

天山微板块构造与塔北盆地

高长林 崔可锐 钱一雄 著
刘 斌 丁道桂 殷 勇

地质出版社

天山微板块构造与塔北盆地

高长林 崔可锐 钱一雄 著
刘 斌 丁道桂 殷 勇

地质出版社

· 北 京 ·

(京)新登字 085 号

内 容 提 要

本书是由多学科科研人员共同完成的研究天山造山带和塔里木盆地北部构造形成演化与油气关系的一部专著。书中提出了一些新见解:如微板块、软碰撞;岩石地球化学特征与微板块构造;天山 3 条韧性剪切带和 3 条混杂岩带的变质变形特征;古亚洲和特提斯-喜马拉雅两个构造域的形成发展对塔北盆地的控制;基底拆离、盖层滑脱与油气领域等。

本书内容丰富,资料翔实,阐述充分,具有广泛使用和参考价值,可供地质类各专业科研生产人员和大专院校师生参考应用。

图书在版编目(CIP)数据

天山微板块构造与塔北盆地/高长林等著. —北京:地

质出版社, 1995. 11

ISBN 7-116-01987-1

I. 天… I. 高… II. ①天山-大地板块-构造②塔里木
盆地-大地板块-构造 N. P548. 245

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (95) 第 18673 号

地质出版社出版发行

(100083 北京海淀区学院路 29 号)

责任编辑: 张荣昌 陈军中

*

江苏省地质测绘院地质印刷厂印刷 新华书店总店科技发行所经销

开本: 787×1092 1/16 印张: 18.438 字数: 442,500

1995 年 10 月北京第一版·1995 年 10 月北京第一次印刷

印数: 1—800 册 定价: 18 元

ISBN 7-116-01987-1
P·1506

序

以高长林博士为首完成的《天山微板块构造与塔北盆地》这部专著,应看作是“七五”期间对“秦岭—大别造山带及扬子含油气性”研究的继续与延伸。

在“盆地分类是油气资源评价的基础(Weeks, 1985)”及朱夏先生盆地研究程式(MST)的启发下,汲取国外流行的BPPP研究模式,“七五”期间,我们曾为盆地分析制定了一个思路和框架(孙肇才, 1991)。就是说,作为一个评价系统的盆地分析工作,应强调从盆地整体、动态及综合分析出发的定时、定性和定量分析。

地质历史创造了很多不同类型的盆地;地质历史也破坏了许多盆地(造山带内);地质历史还隐没了许多盆地(推覆体之下的所谓影子盆地)。所谓盆地的整体研究,就是将盆地与造山带的研究结合起来,从宏观演化上去分析一个盆地的地质演化历史;

世界上的多数盆地,特别是亚洲东部的中国盆地,几乎没有一个是“一张到顶”或“一压到底”的。大多数盆地和所谓多旋回的造山带一样,都是不同盆地原型的叠加和并列。不少国外学者之所以感到“无法应用现代广泛采取的一般分类原则对中国盆地加以划分”(Graham等, 1993),之所以在世界盆地分类表中冠以“中国型盆地(basins of Chinese type)”(Bally and Snelson, 1980)就是这个道理。就是说,在中国盆地分析中,特别是在对待中国中西部盆地分析上,一定要有一个时空演化的动态观点;

定性就是从活动论观念出发,或从全球动力学原理出发,确定原型盆地(prototype)的性质,即盆地的动力学原型;

定时就是从阶段论出发,研究盆地的演化序列,其中应特别注意盆地时空演化的有序性和反转特征(刘和甫, 1993);

定量就是要进行包含有风险分析(R)、经济分析(E)和有盆地模拟在内的油气资源定量评价(Q)。

本书作者从板块构造及其最新进展——地体和微板块观念出发,实现了溶合在上述观念和“微板块、软碰撞;块间盆、富油源;底拆离、层滑脱”总体认识之下的4个方面的重大进展:

1. 本着蛇绿岩套是古洋壳的残余的证据出发,在坚持蛇绿混杂岩具有不同大小、不同成因、不同成分和不同时代的基础上,初次提出天山地区在古生代存在3个古海洋,并运用扩张法和消减法,分别求得了3个古海洋的宽度,从而确定了天山造山带的构造归属、构造边界、构造框架的类型以及板块单元的划分和演化;

2. 从天山造山带内部确实存在次一级的具有陆壳特点的地体或微板块间的聚敛、碰撞或增生的一系列特征出发,作者提出了一个具有6项特征的微板块观念。诚如任纪舜(1990)、Howell(1991)等人所指出那样,在一个造山带(地槽)发展的早期,即裂谷发展阶段,可以分出一系列(至少不少于一个)具有洋壳(或过渡壳)的裂谷和具有陆壳(或过渡壳)的岛链(洋岛)或微大陆(microcontinent)。因此,包括天山在内的整个中亚地区的从晚前寒武纪直到新生代中期的印度碰撞作用,实际上是一种微板块的聚敛拼合造山过程。可贵之处在于作者从大量翔实的资料出发,论证了包括俯冲极性交替、软碰撞等在内的微板块的6项特征。这不仅丰富了板块构造理论和造山带研究的内涵,还为发掘塔里木盆地的特征以及论证“庞大的塔里木并非统一的塔里木”(孙肇才, 1985, 1991, 1992)打下了基础。这就是作者提出的“多岛有限洋盆”;

3. 从阶段论和天山的实际资料应用出发,结合塔里木盆地北部的地球物理和钻井资料,作者对塔里木盆地的构造演化作了3期6个阶段的处理,无疑是正确或基本正确的。这样以来,就为大家理解塔里木盆地不同性质的多期、多阶的动态盆地演化以及理解不同盆地原型的发生、叠加和改造打下基础。假如注意一下新近一个时期国外有关学者对中国西部造山带和盆地认识(许靖华,1989,1994;Sengor,1992;Coleman,1989),特别是美国斯坦福大学Graham教授在《中国西部的碰撞继后盆地》一文中详细表达的思想(Graham,1993),就会发现,阶段和时期的划分,尤其是古亚洲和特提斯两个时期的划分,对理解塔里木盆地的形成、性质和演化是多么重要了;

4. 本书的一个重要特点和成就之一,是在造山带韧性剪切带大量变形和岩组分析基础上,从微观和宏观结合上划出了3条蛇绿混杂岩带和3条韧性剪切带;以丰富的观察和分析资料论证了中天山北缘、南天山北缘高压低温变质带的存在;从几何学、运动学以及地球动力学的结合上,探讨了天山的形变历史;并对变形旋回进行了尝试性的划分。

总之,笔者认为《天山微板块构造与塔北盆地》一书,是一部资料翔实、观念新颖的著作,是一部对今后研究中国西部造山带和盆地有价值的文献。在该书行将付梓之际,以此代序,深感荣幸。

孙肇才

1995年4月27日

前 言

1984年9月,地质矿产部沙参2井在塔里木盆地地下古生界海相碳酸盐岩地层中首次获高产油气,是我国由陆相找油向海、陆相并举转变取得重大突破的里程碑(康玉柱,1990;贾润晋,1991)。然而,正如朱夏教授所指出:“古生代‘克拉通’盆地在世界油气盆地的研究中还是个薄弱的环节。……全面分析中国古生代盆地的含油气性,不仅可能有助于开辟油气资源的新领域,也很可能在石油地质理论方面别开生面”。A. D. Miall(1991)指出:“盆地分析有许多工作要做……需要有地震专家揭示盆地结构,还需要地球物理专家建立盆地沉降的机制模式。深成作用、火山作用、变质作用和金属成矿作用都反映了板块构造背景,这类资料的综合汇集对于获得正确解释和最终发展成为满意的盆地模式是不可缺少的”。盆地和造山带之间的形成演化关系研究不仅是当代地质科学研究的前沿之一,而且对矿产资源的勘查也具有极其重要的意义。

本书是在“八五”国家科技攻关项目“新疆塔里木盆地北部和天山造山带的形成演化与油气关系研究”报告的基础上编写而成的。执笔人员:前言、第1章和结语为高长林、钱一雄;第2章为钱一雄;第3章为刘斌、钱一雄;第4、5、6、7章为高长林;第8、9、10、11、12、13、14章为崔可锐;第15章为殷勇、高长林;第16章为丁道桂;最后全文修改、审定由高长林担任。参加工作的还有江建春、钟尧元、陆永德等。

协助本项目测试的单位有地矿部石油地质中心实验室、浙江省地质测试中心、地矿部测试技术研究所、南京大学现代分析测试中心、中国地质大学(北京)电子探针实验室。钟尧元、钱一雄和地矿部石油地质中心实验室绘图组清绘插图。工作中得到地矿部西北石油地质局、地矿部新疆地质局区调队、研究所、测绘队车队及新疆汽车改装厂车队的支持和帮助。本项目是在孙肇才、施央申教授指导下进行的,刘光鼎院士、万有林、王作勋研究员、刘鹏生、吉让寿、宋国俊、汤良杰、杨克明、翟晓先、叶德燎高级工程师提出宝贵修改意见,在此一并致谢!

由于作者水平所限,谬误之处在所难免,敬请读者批评指正。

作 者

1995年3月于无锡石油地质中心实验室

目 录

第 I 部分 天山微板块构造

1 天山镁铁-超镁铁岩与微板块构造	(5)
1.1 中天山北缘古岛弧和古洋岛	(5)
1.2 中天山南缘古岛弧和古洋岛	(21)
2 天山花岗岩与微板块构造	(29)
2.1 中天山北缘花岗岩特征	(29)
2.2 中天山南缘花岗岩特征	(36)
2.3 南天山铜花山等地花岗岩特征	(52)
2.4 天山 A 型花岗岩及其构造学意义	(55)
2.5 结论与讨论	(61)
3 天山变质作用及其构造学意义	(64)
3.1 中天山北缘变质带特征	(64)
3.2 中天山南缘变质带特征	(74)
3.3 南天山铜花山-榆树沟变质带特征	(77)
3.4 北天山变质带的特征	(83)
3.5 天山 3 条韧性剪切带的动力学、热力学条件分析	(86)
3.6 结论	(91)
4 南天山弧后盆地	(92)
4.1 南天山蛇绿岩带	(92)
4.2 砂页岩的化学特征	(100)
5 北天山残余弧后盆地	(103)
5.1 北天山弧后盆地蛇绿岩	(103)
5.2 残余弧后盆地	(109)
6 微板块运动特征:手风琴式和软碰撞	(110)
6.1 多岛有限洋盆的形成($Z-O_2$)	(110)
6.2 俯冲及其极性交替(O_2-D)	(111)
6.3 弧后盆地和弧后碰撞造山作用(S_3-C_3)	(113)
6.4 微板块“手风琴”式运动期和旋回期	(113)
6.5 软碰撞	(115)
7 古天山洋的宽度	(118)
7.1 计算方法简述	(118)
7.2 早古天山洋宽度	(119)

7.3	晚古天山洋的宽度	(122)
7.4	结论	(124)

第Ⅱ部分 天山构造变形与韧性剪切带研究

8	中天山北缘早古生代构造混杂岩带	(127)
8.1	构造混杂岩带的特征	(127)
8.2	混杂岩带中的矿物学研究	(129)
8.3	乌斯特沟-米什沟-干沟构造混杂岩带的构造变形特征	(132)
8.4	构造混杂岩带形成的机制、时代、运动学和动力学	(138)
9	中天山北缘韧性剪切带	(140)
9.1	韧性剪切带的确立和基本特征	(140)
9.2	韧性剪切带的变形特征和变形分析及位移量	(142)
9.3	韧性剪切带的变形环境及变形机制	(150)
9.4	阿拉斯河-山顶道班韧性剪切带	(153)
10	北天山晚古生代蛇绿混杂岩带	(157)
10.1	蛇绿混杂岩带的地质特征	(157)
10.2	蛇绿混杂岩带的变形研究	(158)
10.3	蛇绿混杂岩带形成机理、时代及动力学分析	(162)
11	南天山构造混杂岩带	(163)
11.1	构造混杂岩带特征	(163)
11.2	构造混杂岩带的矿物学特征	(165)
11.3	构造混杂岩带的变形特征	(166)
11.4	构造混杂岩带的形成环境、机制、运动学和动力学	(171)
12	中天山南缘韧性剪切带	(173)
12.1	韧性剪切带的确立及地质特征	(173)
12.2	韧性剪切带的变形特征、应变测量及位移量	(174)
12.3	韧性剪切带的变形环境和变形机制	(186)
13	西天山的伸展构造作用	(190)
13.1	西天山伸展构造作用的确立	(190)
13.2	张性角砾岩的变形分析	(191)
13.3	西天山东段伸展构造运动的形成机制、时代、拉伸量和问题研究	(195)
13.4	问题讨论	(196)
14	西天山的变形序列解析和构造层次研究	(199)
14.1	变形序列及变形特征	(199)
14.2	西天山东段构造层次的研究	(220)
14.3	结论	(224)

第Ⅲ部分 塔里木盆地北部构造的形成演化与油气关系

15 塔里木盆地北部构造的形成演化·····	(229)
15.1 满加尔-库鲁克塔格原洋裂谷(protoceanic rift)的化学特征·····	(229)
15.2 多岛有限洋盆的形成与塔北盆地(Z-O ₁)·····	(238)
15.3 软碰撞与前陆盆地(O ₂ -C)·····	(242)
15.4 盆地扩张与盆地俯冲·····	(245)
15.5 板内盆地原型(P-Q)·····	(249)
15.6 讨论与结论·····	(251)
16 构造与油气·····	(256)
16.1 概述·····	(256)
16.2 3期主要的构造变形世代·····	(257)
16.3 塔里木盆地北部基底拆离与多层次盖层滑脱的改造方式·····	(259)
16.4 塔里木库车-拜城新生代前陆盆地的构造变形分析·····	(264)
16.5 塔里木盆地北部的油气勘探领域·····	(266)
17 结语·····	(268)
参考文献·····	(271)
英文摘要·····	(280)

第 I 部分

天山微板块构造

近 20 年来,随着板块构造研究的不断深入,特别是对北美科迪勒拉、阿帕拉契亚以及环太平洋造山带的深入研究中发现,它们是由一系列以断层为边界、地质特征完全不同、各有其独特的地质发展史的不规则的集合体——地体所组成。地体构造理论自 70 年代建立发展以来,就以研究大陆边缘地质为己任(Irwin, 1972; Jones, 1976; Morger, 1975; Howell, 1980, 1983, 1991),得到了广泛的应用。但地体构造还是一不成熟的构造理论(李春昱, 1986; 王鸿祯, 1990; 朱夏, 1990),有待我们用新的资料去修正、补充和发展。已有学者指出,板块构造与地体构造相结合可能是研究大陆构造的一条有效途径。然而由于学者们基本概念的差异,再之,忽视了微板块运动(板块和地体之间)的研究,因此,造成了一些混乱(图 1)。卢华夏等人(1990)指出:“地体是曾经作为洋底高原或岛屿的岩石圈碎块或地壳碎块,随板块运移到活动大陆边缘的增生体。地体增生有逆掩、仰冲、停靠等不同拼贴型式;地体离散有漂移、往复、走滑和挤出等不同型式”。

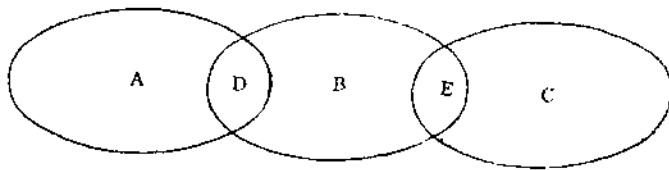


图 1 地体、板块与推覆体关系图

Fig. 1 Relations among plate, terrane and nappe

A. 板块; B. 地体; C. 推覆体; D. 微板块; E. 板片

(据卢华夏等, 1991)

Howell(1991)指出:“虽然大部分地球表面为大板块所覆盖,但像印度尼西亚和菲律宾这样的地区含有许多小板块,它们是一些微小的板块。微板块之间以一种时空上都很复杂的形式相互作用。由于微板块体系内常常发生碰撞作用,俯冲带的分布是不稳定的和可变化的;火山弧常常旋转,板块相对运动方向沿着板块边界的走向迅速变化,俯冲的方向可以极性交替——从弧的一侧翻转到另一侧。板块边界产生一个复杂的应力场,关于板块是刚性的说法似乎也需要修改。微板块的大地构造学是令人振奋的,世界上许多山系所具有的特征都可以用古代微板块构造背景来描述”。

近 10 多年来,我国学者李春昱(1980)、张良臣等(1985)、陈哲夫等(1985)、冯益民(1989)、黄汲清等(1990)、肖序常等(1990)、王作勋(1990)、马瑞士等(1993)研究了天山地区的板块构造,多数学者认为天山存在 3 个板块的缝合带,缝合线即中天山南北边界断裂。R. G. Coleman(1990)和马瑞士(1990)等从地体角度研究了天山地区构造,R. G. Coleman(1990)明确提出天山是许多地体拼合而成。

王作勋等(1990)指出:天山中间隆起带包括以伊犁地块、那拉提构造带(微地块)、巴仑台构造带(微地块)、卡瓦布拉克微地块、婆罗科努加里东弧后盆地褶皱束及中天山加里东优地槽褶皱束等次级构造单元。

本文重点研究那拉提、巴仑台、卡瓦布拉克微地块及其两侧的变质岩、火山岩、岩浆岩、沉积岩及矿床。发现该区存在明显的早古生代微板块运动(图 1、2),兹分述如下。

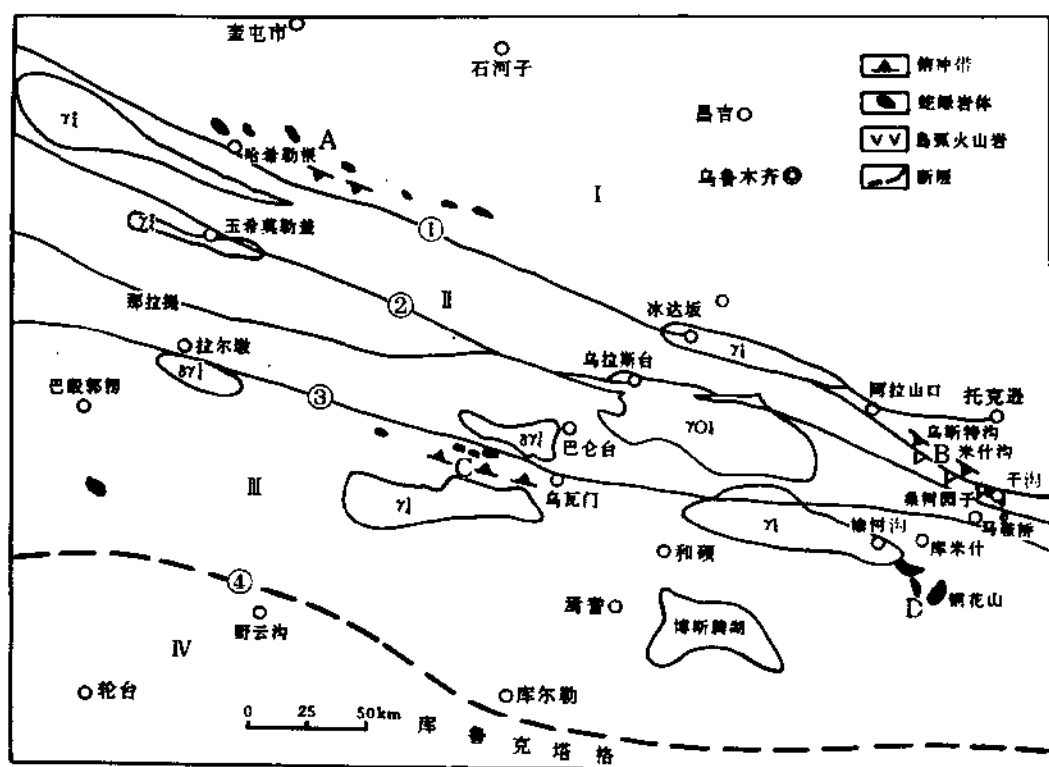


图 2 天山微板块构造简图

Fig. 2 Sketch map of micro-plate in the Tianshan

- ①中天山北缘韧性剪切带, ②中天山中部韧性剪切带, ③中天山南缘韧性剪切带, ④辛格尔斯断裂;
 A. 北天山蛇绿混杂岩; B. 中天山北缘蛇绿混杂岩; C. 中天山南缘蛇绿混杂岩; D. 南天山蛇绿混杂岩;
 I. 北天山弧后盆地; II. 中天山微板块; III. 南天山弧后盆地; IV. 塔里木板块

1 天山镁铁-超镁铁岩与微板块构造

1.1 中天山北缘古岛弧和古洋岛

众所周知,“传送带式”的板块运动是活动大陆边缘最明显的特征之一,而微俯冲带在其走向上的分布是不稳定的和可变化的。在中天山北缘乌斯特沟、米什沟一带为显著的弧、沟体系,而干沟及其向东又明显地变为碰撞带,其特征详见下述。

1.1.1 乌斯特沟-米什沟弧、沟及洋岛

(1) 古洋岛和俯冲消减古洋壳确证

很多学者认为蛇绿岩代表古洋壳的碎块,它们的构造和时代在重建古板块边界方面是非常重要的。因此,多年来,在探讨造山带的形成和演化及洋壳的地质特征过程中,蛇绿岩成了研究的中心课题之一。众所周知,蛇绿岩可以形成于多类构造环境,如大洋中脊、弧后盆地、弧前盆地、岛弧、被动大陆边缘或小洋盆。近年来,由于某些研究者对蛇绿岩概念的含糊,加之不注意应用岩石地球化学手段,又不加分析地将野外所见的基性、超基性岩一律冠之以蛇绿岩或蛇绿岩套之名,因此,增加了混乱,造成了误解。所以,正确可靠地鉴别出镁铁-超镁铁岩的产出构造环境既是一件极其重要又是一件较为困难的研究课题。应该指出:现代地球化学的理论和方法为镁铁-超镁铁岩的形成构造环境的鉴定提供了一系列方法和依据。值得提出的是,Pearce和Cann(1971、1975)等学者提出过一系列的构造地球化学图解,近年来,这些图解方法得到了广泛的流传和应用。但是,岩石的化学成分与其形成的构造环境之间并非都是完全一一对应的关系。因此,不能用简单的投点图解方法来确定岩石产出的大地构造环境。笔者等曾根据地球化学作用与时-空结构统一性的理论,提出鉴定被俯冲消减的镁铁-超镁铁岩(古洋壳的一部分)的形成构造环境的方法:

A. 大量实际资料已表明在一些明显没有大洋壳发育过的大陆地区也产有一些超基性、基性等类似于蛇绿岩的岩石组合。因此,蛇绿岩的存在是寻找古洋壳的线索,为寻找古洋壳提供了可能性。

B. 蛇绿岩组合中的席状岩墙和枕状熔岩的地球化学特征应是鉴定古洋壳存在的主要参数之一。它们具有独特的化学特征:SiO₂含量值小,小于52wt%;TiO₂含量高,一般大于0.8wt%;低钾;稀土元素总量(Σ REE)低,稀土模式为平坦型;不富集LREE,LREE/HREE比值低,一般为1~2。

C. 由于俯冲消减而成残存的古洋壳中的火山岩与俯冲消减作用而产生的位于古活动大陆边缘的火山岩具有完全不同的地球化学特征,这两类火山岩岩石组合的成对出现,即大洋火山岩和活动大陆边缘火山岩岩石组合的成对出现,应能进一步确证古洋壳的存在。

人们研究发现一定的构造环境中产有一定的火山岩岩石组合。大洋岛屿地区一般以具有碱性系列及伴有拉斑玄武系列火山岩为特征。T. H. Pearce(1977)、E. D. Mullen(1983)、郗城秋穗等(1974、1975)等一些学者曾提出过一系列图解,用来区别产于洋中脊、洋岛、岛弧等构造环境中的火山岩。

(2) 乌斯特沟-米什沟蛇绿混杂岩特征简述

A. 蛇绿混杂岩的地质特征

郭召杰、马瑞士(1993)认为该混杂岩带为蛇绿混杂岩带。分布于中天山北缘,自托克逊西南的乌斯特沟向东延至米什沟、干沟及阿奇克库都克,长达百余公里。在乌斯特沟、米什沟出露宽度达2km以上,在干沟出露宽度1km左右。主要表现为以绿片岩为主的基质中混杂着大小不一、性质各异的块体。基质以绿泥绢云石英片岩、钠长阳起片岩为主,其原岩可能为杂砂岩和基性火山岩等。所夹块体计有蛇纹石化橄榄岩、变辉长岩、玄武岩、大理岩等。米什沟-干沟混杂岩带南侧以南倾的宽达200~500m的糜棱岩化绢云石英片岩与前志留系火山岩接触,北侧则与北天山晚古生代火山岩构造接触,整体呈一南倾的楔形体(变形变质特征见第3、8章)。

B. 蛇绿混杂岩中超基性岩的特征

主要为斜辉辉橄岩,属变质橄橄岩,为黑色块状,橄橄石蛇纹石化强烈,辉石绢石化,其稀土元素总量为 4.0×10^{-6} ,低于球粒陨石。必须指出:该蛇绿混杂岩中尚见辉石岩,辉石多绿泥石化、帘石化,其稀土元素总量低($6.14 \sim 8.46 \times 10^{-6}$),与球粒陨石相当,在 $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3$ 图解中投点于超镁铁堆积岩区(表1-1、图1-1)。A. E. Ringwood(1975)认为地幔岩的原始丰度为球粒陨石的1.4~3.6倍,因此可认为该区变质橄橄岩和超镁铁质堆积岩的稀土元素含量值与地幔岩相近(表1-2、图1-2)。

C. 火山熔岩的地质特征

见有两类变质基性熔岩:一类为斜长阳起片岩,纤状变晶结构,由阳起石、斜长石及石英组成;另一类为绿帘绿泥片岩,仍见斑状结构,斑晶(斜长石)具聚片双晶,辉石发生绿帘石化。

(3) 古大洋和古岛弧火山岩的地球化学特征

板块构造理论的建立,是依据了多学科的综合分析,它引起了地质科学的一场革命。板块构造环境的确定,也依据多学科的综合分析,其中岩石化学和地球化学方法,是确定板块构造环境的最重要,而又是简便的一些方法。

K. C. 康迪(1986)指出,人们已经识别出地球上3类主要的岩浆系列,它们是拉斑玄武岩、钙-碱质和碱性系列。如果长英质和镁铁质端元占优势,那么这种组合可称之为“双模式”。每一个系列都由侵位于地壳中或喷出其上的一组紧密相关类型的岩浆岩组成。3类岩浆系列有完全不同的分布特点,岩浆产生的主要系列有完全不同的分布特点,岩浆产生的主要环境分为板块边缘和板块内部两大类,可以细分成7个不同的板块构造位置(表1-3)。板块边缘位置是消减带或大洋隆,产于大洋隆的拉斑玄武岩中碱金属元素含量低,通常称之为低钾拉斑玄武岩。因为边缘海盆亦以拉张为主,同样形成以低钾拉斑玄武岩为特征。产于洋岛和海山中的拉斑玄武岩为碱性,富含碱性元素和不相容元素,富集轻稀土元素。

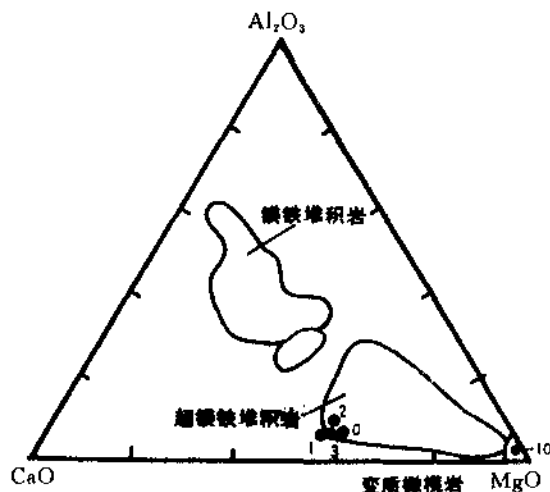


图 1-1 超基性岩 $\text{MgO-CaO-Al}_2\text{O}_3$ 图解

Fig. 1-1 $\text{MgO-CaO-Al}_2\text{O}_3$ diagram for ultrabasic rocks

(据 R. G. Coleman, 1976)

表 1-1 中天山北缘混杂岩中岩类岩石化学组成 (wt %)

Table 1-1 Chemical composition (wt %) of magnetite in the melange of the north margin of the middle Tianshan

序号	编号	岩石类型	SiO ₂	TiO ₂	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	烧失
13	M13	玄武安山岩	54.42	0.900	0.222	14.78	9.19	6.79	0.153	6.71	7.59	3.92	0.80	1.24	1.38
14	M17	玄武安山岩	54.52	1.39	0.197	13.40	8.74	5.11	0.132	4.42	5.13	4.53	1.40	2.08	6.87
15	M33	玄武安山岩	53.07	0.89	0.187	16.59	8.06	4.40	0.135	5.08	8.99	3.65	1.01	1.28	2.28
21	M12	安山岩	58.12	0.730	0.176	14.68	7.25	4.88	0.167	6.28	6.00	3.25	1.33	0.72	1.34
	M18	英安斑纹岩	71.36	0.54	0.14	8.99	3.34	1.55	0.07	2.16	2.80	2.56	2.21	0.54	5.16
	M19	流纹岩	75.48	0.200	0.035	12.12	1.81	0.31	0.043	0.38	0.77	5.39	2.03	0.72	1.52
5	M54	玄武岩	46.04	1.290	0.363	17.29	8.47	5.09	0.113	6.12	9.79	3.08	1.12	2.56	6.02
6	M71	玄武岩	48.89	1.150	0.125	13.10	14.11	8.84	0.222	7.06	9.76	2.69	1.26	0.78	1.38
1	TM43	玄武岩	49.15	1.15	0.10	19.20	7.15	3.28	0.09	4.12	6.62	3.18	2.06		3.26
2	TD10	玄武岩	46.13	2.64	0.57	17.02	4.41	6.66	0.17	6.18	6.86	3.89	0.77		4.23
3	TD15	玄武岩	45.95	2.14	0.42	16.02	2.47	6.43	0.22	10.58	7.49	1.79	1.65		3.92
11	TM21	玄武安山岩	54.20	0.52	0.16	19.71	2.99	4.30	0.09	4.21	4.54	3.88	1.21		3.62
12	TM27	玄武安山岩	55.57	1.05	0.21	16.45	3.10	5.03	0.12	3.97	3.87	3.63	2.37		3.96
22	TM33	安山岩	56.57	0.54	0.16	17.04	6.70	2.04	0.07	1.52	8.84	0.37	2.04		3.62
23	TM22	安山岩	57.71	0.96	0.20	16.47	2.87	4.85	0.14	4.26	3.07	4.57	1.44		3.28
0	M34	玄武岩	50.82	0.11	0.040	2.48	6.32	4.30	0.17	19.40	19.53	0.60	0.05	0.85	0.61
1	M3	辉长岩	48.98	0.09	0.036	1.58	7.03	4.05	0.29	20.38	18.50	0.42	0.01	2.55	2.48
2	M4	辉长岩	47.44	0.11	0.018	1.84	8.37	4.69	0.79	21.61	17.17	0.38	0.01	3.05	2.64
3	M29	辉长岩	49.20	0.11	0.024	1.44	7.12	4.69	0.14	20.01	15.02	0.39	0.05	1.30	5.43
10	M5	斜辉辉长岩	38.12	0.02	0.034	0.40	10.60	3.86	0.24	37.55	0.86	0.09	0.01	11.30	11.44

浙江省地质局中心实验室测定, * 为 TFe₂O₃, 1993; 米什沟地区资料据马瑞士、郭召杰, 1992。

表 1-2 稀土元素组成(10^{-6})Table 1-2 The REE contents(10^{-6})

序 号	编 号	岩石 类型	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE	$\frac{\Sigma Ce}{\Sigma Y}$
2	M4	辉长岩	0.51	0.93	0.40	1.01	<0.40	0.08	0.39	<0.10	0.33	0.08	0.20	<0.04	0.18	0.03	1.46	6.14	1.19
3	M55	辉长岩	1.28	3.98	0.55	2.57	0.57	0.080	1.14	0.20	1.30	0.33	0.81	0.14	0.80	0.13	6.90	20.95	0.76
4	M13	安山岩	19.45	41.60	5.05	21.85	4.90	1.11	5.43	0.88	6.04	1.45	4.05	0.63	4.09	0.54	38.60	155.67	1.52
6	M18	英安 流纹岩	19.00	37.20	5.20	21.50	4.20	0.96	3.03	0.55	2.66	0.58	1.68	0.26	1.53	0.23	12.90	111.48	3.76
8	M12	玄武 安山岩	20.20	45.60	6.20	23.50	4.50	1.07	3.40	0.50	3.00	0.61	1.68	0.27	1.64	0.26	14.20	126.63	3.95
9	M33	辉绿岩	16.90	38.40	5.30	22.00	4.40	1.15	3.41	0.50	3.07	0.64	1.71	0.28	1.74	0.26	14.40	114.16	3.39
10	M5	斜辉 辉长岩	0.29	0.99	<0.40	0.60	<0.40	0.05	0.27	<0.10	0.13	<0.04	<0.10	<0.04	0.06	<0.01	0.52	4.00	2.15

浙江省地质局中心实验室测定, 1993.