

# 花岗岩类与大陆地壳生长初探 ——以中国典型造山带花岗岩类岩石的形成为例

肖庆辉<sup>1,2,3</sup> 邓晋福<sup>1,3</sup> 邱瑞照<sup>1</sup> 刘 勇<sup>2</sup> 冯艳芳<sup>1</sup>

(1. 中国地质调查局发展研究中心, 北京 100037;

2. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037; 3. 中国地质大学, 北京 100083)

**摘要:**本文主要基于东昆仑造山带、秦岭造山带、兴蒙造山带、阿尔泰造山带、燕山造山带以及华南过铝花岗岩带等花岗岩类形成的研究成果, 讨论中国大陆内几个造山带的花岗岩类形成与大陆地壳生长方式和过程, 我们的初步认识是: 软流圈(对流地幔)的热和物质向大陆(input)是大陆地壳生长和再改造的根本。大陆地壳的形成演化和再改造(reworking)主要通过岩浆作用完成, 岩浆的形成、运移和定位是大陆地壳生长的基本过程。幔源玄武质岩浆底侵(underplating)于大陆地壳底部和内侵(intraplating)于地壳内部, 是软流圈注入大陆的基本形式。造山带镁铁质下地壳的拆沉作用是致使陆壳总组成为中性火成岩(安山岩和闪长岩, 或粗面安山岩和二长岩质的)的主要原因。收缩挤压构造作用使陆壳加厚达 $\geq 50$  km, 是诱发镁铁质下地壳拆沉作用的必需条件。火成岩构造组合及其时间序列是识别大陆地壳从软流圈地幔中分出, 直至最终形成的过程的关键记录。

**关键词:**造山带; 花岗岩类; 地壳生长

**中图分类号:** P588.1; P311.2

**文献标识码:** A

**文章编号:** 1000-3657(2009)03-0594-29

众所周知, 大陆地壳主要由花岗岩类(或花岗质岩石)构成, 这里的花岗岩类(granitoids)或花岗质岩石(granitic rocks)是广义花岗岩的术语, 意指  $\text{SiO}_2 > 56\%$  的火成岩, 包括石英闪长岩( $\varphi\delta$ ), 花岗闪长岩( $r\delta$ ), 英云闪长岩(T), 奥长花岗岩(T), 花岗岩(r), 正长岩( $\varphi\xi$ ), 二长岩, 石英二长岩( $\theta\eta$ )等。大陆地壳的总组成大体相当于闪长岩质(或安山岩质, 或英云闪长岩)( $\text{SiO}_2$  为 57%~63%), 上部地壳偏酸性, 大体上相当于花岗闪长岩质( $r\delta$ ), 下部地壳偏基性, 大体上相当于辉长闪长岩质( $\text{SiO}_2$  为  $>57\%$ ~63%)<sup>[1]</sup>。

花岗岩类岩石基本上是由火成作用产生的, 岩浆的形成、运移和侵位是大陆生长的基本过程<sup>①</sup>。这样, 通过花岗岩类岩石的形成和演化过程, 就有可能

了解大陆地壳的生长。众所周知, 前寒武纪克拉通, 特别是太古宙克拉通的大陆地壳主要由 TTG(即英云闪长岩 T1, 奥长花岗岩 T2, 花岗闪长岩  $r\delta$  等)构成; 显生宙大陆地壳主要在岛弧-大陆边缘弧环境形成; 对于中国东部华北燕山地区大陆来说, 还可能有一种新的大陆地壳生长方式, 即对前寒武纪大陆地壳的重大改造之后形成的新的改造型陆壳。

从大陆地壳生长上来论, 大陆地壳是从地幔中分离生长出来的。伴随大陆地壳的形成和生长, 从地幔中分离出大陆地壳而留下的难熔残余地幔为岩石圈地幔。但是, 从地幔橄榄岩部分熔融分离生长出来的主要是玄武质(basaltic)岩石, 但大陆地壳则为安山质的(andesitic), 因此, 从地幔中分离生长出大陆地壳还需要考虑由玄武质岩浆分离出安山质岩浆的过程。

收稿日期: 2009-04-25; 改回日期: 2009-05-22

基金项目: 中国地质调查局重大基础研究项目(200113900018)以及国土资源部“全国重要矿产预测评价项目”(1212010733802)资助。

作者简介: 肖庆辉, 男, 1939 年生, 博士生导师, 研究员, 现从事花岗岩大地构造学与中国岩石圈三维结构研究;

E-mail: QingHuixiao@126.com。

①肖庆辉, 李晓波, 白星碧, 等(译). 美国大陆动力学研究的国家计划. 中国地质矿产信息研究院, 1993: 1-73.

讨论花岗岩类形成与大陆地壳生长的过程遇到的主要科学问题是:(1)安山质大陆地壳是怎样从地幔橄榄岩部分熔融分离生长出来的?(2)地幔橄榄岩部分熔融形成的主要岩石是玄武质,它是注入大陆的新生地壳(juvenile crust),不管是玄武质岩浆的分离结晶作用,或冷却后的玄武质新生地壳的部分熔融作用,均会留下难熔的镁铁质或超镁铁质岩石残余物,要使大陆地壳达到安山质或闪长质的总组成,必须要求这些镁铁质的或超镁铁质岩石残余物离开大陆地壳,拆沉作用(delamination)是使它离开的一种最佳机制,那么,拆沉作用的产生有现实性吗?它需要什么样的构造环境和条件?(3)总体上来说,地球的地幔和地壳主要是固体状态岩石,要让这些固态的玄武质岩石或英云闪长质岩石部分熔融所需要的大量热能从哪里来?(4)如何判断大陆地壳形成演化中的成熟度?(5)新的改造型大陆地壳形成的机制与过程又如何?(6)壳幔相互作用在大陆地壳形成生长过程中的意义?其方式如何?(7)本研究的几个造山带的陆壳生长方式怎样?有区别吗?

本文主要基于东昆仑造山带、秦岭造山带、兴蒙造山带、阿尔泰造山带、燕山造山带等花岗岩类形成的研究成果以及已有的一个初步认识<sup>[2]</sup>,讨论中国大陆内典型造山带的花岗岩类与大陆地壳生长方式与过程。由于不同造山带研究的差异,研究程度的差异,资料和数据的全程度的不同,以及从大陆地壳生长的视角看待玄武岩类的形成话题,对我们来说只是开始涉足,因此,本文的讨论是十分粗糙和概略的。

## 1 玄武质岩浆底侵作用与大量壳源花岗岩/流纹岩岩浆的形成

### 1.1 玄武质岩浆底侵作用的主要证据

大量的与广泛的壳源高硅质(silicic)岩浆熔融和火山作用的发生需要有大量热的注入,它们只有靠幔源岩浆注入深部地壳来提供。Fyfe 等<sup>[3]</sup>提出,大陆地壳的花岗质地壳的形成与生长来自玄武质岩浆的底侵作用。Kay<sup>[4]</sup>指出,底侵作用的证据几乎都是间接的;虽然,玄武质岩浆的分离结晶作用可产生高硅质的花岗岩/流纹岩岩浆,但是,其数量是有限的。大量花岗岩/流纹岩岩浆的形成,如大的花岗岩岩基,强烈的流纹质火山作用,均要求其地壳岩石源区的部分熔融作用来提供,后者需要有热能的注入,玄武质岩浆的底侵作用是提供所需要的热最佳机制。

花岗岩岩浆作用在这几个造山带中都是广泛发育的;另外,辉长岩和辉长闪长岩岩体和脉岩的发育(虽然,这些岩体常常较小),进一步表明确有幔源岩浆注入造山带。造山带的闪长岩/安山岩的广泛发育常常暗示,玄武质岩浆和壳源富硅质岩浆的混合作用,包括在地壳底部岩浆房中的岩浆混合作用(见下节讨论)进一步支持底侵作用。从理论上来看,由于幔源玄武质岩浆的密度常常比大陆地壳花岗质岩石的密度要大,所以,当其注入造山带时,在 Moho 处被低密度的大陆地壳花岗质岩石所阻挡,因为只有当密度比大陆地壳岩石低时,岩浆才能上升,这样,玄武质岩浆就在地壳底部堆积聚集起来,被称为玄武质岩浆底侵作用(magmabasaltic underplating)。现在大陆裂谷地带,如华北平原,地壳底部的地球物理纵波速度( $V_p$ )达 7.0~7.2 km/s 表明,确有玄武质岩浆底侵作用存在。另外,少数地点出露的镁铁质下地壳捕虏体亦是玄武质底侵作用的直接证据。

### 1.2 玄武质岩浆底侵对大陆地壳加热的热模拟

Bergantz<sup>[5]</sup>关于玄武质岩浆底侵对大陆地壳加热产生花岗岩岩浆的一维热模拟的模型见图 1。图 1 中左图表示底侵开始时的温度分布,玄武质岩浆是没有发生矿物结晶作用的均匀的岩浆温度为  $T_1$ ,地壳围岩的原始温度为  $T_{cr}$ ,两者温度差别很大,所以,在接触面的上下,温度是突变跳跃式的,不是连续过渡的,即整个温度分布呈现阶梯状函数(a function step)。经过一段时间之后,下面的玄武质岩浆放热,对上覆围岩加热,产生了一个连续变化的温度曲线(图 1 右图)。固相线(Solidus)表示固相岩石开始发生熔融时的温压条件,液相线(Liquidus)表示固相岩石达全部熔融时的温压条件。紧邻接触面上面的地壳围岩部分的温度高于固相线,所以,接触面与固相线之间为大陆地壳岩石的部分(或局部)熔融区域,低于固相线温度的区域(即图 1 右图中固相线上面的区域)仍为固相的大陆地壳岩石。在接触面下面,原来高温的玄武质岩浆由于向上放热(对大陆地壳岩石加热丢失的热)必然冷却,冷却必发生矿物结晶作用,紧邻接触面的下部,由于温度已低于固相线,所以全部转变为玄武质岩石,固相线与液相线之间的区域,只是发生部分结晶作用,所以是矿物加岩浆的混合区域,再往下,即高于液相线温度的区域(即图 1 右图中液相线下面的区域)仍为液相的均匀岩浆区。

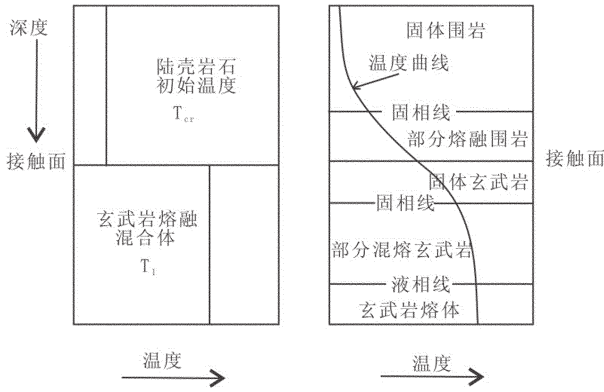


图 1 Bergantz 的模型原理<sup>[5]</sup>

左图:底侵的初始条件。均一的玄武岩熔体与围岩呈平面接触,围岩初始温度为  $T_{cr}$ ,初始温度剖面是阶梯函数(step function);右图:一段时间后,玄武岩岩浆部分结晶形成固液混合体,上覆围岩发生熔融,同样形成一个固体加液体的平衡区,其固体份额是温度的函数

Fig.1 Principle of Bergantz model<sup>[5]</sup>

Left: the initial conditions for underplating. Homogeneous melt of the basalt rock is flat and assumes plane contact with the wall rock, the initial rock temperature is  $T_{cr}$ , the initial temperature profile is step function; Right: after a period of time, the crystallization of basalt magma forms solid-liquid mixture, melting occurs in the overlying rock and, similarly, a balance area of liquid and solid is formed, with its solid share being temperature function

根据图 1 的热模型, Bergantz 假设的条件及相关参数如下:  $P=1\text{GPa}$  (约 33 km 深度), 底侵玄武岩岩浆温度  $1250^{\circ}\text{C}$ , 围岩分别为英云闪长岩和变泥质岩, 围岩温度为  $700^{\circ}\text{C}$ , 热传输为传导方式, 玄武岩岩浆放出的热除传导热之外还考虑了岩浆结晶作用释放出的潜热。计算结果用一个比值来表示, 即围岩中形成的熔体(melt)的总量与玄武岩岩浆结晶的总量之间的比值。在上述初始条件下, 对英云闪长岩和变泥质岩围岩来说, 所获得的该比值分别为 0.4 和 0.6。这样, 对于变泥质类源岩来论, 要产生  $500\text{ km}^3$  的过铝 S 型花岗岩岩浆的热则需要至少  $833\text{ km}^3$  的底侵玄武岩岩浆的全部结晶的热来提供。由于熔融区中(图 1 右图, 位于接触面上面的地方)部分熔融程度是不同的, 各个部分的熔体的数量有多有少, 近接触面处, 温度最高, 熔体最多, 近固相线处, 温度较低, 熔体数量少, 但是, 熔体要离开源区必须满足熔体的数量达到其一个临界值之后。因此, 考虑了这个临界值之后, Bergantz 进而假设, 如果熔融区中只有 25% 的熔体能够分离出来的话, 则产生  $500\text{ km}^3$  可分离开来的岩浆, 就需要超过  $3333\text{ km}^3$  的底侵玄

武岩岩浆的全部结晶来提供所需要的热量。显然, 对于英云闪长岩源岩来说, 上述比值只有 0.4 (比变泥质岩类源岩的比值为 0.6 小很多), 因此, 要产生  $500\text{ km}^3$  可离出的 I 型花岗岩岩浆就需要更大量的底侵玄武岩岩浆的全部结晶来提供。这样, Bergantz 得出结论认为, 要产生大量大陆地壳花岗岩类岩浆熔体需要巨量底侵玄武岩岩浆的全部结晶来提供, 这一点暗示出底侵作用不能是单阶段的, 而是多阶段的底侵作用。因为, 只有多次重复的底侵作用, 才能使大陆地壳围岩的温度不断升高, 例如, 如果围岩温度升高超过了  $700^{\circ}\text{C}$ , 甚至达  $800^{\circ}\text{C}$ , 则可分离出的大量大陆地壳岩浆的形成才能成为现实。

Bergantz<sup>[5]</sup>的热模拟条件和结果, 大体上可以为南岭(S 型花岗岩为主), 兴蒙(I 型花岗岩为主), 东昆仑(I 型花岗岩为主), 秦岭(I 型花岗岩为主)典型造山带大陆地壳熔融产生花岗岩和流纹岩岩浆的参照。但是, 对于华北燕山地区来说, 燕山运动是在原克拉通背景上突发的, 原克拉通的地温要比上述造山带低很多, 需要进行新的热模拟工作。

刘翠等<sup>[6]</sup>采用 Bergantz 的热模拟模型(图 1), 对华北燕山地区燕山期花岗岩岩浆形成所需的热供给进行模拟, 模拟的初步参数,  $P=1\text{GPa}$ , 底侵玄武岩岩浆温度  $1250^{\circ}\text{C}$ , 下地壳为英云闪长岩, 初始温度为  $400^{\circ}\text{C}$ 。模拟的结果为, 英云闪长岩围岩中形成的熔体总量与底侵玄武岩岩浆结晶的总量之间的比值为 0.12, 可分离出的花岗岩岩浆总量与底侵玄武岩岩浆全部结晶的总量之间的比值则为 0.03。这两个比值比 Bergantz 的英云闪长岩围岩温度为  $700^{\circ}\text{C}$  的两个比值(分别为 0.4 和 0.1)低得多得多, 就是说华北燕山地区需要底侵玄武岩的数量要大得多。进而, 可以推测, 华北燕山地区需要更多次玄武岩岩浆的底侵作用才能形成规模可观的可分离出的花岗岩岩浆的数量。

### 1.3 大陆地壳自身构造加厚条件下的热模拟

众所周知, England & Thompson<sup>[7]</sup>对大陆碰撞造山带大陆地壳加厚地区的传导热传输机制的热演化进行数值模拟, 提出了区域变质作用的  $pTt$  轨迹的概念。我们则可以从他们的热模拟中了解大陆地壳花岗岩质岩浆的形成过程和条件<sup>[8]</sup>。

大陆地壳加厚和随后的减薄过程的简图(图 2)展示了大陆碰撞造山带大陆地壳被构造加厚和减薄的几何学模型, 左侧为加厚之前的状态, 地壳厚度为



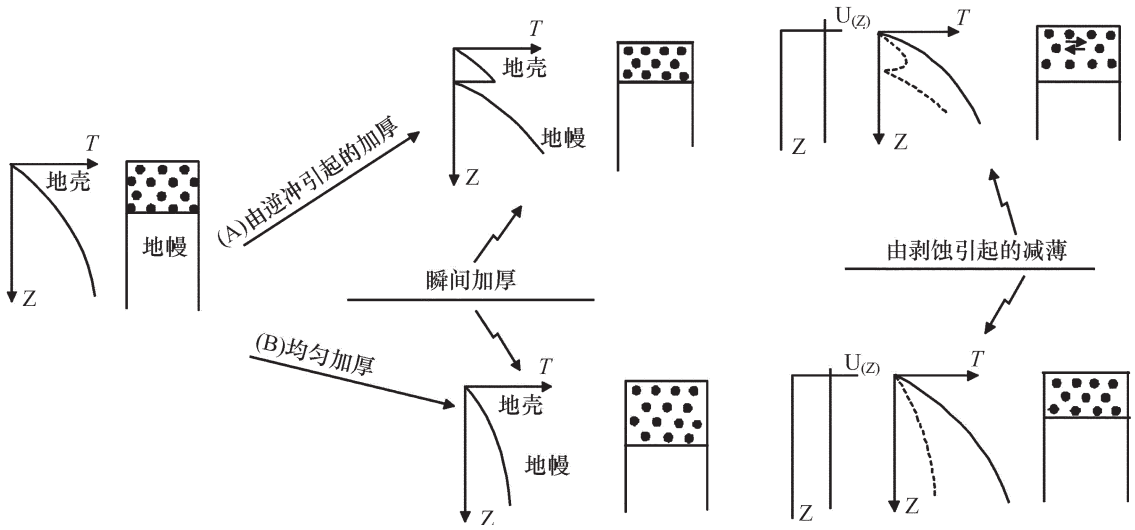


图 2 大陆地壳加厚和随后的减薄过程的简图 [7]

T 为时间; Z 为地壳的厚度; U 为隆升

Fig.2 Continental crust thickening and subsequent thinning process [7]

T: time; Z: crustal thickness; U: uplift

35 km, 假设瞬间构造加厚作用, 发育双倍地壳, 厚 70 km, 分为两种机制: (1) 逆冲加厚 (或陆内俯冲的地壳叠置), (2) 均匀应变加厚 (或分布 (distributed) 加厚)。中间的部分表示瞬间加厚之后被扰乱的地温分布和地壳结构, 右侧表示加厚作用结束之后产生的两种结果, 一方面由于剥蚀作用导致大陆地壳隆升和减薄作用, 经过 120 Ma 之后, 加厚大陆地壳又恢复到原始地壳的厚度 (即 35 km 厚); 另一方面, 在此 120 Ma 时间间隔之内, 被埋深的大陆地壳在隆升过程中被加热 (即热松弛, thermal relaxation) 后, 被扰乱的地温变为稳定地温, 此地温比加厚之前的原有地温要更高, 即在相同深度上温度更高。

图 3 展示了在与图 2 相同的几何学条件下, 初始地温相当于大地热流值为  $60 \text{ mW/m}^2$  (即大陆平均的大地热流值) 时, 数值模拟的地温和  $pTt$  轨迹; (a) 和 (b) 分别相当于图 2(A) 的地温和  $pTt$  轨迹, (c) 和 (d) 分别相当于图 2(B) 的地温和  $pTt$  轨迹。图中数字 0, 30, 60, 90, 120 的单位为 Ma, 指瞬间加厚之后所经历的时间间隔后的地温; H, M, B, A 分别代表含过量水、白云母脱水、黑云母脱水及角闪石脱水熔融的固相线。图 3(b), (d)  $pTt$  曲线上的黑点表示瞬间加厚作用之后 (即从 0 Ma 开始) 每隔 10 Ma 的新的  $P, T$  位置, 直至经过 120 Ma 之后又恢复到原始

大陆地壳厚度 (35 km) 时的  $P, T$  位置。请注意, 图 3 的深度座标与一般的确定  $pTt$  轨迹为顺时针 (cw) 或反时针 (ccw) 时的压力座标正好相反。

由图 2, 3 可知, 大陆地壳被埋深之后, 由于热松弛发生的温度升高主要取决于两个因素: (1) 大陆地壳加厚作用愈大或埋深愈大, 则温度升高的极大值越大, (2) 埋深的时间越长, 则温度升高的越大, 这里所指的埋深时间是指剥蚀抬升到浅部冷边界时所经历的时间。另外由图 3-a、b、c、d 的比较可以看出, 在其他条件相同的前提下, 逆冲加厚作用比均匀加厚作用导致的热松弛升温幅度更大。

从岩浆形成的角度来看图 3, 例如, 从图 3-b 可知, 埋深于 70 km 深处的大陆地壳, 在埋深后 30 Ma 期间抬升到 60 km 深度时, 热松弛的升温均位于含过量水 H 和白云母脱水 M 曲线之间, 在此过程中, 只要有外来水的供给, 在有过量水条件下, 可发生部分熔融作用, 由于此时形成的是一种低温、含水高的长英质岩浆, 所以上升能力弱, 导致了广泛的混合岩化作用, 埋深后的 30~40 Ma 期间达到白云母脱水 M 与黑云母脱水 B 熔融的固相线曲线之间, 发生白云母脱水熔融作用, 埋深后的 40~100 Ma 期间, 从约 60 km 深度抬升到 40 km 深度的过程中, 温度一直大于黑云母脱水熔融曲线 (B), 如果源岩为泥质

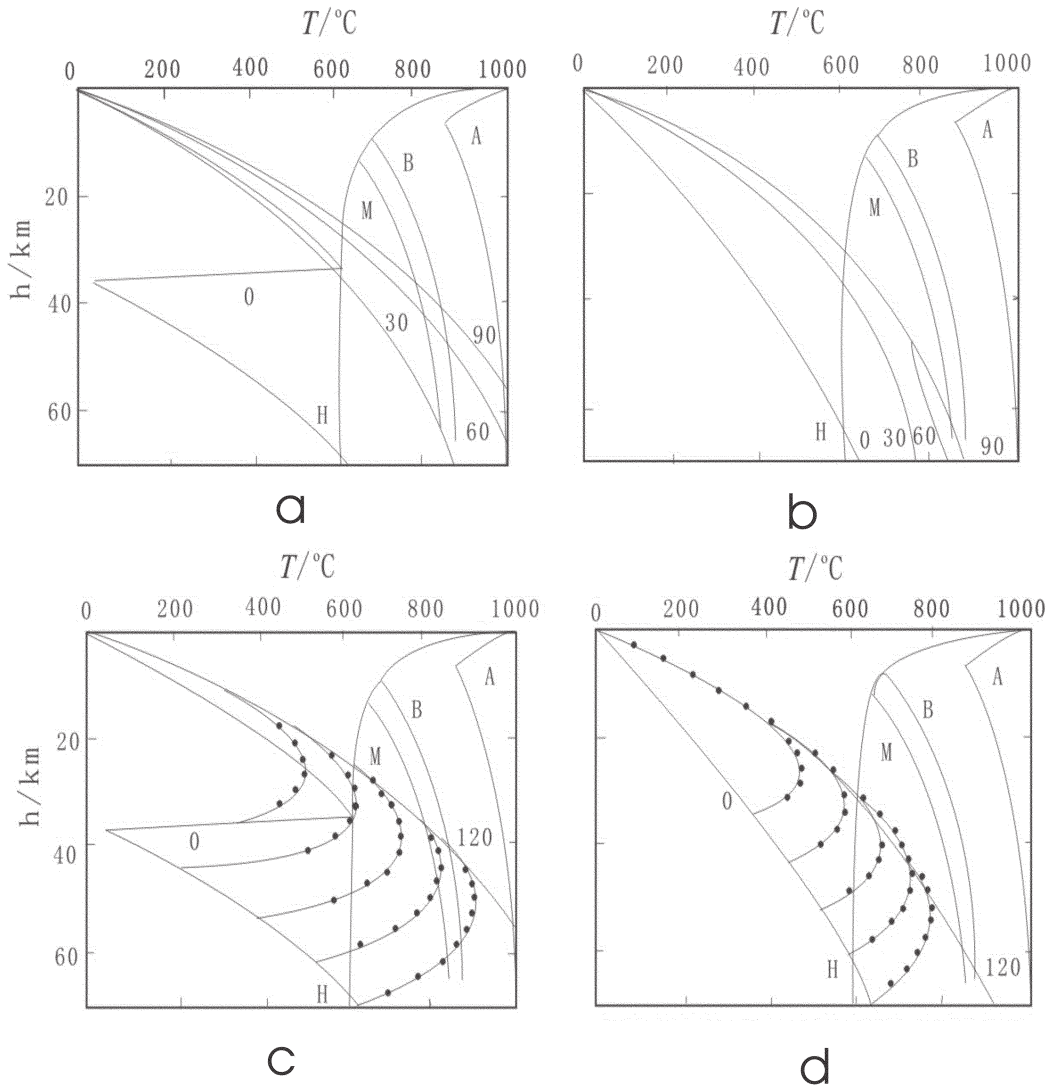


图3 在与图2相同的几何条件下模拟的地温和  $p-T-t$  轨迹<sup>[7]</sup>

数字 0, 30, 60, 90, 120 的单位为 Ma, 指瞬间加厚所经历的时间间隔后的地温; H, M, B, A 分别代表含过量水、白云母脱水、黑云母脱水、角闪石脱水熔融的固相线

Fig.3 Simulation of ground temperature and  $p-T-t$  trace under the same geometric conditions as Fig. 2<sup>[7]</sup> the unit of the number 0,30,60,90,120 is Ma, referring to the time-gap ground temperature which has experienced instantaneous thickening; H, M, B, A represent separately dehydration melting solidus of excessive water, muscovite dehydration, biotite dehydration, and amphibole dehydration fusing solidus

岩组成的话, 这个过程中将会产生以 S 型花岗岩为主的岩浆。就是说对于埋深于最大深度的 70 km 的大陆地壳来说, 要诱发可观的长英质岩浆作用所需的最短时间, 是逆冲机制的瞬间加厚经过 40Ma 之后才能发生。而对于埋深于 60 km 深处的大陆地壳, 在瞬间加厚经过 40 Ma 之后, 还未达到白云母脱水熔融曲线, 再经过 60 Ma 之后温度达最大值时才能高于白云母脱水熔融曲线; 但达不到黑云母脱水熔融温度的条件, 亦即只能产生混合岩化作用, 不

会诱发可观的长英质岩浆作用的发生(图 3-b)。对于埋深更浅的大陆地壳来说, 均不可能诱发可观的长英质岩浆发生。

需要指出的是, 自然界的地质过程常常不完全遵循上述热模拟的具体条件, 因为地质过程常常表现为事件性和突发性。例如, 华北燕山运动岩浆构造事件序列, 一次逆冲机制的大陆地壳加厚, 以及随后的隆升剥蚀, 造成与另一次火山-侵入岩浆作用之间的不整合界面, 两者的时间间隔只有几个 Ma, 即

瞬间加厚的几个 Ma 之后,就会发生大陆地壳熔融作用,这与上述热模拟至少需 40 Ma 的时间间隔相差一个数量级。由此可以看出,大陆地壳自身的构造加厚作用恐怕不是造山带发生可观的大尺度的大陆地壳熔融作用的主要机制,它从另一个侧面可进一步看出,玄武岩岩浆的底侵作用则是造山带发生可观的大陆地壳熔融作用的最佳机制。

#### 1.4 小结

由上面的讨论可得到一个非常重要的结论,大陆地壳自身的构造加厚作用不是造山带发生可观的、大尺度的大陆地壳熔融作用的主要机制和最佳模型;玄武岩岩浆的底侵作用才是造山带诱发可观的、大尺度的花岗岩和流纹岩岩浆作用的最佳机制,但是底侵玄武岩岩浆的数量必须数倍于花岗岩岩浆数量时才能实现,因此,多次反复的玄武岩岩浆的底侵作用也是必须的,总数量为巨大的玄武岩岩浆的底侵作用是必须的,巨量的玄武岩岩浆的全部结晶作用是必须的,后者是指,这部分玄武岩岩浆是不能喷出地表的,就是说如果地表只有少量玄武质火成岩的出露,并不能指示底侵作用是弱的结论。

## 2 壳幔相互作用在大陆地壳生长和花岗岩类形成过程中的意义

### 2.1 花岗岩类形成的端元岩浆:源区与难熔残余

众所周知,与洋壳俯冲作用有关的火成岩弧有 3 个主要岩浆源区:(1)俯冲的玄武质洋壳,(2)洋壳上面的楔形地幔橄榄岩区,(3)楔形地幔上面的地壳,包括老的陆壳和由洋壳转变为“大陆化”(“continentalized”)的基底,后者是火山堆积物质在洋壳上逐渐增厚直至其厚度足以支持深成作用(plutonism),逐渐使岛弧演变为“大陆化”基底;与大陆碰撞造山有关的火成岩有 2 个主要岩浆源区:(1)大陆地壳,(2)地幔橄榄岩区,主要是软流圈的橄榄岩。根据岩石学相平衡和熔融实验,对于不同源区,源岩经部分熔融作用可产生不同的岩浆,并留下不同的难熔残余物,对它们的概略了解有助于我们较好地理解花岗岩类岩石的成因与大陆地壳的生长与改造。

(一)地幔橄榄岩的熔融产物:一般情况下,丰满的(fertile)的地幔二辉橄榄岩(软流圈物质)产生玄武质岩浆,但不能产生  $\text{SiO}_2 > 56\%$  或  $57\%$  的安山质、英安质、流纹质岩浆,只有在含水低压条件下才能产

生高镁安山岩。二辉橄榄岩源岩分离出玄武质和高镁安山质岩浆之后,留下的难熔残余主要为方辉橄榄岩,或单斜辉石含量少的亏损的二辉橄榄岩,源岩分离出方辉橄榄岩岩浆之后留下的则是纯橄榄岩。这些难熔的地幔橄榄岩残余,要想再次发生熔融作用,其温度要比丰满的二辉橄榄岩发生熔融时高得多,因此,残余地幔的再次熔融作用是稀少的。我们知道,一般来说,软流圈物质是丰满的二辉橄榄岩,但它分离出玄武质和高镁安山质岩浆之后,其难熔残余就是岩石圈地幔。因此,岩石圈地幔是熔体亏损的(melt-depleted)地幔橄榄岩,岩石圈地幔的再次熔融作用将会是稀少的,哪怕是在有外来水供给的条件下,这就是为什么  $\text{MgO} > 16\%$  的高镁安山岩产出十分稀少(例如在日本的 Bonin 岛和汤加弧有产出)的真正原因,这亦是为什么大多数玄武质岩浆起源于软流圈地幔的真正原因。

(二)玄武岩的熔融产物:不管是洋壳玄武岩,或是大陆地壳玄武岩,其熔融产物主要是 TTG 类(图 4)。

从图 4 可以看出,玄武岩源岩产生的主要是英云闪长岩岩浆,少量的奥长花岗岩和花岗闪长岩岩浆,花岗岩(狭义的)岩浆则是很少量的。TTG 岩浆分离后,留下的难熔残余则是麻粒岩(较低压力下)( $\text{Cpx} + \text{opx} + \text{pl} \pm \text{Hb} \pm \text{Q2}$ ),或榴辉岩(较高压力

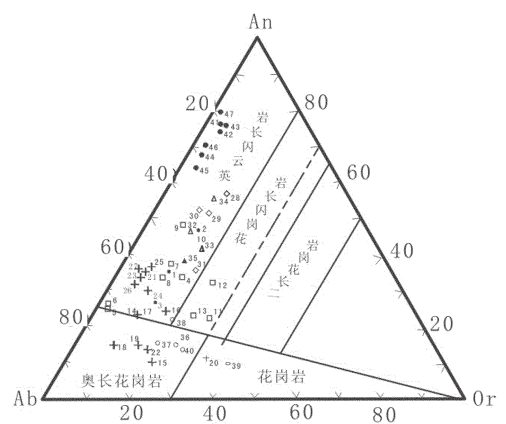


图 4 角闪岩脱水熔融产生的熔浆在 An-Ab-Or 系统的投影<sup>[9]</sup>  
An—钙长石;Ab—钠长石;Or—钾长石  
说明:原书该图的花岗闪长岩与二长花岗岩分界线有误,仍用虚线表示,已改正的分界线用直线表示

Fig.4 An-Ab-Or diagram showing dehydrate melting of amphibolite<sup>[9]</sup>

An—anorthite; Ab—albite; Or—feldspar

As the original boundary between granodiorite and monzogranite was wrong, here dotted lines are used, and the corrected line is a straight line

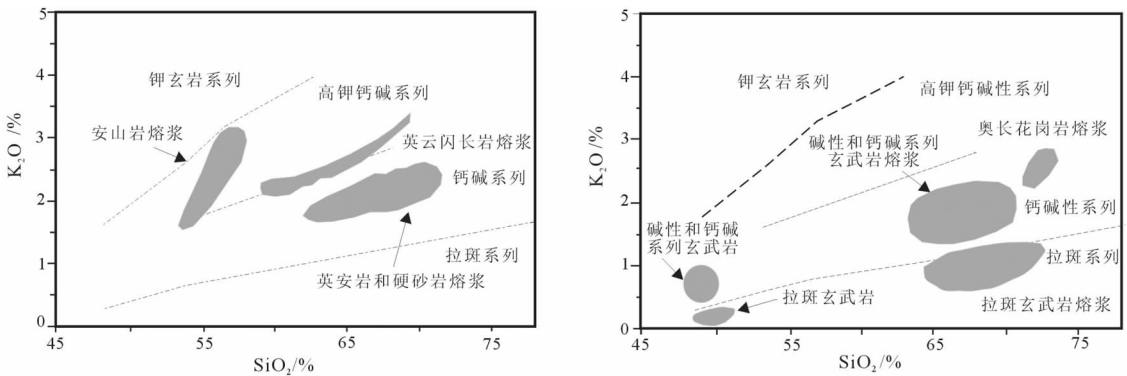


图 5 常见地壳岩石脱水熔融产生的局部熔浆的 SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O 关系<sup>[10]</sup>

Fig.5 SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O diagram of partial magma in dehydrate melting of hackneyed lithosphere<sup>[10]</sup>

下)(硬玉质 cpx+Ga±Hb)，前者常是构成现今下部大陆地壳的主要岩类，后者则由于密度大于地幔橄榄岩再循环返回地幔，现今地壳中出露稀少。下地壳麻粒岩如果经受构造加厚作用被埋深，当它转变为榴辉岩时，就有可能再循环返回地幔，它对拆沉作用的发生有重要意义，我们将在后面讨论。

(三)大陆地壳岩石的熔融产物：(1)TTG 类源岩熔融产生花岗闪长岩和花岗岩岩浆。(2)加厚大陆地壳的底部熔融可形成高压粗面(正长岩)岩浆(指无负 Eu 异常, Sr/Y 比值高的粗面岩和粗面安山岩类)。(3)泥质岩石或硬砂质岩石作为源岩熔融可形成过铝花岗岩类。(4)钙碱性和高钾钙碱性的安山质源岩可形成高钾钙碱性花岗岩岩浆(图 5)。从图 5 的右侧图可以看出，低钾的拉斑玄武岩源岩熔出的英安岩—流纹岩岩浆是低钾的；中钾的碱性的和钙碱性玄武岩源岩熔出的英安岩—流纹岩岩浆亦是中钾钙碱性系列。从图 5 的左侧图可以看出，高钾钙碱性系列的岩浆需要高钾钙碱性系列的安山质源岩，或位于高钾和中钾钙碱性系列交界处的英云闪长岩源岩。Robert & Clemens<sup>[10]</sup>对常见地壳岩石脱水熔融产生的岩浆构筑的 SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O 图(图 5)很有用处。由图 5 可以清楚地看出，低钾、中钾和高钾系列的低 SiO<sub>2</sub> 的源岩产生的岩浆分别同属于低钾、中钾和高钾系列的高 SiO<sub>2</sub> 的岩浆，这样的部分熔融实验成果可等同地用于平衡结晶作用的讨论，即低钾、中钾和高钾的低 SiO<sub>2</sub> 的岩浆，在平衡结晶作用条件下将分别产生同属于低钾、中钾和高钾的 SiO<sub>2</sub> 高的进化岩浆，这一点对于我们下面的讨论十分有用。

## 2.2 几个造山带的火成岩构造组合的壳幔相互作用以及大陆地壳生长<sup>[12]</sup>

为方便对比，主要采用 Middlemost 的 TAS 分类<sup>[11]</sup>(图 6)。需说明的是，图 6 无英云闪长岩的位置，在 TAS 图中英云闪长岩位于闪长岩的位置。图 6 的一个重要特征是，岩石的名称不仅取决于 SiO<sub>2</sub> 含量，还取决于总碱(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)含量，例如在 SiO<sub>2</sub> 相同条件下，总碱含量的不同岩石名称也不同，例如 SiO<sub>2</sub> 65%的低碱时为闪长岩，随总碱量升高进入二长岩区。这是因为，在 SiO<sub>2</sub> 含量相同的条件下，碱的升高要求有更多的 SiO<sub>2</sub> 同碱相结合形成长石(相当于钾长石组分和钠长石组分)，这样游离的 SiO<sub>2</sub> 含量必减少，所以矿物石英的含量就减少，在石英减少时碱性长石含量增加，因此，花岗闪长岩(应含 ≥20% (体积分数)的石英)就变为石英二长岩(含 <20%—>5%的石英，进而演变为正长岩(<5%的石英)。这样岩石名称及其组合就直接反映了火成岩组合是否富碱?还是少碱?这对于下面讨论壳幔相互作用以及大陆地壳生长和改造有重要意义。

### 2.2.1 阿尔泰古生代造山带<sup>[12]</sup>

从图 6-a 可以看出，这里是橄榄辉长岩类(peridotgabbro)-花岗闪长岩-花岗岩组合，从矿物学角度看，广泛发育角闪石，表明岩浆含水，这些都是与洋俯冲作用有关的弧火成岩组合的特征。与图 6 其他造山带相比较，这里缺乏二长岩-石英二长岩的特征可大体上指示，它们是成熟岛弧或大陆边缘弧靠洋一侧的环境。εNd 总体上为正值指示花岗岩类的源岩是从软流圈物质分离出来不久的，这亦支



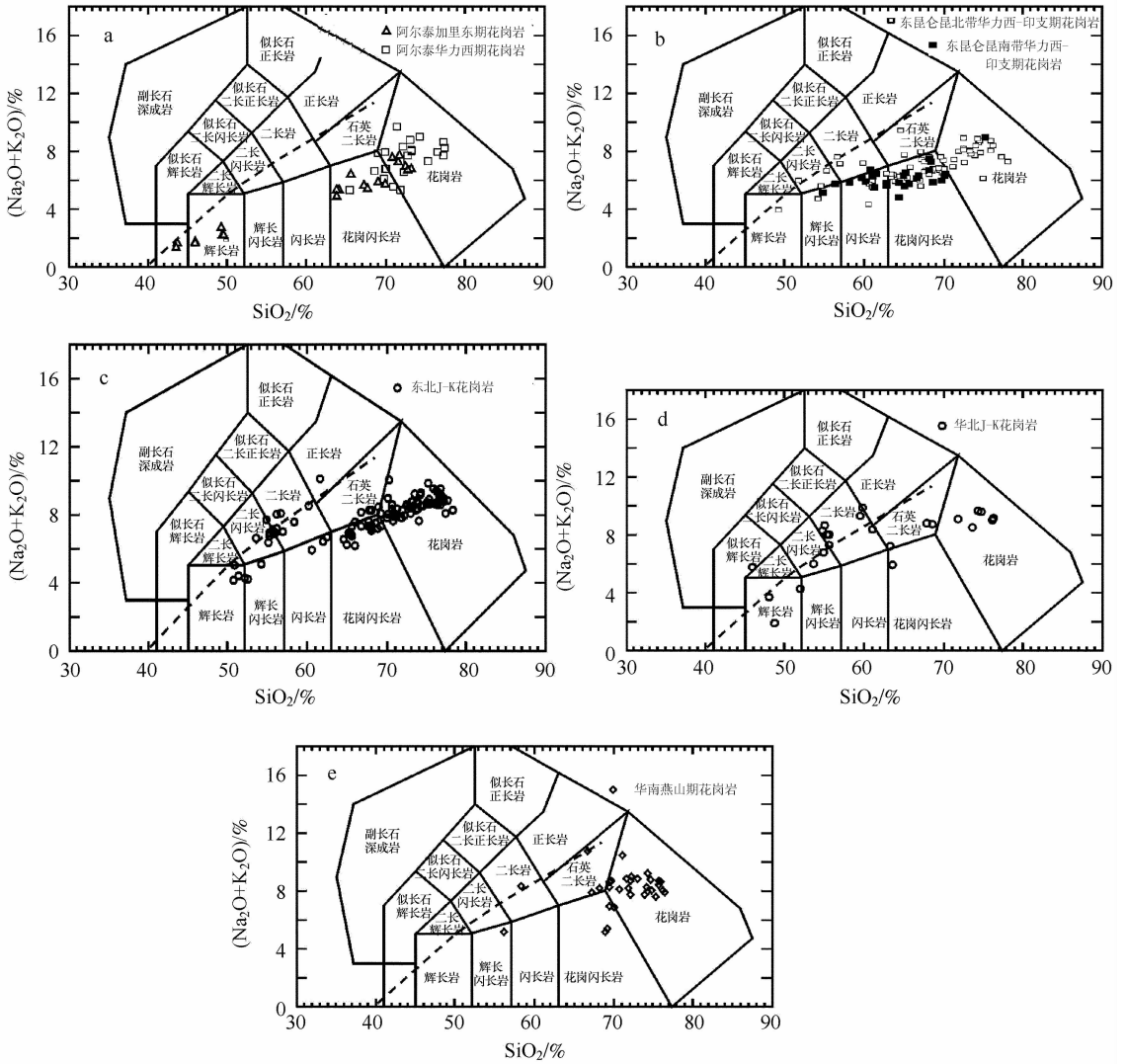


图 6 中国主要造山带花岗岩区 TAS 图 [12]

Fig.6 TAS diagram of granitic rocks from the main orogenic belts of China [12]

持上述构造环境。另外,花岗岩类岩石中锆石绝大多数是新生的,未见古老的残留锆石,亦指明造山带陆壳形成可能源自“大陆化”的基底(?)或在时间上形成不久的陆壳(?)。结合岩石构造特征和年代表框架看,462~375 Ma 的花岗岩类均有片麻理构造,290~256 Ma 的花岗岩类均不发育片麻理,(局部岩体有弱片麻理构造),这一特征进一步表明,前者的奥陶纪—泥盆纪为同造山花岗岩类,后者则为早—中二叠世的晚和后造山花岗岩类,后造山花岗岩类是 A 型花岗岩与 I 型花岗岩共生,局部岩体(如大哈拉苏岩体)边部仍出现微弱片麻理构造,还伴生有伟晶岩脉、基性岩脉,这样的岩石组合符合后造山伸展特征

而不同于非造山板内伸展环境<sup>[8]</sup>。

### 2.2.2 东昆仑晚二叠纪—三叠纪造山带<sup>[12]</sup>

据东昆仑造山带花岗岩类的几个新的锆石 SHRIMP 年龄为 241~239 Ma,以及已有的较可靠的锆石 U-Pb 年龄为 241~212 Ma,只有一个为 256 Ma,可以认为,东昆仑花岗岩类主要形成于三叠纪。可以推测,布青山—阿尼玛卿洋的俯冲作用主要发生在三叠纪的印支运动期,洋盆的拉开可能发生在晚二叠世,略早于俯冲作用。据图 6-b 可以看出,昆南带火成岩弧主要发育辉长闪长岩—闪长岩—花岗闪长岩组合,而昆北带火成岩组合主要为辉长岩—二长辉长岩—二长闪长岩—二长岩—石英二长岩—花岗岩组



合,其次亦发育辉长闪长岩—闪长岩—花岗闪长岩组合。显然他们与布青山—阿尼玛卿蛇绿岩带的相对空间位置完全符合昆南带为靠海沟一侧的大陆边缘岩浆弧外带的火成岩组合,以低碱为特征,昆北带则为靠近内陆一侧(即远离海沟)的大陆边缘岩浆弧内带的火成岩组合,以相对富碱为特征。靠海沟一侧低碱,靠内陆一侧富碱,很好地显示了洋俯冲带在空间上的组成极性(compositional polarity)支持布青山—阿尼玛卿洋盆向北的俯冲作用。从图7的SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O关系总体上展布看,昆南带主要发育中钾钙碱系列(MKCA),而昆北带主要以高钾钙碱系列(HKCA)为主,进一步支持了由TAS分类的岩石类型及其组合

所展示的组成极性,即外带K<sub>2</sub>O相对低,内带火成岩则K<sub>2</sub>O相对地高。图8所示,东昆仑造山带花岗岩类是典型的CA系列。从岩相学看,东昆仑造山带的角闪辉长岩的发育以及花岗岩类岩石中广泛发育角闪石,进一步支持,它们是典型的钙碱性(CA)花岗岩类。图9和图10指示,该造山带主要具火山弧(VAG)特征,与昆南带比较,昆北带更富Nb和Rb,它们分别进一步支持俯冲带的环境和空间展布的组成极性。图11展示,多数花岗岩类εNd为负值,T<sub>DM<sup>Nd</sup></sub>为0.92~1.96Ga,总体上支持大陆边缘弧的陆壳可能是元古宙形成的。

从图6-b与图6-a的比较可以看出,昆南带

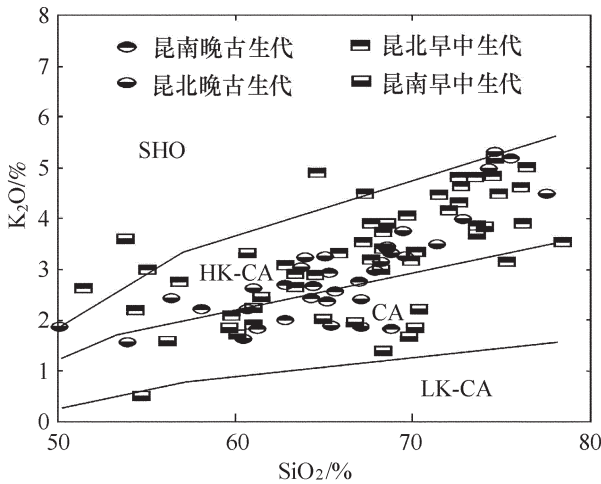


图7 东昆仑造山带花岗岩 K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub>图<sup>[7]</sup>

Fig.7 K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub>diagrams of granite in East Kunlun orogen

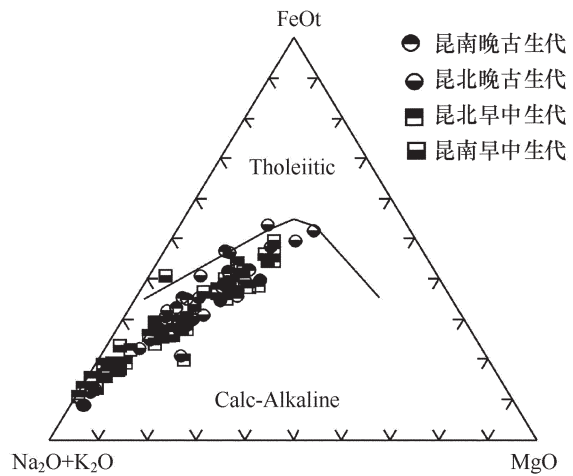


图8 东昆仑花岗岩岩石 AFM图<sup>[3]</sup>

Fig.8 AFM diagram of East Kunlun granite<sup>[3]</sup>

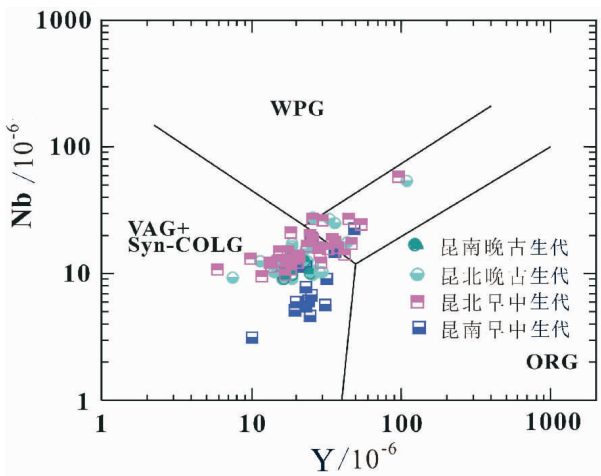


图9 东昆仑花岗岩 Y-Nb 图解<sup>[4]</sup>

Fig.9 Y-Nb diagram of East Kunlun granite<sup>[4]</sup>

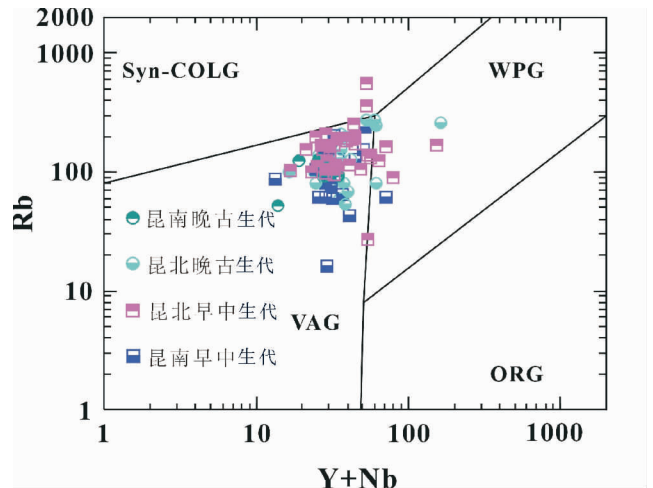


图10 东昆仑花岗岩 Y+Nb-Rb 图解<sup>[4]</sup>

Fig.10 Y+Nb-Rb diagram of East Kunlun granite<sup>[4]</sup>

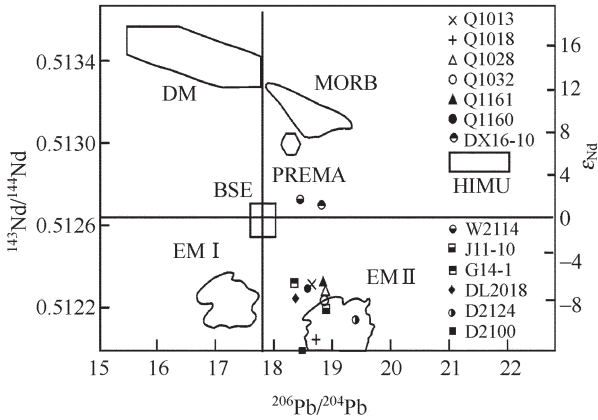


图 11 东昆仑造山带  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  关系图

(引自 Zindler 和 Hart, 1986)<sup>[15]</sup>

1—暗色微粒包体; 2—寄主岩石

Fig.11  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  diagram of East Kunlun orogen (after Zindler Hart, 1986)<sup>[15]</sup>

1-dark micro-enclave; 2-host rock

(外带) 火成岩组合与阿尔泰弧火成岩组合十分类似, 主要区别在于阿尔泰造山带不发育昆北带 (内带) 火成岩组合。

### 2.2.3 东北辽吉中部造山带<sup>[12]</sup>

该造山带为古亚洲洋构造域东延的一部分, 同样发育了古生代和早中生代造山带花岗岩类, 燕山期则是叠加在已有的造山带之上的产物。由图 6-c 可以看出, 该区燕山期造山带火成岩构造组合, 总体上类似东昆仑造山带 (图 6-b), 主要发育辉长岩-辉长闪长岩-闪长岩-花岗闪长岩-花岗岩组合, 其次发育二长辉长岩-二长闪长岩-二长岩-石英二长岩-正长岩组合。另外, 它还具以下特点: (a) 辉长岩类发育角闪石和出现紫苏辉石+单斜辉石的组合指示其为典型的与俯冲作用有关的钙碱性(CA)辉长岩类。(b) 花岗闪长岩和二长花岗岩发育角闪石是典型的钙碱性 I 型花岗岩类, 支持与洋俯冲作用有关。(c) 侏罗纪的花岗岩类有片麻理的发育, 白垩纪的花岗岩则缺乏, 加之白垩纪发育典型的 A 型花岗岩类与 CA 性花岗岩类共生, 指示侏罗纪主要为同造山的花岗岩类, 白垩纪则为后造山的。推测, 洋俯冲作用与位于辽吉造山带北侧和东北侧方向的蒙古—鄂霍茨克—那达哈达—锡霍特阿林洋盆向西南方向的俯冲作用有关。

### 2.2.4 华北燕山期造山带<sup>[12]</sup>

众所周知, 华北燕山期造山带是叠加在原华北大克拉通上面的造山带, 图 6-d 展示为辉长岩-二长

辉长岩-二长闪长岩-二长岩-石英二长岩-正长岩-花岗岩组合, 真正的闪长岩和花岗闪长岩缺乏或十分稀少。这一组合十分类似于昆北带 (图 6-b) 可能属于大陆边缘弧靠内陆一侧的内带火成岩类特征。另外如矿物学特征中的广泛发育角闪石, 两种辉石组合的辉长岩类, 角闪辉长岩类, 痕量元素的 VAG (弧火山花岗岩类) 特征等均支持它们属于大陆边缘岩浆弧内带的特征。

### 2.2.5 华南 (主要为南岭) 燕山期造山带<sup>[12]</sup>

由图 6-e 可以看出, 其火成岩构造组合为辉长闪长岩-二长岩-石英二长岩-花岗闪长岩-花岗岩组合, 以花岗岩占优势。花岗岩类中, 不仅是狭义花岗岩, 而且花岗闪长岩 (狭义的) 和石英二长岩主要以过铝-强过铝为特征, 发育原生白云母, 富铁黑云母 (而不是富镁的黑云母), 它们主要属于 S 型花岗岩类, 这是与华北和东北花岗岩类很不同的特征。同时, 对铝质 A 型花岗岩的厘定以及西山杂岩体的花岗质碎斑熔岩中发现了铁橄榄石和石英共生在一起, 具有重要的意义。它们均展示南岭在燕山期是与大陆碰撞有关的造山带。

## 2.3 壳幔相互作用中的岩浆混合作用与同化分离结晶作用

壳幔相互作用主要通过幔源岩浆和壳源岩浆的混合作用以及岩浆的同化分离结晶作用 (AFC-Assimilation-Fractional Crystallization) 来形成不同的花岗岩类岩石。

### 2.3.1 岩浆混合作用

微晶闪长质包体或暗色微粒包体: 在较浅色的花岗质岩石中常常发育暗色的微粒闪长质包体, 被认为是岩浆混合作用的重要记录, 常常看作为岩浆的机械混合作用 (magma mingling) 的产物, 这一方面的论述和多方面的证据在前面已有详细的讨论。这里侧重讨论暗色岩浆包体与寄主岩浆之间的这种宏观上表现的机械混合 (即野外露头尺度可见的) 作用, 实际上已有部分的化学混合作用发育。对于主元素化学 (或岩石化学) 来说, 看作主要是机械的物理混合是合理的, 因为, 包体与寄主岩之间仍分别保持着完全不同的岩石类型, 即分别为暗色的闪长质和浅色的花岗质, 二者的边界清晰, 因为包体的微粒结构预示着当它注入寄主岩浆时快速冷凝的结果, 阻止主元素 (或常量元素) 之间的交换混合作用的发育。但是详细的同位素地球化学研究和实验研究 (图

12)表明,暗色的包体与寄主岩之间的同位素已有充分的交换并趋于平衡,虽然主元素和岩石类型仍保持着原有组成,也就是,同位素的扩散交换速率比主元素的扩散交换速率快得多,更确切地说,同位素的扩散交换速率要大于暗色岩浆包体注入岩浆时的快速冷凝速率。

例如东昆仑香日德东南约格鲁复式岩体中的花岗闪长岩,暗色微粒包体,以及角闪辉长岩的锆石 SHRIMP 定年分别为  $(242 \pm 6)$  Ma,  $(241 \pm 5)$  Ma 和  $(239 \pm 6)$  Ma,  $\epsilon \text{Nd}(t)$  为  $\sim -5$ , 充分展示了这种机械的岩浆混合作用进行时, Nd 同位素已在 3 种不同的岩浆中充分地交换趋于平衡,这就是说,对主元素来说表现为机械的混合,而对同位素来说则表现为化学的混合。又例如,秦岭晚三叠世沙河湾、秦岭梁和老君山三个环斑花岗岩体中,寄主岩与暗色包体的  $\epsilon \text{Nd}(t)$

和  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$  的初始比值的范围分别为  $(-0.5 \rightarrow -2.5)$ 、 $(-3.9 \rightarrow -5.5)$ 、 $(-3.2 \rightarrow -4.3)$  和  $(0.70513 \rightarrow 0.70560)$ 、 $(0.70592 \rightarrow 0.70605)$ 、 $(0.70460 \rightarrow 0.70631)$ 。可见每个岩体内 Sr 和 Nd 同位素的交换是充分的,趋于平衡的;另外 3 个岩体的主要  $\epsilon \text{Nd}(t)$  范围为  $-2.0 \rightarrow -4.0$ ,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$  初始比值主要范围为  $0.705 \sim 0.706$ , 其变化范围窄又展示了整个秦岭造山带尺度上晚三叠世环斑结构花岗岩形成时岩浆机械混合过程中 Sr 和 Nd 同位素的充分交换趋于平衡。又例如,燕山地区薛家石梁杂岩体中同期形成的上庄辉长岩,薛家石梁二长辉长岩,石龙山庄二长岩和西湖村正长岩的  $\epsilon \text{Nd}(t)$  变化于  $-6.5 \rightarrow -7.9$ , 展示了同一个杂岩体中不同组成的岩浆之间 Nd 同位素的充分交换趋于平衡。另外,对整个燕山地区来说,按  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  计算,燕山期火成岩形成中地幔和下地壳的分别贡献(平均)约为 52% 和 48%, 可见燕山期火成岩的形成对于 Pb 同位素的交换来说,地幔注入地壳的贡献十分巨大。

### 2.3.2 岩浆化学混合作用

岩浆化学混合作用,如果是两个岩浆之间的化学混合,则应符合数学上的加和定律,从而在化学变异趋势上呈现良好的直线趋势<sup>[9]</sup>。本研究地区表现为下列三个方面。

第一,岩浆化学混合的直线趋势穿切岩浆的分离结晶趋势。我们在前面已讨论过,在图 5 的  $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$  图上,平衡分离结晶作用以及平衡部分熔融作用形成的变异趋势均位于同一个小区内,例如中钾钙碱系列的母岩浆的派生进化岩浆,当  $\text{SiO}_2$  升高时,  $\text{K}_2\text{O}$  升高,但仍保持在 MKCA 区域之内。尽管岩浆混合作用时,如果两个端元岩浆均位于 MKCA 区域之内,则直线的混合趋势仍可保持在 MKCA 区域之内,这时难以与分离结晶趋势相区别,但是,当岩浆的直线混合趋势与 KCA/MKCA/HKCA/SH 的分界线切交时,亦即当它穿切不同的区域时,则是岩浆混合作用的良好证据。例如,图 13 展示的  $\text{SiO}_2 < 50\%$  的岩浆与  $\text{SiO}_2 \approx 65\%$  的岩浆之间的  $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$  变异趋势,随  $\text{SiO}_2$  的升高,  $\text{K}_2\text{O}$  急剧升高,从主要为 MKCA 穿过 HKCA 达 Sh 系列,他们可能是辉长岩岩浆与正长岩岩浆之间的混合作用,正如辉长岩岩浆是幔源的,正长岩或石英二长岩岩浆是加厚地壳源的,这是壳幔相互作用的良好实例。又例如,在东昆仑地区,图 14 的  $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$  图展示的  $\text{SiO}_2 \approx 50\%$

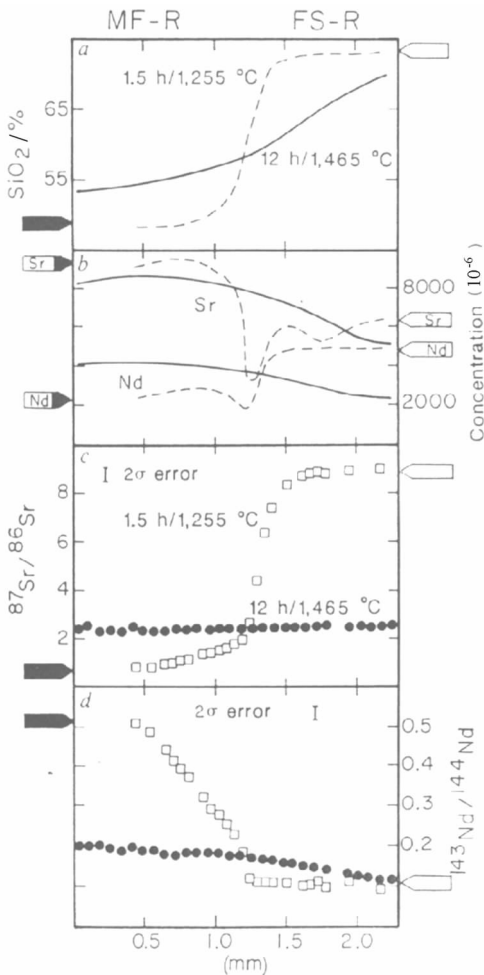


图 12 岩浆混合作用时元素和同位素交换的解耦<sup>[14]</sup>  
Fig.12 Decoupling of element and isotope permutaion during magmatic mixing(after Leisher,1990)<sup>[14]</sup>



的辉长岩与  $\text{SiO}_2 \approx 65\%$  的中酸性岩浆之间以及  $\text{SiO}_2 \approx 65\%$  的中酸性岩浆与  $\text{SiO}_2 \approx 75\%$  的花岗岩岩浆之间的 2 个近直线的混合趋势,辉长岩为幔源的,中酸性岩浆可能是下地壳源的,花岗岩岩浆可能是中-上地壳源的。又例如,海南地区,海西-印支期侵入岩总体上展示的  $\text{SiO}_2 < 50\%$  的岩浆与  $\text{SiO}_2 \approx 65\%$

的岩浆的混合趋势穿切 MKCA/HKCA/Sh 系列(图 15)和  $\text{SiO}_2 \approx 65\%$  的岩浆与  $\text{SiO}_2 \approx 75\%$  的岩浆之间的混合趋势,穿切 HKCA/Sh 的分界线(图 16)。

同样与  $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$  关系类似的  $\text{SiO}_2\text{-(K}_2\text{O+Na}_2\text{O-CaO)}$  图,可用来讨论岩浆演化的机制。如图 17 所显示的燕山地区  $\text{SiO}_2 \approx 50\%$  的辉长岩类的 CA

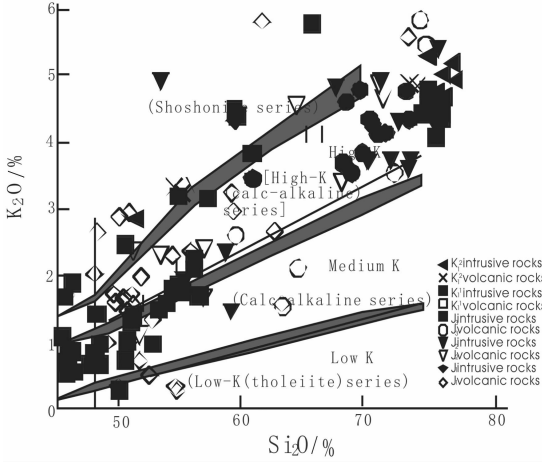


图 13 燕山造山带中生代火成岩  $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$  图  
Fig.13  $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$  diagram of Mesozoic igneous rocks in Yanshan orogenic belt

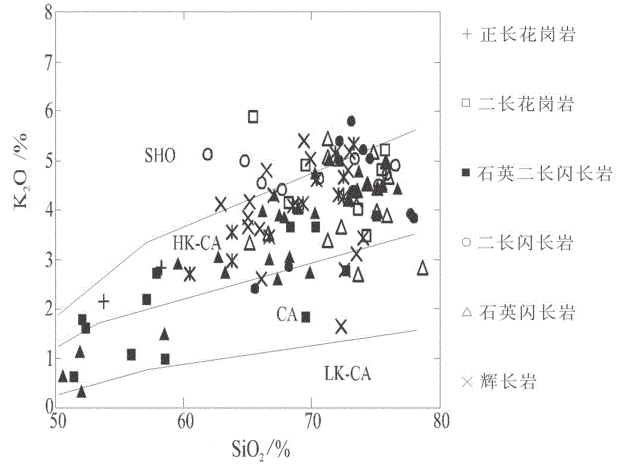


图 14 东昆仑祁漫塔格构造岩浆岩带早古生代-晚古生代-早中生代花岗岩的  $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$  图<sup>[17]</sup>

Fig.14  $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$  diagram of the Qimantage Upper Paleozoic-Lower Paleozoic-Upper Mesozoic tectonic-magmatic zone in East Kunlun<sup>[17]</sup>

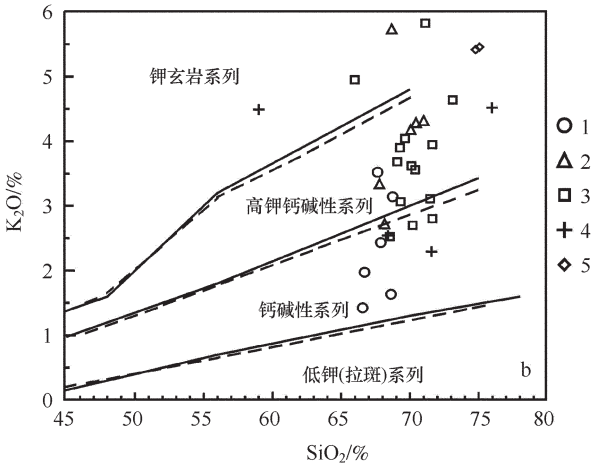


图 15 海南海西-印支期镁铁质及相关侵入岩硅-碱图  
1—晚石炭-早二叠岛弧阶段侵入岩;2—早二叠同碰撞阶段镁铁质岩脉;3—早二叠末后碰撞早期钾玄质侵入岩;4—中二叠后碰撞早期高钾钙碱性镁铁质侵入岩;5—晚二叠后碰撞晚期镁铁质侵入岩;6—三叠纪后造山阶段镁铁质侵入岩

Fig.15  $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$  diagram of Hainan Hercynian Indo-Chinese mafic rock and related intrusive rocks

1-Late Carboniferous-Early Permian intrusive rocks of island arc; 2 - Early Permian syn-collision mafic dyke; 3 -Early post-collision shoshonitic intrusion formed at the end of Early Permian; 4 - Middle Permian early post-collision high-K calc-alkaline mafic intrusion; 5 - Late Permian late post-collision mafic intrusion; 6 - Triassic post-orogenic mafic intrusion

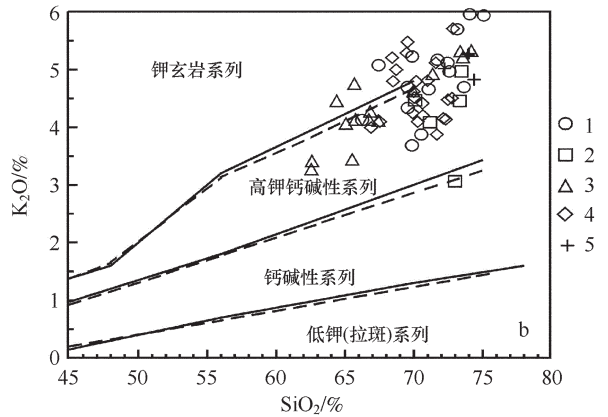


图 16 海南三叠纪(后造山阶段)花岗质侵入岩硅-碱图  
1—早三叠世壳源花岗岩;2—中三叠世碱质 A 型花岗岩类(石英正长岩-花岗岩);3—中三叠世碱性岩(霓辉石正长岩);4—中三叠世壳幔混合花岗岩;5—中三叠世铝质 A 型花岗岩

Fig.16  $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$  diagram of Hainan Triassic granitic intrusive rock

1 - Early Triassic crust-derived granite; 2 - Middle Triassic alkaline A-Type granitoids (quartz syenite-granite); 3 - Middle Triassic alkaline rocks (aegirine-augite syenite); 4 - Middle Triassic crust-mantle mixed granite; 5 - Middle Triassic peraluminous A-type granite

系列, 随 SiO<sub>2</sub> 的升高穿切 CA 系列直达 SiO<sub>2</sub> 60%~65% A (碱性) 系列, 同时 SiO<sub>2</sub> 70%~75% 的花岗岩岩浆又变为 AC 系列, 大致地又显示了 SiO<sub>2</sub> ≈ 60% 的岩浆与 SiO<sub>2</sub> ≈ 75% 的岩浆之间的另一个岩浆混合趋势, 这一趋势穿切了 AC/A 之间的分界线。

第二, 暗色微晶闪长质包体与寄主的花岗质岩浆之间在哈克图解上的直线演化趋势。例如, 东昆仑地区的花岗闪长岩(寄主岩)和暗色微粒包体, 以及角闪辉长岩小岩体之间, 在哈克图解上(图 18)清楚地展示了 SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub>-MgO, SiO<sub>2</sub>-FeO, SiO<sub>2</sub>-CaO, SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O, SiO<sub>2</sub>-Na<sub>2</sub>O 关系上的直线演化趋势, 暗色微粒包体和角闪辉长岩位于低 SiO<sub>2</sub> 区, 而寄主岩位于高 SiO<sub>2</sub> 处, 尽管总体上寄主岩定名为花岗闪长岩, 实则这个岩体中亦有 SiO<sub>2</sub> 70% 的花岗岩。亦就, 寄主岩与暗色包体均有一个较宽的组成的变

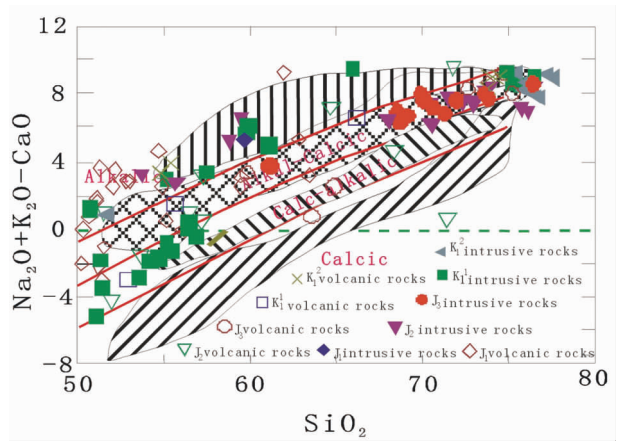


图 17 燕山造山带中生代中酸性火成岩 SiO<sub>2</sub>-(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O-CaO)图  
Fig.17 SiO<sub>2</sub>-(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O-CaO) diagram of Mesozoic mid-acid igneous rocks in Yanshan orogenic belt

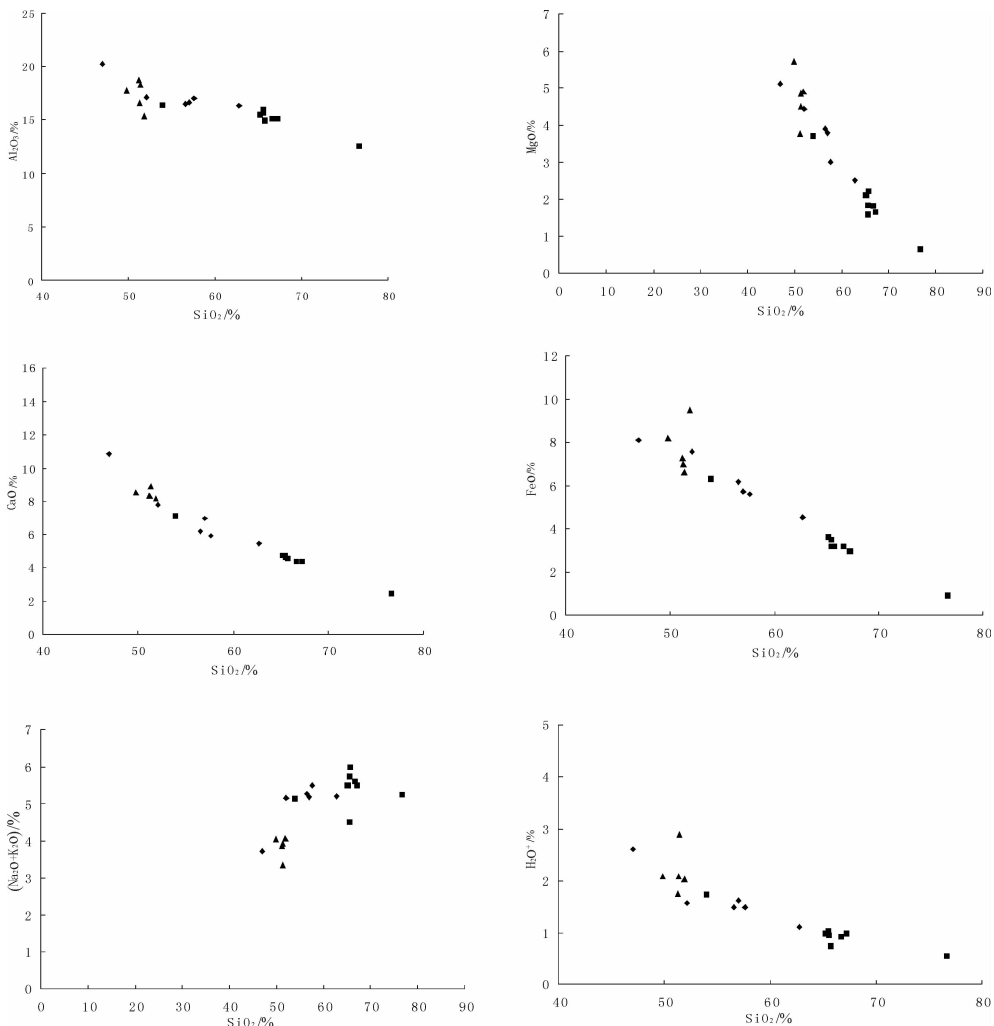


图 18 东昆仑花岗闪长岩、角闪辉长岩和暗色微粒包体的哈克图解  
Fig.18 Harker diagrams of granodiorite, hornblende gabbro and MME in East Kunlun

化范围。又例如,秦岭地区环斑花岗岩寄主岩与其暗色微粒包体之间,在秦岭地区环斑花岗岩哈克图解上(图 19)展示了岩浆混合作用的趋势,有意思的是寄主岩与包体之间有一个小的间断,此间断为  $SiO_2 \approx 58\% \sim 63\%$ ,它充分显示了寄主岩与包体的自身都有一个小的但很明显的组成变异范围。同样,华

南地区骑田岭暗色包体与寄主岩的主成分协变图(图 20-a~d)展示了良好的岩浆化学混合趋势。

我们在前面讨论过,暗色包体与寄主岩之间,主元素之间交换不明显,而同位素交换则充分而明显,这是对露头尺度的某一个特定组成的侵入体单元来说的,这里我们讨论的是杂岩体尺度或是整个造山

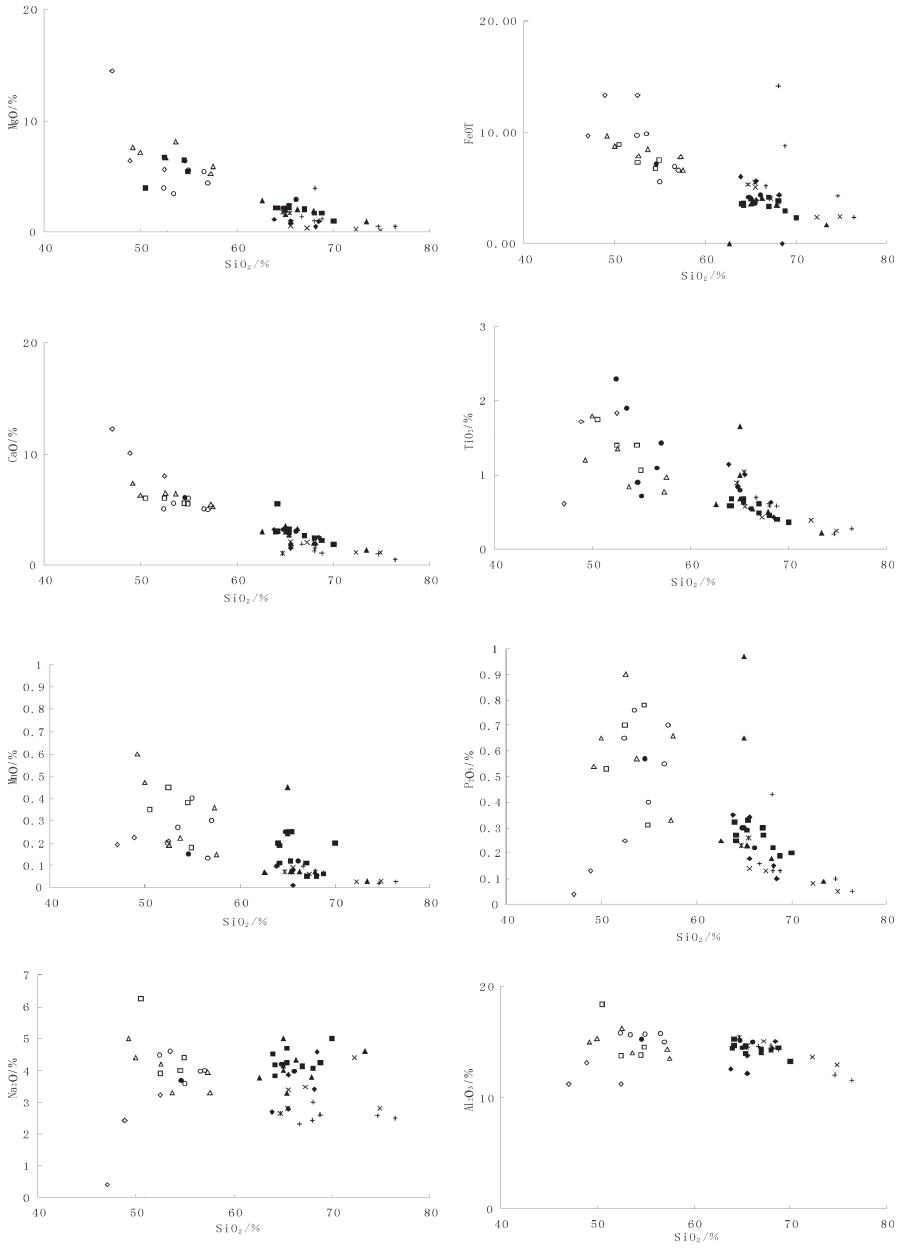


图 19 秦岭环斑花岗岩与包体哈克图解

- 沙河湾主岩;○—沙河湾包体;■—老君山主岩;□—老君山包体▲—秦岭梁主岩;△—秦岭梁包体;◆—鹰峰主岩;◇—鹰峰包体;✦—塔塔楞主岩;✕—哈拉达乌主岩;◆—万宝沟主岩
- Fig. 19 Harker diagrams of major elements for Qinling rapakivi granite and inclusion
- Shahewan host rock;○—Shahewan enclave;■—Laojunshan host rock;□—Laojunshan enclave;▲—Qinlingliang host rock;△—Qinlingliang enclave;◆—Yinfeng host rock;◇—Yinfeng enclave;✦—Tataleng host rock;✕—Hakadawu host rock;◆—Wanbaogou host rock



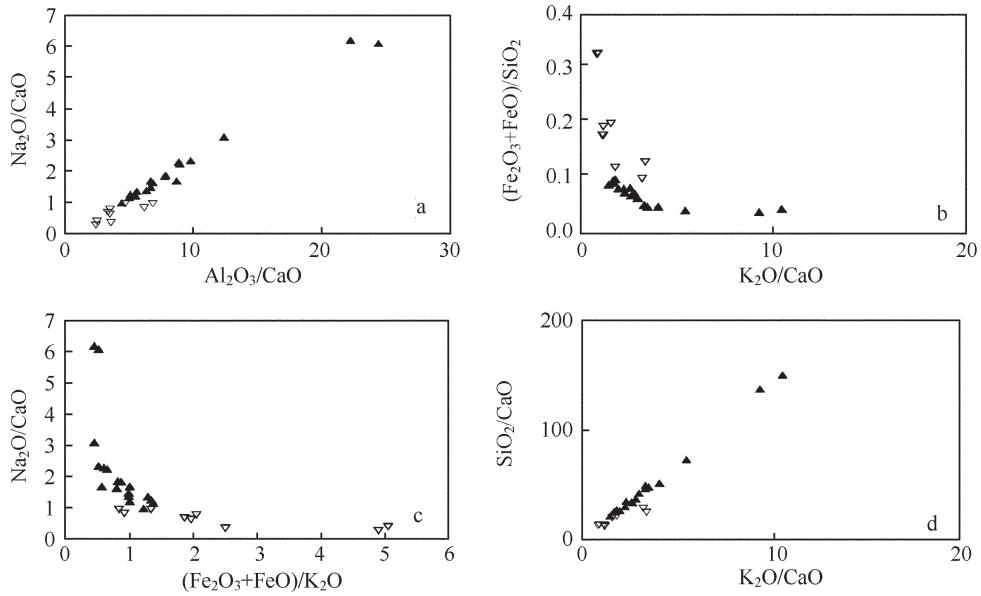


图 20 骑田岭暗色微粒包体及其寄主岩石主成分协变图  
 Fig.20 Principal component covariant diagrams of MME and their host rocks

带尺度的,在哈克图解上表现出来的岩浆混合趋势,二者并不矛盾。这里我们已看出,不论寄主岩本身或是包体本身,在造山带尺度上或杂岩体尺度上,均有一个自身组成变异范围,这种自身组成变异范围的直线趋势与包体和寄主岩之间的大的变异范围所显示的直线趋势的一致性,即它们处在同一条直线,可以推测,它们代表了比现今地表所见到的岩体定位深度更深处的带状岩浆房内花岗岩岩浆层与闪长质岩浆层之间的化学混合作用。

第三,其他的岩浆之间的直线混合趋势。例如燕山地区,在 TAS 图上(图 21),J<sub>1</sub> 的辉长岩-二长闪长

岩-二长岩-正长岩的混合线;J<sub>2</sub> 的辉长岩-二长闪长岩-二长岩混合线和二长岩-石英二长岩-花岗岩混合线(图 22);J<sub>3</sub> 的二长岩-石英二长岩-花岗岩混合线(图 23);K<sub>1</sub> 的薛家石梁杂岩体的二长辉长岩-二长闪长岩-二长岩-正长岩混合线和二长岩-石英二长岩-花岗岩混合线(图 24)。同样在 Pb 同位素上,有良好的混合趋势,展示太古宙陆壳的低 Pb 同位素对岩浆的重要烙印(图 25)。在 SiO<sub>2</sub>-Nb/U 图

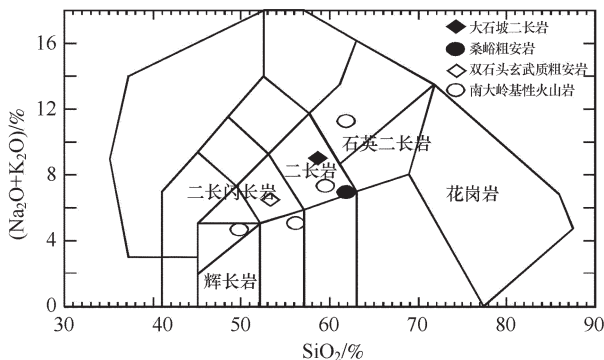


图 21 燕山地区早侏罗火成岩 TAS 图解<sup>[11]</sup>  
 Fig.21 TAS diagram of Lower Jurassic igneous rocks in Yanshan area<sup>[11]</sup>

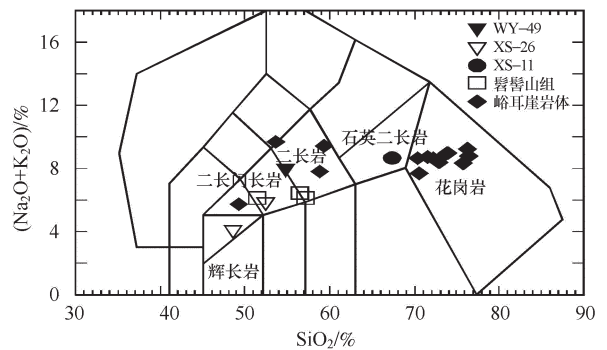


图 22 燕山地区中侏罗火成岩 TAS 图解  
 峪耳崖数据引自赵海玲、邓晋福等<sup>[17,18]</sup>,髻髻山组玄武粗安岩数据据李伍平<sup>[19,20]</sup>,其他为本次研究测定  
 Fig.22 TAS diagram for Middle Jurassic igneous rocks in Yanshan area (Yuerya data from Zhao Hailing, Deng Jin fu et al. <sup>[17,18]</sup>, Tiaojishan basaltic trachyandesite data from Li Wuping <sup>[19,20]</sup>, and other data measured in this study)

(图 26)和  $\epsilon Nd-Nb/U$ (图 27)以及  $Nb-Nb/U$ (图 28)上,高  $SiO_2$  和低  $\epsilon Nd$  以及高  $Nb/U$  的花岗岩和低  $SiO_2$  的和相对高  $\epsilon Nd$  以及低  $Nb/U$  辉长岩之间的混合作用呈现良好趋势。又例如华南地区骑田岭暗色包体与寄主岩之间的微量元素之间的协变过程

图展示的岩浆混合作用(图 20)。

2.3.3 同化作用和 AFC 模型

众所周知,岩浆同化围岩与幔源岩浆同化陆壳是造山带岩浆作用的一个普遍现象,现今许多证据表明,同化作用时常伴随结晶分离作用,称为 AFC 过程(Assimilation-fractional crystallization)。

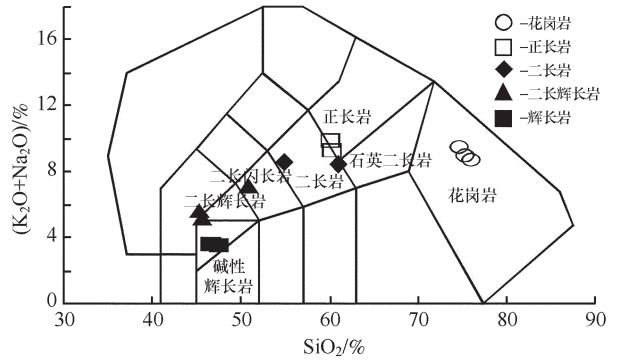
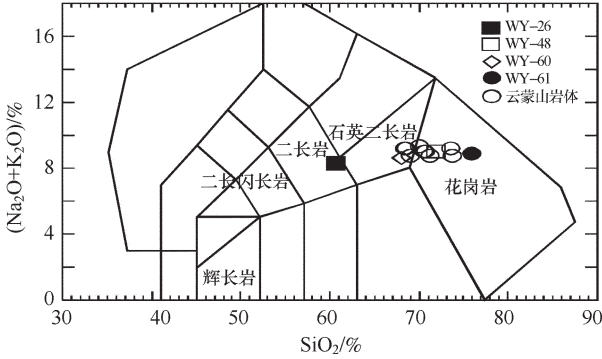
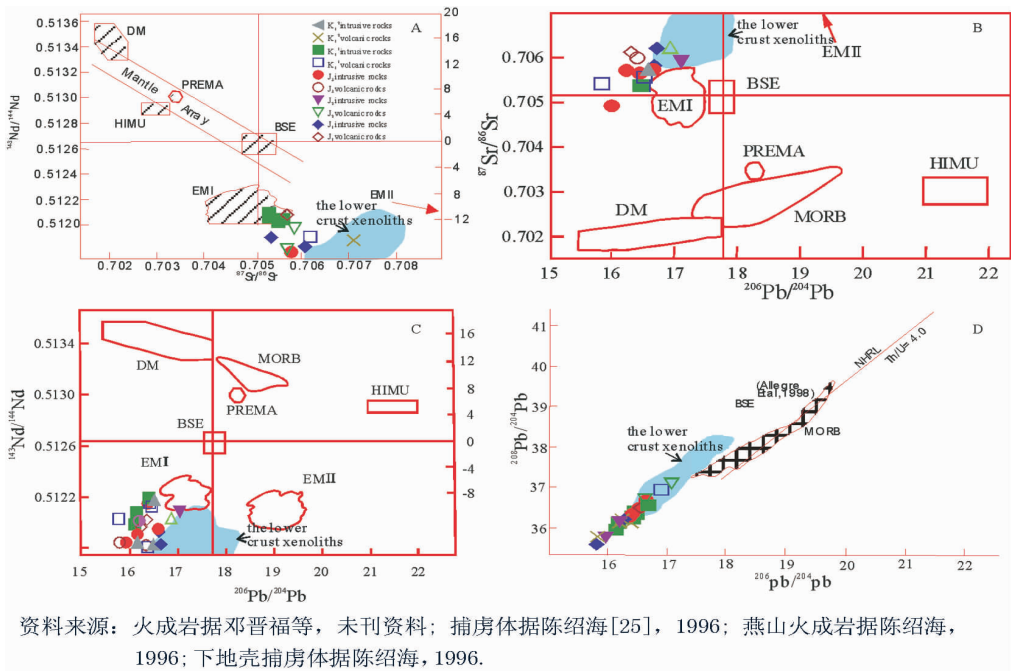


图 23 燕山地区晚侏罗火成岩 TAS 图解  
部分云蒙山岩体样品自 Davis<sup>[21,22]</sup>和刘树文<sup>[23]</sup>,其余数据均为本次研究测定

图 24 燕山地区薛家石梁杂岩体 TAS 图解<sup>[11]</sup>  
Fig.24 TAS diagram of Xuejiashiliang complex in Yanshan area<sup>[11]</sup>

Fig.23 TAS diagram of Upper Jurassic igneous rocks in Yanshan area(some Yunmengshan samples from Davis<sup>[21,22]</sup> and Liu Shuwen<sup>[23]</sup>, and other data measured in this study)



资料来源:火成岩据邓晋福等,未刊资料;捕虏体据陈绍海[25],1996;燕山火成岩据陈绍海,1996;下地壳捕虏体据陈绍海,1996。

图 25 燕山期火成岩与下地壳捕虏体的 Sr-Nd 同位素(A),Nb-Pb 同位素(B),Sr-Pb 同位素(C),Pb-Pb 同位素(D)关系<sup>[24]</sup>

Fig.25 Sr-Nd isotopic(A), Nd-Pb isotopic(B), Sr-Pb isotopic(C), Pb-Pb isotopic(D) relations of the igneous rocks and lower crustal xenoliths in Yanshan area<sup>[24]</sup>

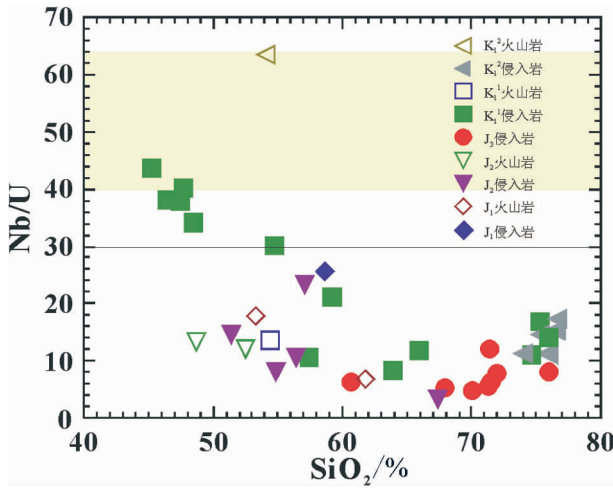


图 26 燕山地区中生代火成岩 SiO<sub>2</sub>-Nb/U 图

Fig.26 SiO<sub>2</sub>-Nb/U diagram of Mesozoic igneous rocks in Yanshan area

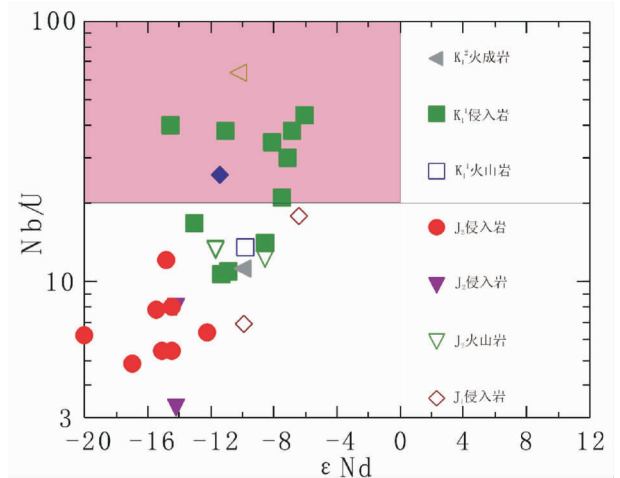


图 27 燕山地区中生代火成岩 εNd-Nb/U 图

Fig.27 εNd-Nb/U diagram of Mesozoic igneous rocks in Yanshan area

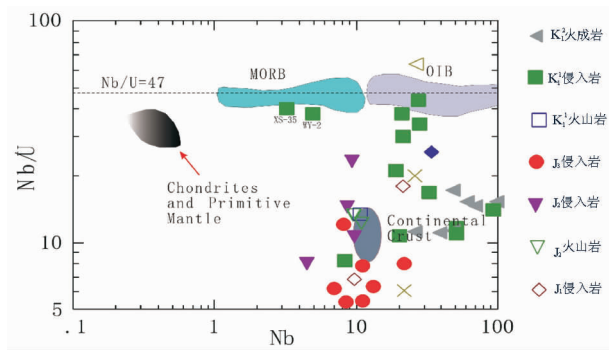


图 28 燕山地区中生代火成岩 Nb-Nb/U 图

Fig.28 Nb-Nb/U diagram of Mesozoic igneous rocks in Yanshan area

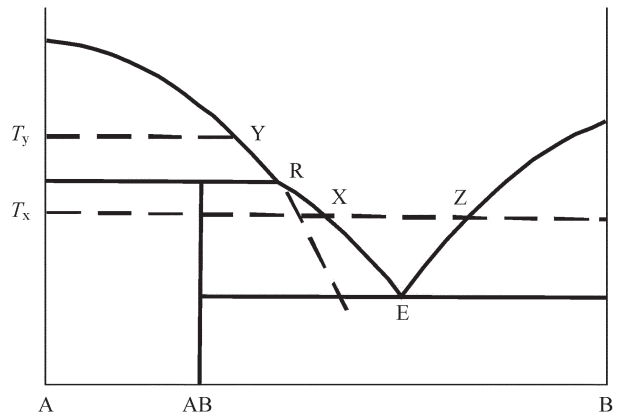


图 29 二元近结系相图<sup>⑧</sup>

Fig.29 Binary peritectic phase diagram<sup>⑧</sup>

### 2.3.3.1 岩石相平衡约束

对同化作用的理解一般是指,进入岩浆的固体岩石被岩浆所消融,并改变岩浆的组成。常常认为,岩浆在数量上是增加的。Bowen 在 20 世纪 20 年代曾从物理化学角度论证同化作用的可能性很小。后来,不少岩石学家又重新评价了 Bowen 的几个重要原则,指出他的论证是对的,但是认为同化作用是确实普遍存在的。地质学家对此作了很好的评述<sup>⑨</sup>。我们可以通过图 29 对同化作用的原则作一简要说明。图 29 上的 AB 为不一致熔融化合物,AB=A+L(R)。如果保持温度 T<sub>y</sub> 为恒温,当加入正在晶出的矿物 A,则 A 不会被岩浆消融,只能引起晶体(A)数量的增加。此时液体 L(Y)仍保持不变,其结果是总组成往 A 点移动。如果假设原来总组成为 Y,当加入

A 使总体组成达 A-AB 之间后,在平衡结晶作用的条件下加入的 A 会改变结晶作用终止时的液体组成,因为总组成 Y 达 E 点才终止结晶作用,但是当加入 A 时使总组成变为 A-AB 之间时,最终残余液体的组成为 R 点。第二种可能是,当在恒温 T<sub>x</sub> 时,加入一个比 AB 先晶出的矿物 A,加入的 A 亦不会被岩浆熔解,此恒温条件下晶出的稳定矿物相为 AB,加进 A,只能引起反应:A+L(液体)→AB,亦即,加入 A 的效应为:更多的 AB 晶出,液体的数量减少。如果加入的 A 使总组成改变达 AB-B 之间,则 A 将全部耗尽,这一过程亦可用杠杆原理推导出。第三种情况是,在恒温 T<sub>x</sub> 时,加入一个比 AB 晚晶出的矿物 B,开始时液相 X 不会改变。此时,在熔解 B



的同时, AB 亦被溶解, 以保证液体 X 组成不变, 因为此时为 AB+L 的二相平衡, 直至 AB 完全被消融。此后进一步加入 B, B 被不断地消熔, 又转变为 L (Z)+B 的二相单变平衡。必须指出, 第三种情况, 虽可引起矿物 B 的不断被消熔, 但此时规定是一个“恒温”的条件, 由于矿物被熔融需要吸收大量的热量, 所以, 为保持“恒温”条件, 外界必须供给岩浆体系大量热量, 这种情况在自然界的可能性是很小的。因而, 熔融矿物 B 所需热量必须由岩浆本身来提供, 而岩浆只能通过大量的 AB 矿物的晶出来提供这种热量, 岩浆必定会降低自身的温度, 此时岩浆组成将沿 RXE 曲线往 E 点移动。第一、二种情况亦是规定的“恒温”条件。在自然界, 同化作用过程中有两点必须考虑: (1) 进入岩浆的围岩的温度远低于岩浆, 为了消熔围岩必须首先提高围岩的温度使之达到岩浆的温度, 这要由岩浆本身提供热量; (2) 结晶作用时提供的热量可用热容来表达, 但是, 热容 ((0.2~0.3) × 4.186 J/g) 远比熔融硅酸盐所需的热 (80~110) × 4.816 J/g) 小得多。这表明, 在围岩已达到岩浆温度的条件下, 发生消融时仍需大量的矿物从岩浆中结晶出来以提供所需的热量。Bowen 曾进行了一个简单的计算, 使 200℃ 的 10% 的围岩 (体积分数) 上升到液相线温度 1000℃ (玄武岩), 岩浆液体需降温约 100℃, 它必然伴随晶体从岩浆中大量晶出。

由简单系统相平衡的分析可以推测, 花岗岩岩浆不能熔融橄榄石和辉石, 但可使他们反应生成黑

云母或角闪石, 当然必须消耗大量液体, 同时伴随矿物的大量晶出。由上面的分析可以看出: (1) 在同化作用过程 (或使围岩熔融, 或使围岩发生反应生成新的矿物) 中, 岩浆液体的组成常常改变很小或不改变, 混染岩石的形成不是由于岩浆组成的改变所致, 它反应的是体系总组成的改变; (2) 同化作用常常伴随同时强烈的结晶作用, 这就是所谓的 AFC 模型。有关花岗岩岩浆与橄榄石反应的实验表明<sup>[26,8]</sup>, 花岗岩岩浆的组成改变极小, 它说明了上述有关同化作用的论述是正确的。

2.3.3.2 实验岩石学方面的 AFC 过程

实验成果解释了 AFC 过程<sup>[27,8]</sup>, 图 30 美国西部 Medicine 湖火山岩组成在橄榄石-单斜辉石-石英假三元系相图上的投影, 图 31 是为了解释该火山岩化学变异趋势所提出的岩浆房内岩浆演化机理的一个综合模型。高铝玄武岩 (HAB) 为母岩浆, 它经受了两种作用: (1) 分离结晶作用 (粗黑箭头); (2) 同化地壳的作用 (写着同化作用的空的粗箭头)。这两种作用的联合相当于 AFC 模型 (图 31 上空心粗箭头) 它使高铝玄武岩母岩浆沿空心粗箭头 (AFC) 的方向改变自己的组成。随后通过 AFC 所形成的进化岩浆进一步的分离结晶作用产生英安岩和流纹岩的残余岩浆。同化作用的箭头对着流纹岩, 它是围岩和捕虏体局部熔解产生的最可能的初始岩浆组成。流纹岩岩浆与高铝玄武岩母岩浆使 AFC 产生的进化岩浆之间的混合作用形成了玄武安山岩, 橄榄安山岩, 英

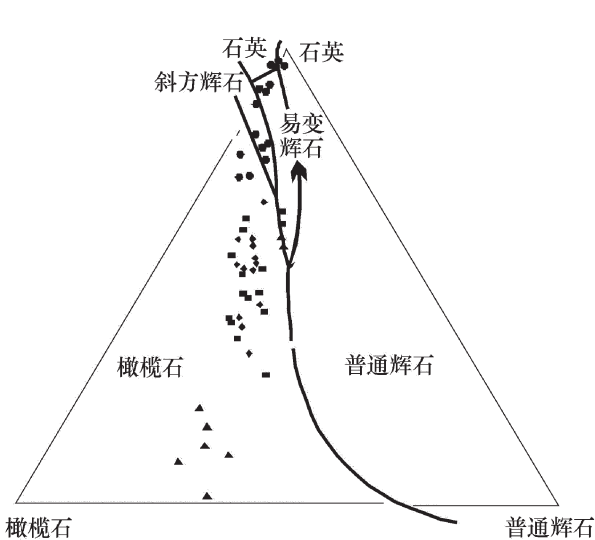


图 30 美国西部 Medicine 湖火山岩的组成<sup>[27,8]</sup>

Fig.30 Composition of Medicine volcanics in western USA<sup>[27,8]</sup>

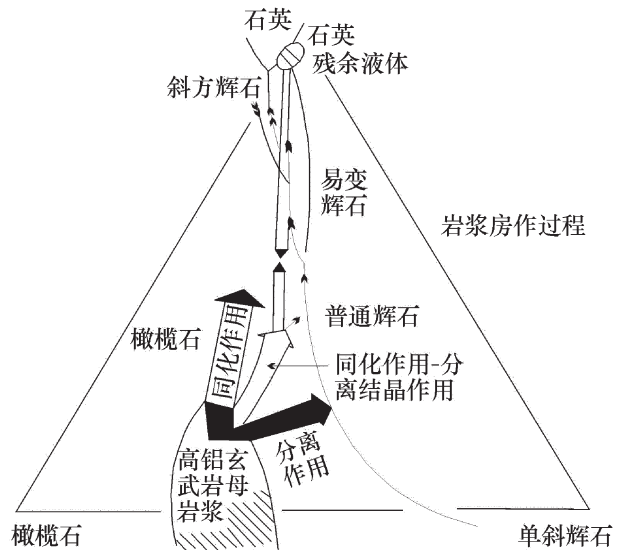


图 31 Medicine 湖火山岩下的岩浆房内作用过程的概括<sup>[27,8]</sup>

Fig.31 Magmatism in the magma chamber of Medicine Lake<sup>[27,8]</sup>

安岩岩浆。这一岩浆演化机理的综合模型较好地解释了图 31 所示的火山岩的化学变异趋势。

2.3.3.3 本研究的几个造山带中幔源岩浆的 AFC 过程

这里侧重于从一些常用的化学变异图解中解读获得的 AFC 信息。例如在 SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O 图和 SiO<sub>2</sub>-alk 图中, SiO<sub>2</sub><52%的辉长岩类常常展现一个近于垂直的变异趋势, 它说明在 SiO<sub>2</sub> 大致相同的条件下, alk (K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O) 和 K<sub>2</sub>O 有一个宽的变化范围。例如, 燕山地区的辉长岩类在 SiO<sub>2</sub> 相同条件下, 在 SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O 图上从 LKCA 穿过 MKCA 和 HKCA 达 Sh 系列(图 13), 在 SiO<sub>2</sub>-alk 图(图 32)上从亚碱性穿过分界线进入碱性系列区, 即从辉长岩演变为二长辉长岩(图 19), 甚至出现似长石辉长岩(图 24); 同样这种特征常见于 SiO<sub>2</sub>-(K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O-CaO)中(图 17), 辉长岩类从 CA→AC→A 系列, 这种趋势难以用前面讨论过的岩浆分离结晶作用和岩浆混合作用来解释, 而用辉长岩岩浆同化陆壳来解释是十分合理的。因为, K<sub>2</sub>O 和 alk 是陆壳中的易熔元素和不相容元素, 同化时最容易进入辉长岩岩浆中, 而使原来的低 alk 和 K<sub>2</sub>O 的地幔辉长岩岩浆逐渐富 K<sub>2</sub>O 和 alk。还有, 从图 26 及图 28 中可以看出, 同化作用最弱的辉长岩的 Nb/U 位于 OIB 和 MORB 的附近, 随着同化陆壳的增加, 辉长岩类 Nb/U 值趋于靠近陆壳的方向移动, 这展现了辉长岩岩浆同化陆壳的 AFC 过程。另外从痕量元素蛛网图来看, 棋盘岩辉长岩,

上庄辉长岩和薛家石梁二长辉长岩具弱的 Pb 负异常(谷)和 Nb 正异常(峰)(图 33~34)均表明, 其仍大体保持地幔源区的特征, 但其异常显然比 OIB 或 MORB 的弱得多, 显示了同化地壳作用的 AFC 过程。同样, 在 SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O 图(图 7)上以及 SiO<sub>2</sub>-AR 图(图 35)上, 东昆仑辉长岩类, 同样展现, 在 SiO<sub>2</sub> 相同条件下 K<sub>2</sub>O 有一个大的变异范围, 从 CA-MKCA-HKCA, 甚至 Sh 系列; 海南海西-印支期辉长岩类展现了同样的情况, 均表明了辉长岩岩浆同化地壳的 AFC 过程(图 16)。

2.4 小结

由上面的讨论可以看出, (1)壳幔相互作用主要通过岩浆混合作用, 包括主要的机械的物理混合作用和化学混合作用, 以及幔源岩浆同化陆壳的 AFC 过程来完成。(2)辉长岩同化陆壳 AFC 过程诱发的 K<sub>2</sub>O 和 alk 升高产生的二长辉长岩和/或二长闪长岩母岩浆, 作为一个端元和另一个加厚陆壳源的正长岩或石英二长岩岩浆端元的混合作用, 是形成从二长辉长岩直至正长岩或石英二长岩的宽的岩石组成谱系的主要的机制, 另一个谱系为二长岩-石英二长岩-花岗岩组合是下地壳源和中上地壳源的岩浆混合作用来完成。(3)同化陆壳弱的辉长岩岩浆不会形成二长辉长岩和二长闪长岩, 它们作为一个端元, 与中上地壳源的花岗岩岩浆作为另一个端元的混合作用, 将会产生以闪长岩为主(对应的火成岩为

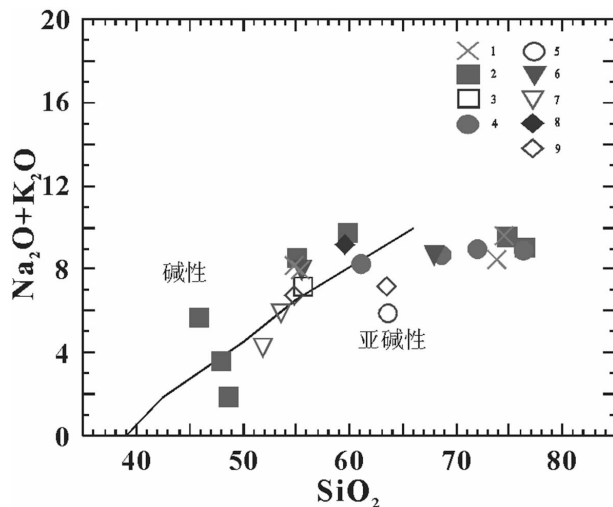


图 32 燕山造山带中生代火成岩硅碱图

- 1—早白垩世晚期火成岩; 2—早白垩世早期侵入岩; 3—早白垩世早期火山岩; 4—晚侏罗世侵入岩; 5—晚侏罗世火山岩;
- 6—中侏罗世侵入岩; 7—中侏罗世火山岩; 8—早侏罗世侵入岩; 9—早侏罗世火山岩

Fig.32 SiO<sub>2</sub>- Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O diagram of Mesozoic igneous rocks in Yanshan orogenic belt

- 1—Late period of early Cretaceous volcanic rocks; 2—Early stage of early Cretaceous intrusive rocks; 3—Early stage of early Cretaceous volcanic rocks; 4—Late Jurassic intrusive rocks; 5—Late Jurassic volcanic rocks; 6—Middle Jurassic intrusive rocks; 7—Middle Jurassic volcanic rocks; 8—Early Jurassic intrusive rocks; 9—Early Jurassic volcanic rocks

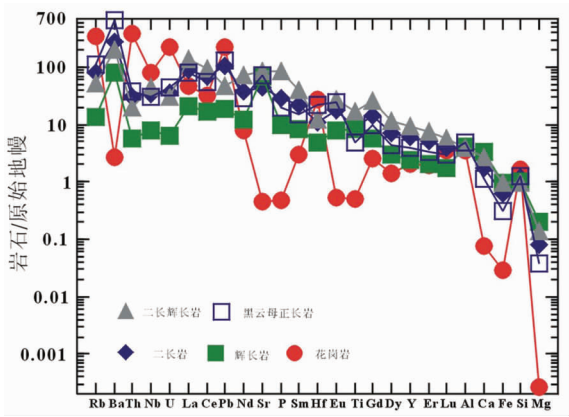


图 33 燕山地区早白垩世早期火成岩蛛网图

Fig.33 Spidergrams of early Early Cretaceous igneous rocks in the Yanshan orogenic zone

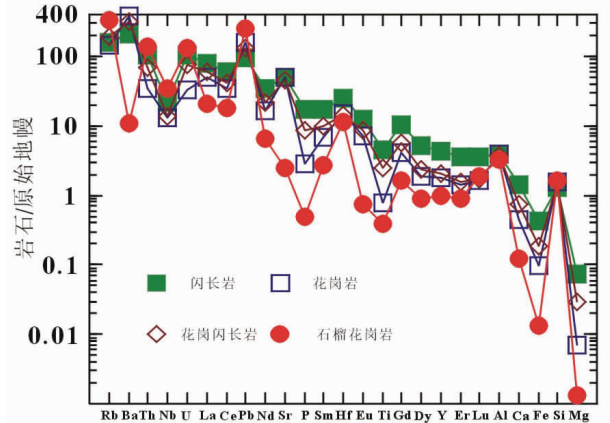


图 34 燕山地区晚侏罗世火成岩蛛网图

Fig.34 Late Jurassic spidergrams of igneous rocks in the Yanshan orogenic zone

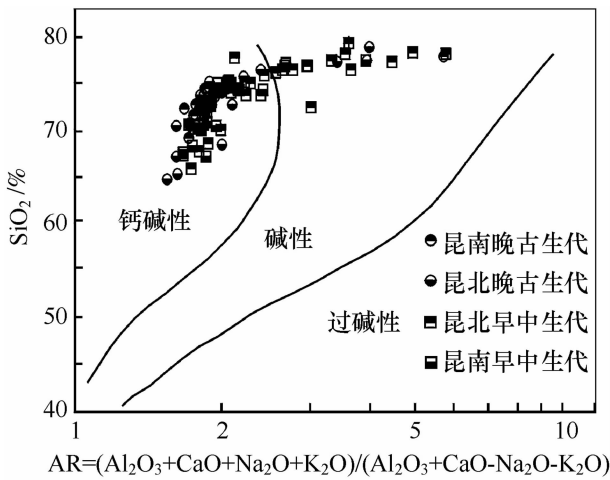


图 35 东昆仑造山带 AR-SiO<sub>2</sub> 图解<sup>[20]</sup>

Fig.35 AR-SiO<sub>2</sub> diagrams for East Kunlun orogen

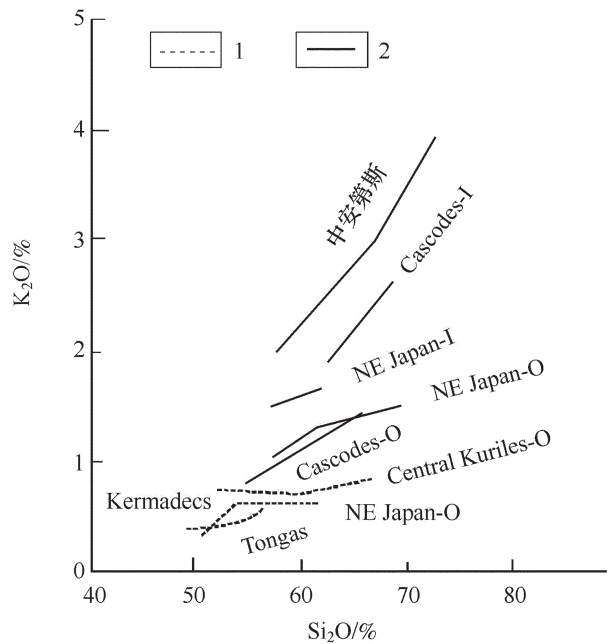


图 36 岛弧与大陆边缘弧火山岩 SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O 关系 (据 Miyashiro, 1974)

1-拉斑玄武岩; 2-钙碱性系列  
O-向洋一侧外带; I-向陆一侧外带  
Fig.36 SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O diagram of island arc and continental margin arc volcanic rock (after Miyashiro, 1974)  
1-Tholeiite; 2-Calc-alkaline series  
O: Outer zone on the oceanward side; I: Outer zone on the continentward side

安山岩) 从辉长岩到花岗岩的岩石组成谱系的主要机制。(4)造山带火成岩组合主要通过壳幔相互作用完成, 低碱的辉长岩与富碱的二长辉长岩-二长闪长岩-二长岩-石英二长岩和正长岩组合以及二长岩-石英二长岩-花岗岩组合共生在一起 (例如, 华北燕山期, 图 6-d, 一部分东北燕山期, 图 6-c, 东昆仑昆北带, 图 6-b) 是(2)所述的机制与过程完成; 而低碱的辉长岩-闪长岩-花岗岩组合, 则是(3)所述的机制与过程完成。(5)幔源的辉长岩岩浆同化地壳的 AFC 过程, 以及下地壳源的正长岩和石英二长岩岩浆的形成作为一个端元与幔源辉长岩岩浆及其通

过 AFC 机制形成的二长辉长岩和二长闪长岩的进化岩浆作为另一个端元的广泛发育的岩浆混合作用, 为幔源玄武质岩浆的底侵作用提供了关键的岩石学证



据。(6)造山带火成岩组合中以中性岩(即闪长岩类和  $\text{SiO}_2$  与闪长岩相当的富碱的二长岩类)为主的组合与总体上的收缩挤压构造环境相适应,因为收缩挤压构造有利于底侵的幔源玄武质岩浆的同化陆壳的 AFC 过程的进行,以及有利于对陆壳的加热诱发正长岩质或石英二长岩质岩浆的产生,以及随后的底侵幔源岩浆与壳源岩浆的混合作用的进行。

### 3 大陆地壳的形成与演化及其成熟度 (maturity)

按板块构造,洋壳在洋扩张脊,洋岛和边缘海扩张脊处形成,在与洋俯冲带有关的岛弧和大陆边缘弧环境中形成陆壳。

Brown 把弧的成熟度定义为地壳厚度,认为火山弧的演化从不成熟的岛弧逐渐演化为成熟的大陆弧。邓晋福等<sup>[29]</sup>把华北太古宙-古元古代克拉通形成过程的 T1T2(英云闪长岩,奥长花岗岩)组合称不成熟陆壳阶段,进化为 T1T2G1G2(G1 为花岗闪长岩,G2 为花岗岩)组合称半成熟阶段,最后达 G1G2 组合的成熟陆壳阶段,克拉通化完成。岛弧火山岩的主元素和痕量元素丰度在水平方向和地层序列方向上均表现为规则的变化<sup>[30]</sup>。岛弧演化的最早期,在向洋一侧为拉斑玄武质岩石,具低  $\text{K}_2\text{O}$  相对高的 Fe 富集(即在  $\text{SiO}_2$  为 59% 时具有高的  $\text{FeO}/\text{MgO}$ )。随后这些拉斑玄武岩在地层上或水平方向上被 CA 性岩石所代替,并最终被钾玄岩(shoshonites)和碱性岩石替代。这样的演化表现为  $\text{K}_2\text{O}$  和  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  的逐渐增加,Fe 富集程度的逐渐减小,但是安第斯 CA 性火山岩总是有高  $\text{K}_2\text{O}$  含量,在水平方向上不存在组成变化。现今岛弧中,拉斑玄武岩或低 K-CA 岩石常常与年轻的岩石(常为中生代之后的)伴生,例如 Tonga-Kermadec 等。拉斑玄武岩,CA 性和高 K-CA 性岩石共生的岛弧有中生代之前或白垩纪之前的地质单元(例如 Solomon 岛等)。当有钾玄岩出现时(例如日本)基底岩石和伴生的沉积岩的年龄常是中生代之前的,在这些高度演化的弧中,有酸性的 CA 岩石。这些变异特征表明,岛弧的基底是从弧拉斑玄武岩(常常位于海水下面的侵位)开始形成的。

在理想状态下,拉斑玄武岩常常伴生深水沉积物,并被伴生浅水沉积物(其来源主要是拉斑玄武岩和随后的 CA 岩石(造山的硬砂岩(Orogenic graywackes))的 CA 火山岩所覆盖。弧的进一步演化

是高 K-CA 性或钾玄质岩石的出现,它与向洋一侧的低 K 火山岩的喷出同时出现。最后阶段,主要为酸性的(安山岩-英安岩)CA 性岩石的发育。这样我们可以作如下归纳,不管地层序列从下→上和空间上从向洋一侧到向陆一侧,随着岛弧拉斑玄武岩→钙碱性火山岩→钾玄岩的系列变化,在  $\text{SiO}_2$  含量相同的情况下,火山岩的  $\text{K}_2\text{O}$  和  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  比值增加,铁的富集程度降低,岛弧基底年龄愈来愈老,地壳愈来愈厚,按艾里原理,岛弧逐渐由深水位上升到浅水位置,最后升出海水面。Brown 对岩浆弧的侵入岩随时间的演化大致可以归纳如下:(1)洋内岛弧(不成熟岛弧)为钙性贫钾的闪长岩-闪长岩小侵入体组合;(2)无古老硅铝质基底的“大陆化”弧(“Continentalized” arc)的发育,主要为钙碱性的( $\phi-\delta-T1-\gamma\delta$ )侵入体组合,“大陆化”的基底的形成是由于洋壳上火山物质堆积逐渐加厚,直至其厚度足以支持深成作用(plutonism),才逐渐使岛弧演变为“大陆化”弧;(3)大陆边缘弧有或没有前寒武纪基底,发育 CA-AC 组合;(4)陆-陆碰撞带发育酸性 CA 性的二云母花岗岩;(5)在一个给定的地段,随时间从早到晚和随空间远离俯冲带,上述(2)和(3)均显示  $\text{SiO}_2$  和  $\text{K}_2\text{O}$  含量的增加;(6)在一个给定的地段,随时间地壳的厚度和成熟度增加;(7)地壳厚度增加有利于岩浆的同化作用,混合作用和结晶分离作用,因此地壳厚度增加给予侵入岩组成的一个原生约束;(8)随弧成熟度增加,相对于火山岩来说,侵入岩体积增加;(9)随地壳历史演化,CA 岩套越来越为钾质,这是因为岩浆弧内随时间卷入的俯冲洋壳数量减少的缘故。

Miyashiro<sup>[31]</sup>同样地详细论述了岛弧和大陆边缘弧火山岩系列,并指出,不成熟岛弧为洋壳型,厚 12~17 km,以玄武岩和玄武安山岩为主,例如 Tongas;成熟岛弧为大陆型地壳,厚 17~35 km,以安山岩和英安岩为主,例如东北日本 Hokkaido;成熟的大陆边缘弧,陆壳厚 30~70 km 以安山岩、英安岩和流纹岩为主,例如中安第斯。不管是在地层序列(从早到晚)还是随着远离海沟的方向上,随岩浆弧的成熟度与地壳厚度的增加壳源岩浆比例不断增加, $\text{K}_2\text{O}\%$ 增加(图 36)。

Grove 和 Kinzler<sup>[27]</sup>在评述岩浆演化机制对安山岩形成的约束时指出,低压的岛弧拉斑玄武岩趋向



为年轻岛弧所发育,俯冲速率大,地壳薄;较高压力和较高含水的 CA 趋向发育于地壳较厚和俯冲速率较慢的岛弧;大陆边缘弧则地壳混染作用对 CA 趋势有重要影响,这里地壳厚。

因此大多数学者认为,造山带内火成岩系列的发育及其演化有极性(polarity)(或方向性),并依赖于地壳厚度的不断增加。会聚边界的岩浆弧从不成熟的洋内岛弧→半成熟的“大陆化”岛弧→成熟的大陆边缘弧→大陆碰撞造山带岩浆弧,代表从初始的玄武质地壳依次转化为大陆地壳的整个过程,  $K_2O$  可以作为地壳成熟度的最重要的指标,同时,  $K_2O/Na_2O$ ,  $alk(K_2O+Na_2O)$  和  $FeO/MgO$  值亦是地壳成熟度的指标。随着火成岩中  $K_2O$  含量升高,  $K_2O/Na_2O$  和  $alk$  的升高,地壳厚度逐渐增加,在数量上幔源玄武岩减少,壳源花岗质火成岩增多,直至碰撞造山带双倍陆壳的形成,最终完成从玄武质地壳向花岗质陆壳的转变。从岩石学相平衡来看,从地幔中分离出大陆壳的过程的约束是,玄武质是地幔橄榄岩的低熔组分, T1T2 是玄武岩的低熔组分, G1G2 是 T1T2 的低熔组分。因此大陆壳的形成、生长和演化主要受岩浆作用控制。

邓晋福等<sup>[8]</sup> 基于 Condie<sup>[32]</sup> K60( $SiO_2=60\%$ 时的  $K_2O\%$ )与地壳厚度的依赖关系的经验数学方程<sup>[8]</sup>,  $C$  (地壳厚度, km) =  $18.2 \times K60 + 0.45$ , 利用  $SiO_2-K_2O$  图(图 5)节点的坐标,通过内插获得的 LKCA/MKCA/HKCA/Sh 边界线的 K60, 计算获得的相应的地壳厚度(表 1),从而可以从岩石系列直观而简单地获得地壳厚度的一个总体框架,为构造环境判别和深部过程提供一个参数标志。由表 1 可知,低钾钙碱性(LKCA)系列(即岛弧拉斑岩系列)对应于地壳厚度 < 17 km。中钾钙碱性(MKCA)系列对应于 17~40 km 地壳厚度,高钾钙碱性(HKCA)系列对应的地壳厚度为 40~67 km,钾玄岩(Sh)系列对应于 > 67 km 的地壳厚度;它与上面我们讨论的 Miyashiro<sup>[33]</sup>提出的洋壳基底不成熟岛弧的壳厚 12~17 km,成熟的大陆壳基底的岛弧壳厚 17~35 km 和成熟的大陆边缘弧

的边界 30~70 km 壳厚,以及青藏高原碰撞造山带的钾玄岩系列的地壳厚度 70~80 km 有良好的对应关系,亦与  $SiO_2-K_2O$  关系符合。这进一步表明,Condie 的经验数学方程是合理的,可供造山带地壳厚度的估算利用,利用  $SiO_2-K_2O$  图上的岩石系列大致估算造山带陆壳厚度是合理的。另外,从表 1 可以看出,发育 HKCA 系列的造山带是一个加厚的陆壳,以钾玄岩系列为主的造山带一定具有山根。

根据本研究的几个造山带的在  $SiO_2-K_2O$  图上的主要系列的分布(表 2 中的讨论),大体上推测陆壳的厚度及其成熟度。阿尔泰造山带同造山的花岗岩类主要为 MKCA,晚和后造山的花岗岩类为 HKCA,大体上分别对应于一个成熟的大陆壳基底的岛弧和成熟的大陆边缘弧的环境。东昆仑造山带的昆南带主要为 HKCA 系列,昆北带主要为 Sh 系列,分别对应于成熟的大陆边缘弧和碰撞造山带的环境。秦岭造山带环斑花岗岩及其暗色微粒包体主要为 HKCA/Sh 系列,大体上相当于大陆边缘弧,碰撞造山带环境。东北地区侏罗纪主要为 HKCA,白垩纪为 HKCA/Sh 大体上对应于成熟的大陆边缘弧(J)和大陆边缘弧/碰撞造山带(K)环境。华北地区的花岗岩类主要为 HKCA/Sh 系列大体上相当于大陆边缘弧/碰撞造山带环境。华南地区花岗岩类和暗色微粒包体主要为 Sh 系列,总体上对应于碰撞造山带。就上述 5 个造山带的比较而言,阿尔泰造山带陆壳成熟度相对较低,陆壳相对较薄,为成熟岛弧-大陆边缘弧环境;东昆仑造山带的昆南带陆壳成熟度大体上与阿尔泰造山带类似,陆壳厚度可能比阿尔泰厚一些,为成熟的大陆边缘弧环境,昆北带则陆壳成熟度高,壳厚,相当于成熟大陆边缘弧的远离海沟的内陆地段,可与碰撞造山带总体环境类似;东秦岭陆壳成熟度中等,地壳比较厚,总体上相当于大陆边缘弧-碰撞造山带环境;东北地区侏罗纪大体上类似阿尔泰造山带和东昆仑造山带,白垩纪时则类似东秦岭造山带;华北地区总体上类似东秦岭造山带;华南地区总体上成熟度高,陆壳厚,类似碰撞造山带环境。

表 1  $SiO_2-K_2O$  图上岩石系列分界线对应的 K60 与地壳厚度<sup>[8]</sup>  
Table 1 Corresponding K60 and crustal thickness of rock series boundary on  $SiO_2-K_2O$  chart<sup>[8]</sup>

| 边界       | LKCA/MKCA | MKCA/HKCA | HKCA/Sh |
|----------|-----------|-----------|---------|
| K60, %   | 0.9       | 2.15      | 3.65    |
| 地壳厚度, km | 17        | 40        | 67      |

表 2 中国主要造山带花岗岩总体特征

Table 2 Characteristics of granites in main orogenic belts of China

| 地区                                    | 阿尔泰   | 东昆仑              | 华北                             | 华南    | 东北    |
|---------------------------------------|-------|------------------|--------------------------------|-------|-------|
| 时代                                    | O→D   | P <sub>1-2</sub> | P <sub>3</sub> →T <sub>3</sub> | J-K   | J-K   |
| 样品数                                   | 24    | 19               | 237                            | 23    | 31    |
| SiO <sub>2</sub>                      | 64.46 | 68.92            | 67.61                          | 60.42 | 71.16 |
| K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O    | 5.48  | 6.99             | 6.78                           | 7.40  | 8.04  |
| Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O    | 1.66  | 2.81             | 1.29                           | 2.65  | 0.68  |
| K <sub>2</sub> O                      | 2.49  | 3.41             | 3.30                           | 2.96  | 4.61  |
| TAS 分类                                | γ δ   | γ δ              | γ δ                            | η     | γ     |
| SiO <sub>2</sub> -K <sub>2</sub> O 分类 | MKCA  | HKCA             | HKCA                           | HKCA  | Sh    |

## 4 下地壳的拆沉作用

### 4.1 拆沉作用的必要条件和效应

对于薄地壳(<50 km)的地区,任何组成的下地壳的密度总是低于地幔的,相反由挤压变形使陆壳加厚达 50 km 以上的地区,如果下地壳为玄武质组成的话,由于“榴辉岩”的相转变,使下地壳密度大于地幔,并导致最下部的地壳和下伏岩石圈地幔发生拆沉作用<sup>[9]</sup>。由上可知,拆沉作用发生的两个必要条件是:(A)收缩构造变形使陆壳加厚大于 50 km。(B)地幔岩浆的底侵作用和下地壳岩石的部分熔融作用留下的镁铁质残余,使下地壳具有玄武质组成。岩石圈拆沉作用是快速的或“灾变性”的,而热减薄(或热侵蚀)是不现实的,因为传导方式和放射性放热方式的加热作用太慢了。当岩石圈快速拆沉时,地壳隆起,但是地壳拉伸作用的总量是很有限的。

### 4.2 造山带下地壳的拆沉作用:

(1)挤压构造变形使造山带构造加厚作用实现;本文研究的 5 个造山带均发育挤压构造变形,表现在三个方面:(a)褶曲和逆冲推覆构造的发育,包括有较多争议的南岭地区在内,不少学者主张南岭燕山期主要为拉张构造变形或裂谷盆地环境。湖南省地质图的 2 个附图,附图 4 的洞口县石下江地区以及附图 5 辰溪县深冲湾地区两个有钻孔控制的地质构造剖面图<sup>[9]</sup>中分别展示了,泥盆纪地层逆冲推覆在 J<sub>1</sub> 地层之上和 C-J<sub>2</sub> 地层逆冲推覆在 K 地层之上,表明南岭地区在 J-K(燕山期)主体上是逆冲构造发育的会聚收缩构造环境的造山带,而不是不少学者主张南岭燕山期主要为拉张构造变形或裂谷盆地环境。(b)造山带花岗岩类广泛发育的片麻理构造。

(c)火成岩类 HKCA/Sh 系列的发育,包括南岭地区的二云母花岗岩类发育,发育大量 SiO<sub>2</sub> 含量中等的闪长岩类和二长岩类均指示会聚收缩的构造环境。

(2)上面讨论的造山带广泛发育的 HKCA/Sh 火成岩系列均指示造山带地壳厚度已达 ≥50 km,为使玄武质下地壳相转变为榴辉岩创造了条件。

(3)上面讨论的造山带花岗岩和地壳形成演化过程中必须有大量底侵玄武岩岩浆的全部结晶,以及下地壳岩石部分熔融时留下的镁铁质残余,它们在构造加厚条件之下均可转变为榴辉岩。

因此,造山带发生下地壳拆沉作用是必然的,由于大量镁铁质岩石的拆沉返回地幔,得以保证陆壳的总组成为安山质或闪长质组成。

(4)拆沉作用常常是“灾变性”的,例如华北地区燕山造山带多次挤压构造变形之后与紧接其不整合面之上的一次岩浆活动事件之间的时间间隔非常短,表明岩石圈拆沉是非常快速的或“灾变性”的,而不是热侵蚀所预测的缓慢的过程,进一步支持造山带下地壳拆沉模型。

## 5 大陆地壳的生长方式与类型

肖庆辉等<sup>[9]</sup>已对上面讨论的造山带的大陆地壳生长方式进行了初步总结,并划分了 5 种类型的大陆生长方式(图 37):(1)阿尔泰式是在古亚洲洋背景上形成的古生代对流地幔(软流圈)物质与热输入和上地壳混合为主的生长方式;(2)东昆仑式是在元古宙造山带 TTG 陆壳背景上,古生代—早中生代对流地幔(软流圈)物质和热输入改造元古宙造山带基底的方式;(3)东北式是燕山期中亚造山带背景上对流地幔(软流圈)物质和热输入改造显生宙陆壳的

生长方式;(4)燕山式是燕山期对流地幔(软流圈)物质和热输入改造太古宙基底的方式;(5)南岭式是燕山期对流地幔(软流圈)输入大陆的,以热为主物质为辅的大陆地壳生长是以陆壳物质再循环为主(零增长)的生长方式。本文将在这个初步总结的基础上,作进一步的讨论,但必须指出这种讨论仍属于非常粗糙的和概略性的,有待今后进一步的研究。

### 5.1 阿尔泰式成熟的岛弧或成熟的大陆边缘(靠洋一侧)陆壳

在火成岩构造组合一节中已讨论,阿尔泰花岗岩类可能是成熟的岛弧或成熟的大陆边缘弧靠洋一侧的环境。由表 2 可以看出,奥陶纪—泥盆纪的同造山花岗岩类与早中二叠世的晚和后造山花岗岩类的平均组成均相当于花岗闪长岩,前者  $\text{SiO}_2$  和  $\text{K}_2\text{O}$  低,为 MKCA,后者  $\text{SiO}_2$  和  $\text{K}_2\text{O}$  高,为 HKCA,总体上从早到晚,反映陆壳成熟度的增加。但是在  $\text{K}_2\text{O}$  升高时, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  比值升高,即  $\text{K}_2\text{O}$  升高时, $\text{Na}_2\text{O}$  升高的幅度更大,这是与同化已有的陆壳(指火成岩形成之前的陆壳)或已有的玄武质地壳的熔融作用以及陆壳成熟度与厚度相矛盾的,因为一般而言,随时间的演化,陆壳的  $\text{K}_2\text{O}$  升高, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  降低,陆壳成熟度与厚度的增加。这种明显的矛盾,可用新近的(指与火成岩形成几乎同时或稍早一些的)底侵玄武质岩石的熔融作用,或与新近形成的下部陆壳的同化混染作用(可能的 AFC 过程),得到合理的解释。从这个意义上说,阿尔泰造山带陆壳在时间上可能是形成不久的陆壳。但是这需要有 Nd 同位素的检验。从图 38 上可以看出,阿尔泰造山带总体上  $\epsilon \text{Nd}(t)$  为正值确实支持花岗岩类岩浆的源区和源岩是从地幔中分离出来不久的地壳,这与主元素表现的  $\text{K}_2\text{O}$  的升高与  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  同步升高的特征是一致的,另外这与花岗类岩石中未见古老的残留锆石相一致。如果进一步分两个时期来分析<sup>[2]</sup>,奥陶纪—泥盆纪花岗岩类平均  $\epsilon \text{Nd}(t)$  为 +0.5 左右,早—中二叠世的花岗岩类平均  $\epsilon \text{Nd}(t)$  为 +5.5,后者比前者高出许多,它表明奥陶纪—泥盆世之前形成的地壳是稍老一些的,早—中二叠世之前形成的地壳则是新近的,即早中二叠世火成岩的源岩可能是奥陶纪—泥盆纪时期形成的新的陆壳,而奥陶纪—泥盆纪火成岩源岩形成的时代与火成岩形成的时代之间间隔( $\Delta t$ )大一些。由此可以推测,总体上奥陶纪—泥盆纪火成岩形成的稍老一些的源岩(对 O—D

来说仍然是新近的)已被 O—D 时期的火成活动所取代了,致使早中二叠纪火成岩的  $\epsilon \text{Nd}(t)$  值更大。另外更晚期的中酸性岩有最高的  $\epsilon \text{Nd}(t)$  值(+8.6),进一步支持阿尔泰陆壳是从地幔中分离出来不久的陆壳。还有一个很有意义的数字,喇嘛昭二云母花岗岩(锆石 SHRIMP,  $276 \pm 9 \text{Ma}$ ,)的  $\epsilon \text{Nd}(t)$  为 +1.3 → +2.8,平均 2.05。众所周知,二云母花岗岩的形成需要泥质岩源岩。全球绝大部分二云母花岗岩  $\epsilon \text{Nd}(t)$  为负值,例如本研究的南岭地区(图 39-a, b),其源岩为古老大陆的稳定型或成熟的大陆边缘的沉积物。喇嘛昭的二云母花岗岩的泥质岩源岩则应为新近形成的(新近的含义仍然指与二云母花岗岩形成时代相比较而言的)。这与上面论述是一致的。在图 40-a 上所展示的,阿尔泰造山带花岗岩类在  $\epsilon \text{Nd}(t)$  正值背景下, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  有一个大的变异范围,这种特征常常指示被海水蚀变的洋玄武岩壳的特征,因此阿尔泰花岗岩类和陆壳形成的过程中有俯冲洋壳的贡献。

综上所述,可以认为,花岗岩的矿物学、岩石学,岩石组合,主元素和同位素特征均指示,阿尔泰陆壳是成熟岛弧或成熟大陆边缘弧向洋一侧的造山带陆壳,它们是新近的从地幔中分离出来的陆壳。

### 5.2 东昆仑式成熟大陆边缘弧(包括从向洋一侧一向陆一侧的完整的大陆边缘弧)陆壳

在火成岩构造组合一节中已有矿物学、岩石学和主元素、痕量元素的论述,它们属于成熟大陆边缘弧陆壳,昆南带为近海沟一侧的岩浆弧外带,昆北带为靠陆一侧的岩浆弧的内带,外带为低碱的火成岩组合, MKCA, 内带为高碱的组合, HKCA。表 2 展示内外带的火成岩组合的平均值相当于  $\gamma \delta$ , HKCA。图 40-a 展示 Sr—Nd 同位素组成类似安第斯造山带。但必须指出  $\epsilon \text{Nd}(t)$  为正值的是早古生代的 2 个样品,因此晚二叠世—晚三叠世的花岗岩类均为负值,从 -9.2 到 -3.6 之间<sup>[2]</sup>, TDM 为 0.92~1.96 Ga, 它与东昆仑造山带出露的元古宙基底片麻岩符合。这样,东昆仑大陆边缘岩浆弧的外带在火成岩组成上以及平均组成为  $\gamma \delta$ , MKCA 等主元素特征上类似于阿尔泰弧,但是其  $\epsilon \text{Nd}(t)$  为负值,出露元古宙片麻岩基底是与阿尔泰弧不同的;另外东昆仑岩浆弧在空间上呈现明显的外带和内带的极性分带,亦不同于阿尔泰弧。东昆仑造山带是一个具有寒武纪基底的成熟的大陆边缘弧,并在空间上呈明显



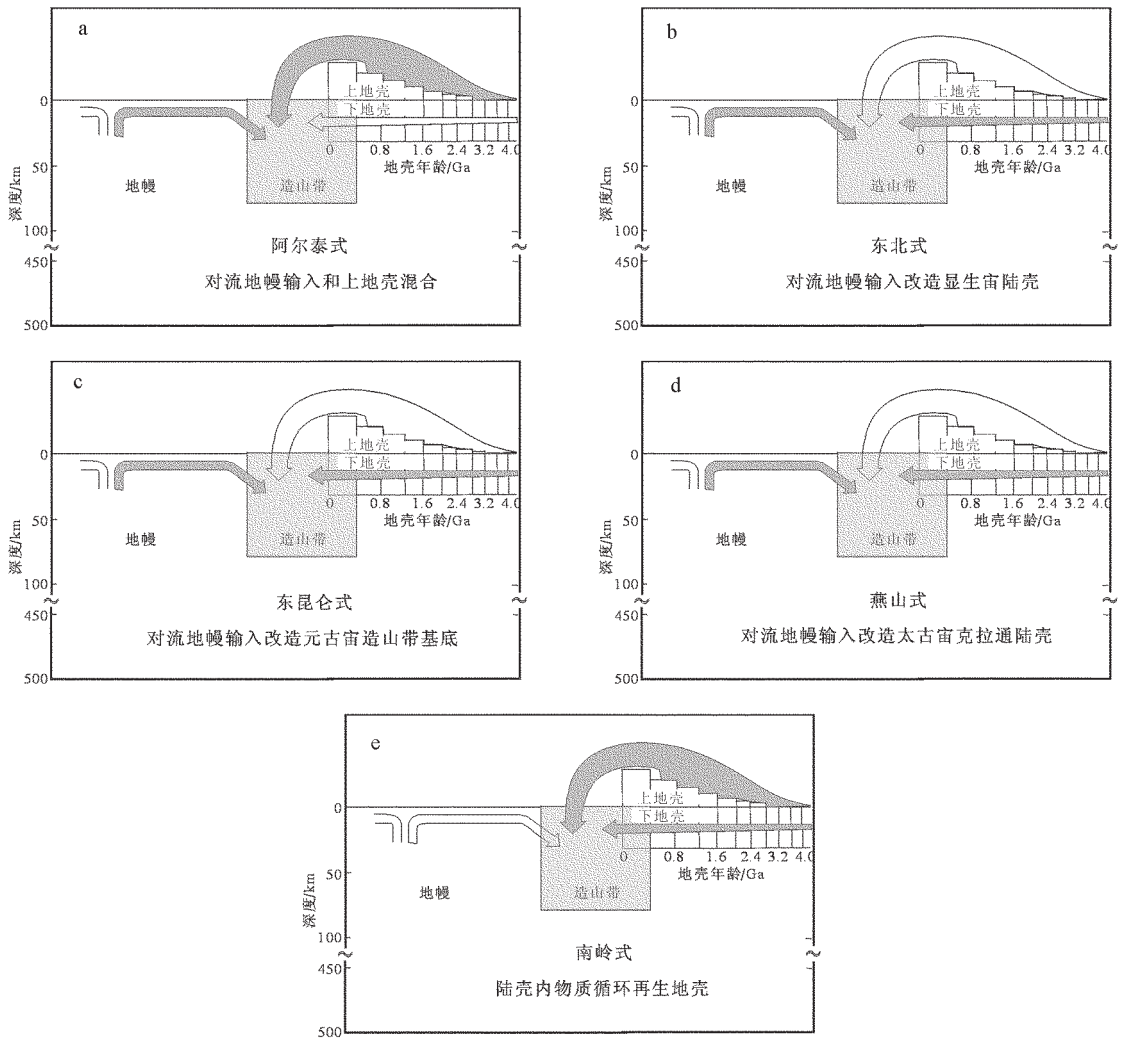


图 37 中国花岗岩与大陆地壳生长方式

Fig.37 China's granites and growth-modes of continental crust

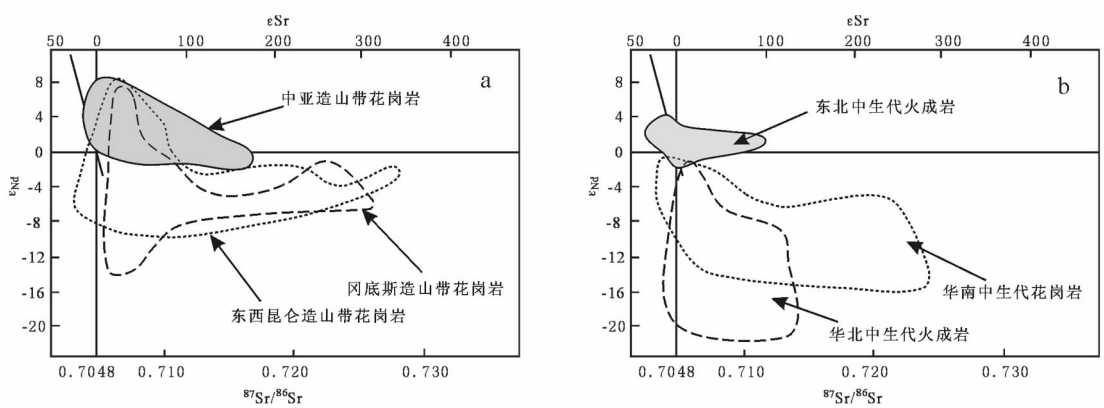


图 38 中国主要造山带花岗岩 Sr-Nd 同位素组成图

a—中国西部造山带；b—中国东部造山带

Fig.38 Sr-Nd isotopic compositions of granitic rocks from main orogenic belts of China

a-orogenic belts in west China; b-orogenic belts in eastern China



的外带和内带的水平分带,以及陆壳成熟度和地壳厚度的从外带到内带的逐渐增高的空间极性分带,这些特征均指示花岗岩类和陆壳的形成和演化与布青山—阿尼玛卿洋的向北俯冲有关,俯冲时期主要为三叠纪(即印支期)。

### 5.3 东北式成熟的大陆边缘弧(具时间上的明显的组成极性)的陆壳

以阿尔泰式和东昆仑式造山带为参照,东北花岗岩类在火成岩组合(TAS图,图6-c),平均组成为 $\gamma\delta$ 和HKCA(表2)等方面十分类似于东昆仑造山带,但是,在Sr-Nd同位素组成上则十分类似于阿尔泰造山带(图39-a),即具有阿尔泰式和东昆仑式弧陆壳的过渡性特征。从图6-c可以看出,从 $J_1$ - $J_2$ 的以低碱的 $\gamma-\gamma\delta-\delta-\delta-\gamma\delta-\gamma$ 组合为主,以富碱的 $\eta\delta-\eta\delta-\eta-\Phi\eta-\varepsilon-\gamma$ 组合为辅的共生,经过 $J_3$ 的富碱组合和极少量的低碱的 $\gamma\delta$ ,到 $K_1$ 的只发育富碱的 $\eta\delta-\eta-\Phi\eta-\varepsilon-\gamma$ 组合,极为清楚的展示,在时间上从早一晚的组成极性,这一点与东昆仑明显不同。这就说明东昆仑弧主要表现为空间上水平分带的极性。东北弧则表现为时间上从早到晚的极性,虽然在平均组成上显示的相似性(表2)。

这样,东北成熟大陆边缘弧在时间上从早到晚展示了,陆壳成熟度和地壳厚度从相对不成熟到成熟的完整过程。岩浆弧的基底是新近从地幔中分离出来的地壳,与阿尔泰弧相似,而东昆仑弧则有一个前寒武纪的陆壳基底。这样,均进一步表明,阿尔泰式古生代的洋弧系统已向东延伸到辽吉地区,以及J-K时的成熟大陆边缘弧地壳的形成可能与蒙古—鄂霍次克—饶河—锡霍特—阿林洋向东北地区的俯冲有关。

### 5.4 华北燕山式改造太古陆壳的新生(J-K)再改造(reworking)陆壳

从火成岩构造组合来看,发育富碱的火成岩组合, HKCA等,十分类似于东昆仑造山带的内带和东北弧的 $K_1$ 的组合,表明华北燕山造山带是一个成熟度高和地壳厚度大的地带。在空间上相对于东北地区来说,它属于蒙古—鄂霍茨克—饶河—锡霍特—阿林洋俯冲带靠内陆一侧的内带位置。相对于朝鲜和日本来说,它亦属于伊佐奈崎洋俯冲带靠内陆一侧的内带位置,因此在总体上展示与东昆仑弧内带类似的特征。在时间上从早到晚均显示富碱火

成岩组合特征,即早期就具有成熟度高的陆壳性质,这与太古宙克拉通陆壳基底有关。可以推测,燕山地区原太古宙克拉通的TTG陆壳已被J-K的岩浆活动强烈的改造,形成了完全不同于太古宙克拉通陆壳的再改造(reworking)的新生陆壳,从Sr-Nd同位素组成来看(图39-b)主要是地幔分离出来的新生的底侵玄武岩改造太古宙陆壳的结果。

### 5.5 南岭式陆内俯冲型再改造的新生陆壳

与燕山再改造型陆壳相比较,南岭地区J-K的广泛发育的二云母花岗岩类和过铝的黑云母花岗岩类,虽然有暗色闪长质包体有基性岩的发育,但是主要是花岗岩(表2和图6-e),而缺乏中性岩类,表明壳幔相互作用,远不及上述四类造山带的强烈发育的壳幔相互作用,当然底侵玄武岩岩浆是存在的,但是物质组成上对已有的陆壳的改造显得较弱,热的注入更显重要。二云母花岗岩类需要泥质岩源岩,过铝的黑云母花岗岩类亦需要沉积岩源岩, Sr-Nd同位素组成(图40-b)则表明他们主要是上地壳源的,这样上地壳沉积岩需要通过构造深埋于20~40 km深度才能产生二云母花岗岩岩浆,因此陆内俯冲作用是最佳机制<sup>④</sup>。

## 6 讨论

综合上面的论述,我们可以得到一些重要的初步认识,可作为今后进一步讨论和研究的导向。

(1)对流地幔的热和物质向岛弧、大陆边缘弧和大陆(input)是大陆地壳生长和再改造的根本。

(2)大陆地壳的形成演化和再改造(reworking)主要通过岩浆作用完成,岩浆的形成运移和定位是大陆地壳生长的基本过程。

(3)幔源玄武质岩浆底侵(underplating)于壳底和内侵(intraplating)于壳内,是对流地幔注入岛弧、大陆边缘弧和大陆的基本形式。

(4)壳幔相互作用是大陆形成和演化以及再改造的关键机制。

(5)造山带镁铁质下地壳的拆沉作用是致使陆壳总组成为中性火成岩(安山岩和闪长岩,或粗面安山岩和二长岩质的)的关键机制。

(6)收缩挤压构造使陆壳加厚达 $\geq 50$  km,是诱发镁铁质下地壳拆沉作用的必需。

(7)火成岩构造组合及其时间序列是识别大陆地壳从对流地幔中分出,直至最终形成的过程的关键

键记录。

(8)最新一次大的构造-岩浆事件是制约大陆地壳性质和类型的主要因素。

### 参考文献 (References):

- [1] 高山, 刘勇胜. 大陆地壳深部结构与组成[C]//郑永飞主编. 化学地球动力学. 北京: 科学出版社, 2000, 168-201  
Gao Shan, Liu Yunsheng. Continental crust deep construction and constitute [C]//Zheng Yongfei (eds.). Chemical Geodynamics. Beijing: Science Press, 2000, 168-201 (in Chinese with English abstract).
- [2] 肖庆辉, 邱瑞照, 邓晋福, 等. 中国花岗岩与大陆地壳生长方式初步研究[J]. 中国地质, 2005, 32(3):343-352.  
Xiao Qinghui, Qiu Ruizhao, Deng Jinfu, et al. Granitoids and Continental crustal growth model in China [J]. Geology in China, 2005, 32(3):343-352 (in Chinese with English abstract).
- [3] Fyfe W S, Leonardos, JUN O H. Ancient metamorphic-migmatite belts of Brazilian African coasts[J]. Nature, 1973, 244:501-502.
- [4] Kay R W, Kay S M. Delamination and delamination agmatism[J]. Tectonophysics, 1993, 219:177-189.
- [5] Bergantz G W. Underplating and partial melting: implications for melt generation and extraction[J]. Science, 1989, 245:1093-1095.
- [6] 刘翠, 邓晋福, 苏尚国, 等. 华北地区燕山期岩浆活动热供给的初步数值模拟[J]. 地学前缘, 2006, 13(2):158-164.  
Liu Cui, Deng Jinfu, Su Shangguo, et al. The numerical simulation of heat fluxes of Yanshanian igneous activity, North China[J]. Earth Science Frontiers, 2006, 13 (2):158-164 (in Chinese with English abstract).
- [7] England P C, Thompson A B. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism: I. Heat transfer during the evolution of regions thickened continental crust[J]. J. Petrol, 1984, 25(4):894-298.
- [8] 邓晋福, 罗照华, 苏尚国, 等. 岩石成因, 构造环境与成矿作用[M]. 北京: 地质出版社, 2004, 1-381.  
Deng Jinfu, Luo Zhaohua, Su Shangguo, et al. Lithogenesis, Tectonic Setting and Ore Deposition [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2004, 1-381 (in Chinese).
- [9] Johannes W, Holtz F. Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks. Springer-Verlag, 1996, 1-335.
- [10] Roberts M P, Clemens J P. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids[J]. Geology, 1993, 21:825-828.
- [11] Middlemost E A K. Naming materials in the magma/igneous rock system[J]. Earth Sci. Rev, 1994, 37:215-224.
- [12] 肖庆辉, 王涛, 邓晋福, 等. 中国典型造山带花岗岩与大陆地壳生长研究[M]. 北京: 地质出版社, 2009(待刊).  
Xiao Qinghui, Wang Tao, Deng Jinfu, et al. granitoids and continent growth of key orogene in China [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2009(to be published).
- [13] Irvine T N, Baragar W R A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canad [J]. J. Earth Sci., 1971. 8:523-548.
- [14] Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks[J]. Jour. Petrol., 1984, 25:956-983.
- [15] Zinder A, Hart S R. Chemical geodynamics. Ann. Rev. Earth Planet Sci, 1986, 14:493-573.
- [16] 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[M]. 北京: 地质出版社, 1996:1-96.  
Deng Jinfu, Zhao Hailing, Mo Xuanxue, et al. Continental Root-Plume Tectonics of China—Key to the Continental Dynamics[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1996:1-96 (in Chinese with English abstract).
- [17] Le Maitre R W. A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences on the Systematics of Igneous Rocks [M]. Blackwell Scientific Publications, 1989.
- [18] 赵海玲, 邓晋福, 杨秋利, 等. 河北省峪耳崖金矿床的花岗岩岩石学特征[J]. 现代地质, 1993, 7 (增刊):67-77  
Zhao Hailing, Deng Jinfu, Yang Qiuli, et al. The granite petrology characteristic of Yuerya gold deposit [J]. Geoscience, 1993, 7 (Supp.):67-77 (in Chinese).
- [19] 李伍平, 路凤香, 孙善平, 等. 北京西山东岭台(J<sub>3d</sub>)火山岩的成因及其构造环境探讨[J]. 岩石学报, 2000, 16(3):345-352  
Li Wuping, Lu Fengxiang, Sun Shanping, et al. Discussion on the origin of volcanic rocks of Donglingtai formation in Beijing Xishan Mountain and its geological setting [J]. Acta Petrological Sinca, 2000, 16(3):345-352 (in Chinese with English abstract).
- [20] 李伍平, 路凤香, 李献华, 等. 北京西山髻髻山组火山岩的地球化学特征与岩浆起源[J]. 岩石矿物学杂志, 2001, 20(2):123-133.  
Li Wuping, Lu Fengxiang, Li Xianhua, et al. Geochemistry features and origin of volcanic rocks of Tiaojishan formation in Western Hills of Beijing[J]. Acta Petrological Sinca, 2001, 20(2):123-133 (in Chinese with English abstract).
- [21] Davis G A, Zheng Y D, Wang C, et al. Mesozoic tectonic evolution of the Yanshan fold and thrust belt with emphasis on Hebei and Liaoning Provinces, northern China. GSA. Mem. 2001, 194: 171-197.
- [22] Davis G S, Zheng Yadong, Wang Cong, et al. Mesozoic tectonic evolution of the Yanshan fold and thrust belt, with emphasis on Hebei and Liaoning Provinces, northern China. Geol. Soc. America Memoir, 2001, 194: 171-197.
- [23] 刘树文. 北京云蒙山片麻状花岗闪长岩体的地质特征及成因. [C]//李之彤编, 中国北方花岗岩及其成矿作用论文集, 1991, 132-138.  
Liu Shuwen. Beijing Yunmengshan gneissic granodiorite rock geological features and origin. [C]// Li Zhitong (ed). Granite of northern China and its mineralization, 1991, 132-138.
- [24] Rollinson H R. Using Geological Data: Evaluation, Presentation, Interpretation[M]. New York. John Wiley & Sons, 1993.
- [25] 陈绍海. 华北克拉通北缘下地壳-上地幔的组成与结构及壳幔

- 相互作用—汉诺坝玄武岩中深源岩石捕虏体成因岩石学研究 [D]. 北京:中国科学院地质研究所, 1996.
- Chen Shaohai. North China Craton of the Northern Margin of Composition and Structure of Upper Mantle and Lower Crust—mantle and the Interaction—Origin Petrology of the Deep—source Xenoliths in Hannuoba Basalt [D]. Beijing: Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, 1996 (in Chinese with English abstract).
- [26] Wyllie P J. Constraints imposed by experimental petrology on possible and impossible magma sources and products. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A.* 1984, 310:439–456.
- [27] Grove T L, Kinzler R J. Petrogenesis of andesites. *Annual Reviews to Earth and Planetary Science Letters*, 1986, 14:417–54.
- [28] Wright J B. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis[J]. *Geol. Mag.*, 1969, 106:370–384.
- [29] 邓晋福, 吴宗絮, 赵国春, 等. 华北地台前寒武纪花岗岩类、陆壳演化与克拉通形成[J]. *岩石学报*, 1999, 15(2):190–198.
- Deng Jinfu, Wu Zongxu, Zhao Guochun, et al. Precambrian granitic rocks, continental crustal evolution and craton formation of the North China Platform [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 1999, 15(2): 190–198 (in Chinese with English abstract).
- [30] Jakes P, White A J R. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas [J]. *Geol. Surv. Am. Bull.*, 1972, 83:29–40.
- [31] Uyeda S, Miyashiro A. Plate tectonics and the Japanese islands: a synthesis[J]. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1974, 85:1159–1170.
- [32] Condie K C. *Plate Tectonics and Crustal Evolution* pergamon. 1982, 1–310.
- [33] Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins[J]. *Am. J. Sci.*, 1974, 274, 321–355.
- [34] Kay R W, Kay S M, Arculus R J. Magma genesis and crustal processing [C]//Fountain D M et al. eds. *Continental lower crust*, Elsevier, 1992, 423–445.
- [35] 马丽芳. 中国地质图集[M]. 北京:地质出版社, 2002.
- Ma Lifang. *Geological Atlas of China* [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2002.
- [36] Brown G C. Calc –alkaline intrusive rocks: Their diversity, evolution and relation to volcanic arcs [C]//Thorpe R S (ed). *Andesites*: John Wiley and Sons, 1982:437–461.
- [37] 邱瑞照, 李廷栋, 周肃, 等. 中国大陆岩石圈物质组成及演化[M]. 北京:地质出版社, 2006:1–288.
- Qiu Ruizhao, Li Tingdong, Zhou Su, et al. *The Composition and Evolution of Lithosphere in China Continent*[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2006:1–288(in Chinese with English abstract).
- [38] 邓晋福, 莫宣学, 赵海玲, 等. 中国岩石圈—软流圈系统大灾害与成矿环境[J]. *矿床地质*, 1999, 18(4):309–315.
- Deng Jinfu, Mo Xuanxue, Zhao Hailing, et al. *The Yanshanian lithosphere—asthenosphere catastrophe and metallogenic environment in east China* [J]. *Mineral Deposits*, 1999. 18 (4):309–315 (in Chinese with English abstract).

## A preliminary study of the relationship between granitoids and the growth of continental crust: a case study of the formation of key orogen granitoids in China

XIAO Qing-hui<sup>1</sup>, DENG Jin-fu<sup>2</sup>, QIU Rui-zhao<sup>3</sup>, LIU Yong<sup>1</sup>, FENG Yan-fang<sup>3</sup>

(1. *Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China*; 2. *China University of Geosciences, Beijing 100083, China*; 3. *Development and Research Center, China Geological Survey, Beijing 10003, China*)

**Abstract:** Based on the achievements concerning the formation of granitoids in the East Kunlun orogenic belt, Qinling orogenic belt, Xingmeng orogenic belt, Altay orogenic belt, Yanshan orogenic belt and South China peraluminous granitoids, this paper has dealt with the formation of key orogenic zone granitoids in mainland China and the continental crust growth and reached some preliminary conclusions: the input of the asthenosphere (mantle convection) thermal materials to the mainland made up the foundation of the growth and reworking of the earth's crust. The formation, evolution and reworking of the continental crust mainly underwent magmatism, whose formation, migration and positioning made up the basic process of continental crust growth. Mantle-derived basaltic magma underplating on the bottom of the continental crust and intraplating within the crust constituted the basic form of the input of the asthenosphere to the mainland. Delamination of mafic orogenic belt in the lower crust was the key mechanism, which made the continental crust composition chemically intermediate (andesite and diorite, or trachyte andesite and monzonitic rock). The contraction extrusion tectonism thickened the continental crust to  $\geq 50$  km, which was the necessary prerequisite for inducing delamination of the mafic lower crust. The igneous tectonic assemblage and its time series seem to be the key to identifying the separation of the continental crust from the mantle asthenosphere until the eventual formation

**Key words:** orogenic belt; granitoid; crust growth

---

**About the first author:** XIAO Qing-hui, male, born in 1939, senior researcher, now engages in the study of geotectonics and lithospheric three-dimensional structure of China; E-mail: Qinghuixiao@126.com.