

碰撞构造

〔英〕 M.P.考沃德 A.C.里斯 编



地质出版社

碰撞构造

[英] M.P.考沃德 A.C.里斯 编

徐贵忠 王艺芬 洪汉铮 译

地质出版社

内 容 简 介

本书选自英国地质学会专报第19号《碰撞构造》中的13篇文章, 主要介绍地球上的巨大碰撞构造带——喜马拉雅-阿尔卑斯碰撞带, 对碰撞造山作用的过程、碰撞机制、构造变动、岩浆作用和变质作用等从动力学、热力学、地球化学、古地磁学及同位素年代学等方面加以阐述。碰撞构造在我国极为发育, 自板块构造兴起以来, 已引起国内外地质学者的重视和兴趣, 成为当今构造地质研究的热门话题。本书不论是从理论上还是在典型分析上都具有重要参考价值。可供区域地质调查研究者、广大地质专业师生阅读、参考。

COLLISION TECTONICS

EDITED BY

M. P. Coward & A. C. Ries

Published for the Geological Society by

Blackwell Scientific Publications

Oxford • London • Edinburgh • Boston

1986

碰 撞 构 造

[英] M. P. 考沃德 A. C. 里斯 编

徐贵忠 王艺芬 洪汉铮 译

责任编辑: 高山

地质出版社出版发行

(北京和平里)

地质出版社印刷厂印刷

(北京海淀区学院路29号)

新华书店总店科技发行所经销



开本: $787 \times 1092^{1/16}$ 印张: 9 字数: 213000
1990年4月北京第一版 • 1990年4月北京第一次印刷
印数: 1—1320册 国内定价: 4.00元
ISBN 7-116-00622-2/P·528

译者前言

碰撞构造 (Collision Tectonics) 一书是根据1983年4月英国William Smith碰撞构造学术讨论会中的一些重要论文编辑成书的, 1986年在伦敦出版。全书共22篇文章, 分属碰撞造山带的形成过程和形成机制以及全球范围内不同时代、不同类型的碰撞造山带实例。编辑的重点是介绍喜马拉雅-阿尔卑斯造山带。

文章根据板块构造的理论, 较全面系统地阐述各碰撞造山带在形成和地质演化过程中的构造变动、岩浆作用和变质作用。在不同程度上阐明和探讨了下列问题: 1. 碰撞前的俯冲阶段在地壳底部发生何种变形作用和热作用。2. 大陆-大陆碰撞和大陆-岛弧碰撞阶段的变形顺序、仰冲次数和在缝合线的下盘或上盘的主要变形作用。3. 造成洋底巨大板片仰冲到大陆边缘之上的原因, 它属大陆-大陆碰撞的组成部分还是由其它作用造成的? 4. 大陆-大陆仰冲阶段是什么控制了变形速度, 如何区分由仰冲、纯剪切、走滑事件造成的变形, 变形与板块运动速率是何种关系? 5. 地壳增厚的主要机制及对后来的岩浆、变质、隆起和冷却历史的意义。6. 何种地球物理学、地球化学、地层学、构造学和岩石学方法可用以确定缝合线的几何形状及其成因。

我国的板块构造研究正处于深入发展阶段。在我国的广大地区, 发育了不同规模、不同时期的碰撞构造, 对我国的地质构造格架和地质发展历史起着控制作用, 碰撞构造已成为当今地质构造研究的热点。为了推动这种研究, 我们特从《碰撞构造》一书中选译成篇文章介绍给读者。其中“大陆碰撞带的动力学分析”是根据J. F. Dewey等和M. Mattauer两篇文章编译的“印度和亚洲之间的碰撞机制”一文做了适当地压缩。原书中有关大陆-岛弧碰撞构造部分, 已有类似的译本 (如J. K. Leggett编的海沟与弧前地质), 我们不再译出。

限于时间和水平, 译文中难免有不当之处, 恳请读者指正。

徐贵忠 王艺芬 洪汉铮

1989.8.

目 录

大陆碰撞带的动力学分析.....	1
碰撞带岩浆作用的地球化学特征.....	17
板块碰撞带的构造力学.....	31
印度和亚洲之间的碰撞机制.....	46
喜马拉雅碰撞时期的变质作用和岩浆作用.....	69
喜马拉雅西北部的碰撞构造.....	80
阿尔卑斯——多次碰撞的实例.....	94
阿尔卑斯造山带的古地磁和大陆碰撞以及晚构造期拉张盆地的形成	100
非洲前寒武纪的碰撞构造	121

大陆碰撞带的动力学分析

节译自J.F.Dewey等与M.Mattauer的两篇文章

除了外来天体的撞击与岩石圈下面的地幔影响外,大陆地壳的地质构造特征是由岩石圈弯曲、拉伸与缩短等变形造成的。急剧的岩石圈拉伸与缩短分别产生热减薄与增厚,形成盆地与山脉,热松弛使它们发生沉降与上隆,沉积与剥蚀又加快了这些过程。因此,使所有地层发生种种错综与复杂变形的垂直运动正是岩石圈变形的结果。大陆碰撞就是岩石圈或地壳增厚与造山运动的一种主要机制。

一、大陆碰撞的基本特征

大陆碰撞包括各种带有消减带的漂浮或处于高位置的地体的逐渐撞击,例如海山、海山链与岛弧的碰撞,海底高原或微大陆与岛弧的碰撞,以及大陆的大块体之间的碰撞。这些碰撞具有不同的尺度与方式。碰撞的尺度控制了应变体系及其产物的类型、时间与强度(Dewey, 1977)。碰撞的大陆边缘是不规则的,沿着缝合带走向的应变序列通常是穿时的(Wewey和Burke, 1973),碰撞前的大陆边缘可能具有外来地体的长期的复杂历史(Coney等, 1980)。

大陆会聚板块边界(如阿尔卑斯山或喜马拉雅山)是宽而发散的复杂构造带,这里的板块相对位移转换成复杂的多样的应变与较小地块边界的位移。而大洋板块边界通常较窄、较简单,其板块运动只有较小的部分转化为应变与小位移(Mckenzie, 1972)。两种板块边界的差别可能是由于主要的矿物成分不同而产生的:大陆的石英较弱并具有正浮力,而海洋的橄榄石强度较大并具有负浮力。另外,大陆地壳具有很大的不均匀性与各向异性,并穿插有一些低强度成分。它的形成与改造具有各种不同的机制。而大洋岩石圈相对均匀,是由板块增生而产生的并被破裂带所改造(Dewey, 1982)。

碰撞构造的一个基本问题是如何将板块位移方向与速率转化为会聚板块边界的应变与应变速率(图1)。Argand (1924)最早将喜马拉雅造山带解释成印度向亚洲俯冲的结果。Molnar 和 Tapponnier (1975, 1977a, b, 1978, 1979, 1981)、Tapponnier 和 Molnar, (1976, 1977)、Tapponnier等(1981, 1982)提出用水平平面应变的滑移线解释西藏的走滑楔体与东西向拉伸构造,认为这是由于印度半岛作为刚性体挤入而产生的。然而仅用水平平面应变不能解释西藏地壳的增厚。另一种观点认为这是由垂直拉伸引起的缩短与加厚造成的(Dewey和Burke, 1973)。但这并不是说把垂向拉伸当作一种特殊机制,地壳增厚可能是多种机制的共同作用,例如还有比地壳尺度小的近于水平的剪切与逆冲。England 与 Mckenzie (1982)提出一种粘性连续体模型,刚性的印度岩石圈逐渐插入而引起的垂直拉伸在亚洲地区逐渐扩大,在这个模式中垂直拉伸被约80km的地壳侧向扩张所缓冲。这

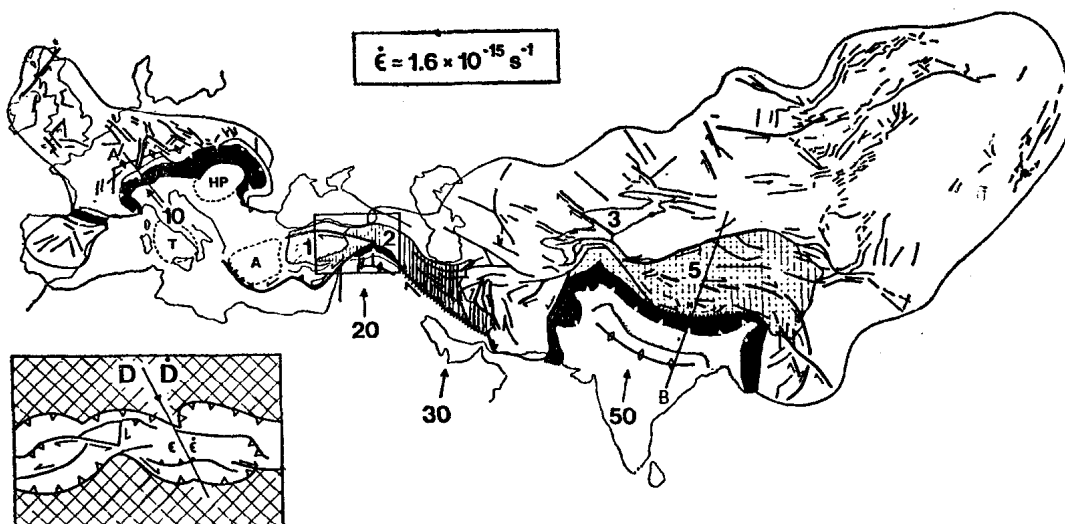


图 1 阿尔卑斯—喜马拉雅会聚系的简化构造图

板块滑动速率在欧亚参考系上以mm/a为单位。黑色为逆断层带，水平线表示陆前与陆后盆地。高原的高度分别为：1km（西安纳托利亚，1）；2km（东安纳托利亚，2）；3km（天山，3）；5km（西藏，5）。插图表示宽阔的会聚边界的基本构造，虽然可以得知前陆间的相对位移D与位移速率D，将它们转换为收敛应变 ϵ 与应变速率 $\dot{\epsilon}$ 的途径可能是非常复杂的。线A与线B为绘于图2的剖面位置。A：爱琴海（Aegean），HP：匈牙利平原，T：第勒尼安（Tyrrhenian）

个模式的优点在于解释了东西向的侧向挤入与拉伸是地壳增厚晚期阶段的产物。

西藏高原是阿尔卑斯—喜马拉雅系统中两个主要高原中较高与较大的一个（图1）。另一个土耳其—伊朗高原，是高出海平面2km的岩石圈水平缩短带（Sengör和Kidd，1979）。这样的高原，具有大致固定的平均海拔，是碰撞系统中五个构造成分之一，这五个成分是：高原、逆冲带，前陆岩石圈挠褶带，宽广的前陆或后陆变形带以及造山崩塌或膨胀带（图1与图2）。我们这里运用前陆与后陆的概念是指最外面的主要逆掩断层带外部方向与相反方向的主要造山边缘。逆断层带与前陆挠褶带在所有碰撞系统中是很普遍的，而高原，宽广的前陆与后陆变形和崩塌带则不一定总在造山带的某一特定位置存在。

逆断层带主要发育在裂陷边缘减薄的大陆地壳逐步向前陆的再叠加与加厚的地区，通常包括老的铲式正断层的复活逆冲（Jackson，1980），而逆冲缩短通常发生在海拔低于海平面且地壳再叠加增厚到30km之前开始的。以最老最高的基底为核的内部推覆构造通常沿着造山带走向的不连续面产生，而年轻的外部的的前陆薄皮的褶皱逆冲带是连续的，主要是圆柱形的。当在前陆系列中沿一近于水平的弱面产生滑脱时，滑脱带上的岩石能独立于基底而缩短400km（Geiser和Engelder，1983），较高的内部推覆体通常带有大陆下地幔的与完整但薄的地壳的碎块（图3）。

地壳变薄是在地壳拉伸与分离时产生的。构造刮削作用使最高的推覆体变薄，所产生的薄片（如阿尔卑斯的塞希亚（Sesia）带）可能被消减而产生蓝片岩相（图3）。逆断层带里的变质组合通常表现为局部的蓝片岩叠加组构在老的地壳组合上，而后者又为区域性的闪岩/绿片岩组合所叠加（图3）。最内部最高的推覆体和相邻的蛇绿岩或结晶的缝合带通常在晚期的地壳尺度旋转或后移（retrocharriage）（Roeder，1979）带上变陡以至翻转过来，可能表现为大面积地向后逆冲到相邻的高原或陆上（图2与3）。

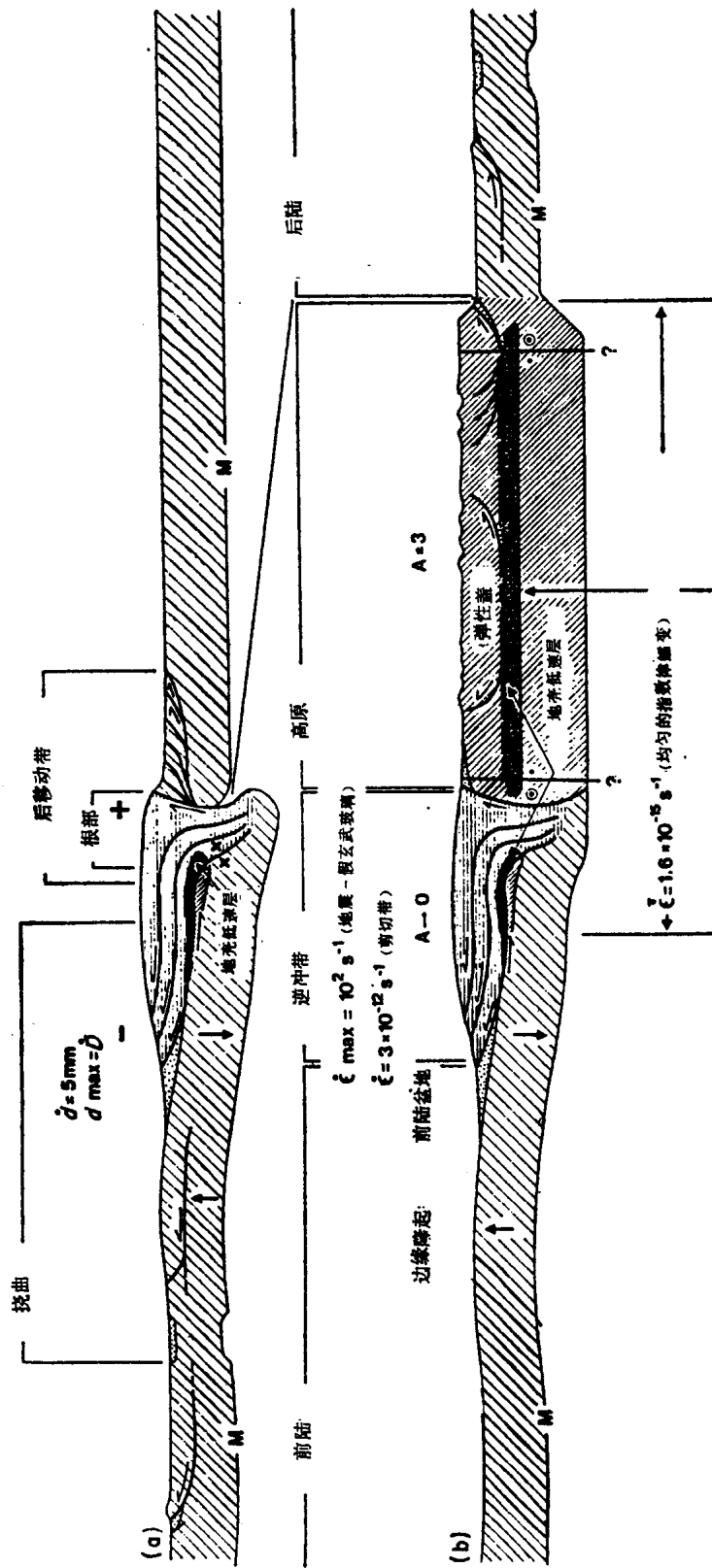


图 2 表示碰撞造山单元的构造剖面示意图

(a) 阿尔卑斯类型, b 喜马拉雅类型)。正、负号表示均衡重力异常。前陆与后陆地壳用斜线表示, 加厚的地壳与高原用密斜线表示, 逆冲片用水平线表示, 其他符号与图1同。A表示Argand数 (由地壳厚度差引起的应力与继续会聚需要的应力之比) (England和McKenzie, 1982)

图3 意大利阿尔卑斯带的逆冲造山带剖面示意图

复理石/推覆体极性/指向

滑脱带更年轻 更老

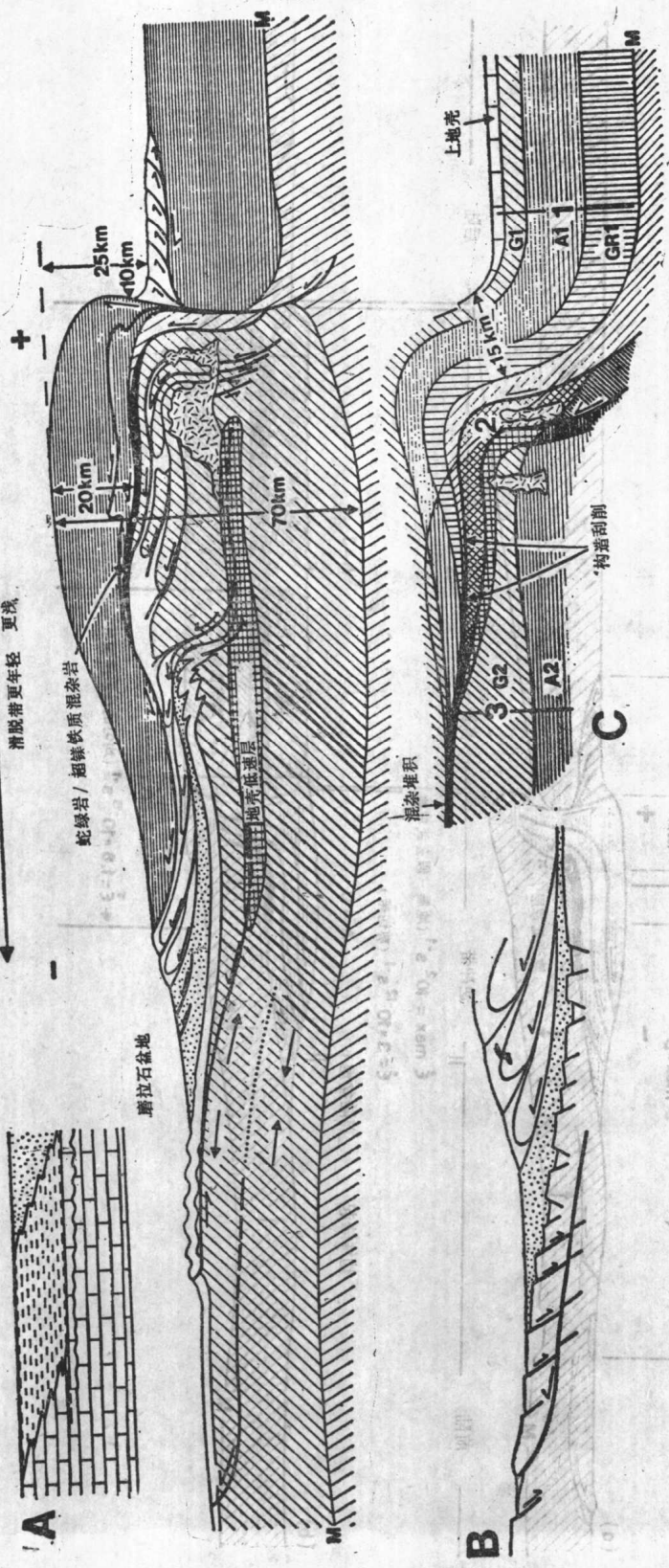


图3 瑞士-意大利阿尔卑斯带的逆冲造山带剖面示意图

A) 逆冲造山带的地质与前陆盆地的地层, 显示了一个由边缘隆起早期向外移动而产生的假整合; B) 前陆盆地之下的引张构造, 产生于一个被逆冲滑脱所切割的褶曲引张; C) 变质叠加构造; 1. 造山前的地壳初始变质系列 (GR-麻粒岩, A-闪岩, G-绿片岩); 2. 蓝闪石叠加构造, 伴有再叠加的早期被剥下的构造薄片; 3. 热叠加

前陆挠褶包括有由于邻近逆冲片的垂直载荷造成的岩石圈类似跳板的向下弯曲。喜马拉雅的印度—恒河前渊与相伴的边缘隆起是叠加在太古界岩石圈上的长波长挠褶，而喜马拉雅逆冲带的太古界岩石圈是由三叠纪裂谷改造过的。瑞士平原前渊与相伴的边缘隆起：中央地块—孚日（Vosges）—黑森林—波希米亚（Bohemian）山丘，是叠加到海西期岩石圈之上的短波长的褶曲，海西期岩石圈是被侏罗纪的拉伸与始新世的裂谷改造过的。

由大陆碰撞造成的西北欧洲宽阔的前陆变形（Dewey, 1982）与亚洲的后陆变形（Molnar和Tapponnier, 1975）表明，由大陆会聚所产生的应力可以影响到板块内部，距逆冲带几百甚至几千公里的很大范围。这些应力可能由于大西洋中脊或印度洋中脊的洋脊推力而加强。前陆变形的程度与范围，后陆或前陆是否卷入会聚，看来都依赖于岩石圈的热年龄及各向异性。之所以是亚洲的后陆而不是印度的前陆产生变形，也许是由于西藏岩石圈受到碰撞前的中生代—早三叠纪俯冲产生的加热与减薄作用，另一个原因是亚洲岩石圈是海西地块、岛弧与增生楔组成的复杂的不均匀集合体，而印度岩石圈主要是太古代的基底。

在阿尔卑斯—地中海地区广阔的碰撞带上，虽然会聚速度可在10—50mm/a的范围内变化，变形带的宽度可由几百公里至几千公里，然而沿着这个带的平均会聚应变速率却是一个常数，约为 $1.5 \times 10^{-15}/s$ 。Ben-Avraham和Nur（1976）提出会聚带的宽度与会聚位移动速率成正比，而位移动速率正是介质插入会聚带的速率。如若卷入到缩短带中的物质具有相同的横截面积，则应变速率将会随时间呈指数增长。一个常定宽度的缩短带将具有一个常定的应变速率。许多造山带的地质证据表明，由于逆断层推进到未变形的地壳里，物质沿着缩短的方向逐渐地进入到会聚应变带内。

二、地壳流变学与滑脱构造

许多证据表明，会聚带的上地壳中形成了5—15km厚的高强度层，并可作为一个薄板或一系列堆积的薄片而逆冲几百公里。在南阿巴拉契亚，蓝岭与内比特蒙特的薄片向西运动，至少越过前陆300km（Cook等，1979）。类似的滑脱构造在巴基斯坦可由震源分布识别出来（Armbruster等，1978）。在加利福尼亚的贝克斯菲尔德（Bakersfield）和里费赛德（Riverside），圣安德烈斯断层正处于过渡压缩的闭锁方向上，15km厚的上地壳已从下地壳滑脱开，以抵销圣安德烈斯断层在横切面上的运动，并引起圣加夫列尔（San Gabriel）山与横岭向西南逆掩。另外莫哈弗（Mohave）楔由圣安德烈斯—加洛克（Garlock）会聚带向东运动，在诸如山岭盆地省的张开的上地壳盆地的边缘，地壳片的旋转可达90°（Luyendyk等，1980）。沿着北美的科迪勒拉边缘的旋转是顺时针的（Beck, 1976），这与沿着太平洋和北美板块间的边缘的右旋运动相符合。这里的构造与古地磁证据表明，大部分地壳薄片经受过刚体旋转。然而，关键的问题是，我们在下节讨论的东安纳托利亚，其在地壳不同构造层次的应变程度如何？大陆会聚带的应变在时间和空间上是否连续；在有以断层为界的断块及板片时，它们内部的刚性程度如何？而在它们边部狭窄的滑动带的应变程度又如何？

震源的深度分布是判断浅部脆性层或弹性层的厚度的标志（Meissner和Strehlau, 1982）。在弹性层内应力不断积累并通过断层或节理的产生而释放。震源分布频度、震级与最高应力降达到极大值（Das和Scholz, 1983）的深度在高热流的拉伸区为5km，而在

低热流的聚敛区可达20km, 这表明在热流与震源最大深度之间存在有反比关系。某些地区 (Chen和Molnar, 1983) 的上中地壳震源区与上地幔震源区之间的下地壳存在着一个地震空区。震源最大深度和由实验外推的强度之间有很好的相关性。Byerlee (1968) 证明, 在低温条件下大部分物质的摩擦系数及破裂与滑动强度与围压成正比, 因而也与深度成正比。而在较高温度时岩石矿物的剪切强度却更依赖于温度而不是依赖于压力。在任何温度条件下地壳主要成分石英的蠕变强度远远低于地幔主要成分橄榄石, 另外含水矿物集合体比无水的要弱。对干的或湿的石英或橄榄石集合体, 强度的极大值都在破裂与蠕变包络线交汇处。作为下地壳承受应力的成分, 长石的作用是不确定的 (但在上部绿片岩相、闪石相与麻粒岩相中长石比石英要强)。已作出各种不同岩石的地壳剖面 (Dewey和Windley, 1981), 包括各种变质程度的含水的与脱水的石英与长石为主的集合体的不同组合。图4选用湿石英、干石英与干橄榄石在0.75HFU的热流与 $10^{-15}/s$ 应变速率下的强度剖面与土耳其—伊朗高原地震震源深度分布 (Jackson和Mckenzie, 1984) 相比较。这里显示了三个强度的极大值与极小值, 它们分别是上下地壳的湿石英和干石英 (50km) 与上地幔的干橄榄石, 上部高强度层或弹性盖层 (Dewey, 1982) 的分裂可能是上部地壳薄片的根源 (图4), 那里可能存在各种各样的滑脱面。强度极小值代表延性应变可能发生的地带, 这里的递增变质组构通常是高压低温变质相而不是地壳的局部熔融, 这与野外构造证据相吻合。随着深度与变质程度的增加, 小尺度变形变得更加均匀了。在浅的构造层次上, 应变是局部的, 并以高达 $10^{-12}/s$ 的应变速率 (Barton和England, 1979) 集中到狭窄的滑动带上。而在较深的层次上, 应变变得更有穿透性。

弹性盖或薄片滑脱, 特别是那些以垂直轴发生旋转的地方, 在薄片边缘具有复杂的相

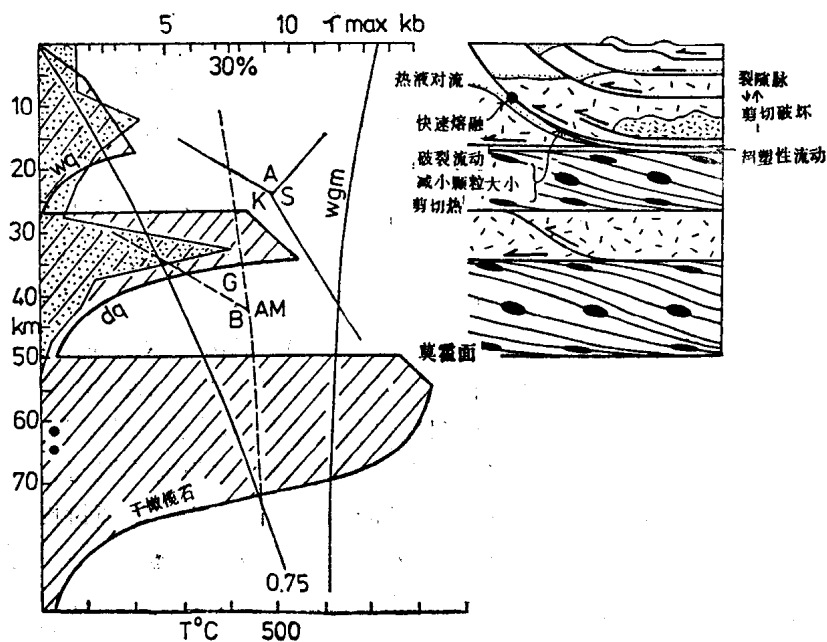


图 4 50km厚的大陆地壳的强度剖面

(斜线区域)。上部27km为含水地壳 (Wq, 湿石英), 而下部为无水地壳 (dq, 干石英)。干的上部地幔应变速率为 $10^{-15}/s$, 相当于表面热流为0.75HFU的地热梯度。细点区域为震源深度分布。A: 红柱石, AM: 闪岩 B: 蓝闪片岩, G: 绿片岩, K: 蓝晶石, S: 硅线石, wgm: 湿花岗岩的熔融曲线

容性问题。在加利福尼亚的横断山脉，主要的拉分盆地与逆断层都具有一定的地理尺度，位于薄片边缘与三联点附近。

基底薄片滑脱的局部终止为具有各种几何组合的局部地壳构造提供了一种可能的解释。引张的铲式滑脱构造可能侧向进入到下地壳拉伸带内（图5a）而产生上拱（pop-ups）现象，底面平缓的岩基（Lynn等，1981）可能侧向进入到逆断层带里（图5b），滑脱带之上的带有边缘流动构造的旋转薄片反映了侧向进入广阔的下地壳与地幔剪切带的变形运动。图5总结了碰撞造山带及其前陆的地壳构造特征。

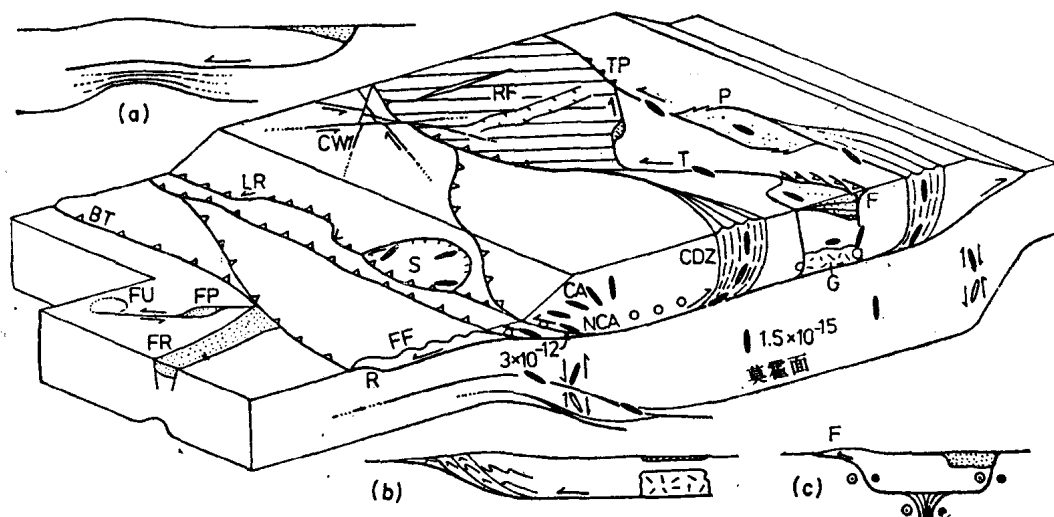


图5 碰撞带的应变与位移的图解

a-c为文中所述的滑脱带的模型。BT：基底逆冲，CA：共轴应变，CDE：会聚变形带，CW：共轭扭曲，F：花状构造，FF：前陆褶皱，FP：前陆拉分，FR：前陆裂谷，FU：前陆上隆，G：花岗岩，LR：横向对冲，NCA：非共轴应变，P：拉分，R：对冲，RF：刚薄片，S：湍振带，T：转换断层，TP：侧向挤压，小圆：大地震的震源，椭圆表示有限应变的方向，在C中，空心与实心圆分别表示离开与朝向观察者的运动

东安纳托利亚是研究得较好的现代会聚带，它形成了一个平均海拔2km的高原。这可能是世界上研究大陆会聚带几何学与运动学最理想的地区之一。东安纳托利亚会聚带(EACZ)是地震频繁与广泛分布的地带，最大震级为8级（Ergin, 1967; Canitez 和 Ucer, 1967b; Dewey, 1976; Buvukasicoglu, 1979; Jackson和Mckenzie, 1984），在整个地区到处可见到能测量的变形与位移。该区是弧、地块与增生柱的集合体，以巨大的构造复杂性为特征。目前新构造阶段的碰撞会聚开始于12Ma前，那时阿拉伯板块向北与欧亚板块聚合，产生了地壳的缩短与加厚，形成了一个楔形的安纳托利亚块体而向西运动迁移到东地中海的俯冲洋壳上。

三、平衡与滑动矢量

现在我们考虑地壳短缩、加厚、走滑断层与板块相对运动之间的关系。图6总结了东安纳托利亚地区的大地构造，而图7给出了板块相对位移在北安纳托利亚转换断层和东安纳托利亚转换断层上的滑动矢量以及东安纳托利亚的应变图。在阿拉伯板块与欧亚板块之

间的平均会聚滑动速率在最近14Ma内为15.3mm/a, 由此得出东安纳托利亚会聚带的平均应变速率为 $2.0 \times 10^{-15}/s$, 它等于死海转换断层的滑动速率(非洲—阿拉伯 AF/AR, 5.3) 加上欧洲—非洲的滑动速率(EU/AF, 10)。这个欧洲—阿拉伯的速率对安纳托利亚来说可能是太大了, 因为前黎巴嫩(Antilebanon)北部的死海转换断层的平均滑动速率是4mm/a, 它代表了阿拉伯与前黎巴嫩—巴尔米朗(Antilebanon-Palmyra)带另一边的叙利亚板块之间的运动。这条带是一条近期缩短与现代弱震活动带。若欧洲与叙利亚之间的会聚速率是14mm/a, 则东安纳托亚的平均应变速率就要稍微减小些。

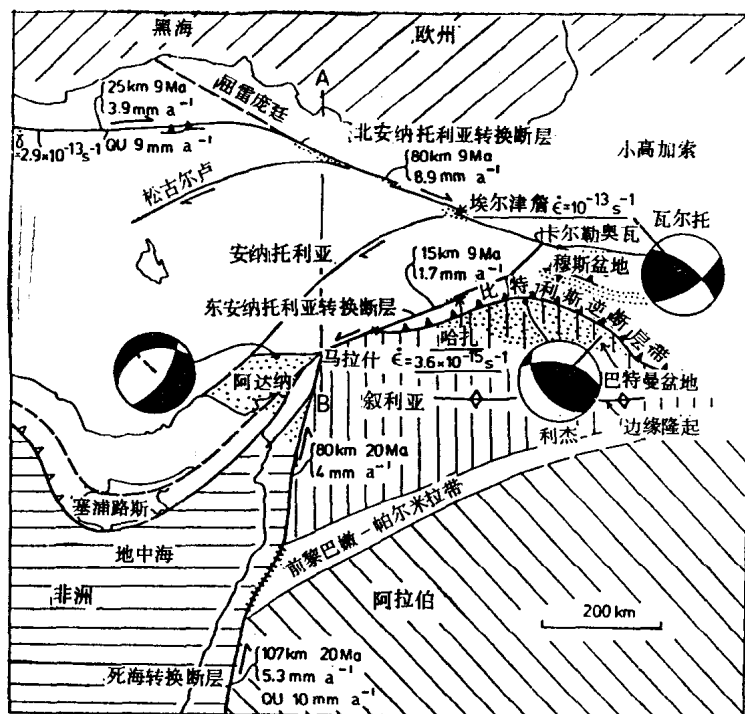


图 6 中部与东部安纳托利亚和阿拉伯前陆带的构造简图

显示了主要断层的滑动速率、三个大震的震源机制、年轻的盆地(细点区域)和主要的板块

根据北安纳托利亚转换断层与东安纳托利亚转换断层的长度与走向建立了欧洲—叙利亚—安纳托利亚(ANX)矢量三角形(图7), 它表明欧洲与叙利亚之间的会聚只是刚性的安纳托利亚块体的横向楔入, 北安纳托利亚转换断层与东安纳托利亚转换断层的滑动速率分别为18.5mm/a与19.3mm/a, 沿北安纳托利亚转换断层的中新世的缝合线上85km的错断(Sengör, 1979)表明滑动速率为8.5mm/a, 而早先形成的幼发拉底(Euphrates)河的15km的错断显示了沿东安纳托利亚转换断层1.7mm/a的滑动速率。因而欧洲—叙利亚之间的会聚位移只有很小一部分是通过两转换断层的滑动来完成的。可将两转换断层的滑动结合起来给出瓦尔托(Varto)断层近似的滑动方向与速率。这是一条直接逆冲到卡尔勒奥瓦Karlioia结合点上的向北东陡倾的断层, 这与由Varto地震的断层面导出的滑动方向(Dewey, 1976)是相当接近的。欧洲—叙利亚会聚矢量中不是由瓦尔托断层上楔入与滑动产生的那一部分是由叙利亚—叙利亚的结合部产生的, 它代表了安纳托利亚楔的

应变与比特利斯 (Bitlis) 逆冲带和小高加索之间的应变的结合。叙利亚—叙利亚 结合的方位角接近倾向北东的利杰 (Lice) 逆断层的滑动矢量 (由利杰地震的断层面解得到的)。欧洲—叙利亚的会聚是根据卡尔勒奥瓦三联点东面比特利斯带向南倾伏的逆断层、几个褶皱和逆断层带以及NW 向的右旋断层的复杂组合得到的。这样, 在图 6 中经过马拉什 (Maras) 的南北向的AB线东部, 叙利亚与欧洲之间会聚的三分之一是来自安纳托利亚块体的向西滑动与楔进, 而其余部分是由比特利斯带的逆断层、其他短缩带的褶皱和逆冲、右旋走滑断层的位移以及安纳托利亚块体内部的应变提供的。

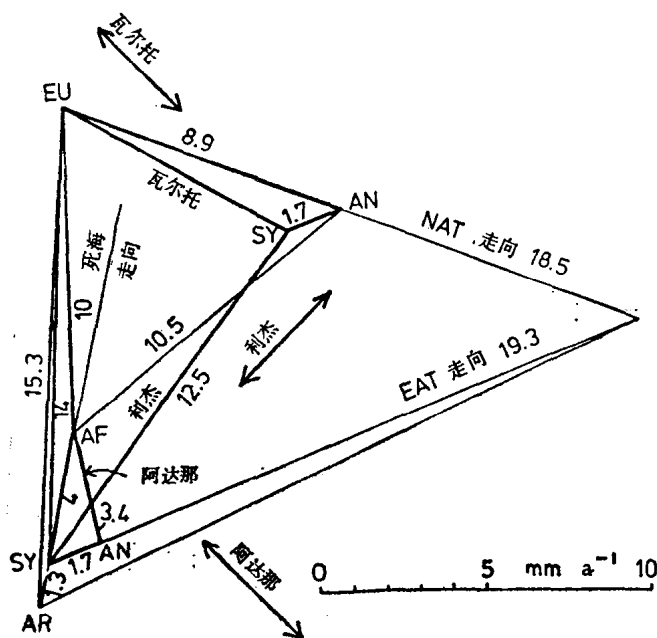


图 7 东安纳托利亚的矢量图

滑动矢量单位是 mm/a, AF: 非洲, AN: 安纳托利亚, AR: 阿拉伯, EAT: 东安纳托利亚转换断层, EU: 欧洲, NAT: 北安纳托利亚转换断层, SY: 叙利亚

在AB线的西部, 跨过安纳托利亚块体的板块会聚运动受到欧洲—非洲间的 10mm/a 的运动的约束, 非洲—安纳托利亚之间的以速率 10.5mm/a 的结合代表了二者之间边界的滑动与安纳托利亚块体内部的应变的总和, 如果没有安纳托利亚的应变, 则非洲—安纳托利亚的结合给出了两地块相对滑动的方向。

这样, 安纳托利亚块体的内部应变产生于AB线的东西两侧, 这被 2km 高的高原所证实。在接近均衡的状态下, 其地壳厚度为 52km。走滑运动本身只允许一种水平的平面应变, 因此除了由走滑断层运动完成的会聚运动外, 地壳加厚表明有大约 80% 的垂直拉伸, 这个垂向分量在构造上是如何产生的目前还不清楚。一个类似的构造状况存在于西藏, 这里 5km 高的高原覆盖在可能是由于垂向拉伸而增厚形成的 80km 厚的地壳上 (Dewey and Burke, 1973; England and McKenzie, 1982)。

将地壳加厚和侧向流动相联系的另一种方法是将板块滑动速率得到的进入会聚带的横切面的输入与目前会聚带的横截面积相比较 (图8)。对喜马拉雅与西藏而言, 40Ma 内会聚速率为 50mm/a, 已组成了 $6.2 \times 10^4 \text{ km}^2$, 我们把它添加到一个物质原来为长 1000km 的

方框 ($3.1 \times 10^4 \text{ km}^2$) 内。大约已有20km从高喜马拉雅剥蚀掉,而在西藏高原除了沿南部边界剥蚀了5km而暴露出花岗岩外,其余地区只剥蚀了很少。通过剥蚀,最多去掉了 $3.25 \times 10^3 \text{ km}^3$ 。西藏的地壳物质有 $7.755 \times 10^4 \text{ km}^2$ 的横截面积,缺失的 $1.22 \times 10^4 \text{ km}^2$ 必须用横截面的侧向流动以及喜马拉雅地区变薄了的地壳的逆冲叠加来解释。根据北安纳托利亚转换断层与东安纳托利亚转换断层的低滑动速率对东安纳托利亚所作的类似计算表明,这里只有很少量的缺失,约为 $12 \times 10^2 \text{ km}^2$ 。

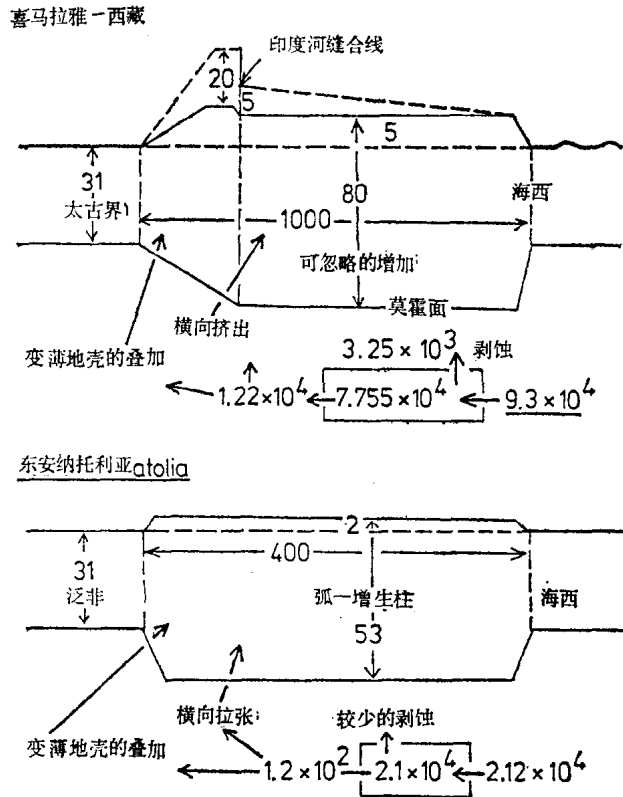


图 8 喜马拉雅-西藏与东安纳托利亚的地壳平衡图解

横截面积单位为 km^2 , 而高度和长度单位为 km 。划底线的表示由于板块会聚运动而减少的面积, 方框内为变形带的面积

地壳的平面应变缩短与垂向拉伸, 接着是地壳厚度达到80km时在整个变形带的扩展与侧向流动, 它在本质上意味着弹性盖层之下造山多阶段的应变序列与组构以及弹性盖层内断层序列与构造状态。在没有剥蚀与体积不变的情况下假设是共轴体应变, 则垂直平面应变可达到缩短量的63%, 接着是相当于168%体积膨胀的水平平面应变阶段, 并产生了相当于缩短量的86%的扁体应变。进一步的缩短产生了一个K值逐步增的大扁体应变。如果数值为3的Argand数缓冲了约为80km的地壳厚度, 则超过63%的缩短平面应变将发生在剥蚀伴随着缩短以及有体积减少的地方, 或者这种应变是由于高应变带上非共轴应变造成的。这个模型预测沿大型走滑断层的横向楔进以及共生的拉张盆地晚期将叠加在晚期阶段的造山带上, 以此可以很好地解释青藏高原上年轻的N-S向地堑。

四、大陆岩石圈俯冲

大陆俯冲带中轻的地壳加厚并仍然漂浮在地幔上，地壳厚度的极大值约为70km。然而这个加厚的量不足以说明喜马拉雅带的会聚量可用横向挤出来解释。莫霍面以下的大陆岩石圈并没有以相同的方式增厚，相当部分的大陆岩石圈由于俯冲而消失以及由于走滑断层运动而被挤出。

这个假说主要根据兴都库什—科希斯坦 (Kohistan) 地区的变形建立的。喜马拉雅的地震活动图显示出两个显著的陆内震源深度达300km的地区：帕米尔与兴都库什。这两个带可以解释为大陆俯冲的位置。另外的俯冲带可能在昆仑山西部与天山。部分地震活动也与巨大的岩石圈走滑断层有关：如昌马、喀喇昆仑与阿尔泰—唐古拉断层，其他地区也存在一些深震，但解释它们比较困难。

在帕米尔与兴都库什地区有两条倾向不同的俯冲带，在兴都库什，俯冲带倾向北而在帕米尔倾向南。值得注意的是在上地壳构造与深部岩石圈板片之间无明显的关系，这意味着地壳与地幔之间存在着滑脱带。最近Roecker (1982) 提出相当量的大陆地壳可能已被消减，板块上部150km可能是由大陆岩石圈组成的。自从40—50 Ma前开始大陆俯冲以来，被消减的大陆岩石圈的量可能更大些 (约750km)。

而帕米尔的俯冲也许有不同的历史，它开始得很迟，即变形要年轻些。我们认为这里存在着未经大洋阶段的新形成的陆内俯冲带。图9表示一个模型：帕米尔与兴都库什的俯冲带为一个不稳定的系统，包括了岩石圈走滑断层的形成。这个模型可以推广到邻近地区。喀喇昆仑大走滑断层在西边与帕米尔俯冲带相接，在东边与昆仑山相接，而二者具有不同的倾向，导致了一个非稳定系统。在东边，西藏的走滑大断层可解释为兴都库什喜马拉雅俯冲系统产生的，带有一条斜的转换断层 (图9b)，用一种更通俗的说法，西藏的向东挤出可以来自方向相反的俯冲，形成一个三角形的岩石圈块体。这个不稳定系统表明多大的岩石圈走滑断层可以与俯冲带直接相关联。图10给出了兴都库什与喜马拉雅大陆俯冲带的横剖面解释。注意这里“寂静”的喜马拉雅俯冲带的几何形态至今仍然不知道。

兴都库什—科希斯坦的地质剖面与深部地震探测剖面表明印度大陆的北部经受了强烈的变形，具有在前部与深处的同变质延性逆冲带脱开的薄皮滑脱构造。在内部大陆地壳厚度可达70km，主地幔冲断层 (科希斯坦弧的南部边界) 的南部、超覆到以前的海洋缝合

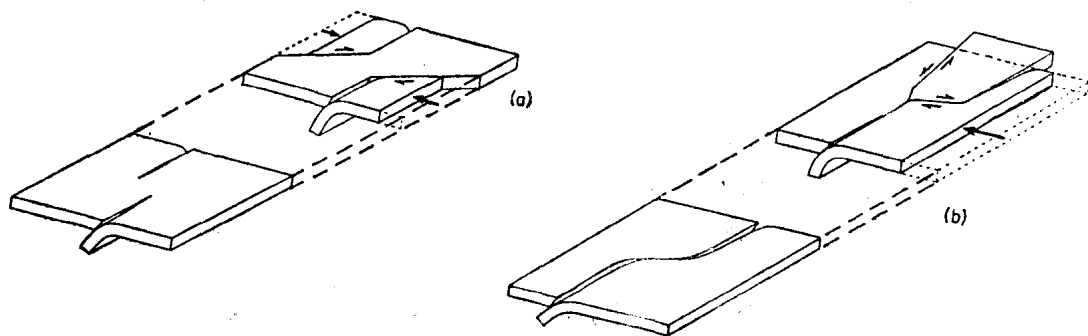


图9 岩石圈走滑断层与大陆俯冲关系的图解

a) 走滑断层与反向俯冲相伴生，b) 岩石圈的横向挤出与俯冲过程中的转换断层相伴生

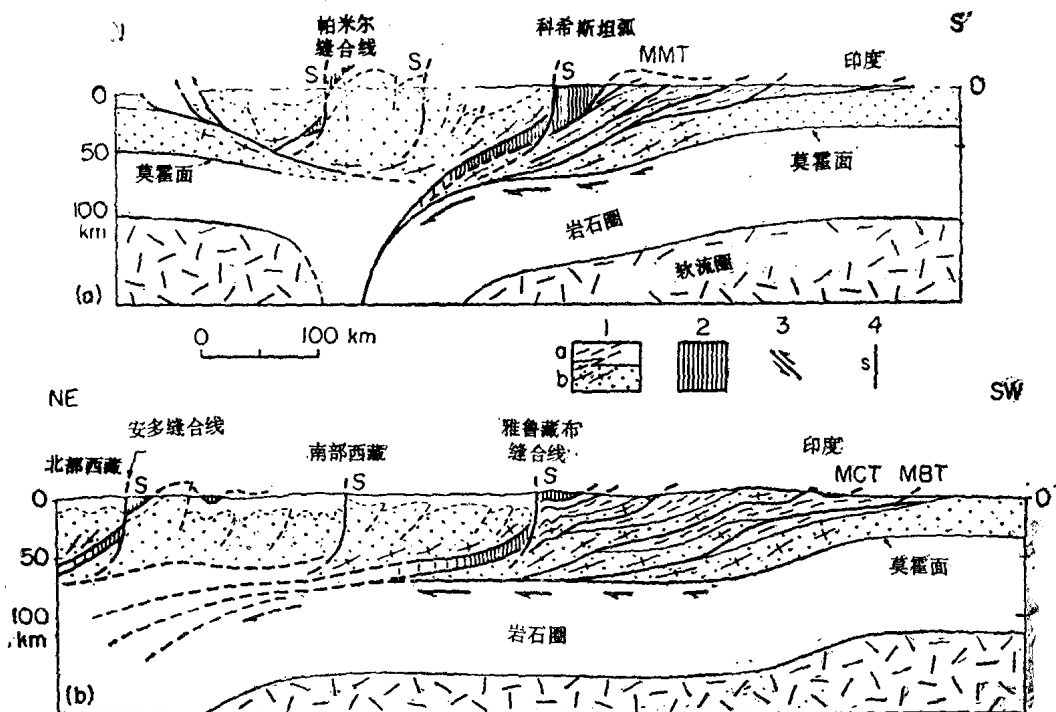


图 10 横切喜马拉雅西部与尼泊尔—西藏的简化地质剖面，表明地壳构造与大陆俯冲的关系

1. 大陆地壳：(a) 盖层，(b) 基底；2. 海洋地壳与地幔；3. 逆冲带；4. 走滑断层

线上，这里存在着地壳的叠加楔 (crustal stacking wedge)，变形由南向北增加，同时地壳厚度加倍 (图10 a)。

为了解释这样一个几何形态，我们提出了以下的机制 (图11)：在洋壳俯冲之后先是仰冲 (图11 a)，然后是大陆碰撞 (图11 b)，接着是通过大陆岩石圈的逆冲而继续俯冲 (图11 c)。几百公里的大陆岩石圈就是这样地被消减了，只有一小部分地壳被拖曳到地幔之中，而其余的漂浮着，并由于俯冲带前沿的地壳逆冲被增厚。这就需要壳幔之间的滑脱。这个简单机制与海洋俯冲带有关的沉积增生柱的形成非常相似，已经得到反映基底滑脱与增生楔的实验模型。

图11表明了地壳叠加楔的产生与演化。逆断层不断地产生，由于楔的体积增加，断层变成铲形，向下变成通常的壳—幔滑脱带。同时剥蚀移去了大量的岩石，而将在15—20km深处的变形岩石在剥蚀表面出露。在这个系统中，壳幔滑脱的量朝着带内方向不断增加。当然，俯冲带的倾角随着时间而变化是有可能的，它的几何形态也不会象这里讲的这样简单。

更东面的通过拉萨的横剖面 (图10b) 表明了类似的地壳叠加楔。对于象中央冲断层那样的逆冲断层已进行了很好的研究。雅鲁藏布缝合线在这里相当于垂直的走滑断层，将拉萨地块逆冲到蛇绿岩之上。这个主要的冲断层在更东面的楠切巴扎 (Namhebar) 峰地区是能够看见的。可以假设地壳叠加楔与目前沉寂的岩石圈俯冲带相关连。这个俯冲带的准确位置是未知的，甚至可以假设这个俯冲带是在雅鲁藏布缝合线的北面，这里300km长的南北向地震剖面表明了一个厚的地壳与复杂的构造，可以观测到拉萨地块及其北面的两条超覆的莫霍面，我们认为前一个异常与仰冲有关。