

亚,西班牙西北部,Barousse地块,法国比利牛斯以及康沃尔。第二类地球化学数据取自法国的比利牛斯,Querigut和Barousse地块,加里西亚和北葡萄牙的侵入岩。曾辨认出第三个构造后的碱性花岗岩和正长岩岩浆岩相,但这些侵入体的分析结果都不合适。

其它碰撞带

其它大陆一大陆碰撞带似乎也能证实花岗岩侵位的复杂序列。数据组包括来自中国西南三叠纪安定缝合线(未发表的数据),纽芬兰和苏格兰加里东造山带,泛非造山带以及 Svecofennian 造山带与这类碰撞作用有关的侵入体的分析结果。这些侵入体在背景上与上述三类地区有许多类似之处,但由于缺少相应的构造控制,我们仅把它们放在本研究的次要地位。

碰撞岩浆活动的分类

按照喜马拉雅,阿尔卑斯和海西碰撞带中发现的侵入体的岩石学、野外关系及地质年代学,大概可将碰撞岩浆活动分为四种类型。

第一类侵入体,碰撞前的产物,由过渡性喜马拉雅花岗岩套代表。其典型是由一套由辉长岩渐变为黑云花岗岩的高位钙碱性侵入岩组成。其中,闪长岩,英云闪长岩和花岗闪长岩为主要的岩石类型。第一类侵入体在野外关系,矿物学和地球化学特征方面与在活动大陆边缘发现的那些侵入体相似,因而设想它们是火山弧成因的。在喜马拉雅造山带,该侵入体由过渡性喜马拉雅花岗岩套代表,在阿尔卑斯和海西构造带中很少出现或缺失,但在其它碰撞带中也可以不同的丰度出现。

第二类侵入体是通常被称为淡色花岗岩的同造山期花岗岩。呈整合或假整合侵入,常含有泥质包体,广义上说,它们与澳大利亚分类的S型花岗岩组相似。矿物成分上,它们具有白云母,有或者无黑云母,电气石也很普遍。通常,第二类侵入体的硅含量超过70%。它们侵入到常含有混合岩的变质岩区内。

该类花岗岩由高喜马拉雅的淡色花岗岩及海西的同构造花岗岩代表,但在阿尔卑斯造山

带中很少。在一些较老的碰撞带包括纽芬兰的加里东造山带和东南亚三叠纪造山带,也发现有这类侵入体。混合岩淡色体并不属于这一类,因为二者在规模和化学成分上差别很大,虽然它们有相似的矿物学特征及相似的构造关系。

第三类侵入体是钙碱性岩套,由辉长岩渐变为花岗岩,但主要为黑云母一角闪石英云闪长岩和花岗闪长岩。它们是高位的侵位体,与围岩呈锐角接触,经常含有中性,基性及超基性深成岩之包体。尽管其岩石学特征与第一类相似,但前者是碰撞事件后侵位的。这一类型的侵入体可由阿尔卑斯构造后的似花岗岩,伊比利亚半岛的构造后海西期岩套和北比利牛斯的卫星地块代表。在所研究的大部分其它造山带中也常常出现该类侵入体,著名的有苏格兰加里东造山带和Svecofennian造山带。

第四类侵入体为少量的浅成岩或高位深成岩套。在阿尔卑斯,碱性玄武岩和橄榄安粗岩岩脉是在碰撞后的环境中侵位的。在海西造山带中,构造后的碱性花岗岩和正常岩侵位于比利牛斯,同时,在西伊比利亚和比利牛斯还发育了一个包括煌斑正长岩和霞石正长岩小侵入体的白垩系碱性岩区。

地球化学特征

第一类

该侵入体是火山弧型的,因为其形成时碰撞尚未发生。因而来自过渡性喜马拉雅岩基拉达克区和阿拉伯碰撞前侵入体的痕量元素数据表明,大离子亲石元素被有选择地富集,人们认为这是典型的来自被俯冲组分改造的地幔的岩浆。拉达克和西藏南部的侵入体具有低的初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比($\Sigma\text{Sr} = +2 - 20$),这也支持了上面的解释(图1)

第二类

与火山弧岩浆相比较,第二类花岗岩普遍富含Rb,可能还有Ta,但是缺少重稀土元素Y、Zr和Hf(图2)。因而,第二类岩浆具有高Rb/M比的特点,这里M可能是重稀土元素,Y,Zr或者Hf。最有效的判别方式之一是能够

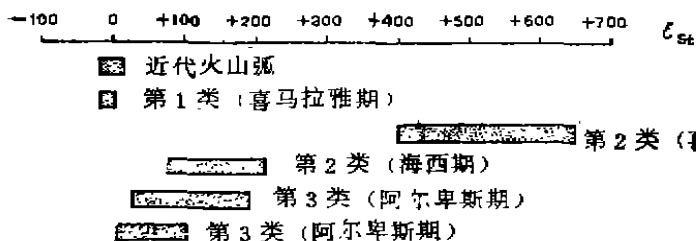


图1 取自碰撞带岩浆活动的 ΣSr

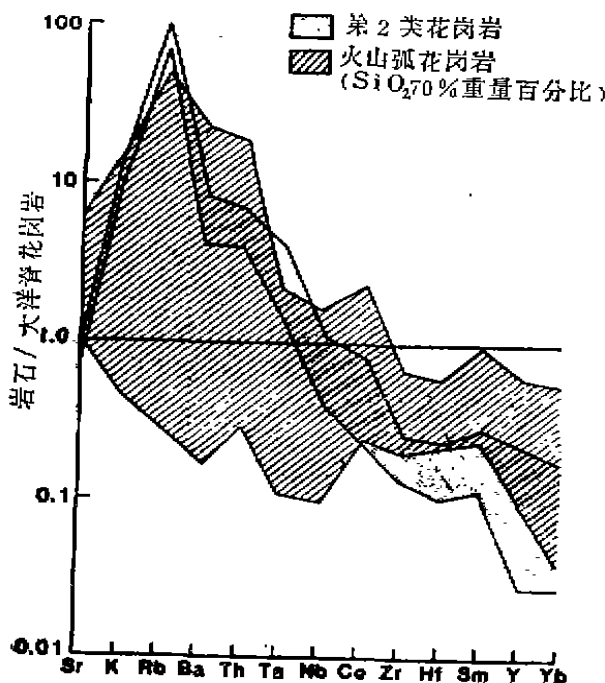


图2 第二类花岗岩的地球化学特征, 资料来自喜马拉雅, 海西和阿尔卑斯造山带的50个分析样品。火山弧样品的资料据Pearce等(1984)。全部样品都按照假定的洋脊花岗岩 ($Sr=100$, $K_2O=0.4\%$, $Rb=4$, $Ba=50$, $Th=0.8$, $Ta=0.7$, $Nb=10$, $Ce=35$, $Zr=340$, $Hf=9$, $Sm=9$, $Y=70$, $Yb=8ppm$) 加以标准化。对于比较花岗岩来说, 选择洋脊花岗岩要比粒状闪石更为标准

将第二类 and 第三类及火山弧岩浆加以区别的 Rb/Zr 比值 (图3)。该图表示了第二类花岗岩高 SiO_2 的制约范围。

也有一些证据表明第二类花岗岩可能显示为异常高 Ta/Nb 比。在 Ta 与 Nb 关系图中, 火

山弧和板内成因的花岗岩落入一窄带, 说明 Ta/Nb 比几乎没有变化 (平均约为 $1/12$), 尽管这两种元素的绝对丰度变化很大。相反, 绝大部分第二类花岗岩位于该带之上。然而, 必须强调由于所发表的分析成果通常不包括 Nb 和 Ta 这两种元素, 适用于该图

的第二类数据仅有来自四个地区的7个分析样品。

其它的地化研究表明第二类花岗岩具有高的 Cs 和 F 值, 而且电气石的普遍存在说明 B 也很丰富。

通常第二类岩浆也有明显的同位素组成 (图1)。初始 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比是所记录的岩浆岩中最高的 (ΣSr 变化范围为 $+50$ 和 $+650$), 但初始 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 比 (ΣNd 在 -8 和 -12 之间) 较低。

第三类

碰撞后的钙碱性第三类侵入岩的微量元素地球化学特征在许多方面有别于第二类侵入岩。例如, 图3示出第三类花岗岩具有明显低的 Rb/Zr 比和很低的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比。然而, 第三类侵入体在地球化学特征上与第一类 (碰撞前) 侵入体有许多相似之处, 而且一般来说前者与火山弧侵入体确实也有许多相似之处。图3说明, 尽管第三类侵入体平均显示出高的 Rb/Zr 值和高的初始 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比, 但与成熟岛弧的火山弧侵入体有很大的重叠性。不过, 采用 Ta 也可获得某种程度的判别。该判别能够完全用 Rb 的较大的比例因子通过重绘图1来证实 (图4), 而且可将与碰撞有关的花岗岩分成两类 (II和III)。

在该图中, 火山弧 (相当于第一类) 和板内 (相当于第四类) 岩浆活动重新占据了明显的区域。第二类分析受限于富 Rb 的成份, 该与高分馏的火山弧岩浆相重叠。但是, 基于阿尔卑斯和海西造山带38个分析样品的第三类资料落入第二类和板内 (第四类) 区域之间的分隔区域内。为了检验图4中第三类区域的普遍

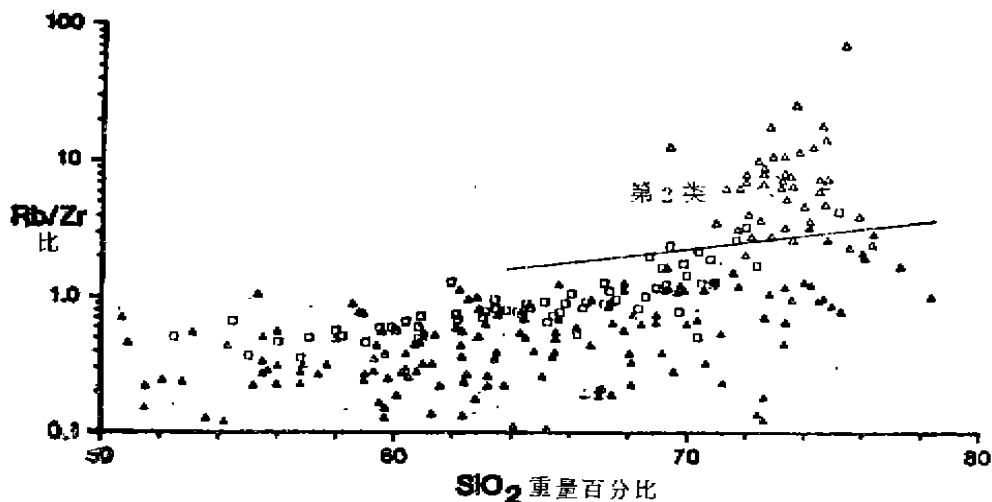


图3 第二类(白三角), 第三类(白方块)和火山弧(黑三角)花岗岩的Rb/Zr比与 SiO_2 的关系。第二类资料来源见图2, 第三类的资料来自阿尔卑斯和喜马拉雅区。

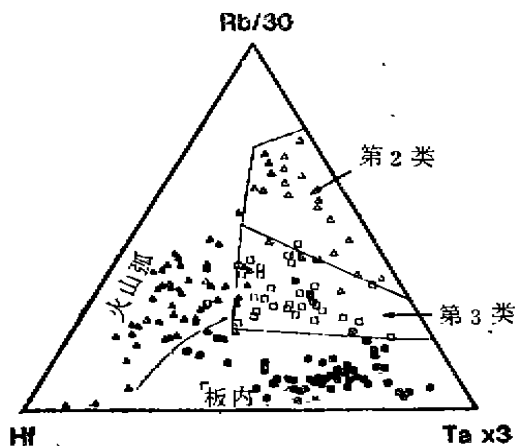


图4 第二类(白三角), 第三类(白方框), 火山弧(黑三角)和板内(黑方框)花岗岩的Rb-Hf-Ta三角图。火山弧和板内岩石的资料据Pearce等(1984)。第二类的资料来自喜马拉雅和海西造山带。第三类资料来源见文内。

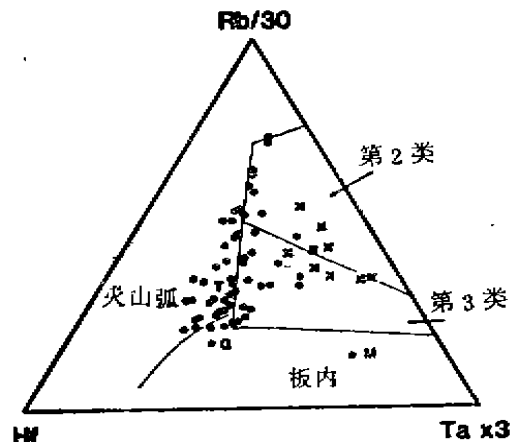


图5 苏格兰南部高地苏格兰侵入体资料的Rb-Hf-Ta三角图。资料据Tindle和Pearce(1984)和未发表的资料。区域边界据图4。G为平均硬砂岩, T为电气石 M是来自电气石的35%熔融体。

应用性, 图5绘制了来自苏格兰南部高地苏格兰侵入体的资料。

我们能够发现, 尽管有相对富Ta和Rb的趋势, 特别是在堇青石微晶花岗岩和细晶岩中, 但苏格兰的资料与火山弧区间的重叠性很大。据此我们可以推断, 倘若上面的苏格兰花岗岩在构造背景上是碰撞后的, 那么并非所有

的第三类岩浆都能显示图4所示的那种Ta富集度。

第四类

由于所发表的碱性侵入体的资料在成份上主要为玄武岩, 故本研究中没有采用碰撞后的碱性侵入体。但是, 其碱性性质却有力地证明它们具有板内岩浆类型的地球化学性质。

碰撞岩浆活动的源区

业已提出碰撞岩浆活动演化的四种类型。第一类碰撞前侵入体，与所有火山弧岩浆活动一样，源于被俯冲组分改变的地幔。第四类侵入体通常为碰撞后的，一般与板内岩浆活动相似，其起源归因于来自未受俯冲组分影响的地幔的挥发物质和（或者）岩浆。但是，第二类第三类侵入体与碰撞带关系密切，下面我们较详细地考虑其岩石成因问题。

第二类

第二类岩浆是在碰撞事件期间生成的。其与围岩假整合的关系表明它们没有上升离开原来熔融的位置，其云母含量高意味着它们是由湿岩浆结晶而成。这类岩浆不会不结晶而侵入到地壳很高的位置。高 ΣSr 和低 ΣNd 值说明是地壳源，而且其限定的高硅含量与起源于硅质岩重熔是一致的。其铝质地球化学性质及出现泥质包体与变质沉积源岩一致（尽管有人认为是其它硅质岩如英闪岩也能够提供相同的熔融物质）。

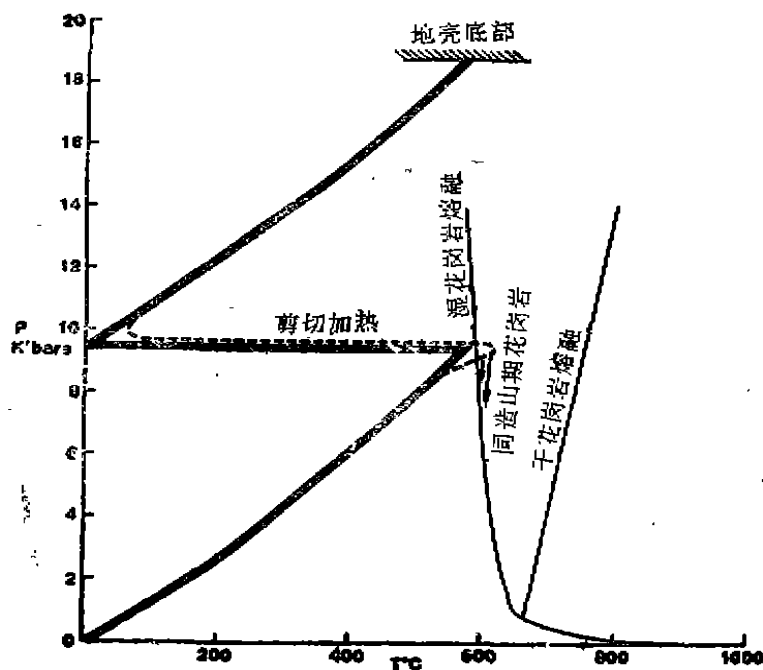


图6 由35公里厚逆冲片侵位于35公里厚地壳上产生的同碰撞期的瞬时地热（据England和Thompson）。地壳的平均传导率为 $1.5 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ，层面热通量为 90 m W m^{-2} ，地幔热通量为 60 m W m^{-2} 。

热模拟实验对第二类岩浆的源区有了一定的限制。图6总结了Richardson和England（1979）以及England和Thompson（印刷中）所作的简单模拟实验的结果，他们调查了一块35公里厚的逆冲岩片滑冲到35公里厚地壳上的热效应，并指出其直接结果是产生锯齿状瞬时地热现象。逆冲片和下伏地壳间的沉积楔肯定

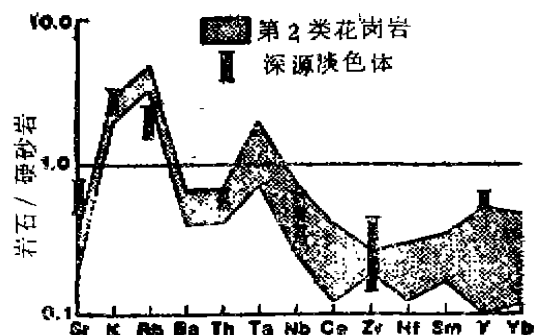


图7 标准化的第二类花岗岩地球化学性质与平均硬砂岩的关系（据Tindle和Pearce 1983）资料来源见图2。重熔浅色体的资料源于比利牛斯和加里东的混合岩。

会被最初的热张弛，以及逆冲期间产生的任何剪切热所迅速加热。这可能会引起沉积物的部分熔融，但最有意义的结果是挥发组分被释放到热上覆逆冲片的底部。在用于图8的模型中，为了使逆冲片底部熔融，要求有少量的剪切热力。

从地球化学角度也可以评价这两类任选的源（沉积楔和逆冲片的水化基底）。为了研究前一种可能性，通过以模式形式编绘痕量元素数据可将第二类花岗岩与平均硬砂岩（沉积楔中的主要岩石类型）加以比较（图7）。从图中明显可见，花岗岩相对于硬砂岩富K，Rb，可能还有Ta，而缺乏其它的痕量元素。而且，K/Rb比也从平均硬砂岩的240降低到平均第二类花岗岩的150。倘若硬砂岩是第二类花岗岩的源岩那么能够证明残余物质必定会含有大于20%的K长

石,如果采用Hanson (1978)引用的 K_0 值(代替K和Rb)。这不仅是难以置信的,而且也不可能用包体的矿物学特征证实。它们很少含有K长石,但富含云母,说明共存熔融物质应有高的K/Rb比。图7也示出可能代表硬砂岩在封闭系统部分熔融的重熔混合岩淡色体的成份。与第二类花岗岩相比较,它们含有相似丰度的K, Th, Nb, Zr和Y,但是Rb含量却低很多。因而,这些观察现象反对第二类花岗岩源于硬砂岩的等化学重熔作用,而且也暗示如果硬砂岩是该花岗岩的源,那么至少Rb要被带入挥发相中。

第二种可能性—逆冲片水化底部的熔融,由于各种类型的可能源岩很难加以评价。然而,能够发现几乎没有普通的结晶岩石存在象第二类花岗岩那样低的K/Rb比,部分熔融后也不可能出现,因此至少Rb要转换到挥发组分是任何模式的必要部分。重稀土元素Zr, Hf:Y和Nb的低值更可能是火成岩或高级变质岩部分熔融造成的,而不是由于硬砂岩的部分熔融,这也许是重要的。

挥发组分(水成流体)在第二类花岗岩成岩过程的作用的另外证据是许多这类侵入体中云母的结晶后生长,以及在Rb/Sr等时线中观察到的数据离散现象,这说明花岗岩并未达到同位素平衡。倘若这些液体衍生于沉积楔,它们很可能含有是海相页岩重要组分的B和F。这两种元素肯定会降低熔融温度,因而会促进同造山岩浆的形成。况且,卤族元素的存在将增强Rb(和Cs)在挥发相中的溶解度,也有助于解释这些元素在第二类侵入体中异常高值的现象。

因此,根据图7我们可以推论,第二类花岗岩的化学成份必须用两种源来解释,即能够衍生熔融物质的源岩(如逆冲片的结晶基底或是沉积楔)和被带入的挥发分。这两种源的作用特别是在第二类花岗岩的稀土模式中得到证实。大部分第二类花岗岩具有陡的模式,中等负铕异常($Eu/Eu = 0.4-0.6$)。然而,有兴趣的是要注意到最大负铕异常常与Rb最高丰

度相关。因而,Vidal等(1982)曾提出这种岩石其稀土模式主要应归于挥发组分的输送,这与Flynn和Burnham (1987)的发现一致,后者曾证实挥发相中卤族元素的活动性可能导致负Eu异常的发展。相反,正的铕异常仅在几个样品中观测到。这种岩石包含108ppm(相对低的)Rb浓度,而且其稀土元素模式可能更多地受控于源岩,而不是挥发相:这种情况下,该模式相似于火成岩部分熔融而不是沉积岩所具有的。

第二类花岗岩Ta/Nb比的增大是明显的,这可以用源岩(即熔融期间存在低Ta/Nb比的残余相),或用带入高Ta/Nb比的挥发分来解释。现在还没有在地壳岩石熔融期间Ta/Nb比变化的直接实验证据。但有意思的是,在已遭受结晶后蚀变的花岗岩中曾观测到Ta/Nb比的增加。通过挥发相输送的Ta和Nb取决于Ta和Nb阴离子络合物,有人认为挥发分的搬运机制更有可能将Ta和Nb分馏,而不是结晶/液态平衡。

上述讨论承认第二类花岗岩的主要地化特征是在熔融期间产生的,而不是源于岩浆房内的结晶作用。尽管简单的分馏结晶不可能在这类高 SiO_2 岩浆中进行,但岩浆房中挥发分的向上弥散能够帮助解释第二类岩浆的许多特征,诸如明显的负铕异常。

第三类

对来自海西(如Querigut杂岩体和Maledeta地块)和阿尔卑斯(如Adamello地块)造山带的第三类晚至后造山期钙碱性侵入体同位素及痕量元素的研究表明,地壳和地幔这两种组分都存在: $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比的提高排除了是纯地幔源,而阿尔卑斯岩套中辉长岩侵入体的存在以及比利牛斯第三类侵入体中辉长岩和超基性岩包体的出现排除了是纯地壳源。但是,从地球化学角度出发可以期望下部地壳会发生某些熔融。紧接着碰撞(图6)热张弛作用势必导致下伏地壳内温度的增加,而锯齿状地热现象消失。该温度的增高会受控于抬升的速率,但是如果抬升足够慢,下部地壳内的温度

会上升超过干英闪岩的固相线,而且引起重熔。上地幔的熔融由于上升造成的绝热减压而降低。因此,与地壳熔融相反,地幔熔融要求迅速的抬升。

如果第三类岩浆是在下部地壳热释放和上地幔绝热减压时形成,那么其地化特征上肯定会包含地壳和地幔两种熔融组分。绝大部分地壳岩石落入Rb—Hf—Ta图中的火山弧区(见图5的G和T)。然而,根据英闪岩有限重熔作用($<40\%$)模拟的熔融(图7的M点)具有比其来源大得多的Ta/Hf比。这说明在初始部分熔融期间Hf比Ta更难熔融。具有这类英闪岩熔融物质的成熟火山弧岩浆的混染作用会使该岩浆成份落入图4的第三类区。碰撞后地幔熔融物质的地球化学特征取决于碰撞带的几何形状。若在俯冲大洋岩石圈之上的地壳变厚,则具有火山弧特征的地幔岩浆活动会发生。但是如果地壳增厚在掩冲岩石圈的大陆地壳内发展,那么地幔衍生的岩浆肯定具有板内特征。业已观察到第三类侵入体具有在成份上与火山弧岩浆活动非常接近的痕量元素特征(见图3和图4)。因此,似乎可能的是,第三类岩浆的地幔组分来源于俯冲带上面的物质。

现已证实大陆碰撞为一瞬时事件,能够明确地划分碰撞前,同碰撞和碰撞后三个时期。事实上,碰撞是涉及地壳掩冲延长期和大洋岩石圈俯冲缩短的复杂事件。地球物理因素暗示出初始碰撞后次级俯冲作用的周期,对纽芬兰和阿尔卑斯碰撞带的构造研究也表明大陆壳与地幔岩石圈之间的滑脱使得碰撞板块之间在初始碰撞后的30—50百万年内发生聚敛运动。这样的碰撞后俯冲时期必然会导致火山弧性质的地幔熔融,也可为第三类岩浆活动提供机理。这也能够解释海西造山带中第二类和第三类岩浆活动之间~50百万年的间隔。

讨论

与大陆—大陆碰撞相关的岩浆活动以四阶段的过程而发生,每一阶段都涉及特征的源区。每一阶段期间的岩浆活动强度取决于碰撞事件的地质和地球物理约束条件。

第一类碰撞前的岩浆活动源于碰撞前的大山弧(图8a),因而富含来自俯冲大洋岩石圈的大离子亲石元素。该岩浆活动发展的范围将受控于在碰撞之前俯冲的大洋岩石圈的量。于是,在阿尔卑斯和海西两造山带中碰撞前岩浆活动的明显缺失说明相当小的海洋已经封闭。

第二类同碰撞期(图8b)的岩浆活动导致地壳变厚期间含白云母的花岗岩的侵位。地壳掩冲期间来自沉积楔的挥发组分可能穿透上覆热的逆冲岩片引起重熔。由此产生的地壳熔融物质富含以挥发相搬运的Rb, F和B(可能还有Ta),但缺少象Zr和Hf这样的稀土元素,它们集中于熔融的残余物质。逆冲片底部的温度取决于碰撞前的热通量,岩片的厚度以及剪切

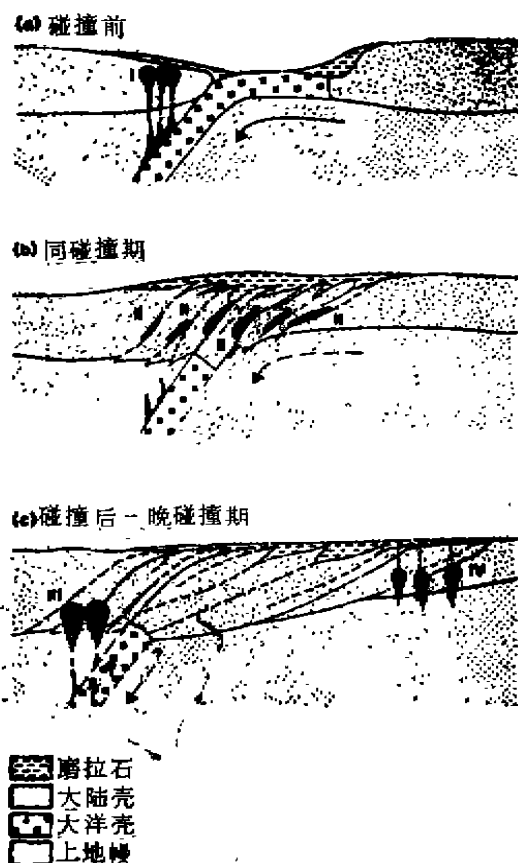


图8 简单大陆—大陆碰撞的理想剖面(a)碰撞前(b)同碰撞期(c)碰撞后至晚碰撞期。图中示出1—4类碰撞岩浆活动的可能源区

热。第二类花岗岩发展的程度将取决于碰撞期间地壳增厚的程度。它们在喜马拉雅和海西期特别丰富，但在阿尔卑斯和某些其它碰撞带诸如晚泛非事件中的霍加尔或阿拉伯—努比亚地盾明显稀少。因此很可能地壳加厚在阿尔卑斯和非洲造山带中更受限制。

第三类岩浆活动是晚至碰撞后发生的，形成具有类似第一类（火山弧）岩浆活动的痕量元素的钙碱性岩套。象火山弧岩浆一样，认为它们是由俯冲的大洋岩石圈之上的富大离子亲石元素的地幔楔而形成的（图8c），但是可能已被下地壳熔融物质的混染而改组。地壳的熔融可能归因于下部地壳的热张弛以及由上地幔绝热减压或是碰撞后次级俯冲造成的源于地幔的岩浆。第二类岩浆活动出现在阿尔卑斯和海西两个碰撞带中，而且这两处碰撞后的时间为40—50百万年。在阿尔卑斯Novate侵入体提供了一个第二类岩浆活动在Bergell第三类岩套之后的例子。这清楚地表明第二类和第三类并

不是按顺序的，其时间差取决于地壳增厚及次级俯冲的相对速率。如果第三类岩浆也曾形成于喜马拉雅造山带，至少10百万年它们将不会侵位于上地壳中。

第四类岩浆活动是碰撞后的，性质为碱性。碱性岩浆活动具有板内地球化学的特征，而且可以在地幔受阻，且未受俯冲作用水化的任何地区发展（图8c）。上地幔的熔融可能由绝热减压而造成，紧接着为地壳增厚和侵蚀。这可能由碰撞后的裂谷构造（如海西的）或者走滑断裂（如阿拉伯地盾）所引起。确实，如果岩石圈构造使合适的地幔挥发份或岩浆释放到地壳中的话，第四类岩浆活动可在碰撞事件的任一阶段发展。

译自《Processes of Collision Orogeny》1986.

Geological Society Special Publication No19. p67—81.

高战朝译 金 竟校

西南日本的带状地质构造

小泽智生，平朝彦，小林文夫

打开日本列岛地质图，最引人注目的是：西南日本和东北日本不同，新的火山少，老的岩石成带状分布。

明治时代，西德地质学家 Naumann 最早研究了日本列岛的大地构造。他发现有一横断日本列岛南北的大断裂带——大深沟，并以此为界线，把日本列岛分成北日本（东北日本）和南日本（西南日本）。自那以后，虽然习以为常把大深沟作为东北日本和西南日本的界线，但从新第三纪以前地层分布的连续性和地质构造的类似性来看，认为在茨城县日立附近到山形县酒田县附近的棚仓构造线有一大的界线。所以，讨论新第三纪以前的古老地层的大地构造时，也常常把棚仓构造线作为东北日

本和西南日本的界线。

利用大致成东西向横穿西南日本中部的大断层和中央构造线，把西南日本分成西南日本内带和西南日本外带（太平洋一侧地带）。利用具有不同变质作用的地层以及具有不同特征和时代的地层作为界线的断层（构造线）和断层带（构造带），把西南日本内带和外带再分成几个大地构造区。虽然不同的研究者划分的构造区和名称也有所不同，但西南日本一般被分成13个地带。图1和图2是根据放射虫化石推测的碎屑岩年代和近年来地质学的成果作成的西南日本大地构造分区图。从这些图也可明显地看出：大地构造区的带状分布是西南日本地质的特点。

板块构造和日本列岛的最近研究成果

最早从板块构造观点研究日本列岛构造史

的是堀××。他认为板块的俯冲和停止可与一个造山运动相对应，并提出了日本的秋吉、佐川、四万十等造山带是沿太平洋海岸按顺序排列的模式，还发表了穿越北海道中部的日高造

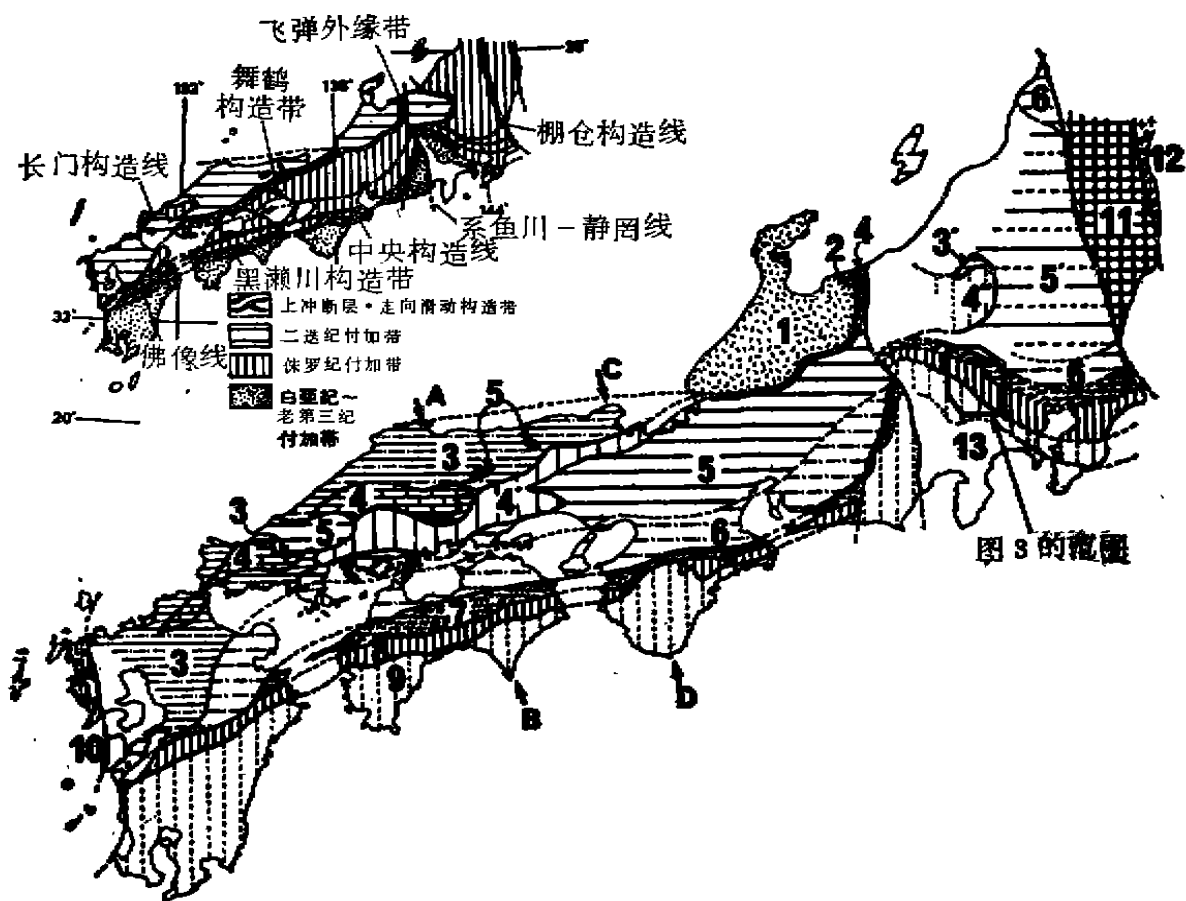


图 3 的範圍

图 1 西南日本大地构造划分

1. 飞弹带 (前侏罗纪变质岩, 花岗岩),
2. 飞弹外缘带 (含有前侏罗纪岩石的蛇纹岩混杂岩),
3. 三群带 (变质的二叠纪附加体),
- 3¹. 上越变质岩 (变质的二叠纪附加体),
4. 山口带 (二叠纪附加体),
- 4¹. 舞鹤带 (二叠纪~三叠纪陆棚相, 夜久野, 绿岩),
- 4². 上越带的早白垩纪陆棚相,
5. 丹波·美浓带 (侏罗纪附加体),
- 5¹. 足尾带 (侏罗纪附加体),
6. 领家带 (变质的侏罗纪附加体),
7. 三波川带 (变质的侏罗纪附加体),
8. 秩父带 (侏罗纪~白垩纪初期的附加体),
9. 四万十带 (白垩纪~第三纪附加体),
10. 西彼杵带 (变质的侏罗纪附加体?),
11. 阿武隈带 (侏罗纪附加体, 含有古老的岩石),
12. 南部北上带 (早白垩纪的陆棚相),
13. 丹译带 (新第三纪碰撞地块)。