

第一章 三江地区新生代侵入岩 年代学和地质构造背景

第一节 新生代侵入岩的年代学

Phillips 创名的新生代 (Cenozoic), 系指近代生物类型昌盛的时期^[4]。一般, 时间的度量可从“时刻”和“间隔”入手。但是, 讨论研究区新生代侵入岩的年代学, 时间的度量除“绝对”时刻和间隔外, 还应顾及相对的时刻和间隔。

一、我国新生代侵入岩发现小史

查阅国内外地质文献可知, 20 世纪 70 年代以前, 至少在我国大陆不曾有新生代侵入岩被认定。其实, 早在 60 年代中期, 已经测得云南省的一些侵入岩的新生代同位素年龄值。也许缘于找不到相应的地层学证据, 加之同位素年龄值离散度较大等原因, 这些新生代年龄值被束之高阁。

70 年代初, 成都地质矿产研究所王增同志采送的滇西马长箐花岗斑岩的黑云母、钾长石同位素年龄样, 经 K-Ar 法测得其年龄值分别为 50.9 Ma 和 34.1 Ma。同时, 王增和云南区调队张远志同志, 在剑川一带发现有的岩浆岩侵入在第三系中。因此, 在编制“西南地区岩浆岩分布图”时, 把马长箐岩体定为喜马拉雅期。1:400 万中国地质图(1976)也将上述新生代侵入岩岩体定为喜马拉雅期。

二、新生代侵入岩的年代学研究

侵入岩年龄的有效确定方法主要有地层关系法, 同位素年龄测定法, 岩石学特征、副矿物组合、含矿性对比法和岩体穿插关系等。其中, 地层关系法最为可靠。然而, 在研究区内, 能直接观察到呈侵入接触关系的岩体不多, 岩体的同位素年龄值则成为主要判据。同时, 辅之以岩石学、副矿物组合及含矿性对比, 以及岩体之间的穿切关系综合分析推断。我们称谓的新生代侵入岩即参照上述判据综合确定之。要说明的是, 有少数岩体既未见其侵入新生代地层, 或者侵入新生代岩浆岩乃至中生代晚期岩浆岩中, 也未获得新生代同位素年龄值, 但它们与确有新生代年龄值的岩体毗邻, 或者同处于一定的构造-岩浆带内, 且岩石学、副矿物组合和含矿性等特征可比性较大时, 我们也将其归入新生代侵入岩。

关于新生代的划分, 我们采用《国际地质时代表》、《全球地层表》和《中国地层时代表》的标准, 加以综合简化如表 1-1-1 所示。

从我们蒐集到的西南三江地区新生代侵入岩的同位素地质年龄值来看, 其值大都和老第三纪相当。可以预言, 随着本区地质科技工作程度的日臻深入, 三江地区还会有更多的新第三纪侵入岩被确认, 甚至发现第四纪侵入岩也不无可能。

三、新生代侵入岩与研究区的重大地质事件

始新世后, 印度板块强烈、持续向北俯冲。由于刚性地体的阻抗, 造成俯冲带前缘加

表 1-1-1 新生代划分对比表

国际地质时代表				中国地层时代表				全球地层表					
亚代纪	世	期	年龄值 Ma	纪	世	期	年龄值 Ma	系	统	阶	年龄值 Ma		
第 四 纪 Q	全新世		0.01	第 四 纪 (系) Q	全新世 (统)Q ₁		1.64 2.48	第 四 系	全新统		0.01		
	更新世				晚 Q ₃	上				中			
第 三 纪 N	上新世	皮亚森兹期	1.64	第 三 纪 (系) N	上新世 (统) N ₂		23.3	新 第 三 系	上新世	皮亚森兹阶	1.6		
		赞克尔期	3.4							赞克系阶	5.2		
	中新世	梅辛期	5.2			中新世 (统) N ₁					中 新 世	梅辛阶	5.2
		托尔通期	6.7							托尔通阶			
		塞拉瓦尔期	10.4							塞拉瓦尔阶			
		兰哥期	14.2							兰哥阶			
		布尔迪加尔期	16.3							布尔迪加尔阶			
		阿启坦期	21.5							阿启坦阶			
	渐新世	夏特期	23.3			渐新世 (统) E ₃					渐 新 世	夏特阶	23
		鲁培尔期	29.3							鲁培尔阶			
	始新世	普利亚本期	35.4			始新世 (统) E ₂					始 新 世	普利亚本阶	
		巴尔通期	38.6							巴尔通阶			
		鲁帝特期	42.1							鲁帝特阶			
伊普里斯期		50.0			伊普里斯阶								
古新世	坦尼特期	56.5		古新世 (统) E ₁			古 新 世	坦尼特阶					
	丹尼期	60.5				丹尼阶							
TT			65.0	R	E		65				65		

根据 王 鸿祯、李光岑编译的《国际地层时代对比表》(1990)简化编制。

积增生，招致岩石圈重力失衡，引发岩石圈物质的侧向和垂向运动，从而造成不同构造层圈间的滑脱、拆离、逆冲、推覆和大规模的陆内变形。三江地区新生代侵入岩的成生，严格受其构造热事件的控制。

四、关于“喜马拉雅期侵入岩”称谓商榷

据我们初步考证，奥地利人休士可能是阿尔卑斯-喜马拉雅带术语的创始人。基于国外学者对阿尔卑斯旋回（运动）的时限存在较大歧见，而国内已独立分出印支运动旋回、燕山运动旋回，因此，喜马拉雅运动旋回的说法便应运而生。见诸笔端应用“喜马拉雅期”的第一人可能是黄汲清先生。

追溯喜马拉雅运动旋回的沿革，不难看出喜马拉雅期属构造-岩浆旋回学说术语。由于喜马拉雅期的下限还可以进入晚白垩世，这与国际通用的新生代下限为 65 Ma 相抵触；三

江地区某些新生代侵入岩可能属滞后型岩浆活动的产物，乃至从岩浆产生到岩浆上侵定位之间，存在着长达近 80 Ma 的时差（王增口头告诉，1994），显然，这些侵入岩就不仅仅是喜马拉雅期构造-岩浆旋回的产物；为了与国际地学界有关侵入岩的年代学表述应同地层时代相对应的趋势协调。因此，我们建议尽量少用，最好不用“喜马拉雅期”这一术语。拙书率先在有关新生代侵入岩的文字表述和岩石代号中，采纳国际地质年代来表征其时代。例如，古新世花岗岩（ γE_1 ）、始新世花岗斑岩（ $\gamma \pi E_2$ ）和中新世花岗伟晶岩（ $\gamma \rho N_1$ ）等。

同理，我们认为，印支期侵入岩、燕山期侵入岩等常用术语，也宜作类似的更改。不过，本书有些地方仍保留喜马拉雅期、喜马拉雅期侵入岩的说法，这一方面是为了和前人资料进行对照，另一方面是出于与全球最为壮观、至今仍在造山的喜马拉雅造山带同名的喜马拉雅期，其时限大体同新生代相当，而且基本上可以体现全球最重大地质热事件发生的时限。但是，这种表述中的“喜马拉雅期”，只是新生代的近义词而已，和传统意义上的构造-岩浆旋回没有内在联系。

第二节 三江地区新生代构造格局

一、三江地区及青藏高原新生代构造轮廓

经历古中特提斯构造发展阶段，三江地区随同青藏地区成为欧亚次大陆南缘部分。进入新生代，发生在 45 Ma，并持续至今的印度大陆和欧亚次大陆多阶段碰撞，是地球上最为壮观的一幕，导致青藏地区陆壳被加厚到原来的 2 倍，隆起 4 km，形成著名的青藏高原。由于大陆碰撞，引起最广泛的陆内变形，影响到整个中亚、东南亚地区，三江地区全都置于强烈的陆内变形区内。

尽管青藏高原（含三江地区）新生代构造轮廓还比较模糊，但依然可以看出清晰的构造脉络（图 1-2-1）其南临印度板块，北有塔里木-中朝陆块阻挡，东有扬子陆块牵阻。面对北移印度大陆正面挤压下的青藏高原内部，潘桂棠等称之为高原内部冲断带^[5]，而 Molnar（1978）却给予了一个“死三角”的名称^[6]。这两个似乎对立的看法，也许反映了不同的侧面。Molnar 后来认为，“大规模逃逸”就“死”不了，“静”不起来。笔者认为，Molnar 当初的看法，包含有合理的部分，但必须加以限定和修正，而称之为扭性断裂静三角，或称走滑断层静三角。青藏高原北侧、东北侧、东侧、东南侧为巨型陆内走滑断层带，这些走滑断层，除个别（红河断层）外，都终止于高原边部。

澜沧江右旋走滑断层系对三江地区影响最大。该断层系部分承袭老的构造线，新生代早阶段可能还兼有冲断层特征，为深切至上地幔的断层。澜沧江右旋走滑断层系，与阿尔金左旋走滑断层带一样壮观，分别出现在高原扭性断裂静三角区的东北侧和西北侧，并非偶然。

在三江地区内，澜沧江右旋走滑断层系界面东侧（北东东侧）发育一组北西西向左旋走滑断层，而西侧（南西侧）为近南北向、向南有撒开之势的右旋走滑冲断层发育区。

二、青藏高原内部冲断带

青藏高原内部发育数条规模巨大、近东西向展布的、平行的新生代冲断层带^[5]。

（1）雅鲁藏布江冲断带；

（2）班公湖-丁青-（怒江）冲断带（长 1800 km）；

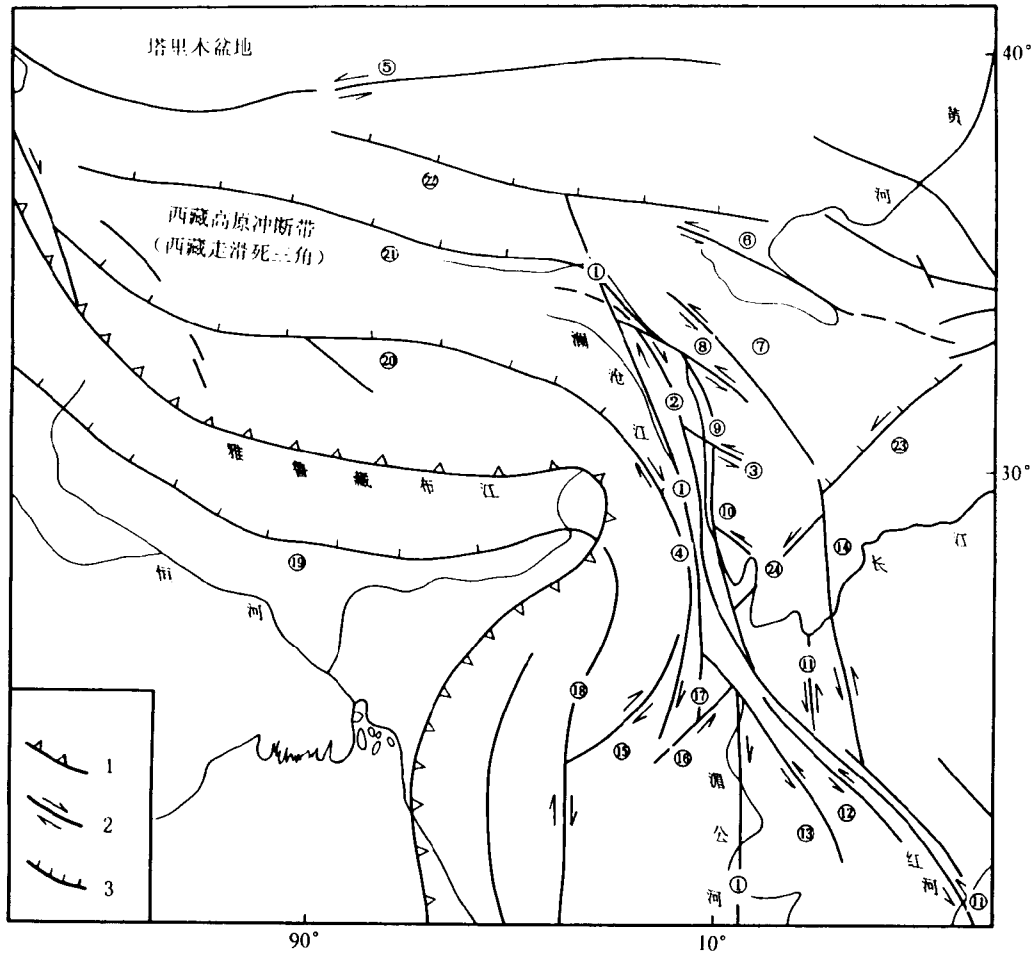


图 1-2-1 三江地区及青藏高原新生代构造简图

1—缝合线；2—平移断层；3—逆冲断层。断层名称：澜沧江右旋走滑断层；字碑寺右旋走滑断层；沙马乡-理塘左旋走滑断层；怒江右旋走滑断层；阿尔金左旋走滑断层；⑥野牛沟-达日左旋走滑断层；⑦鲜水河左旋走滑断层；⑧玉树-邓柯-甘孜左旋走滑断层；⑨金沙江右旋走滑断层；⑩德钦-中甸左旋走滑断层；⑪红河左旋走滑断层；⑫哀牢山左旋走滑断层；⑬无量山-唐黑左旋走滑断层；⑭小江左旋走滑断层；⑮泸水-瑞丽右旋走滑断层；⑯南汀河走滑断层；⑰柯街右旋走滑断层；⑱实皆-纳明右旋走滑断层；⑲喜马拉雅山前缘逆断层；⑳班公湖-丁青(怒江)冲断带；㉑龙木错-若拉岗日-玉树-(金沙江)冲断带；㉒昆仑南缘冲断带；㉓龙门山逆冲断层；㉔木里-丽江左旋走滑断裂

(3) 可可西里-金沙江斜冲断层带(西起龙木错,经可可西里的若拉岗日、玉树转弯至金沙江向南,长达 1000 多公里);

(4) 昆仑构造带南缘冲断带(东起玛沁以东,经托李湖、东西大滩、鲸鱼湖至木孜塔格峰北侧,全长 1200 km)。

上述冲断带大多承袭老的构造软弱带，在新生代发生大规模逆冲作用，并伴生有新生代地层的褶皱，使高原南北方向缩短，陆壳加厚。

东西走向的冲断带显然都垂直印度板块向北推进的主压应力方向？然而，其东端进入三江地区都呈弧形向南转弯，并带有大规模走滑特点。

该构造区也可以称扭性断裂静三角，区内有韧性破裂，但不发生大规模扭性断裂滑移运动，没形成像样的走滑断裂。

三、澜沧江右旋走滑断层带

走滑断层系包括北澜沧江断层及与其平行展布的字呷寺断层，还包括新生代重新活动的金沙江走滑断层等平行展布的断层体系。

北澜沧江断层带也称曲麻莱-德钦右旋走滑断层，由藏东澜沧江峡谷西岸脚巴山到昌都东山卡拉集一带，走向 NW，向南经德钦梅里雪山，沿澜沧江南延，向北西延伸至曲麻莱。该断层由潘桂棠等做过详细工作，在卫片上有清晰的显现，为巨大线性构造带；在莫霍面等厚图上有明晰的显示，表现为莫霍面拗陷带。断层带由实际测量确定的查隆通-妥坝断裂、卡集拉断裂、则松断裂、脚巴山断裂组成。这些断裂走向均为 NW330°左右。它们在平面上呈左行雁列，指示走滑断裂带的右旋作用。断层两侧侏罗系、白垩系红层组成的与主断层带大致呈 20°交角的倾伏背斜和向斜，也显示走滑断层的右旋特点。

在查隆通见断层错断老第三系红层，断距约 20 km。也有人认为，西侧昌都红层地体与东侧芒康红层地体为同一红层盆地被走滑断层一分为二，估计其断距 100 km。

关于南澜沧江断裂带，以往学者收集的古缝合线的证据较多，而对新生代活动的特征研究较少。南澜沧江断裂带是兰坪-思茅中生代红层的控盆构造。然而，在滇西 800 km 长的断裂带里，断裂东盘的红层占了一半。在云龙表村西，断裂带强烈糜棱岩化，东盘侏罗系及白垩系产状直立，发育南北走向板理带，板理为一系列直立紧密褶皱的轴面劈理所组成，随着远离断层带，褶皱由紧密变为宽缓开阔。与变形相伴的是动力变质作用，变质作用也随着远离断层带依次减弱，岩石由构造片岩或千枚岩 绿泥石斑点状板岩 绢云板岩 不变质红层渐次交代^[7]。在景谷至临沧的澜沧江大桥附近，断裂带由宽数百米糜棱岩带和破碎带组成，侏罗纪及白垩纪地层发育南北向板理，地层轻微变质。许多迹象表明，南澜沧江在新生代强烈活动，表现出右行走滑、韧性剪切带特点。

据地震资料，保山北 45 km 澜沧江断层东侧，P_g、P₁、P₄ 震相均有对比中断和构造界面中断，显示地壳深部存在破碎带。推算莫霍面断距约 2 km，南西浅，北东深，显示断裂深切至上地幔。在景谷至勐海段，断裂带与区域重力梯度带吻合。沿断裂带的磁异常带显示澜沧江断裂带为一条超壳深断裂带。如此气势磅礴的巨型陆内走滑断裂系，控制了强烈的岩浆活动和大规模的成矿作用。

四、三江地区东带 NWW 向左旋走滑断层系

澜沧江右旋走滑断层东侧呈 NWW 向的走滑断层系，在卫星像片上其直线性展布十分清楚而引人注目。近 10 年来，陆续有人进行研究，取得不少实际资料。

1. 无量山-营盘山断裂带

北起无量山北麓，经镇源、普洱、漫汤，顺营盘山人老挝。NNW-SSE 向，境内长 220 km 以上。北东倾斜，倾角 60°~80°。沿断裂带新生界受强烈挤压、破碎、褶皱并形成一条线状浅变质带。断裂带两旁低级序褶皱和断裂发育，并与主断裂斜交呈“入”字型，相交

锐角北东盘指向东南，南西盘指向北西，说明其左旋走滑^①。在镇源附近，沿断裂带有新生代碱长花岗岩产出；在普洱，有新生代碱性玄武岩喷发。

2. 哀牢山-红河左旋走滑断裂带

这是一束平行展布的走滑断裂组，包括哀牢山南麓的哀牢山-藤条江断裂、九甲-安定断裂、阿墨江断裂、哀牢山北麓江河断裂、斋河断裂等。

该组断裂是“歹”字型构造体系的组成部分。哀牢山-藤条江断裂及其南侧数条平行断裂的左旋走滑性质已为地质力学学者研究过^①。Tapponnier (1976) 根据红河-哀牢山断裂带大规模左旋走滑性质，作为其“多阶段挤出逃逸”模式的组成部分。钟大赉 (1988)、吴海威 (1989) 根据大量具韧性变形糜棱岩、发育左旋性质的水平拉伸线理、两侧中生代地层构造变形受红河断裂左旋影响的扭动等，证明红河-哀牢山断裂带的左旋走滑性质。

红河-哀牢山左旋走滑断裂带深切至上地幔^[8]。据“滇深 82 工程”资料，元江炮点，红河北侧地壳厚 43 km，南侧 38 km，莫霍面断距 5 km，下关南炮点，莫霍面断距 5~8 km。红河与斋河夹持地段，有人称红河地堑，堆积厚达 5 km 新生界，膏盐沉积巨厚。沿断裂系，新生代富碱斑岩和火山岩大量产出^[9]。红河-哀牢山左旋走滑断裂带北延部分，为白济汛-乔后走滑推覆断裂、剑川-乔后-下关走滑推覆断裂所转换。

3. 德钦-奔子栏左旋走滑断层带

该断裂长 200 km，走向 NW300°，沿断裂带发育碎裂岩和糜棱岩，切过老第三纪红层。奔子栏见上古生代碳酸盐地层地体沿断层向西左旋滑移数公里^[7]。

4. 沙马-理塘左旋走滑断层带

该断裂带西起白玉沙马乡，向东经义敦亥隆、毛垭坝到理塘，走向 305°，长约 150 km。沿断裂发育破碎带，其中常见糜棱岩和断层泥。在沙马，见其切断老第三纪红层，左旋错位 2 km。

5. 玉树-邓柯-甘孜左旋走滑断层带

断层带为直线型，NW300°方向，长达 400 km，宽 10 km。西段隆宝湖盆地的通天河群高角度斜冲在老第三系红层之上，平面上见老第三系红层沿断层左旋侧向位移 1.5 km^[7]。断裂带中、东段控制竹庆、甘孜等第四系堆积，其时代为上新世末至更新世初（姚冬生，1984）。

三江地区北东侧，尚有鲜水河、野牛沟-达日等左旋走滑断层带，与上述断层组成一组相互平行的左旋走滑断层体系，分布在青藏高原东侧，令人瞩目。

五、三江地区西（南）带右旋走滑冲断层区

澜沧江右旋走滑断层带以西地区，新生代发育一系列近南北走向，向南略有撒开的右旋走滑冲断层，主要有怒江右旋走滑冲断层带、泸水-瑞丽右旋走滑冲断层、槟榔江右旋走滑冲断层、柯街右旋走滑冲断层等。还有著名的缅甸境内的实皆-纳明右旋走滑冲断层。

六、三江地区新生代构造模式述评

Molnar 最早用大陆碰撞机制研究青藏高原。他从陆地卫星像片和地震资料入手分析亚洲大陆构造，并与刚性压模对塑性介质平面挤压作用进行对比^[6]。尔后，Tapponnier 和 Paltzer 等 (1986) 的模拟实验进一步论证“东亚多阶段挤出逃逸”模式。该模式认为当刚

① 王义昭等，1981，云南省构造体系图（1:75万）说明书。

性的印度板块向塑性欧亚板块挤入时，青藏高原内部产生大量地壳碎片，向东、东南方向沿平移断层挤出（侧向逃逸），其位移达数百至数千公里，导致东中国盆地及南中国海的张开^[10]。Burchfiel 对大规模挤出逃逸模式持否定态度。他提出走滑断层通过转换收敛（推覆或旋转汇聚）而吸收的模式。他认为，这些中地壳滑脱构造之上的上地壳构造，通过转换收敛，使地壳缩短，地壳加厚，高原隆升^[11]。

上述两位学者风靡海外的模式，遇到的最大问题是实际资料缺乏。大规模逃逸的观点，不管规模多大，都会遇到第一个难题，即青藏高原东侧，老的构造线和各种地质体的边界是不是因逃逸而模糊混乱不清？研究三江地区中老特提斯构造的学者会给它一个不符合客观实际的回答。新生代以前，三江近南北向的构造线依然可以追寻。第二个难题，即新生代宏伟的澜沧江右旋走滑断裂系（超壳深大走滑断裂系），如果造成陆壳的相对运动的话，那么，也是三江地区西部向北滑移，而东部向南（东）滑移。第三个更大难题——边界条件，大规模逃逸的条件是自由边界，然而，自由边界在地球壳圈几乎是不存在的。巽他陆块南侧因印度洋板块向北推动受到北向的挤压，因此，与其说东南亚陆壳为青藏高原内部陆壳自千里外逃逸至此，毋宁说滇西和巽他陆块被北进的印度板块所带动，而相对于扬子板块和三江地区东部而向北移动。

阿尔金左旋走滑断层带和澜沧江右旋走滑断层带都是超壳深断裂，深切上地幔，其部分熔融的岩浆上侵，致使碱性玄武岩，含地幔包体的碱性花岗岩、正长岩、煌斑岩广泛分布。

阿尔金、澜沧江两条新生代走滑断层呈影像关系，驱使我们寻找另外的力学机理。这两条巨型走滑断层正是沿着受印度大陆正向挤压形成高原内部走滑断裂静三角的北西侧和北东侧，沿最大剪切应力集中面（破碎面）发育的深大走滑断层。阿尔金走滑断层受塔里木刚性陆壳限制，走向北东东，而澜沧江走滑断层受扬子陆壳和保山-掸邦陆块的限制，南段偏向南。把澜沧江东侧左旋走滑断裂系看成澜沧江右旋走滑断裂系次级构造，也许合理。

雅鲁藏布江“缝合线”向东至大拐弯，迅速转向南入孟加拉湾，接巽他弧。因此，在东南半岛西侧的俯冲带几乎平行印度板块运动方向；该俯冲带具有转换断层的性质，这就决定了弧后冲断层都带有平移断层的属性。澜沧江右旋平移断层带以西地区，出现右旋平移冲断层系的原因在于此。

看来，高原内部冲断汇聚和边部走滑转换推覆汇聚两种机制的共同作用是高原隆升和陆内变形的根本原因。自不待言，与之有关的构造热事件，既是新生代侵入岩赖以成岩、成矿的构造前提，也是新生代侵入岩不受老的构造-岩浆带限制，广布整个三江地区乃至邻近区域的重要原因。

第二章 新生代侵入岩及其含矿性

第一节 新生代侵入岩的分类与命名

当代地质科学、找矿勘探的长足进展，无不昭示地质学已步入全球对比和综合研究的新阶段。作为基础地质数据资料标准化的重要环节，统一火成岩的分类与命名，也是世界各国地质学家的共同呼声。顺应潮流，1989年，国际地科联（IUGS）火成岩分类学分会（SSIR）向世界岩石学界同仁推荐《火成岩分类及术语辞典》^[1]。

一、国际地科联火成岩分类学评述

《火成岩分类及术语辞典》是SSIR集数十年工作的经验总结，并广泛征求了各国岩石学家的意见和建议，因而颇具权威性和代表性，甚至被冠之以国际地科联的火成岩分类^[12]。它理应成为当代最系统、最全面、最权威的火成岩分类学工具书。

在充分肯定SSIR火成岩分类与命名研究的同时，不能不看到国际地科联的火成岩分类学（1989）有着明显的不足。例如SSIR声称“分类的目的是采用明确的术语，建立一些将不同对象分开的系统方式”^[12]。可想而知，在这一目的指导下的岩石分类，必将是一种实用的现象分类，加上SSIR在分类的实际运作时，又不遵循分类的穷尽性原则，必然导致SSIR的火成岩分类学不能揭示岩类、岩种之间的内在联系，故不具备分类所应具备的反映岩浆演化规律及科学预见功能。

按SSIR的推荐，自然界的火成岩分为七大类，即火山碎屑岩与火山碎屑、碳酸岩类、煌斑岩类、黄长岩类、紫苏花岗岩类、深成岩类和火山岩类^[1]。令人不解的是，SSIR为什么把“与地球表面以下相对较深处发生的火成作用有关的”，“可按岩石的长英质矿物，采用现今大家熟悉的QAPF图解来分类”的长英质岩石和“可按铁镁质矿物分类的”（引语皆出自SSIR的《火成岩分类及术语辞典》中——笔者注）超镁铁质岩石统称深成岩。如果顾名思义，很容易产生不必要的误会，似乎碳酸岩类、黄长岩类和紫苏花岗岩类等岩石，就不属“与地球表面以下相对较深处发生的火成作用有关”的产物。其实不然，它们大都是深成相的产物。事实上，我们在工作中，常因按SSIR规定称呼深成岩时，发生过多次歧义。其二，plutonic rock（深成岩）术语的“plutonic是与地球表面之下相对较深处发生的火成作用有关的一个定义不很严格的术语”^[1]，“felsic（长英质）一词系feldspar（长石），lenad（似长石）和silica（石英）加c的英文缩写组合而成，用其表征实际矿物成分中有大量浅色矿物的火成岩。本词也指长英矿物类矿物（石英、长石、似长石和白云母）。本词与‘铁镁质’相对”^[13]，况且，在SSIR的深成岩类分类中，长英质岩石和超镁铁质岩石的分类，又是各行其事，互不相关的。基于此，笔者建议SSIR最好把“深成岩类”一分为二个彼此平行的岩类，即长英质岩类（可按QAP图解和FAP图解再进一步分类）、超镁铁质岩类（可按Ol-Opx-Cpx或Hbl图解再进一步分类）。如此小小更动，不仅有效地避免了常因称呼

深成岩产生的歧义，而且更贴近于自然界的实际。此外，这样的小小更改，也与 SSIR 的第四条分类原则，即“任何分类中所采用的术语应该尽可能地沿用那些目前被广泛接受的术语”^[12]相一致。其三，“在深成岩和火山岩之间还存在着过渡类型，因此，分委会建议在采用分类时如果确定不了岩石是深成岩还是火山岩，则在深成岩基本名称之前加‘微’^[11]。我以为，SSIR 的上述规定与自己确定的第四条分类原则相违背。众所周知，长英质岩石的深成相和火山相之间的过渡类型，目前被广泛称之为“斑岩”或者“玢岩”等。例如花岗岩的次火山岩相类似物则谓之花岗斑岩，而与之有关的斑岩铜矿以及后来发展引伸的斑岩矿床术语，业已博得岩石学家、矿床学家的认同。假若按 SSIR 的方案，改称微花岗岩则与花岗斑岩的传统术语没有本质差异，而且用微花岗岩矿床来代替斑岩矿床也毫无必要。超镁铁质岩石的次火山相有的已有公认的术语，有的甚至业已得到 SSIR 的认可，诸如辉绿岩，SSIR “认为与粗玄岩同义，并且作为 QAPF 图解 10 区中微辉长岩的同义词”^[11]。

为适应地质科学全球对比和综合研究之需，理应自觉同 SSIR 的《火成岩分类及术语辞典》接轨。但是在“接轨”过程中，我们发现 SSIR 的国际地科联火成岩分类学存在不足。所以，我们以为，和 SSIR 的火成岩分类命名接轨是有条件的，如同承继科学遗产应持的态度那样，予以辩证扬弃。合理的，加以采纳；不合理的，进行修正，并与 SSIR 论争，因为 SSIR “愿意接受对国际地科联分类学有兴趣的人的评价和建议（包括对《火成岩分类及术语辞典》的修正”）^[11]。实际上，我们已三次正式致函 SSIR 阐述我们同 SSIR 火成岩分类命名的原则分歧，SSIR 在复函中未对我们的抨击提出异议；我们之所以对国际地科联火成岩分类学略加评述，也因为要在力求客观、公允剖析 SSIR 分类方案的前提下，提醒我们下面即将推出的西南三江地区新生代侵入岩的分类命名。

二、分类和命名

有关西南三江地区新生代侵入岩的分类命名，是在批判继承国际地科联火成岩分类学的前提下推出的。因此，凡是 SSIR 的分类命名中，合理的内核，我们方案要遵循；而不合理的部分，我们方案将摒弃；对于不尽合理的部分，我们方案拟加以修正。为此，我们把本区新生代侵入岩划分为九类，即长英质岩类（包括深成相、浅成相和伟晶相产物）、惯称的碱性岩类、超镁铁质岩类、煌斑岩类、紫苏花岗岩类、小龙岩类、佷山岩类和碳酸岩类。下面将对这九类岩石的地质特征分门别类地加以论述。

第二节 长英质深成侵入岩类

狭义的长英质侵入岩，可按 SSIR 的 QAP 图解（图 2-2-1, a）来进一步分类命名。在三江地区新生代长英质深成岩中，首推花岗岩类岩石及相关岩石（泛称酸性侵入岩）分布最广，类型最多，矿化最良，而且找矿前景最好。因而，理所当然是本节讨论的重中之重。

考虑到西南三江地区新生代酸性侵入岩的种种地质特征，我们选取代表其生成时挥发分环境的氟、硼和造岩矿物云母，作为酸性侵入岩名称的形容词，把研究区有矿化潜在远景的新生代酸性岩大致分成三种岩石类型，即富氟酸性侵入岩、富硼酸性侵入岩和云母（白云母或二云母）花岗岩。它们大体分别出于三个岩带：①察隅-槟榔江富氟酸性侵入岩带；②怒江-瑞丽江云母花岗岩带；③铁厂-西盟富硼酸性侵入岩带。

一、察隅-槟榔江富氟酸性侵入岩带

该岩带北起察隅，经滇西腾梁地区槟榔江流域，往南进入缅甸，止于泰国普吉的白垩纪-老第三纪酸性侵入岩带，绵延 2000 多公里。该岩带内构成彼此平行展布、自东而西的早白垩世、晚白垩世和老第三纪三个酸性侵入岩带^[8,14]。

在三江地区范围内，南北两段（即槟榔江段和察隅段）老第三纪酸性侵入岩似乎不相关链接。南段有来利山-百花脑复式岩体，花水、大竹棚复式岩体。复式岩体由二长花岗岩、钾长花岗岩和碱长花岗岩组成。还有单式岩体，如勐典岩体，由二长花岗岩组成。前述岩体颇有规模。北段有零零通、塔林、枯河东、此坝吉台等二长花岗岩，还有可与蛇绿岩配套的沙马奥长花岗岩，都呈小岩株且岩性单一，或构成白垩纪-老第三纪复式岩体的补充期。

察隅-槟榔江-缅泰白垩纪-老第三纪花岗岩带，往北至波密，与西藏冈底斯白垩纪花岗岩带相连。然而，冈底斯花岗岩带以白垩纪花岗岩为主，并与火山岩共生，其成因类型属同熔型（I型）。但经波密后往南，岩石特点、成因类型、成矿专属性等便发生巨大变化。

新第三纪花岗岩为二云母钾长花岗岩、白云母碱长花岗岩等过铝花岗岩。岩体规模很小，只见于下察隅、米古、松冷、索道等地，南段槟榔江地区尚未发现。至今，尚未发现与新第三纪花岗岩有关的工业矿化。

二、怒江-瑞丽江云母花岗岩带

保山-掸邦地块西侧，沿怒江与瑞丽江两断裂交汇处，有新生代过铝云母花岗岩产出。岩体呈小岩株、岩枝，或作为潞西复式花岗岩体（多期）的最晚侵入的小岩体产出，如华桃林云母花岗岩，平达、大坡等地的白云母花岗岩，或作为独立岩枝产出于怒江断裂与瑞丽江断裂旁的次级断裂中，如蒲满哨、曼告云母花岗岩（枝）、板旺岗、光芒山、炳弄白云母花岗岩（枝），大汪城云母花岗岩（小岩体）。

早在 60 年代，这一带的含铍白云母钠长花岗岩被视为变花岗岩矿床。这些含铍花岗岩具有明显的垂直分带性，上部和边部出现似伟晶岩壳并有云英岩析离体。甚至，在其内石英中多见及玻璃质熔融包裹体，其初熔温度 700~750℃，终熔温度为 800~850℃（云南区调队和金世昌等）。考虑到岩石富挥发分、碱质和亲石性元素等特征，这些含铍白云母钠长花岗岩应以岩浆作用为主。

三、铁厂-西盟富硼酸性侵入岩带

该岩带产出于羌塘地块和保山地块东缘，沿断裂带分布的类乌齐-铁厂-西盟富硼酸性侵入岩，以电气石参加命名的富硼花岗岩，有其独特的岩石学、岩石化学和成矿作用特征^[15]。该岩带花岗岩成岩年代为中生代末期至新生代早期。而新生代电气石花岗岩主要在滇西段出现。而藏东类乌齐地区尚不见有关报道，也许是同位素年龄测试资料较少的缘故。

滇西新生代电气石花岗岩体产地主要见于云龙铁厂、志本山-石缸河，昌宁县薹坝地、新街、弯岗，凤庆县绿阴塘，西盟县大马撒、阿莫等地。各岩体年代主要依据是同位素测试资料。新生代电气石花岗岩作为独立岩体出现，如阿莫、薹坝地等，或者作为多期复式岩体最晚期侵入岩出现，如铁厂、志本山-石缸河等复式岩体。

岩石常呈粒状镶嵌结构、包含结构、棋盘格子等常见的岩浆结晶结构。

岩石具有流斑构造。在基质矿物定向排列之条纹、条带之上，分布略显定向之钾长石、电气石斑晶或聚晶，宛如江流中飘浮的木排，显示出岩浆侵位时的流动特点，局部条带有所弯曲，似可视为涡流构造。

晶洞构造屡见不鲜。晶洞中有石英、电气石等晶簇。

斑杂构造也是岩石中常见的构造之一，发育在阿莫岩墙花岗岩之上部，与佺山岩过渡部位。花岗岩团块或钾长石聚斑与电气石团块互相堆积，或电气石呈基质包含前者，而显斑杂构造，常被误认为角砾状构造。

上述特征的结构、构造特点和分带特点，提供了有关岩石成因的信息。然而，正因为这些特点，诸多学者对其成因见仁见智，众说纷纭。如铁厂花岗岩产于变质岩系中，又具有“假眼球状”特点，被认为是混合花岗岩^[16]；由于产于构造带里，又被认为是糜棱岩^[17]和碎裂交代花岗岩^[14]。我们以为，铁厂花岗岩的这些特征是花岗岩生成后再局部糜棱岩化所致，而佺山岩等则大都在糜棱岩化后侵入形成。

电气石花岗岩结构和构造特点，反映岩浆粘度低，流动性强，分熔作用极其强烈，侵位时处于强大的侧向压力环境。1990年，吕伯西论证其为富硼酸性岩浆结晶成因^[15]，广泛发现的熔融包体，均一法测温资料是其有力证据。

电气石是一种常见的贯通矿物。它可以是岩浆成因、岩浆期后气成热液蚀变成因、热液充填成因，也可以是区域变质作用，乃至是热液喷气沉积作用的产物^[18]。可是，人们习惯于把花岗岩中的电气石，视为电气石化结果。

基于电气石花岗岩中电气石的嵌布特征，与电气石密切共生的矿物中晶质熔流包体（其晶质很可能为电气石）的发现、和富硼花岗岩体系的成岩、成矿实验资料的分析，我们曾经不止一次指出，电气石化对本区电气石花岗岩的成生无关宏旨。换言之，它们主要是下地壳富硼岩石重熔产生的富硼酸性岩浆的结晶产物^[15]。

电气石花岗岩中，硼的含量（质量分数）为 $(64\sim 1000)\times 10^{-6}$ 。这比塔乌松的碱性再生花岗岩、奥长刚玉稀有金属花岗岩的硼含量 (27×10^{-6}) ^[19]高出数倍至数十倍。

西南三江地区电气石花岗岩与电英岩（佺山岩）型锡矿床，在空间、时间和成因上，具有极密切的亲缘关系，均系富硼酸性岩浆不混溶相的衍生物。其含矿性虽然前者远较后者差，但由于它们如同形与影的关系，故前者可作为后者的找矿标志。

四、关于碱长花岗岩的再分类

SSIR推荐的《火成岩分类及术语辞典》，要求把牌号 $An\leq 5$ 的钠长石同钾长石合并成碱性长石，对浅色深成岩按QAP图解进行分类、命名^[1,12]，从而分为碱长花岗岩、石英碱长正长岩和碱长正长岩等（图2-2-1, a）。在这些以碱性长石冠名的岩石类型中，首推碱长花岗岩分布广、矿化好、价值大、成岩和成矿机制的研究水准高。

自尼日利亚发现具有开采价值的花岗岩风化壳型Nb Sn矿床后，在全球范围内开展了一场旷日持久的稀有金属（有时含Sn、W）花岗岩成因论争。看来，目前是岩浆成因论占上风。按稀有金属花岗岩主要造岩矿物的含量，它们在QAP图上投影多落入碱长花岗岩区。所以有人称之为碱长花岗岩型矿床^[20]。不过，人们常以钠长石和钾长石含量多寡，把赋矿岩石名之钠长（石）花岗岩（传统谓之钠长石化或钠化花岗岩^[21]）或者钾长石花岗岩（传统谓之钾长石化或钾化花岗岩^[21]）。原苏联学者创名的稀有金属锂-氟花岗岩^[22]也是使用频度较高的同义词或近义词。

世界各地产出的碱长花岗岩体，一般规模不大，但却发育有清晰的垂向分带。其理想的垂直分带如图2-2-2所示。三江地区百花脑碱长花岗岩比较特殊：其一，规模较大；其二，虽不具垂向分带性，但类似分带的不同岩性间都互呈清楚的侵入接触关系并以独立岩体出

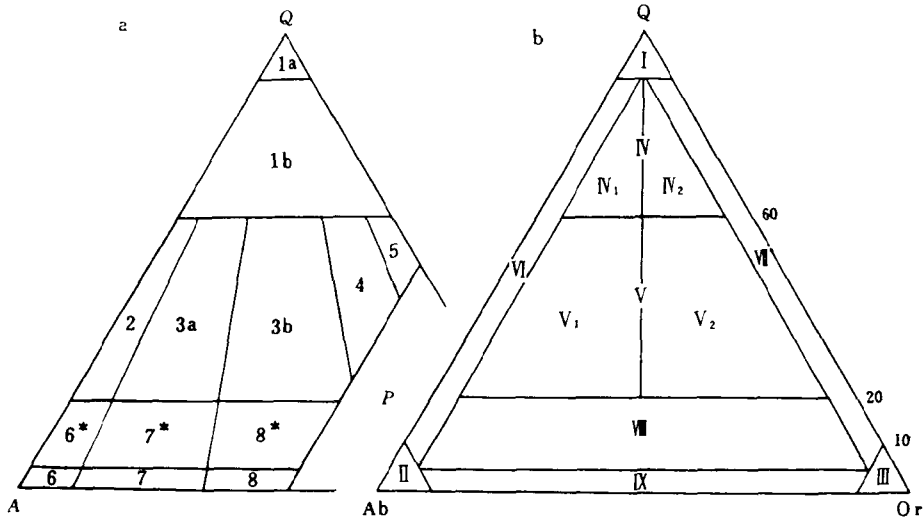


图 2-2-1 SSIR 的 QAP 分类图及碱长花岗岩等岩石再分类建议图

a—国际地科联浅色深成岩 QAP 分类图解：1a—石英岩；1b—富英花岗岩类；2—碱长花岗岩；3a—正长花岗岩；3b—二长花岗岩；4—花岗闪长岩；5—英云闪长岩；6*—石英碱长正长岩；6—碱长正长岩；7*—石英正长岩；7—正长岩；8*—石英二长岩；8—二长岩；A—碱性长石；P—斜长石；Q—石英。b—碱长花岗岩及相关岩石的再分类建议图解：I—石英岩；I'—钠长岩；II—钾长岩；IV—富英碱长花岗岩（IV₁：富英钠长花岗岩；IV₂：富英钾长花岗岩）；V—碱长花岗岩（V₁：钠长花岗岩，V₂：钾长花岗岩）；VI—石英钠长岩；VI'—石英钾长岩；VII—石英碱长正长岩；IX—碱长正长岩；Q—石英；Ab—钠长石；Or—钾长石

露。自然界的实例昭示，在一定的热动力条件下，造就碱长花岗岩的岩浆，可以演化出钠长花岗岩、钾长花岗岩、钠长岩、钾长岩、石英岩、石英钠长岩和石英钾长岩等。

近 20 余年的花岗岩-H₂O-RX (R=Li、Na、K、Rb、Cs 和 H⁺ 等，X=F、B 和 OH⁻ 等，下同) 体系的成岩与成矿实验揭示，富挥发分和碱性元素的花岗岩具有特殊的岩石学和化学特性。表现之一，钠长石几乎全为纯钠长石；之二，在 Qz-Ab-Or 图解中，富 F 花岗岩的分布区离开正常花岗岩的位置，移向钠长石端点(图 2-2-3)；之三，随着 F 含量增高，钾长石的晶出受到抑制，而钠长石、石英和黄玉的结晶空间变大；之四，挥发分能络合多种亲石性元素，使之趋于富集在富挥发分的低熔残浆中^[23~26]。换言之，成岩、成矿实验佐证，在一定热动力条件下，造就碱长花岗岩的岩浆，可以演化出含矿的钠长花岗岩、钾长花岗岩、钠长岩、石英岩和石英钠长岩等。

国际岩石学界惯常以岩石化学成分计算 CIPW 标准矿物，在 Q-Ab-Or 三角图解上表征花岗岩分类、命名及其成因^[22,23,27]。

前已指出，SSIR 有关碱长花岗岩的分类、命名有明显不足。好在 SSIR “愿意接受对国际地科联火成岩分类学有兴趣之人的评价和建议(包括对《火成岩分类及术语辞典》的修正)”^[1]。

基于前述碱长花岗岩及其相关岩石的岩石学特征、分布规律、演化轨迹和成矿专属性等丰富资料，根据花岗岩-H₂O-RX 体系成岩、成矿实验的新进展，结合稀有金属 Li-F 花岗岩成岩、成矿机理的新认识并遵循惯例，笔者建议将 QAP 深成岩分类图解中的 1a 区和 1b

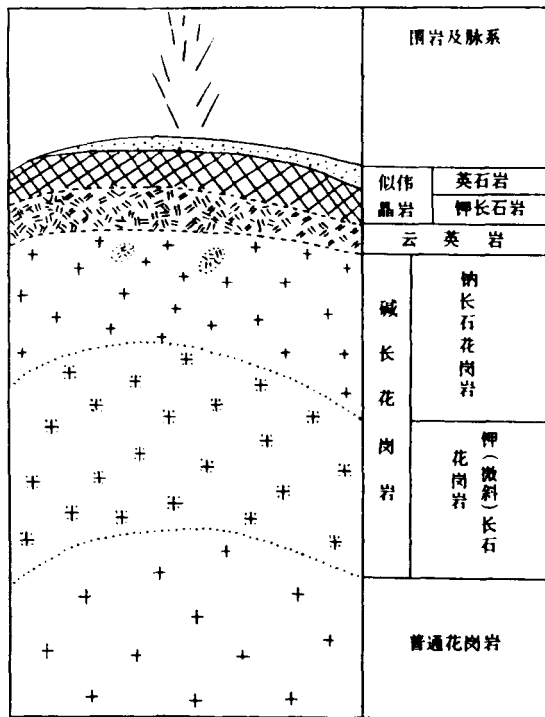


图 2-2-2 稀有金属 Li-F 花岗岩垂直分带理想剖面

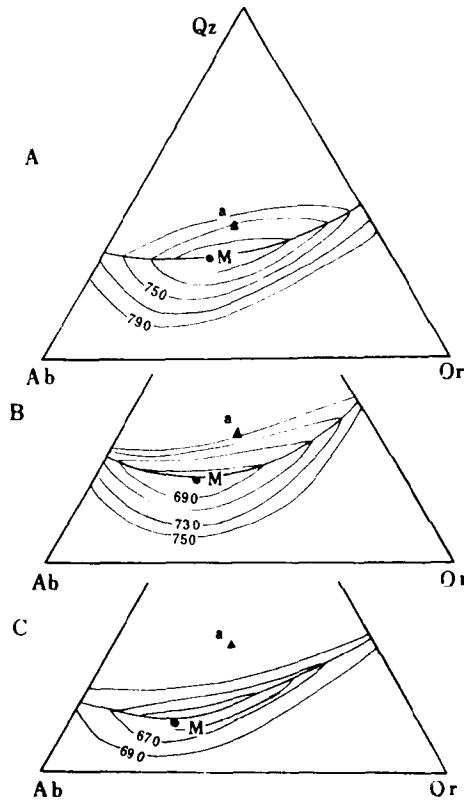


图 2-2-3 花岗岩浆等压低共熔点与 F 含量关系^[23]

a—无氟；M—含氟 [A: $w(F) = 1\%$ 。
B: $w(F) = 2\%$ C: $w(F) = 4\%$]

区的部分、2区全部、6区及其6*区的全部(图2-2-1, a的左侧部分),按图2-2-1, B作进一步的划分和命名,犹如SSIR将QAP图解中的10区、10'区和10*区再作进一步分类、命名^[1]一样。

愚见以为,笔者的上述建议,在颇大程度上,弥补了SSIR有关分类的不足。

第三节 长英质浅成侵入岩类

西南三江地区的新生代浅成长英质侵入岩产出金沙江-红河富碱侵入岩带中。该岩带北起唐古拉山麓,经青海玉树西南,沿金沙江与北澜沧江之间的西藏玉龙、芒康等地出露,过云南白茫雪山至大理地区,沿哀牢山、红河断裂系分布,向南东则延伸入越南北部。在我国境内,岩带长达1800km,宽40~100km,包括大小岩体100余个,并且伴生有碱性火山岩和基性、超基性侵入岩(图2-3-1)。

该岩带历来为学者们所注意。涂光炽等1982年向世人展示了我国境内该富碱侵入岩初步面貌^[28]。吕伯西等较详细和全面研究了该岩带的岩石学、岩石化学、成矿作用和成矿专属性,以及控岩、控矿构造等,并对大规模陆内走滑变形和岩浆作用、成矿作用勾绘了一

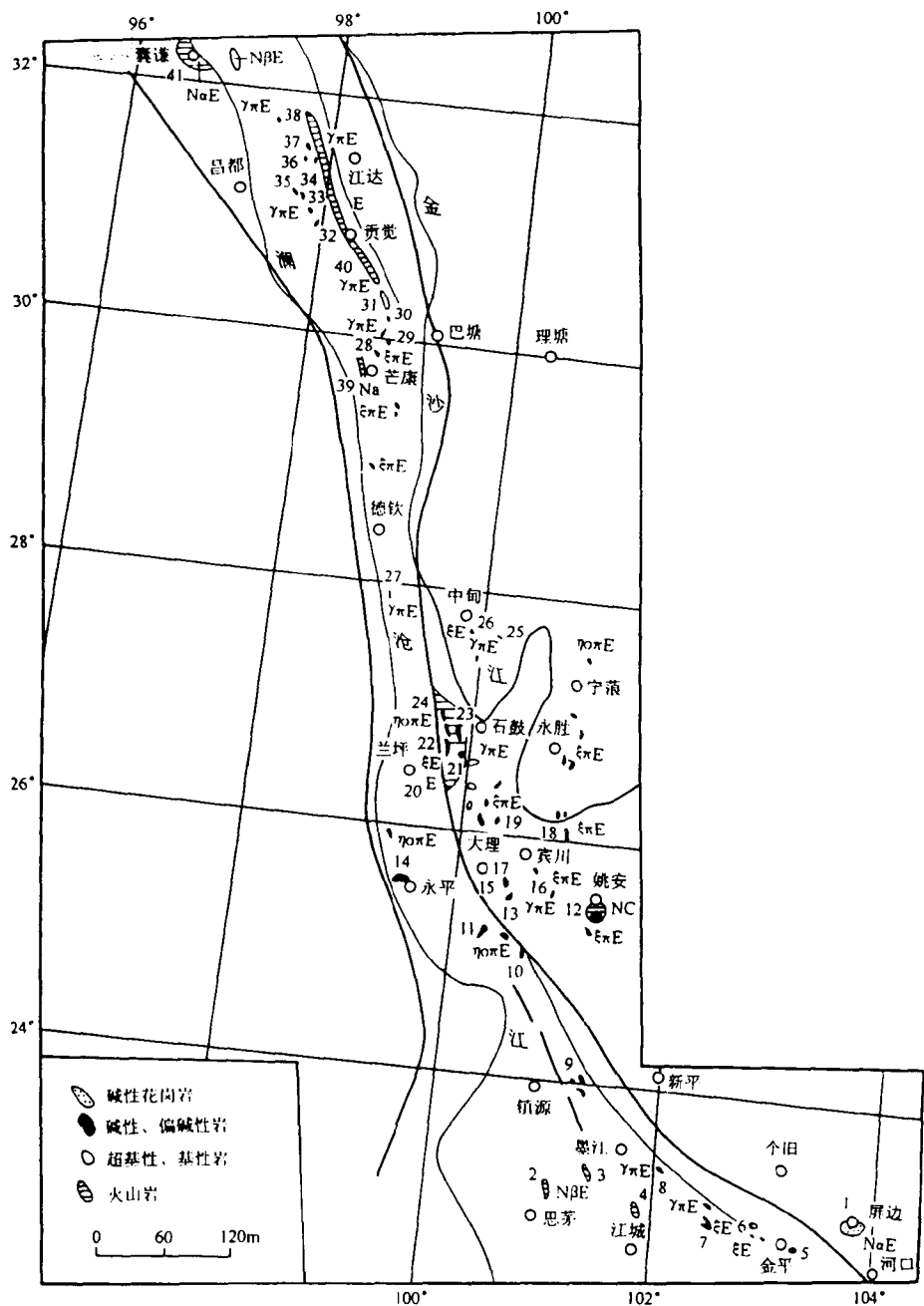


图 2-3-1 金沙江-红河富碱侵入岩带主要岩体分布图

1—屏边白榴辉岩、白榴碧玄武岩； 2—普洱玄武岩； 3—通关玄武岩； 4—大黑山玄武岩； 5—冷家坪霓辉石
 英正长岩； 6—铜厂石英正长岩； 7—哈播石英正长岩； 8—坝勒花岗岩斑岩； 9—东周林比幅山花岗岩斑岩、老王
 寨更长玄武岩； 10—头合阱石英二长斑岩； 11—大莲花山石英二长斑岩； 12—姚安正长斑岩、粗面岩； 13—
 马厂箐花岗岩斑岩； 14—卓潘碱性岩； 15—海东碱性玄武岩、煌斑岩； 16—干海子正长斑岩； 17—宝丰寺花岗
 斑岩； 18—鲁地拉正长斑岩； 19—北衙正长斑岩； 20—剑川粗面岩、玄武岩、基性岩； 21—玉召块花岗岩斑岩；
 22—老君山正长岩； 23—桃花石英二长斑岩； 24—小桥头石英二长斑岩； 25—楚波花岗岩斑岩； 26—甯哥正长
 岩； 27—阿南多塘花岗岩斑岩； 28—马牧普石英正长斑岩； 29—色错二长花岗岩斑岩； 30—色礼二长花岗岩斑岩；
 31—各贡弄花岗岩斑岩； 32—马拉松多花岗岩斑岩； 33—多霞松多花岗岩斑岩； 34—莽总二长花岗岩斑岩； 35—扎拉
 尔二长花岗岩斑岩； 36—玉龙二长花岗岩斑岩； 37—恒星错二长花岗岩斑岩； 38—夏日多二长花岗岩斑岩； 39—芒康
 粗面岩； 40—贡觉玄武岩、英安岩； 41—囊谦玄武岩、粗面岩

个粗略的轮廓^[29]。

“八五”期间，我们着重于对新生代侵入岩及其成矿作用进行探索，获得了以下进展：

首次揭示了一个与富碱侵入岩共生的新生代碱性火山岩带。这无疑对新生代的岩浆活动的全貌有更深入的了解，对新生代岩浆成矿作用的背景有更深刻的了解；②除了致力于新生代陆内碱性岩浆活动及直接有关矿床的研究之外，我们试图从构造、岩浆、热动力机制和热卤水再活动及成矿作用去理解一些比较复杂的大型矿床的成矿机理，如镇源金矿床和兰坪铅锌矿床；③论证了大规模走滑断裂系为控制新生代幔源岩浆活动（控岩）和控制大规模金、铜、多金属成矿作用一级构造，圈定了寻找大型、超大型矿床最有希望的远景区。

一、岩段、岩群、岩体及岩石类型

自北而南，富碱侵入岩体集中在三个岩段：玉龙-芒康斑岩段、大理地区斑岩段、金平-绿春斑岩段。

玉龙-芒康斑岩段位于北澜沧江、金沙江走滑断裂束之间，斑岩与贡觉等盆地火山岩相伴生。它可分为二个岩群：玉龙-海通斑岩群，有马拉松多、多霞松多、莽总、扎拉尕、玉龙、恒星错、夏日多等岩体。其主要的岩石类型是二长花岗斑岩。芒康斑岩群，有各贡弄、色礼、色错、马牧普等岩体。其岩石类型主要为正长斑岩，次为二长花岗斑岩。

大理地区斑岩段包括丽江县桃花、小桥头，剑川县老君山、玉召块，鹤庆县北衙，宾川县宝丰寺、鲁地拉，祥云县马厂箐、干海子，弥渡县黄矿厂，巍山县大莲花山，永平县卓潘，姚安县老街区等岩体。此外，维西县阿南多塘，中甸县甬哥、楚波、宁蒗和永胜县也有零星分布。主要岩石类型有正长斑岩、副长石正长斑岩，次为二长斑岩，再次为二长花岗斑岩。

金平-绿春斑岩段的岩体产地为冷家坪、铜厂、南板桥、哈播等。主要岩石类型为正长斑岩、副长石正长斑岩、石英二长斑岩。苦岔河似斑状二长花岗岩同位素年龄（黑云母 K-Ar 法）为 $44.88\text{Ma}^{[30]}$ 。它也是新生代富碱侵入岩的成员。

在哀牢山北段，沿九甲-墨江断裂带也有不少富碱斑岩出露，如镇源县东瓜林、比幅山，墨江县金厂、坝勒等。岩石类型主要为花岗闪长斑岩和花岗斑岩等。

二、矿物学特征

钾长石是其主要的造岩矿物。常见单斜晶系正长石，其斑晶半自形，具卡氏双晶，部分具环带构造，发育钠长石条纹。在宝丰寺等地，晚期正长岩发育钾长环斑结构^[31]。钾长石的 Or 分子含量：副长石正长斑岩中者为 34，二长斑岩、正长斑岩中者为 58.1~70.4，二长花岗斑岩中者为 74.9~92.4，随岩石酸度增加而升高。多数岩体钾长石 $\Delta Z=0.33\sim 0.59$ ， $\Delta P=0$ ，属正长石。但铜厂和多霞松多斑岩钾长石的 $\Delta Z=0.67\sim 0.72$ ， $\Delta P=0$ ，属高冰长石，而宝丰寺、玉龙南少数岩体 $\Delta Z=0.14\sim 0.32$ ， $\Delta P=0$ ，为透长石。

黑云母 $M=0.52\sim 0.73$ ， $F=0.28\sim 0.44$ ， $w(\text{TiO}_2)$ 为 2.97%。 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 为 12.41%，高镁低铁、高钛低铝，属镁质黑云母。X 粉晶射线衍射分析确定为 3T 型金云母。

角闪石多为钙质角闪石，碱性角闪石少见。

辉石可分为透辉石-钙铁辉石系列和碱性辉石系列。前者见于马牧普、老君山、卓潘等正长斑岩体，后者见于南板桥、冷家坪等副长石正长斑岩中。

卓潘、姚安、南板桥等副长石正长斑岩的造岩矿物有霞石、方钠石、黑榴石等。

副矿物组合为磁铁矿 + 榍石 + 锆石 + 磷灰石。在副长石正长岩中有较丰富的褐帘石、褐

钼铌矿、钍石、烧绿石等稀有放射性矿物。

三、岩石化学

岩石富碱高钾， $w(K_2O+Na_2O)$ 为 7.86%~14.6%， $w(K_2O)/w(Na_2O)$ 为 1.3~2.0， AR 为 3.02~12.12。由二长花岗斑岩→二长斑岩 正长斑岩 副长石正长斑岩， AR 值升高；固结指数 SI 值由 13.2 降至 0.0；钙碱指数由 0.38 降为 0.01；铁镁指数由 0.63 降至 1.0；分异指数 DI 由 74.1 升至 94.6。

同大陆边缘的钙碱性花岗岩（I 型花岗岩）相比较， FeO 、 MgO 和 CaO 大大偏低， Na_2O 和 K_2O 则明显增高。

岩带中几乎所有的花岗斑岩，包括宝丰寺、马厂箐、桃花、马拉松多、多霞松多等岩体都是过铝花岗岩， A/CNK 值大于 1。该岩石的化学特点同世界上许多碱性花岗岩（A 型）带中共生的过铝花岗岩相似。

岩石富含强不相容元素 U 、 Th ，贫 Ba 、 Cs 富含中等不相容元素 Nd 和轻稀土 La 、 Ce ，贫 Nb 、 Zr ，而 U 、 Th 、 Ba 、 Sr 含量超过平均酸性岩 2~10 倍。 U 、 Th 与 Ba 、 Sr 含量成正比。相容元素 Co 、 Cr 、 Ni 、 Sc 含量较高，花岗斑岩与正长斑岩之 Cu 、 Mo 、 Pb 、 Zn 丰度普遍较高。

四、稀土元素丰度

稀土总量 $w(\Sigma REE)$ 为 (92.23~1087) $\times 10^{-6}$ 。其中，二长花岗斑岩为 (183.37~270) $\times 10^{-6}$ ，正长斑岩为 (400~500) $\times 10^{-6}$ ，而副长石正长斑岩、碱性岩最高，卓潘碱性岩为 1087×10^{-6} 。稀土总量随着岩石碱性增强而剧增。上地幔岩部分熔融时，不相容稀土元素优先进入熔体，即含稀土总量极低的地幔岩部分熔融岩浆却含离稀土总量的原因^[8]，部分熔融程度越低，岩浆愈富碱，稀土总量越高。

$w(\Sigma Ce)/w(\Sigma Y)$ 为 10.70~32.44，轻稀土强烈富集。副长石正长斑岩 δEu 为 0.63~0.92 花岗斑岩、正长斑岩 δEu 为 0.42~1.03 可见钕中等亏损或不亏损。 $w(Y)$ 甚低，为 (9.35~47.24) $\times 10^{-6}$ ， $w(Y)/w(\Sigma REE)$ 为 0.92~0.12 这同物源上地幔岩盆 Y 相一致。

稀土配分曲线一律为平滑陡倾斜（图 2-3-2），反映它们有较一致的物源。

五、同位素地球化学

从该岩带锶同位素初始值看，($^{87}Sr/^{86}Sr$)_i 为 0.703~0.708，主要集中于 0.706~0.707

之间，略高于幔源岩石上限 0.706，此依然为板内幔型富碱侵入岩之特征。

部分岩体做过氢、氧同位素测定，玉龙、马牧普等岩体全岩 $\delta^{18}O_{PDB}$ 为 7.1‰~7.88‰，属正常花岗岩偏低一端，说明物源主要来自上地幔。个别岩体，如宝丰寺、老君山等岩体，

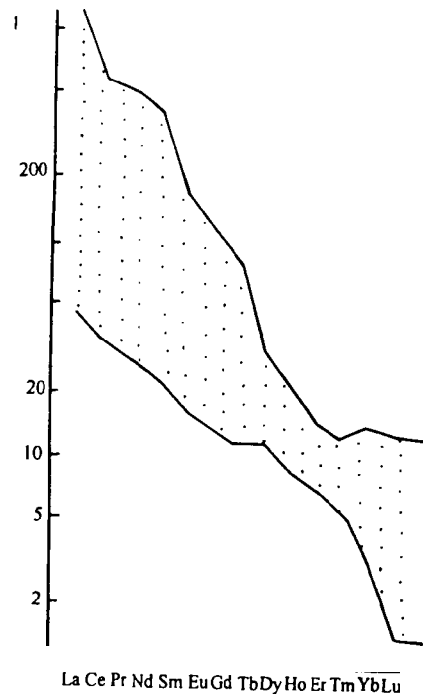


图 2-3-2 金沙江-红河富碱侵入岩稀土配分曲线

$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = 10.38\%$ ，说明有部分地壳物质参加。

玉龙二长花岗斑岩初始岩浆水的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 值为 8.15% ^[32]、 8% ^[33]、 8.52% ^[34]。这些值都接近地幔岩浆“溶解水氧同位素值”。

玉龙岩体“绢云母化带” $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 0.65\% \sim 1.38\%$ ，“泥化带” $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 0.18\% \sim 0.61\%$ 。马鸿文据此计算出大气降水在热流相中的参加量：“钾化”阶段为 $11\% \sim 20\%$ ，“绢云母化”阶段为 $18\% \sim 29\%$ ，“泥化”阶段为 $18\% \sim 29\%$ ，石英硫化物阶段为 $16\% \sim 21\%$ ，总体上逐渐增高。据此，形成玉龙大型斑岩铜矿最必要地质条件是一个活跃而稳定的水热对流循环体系，岩浆水与天水共同参与，早期水热过程主要是岩浆水，晚期水热过程逐渐变为天水^[34,35]。

铅同位素组成为 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.276 \sim 18.897$ ， $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.488 \sim 15.772$ ， $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.119 \sim 39.229$ ，组成较均一。 μ 值为 $9.07 \sim 9.32$ ，显示富集放射性成因铅，相对富集轴铅而贫钍铅。在 Doe 构造模式图中，位于造山带演化线上或造山带与上地幔之间，在 $\Delta B - \Delta R$ （仿朱炳泉）图解中，位于壳幔均一混合铅区。与富碱侵入岩有关矿床矿石铅同位素组成为： $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.080 \sim 18.368$ ， $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.416 \sim 15.667$ ， $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.455 \sim 39.052$ ，组成均一，同岩石全岩铅同位素组成也基本一致。

μ 值较高，表明上地幔岩部分熔融岩浆上侵就位过程受高 μ 巨厚陆壳物质混染。

硫同位素 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化于 $3.3\% \sim 6.6\%$ 之间，绝大部分集中在 $0.5\% \sim 5.0\%$ ，范围狭窄，平均值为 1.51% ，与陨石硫同位素组成接近。

六、关于金沙江-红河富碱侵入岩带的再分带

涂光炽先生首倡哀牢山-金沙江富碱侵入岩带。按他的意见，富碱侵入岩主要包括碱性岩、碱性花岗岩。也包括碱含量高的碱长花岗岩^[28]。其实，该带新生代侵入岩的岩性大多同涂先生界定的富碱侵入岩出入较大，但其 $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 总量又几乎都高于 8% 。因此，我们改称该带为金沙江-红河富碱侵入岩带，以示其与涂先生所指之异同。

如同前述，北起唐古拉山麓，经青海玉树西南，沿金沙江与北澜沧江之间的玉龙、芒康等地展布，过云南白茫雪山至大理地区，顺哀牢山、红河断裂系出露，向东南伸入越南北部的金沙江-红河富碱侵入岩带，按其内斑岩体的碱度、含矿性、生成时的应力环境、时间和空间关系诸方面的差异性特征，可以再分两个亚带，即形成于挤压应力环境下的钙碱性中酸性斑岩亚带和形成于拉张应力环境下的偏碱性斑岩亚带。相应地，与它们共（伴）生的火山岩也大体有钙碱性火山岩和碱（偏碱）性火山岩之分，显示其各为同源异相。

在空间上，总体说来，钙碱性中酸性斑岩亚带集中于藏东玉龙—莽岭一带，其他地方则零星产出，而偏碱斑岩亚带则差不多遍布包括玉龙—莽岭一带在内的整个带，但以东的滇西一带相对集中。在时间上，总体说来，钙碱性中酸性斑岩亚带的生成早于偏碱斑岩亚带。但由于发展不平衡，造成挤压或拉张应力环境出现滞后，或者多次出现，所以两个亚带内的斑岩体生成时间有先有后。

在含矿性上，钙碱性中酸性斑岩亚带以很有成矿潜力的经典斑岩 Cu (Mo)、 Au 、 Pt 等矿床为其典型特征，而偏碱斑岩亚带的斑岩矿床矿化潜力则相形见绌。

从总体上看，印度板块于新生代向北冲挤，遇到欧亚大陆的围阻，造成主应力场力学性质的改变，以及当时该区的壳幔结构上的差异性，是引发整个富碱岩浆岩带及其两个亚带形成的根本原因。