

## OMAN: ein Obduktions-Orogen

An konvergenten ozeanisch-kontinentalen Plattengrenzen können sich zwei Hauptssysteme entwickeln:

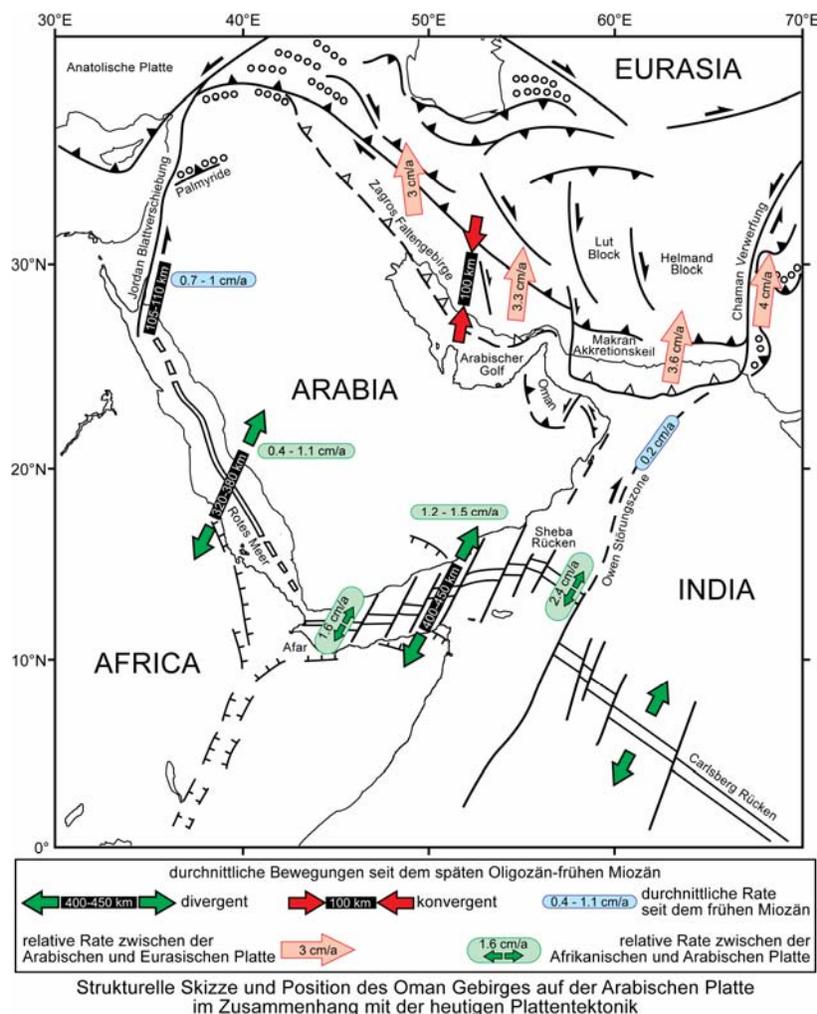
(i) Die ozeanische Lithosphäre sinkt in den Mantel, unter die gegenüberliegende kontinentale Platte, und bildet dabei eine **Benioff-Wadati-Fläche** und ein **Subduktionssystem** aus. Dieses System ist so lange stabil und dauerhaft, wie ozeanische Lithosphäre subduziert werden kann.

(ii) Die ozeanische Lithosphäre kann jedoch auch über die kontinentale Lithosphäre geschoben werden. Dieser Vorgang wird als **Obduktion** bezeichnet (der Begriff "Obduktion" wurde von Coleman, 1971, eingeführt). Obduktion ist ein Akkretionsmechanismus, der die kontinentale Kruste in einen Mechanismus mit einbezieht, der zu einer Zunahme der Mächtigkeit der Lithosphäre führt, weil sich ozeanische Lithosphäre einem Kontinentalrand überlagert. Die so transportierten ozeanischen Gesteine werden **Ophiolit-Komplexe** genannt. Dies ist im Oman besonders gut dokumentiert, da hier die Konvergenz zwischen Arabia (Arabische Halbinsel) und Eurasia in der Oberkreide zu einer Überschiebung von ozeanischer Lithosphäre auf den arabischen Kontinentalrand führte.

### Das Oman Gebirge

#### Ort

Das Oman Gebirge befindet sich im nordöstlichen Teil der arabischen Halbinsel, in der Konvergenzzone zwischen der arabischen und der eurasischen Platte.



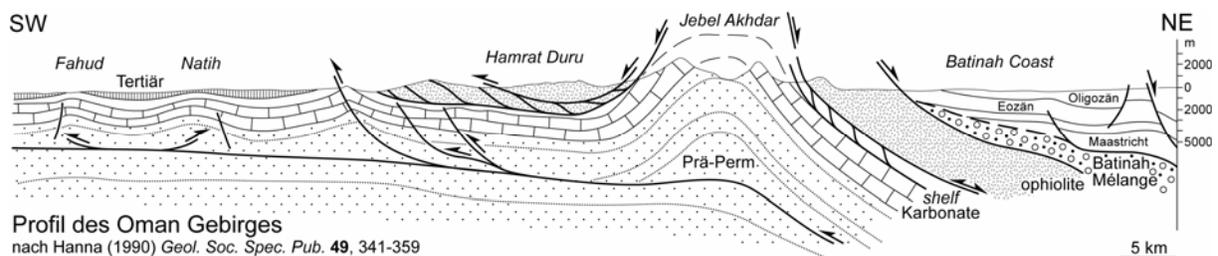
- Es bildet einen NW-SE verlaufenden Gebirgsbogen von ungefähr 700 km Länge und 40 bis 120 km Breite. Das Gebirge erstreckt sich vom Arabischen Golf und der Strasse von Hormuz im Nordwesten bis zum Arabischen Meer im Südosten.
- Die Arabische Kontinentalplatte, deren südöstlicher Rand das Oman Gebirge bildet, wird:
  - im Südwesten und im Süden durch die Spreizungszentren des Roten Meeres und des Golfs von Aden begrenzt,
  - entlang der Südostküste durch die Owen-Transformstörung im Arabischen Meer,
  - im Westen entlang der linksinnigen Jordan-Transformstörung, und
  - entlang des Nord- und Ostrand des durch die Hauptsuturzonen der Tethys (Bitlis, Zagros), die in der Türkei und im Iran aufgeschlossen sind, begrenzt.
- Der Ozeanboden des Golfs von Oman nördlich des Ophiolits ist kretazisch und wird nordwärts unter den aktiven Kontinentalrand von Makran und der kontinentalen eurasischen Lithosphäre subduziert.

### Geologischer Rahmen

Das Oman Gebirge zeigt den am best aufgeschlossenen deformierten passiven Kontinentalrand, und ist deshalb am besten geeignet, fundamentale Prozesse wie Rifting, die Entwicklung passiver Kontinentalränder, Überschiebungen usw. zu studieren und zu erforschen. Das Oman Gebirge bildet eine Kontinent-Ozean Kollisionsgrenze überwiegend kretazischen Alters und wurde durch weitere Kompression und Hebung während des Tertiärs zusätzlich deformiert. Im Gegensatz zum Rest des Alpen-Himalaja Kollisionsgürtels, wurde das Obduktionssystem nicht durch eine Kontinent-Kontinent Kollision deformiert. Stattdessen verlagerte sich die Konvergenz in das Makran Subduktionssystem.

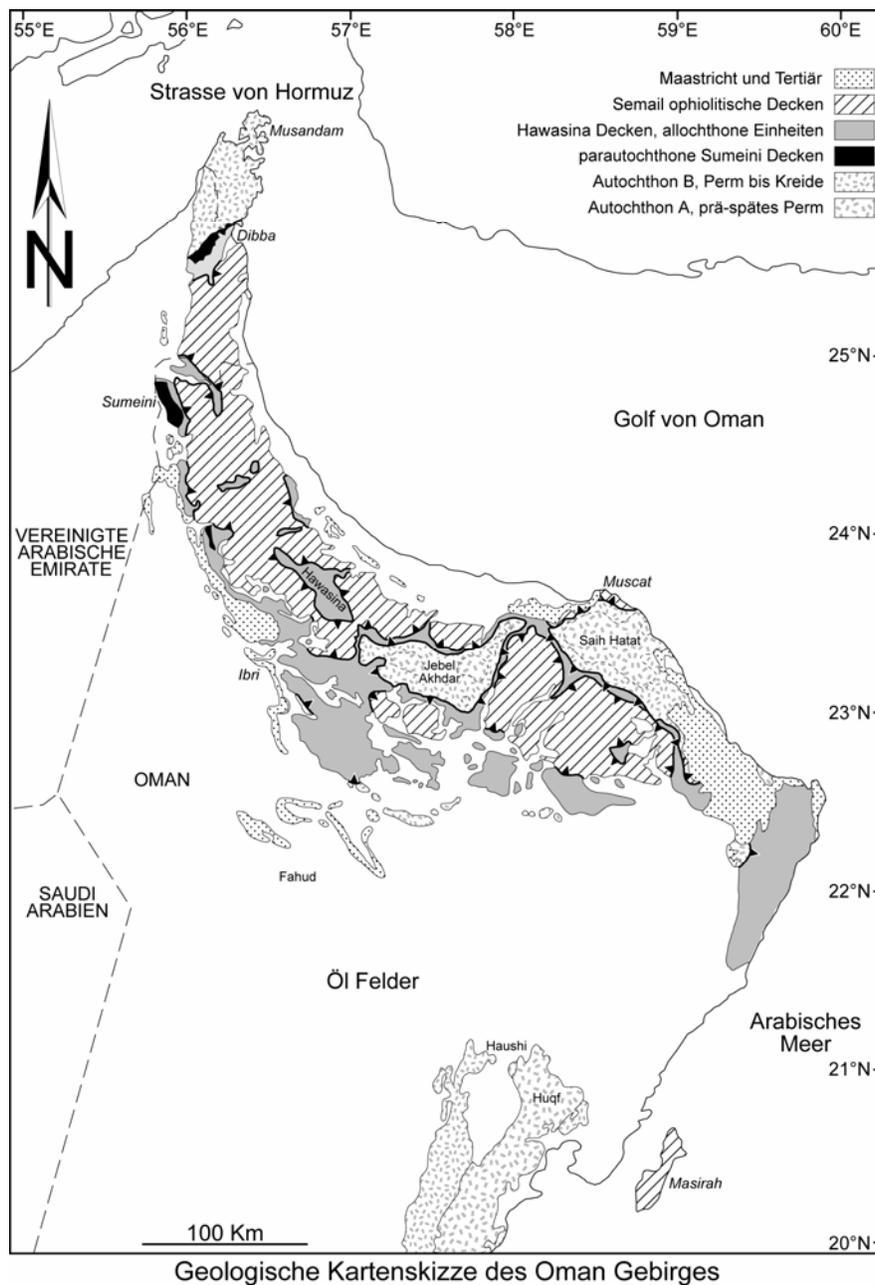
Das Oman Gebirge beinhaltet drei tektono-stratigraphische Haupteinheiten. Von der strukturellen Basis aufwärts sind dies:

- Das Grundgebirge; dieses wird von diskordanten Plattformkarbonaten mittel-permischen bis cenomanischen Alters überlagert.
- Die Plattformkarbonatgesteine bilden das relative Autochthon der Decken.
- Die obere Einheit ist eine neo-autochthone sedimentäre Abdeckung von Spät-Campan bis Tertiär.



### ***Autochthone und parautochthone Einheiten***

- \* Der vordere Bereich des Kontinentalrandes, wurde bis in Tiefen subduziert, in denen die Gesteine der Eklogitfazies unterlagen (Saih Hatat und As Sifah Fenster).
- \* Die Sedimente des arabischen Kontinentalrandes (Mittelperm bis Campan) bestehen überwiegend aus karbonatischen Schelf-Einheiten des früheren arabischen Randes (Hajar Supergroup).
- \* Relikte des prä-permischen Sockels des arabischen Schildes sind heute in Fenstern (Hatat Schists) aufgeschlossen und weiter im Süden sind diese noch autochthon.



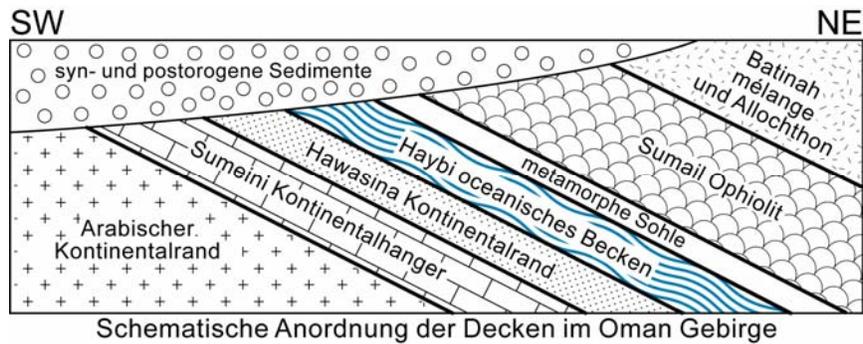
### ***Allochthone Einheiten***

Drei Hauptarten von allochthonen Komplexen wurden auf die Arabische Plattform überschoben:

\* Relikte ozeanischer Lithosphäre: der **Sumail Ophiolit** ist das grösste und am besten aufgeschlossene Profil einer ozeanische Lithosphäre der Welt. Er stellt die strukturell höchste Decke des Stapels von Resten des ehemaligen Tethysozeans dar.

\* Relikte von Ozeanbecken-Sedimenten: der **Hawasina Komplex** und der **Haybi Komplex** stellen eine komplizierte Ansammlung von Überschiebungsdecken von proximalen bis distalen Tiefseesedimenten permischen bis spät-kretazischen Alters, vulkanischen und Mélange-Einheiten, die tektonisch unter den Ophiolit-Decken liegen dar. Die Mélange-Einheiten des Hawasina (Haybi) Komplexes sind insbesondere für ihre exotischen Blöcke bekannt.

\* Relikte eines Kontinentalhanges: die **Sumeini Decke**, besteht aus karbonatischen Hangablagerungen mit permisch bis kretazischen Alters.



**Postorogene Hülle**

Die Sedimente des Maastrichts bis Miozäns sind überwiegend Flachwasserkarbonate, die an der Basis lokal konglomeratisch entwickelt sind und diskordant in einer *Onlap*-Situation auf den tektonischen Decken liegen.

**Der Afro-Arabische Schild**

Kraton

Den autochthonen Kontinent stellen die strukturell tiefsten Einheiten dar. Im Süd-Oman besitzen die ältesten nicht metamorphen Gesteine (**Huqf-Haushi**) ein Alter von Vendium bis frühes Kambrium. Diese werden nicht von Gangsystemen durchschlagen, welche eine relative Datierung zulassen würden. Ein Teil der Deformation kann deshalb also spät-paläozoisch sein, was aber nur schwer von kretazischen Deformationsereignissen zu unterscheiden und zu trennen ist.

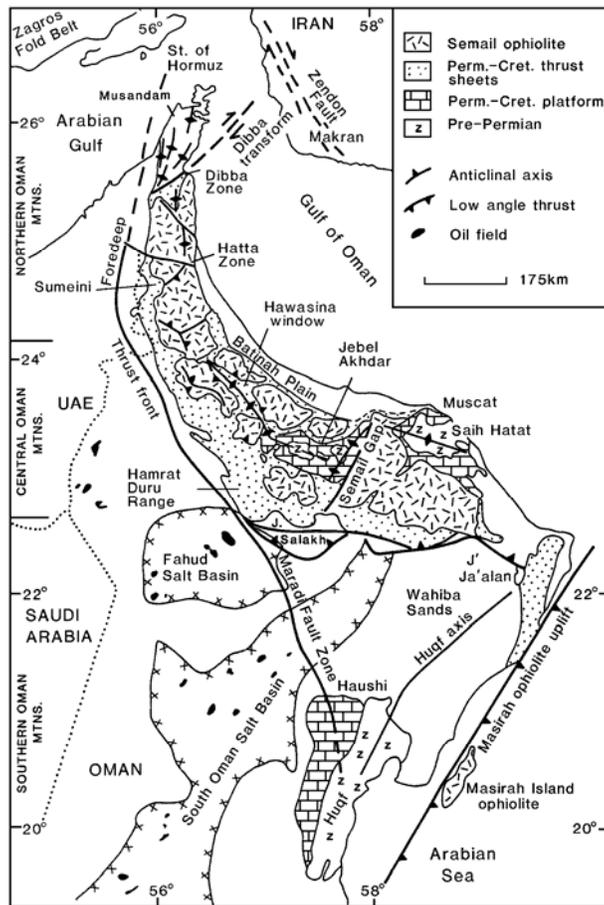


Fig. 1. Structural sketch map of the Oman Mountain area, based on Glennie *et al.* (1974) and Hughes Clarke (1988). Note that areas defined as the Northern, Central and Southern Oman Mountains are shown in the left-hand margin of the figure.

nach Robertson & Searle (1990) *Geol. Soc. Spec. Pub.* 49, pp.3-25

Die Huqf Formation besteht aus abwechselnden Lagen von klastischen und karbonatischen Sedimenten, die von einer Evaporit-Formation überlagert werden. Die Evaporite (Ara und **Fahud**) sind eine geologische Seltenheit, da sie Teile von spät-proterozoischen *Red Bed* Abfolgen darstellen, die reichhaltige Kohlenwasserstoff-Muttergesteine und grosse Ölmengen enthalten. Die zyklischen Abfolgen von Karbonaten und Evaporiten wurden in flachen Beckenteilen mit beschränkter Zirkulation abgelagert, während die Muttergesteine in relativ tiefen anoxischen Bereichen des Beckens abgelagert wurden. Die Speichergesteine, meistens Dolomite, wurden im flachen Wasser auf dem benachbarten Schelfgebiet abgelagert. Diese Gesteine unterlagen keiner tiefen Versenkung, sie werden nach oben durch dicke Evaporitlagen versiegelt.

Das Präkambrium besteht aus grünschiefer- bis amphibolitfaziellen Metasedimenten, die von Doleriten und einem grossen Volumen von kalk-alkalischen Granodioriten und Graniten intrudiert wurden. Geochronologische Datierungen ergeben für diese Gesteine ein spät-proterozoisches Alter (850-600 Ma), welches mit den Panafrikanischen Gesteinen des Afro-Arabischen Schildes vergleichbar ist.

### Kontinentalrand

Im Oman-Gebirge sind die tiefsten tektonischen Einheiten in den Domen des Jebel Akhdar und des Saih Hatat aufgeschlossen.

Der Jebel Akhdar Dom umfasst eine Schichtabfolge vom Proterozoikum bis ins Altpaläozoikum (bis Devon). Die Sedimente des arabischen Grundgebirges bilden eine grosse Antiform, vermutlich über einer Grundgebirgsrampe, die die überlagernden Hawasina-, Haybi und Sumail-Decken mitverformt. Die Gesteine des Grundgebirges unterlagen einer NW-SE verlaufenden Faltung und einer sehr niedrig gradigen Metamorphose (Grünschieferfazies) bevor die diskordanten Flachwasserkarbonate des Perms abgelagert wurden. Die permisch-mesozoischen Schichten sind vorwiegend Karbonatplattform-Ablagerungen (Perm bis Cenoman). Im Turon erfolgte eine Absenkung der Karbonatplattform (Vortiefe des Orogens, Muti Formation (Turon-Campan) wodurch tiefere marine Sedimente abgelagert wurden.

Im Saih Hatat-Dom wurden die prä-permischen Strukturen durch eine intensive Deformation und durch eine Hochdruck/Niedrigtemperatur Metamorphose (Blauschiefer bis Eklogitfazies) überprägt, die die permische bis mesozoische Abdeckung ebenfalls beeinflussen.

### **Von der Riftbildung bis zur Ozeanboden-Spreizung**

Die Lithologien der wenigen Zentimeter bis hundert Meter grossen exotischen Blöcke stammen von verschiedenen paläogeographischen Einheiten, die heute als re-sedimentierte und verkippte Blöcke mit dem Kontinentalrand Omans in Verbindung gebracht werden. Die sedimentäre Geschichte des passiven Kontinentalrandes von Oman kann mit den heutigen Kontinentalrändern, wie zum Beispiel denen des Atlantiks verglichen werden. Diese Geschichte dokumentiert das Auseinanderbrechen des Superkontinents Pangäa.

Die Öffnung des Hawasina Ozeans (**Neo-Tethys**) begann im späten Perm. Die Riftbildung im Arabischen Kraton setzte im frühen und späten Perm immer wieder neu ein. Ihr folgte eine mittel- bis spät-triassische Spreizung und die Öffnung des Neo-Tethys-Ozeans. An den Gesteinen lässt sich erkennen, dass die thermische Subsidenz des passiven Kontinentalrandes gleichzeitig mit der Ozeanentwicklung bis in die mittlere Kreide erfolgte. Im späten Jura erfolgte eine möglicherweise kurz einsetzende Krustendehnung.

Die geologischen Befunde zeigen, dass

- (1) im frühen Perm eine "nicht-vulkanische" Riftbildung erfolgte, welche hauptsächlich durch Bruchschollenbildung stattfand.
- (2) im späten Perm die Riftbildung von Vulkanismus begleitet war. Die Entwicklung einer Karbonatplattform am Rand der sich bildenden Tethys beginnt.
- (3) in der mittleren Trias bis in den frühen Jura kennzeichnet ein alkalischer Vulkanismus das endgültige Auseinanderbrechen des Kontinents.

- (4) bis zur späten Kreide erfolgte thermische Subsidenz des Kontinentalrandes und die Entwicklung einer Karbonatplattform im proximalen Teil, sowie die Entstehung eines Tiefseebeckens im distalen Bereich.
- (5) in der späten Kreide beginnt sich ein Vorlandbecken zu entwickeln.

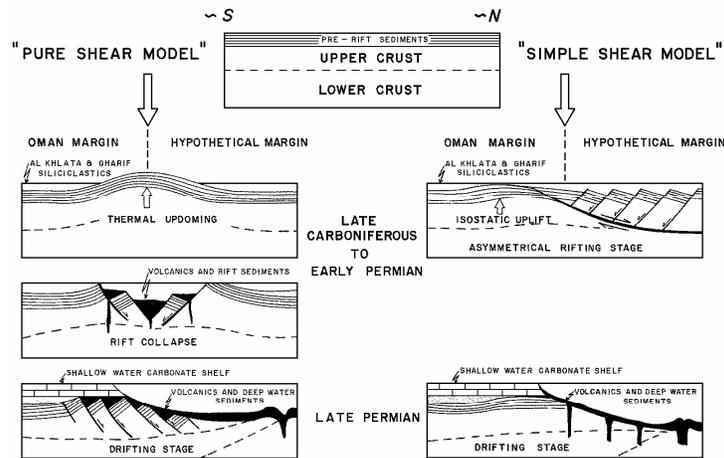


Fig. 8. Possible models to explain the Permian geodynamic history of northern Oman, starting from one coherent land mass in the pre-Late Carboniferous (pre-Al Khata). The 'pure shear model' is the 'classical' rift model with the consecutive steps of thermal updoming, rift collapse and drifting. The 'simple shear model' implies low-angle normal faulting of the lithosphere and produces asymmetrical rifts with the penecontemporaneous stages of isostatic uplift and rift tectonics followed by drifting. The 'simple shear model' fits better with the Permian data of north Oman.

nach Blendinger *et al.* (1990) *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **49**, pp.27-37

### Riftbildung

Der nördliche, passive Kontinentalrand von Arabien begann sich im Perm zu bilden. Es lassen sich zwei Merkmale festhalten: (1) Überflutung des arabischen Schildes auf einem beinahe ungestört liegenden Gesteinsuntergrund und (2) ein asymmetrischer Riftingprozess des Kontinentalrandes im Perm, der zu Abschiebungen und assoziierten Kippschollen führte.

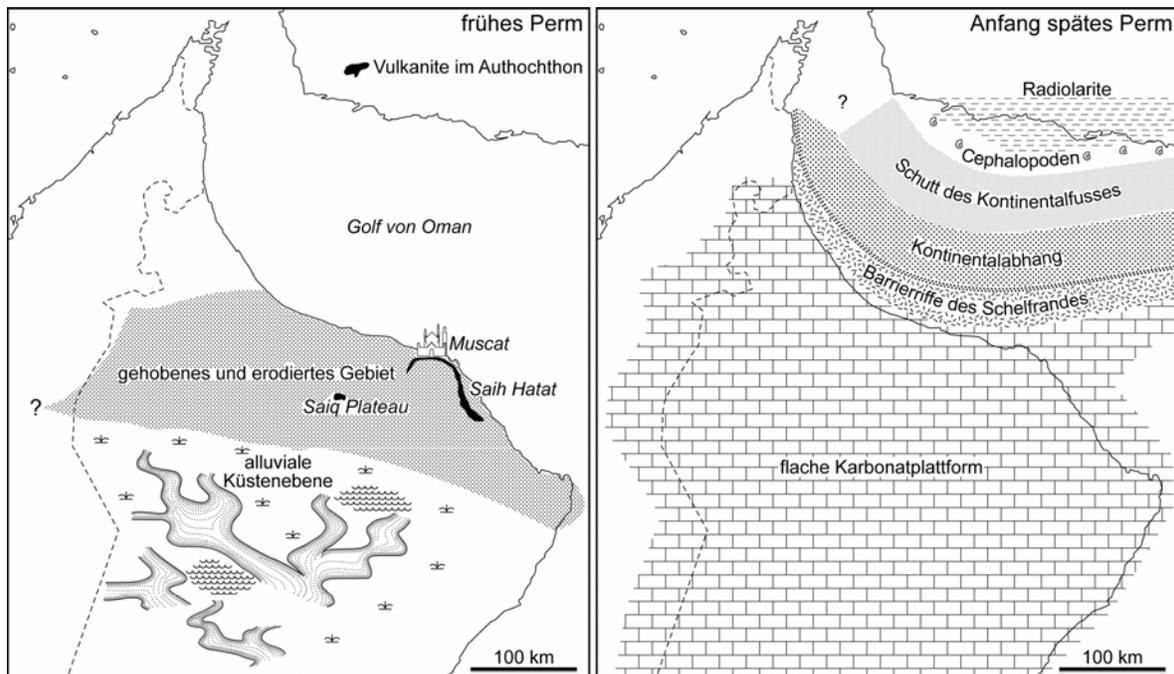
Ablauf:

*Spätes Karbon - Perm:* Aufwölbung eines Gebietes, welches ungefähr die heutigen Omanberge umfasste und zur Erosion und zur Bildung von kontinentalen Klastika führte. Interne Diskordanzen deuten auf eine zeitweilige Hebung des Gebietes hin.

*Frühes Perm:* Das untere Perm ist gekennzeichnet durch alluviale und flachmarine Ablagerungen mit weitverbreiteten, kreuzgeschichteten Sandsteinen, überlagert von bioturbitierten Kalken, und stromatolitischen *lime mudstones*. Die Strömung und somit auch der Sedimenttransport erfolgten von Nord nach Süd. Diese Sedimente können mit glazialen Sedimenten verglichen werden und entsprechen den glaziogenen Dwyka Ablagerungen von Gondwanaland. Es sind Synrift-Sedimente, welche lokal mit einem bimodalen (Basalte und rhyolitische Tuffe), mild-alkalischen Magmatismus assoziiert sind. Dies unterstützt die These, dass sich der Rand auf Kosten der kontinentalen Kruste, die heute in den „autochthonen“ Gebieten Omans zu sehen ist, bildete. Frühe Störungen, welche gegen das Becken hin einfallen, konnten später teilweise als Überschiebungen reaktiviert worden sein. Die Asymmetrie ist konsistent mit einem lithosphärischen *simple-shear* Modell und einer biegsamen Kontinentalrandflexur. Die grösste Extensionsstörung der Lithosphäre würde (in der heutigen Orientierung) gegen Norden einfallen.

### Plattform und Kontinentalhang

Im späten Perm entwickelte sich eine ausgedehnte stabile Karbonatplattform entlang der NE-Arabischen Platte, die sich entlang der gesamten Zagros und Oman Gebirgsregion erstreckte. Diese beständige Karbonatplattform existierte über 160 Millionen Jahre bis ins Cenoman. Die Sumeini, Hawasina und Haybi Einheiten repräsentieren Kontinentalhang, Kontinentalfuss und proximales Ozeanbecken.



Paläogeographie des Nord-Omans  
nach Blendinger et al. 1990 *Geol. Soc. Spec. Pub.* 49 27-37

*Spätes Perm:* Das späte Perm zeichnet sich für die „autochthonen“ Gebiete und die Riftschultern durch eine transgressive Auflagerung von Flachwasserkalken (inkl. Riff) aus. Der Klimawechsel von eiszeitlich zu tropisch und der damit verbundene eustatische Anstieg des Meeresspiegels wird durch den Kollaps der oberpermischen Riftzone verstärkt. Dies ist der Beginn der thermischen Subsidenz.

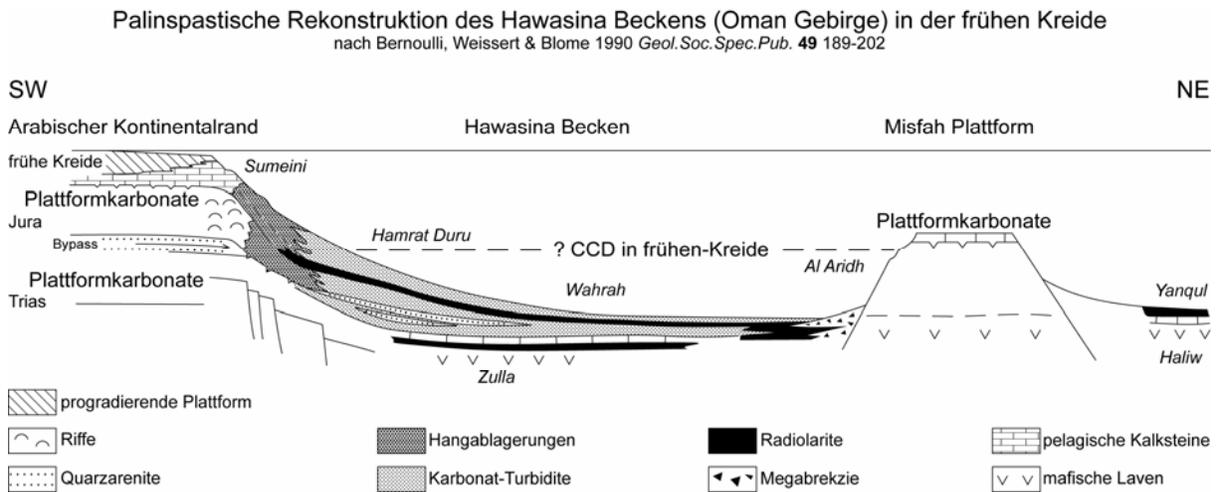
Im späten Perm begann im Nordoman die Tiefwassersedimentation. Die Sedimente beinhalten aufgearbeitetes Riffmaterial und sind typisch für ihre Ammonitenfauna. Die Sedimentation deutet auf gravitative **Fliessprozesse** (*gravity flows*) und auf einen gegen Norden gerichteten Sedimenttransport hin. Das Substrat besteht aus tholeiitischen Kissenlaven (*tholeiitic pillows*), die vermutlich die älteste ozeanische Kruste im Gebiet darstellen (Neotethys Ozeanboden).

*Trias-früher Jura:* Die Sedimentabfolgen des Kontinentalrandes von Oman dokumentieren, die thermische Subsidenz der ausgedünnten kontinentalen und der neu gebildeten ozeanischen Kruste. Während die Sedimentation von Plattformkarbonaten am proximalen Kontinentalrand (Jebel Akhdar) der im Allgemeinen mit der Subsidenz Schritt hielt, wurden im Hawasina-Becken proximale bis distale Turbidite abgelagert. Die Fazies der Sedimente des Hawasina-Beckens (Tethys) reflektieren Schwankungen in der Ozeanographie (Radiolarite unter der CCD: mittlere Trias) und relative Meeresspiegelschwankungen (siliziklastische Turbidite bei Meeresspiegeltiefständen: Guwayza-Sandsteine im Rhät und unteren Lias). Weiter vor der Küste, entwickelte sich die Misfah-Plattform des Haybi-Komplexes während der späten Trias von einem vulkanischen unterseeischen Berg (*seamount*) zu Atollen, die fast während des gesamten Mesozoikums die Sedimentquelle von Megabreckzien darstellen und mit den pelagischen Sedimenten des Hawasina-Beckens wechsellagern (Al Aridh, Ibra). Der Haybi Seamount wurde im frühen Jura zu einem Guyot: pelagische Sedimente (mittlerer Jura bis Cenoman) überlagern die versunkene Karbonatplattform mit einem *Hardground*.

*Später Jura-Cenoman:* Während des Tithon-Berrias (150-130 Ma), werden das Überfluten des Nordrandes (Radiolarite, *Onlap* pelagischer Sedimente auf der Plattform bei Meeresspiegelhochstand im späten Jura) und das Wölben der Innenzonen der Plattform mit der Kippung des arabischen Randes verbunden. Abschiebungen und starke Diskordanz in flachen marinen Karbonaten der Juraplattform reflektieren diese Flexur, die spekulativ auf den Anfang

der Subduktion bezogen wird. Die Kippung des Randes trat im Alb-Turon auf. Nachfolgend kennzeichnet eine Zunahme in der Subsidenzrate im Cenoman die Biegung des kontinentalen Randes infolge des Einsetzens der Obduktion.

Das gesamte Gebiet wurde ab dem späten Turon reorganisiert, was die Bildung der Oman Gebirge unterstreicht. Am Ende des Cenoman (90 Ma) wurde die Plattformsedimentation unterbrochen, als der passive Rand nach unten gebogen wurde, um das Aruma Vorlandbecken zu bilden. Aufwölbung und Erosion, gefolgt von Subsidenz und Abgleiten in die syntektonische Vortiefe endeten im Campan (70 Ma) mit der Entwicklung der Subduktion/Obduktion Gebirgskette.



### Tiefseebecken

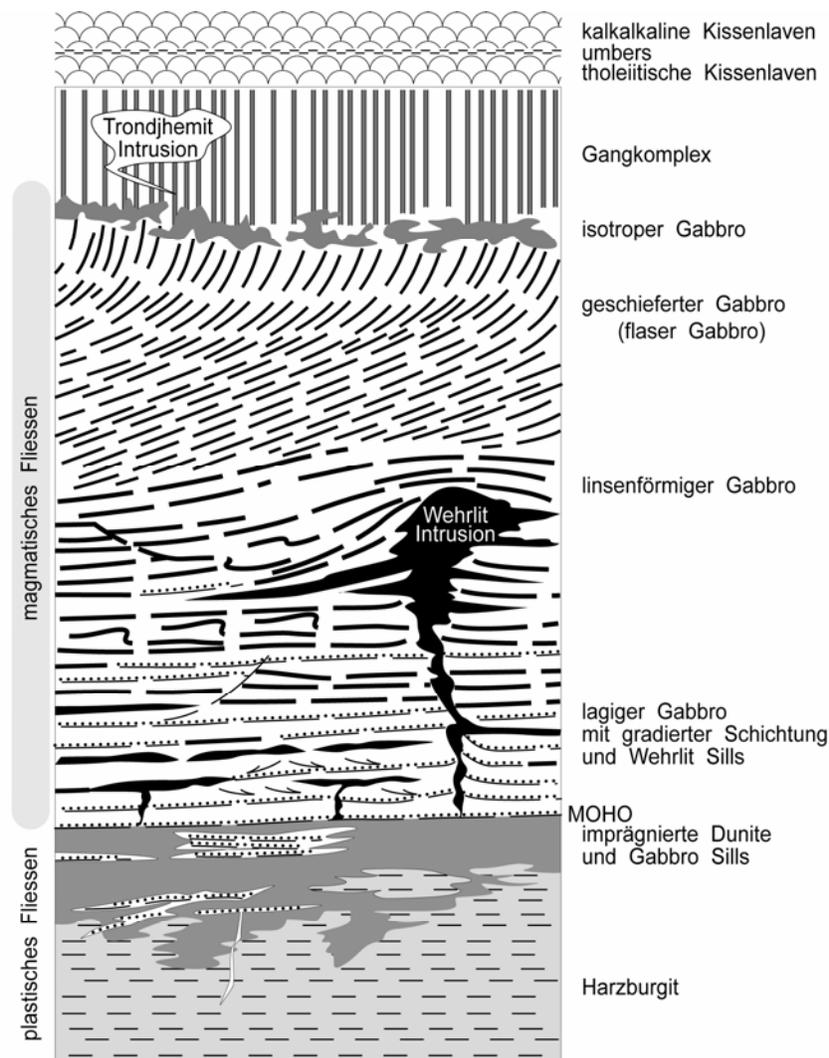
Das vormals ozeanische Hawasina Becken kann als Becken des äusseren Kontinentalrandes von nahezu 300 km Breite rekonstruiert werden. Vom späten Perm bis in die späte Kreide wurden auf dem distalen Rand (Sumeini, proximale Hawasina) und im Ozeanbecken nordöstlich des Arabischen Kratons pelagische Gesteine abgelagert.

Die Sedimente des Hawasina Beckens sind insgesamt über schätzungsweise mehr als 400 km transportiert worden.

### **Der Ophiolit**

Die Sumail Ophiolite entstanden während des Cenoman (Alter von Plagiograniten, 98-95 Ma). Sie sind eine der komplettesten Abfolgen ozeanischer Kruste und Mantel auf der Erdoberfläche. Aufgeschlossen sind sie als eine halbmondförmige Decke von ca. 550 km Länge und 50-100 km Breite und > 10 km Mächtigkeit. Diese bildet die höchste allochthone Decke im Stapelbau des Oman Gebirges und wurde in 12, relative intakte Hauptmassive durch tektonische Ereignisse nach der Obduktion zerrissen.

Die geochemischen Signaturen lassen darauf schliessen, dass die meisten Ophiolite an einem Spreizungszentrum gebildet wurden. Petrologische und strukturelle Kriterien deuten darauf hin, dass es ein Zentrum mit hoher Spreizungsrate war, deren tektonische Bedeutung, als mittelozeanischer Rücken gegen *Backarc*-Becken immer noch debattiert wird.



Synthetisches Profil der Sumail Ophiolite  
zusammengefasst nach

Nicolas, Boudier & Ildefonse 1996 *Journal of Geophysical Research* **101**, 17941-17950

### Kruste

Die krustale Abfolge ist ca. 4 bis 9 km mächtig.

### **Sedimente**

Die oberste sedimentäre Schicht besteht aus pelagischen Tiefwasserablagerungen, z.B. radiolaritischen Hornsteinen, Karbonat-Lutiten (*calcilutite*), roten Argilliten und untergeordnet vulkanischem Material.

### **Laven**

Die darunter liegende Laveneinheit besteht überwiegend aus Kissenlava und massivem MORB-typ Basalt mit Palagonit und/oder pelagischem Sediment in den Zwischenräumen; Gänge, Sills, Lavaschläuche und massive Lavaströme sind anwesend. Die Basalte wurden häufig durchdringend durch hydrothermale Fluids verändert und unterlagen Grünschiefermetamorphose. Diese Einheit schliesst Inselbogentyp-Laven ein, die auf der Abfolge des Ozeanbodens abgelagert wurden.

### **Gangkomplex**

Der **Gangkomplex** (*sheeted dike complex*) geht an seiner oberen Grenze in basaltische Kissenlaven und massive Basalte über. An der Basis intrudierten entweder die Gänge in Gabbros und subsidiäre Plagiogranite oder werden von diesen Einheiten intrudiert. Diese gegenseitige intrusive Beziehung indiziert eine fortlaufende magmatische Aktivität. Die hauptsächlich doleritischen Gänge, und

einige Gabbro-, Albit- und Rodingit-Gänge, verlaufen regional NW-SE, was als die Orientierung der Paläo-Rückenachse angenommen wird.

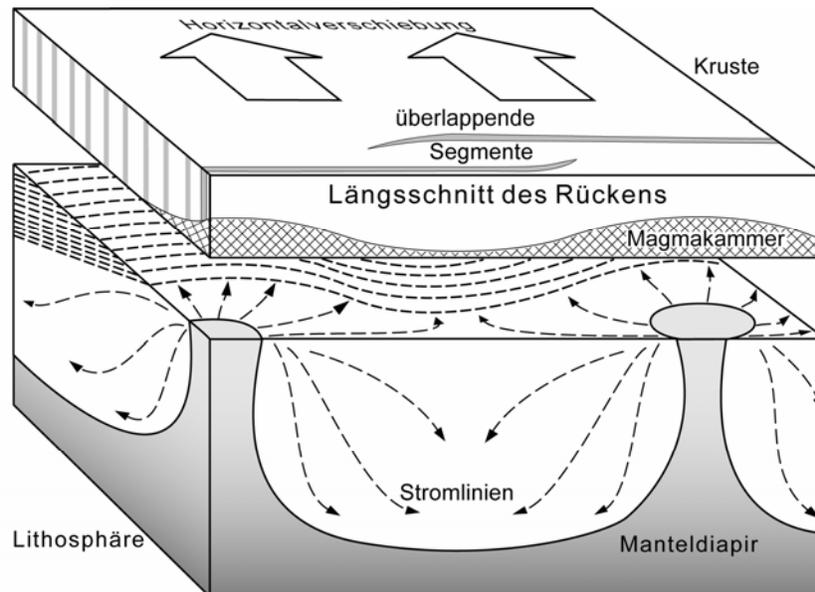
### ***Geschichtete Gabbros***

Der obere Teil der gabbroischen Abfolge ist einige hundert Meter mächtig. Charakteristisch ist, dass die Gefüge zum Top der Abfolge steiler werden, was ein primäres Merkmal sein könnte. Die Schieferung in den obersten Bereichen des Gabbros verläuft parallel zum Streichen der Gänge im Gangkomplex. Die Abfolge besteht meistens aus massiven Quarz-Gabbros, Gabbros oder Troctoliten mit wenig Diorit, Quarz-Diorit, Trondhemit, Plagiogranit und Granophyr. Die untere Sequenz ist gekennzeichnet durch eine rhythmische Schichtung im Massstab von 0.5cm bis 2m. Die Schichtung entsteht durch zyklische Anlagerung von Material entlang der invertierten Wände einer zeltförmigen Magmakammer. Diese steile Orientierung steht im Gegensatz zur flachen, Mohoparallelen Orientierung des geschichteten Gabbros, welcher die unter-krustalen Schichten bildet.

### ***Mantel***

Ein Grossteil der Mantel-Sequenz besteht aus Harzburgiten mit „Schichten“ von Dunit und Pyroxenit. Frühe Hochtemperatur-Gefüge, definiert durch die Orientierung von Orthopyroxen, werden als Fließmuster, die innerhalb des Mantels entstanden sind, interpretiert.

Der dominierende Mantelfluss ist sub-parallel zur Moho und senkrecht zur Spreizungsachse und deutet auf eine gleichmässige Akkretion von ozeanischem Material hin. Diese regionale Fließgeometrie ist ersichtlich durch ein System von Manteldiapiren in denen der oberste Mantelfluss vom Diapir aus über 10-15 km divergiert.

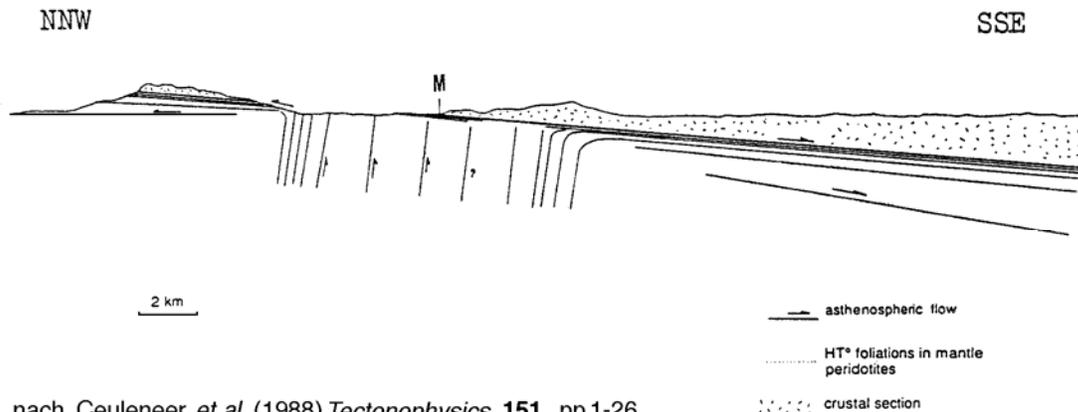


Möglicher Zusammenhang zwischen Manteldiapiren und Rückensegmentierung  
umgezeichnet nach Nicolas (1995) *Die ozeanischen Rücken*, Springer-Verlag, 200 S.

Diese Diapire waren der Kanal, entlang dem die Schmelze während des Aufstiegs unter den Rücken gelenkt wurde. Variationen sowohl im Fließgefüge als auch im Gangkomplex entlang des Streichens des Rückens zeigen, dass der Rücken in der Grössenordnung von 50-100 km **segmentiert** (*segmented*) war.

Die Mantelperidotite zeigen zwei aufeinanderfolgende Phasen von plastischer Deformation:

- 1) Die erste erzeugte eine durchgreifende, grobe, porphyroklastische Foliation. Diese steht im Zusammenhang mit dem Fließen des Gesteins unter niedrigen Spannungen und hohen Temperaturen in der Asthenosphäre (lithosphärische Akkretion).
- 2) Die zweite erzeugte eine feinkörnige mylonitische Foliation in den unteren 150-2000 m des Peridotits. Diese spiegelt niedere Temperaturen und hohe Spannungen als Folge der intraozeanischen Überschiebungen wider, welche das Anfangsstadium der Obduktion darstellen. In dieser Phase bildeten sich Hochtemperatur-Scherzonen, welche parallel zum paläo-mittelozeanischen Rücken verlaufen. Die Scherzonen sind in struktureller Kontinuität mit der darunter liegenden metamorphen Sohle verbunden.



nach Ceuleneer *et al.* (1988) *Tectonophysics*, **151**, pp.1-26

Fig. 10. NNW-SSE cross section through the Maqсад diapir. This cross section is parallel to the palaeo-ridge axis. M—Moho.

**Bemerkung:** Da der Mantel aufgeschlossen ist, ist die Moho weder eine Subduktions-, noch eine Abscherfläche.

## Obduktion

Die Konvergenz begann im Apt-Alb (110-120 Ma). Dies hängt mit einer Änderung in der Relativbewegung von Afrika in Bezug auf Eurasien und der gleichzeitigen Öffnung des Südatlantiks zusammen, welche durch ein Superplume Ereignis ausgelöst worden sein könnte.

Die mesozoische ozeanische Kruste der Neo-Tethys und ihre Sedimentbedeckung wurden in einer ozeanwärts einfallenden (Nordost) intraozeanischen Subduktionszone subduziert. Dies führte zum Versuch, den südlichen Kontinentalrand der Tethys zu subduzieren. Die geologischen Daten gestatten es, zwei Hauptstadien zu entschlüsseln:

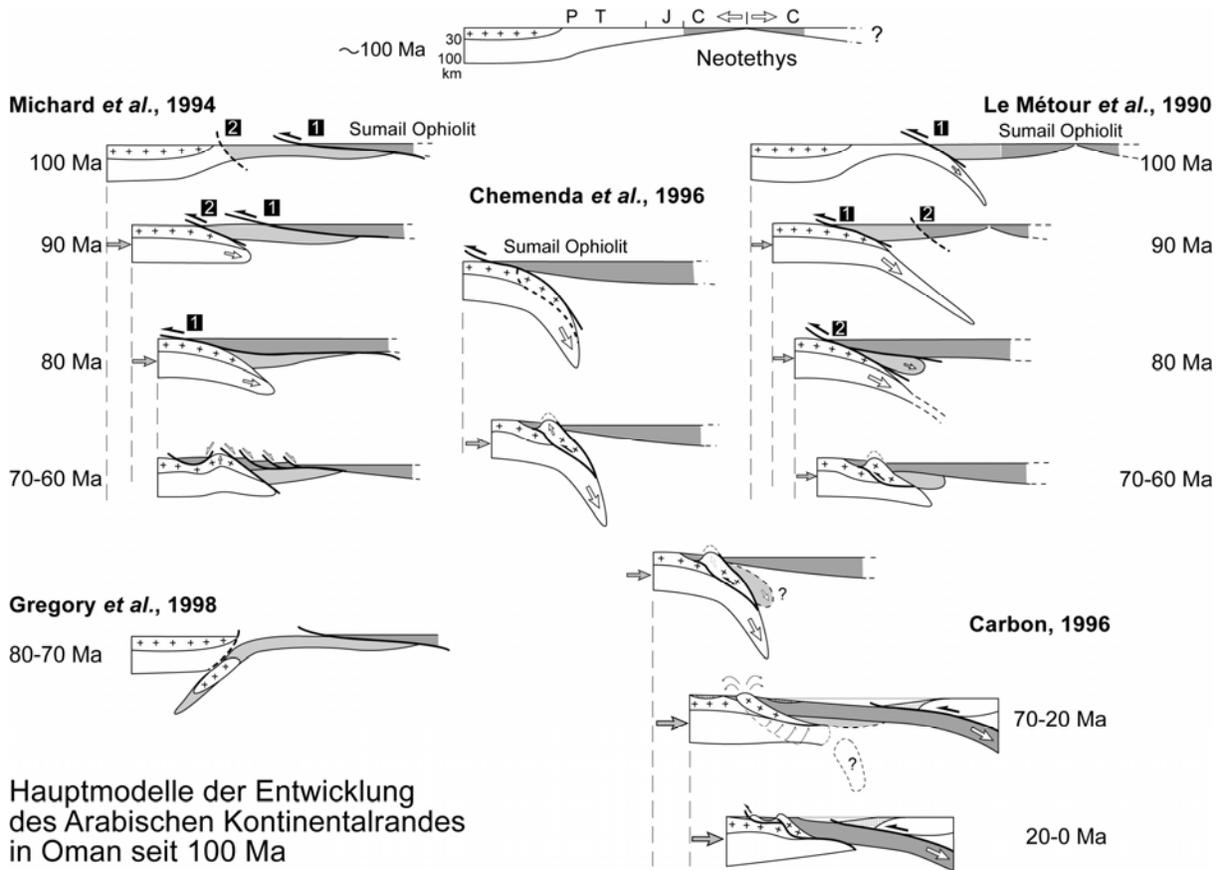
- 1) Überschiebung von ozeanischer Lithosphäre auf die benachbarte ozeanische Kruste ohne Auftauchen
- 2) Überschiebung von ozeanischer Lithosphäre auf den Kontinentalrand mit Auftauchen.

### Innerozeanische Subduktion

Es gibt drei unabhängige Argumente:

- Im Allgemeinen wird angenommen, dass früher intra-ozeanischer Magmatismus, im Übergangsbereich zwischen tholeiitischen und kalk-alkalischen Vulkanismus, durch Hydratation eines heißen Mantelkeils und der daraus resultierenden partiellen Aufschmelzung entsteht.
- Die Basis des Sumail Ophiolits ist eine metamorphe Hochtemperatur Scherzone, eine sogenannte **metamorphe Sohlfläche** (*metamorphic sole*). Die Sohle ist einige 100 m dick und enthält Hochtemperatur Mylonite (800-1000°C), die von Metabasalt und Kieselschiefer-Linsen unterlagert werden. Der Metamorphosegrad nimmt nach unten stark ab: von Granat-Amphiboliten ( $T = 870^{\circ}\text{C}$  und  $p = 5-14$  kbar (d.h. 15-50 km tief)), bis zur Grünschiefer-Fazies ( $T \approx 500^{\circ}\text{C}$ ). Die Strukturen der metamorphen Sohlfläche stimmen mit einer Transportrichtung der Hawasina-Decke in nordost-südwestlicher Richtung überein.

- Ar-Ar Hornblende Alter geben einen Bereich von 96 bis 91 Ma an, welcher aufgrund rascher Abkühlung, das Einsetzen der intraozeanischen Überschiebung datiert. Die relativ kurze Zeitspanne von der Kristallisation der ozeanischen Kruste bis zur Abkühlung der metamorphen Sohle unterstützt die Interpretation, dass kaltes Material schnell unter einem aktiven Spreizungszentrum subduziert wurde, folglich fand eine rückenennahe Subduktion statt.

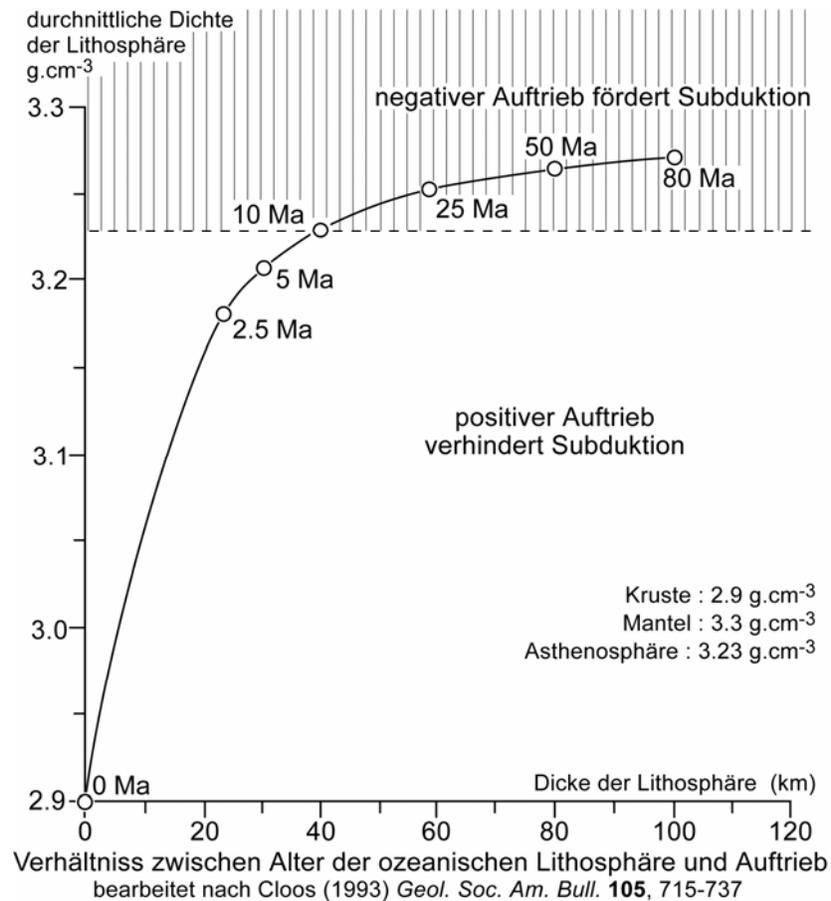


Diese Interpretation wirft die Frage auf: wie alt war und kann die jüngste subduzierte ozeanische Lithosphäre sein?

### Auftriebsbedingungen

Der Auftrieb der Lithosphäre ist der Faktor, der die Subduktion einer Platte bestimmt. Die Dichte der ozeanischen Lithosphäre nimmt nach der Bildung der Platte am Rücken im wesentlichen mit dem Abkühlen zu, was in der Tiefseemessung des Ozeanbodens weg vom spreizenden Rücken reflektiert wird. In anderen Worten ist die Frage, wo die thermische Entwicklung eine kalte Lithosphäre produziert, die unter Berücksichtigung der Dichte wahrscheinlicher subduziert als obduziert wird.

Abschätzungen, welche annehmen, dass lokal Isostasie herrscht, zeigen an, dass im Durchschnitt 5-10 Ma alte, 15-20 km dicke ozeanische Lithosphären einen negativen Auftrieb haben. Dieses Alter ist jedoch schwierig, mit der Deutung einer Subduktion in der Nähe eines Rückens in Übereinstimmung zu bringen. Denn, wenn der Rücken schnell war (5 cm/a als halbe Spreizungsrate) ist eine 10 Ma alte Kruste 500 km entfernt entstanden. Da also eine Gravitationsinstabilität nicht ausreichte, um Subduktion im Oman zu initiieren, muss ein tektonisches Ereignis (eine Änderung in den Plattenbewegungen) verantwortlich für das „Verschlucken“ des Rückens und das Verursachen von Verkürzung sein.



### Obduktion

Der Ablauf ist hier schwieriger zu erkennen. Die fortschreitende Kollision führte zur Ausbildung einer randlichen Aufwölbung und eines Vorlandbeckens mit Überschiebungen und letztendlich mit der Platznahme des Ophiolits auf den kontinentalen Gesteinen. Deckschicht-Tektonik, mit einer Haupt-Detachmentfläche im präpermischen Sockel, dominiert den gesamten Kontinentalrand des Omans.

Hochdruck/Niedrigtemperatur-Metamorphose (HP-LT) in den Grundgebirgs- und Schelfablagerungen des Kontinentalrandes deuten auf eine Belastung des letzteren hin (HP-LT-Fenster von Saih Hatat). Ar-Ar Geochronologie an Hellglimmern zeigen Abkühlalter, die älter sind als die Platznahme der Decken (130-82 Ma). Die einfachste Interpretation ist, dass der innere Teil eines dicken tektonischen Prismas, welches Vulkanite enthält, diese eigenartige Metamorphose erleidet. Diese Hochdruck Metamorphose führt zur Bildung von Fe/Mg Karpholit  $\pm$  Lawsonit (6-8 kbar), chromitischem Glaukophan (12-15 kbar) und Eklogiten (ca. 20 kbar). Die dazugehörige Streckungslineation ist NNE-SSW orientiert.

Diese Betrachtungen führen zu einer folgenden allgemeinen Zusammenfassung hinsichtlich der Obduktion:

- (1) Die Ophiolite sind nur 0-10 Ma alte ozeanische Lithosphären zur Zeit ihrer Obduktion.
- (2) Obduktion tritt nur auf, wo ein Rücken innerhalb einiger hundert Kilometer einer destruktiven Plattengrenze liegt.
- (3) Mechanische Betrachtungen fordern, dass die maximale Temperatur um die entkoppelnde Zone nicht grösser als  $1000^{\circ}\text{C}$  ist.

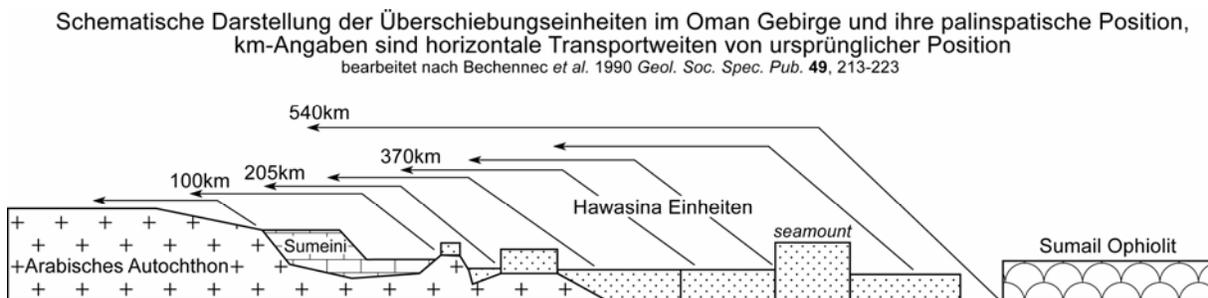
### **Kinematik und Strukturen**

Da der Ophiolit mit Arabien konvergierend war, näherte sich der Kontinentalrand der Subduktionszone und Deckschicht-Tektonik transportierte die Beckensedimente in eine

Schuppenzone auf dem Kontinentalrand. Die Verformung erhöht sich von der südwestlichen Grenze von Jebel Akhdar auf das Saih Hatat Fenster, das durch intensive Transpositionsfoliation gekennzeichnet wird. Schersinnkriterien zeigen südwärts gerichtete Überschiebungen an, gefolgt von nordostgerichteter Scherung erkannt von Schwankungszonen, extensiven Duplexstrukturen und isoklinalen Falten. Die ältere Phase entspricht der Subduktion des Arabischen Kontinentalrandes. Dieser Phase folgte die Exhumation des subduzierten Materials mit einem entgegengesetztem Schersinn.

### Deckschicht-Tektonik

Die Sumail Ophiolite bildeten einen orogenen Deckel der, wie die Ostalpinen Decken in den Alpen, als "traîneau écraseur" fungierte. Überschiebung der Ophiolite bezog eine huckepackartige Platznahme der hintereinander liegenden Decken einschliesslich des permisch-mesozoischen Ozeanbodens und der Sedimente des Kontinentalsockels (Hawasina Komplex) mit ein. Diese überlagern einer nach der anderen die permisch-mesozoischen Karbonate des Kontinentalabhanges (Sumeini Gruppe) und der Küstenebenen (Haybi Gruppe).



### **Hawasina Decke**

Ein Teil der Hawasina-Abfolgen wurden unter dem Sumail-Ophiolit in komplexer Weise deformiert und metamorphosiert (im Hawasina-Fenster, analog zu den penninischen Sedimentdecken im Wallis und in Graubünden), ein Teil wurde vor dem Sumail an den Aussenrand des Gebirges verfrachtet und bildet dort einen allochthonen Falten-und-Überschiebungsgürtel (in den Hamrat Duru ranges, analog zu den präalpinen Decken der Alpen). Dabei erfasst die Abscherung zuerst die jüngeren, jurassisch-kretazischen Sedimente, welche vorwiegend in den unteren Hawasina-Decken akkumuliert werden, dann die triassischen, welche zu einem grossen Teil die oberen Hawasina-Decken aufbauen. Die Hawasina Abfolge wiederholt sich mehrere Male durch Überschiebungen und Auffaltung. So stellt sie einen Standard Schuppenstapel dar, in dem normalerweise die distalere Einheiten proximalere überlagern.

Im Coniac bis Campan fand die Hauptverlagerung des Hawasina-Keils statt, markiert durch das tektonische Wachstum von Kulminationen. Die sich nach West-Südwest vorschiebende Überschiebungsbasis taucht im Süden auf, und der Stapel verläuft charakteristisch bogenförmig, sub-parallel zum Gebirgsbogen.

Das Ende der Platznahme ist gekennzeichnet durch das erste Auftreten von magmatischen Gesteinen auf dem arabischen Kraton im Mittel- bis Spät-Campan (78-71 Ma). Profilausgleich und Wiederherstellung der Decken schlägt vor, dass sich der Ophiolit nach der intraozeanischen Überschiebung vor ca. 95 Ma, und vor Erreichen des Kontinents vor ca. 75 Ma, entlang der metamorphen Sohlfläche um 250 bis 350 km über den Ablagerungen des Kontinentalhanges und Schelfes bewegt hat. Die zusätzliche Bewegung über dem Kontinent beträgt 150 km.

Dies ist gleichzusetzen mit einer Unterschiebungsakkretion unter die Sumail Ophiolite mit der Stappellung von distalen und proximalen Einheiten.

## Übung

Die Obduktionsgeschichte umfasst ca. 27 Ma. Berechnen Sie die durchschnittliche Konvergenzrate zwischen dem Sumail Ophiolit und dem passiven Kontinentalrand. Passt diese Rate in die Daten der Plattentektonik?

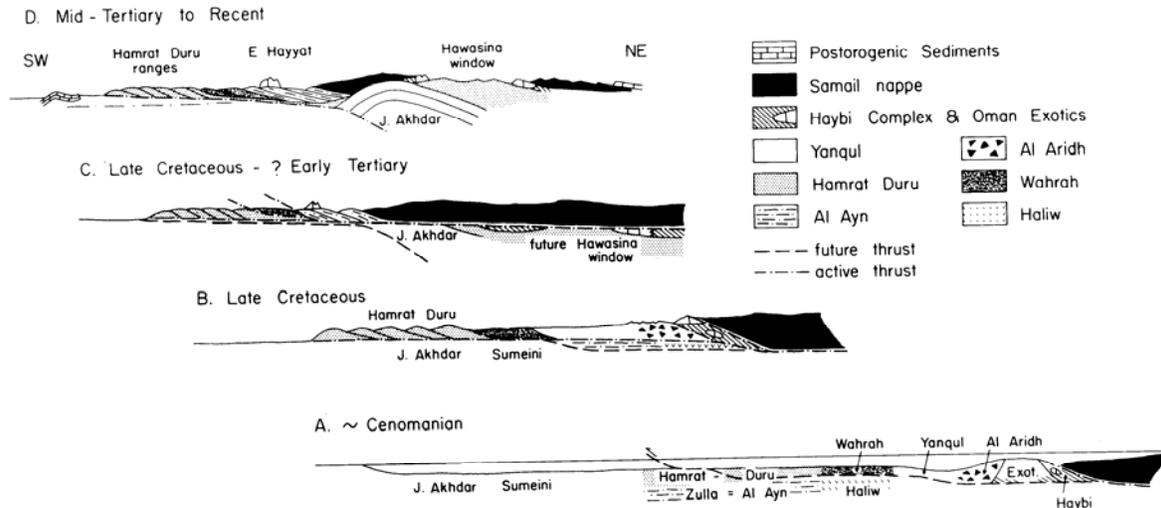


FIG. 11. — Tentative kinematic model for the emplacement of the Hawasina nappes in the central Oman Mountains. Discussion in the text.

FIG. 11. — *Modèle cinématique hypothétique de l'emplacement des nappes de Hawasina dans les montagnes d'Oman centrales. Discussion dans le texte.*

nach Bernoulli & Weissert (1987) *Geodinamica Acta*, 1, pp.47-58

### Nordost-gerichtete Scherung

Die nördliche Grenze des Saih Hatat Fensters schliesst einen wichtigen Abscherhorizont auf, der Hochdruck und Blauschiefer-Fazies Gesteine, die Eklogite enthalten, von weniger metamorphen Gesteinen trennt. Beide Seiten des Abscherhorizontes werden von permischen Sedimenten abgeleitet. Ein starker metamorpher Kontrast (bis 6 kbar) tritt entlang dieser nach Norden einfallenden und flachen Abscherzone auf. Dieser metamorphe Kontrast impliziert einen grossen Versatz des Hangenden, das ein intensives, Nordost-gerichtetes und nicht-koaxiales Gefüge anzeigt. Die relative Exhumationsrate der Hochdruckgesteine wird auf 3-5 mm/a zwischen 80 und 70 Ma geschätzt. Die nach Nordosten gerichtete Scherung ist für die regionale Schieferung und die Duplexartigen Schuppenzonen in den permischen-kretazischen Plattformsedimenten der Jebel Akhdar Region verantwortlich.

Gravitative Falten kommen auf beiden Flanken der Dome vor und dokumentieren sowohl süd-, als auch nordgerichtete Relativbewegungen. Extensionsstrukturen werden dem gravitativen Abgleiten an den Flanken der syn-Obduktions Kulminationen zugeschrieben. Der Kollaps der Kulmination ist unterschiedlichen Alters.

### Dom Strukturen

Die känozoische Deformation des Oman Gebirges ist verantwortlich für grosse Antiformen, die erodiert wurden und nun eine Serie von kofferförmigen, tektonischen Fenstern (von Ost nach West: Saih Hatat, Jebel Akhdar und Hawasina) bilden, die die Ophiolitdecke und das darunterliegende Grundgebirge verfallen. Diese domförmigen Aufwölbungen werden üblicherweise als Rampen-Antiklinalen interpretiert, die eine frühere, prä-permische (variszische) Schieferung falten. Die Rampen-Antiklinalen würden dann mit der Platznahme der Ophiolit-Decken gleichzeitig sein.

Wechselweise können sie post-obduktionale frontale Knickungen über blinden Aufschiebungen darstellen, die das Grundgebirge beeinflussen.

**Saih Hatat Fenster**

Das Saih Hatat Fenster enthält die tiefsten strukturellen Einheiten des Oman Gebirges. Es enthält eine grosse, wiedergefaltete, liegende Antiklinale, die eine NE-Vergenz aufweist.

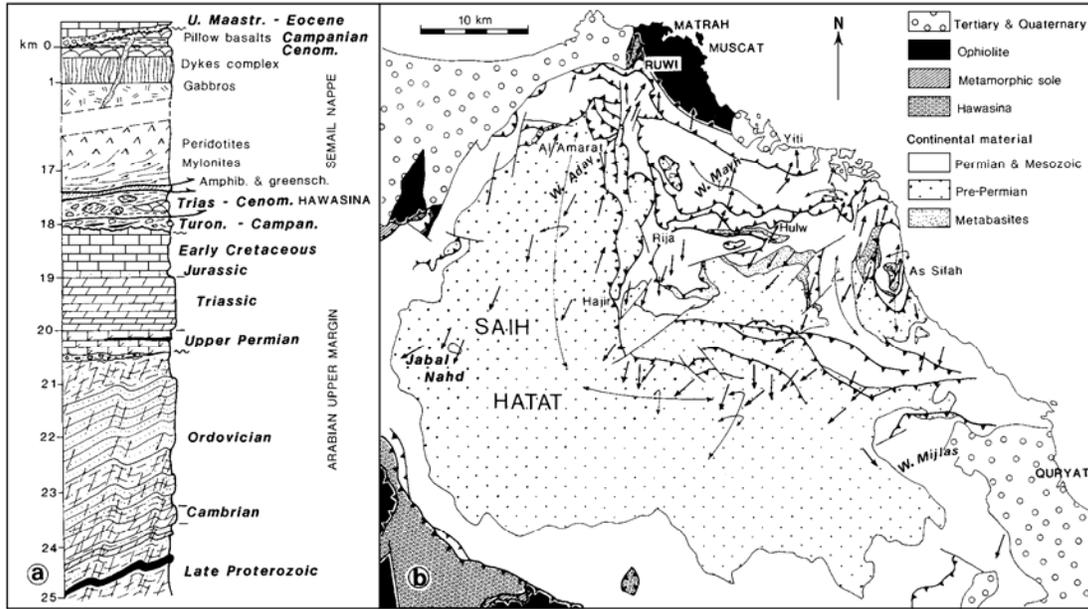


FIG. 3. — Stratigraphic and structural data. — a : stratigraphic column of the Oman tectonic pile. Lithologic symbols : see text, sect. III a. Black : volcanites (Arabian margin). — b : structural map of the central and northeastern parts of the Saih Hatat window. Arrows : direction and plunge of stretching lineations.

nach Michard et al. (1989) *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5, pp.241-252

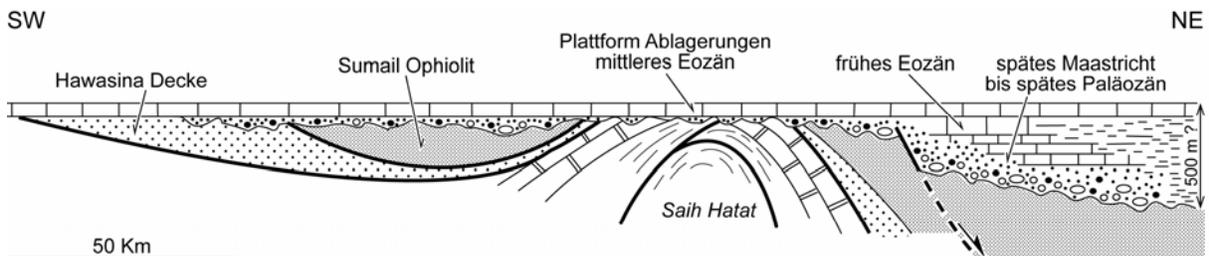
Im Kern dieser Antiform finden sich prä-ordovizische Sedimente die von mesozoischen Plattformkarbonaten umschlossen werden. Im Nordostteil des Saih Hatat Fensters nimmt die Deformationsintensität und der Metamorphgrad in nordöstlicher Richtung zu. Eklogite treten innerhalb der mafischen Boudins im Sifah Teilfenster auf.

**Jebel Akhdar Fenster**

Das Jebel Akhdar Fenster stellt eine externe Zone der arabischen Einheiten in Bezug auf das Saih Hatat Fenster dar. In beiden Fenstern, werden zwei Hauptphasen von duktiler Deformation, durch ca. NE-SW parallel streichende Streckungslineare begleitet.

Känozoische Tektonik

Im Maastricht bis Oligozän erfolgte wieder Karbonat-Sedimentation auf dem abgesunkenen Kontinentalrand ohne tektonische Deformation.



Synthetisches Profil des Nord Omans im Eozän, das die Beziehung zwischen den diskordanten, flach-marinen Sedimenten und den Obduktionsstrukturen illustriert  
nach Carbon 1996 PhD Thesis, Montpellier

Die Hebung und die heutige Morphologie des Oman Gebirges wird durch känozoische, vorlandgerichtete Überschiebungen und Faltung verursacht. Danach werden spätkretazische Überschiebungen reaktiviert.

Die erneute Kompression während des mittleren Tertiärs steht im Zusammenhang mit der Kollision im Zagros Gebirge. Wie auf seismischen Profilen zu erkennen ist fand Kompression auch erneut im nördlichen Gebirge statt. Die Kompression scheint nach Norden um den Gebirgsbogen herum zuzunehmen und wird von Deckschicht-Tektonik begleitet. Diese wird von der zunehmenden Nähe der Kontinent-Kontinent-Kollisionszone verursacht. Insgesamt überwog im Tertiär aber Extension, mit Bildung von Bruchschollen und antithetischen Flexuren. Spaltspuren Daten weisen auf eine zweiphasige Abkühlungsgeschichte hin, eine schnelle Abkühlung vor 30 Ma und eine darauf folgende langsame Abkühlung, die vor 25 Ma einsetzte und bis heute andauert.

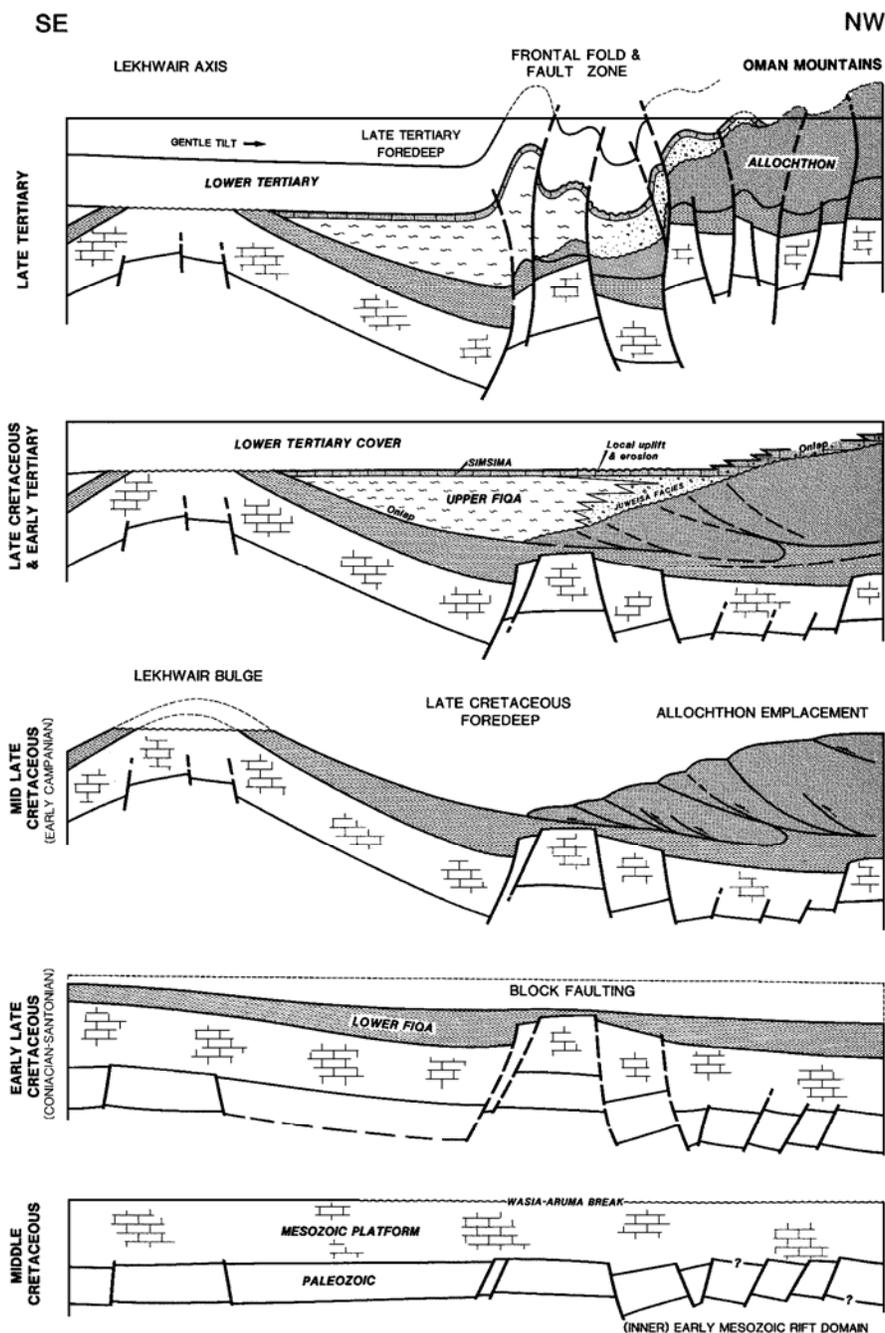


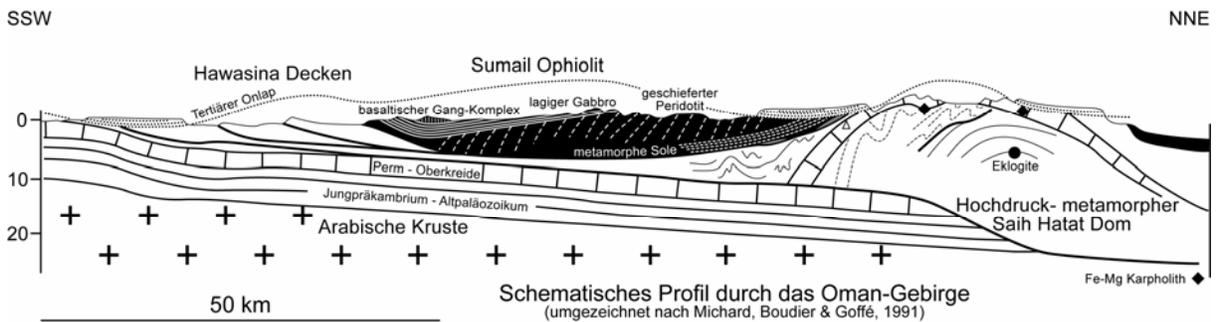
Fig. 21. Mesozoic and Tertiary structural evolution of the Suneinah Foreland, Oman Mountains.  
nach Boote *et al.* (1990) *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **49**, pp.397-418

Im mittleren bis späten Miozän herrscht wieder Gravitations-Tektonik vor. Verschiedene Stufen von Terrassen und erhöhte Strandlinien entlang der Küste zeigen eine rezente Hebung an.

## Metamorphosedaten

Die zweiphasige strukturelle Entwicklung bewirkte zwei unterschiedliche Typen von kretazischer Metamorphose:

1. Hochtemperatur-Metamorphose an der Basis des Sumail Ophiolits.
2. Blauschiefer- bis Eklogit-Fazies Metamorphose in den Gesteinen, die der Arabischen Platte zugeordnet werden und die in Fenstern z.B. Saih Hatat aufgeschlossen ist.



### Metamorphe Hoch-Temperatur Sohle

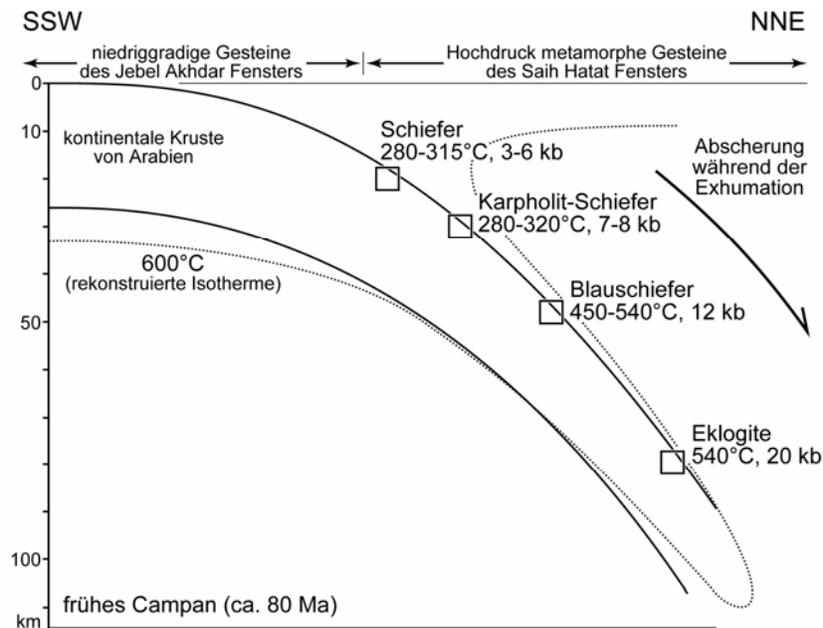
Wie viele Ophiolit-Decken, sind auch die Oman Ophiolite an der Basis durch Sohlen oder basale Bruchzonen begrenzt, welche aus metamorphem Hoch-Temperatur-Metamorphiten bestehen. Diese Sohlen haben sich als Folge des Wärmetransports gebildet, als heiße, junge ozeanische Lithosphäre über ältere Lithosphäre überschoben wurde, wobei ein inverser metamorpher Gradient entstand. Dieser kann bis  $1000^{\circ}\text{C}/\text{km}$  betragen und von mylonitischen Peridotiten nach unten durch überlagerte Schuppen von Granulit-, Amphibolit- und Grünschiefer-Fazies-Gesteinen auf nicht-metamorphe Gesteine reichen. Die metamorphen Bedingungen der partiell geschmolzenen unteren-Granulit- bis oberen-Amphibolit-Fazies-Sohle im Oman ( $< 500$  m mächtig) deuten auf Rückeninversion hin. Die Abkühlung der metamorphen Sohle ist auf ca. 100-95 Ma datiert (Ar-Ar Alter an Hornblende). Diese Gesteine werden durch Grünschiefer-Fazies-Vergesellschaftungen überprägt.

### Hochdruck Abfolgen

In den autochthonen und parautochthonen Einheiten steigen sowohl die Verformung als auch der Metamorphosegrad gegen Nordosten mit dem aufeinanderfolgenden Auftreten von Pumpellyit, Epidot und blauem Amphibol an. Die gesamte metamorphe Zonierung des Gebiets ist charakterisiert durch höchste Drucke, die aber tatsächlich in zwei unterschiedliche strukturelle Niveaus unterteilt werden können: Die tiefsten strukturellen Niveaus, in einem Fenster innerhalb der Saih Hatat Fensters, werden repräsentiert durch mafische Boudins, die einen minimalen Druck von 20 kbar unterlagen.

1. Die tiefsten strukturellen Ebenen, in einem Fenster innerhalb des Saih Hatat Fensters, werden repräsentiert durch mafische Boudins, die Minimum Drucke von 20 kbar unterlagen. Diese Daten weisen darauf hin, dass ein Teil des nördlichen arabischen Kontinentalrandes auf eine Tiefe von mehr als 60 km subduziert wurde. Glaukophan zeigt an, dass Eklogite bei 10-12 kbar und  $500\text{-}580^{\circ}\text{C}$  rekristallisieren. U-Pb Alter von Zirkonen, die aus Eklogiten extrahiert wurden, begrenzen das Alter des Höchstmetamorphismus zwischen  $110 \pm 11$  und  $79.1 \pm 0.3$  Ma. Die Eklogite, die älter als der ca. 95 Ma alte Ophiolit sind, wurden während der Subduktion kristallisiert. Die dazugehörigen Abkühlalter (Ar-Ar und K-Ar Methode) betragen zwischen 90 und 70 Ma.

2. Höhere strukturelle Ebenen im südlichen Teil des Saih Hatat-Fensters und im nördlichen Teil des Jebel Akhdar Fensters sind die Hochdruck-Grünschiefer, die durch Karpholit, Lawsonit und Natrium-Amphibol gekennzeichnet sind. Karpholit-Kaolinit-Vergesellschaftungen wurden bei 180-250°C, 8-10 kbar, und Karpholite-Pyrophyllit-Vergesellschaftungen bei 250-350°C, 6-8 kbar rekristallisiert. Weiter im Süden herrscht Grünschiefer-Fazies vor. Die petrologischen Daten dieses Gebietes reichen nicht aus, um den P-T-Pfad genau zu rekonstruieren, der daher nur spekulativ ist.



Rekonstruktion des subduzierten arabischen Kontinentalrandes in Oman  
(Metamorphosedaten nach Searle *et al.* 2004 *J. Struct. Geol.* **26**(3), 451-473)

Ar-Ar Alter an Glimmern aus Niederdruckgefügeelementen liegen bei ungefähr 80 Ma. Die Hochdruckgesteine gelangten frühestens im oberen Maastricht (vor 65 Ma) an die Oberfläche, wo sie anschliessend praktisch ungestört blieben. Die Exhumationsrate der Blauschiefer und Eklogite wird auf 3 bis 5 mm/a geschätzt.

### Ein Exhumationsproblem ?

Strukturelle Studien zeigten, dass ein Teil der Freilegung der Hochdruckgesteine im Zuge von Nordost-gerichteter Scherung während der Hochdruckmetamorphose erfolgte. Um diese Vergenz entgegengesetzt zur regionalen Transportsrichtung zu erklären, wird die Exhumierung von Hochdruckgesteinen begründet mit:

- Extension
- extensionalem Kollaps
- Auftrieb während regionaler Konvergenz.

nach Chemenda *et al.* (1996) *Earth Planet. Sci. Lett.*, **143**, pp.173-182

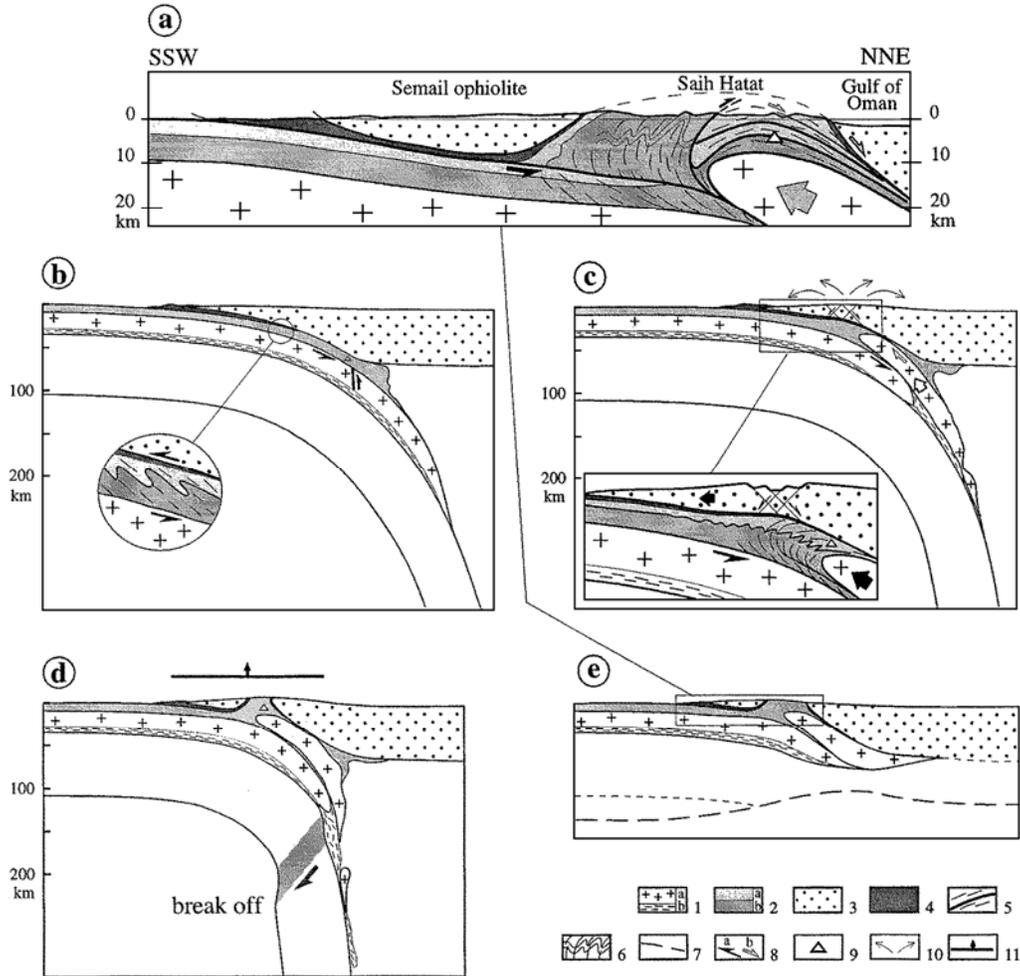


Fig. 8. Evolutionary model of Oman (stages (b), (c) and (d) correspond to the period from 90–80 to 80–70 Ma). (a) Geological profile through Oman to the east of Muscat (the arrows correspond to the stage of exhumation). (b) Failure of the crust near the base of the overriding plate (ca. 60 km depth). (c) Rapid, buoyancy-driven uplift of the subducted crustal slice which scrapes and pushes up the sediments dragged down into the interplate zone during previous stages of the oceanic and continental subduction. (d) Breakage of the overriding wedge and formation of the window with exhumed sediments. End of rapid tectonic uplift of the subducted crust and break-off of the dense, subducted mantle layer, with part of the lower crust metamorphosed to a density in excess of the asthenospheric density. (e) Present situation. 1 = Arabian upper (a) and lower (b) crust; 2 = continental sedimentary cover (a = Permian–Mesozoic; b = Proterozoic and Paleozoic); 3 = oceanic lithosphere; 4 = oceanic sediments (Hawasina nappe); 5 = ductile fault; 6 = cleavage and folds; 7 = supposed present geometry of the lithospheric base; 8 = thrust (a) and normal (b) faults; 9 = marker corresponding to 60 km depth (ca. 20 kbar) at stage in (b); 10 = erosion; 11 = direction of regional vertical movement after the break-off of the mantle layer.

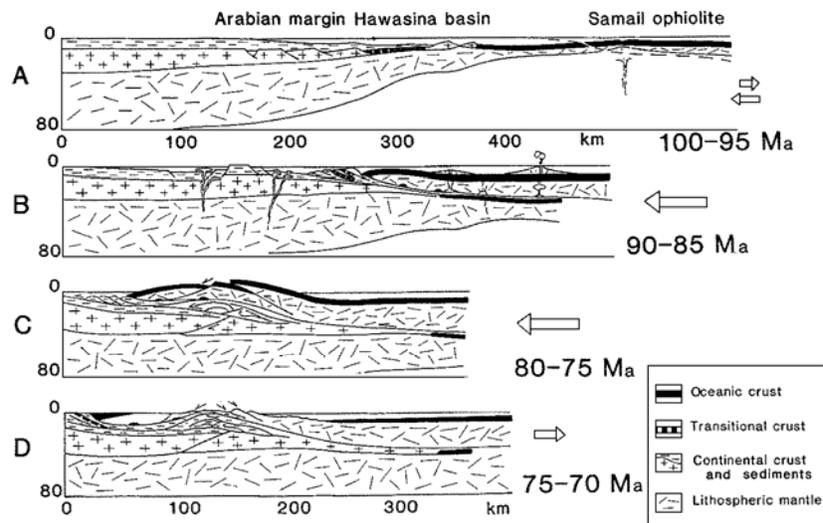


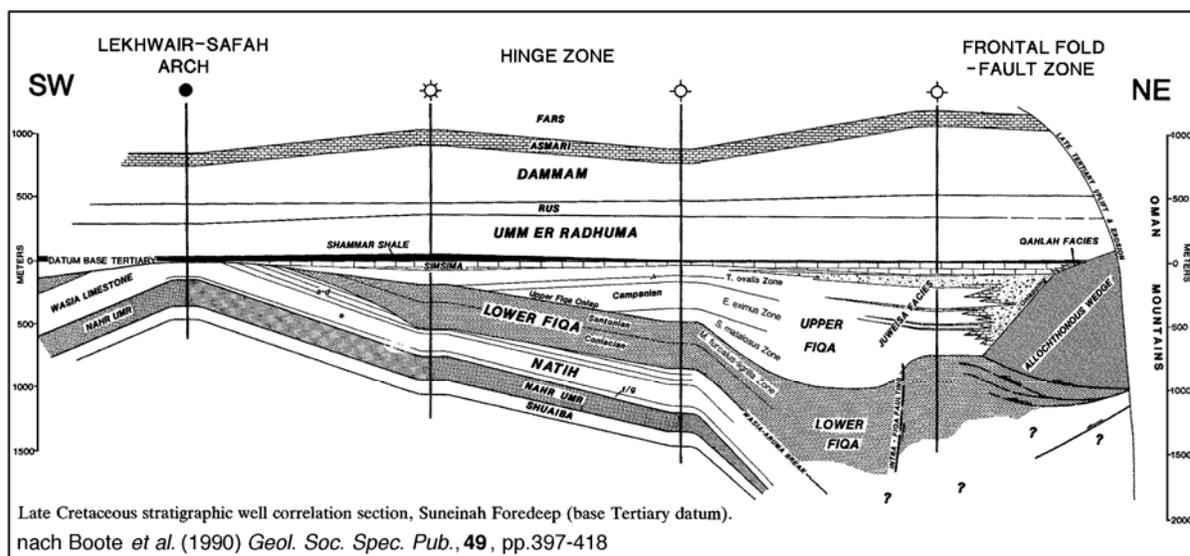
Figure 8. Tectonic evolution of the Oman obduction, after Boudier et al. (1988) and Goffé et al. (1988). A: Intra-oceanic thrusting at the ridge axis; initial setting. B: End of the submarine evolution; the oceanic slab encroaches upon the continental margin. C: Marginal stage; maximum thickening of the oceanic overburden and stacked continental slices underneath. D: Extensional collapse with uplift of the HP-LT metamorphics prior to the Late Maastrichtian-Tertiary onlap.

nach Michard *et al.* (1991) in Peters *et al.*, pp.447-467

## Spätkretazische Überschiebung

Die Duplex-Strukturen der Sockelsedimente im Saih Hatat und Jebel Akhdar werden als Kulminationen über einer grossen Sohlfläche gedeutet. Diese wiederum steht in Verbindung mit der Ophiolit-Platznahme auf die Arabische Plattform. Die Abfolge der frühen Obduktion ist folgendermassen:

\* Akkumulation siliziklastischer Sedimente und umgelagerter lithoklastischer Karbonate in einem Foredeep-Becken im Turon.



Late Cretaceous stratigraphic well correlation section, Suneinah Foredeep (base Tertiary datum).

nach Boote *et al.* (1990) *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **49**, pp.397-418

\* Bildung einer Mélange im Nordosten (Batain). Dies ist eine tektonische Formation mit unendlich vielen, nicht-stratigraphischen Kontaktflächen und nur schwach ausgeprägter Matrix. Sie entstand mehr oder weniger durch gravitatives Gleiten. Schollen von permischen und triassischen Kalksteinen treten oftmals zusammen mit Basalten auf.

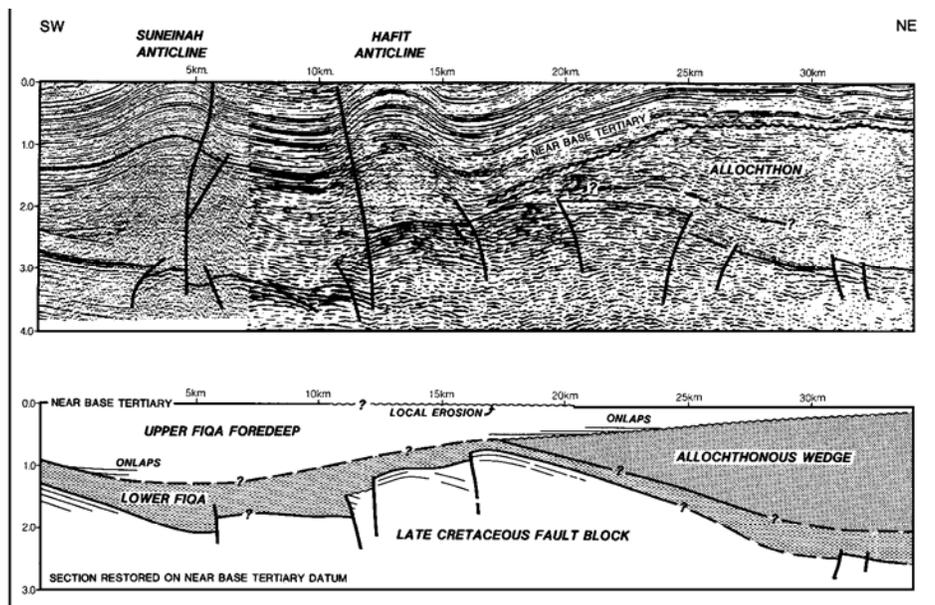
Diese Beobachtungen führen zu folgender Interpretation:

1. Zuerst erfolgte die Verschuppung von Tiefseeabfolgen, in grosser Entfernung vom Kontinentalrand. Es handelt sich dabei um **Huckepack-Überschiebungen** (*piggy-back thrusts*) in Richtung des Vorlandes. Die Überschiebungen setzen sich im Liegenden fort. Die Gesamtstruktur ist einfach und die ganze stratigraphische Abfolge ist erhalten. Daher ist eine Rekonstruktion möglich.
2. Mittel- bis spärkretazische Platznahme (Campan). Die Sohlfläche erfasst prä-permische Einheiten (sofern diese in der Kulmination auftreten) und taucht Richtung Süden auf.

### Plattform Ablagerung nach der Überschiebung

Eine Hauptdiskordanz befindet sich im Späten-Maastricht (68-65 Ma). Rudistenhaltige Strandablagerungen liegen über allen allochthonen Einheiten, und insbesondere den obduzierten Sumail Ophioliten. Diese Diskordanz zeigt, dass die Hebung des Oman Gebirges im frühen Maastricht erfolgte, nachgewiesen durch Erosions-Diskordanz, onlaps und fluviatile bis flach-marine Sedimente des Maastricht.

Während des späten Paleozäns bis ins mittlere bis späte Eozän (58-42 Ma) setzte die Sedimentation von flachmarinen fossilführenden Kalken wieder ein. In dieser Zeit blieben die nördlichen Teile des Oman Gebirges auf einem strukturellen Hoch.

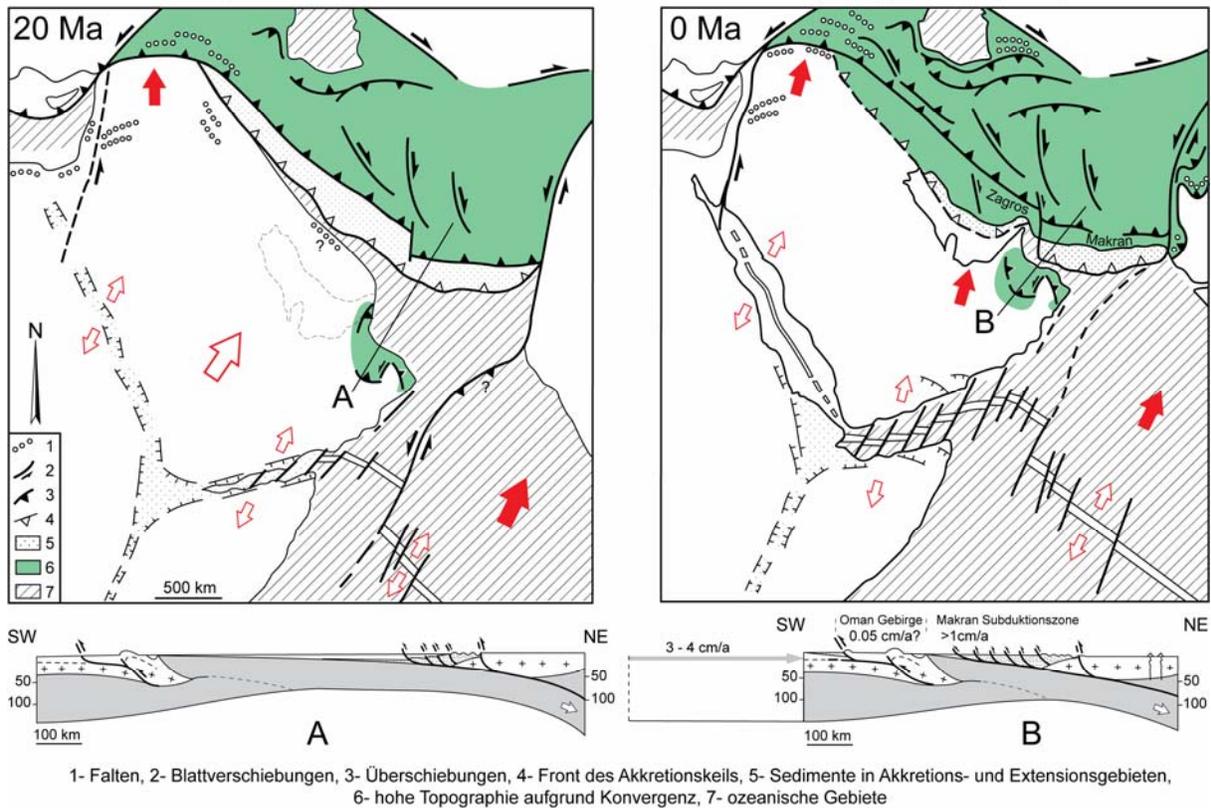


**Fig. 17.** Structural Transect, Suneinah–Hafit Area (see Fig. 4 for location). The seismic transect has been reconstructed in the lower panel with a pre-folding base Tertiary datum to illustrate the structural architecture of the Late Cretaceous fault block. Also note the Upper Fiqqa onlap onto the allochthon surface, the local base Tertiary erosional truncation and the association of shallow plastic folding above deep compressional faulting within the more rigid platform.

nach Boote *et al.* (1990) *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **49**, pp.397-418

Die stabile flachmarine Karbonatsedimentation dauerte zwischen 20-25 Ma vom mittleren Paleozän bis ins späte Eozän, bevor es zu einer erneuten Regression kam. Sowohl an den nördlichen als auch an den südlichen Flanken des Gebirges wurden im Oligozän marine Karbonate abgelagert. Im Miozän begann die Hebung des Gebirges. Diese Schelf-Abdeckungsfolge wurde im Miozän durch eine Deformationsphase gefaltet, die mit der Haupthebung des Oman Gebirges verbunden ist. Leichte Falten zeigen nur eine kleine Menge an Verkürzung an. N-S und E-W Faltenachsen in tertiären Strukturen zeigen Dom und Becken Falten Interferenzstrukturen als ein Ergebnis von biaxialer Kompression.

Geodynamischer Kontext der arabischen Platte im frühen Miozän (20 Ma) und heute (0 Ma).



Tertiäre (35-45 Ma) alkalische vulkanische Gesteine treten entlang von reaktivierten Störungszonen auf und zeigen eine intermediäre Extensionsperiode an, die vielleicht älter als das Rote Meer Rift ist.

### Paläomagnetische Daten

Paläomagnetische Daten weisen auf starke Rotation der Ophiolitischen Decken während der intra-ozeanischen Überschiebung und der kontinentalen Obduktion hin. Geringe Inklination bestätigt, dass sie in äquatornahen Breiten entstanden und übergeschoben wurden. Metallhaltige Sediment-Zwischenlagen in den Vulkaniten und den Ophioliten dienen als gut datierbare Horizonte (Alb-Cenoman).

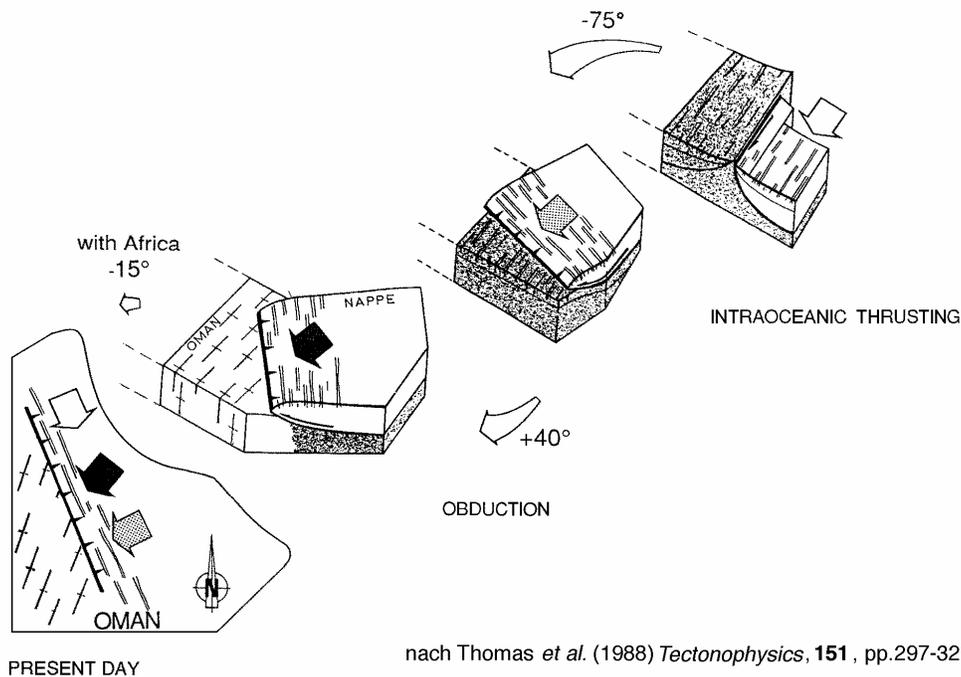
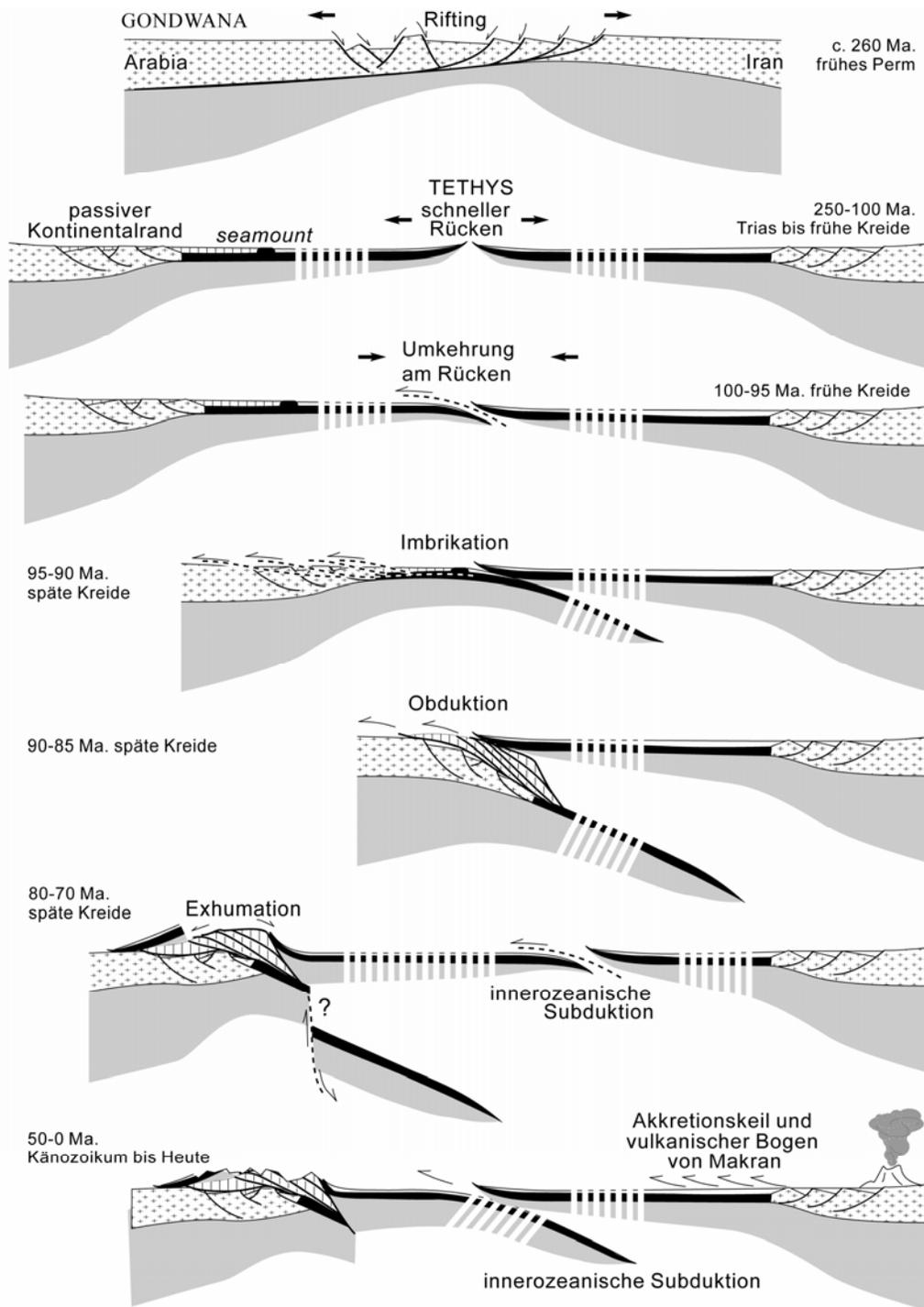


Fig. 20. Schematic diagram showing how thrusting directions align when rotating the nappe during thrusting (second scenario). Note that the first scenario would lead to the same alignment.

Paläomagnetische Deklinationen sind hauptsächlich Nord-Nordwest / Süd-Südost in dem einen Massiv, aber Nordwest-Südost in den anderen. Es ist unwahrscheinlich, dass ein Massiv individuell rotiert wurde, da die Gänge immer parallel verlaufen und beide paläomagnetischen Richtungen in demselben Massiv auftreten können. Diese Richtungen sind also nicht gleich alt. Die Nordwest-Südost Richtung ist älter und kommt in Gabbros vor. Es treten tatsächlich mehrere Magnetisierungsphasen auf.

### Schlussfolgerung – Tektonische Entwicklung des Oman-Gebirges

- Der Oman war zusammen mit dem Iran, Teil von Gondwana im Präkambrium bis Paläozoikum.
- Ein Hebungereignis mit weitverbreitetem Vulkanismus im späten Karbon könnte ein erstes Anzeichen von Riftbildung und einer Trennung der beiden Kontinentalblöcke sein.
- Mittel- bis Spät-Permische Extension erzeugte ein grosses, intrakontinentales Becken am nördöstlichen Rand der Arabischen Plattform.
- Fortdauerndes Rifting des Beckens und das Aufbrechen der Kruste am nördlichen Rand von Arabien führte zur Öffnung der Neo-Tethys in mittel- bis spät-triassischer Zeit und zur Ablagerung von Sedimenten, wie die typische Hawasina Tiefsee-Abfolge. Vom späten Perm bis in die mittlere Kreide stellte der Oman einen Teil einer grossen Karbonatplattform auf dem passiven, südlichen Kontinentalrand des Tethys Ozeans dar.
- Im Jura bis zur frühen Kreide, um 95 Ma, war langsame, pelagische und turbiditische Sedimentation dominant.
- Eine intra-ozeanische Subduktion begann vor ca. 90 Ma nahe eines "toten" ozeanischen Rückens. Dieses Alter für den Beginn der intraozeanischen Subduktion ist bemerkenswert gleichbleibend entlang der Kollisionszone von der Türkei bis in den Oman. Die Kruste der Neo-Tethys wurde in der spätkretazischen, nach Norden einfallenden, intra-ozeanischen Subduktionszone im Norden des Omans verschluckt. Die Sedimentbedeckung der Neo-Tethys bildete dabei einen Akkretionskeil (die Hawasina und coloured Mélange) bis ins späte Cenoman.



- Während sich die arabische Platte nach und nach nordwärts bewegte, kam sie in die Subduktionszone unterhalb einer Schuppe der ozeanischen Lithosphäre der Tethys. Die Obduktion (d.h. Subduktion des Arabischen Kontinentalrandes unter die überfahrende ozeanische Platte) begann um etwa 90 Ma. 200 bis 600 km von Übergangs- und kontinentaler Lithosphäre wurden in dieser Zone subduziert. Die gesamte Obduktion und Platznahme der Sumail Ophiolite dauerte ungefähr 27 Millionen Jahre, von 95 bis 68 Ma, während der späten Kreide. Die Verschiebung der Ophiolite betrug ca. 400 km mit einer durchschnittlichen Rate von ca. 2cm/a. Während diesem Intervall wurden die allochthonen Decken durch die intensive Überschiebung der ozeanischen und

Kontinentalhangsedimente zusammengebaut, die ursprünglich auf dem Arabischen (Oman) Kontinentalrand und Tethys Ozeanboden entwickelt wurden.

- Die Hochdruckgesteine wurden gleich nach der Obduktion (80-70 Ma) an die Erdoberfläche gebracht.
- Die fortschreitende Konvergenz schuf eine weitere Subduktionszone (Proto-Makran). Die daraus resultierende Entlastung der Kruste an der vorhergehenden Subduktions-Stelle ermöglichte die Hebung des halb-begrabenen Kontinentalrandes von Oman. Die darüberliegende Hawasina-Abfolge und das ehemalige Hangende des Sumail-Ophiolits kollabierten und breiteten sich dann weiter auf dem Arabischen Schelf aus. Die Mechanismen einer schnellen Exhumation während der Plattenkonvergenz sind ein Diskussionspunkt. Die Frage ist, wie Abschiebungen und damit verbundene schnelle Exhumation von Hochdruckgesteinen mit gleichzeitigen Überschiebungen und Plattenkonvergenz kombiniert werden können.
- Im Maastrich (70-65 Ma) wurden alle Decken teilweise erodiert und durch transgressive Flachwasserkarbonate überlagert.
- Der Akkretionskeil von Makran datierend vom Maastricht bis Eozän liegt im Liegenden eines Ophiolits infolge der Kollision zwischen Eurasien und Arabien nach dem Eozän und der Hebung vom Oman im Oligozän.
- Die Zagros-Falten entwickelten sich ab dem Pliozän.
- Die Kontinent-Kontinent Kollision zwischen Oman und Makran hat (noch) nicht stattgefunden.

## Fragen

*Warum wurde die Obduktion abgebrochen und nordwärts versetzt in die Makran-Subduktion?*

*Wie wurden Tiefengesteine (Blauschieferassoziationen) in einem konvergenten System exhumiert?*

## Empfohlene Literatur

- Bernoulli D. & Weissert, H. 1987. The upper Hawasina nappes in the central Oman Mountains: stratigraphy, palinspastics and sequence of nappe emplacement. *Geodinamica Acta* **1**(1), 47-58.
- Boote D.R.D., Mou, D. & Waite, R.I. 1990. Structural evolution of the Suneinah Foreland, Central Oman Mountains. In: *The geology and tectonics of the Oman region* (edited by Robertson A.H.F., Searle M.P. & Ries A.C.) **49**. Geological Society Special Publication, 397-418.
- Boudier F., Bouchez, J.L., Nicolas, A., Cannat, M., Ceuleneer, G., Misseri, M. & Montigny, R. 1985. Kinematic of Ocean thrusting in the Oman Ophiolite: model of plate convergence. *Earth and Planetary Science Letters* **75**, 215-222.
- Boudier F. & Nicolas, A. 1985. Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments. *Earth and Planetary Science Letters* **76**, 84-92.
- Boudier F. & Nicolas, A. 1988. The ophiolites of Oman **151**. Tectonophysics.
- Boudier F., Nicolas, A. & Ceuleneer, G. 1989. De l'accrétion océanique à la convergence. Le cas de l'ophiolite d'Oman. *Bulletin de la Société géologique de France* **8**(5)(2), 221-230.
- Breton J.-P., Béchenec, F., Le Métou, J., Moen-Morel, L. & Razin, P. 2004. Eoalpine (Cretaceous) evolution of the Oman Tethyan continental margin: insights from a structural field study in Jabal Akhdar (Oman Mountains). *GeoArabia* **9**(2), 1-18.

- Ceuleneer G., Nicolas, A. & Boudier, F. 1988. Mantle flow patterns at an oceanic spreading centre: the Oman peridotites record. *Tectonophysics* **151**, 1-26.
- Chemenda A.I., Mattauer, M. & Bokun, A.N. 1996. Continental subduction and a mechanism for exhumation of high-pressure metamorphic rocks: new modelling and field data from Oman. *Earth and Planetary Science Letters* **143**, 173-182.
- Cloos M. 1993. Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts. *Geological Society of America Bulletin* **105**(6), 715-737.
- Coleman R.G. 1971. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. *Journal of Geophysical Research* **76**, 1212-1222.
- Coleman R.G. 1981. Tectonic setting for ophiolite obduction in Oman. *Journal of Geophysical Research* **86 B**(4), 2497-2508.
- Coleman R.G. & Hopson, C.A. 1981. Introduction to the Oman Ophiolite Special Issue. In: *Journal of Geophysical Research B, solid earth and planets* (edited by Arhens T.J.) **86**. American Geophysical Union, 2495-3132.
- Hacker B.R. 1990. Simulation of the metamorphic and deformational history of the metamorphic sole of the Oman ophiolite. *Journal of Geophysical Research* **95**(B4), 4895-4907.
- Hacker B.R., Mosenfelder, J.L. & Gnos, E. 1996. Rapid emplacement of the Oman ophiolite: Thermal and geochronologic constraints. *Tectonics* **15**(6), 1230-1247.
- Le Métour J., Rabu, D., Tegye, M., Béchenec, F., Beurrier, M. & Villey, M. 1990. Subduction and obduction: two stages in the Eo-Alpine tectonometamorphic evolution of the Oman Mountains. In: *The geology and tectonics of the Oman region* (edited by Robertson A.H.F., Searle M.P. & Ries A.C.) **49**. Geological Society Special Publication, London, 327-339.
- Lippard S.J., Shelton, A.W. & Gass, I.G. 1986. The ophiolite of Northern Oman. *Geological Society of London, Memoir* **11**, 178 p.
- Michard A., Le Mer, O., Goffé, B. & Montigny, R. 1989. Mechanism of the Oman mountains obduction onto the Arabian continental margin, reviewed. *Bulletin de la Société géologique de France* **8**(5)(2), 241-252.
- Michard A., Boudier, F. & Goffé, B. 1991. Obduction versus subduction and collision in the Oman case and other Tethyan settings. In: *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere* (edited by Peters T., Nicolas A. & Coleman R.G.). *Petrology and Structural Geology* **5**. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht - Boston - London, Netherlands, 447-467.
- Michard A., Goffé, B., Saddiqi, O., Oberhänsli, R. & Wendt, A.S. 1994. Late Cretaceous exhumation of the Oman blueschists and eclogites: a two-stage extensional mechanism. *Terra Nova* **6**(4), 404-413.
- Nicolas A., Ceuleneer, G., Boudier, F. & Misseri, M. 1988. Structural mapping in the Oman ophiolites : mantle diapirism along an oceanic ridge. *Tectonophysics* **151**, 27-56.
- Nicolas A. & Boudier, F. 1991. Rooting of the sheeted dike complex in the Oman Ophiolite. In: *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere* (edited by Peters T., Nicolas A. & Coleman R.G.). *Petrology and Structural Geology* **5**. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht - Boston - London, Netherlands, 39-54.
- Robertson A.H.F. & Searle, M.P. 1990. The Northern Oman Tethyan continental margin: stratigraphy, structure, concepts and controversies. In: *The geology and tectonics of the Oman region* (edited by Robertson A.H.F., Searle M.P. & Ries A.C.) **49**. Geological Society Special Publication, 3-25.

- Robertson A.H.F., Searle, M.P. & Ries, A.C. 1990. The geology and tectonics of the Oman region. In: *Geological Society Special Publication* **49**, London, 845.
- Thomas V., Pozzi, J.-P. & Nicolas, A. 1988. Paleomagnetic results from Oman ophiolites related to their emplacement. *Tectonophysics* **151**(1-4), 297-321.

## On the Web

### Geologie

- <http://www.isteem.univ-montp2.fr/TECTONOPHY/ridge/ophiolite-ridge.html>  
<http://www.bris.ac.uk/Depts/Geol/vft/ocell3.html>  
<http://www.angelfire.com/ms/snasir/page14.html>  
<http://www.earth.ox.ac.uk/~davewa/fieldtrips.html>  
[http://geoinfo.amu.edu.pl/wpk/geos/GEO\\_2/GEO\\_PLATE\\_T-41.HTML](http://geoinfo.amu.edu.pl/wpk/geos/GEO_2/GEO_PLATE_T-41.HTML)  
[http://www.geocities.com/suonnoch/Oman/geology\\_of\\_oman.htm](http://www.geocities.com/suonnoch/Oman/geology_of_oman.htm)

### Tourismus

- [http://www.arab.net/oman/oman\\_contents.html](http://www.arab.net/oman/oman_contents.html)  
<http://www.inforamp.net/~emous/oman/>  
<http://mailbox.univie.ac.at/~naglp9/omlinx.htm>  
<http://www.oman.org/nath00.htm>  
<http://ourworld.compuserve.com/homepages/oman/specialr.htm>