

Himalaja - Süd Tibet: ein typisches Kontinent-Kontinent Kollisionsorogen

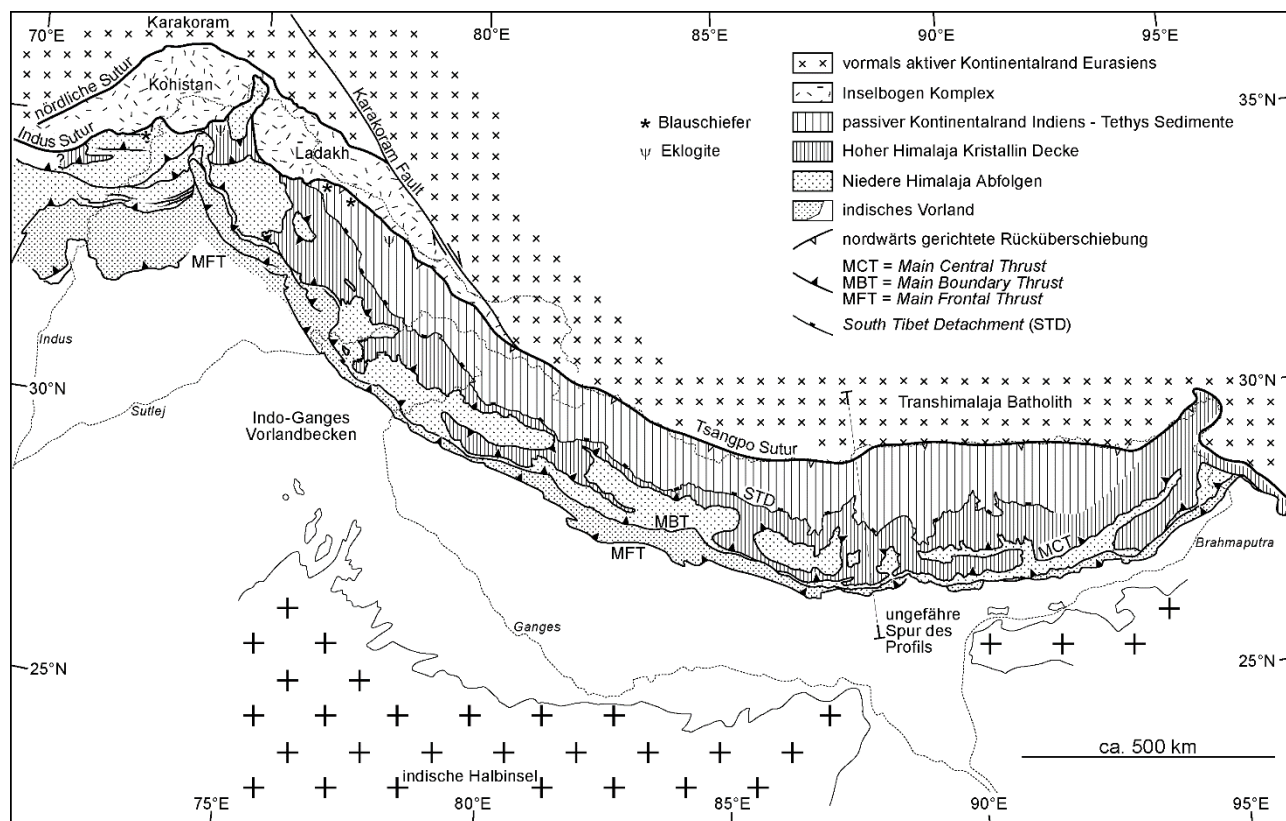
Bei der Subduktion einer ozeanischen Platte unter eine kontinentale Platte entsteht am Rande des Kontinents eine Gebirgskette des Anden-Typs. Enthält die subduzierende Platte auch etwas kontinentale Lithosphäre, bringt die Plattenkonvergenz möglicherweise beide Kontinente nebeneinander. Die ozeanische Lithosphäre ist relativ dicht und sinkt in die Asthenosphäre, wohingegen der grössere sialische Anteil der kontinentalen Lithosphäre ihr einen positiven Auftrieb innerhalb der Asthenosphäre verleiht und sie daran hindert, über grössere Distanzen subduziert zu werden. Demzufolge führt die Ankunft einer kontinentalen Lithosphäre an einen Trog zur **Kollision** mit dem überfahrenden Kontinent. Die schnelle, relative Konvergenz wird unterbrochen und es bildet sich ein **Kollisions-Gebirgszug** durch Krustenverkürzung. Die Ebene, die den Ort der Kollision markiert, ist eine **Sutur**. Diese enthält gewöhnlich Späne ozeanischer Lithosphäre, welche zuvor die Kontinente trennte, und als **Ophiolite** bekannt sind.

Die Kollision zwischen dem indischen Subkontinent und dem heutigen Tibet begann im Eozän. Die Kollision beinhaltet und beinhaltet noch immer eine Nord-Süd Konvergenz in ganz Süd Tibet und einem Grossteil des Himalajas. Da die Kollision noch aktiv ist, ist das sehr junge Gebirge das Referenzsystem, um kontinentale Kollisionsprozesse zu studieren.

Der Himalaja

Ort

Die Himalaja Gebirgskette erstreckt sich über fast 3000 km Länge und 250-300 km Breite zwischen Indien im Süden und dem immensen Tibetischen Plateau auf einer durchschnittlichen Höhe von 5000 m, im Norden.

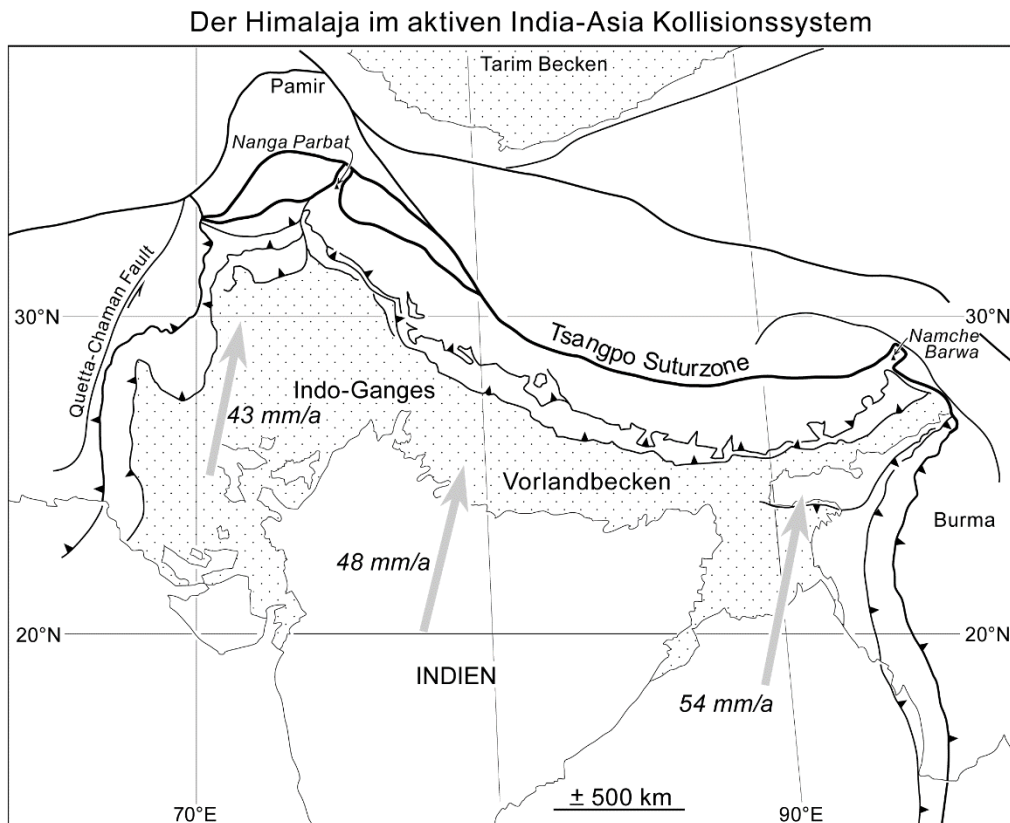


Der Himalaja hat eine verhältnismässig einfache, gebogene und zylindrische Geometrie entlang eines Grossteils seiner Länge, und endet an nahezu transversalen **Syntaxen** (*syntaxes*), d.h. an Gebieten,

an denen orogene Strukturen scharf um eine vertikale Achse gebogen sind. Beide Syntaxen sind nach ihren Hauptgipfeln benannt: Der Namche Barwa (7756 m) im Osten und der Nanga Parbat (8138 m) im Westen, in Pakistan

Geologischer Rahmen

Der höchste Berg der Welt befindet sich im Himalaja, sowie 13 weitere Gipfel, die über 8000 m hoch sind und viele, die sich über 7500 m erheben. Diese grosse Erhebung wird dem isostatischen Ausgleich einer verdickten und wenig dichten Kruste zugeschrieben. Der Himalaja erfährt eine schnelle Hebung mit Raten zwischen 0.5 und 4 mm/Jahr. An beiden Enden ist die Gebirgskette durch Gürtel von Blattverschiebungen begrenzt: Das Quetta-Chaman Störungssystem im Westen, in Pakistan und Afghanistan, und im Osten die Sittang-Zone in Burma.



Geschwindigkeiten nach DeMets et al. (1990) *Geophysical Journal International* **101**(2) 425-478

Der Himalaja und das tibetische Plateau sind merkwürdige Merkmale der geologischen Geschichte Asiens, für die seit Ende des Mesozoikums die Konvergenz mit Indien entscheidend war, einem kleinen Block kontinentaler Lithosphäre, der sich von Gondwana abgespalten hatte. Die relative Bewegung ist durch ozeanisch-magnetische Anomalien und Paläomagnetismus gut belegt.

Von der Riftbildung zur Ozeanboden-Spreizung

Lithologische, paläontologische, geochemische und geochronologische Nachweise vom Grundgebirge und der sedimentären Bedeckung deuten an, dass Indien ein Teil von Gondwana war. Die Grabenbildung entlang des nördlichen Randes von Gondwana begann im späten Paläozoikum. Eine linkssinnige, dehnende Blattverschiebung trennte den nördlichen Teil (Laurasia) und den südlichen Teil (Gondwana) Pangäas und erzeugte den mesozoischen Tethys Ozean vom Perm bis zur Kreidezeit. Im mittleren bis späten Jura und in der frühen Kreide zerbrach der Superkontinent Gondwana in zwei Landmassen - Westgondwana (Afrika und Südamerika) und Ostgondwana (Australien, Antarktika, Indien und Madagaskar). Diese zwei Landmassen zerbrachen noch während

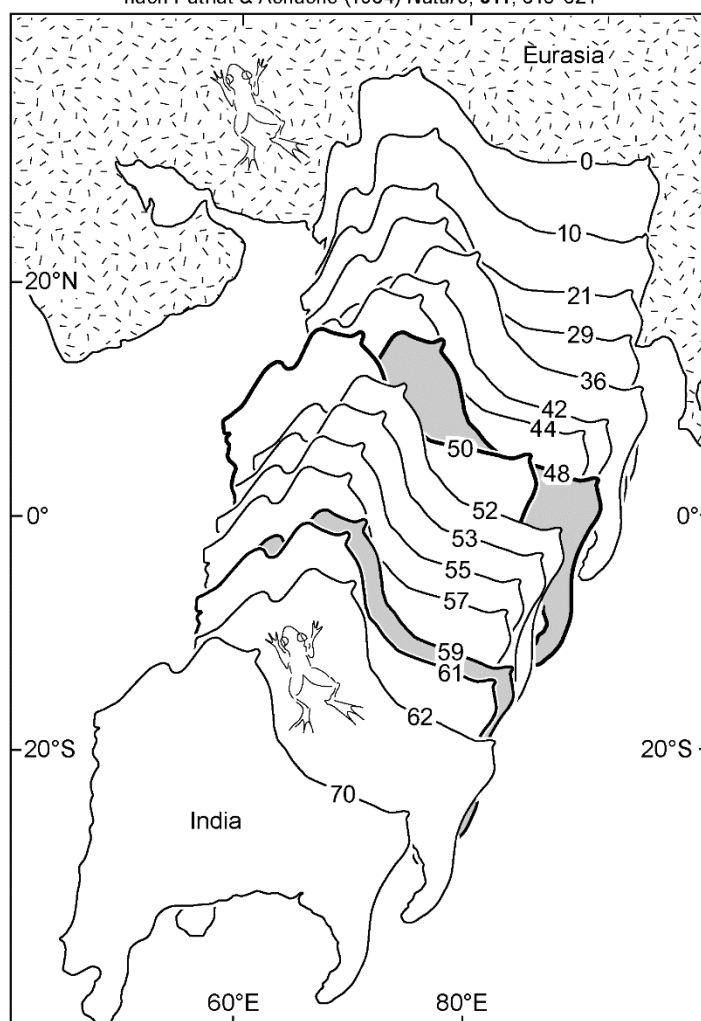
der Kreide in ihre jeweiligen Bestandteile. Dann löste sich Indien in der Früh-Kreide (ca. 130-135 Ma) von Antarktika und Australien und von Madagaskar in der Spät-Kreide (85-90 Ma).

Chronologie der Konvergenz

Die nach Norden gerichtete Bewegung vom kratonischen Indien relativ zum kratonischen Asien begann vor 100-90 Ma. Die Schliessung des mesozoischen Tethys Ozeans ergab die Kollision zwischen Indien und Asien.

Marine magnetische Anomalien der atlantischen und indischen ozeanischen Böden und paläomagnetische Messungen in Süd Tibet und in Indien bieten einen externen Zeitrahmen für die Konvergenzgeschichte. Die plattentektonischen Rekonstruktionen prophezeien einen Betrag von ca. 7500 und 8700 km an den westlichen und östlichen Enden des Himalajas. Diese Bewegung gibt eine Vorstellung von der Grösse der verschluckten ozeanischen Tethys und kontinentalen Nord-Indien Lithosphären.

Relative Bewegung Indiens in Bezug auf Eurasien seit 70 Ma
nach Patriat & Achache (1984) *Nature*, 311, 615-621



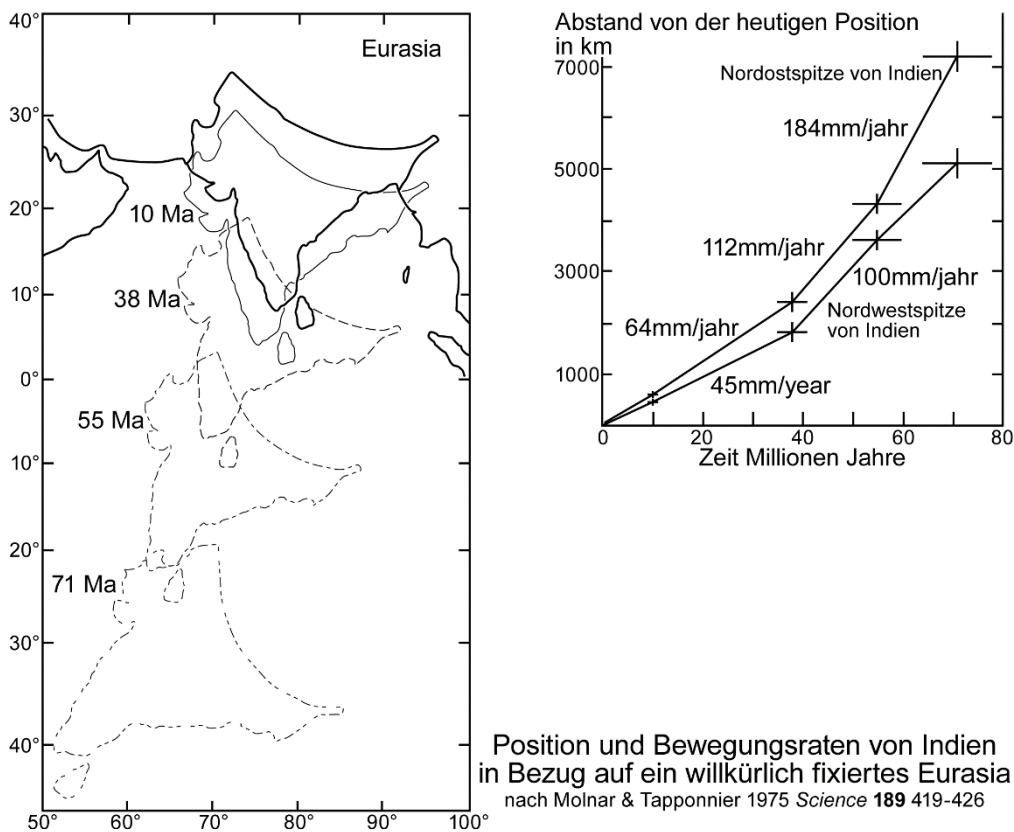
Die Zahlen am nördlichen Rand Indiens geben das Alter in Ma und die dazuhörige Position an.
Die Frösche beziehen sich auf eine Kontinentalbrücke vor 65 Ma.
Die geringste relative Translation fand zwischen 61 and 59 Ma statt,
zu der Zeit also in der höchstwahrscheinlich die Kollision begann.

Paläomagnetische Daten in Süd Tibet verglichen mit scheinbaren Polwanderkurven der Indischen Platte zeigen, dass die intra-ozeanische Subduktion und die Kollision zwischen Indien und Asien in äquatorialen Breiten stattfanden, mit fortschreitender Ausbildung einer Suture vom Paläozän im nordwestlichen Himalaja (um 67-60 Ma) bis ins frühe Eozän (ca. 55 Ma) im östlichen Himalaja. Dies deutet auf die Rotation Indiens gegen den Uhrzeigersinn während seiner Norddrift hin.

- Vor und bis Anomalie 22 (50 Ma) betrug die sehr schnelle Bewegungsrate von Indien 15-25 cm/Jahr. Die Indien-Eurasien Konvergenz begann sich vor 52 Ma zu verlangsamen.
- Zwischen den Anomalien 22 und 21 (ein Zeitraum von 2-3 Ma) werden kurzlebige Verschiebungen in der Bewegungsrichtung auf den Beginn der kontinentalen Subduktion und der Indien-Eurasien-Kollision zurückgeführt. Diese Geschwindigkeits- und Richtungsänderungen können ein schwankendes Gleichgewicht von Zug- und Auftriebskräften während der Subduktion des unregelmässigen nördlichen Kontinentalrandes Indiens widerspiegeln.
- Von Anomalie 22 bis Anomalie 18 (Alter = 42 Ma) verringerte sich die Bewegungsrate exponentiell bis auf 4-5 cm/Jahr und blieb nahezu konstant, bis sich eine kleinere Verlangsamung um 20 Ma ergab.
- Die heutzutage quer über den Himalaja auftretende Konvergenz wird auf ca. 1.5 cm/Jahr geschätzt, was ein bisschen weniger als die Hälfte der geschätzten Konvergenz zwischen Indien und Eurasien ausmacht.

Die drei Episoden der relativen Plattenbewegung werden aus einem allgemeinen geodynamischen Gesichtspunkt wie folgt interpretiert:

- 1. Subduktion der ozeanischen Lithosphäre der Tethys, mit einer zunehmend langen Subduktionsplatte, die an Indien zieht, und dadurch die rasche Fortbewegung vorantreibt.
- 2. Subduktion der indischen kontinentalen Lithosphäre, nachdem sie in Kontakt mit Eurasien kam; die Verlangsamung der relativen Konvergenz wird auf den Auftrieb der kontinentalen Lithosphäre zurückgeführt, die sich zunehmend der Subduktion widersetzt, während das Volumen des subduzierten Kontinents zunimmt.
- 3. Intrakontinentale Verkürzung; die konstante durchschnittliche Konvergenzrate wird durch die Verformbarkeit der beiden kollidierenden kontinentalen Lithosphären und potenzielle Zugkräfte des subduzierenden kontinentalen Indiens gesteuert.

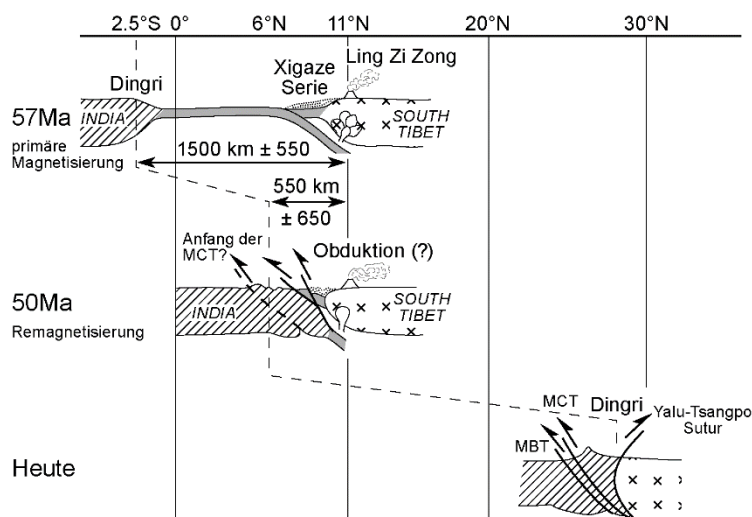


Alter der Kollision

Angesichts der paläomagnetischen Information wird angenommen, dass die frühe Kollision zwischen den Kontinenten Indien und Asien im Eozän (um 60-55 Ma) stattfand, als sich Indiens Bewegung nach Norden deutlich verlangsamte, von >15 cm/Jahr auf 4-5 cm/Jahr. Dieses Alter stimmt mit dem minimalen Alter der Kollision, abgeleitet vom Alter der Coesit-Eklogite (metamorpher Druck > 3 GPa bei 55-45 Ma) in Ladakh, überein. Andere Möglichkeiten, um die Kollision zu datieren, wären (1) das jüngste Alter der subduktionsverbundenen Granitoide (um 50 Ma), aber es könnte irgendeine Verzögerung zwischen dem Ende der Subduktion und den Intrusionen geben oder (2) das Alter der jüngsten marinen Sedimente entlang der Suturzone (auch ungefähr 50 Ma). Die Kollision von Indien gegen Eurasien machte sich rund um die Welt bemerkbar. Im Pazifik ist eine bedeutende Plattenreorganisierung vor 43 Ma durch die plötzliche Biegung in der Hawaii-Emperor Seamount Kette dokumentiert, und viele der vulkanischen Inselbögen (Tonga, Mariana, Aleuten) fingen vor ungefähr 50 Ma an sich zu bilden. Im Nordatlantik sprang ungefähr zur gleichen Zeit der Rücken vom Labrador-Meer zum Reykjanes-Rücken östlich von Grönland. Doch ein einziges Alter entlang der gesamten Suturzone könnte schwer zu fassen sein.

Langlebige Kollision

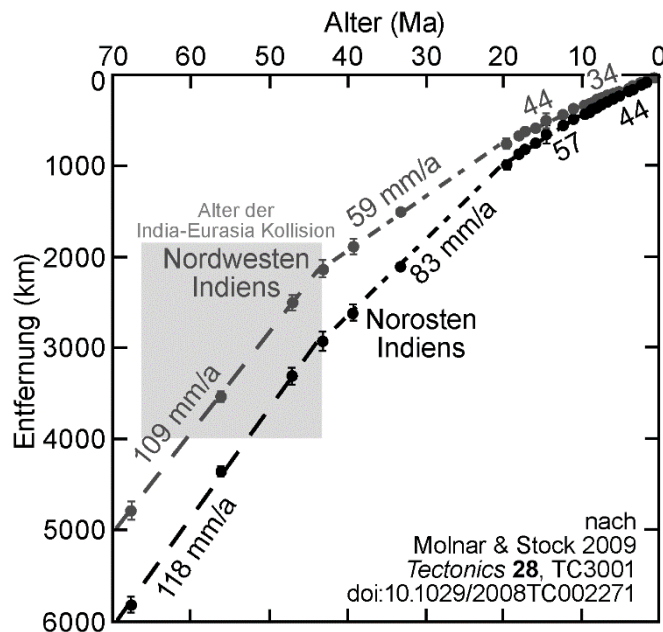
Marine Sedimente, die im Süd Tibet vor rund 55 Ma abgelagert wurden, zeigen, dass dieser nördliche Teil von Indien stabil war, während Indien immer noch mit einer Geschwindigkeit von > 10 cm/Jahr nach Norden abdriftete. Die langsamere Bewegung widerspiegelt, dass die frühe Kollision um 45 Ma begonnen hatte. Ein dünner Kontinentalrand vor dem kratonischen Indien könnte über mehrere Millionen Jahre bis zum Ende des Eozäns (ca. 35 Ma) subduziert worden sein ohne ein grosses tektonisches und sedimentäres Signal ausgelöst zu haben. So setzt sich beispielsweise die marine Sedimentation im Persischen Golf auch nach der Kollision zwischen Arabien und Eurasien fort. Um ca. 35 Ma kam die dicke, d.h. schwimmfähigere indische Kraton in Berührung mit Asien. Die erhöhte Kompressionsspannung führte zur Verkürzungsdeformation der indischen und tibetischen Krusten und die zweite mögliche Verminderung der Konvergenzrate vor 20-10 Ma. Dieses Modell beinhaltet einen mehrere hundert Kilometer breiten und dünnen Kontinentalrand entlang von Nordindien.



Geodynamische Entwicklung der Kollision zwischen Indien und Süd-Tibet
nach Besse et al. 1984 *Nature* **311**(5987), 621-626

Diachronische, nach Osten wandernde Kollision

Eine kontinentale Fauna weist im Westhimalaja eine kontinentale Verbindung vor 67 Ma zwischen Indien und Asien nach. Dementsprechend schlugen einige Autoren vor, dass die Kollision im Westen früher begonnen hat und sich entlang des gesamten Himalajas nach Osten fortgepflanzt hat. Das ist konsistent mit der leicht schnelleren Konvergenzrate an der Ost-Ecke als an der West-Ecke Indiens.



Mehrere Kollisionen

Paläomagnetische und tomographische Informationen deuten darauf hin, dass Nordindien möglicherweise im frühen Paläozän mit einem intra-ozeanischen Inselbogen kollidiert ist, der sich in nah-äquatorialen Breiten befand. Diese Situation führte zu einer zweistufigen Kollision, vor 60-55 und 25-20 Ma.

Nach der Kollision stoppte Indien nicht, sondern bewegte sich relativ zu Asien über 1900 ± 850 km nordwärts mit einer Durchschnittsgeschwindigkeit von 50 mm/Jahr.

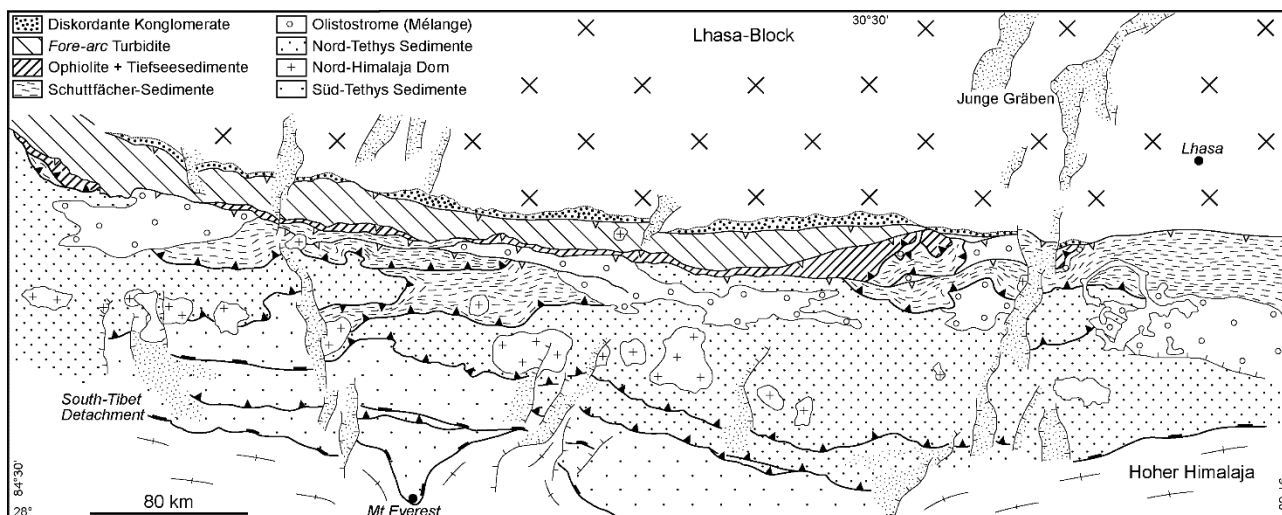
Greater India

Eine wichtige Frage ist jedoch die Grösse von Indien vor der Kollision. Nicht zuletzt weil sie darauf abzielt, wie und wo die Kollision begonnen hatte und wie die darauffolgende Konvergenz und daraus resultierende Verkürzung zwischen Indien und Asien untergebracht wurde. Das Ausmass des nördlichen Teils des indischen Kontinents vor der Kollision, das sogenannte **Grossindien** (*Greater India*), ist aufgrund von den weitgehenden Unsicherheiten bezüglich der lithosphärischen Verformung und entsprechenden "Zerstörung" schwierig einzugrenzen.

Die seismischen Daten zeigen, dass die Himalaja – Süd Tibet Kollisionszone eine etwa 65 km dicke Kruste hat, während die Kruste Indiens, südlich des Himalajas, nur 35-45 km dick ist. Die Anwendung einer einfachen, geometrischen Überlagerung zur Erklärung der fast doppelten Krustenmächtigkeit (asiatische Kruste über Indien) des tibetischen Plateaus deutet daraufhin, dass Grossindien zumindest so breit war wie Tibet. Tektonische Rekonstruktionen, wo die mögliche nördliche Grenze von Grossindien mit dem Rand von Australien zusammenpasst, schlagen ungefähr 800 km vor. Doch die schnelle Geschwindigkeit und der Betrag der Konvergenz nach der 60-55 Ma Kollision verlangen danach, dass Grossindien einen 1500 bis 2500 km (von Westen nach Osten) breiten Kontinentalrand, heutzutage im Norden des Himalaja, hatte. Paläomagnetische Messungen in Sedimenten lassen auf einer Breite > 1300 km schliessen. Jede dieser Figuren ist ein Hinweis für einen sehr breiten, stark erweiterten (verdünnten) Kontinentalrand Indiens bis zur Kollision.

Tektonische und lithologische Hauptzonen

Die nach Süden gerichtete und sich ausbreitende Überschiebung hat Süd Tibet und den Himalaja aus vier tektonischen und lithologischen Haupteinheiten zusammengesetzt.

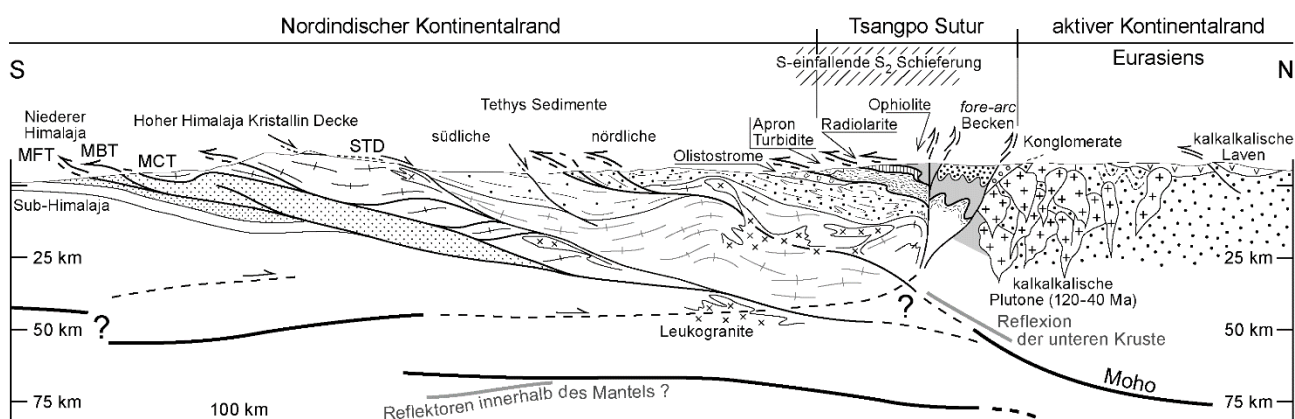


Vereinfachte geologische Karte von Süd-Tibet, umgezeichnet nach Burg & Chen (1984) *Nature* 311 219-223

Diese Haupteinheiten erstrecken sich bemerkenswert gleichmässig über die ganze Länge des Gebirgsgürtels und sind von N nach S, d.h. vom strukturellen oben bis unten:

- Der ehemalige aktive Kontinentalrand Eurasiens, der sogenannte Transhimalaja oder Gangdese Batholith in Süd Tibet, der in den Karakoram Batholith im westlichen Himalaja übergeht.
- Die Tsangpo-Suturzone, die tatsächlich den Ort der Plattengrenze markiert. Entlang dieser Grenze wurde die ozeanische Lithosphäre der Tethys, die India und Eurasia trennte, unter Tibet subduziert wurde.
- Der Tethys Himalaja mit Sedimenten, die sich am nordindischen Passivrand und seinem kontinentalen Aufstieg abgelagert wurden, und die von Eozän und jüngere Granitoide in den Nord-Himalaja Domen intrudiert wurden.
- Der indische Kontinent, der den Hoher Himalaja und die darunter liegenden Decken des Niederen Himalaja über dem indischen Vorland umfasst.

Wir wollen uns zuerst auf einen detaillierten Querschnitt durch die tibetische Seite des Himalajas konzentrieren, um die lithologischen und strukturellen Merkmale der geodynamischen und orogenen Entwicklung zu beschreiben.



Profil durch die Tsangpo Suturzone

Der eurasische aktive Kontinentalrand

Der Lhasa Terran, nach der Hauptstadt von Tibet benannt, bildete während der nordeintauchenden Tethys-Subduktion den aktiven Kontinentalrand Eurasiens. Er wird in einen kontinentalen Teil im Norden und einen magmatischen Bogen im Süden unterteilt.

Lhasa-Terran

Der kontinentale Lhasa-Terran besteht aus präkambrischem Grundgebirge, aus Gneisen und Graniten, überlagert von Flachwassersedimenten vom Paläozoikum bis zur oberen Kreide. Die mesozoischen Sedimente enthalten eine Flora von Cathaysia. Cathaysia war ein Mikrokontinent, der sich im späten Paläozoikum von Gondwana löste und durch den Tethys Ozean trieb. Im späten Jura stiess dieser mit dem Qiangtang-Terran von Südasien zusammen. Infolge dieser Kollision entstand die Banggong-Nujiang-Sutur, wahrscheinlich durch eine nach Süden-eintauchende Subduktion unter den Lhasa-Terran. Kretazische, klastische Abfolgen mit Plagioklas-reichen, vulkano-klastischen Sandsteinen, wurden in einem Becken abgelagert, welches eine nach und nach zunehmende Subsidenzrate aufwies. Diese Sedimente und die Subsidenzgeschichte werden der Entwicklung eines *retroarc* Vorlandbeckens vor einem nordwärts-propagierenden Überschiebungssystem zwischen 105 und 53 Ma zugeschrieben. Eine Hauptänderung in der Ablagerungsumgebung produzierte Flachwasser- und subaerische Sedimente zusammen mit einer kretazisch-paläozänen (70-65 Ma) ignimbrischen Serie. Diese Ignimbrite liegen diskordant über erodierten Falten der oberen Kreide und älteren Gesteinen. Der Südrand des marinen frühen mesozoischen Beckens könnte auf einer undatierten ozeanischen Kruste abgelagert sein.

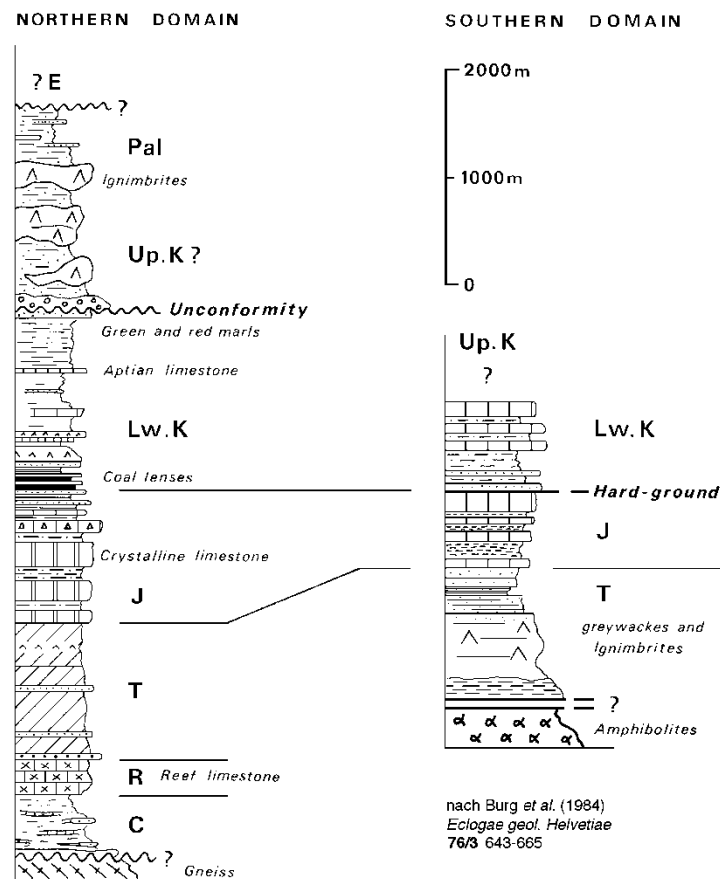


Fig.3. Tentative lithostratigraphic log of the Lhasa block.

Magmatischer Bogen: der Transhimalaja Magmatische Gürtel

Magmatische Gesteine

Der Transhimalaja ist eine lange, lineare Gebirgskette, die nördlich und parallel zum Yalu Tsangpo (Brahmaputra in Indien) liegt. Der Transhimalaja Gürtel (chinesischer Name: Gangdese) stellt den magmatischen Bogen dar, der von der Kreide bis ins Früh-Tertiär auf dem südlichen Teil des Lhasa-Terrans (der aktive Kontinentalrand Asiens dieser Zeit) über der subduzierenden Tethys gebildet wurde. Die magmatischen Strukturen stellen ineinander gesteckte Plutone dar, die einen

kalkalkalischen Batholith mit radiometrischen Alter zwischen 175 und 30 Ma bilden. Dieser Batholith enthält zwei Gürtel mit unterschiedlichen Magmaquellen:

- (1) Der nördliche Gürtel besteht im Wesentlichen aus kretazischen und peraluminischen S-Typ Graniten. Zirkone mit negativem $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ weisen das Wiederaufschmelzen einer älteren Kruste hin. Bei den Sedimenten handelt es sich um Karbonate und vulkaniklastische Gesteine mit Perm-Karbon bis spät-jurassischen-früh-kretazischen Altern.
- (2) Der südliche Gürtel wird von spät-kretazischen-oligozänen Granitoiden mit meist I-Typ (hauptsächlich gabbroiden und granodioritischen) Zusammensetzungen dominiert. Zirkonen mit positivem $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ deuten auf eine juvenile Quelle aufgrund des teilweisen Schmelzens basaltischer Ozeankruste und weniger Sedimenten (wahrscheinlich der Tethys-Platte) hin. Die Sedimente dieses Gürtels sind hauptsächlich jurassisch-kretazische Ablagerungen, die durch vulkanische Gesteine gleichen Alters (70-43 Ma) und gleicher Zusammensetzung überlagert sind. Der Vulkanismus ist anscheinend mit der Zeit nach Süden gewandert.

Die wachsende Zahl von geochronologischen Messungen zeigen zwei Hauptphasen, welche durch eine Zeit relativer Ruhe getrennt werden. Die Bedeutung dieser Dualität wird immer noch diskutiert.

- (1) Die wichtigste magmatische Phase findet in der Spät Kreide (ca. 113-80 Ma) statt und endete mit adakitischen Intrusionen und
- (2) Die zweite Phase ist Früh-Paläozän (ca. 65-46 Ma) mit einer Kulmination um 50 Ma. Es wird spekuliert, dass die magmatische Krise vor ca. 50 Ma einen *Breakoff* des Slabs darstellt.

Geochemische Daten zeigen an, dass die jüngeren (nach ca. 35 Ma) Gesteine enthalten ultrakaliumhaltigen, adakitischen und shoshonitischen Vulkanismus und N-S orientierte Gänge (ca. 23-8 Ma). Diese jungen Gesteine stehen angesichts der zeitlichen Verhältnisse mit post-Kollision und E-W Extension in Zusammenhang. Geochemische Betrachtungen schlagen auch vor, dass diese späten Magmen aus der Mischung zwischen dem geschmolzenen Mantel und der felsischen unteren Kruste abstammen könnten, möglicherweise der indischen Kruste, welche im Miozän unter den Lhasa-Terran subduziert wurde.

Metamorphismus

Die metamorphen Gesteine, die von den Transhimalaja Plutonen intrudiert wurden, sind uneinheitlich verteilt. Der regionale Metamorphosegrad ist gewöhnlich sehr niedrig - bis grünschieferfaziell. Hochtemperatur-Niedrigdruck Granulit-Fazies-Vergesellschaftungen (Andalusit - Cordierit - Granat - Spinell) sind am Kontakt zwischen Metapeliten und Gabbro-Intrusionen dokumentiert.

Strukturen

Mehrphasige Deformation beherrscht den südlichen Teil des Lhasa-Terrans. Insbesondere :

- Isoklinale F_1 Falten zeigen eine schwache Achsenebenenschieferung (S_1) mit einer Nord-Süd verlaufenden Streckungslineation. Die Intensität des F_1 Gefüges und der Metamorphose nimmt in Richtung der Tsangpo-Sutur zu. Dieser Gradient des F_1 Gefüges steht im Zusammenhang mit der nach Norden-tauchenden Subduktion der ozeanischen Tethys Lithosphäre. Der kalkalkalische Magmatismus des Transhimalaja-Gürtels findet möglicherweise an einer Kontinent-Ozean-Grenze statt. Dabei verbleiben Reste kontinentaler präkambrischer Kruste im Norden, und vermutlich triassischer ozeanischer Kruste im Süden. Das F_1 Ereignis hat unterkretazische Sedimente verformt.

- Aufrechte F_2 Faltung mit fächerartiger S_2 Schieferung ist überall vorhanden, und örtlich stärker ausgeprägt als die älteren Gefüge. Die F_2 Faltung verkörpert eine Phase anhaltender Verkürzung, teilweise verbunden mit Transhimalaja Plutonen. Verknüpfte Faltung+Intrusion könnten in einem Anden-Typ Gebirge entstanden sein, das einen *retroarc* Überschiebungsgürtel und ein Vorlandbecken besaß und welches der Kollision vorausging.

- Das Auftauchen und die damit verbundene Erosion in der spätesten Kreide schnitt die F_1 und F_2 Strukturen ab.

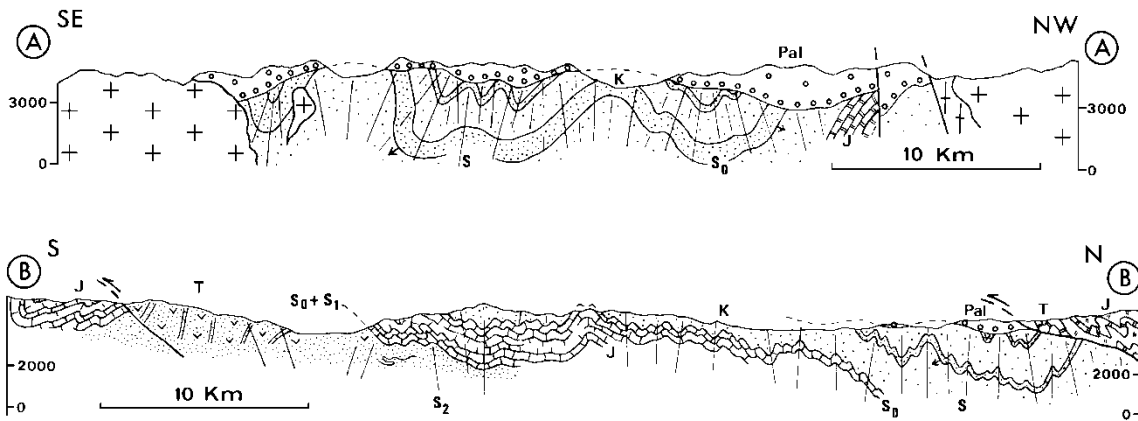


Fig. 6. Detailed cross section in the Lhasa block (situation on Fig. 2). Pal = Paleocene, K = Cretaceous, J = Jurassic, T = Triassic. Arrows indicate bottom of layers.

nach Burg et al. (1984) *Ecolae geol. Helvetiae* 76/3 643-665

Das diskordante Paläozän erfuhr eine geringe Verkürzung von ca. 10% mit Schwankungen geringer Amplitude und mit einer Wellenlänge von mehreren Kilometern. Flache Aufschiebungen mit nur wenigen Kilometern Versatz verformen 10 Ma alte Laven. Dies deutet darauf hin, dass bedeutende Krustenverkürzung (nahezu 50%) bereits stattgefunden hatte, bevor das Paläozän abgelagert wurde. Das heisst also vor der Kollision mit Indien.

Geologische Geschichte des aktiven Kontinentalrandes

Die geologische Geschichte des Lhasa Blocks kann wie folgt zusammenfasst werden: Rekonstruktionen der Paläoelevation mit Sauerstoff-Isotopen von mehreren Sedimentformationen deuten darauf hin, dass der magmatische Bogen im Paläozän-Eozän eine Höhe von ca. 4500 m erreicht hatte. Diese tektonische Geschichte deutet an, dass der Kontinentalrand Asiens krustale Verdickung, Hebung und Erosion vor der Indien-Asien Kollision erfuhr. Der Bogen-Magmatismus endete im Eozän. Dieser Zeitpunkt stellt vermutlich den Beginn der Kollision und das Ende der Subduktion ozeanischer Lithosphäre dar.

Grosse Rücküberschiebung

Konglomerate, mit Einschaltungen von roten Tonen, Sandsteinen und lokalen basaltischen Lavalagen und Ignimbriten, lagern diskordant auf dem Süd-Transhimalaja. Nach Süden fliessenden Delta-, Stromverflechtungs- und Schwemmfächersystemen haben die schmalen und diskontinuierlichen Aufschlüsse der spät-oligozänen/früh-miozänen (ca. 26 - ca. 15 Ma) Abfolge (auch Kailas und Indus Molasse genannt) abgelagert. Nach Norden und nach Westen gerichtete Entwässerungssysteme wurden zwischen ca. 19 und ca. 15 Ma entwickelt. Ostwärts fliessende Flüsse wurden vor ca. 15 Ma aufgebaut und haben vielleicht im frühen Pliozän (ca. 5 Ma) Konglomerate hinterlegt. Der moderne Yalu Tsangpo könnte aus diesem System stammen. Diese Ablagerungen sind vergleichbar mit der Indus-Molasse in Ladakh und am Kailas. Falten mit Nordvergenz und steil einfallender Schieferung sind parallel zur Sutur. Diese Falten könnten in Verbindung gebracht werden mit der nahezu vertikalen oder nach Süden einfallenden Störung, die entlang des südlichen Randes des Lhasa Blockes verläuft. Harnischstriemungen auf der Störungsfläche und die mit der Verwerfung zusammenhängenden Brüche deuten auf eine dextrale Blattverschiebung hin, bevor diese sich zu einer nordgerichteten Rücküberschiebung entwickelte. Die Rücküberschiebung fand im mittleren Miozän statt. Diese Hauptstörungszone hat die vermutlich südvergenten, primären Strukturen der Sutur überprägt, wo die Einheiten Indiens in direktem Kontakt mit den Lithologien des Transhimalajas sind.

Yalu-Tsangpo-Sutur: Der ozeanische Bereich

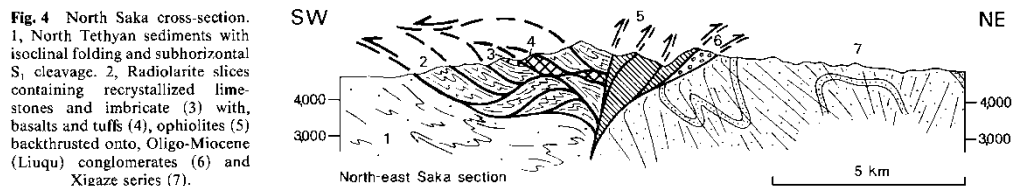
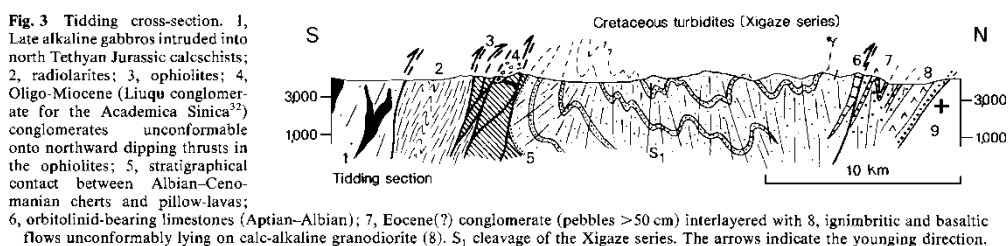
Die schmale (normalerweise < 15 km) Yalu-Tsangpo-Sutur, welche die indische und eurasische Platte in Süd Tibet trennt, wird üblicherweise entlang von Ophiolit-Decken verfolgt. Drei

Gesteinseinheiten werden der hangenden Platte der Suturzone zugesprochen. Diese sind von Norden nach Süden:

- (1) kretazische Turbidite des äusseren Beckens, die sogenannte Xigaze-Serie nach der zweitgrössten Stadt Tibets benannt,
- (2) Ophiolite und
- (3) die damit verbundenen Tiefseesedimente.

Turbidite des äusseren Beckens

Der nördliche Teil der Xigaze-Serie setzt sich aus einer >5 km mächtigen, nicht metamorphen und vulkanisch-plutonischen Turbiditsequenz zusammen, die von der frühen Kreide bis ins Maastricht (115-65 Ma) abgelagert wurde. Paläontologische Altersbestimmungen in zwischengeschichteten Kalken geben ein Alter von spät-Apt bis Alb. Spätkretazische Konglomerate mit Geröllen kalkalkalischer Plutonite und Vulkanite des Transhimalaja Batholits weisen auf das topographische Wachstum und die tiefe Erosion der präkollisionär verdickten Kruste des noch andinen Kontinentalrandes auf dem Lhasa Terran hin. Paläozäne und untere eozäne Flachwasser-Kalke, vulkanoklastische Sedimente und vulkanische Tuffe lagern stratigraphisch auf den kretazischen Turbiditen. Die marine Sedimentation endete vor ca. 50 Ma; darauf folgen kontinentale, molasseähnliche Sedimente, die in einer engen oligozänen bis miozänen Depression abgelagert wurden. Chrom-reicher detritischer Spinel mit einer Ophiolitaffinität (TiO_2 im Allgemeinen < 0.1 wt%) tritt während des Paläozäns (65 - 55 Ma) auf.

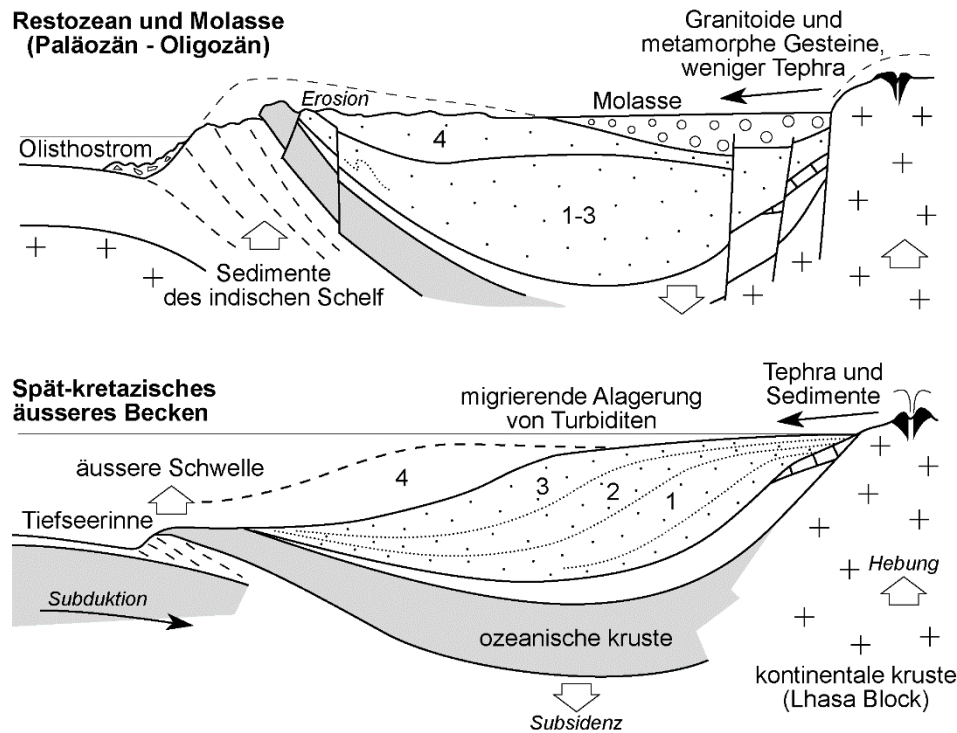


nach Burg & Chen (1984) *Nature*, 311, 219-223

Die Xigaze Sedimente stellen ein nach oben schwärmendes äusseres Becken dar, das im Norden auf dem Plutongürtel und im Süden auf den Ophioliten liegt. Sedimentation begann mit den pelagischen tuffsteinartigen Hornstein und kieselhaltigen Schlammgesteinen mit Radiolariten des Alb bis Cenoman (ca. 130- 115 Ma), die die Sedimentbedeckung von Kissenbasalten des angrenzenden Ophioliten bilden, und ging mit Hang-, Shelf- und schliesslich Delta- und Flussablagerungen ab der Spätkreide (nach ca. 75 Ma) weiter.

Diese mehrere Kilometer dicke Serie erscheint in einem grossen Ost-West verlaufenden Synklinorium. Dieses wurde nach dem frühen Känozoikum um 40 bis 65 % verkürzt mit hauptsächlich südvergenten, engen bis offenen Falten, einer steil einfallenden Schieferung und keiner Metamorphose. Diese relativ einfache und allgemeine Struktur wurde vielleicht durch die hohe Festigkeit der darunter liegenden Ophiolite verursacht. Ein zusätzlicher, undefinierter Verkürzungsbetrag war in den Überschiebungen und Rückschiebungen über und unter dem Lhasa-Terran und den Ophioliten beteiligt.

Das Becken ist zwischen Rücküberschiebungen entlang seiner Grenzen sowohl im Norden als auch im Süden eingeklemmt. Lokale Strukturen stehen im Zusammenhang mit post-oligozänen bis miozänen Rücküberschiebungen auf beiden Seiten des Synklinoriums.



Hypothetische N-S Profile durch das Xigaze äussere Becken
nach Einsele *et al.* (1994) *Sedimentary Geology* **90**, 1-32

In Ladakh finden sich ähnliche Abfolgen desselben Alters in der Dras-Formation. Dort liegen kalkalkalische Laven auf ozeanischen Basalten.

Ophiolite

Dünne Decken von Ophioliten und Tiefseesedimenten (Radiolariten) treten immer wieder über beinahe 2500 km entlang der Tsangpo-Sutur auf. Sie zeigen insgesamt eine normale Polarität. Wo sie nicht vorhanden sind, sieht man nur Rücküberschiebungen und Blattverschiebungen, örtlich markiert durch die Aufreihung von Geysiren.

Zwei ophiolitische Sequenzen mit unterschiedlichen Altern, petrographischen und geochemischen Affinitäten werden beschrieben. Die ältere stellt einen vulkanischen Inselbogen dar, die jüngere stellt den Ozeanboden der hangenden Platte des Subduktionssystems dar. Die Ophiolite wurden nach Süden über mehr als 80 km von der Sutur über die Tethys Sedimente überschoben. Klippenfragmente vertreten teilweise kretazische (ca. 125 Ma) Tiefseeberge, die im Tethys-Ozean existierten. Der verbundene Vulkanismus kann Beweis für die thermische Erosion der ozeanischen Lithosphäre im Hangenden der Subduktion sein.

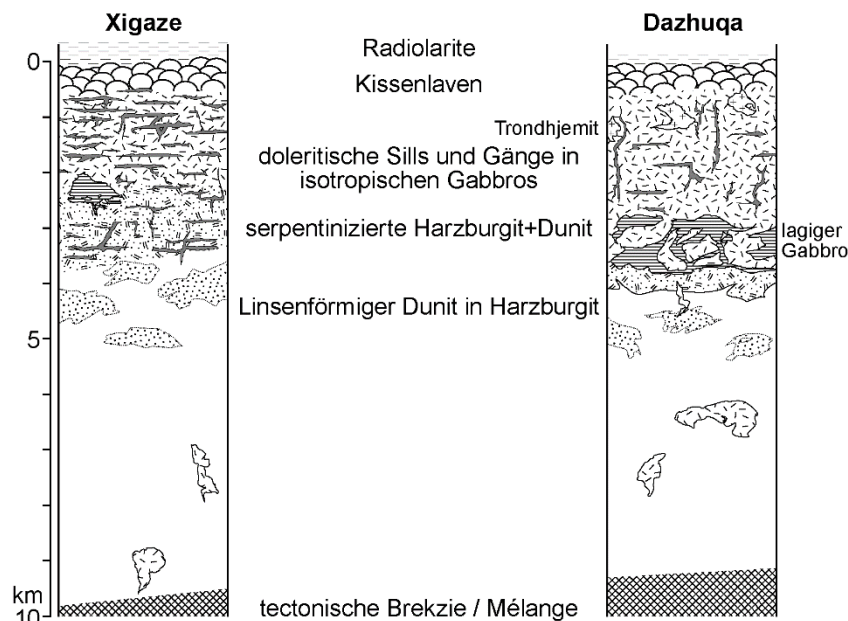
Inselbogen

Inselbogen magmatische Gesteine (boninitische Kissenlaven, Basalt, Andesit, basaltisch-andesitische Brekzien und Gänge, Dacit, Rhyolit, Diorit und Leukogranit) und vulkanoklastische Sedimente werden zwischen ca. 160 und ca. 150 Ma datiert. Sie bilden eine zersplitterte und umgekehrte Abfolge, die verschuppt mit dem Aussenbecken und den tholeiitischen Ophioliten ist. Der Inselbogen (genannt Zedong-Terran) war vom mittleren Jura bis in die frühe Kreide aktiv.

Tholeiitische Ophiolite

Die tholeiitischen Ophiolite besitzen ein Alter von ca. 130 bis ca. 120 Ma. Dies stimmt mit biostratigraphischen Daten an Radiolarien überein, die aus der sedimentären Abdeckung der

Kissenbasalte stammen. Sie stellen eine tektonisch zerbrochene, ozeanische Lithosphäre dar. Die ultramafischen Gesteine stammen aus einem MORB-typ Mantel. Sie sind meist chromithaltige Harzburgite und Lherzolite; Dunite sind selten. Die Petrologie und Geochemie weisen auf eine Herkunft eines spreizenden Rückens in einem äusseren Becken hin, mit anschliessender (boninitischer) Änderung im „Supra-Subduktions“-Mantel. Die damit verknüpften mafischen Gesteine (Laven, Doleritgänge und kumulierte Gabbros) haben auch diese zweistufige Entwicklung aufgezeichnet. Diese Argumente deuten darauf hin, dass die tholeiitischen Ophiolite wurden im Aussenbecken des magmatischen Transhimalajas gebildet. Die Spreizung des Aussenbeckens könnte ein Rückrollen des Slabs anzeigen.



Zwei repräsentative, schematische Profile der Süd-Tibet Ophiolite neu gezeichnet, nach Girardeau & Mercier 1988 *Tectonophysics* **147**(1-2) 33-58 und nach Hébert et al. 2003 *Geol. Soc. London Spec. Pub.* **218** 165-190

Metamorphe Sohle und ophiolitische Mélange

Eine nicht durchgehende Serpentinitt-„mélange“, im unteren Teil der ophiolitischen Überschiebungsschuppen, enthält Granat-Amphibolite (metamorphe Höchstbedingungen: 1.3-1.5 GPa, 750 ->900°C), welche als Elemente einer zerstückelten intra-ozeanischen Überschiebungssohle interpretiert werden. Die U-Pb-Daten auf Zirkon datieren die Protolith bei 124-125 Ma. Ar-Ar Alter von Amphibolen reichen von 70 bis 130 Ma. Die 120-130 Ma Abkühlungsalter sind geringfügig jünger oder überschneiden sich mit dem Alter des Magmas und der Sedimente des darüberliegenden Ophiolits. Diese Altersübereinstimmung und die hohen metamorphen Temperaturen stützen ein Modell, in dem die subduzierte ozeanische Kruste im Entstehen begriffen war, während der überschiebende lithosphärische Mantel noch heiss war. Kurz gesagt, eine neue Subduktionszone der Beginn nahe der ozeanischen Spreizungsachse erfolgte, wo die Ophiolite gebildet wurden.

Hauptsächlich aber bilden nieder-Temperatur Mylonite und Serpentinite den unteren Bereich der Ophiolite. Unterhalb diesen ophiolitischen Überschiebungsschuppen befindet sich eine ophiolitische Mélange. Diese besteht aus Blöcken von Sandsteinen, Hornsteinen, silikathaltigen Schiefen, Kalksteinen, Basalten, mafischen Schiefen und ultramafischen Gesteinen. Diese Mélange, die sich innerhalb einer stark deformierten Matrix aus Serpentiniten, Sandsteinen und siliziumhaltigen Schiefen befindet, wurde als Fragment eines Akkretionskeiles und der Rinne interpretiert. Ar-Ar Abkühlalter von Amphibolen aus mafischen Schiefen erzielten ein Alter von 65-60 Ma. Streckungslinien sind N-S gerichtet. Kleine nach Süden vergente Falten und asymmetrische Boudinage Strukturen zeigen einen Schersinn Top (Oberseite) nach Süden an.

Tiefseesedimente

Turbidite, Radiolarite und lokal Basalte stammen aus der späten Trias bis zum Senon und bilden eine Schuppenzone. Nach Süden gerichtete Falten verformen die frühe, sich in Nord-Süd Streckungslination, die mit Zungenfalten assoziiert ist. Diese Strukturen weisen auf den Transport von Norden nach Süden während der grünschieferfaziellen Metamorphose hin. Diese Tiefseesedimente stellen das Material dar, das von der abtauchenden Platte abgerieben und während der späten Frühkreide in den Subduktionskomplex miteinbezogen wurde.

Der indische Kontinentalrand

Drei strukturelle und lithologische Hauptzonen stellen unterschiedliche proximale bis distale Teile des alten passiven Kontinentalrands Nordindiens dar. Von Norden nach Süden sind dies:

- der Tethys Himalaja,
- der hohe Himalaja,
- der niedere Himalaja und der indische Kontinent.

Tethys Himalaja

Gewöhnlich bilden nicht und niedrig-gradig metamorphe Sedimente, die sich heute direkt südlich der Tsangpo-Sutur befinden, das ehemalige äussere Ende der indischen Platte. Verschiedene sedimentäre Einheiten werden unterschieden.

Schutfächer

Der Ophiolit und die Radiolarite sind auf eine allochthone Turbidit-Abfolge überschoben, die spät-triassische bis liassische oder vielleicht sogar kretazische (?) marine Fossilien enthält.

Liegende, sub-isoklinale F_1 Grossfalten haben vielerorts die stratigraphische Abfolge umgekehrt. Südwest-vergente, mesoskopische und nicht-zylindrische F_1 Falten streichen von $N030^\circ$ bis $N180^\circ$ und enthalten eine S_1 Schieferung. Diese entstand bei schwacher Metamorphose. Quarzfasern und die Längsachsen von Druckschatten sind parallel zur $N340^\circ$ bis $N030^\circ$ streichenden Streckungslination, was mit der Transportrichtung gleichgesetzt werden kann. Meterdicke Zertrümmerungszonen, die sich unter nicht-metamorph oder mit nur sehr schwacher Metamorphose entstanden wurden, grenzen die Überschiebungen an der Basis dieser Turbidite, der Ophiolite, und ihrer metamorphen Sohle ab. Sie schneiden die F_1 Strukturen ab

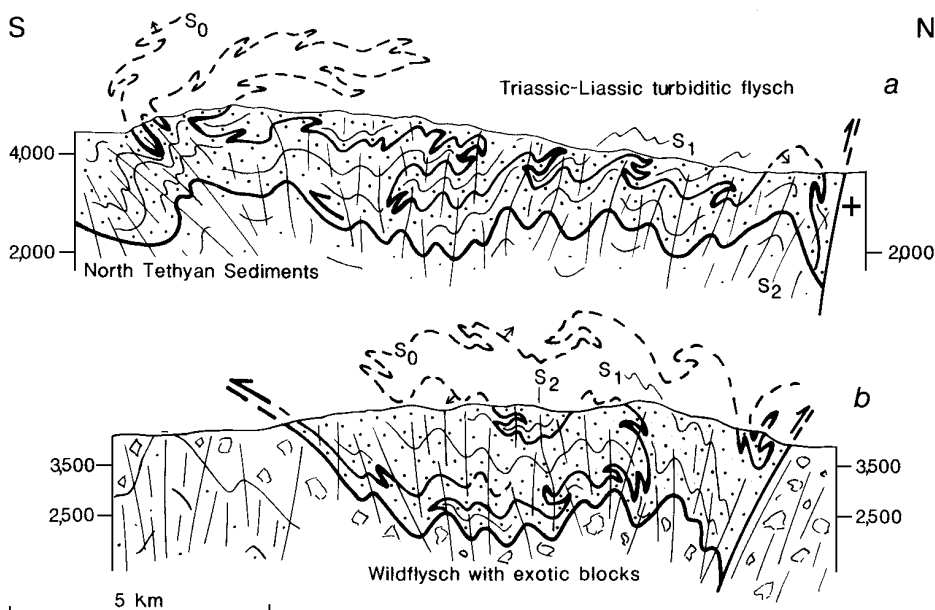


Fig. 5 Two detailed cross-sections in the Triassic-Liassic turbidite flysch. They show polyphase deformation with S_1 cleavage and S_2 crenulation cleavage. Bedding S_0 - S_1 relationships and younging directions (arrow) give evidence for several kilometres inverted series. Thickening of F_1 hinges is voluntary exaggerated. Lower Cretaceous calcschists underlie the wildflysch.

nach Burg & Chen (1984)
Nature, **311**, 219-223

Sowohl die Überschiebungsflächen, als auch die F_1 Falten sind um die F_2 Strukturen auf mehrere Arten gefaltet. Die aufrechten Chevron-Falten entstehen gemeinsam mit subisoklinalen Falten, die runde Scharniere haben, und nach Süden überkippt sind. Die F_2 Achsen sind parallel zur $N060^\circ$ - 120°

streichenden Krenulationslineation. Die F_2 Faltung nimmt nach Norden zu. Lokale $N060^\circ$ bis $N120^\circ$ streichende Knickbänder mit unterschiedlichem Achsenebenen-Streichen können mit einem F_3 Ereignis in Zusammenhang gebracht werden. Dies könnte gleichzeitig mit der post F_2 Bewegung an den Basis-Überschiebungen stattgefunden haben.

Die spätriassischen bis spätmesozoischen Turbidite werden dem Kontinentalrand-Schuttfächer Indiens zugeschrieben, der während südgerichteter Scherung und Transport im unteren Paläozän stark verformt wurde. Die Studie von klastischen Zirkonen schlägt vor, dass einige Abfolgen der oberen Trias aus dem Lhasa-Terran stammen könnten, und demzufolge eher den nördlichen Rand des Tethys Ozeans darstellen.

Olistostrom

Ein Olistostrom Flysch mit einer schwarzen tonigen Matrix liegt zum Teil transgressiv auf den Turbiditen mit liegenden Falten. Die ältesten exotischen Blöcke sind späpermische Kalke, die vom Indischen Kontinentalrand oder von ozeanischen Plateaus kommen. Die jüngsten Blöcke, welche offenbar vor ihrer Wiederablagerung gefaltet wurden, sind *Globotruncana*-Kalke des Maastricht bis Unterpaläozän. Die jüngsten Fossilien, die man sowohl in den Blöcken als auch in der zum Teil geschichteten Matrix findet, sind aus dem Spätpaläozän. Das wird auch als das Alter dieses Olistostroms angenommen. Die unterschiedlichen Lithologien in den Blöcken deuten auf ganz bestimmte paläogeographische Milieus hin, wie den distalen Kontinentalrand Indiens, pelagische Horste und ozeanische unterseeische Berge (entsprechen diese vielleicht denen des Omans?).

Diese Formation ist zusammen mit den Turbiditen verfault und bildet Ost-West-streichende, aufrechte bis süd-vergente Falten mit einem nicht-metamorphen Schieferungsfächer parallel zur Gesamtschichtenebene. Die Faltung kann mit den F_2 Falten mit der Krenulationsschieferung (Runzelschieferung in den Schuttfächer-Turbiditen korreliert werden.

Tethys-Himalaja

Die fossilienführende kambrische bis eozäne sedimentäre Abfolge, die ein Kontinental-Schelf-Milieu auf dem Indischen Kontinentalrand (klastische Gesteinsschichten, Karbonate und Tone) anzeigt, ging nach Norden in eine Tiefwasser-Fazies (distale Schelf- und Kontinentalhang-Pelite und Turbidite) über. Die sich nach Süden fortpflanzende Überschiebungen und Faltung haben begonnen, als der indische Kontinent anfang, sich nordwärts unter die eurasische Platte zu subduzieren. Eine grosse Überschiebung trennt die nördliche und südliche Tethys-Abfolge und teilt sie so in zwei Untereinheiten.

Nord-Tethys Sedimente

Die Nord-Tethys Sedimente zeigen einen nach unten zunehmenden Metamorphose-Grad von regional sehr geringer Metamorphose bis zu Stauolith-Disthen-Schiefern an einigen Stellen. In der strukturellen Abfolge liegen ordovizische Ortho-Gneise zuunterst, darüber Metamorphite und rekristallisierte Kalke permischen Alters. Über diesen folgen mesozoische Gesteine, eine dicke monotone Kalkturbidit-Serie von bis zu maastrichtianischen Alter, die eine mehrphasige Deformation erfuhr. Die spät-kretazische, pelagische Sedimentation scheint von Osten nach Westen zu verschwinden. Undatierte basische Gänge und *Sills* (Lagergänge) legen ein kontinentales Rifting nahe.

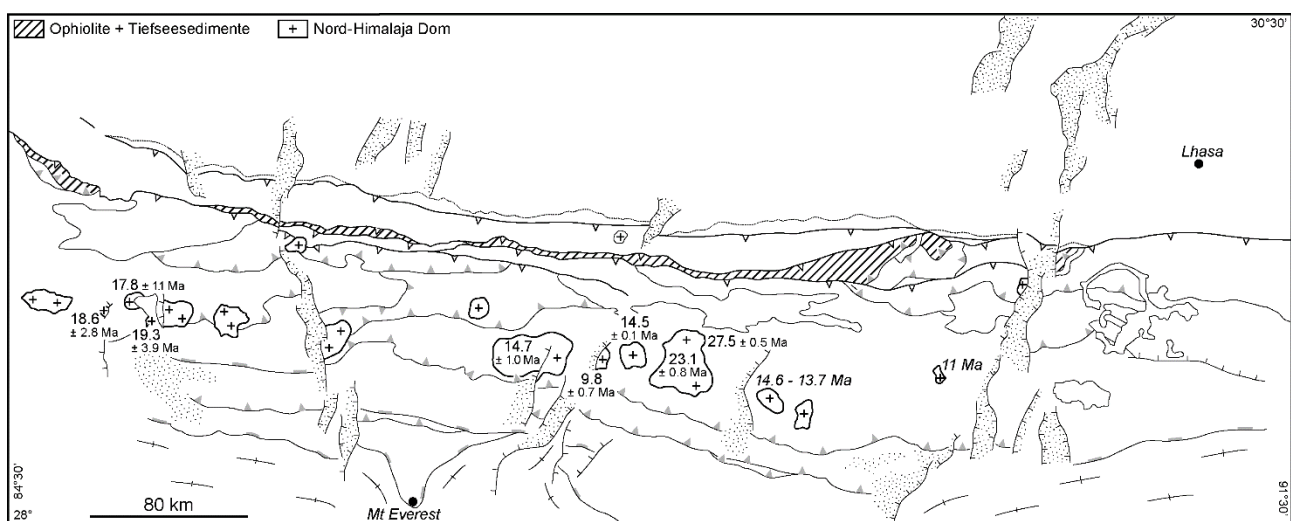
Das erste grössere tektonische Ereignis führte zu grossen, nach Südwesten überkippten Falten und einer gut entwickelten F_1 Schieferung mit einer 350° bis 040° streichenden Streckungslineation. Die Gesamtverformung nimmt nach Norden in Richtung Yalu-Tsangpo-Sutur und nach oben bis unter die Ophiolitischen Decken zu. Wildflysch mit exotischen Blöcken liegt diskordant über dieser Verformung. Wenn die Maastricht bis Paläozän Datierung des Wildflyschs korrekt ist, haben die Hauptüberschiebungen also von der Oberkreide bis ins Paläozän stattgefunden.

Die strukturell tieferen metamorphen Gesteine zeigen vergleichbare mehrphasige Deformation mit einer unerwarteten Zunahme der Gefügeintensität nach unten, gleichzeitig mit einer mittel-Druck Metamorphose. Ein Problem entsteht durch die radiometrische Datierung von Glimmern auf ein Alter von 13 Ma mit der Argon/Argon Methode, was nicht übereinstimmt mit dem Alter der F_1 Strukturen,

wie oben beschrieben. Sowohl die Deformation als auch die Metamorphose können auf eine duktile Überschiebungszone bezogen werden, deren Deformationsfront den oberen Teil des Stapels nicht erreicht und so nur zu einer Überschiebung führt, und an manchen Stellen im Süden zu einer Schuppenzone zwischen den südlichen und nördlichen Tethys-Sedimenten. Die Überlagerung zweier Abfolgen mit vergleichbarem Gefüge, aber unterschiedlichem Alter, ist eines der auffälligsten Merkmale der nördlichen Untereinheit. Dies ist eine Folge der Heterogenität der Scherverformung während der Überschiebung, welche nur Gebiete in der Nähe der Überschiebungsfläche betrifft, die Abfolge in grösserer Entfernung aber erhält.

Nord-Himalaja Dome

Eine lange Antiform befindet sich 50 km südlich und parallel zur Sutur. Entlang dieser Antiform erstreckt sich ein Band von Domen mit proterozoischen (ca. 1800 Ma) Gneisen und wenigen 46-30 Ma alten Granitoiden und spät-miozänen (19-7 Ma) Zweiglimmer-Graniten (gemeinsam Nord-Himalaja-Gürtel genannt).



Zeitalter in den granitischen und metamorphen Nord-Himalaja Domen (Kursivschrift = Ar-Ar Alter)

Die Gneise und Granitoide haben Anzeichen für zunehmenden metamorphen Druck und Temperatur (bis zu 0.7-0.8 GPa für ca 650° C) vor 45-35 Ma und ein hinausgezögertes Schmelzen der indischen mittleren Kruste bis zur Intrusion der späten miozänen (ca. 15 Ma) Zweiglimmer-Granite. Diese Dome schliessen mittel-krustale Gesteine auf. Sie wurden während der Himalaja Orogenese deformiert, metamorphisiert und aufgeschmolzen. Die Entstehung dieser Gesteine ist auf Überschiebung und nachfolgende Extension oder Diapirismus oder eine Kombination all dieser Mechanismen zurückzuführen.

Süd-Tethys Sedimente

Die Süd-Tethys Sedimente sind kambrischen bis miozänen Alters ohne bedeutende Diskordanzen und entsprechen den 10 km dicken Plattformsedimenten weiter westlich in Ladakh. Die Sedimente bestehen bis zum frühen Perm aus gemischten Klastika und hauptsächlich aus Schelfkarbonaten ab dem späten Perm bis ins frühe Eozän. Sie sind das Ergebnis nahezu durchgehender Flachwasser-Sedimentation auf dem stabilen Indischen Schelf. Detaillierter betrachtet ist der Schelf eine Zusammensetzung von zwei überlagerten Rift-zu-Passivrand Abfolgen: die erste Abfolge besteht aus früh-paläozoischen bis karbonischen Ablagerungen, die im Paläotethys Ozean bis zum Auseinanderbrechen von Pangäa angesammelt wurden und die zweite besteht aus permisch bis kretazischen Ablagerungen des südlichen passiven Randes des Tethys Ozeans.

Im Gegensatz zu den Nord-Tethys Tiefseesedimenten sind die Süd-Tethys Sedimente nicht metamorph und haben nur eine Faltungsphase erlebt mit Ost-West streichenden Koffer- und Chevron-

Falten, die über mehrere Zehner Kilometer entlang ihrer Achsenebenen-Spur weiterverfolgt werden können. Die Intensität der Verkürzung nimmt nach Süden ab und eine Verwerfung trennt die Süd-Tethys Sedimente von den metamorphen Schiefen des Hohen Himalajas.

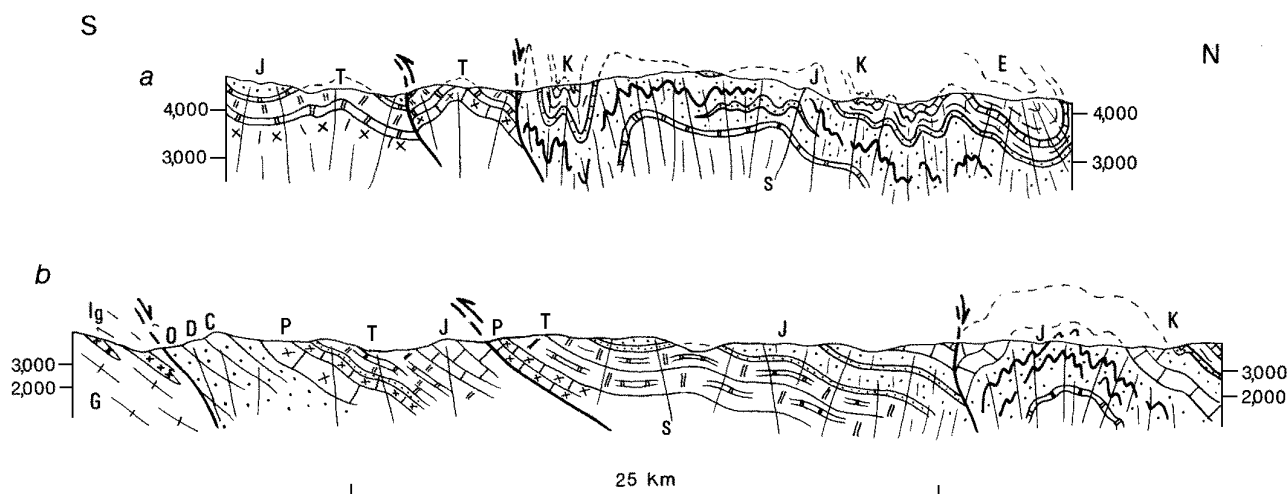


Fig. 6 Two examples of section across the south Tethyan sediments: G, gneisses of the Main Central Crystalline Sheet intruded by Ig, Miocene leucogranites; O, Ordovician; D, Devonian; C, Carboniferous; P, Permian reef limestones; T, Triassic; J, Jurassic limestones, shales and sandstones; K, Cretaceous calcschists and limestones; E, Eocene nummulite-bearing limestones; S, weak spaced cleavage.

nach Burg & Chen (1984) *Nature*, **311**, 219-223

Beachten Sie, dass es keine prä-alpine tektonische Episode gab und die jüngsten (Priabonium, 38-34 Ma) marinen Sedimente ca. 10 Ma jünger als die Kollision sind, wenn die Kollision im frühen Eozän stattgefunden hat.

Der indische Kontinent

Die Konvergenz zwischen Indien und Eurasien dauert nach ihrem ersten Kontakt bis heute an (mit ungefähr 5 cm/a). Einige hundert Kilometer Verkürzung, vielleicht bis zu 1500 km, fand seit dem Paläozän zwischen dem Tethys-Himalaja und dem indischen Kraton statt. Grossräumige geschuppte Überschiebungsstapel, mit einer Fortpflanzung der Verkürzung zum Vorland hin, haben einen Grossteil dieser intrakontinentalen Verkürzung aufgenommen. Der daraus resultierende Himalaja ist der Falten- und Überschiebungsgürtel innerhalb des indischen Kontinents. Er besteht aus drei, durch Überschiebungen begrenzte, litho-tektonischen Einheiten, die sich alle entlang des gesamten Gürtels erstrecken. Von oben nach unten sind dies:

- Der hohe Himalaja, ist ein nach Süden verdrängter Keil bestehend aus hochgradig metamorphen Gneisen, die von unterschiedlich stark deformierten miozänen Leukograniten intrudiert sind. Der hohe Himalaja wird durch eine Abschiebung entlang der Oberseite und der grössten Überschiebung des Himalajas innerhalb der indischen Platte an der Unterseite begrenzt (die *Main Central Thrust* = MCT). Die MCT hat bis zu 250 km an Überschiebungsbewegung aufgenommen.
- Der niedere Himalaja besteht grösstenteils aus präkambrischen bis mesozoischen niedriggradigen Metasedimenten. Seine untere Grenze ist eine andere wichtige, nach Norden einfallende Überschiebung innerhalb der Platte, die noch immer aktiv ist: Die *Main Boundary Thrust* (MBT).
- Das indische Vorland (der sogenannte Sub-Himalaja) und das angrenzende Ganges-Vorland.

Seismische Studien und die Rate, mit der das Vorlandbecken nach Süden fortschreitet, zeigen an, dass aktuell 10 bis 25 mm/a Verkürzung innerhalb des Himalajas aufgenommen wird. Die topographische Himalajafont, d.h. die Zone, in der sich die durchschnittliche Höhe verhältnismässig stark von ungefähr 2000 auf ca. 5000 m ändert, definiert einen Kleinkreis auf einer Kugel und stimmt nahezu mit der MCT überein. Dieses Auftreten schlägt eine genetische Beziehung zwischen dem

Kreis, der Verschiebung des indischen Subkontinents unter die Himalajablöcke und der Entwicklung des hohen Himalajas nördlich der MCT vor.

Hoher Himalaja

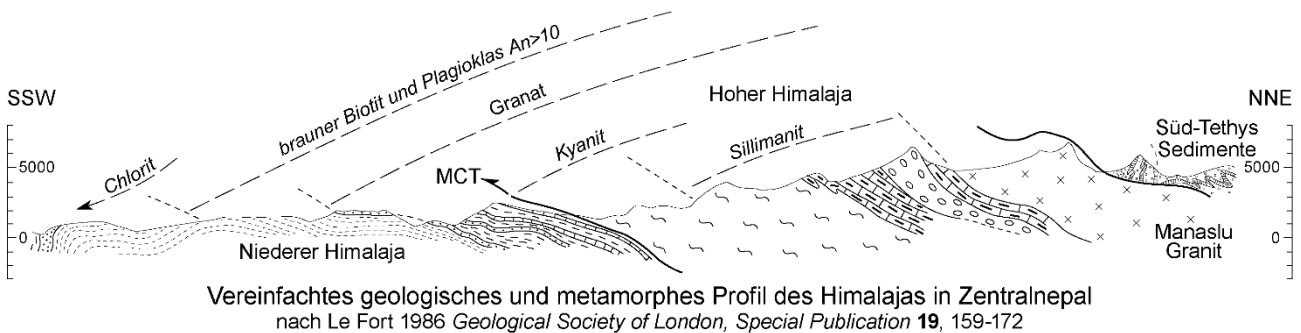
Der Himalaja besteht aus einem nach Norden einfallenden Überschiebungsstapel tektonostratigraphischer Einheiten, deren isotopische Daten sich als spätproterozoische bis früh-paläozoische Gneise, Migmatiten und Schiefer der oberen kontinentalen Kruste Indiens qualifizieren. Tethysche Mesozoische marine Sedimente, die alle ursprünglich dem nördlichen Rand Indiens angehörten, liegen auf den Gneisen und Schiefen. der im Norden von

Abschiebungen parallel zum Orogen

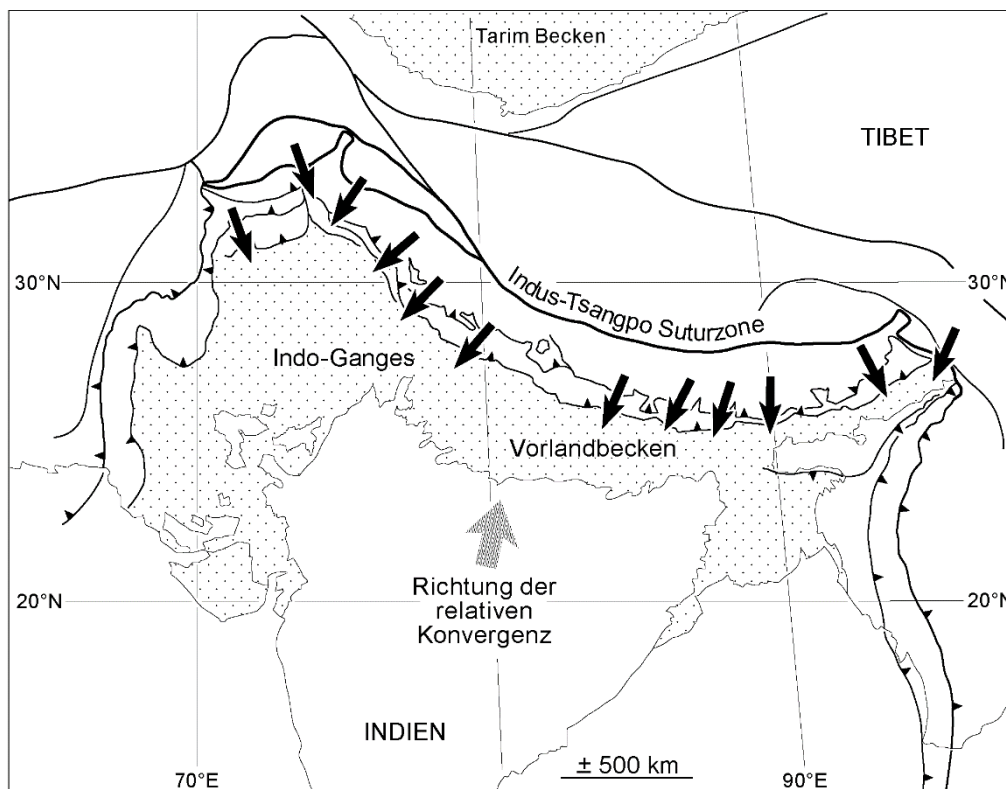
Die Verwerfung, die die wenig bis nicht metamorphen Tethys-Sedimente des Hangenden von den metamorphen Schiefen, Gneisen und den miozänen Leukograniten des Liegenden Hohen Himalajas trennt, ist eine nordwärts einfallende Abschiebungszone: das so genannte *South-Tibet Detachment* (STD). Diese Abschiebung ist verantwortlich für die Scherung der Leukogranite nach Norden und die Auflagerung von nicht-metamorphen Sedimenten auf Stauolith-Granat-Schiefer. Gegen Osten trennen steile, spröde Abschiebungen jurassische Schiefer von Gneisen, was auf eine vertikale Bewegung des Nordens um mehrere km nach unten hindeutet. Die duktile Abschiebung wird zwischen 24 und 11 Ma datiert, Die Abschiebungsdeformation ist Miozänen bis möglicherweise Pliozänen Alters. Abschiebungsdeformation fand gleichzeitig, zumindest für einen Teil ihrer Geschichte, mit der strukturell tieferen südwärts gerichteten Überschiebung auf die MCT statt.

Gneise und invertierte Metamorphose

Gesteine des indischen Kratons und seiner präpaläozoischen Sedimentbedeckung wurden von hochgradiger regionaler Metamorphose und leukogranitischen Intrusionen, während der Bildung der 2 bis 10 km dicken Gneisdecke, überprägt. Gneise und Migmatite weisen Spuren mehrfacher Verformung und Rekristallisation auf, die auf die südwärts gerichtete Scherung des Himalajas zurückzuführen sind.



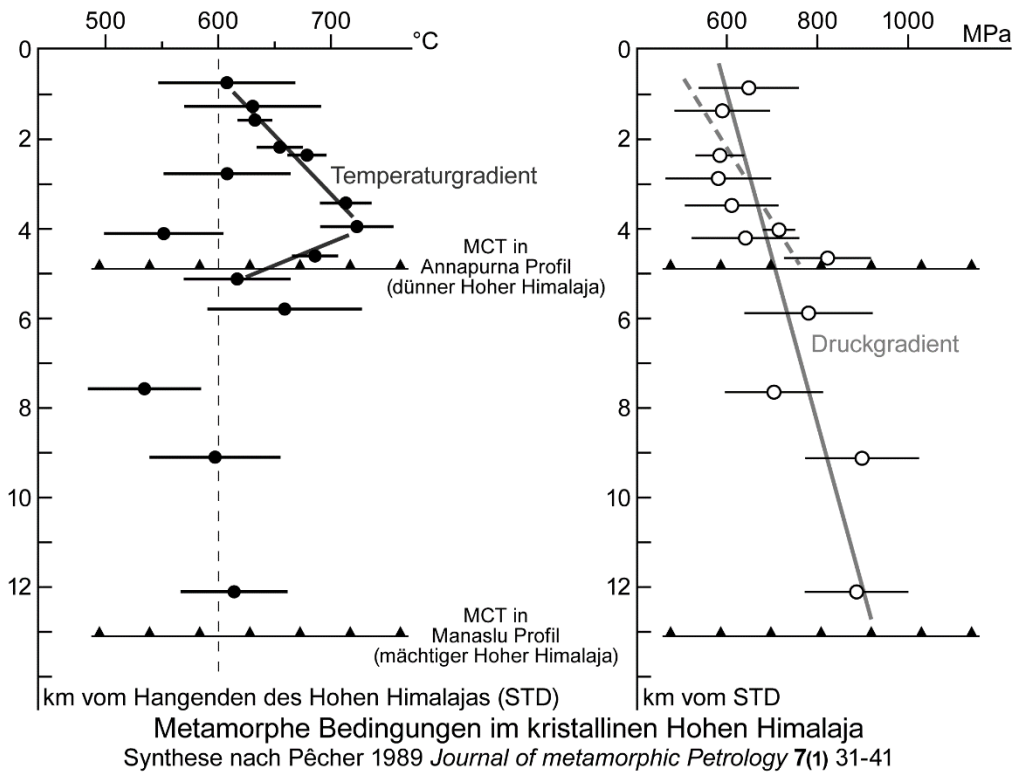
Die vorherrschenden Gefüge werden durch Amphibolit-Fazies-Zusammensetzungen bestimmt. Die Streckungs- und Minerallineationen verlaufen ungefähr senkrecht zur Überschiebungsspur, entlang des gesamten Gürtels und parallel zur Scherungsrichtung, die durch zahlreiche und verschiedene kinematische Indikatoren definiert ist. Dieses Gefüge beweist die Transportrichtung der Überschiebungsdecke. Das radiale Muster deutet hingegen darauf hin, dass die lokale Bewegung nicht mit der durchschnittlichen Plattenkonvergenz übereinstimmt.



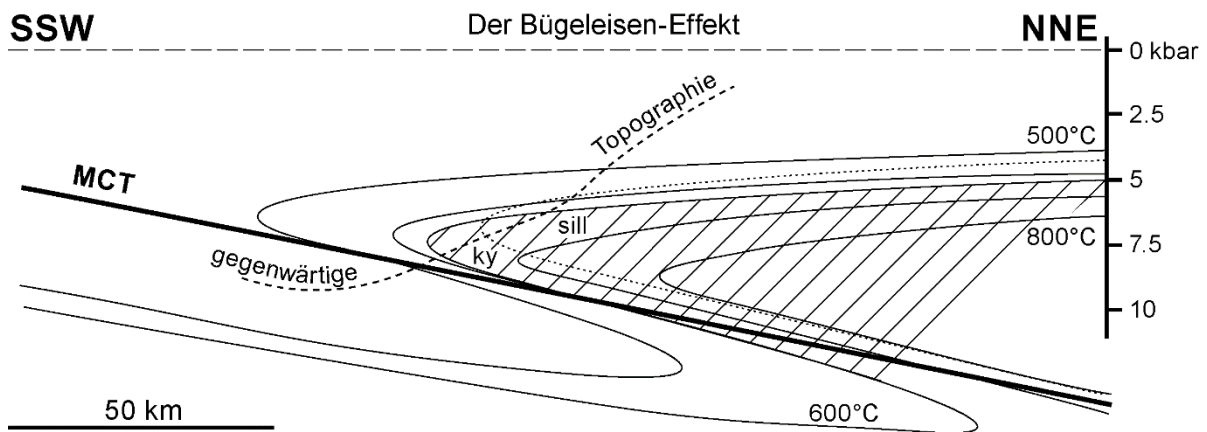
Verteilung der Schersinne im Himalaja-Gürtel im Vergleich zur Plattenkonvergenz vereinfacht nach Brunel M. (1986) *Tectonics*, 5, 247-265

Diese 2 bis 10 km dicke Überschiebungsdecke kommt aus einem tiefen Krustenabschnitt. Ihr unterer Teil besteht aus Biotit-Granat-Kyanit-Glimmerschiefern, während sich der mittlere und obere Teil aus Sillimanit/Kyanit, K-Feldspat Gesteinen und Sillimanit-Cordierit-Granat-Metapeliten zusammensetzt. Die mehrphasige, metamorphe Geschichte deutet auf drei Stadien hin:

- 1) Der älteste Beleg für Metamorphose stammt aus Lu/Hf Granatzeitaltern (ca. 55 Ma) und ca. 45 Ma altern von Zirkonen. Das Alter der Zirkone in stark umgewandelte Eklogite (670°C; > 1.5 GPa) im oberen Bereich des Gneisstapels sind bei 23-16 Ma datiert, was seltsam erscheint im Zusammenhang mit dem Alter des umgebenden Gneises, der unter Barrow-Bedingungen (550-680°C bei 0.8-1.4 GPa vor ca. 45-35 Ma, wird aber nach Osten jünger) umkristallisiert wurde. Diese metamorphe Phase fand während der Erdverlegung der indischen Kruste nach der Kontinentalkollision statt.
- 2) Frühe Exhumation fand bei höherer Temperatur (650-800°C) und Niedererdruck (0.4-0.7 GPa) während des Miozäns (30-18 Ma) statt. Dies ist das dominierende metamorphe Ereignis, welches die meisten Beweise der früheren Hochdruck-Ereignisse auslöschte.
- 3) Weitere Exhumation ereignete sich später im Miozän (20-15 Ma Alter von Sillimanit-Gneisen) bei niedrigerer Temperatur (500-700°C) und niedrigerem Druck (0.2-0.4 GPa).



Die metamorphe Struktur ist für das Konzept wichtig. Der Gneisstapel über der MCT zeigt metamorphe Temperaturen von ca. 550°C in der Nähe der MCT bis zu 700°C 5 km drüber, in den darüberliegenden Migmatiten. Die entsprechenden Druckbedingungen nach oben hin abnehmen. Das Liegende des Gneisstapels hingegen zeigt eine kontinuierliche Abnahme des metamorphen Grades und der Temperatur nach unten: Die Sillimanit- Migmatite und Gneise treten oberhalb einer engen Zone von Kyanit-Schiefen auf, die wiederum sukzessive über Staurolith, Granat, Biotit und niedriger metamorphen Zonen liegen.



Die Überschiebung eines Körpers heisser Gesteine, mehrere Zehner Kilometer dick, auf kältere Gesteine, erhitzt die letzteren während es die ersteren langsam abkühlt. Die Isothermen in diesem Querschnitt eines Bügeleisen-Modells erhalten eine typische Z-Form für ca. 30 Ma.
 Schraffierte Gebiete entsprechen Gesteinen, die heiss genug sind, um zu schmelzen.
 nach: Le Fort (1975) *Am. J. Sci.* 275-A, 1-44.

Drei Klassen von Modellen werden in Betracht gezogen um diese umgekehrte metamorphe Zonierung zu erklären:

- Post-metamorphe Inversion der Isograden: Späte Überschiebung oder liegende Falten, die die älteren Isograden verformten und eine offensichtliche thermische Umkehrung produzierten.
- Syn-metamorphe Inversion der Isograden: Diese umgekehrte Zonierung steht im Zusammenhang mit grossen, zum Vorland hin gerichteten Überschiebungen, die einen

heissen Stapel metamorpher Einheiten (Gesteine, die Temperaturen $> 650^{\circ}\text{C}$ unterlagen) auf niedrig-metamorphe Sedimente brachten, die selbst nie solche Temperaturen erreichten.

- Syn-metamorphe Inversion der Isothermen: MCT-verbundene viskose Erwärmung, die eine umgekehrte thermische Struktur produzierte.

Die letzten zwei Prozesse lassen vermuten, dass die nach unten geleitete Aufheizung des darunter liegenden niederen Himalajas mit der Abkühlung des Hangenden des hohen Himalajas verbunden ist. In diesem Fall entwickelten sich, während der Bewegung auf der MCT umgekehrte Geothermen (der sog. "Bügeleisen-Effekt"). Datierungen der metamorphen Geschichte, die einem klassischen Druck-Temperatur-Zeit Pfad im Uhrzeigersinn folgt, zeigen, dass die Überschiebungen die Abfolge schnell genug exhumierte, um den umgekehrten metamorphen Gradienten zu bewahren. Synmetamorphe Scherung erfolgte vor 20-25 Ma. Die Versenkung des Liegenden hörte vor ca. 10 Ma auf, obwohl spätere Reaktivierungen bis ins späte Miozän (5-8 Ma) andauerten.

Leukogranite

Das Schmelzen der kontinentalen Kruste generierte einen 25 bis 12 Ma alten Plutonismus, der Turmalin-Muskovit-Granat Leukogranite produzierte. Diese Leukogranite gehören einem Gürtel von kleinen Plutonen, Intrusivmassen und Gängen in den obersten Lagen des Hohen Himalajas an. Ihr Schergefüge liefert Beweise für Abschiebungen im oberen Rand des Hohen Himalajas. Rest- und/oder peritektische Andalusit-, sowie Sillimanit- und Biotit-Einschlüsse in Cordierit zeigen, dass Schmelzen der kontinentalen Kruste durch Dehydratisierungsschmelzen von Biotit bei $T = 660\text{-}700^{\circ}\text{C}$ unter Niederdruck-Bedingungen ($P < \text{etwa } 0.4 \text{ GPa}$) entstanden. Mineralalter von 18 Ma bis 15 Ma lassen auf eine Hebung und Freilegung von 0.7 bis 0.8 mm / Jahr schliessen.

Main Central Thrust

Der amphibolitfazielle Gneis des Hohen Himalaja wurde auf eine Abfolge von schwächer-metamorphen (Grünschiefer) metasedimentären, metavulkanischen und metagranitoiden Gesteinen mit miozänen Metasedimenten entlang der MCT überschoben. Diese nach Norden einfallende krustale Überschiebung ist eine mächtige, duktile Überschiebungszone. Sie war mit Unterbrechungen zwischen 22 und 5 Ma aktiv und akkumulierte einen Überschiebungsbetrag von mindestens 140 km, möglicherweise sogar bis zu 300-600 km. Trotz der grossen Ungewissheit, ist das eigentliche Himalaja-Orogen durch intraplatten, kontinentale Subduktion von Süd-Indien entlang dieses Kontakts charakterisiert.

Ein Exhumationsproblem

Die Gleichzeitigkeit der STD und der MCT hatte die südwärts gerichtete Bewegung der dazwischenliegenden Gneise zur Folge. Verschiedene kinematische und mechanische Modelle haben versucht diesen gebirgsbildenden Prozess zu erklären.

Schwerkraft-getriebene Extrusion

Frühe Modelle zeigten eine keilförmige Gneissequenz des Hohen Himalajas mit einer Verbindung der STD und der MCT in der Tiefe. Zwei Interpretationen stellen die zum Vorland gerichtete Extrusion dieses Gneiskeils dar.

- Analoge Modellierungen kontinentaler Subduktion legen eine Schwerkraft-getriebene, aufwärts gerichtete Extrusion eines kontinentalen Keils nahe, der in Tiefen subduziert wurde, wo sein Auftrieb die Festigkeit der Kruste übersteigt. Dies resultiert in einer nach oben (zum Vorland hin) gerichteten Bewegung des Keils an einer neuen, krustenmassstäblichen Überschiebung (MCT), während der obere Rand des Keils Abschiebungsbewegungen (STD) erfährt.
- Mechanische Modellierungen schreiben die Extrusion dem gravitativen Kollaps zu, als Reaktion auf den extremen topographischen Gradienten entlang des Himalaja-Südlands im Miozän. Diese Extension würde nur die obere Kruste beeinflussen.

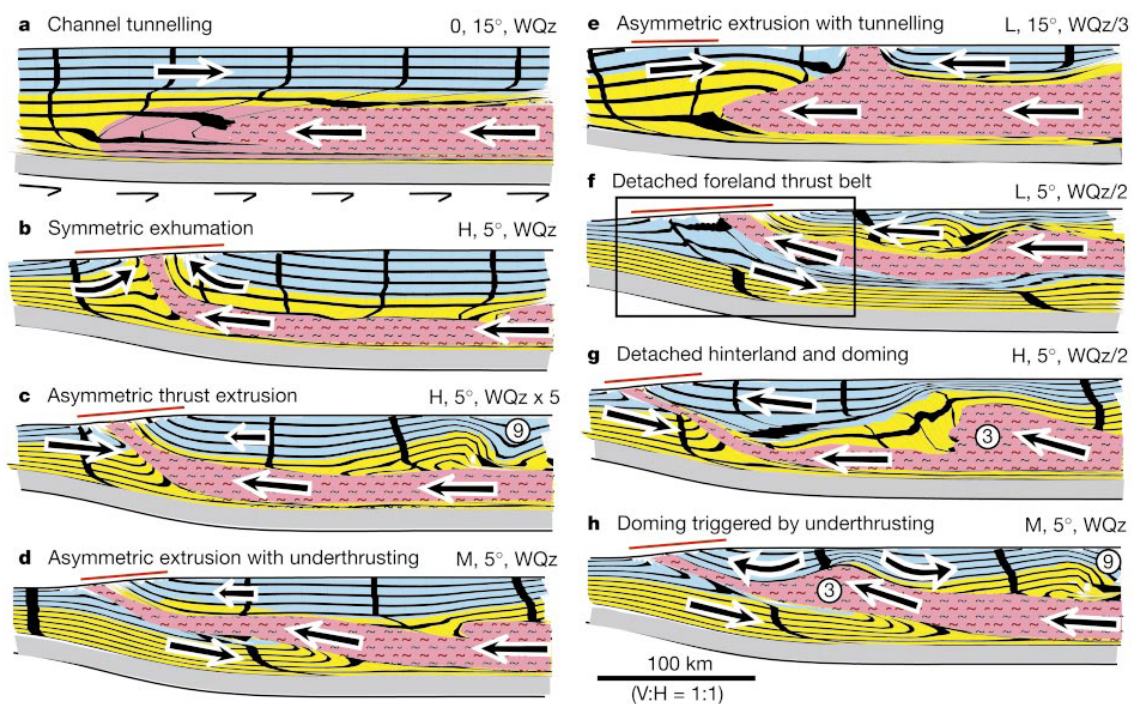


Figure 3 Model channel flow modes and exhumation/extrusion styles. Properties as for model 2 except for upper-crust rheology (blue; $\phi = 5^\circ$ or 15° ; WQz, wet quartzite flow law¹⁴, effective viscosity scaled as shown) and erosion rate, which ranges from 0 to low (L, $<0.4 \text{ cm yr}^{-1}$), moderate (M, $0.4\text{--}1.4 \text{ cm yr}^{-1}$), or high (H, $>1.4 \text{ cm yr}^{-1}$) where surface slope is maximum for the time step shown. **a**, Channel tunnelling, no denudation^{12,13}; **b**, symmetric exhumation (models 1, 2); **c**, asymmetric thrust extrusion; **d**, asymmetric extrusion with underthrusting; **e**, asymmetric extrusion with tunnelling; abandoned

extrusion zone translated into plateau; **f**, detached foreland fold-thrust belt; box outlines region similar to that shown in Fig. 4; **g**, detached hinterland followed by doming and extension; **h**, dome triggered by underthrusting. Colours as for Fig. 1; red line above model surface indicates denudation front; pink indicates melt-weakened channel flow zone (strongly deformed grid removed for clarity); arrows show flow direction; (3) indicates structures resembling north Himalayan gneiss domes¹⁹; (9) indicates suture.

740

© 2001 Macmillan Magazines Ltd

NATURE | VOL 414 | 13 DECEMBER 2001 | www.nature.com

Niederer Himalaja

Der niedere (oder *lower, lesser*) Himalaja ist im Norden durch die MCT und im Süden durch die MBT (Main Boundary Thrust) begrenzt. Die immer noch aktive MBT wurde im späten Miozän initiiert, als sich die Überschiebungsfrent nach Süden in die Vorlandregion fortpflanzte. Herdflächenlösungen grenzen eine einfache, planare Zone in ungefähr 10 bis 20 km Tiefe mit einem scheinbaren Einfallen von 15°N ein.

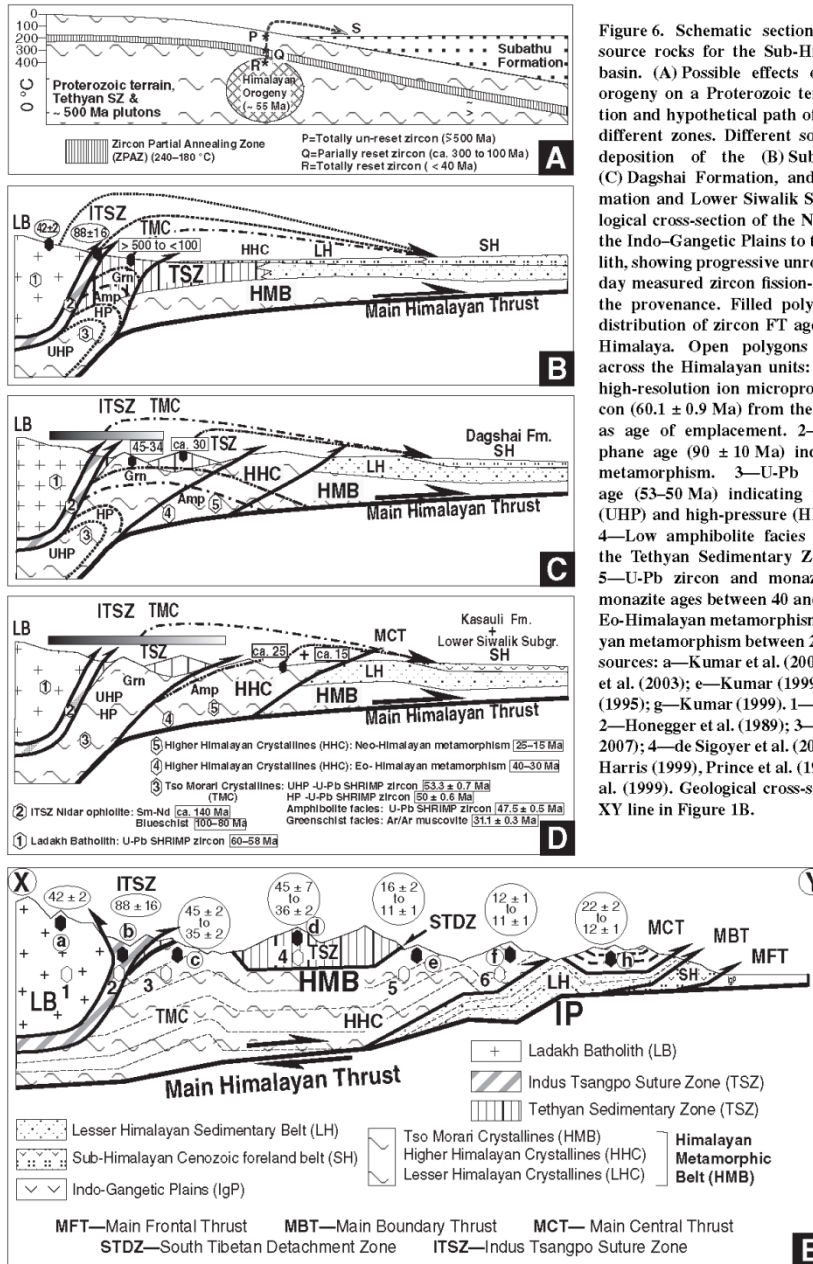
Der niedere Himalaja besteht aus einem niedrig-metamorphen, 20 km dicken verschuppten Überschiebungsstapel aus mittel-proterozoischen bis känozoischen Sedimenten, die ursprünglich auf der indischen kontinentalen Kruste abgelagert worden waren. Es handelt sich um früh-paläozoische Abfolgen mit kambrischen, stromatolitischen Dolomiten, die die epikontinentale marine Transgression auf alte Gneise (1.5 - 2.2 Ga) und Granitoide (500 Ma, jetzt Orthogneise) aufzeigen. Die Metasedimente sind noch weniger metamorph und die Lithologie ist dem Hohen Himalaja ähnlich, jedoch ohne känozoische magmatische Aktivität. Ein Grossteil der phanerozoischen Schelfabfolgen (Ton-, Sand- und Kalkstein) ist vom Gondwana-Typus, der aber nicht mit den Sedimenten des Tethys-Himalajas korreliert. Thermochronologische Studien deuten darauf hin, dass vor 13 Ma der Grossteil des Niederen Himalajas entweder von einem Paläo-Vorlandbecken oder von Decken, die mit der MCT im Zusammenhang stehen, bedeckt war. Spät-oligozäne bis früh-miozäne fluviale Formationen zeichnen das Auftauchen des Himalaja Gebirges auf. Die meisten Überschiebungen entwickelten sich während der letzten 15-10 Ma.

Indisches Vorland

Die tektonische Belastung des Nordrandes des indischen Subkontinentes erzeugte während des Wachstums des Himalajas das grosse Indo-Ganges Flexur-Becken, das sich entlang der gesamten südlichen Seite des Gebirges erstreckt. In den ~ 10 km-mächtigen, meistens nicht-marinen fluviatilen und klastischen Sedimenten dieses Beckens sind die Abtragungsaufzeichnungen der vertrauten

Wechselwirkung zwischen Tektonik und Erosion der Indien-Asien Kollision und der folgenden Entwicklung des Himalajas konserviert.

Jain et al.



528

Geological Society of America Bulletin, March/April 2009

Die Entwicklung des Vorlandbeckens fängt mit dem Beginn der Kontinent-Kontinent Kollision vor 55 Ma an. Die ältesten Schichten sind transgressive, marine, spät-paläogene bis mitteleozäne Sandsteine. Sie bereiten überwiegend eine ophiolitische und vulkanisch-sedimentäre Quelle auf, und enthalten ca. 50 Ma alte klastische Zirkone. Zeitlich unterschiedliches Vorkommen von ophiolitischem bis niedriggradig metamorphem Detritus in den Vorlandsedimenten von Pakistan bis Bangladesh ist konsistent mit einem progressiven Schliessen der Neotethys entlang der Suture, beginnend im Spät-Paläozän im Westen bis Eozän oder sogar noch später im Osten.

Im Oligozän/Miozän verringerte sich der Eintrag aus Suturgesteinen drastisch, während sich der metamorphe Grad der detritischen Körner von sehr niedrig auf niedrig erhöhte. Im spätesten Oligozän trennte der gerade entstehende Überschiebungsgürtel teilweise die Suturezone vom Vorlandbecken ab.

Detritus aus dem Himalaja tritt irgendwann zwischen 35 und 40 Ma im Osten wie im Westen des Beckens auf. Das Auftreten der metamorphen Körner stimmt mit dem Timing der Bewegung entlang der *Main Central Thrust* überein. Während Konvergenz und die folgende tektonische Hauptaktivität weitergingen, wanderte das resultierende Biegebecken schrittweise nach Süden weiter und wurde durch eine 5 bis 8 km mächtige kontinentale und terrigene Sequenz gefüllt, die aus dem wachsenden Himalaja erodiert wurde und meistens als Miozän datiert ist.

Molassekonglomerate, Siltsteine und Tonsteine (oft Siwalik oder Sub-Himalaja Sedimente genannt) liegen diskordant in riesigen verzahnten Alluvialfächern auf dem indischen Kontinent. Genauer betrachtet, beinhaltet die diskontinuierliche Serie nahezu das vollständige Känozoikum, obwohl ein generelles Fehlen der Sedimentation im späten Eozän und nahezu im kompletten Oligozän festzustellen ist. Diese 15-20 Ma dauernde sedimentäre Lücke sollte eine wichtige Änderung in den orogenen Prozessen reflektieren. Eine Interpretation ist, dass ein *flexural forebulge* nach Süden hin durch Indien migriert ist.

Die Deformation variiert in Raum und Zeit von eng gefalteten und gestörten Serien hin zu nahezu unverformten Serien. Die meisten Falten und Überschiebungen sind zur topographischen Front des Himalaja-Gebirges, die mit der MFT (Main Frontal Thrust) übereinstimmt, parallel. Die Deformationsstärke nimmt nach Süden ab, weg von der MFT. Die MFT ist die jüngste und aktive Überschiebung, die die Molasse-Sedimente auf die Sedimente des Indus-Ganges Flexurbeckens versetzt. Dieses Becken stellt die heutige Vortiefe auf dem Grundgebirge der indischen Halbinsel dar. Wechsel in der Sedimentationsrate der Molasse zeigen, dass die MBT erstmals vor 11 Ma aktiv war. Dies ist das gleiche Alter wie im Westhimalaja (siehe Skript über Kohistan), was indiziert, dass die Aktivierung der MBT entlang der gesamten Länge des Himalajas fast gleichzeitig war. Diese Deutung wird dadurch unterstützt, dass die Erosion des Niederen Himalajas vor 10-8 Ma, nach dessen Anhebung, ausgelöst durch Überschiebungstektonik entlang der MBT, beginnt. Die MFT wurde im Pliozän aktiv und schneidet quartäre Konglomerate.

Geophysikalische Strukturen

Die Kenntnis der tiefen Strukturen ist wesentlich, um zu verstehen, warum der hohe Himalaja und die Suturzone ihre eindrucksvolle Höhe erreicht haben.

Herdlösungen

Der Himalaja ist seismisch sehr aktiv. Während des letzten Jahrhunderts sind vier Erdbeben mit einer Magnitude > 8 entlang des Himalajas, und viele kleine und mittlere Ereignisse, aufgetreten. Die gut lokalisierten Epizentren definieren eine verhältnismässig einfache, planare Zone, die ein scheinbares Einfallen von ungefähr 15° nach Norden hat. Herdlösungen zeigen an, dass es eine Hauptüberschiebung ist, die die liegende indische kontinentale Kruste von den hangenden Himalaja-Krustenblöcken trennt. Die leicht einfallenden Störungsflächen weisen eine Bewegungsrichtung in einer subhorizontalen Richtung senkrecht zum Hohen Himalaja auf.

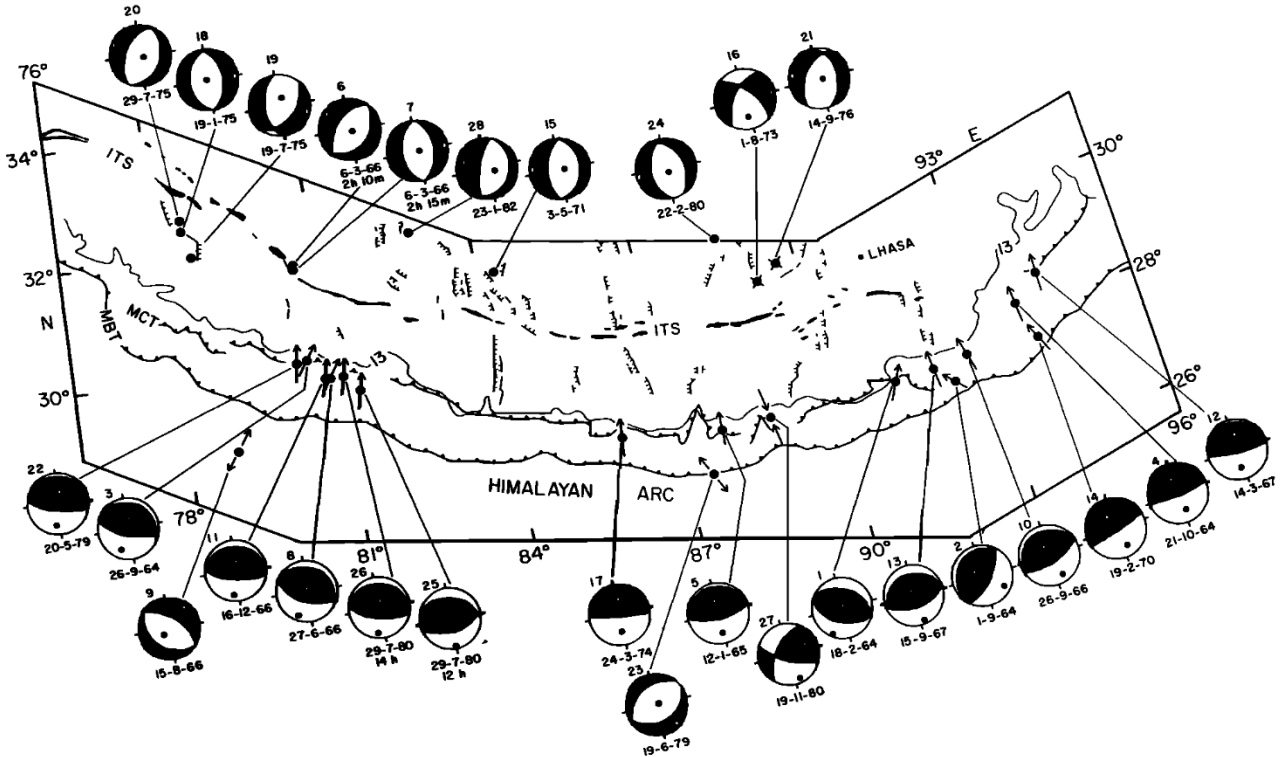


Fig. 8. Seismotectonic map of the Himalayan region. Fault plane solutions are taken from published results along with six new solutions (see Table 2). Darkened region in the fault plane solution indicates compression. *T* and *P* axes are shown by open and solid circles, respectively. Arrows indicate direction of slip if one assumes the shallow-angle nodal planes as fault planes for the thrust-type events. Two double-headed arrows show the directions of extension for two normal faulting events that occurred beneath the Ganga basin and Sub-Himalaya. The numbers labeling these fault plane solutions correspond to those given in Table 2. Two intermediate-depth events located to the north of ITS are represented by solid circles with crosses. Lines with hatches on one side are normal faults [after Ni and York, 1978; Molnar and Tapponnier, 1978; Tapponnier et al., 1981]. Positions of ITS, MCT, MBT, and spatially averaged 13,000-ft (≈ 4 km) contour are also shown.

Seismische Aktivität in 80-110 km Tiefe unterhalb von Süd Tibet zeigt an, dass der obere Mantel kalt genug ist, um sich spröde zu deformieren.

Seismische Reflexion

Geophysikalische Abbildungen erlauben es heute die geologischen Oberflächenstrukturen in die Tiefe zu verfolgen.

Krustenstruktur

Seismische Reflexionsprofile zeigen ein Band von mit 12° nach Norden einfallenden Reflexionen, die dem Abscherhorizont entsprechen, unter welchem die Indische Lithosphäre den Himalaja unterschiebt.

Die MFT (*Main Frontal Thrust*), MBT und MCT werden als Zweigstörungen beschrieben, die in einen gemeinsamen <math><10^\circ\text{C}</math> nach Norden einfallenden, flachen Abscherhorizont übergehen. Dieser kann mindestens bis zu 225 km nördlich der Himalaja Deformationsfront bis in eine Tiefe von 50 km und bis ungefähr unterhalb des nördlichen Himalajagürtels (bestehend aus granitischen Domen) in Süd Tibet verfolgt werden. Die Scherzone scheint von Norden in der Nähe der Oberseite der oberen Kruste nach unten in die mittel-krustale Übergangszone zu schneiden. Diese Geometrie weist darauf hin, dass die indische obere Kruste entlang der Scherzone von der tieferen Kruste abgetrennt ist. Die obere Kruste Indiens wird in den Himalaja miteingebunden, während die untere Kruste mit ihrem Mantel kontinuierlich unter Tibet subduziert wird.

Dennoch ist die Geometrie der subduzierten indischen Platte nördlich der Suture ungenau bestimmt.

Markante Reflexionen mit ungewöhnlich grossen Amplituden (helle Punkte) und entsprechenden, negativen Polaritäten erscheinen in Tiefen von 15-18 km, nahe bei der Stelle, an der der Reflektor des MCT-Abscherhorizontes scheinbar endet. Wenige Reflexionen erscheinen innerhalb der Kruste (unter dem Horizont von hellen Punkten) die sich nach Norden, unterhalb der Sutur, in den Lhasa Block erstrecken. Die am meisten übereinstimmende Erklärung für die seismischen und magnetotellurischen Daten lässt sich in einer Kombination von freien wässrigen Fluiden finden, die sich über einer Schicht aus granitischem Magma befinden. Die südliche Grenze dieser Schicht befindet sich 50-100 km südlich der Sutur in einer Tiefe von 20-30 km. Das würde darauf hindeuten, dass partiell geschmolzene Lagen unbekannter Dicke unter Süd Tibet existieren.

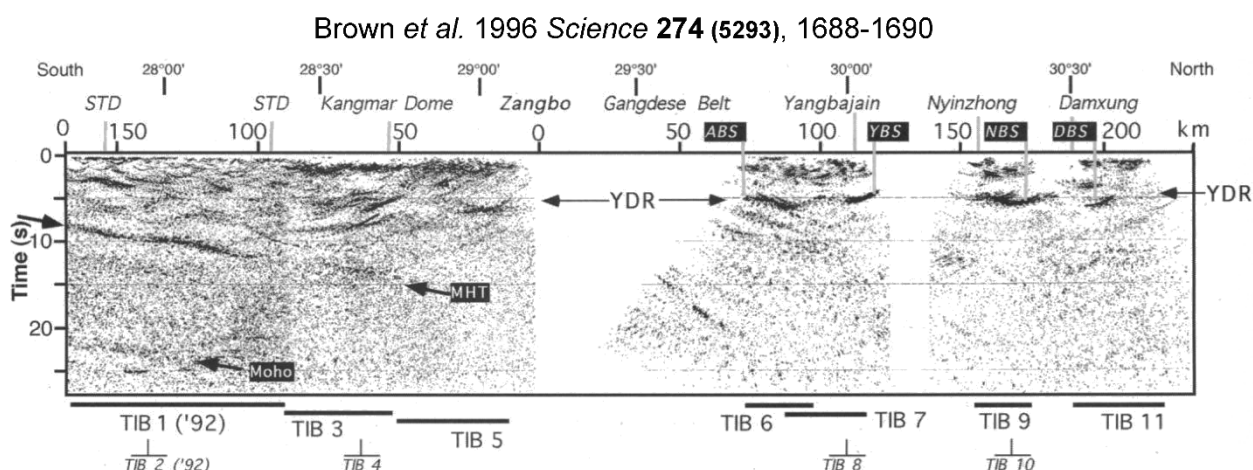


Fig. 1. Composite migrated depth section of reflection profiles collected during INDEPTH I (1992) and II (1994). MHT, Main Himalaya Thrust; STD, South Tibetan Detachment System; YDR, Yamdrok-Damxung Reflection band; ABS, Angang bright spot; YBS, Yangbajain bright spot; NBS, Nyinzhong bright spot; DBS, Damxung bright spot. Note that individual

profiles are offset laterally (1). Here the profiles were merged after relatively standard common midpoint (CMP) processing, including FX deconvolution and coherency enhancement then migrated at 6 km/s. Sections south of the Zangbo were projected onto a north-south line, the remainder onto a line following the trend of the Nyainqentanglha Mountains.

Ältere Reflexionen und Weitwinkel-Reflexionsdaten deuteten auf eine Entkopplungszone innerhalb der Kruste hin, wobei die Oberkruste unabhängig von der Unterkruste gleitet und/oder verfaltet wird. Die Hauptüberschiebungseinheiten (MCT, MBT und die Nord-Tethys Sedimente) entsprechen den prismenförmigen seismischen Oberkrusten-Strukturen. Die Übereinanderstapelung findet in nach Norden einfallende Schuppenzonen. Umgekehrt, fallen die Überschiebungen der Unterkruste nach Süden ein, und können auch Gesteine des oberen Mantels miteinbeziehen. Krustenverkürzung und -verdickung des Nordindischen Kontinentalrandes wird durch gleichzeitige Entkopplung und Überschiebung verursacht, wodurch untere und obere Krustenlagen, mit entgegengesetzter Vergenz, getrennt werden. Die Basis der komplizierten Duplexstruktur läge dann nahe der Krustenbasis oder in der subkrustalen Lithosphäre.

Moho

Die Struktur der S-Wellengeschwindigkeit für Indien ist typisch für Schildregionen, mit einer dicken, schnellen Lithosphäre über der Asthenosphäre. Die Moho befindet sich in einer Tiefe von ca. 45 km unter dem indischen Schild in einer fast horizontalen Lage. Sie ist über eine Strecke von 120 km unterhalb des Himalajas leicht nach unten versetzt und liegt im südlichen Tibet in einer Tiefe von ca. 75 km. Dies bestätigt, dass Überschiebung der indischen Platte für die doppelte Krustenmächtigkeit in Süd Tibet verantwortlich ist. Das widerspricht ein wenig früheren Interpretationen von einer gestuften Moho in einer geschuppten Kruste.

Hirn *et al.* 1984 *Nature* 307, 23-25

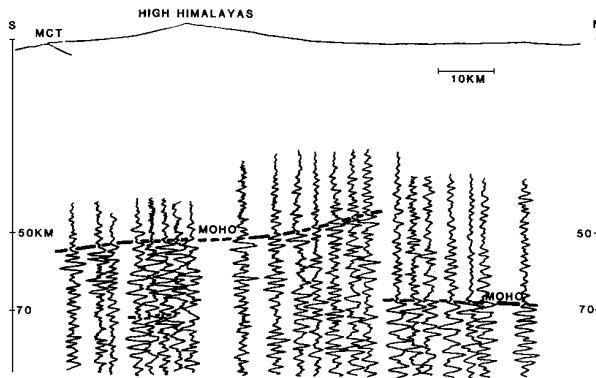


Fig. 3 Fan-profile to the west from shotpoint Dingjie. Correlated phases at these shotpoint distances from 180 to 300 km correspond to reflections at the crust–mantle boundary (see Fig. 2). Reflection times are corrected to a constant offset of 200 km, so that the time-section is directly transformed in a depth-section (S–N on Fig. 1) across the High Himalayas under the assumption of negligible variation of mean crustal velocity along it.

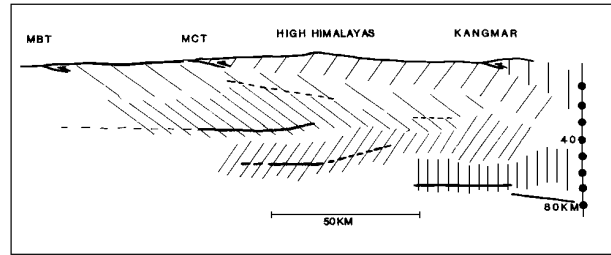


Fig. 4 Sketch of elements of seismic structure across the High Himalayas. Dashed line: interface between upper and lower crustal velocity material. Solid line: interface between crust and mantle velocity material. Loose hatching: upper crust layers. Their superposition is supposed to occur along flat thrusts at the base of the overriding unit. Tight hatching: lower lithospheric units. These are comprised of the lower crust, Moho and a sole of uppermost mantle material and are assumed to be brought to the present position, attested by the position and shape of the Moho marker, as a result of thrusting and superposition along levels of decoupling in the middle or lower crust and at shallow depth in the uppermost mantle. Possible correspondence of upper and lower units is indicated by hatching of same direction. MBT, Main Boundary Thrust; MCT, Main Central Thrust.

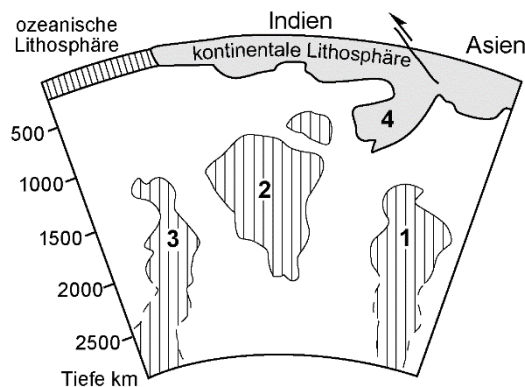
Lithosphäre

Seismische Reflexionen scheinen anzuzeigen, dass die indische kontinentale Lithosphäre unter Tibet bis zur Bangong-Nujiang Sutur unterschoben ist. Dies wird aus einer Schicht mit hoher P-Wellen Geschwindigkeit in einer Tiefe von 60-75 km unter dem Transhimalajagürtel ersichtlich. Allerdings kann diese Schicht auch das Unterlagern von mafischem Magma, während der Bildung des magmatischen Bogens, anzeigen.

Die Lithosphäre unter Tibet scheint aber dünner zu sein als die unter Indien. Dies deutet darauf hin, dass sich die Indische Platte zum gegenwärtigen Zeitpunkt nicht unter das Tibetische Plateau schiebt, und dass Tibet keine typische Schild-Region ist.

Seismische Tomographie

Bilder der seismischen Tomographie zeigen Anomalien mit hoher Geschwindigkeit im Mantel, unterhalb von Indien und Tibet. Die tiefste und isolierte Anomalie, etwa 1000 km unter der heutigen Südspitze Indiens, wird interpretiert als ozeanische Lithosphäre der Tethys abgerissen von der indischen Platte ungefähr zum Zeitpunkt der Kollision. Diese Anomalie befindet sich im Süden, weil die indische Platte seit dem Abriss nach Norden gedriftet ist, und oberhalb dieser Referenz in die Asthenosphäre sinkt. Eine zweite, rund 500 km tiefe Anomalie unter Indien wird als einer anderen Tethys Slab interpretiert, der vor etwa 20 Millionen Jahren von der Platte getrennt wurde. Der Mantel unterhalb Tibet, bis zu 500 km entfernt von der Front des Himalajas, hat auch eine hohe Geschwindigkeit. Das wurde als die indische kontinentale Lithosphäre interpretiert, welche nach dem letzten Plattenabriss unter Asien verschoben wurde.



Nummerierte Reste von Subduktionszonen in der Asthenosphäre unter Indien
nach van der Voo *et al.* 1999 *Earth and Planetary Science Letters* 171(1), 7-20

Global Positioning System Messungen

Die Konvergenzrate entlang der Himalajafont schwankt. Die Rate, die durch GPS Daten angezeigt wird (ungefähr 35 mm/a) ist niedriger als die langfristig durchschnittliche Nord-Nordost Konvergenzrate zwischen dem stabilen Eurasien und Indien (fast 50 mm/a).

Tektonische Entwicklung der Tsangpo-Suturzone in Tibet

Öffnung des Tethys-Ozeans

Der Ursprung basischer Gänge im Perm und der unteren Trias wird einer Riftbildungsphase zugeschrieben, die im Zusammenhang mit dem Frühstadium der Tethysöffnung steht. Die pelagische Sedimentation begann wahrscheinlich nördlich des indischen Kontinentes, in der späten Trias. Demnach existierte ein indischer Kontinentalrand in der oberen Trias, obwohl keine triassische Ozeankruste in der Tsangpo-Suturzone nachgewiesen werden kann. Danach bildete die Plattform-Sedimentation die Tethys Abfolgen auf dem indischen Kontinentalrand.

Subduktion

Eine nordwärts gerichtete Subduktion der ozeanischen Lithosphäre der Tethys führte zur Bildung grosser Mengen an Magma. Dieser Förderprozess erstreckte sich über die gesamte Oberkreide und bildete ein Gebirge des Anden-Typs am aktiven Kontinentalrand des Lhasa Terrans. Subduktion könnte schon während der frühen Kreide begonnen haben, als Indien - in Bezug auf Eurasien - seine Drift nach Norden begann. Der magmatische Bogen, mit geothermischem Gradient höher als der durchschnittliche Geotherm, wurde verdickt und bereits vor der Kollision erodiert. Der Magmatismus endete im Eozän. Zu dieser Zeit war die überschobene Platte wesentlich geringer verformt als die verschluckte Platte, ausgenommen entlang des südlichen Randes. Während der Kreide dauerte die Sedimentation auf dem Indischen Vorland und dem äusseren Becken an. Marine Flachwassersedimentation erfolgte auf der Indischen Plattform bis ins Eozän.

Der Abstand im Trans-Himalaja Magmatismus und der plötzliche Anstieg in der Konvergenzrate zwischen ca. 70 und 60 Ma können dem **Rückrollen** (*roll-back*) der subduzierenden Tethys Platte entsprechen. Dies würde die Gravitationszugkraft der Platte, die auch die allgemeine Abwesenheit einer paläozänen Verkürzung entlang des Transhimalaja Pluton-Gürtels und im Lhasa Terran erklären. Das Zurückrollen könnte von einer nach Süden wandernden asthenosphärischen Konvektion unter Tibet begleitet worden sein, was den asthenosphärischen „*corner flow*“ erheblich erhöht haben muss und die thermische Struktur des Mantelkeils geändert haben sollte. So wurde die abschliessende Phase des Trans-Himalaja Bogen-Magmatismus durch einen dominierenden asthenosphärischen Mantelherdbestandteil gekennzeichnet.

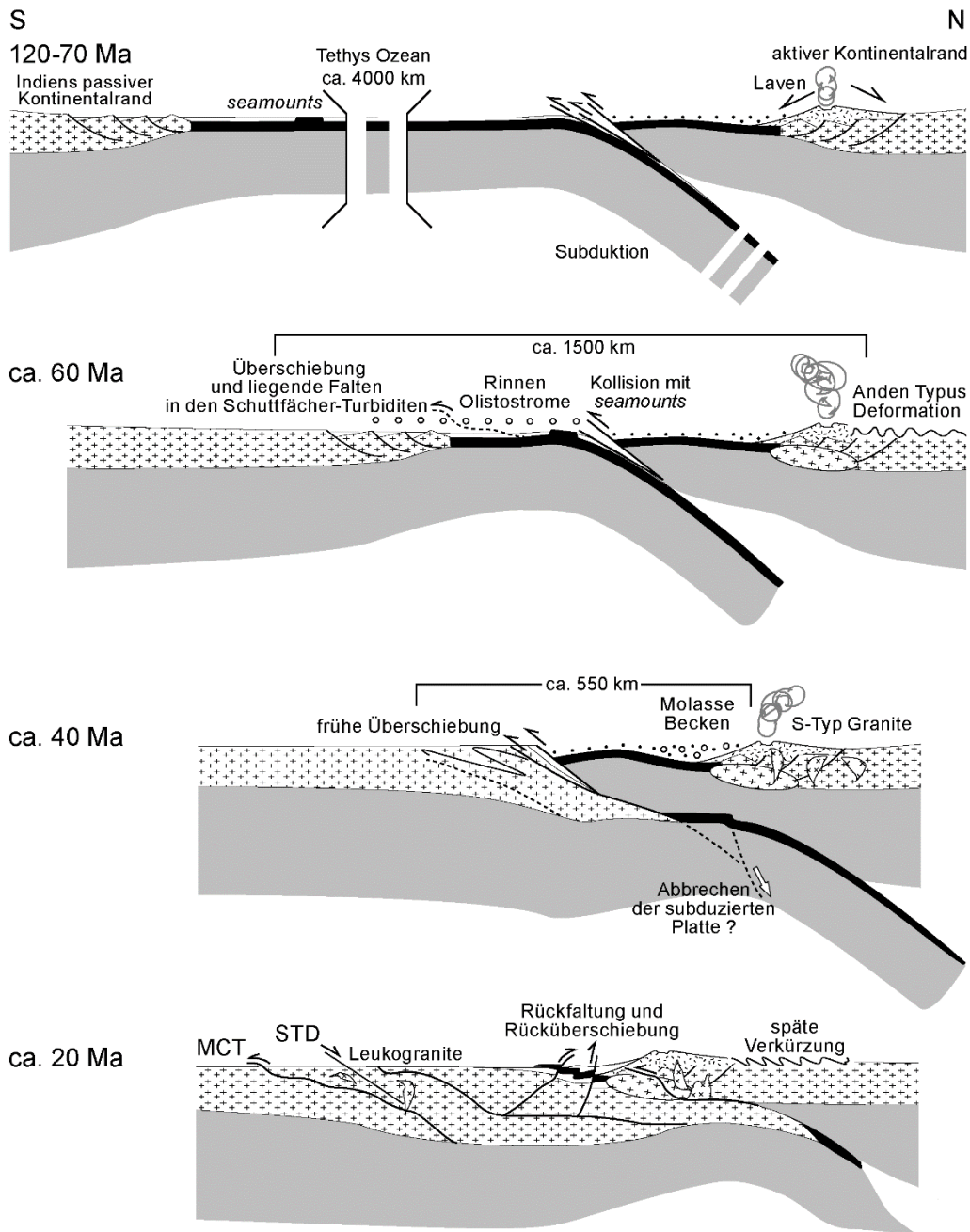
Obduktion

Die Obduktion der Sutur-Gesteine nach Süden fand statt, als der Olistostrom (im Maastricht-Paläozän?) abgelagert wurde. Die Gesamtverformung aus dieser Zeit nahm in der Suturzone nach oben hin zu, mit der Entwicklung einer sub-horizontalen Schieferung und einer ungefähr Nord-Süd verlaufenden Lineation.

Kollision

Die Kollision begann im Paläozän mit der Ankunft der Schuttfächer-Turbidite und des Olistostroms in der Subduktionszone. Die exotischen Blöcke dieses Olistostroms zeugen von Seebergen, pelagischen Horsten und den distalen Teilen des indischen Kontinentalrandes. Die tektonische Einlagerung und die liegende Faltung des Schuttfächers und der Nord-Tethys Abfolgen zusammen mit der Scherverformung des nördlichen indischen Randes stellen eine frühe Überschiebungsdeformation dar, die wahrscheinlich den unteren Teil des Olistostroms beinhaltete. Dieser ganze Aufbau liegt über oberkretazischen Sedimenten.

Der Beginn der “harten Kollision” zwischen Indien und Asien vor ca. 45 Ma suggeriert das Aufhören der Zugkräfte auf Grund des **Auseinanderbrechens** (*break-off*) des ozeanischen Slabs der Tethys. Dieser *break-off* würde den Transhimalaja-Bogen-Magmatismus unterbrechen und eine topographische Anhebung ausgelöst haben, ähnlich dem was für das moderne Mittelamerika vorgeschlagen wurde. So könnte eine hohe aber verhältnismässig schmale Gebirgskette, wie die Altiplano-Puna Hochebene der zentralen Anden, in Süd Tibet seit der Mittelkreide bestanden haben.



Die anhaltende kontinentale Konvergenz führte zur dramatischen Verkürzung der Kruste (beinahe 550 km in der Suturzone und >400 km im Himalaja) durch die Entwicklung des schuppenartigen, flachen Überschiebungssystem, das mit Mitteldruck-Metamorphose, Intrusionen von Zweiglimmer-Graniten, der weitverbreiteten aufrechten Faltung und der Versteilung der Sutur einhergingen. Der endgültige Transport der Überschiebungsdecken, bestehend aus Ophioliten und Radiolariten, fand in diesem Stadium statt. Die Verkürzung der subduzierenden indischen Platte pflanzte sich nach Süden fort zu mehr und mehr externen Gebieten mit einer Streckungslinieation, die mit den relativen Bewegungen der konvergierenden Krustensedimente zusammenfällt. Die Überschiebungsbedingte

heterogene Verformung hat zur gesamten Verdickung des Orogens beigetragen. Die wichtigsten Überschiebungszonen fallen, wie die ursprüngliche Subduktionszone, in die obere Kruste ein. Überschiebungszonen mit nach oben abnehmender Verformung erzeugten Überschiebungsgürtel verschiedenen Alters, aber mit dem gleichen Gefügebild, da dieses durch anhaltende Nord-Süd Kompression entstand.

Die Bewegungen nach der Kollision verliefen nordwärts und führten zur Reaktivierung der eigentlichen Suture und zur Überschiebung der Turbiditen des Aussenbeckens auf die autochthone Molasse (eoazäne Konglomerate des südlichen Randes des Lhasa Terrans). Die Beziehung zwischen gleichzeitiger Rücküberschiebung in der Suture und Kollaps-Abschiebungen oberhalb des Hohen Himalajas ist unklar.

Die allgemeine Überschiebungsgeometrie der Tsangpo-Suturezone in Tibet resultiert aus drei Perioden von Überschiebung und markanter Krusten-Verdickung. Die Reihenfolge der Ereignisse ist (1) Deckenbewegungen und Versenkung der Indischen Abfolgen, (2) Verkürzung und isoklinale Faltung und (3) Rückfaltung. Diese Reihenfolge stimmt gut mit der Abfolge der orogenen Ereignisse überein, die in anderen Teilen des Himalajas beobachtet werden, sowie in vielen rezenten Orogenen, wie den Alpen oder dem Oman Gebirge.

Mechanismen der kontinentalen Kollision aus dem Himalaja gesehen

Die Himalajas-Süd Tibet Suturezone ist ein junges Analog für alte Kontinent-Kontinent-Kollisionen. Diese Suturezone ist aus verschiedenen Überschiebungsdecken mit ganz bestimmter Stratigraphie, Deformationsstatus und Metamorphosegrad besteht. Insbesondere liefert sie den Beweis für die vorherige Existenz einer ozeanischen Lithosphäre (die Ophiolite), eines passiven und eines aktiven Kontinentalrandes.

Prä-Kollisions-Ereignisse

Die Subduktion-Obduktions-Fallrichtung kann abgeleitet werden von:

- Der Fallrichtung der Ophiolite und der benachbarten Decken
- Dem Fallen der Achsenebenen, Schieferungen und der Faltenvergenz
- Der Ansiedlung von kalkalkalischem Magmatismus auf dem aktiven Kontinentalrand.

Syn-Kollisions-Ereignisse

Der ankommende, starke und kalte Kontinent (Indien) wird hinter seiner führenden ozeanischen Platte subduziert, bis die Auftriebskräfte die Festigkeit der kontinentalen Lithosphäre übersteigen. Die folgenden intrakontinentalen Überschiebungen bilden:

- nach oben abnehmende Verformung;
- Migration der Deformation im Wesentlichen zum Vorland hin (in Sequenz Überschiebung).
- komplexe, tiefe Strukturen.
- Deformationsgürtel unterschiedlichen Alters haben die gleichen regionalen strukturellen

Orientierungen, weil sie aus einer anhaltenden Konvergenzrichtung resultieren. Veränderungen in der Deformationsrichtung sollten ersichtlich sein wenn sich die gesamte Geodynamik ändert.

- Eine Diskordanz, wie z.B. des Olistostroms, stellt nicht unbedingt eine orogene Pause dar. Z.B. kann sich gleichzeitige Überschiebung und damit verbundene Abscherung in den unteren Teilen der Kruste und weiter im Vorland entwickeln.

- Die Rheologie der zwei neu zusammengeschweissten Platten steuert die Deformation, die im neuen Kontinent verteilt wird.

- Es gibt keine Anzeichen, dass eine Phase isobarer Erwärmung zwischen der Anordnung eines Überschiebungssystems und dem Beginn der Erosion besteht.

Post-Kollisions-Ereignisse

- Nach einer tieferen Erosion von wenigen Kilometern werden die Ophiolit-Klippen verschwinden. Erosion wird kaum Spuren früheren ozeanischen Materials hinterlassen. Tief erodierte

Suturzonen alter Kollisionsgebirgsgürtel können schlicht als Grenzen zwischen Terranen auftreten. Sie werden als **kryptische Suturen** (*cryptic sutures*) bezeichnet.

- Hochmetamorphe Gesteine an der Oberfläche beruhen ebenso auf Kippung und Bewegung entlang der grossen Überschiebungen, wie auch auf Hebung und Erosion nach tektonischer Versenkung.

- Eine verdickte Kruste kollabiert, was mit der Erosion zusammen zur Freilegung von tieferem Gestein führt.

- In der Subduktionsphase entstanden kalkalkalische magmatische Gesteine. Leukogranite hingegen, wurden während der Aufstapelung der Überschiebungsdecken gebildet. Leukogranite sind ein Kennzeichen post-kollisionaler Krustenverkürzung, und sollten in allen Himalaja-artigen Kollisionsorogenen zu erkennen sein.

Schlussfolgerung

Der ehemals riesige Tethys-Ozean wurde vor der nordwärts wandernden indischen Platte unter den Südrand der eurasischen Platte subduziert. Durch die känozoische Kollision von Indien mit Eurasien entstand die Himalaja-Süd Tibet-Suturzone, die weiterhin entwickelt. Die bedeutendsten Überschiebungen sind synthetisch, das heisst parallel zur ursprünglichen Subduktionszone, unter der Annahme, dass die grundlegende Polarität einer durch Überschiebungen und Kollision getriebenen Verkürzung durch die vorher existierende Subduktionszone bestimmt ist. Kontinuierliche Konvergenz führte zur Deformation des Indischen Kontinents mit fortschreitender Ausbildung der MCT und MBT. Die Berge des Himalajas bildeten sich ungefähr während der letzten 20 Ma im Süden der Suturzone, völlig innerhalb des indischen Subkontinents.

Die Schliessung des Tethys-Ozeans beinhaltete zwei Kollisionen: die erste Kollision / Subduktion von intra-ozeanischen Inselbögen mit dem eurasischen Rand fand vor 70-50 Ma statt und die Kollision von Grossindien mit Eurasien vor ca. 45 Ma. Plattenzug ist nur aktiv während der beteiligte Ozean schrumpft und verschwindet, sobald der Ozean vollkommen geschlossen wurde. Ein weiterer Verursacher der kontinuierlichen Bewegung Indiens nach Norden scheint der Rückendruck zu sein, der am Südrand der Indischen Platte ansetzt.

Das Zusammenschweissen von zwei Kontinenten (*suturing*) ist ein langlebiger und diachronischer Prozess. Man kann ähnliche Strukturen wie im Himalaya-Süd Tibet-Gebiet an vielen Stellen entlang der Suture zwischen Eurasien und Kontinenten und Mikroblöcken von Gondwanaland erwarten. Zum Beispiel in den Alpen, wo die wichtigen Überschiebungszonen zum inneren Teil des Gebirges hin zu einer einzigen Scherzone verbinden. Der Ursprung der verbundenen Scherzonen möglicherweise mit der Subduktionszone selbst zusammenhängt. Die Entwicklung des Überschiebungssystems führt zu einer Verteilung der inneren Überschiebungsfächen (und der Suture) durch die Zunahme der darunter liegenden äusseren Kristallindecke. Die vertikalen inneren Überschiebungen und die Suture werden als Blattverschiebungen reaktiviert, wie dies in Süd Tibet beobachtet werden kann. Dieser strukturelle Aufbau legt nahe, dass tiefe Teile der Kruste sich anders verhalten als höher gelegene. Diese Beobachtungen sollten bei der Interpretation von Tiefenstrukturen alter und stark erodierter Orogene berücksichtigt werden.

Fragen

Welche Kräfte sind an der Kontinentalkollision beteiligt? Welche Mechanismen können die schnelle Verlangsamung des nach Norden wandernden Indiens erklären?

Was sind Ähnlichkeiten und Unterschiede zwischen den Kollisionsorogenen der Alpen und Süd-Tibet?

Zitierte und empfohlene Literatur

- Achache J., Courtillot V. & Xiu Z. Y. - 1984. Paleogeographical and tectonic evolution of southern Tibet since Middle Cretaceous time: New paleomagnetic data and synthesis. *Journal of Geophysical Research*. **89** (B12), 10311-10339, 10.1029/JB089iB12p10311
- Aitchison J. C., Zhu B. D., Davis A. M., Liu J. B., Luo H., Malpas J. G., McDermid I. R. C., Wu H. Y., Zhiabrev S. V. & Zhou M. F. - 2000. Remnants of a Cretaceous intra-oceanic subduction system within the Yarlung-Zangbo suture (southern Tibet). *Earth and Planetary Science Letters*. **183** (1-2), 231-244, 10.1016/S0012-821X(00)00287-9
- Beaumont C., Jamieson R. A., Nguyen M. H. & Lee B. - 2001. Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. *Nature*. **414** (6865), 738-742, 10.1038/414738a
- Bird P. - 1978. Initiation of intracontinental subduction in the Himalaya. *Journal of Geophysical Research*. **83** (B10), 4975-4987, 10.1029/JB083iB10p04975
- Bouchez J.-L. & Pêcher A. - 1981. The Himalayan Main Central Thrust pile and its quartz rich tectonites in central Nepal. *Tectonophysics*. **78** (1-4), 23-50, 10.1016/0040-1951(81)90004-4
- Brun J.-P., Burg J.-P. & Chen G. M. - 1985. Strain trajectories above the Main Central Thrust (Himalaya) in southern Tibet. *Nature*. **313** (6001), 388-390, 10.1038/313388a0
- Brunel M. - 1986. Ductile thrusting in the Himalayas: Shear sense criteria and stretching lineations. *Tectonics*. **5** (2), 247-265, 10.1029/TC005i002p00247
- Burchfiel B. C., Chen Z. L., Hodges K. V., Liu Y. P., Royden L. H., Deng C. R. & Xu J. N. - 1992. The South Tibetan Detachment System, Himalayan Orogen: Extension contemporaneous with and parallel to shortening in a collisional mountain belt. *Geological Society of America, Special Paper*. **269** 1-41, 10.1130/SPE269-p1
- Burg J.-P., Brunel M., Gapais D., Chen G. M. & Liu G. H. - 1984a. Deformation of leucogranites of the Crystalline Main Central Thrust Sheet in southern Tibet (China). *Journal of Structural Geology*. **6** (5), 535-542, 10.1016/0191-8141(84)90063-4
- Burg J.-P., Guiraud M., Chen G. M. & Li G. C. - 1984b. Himalayan metamorphism and deformations in the North Himalayan Belt (southern Tibet, China). *Earth and Planetary Science Letters*. **69** (2), 391-400, 10.1016/0012-821X(84)90197-3
- Burg J.-P., Proust F., Tapponnier P. & Chen G. M. - 1983. Deformation phases and tectonic evolution of the Lhasa block (southern Tibet, China). *Eclogae geologicae Helveticae*. **76** (3), 643-665, 10.5169/seals-165381
- Gansser A. - 1964. *Geology of the Himalayas*. Interscience, London. 289 p.
- Gansser A. - 1966. The Indian Ocean and the Himalayas: A geological interpretation. *Eclogae geologicae Helveticae*. **59** (2), 831-848, 10.5169/seals-163396
- Gansser A. - 1980. The significance of the Himalayan suture zone. *Tectonophysics*. **62** (1-2), 37-52, 10.1016/0040-1951(80)90134-1
- Gansser A. - 1991. Facts and theories on the Himalayas. *Eclogae geologicae Helveticae*. **84** (1), 33-59, 10.5169/seals-166762
- Garzanti E., Baud A. & Mascle G. - 1987. Sedimentary record of the northward flight of India and its collision with Eurasia (Ladakh Himalaya, India). *Geodinamica Acta*. **1** (4/5), 297-312, 10.1080/09853111.1987.11105147
- Hébert R., Bezard R., Guilmette C., Dostal J., Wang C. S. & Liu Z. F. - 2012. The Indus–Yarlung Zangbo ophiolites from Nanga Parbat to Namche Barwa syntaxes, southern Tibet: First synthesis of petrology, geochemistry, and geochronology with incidences on geodynamic reconstructions of Neo-Tethys. *Gondwana Research*. **22** (2), 377-397, 10.1016/j.gr.2011.10.013

- Hodges K. V. - 2000. Tectonics of the Himalaya and southern Tibet from two perspectives. *Geological Society of America Bulletin*. **112** (3), 324-350, 10.1130/0016-7606(2000)112<324:TOTHAS>2.0.CO;2
- Holt W. E. & Wallace T. C. - 1990. Crustal thickness and upper mantle velocities in the Tibetan Plateau Region from the inversion of regional *Pnl* waveforms: Evidence for a thick upper mantle lid beneath southern Tibet. *Journal of Geophysical Research*. **95** (B8), 12499-12525, 10.1029/JB095iB08p12499
- Klootwijk C. T. & Bingham D. K. - 1980. The extent of greater India, III. Palaeomagnetic data from the Tibetan sedimentary series, Thakkhola region, Nepal Himalaya. *Earth and Planetary Science Letters*. **51** (2), 381-405, 10.1016/0012-821X(80)90219-8
- Lyon-Caen H. & Molnar P. - 1985. Gravity anomalies, flexure of the Indian plate, and the structure, support and evolution of the Himalaya and Ganga Basin. *Tectonics*. **4** (6), 513-538, 10.1029/TC004i006p00513
- Molnar P. - 1984. Structure and tectonics of the Himalaya: Constraints and implications of geophysical data. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*. **12** (1), 489-518, 10.1146/annurev.ea.12.050184.002421
- Molnar P., England P. & Martinod J. - 1993. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan plateau, and the Indian monsoon. *Review of Geophysics*. **31** (4), 357-396, 10.1029/93RG02030
- Najman Y. & Garzanti E. - 2000. Reconstructing early Himalayan tectonic evolution and paleogeography from Tertiary foreland basin sedimentary rocks, northern India. *Geological Society of America Bulletin*. **112** (3), 435-449, 10.1130/0016-7606(2000)112<435:REHTEA>2.0.CO;2
- Nelson K. D., Wenjin Z., Brown L. D., Kuo J., Jinkai C., Xianwen L., Klemperer S. L., Makovsky Y., Meissner R., Mechie J., Kind R., Wenzel F., Ni J., Nabelek J., Chen L., Handing T., Wenbo W., Jones A. G., Booker J., Unsworth M., Kidd W. S. F., Hauck M., Alsdorf D., Ross A., Cogan M., Changde W., Sandvol E. & Edwards M. - 1996. Partially molten middle crust beneath southern Tibet: Synthesis of project INDEPTH results. *Science*. **274** (5293), 1684-1688, 10.1126/science.274.5293.1684
- Ni J. & Barazangi M. - 1984. Seismotectonics of the Himalayan collision zone: Geometry of the underthrusting Indian plate beneath the Himalaya. *Journal of Geophysical Research*. **89** (B2), 1147-1163, 10.1029/JB089iB02p01147
- Ni J. & York J. E. - 1978. Late Cenozoic tectonics of the Tibetan plateau. *Journal of Geophysical Research*. **83** (B11), 5377-5384, 10.1029/JB083iB11p05377
- Searle M. P., Windley B. F., Coward M. P., Cooper D. J. W., Rex A. J., Rex D., Li T. D., Xiao X. C., Jan M. Q., Thakur V. C. & Kumar S. - 1987. The closing of Tethys and the tectonics of the Himalaya. *Geological Society of America Bulletin*. **98** (6), 678-701, 10.1130/0016-7606(1987)98<678:TCOTAT>2.0.CO;2
- Yin A. & Harrison T. M. - 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*. **28** 211-280, 10.1146/annurev.earth.28.1.211

Videos im geologischen Bibliotek

Did Tibet cool the Earth? 1995 The Open University

The Building of Nanga Parbat 1991 The Open University

TIBET, where Continents Collide. part 1 only South Tibet and the Yarlung Suture 1989 David Howell Earthvision / SEPM

Auf dem web

Geological sites

http://www.classzone.com/books/earth_science/terc/content/visualizations/es1105/es1105page01.cfm?chapter_no=visualization
<http://www.geo.cornell.edu/geology/indepth/indepth.html>
http://en.wikipedia.org/wiki/Geology_of_the_Himalaya
<http://library.thinkquest.org/10131/geology.html>
http://emvc.geol.ucsb.edu/2_infopgs/IP1GTect/dContCollision.html
<https://www.youtube.com/watch?v=-L7PS2NvJuk>

Touristic sites

<http://www.mountain-images.co.uk/>
<http://www.himalaya2000.com/himalayan-facts/himalaya-mountain-range.html>
<http://www.pbs.org/wgbh/nova/everest/earth/birth.html>

Auf Deutsch

<http://www.geo.tu-freiberg.de/schueler/tibet/>
<http://www.quarks.de/dyn/2747.phtml>
<http://www.naturhurtig.de/info/geo/geo.htm>
<http://himalaya.iqnaut.net/>