



Title	ヒマラヤ山脈のテクトニクスと東アジアの古環境・古気候の変動
Author(s)	西, 弘嗣; 高嶋, 礼詩
Citation	石油技術協会誌, 70(1), 6-14
Issue Date	2005-01-01
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/17186
Type	article (author version)
File Information	t70-1.pdf



[Instructions for use](#)

ヒマラヤ山脈のテクトニクスと東アジアの古環境・古気候の変動

Paleoenvironment and climate changes caused by the Himalayan Tectonics in the East Asia

Hiroshi Nishi and Reishi Takashima

西 弘嗣・高嶋礼詩

Hiroshi Nishi and Reishi Takashima

Abstract: The Indian subcontinent and Asian continent first contacted in the late Cretaceous (about 65Ma) and strongly collided after 52 Ma because northward motion of the Indian Subcontinent slowed from 18–20cm/yr to 4.5cm/yr. Although the first record of uplift in Himalayan regions has been recorded during the Eocene, major uplifts of the Himalayan Range and Tibetan Plateau and the following sediment supply started from the Oligocene through Miocene. Particularly, the rapid uplift stages of Himalayan–Tibetan regions have been recognized, at least, around 8Ma and the last 1Ma based on sedimentological and paleobotanical studies of marine and terrestrial sequences. The micropaleontological studies in marine sequences revealed that the increased elevations in the Himalayan–Tibetan regions forced a strong monsoonal circulation about 8 Ma, which produced intense upwelling around the Arabian Sea and more seasonal climate changes of

terrestrial sequences around the southern Asia. The hypothesis that uplift of plateaus and mountains caused large-scale climate changes during the Cenozoic is still unknown. However, an enhanced chemical weathering due to tectonic uplift in the Himalayan-Tibetan regions may be explained as the active driving force of the Cenozoic global cooling at the beginning of 50 Ma.

Key words: Himalaya, Tibet, Asian Monsoon, Cenozoic, Tectonics, Climate Changes

勤務先：北海道大学大学院理学研究科地球科学専攻

Department of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University

1. はじめに

新生代は、気候変動からみると、温室 (Greenhouse) の白亜紀から冷室 (Icehouse) の第四紀への移行期とみることができる。深海底堆積物から得られた底生有孔虫の酸素同位体比 ($\delta^{18}O$) の変化をみても、最も温暖であった初期始新世から第四紀までに 4‰以上重くなっており、新生代を通じて寒冷化が進行したことを明瞭に示している (Zachos et al., 2001)。一方、テクトニクスの観点からみると、新生代は中生代から続く大陸再編成の時代といえる。ジュラ紀から白亜紀にかけて北半球に再び集合し始めた大陸地塊は、衝突・付加を繰り返し、東アジアの基盤を形成した。ゴンドワナ大陸から分裂したインド亜大陸をはじめとする大陸地塊も、新生代にアジア大陸と衝突または接合した。その中でも、インド亜大陸とアジア大陸の衝突とそれに伴うヒマラヤ山脈・チベット高原の形成は、周辺のテクトニクスだけでなく東アジアの大気循環や海洋環境にも大きな影響を与えている (Hahn and Manabe, 1980; 安成, 1980; 酒井, 1997a; 西・酒井, 1997; 在田, 2002 など)。本論では、このヒマラヤ山脈の形成と上昇が東アジアの古環境・古気候にどのような影響を及ぼしたのかを概察してみたい。

2. ヒマラヤの地形および地質区分

ヒマラヤ山脈とその北に位置する南チベットは、東西延長 2400km、南北約 500km の広がりをもつ弧状の山脈で、日本列島がそのまま収まってしまう大きさをもつ (図 1A)。インド半島からチベット高原に至る地域を地形からみると、南から北へとガンジス平原、シワリーク丘陵、小 (低) ヒマラヤ山地 (Lesser Himalayas)、高ヒマラヤ山地 (Higher Himalayas)、チベット縁辺山地、トランスヒマラヤ (Transhimalayan Range)、チベット高原の順に並んでいる (在田, 1988 : 酒井・本多, 1988: 在田, 2002) (図 1B)。このうち、高ヒマラヤ山地からトランスヒマラヤまでを大ヒマラヤ (Great Himalayas) と区分することもある。各々の地形の境界は断層で区切られ、ガンジス平原とシワリーク丘陵の間にはヒマラヤ前縁衝上断層 (Himalayan Frontal Thrust, HFT もしくは Himalayan Frontal Fault, HFF)、シワリーク丘陵と小ヒマラヤ山地の間に主境界衝上断層 (Main Boundary Thrust, MBT)、小ヒマラヤ山地と高ヒマラヤ山地の間に主中央衝上断層 (Main Central Thrust, MCT)、チベット縁辺山地とトランスヒマラヤの間にはインダスツァンポー縫合帯 (Indus-Tsangpo suture zone, ITS) がそれぞれ存在する (在田, 1988 : 酒井・本多, 1988: 在田, 2002)。その背後にあるチベット高原は、現在では東西約 3500km、南北約 1500km の広がりをもち、平均高度も 5000m をこえ、地球上で最も広くかつ標高の高い高原である。

地質帯としてみると、インドからチベットにかけての地域は南からインド楕状地、ヒマラヤ造山帯、

ラサブロック（小大陸）の3つに区分することができる（図 1B）。ヒマラヤ造山帯の南縁に位置するシワリーク丘陵の主体をなすのはシワリーク層群で、ヒマラヤ山脈の上昇・剝削に伴い、山脈の前縁部に堆積した砂、礫、シルトから構成されている。小ヒマラヤ山地は、インド楕状地の先カンブリア系堆積岩および変堆積岩を主体とし、一部の地域で高ヒマラヤの変成岩ナップがこれらに重なる。高ヒマラヤの山地は大陸地殻を構成していた片麻岩、結晶片岩などの変成岩類と、それに重なるインド亜大陸北縁の陸棚で堆積したテチス海の堆積物、およびこれらに貫入する中新世の優白色花崗岩類からなる。チベット縁辺山地もテチス堆積物と中新世の優白色花崗岩である。ここまでの、インド亜大陸の地殻とその上の堆積物とみなされる。インド亜大陸とアジア大陸の接合線がインダス-ツァンポー縫合帯（ITS）で、ここにはテチス海の海洋地殻のオフィオライトが東西に細長く露出する。これより北側にあるトランスヒマラヤからチベット高原の南部はラサブロックとよばれ、ジュラ紀後期から白亜紀前期にかけてアジア大陸に衝突・付加した小大陸と考えられている。このブロックの北限は、バンゴン-ヌジャン縫合帯（Bangos-Nujyan suture zone, BNS）によって区切られている。すなわち、ヒマラヤ・チベット地域では、中生代にラサブロックが衝突し、その後インド亜大陸が新生代に衝突して現在の地質帯が構成されたと考えることができる（酒井・本多，1988）（図 2）。

3. ヒマラヤ山脈の形成史

3. 1 パンゲア超大陸の分裂とインド亜大陸の北上

中生代になるとパンゲア超大陸は分裂を開始した。分離した多くの大陸地塊は移動し始め、北上した大陸地塊の一部は、再び衝突・合体し、現在のユーラシア大陸（アジア大陸）へと成長していく。このうち、現在のアジア大陸の根幹をなしている大陸地殻（南北中国、モンゴル、東南アジア、ラサなど）の多くは、ジュラ紀から白亜紀にかけて付加・合体したと考えられている (Seng_ r and Natal' in, 1996; Yin and Nie, 1996)。さらに、中生代にパンゲア超大陸の南半分を構成する Gondwana 大陸から分裂したインド亜大陸も、インド洋を 6000km 以上の距離を北上・移動し、新生代にアジア大陸に衝突した (Klootwijk et al., 1992)。これ以外にも、Gondwana から分離した大陸の北上・衝突は、現在でも継続しており、ニューギニア・オーストラリア大陸、アフリカ大陸もいずれユーラシア大陸に衝突し、北半球に「新パンゲア」ともいうべき巨大な超大陸が出現するであろう。

インド亜大陸がアジア大陸に接合し始めたのは 65Ma 頃と考えられている (図 2, 3)。古地磁気の研究によると、約 52Ma まではインド洋の海洋底の拡大速度は 18~20cm/年であったが、これ以降 4.5cm/年以下に急速に減少した (Klootwijk et al., 1992)。したがって、両大陸の衝突は約 52 Ma (古地磁気の Chron 22) とみなしてよい。また、衝突はインド北西のラダック地方で北緯 7° 付近、東方のラサ地方では北緯 13° 付近で生じたことも古地磁気の研究から明らかにされている。現在、ラダック地方

の緯度は、北緯 34°，ラサは北緯 29° に位置しているので、緯度にして 16〜27° に相当する距離（約 2600±900km）が短縮されたことになる (Patriat and Achache, 1984)。加えて、中新世前期以降の地殻の短縮量は 180km 以上、過去 25Ma 間の平均短縮速度は約 11mm/yr と計算されている。さらに、最近 4 年間の GPS 調査によると、その短縮量は 2〜6mm/yr と見積もられている（在田，2002）。

3. 2 陸上の地層からみたヒマラヤ山脈の上昇

ヒマラヤ山脈の上昇過程に関しては、山脈の前縁地域や山間に発達した堆積盆地の地層の特徴やその構造から推定することができる。山間盆地の位置は、時代を経るにつれて北から南へ背後堆積盆地、山間堆積盆地、前縁堆積盆地の順に移動しており、断層帯の前進とともに隆起帯も南へと移動していくことがわかる（吉田，1987；酒井，1997a；在田，2002）。ヒマラヤ山脈の上昇を示す最初の記録は、トランスヒマラヤの背後堆積盆にあるカイラス（Kailas）礫岩（45〜35Ma）である。この地層はインダスマラッセとも呼ばれ、始新世の上昇運動に関連した堆積物と考えられている。これに続く隆起運動は、パロビアン型変成作用（Eo-Himalayan metamorphism, 40〜35Ma）や衝上断層運動に関連し 40〜30Ma 頃に生じたと考えられている。しかし、この隆起運動を直接示す堆積物の年代データは得られていない（在田，2002）。

次の隆起運動は 20〜15Ma 頃と考えられ、シワリーク層群の堆積がこの時期（中期中新世）に開始さ

れた。シワリーク層群は、明瞭な上方粗粒化シーケンスで特徴づけられ、赤紫色砂岩・泥岩が卓越する下部層、成層した砂岩が卓越する中部層、礫岩を主体とする上部層に三分される。既に述べたように、この地層はヒマラヤ山脈から削剥された堆積物で構成されているので、上昇過程を考える上で重要なデータを提供してくれる。この地層群の堆積を引き起こした 20~15Ma の時期の運動には、MGT の活動や低圧・高温変成作用 (Neo-Himalayan metamorphism) が関連したとみなされている。小ヒマラヤ山地でも初期~中期中新世の河川堆積物であるドウムリ (Dumuri) 層が堆積していることから、シワリーク層群の堆積直前には既に山脈の隆起が開始されており、現在のヒマラヤ山脈の原型が誕生していたと推定される (木崎, 1988)。

一方、シワリーク層群の下部層と中部層の間でも、重鉱物組成、堆積環境、堆積速度、炭素同位体比、植物化石群集などに著しい違いがみられる。したがって、両者の境界付近 (11~7.5Ma) には、ヒマラヤ山脈の急激な上昇とそれに伴う環境変化を生じたと考えられている (Tanaka, 1997; 酒井, 1997a)。この時期の隆起活動は、MBT と関連しているらしい (在田, 2002)。さらに、3.5Ma から現在までの期間も、ヒマラヤ山脈は上昇の過程にあるといえる。たとえば、シワリーク層群の最上部は大礫~巨礫からなり、その堆積年代は 1Ma 前後である。また、ネパールから見つかった鮮新世後期の植物化石の群集組成からもヒマラヤ地域が鮮新世以降に 3000m 以上も隆起したことを示す (酒井, 1997a)。中国の多くの研究者も、植物化石の研究からヒマラヤ・チベット山塊は、2Ma 以降に加速度的に急激に上昇したと

いう仮説を主張している(Xiao and Li, 1995). しかし, この2Ma以降の急激な隆起説に対する疑問も提出されている(酒井, 2002b).

3. 3 海底堆積物からみたヒマラヤの上昇過程

深海掘削計画では, これまで Deep Sea Drilling Project (DSDP) の第 22~29 次航海と Ocean Drilling Program (ODP) の 115~123 次航海の 2 つフェーズにおいてインド洋の掘削航海を行った. このうち, 3 地点 (717~719 地点) の掘削結果から, ベンガル扇状地の基盤は中期中新世 (化石帯の CN3 および N8) の化石が発見された層準よりも約 700m ほど深いことがわかり, その形成は初期中新世頃と推定された (Cochran, 1990; Gartner, 1990). インダス扇状地 (731 地点) では, 最も古い化石は漸新世末 (約 25Ma) を示し (Prell, Niitsuma et al., 1989), Kolla and Coumes (1987) も漸新世の中期から初期中新世の間に, この扇状地の堆積が始まったと推定している. したがって, ガンジス・インダスの両扇状地は, 初期中新世頃から形成され始めたと判断される.

また, ベンガル扇状地の重鉱物組成の分析 (717~719 地点) から, ヒマラヤ山脈での主要な上昇の時期が 10.9~7.5Ma と 1Ma 以降の 2 回あったことが明らかにされた (Yokoyama et al., 1990; Amano and Taira, 1992). ヒマラヤから北部インド洋へ供給される砕屑物の量も, 12Ma 以降増加し始め, 9~6Ma (後期中新世) と 4~2Ma (鮮新世~第四紀) にピークがみられる (Rea, 1992). さらに, 新生代の海

洋の ^{87}Sr 値の変換点は 40~39、22.8~17.9、9~7Ma の 3 回あり (図 3)、このうち初期~中期中新世の変化は、ヒマラヤやチベットの上昇に伴う堆積物の流入が原因であると考えられている (Richter et al., 1992; Raymo and Ruddiman, 1992; Raymo, 1994).

4. ヒマラヤ山脈・チベット高原の上昇は東アジアの古環境変動にどのような影響を与えたか

4. 1 モンスーン気候に対する影響

チベット高原は、夏には熱源となり低気圧を発生させるとともに、冬には冷却されて高気圧を発生させ、現在のモンスーン循環を駆動させる主たる原因となっている。また、ヒマラヤ山脈は夏には南西モンスーンの障壁となりヒマラヤの南側に多量の雨をもたらすが、冬はチベット高原がシベリア寒気団の南下を妨げる障壁として働く。このように、現在の大気循環に関して、ヒマラヤ・チベット山塊は熱的効果と障壁効果の二つの役割を果たしている (在田, 2002 など)。さらに、この他に偏西風やジェット気流の流れにも影響を与えていることが知られている (安成・藤井, 1983; 酒井, 2003 など)。ヒマラヤ・チベットの上昇がモンスーン気候の成立と密接な関係があることが指摘されて以来 (Hahn and Manabe, 1975; 安成, 1980 など)、多くのモデル実験 (General Circulation Model、GCM) が行われてきた。それらによると、(1) 夏の日射量が増加するとモンスーンは強くなり南アジアの降水量も増加

する、(2) 現在と同じか低いかを比べたとき、山脈が高い方が強い風と高い降水量を生じる、(3) ヒマラヤ山脈がない場合には、南アジアの降水量は 50~60%減少しアラビア海に吹く風の強さも 70%減少する、(4) 現在と同程度のモンスーン気候を発生させるには、ヒマラヤ・チベット地域が少なくとも現在の半分の高度に達することが必要である、(5) 世界的な寒冷化が起こってもモンスーンを強くすることはない、などの指摘されている (Prell and Kutzbach, 1992; Prell et al., 1992).

現在の北西アラビア海では、南西モンスーンの風によって強い湧昇流が引き起こされている。そこで、深海コアの研究では湧昇流に起因する微化石の産出や生物生産量の増減を手掛かりとして、過去のモンスーンの発生時期やその強度を推定する手法が用いられている (Caulet et al., 1992; Curry et al., 1992)。インド洋で行われた研究から、湧昇流に起因する群集は 10~8Ma から増加し始めることが明らかとなり、この時期がヒマラヤ山脈・チベット高原がモンスーン気候を発生する高度に達した時期であると判断されている (Prell, Niitsuma et al., 1989; 高山ほか, 1990; Kroop et al., 1991 など)。現時点では、8Ma 頃に生じたとする説の方が有力となっている (西・酒井, 1997; 酒井, 1997a など)。

シワリーク層群でも、堆積相、花粉組成、植物化石相、動物化石相、炭素同位体比などのデータが、8Ma 付近で顕著な変化を示しており、深海コアの結果と一致している。また、パキスタンは、現在はモンスーンの影響により乾燥アジアに位置するが、この地域のデータでも、 $\delta^{13}C$ の値から推定される C3 植物から C4 植物への変化が 7.4~7.0Ma に生じており、この時期にモンスーンが強くなり、現在と

同じような乾燥気候へと変化したことが示唆される (Quade et al., 1989). この時期には, 北部チベット高原が現在のほぼ半分の高度に達しており (Mercier, 1987), モンスーンの発生とヒマラヤ・チベット山塊の上昇が強く関連していることを示唆する. このように陸上および深海コアのデーターからも, モンスーン気候が成立したのは 8Ma 付近と推定され, その前後で地表の環境も大きく変化したと考えることができる.

4. 2 地形・テクトニクスに対する影響

現在, アジア大陸には, 黄河, 揚子江, メコン, サルウィン, イラワジ, プラマプトラ, ガンジス, インダスなどの巨大な河川が存在し, 農業, 文化, 人間生活に大きな影響を及ぼしている (酒井, 1997b). これらの河川の源流はヒマラヤ・チベット山塊にあるとよく, ヒマラヤの上昇はこれらアジアの巨大河川の形成にも関与していることになる. また, モンスーン気候の影響によりヒマラヤ山脈の南側は世界でも有数の多雨地帯となっているので, これらの河川で集水された水量は膨大となる. 実際に, インドから東南アジアにかけての地域にある河川の年間流量はアマゾン河に次いで多く, 懸濁物の年間流出量では世界最大である (須藤, 1994). しかし, ヒマラヤ山脈北斜面以北になると年間降水量は 500mm 以下と少なく乾燥地域が広がり, ヒマラヤの南面と著しい対称をなしている.

また, インド亜大陸とアジア大陸の衝突による地殻の短縮量は 2600km と推定されているが (Patriat

and Achache, 1984), このうちの 1/3 はヒマラヤの上昇や衝上断層によって引き起こされているらしい (Bilham et al., 1997). それ以外の主たる短縮を説明するために, 1) アジア大陸の地殻が厚くなった, 2) アジア大陸内の横ずれ断層によって地殻が東方に押し出されることで短縮を生じた (Polyphase extrusion model, Tapponier et al., 1986), とする 2 通りのモデルがある. チベットの地殻の厚さは約 70km もあり, 通常の約 2 倍の厚さをもつ. 前者は, 地殻を厚くすることで短縮量を補償しようとする見解で, 後者は地殻の短縮分を水平移動によって解決しようとするモデルである. 実際, ヒマラヤ・チベット山塊の前面には山脈にほぼ平行な断層群が数多く観察されるが, 中国, 東南アジア地域にもその延長と思われる東西もしくは北西-南東方向に多くの横ずれ断層系が存在している. しかし, この Extrusion はそれほど大きくなく, 短縮量の大部分は, インド・チベット地域でまかなわれているとの説もあり, 論争が続いている (木村, 1997).

5. モンスーン以外の新生代の気候変動に対する影響はあるのか

K/T 境界後, 新生代における最初の気候変動に関する事件は, 暁新世/始新世境界に生じた. この事件は $\delta^{13}C$ の 2~3‰ の炭素同位体比の負のスパイクを伴い, LPTM (Late Paleocene thermal maximum) もしくは PETM (Paleocene/Eocene thermal maximum) とよばれる (図 3). この事件後, 初期始新世

の気候は、著しく温暖となり Early Eocene Climatic Optimum とよばれる。しかし、50 Ma になると急激に寒冷化傾向へと転化し、その傾向は初期漸新世まで続く。後期漸新世には気候は再び温暖となるが、初期中新世から中期中新世までは温暖-寒冷を繰り返すようになる。中期中新世の後半から再び寒冷化が進行し、鮮新世-第四紀の氷期へとつながっていく。寒冷化に伴う最初の南極氷床の拡大は、後期始新世から前期漸新世と考えられており、次に中期/後期中新世付近に再び拡大を生じた。2~3Ma になると両極で氷床が拡大するようになった。南極氷床の拡大には、タスマン海路やドレイク海路の成立による南極周極流の形成が大きな役割を果たした (Kennet et al., 1975; Baker, 1977; 舟川, 2003)。

また、北極氷床の拡大にはパナマ地峡の閉鎖がその原因とされている。このように、海路の開通・閉鎖が表層海流の循環に影響を与え、氷床拡大を引き起こしたと考える説が有力である。

インド亜大陸とアジア大陸の衝突はモンスーン気候の成立だけでなく、上述のような新生代の気候変動の主たる原因となっているという考えも提案されている。たとえば、北半球での氷床の発達もチベット高原の上昇に起因するとする仮説 (Ruddiman et al., 1986)、また、新生代の気候変動や温暖化ガスである二酸化炭素の吸収にもヒマラヤの形成などの造山運動が大きな影響をおよぼしているという考えも提唱されている(たとえば、Raymo et al., 1988; Raymo, 1994 など)。特に、後者は「Uplift weathering hypothesis」とよばれる。ヒマラヤのような巨大山脈の上昇に起因して風化・削剥された大量の堆積物は、有機物の埋積とシリケート鉱物の化学的風化の増加を引き起こす。そのため、大気中の二酸化炭素

の吸収が促進され、気候の寒冷化を引き起こすとする仮説である (Ruddiman, 2001)。Raymo (1994) は、21~17Ma に MCT から南チベットにかけての地域が急速に上昇したため、15Ma の南極氷床の拡大と世界的寒冷化につながったと考えた。このように、山脈の形成が地球の気候変動に大きな影響を与えているという仮説 (Uplift-Climate Hypothesis) が提案され、様々な方面から検討がなされている (Ruddiman, 1997)。筆者らは、50Ma 以降に開始された酸素同位対比の変化を説明するのには、この「Uplift weathering hypothesis」は有力であると考えている。削剥量の急激な増加は 10~8Ma 付近にも記録されているが、この時期も酸素同位対比の値が正にシフトする層準と一致している。さらに、次の削剥量の増加は 1Ma 付近にみられる (Amano and Taira, 1992; 酒井, 2002a)。この時期は、様々な気候変動の周期が 4 万年から 10 万年周期に変化する “Mid-Pleistocene Revolution (Berger et al., 1993)” と一致しており、ヒマラヤ・チベット山塊の上昇と関連があるのかもしれない。

6. 東アジアのテクトニクスは石油の堆積盆地の形成にどのような効果をもたらすか？

世界の巨大油田に関しては、ジュラ紀~白亜紀に形成された油田が最も多く、次いで新生代の油田が多い。白亜紀の油田の多くはテチス海の地域に集中しているが、その成因として大西洋の拡大初期における閉鎖的領域の形成、海洋無酸素事変 (Oceanic Anoxic Events)、スーパープリューム事件による温

暖化，などの諸条件との関連性が指摘されている（Larson, 1991 など）。一方，東アジアの新生代の油田の多くは，インドネシアなどの東南アジアおよびパキスタンなどのインド周辺地域に集中し，産油層の地質年代は始新世～中新世であることが多い（石油学会，1984）。石油の形成には，大量の有機物，巨大な堆積盆地，有機物を熟成させるのに十分な熱量，など幾つかの条件が必要であるが，ヒマラヤ山脈の形成は，間接的にこれらの条件の幾つかを満たしてくれると考えられる。たとえば，ヒマラヤ・チベットの上昇に伴う河川系の発達と大量の堆積物の運搬・堆積，それに伴う堆積平野の発達などが石油堆積盆地の形成に大きな役割を果たしたに違いない。新生代の石油堆積盆地の多くは，モンスーン気候の発生以前（10～8Ma）に形成されている。したがって，モンスーンによって引き起こされる降水量の増加などは，石油の形成に大きな影響を与えた可能性は小さいのかもしれない。

7. 今後の問題点

新生代における古海洋学的な事件の幾つかは明らかにヒマラヤ山脈の形成と密接に関連し，特にモンスーン気候の成立はヒマラヤ・チベット地塊の上昇に起因していることは間違いない。しかし，いつモンスーン気候が成立したか、言い換えれば、ヒマラヤやチベットがいつ世界的な気候に影響を与える高度まで達したか、という問題に関してはまだ決着がついていない。既に述べたように、過去のモンスー

ン気候を理解するための基本データは、湧昇流の有無やその強度を推定することである。そのためには、ベンガル・インダスなどの海底扇状地の掘削を行い新たな試料を得ることが必要不可欠である。そのため、2004年度から開始された統合深海掘削計画（Integrated Ocean Drilling Project, IODP）と新たに運行される日本のライザー船にかかる期待はきわめて大きいといえる。

引用文献

Amano, K. and Taira, A., 1992: Two-phase uplift of Higher Himalayas since 17Ma. *Geology*, 20, 391-394.

在田一則, 1988 : ヒマラヤはなぜ高い. 青木書店, 東京, 172p.

在田一則, 2002 : ヒマラヤのテクトニクス・山脈隆起・気候変動 -概論-. 月刊地球, 24 (4), 227-233.

Barker, P. F., and Burrell, J., 1977: The opening of Drake Passage. *Mar. Geol.*, 25, 15-34.

Berger, W.H., Bickert, T., Schmidt, H. and Wefer, G., 1993: Quaternary oxygen isotope record of pelagic foraminifers: Site 806, Ontong Java Plateau. *In* Berger, W.H., Kroenko, L.W. and Mayer, L. A. et.al., eds., : *Proc. ODP, Sci. Results, 130, College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, 381-394.

Bilham, R., Larson, K., Freymueller, J. and Project Idylhim members, 1997: GPS measurements of present-day convergence across the Nepal Himalaya. *Nature*, 386, 61–64.

Calet, J. P., venec-Peyre, M.-T., Vergnaud-Grazzini, C. and Nigrini, C., 1992: Variation of South Somalian upwelling during the last 160 ka: radiolarian and foraminifera records in core MD 85674. *In* Summerhayes, C. P., Prell, W. L. and Emeis, K. C., eds., : *Upwelling Systems: Evolution since the Early Miocene*, Spec. Publ. Geol. Soc. London, (64), 379–389.

Cochran, J. R., 1990: Himalayan uplift, sea level, and the record of Bengal Fan sedimentation at the ODP Leg 116 sites. *In* Cochran, J. R., Stow, D.A.V., et al eds., : *Proc. ODP, Sci. Results, 116, College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, 397–414.

Curry, W. B., Ostermann, D. R., Gupta, M. V. S. and Ittekkot, V., 1992: Foraminiferal production and monsoonal upwelling in the Arabian Sea: evidence from sediments traps. *In* Summerhayes, C. P., Prell, C. P. and Emeis, K. C., eds., : *Upwelling Systems: Evolution since the Early Miocene, Spec. Publ. Geol. Soc. London*, (64), 93–106.

舟川 哲, 2003, 始新世／漸新世境界付近における南太平洋の古海洋学. 化石, (73), 20–37.

Gartner, S., 1990: Neogene calcareous nannofossil biostratigraphy, Leg 116 (Central Indian

Ocean). In Cochran, J. R., Stow, D. A. V. et al., eds., : *Proc. ODP, Sci. Results, 116, College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, 165-187.

Hahn, D. G. and Manabe S., 1975: The role of mountains in the south Asian monsoon circulation. *Jour. Atmos. Sci.* 32, 1515-1541.

Kennett, J. P., 1977: Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-antarctic ocean and their impact on global paleoceanography. *Jour. Geophys. Res.*, 82, 3843-3860.

木崎甲子郎, 編著, 1988: 上昇するヒマラヤ. 築地書館, 東京, 216p.

木村 学, 1997: 第5章テクトニクスと造山運動. 平 ほか著, 地殻の進化, 岩波書店, 東京, 187-276.

Klootwijk, C.T., Gee, H.S., Peirce, J.W., Smith, G.M., and McFadden, P.L., 1992: An early India-Asia contact: Paleomagnetic constraints from Ninetyeast Ridge, ODP Leg 121: *Geology*, 20, 395-398.

Kolla, V., and Coumes, F., 1987: Morphology, Internal structure, seismic stratigraphy, and sedimentation of Indus Fan. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 71, 650-677.

Kroop, D., Steens, T., and Troelstra, S. R., 1991: Onset of monsoonal related upwelling in the western Arabian Sea as revealed by planktonic foraminifers. In Prell, W. L., Niituma, N., et al. eds., : *Proc. ODP, Sci. Results, 117, College Station, TX (Ocean Drilling*

Program), 257-263.

Larson, R. L., 1991: Geological consequences of superplumes. *Geology*, 19, 963-966.

Mercier, J.-L., Armijo, R., Tapponnier, P., Carey-Gailhardis, E., and Lin, H. T., 1987: Change from late Tertiary compression to Quaternary extension in southern Tibet during the India-Asia collision. *Tectonics*, 6, 275-304.

西 弘嗣・酒井治孝, 1997: インド洋の古海洋変動とヒマラヤ山脈のテクトニックイベントの対応. 地質学雑誌, 103 (3), 313-327.

Patriat, P., and Achache, J., 1984: India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates. *Nature*, 311, 615-621.

Paudel, L. P. and Arita, K., 2000: Tectonic and polymetamorphic history of the Lesser Himalaya in central Nepal. *Jour. Asian Earth Sci.* 18, 561-584.

Prell, W. L., and Kutzbach, E., 1992: Sensitivity of the Indian Monsoon to forcing parameters and implications for its evolution. *Nature*, 360, 647-652.

Prell, W. L. and Niitsuma, N. et. al., 1989, Proc. ODP, Init. Rep, 117, College Station. TX (Ocean Drilling Program), 1236p.

Prell, W. L., Murray, D. W., Clemens, S. C. and Anderson, D. M., 1992: Evolution and variability

- of the Indian Ocean summer monsoon: evidence from the western Arabian Sea Drilling Program. *In* Duncan, R. A., Rea, D. K., Kidd, R. B., von Rad, U., and Weissel, J. K., eds.,: *Synthesis of Results from Scientific Drilling in the Indian Ocean*, Geophysical Monograph, 70, AGU, 447-469.
- Quade, J., Cerling, T. E., and Bowman, J. R., 1989: Development of Asian monsoon revealed by marked ecological shift during the latest Miocene in northern Pakistan. *Nature*, 342, 163-166.
- Raymo, M. E., 1994: The Himalayas, orogenic carbon burial, and climate in the Miocene. *Paleoceanography*, 9, 399-404.
- Raymo, M. E. and Ruddiman, W. F., 1992: Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature*, 359, 117-122.
- Raymo, M. E. and Ruddiman, W. F. and Froelich, P. N., 1988: Influence of late Cenozoic mountain building on ocean geochemical cycles. *Geology*, 16, 649-653.
- Rea, D. K., 1992: Delivery of Himalayan sediment to the Northern Indian Ocean and its relation to global climate, sea level, uplift, and seawater strontium. *In* Duncan, R. A., Rea, D. K., Kidd, R. B., von Rad, U., and Weissel, J. K., eds.,: *Synthesis of Results*

from Scientific Drilling in the Indian Ocean, Geophysical Monograph, 70, AGU,
387-402.

Richter, F. M., Rowley, D. B., and DePaolo, D. J., 1992: Sr isotope evolution of seawater: the
role of tectonics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 109, 11-23.

Ruddiman, W.F., 1997: *Tectonic Uplift and Climate Change*. New York, Plenum Press, 535 p.

Ruddiman, W.F., 2001: *Earth's Climate*. New York, W. H. Freeman and Company, 465 p.

酒井治孝, 1997a: モンスーン気候はいつ始まったのか? 地学雑誌, 106(2), 131-144.

酒井治孝 編著, 1997b: ヒマラヤの自然誌. 東海大学出版会, 東京, 272p.

酒井治孝, 2002a: 100 万年前のヒマラヤ前縁山地の急激な上昇. 月刊地球, 24(4), 279-284.

酒井治孝, 2002b: ヒマラヤ・チベット山塊の 2Ma 以降急上昇説の再検討-シシャパンマ峰北斜面の含植
物化石層は本当に上部鮮新統か?-. 月刊地球, 24(4), 297-301.

酒井治孝, 2003: 地球学入門, 東海大学出版会, 東京, 285p.

酒井治孝・本多 了, 1988a: ヒマラヤ山脈の形成 I. 科学, 58(8), 494-508.

石油学会 編, 1984: ガイドブック世界の大油田. 技報堂出版株式会社, 東京, 542p.

Sengor, A.M.C., and Natal'in, B.A., 1996: Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis, in

Yin, A., and Harrison, T.M., eds.,: *The Tectonic Evolution of Asia*, Cambridge,

Cambridge University Press, 486-640.

須藤英雄, 編著, 1994: 海からみた地球環境. 成山堂書店, 東京, 235p.

高山俊昭・佐藤時幸・Stacia, A. S.・ODP Leg117 乗船者, 1990: 微化石からみたアラビア海の堆積物.

月刊海洋, 22 (6), 343-347.

Tanaka, S., 1997: Uplift of the Himalaya and climatic change at 10 Ma -Evidence from records of carbon stable isotopes and fluvial sediments in the Churia Group, central Nepal.

Jour. Geol. Soc. Japan, 103 (3), 253-264.

Tapponnier, P., Peltzer, G., and Armijo, R., 1986: On the Mechanics of the Collision between

India and Asia. Geological Society Special Publication, (19), 115-157.

Xiao, X., and Li, T., 1995: Tectonic evolution and uplift of the Qinghai-Tibet Plateau. Episodes,

18, 31-35.

安成哲三, 1980: ヒマラヤの上昇とモンスーン気候の成立. 生物科学, 32, 36-44.

安成哲三・藤井理行, 1983: ヒマラヤの気候と氷河. 東京堂出版, 東京, 255p.

Yin, A. and Harrison, T. M., 2000: Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen. Annu.

Rev. Earth Planet. Sci. 28, 211-280.

Yin, A., and Nie, S., 1996: A phanerozoic palinspastic reconstruction of China and its neighboring

regions, *In* Yin, A., and Harrison, T.M., eds., : *The Tectonic Evolution of Asia*,
Cambridge, Cambridge University Press, 442–485.

Yokoyama, K., Amano, K., Taira, A., and Saito, Y., 1990: Mineralogy of silts from Bengal Fan.

In Cochran, J. R., and Stow, D. A. V., eds., : *Proc. ODP, Sci. Results, 116B, College
Station, TX (Ocean Drilling Program)*, 59–73.

吉田 充 (1987) : ヒマラヤ山間盆地の環境変遷. 月刊地球, 9(11), 644–648.

Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. and Billups, K., 2001: Trends, rhythms, and
aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292, 686–693.

図の説明

図 1

A ヒマラヤ・チベット地域の地質図. Paudel and Arita (2000)を編集

B インド・ヒマラヤ・チベットの南北断面図. 酒井・本田 (1988), Yin and Harrison (2000)を基に

編集

図 2

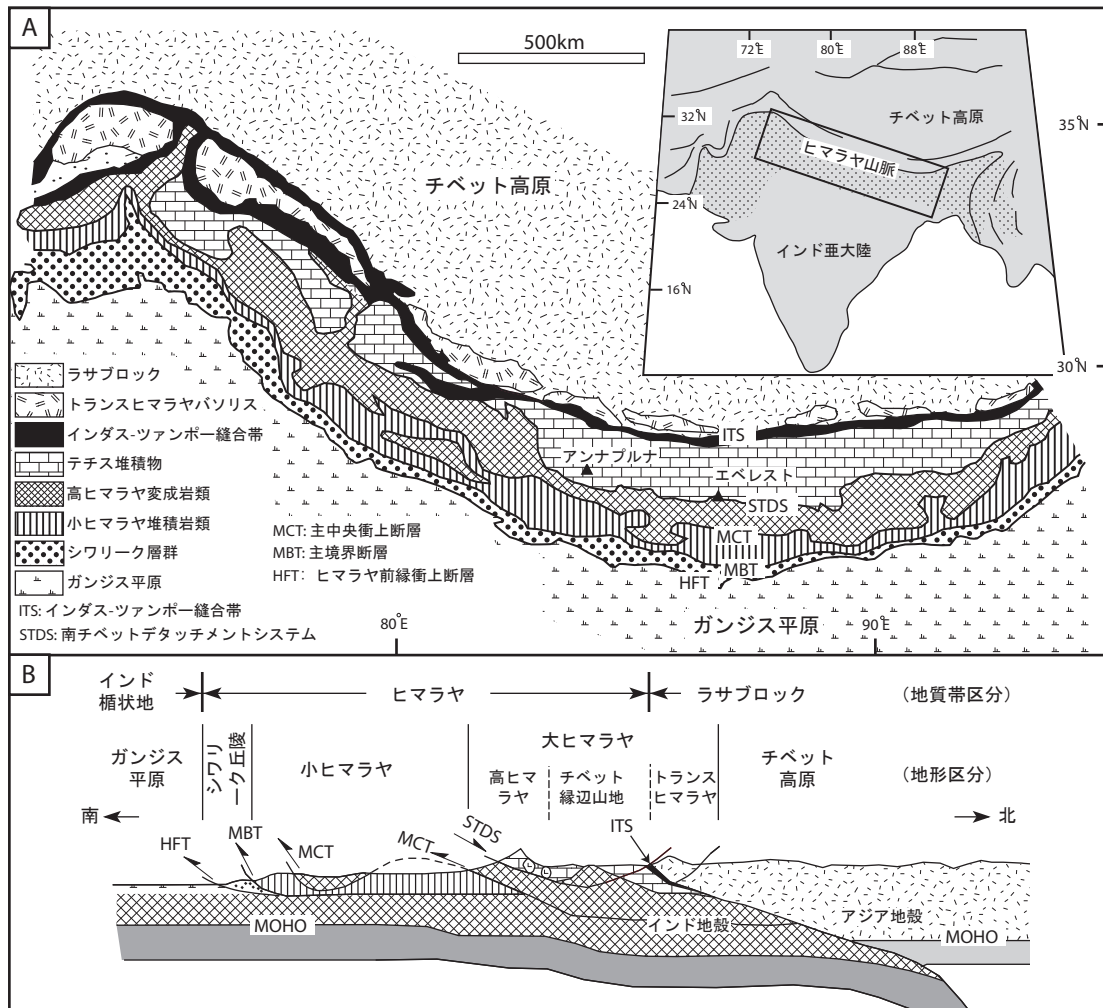
ヒマラヤ・チベット地域の構造発達史. 酒井・本田 (1988) を基に編集

図 3

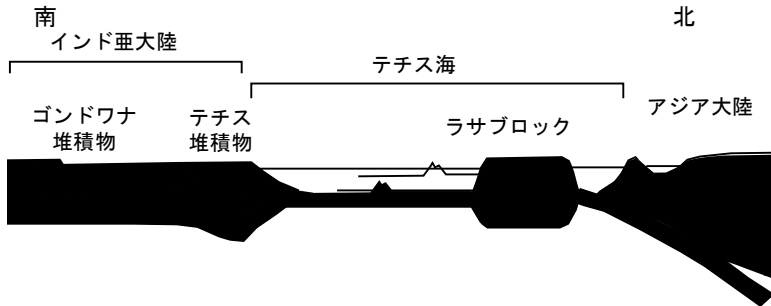
第三紀の気候とテクトニックイベント. 酸素・炭素同位体, 氷床, 気候およびテクトニックイベントに

関しては Zachos et al. (2001), ストロンチウム同位対比は Raymo (1994), ヒマラヤの地質イベント

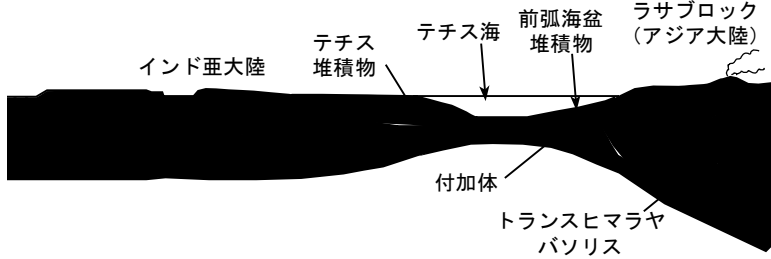
は Yin and Harrison (2000)に基づく.



1) ジュラ紀後期（ラサブロックの衝突）



2) 白亜紀末期（インド亜大陸・アジア大陸の会合）



3) 現在（衝突・地殻の短縮の進行）

