序　言

80年代以来，大陆岩石圈的成因、演化及其动力学一直是国际地球科学界研究的中心课题。自板块构造登上大陆以后，研究的热点已转向大陆内部，人们试图通过对大陆内部具体构造认识上的突破，建立大陆动力学新模式。

青藏高原位于亚洲大陆的南部，地处巨型特提斯—喜马拉雅构造域的东段。它是地球表面一个独特的地理单元，高出海平面近5 km，并具有一个两倍于正常厚度的地壳。该区被认为是印度和欧亚大陆碰撞的结果，是世界上碰撞构造的最重要实例。青藏高原是古生代以来的地质活动区，具有多类型的沉积建造，频繁的岩浆活动和变质作用，以及复杂的地质构造格局。因此，长期以来就引起了国际地学界的瞩目，被誉为“打开地球奥秘的金钥匙”。

青藏高原北缘界线的划分存在广义和狭义两种看法。北缘西段分界一般划在塔里木盆地与昆仑山脉的界线处。东段界线则有两种看法：一种认为河西走廊南缘与北祁连的分界构成青藏高原的北缘东段界线；一种则认为应以柴达木盆地南缘为界。由于阿尔金山与祁连山连接自然，以及阿尔金山与塔里木盆地、祁连山与河西走廊之间均以崖壁为界。因此，青藏高原东北边界定在祁连山与河西走廊接壤处的广义方案，已为众多的地质、地理工作者所接受。

青藏高原北部广泛发育有新生代陆相火山岩和古生代海相火山岩。新生代火山岩与青藏高原的隆升有着密切的成生联系。而古生代海相火山岩从板块构造的观点来看，它包括洋中脊、洋岛、岛弧与大陆边缘弧、边缘海火山岩，对它们的识别与划分仍是国际上岩石学-地球化学研究中的一个难题。70年代以来，确定板块构造环境的火成岩化学元素判别图解得到广泛应用，随着研究的深入，人们发现单纯运用这种图解会造成环境的错误判断。为了正确判断构造环境，必须把元素判别图解与地质学、岩石学研究结合起来。

本文主要涉及青藏高原北部及三江地区新生代火山岩，北祁连古生代海相火山岩，柴达木北缘古生代海相火山岩-蛇绿岩及阿尔金构造带火山岩与蛇绿岩四大部分。试图从岩石大地构造学的角度，通过地质历史进程中不同时代岩浆活动形成的岩石学记录，利用地质、岩石及地球化学相结合的方法，回溯火山活动的古构造环境，反演造山带的形成过程及板块构造的演化，并最终建立青藏高原造山隆升机制及祁连造山带的岩石学模型。

在本文的写作过程中莫宣学教授自始至终给予了极大的帮助；微量元素测试过程中得到中国科学院高能物理研究所杨瑞英副研究员的指导和帮助；文中部分岩石化学及地球化学图解由西北大学地质系隆平同志计算并绘制；野外工作中得到青海省地质矿产局第一区调队，甘肃省地矿局酒泉地质调查大队的大力支持；青海省地质科学研究所周天祯高级工程师、王云山高级工程师，甘肃省地质科学研究所金松桥高级工程师协助完成了全部野外地质调查；本文挂靠国家自然科学

基金会重点资助项目、地矿部“八五”重点科技攻关项目：“格尔木—额济纳旗地学断面多学科调查研究”，“青藏高原北缘构造变形动力学研究”，得到了项目组杨建军副研究员、崔军文研究员的大力支持和通力协作，在此一并表示最衷心的感谢。

作　者

1996 年 3 月

目　录

第一章　北祁连山海相火山岩及其构造背景 …… (1)

第一节　北祁连山古生代陆—陆碰撞构造混杂岩带地质地球化学解析 …… (1)

第二节　关于火山岩的分类命名及主要岩类岩相学特征 …… (7)

第三节　北祁连山洋脊型火山岩 …… (9)

第四节　北祁连山洋岛（海山）型火山岩 …… (19)

第五节　北祁连山岛弧型火山岩 …… (26)

第六节　火山作用与板块构造演化 …… (42)

第二章　柴达木北缘古生代海相火山岩与蛇绿岩及其构造背景 …… (47)

第一节　柴达木北缘古生代海相火山岩及其构造背景 …… (47)

第二节　柴达木北缘古生代蛇绿岩及其构造背景 …… (60)

第三节　柴达木北缘大型韧性剪切带及其构造特征 …… (70)

第四节　火山作用与板块构造演化 …… (72)

第三章　阿尔金构造带蛇绿岩与火山岩岩石地球化学特征及其构造背景 … (74)

第一节　区域地质背景 …… (74)

第二节　安南坝——红柳沟古生代火山岩与蛇绿岩 …… (74)

第三节　索尔库里元古代变质火山岩及其构造背景 …… (88)

第四节　讨　论 …… (92)

第四章　青藏高原北部新生代火山岩及其构造背景 …… (95)

第一节　研究历史及现状 …… (95)

第二节　地质构造背景 …… (96)

第三节　岩石学特征 …… (97)

第四节　岩石化学特征 …… (100)

第五节　矿物化学特征 …… (106)

第六节　长石及石榴子石巨晶 …… (110)

第七节　微量元素地球化学特征 …… (115)

第八节　稀土元素地球化学特征 …… (120)

第九节　岩浆起源与演化 …… (124)

第十节　火山作用的构造环境与板块构造演化 …… (127)

第五章　结　语 …… (134)

参考文献 …… (136)

第一章　北祁连山海相火山岩及其构造背景

祁连山系是巨大中亚高原的一个重要组成部分，构成青藏高原的东北边缘。其西北接阿尔金山，东南湮灭于六盘山以西静宁、通渭及陇西一带黄土高原之下，西南临柴达木盆地，南东段隔渭水与秦岭相望，北瞰河西走廊。全长约 1 200 km，宽为 250～400 km，面积约 11 000 km²。

在地质上，祁连山系属昆仑—秦岭地槽褶皱区的祁连褶皱系，自北而南可分为四个带：Ⅰ. 走廊过渡带；Ⅱ. 北祁连优地槽褶皱带；Ⅲ. 祁连中间隆起带；Ⅳ. 南祁连地槽带。

北祁连是祁连山系的主要组成部分之一，它以独特的地质构造特征和地貌景观，展现在祁连山系的北部，对它的形成和地质发展史的研究受到中、外地质学者的重视和关注。黄汲清以多旋回构造观点，将北祁连划为加里东优地槽褶皱带，并视为一个典型的多旋回褶皱区；李四光以地质力学理论，将区内北西西向构造划为祁吕贺山字型构造的西翼；李春昱以板块观点，将本区划为祁连板块；肖序常等人认为是“深海沟型地槽”；夏林圻等认为北祁连古生代时期为一典型的活动大陆边缘沟—弧—盆体系（黄汲清，1979；李四光，1973；李春昱，1979；肖序常，1978；夏林圻等，1991）。

第一节　北祁连山古生代陆—陆碰撞构造混杂岩带地质地球化学解析

多年来，众多的研究者一直将北祁连山系古生代海相火山岩作为一套火山岩层序相对完备的、在空间上时间上具有规律性变化的、近东西向带状展布的火山岩带（北祁连—北秦岭铜硫成矿带区划协作小组，1983；左国朝，1986，1987；张蓓莉，1986 等）。并依据火山岩所在地层的地理分布、区域构造格局，将其划分为北、中、南三个构造—火山岩带：走廊南山北坡—毛毛山—南华山复向斜构造—火山岩带（北带）；走廊南山南坡—马雅山—白银厂复背斜构造—火山岩带（中带）；托莱山—门源—静宁复向斜构造—火山岩带（南带）。其中每一个构造—火山岩带又可进一步区分为若干亚带（图 1-1，表 1-1）。

并据此认为北祁连山早古生代的火山活动及其所形成的海相火山岩在时间上显示了完好的多旋回特征，火山活动自下而上可划分为七个时期（张之进，1983）：中寒武世，晚寒武世，早奥陶世，中奥陶世，晚奥陶世，早志留世及中志留世。

上述对北祁连山古生代海相火山岩地质、地层时空分布规律的划分方法具有直观、便于野外地质研究、填图的优点，但有几个问题值得商讨：

（1）北祁连山古生代海相火山岩是一套变质海相火山岩，经历过强烈的地质变动，火山岩原始层理及其标志已经历过强烈的改造，如何识别火山岩原始层理和划分火山岩层序特征？

（2）世界上许多著名造山带都存在逆冲推覆构造。我们的野外地质调查也证实，北祁连山古生代海相火山岩经历了强烈的构造变形，火山岩带中广泛发育有高角度逆冲式韧性剪切构

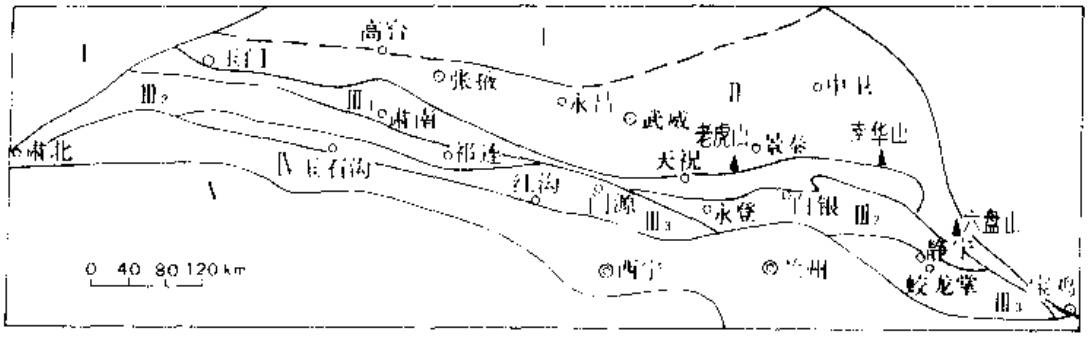


图 1-1　北祁连山构造—火山岩带分布略图

Ⅰ.塔里木—华北板块；Ⅱ.河西走廊过渡带；$Ⅲ_1$.北构造—火山岩带(走廊南山北坡—毛毛山—南华山复向斜)；$Ⅲ_2$.中构造—火山岩带(走廊南山南坡—马雅山复背斜)；$Ⅲ_3$.南构造—火山岩带(托莱山—门源—静宁复向斜)；Ⅳ.中祁连山隆起(微古陆)；Ⅴ.南祁连古洋板块

表 1-1　北祁连山构造-火山岩带(亚带)分区和特征简表

构造—火山岩带			火山岩时代		主要发育区(带)	蛇绿岩套发育情况
带		亚　带	主	次		
北带	走廊南山北坡—毛毛山复向斜	苏仗河—扁都口	O_2	O_3	肃南苏仗河	
		照壁山—雪大坂	O_1-O_2	O_3-S_{1-2}	玉门南阴沟、妖魔山	东段出现小超基性岩体及个别辉长岩体
		东水峡—马氏河脑	O_2		肃南东水峡—格尔莫沟	零星出露超基性及基性岩体
		错沟—景阳岭	O_1-O_2	$\in_3$(?) S_{1-2}	肃南石居里及景阳岭北侧水关河(S_{1-2})	白泉等地集中分布基性、超基性岩体，东段零星出露
		冷　龙　岭	O_1-O_2		冷龙岭地段	零星超基性岩体
		乌鞘岭—米家山—老虎山	O_{2-3}	O_1 S_{1-2}	冷龙岭东段—天祝及景泰老虎山、古浪南漫沟(S_{1-2})	景泰老虎山一带发育蛇绿岩套
中带	走廊南山南坡复背斜	大泉—香毛山	$\in_{2-3}$		肃北大泉鹰嘴山	
		边麻沟—俄博	$\in_3$	$\in_3$	祁连边麻沟—百经寺一带	似为蛇绿混杂岩
		朱国寺—富强堡	O_2	O_1(?) S_1	天祝—永登	
		石青硐—白银厂	$\in_2$-O(?)		石青硐—白银厂	
南带	托莱山—门源—静宁复向斜	吊大坂—玉石沟—川刺沟	O_1	$\in_{2-3}$	祁连玉石沟—川刺沟一带	典型完整的早奥陶世蛇绿岩套
		大　坂　山	O_3		门源红沟	晚奥陶世蛇绿岩套
		蛟　龙　掌	O_3	S_{2-3}(?)		

据张蓓莉等(1986)，向鼎璞等(1985)及北祁连—北秦岭铜硫成矿带区划协作小组(1983)的资料综合编制

造和低角度逆掩推覆构造。火山岩原始层理难以识别，火山岩原始空间分布状态已遭受了强烈的破坏，已有的野外地质剖面所展示的“层面”、“层理”可能更多地反映了某次构造变形的置换面，即“片理”、“面理”构造；它们具有构造期次划分的意义，但不具有火山岩层序划分的意义。

(3) 在祁连山古生代海相火山岩中，具有截然不同的地球化学特征的火山岩可以在空间上紧密伴生，具有不同大地构造背景及不同岩浆演化趋势(地球化学研究显示)的火山岩块体可以在空间上紧密伴生；成熟度差异很大的弧火山岩出现在同一构造带中。

(4) 北祁连造山带横向变形程度有所差异，强变形域片、面理构造十分发育，岩石原始分布状态难以恢复；弱变形域片、面理构造发育程度较低，火山岩层位具有相对完备性。

(5) 野外地质观察表明，不同特征(岩性不同，酸性程度不同)火山岩块体常以构造滑动面为接触边界，形成不同特点火山岩构造块体的复杂组合。

在我们所观察的野外地质剖面中均反映了上述特点。

一　昌马南疏勒河剖面

疏勒河东岸地质剖面可划分为五个岩石—构造单元，片(面)理以倾向 NE，NNW 为主(图 1-2)，各岩石—构造单元大多以构造滑动面为接触界线。

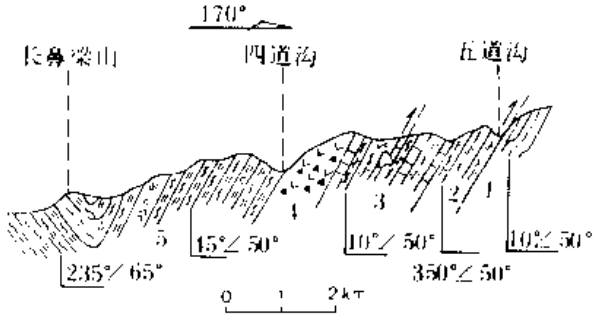


图 1-2　昌马南疏勒河东岸倍手剖面

(1) 该岩石-构造单元为前寒武糜棱岩及构造片岩，矿物组合为 Chl＋Ms＋Q＋长石等，并夹有碳酸盐构造透镜体。

(2) 蓝片岩岩石-构造单元($\in_2$)片理发育程度不均匀，强片理化带和弱变形域(片理不发育)相间出现，见有少量硅质岩构造角砾。

(3) 蓝片岩与大理岩(大理片岩)构造混杂带($\in_2$)大理岩已明显片理化，并在大理片岩中见到蓝片岩的构造岩片，局部夹少量千枚岩；同样，在蓝片岩中亦见有大理岩构造岩片。上部见有少量蛇纹片岩块体。

(4) 蓝片岩(绿片岩)与硅质岩构造混杂带($\in_2$)，常呈构造角砾岩。

(5) 为千枚岩、板岩夹绿片岩($\in_3$)，并见有蛇纹岩构造岩片。

该剖面中，1、2、3 岩石-构造单元主要表现为韧性剪切变形，第 4 岩石-构造单元以脆性变形(构造角砾岩)为主。这说明蓝片岩可能由于俯冲作用曾经进入地壳或地幔深层次；而绿片岩和硅质构造角砾岩主要应为地壳浅层次的脆性变形，千枚岩、板岩也属地壳浅层次的变质变形单元，这说明不同温压条件下形成的岩石单元以逆冲推覆构造为接触界面，混杂堆积。暗示了北祁连山可能为一陆-陆碰撞构造混杂岩带，它由蛇绿岩与蓝片岩(俯冲的洋壳)以及陆壳剪切变形岩石和俯冲杂岩共同组成。

二　祁连县清水沟剖面

该剖面可以划分为七个岩石-构造单元：

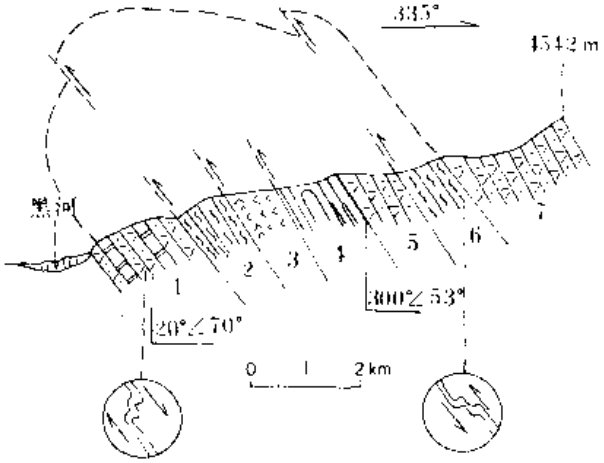


图 1-3 浦水沟信手剖面

(1) 中酸性火山岩及结晶灰岩($\in_2^b$):岩石具明显片理化,片(面)理倾向北西,剪切褶皱的指向表明该岩段可能为背斜的倒转翼。见有蛇纹岩(10×10 m)和榴辉岩构造块体(5×2 m)。据变形特征分析,本区可能存在二期剪切变形,并见大型紧闭平卧褶皱。

(2) 蓝片岩带:由蓝片岩(蓝闪石可高达70 %),石榴石蓝片岩及蓝闪石榴辉岩,夹有白云母片岩。蓝片岩可能代表了俯冲的玄武岩洋壳,而白云母片岩可能是洋壳深海软泥的变质产物。蓝片岩中见到典型的韧性推覆及 N 型置换,硅质分泌条带呈典型石香肠,并出现紧闭 A 型褶皱,其拉伸线理平行于褶皱枢纽。

说明本地区曾经历过复杂的构造变形作用,除韧性推覆剪切作用外,还存在韧性平移剪切机制。

(3) 蛇纹岩段:蛇纹岩强烈片理化,形成蛇纹片岩,并在蛇纹片岩中出现基性变质火山岩构造块体。

(4) 条带状石英岩($\in_2^b$):构成一个同斜的核部。内夹砂质千枚岩,两侧为石英岩层与绿片岩互层,石英岩中含有硅质岩、大理岩透镜体,有的呈假砾岩,砾石为原有的硅质岩、大理岩、部分石英透镜体。反映了一种陆源碎屑岩+灰岩,即陆缘或岛弧火山 沉积特征。

(5) 中酸性火山岩及硅质灰岩($\in_2^b$):片理化强烈,剪切褶皱发育。

(6) 蓝闪绿片岩带:该带向 SE 方向延伸至百经寺,具有蓝片岩向绿片岩过渡的特点。

(7) 中基性火山岩段。从该剖面中可以看到,北祁连构造运动十分复杂,可能已不仅仅是一个简单的蛇绿混杂带,而是与陆-陆碰撞作用有关的一个复杂的构造混杂带。

三 小八宝石棉矿剖面

该剖面可以分为 9 个岩石—构造单元(图 1-4):各单元间大多以高角度逆冲断裂为接触界面。

(1) 前寒武片麻岩、夹角闪岩、角闪片岩等。

(2) 花岗岩(Υ_3^1):它与前寒武片麻岩呈断层接触。界面处,花岗岩明显显示糜棱岩化,并且在花岗岩中见有前寒武片麻岩构造岩片。

(3) 蛇纹岩:与花岗岩断层接触,值得注

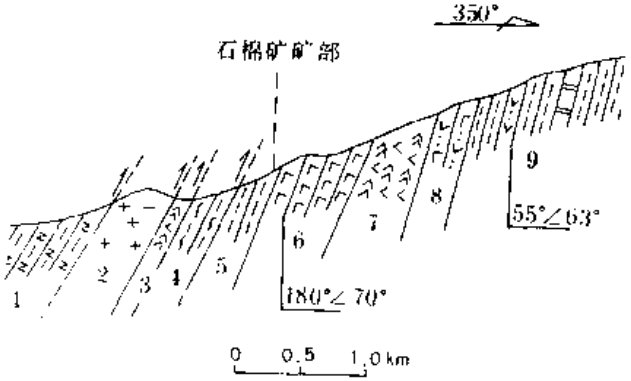


图 1-4 小八宝石棉矿区信手剖面

意的是：边界处花岗岩强烈糜棱岩化，形成糜棱岩带；而接触边界靠蛇纹岩一侧，蛇纹岩强烈片理化，形成典型的蛇纹片岩，并在花岗岩中出现蛇纹岩构造岩片。这可能反映一种较深层次的构造混杂作用。同时，花岗岩与蛇纹岩直接接触也是陆-陆碰撞混杂构造带的一个重要证据。

(4) 前寒武(An∈)片麻岩，混合岩。

(5) 煤系地层(C)＋红色板岩、千枚岩(S)。

(6) 枕状熔岩(O_3)。

(7) 石棉矿化蛇纹岩。

(8) 安山质、玄武质火山岩(O_3)。

(9) 板岩、千枚岩夹安山质火山岩、结晶灰岩(O_3)。

四　肃南石菊里沟剖面

该剖面可分为3个岩石—构造单元(图1-5)：

(1) 煤系地层(C)。

(2) 蓝片岩。

(3) 块状熔岩(O_1)。

蓝片岩逆冲在石炭系地层之上，而奥陶系块状熔岩则逆冲在蓝片岩之上。均以构造滑动面为接触界面。另外，在祁连县黄藏寺蓝片岩中见有二次韧性变形形成的迭加褶皱。第一期韧性变形表现为由北向南的高角度推覆及走滑；第二期变形则表现为由南向北的低角度逆冲推覆。出露于边麻沟的奥陶系枕状熔岩具典型的倒转层序，在变形强烈地段，枕状熔岩被压扁拉长，形成饼状体。

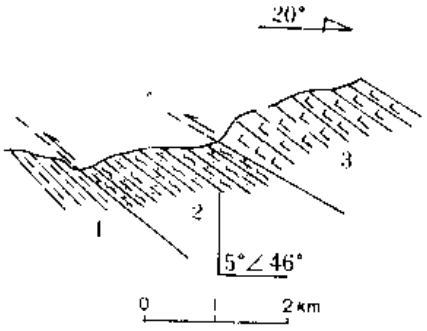


图1-5　石菊里沟信手剖面

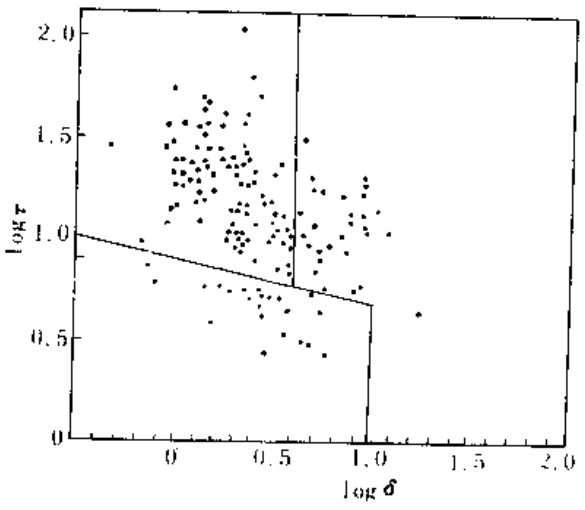


图1-6　北祁连山海相火山岩
log τ-log δ 图解

上述野外地质证据表明：

① 北祁连山古生代海相火山岩系经历过复杂的构造变动和多期韧(脆)性变形。

② 不同构造背景及不同构造层次的岩石单元以构造块体的形式混杂堆积，形成北祁连陆—陆碰撞构造混杂带。

地球化学特征同样显示了北祁连山古生代海相火山岩具有的复杂的地质构造背景。在 log τ-log δ 图解上(图1-6)，投影点较为分散，A区、B区及C区均有，其中中酸性火山岩大多位于B区，可能大多属岛弧型火山岩，而基性岩具有复杂的分区，部分岩石样品位于A区，表征一种板内环境的火山岩，可能与大洋板内洋岛及海山火山岩相类似；部分基性岩样品位于B区，它可能有二种构造

背景含义，即洋脊拉斑玄武岩或岛弧拉斑玄武岩；位于C区的基性岩样品，也存在三种不同的可能来源，一是由岛弧拉斑玄武岩分异演化而成；二是洋岛及海山拉斑玄武岩分异演化而成；三是由洋脊拉斑玄武岩分异演化而成。为了进一步区分北祁连海相火山岩的构造背景，我们采用了 TiO_2-MnO×10-P_2O_5×10 图解（图 1-7）。从图中可以看出，北祁连基性海相火山岩显然具三种不同的来源：一是洋岛（海山）碱性及拉斑玄武岩；二是大洋拉斑玄武岩；三是岛弧钙碱系列及岛弧拉斑系列玄武岩。值得注意的是，TiO_2-MnO×10-P_2O_5×10 图解上位于洋岛区的样品，在 log τ-log δ 图解上大多位于A区，部分位于C区；而位于岛弧区的岩石样品，几乎均位于 log τ-log δ 图解上的B区，部分点位于C区；而 TiO_2-MnO×10-P_2O_5×10 图解上位于洋脊（MORB）区内的岩石样品，则位于 log τ-log δ 图解中的B区及A区的界线附近，且主要位于B区。这表明，尽管北祁连山古生代海相火山岩经受过绿片岩相浅变质以及海水蚀变（如细碧岩化）作用，但其Ti、Mn、P组分以及部分主要成分仍能反映其形成的构造背景。在 SiO_2-K_2O 图上，我们可以看到，北祁连古生代海相火山岩（岛弧火山岩）主要以低钾（拉斑）系列和钙碱系列为主，很可能有钾玄岩系列火山岩存在（图 1-8）。

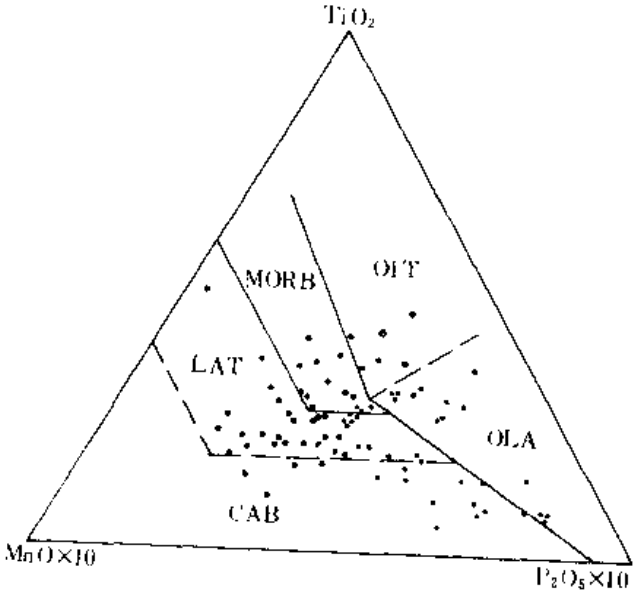


图 1-7 北祁连山海相火山岩
TiO_2-MnO×10-P_2O_5×10 图解
（据 Ellen D. Mullen，1983）

从上述地质地球化学分析可以看出，北祁连山古生代海相火山岩具有复杂的构造背景和多种来源，且由于陆—陆碰撞构造混杂作用而使得该套火山岩并不具备完备的、系统的火山岩层序和原始的空间分布特征。因此，我们认为对于该套火山岩必须加以区分，采用地质地球化学的方法将它们区分为洋岛、洋脊、岛弧等不同构造背景的火山岩组合分别加以讨论（因为它们各自具有不同的岩浆起源和演化特征），这样才能真正地反映该套火山岩的地质、地球化学特征，并进而恢复古构造演化特征及祁连陆—陆碰撞造山带的形成模式。划分原则如下：

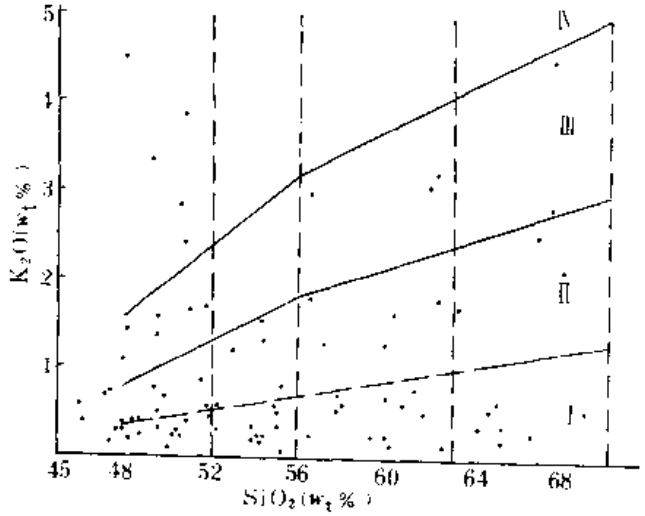


图 1-8 北祁连山海相火山岩
SiO_2-K_2O 图解

（1）蛇绿岩套表征古洋壳，发育与不发育大洋俯冲的岩浆活动是鉴别活动与被动大陆边缘的主要标志。

（2）以俯冲杂岩与蛇绿岩的构造岩片为主构成的构造混杂岩带是识别陆—陆碰撞的主要标志。并常发育有高压变质带（蓝

片岩、榴辉岩)。它们是识别碰撞过程中具体机制的主要标志,高压变质带表征洋壳的仰冲。

(3) 大洋(洋脊)拉斑玄武岩为高 Ti 低 K,log τ-log δ 图解上位于 B+A 区;TiO_2-MnO×10-P_2O_5×10 图解上位于 MORB 区。

(4) 岛弧火山岩具有低 Ti 高 K 特点,log τ-log δ 图解上位于 B 区(少数位于 C 区)。TiO_2-MnO×10-P_2O_5×10 图解上位于 IAT 及 CAB 区。

(5) 洋岛及海山火山岩需在 log τ-log δ 图解及 TiO_2-MnO×10-P_2O_5×10 图解上具有一致的构造背景,即前者应处在板内及稳定区(A 区)范围内,后者则应位于 OIT 或 OIA 范围内。

(6) 对于岛弧火山岩,如果在 SiO_2-K_2O 图解上处在钾玄岩系列范围内,则结合其它岩石、地球化学特征综合判别其是否属于钾玄岩系列。

(7) 对初步划分结果进行全面的地质、岩石、地球化学特征分析,并将分析结果反馈,以检验初步划分的正确性并加以修正。

本文将依据上述原则对北祁连山不同构造背景(洋岛、洋脊、岛弧)的古生代海相火山岩分别加以讨论。

第二节 关于火山岩的分类命名及主要岩类岩相学特征

一 火山岩系列的划分

根据北祁连地区火山岩的实际情况划分为以下 4 个火山岩系列:即亚碱性系列:a. 拉斑系列,b. 钙碱性系列;碱性系列;钾玄岩系列。系列划分原则参照三江地区火山岩系列划分的经验(莫宣学等,1993):

(1) 利用 SiO_2-(K_2O+Na_2O)图解确定碱性与亚碱性系列。在确定为碱性系列后,尽可能利用微量元素判别图(如 SiO_2-Zr/TiO_2、Nb-Y、Zr-P_2O_5 或 TiO_2-Zr/P_2O_5 等)进行检验。

(2) 确定为亚碱性系列后,利用 FeO^*/MgO-SiO_2、FeO^*-FeO^*/MgO 或 AFM 图划分拉斑和钙碱性两个系列。

(3) 钾玄岩(Shoshonite)系列的鉴别标志参照 Morrison(1981)的有关规定。

二 火山岩的命名

细碧-角斑岩系火山岩的命名原则参照夏林圻等(1991);其它系列火山岩命名采用化学成分和矿物成分相结合的原则。化学成分分类依据 Le Bas 等(1986)的全碱-硅(TAS)图解,矿物成分分类标准参照王德滋等(1982)。

三 主要岩类岩相学特征

依据上述分类命名标准,北祁连山古生代海相火山岩主要有以下岩石类型(夏林圻等,1991):

（一）细碧-角斑岩类

1 细碧岩和细碧玢岩

具斑状及无斑隐晶结构，斑晶主要为钠长石及少量单斜辉石。基质具填间结构和脱玻间隐结构，长条状、弯曲状钠长石板晶构成格架，绿泥石、单斜辉石等充填于格架间。部分岩石中矿物具明显淬火结构，表现为：

（1）中空骸晶结构的钠长石微晶呈细长条中空板状骸晶，其中充填有玻璃质（现已脱玻为绿泥石），边部呈锯齿状，微晶间充填有绿泥石、单斜辉石与金属矿物雏晶。

（2）放射、平行状鬣刺结构：由平行束状和淬火羽状单斜辉石骸晶组成，单斜辉石间为钠长石微晶和绿泥石。岩石中次要矿物有榍石、绿帘石、绢云母、金属矿物（钛铁矿、钛磁铁矿、磁铁矿）、葡萄石、黑硬绿泥石、纤闪石及碳酸盐等。

2 钠长粒玄岩

矿物成分与细碧岩和细碧玢岩相同，结晶粒度较粗，常具辉绿、辉长辉绿、间粒及微晶结构等，当矿物成分中出现单斜辉石时，称为辉石钠长粒玄岩。

3 钠长辉绿岩

为细碧岩类的次火山岩相，具辉绿结构、嵌晶含长结构及含长结构，岩石中单斜辉石含量较高（40 %左右），一般受后期蚀变比较轻微。

4 角斑岩

斑晶主要为钠长石，偶见角闪石斑晶。角闪石斑晶具暗化边，受熔蚀比较明显。基质具填间结构，交织结构，微粒—隐晶质结构；主要由钠长石组成，次要矿物有绿泥石、绢云母、韭闪石、黑云母、绿帘石—黝帘石、黑硬绿泥石、榍石、白钛石、磷灰石、金红石、钛磁铁矿、钛铁矿、磁铁矿、石英及碳酸盐等。

5 石英角斑岩和石英钠长斑岩

具斑状和聚斑状结构，斑晶由石英及钠长石组成。基质具微粒—霏细状结构，由近于等量的钠长石和石英组成。次要矿物有绢云母、黑云母、绿泥石、绿帘石、黝帘石、磷灰石、榍石、白钛石、磁铁矿及碳酸盐等。

（二）亚碱性火山岩类

1 玄武岩类

具斑状结构，斑晶由富钙辉石（据夏林圻等，川剌沟玄武岩辉石成分为：$En_{44-47}Wo_{42-43}Fs_{12-13}$）构成，基质具间粒结构，中基性斜长石（$An_{42-68}$）构成格架，格架间充填有普通辉石（$En_{41-45}Wo_{41-44}Fs_{14-16}$）微晶和绿泥石、白钛石、钛磁铁矿等。杏仁状构造发育，杏仁孔内充填有绿泥石。

2 辉绿岩

具辉绿结构，斜长石（An_{37-74}）长板条状晶体组成格架，格架间充填有普通辉石（$En_{46}Wo_{39-40}Fs_{15}$）、绿泥石、伊丁石、磷灰石及金属矿物等。普通辉石中含较多金红石包裹体，边缘遭受角闪石化。

3 安山岩类

具斑状结构，斑晶由环带状斜长石构成，环带中心为中长石（An_{37-39}），环带边缘为更长石（An_{28}），基质具交织结构，更长石微晶（An_{27}）呈半平行状排列。

（三）碱性火山岩类

主要分布在石灰沟和白银厂一带。

1 碱性粒玄岩

具粒玄结构，碱性长石（透长石、歪长石）构成格架，格架间充填有一个或数个普通辉石（$En_{44}Wo_{44}Fs_{12}$）及少量钛磁铁矿。个别单斜辉石颗粒较粗，呈斑晶产出，其中包含有碱性长石，显嵌晶含长结构。

2 粗面玄武岩

具斑状和聚斑结构，斑晶由钠长石（$An_{2-3}Or_{1-2}Ab_{95-97}$）、歪长石（$An_5Or_{61}Ab_{34}$）和普通辉石（$En_{42-43}Wo_{43-44}Fs_{14}$）构成。基质具脱玻间隐结构，透长石和钠长石微晶杂乱交织构成格架，格架间分布有普通辉石微晶、脱玻化玻璃、钛磁铁矿、白钛石和碳酸盐。

3 白榴碱玄岩

具斑状结构，斑晶由白榴石、碱性长石、单斜辉石组成。白榴石已为正长石、钠长石、绢云母、绿泥石或碳酸盐集合体所代替，为假白榴石，其中常包裹有较多的钛磁铁矿颗粒。基质具间粒及脱玻间隐结构。板条状透长石和钠长石微晶构成格架，格架间充填有粒状次透辉石、脱玻化玻璃、钛磁铁矿等。岩石中假白榴石含量 5 %～40 %。

4 白榴方沸岩

斑状结构，斑晶由方沸石（50 %），单斜辉石（10 %），假白榴石（20 %）构成。单斜辉石环带结构明显。假白榴石由正长石、钠长石、绢云母、绿泥石和绿帘石等集合体组成。磷灰石呈独立斑晶产出或被包裹于单斜辉石、方沸石和假白榴石之中，基质具玻晶交织结构；针条状透长石微晶、假白榴石及磷灰石微晶分布于黑色玻璃之中。部分基质已脱玻化，呈霏细—微粒结构。

5 白榴粗面斑岩和黑云白榴粗面斑岩

斑状结构，斑晶由假白榴石、正长石、磷灰石、黑云母和少量单斜辉石构成。基质具粗面结构和微晶结构，由钠长石、透长石和歪长石微晶、磷灰石和尘状磁铁矿组成。

第三节 北祁连山洋脊型火山岩

一 地质分布及岩石特征

北祁连山洋脊型火山岩主要发育在青海玉石沟一带，另外在苏优河、九个泉等地也有零星分布。其中以玉石沟地区发育最为完整、典型，以枕状玄武岩、枕状细碧岩为主，并与新鲜程度很高的纯橄榄岩，方辉橄榄岩共生。它们可出现于火山岩底部或定位于火山岩及其共生的岩石中，玉石沟洋脊型火山岩其枕状构造有压扁拉长现象，并呈倒转层序，表明其经历过较强的构造运动。玉石沟洋脊型玄武岩、细碧岩岩石组合与世界洋脊型火山岩相似，形成一套蛇绿混杂岩组合。洋脊型火山岩时代主要集中在奥陶系，少量（熬油沟）属元古代。

二 火山岩系列划分

北祁连山洋脊型火山岩化学成分列于表 1-2 中。

表 1-2　北祁连山基性(洋脊)火山岩化学成分(w_i%)

样号	时代	产地	岩石名称	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	H_2O+	CO_2	Mg	总量	来源
87-76	O_{2-3}	老虎山	粒玄岩	48.07	1.98	13.58	3.57	9.16	0.22	6.69	8.91	0.60	3.31	0.25	2.82	0.22	0.45	99.38	①
88-87	O_1	川刺沟	玄武岩	43.83	2.57	14.71	3.11	9.66	0.21	7.32	9.58	1.15	2.55	0.27	4.48	0.00	0.52	99.44	①
	O_1	玉石沟	玄武岩	45.40	3.17	12.58	6.84	11.30	0.32	6.33	5.75	0.09	3.63	0.24	3.41		0.40	99.06	〔8〕
			细碧岩	46.80	2.92	14.23	4.60	10.44	0.20	6.52	4.91	0.07	3.75	0.22	3.85		0.45	98.51	
			玄武岩	52.72	1.75	14.42	2.87	9.09	0.38	4.54	7.01	0.08	3.57	0.20	2.50		0.41	99.13	
			玄武岩	49.40	1.67	13.19	2.87	9.72	0.27	5.52	7.65	0.16	3.60	0.16	3.38		0.45	97.59	
			细碧岩	52.45	1.94	13.69	3.79	9.31	0.21	5.74	2.44	0.10	5.00	0.18	3.28		0.45	98.13	
			细碧岩	49.28	1.90	13.47	2.18	11.54	0.20	5.55	5.55	0.14	4.67	0.13			0.43	94.61	
	O_2	九个泉	玄武岩	47.99	1.14	15.00	2.77	7.50	0.17	7.87	9.41	0.67	3.20	0.13			0.59	95.85	⑥
			细碧岩	48.40	1.63	15.52	3.28	8.72	0.20	7.25	5.74	1.22	4.18	0.23	3.24	1.40	0.53	101.01	⑦
	O_{2-3}	苏仗河	玄武岩	42.88	1.27	14.87	1.47	7.72	0.14	9.83	9.70	0.74	2.66	0.15	5.00	3.97	0.66	100.40	⑦
			玄武岩	47.73	1.24	16.07	2.67	7.38	0.14	7.99	7.68	1.08	2.75	0.19	4.02	1.45	0.60	100.39	
	Pt_2	熬油沟	细碧岩	50.98	2.52	12.50	3.97	11.08	0.21	4.54	4.69	0.40	3.72	0.21	2.52		0.36	97.34	〔8〕
			玄武岩	48.09	1.75	11.78	7.11	9.74	0.24	6.72	5.24	1.21	2.64	0.18	3.27		0.43	97.97	
			玄武岩	45.60	3.22	12.33	8.88	10.54	0.27	6.39	3.67	1.58	1.92	0.19	4.12		0.39	98.71	

资料来源同表 1-11 说明。

根据 SiO_2-(K_2O+Na_2O)图(图 1-9)可以看出,火山岩投影点大多分布于分界线附近,跨越碱性及亚碱性区。去水后的投影点向高硅高碱方向偏移,但偏移量很小,对图解判别结果影响不大。

需要指出的是,北祁连山古生代海相火山岩大多受到了强弱不等的蚀变作用,许多组分产生程度不等的变化,其中最为敏感的是碱质组分,它们往往增高。这样,如果接硅-碱图的划分界线,那么有些受蚀变的亚碱性火山岩将可能被误归为碱性火山岩。反过来,原来为碱性系列的火山岩(若在蚀变过程中碱质没有减少)将不会被误归为亚碱性火山岩。由此看来,受蚀变或变质(碱质,主要是 Na_2O 增高)的火山岩在硅-碱图上若投入亚碱性区,则表明其原岩很可能为亚碱性火山岩;若投入碱性区域,那么其原岩可能为亚碱性,也可能是碱性的。从图 1-10 中也可以更清楚地看到,岩石中全碱的增高主要与 Na_2O 的迅速升高有关。考虑到蚀变过程中 Na_2O 的明显带入,如果扣除这部分 Na_2O,那么岩石在硅-碱图上的投影位置将向亚碱性区移动。据此推断,北祁连山洋脊型火山岩可能主要是一套亚碱性火山岩。

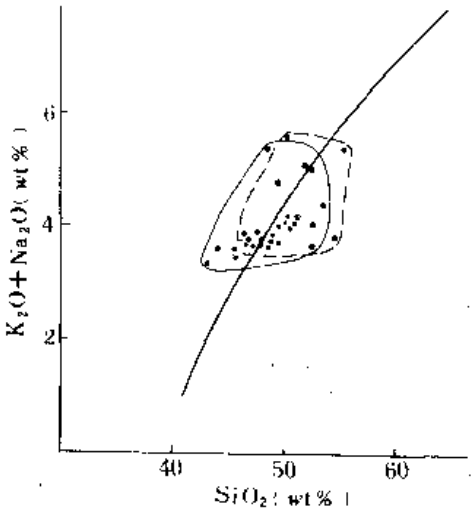


图 1-9 北祁连山洋脊型火山岩 SiO_2-(K_2O+Na_2O)图解
(据 Irvine 等,1971)
—未去水投影点 ——去水后投影点

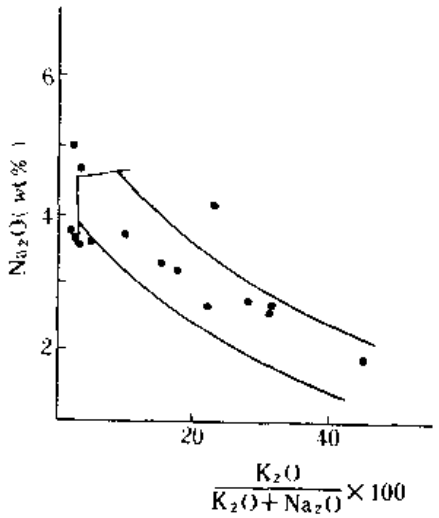


图 1-10 北祁连山洋脊型火山岩 Na_2O-$K_2O/(K_2O+Na_2O)$图解

三 地球化学

(一) 主要元素地球化学特征

如前所述,北祁连山古生代海相火山岩是海底火山作用产物,受到海水蚀变,并经历了大致相当于绿片岩相的区域变质作用。Mottl(1983)的海水-岩石(玄武岩)反应实验证明,蚀变过程中 CaO 明显带出,而 Na_2O 带入,并伴有 K、Si、Fe、Mg 等组分的较低程度变化。Hamilton(1989)认为海水蚀变作用(细碧岩化)对岩石成分的最主要影响是 Na_2O 升高,CaO 降低,与此相伴,岩石中的 H_2O、CO_2 含量增高。化学成分分析结果(见表 1-2)表明,北祁连洋脊型火山岩主要元素有以下特点:

(1) 高 TiO_2 低 K_2O 含量,TiO_2 在 1.2 %～3.2 %之间,与现代大洋洋脊拉斑玄武岩 TiO_2 含量及变化范围十分类似(表 1-3);K_2O 低,但变化范围较宽,其中以玉石沟一带洋脊玄武岩

K_2O 含量(0.07 %～0.14 %)与现代大洋洋脊玄武岩 K_2O 含量最为接近,而其它地区零星分布的洋脊型火山岩(如九个泉、苏仗河、熬油沟)K_2O 含量明显偏高。

表 1-3 现代太平洋与大西洋洋脊拉斑玄武岩类型及平均成分(w_i%)

类 型	样品数	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	$Mg_{\#100}$
TOR 1	1602	50.81	1.10	15.52	9.53	8.26	12.45	2.19	0.11	60.7
TOR 2	1982	50.75	1.61	15.54	10.09	7.57	11.40	2.87	0.13	57.2
TOR-Fe	1200	51.13	1.69	14.19	12.12	6.87	11.44	2.38	0.13	50.2
TOR-FeTi	141	50.63	3.28	12.15	16.76	4.74	9.59	2.64	0.18	33.6
TOR-Na	351	51.58	1.77	15.90	9.58	6.78	10.69	3.38	0.26	55.8
TOR-K	504	51.11	2.10	15.71	10.26	6.40	10.57	3.11	0.69	52.5

引自 Dmitriev 等,1989

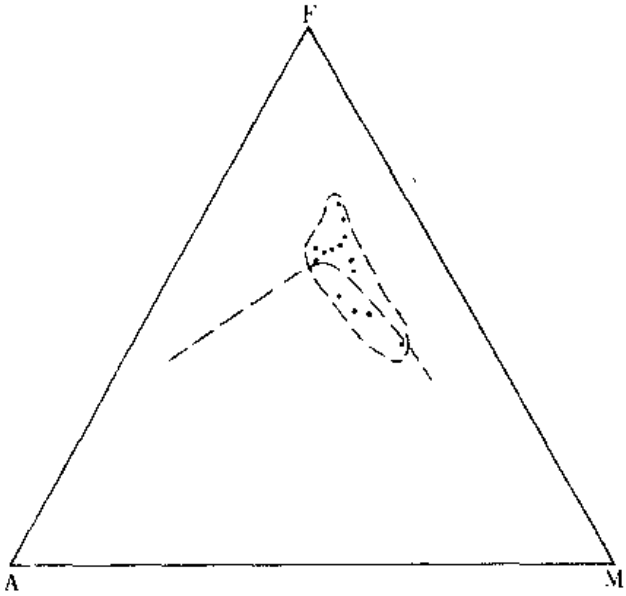


图 1-11 北祁连山洋脊型火山岩 AFM 图解

(2) SiO_2 含量低(42.88 %～52.72 %),平均为 47.97 %;Al_2O_3 含量高,且较为稳定,大多在 13 %～15 %之间。

(3) 铁、镁含量高,且 FeO 明显高于 Fe_2O_3,反映一种还原条件较好的海底喷发环境(图 1-11)。

(4) 与现代大洋洋脊拉斑玄武岩比较,CaO 明显偏低(2.5 %～9.5 %),Na_2O 则明显偏高(2.5 %～5.0 %),这与岩石所经受的细碧岩化作用有关。

在 ATK 图解上(图 1-12),投影点范围略宽于现代大洋洋脊玄武岩平均值,向高钾方向偏移。其中玉石沟一带洋脊玄武岩 K_2O 含量与世界大洋洋脊玄武岩平均值接近,但投影点向高 TiO_2 一方移动。

里特曼指数图解(图 1-13)上,投影点大多集中在 δ 为 1.8～5 之间,具有共同的富硅趋势,可能反映了北祁连洋脊型火山岩具有类似的岩浆来源和延续的演化趋势。

(二) 稀土元素地球化学

分析结果(表 1-4)表明,老虎山粒玄岩 $(La/Yb)_N$ 为 1.5, La/Sm 为 1.35;而川刺沟玄武岩轻稀土略有富集现象,$(La/Yb)_N$ 为 2.88。稀土元素配分图(图 1-14)表明,火山岩稀土分异不显著,铕亏损不明显,曲线较为平直,与世界洋脊型玄武岩稀土配分型式类似。但需要指出的是,川刺沟玄武岩出现 Nd 的负异常;而老虎山粒玄岩则出现较强的 Ce 负异常。研究表明(Avison et al., 1985; Ludden, 1979; Wood, et al., 1976),轻稀土在蚀变和变质作用过程中是易活动组分,在相当于沸石相的变质条件下,玄武岩中的轻稀土元素可以产生很大的变化。据此推断,Ce、Nd 的负异常可能与北祁连洋脊型火山岩所遭受的细碧岩化及绿片岩相变质作用有关。

(三) 微量元素地球化学

微量元素依据其性质不同在蚀变、变质过程中变化程度各不相同(Avison et al., 1985;

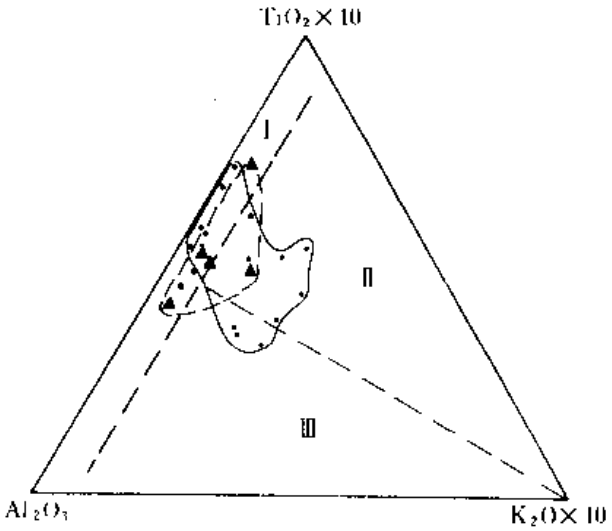


图 1-12　北祁连洋脊型火山岩 ATK 图解

（仿赵崇贺，1989）

Ⅰ.洋脊玄武岩；Ⅱ.大陆裂谷型玄武岩；

Ⅲ.造山带玄武岩及安山岩；· 为北祁连；

▲ 为现代太平洋与大西洋洋脊拉斑玄武岩

中属于不相容元素，与 LIL 元素不同，它们在蚀变、变质过程中活动性较小，往往保持原岩特征，它们的演化特征反映了岩浆的成因过程。老虎山粒玄岩与川刺沟玄武岩比较，前者 Ti、Nb 含量较低，而 Zr、Sc 含量则明显高于后者，这种差异可能反映了老虎山与川刺沟岩浆源区物质组分的差异，局部熔融程度不同，可能还在一定程度上受到岩浆演化特征的影响，其它元素如 Th、Ta、Hf、Y 也具有很大差异。这表明北祁连古生代洋脊型火山岩源区物质组成有一定差异。这可能暗示了本区上地幔物质组成的不均一性。

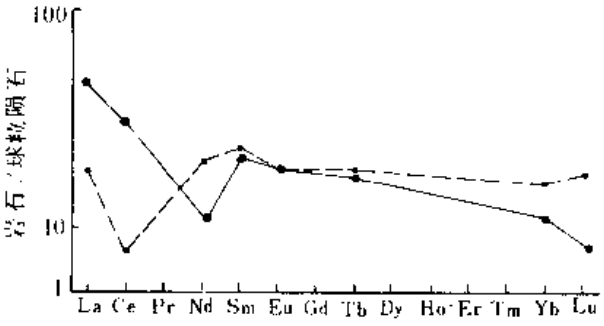


图 1-14　北祁连洋脊型火山岩稀土元素配分型式

---老虎山；——川刺沟

Wood et al.，1976）。Rb、Sr、Ba、K 属易活动组分；而 Ti、Zr、Y、Nd、Ta、P 受热变质迁移作用影响较小。

北祁连老虎山、川刺沟粒玄岩、玄武岩微量元素特征列于表 1-5 中，从表中可以看出：

（1）Rb、Sr、Ba：属大离子亲石元素（LIL），在岩浆过程中强烈富集于液相中，它们与 K_2O 关系密切，相互之间常常呈现出相关变化趋势。老虎山粒玄岩 Rb、Ba 较低（Rb 为 17.8×10^{-6}，Ba＝45.7×10^{-6}），这与岩石中 K_2O %含量低（K_2O 为 0.60 %）相吻合，而川刺沟玄武岩 K_2O 含量明显高于老虎山粒玄岩，K_2O 为 1.15 %，与此协调，岩石中 Sr、Rb、Ba 含量也明显升高，Ba 丰度达 515×10^{-6}，表明了岩石演化过程中 K_2O 与 Sr、Rb、Ba 的正相关关系。

（2）Ti、Zr、Nb、Sc：在玄武质岩浆体系

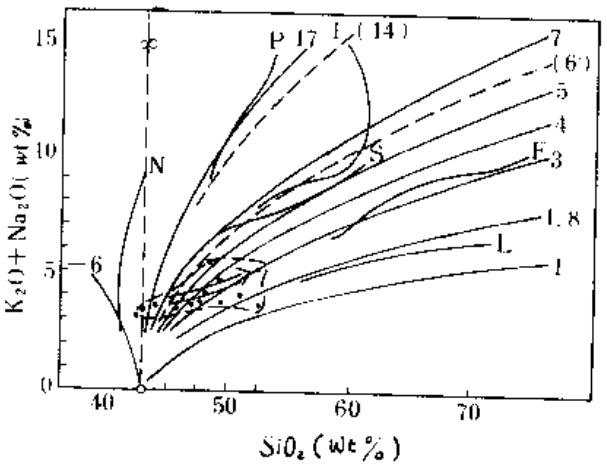


图 1-13　里特曼指数图解

（A. Rittmann，1962）

另外，从 Mg′看，老虎山粒玄岩 Mg′为 0.45，川刺沟 Mg′为 0.52，说明二者岩浆进化程度有较大差异，也可能是影响岩石微量元素丰度的重要因素之一。

四　岩浆起源与演化

原生岩浆一般具有较高的 Mg′值（0.65～0.75）与相容元素含量（如 Ni ＞ 300～500 $\times10^{-6}$）且常含 幔源包体。北祁连洋脊型火

表 1-4　北祁连山基性(洋脊)火山岩稀土元素丰度($\times 10^{-6}$)

样号	产　地	岩石名称	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
87-75	老虎山	粒玄岩	6.18	7.22		13.2	4.58	1.39		0.902	
88-77	川刺沟	玄武岩	15.6	28.1		7.2	4.16	1.4		0.817	
/	/	球粒陨石 *	0.34	0.91	0.121	0.64	0.195	0.073	0.26	0.047	0.30

样号	产　地	岩石名称	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	$(\frac{La}{Yb})_N$	$\frac{La}{Sm}$
87-75	老虎山	粒玄岩				3.62	0.65	35	1.15	1.35
88-77	川刺沟	玄武岩				2.63	0.288	17	2.88	4.13
/	/	球粒陨石 *	0.078	0.20	0.032	0.22	0.034			

* 据 Wakita 等(1971)12 个球粒陨石平均值。

表 1-5　北祁连山基性(洋脊)火山岩微量元素特征

样号	产　地	岩石名称	Sr	K_2O%	Rb	Ba	Th	Ta	Nb	Ce	P_2O_5%
87-75	老虎山	粒玄岩		0.60	17.8	45.7	0.595	0.418	8	7.22	0.25
88-77	川刺沟	玄武岩	518	1.15	33.1	515	1.93	1.59	27	28.1	0.27

样号	产　地	岩石名称	Zr	Hf	Sm	TiO_2%	Y	Yb	Sc	Cr
87-75	老虎山	粒玄岩	456	3.82	4.58	1.98	35	3.62	49.6	202
88-77	川刺沟	玄武岩	123	2.77	4.16	2.57	17	2.63	28.2	32.2

除注明外均为$\times 10^{-6}$

山岩 Mg′值大多处在 0.45～0.50 之间，仅个别可大于 0.60；说明它已不具备原生岩浆的特征，而应该是原生岩浆经一定分异作用形成的一种母岩浆再经一系列分异作用过程而形成。

北祁连洋脊型火山岩属大洋拉斑系 列火山岩，化学成分较为稳定，SiO_2 变化范围不大(43%～50%)，在 AFM 等图解上，仅表现为较强的富铁趋势，随 MgO 降低，ΣFe 迅速增加，而无明显的富硅、富碱趋势，这说明北祁连洋脊型火山岩及岩浆可能主要以橄榄石的分离结晶为主，而其它矿物(如斜长石)的分离结晶作用可能不显著，而磁铁矿、钛铁矿可能并不出现分离结晶，这也说明岩浆体系的氧逸度可能较低。

从上述微量及稀土元素结果可以看到，老虎山粒玄岩稀土配分形式较为平缓，不相容元素含量较低，说明岩浆可能产生于地幔较高程度的部分熔融作用。而川刺沟玄武岩则可能产生于相对较低的上地幔部分熔融。

从 Nb、Nd、Zr 等较为稳定(受蚀变及变质作用影响小)的元素含量及比值(表 1-6)来看，老虎山及川刺沟洋脊型火山岩与世界平均洋脊玄武岩相对更为接近，尤其川刺沟玄武岩与世界 MORB 较为接近。但它们与亏损地幔橄榄岩差异很大，说明它们不应该是直接起源于上地幔亏损橄榄岩的产物，而应该是富集型地幔部分熔融形成的原生岩浆经分异而成的母岩浆再经一系列分离作用(主要是橄榄石的分离结晶作用而成)。

五　构造背景的地球化学检验

板块构造的演化制约着火山作用的性质与特点。在不同的构造环境中形成的火山岩不但在其组合和演化系列上不同，而且还反映在地球化学特征上的系统变化。

表 1-6　火山岩 Nb、Nd、Zr 含量及比值特征($\times 10^{-6}$)

	MORB *	亏损地幔橄榄岩 * *	老虎山粒玄岩	川刺沟玄武岩
Nb	3.5	0.27	8	27
Nd	8.79	0.544	13.2	7.2
Zr	90	5	456	123
Zr/Nb	25.7	18.5	57	4.5
Zr/Nd	10.23	9.2	34.5	17.1

* 据 Ewart et al (1987)；* * 据 Wasson(1985)

在 log τ-log δ 图解上(图 1-15)，北祁连洋脊型火山岩投影区跨越 A、B、C 三个区，具有一定特殊性，与现代太平洋及大西洋洋脊拉斑玄武岩比较，前者投影区向 δ 增大方向偏移，这可能与岩石蚀变过程中 Na_2O 显著增高有关。

TiO_2-MnO×10-P_2O_5×10 图解表明(图 1-16)，北祁连洋脊型火山岩投影点均位于 MORB 区，这是因为 Ti、Mn、P 等次要组分在蚀变及变质作用过程中变化不大，仍能反映原岩

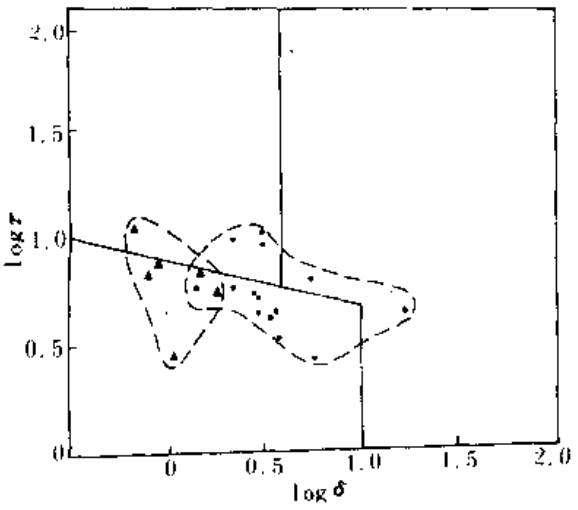


图 1-15　北祁连洋脊型火山岩 log τ-log δ 图解
· 北祁连；▲ 现代太平洋与大西洋洋脊拉斑玄武岩

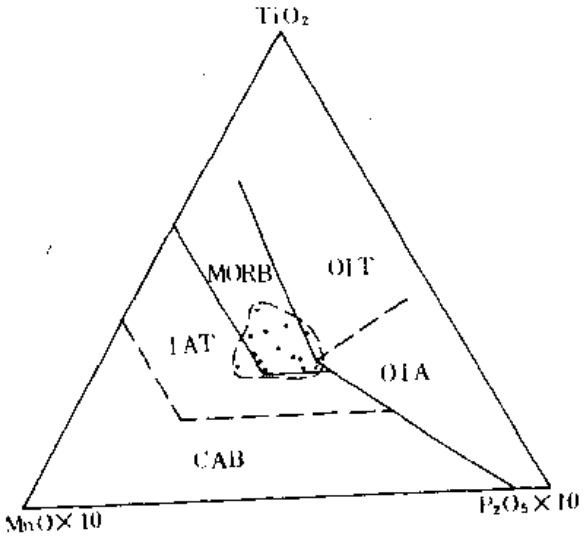


图 1-16　北祁连洋脊型火山岩 TiO_2-MnO×10-P_2O_5×10 图解
(据 Ellen D. Mullen，1983)

的地球化学特征。

微量元素特征是判别玄武岩构造背景的重要依据之一。由于北祁连典型的洋脊玄武岩(分布于玉石沟一带)缺乏微量元素资料，无法对比。仅根据老虎山粒玄岩和川刺沟玄武岩的微量元素资料作出 N 型 MORB 标准化谱式(图 1-17)，从图中可以看出，老虎山粒玄岩 Rb、Zr 出现正异常，而 Ce 为明显的负异常，其它元素正(负)异常均不明显，除 Rb、Zr、Ce 外，曲线基本为一平直曲线，与亚丁湾(拉斑-碱性)洋中脊玄武岩接近。而川刺沟玄武岩则呈隆起型，但 Y、Yb、Sc、Cr 等元素并不富集；Zr、Hf、Sm 仅略显富集，Ba、Th、Ta、Nb 明显富集；Sr、K、P 中等富集。这种分布型式与大西洋中脊 45N 玄武岩较为接近(Pearce，1984)。说明北祁连山洋脊型玄武岩微量元素特征大体能反映其原岩构造背景，但部分元素，如 Rb、Ce、Zr 等可能在岩浆演化，特别是后期改造作用中存在迁出与带入现象。

六　古洋壳的另一种表现型式—蓝片岩及榴辉岩

北祁连山蓝片岩主要分布在青海省祁连县境及相邻的甘肃省部分地区，可分为南北两带。其南带东西延伸一百多公里。

北祁连地区清水沟—百经寺一带分布的蓝片岩及榴辉岩化学成分分析结果（表 1-7）表明，其 SiO_2 较低，在 47 %～58 %之间变化；TiO_2 变化大，在 0.38 %～1.75 %之间；Al_2O_3 含量高，大多大于 13 %；全碱 K_2O+Na_2O 较低，最高为 5.48 %。

根据尼格里数值计算结果投影在（*al-alk*）-*c* 图解中（图 1-18），投影点均位于火成岩区，表

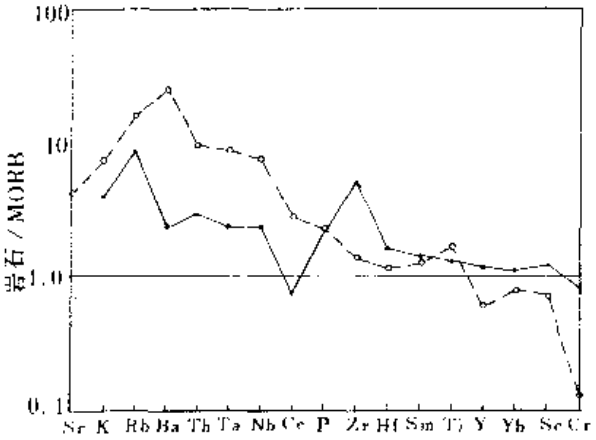


图 1-17　北祁连洋脊型火山岩微量元素 N 型 MORB 标准化分布型式

——老虎山；---川刺沟

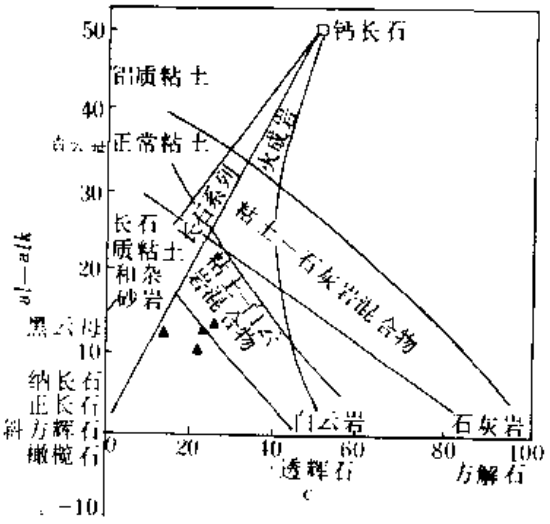


图 1-18　北祁连蓝片岩及榴辉岩尼格里值 al-alk 对 c 图解

明其原岩应为基性火山岩类。

SiO_2-(K_2O+Na_2O)图（图 1-19）则表明，火山岩原岩系列主要为亚碱性系列，仅一个样品点落入碱性区。为进一步区分亚碱性系列火山岩，我们采用 SiO_2-FeO^*/MgO 图解（图 1-20），

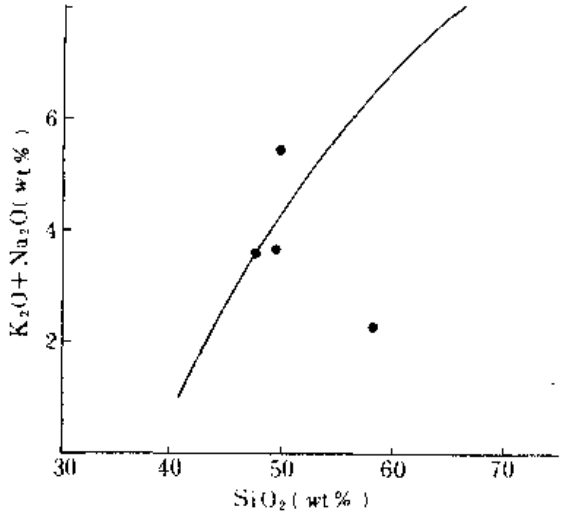


图 1-19　北祁连蓝片岩及榴辉岩 SiO_2-(K_2O+Na_2O)图解

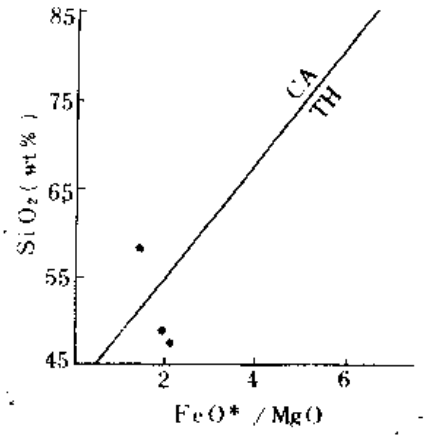


图 1-20　北祁连蓝片岩及榴辉岩 SiO_2-FeO^*/MgO 图解

从图中可以看到，两个样品位于分界线之下，属于拉斑系列火山岩；而另一个则属钙碱系列火山岩。

表 1-7　北祁连蓝片岩及榴辉岩化学成分分析结果(w_i%)

编　号	清　剖　07	清　剖　085	百　027	清　剖　071
岩　性	含白云母斜长岩	含石榴石蓝闪片岩	含石榴石多硅白云母蓝闪片岩	蓝闪榴辉岩
SiO_2	47.08	58.01	49.24	49.40
TiO_2	1.75	0.38	1.27	1.15
Al_2O_3	14.22	12.86	15.29	15.88
Fe_2O_3	4.45	2.11	3.92	3.89
FeO	10.06	6.84	6.54	8.33
MnO	0.25	0.22	0.19	0.236
MgO	6.71	6.20	5.09	5.36
CaO	8.74	3.75	11.18	8.61
Na_2O	2.33	3.04	2.71	4.74
K_2O	1.30	0.80	0.96	0.74
CO_2	0.49	1.66	2.29	0.11
P_2O_5	0.17	0.038	0.118	0.318
H_2O^+	2.20	3.97	1.22	0.68
H_2O^-	0.29	0.03	0.13	0.08
SO_3	0.014	0.001	0.001	
F	0.42			
$\sum$	100.47	99.95	100.15	99.53
al	19.5	28.8	22.2	22.6
fm	51.5	52.5	39.9	43.3
c	21.9	12.7	29.7	22.1
alk	7.1	11.0	8.2	12.0
c/fm	0.43	0.24	0.74	0.51
si	109.8	182.6	121.7	119.1
ti	3.1	0.95	2.4	2.0
h	19.5	41.9	11.1	6.2
k	2.0	0.8	1.3	0.3
mg	3.3	2.9	3.2	3.1
qz	−18.6	38.6	−11.8	−28.9

据吴汉泉(1980)

我们的经验表明，TiO_2-MnO×10-P_2O_5×10 图解对于变质火山岩原岩形成构造背景有较好的判别效果。从图中(图 1-21)可以看到，原岩为拉斑系列火山岩的蓝片岩及榴辉岩是大洋拉斑玄武岩的变质产物；而原岩为钙碱系列和碱性系列火山岩的蓝片岩及榴辉岩是岛弧火山

岩的变质产物。

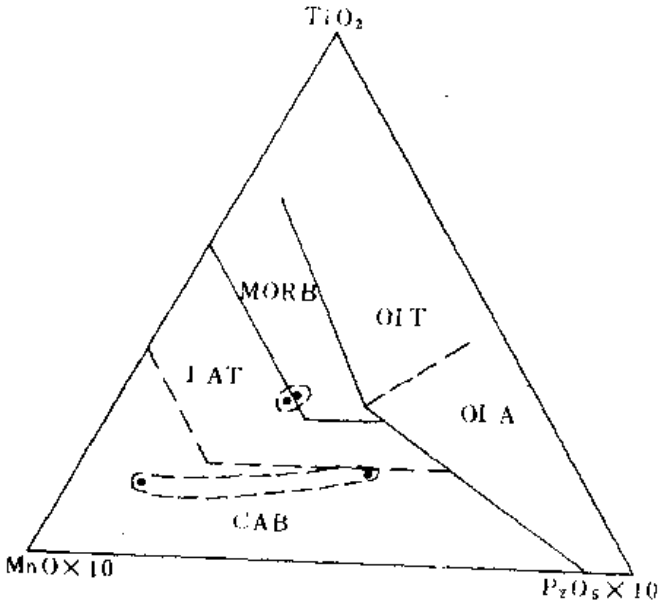


图 1-21 北祁连蓝片岩及榴辉岩 TiO_2-$MnO\times10$-$P_2O_5\times10$ 图解

(据 Ellen D. Mullen, 1983)

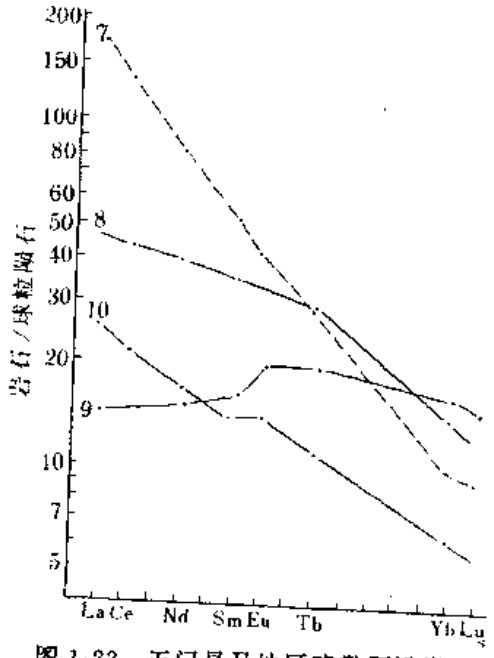


图 1-22 玉门昌马地区疏勒河沿岸蓝片岩稀土配分型式

(据吴汉泉等,1991)

稀土元素在变质作用过程中相对较稳定,变化较小,在较大程度上反映了变质岩原岩的地球化学特征。研究表明(吴汉泉等,1991),甘肃昌马地区蓝闪片岩稀土配分型式有两种类型:一是右倾轻稀土富集型,表现出以轻稀土大体连续下降的特点(图 1-22,7、8、10),这一特征说明,它比平坦型的洋底拉斑玄武岩含碱量高,具有典型岛弧玄武岩的属性。另一种是平坦型(图 1-22,9),表现为轻稀土部分缓慢上升,其值约为球粒陨石的 14 至 16 倍;重稀土平缓下降,其值约为球粒陨石的 20 至 15 倍,并且具有 Eu 的正异常。这种曲线和北祁连山清水沟一带奥陶系火山岩等岩石变质的含硬柱石、绿纤石蓝闪片岩的曲线型态基本一致,它们均代表原岩为洋底拉斑玄武岩的蓝闪片岩类型。它们是古洋壳俯冲到一定深度,在高压低温条件下的变质产物。

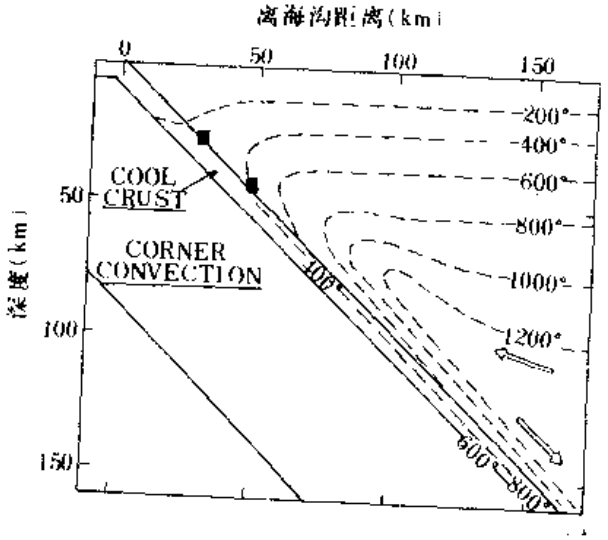


图 1-23 冷壳型俯冲带等温线分布图

(据 P. J. Wyllie, 1981)

根据 Perchuk (1966)、Plyusnina (1982)、Brown (1977) 和 Maruyana 等 (1986)温度计,温压计和压力计对蓝片岩中矿物对生成温度、压力的估算结果(吴汉泉等,1991)表明,昌马寒武系($\in_2$)蓝片岩带的形成压力约为 6.5～8.0 千巴(0.65～0.8 GPa),温度在 400～450 ℃之间。

将其温度、压力投影在俯冲带等温线分布图上(图 1-23),其温度值高于冷壳型俯冲带同等压力下应有的温度值。

一般来说,蓝片岩大多与冷型洋壳(Cold Oceanic Crust)的俯冲有关,本区投影点压力

偏底，温度偏高的原因可能有两点：

（1）根据蓝片岩中矿物（对）估算的 P、T 条件，通常温度值较为可靠，而压力值常常偏低。据 Винкпер(1969)年实验资料（图 1-24），如果蓝片岩形成温度为 400 ℃，则压力值应大致在 13 千巴附近（1.3 GPa，图中 A 线附近）；当温度达 450 ℃时，蓝片岩形成压力应不低于 14～15 千巴（1.4～1.5 GPa），若以此温度、压力条件投影到俯冲带等温线分布图上，投影点将向下移动。

（2）俯冲带倾角与等温线分布趋势有很密切的关系，图 1-23 是以 45°角为俯冲带倾角获得的温度分布，本区蓝片岩的温压条件表明，北祁连俯冲带倾角可能小于 45°。

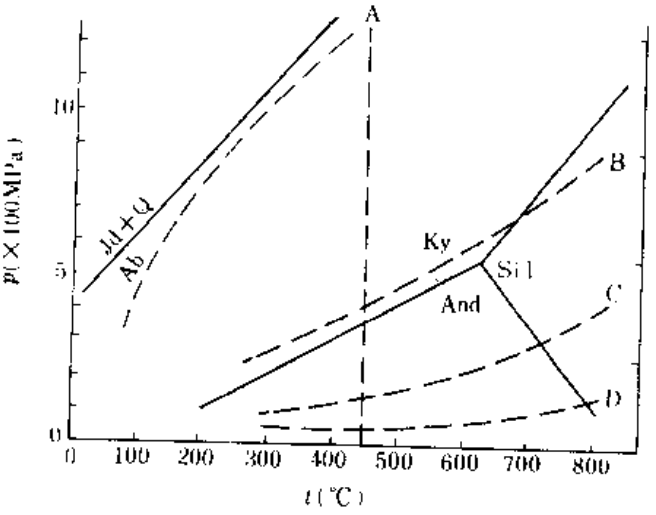


图 1-24　变质相系的分类

（据 Виклер，1969 资料）

A. 高压型；B. 中压型 C. 低压型（区域变质）；D. 低压型（接触变质）

第四节　北祁连山洋岛（海山）型火山岩

根据玄武岩类型与构造环境之间的关系，可以将玄武岩划分为 3 种主要类型：

（1）在扩张板块边缘深海底喷发的洋中脊玄武岩（MORB）。

（2）在汇聚板块边缘喷发的火山弧玄武岩（VAB）。

（3）远离板块边缘喷发的板内玄武岩（WPB）。

这种简单的划分虽然考虑了至今为止喷出的绝大多数玄武岩，但依然存在有过渡的岩浆类型。其中最常见的就是 MORB 和 WPB 之间的过渡类型，这些岩石可以产于洋岛或横跨洋脊及毗连地带的海山（如冰岛）以及与初始大洋和未形成的裂谷相连接的岩石圈变得很薄的地区。洋岛（海山）火山岩常常具有较为复杂的岩石学及地球化学特征。北祁连山洋岛（海山）型火山岩在古生代海相火山岩中所占比例并不多，但却具有较为广泛的分布，大多零星分布在北祁连东段蛟龙掌—老虎山—民乐一线；北祁连西段主要见于玉石沟一带。它们大多以构造块体的形式分布在北祁连古生代蛇绿构造混杂岩带之中。岩石类型主要有两种：变质玄武岩（细碧岩、辉石细碧岩）和碱性玄武岩（白榴碱玄岩）。

一　火山岩系列的划分

北祁连洋岛（海山）型火山岩化学成分列于表 1-8 中。SiO_2-(K_2O+Na_2O)图解（图 1-25）中，岩石投影点跨越碱性及亚碱性区，其中石灰沟碱性玄武岩（白榴碱玄岩）投影点均位于碱性区内，说明它们乃是一套碱性洋岛（海山）火山岩。而部分投影于碱性区内的细碧岩，则可能并

表 1-8　北祁连山基性(洋岛、海山)火山岩化学成分(w_i%)

序号	样号	时代	产　地	岩石名称	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	H_2O+	CO_2	总计	来源
1	87-65			辉石细碧岩	48.70	2.17	15.01	2.10	7.94	0.18	6.14	8.74	0.21	4.20	0.33	3.40	0.15	99.27	①
2		O_{2-3}	甘肃老虎山	细碧岩	52.22	1.74	13.69	2.77	7.05	0.13	7.43	6.48	0.32	3.84	0.27	3.68	0.17	99.79	②
3	85-23			细碧岩	50.71	1.63	16.09	4.75	5.05	0.13	3.52	6.60	0.43	6.23	0.34	2.52	1.74	99.74	①
4	87-36			白榴碱玄岩	47.79	2.39	13.32	3.25	6.68	0.18	8.29	7.05	2.24	2.94	1.07	3.88	0.09	99.17	
5	87-38	O_2	甘肃石灰沟	白榴碱玄岩	50.14	1.08	13.41	3.11	4.45	0.13	5.75	9.29	3.46	3.74	0.77	1.74	2.31	99.38	①
6	87-39			白榴碱玄岩	52.03	1.05	16.77	4.44	4.38	0.14	3.99	5.96	3.75	5.28	0.86	0.80	0.22	99.67	
7	87-41			白榴碱玄岩	52.14	0.82	16.55	2.49	4.06	0.11	4.42	6.01	2.36	6.58	0.66	2.96	0.56	99.72	
8		O_3	甘肃蛟龙掌	细碧岩	47.30	1.90	14.61	8.05	7.34	0.10	3.92	6.41	0.64	3.98	0.16	2.62	2.14	99.17	(16)
9	87 5				47.84	2.00	15.32	1.97	8.84	0.17	7.04	10.00	0.28	3.34	0.28	2.50	0.24	99.82	
		O_1	甘肃大克忍	辉石细碧玢岩															①
10	87-6				47.56	2.74	13.43	3.05	11.10	0.24	6.53	8.25	0.34	2.30	0.43	3.76	0.42	100.15	
11					54.34	1.72	13.97	5.60	6.84	0.11	3.84	1.85	0.10	5.15	0.26			93.78	
		O_1	青海玉石沟	细碧岩															(8)
12					46.57	2.75	12.96	6.54	9.59	0.15	6.10	5.11	0.14	3.87	0.31			94.09	
13		O_{2-3}	甘肃苏优河	细碧岩	48.30	1.07	16.01	2.06	6.90	0.08	7.95	5.33	0.31	5.27	0.22	4.82	2.14	100.46	⑦
14		$\in_2$	甘肃甘州河	细碧岩	52.77	1.59	16.97	1.28	8.84	0.08	6.81	0.76	0.92	5.08	0.31			95.41	(18)
15		Pt_2	青海熬油沟	细碧岩	50.85	2.55	11.83	6.24	8.82	0.17	4.90	5.77	0.58	4.16	0.26			96.13	(18)
16		S_1	甘肃水关河	细碧岩	46.15	2.00	16.82	1.58	7.60	0.06	7.51	6.43	0.35	4.65	0.31	4.80	1.71	99.97	④
17	92-716	O_{2-3}	甘肃民乐	细碧岩	51.75	0.37	16.43	3.97	5.07	0.012	6.86	7.82	0.50	2.80	0.03	3.28	0.57	99.46	本文

资料来源见表 1-11 说明。

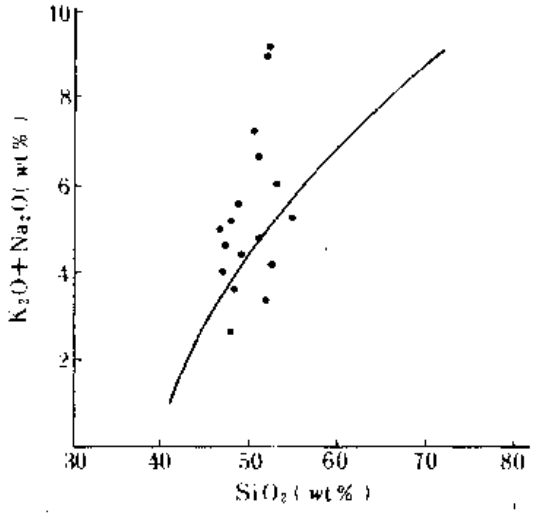


图 1-25　北祁连山洋岛(海山)型
火山岩 SiO_2-(K_2O+Na_2O)图解

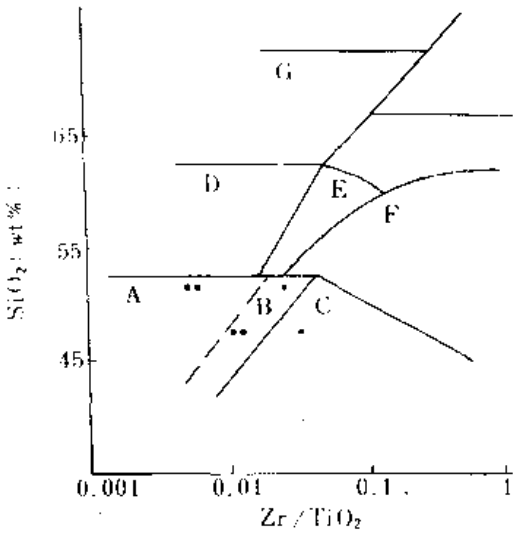


图 1-26　北祁连山洋岛(海山)
火山岩 SiO_2-Zr/TiO_2 图解
A 为亚碱性玄武岩类;B 为碱性玄武岩类;C 为粗面岩类

不属于碱性系列,而与细碧岩化和变质作用过程中 Na_2O 的升高有关。为了进一步划分火山岩系列,我们采用 SiO_2-Zr/TiO_2 图解(图 1-26)对 SiO_2-(K_2O+Na_2O)图解上位于碱性区的岩石进行进一步的划分。结果表明,6 个样品中,两个位于亚碱性玄武岩区,其余均属碱性玄武岩类和粗面岩类。

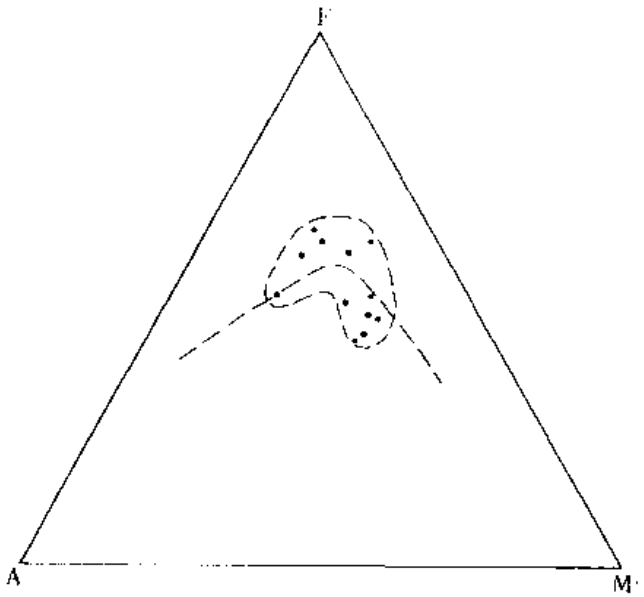


图 1-27　北祁连洋岛(海山)型火山岩 AFM 图解

在 AFM 图上,位于 SiO_2-(K_2O+Na_2O)图上亚碱性区和 SiO_2-Zr/TiO_2 图解亚碱性玄武岩区内的岩石样品,总体表现为拉斑演化趋势,它不同于岛弧拉斑玄武岩浆的演化趋势(即随 MgO 的降低,最初出现微弱的富铁趋势,尔后迅速转变为贫铁趋势),也不同于典型的大洋拉斑玄武岩浆演化趋势(即,随 MgO 降低,$FeO+Fe_2O_3$ 迅速增加,表现为强烈的富铁趋势)。北祁连洋岛(海山)型火山岩以初始出现明显的富铁趋势,尔后逐渐转变为贫铁(富碱)趋势为特征(图 1-27)。显示了一种过渡类型的拉斑玄武岩浆演化趋势。

上述分析表明,北祁连洋岛(海山)型火山岩主要以拉斑玄武岩系列和碱性玄武岩系列为主。

二　地球化学特征

(一) 主要元素地球化学特征

化学成分分析结果(见表 1-8)表明,北祁连洋岛(海山)型火山岩主要元素有以下特点:

(1) SiO_2 含量均低于 55 %，属基性岩 SiO_2 含量范畴，SiO_2 平均为 49.83 %。Al_2O_3 含量较高，在 12 %～17 %之间变化，平均为 14.89 %，高于北祁连洋脊型火山岩 Al_2O_3 平均值。

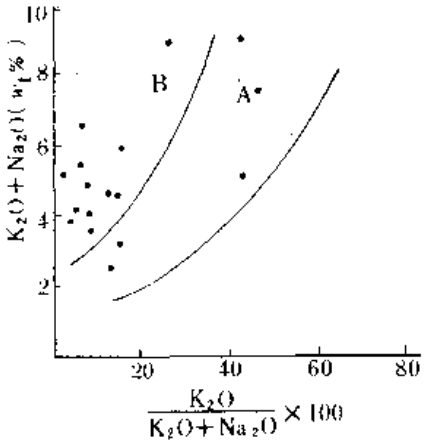


图 1-28 北祁连洋岛(海山)型火山岩 (K_2O+Na_2O)-$K_2O/(K_2O+Na_2O)$图解
(据 Hughes，1973)
A 为正常火山岩；B 为细碧角斑岩

(2) Fe、Mg 含量高，且 $FeO>Fe_2O_3$。K_2O 含量较北祁连洋脊型火山岩明显偏高，就 K_2O、Na_2O 比值而言，仍以 $Na_2O>K_2O$ 为主。

(3) TiO_2 含量较高，大多在 1 %～2.5 %之间变化，平均为 1.74 %；P_2O_5 含量较高，平均值可达 0.404 %，MnO 相对含量低，平均为 0.13 %。

(4) 化学成分总体变化趋势是，随 SiO_2 增长，TiO_2、Al_2O_3、FeO、MgO 等组分大体呈降低的趋势，这可能与橄榄石、磁铁矿、辉石以及斜长石的分离结晶作用有关；而随 SiO_2 的降低，岩石中 K_2O、Na_2O 含量没有明显的变化规律，这可能与细碧岩化和变质作用过程中 Na_2O 的带入，改变了原岩 K_2O、Na_2O 地球化学封闭体系有关。

细碧岩化和变质作用对火山岩主要元素的影响仍然表现在 Na_2O 升高和 CaO 的降低，对其它元素的影响程度相对较低。

就(K_2O+Na_2O)与 $K_2O/(K_2O+Na_2O)$而言(图 1-28)，岩石大多数投影点均位于细碧岩区，同样反映了蚀变和变质作用过程中 Na_2O 的带入，而 K_2O 相对 Na_2O 而言更稳定，在蚀变及变质作用中变化不大。

硅-碱关系及组合指数图(图 1-29)清楚地表明，北祁连洋岛(海山型)火山岩主要元素(SiO_2、K_2O、Na_2O)具有两种不同的变化特征，一种是随 SiO_2 增高，K_2O+Na_2O 缓慢增加，它代表了北祁连亚碱性拉斑系列洋岛火山岩主元素的变化趋势；而另一种变化趋势表现为，随 SiO_2 增高，K_2O+Na_2O 迅速升高，代表了北祁连碱性洋岛玄武岩系列主元素的演化特征。两种演化趋势在根部(低硅、低碱)处相连，表明拉斑玄武岩岩浆与碱性玄武岩岩浆可能具有同源性，是由共同的母岩浆经分异演化而成，演化趋势的差异可能是由于派生岩浆所处的构造背景不同和物理化学条件的不同造成的。

在 ATK 图解(图 1-30)中，北祁连拉斑系列洋岛(海山)火山岩投影点较集中，与洋脊型火山岩十分类似；而碱性系列洋岛(海山)火山岩投影范围较宽，更接近于岛弧火山岩的化学成分特点。

(二) 稀土元素地球化学特征

稀土元素分析结果表明(表 1-9)，北祁连洋岛(海山)型火山岩稀土特征可分为 3 种类型：

(1) 以民乐和老虎山细碧岩为代表，$(La/Yb)_N$ 及 La/Sm 比值低，轻重稀土分异不明显，$(La/Yb)_N$ 介于 1～1.5 之间，

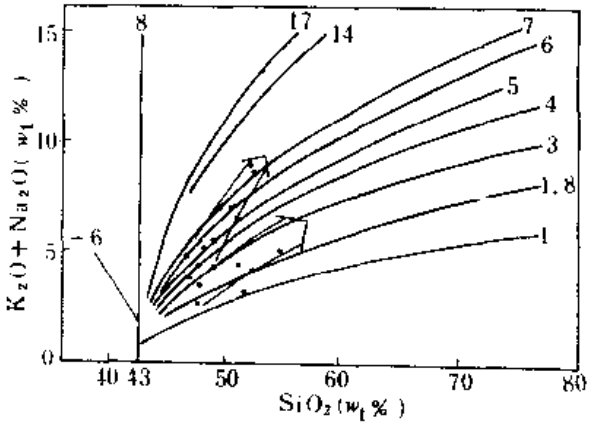


图 1-29 北祁连洋岛(海山)型火山岩硅-碱关系及组合指数图

La/Sm 比值介于 1.5～2 之间，类似于大洋拉斑玄武岩稀土元素特征，它代表了北祁连亚碱性拉斑系列洋岛玄武岩的稀土元素分布类型。

(2) 以石灰沟白榴碱玄岩为代表，$(La/Yb)_N$ 介于 23～30 之间，La/Sm 比介于 6～7 之间，轻重稀土分异明显，轻稀土强烈富集，它代表了北祁连洋岛碱性玄武岩系列的稀土元素分布类型。

(3) 以大克岔辉石细碧玢岩为代表，$(La/Yb)_N$ 介于 3～4 之间，La/Sm 比约为 3。轻稀土弱富集，介于典型的洋岛拉斑玄武岩和洋岛碱性玄武岩之间。

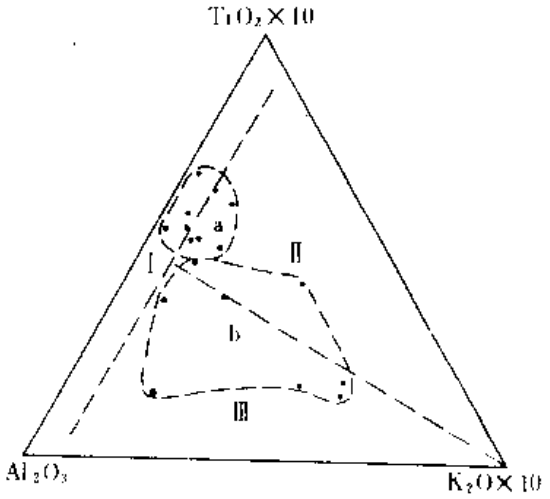


图 1-30 北祁连洋岛(海山)型火山岩 ATK 图解

(仿赵崇贺，1989)

Ⅰ为洋脊玄武岩；Ⅱ为大陆裂谷型玄武岩；Ⅲ为造山带玄武岩及安山岩；a 洋岛拉斑系列投影区；b 洋岛碱性系列投影区

稀土元素配分型式(图 1-31)同样反映了上述三种类型的稀土分布特征。民乐及老虎山细碧岩稀土配分曲线较为平直、斜率小，具有正铕异常，其中尤以民乐细碧岩正铕异常显著。这表明岩石结晶过程中没有显著的斜长石分离结晶。大克岔细碧玢岩具右倾负斜率轻稀土富集型分布型式，但轻稀土富集度不高，铕为负异常；石灰沟白榴碱玄岩则具有较为典型的轻稀土强烈富集型分布型式，负铕异常也十分显著，说明岩浆演化过程中存在明显的斜长石分离结晶作用。

上述稀土元素特征表明，北祁连洋岛(海山)型火山岩稀土元素具有递进的、延续的演化规律，暗示了拉斑系列与碱性系列岩浆具有共同的岩浆来源，由于构造环境及物化条件的差异而使派生岩浆向不同的方向演化，从而形成两个不同系列的火山岩组合，这与硅-碱关系及组合指数图所得出的结论是完全吻合的。

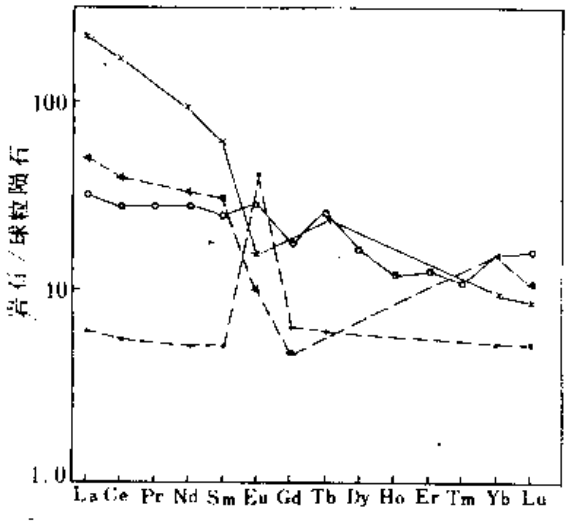


图 1-31 北祁连洋岛(海山)型火山岩稀土配分型式

· 民乐；o 老虎山(2 个样平均)；△ 大克岔(3 个样平均)；× 石灰沟(3 个样平均)

(三) 微量元素地球化学特征

如前所述，微量元素依其性质不同在蚀变和变质作用过程中变化程度各不相同，Rb、Sr、Ba、K 等大离子亲石元素(LIL)属易活动组分；而 Ti、Zr、Y、Nb、Ta、P 受热变质迁移作用影响相对较小。分析结果见表 1-10。

(1) Rb、Sr、Ba、K：北祁连洋岛(海山)型火山岩 Rb、Sr、Ba、K 等大离子亲石元素丰度具有规律性变化。民乐、老虎山细碧岩 Rb、Sr、Ba、K 含量较低，与 N 型 MORB 接近或略有差异；石灰沟碱玄岩 Rb、Sr、Ba、K 含量明显偏高，大大超过 N 型 MORB 同类微量元素含量；而大克岔辉石细碧玢岩大体上介于上述二者之间，具有过渡型特征；由民乐、老虎山细碧岩→大克岔辉石细碧玢岩→石灰沟碱玄岩，Rb、Sr、Ba、K

表 1-9　北祁连山基性(洋岛、海山)火山岩稀土元素丰度($\times 10^{-6}$)

样号	产　地	岩石名称	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	$(\frac{La}{Yb})_N$	$\frac{La}{Sm}$
92-716	民乐	细碧岩	2.10	5.12		3.38	1.05	3.06	1.77	0.299					1.21	0.188		1.12	2.00
87-65	老虎山	辉石细碧岩	9.87	19.8		20.1	5.97	2.65		1.44					4.38	0.664	32	1.52	1.65
85-23		细碧岩	12.12	31.3	3.49	16.67	4.12	1.63	4.81	1.03	5.12	0.95	2.69	0.37	2.54	0.45	27.1	3.22	2.94
87-5	大克岔	辉石细碧玢岩	13.9	31.7		16.7	4.83	1.81	1.01						2.33	0.296	14	4.02	2.88
87-6			21.1	40.0		25.5	7.1	2.14	1.46						4.66	0.486	26	3.05	2.97
87-36	石灰沟	白榴碱玄岩	96.9	190		66.2	13.9	3.95		1.35					2.18	0.328	15	29.97	6.97
87-39		白榴碱玄岩	80.1	146		64.8	12.2	2.72		1.22					2.24	0.254	15	24.13	6.57
87-41		白榴方沸岩	65.2	135		54.2	9.59	2.31		0.962					1.90	0.304	11	23.14	6.80

表 1-10　北祁连山基性(洋岛、海山)火山岩微量元素特征(除注明外均为$\times 10^{-6}$)

样号	产　地	岩石名称	Sr	K_2O%	Rb	Ba	Th	Ta	Nb	Ce	P_2O_5%	Zr	Hf	Sm	TiO_2%	Y	Yb	Sc	Cr
92-716	民　乐	细碧岩	99.2	0.50	11.8	66.8	0.205	0.0764	/	5.12	0.03	77.0	0.514	1.05	0.37	/	1.21	27.9	51.6
87-5	大克岔	辉石细碧玢岩	448	0.28		84.9	1.25	1.09	16	31.7	0.28	231	3.62	4.83	2.00	14	2.33	34.9	85.9
87-6			226	0.34		26.1	1.83	1.43	22	40.0	0.43	280	5.09	7.1	2.74	26	4.66	41.8	47.0
87-65	老虎山	辉石细碧岩	230.4	0.21	1.8	85.1	0.563	0.877	11	19.8	0.33		5.20	5.97	2.17	32	4.38	36.9	174
87-36	石灰沟	白榴碱玄岩	436	2.24	89.2	1060	15.9	2.70	40	190	1.07	725	10.5	13.9	2.39	15	2.18	20.9	314
87-39		白榴碱玄岩	204	3.75	259	3780	23.6	1.39	27	146	0.86	53.3	5.90	12.2	1.05	15	2.24	14.6	89.1
87-41		白榴方沸岩	601	2.36	158	2095	47.0	1.97	33	135	0.66	40.5	11.7	9.59	0.82	11	1.90	9.63	90.1
/		N 型 MORB*	120	0.15	2	20	0.2	0.18	3.5	10.0	0.12	90	2.4	3.3	1.5	30	3.4	40	250

* 据 Pearce (1984)

丰度大体上呈逐渐升高的趋势，与稀土元素反映的变化规律一致。

(2) Ti、Zr、Y、Nb、Ta、P、Sc：北祁连洋岛(海山)火山岩 Ti、Zr 含量变化规律不明显。Ta、Nb、P 三种元素含量表明，由民乐、老虎山细碧岩→大克岔辉石细碧玢岩→石灰沟碱玄岩，它们呈逐渐升高的趋势，但变化幅度不大，说明 Ta、Nb、P 在碱性玄武岩浆中有弱富集现象。而 Ce、Hf、Sm、Th 也与 Ta、Nb、P 具有类似的变化规律，表明本区岩浆演化过程中，Ta、Nb、P、Hf、Sm、Th、Ce 等元素具有与轻稀土类似的地球化学行为。而 Yb、Sc 则相反，由民乐、老虎山细碧岩→大克岔辉石细碧玢岩→石灰沟碱玄岩，它们的丰度呈逐渐降低的趋势。说明它们在拉斑玄武岩浆中富集，而在碱性玄武岩浆中相对贫化，其地球化学行为与重稀土元素一致。

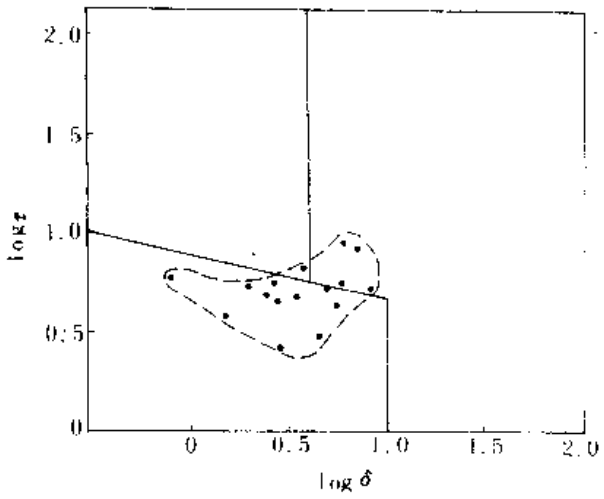


图 1-32　北祁连洋岛(海山)型火山岩 log τ-log δ 图解

三　构造背景的地球化学检验

火山岩地球化学特征是判别其形成构造背景的重要标志之一。log τ-log δ 图解(图 1-32)表明，北祁连洋岛(海山)型火山岩投影点主要位于 A 区，反映了一种大洋板内玄武岩的地球化学成分特点；部分投影点位于 C 区，它们代表了由母岩浆分异演化(派生)而成的北祁连洋岛(海山)碱性玄武岩系列。需要指出的是，由于细碧岩化作用使岩石中 Na_2O 增高，可造成投影点向高 τ 值和低 δ 值的方向偏移。

TiO_2-MnO×10-P_2O_5×10 图解(图 1-33)更清楚表明，北祁连洋岛(海山)型火山岩投影点均在洋岛(海山)碱性玄武岩(OIA)和洋岛(海山)拉斑玄武岩(OIT)区内，反映出高 TiO_2，高 P_2O_5 而低 MnO 的化学成分特征。同时说明，岩石中 Ti、Mn、P 等次要组分受热变质迁移作用影响较小，对判别细碧岩化并经受低的变质作用(绿片岩相)火山岩构造背景仍然有效。

微量元素组合特征可以有效地区分不同构造背景下形成的火山岩。北祁连洋岛(海山)型火山岩微量元素 N 型 MORB 标准化分布型式(图 1-34)，表明老虎山及大克岔细碧岩、辉石细碧玢岩微量元素分布型式呈"隆起"型，以除 Y、Sc、Cr 等元素的弱亏损外，其它元素均为低—中等富集为特征，接近于较为典型的板内拉斑玄武岩的微量元素谱式，代表一种夏威夷型的拉斑质大洋板内岩浆活动。而民乐细碧岩除 K、Rb、Ba 呈富集状态外，其它元素均为负异常，从图谱型式看，较接近于具拉斑质大洋的南桑德威奇群岛弧火山岩类，它可能反映了一种 MORB-VAB 过渡类型的洋岛(海山)拉斑质火山活动。值得注意的是，石灰沟白榴碱玄岩的微量元素谱

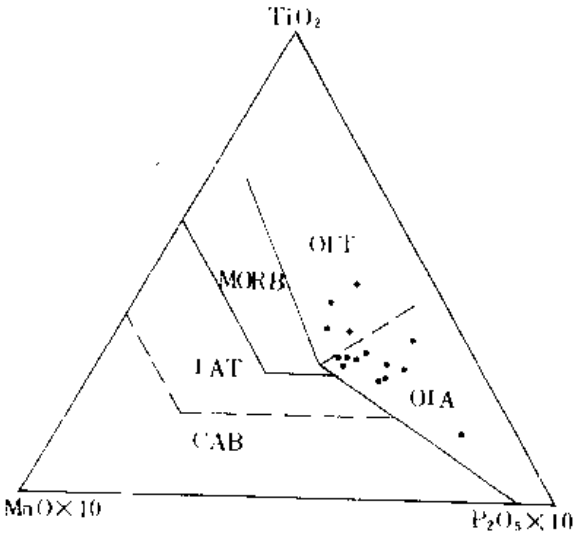


图 1-33　北祁连洋岛(海山)型火山岩
TiO_2-MnO×10-P_2O_5×10 图解
(据 Ellen D. Mullen, 1983)

式，并不同于典型的板内碱性玄武岩分布型式（如亚速尔碱性玄武岩，Pearce，1984），它主要表现为“三隆起”特征，即 Rb、Ba、Th 的高度富集，Ce 的中强富集以及 Hf、Sm 的低度富集；从谱线型式上看更类似于弧火山岩的分布特征。但不同的是，碱性火山弧玄武岩（如新赫布里斯，Pearce，1984）Ta、Nb 和 Zr 为负异常，而石灰沟白榴碱玄岩 Ta、Nb 和 Zr 虽为谱线中的相对低值，但与 N 型 MORB 比较仍为中等富集状态，因而其分布型式实际上与格林纳达岛玄武岩（Pearce，1984）更接近，可能代表一种拉斑玄武质 VAB 和碱性 MORB 之间的洋岛（海山）型火山活动。

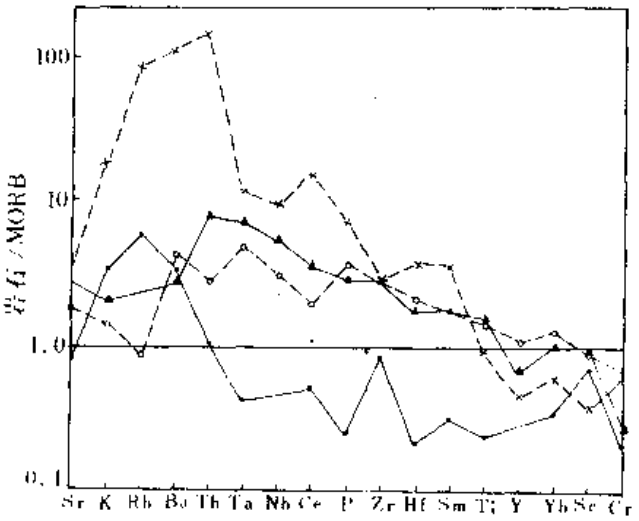


图 1-34　北祁连洋岛型火山岩
N 型 MORB 标准化分布型式
· 民乐；o 老虎山；△ 大克岔；× 石灰沟

综上所述，北祁连洋岛（海山）型火山岩具有较为复杂的构造背景，除典型的大洋板内洋岛岩浆活动外，还存在 MORB-VAB 过渡类型的洋岛（海山）火山活动。

四　小结

（1）区分并讨论北祁连古生代海相火山岩中洋岛（海山）型火山岩及其地球化学特征，对于恢复古构造背景，重建造山带的演化历史，更有效地研究和对比洋脊型及岛弧型火山岩地球化学和构造背景均有重要的意义。我们对于北祁连洋岛（海山）型火山岩的恢复和有关讨论仅仅是一次初步的尝试。

（2）北祁连洋岛（海山）型火山岩可以划分为二个火山岩系列，即亚碱性拉斑玄武岩系列和碱性玄武岩系列。拉斑玄武质岩浆演化初期表明为明显的富铁趋势，尔后逐渐转变为贫铁（富碱）趋势；而随着 SiO_2 的增长，全碱含量增长较为缓慢。碱性玄武岩浆的演化趋势则表现为随 SiO_2 的增高，全碱含量迅速增高。

（3）北祁连洋岛（海山）型火山岩稀土及微量元素具有明显的变化规律，拉斑系列火山岩以稀土分异不明显，铕正异常和相对富集相容元素为特点。而碱性系列火山岩则以富集轻稀土，较强的铕亏损和强烈富集大离子亲石元素（不相容元素）为特点。

（4）北祁连洋岛（海山）型火山岩除形成于典型的大洋板内构造环境外，还可形成于 MORB-WPB-VAB（如横跨洋脊的海山）等过渡环境之中。

第五节　北祁连山岛弧型火山岩

一　地质分布与岩石类型

岛弧型火山岩在北祁连古生代海相火山岩、蛇绿岩构造混杂岩带中占有较大的比例，具有

广泛的分布范围。岩石类型多样，基性—中性—酸性岩均有（细碧岩—角斑岩—石英角斑岩；玄武岩—安山玄武岩—安山岩）。岛弧型火山岩时间跨度大，自元古代晚期（Pt_2）直到志留纪早期（S_1）均有发育；其中主要以奥陶系（O_1～O_3）弧火山岩发育最为完好，分布最广。元古代（Pt_2）弧型火山岩仅见于熬油沟一带，且以基性火山岩（细碧岩、玄武岩）为主体，代表一种成熟度较低的岛弧类型。中寒武统（$\in_2$）弧火山岩主要出露在北祁连西段昌马一带，北祁连中部祁连县边麻沟、石菊里沟以及北祁连东段白银厂一带，岩石类型齐全，且以中基性岩为主。早志留（S_1）弧火山岩仅见于甘肃南泥沟。早志留世是北祁连地区火山活动的衰退时期，仅沿北祁连地区北侧有零星而微弱的间歇性火山活动，火山岩以中性火山岩为主，以弧型火山岩为特征，该时期不发育洋脊型及洋岛型火山岩。北祁连古生代洋盆至晚奥陶世末期已基本关闭。因此，早志留弧型火山岩可能代表一种残余洋盆弧火山。因此，北祁连地区至少具有二种类型的弧火山岩：

（1）扩张俯冲同步型弧火山岩；

（2）俯冲同步型（无扩张作用）弧火山岩。

二　火山岩系列的划分

北祁连岛弧型火山岩化学成分见表 1-11。

根据 SiO_2-(K_2O+Na_2O)图解（图 1-35）可以看出，火山岩投影点绝大多数位于亚碱性火山岩区内，碱性区内岩石样点仅占 28 %。

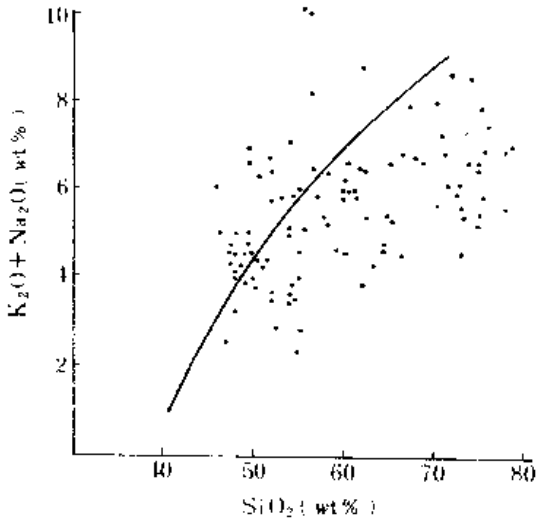


图 1-35　北祁连山岛弧型火山岩 SiO_2-(K_2O+Na_2O)图解

SiO_2-Zr/TiO_2 图解（图 1-36）投影结果表明，大约 50 %的样品位于亚碱性玄武岩和安山岩区内，说明 SiO_2-(Na_2O+K_2O)图中落入碱性区内的岩石样品大多不属碱性系列火山岩，而仍应归亚碱性系列火山岩。因此可推断，北祁连岛弧型火山岩主要为亚碱性系列火山岩。

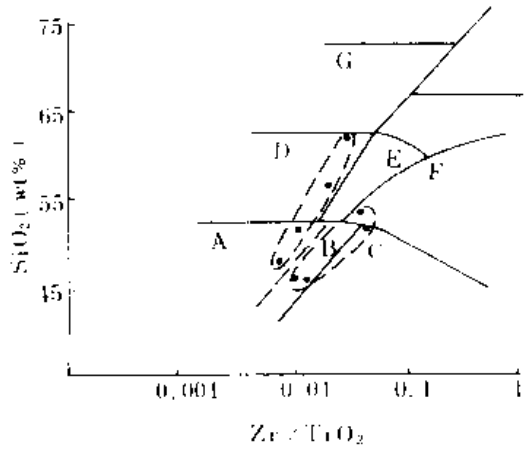


图 1-36　北祁连岛弧型火山岩 SiO_2-Zr/TiO_2 图解

（据 Winchester and Floyal, 1977）

A. 亚碱性玄武岩类；B. 碱性玄武岩类；C. 粗面玄武岩、碧玄岩、霞石岩；D. 安山岩类；E. 粗面安山岩类；F. 响岩类 G. 流纹英安岩、英安岩类

为了进一步划分亚碱性系列火山岩，我们采用了 AFM 图解（图 1-37），从图中可以看到，北祁连亚碱性岛弧火山岩可分为钙碱系列和拉斑系列二个火山岩系列。AFM 图中钙碱系列火山岩富碱特点很明显，但拉斑系列火山岩的演化趋势不清晰。

SiO_2-FeO^*/MgO 图解（图 1-38）证实了图 1-37 的划分结果。

三　常量元素地球化学特征

研究表明（Lofgren，1981），现代火山弧玄

表 1-11　北祁连(岛)弧型火山岩化学成分(w_t%)

样号	时代	产　地	岩石名称	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	H_2O+	CO_2	$\sum$	来源
			细 碧 岩	48.00	1.07	15.75	2.10	6.70	0.16	9.32	7.82	0.36	3.76	0.14	4.53	0.39	100.10	②
			细 碧 岩	49.36	1.28	13.77	2.17	7.80	0.18	7.49	10.47	0.76	2.87	0.12	2.42	0.54	99.23	②
87-67			粒 玄 岩	47.96	1.60	15.31	1.86	8.77	0.20	7.43	7.21	0.34	3.68	0.24	4.02	0.24	98.86	①
			角 斑 岩	62.32	1.34	12.15	7.95	3.80	0.15	1.72	1.26	0.20	3.64	0.41	4.60	0.20	99.74	②
	O_{2-3}	老虎山	〃	64.68	0.51	15.18	1.65	3.45	0.09	2.28	3.92	0.56	4.16	0.15	2.36	0.24	99.23	②
85-24			〃	55.16	1.01	14.85	1.85	6.67	0.24	4.72	6.25	0.06	4.55	0.11	5.02	0.00	100.49	[7]
			〃	60.77	0.85	14.56	2.25	3.98	0.10	2.70	3.67	0.59	6.02	0.24	2.68	1.22	99.63	[3]
			〃	58.30	1.79	14.15	4.33	5.25	0.13	3.06	4.37	0.37	6.02	0.91	2.14	0.34	101.16	②
			石英角斑岩	75.30	0.125	12.04	0.35	1.78	0.058	1.85	1.34	0.17	5.24	0.018	1.30	0.73	100.30	②
			〃	73.14	0.23	11.27	0.37	2.60	0.07	1.38	2.31	0.02	5.56	0.06	1.14	1.56	99.71	②
			细 碧 岩	53.80	0.68	16.29	3.61	5.84	0.11	5.58	6.00	0.36	3.15	0.12	3.70	0.25	99.49	⑤
			〃	51.90	0.74	16.22	4.01	6.37	0.11	6.69	5.68	0.46	3.22	0.12	4.13	0.48	100.13	④
			〃	54.31	0.71	17.08	2.89	6.05	0.20	5.13	5.24	1.33	3.69	0.15	3.30	0.11	100.19	④
87-16	S_1	南泥沟	〃	51.51	0.69	13.99	2.09	6.58	0.16	5.35	6.19	0.83	3.60	0.11	4.12	4.12	99.34	①
87-11			石英角斑岩	78.88	0.12	11.29	0.17	1.29	0.04	0.63	0.55	0.80	6.14	0.09	0.32	0.56	100.98	①
			〃	75.46	0.00	11.70	0.77	1.94	0.02	0.29	0.89	4.38	3.48	0.02	0.64	0.75	100.34	④
87-7	$\in_2$	小黑刺沟	角砾熔岩	51.00	0.96	15.85	2.41	8.98	0.15	5.59	3.22	1.62	2.64	0.31	4.98	1.55	99.26	①
87-9			角斑岩	57.82	0.71	14.49	5.30	5.71	0.14	4.46	1.48	0.74	4.66	0.30	3.50	1.00	100.31	②
87-49			细碧岩	54.90	0.91	17.97	2.92	5.71	0.16	3.80	6.50	0.32	3.64	0.22	2.92	0.10	100.07	①
87-17			〃	51.93	1.01	18.47	2.52	5.82	0.22	3.46	6.52	0.58	5.20	0.24	2.82	1.16	99.95	②
			〃	49.76	0.92	16.50	2.98	5.91	0.21	5.65	7.13	0.64	3.99	0.30	3.50	2.28	99.77	④
			〃	47.92	0.97	16.97	2.60	5.55	0.14	5.73	7.89	1.10	3.47	0.29			92.72	(19)
			角斑岩	67.96	0.42	14.06	1.80	2.73	0.08	1.21	2.07	2.14	4.62	0.11	1.48	1.33	100.01	④
			〃	66.54	0.68	14.34	1.17	4.46	0.10	2.49	3.00	0.29	4.26	0.15	1.93	1.00	100.41	⑨
			〃	68.92	0.34	14.57	3.32	0.43	0.05	0.80	1.51	0.57	6.06	0.11			96.68	⑨
86-9	$\in_2$	白银厂	安山斑岩	66.82	0.47	15.31	1.07	4.08	0.05	1.12	3.20	2.55	4.28	0.16	0.84	0.41	100.36	[7]
	| O		石英角斑岩	74.80	0.20	12.90	1.67	0.88	0.06	0.46	0.94	0.79	5.68	0.05	1.17	0.32	99.92	④

续表 1-11　北祁连(岛)弧型火山岩化学成分(w_i%)

样号	时代	产　地	岩石名称	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	H_2O+	CO_2	$\sum$	来源
87-56			石英角斑岩	75.58	0.22	12.81	0.84	1.40	0.04	0.82	0.38	0.00	6.90	0.11	0.44	0.62	100.36	①
			〃	71.66	0.43	12.15	1.90	1.96	0.06	0.85	1.55	0.58	5.51	0.16			97.51	1
			〃	75.06	0.15	12.73	1.16	1.24	0.05	0.38	1.32	1.29	5.27	0.05			98.70	1
			〃	71.11	0.27	12.91	0.77	1.74	0.05	0.52	2.65	1.55	5.29	0.07	0.98	1.85	99.76	(11)
	$\in_2$	白银厂	〃	76.15	0.16	12.66	1.11	1.03	0.06	0.32	0.62	0.57	6.84	0.03	0.40	0.13	100.08	⑨
			〃	78.25	0.14	11.83	1.24	0.92	0.09	0.28	0.11	1.47	5.41	0.02	0.26	0.19	100.21	⑨
	O		〃	75.04	0.29	12.65	0.74	1.46	0.06	0.81	2.07	0.96	4.22	0.04	0.77	0.65	99.76	⑨
			〃	75.48	0.33	12.02	0.99	1.43	0.04	0.62	1.64	0.90	4.91	0.10	0.75	0.72	99.94	(7)
			〃	77.98	0.15	11.00	1.02	1.91	0.05	0.52	0.84	0.06	5.49	0.08	0.40	0.56	100.06	(16)
87-22			细碧岩	53.87	0.30	16.34	7.24	4.78	0.12	4.54	2.29	0.21	6.86	0.06	3.04	0.61	100.26	①
87-24			〃	55.87	0.24	11.69	3.40	4.99	0.12	7.59	5.14	0.60	4.56	0.07	3.20	2.07	99.54	①
87-34			〃	52.09	0.60	17.63	2.81	5.71	0.15	4.54	7.27	0.32	3.22	0.14	4.28	0.21	98.97	①
87-32	O_3	石灰沟	粒玄岩	46.10	1.75	15.53	1.33	8.05	0.30	6.89	7.54	0.40	4.66	0.55	4.30	2.20	99.60	①
87-42			白榴粗面斑岩	56.45	0.78	18.12	0.43	3.88	0.06	2.31	2.73	2.96	7.04	0.50	1.83	2.52	99.61	①
			安粗岩	55.95	0.73	18.37	2.96	2.56	0.11	3.06	3.38	6.73	3.60	0.45	2.30		100.20	④
88-57			细碧岩	54.24	0.29	12.12	2.58	6.07	0.13	7.66	9.17	0.25	4.90	0.28	1.50	0.09	99.28	④
			〃	54.90	0.70	16.47	0.89	7.07	0.18	7.42	2.07	0.49	5.53	0.08	3.40		99.20	④
88-54	$\in_2$	面碱沟	角斑岩	57.79	0.44	15.68	2.42	3.38	0.10	5.22	5.31	0.53	4.85	0.19	3.14	1.39	100.44	①
88-55			〃	62.56	0.47	15.35	2.71	2.23	0.08	3.76	4.78	0.13	5.28	0.22	2.46	0.28	100.31	①
88-59			石英角斑岩	71.99	0.12	11.88	0.57	1.54	0.06	1.03	2.39	4.50	4.08	0.11	1.16	1.39	100.82	①
			〃	70.84	0.10	13.78	1.11	1.40	0.03	1.27	0.79	5.44	2.29	0.06			97.11	(17)
			细碧岩	48.43	1.12	14.55	5.59	8.86	0.20	5.51	6.45	0.38	3.96	0.14	3.06	0.71	98.96	(16)
			〃	49.62	1.19	13.86	5.15	7.77	0.26	5.03	6.22	0.29	4.75	0.09	/	/	94.23	(16)
87-77			角斑岩	64.94	0.48	15.34	0.97	3.74	0.13	2.31	3.77	0.64	4.76	0.21	1.84	1.17	100.30	(15)
			〃	64.28	0.45	15.72	2.34	2.92	0.09	1.80	5.09	0.37	4.30	0.15	1.40	0.60	99.51	(15)
	O_3	蛟龙掌	〃	65.29	0.53	15.53	1.29	3.00	0.10	1.98	4.20	0.37	5.00	0.19	1.44	0.29	99.21	(15)
			〃	60.26	0.46	16.33	3.00	1.16	0.10	3.26	3.72	1.63	4.57	0.27	1.80	0.63	97.19	(15)
			〃	56.54	0.76	19.89	4.31	0.94	0.13	0.36	4.95	1.81	6.40	0.41	1.40	0.88	98.78	(15)
87-78			石英角斑岩	70.66	0.38	12.61	0.49	1.98	0.07	1.49	2.51	2.20	3.43	0.12	1.48	1.64	99.06	①

续表 1-11　北祁连(岛)弧型火山岩化学成分(w_i%)

样号	时代	产　地	岩石名称	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	H_2O+	CO_2	Σ	来源
			细碧岩	49.48	0.72	14.57	3.16	6.57	0.16	6.88	7.21	0.10	3.88	0.10	3.21	2.67	99.12	[3]
			〃	50.25	0.76	14.78	2.37	10.33	0.09	7.91	4.36	0.25	3.54	0.04	4.24	0.60	99.52	(13)
			〃	54.33	0.60	14.72	3.08	7.13	0.15	5.18	6.06	0.26	3.36	0.05	3.62	1.34	99.88	(13)
			〃	49.50	0.86	16.50	3.55	4.99	0.18	5.27	6.27	1.58	5.36	0.15	2.64	2.66	99.51	(13)
	O_3	红沟	〃	49.50	0.92	15.58	3.29	5.19	0.16	6.01	5.97	1.37	5.25	0.19	3.98	3.14	100.55	(13)
88-86			角斑岩	62.32	0.68	14.12	2.38	2.91	0.08	2.95	5.01	1.78	6.95	0.16	0.88	0.43	100.65	①
			〃	62.25	0.61	15.11	5.11	2.48	0.09	1.58	2.46	3.22	3.20	0.14	2.20	1.40	99.85	(13)
			石英角斑岩	74.06	0.17	13.09	1.11	1.90	0.04	0.53	1.21	1.10	6.14	0.04	0.50	0.55	100.44	[3]
88-87	O_1	川刺沟	细碧岩	51.73	0.61	16.45	2.04	6.14	0.13	7.12	2.82	1.70	5.05	0.14	4.34	0.69	98.96	①
88-84			细碧岩	52.09	0.94	15.45	2.42	6.39	0.14	6.25	4.78	0.58	5.85	0.15	3.58	0.24	98.86	①
			细碧岩	50.60	0.87	15.20	2.23	7.29	0.15	8.11	6.87	0.26	4.18	0.12			95.88	(18)
			〃	47.38	1.23	14.37	1.75	7.38	0.17	7.34	8.68	0.72	4.04	0.19	3.32	3.69	100.26	⑧
			〃	48.17	1.07	14.36	1.33	9.80	0.19	7.19	8.47	0.20	3.11	0.12	4.26	1.09	99.36	⑧
	O_2	摆浪沟	〃	50.29	0.64	14.52	1.74	9.00	0.18	6.53	8.64	0.32	4.31	0.09	276	0.60	99.62	⑧
			〃	48.09	1.45	14.37	1.86	10.56	0.20	8.39	5.66	1.45	3.55	0.22	3.80	0.62	100.22	⑧
			〃	47.38	0.83	15.12	3.10	8.04	0.15	6.87	6.82	0.13	4.58	0.22	4.04	1.95	99.23	⑧
			〃	48.80	0.99	16.01	1.17	7.56	0.16	7.90	8.64	0.38	4.18	0.34	3.30	1.13	100.36	⑧
	O_2	九个泉	细碧岩	49.43	1.08	14.87	2.19	8.56	0.19	6.83	6.86	0.52	4.27	0.18	3.51	1.65	100.14	③
88-88			细碧岩	46.03	0.81	14.91	2.88	4.81	0.17	5.88	8.34	0.58	5.48	0.13	4.32	5.62	99.96	①
88-84	O_{2-3}	苏仙河	角斑岩	57.11	0.59	16.15	3.96	0.43	0.06	2.84	5.31	1.29	4.58	0.22	3.42	3.60	99.56	②
88-91			〃	67.46	0.45	13.16	1.26	2.98	0.06	2.30	1.07	4.50	3.40	0.12	2.04	0.39	99.19	②
			细碧岩	53.01	0.58	18.59	3.87	4.35	0.14	3.27	6.95	1.20	4.64	0.30			96.90	(18)
	$\in_2$	甘州河	安山玄武岩	55.26	1.27	14.21	6.35	2.89	0.16	5.34	7.85	0.80	2.00	0.19			96.32	(18)
	O_1	吊大坂	细碧岩	47.82	1.45	17.48	2.89	7.78	0.14	4.78	7.82	0.32	4.04	0.01			94.53	(18)
			细碧岩	50.74	1.02	14.80	3.13	7.94	0.22	4.06	5.83	0.42	5.92	0.39	2.25		96.72	[8]
	Pt_2	熬油沟	〃	48.79	1.33	14.21	1.64	11.32	0.31	6.09	7.53	0.25	3.63	0.16	2.80		98.06	[8]
			玄武岩	47.18	1.70	12.52	6.15	10.17	0.25	5.89	9.58	0.72	1.88	0.13	1.69		97.86	[8]
			〃	52.29	2.71	11.69	5.92	8.95	/	4.36	6.15	1.19	1.72	0.22			95.20	(18)

续表 1-11　北祁连(岛)弧型火山岩化学成分(w_i%)

样号	时代	产　地	岩石名称	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	H_2O+	CO_2	$\sum$	来源
By92-341	O	白石崖	细碧岩	54.48	0.67	18.45	1.59	5.05	0.04	5.54	2.95	1.53	4.40	0.12	2.79	2.30	99.61	本文
By92-447	$\in_2$	边马沟	细碧岩	54.34	0.24	11.58	0.70	4.77	0.078	11.30	7.32	0.30	3.60	0.032	3.57	2.39	100.22	本文
By92-453	O_1	〃	细碧岩	55.00	0.23	8.65	0.97	4.77	0.054	14.63	8.88	0.35	2.00	0.035	3.15	1.55	100.27	本文
	O_1	〃	角斑岩	59.66	0.36	14.05	4.72	3.50	0.10	5.25	4.80	0.68	3.92	0.03			97.07	(18)
87-20	O	柳条河	角斑岩	59.32	0.69	13.12	3.93	7.69	0.24	4.38	2.73	0.26	4.40	0.10	2.60	0.15	99.61	②
88-82	$\in_2$	纳木桥	角斑岩	59.81	0.43	14.68	2.20	4.17	0.08	5.82	3.72	0.25	5.61	0.06	2.96	0.24	100.03	①
	O_1	肃南	角斑岩	62.00	1.00	12.89	0.82	7.06	0.09	3.93	3.63	3.08	3.43	0.23	0		98.16	(18)
			〃	63.23	0.69	12.48	0.86	6.60	0.11	5.20	2.25	1.69	2.60	0.17			95.88	(18)
	O_3	肃南马场滩	角斑岩	56.47	0.83	16.71	3.24	4.64	0.17	2.35	5.88	0.26	6.20	0.25			97.00	(18)
			〃	60.19	0.71	13.13	3.80	5.10	0.13	1.90	4.66	0.16	5.86	0.25			95.89	(18)
			〃	61.37	0.70	13.83	4.33	5.48	0.12	2.20	3.11	0.78	5.23	0.23			97.38	(18)
			〃	61.80	0.73	13.53	4.00	5.26	0.12	2.57	2.56	0.50	5.39	0.21			96.67	(18)
			〃	65.19	0.73	13.68	4.09	3.76	0.09	1.95	2.44	0.44	6.20	0.19			98.76	(18)
	$\in_2$	昌马	角斑岩	59.96	0.44	15.33	3.17	3.99	0.08	3.97	3.98	1.30	4.74	0.15			97.11	[3]
			石英角斑岩	70.42	0.23	13.12	1.01	2.52	/	3.84	0.97	3.98	3.96	0.03			100.08	[3]
88-53	$\in_2$	香子沟	石英角斑岩	74.08	0.28	12.17	1.44	1.76	0.03	1.49	0.85	1.01	5.61	0.05	1.38	0.27	100.42	①
88-51			〃	74.13	0.26	11.88	1.24	1.04	0.02	0.78	0.47	7.50	1.00	0.11	1.26	0.09	99.78	①
			〃	73.24	0.70	9.51	0.12	4.39	0.30	1.41	2.74	0.40	4.16	0.20	1.78		98.95	(12)
	O_2	车轮沟	〃	73.47	0.31	12.82	1.30	3.46	/	1.92	0.32	1.98	3.45	0.07			99.17	④
			〃	72.69	0.66	13.02	1.36	1.66	/	0.91	2.71	3.34	2.80	0.06			99.21	⑦
			〃	72.65	0.51	12.99	0.92	2.23	/	0.39	2.10	2.99	2.91	0.06			98.75	④

资料来源:①据夏林圻等,1991;②据甘肃省冶金地质三队,1977;③据甘肃省区调队,1980;④据甘肃省地矿局,1986;⑤据王瑞令,1982;⑥据甘肃省地矿局,1970;⑦据甘肃省区调队,1980;⑧据姚国金等,1980;⑨据白银有色金属公司,1972;L据甘肃省区调队,1980;(11)据宋志高等,1965;(12)据青海地质二队,1979;(13)据宋志高,1974;(14)据李效文等,1979;(15)据甘肃地质一队,1980;(16)据吕万旭,1981;(17)据青海省地矿局,1968;(18)据董显扬等,1987;(19)据张之进,1983;[1]据李钦仲等,1985;[3]据宋志高,1980;[7]据夏林圻,1988;[8]据肖序常,1987。

武岩成分变化范围较洋脊玄武岩宽，SiO_2 变化于 48 %～53 %，Al_2O_3 含量高，为 16 %～20 %，TiO_2 低，<1.2 %，K_2O 低于 1.5 %，但明显高于洋脊型，Na_2O/K_2O 变化范围大，为 0.5～12，P_2O_5 含量低，一般<0.26 %。

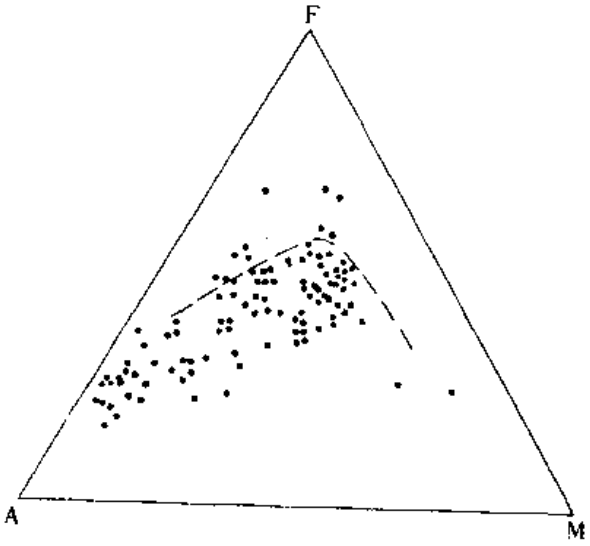


图 1-37 北祁连岛弧型火山岩 AFM 图解

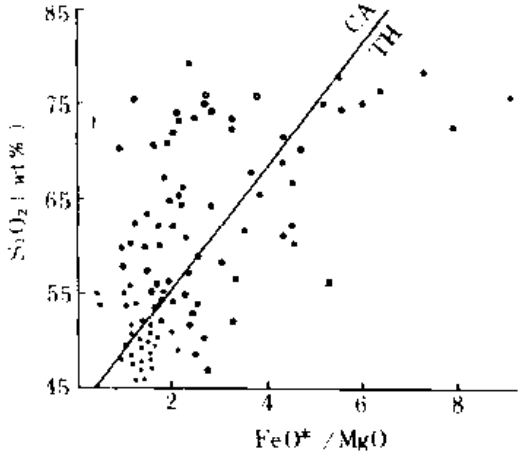


图 1-38 北祁连岛弧型火山岩 SiO_2-FeO^*/MgO 图解

与现代火山弧玄武岩相比，北祁连基性弧火山岩（细碧岩、玄武岩）具有以下岩石化学特点：

（1）SiO_2 变化较大，在 46 %～55 %之间，最高可达 55.87 %，平均为 50.61 %。高于北祁连洋脊型玄武岩 SiO_2 平均值（47.97 %）。

（2）岩石 Al_2O_3 明显偏低，大多变化在 12 %～18 %之间，平均值仅为 15.29 %，低于现代火山弧玄武岩 Al_2O_3 的下限值，但高于北祁连洋脊型火山岩 Al_2O_3 平均值（13.86 %）。

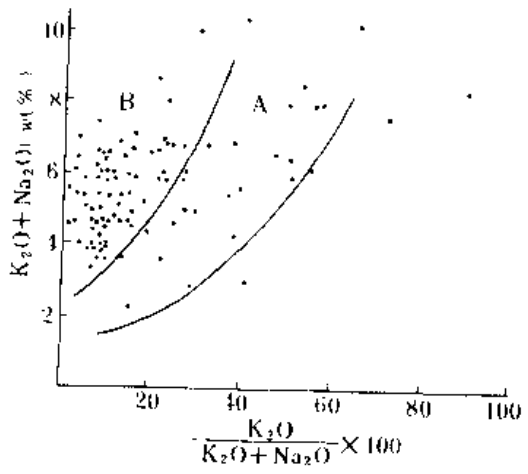


图 1-39 北祁连岛弧型火山岩 (K_2O+Na_2O)-$K_2O/(K_2O+Na_2O)$ 图解

（据 Hamilton，1973）

A. 正常系列火山岩；B. 细碧角斑岩

（3）就 TiO_2 含量而言，其变化范围较大，大少数样品多数低于 1.2 %，最低为 0.26 %；但可达 1.7 %或 2.71 %，平均值为 0.98 %，与现代火山弧玄武岩接近。

（4）北祁连基性岛弧火山岩 K_2O 含量大多低于 1.5 %，但明显高于北祁连洋脊型火山岩 K_2O 含量，前者 K_2O 平均为 0.63 %，后者 K_2O 平均值仅为 0.35 %。

（5）北祁连基性岛弧火山岩 P_2O_5 含量低，大多低于 0.26 %；而 Na_2O/K_2O 比值变化很大，这与细碧岩化作用有关。从图 1-39 中可以看到，火山岩受细碧岩化影响较明显，Na_2O 有显著升高。

（6）由于细碧岩化蚀变的影响，北祁连岛弧型火山岩中 CaO 有明显带出现象。

北祁连岛弧型火山岩中中性岩类（安山岩，

角斑岩)具有以下岩石化学特征：

(1) SiO_2 含量高，绝大多数样品 $SiO_2>57$ %，按 Gill(1981)的划分，属高硅安山岩类。SiO_2 平均值为 61.51 %。

(2) 岩石 K_2O 含量较低，按 K_2O-SiO_2 图解，大多数样品落入低钾安山岩区内，部分样品位于中钾安山岩区，极少数样品落入高钾区内。从而说明北祁连岛弧火山岩中以低钾—中钾安山岩类(安山岩，角斑岩)为主。

(3) 与现代岛弧安山岩类相比(Gill，1981)，本区中性岩类 Na_2O 明显偏高，而 CaO 显著偏低，这与北祁连岛弧型火山岩所经受的细碧岩化蚀变作用和低级变质作用有关。

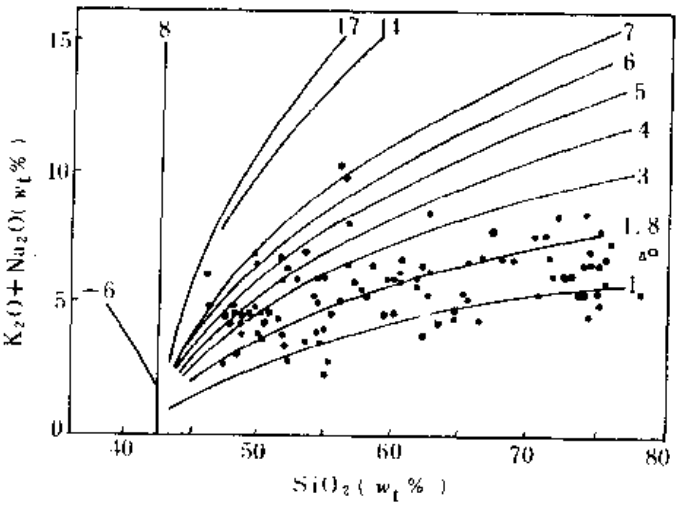


图 1-40 北祁连岛弧型火山岩硅-碱关系及组合指数图解

酸性岩(石英角斑岩)类是北祁连岛弧型火山岩的重要组成部分，其化学成分特点是：高硅、低钛，SiO_2 均>70 %，最高可达 79 %，平均为 74.09 %；TiO_2 平均值仅为 0.26 %；富铝贫钙，Al_2O_3 大多在 10 %～13 %之间变化，平均为 12.30 %；CaO 含量低，平均为 1.37 %；铁镁含量低。K_2O、Na_2O 含量变化大，尤其是 K_2O 变化大，大多以 $Na_2O>K_2O$ 为主，这显然与蚀变过程中 Na_2O 的带入有一定关系。

硅-碱关系及组合指数图(图 1-40)表明，北祁连岛弧型火山岩 δ 指数变化不大，大多处在 1～3 之间。总体而言，岩石投影点具有共同的演化趋势，大致按 δ 为 1.8 的曲线方向演化，这可能反映了北祁连主体弧火山岩具有同源的分异演化趋势。

四 稀土元素地球化学特征

稀土元素分析结果(表 1-12)表明，北祁连岛弧型火山岩稀土特征可分为三种类型：

(一) 基性岩类(细碧岩、玄武岩)稀土元素特征

基性岩类火山岩 $(La/Yb)_N$ 比值低，大多在 0.7～3 之间变化，La/Sm 比值与 $(La/Yb)_N$ 比值类似，也大多介于 1～3 之间。说明岩石轻重稀土分异不明显，轻稀土略有富集，但富集度不高，与北祁连洋脊型及洋岛型火山岩比较，本区基性岛弧型火山岩 La/Sm 及 $(La/Yb)_N$ 比值略高。稀土元素配分图解(图 1-41)可以看出，配分曲线较为平直，斜率小。除面碱沟细碧岩略有负铕异常外，其它地区细碧岩基本无铕异常。

(二) 中性岩类(角斑岩、安山岩)稀土元素特征

北祁连中性岛弧火山岩 $(La/Yb)_N$ 比值多在 3～12 之间变化，平均为 6.84，说明岩石存在明显的轻重稀土分异，轻稀土中等富集。稀土元素配分曲线反映了同样特征，从图中还可看到，中性岛弧火山岩均具有中—强负铕异常，说明岩石已产生过一定程度的斜长石分离结晶。

(三) 酸性岩类(石英角斑岩)稀土元素特征

与中、基性岩类相比，酸性岩具有更强的负铕异常和更为明显的轻重稀土分异，轻稀土强

表 1-12　北祁连岛弧型火山岩稀土元素特征($\times 10^{-6}$)

编　号	产　地	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Y	$(La/Yb)_N$	La/Sm
87-67	老虎山	4.62	10.3	14.5	4.5	1.73	1.12	4.22	0.65	29	0.74	1.03
88-11	南泥沟	14.6	32.6	14.4	2.8	0.13	0.34	1.87	0.25	12	5.27	5.21
87-7	小黑刺沟	18.9	33.0	14.9	3.68	1.07	0.599	2.65	0.343	17	4.81	0.29
87-9		10.7	20.9	14.2	3.13	0.974	0.645	2.68	0.356	13	2.69	0.31
87-49	白银厂	6.14	15.8	11.3	4.38	1.52	0.972	3.50	0.514	23	1.18	1.40
87-17		12.9	28.6	17.8	4.84	1.69	0.931	4.65	0.514	26	1.87	2.67
87-56		10.3	21.3	9.55	2.01	0.546	0.463	2.34	0.345	7	2.97	5.12
87-22	石灰沟	2.72	6.63	9.22	1.45	0.462	0.281	0.775	0.101	17	2.37	1.88
87-24		1.61			0.914	0.374	0.295	0.686	0.153	17	1.58	1.76
87-34		7.81	17.9	8.96	2.96	0.954	0.53	1.88	0.334	11	2.80	2.64
87-32		53.5	107	50.1	9.61	2.11	1.29	3.99	0.609	26	9.04	5.57
87-42		63.9	151	65	9.18	2.31	0.871	1.96	0.321	10	21.99	6.96
88-57	面碱沟	20.2	36.8	17.5	3.58	0.806	0 491	2.05	0.28	7	6.65	5.64
88-54		58.6	118	51.1	8.29	1.39	0.918	3.67	0.507	17	10.77	7.07
88-55		60.7	123	60.3	8.53	1.16	0.912	3.33	0.457	16	12.29	7.12
88.59		42.6	82.1	28.1	5.39	0.595	0.485	2.4	0.317	14	11.97	7.90
88-77	蛟龙掌	17.9	33.5	14.6	3.34	0.875	0.902	2.69	0.341	10	4.49	5.36
88-78		10.1	20.0	8.1	1.62	0.467	0.305	1.14	0.13	8	5.98	6.23
88-66	红沟	26	54	25.7	4.72	1.27	0.711	2.08	0.296	12	8.43	5.51
88-71	川刺沟	7.1	15.7	10.1	2.44	0.869	0.562	2.46	0.353	13	1.95	2.91
88-74		6.19	15.4	8.69	2.35	0.8	0.578	2.14	0.309	21	1.95	2.63
88-88	苏优河	21.7	39.9	13.7	3.22	0.995	0.48	1.64	0.237	10	8.93	6.74
88-84		9.22	19.5	9.98	2.63	0.791	0.525	1.73	0.284	13	3.60	3.51
88-91		33.2	71	25.1	4.85	1.24	0.792	2.92	0.42	22	7.67	6.85
By92-341	白石崖	12.5	27.6	13.2	2.97	0.69	0.489	1.51	0.232		5.36	4.21
By92-447	边麻沟	0.399	1.22	1.31	0.589	0.26	0.231	0.962	0.151		0.27	0.68
By92-453		0.466	1.63	1.55	0.613	0.254	0.167	0.741	0.118		0.41	0.76
88-53	香子沟	98.8	180	67.8	14.4	1.66	1.15	3.12	0.448	27	21.36	8.67
88-51		7.78	19.5	13.5	3.24	0.84	0.924	4.8	0.632	21	1.09	2.40

资料来源见表 1-11 说明。

烈富集。配分曲线轻稀土部分较陡，负斜率大；而重稀土部分曲线较为平直。

从上述稀土元素特征可以看出，北祁连岛弧型火山岩由基性→中性→酸性岩，稀土元素具有连续递进的演化规律，轻稀土富集度逐渐增高，铕亏损逐渐增强。这表明北祁连岛弧火山岩可能具有同源性，是由共同的原生岩浆分异演化而成。

五　微量元素地球化学特征

采用一组元素，运用与稀土配分类似的图解方式，能够更深刻地揭示岩浆成因演化及其构造背景。图 1-42 表示北祁连岛弧火山岩 15 种元素球粒陨石标准化曲线（表 1-13），标准化值取自 Thompson 等（1982）。总的看来，本区基性、中性及酸性弧火山岩不相容元素配分曲线具有相似的型式，这些元素在谱系图上（Spidergram）所显示的总体倾斜程度和一系列元素的“峰”和“谷”可能反映了岩浆作用的过程和其构造背景。

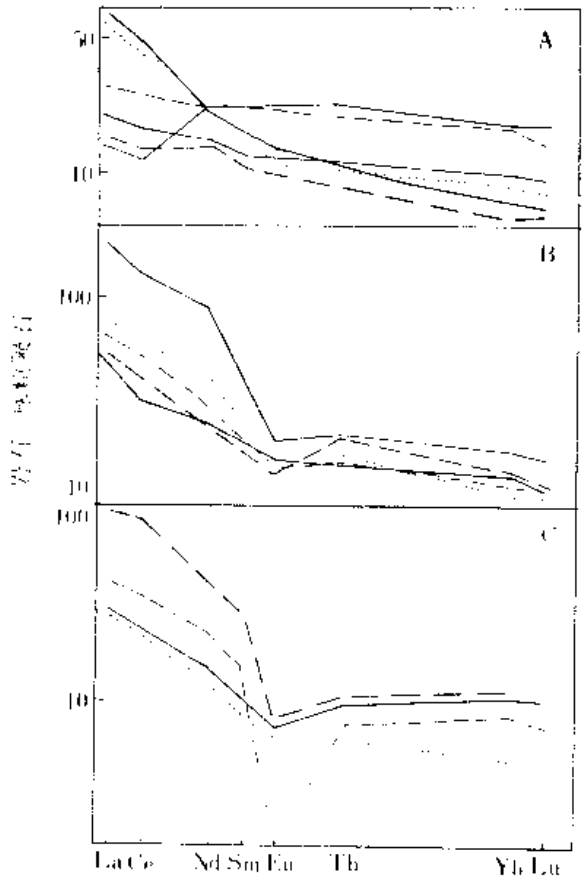


图 1-41　北祁连岛弧火山岩
稀土配分型式
A 为基性岩类；B 为中性岩类；C 为酸性岩类

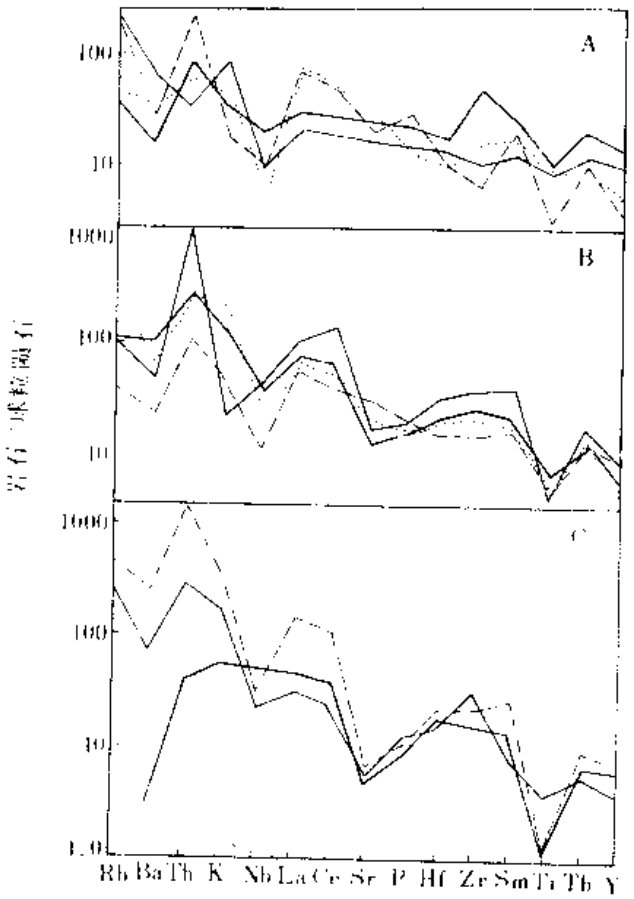


图 1-42　北祁连岛弧火山岩
微量元素球粒陨石标准化型式
A 为基性岩；B 为中性岩；C 为酸性岩

（1）北祁连岛弧火山岩自基性向酸性演化，配分曲线由平缓型逐渐上升成为右倾型式。

（2）有 Rb、Th、K 峰，但以 Th 峰最为明显，在大多数岩石中都具有 Rb、Th、K 的正异常，反映了本区火山岩与球粒陨石比较，铷族元素呈富集状态。同时，随着岩浆分异程度的增大，由基性岩→中性岩→酸性岩，Rb、Th、K 的含量也有增高的趋势，说明它们在分异过程中的不相

表 1-13　北祁连岛弧型火山岩微量元素丰度($\times 10^{-6}$)

样号	产　地	Sr	K_2O%	Rb	Ba	Th	Ta	Nb	Ce	P_2O_5%	Zr	Hf	Sm	TiO_2%	Y	Yb	Sc	Cr
87-67	老虎山	53.5	0.34	13.6	133	0.476	0.363	6	10.3	0.24	105.6	3.68	4.5	1.60	29	4.22	40.1	266
87-11	南泥沟	56.8	0.80		21.6	1.60	1.30	16	32.6	0.09	234	3.74	2.8	0.12	12	1.87	2.01	8.49
87-7	小黑刺沟		1.62	54.7	308	2.56	0.494	11	33.0	0.31		2.05	3.68	0.96	17	2.65	45.7	6.84
87-9		183	0.74	22.8	232	2.11	0.392	8	20.9	0.30		1.40	3.13	0.71	13	2.68	28.2	5.77
87-49	白银厂		0.32	14.1	86.0	3.51	0.211	5	15.8	0.22	155	3.15	4.38	0.91	23	3.50	27.7	29.2
87-17		267	0.58	9.74	123.0	3.59	0.349	8	28.6	0.24	423	2.90	4.84	1.01	26	4.65	20.92	8.8
87-56			0.00	3.66	17.6	6.82	0.446	6	21.3	0.11	45.7	4.29	2.01	0.22	7	2.34	2.67	1.72
87-22	石灰沟	110.1	0.21	1.8	77.5	0.47	0.194	3	6.63	0.06	114	0.782	1.45	0.30	17	0.775	32.4	20.9
87-24		82.1	0.60	15.9	97.2	0.503	0.422	4		0.07	125	1.08	0.914	0.24	17	0.686	31.5	656
87-34		204	0.32	20.0	83.0	5.03	9.66	6	17.9	0.14	151	2.38	2.96	0.60	11	1.88	25.2	13.2
87-32		520	0.40	18.9	377	31.3	1.75	22	107	0.55	172	6.6	9.61	1.75	26	3.99	33.6	135
87-42	石灰沟	619	2.96	139	2780	50.3	3.06	34	151	0.50	148	12.9	9.18	0.78	10	1.96	9.51	66.7
88-57	面碱沟	214	0.25	68.6	186	8.2	0.513	3	36.8	0.28	40	1.95	3.58	0.29	7	2.05	51.0	596
88-54		177	0.53	28.1	286	45.9	2.58	14	118	0.19	257	7.04	8.29	0.44	17	3.67	32.9	207
88-55		231	0.13	45	227	41.7	2.52	17	123	0.22	287	6.88	8.53	0.47	16	3.33	22.3	142
88-59		81.3	4.50	168	1750	59.3	2.95	11	82.1	0.11	145	4.2	5.39	0.12	14	2.4	6.0	217
87-77	蛟龙掌	377	0.64	13.9	163	4.6	0.175	4	33.5	0.21	103	3.03	3.34	0.48	10	2.69	11.8	6.41
87-78		62.9	2.20	101	526	11.9	0.567	8	20.0	0.12	198	3.20	1.62	0.38	8	1.14	6.67	3.39
88-66	小红沟	147	1.78	38.7	717	11.8	1.38	13	54	0.16	181	4.36	4.72	0.68	12	2.08	22.7	252
88-71	川刺沟	154	1.70	74.2	612	1.62	0.274	<2	15.7	0.14	54	3.15	2.44	0.61	13	2.46	33.0	82.9
88-74		193	0.58	68.4	211	1.04	0.262	3	15.4	0.15	72	2.02	2.35	0.94	21	2.14	31.7	117
88-88	苏优河	318	0.58	16.8	233	2.44	0.481	<2	39.9	0.13	100.6	1.91	3.22	0.81	10	1.64	31.2	153
88-84		309	1.29	47.9	278	6.97	0.452	<2	19.5	0.22	151	4.07	2.63	0.59	13	1.73	13.2	63.7
88-91		185	4.50	88.2	711	16.8	0.83	8	71	0.12	153	3.84	4.85	0.45	22	2.92	11.0	64.3
88-53	香子沟	369	1.01	20.4	157	2.53	0.561	2	180	0.05	224	3.55	14.4	0.28	27	3.12	17.5	72
88-51		103	7.50	220	1140	38.4	1.78	11	19.5	0.11	185	5.29	3.24	0.26	21	4.8	9.51	94.9
By92-341	白石崖	329	1.53	42.0	6.79	5.29	0.766		27.6	0.12	107	3.25	2.97	0.67		1.51	27.3	92.0
By92-447	边马沟	54	0.30	4.61	48.5	0.257	0.0363		1.22	0.032	34.6	0.519	0.589	0.24		0.962	30.4	898
By92-453		48	0.35	6.02	53.8	0.131	0.0837		1.63	0.035	31.1	0.475	0.613	0.23		0.741	27.8	1081

资料来源见表 1—11 说明。

容元素性质。

(3) 有 Nb 谷。Nb 的负异常普遍存在，但随着岩浆分异程度的增加，由基性→中性→酸性岩，Nb 谷的深度基本不变或变化不大，这说明 Nb 谷的存在可能在很大程度上继承了初始岩浆中微量元素的特点，而与岩浆分异作用关系不大。

(4) 有 Ba、Sr 谷。在基性岩中 Ba、Sr 的负异常并不明显，而随岩浆分异程度的增大，Ba、Sr 谷逐渐加深，在酸性岩中 Ba、Sr 已呈强负异常，说明它们是在岩浆分异过程中形成的。

(5) 有 Ti 谷，且随岩浆分异，Ti 谷的深度逐渐加大，这可能与钛铁氧化物的分离结晶有关。与北祁连洋脊型火山岩比较，本区岛弧火山岩同样具有低 Ti 的特点。

可见，北祁连岛弧火山岩以富集大离子半径元素和贫化高场强元素为特征，与西南太平洋岛弧(Johnson，1982)等造山带火山岩特点类似。

六　构造背景的地球化学检验

$\log\tau$ - $\log\delta$ 图解(图 1 - 43)中，北祁连岛弧火山岩大多位于 B 区(造山带及岛弧火山岩区)，部分样品点落入 C 区，这可能有二种原因：

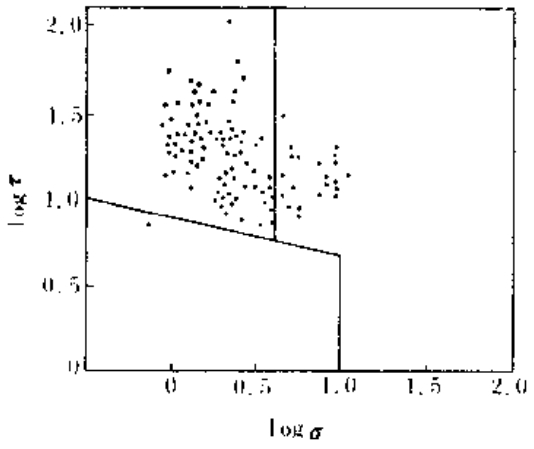


图 1-43　北祁连岛弧火山岩 $\log\tau$-$\log\delta$ 图解

(1) 是由拉斑和钙碱系列火山岩分异演化派生的碱性火山岩类。

(2) 由于细碧岩化和变质作用过程中 Na_2O 的大量带入，而造成投影点向 δ 增高的方向偏移的结果。从图中可以看到，落入 B 区的样品绝大多数为细碧岩类，前面的论述已证明，细碧岩类所遭受的蚀变作用最为强烈，Na_2O 的升高最为明显。因此，其投影点向高 δ 方向偏移的可能性是很大的。

Ti、Mn、P 等次要组分在蚀变过程中较稳定，与 Na、Ca 等组分比较，其变化要小得多。TiO_2-MnO×10-P_2O_5×10 图解(图 1-44)证实了这一特点，北祁连岛弧火山岩投影点均位于 IAT 和 CAB 区，说明该图解对于低度变质和经受过一定细碧岩化作用的变质火山岩仍然有一定的判别效果。

Hf/3-Th-Ta 图解是区分岛弧火山岩的一种较为有效的图解(Pearce，1984)，岛弧火山岩相对于其它岩浆类型趋近于三角形的 Th 角，但该图解对于 MORB 和 WPB 判别效果远不如岛弧火山岩。从图解(图 1-45)中可以看到，北祁连岛弧火山岩绝大多数投影点位于岛弧区内或十分接近 Th 角的位置，个别投影点进入了 MORB 和 MORB+WPB 区内。

微量元素组合特征仍然是反映火山岩形成构造背景的有效途径，北祁连岛弧火山岩微量元素 N 型 MORB 标准化分布型式(图 1-46)表明，总体而言，曲线大多具有典型的岛弧火山岩的分布型式。其中面碱沟、苏优河、川刺沟最为特征，以 Sr、K、Rb、Ba 和 Th 的较强富集并伴有 Ce、P 和 Sm 的富集为特征，代表钙碱系列岛弧火山岩的分布特征。而老虎山、小黑刺沟和白银厂则表现为 K、Rb、Ba、Th 的选择性富集，以及由 Ta 至 Yb 的低丰度值为特征(图 1-47)，它们代表一套拉斑玄武质岛弧火山岩组合。从而说明，北祁连岛弧火山岩主要以拉斑系列和钙碱系列为主。

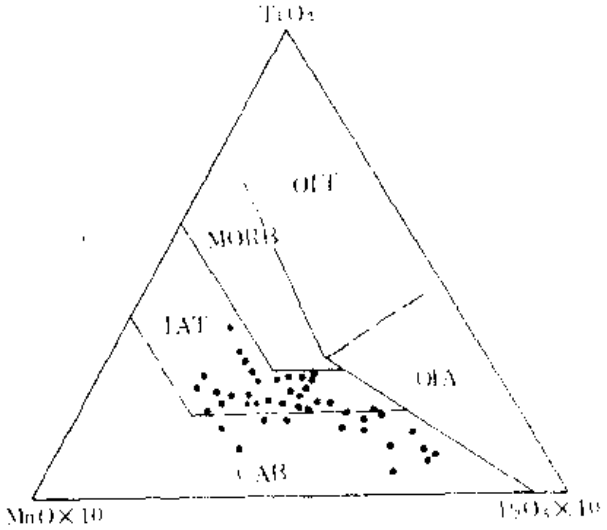


图 1-44 北祁连岛弧火山岩
TiO_2-$MnO\times10$-$P_2O_5\times10$ 图解
(据 Ellen D. Mullen, 1983)

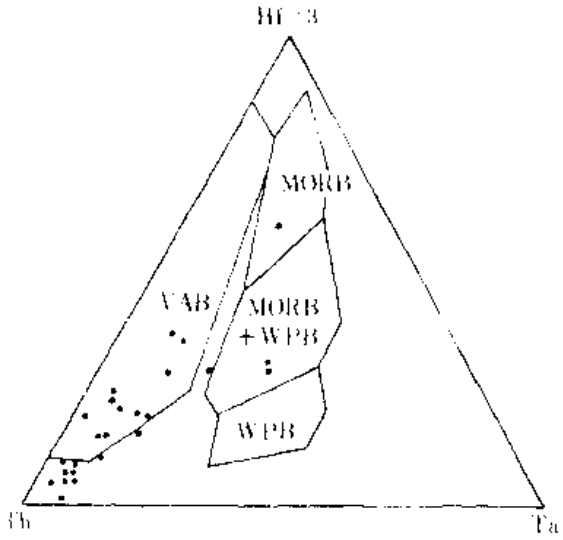


图 1-45 北祁连岛弧火山岩
Hf/3-Th-Ta 图解
(据 Wood, 1980)

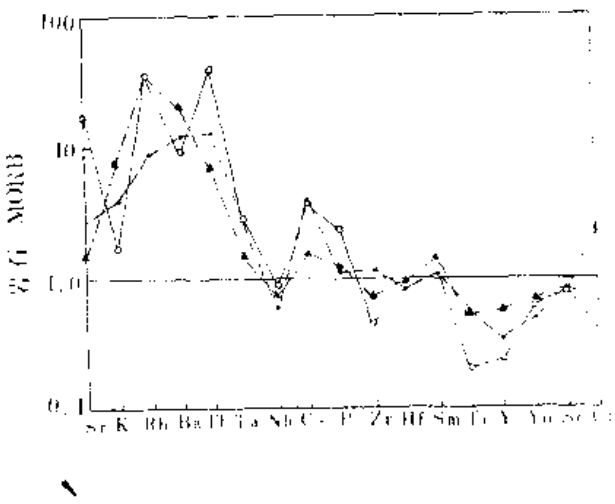


图 1-46 北祁连岛弧火山岩微量元素
N 型 MORB 标准化型式
·面碱沟;·苏优河;▲川刺沟

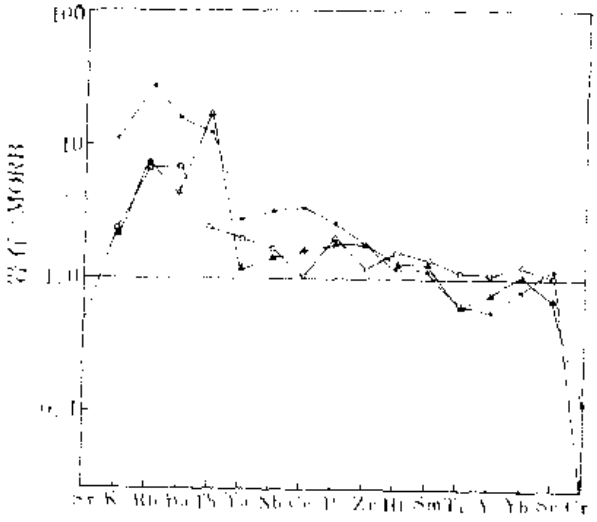


图 1-47 北祁连岛弧火山岩微量元素
N 型 MORB 标准化型式
·老虎山;·小黑刺沟;△一白银厂

七 北祁连山岛弧钾玄岩系列火山岩

前人的研究资料(夏林圻等,1991)已证实,北祁连山石灰沟一带存在岛弧钾玄岩系列火山岩,它们位于火山岩层位的最上部,形成最晚,在整个火山岩系中所占比例不到 10 %。据资料分析,我们认为除石灰沟外,在白银厂一带可能也存在少量钾玄岩(粗面玄武岩,橄榄玄粗岩等)。

化学成分分析结果表明(表 1-14),北祁连岛弧钾玄岩系列火山岩具有以下特征:

(1) 全碱含量高,K_2O+Na_2O 均大于 5 %,多在 5.7 %~9 %之间变化,最高达 11.6 %;

(2) K_2O/Na_2O 高，大多在 0.66～1.44 之间；

(3) TiO_2 含量低，均<1.04 %；Al_2O_3 含量高，且变化大，在 13.6 %～18 %之间变化。

在 Peccerillo 等(1976)岛弧火山岩分类图中(图 1-48)均位于钾玄岩区内。

稀土元素(表 1-15)以强烈富集轻稀土元素为特征，$(La/Yb)_N$ 为 15.57～16.53；La/Sm 为 6.89～8.72。

微量元素(表 1-16)则以富集 Bb、Sr、Ba、K 等元素为特征。

在微量元素 N 型 MORB 标准化图解(图 1-49)中，曲线具有典型的岛弧火山岩的分布型式，K、Rb、Ba、Th 强烈富集，而 Ce、P、Sm 等为中等富集。

北祁连岛弧钾玄岩系列火山岩的出现是岛弧演化达到成熟阶段的重要标志。

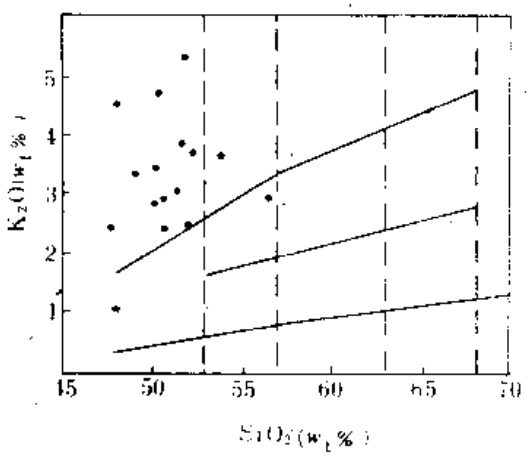


图 1-48 北祁连岛弧钾玄岩 SiO_2-K_2O 图解

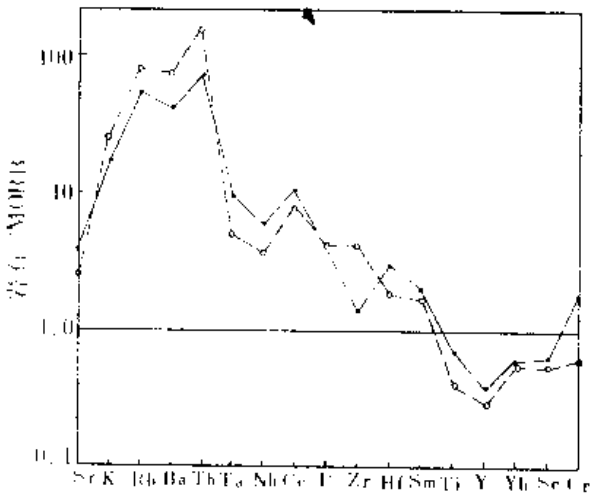


图 1-49 北祁连岛弧钾玄岩微量元素 N 型 MORB 标准化型式

八 北祁连岛弧的发展与演化

弧火山活动是洋壳板块俯冲作用的结果。随着俯冲作用的发生、发展与演化，岛弧也将经历一个由不成熟→半成熟→成熟的演化过程。

不成熟岛弧地壳是薄且铁镁质的，或者可以认为是一种大洋型地壳；而成熟岛弧的地壳则是厚且相对偏长英质的，可称为大陆型地壳；大陆边缘火山岩弧(如 Andes)常具有大陆型地壳，与成熟岛弧大陆型地壳类似或更厚。从这个角度而言，它们可以近似地看作成熟的岛弧或代表比成熟岛弧更高的演化阶段。

随着岛弧的产生与演化，火山岩逐渐堆积并达地壳厚度，火山岩的平均成分逐渐向长英质的和富钾方向演化，火山岩逐渐由拉斑系列为主演化为钙碱系列为主。随着岛弧的进一步演化，花岗质岩石开始产出，花岗质岩石与蛇绿质岩石的比例增加。同时，钙碱系列岩石/拉斑系列岩石的比例也增加。当岛弧成熟度很高时，蛇绿岩消失，而钙碱系列岩石/拉斑系列岩石比值接近或更高，并可能出现高钾系列(钾玄岩)岩石。

因此，考察不同时期弧火山岩的岩石组合和系列变化，将是判别岛弧成熟度及其演化的重要途径。

表 1-14　北祁连山岛弧型钾玄岩系列火山岩化学成分(w_i%)

序号	样号	时代	产地	岩石名称	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	H_2O+	CO_2	总量	来源
1		ϵ_3—O	白云厂	粗面玄武岩	49.06	0.35	14.71	1.19	5.12	0.17	5.25	8.15	3.34	3.86	0.50	1.70	5.74	99.64	③
2				橄榄玄粗岩	52.23	0.76	17.31	2.32	5.55	0.11	3.03	4.86	5.38	3.74	0.55	2.21	2.11	100.16	[1]
3				响碱玄岩	48.05	0.88	16.52	1.38	5.98	0.17	4.58	7.05	4.51	3.40	0.58			93.10	⑩
4				粗面玄武岩	50.70	0.60	15.94	2.56	6.05	0.10	5.76	6.58	2.42	3.64	0.27	2.25	3.22	100.09	④
5	87-33	O_2	石灰沟	粗面玄武岩	50.42	1.04	13.98	1.28	5.71	0.13	9.35	6.34	2.84	2.90	0.47	3.86	0.55	99.27	①
6	87-37			橄榄玄粗岩	51.63	0.61	13.61	1.17	5.42	0.15	4.58	7.65	3.86	3.82	0.49	2.26	4.21	99.46	①
7				安粗岩	58.32	0.56	18.02	0.83	2.65	0.05	1.84	2.94	5.67	5.93	0.26	1.54		98.61	④

表 1-15　北祁连山岛弧型钾玄岩系列火山岩稀土元素丰度($\times 10^{-6}$)

样号	产地	岩石名称	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	$(\frac{La}{Yb})_N$	$\frac{La}{Sm}$
87-33	石灰沟	粗面玄武岩	47.3	105		54.3	6.78	2.35		0.961					2.05	0.25	11	15.57	6.98
87-37		橄榄玄粗岩	49.0	78.7		35.9	5.62	1.49		0.808					2.00	0.324	9	16.53	8.72

表 1-16　北祁连山岛弧型钾玄岩系列火山岩微量元素特征(除注明外均为$\times 10^{-6}$)

样号	产地	岩石名称	Sr	K_2O%	Rb	Ba	Th	Ta	Nb	Ce	P_2O_5%	Zr	Hf	Sm	TiO_2%	Y	Yb	Sc	Cr
87-33	石灰沟	粗面玄武岩	434	2.84	109	826	14.2	1.69	21	105	0.47	124	7.05	6.78	1.04	11	2.05	25.2	442
87-37		橄榄玄粗岩	303.1	3.86	164	1460	30.7	0.911	13	78.7	0.49	382	4.54	5.62	0.61	9	2.00	21.1	151

SiO_2-FeO^*/MgO 图解可以有效地区分岛弧拉斑系列和岛弧钙碱系列火山岩，它们在图解中有其特定的投影区。

我们将北祁连不同时代岛弧火山岩分别投影在 SiO_2-FeO^*/MgO 图(图 1-50)中，从图中可以得到如下规律：

(1) 分布在青海熬油沟一带的岛弧型火山岩均为基性岩类，属拉斑系列火山岩(图 1-50a)在 AFM 图中不具有明显的富铁趋势，可能代表一种建立在洋壳基础上的成熟度很低的初始岛弧类型。

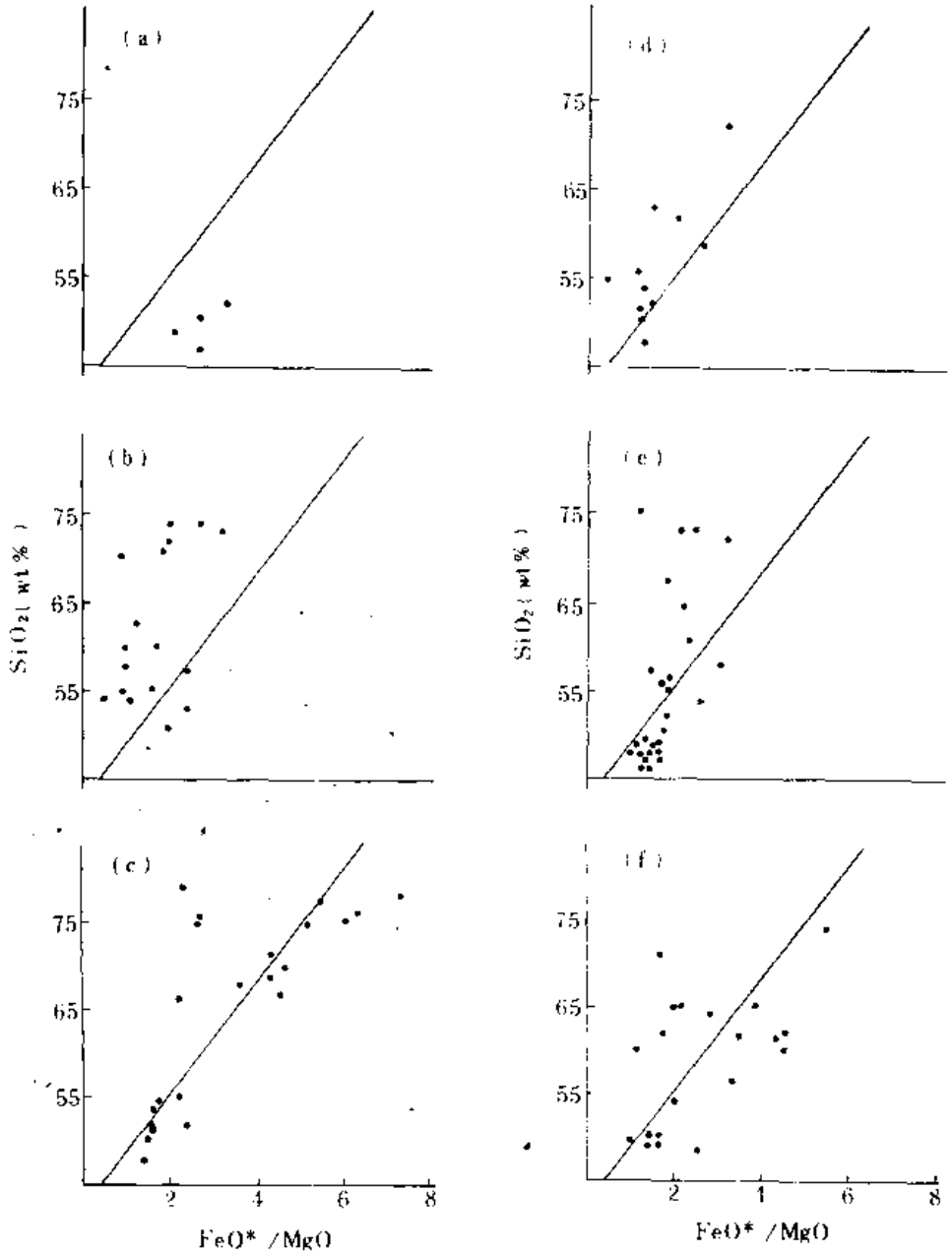


图 1-50 北祁连岛弧火山岩 SiO_2～FeO^*/MgO 图解

a 为 Pt_2；b 为 ϵ_2；c 为 ϵ_2～O(白银厂地区)；d 为 O_1；e 为 O_2；f 为 O_3

(2) 北祁连寒武系岛弧火山岩可区分为二个系列(图 1-50b)，一是岛弧拉斑系列，在已有的分析数据中，它占的比例并不高，且富硅趋势不明显；二是岛弧钙碱系列，在 AFM 图上无富

铁趋势，表现为单一的富碱趋势。总体而言，岩系中 SiO_2 介于 55 %～65 %之间的中性岩类占有较高的比例，表明寒武系岛弧具有较高的成熟度，应属半成熟—成熟岛弧类型。这说明，尽管北祁连地区寒武系海相火山岩分布并不广泛，但事实上寒武系洋盆曾经经历了一个较为完整的发生、发展与演化过程。

(3) 奥陶系海相火山岩在北祁连地区分布最为广泛，自 $O_1 \rightarrow O_2 \rightarrow O_3$ 岛弧火山岩具有连续的演化规律。中、晚奥陶系拉斑系列岛弧火山岩均具有较为明显的富硅趋势，SiO_2 与 FeO^*/MgO 同步增长，从岩石组合看，早、中奥陶基性岩占有较大比例，晚奥陶中酸性岩占的比例较高。中奥陶世，石灰沟、白银厂一带出现岛弧钾玄岩系列火山岩，标志着北祁连岛弧已具有较高的成熟度，属成熟期岛弧类型。

(4) 奥陶纪晚期，北祁连洋盆已基本闭合，至早志留世，仅在局部地区还有弧火山活动，且以钙碱系列火山岩为主，其成因机制可能与残余洋盆的活动有关。

第六节　火山作用与板块构造演化

一　北祁连山海相火山岩空间分布规律及配置关系

Condie(1982)指出，岩石-构造组合(Petrotectonic assemblages)是恢复古板块构造历史的最有效的手段之一，是表征板块边界与板内环境的最重要的地质证据之一。前面的论述表明，北祁连山海相火山岩具有三种不同的构造-岩石组合类型：

(1) 洋脊型火山岩组合；

(2) 洋岛(海山)型火山岩组合；

(3) 岛弧型火山岩组合。

我们认为，无论洋脊型拉斑玄武岩还是洋岛碱性玄武岩或拉斑玄武岩均是古洋壳的表征，它们代表了残余的洋壳和大洋扩张脊的位置；而弧火山岩则是大洋板块俯冲和活动大陆边缘存在的标志。

北祁连山海相火山岩自元古代(Pt_2)至中寒武($\in_2$)到奥陶纪($O_{1\sim3}$)均有发育，并存在少量志留纪(S_1)海相火山岩，它们可能与北祁连古洋盆在奥陶纪晚期闭合后残存的残余洋盆的活动有关。

元古代(Pt_2)海相火山岩主要分布在青海熬油沟一带，其它地区未见出露，火山岩类型复杂，洋脊型、洋岛型及岛弧型火山岩均有发育。中寒武统海相火山岩($\in_2$)在北祁连山地区分布较广，但主要集中分布在昌马—肃南—祁连县一线，其它地区见有零星分布，火山岩构造-岩石组合类型以岛弧型火山岩组合为主体。

古生代奥陶系海相火山岩构成了北祁连山古生代海相火山岩的主体，分布十分广泛，在空间上具有较为明显的分布规律和配置关系。自南向北，近东西和北西西分布的奥陶系海相火山岩有逐渐变新的趋势。早奥陶洋脊及洋岛型火山岩大多集中分布在玉石沟—川刺沟—大克岔一带，并存在与其配套的早奥陶系弧火山岩组合(图 1-51)；中晚奥陶海相火山岩大多分布在

祁连—永登以北地区，并可大体划分为两个带：

（1）肃南—永登洋脊及洋岛型火山岩带，以及配套的弧火山岩；

（2）张掖—景泰洋脊及洋岛型火山岩带及其配套的弧火山岩。

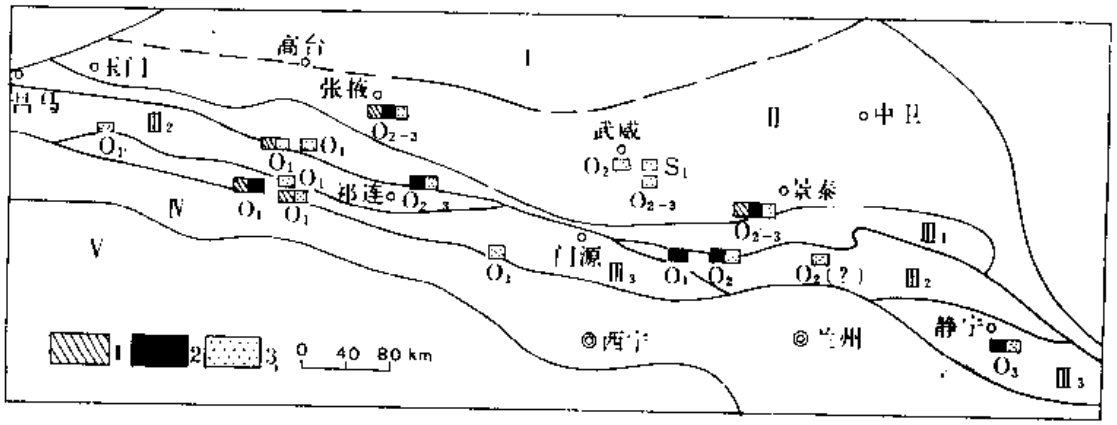


图 1-51　北祁连山奥陶系海相火山岩构造-岩石组合分布规律及空间配置关系

1. 洋脊型火山岩；2. 洋岛型火山岩；3. 岛弧型火山岩

在上述三条火山岩带中间存在元古代(Pt_2)结晶基底构造块体零星分布，如昌马—祁连县一带，以及祁连县冰沟，小八宝等地，这一事实在我们的野外调查中得到了证实。据此，我们推断，尽管陆-陆碰撞造山作用使得北祁连山古生代海相火山岩空间位置发生了很大变化，但其总体分布格局和空间配置关系仍可识别。三条洋脊（洋岛）型火山岩带可能代表了三个相互独立的扩张中脊，它们被元古代结晶基底所分隔，构成奥陶纪北祁连山三个相对独立的古洋盆。其中玉石沟——大克岔洋盆的大洋扩张作用主要发生在早奥陶世(O_1)；而肃南—永登洋盆和张掖—景泰洋盆的发育时间则主要是在中晚奥陶世(O_2—O_3)（图 1-52）。从而说明北祁连地区在奥陶纪时期可能为一多岛洋，其中存在有一些元古代结晶基底的微陆块。

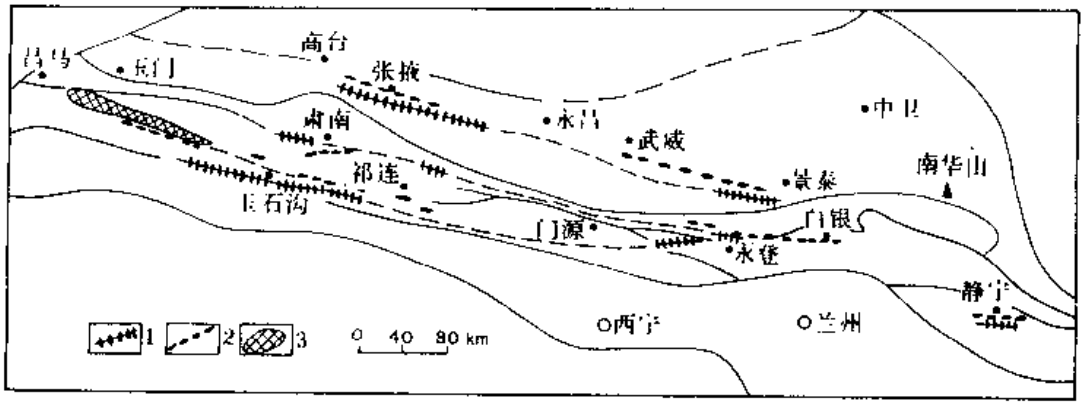


图 1-52　北祁连山构造分区及古洋盆体系示意图

1. 扩张洋脊；2. 岛弧；3. 元古代(Pt_2)结晶基底

区域地质资料表明，阿拉善南缘存在晚奥陶—早志留世的弧型火山活动，并有与俯冲作用有关的 I 型花岗岩分布，这可能表明奥陶纪北祁连洋盆的真正大陆边缘应在阿拉善南缘，而目前划分的北祁连地区奥陶纪期间总体应为洋区的分布范围。似乎没有足够的证据表明张掖—

景泰洋盆具有弧后盆地的特点。

二　古洋盆扩张速率及洋盆宽度的估算

前述的研究结果表明，北祁连山洋脊型火山岩经历过细碧岩化和相当于绿片岩相的变质作用，这种后期改造对岩石最大的影响是 Na_2O 升高。显然 Na_2O 的增高将导致 θ 值的降低（见表 1-17 中 Na_2O 及 θ 值计算值）。相对而言，岩石中 K_2O 含量所受蚀变和变质作用的影响较 Na_2O 为小。因此，我们主要依据 K_2O 含量来大体估算北祁连奥陶纪古洋盆扩张速率。计算结果见表 1-17。从表中可以看出，北祁连奥陶纪古洋盆的扩张主要发生在早奥陶世（玉石沟—川刺沟—大克岔洋盆），扩张速率达 4.45 cm/a，该扩张速率与现代太平洋中脊扩张速率较接近（平均 3.95 cm/a），而远大于现代大西洋和印度洋的扩张速率。而中、晚奥陶世（肃南—永登洋和张掖—景泰洋）扩张速率明显降低，分别为 0.75 cm/a 和 0.80 cm/a。

有了扩张速率后，只要有时间间隔，就可以估算出洋盆扩张的宽度。如果我们设定玉石沟—大克岔洋盆的主要扩张时间为早奥陶，而肃南—永登洋和张掖—景泰洋主要扩张时间为中晚奥陶世（O_2—O_3），那么估算的洋盆宽度见表 1-18 所列。

表 1-17　估算的北祁连奥陶纪古洋盆扩张速率

分区	时代	K_2O(%)		Na_2O(%)		θ		扩张速率(cm/a)
		K_2O	平均值	Na_2O	平均值	θ	平均值	(据 K_2O 平均值)
玉石沟—大克岔洋盆	O_1	0.09	0.11	3.63	4.04	22.7	25.95	4.45
		0.07		3.75		26.2		
		0.08		3.57		33.3		
		0.16		3.60		27.7		
		0.10		5.00		23.8		
		0.14		4.67		22.0		
肃南—永登洋盆	O_{2-3}	0.67	0.95	3.20	3.69	29.2	26.4	0.75
		1.22		4.18		23.6		
张掖—景泰洋盆	O_{2-3}	1.60	0.81	3.31	2.91	22.7	26.77	0.80
		0.74		2.66		26.5		
		1.08		2.75		31.1		

表 1-18　估算的北祁连奥陶系古洋盆宽度

分　区	玉石沟—大克岔洋	肃南—永登洋	张掖—景泰洋
时间间隔(Ma)	27(O_1)	40(O_{2-3})	40(O_{2-3})
宽　度(km)	2 403	600	640

三　板块闭合速率与闭合的洋盆宽度的估算

据 Sugisaki(1976)方法求得的北祁连三个洋盆的闭合速率见表 1-19。显然，北祁连各洋盆

闭合速率较接近(3～4.87 cm/a),与伊朗闭合速率类似。

表 1-19 奥陶纪洋盆闭合速率

分区	K_2O(%)		Na_2O(%)		θ		闭合速率(cm/a)			
	K_2O	平均值	Na_2O	平均值	θ	平均值	据 K_2O	据 Na_2O	据 θ	平均值
玉石沟—大克岔洋	1.70	0.73	5.05	4.17	22.71	28.67	4.6	2.9	2.6	4.05
	0.58		5.85		20.88		8.3	2.0	2.0	
	0.32		4.04		29.05			1.9	4.2	
	0.35		2.00		35.07				5.6	
	0.68		3.92		35.65			5.2	5.2	
肃南—永登洋	0.21	0.84	6.86	5.10	20.78	24.35			2.6	3.1
	0.60		4.56		23.09			3.7	3.0	
	0.32		3.22		37.06			3.0	7.0	
	0.40		4.66		21.57			1.4	2.6	
	2.96		7.04		18.12		4.4		1.7	
	0.52		4.27		25.50			1.5	3.2	
张掖—景泰洋	1.29	0.50	4.58	4.74	31.12	31.15	7.8	4.0	4.4	4.87
	0.37		6.02		24.10				3.2	
	0.59		6.02		26.74				3.8	
	0.06		4.55		31.29			3.8	4.4	
	0.56		4.16		41.61			6.1	7.6	
	0.20		3.64		38.43			7.8	6.6	
	0.34		3.68		28.25			2.1	4.0	
	0.76		2.87		30.47		7.4	4.4	4.3	
	0.36		3.76		28.38			2.0	3.9	

需要指出的是,当大洋板块发生俯冲作用时,洋盆逐渐缩小,直至闭合。从现代板块活动来看,俯冲作用时,洋脊的扩张仍在进行。因此,洋盆的纯缩小将是由俯冲引起的洋盆缩小的宽度减去同一时间内洋脊扩张的宽度(表 1-20)。

表 1-20 估算的洋盆闭合宽度

分区	时间间隔 (Ma)	俯冲导致的闭合宽度 (km)	俯冲期的扩张宽度 (km)	纯闭合宽度 (km)
玉石沟—大克岔洋	27(O_1)	1 094	2 403	−1 309
肃南—永登洋	40(O_{2-3})	1 240	600	640
张掖—景泰洋	40(O_{2-3})	1 948	640	1 308

从表中可以看到,玉石沟—大克岔洋盆早奥陶世的扩张宽度大于闭合宽度,说明该洋盆一直延续到中晚奥陶才会完全闭合。肃南—永登洋和张掖—景泰洋在中—晚奥陶世的闭合宽度均大于洋脊扩张宽度,说明晚奥陶世洋盆应已闭合,而且可能伴随有“地壳缩短”——碰撞造山

作用的发生。

四　北祁连地区板块构造演化的岩石学模型

综合上述分析，我们可以将北祁连地区奥陶纪板块构造演化过程概略地表示在图 1-53 中。对于元古代(Pt_2)和中寒武世大洋扩张及消减的过程，由于缺乏系统资料，较难限定，因此不表示在图中。奥陶纪北祁连地区板块构造演化可分为四个阶段：

(1) 早奥陶世大洋扩张为主的阶段。玉石沟—大克岔首先发育洋盆，其扩张速率较大，洋盆宽度也较大。

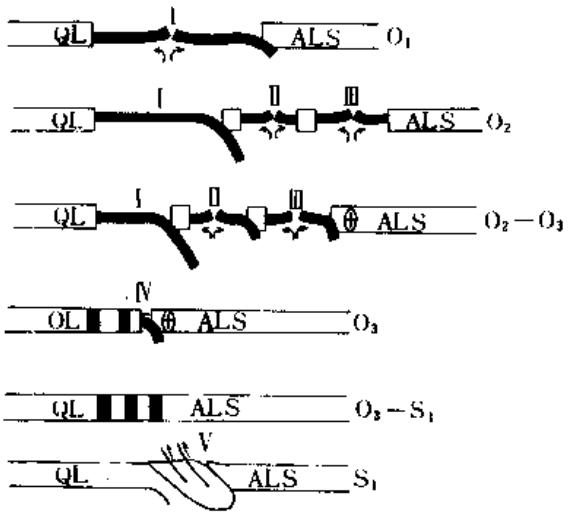


图 1-53　北祁连地区板块构造演化岩石学模型

QL：中南祁连陆块；ALS：阿拉善；I．玉石沟—大克岔洋；II．肃南—永登洋；III．张掖—景泰洋；IV．残余洋盆；V．北祁连陆—陆碰撞造山带

(2) 中—晚奥陶世，北祁连多岛洋格局形成，以微陆块分隔的三个洋盆均已成形，但北部的肃南—永登洋和张掖—景泰洋规模相对较小，大洋扩张速率也不大。在此期间，玉石沟—大克岔洋盆已开始闭合。

(3) 奥陶纪末期以大洋俯冲闭合为主的阶段。在此期间玉石沟—大克岔洋、肃南—永登洋和张掖—景泰洋相继闭合。

(4) 早志留世初期，北部地区局部(如武威南泥沟)尚存在残余洋盆的活动，阿拉善南缘可能还有大陆边缘弧型的岩浆(花岗岩)活动。但北祁连主体已进入"地壳缩短"的陆-陆碰撞造山阶段。形成了下伏的中南祁连陆块、北祁连陆—陆碰撞构造混杂带、上叠的阿拉善陆块的三单元大地构造构局，从而奠定了祁连造山带在新生代随青藏高原隆升造山运动而再次活化的基础。

第二章　柴达木北缘古生代海相火山岩与蛇绿岩及其构造背景

第一节　柴达木北缘古生代海相火山岩及其构造背景

柴北缘海相火山岩从火山岩分区角度看，属柴达木周边火山岩带的北亚带。这套浅变质绿岩相千枚岩、片岩及其海相火山岩的研究始于50年代初，称为锡铁山群，归于元古界。70年代初期建立滩涧山群地方性名称，划归晚奥陶世。80年代初(宋志高，1984；邹介人，1985，1987)，由于灰岩夹层中牙形刺化石的获得，而确认该套地层当属中奥陶统顶部和下奥陶统底部层位。

在大地构造归属问题上，历来存在很大的争议。70年代中期以前曾将该区称作"台缘隆起带"或"祁连南缘过渡带"归于祁连造山带；70年代中期以后，将其称为"柴达木北缘优地槽褶皱带"，并归属于昆仑地槽褶皱系。这套晚奥陶世变质海相火山岩与大体同时代产出的基性岩(辉长岩)，超基性岩(橄榄岩、蛇纹岩)共同构成柴达木北缘蛇绿岩带。

一　区域地质背景

柴北缘锡铁山—绿梁山—赛什腾山晚奥陶世海相火山岩带呈北西西-南东东狭长带状分布，出露宽度2～12 km。岩带在北西西方向与祁连加里东地槽褶皱带接合，南东东方向断续延至沙柳河一带并与昆仑褶皱带并拢，为一连通祁连、昆仑的晚奥陶世海相火山岩带(图2-1)。

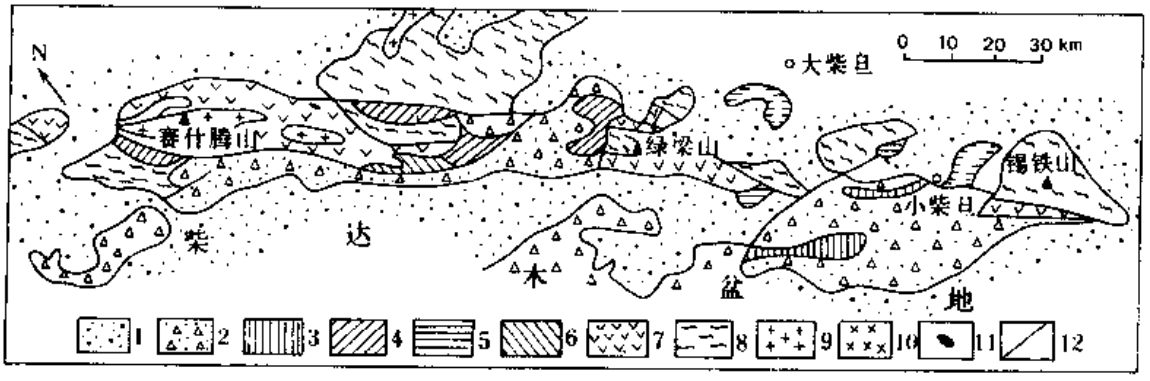


图2-1　柴达木盆地北缘地质略图

(据邹介人等，1987)

1.第四系；2.第三系；3.白垩系；4.侏罗系；5.下石炭统；6.上泥盆统；7.上奥陶统绿岩系；8.元古界(长城.蓟县系)；9.华力西期花岗岩；10.加里东期辉长岩；11.加里东期超基性岩；12.断裂

岩带两侧与元古代达肯大坂群为断层接触。上覆盖层有上泥盆统、下石炭统、侏罗系、白垩系以及第三系沉积，与火山岩呈断层或超覆不整合接触。现有古生代海相火山岩的出露，由于盖层

覆盖及构造作用，在北西西-南东东方向上呈不连续分布。在锡铁山一带，出露最大宽度约 3 km；绿梁山一带，火山岩与基底地层相隔呈双火山岩带；赛什腾山一带火山岩系出露最宽，约 12 km，并在北西西方向变为双火山岩带。

70 年代初期，青海省地质局第五地质队在赛什腾山变质火山岩的大理岩夹层中发现了珊瑚、腕足化石，后经青海省地质局第一区调队在马海幅区调过程中采集，经林宝石鉴定为：*Agetolites cf. multitabula Lin*, *Orthis* sp., *Favistella* sp., *Plasmoporella* sp., *Agetolites cf. mirabilis Sokolov*, *Dalmanella* sp.? *Orthamhonites* sp. 等。绿梁山地区超基性岩中见有角闪片岩捕虏体，该岩石中黑云母钾锶法年龄为 440 Ma，由于热扰动，数值靠近晚奥陶世而偏低。锡铁山变质火山岩的大理岩夹层中发现有牙形刺化石及其碎片，经李晋僧鉴定为三角脊牙形刺相似种：*Ambalodus cf. triangularis Bransan and Mehl*。变质火山岩全岩钾锶等时线年龄为 464.6 Ma（邬介人等，1987），从而肯定了这套变质火山岩时代为晚奥陶世。

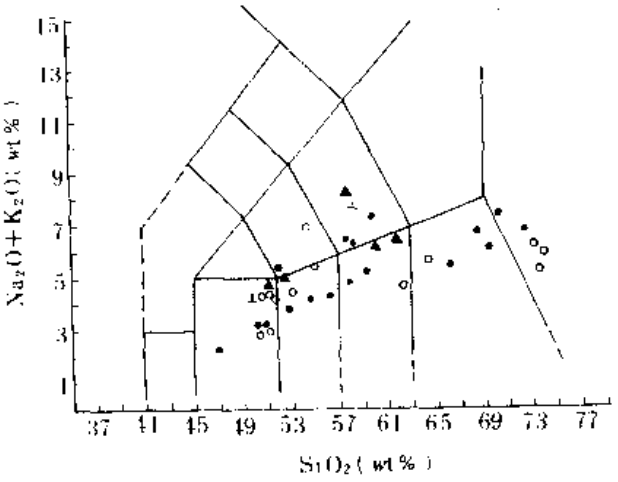


图 2-2 依据全碱-二氧化硅(TAS)的火山岩化学分类图解

○为锡铁山地区；·为赛什腾山地区；▲为绿梁山地区；上为斜长角闪岩、角闪片岩

（本章图例除另行注明外，均同本图图例）

就火山岩岩性分布来看，锡铁山、赛什腾山一带以中基性、基性及酸性火山岩均可出现为特征；而绿梁山一带缺失酸性火山岩，以基性玄武岩类为主体（图 2-2，表 2-1）。

二 岩石学特征

（一）安山玄武岩、玄武岩

岩石为灰绿—绿灰色，块状、杏仁状构造，微具片理。杏仁体由绿帘石、石英、绿泥石、方解石组成。岩石分无斑和有斑两种类型。无斑岩石具间片结构、间粒—间片结构，粗玄结构。岩石中矿物粒径一般为 0.01×0.02 mm，主要矿物为斜长石（35 %～55 %）、绿泥石、绿帘石、角闪石（45 %～60 %），次为方解石、磁铁矿（1 %～3 %）。斑状岩石具单斑、聚斑结构。斑晶矿物为斜长石、角闪石（1 %～5 %）；基质为间片、交织结构，由斜长石（35 %～40 %）、绿泥石、绿帘石（55%～60 %）和磁铁矿及少量白钛石、磷灰石、石英（1 %～2 %）组成。岩石蚀变类型主要为沸石—片沸石化、阳起石化、黝帘石化、绿帘石化、钠长石化、碳酸盐及绢云母化。安山玄武岩和玄武岩的区别是 SiO_2 含量、暗色矿物含量或岩石的暗色指数。

（二）安山岩

岩石呈灰绿色，微具片理，块状构造。具斑状及类球颗结构。斑晶矿物为斜长石、普通角闪石、普通辉石（1～5%）。基质为微晶不等粒结构和交织结构，由斜长石（40 %～50 %）和绿泥石、绿帘石、变生角闪石（40 %～50 %），以及石英、磁铁矿、方解石（1 %～8 %）组成。

表 2-1　锡铁山—赛什滕山火山岩岩石化学成分(w_i%)

序号	采样位置	岩　性	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-	CO_2	总量	τ	δ	DI	OX°
1	锡铁山地区	玄武岩	53.59	1.85	13.93	4.31	5.89	0.02	4.55	8.13	0.83	4.68	0.38	1.18	0.08	0.38	99.98	5.0	2.87	48.33	0.35
2		玄武岩	50.01	2.32	14.28	4.70	7.69	0.28	5.56	6.80	0.38	4.98	0.41	2.16	0.06	0.41	100.04	4.0	4.10	45.59	0.35
3		玄武岩	51.34	2.43	13.89	3.94	7.58	0.17	5.37	7.77	0.25	4.13	0.42	1.96	0.08	0.42	99.84	4.0	2.28	41.04	0.25
4		玄武岩	49.58	1.71	13.92	3.44	7.98	0.19	7.25	9.82	0.29	2.94	0.25	2.40	0.10	0.50	100.37	6.4	1.59	28.32	0.28
5		玄武岩	50.11	2.07	15.26	5.57	6.11	0.12	4.99	8.92	0.17	4.28	0.34	2.20	0.10	0.26	100.50	5.30	2.79	39.81	0.45
6		基性凝灰岩	50.17	0.87	16.18	4.43	7.58	0.19	4.74	9.19	0.70	3.50	0.17	1.60	0.08	0.53	99.66				
7		英安质凝灰岩	59.60	0.67	15.44	1.52	6.61	0.16	3.03	3.75	2.08	2.68	0.20	2.97	0.11	1.11	99.93				
8		基性凝灰岩	47.10	0.55	11.94	3.29	7.40	0.23	12.72	10.07	1.10	1.75	0.15	2.14	0.08	1.30	99.82				
9		安山质凝灰岩	57.77	1.76	14.98	2.56	2.53	0.06	2.88	7.11	0.23	6.98	0.51	0.88	0.16	1.13	99.54				
10		流纹岩	72.25	0.21	14.59	1.19	1.51	0.03	0.95	1.86	0.81	5.45	0.05	0.60	0.20	0.28	99.98	43.52	1.34	83.31	0.38
11		流纹英安岩	71.76	0.27	13.14	1.36	2.37	0.06	1.09	2.41	1.56	3.78	0.06	1.04	0.14	0.81	99.85	34.67	1.00	78.79	0.33
12		英安岩	63.30	0.40	13.85	2.35	5.23	0.11	2.73	2.66	1.10	4.14	0.15	2.38	0.18	1.63	100.21	24.28	1.18	66.55	0.29
13		流纹岩	70.96	0.21	13.36	1.00	1.30	0.05	0.92	2.92	1.92	3.87	0.07	1.68		1.81	100.08	45.19	1.19	82.20	0.40
14		类球颗安山岩	55.71	1.07	15.04	2.44	4.78	0.13	4.03	6.21	0.23	5.96	0.49	1.85		1.41	99.35	8.49	3.00	56.70	0.30
15		类球颗安山岩	57.22	0.91	14.92	1.92	5.13	0.13	3.75	7.26	0.23	4.88	0.45	1.69		0.98	99.47	11.00	1.80	52.40	0.25
16		玄武岩	46.21	2.14	13.60	5.33	6.84	0.20	6.50	6.09	0.29	3.70	0.04	4.38		4.08	99.40	4.60	4.95	42.80	0.41
17		安山岩	55.47	2.24	13.19	8.51	2.91	0.10	1.27	6.04	0.16	6.24	0.58	1.24	0.00	2.61	100.56	3.10	3.30	66.70	0.72
18		类球颗安山岩	58.30	1.02	14.64	1.80	4.78	0.08	3.62	5.52	0.16	6.24	0.22	2.10	0.00	1.70	100.18	8.24	2.68	61.40	0.25
19		玄武岩	51.73	2.28	13.76	7.61	3.29	0.09	1.85	7.38	0.32	6.33	0.70	1.32	0.22	2.39	99.27	3.26	5.07	60.46	0.66
20		玄武岩	48.60	1.32	13.00	3.59	11.71	0.28	7.02	8.05	0.20	2.92	0.15	2.99		0.18	100.01	7.60	1.74	26.73	0.21
21		玄武岩	49.54	1.06	14.09	2.50	9.35	0.22	7.92	9.11	0.12	2.98	0.20	2.82		0.00	99.91	10.48	1.47	26.70	0.19
22		玄武质凝灰岩	46.64	2.20	13.68	3.70	8.08	0.16	5.86	7.73	0.22	2.17	0.33	4.22		3.67	98.66	3.16	5.70	29.33	0.28

续表 2-1　锡铁山—赛什腾山火山岩岩石化学成分(w_i%)

序号	采样位置	岩　性	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-	CO_2	总量	τ	δ	*DI*	*OX*°
23		安山玄武岩	47.21	0.12	16.83	18.4	6.75	0.11	7.73	5.79	2.07	1.53	0.21	5.02	0.40	4.08	99.69	127.5	4.04	30.26	0.19
24	赛	辉石安山岩	55.43	0.65	14.36	2.08	5.60	0.16	6.88	6.55	0.38	4.30	0.12	2.20	0.40	0.44	99.55	15.48	1.76	44.47	0.25
25	什	流纹英安岩	66.46	0.20	15.02	0.78	1.31	0.06	0.70	2.33	2.18	4.64	0.05	1.50	0.04	1.61	99.87	51.95	0.57	79.38	0.34
26	腾	英安岩	65.60	0.56	14.41	3.20	0.53	0.06	0.45	4.28	1.90	4.59	0.26	1.58	0.32	3.00	100.83	17.53	1.86	37.21	0.83
27	山	英安岩	66.68	0.36	14.70	0.90	4.02	0.06	1.65	1.95	1.05	4.96	0.07	2.08	0.25	1.25	99.98	27.05	1.50	78.61	0.16
28	地	英安岩	66.42	0.32	15.09	1.31	0.90	0.03	0.46	3.20	2.28	4.58	0.12	2.46	0.22	2.53	99.91	32.84	2.00	80.59	0.57
29	区	安山岩	50.79	0.61	14.99	1.59	7.11	0.16	4.77	6.50	0.78	3.18	0.03	3.86	0.32	4.71	99.40	19.36	2.00	40.36	0.16
30		玄武岩	52.05	0.98	16.26	2.87	4.20	0.11	8.00	6.87	0.04	4.14	0.13	3.26	0.22	0.34	99.56	12.37	1.93	38.16	0.38
31		安山玄武岩	49.00	0.71	17.85	3.18	7.73	0.19	6.02	4.17	0.39	4.50	0.08	4.38		1.14	99.34	18.80	3.98	43.00	0.27
32	绿　地	安山玄武岩	50.00	0.88	12.35	3.89	8.88	0.16	6.64	7.76	0.16	2.56	0.08	3.50	0.08	2.02	98.96	11.13	2.47	31.04	0.28
33	梁	玄武岩	49.19	0.46	11.65	2.65	6.34	0.17	11.98	10.77	0.78	1.80	0.13	2.73	0.05	1.08	99.78	21.41	1.07	20.69	0.27
34	山　区	安山岩	57.92	0.63	15.94	2.96	4.33	0.13	3.11	5.30	1.68	4.52	0.32	1.41		1.17	99.42	18.00	2.60	59.40	0.38
35	茶卡	辉长岩	49.07	0.67	17.99	2.09	4.42	0.12	8.17	8.85	1.00	3.50	0.23	2.67		0.71	99.49	21.38	2.69	35.53	
36	〃	角闪片岩	57.69	0.58	14.44	1.95	5.37	0.20	1.90	6.47	0.40	7.60	0.17	2.03		0.70	99.50	11.75	4.37	64.98	
37	锡铁山	英　安　岩	61.11	0.70	15.00	4.23	3.03	0.06	3.82	1.56	4.05	1.60	0.27	2.87		1.59	99.89	19.05	1.66	65.03	
38	〃	斜长角闪岩	49.5	0.47	16.03	1.36	6.60	0.13	9.29	10.03	0.40	3.90	0.13	2.07		0.33	100.24	25.70	2.82	32.79	
39	鱼卡	粗安岩	55.59	0.33	14.20	3.16	4.99	0.10	7.45	2.80	1.90	6.20	0.07	2.09		0.58	99.46	24.55	4.90	63.69	
40	鱼卡	安山岩	58.54	0.37	14.87	4.57	2.73	0.08	4.48	2.58	0.70	5.70	0.37	2.56		2.21	99.76	24.55	2.45	63.56	
41	高桥	玄武岩	39.80	0.30	13.20	2.41	7.92	0.08	6.86	12.48	0.50	1.60	0.07	3.27		10.98	99.47	38.90	1.66	14.32	

注：1、3 号样品有石英细脉体混入；13、14、15、16、20、21、22、31、34 号样品为青海省地矿局第五地质队采集分析；35～41 由本文提供(1993)；其余引自邹介人等(1987)。

（三）英安岩

肉色—灰绿色，块状，具斑状、卵斑状结构。基质为霏细结构、他形粒状结构、斑杂状结构。斑晶矿物为斜长石和石英（1 %～3 %），基质由斜长石、石英、钾长石以及绢云母、方解石和少量绿泥石组成。英安岩与流纹岩的区别在于英安岩中斑晶以斜长石为主，不出现钾长石；而流纹岩中则出现钾长石斑晶。

（四）流纹岩

肉色，具块状、似流动构造，斑状—显微斑状结构。斑晶为钾长石、斜长石、石英（3 %左右）。基质为显微晶质他形粒状结构，主要为钾长石、石英、斜长石和少量绢云母、白云母、帘石。

（五）凝灰岩

绿灰色—灰色，火山碎屑结构。按岩性可分为基性、中性、酸性凝灰岩类型。中基性凝灰岩中，常见少量滚圆状斜长石同生火山碎屑，与棱角状斜长石晶屑和岩屑共生。晶屑成分为斜长石、石英，岩屑成分为火山熔岩、凝灰岩团块。

（六）火山角砾岩

灰绿—绿灰色，角砾状构造，半基底-接触式胶结。胶结物由小于 2 mm 的凝灰物质组成，尚有以碳酸盐和少量凝灰物质的胶结类型。大于 2 mm 的火山角砾含量为 50 %～70 %，角砾成分为中基性火山岩或凝灰岩。按岩性火山角砾岩分安山质火山角砾岩和玄武质火山角砾岩，酸性火山角砾岩少见。

三　岩石化学特征

（一）火山岩系列的划分

利用柴北缘古生代海相火山岩的岩石化学分析结果，根据 SiO_2-(K_2O+Na_2O)相关图（图 2-3），火山岩投影点大多位于亚碱性区，仅有少数点位于碱性火山岩区，说明柴北缘古生代海相火山岩以亚碱性系列火山岩为主体。为了进一步的区分亚碱性系列火山岩，我们采用了

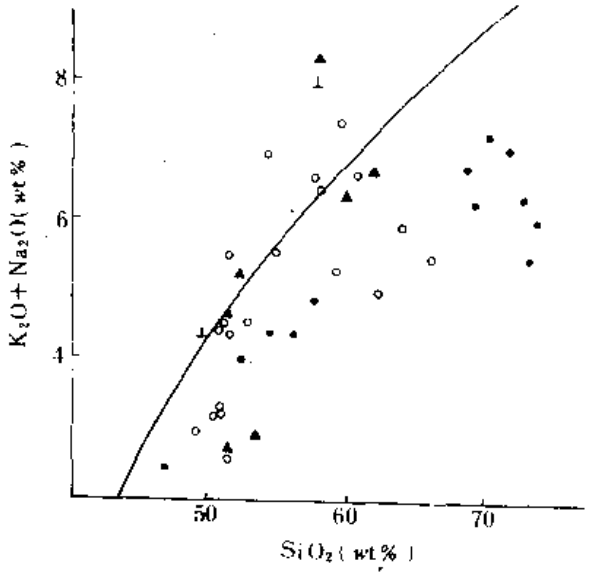


图 2-3　柴北缘火山岩 SiO_2-(K_2O+Na_2O)图解
（据 Irvine 等，1971）

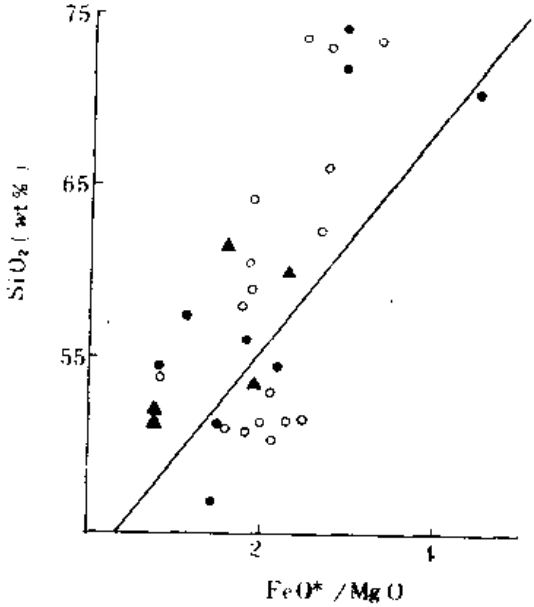


图 2-4　柴北缘火山岩
SiO_2-FeO*/MgO 图解

SiO_2-FeO^*/MgO 图解(图 2-4)和 AFM 图解(图 2-5)。从 SiO_2-FeO^*/MgO 图解中可以看到，柴北缘古生代亚碱性火山岩存在钙碱系列和拉斑系列两大火山岩系列，且以钙碱系列火山岩为主。而 AFM 图则表明：

(1) 大多数投影点位于钙碱性区，具有明显的富碱趋势，而富铁趋势不明显，属典型的钙碱系列火山岩，岩石大多分布在赛什腾山和锡铁山一带。

(2) 部分投影点具有明显的富铁趋势，随 MgO 减少，ΣFe 迅速增加，表现为典型的(大洋)拉斑趋势。这一部分火山岩大多分布在绿梁山—大柴旦—小柴旦—锡铁山矿区一带。

(3) 赛什腾山、锡铁山一 带火山岩投影点分散，反映了岩浆具有较强的低压分异作用。

(4) 绿梁山—大柴旦—小柴旦—锡铁山矿区一带火山岩投影点相对较集中，反映了岩浆相对较弱的低压分异作用和原始岩浆主元素的共性或相似性。

火山岩 SiO_2-K_2O 图解(图 2-6)投影结果表明，柴北缘古生代海相火山岩大多属低钾钙碱、钙碱系列火山岩，K_2O 含量均很低，不存在 Shoshonite 系列火山岩。

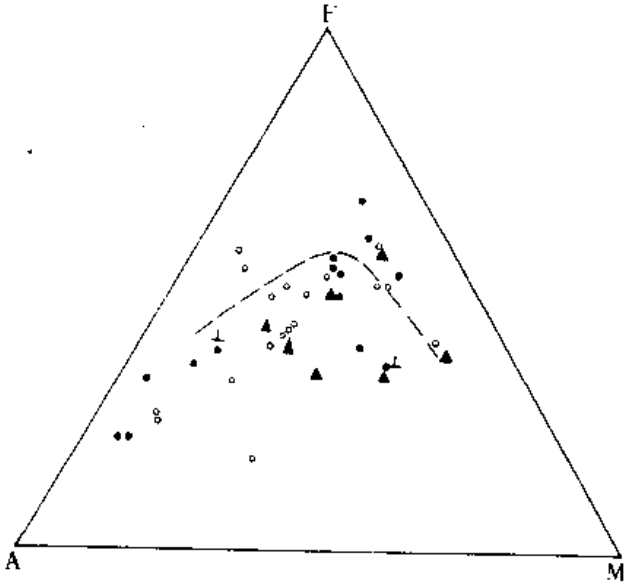


图 2-5 柴北缘火山岩 AFM 图解

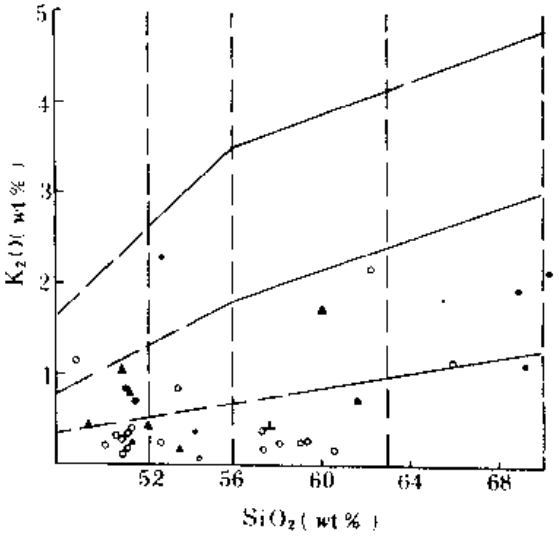


图 2-6 柴北缘火山岩 SiO_2-K_2O 图解

(二) 常量元素化学变异特征

1 锡铁山地区

(1) 岩石 SiO_2 变化范围大，在 46 %～72 %之间变化，但以 SiO_2 小于 55 %的中基性火山岩占绝大多数。

(2) K_2O+Na_2O 大多数在 3 %～7.5 %之间变化，且 $Na_2O>K_2O$，K_2O 含量一般不超过 1.5 %。

(3) Al_2O_3 含量十分稳定，变化小，含量大多介于 13 %～15 %之间。

(4) Fe_2O_3、FeO、MgO、CaO 含量相对较高，Fe_2O_3 平均为 3.5 %；FeO 平均值为 5.76 %；CaO 平均值则高达 6.58 %。

2 赛什腾山地区

(1) 岩石 SiO_2 含量大多处在 50 %～70 %之间，以中性岩占多数；Al_2O_3 含量在 14 %～17 %之间变化，略高于锡铁山地区火山岩 Al_2O_3 的平均值。

(2) Fe_2O_3、FeO、MgO、CaO 较锡铁山地区火山岩平均值低。Fe_2O_3 平均 1.99 %；FeO 平

均为 4.24 %；CaO 平均值为 4.63 %。

(3) 岩石 $Na_2O>K_2O$。

3 绿梁山地区

(1) 岩石 SiO_2 介于 49 %～58 %之间，以中基性岩为主；Al_2O_3 含量变化略大，在 11.5 %～16 %之间；Fe_2O_3、MgO、CaO、FeO 较高，与锡铁山地区火山岩接近。全碱含量低，且 $Na_2O>K_2O$。

(2) 硅-碱关系及组合指数图(图 2-7)表明，柴北缘古生代海相火山岩 Rittmann 组合指数变化范围较大，在 1～5 之间，但大多数样品 δ 介于 1～3 之间。

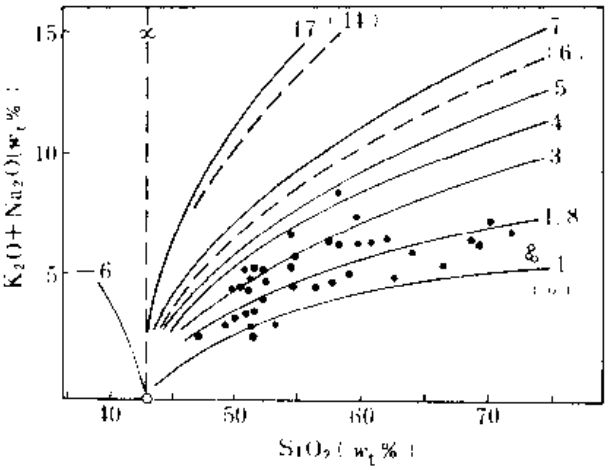


图 2-7 硅-碱关系及组合指数图解
(据 Rittmann,1962)

总体而言，柴北缘火山岩在硅-碱组合指数图上具有两种不同的投影点分布特点。一是呈连续的 δ 值稳定的分布趋势，它反映了一组同源火山岩的低压分异作用，δ 值无明显间断。这种分布趋势以赛什腾山地区火山岩为代表。另一种趋势表现为投影点呈团块状密集分布，主要集中在中基性岩段，δ 变化大。这可能暗示绿梁山—大柴旦—小柴旦—锡铁山矿区一带的基性、中基性火山岩并非同源岩浆演化的结果，而可能存在有二种以上的不同构造背景下形成的玄武岩类(洋脊型玄武岩、洋岛玄武岩、岛弧拉斑玄武岩)，从而造成这种投影点的团块状分布特点。

四 微量元素地球化学特征

近年来，火山作用过程中微量元素地球化学研究，已经从以现代和新生代火山岩为主，扩展到中生代—古生代以至更老的造山带火山岩。微量元素中的不活动元素由于具有相对的稳定性，受后期热事件影响较小，从而其丰度、组合、元素比值及演化特征已成为探讨火山作用过程微量元素地球化学特征、恢复和重溯古火山事件的发生、演化及其构造岩浆环境的重要地球化学指纹。

柴北缘火山岩微量元素分析结果列于表 2-2 中。

(一) 过渡元素

该组元素包括 Sc、Ti、V、Cr、Mn、Fe、Co、Ni 和 Zn。柴北缘古生代海相火山岩过渡族金属元素球粒陨石标准化后，其配分曲线均呈 W 型(邬介人等，1987)。研究 Ni、Cr、Co、V 等元素在玄武质岩浆中的表现，有助于反映它们的岩浆源和构造背景，不同构造环境中上述元素的丰度不同(表 2-3)。

显然，柴北缘锡铁山地区火山岩的 Cr、Ni、Co、V 丰度与岛弧区火山岩十分接近；而绿梁山地区火山岩 Cr、Ni 显著偏高。这说明柴北缘锡铁山一带火山岩具有岛弧火山岩的微量元素特征。而绿梁山地区玄武岩微量元素丰度与岛弧型火山岩有较大区别。

表 2-2　锡铁山—赛什腾山火山岩微量元素含量($\times10^{-6}$)

岩石名称	玄武岩	玄武岩	玄武岩	安山岩	流纹英安岩	流纹岩	玄武岩	玄武岩	安山玄武岩	安山岩	英安岩	英安岩	辉长岩	英安岩	粗安岩	安山岩	玄武岩
序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Mn	1332	1317	967	567	434	1673	906	1326	782	1295	440	273					
Cu	100	120	266	104	42	72	126	94	99	120	132	48					
Rb	—	13	—	—	90	7	20	13	39	13	64	84	38.5	166	9.37	29.6	25.6
Zn	172	172	392	124	56	164	124	124	148	124	124	152	<15.6	68.5	<10.3	58.9	13.9
Ni	31	47	42	53	9	256	222	148	140	72	9	9	64.0	44.1	160	65.7	110
Co	35	36	42	16	6	49	31	42	31	31	9	9	28.5	22.8	32.9	18.5	38.3
Cr	93	68	82	294	14	650	338	582	192	465	55	27	7.15	140	470	15.6	372
V	202	185	241	202	34	157	112	185	112	146	22	22					
Ti	16500	10300	14100	12900	1100	3400	5900	2600	3700	3600	2900	1600		4196.5			1798.5
Ga	17	11	17	6	7	13	12	14	13	9	11	4					
Sr	15	200	520	100	250	300	580	500	120	290	500	1150	75.7	94.3	289	154	194
Ba	120	160	140	90	950	420	200	340	210	170	1030	900	408	515	136	203	220
Zr	28	120	200	91	130	58	130	41	160	120	260	130	104	150	45	156	110
Sc	44	41	35	8.3	8	44	25	39	23	40	8	3.2	27.6	21.2	29.2	18.9	38.7
Pb	—	<10	<10	—	—	<10	—	<10	—	—	<10	<10					
U													0.916	2.60	0.301	1.78	0.876
Th													3.51	18.3	0.79	7.40	2.39
Ta													0.208	1.21	0.0513	0.353	0.345
As													0.896	5.00	1.09	1.60	<0.746
Br													<0.58	<0.579	<0.456	<0.757	<0.6
Cs													2.55	10.7	0.368	4.33	0.694
Hf													3.19	6.30	1.59	5.07	1.22
Mo													<1.24	1.87	0.88	<1.72	<1.12
Sb													0.436	1.49	0.295	0.457	0.549
Se													3.03	6.25	2.07	4.22	1.65
W													<0.705	2.22	<0.51	2.22	3.36
K														22246.5			2746.5
Fe														1178.9			292.5

采样地点：1、2、3、6 号采自锡铁山沟；5 号采自无名沟；4 号采自锡铁山小东沟；7、8 号采自小绿梁山；9、10、11、12 号采自海合沟；13 号采自茶卡灰狼沟；14 号采自锡铁山；15 号采自鱼卡；16 号采自鱼卡；17 号采自敖唠山高桥煤矿。1～12 引自郭介人等(1987)；13～17 由本文提供(1993)。

表 2-3　不同构造环境中 Cr、Ni、Co、V 丰度变化($\times 10^{-6}$)

元　素	Cr	Ni	Co	V
大陆裂谷	140～220	110～170		
大陆泛流高原	90～180	80～150		
岛　弧	20～100	10～30	20～30	200～400
锡铁山	68～93	31～47	35～42	185～241
绿梁山	338～582	110～222	31～42	112～185

(二) Cu、Zn、As、Sb、Mo、Se

该组元素属亲铜元素，柴北缘古生代海相火山岩 Cu 含量在(42～266)$\times 10^{-6}$之间变化，大多集中在(100～130)$\times 10^{-6}$之间；Zn 含量一般集中在(120～170)$\times 10^{-6}$之间；Se 含量则在(2～6)$\times 10^{-6}$之间；它们均高于地壳中同类元素平均值(Cu 为 47×10^{-6}，Zn 为 83×10^{-6}，Se 为 0.05×10^{-6})，其中尤其以 Se 含量为高，可高出克拉克值 40～100 倍。而 Mo、As、Sb 丰度与克拉克值十分接近。

(三) Rb、Sr、Ba、Cs、U、Th、Zr、Hf、Ta 等

该组元素按 V.M. 戈尔德斯密特的元素地球化学分类属较典型的亲石元素。利用 Thompson(1982)球粒陨石标准值对本区火山岩 15 种微量元素进行标准化，从配分曲线(图 2-8)可以看出如下规律：Rb 和 Th 呈强富集状态，体现了它们在岩浆作用过程中的不相容元素性质。无论玄武岩还是英安岩都存在 Ti 谷，表明该组火山岩与球粒陨石比较，TiO_2 呈亏损状态，且英安岩中 TiO_2 较玄武岩更低，这可能与钛铁氧化物的分离结晶有关。英安岩中 Sr 谷不明显，而 P、Hf 则明显呈负异常，而玄武岩中 P、Hf 呈低度富集状态。上述特征反映了本区不同类型火山岩不相容元素特征的差异性，这种差异可能与火山岩形成时的构造背景不同有关。

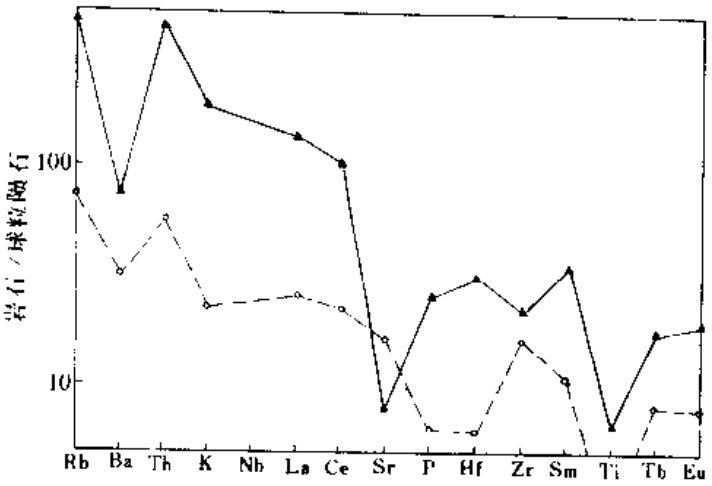


图 2-8　柴北缘火山岩不相容元素球粒陨石标准化配分型式

▲为英安岩 o 为玄武岩

五　稀土元素地球化学特征

柴北缘稀土元素分析结果及其特征参数见表 2-4。从表中可以看出：火山岩$(La/Yb)_N$比值大于 1.0，表现为轻稀土富集的分离型稀土分布型式。Sm/Nd 比值也是反映稀土分异程度的重要参数之一，以稀土未发生分异的球粒陨石的 Sm/Nd 为 0.333(按赫尔曼数据)为界可分出 LREE 富集和亏损的两类岩石。柴北缘火山岩 Sm/Nd 比大多小于 0.333，在 0.2～0.29 之间，反映了不强的轻稀土富集。但是海合沟安山玄武岩(5 号样)，小绿梁山玄武岩(6 号样)和

表 2-4　锡铁山—赛什腾山火山岩稀土元素含量($\times 10^{-6}$)

岩石	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	安山玄武岩	玄武岩	安山玄武岩	玄武岩	流纹岩	流纹英安岩	英安岩	英安岩	英安岩	辉长岩	角闪片岩	英安岩	角闪片岩	粗安岩	安山岩	玄武岩
编号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
La	13.71	13.13	6.74	10.06	5.80	12.19	1.79	7.67	2.98	9.64	2.98	32.66	20.72	24.3	18.6	45.6	4.42	1.88	43.5	8.54
Ce	36.07	58.37	20.27	27.92	15.63	60.24	16.12	19.78	12.62	15.79	7.73	77.34	40.38	52.9	38.5	90.9	9.95	4.88	90.2	19.2
Pr	5.96	5.71	2.82	3.97	1.99	3.23	3.23	3.25	1.08	1.99	<1.66	10.93	5.13							
Nd	22.54	22.71	13.54	17.74	8.14	8.57	5.14	10.20	4.80	7.37	<5.14	36.68	17.65	29.5	18.6	37.2	6.34	3.65	44.8	10.8
Sm	6.21	6.38	3.71	5.17	2.93	3.19	1.98	2.76	1.81	1.90	1.73	6.30	3.54	6.61	3.94	7.28	1.52	1.20	9.11	2.25
Eu	1.64	1.73	0.95	1.21	0.67	0.54	0.55	0.63	0.32	0.30	<0.17	1.12	0.58	1.81	0.885	1.45	0.532	0.461	2.28	0.585
Gd	5.99	6.33	3.73	4.95	2.78	2.26	2.08	2.52	1.21	1.65	0.54	3.38	1.99	5.69	4.87	6.54	2.29	1.92	8.87	2.83
Tb	<1.7	<1.7	<1.7	<1.7	<1.7	<1.7	<1.7	<1.7	<1.7	<1.7	<1.7	<1.7	<1.7	0.651	0.793	0.945	0.384	0.331	1.28	0.434
Dy	4.71	4.79	3.05	4.01	2.35	1.48	2.27	2.09	0.60	1.39	<0.52	1.22	1.05							
Ho	0.87	0.96	0.51	0.74	0.39	<0.18	0.32	0.28	<0.18	0.22	<0.18	<0.18	<0.18							
Er	2.45	2.54	1.66	2.19	1.40	0.55	1.49	1.14	<0.53	0.96	<0.53	0.67	<0.53							
Tm	0.34	0.34	0.23	0.30	<0.18	<0.18	0.18	0.18	<0.18	<0.18	<0.18	<0.18	<0.18							
Yb	2.28	2.11	1.41	1.93	1.14	0.79	1.32	0.97	0.22	1.14	0.29	0.35	0.44	1.93	1.83	2.89	1.47	1.39	3.17	1.64
Lu	<0.53	<0.53	<0.53	<0.53	<0.53	<0.53	<0.53	<0.53	<0.53	<0.53	<0.53	<0.53	<0.53	0.264	0.271	0.433	0.216	0.233	0.454	0.241
Eu/Sm	0.26	0.27	0.26	0.23	0.23	0.17	0.17	0.23	0.18	0.16	—	0.18	0.16	0.27	0.22	0.20	0.24	0.33	0.20	0.21
Sm/Nd	0.28	0.28	0.27	0.29	0.35	0.37	0.38	0.27	0.37	0.26	—	0.17	0.20	0.22	0.21	0.20	0.35	0.38	0.25	0.26
L/H	4.57	5.60	3.75	4.04	3.36	11.49	2.92	4.72	4.60	4.76	—	20.11	13.37							
δEu	0.92	0.93	0.88	0.82	0.79	0.65	0.93	0.81	0.70	0.57	—	0.75	0.66	0.89	0.62	0.64	0.88	0.93	0.77	0.71
$(La/Yb)_N$	3.89	4.03	3.09	3.37	3.29	9.98	0.88	5.12	8.76	5.47	6.65	60.38	30.47	8.15	6.58	10.21	1.95	0.88	8.88	3.37

注：采样地点：1、2、3、4、9 采自锡铁山沟；5、11、12、13 采自海合沟；10 采自无名沟；6、8 采自小绿梁山；7 采自锡铁山；14 采自茶卡灰狼沟；15 号采自茶卡灰狼沟；16 采自锡铁山；17 采自锡铁山；18 采自鱼卡；19 采自鱼卡；20 采自高桥煤矿。1～13 引自邬介人等(1987)；14～20 由本文提供(1993)。

锡铁山安山玄武岩(7号样),Sm/Nd比大于0.333,在0.35～0.38之间,就Sm/Nd比值而言,它们表现为弱的轻稀土亏损。说明柴北缘火山岩稀土参数有较大的变异。稀土参数如$(La/Yb)_N$与Sm/Nd之间的差异,甚至矛盾可能反映了火山岩中稀土元素地球化学封闭体系在变质作用过程中发生了局部破坏;另一种原因可能归结于柴北缘古生代海相火山岩的多来源性。

δEu能很灵敏地反映体系内的地球化学状态以及岩浆的分异程度。不同矿物具有不同的稀土分配系数,斜长石对Eu的分配系数远远大于其它稀土元素。因此,各类岩浆岩中Eu异常的发生常与斜长石的结晶有关。如在部分熔融过程中,残余相中大量斜长石的存在,使熔体中产生了明显的负铕异常。在分离结晶过程中,由于斜长石的大量晶出而导致残余熔体中形成明显的负铕异常。柴北缘海相火山岩中δEu大多在0.7～0.9之间,最小0.57,最大为0.93;平均δEu为0.78。说明岩石中Eu略有亏损,但不强烈。

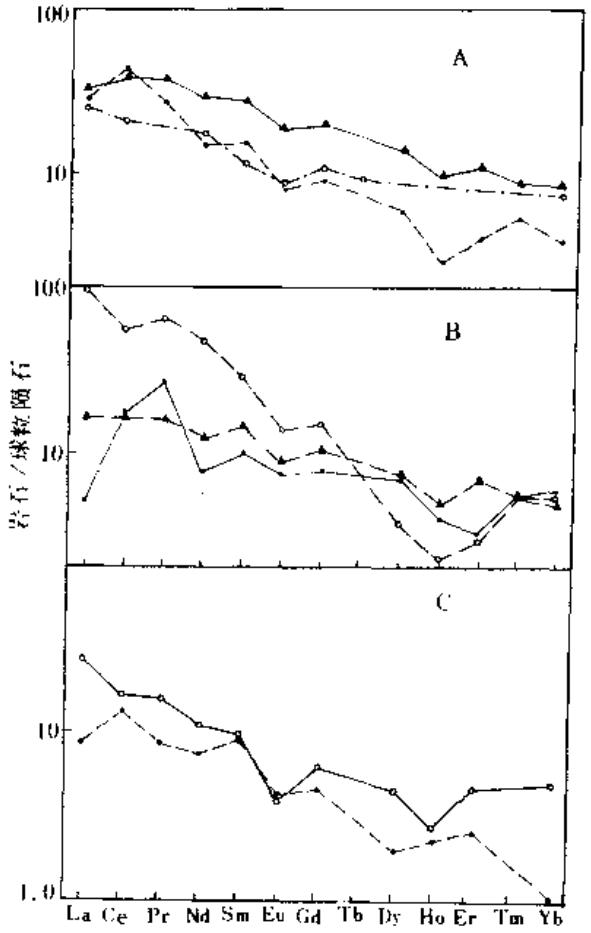


图2-9 柴北缘火山岩稀土元素配分型式

A.玄武岩类;B.中性岩类;C.酸性岩类

柴北缘古生代海相火山岩稀土元素配分曲线(图2-9)表明,不同类型火山岩稀土元素地球化学特点有所不同:

(1) 玄武岩类基性火山岩主要表现为LREE略微富集的弱分离型式,铕亏损不明显,各稀土元素的丰度与球粒陨石稀土含量之比值变化范围不超过3～50之间。这种稀土元素分布型式与大洋拉斑玄武岩或岛弧拉斑玄武岩类似。

(2) 中基性岩及中酸性岩类(安山玄武岩、英安岩)的稀土分配形式表明,中基性安山玄武岩具有较为平坦的稀土配分曲线,轻稀土富集度很低,与玄武岩类较为接近。而英安岩则轻稀土富集较为明显,Eu亏损也略强。

(3) 酸性岩类(流纹岩、流纹英安岩):其配分曲线特点是轻稀土部分负斜率大、富集明显;重稀土部分曲线相对较平缓。轻稀土在富集程度上以La-Eu递次减量富集,为一舒缓状;重稀土亏损以Gd-Lu的各曲线各具不同程度的亏损特征。岩石δEu为0.70和0.57,具中等亏损。

综合上述稀土元素特征,它们反映了柴北缘大洋型拉斑玄武岩和半成熟—成熟岛弧火山岩系列的地球化学特征。

六 火山作用的大地构造背景

与北祁连相比,柴达木北缘锡铁山—绿梁山—赛什腾山地区无论在研究深度、广度、还是在资料的积累上都有相当的差距,因而对加里东期海相火山岩成岩构造环境的定性探讨意见

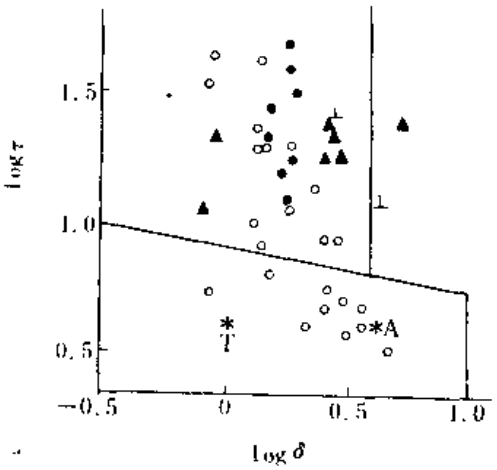


图 2-10　火山岩 log τ-log δ 关系图解
（据 Rittmann，1973）
T：夏威夷洋岛拉斑玄武岩平均值
A：夏威夷洋岛碱性玄武岩平均值

分歧很大。归结已有观点，有“优地槽”说，“大洋盆地”说，“弧后盆地”说，“岛弧背景”说，“古裂谷环境”说等（王荃等，1976；宋志高，1984，1986；向鼎璞，1982；苏明才，1982；邹介人等，1985，1987；肖序常等，1988）。但至今为止，尚无人对柴北缘加里东期是否发育古洋盆以及古洋壳的存在形式和鉴别标志提出过确切的论证。

（一）构造背景的岩石化学证据

1　log τ-log δ 图解

在该图解中，柴北缘古生代海相火山岩投影点主要集中分布在 B 区和 A 区，表明该套火山岩可能来自两种或两种以上的不同构造背景。B 区投影点与日本岛弧火山岩类似，反映了柴北缘火山岩以一套岛弧钙碱系列＋岛弧拉斑系列火山岩为主体。而 A 区投影点则反映了较为复杂的构造背景，它们大多与夏威夷大洋岛屿碱性玄武岩平均值比较接近。根据我们对北祁连海相火山岩的研究结果，洋脊拉斑玄武岩在 log τ-log δ 图解中常常跨越 B—A 区。据此推断，该组火山岩可能属于洋岛（海山）碱性玄武岩或大洋拉斑玄武岩系列（图 2-10）。

2　$TiO_2-MnO\times10-P_2O_5\times10$ 图解

Ellen D. Mullen（1983）提出了 $TiO_2/MnO/P_2O_5$ 图解，他认为利用岩石中 TiO_2、MnO、P_2O_5 的相对含量可以区分玄武岩类岩石的（SiO_2 为 45 %～54 %）五种不同的大地构造背景。即洋中脊环境、岛弧拉斑系列、岛弧钙碱系列，他根据 507 组构造环境确切的分析数据，将洋岛拉斑玄武岩和洋岛碱性玄武岩区分开来。

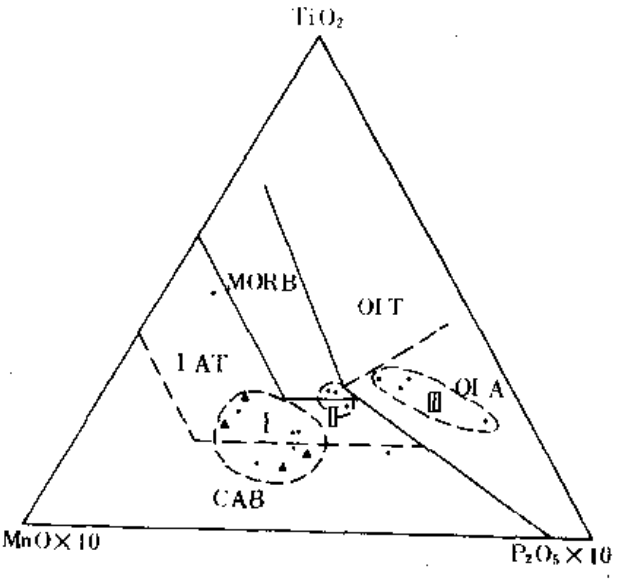


图 2-11　柴北缘古生代海相火山岩
$TiO_2-MnO\times10-P_2O_5\times10$ 图解
（据 Ellen D. Mullen，1983）

在 $TiO_2-MnO\times10-P_2O_5\times10$ 图解中（图 2-11），柴北缘火山岩主要位于三个不同的构造区：

（1）处在岛弧拉斑玄武岩和岛弧钙碱性火山岩区内，这些岩石样品在 $SiO_2-(K_2O+Na_2O)$ 图解中位于亚碱性区，在 log τ-log δ 图解中位于 B 区，从而可以认为，它们代表了岛弧背景下的一套火山岩组合。

（2）投影点位于 MORB 洋中脊拉斑玄武岩区内的右下方，在 $SiO_2-(K_2O+Na_2O)$ 图解中，它们位于亚碱性区，在 SiO_2-FeO^*/MgO 图解中它们位于拉斑玄武岩区内，在 log τ-log δ 图解中它们跨越 A—B 区。大体可以认为，这类火山岩代表了柴北缘蛇绿构造混杂岩带中的大洋拉斑玄武岩构造块体。

(3) 需要特别指出的是，利用 TiO_2-MnO×10-P_2O_5×10 图解可以较为明显的看出，柴北缘古生代海相火山岩中存在洋岛碱性玄武岩，这些岩石样品在 SiO_2－(K_2O+Na_2O)图解中全部位于碱性系列范围内，而且在 logτ-logδ 图解中均位于 A 区(即稳定区火山岩类)。综合其地球化学特点，我们认为它们代表了柴北缘蛇绿混杂岩带中来源于古洋盆大洋岛屿或海山的火山岩构造块体。

(二) 构造背景的微量元素证据

1 微量元素相容程度

由于分析资料欠缺，我们仅获得一个玄武岩样品(柴北缘高桥)的完备的微量元素分析资料(表 2-5)，用 N 型洋脊玄武岩标准化后的相容程度分配型式表示于图 2-12 中。从图中可以看出，柴北缘高桥玄武岩配分形式与岛弧钙碱性玄武岩十分类似，曲线表现为三隆起型式，即

表 2-5 柴北缘高桥古生代海相玄武岩微量元素分析结果

岩 性	Sr	K_2O %	Rb	Ba	Th	Ta	Nb	Ce	P_2O_5%	Zr	Hf	Sm	TiO_2%	Y	Yb	Sc	Cr
玄武岩	194	0.59	25.6	220	2.39	0.34		90.2	0.08	110	1.22	2.25	0.35		1.64	38.7	372
N 型 MORB *	120	0.15	2	20	0.2	0.18	3.5	10.0	0.12	90	2.4	3.3	1.5	30	3.4	40	250

除注明外均为×10^{-6}

K、Rb、Ba、Th 的高度富集以及 Ce、Zr、Sm 的低度富集。从而说明柴北缘确实存在岛弧型火山活动，与前面的有关论述一致。

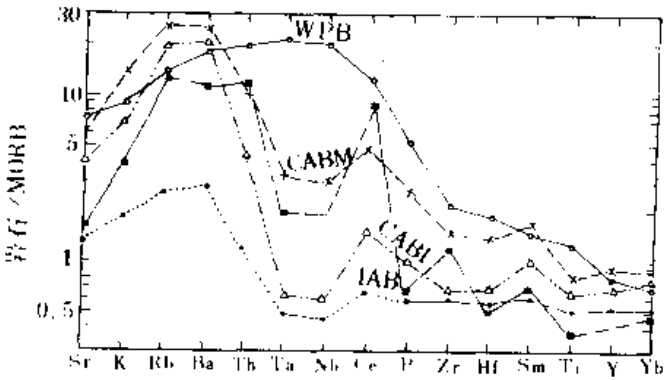


图 2-12 柴北缘玄武岩 N 型 MORB 标准化配分型式

IAB：岛弧拉斑玄武岩；CABI：岛弧钙碱性玄武岩；CABM：大陆边缘弧火山岩；WPB：板内玄武岩；□—柴北缘玄武岩

2 Hf/3-Th-Ta 图解

严格地说玄武岩判别图是鉴别岩石成因历史而不是鉴别构造环境。也正是由于这个原因，在鉴别构造环境时有时会出现多解性。尽管如此，MORB、VAB 和 WBP 还是常常可以用地球化学方法去鉴别它这一事实，就意味着岩石成因和构造环境之间存在一个系统的关系。对于岛弧玄武岩而言，其微量元素有如下特点：

(1) 相对于其它元素来说，Sr、Rb、K、Ba、Th 富集，有时 Ce、P 和 Sm 也富集。

(2) 相对 N 型 MORB 来说，Ti、Y、Yb 亏损，有时 Zr、Hf、Nb、Ta、Ce、P 和 Sm 也亏损。

这两种特征可用来鉴别与火山弧有亲缘关系的玄武岩，最有效的鉴别方法是 M_1/M_2 比值，其中 M_1=Sr、Rb、Ba 或 Th；M_2=Ta 或 Nb。以此为依据 Wood 等提出 Hf/3-Th-Ta 图解，它可把火山弧玄武岩与其它岩浆类型完全分开，如果玄武岩投在 VAB 区内，它们最大可能是喷出于火山弧。将我们所获得的柴北缘高桥及锡铁山、鱼卡三个样品投影到 Hf/3-Th-Ta 图解中(图 2-13)，它们均位于 CAB 区内，从而再次证实柴北缘存在古生代岛弧岩浆活动。

(三) 岩石组合与构造背景

地球上火成岩的分布与构造背景有着密切关系，不同构造环境出现的岩石组合往往是不

同的。例如，玄武岩是大洋区的主要岩石类型，玄武岩＋安山岩是大洋岛弧的特征岩石组合，而在大陆边缘弧中长英质火成岩的比重逐渐增大；大陆裂谷是以玄武岩和流纹岩组成的双峰式火山岩为主导，中性岩很少出现。俯冲带以拉斑系列＋钙碱系列火山岩为特征，其拉斑系列岩石在 AFM 图上显示明显的富铁趋势。在不成熟的岛弧区，拉斑系列岩石中以玄武岩和玄武安山岩为主导，而钙碱系列安山岩则是不成熟的陆缘弧中的主要岩石类型。大陆边缘弧和碰撞造山带中常出现的是长英质钙碱系列火成岩。洋脊和大陆裂谷拉斑系列玄武岩在 AFM 图上同样显示出强烈的富铁趋势。碱性系列火山岩常出现在洋岛和大陆裂谷带(表 2-6)。

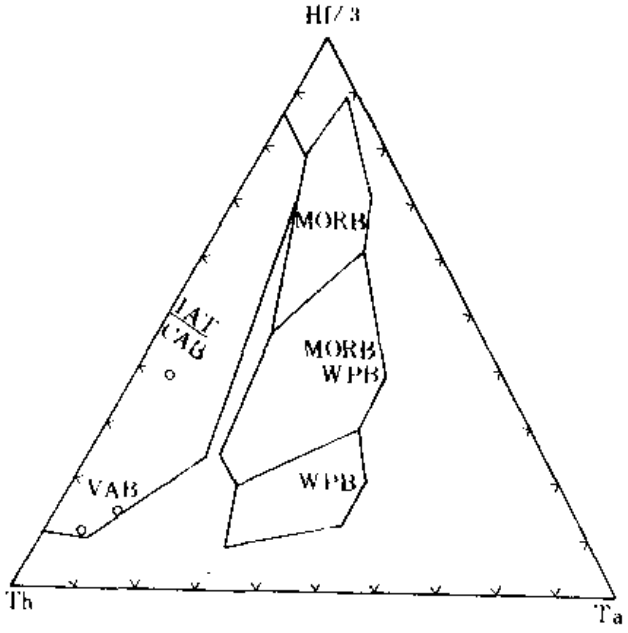


图 2-13　柴北缘火山岩 Hf/3-Th-Ta 图解
(据 Wood，1980)

前面的论述表明，柴北缘古生代海相火山岩中存在岛弧、洋脊、洋岛三种不同类型的

表 2-6　岩浆岩(火山岩)的板块构造分类

板块部位	板块边缘		板块内部			
			大洋	大陆		
	俯冲带	洋脊	洋岛和海山	裂谷体系(含高原玄武岩)	克拉通	碰撞带
岩石系列	拉斑系列 钙碱系列	拉斑系列	拉斑系列 碱性系列 (双峰火山岩)	双峰火山岩 拉斑系列 碱性系列	碱性系列 双峰火山岩	钙碱系列 双峰火山岩
应力状态	拉张 (挤压，走滑)	拉张	被动 (Passive)	拉张	被动 (Passive)	挤压 (拉张，走滑)

据 Condie，1989

岩石组合。洋脊及洋岛玄武岩组合乃是柴北缘古生代洋盆的重要证据之一；而弧火山岩则表征了洋壳的俯冲和主动大陆边缘的存在。柴北缘岛弧型火山岩乃是以钙碱系列＋拉斑系列火山岩为主体的一套火山岩组合，未见钾玄岩组合等成熟岛弧的典型火山岩组合；而且拉斑系列火山岩主要岩石类型乃是玄武岩和玄武安山岩。据此我们认为，柴北缘火山岛弧应属于半成熟—成熟的一种岛弧类型。

第二节　柴达木北缘古生代蛇绿岩及其构造背景

一　蛇绿岩带的地质特征

柴北缘蛇绿岩带北起苏干湖—鱼卡—大柴旦—托素湖，南以柴达木盆地为界，包括赛什腾

山、绿梁山、锡铁山，阿姆尼克山、茶卡南山等，呈北西向展布，全长约 600 km，宽 20～30 km。该蛇绿岩带由超基性岩、辉长岩与古生代上奥陶统海相火山岩共同组成。带内超基性岩呈带分布，分段集中，成群出现。超基性岩常与辉长岩体相伴出现，岩性变化大、分异差。

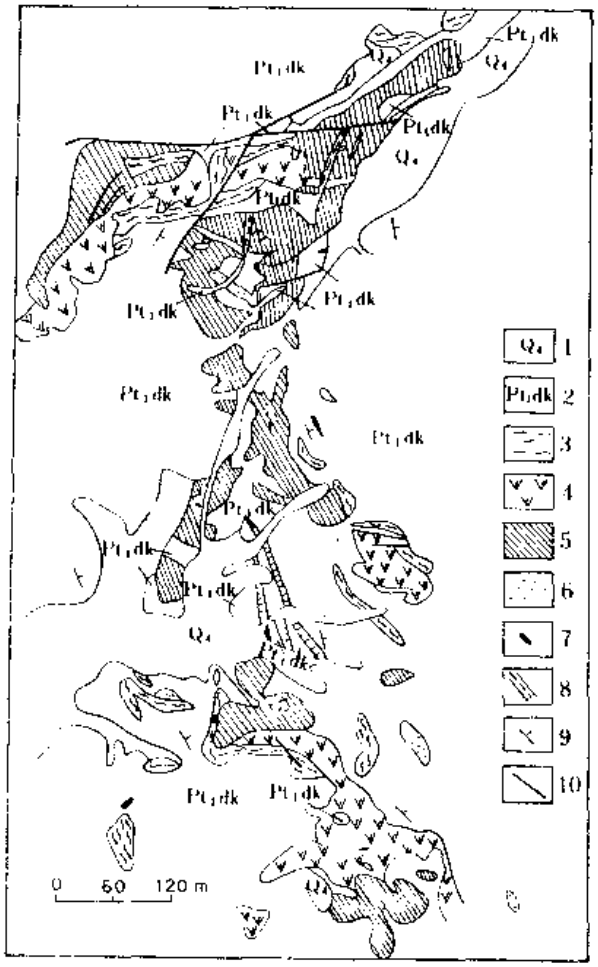


图 2-14 绿梁山胜利口石榴子石橄榄岩地质草图

1. 第四系；2. 下元古界达肯大坂群；3. 金云母蛇纹岩；4. 蛇纹石化纯橄岩；5. 石榴子石橄榄岩；6. 强碳酸盐化石榴子石橄榄岩；7. 榴辉岩；8. 二长岩脉；9. 片理产状；10. 断层

“蛇绿岩”这个名词本身没有严格的定义，70 年代在欧洲被广泛用于指构造带中的镁铁质和超镁铁质岩石组合，特别是地中海地区，而并不考虑其构造和变质作用特征。这些岩石通常被归因于地槽岩浆作用。当海底扩张的理论引入后，地中海蛇绿岩被认为是产于古洋中脊的代表性岩石组合。另一方面，一些人则认为古俯冲带中的镁铁质、超镁铁质岩石，特别是象 California Franciscan 地体的岩石组合，代表了产于洋中脊的原始古洋壳的碎片。这种思想常常被用于有关板块构造的一些理论解释中。

蛇绿岩的常见层序是，从底向上依次为超镁铁岩→镁铁质深成岩→镁铁质平行岩墙群→玄武岩（枕状熔岩）。有些情况下岩墙群可以缺失。这种层序系列通常认为代表了原始洋壳的结构。当构造带中镁铁质、超镁铁质岩石组合不具备这种组合层序时，则常常被假定为：其原始状态下具备这种系列，只是后来错位了。

总之，关于蛇绿岩的不同看法有：

（1）蛇绿岩均具有一个特定的蛇绿岩层序系列，致少在其原始状态下是这样。

（2）最典型的蛇绿岩产于古俯冲带中。

事实上，大多数研究较详细的典型蛇绿岩系列均产于仰冲块体中，而不是在俯冲带岩石组合中。这就是说，在俯冲带中可以存在有具蛇绿岩或蛇绿岩层序的块体，但大部分出露在古俯冲带中的镁铁质、超镁铁质岩石却并不具有这种层序特征。这说明，它们中的许多可能一开始就不具有这种层序系列。

因此，Miyasihro(1986)认为，如果出现特定的层序组合才是认定蛇绿岩的基本条件的话，那么很多俯冲带中的镁铁质和超镁铁质岩石都不是蛇绿岩，甚至很多俯冲带中根本就没有蛇绿岩。反之，如果认为俯冲带中的镁铁质和超镁铁质岩石是典型的蛇绿岩的话，那么是否出现特定的层序组合则不能作为认定蛇绿岩的基本前提。

出露于柴北缘绿梁山东段胜利口一带的超基性岩，具有石榴子石橄榄岩的岩石特征（杨建

军等，1993)，含镁铝榴石，岩石及岩石化学成分与典型金伯利岩有差异，林坤等(1978)将其称为“似金伯利岩”。石榴子石橄榄岩沿南北向断裂展布，多呈孤立的小岩体，最大者长数百米，宽数十到数百米，小者十余米，与金云母蛇纹岩、纯橄岩共生(图 2-14)。

石榴子石橄榄岩中见有纯橄岩透镜体，外壳被蛇纹岩包裹。还见有脉状、透镜状、球状榴辉岩。脉状榴辉岩长数十米至百余米，宽数厘米至数米，与岩体走向一致。

出露在柴达木东北缘荒漠残山以及沙柳河一带的蛇绿岩带中超基性岩和基性岩都比较发育。岩体类型以纯橄岩型、方辉橄榄岩型和辉石岩型为主，其次为纯橄岩—方辉橄榄岩型。纯橄岩型岩体中往往有透镜状、团块状方辉橄榄岩、橄榄岩；方辉橄榄岩型岩体中常有透镜状、条状纯橄岩。在开屏沟岩体中，超基性岩向东北逐渐变为辉长岩。灰狼沟岩体主要为含辉纯橄岩、纯橄岩及方辉橄榄岩，含辉纯橄岩、纯橄岩呈大小不一的条状、团块状分布于方辉橄榄岩中；次有规模较小的条状、团块状橄榄岩、辉长岩(图 2-15)。

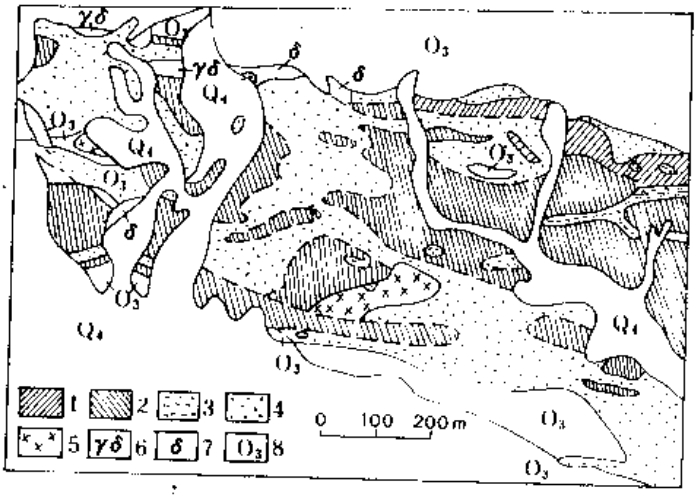


图 2-15 灰狼沟岩体岩相分布图(西段)

1. 蛇纹石化纯橄岩；2. 蛇纹石化含辉纯橄岩；3. 蛇纹石化方辉橄榄岩；4. 橄榄岩 6. 华力西期花岗闪长岩；7. 华力西期闪长岩；8. 上奥陶统

在落风坡岩体中，纯橄岩与辉石岩往往混杂在一起。镜下观察，在两种岩石接触部位，辉石晶体中包有它形不规则状橄榄石晶体，而橄榄石晶体间也有它形之辉石晶体。二种矿物分别构成集合体，接触界线多呈锯齿状。这二种岩石具有岩浆堆晶岩的特点。

辉长岩体与超基性岩体常常紧密伴生，二者或沿同一构造线断续延伸，或呈同一走向相伴存在。在超基性岩体发育地段，辉长岩体分布少、规模小；在辉长岩体发育地段，超基性岩体也分布少、规模小。柴北缘蛇绿岩带中，橄榄岩、蛇纹石化橄榄岩，蛇纹岩体的直接围岩大都为上奥陶统变质海相火山岩、大理岩以及达肯大坂群的变质岩系。岩体主要由断面和层面(片理面)限定其边界，呈典型的构造块体形式产出。值得指出的是，分布在柴北缘一带的超基性岩其片理和围岩的片理常常是一致的，有同时片理化的特征。

出露在茶卡南山、灰狼沟一带的蛇绿岩以蛇纹石化橄榄岩和蛇纹岩为主体，内有中粒辉长岩。蛇绿混杂岩带中还见有大理岩、钙铝榴石透辉石岩＋硬玉岩、角闪片岩构造块体。块体规模不等，大者几十到几百米，小者仅几米，其周边均为塑性变形的片理化带。

与蛇纹岩、辉长岩配套组合的奥陶系海相火山岩以绿泥石片岩为主，可出现角闪片岩，并有交替出现的片状、片理化大理岩，大理岩中有时出现蛇纹片岩小块体，这表明该蛇绿混杂岩带实际是一条韧性剪切糜棱岩化—片岩带(详见本章第三节)，根据绿泥石片岩中的小褶曲(拖褶皱)及其它剪切运动学标志综合判断，该剪切带为由北向南的逆冲，在平面上为右行走滑。

出露在沙柳河一带的超基性岩体，构造变形十分强烈，一些大的岩块被韧—脆性破碎带所围绕，并有辉绿岩墙穿插。蛇纹岩本身片理化十分强烈，是奥陶系变质海相火山岩中的一个构造块体。与蛇纹岩呈构造接触的变质火山岩，主要为 Ga·Chl 构造片岩，Ga 呈眼球状。与蛇纹

岩相伴出现的辉长岩体也明显糜棱岩化。

出露在鱼卡一带的蛇绿岩带中，橄榄岩均已蛇纹石化，并与蚀变辉长岩交替出现，蛇纹岩均呈构造块体，片理化强烈，辉长岩的片理方向与奥陶系变质海相火山岩片理化方向一致，有同时片理化的现象(图 2-16)。

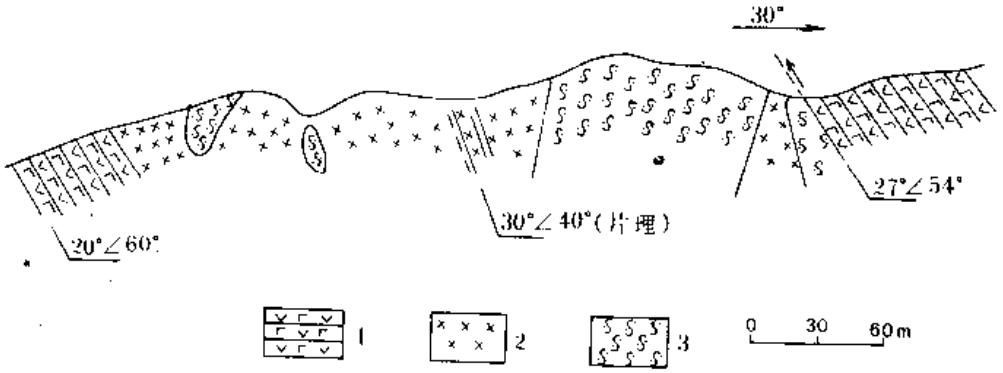


图 2-16 柴北缘鱼卡蛇绿岩带信手剖面图

1. O_{3-n}变质火山岩；2. 辉长岩；3. 蛇纹岩

二 蛇绿岩带的岩石学特征

由超镁铁岩、辉长岩、熔岩及火山碎屑岩构成的柴北缘蛇绿构造混杂岩带，其主要岩性岩石学特征如下：

(一) 超镁铁岩

本带出露的超镁铁岩主要有石榴石橄榄岩、纯橄岩、蛇纹岩、方辉橄榄岩、单斜辉石岩等。

1 石榴石橄榄岩

浅绿色—黑绿色，斑状结构，块状构造。斑晶由镁铝榴石、金云母、蛇纹石(橄榄石假像)组成。镁铝榴石呈蚕豆状、浑圆状，含量一般 15 %～20 %，粒径一般 5 mm 左右，大者可达 10 mm。颜色为紫红、深紫、玫瑰红及橙色，多已蚀变，有的为残晶，蚀变圈较明显，有些多达 4 层，一般 1～2 层，多由绿泥石及闪石组成。有的斑晶无残晶，由绿泥石及铁镁的氧化物组成，边缘有一圈透闪石，在其中部有晚期绿泥石脉穿插；有的斑晶被透闪石及斜黝帘石交代，中心有残晶，边缘有一圈橄榄石，环边斑晶中见有橄榄石(假像)、透辉石包裹体。基质以蛇纹石为主(见橄榄石残晶)，有少量的金云母、铬尖晶石、磁铁矿、辉石、滑石及碳酸盐矿物等。

2 强碳酸盐化石榴石橄榄岩

岩石呈白色，斑状及粒状结构，块状、角砾状及岩球状构造。斑晶为橄榄石假像及蛇纹石，含量 5 %，一般小于 5mm，橄榄石假像已被碳酸盐熔蚀。角砾成分有超基性岩，角闪片岩，最大者 20×30 cm，小者 2×3 cm。岩球成分为榴辉岩，镜下可见榴辉岩球的外层为金云母及石英，石英交代金云母。基质以方解石为主(含量达 80 %)，其次为橄榄石、金云母、蛇纹石及星点状磁铁矿。

3 纯橄岩

呈灰绿、黄绿色，网环状结构，块状及片状构造。岩石多已蚀变，以蛇纹石为主，见有橄榄石

残晶及少量铬尖晶石，铬绿泥石、磁铁矿、碳酸盐矿物。有些岩石中见少量绢石(5 %)。网环由纤维蛇纹石组成，网眼由胶蛇 纹石及尘点状磁铁矿组成。有些岩石网环由碳酸盐及铁质组成，网眼为叶蛇纹石、纤维蛇纹石及碳酸盐矿物。

4 方辉橄榄岩

灰—黄绿色，网环状结构、鳞片变晶结构、变余半自形粒状结构，块状构造，片状构造。岩石多已蚀变，主要由蛇纹石、绢石(8 %～20 %)、滑石、绿泥石及少量铬尖晶石、磁铁矿组成。在部分岩石中见有少量橄榄石残晶。

5 单斜辉石岩

灰—黄绿色，粒状结构，块状构造。具蛇纹石化，见大量的次透辉石残晶。

6 蛇纹岩

黑绿—浅灰绿色，鳞片变晶结构、纤维变晶结构，块状构造、片状构造。主要有蛇纹石(为叶蛇纹石和纤维蛇纹石)，另有少量碳酸盐矿物、绿泥石、磁铁矿、铬尖晶石。岩石中一般无橄榄石、辉石残晶。据岩石中残留的结构及岩石化学计算推测，原岩主要为纯橄岩及辉橄岩类，其次有少量橄榄岩。

(二) 辉长岩

1 橄榄辉长岩

灰黄绿、灰绿色，细—中粒辉长结构、嵌晶含长结构，块状构造。主要由拉长石(33 % ～75 %)、单斜辉石(10 %～43 %)、橄榄石(15 %左右)及少量角闪石、黑云母、磁铁矿组成。

2 辉长岩

灰绿—深灰色，中细粒辉长结构，块状构造。主要由拉长石(39 % ～50 %)、普通辉石(38 %～55 %)及少量角闪石、黑云母、钛铁矿、磷灰石组成。

(三) 熔岩及火山碎屑岩

柴北缘蛇绿构造混杂岩带中的火山熔岩及火山碎屑岩岩性复杂，有拉斑玄武岩、安山玄武岩，以及凝灰岩、角砾凝灰岩等。其岩石学特征已在前一部分中作过详细论述，此不赘述。

三 蛇绿岩带基性、超基性岩岩石化学特征

柴北缘蛇绿构造混杂岩带基性、超基性岩岩石化学分析结果列于表 2-7 中。

从表中可以看出，石榴石橄榄岩的岩石化学成分与金云母蛇纹岩岩石化学成分比较接近，但前者 SiO_2、Al_2O_3、CaO、K_2O+Na_2O 较低，MgO、NiO 较高；碳酸盐化石榴石橄榄岩 SiO_2、Fe_2O_3+FeO、MgO 较低，CaO、CO_2 较高。金云母蛇纹岩 m/s 为 8.17，B/S 为 1.49，S 为 40.27，ac 为 5.0，f 为 7.9，m 为 46.8，为橄榄岩。

强蚀变岩石主要位于纯橄岩、辉橄岩岩石区，部分位于橄榄岩区。纯橄岩多含有少量辉石矿物组分，ac 为 0.6～1.5，m 为 55.8～60.2，f 为 4.8～6.6，s 为 33.7～37.0；部分辉橄岩 ac 为 0.7～0.8，s 为 36.8～38.9，f 较低 5～6.8，m 高 53.7～57.2，属方辉橄榄岩；另一部分辉橄岩 ac 为 2.3～2.7，s 为 36.6～46.3，f 高 7.9～12.8，m 低 51.2～54.0，可能为二辉橄榄岩；橄榄辉长岩与辉长岩一般 m 高，s 低。

超基性岩 m/f 值主要介于 8.1～12.5，属镁质超基性岩；基性岩 m/f 值主要介于 1.28～

表 2-7　柴北缘蛇绿岩带基性—超基性岩岩石化学成分及主要数值特征表(w_i%)

岩体名称	岩石类型	氧化物含量(%)												主要数值					
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	s	f	m	ac	m/f	B/S
灰狼沟	含辉纯橄岩	38.06	0.01	0.38		7.06	1.48	0.11	38.63		0.35	0.02	0.04		37.0	6.4	55.8	0.8	8.73	1.72
	方辉橄榄岩	40.33	0.01	0.42	0.55	6.73	2.05	0.08	38.07	0.22	0.35	0.03	0.03	0.03	38.9	6.8	53.7	0.7	8.10	1.58
	橄榄岩	42.93	0.04	1.46	0.30	6.93	1.80		30.80	0.14	4.59	0.05	0.06	0.03	41.9	10.6	44.7	2.8	6.80	1.39
	单斜辉石岩	49.89	0.02	0.76	0.32	4.98	3.78	0.15	30.66		3.25	0.03	0.08	0.03	46.5	9.5	42.6	1.4	6.50	1.16
	纯橄岩	36.26	0.01	0.27	0.51	6.35	0.55	0.03	39.56	0.35	0.37	0.02	0.06	0.03	35.8	5.5	58.1	0.6	11.20	1.82
沙柳河	含辉纯橄岩	38.53	0.01	0.45	0.51	5.94	0.60	0.03	38.87	0.28	0.35	0.01	0.02	0.03	37.6	4.9	56.6	0.9	11.80	1.68
	方辉橄榄岩	38.78	0.01	1.00	0.32	5.39	0.45	0.07	39.88	0.29	0.24	0.02	0.02	0.05	37.2	5.0	57.0	0.8	13.10	1.70
胜利沟口	辉长岩	49.65	0.90	10.13		5.89	5.87	0.11	8.28		8.91	1.19	2.72	0.12	49.8	16.5	12.4	21.3	1.28	1.01
鹰峰南	同　上	47.85	2.16	15.39		2.78	11.97	0.14	4.88		8.27	0.74	2.40	0.12	48.0	14.8	7.3	30.0	0.60	1.09
滩洞山	同　上	48.60	0.35	14.37		2.05	7.78	0.14	9.30		11.36	0.38	2.06	0.07	49.9	7.0	14.3	28.3	1.69	1.18
柴旦西山	同　上	50.84	0.27	15.24		1.23	5.58	0.06	12.48		10.34	0.19	1.53	0.02	47.5	8.6	17.4	26.5	3.33	1.11
鱼　卡	辉长岩	49.07	0.67	17.99		2.09	4.42	0.12	8.17		8.85	1.00	3.50	0.23						
	石榴石橄榄岩	40.06	0.02	1.84	0.25	4.44	2.62	0.88	37.94	0.32	1.47	0.11	0.09	0.03						
	碳酸盐化石榴石橄榄岩	11.13	0.10	1.96	0.01	0.28	0.59		13.48		39.18	0.32	0.07	0.01						
绿梁山	榴辉岩	44.90	0.54	7.62	0.31	2.14	7.40	0.15	23.49	0.17	6.75	0.44	0.64	0.09						
	纯橄岩	38.45	0.01	0.56	0.33	3.90	2.67	0.09	41.20	0.38	1.22	0.15	0.06	0.02						
	金云母蛇纹岩	42.38	0.06	2.94	0.11	5.41	2.32		33.12	0.24	3.47	0.13	0.20	0.03	40.27	7.9	46.8	5.0	8.17	1.49

* 鱼卡辉长岩由本文提供，国家地震局地质研究所分析(1993)，其余引自青海地质(1991)。

4.23，属铁质基性岩。

在 SiO_2-(K_2O+Na_2O)图解(图 2-17)中，超基性岩位于贫碱质区，基性岩主要位于钙碱性辉长岩平均值投影点附近。K_2O+Na_2O 含量大部分较低。

在 Al_2O_3-SiO_2 图解(图 2-18)中，超基性岩位于贫铝质区；基性岩大部分的 Al_2O_3 比较高。

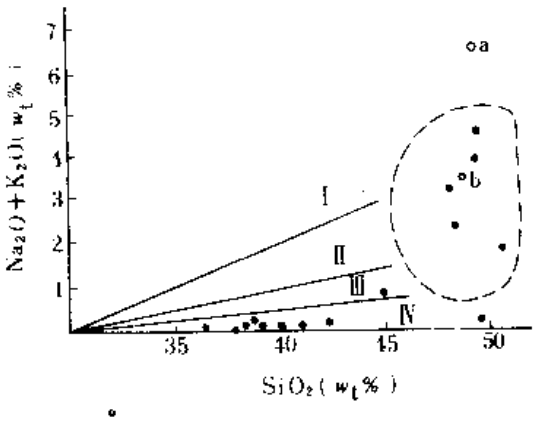


图 2-17 SiO_2-(K_2O+Na_2O)图解

超基性岩：Ⅰ.强碱质区；Ⅱ.碱质区；Ⅲ.弱碱质区；Ⅳ.贫碱质区；基性岩(虚线投影区)；a.戴里碱性辉长岩；b.戴里钙碱性辉长岩

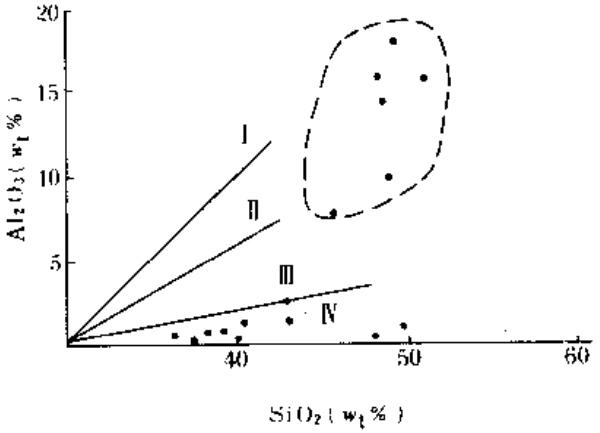


图 2-18 Al_2O_3-SiO_2 图解

超基性岩：Ⅰ.高铝质区；Ⅱ.铝质区；Ⅲ.低铝质区；Ⅳ.贫铝质区；基性岩(虚线区)

柴北缘辉长岩 SiO_2 含量都比较稳定，在 47 %～51 %之间，而 $\Sigma FeO/(\Sigma FeO+MgO)$的比值变化较大，介于 0.35～0.8 之间，反映在 SiO_2-$\Sigma FeO/(\Sigma FeO+MgO)$相关图上(图 2-19)，投影点比较分散，但主要仍落在镁铁堆积岩区域内。在 Al_2O_3-CaO-MgO 图解中(图 2-20)，柴北缘辉长岩类大多落入镁铁堆积岩区域内或其附近，与洋中脊玄武岩平均成分比较接近。

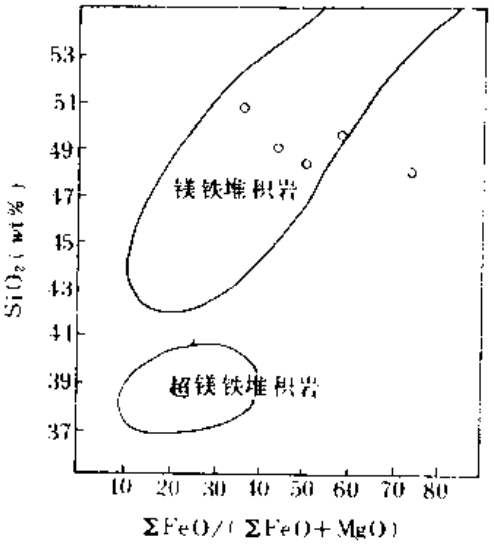


图 2-19 蛇绿岩堆积岩中 SiO_2 和 $\Sigma FeO/[(\Sigma FeO+MgO)]$变异图

(据 Coleman，1977)

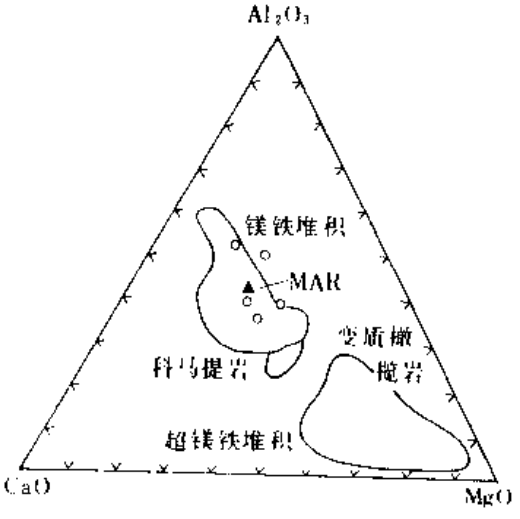


图 2-20 堆积岩的 MgO-CaO-Al_2O_3 三角图

(据 Coleman，1977)

MAR 为洋中脊玄武岩的平均成分

四　柴北缘蛇绿岩形成的温压条件及其构造意义

（一）榴辉岩及其地质意义

榴辉岩这个术语是 Hauy(1982)最先提出的，指一种由草绿色辉石-红色石榴石组成的变质岩。目前比较公认的是：主要由石榴石-单斜辉石组成的，具有玄武质成分，在下地壳或上地幔条件下结晶(或重结晶)的一种岩石。据此，榴辉岩已不仅是 Hauy 最先 提出的由镁铝榴石(红色石榴石)-绿辉石组成的狭义榴辉岩，同时也包括麻粒岩相的镁铝榴石-次透辉石岩和橄榄岩中的镁铝榴石-透辉石岩。

Coleman(1965)按照榴辉岩 的产状将其分成三种类型，即 A、B、C 型。这种分类方案实际上暗含有一定的成因意义，以前较普遍认为 A 型是上地幔的碎片；而 B、C 型则是在地壳内变质形成的。

最新的研究结果表明，榴辉岩可以在很高的水压条件下形成，水压远小于总压可以存在，但不总是必须的。由洋壳变质的榴辉岩是古板块边界的标志而且记录了汇聚型造山作用的历史，以及地热梯度随时间的变化。

根据 Hess(1962)提出的洋底更新模式，地幔岩将在洋中脊上升，并部分熔融形成玄武岩浆。在高热流条件下结晶的玄武岩将向大陆方向迁移，在大陆边缘和/或岛弧附近向大陆壳之下俯冲。俯冲到一定深度以后，处在高压低温下的玄武岩就将变质成榴辉岩。如果大陆边缘造山带以异常高的壳下温度为特征，榴辉岩块体就会向大陆方向下沉。下沉到一定深度以后将发生部分熔融形成安山岩浆，在俯冲带形成中酸性火山活动。汇聚板块边缘玄武岩—榴辉岩转换作用的存在也与这些地区地震波速连续分布特征相吻合。

研究表明(杨建军，1993)，柴北缘榴辉岩具有俯冲带榴辉岩的特征，由于俯冲作用形成的榴辉岩，代表着变质的洋壳。它是大洋玄武岩随消减洋壳俯冲到下地壳—上地幔深度经变质作用和变质重结晶的产物。

（二）斜长角闪岩、角闪片岩构造块体—变质洋壳的另一种表现形式

野外地质研究发现，柴北缘灰狼沟蛇纹岩以及锡铁山西端蛇纹岩中包裹有斜长角闪岩和角闪片岩构造块体，大者宽 1.6～2m，长约 5 m；小者仅数十厘米长宽，灰狼沟斜长角闪岩块体有明显的糜棱岩化现象，片理化十分明显，岩石中出现 糜棱条带，旋转斑清晰可见。岩石具细粒柱状变晶结构，片状或块状构造。主要由角闪石和斜长石组成，角闪石约占 45 %，斜长石约占 50 %，另见少量绿帘石、榍石、磁铁矿。角闪石为长柱状、针状，蓝绿—淡绿色多色性。

斜长石为细粒集合体或板柱状，双晶不发育。锡铁山蛇纹岩中包裹的角闪片岩构造块体具有片状构造，镜下为柱状—粒状变晶结构。主要组成矿物为角闪石、石英、斜长石，并见有少量绿帘石、磁铁矿。角闪石为柱状，多色性不强，浅绿—淡黄绿色，含量约 50 %；斜长石为短柱状、板状，可见到聚片双晶，含量约 30 %左右；石英为细粒状，表面光洁，含量约 15 %。

化学成 分分析结果(表 2-8)表明，锡铁山西端角闪片岩块体与灰狼沟糜棱岩化斜长角闪岩的化学成分有较大差异，前者 SiO_2、Na_2O 明显较低，而 MgO 则大大高于后者。

在 MgO-CaO-FeO* 图解中，二者均落入正斜长角闪岩区内，说明它们是基性火山岩的变质产物(图 2-21)。

表 2-8　蛇纹岩中斜长角闪岩、角闪片岩构造块体化学成分分析结果(w_i%)

岩　性	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	H_2O^+	CO_2	总量	位　置
糜棱岩化斜长角闪岩	57.69	0.58	14.44	1.95	5.37	0.20	1.90	6.47	0.40	7.60	0.17	2.03	0.70	99.50	灰狼沟
角闪片岩	49.50	0.47	16.03	1.36	6.60	0.13	9.29	10.03	0.40	3.90	0.13	2.07	0.33	100.24	锡铁山

由国家地震局地质研究所分析(1993)。

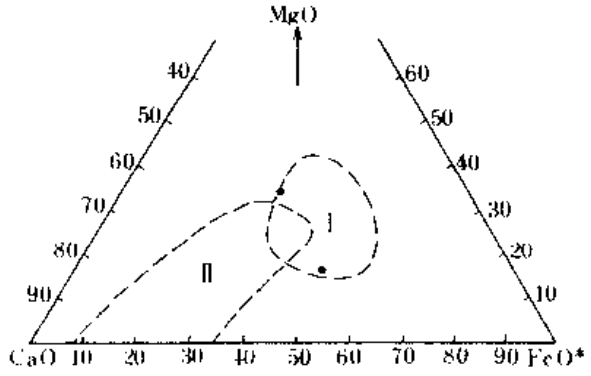


图 2-21　MgO-CaO-FeO 图解
(据沃克等,1960)
Ⅰ.正斜长角闪岩;;Ⅱ.副斜长角闪岩

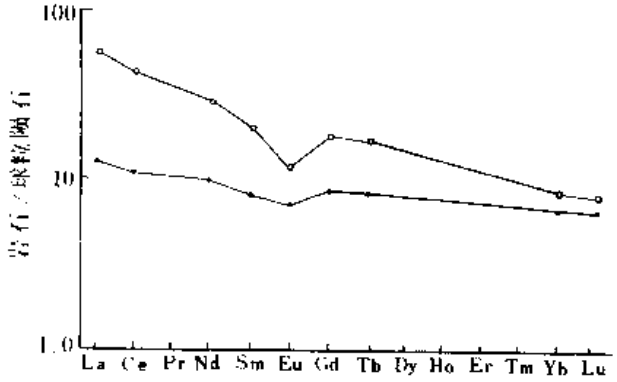


图 2-22　柴北缘斜长角闪岩、角闪片岩构造块体稀土配分型式
o为灰狼沟;·为锡铁山西墙

在变质作用过程中,常量元素有较大的活动性,容易发生交代作用,以及成分迁出和带入;而稀土元素以及一些痕量元素却具有相对的稳定性。稀土分析结果(表 2-9)表明:灰狼沟糜棱岩化斜长角闪岩 δEu 为 0.622,$(La/Yb)_N$ 为 6.58,属轻稀土富集型,铕亏损较明显,说明玄武岩早期结晶过程中可能有斜长石分离结晶,另一个原因可能与糜棱岩化过程中元素的迁移有关。锡铁山角闪片岩 δEu 为 0.88,$(La/Yb)_N$ 为 1.95,铕亏损不明显,轻重稀土分异很弱。

表 2-9　斜长角闪岩、角闪片岩构造块体稀土元素丰度($\times 10^{-6}$)

岩　性	位　置	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Yb	Lu	Sm/Nd	$(La/Yb)_N$	δEu
糜棱岩化斜长角闪岩	灰狼沟	18.6	38.5	18.6	3.94	0.885	4.87	0.793	1.83	0.271	0.21	6.58	0.62
角闪片岩	锡铁山	4.42	9.95	6.34	1.52	0.532	2.29	0.384	1.47	0.216	0.24	1.95	0.88

由中科院高能所分析(中子活化法)(1993)。

在稀土元素配分图上(图 2-22),我们可以看到,两个样品均具有拉斑玄武岩的配分型式,其中锡铁山角闪片岩配分曲线十分平缓,属平坦型洋脊拉斑玄武岩配分型式;而灰狼沟糜棱岩化斜长角闪岩稀土配分曲线相对更富集轻稀土。

根据微量元素分析结果(表 2-10),作出(N 型)MORB 标准化曲线(图 2-23),从图中可以看出,灰狼沟斜长角闪岩标准化曲线 K、Ba、Th、Ta、Ce 富集度较高,Ti、Yb、Sc 亏损度较高,从曲线总体特征看类似于拉斑玄武岩;而锡铁山角闪片岩 K、Ba、Th 低度富集,Ti、Yb、Hf、Sm 明显亏损,总体而言,可能更类似于大洋拉斑玄武岩的微量元素特征,可能在变质作用过程中

大离子亲石元素有带入，而亲铁元素有迁出现象。

表 2-10　斜长角闪岩、角闪片岩微量元素分析结果

岩　性	Sr	K_2O %	Rb	Ba	Th	Ta	Nb	Ce	P_2O_5 %	Zr	Hf	Sm	TiO_2 %	Y	Yb	Sc	Cr	位　置
糜棱岩化斜长角闪岩	88.3	0.4	2.5	163	13	0.686		38.5	0.17	92.4	3.58	3.94	0.58		1.83	23.1	636	灰狼沟
角闪片岩	169	0.4	3.01	80.5	0.593	0.321		9.95	0.13	94.2	0.89	1.52	0.47		1.47	43.2	372	锡铁山
N 型 MORB *	120	0.15	2	20	0.2	0.18	0.35	10.0	0.12	90	2.4	3.3	1.5	30	3.4	40	250	

* 据 Pearce (1983)。由中科院高能所分析(中子活化法)(1993)；除注明外，均为 $\times 10^{-6}$

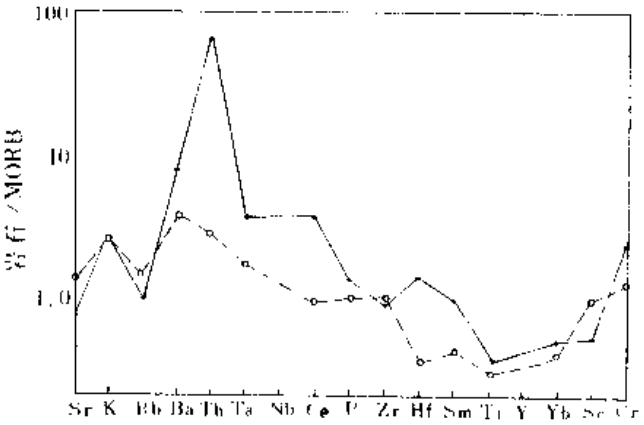


图 2-23　柴北缘斜长角闪岩、角闪片岩构造块体(N 型)MORB 标准化型式

• 为灰狼沟；o 为锡铁山西端

综合上述微量元素和稀土元素特征，可以推测，锡铁山蛇纹岩中的斜长角闪岩块体可能代表了一种变质的大洋壳玄武岩。它们可能是俯冲作用过程中，洋壳玄武岩随俯冲洋壳到达一定深度位置后经变质作用而成。

换言之，柴北缘蛇绿构造混杂岩带实际上是一典型的陆-陆碰撞造山带，由于构造混杂作用，以及变质作用的改造而使大洋型，岛弧型岩石组合混杂堆积，而榴辉岩—辉长岩—角闪片岩—浅变质大洋拉斑玄武岩则代表了在俯冲和混杂堆积过程中不同深度和温压条件下古洋壳的不同表现型式。

根据电子探针分析获得的斜长角闪岩和角闪片岩中角闪石、斜长石化学成分(表 2-11)，利用斜长石—角闪石中 Ca/(Ca+Na+K)与温度关系图(Перчук, 1967)(图 2-24)，求得岩石的形成温度为：灰狼沟糜棱岩化斜长角闪岩＜400℃；锡铁山角闪片岩约 450 ℃。相当于高绿片岩相—低角闪岩相的温度范围。

表 2-11　斜长角闪岩、角闪片岩中角闪石、斜长石成分电子探针分析结果(W_i%)

岩　性	矿　物	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	CaO	TiO_2	MnO	Cr_2O_3	NiO	FeO	总量	$\frac{Ca}{Ca+Na+K}$	ΣAl_{Hb}	位　置
糜棱岩化斜长角闪岩	角闪石	1.05	15.43	2.26	59.46	0.05	10.14	0.11	0.29	0.19	0.25	9.21	98.46	0.839	0.368	灰狼沟
	斜长石	11.10	0.04	19.86	68.13	0.19	1.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	100.64	0.059		
角闪片岩	角闪石	1.27	14.16	9.59	47.38	0.21	11.66	0.64	0.27	0.16	0.36	11.81	97.51	0.821	1.615	锡铁山
	斜长石	9.36	0.05	22.65	63.92	0.05	3.92	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	100.00	0.188		

由中国地质大学电子探针室分析(1993)，ΣAl_{Hb}为单位分子式中 Al 离子的总数。

Plyusnina, L. P. (1982)提出斜长石—普通角闪石地质温压计(图 2-25)，其中 $Capl = X_{Ca}^{Pl} = Ca/(Ca+Na+K)$，$Capl$ 代表斜长石中 Ca 的摩尔分数，ΣAl_{Hb}为普通角闪石单位分子式中 Al 离子的总数。将灰狼沟和锡铁山斜长角闪岩和角闪片岩投影到图中，可以看出，二者形成温压条件有较大差异：灰狼沟糜棱岩化斜长角闪岩形成温度、压力较低，$T \approx 470$ ℃、$P \approx 100$ Mpa；而锡铁山角闪片岩 $T \approx 520$ ℃、$P \approx 520$ Mpa，反映了一种较高压力下的产物。

计算结果表明，锡铁山角闪片岩中角闪石晶体化学式为：

$$(Na_{0.358\,6}Ca_{0.450\,7}K_{0.039\,1})_{0.848\,6}(Ca_{1.340}Fe^{2+}_{0.621\,8}Mn_{0.038\,2})_{1.\,\cdots}$$

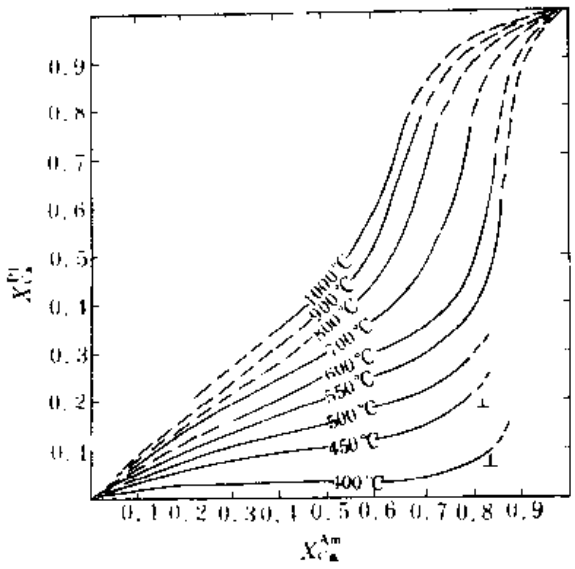


图 2-24　角闪石-斜长石地质温度计
（据 Перчук, П. П., 1966）

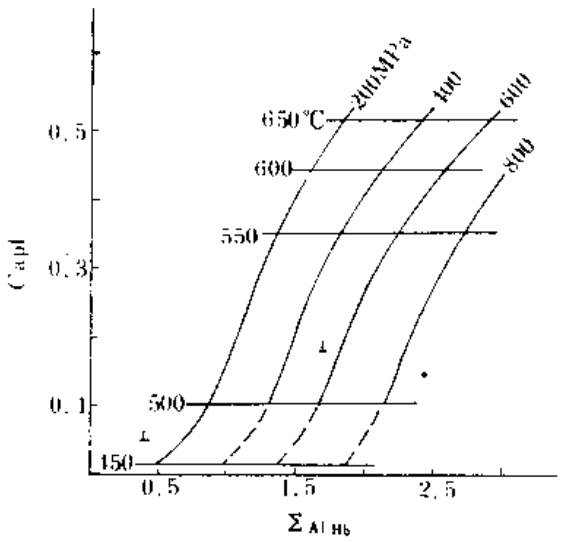


图 2-25　普通角闪石-斜长石地质温压计
（据 Plyusnina, L. P., 1982）

$$(Mg_{3.068\,2}Fe_{0.813\,4}Al_{1.031}Ti_{0.069}Cr_{0.0184})_5(Al_{1.114}Si_{6.886})_8O_{22}(OH,F,Cl)_2$$

其中$(Ca+Na)_B$为 1.346，Na 小于 0.67，属于钙质角闪石类。

（三）柴北缘蛇绿混杂岩带的构造意义

柴北缘蛇纹岩套的存在是古生代存在洋盆的标志，蛇绿岩是古洋壳的残片。发育与不发育大洋俯冲的岩浆活动是鉴别活动与被动大陆边缘的主要标志，柴北缘古生代岛弧型火山岩的存在，说明奥陶系末期南祁连为一活动大陆边缘。以俯冲杂岩与蛇绿岩的构造岩片为主构成的柴北缘构造混杂岩带是识别陆—陆碰撞的主要标志。榴辉岩的发育表征洋壳的仰冲。

奥陶纪末期，柴北缘洋盆逐渐闭合，大洋消减，洋壳由南向北俯冲到祁连陆块之下，形成奥陶系O^b_{3m}一套岛弧型火山岩。最终洋盆消失，发生柴达木—祁连陆块的陆-陆碰撞，形成柴北缘蛇绿构造混杂岩带。

第三节　柴达木北缘大型韧性剪切带及其构造特征

柴达木北缘韧性剪切带发育于元古界达肯大坂群中深变质岩以及上奥陶统浅变质火山岩中，是本次研究工作中首次发现并厘定（赖绍聪等，1993；赖绍聪等，1994）。该韧性剪切带北起苏干湖，经赛什腾山、绿梁山、锡铁山至沙柳河，总体呈北西向展布，全长约 600km（图 2-26）。带内变形强度并不均一，形成以一系列糜棱岩带为代表的线状强应变域和弱剪切变形为代表的弱应变域交替出现，相间配置的复合式韧性剪切变形带，总宽大约在 20～30km 左右。

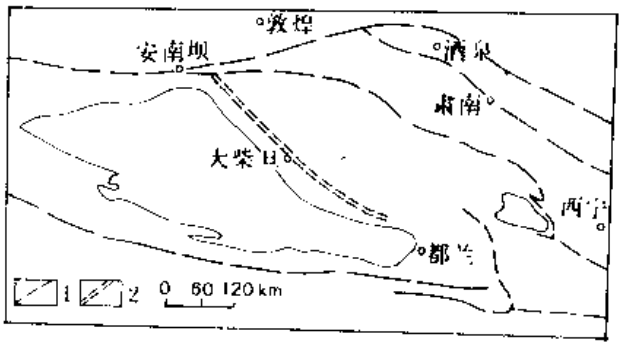


图 2-26　柴北缘韧性剪切带大地构造位置略图
1. 深大断裂；2. 韧性剪切带

野外观察表明，柴达木北缘韧性剪切带内发育大量的剪切褶皱、塑性流变组构、粘滞型石香肠、S-C 组构、拉伸线理及剪切透镜体。它们大多具有条纹条带构造、碎斑结构。基质粒度在 0.1～1.5 mm 之间。基质含量在 40 %～85 %之间，动态重结晶十分明显，重结晶颗粒呈拉长状，压扁状，边缘不整齐，呈缝合线状。镜下常见的显微变形组构有：δ 旋转碎斑系、拔丝构造、带状石英、波状消光、亚颗粒、云母鱼、多米诺骨牌式构造等（表 2-12）。

表 2-12　柴北缘韧性剪切带糜棱岩特征简表

编　号	产　地	糜棱岩类　型	结构构造	基质粒度（mm）	基质含量（%）	主要微观构造	糜棱岩原　岩
By92-187	敖唠山	中基性糜棱岩	条纹条带构造碎斑结构	0.2～0.5	65～85	δ旋转碎斑系、拖尾及拔丝构造、带状石英、波状消光亚颗粒、云母鱼	变　质火山岩
By92-28	沙柳河	长英质糜棱岩	条带构造糜棱构造碎斑结构	0.5～0.1	50～60	云母鱼、不对称眼球、旋转碎斑、波状消光及扭折带	片麻岩
By92-177	大柴旦	长英质初糜棱岩	条带构造碎斑结构	1.5～0.5	40～50	旋转碎斑系、多米诺构造不对称眼球	混合岩
By92-131	绿梁山	花岗质初糜棱岩	条带构造碎斑结构	1.0～0.5	40	不对称眼球、拔丝构造、波状消光、带状石英	混合岩
By92-14	灰狼沟	碳酸质糜棱岩	糜棱构造碎斑结构	0.3～0.1	70～80	拖尾构造、旋转碎斑、不对称眼球	大理岩

柴达木北缘韧性剪切带产状变化较大，呈波状起伏，总体倾向北东，倾角在 30～60° 之间（表 2-13）。拉伸线理指向 SSW-NNE，结合 S-C 组构、剪切褶皱及不对称眼球状构造，判明该剪切带为由北北东向南南西的逆冲剪切，属韧性逆冲型剪切带，并在平面上有较弱的走滑现象。

表 2-13　柴北缘韧性剪切带产状特征

产出位置	岩石类型	产状类型	产　状
灰狼沟	中基性初糜棱岩	糜棱页理	20°∠30°
灰狼沟	长英质初糜棱岩	〃　〃	330°∠45°
沙柳河	花岗质初糜棱岩	〃　〃	0°∠41°
沙柳河	长英质初糜棱岩	长英质条带	15°∠65°
鱼　卡	蛇纹片岩	片　理	30°∠40°
大柴旦	长英质糜棱岩	糜棱页理	20°∠61°
敖唠山哑口	中基性糜棱岩	〃　〃	32°∠67°

柴北缘韧性剪切带所产生的变形作用乃是本区一次重要的构造变形作用。伴随韧性剪切作用，在元古界达肯大坂变质岩系中形成了大量的重结晶矿物，如变晶黑云母等。据达肯大坂群糜棱岩化片麻岩中黑云母的同位素年龄测定（K-Ar 法），结果为 364 Ma、402 Ma、329 Ma（林坤等，1978），它们反映了变晶黑云母的形成年龄。我们认为，柴北缘韧性剪切带的发育应与

变晶黑云母同时或近于同时。即柴北缘韧性剪切带形成于加里东末期。

第四节　火山作用与板块构造演化

一　大洋扩张速率及洋盆宽度的估算

根据 Sugisaki(1976)提出的火山岩 K_2O、Na_2O、θ 与板块运动速度(扩张-闭合速率)之间的相关性图解，利用柴北缘古生代海相火山岩中大洋拉斑玄武岩(洋脊型玄武岩)的化学成分，求得北祁连晚古生代洋盆的宽度大约为 1 000 km(表 2-14，2-15)。其大洋脊扩张速率大约为 2.5 cm/a，该扩张速率高于现代大西洋(平均 1.66 cm/a)和现代印度洋(平均 1.80 cm/a)的洋脊扩张速率，但低于现代太平洋中脊的扩张速率(3.95 cm/a)。

表 2-14　估算的柴北缘晚奥陶世古洋盆扩张速率

时代	K_2O(%)		Na_2O(%)		θ		扩张速率(cm/a)
	K_2O	平均值	Na_2O	平均值	θ	平均值	据 K_2O 平均值
O_3	0.30 0.04	0.17	3.02 4.32	3.67	40.01 42.30	41.16	2.5

表 2-15　估算的柴北缘晚奥陶世古洋盆宽度

时间间隔 (Ma)	20(O_3)
宽　度 (km)	1000

二　板块闭合速率与闭合的洋盆宽度估算

利用柴北缘古生代海相火山岩中的弧火山岩平均化学成分估算了柴北缘洋盆的闭合速率，平均为 6.0 cm/a(表 2-16)，该闭合速率十分接近南安第斯的闭合速率(5.2 cm/a)。

表 2-16　柴北缘地区古板块估算闭合速率

时代	SiO_2 %	K_2O(%)		Na_2O(%)		θ		消减速率 (cm/a)			
		K_2O	平均值	Na_2O	平均值	θ	平均值	据 K_2O%	据 Na_2O%	据 θ 值	平均值
O_3	57～61	0.24	0.60	6.20	5.60	38.64	40.78	/	2.4	8.1	6.0
		0.24		5.04		43.01					
		0.17		6.47		39.94					
		1.73		4.67		41.54					
	61～65	2.17	2.38	2.80	3.49	47.77	46.11	5.7	7.8	/	
		4.24		1.68		49.18					
		0.74		6.00		41.39					

由于柴北缘地区古生代海相火山岩发育时间较短，难以确切地认定俯冲作用起始时间，如

果以 O_3 的 20 Ma 作为俯冲作用的时间间隔($\triangle t$),那么俯冲作用造成的古洋盆闭合宽度应为:

$$20\ 000\ 000(a)\times 6.0(cm/a)=120\ 000\ 000(cm)=1\ 200\ km$$

说明"洋盆闭合宽度"大于洋脊扩张形成的"古洋盆宽度"(约 1 000 km),这可能暗示了柴北缘地区古生代晚期除洋盆已完全闭合外,还应有 200 km 的"地壳缩短"(?)。

三 柴达木北缘板块构造演化的岩石学模型

柴达木北缘蛇绿构造混杂岩带是柴达木陆块与祁连陆块的接合部位。元古宇经早期克拉通化构成本区硅质大陆地壳,形成塔里木—阿拉善陆块、柴达木和中祁连陆块。晚期晋宁地质事件,使地台集结,成为欧亚板块组分。

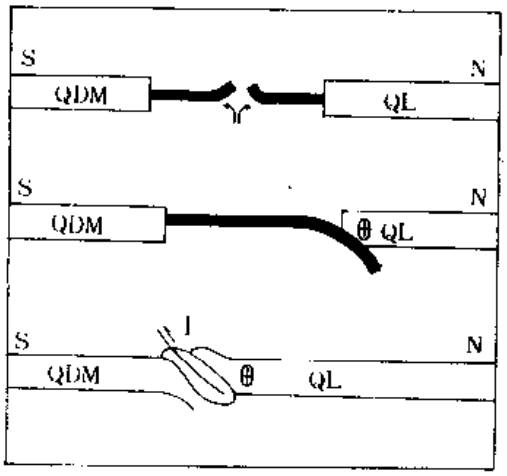


图 2-27 柴达木北缘板块构造演化示意图
QDM:柴达木陆块;QL:祁连陆块
I:柴达木北缘蛇绿构造混杂岩带

早古生代阶段,在全球性地裂作用下,地台分裂,地壳发展进入到裂陷槽阶段。生物地层记录表明,地台从中寒武世开始分裂,由北而南依次出现北祁连裂陷槽、拉脊山裂陷槽、柴达木周边裂陷槽,还有陆缘海盆沉积(南祁连山)。柴达木北缘裂陷槽在古生代进一步演化,成为古洋盆。奥陶纪晚期,柴达木北缘海盆逐渐闭合,洋壳自南向北下插到祁连陆块之下,至奥陶纪末期,大洋闭合。俯冲作用携带柴达木陆块继续下插,祁连陆块则自北向南逆冲到柴达木陆块之上,从而在柴达木北缘地区,自北向南形成了祁连超叠壳楔、柴达木北缘碰撞混杂岩带以及柴达木俯冲壳楔,并在南祁连地区分布有加里东晚期 T_3^3 的 I 型花岗岩,表明加里东晚期南祁连为一活动大陆边缘(图 2-27)。

柴达木北缘韧性逆冲型剪切带就是在奥陶纪末期,伴随柴达木陆块与祁连陆块之间的陆—陆碰撞而形成的。

第三章　阿尔金构造带蛇绿岩与火山岩岩石地球化学特征及其构造背景

第一节　区域地质背景

阿尔金山构造带是应用卫星象片解译后才引起人们重视的一组巨型扭性断裂，乃是以阿尔金山两侧断裂为主体向两端伸展的一系列走向北 60°～ 75°东的压扭性断裂构造带，以明显的反时针向扭动，强烈的晚近活动，强烈的贯穿性和巨大的规模为其特征，它控制了塔里木盆地东南边缘与青藏高原的西北边界，两端分别插入阴山—天山及秦岭—昆仑纬向构造体系。断裂带在地貌上常表现为一侧是陡峭的基岩山地，另一侧为开阔的中新生代盆地或为劲直伸展上百公里的狭窄线状沟谷，其形态特征清晰地反映在卫星及航空象片上。

根据地质特征可将阿尔金构造带划分为四个次级构造单元：

1　*苦牙合—阿羌褶皱带*

该带分布在阿尔金构造带西端，主要地层为石炭系及华力西期花岗岩，第四系广泛分布，断层带上有少量超基性岩，岩石构造变形强烈，地层走向南西或南西西。

2　*索尔库里—且未隆起带*

该带展布于且未河—米兰—索尔库里一带，出露地层主要为长城系—青白口系浅变质岩和碳酸盐岩，局部可见到奥陶系不整合盖在其上，边缘有侏罗系—第三系及少量花岗岩分布，其特征与祁连中间隆起带基本相似。地层走向由于挤压作用由北西西渐变成南西向，断层走向有南西和近东西向两组，西部相对下落，被巨厚的新生代地层覆盖。

3　*拉配泉褶皱带*

该带分布于米兰、曼达里克—库什哈之间，出露地层主要是下古生界，有少量元古界，中、新生界不发育。下古生界优地槽沉积的海相碎屑岩、火山岩夹碳酸岩，东段在晚奥陶世火山活动非常强烈。地层走向和断裂方向均为近东西向。

4　*敦煌隆起带*

该带南界在墩力克、库什哈一带，北界在疏勒河一线，主体为前长城系结晶基底。由于大面积第四系覆盖，仅见到零星分布的太古界和元古界露头，岩性为变质的海相碎屑岩、碳酸盐岩和火山岩。地层走向北西。第三系、第四系陆相盆地沉积发育。

野外地质调查和已有资料表明，阿尔金地区主要有三条蛇绿岩带(图 3-1)：

1　*安南坝—红柳沟古生代蛇绿岩带*

主要由一套上奥陶统浅变质海相火山岩及基性超基性岩组成。

2　*茫崖蛇绿岩带*

由上奥陶统海相火山岩及基性超基性岩组成。

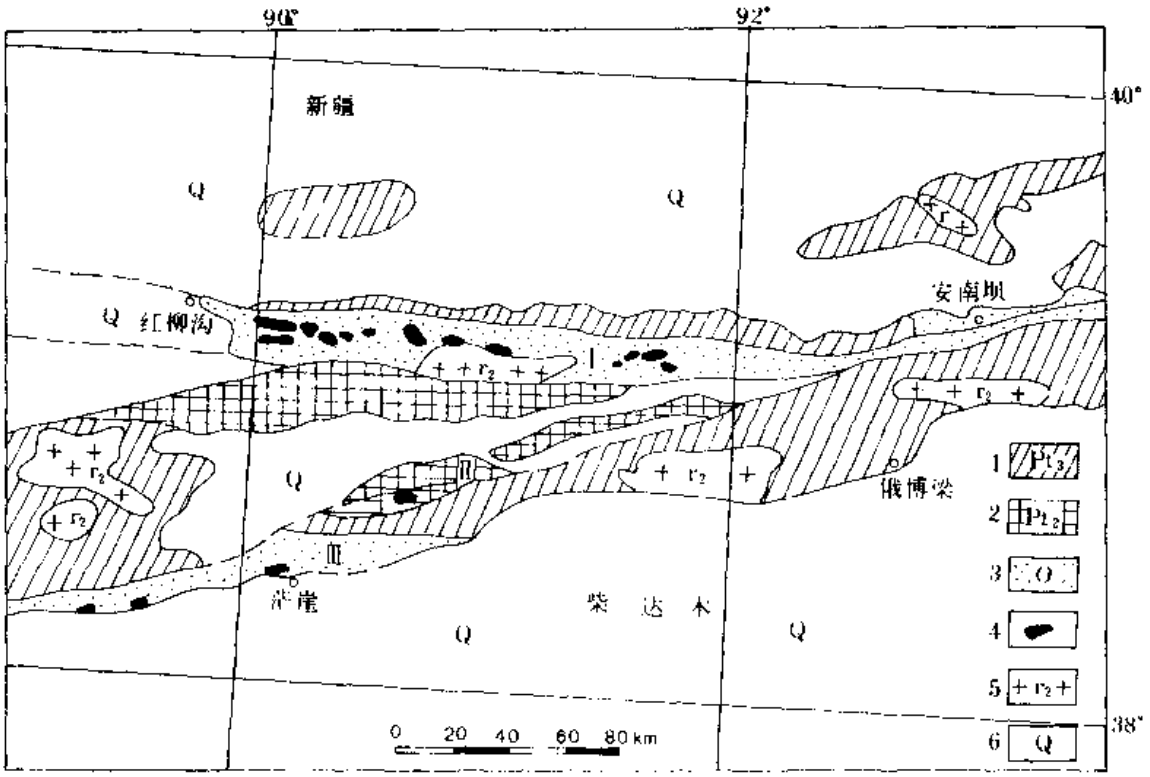


图 3-1 阿尔金山地区蛇绿岩分布示意图

(赖绍聪编绘,1993)

1. 下元古界敦煌群；2. 中—晚元古长城系、蓟县系；3. 上奥陶统；4. 基性、超基性岩；5. 花岗岩；6. 第四系沙漠覆盖；Ⅰ. 安南坝—红柳沟古生代蛇绿岩带；Ⅱ. 茫崖蛇绿岩带；Ⅲ. 索尔库里晚元古代蛇绿岩带

3 索尔库里晚元古代蛇绿岩

它由一套中—浅变质的晚元古代长城—蓟县系变质火山岩及蚀变辉长岩、蛇纹岩、蛇纹岩化橄榄岩组成。

第二节 安南坝—红柳沟古生代火山岩与蛇绿岩

一 蛇绿岩带的地质特征

出露于阿尔金山东段拉配泉—安南坝一带的浅变质中基性火山岩、碎屑岩及碳酸盐岩地层，呈北东东或近东西向带状分布，向西延伸到巴什考供，红柳沟一带；向东至少在阿克赛县长草沟一带有出露，长 300 多公里，宽约 20～80 km。其空间分布严格受阿尔金山断裂带控制，地层出露不完整，下元古代地层呈断层接触，上与上石炭统太原群呈角度不整合接触。

1958 年地质部青海地质局石油普查大队朱夏等，将其命名为索尔库里群，时代置于奥陶—志留纪；1978 年甘肃省地质局地质力学区测队，在调查冷湖幅时将其划归青白口系；1980 年新疆地质区测队在索尔库里幅、巴什考供幅进行 1:20 万填图中，将其划归蓟县系，并命名为塔昔达板群；同年青藏高原地质调查大队刘增乾等编制的 1:400 万青藏高原地质图，将该套地

层处理为下古生界(表 3-1)。

表 3-1 阿尔金山东段上奥陶统划分沿革表

地层系统		青海地质局石油普查大队 朱夏 (阿尔金山东段地区) 1958 年		甘肃地质局地质力学区调队 (冷湖幅) 1978 年		新疆地质局区调队 (索尔库里幅) 1980 年		青藏高原地调大队 刘增乾 (阿尔金山东段地区) 1980 年		青海省区调队 (俄博梁幅) 1985 年	
上覆地层		泥盆系		上泥盆统		青白口系		石炭系		上石炭统太原群	
奥陶系	上统	奥陶—志留系	索尔库里群	青白口系		蓟县系	塔昔大坂群	下古生界		上奥陶统	拉配泉群
下伏地层		震旦系?		长城系		长城系		元古界		下元古界	

1983 年 6 月,青海省第一区调队张显庭等在拉配泉地区进行地质调查时,首次于灰绿色蚀变玄武岩之夹层,千枚状钙质粉砂岩中采获腕足、海百合茎化石,经中国科学院南京地质古生物研究所刘第墉鉴定为:*Onychoplecia* sp.,*Clyptorthis* sp. 等正形贝类,为阿尔金晚奥陶世地层的确定提供了化石依据。

按岩性组合,该套地层可分为下火山岩组,碎屑岩组及上火山岩组(据俄博梁幅 1:20 万区调报告):

上火山岩组(O_3^3):

灰—灰绿色蚀变玄武岩、安山玄武岩,流纹岩、中基性火山熔岩夹灰绿色千枚岩、千枚状粉砂岩及凝灰质砾岩、火山角砾岩 >1 858 m

——整 合——

碎屑岩组(O_3^2):

灰—银灰色粉砂质千枚岩、千枚状粉砂岩、灰色薄—中厚层状泥钙质板岩夹灰色中厚层变质石英砂岩及结晶灰岩薄层 261 m

——整 合——

下火山岩组(O_3^1):

灰—灰绿色蚀变玄武岩、安山玄武岩,夹火山质角砾岩,灰色砂岩及灰绿色千枚状钙质粉砂岩。千枚状钙质粉砂岩中产腕足类:*Onychoplecia* sp.,*Corineorthi* sp.,*Glyptorihis* sp.,*Eremotoechia* sp.,*Lingulella* sp.,等化石 >764 m

拉配泉东上奥陶统实测剖面,层序自下而上为(图 3-2,据 1:20 万俄博梁幅区调报告):

上覆层:上石炭统太原群(C_3ty):褐灰色含砾巨—粗粒长石砂岩

——角度不整合——

火山岩组: 286.64 m

7. 浅肉红色块层状碱性流纹岩 136.6 m

6. 灰绿色块层状玄武岩 63.54 m

5. 灰色厚层酸性熔结火山角砾岩夹灰绿色中厚层蚀变粗玄岩 86.5 m

——整 合——

碎屑岩组: 厚>203.42 m

4. 灰色薄层含钙质、粉砂质千枚岩夹灰黑色中—薄层硅质岩　　88.5 m

3. 灰黑色中—薄层缅状炭质硅质岩　　9.23 m

2. 灰色中—薄层变钙质砂岩夹灰黑色钙质粉砂质页岩　　57.30 m

1. 灰黑色泥砂质千枚岩夹灰黑色薄层含生物碎屑粉屑灰岩(本层测到背斜核部)　　>48.39 m

拉配泉齐勒萨依上奥陶统实测剖面，层序清楚，构造简单，层序自上而下为(图 3-3，据 1∶20 俄博梁幅区调报告)：

碎屑岩夹碳酸盐岩组：　　厚>554.38 m

14. 灰白色厚层状压碎白云岩(本层与南侧的火山岩组中的肉红色块层状蚀变碱长流纹岩呈断层接触，出露不全)　　>8.2 m

13. 灰绿色钙质绢云千枚岩夹灰色砂质结晶灰岩及灰绿色含砾石英砂岩　　179.44 m

12. 灰褐色薄—中层中细粒变质不等粒长石石英质砂岩夹灰色变质砂质砾岩　　113.7 m

11. 灰黑色薄—中层含生物砂质结晶灰岩，产海百合茎化石：*Crinidea* sp.　　45.0 m

10. 灰黑色千枚状变质粘土质云母粉砂岩　　18.54 m

9. 灰—灰黑色薄—中层含生物砂质结晶灰岩夹灰色千枚岩，产海百合茎化石：*Crinidea* sp.　　34.9 m

8. 灰褐色薄层变质钙质、粉砂质细粒石英质长石砂岩夹灰绿色斑点状千枚岩　　21.8 m

7. 灰褐—灰绿色片状变质复成分细砾岩夹灰绿色薄—中层长石砂岩　　41.2 m

6. 灰色千枚状变质钙质细中粒长石质石英砂岩夹灰黑色片理化结晶灰岩　　57.9 m

5. 灰绿色中厚层千枚状中细粒长石岩屑砂岩　　33.7 m

——整　合——

火山岩组　　厚>854.7 m

4. 灰—灰白色块层状流纹岩　　158.4 m

3. 灰绿色中—厚层中基性熔岩凝灰岩　　95.2 m

2. 灰绿色中酸性片理化火山碎屑岩夹中基性凝灰熔岩　　430.5 m

1. 浅灰绿色钙质千枚岩夹灰白色条带状含砂质结晶灰岩　　>170.6 m

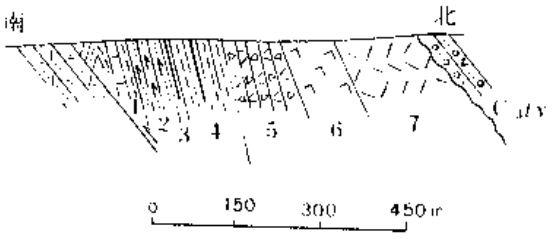


图 3-2　拉配泉东上奥陶统实测剖面

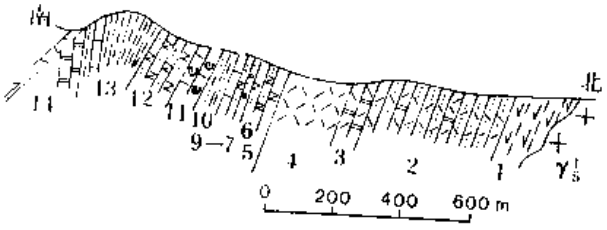


图 3-3　拉配泉齐勒萨依北山上奥陶统实测剖面

从实测剖面中可以看出，区内火山岩类型较多，有熔岩类、熔岩火山碎屑岩类及火山碎屑岩类。火山岩与海相地层共生，呈条带状展布，并与区域构造线方向一致。火山岩的颜色多为灰绿色，以基性熔岩为主，均有变质现象。在拉配泉附近见玄武岩枕状构造。

安南坝—红柳沟基性、超基性岩带与奥陶系火山岩共同构成蛇绿岩带，其分布与火山岩带一致，呈东西向断续分布，岩带全长 360 km，宽 20 km 左右。岩体长轴的延伸方向大致与地层走向一致，局部斜交。岩体的形态往往受小构造控制。岩体一般长 1～5 km，最长达 25 km，宽 0.1～2 km。岩体长宽比例变化较大，一般为 10∶1～30∶1。

组成该岩带的超基性岩以方辉橄榄岩及纯橄岩为主；其次为蛇纹岩、二辉橄榄岩、辉石岩和辉长岩异离体。岩石普遍具蛇纹石化和不同程度的绢石化、滑石化、阳起石化等。

岩体中有较多的围岩构造块体，表明了一定程度的构造混杂作用。

二　蛇绿岩带的岩石学特征

由超基性岩、辉长岩、熔岩及火山碎屑岩构成的安南坝—红柳沟蛇绿岩带，岩石学主要特征如下：

（一）超基性岩

前已述及，该蛇 绿岩带超基性岩以方辉橄榄岩、纯橄岩为主，以及蛇纹岩，二辉橄榄岩和辉石岩等。

岩石大多呈黄绿色、灰绿色、暗灰色、灰黑色，呈网环结构、网格结构及变余斑状结构。橄榄石普遍蛇纹石化。主要造岩矿物有橄榄石、辉石等。橄榄石含量高达 65 %～70 %，辉石含量一般在 30 %左右，个别岩体蛇纹石化十分强烈，蛇纹石可达 90 %以上；主要副矿物有磁铁矿、锆石、铬铁矿、钛铁矿、金红石等。主要造岩矿物特征：

1　*橄榄石*

普遍蛇纹石化，特别是在橄榄石的裂纹中基本全被叶蛇纹石及纤维蛇纹石化过程中析出的微粒 磁铁矿所交代。橄榄石多发育有网环结构及网格结构，保存下来的残余橄榄石一般都处在网环中心。

2　*辉石*

斜方辉石和单斜辉石均可出现，单斜辉石略多于斜方辉石，蚀变较弱，半自形柱状，粒径 0.8～3 mm。

3　*蛇纹石*

它是原岩经过蛇纹石化作用，由橄榄石、斜方辉石等蚀变而成。蚀变强烈时，蛇纹石最高含量可达 98 %，但变化很大，分布极不均匀。有纤维蛇纹石、叶蛇纹石及胶蛇纹石，多组成网格状的格子式中心。

（二）辉长岩

岩石为中—细粒辉长结构，块状构造。主要造岩矿物有普通辉石，基性斜长石及少量的石英组成，石英含量一般为 5 %左右，基性斜长石含量为 35 %～45 %，普通辉石含量为 50 %～60 %，主要副矿物有钛铁矿、磁铁矿、黄铁矿、锆石、磷灰石及金红石等。

1　*普通辉石*

淡棕黄色，镜下具有微弱的多色性，呈半自形柱状—他形粒状晶体，大小约 1.1×0.62～2.6×1.5 mm，部分被绿色、黄绿色绿泥石交代。

2　*基性斜长石*

以半自形板状为主，大小约 1.3×0.9～7×2.2 mm，多数已蚀变，偶见聚片双晶。

3　*石英*

无色他形粒状，粒径为 0.1～0.5 mm，含量不足 3 %，分布于普通辉石及基性斜长石的空隙中。

主要副矿物磁铁矿、钛磁铁矿多呈黑色半自形—他形粒状，粒径约为 0.4～2 mm，含量在 5 %左右。

（三）火山岩

根据安南坝—红柳沟蛇绿岩带中火山岩的化学成分分析结果（表 3-5），投影在全碱-硅（TAS）图解中，可以看出，大部分火山岩熔岩投影点均位于玄武岩和流纹岩类两大区内，个别投影点位于英安岩，粗面玄武岩和橄榄粗安岩区内。说明该带火山岩以玄武岩和流纹岩占优势，而缺乏中性岩类（图 3-4）。

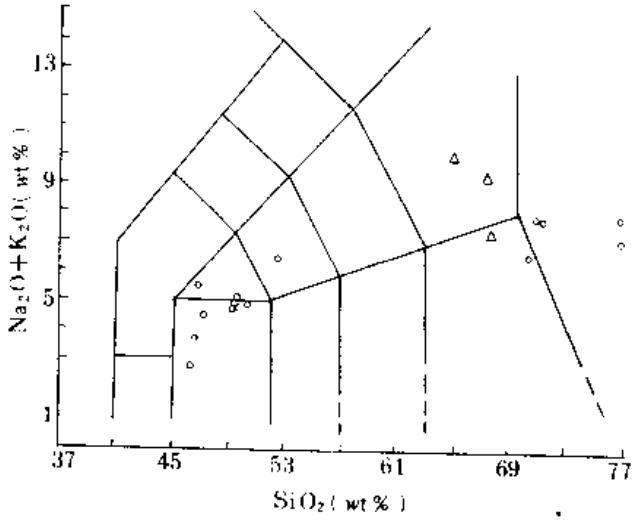


图 3-4　火山岩化学成分分类全碱-硅（TAS）图

（据 Le Bas 等，1986）

o 为熔岩类；△ 为碎屑岩类

1　熔岩类

（1）玄武岩：浅灰绿—灰绿色，变余辉绿结构，粗玄结构，局部地段见嵌晶含长结构，变余 流动构造，块状 构造。岩石由基性斜长石（45 %～50 %）、辉石（40 %）、帘石（10 %）及少量钛铁矿、磁铁矿、榍石组成。基性斜长石呈半自形板条状，并呈格架状分布。辉石呈半自形—他形粒状，分布于斜长石空隙中。

（2）英安岩：灰绿色，斑状结构，块状构造，斑晶由斜长石（2 %），钾长石（3 %）及少量石英组成，粒度在 0.5～2.5 mm，其中斜长石呈半自形粒 状，*An* 为 29 左右；钾长石半自形粒状，具格子状双晶。基质中主要为斜长石（50 %），其次为钾长石（25 %），石英（20 %）及少量榍石和不透明矿物。

（3）流纹英安岩：浅灰绿色，斑状结构，强烈片理化。斑晶成分主要为石英（4 %）、钾长石（5 %）、黑云母（1 %），并有少量斜长石。基质部分：斜长石（35 %），呈长条板状，聚片双晶发育，具绢云母化；钾长石（15 %），半自形晶；石英（25 %），它形粒状分布于长石间隙中，因片理化而形成的绢云母（15 %）定向分布于岩石中。

（4）变质粗面岩：灰色、变余斑状结构，基质具变余粗面结构、变余流动构造。斑晶由钾长石（1 %）、钠长石（1 %）组成。钾长石呈半自形粒状晶体，具极细的格子状双晶，有条纹状构造，略具重结晶现象；钠长石呈自形粒状，具聚片双晶，微具重结晶现象。基质中矿物有钠长石（35 %），钾长石（55 %～60 %），黑云母（2 %），石英（1 %）及少量杏仁体。

（5）流纹岩：浅灰褐色—灰褐色，变余斑状结构，基质具变余微粒结构，变余流动构造。斑晶由钾长石（10 %～15%），石英（1 %）及少量斜长石及黑云母组成。钾长石呈自形晶，具格子状双晶；石英呈它形粒状，黑云母已绿泥石化。基质含量约占全岩 80 %～85 %，由钾长石、斜长石、石英、黑云母及少量绢云母，金属矿物、磷灰石、锆石组成。

2　火山碎屑岩类

该蛇绿岩带中，火山碎屑岩以凝灰岩及角砾凝灰岩为主，另见少量凝灰熔岩及沉凝灰岩。

凝灰岩：岩石呈浅灰—灰绿色，变余玻屑结构，块状构造。玻屑（40 %～45 %），已被钠长石、石英、钾长石等矿物代替，但仍保留有其特殊的外形。晶屑由更长石（1 %），石英（1 %）及少量钾长石和暗色矿物组成。更长石呈晶屑状，发育聚片双晶，重结晶现象强烈，局部被绢云母、高岭土交代。暗色矿物仅保留假象，其本身已被绿泥石取代。石英呈晶屑状，重结晶现

象显著，边缘亦不清楚，波状消光现象普遍。岩石中有少量刚性岩屑，成分为千枚岩、火山岩。胶结物为火山灰物质，已重结晶。

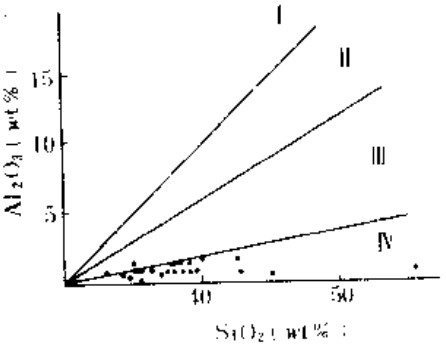


图 3-5 Al_2O_3 与 SiO_2 变异图

Ⅰ. 高铝质区；Ⅱ. 铝质区；
Ⅲ. 低铝质区；Ⅳ. 贫铝质区

三 蛇绿岩带的地球化学特征

阿尔金构造带安南坝—红柳沟蛇绿岩带的岩石化学和地球化学资料积累不多，据仅有的资料，我们对超基性岩，辉长岩和喷出岩分别进行讨论。

（一）超基性岩

根据该蛇绿岩带中超基性岩岩石化学分析数据（表 3-2），可以看出如下规律：

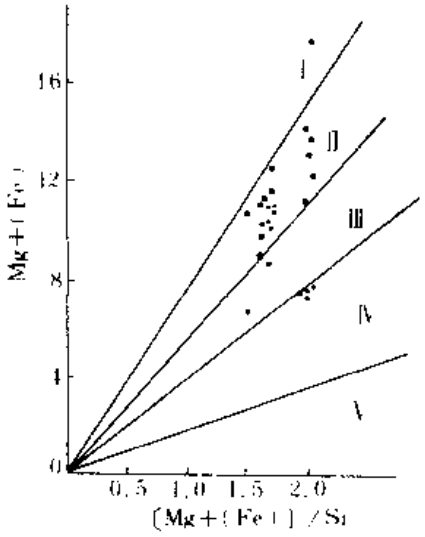


图 3-6 Mg/(Fe)对〔Mg＋(Fe)〕/Si 变异图

Ⅰ. 超镁质区；Ⅱ. 镁质区；Ⅲ. 镁铁质区；Ⅳ. 铁镁质区；Ⅴ. 铁质区

（1）大多数样品中 CaO 含量低，说明单斜辉石分子含量低，为方辉橄榄岩。二辉橄榄岩所占比例较小，其 CaO 含量相对较高。岩石中 H_2O 含量（反映在 n. n. n. 含量的高低）高，说明岩石蚀变较强，存在较普遍的蛇纹石化现象。这与野外及镜下的观察结果一致。

（2）超基性岩类为低铝型—贫铝型的超基性岩，其中以贫铝型占绝大多数。投影点主要落在 Al_2O_3 与 SiO_2 变异图（图 3-5）的左下角，并集中于Ⅳ区。由图中还可以看出，该带超基性岩 SiO_2 大多小于 40 %，Al_2O_3 含量一般不大于 2 %。

（3）在 Mg/(Fe)对〔Mg＋(Fe)〕/Si 变异图中，绝大多数样品投影点位于Ⅰ区，说明该带超基性岩以镁质超基性岩为主，超镁质、镁铁质及铁镁质超基性岩极少（图 3-6）。

安南坝石棉矿蛇纹岩稀土元素分析结果（表 3-3）表明，蛇纹岩稀土总量很低（约 4.295×10^{-6}），但显然要比典型蛇绿岩中变质橄榄岩的稀土元素平均总含量 $0.296\ 5\times10^{-6}$ 高，稀土总量的差异可能反映了残余地幔中熔融程度的差异。与典型蛇绿岩中变质橄榄岩不同的是，本区蛇纹岩中 δEu 为 0.92，铕有微弱的亏损现象，而且典型的蛇绿岩带变质橄榄岩通常存在微弱的 Eu 正异常。从稀土参数 $(Ce/Yb)_N$ 为 1.004 和 $(La/Yb)_N$ 为 1.17 可看出，岩石中轻重稀土没有明显的分异现象，在稀土配分图中（图 3-7）为一平直的曲线。

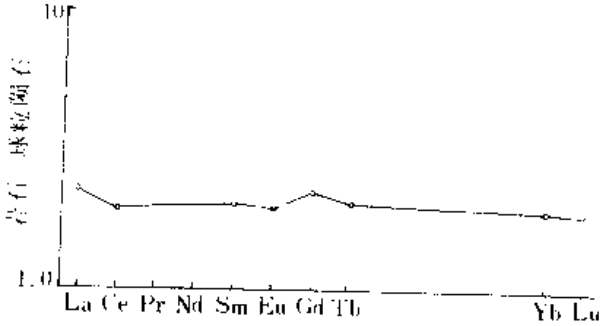


图 3-7 安南坝蛇纹岩稀土配分曲线

（二）辉长岩

该蛇绿岩带中辉长岩 SiO_2 含量变化不大，在 49 %～55 % 之间；(FeO)/〔MgO＋(FeO)〕

表 3-2　阿尔金山安南坝—红柳沟蛇绿岩带基性、超基性岩化学成分(w_i%)

序号	岩性	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	MnO	NiO	CoO	CaO	K_2O	Na_2O	CO_2	SO_3	P_2O_5	n. n. n.	总量
1	纯橄岩	35.34		0.89	0.39	3.09	3.76	44.52	0.116	0.27	0.01	0.13		0.10	0.60	0.03	0.01	10.10	99.256
2	纯橄岩	34.55		0.68	0.59	2.78	3.52	43.48	0.102	0.31	0.009	0.20		0.10	0.65	0.02	0.01	12.25	99.251
3	纯橄岩	32.95		0.86	0.56	3.08	3.86	40.84	0.11	0.26	0.009	0.20		0.20	0.72	0.02	0.015	16.70	100.384
4	纯橄岩	36.96	0.05	0.39	0.45	2.31	4.28	46.04	0.11	0.29	0.015	0.20	0.02	0.08		0.138		8.79	100.123
5	纯橄岩	35.09	0.05	0.18	0.35	3.64	2.05	43.26	0.089	0.35	0.013	0.06	0.02	0.03	1.05		0.048	13.28	99.56
6	方辉橄榄岩	39.30	0.01	0.76	0.33	2.82	3.51	40.70	0.11	0.31	0.012	0.71	0.03	0.02			0.01	11.71	100.340
7	二辉橄榄岩	38.28	0.01	1.42	0.37	5.31	1.57	38.56	0.09	0.29	0.015	1.32	0.02	0.08	0.70		0.01	12.70	100.745
8	方辉橄榄岩	40.14	0.01	1.42	0.29	3.22	4.04	38.51	0.12	0.28	0.01	1.85	0.07	0.08			0.066	9.09	99.196
9	纯橄岩	34.31	0.05	0.33	0.67	6.02	4.27	39.94	0.13	0.27	0.015	0.30	0.01	0.03		0.238		13.60	100.138
10	纯橄岩	34.37		0.86	0.80	5.56	4.74	41.13	0.142	0.15	0.12	0.20		0.05	0.90	0.02	0.032	11.52	100.486
11	纯橄岩	35.15	0.10	1.50	0.88	4.16	5.56	41.07	0.11	0.27	0.015	0.55	0.06	0.06		0.23		10.23	99.945
12	二辉橄榄岩	34.75	0.005	0.26	0.53	4.54	1.52	36.17		0.20		4.83	0.05	0.06	4.37		0.111	12.88	100.276
13	二辉橄榄岩	39.14	0.04	1.31	0.20	5.28	4.34	33.99	0.102	0.11	0.014	2.93	0.05	0.06	0.78		0.07	11.37	99.786
14	含辉纯橄岩	34.49	0.01	0.11	0.38	3.07	1.52	43.56	0.06	0.42	0.015	0.06	0.03	0.02	0.79		0.01	15.69	100.235
15	方辉橄榄岩	37.34	0.015	0.87	0.32	4.02	2.01	39.53	0.08	0.29	0.011	0.45	0.05	0.08	1.32		0.108	14.01	100.504
16	方辉橄榄岩	37.68	0.01	0.87	0.40	4.09	2.64	39.29	0.06	0.27	0.012	0.05	0.02	0.02	3.04		0.01	10.93	99.392
17	方辉橄榄岩	38.87	0.02	1.01	0.35	3.73	2.53	38.22	0.08	0.30	0.011	1.10	0.03	0.04	0.9		0.01	12.77	100.061
18	方辉橄榄岩	42.87	0.02	0.71	0.32	2.94	3.82	38.70	0.08	0.29	0.012	0.03	0.02	0.02	0.12		0.01	10.03	99.992
19	蛇纹岩	37.97	0.06	1.22	0.36	3.41	3.42	39.42	0.12	0.29	0.01	0.96				0.08	0.03	12.54	99.38
20	蛇纹岩	39.27	0.03	0.67	0.38	5.10	2.15	38.96	0.05	0.28	0.01	0.33	0.03	0.10		0.15		12.03	100.05
21	蛇纹岩	55.46		0.83		1.41	5.58	33.03	0.15			0.71	0.10	0.36		0.03	0.03	2.02	99.89
22	辉石岩	42.45		1.82		4.14	3.18	35.20	0.06			1.07	0.10	0.22		0.07		11.08	99.39
23	蛇纹岩	35.78	0.03	1.10	0.39	4.56	2.57	38.35	0.08	0.32	0.02	1.68		0.04		0.08	0.04	14.94	99.98
24	蛇纹岩	39.43	0.04	0.99	0.50	4.56	3.62	38.16	0.04	0.34	0.015	0.21		0.03		0.06		12.22	100.215
25	辉长岩	50.20	2.7	11.33		10.42	8.40	1.91	0.25			6.54	2.16	2.16		0.08	1.14	1.62	98.91
26	辉长岩	49.24	2.03	19.88		1.69	4.75	4.79	0.10			9.20	1.46	3.96		0.11	0.09	2.95	100.25
27	辉长岩	49.2	1.83	12.87		4.62	9.58	5.54	0.50			5.56	0.32	4.03		0.10	0.17	3.73	97.85
28	辉长岩	52.7	1.02	15.59		2.15	7.23	6.73	0.17			5.40	0.57	5.60		0.09	0.09	2.44	99.18
29	辉长岩	49.74	0.52	13.98		4.28	2.65	5.19	0.14			8.71	0.63	6.36		0.69	0.16	7.14	99.58
30	辉长岩	55.12	1.17	13.79		6.49	7.80	4.48	0.028			1.22	2.20	3.20	1.34		0.40	2.91	100.15
31	蛇纹岩	45.57	0.17	0.62		5.42	2.54	30.65	0.044			1.19	0.15	0.70	3.07		0.006	10.23	100.36

*1～24 引自李惠龄等(1985)；25～29 引自巴什考供幅 1:20 万区调报告；30～31 由本文提供国家地震局地质研究所分析(1993)。

(重量 %)比值介于 0.57～0.9 之间,反映在 SiO_2 和(FeO)/〔MgO+(FeO)〕的相关图上,样品点较分散,但大多位于镁铁堆积岩区及其附近(图 3-8)。

表 3-3 安南坝石棉矿蛇纹岩稀土元素丰度($\times 10^{-6}$)

样号	岩性	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Gd	$(Ce/Yb)_N$	$(La/Yb)_N$	δEu
AR-127	蛇纹岩	0.776	1.79	0.403	0.144	0.103	0.431	0.0653	0.583	1.004	1.17	0.92

* 由中科院高能物理研究所中子活化法分析(1993)。

由(表 3-2)中可以看出,辉长岩 Al_2O_3(11.33～19.88),CaO(1.22～9.20),MgO(1.91～6.73),其含量变化范围较大。在 Al_2O_3-CaO-MgO 三角图中,投影点位于镁铁堆积岩区及其附近(图 3-9)。

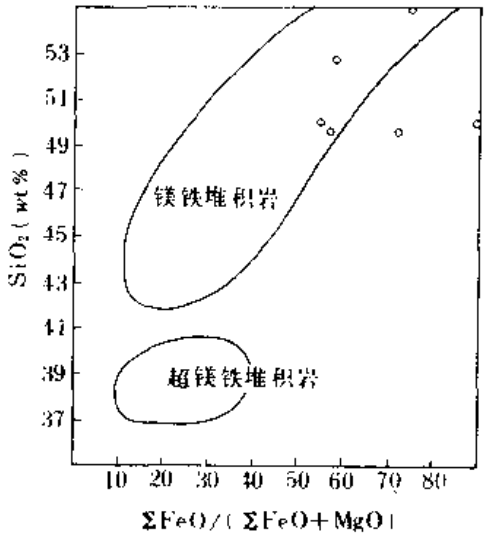


图 3-8 蛇绿岩堆积岩中 SiO_2 和(FeO)/〔(FeO)+MgO〕变异图
(据 Coleman, 1977)

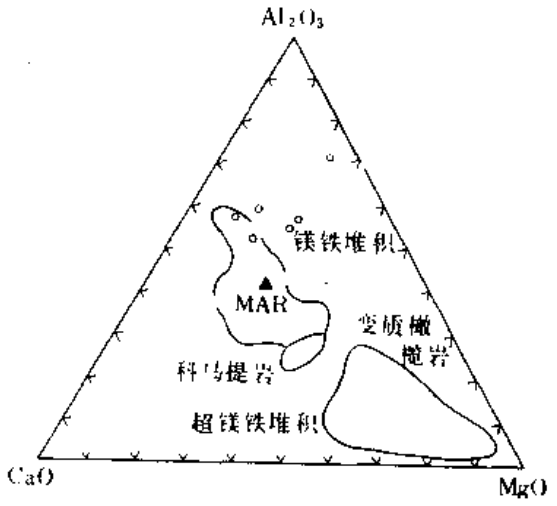


图 3-9 堆积岩的 MgO-CaO-Al_2O_3 三角图解
(据 Coleman,1977)
MAR 为洋中脊玄武岩平均成分

稀土元素分析结果表明(表 3-4),辉长岩存在明显的轻重稀土分异,$(La/Yb)_N$ 为 3.95,$(Ce/Yb)_N$ 为 3.22,属轻稀土弱富集型;δEu 为 0.34,有明显的铕亏损。

表 3-4 拉配泉辉长岩稀土元素分析结果($\times 10^{-6}$)

样 号	岩 性	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Yb	Lu	$(La/Yb)_N$	$(Ce/Yb)_N$	δEu
AR-93	辉长岩	36.6	79.8	41.8	9.33	2.24	11.0	1.72	5.99	0.833	3.95	3.22	0.34

* 由中科院高能物理研究所中子活化法分析(1993)

辉长岩稀土配分曲线为一右倾负斜率轻稀土富集型(图 3-10),但是负斜率不大,轻稀土富集度不高,曲线相对较为平缓,Eu 处有一明显的低谷,反映了较强的铕亏损。

(三) 火山岩

安南坝—红柳沟蛇绿岩带火山岩岩石化学分析结果列于表 3-5 中。根据 SiO_2-(K_2O+Na_2O)相关图解(图 3-11)可以看出,火山岩投影点集中两个区域,即基性端元和酸性端元,在 SiO_2 含量频率图上也可清楚地看到,该带火山岩 SiO_2 含量集中分布于 45 %～50 %和 70 %

表 3-5　阿尔金构造带安南坝—红柳沟蛇绿岩带火山岩岩石化学成分(w_i%)

顺序号	岩石名称	产地	化学成分														总量
			SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	MnO	TiO_2	P_2O_5	H_2O^+	CO_2	S_2O_3	
1	玄武岩	拉配泉东	46.22	16.77	2.01	7.35	9.32	10.66	2.39	0.52	0.14	0.94	0.14	3.46	0.18	0.14	100.24
2	蚀变玄武岩	拉配泉西	49.08	16.26	2.12	7.25	4.74	7.25	4.70	0.20	0.13	1.29	0.32	3.94	2.93	0.05	100.26
3	蚀变玄武岩	拉配泉西	47.10	16.28	2.88	7.25	8.12	7.79	3.29	1.45	0.18	1.25	0.29	3.68	0.30	0.02	99.88
4	片理化蚀变玄武岩	拉配泉西	46.58	16.34	2.10	7.98	7.34	9.69	2.90	0.93	0.22	1.56	0.18	3.24	0.81	0.01	99.9
5	变质蚀变玄武岩	拉配泉西	49.58	15.77	2.22	6.08	7.42	9.79	2.90	2.05	0.14	0.99	0.18	2.18	0.61	0.04	99.95
6	粗面玄武岩		46.36	15.77	1.52	8.48	7.72	5.09	3.92	1.75	0.25	1.55	0.32	4.80	1.92	0.03	99.48
7	杆栏粗安岩		52.32	14.36	2.18	7.25	6.27	5.81	6.04	0.49	0.19	1.44	0.20	2.66	0.82	0.01	99.98
8	流纹岩	拉配泉东	72.63	12.43	0.53	2.65	1.30	0.41	2.30	5.53	0.01	0.24	0.07	1.40	/	0.01	99.51
9	流纹岩	拉配泉齐勒萨依	77.01	11.94	0.40	1.43	0.30	1.04	4.69	2.16	0.03	0.13	0.05	0.94	0.33	0.01	100.66
10	千枚状流纹岩	阿尔金山南坡	71.67	12.97	0.18	3.45	0.55	1.39	4.58	3.19	0.05	0.34	0.12	1.42	0.69	0.01	100.61
11	变质碱长流纹岩	拉配泉西	71.40	14.38	1.51	1.65	0.74	0.60	6.80	0.90	0.05	0.25	0.07	1.22	/	0.04	99.61
12	碱长流纹岩	拉配泉东	76.91	11.78	1.23	1.20	0.29	0.12	4.00	3.91	0.02	0.07	0.04	0.72	/	0.01	100.3
13	英安岩		70.52	13.81	0.39	2.30	0.39	2.18	4.00	2.59	0.05	0.35	0.09	1.24	1.46	0.01	99.38
14	沉火山角砾岩		49.41	16.77	2.33	6.55	4.26	8.61	3.88	1.41	0.14	2.34	0.41	2.84	0.70	0.02	99.67
15	变质中酸性岩屑玻屑火山灰凝灰岩	拉配泉西	67.28	13.24	0.15	5.98	1.90	0.81	4.29	2.89	0.09	0.60	0.23	2.2	/	0.01	99.67
16	玄武岩	拉配泉	49.98	12.99	2.43	10.11	6.35	4.59	3.55	0.42	0.079	2.37	0.21	2.66	3.87		99.61
17	晶屑凝灰岩	*	66.93	16.64	0.13	2.24	1.38	1.75	5.30	4.05	0.033	0.37	0.033	1.14	0.24		100.24
18	角砾凝灰岩	*	64.41	17.51	1.08	1.55	1.98	1.38	5.90	4.05	0.094	0.37	0.040	1.57	0.44		100.37

* 1～15 引自俄博梁幅 1:20 万区调报告;16～18 由本文提供,国家地震及地质研究所分析(1993)。

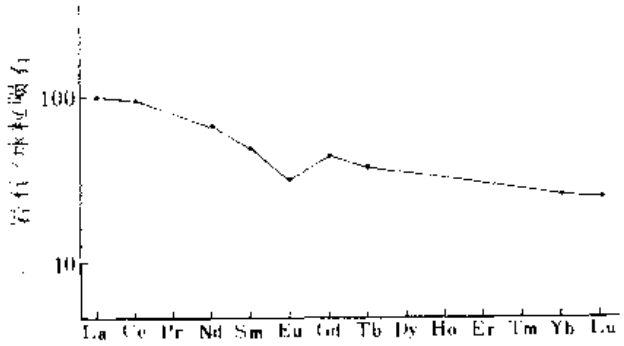


图 3-10　拉配泉辉长岩稀土元素配分曲线

～75 %两个区段，缺乏中性岩(图 3-12)。在 SiO_2-(K_2O+Na_2O)图解中，基性火山岩大多位于亚碱性区，仅个别火山碎屑岩位于碱性区；AFM 图中(图 3-13)可以看到，二个亚碱性玄武岩样品反映出一定的拉斑玄武岩系列特点。为了进一步明确区分拉斑与钙碱系列，我们采用了 SiO_2-FeO^*/MgO 图解(图 3-14)。显然，本区亚碱性火山岩以拉斑系列火山岩为主，而钙碱系列所占比例较低。

据硅-碱组合指数图可以看出(图 3-15)，研究区内火山岩 Rittmann 组合指数 δ 变化范围较大。Rittmann(1960)指出，一个火山岩系列(组合)δ 几乎为一常数。应当指出，这种火山岩系列常常是低压下由分离结晶作用引起的岩浆演化趋势。从图中可以看出，安南坝—红柳沟蛇绿岩带中火山岩基性组合的 δ 值在 1.8～7 之间变化；而酸性岩组合 δ 值变化在 1～4 之间。基性岩组合和酸性岩组合它们各自显示出连续的演化趋势，它们应来自不同的岩浆源，具有各自独立的分异演化趋势。

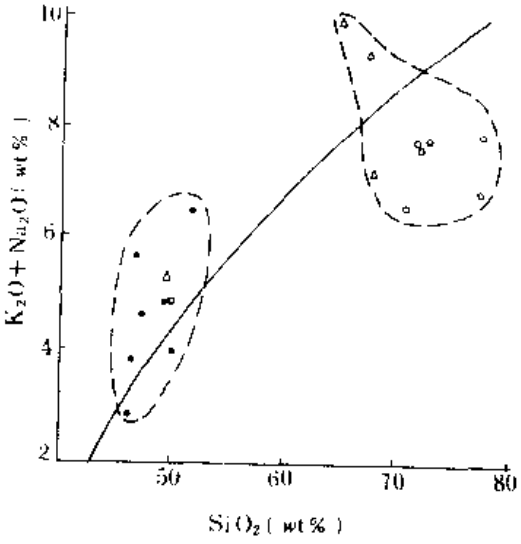


图 3-11　安南坝—红柳沟
蛇绿岩带火山岩硅-碱图解

从化学成分分析结果中，我们还可以看出如下规律：

(1) 基性岩组合 SiO_2 含量低，平均为 48.51 %；Al_2O_3 含量较高，在 13 %～17 %之间变化，平均为 15.70 %；FeO(6 %～10 %)、MgO(4 %～9.5 %)、CaO(5 %～11 %)含量高，而 Fe_2O_3(1.5 %～2.5 %)含量相对较低；K_2O+Na_2O 在 3 %～6.5 %之间变化，且 $Na_2O>K_2O$，K_2O/Na_2O 最大 0.71，最小 0.04，平均为 0.30。

(2) 酸性岩组合 SiO_2 含量高，平均为 70.97 %；Al_2O_3 含量在 12 %～17.5 %之间变化，平均为 13.86 %，低于基性岩组合的 Al_2O_3 平均含量。CaO(0.4 %～1.7 %)，MgO(0.3 %～1.9 %)，ΣFe 含量低，而(K_2O+Na_2O)平均为 7.90 %，且 $Na_2O>K_2O$。

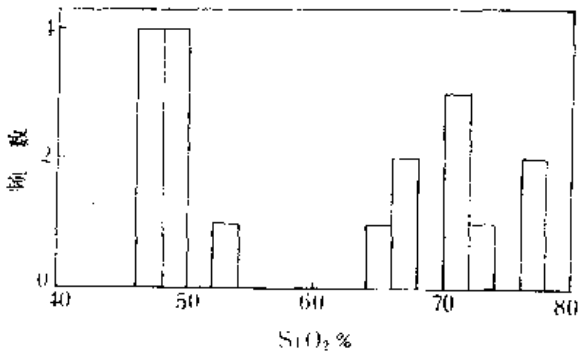


图 3-12　安南坝—红柳沟 SiO_2%含量频率图

根据安南坝晶屑凝灰岩和角砾凝灰岩的微量元素分析结果(表 3-6)，作出不相容元素球粒陨石标准化配分型式(图 3-16)。从图中可以看出：

(1) 岩石中 Rb、Ba、Th、K、Ce、La 高度富集，呈"隆起"状；Hf、Zr、Sm 以及 Tb 呈中

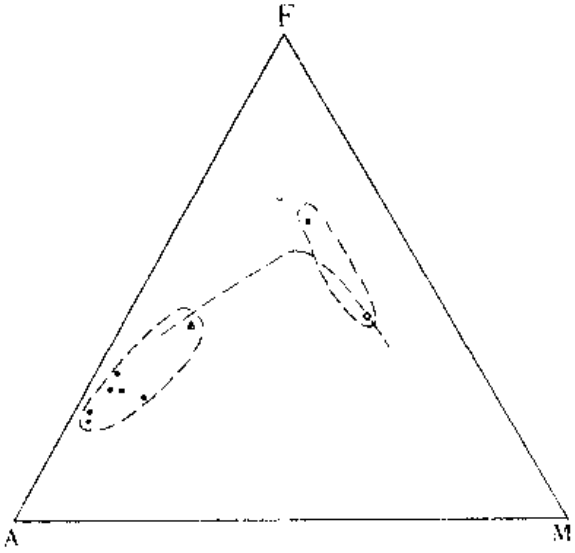


图 3-13 安南坝—红柳沟
蛇绿岩带火山岩 AFM 图解

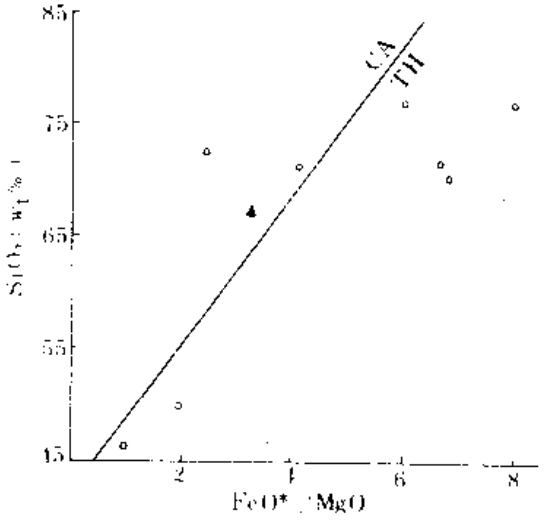


图 3-14 安南坝-红柳沟
SiO_2-FeO*/MgO 图解

等富集状态，使整个曲线呈明显的三隆起状态。

(2) 曲线中出现三个低谷，表现为 P、Ti、Yb 的强亏损和 Sr 元素的中强亏损。

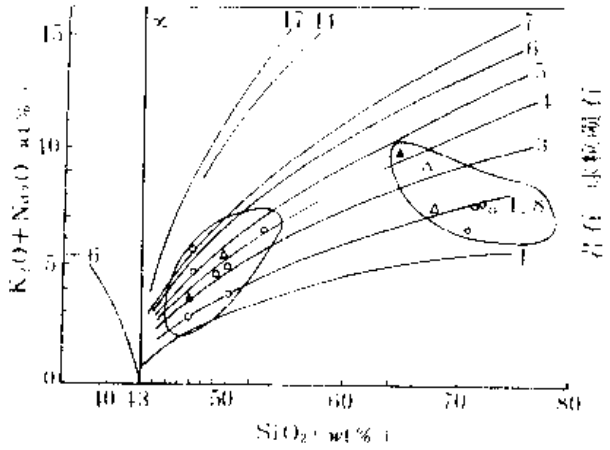


图 3-15 火山岩硅-碱关系及组合指数图解
(据 Rittmann，1957)

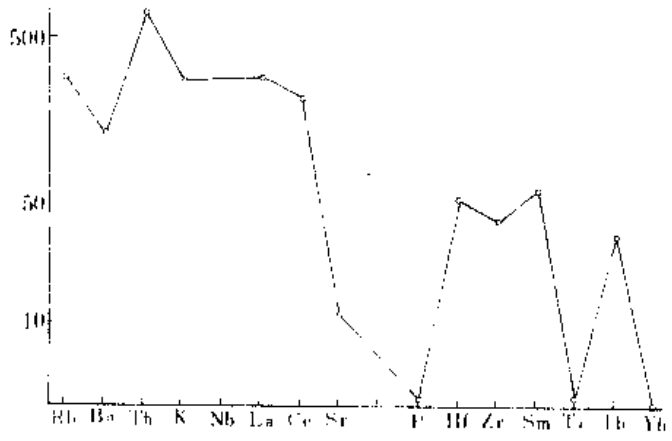


图 3-16 安南坝火山岩不相容
元素球粒陨石标准化分配型式

表 3-6 安南坝火山岩微量元素分析结果($\times 10^{-6}$)

岩 性	Rb	Ba	Th	U	K	Ta	La	Ce	Sr	Nd	P	Hf	Zr	Sm	Ti	Tb	Yb
晶屑凝灰岩	106	988	28.3	6.86	33606	2.68	95.7	189.6	85.4	74.95	144	10.6	251	13.3	2218	1.77	6.66
角砾凝灰岩	107	869	28.8	6.23	33606	3.02	101	188	179	71.8	175	10.8	287	11.4	2218	1.62	6.02
球粒陨石*	0.35	6.9	0.042	/	120	/	0.328	0.865	11.8	/	46	0.2	6.84	0.203	620	0.052	2.0

* Thompson (1982)；由中科院高能所中子活化分析(1993)

火山岩稀土元素分析结果(表 3-7)表明，玄武岩属轻稀土轻度富[illegible]型，$(La/Yb)_N$ 为 2.70，$(Ce/Yb)_N$ 为 2.29；铕轻度亏损(δEu 为 0.81)。而晶屑凝灰岩和角砾凝灰岩则属于轻稀土强

表 3-7　安南坝—红柳沟蛇绿岩带火山岩稀土元素丰度($\times 10^{-6}$)

样号	岩　性	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Yb	Lu	$(La/Yb)_N$	$(Ce/Yb)_N$	δEu
AR-86	玄武岩	24.2	54.8	32.3	8.37	2.51	10.9	1.55	5.79	0.793	2.70	2.29	0.81
AR-109	晶屑凝灰岩	95.7	189.6	74.95	13.3	2.65	12.4	1.77	6.66	1.04	9.30	6.88	0.61
AR-115	角砾凝灰岩	101	188	71.8	11.4	2.34	12.3	1.62	6.02	0.927	10.86	7.55	0.61

* 由中科院高能所中子活化法分析(1993)

烈富集型，铕亏损也较明显(δEu 为 0.61)。在球粒陨石标准化稀土元素配分型式图上(图 3-17)，可以看到，玄武岩配分曲线较为平缓，负斜率不大，Eu 处形成一个不太明显的凹陷。而凝灰岩则为右倾负斜率轻稀土富集型，轻稀土部分曲线陡，负斜率大；而重稀土部分相对较平缓，负斜率小；Eu 处形成一个明显的凹陷，反映了较强的负铕异常。

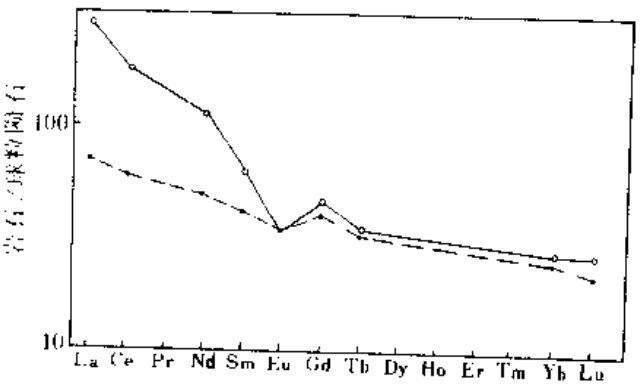


图 3-17　安南坝—红柳沟蛇绿岩带火山岩稀土配分型式
· 玄武岩；· 凝灰岩

四 蛇绿岩带形成的构造背景

(一) 岩石系列与组合

不同的构造环境出现的岩石组合往往是不相同的。前面的论述表明，安南坝—红柳沟蛇绿岩带火山岩以拉斑系列和碱性玄武岩系列火山岩为主体，另有少量钙碱系列火山岩。

研究表明，沿裂谷和洋脊，火山岩类型具有双侧分布特点(如东非裂谷)，裂谷的中脊区趋向于拉斑质岩石分布，而两侧则趋向于碱质岩石分布，伴随裂谷中脊的高应力释放，将产生较强的火山活动，生成拉斑质岩浆；而两侧的低应力释放，产生较弱的火山活动，生成碱质岩浆。

洋中脊属典型的扩张板块边界，它以产出拉斑玄武岩和缺乏安山岩为特征。洋中脊缺乏安山岩的原因可归结如下：

(1) 没有俯冲作用发生，因此也没有水份带入上地幔；

(2) 由于地壳较薄，沿中脊的一些扩张裂隙，不能阻止水分的散失，因而水压很低，不足以产生安山质岩浆，洋脊岩石中 Fe^{3+}/Fe^{2+} 低的原因可能正在于此，即低水压造成低氧逸度。

岛弧火山作用的初期阶段，以拉斑玄武岩为特征，进而以钙碱质火山岩为特征。这种变化规律可能与板块运动速率的增加或围绕岛弧的地壳增厚有关。

大陆边缘火山弧(如 Andes)常具有大陆型地壳，与成熟岛弧的大陆型地壳类似或更厚。从这个角度而言，它们可以近似地看作成熟的岛弧或代表比成熟岛弧更高的演化阶段。

Miyashiro(1976)的研究结果表明，无论那种类型的蛇绿岩带，它们通常都可能包含有来自二种或多种不同构造单元的岩石，从而形成蛇绿混杂岩带。蛇绿岩强烈的构造解体在世界许多典型蛇绿岩带中都是常见的(R. G. Coleman, 1984)，变质橄榄岩，辉长岩和枕状熔岩均可以构造块体的形式出现在混杂岩带中。

野外及室内的研究工作表明，安南坝—红柳沟蛇绿岩带内的超基性岩可能没有根，它们不

是以“通道管”与地幔相连接的，而是构造搬运使蛇绿岩侵位的。而带内的海相火山岩不具有某种单一构造背景下产出的火山岩的系列与组合特征（见下面详述），而是反映出一种与碰撞造山带有关的复杂的多类型岩石组合特征。

（二）超镁铁岩类型及其构造意义

世界典型蛇绿岩中的变质橄榄岩主要有两种岩石类型（Coleman，1976），即方辉橄榄岩和纯橄榄岩。在几乎所有的典型蛇绿岩中，方辉橄榄岩是主要的岩石类型，在某些实例中，纯橄榄岩可以是主要的。安南坝—红柳沟蛇绿岩带中的超镁铁岩具有高镁、贫钙的特点，CaO 通常在 1 %以下，低钙特点反映了岩石中单斜辉石含量低，岩石以方辉橄榄岩和纯橄岩为主，与裂谷和拗拉槽超镁铁岩组合有明显区别。后者常出现较多的二辉橄榄岩，CaO 含量通常较高。

（三）岩石化学证据

1　log τ-log δ 图解

从图中可以看出（图 3-18），安南坝—红柳沟蛇绿岩带中火山岩类型较为复杂，中酸性火山岩主要位于 B 区，日本岛弧火山岩的右侧，反映了一种造山带（弧火山岩）的特征；而玄武岩类则反映一种复成因，多来源的复杂组合特征，投影区跨越 A. B. C 三个区，位于三个区域的交叉位置上，表明碱性玄武岩，拉斑玄武岩可能来自不同的构造背景。

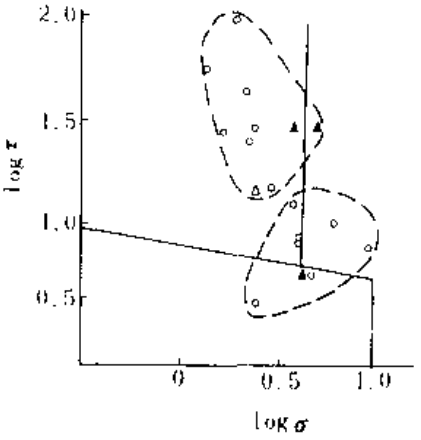


图 3-18　火山岩 log τ-log δ 关系图
（据 Rittmann，1973）

2　TiO_2-MnO×10-P_2O_5×10 图解

从图 3-19 中可以看出，安南坝—红柳沟蛇绿岩混杂岩带中存在洋岛（海山）拉斑玄武岩，它在 log τ-log δ 图上位于 A 区（稳定区），代表生成于洋壳的板内玄武岩类型；而其它投影点则位于洋脊（MORB）和岛弧（IAT）过渡区，反映了一种较为复杂的构造背景，与安南坝—红柳沟蛇绿混杂岩带的地质模型相吻合。

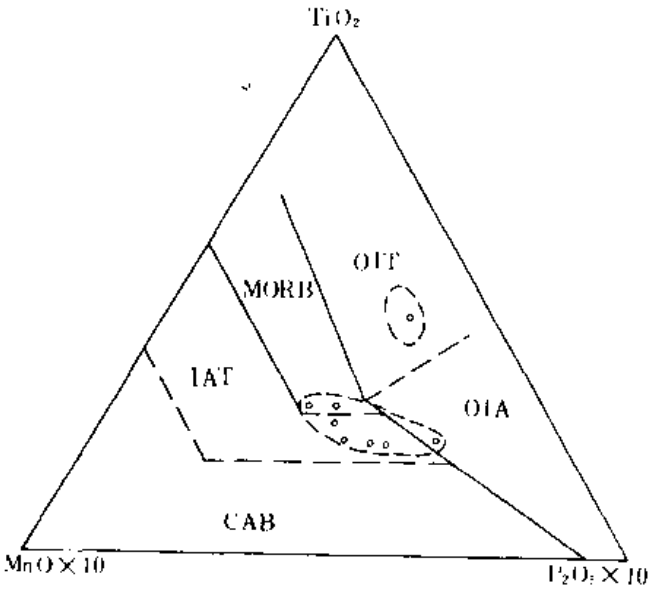


图 3-19　安南坝—红柳沟蛇绿岩带玄武岩类 TiO_2-MnO×10-P_2O_5×10 图解
（据 Ellen D. Mullen，1983）

（四）微量元素证据

根据微量元素分析结果（表 3-8），作出拉配泉玄武岩微量元素 MORB 标准化型式（该样品在 log τ-log δ 图解上位于 A 区，在 TiO_2-MnO×10-P_2O_5×10 图解上位于 OIT 区），从图中可以看出（图 3-20），曲线呈隆起型，除 Cr、Sc 外，其它元素均呈富集状态。Pearce 指出，拉斑玄武质的 WPB 呈隆起型，以除 Y、Yb、Sc 和 Cr 以外所有元素都富集为特征，富集程度是由 Ti 至 Th 和由 Sr 至 Ba 逐渐增加；另外，碱性 MORB 也呈隆起型，不过这种隆起型中 Ti 加上 Y、Yb、Sc 和 Cr 并不富集，Zr、Hf 和 Sm 只略显富集。Ba、Th、Ta 和 Nb 强烈富集，Sr、K、Rb、Ce 和 P 中等富集。这种型式在 Nb 和 Zr 之间这一段比拉斑玄武质 WPB 更陡

峭。综合分析可以看出，拉配泉玄武岩的微量元素特征可能更类似于板内玄武岩的特征，结合 log τ-log δ 和 TiO_2-MnO×10-P_2O_5×10 图解的判别结果，推测其应为产于大洋板块内部的洋岛(海山)玄武岩类。

表 3-8　拉配泉玄武岩微量元素分析结果

岩 性	Sr	K_2O%	Rb	Ba	Th	Ta	Nb	Ce	P_2O_5%	Zr	Hf	Sm	TiO_2%	Y	Yb	Sc	Cr
玄武岩	97.9	0.42	25.4	113	5.65	0.953	/	54.8	0.21	103	6.21	8.37	2.37	/	5.79	37.2	21.1
MORB*	120	0.15	2	20	0.2	0.18	3.5	10.0	0.12	90	2.4	3.3	1.5	30	3.4	40	250

* 据 Pearce(1984)；由中科院高能所中子活化法分析(1993)，表中除注明外均为$\times 10^{-6}$

五　茫崖古生代蛇绿岩地质特征

出露于阿尔金山中部茫崖一带的浅变质中基性火山岩，碎屑岩及碳酸盐地层呈北东东方向展布，向西延伸进入新疆境内，向东延伸不远被柴达木沙漠覆盖。火山岩由两条北东东向断裂带所限定，与北部元古代地层和南部柴南缘奥陶系地层均为断层接触。该套火山岩由于地跨青新两省，位于两个交界部位，研究程度很低，资料积累很少。该套火山岩为一套浅变质绿岩相千枚岩、片岩及其海相火山岩，与柴北缘奥陶系滩涧山群火山岩岩性组合十分类似，它们与零星出露的超镁铁、镁铁质岩石共同构成茫崖蛇绿岩带。超镁铁岩蚀变强烈，大多为蛇纹岩，并产有丰富的石棉矿产，茫崖石棉矿是我国西部重要的石棉矿之一。从已有的资料推断，茫崖蛇绿岩带可能是柴北缘蛇绿岩带的西移部分。

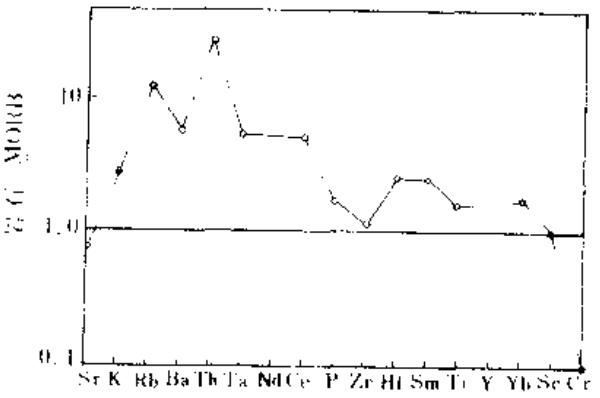


图 3-20　安南坝—红柳沟蛇绿岩带玄武岩微量元素 MORB 标准化分配型式

第三节　索尔库里元古代变质火山岩及其构造背景

一　地质概况

索尔库里南山及索尔库里北山一带零星分布有元古代中—浅变质火山岩，据索尔库里幅 1:20 万区调资料，时代属元古代蓟县系。该套火山岩以碎屑岩为主，缺乏火山碎屑岩，火山岩系的出露厚度只有 3 539.4 m，其中火山岩仅 697 m，由下而上，大体上可粗略地划分出四个喷发韵律(表 3-9)。

剖面顶底为第三系覆盖，就上述出露部分来看，每一韵律的下部为正常碎屑岩或碳酸盐

岩。自下而上，碎屑岩减少，碳酸盐岩增多。每一韵律的上部为熔岩。下部以酸性熔岩为主，上部以中酸性熔岩居多。单个韵律的厚度自 50～1300 m 不等。爆发相火山碎屑岩较少出现，仅见喷溢相，熔岩呈夹层产于正常沉积岩中。沉积岩厚度与熔岩的厚度之比为 5:1。

表 3-9　索尔库里元古代蓟县系火山喷发韵律划分表

层　号	厚　度 (m)	主　要　岩　性	韵　律
4	43	大理岩夹绢云母化片理化英安岩	Ⅳ
5～10	141	灰岩、变质粉砂岩	
11	16	片理化变质安山岩、玄武岩	Ⅲ
12	50.2	灰　岩	
13	549.8	片理化英安岩，下部夹大理岩	Ⅱ
14～51	1791.4	大理岩、片岩、变质砂岩、石英岩	
52～53	31.2	片理化流纹岩	Ⅰ
54	27	粉砂岩、砂岩	

二　火山岩岩石学特征

索尔库里元古代变质火山岩岩石化学分析结果列于表 3-10 中。依据 Le Bas 等人(1986)

表 3-10　变质火山岩岩石化学成分(w_i%)

岩　性	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	P_2O_5	K_2O	Na_2O	H_2O+	CO_2	总量
流纹岩*	73.00	0.32	11.72	1.79	3.36	0.46	1.64	0.06	0.06	2.42	1.60	2.16	/	98.59
玄武岩	47.82	1.17	14.38	2.87	8.56	8.85	7.55	0.11	0.10	0.55	3.80	2.73	1.24	99.73
玄武岩	46.36	2.03	12.49	3.81	9.36	8.66	5.90	0.12	0.20	0.60	2.60	3.03	4.37	99.53

* 据 1:20 万索尔库里幅区调报告；其余由本文提供，由国家地震局地质研究所分析(1993)

全碱-硅(TAS)图(图 3-21)，三个分析样品分别为流纹岩和玄武岩类。野外地质观察和室内岩石薄片观察表明，索尔库里元古代变质火山岩主要岩石类型有：流纹岩、英安岩、安山岩及少量玄武岩类。其主要岩相学特征如下：

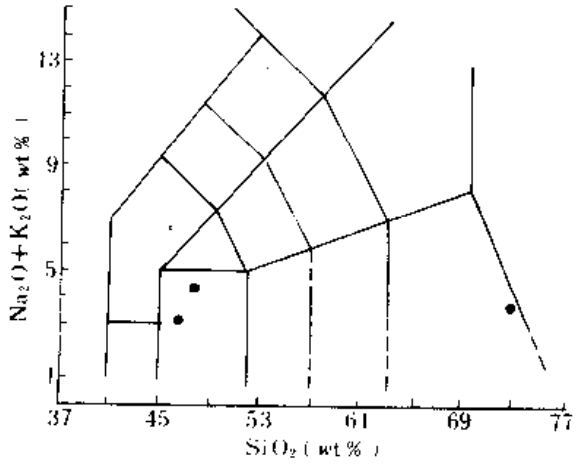


图 3-21　火山岩化学成分分类碱-硅(TAS)图解
(据 Le Bas 等，1986)

(一) 片理化流纹岩

岩石呈浅绿、浅褐灰色，具较明显的片理化现象，流纹构造。镜下具变余霏细结构，由于变质作用，岩石发生重结晶，但原岩的结构、构造尚可清楚地辩认。流纹构造由重结晶的粒度不同的矿物组成条带而显示出来。绢云母、绿泥石的细小鳞片呈条带状作定向排列，形成与流纹方向一致的片理构造。此外，岩石中偶尔见黄铁矿及氧化而成的褐铁矿。

(二) 流纹英安岩

岩石呈灰绿色，斑状结构、块状构造。基质

由微晶状斜长石(0.04×0.02～0.2×0.06 mm)、微粒石英(0.01～0.1 mm)和少量黑云母组成。斜长石斑晶呈自形板状,具聚片双晶和卡钠复合双晶,大小 0.63×0.2～2.5×0.75 mm,个别被少量绿帘石交代,有时呈聚斑状分布。斜长石为 28～30 号更-中长石。石英呈圆粒状,大小 0.2～0.4 mm,零星分布。

(三) 片理化蚀变英安岩

岩石为绿灰色并轻微片理化,镜下具变余斑状结构,基质具鳞片变晶结构。岩石受到强烈的热液蚀变和动力变质作用,几乎全部被绿泥石、碳酸盐交代。但原岩的基质、斑晶尚可辨认。基质已变为鳞片状的绿泥石(45 %)和碳酸盐微粒(30 %),尚见少量长石(5 %),石英残余。基质中见斜长石残余斑晶(15 %),大小 0.12×0.06～0.18×0.5 mm,大部分被绿泥石和碳酸盐交代。

(四) 变质安山岩

岩石呈黄褐色,具片理化现象。镜下具变余斑状结构、鳞片变晶结构。基质(63%)已全部蚀变为绿泥石、绢云母细小鳞片,定向平行排列,形成片理构造。并见少量石英(2 %)不均匀分布。斑晶为斜长石,见聚片双晶,大小 0.4×0.14～0.9×0.3 mm,已全部为绿泥石、绢云母所交代。

(五) 变质玄武岩

灰绿色,变余粗玄结构,局部见变余辉绿结构,块状构造。岩石主要由基性斜长石、辉石及绿帘石等组成。副矿物主要为磁铁矿、钛铁矿及榍石。

三　火山岩地球化学特征及其构造背景

利用上述三个火山岩岩石化学的分析结果,根据 SiO_2-(K_2O+Na_2O)相关图(图 3-22),流纹岩投影点位于亚碱性区,两个玄武岩样品分别位于碱性区和分界线靠亚碱性一侧。在 SiO_2-FeO^*/MgO 图上(图 3-23)属亚碱性的两个样品则分别位于拉斑系列和钙碱系列区内,说明本区元古代变质火山岩主要以拉斑系列,碱性系列玄武岩和钙碱系列中酸性岩为主。

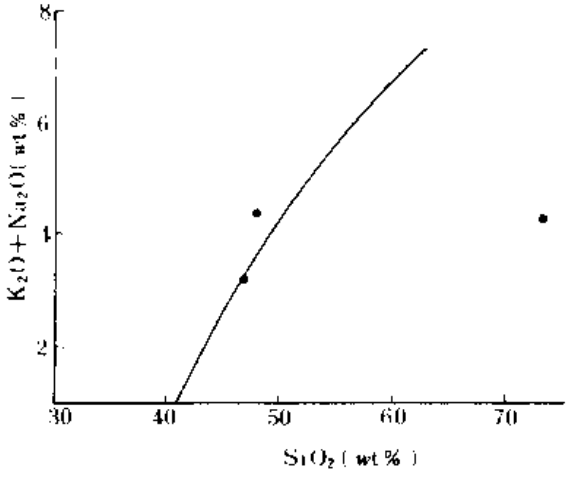


图 3-22　索尔库里元古代火山岩硅-碱图解

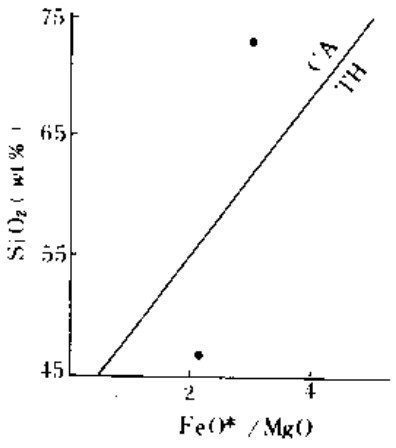


图 3-23　索尔库里元古代火山岩 SiO_2-FeO^*/MgO 图解

稀土元素分析结果表明（表 3-11），索尔库里元古代变质玄武岩的稀土元素属轻稀土弱富集型，铕无亏损或轻度亏损。在稀土配分图上（图 3-24）曲线较为平缓，向右倾斜，但斜率不大，轻稀土富集不明显。

表 3-11 火山岩稀土元素分析结果（$\times 10^{-6}$）

岩 性	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Yb	Lu	$(La/Yb)_N$	$(Ce/Yb)_N$	δEu
玄武岩	5.90	14.7	10.6	3.11	1.05	4.56	0.815	2.21	0.317	1.73	1.61	0.86
玄武岩	9.61	24.0	17.1	4.92	1.70	5.76	0.895	2.55	0.297	2.44	2.28	0.98

* 由中科院高能所中子活化法分析（1993）

根据常量元素分析结果，将三个岩石样品投影到 log τ-log δ 图上（图 3-25），流纹岩投影

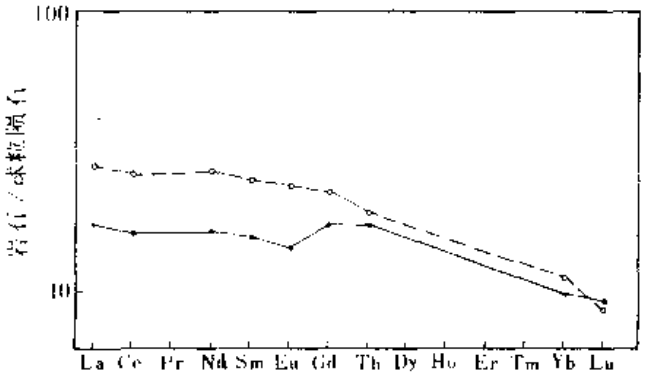


图 3-24 索尔库里元古代
火山岩稀土配分型式

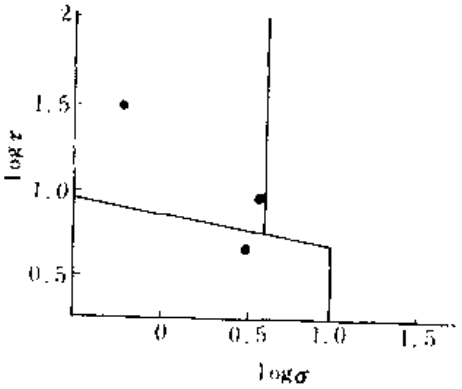


图 3-25 索尔库里元古代
火山岩 log τ-log δ 图解

点位于 B 区，而二个玄武岩样品投影点比较接近，但都位于不同的分区内，AR-23 号样品位于 B、C 区分界线靠 B 区一侧，可能仍然反映一种活动区火山岩特征；而 AR-31 号样位于 A 区，属于稳定区火山岩。

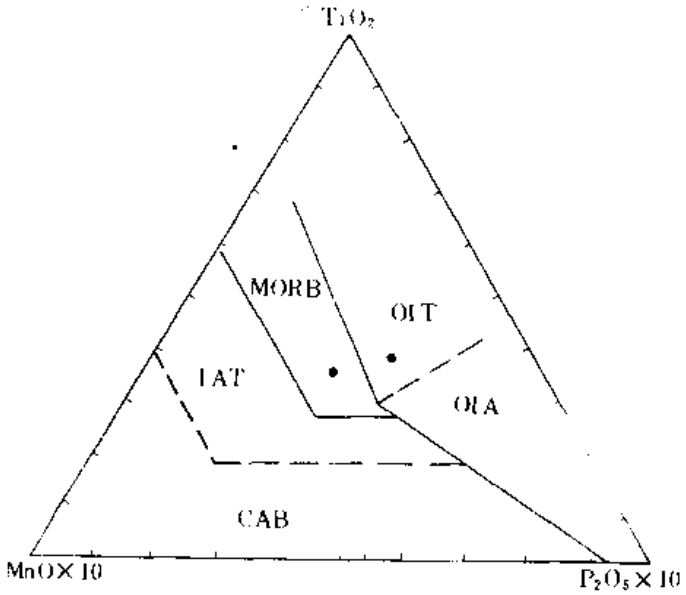


图 3-26 索尔库里元古代火山岩
TiO_2-MnO×10-P_2O_5×10 图解
（据 Ellen D. Mullen，1983）

为了进一步区分它们形成的构造背景，我们采用 $TiO_2-MnO\times10-P_2O_5\times10$ 图解对玄武岩样品进行进一步的划分，从图中（图 3-26）可以看出，AR-23 号样位于洋脊玄武岩区内，而 AR-31 号样则位于洋岛（海山）玄武岩区内，属于板内稳定区火山岩范畴，与 log τ-log δ 图解判别结果完全吻合。

对于玄武岩类的构造背景，Pearce (1984) 指出，微量元素谱式是一重要的鉴别标志。根据微量元素分析结果，作出玄武岩（N 型）MORB 标准化地球化学型式（图 3-27）。从图中可以看出：AR-23 号样除 K、

Th 外，其它元素富集和亏损均不明显，具有相对较为平坦的分布型式，其绝对丰度接近于 1，可能代表了大洋拉斑玄武岩的分布型式。而 AR-31 号样与前者有所区别，呈现不太明显的双隆起型式，除 Ba、Th、Ta 的中强富集外，还表现为 Zr、Hf、Sm、Ti 的低度富集，大体上具有碱性板内玄武岩的微量元素分布型式。

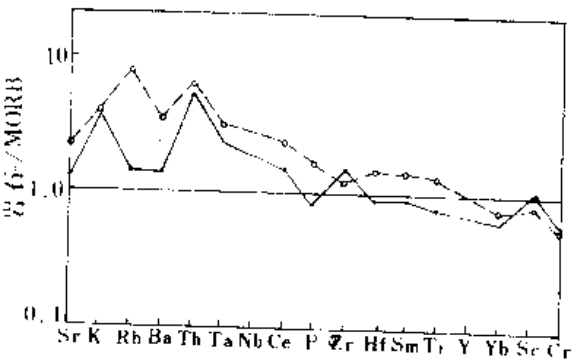


图 3-27　索尔库里元古代火山岩
微量元素 MORB 标准化配分型式

上述分析结果表明，索尔库里元古代变质火山岩可能代表了一套海相火山岩组合，除大洋（洋脊）拉斑玄武岩外，还可能存在洋岛（海山）碱性玄武岩，由于阿尔金构造活动的影响，而呈构造混杂岩的形式出现在阿尔金山中段地区。该套火山岩与零星出露的基性、超基性岩共同组成索尔库里元古代蛇绿岩带。

第四节　讨　论

一　阿尔金断裂带的构成

阿尔金断裂带的范围一般指阿尔金山，它位于几个不同的构造单元，如西昆仑山、塔里木地块、柴北缘构造带、东昆仑山、祁连山、北山的邻接地带。作为青藏高原的北缘，在形成阿尔金断裂带时，很可能会不同程度地波及这些构造单元，从而导致阿尔金断裂带不是一个简单的、由几条断裂构成的断裂活动带，而是由来自邻近的不同构造单元的“构造块体”(tectonic block)镶嵌堆叠而形成的一个断裂—构造岩块镶嵌系统。

初步的对比研究表明，拉配泉—安南坝火山—沉积褶皱带构造块体可能来自北祁连构造带。出露地层主要是下古生界，有少量元古界，中、新生界不发育。下古生界为槽型沉积的海相碎屑岩、火山岩夹碳酸盐岩，东段在晚奥陶世火山活动非常强烈。地层走向和断裂方向均为近东西向。阿尔金山北坡边缘的麻粒岩相古老变质岩构造块体，就其岩相、岩性和变质程度分析，可能来自北山—天山构造带。阿尔金山中部索尔库里—且未隆起带，展布于且未河—米兰、曼达里克一带，可能是祁连褶皱系中间隆起带的南移部分，是挤压变形强烈的地段。出露地层主要为长城系—青白口系浅变质岩和碳酸盐岩，局部可见到奥陶系不整合盖在其上，边缘有侏罗系—第三系及少量花岗岩分布。其特征与祁连中间隆起带基本相似。茫崖蛇绿岩构造块体可能来自柴北缘蛇绿岩带。东昆仑山西段的祁漫塔格群往西延伸被阿雅格库木库勒—阿其克库勒断裂所截，但是从该群在新疆境内发育完整且厚度较大，而往东进入青海境内渐变薄的现象（姜春发等，1992）来看，在阿雅格库木库勒—阿其克库勒断裂以西的阿尔金断裂带内，可能会找到它的构造碎块；阿雅格库木库勒—阿其克库勒断裂以西的具海西期“地槽型”沉积的构造块体可能来自西昆仑山北带的海西构造带；西昆仑山南带东段发现的三叠纪“地槽型”复理石沉积（姜春发等，1992）则可能是广布于巴颜喀拉山脉内的三叠纪在沿阿尔金断裂向北东推移过程中在其西端留下的构造块体(?)。因此，阿尔金山本身在阿尔金断裂带形成之前可能并不

是一个独立的构造单元。它是喜马拉雅造山时期，在青藏高原北缘形成的一个新的构造单元，是由来自邻近的不同构造单元中的构造块体镶嵌、拼接、堆叠在一起的一个复杂地质体。因而，形成了一个阿尔金断裂—构造岩块镶嵌系统。

二　阿尔金及其周边断裂网络系统与动力学模型

阿尔金主干断裂沿阿尔金山向东一直可延伸达玉门一带，这是大家公认的，在地质图上的反映也是清楚的，但是玉门以东的延伸情况如何，由于在地质图上表现很不清楚，所以争议很大。有人认为向东可延伸达金塔直至更东；有人认为终止于玉门附近；有人认为主干断裂进入北山；有人认为主干断裂不进入北山。不管怎样，在构造上总有一个问题存在，既然阿尔金断裂主体是一个左行走滑（应有逆冲性质）断层，柴达木—祁连山构造块体的向东移动终止于哪里？以什么样式终止？

从已有资料来看，主干断裂可能终止于玉门附近。但在阿尔金主干断裂的两侧，包括北山和祁连山—柴达木，出现一系列与阿尔金主干断裂有关的断裂系统，它们形成了一个有成生联系的青藏高原北缘的，以阿尔金山断裂为主干断裂的网络系统。主干断裂北侧，已知有二条主要断裂，若羌—星星峡断裂（刘照祥，1989），敦煌—安西—清河口断裂，北山与河西走廊内还可能有一些重要的断裂（待查）。主干断裂的南侧已知有几条重要断裂（马杏垣，1987），柴北缘断裂，当金山口断裂，阿雅格库木库勒—阿其克库勒断裂等。这个断裂网络系统呈现在于田以南收敛，向东则呈束状撒开。祁连山—柴达木构造块体向东移动，终止于都兰—日月山一带的近南北向山岭，它现在是东侧的黄河水系与西侧的内陆水系的分水岭，表现为祁连山—柴达木块体向 SEE 方向一系列的逆冲断层。最大的逆冲断层在都兰以东，那里柴达木地块的基底出露，向 SEE 方向逆冲于以三叠纪地层为主的构造块体之上。在青海湖西侧直至茶卡可见到不少近南北向、并向东倒转的同斜褶曲与向东逆冲的断层。青海湖原来向东流入黄河，由于祁连山构造块体的向东逆冲抬升，南北向日月山的形成，在倒淌河附近改变了流向，青海湖成了内陆湖泊，不再流入黄河。

为什么会形成这样的一个断裂网络系统？从二维平面来看，可用 Tapponier 和 Molnar (1976,1982)的滑线场理论(Slip-line field theory)与挤出构造(extrusion tectonics)来解释。但是，为什么该断裂网络系统收敛于于田以南，而向东撒开，主干断裂又于玉门附近结束？我们提出，这要从三维空间，特别是深部物质的构造条件来解释。在主干断裂的西端是于田以南的强烈的新生代玄武岩火山喷发区，它们是幔源岩浆，来自软流圈。从火山喷发的强度来看，于田以南上地幔内存在一个大型软流层底劈上隆体，玉门附近也有一个较小的软流层底劈上隆体。由于印度板块对青藏高原的挤压，以及塔里木稳定块体的深的岩石圈"根"的阻挡，迫使西端上升的软流层底劈上隆体向东流动（在地表的表现是在于田的南东有不少新生代玄武岩的喷出，而于田西南侧没有火山喷发），推挤柴达木—祁连山构造块体的岩石圈向东移动，为补偿这种移动产生阿尔金主干断裂，及其北侧的岩石圈相对向西移动。由于玉门附近有一个较小的软流层底劈上隆体存在，其附近的岩石圈温度较高，可能使岩石圈具半塑性状态，导致主干断裂的终止，同时亦导致岩石圈断裂环绕这个软流层底劈上隆体作束状撒开分布。另外，值得注意的另一个特点是，该断裂网络系统在发生走滑的同时常常伴随由挤压引起的逆冲构造。已有的资料表明，沿阿尔金主干断裂的走向，逆冲的方向有明显的差异，我们借用对火山弧的分段把它暂

称为构造分段性(tectonic segmentation)。据已有资料,阿尔金主干断裂至少可以分为三段,西段为阿尔金—昆仑山向北逆冲,阿尔金山主体则可能向南、北两侧均逆冲;阿尔金主干断裂的东段为祁连山的向北逆冲。这种构造分段性可能来源于挤压两侧的岩石圈的物理性质差异,西段塔里木岩石圈比昆仑造山带岩石圈坚硬,导致阿尔金—昆仑山的向北逆冲;阿尔金山主体由周边古造山带构造岩块组成,其岩石圈较两侧的塔里木和柴达木岩石圈柔软,造成阿尔金山向南北两侧的逆冲;北祁连古造山带岩石圈比北山古造山带岩石圈相对柔软,造成祁连山的向北逆冲。所以,岩石圈的性质以及相对硬与软的岩石圈的排布位置的不同是造成构造分段性的主要原因。

第四章　青藏高原北部新生代火山岩及其构造背景

青藏高原新生代火山岩为人们研究高原下地壳和上地幔的物质组成提供了天然样品和直接信息。通过对它们的研究，不仅可以认识下地壳和上地幔的物质组成、形成过程、演变历史以及深部地质作用，而且是探讨高原隆升机制的重要"窗口"。

第一节　研究历史及现状

青藏高原新生代火山岩的研究始于19世纪末期。1899～1908年间，Sven Hedin曾二次进入西藏地区，他在东径85°～90°30'，北纬35°～36°31'范围内发现有新生代火山岩分布，并将其命名为凝灰岩，后径Backstnom(1900)鉴定为紫苏安山岩。

本世纪30年代，E. Norin等曾涉足这一地区，他对该区的新生代火山高地、平台山、圆锥状山等火山地貌作了野外考察和描述。

1954年，苏联学者B. M. Синицын在其论著中曾转述了1951年5月27日昆仑山地区第四纪火山重新喷发的有关情况。

1955年，苏联学者Г. М. Гатеева曾对波格丹诺维奇在这个地区所采产状不同的三处岩石标本作了介绍。

1978年，中国科学院邓万明在1976年青藏地质考察的基础上，撰文讨论了藏北第四纪火山岩岩石学和地球化学特征。

1984年，青海地矿局吴向农等描述了唐古拉山地区晚第三纪火山岩的岩石类型、火山构造及火山活动的控制因素，认为唐古拉山晚第三纪到第四纪陆相火山活动与南北向的深部构造同高原隆起表层张裂的迭加有关。

1980～1993年期间，邓万明对藏北新生代火山岩进行了更加深入的地质考察和理论研究，探讨了西藏岩浆活动、变质作用及其与高原隆升的关系，在此基础上提出了青藏北缘陆内俯冲模式。

1987，1989年，腾志宏、刘嘉麒对新疆普鲁火山岩及其时代归属问题提出了各自的证据和看法，并展开了讨论。

同时，其他学者如常承法(1982)，佟伟等(1981)，张青松(1983)，罗中舒(1979，1982)，A. J. Pearce and Mei Hou Jun(1988)等，在他们的有关论著中也曾涉及或部分涉及到青藏高原的新生代火山作用以及陆内俯冲机制。

1989年，长春地质学院李才等撰文对青藏高原北部新生代火山岩岩石化学特征及其构造意义进行了探讨。

1992年，青海省地矿局孙延贵撰文论述了可可西里北缘中新世火山活动带的基本特征。

关于玉门岩区红柳峡、旱峡新生代玄武岩、粗玄岩的研究，最早见于1962年中国科学院祁连山地质志中，是在50年代末的路线地质调查中发现的。

甘肃礼县西秦岭岩区新生代火山岩的论述主要见于喻学惠(1991)，叶维坤、路风香(1991)的有关文献中。

潘桂棠等(1990)在其《青藏高原新生代构造演化》一书中，对青藏高原新生代火山活动作了较为全面的论述。其内容涉及昆仑岩带、冈底斯岩带、横断山岩带、玉门岩区和西秦岭岩区新生代火山岩的火山学、岩石学、岩石化学、稀土及微量元素等方面。认为青藏高原新生代时期由于三大地体的陆内汇聚作用而使高原强烈隆起和大规模的火山喷溢。火山作用主要在各地体内部或边缘发生，火山岩主要有断块边缘的钙碱系列(CA)和断块内部的碱性系列(A)两类。

综上所述，自本世纪初就有人涉足藏北羌塘和昆仑山新生代火山岩的野外地质考察和室内分析研究，但大多限于零星地观察和描述，资料缺乏系统性。70年代后期，研究工作逐渐深入，而理论认识则局限于陆内俯冲或称塔里木地块自北向南的斜向楔入作用。

第二节　地质构造背景

一　地质分布

青藏高原是中国新生代以来火山活动较强烈的地区之一，火山岩分布极为广泛，北起西昆仑、祁连山区，南达喜马拉雅冈底斯地区，东至秦岭横断山地区，西抵喀喇昆仑，形成一系列规模巨大的火山杂岩带及岩区(图4-1)。

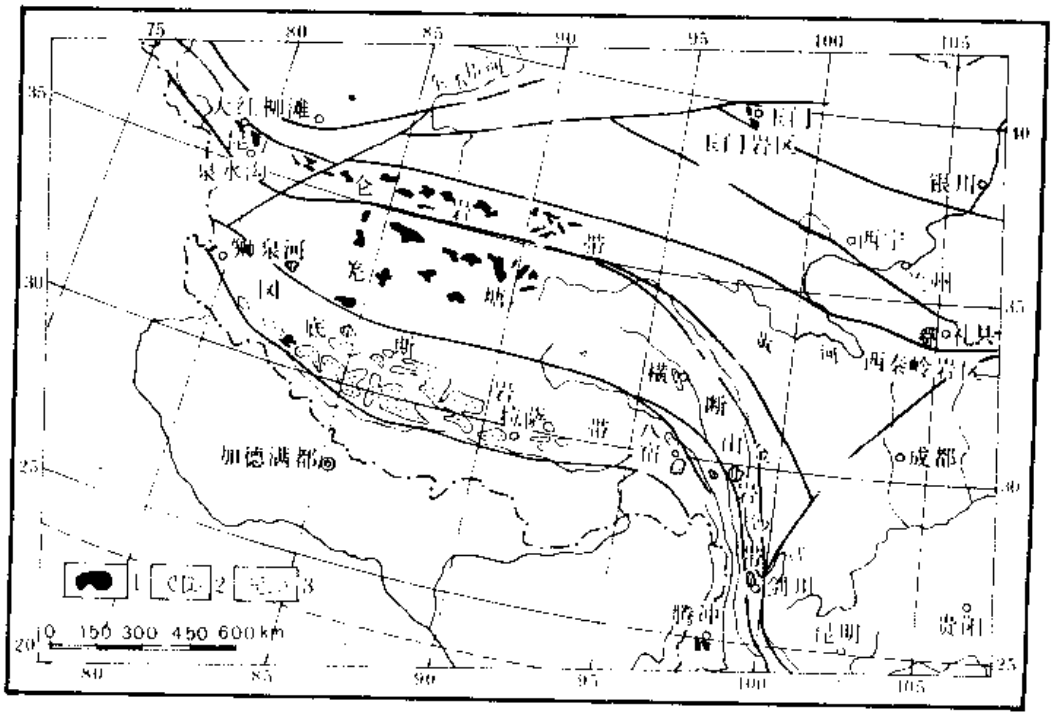


图4-1　青藏高原新生代火山岩分布

(据潘桂棠等，1990)

1. N_2Q(上新世-第四纪)火山岩；2. N_2(中新世)火山岩；3. K_2-E_3(晚白垩-渐新世)火山岩

二　火山岩的时代

青藏高原新生代火山岩自晚白垩-早第三纪开始，第三纪、第四纪及至挽近时期均有发育。但主要集中在始新世-渐新世、中新世和上新世末-更新世三个时期发生（表 4-1）。西昆仑地区本世纪 50 年代仍有强烈的火山活动，这是中国大陆上时代最新的火山活动。

三　火山机构

青藏高原内部各地体汇聚带均可有新生代火山岩分布。它们大多受基底构造控制，呈岩带产出；而构造交汇部位则控制了岩区的分布。火山岩岩体主要与下述三种火山构造有关：

（一）火山口构造

火山口构造属中心式火山机体，出现在断裂交叉结点处，火山喷发物常呈环状或半环状分布。火口中心往往出现岩相单一的岩颈或岩锥（如玉门红柳峡粗玄岩岩颈）。这类火山口有早晚之分，晚期的火山口往往叠置在较早火山口之上，并有明显的迁移现象。

（二）破火山口及火山洼地构造

该构造由于一个或数个火山多次喷发，火山顶部塌陷形成的洼地（塌陷的破火山机体）。平面上形态一般长条形或椭圆形。可可西里及唐古拉地区，这类火山洼地构造在航卫片影像中反映清晰，常见各类大小不等的火山构造洼地及复式火山锥群。

（三）线性火山构造

线性火山构造往往是由于岩浆由原地至地表呈裂隙喷发侵出而形成的长条形脊状火山机体。在可可西里，西昆仑及冈底斯地区均可见到这类火山构造。

四　产状及岩相

青藏高原新生代火山岩常见岩相类型主要有四种：喷溢相、次火山岩相、侵出相及火山通道相。喷溢相常以岩流及岩被的产状形式出现；次火山岩相可分为两种，一种侵位于火山基底中，呈岩株状，有时成群出现，出露位置相对较低，如可可西里黑石山北流纹斑岩次火山岩体群。侵出相常见产状是岩针、岩锥及岩丘；岩筒则是火山通道相的典型产状类型。

第三节　岩石学特征

一　火山岩的分类及命名

青藏高原新生代火山岩均属陆相火山岩类，我们主要采用 Le Bas 等（1986）的全碱-硅（TAS）化学成分分类同解（图 4-2），同时参考 Streckeisen（1967）双三角分类图解，采用 C. I. P. W 标准矿物计算结果进行投影（图 4-3）；对于副长岩（似长岩）类进一步采用标准矿物 ab-ne %图解（图 4-4）加以区分。

表 4-1 新生代火山岩时代(Ma)

岩带	产地	年龄值	时代	资料来源
玉门-新南-大红柳滩岩带	新南普鲁	1.43±0.03(K-Ar)		刘嘉麒
	〃	1.21±0.03(K-Ar)		〃
	新南乌鲁克库勒	2.80±0.06(K-Ar)		〃
	〃	0.074±0.004(热发光)	主要年龄<2 Ma	邓万明
	新南阿塔木帕下	0.56±0.034(热发光)	主体为更新世	〃
	新南雄鹰台	1.075±0.008(热发光)		〃
	新南鲸鱼湖	0.629±0.008(热发光)		〃
	新南木孜塔格	4.6(Ar^{40}/Ar^{39})		〃
	新南黑石北湖	0.067±0.0033(热发光)		〃
礼县-可可西里岩带	礼县水晶顶	14.2±0.3(K-Ar)	年龄 14～24 Ma	潘桂棠
	可可西里	19.09(K-Ar)	中新世	孙延贯
	〃	16.42(K-Ar)		〃
	〃	24.55(K-Ar)		〃
	〃	21.24(K-Ar)		〃
	〃	17.04(K-Ar)		〃
	〃	18.27(K-Ar)		〃
	〃	22.31(Rb-Sr 等时线)		〃
	〃	17.75(K-Ar)		〃
	强巴欠	14.9		邓万明
三江囊谦-藏北-狮泉河岩带	藏北狮泉河	30.08(K-Ar)		日土幅区测报告
	藏北巴毛穷宗	20.0(K-Ar)		邓万明
	〃	28.0(K-Ar)		〃
	〃	27.8(K-Ar)	年龄 20～40 Ma	〃
	〃	28.3(K-Ar)	主体渐新世	〃
	〃	28.6(K-Ar)		〃
	三江囊谦	38.7±4.9(Ar^{40}/Ar^{39})		潘桂棠
冈底斯岩带	冈底斯措勤	38.2(K-Ar)		潘桂棠
	〃	45.1(K-Ar)		〃
	〃	49.8(K-Ar)		〃
	〃	52.1(K-Ar)		〃
	〃	41.7(K-Ar)		〃
	〃	89.4±4.3(Rb-Sr)	年龄 40～65 Ma	〃
	冈底斯麻江	40(K-Ar)	(一个 89.4 Ma)	〃
	〃	52.6(K-Ar)	古新世-始新世	〃
	冈底斯德庆	65.6(K-Ar)		〃
	〃	55.0(K-Ar)		〃
	〃	54.5(K-Ar)		〃
	〃	51.0(K-Ar)		〃

根据上述分类方案，青藏高原新生代火山岩主要为一套钾质粗面玄武岩-橄榄玄粗岩-安粗岩-粗面岩岩石组合；其次为玄武岩-安山玄武岩-安山岩及英安岩-流纹岩岩石组合。西秦岭岩地区均为似长岩类，在 ab %～ne %图上主要落入暗色霞石岩区，主要岩石类型有橄榄霞石岩及似橄辉钾霞岩。

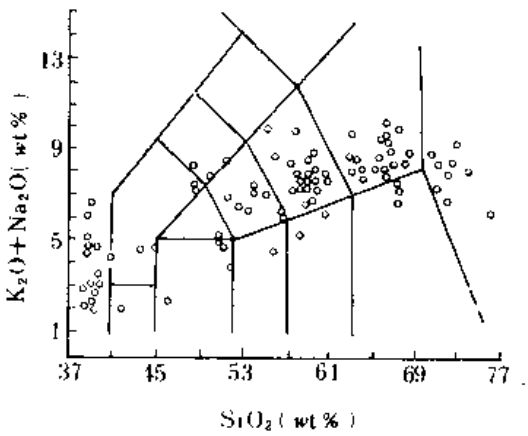


图 4-2　火山岩化学分类全碱-硅(TAS)图
(据 Le Bas 等，1986)

二　主要岩石类型岩相学特征

(一) 碱性橄榄玄武岩

岩石呈暗灰色、灰黑色，块状构造，具斑状结构、间粒结构，基质具显微间粒-交织结构。斑晶由中-拉长石、贵橄榄石、含钛透辉石、磁铁矿等组成；基质中斜长石板条间隙中充填有针状霓辉石及辉石微晶、玻璃质、磁铁矿等，条状斑晶常见贯穿十字架。

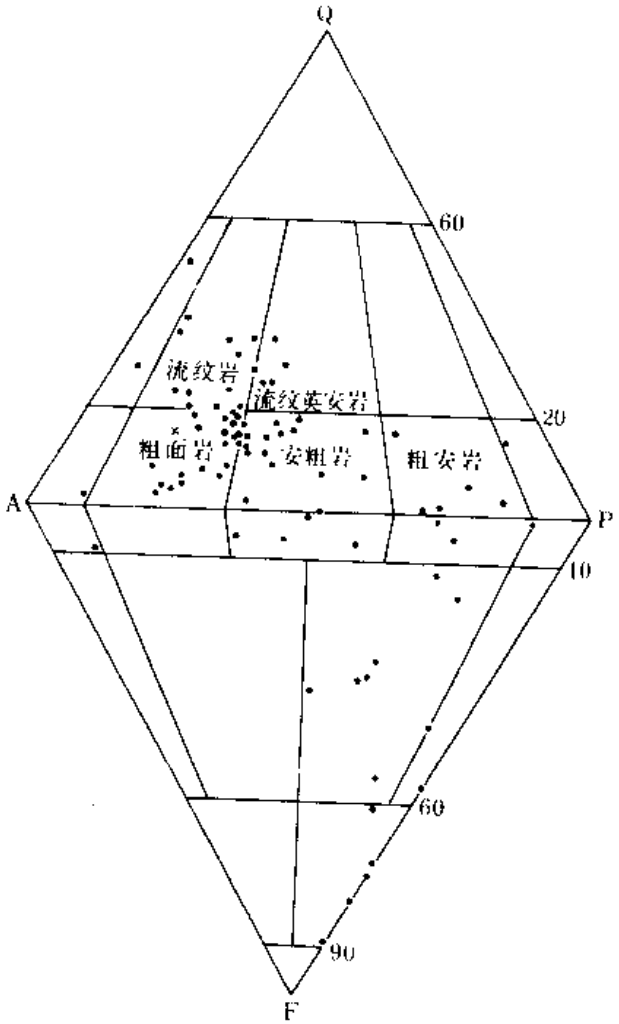


图 4-3　Streckeisen 双三角图解
(据 Streckeisen，1967)

(二) 橄榄玄粗岩

岩石为暗灰色、灰黑绿色、风化后呈褐色，主要矿物由斜长石、橄榄石、含钛透辉石、黑云母及少许钾长石组成。副矿物为磁铁矿、磷灰石。斜长石呈柱条状交错分布，粒间为半自形-自形粒状橄榄石、辉石、磷铁矿等充填，构成粗玄结构。

(三) 橄辉粗面岩

岩石呈浅灰色，致密块状，具微晶粗面结构，斑状结构。斑晶由透长石、歪长石、斜长石、透辉石、黑云母及少许橄榄石等组成，约占 35 %左右。基质为透长石、透辉石、针状霓辉石、板条状钾长石和斜长石组成。

(四) 橄榄玄武岩

岩石主要为深绿色，以斑状结构为主，其次为间粒结构、玻基斑状结构。斑晶为橄榄石和基性斜长石，橄榄石大多伊丁石化、绿泥石化，并保留其假象。基质由板条状斜长石组成，其间充填玻璃质、磁铁矿、微晶辉岩等。岩石气孔发育，有的可达 50 %左右，呈圆状、扁豆形，充填有蛋白石、绿泥石、葡萄石。

(五) 安山玄武岩

岩石为浅紫灰色，具间粒-交织结构、玻晶交织结构、气孔状构造。斑晶为斜长石、橄榄

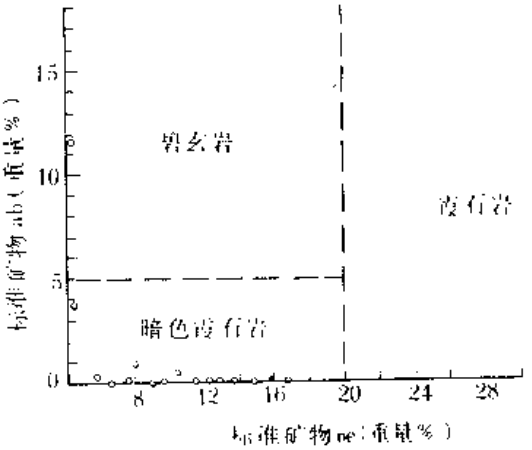


图 4-4 无黄长石火山岩 CIPW 标准矿物 ne-ab 分类命名图解
(据 Le Bas, 1989)

石，斜长石为更钠长石-更长石，部分为中基性长石，偶见环带状构造；橄榄石同样被伊丁石、绿泥石、蛇纹石等交代，仅保留假象。基质中斜长石微具定向排列特征。气孔中充填有方解石、绿泥石、玻璃质、蛋白石、玉髓、沸石、石膏等矿物。

(六) 英安岩

岩石为紫红色、浅紫灰色，斑状结构，基质具玻璃-霏细状结构、霏细球粒结构、显微雏晶结构。斑晶主要由斜长石和透长石组成，其次为石英、角闪石及透辉石。基质成分与斑晶基本相似。

(七) 安山岩

岩石为紫红色、浅紫灰色。具间粒-交织结构，其矿物成分、结构、构造与安山玄武岩基本相似。

(八) 粗安岩

灰-深灰色，粗面交织结构和斑状结构等，块状构造，气孔、杏仁构造少见。矿物成分与粗面岩类相似，斑晶占全岩的 30 %～40 %，其中斜长石占 20 %，主要为更长石、更中长石和中长石；基质中暗色矿物占 30 %～50 %。

(九) 橄榄霞石岩

广泛分布在西秦岭岩区内。具斑状结构，基质为间粒-间隐结构，块状、气孔和杏仁状构造。斑晶矿物为橄榄石(5 %～10 %)和少量单斜辉石(2 %～5 %)，基质主要为单斜辉石(30 %～35 %)和霞石(25 %～30 %)微晶，其次为钛铁矿(5 %～6 %)、方解石(<5 %)、橄榄石(<5 %)、沸石(<5 %)、钙钛矿(2 %～3 %)和隐晶质或玻璃质(0 %～8 %)。岩石中还可见少量橄榄石、尖晶石捕虏晶及超镁铁质幔源包体。

(十) 似橄辉钾霞岩

主要分布在西秦岭岩区北部，岩相学上同橄榄霞石岩很相似，但结晶程度更差，所含包体和捕虏晶及斑晶数量较少，个体也较小。斑晶矿物为橄榄石(4 %～5 %)和单斜辉石(5 %～10 %)，基质矿物主要为单斜辉石(35 %～40 %)和钾霞石(20 %～40 %)，次为橄榄石(<5 %)、黄长石(5 %～10 %)、钛铁矿(5 %～10 %)、沸石(<5 %)、钙钛矿(3 %～5 %)及少量隐晶质或玻璃质；同时出现少量特征的金云母(0 %～4 %)和钾碱镁闪石。

第四节 岩石化学特征

一 火山岩系列的划分

青藏高原新生代火山岩化学成分分析结果列于表 4-2 中。根据 SiO_2-(K_2O+Na_2O)相关图解(图 4-5)，投影点大多位于碱性区，少数投影点位于亚碱性区。为了进一步鉴别火山岩的系

表 4-2 青藏高原新生代火山岩化学成分(w_t%)

序号	编　号	产　地	岩　性	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	n. n. n	总量	来　源	CO_2
1		玉门	橄榄玄粗岩	51.4	1.53	15.87	3.97	4.56	0.12	5.17	8.61	3.70	3.01	0.94			潘桂棠	
2	B696	玉门红柳峡	碱玄岩	48.34	1.67	17.48	7.48	2.27	0.10	5.41	6.64	4.80	2.30	0.67	1.76	99.55	本　文	0.63
3		大红柳滩	粗安岩	57.65	1.19	14.09	5.45	1.26	0.11	3.52	5.93	4.30	5.36	0.80			潘桂棠	
4		西昆仑	橄榄粗安岩	53.89	1.78	14.07	7.23	1.42	0.08	3.28	7.50	3.30	4.03	0.36			赵铭玉	
5		西昆仑	流纹岩	72.89	0.31	13.10	2.04	1.00	0.02	0.34	0.82	4.40	4.75	0.04			赵铭玉	
6	GS3K10-3	西昆仑	碱玄岩	44.89	2.30	13.61	4.40	6.80	0.16	11.22	7.88	3.60	0.89	0.66			李　才	
7	GS3K33-1	西昆仑	粗安岩	57.87	2.27	14.68	1.51	5.78	0.11	2.78	5.10	3.36	3.90	1.13			李　才	
8	PK3GS1	西昆仑	响碱玄岩	47.45	0.81	14.79	4.75	0.70	0.12	1.71	4.37	0.85	7.31	0.34			李　才	
9	PK3GS2	西昆仑	响碱玄岩	51.35	0.91	17.90	6.39	1.28	0.11	3.93	5.87	5.17	3.22	0.74			李　才	
10	PK3GS50	西昆仑	粗安岩	54.70	1.48	14.61	4.89	1.88	0.10	3.63	6.55	4.98	4.95	0.82			李　才	
11		西昆仑	碱玄岩	43.17	2.47	15.14	10.79	2.58	0.13	7.35	8.64	2.86	1.48	0.35			邓万明	
12	GS33003	西昆仑	玄武岩	51.85	1.71	12.50	3.93	6.32	0.17	5.95	7.22	3.28	0.32	0.16			李　才	
13	GS33004	西昆仑	粗安岩	55.37	1.74	14.49	1.46	4.60	0.10	4.03	5.38	2.94	5.41	0.90			李　才	
14	GS33005	西昆仑	粗安岩	55.22	1.76	14.55	1.62	4.16	0.10	4.08	5.30	3.11	5.58	0.97			李　才	
15	GS33006	西昆仑	粗安岩	55.52	1.72	14.58	3.34	2.99	0.10	3.83	5.88	3.16	5.60	1.00			李　才	
16	GS33009	西昆仑	粗安岩	59.22	2.10	14.83	0.68	5.60	0.11	2.14	5.15	3.28	4.44	1.03			李　才	
17	GS33010	西昆仑	粗安岩	58.43	2.50	14.56	1.86	5.70	0.12	2.41	4.98	3.25	4.04	1.24			李　才	
18	GS33011	西昆仑	粗安岩	60.60	2.14	14.86	1.61	5.09	0.10	2.14	4.36	3.19	4.26	1.07			李　才	
19	GS33012	西昆仑	粗安岩	53.15	1.82	14.98	5.51	3.59	0.14	5.16	6.42	3.40	2.75	0.56			李　才	
20	GS33015	西昆仑	粗安岩	58.84	1.97	15.23	1.50	4.96	0.10	1.92	5.08	3.50	4.10	0.83			李　才	
21	GS33016	西昆仑	粗安岩	59.33	2.03	15.30	2.06	3.82	0.10	2.22	4.78	3.60	4.20	0.97			李　才	
22		中昆仑普鲁	橄榄粗安岩	53.46	2.06	15.09	2.18	6.01	0.12	5.29	5.77	3.24	3.90	1.02	0.89	99.03	邓万明	
23		中昆仑乌鲁克库勒	碱玄岩	48.31	2.02	14.33	3.39	5.60	0.14	5.53	7.15	3.86	3.43	1.06	3.88	98.70	邓万明	
24		中昆仑乌鲁克库勒	粗安岩	54.79	1.93	14.06	1.66	6.27	0.12	3.75	6.24	2.80	4.23	1.00	2.16	99.21	邓万明	

续表 4-2 青藏高原新生代火山岩化学成分(w_i%)

序号	编 号	产 地	岩 性	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	n.n.n	总量	来 源	CO_2
25		中昆仑乌鲁克库勒	石英安粗岩	59.39	1.74	14.39	1.48	5.20	0.10	2.85	4.79	3.18	4.24	0.85	1.01	99.22	邓万明	
26		中昆仑乌鲁克库勒	粗面英安岩	67.91	0.64	13.86	1.20	1.94	0.07	0.77	2.64	3.84	4.80	0.31	1.43	99.41	邓万明	
27		中昆仑阿塔木帕下	石英安粗岩	57.40	2.23	14.64	1.44	6.05	0.12	2.71	5.06	3.04	4.16	1.14	0.94	98.93	邓万明	
28		中昆仑雄鹰台	辉石玄武岩	46.11	0.58	6.14	4.76	3.33	0.09	24.71	2.02	1.01	1.31	0.26	9.72	100.4	邓万明	
29		中昆仑雄鹰台	安山玄武岩	55.14	1.68	15.63	3.78	3.40	0.12	3.36	5.98	4.41	3.73	0.80	2.04	99.29	邓万明	
30		中昆仑雄鹰台	石英安粗岩	57.59	1.48	15.54	3.31	3.05	0.09	2.64	5.14	3.63	4.10	0.90	1.67	99.14	邓万明	
31	2SB2	可可西里	粗安岩	58.09	1.47	15.43	2.44	4.64	0.072	2.93	4.61	3.90	3.50	0.64	1.29	99.64	本 文	0.63
32	GS2426	可可西里	玄武岩	60.26	0.94	17.54	2.35	5.28	0.14	3.83	6.56	4.26	0.75	0.42			李 才	
33	GS2429	可可西里	流纹岩	76.10	0.02	15.50	0.23	0.51		0.09	0.19	3.26	2.74	0.04			李 才	
34	GS2430	可可西里	粗安岩	59.36	1.49	14.68	2.85	2.33	0.10	1.75	5.12	3.62	3.97	0.76			李 才	
35	GS2431	可可西里	粗安岩	59.96	1.68	14.67	3.19	3.14	0.08	1.19	4.96	3.76	3.98	0.85			李 才	
36	GS2423	可可西里	粗面英安岩	65.32	1.20	15.32	2.69	1.16	0.05	1.15	3.79	3.60	4.46	0.53			李 才	
37	GS2424	可可西里	粗面岩	64.56	1.26	15.53	2.86	1.74	0.08	1.15	3.68	3.66	4.39	0.46			李 才	
38	GS2425	可可西里	粗面岩	63.42	1.25	14.62	2.09	2.78	0.07	1.48	3.70	3.56	4.43	0.46			李 才	
39	GS2427	可可西里	气孔粗安岩	59.05	1.38	15.70	4.08	2.45	0.06	2.83	5.12	3.60	3.69	0.74			李 才	
40	GS2428	可可西里	气孔粗安岩	58.41	1.40	15.60	2.70	2.76	0.06	2.58	5.82	3.38	3.61	0.74			李 才	
41	GS2433	可可西里	粗安岩	58.17	1.85	15..18	3.96	3.00	0.08	2.67	5.80	3.05	3.70	0.88			李 才	
42	GS2440	可可西里	流纹岩	72.44	0.10	13.84	0.44	1.49	0.22	0.35	1.11	3.02	5.11	0.27			李 才	
43		可可西里	流纹岩	70.86	0.26	14.05	1.12	0.66	0.09	0.55	1.71	4.20	4.22	0.31			孙延贵	
44		可可西里	粗面岩	62.21	1.22	14.98	4.06	1.07	0.06	2.07	4.28	3.78	4.72	0.55			孙延贵	
45		可可西里	流纹岩	71.00	0.13	14.91	0.49	0.97	0.10	0.25	1.48	3.75	4.37	0.39			孙延贵	
46		可可西里	粗面岩	65.81	0.89	15.73	2.30	0.78	0.03	0.92	2.81	3.39	4.60	0.27			孙延贵	
47		可可西里	粗安岩	58.12	1.46	15.38	3.88	3.00	0.10	2.82	5.46	3.86	3.92	0.86			孙延贵	
48		可可西里	粗安岩	58.97	1.92	15.88	4.33	1.87	0.07	1.37	4.67	3.90	4.21	1.16			孙延贵	

续表 4-2 青藏高原新生代火山岩化学成分(w_i%)

序号	编 号	产 地	岩 性	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	n. n. n	总量	来 源	CO_2
49		可可西里	粗面岩	63.31	0.94	15.35	2.44	2.08	0.07	1.88	3.91	3.52	4.28	0.45			孙延贵	
50		可可西里	粗安岩	59.11	1.49	15.11	3.25	2.89	0.08	2.46	5.03	3.78	4.38	0.68			孙延贵	
51		可可西里	粗面岩	62.58	0.78	15.69	3.34	1.16	0.03	1.82	4.75	3.81	4.32	0.43			孙延贵	
52	L-001	礼县	似长岩	38 10	3.25	15.74	6.22	5.10	0.16	9.42	12.15	1.55	0.62	1.37	0.67	100.48	本 文	6.13
53	F-2	礼县	橄榄霞石岩	39.10	3.02	8.48	5.08	6.22	0.18	16.73	12.16	1.92	1.20	1.35	4.00	99.63	叶维坤	0.19
54	F-3	礼县	橄榄霞石岩	38.77	2.84	7.26	5.50	5.01	0.15	17.36	14.06	1.40	0.86	1.50	3.76	99.98	叶维坤	1.51
55	F-7	礼县	橄榄霞石岩	39.23	3.05	8.41	5.14	6.17	0.20	16.48	12.65	1.85	0.91	1.30	3.99	99.59	叶维坤	0.21
56	F-51-5	礼县	橄榄霞石岩	38.04	2.84	7.78	4.28	6.25	0.17	16.69	12.94	1.62	1.30	1.46	4.15	99.34	叶维坤	1.84
57	F-59-1	礼县	橄榄霞石岩	39.73	3.09	7.96	8.44	2.38	0.19	14.25	14.64	2.10	1.16	1.24	2.56	99.67	叶维坤	1.93
58	B-1	礼县	似橄辉钾霞岩	40.90	2.86	9.64	5.63	5.35	0.16	13.76	13.54	2.54	1.77	0.97	2.35	99.59	叶维坤	0.12
59	J-1	礼县	似橄辉钾霞岩	38.68	3.60	9.71	8.12	4.06	0.18	11.63	14.18	3.27	2.87	1.37	1.84	99.67	叶维坤	0.16
60	W-1-3	礼县	似橄辉钾霞岩	38.59	3.38	9.70	9.98	1.87	0.22	12.02	14.25	2.50	1.86	1.50	3.05	99.70	叶维坤	0.78
61	W-9-4	礼县	似橄辉钾霞岩	37.87	3.90	9.13	6.85	4.81	0.20	11.43	15.51	3.72	2.90	1.77	1.24	99.48	叶维坤	0.15
62		礼县	橄辉岩	41.96	3.59	10.27	8.95	3.33	0.21	9.98	18.51	1.23	0.69	1.22			潘桂棠	
63	1	礼县	似长岩	39.40	3.96	9.51	4.14	7.46	0.19	12.84	13.80	2.60	2.10	1.08	2.14	99.96	喻学惠	0.09
64	2	礼县	似长岩	39.13	3.64	9.35	4.84	6.65	0.18	13.62	13.05	2.96	1.74	1.28	2.52	99.11	喻学惠	0.12
65	3	礼县	似长岩	38.85	3.90	9.42	5.07	6.94	0.19	13.13	13.47	2.80	2.43	1.28	1.64	99.61	喻学惠	0.07
66	4	礼县	似长岩	39.57	3.35	9.44	5.38	6.23	0.18	13.88	13.21	2.29	1.07	1.17	3.23	99.85	喻学惠	0.22
67	5	礼县	似长岩	39.23	3.40	9.20	6.69	4.55	0.18	14.26	13.47	1.26	0.88	1.13	4.44	99.66	喻学惠	0.48
68	15BB54	三江芒康	粗面岩	65.90	0.47	16.02	2.68	0.47	0.044	0.79	2.21	4.15	5.00	0.20	1.82	100.50	本 文	0.75
69		三江八宿	橄榄粗安岩	52.08	1.75	16.75	8.99	2.12	0.18	4.34	6.48	5.19	1.36	0.63			潘桂棠	
70		三江八宿	安山岩	60.55	0.72	16.67	2.76	3.51	0.12	3.40	5.45	3.93	2.24	0.25			潘桂棠	
71		三江八宿	英安岩	66.75	0.54	15.74	3.15	1.82	0.70	1.52	3.00	3.90	3.34	0.22			潘桂棠	
72		三江八宿	流纹岩	71.40	0.29	13.62	1.02	3.87	0.70	0.55	2.41	2.83	3.90	0.05			潘桂棠	

续表 4-2 青藏高原新生代火山岩化学成分(w_i%)

序号	编　号	产　地	岩　性	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	n.n.n	总量	来　源
73	GS-3g213	狮泉河左左	黑云母粗面岩	65.21	0.68	14.40	1.56	1.26	0.05	1.22	2.80	3.28	6.53	0.42	1.92	99.33	日土幅区测报告
74	GS-3g23-1	狮泉河朗久	黑云母粗面岩	62.40	0.88	14.34	2.08	1.66	0.05	2.27	3.03	3.06	6.62	0.40	2.79	99.58	日土幅区测报告
75		三江玉龙	粗面岩	66.77	0.43	16.19	2.30	0.48	0.01	0.71	1.54	3.99	5.48	0.28	3.70		郝太平
76		三江玉龙	粗面岩	65.55	0.49	16.23	2.30	0.25	0.01	0.45	2.31	3.99	6.08	0.30	2.80		郝太平
77		三江玉龙	粗面英安岩	66.07	0.44	16.80	3.09	0.10	0.01	0.62	0.45	2.44	5.89	0.22	4.10		郝太平
78		三江玉龙	粗面英安岩	67.11	0.45	15.54	2.78	0.39	0.06	0.88	1.37	3.41	5.16	0.21	2.70		郝太平
79		三江玉龙	粗面岩	62.74	0.61	15.02	4.08	0.43	0.07	2.34	3.45	3.71	5.16	0.40	1.32		郝太平
80		三江玉龙	粗面岩	65.96	0.47	15.92	3.05	0.59	0.02	0.82	1.46	3.76	5.36	0.21	2.56		郝太平
81		藏北羌塘	白榴碱玄岩	46.23	1.96	13.99	6.96	2.59	0.12	6.58	8.71	3.10	4.66	0.79			潘桂棠
82		藏北羌塘	安粗岩	56.71	1.72	15.32	4.14	2.56	0.09	2.95	5.17	3.69	4.66	0.90			潘桂棠
83		藏北羌塘	粗面岩	65.43	1.17	14.54	3.76	1.00	0.03	1.23	2.51	4.10	4.34	0.80			潘桂棠
84		襄谦	碱性玄武岩	49.38	0.89	14.70	4.69	1.87	0.22	4.96	11.50	3.86	4.20	0.82			潘桂棠
85		襄谦	粗安岩	58.87	0.69	15.15	3.46	1.74	0.09	3.83	6.31	3.85	4.76	0.56			潘桂棠
86		襄谦	粗面岩	65.38	0.45	15.53	2.04	1.17	0.04	1.38	3.14	4.37	4.97	0.30			潘桂棠
87		襄谦	碱性流纹岩	71.97	0.26	14.45	1.51	0.83	0.04	0.45	1.12	3.03	4.76	0.08			潘桂棠
88		剑川	安粗岩	58.92	0.72	14.43	4.04	2.32	0.09	2.76	5.57	3.31	5.72	0.13			潘桂棠
89		剑川	碱性流纹岩	70.48	0.31	14.70	1.19	1.11	0.05	0.78	4.20	3.21	3.82	0.15			潘桂棠
90		腾冲	高铝玄武岩	50.59	1.27	17.22	3.60	6.13	0.70	6.37	7.92	3.08	1.50	0.29			潘桂棠
91		腾冲	橄榄粗安岩	56.01	1.11	17.27	2.79	5.09	0.13	3.43	6.15	3.56	2.74	0.36			潘桂棠
92		腾冲	石英安山岩	66.65	0.46	15.34	3.21	1.18	0.08	0.83	3.20	3.17	3.56	0.17			潘桂棠
93		冈底斯	碱玄岩	50.40	1.30	16.82	6.72	4.02	0.29	4.31	10.76	3.53	1.64	0.41			潘桂棠
94		冈底斯	安山岩	57.75	0.84	16.58	4.22	3.77	0.15	3.80	6.42	3.35	1.92	0.27			潘桂棠
95		冈底斯	英安岩	66.47	0.56	15.94	2.66	1.79	0.11	1.41	2.92	3.62	3.81	0.16			潘桂棠
96		冈底斯	流纹岩	74.19	0.24	13.18	1.77	0.81	0.09	0.55	1.05	3.03	4.42	0.06			潘桂棠

列，我们采用了 SiO_2-K_2O 图解(图 4-6)和 AFM 图解(图 4-7)，从图中可以看出如下规律：

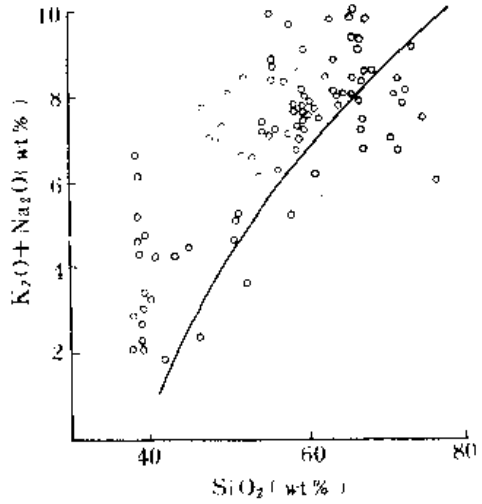


图 4-5　火山岩 SiO_2-(K_2O+Na_2O)图解

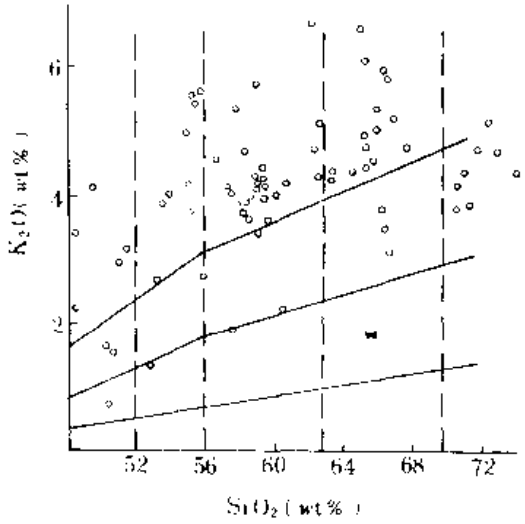


图 4-6　火山岩 SiO_2-K_2O 图解

(1) 在 SiO_2-K_2O 图上，投影点反映出一个不十分清晰的高硅尾，这种特点并非典型的碱性趋势。SiO_2-K_2O 图上的另一个重要特征是，K_2O/Na_2O 比在低 SiO_2 区很陡，而在高硅区则较平缓，甚至出现负斜率。

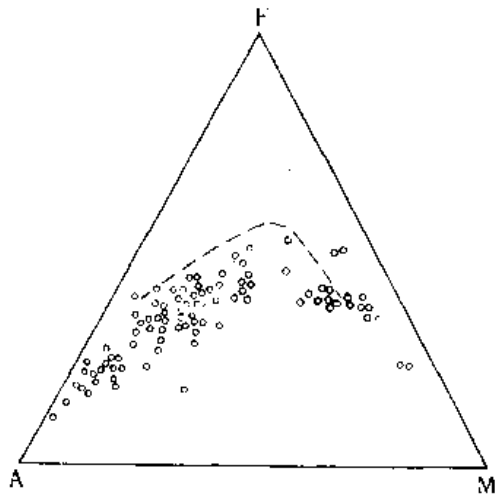


图 4-7　火山岩 AFM 图解

(2) 在 AFM 图上，青藏高原新生代火山岩指示了一个与钙碱系列的亲缘性。

(3) 与世界标准岛弧钾玄岩组合比较(Morrison，1980)，青藏高原新生代火山岩(西秦岭岩区除外)在 SiO_2-(K_2O+Na_2O)图解，SiO_2-K_2O 图解和 AFM 图解上所反映的岩石化学特征和成分变异趋势与岛弧钾玄岩岩石组合具有完全相同的特点。

(4) 青藏高原新生代火山岩还具有低铁富集，AFM 图上具平缓的趋势；玄武岩类硅近饱合，很少出现标准矿物 Ne 和 Q；全碱含量均较高，均大于 5 %；K_2O/Na_2O 高，当 SiO_2 为 50 %时，K_2O/Na_2O 大多大于 0.6，而 SiO_2 约 55 %时，K_2O/Na_2O 大多大于 1.0；Al_2O_3 含量高，且变化较大，大多在 12 %～18 %之间变化。

据此我们认为，青藏高原新生代火山岩主体乃是一套陆内钾玄岩岩石组合，而西秦岭岩区较为特殊，属于碱性玄武岩系列火山岩。

Rittmann(1960)指出，一个火山岩系列(组合)δ 几乎为一常数。应当指出，这种火山岩系列常常是低压下由分离结晶作用引起的岩浆演化趋势。青藏高原新生代火山岩硅-碱组合指数(图 4-8)表明，火山岩 δ 变化范围较大。三江芒康 δ 变化为 1.6～4.7，平均为 2.87；玉门岩区 δ 变化为 5.53～9.44，平均为 7.49；西昆仑大红柳滩岩区变化在 1.5～15 之间，大多集中在 3.5～8.5 之间，平均为 5.61；中昆仑岩区 δ 为 1.73～10.01，平均 4.51；可可西里岩区 δ 平均为 3.15。不难看出，由西昆仑大红柳滩→中昆仑→可可西里，新生代火山岩 δ 平均值由 5.61→4.51→3.15，呈逐渐降低的趋势，这可能反映了一种由亲碱性橄榄玄武岩系列的钾玄岩组合向

亲钙碱系列钾玄岩组合的变异趋势。西秦岭岩区新生代火山岩 δ 均为负值，变化在－0.96～－8.85 之间，平均-4.29。

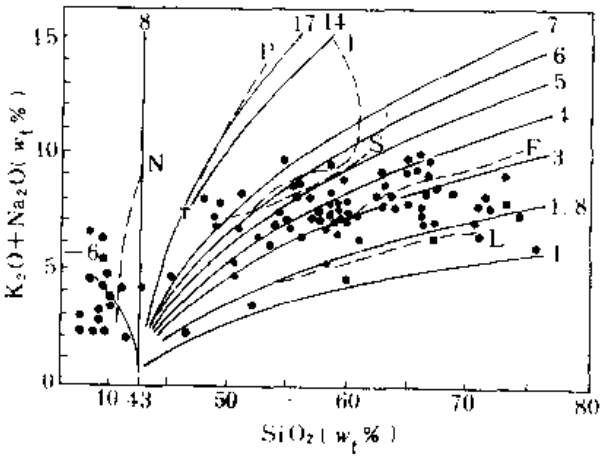


图 4-8　硅-碱关系及组合指数图

AFM 图解反映了岩石中碱性组分和铁镁组分之间的关系：

(1) 芒康、玉龙、可可西里岩区新生代火山岩在 AFM 图中处在 AF 线靠 A 一端，有较明显的富碱趋势，反映岩浆富碱、低铁、贫镁的特点。

(2) 玉门岩区、西昆仑大红柳滩岩区以及中昆仑岩区新生代火山岩在 AFM 图中处在 AF 线中部，含镁低，而且投影点相对较集中，离散度小，富碱、富铁趋势均不明显，说明岩浆的低压分异不强，它们的原始岩浆主元素应具有一定的共性或相似性。

(3) 西秦岭岩区新生代火山岩与其它岩区明显不同，在 AFM 图中位于 MF 线中部，反映了岩浆高镁、高铁、贫碱的特点，而且投影点集中，没有明显的富铁趋势，这种特点同样反映了较弱的低压分异和原始岩浆主元素的共性或相似性。

青藏高原陆内造山带钾玄岩组合与岛弧及大陆边缘弧钾玄岩比较，具有以下特点：

(1) 较高的硅饱合度。青藏高原钾玄岩组合中酸性岩类 SiO_2 可高达 78 %。低硅部分，岛弧及大陆边缘弧钾玄岩与青藏高原陆内造山带钾玄岩具有类似的 SiO_2 演化趋势；而在高硅部分，前者则表现为较低的硅饱合度。

(2) 岛弧及大陆边缘弧钾玄岩反映了更低的 FeO 变异趋势。

(3) 大陆边缘弧及岛弧钾玄岩 Al_2O_3 含量较高，更接近正常的钙碱系列岩浆的演化趋势，而青藏高原陆内造山带钾玄岩相对低铝。

(4) 岛弧及大陆边缘弧钾玄岩与青藏高原陆内造山带钾玄岩在 Fe_2O_3、FeO、CaO、Na_2O、K_2O、MgO 的含量及变异趋势图上具有相似的变化特征。

因此，与岛弧及大陆边缘弧钾玄岩比较，相对较高的 SiO_2 饱合度和 FeO 富集度以及略低的 Al_2O_3 含量乃是青藏高原陆内造山带钾玄岩主要元素的重要特征。

第五节　矿物化学特征

青藏高原新生代火山岩矿物学工作做得很少，未见系统的矿物学、矿物化学资料发表。我们主要藉助电子探针，对玉门、可可西里、三江芒康等地火山岩的主要造岩矿物进行了较为系统的研究，获得了一些有用的信息。

一　橄榄石

橄榄石是基性、超基性岩中的主要铁镁矿物之一，从玄武岩中晶出较早且结晶期较长。玉

门红柳峡新生代碱玄岩中橄榄石不但呈斑晶出现，而且也存在于基质中。橄榄石斑晶普遍有弱伊丁石化，基质橄榄石多呈粒状，蚀变不强。橄榄石的成分除与岩石总体成分有关外，还受母岩浆中铁含量的影响。一般随着岩浆演化作用进行，岩浆中 MgO 逐渐减少，FeO 相对增加，所以形成的橄榄石中 Fo 分子也相对减少。

从表 4-3 中可以看出，玉门碱玄岩中橄榄石均为镁橄榄石，F_o 一般在 81～85 之间；斑晶边部相对于斑晶核部富 Fa，Mn、Ca 含量也略高，说明在橄榄石结晶过程中，岩浆逐渐向贫镁、富铁的方向演化。

表 4-3　玉门红柳峡碱玄岩橄榄石化学成分(w,%)

样　号	B69601	B69601	B69601	样　号	B69601	B69601	B69601	样　号	B69601	B69601	B69601
SiO_2	39.36	38.51	38.86	Si	0.990	0.984	0.990	Fo	0.843	0.816	0.829
TiO_2	0.08	0.07	0.03	Ti	0.002	0.001	0.001	Fa	0.157	0.184	0.171
Cr_2O_3	0.00	0.00	0.09	Cr	0.000	0.000	0.002	Mg	0.838	0.807	0.824
FeO	14.98	17.21	15.97	Fe^{2+}	0.351	0.368	0.340	Fe	0.157	0.183	0.169
MnO	0.36	0.55	0.38	Mn	0.008	0.012	0.008	Ni	0.000	0.001	0.001
NiO	0.00	0.10	0.09	Ni	000	0.002	0.002	Mn	0.004	0.006	0.004
MgO	44.96	42.71	43.56	Mg	1.686	1.628	1.655	Ca	0.002	0.003	0.002
CaO	0.12	0.23	0.14	Ca	0.003	0.006	0.004				
Na_2O	0.16	0.48	0.25	Na	0.008	0.024	0.012				
K_2O	0.00	0.04	0.04	K	0.000	0.001	0.001				
总量	100.02	99.90	99.41	GFW	151.20	153.44	152.20				
备　注	斑　晶	斑晶边部	斑晶核部	备　注	斑　晶	斑晶边部	斑晶核部	备　注	斑　晶	斑晶边部	斑晶核部

中国地质大学(北京)电子探针室分析(1993)

Morrison 的研究(1980)表明：钾玄岩中玄武质、玄武安山质岩石中橄榄石斑晶较为常见，其成分大多在 Fo_{65}-Fo_{85}之间，平均为 Fo_{75}且少数橄榄石斑晶具有单斜辉石环边。

二　单斜辉石

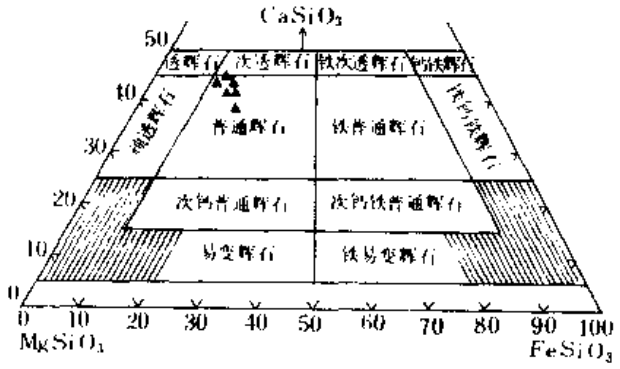


图 4-9　CaMg-CaFe-Mg-Fe 的辉石成分梯形

单斜辉石在本区碱玄岩、粗玄岩和粗安岩等岩石中是最主要的铁镁矿物。斑晶多呈自形或半自形颗粒，具简单双晶，薄片中可见到数个辉石颗粒形成的聚斑结构。

化学成分分析结果(表 4-4)表明，单斜辉石含 Cr_2O_3 较低，一般在 0.2 %～0.8 % 之间；Al_2O_3 介于 1.6 %～5 %之间；Na_2O 约 0.5 %～1 %；其 Ca：Mg：ΣFe＋Mn 平均为 42.64：43.50：13.87。在辉石分类三角图中(图 4-9)位于普通辉石范围内，但均靠近透辉石投影区。在辉石中，Al 的配位与温压关

表 4-4　新生代火山岩单斜辉石化学成分(w_i%)

产　地	玉　门	玉　门	可可西里	可可西里	可可西里	玉　门
岩　性	粗安岩	碱玄岩	粗玄岩	粗安岩	粗安岩	粗玄岩
样　号	B688cp	B696cp	B688cp	2SB6cp	2SB2cp	2SB1cp
SiO_2	49.99	50.77	50.01	50.78	50.54	52.41
TiO_2	1.70	1.22	1.74	1.06	1.29	1.04
Al_2O_3	3.15	4.55	4.90	3.40	3.63	1.59
Cr_2O_3	0.05	0.78	0.23	0.23	0.02	0.23
FeO	7.76	5.94	8.37	9.45	9.42	7.54
MnO	0.25	0.00	0.08	0.20	0.50	0.19
NiO	0.07	0.00	0.00	0.45	0.25	0.00
MgO	14.90	15.79	14.72	15.46	14.58	15.46
CaO	20.98	20.64	20.09	18.45	19.78	21.94
Na_2O	0.95	0.60	0.55	1.08	0.69	0.56
总　量	99.80	100.29	100.69	100.56	100.70	100.96
Si	1.868	1.863	1.845	1.884	1.877	1.929
Ti	0.048	0.034	0.048	0.030	0.036	0.029
Al	0.139	0.197	0.213	0.149	0.159	0.069
Cr	0.001	0.023	0.007	0.007	0.001	0.007
Fe^{2+}	0.243	0.182	0.258	0.293	0.293	0.232
Mn	0.008	0.000	0.002	0.006	0.016	0.006
Ni	0.002	0.000	0.000	0.013	0.007	0.000
Mg	0.830	0.864	0.810	0.855	0.807	0.848
Ca	0.840	0.811	0.794	0.733	0.787	0.865
Na	0.069	0.043	0.039	0.078	0.50	0.040
GFW	224.12	221.07	223.19	224.15	224.70	223.25
Wo	0.439	0.437	0.426	0.390	0.417	0.445
En	0.434	0.465	0.435	0.454	0.428	0.436
Fs	0.127	0.098	0.139	0.156	0.155	0.119
MgM_1	0.693	0.718	0.660	0.658	0.657	o.740
MgM_2	0.064	0.121	0.124	0.136	0.108	0.070
FeM_1	0.20	0.151	0.211	0.226	0.238	0.202
FeM_2	0.019	0.025	0.040	0.047	0.039	0.019
AlM_1	0.055	0.075	0.075	0.080	0.068	0.022
AlM_1ts	0.055	0.075	0.075	0.068	0.068	0.022
CrM_1	0.001	0.023	0.007	0.007	0.001	0.007
Ca	43.730	43.670	42.600	38.840	41.36	44.34
Mg	43.210	46.530	43.450	45.310	42.41	43.46
Fe+Mn	13.060	9.800	13.950	15.850	16.24	12.20

中国地质大学电子探针室分析(1993)

系具有重要的标型意义，即高温低压条件下有利于 Al 在四次配位中代替 Si；而低温高压条件下，有利于 Al 在六次配位中代替其它阳离子。而岩浆结晶分异的演化过程，是六次配位 Al 增加的过程，由地幔到地壳是 Al 由六次配位向四次配位转化的过程。本区辉石中 Al^{IV} 在 0.022～0.080 之间，而 Al^{VI} 在 0.022～0.075 之间，二者比较接近。在 Jagoutz 等(1979)提出的单斜辉石 Al^{IV} 对 Al^{VI} 图解中(图 4-10)，本区辉石落在残留地幔范围内或其附近。

岛弧及大陆边缘弧钾玄岩组合中单斜辉石斑晶常表现为富钙贫钛，成分范围处在普通辉石-次透辉石之间，且很少显示富铁趋势(Morrison，1980)。青藏高原新生代钾玄岩组合中单斜辉石含 TiO_2 较高(达 1.06 %～1.74 %)，这可能反映了陆内造山带钾玄岩组合的一个特点。

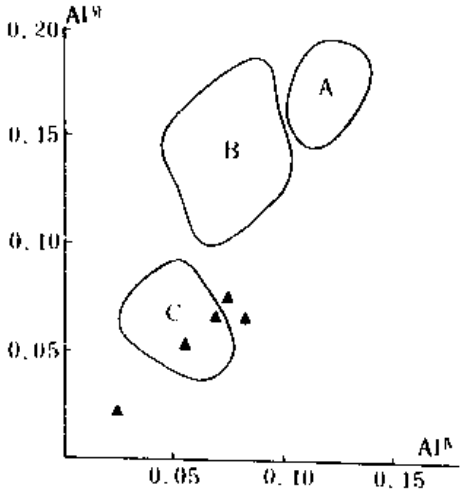


图 4-10　单斜辉石 Al^{IV}-Al^{VI} 图解

A. 原始地幔区；B. 过渡地幔区；C. 残留地幔区

三　斜方辉石

在钾玄岩系列岩石中，Mg 首先进入橄榄石而不易形成富镁的斜方辉石。因此，钾玄岩岩石组合中斜方辉石少见，仅在安山质英安质岩石中偶见斜方辉石斑晶。青藏高原新生代钾玄岩中斜方辉石十分少见。在可可西里含透长石巨晶粗安岩中，见有斜方辉石斑晶，其电子探针分析结果列于表 4-5 中。

按 Deer(1978)斜方辉石分类方案应为古铜辉石和紫苏辉石。与可可西里单斜辉石比较，斜方辉石富镁而贫钙。

单斜辉石与斜方辉石共存，以及基质中缺乏橄榄石乃是钾玄岩与钙碱系列火山岩亲缘性的表现。而出现丰富的富钙单斜辉石、橄榄石斑晶缺乏熔蚀以及偶尔出现白榴石则体现了可可西里新生代钾玄岩与碱性橄榄玄武岩的亲缘性。

四　斜长石

斜长石电子探针分析结果列于表 4-6 中。从表中可以看到，不同岩区新生代火山岩斜长石成分变化较大，Or 含量一般在 2 %～10 %这间，An 变化幅度为 10～64 号。玉门岩区橄榄玄粗岩以含钠长石为主，而碱玄岩则以 61～64 号的拉长石为主。芒康粗面岩中斜长石是重要的浅色矿物之一，斜长石斑晶多为自形或半自形，见有环带构造，普遍发育有钠长石律、肖钠长石律和卡钠复合双晶律聚片双晶，基质中斜长石常呈板条状，双晶普遍发育；An 为 13～18 号。可可西里粗面岩、粗安岩则为更中长石，An 变化在 16～42 号之间。

玉门碱玄岩中斜长石环带则反映了由核部→边部 An 降低，Ab 升高的正环带趋势。

岛弧及大陆边缘弧钾玄岩组合中，斜长石斑晶具有透长石环边，具正环带或振荡环带，含

Or 可高达 10 %，An 含量大多在 50～85 之间，常为拉长石。青藏高原钾玄岩组合与之比较斜长石明显低 Ca 高 Na，反映了陆内造山带钾玄岩相对低钙高碱的特点。

表 4-5　可可西里粗安岩中斜方辉石化学成分(w_i%)

样　号	2SB1op	2SB6op	2SB2op	样　号	2SB1op	2SB6op	2SB2op	样　号	2SB1op	2SB6op	2SB2op
SiO_2	53.43	54.25	54.57	Si	1.889	1.965	1.964	Wo	0.021	0.033	0.036
TiO_2	0.16	0.39	0.35	Ti	0.004	0.011	0.009	En	0.803	0.714	0.709
Al_2O_3	4.17	1.04	1.44	Al	0.174	0.044	0.061	Fs	0.176	0.252	0.255
Cr_2O_3	0.47	0.06	0.00	Cr	0.013	0.002	0.000	MgM_1	0.734	0.717	0.713
FeO	11.36	16.31	16.54	Fe^{2+}	0.336	0.494	0.498	MgM_2	0.764	0.670	0.677
MnO	0.15	0.46	0.29	Mn	0.004	0.014	0.009	FeM_1	0.160	0.253	0.257
NiO	0.07	0.00	0.02	Ni	0.002	0.000	0.001	FeM_2	0.167	0.237	0.244
MgO	29.14	25.90	25.78	Mg	1.536	1.399	1.383	AlM_1	0.088	0.018	0.021
CaO	1.06	1.68	1.83	Ca	0.04	0.065	0.071	AlM_1ts	0.085	0.018	0.021
Na_2O	0.36	0.20	0.00	Na	0.025	0.014	0.000	CrM_1	0.013	0.002	0.000
K_2O	0.08	0.00	0.02	K	0.004	0.000	0.001				
总量	100.45	100.29	100.84	GFW	213.41	218.29	218.06	Ca	2.083	3.30	3.62
								Mg	80.167	70.94	70.53
								$\sum Fe+Mn$	17.750	25.76	25.85
								定　名	古铜辉石	紫苏辉石	紫苏辉石

由中国地质大学(北京)电子探针室分析(1993)

五　钾长石

钾长石也是研究区内新生代火山岩中重要的浅色组分之一。斑晶、基质中均可出现。钾长石化学成分见表 4-6。Or %一般在 50 %～ 66 %之间，An %都很低，一般不超过 2 %，但最高可达 7 %。而 Ab %则大多在 32 %～42 %之间。芒康粗面岩中钾长石环带则反映了从核部向边部 Or %减少(65.9 % → 62.1 %)，Ab%增加 (32.8 % → 36.2 %)的趋势，与本区斜长石高钠的趋势相一致。

第六节　长石及石榴子石巨晶

青藏高原新生代火山岩中关于巨晶的报道很少，除西秦岭好梯超基性岩中见有橄榄石和单斜辉石巨晶外，其他地区尚无报道。我们对可可西里和芒康岩区透长石和石榴子石巨晶进行了研究。

一　透长石巨晶

可可西里粗安岩中透长石巨晶粒度达 5×2 cm，呈完好的短柱状自形晶，晶体内部成分十分均一，仅见少量斜长石细小晶粒包体。芒康粗面英安岩中透长石巨晶粒度 1 ×1.5 cm，呈浑

圆状，镜下见晶体边缘呈参差状，似有熔蚀现象。

透长石巨晶衍射分析结果见表 4-7。从表中可以看到，Ragland 系数 δ' 绝对值为 0.96 和 0.86，应属高透长石系列；单斜有序度 Sm 与 δ' 所反映的长石结构状态完全一致。

Соседко(1974)曾提出用 $\triangle 2\theta_{204-060}$ 测定碱性长石的有序度，该方法得到的有序度没有单斜和三斜之分，测定结果(表 4-7)表明，芒康和可可西里长石巨晶有序度相当低，分别为 0.08 和

表 4-6　长石成分电子探针分析结果(w_i%)

产　地	玉　门	玉　门	玉　门	玉　门	芒　康	芒　康	芒　康	可可西里	可可西里	可可西里
样　号	B688Or	B688Pl	B696Pl	B696Pl	15B54Or	15B54Or	15B54Or	2SB1Pl	2SB2Pl	2SB2Pl
SiO_2	65.13	65.40	51.32	51.66	65.41	66.28	66.10	63.62	56.85	59.80
TiO_2	0.89	0.13	0.03	0.00	0.17	0.19	0.17	0.00	0.00	0.32
Al_2O_3	19.92	20.66	29.22	29.54	18.06	17.40	18.88	22.25	25.83	23.94
Cr_2O_3	0.00	0.02	0.11	0.42	0.00	0.22	0.00	0.00	0.00	0.10
FeO	0.55	0.27	0.57	0.50	0.15	0.31	0.13	0.05	0.61	0.74
MnO	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.03	0.03	0.03	0.03	0.13
NiO	0.00	0.05	0.00	0.35	0.02	0.00	0.03	0.24	0.00	0.10
MgO	0.00	0.06	0.00	0.05	0.02	0.00	0.11	0.10	0.06	0.37
CaO	1.21	2.33	12.82	13.13	0.30	0.36	0.26	3.61	8.66	7.00
Na_2O	4.05	10.21	4.18	3.83	4.31	4.10	3.72	9.51	6.11	5.43
K_2O	7.43	0.86	0.36	0.41	10.79	10.70	11.36	0.59	1.10	1.63
总　量	99.18	99.99	98.77	99.89	99.23	99.59	100.79	100.00	99.25	99.56
Si	2.940	2.893	2.372	2.364	2.998	3.024	2.983	2.821	2.586	2.692
Ti	0.030	0.004	0.001	0.000	0.006	0.007	0.006	0.000	0.000	0.011
Al	1.060	1.077	1.592	1.593	0.975	0.936	1.004	1.163	1.385	1.270
Cr	0.000	0.001	0.004	0.015	0.000	0.008	0.000	0.000	0.000	0.004
Fe^{2+}	0.021	0.010	0.022	0.019	0.006	0.012	0.005	0.002	0.023	0.028
Mn	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.005
Ni	0.000	0.002	0.000	0.013	0.001	0.000	0.001	0.009	0.000	0.004
Mg	0.000	0.004	0.000	0.003	0.001	0.000	0.007	0.007	0.004	0.025
Ca	0.059	0.110	0.635	0.644	0.015	0.018	0.013	0.171	0.422	0.338
Na	0.354	0.876	0.375	0.340	0.383	0.363	0.325	0.817	0.539	0.474
K	0.428	0.049	0.021	0.024	0.631	0.623	0.654	0.033	0.064	0.094
GFW	268.98	265.77	274.27	274.59	273.25	273.02	273.27	266.38	271.23	269.33
岩　性	橄榄玄粗岩	橄榄玄粗岩	碱玄岩	碱玄岩	粗面岩	粗面岩	粗面岩	粗面岩	粗安岩	粗安岩
An	0.07	0.107	0.616	0.639	0.014	0.018	0.013	0.168	0.412	0.373
Ab	0.422	0.846	0.363	0.337	0.372	0.362	0.328	0.800	0.526	0.524
Or	0.509	0.047	0.021	0.024	0.613	0.621	0.659	0.033	0.062	0.103

续表 4-6　长石成分电子探针分析结果(w_i%)

产　地	可可西里	可可西里	芒　康	芒　康	芒　康	可可西里	可可西里	可可西里	玉　门
样　号	2SB6Or	2SB1Or	15B4Pl	15B2Or	15B2Pl	2SB4Pl	2SB6Pl	2SB3Pl	B696Pl
SiO_2	66.20	67.21	61.75	66.69	63.25	60.61	56.43	62.57	52.98
TiO_2	0.10	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.14	0.04	0.08
Al_2O_3	18.17	18.03	23.13	17.79	22.42	24.14	25.52	22.51	28.96
Cr_2O_3	0.07	0.02	0.28	0.06	0.16	0.11	0.00	0.22	0.00
FeO	0.15	0.00	0.15	0.11	0.08	0.10	0.72	0.23	0.38
MnO	0.00	0.26	0.00	0.11	0.00	0.00	0.21	0.02	0.13
NiO	0.12	0.18	0.10	0.10	0.29	0.00	0.16	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.18	0.12	5.64	0.09	4.54	7.68	9.34	6.12	13.14
Na_2O	3.77	3.53	7.42	3.37	8.34	5.82	5.46	6.48	3.18
K_2O	11.46	11.10	1.32	11.42	0.93	1.30	1.11	1.81	0.53
总　量	100.22	100.45	99.81	99.74	100.01	99.76	99.09	100.00	100.01
Si	3.007	3.032	2.759	3.035	2.808	2.712	2.578	2.789	2.411
Ti	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.005	0.001	0.003
Al	0.973	0.959	1.218	0.954	1.172	1.273	1.374	1.183	1.553
Cr	0.003	0.001	0.010	0.002	0.006	0.004	0.000	0.008	0.000
Fe^{2+}	0.006	0.000	0.006	0.004	0.003	0.004	0.028	0.009	0.014
Mn	0.000	0.010	0.000	0.004	0.000	0.000	0.008	0.001	0.005
Ni	0.004	0.007	0.004	0.004	0.010	0.000	0.006	0.000	0.000
Mg	0.000								
Ca	0.009	0.006	0.270	0.004	0.216	0.368	0.457	0.292	0.641
Na	0.332	0.309	0.643	0.297	0.718	0.505	0.484	0.560	0.336
K	0.664	0.639	0.075	0.663	0.053	0.074	0.065	0.103	0.031
GFW	273.50	272.31	267.97	272.69	266.82	268.17	272.01	267.85	273.42
岩　性	粗安岩	粗安岩	粗面岩	粗面英安岩	粗面英安岩	流纹岩	粗安岩	粗安岩	碱玄岩
An	0.009	0.006	0.273	0.005	0.219	0.389	0.455	0.306	0.636
Ab	0.330	0.324	0.651	0.308	0.728	0.533	0.481	0.586	0.334
Or	0.661	0.670	0.076	0.687	0.053	0.078	0.064	0.108	0.031

由中国地质大学(北京)电子探针室分析(1993)

表 4-7　透长石巨晶衍射分析结果

编　号	产　地	岩　性	$2\theta_{060}$	$2\theta_{204}$	$\Delta 2\theta_{131-1\bar{3}1}$	δ'	S_m	η	t°C	$S_{\Delta 2\theta 204-060}$
15BB52	三江芒康	粗面英安岩	41.70	50.96	0.09	-0.96	0.023	-1.40	950	0.06
2SB1	可可西里	粗　安　岩	41.66	50.90	0.09	-0.86	0.068	-1.23	840	0.08

0.06。长石有序度的本质是长石晶格中 Al 的占位率。我们采用 Каменцев 和 Сметаникова (1977)的计算方法求取了巨晶透长石的 Al 占位率(表 4-8)。结果表明,巨晶长石中 Al 在 T_{1o}, T_{1m}, T_{2o}, T_{2m}中的分配比较均匀,Thompson 系数 Y 和 Z 均很小,长石的有序化程度很低,应属一种高结构状态的长石类型。

表 4-8 长石巨晶 T_1,T_2 位铝占位率

编 号	产 地	T_{1o}	T_{1m}	T_{2o}	T_{2m}	Thompson 系数	
						Y	Z
15BB52	三江芒康	0.350 38	0.236 62	0.206 50	0.206 50	0.11	0.17
2SB1	可可西里	0.339 89	0.226 13	0.216 99	0.216 99	0.11	0.13

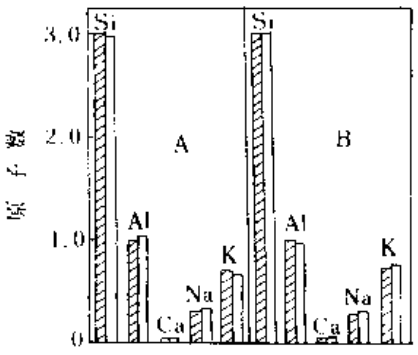


图 4-11 透长石巨晶核心及边部成分对比

A.芒康岩区;B.可可西里岩区;□ 晶体边部;□ 晶体核部

可可西里及芒康透长石巨晶在显微镜下及 X 光测定均未见出溶条纹,巨晶边部及核部成分差异很小(图 4-11)。巨晶长石的化学成分(表 4-9),以其端元组分与我国其他地区新生代火山岩中的长石巨晶及国外部分长石巨晶成分加以比较(图 4-12),可以看出本区长石巨晶有以下特点:

(1) 本区巨晶 Or 含量很高,Or=66.6~71.9,平均为 69.75;Ab=27.6~32.3,平均为 29.45;Or≫Ab,几乎不含 An,或 An 含量很低,属钾透长石成分范围。

(2) 本区火山岩中长石巨晶以 Or 含量明显区别于国外的长石巨晶;同时也以 Or 高不同于我国钠质碱性玄武岩中长石巨晶。我国的钠质碱性玄武岩中的长石巨晶,华南富 An,华北富 Ab,东北富 Or。然而,仅黑龙江科洛-二克富钾火山岩长石巨晶含 Or 可高达 68.1,与本区长石巨晶成分较为接近。

(3) 本区长石巨晶富钾与本区巨晶寄主火山岩(粗安岩、粗面英安岩)的富钾特征是一致的。

正路(1972)在三峰法的基础上提出了结构参数 η,它与 $2\theta_{060}$及 $2\theta_{204}$的关系如下:

$$\eta = 6.68 \times 2\theta_{(060)} - 7.44 \times 2\theta_{(\bar{2}04)} + 99.182$$

η 是碱性长石有序度的标志,并且有 $Sm \approx 1.6\eta$ 的关系。长石结构状态的研究首先是和长石形成温度联系起来的,正路系数 η 与钾长石的形成温度关系密切,利用 η 与钾长石形成温度的关系图解(正路,1972)测得可可西里新生代粗安岩中长石巨晶形成温度约 840°C;芒康粗面英安岩中长石巨晶形成温度约 950°C。然而,对于天然的长石而言,并不意味着可用 η 参数直接测定出长石结晶的温度。因为测得的只能是保留这个结构状态时的最低温度。也就是

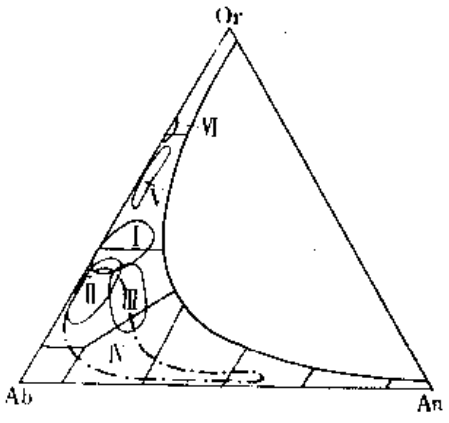


图 4-12 长石巨晶 Or-Ab-An 图解

我国钠质碱性玄武岩中巨晶:Ⅰ.东北地区;Ⅱ.华北地区;Ⅲ.华东地区;Ⅳ.国外碱性玄武岩中巨晶;Ⅴ.科洛-二克山富钾火山岩中巨晶;Ⅵ.本区长石巨晶投影区

说，长石结晶时的结构状态更高，随着冷却，结构状态也随之降低，但到某一程度结构状态就保留下来(即以亚稳状态保存下来)。因此，利用 η 参数测得的可可西里粗安岩和芒康粗面英安岩中长石巨晶保留结构状态的最低温度 840°C 和 950°C 显然代表的是长石结晶温度的一个最低下限值，巨晶长石的起始结晶温度应更高。

表 4-9 透长石巨晶电子探针成分分析结果(w_i%)

		15B52O		15B52O		2SB1Or		2SB1Or	
		巨晶边部		巨晶核部		巨晶边部		巨晶核部	
SiO_2	Si	65.13	2.997	65.43	2.983	65.39	3.004	66.41	3.009
TiO_2	Ti	0.33	0.011	0.37	0.013	0.04	0.001	0.04	0.001
Al_2O_3	Al	18.12	0.983	18.45	0.991	18.15	0.983	18.22	0.973
Cr_2O_3	Cr	0.00	0.000	0.00	0.000	0.05	0.002	0.00	0.000
FeO	Fe^{2+}	0.00	0.000	0.12	0.005	0.00	0.000	0.00	0.000
MnO	Mn	0.09	0.004	0.00	0.000	0.00	0.000	0.24	0.009
NiO	Ni	0.00	0.000	0.04	0.001	0.00	0.000	0.00	0.000
MgO	Mg	0.00	0.000	0.19	0.013	0.00	0.000	0.00	0.000
CaO	Ca	0.24	0.012	0.23	0.011	0.14	0.007	0.05	0.002
Na_2O	Na	3.37	0.301	3.63	0.321	3.15	0.281	3.24	0.285
K_2O	K	11.69	0.686	11.41	0.664	12.46	0.730	12.68	0.733
总 量	GFW	98.97	273.65	99.87	273.54	99.38	274.32	100.88	274.61
An		0.012		0.011		0.007		0.002	
Or		0.687		0.666		0.718		0.719	

由中国地质大学(北京)电子探针室分析(1993)；15B52O：粗面英安岩，取自芒康；2SB10r 粗安岩，取自可可西里

长石中 An 分子在高压下为不稳定矿物，1.0 G Pa 时，可以在高温下发生不一致熔融，形成刚玉＋熔体，但钠长石和透长石均可稳定于高的压力之下。可可西里粗安岩、芒康粗面英安岩中透长石巨晶 An 分子含量极低，且巨晶内部光性均一，无环带和双晶，X 光未见出溶条纹，矿物边部及核部成分变化不大，这些信息均暗示了巨晶是在较高温度和相对较高的压力下缓慢冷却充分结晶的产物。

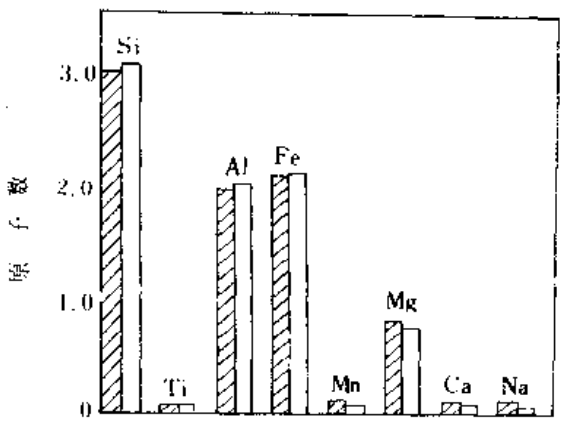


图 4-13 石榴子石巨晶核心及边部成分对比图

□ 边部；□ 核心

二 石榴子石巨晶

在可可西里岩区除透长石巨晶外，还在粗安岩中见有石榴子石巨晶。石榴子石呈棕红色、紫红色，浑圆状，粒度 0.7×0.9 cm～1.3×1.5 cm。镜下光性均一，无包体和杂质矿物。

探针分析石榴子石成分表明，晶体内部成分均一，边部和核部成分差异很小(图 4-13)，100×Mg/(Mg＋Fe)为 26.4～27.7；镁铝榴石(Pyr)端元组分 24.9～26.1；铁铝榴石(Alm)

68.1～69.4；锰铝榴石(Spe)为 2.9～3.0；钙铝榴石(Gro)2.7～2.8。Alm 和 Pyr 为主要的二种端元组分，二者之和占总成分的 93 %～95.5 %。在 Pyr-Alm 系列石榴石分区图上(图 4-14)，处在相当于角闪岩相的温压范围，推测其结晶深度大约相当于中地壳。

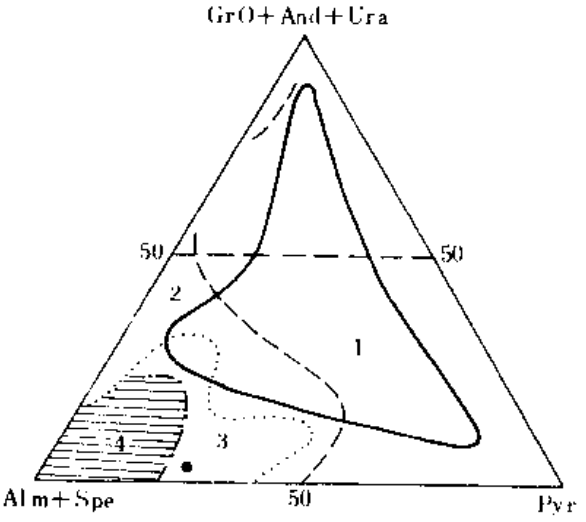


图 4-14　镁铝-铁铝榴石分区图

1. 榴辉岩；2. 麻粒岩相；3. 角闪岩相；4. 绿帘角闪岩相

三　讨论

关于巨晶成因问题历来就存在较多的争论，争论焦点是关于巨晶是寄主岩浆结晶产物还是外来捕虏晶的问题。一些研究者根据巨晶矿物常与地幔岩包体共生，常见碎裂现象及棱角状外形等，称为捕虏晶，并认为它们是被寄主玄武岩浆捕获的地幔或地壳中已有晶体的碎块。镜下观察表明，青藏高原新生代火山岩中的长石巨晶和石榴子石巨晶均未见到矿物扭折带、塑性变形、波状消光及集合体(塑性变形核幔构造)等形态，而这类现象在幔源或壳源包体的矿物成分中则易见到。与外源捕虏晶不同的是，本区长石巨晶和石榴子石巨晶均具有岩浆结晶的高温无序结构状态，呈自形晶或熔蚀特征，而且均呈单晶产出。其成分与寄主粗安岩和粗面英安岩具有大体协调一致的基本特点。由于巨晶为岩浆在深处晶出的矿物，在其上升过程中，由于压力变化及寄主岩浆成分的演化等因素，巨晶与寄主岩浆可出现局部不平衡状态。因此在巨晶边缘可出现熔蚀现象(如本区芒康粗面岩中的长石巨晶，以及可可西里粗安岩中石榴子石巨晶的浑圆状熔蚀形态)，甚至出现反应边。

关于长石巨晶的实验岩石学表明，对于 Ab-An 系统，在干体系状态下压力大于 1.0 GPa 时，富钙的熔浆将形成刚玉高压相，而含 An 极低的巨晶长石可能在更高的压力下仍可稳定(Lindsley，1967)。在压力小于 1.0 GPa，温度近于 900°C 时，碱性玄武岩及霞石玄武岩浆中将有歪长石晶出(Green 等，1974)。在无水条件下，1 150°C～1 200°C 时，玄武岩中歪长石稳定的压力可达 0.8 GPa～0.9 GPa(Chapman，1976)。这表明，在中-高压条件下，岩浆中具有结晶出长石巨晶的物理化学条件。

据此我们认为，本区粗安岩和粗面英安岩中的长石巨晶和石榴子石巨晶应为本区钾质碱性岩浆在深部结晶析出的产物，而不是寄主岩浆捕获的外来捕虏晶。

第七节　微量元素地球化学特征

形成火山岩的原始岩浆由深部向地表运移的过程中，主要元素、微量元素均发生规律性变化，微量元素的组合、比值和丰度与原始岩浆的性质有关。青藏高原新生代火山岩微量元素分析结果列于表 4-10 中，从表中可以看出如下规律：

(一) Sc、Ti、V、Cr、Mn、Fe、Co、Ni

该组元素属过渡金属。分配系数 D<0.2 的元素是 Ti、V，属适度不相容元素；D≈1 的元

表 4-10　青藏高原新生代火山岩微量元素含量($\times 10^{-6}$)

序号	编号	产地	岩性	Sr	Rb	Ba	Nb	Zr	Y	Zn	Cu	Ni	Co	V	Cr
1		中昆仑普鲁	橄榄粗安岩	1079.5	100.6	1576.3	35.1	429.5	22.6	117.8	28.3	100.1	35.2	107.5	157.3
2		中昆仑乌鲁克库勒	碱玄岩	1341.5	98.7	1269.5	36.3	367.0	15.5	114.0	18.6	89.5	38.2	113.0	113.5
3		中昆仑乌鲁克库勒	粗安岩	1207.4	133.0	1829.8	40.2	530.4	23.7	118.6	15.4	40.4	26.0	73.0	61.6
4		中昆仑乌鲁克库勒	石英粗安岩	816.4	173.7	1435.7	44.7	522.0	23.7	118.0	17.7	28.9	21.0	82.9	41.4
5		中昆仑乌鲁克库勒	粗面英安岩	289.3	383.3	653.0	47.9	272.0	16.2	76.6	10.0	12.9	10.0	27.3	20.3
6		中昆仑阿塔木帕下	石英安粗岩	948.3	138.3	1621.0	46.3	580.3	23.6	144.0	11.5	18.4	23.6	64.5	21.7
7		中昆仑雄鹰台	辉石玄武岩	319.0	46.0	516.0	22.7	121.0	20.1	69.1	<10	1327.0	78.2	68.5	1836.0
8		中昆仑雄鹰台	安山玄武岩	902.3	100.0	1020.0	31.5	333.5	24.2	115.0	12.1	45.3	24.8	91.5	81.6
9		中昆仑雄鹰台	石英安粗岩	1079.6	141.2	1605.2	29.9	373.4	20.5	99.2	20.4	37.5	20.4	88.1	58.6
10	2SB2	可可西里	次粗安岩	1166	125	1810		497		223		156	17.1		33.9
11	B696	玉门红柳峡	碱玄岩	13.00	44.8	1918		251		<8.14		90.8	41.10		189
12	L-001	礼　　县	似长岩	1528	67.1	1575		300		<9.24		380	52.3		221
13	1	岩昌好梯	似长岩	1730	58.6	1368	125	439.7	30.41				58.0	213	229.7
14	2	岩昌好梯	似长岩	1570	61.8	1085	118	417.6	30.47				55.3	189	268.2
15	3	岩昌好梯	似长岩	1632	70.4	1321	129	435.0	29.83				60.9	204	243.2
16	4	岩昌好梯	似长岩	1713	67.6	1309	113	426.5	29.32				59.0	200	278.3
17	5	岩昌好梯	似长岩	1718	54.1	1779	114	405.5	27.51				57.6	196	252.1
18	15BB54	三江芒康	粗面岩	1224	229	1460		258		56.7		139	9.25		62.1

续表 4-10　青藏高原新生代火山岩微量元素含量($\times 10^{-6}$)

序号	编号	产地	岩性	U	Th	Sc	Ti	Ta	As	Br	Cs	Hf	Mo	Sb	Se	W
1		中昆仑普鲁	橄榄粗安岩													
2		中昆仑乌鲁克库勒	碱玄岩													
3		中昆仑乌鲁克库勒	粗安岩													
4		中昆仑乌鲁克库勒	石英粗安岩													
5		中昆仑乌鲁克库勒	粗面英安岩													
6		中昆仑阿塔木帕下	石英安粗岩													
7		中昆仑雄鹰台	辉石玄武岩													
8		中昆仑雄鹰台	安山玄武岩													
9		中昆仑雄鹰台	石英安粗岩													
10	2SB2	可可西里	次粗安岩	4.70	3.25	10.8		2.39	3.55	2.52	3.10	11.7	6.62	0.108	7.61	2.78
11	B696	玉门红柳峡	碱玄岩	1.61	6.30	26.1		1.82	<1.86	1.82	2.50	5.46	<3.19	0.898	4.00	3.23
12	L-001	礼　　县	似长岩	3.82	15.2	20.8		7.32	2.73	<1.46	1.11	9.07	<3.90	0.115	5.46	<2.21
13	1	岩昌好梯	似长岩	2.86	0.00	14.6	277	5.66								
14	2	岩昌好梯	似长岩	2.42	16.2	16.4	303	4.96								
15	3	岩昌好梯	似长岩	3.92	19.7	14.9	295	5.69								
16	4	岩昌好梯	似长岩	2.92	19.9	14.0	323	4.32								
17	5	岩昌好梯	似长岩	2.62	16.9	15.0	323	5.04								
18	15BB54	三江芒康	粗面岩	6.14	35.1	7.53		1.57	2.86	<0.802	7.78	7.92	4.70	0.147	5.81	2.69

* 1～9 据邓万明(1989)；13—17 据喻学惠(1993)；其余由本文提供，中国科学院高能物理研究所分析(1993)

素是 Mn、Fe，为适度相容元素；而 D>1 的元素是 Cr、Co 和 Ni，为相容元素。

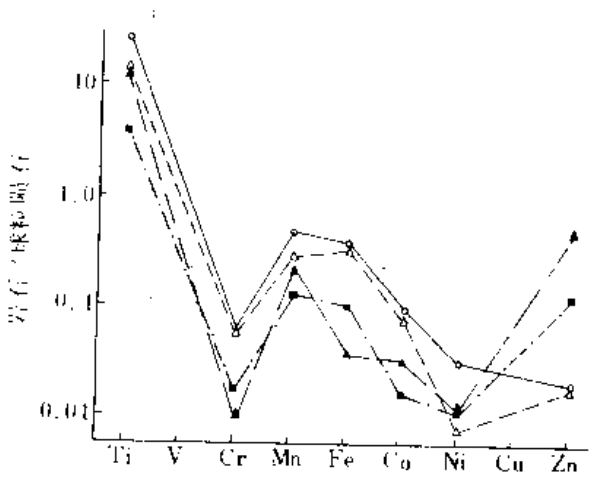


图 4-15　球粒陨石标定的新生代火山岩过渡金属配分型式

研究区内新生代火山岩与地壳微量元素克拉克值比较，Sc、Ti、Fe、Co 等元素丰度大多高于克拉克值；Mn 与克拉克值比较接近，变化不大；而 V、Cr、Ni 则变化范围较宽。西秦岭岩区新生代火山岩 V、Cr 均明显高于克拉克值；而中昆仑地区火山岩 V、Cr、Ni 一般低于克拉克值，且变化范围较大。在球粒陨石标定的过渡金属配分型式图上（图 4-15），曲线均显示强分离的配分型式，并以显著的 Ti 正异常和 Cr、Ni 负异常为特征，曲线呈典型的 W 型。

（二）Cu、Zn、As、Sb、Mo、Se

该组元素按 V·M·戈尔德施密特的元素地球化学分类，属典型的亲铜元素。青藏高原新生代火山岩 Cu、Se 含量分别在 $10\times10^{-6}\sim30\times10^{-6}$ 和 $4\times10^{-6}\sim8\times10^{-6}$ 之间，低于球粒陨石中 Cu、Se 的含量 1～3 倍；而 Zn、As、Sb、Mo 等元素丰度则明显高于球粒陨石中相同元素的含量；与地壳中元素平均值比较，Se、Mo、As 含量较高，Cu 偏低；而 Zn、Sb 与克拉克值接近。

（三）Rb、Sr、Ba、Y、Cs、U、Th、Zr、Hf、Ta 等

该组元素按 V·M·戈尔德施密特的元素地球化学分类属较典型的亲石元素。青藏高原新生代火山岩中，该组元素大多远远高于球粒陨石中同类元素的含量，呈强烈的富集状态，这与该组元素的不相容性是吻合的。与克拉克值比较，Sr、Ba、Zr 偏高，而其它元素丰度与克拉克值接近。在球粒陨石标准化分配型式图中（图 4-16），不同岩区火山岩分配型式略有差异。中昆仑普鲁橄榄粗安岩和可可西里粗安岩相对更富集 La、Ce；芒康粗面岩明显富集 Rb、Th，而亏损 P、Tb；西秦岭岩区火山岩亏损 K，而 Th、La、Ce 略有富集趋势。玉门碱玄岩配分曲线相对较平滑，仅 Hf、Tb 略有亏损。

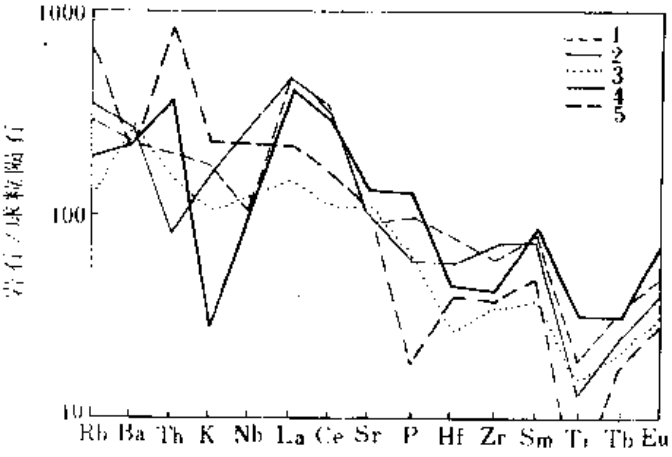


图 4-16　不相容元素球粒陨石配分型式
（据 Thompson，1982）
1. 中昆仑橄榄粗安岩；2. 可可西里粗安岩；
3. 玉门碱玄岩；4. 札县似长岩；5. 芒康粗面岩

（四）Morrison（1980）研究表明

岛弧及大陆边缘弧钾玄岩化学成分总的特点是高 Al_2O_3、高 Fe_2O_3/FeO，高全碱，高 K_2O 和轻离子亲石元素（P、Rb、Sr、Ba、Pb、LREE）；低 TiO_2 和低硅饱合度。其微量元素（表 4-11）反映了与主元素相同的变化趋势，与钾有关的元素（Rb、Ba、Sr、Pb）含量高，其丰度值是碱性橄榄玄武岩的 2 倍，是岛弧拉斑玄武岩的 10 倍。岛弧及大陆边缘弧钾玄岩组合中 Th、U、V、Cu 较高，而 Y 和 Zr 则比其它岩石组合低。Cr、Ni、Co、Sc 比岛弧拉斑玄武岩和钙碱系

表 4-11　钾玄岩和其它系列火山岩微量元素丰度($\times10^{-6}$)

1		2	3	4	5	6	7
Cs				0.85(0.79-0.90)			
Rb	5	10	35	59(24-187)	63(14-109)	199(98-590)	350
Ba	75	115	359	683(380-992)	567(370-1011)	658(250-1300)	167
Sr	200	330	566	943(520-2010)	956(485-1473)	642(480-930)	227
K/Rb	1000	340		416(177-1093)	365(105-666)	218(94-235)	117
Rb/Sr	0.03	0.03	0.06	0.06(0.02-0.125)	0.07(0.03-0.12)	0.39(0.25-0.68)	1.54
Ba/Rb	15	11.5	10.25	11.24(0.48-35)	9.83(4.6-24.7)	2.76(0.94-4.50)	0.48
Th	0.5	1.1		1.28(0.79-2.70)	4.33(3.78-4.86)	4.91(3.92-5.63)	
U	0.15	0.2		0.57(0.18-1.22)	1.34(1.27-1.42)	1.85(1.61-1.93)	
Th/U	1.6	5.9		2.22(2.20-2.28)	3.23(2.86-3.42)	2.66(2.51-2.87)	
Y		20	35	16(11-41)	18(15-26)	25(17-32)	41
Zr	70	100	118	67(26-277)	121(81-180)	93(277-880)	205
Cu			126	159(40-416)	115(12-237)	125(35-93)	81
Ni	30	25	78	50(4-340)	53(9-145)	22(12-16)	8
Co			43	24(8-48)	19(16-23)	12(9-17)	4
V	270	255	266	290(185-670)	218(105-300)	120(68-164)	35
Sc			33	25(8-35)	26(12-39)		
Cr	50	40	185	156(2-608)	141(13-440)	37(23-72)	34

据 Morrison,1980;1. 典型岛弧拉斑玄武岩(Jakes and White, 1972); 2. 典型岛弧钙碱系列玄武岩(Jakes and White, 1972); 3. 碱性橄榄玄武岩平均值(Prinz, 1967); 4. 33 个岛弧钾玄岩系列玄武岩平均值;6. 7 个岛弧钾玄岩系列安山岩平均值;7. 一个岛弧钾玄岩系列英安岩分析值

列岩石高,但却低于碱性橄榄玄武岩。

青藏高原陆内造山带钾玄岩组合与岛弧及大陆边缘弧钾玄岩组合比较,具有以下微量元素地球化学特征:

(1) Rb、Y、Sc 含量比较接近,差异不大,随 SiO_2 升高,具有类似的变化规律。

(2) Cu、V 明显低于岛弧及大陆边缘弧钾玄岩组合。青藏高原新生代火山岩 Cu 丰度介于 10×10^{-6}～30×10^{-6}之间;V 含量一般为 70×10^{-6}～200×10^{-6};而岛弧及大陆边缘弧钾玄岩组合中,Cu 一般 80×10^{-6}～160×10^{-6};V 一般 35×10^{-6}～300×10^{-6}。

(3) 青藏高原陆内造山带钾玄岩组合中,Cs、Ba、Sr、Th、U、Zr、Co、Ni、Cr 大多高于岛弧及大陆边缘弧钾玄岩中同种元素丰度。其中 Cs、Ba、Sr、Th、U 属于轻离子亲石元素;而 Cr、Co、Ni 则是典型的地幔元素。

(4) 微量元素变化特征表明,表藏高原新生代火山岩不仅具有钾玄岩组合富轻离子亲石元素的共同特征,而且相对富集 Cr、Co、Ni 等幔源元素,说明青藏高原陆内造山带钾玄岩组合

岩浆起源深度较大，可能与上地幔及加厚的陆壳底部的部分熔融有关。

第八节　稀土元素地球化学特征

稀土元素在岩浆演化过程中相对于造岩元素更为稳定，对于原始岩浆的性质、形成方式和演化过程等均有重要的指示意义。

一　稀土元素丰度及其演化趋势

青藏高原新生代火山岩稀土分析结果及稀土元素特征参数分别列于表 4-12 和表 4-13 中。从表中可以看出如下规律：

(1) 玉门岩区火山岩稀土总量介于 180×10^{-6}～570×10^{-6}之间，其中 LREE 为 150×10^{-6}～350×10^{-6}，HREE 为 37×10^{-6}～70×10^{-6}，ΣREE 平均为 361.78×10^{-6}。

(2) 中昆仑火山岩稀土总量变化范围很宽，大多介于 450×10^{-6}～730×10^{-6}之间，最低为 43.89×10^{-6}，最高可达 2430.32×10^{-6}。其中 LREE 大多在 420×10^{-6}～680×10^{-6}之间，HREE 在 31×10^{-6}～51×10^{-6}之间。

(3) 西秦岭岩区火山岩稀土总量较高，ΣREE 在 420×10^{-6}～500×10^{-6}之间，较为稳定，变化小；其中 LREE 为 360×10^{-6}～490×10^{-6}之间，HREE 为 55×10^{-6}～60×10^{-6}，ΣREE 平均为 471.99×10^{-6}。

(4) 三江八宿，芒康岩区稀土总量低，在 157×10^{-6}～300×10^{-6}之间，其中 LREE 为 120×10^{-6}～208×10^{-6}，HREE 为 30×10^{-6}～65×10^{-6}，ΣREE 平均为 216.60×10^{-6}。

(5) 各岩区新生代火山岩轻重稀土比值 LREE/HREE 较大，介于 3～15 之间，平均为 7.27。Sm/Nd 绝大多数介于 0.10～0.20 之间，均小于 0.33；δEu 值为 0.34～1.05，平均为 0.82，大于 0.70。

(6) 通常，火山岩的 ΣREE(包括钇在内)变化范围为 154.79×10^{-6}～484.19×10^{-6}，平均为 311.09×10^{-6}。青藏高原新生代火山岩 ΣREE 大多高于此值，属轻稀土元素富集型。一般陆壳物质重熔产生的岩石可能具有较高的稀土元素含量，青藏高原新生代火山岩轻稀土元素的富集可能在一定程度上与岩浆源区的物质成分组成有关。

二　稀土元素球粒陨石标准化型式

青藏高原新生代火山岩稀土配分型式均为右倾负斜率轻稀土富集型，各岩区火山岩多数呈较为平滑的斜率相似的近于平行的一组曲线(图 4-17)。

Eu 是稀土元素中唯一可以呈二价形式出现而与其它稀土元素分离开来的元素，它主要以二价形式进入钙长石，取代 Ca^{2+}。因而，Eu 的主要携带者是斜长石，斜长石的结晶对于岩石中 Eu 的分配具有特殊意义，斜长石的成分和含量决定了岩石中 Eu 的多少。青藏高原新生代火山岩中 δEu 较大，总体而言 Eu 亏损不明显，可能暗示了一个重要的信息，即在岩浆源区，可能并未出现熔体-斜长石的平衡，局部熔融形成岩浆时，固相残余物中无斜长石相。斜长石的缺

表 4-12　青藏高原新生代火山岩稀土元素含量($\times 10^{-6}$)

编号	产　地	岩　性	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	来源
B696	玉门红柳峡	玄武岩	49.9	99.0		40.0	7.86	2.49	7.69	1.09					2.41	0.334		本　文
Y-1	玉门旱峡	粗玄岩	44.73	40.23	11.41	43.72	7.42	2.01	5.44	0.90	4.43	0.83	2.41	0.35	1.95	0.28	20.75	潘桂棠
Y-2	玉门红柳峡	〃	58.76	114.65	14.60	56.08	9.32	2.45	6.47	1.07	5.00	0.93	2.39	0.40	2.13	0.31	22.99	〃
Y-3	〃	玄武岩	81.55	163.93	19.31	71.83	11.54	2.95	7.99	1.30	5.91	1.11	2.88	0.48	2.60	0.38	27.91	〃
Y-4	〃	粗面岩	119.26	231.88	27.61	98.00	14.55	2.15	9.99	1.70	7.83	1.52	4.17	0.72	4.08	0.61	38.69	〃
Y-5	〃	粗玄岩	74.20	140.57	17.69	68.92	10.48	2.80	7.19	1.19	5.30	0.99	2.51	0.41	2.19	0.32	25.30	〃
H_0-1	大红柳滩	碱性粗面岩	170.02	298.51	34.23	117.66	18.08	3.84	10.18	1.60	5.15	0.90	1.97	0.37	1.45	0.20	21.13	〃
	中昆仑普鲁	钾玄质火山岩	151.5	290.0	30.3	110.0	16.3	3.7	12.1	1.75	5.6	1.1	2.4	0.42	2.75			邓万明
	中昆仑乌鲁克库勒	〃	110.5	209.0	21.8	83.7	13.0	2.95	10.0	1.3	4.6	1.0	2.60	0.45	2.5			〃
	〃	〃	188.8	360.2	36.8	132.5	19.5	3.8	13.9	2.0	5.4	1.0	2.5	0.37	2.40			〃
	〃	〃	152.0	289.7	29.0	102.7	15.0	2.2	9.7	1.6	4.8	1.1	2.53	0.46	2.8			〃
	中昆仑阿塔木帕下	〃	207.5	408.0	41.2	148.0	20.8	4.1	14.7	2.15	5.75	1.2	2.55	0.46	3.2			〃
	中昆仑雄鹰台	〃	29.5	56.9	6.8	23.7	3.7	0.99	2.7	0.62	2.9	0.58	1.70	0.35	2.6			〃
	〃	〃	143.8	276.6	27.3	99.4	14.6	3.0	10.2	1.54	5.60	1.10	2.54	0.41	2.54			〃
2SB2	可可西里大坎顶	粗安岩	152	284		101	15.7	3.02	12.3	1.29					1.64	0.249		本　文
	可可西里大坎顶	粗安岩	160	292.5	32.75	167.5	24.25	3.60	11.5	1.68	7.65	1.14	2.18	0.51	1.74	0.79	23.88	孙延贵
	可可西里五雪峰	粗安岩	112.3	198.3	18	82.9	9.83	1.99	6.05	0.75	3.85	0.63	1.4	0.28	1.50	0.12	16.5	〃
	可可西里马兰山	〃	153	274.3		108	18.5	3.89		1.84					2.11	0.27		〃
	可可西里武斜武担湖	〃	122.7	249		90.27	13.4	3.00		1.11					2.07	0.30		〃
	可可西里五雪峰	粗面岩	97.5	157.5	13.5	82	7.95	1.7	4.3	0.70	2.65	0.39	1.05	0.22	0.95	0.07		〃

续表 4-12　青藏高原新生代火山岩稀土元素含量($\times 10^{-6}$)

编号	产　地	岩　性	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	来源
	可可西里马兰山	流纹岩	22.8	45.07		19.11	3.19	0.38		0.46					1.18	0.17		〃
	可可西里大坎顶	次粗安岩	125.7	226.7	26.3	108.3	20.3	2.73	8.5	1.47	6.8	1.1	1.6	0.47	2	0.61	20.7	〃
	可可西里黑石山	流纹斑岩	8.4	14	2.8	5.4	2.6	0.2	0.7	0.16	1.2	0.46	0.70	0.38	0.8	0.29	5.8	〃
	可可西里雪月山	粗面质火山角砾岩	550	1080	130	440	71.0	15.0	36.0	3.20	16.0	2.40	4.80	0.64	4.50	0.78	76	〃
L-001	札县	玄武岩	131	253		101	17.9	5.51	13.4	1.72					2.34	0.359		本　文
La-1	札县上杜家	杆辉岩	104.14	181.76	21.80	87.66	15.01	4.43	11.34	1.71	7.22	1.18	2.59	0.39	1.74	0.22	29.10	潘桂棠
La-2	〃	〃	108.27	198.72	24.07	91.25	15.96	4.61	12.19	1.84	7.70	1.27	2.83	0.42	1.84	0.23	30.68	〃
Lg-3	札县苗家山	〃	91.92	174.00	20.78	84.07	14.82	4.45	11.24	1.73	7.48	1.25	2.76	0.42	1.93	0.26	29.74	〃
Lh-4	札县水晶坝	〃	113.47	198.76	23.35	90.39	15.47	4.59	11.71	1.78	7.42	1.23	2.71	0.41	1.75	0.22	29.47	〃
Lf-5	札县分水岭	〃	123.06	215.85	26.25	99.48	17.53	4.92	12.32	1.89	7.58	1.22	2.62	0.41	1.64	0.21	29.44	〃
1	宕昌好梯	似长岩	98.86	186.85	20.25	79.53	16.09	4.73	13.18	1.70	8.29	1.33	0.39	0.39	2.04	0.26	30.41	喻学惠
2	〃	〃	99.22	181.24	22.84	79.62	15.62	4.59	11.98	1.52	7.29	1.21	2.87	0.34	2.00	0.25	30.47	〃
3	〃	〃	99.88	185.39	23.53	80.59	15.53	4.62	12.50	1.69	7.84	1.25	2.90	0.36	1.95	0.24	29.83	〃
4	〃	〃	96.67	169.11	21.66	75.85	14.86	4.25	11.72	1.63	7.74	1.26	2.96	0.37	2.01	0.27	29.32	〃
5	〃	〃	90.01	164.85	20.78	71.88	14.07	4.04	11.48	1.94	7.33	1.45	2.68	0.34	1.94	0.25	27.51	〃
15BB54	芒康	粗面岩	71.5	136		53.9	10.1	2.13	8.25	0.926					2.715	0.398		本　文
NW-1	芒康拉屋乡	凝灰质粗面岩	52.04	94.43	11.12	41.06	7.03	1.88	5.00	0.85	3.92	0.75	1.98	0.31	1.69	0.23	19.65	潘桂棠
Bd-1	尧衣西沟(八宿)	安山岩	47.21	65.43	7.22	23.62	4.32	0.93	3.34	0.64	3.35	0.66	1.92	0.33	2.00	0.29	18.33	〃
Bd-2	八宿尧衣西沟	安山岩	29.79	52.33	6.72	24.10	4.88	1.08	4.01	0.72	4.04	0.81	2.28	0.38	2.36	0.35	21.40	〃
Bx-3	八宿西工人	杏仁玄武岩	52.10	109.63	13.78	51.53	9.56	2.16	7.84	1.33	6.93	1.35	3.67	0.60	3.53	0.51	35.02	〃
Bx-4	〃	安山玄武岩	36.04	75.98	10.35	41.14	8.39	2.27	7.27	1.25	7.03	1.34	3.62	0.60	3.58	0.52	35.08	〃
Bx-5	〃	玄武安山岩	39.62	80.32	10.60	42.41	8.70	2.44	7.60	1.30	7.22	1.46	3.91	0.63	3.78	0.57	37.23	〃
Bg-6	八宿甲巩沟	熔结凝灰岩	29.86	52.90	6.70	24.90	4.93	1.04	4.07	0.74	4.23	0.81	2.28	0.39	2.42	0.36	21.97	〃

表 4-13　新生代火山岩稀土元素特征参数

编号	产　地	岩　性	ΣREE	HREE	LREE	LREE/HREE	δEu	Sm/Nd
B696	玉门红柳峡	玄武岩					0.98	0.20
Y-1	玉门旱峡	粗玄岩	186.86	37.34	149.52	4.00	0.93	0.17
Y-2	玉门红柳峡	粗玄岩	297.55	41.69	255.86	6.14	0.92	0.17
Y-3	"	玄武岩	401.67	50.56	351.11	6.94	0.90	0.16
Y-4	"	粗面岩	562.76	69.31	493.45	7.12	0.52	0.15
Y-5	"	粗玄岩	360.06	45.4	314.66	6.93	0.94	0.15
H0-1	大红柳滩	碱性粗面岩	685.29	42.95	642.34	14.96	0.80	0.15
	中昆仑普鲁	橄榄粗安岩					0.87	0.15
	中昆仑乌鲁克库勒	碱玄岩					0.77	0.16
	"	粗安岩					0.68	0.15
	"	石英安粗岩					0.53	0.15
	中昆仑阿塔木帕下	粗面英安岩					0.69	0.14
	中昆仑雄鹰台	石英安粗岩					0.92	0.16
	"	安山玄武岩					0.72	0.15
25B2	可可西里大坎顶	粗安岩					0.65	0.16
	"	"	731.67	51.07	680.6	13.33	0.59	0.15
	可可西里五雪峰	"	454.4	31.08	423.32	13.62	0.74	0.12
	可可西里马兰山	"						0.17
	可可西里武斜武提湖	"						0.15
	可可西里五雪峰	粗面岩					0.81	0.10
	可可西里马兰山	流纹岩						0.17
	可可西里大坎顶	粗安岩	553.28	43.25	510.03	11.79	0.55	0.19
	可可西里黑石山	流纹斑岩	43.89	10.49	33.4	3.18	0.34	0.48
	可可西里雪月山	粗面质火山角砾岩	2430.32	144.32	2286	15.84	0.82	0.16
L-001	礼县	玄武岩					1.05	0.18
Ls-1	礼县上杜家	橄辉岩	470.29	55.49	414.8	7.48	1.01	0.17
Ls-2	"	"	501.88	59	442.88	7.51	0.98	0.18
Lg-3	礼县苗家山	"	446.85	56.81	390.04	6.87	1.02	0.18
Lh-4	礼县水晶坝	"	502.73	56.7	446.03	7.87	1.01	0.17
Lf-5	礼县分水岭	"	544.42	57.33	487.09	8.50	0.98	0.18
1	宕昌好锦	似长石岩	464.3	57.99	406.31	7.01	0.97	0.20
2	"	"	461.06	57.93	403.13	6.96	1.00	0.20
3	"	"	468.1	58.56	409.54	6.99	0.99	0.19
4	"	"	439.68	57.28	382.4	6.68	0.96	0.20
5	"	"	420.55	54.92	365.63	6.66	0.95	0.20
15BB54	芒康	粗面岩					0.70	0.19
NW-1	芒康拉屋乡	凝灰质粗面岩	241.94	34.38	207.56	6.04	0.93	0.17
Bd-1	八宿尧衣沟	安山岩	179.59	30.86	148.73	4.82	0.73	0.18
Bd-2	"	"	155.25	36.35	118.9	3.27	0.73	0.20
Bx 3	八宿西工八	杏仁状安山岩	299.54	60.78	238.76	3.93	0.75	0.19
Bx-4	"	安山玄武岩	234.46	60.29	174.17	2.89	0.88	0.20
Bx-5	"	玄武安山岩	247.8	63.7	184.1	2.89	0.91	0.21
Bg-6	八宿甲巩沟	熔结凝灰岩	157.6	37.27	120.33	3.23	0.70	0.20

*：球粒陨石标准值采用 Wakita 等(1971)12 个球粒陨石平均值

失，反映了较高的岩浆起源压力条件，源区物质组成可能是类似于榴辉岩的加厚的陆壳底部，起源压力最小应不低于 1.5 GPa。

第九节　岩浆起源与演化

一　岩浆及岩石形成的温压条件

（一）岩浆及岩石形成的温度条件

（1）根据电子探针分析结果，利用二长石温度计（Stormer，1975）获得岩石形成温度如表 4-14 中所列。

（2）可可西里含透长石巨晶粗面岩中 Opx 和 Cpx 共生，其矿物晶体化学式分别为：

Opx：$(Mg_{0.764}\ Ca_{0.04}\ Na_{0.025}\ Fe^{2+}_{0.167}\ Mn_{0.004})^{M_2}_{1.00}$

$(Mg_{0.734}\ Al_{0.085}\ Cr_{0.013}\ Fe_{0.16}\ Ti_{0.004})^{M_1}_{0.996}$

$(Si_{1.889}\ Al_{0.088})_{1.977}O_6$

Cpx：$(Ca_{0.794}Mg_{0.124}\ Fe_{0.04}Mn_{0.002}Na_{0.039})^{M_2}_{0.999}$

$(Mg_{0.66}\ Fe_{0.211}\ Al_{0.075}\ Cr_{0.007}\ Ti_{0.048})^{M_1}_{1.001}$

$(Si_{1.845}\ Al_{0.075})_{1.92}O_6$

据此，利用二辉石温度计（Wood and Banno，1973）求得岩石形成温度为：$T=1\ 312.73\ K=1\ 039.73$ ℃。

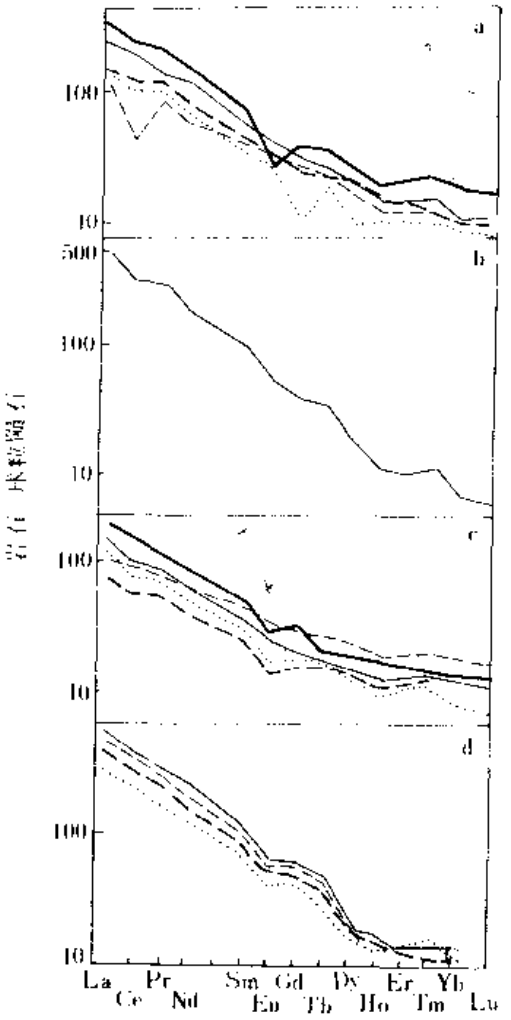


图 4-17　稀土元素球粒陨石标准化配分型式

a. 玉门；b. 大红柳滩；c. 芒康、八宿；d. 中昆仑

（3）根据可可西里英安流纹岩火山玻璃的电子探针分析结果（表 4-15）以及斜长石斑晶的化学成分（An 为 38.9，Ab 为 53.3，Or 为 7.8），利用斜长石地质温度计（Kudo，Weill，1970）求得火山玻璃淬火温度为：$T=1\ 174.5\ K=901.5$ ℃，与二长石测试结果相对较接近。

表 4-14　新生代火山岩二长石温度计测温结果

产　地	岩　性	Ab 分子（%）		温度 t（℃）	备　注
		斜长石中	钾长石中		
玉　门	橄榄玄粗岩	84.6	42.2	659.8	斑　晶
可可西里	粗安岩	62.1	33.0	784.8	Or 斑晶及其 Pl 反应边
		48.1	33.0	991.5	斑　晶
	粗面岩	80.0	32.4	633.0	
芒　康	粗面英安岩	72.8	30.8	666.8	斑　晶
	粗面岩	65.1	35.4	784.3	

* P 取 0.1 GPa

（二）岩浆起源压力的估测

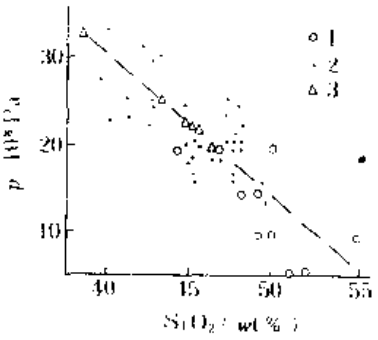


图 4-18　岩浆形成深度与 SiO_2 含量关系

1. 实验资料(Mysen et al.，1977；Jaques et al.，1980；Green，1976)；2. 热力学计算结果 路凤香等，1981；郭英岚等，1984；罗照华等，1982；赵海玲等，1983)；3. 青藏高原新生代火山岩投影点

对于岩浆起源深度和压力的推算是一件并不容易的工作。根据高温高压熔融实验和熔浆—矿物平衡热力学计算结果，表明随着岩浆起源深度加大，$a(SiO_2)$ 减小，而 $a(SiO_2)$ 则大致与 SiO_2 含量呈正比，实验结果和热力学计算均证实了这一事实(图 4-18)。利用这一规律我们可以大体估算出青藏高原原生玄武岩浆或进化程度较低的，近似于原生岩浆的玄武岩浆的形成深度和压力(表 4-16)，但由于岩浆进化的影响，使岩浆成分发生变化，偏离了原始岩浆的成分，其中最特征的变化是随进化程度增高，SiO_2%含量升高。因此，图 4-18 获得的压力显然应低于岩浆源区的实际压力。

Carmichael(1982)的研究表明，含白榴石的碱性玄武岩浆原生岩浆，当温度在 1 100 ℃左右时，其 $-\log a_{sio_2}$ 处在 0.7～1.4 之间。对于青藏高原藏北及可可西里山北部地区的橄榄石白榴岩和白榴石碱玄岩，我们取其 $-\log a_{sio_2}$ 为 0.7～1.4 之间的一个平均值，约 1.0 左右；另据二辉石温度计等获得的温度值为参考，取 $T=1\ 100$ ℃。那么，其起源压力应在 4.0 GPa 左右。该压力相当于大约 130 km 的岩浆起源深度。据周兵等(1991)和安昌强等(1993)对中国西部青藏高原及邻区 S 波三维速度结构的研究结果，青藏高原北部地区岩石圈厚度大约在 110～130 km 之间，与我们采用岩石学方法获得的软流圈岩浆源区深度一致。

表 4-15　玻璃基质的组成

氧化物	质量%	分子数	原子数	mol 分数 (X)
SiO_2	65.66	1 092.8	1 092.8	$X_{Si}=0.740$
Al_2O_3	14.46	141.7	283.4	$X_{Al}=0.192$
CaO	3.07	54.8	54.8	$X_{Ca}=0.037$
Na_2O	1.40	22.6	45.2	$X_{Na}=0.031$
Σ			1 476.2	1.000

表 4-16　青藏高原新生代火山岩起源深度与压力

产地	岩性	SiO_2%	Mg'	$P(10^8Pa)$	深度(km)
西昆仑	碱玄岩	43.17	0.62	25.8	85.1
大红柳滩	碱玄岩	44.89	0.65	22.5	74.3
礼县	橄榄钾霞岩	38.65	0.65	33.0	108.9

二　岩浆起源与演化

同位素研究结果(解广轰等，1992)表明，青藏高原新生代火山岩可能主要来源于一种富集

型的地幔源区。而且火山岩大多具有高$^{87}Sr/^{86}Sr$，低$^{143}Nd/^{144}Nd$和高Pb同位素的组成特点(表4-17，图4-19)。各地区火山岩$^{87}Sr/^{86}Sr$值普遍高于原始地幔值(0.704 4)，除腾冲第三期的高K安山—英安岩有高达0.711 2的比值外(穆治国等，1987)，还报道有0.714 37的橄榄玄武岩，一般都介于0.705～0.708之间。

表4-17 康苏拉克、红柳峡、腾冲新生代火山岩Sr、Nd、Pb、Ce、O同位素组成

地区	样号	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	$^{138}Ce/^{142}Ce$	$\delta^{18}O_{SMOW}$
康	XJB1-1	0.708 705±20	0.512 284±14	18.677±0.918	15.671±0.017	38.876±0.41	0.022 580 9±18	+8.11
苏	XJB1-2	0.708 807±16	0.512 252±10	18.539±0.007	15.589±0.007	38.464±0.016		+7.76
拉	XJB2-1	0.708 721±16	0.512 195±7	18.474±0.042	15.604±0.037	38.401±0.097	0.022 577 9±12	+7.97
克	XJB2-4	0.708 992±18	0.512 258±30	18.721±0.08	15.653±0.008	38.847±0.019	0.022 574 8±17	+8.03
	XJB2-5	0.708 661±16	0.512 308±20	18.654±0.06	15.599±0.005	38.675±0.015	0.022 577 0±29	+8.75
红柳峡	W-1	0.706 995±16	0.512 263±7	18.214±0.016	15.620±0.017	38.454±0.048	0.022 573 0±17	±7.70
腾	TV-4	0.708 759±18	0.512 186±6					
	TV-10	0.708 432±20	0.512 180±7					
冲	TV-28	0.711210±20	0.511 903±6					

注：据解广轰等，1992；按朱炳泉等(1983)的划分，TV-4和TV-10为腾冲第五期喷出的高Al高K的玄武岩；TV-28为第三期高K的钙—碱系列火山岩。康苏拉克的XJB1-2和XJB1-2为下层熔岩，XJB2-1、XJB2-4和XJB2-5为上层熔岩。

这表明火山岩原始岩浆形成和演化过程中可能有大量再循环而进入地幔的地壳物质组分，而且在岩浆源区占有重要地位。事实上，青藏高原北部在板块碰接这一特定的构造条件下，

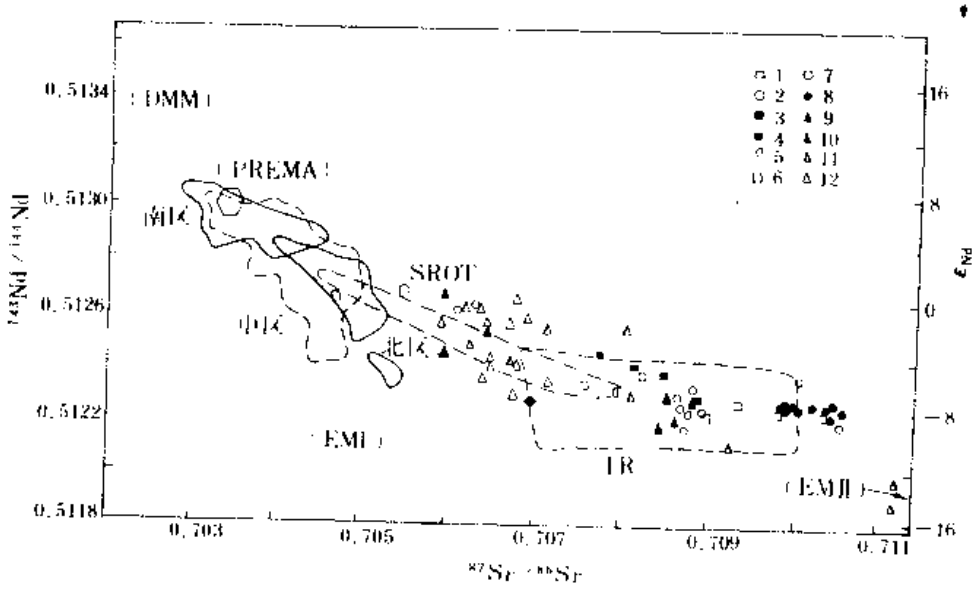


图4-19 青藏高原周边新生代火山岩Sr－Nd变异图

(据解广轰等，1992)

1. 黑石北湖；2. 康苏拉克；3. 阿什库勒；4. 雄鹰台；5. 羊湖；6. 邦达错；7. 通天桥；8. 红柳峡；9. 腾冲主系列岩石(高Al)；10. 腾冲高Mg系列岩石；11. 腾冲高K安山—英安岩系列；12. 洱海东[其中1、3、4、5、6、7据Deng(1992)；2为解广轰及Deng(1992)的数据；8为解广轰数据；9-11据朱炳泉等(1983)及解广轰；12据朱炳泉等(1992)]北区、中区、南区分别为中国东部新生代火山岩，其分区据涂勋等(1991) IR为意大利罗卡曼芬拉地区的熔岩，包括低K和高K两个系列(Carter等，1978)；SROT为美国西北部蛇河的橄榄拉斑玄武岩(Hart，1985) EMI、EMII、DMM和PREMA为地幔端元组分(Zindler等，1986)

由于强烈的挤压应力和陆壳的缩短和加厚，完全有可能使大量的地壳物质被带入地幔，从而在65～85 km 深度处形成一特殊的加厚陆壳底部壳幔混合带。由这种不均一的富集型壳幔混合带起源的岩浆将带有类似于岛弧火山岩的显著的地球化学烙印。而对于富集成分的成因可能存在两种解释。一是可以归因于上地幔交代作用或地幔变质作用，而更合理的解释则是这一富集组分的形成与古老板块(古洋壳)俯冲作用带入深部并滞留在深部的地壳物质有关。

因此，如果主元素、微量元素、稀土元素及同位素所提供的地球化学信息的确代表了青藏高原北部大陆地幔的主要特征的话，则该区地幔将是强烈富集了不相容元素的、较古老的、不均一的富集地幔(解广轰等，1992)。而古老沉积物和古洋壳物质再循环进入地幔体系对于形成这种特殊类型的富集地幔具有重要意义。同时，青藏高原北部特殊的构造背景与高原北部这一套特殊的钾玄岩火山岩组合的岩浆起源和形成与这种特殊的富集型上地幔类型有着直接的成生关系。

第十节　火山作用的构造环境与板块构造演化

一　青藏 高原板块构造格局

关于青藏 高原的形成机理，历来就有不同的看法。是一个长期争论的重大理论问题。

E. Argand(1924)提出俯冲说，认为印度次大陆下冲到亚洲大陆之下，形成双重地壳，造成西藏地壳加厚和隆升。他还认为印度大陆向北的俯冲作用可以达青藏高原北部昆仑山之下。

以 J. F. Dewey(1973)为代表的内陆形变说，认为青藏高原的构造形变作用和地壳增厚作用，是由于印度板块和欧亚板块碰撞造成的。J. F. Dewey 等(1986)提出了完整的大陆碰撞构造模式，主要包括：高原、冲断带、前陆褶皱带、前陆和后陆形变带，以及滑塌—扩张造山带等五种构造成分。

P. Molnar 和 P. Tapponnier(1977)把印度板块看作平头刚性冲模楔入亚洲大陆，引起西藏 高原乃至亚洲大面积的构造形变作用。他们以刚性冲模楔入塑性介质形成的滑线场模式，推导青藏 高原及亚洲大陆的新构造运动格局。

常承法等(1982)提出青藏 高原形成的多次俯冲、碰撞和拼合模式，认为青藏区域的造山带和缝合线的形成由北向南有规律的依次变新，这可由冈瓦纳大陆破裂的陆块逐步地向北漂移，依次与欧亚大陆发生碰撞并拼合来解释。

黄汲清等(1984)提出特提斯构造演化的"手风琴运动"模式，认为青藏 地区存在 6 条主要的蛇绿岩带，代表了不同时期的洋壳残余，反映东特提斯不同构造区之间开一合运动或张—压运动的演化过程，这样的开合运动或张压运动发生在多个小板块之间，所以形成青藏 高原多条造山带并列的构造格局。

吴功建等(1989)认为，青藏 高原是一个拼合的大陆，是一个独立而完整的岩石圈构造单元，又是几个块体的组合。地震面波反演岩石圈厚度为 90～120 km，大地电磁测深推算为 120～200 km，平均地壳厚度为 70 km，上部地壳普遍存在低速层和高导层。高原南北的地壳结构和深部构造有很大差异，南部地壳结构复杂，热流值高，为厚壳薄幔；北部地壳结构简单，热流值低，为厚壳厚幔。

林金录等(1990)认为,青藏高原曾是华夏复合大陆的一部分。依据华南、华北、青藏和南亚地区的古地磁测量,他们重建石炭纪亚洲古大陆图,按当时的古纬度,华南、华北、羌塘块体既不属于南面的冈瓦纳古陆,也不属于北面的安加拉古陆,而是位于南北古陆之间的陆块群,由于发育独特的华夏植物群落,故称该古构造区为华夏复合大陆。

邓万明(1989,1991)根据藏北新生代火山岩的研究提出藏北新生代存在陆内俯冲作用。他认为火山活动是伴随昆仑山和高原隆升的新构造运动标志之一。喜马拉雅的快速上升与印度块体向北插入的陆内俯冲作用有关,而塔里木块体向高原北侧的挤压和消减作用构成了青藏高原上的第二条巨大的陆内俯冲带,藏北钾玄质火山岩的喷发就是与这两个块体段晚新生代以来的陆内消减并导致形成碰撞型造山带的机制有密切的关系。

郑剑东(1992,1993)总结了已有的区域地质,地层古生物,岩石化学和地球物理等方面的材料,发现青藏高原的地壳巨厚,岩石圈分为三层,第一构造层从地表到10～30 km深的低速低阻层,地震波速为5.6～5.8 km/s;第二构造层从深10～30 km到50～60 km,地震波速为6.5～6.7 km/s;第三构造层从深50～60 km到80 km,平均地震波速为7.4 km/s。从波速结构分析,青藏高原岩石圈的结构是正常的,上部是热而轻的巨厚地壳,下部是重而薄的上地幔,从而否定了"双层地壳"假说。该区巨厚的地壳是由于强烈的构造作用形成的,是由于大陆板块碰撞造成地壳物质叠置加厚和上部地壳局部熔融而成。青藏高原的隆升作用是多因素的,一方西印度板块和欧亚板块发生碰接,使高原地壳缩短和加厚,造成重力不均衡,重力均衡作用使之持续上升。另一方面抬升作用引起上部地壳减压,造成岩石局部熔融,挥发作用及热量进入隆起区,造成异常地幔,异常地幔的浮力也是高原隆升的动力源。在此基础上,他提出了青藏高原的双向楔入模式,认为印度板块向北的俯冲(楔入)和中亚—塔里木向南的楔入是高原形成的动力机制。

二　火山作用构造背景的地球化学标志

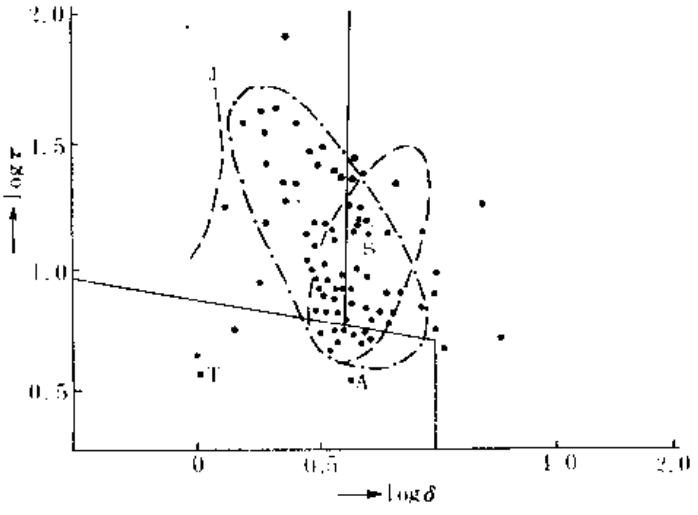


图4-20　火山岩 log τ 与 log δ 关系图
(据 Rittmann, 1973)
·-·-·-青藏;-----岛弧及大陆边缘钾玄岩

国内外大多数学者都认为,火山岩的成分与构造环境有某些依赖关系。青藏高原新生代火山岩在 log τ-log δ 图解中(图4-20),大多数投影点落在B区和C区的界线附近,部分投影点落入A区,总体而言,投影点较为集中,且跨越不同的构造分区,极密区所处位置十分特殊,反映了青藏高原陆内造山带钾玄岩组合火山岩化学成分及构造背景的特殊性。

岛弧及大陆边缘弧钾玄岩化学成分(Morrison, 1980)投影点表明,它们反映了与青藏高原陆内造山带钾玄岩组合十分类似的化学成分特点,二者均处在B区及C区的分界线

附近。不同之处在于，岛弧及大陆边缘钾玄岩组合，在 log τ-log δ 图上的投影点相对偏向 C 区；而青藏高原钾玄岩相对偏向 B 区。不同构造环境的火山岩微量元素特征有很大差异。在 Hf/3-Th-Ta 三角判别图中，可可西里及西秦岭新生代火山岩均显示了板内玄武岩的特点。其

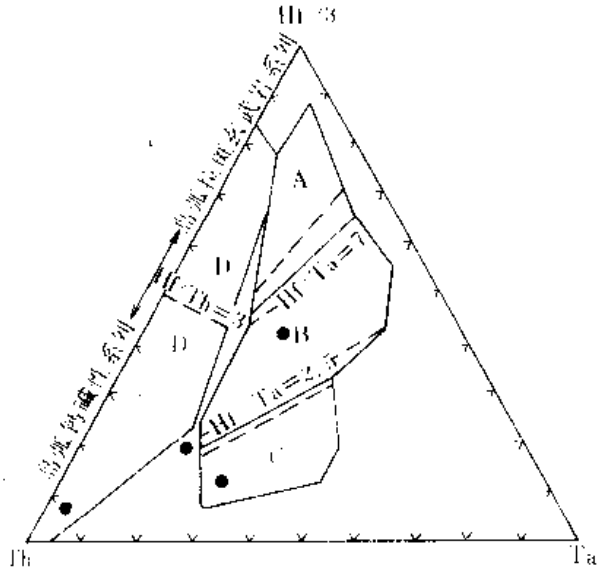
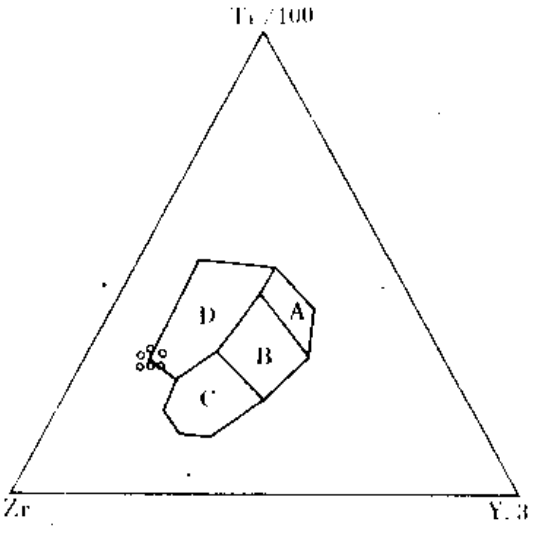


图 4-21　不同构造环境火山岩 Hf/3-Th-Ta 判别图
(Wood, 1979)
A. 洋脊玄武岩；B. 洋脊玄武岩及板内拉斑玄武岩 C. 板内碱性玄武岩；D. 岛弧玄武岩



4-22　不同构造环境玄武岩的 Ti/100-Zr-Y. 3 判别图
(据 Pearce, 1973)
A、B. 岛弧拉斑玄武岩；B、C. 岛弧钙碱性玄武岩；C. 洋脊拉斑玄武岩；D. 板内玄武岩

中可可西里火山岩可能受到了陆壳的混染，而西秦岭碱性玄武岩较少受到混染作用的影响；玉门碱玄岩与西秦岭岩区火山岩类似(图 4-21)。

Ti/100-Zr-Y. 3 图解以及 Ti-Zr 对数标绘图(图 4-22，4-23)上，除个别样品点外，区内新生代火山岩均显示了板内玄武岩的微量元素地球化学特征，这与青藏高原新生代火山岩属大陆板内造山带火山岩的地质事实是完全吻合的。

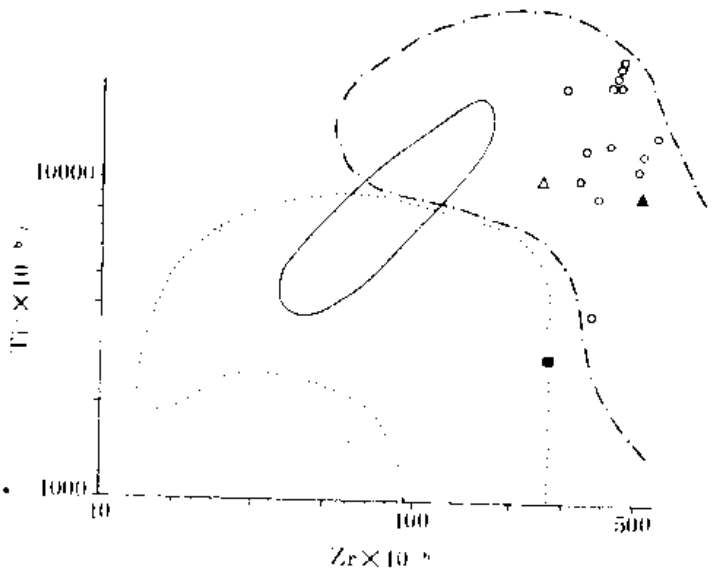


图 4-23　不同构造环境玄武岩 Zr-Ti 判别图*
(据 Pearce, 1981)
——洋脊玄武岩；·—·—·板内玄武岩；……岛弧玄武岩

三　火山岩时空变化规律

碱性火山岩及其有关岩石一般产于低运动速率的板块边界或板内，对于缓慢运动的板块边界，压力释放效应也较低。因此，富碱岩浆的部分熔融作用将产生在较大的深度上。然而，碱性元素的富集也可以由分离结晶作用产生。Appleton 认为 K 及其有关元素的富集，可能与高压分异作用有关，象 Shoshonite 之类岩石也可能与高压分异作用有关。前面的分析研究

表明，青藏高原新生代火山岩存在一定的岩石学、地球化学时空变化规律：

(1) 青藏 高原新生代火山岩在 TAS 图上总体而言，以一套钾质粗面玄武岩一橄榄玄粗岩—安粗岩—粗面英安岩组合为主体。根据 SiO_2-K_2O 图和 SiO_2-(K_2O+Na_2O)图解，青藏 高原新生代火山岩处在十分特殊的位置，在 SiO_2-KO_2 图上，投影点反映出一个不太清晰的高硅尾，低 SiO_2 区 K_2O/SiO_2 很陡，而在高 SiO_2 区则较平缓。SiO_2－(K_2O+Na_2O)图上投影点大多位于碱性区，少数投影点位于亚碱性区，在 AFM 图上则显示出钙碱系列的一定亲缘性。与 Morrison 提出的岛弧及大陆边缘 Shoshonite 组合的成分特点十分吻合。因此，青藏 高原新生代火山岩主体为一套陆内造山带钾玄岩组合。

(2) 与岛弧及大陆边缘钾玄岩组合比较，青藏 高原钾玄岩组合，具有相对较高的 SiO_2 饱合度和 FeO 富集度以及略低的 Al_2O_3 含量，这可能反映了陆内造山带钾玄岩组合主要元素的特殊性。

(3) 就不同岩区而言，西昆仑、中昆仑钾玄岩组合相对更接近碱性橄榄玄武岩系列，而可可西里岩区钾玄岩组合表现为与钙碱系列的一定亲缘性。需要指出的是，西秦岭岩区新生代火山岩属典型的碱性玄武岩系列。由西昆仑(大红柳滩)→中昆仑→可可西里，新生代钾玄岩 δ 平均值由 5.61→4.51→3.15，呈逐渐降低的趋势，也说明昆仑岩带由东向西逐渐由亲钙碱性系列钾玄岩向亲碱性橄榄玄武岩系列钾玄岩方向演化。

(4) 中、西昆仑新生代钾玄岩在 AFM 图上，投影点集中，反映了较弱的低压分异和原始岩浆主元素的共性。而可可西里岩区则存在较为明显的富碱趋势，分异作用相对较强。三江腾冲、剑川、囊谦、芒康等岩区新生代钾玄岩组合在 AFM 图上反映出与可可西里岩区类似的特点。

(5) 中、西昆仑及可可西里钾玄岩组合的上述时空及成分变化规律，我们暂时称其为火山岩带的分段性。这种分段性可能源于构造的分段性(tectonic segmentation)。可可西里岩区新生代钾玄岩主要与柴达木板块南部块体的阻挡和陆-陆碰撞有关；而中、西昆仑，特别是西昆仑新生代钾玄岩则主要与塔里木板块对青藏板块北移的阻挡作用，并由此而引起的陆壳加厚有关。

(6) 微量元素的变化特征表明，青藏 高原新生代钾玄岩组合不仅具有岛弧及大陆边缘钾玄岩组合富轻离子亲石元素的共同特征，而且相对富集 Cr、Co、Ni 等幔源元素。这可能说明青藏 陆内造山带钾玄岩组合岩浆起源深度较大，与上地幔及加厚的陆壳底部岩石部分熔融有关。

(7) 青藏 高原新生代钾玄岩总体而言，具有较高的稀土总量和明显的轻重稀土分异，但 δEu 大多大于 0.7，铕亏损较弱。这种特点除反映了岩浆源区的某种物质组成特点外。可能还暗示了另一个重要信息，即在岩浆源区，可能并未出现熔体-斜长石平衡，岩浆分异时，固相残余物中无斜长石相。斜长石相的缺失反映了较高的岩浆起源压力，起源压力最小不低于 1.5 GPa。

(8) 火山岩低 TiO_2 的特点是区别与俯冲作用有关的火山岩和其他构造环境火山岩的重要标志之一(Gill，1981；Condie，1982)。Pearce J. A. 也指出(1984)，不同大地构造环境下火山岩的 TiO_2 含量有显著差别(表 4-18)。

我们认为除 TiO_2 外，K_2O 也是反映大地构造环境的一个重要因素。例如大陆裂谷火山岩通常表现为高 K_2O、高 TiO_2 特点；洋中脊则通常为高 TiO_2 低 K_2O 特点；边缘海火山岩是较典

型的低 K_2O 低 TiO_2 特点。岛弧及大陆边缘弧钾玄岩组合 K_2O 多介于 2.5～5.5%之间，TiO_2 介于 0.5～1.9 之间(Morrison，1980)，青藏高原新生代火山岩(除西秦岭岩区外)具有典型的钾玄岩组合高 K_2O 低 TiO_2 的化学成分特征。

表 4-18　不同大地构造环境下火山岩 TiO_2 含量(Pearce，1984)

构造环境	大洋				大陆内部(大陆裂谷)			活动大陆边缘及岛弧	
岩石系列	拉斑玄武岩	碱性玄武岩	洋岛拉斑玄武岩	安山岩	拉斑玄武岩	碱性玄武岩	安山岩	拉斑玄武岩	安山岩
TiO_2 w_B%	1.5	2.9	2.5	1.71	2.2	2.2	1.16	0.83	0.58～0.85

(9) 青藏高原新生代火山作用发生在雅鲁藏布江以北地区，根据其形成时代可以划分为近东西向的四个岩带(表 4-1)。

冈底斯岩带：其时代相对其它岩带为最老，同位素年龄值在 40～65 Ma 之间。一般认为，大约 40 Ma 前由于沿雅鲁藏布江的新特提斯洋的消失，喜马拉雅与冈底斯碰撞后，才在喜马拉雅的 MCT(可能还有 MBT)部位发生陆内俯冲作用。因此，冈底斯 40～65 Ma 火山岩带代表的是青藏高原形成前的火山活动。

已有的研究资料表明，晚白垩以来，喜马拉雅—冈底斯地区分布有 4 个白云母花岗岩带(邓晋福等，1993，1994)，它们分别与上叠陆壳结晶基底的逆冲推覆糜棱岩带，俯冲陆壳的前陆褶皱带相伴生，具典型的陆内俯冲造山带构造模型。念青唐古拉的白云母花岗岩带，分布于那曲—当雄一线以东，形成于约 100 Ma。它们是沿班公湖—怒江特提斯洋在早白垩世末(≈110Ma)闭合以后，在晚白垩藏南大陆向念青唐古拉大陆内俯冲造山的岩石学记录。晚白垩藏南大陆与念青唐古拉大陆才焊接在一起形成真正的冈底斯大陆。从 99～41 Ma 发育大陆边缘 I 型花岗岩表明，沿雅鲁藏布江的新特提斯大洋向冈底斯大陆的俯冲，使冈底斯大陆转变为活动大陆边缘。冈底斯火山岩带(65～40 Ma)可能与这个时期的板块运动和活动大陆边缘的特定构造背景有关。

狮泉河—羌塘—唐古拉—襄谦新生代火山岩带：其形成年龄在(40～20 Ma)之间。从 K_2—E，冈底斯地区 I 型花岗岩从北向南的迁移表明大洋俯冲带的变陡，其结果必然是俯冲带的崩塌，I 型花岗岩活动的停止，至 40 Ma 左右，北喜马拉雅大陆与冈底斯大陆碰撞焊接，至此，青藏高原成为完全的陆内环境，高原的雏型形成，并开始了新生代的高原隆升作用。北喜马拉雅向冈底斯的陆内俯冲作用，形成了冈底斯地区渐新世(35～23 Ma)的白云母花岗岩带，这个陆-陆碰撞带代表了渐新世青藏高原的南界，而狮泉河—羌塘—唐古拉—襄谦渐新世火山岩带则代表了当时青藏高原的北缘。起源于加厚的陆壳底或上地幔的狮泉河—襄谦火山岩带反映了渐新世青藏高原南北构造背景的巨大差异，北部表现为阻挡，而南部则是以白云母花岗岩为代表的典型的陆内俯冲。

可可西里—礼县新生代火山岩带：中新世时期(23～10 Ma)，低喜马拉雅，高喜马拉雅与北喜马拉雅三个大陆的陆内俯冲，形成了拉轨岗日白云母花岗岩带与喜马拉雅的白云母花岗岩带，这个时间青藏高原的北界就位于可可西里—礼县一带，同样反映了北部阻挡、南部陆内俯冲的高原隆升机制。

大红柳滩—新南—玉门新生代火山岩带：其形成年龄<2 Ma 至晚近时期。西昆仑地区本世纪 50 年代仍有强烈的火山活动，这是中国大陆上时代最新的火山活动。这一火山岩带代表第四系青藏高原的北部边界。而与其成对出现的代表陆内俯冲机制的白云母花岗岩带，推测应处在拉轨岗日白云母花岗岩带以南，应属第四系及晚近时期活动的隐伏花岗岩。

总体而言，我们认为青藏 高原新生代火山岩的时代分布具有明显的规律性，形成三条成对出现的火山岩—白云母花岗岩带，它们分别反映了不同时期青藏 高原的南界和北界，同时也清楚地展示了高原南部俯冲，北部阻挡的隆升机制。通常，火山岩的类型与应力环境有一定相关性，可可西里新生代火山岩相对其它两条火山岩带酸性程度高（礼县超基性岩可能与深大断裂交汇部位有关），反映了更强的挤压应力环境，据此推断，中新世时期，青藏高原处在较强挤压应力环境，可能是强烈的隆升阶段。南部俯冲和北部的阻挡是喜马拉雅—冈底斯陆壳增厚的主要机制之一。由于多期—多次陆内俯冲作用，晚期的陆内俯冲必然使其前方的早期焊接的大陆发生水平缩短，而使陆壳进一步增厚。喜马拉雅—冈底斯现代陆壳岩石学结构主要是由陆内俯冲引起的双陆壳叠置与其后的陆壳水平缩短增厚的结果与记录。

四　岩浆作用与板块构造演化

从火成岩岩石大地构造学的角度考察，青藏 高原北缘和南缘的大地构造环境存在明显区别。青藏 南缘喜马拉雅—冈底斯以广泛的白云母花岗岩（S 型花岗岩）活动为特色。白云母（二云母）花岗岩是陆内俯冲的岩石学记录（邓晋福等，1993），它们形成于深度达 30～35 km 的 MCT 附近，而不是形成于加厚的陆壳底（70～80 km）。在陆内俯冲带接近末端的部位，地温曲线与白云母分解熔融固相线相交，使俯冲板片顶部的泥质岩石发生局部熔融，产生不饱和水（含水约 10 %），温度可达 750～800 ℃的白云母花岗岩岩浆。在俯冲带末端，强烈的挤压应力使花岗岩岩浆压滤而分离上升。由此，局部熔融结束。因此，白云母花岗岩是判断地表观察到的逆冲推覆断层是否具陆内俯冲性质最重要的鉴别标志之一（邓晋福等，1993）。

陆内俯冲造山实质上是二个大陆地壳的叠置过程。所以，主要由二个构造单元构成，即俯冲的陆壳与上叠的陆壳。俯冲的陆壳形成前陆褶皱带，其上常有巨厚的山前磨拉石堆积，上叠陆壳内侧必定有白云母（或二云母）花岗岩的定位。上叠陆壳的结晶基底仰冲在俯冲陆壳盖层褶皱之上，形成巨大的逆冲推覆韧性剪切糜棱岩带。上叠陆壳结晶基底的退变质作用与俯冲陆壳沉积盖层的进变质作用构成了陆内俯冲带的逆向变质分带。陆内俯冲主要涉及陆壳的运动，把两个大陆焊接在一起，地幔的影响较小。

在青藏北缘上千公里的新生代火山岩中，始终没有发现白云母（二云母）花岗岩的活动，而是以钾玄质岩浆的活动为主体，它们起源于加厚的陆壳底部，或壳幔混合带，以及直接来源于地幔岩的局部熔融（如西秦岭岩区）。因此，第四系—晚近时期青藏北缘的构造背景主要体现为塔里木板块及阿拉善板块对青藏高原北移的阻挡作用，从而限定了第四系及晚近时期青藏高原的北部边界。不同时期青藏高原北部边界陆内俯冲的迹象并不明显或仅具十分次要的地位。看来，青藏高原双向俯冲（双向楔入）的模式尚缺乏有力的岩石学证据。而南部俯冲，北部阻挡的高原模式更加符合已有的火山作用特点与岩石学、岩石大地构造学证据。

综合上述分析，可将青藏高原的形成、演化及造山隆升过程概括为图 4-24。

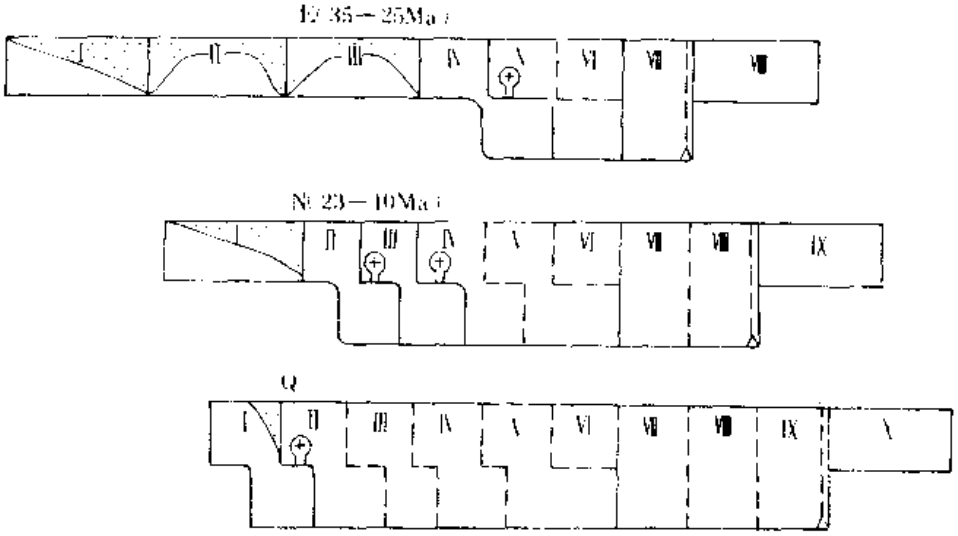


图 4-24　青藏高原造山带扩展三阶段造山隆升模式图

Ⅰ.印度大陆；Ⅱ.低喜马拉雅；Ⅲ.高喜马拉雅；Ⅳ.北喜马拉雅；
Ⅴ.藏南；Ⅵ.唐古拉；Ⅶ.羌塘；Ⅷ.巴彦喀拉；Ⅸ.昆-祁-柴；Ⅹ.塔里木

第五章　结　语

当代地质科学正处在建立新的地质科学知识体系的重大转折时期。面对当今资源、灾害、环境等重大社会问题的挑战，地质科学正积极加强其解决实际问题的能力，创立以地球系统演化理论、全球动力学和大陆动力学等若干新理论为核心的新的地质科学知识体系。

造山带研究在新的地质科学知识体系建立中将发挥重要作用。造山带独特的地质条件使其在地质新理论的建立中扮演"野外实验室"的角色。造山带悠久的研究历史和丰富的知识宝库更为新的地学理论创立提供宝贵的思想火花。

大陆动力学正成为当前和今后造山带研究的主要指导思想，它使以往以阐明板块动力学历史和板块边界相互作用为主要内容的造山带研究转向阐明造山带岩石圈及其之下地幔系统中各层圈相互作用过程和动力学的新阶段。

青藏高原历来被认为是印度和欧亚大陆碰撞的结果，是世界上碰撞构造的最重要实例。长期以来就引起了国际地学界的瞩目。板块构造学说的兴起，这里更被视为研究和解决造山带地质演化和大陆岩石圈发展模式的理想地区，是解决亚洲乃至全球构造问题的一个关键地区。

我们的研究表明：

(1) 北祁连古生代海相火山岩经历过复杂的构造变动和多期韧(脆)性变形，具有陆一陆碰撞构造混杂岩带的地质地球化学特征。可区分为洋脊型、洋岛(海山)型及岛弧型三种主要的构造岩石组合。

(2) 北祁连古生代奥陶纪期间为一多岛洋，山中间微陆块分隔的玉石沟一大克岔洋盆、肃南一永登洋盆和张掖一景泰洋盆三个相对独立的大洋联合组成。早奥陶世，玉石沟一大克岔首先发育洋盆，其扩张速率较大，洋盆宽度也较大。中、晚奥陶世，北祁连多岛洋格局已形成，但北部的肃南一永登洋和张掖一景泰洋规模相对较小。奥陶纪末期，三个洋盆相继闭合。至早志留初期，北部局部地区尚存在残余洋盆的活动，但北祁连主体已进入"地壳缩短"的陆一陆碰撞造山阶段。形成了下伏的中南祁连陆块、北祁连陆-陆碰撞构造混杂带一上叠的阿拉善陆块三个构造单元叠置的构造格局。

(3) 柴达木北缘古生代奥陶纪期间具有大洋构造环境，浅变质大洋拉斑玄武岩一辉长岩一角闪片岩一榴辉岩代表了不同俯冲深度上的古洋壳残片，它们与洋岛火山岩和蛇绿岩均是恢复和鉴别古大洋环境的重要标志。

(4) 奥陶纪末期，柴北缘洋盆逐渐闭合，俯冲作用携带柴达木陆块继续下插，祁连陆块则自北向南逆冲到柴达木陆块之上，形成陆一陆碰撞型造山带。从而在柴达木北缘地区，自北向南形成了祁连超叠壳楔、柴达木北缘碰撞混杂岩带以及柴达木俯冲壳楔的三单元结构模式。新发现的柴达木北缘大型韧性剪切带乃是伴随柴达木陆块与祁连陆块之间的陆一陆碰撞而形成的。

(5) 阿尔金山本身在阿尔金断裂带形成之前可能并不是一个独立的构造单元。它是喜马

拉雅造山时期，在青藏高原北缘形成的一个新的构造单元，是由来自邻近的不同构造单元中的构造岩块镶嵌、拼接、堆叠在一起的一个复杂地质体。因而，形成了一个阿尔金断裂—构造岩块镶嵌系统。

(6) 青藏高原北部新生代火山岩主体乃是一套陆内造山带钾玄岩系列火山岩，其原生岩浆起源于一种特殊的富集型上地幔以及 85—65km 深度附近一特殊的加厚陆壳底部壳幔混合带。

(7) 青藏高原新生代火成岩具有明显的分布规律，形成三条成对出现的火山岩—白云母/二云母花岗岩带，它们分别反映了不同时期青藏高原的南界和北界，同时也清楚地展示了高原南部陆内俯冲，北部稳定陆块阻挡的隆升机制。表明青藏高原是以冈底斯—羌塘造山带为核心，通过三次造山幕事件而形成的。现今的祁连山系是更新世以来才卷入青藏造山山系的。这表明，祁连山系是一个复活的古老造山带。

新生代时期，青藏陆内造山带的南缘一直具有陆内俯冲性质，白云母/二云母花岗岩岩浆是由再循环的表壳泥质沉积物的熔融作用产生，没有幔源物质的贡献，同时没有幔源玄武质岩石与它们共生在一起，表明造山带南缘壳热幔冷，在陆内俯冲与陆壳叠置的同时，地幔内侧是一个冷的壳下岩石圈向下快速会聚的过程，它亦暗示陆壳与壳下岩石圈可能沿 Moho 有大的构造拆离。但是，青藏北缘则没有白云母/二云母花岗岩的产出，而发育主要为高钾质钾玄岩(Shoshonite)系列的火山岩，它们包括了幔源—壳幔混合型—壳源为主的岩浆成分谱系，反映了强烈的壳幔混合作用，表明北缘陆内造山带钾玄岩系列火山岩是由于造 山带外侧稳定大陆的岩石圈根的阻挡所致。而现今青藏高原北缘的形成就与塔里木—阿拉善陆块的阻挡有关。由于克拉通岩石圈根的阻挡，造山带下面的软流层物质在边界处上涌形成幔源岩浆及其在 Moho 面以上的底侵作用(underplating)。陆壳的水平挤压缩短作用可更好地封闭底侵的壳底岩浆池(海)，使底侵岩浆有更充分条件与陆壳物质相互作用，包括陆壳岩石的熔融作用，幔源岩浆与壳源岩浆的混合作用，岩浆结晶分离作用等。这表明了造山带北缘壳冷幔热(相对于南缘)的特点。

青藏高原边缘火成岩的巨大差异暗示了造山带边缘的构造性质与深部过程的不同与不对称性。岩浆活动的阶段性是造山幕的表现与标志。渐新世、中新世与更新世三期成对的火山岩事件指示了青藏陆内造山过程的相应的三次造山幕。从火成岩分布的范围与特征来看，第二造山幕(中新世)的造山作用强度最大。不少学者主要强调来自印度大陆一方对青藏高原形成的意义，这无疑是正确的，但忽视了青藏高原陆内造山过程中，造山带向两侧水平扩展(生长)的问题。事实上，青藏陆内造山过程是以冈底斯—羌塘造山带为核心，逐渐向南、北两侧水平扩展的，通过三次造山幕事件，在更新世以来才形成现今青藏高原的范围。

值得注意的是，虽然现今青藏陆内造山作用仍在继续进行，特别是其边缘地带挤压造山仍在进行，但是，其内部的部分地段已开始进入造山带崩塌阶段。第一次陆内造山幕(渐新世)形成的冈底斯—羌塘造山带在第三次造山幕(更新世)向南北两侧大幅度地水平扩展时，其核心部分已开始发育拉伸盆地，羊八井地热区可能暗示壳内有造山崩塌阶段的 A 型花岗岩侵入活动，现今地球物理场揭示的这里软流圈埋深较浅等均暗示，青藏陆内造山带的中心地带，造山岩石圈根可能已开始进入折沉(delamination)阶段，它导致造山带的中心地段开始进入造山带崩塌(collapse)阶段。这表明，青藏陆内造山带的岩石圈物质、结构、深部作用与造山过程的差异与不均一性，它们是高原近期不均一快速隆升的重要动力学背景。

参考文献

1 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

2 邱凤岐. 北祁连加里东裂谷. 青海地质,1982(3)

3 吴汉泉等. 甘肃玉门昌马地区的蓝闪片岩. 中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊,1991(32)

4 吴汉泉. 东秦岭和北祁连山的蓝闪片岩. 地质学报,1980(3)

5 肖序常等. 祁连山古蛇绿岩带的地质构造意义. 地质学报,1987(4)

6 王荃等. 我国西部祁连山区的古海洋地壳及其大地构造意义. 1988(1)

7 陈杰等. 北祁连玉石沟古蛇绿岩之变质橄榄岩. 青海地质,1984(2)

8 王仁民等. 变质岩原岩图解判别法. 北京:地质出版社,1985

9 翟明国. 岩石大地构造学. 地球科学进展,1992(2)

10 Julian A. Pearce,玄武岩判别图"使用指南". 国外地质,1984,(4)

11 潘桂棠等. 青藏高原新生代构造演化. 北京:地质出版社,1990

12 池际尚主编. 中国东部新生代玄武岩及上地幔研究(附金伯利岩). 武汉:中国地质大学出版社,1988

13 赖绍聪等. 柴达木北缘发现大型韧性剪切带. 现代地质,1993(1)

14 赖绍聪等. 柴达木北缘大型韧性剪切带构造特征. 河北地质学院学报,1993(6)

15 杨建军等. 柴达木北缘石榴子石橄榄岩的发现及其意义. 岩石矿物学杂志,1994(2)

16 王云山等. 青海省及毗邻地区变质地质与变质作用. 北京:地质出版社,1987

17 邬介人等. 青海锡铁山块状硫化物矿床的类型及地质特征. 中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊,1987(20)

18 崔军文等. 青藏高原岩石圈变形及其动力学. 北京:地质出版社,1992

19 赵崇贺. 中基性火山岩成分的 ATK 图解与构造环境. 地质科技情报,1989(4)

20 刘照详. 阿尔金山—北山地楔及其大地构造意义. 青海地质,1989(1)

21 聂树人等. 青海北祁连细碧—角斑岩系的分布及岩石特点. 青海地质,1989(1)

22 贺广田. 柴达木盆地北缘晚石炭世地层. 中国地质科学院院报。1987(17)

23 张以佛. 对青藏高原地质构造的几点认识. 青海地质,1988(1)

24 李惠龄等. 西昆仑山—阿尔金山地区晚元古代超基性岩岩石化学特征与成岩地质环境. 西安地质学院学报,1985(3)

25 王云山. 青藏高原北部构造发展的主要阶段. 青海地质,1991(2)

26 张显庭等. 阿尔金山东段槽型晚奥陶世地层的发现及其构造意义. 地质论评,1984(2)

27 苟金. 阿尔金山东段晚奥陶世地层. 西北地质,1987(5)

28 丁天府等. 塔里木古陆西南缘蓟县系火山岩岩石化学特征及其构造意义. 西安地质学院学报,1987(2)

29 张治洮. 阿尔金断裂的地质特征. 中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊,1985(9)

30 朱松年. 中国西部秦祁昆地区的构造演化. 长春地质学院学报,1986(3)

31 黄汲纯等. 阿尔金构造带及其对塔里木和柴达木盆地的影响. 中国地质科学院院报,1987(17)

32 莫宣学. 西藏一"三江"地区几对蛇绿岩—弧岩浆岩带的构造意义,亚洲的增生. 北京:地震出版社,1993

33 许靖华. 中国南方大地构造的几个问题. 地质科技情报,1987(2)
34 向鼎等. 北祁连山火山成因硫化物矿床区域成矿特征. 矿床地质,1985(1)
35 张泽明. 榴辉岩的研究意义及其新进展. 地质科技情报,1990(3)
36 I. S. E. 卡迈克尔. 火成岩石学. 北京:地质出版社,1982
37 黄国辉. 青海深部地质构造的新认识. 青海地质,1989(2)
38 吴向农等. 青海省唐古拉山晚第三纪的火山活动. 青海地质,1984(1)
39 刘肇昌. 板块构造学. 成都:四川科学技术出版社,1985
40 夏林圻等. 祁连、秦岭山系海相火山岩. 武汉:中国地质大学出版社,1991
41 莫宣学等. 三江特提斯火山作用与成矿. 北京:地质出版社,1993
42 许志琴等. 北祁连走廊南山加里东俯冲杂岩增生地体及其动力学. 地质学报,1994(1)
43 孙延贵. 可可西里北缘中新世火山活动带的基本特征. 青海地质,1992(2)
44 邓万明. 中昆仑造山带钾玄岩质火山岩的地质、地球化学和时代. 地质科学,1991,(3)
45 邓万明. 西藏阿里地区北部新生代火山岩—兼论陆内俯冲作用. 岩石学报,1989(3)
46 李才等. 青藏高原北部新生代火山岩岩石化学特征及其构造意义. 现代地质,1989(1)
47 邓万明. 藏北第四纪火山岩岩石学和岩石化学初步研究. 地质学报,1978(2)
48 喻学惠. 甘肃宕昌好梯碱性超基性火山岩:一种含上地幔包体和巨晶的钾质超镁铁煌斑岩. 地质论评,1991(2)
49 解广轰等. 青藏高原周边地区新生代火山岩的地球化学特征—古老富集地幔存在的证据,中国新生代火山年代学与地球化学(刘若新主编). 北京:地震出版社,1992
50 叶维坤等. 甘肃礼县地区碱性超基性火山岩的特征及成因探讨. 地质科技情报,1991,增刊
51 喻学惠. 甘肃好梯超镁铁煌斑岩中深源包体及巨晶. 地质科技情报,1991,增刊
52 周兵等. 青藏高原及邻近区域的 S 波三维速度结构. 地球物理学报,1991(3)
53 安昌强等. 中国西北地区剪切波三维速度结构. 地球物理学报,1993(3)
54 Kenneth J Hsu. The concept of tectonic facies. Bull. Tech. Vniv. Istanbul. 1991,44(1—2):25～42
55 P A Floyd, G Kelling, S L Gokcen and N Gokcen. Arc—related origin of volcaniclastic sequences in the Misis complex, Southern Turkey. Journal of Geology, 1992, 100:221～230
56 Julian A Pearce and Mei Houjun. Volcanic rocks of the 1985 Tibet Geotraverse: Lhasa to Golmud. phil. Trans. R. Soc. Lond. 1988, A327:169～201
57 Kazuo Amano and Asahiko Taira. Two—phase uplift of Higher Himalayas since 17 Ma. Geology, 1992, 20:391～394
58 K D Nelson. Are crustal thickness variations in old mountain belts like the Appalachians a consequence of lithospheric delamination? Geology, 1992, 20:498～502
59 W Jokat, G Uenzelmann—Neben, Y Kristoffersen, T M rasmussen. Lomonosor Ridge——Adouble—sided continental margin. Geology, 1992, 20:887～890
60 R W Kent, M Storey, A D saunders. Large igneous provinces: Sites of plume impact or plume imcubation? Geology, 1992, 20:891～894
61 M S Ghiorso and I S E Carmichael. A regular solution model for met—aluminous silicate liquids: applications to geothermometry, immiscibility, and the source regions of basic magmas. Contrib. Mineral. Petrol, 1980, 71:323～342
62 R Sugisaki. Chemical characteristics of volcanic rocks: Relation to plate movements. Lithos, 1976, 9:17～30.
63 Gregg W Morrison. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association.

Lithos, 1980, 13: PP97～108

64 T B Anderson. Subduction and eduction of continertal crust: Major mechanism during Continent to continent Collision and orogeric extension. Terra Nova, 1991, 3: 303～310

65 Peter C Rickwood. Boundary lines Within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. Lithos, 1989, 22: 247～263

66 P J Wyllie. Plate tectonics and magmas genesis. Geologische Rundschau, 1981, Bd. 70: 128～153

67 Ellen D Mullen. $MnO/TiO_2/P_2O_5$: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environmentis and its implications for petrogenesis. Earth and Planetary Science Letters, 1983, 62: 53～62

68 Yildirim Dilek and Carol A Eddy. The troodos (cyprus)and Kizildag (S. Turkey)Ophiolites as structural models for slow～spreading ridge segments. Journal of Geology, 1992, 100: 305～322

69 Ian S E Carmichael. The redox states of basic and silicic magmas: a reflection of their source regions? Contrib. Mineral Petrol., 1991, 106: 129～141

70 Kent C Condie. Plate tectonics and crustal evolution (Third edition). Pergamon Press. 1989

71 Robert G Coleman. Ophiolites. Springer～Verlag Berlin Heidelberg New York. 1977

72 Richard J Arculus. The significance of source versus process in the tectonic controls of magma genesis. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1987, 32: 1～12

73 Julian S Marsh. Basalt geochemistry and tectonic discrimination within continental flood basalt provinces. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1987, 32: 35～49

74 Julian A Pearce. An expert system for the tectonic characterization of ancient volcanic rocks. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1987, 32: 51～56

75 Willian K Hart and Richard W Carlson. Tectonic controls on magna genesis and evolrtion in the Northwestern United States. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1987, 32: 119～135

76 Kaj Hoernle and Hans Ulrich Schmincke. The role of partial melting in the 15～Ma geochemical evolrtion of Gran Canaria: Ablob model for the Canary hotspot. Journal of Petrology, 1993, 34: 599～626

77 Kaj Hoernle and Hans Ulrich Schmincke. The petrology of the tholeiites through melilite nephelinites on Gran Canaria, Canary Islands: Crystal fractionation, accumulation, and depths of melting. Journal of Petrology, 1993, 34: 573～597

78 N Beghorl et al. Lithosphereic structure of Tibet and Western North America: Mechanisms of uplift and a comparative study. Journal of Geology Research, 1993, 98: 1997～2016

79 R W Kay and S M Kay. Delamination and delamination magmatism. Tectomophysics, 1993, 219: 177～189

80 A Michard et al. Compression versus extension in the exhumation of the Dora～Maira coesite—beaxing unit, Western Alps, Italy. Tectonophysics, 1993, 221: 173～193

81 M R De Jonge et al. From tectonic reconstruction to upper mantle model: An application to the Alpine—Mediterranean. Tectonophysics, 1993, 223: 53～65

82 P T Tackley et al. Effects of an endothermic phase transition at 670 Km depth in a spherical model of convection in the Earth's mantle. Nature, 1993, 361: 699～703