

0.5 Ma 以来的青藏高原隆升过程*

——来自冈底斯带热水活动的证据

侯增谦¹ 李振清¹ 曲晓明¹ 高永丰² 华力臣¹

郑绵平¹ 李胜荣³ 袁万明⁴

(¹中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037; ²石家庄经济学院, 石家庄 050000; ³中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083; ⁴中国科学院高能物理研究所, 北京 100039)

摘要 根据泉华的电子自旋共振(ESR)年龄分布, 推断热水活动的时代及其规模. ESR 年龄表明 0.5 Ma 以来热水活动主要发生于 4 个时期: 0.5~0.47, 0.4~0.35, 0.27~0.2 和 0.1 Ma 以来. 分析结果得到了地球物理资料、高原内部及周边地区的沉积响应. 通过分析热水活动的深部制约机制和高原的隆升张裂作用的约束, 探讨了青藏高原 0.5 Ma 以来的隆升过程.

关键词 青藏高原 隆升机制和时代 热水活动 ESR 年龄

青藏高原的隆升机制和时代一直是青藏高原研究的热点. 关于高原的隆升基本上有两种看法: 一种是高原的隆起是印度板块与欧亚板块在 45 Ma 碰撞以来持续挤压隆升的结果; 另一种认为碰撞后, 高原并没有随之隆起, 而是经历了漫长的隆升与夷平过程, 快速隆起只是近几百万年的事. 近年来, 分阶段隆起的观点越来越被地质学家们接受. 人们越来越认识到, 高原的隆起是一个复杂的过程, 隆升与夷平交替起主导作用. 西方学者主要从地球物理特别是地球内部过程研究喜马拉雅构造和青藏高原的隆升. Coleman 等人^[1]和 Searle^[2]认为青藏高原在晚中新世之前就达到最大高度, 东西伸展南北展布的正断层与地堑裂谷是青藏高原隆升达到最大地壳厚度和最大海拔高度后产生的重力崩塌结果; Harrison 等人^[3]和 Molnar 等人^[4,5]认为青藏高原自 21 Ma 开始快速隆升, 8 Ma 达到最大高度. 多数国内学者们坚信第 2 种观点, 即青藏高原整体性强烈隆升起始于 3.4 或 2.5 Ma 以来. 李吉均等人^[6]、崔之久等人^[7]和徐仁^[8]主要从外部环境变化纪录(植物化石、地貌、沉积相、古植物群、古土壤等)角度估算青藏高原的隆升时间, 推断隆升速率, 认为青藏高原在始新世脱海为陆, 第三纪两次上升和两度夷平, 上新世末至第四纪, 特别在 3 Ma 左右, 青藏高原整体性大幅度断块上升. 丁林等人^[9]通过裂变径迹的研究认为 3 Ma 以来高原的抬升速度加快; 潘裕生等人^[10]从地球物理特征方面来全面讨论了青藏高原的岩石圈结构, 认为青藏高原的抬升是多阶段、非均匀、不等速过程, 是多种机制联合作用的产物, 存在快速抬升阶段(45~38, 25~17, 13~8 和 3 Ma 以来). 高原现今的面貌就是 3 Ma 以来快速抬升的结果^[10,11]. 正是这几百万年甚至几十万年来隆起事件, 使青藏高原

达到现在高度, 并对全球气候变化、环境变迁及生态系统演变产生巨大影响, 而我们对这晚近高原的隆起过程及其发育机制还知之甚少。

西藏热泉及其热水沉积物, 既是内部岩石圈深部过程的产物, 又是外部环境变化的记录, 热水流体活动既受深部构造-热事件的驱动, 又受地表气候-环境的影响。因此, 热水系统的性质、规模、强度和时限, 应可确切地反映几百万年乃至几十万年来青藏高原快速隆升过程中的构造-热事件。本文主要从青藏高原热泉及其热水沉积物的电子自旋共振(ESR)测年资料, 推演高原 0.5 Ma 以来的隆升历史。

1 青藏高原热水活动及其产物

西藏热水活动带是新特提斯地热带的重要组成部分, 也是全球性强烈的地热异常区之一。水热显示多达 600 余处, 类型多样, 包括水热爆炸、高温沸泉、间歇泉、泉华和水热蚀变岩等^[12](图 1)。总体上, 热泉及泉华沿雅鲁藏布江及其南、北两岸出现, 呈东西方向展布, 区域上, 它们严格地受南北向断裂或地堑控制, 并呈近南北向分布^[13]。热水活动总体上显示南晚北早、南强北弱的特点^[12]。为建立西藏热水活动事件的时间坐标, 我们重点选择了横穿冈底斯带的东、西两条热水活动带进行了对比性研究。东带的水热活动受那曲-亚东裂谷地堑控制, 代表性水热显示包括羊八井、谷露、当雄热泉及泉华等; 西带的水热活动受古错-当惹雍错裂谷地堑控制, 代表性水热显示首推搭格架和色米高温热泉及其泉华沉积。上述水热活动区的显著特征为: (1) 发育以古代泉华和活动喷泉同地共存为标志的长周期热水系统; (2) 具有较高的热水温度, 普遍存在水热爆炸、高温沸泉、喷气孔等高温显示现象; (3) 普遍含有较高的 Cs 含量, 部分泉华已构成大型 Cs 矿^[14]。

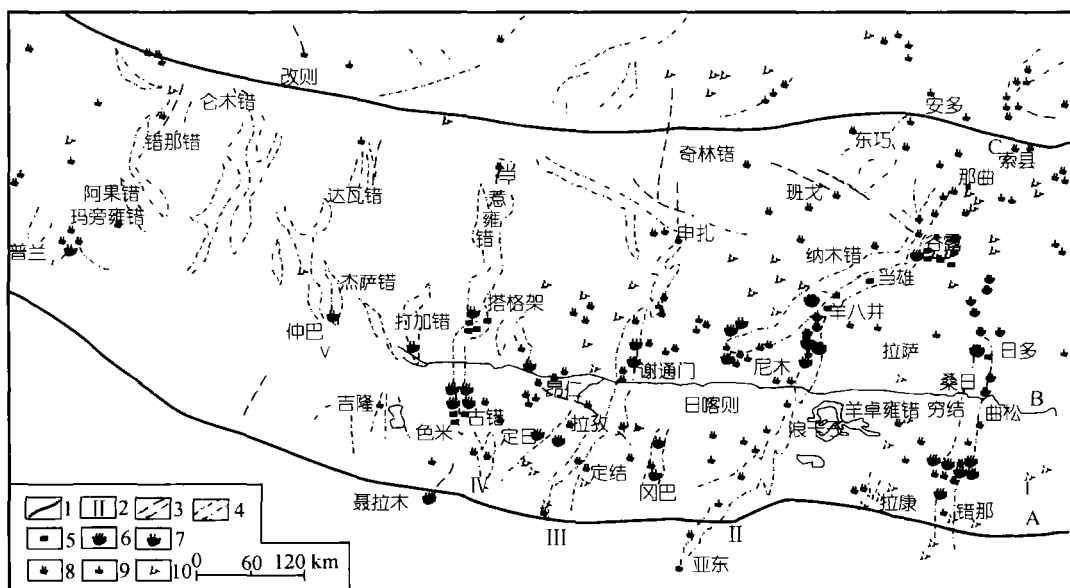


图 1 藏南水热显示分布图^[13]

1. 早期压性或压扭性主干断裂; 2. 活动构造带编号; 3. 活动构造带中边界断裂; 4. 活动构造带中断陷带;
5. 取样位置; 6. 沸泉; 7. 水热爆炸、间歇喷泉和沸喷泉; 8. 热泉; 9. 温泉; 10. 无实测资料水热区

2 ESR 测年的分析方法

将泉华样品轻轻夹碎和研磨、用弱的草酸浸泡 2 min, 以去除研磨时可能产生的假信号, 筛出粒径为 150~180 μm 的颗粒, 分成 8 份, 每份 200 mg. 其中 1 份测量天然 ESR 信号, 另外 7 份进行放射性 Co 源的辐照, 照射强度分别为: 5000, 3500, 2500, 1500, 1000, 500 和 200 Gy, 经丙氨酸校正后分别为: 4813, 3507, 2317, 1463, 1036, 475 和 198 Gy.

采用附加剂量外推法求取 AD . ESR 信号的测试条件为: 调制幅度为 0.8 G, 微波功率为 2 mW, 计算信号采用 $g = 2.0028$. 样品的剂量率是通过测定样品中 U、Th 和 K 含量获得的, U 和 Th 含量用中子活化法、K 含量用火焰光度计法测定. 样品的含水量为估计值(5%), 宇宙射线估计为 150 mGy/ka, Alpha 有效系数采用 0.15.

3 分析结果

西藏不同水热显示区泉华的 ESR 测年结果清楚地表明: 热水活动至少有 4 个时期, 即 0.5~0.47, 0.4~0.35, 0.27~0.2 和 0.1 Ma (表 1). 不同活动时期形成的泉华各具特色, 在野外可以清晰区分. 在当雄水热活动区, 泉华至少可分为 4 期: 第 1 期形成规模较大、成层完好、富含铁质的钙华台地; 第 2 期与第 1 期相比, 特征类似, 规模相当, 但两者呈明显的角度不整合接触; 第 3 期热水喷溢的时限较短, 泉华规模不大, 主要在早期泉华台地上形成多个相对孤立的喷溢沉积锥, 类似于现代海底的黑烟囱喷溢锥; 第 4 期泉华沉积再复增多, 但较 1 和 2 期明显减小, 该期热水活动一直延续至今. ESR 虽然未能捕获到当雄第 1、2、4 期泉华信号, 但第 3 期泉华的 ESR 年龄(198 ± 45) ka 有力地证明, 在 200 ka 以前, 至少还有两次重要的热水活动. 谷

表 1 青藏高原泉华样品的 ESR 年龄

序号 ^{a)}	取样地点	U/ $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	Th/ $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	K/%	$AD/\text{Gy}^{\text{b)}}$	$D/\text{Gy} \cdot \text{ka}^{-1\text{c)}}$	ESR 年龄/ka
1	当雄	0.305	0.227	0.025	84.5 ± 19.4	0.427	198 ± 45
2	拉多岗	3.02	9.81	1.45	384 ± 23	5.542	69 ± 4
3	羊八井	6.52	43.2	0.12	3407 ± 423	12.810	266 ± 33
4	日多	3.36	11.5	2.14	310 ± 115	6.809	45.5 ± 16.9
5	谷露	0.94	1.48	0.49	166 ± 33.4	1.572	106 ± 21
6	谷露	2.934	5.935	0.15	95.26	2.87	41.6 ± 125
7	谷露	0.20	1.211	0.141	370.4	0.643	482.7 ± 144.8
8	谷露	0.296	0.583	0.144	141.94	0.614	231.1 ± 69.3
9	谷露	1.418	1.068	0.45	24.10	1.397	17.2 ± 5.2
10	谷露	1.362	9.215	0.850	58.38	2.646	22.1 ± 6.6
11	谷露	0.484	12.298	1.57	280.73	2.982	94.1 ± 28.2
12	谷露	0.908	2.324	0.53	413.82	1.103	375.2 ± 112.5
13	谷露	0.20	1.832	0.22	8.33	0.483	17.2 ± 5.2
14	搭格架	2.867	2.54	0.745	15.0	2.41	6.2 ± 1.8
15	搭格架	8.399	38.885	2.254	172.1	10.087	17 ± 5.1
16	搭格架	0.266	8.899	0.929	183.77	2.238	82.1 ± 24.6
17	搭格架	0.762	1.746	0.497	503.70	1.246	403.3 ± 121
18	色米	4.741	9.021	1.425	4.51	170.50	374.3 ± 115.3
19	色米	5.106	8.981	1.665	4.87	1870.0	384.3 ± 115.3
20	色米	3.068	5.895	1.152	3.24	1120.0	346.2 ± 103.8

a) 1~5 由中国地震局地质研究所测试, 6~20 参考郑绵平(1995)的数据^[14]; b) AD 指古剂量; c) D 指环境剂量率

露泉华的 ESR 测年资料则完整地记录了这 4 次重要的热水活动, 事件年龄分别为 (482.7 ± 144.8) , (375.2 ± 112.5) , (231.1 ± 69.3) 和 < 100 ka, 其中, 谷露第 3 期泉华年龄与当雄第 3 期泉华年龄大致相当, 沉积年龄集中在 (215 ± 50) ka (表 1).

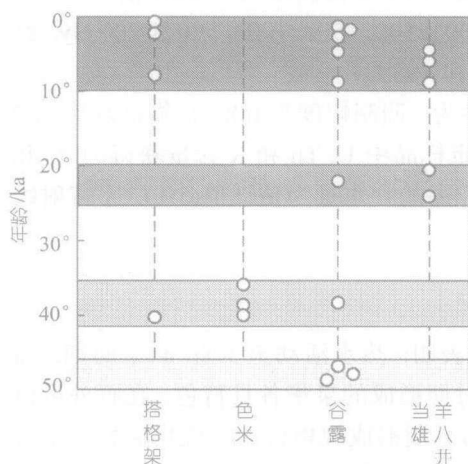


图 2 西藏不同地区热泉泉华的 ESR 年龄分布
泉华的 ESR 年龄数据显示阶段性分布特征, 集中于 4 个时间段: 500~470, 400~350, 270~200 和 < 100 ka, 显示 4 个活动期次

与东带相比, 西带热水活动似乎有明显的时间间断. 色米水热区的泉华年龄变化于 400~350 ka 左右(表 1), 与东带第 2 期泉华年龄相当; 在搭格架水热区, 泉华年龄分别为 400~350 和 < 100 ka (表 1), 与东带第 2, 4 期泉华年龄相对应. 如果分析样品具有区域代表性, 那么, 西带热水活动主要发生在第 2, 4 期, 规模也大致与东带相当, 这意味着, 青藏高原第 1, 3 期热水活动分布局限, 而第 2, 4 期热水活动分布广泛(图 2).

4 讨论

4.1 水热活动系统的深部作用约束

青藏高原的热水活动系统无疑是在“热机”驱动下通过传导式或传导-对流式迁移和循环的. 该“热机”是中、深成侵入体还是高位岩浆房, 是岩石圈内部分熔融层还是软流圈上隆热侵蚀, 目前虽尚

难定论, 但 4 个重要的观测资料更倾向于壳内部分熔融层: (1) 藏北虽有强烈的近代火山活动, 但地表水热显示较少, 温度较低; 藏南虽至今未发现第四纪火山, 却发育异常强烈的热水活动. (2) 热流测量表明, 藏南深部热异常极其显著, 其中, 雅鲁藏布江两侧热流值最高 $(91 \sim 364 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2})$. 沿那曲-亚东裂谷带, 高热流值空间分布特征与活动热泉温度场分布大致吻合^[15](图 3). (3) 地震资料证实, 至少在那曲-亚东裂谷带的上部地壳(12~25 km), 曾发生过部分熔融或滑脱熔融, 形成厚约 10 余公里的壳内熔融层^[16,17]. 大地电磁测深资料也证实, 不论在高原地壳还是在地幔内部, 均存在 1~2 个低速高导层, 并且空间上与极薄的岩石圈地幔和高位软流圈相对^[18~20]. (4) 我们未发表的现代热泉气体的惰性气体同位素资料表明, 热泉气体的 $^3\text{He} / ^4\text{He}$ 值远小于大气 $^3\text{He} / ^4\text{He}$ 值, 部分样品甚至少了一个数量级. $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$ 值均大于大气 $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$ 值, 证明热泉气体由部分壳源气体组成, 暗示了壳内熔融层的气体贡献. 此外, 热泉气体中的 CO_2 含量多大于 60%, 甚至高达 90%^[21], 也揭示了壳内熔融层的融体脱气作用^[22]. 因此, 广布西藏的热泉流体系统似乎并非受孤立的火山或侵入体驱动, 而是强烈地受深部作用过程制约, 与岩石圈的构造-热事件(如受热熔融、滑脱熔融、软流圈侵蚀等)密切相关.

4.2 热水活动事件的隆升张裂作用约束

数字模拟计算表明, 一个长期活动(约 1 Ma)的热水系统通常需侵入体的多阶段脉动侵位. 据估算, 一个侵位到具一定渗透率环境的侵入体, 可以维系温度为 200℃的热水系统最长达 0.8 Ma, 维系 300℃的热水系统最长达 0.3 Ma^[23]. 假定高原深孔高温热水为 300℃(如羊应乡热

水为 $306^{\circ}\text{C}^{[10]}$), 由单个侵入体驱动并维系, 那么, 西藏泉华 ESR 测年所获得的 4 个不同时期的热水活动, 则可能有一个大的侵入体或岩浆房多期活动来维系。换句话说, 0.5 Ma 来的地表热水活动, 可能是由其下部的一个或两个壳内部分熔融层加热、驱动和维系的。

在藏南, 没有证据表明曾发生过近代火山活动, 暗示着壳内部分熔融层尚未出现明显的大规模岩浆分凝和上升侵位, 也意味着热泉流体更多地受高原隆升所伴随的张裂事件控制。沿着张性断层或断裂, 热泉流体可能发生传导式或传导-对流式活动。根据不同期次热泉流体的活动强度, 并考虑张裂作用相对于高原隆升的滞后性, 可以定性判断, 0.5 Ma 以来, 青藏高原可能有两次较大规模的快速隆升, 一次在 (0.37 ± 0.05) Ma 左右, 一次在 0.1 Ma 以来, 并有增强的趋势。这一推论得到青藏高原沉积纪录的支持。

4.3 多阶段快速隆升的沉积响应

青藏高原不仅自早期以来是分阶段上隆的, 而且自 0.5 Ma 来也是多阶段隆升的。对此, 高原内部及周边地区有明显的沉积响应, 如构造阶地的形成、沉积特征的突变等。

喜马拉雅山北坡的吉隆盆地, 0.5 Ma 以来发育 1~6 级阶地砾石层, 对应喜马拉雅山的几次抬升^[24]; 希夏邦马峰北麓的佩枯错出露 3 级阶地, 其中第 III 级阶地发生于 10~6 ka^[25]; 临夏凹陷盆地发育 7 级阶地, 0.5 Ma 以来形成的有 $T_5(1.1\sim0.8\text{ Ma})$, $T_3(80\sim10\text{ ka})$ 和 $T_1(10\text{ ka 以来})$; 兰州盆地至少发育 7 级阶地, 0.5 Ma 以来形成的有 T_3 , T_2 和 T_1 , 年龄分别为 140, 54 和 6.7 ka^[26,27]; 昆仑垭口不仅在 0.6~0.3 Ma 期间发生构造抬升-下切, 0.4 Ma 以来也发生多次垂直运动^[28]。在高原东南缘的滇西高原, 0.6 Ma 以来形成的阶地有 $T_6(386\text{ ka})$, $T_5(296\text{ ka})$, $T_4(177\text{ ka})$, $T_3(90\text{ ka})$, T_2 和 $T_1(25\text{ ka})$ ^[29,30]。

青藏高原东北部的若尔盖盆地, 320 ka 开始沉积速率突然上升, 直到 230 ka 才降低, 并伴随粒级的增大; 160 ka 沉积速率进一步增高, 直到 80 ka, 粒级明显增粗; 这两个阶段的突变, 说明分别在 320 和 160 ka 发生了两次构造抬升^[31]。150 ka 来南海的沉积表明, 18 ka 以来北坡沉积速率突然增加, 而南坡仍保持不变; 北坡的陆源供给的突然增加证明了青藏高原在 18 ka 发生了快速隆升^[32]。

4.4 青藏高原晚近隆升过程再造

如果把青藏高原 0.5 Ma 以来的热水活动事件放在 1 Ma 来的隆升过程中进行考察, 可以发

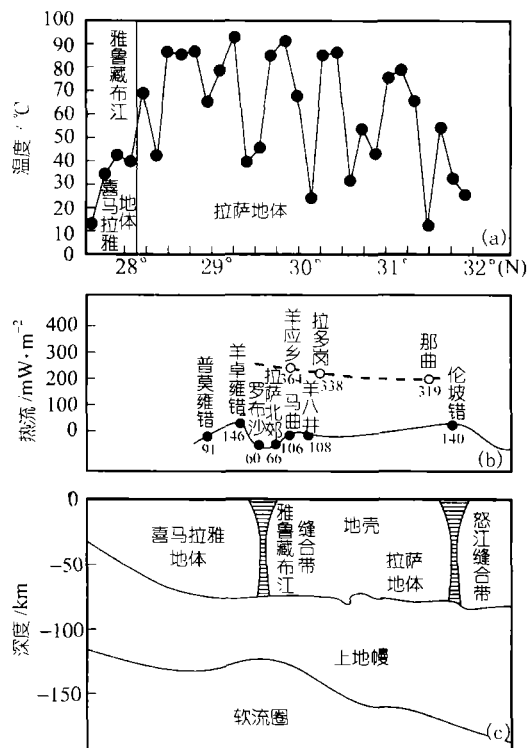


图3 西藏那曲-亚东一线的地表活动热泉流体温度分布(a)、下部热流异常(b)和深部岩石圈结构(c)对比图

热泉流体温度资料据佟伟等人^[12]; 热流值数据据沈显杰等人^[15]; 岩石圈结构资料据吴功建等人^[19]

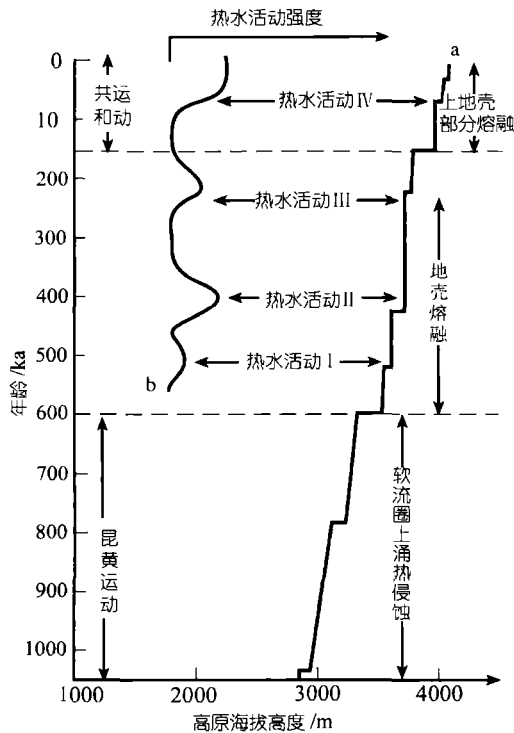


图 4 青藏高原隆升过程、热水活动及其成因机制解释

图中的高原隆升曲线(a)主要根据施雅风等(1989)和本文研究结果绘制。热水活动曲线(b)系作者根据西藏泉华年龄分布资料推断获得。解释见正文

现, 尽管热水活动事件均与局域性的构造抬升事件相对应, 但它们通常是紧接着两次大的构造运动之后发生的(图 4)。第 1 次是昆黄运动, 始于 1.1 Ma, 终止于 0.6 Ma, 高原快速上升至 3000~3500 m, 强烈的隆升使高原全面进入冰冻圈; 第 2 次是共和运动, 始于 150 ka, 延续至今, 强烈隆起主要出现于 150 ka, 使高原再复上升数百米, 并引起剧烈的环境变化^[30]。在 0.6 Ma 青藏高原大幅度快速隆升后, 热水活动接踵而至。0.5 Ma 左右出现小规模的热活动, 400~350 ka 达到高峰, 210~230 ka 时活动强度明显减弱。这种隆升→张裂→热泉事件序列表明, 青藏高原在 0.6 Ma 发生的强烈隆起可能与深部软流圈大规模上涌有关。软流圈上涌热侵蚀不仅导致了岩石圈地壳的部分熔融, 形成低速高导层, 同时诱发了一定规模的热流体活动, 并沿隆升后产生的张性断裂裂隙向地表排泄。150 ka 的再次强烈隆升, 可能与上部地壳的大规模熔融和由此产生的热异常及热浮力作用有关。这种壳内部分熔融层同时加热并驱动大规模的热流体循环, 沿着 150 ka 整体性隆升所产生的伸展断裂带向上迁移, 并喷溢至今。

致谢 研究中得到成都地质矿产研究所冯效良副研究员的大力帮助和支持, 并得到课题负责人莫宣学和孔祥儒教授的鼓励和指导, 在此表示衷心感谢。

参 考 文 献

- 1 Coleman M, Hodges K. Evidence for Tibetan Plateau uplift before 14 My ago from a new minimum age for east-west extension. *Nature*, 1995, 346: 29~34
- 2 Searle M. The rise and fall of Tibet. *Nature*, 1995, 374(2): 17~18
- 3 Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F, et al. Raising Tibet. *Science*, 1992, 255: 1663~1670
- 4 Molnar P, England P. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: Chicken or egg? *Nature*, 1995, 374: 49~52
- 5 Molnar P, England P, Martinod J. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian Monsoon. *Reviews of Geophysics*, 1993, 31(4): 357~396
- 6 李吉均, 文世宣, 张青松, 等. 西藏高原隆起的时代、幅度和形式的探讨. *中国科学*, 1979, (6): 608~616
- 7 崔之久, 高全洲, 刘耕年, 等. 夷平面、古岩溶与青藏高原隆升. *中国科学, D 辑*, 1996, 26(4): 378~385
- 8 徐 仁. 大陆漂移与喜马拉雅山上升的古植物证据. 见: 青藏高原隆起的时代、幅度和形式问题. 北京: 科学出版社, 1981. 167~175

- 9 丁 林, 钟大赉, 潘裕生. 东喜马拉雅构造结上新世以来快速抬升的裂变径迹证据. 科学通报, 1995, 40(16): 1497~1500
- 10 潘裕生, 孔祥儒, 钟大赉, 等. 高原岩石圈结构、演化和动力学. 见: 孙鸿烈, 郑 度主编. 青藏高原形成演化与发展. 广州: 广东科学技术出版社, 1998. 1~65
- 11 钟大赉, 丁 林. 青藏高原的隆起过程及其机制探讨. 中国科学, D 辑, 1996, 26(4): 289~295
- 12 佟 伟, 张佑陶, 张之非, 等. 西藏地热. 北京: 科学出版社, 1981
- 13 韩同林. 试论藏南活动构造与地热的关系. 见: 喜马拉雅地质 II. 北京: 地质出版社, 1990. 45~58
- 14 郑绵平, 王秋霞, 多 吉, 等. 水热成矿新类型——西藏纳娃硅华矿床. 北京: 地质出版社, 1995
- 15 沈显杰, 张文仁, 杨淑贞, 等. 青藏热流与地体构造热演化. 北京: 地质出版社, 1990. 1~90
- 16 赵文津, 纳尔逊, 车敬凯, 等. 喜马拉雅地区深反射地震——揭示印度大陆北缘岩石圈的复杂结构. 地球学报, 1996, 17(2): 138~152
- 17 Nelson K D, Zhao W J, Brown L D. Partially molten middle crust beneath Southern Tibet: Synthesis of Project INDEPTH results. Science, 1996, 274: 1684~1688
- 18 滕吉文, 尹周勋, 熊绍柏. 西藏高原北部地区色林错-蓬错-那曲-索县地带地壳结构与速度分布. 地球物理学报, 1985, 28(增刊): 28~41
- 19 吴功建, 肖序常, 李廷栋. 青藏高原亚东-格尔木地学断面. 地质学报, 1989, 63(4): 285~296
- 20 曾融生, 朱介寿, 周一兵, 等. 青藏高原及其东部邻区的三维地震波速度结构与大陆碰撞模型. 地震学报, 1992, 14(增刊): 523~530
- 21 赵 平, 多 吉, 梁廷立, 等. 西藏羊八井地热田气体地球化学特征. 科学通报, 1998, 43(7): 691~696
- 22 Yang K H, Scott S D. Possible contribution of metal-rich magmatic fluid to a seafloor hydrothermal system, Nature, 1996, 383: 420~423
- 23 Cathles L M, Erendi A H J, Barrie T. How long can a hydrothermal system be sustained by a single intrusive events? Econ Geol, 1997, 92(7): 766~771
- 24 王富保, 李升峰, 申旭辉, 等. 喜马拉雅中段北坡(以吉隆盆地为主)天然剖面记录. 见: 施雅风, 李吉均, 李炳元主编. 青藏高原晚新生代隆升与环境变化. 广州: 广东科学技术出版社, 1998. 115~138
- 25 赵希涛. 珠穆朗玛峰地区第四纪地层. 见: 珠穆朗玛峰地区科学考察报告(1966~1968), 第四纪地质. 北京: 科学出版社, 1976
- 26 崔之久, 仇永秋, 刘耕年, 等. 青藏公路昆仑山垭口天然剖面记录. 见: 施雅风, 李吉均, 李炳元主编. 青藏高原晚新生代隆升与环境变化. 广州: 广东科学技术出版社, 1998. 81~111
- 27 潘保田, 李吉均, 朱俊杰, 等. 青藏高原: 全球气候变化的驱动与放大器. II. 青藏高原隆起的基本过程. 兰州大学学报(自), 1995, 31(4): 160~167
- 28 施雅风, 李吉均, 李炳元, 等. 高原隆升与环境变化. 见: 孙鸿烈, 郑 度主编. 青藏高原形成演化与发展. 广州: 广东科学技术出版社, 1998. 73~129
- 29 王国芝, 王成善, 刘登忠, 等. 中新世以来滇西高原第四纪以来的隆升和剥蚀. 海洋地质与第四纪地质, 1999, 19(4): 67~74
- 30 王国芝, 王成善, 曾允孚. 滇西高原第四纪以来隆升的沉积学证据. 矿物岩石地球化学通报, 1999, 18(3): 167~170
- 31 王苏民, 王云飞, 吉 磊, 等. 若尔盖盆地湖泊深钻岩芯记录. 见: 施雅风, 李吉均, 李炳元主编. 青藏高原晚新生代隆升与环境变化. 广州: 广东科学技术出版社, 1998. 159~210
- 32 汪品先. 十五万年来的南海. 上海: 同济大学出版社, 1995