



评述

中国东部构造-岩浆作用的成因

万天丰*, 赵庆乐

中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083

* E-mail: wan-tianfeng@163.com

收稿日期: 2011-06-20; 接受日期: 2011-11-29

摘要 中国东部构造-岩浆作用的成因是当前学术界研讨的一个热点, 本文讨论了相关的假说. 中国东部上、下地壳之间存在着一个固态的低速高导层, 根据其所处温度和围限压力的状态是不可能形成一个“对流岩浆层”的. 大洋板块的俯冲、挤压对于中国东部岩石圈起到了增加侧向压力的作用, 在增压、减温的过程中是不可能形成大面积的熔融岩浆层的. 华南花岗岩带的迁移是自西向东发育的, 它们的演化过程是不能用板块俯冲作用来解释的. 岩浆源区是在构造断裂与圈层界面的控制下, 发生了构造滑脱作用, 在减压、增温的过程中形成的. 岩浆仅起源于岩石圈内很局限的地方. 中国东部岩石圈板块内侏罗纪-白垩纪的构造滑脱和构造-岩浆作用主要集中在区域性主干断层与中地壳、莫霍面的交切带附近. 岩浆可从岩浆源区沿断裂向上侵位或喷出. 新生代的构造-岩浆作用主要起源于区域性高角度正断层与岩石圈底面的交切带附近. 显然, 断层切割深度不同, 可控制不同类型岩浆活动的形成. 中国东部岩浆起源的另一个控制因素是侏罗纪以来在深部存在大洋型岩石圈地幔(在洋陆过渡型岩石圈内), 使岩石圈总厚度较薄, 岩石圈内存在相对较高的热异常, 减压增温作用可较容易地超过岩石的固相线(熔融温度), 以致形成岩浆源区. 构造断裂、圈层滑脱与高地温梯度的洋陆过渡型岩石圈是造成中国东部岩浆起源的原因.

关键词构造-岩浆作用
低速高导层
岩浆岩活动带的迁移
构造滑脱
减压增温作用

近 60 年来, 许多学者对于中国东部的构造-岩浆作用都给予了极大的关注. 在大地构造单元的划分上, 中国东部曾被命名为地台活化^[1,2], 地洼^[3,4], 陆缘活化^[5-7], 台褶带^[8,9], 板内或陆内造山带^[10-13]等. 尽管如此, 大家都认识到中国东部是在稳定地块基础上, 中、新生代发育了强烈的构造-岩浆作用.

1 构造岩浆作用的形成机制问题

中国东部构造-岩浆作用的成因, 或者说形成机制, 至今仍说法不一, 学者们提出了很多假说. 粗看

起来, 有两种假说似乎都很符合板块构造学说的原理, 即认为一切板内的构造-岩浆作用都要从板块边缘的汇聚去寻找原因. 部分学者认为华南大面积分布的花岗岩侵入是由于中国大陆以东的大洋板块俯冲角度变化所致, 根据岩浆弧的位置变化追溯俯冲角度变化的原理^[14,15], 他们估算了 180~85 Ma 间古大洋板块向中国大陆板块的俯冲角度在 10°~50°之间变化. 按照他们的推断, 华南的岩浆活动应该都是古火山弧的表现, 像南美大陆西部边缘的安底斯山一样. 然而, 华南的花岗岩却是以酸性居多, 而不是以安山

质为主, 火山岩大多是双峰式的, 形成类型是以地壳重熔型(S 型)为主的, 岩浆主要起源于壳内低速高导层附近(深度在 20 km 左右)^[16~18]. 把它们说成直接与板块俯冲带相关, 明显地与事实相悖, 难以令人信服. 除上述理由之外, 后来他们又进一步阐述, 认为此时是与深部镁铁质岩浆的底侵作用(underplating)有关, 然而此说法的证据也不多, 地壳是否能普遍增厚到发生底侵作用的程度则无人能论证之. 近年来, 还有一些地球物理学者^[19,20]用太平洋板块俯冲引起中国东部岩石圈之下地幔的圈层相互作用来解释或暗示中生代强构造-岩浆作用的起源, 但是其困难都在于: 地球物理学家仅在 410 km 或 660 km 的不连续面附近发现了一些起伏, 这和浅部的构造-岩浆作用到底有什么联系, 也是至今无人能解释.

中国大陆东部并不是处在洋陆俯冲带附近, 而是距洋陆俯冲带的界线远远超过 600 km, 甚至达到 1300 km 的部位, 大洋板块已经俯冲到大陆之下六百多公里的深处^[21,22]. 至今没人说清中国东部浅处的陆壳变形与俯冲到六百多公里深处的大洋板块到底有何直接或间接的联系、到底发生了什么样的作用.

与此相反, 岩石学家与地球化学家^[23~25]对深源捕虏体研究的结果, 却是中国东部岩石圈下部的地幔与软流圈为未经扰动或轻微扰动的, 而且从现有的资料来看, 多次的轻微扰动都发生在太古宙(>3.8 Ga, 2.5 Ga), 元古宙(1.4~1.3 Ga, 0.9~0.7 Ga), 至今还没有人在中国东部有把握地找到中、新生代发生地幔大幅度扰动的任何证据. 另外, 近年来认为中国东部中、新生代强构造-岩浆作用是由于“热地幔柱”上升、使大陆岩石圈大幅度减薄的假说^[26,27]或者由于太平洋板块俯冲造成的岩石圈增厚所引起的岩石圈拆沉作用的假说^[28]都遇到了难以克服的矛盾. 如果真有“热地幔柱”上升或岩石圈底部发生拆沉作用, 以致造成强构造-岩浆作用的话, 则在中国东部的地幔内应该大量发现强烈的扰动、地幔年龄应该为中新生代, 然而现有的资料都不能支持上述假说.

总之, 中国东部发生强烈构造-岩浆作用的形成机制问题, 成为困扰地质学家和地球化学家的一大难题, 也成为大家热烈关注的课题.

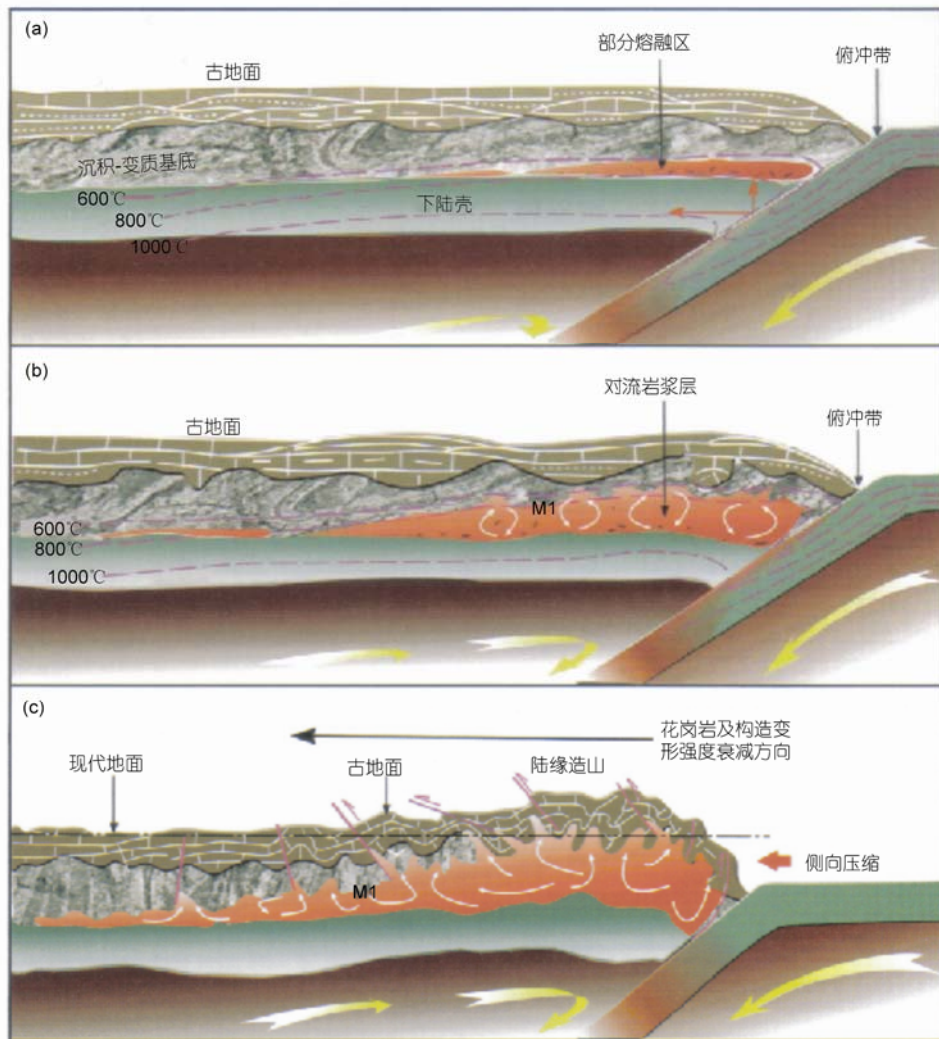
2 关于“熔融大地构造模型”

近些年来, 对于中国东部构造-岩浆作用的形成机制有不同的假说, 例如“熔融大地构造模型”与“喷发大地构造模型”等^[29,30]. 笔者认为“喷发大地构造模型”重复了 40 多年前板块构造学说创立时期的假设, 现在已经有大量资料证明当时的假说存在许多不符合事实的地方^[17,18], 本文不再赘述.

“熔融大地构造模型”假说^[29,30]指出: “在板块加速俯冲时, 大陆岩石圈内能升高, 当上陆壳底部温度升高至岩石的初熔温度时岩石开始熔融(图 1(a)), 板块加速俯冲持续进行, 对流岩浆层形成和增厚(重熔界面 M1 升高(图 1(b)), 当 M1 升高导致固态陆壳减薄和盖层岩石变软, 当固态陆壳减薄至无法抵抗板块俯冲的侧压力时, 大规模压缩变形(陆缘造山)随之发生(图 1(c))”.

最关键的问题在于“熔融大地构造模型”假说^[29,30](图 1)是否能够成立? 如果此假说能够成立, 那么应该有事实来证明在中地壳存在熔融的岩浆层; 构造挤压作用越强的地方, 压力越大的地方, 越容易形成岩浆活动; 构造-岩浆作用应该在靠近俯冲带的地方先形成岩浆房, 那里的构造-岩浆作用应该是最强烈的, 以后才逐渐向远处转移、减弱.

根据我国东部大量的地球物理探测资料, 在中国东部上、下地壳之间确实存在着一个固态的中地壳, 即深度在 15~20 km 的地震波传播速度较低、导电率较高的层位, 简称低速高导层. 在这个层位内纵波与横波的波速均较低(横波由上地壳底部的 3.65 km/s, 在此层降为 3.4~3.6 km/s), 这说明此层是固体状态的, 而不是熔融状态的, 不可能存在所谓的“对流岩浆层”. 如果真有广泛的岩浆层存在的话, 地震波的横波将被吸收, 而无法测出其波速. 中国大陆东侧的大洋板块(先是伊佐奈岐板块和鄂霍茨克板块, 后是太平洋板块)从侏罗纪到现在, 不断地在向西俯冲, 如果岩浆层是由大洋板块俯冲作用所派生的, 则其所谓的岩浆层应该至今都存在才对. 目前似乎没有证据证明这样的“对流岩浆层”存在^[31]. 即使在现代火山活动很强烈的意大利西部, 地震层析的结果也无法找到任何熔融的岩浆层^[32]. 在中地壳低速高导层的岩石内超临界流体相对富集一些, 有可能发生了一定程度的构造滑脱. 这个层位是岩石从脆性变形向下转变为韧性变形的过渡带, 为一些矿物发

图 1 熔融大地构造模型^[29,30]

M1 为重熔界面, 带数字的虚线表示当时的等温面. (a) 板块加速俯冲, 大陆岩石圈边缘内能升高, 当上陆壳底部温度升至岩石初熔温度时, 岩石开始熔融; (b) 板块加速俯冲持续进行, 对流岩浆层形成和增厚(重熔界面 M1 升高); (c) M1 升高导致固态陆壳减薄和盖层岩石变软, 当固态陆壳减薄至无法抵抗板块俯冲的侧压力时, 大规模压缩变形(陆缘造山)随之发生

生相变的地带(如 α 石英- β 石英, 斜顽辉石-顽火辉石, 绿片岩相与角闪岩相之间的相变), 岩石从具有偶极磁性向下转变为无偶极磁性, 这个层位很接近于居里面, 在该带岩石强度也会相应地有所降低, 但是显然该处的岩石仍保持着固体状态^[17,33], 这是地球物理探测和地球化学研究所获得的共识。

根据现有的地球物理探测资料来估算, 低速高导层的温度一般是在 $500\sim 650^{\circ}\text{C}$, 而围限压力是在 0.54 GPa 左右(只考虑温度而不考虑压力的影响是不正确的). 由此对照含水岩石的固相线实验结果(图

2)^[34,35], 可以看出, 在此图上, 根据低速高导层附近温度与压力的数据, 发生绿片岩相与角闪岩相的相变是可能的, 但是形成大面积熔融岩浆的可能性是不存在的。

在上述假说中提到, 当大洋板块俯冲挤压时, 大陆岩石圈“内能升高”. 这种“内能升高”的本质是什么? 俯冲作用是一种机械的挤压-剪切作用, 对大陆岩石圈的影响应该是使其受到较大的侧向压力, 尤其是其中的超临界流体受到很大的压力. 在物理化学的气体常数定律中, 我们知道, 在地下某一深处相

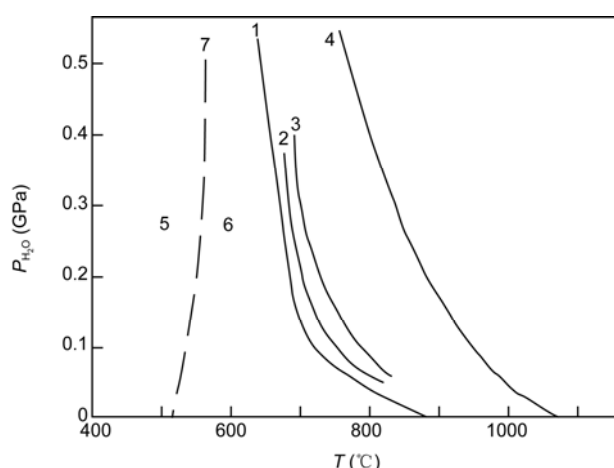


图2 含水岩石的固相线(初始熔融实验曲线)^[34,35]

1. 花岗岩; 2, 3. 泥质岩和硬砂岩; 4. 玄武岩; 5. 绿片岩; 6. 角闪岩;
7. 绿片岩相与角闪岩相分界线

对封闭的环境中, 即流体的体积几乎不变的条件下, 压力的升高, 就意味着温度的下降, 两者呈反比关系。如图 2 所示, 对熔融作用而言, 同样显示, 在含少量水的条件下, 压力下降会导致流体温度升高, 以致使岩石发生局部熔融, 通常称之为“减压熔融”。所以, 在某一深处, 只加大压力是不能使岩石增温、以致熔融成岩浆的, 更不能形成大面积的“对流岩浆层”。压力加大有利于质点更好地被束缚在晶格内, 保持固态, 而不是变成熔融体。至于该假说在后面进一步的推论, 即“对流岩浆层形成和增厚”, “固态陆壳减薄和盖层岩石变软”, 以致“大规模压缩变形(陆缘造山)”等也缺乏立论的依据。岩浆作用可在很局限范围内产生构造变形, 但是岩浆作用派生大规模的构造变形则至今尚未找到证据^[16-18]。

另外, 按照“熔融大地构造模型”假设: 构造岩浆作用应该在靠近俯冲带的地方先形成岩浆房, 构造-岩浆作用在靠近俯冲带处最强烈, 而远离俯冲带则形成得较晚, 并逐渐减弱。遗憾的是, 事实正好与此相反。根据已有的文献, 华南花岗岩的侵入作用是自西向东逐渐形成的, 即三叠纪的花岗岩纪主要分布在湖南东部, 早侏罗世的花岗岩主要分布在江西西部, 中侏罗世的花岗岩主要分布在江西的中东部, 晚侏罗世的花岗岩主要分布在福建西部, 而白垩纪的花岗岩则主要分布在福建的东部沿海地区^[14,15,17,36]。为什么远离大洋板块俯冲带的花岗岩反而先形成, 而靠近俯冲带的地区却后形成呢? 华南花岗岩演化

与分带次序与“熔融大地构造模型”所述的正好相反, 这也说明此假说完全不能解释上述花岗岩分带的客观事实。

3 中生代板内断裂与局部熔融

根据笔者与同事们近年来收集到的中国东部中、新生代岩浆岩起源深度与断裂带分布的大量资料^[16,37], 认识到: 中国大陆东部燕山期(200~135 Ma)和四川期(135~56 Ma)岩石圈板块内的构造-岩浆作用、构造滑脱、圈层的解耦及其相互作用主要集中在中地壳、莫霍面与区域性主干断层的交切带附近(图 3, 4), 而岩石圈板块底面相对于上部圈层的构造-岩浆作用与滑移反而较少。岩浆源区是在构造断裂与圈层界面的控制下, 在减压增温的过程中形成的。岩浆仅起源于岩石圈内很局限的地方。岩浆源区的岩浆以后可沿断裂继续向上侵入或喷出。中国东部岩浆起源的另一个控制因素是侏罗纪以来在大陆的深部存在着大洋型岩石圈地幔。它是在侏罗纪由欧亚大陆东部地壳逆时针旋转, 使华南的陆壳向东位移 200~300 km, 运移到大洋型岩石圈地幔之上的结果, 由此便使大兴安岭-太行山-武陵山以东的岩石圈厚度显著“变薄”, 形成具有“陆壳、洋幔”的过渡型岩石圈^[17,18], 这是一个重要的岩石圈转型的作用过程^[23]。大洋岩石圈地幔厚度一般仅为 40~50 km 左右, 加上 30~40 km 厚的陆壳, 中国东部岩石圈的总厚度一般在 70~80 km, 最厚的地方也不过 90 km。这比典型的大陆型岩石圈厚度(100~200 km)薄得多, 由此就使中国东部岩石圈底面 1200℃左右的等温面处在相当浅的部位, 从而使岩石圈内存在相对较高的地温梯度。中国东部莫霍面附近的温度可以比西部大陆型的约高 100℃, 东部中地壳的温度可以比西部的约高 50~60℃。当发生减压增温作用时, 就可比较容易地越过岩石的固相线, 以致形成局部的熔融岩浆。而在大兴安岭-太行山-武陵山以西地区, 即使也发生构造断裂与圈层滑脱作用并派生减压增温效应时, 由于该区为厚度较大的大陆型岩石圈, 地温梯度较低, 因而就很难发生岩浆活动。

燕山期(侏罗纪-早白垩世早期, 200~135 Ma, 过去常称之为“早燕山期”), 在区域性 WNW-ESE 向最大主压应力的作用下^[16-18], 一系列走向 NE-NNE 向断层成为地壳内局部减压、增温的部位, 尤其在上述

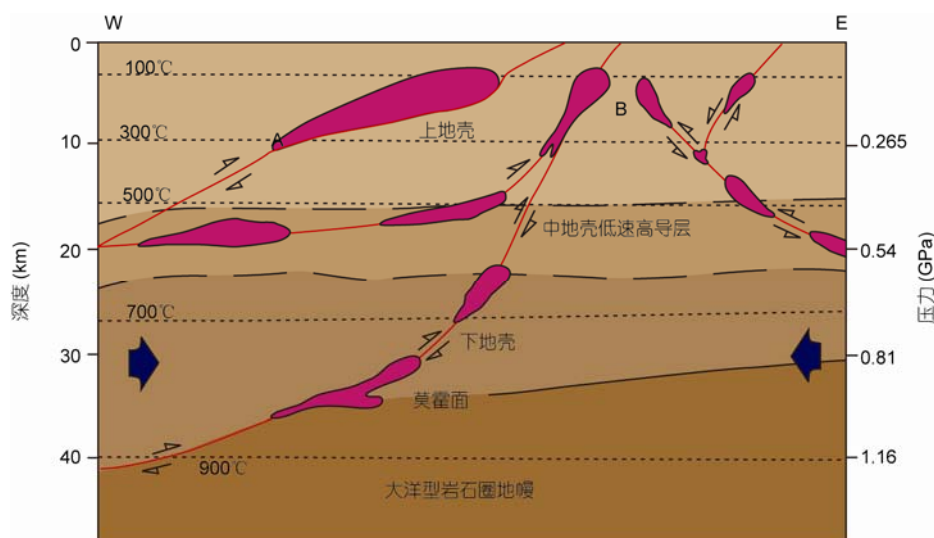


图 3 燕山期(200~135 Ma)中国东部构造岩浆作用模式

原始资料详见参考文献[16]. A, 沿低角度逆掩断层侵入的岩体; B, 沿高角度断层侵入的岩体. 下同

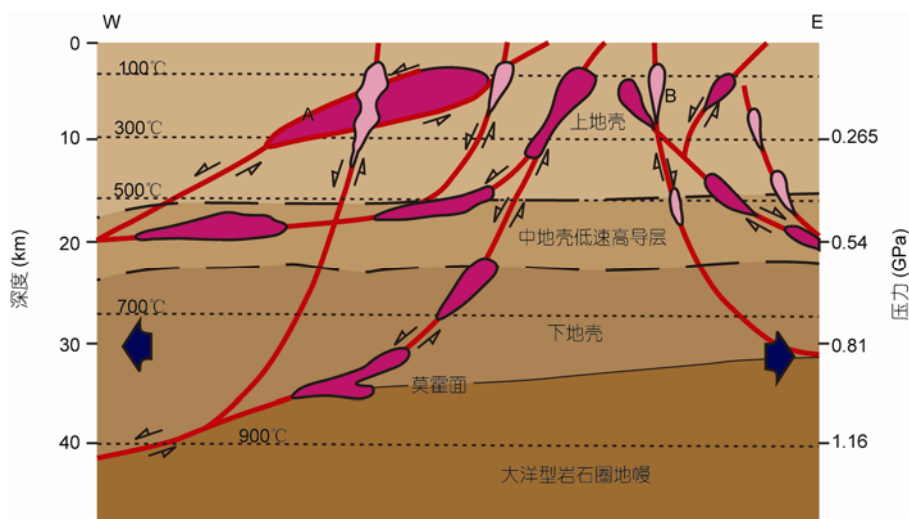


图 4 四川期(135~56 Ma)中国东部构造岩浆作用模式

原始资料详见参考文献[16]. 红色岩体为燕山期的侵入体, 粉红色岩体为四川期的侵入体

断层与中地壳低速高导层、莫霍面附近的相交处, 更容易出现减压、增温效应, 在较高的地温梯度背景下使固体岩石发生局部熔融, 以致形成岩浆房, 然后岩浆才沿低角度逆掩断层(图 3A)或高角度断层(图 3B)向上侵入或喷出, 形成以酸性岩为主的侵入体或火山岩. 过去所谓的“花岗岩基”, 其实经常是沿低角度逆掩断层侵入而形成的. 笔者与同事们曾详细研究过华北最大的山东玲珑花岗岩体^[38], 其分布面积超过 3000 km², 但是根据重力反演的结果, 其最大厚度

不超过 10 km, 薄的地方厚度不及 1 km, 并且具低角度(20°~30°左右)呈向西倾斜的产状, 构成了一个无根的岩席. 类似的花岗岩席(图 3A)在中国东部和世界各地均有发现^[39~44]. 这就是面状分布的花岗岩体的形成机制, 花岗岩席不是遍布中地壳的“层状花岗岩浆层”冷凝的结果. 由于沿低角度逆掩断层活动的岩浆在运移过程中, 受到局部较强的侧向挤压作用, 在花岗质岩体的东、西两侧常发育叶理化, 过去有人曾把这些误以为是固态状态下变质成因的“花岗片麻

岩”。当岩浆沿高角度逆断层或正断层而侵位时(图 3B), 则常常在两断层面的交线部位形成点状分布的圆柱形、气球膨胀式的花岗质岩体或中心式火山岩喷发。

中国东部燕山期受构造断裂所控制的岩浆活动, 主要起源于中地壳或莫霍面附近, 基本上都是钙碱系列的岩石。起源于莫霍面附近的岩浆在沿断层向上侵位的过程中, 同化地壳的成分相对较少, 岩体中含幔源成分较多, SiO_2 含量较低, 铁、镁、钙含量较高, 钾、钠含量偏低, 因而在地表附近主要形成中性或中酸性的侵入岩体或火山岩。起源于莫霍面附近的岩浆活动, 其相关的矿床主要是亲硫元素的矿床, 如有色金属 Cu, Pb, 和 Zn, 贵金属 Au 和 Ag, 稀有金属与稀有分散元素 Mo, Hg, As, Sb, Cd, Te, In 和 Co 等^[16-18]。而起源于地壳内部的、沿断层侵位的花岗质岩体, 主要成分均为壳源物质, 常具有较高的 SiO_2 含量, 碱性元素含量很高, 一般形成与亲石元素相关的矿床, 如 W, Sn, U 和稀土元素等^[16-18]。

四川期(早白垩世中晚期-古新世, 135~56 Ma, 过去常称之为“晚燕山期”), 在区域性 NNE-SSW 向最大主压应力的作用下, 派生近东西向的伸展作用(图 4)^[16-18], 使一系列先存或新生的、走向 NNE 向的断层转变成为正断层, 形成地壳内局部减压、增温的部位, 尤其在上述断层与壳内相对软弱的一些界面(中地壳低速高导层或莫霍面附近)的交切带, 更容易出现减压增温效应, 在较高的地温背景下, 使固体岩石发生局部熔融, 以致沿断层形成岩浆房, 以后岩浆沿上述断层或断层交叉点继续向上侵位, 形成以点式分布为主的花岗质岩株(图 4, 粉红色岩体)或中心式火山。由于四川期只有很少的地方沿走向 WNW 的逆掩断层而形成面状分布的花岗质岩体(如大别山白马尖岩席), 多数岩体都是沿高角度断层的交叉点侵入、形成岩株的, 因而其分布面积显著地少于燕山期。燕山期花岗岩在地表的出露面积达 229000 km^2 , 占全国各时期岩浆岩出露总面积的四分之一左右; 而四川期仅为 43864 km^2 , 相当于全国岩浆岩出露总面积的 5%。四川期起源于莫霍面或中地壳附近的岩浆在较厚的地壳内、沿张性正断层较容易地向上侵位的过程中, 常具有深源、浅就位的特点, 从而使岩体中含幔源成分较多, 混染地壳的成分相对较多, SiO_2 含量较高, 钾钠含量很高, 含挥发分也较高, 因而在地表附近常形成超酸性或偏碱性的侵入岩体或火山岩,

有时还可形成晶洞花岗岩。四川期花岗岩类相关的矿床, 与燕山期的种类相近, 但是产状显著不同, 矿体走向以 NNE 向为主^[16-18]。

上述中国东部中生代板内断裂与局部熔融形成岩浆活动的资料, 说明在岩石圈内部不存在一个广泛分布的“对流岩浆层”。不是岩浆活动控制了构造变形, 而是构造断裂与圈层软弱界面的交切带, 以及洋陆过渡型岩石圈的高地温梯度造成了深部岩石的局部熔融和岩浆作用。

4 新生代板内断裂与局部熔融

在新生代(华北期 56~23 Ma 和喜马拉雅期 23~0.78 Ma)中国东部构造作用相对较弱, 其平均差应力值不及中生代的三分之二^[17,18], 仅在少数地层较软弱的地区能形成褶皱, 而其主要表现则为利用老断裂发生重新张裂。在板内伸展作用的影响下, 起源于深断裂与岩石圈底部的橄榄岩质岩浆可沿高角度正断层侵入到地壳内或喷出地表, 形成以玄武质为主、含幔源包体的岩浆岩流或岩墙, 它们通常呈线状分布^[17,18,37]。

华北期(始新世-渐新世, 56~23 Ma)在太平洋板块向西俯冲、挤压作用的影响下, 区域最大主压应力方向为 ESE-WNW 向, 伸展方向为近南北向, 形成一些正断层, 其主要走向为 WNW 或近东西向, 玄武岩的喷发与岩墙也主要沿上述断层分布^[17,18,37](图 5)。此期的玄武岩喷发或岩墙内的岩石以常见拉班玄武岩为特征, 它们是典型的起源于大洋型岩石圈地幔的产物^[17,18]。

喜马拉雅期(中新世-早更新世, 23~0.78 Ma)在澳大利亚板块向北俯冲、挤压的影响下, 中国东部区域最大主压应力方向为近南北向, 伸展方向为近东西向, 重新活动的正断层的走向主要为近南北向或 NNE 向, 玄武岩的喷发主要沿近南北向的大兴安岭-太行山东缘、郯城-庐江和东南沿海断层带分布^[17,18,37], 岩浆源区也是位于深断裂与岩石圈底面的交切带附近(图 6)。此期的玄武岩喷发或岩墙内常见碱性玄武岩, 可能与岩浆侵位的过程中同化了较多的大陆地壳物质有关。与此期岩浆作用相关, 所形成的有用矿物主要是刚玉及橄榄石。

至今, 还没有人找到起源于中地壳或莫霍面附近的任何新生代的岩浆岩体。这一事实也可进一步

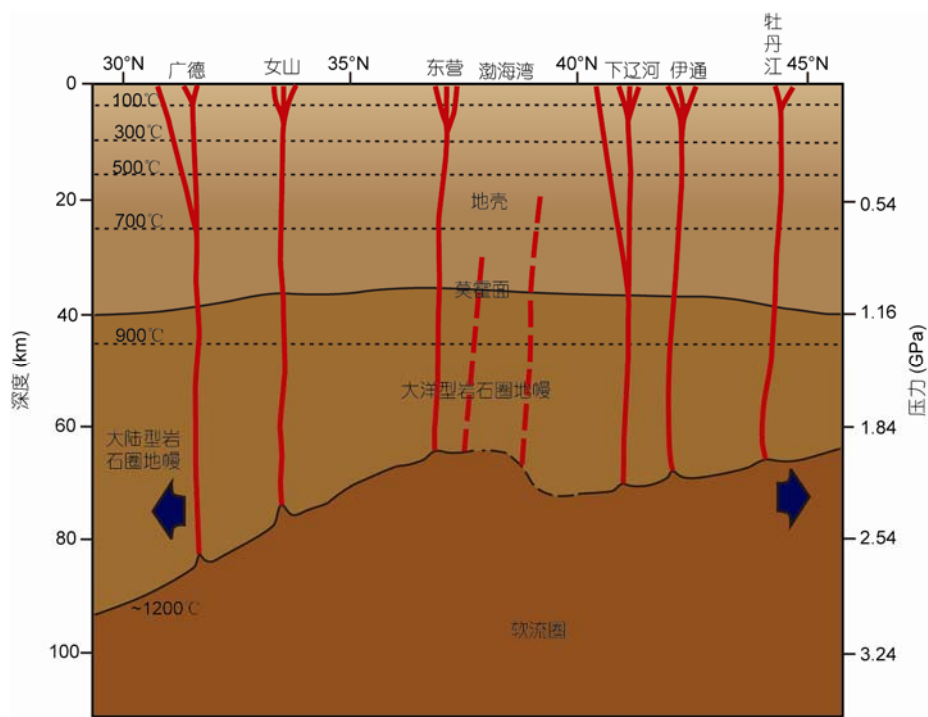


图 5 华北期(56~23 Ma)中国东部构造岩浆作用模式
原始资料详见文献[37, 45]

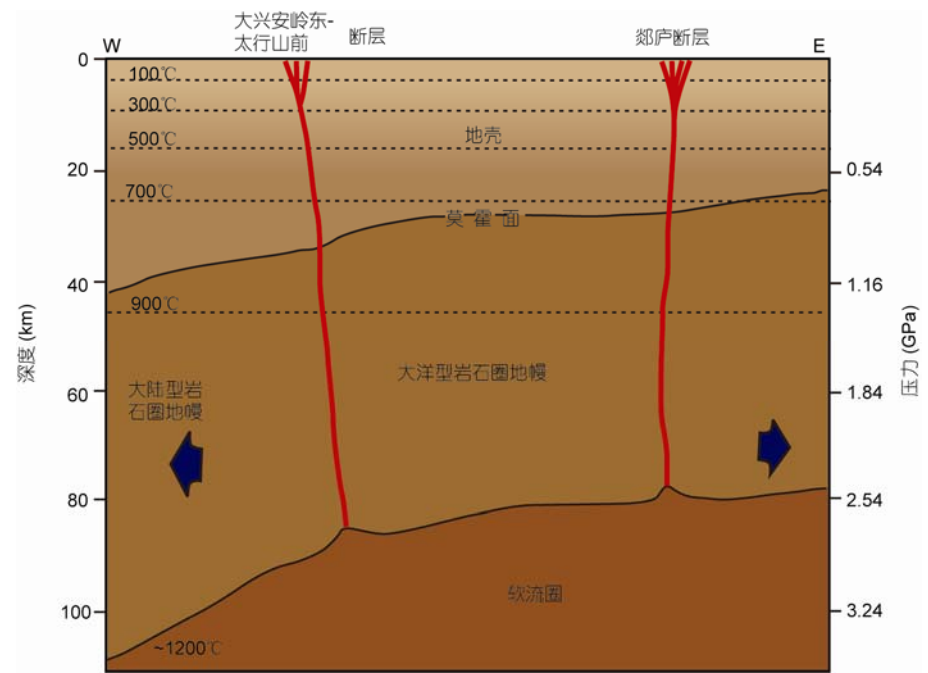


图 6 喜马拉雅期(23~0.78 Ma)中国东部构造岩浆作用模式
原始资料详见文献[37, 45]

证明所谓的“对流岩浆层”和“熔融大地构造模型”是不符合事实的, 其假设的中地壳“对流岩浆层”在新生代也是不存在的。在中国东部, 新生代的构造-岩浆作用明显地弱于中生代, 岩浆作用均以充填张性正断裂为特征。岩浆作用在岩石圈内的分布, 表现得比中生代更为局限。

5 结论

中国东部构造-岩浆作用的形成机制是当前地质学界研讨的一个热点, 然而至今存在着显著不同的意见。

中国东部上、下地壳之间确实存在着一个固态的低速、高导层, 根据其所处温度和围限压力的状态是不可能形成一个“对流岩浆层”的。大洋板块的俯冲、挤压对于中国东部岩石圈起到了增加侧向压力的作用, 在增压、减温的过程中是不可能在该处形成大面积的熔融岩浆层的。华南花岗岩的形成是自西向东发育的, 它们的演化过程是不能用板块俯冲作用来解释的。中国东部的岩浆仅起源于岩石圈内很局部的地方。看来, “熔融大地构造模型”^[29,30]假说是值得

商榷的。

岩浆源区是在板块内部构造断裂与圈层界面滑脱的控制作用下、在减压增温过程中形成的。具陆壳洋幔结构的过渡型岩石圈存在较高的地温梯度, 在发生构造断裂和减压增温的作用过程中, 较高的地温背景使之易于形成局部的岩浆源区。总之, 构造断裂-圈层滑脱与洋陆过渡型岩石圈的存在是造成中国东部岩浆起源的主要原因。中国东部岩石圈板块内侏罗纪-白垩纪的构造岩浆作用、构造滑脱、圈层的解耦主要集中在区域性主干断层与中地壳、莫霍面的交切带附近。岩浆可从岩浆源区沿断裂向上侵位或喷出。新生代的构造岩浆作用则主要发育在区域性高角度正断层与岩石圈底面的交切带附近。显然, 断层切割深度不同, 就构成了不同类型的岩浆活动, 并可形成各具特色的相关矿床。

中国东部大陆在远离板块俯冲带上千公里的地方发育着广阔的、较强烈的板内变形区, 形成了相当独特的构造-岩浆作用。认真研讨中国东部构造-岩浆作用及其形成机制是我们地质界同行应尽的责任, 相信这必将对于发展板块构造学说和大陆动力学做出有益的贡献。

致谢 作者衷心地感谢路凤香教授、罗照华教授和刘德良教授对本文的不吝赐教, 使作者受益匪浅, 对于本文的完成帮助极大。

参考文献

- 1 Huang T K. On the major structural forms of China. *Geol Memoirs Ser A*, 1945, (20): 1-165
- 2 黄汲清, 肖序常, 任纪舜, 等. 中国大地构造基本特征——三百万分之一中国大地构造图说明书. 北京: 中国工业出版社, 1964. 1-333
- 3 陈国达. 地台活化及其找矿意义. 北京: 地质出版社, 1960. 1-408
- 4 陈国达, 等. 亚洲陆海壳体大地构造. 长沙: 湖南教育出版社, 1998. 1-322
- 5 任纪舜, 姜春发, 张正坤, 等. 中国大地构造及其演变 (1:400 万中国大地构造图简要说明). 北京: 科学出版社, 1980. 1-124
- 6 任纪舜, 陈廷愚, 牛宝贵, 等. 中国东部及邻区大陆岩石圈的构造演化与成矿. 北京: 科学出版社, 1990. 1-205
- 7 任纪舜, 王作勋, 陈廷愚, 等. 从全球看中国大地构造——中国及邻区大地构造图简要说明. 北京: 地质出版社, 2000. 1-50
- 8 马杏垣, 游振东, 谭应佳, 等. 中国大地构造的几个基本问题. *地质学报*, 1961, 41: 30-44
- 9 北京地质学院区域地质教研室. 中国区域地质. 北京: 中国工业出版社, 1963. 1-404
- 10 赵宗溥. 试论陆内型造山作用——以秦岭-大别山造山带为例. *地质科学*, 1995, 30: 19-28
- 11 崔盛芹. 全球性中-新生代陆内造山作用与造山带. *地学前缘*, 1999, 6: 283-293
- 12 宋鸿林. 燕山式板内造山带基本特征与动力学探讨. *地学前缘*, 1999, 6: 309-316
- 13 张长厚. 初论板内造山带. *地学前缘*, 1999, 6: 295-308
- 14 Zhou X M, Li W X. Origin of Late Mesozoic igneous rocks in southeastern China: Implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magmas. *Tectonophysics*, 2000, 326: 269-287
- 15 李武显, 周新民. 中国东南部晚中生代俯冲带探索. *高校地质学报*, 1999, 5: 164-169

- 16 万天丰, 王亚妹, 刘俊来. 中国东部燕山期和四川期岩石圈构造滑脱与岩浆起源深度. 地学前缘, 2008, 15: 1–35
- 17 万天丰. 中国大地构造学. 北京: 地质出版社, 2011. 1–497
- 18 Wan T F. The Tectonics of China: Data, Maps and Evolution. Beijing, Heidelberg, Dordrecht, London, New York: Higher Education Press and Springer, 2011. 1–501
- 19 赵海玲, 邓晋福, 陈发景, 等. 松辽盆地东南缘中生代火山岩及其盆地形成的构造背景. 地球科学, 1996, 21: 421–427
- 20 Zheng T Y, Zhao L, Zhu R X. New evidence from seismic imaging for subduction during assembly of the North China Craton. *Geology*, 2009, 37: 395–398
- 21 Zhao D P, Liu L. Deep structure and origin of active volcanoes in China. *Geosci Front*, 2010, 1: 31–44
- 22 Zhao D P. Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs insight into deep Earth dynamics. *Phys Earth Planet Inter*, 2004, 146: 3–34
- 23 周新华. 中国东部中、新生代岩石圈转型与减薄研究若干问题. 地学前缘, 2006, 13: 50–64
- 24 路凤香, 吴其反, 等. 中国东部典型地区下部岩石圈组成、结构和层圈相互作用. 武汉: 中国地质大学出版社, 2005. 1–195
- 25 路凤香. 华北克拉通古老岩石圈地幔的多次地质事件: 来自金伯利岩中橄榄岩捕虏体的启示. 岩石学报, 2010, 26: 3177–3188
- 26 邓晋福, 赵海玲, 莫宣学, 等. 中国大陆根-柱构造——大陆动力学的钥匙. 北京: 地质出版社, 1996. 1–105
- 27 邓晋福, 赵国春, 赵海玲, 等. 中国东部燕山期火山岩构造组合与造山-深部过程. 地质论评, 2000, 46: 41–48
- 28 吴福元, 葛文春, 孙德有, 等. 中国东部岩石圈减薄研究中的几个问题. 地学前缘, 2003, 10: 51–60
- 29 Chen G N, Grapes R. Granite Genesis: *In situ* Melting and Crustal Evolution. Dordrecht, Netherlands: Springer, 2007. 1–278
- 30 陈国能. 岩石成因与岩石圈演化思考. 地学前缘, 2011, 18: 1–8
- 31 罗照华, 邓晋福, 韩秀卿. 太行山造山带岩浆活动及其造山过程反演. 北京: 地质出版社, 1999. 1–124
- 32 Cavazza W, Roure F M, Spakman W, et al. The Transmed Atlas——The Mediterranean Region From Crust to Mantle. Berlin, Heidelberg, New York: Springer, 2004. 1–141
- 33 Anderson D L. Lithosphere, asthenosphere and perisphere. *Rev Geophys*, 1995, 33: 125–149
- 34 Miyashiro A. Nature of alkalic volcanic rock series. *CMP*, 1978, 66: 91–104
- 35 邓晋福. 岩石相平衡与岩石成因. 武汉: 武汉地质学院出版社, 1987. 1–142
- 36 战明国. 华南中生代构造-岩浆-成矿作用及区域成矿规律研究. 宜昌: 中国地质科学院宜昌地质矿产研究所博士学位论文. 1994
- 37 王亚妹, 万天丰. 中国东部新生代岩石圈构造滑脱、岩浆活动和地震. 现代地质, 2008, 22: 207–229
- 38 万天丰, Teyssier C, 曾华霖, 等. 山东玲珑花岗质岩体侵位机制. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2000, 30: 337–344
- 39 翟明国. 新太古代全球克拉通事件与太古宙-元古宙分界的地质涵义. 大地构造学与成矿学, 2006, 30: 419–421
- 40 洪大卫, 王涛, 童英. 中国花岗岩概述. 地质论评, 2007, 53(增刊): 9–16
- 41 Weng S J, Chen H S, Zhou X Q, et al. Deep seismic probing of continental crust in the lower Yangtze region, Eastern China. *Tectonophysics*, 1990, 173: 297–305
- 42 Tobisch O T, Paterson S R. The Yarra granite: A intra-deformational thrust-related pluton in the Lachian Fold Belt. SE Australia. *GSA Bull*, 1990, 102: 693–703
- 43 Hutton D H W, Ingram G M. Thrusting and synchronous granitoid emplacement, SE Alaska: The Great Tonalite sill. In: Second Hutton Symposium on Granites and Related Rocks. Australian Bureau Mine Resour Record (1991), 1992. 1–52
- 44 Crespo-Blanc A, Masson H, Sharp Z, et al. A stable and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotopic study of a major thrust in the Helvetic nappes (Swiss Alps): Evidence for fluid flow and constraints on nappe kinematics. *GSA Bull*, 1995, 107: 1129–1144
- 45 Wan T F, Zhu H, Zhao L, et al. Formation and Evolution of the Tancheng-Lujiang Fault Zone. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1996. 1–85