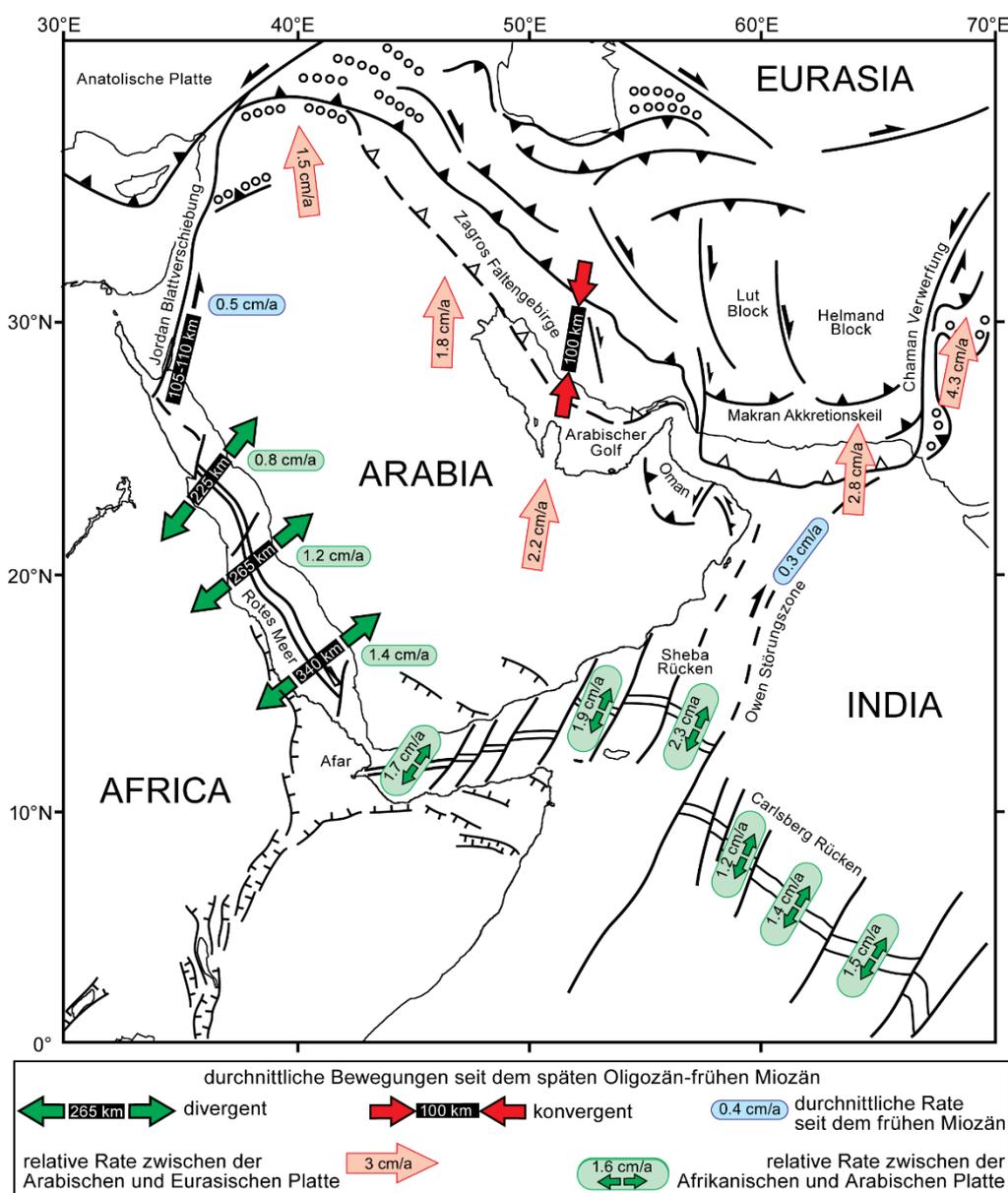


OMAN: ein Obduktions-Orogen

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 von Dauer, 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. Obduktion ist ein Akkretionsmechanismus, der die kontinentale Kruste in einen Verdickungsmechanismus miteinbezieht, weil ozeanische Lithosphäre einen Kontinentalrand überlagert. Die so transportierten ozeanischen Gesteine werden **Ophiolit-Komplexe** genannt. Obduktion 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 der Tethys auf den arabischen Kontinentalrand führte.

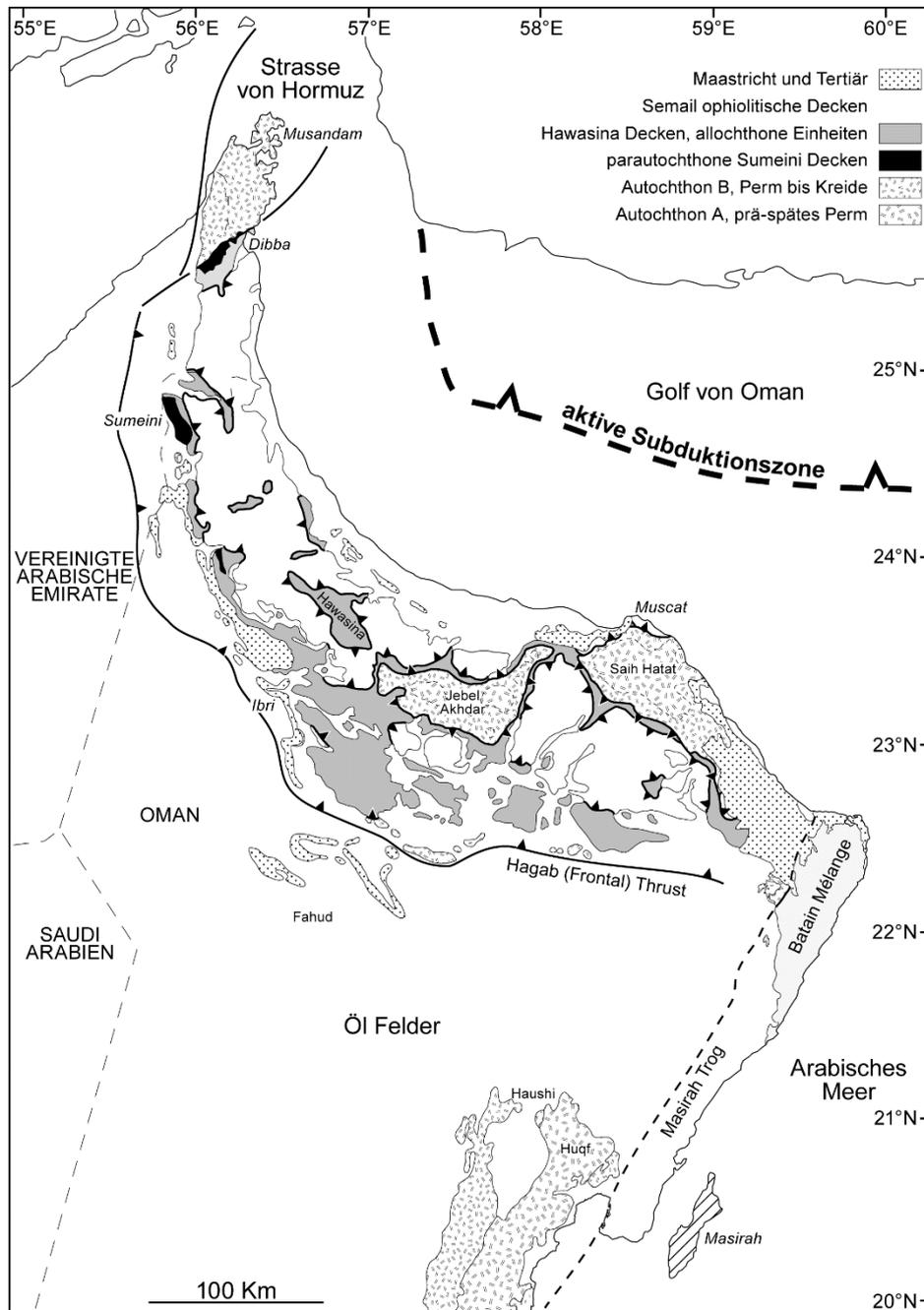


Strukturelle Skizze und Position des Oman Gebirges auf der Arabischen Platte im Zusammenhang mit der heutigen Plattentektonik

Das Oman-Gebirge

Ort

Das ungefähr 700 km lange und 40 bis 120 km breite Oman-Gebirge befindet sich im nordöstlichen Teil der arabischen Halbinsel, in der Konvergenzzone zwischen der arabischen und eurasischen Platte. Das Oman Gebirge bildet einen NW-SE verlaufenden Gebirgsbogen, der sich von der Strasse von Hormuz im Nordwesten bis zum Arabischen Meer im Südosten erstreckt.



- 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,
 - entlang der Südostküste durch die Owen-Transformstörung im Arabischen Meer,
 - im Westen entlang der linkssinnigen Jordan-Transformstörung, und

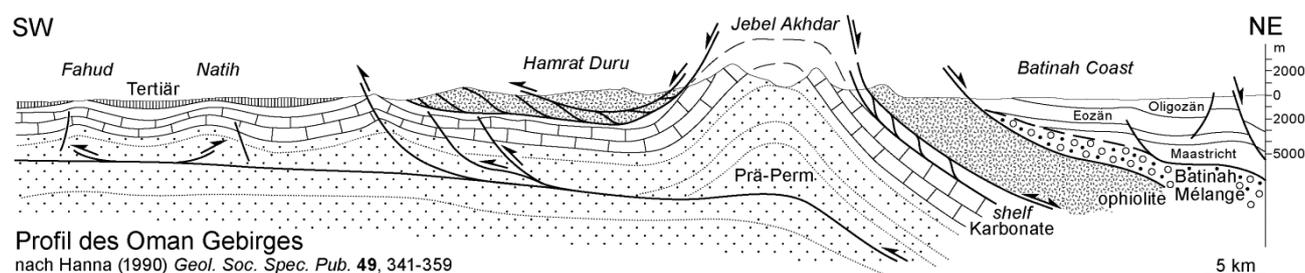
- entlang des Nord- und Ostrand des durch die Hauptsuturzonen der Tethys (Bitlis, Zagros), die in der Türkei und im Iran aufgeschlossen sind, begrenzt.
- Der Ozeanboden des Golfs von Oman nördlich des Ophiolits ist kretazisch und wird nordwärts unter den aktiven Kontinentalrand von Makran und die kontinentale eurasische Lithosphäre subduziert.

Geologischer Rahmen

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 nach Norden in das Makran-Subduktionssystem, und hat somit einen Grossteil des Obduktionssystems erhalten. Deswegen zeigt das Oman-Gebirge einen deformierten passiven Kontinentalrand, und ist deshalb am besten geeignet, fundamentale Prozesse wie Rifting, die Entwicklung passiver Kontinentalränder, spätere Überschiebungen usw. zu studieren und zu erforschen.

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 permischen bis cenomanischen Plattformkarbonatgesteine bilden das relative Autochthon der Decken und die allochthonen Decken.
- Die obere Einheit ist eine neo-autochthone sedimentäre Abdeckung von spät-Campan bis Tertiär.



Autochthone und parautochthone Einheiten

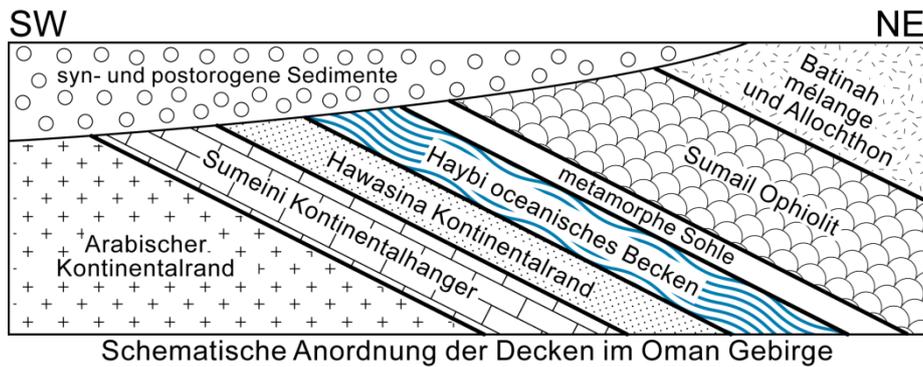
Die autochthonen und parautochthonen Einheiten beinhalten:

- * Relikte des prä-permischen Sockels des arabischen Schildes, welche heute in Fenstern (Hatat Schiefer) aufgeschlossen und weiter im Süden sind, diese noch autochthon sind.
- * Sedimente des arabischen Kontinentalrandes (Mittelperm bis Campan) welche überwiegend aus karbonatischen Schelf-Einheiten des früheren arabischen Randes (Hajar Supergroup) bestehen.
- * Der vordere Bereich des Kontinentalrandes, welcher bis in Tiefen subduziert wurde, in denen eklogit-fazielle Metamorphose stattgefunden hat (Saih Hatat und As Sifah Fenster).

Allochthone Einheiten

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

- * Relikte eines Kontinentalhanges: die **Sumeini Decke**, welche aus karbonatischen Hangablagerungen permischen bis kretazischen Alters besteht.
- * Relikte von Ozeanbecken-Sedimenten: der **Hawasina Komplex** und der **Haybi Komplex**, welche eine komplizierte Ansammlung von Überschiebungsdecken darstellen, von proximalen bis distalen Tiefseesedimenten permischen bis spät-kretazischen Alters, vulkanischen und Mélange-Einheiten, die tektonisch unter den Ophiolit-Decken liegen. Die Mélange-Einheiten des Hawasina (Haybi) Komplexes sind insbesondere für ihre exotischen Blöcke bekannt.
- * Relikte ozeanischer Lithosphäre: der **Sumail Ophiolit**, das grösste und am besten aufgeschlossene Profil einer ozeanischen Lithosphäre der Welt. Er stellt die strukturell höchste Decke des Stapels von Resten des ehemaligen Tethysozeans dar.



Postorogene Hülle

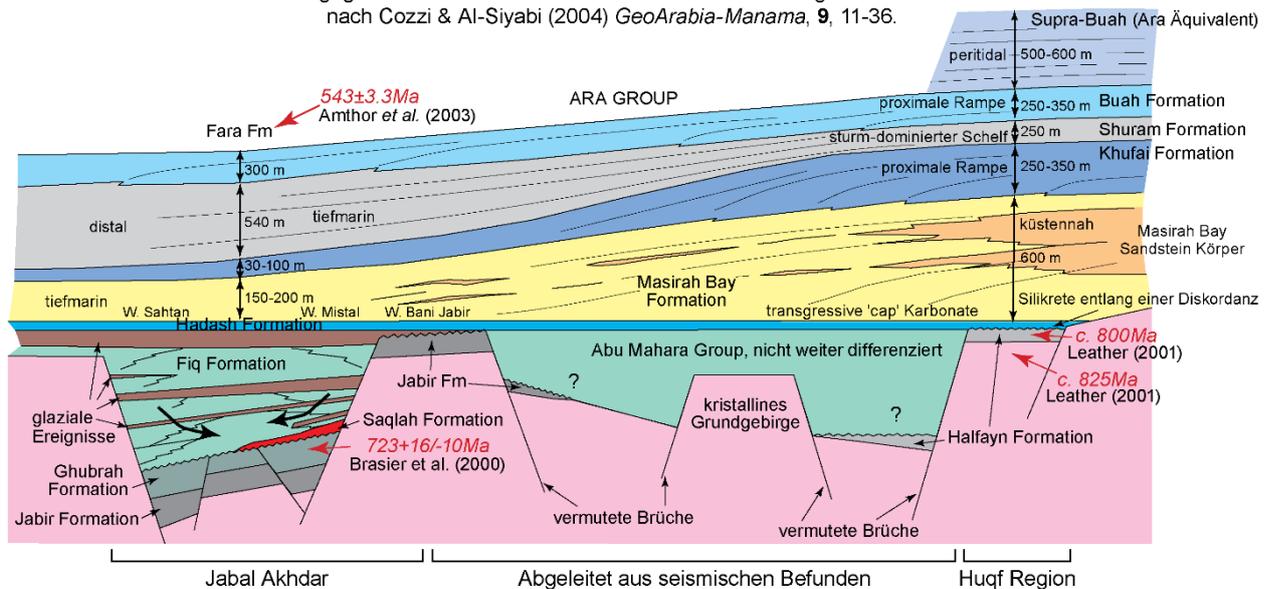
Die Sedimente des Maastrichts bis Miozäns sind überwiegend Flachwasserkarbonate, die an der Basis lokal konglomeratisch entwickelt sind und diskordant in einer *Onlap*-Situation auf den tektonischen Decken liegen.

Der Afro-Arabische Schild

Kraton

Die strukturell tiefsten Einheiten stellen den autochthonen Kontinent dar. Das Präkambrium besteht aus grünschiefer- bis amphibolitfaziellen Metasedimenten, die von Doleriten und einem grossen Volumen von kalk-alkalischen Granodioriten und Graniten intrudiert wurden. Geochronologische Daten zeigen für diese Gesteine ein spät-proterozoisches Alter (ca. 850-600 Ma) an, welches mit den Panafrikanischen Gesteinen des Afro-Arabischen Schildes vergleichbar ist. Sie würden die Akkretion von Inselbögen und Mikrokontinenten an das Alte Gondwana darstellen. Die ältesten nicht metamorphen Gesteine (**Huqf-Haushi**, im Süd-Oman) haben ein Alter von Vendium bis frühes Kambrium. Zwei Vergletscherungsperioden wurden erkannt. Die erste fand zwischen ca. 725 und ca. 715 Ma statt, die zweite zwischen ca. 660 und 635 Ma. Glazigene Sedimente liegen in Wechsellagerung mit klastischen Flachwasser- und Tiefseesedimenten, die in Graben und Halbgraben abgelagert wurden und von einer Formation aus „Cap Karbonaten“ abgedeckt werden, welche das abrupte Ende der glazialen Epoche markiert.

Stratigraphie der Huqf Supergruppe entlang eines Querschnitts zwischen dem Jabal Akhdar und der Gegend um Huqf
Die angegebenen radiometrischen Alter sind U/Pb Datierungen an Zirkonen nach Cozzi & Al-Siyabi (2004) *GeoArabia-Manama*, 9, 11-36.



Diese spät-proterozoische (Huqf) Sequenz wird regional von einer transgressiv-regressiven evaporitisch-karbonatisch-tonigen (Ara und **Fahud**) Formation oder ihrer Zeit-äquivalenten (ca. 545 Ma) karbonatisch-vulkaniklastischen (Fara) Formation, in Jebel Akhdar, überlagert. Die Evaporite

sind eine geologische Seltenheit, da sie Teile von *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 und werden nach oben durch dicke Evaporitlagen versiegelt.

Spät-paläozoische (Karbon, d.h. Herzynische) mögliche Strukturen in den neoproterozoischen Gesteinen sind umstritten, weil der Mangel an Zeitmarkierungen wie Gangsystemen verschiedener Generationen keine überzeugende Unterscheidung von Deformationsereignissen der späten Kreidezeit erlaubt.

Kontinentalrand

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

Die Schichtabfolge vom Proterozoikum bis ins Altpaläozoikum bildet das autochthone Grundgebirge des Oman-Gebirges. Es gibt eine Hauptsedimentationslücke vom späten Silur bis Karbon. Die Gesteine des Grundgebirges wurden einer NW-SE verlaufenden Faltung und einer sehr niedrig gradigen Metamorphose (Grünschieferfazies) unterworfen, 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 tiefer marine Sedimente abgelagert wurden. Wegen fehlender Zeitmarker, wie zum Beispiel Gangsystemen unterschiedlicher Generationen, die eine relative Datierung zulassen würden, ist es nur schwer möglich spät-paläozoische (Karbon, d.h. Herzynische) von spät-kretazischen Deformationsereignissen in den neoproterozoischen Gesteinen zu unterscheiden.

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

Von der Riftbildung bis zur Ozeanboden-Spreizung

Die Lithologien der wenigen Zentimeter bis hunderte Meter grossen exotischen Blöcke stammen von verschiedenen paläogeographischen Einheiten des Kontinentalrands Omans, die auf dem Nordrand des arabischen Schildes wieder aufgelegt wurden. Die sedimentäre Geschichte des passiven Kontinentalrandes Omans 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 (**Neo-)Tethys** Ozeans 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 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 beginnt am Rand der sich bildenden Tethys.
- (3) in der mittleren Trias bis in den frühen Jura ein alkalischer Vulkanismus das endgültige Auseinanderbrechen des Kontinents kennzeichnet.

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

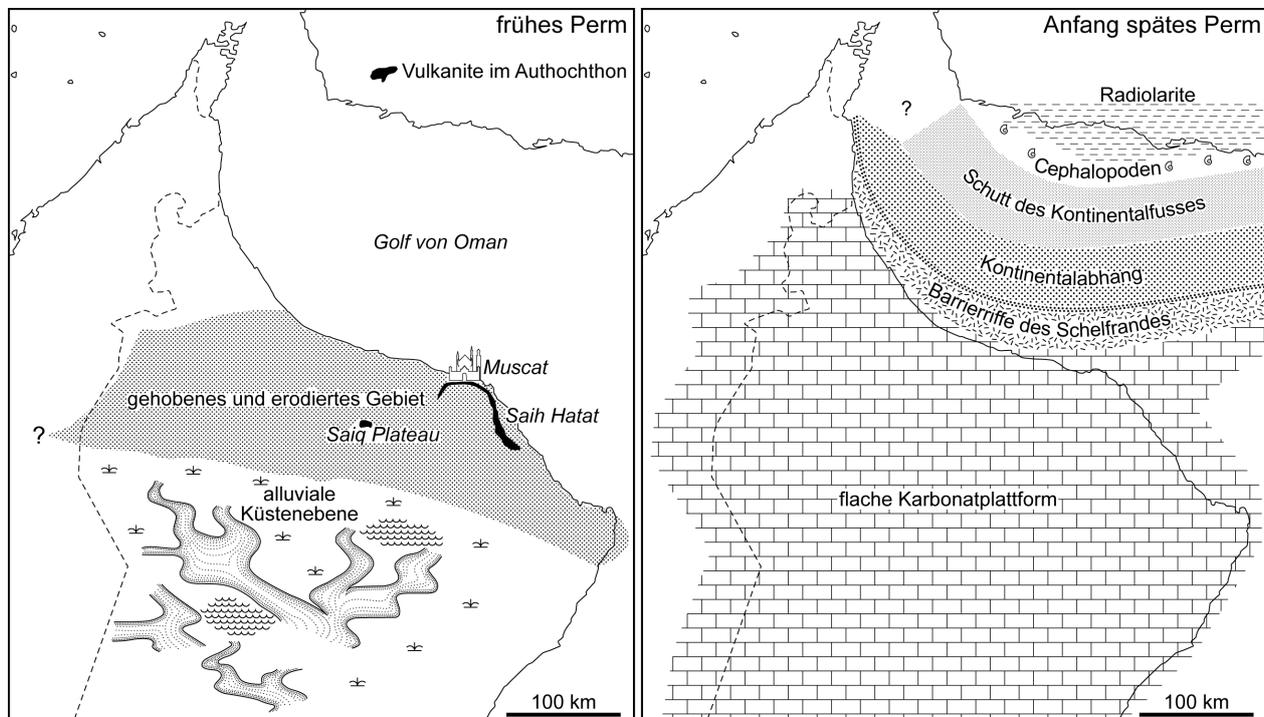
Riftbildung

Der nördliche, passive Kontinentalrand von Arabien begann sich im Perm zu bilden. Flachwinkel-Abschiebungen und assoziierten Kippschollen weisen auf asymmetrische Riftbildung hin. Oman würde den hängenden Kontinentalrand darstellen.

Ablauf:

Spätes Karbon - Perm: Aufwölbung eines Gebietes, welches ungefähr die heutigen Omanberge umfasste und zur Erosion und zur Bildung von kontinentalen Klastika führte, die gegen Norden hin ausdünnen. 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 bioturbirten Kalken, und stromatolitischen Tonsteinen. Die Strömung und somit auch der Sedimenttransport erfolgten von Nord nach Süd. Diese Sedimente können mit glazialen Sedimenten verglichen werden und entsprechen den glazigenen Dwyka Ablagerungen von Gondwanaland. Es sind Synrift-Sedimente, welche lokal mit einem bimodalen (Basalte und rhyolitische Tuffe), schwach 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 ozeanische Becken hin einfallen, konnten später teilweise als Überschiebungen reaktiviert werden. Die Asymmetrie ist konsistent mit einem lithosphärischen *simple-shear* Modell und einem hangenden, passiven Kontinentalrand (obere Platte). Die grösste Extensionsstörung der Lithosphäre würde (in der heutigen Orientierung) gegen Norden einfallen.



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

Spätes Perm: Im oberen Perm begann im Nordoman die Tiefseesedimentation. Die Sedimente beinhalten aufgearbeitetes Riffmaterial und werden charakterisiert durch 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 (Ozeanboden des Neo-Tethys Ozeans).

Plattform und Kontinentalhang

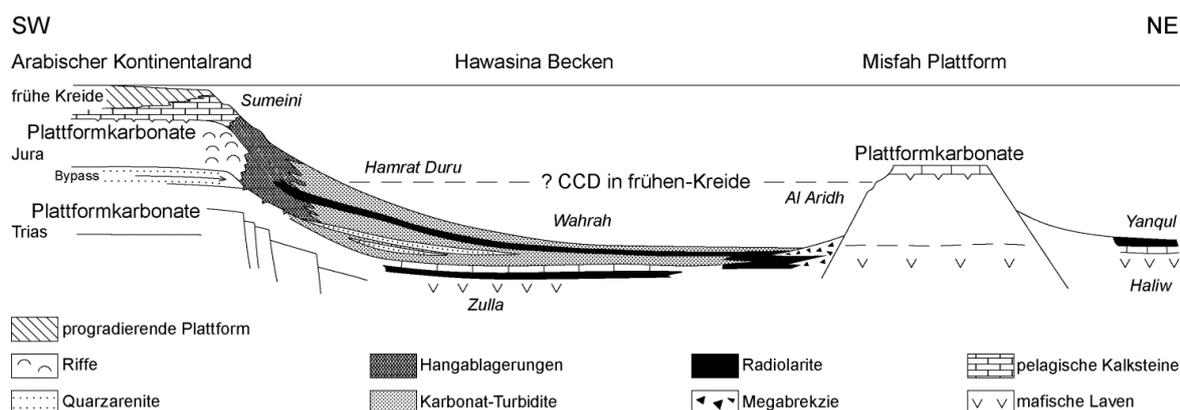
Im späten Perm entwickelte sich eine ausgedehnte stabile Karbonatplattform entlang des nordöstlichen arabischen Plattenrandes, die sich entlang der gesamten Zagros- und Oman-Gebirgsregion erstreckte. Diese beständige Karbonatplattform existierte über 160 Millionen Jahre bis ins Cenoman. Die Hawasina,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

Spätes Perm: Das späte Perm zeichnet sich in den „autochthonen“ Gebieten und den Riftschultern durch eine transgressive Ablagerung 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. Die paläoklimatische Änderung von sub-glazial im späten Karbon zu intertropisch im späten Perm wird der nördlichen Drift der arabischen Halbinsel von ca. 50°S auf 30°S zugeschrieben.

Trias-früher Jura: Die Sedimentabfolgen des Kontinentalrandes Omans dokumentieren die thermische Subsidenz der ausgedünnten kontinentalen und neu gebildeten ozeanischen Lithosphäre. Während die Sedimentation von Plattformkarbonaten am proximalen Kontinentalrand (Jebel Akhdar) im Allgemeinen mit der Subsidenz Schritt hielt, wurden im Hawasina-Becken proximale bis distale Turbidite abgelagert. Die Änderungen in der Turbiditfazies im Hawasina-Becken (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 in der späten Trias die Misfah-Plattform des Haybi-Komplexes auf Atollen, die durch einen vulkanischen unterseeischen Berg (*seamount*) gebildet wurden. Die Atolle waren während des fast gesamten Mesozoikums die Sedimentquelle von Megabreckzien, die mit den pelagischen Sedimenten des Hawasina-Beckens wechsellagern (Al Aridh, Ibra). Der Haybi Seamount wurde im frühen Jura zu einem Guyot: ein Hardground trennt die versunkene Karbonatplattform von überlagernden pelagischen Sedimenten (mittlerer Jura bis Cenoman).

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 in Verbindung gebracht. Abschiebungen und starke Diskordanz in flachmarinen Karbonaten der Juraplattform widerspiegeln diese Flexur.

Palinspastische Rekonstruktion des Hawasina Beckens (Oman Gebirge) in der frühen Kreide
nach Bernoulli, Weissert & Blome 1990 *Geol. Soc. Spec. Pub.* 49 189-202



Das gesamte Gebiet wurde ab dem späten Turon reorganisiert, was die Bildung des Oman-Gebirges 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 Obduktions-Gebirgskette.

Tiefseebecken

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

Der Ophiolit

Die Sumail Ophiolite entstanden während des Cenoman (Alter von Plagiograniten, Trondhjemiten und Gabbros: 98-95 Ma). Sie sind eine der am besten erhaltenen und komplettesten Abfolgen ozeanischer Kruste und des oberen Mantels auf der Erdoberfläche. Aufgeschlossen sind sie als eine halbmondförmige Decke von ca. 550 km Länge und 50-100 km Breite und > 10 km Mächtigkeit. Die Ophiolit-Decke wurde durch tektonische Ereignisse nach der Obduktion in zwölf, relativ intakte Hauptmassive zerrissen.

Petrologische und strukturelle Kriterien und geochemische Signaturen der Sumail Ophiolite lassen darauf schliessen, dass die meisten Ophiolite an einem Spreizungszentrum mit hoher Spreizungsrate gebildet wurden. Die tektonische Bedeutung, ob mittelozeanischer Rücken oder Backarc-Becken, wird immer noch debattiert. Paläo-Rückensegmente wurden durch die strukturellen und petrologischen Eigenschaften der Gangkomplexe, der Gabbros und der darunterliegenden Peridotite identifiziert. Die plutonischen und vulkanischen Gesteine kalk-alkalischer Geochemie werden dem beginnenden Magmatismus eines Inselbogens zugeschrieben, welcher die Sumail Ophiolite intrudiert hat, nachdem sie zu einer Lithosphäre über dem Subduktionslab geworden sind.

Kruste

Die krustale Abfolge ist ca. 4 bis 9 km mächtig und besteht aus zwei magmatischen Sequenzen. Die älteste, ophiolitische Sequenz umfasst von oben nach unten Tiefseesedimente und Basalte, Gänge und isotropen auf geschichteten Gabbros. Die Geochemie vom Typ MORB steht für die Erzeugung an einem ozeanischen Spreizungsrücken. Intrusionen von Pyroxeniten, Gabbronoriten, Olivin-Gabbros und Wehrliten mit wasserhaltiger Geochemie stellen einen jüngeren Inselbogenmagmatismus dar. Die magmatischen Altersgruppen dieser zwei Sequenzen überlappen zwischen ~96.5 und 94.5 Ma.

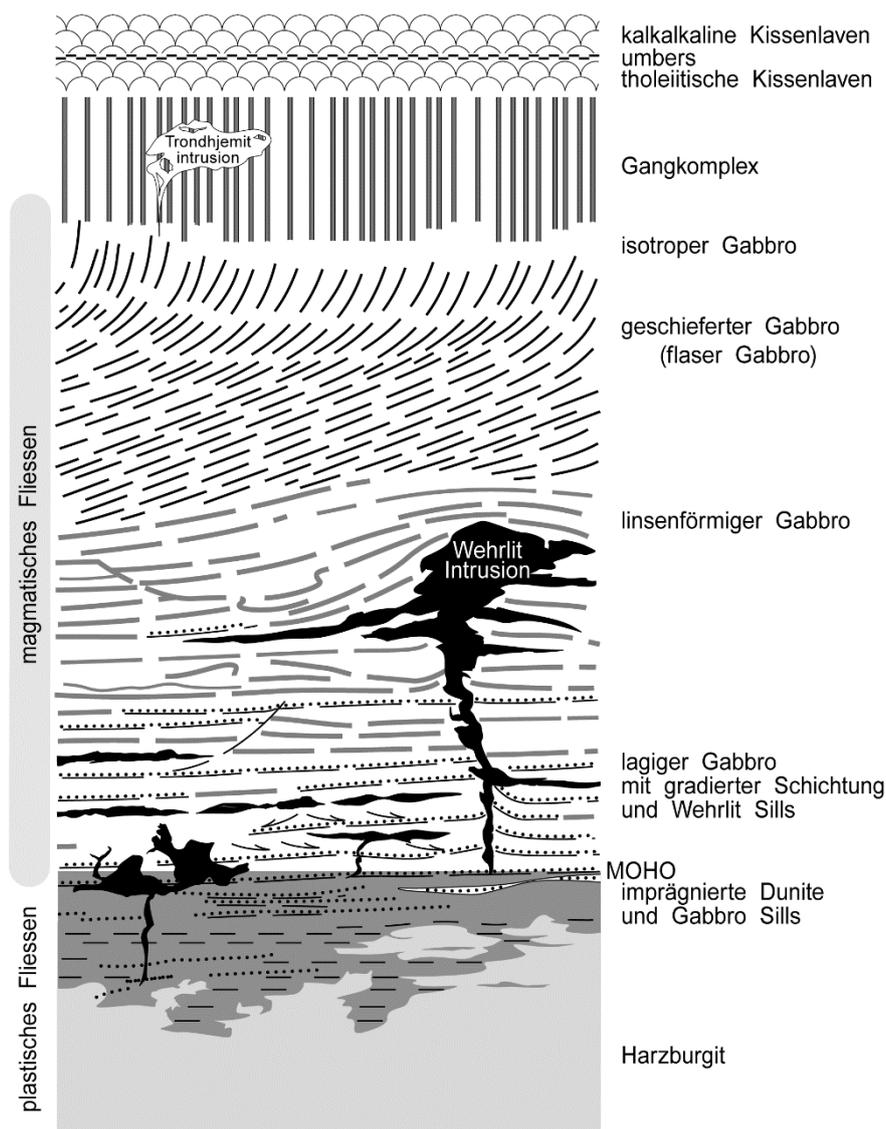
Sedimente

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

Laven

Die ophiolitische Lavaeinheit besteht überwiegend aus Kissen- und massiven MORB-typ Laven mit **Palagonit** (*palagonite*) und/oder pelagischen Sedimenten in den Zwischenräumen; Gänge, Sills, Lavaschläuche und massive Lavaströme sind anwesend. Hydrothermale Flüssigkeiten haben die grünschieferfaziell verwandelte Basalte oft durchdringend verändert, und dies an Orten, an denen paläo- "Schwarzraucher" Erzablagerungen ausgefällt haben.

Die obersten Lavaeinheiten schliessen Spurenelement-arme, mit niedrigem Ti-Gehalt charakterisierte tholeiitische Vulkanite (insbesondere Boninite) mit ein, welche die Laven und Sedimente der oberen ophiolitischen Kruste bedecken. Ihr sporadisches Auftreten offenbart einen beginnenden und kurzlebigen (zwischen ca. 95 und 92 Ma) Inselbogenmagmatismus in der Nähe des ehemaligen Rückens auf der hangenden Platte der intraozeanischen Subduktion.



Synthetisches Profil der Sumail Ophiolite
zusammengefasst nach

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

Gangkomplex

Der **Gangkomplex** (*sheeted dike complex*) geht an seiner oberen Grenze in basaltische Kissenlaven und massive Basalte über. An der Basis intrudieren entweder Gänge und subsidiäre Plagiogranite in Gabbros oder werden von diesen Einheiten intrudiert. Diese gegenseitige intrusive Beziehung weist auf eine fortlaufende magmatische Aktivität hin. Die hauptsächlich doleritischen Gänge, und einige Gabbro-, Albitit- und Rodingit-Gänge, verlaufen regional NW-SE, was als die heutige Orientierung der Paläo-Rückenachse angenommen wird.

Gabbros

Der obere Teil der gabbroiden Abfolge ist einige hundert Meter mächtig. Die Abfolge besteht meistens aus massiven Quarz-Gabbros, Gabbros oder Troktolithen mit wenig Diorit, Quarz-Diorit, Trondhjemit, Plagiogranit und Granophyr. Charakteristisch ist, dass das Gefüge zum Top der Abfolge steiler wird, was ein primäres Merkmal sein könnte. Die Schieferung in den obersten Bereichen der Gabbros verläuft parallel zum Streichen der Gänge im Gangkomplex. Die untere Gabbro-Sequenz (1-4 km mächtig) ist gekennzeichnet durch eine rhythmische Schichtung im Massstab von 0.5cm bis 2m. Die Schichten sind parallel zum flachen, unteren Kontakt mit ultrabasischen Mantelgesteinen. Die meisten Schichten sind homogen zwischen den scharfen oberen und unteren Grenzen. Wenige

gradierte Schichten zeigen die normal liegende Position der Sequenz. 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. Die geschichteten Gabbros wurden von Wehrliten mit MORB-ähnlicher und kalk-alkalischer Affinität intrudiert.

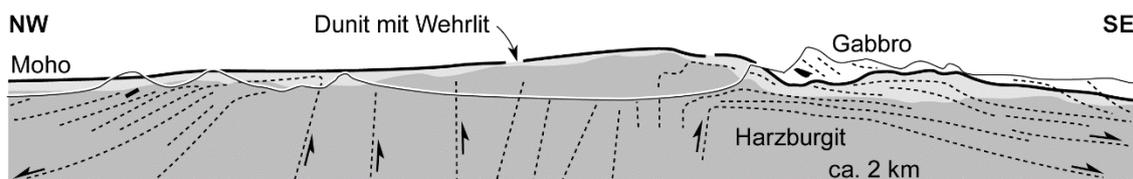
Die Krusten-/Mantel-Übergangszone (Moho) ist wenige Meter bis einige hundert Meter dick. Gabbro-Linsen sind in Dunite, Plagioklas- und Pyroxen-impregnierter Dunite, und verarmte Harzburgite eingebettet. Der Gabbro-Inhalt steigt nach oben auf Kosten der anderen Gesteinsarten.

Bemerkung:

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

Mantel

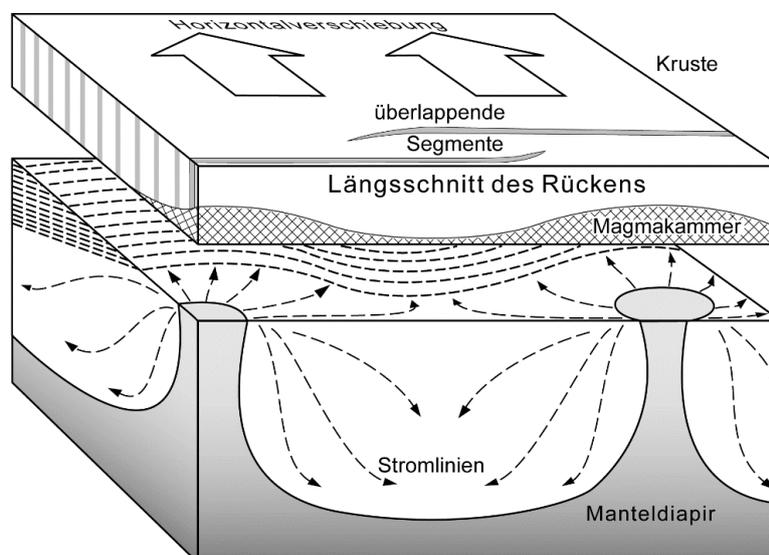
Ein Grossteil der Mantel-Sequenz besteht aus grobkörnigen Harzburgiten mit „Schichten“ aus Dunit und Pyroxenit. Frühe Hochtemperatur-Gefüge ($> 1000^{\circ}\text{C}$), definiert durch die Orientierung von Orthopyroxen, werden als Fließmuster, die innerhalb des Mantels entstanden sind, interpretiert. Reste von Orthopyroxen zeigen, dass die meisten Dunite aus der Auflösung von Harzburgit-Pyroxenen durch Gesteinsschmelzen stammen, welche während der Bildung des Ophiolites in Richtung Kruste zirkulierten.



Profil, Fließlinien und Fließrichtungen durch den Maqсад Manteldiapir

basierend auf Ceulener et al. (1988) *Tectonophysics* **151**, 1-26 und Jousselin et al. (1998) *J.Geophys. Res.* **103B8**, 18153-18170

Der dominierende Mantelfluss ist senkrecht zur Spreizungsachse in einer Ebene sub-parallel zur unteren Grenze des geschichteten Gabbros, d.h. der petrologischen Moho, was auf eine gleichmässige Akkretion von ozeanischem Material hindeutet. Diese regelmässige Fließgeometrie wird von 10-15 km breiten Manteldiapiren gestört, um welche der oberste Mantelfluss divergiert.



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

Diese Diapire waren der Kanal, entlang welchem 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 duktiler Deformation:

- 1) Die erste erzeugte eine durchdringende, 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 niedrige 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.

Metamorphe Sohlfläche

Die Basis des Sumail Ophiolits ist eine metamorphe Hochtemperatur-Scherzone mit einem kondensierten, invertierten metamorphen Gradienten. Diese bis zu einigen hundert Metern dicke **metamorphe Sohlfläche** (*metamorphic sole*) enthält Hochtemperatur Mylonite (800-1000°C), die von Amphibolit-fazielltem Metabasalt, Marmor, Schieferen und Kieselschiefer-Linsen unterlagert werden. Diese Gesteine, welche wahrscheinlich von der subduzierten Platte abgeschabt und durch Grünschiefer-Fazies-Vergesellschaftungen überprägt wurden, unterscheiden sich geochemisch von den überliegenden Ophioliten.

Eine Hauptüberschiebung trennt die metamorphe Sohle von den liegenden, weniger metamorphen sedimentären und vulkanischen Gesteinen. Die Strukturen der metamorphen Sohlfläche stimmen mit einer Transportrichtung in nordost-südwestlicher Richtung überein.

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 geologischen Daten gestatten es, zwei Hauptstadien zu entschlüsseln:

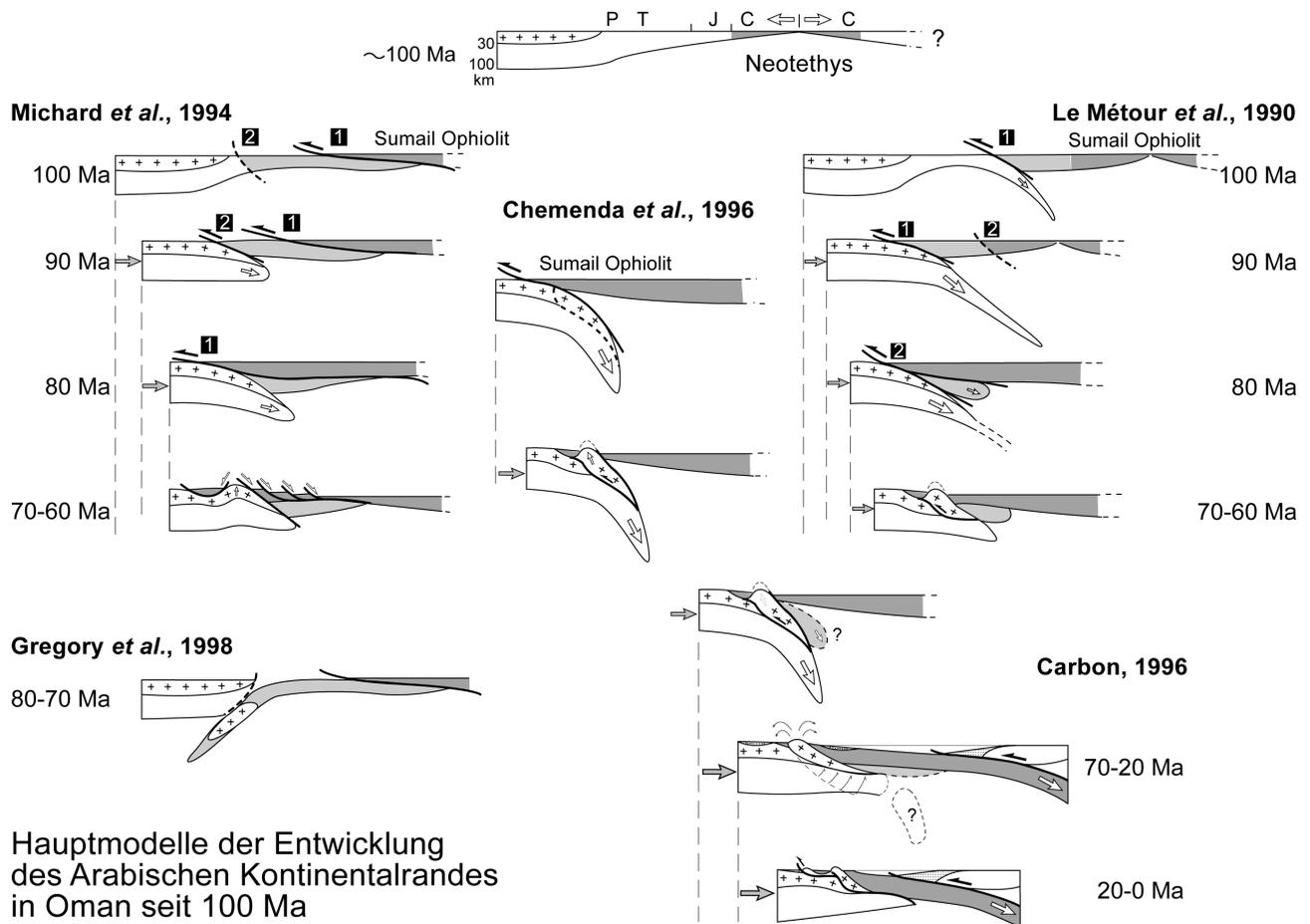
- 1) Überschiebung ozeanischer Lithosphäre kurz nach ihrer Bildung auf die benachbarte ozeanische Kruste ohne Auftauchen. Die mesozoische ozeanische Kruste der Neo-Tethys und ihre Sedimentbedeckung wurden in einer ozeanwärts einfallenden (Nordost) intraozeanischen Subduktionszone subduziert.
- 2) Überschiebung ozeanischer Lithosphäre auf den Kontinentalrand mit Auftauchen. Die Subduktion verbrauchte zuerst die ozeanische Lithosphäre der arabischen Platte und zog dann den südlichen Kontinentalrand der Tethys in den Mantel.

Innerozeanische Subduktion

Es gibt drei unabhängige Argumente für eine frühe, intraozeanische Subduktion, die in der Nähe eines Spreizungsrückens eingeleitet wurde:

- Auf den Ophioliten entsteht Magmatismus, im Übergangsbereich zwischen tholeiitischem und kalk-alkalischem Vulkanismus, was auf Hydratation eines heissen Mantelkeils und einer daraus resultierenden partiellen Aufschmelzung schliessen lässt.
- Negative ϵ Nd und U-Pb Alter von Gängen von hydratisiertem Mantel deuten an, dass die intraozeanische Überschiebung innerhalb 0,25-0,5 Ma nach der Bildung der ophiolitischen Kruste stattfand.
- Ar-Ar Hornblende Alter der metamorphen Sohlfläche 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

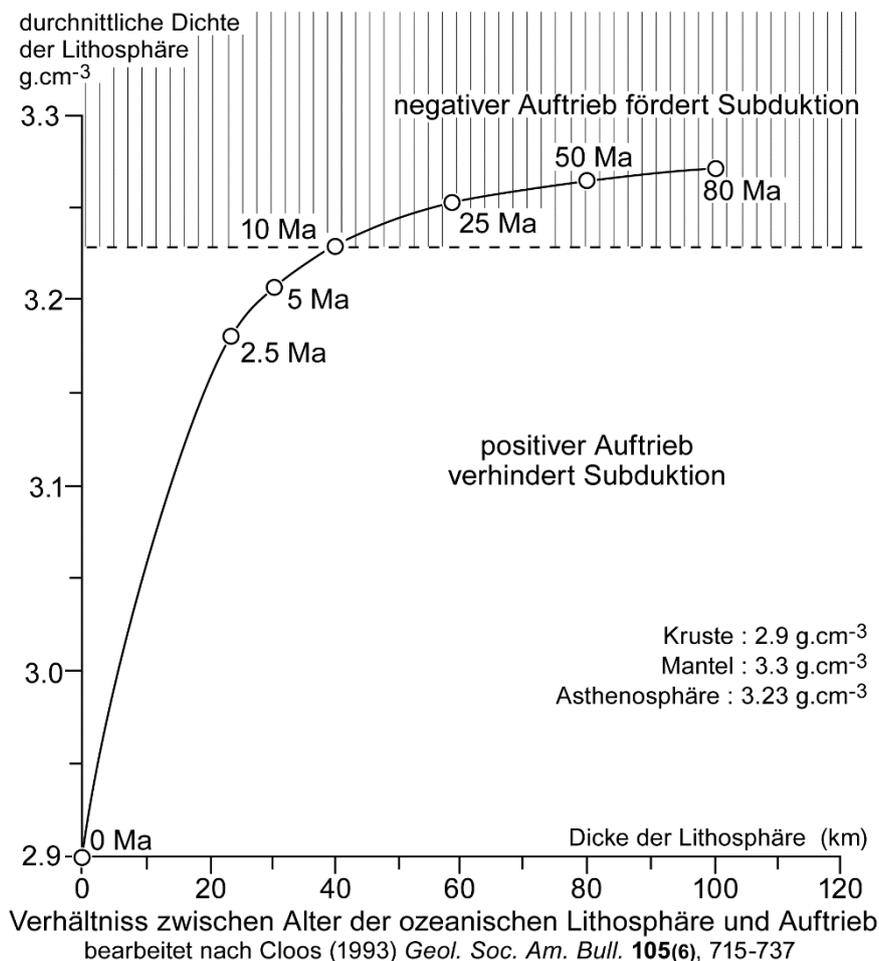
metamorphen Sohle unterstützt die Interpretation, dass kaltes Material unter ein aktives Spreizungszentrum subduziert wurde, folglich fand eine rükkennahe Subduktion statt.



Die Sumail Ophiolite wurden somit überschoben als diese jung und heiss waren. 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 stellt sich 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 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 die Ursache der Verkürzung sein.



Übung:

Berechnen Sie die Dichte in Funktion des Alters der ozeanischen Lithosphäre. Nehmen Sie eine konstante Dicke von 5 km und eine Dichte von $2,9 \text{ g/cm}^3$ für die ozeanische Kruste, eine Dichte von $3,3 \text{ g/cm}^3$ für den lithosphärischen Mantel und 3.25 g/cm^3 für die Asthenosphäre an.

Zeichnen Sie die resultierende Kurve und kommentieren Sie die isostatischen Eigenschaften der ozeanischen Lithosphäre.

Diese Überlegungen führen zu einer allgemeinen Zusammenfassung hinsichtlich der Obduktion:

- (1) Die Ophiolite sind nur 0-10 Ma alte ozeanische Lithosphären zur Zeit ihrer Obduktion.
- (2) Mechanische Überlegungen fordern, dass die maximale Temperatur um die entkoppelnde Zone nicht grösser als 1000°C ist.

Überschiebung der ozeanischen Lithosphäre

Die fortschreitende Überschiebung und letztendlich die Platznahme des Ophiolits auf den kontinentalen Gesteinen führte zur Ausbildung einer randlichen Aufwölbung und eines Vorlandbeckens. Deckschicht-Tektonik, mit einem Hauptabscherhorizont im präpermischen Sockel, dominiert den gesamten Kontinentalrand des Omans.

Hochdruck-/Niedrigtemperatur-Metamorphose (HP-LT) in den Grundgebirgs- und Schelfablagerungen des Kontinentalrandes (Fenster von Saih Hatat) deuten auf die Subduktion des letzteren hin. Diese Hochdruckmetamorphose führt zur Bildung von Fe/Mg Karpolith \pm Lawsonit ($0.6\text{-}1 \text{ GPa}$), chromitischem Glaukophan ($1.2\text{-}1.5 \text{ GPa}$) und Eklogiten (ca. 2 GPa). Ar-Ar

Geochronologie an Hellglimmern zeigen Abkühlalter (130-82 Ma) die älter sind als die Platznahme der Decken (75-70 Ma).

Informationsgehalt von Sedimenten

Die Abfolge der frühen Obduktion ist folgendermassen:

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

* 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.

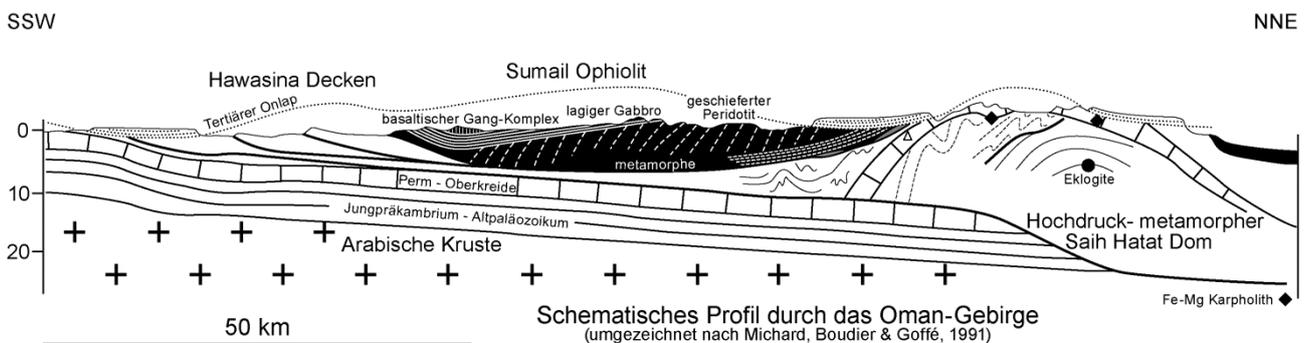
Diese Beobachtungen führen zu folgender Interpretation:

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.

Metamorphosedaten

Die zweiphasige Obduktionsgeschichte bewirkte zwei unterschiedliche Typen kretazischer Metamorphose:

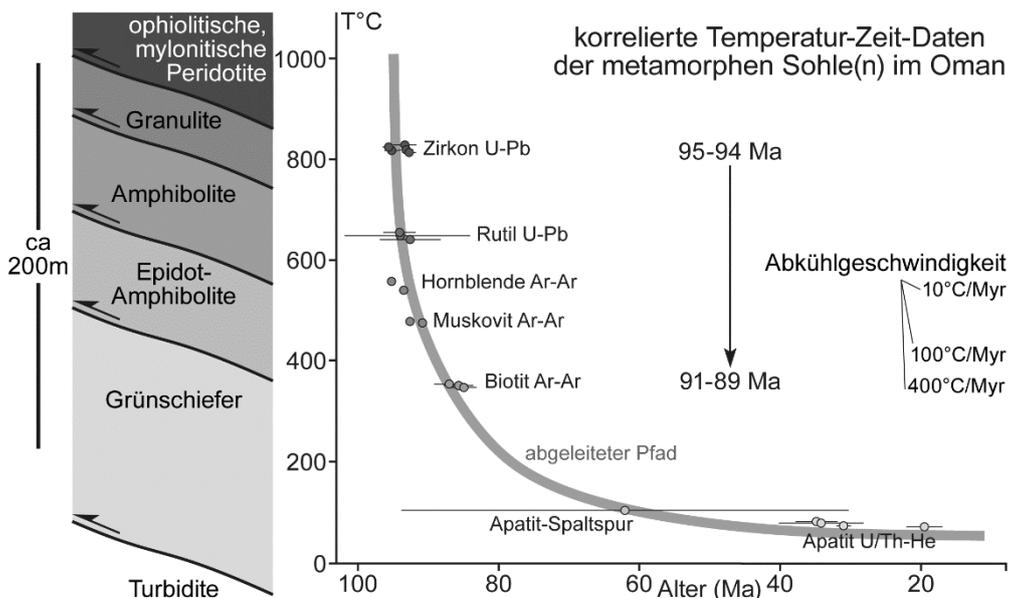
1. Hochtemperatur-Metamorphose an der Basis des Sumail Ophiolits.
2. Hochdruck-Metamorphose (Blauschiefer- bis Eklogit-Fazies) in den Gesteinen, welche dem arabischen Kontinentalrand zugeordnet werden und welche in tektonischen Fenstern, z.B. Saih Hatat, aufgeschlossen sind.



Metamorphe Hochtemperatur Sohle

Hochtemperatur-metamorphe Sohlen bildeten sich als Folge des nach unten gerichteten Wärmetransports, als heisse, junge ozeanische Lithosphäre über ältere, kältere Lithosphäre überschoben wurde, wobei ein inverser metamorpher Gradient entstand. An der Basis der Oman Ophiolite nimmt der Metamorphosegrad durch die basalen Scherzonen nach unten stark ab: von ca 1000°C mylonitischen Peridotiten zu überlagerten Schuppen von Granulit-, Amphibolit- ($T = 750-900^{\circ}\text{C}$ und $P = 0.5-1.4 \text{ GPa}$, d.h. 15-50 km tief), bis zu grünschieferfaziellen ($T \approx 500^{\circ}\text{C}$) mafischen Gesteinen auf unmetamorphem ($T > 100^{\circ}\text{C}$) Material. Die Hochtemperatur-metamorphen Bedingungen der partiell geschmolzenen unteren granulit- bis oberen amphibolitfaziellen Sohle ($< 500 \text{ m}$ mächtig) deuten auf Rückeninversion und Überschiebung von Peridotiten mit sublithosphärischen Temperaturen hin. Der steile Temperaturgradient ist möglicherweise Folge von mehreren Schubscheiben, welche die granulit- und amphibolitfaziellen Gesteine schuppenförmig übereinander geschoben und die grünschieferfaziellen Metasedimente und Laven an die Basis der Amphibolite angelagert haben. Die abschliessende Niedertemperaturlagerung erfolgte mit einem Schub von mindestens 250 km.

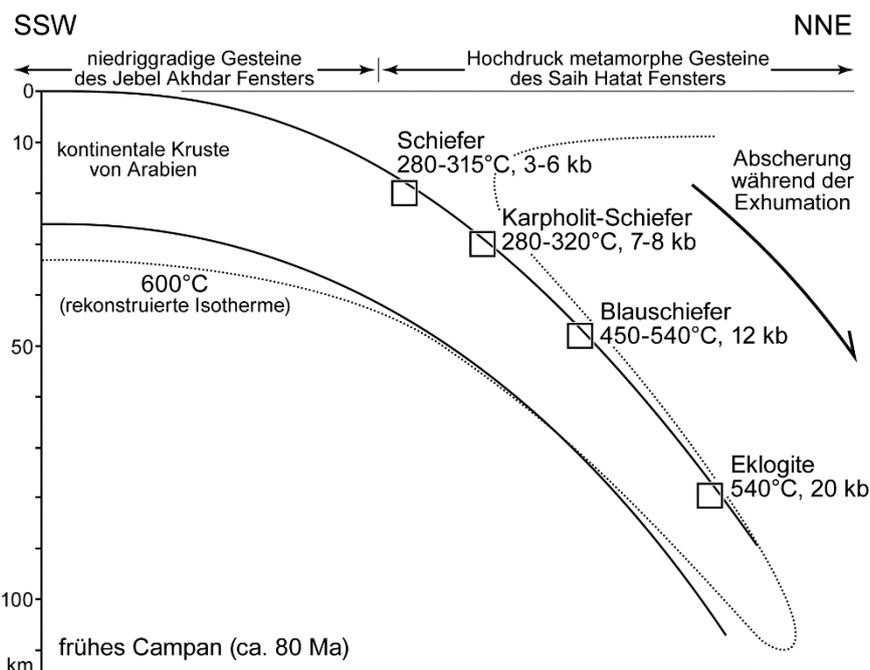
verändert nach Cowan *et al.* 2014 *Geol. Soc. London Spec. Pub.* **392** 155-175
 und Roberts *et al.* 2016 *Geoscience Frontiers* **7**(4) 609-619



Die Abkühlung der metamorphen Sohle ist auf ca. 100-95 Ma datiert (Ar-Ar Alter von Hornblende und konkordante Zirkone von Leukosomen). Dasselbe Alter der Hochtemperatur-Metamorphose in der Sohle und der ophiolitischen Trondhjemite weist zudem auf intra-ozeanische Überschiebung einer sehr jungen ozeanischen Lithosphäre in der Nähe des Rückens hin.

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.



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

Die gesamte metamorphe Zonierung des Gebiets stimmt mit einer nach Nordosten tauchenden Subduktion überein, kann aber tatsächlich in zwei unterschiedliche strukturelle Niveaus unterteilt werden:

1. Die tiefsten strukturellen Ebenen, in einem Fenster innerhalb des Saih Hatat Fensters, werden repräsentiert durch mafische Boudins, die Minimumdrücken von 2GPa unterlagen. Diese Daten weisen darauf hin, dass ein Teil des nördlichen arabischen Kontinentalrandes in eine Tiefe von mehr als 60 km subduziert wurde. Glaukophan zeigt an, dass Eklogite bei 1-1.2 GPa und 500-580°C rekristallisierten. U-Pb Alter von Zirkonen, die aus Eklogiten extrahiert wurden, und Sm-Nd Granat-Granat Lauge -- Gesamtgestein Isochronen begrenzen das Alter des Metamorphosehöhepunkts zwischen 110 ± 11 und 79.1 ± 0.3 Ma. Eklogite, die älter als der ca. 95 Ma alte Ophiolit sind, wurden während der Subduktion rekristallisiert. 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 nordöstlichen 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, 0.8-1GPa, und Karpholite-Pyrophyllit-Vergesellschaftungen bei 250-350°C, 0.6-0.8 GPa 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. 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 zur regionalen Transportrichtung entgegengesetzte Vergenz 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

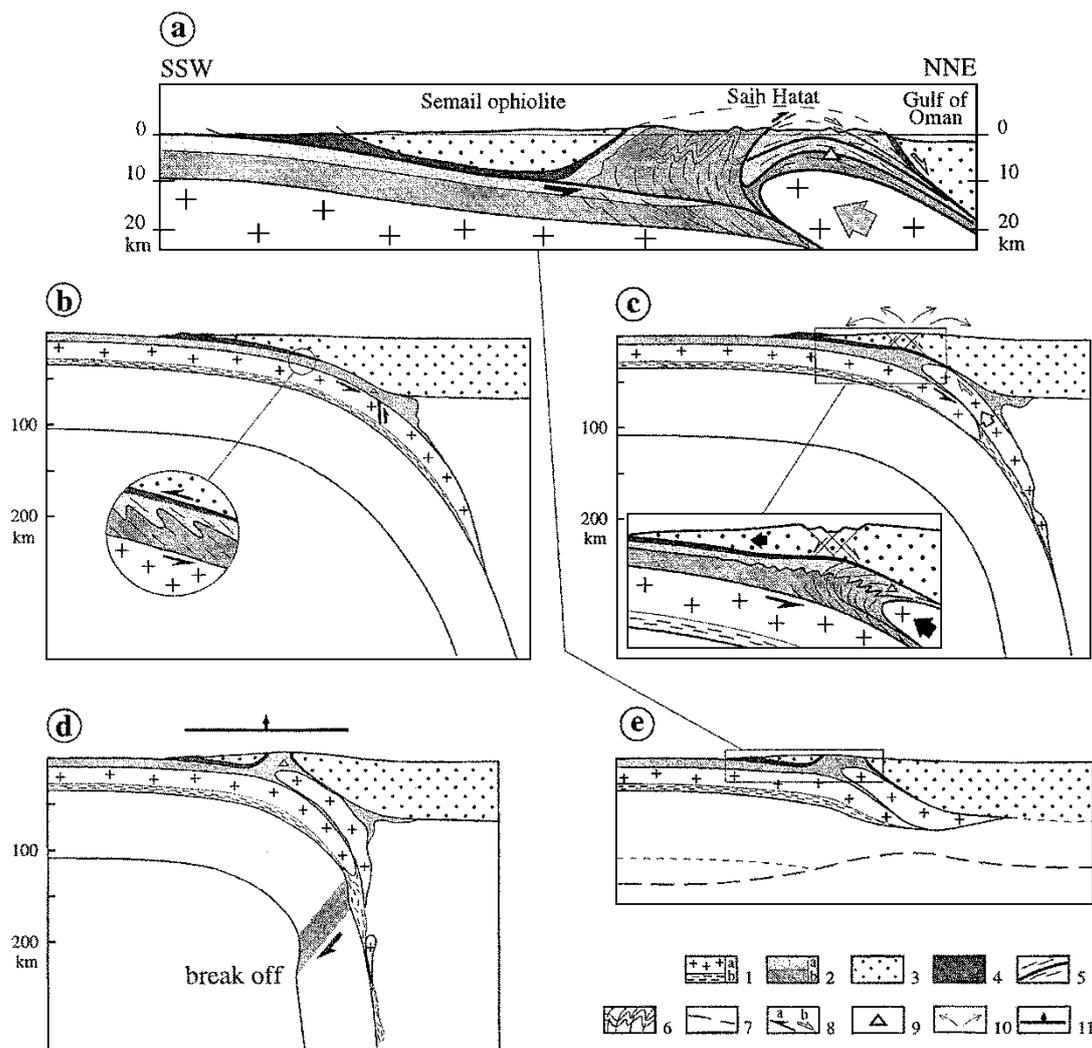


Fig. 8. Evolutionary model of Oman (stages (b), (c) and (d) correspond to the period from 90–80 to 80–70 Ma). (a) Geological profile through Oman to the east of Muscat (the arrows correspond to the stage of exhumation). (b) Failure of the crust near the base of the overriding plate (ca. 60 km depth). (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.

Kinematik und Strukturen

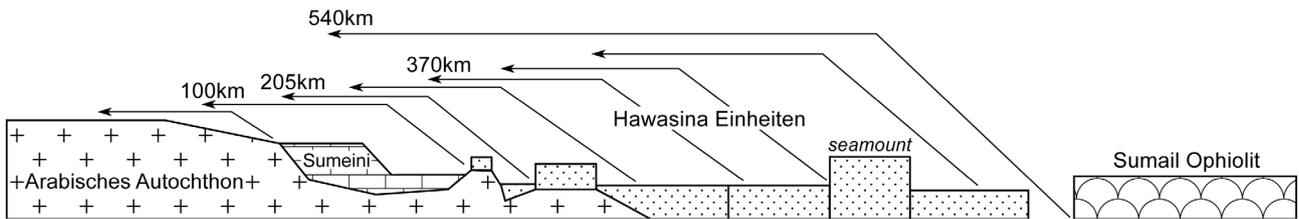
Die Sumail Ophiolite bildeten einen orogenen Deckel, der, wie die Ostalpinen Decken in den Alpen, als “*traineau écraseur*” fungierte. Die Überschiebung der Ophiolite beinhaltet eine huckepackartige Platznahme der hintereinander liegenden Decken, einschliesslich des permisch-mesozoischen Ozeanbodens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

Spätere nordostgerichtete Scherung, die von Schubzonen, extensiven Duplexstrukturen und isoklinalen Falten charakterisiert wird, entspricht der Exhumation des subduzierten Materials.

Deckschicht-Tektonik

Die Hawasina-, Sumeini und Haybi-Abfolgen bilden Sediment-Decken, die von ihrer Unterlage abgeschert wurden. Die Hauptsohlfläche erfasst prä-permische Einheiten (sofern diese in der Kulmination auftreten) und taucht Richtung Süden auf.

Schematische Darstellung der Überschiebungseinheiten im Oman Gebirge und ihre palinspatische Position, km-Angaben sind horizontale Transportweiten von ursprünglicher Position
bearbeitet nach Bechennec et al. 1990 Geol. Soc. Spec. Pub. 49, 213-223



Hawasina Decke

Ein Teil der Hawasina-Abfolgen wurden unter dem Sumail-Ophiolit in komplexer Weise deformiert und metamorphisiert (im Hawasina-Fenster, analog zu den penninischen Sedimentdecken im Wallis und 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 (90-72 Ma) fand die Hauptverlagerung des Hawasina-Keils statt, markiert durch das tektonische Wachstum von Kulminationen. Die sich nach West-Südwest vorschlebende Überschiebungsbasis taucht im Süden auf, und der Stapel zeigt einen charakteristisch bogenförmigen zum Gebirgsbogen sub-parallelen Verlauf. Die Sedimente des Hawasina Beckens sind schätzungsweise insgesamt mehr als 400 km transportiert worden.

Das Ende der Platznahme ist gekennzeichnet durch das erste Auftreten von magmatischen Gesteinen auf dem arabischen Kraton im Mittel- bis Spät-Campan (78-72 Ma). Profilausgleich und Wiederherstellung der Decken deuten darauf hin, 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 die Ablagerungen des Kontinentalhanges und Schelfes hinweg bewegt hat. Die zusätzliche Bewegung über den Kontinent beträgt 150 km.

Dies ist gleichzusetzen mit einer Unterschiebungsakkretion unter die Sumail Ophiolite durch Stapelung 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?

Nordost-gerichtete Scherung

Die nördliche Grenze des Saih Hatat Fensters schliesst einen wichtigen Abscherhorizont auf, der Hochdruck- und Blauschieferfazies-Gesteine, die Eklogite enthalten, von weniger metamorphen Gesteinen trennt. Beide Seiten des Abscherhorizontes liegen in permischen Sedimenten. Ein starker metamorpher Kontrast (bis zu 0.6 GPa) tritt entlang dieser nach Norden einfallenden und flachen Abscherzone auf. Diese metamorphe Diskontinuität impliziert einen grossen Versatz des Hangenden, das ein intensives, Nordost-gerichtetes und nicht-koaxiales Gefüge zeigt. 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-Obduktionskulminationen zugeschrieben. Der Kollaps der Kulmination variiert nach Alter.

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. In diesen Fenstern werden zwei Hauptphasen duktiler Deformation von NE-SW parallel streichenden Streckungslinearen begleitet. Die domförmigen Aufwölbungen werden üblicherweise als Rampen-Antiklinalen interpretiert, die eine frühere, prä-permische (variszische) Schieferung falten. Die Rampen-Antiklinalen würden dann gleichzeitig mit der Platznahme der Ophiolit-Decken sein. Alternativ können sie auch post-obduktionale, känozoische frontale Knickungen über blinden Aufschiebungen darstellen, die das Grundgebirge stören.

Saih Hatat Fenster

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

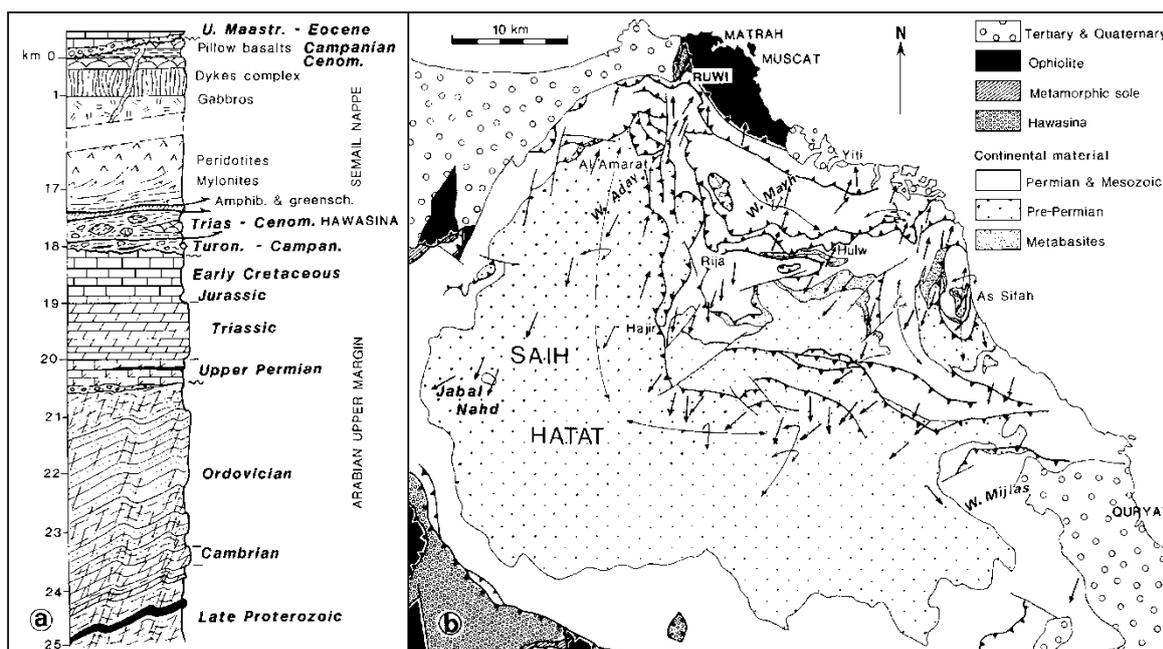


FIG. 3. — Stratigraphic and structural data. — a : stratigraphic column of the Oman tectonic pile. Lithologic symbols : see text, sect. III a. Black : volcanites (Arabian margin). — b : structural map of the central and northeastern parts of the Saih Hatat window. Arrows : direction and plunge of stretching 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 Saih Hatat Fenster nehmen die Deformationsintensität und der Metamorphosegrad in nordöstlicher Richtung zu. Im nordöstlichen Teil des Saih Hatat Fensters, dem Sifah Teilfenster, treten Eklogite als mafische Boudins auf. Die Gesteine weisen eine gleichbleibende NE-SW-verlaufende Streckungslineation auf.

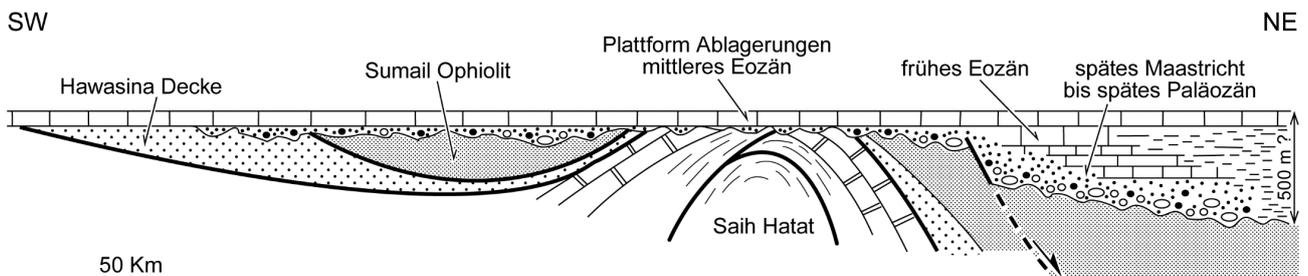
Jebel Akhdar Fenster

Das Jebel Akhdar Fenster stellt eine sehr niedrig bis niedrig metamorphe, externe Zone der arabischen Einheiten in Bezug auf das Saih Hatat Fenster dar. Die zwei Hauptphasen duktiler, synmetamorpher Deformation mit NE-SW parallel streichenden Streckungslinearen, die in prä-Permischen Gesteinen

dieses Fensters gefunden werden, könnten sich während der gleichen duktilen Ereignisse wie im Saih Hatat-Fenster gebildet haben.

Känozoische Tektonik

Im Maastricht erfolgte wieder Flachwasser-Karbonat-Sedimentation über die abgesunkenen Obduktionsstrukturen. Karbonat-Sedimentation war fast kontinuierlich bis ins Oligozän; lokale Winkeldiskordanzen deuten auf geringe Bruchschollenbildung hin, die differentieller Hebung entlang des erodierten Gebirgsgürtels und Meeresspiegelschwankungen auf einem ziemlich stabilen Kontinentalrand zugeschrieben werden.



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 heutige Morphologie des Oman-Gebirges wird durch oligozäne, vorlandgerichtete Überschiebung und Faltung verursacht. Erneute Kompression reaktivierte die Überschiebungen der späten Kreide, was frontale Knickungen parallel zum gebogenen Oman-Gebirge hervorbrachte. Die resultierende Verkürzung scheint nach Norden um den Gebirgsbogen herum zuzunehmen und wird von Deckschicht-Tektonik begleitet. Diese wird von der zunehmenden Nähe der Kontinent-Kontinent-Kollisionszone im Zagros Gebirge verursacht.

Spaltspurendaten weisen auf eine zweiphasige Abkühlungsgeschichte hin, eine schnelle Abkühlung vor 45-35 Ma und eine darauf folgende langsame Abkühlung, die vor 25 Ma einsetzte und bis heute andauert. Die erste Phase kann eine ferne, frühe Phase der Kollision im Zagros, im Nordwesten, darstellen; gleichzeitige Erosionsexhumierung führte zur Ablagerung einer dicken Sedimentsabfolge im Vorlandbecken. Das Ereignis nach 20 Ma und die gleichaltrigen Fan Konglomerate werden vorläufig mit der Hauptfaltungsphase und der anschließenden Erosion des Zagros-Gebirges verknüpft.

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.

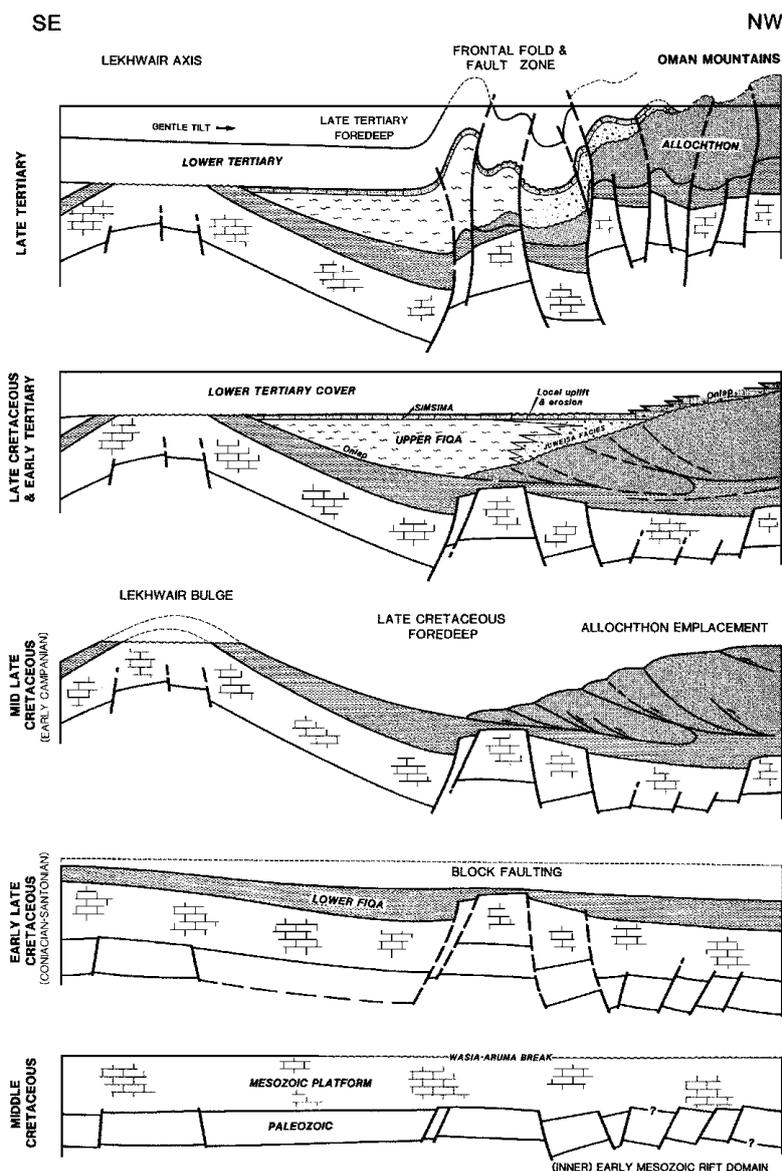
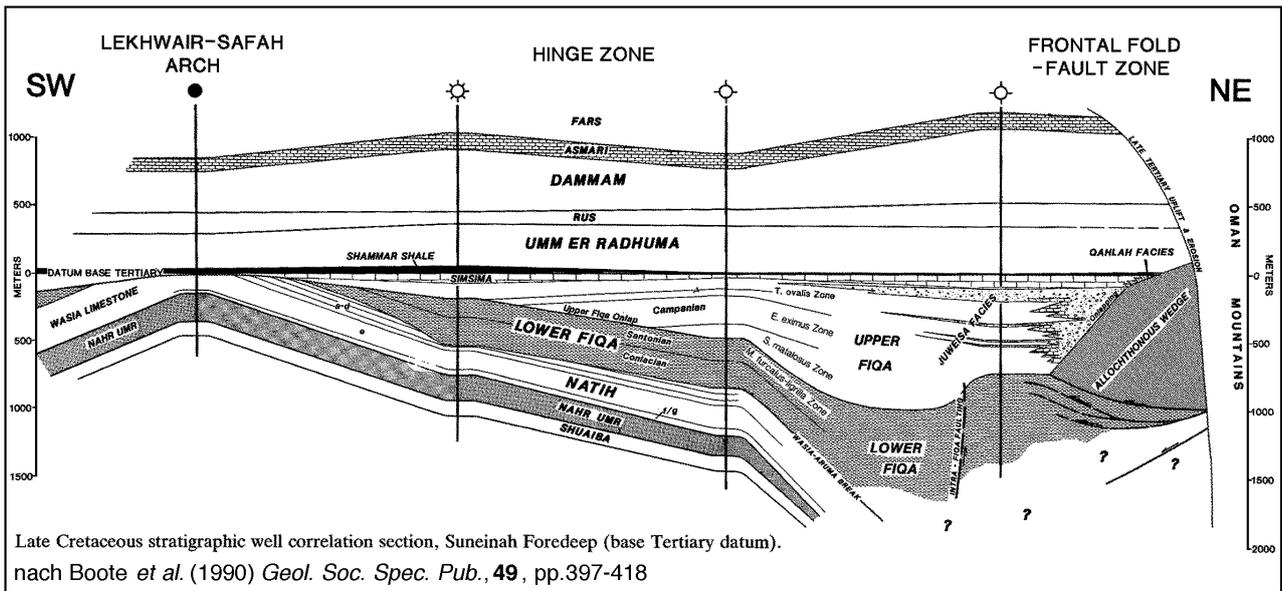


Fig. 21. Mesozoic and Tertiary structural evolution of the Suncinah Foreland, Oman Mountains.
nach Boote *et al.* (1990) *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 49, pp.397-418

Plattformablagerung nach der Überschiebung

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

Während des späten Paläozäns bis ins mittlere-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.



Die stabile flachmarine Karbonatsedimentation dauerte 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, aufrechte Falten zeigen nur einen kleinen Anteil der Verkürzung an. N-S und E-W Faltenachsen in tertiären Strukturen weisen auf Dom- und Becken-typische Falteninterferenzstrukturen hin, als Ergebnis biaxialer Kompression.

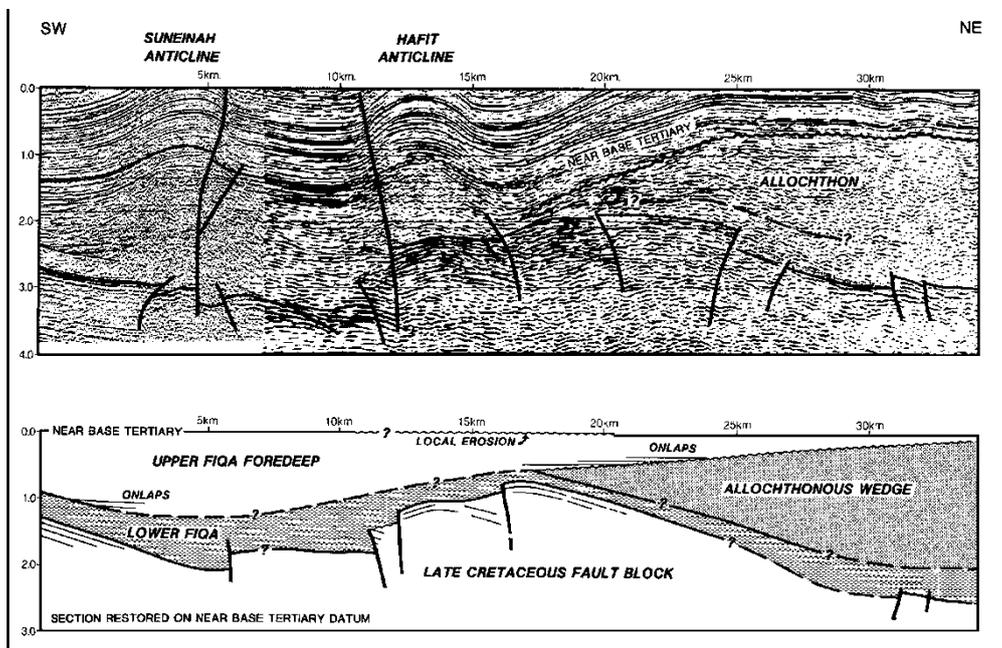
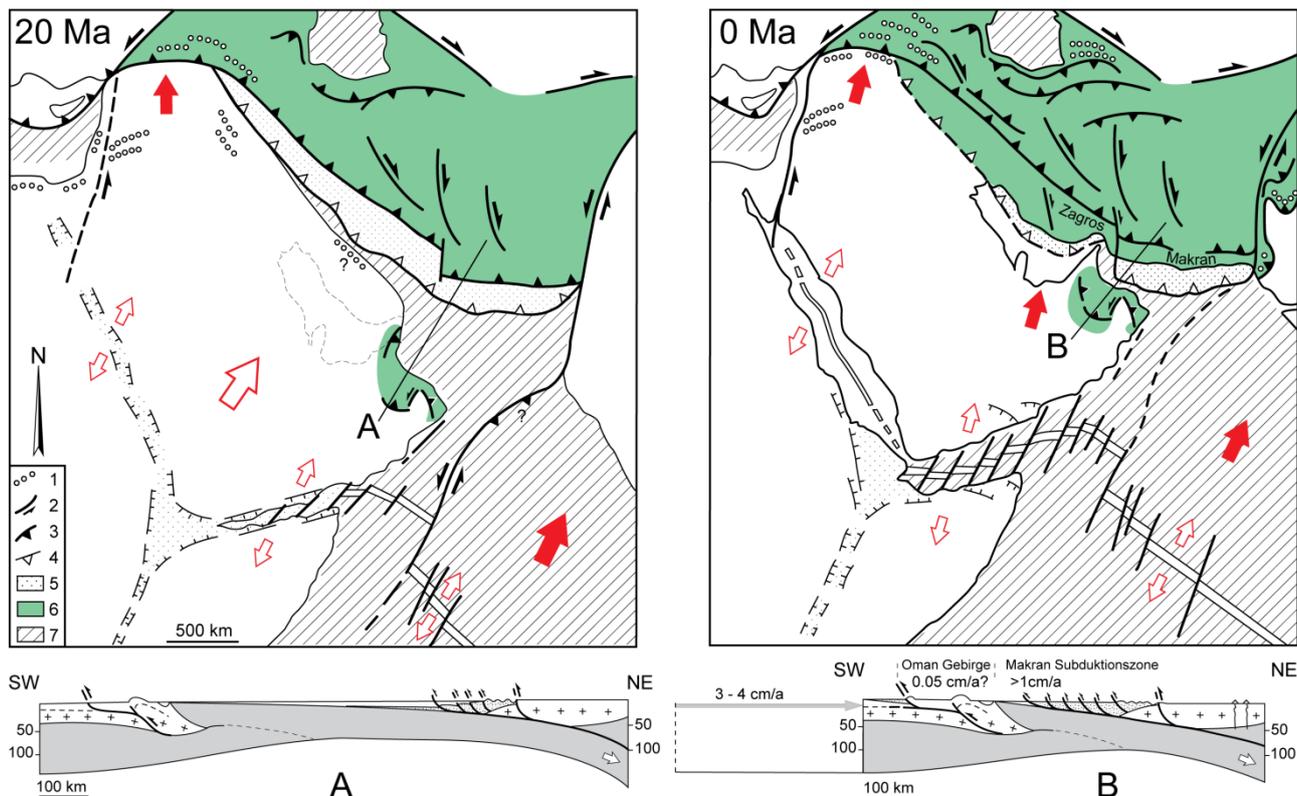


Fig. 17. Structural Transect, Suneinah–Hafit Area (see Fig. 4 for location). The seismic transect has been reconstructed in the lower panel with a pre-folding base Tertiary datum to illustrate the structural architecture of the Late Cretaceous fault block. Also note the Upper Fiqqa onlap onto the allochthon 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

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

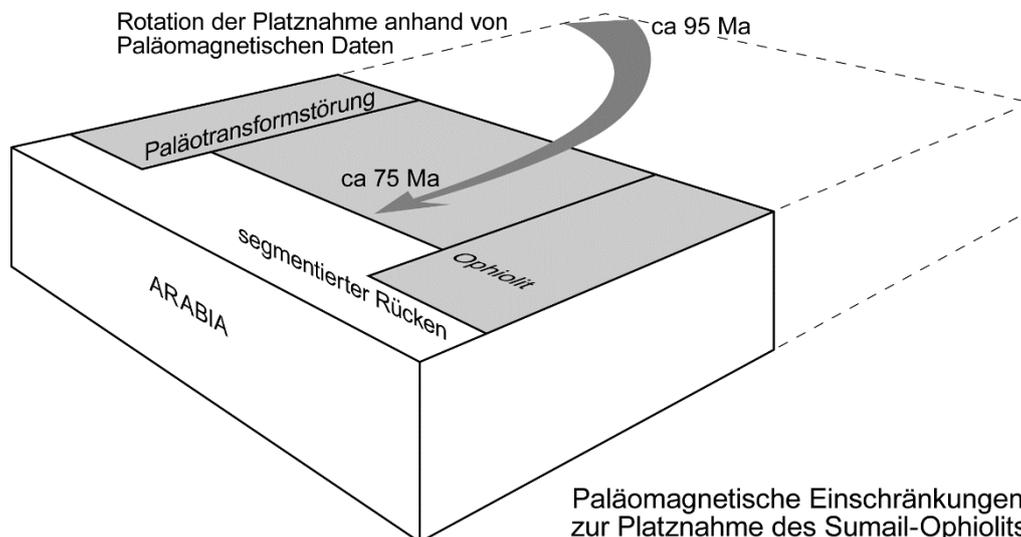
Geodynamischer Kontext der arabischen Platte im frühen Miozän (20 Ma) und heute (0 Ma).



1- Falten, 2- Blattverschiebungen, 3- Überschiebungen, 4- Front des Akkretionskeils, 5- Sedimente in Akkretions- und Extensionsgebieten, 6- hohe Topographie aufgrund Konvergenz, 7- ozeanische Gebiete

Paläomagnetische Daten

Paläomagnetische Daten deuten auf eine grosse Rotation der ophiolitischen Decken im Uhrzeigersinn während der intra-ozeanischen Überschiebung und der kontinentalen Obduktion hin. Metallhaltige Sediment-Zwischenlagen in den Vulkaniten und den Ophioliten dienen als gut datierbare Paläo-Horizonte (Alb-Cenoman). Geringe Inklination bestätigt, dass die Sumail Ophiolite in äquatornahen Breiten entstanden und übergeschoben wurden.

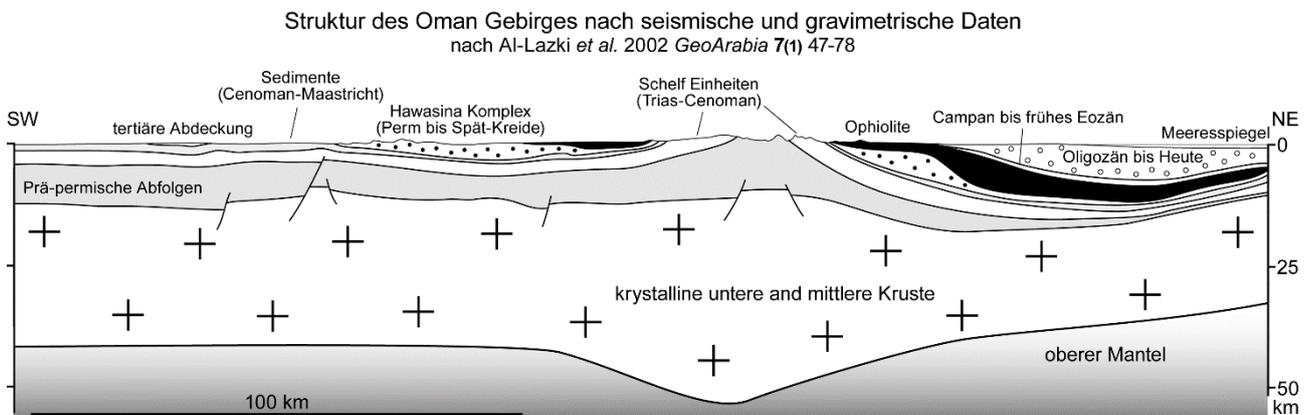


Paläomagnetische Deklinationen variieren von ostnordöstlichen / westsüdwestlichen bis nordwest-südöstlichen Richtungen aber es ist unwahrscheinlich, dass ein Massiv individuell rotiert wurde, da die Gänge immer parallel verlaufen und beide paläomagnetischen Richtungen im selben Massiv auftreten können. Diese Richtungen sind vielleicht nicht gleich alt und ihre relative Chronologie konnte nicht festgestellt werden. Serpentinisierung und andere hydrothermale Prozesse können eine wichtige Rolle für diese mehrfachen Magnetisierungsphasen gespielt haben. Systematische Probenahmen von kontinuierlichen Ophiolitprofilen zeigen, dass die ENE-Magnetisierungen an der Oberseite der unteren Kruste gegen unten zu NNW in geschichteten Gabbros rotieren. Dies zeigt eine Remagnetisierung von der Basis nach oben, die eine frühe Remanenz in den Gabbros der unteren Kruste ersetzt, aber die ursprünglichen ENE-Magnetisierungen auf höheren krustalen Ebenen bewahrt.

Seismische Information

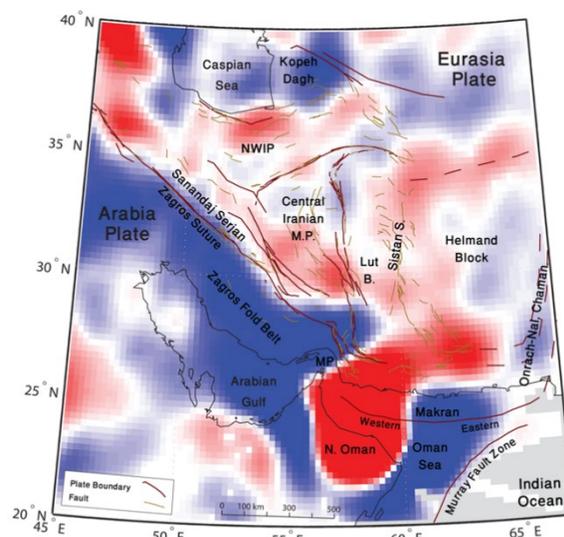
Struktur auf Krustenmassstab

Seismische Profile und Bohrungen, die für die Exploration von Kohlenwasserstoffen gemacht werden, zusammen mit gravimetrischen Daten beschreiben die Struktur der oberen 5 km der Erdkruste sehr gut. Die Tiefe und Form der Moho ist dagegen weniger genau bekannt. Allerdings deuten die vorhandenen Informationen auf eine 60 km tiefe Krustenwurzel unter den kuppelförmigen Fenstern. Die Kruste des arabischen Vorlands ist 40-45 km dick, was übereinstimmt mit der Krustendicke eines alten Kratons. Umgekehrt nimmt die Tiefe der Moho nach Norden ab, bis auf weniger als 40 km unter der Küstenebene, was mit der Mohotiefe eines ehemaligen passiven Kontinentalrandes in Einklang steht. Weiter im Norden unter dem Meeresboden des Golfs von Oman ist die Moho 25-30 km tief. Die Interpretation von allochthonen Ophioliten wird mit den ca. 1 km dicken Hauptklippen, die südlich von den tektonischen Fenstern liegen, bestätigt. Die Ophiolite im Norden sind ca. 5 km dick.



Mantel

Die seismische Tomographie zeigt, dass Arabia, wie unter einem alten Kraton erwartet wird, eine kalte Lithosphäre hat. In einem grösseren Massstab wird Eurasia von einer heissen Mantellithosphäre unterlagert. Die Arabia-Eurasia lithosphärische Suture folgt dabei etwa der Oberflächenspur der ophiolitischen Suture entlang der nordöstlichen Seite des Zagros-Gebirges. Die lithosphärische Suture scheint an der Zagros-Makran Grenze verschoben zu sein. Ab dieser Grenze erstreckt sich die arabische Lithosphäre nach Norden unter den Lut-Block Zentralirans.



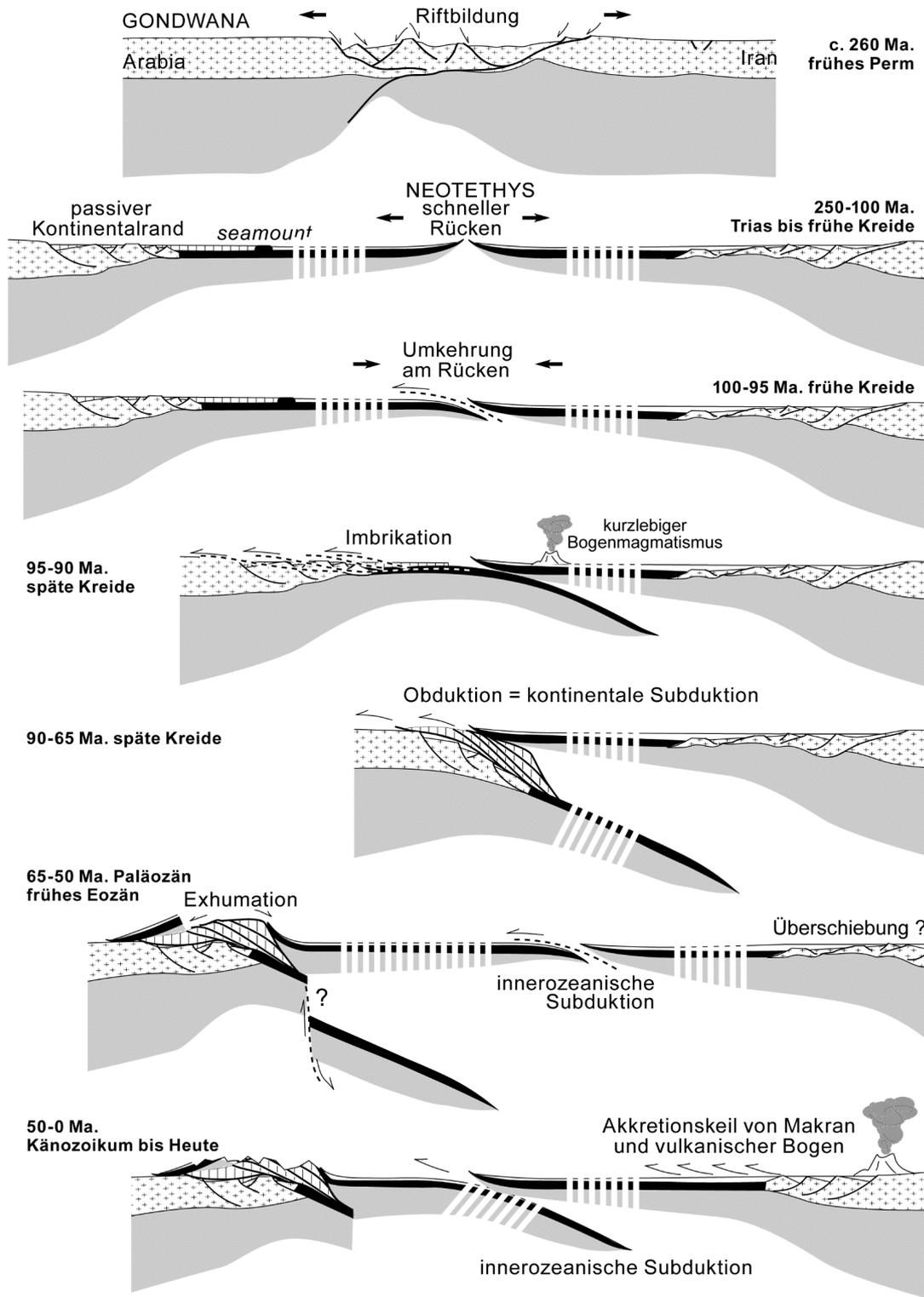
Nach Al-Lazki et al. 2014 *Geological Society, London, Special Publications*, **392**, 45–60

Die hohe Geschwindigkeit der arabischen Lithosphäre hat einen scharfen Kontakt mit einem niedrigen Geschwindigkeitsbereich unterhalb des westlichen Makrans, was wiederum eine scharfe Geschwindigkeitsgrenze mit dem östlichen Makran zeigt. Diese lithosphärische Information impliziert eine Segmentierung der Oman Subduktionszone, aber das seismische Netz ist nicht ausreichend dicht, um hochaufgelöste Bilder des aktiven Systems zu liefern.

Schlussfolgerungen – Tektonische Entwicklung des Oman-Gebirges

- Der Oman und der Zentraliran waren zusammen Teil von Gondwana im Präkambrium bis Paläozoikum.
- Ein Hebungsereignis 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 nordöstlichen 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. 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 Ozean wurden pelagische Sedimente, wie die typische Hawasina Tiefseeabfolge, abgelagert.
- 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 arabischen Kontinents verschluckt. Die Sedimentbedeckung der Neo-Tethys bildete dabei einen Akkretionskeil (Hawasina und *Mélange* mit exotischen Blöcken) bis ins späte Cenoman.
- Während sich die arabische Platte nach und nach nordwärts bewegte, kam sie unterhalb einer Schuppe der ozeanischen Lithosphäre der Tethys in die Subduktionszone. Die Obduktion (d.h. Subduktion des arabischen Kontinentalrandes unter die überfahrende ozeanische Platte) begann vor etwa 90 Ma. 200 bis 600 km der Übergangs- und kontinentalen 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, mit einer durchschnittlichen Rate von ca. 2cm/a. Während dieses Intervalls wurden die allochthonen Decken durch die intensive

Überschiebung der ozeanischen und Kontinentalhangsedimente zusammengebaut, die sich ursprünglich auf dem arabischen (Oman) Kontinentalrand und Tethys Ozeanboden entwickelten.



- 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 Subduktionsstelle ermöglichte die Hebung des halb-begrabenen Kontinentalrandes von Oman. Die Ophiolitdecke wurde anschliessend

durch Schwerkraft angetriebene Extension gestört, kollabierten und breiteten sich dann weiter um strukturelle Kulminationen des Grundgebirges 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 Maastricht (70-65 Ma) wurden alle Decken teilweise erodiert und durch transgressive Flachwasserkarbonate überlagert.
- Der Akkretionskeil von Makran mit einem Alter von Maastricht bis Eozän liegt im Liegenden eines Ophiolits infolge der immer noch aktiven Kollision zwischen Eurasien und Arabien nach dem Eozän und der Hebung vom Oman im Oligozän.
- Die späteren Falten entwickelten sich ab dem Pliozän (wie im Zagros).
- 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

- 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** (2-3), 215-222, 10.1016/0012-821X(85)90103-7
- 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,
- Coleman R. G. - 1981. Tectonic setting for ophiolite obduction in Oman. *Journal of Geophysical Research*. **86** (B4), 2497-2508, 10.1029/JB086iB04p02497
- Lippard S. J., Shelton A. W. & Gass I. G. - 1986. The ophiolite of Northern Oman. *Geological Society of London, Memoir*. **11** 178 p.,
- Robertson A. H. F., Searle M. P. & Ries A. C. - 1990. *The geology and tectonics of the Oman region*. London. 845 p.
- Rollinson H. R., Searle M. P., Abbasi I. A., Al-Lazki A. & Al Kindi M. H. - 2014. *Tectonic evolution of the Oman Mountains*. Geological Society of London, 471 p.

On the Web

Geologie

<http://www.gm.univ-montp2.fr/spip.php?rubrique105&lang=fr>

<http://www.bris.ac.uk/Depts/Geol/vft/ocell3.html>

<http://www.angelfire.com/ms/snasir/page14.html>

http://geoinfo.amu.edu.pl/wpk/geos/GEO_2/GEO_PLATE_T-41.HTML