- 1— 3 m Kohle-Horizont (Kohle, Kohleschiefer)

## Zur Trias des Iran

- 50 m Tonschiefer und dunkel tuffitische Sandsteine
- 30 m Vulkanite (Tuffe, Laven)
- 300—400 m marine Tonschiefer mit Einlagerungen tuffitischer Sandsteine, stellenweise auch Konglomerate
- 5— 20 m Tonschiefer mit Ammoniten (oberes Ladin)
- 20 m Vulkanite (Laven und Tuffe)
- 300 m Tuff und tuffitische Sandsteine
- 50 m Wechsellagerungen von Tuffen und Kalken mit Ammoniten (unteres Anis), stellenweise Konglomerate
- 300 m geschichtete Kalke, lagenweise mit Bioturbationen

Die Aghdarband-Trias wird von einer mächtigen Folge aus Schiefen, Sandsteinen und Konglomeraten unterlagert. In den Konglomeraten fallen vor allem Granitgerölle auf.

Über der Aghdarband-Formation oder ihrer vortriassischen Unterlage folgt die Kashafrud-Formation des Lias mit deutlicher Winkeldiskordanz.

Die Basis der Kashafrud-Formation wird meist von einem Transgressionskonglomerat gebildet.

### 2.1.3.3. Nakhlak-Gebiet

Die Trias von Nakhlak (25 km N von Anarak, Zentral-Iran) bildet ein eigenständiges Vorkommen, das sich von anderen unter- bis mitteltriassischen Ablagerungen im Zentral-Iran (Karbonat-Plattform) deutlich unterscheidet. Sie ist zumindest in ihrem unteren Teil marin und führt reichlich Ammoniten.

Die Trias-Folge (Nakhlak-Gruppe) ist ca. 2500 m mächtig (DAVOUDZADEH et al., 1969) und bildet einen isolierten Berg nördlich der Anarak-Ketten. Die Bleilagerstätte von Nakhlak liegt an der Ostseite des Berges. Die Basis der Nakhlak-Gruppe ist zwar von quartären Sedimenten verhüllt, es ist aber anzunehmen, daß die Trias über paläozoisches (variszisches) Anarak-Kristallin transgredierte (DAVOUDZADEH et al., 1981). Über der Nakhlak-Gruppe liegen mit deutlicher Winkeldiskordanz Kalke der Unterkreide.

Die Nakhlak-Gruppe ist in drei Formationen zu gliedern (DAVOUDZADEH & SEYED-EMAMI, 1972):

- Ashin-Formation (Oberladin-Karn)
- Baqoroq-Formation
- Alam-Formation (Oberskyth-Mittelanis)

TOZER (1972) hat aus der Alam-Formation eine Ammoniten-Fauna (46 Gattungen und Arten) des Oberskyth-Anis beschrieben.

Die Alam-Formation ist 780 m mächtig und besteht aus sandigen Kalken, kalkigen Schiefen, tuffhaltigen Sandsteinen und dickbankigen bzw. knolligen Kalken. Die Ammoniten-Fauna entspricht Faunen im Kaukasus und N-Afghanistan. Die Schichtfolge wird von Sandsteinen mit Pflanzenresten abgeschlossen, die eine Meeresregression anzeigen. Über der Alam-Formation folgen die 1250 m mächtigen Konglomerate der Baqoroq-Formation. Sie weisen auf eine rasche Hebung und kräftigen Erosion während des Ladins hin. Im untersten Teil der Konglomerate sind vorwiegend Komponenten der oberen Alam-Formation (Knollenkalke) zu finden. Höher im Profil überwiegen Gerölle aus nichtmetamorphen Kalken, Dolomiten und Sandsteinen mit paläozoischen Fossilien, schließlich dominieren

Gerölle aus Anarak-Kristallin. Die wechselnden Geröllspektren spiegeln also sehr deutlich das Tiefergreifen der Erosion wider.

Über der Baqoroq-Formation liegt die 425 m mächtige Ashin-Formation. Sie besteht aus Schiefen mit dünnen Kalk- und Sandstein-Einlagerungen. Da o n e l l a I o m e l l i W i s s m a n im Mittelteil spricht für Oberladin (TOZER, 1972). Vermutlich reicht die Schichtfolge aber bis ins Karn.

## 2.2. Obertrias

Iran-Platte und Turan-Platte bildeten während der Obertrias bereits eine Einheit.

Auf der Turan-Platte, im Norden, fehlen infolge einer starken frühkimmerischen Faltung in den meisten Gebieten Obertrias-Sedimente. Sie wurden entweder nicht abgelagert oder relativ schnell wieder abgetragen. Am Ostende des Kopet Dagh transgrediert die Kashafrud-Formation, die lithologisch der Shemshak-Formation ähnlich ist, mit einer Winkeldiskordanz über die frühkimmerisch gefaltete Aghdarband-Formation der Unter- und Mitteltrias. Die unteren Teile der Kashafrud-Formationen gehören bereits in den Lias, vermutlich in den höheren Lias. Bei Nakhlak liegen die Orbitolinenkalke der unteren Kreide mit scharfer Winkeldiskordanz auf der Nakhlak-Gruppe (Unter- und Mitteltrias).

Auch auf der Iran-Platte, im Alborz und im Zentral-Iran, ereigneten sich in der späten Mitteltrias und frühen Obertrias frühkimmerische Krustenbewegungen, die hier Hebungen und Erosion jedoch keine Faltung bewirkten. Durch synsedimentäre Bruchtektonik und die Entstehung trogförmiger Senkungszone änderten sich die Ablagerungsbedingungen erheblich. Die klastische Shemshak-Formation, die über die Elikah-Formation transgrediert und stark wechselnde Mächtigkeiten aufweist, demonstriert diesen Wechsel deutlich (Abb. 1 und 3). Dieser in der oberen Trias beginnende Sedimentationszyklus reichte bis in den mittleren Jura und wurde durch die mitteljurassischen Krustenbewegungen beendet (DAVOUDZADEH & SCHMIDT, 1981).

Die Schichtlücke zwischen der Elikah-Formation und der Shemshak-Formation hat unterschiedliche Reichweite. Die unteren Teile der Shemshak-Formation werden wegen des Fehlens von Leitfossilien allgemein für Lias gehalten.

Im Gebiet von Jam (NE von Semnan) konnte ALAVI-NAINI (1972) aber für die untere Shemshak-Formation Nor-Rhät-Alter nachweisen. Es liegt hier eine etwa 100 m mächtige Sandstein-Schiefer-Serie vor, die in dünnen Kalkeinlagerungen norische Ammoniten enthält. Darüber folgen 250 m mächtige quarzitisches Sandsteine des Nor-Rhät.

Etwa gleiches Alter (Nor?-Rhät) gibt STAMPFLI (1978) für die untere Shemshak-Formation im Gebiet von Geshlagh (SE Gonbad-e-Kavous) weiter im Osten an.

Im Kerman-Yazd-Gebiet liegt die Shemshak-Formation diskordant auf Trias-Dolomiten. Auch in diesem gut untersuchten Gebiet reichen die Shemshak-Sedimente in die obere Trias hinunter. Im Kerman-Becken liegt terrestrisches Rhät ohne erkennbare Diskordanz auf dolomitischer Mitteltrias. Die untere Shemshak-Formation ist 400—2000 m mächtig, wobei aber über kurze Entfernungen starke Mächtigkeitsänderungen auftreten können. Es sind 3 Einheiten zu unterscheiden:

Obere kalkige, sandige Serien (150—770 m) mit Pelecypoden, Brachiopoden und Korallen. ARJANG (1975) nimmt Obertrias-Alter an.

Mittlere kohleführende Serie (100—640 m) mit 2 Kohlehorizonten. An der Obergrenze der Serie erfolgt ein deutlicher Wechsel von terrestrischer zu mariner Fazies. Das Auftreten von *Lepidopteris* sp. weist auf Rhät.

Untere sandige, quarzitische Serie (140—600 m) mit Pflanzenresten. An der Basis ist ein Bauxit-Laterit-Horizont vorhanden. SCHWEIZER (1978) stellt diese Serie ins Nor.

#### Nayband-Formation (Obertrias)

Im Ost-Iran wird die Shotori-Formation bzw. der Espahk-Kalk diskordant von der Nayband-Formation überlagert. Diese erreicht im Typusgebiet eine Mächtigkeit von ca. 2200 m (DOUGLAS, 1929; BRÖNNIMANN et al., 1971) und besteht aus Mergeln, Schiefen, Siltsteinen und Sandsteinen sowie mehreren Kalkbänken. Es lassen sich 4 Einheiten unterscheiden (von oben):

- Houz-e-Khan member (450 m). Korallen(Riff)-Kalke mit Wechsellagerungen von Kalkschiefern, Mergeln und wenig Sandstein.
- Houz-e-Sheikh member (385 m). Wechsellagerung von Sandsteinen und Kalkschiefern.
- Bidestan member oder Mittlere Kalke und Schiefer (450 m). Kalkschiefer, fossilführende Kalke, wenig Sandstein.
- Gelkan member oder Untere Sandstein und Schiefer (915 m). Mergel, Silt-schiefer, Siltstein, Quarz-Sandsteine.

ZANINETTI & BRÖNNIMANN (1974) stellten die Nayband-Formation ins Karn-Rhät. KRISTAN-TOLLMANN et al. (1979) betonen aber, daß aus paläontologischen Gründen nur höheres Nor und Rhät in Betrachtung kommen.

Die Nayband-Formation tritt auch im Gebiet von Esfahan-Golpaygan auf. Etwa 50 km NE von Esfahan (Zefreh-Gebiet) enthalten die Schichten (600 bis 800 m) eine reiche Heterastridium-Fauna (DAVOUDZADEH & TATAVOSSIAN, 1966). Weiter im N und NE, im Gebiet von Soh, erreichen die Schichten 1400 m Mächtigkeit. Hier sind neben der Korallenfauna auch Ammoniten zu finden (ZAHEDI, 1973). Ablagerungen der Nayband-Formation sind auch aus dem Gebiet von Meymeh und Muteh ca. 100 km NW von Esfahan (Blatt Golpaygan) bekannt.

Die beschriebenen Sedimente entstammen einer mit Riffen besetzten, sandig-kalkigen Schelfzone. Sie ordnen sich einer NW-SE Zone am SW Rand der Ost-Zentral-Iran-Mikroplatte ein, wenn die erforderliche Rückrotation vorgenommen wird (Abb. 4).

### 3. Zur frühkimmerischen Tektonik

Obwohl die Iran- und die Turan-Platte möglicherweise bereits in der unteren Trias kollidierten, weisen beide Einheiten bis zum Karn/Nor deutliche Faziesunterschiede auf. Erst danach ist eine lithologische Angleichung zwischen beiden erkennbar. Die frühkimmerischen Bewegungen sind offenbar der Ausdruck der finalen Kollision und haben beide Platten in unterschiedlicher Weise beeinflußt.

Die Deformationen erfolgten auf der Turan-Platte, soweit erkennbar, nach dem Karn. Auf der Iran-Platte entstanden zwischen der späten Mittel- und der frühen Obertrias-Schichtlücken unterschiedlicher Reichweite.

Die frühkimmerischen Bewegungen waren auf der Turan-Platte weit intensiver als auf der Iran-Platte. Die Unter- und Mitteltrias von Aghdarband (Turan-Platte) ist stark gefaltet und wird mit deutlicher Winkeldiskordanz von der jurassischen

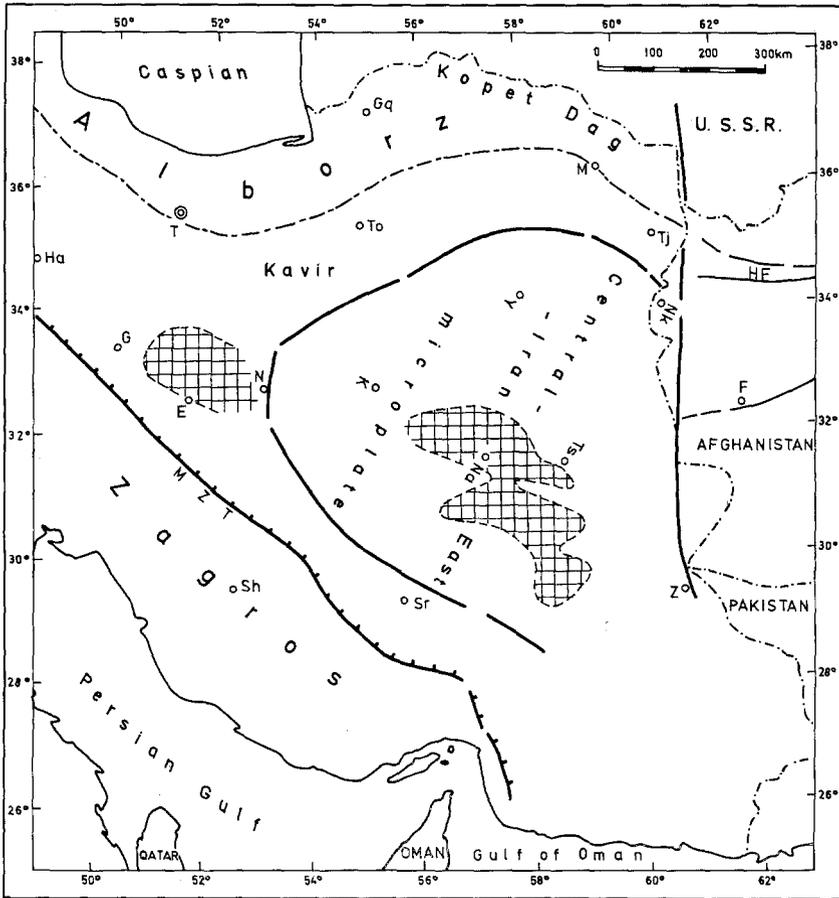


Fig. 4. Paleographic sketch map of the Nayband Formation, after clockwise rotation of Central-East-Iran of  $110^\circ$ , according to its former position in Upper Triassic.

Abb. 4. Verbreitung der Nayband Formation. Die Zentral-Ost-Iran-Mikroplatte ist in ihre ursprüngliche Position rückrotiert ( $110^\circ$ , Zeigersinn).

Kashafrud-Formation überlagert. Als Folge der Deformation und der anschließenden Hebung entstand eine Schichtlücke, die die gesamte Obertrias und vermutlich auch Teile des unteren Lias umfaßt. Der Deformationsgrad scheint weiter im Osten am Hindukush Lineament noch zuzunehmen. Dort entwickelte sich auch ein granitischer Plutonismus (Stöcklin, 1977).

Für die Iran-Platte sind dagegen Bruchtektonik und Vertikaltektonik mit entsprechender Erosion kennzeichnend. Die Auswirkungen einer starken Kompressionstektonik und Magmatismus fehlen hier.

Zonen einer offenbar frühkimmerischen Metamorphose (Grünschiefer-Fazies) im Esfandagheh-Sirjan-Gebiet bedürfen noch der Erklärung. Es ist denkbar, daß

im Zusammenhang mit den Vertikalbewegungen Zonen verstärkten Wärmestroms bestanden, auf die die Metamorphose zurückgeführt werden kann.

#### 4. Die Rotation der Zentral-Ost-Iran-Mikroplatte

Die Zentral-Ost-Iran-Mikroplatte wird im N durch die Great-Kavir-Störung, im Westen und Südwesten durch die Nain-Baft-Störung und im Osten durch die Harirud-Störung begrenzt (Abb. 2).

Paläomagnetische Daten (SOFFEL & FÖRSTER, 1980) und geologische Überlegungen (DAVOUDZADEH et al., 1981) legen den Schluß nahe, daß sich die Mikroplatte in der späten Trias durch Riftbildung aus dem Verband der Iran-Platte löste und nach Süden driftete. Wie sich die übrigen Teile der Iran-Platte dabei verhielten, ist bis zum Vorliegen weiterer paläomagnetischer Daten nicht zu sagen. Zumindest weist ihre lithofazielle Entwicklung weitgehende Übereinstimmung mit der Fazies der Mikroplatte auf.

Die Zentral-Ost-Iran-Mikroplatte hat seit der Trias eine relative Gegenzeiger-Rotation von  $135^\circ$  ausgeführt. Die ursprünglichen geologischen Zusammenhänge (Strukturen, Fazieszonen) wurden dadurch auseinanderbewegt und versetzt. Beim Versuch einer paläogeographischen Rekonstruktion sind daher entsprechende konstruktive Rückrotationen unerlässlich (DAVOUDZADEH et al., 1981).

Ein Beispiel hierfür bietet die Nakhlak-Trias, deren Sonderstellung inmitten der zentraliranischen Karbonat-Plattform schwer zu erklären war. Bei einer entsprechenden Rückrotation gelangt sie in eine Position westlich von Herat (Turan-Platte) und befindet sich dann in einer Zone korrelater Fazies (Abb. 5). So bestehen fazielle Übereinstimmungen mit der Trias NW-Afghanistans (STÖCKLIN, 1974; ASHRAF, 1977; WOLFART & WITTEKINDT, 1980) wie auch mit der Trias von Aghdarband (RUTTNER, 1980).

Hinzukommt, daß durch diese Prozedur auch das variszische Anarak-Kristallin in die Nachbarschaft paläozoischer Metamorphite der Turan-Platte gelangt.

Die Nakhlak-Trias samt ihrer metamorphen Unterlage kann in ihrer heutigen Position also mit ziemlicher Sicherheit als dislozierter Bestandteil der Turan-Platte verstanden werden. Darüber hinaus ergeben sich auch plausible Grundzüge für das fazielle Gesamtbild.

Bei der heutigen tektonischen Anordnung zeigen die Bereiche der südkaspischen- und Kopet Dagh-Fazies wie auch die Alborz-Sufazies eine WNW-ESE bis E-W-Erstreckung. Im Verbreitungsgebiet der Ost-Iran-Subfazies wie auch der Kerman-Yazd-Subfazies herrschen dagegen N-S-Konturen vor. Außerdem werden die Ost-Iran- und Esfahan-Subfazies durch die Kerman-Yazd-Subfazies voneinander getrennt (Abb. 2).

Nach der konstruktiven Rückrotation (Abb. 5) zeichnet sich hingegen eine generale WNW-ESE- bzw. E-W-Orientierung ab, die vermutlich dem Verlauf des Tethysrandes entspricht. Ost-Iran- und Esfahan-Subfazies sind in diesem Bilde vereint. Die Nayband-Formation ist dem Plattenrand klarer zugeordnet als vorher. Schließlich rücken durch diese Operation auch die inmitten des Lut Blockes isolierten frühkimmerisch metamorphen Gesteine von Deh Salm an das Sirjan-Gebiet heran, aus dem eine frühkimmerische Metamorphose bekannt ist. Die Rotation der Zentral-Ost-Iran-Mikroplatte ist also sowohl durch paläomagnetische als auch geologische Befunde gut zu belegen.

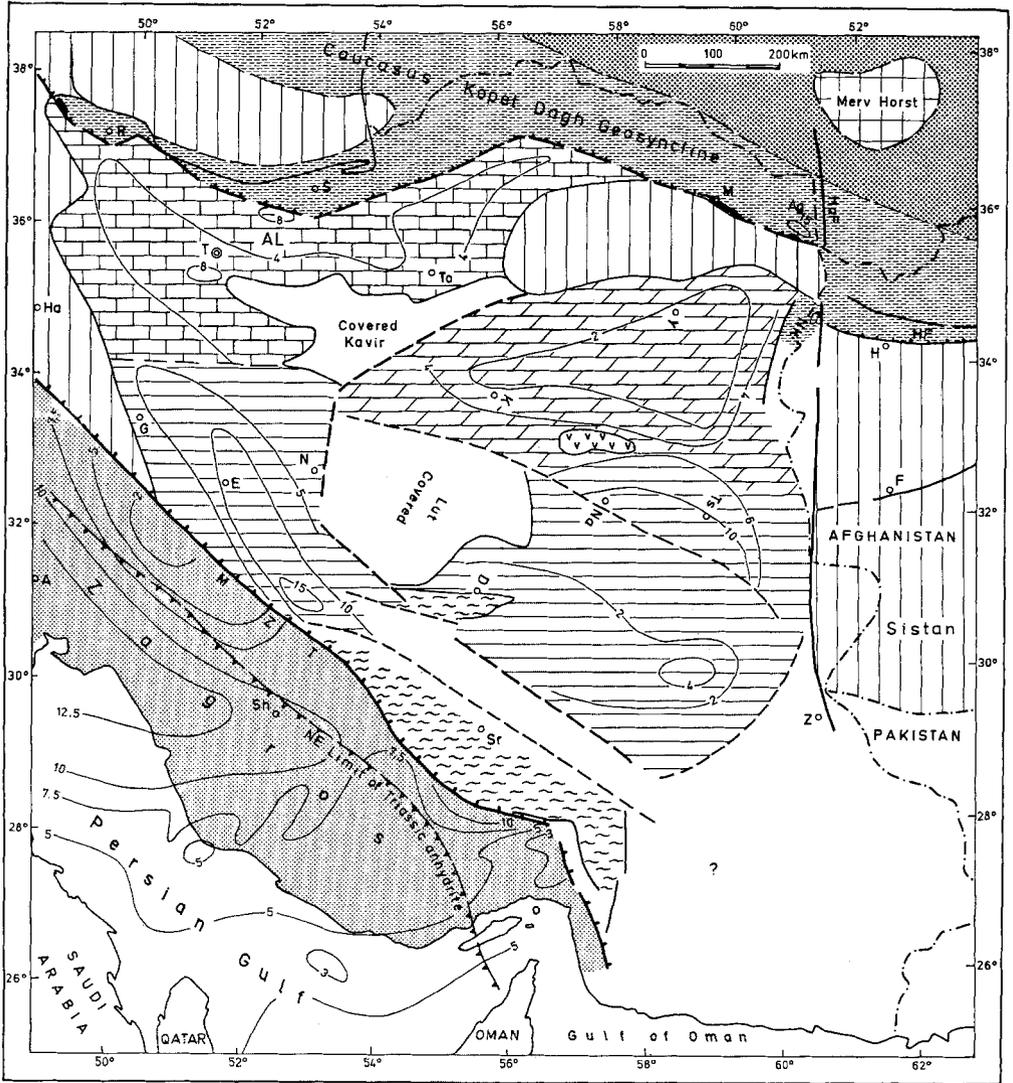


Fig. 5. Lithofacies and isopachs map of lower and middle triassic (for the legend see Fig. 2). The Central-East-Iran microplate is rotated (130° clockwise) in its corresponding former position.

Abb. 5. Lithfazies- und Isopachen-Karte der Unter- und Mitteltrias (Leg. vergl. Abb. 2). Die Zentral-Ost-Iran-Mikroplatte ist in ihre ursprüngliche Position rückrotiert (130°, Zeigersinn).

## Zur Trias des Iran

In diesem Zusammenhang muß darauf aufmerksam gemacht werden, daß die bisher veröffentlichten Rekonstruktionen der triassischen Neotethys (u. a. SMITH et al., 1981) im Bezug auf den Iran und vielleicht auch auf Afghanistan der Korrektur bedürfen. Die Iran-Platte und Afghanistan wurden durch die variszisch-frühkimmerische Orogenese mit Eurasien verbunden. Für die Neotethys der Trias ist daher eine Position zwischen der Iran- und der Arabischen Platte anzunehmen (Abb. 6). Die spreading-Prozesse innerhalb der Iran-Platte haben in der Obertrias eine Riftbildung bewirkt aber wohl nicht zur Bildung ausgedehnter ozeanischer Zonen geführt.

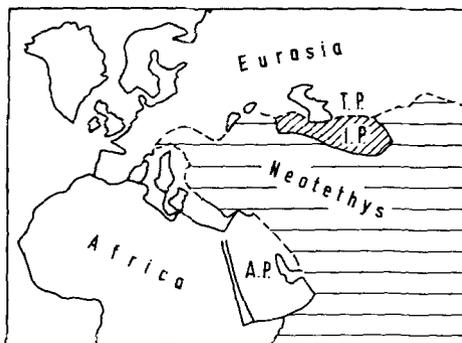


Fig. 6. Position of Iran plate (I. P.; Afghanistan incl.) in Upper Triassic. Geological and paleomagnetic data indicate that Iran was not attached to Arabian plate (A. P.) at that time; Turan plate (T. P.).

Abb. 6. Die Position der Iran Platte (I. P. hier mit S-Afghanistan) während der höheren Trias. Geologische und paläomagnetische Gründe sprechen gegen einen Verband von Iran Platte und Arabischer Platte (A. P.) zu dieser Zeit. Turan Platte (T. P.).

Soweit zu erkennen scheinen die Mikroplatten in der eurasiatisch-afrikanischen Konvergenzzone Vorderasiens eine ähnliche Entwicklung durchlaufen zu haben wie vergleichbare Krustenfragmente im Mittelmeer-Gebiet. TOLLMANN (1978) hat wohl im Blick darauf den Iran in seine „Kreios-Platte“ einbezogen. Nach unserer Auffassung jedoch verlief die nördliche Spreading-Zone, die TOLLMANN (1978) in seinem Bilde zwischen „Eurasiatischer Platte“ und „Elburs“ annimmt, zwischen „Elburs“ und „Kavir-Lut“.

Die finale Kompression bei der Kollision Afrikas und Eurasiens war im Iran bei weitem nicht so stark wie in den mediterranen alpidischen Gebirgen, so daß hier die Schwierigkeiten paläogeographischer und tektonischer Rekonstruktionen geringer sind als im Westen. Die Zentral-Ost-Iran-Mikroplatte bietet einen eindrucksvollen Modellfall dafür.

### Danksagung

Wir danken der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die Förderung dieser Arbeit.

### Literatur

- AGHANABATI, A.: Etude géologique de la région de Kalmard (W. Tabas), stratigraphie et tectonique. — Geol. Surv. Iran, Rep. 35, 230 p., 1977.  
ALAVI-NAINI, M.: Etude géologique de la région de Djam. — Geol. Surv. Iran, Rep. 23, 288 p., 1972.

- ALTINER, D., BAUD, A., GUEX, J. & STAMPFLI, G.: La limite Permien- Trias dans quelques localites du Moyen-Orient: recherches stratigraphiques et micropaleontologiques. — Riv. Ital. Paleont. **85**, 683—714, 1979.
- ARJANG, B.: Die rätö-jurassischen Floren des Iran und Afghanistans. 1. Die Mikroflora der rätö-jurassischen Ablagerungen des Kermaner Beckens (Zentral-Iran). — Palaeontographica, B **152**, 85—148, 1975.
- ASHRAF, A. R.: Die rätö-jurassischen Floren des Iran und Afghanistans. 3. Die Mikrofloren der rätischen bis unterkretazischen Ablagerungen Nordafghanistans. — Paleontographica, B **161**, 1—97, 1977.
- BERBERIAN, M. & KING, G. C. P.: Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. — Canad. J. Earth Sci., **18**, 210—265, 1981.
- BRÖNNIMANN, P., ZANINETTI, L., BOZORGNIA, F., DASHTI, G. & MOSHTAGHIAN, A.: Lithostratigraphy and Foraminifera of the Upper Triassic Nayband Formation, Iran. — Rev. Micropaleont. **14/15**, 7—16, 1971.
- CARTIER, E. T.: Die Geologie des unteren Chalus-Tals, Zentral-Alborz/Iran.—Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, N. R., **164**, 133 p., 1971.
- DAVIES, R., JONES, C., HAMZEPOUR, B. & CLARK, H.: Geology of the Masuleh Sheet 1: 100,000, Northwest Iran. — Geol. Surv. Iran, Rep. **24**, 110 p., 1972.
- DAVOUDZADEH, M. & TATEVOSSIAN, S.: Geology of the Gardaneh Shir sedimentary area. — Geol. Surv. Iran, 16 p. (Unpubl. Rep.), 1966.
- DAVOUDZADEH, M., SEYED-EMAMI, K. & AMIDI, M.: Preliminary note on a newly discovered Triassic section northeast of Anarak (Central Iran), with some remarks on the age of the metamorphism in the Anarak Region. — Geol. Surv. Iran, Geol. Note no. 51 (Unpubl. Rep.), 1969.
- DAVOUDZADEH, M. & SEYED-EMAMI, K.: Stratigraphy of the Triassic Nakhlak Group Anarak Region, Central Iran. — In: Geol. Surv. Iran, Rep. **28**: 5—28, 1972.
- DAVOUDZADEH, M., SOFFEL, H. & SCHMIDT, K.: On the rotation of the Central-East-Iran microplate. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1981**, 180—192, 1981.
- DAVOUDZADEH, M. & SCHMIDT, K.: Contribution to the Paleogeography and Stratigraphy of the Upper Triassic to Middle Jurassic of Iran — N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **162**, 137—163, 1981.
- DELENBACH, J.: Contribution à l'étude géologique de la region située à l'est de Theran. — Thesis Univ. Strasbourg, 120 p., 1964.
- DOUGLAS, J. V.: A marine Triassic fauna from eastern Persia. — Quart. J. Geol. Soc. London, **85**, pt. 4, no. 340, 624—650, 1929.
- GLAUS, M.: Trias und Oberperm im zentralen Elbus (Persien). — Eclogae geol. Helv., **57**: 497—508, 1964.
- : Die Geologie des Gebietes nördlich des Kandevan-Passes (Zentral-Elburz), Iran. — Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, N. S., **48**, 165 p., 1965.
- HIRSCH, F. & SÜSSLI, P.: Lower Triassic Conodonts from the Lower Elikah Formation, Central Alborz Mountains (North Iran). — Eclogae geol. Helv., **663**, 525—531, 1973.
- HUBER, H. (Comp.): Geological Map of Iran, scale 1 : 1,000,000 with explanatory notes. — National Iranian Oil Co., 1978.
- : Preface to lithofacies and isopach maps of Iran. — National Iranian Oil Co. (Unpubl. maps and explan. notes), 1979.
- HUCKRIEDE, R., KÜRSTEN, M. & VENZLAFF, H.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Kerman und Sagand (Iran). — Beih. Geol. Jb., **51**, 197 p., 1962.
- IRAN-JAPANESE RESEARCH GROUP: The Permian and the Lower Triassic Systems in Abadeh Region, Central Iran. — Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. Mineral., **XLVII**, 61—133, 1981.

## Zur Trias des Iran

- JAMES, C. A. & WYND, J. C.: Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium agreement area. — Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull. **49**, 2182—2245, 1965.
- KRISTAN-TOLLMANN, E., TOLLMANN, A. & HAMEDANI, A.: Beiträge zur Kenntnis der Trias von Persien. — Mitt. österr. geol. Ges., **70**, 119—186, 1979.
- : Beiträge zur Kenntnis der Trias von Persien. — Mitt. österr. geol. Ges., **73**, 163—235, 1980.
- RUTTNER, A., NABAVI, M. H. & HAJIAN, J.: Geology of the Shirgesht area (Tabas area, East Iran). — Geol. Surv. Iran, Rep. 4, 133 p., 1968.
- RUTTNER, A.: Sedimentation und Gebirgsbildung in Ost-Iran — Erläutert an drei Beispielen Geowiss. Abh. (A), **20**, 3—20, 1980.
- SCHWEIZER, H.: Die rätö-jurassischen Floren des Iran und Afghanistans. — Palaeontographica, B **168**, 17—60, 1978.
- SEYED-EMAMI, K.: A Summary of the Triassic in Iran. — Geol. Surv. Iran, Rep. **20**, 41—53, 1971.
- SMITH, A. G., HURLEY, A. M. & BRIDEN, J. C.: Phanerozoic paleocontinental world maps. — Cambridge earth science series, Cambridge Univ. Press, 102 p., 1981.
- SOFFEL, H. & FÖRSTER, H.: Apparent polar wander path of Central Iran and its geotectonic interpretation. — J. Geomag. Geoelectr., **32**, Suppl. III, 117—135, 1980.
- STAMPFLI, G.: Etude géologique générale de l'Alburz oriental au S du Gonbad-e-Qabus, Iran NE. — Thèse No. 1868, Univ. Genève, 328 p., 1978.
- STEPANOV, D. L., GOLSHANI, F. & STÖCKLIN, J.: Upper Permian and Permian-Triassic boundary in North Iran. — Geol. Surv. Iran, Rep. **12**, 72 p., 1969.
- STÖCKLIN, J.: Lagunäre Formation und Salzdome in Ostiran. — Eclogae geol. Helv., **541**, 1—27, 1961.
- STÖCKLIN, J., EFTEKHAR-NEZHAD, J. & HUSHMAND-ZADEH, H.: Geology of the Shotori Range (Tabas area, East Iran). — Geol. Surv. Iran, Rep. **3**, 69 p., 1965.
- STÖCKLIN, J.: Possible ancient continental margin in Iran. — In: C. A. BURK & C. L. DRAKE (Eds.): The geology of continental margins: 873—887, Springer, 1974.
- : Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia. — Mém. h. sér. Soc. Géol. France, **8**, 333—353, 1977.
- STONELEY, R.: Evolution of the continental margins bounding a former southern Tethys. — In: C. A. BURK & C. L. DRAKE (Eds.): The geology of continental margins: 889—903, Springer, 1974.
- SUSSLI, P.: The Geology of the Lower Haraz Valley Area, Central Alborz, Iran. — Geol. Surv. Iran, Rep. **38**, 116 p., 1976.
- TARAZ, H.: Permian-Triassic section in Central Iran. — Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **53**, 688—693, 1969.
- THIELE, O., ALAVI, M., ASSEFI, R., HUSHMAND-ZADEH, A., SEYED-EMAMI, K. & ZAHEDI, M.: Golpaygan quadrangle map 1: 250,000 with explanatory text — Geol. Surv. Iran, Geol. Quadr. E 7, 24 p., 1968.
- TOLLMANN, A.: Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. — Mitt. österr. geol. Ges., **69**, 1976, 291—351, 1978.
- TOZER, E. T.: Triassic Ammonoids and Daonella from the Nakhlak Group, Anarak Region, Central Iran. — In: Geol. Surv. Iran, Rep. **28**: 29—68, 1972.
- WOLFART, R. & WITTEKINDT, H.: Geologie von Afghanistan. — Beitr. region. Geol. Erde, Bd. **14**, 500 p. (Gebrüder Borntraeger), 1980.
- ZAHEDI, M.: Etude géologique de la région de Soh (W de l'Iran Central). — Geol. Surv. Iran, Rep. **27**, 197 p., 1973.
- ZANINETTI, L. & BRÖNNIMANN, P.: Etude micropaléontologique comparée des Involutiniidae (Foraminifères) des formations triassiques d'Elika, d'Espak et de Nayband, Iran. — Eclogae geol. Helv., **67**, 403—418, 1974.