造山进程与高压剥露模型综述*

许长海 周祖翼

马昌前

(同济大学海洋地质与地球物理系,上海 200092) (中国地质大学,武汉 430074)

摘 要 受地表侵蚀与地下(热)构造过程联合制约,造山带剥露作用随造山类型/阶段不同表现 出不同的变形样式和岩浆特点。挤压逆冲与侵蚀共同作用可将地壳岩石抬升剥露至地表,而伸展 作用则可驱动地幔深处高压单元向地表折返剥露,大规模伸展剥露与造山带根部热软化、边界层 拆沉以及板块断离作用有关。浮力作用只能驱使高压岩块剥露至壳幔边界处,但它无法解释这些 岩块如何在地壳内部运移剥露。此外,楔角回流作用可驱使包裹在泥质/蛇纹岩楔中榴辉岩块向 地表折返剥露,而且俯冲带迁移对于造山带剥露过程的驱动作用也不容忽视。(超)高压变质带大 规模折返剥露过程往往与造山进程不同阶段多种机制的联合驱动有关。

关键词 造山带 高压单元 剥露模型

造山作用就是反映汇聚板块边缘所有地质过程的集合,要刻划造山带抬升剥露作用,必须要与造山进程研究紧密结合起来。造山进程一般包括洋陆俯冲、陆陆碰撞和晚造山期三个演化阶段^[1],地质年代学、深部地震反射、岩石圈流变学以及数值模拟等技术为恢复造山动力学过程所必需。与造山进程相对应,(超)高压剥露作用也存在过程的多阶段性和驱动机制的多样性^[2],解析这种多阶段剥露作用,对于深入认识造山进程细节具有重要意义。本文综述模拟成果,讨论不同造山类型/阶段、不同区域应力场所制约的剥露过程。尽管模拟与事实之间存在诸多差异,但它仍能为宏观刻划造山进程与高压剥露作用提供形象综合的研究思路。

1 俯冲碰撞期剥露作用

1.1 楔角回流模型 (Corner flow model)

若将夹持在俯冲与上驮板块间混杂堆积物看作粘滞流楔状体,那么持续俯冲作用就会促动该楔物质发生差异流动和混合。大部分混杂物随俯冲板块运移至杂岩楔尖灭处时被刮落和碎裂化,这些刮落物随后转向楔后部地表的方向运移剥露(图1)。楔角回流模型能很好解释 Franciscan 杂岩楔的形成过程^[3],包括楔物质差异运移行为(路径和速度场)及其热结构。该

²⁰⁰⁰年12月28日收稿。

^{*}高等学校骨干教师资助计划及国家重点基础研究发展规划项目(G2000078500)资助。

模型要求混杂岩楔由低粘度基质与岩块组成,而且楔杂岩没有普遍发生区域变质作用。然而, 楔角回流作用无法解释大规模高压变质带的抬升剥露过程^[4]。



图 1 楔杂岩运移路径、速度场和热结构分布(据文献[3]综合) Fig. 1 Schematic diagram showing moving paths, velocity field and thermal nature for the flow melange(summarized from Cloos, 1982)

1.2 稳定楔体模型(Stable wedge model)

Chapple^[5]似增生楔为理想的塑性物质,通过分析楔体应力平衡来考察其变形与剥露过程。Davis^[6]将楔体增生、稳定、破坏和再造过程与推土机模型相联系,并考虑到上覆水体和空隙流体压力影响。Dahlen等^[7,8]将临界楔分为强、弱内聚力两种类型加以模拟,认为汇聚边缘一系列地质过程与板块间摩擦耦合程度存在密切关系。然而,不断加厚与进变质作用使楔体总体上难以具有塑性或库仑特性,这时楔体更多表现为非线形粘性流变学行为。

Platt^[9]应用这一边界条件模拟楔体生长过程、应力分布及其变形样式(图 2),模拟认为: (1)楔体变形过程遵循应力方程 $r_b = \rho gha - Txx\theta - 2h(\partial Txx/\partial x),楔体不断变形是为寻求$ $稳定楔形态 <math>a = r_b/\rho gh$,而楔前缘增生作用又以加长楔体、降低坡角的形式不断破坏着这一稳 定形态。前缘变形样式表现为背向逆冲、切层逆冲和挤压褶皱;(2)俯冲物质底侵使得楔后部 不断加厚, $a \ \theta$ 角增加,纵向应力 Txx转化为拉张力,由此引发楔后部强烈的伸展作用(浅部 犁式断裂,向下汇入塑性伸展域中);(3)持续底侵促使楔物质产生深埋藏与高压变质作用,而 楔后部强烈伸展作用(底侵加厚引发)又使这些高压岩不断向地表方向抬升剥露;(4)侵蚀/沉 积作用也会影响到楔体稳定性,俯冲速率变化能合理地解释楔体内部挤压与伸展变形的交替 现象。当俯冲停止时,楔体在重力驱动下伸展塌陷,其前缘多形成挤压构造。

上述过程不但有助于解释汇聚边缘存在的多种构造样式,也能解释楔物质如何深埋、高压 变质与抬升剥露,这里强调持续底侵与伸展作用对高压变质带抬升剥露的重要贡献。

2 碰撞造山期剥露作用

2.1 地幔俯冲模型 (Mantle-subduction model)

借助二维平面应变有限元和砂箱实验, Willett 等^[10]提出造山带生长三阶段模式(图 3, A)。在地幔正向俯冲驱动下,(1)背冲断裂组合形成、断裂间弱变形块体右移抬升;(2)前侧楔 拆离使变形穿越断裂带向前迁移;随后,(3)后侧楔底也开始拆离,其变形前缘向后侧未变形层

万方数据

传递。强烈的地表侵蚀促使大量物质不断移离造山带,而持续汇聚又不断把深部岩石抬升剥 露至地表。当后侧楔遭受侵蚀时,造山带深变质岩就会剥露分布在后侧楔前缘而不是最高隆 起处,其 pTt 轨迹反映运移穿越整个造山带的演化历史(图3,B)。相反,当侵蚀集中在前侧楔 时,深变质岩就会剥露分布在地形最高隆起处,其运移路径/滞留时间相对要短(图3,C)。此 外,Beaumont 等^[11,12]考虑不同地壳特性(一层或二层)、下地壳俯冲参量(0、1/3或2/3)和壳 幔耦合差异(地温梯度12℃/km、15℃/km或20℃/km)对小型造山带壳层变形样式的约束关 系,开创性地应用地壳地震反射信息来约束挤压造山带的动力学过程。Batt 等^[13]注意到,地 幔正向俯冲与壳层加厚作用不可避免地引起温度变化,由此考察地壳特性、流变行为、区域地 温场及差异侵蚀如何制约 pTt 剥露轨迹、变形样式、地形起伏、热流异常、剥蚀厚度与年龄分 布。该模型将地表与地下过程纳入统一的热力学系统之中加以研究,其边界条件较为完善、模 拟结果较适用。



图 2 稳定楔应力平衡与增生变形对岩石剥露过程的制约(据文献[9])

Fig. 2 Exhumation process constrained by the forces equilibrium and accreting mechanics for the stable wedge(drawn from Platt, 1986)

 α - 楔体地表坡角 β - 俯冲板块倾角 θ - 楔体前缘尖灭角 h - 楔体厚度 w - 重力 τ_{xx} - 纵向偏正应力 δ_x - 薄板边界上的作用力(与重力平衡) τ_b - 俯冲剪应力

在地幔俯冲驱动下,壳层变形宽度(横向) λ 与Ar、Am有关^[14,15]。Ar表示均衡补偿重力 与壳层挤压力之比值(Fg/Fc),Am描述壳底牵引力与壳层挤压力之比值(Fb/Fc)。就汇聚 初期或小规模造山(Ar<1)而言,地幔正向俯冲与横推走滑两种条件对应的横向变形宽度之 比($\lambda_{N}:\lambda_{T}$)为2;在斜向汇聚条件下,挤压与走滑变形宽度之比($\lambda_{N}:\lambda_{T}$)为1~2。就大幅度汇 聚造山(Ar>1)而言,随着汇聚加厚持续,均衡补偿作用就会积极抵制变形壳层的进一步加厚 而使其变形宽度迅速向两侧扩展。地幔正向俯冲形成"V"型背冲断裂组合样式^[10],而横推走 滑条件则对应剪切花状构造组合^[16]。在地幔斜向俯冲作用下,壳层变形样式^[17]表现为:(1) 横推走滑分量占主导时,壳层发生应变分区并形成两套构造组合,它们是协调正向分量的"V" 型背冲构造和协调走滑分量的"花状"构造;(2)正向汇聚分量占主导时,变形壳层不发生应变 分区,变形样式为一套"V"型压扭性断裂组合。板块挤压能导致造山带地表抬升数公里,也由 此引发地表强烈的侵蚀作用。侵蚀使地表物质不断移离造山带,同时造山带深部物质又不断 向地表运移剥露,但这种剥露作用不足以解释高压变质带大规模剥露过程。俯冲作用只能控 制高压变质作用而不是高压变质带剥露作用^[4],纯粹的走滑断裂并不能将深部物质剥露到地 表,而与之相随的汇聚分量却扮演着重要的角色。

万方数据

2.2 挤入造山模型 (Indentation model)

挤入型造山与地幔俯冲造山有着 本质的区别,前者强调强硬板块挤压嵌 人到软弱板块之中的变形过程,变形集 中在软弱板块内,且不存在大规模壳幔 拆离与地幔俯冲作用(图4)。England 等[18]应用有限元粘性薄板模拟认为, 挤入型造山应力分布、变形速度场、壳 层加厚及应变速率等参数与 Ar 和流 变指数 n 关系密切。就小型汇聚或造 山初期而言,壳层变形宽度(横向)λ与 挤入体宽度D 和流变指数 n 存在函数 关系:在正向挤入与横推走滑两种条件 下,其壳层变形宽度之比为4;正向挤 入形成的变形区域长宽比为1~2,而 横推走滑对应的变形区域长宽比为5 ~10。就大规模挤入造山(Ar>1)而 言,持续正向挤入使变形壳层不断缩短 加厚,这时均衡补偿作用就会抵制壳层 缩短而使其横向变形宽度拓宽(拓展幅 度远不及地幔俯冲造山迅速),并在挤 入体前缘形成宽阔台地。壳层变形宽 度(横向)随 Ar 和汇聚时间增加而增 加,随流变指数减小而减小,且变形宽 度的增加伴随着构造样式的转换,即逆 冲断裂主导作用逐渐被横推走滑断裂 所取代。Ellis 等^[14]认为,壳层变形宽 度及其拓宽幅度随造山机制不同而不 同,由此它们可作为识别造山驱动机制 的重要标志。

在挤入造山加厚和地表侵蚀过程 中,Stüwe 等^[19]应用一维运动学模型 描述变形物质垂向运移剥露及地表隆 升规律(图 5)。(1)侵蚀速率 E<(B/ ε)时,地表隆升高度不断增加并最终 达到稳定状态;(2)平衡点将垂向速度 场分为上、下两部分,上部岩石向地表 运移剥露而下部岩石只能向地壳深部 运移埋藏,初始剥露深度取决于岩石垂



- 图 3 地幔正向俯冲和地表差异侵蚀对岩石剥露 过程制约(据文献[10])
- Fig.3 Exhumation of rocks driven by mantle normal subduction differential erosion (from Willett et al., 1993)
- A. 模型结构 B和C分别为后侧楔和前侧楔遭受地表 侵蚀时对应的岩石剥露轨迹



图 4 正向挤入造山与壳层变形宽度(据文献[14]) Fig.4 Across-strike length-scale of deformation driven by the normal indentation subduction (from Ellis et al., 1996)



图 5 汇聚碰撞过程中物质垂向运移轨迹与地表隆升(据文献[19]) Fig.5 Schematic diagrams showing the vertical motion, uplift and exhumation during convergence(drawn from Stüwe et al., 1998)

向密度分布,其最大值为 30 km 或略小;(3)平衡点深度与地表隆升高度呈线形正相关,且随 地表隆升高度趋于稳定也逐渐达到稳定深度,平衡点最小深度为 3.5 km;(4)隆升/剥露过程 遵循着不同时间模式:在快速隆升初期,绝大部分岩石向地壳深部运移埋藏,当地表隆升高度 达到稳定状态时,深部岩石才开始大规模地向地表运移剥露,而且这种剥露作用将汇聚初期形 成的向斜构造逐渐改造为穹隆构造。

2.3 混合造山模型 (Combined model)

地幔俯冲造山与挤入型造山之间还存在一种混合造山类型^[15],这种类型强调低强度板块 内部存在地壳与俯冲地幔间的拆离作用,地幔向着强硬板块俯冲,而变形集中在低强度板块内 部(图 6)。就小幅度汇聚造山而言,壳层变形宽度(横向)或受挤入体宽度 D 制约,或受壳幔 耦合程度 Am 制约,或与 D 和 Am 联合约束有关,具体取决于造山进程中壳幔耦合程度的变 化。对于大规模造山而言,均衡补偿作用将积极抵制壳层加厚而使其变形宽度向挤入体前侧 拓展;随着汇聚作用的持续,俯冲型造山要比挤入型造山更有利于壳层变形宽度的迅速拓展。 地幔俯冲常对造山初期壳层加厚起控制作用,随着壳层继续加厚以及变形宽度拓展,地幔俯冲 造山逐渐转化为挤入造山,青藏高原的形成可能与这种造山机制转换有关。

3 晚造山期剥露作用

3.1 浮力驱动模型 (Buoyancy driving model)

强烈俯冲可将大量洋壳沉积物携带到高密度的地幔深处,当俯冲作用停止时,浮力就会驱

万方数据





使这些深部俯冲物(或携带高压岩块)沿俯冲带穿刺上覆高密围岩逐渐,向地表剥露(图 7), England等^[20]将 Tauern 地区榴辉岩块运移剥露作用与这种机制联系起来。浮力驱动需满足 下列条件:(1)俯冲杂岩楔夹持在刚性俯冲/上驮板块间并具有塑性特点,杂岩楔与地幔围岩间 存在密度差,榴辉岩块与杂岩楔间存在密度差;(2)俯冲物密度与粘度要足够小,并能在合理时 间尺度内穿刺上覆高密物质而向上运移;同时榴辉岩块要足够小,以保证其沉降速度远远小于

俯冲沉积物的上浮速度。浮力作用可 以解释低密度俯冲沉积物(泥质杂岩、 蚀变蛇纹岩等)如何携带深部高密榴辉 岩块沿俯冲带向壳幔边界运移剥露,但 它无法解释高密度岩块在低密地壳内 部的向上运移过程。

3.2 伸展塌陷模型 (Extension collapse model)

大规模伸展作为造山演化的重要 事件,其形成机制对于认识晚造山期麻 粒岩/高压岩剥露过程、深部岩浆活 动、高温热变质以及区域应力转化^[21] 等作用具有重要意义。在汇聚造山过 程中,变形壳层加厚与地表隆升必然促 使水平挤压力与垂向重力之间获得平 衡。一旦这种平衡被破坏,就会导致岩



图 7 俯冲杂岩剪切/浮力速度场分布(据文献[20]) Fig. 7 Schematic diagram showing velocity distribution produced by shearing and buoyancy forces(from England et al., 1979) 石圈进一步遭受挤压变形或伸展塌陷。两种作用与晚造山伸展塌陷密切相关:(1)汇聚减速/ 停滞时,水平挤压力急剧减小而垂向均衡重力相对增加,由此在变形与未变形岩石圈之间形成 水平压力梯度并导致伸展塌陷^[22,23];(2)随着汇聚持续,岩石圈根部热边界层连续或间歇性的 对流拆沉作用也会导致晚造山期强烈伸展与岩浆活动^[24~26]。伸展表现出浅部正断裂和深部 流变,这里强调造山带根部热软化与拆沉作用对高压伸展剥露过程的重要贡献。

汇聚造山导致壳层加厚和地表隆升,假定地幔密度为常数,加厚壳层与隆升高地就意味着 海平面之上存在额外物质量,这些额外物质必然要求造山带根部加厚来均衡补偿。Airy 均衡 补偿时,地壳厚度差异分布决定了在变形与未变形岩石圈之间存在势能差,而高势能柱体总会 向低势能柱体施加水平挤压力(图 8,A),并由此引发变形柱体发生伸展塌陷。Kruse 等^[22]认 为,由于中上地壳和固体地幔强度较大,伸展变形主要通过下地壳软弱层的侧向挤出流动(槽 道流)来完成。Bird等^[23]对挤出流量、地壳厚度和地形变化作了进一步评估,Kusznir^[27]等着 重强调下地壳槽道流、上地幔半空间流与地表侵蚀作用对 Moho 面地形变化的影响,以及地幔 挠曲刚度如何制约槽道流状态。然而,地幔密度为常数这一假设忽视了岩石圈地幔与软流层 之间存在密度差异,地壳汇聚缩短必然伴随着岩石圈缩短加厚。这时,高密造山带根部可以部 分或完全抵消加厚壳层浮力作用而使得变形岩石圈均衡势能降低。因而,晚造山期伸展作用 必须归因于除挤压加厚或汇聚减速等作用以外的其他过程,这些过程需要解释:(1)伸展作用 发生在板块持续汇聚时期,区域应力场由挤压迅速转化为拉张状态,这种力学性质转变几乎同 时触及大面积区域;(2)大规模水平伸展及其势能差异来源、岩石圈热结构的显著改变以及强 烈岩浆和热变质作用。

对流拆沉作用^[24~26]能够比较合理地解释上述现象,即岩石圈根部热边界层随汇聚缩短显著加厚并向下运移,它在地幔对流驱使下失稳拆离、快速沉陷进入软流圈,而软流圈热物质随之上涌补偿使得残留岩石圈中上部甚至壳底直接暴露而与软流层接触,由此引发强烈的熔融、岩浆活动、高温变质、区域伸展和地表抬升作用(图 8,B),这种岩石圈拆沉模型可以解释高压单元大规模向地表运移剥露的过程。



图 8 碰撞造山带挤压加厚、均衡补偿、根部拆沉和伸展塌陷作用

Fig.8 Compressive thickening, isostatic compensation, convective removal of lithosphere root and extensional collapse in late-orogenic belt

A. Airy 均衡补偿作用(据文献[21]) B. 与造山带根部热边界层拆离相关的岩浆活动和构造伸展作用(据文献[26])

3.3 板块断离模型(Slab break-off model)

对流拆沉模型无法解释 Alps 造山带的一些地质现象:(1)俯冲持续到岩浆活动之前,这 时岩石圈均匀加厚不可能发生;(2)岩浆活动呈带状分布,这要求岩石圈深部要有张裂与带状 热源存在;(3)双模式岩浆活动、高压单元快速剥露、区域变质和伸展构造等现象共存,且岩 浆活动与高压折返相距间隔很短。

为解释上述现象, Davis 等^[28]提出板块断离模型: a. 持续汇聚促使低密大陆岩石圈随同 高密大洋岩石圈运移至俯冲带深处,这时显著的密度差就会使俯冲板块陆壳部分强烈上浮而 高密洋壳部分向下拖曳,由此产生张裂、断离和沉陷作用,温度与俯冲速率变化决定着是否断 离以及断离深度; b. 随着俯冲板块断离,下部软流层热物质沿张裂上涌、冲击上驮板块底部, 传导加热使其地幔富集交代层部分熔融,产生大量的碱性高钾或钙碱性幔源基性熔浆。这些 岩浆上侵囤积到地壳基底形成异常热源,并促使下地壳熔融出大量的花岗质岩浆; c. 板块断 离之前,俯冲地壳不同程度地形成层状拆离,这些拆离岩片部分被俯冲到地幔深处产生高压变 质,而板块断离则会促使俯冲陆壳迅速脱离洋壳下拖力束缚,随着软流层物质上涌及俯冲壳层 热软化,加之壳幔间显著的密度差,这些因素可以联合驱动地幔深处高压单元向地壳浅部运移 剥露; d. 板块断离和热物质上涌促使变形岩石圈地表迅速隆升和均衡势能增加,由此产生大 规模的伸展剥露、岩浆活动和热变质等作用。

3.4 俯冲迁移模型(Subducted-slab migration model)

俯冲带是否迁移及其迁移方式(后滚、稳定和前进)取决于区域速度场分布(图9,A)。 $V_P - V_S > V_P - V_R$ 利于俯冲带后滚, $V_P - V_S < V_P - V_R$ 促使俯冲带向前推进, $V_P - V_S = V_P - V_R$ 利于俯冲带保持稳定。随着构造持续与应力、速度条件(区域汇聚速率、全球板块相对运动等)的不断变化,这些迁移类型在某种程度上可以相互转化。就大陆俯冲造山而言^[29],(1)由于俯冲带向前推进,强烈水平挤压使中下壳层广泛缩短加厚并形成对耦逆冲带,地表隆升和强烈侵蚀作用可将壳层岩石抬升剥露至地表,汇聚作用在碰撞后继续存在,俯冲带前进与全球板块运动关系密切;(2)随着俯冲带后滚,空间拓展作用使得变形物质无法加厚和显著缩短,这时上驮板块主体处于水平伸展状态,其地表隆起和侵蚀作用均不显著,剥露岩石多为浅层次单元,汇聚作用在碰撞期后不明显或无。Waschbusch等^[30]认为,受俯冲带后滚作用制约(图9,B),参数r和f决定着造山带变形样式($r = |(V_P - V_S)/(V_S - V_R)|, f$ 为壳层



图 9 俯冲板块侧向迁移作用(后滚)及其构造表现(据文献[30])

Fig.9 Lateral migration(rolling-back) of subducted slab and its tectonic expression in the orogen(from Waschbusch et al., 1996)
A. 汇聚俯冲及其速度场分布 B. 陆壳俯冲作用后滚及构造表现

俯冲的比例)。当 r、f 保持不变时, V_P、V_S和 V_R大小可以显著不同,但造山带变形样式及 其地貌特点却非常相似。这里指出,俯冲带后滚对于驱动伸展塌陷与高压剥露作用的贡献不 容忽视。

4 结论

受地表侵蚀与地下(热)构造过程联合制约,造山带剥露作用随造山类型/阶段不同表现出 不同的变形样式和岩浆特点。挤压逆冲与侵蚀共同作用可将地壳岩石抬升剥露至地表,而伸 展作用通过浅部正断裂和深部伸展流变可将地幔深处高压单元驱动剥露至地表,大规模伸展 剥露与造山带根部热软化、边界层拆沉以及板块断离作用有关。浮力作用只能驱使高压岩块 折返剥露至壳幔边界处,但它无法解释这些岩块如何在地壳内部运移剥露。此外,楔角回流作 用可驱使包裹在泥质/蛇纹岩楔中榴辉岩块向地表运移剥露,而且俯冲带迁移对于造山带剥 露过程的驱动作用也不容忽视。大规模(超)高压变质带折返剥露过程往往与造山进程不同阶 段多种机制的联合驱动有关,解析这种多阶段剥露作用对于认识造山演化进程细节具有重要 意义。

 $\mathbf{\nabla}$ 老 蘝

- Black R, Liégeois J P. Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the pan-African testimony. J. Geol. Soc., London, 1993, 150(1): 89-98
- [2] Beaumont C, Ellis S, Hamilton J, Fullsack P. Mechanical model for subduction collision tectonics of Alpine type compressional orogens. Geology, 1996, 24(8): 675–678
- [3] Cloos M. Flow melanges: numerical modeling and geologic constraints on their origin in the Franciscan subduction complex, California. Geological Society of America Bulletin, 1982, 93(4): 330-334
- [4] Platt J P. Exhumation of high-pressure rocks: a review of concepts and process. Terra Review, 1993, 5(2): 119–133
- [5] Chapple W M. Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts. Geological Society of American Bulletin, 1978, 89(8): 1189-1198
- [6] Davis D, Suppe J, Dahlen F A. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. Journal of Geophysical Research, 1983, 88(B2): 1153-1172
- [7] Dahlen F A, Suppe J, Davis D. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: cohesive coulomb theory. Journal of Geophysical Research, 1984, 89(B12): 10087-10101
- [8] Dahlen F A. Noncohesive critical coulomb wedges: an exact solution. Journal of Geophysical Research, 1984, 89(B12): 10125-10133
- [9] Platt J P. Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. Geological Society of American Bulletin, 1986, 97(9): 1037-1053
- [10] Willett S, Beaumont C, Fullsack P. Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. Geology, 1993, 21(4): 371-374
- [11] Beaumont C, Fullsack P, Hamilton J. Styles of crustal deformation in compressional orogens caused by subduction of the underlying lithosphere. Tectonophysics, 1994, 232(1): 119—132 万万数据

- [12] Beaumont C, Quinlan G. A geodynamic framework for interpreting crustal-scale seismic-refletivity patterns in compressional orogens. Geophys. J. Int., 1994, 116(3): 754-783
- [13] Batt G B, Braun J. On the thermomechanical evolution of compressional orogens. Geophys. J. Int., 1997, 128(2): 364-382
- [14] Ellis S, Fullsack P, Beaumont C. Oblique convergence of the crust driven by basal forcing: implication for length-scale of deformation and strain partitioning in orogens. Geophys. J. Int., 1995, 120(1): 24-44
- [15] Ellis S. Forces driving continental collision: reconciling indentation and mantle subduction tectonics. Geology, 1996, 24(8): 699-702
- [16] Harding T P. Seismic characteristics and identification of negative flowers structure, positive flower structure, and positive structural inversion. AAPG Bull., 1985, 69(1): 582-600
- [17] Braun J, Beaumont C. Three-dimensional numerical experiments of strain partitioning at oblique plate boundaries: implications for contrasting tectonic styles in the southern Coast Ranges, California and central South Island, New Zealand. Journal of Geophysical Research, 1995, 100(B9): 18059-18074
- [18] England P, Houseman G, Sonder L. Length scales for continental deformation in convergent, divergent, and strike-slip environments: analytical and approximate solutions for a thin viscous sheet model. Journal of Geophysical Research, 1985, 90(B5): 3551-3557
- [19] Stüwe K, Barr T D. On uplift and exhuamation during convergence. Tectonics, 1998, 17(1): 80-88
- [20] England P C, Holland T J B. Archimedes and the Tauern eclogites: the role of bouyancy in the preservation of exotic eclogites blocks. Earth and Planetary Science Letters, 1979, 44(2): 287-294
- [21] Molnar P, England P, Martinod L. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan plateau, and the Indian monsoon. Review of Geophysics, 1993, 31(4): 357-396
- [22] Kruse S K, Mcnutt M, Morgan J P, et al. Lithospheric extension near Lake Mead, Nevada: a model for ductile flow in the lower crust. Earth and Planetary Science Letters, 1991, 96(B3): 4435–4456
- [23] Bird P. Lateral extrusion of lower crust from under high topography, in the isostatic limit. Journal of Geophysical Research, 1991, 96(B6): 10275-10286
- [24] Houseman G A, McKenzie D P, Molnar P. Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts. Journal of Geophysical Research, 1981, 86 (B7): 6115-6132
- [25] England P, Houseman G. Extensional during continental convergence, with application to the Tibetan plateau. Journal of Geophysical Research, 1989, 94(B12): 17561-17579
- [26] Platt J P, England P C. Convective removal of lithosphere beneath mountain belts: thermal and mechanical consequences. American Journal of Science, 1994, 294(3): 307-336
- [27] Kusznir N J, Matthews D H. Deep seismic reflections and the deformational mechanics of continental lithosphere. Journal of Petrology, 1988, Special Lithosphere Issue: 63-87
- [28] Davis J H, Von Blanckenburg F. Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. Earth and Planetary Science Latters, 1995, 129(1): 85-102
- [29] Royden L H. The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries. Tectonics, 1993, 12
 (2): 303-325
- [30] Waschbusch P, Beaumont C. Effect of a retreating subduction zone on deformation in simple regions of plate convergence. Journal of Geophysical Research, 1996, 101(B12): 28133-28148

A REVIEW ON MODELS OF OROGENY AND HP/UHP EXHUMATION

Xu Changhai Zhou Zuyi

(Department of Marine Geology and Geophysics, Tongji University, Shanghai 200092)

Ma Changqian

(China University of Geosciences, Wuhan 430073)

Abstract

Controlled by surface erosion and deep tectonic process, exhumation of orogen shows different styles in different orogenic patterns/stages. Thrusting together with erosion can only result in crust-layered rocks exposed upward the surface. However, tectonic extension, as an important driving mechanism for HP/UHP exhumation, to a great extent, attributes to thermosoftening of the orogenic root, convective removal of thermal boundary layers (thickened lithosphere) and break-off of subducted slabs. The corner flow can carry small slices or blocks of eclogites embedded within mud or serpentinite matrix to move towards the surface, while lateral migration of subducted slab also plays certain role in the process of orogenic exhumation. Particularly, a large scale HP/UHP exhumation process, often comprising several correlative stages, may be driven by several mechanisms, which, therefore, contains a great deal of unique information of orogenic processing.

Key words orogen HP/UHP exhumation models

73