

# 岩浆作用与青藏高原演化

莫宣学

中国地质大学, 北京, 100083

**摘要:** 青藏高原是我国岩浆岩最发育的地区之一, 出露着从元古宇到新生代各个地质时期多种类型的火山岩与侵入岩, 面积达30万km<sup>2</sup>左右, 占全区面积的10%以上。这些岩浆岩在青藏大陆动力学研究中有着重要的作用, 既是探测深部的“探针”和“窗口”, 又是构造演化的记录, 并形成重要的构造-岩浆-成矿带。本文拟通过岩浆作用和岩浆岩来研究青藏高原演化的一些科学问题。(1) 印度-亚洲大陆碰撞时限: 印度-亚洲大陆碰撞时限是青藏高原形成演化中一个非常重要的基础问题, 也是国际上争论的一个热点, 到目前为止, 分歧仍然很大, 从主张早于70 Ma 到34 Ma都有。本文根据来自我国西藏南部延伸1500 km以上的主碰撞带的综合证据提出, 印度-亚洲大陆碰撞开始的时间为70/65 Ma, 完成的时间在40 Ma左右, 这个时期称为同碰撞期, 40 Ma之后转入后碰撞期。(2) 同碰撞阶段的壳-幔交换-底侵与岩浆混合作用: 南冈底斯带同碰撞花岗岩中有着丰富的岩浆底侵作用与岩浆混合作用证据。这两种作用, 通过岩浆作用实现壳-幔间物质和能量的交换, 是重要的大陆地壳生长方式。(3) 青藏巨厚地壳的成因: 双倍于正常厚度的巨厚地壳, 是青藏高原最显著的特点之一, 世界瞩目。通过对同碰撞与后碰撞火成岩的研究提出“两类地壳、两种机制”的认识, 即新生地壳与再生地壳; 构造挤压增厚机制与地幔物质注入增厚机制。(4) 青藏岩石圈的组成、结构与演化: 高原岩石圈地幔存在三种地球化学端元, 存在三种岩石圈结构类型, 已在青藏高原多处发现地幔与下地壳岩石的地表露头及火成岩所携带的深源岩石包体。(5) 青藏高原深部物质的可能流动: 青藏高原新生代碰撞-后碰撞火成活动有规律的时空迁移, 以及深部地球物理探测, 都暗示碰撞引起壳幔深部物质的横向流动

**关键词:** 青藏高原; 岩浆作用; 岩浆岩; 大陆碰撞; 壳幔交换; 地壳生长; 岩石圈; 横向流动

**中图分类号:** P588.1

**文献标识码:** A

**文章编号:** 1006-7493 (2011) 03-0351-17

## Magmatism and Evolution of the Tibetan Plateau

MO Xuan-xue

China University of Geosciences, Beijing 100083, China

**Abstract:** The Tibetan Plateau is one of the regions in China where igneous rocks are very widely developed. Various types of volcanic and plutonic rocks are distributed over 300,000 km<sup>2</sup> in area and take 10% area of the entire Plateau. These igneous rocks and carried deep-seated nodules play important roles in understanding geodynamic evolution of the Tibetan Plateau, as either lithoprobes/windows or tectonic records, and are closely related to mineralization as well. This paper discusses some important scientific topics via studying igneous rocks. (1) The timing of Indo-Asia collision: This is a very important scientific problem. There is, however, a wide range of discrepancy about the timing of initiation of the collision (from earlier than 70 Ma, to even later than 34 Ma). According to multiple lines of evidences from the 1500 km-extending main collision zone in southern Tibet, we deduced a conclusion that Indo-Asia collision likely started from 65/70 Ma and completed in c. 40 Ma (syn-collisional stage), and then transformed into post-collisional stage after 40 Ma. (2) Underplating and magma mixing, an event of mantle-crust interaction during syn-collisional stage: There are abundant evidences for underplating and magma mixing in southern Gangdese. An

**收稿日期:** 2010-12-20; **修回日期:** 2011-08-28

**作者简介:** 莫宣学, 男, 教授, 中国科学院院士, 岩石学, 岩浆-构造-成矿方向; E-mail: moxx@cugb.edu.cn

important process of continental growth and evolution took place in the Tibetan Plateau. (3) The origin of formation of extremely thick crust of the Tibetan Plateau: A deduction of "Two types of crust and two types of mechanism" is suggested based on the studies of collisional and post-collisional igneous rocks. There are two types of crust, juvenile crust and recycled crust, in the Plateau. Crustal thickening of the Plateau was caused by two types of mechanism, i.e., both structural compression and input of mantle materials via magmatism. (4) The composition, structure and evolution of the lithosphere of the Tibetan Plateau: There are three geochemical reservoirs in the lithospheric mantle, and three types of lithospheric structure underneath the Tibetan Plateau. Nodules and outcrops of mantle/lower crust-seated rocks are found in several locations of the Plateau. (5) Possible lateral flow of lower crust and upper mantle: Migration of collisional and post-collisional volcanism with time shows a highly distinctive pattern, which can be interpreted to reflect lateral flow of the lower crust and asthenospheric mantle induced by the approach and ensuing collision of relatively thick (India and Eurasia) continental plates.

**Key words:** Tibetan Plateau; magmatism; igneous rocks; continental collision; mantle-crust interaction; crust growth; lithosphere; lateral flow

**Author:** Mo Xuanxue, Professor, Academician of the Chinese Academy of Sciences, E-mail: moxx@cugb.edu.cn

从地球动力学的角度看, 岩浆作用是地球各层圈之间相互作用的结果, 是地球各层圈之间物质和能量交换的重要使者。地壳与地幔间的界限(莫霍面)、地幔中岩石圈与软流圈之间的界限、地幔与地核之间的界限, 是岩浆作用涉及的主要圈层界限。

探讨岩浆作用与岩浆岩(火成岩)有以下三方面的意义: (1) 岩浆岩及其所携带的深源岩石包体可以当作探测地球深部的“探针”(lithoprobe)和“窗口”(window)。地球物理方法尽管是我们探测地球深部的一个主要手段, 但是它的缺点是不能给出时间坐标。而运用“岩石探针”方法, 却可以通过同位素测年获得岩浆岩及深源包体的年龄, 因而可以提供时间坐标, 为研究地球深部过程提供了可能。这个优点是其它深部探测方法所不具备的。因此, 探测地球深部应当将地球物理方法与“岩石探针”方法有机地结合起来。(2) 岩浆岩也是板块运动过程与大地构造事件的记录。岩石构造组合分析方法, 是恢复古板块构造格局和历史的有效的、基本的方法。孤立地使用某些化学指标和比值, 当成判断构造环境的“灵丹妙药”, 是不可取的。(3) 研究结果将服务于人类对利用资源、保护环境、减轻灾害的需求。根据这个思路, 本文主要讨论青藏高原新生代时期形成演化中的一些地球动力学问题。

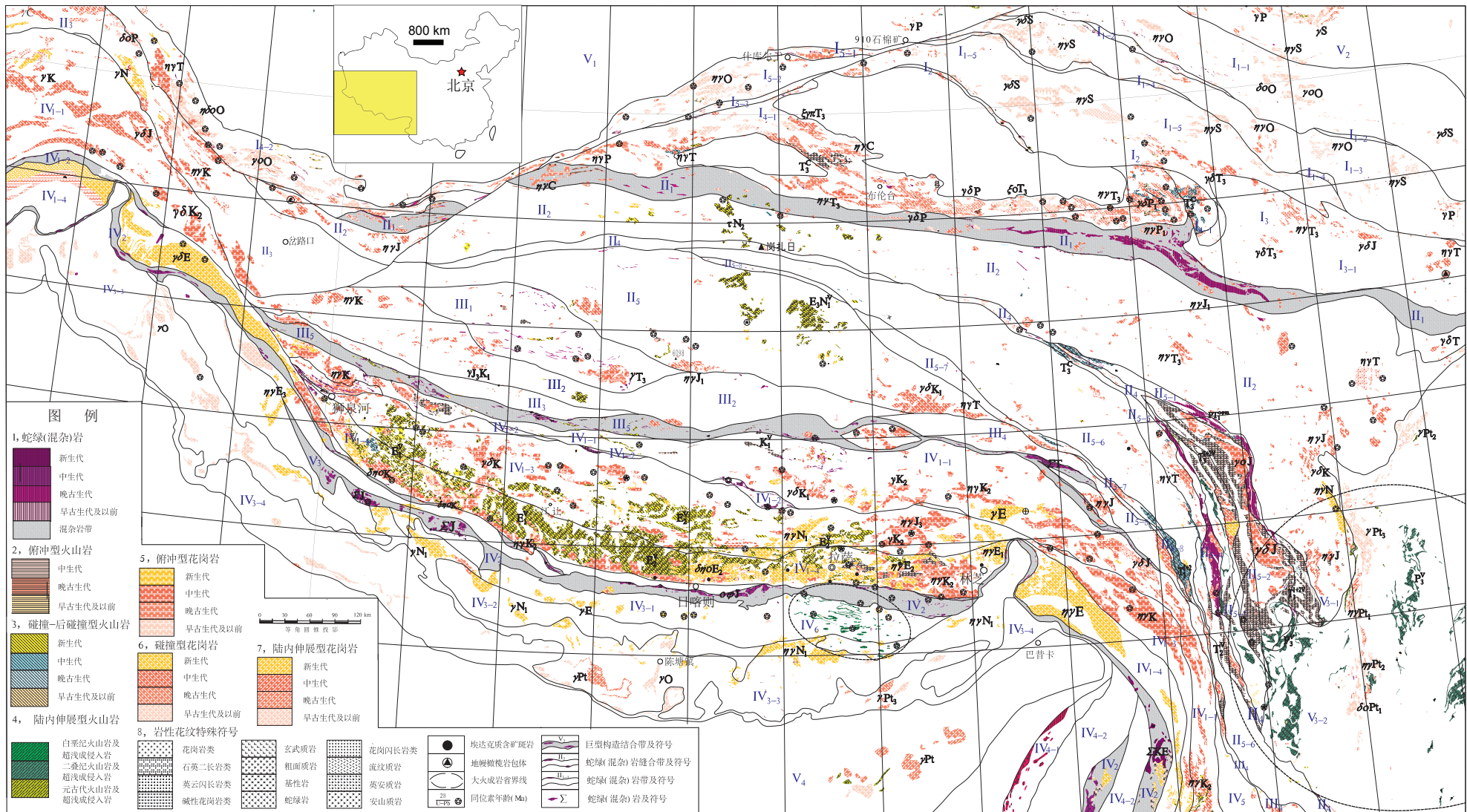
## 1 青藏高原岩浆岩分布概况

青藏高原是我国岩浆岩最发育的地区之一,

出露着从元古宇到新生代各个地质时期多种类型的火山岩与侵入岩。图1表明, 青藏高原各类火山岩与侵入岩出露面积约为30万km<sup>2</sup>, 占全区面积的10%以上。岩浆岩主要集中在三个地区, 依次为: 冈底斯—念青唐古拉构造岩浆岩带(简称冈底斯带), 占西藏岩浆岩出露面积的80%以上, 主要出露中—新生代岩浆岩(莫宣学等, 2009), 是本文讨论的重点; 金沙江—澜沧江—怒江(简称“三江”)构造—岩浆岩带, 主要出露晚古生代—晚三叠世岩浆岩; 昆仑—祁连构造—岩浆岩带, 主要出露元古宇、早古生代和晚古生代—晚三叠世岩浆岩。如前所述, 这些岩浆岩在青藏大陆动力学研究中有着重大的作用, 并形成重要的构造—岩浆—成矿带。

冈底斯带, 南以印度河—雅鲁藏布结合带、北以班公湖—怒江结合带为界, 东西长约2000 km、南北宽100~300 km, 是青藏高原最重要的一条巨型构造—岩浆岩带。该带自南向北大致可以分为南、中、北三个亚带。南带, 即狭义的冈底斯带, 位于隆格尔—措麦断裂以南、雅鲁藏布结合带以北, 是冈底斯—念青唐古拉带中岩浆岩最集中的地区。中带, 位于噶尔—永珠—嘉黎—波密断裂以南、隆格尔—措麦断裂以北。北带, 位于班公湖—怒江结合带以南、噶尔—永珠—嘉黎—波密断裂以北。

冈底斯带南带是冈底斯岩浆岩带的主体。主要出露由岩基和大岩株构成大规模的花岗岩带及大规模同碰撞中酸性火山岩带(林子宗火山岩系), 二



I, 秦祁昆巨型构造-岩浆岩带; I-1 祁连构造-岩浆岩带; I-1-1 北祁连构造-岩浆岩亚带; I-1-2 玉石沟-野牛沟-清水沟蛇绿 (混杂) 岩带; I-1-3 中祁连构造-岩浆岩亚带; I-1-4 党河南山-拉脊山蛇绿 (混杂) 岩带; I-1-5 南祁连构造-岩浆岩亚带; I-2 秦岭构造-岩浆岩带; I-2-1 西秦岭岩浆岩亚带; I-3 柴达木盆地北缘构造-岩浆岩带; I-4 昆仑构造-岩浆岩带; I-4-1 西昆仑岩浆岩亚带; I-4-2 东昆仑岩浆岩亚带; I-5 阿尔金构造-岩浆岩带; I-5-1 红柳沟-拉配泉蛇绿 (混杂) 岩带; I-5-2 阿中-金雁山构造-岩浆岩亚带; I-5-3 阿帕-茫崖蛇绿 (混杂) 岩带; II, 羌塘-“三江”巨型构造-岩浆岩带; II-1 可可西里-巴颜喀喇构造-岩浆岩带; II-2 喀喇昆仑构造-岩浆岩带; II-3 羌塘构造-岩浆岩带; II-3-1 北羌塘构造-岩浆岩亚带; II-3-2 龙木错-双湖蛇绿 (混杂) 岩带; II-3-3 南羌塘构造-岩浆岩亚带; II-4 “三江”构造岩浆岩带; II-4-1 甘孜-理塘蛇绿 (混杂) 岩带; II-4-2 昌台-乡城-中甸构造-岩浆岩亚带; II-4-3 中甸 (微陆块) 构造-岩浆岩亚带; II-4-4 西金乌兰湖-金沙江-哀牢山蛇绿 (混杂) 岩带; II-4-5 江达-维西构造-岩浆岩亚带; II-4-6 昌都-思茅 (微陆块) 构造-岩浆岩亚带; II-4-7 妥坝-南佐构造-岩浆岩亚带; II-4-8 乌兰乌拉湖-澜沧江蛇绿 (混杂) 岩带; II-4-9 云县-景洪构造-岩浆岩亚带; II-4-10 保山 (微陆块) 构造-岩浆岩亚带; III, 冈底斯-念青唐古拉巨型构造-岩浆岩带; III-1 北冈底斯构造-岩浆岩带; III-2 狮泉河-申扎-嘉黎蛇绿 (混杂) 岩带; III-3 中冈底斯岩浆岩带; III-4 南冈底斯岩浆岩带 (含波密-腾冲弧岩浆岩亚带); IV, 喜马拉雅巨型构造-岩浆岩带; IV-1 拉轨岗日构造-岩浆岩带; IV-2 北喜马拉雅构造-岩浆岩带; IV-3 高喜马拉雅构造-岩浆岩带; IV-4 低喜马拉雅构造-岩浆岩带; IV-5 缅甸构造-岩浆岩带; IV-5-1 萨亚玛迪山蛇绿 (混杂) 岩带; IV-5-2 缅甸中央低地构造-岩浆岩亚带; V, 巨型构造结合带; V-1 木孜塔格-布青山-玛沁-勉略结合带; V-2 班公湖-怒江-昌宁-孟连结合带; V-3 雅鲁藏布江结合带; VI, 周边陆块区; VI-1 塔里木陆块巨型构造-岩浆岩区; VI-2 华北陆块巨型构造-岩浆岩区; VI-3 扬子陆块巨型构造-岩浆岩区; VI-4 印度陆块巨型构造-岩浆岩区

图1 青藏高原和邻区构造-岩浆岩图

Fig. 1 Tectono-magmatic map of the Tibetan Plateau and adjacent regions



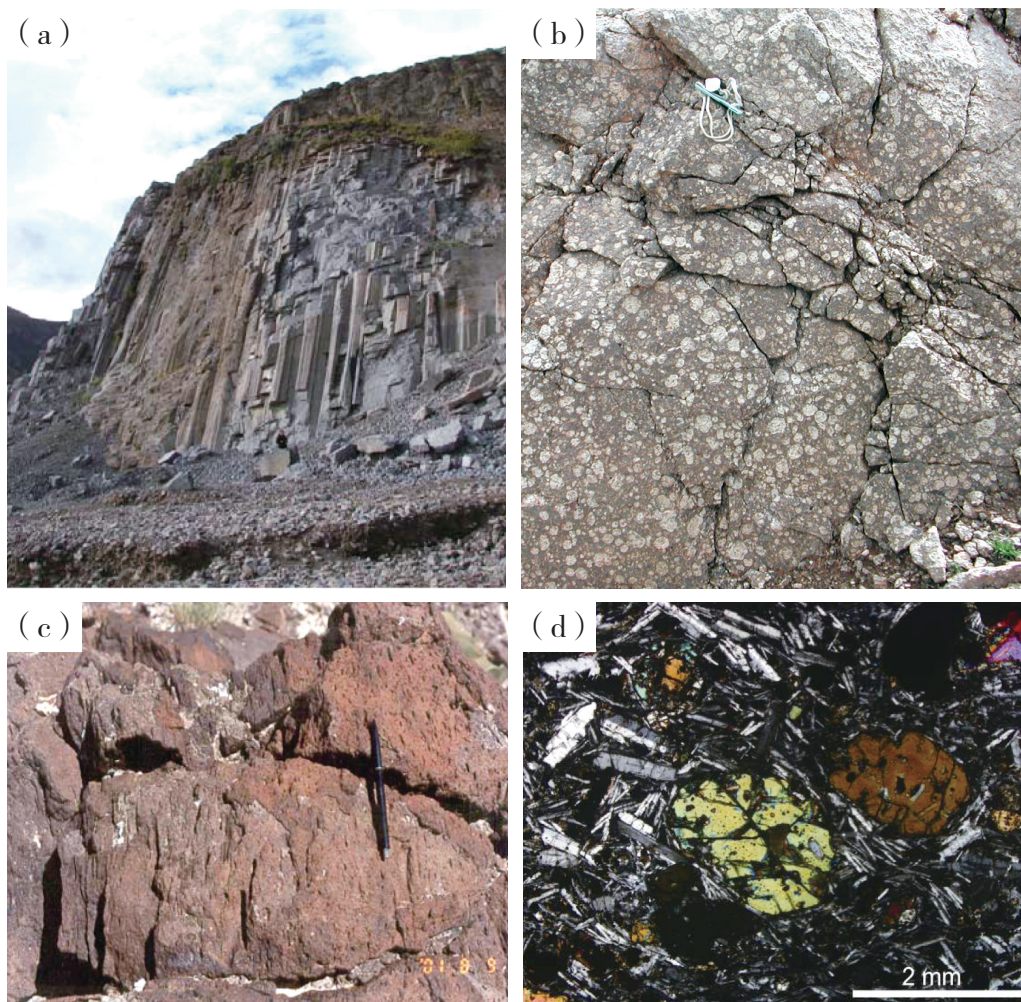
者共占冈底斯岩浆岩带总面积的60%以上。

南冈底斯花岗岩带时代主要为白垩纪—古近纪,自西向东岩体具有由老变新的趋势。该带最大的曲水岩基展布于雅鲁藏布结合岩带北侧的南木林—尼木—曲水一带,其锆石SHRIMP U-Pb年龄为47~52.5 Ma (Mo et al., 2005; Dong et al., 2005),与林子宗火山岩时代相近,是印度—亚洲碰撞事件的岩浆岩记录。该岩基的主要岩性为石英闪长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩和钾长花岗岩,  $\varepsilon_{\text{Nd}}$ 及  $\varepsilon_{\text{Hf}}$ 为正值是其重要特征。花岗岩体中含有大量暗色镁铁质微粒包体(MME),其南侧有镁铁质—超镁铁质小岩体成带分布。

林子宗火山岩系在南冈底斯带沿巨型区域性

不整合面展布达1500 km以上,整个火山岩系厚度超过5000 m,自下而上分为三个岩组(图2a):典中组(厚2400 m)、年波组(厚700 m)和帕那组(厚2200 m以上)。火山岩形成于古近纪,根据对林周盆地典型剖面系统的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 测年,其年龄被确定为65~40 Ma,其中典中组65~60 Ma,年波组60~50 Ma,帕那组50~40 Ma (周肃, 2002; Zhou et al., 2004)。

新生代后碰撞钾质—超钾质火山岩类(图2b, c, d)在南冈底斯带从西向东,沿狮泉河、邦巴—雄巴、扎布耶察卡、贡木潭、当日雍错—许如错、打加错、南木林县乌郁盆地、羊八井—羊应地热区、麻江一线分布,其形成时代自西向东



(a) 同碰撞林子宗火山岩上部帕那组; (b) 同碰撞—后碰撞白榴斑岩;  
(c) 后碰撞钾质—超钾质火山岩系的安粗岩; (d) 后碰撞橄榄安粗岩薄片, 正交偏光  
(a) The upper part of the syncollisional Linzizong volcanics, the Pana Formation; (b) Syncollisional-postcollisional leucite porphyry;  
(c) Latite from postcollisional potassic-ultrapotassic volcanic series; (d) Postcollisional olivine latite, thin section, crossed Nicols

图2 冈底斯带同碰撞—后碰撞火成岩(部分)

Fig. 2 Photos of selected syncollisional-postcollisional igneous rocks in the Gangdese belt



逐渐年轻, 由25 Ma变到8 Ma。

特别值得指出的是, 在本区南部谢通门、尼木至拉萨一带广泛分布有规模较小的高位花岗岩体和花岗质斑岩体, 主体侵位于晚白垩世—古近纪花岗岩基中, 具有埃达克岩的地球化学属性, 年龄集中于10~20 Ma, 与大规模铜多金属成矿作用关系密切, 辉钼矿Re—Os定年表明斑岩矿床的成矿年龄集中在15~16 Ma (候增谦等, 2009; Chung et al., 2003; Hou et al., 2003, 2004)。

## 2 印度—亚洲大陆碰撞时限

印度—亚洲大陆碰撞时限是青藏高原形成演化中一个非常重要的基础问题, 也是国际上争论的一个热点, 到目前为止, 分歧仍然很大, 从主张早于70 Ma 到34 Ma都有。下面列出各种观点的主要代表:

K<sub>2</sub>—E<sub>1</sub>, Burtman, 1994; Liu & Einsele, 1994;

K<sub>2</sub>, Jaeger et al., 1989; Rage et al., 1995;

~70 Ma, Yin & Harrison, 2000;

K/T boundary (~65Ma), Wan et al., 2002;

Mo et al., 2002; Ding et al., 2005;

E<sub>1</sub>/E<sub>2</sub> boundary (c.55Ma), Garzanti et al., 1987;

~50 Ma, Rowley, 1998;

E<sub>2</sub> (50~40 Ma), Searle et al., 1987;

Middle E<sub>2</sub> (c.45Ma), Dewey et al., 1989;

Early N<sub>1</sub> (c.34Ma), Aitchison et al., 2007。

造成上述差异的原因, 或是由于各人的事实依据及地点不同, 或是对同一事实的认识不同。值得注意的是, 上述观点多数都是依据国外资料形成的, 而来自我国西藏南部延伸1500 km以上的主碰撞带中的证据却很少被注意到。在此, 存在一条非常醒目的一千多公里长的区域性巨大角度不整合 (图3)。不整合面上、下的岩层无论在岩性、岩相、化石面貌还是变形样式与变形程度上, 均截然不同。不整合面以下出露的地层主要为上白垩统设兴组, 有些地方出露二叠系, 为海相, 强烈褶皱; 不整合面以上的地层为陆相, 产状近水平, 主要是厚达数千米的林子宗火山岩系。我们用林子宗火山岩底部的<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar年龄限定了该区域性不整合的最晚时限, 在林周盆地典型

剖面为64.5 Ma, 沿不整合带走向变化于59~70 Ma之间。这表明, 在59~70 Ma期间发生了一次重大的地质事件。

万晓樵等 (Wan et al., 2002) 通过对西藏岗巴、仲巴、吉隆等地上白垩统与古近系界限 (俗称K—T界限) 附近详细的地层、古生物及构造研究, 指出K—T界限是一个大的不整合, 古近系陆相砾岩及砂岩层不整合于上白垩统浅海台地相碳酸盐岩之上, 穿过K—T界限时, 沉积相及微古生物群发生了重大改变。Ding等 (2005) 发现了约65 Ma的藏南前陆盆地及蛇绿岩仰冲等碰撞证据。我们对沿藏南冈底斯带走向延伸超过1200 km的林子宗火山岩系 (年龄70/65 Ma~40 Ma) 和南冈底斯花岗岩 (年龄峰值为50 Ma) 的详细研究表明, 二者均属于同碰撞性质。特别林子宗火山岩系是印度—亚洲大陆碰撞从开始到完成全过程的记录 (莫宣学等, 2003, 2005)。在45/40 Ma后, 青藏高原开始出现具有明显后碰撞 (post-collisional) 性质的钾质—超钾质火山岩类, 说明同碰撞性质的林子宗火山岩在45~40 Ma已被后碰撞钾质—超钾质火山岩所取代。李国彪 (2004) 厘定藏南最高海相层在晚始新世Bartanian早期 (约40 Ma), 可以认为是新特提斯洋完全闭合的最晚时限。根据以上证据可以提出, 在藏南主碰撞带内, 印度—亚洲大陆碰撞开始的时间为70~65 Ma, 完成的时间在40 Ma左右, 这个时期称为同碰撞期, 40 Ma之后转入后碰撞期 (Mo et al., 2002, 2006, 2008, 2009)。这个认识, 与Yin & Harrison (2000), Jaeger等 (1989), Burtman (1994), Liu & Einsele (1994), Leech等 (2005), Chung等 (2005) 等相近, 而与Aitchison等 (2007) 相差甚大。

以印度—亚洲碰撞时间为坐标, 可以将青藏高原中—新生代构造—岩浆活动划分为三个阶段:

(1) 碰撞前新特提斯洋板块俯冲阶段 (~70/65 Ma以前); (2) 同碰撞阶段 (70/65~40 Ma): 指印度和亚洲两个大陆从开始接触到完全接触 (两大块之间的洋盆和洋壳消失) 的时间; (3) 后碰撞阶段 (~40 Ma至今): 指同碰撞期之后的陆内运动阶段, 在印度和亚洲两个大陆继续挤压下, 陆内不同块体之间发生相对运动 (俯冲、推覆、走滑、伸展等)。本文所用的同碰撞与后碰撞概念



不整合面之下为强烈褶皱的海相上白垩统设兴组，之上为近水平的古近纪陆相林子宗火山岩系。拍摄地点：拉萨以北马区  
Strongly folded submarine upper Cretaceous Shexing Formation unconformably overlain by the sub-horizontal terrestrial Paleogene Linzizong volcanics.

Photo taken at Maqu, north of Lhasa

图3 横亘西藏南部的区域性巨大角度不整合

Fig. 3 A huge regional unconformity extending across southern Tibet

同Liegeois (1998)。

### 3 同碰撞阶段的壳-幔交换：底侵与岩浆混合作用

南冈底斯带同碰撞花岗岩中有着丰富的岩浆底侵作用 (underplating) 与岩浆混合作用 (magma mixing) 证据。以展布于谢通门—南木林—尼木—曲水一带的曲水岩体为例，岩石类型多样，以花岗闪长岩、石英闪长岩、石英二长岩、二长花岗岩为主，含有丰富的暗色镁铁质微粒包体 (mafic microgranular enclaves, 简称MME) 及其它岩浆混合作用标志，花岗质岩石  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  与锆石  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  均为正值 (分别为 +1.64—+5.21, +6.3—+14.7)。特别醒目的是，在冈底斯花岗岩带的最南缘，断续出露着一条呈东西向分布的辉长岩—辉绿岩—辉石岩小岩体带，并与航磁异常相对应。对曲水北—谢通门之间约200 km长度范围成

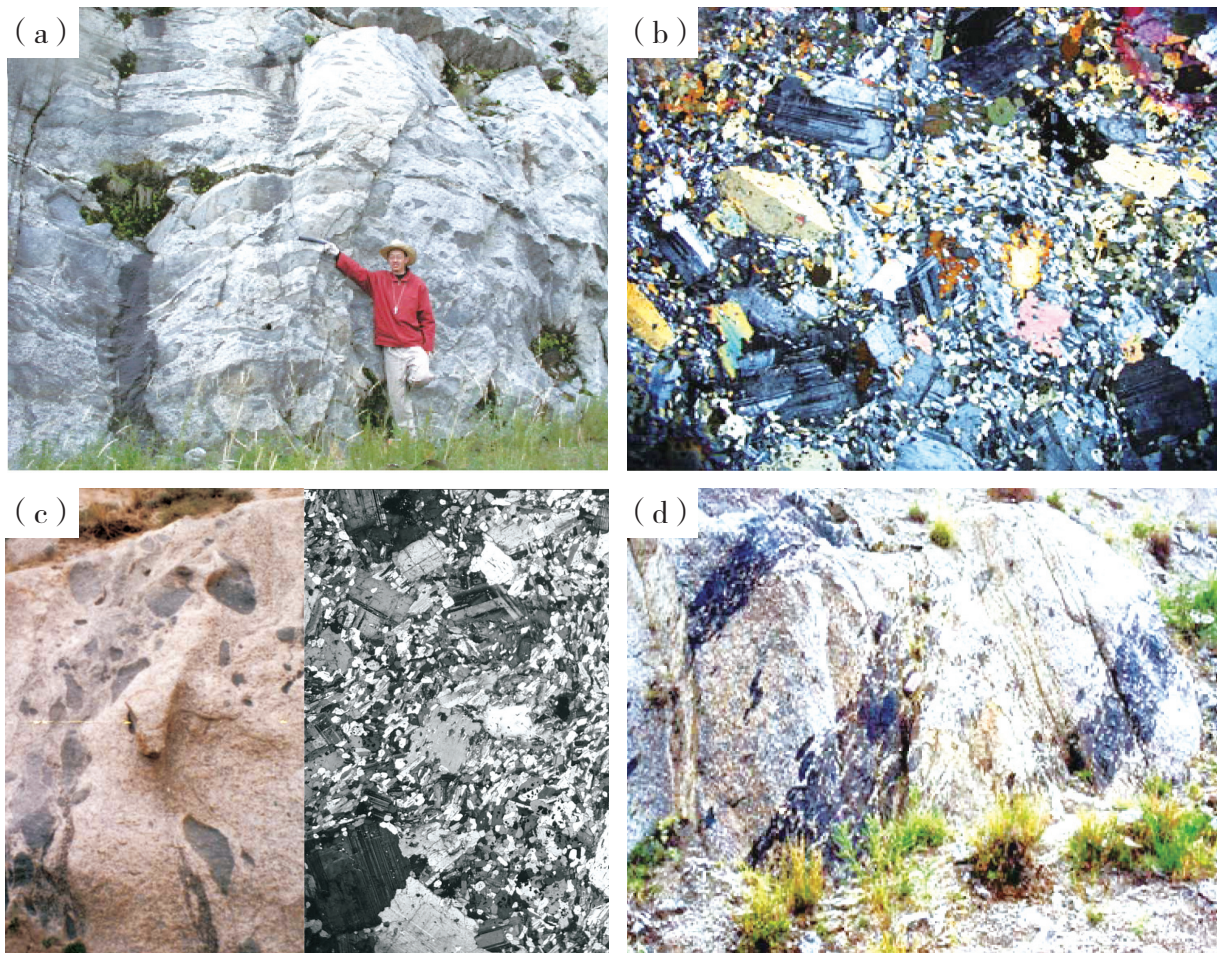
套的辉长岩/辉绿岩、花岗岩类寄主岩及其中的暗色铁镁质微粒包体样品的锆石SHRIMP U-Pb同位素定年表明，其形成时代为47.0~52.5 Ma (峰值为50 Ma左右)，与同碰撞期的林子宗火山岩基本同时 (Mo et al., 2005, 2009; Dong et al., 2005)。类似的同碰撞花岗岩在整个冈底斯南带都有出露，主体年龄仍在50 Ma左右。

暗色镁铁质微粒包体 (MME) 广泛存在于花岗质岩石中，大小不同，形状各异 (图4a)。经研究，它们不是捕虏体，也不是异离体，而是基性岩浆与花岗质岩浆发生混合作用后的残留。这一判断来自以下证据：(1) MME具有岩浆岩，而不是沉积岩或变质岩的结构构造，例如，矿物有先后结晶顺序 (图4b)；岩浆流动构造 (在露头尺度或显微尺度均可见到，图4c)；针状磷灰石表示的淬火结构等。(2) MME、花岗质寄主岩、伴生的镁铁质岩石三者具有大致同时的年龄，可以认



为它们是同一个地质事件形成的。如我们曾在西藏冈底斯带拉萨—谢通门段系统取样，并进行了锆石SHRIMP U-Pb同位素测年，得到以下年龄：寄主花岗质岩石49.3~51.2 Ma，MME 49.9~51.1 Ma，辉长岩47.0~51.6（主要为49.9~51.6）Ma，可见这三种岩石是大致同时的。所有测年结果呈正态分布，其峰值为50 Ma。在冈底斯西段所测定三种岩石的年龄也基本相同。这就有力地排除了MME是捕虏体或残留体的可能性。（3）可以见到Pitcher（1983）命名的“同深成作用岩墙”（synplutonic dikes），它们其实是MME的一种特殊形态（图4d），是在岩浆混合作用过程中长英质岩浆固结达到~85%时（未完全固结），共存的镁铁质岩浆贯入这种特殊的初始“裂隙”中形成的，没有真

正的岩墙所具有的截然、平直的淬火边界。图5表明，随着长英质岩浆结晶作用的进行，粘度增大，两种岩浆的交换能力降低，可划分出4个岩浆混合作用阶段：①第1阶段，两种岩浆均未开始结晶，此时可以产生完全的混合作用，形成较均匀的混合岩浆；②第2阶段，不完全的岩浆混合作用，长英质岩浆中保留有MME（镁铁质岩浆的残留）；③第3阶段，长英质岩浆大部分固结但未全部固结，出现初始裂隙，镁铁质岩浆贯入其中可形成与真正的岩墙不同的“同深成作用岩墙”。根据流体力学的研究，如果岩浆固结度达到85%左右，便具有类似于固体的性质，已经可以形成和保留住裂隙，虽然它还没有平直截然的边界；④第4阶段，当长英质岩浆全部固结后，镁铁质岩



(a) 含丰富MME的花岗质岩石；(b) MME的岩浆岩结构（正交偏光下显微照片）；  
(c) 岩浆流动构造（左侧：露头尺度；右侧：显微尺度，正交偏光下显微照片）；(d) “同深成作用岩墙”  
(a) Granitic rock with abundant MME; (b) Magmatic texture of MME, thin section, crossed Nicols; (c) Magma flow structure, left side, outcrop scale; right side, microscopic scale, crossed Nicols; (d) synplutonic dikes

图4 冈底斯带同碰撞阶段的岩浆混合现象与证据

Fig. 4 Photos showing phenomena and evidences of magma mixing at collisional stage in the Gangdese belt

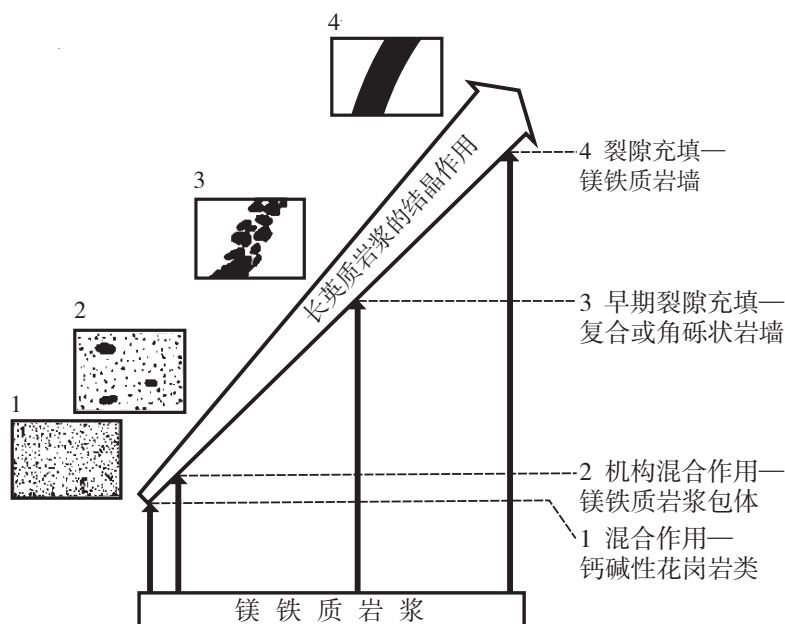


图5 岩浆混合过程示意图 (据 Fernandez and Barbarin, 1991)

Fig. 5 Cartoon showing different stages during a process of magma mixing (after Fernandez and Barbarin, 1991)

浆侵入其中形成真正的岩墙。岩浆混合作用的程度及方式, 主要取决于参加混合的两种端元岩浆的温度和流变学性质的反差的大小, 而这也与两种岩浆的相对数量有关。图5的第3阶段, 即早期裂隙先填阶段很好地解释了同深成作用岩墙的成因及在岩浆混合过程中所处的阶段。(4) 在常量元素、微量元素和同位素方面, 也显示有岩浆混合的证据。例如, 冈底斯花岗岩中锆石显示的  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  值在一个较大的范围内变动, 在同一个样品内可以有5- $\varepsilon$  单位的变化, 而不同样品间可以12- $\varepsilon$  单位的变化, 表明了岩浆混合作用的影响 (Mo et al., 2009)。又如, 一般来说在岩浆混合的成份交换中, 微量元素与同位素的交换速度大多比常量元素快, 因此这些微量元素与同位素在两种发生混合的岩浆间有趋同性。一套由岩浆混合作用形成的岩浆岩系列的哈克图解, 常呈直线分布。(5) 矿物学上的不平衡, 也指示出冈底斯花岗岩中岩浆混合作用的存在。例如, 在镁铁质岩石 (如辉长岩) 中出现环边眼球状石英, 石英周围被普通角闪石或者黑云母等暗色矿物环边包裹。镁铁质岩石和MME中的斜长石成分可以从培长石 (An87) 变化到中长石 (An35)。在镁铁质岩石和MME中还常有钾长石的大晶体存在。这些现象在冈底斯花岗岩中都很常见。

对于如何识别底侵的基性岩浆的问题, 从冈底斯带和东昆仑带中可以总结出以下主要判别标志: (1) 在区域上具有普遍性和近同时性; (2) 与岩浆混合作用有密切的时空及成因联系; (3) 在一些造山带中可见底侵岩浆侵入在前寒武纪高级变质岩中; (4) 有时可形成镁铁质-超镁铁质堆晶杂岩, 具堆晶结构。

如果认为底侵镁铁质岩浆的固结造成了陆壳的垂向增生, 则幔源镁铁质岩浆与壳源长英质岩浆之间的混合作用就是对原来陆壳向基性方向进行改造。这两种作用, 都是通过岩浆作用实现壳-幔间物质和能量的交换, 是两种不同而又密切相关的大陆地壳生长方式。研究岩浆混合作用与底侵作用, 就是从壳-幔相互作用的高度来理解大陆地壳生长与演化。

#### 4 青藏巨厚地壳的成因

双倍于正常厚度的巨厚地壳, 是青藏高原最显著的特点之一, 为举世瞩目。已有地震学资料表明 (Kind et al., 1996; Zhao et al., 1997; Molnar et al., 1998), 青藏高原最厚的地壳在西藏南部, 其平均厚度为70 km左右, 在拉萨地体最厚可达80 km。其中还发现了一层约20 km厚的低速带 ( $V_s=3\sim3.1$  km/s) 和一层14~20 km厚的高速



( $V_p=7.2\sim 7.5$  km/s) 下地壳 (Kind et al., 1996; Owens and Zandt, 1997)。沿东西方向地壳厚度变化于60~80 km之间。

花岗岩是大陆地壳的基本组成部分, 花岗岩的研究, 对于揭示大陆生长与演化的原因、方式和机制有着重要的意义。因此, 我们在2005年对当时冈底斯带花岗岩的Nd-Sr同位素资料做了一次综合分析, 同时也包括了全部火山岩的Nd-Sr同位素资料作为对比, 发现冈底斯带存在两类不同性质的地壳: 初生地壳 (juvenile crust) 和经过多次壳内再循环形成的成熟地壳 (图6; 莫宣学等, 2005)。此后, 我们继续沿着这个方向进行深化研究。特别是在国家自然科学基金重点项目的支持下, 横跨冈底斯带做了一系列剖面研究, 进一步肯定了“两类地壳”的存在, 并确定了其空间分布, 证明了拉萨地块古老基底的存在 (图7; Zhu et al., 2011)。

根据冈底斯花岗岩的Nd-Sr同位素和锆石Hf同位素组成 (莫宣学等, 2005; Mo et al., 2009; Zhu et al., 2011), 识别出拉萨地体存在两类地壳:

(1) 初生地壳, 主要分布在冈底斯带的南带和北带。这里的花岗岩具有正的  $\varepsilon_{Nd}(t)$  值 (+1.64~+

5.21) 和正的锆石  $\varepsilon_{Hf}(t)$  值 (+4.7), Nd与Hf同位素模式年龄年青 ( $T_{DM}<500$  Ma;  $T_{DM}=137\sim 555$  Ma,  $T_{DM}^c=178\sim 718$  Ma), 说明地幔物质在花岗岩成因中有重要的贡献。(2) 经过多次壳内再循环形成的成熟的古元古代—中元古代地壳, 主要分布在冈底斯中带。这里的花岗岩类以负的  $\varepsilon_{Nd}(t)$  值 (-5.3~-17.3) 及负的锆石  $\varepsilon_{Hf}(t)$  值 (-22.0~-1.6) 为特征, Nd模式年龄  $T_{DM}$  有两组值: 1.2 Ga 及 2.0~2.5 Ga, Hf模式年龄  $T_{DM}^c=1.0\sim 2.5$  Ga, 表明这里具有古元古代—中元古代基底, 在花岗岩成因中, 地壳组分具有主要贡献。总之, 再循环的古元古代—中元古代地壳, 大致分布在冈底斯带的中部, 可能代表拉萨地块的基底; 而初生地壳则主要分布在冈底斯带南、北两侧, 可能是由于俯冲和碰撞而增生在原拉萨地块之上的。

地壳加厚的机制也是国际上争论的重大问题。过去多数模型都强调构造作用是地壳加厚的原因, 例如, 双层地壳叠置模型 (Argand, 1924; Powell, 1986); 碰撞挤压缩短增厚模型 (Dewey & Bird, 1970; England & Houseman, 1985; Zhao & Morgan, 1987) 等。然而, 一系列证据证明, 地幔物质对青藏高原地壳增厚的贡献也是非常重

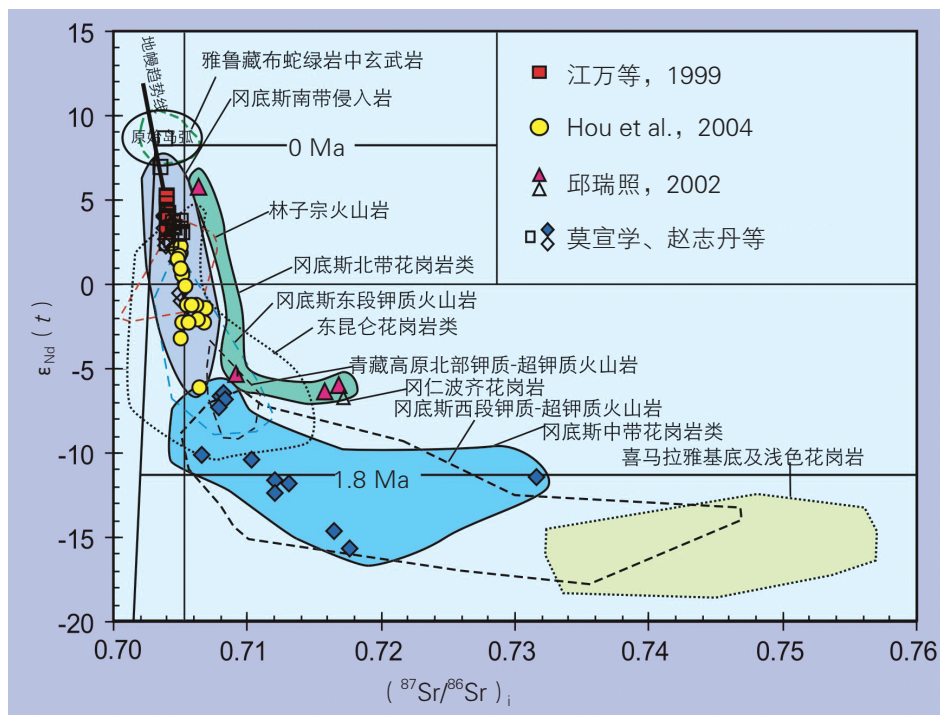


图6 西藏冈底斯带花岗岩类及火山岩类岩石的  $\varepsilon_{Nd}(t) - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  关系图 (引自莫宣学等, 2005)

Fig. 6  $\varepsilon_{Nd}(t)$  versus  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  plot for granitoids and volcanics in the Gangdese belt (after Mo et al., 2005)

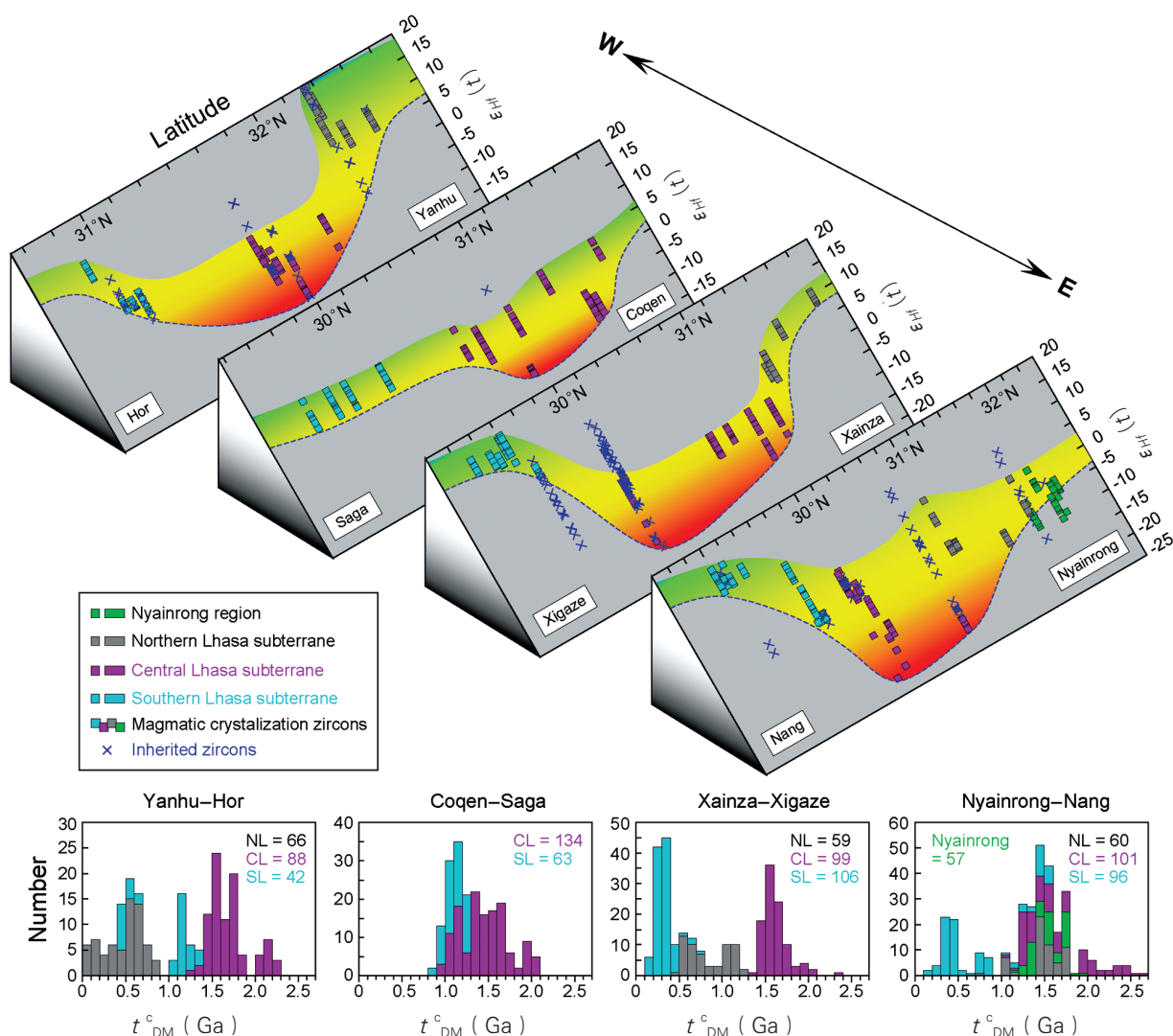


图7 拉萨地块中生代—古近纪岩浆岩中锆石  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  值的空间分布图, 以及Hf“地壳”模式年龄直方图 (引自Zhu et al., 2011)  
Fig. 7 The range and spatial distribution of  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  values, and the histogram of Hf “crustal” model ages ( $T_{\text{DM}}^{\text{c}}$ ) of zircons from the Mesozoic–Early Tertiary magmatic rocks in the Lhasa Terrane (after Zhu et al., 2011)

要、不能忽视的 (Mo et al., 2007)。在同碰撞时期发生了大规模的幔源基性岩浆的底侵作用及其与壳源酸性岩浆的混合作用, 地幔物质可能以这样的方式进入地壳, 造成下地壳的加厚及其成分趋基性化、中—上地壳的熔融、幔源组分进入中—上地壳。可以说, 青藏巨厚地壳是由于构造增厚及地幔物质注入 (通过岩浆作用) 增厚两种机制形成的。如前所述, 地震学资料表明拉萨地体的地壳平均厚度为70 km, 最厚可达80 km。假定地壳正常厚度为35 km左右, 则拉萨地块平均增厚了35 km。又根据地震资料藏南下地壳高速层为14~20 km (Owens and Zandt, 1997), 推断地幔物质注入对地壳增厚的贡献约为15 km; 其余厚度可以认

为是构造加厚所致, 约为20 km, 于是估算得到这两种机制对地壳增厚的贡献率大致为3:4。

根据多方面的因素限定 (Mo et al., 2007), 碰撞以来藏南地壳加厚应主要发生在50~25 Ma期间, 可以将碰撞以来地壳的生长与演化划分为三个阶段: 第一阶段—在正常厚度地壳的基础上, 通过地幔物质注入产生新生地壳使地壳增厚 (发生在c. 50~40 Ma)。第二阶段 (c. 40~25 Ma)—冈底斯带无岩浆作用; 推断通过挤压—缩短使地壳增厚。第三阶段 (c. 25 Ma以来)—各种证据表明, 巨厚地壳在25 Ma前已基本形成; 在此阶段有中/上地壳的部分熔融产生强过铝花岗岩, 以及与软流圈上隆及横向流动相对应的岩石圈伸展 (南北向



地堑系发育)等。

## 5 青藏岩石圈的组成、结构与演化

如前所述,探测研究地球深部结构及物质组成的有效途径,是地球物理探测与“岩石探针”(岩石学-地球化学方法)的结合。通过中国科学家及中外科学家合作研究,已经完成了青藏高原地震、大地电磁、航磁、重力等多种地球物理探测与研究,勾画出了青藏高原现今壳幔深部结构的基本轮廓。通过多年来“岩石探针”的研究,也获得了日益增多的关于青藏壳幔物质组成和演化的信息。

对青藏高原后碰撞幔源岩浆的研究表明,高原岩石圈地幔至少存在三种地球化学端元(Mo et al., 2006): (1) 新特提斯大洋岩石圈端元,以雅鲁藏布蛇绿岩及其中的MORB为代表,与现今印度洋地幔域相似(Zhang et al., 2005); (2) 印度陆下岩石圈端元; (3) 新特提斯闭合前青藏原有的岩石圈端元。它们之间的同位素组成及地球化学特征有着明显的差别。这三种地球化学端元以不同比例存在于高原的不同地域,并发生着相互作用。青藏高原岩石圈具有明显的不均一性。

根据大量地质及地球物理资料,可以识别出青藏高原现今存在三种岩石圈结构类型(邓晋福等, 1996; Mo & Deng, 1999; Deng et al., 2001, 2004): 第一种,增厚的岩石圈。以帕米尔构造结的岩石圈为代表,可达300 km以上,显示巨厚的岩石圈根(滕吉文等, 1984; 宋仲和等, 1993), 东构造结的岩石圈也与此相似,但厚度略小。第二种,减薄的岩石圈。以冈底斯—念青唐古拉的岩石圈为代表,厚度只有120 km左右(吴功建等, 1991; 肖序常和李廷栋, 2000), 其中有70~80 km为地壳,该地区只有浅源地震,岩石圈Q值低,存在高电导体(Wei et al., 2001), 清楚地表明了软流圈的上隆。第三种,加厚—减薄—再加厚的岩石圈。以羌塘岩石圈为代表,大地电磁测深资料表明其岩石圈厚度为200 km左右,但同样只有浅源地震,电导率、地表热流值也比较高,而Q值较低(Nelson et al., 1996; Wei et al., 2001)。这种情况很象由于软流圈上隆而减薄了的岩石圈后来再因软流圈的下降而增

厚,厚度虽然增加了,但热状态尚未来得及调整。这三类岩石圈的发展顺序似乎是,从第一种岩石圈发展到第二种岩石圈,再发展到第三种岩石圈,但还需更多的证据来证实。

岩浆岩携带的深源岩石包体(nodules)及深部岩石的地表露头,是研究下地壳和上地幔的直接“标本”,极为宝贵。它们在青藏高原尽管不如在中国东部那样丰富,但已经越来越多地被找到。迄今为止,在青藏高原已经发现的出露于地表的地球深部岩石及火成岩所携带的深源岩石包体有:在西昆仑碱玄岩中的尖晶石二辉橄榄岩包体(Luo et al., 2001);在甘肃礼县钾霞橄黄长岩中的石榴石二辉橄榄岩与石榴石二辉岩包体(喻学惠等, 2001);在西藏冈底斯带中南段超钾质火山岩中的含金云母的尖晶石二辉橄榄岩与二辉岩包体(赵志丹等, 2008);在羌塘后碰撞火山岩中所含的幔源岩石捕虏体(Ding et al., 2007);在西藏羌塘地区钾玄质火山岩中发现的下地壳麻粒岩包体(Hacker et al., 2000)。此外,还在西藏罗布莎蛇绿岩铬铁矿体中发现来自上/下地幔过渡带的标志矿物(杨经绥等, 2008),在冈底斯带东段发现晚二叠世松多榴辉岩(杨经绥等, 2006, 2007)。在国外的喜马拉雅地区也多处发现榴辉岩等超高压岩石(Leech et al., 2005)。在东构造结,还发现了下地壳麻粒岩(丁林和钟大赉, 1999)。今后还应继续大力发掘和深化研究。

## 6 青藏高原下深部物质的可能流动

研究表明,青藏高原新生代碰撞—后碰撞火成活动具有明显而有规律的时空迁移(Mo et al., 2006, Wang et al., 2001; Chung et al., 2005)。同碰撞的林子宗火山活动在65/70 Ma左右始于冈底斯南部,标志印度—亚洲大陆碰撞的开始;于45/40 Ma左右火山活动向北迁移到羌塘—“三江”北段,在那里开始了后碰撞火山活动;然后自内向外迁移,即,北向可可西里,南向冈底斯(在冈底斯带内部又自西向东),东向西秦岭迁移;最后(6 Ma以来),再分别向高原的西北角(西昆仑)、东北角(礼县、玉门)、东南角(腾冲、三江东南部)方向迁移(图8)。这些事实,是否

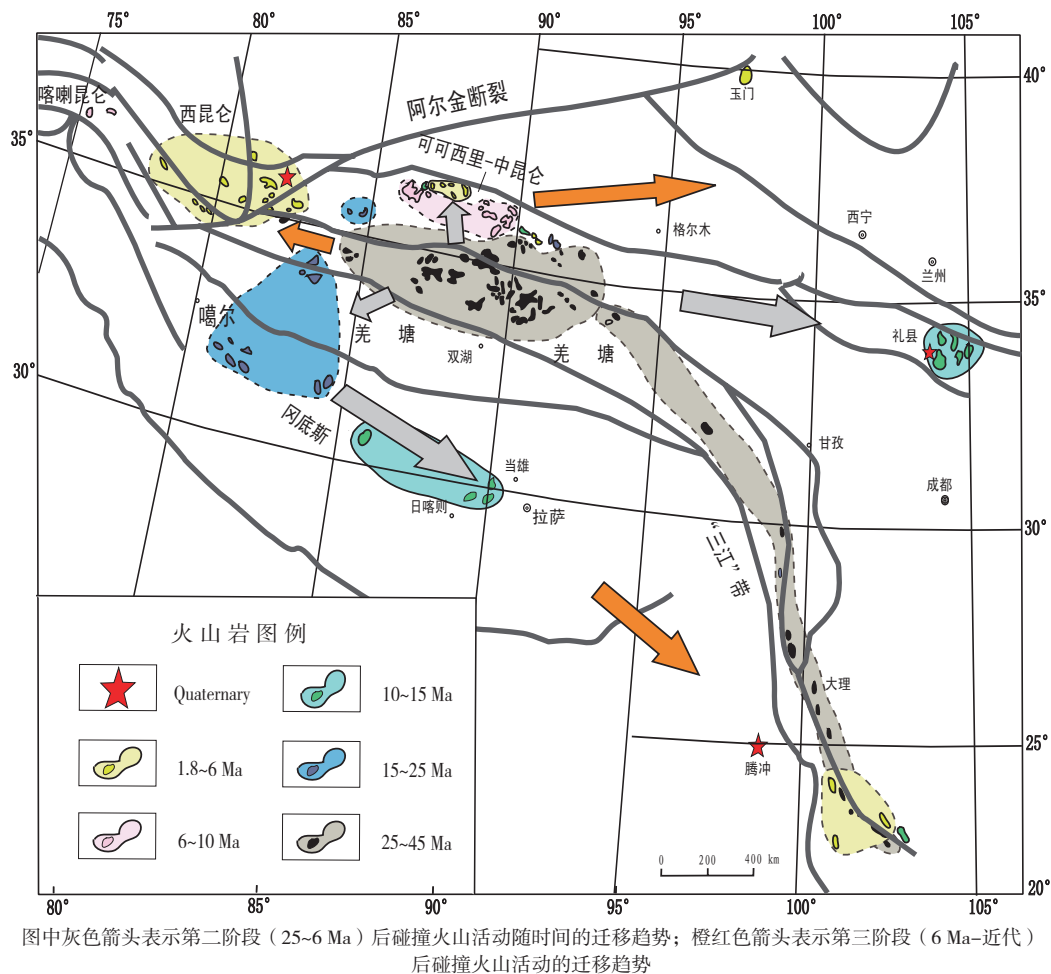


图8 青藏高原新生代火山岩的时空迁移(引自莫宣学等, 2009)

Fig. 8 Sketch map showing migration paths of the Cenozoic volcanism with time in the Tibetan Plateau (after Mo et al., 2009)

暗示着青藏高原深部的横向物质流动? 如果是, 那么涉及到哪些圈层, 是下地壳、或中上地壳的物质流动, 还是也涉及到上地幔? 这种物质流动影响的范围有多大, 是只限于青藏高原内部, 还是流向了相邻的中国东部? 都是值得深入思考的问题。

众所周知, 青藏高原是被围限在塔里木、鄂尔多斯、扬子及印度几个克拉通块体之间的。面对印度地块自南向北的挤压和北部稳定地块的阻挡(挤压), 青藏高原壳幔各圈层必定要作出调整。这种调整可能发生在两个方向上: 垂向的增厚及横向(水平方向)的运动。大量深部地球物理及GPS资料也提供了青藏高原深部不同层次物质流动的证据与约束。已经提出了许多模型, 例如地壳缩短-增厚的粘性薄板模型(England

& Houseman, 1985; Houseman & England, 1993; Molnar et al., 1998)、沿巨大走滑断裂的岩石圈“逃逸”模型(Tapponnier & Molnar, 1977; Tappoonier et al., 2001)、下地壳流动模型(Royden et al., 1997; Clark and Royden, 2000; Searle 2006)、地幔“挤出”模型(Flower et al., 1998, 2001; Russo et al., 1998; Deng et al., 2004)、“多元驱动力”模型(许志琴, 2007), 来探讨青藏高原深部物质运动这样一个重要而引人入胜的科学问题。对于中-上地壳、下地壳的物质运动或流动, 很多人都是接受的, 尽管在细节上有分歧。但对于是否存在地幔层次的流动, 则远未达到共识, 所以在此作重点讨论。

在地幔层次是否可能产生水平方向的物质流动? 我们认为是可能的, 其理由: (1) 位于400

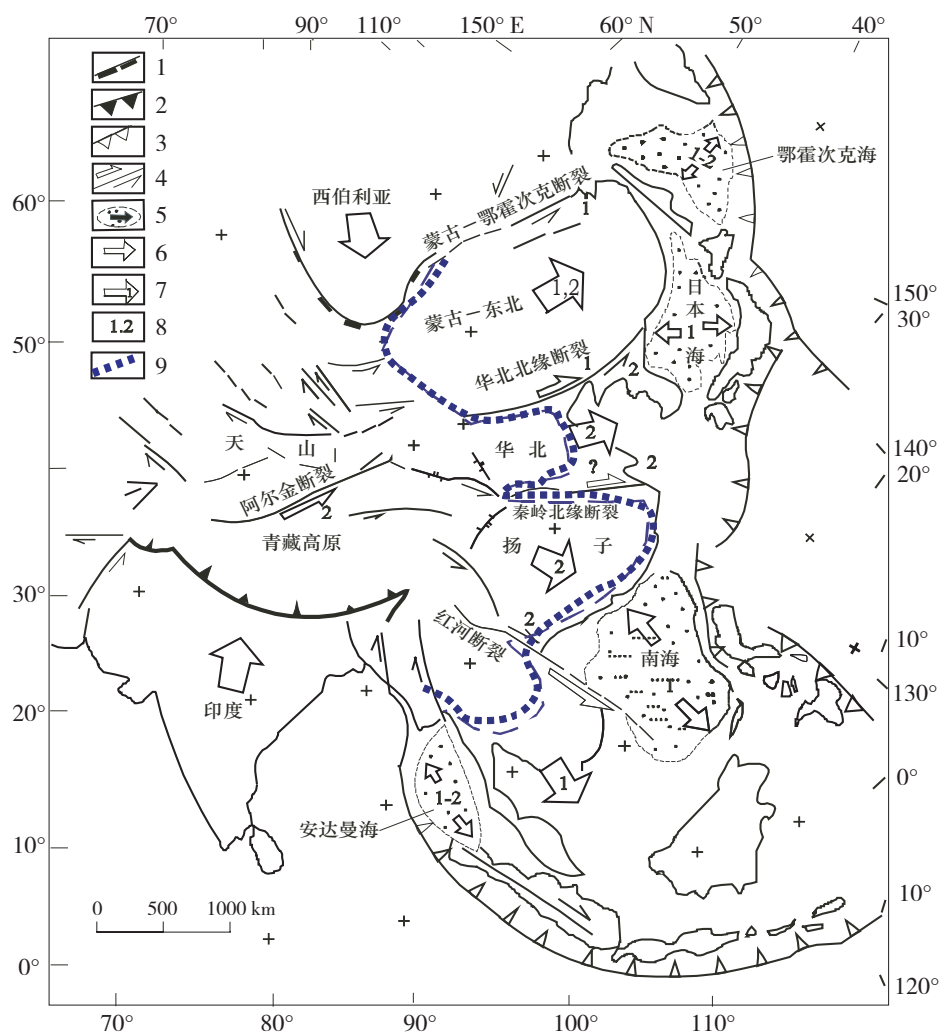


km深度界面以上的软流圈物质, 由于密度低于400 km以下的地幔物质, 当它受到“构造挤出”时, 难以向下运移, 最为可能沿400 km界面横向流动 (Deng et al., 2004)。(2) 西太平洋一侧的洋俯冲带的“吸力”, 将驱使位于俯冲带上面的软流圈物质向大洋方向运动 (Niu, 2005), 这就可能加速了软流圈物质沿“三江”通道向东南流动。

青藏高原西端为帕米尔, 刚性岩石圈深达200 km (中源地震所指示的深度), 热岩石圈则更深 (滕吉文等, 1984; 宋仲和等, 1993)。高原北

侧、东北侧、正东分别是塔里木、鄂尔多斯和扬子克拉通, 它们均有深的岩石圈根。在受到碰撞挤压时高原腹地软流圈物质向西、向北、向正东均会受到岩石圈深根的阻挡, 难于流动。

然而, 在鄂尔多斯和扬子块体之间是秦岭造山带, 扬子克拉通的西侧为“三江”造山带, 岩石圈根相对较浅, 且在构造上相对薄弱。因此, 当高原腹地软流圈物质受到“构造挤出”时, 这两个地区最有可能成为深部物质流的“通道” (图9): 一是甘肃西秦岭“通道”, 向东流动



1, 水平推挤与缩短方向(horizontal pushing and shortening direction); 2, 陆内俯冲边界(boundary of intracontinental subduction zone); 3, 大洋俯冲带(oceanic subduction zone); 4, 走滑断层及其方向(strike-slip fault and slip direction); 5, 边缘海盆地及其拉伸方向(marginal sea basin and extensional direction); 6, 印度与西伯利亚双向压入的方向(indentation direction of India and Siberia); 7, 陆块移动方向(extrusion direction of major block); 8, 边缘海形成、陆块移动与走滑构造移动的时间(挤出时间extrusion phase), (1)-早第三纪(Paleogene); (2)-晚第三纪至第四纪(Neogene-Quaternary); 9, 中国东部钠质和西部钾质火成岩省界线(boundary of Cenozoic igneous rocks between eastern China sodic and western China potassic igneous provinces)

图9 中国东部钠质和西部钾质火成岩省界限示意图 (原图据Deng et al., 2004)

Fig. 9 Sketch map showing the boundary of the Cenozoic igneous rocks between eastern China sodic and western China potassic igneous provinces (original map after Deng et al., 2004)

的青藏高原深部物质流推测可能通过西秦岭伸向中国东部;这里东、西部新生代火山岩省的界线大致在西秦岭甘肃礼县—宕昌一带。另一是滇西三江“通道”,向东的深部物质流在遇到扬子克拉通阻挡时,推测将会改变方向沿“三江”带折向东南经云南马关、海南流向中国东南部;此处东、西部新生代火山岩省的界线大致在云南马关一带或更东。图9(Deng et al., 2004)中的蓝色虚线标出了东、西部新生代火成岩的大致界线,该界线以东和以西的物质组成是很不一样的。西边主要是青藏高原钾质的火成岩,而东边则是中国东部新生代玄武岩,是钠质的。造成这种差异的原因是由于地幔物质的流动还是二者的岩浆起源于不同的圈层,是我们需要研究的,而通过中国东、西部新生代岩浆作用关系的研究,对理解东、西部岩石圈/软流圈的关系有着重要的意义。

许多深部地球物理资料也证实了地幔物质流动的可能存在。一些学者(如Hirn et al., 1995; Lavé et al., 1996; Silver, 1996; Flower et al., 1998, 2001; Russo et al., 1998; Liu and Cui, 2004; 朱介寿等, 2002; Huang et al., 2003; Flesch et al., 2005)根据深部地震剖面和层析成像资料,明确提出青藏高原地幔或岩石圈向东流动或挤出。魏文博等(2006, 个人通讯)在最近完成的西藏达孜—芒康东西MT剖面上,发现岩石圈深度上的低阻高导物质的向东延伸。Wang等(2007, 2008)根据上地幔各向异性及地壳形变资料联合推断青藏高原的壳幔变形场,得出“地壳和地幔是力学耦合”的认识,为青藏高原岩石圈变形方式提供了一级约束。Liu and Cui(2004)运用数字模拟证明了碰撞诱发软流圈横向地幔流进而引起减压熔融的可能性。最近基于卫星测量资料的研究结果(Zubovich et al., 2007)也强调印度板块向北移动受控于深部地幔流动。当然,鉴于地幔物质横向流动问题的重要性和复杂性,还需要更多的深部地球物理和岩石探针资料的检验。

**致谢:** 本文根据作者在南京大学地球科学学院的学术报告整理而成。作者衷心感谢南京大学陈立辉教授在整理报告中作出的努力。衷心感谢主编王德滋院士的约稿和指导。衷心感谢董国臣教授在图件方面,编辑部在编辑工作方面给予的帮助。

## 参考文献:

- 邓晋福, 赵海玲, 莫宣学, 等. 1996. 大陆根柱构造——大陆动力学的钥匙[M]. 北京: 地质出版社: 1-110.
- 丁林, 钟大赉. 1999. 西藏南迦巴瓦峰地区高压麻粒岩相变质作用特征及其构造地质意义[J]. 中国科学(D辑), 29(5): 385-397.
- 侯增谦, 王二七, 莫宣学, 等. 2009. 青藏高原碰撞造山与成矿作用[M]. 北京: 地质出版社: 1-982.
- 李国彪. 2004. 西藏南部古近纪微体古生物及盆地演化特征[D]. 北京: 中国地质大学(北京): 1-171.
- 莫宣学, 赵志丹, 邓晋福, 等. 2003. 印度-亚洲大陆主碰撞过程的火山作用响应[J]. 地学前缘, 10(3): 135-148.
- 莫宣学, 董国臣, 赵志丹, 等. 2005. 西藏冈底斯带花岗岩的时空分布特征及地壳生长演化信息[J]. 高校地质学报, 11(3): 281-290.
- 莫宣学, 赵志丹, 喻学惠, 等. 2009. 青藏高原新生代碰撞-后碰撞火成岩[M]. 北京: 地质出版社: 1-396.
- 宋仲和, 陈国黄, 安昌强, 等. 1993. 中国大陆及其海域地壳-上地幔三维速度结构[J]. 中国科学(B辑), 3(2): 180-188.
- 滕吉文, 孙克忠, 魏斯禹, 等. 1984. 中国青藏高原及其边缘地带的地震活动特征[J]. 喜马拉雅地质, 11: 311-329.
- 吴功建, 高锐, 余钦范, 等. 1991. 青藏高原东-格尔木断面综合地球物理调查研究[J]. 地球物理学报, 34: 555-562.
- 肖序常, 李廷栋. 2000. 青藏高原构造演化与隆升机制[M]. 广州: 广东科学技术出版社: 1-313.
- 许志琴, 杨经绥, 李海兵, 等. 2007. 造山的高原——青藏高原的地体拼合、碰撞造山及隆升机制[M]. 北京: 地质出版社: 1-458.
- 杨经绥, 许志琴, 耿全如, 等. 2006. 中国境内可能存在一条新的高压/超高压变质带——青藏高原拉萨地体中发现榴辉岩带[J]. 地质学报, 80(12): 3-12.
- 杨经绥, 许志琴, 李天福, 等. 2007. 青藏高原拉萨地块中的大洋俯冲型榴辉岩: 古特提斯洋盆的残留[J]? 地质通报, 26(10): 1277-1287.
- 杨经绥, 白文吉, 方青松, 等. 2008. 西藏罗布莎蛇绿岩铬铁矿中的超高压矿物和新矿物(综述)[J]. 地球学报, 29(3): 263-274.
- 喻学惠, 莫宣学, 廖忠礼, 等. 2001. 西秦岭石榴石二辉橄榄岩和石榴石单辉橄榄岩包体的温压条件[J]. 中国科学(D), 47(2): 155-161.
- 赵志丹, 莫宣学, 孙晨光, 等. 2008. 青藏高原南部地幔包体的发现及其意义[J]. 岩石学报, 24(3): 193-202.
- 周肃. 2002. 西藏冈底斯岩浆岩带及雅鲁藏布蛇绿岩带关键地段同位素年代学研究[D]. 北京: 中国地质大学(北京).
- 朱介寿, 曹家敏, 蔡学林, 等. 2002. 东亚及西太平洋边缘海高分辨面波层析成像[J]. 地球物理学报, 45(5): 646-664.

## References:

- Aitchison J C, Ali J R and Davis A M. 2007. When and where did India and Asia collide? [J/OL]. J. Geophys. Res., 112, B05423, doi: 10.1029/2006JB004706.
- Argand E. 1924. La tectonique de Asie [C] //13th International Geology Congress, 7: 171.
- Burtman V S. 1994. Meso-Tethyan oceanic sutures and their deformation [J]. Tectonophysics, 234: 305-327.
- Chung S L, Liu D Y, Ji J Q, et al. 2003. Adakites from continental collision zones: Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet [J]. Geology, 31(11): 1021-1024.



- Chung S L, Chu, M F, Zhang Y Q, et al. 2005. Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism [J]. *Earth-Science Reviews*, 68: 173–196.
- Clark M K and Royden L H. 2000. Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow [J]. *Geology*, 28: 703–706.
- Deng Jinfu, Zhao Hailing, Mo Xuanxue, et al. 1996. *Continental Roots—Plume Tectonics: A Key to Continental Dynamics* [M]. Beijing: Geological Publishing House: 1–110. (in Chinese)
- Deng J F, Mo X, Luo Z H, et al. 2001. Inhomogeneity of the lithosphere of Tibetan Plateau and implications for geodynamics [J]. *Science in China (Series D)*, 44: 56–63.
- Deng J F, Mo X, Zhao H L, et al. 2004. A new model for the dynamic evolution of Chinese lithosphere: ‘continental roots—plume tectonics’ [J]. *Earth Science Reviews*, 65 (3–4): 223–275.
- Dewey J F and Bird J M. 1970. Mountain belts and new global tectonics [J]. *Journal of Geophysical Research*, 74: 2625–2467.
- Dewey J F, Cande S and Pitman W C. 1989. Tectonic evolution of the India/Eurasia collisionzone [J]. *Eclogae Geol. Helv.*, 82(3): 717–734.
- Ding Lin and Zhong Dalai. 1999. The Characteristics of high-pressure metamorphism and its implication for structural geology in Namcha Pawa area, Tibet [J]. *Science in China, D-Series*, 29(5): 385–397. (in Chinese)
- Ding L, Kapp P and Wan X. 2005. Paleocene-Eocene record of ophiolite obduction and initial India-Asia collision, south-central Tibet [J]. *Tectonics*, 24: 1–18.
- Ding L, Kapp P, Yue Y, et al. 2007. Postcollisional calc-alkaline lavas and xenoliths from the southern Qiangtang terrane, central Tibet [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 254: 28–38.
- Dong Guochen, Mo Xuanxue, Zhao Zhidan, et al. 2005. Geochronologic constraints by SHRIMP II zircon U–Pb dating on magma underplating in the Gangdise belt following India–Eurasia collision [J]. *Acta Geologica Sinica*, 79(6): 787–794.
- England C and Houseman G. 1985. Role of lithosphere strength heterogeneities in the tectonics of Tibet and neighboring regions [J]. *Nature*, 315: 297–301.
- Fernandez A N and Barbarin B. 1991. Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas: nature of resulting interaction processes and shape and mineral fabrics of mafic microgranular enclaves [M] // Didier J and Barbarin B. *Enclaves and Granite Petrology*. Amsterdam: Elsevier: 263–276.
- Flesch L M, Holt W E, Silver P G, et al. 2005. Constraining the extent of crust-mantle coupling in Central Asia using GPS, geologic, and shear-wave splitting data [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 238: 248–268.
- Flower M F J, Tamaki K and Hoang N. 1998. Mantle extrusion: A model for dispersed volcanism and DUPAL-like asthenosphere in east Asia and the western Pacific [C] // Flower et al. *Mantle Plume and Plate Interactions in East Asia*. Geodyn. Series 27. AGU. Washington: 67–88.
- Flower M, Russo R, Tamaki K, et al. 2001. Mantle contamination and the Izu–Bonin–Mariana (IBM) ‘high-tide mark’: evidence for mantle extrusion caused by Tethyan closure [J]. *Tectonophysics*, 333: 9–34.
- Garzanti E, Baud A and Mascle G. 1987. Sedimentary record of the northward flight of India and its collision with Eurasia (Ladakh Himalaya, India) [J]. *Geodinamica Acta (Paris)*, 1(4–5): 297–312.
- Hacker B R, Gnos E, Ratschbacher L, et al. 2000. Hot and dry deep crustal xenoliths from Tibet [J]. *Science*, 287 (5462): 2463–2466.
- Hirn A, Jiang M, Sapin M. et al. 1995. Seismic anisotropy as an indicator of mantle flow beneath the Himalayas and Tibet [J]. *Nature*, 375: 471–574.
- Hou Z Q, Du A D, Wang S X, et al. 2003. Re–Os age of porphyry copper deposits and associated NS-striking normal faulting system on the Tibet from molybdenites [J]. *Science in China (Ser. D)*, 33: 609–618.
- Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, et al. 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 220: 139–155.
- Hou Zengqian, Wang Erqi, Mo Xuanxue, et al. 2009. *Collisional Orogeny and Mineralization in the Tibetan Plateau* [M]. Beijing: Geological Publishing House: 1–982. (in Chinese with English abstract)
- Houseman G and England C. 1993. Crustal thickening versus lateral expulsion in the Indian–Asian continental collision [J]. *Journal of Geophysical Research*, 98: 12233–12249.
- Huang Z, Su W and Peng Y. 2003. Rayleigh wave tomography of China and adjacent regions [J/OL]. *Geophys. Res.*, 108(B2): 2073, doi:10.1029/2001JB001696.
- Jaeger J J, Courtillot V and Tapponnier P. 1989. Paleontological view of the ages of the Deccan Traps, the Cretaceous/Tertiary boundary, and the India–Asia collision [J]. *Geology*, 17: 316–319.
- Kind R, Ni J, Zhao W, et al. 1996. Evidence from earthquake data for partially molten crustal layer in Southern Tibet. [J]. *Sciences*. 274: 1692–1694.
- Lavé J, Avouac J P, Lacassin R, et al. 1996. P Seismic anisotropy beneath Tibet: evidence for eastward extrusion of the Tibetan lithosphere? [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 140(1–4): 83–96.
- Leech M, Singh S, Jain A K, et al. 2005. The onset of India–Asia continental collision: early, steep subduction required by the timing of UHP metamorphism in the western Himalaya [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 234: 83–97.
- Li Guobiao. 2004. *The Paleogene Microfossils and the Evolution of Basins in Southern Tibet* [D]. Ph.D. thesis, China University of Geosciences, Beijing, 1–171. (in Chinese with English abstract)
- Liegeois J P. 1988. Preface—Some words on the post-collisional magmatism [J]. *Lithos*, 45: 15–17.
- Liu G, Einsele G. 1994. Sedimentary history of the Tethyan basin in the Tibetan Himalayas [J]. *Geol. Rundsch.*, 1994, 83: 32–61.
- Liu M and Cui X. 2004. Cenozoic rifting and volcanism in eastern China: A mantle dynamic link to the Indo–Asia collision[J?]. *Tectonophysics*, 393: 29–42.
- Luo Z H, Xiao X C, Cao Y Q, et al. 2001. The Cenozoic mantle magmatism and motion of lithosphere on the north margin of the Tibetan Plateau [J]. *Science in China (Series D)*, 44: 10–17.
- Mo X and Deng J. 1999. Three types of lithospheric structure in the Tibetan Plateau [C]. *The 14th Himalaya–Karakoram–Tibet Workshop*, Kloster Ettal Germany, TERRA NOSTRA, 2: 99–100.
- Mo X X, Zhao Z D, Zhou S, et al. 2002. Evidence for timing of the initiation of India–Asia collision from igneous rocks in Tibet. EOS Trans. [C]. AGU, F1003, Fall Meeting Abstract. S62B–1201, San Francisco. 83: 47.
- Mo Xuanxue, Zhao Zhidan, Deng Jinfu, et al. 2003. Response of

- volcanism to the India-Asia collision [J]. *Earth Science Frontiers*, 10 (3): 135-148. (in Chinese with English abstract)
- Mo Xuanxue, Dong Guochen, Zhao Zhidan, et al. 2005. Timing of magma mixing in the Gangdise magmatic belt during the India-Asia collision: Zircon SHRIMP U-Pb dating [J]. *Acta Geologica Sinica*, 79 (1): 66-76.
- Mo Xuanxue, Dong Guochen, Zhao Zhidan, et al. 2005. Spatial and temporal distribution and characteristics of granitoids in the Gangdese, Tibet and implication for crustal growth and evolution [J]. *Geological Journal of China Universities*, 11 (3): 281-290. (in Chinese with English abstract)
- Mo X X, Zhao Z D, Deng J F, et al. 2006. Petrology and geochemistry of postcollisional volcanic rocks from the Tibetan plateau: Implications for lithosphere heterogeneity and collision-induced asthenospheric mantle flow [C] // Dilek, Y and Pavlides, S. *Postcollisional Tectonics and Magmatism in the Mediterranean Region and Asia: Geological Society of America Special Paper*, 409: 507-530.
- Mo X X, Hou Z Q, Niu Y L, et al. 2007. Mantle contributions to crustal thickening during continental collision: Evidence from Cenozoic igneous rocks in southern Tibet [J]. *Lithos*, 96: 225-242.
- Mo X X, Niu Y L, Dong G C, et al. 2008. Contribution of syncollisional felsic magmatism to continental crust growth: A case study of the Paleogene Linzizong volcanic succession in southern Tibet [J]. *Chemical Geology*, 250: 49-67.
- Mo X X, Dong G C, Zhao Z D, et al. 2009. Mantle input to the crust in southern Gangdese, Tibet, during the Cenozoic: Zircon Hf isotopic evidence [J]. *Journal of Earth Science*, 20(2): 241-249.
- Mo Xuanxue, Zhao Zhidan, Yu Xuehui, et al. 2009. *Cenozoic Collisional-Postcollisional Igneous Rocks in the Tibetan Plateau* [M]. Beijing: Geological Publishing House: 1-396.
- Molnar P, Houseman G and Clinton C. 1998. Rayleigh-Taylor instability and convective thinning of mechanically thickened lithosphere: effects of non-linear viscosity decreasing exponentially with depth and of horizontal shortening of the layer [J]. *Geophysical Journal International*, 133: 568-584.
- Nelson K D, Zhao W J, Brown L D, et al. 1996. Partially molten middle crust beneath southern Tibet: synthesis of Project INDEPTH results [J]. *Science*, 274: 1684-1688.
- Niu Y. 2005. Generation and evolution of basaltic magmas: Some basic concepts and a hypothesis for the origin of the Mesozoic-Cenozoic volcanism in eastern China [J]. *Geol. J. China Univ.*, 11: 9-46.
- Owens T J and Zandt G. 1997. Implications of crustal property variations for models of Tibetan plateau evolution [J]. *Nature*, 387: 37-43.
- Pitcher W S. 1983. *Granite type and tectonic environment* [C]// Hsu K. *Mountain Building Processes*. London: Academic Press: 19-40.
- Powell C M. 1986. Continental underplating model for the rise of the Tibetan plateau [J]. *Earth Planetary Science Letters*, 81: 79-94.
- Rage J C, Cappetta H, Hartenberger J L, et al. 1995. Collision ages [J]. *Nature*, 375 (6529): 286.
- Rowley D B. 1998. Minimum age of initiation of collision between India and Asia north of the Everest based on the subsidence history of the Zhepure Mountain section [J]. *The Journal of Geology*, 106: 229-235.
- Royden L H, Burchfiel B C, King R W, et al. 1997. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet [J]. *Science*, 276: 788-790.
- Russo R, Flower M and Mocanu V. 1998. Infiltration history of asthenosphere beneath Indochina: Proposal for an integrated study [C]. Fall Meeting, San Francisco: Eos (Transactions, American Geophysical Union), 79: 45.
- Searle M P, Windley B F, Coward M P, et al. 1987. The closing of Tethys and the tectonics of the Himalaya [J]. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 98(6): 678-701.
- Searle, M P. 2006. Crustal flow in Tibet: geophysical evidence for the physical state of Tibetan lithosphere, and inferred patterns of active flow [C]// Law R D et al. *Channel Flow, Ductile Extrusion and Exhumation in Continental Collision Zones*. Geological Society of London Spec. Publ., London: 39-70.
- Silver P G. 1996. Seismic anisotropy beneath the continents: probing the depths of geology [J]. *Ann. Rev. of Earth and Planetary Sciences*, 24: 385-432.
- Song Zhonghe, Chen Guohuang, An Changqiang, et al. 1993. Three dimensional velocity structure of the crust and upper mantle of Chinese continent and adjacent submarine areas [J]. *Science in China (Series B)*, 3(2): 180-188. (in Chinese)
- Tapponnier P and Molnar P. 1977. Active faulting and tectonics in China [J]. *Journal of Geophysical Research*, 82: 2905-2930.
- Tapponnier P, Xu Z, Roger F, et al. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau [J]. *Science*, 294: 1671-1677.
- Teng Jiwen, Sun Kezhong, Wei Siyu, et al. 1984. Characteristics of earthquake activities in the Tibetan Plateau and peripheral regions [J]. *Himalayan Geology*, 11: 311-329. (in Chinese)
- Wan X, Jansa L F and Sarti M. 2002. Cretaceous and Tertiary boundary strata in southern Tibet and their implication for India-Asia collision [J]. *Lethaia*, 35(2): 131-146.
- Wang C Y, Han W B, Wu J P, et al. 2007. Crustal structure beneath the eastern margin of the Tibetan Plateau and its tectonic implications [J]. *J. Geophys. Res.*, 112, B07307, doi:10.1029/2005JB003873.
- Wang C Y, Flesch L M, Silver P G, et al. 2008. Evidence for mechanically coupled lithosphere in central Asia and resulting implications [J]. *Geology*, 36(5): 363-366.
- Wang J H, Yin, A., Harrison T M, et al. 2001. A tectonic model for Cenozoic igneous activities in the eastern Indo-Asian collision zone [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 188: 123-133.
- Wei W B, Unsworth M, Jones A. et al., 2001. Detection of widespread fluids in the Tibetan crust by magnetotelluric studies [J]. *Science*, 292: 716-718.
- Wu Gongjian, Gao Rui, Yu Qinfan, et al. 1991. Comprehensive geophysical investigations of the Yardong-Golmud geotranssect [J]. *Acta Geophysica Sinica*, 34: 555-562. (in Chinese with English abstract)
- Xiao Xuchang and Li Tingdong. 2000. *Mechanism of Tectonic Evolution and Uplift of the Tibetan Plateau* [M]. Guangzhou: Guangdong Science and Technology Press: 1-313. (in Chinese)
- Xu Zhiqin, Yang, Jingsui, Li Haibing, et al. 2007. *An Orogenic Plateau: Mechanism for Collage of Terranes, Collisional Orogeny and Uplift of the Tibetan Plateau* [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1-458. (in Chinese)
- Yang Jingsui, Xu Zhiqin, Geng Quanru, et al. 2006. A potential new HP-UHP belt in China: a discovery of eclogite belt in Lhasa Terrane of the Tibetan Plateau [J]. *Acta Geologica Sinica*, 80(12): 3-12. (in



- Chinese)
- Yang Jingsui, Xu Zhiqin, Li Tianfu, et al. 2007. Oceanic-plate-subduction-type of eclogites in Lhasa Terrane of the Tibetan Plateau: the Remains of Paleo-Tethyan oceanic basin [J]. *Geological Bulletin of China*, 26(10): 1277–1287. (in Chinese with English abstract)
- Yang Jingsui, Bai Wenji, Fang Qingsong, et al. 2008. A review on UHP minerals and new minerals in chromitites of Luobusha ophiolite, Tibet [J]. *Acta Geoscientia Sinica*, 29(3): 263–274. (in Chinese with English abstract)
- Yin A and Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen [J]. *J. Geophys. Res.*, 105: 211–280.
- Yu Xuehui, Mo Xuanxue, Liao Zhongli, et al. 2001. The temperature and pressure condition of garnet-lherzolite and garnet-websterite from west Qinling, China [J]. *Science in China (Series D)*, 47 (2): 155–161. (in Chinese)
- Zhang S, Mahoney J, Mo X, et al. 2005. Evidence for a widespread Tethyan upper mantle with Indian-Ocean-type isotopic characteristics [J]. *Journal of Petrology*, 46: 829–858.
- Zhao W and Morgan W. 1987. Injection of Indian crust into Tibetan lower crust: a two-dimensional finite element model study [J]. *Tectonics*, 6: 489–504.
- Zhao W J, Nelson K D and Meissner R. 1997. Advances of INDEPTH deep profiling study in Tibet and the Himalayas [J]. *Episodes*, 20: 266–272.
- Zhao Zhidan, Mo Xuanxue, Sun Chenguang, et al. 2008. Mantle xenoliths in southern Tibet: geochemistry and constraints for the nature of the mantle [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 24(3): 193–202. (in Chinese with English abstract)
- Zhou Su. 2002. Study on the Geochronology of several key regions of Gangdese magmatic and Yarlung Zangpo ophiolite belts, Tibet [D]. Beijing: China University of Geosciences. (in Chinese with English abstract)
- Zhou S, Mo X, Dong G, et al. 2004.  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  geochronology of Cenozoic Linzizong volcanic rocks from Linzhou Basin, Tibet, China, and their geological implications [J]. *Chinese Science Bulletin*, 49(18): 1970–1979.
- Zhu D C, Zhao Z D, Niu Y L, et al. 2011. The Lhasa Terrane: Record of a microcontinent and its histories of drift and growth [J]. *Earth and Planetary Science Letters* 301: 241–255.
- Zhu Jieshou, Cao Jiamin, Cai Xuelin, et al. 2002. High resolution S-wave tomography of the marginal seas in eastern Asia and western Pacific [J]. *J. Geophysics*, 45(5): 646–664. (in Chinese with English abstract)
- Zubovich A V, Makarov V I, Kuzikov S I, et al. 2007. Intracontinental mountain building in Central Asia as inferred from satellite geodetic data [J]. *Geotectonics*, 41(1): 13–25.