新疆北部及其邻区
大地构造

肖序常　汤耀庆　冯益民　朱宝清　李锦轶　赵　民



地质出版社

序　言

自60年代中期以来，海底扩张观点和板块构造理论的诞生，使地球科学产生了巨大的变革，岩石圈各圈层间相互作用的动力学、大规模水平运动的运动学和板块空间展布的几何学是活动论的核心，成为当代大地构造研究的理论基础和指导思想。《新疆北部及其邻区大地构造》是作者承担“七五”国家305攻关项目的成果。新疆北部处于西伯利亚板块、哈萨克斯坦板块和塔里木板块的汇聚部位，其地质构造极其复杂，是研究板块镶嵌造山带的典型地区，也是我国重点矿产区、带之一。作者通过对新疆北部野外实际观察和室内现代化测试，并采用多学科相互渗透的方法和活动论的观点进行了深入的大地构造研究，划分了北疆板块构造单元，阐述各构造单元的地质特征，建立了大地构造演化模式以及编制了1:150万新疆北部大地构造图，取得丰硕成果。

1．详尽地划分板块构造单元。根据作者对板块构造理论的新认识，把新疆北部大地构造划分为三级单元，每级都有各自的划分依据。一级构造单元称为板块，共分3个板块，板块之间的界线是以其时代最新的蛇绿岩带或蛇绿岩混杂带所代表的缝合带为主要依据；二级构造单元称为板段，是根据各构造部位活动性、地壳结构及各自演化特征分为7个板段；三级构造单元称为板片，是根据板段内不同地质显示的沉积建造，岩浆活动及构造变形特征，结合地体分析的观点，划分为31个板片。此外，还有3个中新生代上叠构造盆地。以上划分的依据和原则都有独特的地质意义。

2．理顺了新疆北部大地构造单元的地质特征。全区自北向南隶属3大板块，并各具特色：①西伯利亚板块，该板块南部以达拉布特-卡拉麦里缝合带为界与哈萨克斯坦板块相接。该板块的核心部位是前震旦纪结晶杂岩裸露的地盾，其中包括3个板段，即阿尔泰陆壳板段、准噶尔晚古生代早期活动大陆边缘板段和北准噶尔晚古生代早斯洋壳板段。②哈萨克斯坦板块，该板块南部以南天山缝合带为界与塔里木板块相接，这里没有一个大规模、整体的前寒武纪的古“地台”，其中包括3个板段，即北天山古生代活动大陆边缘板段、伊犁-中天山陆壳板段及南天山早—中古生代活动大陆边缘板段。③塔里木板块，在本区内仅是该板块的北缘部分，只包括塔里木北缘陆壳板段，其主要特征是具有大面积出露的前震旦纪结晶基底及古生代稳定的陆棚相盖层沉积。

3．创造性地建立新疆北部大地构造演化模式，提出了在震旦纪时期形成的“新疆古克拉通”经过不同地质时代分裂、聚合、俯冲、碰撞及褶皱成山的过程，进而形成该区大地构造格局及微陆块和不同地质时代褶皱带镶嵌为主要特征。同时作者根据该区沉积组合、岩相古地理、古生物区系，特别是蛇绿岩的组合、序列、岩石、地球化学及构造特征以及洋盆扩张速率，提出了“古生代演化过程中有限拉张和有限洋盆和不存在广阔深邃的浩瀚大洋”，对阐明本区构造形成和演化具有重要理论价值。这一观点是作者首创的。

4．通过以上的研究，最后编制1:150万新疆北部大地构造图，该图的地理底图和地质底图都是新疆最新编制的等大比例尺图件，在精度上保证了编图的质量，准确地反映了新疆北部古生代板块构造格局。另外，还编制了1:600万的新疆北部大地构造略图和东西

两幅构造流程图及与它配套的两条构造剖面图。这样既能解决不同地质时代板块叠加和构造单元的重叠问题，又反映研究区各时代纵向上板块构造的时间演化和空间格局的情况，这是一张新一代的大地构造图。

综上所述，这本著作内容丰富、观点创新、资料翔实、图文并茂，是一本优秀的科技成果，代表板块构造理论研究的80年代国际先进水平。并对板块构造理论的发展起了推动作用，同时对指导北疆寻找金属和非金属矿产具有重要实际意义。因此，本书对科研、生产和教学都有重要参考价值。

郭令智

1991年3月1日

目　录

第一章　新疆北部大地构造单元划分原则及各构造单元地质特征 …… 1
一、新疆北部大地构造单元划分的一般原则和依据 …… 2
二、新疆北部各级构造单元的主要地质特征概述 …… 4
（一）西伯利亚板块 …… 4
（二）哈萨克斯坦板块 …… 7
（三）塔里木板块 …… 10
第二章　新疆北部蛇绿岩 …… 12
一、蛇绿岩生因类型划分 …… 12
（一）快速扩张，大洋盆内的蛇绿岩 …… 12
（二）中等或快速扩张洋盆的蛇绿岩 …… 12
（三）中等—慢速扩张洋盆的蛇绿岩 …… 14
（四）慢速扩张地带的基性、超基性岩组合 …… 14
（五）岛弧-洋盆复合蛇绿岩 …… 15
二、新疆北部主要蛇绿岩及其构造意义 …… 16
（一）准噶尔蛇绿岩 …… 16
（二）天山蛇绿岩 …… 42
第三章　新疆北部高压变质带的基本特征及构造意义 …… 48
一、阿克苏高压变质带 …… 48
（一）大地构造背景 …… 48
（二）岩石学特征及原岩建造系列 …… 48
（三）矿物学特征和变质相 …… 50
（四）时代及构造意义 …… 51
二、唐巴勒高压变质带 …… 52
（一）大地构造背景 …… 52
（二）岩石学特征及原岩建造系列 …… 53
（三）矿物学特征和变质相 …… 53
（四）时代及构造意义 …… 54
三、南天山北坡高压变质带 …… 55
（一）大地构造背景 …… 55
（二）岩石学特征及原岩建造序列 …… 55
（三）矿物学特征及变质相 …… 57
（四）时代及构造意义 …… 58
四、结论与问题讨论 …… 60
第四章　新疆北部花岗岩类概述 …… 61
一、阿尔泰陆壳板段的花岗岩类 …… 62
二、东准噶尔活动陆缘板段的花岗岩类 …… 65

三、天山地区的花岗岩类……73
（一）前寒武纪花岗岩类……74
（二）早古生代花岗岩类……75
（三）晚古生代花岗岩类……76
第三章 北疆深部地质构造特征简述……79
一、引言……79
二、北疆地球物理特征简述……79
（一）区域重力场特征……79
（二）区域磁场特征……80
（三）大地电磁测深……80
（四）地震测深……81
三、问题讨论……82
（一）关于准噶尔盆地基底问题……82
（二）关于北疆断裂带……83
第六章 大型内陆盆地及碰撞期后陆内造山作用……84
一、盆地基底……85
（一）塔里木盆地基底……85
（二）准噶尔盆地基底……85
（三）吐鲁番-哈密盆地基底……88
二、盆地沉积特征及岩相古地理概况……89
（一）塔里木盆地北缘……89
（二）准噶尔盆地……91
（三）吐鲁番-哈密盆地……93
三、碰撞期后陆内造山作用……93
（一）碰撞期后岩浆作用与前陆盆地演化阶段……94
（二）大型内陆盆地沉陷与山脉抬升阶段……97
（三）碰撞期后断裂活动特征……100
（四）碰撞期后陆内造山作用特点及动力学机制初步探讨……102
第七章 新疆北部及其邻区构造演化……104
一、天山-东、西准噶尔-内蒙古古生代褶皱带蛇绿岩综述……104
（一）加里东期蛇绿岩带……104
（二）早、中华力西期蛇绿岩带……107
（三）晚华力西期蛇绿岩带……107
二、天山-东、西准噶尔-内蒙古古生代构造演化……108
（一）中朝地台北侧构造演化……108
（二）新疆北部（塔里木地块北侧）构造演化……111
三、几个问题的探讨……121
（一）关于准噶尔盆地基底问题……121
（二）新疆北部高压变质带蓝片岩的时代……122
（三）南天山大地构造属性问题……123
（四）关于洋盆规模问题……123

第八章　成矿作用与找矿方向的探讨——兼论板块构造理论对新疆北部矿产勘查工作的指导作用 …… 125
一、引言 …… 125
二、各构造单元金属矿产分布特征及找矿方向 …… 126
（一）西伯利亚古板块 …… 126
（二）哈萨克斯坦板块 …… 131
（三）塔里木板块-塔里木北缘陆壳板段 …… 139
三、新疆北部金属矿产成矿作用的基本特征 …… 141
（一）几种主要金属矿产的成因类型及其时空分布特征 …… 141
（二）成矿区及成矿带的划分 …… 146
（三）主要金属矿产的成矿作用与板块构造的关系 …… 149
四、试谈板块构造理论对新疆北部矿产勘查工作的指导作用 …… 152
（一）板块构造理论可以为矿产勘查工作提供重要的战略性的指导 …… 152
（二）金属成矿远景区的初步预测 …… 152
（三）新疆北部找矿方向的几点建议 …… 153
结语 …… 156
参考文献 …… 158
英文摘要 …… 163

CONTENTS

Chapter Ⅰ Division Principie of tectonic units of the northern Xinjiang and their characteristics 1

1. General principle and criterion for dividing tectonic units of the northern Xinjiang 2
2. Main characteristics of different tectonic units of the northern Xinjiang 4
   1) Siberian plate 4
   2) Kazakhstanian plate 7
   3) Tarim plate 10

Chapter Ⅱ Ophiolites of the northern Xinjiang 12

1. Tectonic genetic classification of ophiolites 12
   1) Ophiolites formed in the fast spreading-rate oceanic basin 12
   2) Ophiolites formed in the median-fast spreading-rate oceanic basin 12
   3) Ophiolites formed in the median-slow spreading-rate oceanic basin 14
   4) Basic and ultrabasic complex formed in the slow spreading-rate belts 14
   5) Composite ophiolites formed in both island arcs and oceanic basins 15
2. Major ophiolites of the northern Xinjiang and their implications to tectonics 16
   1) Junggar ophiolites 16
   2) Tianshan ophiolites 42

Chapter Ⅲ Main features of high-pressure metamorphic belts in the northern Xinjiang and their implications to tectonics 48

1. Aksu high-pressure metamorphic belt 48
   1) Tectonic settings 48
   2) Petrology and primary rock sequences 48
   3) Metamorphic mineral association and metamorphic facies 50
   4) Ages and tectonic implications 51
2. Tangbale high-pressure metamorphic belt 52
   1) Tectonic settings 52
   2) Petrology and primary rock sequences 53
   3) Metamorphic mineral association and metamorphic facies 53
   4) Ages and tectonic implications 54
3. High-pressure metamorphic belt exposed in the northern slope of South Tianshan 55
   1) Tectonic settings 55
   2) Petrology and primary rock sequences 55
   3) Metamorphic mineral association and metamorphic facies 57

4) Ages and tectonic implications ……58
4. Conclusion and discussion……60
Chapter Ⅳ Outlines of granitoids of the northern Xinjiang ……61
1. Granitoids in the Altai continental segment ……63
2. Granitoids in the East Junggar active continental marginal segment ……65
3. Granitoids in the Tianshan Mountains ……73
1) Precambrian granitoids ……74
2) Early Paleozoic granitoids ……75
3) Late Paleozoic granitoids ……76
Chapter Ⅴ Brief introduction to deep geological and structural features of the northern Xinjiang……79
1. Introduction ……79
2. Outlines of geophysical features of the northern Xinjiang ……79
1) Characteristics of regional gravity ……79
2) Characteristics of regional magnetic field ……80
3) Magnetolluric characteristics ……80
4) Seismic depth sounding……81
3. Discussion ……82
1) On the basement of Junggar basin ……82
2) On the fault zone of North Xinjiang ……84
Chapter Ⅵ Large-sized intracontinental basins and postcollisional intracontinental orogeny ……84
1. Basement of basins ……85
1) Basement of Tarim basin ……85
2) Basement of Junggar basin……85
3) Basement of Tulufan-Hami basin ……88
2. Sedimentary features and lithofacies-paleogeography of basins……89
1) Northern margin of Tarim basin ……89
2) Junggar basin……91
3) Tulufan-Hami basin ……93
3. Postcollisional intracontinental orogeny…… 93
1) Postcollisional igneous activities and evolution of foreland basins ……94
2) Subsidence of large-sized intracontinental basins and uplift of mountain ranges ……97
3) Features of postcollisional faults …… 100
4) Preliminary discussion on postcollisional intracontinental orogeny and its geodynamic processes …… 102
Chapter Ⅶ Tectonic evolution of the northern Xinjiang and its neighbouring areas…… 104

1. Ophiolites in the Tianshan-the east and west Junggar-Inner Mongolian Paleozoic fold-belts 104
1) Caledonian ophiolite belts 104
2) Early-Middle Variscan ophiolite belts 107
3) Late Variscan ophiolite belts 107
2. Paleozoic tectonic evolution of Tianshan -the east and west Junggar-Inner Mongolia 108
1) Tectonic evolution along the northern margins of Sino-Korean platform 108
2) Tectonic evolution of the northern Xinjiang (including northern Tarim margins) 111
3. Discussion 121
1) On the basement of Junggar basin 121
2) On the ages of high-pressure metamorphic belts of the northern Xinjiang 122
3) Tectonic attributes of South Tianshan 123
4) The scale of the oceanic basin 123
Chapter Ⅶ Discussion of metallization and exploration of mineral resources: guidance of plate tectonics theory to exploration of mineral resources in the northern Xinjiang 125
1. Introduction 125
2. Distribution of metallic deposits in differnt tectonic units of the northern Xinjiang and suggestion about explorating them 126
1) Siberian plate 126
2) Kazakhstanian plate 131
3) Tarim plate-Northern Tarim continental segment 139
3. Main features of metallization in the northern Xinjiang 141
1) Genetic types of some metallo-deposits and their distribution 141
2) Division of metallogenic provinces and metallogenic belts 146
3) Metallization and plate tectonics 159
4. Guidance of plate tectonics theory to explorating mineral resources in the northern Xinjiang 152
1) Strategic guidance of plate tectonics theory for explorating mineral resources 152
2) Preliminary inference of metallogenic prospects 152
3) Some suggestion for explorating mineral resources in the northern Xinjiang 153
Ending words 156
References 158
English abstracts 163

第一章　新疆北部大地构造单元划分原则及各构造单元地质特征

现代板块的划分，主要依据板块间的几种边界——洋中脊、转换断裂、海沟和缝合线，而将全球分成十余个板块，其中有大洋板块，也有大陆板块，还有由大陆和大洋共同构成的一些板块。大陆上古板块的划分则主要依据缝合线或称缝合带，它们一般表现为两板块间时代最新的蛇绿岩带或蛇绿混杂岩带。古板块构造图中无法划分出大洋板块或洋壳板块来，因为当两个大陆互相碰撞时，古洋壳俯冲消失于陆壳之下，在缝合带内保留下来的只是零星的洋壳残片，这些残片构成蛇绿岩带或蛇绿混杂岩带，而不能构成一个同陆壳板块相当的洋壳板块。

新疆北部显生宙以来经历了复杂的地质构造变动，地质构造显得特别复杂。在划分新疆北部构造单元时，各学派意见不尽一致，即便是同一观点，对新疆构造单元的划分也不尽相同。例如李春昱教授等（1982）认为卡拉麦里蛇绿岩带在新疆北部构成西伯利亚板块和哈萨克斯坦板块间的缝合线；王鸿祯教授（1985）在编制中国古地理图时认为中国北部大陆北侧与西伯利亚—蒙古大陆南侧之间的对接带在新疆境内大致沿艾比湖—北天山北麓—北山一线；张良臣、吴乃元（1985）认为中国天山处于四个板块的接合部位，划分出西伯利亚板块、准噶尔-哈萨克斯坦板块、伊犁-依塞克湖板块及塔里木板块；王作勋等（1990）通过对天山多旋回构造演化及成矿的研究提出了北天山蛇绿岩带可能是古亚洲洋最后缝合带的见解。我们在“新疆北部大地构造与成矿作用”课题研究及编制1:150万新疆北部大地构造图的过程中，根据对板块构造理论的认识，尽量吸取前人资料及有关图件的优点，结合新疆北部的地质实际，初步拟定出大地构造单元划分的一般原则及其演化模式（图1-1）提供与同行探讨。

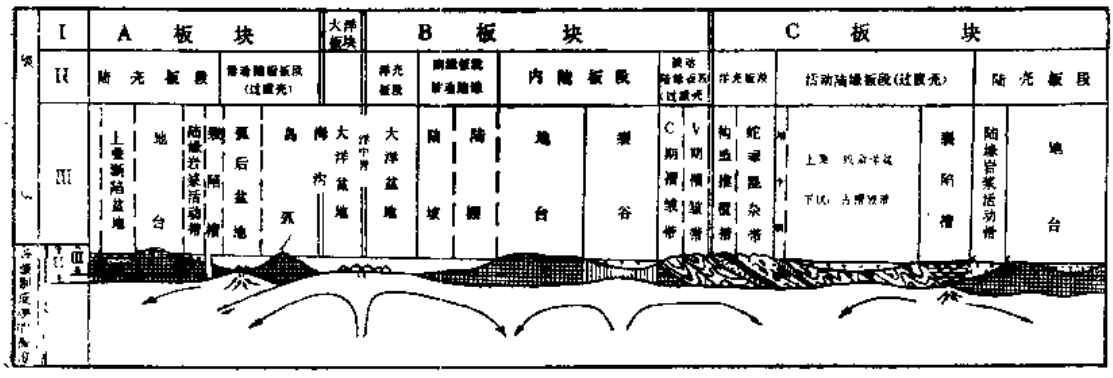


图 1-1　板块构造单元划分示意图

Fig. 1-1　Schematic diagram showing the subdivision of platetectonic units

一、新疆北部大地构造单元划分的一般原则和依据

大地构造编图是大地构造研究成果的集中体现。因此，要有成效地反映研究成果，就必须提出一些原则和依据来进行构造单元的划分并将其反映在图面上。在编制1:150万新疆北部大地构造图时，作者等以板块构造及活动论观点为指导思想（汤耀庆，1989），结合近年来构造理论的发展，以及地体说的出现，即将今论古，又古今有别，结合新疆北部具体的地质构造提出以下原则和依据，进行构造单元的划分。

1．古板块构造图不同于现代板块构造图，在图上不表示洋壳板块。由于陆-陆碰撞导致大洋消亡，在缝合带内只留下一些洋壳残片，构成蛇绿岩带或蛇绿混杂岩带，而不能构成一个独立的板块。

2．古缝合带的确定是划分一级构造单元（板块）的关键。李春昱教授等（1982）曾对板块的含义进行精辟的论述，他们认为大陆上的古板块是由其核心部位的稳定地块和环绕地块周边不同时期的褶皱带组成。古板块之间以缝合线为界。缝合线一般是两板块之间时代最新的蛇绿岩带或蛇绿混杂岩带。因此，作者认为一级构造单元划分的关键在于确定缝合线。这里要强调的是：（1）并不是所有的蛇绿岩带都可以成为缝合线，只有两板块间时代最新的蛇绿岩或蛇绿混杂岩带才能代表缝合线。（2）蛇绿岩可以形成于多种构造环境，既可以形成于大洋中脊，也可以形成于岛弧、弧后盆地、弧前盆地、弧间盆地、边缘海盆和转换断裂系（Coleman，1984）。只有洋盆中脊蛇绿岩才可以构成两板块间的缝合线（图1-1）。（3）蛇绿岩（蛇绿混杂岩）、高压变质岩带、构造混杂岩三位一体成带状分布的地带是构成板块缝合带的重要标志。（4）缝合线的确定还必须考虑到生物区系、沉积特征、成矿作用、古地理古气候等多种因素，然而这些并非决定性的因素，因为两陆块间洋盆如果规模不大的话，就难于造成明显的差异。（5）由古地磁资料反映的古纬度方面的巨大差异也可以作为确定缝合线的重要依据。

3．下伏地壳属性是划分二级构造单元的主要依据。新疆北部下伏地壳大体可以分成三种类型：（1）陆壳，地壳成熟度和固结程度高，具有统一的前震旦纪变质杂岩基底，在板块构造活动中，其中心部位一般以稳定地块的形式出现。（2）过渡型地壳，地壳成熟度较差，固结程度不如陆壳，缺乏统一的前震旦纪变质杂岩基底，在板块构造活动中一般表现为活动大陆边缘，由弧后盆地、岛弧、裂谷以及陆缘活动带构成。过渡型地壳在空间位置上也介于陆壳和洋壳之间。（3）洋壳，真正的洋壳在古板块构造中已不复存在，为了便于划分二级构造单元，作者将洋壳残片集中分布的地带，也就是出露有缝合线型蛇绿岩或蛇绿混杂岩的地带称作为洋壳。在大陆构造中这部分地壳是成熟度最差固结程度最低的部分。一般没有前震旦纪变质杂岩基底，在构造上表现为由蛇绿岩类构造岩片、远洋沉积构造岩片和上覆残留海盆沉积岩的构造岩片组成的叠瓦构造（图1-1）。据此，将二级构造单元分别称作陆壳板段、活动大陆边缘板段（或过渡地壳板段）和洋壳板段（或洋盆海沟板段）。

1．由沉积建造、岩浆建造组合以及变质作用所反映的古构造环境应成为划分三级构造单元的主要依据。据此，作者划分出如下类型的三级构造单元并简述其地质特征。

（1）陆棚沉积区，由稳定的地台型浅海陆棚沉积碎屑岩和碳酸盐岩组成。

（2）陆坡沉积区（带），主要由巨厚的陆源碎屑岩组成，在空间位置上远离地块核心部位而靠近洋盆的地方，一般多出现在被动陆缘地带。

（3）陆缘拉张型岩浆活动带，主要由中基性-中酸性喷发岩、浅水相碳酸盐岩和陆源碎屑岩组成。在空间上处于古陆边缘，往往和下伏古老岩层间有沉积角度不整合。沉积作用及岩浆作用均反映陆缘拉张强度由弱到强的过程。

（4）弧后盆地，在空间上一般靠近大陆边缘，另一侧靠近岛弧，因此在沉积建造组合及岩浆建造组合上均表现出空间上的不对称性。在靠近大陆一侧多陆源碎屑沉积，而在近岛弧一侧来源于岛弧的钙碱性火山岩及火山碎屑岩增多。弧后盆地往往有局部扩张脊形成的蛇绿岩，这种蛇绿岩中，斜辉橄榄岩远不如大洋蛇绿岩中发育。

（5）岛弧，由钙碱性火山喷发岩及深成岩浆岩组成。在空间上介于洋盆和弧后盆地之间。

（6）海沟，由典型的蛇绿岩及蛇绿混杂岩组成。有时有幔源的斜长花岗岩类及高压变质岩的构造岩块出露于蛇绿混杂带中，在变形构造特征上表现为典型的叠瓦构造。也有人将出露于洋盆海沟地带的构造岩石组合称之为俯冲杂岩。无论蛇绿混杂岩还是俯冲杂岩都是一种构造岩石单元，其中既混杂有老于洋盆的岩块，也混杂有比洋盆沉积时代新的岩块。因为这种混杂岩是经历了俯冲、碰撞和碰撞期后的构造叠瓦作用而形成的，在古板块构造图中，往往无法将洋盆和海沟分开，故暂称作海沟板片。

（7）构造混杂带是指缝合带范畴以外的构造杂岩所构成的具一定规模的三级构造单元。在建造上大致和弧后盆地相当，但在构造上则表现为强烈的构造混杂。原来在弧后盆地形成的蛇绿岩因构造破坏而强烈解体，基本上已无法恢复其原来的序列。由于后期强烈的构造冲断和构造上升剥蚀使古老的变质杂岩和弧后盆地俯冲带深部的高压变质岩呈构造岩块出露于构造混杂带中。因此，在构造混杂带中除了冲断和叠瓦构造而外，还可见到发育极好的塑性形变。

（8）增生楔是由陆源复理石或陆源复理石＋火山碎屑复理石组成的较单一的巨厚沉积层，后被增生到陆块边缘。其原始沉积位置相当于被动陆缘的大陆斜坡沉积。

（9）裂谷是指在古老的陆壳基底上直接拉张而成的岩浆活动带。裂谷火山岩以玄武岩为主、多见拉斑玄武岩、碱性玄武岩，尚有碱性花岗岩、碱性超基性岩及双峰式火山岩。双峰式火山岩中岩石成分差异明显，基性岩浆与酸性岩浆大致同时喷发，多缺失过渡的中性成分岩类，包括玄武岩-流纹岩组合及碱性玄武岩-粗面岩组合，以碱性较高的后者常见。随着裂谷强烈拉张，当大陆岩石圈完全破裂时，碱性及双峰式火山活动逐渐被拉斑玄武岩活动所代替。裂谷沉积物包括陆相、泻湖相和浅海相等，沉积岩系中可夹有熔岩和火山碎屑。

（10）裂陷槽是指在显生宙褶皱基底上再次拉张而成的构造-岩浆活动带。岩浆活动类型以基性-超基性杂岩的热侵位、构造侵位及大量中基性火山喷发作用为特征，此外碎屑岩成分中有大量源自于周围新生褶皱山系的火山岩屑及火成石英颗粒。在裂陷槽闭合后，中酸性深成岩浆作用也相当频繁。基性-超基性杂岩沿裂陷槽轴线断续出露。成矿作用以铜镍为主。值得特别注意的是，裂陷槽常形成于靠近古老陆壳基底一侧。

（11）地体，这一术语的最初含义是指古老大陆边缘褶皱带中一些构造块体，这些地

体在古生物特征、古纬度方面均表现出与周围岩系的明显差异。故地体一词的经典概念为移置地体，充分体现出非原地系统的特征。近年来地体说西方地学家运用更多，地体一词的含义早已冲破了其经典概念。本文及编制1:150万新疆北部大地构造图中所划分的地体基本上遵循经典概念的含义，但由于古地磁资料的缺乏，因此在地体的划分上主要考虑沉积建造、岩浆建造及构造特征方面与其周围有明显差异的块体。地体的演化有一定的时空概念。在空间上它往往与其母体（未裂解前的古陆块）呈割裂状态，远离母体，无法寻根或寻根极难；在时间上，将地体内建造明显不同于周围地质体的地质时期称作地体的发展时期。在地体发展时期之后，地体的上覆沉积盖层及构造演化等又同周围褶皱带趋于一致，地体的四周一般以大型断裂为界。

5．各级构造单元的命名原则：

（1）一级构造单元以大区域地理名称命名。如新疆北部被三大板块所占据，自北而南为西伯利亚板块、哈萨克期坦板块和塔里木板块这已为众多地学家所公认。

（2）二级构造单元称作板段（Segment），具体单元的命名是区域性地理名称＋时代＋地壳属性＋板段，如准噶尔晚古生代早期活动大陆边缘板段。而在陆壳板段前一般不加时代名词，只加区域性地理名词，如阿尔泰陆壳板段。

（3）三级构造单元一般是在具体的构造环境之前冠以小区域地理名称和地质时代，如布尔津-阿尔曼泰晚古生代早期弧后盆地。而在地体之前则直接冠以地理名称不加时代，如库鲁克塔格地体、将军庙地体。在隶属于洋壳的三级单元，除在前冠以地理名称、地质时代以外，在其后缀以板片（Slab）二字，如霍拉山晚古生代早期洋壳板片。

在此，值得提及的是，新疆北部出露有大面积的残留海盆沉积建造。其岩石组合主要是陆源碎屑复理石和部分中酸性火山喷发岩。在空间分布特征上横跨弧、沟、盆之间的界限，表现出洋盆闭合后，古构造环境由分化明显的弧沟盆而趋于统一的残留海盆的古构造古地理环境。由此可见，在划分板块构造单元时，由于残留海盆覆盖面极广，掩盖了主构造期三级构造单元的分界线。因此，为了突出主构造期板块构造格局，拟在图上暂不把残留海盆作为一个独立的构造单元。

对于中新生代形成的三个大型盆地，圈出其主要边界，以上叠构造盆地表示之。

二、新疆北部各级构造单元的主要地质特征概述

根据文章第一部分所列的原则，我们将新疆北部划分成3个一级大板块，7个二级板段，31个三级构造单元和3个中新生代上叠构造盆地（图1-2）。现将其主要地质特征概略介绍于后。

（一）西伯利亚板块

西伯利亚板块位于图幅北部，是一个以西伯利亚地盾及地台为核心的巨大板块，大部分在原苏联和蒙古境内，我国新疆境内仅是其中的一小部分。该板块南部以达拉布特-卡拉麦里缝合带为界和哈萨克斯坦板块相邻接。达拉布特-卡拉麦里缝合带向东可与蒙古南部佐伦山蛇绿岩相连❶，再东与内蒙古贺根山蛇绿岩带相连，向西与斋桑缝合带相接，这一

❶ 苏蒙联合考察队，1985；1990。

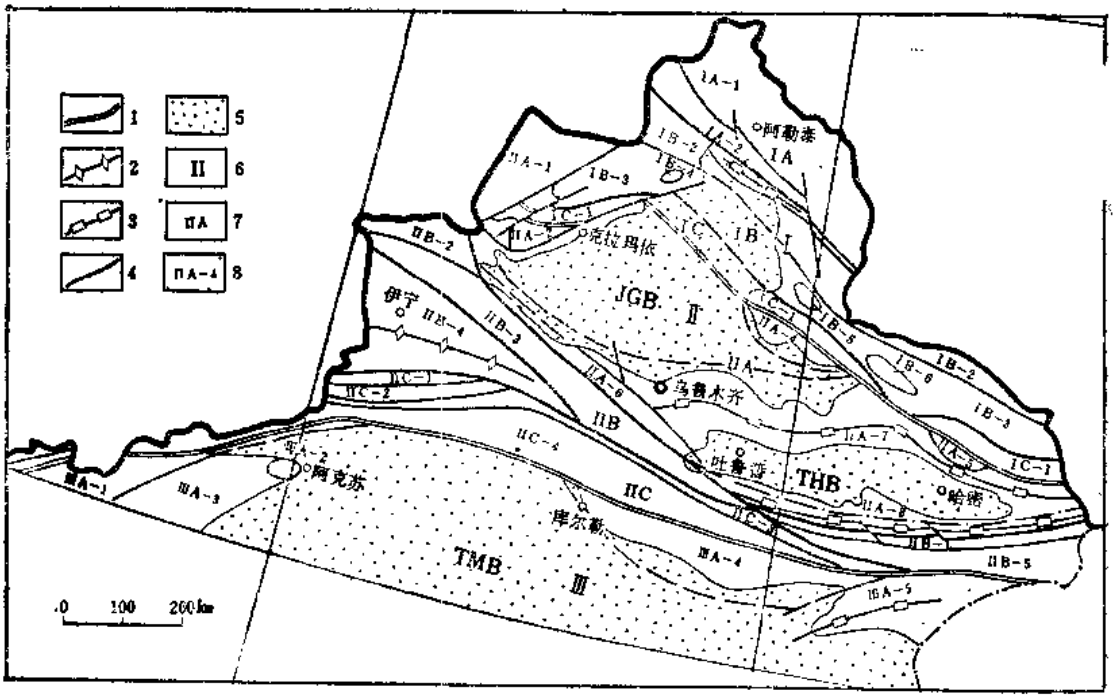


图 1-2 新疆北部大地构造略图

Fig 1-2 Tectonic map of Northern Xinjiang

1—缝合线；2—裂谷；3—裂陷槽；4—2级单元界线；5—盆地；6—1级单元代号；7—2级单元代号；8—3级单元代号

Ⅰ西伯利亚板块

ⅠA—阿尔泰陆壳板段：ⅠA-1—阿尔泰早古生代陆坡沉积区；ⅠA-2—额尔齐斯晚古生代早期拉张陆缘岩浆带；ⅠB—准噶尔晚古生代早期活动大陆边缘板块：ⅠB-1—喀拉通克晚古生代中期裂陷槽；ⅠB-2—布尔津-阿尔曼泰晚古生代早期弧后盆地；ⅠB-3—和布克-三塘湖晚古生代早期岛弧；ⅠB-4—洪古勒楞地体；ⅠB-5—库兰喀孜干地体；ⅠB-6—考克塞尔盖地体；ⅠC—北准噶尔晚古生代早期洋壳板段：ⅠC-1—达拉布特-卡拉麦里晚古生代早期海沟（洋壳板片）；

Ⅱ哈萨克斯坦板块

ⅡA—北天山古生代活动大陆边缘板段：ⅡA—1塔城地体；ⅡA—2西南准噶尔晚古生代增生楔ⅡA—3唐巴勒-哥依勒山早古生代洋壳板片；ⅡA—4将军庙地体；ⅡA—5荒草坡地体；ⅡA—6依连哈比尔尕山-大南湖晚古生代早期—中期洋壳板片；ⅡA—7博格达晚古生代中期裂陷槽（初始洋盆）；ⅡA—8东黄山晚古生代中期—晚期裂陷槽；ⅡB—伊犁-中天山陆壳板段：ⅡB—1雅满苏晚古生代中期拉张陆缘岩浆带；ⅡB—2博罗地体；ⅡB—3科古琴山-米什沟古生代中期岛弧-海沟板片；ⅡB—4伊宁晚古生代中期裂谷；ⅡB—5东天山中晚元古宙陆坡沉积区；ⅡC—南天山早—中古生代活动大陆边缘板段：ⅡC—1哈尔克山早古生代海沟板片；ⅡC—2哈尔克山南坡早古生代增生楔；ⅡC—3哈尔克山-库米什-卡瓦布拉克早古生代晚期洋壳板片；ⅡC—4霍拉山-额尔宾山晚古生代早期洋壳板片

Ⅲ塔里木板块

ⅢA—塔里木北缘陆壳板段：ⅢA—1喀拉铁热克晚古生代陆坡沉积区；ⅢA—2阿克苏地体；ⅢA—3柯坪震旦纪—古生代陆棚沉积区；ⅢA—4库鲁克塔格地体；ⅢA—5北山晚古生代中晚期裂陷槽；

晚古生代末期—中新生代上叠构造盆地：JGB—准噶尔盆地；THB—吐鲁番-哈密盆地；TMB—塔里木盆地

长约3000 km，近东西向，向南呈弧形的缝合带，我们视为西伯利亚板块向南洋盆最后消减闭合的标志。板块的核心部位是前文德纪（相当于我国的前震旦纪）结晶杂岩裸露的地盾区。围绕地盾区的是由显生宙陆棚浅海沉积构成的西伯利亚地台区，地台区的南部是蒙古湖区早加里东褶皱带，主要由文德纪—早寒武世蛇绿岩建造构成。我国境内的阿尔泰山区位于该带的西南侧，是一个主要由奥陶纪—志留纪陆源碎屑沉积构成的晚加里东期冒地槽褶皱带。再向南就是由早—中泥盆世陆缘岩浆活动带，弧后盆地、岛弧及洋盆沉积以及晚泥盆世—早中石炭世残留海盆沉积构成的早中华力西褶皱带。根据前震旦纪基底的存在与

否，我国新疆境内的西伯利亚板块可以划分成以下三个板段。

1．阿尔泰陆壳板段（ⅠA）

以具有前震旦纪变沉积岩系为特征，在该板段南缘靠近富蕴县的乌恰沟上游分水岭附近，蓟县系呈断条形式出露，含微古植物：*Polyporata* sp.，*Laminarites* sp.，*Trematosphaeridium* sp.，*Turuchania* sp.（新疆维吾尔自治区地质矿产局，1985）。在喀拉斯一带震旦纪—早寒武世沉积具有稳定的陆棚沉积特征。根据区域地质资料分析，其沉积物源可能源自南部的泛塔里木地块。奥陶纪沉积在喀拉斯一带以明显的角度不整合盖在上述浅海陆棚沉积之上。奥陶纪—志留纪沉积由巨厚的陆源复理石组成，具有大陆斜坡沉积特征，故将其称作阿尔泰早古生代陆坡沉积区（ⅠA-1）。由于蒙古湖区早加里东褶皱带在寒武纪已经形成，因此阿尔泰晚加里东期沉积物源可能来自其北新生的褶皱山系，该板段的南部在此时经受较强烈的地壳拉张形成早期的准噶尔初始洋盆，阿尔泰一带正是这一初始洋盆的北部陆缘。志留纪末遭受强烈的褶皱运动，形成晚加里东褶皱带，到晚古生代早期沿该板段的南部边缘发生引张作用，形成额尔齐斯晚古生代早期拉张陆缘岩浆带（ⅠA-2）。稍后，大概在中泥盆世，在红山嘴断裂以北形成上叠盆地，接受陆源碎屑、碳酸盐岩及少量中酸性喷发岩。这一上叠盆地一直持续到早石炭世末。阿尔泰陆壳板段以加里东期和华力西期中酸性侵入岩活动著称，一部分花岗岩类源自地壳，一部分属壳幔混熔型。阿尔泰板段南部以额尔齐斯断裂为界和其南的准噶尔晚古生代早期活动大陆边缘板段相邻。

2．准噶尔晚古生代早期活动大陆边缘板段（ⅠB）

准噶尔晚古生代早期活动大陆边缘板段是我国境内西伯利亚板块中一个最大的二级构造单元，其北与阿尔泰陆壳板段以额尔齐斯断裂为界，南以达拉布特-卡拉麦里晚古生代早期海沟带的北缘为其南部边界。该单元内未发现有前震旦纪结晶基底出露，下伏地壳以过渡型地壳为主要特征。在组成上以晚古生代早期活动大陆边缘沉积组合为主，此外还有一些规模不大的地体散布于其中。这些地体多由早古生代初始洋盆沉积组成，除洪古勒楞地体含有大于400—420 Ma的蛇绿岩（白文吉等，1986，1988）外，其余的几个地体都不含蛇绿岩，只有中基性火山喷发岩、硅质岩及辉绿岩墙等。这些地体看起来是该区早古生代褶皱基底经过晚古生代早期地壳裂解作用之后残存于晚古生代准噶尔大洋中的小陆块。在库兰喀孜干地体（ⅠB-5）上、早泥盆世沉积接近浅海陆棚相，反映了其下伏基底稳定性较高的特点。不仅如此，在该地体上见到这些浅海相沉积物中富含海相生物化石，而且不整合在加里东期花岗岩风化壳之上。在考克塞尔盖地体（ⅠB-6），类似的沉积从中志留世就已经开始一直持续到早泥盆世早期。在此后，考克塞尔盖地体上的沉积则和和布克-三塘湖晚古生代早期岛弧（ⅠB-3）的沉积组合趋于一致。在洪古勒楞地体（ⅠB-4）早志留世沉积和晚奥陶世沉积表现为渐变过渡，均为笔石页岩相；而晚志留世的火山碎屑+陆源碎屑复理石向上过渡成早泥盆世陆源碎屑复理石（冯益民，1985）。这些情况说明早古生代准噶尔初始洋盆的基本特征是：洋盆缺乏一个统一的扩张脊，洋盆各段地壳拉张程度不同，各地段结束的时间也不同，因此经历的褶皱运动也不是等时的。该板段中的这几个地体连同达拉布特-卡拉麦里缝合线南侧的将军庙地体（ⅡA-4）及荒草坡地体（ⅡA-5），都是残存于晚古生代准噶尔洋中的小陆块。准噶尔晚古生代早期活动大陆边缘板段按其沉积建造组合特征可以划分成两个较大的三级构造单元。位于北带的称作布尔津-阿尔曼泰晚古生早期弧后盆地（ⅠB-2），这一三级构造单元主要由该期弧后盆地蛇绿岩，弧后盆地

火山-沉积岩系组成。南带称作和布克-三塘湖晚古生代早期岛弧（ⅠB-3），由该期岛弧沉积组成，以发育有钙碱性火山岩和少量钙碱性深成岩为特征。在该带，目前已发现有一些零星的铜矿点，是否与斑岩有关，有待于进一步证实。此外，于晚古生代中期，当晚古生代准噶尔大洋转化成残留海盆之时，沿额尔齐斯断裂带南缘一线发生拉张形成喀拉通克晚古生代中期裂陷槽（ⅠB-1）。在裂陷槽中有源自地幔的基性超基性杂岩体侵位于裂陷槽沉积建造之中，其中富含块状铜镍硫化物，构成新疆境内最大的铜镍矿床。

3．北准噶尔晚古生代早期洋壳板段（ⅠC）

北准噶尔晚古生代早期洋壳板段北与准噶尔晚古生代早期活动大陆边缘板段相接，南部以达拉布特-卡拉麦里缝合线为界同其南的哈萨克斯坦板块相邻。该板段以出露有大量晚古生代早期蛇绿岩为特征，故将其称之为洋壳板段。该带蛇绿岩目前获得的同位素年龄资料尚不多，仅在清水一带获得辉长岩全岩 K-Ar 法年龄为 388—392 Ma（新疆地质矿产局第一区域地质调查大队，1987）。另外，笔者等于 1987 年在东准噶尔的南明水一带发现蛇绿岩之上不整合有含早石炭世菊石化石的碎屑沉积岩系，故该带的蛇绿岩当在维宪期—纳缪尔期之前（李锦轶等，1988）。在西准噶尔的达拉布特一带于蛇绿混杂带内曾发现巨大的含蛇绿岩组分砾石的砾岩，可能是由于构造作用而卷入到其中的底砾岩。该砾岩有可能与东准噶尔南明水组之下的不整合面属同期产物。结合西准噶尔达拉布特蛇绿岩套中发现大量属早—中泥盆世的放射虫和灰岩岩块中的珊瑚化石（Feng, et al, 1989），该蛇绿岩带大致可以限定在早—中泥盆世。因为在东西准噶尔晚泥盆世已开始残留海沉积，故蛇绿岩不可能延续到晚泥盆世。北准噶尔晚古生代早期洋壳板段内保留下来的大多是海沟俯冲杂岩再经后期构造混杂作用的蛇绿混杂岩，故将其下属的三级构造单元称作达拉布特-卡拉麦里晚古生代早期海沟（ⅠC-1）。在构造上则以叠瓦构造为特征，冲断作用均自北而南，使蛇绿混杂岩仰冲到其南哈萨克斯坦板块的北部陆缘之上，而大量的洋壳物质则潜没于其北的岛弧之下。

（二）哈萨克斯坦板块

哈萨克斯坦板块北以达拉布特-卡拉麦里缝合线为界与西伯利亚板块相邻，南以南天山缝合线为界与塔里木板块相接，西部延入苏联哈萨克斯坦境内，东部延入蒙古及甘肃境内。哈萨克斯坦板块的主体在苏联，李春昱（1982）认为它是在早古生代末固结的一个板块，和其他板块不同之处在于它缺乏一个统一的前震旦纪结晶基底，而是由一些大小不等的具前震旦纪结晶基底的陆块拼接而成。伊犁地块就是其中的一个。如果说早古生代末完成了各陆块之间的拼合，那么晚古生代早期准噶尔洋和南天山洋的形成则使哈萨克斯坦成为一个以早古生代褶皱基底为核心的独立板块。根据下伏地壳属性，中国新疆境内哈萨克斯坦板块可以分成三个次级构造单元：

1．北天山古生代活动大陆边缘板段（ⅡA）

北天山板段北界是达拉布特-卡拉麦里缝合线，南界是中天山北缘大断裂。在该板段内至今未见有寒武系及更老的地层出露，整个古生代沉积均表现出较大的活动性。早古生代中晚期，在该板段内有唐巴勒-玛依勒早古生代洋盆生成，其中发育有完整的蛇绿岩套（Feng, et al., 1989）构成该板段内的唐巴勒-玛依勒早古生代洋壳板片（ⅡA-3）。这一洋盆向东至荒草坡一带可能变成初始洋盆，以中基性火山喷发岩为主，其中有辉绿岩墙，但未发现有完整的蛇绿岩，这一初始洋盆建造构成了该板段内的荒草坡地体（ⅡA-5）。根

据地球物理资料❶将军庙一带地壳深处具有高磁、高密度物质存在，浅部（40 km以上）则存在有低阻、低磁、低速的物质。后者可能是前震旦纪变质岩系基底和上覆古生代沉积盖层，而前者则很可能是早石炭世晚期地幔物质上隆而形成的幔隆。早石炭世巴塔玛依内山组的中基性-中酸性陆相火山喷发很可能与这一幔隆上侵有关。地球物理资料还表明，将军庙一带有近于垂直的深断裂，这为地幔物质上升及同化上覆古老地壳创造了通道，从而得以形成巴塔玛依内山一带的火山喷发。当整个新疆北部早古生代处于引张状态形成洋盆和初始洋盆时，将军庙一带则处于相对稳定状态，其上接受了相当于大陆坡相的陆源碎屑沉积。根据在卡拉麦里山塔木岗巴斯套一带所测的古水流是自南向北，可知当时的坡向也是向北，物源来自南部。因此，将军庙一带可能是残存的早古生代准噶尔陆块的解体部分之一。我们将其称作将军庙地体（ⅡA-4）。巴尔雷克断裂以西的塔城一带，在早古生代时其北塔尔巴哈台山的沉积建造和岩浆活动同唐巴勒—玛依勒山一带极其相似，出露有早古生代洋盆沉积组合，奥陶纪发育有巨厚的枕状熔岩❷还发育有基性超基性岩，这种组合很可能是蛇绿岩。该带可能于早古生代末，准噶尔大洋闭合时沿巴尔雷克断裂发生过右旋走滑活动。此后在晚古生代准噶尔洋形成时，这一走滑断裂又成为一个转换断裂将洋中脊错开，致使斋桑洋中脊和准噶尔洋中脊成右旋错开，到晚古生代末碰撞期后二者的缝合线右旋错开仍达250余公里。我们将塔城一带被巴尔雷克断裂同西准噶尔割裂开来，并在构造上，尤其是早古生代构造上不连续的这部分称做塔城地体（ⅡA-1）。晚古生代早期，西南准噶尔一带类似将军庙地体也具有被动陆缘性质。其北晚古生代准噶尔洋向北俯冲，洋壳物质仰冲到其南侧的被动陆缘之上。而在这一被动陆缘的南侧，早古生代的准噶尔地块由于拉张作用而解体形成了依连哈比尔尕山-大南湖晚古生代早、中期初始洋盆。该初始洋盆的西段依连哈比尔尕山一带在晚泥盆世—早石炭世时演化成洋盆，其中发育了比较典型的蛇绿岩（王作勋等，1990）。而此时东段的初始洋盆已告结束。充填初始洋盆的沉积物以中性-中基性火山岩及火山碎屑岩为主而缺乏蛇绿岩组合，这类组合构成了依连哈比尔尕山-大南湖晚古生代早期—中期洋壳板片（ⅡA-6）。这一时期，中天山处于古陆状态。晚古生代早期北天山板段处于既有拉张型初始洋盆又具有被动陆缘性质的大陆边缘。到晚古生代中期，大约相当于早石炭世晚期，在已褶皱了的晚古生代早期初始洋盆建造的基础上，沿博格达山及东黄山一带形成两个裂陷槽，分别称作博格达晚古生代中期裂陷槽（ⅡA-7）和东黄山晚古生代中期—晚期裂陷槽（ⅡA-8）。其中除发育有巨厚的以中性、中基性为主的火山岩及火山碎屑岩外，还有源自地幔的辉长辉绿岩类及辉石角闪橄榄岩等超基性杂岩体。特别值得提及的是在黄山一带超基性杂岩中富含铜镍硫化物，目前探明的储量已构成新疆境内第二个大型的铜镍矿床。博格达裂陷槽形成之初，其北的将军庙地体位于该裂陷槽的北部边缘，有陆相火山喷发。因之，沿巴塔玛依内山一带形成与火山口有关的以金、铜为主的多金属硫化物矿产。位于达拉布特缝合线之南，当晚古生代准噶尔洋向北俯冲时，该带则接受了被动陆缘碎屑沉积。到石炭纪末残留海盆闭合引起陆-陆碰撞，西南准噶尔一带的被动陆缘碎屑沉积连同残留海盆沉积一起构成南部被动陆缘北部的增生楔，称作西南准噶尔晚古生代增生楔（ⅡA-2）。上述沉积建造特征反映了该板段在整个晚古生代时，除个别地段具被动陆缘性质外，一直处于活动状态。这种活动又有别于沟弧盆体系

❶ 袁学诚等，1989，新疆可可托海—甘肃阿克塞地球物理大断面，国家305项目，V 9-3课题。

❷ 吴乃元同志面告。

的活动陆缘，而是以陆缘拉张形成初始洋盆为特点，在初始洋盆封闭褶皱之后，再次发生引张作用形成裂陷槽，此时已不具有大陆边缘性质，而是新生地壳的陆内拉张作用。

该板段内下属的三级构造单元上文已述及，恕不再一一列举。

2．伊犁-中天山陆壳板段（ⅡB）

该板段的北界是中天山北缘大断裂（其西段相当于依连哈比尔尕山南缘大断裂，其东段相当于苦水断裂），其南与南天山早—中古生代活动大陆边缘板段以中天山南缘断裂相邻接。中天山南缘断裂相当于苏联尼古拉耶夫构造断裂线的东延部分，西起汗腾格里峰，经哈尔克山北坡、巴仑台、库米什直至东天山南缘。伊犁-中天山板段出露有大面积的前震旦纪变质及浅变质岩系。根据现有地质记录，在该单元的南北两侧出露有早古生代中晚期岛弧及洋盆沉积，并构成科古琴山-米什沟早古生代中期岛弧-海沟板片（ⅡB-3）。震旦系—早奥陶世沉积属稳定的台型盖层。同塔里木北缘的台型盖层沉积可以进行对比。推测是在扬子旋回中固结的泛塔里木地台上形成的陆棚浅海相沉积。到早奥陶世末期，泛塔里木地台首先沿唐巴勒—米什沟一线裂解，形成该带的有限洋盆。到早志留世，泛塔里木地台沿汗腾格里峰—哈尔克山—巴仑台—库米什一线再行拉张裂解，形成早古生代晚期南天山洋。从此时开始，伊犁—中天山才从泛塔里木地台解体出来。于早古生代末，北部的洋盆及初始洋盆结束，南部的南天山洋则向南迁移。而在晚古生代中期，于伊犁地块之上，及沿中天山古陆块北缘发生地壳拉张作用，分别形成西部的伊宁晚古生代中期裂谷（ⅡB-4）及东部的雅满苏晚古生代中期拉张陆缘岩浆带（ⅡB-1）。其中接受了以中酸性为主的火山岩及火山碎屑岩，并有浅海相碳酸盐岩及碎屑岩与火山岩类伴生，其中富含浅海相生物化石。上述两个三级构造单元都是形成火山岩型铁矿的有利地段，新源和雅满苏都有颇具规模的火山岩型铁矿床。东天山出露的浅变质岩系相当于中晚元古宙泛塔里木地块上的陆坡沉积，故称作东天山中晚元古宙陆坡沉积区（ⅡB-5）。博乐一带，具有前震旦纪结晶杂岩作基底，而缺失早古生代沉积，晚古生代沉积由下部的岛弧型火山岩及火山碎屑岩，中部的残留海盆沉积和上部的海相上叠盆地沉积组成。晚古生代这套沉积组合和其东北侧的依连哈比尔尕山-大南湖晚古生代早—中期洋壳板片单元密切相关，正好构成洋盆和岛弧的关系。故推测，当晚泥盆世—早石炭世时，依连哈比尔尕山的洋盆向西南消减在博乐地体（ⅡB-2）之下，从而形成了该期的岛弧建造，而岛弧建造之上的残留海盆沉积和上叠盆地沉积可完全与依连哈比尔尕山的同期沉积进行对比。中天山板段早华力西期及中晚华力西期花岗岩质深成岩浆活动频繁，其中不乏钙碱性杂岩。而在塔里木板块北缘，则缺乏中酸性深成岩浆活动。据此推测，早古生代及晚古生代早期两期南天山洋都向北消减于中天山陆壳板段之下，使中天山南缘在古生代一直处于安第斯型大陆边缘，直到大洋消亡为止。因此在中天山有可能找到与钙碱性岩浆活动有关的安第斯型铜矿。

3．南天山早—中古生代活动大陆边缘板段（ⅡC）

该板段以中天山南缘大断裂与中天山陆壳板段相邻，南以南天山缝合线为界与塔里木板块相接。沿南天山早—中古生代活动大陆边缘板段的北带是一个早古生代晚期形成的洋盆，在西段哈尔克山一带有发育完好的洋盆-岛弧及弧后盆地。弧后盆地沿哈尔克山北缘展布，以发育有含蓝闪石片岩岩块的俯冲杂岩为特征。俯冲杂岩中所含的蓝闪石片岩时代有两种：一种蓝片岩全岩 Rb-Sr 法同位素年龄为 729 Ma、634 Ma（王作勋等，1990）；而在该带的西延部分苏联哈萨克斯坦蓝片岩既有 1100 Ma？又有 410 Ma 和 350 Ma 的

(Dobretsov, et al., 1987)，故在我国新疆境内也很可能有相当于350—410 Ma的蓝片岩。此外，俯冲杂岩中还包含一些大小不等的超基性岩块及榴闪岩岩块，俯冲杂岩的基质由绿片岩组成，绝大部分为钠长绿泥片岩，钠长绿帘绿泥片岩等。其原岩可能是一套富钠质的火山岩及火山碎屑岩。根据俯冲杂岩中岩块和基质的成分，该杂岩很可能形成于一个弧后盆地的海沟俯冲带。而且由于后期的构造混杂作用使相当部分的晚元古宙蓝片岩也卷入到这一早古生代晚期俯冲杂岩之中。作者将这一俯冲杂岩称作哈尔克山早古生代海沟板片（ⅡC-1）。出露于该带南侧的一套变质陆源碎屑岩、火山岩和火山碎屑岩相当于岛弧火山杂岩，主要沿哈尔克山南坡分布，其变质及变形程度远不如北坡的构造混杂带。郑鸿炳1980❶曾在开展该带的1:20万区调时，在其中找到过时代属中晚志留世—早泥盆世的化石。根据建造特征，该带可称为哈尔克山南坡早古生代增生楔（ⅡC-2）。增生楔之南是哈尔克山-库米什-卡瓦布拉克早古生代晚期洋盆构成的洋壳板片（ⅡC-3）。在该三级构造单元内，早古生代晚期蛇绿岩断续出露长达近千公里。再向南是霍拉山-额尔宾山晚古生代早期洋盆构成的又一个洋壳板片，暂称作霍拉山-额尔宾山晚古生代早期洋壳板片（ⅡC-4）。在霍拉山-额尔宾山出露的蛇绿岩可能代表此期洋盆残留体，另外在其东西延伸部分也有零星出露。这两期洋盆都向北消减，使哈萨克斯坦板块南缘成为一种活动大陆边缘。到泥盆纪晚期南天山洋被石炭纪残留海盆所代替。石炭纪末残留海盆消失，导致哈萨克斯坦板块和塔里木板块的最终碰撞，至此，完成了古亚洲大陆的克拉通化。

（三）塔里木板块

在图幅范围内仅是塔里木板块的北缘部分。其北以南天山缝合线和哈萨克斯坦板块相接。作者将这部分称作为塔里木北缘陆壳板段作为塔里木板块的一个二级构造单元。

1. 塔里木北缘陆壳板段（ⅢA）

该板段的主要特征是具有大面积出露的前震旦纪结晶基底及古生代稳定的陆棚相盖层沉积。仅在西北角有局部晚古生代早—中期陆坡相沉积，构成喀拉铁热克晚古生代陆坡沉积区（ⅢA-1），它以巨厚单调的陆源碎屑复理石而区别于塔里木板块北缘广泛出露的浅海相碎屑岩和碳酸盐岩。值得特别提及的是，在中晚元古宙该区已出现大洋、陆坡及陆棚的分野，前者以阿克苏为代表。中晚元古宙阿克苏群为一套含蓝闪石片岩的大洋沉积组合，其原岩是一套富钠质的镁铁质火山岩、火山碎屑岩、远源复理石、铁锰硅质岩及可能为辉绿岩岩墙的角闪片岩。1988年中美合作对阿克苏蓝闪石片岩的研究表明，该蓝片岩中多硅白云母K-Ar法同位素年龄为720 Ma❷。在此之前熊纪斌、王务严（1986）曾从该蓝片岩中获得全岩Rb-Sr法同位素年龄为1720—1907 Ma，其时代可能过于偏老。作者认为720 Ma同哈尔克山北坡一些蓝闪片岩岩块的年龄较为接近。蓝闪片岩的时代表明，在中晚元古宙时已有洋壳板块向陆壳板块之下的俯冲作用发生。陆坡和陆棚沉积区则以库鲁克塔格为代表。因暂时无法明确其间的联系，又兼沉积建造变质特征及成矿作用各具特色，且周边又以断裂为界，故将阿克苏和库鲁克塔格一带分别划为阿克苏地体（ⅢA-2）和库鲁克塔格地体（ⅢA-4）。在柯坪一带出露有大面积震旦纪—古生代陆棚浅海沉积，厚度不大，成层稳定，浅海相生物化石丰富。这套稳定的陆棚浅海沉积构成柯坪震旦纪—古生代陆棚沉积区（ⅢA-3）。在该板段的东北部北山一带于奥陶纪—志留纪时就在前震旦纪褶皱

❶ 郑鸿炳，1980，试论新疆天山西段构造特征。新疆地质，第1期。

❷ 美国斯坦福大学王小民提供，1989。

基底上发生拉张形成洋盆或初始洋盆。北山早古生代洋盆主要在甘肃境内，月牙山—洗肠井一带的蛇绿岩，以及星星峡附近的蛇绿岩也是北山早古生代洋盆的生成物。在新疆境内，只是这一洋盆的西南末稍，目前尚未见有蛇绿岩的报导，只是由巨厚的中基性火山熔岩及火山碎屑岩构成。北山缺失泥盆纪沉积。石炭纪时在早古生代褶皱的基础上再次发生地壳拉张，形成了北山晚古生代中晚期裂陷槽（ⅢA-5），其中发育有巨厚的晚古生代中晚期中基性-中酸性火山岩及火山碎屑岩。此外还有基性杂岩侵位其中。这种构造单元一般是寻找铜镍矿产的有利地域。

在塔里木北缘陆壳板段的陆棚沉积区及库鲁克塔格地体内，早寒武世暗色页岩富含磷、钒、铀。奥陶纪灰岩既是塔北油田的生油层，也是理想的储油层。

上述的板块构造格局仅是晚古生代时的状况。确切地说是早、中泥盆世的板块构造格局。到中泥盆世末及晚泥盆世末，准噶尔洋和南天山洋先后封闭后，新疆境内三大板块实际上已经是陆表海，既没有扩张的洋中脊，也没有弧沟盆的分化；只是沿新生地壳的一些薄弱地段有一些中酸性岩浆喷发活动，其主要沉积为陆源碎屑复理石。新疆北部一些石炭纪的裂谷和裂陷槽，则更是在前震旦纪地块上或已褶皱的古生代基底上发生的陆内裂陷活动。到石炭纪末，新疆北部海域完全消失，三大板块间的陆-陆碰撞随即发生。古地磁（LiYianping, et al., 1988 a, LiYianping, et al., 1988 b, Sharps, et al., 1989）和古沉积学（Carroll, et al., 1988）资料证实了这次陆-陆碰撞确实发生在石炭纪末。这次碰撞在新疆北部引起了地覆天翻的变化，从二叠纪开始全面进入碰撞期后陆内造山阶段。新疆北部陆内造山作用主要表现为山脉的隆升和盆地的沉陷。这一时期引人注目的构造格局是三大盆地的形成，以及这三大盆地之间山脉的持续上升。盆地周围山体的隆升作用为盆地沉积提供了大量物源，而盆地的持续沉降又给这些剥蚀碎屑提供了堆积场所。自早二叠世以来，盆地经历了初期的补偿沉积阶段（二叠纪—三叠纪）、非补偿沉积阶段（侏罗纪—白垩纪早期）及超补偿沉积阶段（晚白垩世—现代）使盆地内的内陆湖沼相逐渐被河流冲积和洪积相所代替。在准噶尔盆地（JGB）、塔里木盆地（TMB）都发现工业油气藏。吐鲁番—哈密盆地（THB）含有煤及蒸发盐类矿产。准噶尔盆地和塔里木盆地也含煤及蒸发盐类矿产。

第二章　新疆北部蛇绿岩

一、蛇绿岩生因类型划分

虽然70年代初期彭罗斯会议等给蛇绿岩的定义，今天看来已不够全面，但这几次会议有着深远影响，对基性、超基性岩的研究特别是对其生因、发生机理方面，起到推动作用，较之30—40年代“地壳下曲”、40—50年代“地槽下沉阶段”以及50—60年代深、大断裂导致基性、超基性岩侵位的论点，进一步深化了。通过上述会议，比较一致的认识是：基性、超基性岩的出现，反映了上地幔物质的分异、演化；蛇绿岩内基性、超基性岩具有特定的规律性的组合、序列和共生关系，说明其发生必先具有一个提供分异作用的引张环境；而岩石圈的减薄、引张作用必将导致上地幔围压降低，发生部分熔融，从而上地幔的衍生物质得以底辟向上侵位。各种深、大断裂起的作用，大部分是把已形成的上地幔衍生物质——基性、超基性岩的组合再推向地壳上层，推向大陆棚浅海域等处。因之，岩石圈的引张、减薄作用，是导致上地幔分异、侵位的主因。然而由于岩石圈结构的不均匀性和减薄、引张作用强弱，也即是扩张速率快慢的差异，一方面导致出现不同的构造环境，另一方面造成上地幔岩组合、成分上的不同。因而不可能用一、二种简单模式来概括形形色色的基性、超基性岩和蛇绿岩的组成及其生成环境。

我们认为，岩石圈减薄作用和扩张速率，是蛇绿岩生因的主导作用，也是划分蛇绿岩类型的重要依据。近年对近代海洋板块和古板块的扩张速率，从不同学科角度，已有较多研究，积累一定资料（Nicolas, 1986; Flower, 1981; Pearce, 1980）。现结合我国实际，将蛇绿岩的构造生因类型，初步划分如下：

（一）快速扩张，大洋盆内的蛇绿岩

特点是具有典型、完整的岩石序列、组合，除基性、超基性岩组合外，中、上部常伴有斜长花岗岩、花岗闪长岩等。据Nicolas，近年研究(1986)，洋脊扩张速率与分凝熔融或萃取熔融(extracted melt)，呈正消长关系，据Nicolas(1986)以及Flower(1981)等对快速扩张速率，（v）的估算，一般$v \geqslant 5$ cm/a。快速扩张易于形成大洋盆，具有高度分凝熔融，结果产生大量上地幔分凝熔融后残留的“亏损的”斜辉橄榄岩(Harzurgite)，和具有厚层基性、超基性堆晶岩组合构成完整、巨厚（一般达7—8 km）的蛇绿岩套，顶部具有较厚的深海沉积和放射虫硅质岩等。如阿曼、塞浦路斯等处蛇绿岩，它们代表形成于具有快速扩张较大洋盆环境。

Zr, Y在地质热事件及变质作用下是较稳定元素，根据Pearce扩张速率判别图式（1980），我们对阿曼、塞浦路斯等处蛇绿岩（特提斯西段蛇绿岩带）内基性熔岩中Zr/Y-Zr的投点（图2-1 A, B），图中可看出大部分在2—10 cm/a扩张速率范围，其中又多集中在2—5.5 cm/a区间，因之，该蛇绿岩的形成环境，是很接近快速扩张的大洋盆。

（二）中等或快速扩张洋盆的蛇绿岩

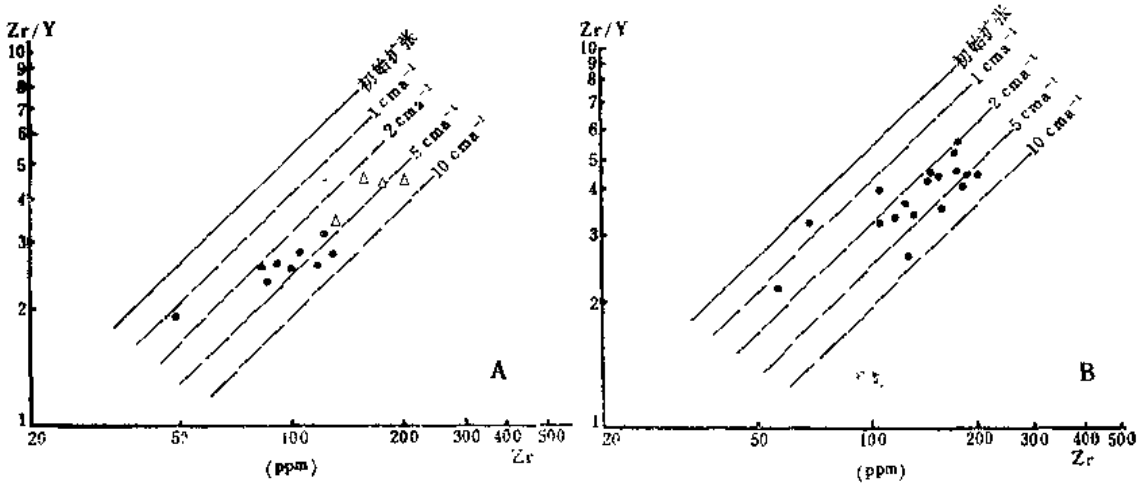


图 2-1 阿曼塞迈尔(A)特提斯西段—意大利、塞浦路斯、阿曼(B)蛇绿岩内基性熔岩的Zr/Y-Zr图解

Fig. 2-1 Zr/Y-Zr diagram for basic lava of ophiolites from Oman Semail(A), Western Tethys—Italy, Cyprus, Oman(B)

A：引自 Lippard, et al., 1986,

图中黑点：Geotime Unit的玄武岩；三角形：Salahi Unit的玄武岩

B：据 Pearce, 1980 资料

蛇绿岩组合、序列基本齐全，但厚度小、堆晶岩厚度变化较大，底部仍以斜辉辉橄岩-斜辉橄榄岩为主，但常有较多二辉橄榄岩夹层或团块；中、上部仍常出现斜长花岗岩、石英闪长岩等岩脉或岩株；上部有较厚海相复理石和放射虫硅质岩枕状熔岩伴生，总厚一般达2—5km，根据Nicolas，等资料(1986)，此类蛇绿岩很可能形成于中等扩张速率，估算$v>1$—2cm/a，一般1.5—5cm/a为主；它形成于一定规模洋盆内，也可在边缘海、弧后盆地等内形成。

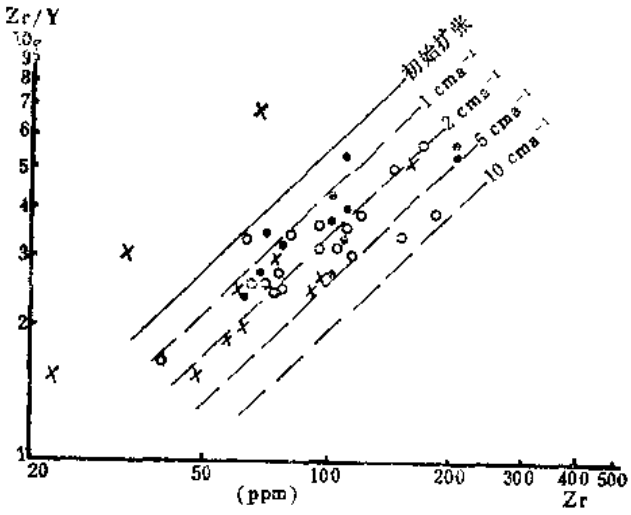


图 2-2 西藏雅鲁藏布江（日喀则）蛇绿岩内基性熔岩的 Zr/Y-Zr 图解

Fig. 2-2 Zr/Y-Zr diagram for basic lava of ophiolites from Yarlung Zangbo (Xigaze), Tibet

图中黑点：据肖序常，1980；鲍佩声等，1984；圈：邓万明等，1990；叉：夏斌，1989❶

就目前资料，我国西藏雅鲁藏布江蛇绿岩带的地质情况、产出特征、接近此类型，根据大量Zr，Y分析数据，从判别图（图2-2）中，可看出扩张速率投点集中在1.5—5cm/a区间。因而我们将该类称为“雅鲁藏布江蛇绿岩类型”。

顺便提到：上述两类型在洋盆发生聚合作用中，沿洋盆内压应力松弛的洋中脊地带，发生洋壳-上地幔对洋壳-上地幔的

❶ 夏斌，1989，西藏蛇绿岩分布图说明书。

逆掩重叠（或称幔内逆掩），由于上地幔热扩散作用，几乎无例外的在斜辉橄榄岩之下（两逆掩片之间），产生所谓“热垫子——石榴角闪岩相变质晕”作为一标志保留下来。

（三）中等—慢速扩张洋盆的蛇绿岩

主要出现于大陆板内所谓陆间洋盆以及海湾、边缘海盆、弧后盆地等环境。初期在陆壳内发生断陷带，随着缓慢扩张，出现较薄洋壳，根据Nicolas, (1986)估算：v约1—2 cm/a。其特征是：厚度薄，组合常缺失，代表岩浆房的基性、超基性堆晶岩（层状）不发育，“亏损上地幔岩”——斜辉辉橄榄岩数量减少，而二辉橄榄岩类（斜长、角闪二辉橄榄岩等）相对增加；与之伴生的沉积建造较复杂，有代表相对活动地带（地壳初始拉张期）的火山凝灰岩、类复理石、复理石沉积等，而且伴有较多中酸性岩浆活动（详后）。

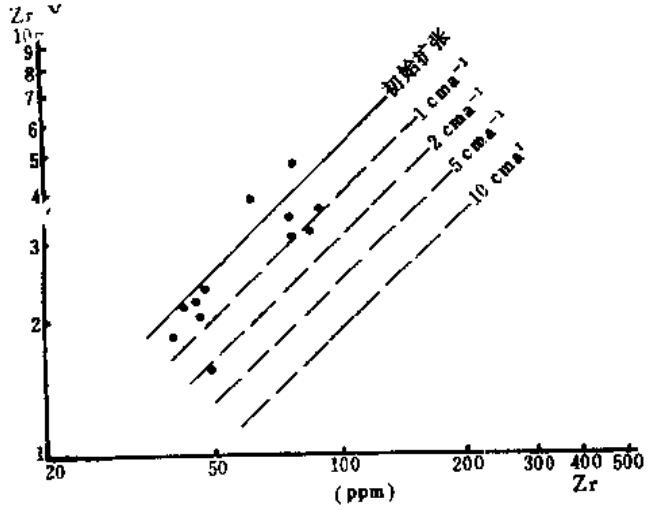


图 2-3 新疆卡拉麦里蛇绿岩内基性熔岩的 Zr/Y-Zr 图解

Fig. 2-3 Zr/Y-Zr diagram for basic lava of ophiolites from Karamaili, Xinjiang

我国西部造山带如天山、东西准噶尔蛇绿岩及其延伸地带，部分地段蛇绿岩的组合、序列、产出特征等接近第（二）类，但一般厚度小，岩浆房除少数地段外，一般不发育；另一特点是同处一构造带内，上地幔岩常发生变化，常出现二辉橄榄岩类，反映地壳拉张速率不均一性，还伴随较多中酸性岩浆活动，从这些特点看来，似乎又接近第（三）类型。从部分Zr、Y数据投点特点（图2-3），明显看出，已不具快速扩张特点。这种（二）、（三）蛇绿岩类型混合出现的蛇绿岩带，我们归属“准噶尔-天山蛇绿岩类型”。

（四）慢速扩张地带的基性、超基性岩组合

岩石类型及组合等，均与上述有所区别，我们称为“准（亚）蛇绿岩类型”。主要出现在低扩张率、具有厚岩石圈的初始洋盆、“裂陷”以及裂谷带，如现代红海，非洲埃塞俄比亚裂谷带……，其扩张速率，据Nicolas, (1986)，约是 $0.5\ cm/a \leqslant v \leqslant 1—2\ cm/a$，因而仅出现少量“亏损斜辉辉橄岩”，主要为含斜长石、尖晶石及角闪石的二辉橄榄岩，层状基性、超基性岩等，伴随偏碱性基性熔岩——高铝碱性玄武岩、霞石玄武岩等。从构造演化、岩石类型、组合等方面与我国东天山黄山土墩一带（我们称为“裂陷槽”）以及康滇古攀西裂谷相似，故暂称“黄山-土墩裂陷槽或攀西裂谷类（亚）蛇绿岩型”。

除上述(一)—(四)类外，值得提到的是有关蛇绿岩以及基性、超基性岩组合类型尚有：

1．洋盆内与转换断层有关的蛇绿岩，其岩石类型、组合，目前认识不尽一致，具有较多二辉橄榄岩类，伴有辉石岩、角闪岩等一般认为是剪切应力较强，较低扩张速率下形成的。

2．极慢速扩张速率($v<0.5$ cm/a)产生的基性、超基性岩，一般不与洋壳物质伴生，它们很可能代表在厚层岩石圈之下，已停止分凝熔融的仅微弱亏损的上地幔岩——主要为

斜长二辉橄榄岩及尖晶石二辉橄榄岩，很可能发生于大陆裂陷（谷）的较深层部位，继后常呈块体、包体被喷溢到玄武岩带至地壳表层。

3．高温二辉橄榄岩类，常伴有少量基性岩类，如西欧的利扎德(Lizand)岩体，朗达（Ronda）岩体及委内瑞拉的蒂纳基洛(Tinaguillo)岩体等。从实验岩石学角度，它们被认为是在一定构造条件下，来自上地幔的“热底辟”侵位体，越过“固相线”后，很快结束分凝熔融的情况下形成的（Ringwood,1975），因而分凝熔融程度也很低，组合单一，常产生显著的热接触变质作用。

最后需强调的是：由于岩石圈、上地幔组分、结构不均一性，构造运动、动力作用和扩张速率时空上的差异变化，自然界除上述四大类型外，其间尚有过渡类型，同时即令同一构造单元（大单元），沿走向或倾向常常出现不同类型的蛇绿岩。

以上主要从地壳减薄作用和扩张速率划分蛇绿岩类型。近年一些地质学家(Coleman, 1984,1987)着重从蛇绿岩的后期分异（岩浆房的分异特征）、矿物组合和温压条件等进行分类，判别其产出环境，分出岛弧（包括洋岛）型“高压岩浆房”蛇绿岩；与之相对应的是产生在各种洋盆中的“低压岩浆房”蛇绿岩。而这两类蛇绿岩常常是相伴并列产出的，因之，我们称它为岛弧-洋盆复合蛇绿岩类。

（五）岛弧-洋盆复合蛇绿岩

岛弧型蛇绿岩是指“幔内俯冲（或洋内板块俯冲）”和洋对陆俯冲所形成的火山-岩浆弧，经过拉张后产生的蛇绿岩。根据Coleman的研究(1984，1987)，这些蛇绿岩发生在一系列洋盆(包括弧后、弧前盆地及边缘海盆等)与岛弧相间的构造格局，由于聚合作用，盆弧先后并合，形成一系列“逆掩增生体”。经过对这些“增生体”的研究，可分辨出两种不同的蛇绿岩：一是具有“低压岩浆房(LP)”的蛇绿岩；另一是具有“高压岩浆房(HL)”的蛇绿岩。它们与盆-弧构造格局相对映，且并列分布于大陆造山带中。这两类蛇绿岩很可能伴随并列出现，故特地单独分出为“复合蛇绿岩带”。所谓“低压岩浆房”蛇绿岩，是指洋盆洋中脊之下，无或微荷重条件下（一般洋壳在0—15km间）形成的蛇绿岩。其组合、序列以及发生机理与上述洋盆环境中生成的蛇绿岩相似。“高压岩浆房”蛇绿岩，是指具荷重高压条件下（一般超过15 km，15—40 km，大于5000×10^5Pa）形成的蛇绿岩．一般是在初始火山-岩浆弧以及洋岛、洋内高原之下形成的，其特点是：

1．一般具有层状结构的基性、超基性岩，基性岩中包括堆晶辉长岩、苏长岩，其上有角闪辉长岩，再上也有均质辉长岩；超基性岩包括纯橄榄岩、易剥橄榄岩及单辉辉石岩等。

2．辉长岩中没有或很少橄榄石，而常代以尖晶石、石榴石，它们标志着发生在较深岩浆房内(Coleman, 1984)。

3．辉长岩之上常出现安山质火山岩，两者多为断层接触，伴有较多钙碱序列岩浆活动，其中包括石英闪长岩、花岗闪长岩、英安岩及流纹岩等。

以上特征及其发生机理，Coleman(1984)作过解释。

此外，自然界还有一定数量的超基性岩，其组合主要以二辉橄榄岩类伴有角闪岩、辉石岩等为特点，它们很可能发生于慢速扩张洋盆内，特别是转换断层一带，但其生因、产生环境尚需进一步研究。

从上述，我们认识到：完整组合的蛇绿岩代表地壳演化中某一时期——地壳减薄作用

强烈、拉张速率快且延续时间长的洋盆阶段的产物。

关于以上各类型蛇绿岩的发生机理，限于篇幅，本文不再论述。

二、新疆北部主要蛇绿岩及其构造意义

显生宙以来中国蛇绿岩在时空上具有极性分布特征（肖序常等，1984），即蛇绿岩围绕几个古克拉通核心，向外其时代具越来越新的趋势，这一特征尤以中朝地台向南出露的加里东到晚燕山期从老到新的蛇绿岩最为明显。然而由于造山带内大部分蛇绿岩都遭受蚀变、解肢呈混杂体、层位不清等因素，对确定蛇绿岩的侵位和生成时期，带来一定难度。下面仅就近年资料较多，岩石组合较全，且具有较确切时代依据的我国新疆北部的主要蛇绿岩带作一简要阐述。为叙述方便我们将新疆北部的蛇绿岩分为准噶尔蛇绿岩和天山蛇绿岩，并按时代由老→新分别介绍。

（一）准噶尔蛇绿岩

准噶尔地区分布着众多的基性-超基性岩体，主要集中在西准噶尔，它们绝大部分属于蛇绿岩，呈肢解的蛇绿混杂体，铬铁矿常赋存其中。它们主要分布于艾比湖-星星峡断裂带以北，阿尔泰额尔齐斯断裂带以南。除西准噶尔达拉布特蛇绿混杂带呈北东向展布外，其余各条蛇绿岩带均大致呈北北西向延伸。该区的蛇绿岩带（或蛇绿混杂带）分别形成于加里东期和早—中华力西期，下面将加里东期和早、中华力西期各岩带特征分述如下：

1．加里东期蛇绿岩

（1）唐巴勒蛇绿岩带

唐巴勒蛇绿岩带位于西准噶尔最南端以艾比湖—星星峡断裂与北天山优地槽褶皱带毗邻，集中出露于东起包古图断裂，向西经苏乌禾、科克沙依、苏月克，唐巴勒及其以西的恰当苏一带，略呈一向南凸弧形，南端被第四纪戈壁覆盖，北界以巴拉-布可斯台断裂与玛依勒山蛇绿岩带相隔，走向延长130余公里，宽8—10 km，大致呈北西西向延伸与区域构造线方向一致。

剖面介绍

剖面位于唐巴勒河以东，沿东四勘探线通过超基性岩体，剖面南、北两端均与下志留统恰尔尕也组呈断层接触，剖面全长8 km（图2-4）。

剖面北段出露有辉长岩质堆晶岩以及大片的闪长岩、辉绿岩。辉长岩、细碧岩、火山碎屑岩、硅质岩组成连续层，呈冲断岩片产出。细碧质熔岩中可见为数不多的辉绿岩岩墙，岩墙走向为273°，具不对称的冷凝边，宽约2 cm。除辉绿岩质岩墙外尚有斜长花岗岩、安山质和流纹质岩墙。蛇绿混杂体中的辉绿岩岩块已异剥钙榴岩化(rodingitization)呈构造透镜体产出。

剖面中段唐巴勒超基性岩主岩体，主要的岩石类型有：纯橄岩、斜辉辉橄岩及单辉（或二辉）橄榄岩等。岩体南北两侧为蛇绿混杂体，常表现为强烈的构造挤压带，混杂体基质以片状蛇纹岩为主（少量为片理化的凝灰岩），其间混杂有蛇绿岩组分的各类岩石，在岩体南侧的混杂体中可见到蓝闪石片岩岩块。这些岩块在基质中约占20—40%，有时可达60%，岩块磨圆不等，时而棱角状，时而为磨圆较好的透镜状，甚至浑圆状，所有岩块表面光滑，并可见多组不同方向的擦痕，表明岩块在基质中曾发生过多次滚动。岩块

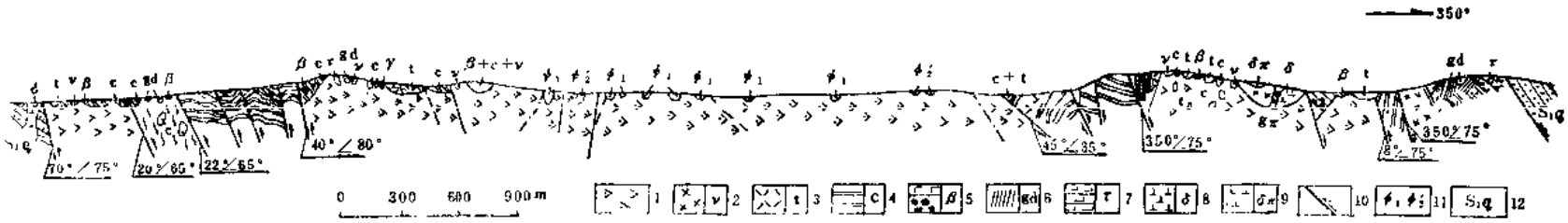


图 2-4 唐巴勒河东蛇绿混杂岩地质剖面图

Fig 2-4 Geological profile of ophiolitic melanges from the Eastern Tangbale River

1—变质橄榄岩；2—辉长岩（或辉长辉绿岩）；3—火山碎屑岩；4—硅质岩；5—细碧岩；6—辉绿岩岩墙；7—角斑岩；8—闪长岩；9—闪长玢岩；10—高角度逆冲断层；11—ϕ_1 纯橄岩，ϕ_2 斜辉辉橄岩，12—下志留统恰尔录也组

大小悬殊，最大者可达 180×60m（硅质岩），一般均在 30×10m，小者仅数米，在基质中杂乱分布。岩块与片状蛇纹岩接触处无热蚀变。在个别硅质岩岩块中可见石英、碳酸盐脉穿切，但仅限于岩块本身。

剖面南端可见枕状熔岩，中基性火山岩、同质凝灰岩、杂色硅质岩或紫红色硅质岩呈一系列叠瓦状冲断岩片，组成蛇绿岩。各类岩石之间的层位关系可在单个冲断岩片中看到，这些冲断岩片与走向北西西（向北陡倾）的逆掩断层有关。

在剖面以东 10 km 的苏月克沟中出露有宽约 300 余米的北东向（N 40—60°E）蛇绿混杂带，基质为强烈片理化的细碧质凝灰岩，其中混杂有含蓝闪石的绿帘绿泥片岩、经褶皱变形的硅质岩、强烈劈理化的细碧岩及其火山集块岩等岩块。这些岩块突兀于混杂带中。上述构造岩块长轴大致呈北东向分布，磨圆极差，有的岩块表面可见镜面擦痕。含蓝闪石片岩的岩块呈长透镜体，大小为 180×50m，出露于北东向断裂上盘底部，以高角度斜冲抬至地表（断裂向北倾，倾角 65°）。蓝闪石片岩揉搓相当剧烈，其中可见紫红色硅质岩成小的布丁或细脉贯入，岩块与断裂接触处小型褶皱尤为发育，并可见多期小错动。所见的硅质岩岩块中见放射虫，经中国地质科学院地质研究所王乃文鉴定：*Entactinis* cf. *akdjmensis* Naz, E. cf. unica Naz, *Stylosphaera* sp., *Carposphaera* sp., *Cenosphaera* sp. 等，时代为中奥陶世。高压变质的蓝闪片岩显然与早中奥陶世古洋壳的消减作用有关。

上述类似剖面在唐巴勒以东的科克沙依及其以西的恰当苏还有出露，剖面总特点是：硅质岩靠上，基性熔岩靠下，其间发育有细碧质火山碎屑岩。基性熔岩枕状构造清楚，枕体间一般无充填物，有时可见少量碳酸盐胶结，说明其形成在补偿深度以上。枕体外壳见厚1—2 cm 的冷凝边，在横剖面上具有放射状裂纹。辉长岩具条带状构造，常伏于基性熔岩之下或呈构造岩块产于以片理化蛇纹岩为基质的蛇绿混杂体中，与超镁铁岩接触处有时可见含长辉石岩、异剥辉石岩、橄榄岩或纯橄岩组成的厚度不大的过渡带，另外还可见与辉长辉绿岩→辉绿玢岩→基性枕状熔岩之间呈过渡关系。超镁铁岩产于蛇绿岩剖面最底部，与围岩均呈断层接触，与其接触的蛇绿岩各组分均未见热接触变质。少量的辉绿岩岩墙产于火山碎屑岩或基性熔岩中，走向大致与地层层理垂直，1985 年在中美合作考察时该处除见有上述辉绿岩岩墙外还伴有斜长花岗岩团块和英安质，流纹质中酸性岩脉（墙）。

综上所述，唐巴勒蛇绿岩据其放射虫时代及其蛇绿岩顶部碎屑复理石沉积中的生物灰岩透镜体中采得腹足类化石：*Maclurite* cf. *Orintalis* Yü 及 *Lesueurilla* sp. 其时代为早中奥陶世。它们以蛇绿混杂体产出，或成肢解的蛇绿岩岩片以叠瓦构造侵位，仅在唐巴勒岩体以北及其以东可见蛇绿岩较完整的侵位。蛇绿混杂体由西→东，由南→北其混杂程度逐渐减弱，而南部出现高压变质的含蓝闪石片岩。所有产出形式均与一组高角度，向北陡倾的逆冲断裂有关，而且所有肢解的蛇绿岩岩片均由北向南斜冲。在唐巴勒主岩体东南段出现所谓薄层“热垫”——石榴石角闪岩变质晕，这些特征足以说明与唐巴勒蛇绿岩套有关的超镁铁岩、镁铁质岩，中-基性熔岩、硅质岩乃至火山碎屑岩是一个经构造破坏的蛇绿岩套，应属于构造混杂体，蛇绿岩的构造混杂作用是在成岩后发生的，而蛇绿岩经历多次侵位，强烈变形，原始层序业已破坏，从某种程度上说，它们并不完全呈现蛇绿岩的完整序列。

蛇绿岩层序

产于大陆造山褶皱带中的蛇绿岩是地质历史上保留下来的洋壳碎片，但是由于蛇绿岩

形成的古构造环境、侵位形式和其后构造作用的影响，使蛇绿岩的完整性，展布的稳定性等存在着差异，然而，业已证明这些肢解的蛇绿岩它们在侵位前曾处于同一古构造环境。将上列各蛇绿岩剖面，蛇绿岩块体加以并合及重建，复原后的唐巴勒蛇绿岩序列自上而下大致为：

层一：细碧质熔岩＋放射虫硅质岩（其间含少量火山碎屑岩及浊积岩）；

层二：非堆晶镁铁质杂岩；

层三：少量的镁铁质堆晶岩（其中含极少量超镁铁质堆晶岩）；

层四：变质橄榄岩（阿尔卑斯型超基性岩）。

其间没有发现大量的席状岩墙群。

蛇绿岩各层序的特征分述如下：

①变质橄榄岩：

唐巴勒岩带计有27个岩体（群），总面积32.71 km^2，其中唐巴勒岩体最大，东西长7.5 km，东部宽约3 km，向西变窄，出露面积约12.47 km^2。

岩石类型主要有：斜辉辉橄岩(66.6%)、纯橄岩（26.9%）、少量二辉橄榄岩及其它含单辉的岩石。岩石除少数尚保留矿物残晶外，普遍已蛇纹石化（纤-叶蛇纹石化或利蛇纹石化）及片理化。它们产于唐巴勒蛇绿岩套的底部，或作为蛇绿混杂体的基质，与围岩皆为构造接触。其上有时与异剥辉石岩，含长辉石岩等过渡。

岩石通常具它形变晶粒状结构，网格斑状结构，假斑结构等，组成岩石的主要矿物：

橄榄石：粒径2—3 mm，最大可达9 mm，且普遍蛇纹石化。在斜辉辉橄岩中可见橄榄石压折条带，黑白相间的肯克带。组成不同类型岩石中的橄榄石成分几乎相等(Fo 91—93)属镁橄榄石。

斜方辉石：粒径0.5—2 mm，蚀变后变成绢石。在斜方辉石中可见到单斜辉石的出溶晶片。不同岩石类型中的斜方辉石成分基本相同(En 90—93)属顽火辉石。

单斜辉石：粒径0.5—1 mm，或产在斜方辉石中，或产在斜方辉石和橄榄石间，此时斜方辉石常具扭折形变和弧形消光。单斜辉石的成分为：En 42—51，Fs 1—3，Wo 48—55，属透辉石-普通辉石。

铬尖晶石在岩石中呈它形(<1%)，且显示其一定排列方向，常见包裹橄榄石(Fo 96)。纯橄岩中铬尖晶石的Fe^{+3}，Fe^{+2}，Mg^{+2}要略高于斜辉辉橄岩中铬尖晶石，而Fe^{+3}的含量后者略高于前者，据27个造矿铬尖晶石化学分析，唐巴勒岩体中的造矿铬尖晶石以富铬为主，铝铬铁矿仅占其18.5%。

近几十年来对幔源岩(pyrolite)、幔源矿物微观构造的研究随之兴起，在唐巴勒蛇绿岩带内相继开展了对二辉橄榄岩及碎斑状纯橄岩、糜棱岩化斜辉橄榄岩中镁橄榄石优选方位的研究（李金铭等，1985）。这类岩石呈残斑结构、糜棱结构或糜棱残斑结构，且具两个世代的橄榄石、斜方辉石，即具塑性形变的橄榄石和斜方辉石形成碎斑体，常显示波状消光及多级密集压折消光带，由重结晶的橄榄石、辉石组成碎基，常为细粒半自形-自形结构，各橄榄石的三结点交角近于120°，粒径0.05—0.15 mm，多数为0.045 mm。它们主要围绕碎斑体分布，二类橄榄石成分相当(Fo 91—92)。图2-5是表示唐巴勒蛇绿岩套底部的碎斑状纯橄岩中碎斑体（1—3）与细粒重结晶（4—6）橄榄石的晶组图。野外测得副矿物铬尖晶石组成的流面走向为北东54°，倾向南东，倾角56°，流线倾伏方向南东7°，倾伏角44°。

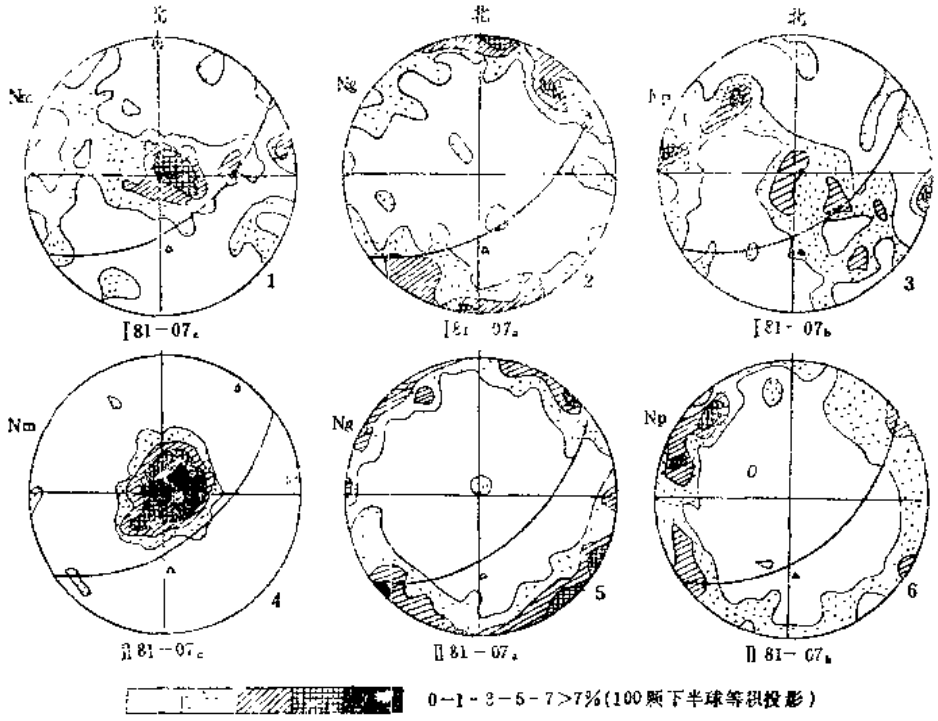


图 2-5 唐巴勒超基性岩体中段北部碎斑状纯橄岩内碎斑体镁橄榄石（Ⅰ）与细粒重结晶镁橄榄石（Ⅱ）晶组图（据李金铭等，1985）

Fig. 2-5 Fabric diagram of forsterites (Ⅰ) and fine-grained recrystallized forsterites (Ⅱ) in the porphyroclastic dunite the northern part of the Tangbale rock mass

碎斑体橄榄石 Nm 轴较集中，有两个极密部：主极密部极密值最高为 7%，方位南东 77°，倾伏角 84°，次极密部极密值最高为 4%，方位北东 80°，倾伏角 8°，上述极密相对来说比较接近流面，〔001〕晶棱方向主极密部的产状与流线方向虽有一夹角，但也较接近，Ng 轴则比较分散，从图可知 Ng 轴即〔100〕晶棱方向与流面走向较为接近；Ng 轴主极密部倾伏角较缓，次极密倾伏角较陡，分布总体方位与流面走向近于垂直，即（010）晶面近于平行流面。因此，碎斑体——镁橄榄石在塑性流动时的稳定平衡组构主要是（010）晶面平行流面，〔001〕晶棱方向靠近流线，它们的滑动体系主要属于（010）〔001〕类型，次为（010）〔100〕类型，据有关橄榄石滑动系与温、压和应变速率函数关系应属高温、中高压应力范围。

细粒重结晶镁橄榄石：晶组分析有选择地测定了自形-半自形颗粒。副矿物铬尖晶石流面走向北东 54°，倾向南东，倾角 56°，流线倾伏方向南东 7°，倾伏角 44°。据图 2-6（1—6）可知：Nm 轴在流面上分布集中，倾伏角陡立，主极密值最高为 25%，次极密值为 17%，极密大致落在流面上；Nm 轴即〔001〕晶棱方向的产状和流面产状较接近；Ng 轴显示类环带状构造，大致也可分为两组，一组〔100〕晶棱方向极密部的方位与流面走向接近，另一组（100）晶面近于平行流面；Np 轴分布集中，〔010〕晶棱方向极密部近于垂直流面走向，（010）晶面接近于流面（两者夹角约 20° 左右）。据其细粒重结晶镁橄榄石 Ng、Nm 和 Np 轴极密与流面、流线的关系可知：〔001〕晶棱方向的优选方向十分稳定，而〔010〕、〔100〕晶棱方向的优选方向则不太稳定。相对而言，〔010〕晶棱方向的优选方位比较明显，

(010) 晶面近于平行流面，[001]则近于平行流线，故其滑动体系主要为 (010) [001]类型，其次为 (100) [001]类型，似应属低温、高压类型。

上述优选方向可推知：代表原生结构的斑体——粗粒镁橄榄石具有上地幔早期塑性流变作用的高温塑性变形，而重结晶细粒镁橄榄石出现相应低温类型 (100) [001]，似代表上地幔岩发展晚期的变形作用。

岩石的镁度值❶ 在 91—94 间，与前述橄榄石牌号大致相当。不同岩石类型的化学成分虽有一定差别，但唐巴勒岩体的总成分与我国地槽区的超基性岩体成分相当，它们属镁质超基性岩。各类岩石均投入阿尔卑斯型超基性岩范围内。从主要岩石类型纯橄岩、斜辉辉橄岩、斜辉橄榄岩的岩石化学上看其中 MgO, FeO, MnO, TiO_2 由高→低，而 SiO_2 则由低→高，其它组分 Al_2O_3, Na_2O, K_2O, CaO 的含量变化不大，在含单斜辉石的岩石中，Al_2O_3, CaO 的含量显然要高得多。从上述岩石中橄榄石成分的近似性及其岩石化学成分的相似性体现了地幔残余的特征(Coleman, 1987)。

变质超基性岩的稀土元素(REE)丰度特点是高度贫化（图 2-6 A)。从变质超基性岩中显示的重稀土贫化的特征，似应说明原始地幔物质可能不是石榴子石二辉橄榄岩。其上覆的基性熔岩（包括Ⅱ型，Ⅲ型玄武岩）和闪长岩、辉长岩表现出轻稀土富集型为主，其中Ⅰ型玄武岩、部分辉长岩表现出轻稀土稍微亏损。但从总的看来，由下伏变质超基性岩

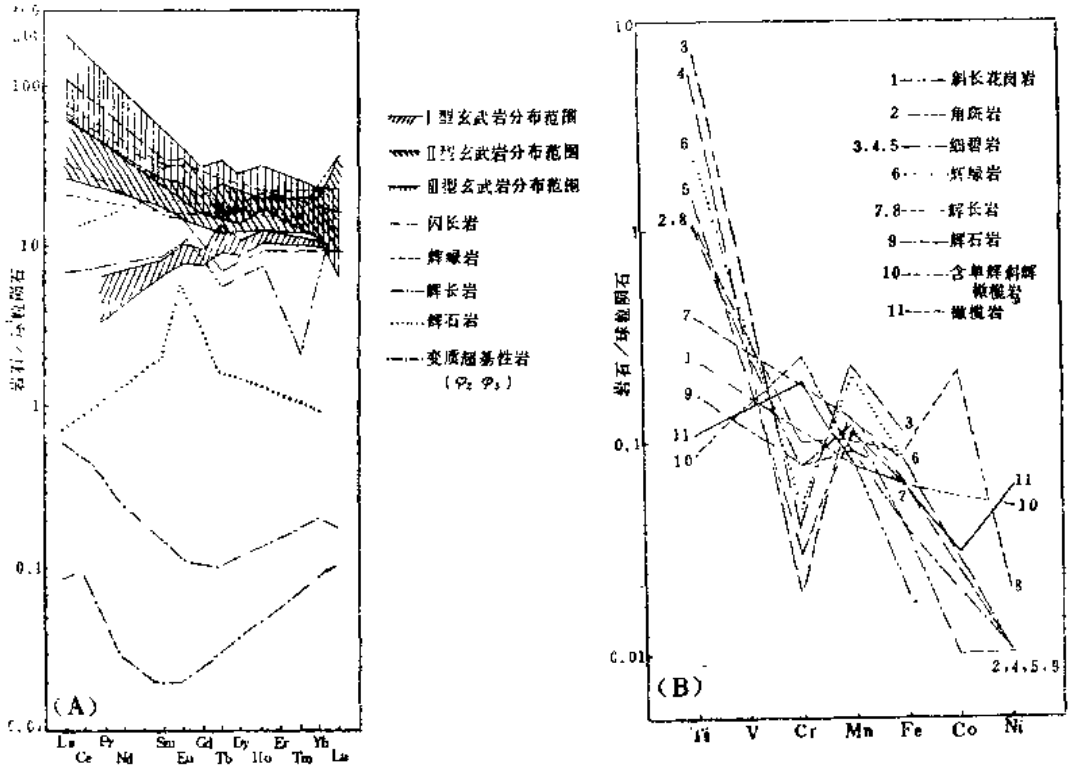


图 2-6 唐巴勒蛇绿岩稀土元素(A)和过渡金属元素(B)分配模式

Fig. 2-6 Distribution pattern of REE (A) and transitional elements (B) of th Tangbale ophiolite

❶ $Mg = <MgO>/<MgO> + <FeO> \times 100\%$

至上覆的基性熔岩，其丰度由低向高变化。

橄榄岩在过渡金属元素分配曲线（图 2-6B）稍有幅度不大的起伏，它相对于球粒陨石亏损了有关的元素，大致显示了 Cr、Ni 的最高值和 Ti，Mn 的较低值，而辉长岩、辉石岩中也显示了 Ni 的较低值，恰好说明了它们之间逐渐演化的过程，这种递减元素组(Cr, Ni, Co)也说明了变质超基性岩→辉长岩过渡金属元素相对丰度的变异趋势，人们常把它作为分异结晶程度的良好指示剂，它能提供岩浆分异作用的证据。而 Cr,Ni,Co 丰度的变化还表明了地幔经部分熔融后的残留物中，Cr 元素在岩浆早期析出，赋存铬尖晶石独立相，而 Ni 则赋存于辉石和橄榄石中，因此随着岩浆结晶分异的进行，Cr，Ni 的亏损必将大大增加。

综上所述：唐巴勒蛇绿岩套底部的变质橄榄岩具如下特点：a.主要组成矿物具有代表亚固相变形特征，经粗粒镁橄榄石及重结晶细粒镁橄榄石晶组分析，前者具上地幔条件下的高温形变，后者则具有上地幔岩发展晚期的低温形变；b.各类型岩石中各主要矿物成分基本一致；c.岩石化学的总特点是 SiO_2、MgO 跨度范围大，与我国槽区超基性岩相比具较高的 Mg（较高的 M/F 值），低量的 Ca、Al 组分，其总特点与阿尔卑斯型杂岩相当；d.具强亏损型似地幔残余相的稀土分配模式及其与蛇绿岩其余各岩石不同的过渡金属元素分配模式，它显示其 Cr, Ni 较高和 Ti 较低的丰度；e.纯橄岩和斜辉辉橄岩中附生铬尖晶石的化学成分不同，并同时存在有富铬尖晶石和铝铬尖晶石，以前者为主。

① 镁铁质堆晶岩及其浅色岩

超镁铁质岩在本区不发育，目前仅见含单辉纯橄岩、辉石岩（含长辉石岩）。组成上述岩石类型的主要矿物：

橄榄石：化学成分：MgO＜47%，FeO＞10%，Fo 89—85 属贵橄榄石，矿物阳离子中铬、钾、钙、钠百分含量低。它们与上述变质橄榄岩中的橄榄石有显著差别。

单斜辉石：*En* 41.103—47.03，*Fs* 8.5—6.6 *Wo*，50.1—46.3 属透辉石-普通辉石，与上述变质橄榄岩中的单斜辉石相比主要是 *En* 显著减低，而 *Wo* 增大。

斜方辉石：有时辉石岩中可见少量斜方辉石 *En* 85.15，*Fs* 10.6，*Wo* 4.2 与变质橄榄岩中的斜方辉石相成分基本相当，唯 *En* 略有减低。

镁铁质堆晶岩主要是条带状辉长岩，在手标本上即可见黑白相间的条带，条带宽 0.15—0.1m，向上过渡为块状辉长岩或辉长辉绿岩。岩石为典型的辉长结构或变余辉长结构或碎裂结构。组成的主要矿物为单斜辉石 *En* 47.3，*Fs* 8.1，*Wo* 44.66 与变质橄榄岩中的单斜辉石相比 *En* 低而 *Fs* 较高。斜长石 CIPW 标准矿物计算 *An*＝50—70，但电子探针测得 *Ab* 95、*An* 5，*Or* 0.01，可能与后期蚀变有关，在极个别薄片中可见橄榄石，经电子探针测得 *Fo* 85.14 属贵橄榄石，显然与变质橄榄岩中的橄榄石有差别，据其矿物组合显示高压岩浆房特征(Colemen 1987)。

浅色岩：包括斜长花岗岩、石英闪长岩、闪长（玢）岩等，但出露有限，以后者为主。

超镁铁质堆晶岩的 MgO/MgO＋(FeO) 的值略比镁铁质堆晶岩要高，前者为 0.77—0.83，后者为 0.44—0.58，但两类岩石的 SiO_2 含量变化范围较大（43.1—53.6%），Na_2O+K_2O 含量前者小于后者，与国外同类岩石相比要更富碱量，除与岩石后期蚀变有关外，其它原因尚待研究。在 *FMA* 图解中超镁铁质堆晶岩与变质橄榄岩区相邻，而镁铁质堆晶岩（辉长岩）与其稍有间隔，成一单独区间，且略向上端元移动，说明铁的含量逐

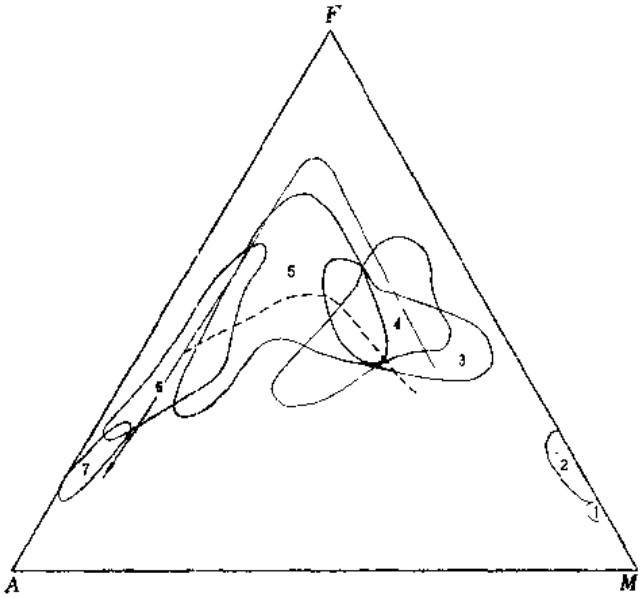


图 2-7 唐巴勒蛇绿岩 *FMA* 图解

Fig. 2-7 *FMA* diagram of the Tangbale ophiolite

1—变质橄榄岩区；2—辉石岩区；3—辉长岩区；4—辉绿岩区；5—基性熔岩区；6—角斑岩区；7—浅色岩区

渐增加，它的整个成分与辉绿岩、基性熔岩有很大重叠。(图 2-7)

浅色岩的 K_2O/K_2O+Na_2O 比值在 0.33—0.46 之间，这个数值相当于大陆拉斑玄武岩分离的大陆花斑岩的比值，仅斜长花岗岩较接近大洋斜长花岗岩的比值，在 *FMA*（图 2-7）上，其成分与角斑岩有重叠，且趋于 A 端元。

堆晶杂岩的稀土元素分配模式居于变质橄榄岩之上，辉石岩（含长辉石岩）具明显的 Eu 正异常，且接近于辉长岩中平坦型的稀土配分模式。

堆晶辉长岩的稀土元素分配图式具(二)种类型：(图2-8 A) a. 平坦（亏损）型：$1\approx(L/H)_N<1$，Y/Nb 值在 1—2 间；b. 富集型 $2\approx(L/H)_N>2$，Y/Nb 为 0.87—1.04 显示其碱性系列特征，它们二者的 ΣREE 比科尔曼提供的形成于洋中脊蛇绿岩中辉长岩值高数倍，辉长岩中 Eu 的正异常，且与变质橄榄岩中出现的负 Eu 异常对应，另外随 La 的降低而出现一个不大的 Ce 的正异常，这种情况可表明碱性介质及氧化条件下 Ce 与其它稀土元素分离而富集，若与基性熔岩中的 ΣREE 相比，后者大于前者，说明缓慢结晶中的辉长岩比迅速结晶形成的玄武岩更要排斥 REE。

③ 辉绿岩（或辉绿粉岩）

前已叙及在某些地段可见呈岩墙产出，但居多的是作为蛇绿混杂体中的构造岩块出现。且大多已异剥钙榴岩化。主要岩石为辉绿（粉）岩。石英辉绿岩，含钾辉绿岩等，组成的主要矿物成分：单斜辉石 *En* 34—45，*Fs* 18—12，*Wo* 46—43 属普通辉石。斜长石具钠长石聚片双晶，经弗氏台测定 *An* 8—10 经电子探针测定 *Ab* 18.01，*An* 19.61，*Or* 2.36 属更长石，上述辉石成分与堆晶岩中单斜辉石成分相比大体相当。

辉绿岩中 Na_2O 含量在 2.03—5.22%之间，K_2O 则在 0.1—1.36%间与国外同类岩石相比 Na_2O 的含量相近，但 K_2O 含量偏高。$MgO/MgO+(FeO)$ 在 0.45 左右，在 *FMA* 图解中，辉绿岩与基性熔岩甚至辉长岩的成分有重叠（图 2-7）在 Na_2O+K_2O-SiO_2 变异

图解中大部分样品投入亚碱性系列内，而少量样品落入碱性系列区间。(图 2-8)

辉绿岩的稀土元素分配图式大致与浅色岩相似（朱宝清等，1987），其 REE 丰度略低于后者，$(L/H)_N<1$属亏损型。而辉绿玢岩 $(L/H)_N>1$ 属富集型，且其 Y/Nb≈1.03 接近碱性系列特征值。其过渡金属元素特征大致与基性熔岩相似。

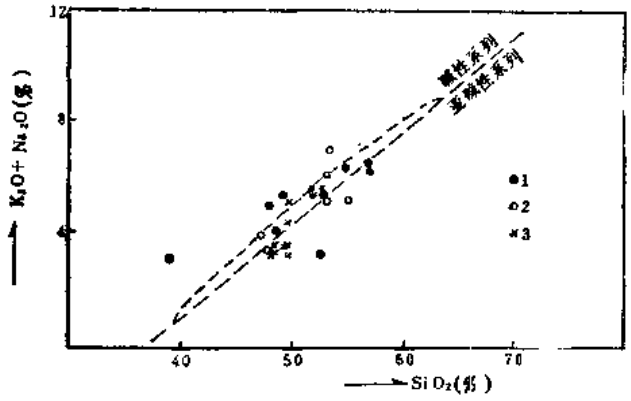


图 2-8 蛇绿岩中辉绿岩SiO_2-Na_2O+K_2O关系图

Fig. 2-8 SiO_2-(Na_2O+K_2O)diagram of diabates

1—唐巴勒；2—玛依勒山；3—达拉布特

④ 中基性熔岩

蛇绿岩层序的上部单元，也就是指均质的辉长岩之上。枕状构造发育，枕状常被压扁，拉长，枕间物质较少。此外还有块状熔岩及少量角斑岩和安山质熔岩，英安岩和流纹岩。主要岩石类型有：细碧岩（或细碧玢岩）、辉石细碧岩、含钾细碧岩及少量角斑岩和安山岩。

细碧（玢）岩：有时为长石斑晶，010 面消光角∠10°，基质中主要呈细条状、针柱状的钠长石细小晶体，测得长石成分：*Ab* 95—97，*An* 2.4—1.7，*Or* 2.04—1.59 为钠长石；含钾细碧岩中，长石成分：*Ab* 15.18，*An* 1.11，*Or* 83.7，显然 *Or* 成分增加；辉石细碧岩中长石经弗氏台测定 $An=9.5-5.5$，电子探针测定 *Ab* 97.65，*An* 1.64，*Or* 0.72 也为钠长石，单斜辉石电子探针测定 *En* 33—46，*Fs* 15—18，*Wo* 34—42，与辉长岩、辉绿岩中的单斜辉石成分几乎相当。

角斑岩：长石斑晶，经电子探针测定 *Ab* 98.6，*An* 1.07，*Or* 0.33 为钠长石。

需提及的是，上述各类岩石中长石 *An* 均小于 5，可能与岩石中的钠化有关。常见钠长石沿斜长石边缘交代形成钠长石净化边。斜长石的绿泥石化或碳酸盐化生成的次生钠长石晶体，次生钠长石细脉在岩石薄片中常见。而岩石中钾化是继钠长石化之后的又一次蚀变作用。

近年我们对基性熔岩中蚀变较弱的细碧岩中单斜辉石作了电子探针分析（美国斯坦福大学地学院测试）；在辉石岩、辉长岩和辉绿岩墙中较新鲜的单斜辉石也作了电子探针分析，前者按 Nisbet 等（1977）的构造环境辨异图，指示该基性熔岩介于碱性和钙碱性系列之间（图 2-9，图 2-10），位于洋底玄武岩和火山岛弧玄武岩之间，说明基性熔岩形成于邻近岛弧的弧前或弧后盆地。

唐巴勒基性熔岩的 16 个稀土元素资料，经综合整理，它们呈现三种不同类型的稀土元素分配图式，而且与辉长岩的稀土图式相对应（朱宝清等，1987）。

第一类型：亏损型 $(L/H)_N$ 0.41—0.48，ΣREE 18—26 ppm，$(La/Sm)_N$ 0.47—0.58，Y/Nb 3.5—7.5，抗蚀变元素 Y 的丰度值为 18—14 ppm 之间，（洋脊玄武岩为 20—40 ppm）它们的各项数字特征接近或相类似于大洋拉斑玄武岩（该类岩石中 K_2O 含量为 0.1—0.6%）它们似应属 N 型洋脊玄武岩，即相当于科尔曼提供的大洋拉斑玄武岩的分配模式；

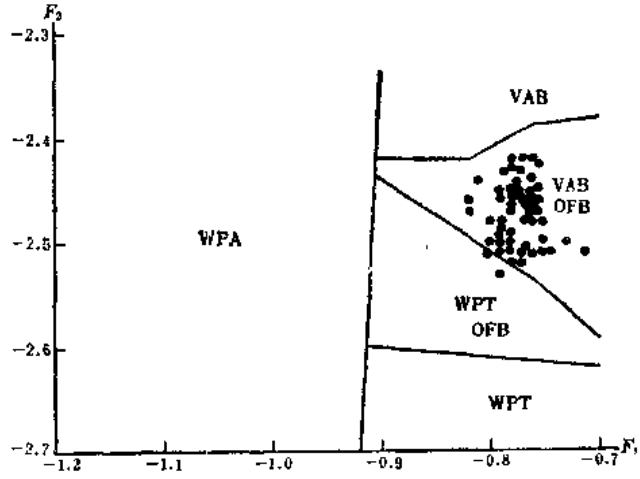


图 2-9 唐巴勒基性熔岩中残留火成辉石的 F_2-F_1 变异图解

Fig 2-9 Discriminate diagram of F_2 vs. F_1 for relict igneous clinopyroxenes in tne Tangbale basic lava after Nisbet and Pearce (1977)

WPA—板内碱性玄武岩；OFB—洋底玄武岩；VAB—火山弧玄武岩；WPT—板内拉斑玄武岩

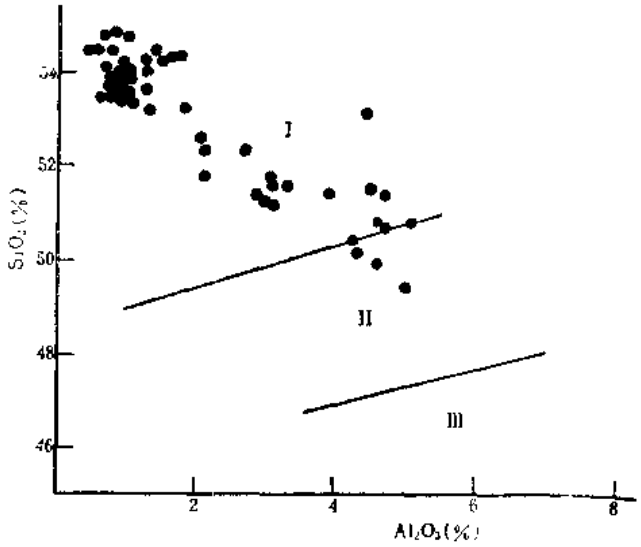


图 2-10 唐巴勒基性熔岩中残留火成辉石的 SiO_2-Al_2O_3 图解

Fig 2-10 SiO_2 vs. Al_2O_3 diagram of relict igneous clinopyroxenes in the Tangbale basic lava

I—亚碱性；II—碱性；III—过碱性

第二类型：富集型 $1<(L/H)_N<2$，ΣREE 60—120 ppm，Y/Nd 1—2 间，Y 值近 10 ppm，它们应属富集型洋脊玄武岩或P型玄武岩（Plum type），这种玄武岩近年来在大西洋洋脊及其它大洋内均有发现；

第三类型：强富集型 $(L/N)_N>3$，ΣREE 200—300 ppm，Y/Nd<1（碱性玄武岩 Y/Nd<1）$(La/Sm)_N>3$，$(Ce/Yb)_N>6$ 它们似应属碱性玄武岩，但在本区数量不多。

上述三类稀土元素分配模式中 Eu 异常不明显，且曲线相互交错表明了动态熔融的特征及高热扩张中心的特点。

⑤ 火山碎屑岩及放射虫硅质岩

均属正常火山碎屑岩，具爆发喷溢碎屑岩相，它们有时覆于基性熔岩之上或产于其中或在蛇绿混杂体中呈构造岩块。常见的岩石有火山角砾岩、火山集块岩及凝灰岩（或晶屑、岩屑凝灰岩），其中正常的火山成因碎屑占80—90%，主要由岩屑、晶屑和火山灰组成。火山碎屑成分与基性熔岩的成分相同。

硅质岩常复于蛇绿岩剖面最上部或在火山碎屑岩的夹层中，或在蛇绿混杂体中呈岩块产出，一般成层性好，厚度较大。岩石由微晶或隐晶质石英及氧化铁组成，含数量不等的火山物质。紫红色硅质岩中常见放射虫成巢状富集，并见石英、钠长石、绿帘石和绿泥石细脉。矿物成分：石英>75%，长石晶屑1—10%，氧化铁少量。岩石化学成分上，SiO_2 92.82%—70%，变化范围较大。与雅鲁藏布江深断裂带火山沉积型硅质岩，生物化学沉积硅质岩及凝灰质硅质岩对比后，本区硅质岩中主要元素与正常生物化学沉积硅质岩完全不同，以其较高的 K_2O、Na_2O、Al_2O_3<FeO>MgO、TiO_2 和较低的 MnO、CaO 而区别，似应属火山沉积型硅质岩。

时代及构造意义

前已叙及唐巴勒蛇绿岩上部层位硅质岩中含早中奥陶世的放射虫，这可以作为该蛇绿岩形成时代的上限。我们又在与辉长岩伴生的斜长花岗岩中取样，其中磁选5粒榍石连同斜长石进行Pb-Pb同位素测年（图2-11），得出年龄值为508±20Ma❶，另外又用Pb^{206}/U^{238}测斜长石的年龄为180—520Ma（Tilton, et al.,1986）。两种方法所得结果基本一致，其时代相当于晚寒武世—早奥陶世。它可代表蛇绿岩生成的时限。联系到该区堆晶辉长岩中几乎缺少橄榄石，显示出高压岩浆房的矿物组合特征，有别于大洋中脊玄武岩的特征等情况，可以说这里只存在一个慢速扩张的小型洋盆（详后），可视作边缘海盆，弧后或弧前盆地更为合适。结合基性熔岩中单斜辉石的构造环境判别，该蛇绿岩形成于一个慢速扩张的弧前或弧后小洋盆。

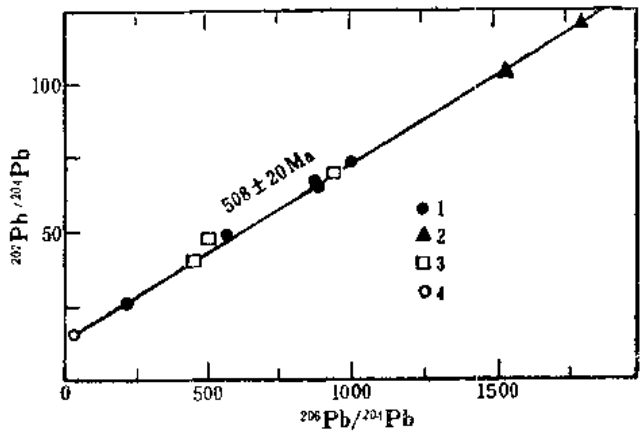


图 2-11 唐巴勒浅色辉长岩中榍石和斜长石的 $^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 图解

Fig. 2-11 $^{207}Pb/^{204}Pb$ vs. $^{206}Pb/^{204}Pb$ diagram for sphene and plagioclase from Tangbale leucogabbro

1—榍石；2—HNO_3 淋滤；3—HCl 淋滤；4—斜长石

应用Sr同位素来研究蛇绿岩的成因是当前一个重要的途径。如果该区所分析的数据可靠，那么从变质橄榄岩的 Sr^{87}/Sr^{86} 为0.70427，和基性熔岩的 Sr^{87}/Sr^{86} 为0.7048，说明它们之间成因上的联系，即基性熔岩（包括堆晶岩部分）是来自上地幔岩的局部熔融产生的岩浆。本区基性熔岩的 Sr^{87}/Sr^{86} 比值又比大洋中脊玄武岩（0.70233—0.70230）、太平洋岛弧玄武岩（0.70355）及弧后盆地拉斑玄武岩（0.70311）的锶初始比要高，其原因可能反映地幔源区 Rb/Sr，Sr^{87}/Sr^{86} 比值的差异；或由于洋壳俯冲，洋壳Sr进入部分熔

❶ 由美国加州大学圣巴巴拉分校地质系测定。

融岩浆；或较老洋壳 Sr 同位素比值本来就高于年青的现代洋壳。结合基性熔岩的三种不同的稀土元素分配模式，它不同于正常扩张洋脊的成因模式，这种现象颇像北大西洋 Reykjanes 脊—冰岛和红海—亚丁湾 Afar 的热地幔柱成因模式。他们认为岩浆来自两个性质不同的地幔区：一个来源于低速层下的原始热地幔柱；一个来源于不相容元素枯竭的低速层。前者的玄武岩具有轻稀土富集 $(La/Sm)_n>1$，并富集大离子亲石元素，即唐巴勒基性熔岩中 $(La/Sm)_n>2$ 的那些玄武岩；后者来源于轻稀土枯竭 $(La/Sm)_n<1$，并枯竭了大离子亲石元素的玄武岩，即相当于唐巴勒基性熔岩中 $(La/Sm)_n<1$ 的那些玄武岩，结合 Sr 同位素研究，其母岩浆分别来自两种性质不同、深度不同的地幔源区。

该区发现的蓝片岩，暗示这一洋盆曾发生过俯冲、聚敛，根据其残留海盆沉积的早志留世粗碎屑岩中含有蛇绿岩组合的矿物及蓝闪石，以及与蛇绿岩的不整合接触关系，其洋盆的闭合时间应在早志留世之前，可能是中晚奥陶世。

（2）玛依勒山蛇绿岩

该蛇绿岩带出露于早奥陶世唐巴勒蛇绿岩带以北，其间被拉巴-布可斯台断裂所隔，北以托里断裂为界。蛇绿岩赋存于中上志留统玛依勒山组中，该组与其上的下、中泥盆统库鲁木迪组呈角度不整合❶。中上志留统玛依勒山组时代是根据在克热克河以西采到笔石、珊瑚和腕足类等化石而定的。最近据新疆地矿局地研所王广瑞告之在蛇绿岩的硅质岩中放射虫鉴定时代为志留纪。这套地层可与苏联阿拉套有化石依据的上志留统进行对比。我们在和角克北见到早、中泥盆统不整合覆盖其上。

玛依勒山蛇绿岩带自北东的尚德布拉克，经那仑索，向西至萨雷诺海以西全长约 60 km，宽约 4—6 km，大致呈北东东、近东西向分布，与区域构造线一致。

剖面介绍

在萨雷诺海岩体东部，主要呈蛇绿混杂体产出。蛇绿混杂体以片状蛇纹岩为基质，其中混杂有蛇绿岩组分的岩块：斜辉辉橄岩、纯橄岩、橄榄岩、辉长岩、基性熔岩、辉绿岩、硅质岩、碧玉岩及铬铁矿；非蛇绿岩组分的岩块有细砂岩、粉砂岩等。这些岩块一般均具棱角，但表面却光滑，有时能见二组以上的擦痕。岩块大小不一，最大的岩块达 150 × 70m，一般常见的为 0.5—30 × 0.2—0.1m。岩块长轴大体与片理方向一致，与片状蛇纹岩接触处无热效应，其具体特征与唐巴勒蛇绿岩相同。在混杂体分布区我们填制了岩块平面分布图，这些岩块在平面上似有一定位置，即接近超基性岩与围岩接触带非蛇绿岩组分的岩块增多，中部则以蛇绿岩中基性杂岩和基性熔岩、硅质岩居多，而靠近岩体处大部分为变质橄榄岩岩块，且片状蛇纹岩强烈揉皱变形。在填图中我们还见到二种以上组分组成的“复合岩块”（图 2-12）。二个蛇绿混杂体之间为类复理石碎屑沉积物，它们向南倒转。

出露于北部玛依勒山、那仑索、尚德布拉克蛇绿岩也可见上述类似情况。玛依勒山蛇绿岩有着与唐巴勒蛇绿岩相同的产出特征。亦呈蛇绿混杂体产出，个别也可见不完整的蛇绿岩冲断岩片，它们皆受断裂控制。在岩石类型上几乎包括了蛇绿岩所有组分，但至今未见辉绿岩墙，所不同的是在蛇绿混杂体中具有一定数量的非蛇绿岩岩块，据其产出特征及其蛇绿岩组分之间的相互关系，同样可认为它们是构造作用的产物，属肢解的蛇绿岩。

---

❶ 1:20 万塔勒艾勒克幅地质图。

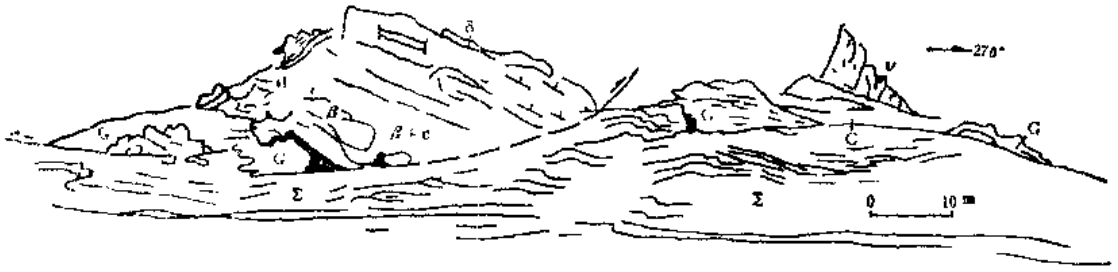


图 2-12 萨雷诺海 Cr 302 矿点西蛇绿混杂体景观素描

Fig. 2-12 Ophiolitic melange sketch map of the western ore body of the Salenouhai Cr 302

Σ—强片理化蛇纹岩；G—异剥辉石岩；ν—辉长岩；δ—闪长岩；β—细粒岩；c—硅质岩

蛇绿岩层序

① 变质橄榄岩

玛依勒山蛇绿岩带共有 33 个岩体（群），总面积 55.2 km^2，以萨雷诺海岩体最大，面积近 22 km^2。

组成的主要岩石以斜辉辉橄岩为主，约占 90%以上，另有少量纯橄岩、橄榄岩或含单辉橄榄岩或二辉橄榄岩及其蚀变岩石（蛇纹岩、碳酸盐-菱镁矿化蛇纹岩）等。岩石普遍蛇纹石化，矿物残晶保留甚少，超基性岩与围岩均为构造接触，可认为是构造侵位体。矿物特征与唐巴勒相同，此不详叙。

与唐巴勒地区的变质橄榄岩一样，几乎所有岩石均遭受糜棱岩化。据萨雷诺海岩体西北部不同岩石的碎斑状含单辉橄榄岩内，碎斑状中粗粒镁橄榄石及微-细粒重结晶镁橄榄石优选方位的研究，前者的滑移体系为(010)〔001〕，其次为（010）〔100〕，类型属高温、中高压型，后者滑移体系主要是（010）〔001〕，次为（100）〔001〕，类型属低温高压型（李金铭等，1985），同样具有上地幔早期塑性流变作用的高温塑性变形及上地幔岩发展晚期的低温变形作用。

该区产出的超基性类岩石均为阿尔卑斯型超基性岩。各类岩石中的 Al_2O_3、CaO 成分比唐巴勒地区的同类岩石稍高，萨雷诺海岩体总成分与我国槽区超基性岩成分相当。

橄榄岩与铬铁矿矿石具相似的稀土分配模式，橄榄岩中的稀土总量为 2.67，$(LREE/HREE)_n \approx 1$，$(La/Sm)_n = 1.18$，$(Ce/Yb)_n = 4.45$，呈平坦型分布，显示地幔岩亏损的稀土分配型式。

过渡金属元素特点与唐巴勒的同类岩石一样，显示出较高的 Cr、Ni 丰度值和较低的 Ti、Mn 值（朱宝清等，1987）。

综上所述，玛依勒山地区的变质橄榄岩具有：a．岩石蚀变较强，主要矿物残晶保留甚少而所测定的主要矿物成分在各岩石类型中大致相同，其岩体总的化学成分相当于槽区超基性岩的平均成分；b．具上地幔条件下高温塑性变形及晚期低温变形；c．具亏损型的稀土元素配分模式，而铬铁矿矿石的图式与其相类似；d．造矿铬尖晶石以铬铁矿为主，铝铬铁矿次之，而附生铬尖晶石在纯橄榄岩与斜辉辉橄岩中略有差别，后者以 Cr^{+3} 高为特征。

② 超镁铁质-镁铁质堆晶岩及浅色岩

该类岩石出露有限，它们常覆于变质橄榄岩之上，在那仑索的特热别依特沟可见以下

岩石类型：由下而上依次为异剥橄榄岩、橄榄辉石岩、异剥辉石岩、含长辉石岩及条带状辉长岩（或辉长辉绿岩）。

在橄榄辉石岩中可见两个世代的橄榄石，较早的橄榄石常被单斜辉石包裹，自形粒度较细，边缘还可见熔融现象，而晚期的橄榄石粒度较粗，半自形-它形，与单斜辉石同时结晶，且具压折条带，经电子探针测定两种橄榄石的牌号大致相同，属贵橄榄石，显然比变质橄榄石 Fa 值高。矿物结晶顺序为：

Ol＋Cpx（普通辉石或顽火辉石）→Ol＋Cpx→Opx→Sp。

岩石中的铬尖晶石呈它形，主要见于第二世代的橄榄石的集中部位，在部分铬尖晶石的颗粒边缘可见自形较好的重结晶橄榄石。

除上述主要的岩石类型外，还有少量的角闪辉长岩，呈细粒均粒结构，变余辉长结构或局部可见嵌晶含长结构。

上述各类岩石中 $MgO/MgO+(FeO)$ 平均值大约在 0.7 左右，其中橄榄辉石岩、单辉橄榄岩平均可达 0.75 而辉长岩最高为 0.63，最低则为 0.34。辉长岩中 SiO_2 在 44—65%间，MgO2.04—10.31%变化较大，总的来看与唐巴勒地区同类岩石相比低 Mg，高Si。但辉长岩的五个平均化学成分投入 Coleman 提供的镁铁质堆晶岩区间，异剥辉石岩、单辉橄榄岩均投入超镁铁质堆晶岩区。若将辉长岩投入 SiO_2-Na_2O+K_2O关系图中同样存在碱性系列和亚碱性系列，从总体看岩石中的 K_2O+Na_2O 含量要比唐巴勒地区的同类岩石中的 K_2O+Na_2O 含量要低。

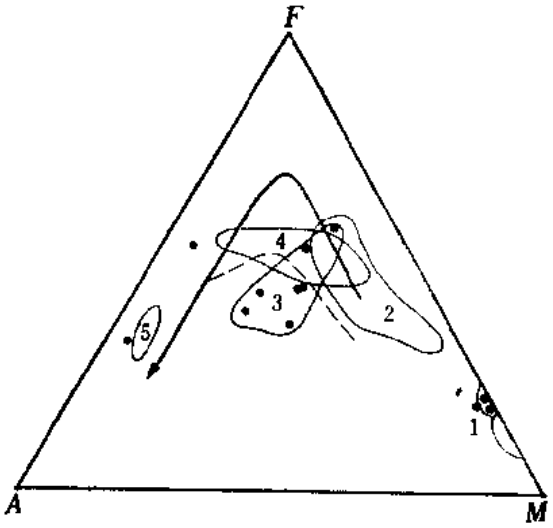


图 2-13 玛依勒蛇绿岩*FMA*图解

Fig. 2-13 *FMA* diagram of the Mayile ophiolite

1—超镁铁质堆晶岩（空白区示变质超基性岩）；2—辉长岩；3—辉绿岩；4—基性熔岩；5—角斑岩；（圈外黑点示浅色岩）虚线为拉斑玄武岩与碱性玄武岩系；箭头为拉斑玄武岩分异趋势

在此带仅取三个样品（二个辉长岩，一个异剥橄榄岩）。辉长岩的ΣREE 平均值18.06 ppm，而异剥橄榄岩的ΣREE 为 3.34，它们显示出比前述变质橄榄岩的 ΣREE 要高。前者的 $(L/H)_N$ 平均为≈1，$(La/Sm)_N$ 0.79，Y/Nd 2.32，后者 $(L/H)_N$ 0.65，$(La/Sm)_N$ 0.86，Y/Nd 0.94，但二个辉长岩的稀土总量相差近十倍，且显示其不同的稀土元素分配图式，一个样品明显具 Eu 的正异常，其分配模式大致与 Coleman，提供的镁铁质堆晶辉长岩的图式相似，所不同的是后者的轻稀土含量低于前者；另一图式则为平坦型，Eu 异常不显（Eu/Eu*0.96）。而堆晶超镁铁质异剥橄榄岩的稀土元素分配图式居于辉长岩之下，呈亏损型，Eu 异常不显（Eu/Eu*0.62），这正与岩石中未见长石矿物相一致，而显示 Tb 正异常，又正与辉绿岩、基性熔岩中显示的 Tb 负异常对应，上述变化正可说明它们之间成因上的联系。所采集的铬铁矿石的稀土元素，分配图式上与上述堆晶岩之间也具一致性，这说明铬铁矿的形成与产生堆晶岩的条件有相似之处，至少有一部分矿体是由早期结晶分离作用形成的。

过渡金属元素特点是：辉长岩、辉石岩、异剥橄榄岩的分配模式相似，其中 Ni、Co

的丰值由低→高，Ti 的丰值则由高→低。

浅色岩计有斜长花岗岩、钾长花闪岩、石英闪长岩、闪长玢岩等，斜长花岗岩仅见于萨雷诺海南岩体北缘的蛇绿混杂体中，其它岩石也不多见，仅在那仑索、玛依勒山等地可见。萨雷诺海、那仑索地区的石英闪长岩和闪长岩中的斜长石，经电子探针测定分别为 *Ab* 11，*An* 0.47，*Or* 95.108，*Ab* 95.101，*An* 4.79，*Or* 176，均为钠长石，前者含较高的 *Or* 分子。

岩石中 K_2O/K_2O+Na_2O值，斜长花岗岩为0.29，它远远大于大洋斜长花岗岩的比值（0.05），其它岩石一般在0.26—0.24间，除斜长花岗岩中SiO_2的含量为74.21%外，其它岩石均小于55%，TiO_2 含量在 1.2—0.35%之间，Al_2O_3 为 15%，K_2O+Na_2O 的含量在 7—8% 间。过渡金属元素特征大致与堆晶岩相似，Ti 较高，Co、Ni 值几乎为零。

③ 辉绿岩

仅在蛇绿混杂体中呈构造岩块产出，且已异剥钙榴岩化。岩石类型有：辉绿岩、含石英辉绿岩及次火山相的辉绿玢岩。

主要矿物成分：单斜辉石 TiO_2 较高，MgO 在14—15%，*En* 43.77—38.8，*Fs* 14.3—15.4，*Wo* 11.9—45.7 属透辉石-普通辉石，斜长石 Na_2O 12.459%，K_2O 0.177%，CaO 0.451% 电针测定 *Ab* 98.01，*An* 1.4，*Or* 0.2 属钠长石，蚀变较轻的斜长石：*Ab* 78.01，*An* 19.61，*Or* 2.36 属更长石。

岩石中 MgO/MgO+(FeO) 均在0.35—0.46之间，其样品同跨碱性、亚碱性系列（图 2-8）与国外同类岩石相比具相同的 K_2O，MgO，(FeO) 含量，但 Na_2O 偏高，可能与蚀变有关。

④ 中基性熔岩

该类岩石常组成蛇绿岩套的上部单元，有时具枕状构造，大多数为块状构造，岩石类型以细碧岩类为主，角斑岩和安山岩次之。

主要矿物成分，单斜辉石经电子探针测定：*En* 33—46，*Fs* 15—18，*Wo* 34—42.5 属透辉石-普通辉石，与辉长岩，辉绿岩中的单斜辉石成分相当。斜长石经弗氏台测定：*An* 9.5—5.5，电子探针测定：*Ab* 97.65，*An* 1.64，*Or* 0.72 属钠长石，细碧玢岩中斜长石斑晶，经电子探针测得：*Ab* 98.6，*An* 1.07，*Or* 0.33，为钠长石。

经 CIPW 标准矿物计算，细碧岩中绝大部分含有标准矿物紫苏辉石，有的还含有石英或橄榄石，仅有二个样品中出现标准矿物霞石，显示与唐巴勒基性熔岩相类似的演化趋势。

该类岩石属于亚碱性系中的拉斑玄武岩和岛弧玄武岩（角斑岩样品），有小部分属碱性系列的岩石。详细对比后发现，基性熔岩中 K_2O，Na_2O 含量比唐巴勒同类岩石要低，而 Al_2O_3，P_2O_5，CaO 的含量更接近大洋拉斑玄武岩。

稀土元素特征与唐巴勒熔岩一样也显示三种类型：

第一类型：平坦-亏损型，$(L/H)_N$ 0.75—0.95 $(La/Sm)_N$ 0.95—1.30 Y/Nd 2.46—2.88，Y的丰度值为 24—40.4 ppm，接近大洋中脊玄武岩中Y的丰度值，岩石中含钾量低 0.28—0.55%，它们相当于N型玄武岩，仅 ΣREE 大于科尔曼提供的大洋中脊玄武岩的总量；

第二类型：富集型，$1<(L/H)_N<2$，ΣREE 61—141.4 ppm，Y/Nd 1.15—1.75，Y

值为 25 ppm，它们相当于 P 型玄武岩。

第三类型：强富集型，$(L/H)_N>2$—4，ΣREE 100—201.3，Y/Nd<1，$(Ce/Yb)_N$ 3.64—5.55，$(La/Sm)_N$ 2.20—2.68，岩石中含钾量为 1.3—1.5%（K_2O）似应属“碱性玄武岩”。

稀土元素中重稀土分馏不明显，Eu 的异常除在第一类型中见有不太明显的负异常外，其余均为正异常，其曲线相互交错表明了动态熔融和高热流扩张中心的特征。

⑤ 其它岩类

玛依勒山蛇绿岩中也有一定数量的火山碎屑岩，它们常夹于中基性熔岩中或其间夹有硅质岩。火山碎屑岩以凝灰岩为主，由岩屑、晶屑和火山灰组成，前二者占30—20%。硅质岩常产于蛇绿岩剖面最上部，成层好，但厚度不大，常与碧玉岩共生，在紫红色硅质岩中含有放射虫化石。

综合讨论

前已提及，对该区基性熔岩的主要元素及某些特征值研究，表明岩石大部分属大洋拉斑玄武岩，但由于岩石中普遍的钠长石化，使岩石中 Na_2O 含量增加，故仍有少部分样品属碱性系列，这与稀土元素得出的结果一样，说明基性熔岩的成分变化是客观存在的，结合野外地质事实：岩浆房不发育、堆晶岩的矿物组合不具有特提斯型洋脊下低压岩浆房组合、而 Al_2O_3/TiO_2 比值较低，说明在岩浆房中岩浆分异程度较低及至今尚未发现辉绿岩岩墙等，似也应有别于典型洋脊之下低压岩浆房的大洋盆，现虽无具体数据说明产生玛依勒蛇绿岩洋盆的规模，但尚可推测它也应类似于唐巴勒有限洋盆，只不过它是继南部唐巴勒地区小洋盆闭合后，在早志留世残留海盆沉积的基础上拉张的。结合现有 Sr 同位素资料，三个细碧岩的 Sr^{87}/Sr^{86} 比值分别为 0.70689，0.70743 及 0.70908，平均值为 0.708，此数据远比洋脊玄武岩、洋岛玄武岩及弧后盆地玄武岩的要高，其形成环境同样有别于正常扩张脊的产物，参考熔岩三种类型稀土元素配分特征，玄武岩的母岩浆应同样来自两种不同性质、不同深度的源区。它的形成环境也应与唐巴勒蛇绿岩相同。蛇绿岩形成时代上限为中晚志留世，据其上覆下、中泥盆统和中上志留统的不整合接触[1]，形成玛依勒山蛇绿岩的有限洋盆应是在早中泥盆世之前闭合，而闭合形式也与唐巴勒地区一样，通过向南俯冲消减来完成的。

（3）洪古勒楞蛇绿岩带

位于达拉布特断裂带东北端的布克赛尔县一带。有关蛇绿岩的资料不多，参考近年来科研专题研究（张弛 1981、白文吉等 1986、冯益民 1989）我们于 1988 年对该区的蛇绿岩进行了短期考察。

区内出露最老地层是沙尔布尔提山一带的中奥陶统布鲁克其组的安山质火山岩建造，据白文吉等报导（1988），在布鲁克其一带富含化石的中奥陶统布鲁克其组整合于该蛇绿岩上部的熔结凝灰岩之上，而上奥陶统布龙果尔组为海沟相滑混堆积（Olistostrome），其特征是在深海-半深海相的杂色页岩基质中夹有生物灰岩和砾岩的岩块，生物灰岩中含有晚奥陶世晚期的床板珊瑚：*Plasmoporella* sp.，*Acdalopora* sp.，*Taeniolites* sp.，及 *Parastelipoerlla* sp.，（据 1:20 万托斯特幅地质图），此外在这种滑混堆积中还发现有超

---

[1] 朱宝清等，1983，新疆西准噶尔中奥陶世蛇绿岩特征和成因。

基性岩、中基性火山岩、放射虫硅质岩及浊积岩等碎块，其上与下志留统呈连续沉积，其下与中奥陶统未见直接接触，可见厚度 296 米。据此我们推想：a．在晚奥陶世以前可能发生过洋壳的消减作用；b．中奥陶统整合在蛇绿岩上部层位之上，说明二者具内在的联系。志留纪和早泥盆世主要是海相火山碎屑岩建造，属残留海盆沉积，中晚泥盆世的海陆交互相沉积，说明残留海盆渐趋愈合。

剖面介绍

剖面横切洪古勒楞Ⅱ号岩体东段和西段（图 2-14）

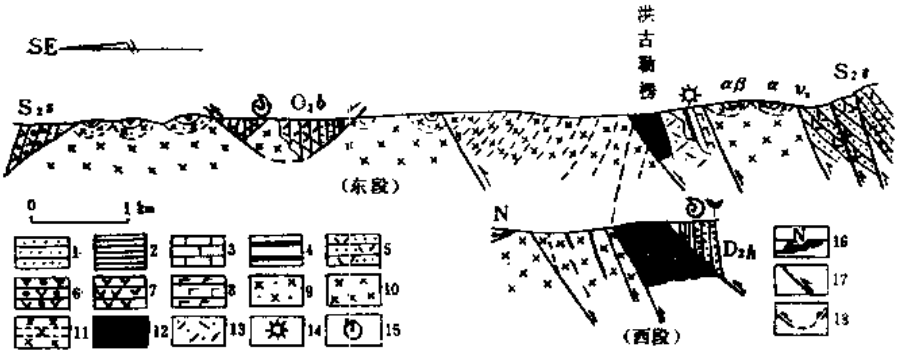


图 2-14 横切洪古勒楞Ⅱ号岩体东段和西段的蛇绿岩剖面

Fig. 2-14 Geological section across the east and west segments of the Ⅱ body of the Horgguleleng ophiolite

1—砂岩；2—页岩；3—灰岩；4—硅质岩；5—凝灰质砂岩；6—安山质火山砾岩；7—安山岩；8—玄武岩；9—辉绿玢岩；10—辉长辉绿岩；11—以橄长岩为主，夹有辉石岩及辉长岩的堆晶岩；12—超基性岩；13—石英斑岩；14—放射虫产地；15—化石产地；16—新第三系砂砾岩；17—冲断层；18—推覆面

α—安山岩；β—安山玄武岩；ν_x—辉绿玢岩；

O_1b—中奥陶统布鲁克其组；S_2s—中志留统沙尔布尔提山组；D_2h—中泥盆统洪古勒楞组

岩体东段，自北而南依次出现中志留统沙尔布尔提山组的安山质火山碎屑岩，其本身呈一系列冲断岩片逆冲于洪古勒楞蛇绿岩之上。南是洪古勒楞蛇绿岩的主体，南端出露大量的辉长辉绿岩，其间有中奥陶统布鲁克其组的巨大岩块，在岩块与辉长辉绿岩接触处常具有磨碎的糜棱物质和安山岩、灰岩及辉长辉绿岩等构造岩块组成的混杂体。火成堆晶岩逆冲于块状辉长辉绿岩之上，在超基性岩中可见后期石英斑岩的贯入。堆晶岩中的纯橄岩、单辉橄榄岩出露在北部，向南侧主要是橄长岩和少量辉石岩及辉长岩。堆晶岩层理为倾向南东，倾角 60°，西段为一倒转的蛇绿岩序列，本身组成三个构造岩片。中泥盆统洪古勒楞组逆冲于超基性岩之上，后者又逆冲于堆晶岩之上，堆晶岩又逆冲于块状辉长辉绿岩之上，因此在各单元接触处均可见到极为强烈的糜棱岩化，影响范围在 50—100m，超基性岩因受其影响变质成硅化、碳酸盐化及糜棱岩化。

蛇绿岩层序

① 变质橄榄岩

主体为斜辉辉橄岩。主要矿物成分：橄榄石 Fo 89.5—92.5 成分较稳定，属镁橄榄石；斜方辉石 En 74—92 变化范围较大。

② 超镁铁质-镁铁质堆晶岩及其它岩类

该堆晶岩由含长纯橄岩、橄长岩、橄榄辉长岩、辉石岩、辉长岩组成。主要矿物成

分：含长纯橄岩中橄榄石 Fo 86—91，比变质橄榄岩中橄榄石含镁量低；橄长岩中橄榄石 Fo 83—89，斜长石 An 65—89。该类岩石可按斜长石的含量分为暗色和浅色二类，堆晶层理清晰。橄榄辉长岩常与橄长岩过渡且以单斜辉石的含量多少而变化，主要矿物成分与橄长岩相当，橄榄石 Fo 81—90，单斜辉石 En 40—52，斜方辉石 En 80，斜长石 An 28—78，范围较宽。堆晶岩中的矿物结晶顺序大致为：橄榄石→斜长石→单斜辉石和少量的斜方辉石。各主要矿物成分存在差异：橄榄石由镁橄榄石向贵橄榄石演化（Fo 趋于减小），单斜辉石由下向上其 En 值由低变高，而斜方辉石 En 则由高变低。斜长石的成分变化较大（An 值从 29→92）。

③ 火山岩

主要是安山岩类，计有辉石角闪安山岩、安山玄武岩及其同质的火山碎屑岩，据报导还有凝灰质玄武-安山熔岩。

洪古勒楞地区的变质橄榄岩和超镁铁质堆晶岩的岩石化学成分由于后者斜长石中的钙长石分子较高，故在总体上无明显变化。稀土元素配分型式见图2-15，明显的Eu正异常，稀土总量由含长纯橄岩→斜辉辉橄岩→含长辉石岩→橄长岩而递增（ΣREE分别为1.05ppm，2.61ppm，4.02ppm，6.54ppm）。各条配分曲线型式相同，说明它们的同源性。

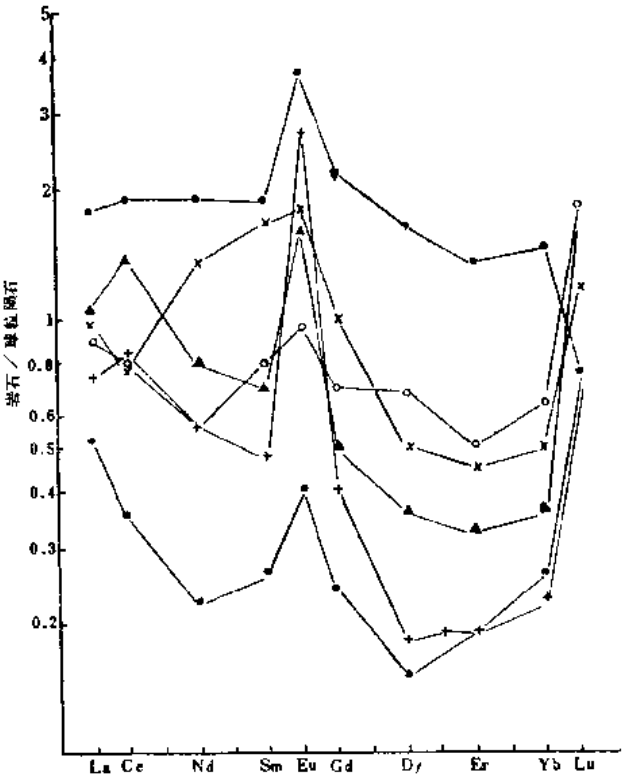


图 2-15 洪古勒楞超镁铁质岩REE配分曲线模式

Fig. 2-15 REE distribution pattern of ultramafic rocks from the Hongguleleng ophiolite

洪古勒楞蛇绿岩中的中基性熔岩，辉绿岩、辉长岩、辉石岩及其橄长岩在硅碱关系图上，具有较好的线性关系也同样可说明它们是同源的产物（冯益民，1987）。在稀土元素特征上本区的基性熔岩显示了较典型的岛弧型火山岩的稀土元素配分型式，曲线表现单调的下降，Eu 异常不明显，$(Ce/Yb)_N$=1.96—4.72，辉绿岩的配分曲线从 Gd→Ln 与安山岩类变化图型一致，但位置居于安山岩之上，均为富集型，同样可说明它们系同源岩浆的不同阶段的产物。

形成时代

洪古勒楞蛇绿岩的形成时代至今尚有争议，以往我们据其区域地层接触关系，结合达拉布特蛇绿岩的侵位和形成时代认为属华力西期。白文吉等（1988），曾在穿切蛇绿岩的角闪安山玢岩中对角闪石的 K-Ar 同位素年龄测定为 400—420 Ma。考虑到向东加波萨尔一带的奥陶纪火山岩及其凝灰岩和相伴的浅海相生物灰岩，它可能代表拉张洋盆前期初始洋盆的火山-复理石建造，我们把该蛇绿岩的时代暂归奥陶纪。

2．早、中华力西期蛇绿岩

早、中泥盆世是新疆北部最重要的地壳拉张时期，也是西伯利亚板块和哈萨克斯坦板块并合的重要时期。该期沿东西准噶尔的有限拉张所形成的“准噶尔洋盆”经历了发生、发展和封闭的全过程，这个洋盆向西与苏联斋桑相连，向东则可能与蒙古南部华力西洋盆相连，它北邻阿尔泰地块，南邻“泛准噶尔地块”的南部。这个洋盆的闭合在中泥盆世，而上述两大板块的焊接则发生在早石炭世末至中石炭世残留海盆的闭合期。其结果在两大板块之间出露了新疆北部规模最大的一条蛇绿岩带，即达拉布特-卡拉麦里蛇绿岩带。据西准噶尔达拉布特蛇绿岩和东准噶尔卡拉麦里蛇绿岩的形成时代、围岩与蛇绿岩的接触关系及其沉积建造特征，已足以证明，在晚古生代，这两条蛇绿岩是彼此相连的。其北的阿尔曼太—扎河坝蛇绿岩其形成时代与之同时或稍晚，为弧后盆地型蛇绿岩。

（1）达拉布特-卡拉麦里蛇绿岩带

这条蛇绿岩以往都认为形成于石炭纪，经研究，达拉布特蛇绿岩据其上部洋壳中所夹的放射虫硅质岩中所含放射虫：*Tetrentactinia* cf. *burgsphaera* Fovemen, *Cenosphaera Hiliodiscus* sp., *Conodicus* sp. 时代为中泥盆世；薄层灰岩（或透镜体）中产：*Favosites* sp., *Pachyfavosites* sp., 及 *Phacellophyllum* sp. 等属早中泥盆世，但 *Favosites* sp., 分布时代为 O_2^3—O_3（以 S—D_1 为主），（林宝玉等，1988）而 *Pachyfavosites* sp., 则集中于晚志留世—中泥盆世，综合考虑该蛇绿岩的形成时代应为早泥盆世—中泥盆世早期为宜。而东准噶尔卡拉麦里蛇绿岩的时代以往也认为是石炭纪，根据我们野外工作证实蛇绿岩被下石炭统南明水组不整合覆盖，且在不整合面之上的地层中首次发现纳缪尔斯G带菊石化石：*Gastriocerus* sp., *Eoasianmiles* sp.,❶ 并在上部洋壳的硅质岩中发现大量微古生物化石（李锦轶等，1988），除放射虫外，尚有较高级的疑源类，软舌螺以及小壳类，其时代不晚于早泥盆世❷，结合以往辉长岩 K-Ar 同位素年龄 388—392 Ma（新疆地矿局第一区调大队，1987）故其时代与上述达拉布特蛇绿岩相同，下面分别描述各蛇绿岩特征。

达拉布特蛇绿岩

出露范围东起木哈塔依，向西南经萨尔托海，达拉布特，科果拉、坎土拜克及其苏鲁乔克以西的巴尔雷克一带，东端隐伏于白杨河谷，西端被阿克巴斯套花岗岩所截，全长70 km，最宽处在萨尔托海，约 5—8 km，大致呈北东—北西西向延伸，另外其北大棍、其南白碱滩亦有零星出露。

剖面介绍（图 2-16）

蛇绿岩在剖面上分三段产出。大棍沿推覆构造面仅出露少量的碳酸盐化超基性岩，大量出露有枕状熔岩、块状熔岩及紫红色硅质岩，整体构成了一个巨大蛇绿岩构造岩块。它推覆到石炭纪陆源碎屑岩之上，在构造岩块内可见一系列高角度的冲断面，呈叠瓦状排列。萨尔托海段是蛇绿岩出露最全的一段，在整体上也是一个推覆构造，可见一系列高角度的逆冲断层呈叠瓦状排列。在变质橄榄岩之北可见一段相当宽的蛇绿混杂体（约1500 m），基质为绿片岩或蛇纹片岩，其中卷入有辉长辉绿岩、硅质岩、凝灰岩等，岩块突出地表。这些岩块与围岩的接触处可见强烈揉皱的片理、片理围绕岩块。另外在该变质橄榄岩体中夹有类似野复理石的砾岩构造岩块。鲸鱼段主要出露含铬的超基性岩，经钻探证实该岩体

❶ 地质研究所盛怀斌鉴定。

❷ 地质研究所王乃文鉴定。

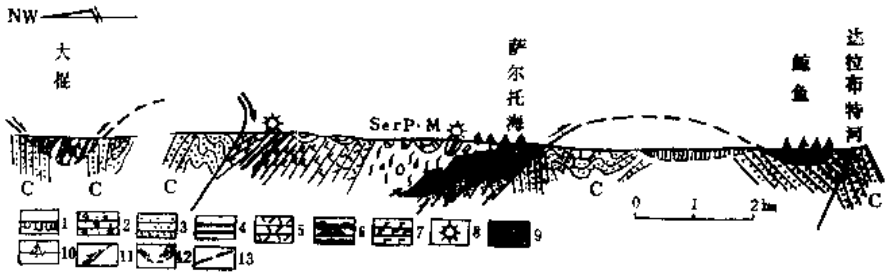


图 2-16 大棍—达拉布特蛇绿岩剖面

Fig 2-16 Geological profile of ophiolite from Dagun to Darbut

1—第四系；2—砂砾岩；3—砂岩；4—硅质岩；5—凝灰岩；6—枕状熔岩；7—块状熔岩（细碧岩）；8—放射虫标本点；9—超基性岩；10—钻孔；11—断层；12—推覆面；13—达拉布特大断裂；Serp. M.—蛇绿混杂体；C—石炭系

是无根的。岩体与石炭纪碎屑沉积呈构造接触，实际是一外来体。在达拉布特河谷北西侧出露的是发育良好的蛇绿混杂体，其特征与前述类同。

蛇绿岩层序

① 变质橄榄岩

包括萨尔托海、鲸鱼、达拉布特、科果拉、坎土拜克、苏鲁乔克诸岩体，出露面积50.35 km²，以萨尔托海岩体规模最大，面积19.4 km²。

主要岩石类型有：斜辉辉橄岩或斜辉橄榄岩、二辉橄榄岩（或含单辉斜辉橄岩）或少量纯橄岩等。前两类岩石约占90%。岩石蚀变较强，原生矿物保留甚少，仅在萨尔托海岩体以西的苏鲁乔克、阿克巴斯套出露较新鲜的岩石。

斜辉辉橄岩与斜辉橄榄岩仅以斜方辉石（绢石）的含量多少而区别。主要矿物橄榄石*Fo*90—91，为镁橄榄石。产于造矿铬尖晶石中的橄榄石*Fo*95，也为镁橄榄石。

斜方辉石*En* 86—89，*Fs* 6—7，*Wo* 4—6 属顽火辉石-古铜辉石，萨尔托海岩体斜辉辉橄岩中铬铁矿中的斜方辉石*En* 93、*Fs* 5.7、*Wo* 0.80。

二辉橄榄岩，据师占义等（1985）研究，认为达拉布特超基性岩中的二辉橄榄岩呈北东向展布，据其矿物组成和含量可分为两个岩石类型，即尖晶石二辉橄榄岩和含单辉橄榄岩。岩石结构有碎斑结构和粗粒结构，前者见于尖晶石二辉橄榄岩，后者见于含单辉橄榄岩。岩石表面可见到粗大的辉石和橄榄石“粒状体”略具定向排列，辉石解理面上呈“V”形扭折或阶梯状多级扭折。岩石具上地幔条件下的塑性形变，固溶体分解出溶，部分熔融和再晶交代。代表原生结构的粗粒镁橄榄石，具高温塑性形变，而重结晶的细粒镁橄榄石出现（100)[001]相应的低温类型，代表上地幔发展晚期的变形作用（肖序常，1984）。

主要组成矿物：橄榄石*Fo* 91.3—91.6，属镁橄榄石；含铬透辉石*En* 53.5—56.92，*Fs* 3.2—4.6；斜方辉石*En* 86—87，*Fs* 10.3—8.7，*Wo* 3.2—3.7，与唐巴勒、玛依勒山地区的斜方辉石相比，其中钙、铝组分增高。

斜辉辉橄岩或斜辉橄榄岩、纯橄岩均投入阿尔卑斯型超基性岩区内(王懿基等,1982)，但其岩石化学与唐巴勒、萨雷诺海岩体的同类岩石比较，具高Al_2O_3，CaO的含量。纯橄岩的化学成分与青海玉石沟岩体中的纯橄岩相当，斜辉辉橄岩则与西藏罗布萨岩体中同类岩石相当。需提及的是岩石中CaO含量相当于哈里斯提出的其可熔组分没有经过或只经有限耗竭的地幔物质成分，但Al_2O_3的含量低于上述地幔物质成分。据此，我们可以说该

岩体的各类岩石组分的部分熔融程度比其它诸岩体的同岩石要低。

② 基性及超镁铁杂岩和浅色岩

包括超镁铁质-镁铁质堆晶岩：长橄岩（仅在西部的阿克巴斯套）、橄长岩和堆晶辉长岩及少量橄榄辉长岩、辉石岩、含长辉石岩，另外在蛇绿混杂体中呈岩块产出的斜长花岗岩、闪长岩等。组成上述各类岩石的主要矿物成分：橄榄石 *Fo* 89—85 属贵橄榄石，长橄岩中橄榄石 *Fo* 83.6—89.2，亦属贵橄榄石，显然与上述变质橄榄岩中的橄榄石成分不同；单斜辉石：橄长岩中 $Ng=1.67$，$Nm=1.675$，$Np=1.65$，$C\wedge Ng=42°$ 为透辉石，长橄岩中的单斜辉石 *En* 63.737，*Fs* 5.76，*Wo* 30.4，与辉石岩中的单斜辉石略有区别，*En* 明显增高，*Wo* 则降低；斜方辉石：在长橄岩中 *En* 88.2，*Fs* 7—9，*Wo* 3.8 为顽火辉石，辉石岩中的斜方辉石 *En* 85.2，*Fs* 10.6，*Wo* 4.2，两者成分基本相同；长石：长橄岩中 *An* 96.55 属钙长石，而辉长岩中长石 $An=40$。据其矿物组合类似“低压岩浆房”矿物组合。

上述岩石的岩石化学成分与国外同类岩石相比主要氧化物含量相接近，但 SiO_2 含量高出 10% 左右，$MgO/MgO+(FeO)$ 比值从橄长岩→辉石岩→辉长岩→斜长花岗岩具递减趋势，在有关图解中，超镁铁质岩与变质橄榄岩靠近，而与辉长岩之间存在一个间隔，成分上与辉绿岩相重叠。在洛多奇尼科夫的七组分（MgO、FeO、K_2O、Na_2O、CaO、TiO_2、SiO_2）图解（图2-17）上，上述各类岩石大致沿互补线分布，揭示其成因上的联系。

斜长花岗岩中 K_2O/K_2O+Na_2O 值与大洋斜长花岗岩的比值接近，有关图解中落入

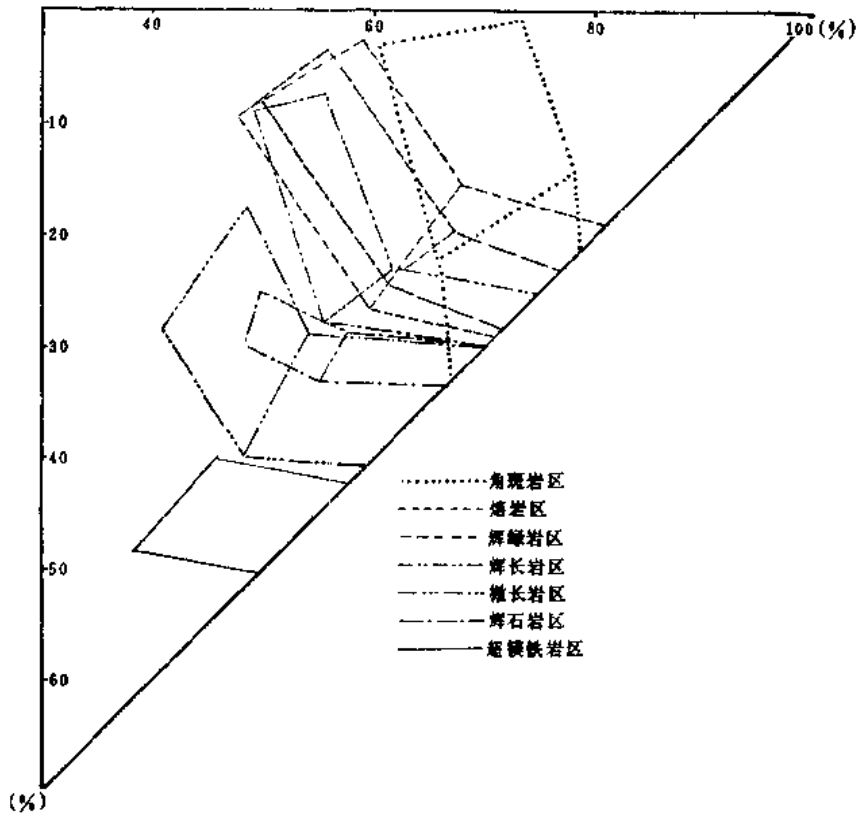


图 2-17 达拉布特蛇绿岩组合七组分图解

Fig. 2-17 Correlation diagram of seven components of the Darbut ophiolite

大洋斜长花岗岩区间。

稀土元素的特征是从橄长岩→辉石岩→辉长岩，稀土总量分别是 15.44 ppm、67.21 ppm、88.73 ppm，显示递增趋势，因此稀土元素配分曲线也相应下部—中部—上部。橄长岩出现Eu正异常，而辉石岩Eu异常不明显（图 2-18），值得一提的是两条辉长岩曲线从 Ce 开始至 Er，显示其相反的稀土配分型式，且相互对应，一条为平坦型，另一为富集型，其稀土总量相差一倍，推测本区可能存在高压和低压两种岩浆房。

③ 辉绿岩及中基性熔岩

辉绿岩包括石英（角闪石）辉绿岩和辉绿岩，以前者为主，主要矿物成分：单斜辉石 $2V=54°—60°$，$C\wedge Ng=36°—44°$ 为透辉石；斜长石经弗氏台测定 $An<10$，X射线粉晶分析测定 $An=5—10$ 间和普遍角闪石。至今尚未发现较大规模的辉绿岩岩墙，大都在蛇绿混杂体中呈构造岩块，且已异剥钙榴岩化。辉绿岩岩石化学特征与唐巴勒相似，在图2-8中大部分落入亚碱性系列，但也有个别的是落入碱性系列区，岩石中的 K_2O，Na_2O 含量比唐巴勒、玛依勒山的同类岩石要低。

中基性熔岩包括细碧岩类（枕状熔岩、球粒玄武岩）及少量的安山玄武岩和角斑岩，主要矿物成分：单斜辉石为普通辉石 En 41—46，Fs 15—18，Wo 34—42，所有长石的 An 均在 3—7 之间，可能与岩石中的蚀变有关。岩石化学特征按唐巴勒地区采用的处理方法在图 2-19 中大部分样品为亚碱性系列的大洋拉斑玄武岩，但仍有个别点落入碱性系列区间，这些岩石大都出露在大棍以南和鲸鱼以北及库朗库朵克地区。若将样品进行Q型聚类分析，选用SiO_2，TiO_2，Al_2O_3(FeO)，MgO，CaO，K_2O，Na_2O，P_2O_5等九种主要组分为变量，统计结果如图 2-20。达拉布特地区的中基性熔岩以亚碱性系列为主（占总样数的 60—70%），偏碱性的岩石次之（侯世军等，1986）。岩石中 K_2O，Na_2O 含量比唐巴勒、玛依勒山地区的同类岩石要低得多。Al_2O_3/TiO_2，TiO_2/P_2O_5，CaO/TiO_2 的比值大多数样品接近大洋中脊玄武岩的比值。

达布拉特地区蛇绿岩的稀土元素特征与前述二地区一样也可分为三种类型：

第一类型：亏损型 $(L/H)_N<1$，其稀土元素总量接近大洋中脊玄武岩的丰度值。Ce 负异常。$(La/Sm)_N$在 0.79—1.30 之间，Y/Nd 为 2.23—2.76，Y 值为 19—23 接近洋脊玄武岩的值，应属N型玄武岩。

第二类型：富集型 $(L/H)_N$在 1.16—2.23 间，ΣREE 约 100 ppm，Y/Nd 1.09—1.89，Y 值在 35 ppm 左右，Eu 正异常，应归P型（或T型）玄武岩。

第三类型：强富集型 (L/H) 3.61，Y/Nd＜1 (0.63—0.75)，$(La/Sm)_N$ 3.27—3.5，$(Ce/Yb)_N$ 6.36—7.42 似应属碱性玄武岩。

稀土元素分配模式仍表示出高热流的动态熔融，需要指出的是，该区基性熔岩的稀土元素丰度低于前述二地区的同类岩石，而以第一类型为主。

在达拉布特地区的变辉长岩块体中，也发现蓝片岩相矿物组合，它可能代表这一洋盆俯冲、聚合的产物。

卡拉麦里蛇绿岩

出露于东准噶尔卡拉麦里断裂北侧，呈北西西向断续延伸，长 120 km，宽 10—20 km。向西与西准噶尔达拉布特蛇绿岩相连，其间被准噶尔盆地所隔，向东可能沿莫钦乌拉北坡进入蒙古人民共和国境内。

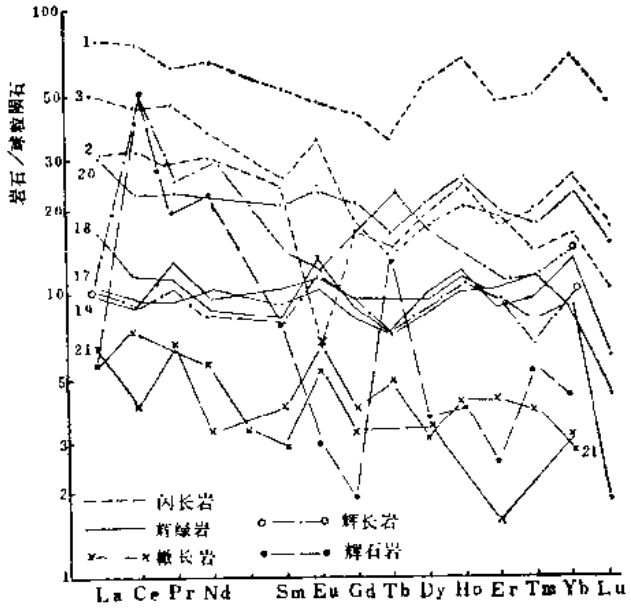


图 2-18 达拉布特蛇绿岩中基性-超基性杂岩REE配分曲线

Fig. 2-18 REE distribution pattern of the Darbut ophiolite

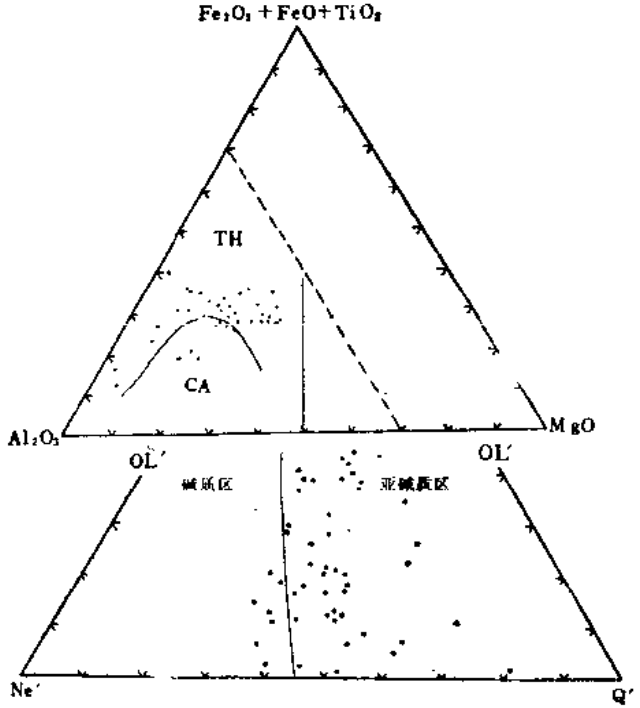


图 2-19 达拉布特火山岩判别图解

Fig 2-19 Discriminant diagram of volcanic rocks in Darbut

TH—拉斑玄武岩；CA—钙碱性火山岩

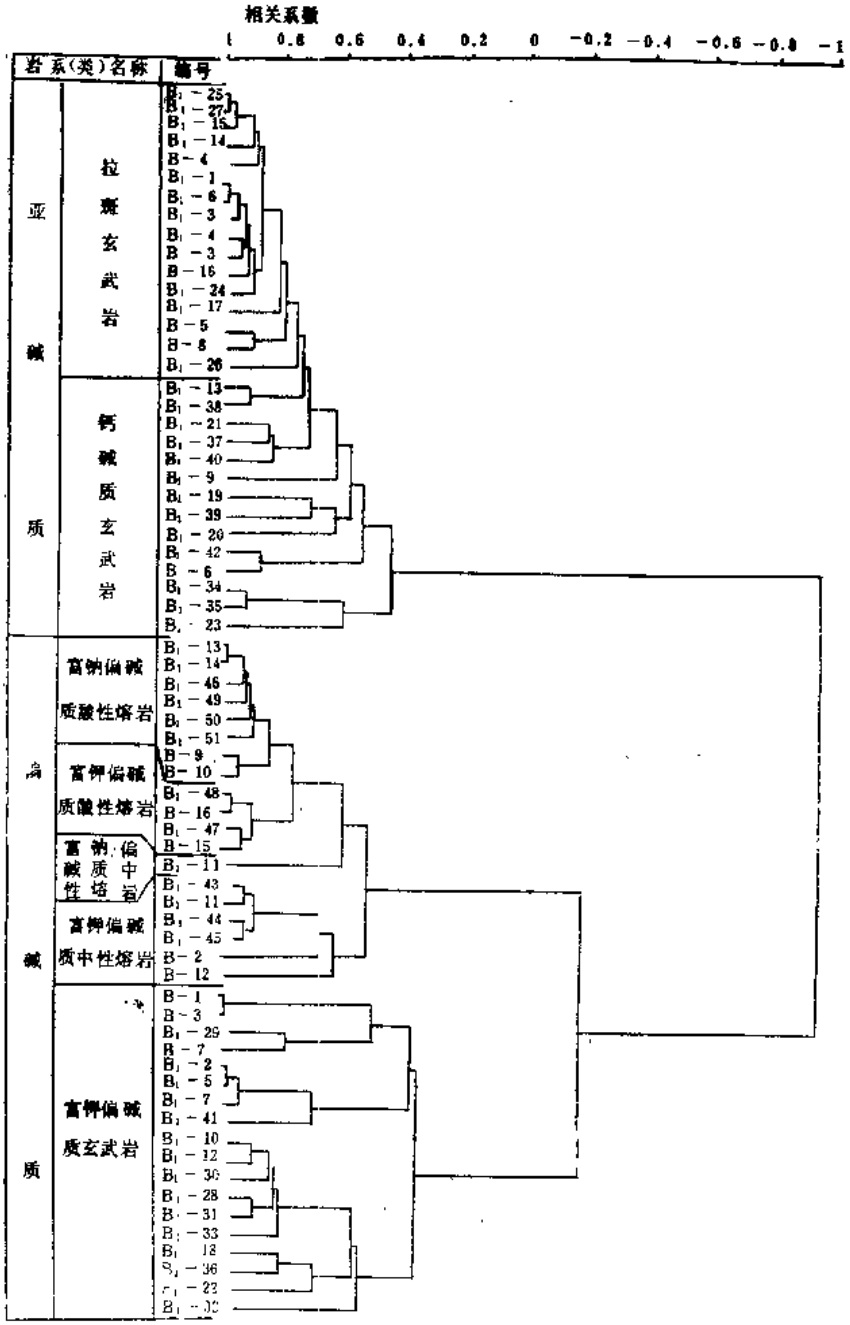


图 2-20 达拉布特岩带基性熔岩化学成分Q型聚类分析谱系图

Fig. 2-20 Pedigree chart of Q-type assembling analysis in the chemical composition of the Darbut ophiolitic lava

B_1—各号为达拉布特岩带基性熔岩样品；B—各号为国内外基性熔岩及现代洋壳各类玄武岩样品

该蛇绿岩的研究资料甚多（蔡文俊，1986；李春昱等，1982）。我们于1986，1987先后二次对该区进行深入系统的研究，在此期间，李锦轶等（1988，1990）以“新疆东准噶尔卡拉麦里地区古生代板块构造研究”为题，对蛇绿岩的时代、岩石组合及地球化学特点等进行了深入的研究。

卡拉麦里蛇绿岩带与达拉布特蛇绿岩带大体同期，同形成于统一的准噶尔洋，因此很

多方面都具有相似的特点。下面着重于蛇绿岩产出特征、主要岩石类型、中基性熔岩稀土元素特征等问题进行对比研究。

卡拉麦里蛇绿岩带也是以蛇绿混杂体产出，在红柳沟地区，巨大的蛇绿岩块体自北向南推覆于早石炭世南明水组碎屑沉积之上，在推覆断裂上盘出露了强烈变形的碳酸盐化超基性岩，巨大的蛇绿岩块体被推覆断裂肢解。南端，具堆晶结构的辉长岩出露在超基性岩体之上，两者接触处尚可见辉石岩或含长辉石岩与之过渡，堆晶辉长岩之上则出露大片辉长辉绿岩。蛇绿岩的上部组合岩石，即中基性熔岩、火山凝灰岩和硅质岩，这些岩石突出于辉长岩、辉长辉绿岩和超基性岩之上，接触处强烈片理化，剖面南端可见不多的辉绿岩墙，岩墙的冷凝边不清。剖面北端中泥盆统平顶山组推覆于蛇绿岩块体之上（图 2-21 A）。在南明水地区，南明水超基性岩体之上浮有辉长岩小岩块，有的已异剥钙榴石化，剖面南

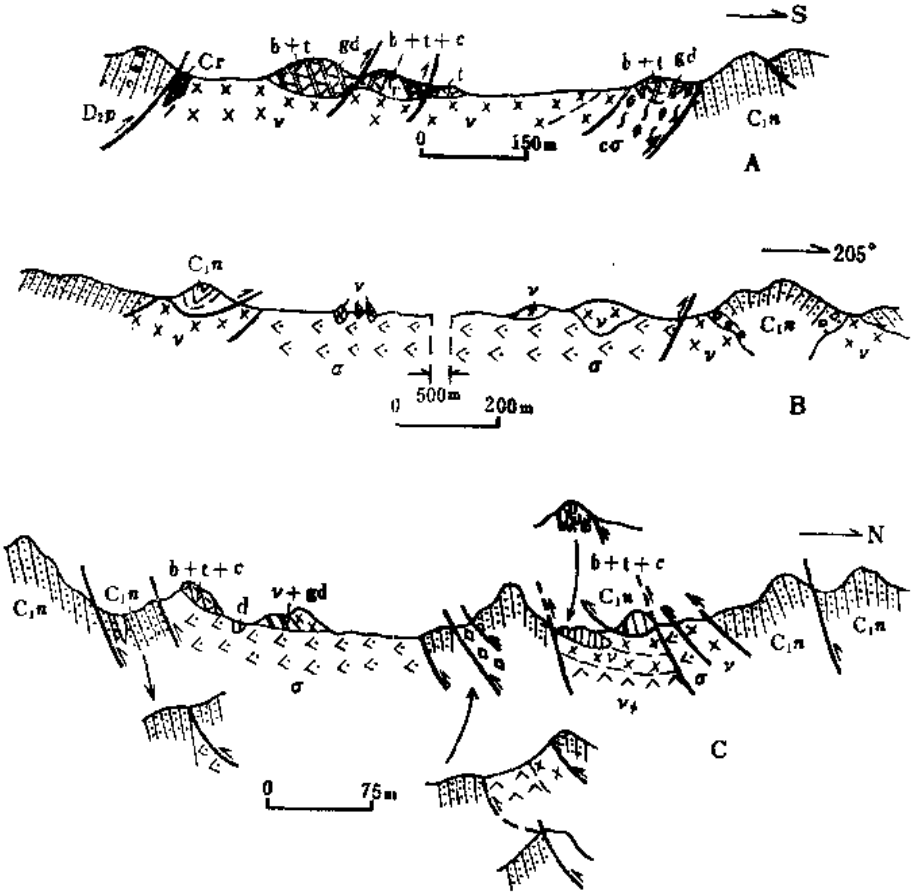


图 2-21 卡拉麦里蛇绿岩地质剖面图

Fig. 2-21 Geological section of the Kalameili ophiolite

A—红柳沟地区；B—南明水地区；C—六棵树地区；σ—变质橄榄岩；ν—辉长岩（或辉长辉绿岩）；gd—辉绿岩岩墙；c—硅质岩；d—辉绿岩；b—基性熔岩；t—火山碎屑岩；cσ—碳酸盐化变质橄榄岩；Cr—铬铁矿体；C_1n—南明水组；D_2p—平顶山组

端可见下石炭统南明水组不整合覆于辉长岩体之上（图 2-21B）。六棵树地区的情况与上述两地区情况十分相似（图2-21C）。

蛇绿岩层序

① 变质橄榄岩：与达拉布特蛇绿岩一样，其主体是斜辉辉橄岩、斜辉橄榄岩及少量

纯橄岩。主要矿物成分与萨尔托海岩体中同类岩石的矿物成分基本相同，但在岩石化学特征上，CaO、Al_2O_3 含量显然低于后者，反映在稀土元素特征上，虽同属残余地幔相的稀土元素配分曲线，但无论在稀土总量或某些比值特征上均表现出该区的变质橄榄岩所经受的部分熔融程度要比达拉布特的高。

② 辉绿岩及其岩浆房组合岩石

与达拉布特蛇绿岩一样岩浆房不发育，尽管我们尚未发现与后者相同的岩石组合。我们在研究中也相应发现了类似超镁质堆晶岩的岩石类型，在清水发现在辉长岩以下可见纯橄岩，橄长岩及辉石岩等岩石类型。根据清水辉长岩南北不同，可划分两种类型，即类似于典型的蛇绿岩的辉长岩及近似于岛弧或拉张早期形成的堆晶岩。达拉布特地区同样也存在上述二类堆晶岩的稀土元素配分型式及根据辉长岩中橄榄石的有无，分出高压和低压两种类型的岩浆房，这说明两者处于相同的地质构造环境。在卡拉麦里地区见有辉绿岩呈岩墙状产于基性熔岩之中，也见产于变质橄榄岩中；达拉布特地区虽至今未见岩墙产于基性熔岩中，但在苏鲁巧克一带也可见辉绿岩呈墙状产于变质橄榄岩中，说明它们存在着相类似的扩张机制。

③ 基性熔岩的稀土元素特征：达拉布特地区与卡拉麦里地区的蛇绿岩中基性熔岩具大致相同的岩石类型、相近的岩石化学成分，特别是 Na_2O+K_2O 的含量相近。岩石大部分属亚碱性系列，个别属碱性系列。在稀土元素特征上它们可以分为三种类型，稀土元素含量及其稀土配分型式大致吻合，同样可说明它们具有大致相同的地质构造背景，各类熔岩大致来自同一源区。

西准噶尔的残留海盆期开始于泥盆世，东准噶尔残留海盆期在石炭纪维宪期—纳缪尔期之前，两者时期大体相近，说明这一贯通的准噶尔洋盆在中泥盆世末期发生消减、聚合，并使蛇绿岩发生构造侵位。在达拉布特一带产出蓝闪石、硬柱石等高压变质矿物，而在东准噶尔红柳沟以南也发现类似蓝闪石类矿物的线索。从现有资料看，准噶尔洋盆的封闭是通过洋壳向北俯冲来完成的。与此同时在该蛇绿岩带以北出现大致同期的火山岛弧（D_1^3—C_1^1），由于俯冲作用，在西准噶尔以南的北天山依连哈比尔尕（巴音沟一带）产生拉张形成初始洋盆；东准噶尔东南部的黄山一带地壳也发生拉张，形成裂陷槽，这种种迹象表明，东西准噶尔在晚古生代早期处于同一的构造背景中。

通过上述的对比研究，可以认为东、西准噶尔蛇绿岩的形成及其侵位具相似的特征。而准噶尔洋盆的闭合及其残留海盆的消失，使西伯利亚板块和哈萨克斯坦板块才真正的焊接在一起。

（2）阿尔曼泰-扎河坝蛇绿岩带

这条晚古生代早期蛇绿岩带出露于和布克-三塘湖晚古生代岛弧以北，呈北西向延伸。习惯称“阿尔曼泰-扎河坝超基性岩带”，向西可能与布尔津以南的超基性岩体相连，全长约 200 km。向东经白塔山进入蒙古。这些超基性岩体与泥盆系放射虫硅质岩、中基性熔岩及其辉长岩紧密相伴构成蛇绿岩。

该蛇绿岩研究程度较低，张弛（1981）对该蛇绿岩作为一般性报道，尔后蔡文俊❶在该区及其邻区对蛇绿岩作过详细研究，我们于 1988 年在该蛇绿岩西段的扎河坝对蛇绿岩

---

❶ 蔡文俊，1983年，硕士研究生论文。

及其有关问题进行实地考察，取得了一些资料，现综合前人有关资料叙述于后。

蛇绿岩层序

① 变质橄榄岩

以斜辉辉橄岩为主，二辉橄榄岩及纯橄岩次之。二辉橄榄岩在外貌上与达拉布特地区二辉橄榄岩相似，粗大的单斜辉石（绢石）在岩石表面呈疙瘩状，质地坚硬。岩石中 Al_2O_3 2.02%，CaO 2.49%，MgO 41.49%，Na_2O 0.07%，K_2O 0.05%，TiO_2 0.014%，与兰佐地区和达拉布特地区的岩石化学成分极为相似，但较卡拉麦里地区斜长二辉橄榄岩具较低的 CaO、Al_2O_3 含量，MgO/MgO + (FeO) 为 5.6，与达拉布特地区二辉橄榄岩相当。据蔡文俊（1986）研究，变质橄榄岩（斜辉辉橄岩、纯橄岩）的稀土含量极低，比上述各类岩石的 REE 含量低 1—2 个数量级，显示残余地幔的稀土配分特征。

② 超镁铁质-镁铁质堆晶岩中

其中辉长岩的 Na_2O+K_2O 含量 3.8%—6.09%，TiO_2 0.61—1.04%，MgO 4%—4.59%，大致落入镁铁质堆晶岩范围，超镁铁质堆晶岩的稀土元素配分曲线与镁铁质堆晶岩也趋于一致，均为富集型，而且后者的稀土总量是前者的 5—6 倍，说明两者在成因上的联系。辉长岩中未见到橄榄石，其矿物组合属高压岩浆房的产物。

③ 中基性火山岩

岩石中 K_2O 0.38—2.73%，Na_2O 2.04—3.95%，Al_2O_3 15.15—17.23%，TiO_2 0.61—2.26%。

岩石包括拉斑玄武岩及碱性岩，岩石 Al_2O_3 含量较高，可能属钙碱性玄武岩的稀土元素配分曲线而居于所有玄武岩曲线之上，并呈现与夏威夷碱性玄武岩类似图式。而枕状玄武岩虽呈富集型，但其丰度虽然比上述要小，它们与辉长岩的图式基本相似，在 Eu 点上互为对应，反映岩浆结晶分异作用中 Eu 的迁移，在还原条件下玄武岩中也出现一个不大的 Eu 异常。可以认为该区火山岩出现在岛弧附近（弧前或弧后），结合地质特征其形成环境应为弧后盆地。

蛇绿岩时代及形成环境

东准噶尔卡拉麦里蛇绿岩所代表的洋盆，在早泥盆世末开始向北俯冲，导致野马泉一带形成火山岛弧。这一俯冲活动、必然引起南、北两侧地壳的松弛和引张，野马泉岛弧以北的扎河坝—阿尔曼太一线发生引张，形成有限洋盆；又根据扎河坝—阿尔曼太一带放射虫硅质岩中放射虫鉴定，时代为晚泥盆世。所以我们推测该带蛇绿岩形成于中泥盆世—晚泥盆世。最近何国琦等[1]，根据放射虫的鉴定，认为时代为奥陶纪，因此其形成的确切时代尚有待进一步工作来证实。

该蛇绿岩岩浆房不发育，且具有高压岩浆房的矿物组合，中基性熔岩中以安山岩、英安岩为主，具伴有较多的同质凝灰岩，岩石中 Al_2O_3 含量大于 15%，稀土配分曲线类似岛弧型的配分曲线，结合所处的构造环境，它极可能形成于弧后盆地（或边缘海）的局部扩张脊。

（二）天山蛇绿岩

据报道，天山存在有加里东和华力西期蛇绿岩，但就我们目前掌握的资料，除北天山

[1] 1989，何国琦面告。

巴音沟蛇绿岩形成于华力西期外，其它各蛇绿岩无论是岩石组合，构造特征，还是生成时代和地质环境，都需进一步工作。如李春昱（1982）、张良臣（1985），曾提出南天山从北到南有中晚志留世的科克铁克达坂蛇绿岩、中泥盆世的阿拉塔格蛇绿岩及中石炭世的虎拉山蛇绿岩。最近王作勋（1990）则认为南天山仅存在晚志留世—早泥盆世蛇绿岩，同时提到中天山存在早中加里东期蛇绿岩，而且认为向西可以与苏联哈萨克斯坦南缘的热拉依尔—纳曼蛇绿岩相连，其理由是在比依克那拉提山北坡出露有类似于优地槽建造的绿片岩系，向西经扎尔特布合土延入苏联，向东延至那拉提山拉尔敦达坂北坡。该绿片岩系以变质火山岩为主，在冰大坂以东称阿河布拉克群，该群已解体为上部早志留世含笔石碎屑岩，中部绿片岩相变质火山岩及下部叠层石碳酸盐岩（刘洪福等，1988）。而上述的绿片岩系相当于早志留世之下的变质火山岩系，在骆驼沟、阿河布拉克一带伴随的零星基性-超基性岩、枕状熔岩以及硅质岩一并作为前志留系蛇绿岩。但目前尚未见到一个完整、有确切时代依据的蛇绿岩剖面。因此我们暂将天山蛇绿岩划分出南天山哈尔克山-库米什-卡瓦布拉克加里东晚期蛇绿带；南天山额尔宾山华力西早期蛇绿岩带及北天山巴音沟—大南湖华力西中期蛇绿岩。

1．南天山哈尔克山-库米什-卡瓦布拉克加里东晚期蛇绿岩带

哈尔克山一带的蛇绿岩，岩石以斜辉辉橄岩为主，斜辉橄榄岩次之，且多蚀变成蛇纹岩，该超基性岩带与科克铁克达坂群上亚组的中基性火山岩、硅质岩及碎屑岩和灰岩，紧密相伴组成蛇绿混杂体。在科克铁克达坂南坡库勒一带出露包括枕状橄榄玄武岩、杏仁状玄武岩、块状玄武岩的基性火山岩、硅质岩（放射虫时代晚志留—早泥盆世）及火山碎屑岩，但尚未见基性、超基性岩。

古洛沟一库米什一带，变质橄榄岩由古洛沟至大桥零星出露，向东可延至库米什。蛇绿岩大致包括有变质橄榄岩，中基性火山岩、硅质岩。这些蛇绿岩块混杂于早中泥盆世地层中，伴有斜长花岗岩。它们仅在蛇绿混杂体中作为构造岩块出现。

综上所述，从哈尔克山向东至库米什及其东，保存了晚加里东期的洋壳残体，代表当时南天山存在一个洋盆，它分隔了塔里木地块和哈萨克斯坦板块。根据其北中天山发育大量与古板块运动有关的早华力西期花岗岩类，并具岛弧型和同碰撞期花岗岩特征，推测洋盆闭合是通过古洋壳向北俯冲来完成的。在时间上，西段哈尔克山一带洋壳消减，洋盆闭合稍早，可能在志留纪晚期；东段库米什一带稍晚，可能在早泥盆世晚期。

需要提及的是，在西段北侧的汗腾格里峰-科克苏河上游一带的高压变质带，常伴随有蛇绿混杂体（？）或在变形强烈的绿片岩中伴有蓝闪石片岩和超基性岩块的构造混杂体（长阿吾子），被有些人认为是与伊犁板块南侧和哈尔克山北坡的高温低压变质带构成双变质带，这样从南到北依次出露了哈尔克山蛇绿岩，汗腾格里峰-科克苏河高压蓝片岩带和哈尔克山北坡的高温低压变质带构成了俯冲带的“三大构造岩带”，进一步证实了“古南天山洋”的洋壳是向北俯冲的；而库米什一带出露的基性超基性糜棱岩带代表了洋盆闭合消减期的强烈挤压剪切作用。但是目前对高压变质带的形成时代尚有争议，我们暂将其归晚志留世—早泥盆世。

对该蛇绿岩的形成环境，有人认为形成于弧后盆地（胡受奚等，1990），但据其火山熔岩的岩石化学，稀土元素特征及其相伴的大量火山碎屑岩，可以认为接近岛弧，而有较高的重稀土含量及稀土元素配分，较高的 Al_2O_3。该蛇绿岩可能形成于缓慢扩张的岛弧而形成

的有限洋盆。

2．南天山额尔宾山华力西早期蛇绿岩带

出露在黑英山一额尔宾山、霍拉山一带。霍拉山色日克牙依拉克出露较好的蛇绿岩剖面：上部有放射虫硅质岩、枕状熔岩，厚约700—1000 m；中部层状辉长岩为主，厚约500m；下部有厚1000—1200m的变质超基性岩（王作勋等，1990）。在剖面上表现为一系列由北向南逆冲的蛇绿岩构造岩片。

向东霍拉山、额尔宾山一带，以往的地质图上（1:200万新疆维吾尔自治区地质图，1985）超基性岩（Σ）均侵位于中泥盆统或逆冲于石炭系地层之上，将其归于晚古生代早期。近年王作勋（1990），根据其硅质岩中放射虫相似于哈尔克山蛇绿岩中硅质岩所含的放射虫，而将其归于早古生代晚期，我们认为该蛇绿岩的时代还需进一步工作，目前暂归晚古生代早期。

3．北天山巴音沟-大南湖华力西中期蛇绿岩带

巴音沟蛇绿岩出露于乌苏县以南、奎屯河河谷及巴音沟，向东可能与玛纳斯河上游蛇绿岩相连。是天山蛇绿岩中岩石组合较全的蛇绿岩。

与蛇绿岩相关的地层是中、下石炭统沙大王组。据产于其中的蛇绿岩硅质岩中发现较多的放射虫化石（以 *Ceratiokisum* sp.为主，时代为早石炭世—中石炭世早期；牙形刺化石有 *Palmatolepis* sp. 和 *Polygnathus* sp.，时代为晚泥盆世法门期❶。据此）该蛇绿岩形成时限应为 D_3^1—C_1，晚古生代中期。

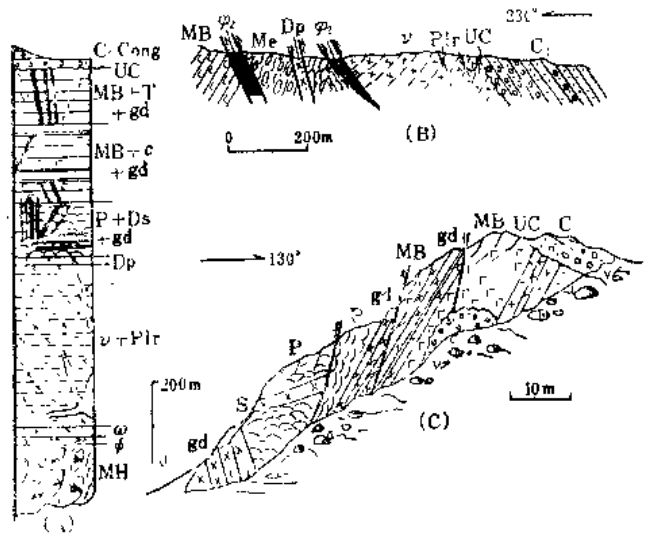


图 2-22 巴音沟蛇绿岩地质剖面图

Fig. 2-22 Geological section of the Bayingou ophiolite

A—巴音沟蛇绿岩柱状图；B—巴音沟西沟剖面；C—巴音沟东沟蛇绿岩上部岩墙群及枕状熔岩

Cong—砾岩；UC—不整合；MB—块状熔岩；T—凝灰岩；gd—辉绿岩岩墙；C—硅质岩；P—枕状熔岩；Ds、S—席状辉绿岩；Dp—辉长辉绿岩；ν—辉长岩；Plr—斜长花岗岩；ω—辉石岩；Du—纯橄岩；MH—变质斜辉橄榄岩；φ_2—斜辉橄榄岩；Me—混杂体

蛇绿岩之上被中石炭统巴音沟组呈假整合覆盖，巴音沟组为一套浅海相的类复理石沉积，含丰富的动植物化石。菊石 *Brannerceras* sp.，珊瑚 *Lophophyllum* sp.，孢粉 *Slenozonotriletes* sp.，植物化石 *Calametes* sp.，属残留海盆的沉积。

巴音沟蛇绿岩剖面（图2-22）

巴音沟西支剖面位于乌苏县独山子南约30km处的奎屯河和安集河之间（图2-22B），剖面北端为中石炭统巴音沟组与蛇绿岩呈不整合接触，其南为巴音沟蛇绿岩主体。堆晶辉长岩出露宽约350m，其间有斜长花岗岩墙侵位，整体推覆在超基性岩、枕状熔岩之上，而超基性岩由北向南逆掩于枕状熔岩-块状玄武岩之上，枕状熔岩出露宽

❶ 据南京地质古生物研究所分析鉴定，1988。

70m，其中可见四条大致与玄武岩层垂直的辉绿岩岩墙，冷凝边清楚。蛇绿混杂体出露宽约 170 m，其南北分别与超基性岩和块状玄武岩呈构造接触，混杂体基质为剪切破碎的基性熔岩或杂色凝灰岩，混杂的构造岩块为枕状熔岩、块状熔岩、火山集块岩、杂色硅质岩和杂色硅质凝灰岩。岩块形状各异，棱角清晰且表面光滑，从总体看该剖面为倒转层序。

巴音沟东支沟剖面（图-22C）以发育大量辉绿岩岩墙（岩席）而具特色。辉绿岩墙大致与枕状熔岩层垂直（或平行）单个岩墙宽 0.5—2.5m、具不对称冷凝边。

位于奎屯河与巴音沟之间的沙大王沟剖面（图2-23）中蛇绿混杂体，基质是强烈片理化的蛇纹岩、辉长岩、枕状熔岩、异剥钙榴岩、斜辉辉橄岩等岩块，剖面总体显示由一系列蛇绿岩构造岩片自北而南逆冲的叠瓦状构造。类似上列剖面在独库公路 50 km 处可见到。

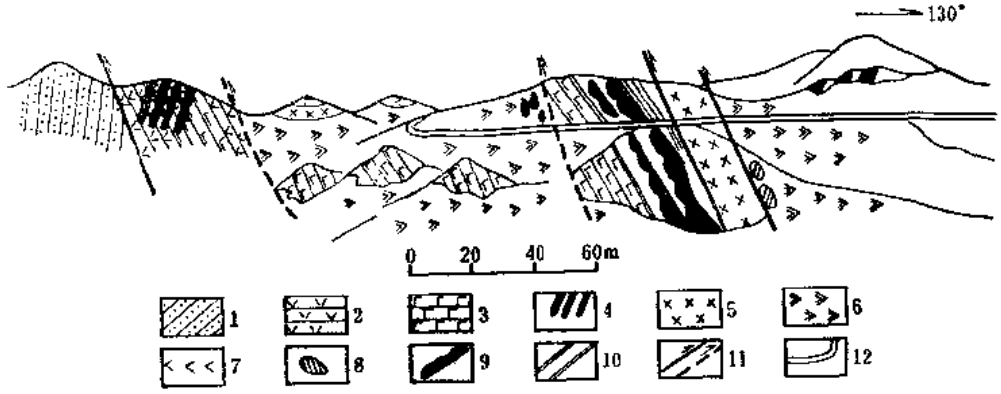


图 2-23 沙大王沟蛇绿混杂体素描剖面图

Fig. 2-23 Sketch map of the Sadawanggou ophiolitic melange

1—中石炭统硬砂岩；2—凝灰岩；3—块状基性熔岩；4—辉绿岩岩墙；5—堆晶辉长岩；6—蛇纹岩；7—异剥岩；8—异剥钙榴岩；9—枕状玄武岩；10—红色硅质岩；11—断层；12—道路

上列剖面可说明巴音沟蛇绿岩仍是被肢解的蛇绿混杂体，复原的蛇绿岩柱状如图2-22A。

蛇绿岩层序

① 变质橄榄岩，主体为斜辉辉橄岩，纯橄岩、斜辉橄榄岩少量，且全蛇纹石化，与围岩皆为构造接触。常量元素，贫 SiO_2、Al_2O_3、CaO，富 MgO，属镁质阿尔卑斯型杂岩。斜辉橄榄岩中含有比其它岩石较高的 CaO、Al_2O_3，其 ΣREE 是球粒陨石的 1.34 倍，接近原始地幔岩的丰度值（Ringwood, A. E., 1975），含单辉橄榄岩的ΣREE为6.84 ppm，接近原始地幔岩的稀土丰度，说明部分熔融程度较低而 $(La/Sm)_N=2.07$ 揭示原始地幔成分的轻稀土丰度较高，稀土元素配分曲线显示地幔残余相的亏损模式。

② 堆晶杂岩，主要为辉长岩、辉长辉绿岩，纯橄岩及异剥辉石岩次之。堆晶辉长岩的矿物组合为橄榄石＋单斜辉石＋少量斜方辉石＋斜长石＋角闪石，已接近特提斯型低压岩浆房组合特征。主要岩石类型的常量元素含量均表现出很宽的范围，与典型蛇绿岩相比 K_2O+Na_2O，TiO_2 明显增高，各类型岩石的 $\langle FeO\rangle/MgO$ 比值在 0.34—2.20，表明Fe明显增高，显示拉斑玄武岩岩浆分异趋势。堆晶辉长岩稀土元素配分曲线为亏损型，L/H 0.5，明显的 Eu 正异常（Eu＝1.37）总的特点类似于典型蛇绿岩中堆晶辉长岩的 REE 配分型式。采于奎屯河的堆晶辉长岩则为富集型 L/H 1.24，Eu 负异常，类似于拉张早期

堆晶辉长岩的稀土配分型式。

③ 辉绿岩及基性熔岩

基性熔岩的岩石类型包括变玄武岩、细碧岩、粒玄岩（常作为辉绿岩墙冷凝边）球粒玄武岩及枕状熔岩等，岩石中普遍可见斜长石的钠长石化。细碧岩类岩石 Na_2O 含量普遍较高（3—5.5%），经处理后将蚀变较轻微的岩石采用不同图解判别，存在三种类型：类似于正常洋脊玄武岩的拉斑玄武岩；类似洋岛玄武岩的偏碱性玄武岩和类似T型（或P型）洋脊玄武岩的过渡类型。在稀土元素的配分型式上显示出不同的三种稀土配分曲线（图2-24）

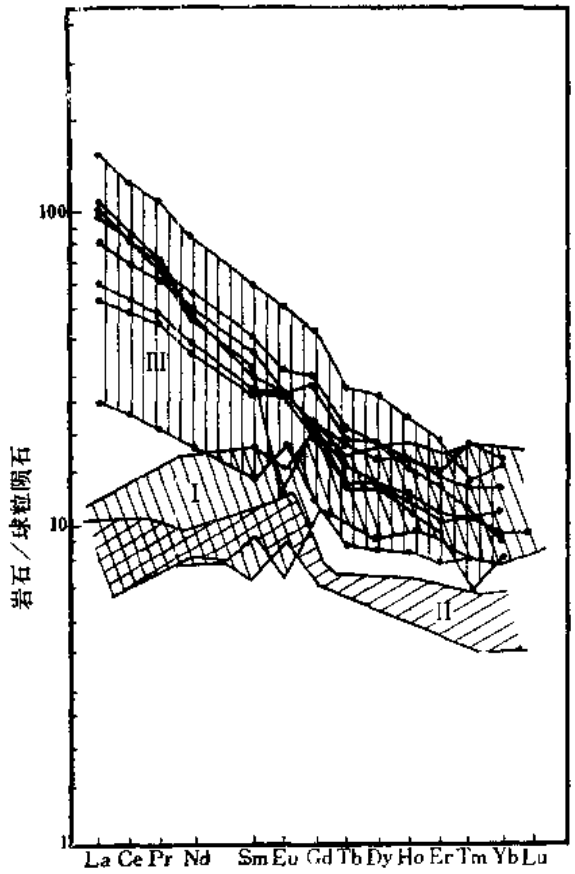


图 2-24 巴音沟玄武岩的REE配分型式

Fig. 2-24 REE distribution pattern of basaltic lavas from Bayingou ophiolite

Ⅰ—正常洋脊型；Ⅱ—类似T型洋脊型；Ⅲ—洋岛型

第一类型：类似于N型洋脊玄武岩的拉斑玄武岩，稀土总量为球粒陨石的几倍—十几倍（ΣREE 44.86—85.79 ppm），轻稀土亏损 L/H 0.40—0.88，$(La/Sm)_N$=0.7—0.9，Eu异常不显（Eu^*=0.6—0.9）岩石中 K_2O 含量较低；

第二类型：类似洋岛玄武岩的偏碱性玄武岩，轻稀土富集（L/H=1.72—4.08），稀土总量相当于球粒陨石的十几—几十倍（ΣREE 67—293.9 ppm），Eu 不显异常（Eu^*=0.8—1.42），岩石中 K_2O 含量较高；

第三类型：类似T型（P型）洋脊玄武岩的过渡性玄武岩，稀土总量较低（ΣREE≒

36.01—53.15)，$(La/Sm)_N=0.9—1.6$，$L/H=0.8—1.2$，接近平坦型的稀土配分图式，但 Eu 正异常（$Eu^*=1.46—2.12$），岩石中 K_2O 含量介于上二类之间，但 Al_2O_3 含量（14.78—16.62%）明显高于上二类的岩石。

这种在同一蛇绿岩中三种熔岩稀土配分的同存的现象，是新疆北部古生代蛇绿岩的共性．这从一个侧面也证明显生宙以来，北疆未出现一个类似特斯提型的大洋，它们都形成在一个与正常扩张脊不同的构造环境，即形成于有限洋盆或弧后或弧前盆地。

巴音沟蛇绿岩及其有关问题

综上所述，巴音沟地区出露的基性超基性杂岩及其与之相伴的基性火山岩，辉绿岩岩墙（岩席），硅质岩应属蛇绿岩的组成部分。基性火山岩的岩石化学、地球化学之间的差异，正说明其形成环境有别于正常扩张脊模式。

巴音沟以东出现两个晚古生代裂陷槽，在形成时间上稍晚于巴音沟蛇绿岩，一个是博格达晚古生代中期裂陷槽，它有中石炭统柳树沟组基性熔岩、硅质岩、火山碎屑岩及其少量的辉绿岩岩墙和堆晶辉长岩，但至今尚未见到超基性岩，这个组合序列不具有蛇绿岩的特定含义，其地壳的拉张程度显然不及巴音沟地区；另一个是东南黄山一带的晚古生代中晚期裂陷槽，其间见有代表地壳拉张早期，慢速扩张的含 Cu、Ni 的斜长角闪二辉橄榄岩，其拉张程度也不及巴音沟。因此，即使在同一构造带上，地壳拉张的程度及地壳拉张的时间是不尽相同的。分析该区及邻区地质特征，追溯其原因无疑与准噶尔洋盆内洋壳的俯冲及其洋盆的闭合有着成因联系，即北部准噶尔洋盆的洋壳俯冲必然导致相邻地区地壳的松弛和引张，受其影响的程度不一，其结果也不相同。就该区来说，北部的扎河坝一阿尔曼太一带引起弧后扩张，产生相应的扎河坝—阿尔曼太弧后盆地型蛇绿岩。南部，西端巴音沟一带的拉张产生巴音沟有限洋盆和蛇绿岩，向东受其影响不大，地壳减薄作用较慢，博格达地区形成裂陷槽未形成蛇绿岩，而黄山一带仅引起基性杂岩的热底辟侵位，其南部的觉罗塔格阿齐山一带仅引起壳型中酸性花岗岩和火山-复理石沉积。北天山巴音沟洋盆的收缩是通过洋壳向南俯冲来完成的，中石炭世进入残余海盆沉积阶段，晚石炭世残余海盆消亡，本区进入陆内造山阶段。

第三章　新疆北部高压变质带的基本特征及构造意义

众所周知，高压变质带往往发育在板块之间的造山带内或板块活动边缘的俯冲带上，主要由蓝片岩构成，是板块之间相互聚敛作用的产物。自从七十年代后期开始运用板块构造学说研究中国大陆内部的大地构造以来，已在新疆北部不同时期的造山带内陆续发现了高压变质带的存在，其中尤其以西准噶尔、西天山及塔里木西北缘等地发育较好。根据产出的大地构造背景，新疆北部高压变质带自北而南依次可划分为唐巴勒❶、南天山北坡❷❸（中国科学院登山科学考察队，1985；王作勋等，1989，1990）和阿克苏（熊纪斌等，1986）等三条时代各异的带，从而揭示出新疆北部经历了极为复杂的板块活动历史。

对于新疆北部高压变质带的系统研究，起始于本世纪七十年代末期。迄今已经积累了许多岩石矿物学方面的资料，特别是近年国家305项目的展开和中美合作项目❹的进行，又获得了一批岩石矿物学和同位素年代学方面的新资料。这样，就使我们有可能正确认识这些高压变质带的特征、成因及构造意义。必须指出，本文是对上述各项研究成果进行综合研究的产物，因此，所述的各变质带的特征基本是现有资料的综合，力求能全面反映该区这一领域的研究现状；而对各带构造意义的探讨则反映了本项研究参加者的认识，以期与地质同仁予以商榷。

一、阿克苏高压变质带

（一）大地构造背景

阿克苏高压变质带出露在阿克苏市西南，南北宽度为5—20 km，东西长约40 km，除南面被震旦系不整合覆盖外，其余三面均被第四系掩盖。一般认为，该区位于塔里木地台西北部的柯坪隆起内，属于塔里木地台的一部分（任纪舜等，1980），向北则与天山造山带毗邻。

（二）岩石学特征及原岩建造系列

构成阿克苏高压变质带的岩层被称为阿克苏群。据阿克苏西南约25 km处的剖面研究（见图3-1），该群主要由砂屑岩屑的，泥质的及镁铁质的片岩以及少量变石英岩、变铁质岩和变燧石岩等组成，剖面北部主要为镁铁质片岩，偶见少量变燧石岩、变铁质岩。由

---

❶ 郭义华，1983，新疆唐巴勒地区蓝闪石片岩。中国北方板块构造文集。

❷ 顾家骏，1986，新疆西天山科克苏河蓝片岩带特征，形成历史及地质意义。新疆区调，庆祝建队三十周年地质文集专辑。

❸ 1:20万莫合尔幅和昭苏幅区域地质调查报告。

❹ “国家二〇五项目”全称为“加速查明新疆矿产资源的地质地球物理地球化学综合研究。”“中美合作项目”是指“中国地质科学院和美国斯坦福大学地学院关于中国新疆与美国西部某些缝合带的蛇绿岩和高压变质带（蓝片岩）的岩石学合作研究。”

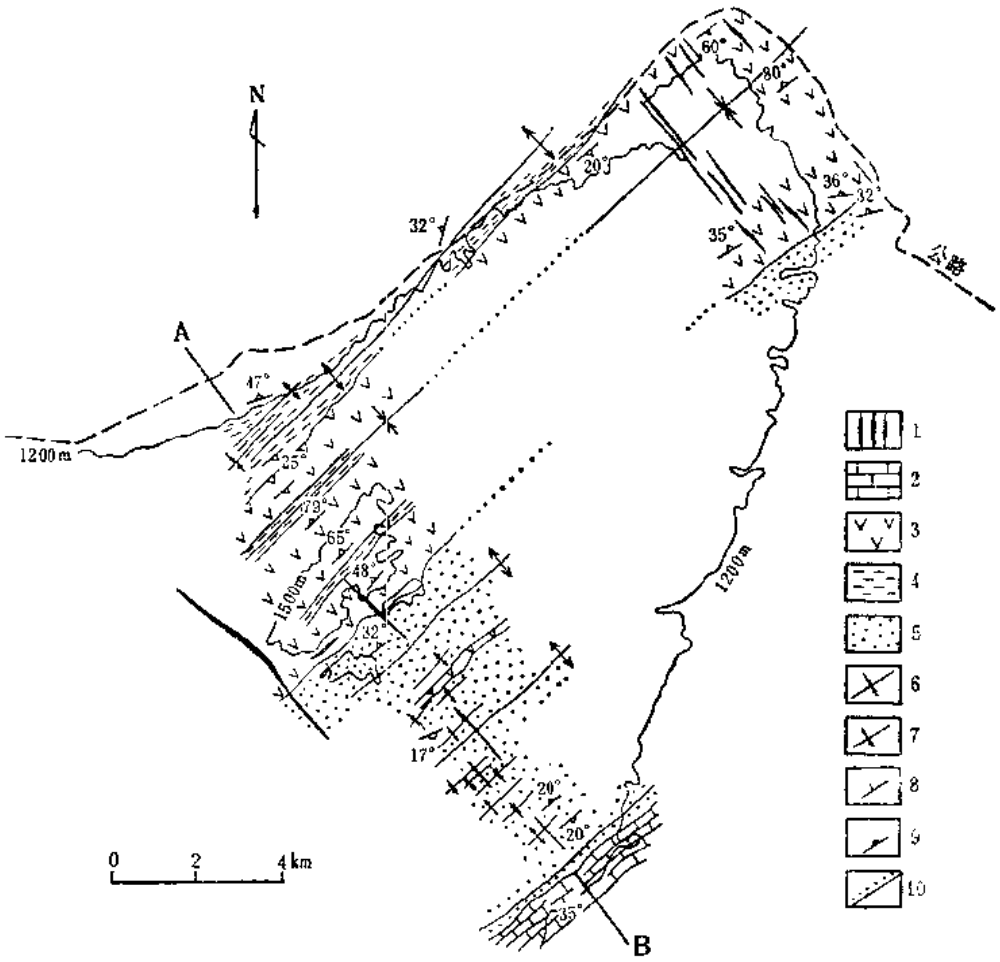


图 3-1 阿克苏市西南阿克苏群蓝片岩平面地质图

Fig. 3-1 Geological map of blueschists of the Aksu group, southwest to Aksu city

1—岩墙；2—蚀变砂岩、页岩和碳酸盐岩(震旦系)；3—蚀变绿片岩和蓝片岩；4—泥质片岩；5—砂质片岩；6—向形；7—背形；8—层理产状；9—片理产状；10—不整合界面

岩石化学成分（熊纪斌等，1986）和薄片中的变余结构，可知镁铁质片岩的原岩为玄武质凝灰岩、枕状熔岩及块状熔岩。枕状熔岩具强烈的形变并被拉长。在强烈片理化的镁铁质片岩中可见到粒玄岩层。

剖面南部由变沉积岩构成，基本不含镁铁质片岩。泥质片岩主要为细粒石英、长石晶屑重结晶而成，含多硅白云母、钠长石，少量石墨、电气石、磷灰石、锆石、黑硬绿泥石和绿帘石等。泥质片岩通常与石英片岩呈数毫米至数厘米的互层状，显示了原岩成分为石英砂岩和泥岩的韵律变化。砂屑片岩主要由石英、长石及伴生的多硅白云母、绿泥石和黑硬绿泥石组成。黑硬绿泥石的普遍存在，使砂屑片岩在区域上呈浅红-棕色。变质石英岩常与砂屑片岩和泥质片岩呈数十厘米厚的互层状。

上述岩层总体呈北东—南西走向，普遍遭受了区域动力变质，构成一套钠长白云石英片岩与蓝闪石片岩和绿片岩的不均匀互层。岩层挤压变形强烈，倒转及平卧褶曲常见，紧闭线性褶曲发育。构造变形明显可以分为两期，同时伴随有高角度断裂活动。第一变形期主要形成了所有岩石的片理和线理构造，可能伴有高压变质作用，以贯穿层理的挤压片理

和中等规模等斜的及横卧的褶皱构造为特征。第二变形期形成了轴向呈北东—南西向的开阔褶皱，包括北部大规模的背斜，向斜以及南部不很紧闭的几对背斜和向斜（图 3-2），应力作用表现了变质形成的云母和黑硬绿泥石局部发生弯曲和绿泥石化。与第二变形期同时或稍后，为一系列岩墙侵入阿克苏群。填绘出的 18 条岩墙主要为钙碱性粒玄岩，少数为正长岩。这些岩墙不仅未侵入不整合上覆的震旦系中，而且在后者的底砾岩中见到许多它们的砾石。

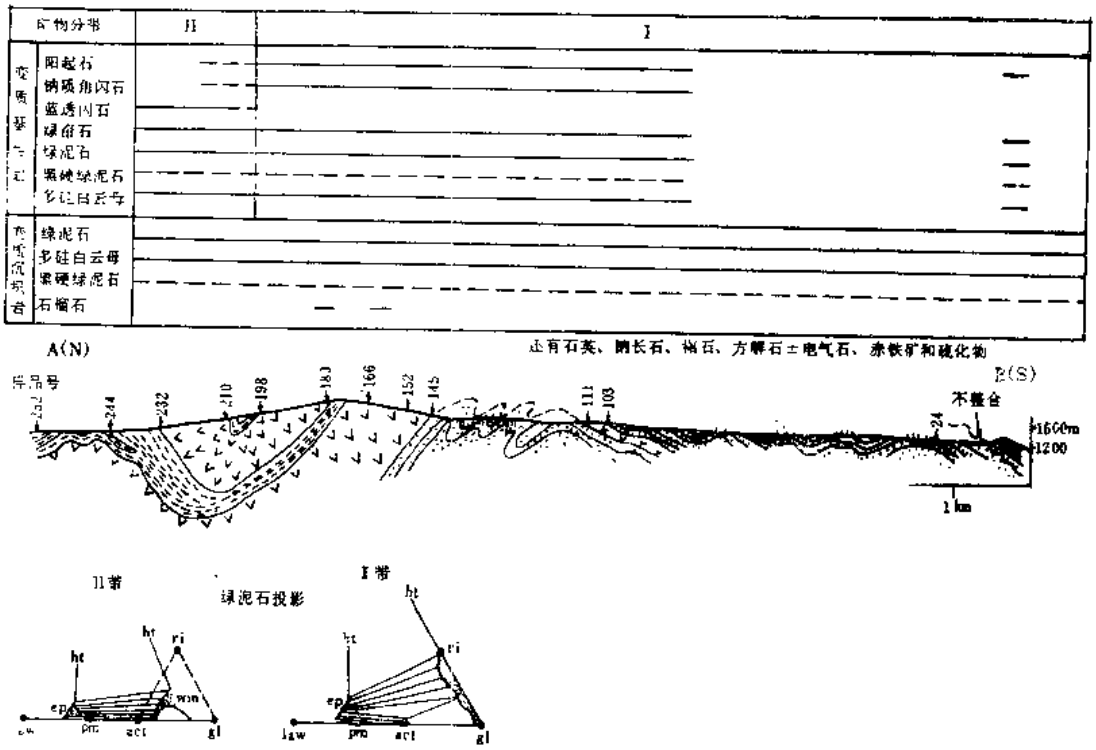


图 3-2　沿图 3-1 中 A—B 剖面镁铁质、泥质及砂屑片岩中变质矿物分布及镁铁质片岩中矿物共生关系图解

Fig. 3-2　Diagram of distribution of metamorphic minerals in mafic and psammitic schists and of paragenetic relations of minerals in mafic schists along the A—B section on

（三）矿物学特征和变质相

对 200 多个各类岩石的薄片矿物组合的研究，得到如图 3-2 所示的剖面矿物组合分布特征。南部泥质和砂屑片岩的矿物组合仅为绿泥石-多硅白云母，其余矿物为石英、钠长石、黑硬绿泥石、榍石、电气石、硫化物和石墨，局部见有细粒自形石榴石。向北位于Ⅰ带（图 3-2）的镁铁质片岩的矿物组合为绿帘石-绿泥石-蓝色钠质角闪石-阳起石，以及少量的黑硬绿泥石、方解石、电气石、赤铁矿、硫化物、多硅白云母、钠长石、石英和榍石等。与绿片岩呈互层的蓝片岩厚数厘米到数米，其中缺少绿片岩中常见的阳起石，但在蓝色钠质角闪石周围可见蚀变形成阳起石边。其中的蓝色钠质角闪石以青铝闪石为主，部分有蓝闪石成分。熊纪斌等（1986）据单矿物化学分析和红外光谱分析，指出蓝色闪石成分为铁蓝闪石（与蓝闪石和青铝闪石接近），并与加利福尼亚的蓝闪石进行了对比。剖面北段的Ⅱ带中，蓝透闪石替代了阳起石和钠质角闪石，矿物组合为绿帘石-绿泥石-绿阳起石；

绿帘石-绿泥石-蓝透闪石或绿帘石-绿泥石-蓝透闪石-赤铁矿，此外亦存在与Ⅰ带相同的其他矿物。迄今为止，在阿克苏高压变质带中尚未发现硬玉质辉石、文石、硬柱石或绿纤石（肖序常等，1990 b；Liou, et al., 1989）。

由上述不难看出，阿克苏高压变质带的变质相属于绿片岩相与蓝片岩相的过渡类型，因为含方解石及钠长石而缺失硬玉辉石及文石，所以相当于 Miyashiro(1961)的高压过渡相，以绿片岩为主，发育蓝透闪石的地段大致属于高压的绿片岩相，如剖面（图 3-2）的北段和南段。

（四）时代及构造意义

1．时代

如前文所述，在阿克苏高压变质带的南侧，震旦系上统不整合覆于其上（图 3-1；图 3-3）。不整合面之上岩石未破碎，未变质，向上过渡为古生代地层。上震旦统底部称苏盖特布拉克组，厚 150m，为浅海至滨海相沉积，其中长石砂岩与石英砂岩具有交错层理。最底部约 2—3m 厚的砾岩中的砾石由阿克苏群的片岩及穿插于阿克苏群中未变质的脉岩所组成。

高压变质带的上覆岩层时代非常重要。据高振家等（1985）的划分方案，不整合面以上的震旦系仅为上统，自下而上为苏盖特布拉克组和奇格布拉克组，二者之间呈过渡关系。高振家等（1985）曾怀疑不整合面之上厚约数米的底砾岩可能为冰碛岩，与位于苏盖特布拉克组之下的尤尔美那克组（下统顶部）进行对比。朱杰辰等 1987 年从位于尤尔美那克组之下的巧恩布拉克组获得了 774±18 Ma，从苏盖特布拉克组获得了 740 Ma 的同位素年龄，基本支持高振家等的划分方案。奇格布拉克含有属于晚元古代标准分子的叠层石（高振家等，1985），其上又与含化石的下寒武统整合或平行不整合接触。尽管在阿克苏群之上未见下震旦统，但属于同一地层分区的乌什—柯坪一带，下震旦统以含冰碛岩为特征，虽然与上统之间存在不整合，但二者变质变形程度相同，揭示出它们之间的不整合与导致阿克苏群的变质变形事件没有直接关系。又因冰碛岩中含有阿克苏群的砾石，所以确认阿克苏群高压变质带是前震旦纪的产物，其时代上限应不晚于 800 Ma。

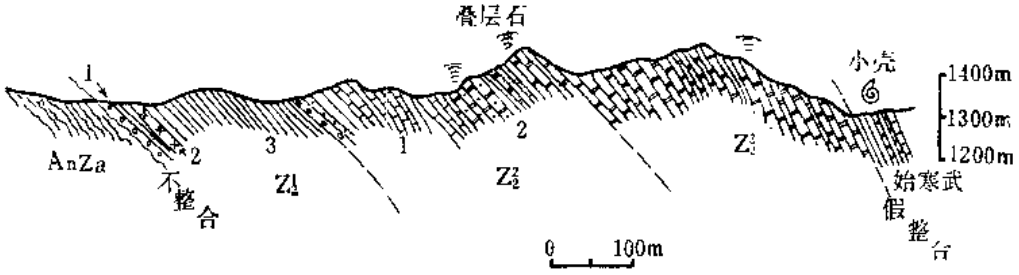


图 3-3 通过阿克苏群及其上覆（不整合）的震旦系和始寒武系地层剖面图

Fig. 3-3 Geological section showing the unconformity between the Aksu group and the overlying Sinian series

始寒武系主要由硅质岩、磷质岩及灰岩组成，灰岩含小壳化石；Z_2^3—主要为白云岩；Z_2^2：1—竹叶状灰岩；2—白云岩夹白云质-长石质砂岩及灰岩，灰岩含叠层石：*Conophyton*, *Collenia*(聚环藻等)；Z_2^1：1—底砾岩；2—基性熔岩；3—砖红色砂岩（钙质、铁质及海绿石砂岩）

阿克苏高压变质带的时代下限，尚不能确定。熊纪斌等（1986）虽然报导了蓝闪片岩的 Rb-Sr 表面年龄为 1720.8—1907.6 Ma，但是正如他们所说，误差太大，并且方法本

身与选样就存在问题，因为低级变质岩的 Rb-Sr 全岩年龄往往是混合年龄，既有变质改造因素，还有原岩（火成岩）成分的残留，当样品涉及变沉积岩时，还会与碎屑物的成分及成岩作用有关。

2．构造意义

阿克苏高压变质带在构造层序上是连续的。北部的镁铁质片岩夹变燧石岩的岩石组合与化学成分（熊纪斌等，1986）均显示出与洋壳顶部类似。而变沉积岩的岩石组合既可以形成稳定大陆边缘，也可以形成洋底，但是由于变质变形破坏了沉积构造，以及露头有限等原因，很难准确恢复它们形成时的古地理环境。

迄今为止，尚未发现有混杂岩和蛇绿岩与阿克苏高压变质带共生，因而很难重建该区古构造格局及演化。王作勋等（1989，1990）曾认为南天山南坡的某些绿片岩在层位及构造性质上与阿克苏群相同，但是前者未见高压变质迹象。因此，能否把阿克苏高压变质带作为古塔里木板块与伊犁-巩乃斯（中天山）板块之间古俯冲带的一部分，乃是一个有待研究的问题。

然而，阿克苏群是迄今为止所发现的最典型最确凿的前震旦纪的高压变质带，这一成果本身就足以说明前震旦纪存在与显生宙以来基本相同的地热梯度及大地构造背景，从而为探讨前震旦纪期间是否存在刚性的岩石圈板块以及与显生宙类似的板块运动这一重大地质问题提供了重要线索和依据。

二、唐巴勒高压变质带

（一）大地构造背景

唐巴勒高压变质带与唐巴勒蛇绿岩一起出露在西准噶尔古生代造山带的南部，玛依拉山南坡。构成该带的蓝闪石片岩都以构造包体形式分布在蛇纹混杂体内，但断续呈线状排列，延伸方向呈北北东向，局部因受后期断裂的影响，而呈北西向。岩块一般规模不大，多呈宽数米到十几米，长十几米到二、三十米的透镜体，仅在苏叶克河河口处可见长近200m，宽60多米的较大块体。

该变质带以北，依次出露中—晚志留世蛇绿岩和泥盆纪蛇绿岩，这些蛇绿岩延伸方向不规则，仅最年轻的达拉布特岩带呈北东向展布，有可能与东准噶尔卡拉麦里蛇绿岩相连，但是它们均产出在晚古生代造山带内。一般认为，该区的晚古生代造山带是古亚洲洋关闭，周围陆块碰撞的产物。唐巴勒高压变质带与南邻天山造山带的关系，是一个有争议的问题。冯益民（1986）和朱宝清等（1987）坚持认为唐巴勒蛇绿岩和高压变质带标志着奥陶纪的古海沟和俯冲带，其南的博罗霍洛一带是与之有成因联系的古火山弧，即唐巴勒高压变质带是准噶尔洋壳板块向伊犁小板块（泛塔里木地块的一部分，冯益民，1989）之下俯冲的产物。然而，唐巴勒高压变质带南侧出露一套上部为陆源碎屑岩，下部为角闪片岩和斜长角闪片岩的变质地层，其岩石组合及变质程度比较独特，虽被划为中奥陶统，称拉巴组，但无确切的化石和同位素年龄资料。因此，李锦轶❶怀疑其时代可能偏老，是准噶尔盆地前寒武纪基底的一部分；并进而结合唐巴勒蛇绿混杂岩和高压变质带的北东东走

❶ 李锦轶，1989，中国境内的西伯利亚古板块。为"中国板块构造"一书的部分（待刊）。

向，推论它们形成于准噶尔地块西南角北部活动陆缘带的古俯冲带，准噶尔地块与所谓的伊犁小板块之间当时亦应为比较宽广的天山洋盆的北支分隔。

（二）岩石学特征及原岩建造系列

在苏叶克河河口处，蓝片岩位于北东70°方向延伸的蛇纹混杂体中（图3-4），呈北东50°方向的长条带状。局部片理发育，褶皱形态复杂，小断层很多。该蓝片岩构造包体从北到南的横剖面有如下特点：最北部为钠长绿泥绿帘片岩，蓝闪石含量很少或不含(0—5%)；向南蓝闪绿泥绿帘钠长片岩，蓝闪石含量增多（5—30%），且呈长5—10cm，宽0.5—1.0cm的小透镜状集合体；剖面中部则是钠长绿帘蓝闪片岩，矿物以蓝闪石和绿帘石为主，蓝闪石含量约30—50%，局部含量更高；南部为钠长阳起绿帘蓝闪片岩，含蓝闪石20—40%。整个剖面中发育数条断层，偶见少量铁质碧玉。剖面中这种矿物成分变化，是原来变质不均匀，还是因为岩块边部蚀变所致，尚待研究。

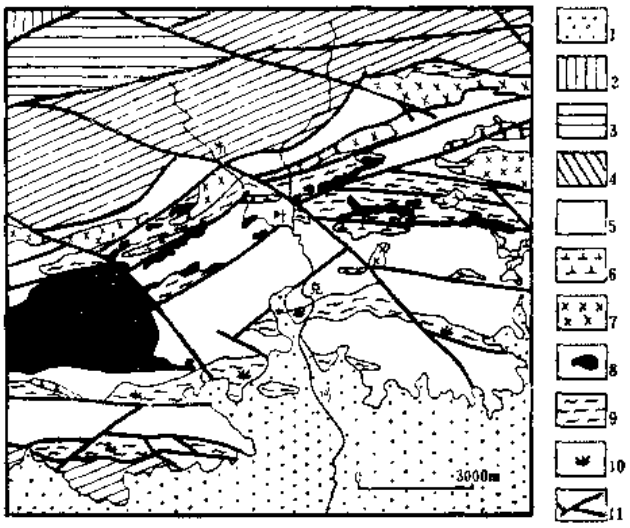


图 3-4 唐巴勒地区地质图
示蓝片岩产地及地质背景
（据郭义华❶，略修改）

Fig. 3-4 Geological map of Tangbale area
1—第四系；2—下石炭统；3—中泥盆统；4—下志留统；5—中奥陶统(洋壳上层)；6—闪长岩；7—辉长岩；8—超基性岩；9—蛇纹混杂岩；10—蓝闪片岩；11—断层

在唐巴勒蛇绿混杂体南的加得尔沙依沟，含蓝闪石的岩石常与变质基性熔岩共处一个岩块内。基性熔岩多为细碧岩，常显示受过强烈挤压，有的具有枕状构造和杏仁构造。蓝片岩一般含20—30%的蓝闪石，也有的绿色片岩岩块内只含少量蓝闪石。

由上述岩石组合及岩石化学成分❶，唐巴勒高压变质带中的蓝片岩的原岩很显然仅为基性熔岩，后者作为古洋壳（蛇绿岩）的重要组分，在古洋壳板块和陆壳板块的聚敛边界因俯冲而遭受高压低温变质，并成为蛇绿混杂体中的外来岩块。

（三）矿物学特征和变质相

唐巴勒蓝片岩虽呈岩块产出，但是由于原岩及变质程度基本相同，所以矿物共生组合单一，不同之处仅在共生矿物的相对含量因地而略有变化。主要矿物为蓝闪石、绿帘石、钠长石、绿泥石，以及少量的斜黝帘石、白云母、榍石、磁铁矿和后期次生的方解石与石英等。据郭义华对该区23个蓝闪石类矿物的电子探针分析数据的研究，唐巴勒蓝片岩中的蓝闪石类矿物均为青铝闪石，其中铝多具六次配位（图3-5，图3-6），这与它们系基性熔岩经高压变质而形成的论点是一致的。青铝闪石在显微镜下可见晶体不同程度地碎裂和具有波状消光，反映它们形成后又遭受了强烈变形，很可能正是这一变形事件，使它们遭受肢解构成蛇绿混杂体中的岩块。需要指出，有些薄片中见有呈纤维状和晶簇状的阳起

❶ 郭义华，1983，唐巴勒地区蓝闪石片岩，研究生论文。

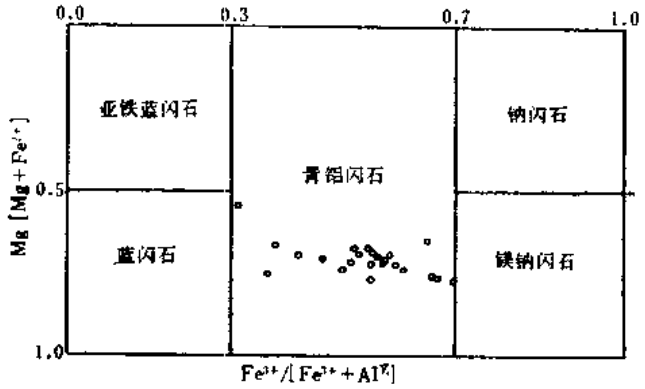


图 3-5 唐巴勒蓝片岩中蓝色闪石成分分类图解
(图中闪石分区界线据 Leake, 1978; 闪石成分据郭义华●)
Fig. 3-5 The compositional classification of glaucophanic minerals in Tangbale blueschist

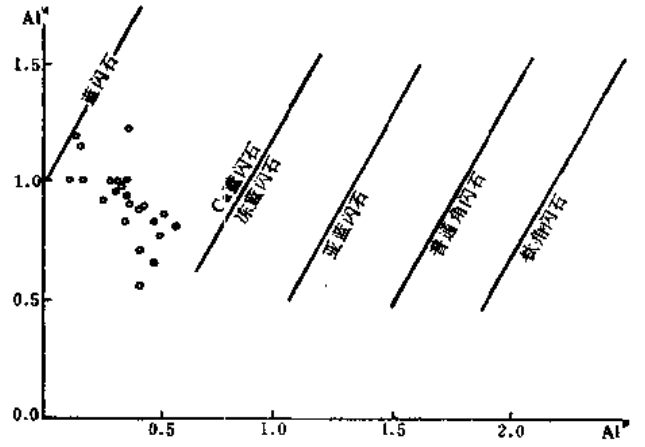


图 3-6 唐巴勒蓝片岩中蓝色闪石按 23 个氧原子计算的 $Al^{Ⅵ}$-$Al^{Ⅳ}$ 配位图解
(闪石分界据 Mottana et al., 1970; 成分资料据郭义华●)
Fig. 3-6 $Al^{Ⅵ}$-$Al^{Ⅳ}$diagram of glaucophanes from the Tangbale blueschists

石，未见与蓝闪石共生，很可能为次生或叠加变质的产物。

该带中尚未发现硬柱石和硬玉，特征矿物仅为青铝闪石，这说明其变质条件为温度偏高，压力偏低 (Miyashiro, 1973)。因此，该带的变质相应属接近绿片岩相的蓝片岩相。

(四) 时代及构造意义

1. 时代

唐巴勒高压变质带与蛇绿岩密切共生，蓝片岩往往以蛇绿混杂岩体的岩块产出，其原岩就是蛇绿岩的一部分。因此高压变质带的形成及演化与蛇绿岩有密切关系，也就是说，在缺乏直接资料论证其时代的情况下，可以由有关蛇绿岩时代的某些资料加以推测。

迄今尚未见有关唐巴勒蓝片岩时代的任何直接同位素年龄资料，但是涉及该蛇绿岩的时代却有较多证据。辉绿岩、超基性岩、枕状熔岩和角斑岩等样品全岩铷锶等时线年龄为 421.1±65.7 Ma (冯益民，1986)，辉长岩中斜长花岗岩岩墙中分离出的榍石，测得铀铅法年龄为 508±20Ma(Tilton, et al., 1986)，与基性熔岩伴生的硅质岩分离出早奥陶世晚

● 郭义华，1983，唐巴勒地区蓝闪石片岩，研究生论文。

期的放射虫。由此可见，唐巴勒蛇绿岩形成于寒武纪末和奥陶纪初，作为古洋壳存在，即它所代表的古洋盆可至少持续到中奥陶世尚未关闭。由此可以推论，唐巴勒蓝片岩作为该洋壳高压变质的产物，其形成时代的下限不应该低于早奥陶世。

在玛依拉山南坡，下志留统恰尔尕也组陆源碎屑沉积物直接不整合于蛇绿岩之上，其底砾岩的人工重砂中发现含有大量蛇纹石、橄榄石、铬铁矿和蓝闪石❶。这一现象说明唐巴勒高压变质带的形成及抬升至地表的时代的上限不晚于早志留世。

2．构造意义

唐巴勒高压变质带的特征及产状，表明它们的形成与古板块之间的相互作用有着密切的因果关系。较为合理的解释是：寒武纪末，随着古亚洲洋北支的封闭及泛准噶尔地块的解体（李锦轶等，1990），准噶尔洋盆形成，东西准噶尔及天山和南蒙古等地形成统一的洋盆，准噶尔地块成为该洋盆内部的一个小陆块。中奥陶世开始，东西准噶尔均发生洋壳板块向准噶尔地块之下的俯冲。在东准噶尔形成了洋盆南侧的沟-弧-盆体系，最后在志留纪期间导致了准噶尔地块与西伯利亚古板块的碰撞，洋盆局部闭合。而西准噶尔的洋壳俯冲消灭，产生了唐巴勒高压变质带和蛇绿混杂体。由于目前尚无洋盆在西准噶尔也曾在志留纪期间闭合的证据，所以下志留统与蛇绿混杂体与蓝片岩之间的不整合，可能标志着后者的侵位与某种仰冲及推覆逆冲过程有关。

三、南天山北坡高压变质带

（一）大地构造背景

南天山北坡高压变质带位于哈尔克山主脊北侧，在那拉提断裂南侧呈北东东—南西西向断续延伸，长300 km以上，宽10—20 km不等，向西延出国境，与苏联的所谓“尼古拉耶夫线”相连。王作勋等（1989，1990）曾称之为汗加依拉克蓝闪片岩带。该带以南的哈尔克山南坡，发育一套片岩、片麻岩，近年获得了645 Ma(Rb-Sr全岩等时线年龄)，676 Ma（片麻岩中锆石U-Pb年龄）同位素年龄值（中国科学院登山科学考察队，1985），变质程度达角闪岩相，其上被中泥盆统灰岩不整合覆盖。向北至托木尔峰，汗腾格里峰等与蓝片岩带之间的广大地区，出露志留系（？）的变质碳酸盐岩和变质沉积岩，厚度达万米以上。在高压变质带以北，则出露属于伊犁小板块基底岩系的中天山拉尔敦群混合岩化较强的变质岩，包括片麻岩、片岩、夹大理岩及角闪片岩，其原岩形成时代为1300—1400 Ma（朱杰辰等，1986），变质年龄为863±54 Ma（王作勋等，1990），同时，其全岩Rb-Sr等时线还记录了发生在334.9 Ma的一次地（热）事件（朱杰辰等，1986）。

（二）岩石学特征及原岩建造序列

对南天山北坡高压变质带的研究主要是集中在科克苏河流域和长阿吾子沟一带。

在科克苏河流域，该带出露宽度约14.5 km，与志留系大理岩及变沉积岩系和元古代混合岩之间均以逆冲断层为界（图3-7）。剖面南部为一套低绿片岩相变质岩，岩性主要为绿泥-绢云石英片岩、绢云绿泥钠长片岩、绿泥绿帘阳起片岩夹绿泥绿帘阳起钠长变粒岩等，原岩主要为泥质细砂-粉砂岩，凝灰砂岩及凝灰岩，夹数层大理岩(累计厚约320m)

❶ 郭文华，1983，唐巴勒地区蓝闪石片岩，研究生论文。

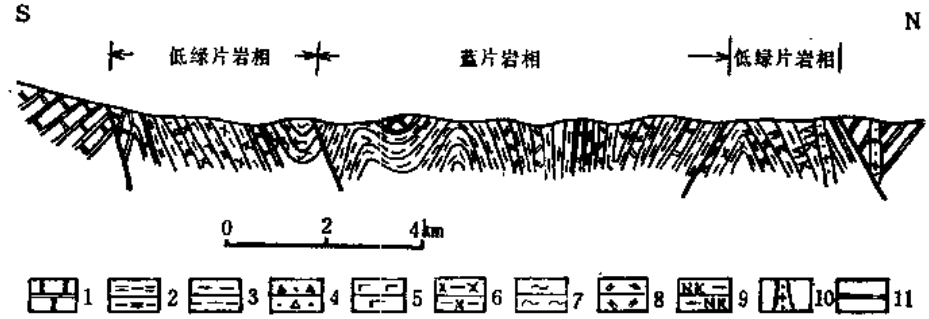


图 3-7 新疆特克斯县科克苏河蓝片岩带地质剖面
(据顾家俊❶，略有修改)

Fig. 3-7 Geological section of the blueschist zone in Koksu River, Teksi county, Xinjiang
1—大理岩；2—绿泥绢云石英片岩；3—绿片岩；4—石英角斑岩；5—基性熔岩；6—绿帘阳起片岩；7—绿帘阳起钠长变粒岩；8—蓝闪片岩；9—黑云二长变粒岩；10—石英斑岩；11—混合岩

和两层杏仁状钠质基性熔岩（约550m厚）及一层约100m厚的钾长石英角斑岩，总体构成一套下部以正常沉积物为主，中上部夹火山物质较多的细碧角斑质火山复理石建造。岩层变形较强，片理发育且常被扭折揉皱形成皱纹片状构造，线状同斜褶曲常见。

中段为变质带的主体，岩性主要为绿泥多硅白云母钠长片岩，绿泥多硅白云母石英片岩、多硅白云母绿帘蓝闪片岩等。含有蓝闪石的岩层及蓝闪片岩层占该段岩层的40%，总厚约2000m，50%岩层中含有铁铝榴石，含量一般为2—3%，少数达5—6%；剖面中还夹有多层大理岩（累计厚约1500m）及两层石英岩。岩石变质较深，仅个别地点保留变余砂状结构，因此，其原岩恢复不得不借助于岩石化学资料。据顾家骏研究❶，其原岩为成熟度较高的浊积岩夹碱性玄武岩及大理岩。其中的碱性玄武岩可能形成于大洋盆地内的岛屿。这段岩层变形非常强烈，紧闭线性褶皱，流褶皱等常见，压溶的石英细脉亦广泛发育。

剖面北段变质属低绿片岩相，又可进一步分为偏南部的钠长石-绿泥石带和北端的黑云母带，其原岩建造分别为基性火山岩和由泥质长石砂岩及硬砂岩构成的复理石建造。在其中尚未发现蓝闪石，变形程度亦较低。

剖面北端以一逆冲断裂带（那拉提断裂）与中天山地块相邻，后者靠断裂带附近具有高温低压变质带的特点，表现为花岗岩和英云闪长岩的侵入及受其影响而导致的各种混合岩的形成。

木扎尔特峰以北的长阿吾子沟一带，高压变质带的产出特征与科克苏河流域基本相同，但以剖面中发育有经受高压变质的基性超基性岩而别具特色（王作勋等，1990）。

上文所述的那拉提断裂恰好通过长阿吾子沟，沟北为一套混合岩，以及铁铝榴石闪岩，辉石变粒岩，伴随有344Ma的二长花岗岩，石英闪长岩和花岗闪长岩，周围的混合岩同位素年龄为382—383 Ma（中国科学院登山科学考察队，1985），构成一条高温低压变质带。并且伴生的花岗质岩石远离该断裂向北，时代变新，钾质含量增高，揭示出地壳成熟度逐渐增高的特点。

长阿吾子沟那拉提断裂以南，即为高压变带，出露宽度达1000多米（图3-8）。靠近

❶ 顾家骏，1986，新疆西天山科克苏河蓝片岩带特征、形成历史及地质意义。新疆区测。

该断裂附近的剖面北段为变质达低绿片岩相的变火山沉积岩系，岩性包括绢英石英片岩、二云片岩、绿泥黑云片岩夹大理岩，紧靠断裂为浅绿色绿帘阳起片岩（出露宽度约30m）。再向南，如图 3-8 所示剖面中部，即为蓝片岩，其原岩包括辉长岩、辉橄岩和碎屑沉积岩。剖面南段为变质火山岩（阳起钠长片岩）和变质沉积岩（斜长（石榴）白云石英片岩夹大理岩），未见含有蓝片岩相变质矿物。再向南则终年为冰雪覆盖。

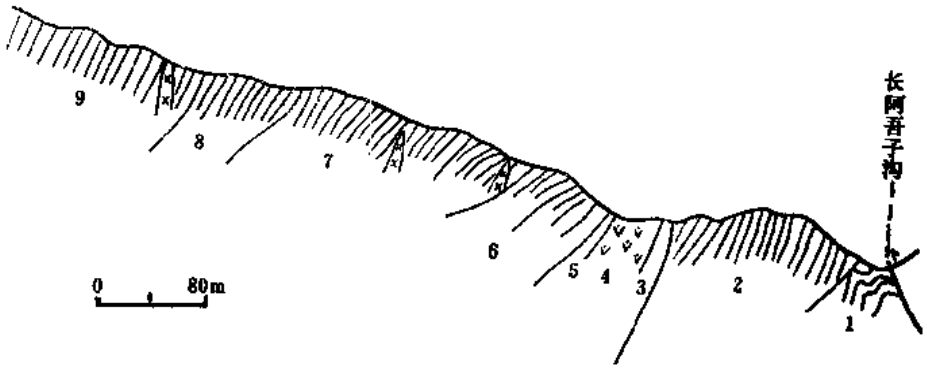


图 3-8 木扎尔特河谷长阿吾子沟南坡蓝片岩地质剖面
（据王作勋，1990）

Fig.3-8 Geological section of blueschists across the south slope of Changarwzigou of the Muzat valley

1—绿帘阳起片岩；2—云英片岩夹大理岩；3—阳起钠长片岩；4—蛇纹石化辉橄岩；5—长英片岩；6—斜长蓝闪片岩、云英片岩、钙质片岩；7—含蓝闪石片岩（石榴蓝闪云英片岩、蓝闪白云石英片岩、蓝闪白云片岩、蓝闪石英片岩）；8—阳起钠长片岩；9—斜长白云石英片岩、石榴斜长白云片岩

长阿吾子沟南高压变质带的原岩建造系列表现出以复理石型碎屑岩夹薄层条带状碳酸盐岩为主，并有数条后期的煌斑岩及辉绿岩岩墙侵入。至于剖面中的变质基性超基性岩及火山岩（基性熔岩），则很可能不是岩浆侵入体和夹层，而是构造侵位的外来岩块，属于南天山北坡蛇绿岩的一部分。

由于遭受了高压低温变质作用，上述剖面中的基性超基性岩已变质为阳起钠长片岩和蓝闪黝帘石榴透辉石岩，以及蛇纹石化辉橄岩；基性火山岩变质为绿帘阳起片岩、阳起钠长片岩、绿泥绿帘阳起钠长片岩、白云绿帘蓝闪片岩和白云钠长蓝闪片岩等；复理石砂页岩变质为斜长白云片岩、云母片岩、蓝闪白云石英片岩、蓝闪白云片岩、斜长蓝闪白云片岩，二云片岩及变质砂砾岩等；碳酸盐岩变质为薄层状条纹大理岩。

（三）矿物学特征及变质相

南天山北坡高压变质带由含蓝闪石的各种片岩和不含蓝闪石的各种片岩组成。因此，在由不同原岩变质而又处于不同构造层位的岩石中，矿物成分具有比较明显的差别。

在含蓝闪石的岩石类型中，由基性超基性岩变质而形成的蓝闪黝帘石榴透辉石岩的共生矿物组合为黝帘石-石榴石-蓝闪石；由基性火山岩变质形成的各类片岩，包括如下几种共生矿物组合：多硅白云母-绿帘石-蓝闪石、多硅白云母-钠长石-蓝闪石、蓝闪石-钠长石-绿帘石等；而高压变质的沉积岩中则出现蓝闪石-多硅白云母-石英、斜长石-蓝闪石-多硅白云母和蓝闪石-多硅白云母等组合。上述各种组合中的蓝闪石成分单一，仅个别岩层中可见外圈为青铝闪石、内圈为蓝闪石的固溶体环带；多硅白云母主要为 2M$_1$ 型，部分

为3T型。b_0值为9.030—9.034 Å；有些帘石呈长柱状或长菱形切面，即呈硬柱石假象；部分方解石为长柱状晶体，有可能是文石的高温变体❶。此外，偶见蓝闪石变为黑硬绿泥石。中国科学院登山考察队（1985）报导了长阿吾子沟以南的蓝片岩中还含有硬柱石等。上述各种现象表明，南天山北坡高压变质带形成时温度偏高，或者说高压变质过程中温度有逐渐升高的趋势，许多岩石很可能都叠加了比较微弱的较高温度的变质作用。

如上文所述，不含蓝闪石的岩石分布在剖面南段和北段，其矿物学特征亦略有差异。在剖面南段，岩石变质程度略低，变沉积岩中的矿物组合为绢云母-绿泥石-钠长石-石英，斜长石-白云母-石英，变基性火山岩的矿物组合为阳起石-钠长石、绿泥石-阳起石-钠长石-方解石等，变形普遍较强。而在剖面北部，变质基性火山岩的矿物组合与南段相同，但变沉积岩系中普遍出现黑云母，以黑云母-白云母共生的二云母片岩发育为特征。这种差异的原因尚不清楚，一种可能的解释是剖面北段的岩层更接近高温低压变质带，因而在变质作用过程中温度较高、压力略低。

综合上述，南天山北坡高压变质带应归入蓝闪片岩相。变质作用历史可以划分为早期的蓝闪片岩相和晚期的绿片岩相。表现在绿泥石转变为黑云母以及可能存在的硬柱石和文石分别被绿帘石和方解石替代。其原因似乎可以归结为随着古板块俯冲以至碰撞，位于俯冲带深部的蓝片岩因受碰撞后地温梯度升高的影响而遭受较高温的叠加变质。

（四）时代及构造意义

1．时代

南天山北坡高压变质带的形成时代，因缺乏地层覆盖关系，而一直是个有争议的问题。一部分学者认为是前寒武纪形成的（王作勋等，1989，1990），而另一些学者则把它们看作是华力西早期的产物（中国科学院登山科学考察队，1985）。

认为该变质带是前寒武纪形成的论点，主要是依据几组蓝片岩和绿片岩的Rb-Sr全岩同位素等时线年龄而提出。这些年龄值包括729 Ma（中国科学院登山科学考察队，1985），634±289 Ma（王作勋等，1990）和567 Ma（王作勋等，1989）。正如上文所述，上述年龄值均来自低级变质的火山沉积岩系，因此，能否代表该带高压变质作用时代是值得怀疑的。姑且不论上述年龄值本身精度及样品选取方面是否存在问题，它们充其量也只能是沉积、成岩（包括火山岩喷发冷凝）、变质以及后期构造热事件干扰，甚至还可能包括沉积岩碎屑物本身时代等混合产物，显然把这样的年龄当做高压变质事件的时代是不合适的。

南天山北坡高压变质带是华力西早期形成的论点，一直缺乏确凿的证据，仅是依据区域地质资料分析对比得出的。然而，我们对长阿吾子蓝片岩中蓝闪石所进行Ar-Ar法定年支持了这一论点。测试对象为石榴白云蓝闪片岩中的蓝闪石，由地质矿产部地质研究所同位素地质研究室采用Ar-Ar法测试，得出坪年龄为350.89±1.96 Ma，其年龄数据和年龄谱线如图3-9所示，图3-10给出了^{40}Ar的折出曲线。因此，我们认为，这一年龄刚好与区域地质资料吻合，基本可以做为该高压变质带的形成时代，表明该带是在石炭纪初或稍早经受了高压低温变质作用。

2．构造意义

南天山北坡高压变质带特征及时代方面的最新资料给重建天山古板块构造提供了极为

❶ 顾家骏，1986，新疆西天山科克苏河蓝片岩带特征、形成历史及地质意义。新疆区测。

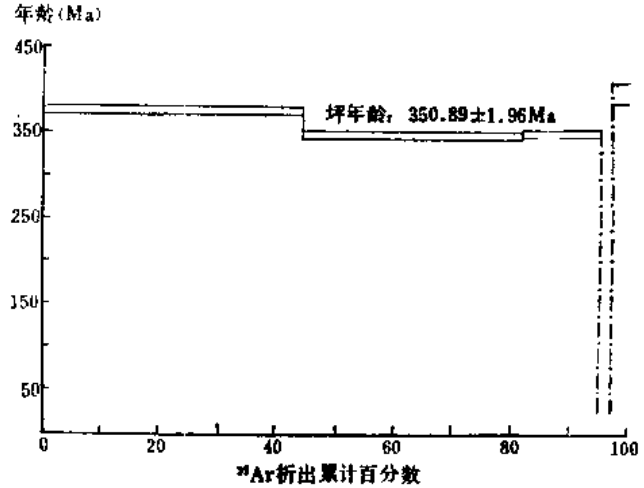


图 3-9 长阿吾子沟南蓝片岩中蓝闪石的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 坪年龄图解

Fig. 3-9 $^{40}Ar/^{39}Ar$ plateau age diagram of the glaucophane of the south Changawuzigou blueschists

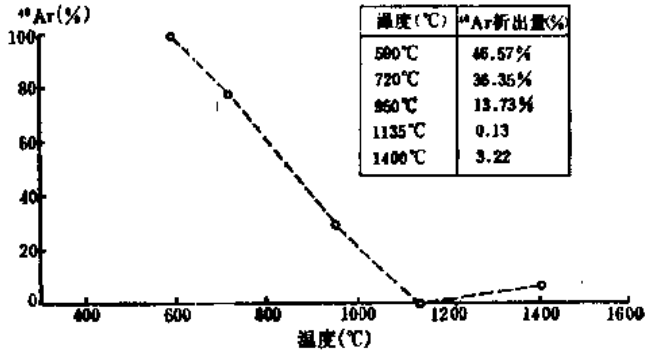


图 3-10 长阿吾子沟南蓝片岩中蓝闪石中的 ^{40}Ar 析出与样品加热温度之间的关系

Fig. 3-10 Diagram of relationship of ^{40}Ar release to the temperature for the glaucophane from the south Changawuzigou blueschists

重要的依据。在中国天山腹地，以那拉提断裂为界，其南发育晚志留世—早泥盆世（这个时代并不很确切）强烈肢解的蛇绿岩和早石炭世初期形成的高压变质带，下石炭统维宪阶的沉积地层不整合在不同时代的地质体之上。尽管迄今未发现古生代地层的连续完整剖面，这些资料也使我们基本可以重建该区构造演化和洋-陆变迁的历史。

在那拉提断裂以北，主要出露元古代变质地层，古生代地层比较缺乏。但是近年对侵入上述变质地层中的花岗岩及混合岩化作用等时代的研究（中国科学院登山科学考察队，1985；朱杰辰等，1986），发现该区在 350 Ma 前后经历了比较强烈的构造事件，导致了花岗岩体的侵入和高温低压变质作用。这一构造热事件甚至可追溯到 380 Ma 以前，强烈的高温低压变质作用导致了强烈的混合岩化。也就是说，与那拉提断裂南侧高压低温变质作用对应，断裂北侧存在一条至少是中泥盆世—早石炭世初期的高温低压变质带。

考虑到南天山北坡高压变质带的矿物学特征和区域地质资料，似乎可以这样重建该区古板块构造格局及演化，即：早石炭世维宪期以前，该区存在着一个古天山洋盆（很可能为古亚洲洋的一部分），该洋盆何时形成还是有待研究的问题，但是至少泥盆纪期间，该洋

盆的洋壳板块是向北侧中天山(伊犁板块)之下俯冲的，古俯冲带大致位于那拉提断裂上。其北侧发育陆缘火山弧(目前基本被剥蚀殆尽)，弧的根部发育高温低压变质作用。南天山北坡高压低温变质带是该洋盆洋壳顶部，包括玄武岩和其上的复理石，在早石炭世初被俯冲到相当于蓝片岩相温压条件的深度经受了高压低温变质作用而形成的。大致与此同时，该洋盆闭合，两侧陆块碰撞。此后，俯冲停止，碰撞带的深部地热梯度因构造深埋等原因而升高，使已形成的高压变质岩石受到了较高温度（相当于高压的绿片岩相）变质作用的影响，而发生叠加变质，产生了黑云母等变质矿物。然而，由于构造等因素的影响而快速抬升，使较高的地热梯度未能长期稳定地影响高压变质岩石，从而基本保留下来了其早期变质形成的矿物共生组合。

总之，南天山北坡石炭纪早期高压变质带的确认及其构造成因解释，使得该区在中泥盆世及其以后不存在洋盆的论点（王作勋等，1990）发生了动摇，并为重建该区古构造及古地理格局提供了宝贵的地质资料。

四、结论与问题讨论

由以上三条高压变质带岩石学特征以及其时代，产出的大地构造背景和构造意义等，不难看出新疆北部高压变质带具有如下几方面的共性：

1．它们均分布在强烈的构造活动带内。例如唐巴勒高压变质带和南天山北坡高压变质带均产在古生代造山带中，或在古板块活动边缘的俯冲带，或在古板块的缝合带。都与板块之间的聚敛作用有密切的成因联系。近年国内外有些学者都强调了蓝片岩成因可能与板块聚敛活动无关，但是新疆北部高压变质带的特征并不支持这种观点。即使是位于塔里木板块北部的阿克苏高压变质带，也不是大型断裂活动和一般深埋作用的产物，而是标志着前震旦纪的板块活动的存在。

2．在矿物组合及变质相方面，新疆北部各高压变质带中仅见蓝闪石(多为青铝闪石)和多硅白云母，以及黑硬绿泥石，未见确凿的硬柱石和文石，更未见硬玉质辉石的痕迹。这是否均是变质作用的温压条件偏离典型的蓝片岩相，而接近绿片岩相，即温度偏高造成的；还是因叠加较高温区域变质作用改造的结果，还有待进一步研究。

除了上述三条高压变质带之外，新疆北部造山带中是否还存在其他的高压低温变质带呢？答案恐怕会是肯定的。因为近年曾有报导说，在西准噶尔达拉布特蛇绿岩带中发现硬柱石和蓝闪石（冯益民等，1986），东准噶尔卡拉麦里蛇绿岩亦可能含有类似的矿物组合（李锦轶等，1988）。此外，阿尔曼太-北塔山构造带和北天山苦水变质带也可能经受了高压低温变质作用。对此，有必要引起今后工作的注意。

第四章　新疆北部花岗岩类概述

花岗岩的成因研究一直是地球科学中一个重要而复杂的课题，多年来，观点分歧，争论激烈。早期谈花岗岩分类，无论是矿物定量或是化学分类，都是岩相学意义上的分类，属描述岩石学范畴。50年代，人们开始将各类岩浆岩的形成和分布，同区域大地构造演化联系起来，应用传统的地槽学说，把各类岩浆岩划分成地槽早期，造山期和造山期后三大共生组合，这种认识和划分代表了本世纪中期大地构造学和岩石学的重要进展。60年代后期，由于板块构造理论的兴起和同位素等新技术、新方法的迅速发展，人们有可能将花岗岩成因与其物质来源和形成的地质环境联系起来，并依据矿物学和地球化学参数建立花岗岩分类，进而根据不同成因类型花岗岩的地质分布同大陆板块边缘之间的关系，研究花岗岩类岩石及有关矿床形成的大地构造环境。这实际上就把关于花岗岩类岩石研究的几个重要方面有机结合起来，成为当前花岗岩研究中的一个重要课题。

根据近代地球物理研究，我们知道岩石圈由上到下可粗略划分为上地壳、下地壳和上地幔三个层次，而且每个层次都是不均一的。同是来自上地幔或下地壳的超基性或基性岩

表 4-1　花岗岩成因分类对比

（据Pitcher，1983，修改补充）

Table 4-1. Correlation of various genetic types of granitoids

作　　者	来　　源			
	地　壳　的	混　合　的		地　幔　的
Shand(1913)	过　铝　的	次　铝　的	准　铝　的	碱　性　的
Chappell和White(1983)	S　型	I　型		A　型
Debon和Lefort(1983)	铝　型	钙　铁　镁　型		
Capdevila等(1973)	中地壳花岗岩	混合花岗岩	地壳底部花岗岩	未　定
Lameyre(1980)	淡色花岗岩 （地壳熔融）	钙碱性系列 高K　中K　低K	拉斑系列	碱性系列
Didier和Lameyre(1969) Dider等(1982)	C型(Crustal) 淡色花岗岩	M型(mixed或mantle) 二长花岗岩和花岗闪长岩		未　定
Ishihara(1977)	钛　铁　矿　系　列	磁　铁　矿　系　列		
Pitcher(1983)	S　型	I（加里东型），I（科迪勒拉型）→M型 低Ca　高K　　高Ca　低K		A　型
徐克勤(1983)①	陆壳改造型	过渡壳同熔型		褶　源　型
董申保(1982)①	混合花岗岩	与钙碱性火山岩有关的花岗岩	与超基性有关的花岗岩	
洪大卫(1985)①	转生花岗岩	混生花岗岩	原生花岗岩	混生花岗岩

① 转引自莫柱荪、洪大卫，1986，花岗岩问题讲稿。

浆，可以通过直接结晶分异作用生成花岗岩，也可以通过和上地壳物质的同化混染作用生成花岗岩；同是上地壳物质，通过交代-变质作用可以生成花岗岩，也可以通过深熔或同熔作用生成花岗岩。由此可见，单是三个层次的不同方式形成的花岗岩，其排列组合就具有极多的类型，如果再加上每个层次的不均一性，那么花岗岩类型几乎有无限的可能性。这就决定了花岗岩成因分类的复杂性和多样性。因此花岗岩的成因分类都有它的局限性和相对性。

目前国内外地质学家提出的花岗岩分类不下十数种。我们择其影响较大，较为普遍采纳的几种列表如前（表4-1），其中尤以Chappell, et al.（1983），Pitcher（1983）和徐克勤（1983）采用较多。但不论哪一种分类，都是一种理想情况下的划分，而实际情况却是千差万别，存在各种各样的过渡情况，这种差别取决于成岩时源岩的大陆壳特征，包括地壳成分、厚度、地壳岩石部分熔融的深度和程度以及不同的水含量等等。因此在实际工作中不能生搬硬套，特别要与详细的野外研究工作相结合。

我们结合新疆北部的地质调查和收集的最新研究成果，特别联系该区古生代板块活动，来探讨花岗岩的成因和形成的大地构造环境。根据新疆北部板块构造区划，由北而南择其西伯利亚板块南缘的阿尔泰陆壳板段、东准噶尔活动大陆板段及天山地区（哈萨克斯坦板块的北天山活动大陆板段、伊犁-中天山陆壳板段和南天山活动大陆板段）三部分来讨论。

一、阿尔泰陆壳板段的花岗岩类

阿尔泰陆壳板段分布着大量的花岗岩，其出露面积约占该区面积的百分之四十。岩体总体分布为北西向，与区域构造线方向一致。

从新疆地矿局1988年编制出版的1:200万新疆维吾尔自治区地质图上可以看到，除中、蒙、苏三国边境交界处友谊峰附近有一加里东中期的斜长花岗岩和少量零星出露的燕山期小型花岗岩外，全区所有花岗岩全部属于华力西期。那个加里东期花岗岩是根据新疆区调队在上奥陶统底砾岩中见到此类花岗岩砾石而划归加里东期的。近年来，邹天人等根据所测可可托海东南部吐尔洪英云闪长岩-花岗闪长岩岩体Rb-Sr全岩等时线年龄为408±46 Ma，邓访陵等用Pb-Pb锆石等时线测得其年龄为401.8±5.3 Ma，两种方法年龄大体吻合，进一步确定本区存在加里东期的花岗岩岩体。邹天人等(1988 a)同时提到印支期—燕山期花岗岩本区可能不存在，前人根据一些K-Ar同位素年龄所确定的燕山期花岗岩，可能是由于样品处理不当，而使Ar丢失，所以年龄偏低。在1988年新疆地矿局编制的1:150万新疆地质图❶，采纳了邹天人等的意见，除增加了一些加里东花岗岩体外，将以前的燕山期小岩体都归属华力西晚期。我们根据上述资料，编制了阿尔泰区花岗岩地质略图（图4-1）。

根据阿尔泰陆壳板段花岗岩类的成岩方式，物质来源和形成环境，结合岩石组合、地球化学特征，将该区花岗岩分为四个成因类型：壳源交代-变质型、壳-幔源同熔型、壳源重熔型和幔源型。

壳源交代-变质型主要指地壳在超变质作用条件下，不经过岩浆阶段，受到粒间流体的

❶ 新疆地质志附图。

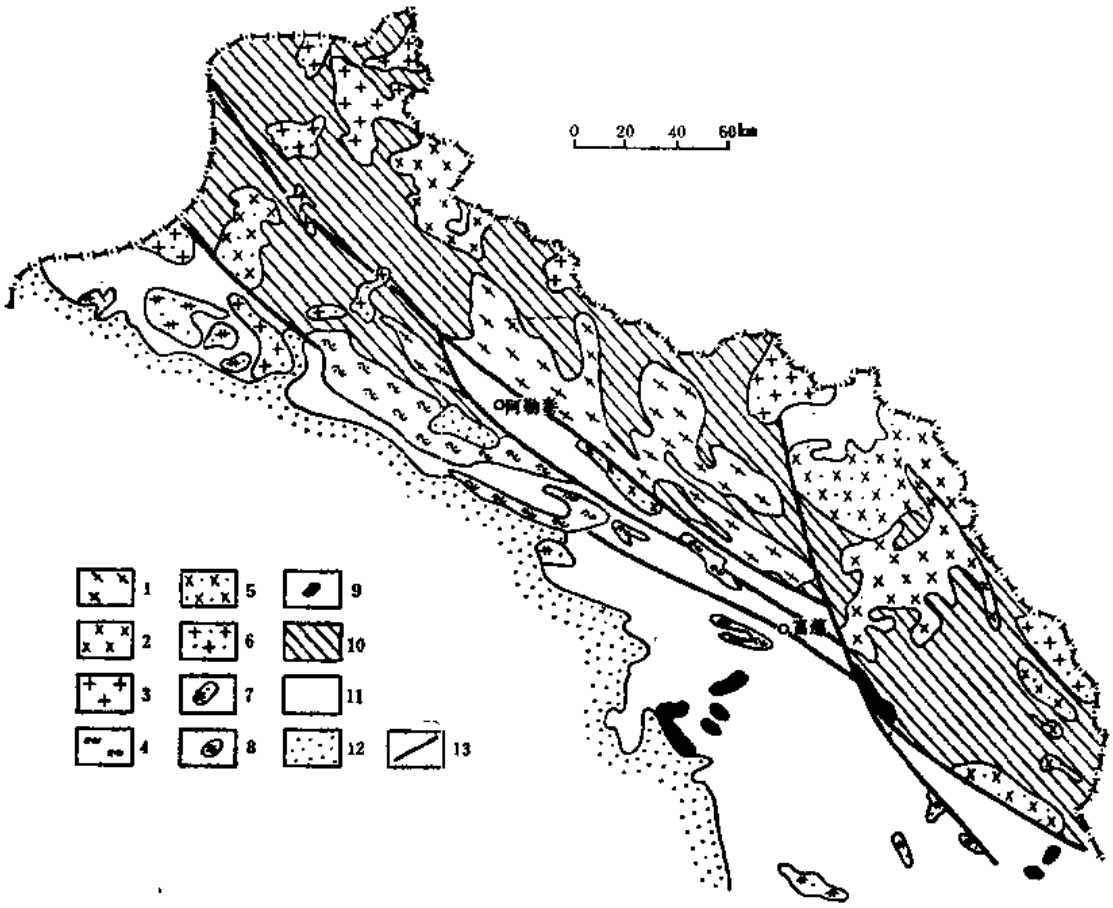


图 4-1 阿尔泰各期各类花岗岩分布略图

Fig. 4-1 Geological map of Altay showing distribution of various granitoids

加里东期：1—壳源交代-变质型(花岗片麻岩-片麻状花岗岩)；2—壳-幔源同熔型(英云闪长岩-花岗闪长岩)；3—壳源重熔型（黑云母花岗岩）

华力西中期—晚期：4—壳源交代-变质型（花岗片麻岩-片麻花岗岩)；5—壳-幔源同熔型（角闪-黑云母花岗岩-黑云母花岗岩)；6—壳源重熔型（白云母花岗岩，二云母花岗岩）

华力西晚期：7—壳-幔源同熔型（英云花岗岩-花岗闪长岩)；8—壳源重熔型(黑云母花岗岩)；9—幔源 型(碱性钠铁闪石花岗岩）

10—下古生代变质地层；11—上古生代变质地层；12—新生界沉积层；13—主要断裂

扩散交代，在原地或半原地形成的花岗岩类岩石。一般与围岩产状一致，呈整合接触关系，由于形成同造山期，其分布往往与区域构造线方向一致。相当于通常划分的陆壳改造型、壳源型。由于地壳岩石中有沉积岩，也包括有火成岩，所以既有S型，也有I型。

该类岩体主要分布在阿勒泰—富蕴一线（图4-1），构成阿尔泰北部山区的主体。岩体由混合花岗岩、片麻黑云母花岗岩、片麻花岗岩、花岗片麻岩组成。多呈条带状、平直的岩席状或似层状产出，岩体中常见被交代原岩的残留体，围岩、岩体及岩体中的残留体三者产状一致，整合接触或逐渐过渡，其方向与区域构造线北西向一致。岩体沿走向分布稳定，可延长数十公里，而沿倾向变化较大。岩体中韧性剪切带发育，叶理挠曲，长英质脉强烈褶皱。形成时代上有二期（邹天人等，1988 a）。加里东中晚期：主要沿该区奥陶纪、志留纪地层背斜核部分布，与围岩为逐渐过渡关系。Rb-Sr 等时线年龄为 377±18 Ma。稀土元素含量变化范围大，REE 总量在 162.55—353.90 ppm，$(La/Lu)_{cn}$平均值为 4.60，

与区内中上奥陶统和中上志留统岩石的特征值相近，其稀土元素球粒陨石标准化曲线两者完全一致。华力西中晚期：岩体沿泥盆纪地层的褶皱轴部呈北西向分布，岩体中心为片麻黑云母花岗岩，两侧为花岗片麻岩，逐渐变为片岩、千枚岩等。岩体稀土元素总量平均值107.92 ppm，$(La/Lu)cn$值为8.75，δEu值为1.15。这两期岩体是在造山挤压环境下，由沉积岩在超变质作用过程中，可能有来自深部的浆汁或热体参与下，粒间扩散交代而成。

壳-幔源同熔型一般指活动大陆边缘环境，辉长岩-石英闪长岩-黑云母角闪石英云闪长岩组合。由于俯冲作用提供热量和水份，诱发下部地壳、幔物质发生熔融，上升侵入到地壳浅部或出露地表形成侵入岩或火山岩。这类岩石成分均一，由于部分熔融的深度和程度不同，所以具有较宽的总体成分。相当通常分类中的I型、同熔型。

这类岩体在本区分布比较广泛，岩石组合为斜长花岗岩-英云闪长岩-花岗闪长岩。一般呈岩基或岩株产出，常被晚期花岗岩侵入而形成复式岩体，与围岩呈明显的侵入接触关系。该类型岩体在本区可划分出加里东晚期、华力西中晚期和华力西晚期三个时代。加里东晚期岩体由辉长岩-闪长岩-石英闪长岩→英云闪长岩-花岗闪长岩→花岗岩组成的演化系列，由基性→中性→酸性，SiO_2增大，碱质增加，Ti、Fe、Mg、Ca降低。地球化学特征，辉长岩-闪长岩和云英闪长岩-花岗岩二者之间差别明显，前者稀土元素总量9.9—72.13 ppm，$(La/Lu)cn$值为0.78，LREE/HREE值为2.66，δEu为2.21，而后者分别为175.85—474.39，14.59，9.61，0.76；前者稀土球粒陨石标准化曲线近水平，有正高铕异常，后者曲线为陡右斜式，低负铕异常；后者$^{87}Sr/^{86}Sr$初始比为0.7069，$\delta^{18}O$值较低为9.45—10.80‰。华力西中晚期岩体岩石组合为角闪黑云花岗岩-黑云母花岗岩-二长花岗岩-白云母花岗岩，它们具有与加里东期该类岩体相似的岩石化学特征，但比加里东期酸性更强，碱质更高。稀土总量为142.01—351.95 ppm，LREE/HREE值为8.91，$(La/Lu)cn$值为10.09，δEu为0.66，稀土球粒陨石标准化曲线为较陡的右斜曲线。华力西晚期的英云闪长岩-花岗闪长岩类属此类型，一般岩体小，SiO_2较高（10个样品SiO_2平均值为74.69），REE总含量为140.19 ppm，LREE/HREE值为1.96，$(La/Lu)cn$值为3.92，δEu值0.70，稀土球粒陨石标准化曲线较平缓。随岩体岩石的SiO_2含量增加，HREE增加，$(La/Lu)cn$比值近于1，曲线更趋平缓，δEu值也愈低。$\delta^{18}O$值为10‰。表明岩浆演化作用对稀土元素在岩体内分布上起控制作用。具有通常I型花岗岩特点。

从上述类型岩体的岩石化学和地球化学特征参数来看，它们有板块边缘岩浆活动特点，可能是在低压下由玄武质岩石（角闪岩，辉长岩）部分熔融，或是在高压下由上地幔岩部分熔融经地壳同熔而成。

壳源重熔型一般指在板内或造山特环境，花岗闪长岩-二长花岗岩-钾长花岗岩-碱长花岗岩岩石组合，即所谓的淡色花岗岩（Didier et al., 1969），是在最低熔融条件下，由变沉积岩或较老的花岗质岩石熔融而来，相当通常的S型、陆壳改造型、壳源型。本类花岗岩在区内可分三期：加里东期以黑云母花岗岩、黑云母二长花岗岩为主，与壳-幔源同熔型相比，富硅、富碱，岩性稳定，成分单一，与围岩有明显侵入接触关系，稀土含量233.56 ppm，LREE/HREE值为5.41，$(La/Lu)cn$为6，中一低铕异常，稀土球粒陨石标准化曲线为中等右斜曲线，其分布型式与该区中上奥陶统岩石的稀土分布型式完全相同。$^{87}Sr/^{86}Sr$初始比值高达0.7259，岩石$\delta^{18}O$值也高，为11.4—12.81‰，说明此类花岗岩来源于地壳，由中上奥陶统变质砂岩、片岩、片麻岩熔融成均一的岩浆，侵入上覆围岩而成。华力西中

晚为壳源重熔型的岩石类型较多，主要为浅色花岗岩类：有二云母花岗岩、二长花岗岩、白云母花岗岩。它们常以岩株侵入在早期花岗岩和中上奥陶统，泥盆系和下石炭统岩石中。二云母花岗岩稀土含量不稳定，不同样品差别很大，由51.56—290.95 ppm，LREE/HREE为9.11，$(La/Lu)cn$值很高，达13.06，具有低铕负异常，δEu为0.52。白云母花岗岩一般为小的岩株，常与二云母花岗岩，似斑状黑云母花岗岩一起出露，紧密共生，其地球化学特征与二云母花岗岩差别很大，稀土元素总量最低，六个样品在5.24—40.62 ppm之间，LREE/HREE值为3.89，$(La/Lu)cn$值为3.69，都很低，稀土球粒陨石标准化曲线比较平缓，六个样品$^{87}Sr/^{86}Sr$初始比值在0.7100—0.7278之间，$\delta^{18}O$值11.32—13.00‰，所有这些特征，都说明源岩来自地壳层，属壳源重熔型。华力西晚期黑云母花岗岩，常呈等轴状岩株产出。其特点富硅、贫钛、铁、镁、锰，暗色矿物仅少量黑云母，稀土元素含量较高，达236.13 ppm，LREE/HREE值3.42，$(La/Lu)cn$值达7.26，低铕负异常，δEu值为0.33，稀土球粒陨石标准化曲线为较陡右斜曲线，$\delta^{18}O$值也较高，其源岩物质主要来自上地壳。

幔源型花岗岩包括二个亚类：其一是指在大洋环境的火山岛弧内出现的斜长花岗岩，与大洋岛弧玄武岩和辉长岩共生，直接来源于地幔或由俯冲到火山岛弧下的洋壳派生的母岩浆形成，也就是通常称的M型。此亚类在阿尔泰地区还未发现，根据大地构造环境条件的分析，今后在扎河坝—阿尔曼太一带有可能出现。第二亚类相当于板内与裂谷有关的岩浆活动或造山带拉张环境出现岩浆活动的最终产物，以碱性花岗岩为代表，一般出现在造山期后的非造山环境，也就是通常称的A型花岗岩。本区出露的主要是后一亚类，时代为华力西晚期。在阿尔泰陆壳板段上要沿南侧分布（图4-1）。岩石包括辉长岩-闪长岩、碱性钠铁闪石花岗岩，还有少量石英正长斑岩、正长斑岩和碱性正长岩。闪长岩-辉长岩，稀土元素含量比加里东期同类型岩石高，在62.21—134.55 ppm之间，随结晶分异作用，闪长岩→黑云-角闪苏长岩→橄榄苏长岩→块状铜镍矿石，稀土元素含量逐渐降低，在岩体底部的铜镍矿石内，REE含量最低，只有1.27—2.51 ppm。但各类岩石的稀土元素特征值非常相似，表现在它们稀土球粒陨石标准化曲线彼此平行，型式完全一致（邹天人等，1988 b）。碱性钠铁闪石花岗岩晶洞构造发育，矿物自形，晶体较大。地球化学特征为稀土元素含量高，达332.40 ppm，LREE/HREE值为5.78，$(La/Lu)cn$值低，为3.83，δEu值仅0.07，稀土球粒陨石标准化曲线是低右倾斜的“V”字型。由于贫水（无云母类矿物）、富碱、$K_2O+Na_2O\geqslant 9$，$\delta^{18}O$值也较低（9.01‰），又在造山期后形成，相当国外划分的A型花岗岩。这类花岗岩与区域内其它花岗岩没有分异演化关系，可能由下地壳或上地幔物质部分熔融产生岩浆，沿断裂上升侵入到浅部地层中结晶而成。

特别需要指出的阿尔泰地区加里东晚期和华力西晚期两期都发育有从辉长岩-闪长岩类岩浆开始分异演化到花岗岩的岩石系列，但它们的含矿性有很大的差异。前者是处在造山早期的挤压环境，其特征REE含量低，正铕异常，$(La/Lu)cn<1$，没有铜镍矿化，而后者REE含量高，无铕异常，$(La/Lu)cn>6$，有很好的铜镍矿床（如哈拉通克）。

二、东准噶尔活动陆缘板段的花岗岩类

东准噶尔地区花岗岩类岩石不及北部阿尔泰山区和南部天山地区发育，这可能与东准

噶尔地区古生代处于南北两地块之间的活动陆缘地带，地壳成熟度低于上述两地区有关。本区花岗岩类的分布和东准噶尔山区的区域构造线北西一南东方向一致。以岩株、小型岩基和零散分布。按其形成时代可分为加里东晚期、华力西早中期、华力西中晚期和华力西晚期。根据其岩石化学、地球化学特征可划分为三个成因类型，由于壳源重熔型的岩体小而分布零星，又被后期岩体穿插，所以在图中未能表示出来（图 4-2）。

加里东晚期花岗岩类零星见于北塔山早古生代褶皱带及卡拉麦里带东段纸房一带，在北塔山，岩体侵入奥陶纪一中志留世的索尔巴斯它乌群，被早泥盆世的金格尔达组不整合覆盖（图4-3），在纸房，侵入在奥陶纪—志留纪的荒草坡群，被晚志留考克塞尔盖组不整合覆盖，所以定为加里东晚期。1985 年新疆维吾尔自治区地质图（1:200 万）说明书，根据穿插关系及上覆地层时代不同，而分出加里东中期和晚期。我们认为索尔巴斯它乌群，荒草坡群以及库布苏群都是时代大体相同，环境大体相似的一套地层，上覆地层由于北塔山区未见上志留统的岩石，而被下泥盆统地层不整合覆盖，所以这期花岗岩类岩体总体属加里东晚期同一期的岩体。但在侵入过程中，酸性花岗岩类早一些，岩石主要为黑云母花岗岩，富斜花岗岩和片麻花岗岩，被稍晚一些的中酸性花岗岩类所穿切，岩石为花岗闪长

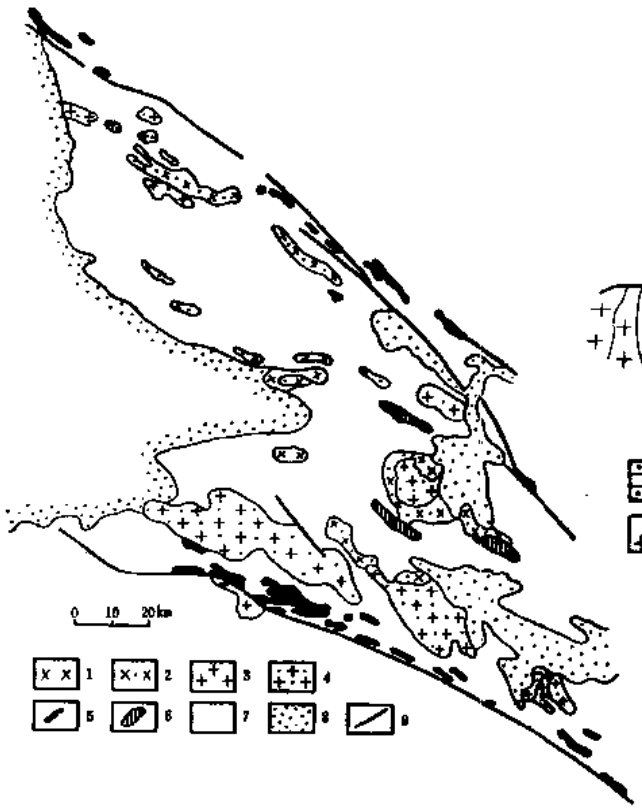


图 4-2 东准噶尔各期各类花岗岩分布图

Fig. 4-2 Geological map of east Junggar showing distribution of various granitoids

1—加里东晚期壳-幔源同熔型；2—华力西中晚期壳-幔源同熔型；3—华力西晚期幔源型（A型）；4—华力西早、中期幔源型（M型）；5—蛇绿岩及蛇绿混杂体；6—早古生代褶皱隆起区；7—晚古生代地层分布区；8—新生代地层分布区；9—主要断层

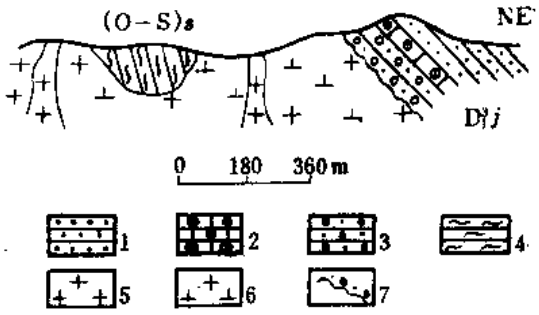


图 4-3 野马泉花岗岩与围岩接触关系

Fig. 4-3 Geological section north to Yemaquan showing the unconformity between the Yemaquan Caledonian granite and its country rocks

1—长石石英砂岩；2—生物碎屑灰岩；3—含砾长石石英砂岩；4—绿片岩；5—花岗岩脉；6—花岗闪长岩；7—不整合接触关系；(O—S)s—奥陶系-志留系索尔巴斯它乌群，D_1^3j—下泥盆统金格尔达组

表 4-2 东准噶尔各期各类花岗岩主要化学成分表

Table 4 2. Chemical composition of granitoids from East Junggar

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	样品数	岩　石	编　号
加甲东晚期 壳-幔同熔型	71.23	0.31	14.26	1.00	1.80	0.03	1.58	1.73	4.68	2.68	4①	花岗岩	1
	61.19	0.75	16.89	2.42	2.70	0.08	2.31	4.58	5.18	2.31	4①	花岗闪长岩	2
	62.24	0.59	17.62	2.43	2.78	0.07	2.43	5.41	6.10	1.42	3②	花岗闪长岩	3
	66.16	0.45	17.78	1.74	1.21	0.06	1.02	3.31	5.91	1.86		花岗闪长岩	4
华力西早中期 幔源型 （M型）	61.20	0.58	17.12	2.74	3.72	0.10	2.92	7.26	3.96	0.30		石英闪长岩	5
	75.03	0.50	13.51	1.68	1.31	0.04	1.09	1.06	5.25	0.41		斜长花岗岩	6
	77.73	0.33	12.45	0.70	0.48	0.03	0.65	1.81	5.56	0.18		斜长花岗岩	7
华力西中晚期 壳-幔同熔型	59.42	1.10	16.98	2.77	3.63	0.07	2.87	4.80	4.68	3.67	3②	花岗闪长岩	8
	66.13	0.45	16.32	2.29	1.90	0.11	1.88	3.65	3.91	3.29		花岗闪长岩	9
	68.14	0.59	16.53	1.97	1.04	0.03	0.87	4.00	1.25	2.41		二长闪长岩	10
	67.82	0.59	15.94	0.89	2.43	0.07	1.62	3.41	3.93	3.18		花岗闪长岩	11
	68.82	0.79	14.72	1.85	2.20	0.08	1.31	3.11	4.19	2.78		石英闪长岩	12
华力西晚期 幔源型 （A型）	75.44	0.18	12.63	0.86	0.81	0.03	0.30	0.77	4.07	4.81	② 23	偏碱性花岗岩	13
	77.60	0.08	12.49	0.25	0.74	0.02	0.00	0.53	3.68	4.61		偏碱性花岗岩	14
	76.18	0.16	13.02	0.26	1.18	0.03	0.11	0.86	3.55	4.62		偏碱性花岗岩	15

注：①新疆维吾尔自治区地质图（1:200万）说明书资料；②1:20万区域地质测量有关图幅说明书资料，其它为本课题测试资料。

岩、英云闪长岩。

黑云母花岗岩、片麻花岗岩规模很小，又被花岗闪长岩所穿切，所以很零星分布在花岗闪长岩的边缘，蚀变强烈。其岩石化学特征高硅，富铝、贫镁、钙，$Na_2O>K_2O$(表4-2)，岩石化学分类属铝过饱和系列。可能属同造山期壳源重熔型花岗岩。

花岗闪长岩，英云闪长岩，含有少量闪长岩和花岗岩分异体，由中心向外，有向富碱转化的趋势。岩石肉红色、灰色，中细粒花岗结构，似斑状结构，矿物成分主要为斜长石、石英、角闪石，次为钾长石、黑云母，副矿物磁铁矿、磷灰石和榍石。岩石化学特征，SiO_2 61.19—66.46%，Al_2O_3 含量高达 16.89—17.78%，$K_2O<Na_2O$，K_2O/Na_2O 值为 0.23—0.45（表 4-2），属亚碱性钙碱系列，在 Batcheler 等（1985）的多阳离子参数投点，都落入碰撞后隆起区❶（图4-4）。

地球化学特征(表4-3)，表现出稀土含量低，为55.35 ppm，LREE/HREE 为 6.57，Eu/Sm 值为 0.28，La/Y为2.23，La/Yb 为 22.53，δEu 0.97，它的球粒陨石标准化配分曲线呈右斜式（图4-5）。

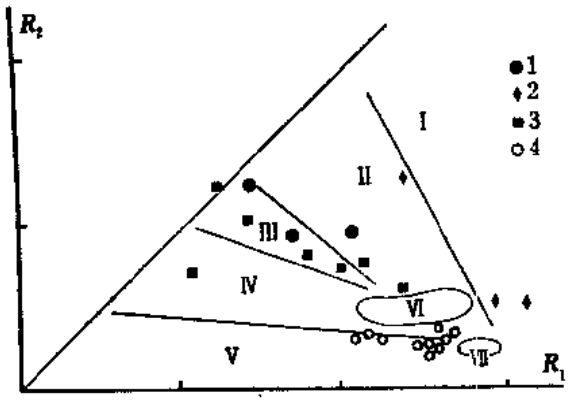


图 4-4 R_1-R_2 图解

Fig. 4-4 R_1 vs. R_2 diagram of varicus granitoids in east Junggar

1—加里东晚期；2—华力西早期；3—华力西中晚期；4—华力西晚期

Ⅰ—地幔分异体；Ⅱ—板块碰撞前；Ⅲ—碰撞后隆起；Ⅳ—造山晚期；Ⅴ—非造山期；Ⅵ—同碰撞期；Ⅶ—造山后期

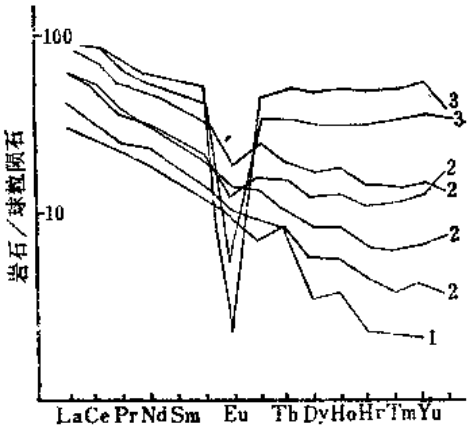


图 4-5 稀土元素球粒陨石标准化配分曲线

Fig. 4-5 REE distribution pattern of granitoids of the remelting crust-mantle in East Junggar

1—加里东晚期；2—华力西中晚期；3—华力西晚期

根据以上的岩石化学、地球化学特征，考虑到岩体侵入于早古生代末形成的褶皱带中，盖层中见其砾石，该期岩体应属造山后期，侧向运动和挤压作用停止，而导致出现的松弛、在甚至拉伸、快速隆起，地壳下部物质发生熔融形成岩浆，上侵同熔上地壳物质而形成，我们将其划分为壳-幔源同熔型花岗岩类，相当于 Pitcher 划分的加里东 I 型。

华力西早、中期花岗岩类，指卡拉麦里缝合带沿线与蛇绿岩的基性熔岩、辉绿岩、辉长岩和变质橄榄岩密切共生的斜长花岗岩和石英闪长岩。主要分布在清水、红柳沟、大棵树、柳树泉一带。被后期偏碱性花岗岩穿切，同时被南明水组（C_1^3n），巴塔玛依内山组

❶ 李锦轶，1988，新疆东准噶尔卡拉麦里地区古生代板块构造研究（博士论文）。

表 4-3 东准噶尔各期花岗岩稀土元素丰度及其特征表

Table. 4-3 REE abundance and characteristic ratios of granitoids in East Junggar

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er
加里东晚期华力西早、中期	9.24	20.97	2.44	10.98	2.32	0.66	1.75	0.39	1.04	0.26	0.47
	6.16	15.52	2.08	11.37	3.24	0.82	4.18	0.56	4.42	1.00	2.68
	7.26	18.14	2.22	12.86	3.70	0.89	4.73	0.91	5.28	1.18	3.12
	5.79	14.98	1.93	11.19	3.60	0.92	4.46	0.80	4.62	1.03	2.69
华力西中晚期	13.50	27.21	2.94	13.12	2.83	0.76	2.38	0.39	1.85	0.41	0.94
	19.64	43.15	4.53	18.80	4.08	0.87	4.02	0.76	3.86	0.88	2.33
	25.91	56.62	5.98	26.94	6.08	1.26	6.09	0.88	5.32	1.24	2.95
	19.17	39.24	4.02	17.60	3.69	0.97	3.36	0.48	2.66	0.59	1.37
华力西晚期	28.51	68.53	7.42	32.63	8.03	0.36	8.64	1.59	10.35	2.32	6.8
	28.50	71.59	8.29	36.85	10.16	0.16	11.34	2.35	15.41	3.55	10.4

	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE	LREE/HREE	Eu/Sm	La/Y	δEu	编号
加里东晚期华力西早、中期	<0.1	0.41	<0.1	4.14	55.35	6.57	0.8	2.23	0.97	1
	0.39	2.56	0.46	28.12	78.56	2.41	0.25	0.27	0.69	2
	0.45	3.14	0.35	27.61	91.84	2.35	0.24	0.26	0.66	3
	0.39	2.69	0.36	22.79	77.95	2.28	0.26	0.25	0.71	4
华力西中晚期	0.12	0.82	0.11	8.00	75.38	12.84	0.27	1.69	0.63	5
	0.37	2.54	0.52	20.78	127.13	11.49	0.21	0.95	0.71	6
	0.45	2.87	0.39	26.33	169.31	8.62	0.21	0.98	0.88	7
	0.21	1.39	0.23	12.09	107.13	3.79	0.26	1.59	0.83	8
华力西晚期	1.11	7.46	1.08	62.21	247.04	1.43	0.04	0.46	0.13	9
	1.65	11.41	1.68	101.30	314.12	0.98	0.02	0.28	0.05	10

(C_1b) 不整合覆盖。

斜长花岗岩为白色，块状构造，中粗粒-中细粒花岗结构。主要矿物成分为更长石、石英，次为角闪石，副矿物有磁铁矿、磷灰石和榍石。岩石蚀变较强，斜长石钠黝帘石化和绢云母化，角闪石强绿帘石化和绿泥石化。

石英闪长岩为灰色、灰黑色，块状或斑杂状构造，中细粒—中粗粒结构。主要矿物为中性斜长石，角闪石和石英，副矿物及蚀变情况与斜长花岗岩相似。

此类岩石的岩石化学特征（表 4-2），石英闪长岩 SiO_2 61.20%，Al_2O_3 17.12%，K_2O/Na_2O 为 0.08；斜长花岗岩 SiO_2 76.38%，Al_2O_3 13%，K_2O/Na_2O 为 0.03—0.09。由石

英闪长岩到斜长花岗岩，SiO_2升高，铝、铁、镁、钙相应减少，碱质略有增加，但K_2O含量低而变化不大。根据李锦轶（1988）研究，该岩系属亚碱性拉斑系列的奥长花岗岩。在R_1-R_2图解上投点，三个样品全部落入地幔分异区（图4-4）。它们的稀土元素总量在77.95—91.84 ppm，LREE/HREE值在2.28—2.41之间，Eu/Sm为0.24—0.26，La/Y为0.25—0.27，δEu 0.61—0.71，稀土球粒陨石标准化配分曲线呈轻稀土微富集，铕明显负异常的近平坦型曲线（图4-6）。与卡拉麦里缝合带清水地区基性熔岩、辉绿岩、堆晶辉长岩的稀土元素特征及配分曲线大体一致。我们采了清水斜长花岗岩样品，送美国加利福尼亚大学圣巴巴拉分校地质系同位素实验室测试，ΣNd为9.87，$^{87}Sr/^{86}Sr$初始比值为0.704，说明主要来自幔源。所以我们认为它是蛇绿岩的一部分，是蛇绿岩基性岩浆分异的最终产物。归属于幔源型花岗岩，相当Pitcher的M型花岗岩。

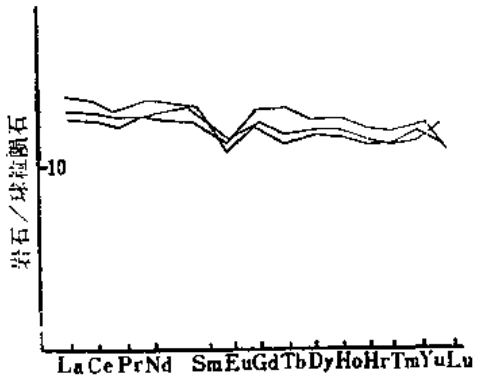


图4-6 东准噶尔幔源型花岗岩稀土元素球粒陨石标准化配分曲线

Fig. 4-6 REE distribution pattern of granitoids of the remelting mantle in East Junggar

华力西中晚期花岗岩类分布较广，主要分布二条带。

北带出露于野马泉—库普一带，呈北西向断续分布的一些小型岩体。岩石类型以花岗闪长岩和二长花岗岩为主，次为二长岩和少量闪长岩，各岩体侵入泥盆纪火山沉积层中，又为后期偏碱性花岗岩所穿切。代表性岩体为奥塔乌开给什岩体和野马泉岩体，前一岩体出露面积约150 km^2，野马泉岩体面积100 km^2。主要由花岗闪长岩、二长花岗岩组成，局部可见石英闪长岩和闪长岩，一般灰至灰白色，中细-中粗粒斑状花岗结构。花岗闪长岩的主要矿物成分为环带状中长石、石英、条纹长石、黑云母、普遍角闪石，暗色矿物呈定向排列。二长花岗岩主要矿物成分为更长石、微斜长石、石英、黑云母。该类岩体的副矿物主要有锆石、石榴石、榍石、磁铁矿、金红石等。与围岩为接触变质、角岩化，矽卡岩化和混合岩化。

我们在这类花岗岩中采集了三个样品测试，其岩石化学分析结果SiO_2 67.82—68.82%，Na_2O+K_2O在6.66—7.11，比较富碱质，且$Na_2O>K_2O$，K_2O/Na_2O值0.57—0.81（表4-2），根据Streckeisen（1976）的分类，样品投点均落入花岗闪长岩区。*ACF*图投影属I型。在R_1-R_2图解中，样品全落入板块碰撞前区（图4-4）。三个样品的稀土元素含量列于表4-3（编号5—7），稀土元素总量75.38—169.31 ppm，LREE/HREE值为8.62—12.84，轻稀土明显富集，其配分曲线为右斜式（图4-5），具弱负铕异常，δEu为0.63—0.88，Eu/Sm为0.21—0.27，显示出经历了结晶分异作用的影响，与区内中酸性火山岩的稀土元素特征基本一致。

根据上述特征分析，它们基本属钙碱性花岗岩类，可与典型岛弧花岗岩对比。是由卡拉麦里晚古生代早期洋壳向北俯冲，当板块俯冲到一定深度后熔融上侵形成，我们把它们归于壳幔同熔型。

南带主要沿卡拉麦里缝合带两侧分布，岩石类型比较复杂，以中酸性侵入岩为主，包

括有花岗闪长岩，石英辉石闪长岩、角闪二长岩，偶见少量辉长岩和闪长岩。该条岩带的岩体一般侵入到泥盆纪弧间沉积物和巴塔玛依内山组陆相火山岩中，所以比北带时间稍晚。上述岩体长轴方向与区域构造线方向一致，呈北西向。

花岗闪长岩主要分布在红柳沟以南，灰白色，块状构造，似斑状花岗结构，斑晶为肉红色钾长石。主要矿物成分为：钾长石 20%±，更—中长石 30—35%，石英 15—20%，普通角闪石 15—20%。副矿物有锆石、磁铁矿、钛铁矿和磷灰石等。

含石英辉石闪长岩，灰—灰绿色，柱粒状结构，块状构造。主要矿物成分为中基性斜长石 56%±，普通辉石 10%，普遍角闪石 15%并多蚀变成绿泥石，绿帘石或阳起石，钾长石 10%，石英 5%，副矿物有磁铁矿和磷灰石等。

角闪二长岩仅出露北部野马泉以北，浅肉红色，不等粒花岗结构，块状构造。主要矿物成分为中长石 44%，条纹长石 30%，石英 6%，普通角闪石(已蚀变)15%，黑云母 2%，辉石 1%。副矿物钛磁铁矿，榍石、磷灰石等。

含石英辉长岩，灰—灰绿色，中细粒辉长结构，块状构造。矿物成分为中基性斜长石 76%，石英和钾长石 2%，普通辉石（大部分为阳起石交代）20%，副矿物为磁铁矿、磷灰石和榍石。

岩石化学特征：该类岩体岩石化学成分见表 4-2(8、9 号)。SiO_2 含量 59.42—66.13%，Al_2O_3 含量高达 16.32—16.98%，富碱 Na_2O+K_2O 在 7.20—8.35%之间，$Na_2O>K_2O$ Na_2O/K_2O 值在 1.01—1.42 间。根据 Streckeisen（1976）的深成岩分类，卡拉麦里缝合线以北为碱长正长岩、二长岩和二长闪长岩，而南侧为花岗闪长岩，这反映由南向北碱质增高的特点。在 *ACF* 图解上样品落入 I 型花岗岩区，表明它们不同于碰撞后 S 型花岗岩。在 R_1-R_2 图解中，三个样品落入碰撞后隆起区，一个样品落入造山晚期（图 4-4）。

这类花岗岩我们仅采了一个样品进行稀土元素分析，稀土元素含量见表 4-3 中 8 号。稀土元素总含量 107.13 ppm，LREE/HREE 为 3.79，δEu 为 0.83，Eu/Sm 为 0.26，La/Y 为 1.59，稀土球粒陨石标准化曲线为右斜式，与北带一致（图 4-5）。

根据以上岩石学、岩石化学和地球化学特征，将此类花岗岩归于造山后期隆起区的壳-幔源同熔型。

华力西晚期的花岗岩类主要指该区的偏碱性花岗岩，呈大岩基沿老鸦泉—黄羊山分布，北西西向延伸，出露面积达 1200 km^2 以上。另在野马泉一带也有此类侵入较老岩体的小岩体零星分布。主要岩石类型为黑云母花岗岩，次为钠铁闪石花岗岩、钾质花岗岩和钠闪石花岗岩。这类花岗岩体侵入泥盆纪弧前沉积层和石炭纪残余海盆沉积物中，同时穿切卡拉麦里蛇绿岩带，反映它的形成在该区碰撞缝合，强烈褶皱造山运动之后。

从同位素年代学研究来看，新疆地矿局第二区调队在老鸦泉一带采集该类岩体的岩石样品，测得K-Ar 年龄为 158.6—338.37 Ma，除一个全岩样为 158.6 Ma 外，其它样品多数都在 296—339 Ma 的区间；在苏吉泉北采样，测得 Rb-Sr 全岩等时线为 336.5 Ma（六个点，相关系数 r=0.9983），$^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比为 0.7077（新疆区调队，1987）。近年来国家305项目对该期岩体作了较深入的年代学研究，全岩 Rb-Sr 等时线 290 Ma，锆石 U-Pb 同位素年龄为 310 Ma，钠铁闪石 K-Ar 年龄为 304.28±5.18 Ma，钾长石普通铅法年龄为277 Ma❶；我们在黄羊山及以东该类岩体中采集了三个锆石样品，经美国圣巴巴拉大学

❶ 地矿部 562 队和矿床所资料。

地质系同位素研究室测定，$^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄为 300± 5 Ma。综合上述结果，这期岩体侵位时代应在碰撞缝合，褶皱造山之后，大体相当于石炭纪末期，可能部分延到早二叠世。

斑状黑云母花岗岩为老鸦泉、黄羊山两个大岩基的主体部分。岩石浅红色—灰白色，巨斑，中粗粒和中细粒花岗结构，以粗粒结构为主，组成中心相，中粒构成边缘相，中细粒仅在局部边缘或呈脉状体产出。主要造岩矿物有更长石（21—24%）、条纹长石（32—44%）、石英（31—34%）、黑云母（＞5 %）。副矿物有磷灰石、锆石、钛磁铁矿、锡石等。

钾质花岗岩，浅肉红色，以中粒花岗结构为主，次为细粒斑状结构和文象结构。主要矿物成分有条纹长石（70—75%）、更钠长石（2 %）、石英（20—25%）、普通角闪石（2%）及微量黑云母。副矿物与黑云母花岗岩相同。

钠铁闪石花岗岩和钠闪石花岗岩，仅见于黄羊山及其以北。岩石灰-灰白色，部分为紫红色，中粒和中粗粒花岗结构，块状构造。主要矿物成分，条纹长石（63—69%）、更钠长石或钠长石（＞5%）、石英（20—25%）、钠铁闪石或钠闪石（3 %±）、霓石（1 %）和少量黑云母。副矿物主要有锆石、磁铁矿、钛铁矿、磷灰石、白钨矿和石榴石等。

我们在上述岩体中选择采集了二个样品进行了硅酸盐全分析和稀土元素分析、结果分别列入表 4-2（表中 14、15 号）和表 4-3（表中 9、10 号），同时收集了区调成果中 23 个样品的测试结果（列入表 4-2 中，13 号为 23 个样品的平均值）。从常量元素分析结果来看，SiO_2 含量高，75.40—77.6%，Al_2O_3 含量偏低 12.49—13.02%，富碱质 Na_2O+K_2O 为 8.17—8.88%，而且富钾，K_2O/Na_2O 值为1.18—1.30。根据 Streckeisen（1976）深成岩分类方案，其样品点大部分属碱长花岗岩，少数为钾质花岗岩（图 4-7），富碱质特征明显。在 SiO_2-*AR* 图解中，样品点均落入碱性区(图4-8)。这些图解表明这类花岗岩化学成分偏碱性，明显不同于钙碱系列。

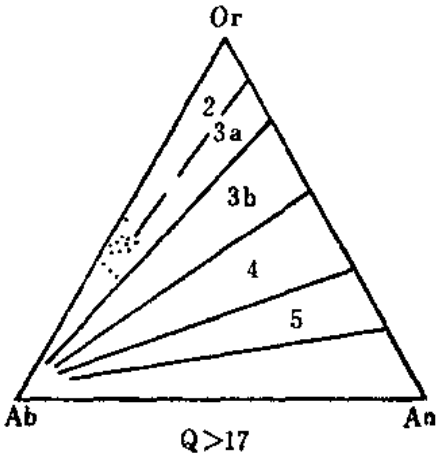


图 4-7 Or-An-Ab 三角图

Fig. 4-7 Or-Ab-An diagram

2—碱长花岗岩；3a—钾长花岗岩，3b—二长花岗岩；4—花岗闪长岩；5—英云闪长岩

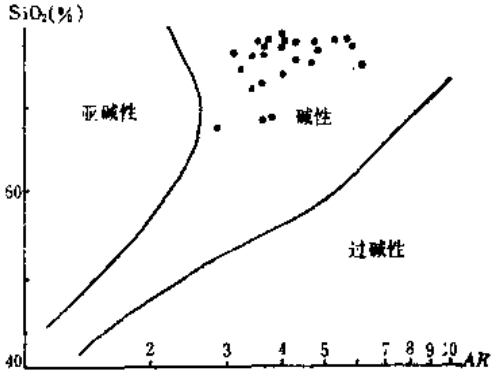


图 4-8 SiO_2-*AR* 图解

Fig. 4-8 SiO_2 vs. *AR* diagram

在 Batcheler 等（1985）R_1-R_2 图解判别图上，大部分样品落入非造山区，少量落入造山晚期（图 4-4），表明其形成是在强烈褶皱造山之后，处于相对稳定的环境。

该岩类稀土元素含量很高，达 247.04—314.12 ppm，高于球粒陨石近 100 倍。主要

是重稀土富集，轻稀土仅微富集，LREE/HREE 为 0.98—1.43，具铕高负异常，δEu 为 0.05—0.13，显然与岩石中 CaO 含量偏低有关。Eu/Sm 值极低，为 0.02—0.04。La/Y 值 0.23—0.46。稀土球粒陨石标准化曲线成微右斜，呈狭长“V”字。从两条曲线来看，黑云母花岗岩丰度，特别是重稀土的丰度比钾质花岗岩低一些。铕负异常也稍低于钾质花岗岩，表明二者可能有结晶分异的关系，前者较早，后者偏晚。从稀土元素特征和配分曲线看与阿尔泰区华力西晚期碱性钠铁闪石花岗岩极为近似。黄羊山岩体 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比为 0.707，$\Sigma Nd=7$。

根据以上特征，该类花岗岩主要形成在强烈褶皱运动之后的非造山环境，可能与地幔柱或热点有关。我们将其划归幔源型花岗岩类。

从上述东准噶尔地区花岗岩形成时代和类型，大体上有如下发展过程。沿扎河坝—阿尔曼太可能有代表早古生代的洋盆蛇绿岩❶，在加里东中期洋壳向南、北双向俯冲，加里东晚期洋盆封闭，造山后期在扎河坝—阿尔曼太带以南，北塔山一线早古生代褶皱隆起带形成所谓加里东Ⅰ型花岗岩（我们将其归入壳-源同熔型花岗岩）。早泥盆世，可能受碰撞所诱发的拉张，分别在阿尔曼太—扎河坝和卡拉麦里等地拉张形成新的小洋盆，形成晚古生代早期蛇绿岩，与此同时产生与蛇绿岩有关（即基性岩浆演化的最终产物）的幔源型斜长花岗岩，也就是通常称的M型花岗岩。早泥盆世晚期，卡拉麦里有限洋盆由于向北俯冲，开始聚敛，卡拉麦里洋壳俯冲在野马泉地块之下，形成野马泉一带的岛弧，同时形成华力西中晚期岛弧型钙碱性火山岩和深成侵入体，这就是我们划分的华力西中晚期壳-幔源同熔型花岗岩。到早石炭世维宪期，卡拉麦里洋盆关闭（南明水组不整合覆于蛇绿岩之上），但未发生强烈褶皱造山，而进入相对平静的残余海盆阶段。直到晚石炭世早、中期的巴塔玛依内山组中性火山岩角度不整合于残余海盆沉积物之上，标志发生了强烈褶皱造山运动，两地块焊接在一起，进入板内活动阶段，我们划分的最后一期幔源型碱性花岗岩，就是在这种非造山环境下，可能由地幔柱或热点的形成而形成。

三、天山地区的花岗岩类

天山地区包括三个二级构造单元，由北而南是北天山-准噶尔活动陆缘板段，中天山陆壳板段和南天山活动陆缘板段。在漫长的板块活动演化历史中，它们的界线随时代变化而变化，不同地质时期，它们的界线有一定差异。所以在讨论天山地区花岗岩的类型及其形成构造环境时，不能以两条固定界线来划分，为了叙述方便以及反映各板段之间的相互关系，我们就整个天山地区的花岗岩来论述。

天山地区花岗岩类岩石分布很广，其出露面积约占总面积的十分之一，其中中天山隆起区分布最广，其次是北天山。南天山相对较少（图 4-9）。按其形成时代大体上可分为前寒武纪，早古生代中晚期和晚古生代早、中、晚期。天山花岗岩的类型比较复杂，（刘成德等，1989），前人研究表明所谓Ⅰ型，S型和A型均有。按我们的分类原则，天山花岗岩类以壳-幔同熔型和壳源交代型为主，有少量幔源型和壳源重熔型。天山花岗岩类具有明显的时空分布特征，这主要与天山地区古板块活动有密切的成因关系，特别是古生代花岗岩

❶ 何国琦教授面告，其硅质岩中有奥陶纪放射虫。

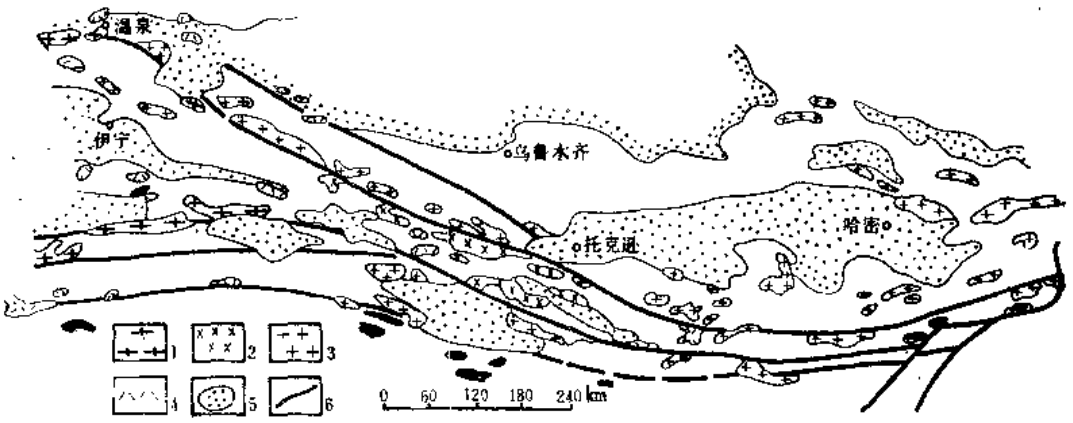


图 4-9 天山古生代各期花岗岩类分布图

Fig. 4-9 Geological sketch map of the Tainshan showing distribution of various granitoids

1—早古生代中晚期；2—晚古生代早期；3—晚古生代中期；4—晚古生代晚期；5—新生代沉积盆地；6—主干断裂

图中黑色部分为前寒武纪花岗岩

类规律性的分布，记录了天山古生代板块活动的演化历史。

（一）前寒武纪花岗岩类

主要分布在中天山南缘，巴仑台及星星峡等地元古代地层区。它们侵入到元古代地层中，被震旦纪地层不整合覆盖。根据近年同位素年代学的研究，有不少年龄数据。西部特克斯东黑云母花岗岩 K-Ar 同位素年龄值 759 Ma，拜城西眼球状花岗片麻岩 Rb-Sr 等时线年龄值 645、676 Ma（中国科学院登山考察队，1985），巴仑台片麻状闪长岩 Rb-Sr 全岩等时线年龄为 818 Ma（周汝洪，1987），我们采集中部库尔勒北石榴石片麻状花岗岩样品，由美国圣巴巴拉大学地质系同位素研究室测年，U-Pb 同位素年龄为 1450±90 Ma，天山东段砖山井眼球状片麻花岗岩 U-Pb 同位素年龄 1271 Ma（胡霭琴等，1986）。如果我们再参考前寒武系变质年龄，艾肯达坂变质岩锆石 U-Pb 等时线年龄 1306±193 Ma，Rb-Sr 全岩等时线年龄 1397±118 Ma（朱杰辰等，1986）；星星峡群变质岩 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄有 1345 Ma、1320 Ma、1323 Ma、1236 Ma、1303 Ma、981 Ma、984 Ma、986 Ma 和 941Ma；天湖群变质岩 U-Pb 同位素年龄 660±105 Ma。根据研究，前寒武纪花岗岩的原始物质来源与同期变质岩的物源是一致的，与前寒武纪的变质作用有密切关系（胡霭琴等，1986）。那么前寒武纪的花岗岩就可能包括 1400 Ma，1000 Ma 和 700 Ma 三个时代的花岗岩，由于未进行深入工作，暂且统称前寒武纪花岗岩。

前寒武纪花岗岩类岩石类型繁多，包括片麻状伟晶状黑云母花岗岩、片麻状钾长花岗岩，片麻状斜长花岗岩、片麻状二长花岗岩及片麻状富斜花岗岩。具花岗变晶结构，交代结构和变自形结构，片麻状构造、眼球状构造、块状构造及伟晶状构造。在同一岩体中岩石类型递变很快，分布无规律，具有原地花岗岩化特征。岩体与围岩关系十分复杂，但绝大多数岩体与围岩呈过渡关系。

前人普遍认为是同构造期的交代型花岗岩（李佩基等，1985；胡霭琴等，1986；新疆区调队，1985）。这期花岗岩经历了多次构造运动的影响，每次构造运动都会给它们带来变化，因而绝大部分已失去了原来花岗岩的面貌，就其目前的状况分析，与围岩逐渐过渡的

关系，物质来源与围岩一致，$\Sigma Nd=-8$，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比为 0.707（美国圣巴巴拉大学地质系 1988 年测定），它们应属壳源变质-交代型。

（二）早古生代花岗岩类

天山早古生代花岗岩可划分为两条岩带，分别沿中天山南北边缘带分布。西部由于隔有伊宁晚古生代裂谷，所以南北两条岩带分隔清楚，而东部中天山变窄，所以两条岩带不易分开，有合为一岩带的趋势。中天山北缘带由西向东包括准噶尔阿拉套山，温泉地区，博罗霍洛和唐巴勒地区的花岗岩。南缘带从 1:150 万新疆维吾尔自治区地质图❶上，由西部汗腾格里峰和木扎尔特达坂以北，分布着一条早古生代晚期（r_3^s）的花岗岩带，向北东延伸经库什太南到那拉提山，转向南东到库米什地区，与北缘岩带似合并为一条，向东到星星峡、天湖—尾垭一带（图 4-9），再向东延到甘肃红柳河一带。

在北缘带的阿拉套山可见中泥盆统汗吉尕组类磨拉石建造不整合覆于前泥盆纪不同时代地层和早古生代花岗岩体之上，底砾岩中有大量该期花岗岩砾石。博罗霍洛地区也能见到类似情况，而且中泥盆世地层构造线方向是北北东向，不同于前泥盆纪地层北西向，显示早古生代晚期存在一次重要的构造运动。从同位素年代学研究来看，唐巴勒斜长花岗岩，锆石 U-Pb 同位素年龄508 Ma（Feng.，et al.，1989）；中天山那拉提阿拉散混合花岗岩，锆石 U-Pb 同位素年龄 383 Ma（中国科学院登山考察队，1985）；库米什片麻状眼球状花岗岩 Rb-Sr 全岩等时线年龄 451.7±18.7 Ma（6 个点，r=0.997），$^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比为0.710❷；库米什花岗闪长岩 U-Pb 同位素年龄 435 Ma，库米什北中天山花岗闪长岩样品我们送美国测年，U-Pb 年龄在398—415 Ma（Hopson,et al.,1989）；在米什沟的角斑岩类获 Rb-Sr 同位素年龄 412±56 Ma（刘洪福等，1988），东部砂垄花岗闪长岩全岩 Rb-Sr 等时线年龄470.3±3 Ma（5 个点，r=0.997），尾亚岩体 Rb-Sr 等时线年龄 379.1 和 379.7 Ma，（5 个点，r=0.991--0.983）（胡受奚等，1990）；红柳井片麻状黑云母花岗岩侵入天湖群，锆石 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄 464.4 Ma（胡霭琴等，1986）；甘肃北山地区五峰山花岗岩黑云母 K-Ar 同位素年龄 457 Ma❸。如果再考虑星星峡群变质岩中有 414.7 Ma，422.4 Ma，天湖群变质岩有 452.8 Ma、431.4 Ma（胡霭琴等，1986），那么早古生代与板块活动有关的中酸性岩浆活动和变质作用无疑是存在而重要的。

天山早古生代花岗岩类，按其岩石学特征、岩石化学特征以及与构造环境的关系，将它们划分为三个成因类型：

幔源型，主要分布在北天山唐巴勒地区。中天山北缘奥陶纪—志留纪发育一套火山-沉积建造，精河一带中奥陶世中基性火山岩可能代表西准噶尔早古生代洋盆的边缘海型火山活动，稍晚的志留纪火山岩多为夹层产出的玄武岩、石英斑岩。徐志刚等（1985）研究认为似岛弧型火山岩。在其北侧唐巴勒洋盆可能自中寒武世—奥陶纪拉开，产出蛇绿岩套，其最终分异的斜长花岗岩，应属于与蛇绿岩密切相关的幔源型花岗岩。硅酸盐全分析结果（表4-4），SiO_2 76.97%、Al_2O_3 11.54%、K_2O 远低于 Na_2O，K_2O/Na_2O 比值仅为 0.02，在 R_1-R_2 图解上，样品落入地幔分异型。此类花岗岩分布有限，可能在最东端甘肃北山洗肠井一带会有分布（左国朝等，1987）。

---

❶ 新疆地矿局区测队，1988，新疆地质志附图。

❷ 郭召杰，1990，中天山板块碰撞造山带研究，博士论文摘要。

❸ 甘肃省地矿局区调队样品测试。

陆壳重熔型，此类花岗岩在天山地区分布很少，比较具代表性的是呼斯特山—当本达坂一带早古生代晚期花岗岩，它们包括呼斯特山、鬼柏、奈楞格勒及当本等十六个岩体。除呼斯特山花岗岩呈岩基产出外，其余均为小岩株。与围岩呈明显的侵入关系，接触带均有不同程度的蚀变现象，大理岩化、角岩化、硅化和矽卡岩化。岩体原生构造极不发育，岩体走向与区域构造线方向一致，多为同期多阶段的复式岩体。岩体的岩石类型比较复杂，有似斑状花岗岩、斑状花岗闪长岩、角闪黑云母花岗岩、似斑状黑云母花岗岩等。其岩石化学特征 SiO_2 分布范围较窄，在 66.07—76.31%（平均 70.15%）之间，Al_2O_3 11.69—15.40%（平均 13.69%），碱含量 K_2O+Na_2O 在 7.04—9.04%（平均 7.83%），$Al/(K+Na+Ca)$ 大于 1.05，我们将其归入同造山期壳源重熔型。

壳源-交代型花岗岩，绝大多数的早古生代花岗岩属此类型。本类岩体的岩石类型繁多，包括片麻状花岗闪长岩、片麻状二长花岗岩、片麻状黑云母花岗岩、片麻状花岗岩等。其岩体与围岩一般呈逐渐过渡的关系，岩体中变质岩的残留体无明显位移，其片理走向与围岩走向保持一致。如昭苏以南的岩体，由内向外，花岗岩逐渐被眼球状混合岩、混合片麻岩、片麻岩所代替。又如科克苏-比尤特岩体，主要为灰、浅灰色中粒片麻状黑云母花岗岩，成岩过程中成岩物质未发生明显的位移，岩体与围岩的混合，主要是贯入混合。岩体与围岩呈逐渐过渡关系。该类岩体主要矿物成分，钾长石 46.9%、斜长石 20.5%、石英27.6%、黑云母5%。副矿物有磷灰石、榍石、锆石和石榴石（新疆地矿局区域地质调查队，1985）。此类岩体的平均化学成分（表 4-4），SiO_2 68.79—70.36%，Al_2O_3 14.59—15.11%，碱含量 K_2O+Na_2O 7.4—8.12% K_2O 略高于 Na_2O。$\Sigma Nd=-8$，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比为 0.710—0.726，我们赞同前人的意见（李佩基等，1985；胡霭琴等，1986），将其归为壳源交代型，相当通常的陆壳改造型——S 型。由于壳源物质中包括有火成物质，所以本类型中也包括有通常称的 I 型。

（三）晚古生代花岗岩类

根据王廷印（1985）的研究，天山地区晚古生代花岗岩类的主要岩石类型包括二长花岗岩、钾长花岗岩、碱长花岗岩、花岗闪长岩、英云闪长岩和闪长岩。就晚古生代早、中、晚期而论，中期花岗岩从闪长岩→英云闪长岩→花岗闪长岩→二长花岗岩→钾长花岗→碱性花岗岩的演化，在 *QAF* 三角图和 *Or*、*Ab*、*An* 三角图上投影点依次趋向密集出现。晚古生代早期花岗岩虽然在上述各类岩石中都有出现，但显然更集中在英云闪长岩和花岗闪长岩中。晚古生代晚期花岗岩主要分布在二长花岗岩及钾长花岗岩区，特别在后者区中密集出现。

晚古生代早期的花岗岩主要分布在中天山南缘，由巴音布鲁克向东经额尔宾山延至库米什附近的花岗岩体。那拉提山斜长花岗岩 K-Ar 黑云母同位素年龄 327 Ma，Rb-Sr 全岩等时线年龄 339 Ma（王作勋等，1990），额尔宾山花岗岩侵入中泥盆统，下石炭统马鞍桥组不整合覆于其上。库米什北花岗岩锆石 U-Pb 同位素年龄 365 Ma 和 334 Ma，$\Sigma Nd=4—0$；$^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比 0.706—0.708，提供了岩浆来源于地幔和地壳的混合源（Hopson, et al., 1989）。这一期花岗岩平均岩石化学成分见表 4-4。

从构造环境来看，这期花岗岩主要与早古生代晚期—晚古生代早期南天山洋盆的板块构造演化有关，即早古生代晚期南天山洋盆向北俯冲于中天山陆壳板段之下，当俯冲板块前缘俯冲到一定深度，开始熔融并导致地幔岩和深部物质部分融熔，然后底辟上侵形成。

表 4-4 天山地区花岗岩平均岩石化学成分对比表

Table 4-4 Chemical composition of granitoids from the Tianshan area

		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	样品数	编号
早古生代（唐巴勒）		76.97	0.10	11.54	0.80	1.53	0.1-	0.41	1.23	0.14	5.66		1
北天山		64.60	0.37	15.14	0.98	2.15	0.06	1.10	2.25	3.83	3.57	11	2
中天山		70.36	0.29	14.77	1.08	1.85	0.04	0.57	1.88	4.72	3.28	22	3
南天山		68.79	0.33	14.59	2.31	2.33	0.04	0.91	2.30	4.21	3.91	11	4
华力西早期	北天山	68.62	0.45	14.49	2.44	1.98	0.04	1.08	2.49	3.93	3.92	47	5
	中天山	68.99	0.31	14.67	1.85	2.20	0.05	1.27	3.39	2.61	3.81	24	6
	南天山	69.13	0.39	14.53	1.91	2.29	0.04	0.80	2.11	4.10	3.65	20	7
华力西中期	巴音沟	73.37	0.23	12.30	0.68	1.66	0.04	0.99	2.49	0.09	5.60		8
	巴音沟	76.13	0.46	11.70	0.71	1.58	0.05	0.92	2.11	0.45	4.76		9
	北天山	71.36	0.34	13.83	1.87	1.65	0.06	0.71	1.77	3.93	3.95	118	10
	中天山	72.66	0.26	14.16	1.38	1.46	0.05	0.50	1.78	4.17	3.90	85	11
	南天山	71.09	0.25	14.18	1.75	1.87	0.06	0.60	1.70	1.31	3.57	51	12
华力西晚期	北天山	71.72	0.31	13.49	1.82	1.17	0.06	0.77	1.38	4.27	4.27	61	13
	中天山	71.24	0.27	14.21	0.81	1.61	0.06	0.70	1.72	4.66	4.02	13	14
	南天山	66.36	0.54	15.77	1.47	3.54	0.06	1.54	2.82	1.26	3.75	5	15

注：1、7、8 号为课题测定资料，其它据新疆地矿局区调队资料。

晚古生代中期花岗岩分布面积较广，除沿中天山北部大量分布外，东段北天山也有广泛分布。在中天山北缘呈北西向分布，西起阿拉套山，向南东经婆罗科努山，依连哈比尔尕山，经阿拉沟，卡瓦布拉克到星星峡一带；另一条花岗岩带呈近东西向沿博格达山，哈尔力克山及巴里坤一线分布。主要与巴音沟-大南湖晚古生代早、中期北天山洋壳板片的俯冲活动有关。根据花岗岩带的分布，西部伊连哈比尔尕山巴音沟有限洋盆主要向南俯冲，东段大南湖一线可能是向南、北的双向俯冲。该期花岗岩以钙碱性为主，侵入下石炭统及更老地层，中石炭统不整合覆于其上。除上述与俯冲作用有关的钙碱性中酸性岩浆活动外，还有极少量与蛇绿岩有密切关系的幔源花岗岩。

幔源型花岗岩主要指与巴音沟蛇绿岩共生的斜长花岗岩，呈脉状侵入在堆晶辉长岩中。其岩石化学成分列于表 4-4 中 8.9 号，主要特点是 K_2O 极低 0—0.45%，Na_2O 高达 4.76—5.60%。在 R_1-R_2 图解中均落入地幔分异区。此类花岗岩按其形成的构造环境推断，在大南湖一线可能会有分布。

东段北天山中期花岗岩，据王碧香等（1989）研究，岩体侵入于石炭纪海相火山-沉积岩系中，岩体的岩石组合类型复杂。由镁铁质辉长岩到长英质钾长花岗岩演化系列都有，包括辉长岩、石英闪长岩、石英二长闪长岩、花岗闪长岩和钾长花岗岩。SiO_2 含量在 48—78% 内，成分范围宽；K_2O/Na_2O 较低，为 0.6，Al/K+Na+2Ca 为 0.8。从辉长岩、花岗闪长岩到花岗岩的演化，SiO_2 含量增加，TiO_2、Fe_2O_3、FeO、CaO、MgO 相应递减，而 K_2O，Na_2O 略有增加。反映岩浆从早期中基性向晚期酸性的演化。Rb-Sr 全岩等时线年龄为 315.7 Ma。辉长岩类 $\delta^{18}O$ 为 5.83，花岗岩类 $\delta^{18}O$ 为 8.02—8.91 与上地幔-下地壳的 $\delta^{18}O$ 值相符合。岩体的稀土元素含量变化在 40—150 ppm 之间，辉长岩稀土和轻稀土含量最低，钾长花岗岩含量最高，在球粒陨石标准化曲线图上均有为右倾斜式曲线，由基性到酸性平缓的平行上升，相似性很好，表明它们可能来自同一岩浆源。$^{87}Sr/^{86}Sr$ 初

始比为0.7035—0.705，$\Sigma Nd=5$，反映出岩体物质由上地幔顶部和下地壳岩浆混合组成（Hopson,et al.,1989）。据王廷印（1985）研究，本带中期花岗岩当SiO_2为60%时计算的平均K_2O值，北天山3.31%，中天山3.52%，南天山3.64%，这种K_2O值规律性增加，反映北天山洋壳向南的俯冲作用。我们将晚古生代中期的花岗岩归属于幔-壳源同熔型。

晚古生代晚期花岗岩，主要分布在伊宁一新源之北的博罗霍洛，以南的伊宁裂谷，南天山阔克沙勒岭、迈丹塔格及巴什苏洪等地，在东部北山一带也有分布。这一期岩体除局部地区属残余海盆封闭，造山运动后期的中酸性岩浆活动外，如巴音沟残余海盆区分布的石英闪长岩、角闪花岗岩，它们切穿晚古生代中期花岗岩体，属钙碱性系列花岗岩❶，其余的主要是与裂谷或裂陷槽发生和演化有关。以碱性正长岩和碱性花岗岩为主，其岩石化学平均含量见表4-4中13—15号。轮台以北，与稀土、稀有金属矿床有关的碱性花岗岩也属此种类型。前人将其归于A型花岗岩（王廷印，1985），我们将其归于非造山环境的幔源型。

❶ 王连晓，1989，北天山巴音沟地区晚古生代板块构造演化初步探讨，硕士论文。

第五章　北疆深部地质构造特征简述

一、引　　言

为开发新疆北部地区，搞清长期悬而未决的一些地质问题。“七·五”期间，国家305项目加强了北疆地球物理学的研究工作。根据它所提供的大量极有价值的深部地球物理资料，不仅促进了对北疆深部地质构造的认识，也为北疆大地构造的划分、地质历史的演变提供了旁证。更重要的是拓宽了地学工作者的思路，直接服务于矿产的区划和预测。北疆已采用的地球物理学方法包括重力测量法、航空磁测法、大地电磁测深法和地震勘探法等。通过以上各种手段获得的深部讯息（邓振球，1987；朱英，1989a；1989b；杨宗仁，1986），结合对区域地质资料的综合分析，本文试图讨论北疆大地构造的几个地质问题。

二、北疆地球物理特征简述

新疆北部地区的地球物理工作已开展多年。编制有1:100万布格重力异常图与航磁异常图。它们所获取的大量的地壳厚度及其结构-构造，上地幔起伏变化的信息，给大地构造单元的划分、各类岩带分布的位置提供了宝贵的基础资料。为能源、黑色金属矿产的发现、开发和预测提供了佐证。唯一感到不足的是，一些方法因条件所限只在局部地段开展了工作，尚无法提供全面系统的资料。就现有资料分述北疆地球物理场特征。

（一）区域重力场特征

众所周知，区域重力异常是地表以下物质密度不均匀性的综合反应。根据北疆历年所获重力资料，可以清晰地分辨出三类不同形态的重力异常区。一类是布格重力异常等值线较为密集，具明显走向的束状线型异常区，如阿尔泰山异常区；另一类是布格重力异常等值线较为稀疏，无一定延伸方向，表现为正、负异常相间及斜坡型异常区，如准噶尔异常区；第三类则是由上述两种异常特征相间排列的过渡型异常区，如天山异常区。这三类异常区之所以有不同反映，不是盖层或基底局部不均匀性引起的效应，而是上地幔大规模起伏或地壳厚度大规模变化的重力效应。

阿尔泰异常区

额尔齐斯河以北，沿阿尔泰—青河一线分布的紧密束状线型异常带的分布区，即是阿尔泰异常区。该区布格重力异常等值线呈北西向极有规律的分布。重力值从南向北较均匀地逐渐降低，重力梯度每公里达1.2 mGal以上。是新疆境内重力梯度最大的地区。表明本区上地幔是一个十分陡峻的拗陷区。

准噶尔异常区

天山异常带以北，额尔齐斯河以南，是准噶尔异常区。根据重力场特征，准噶尔异常区又分为三个次一级分区：即西准噶尔异常区、准噶尔盆地斜坡区和东准噶尔异常区。

西准噶尔异常区：西天山异常区以北，哈巴河—布尔津以南，克拉玛依—布伦托海以西是西准噶尔异常区的范围。该区呈现明显块状异常特征。重力值普遍较高，平均为－110 mGal。甚至连中部盖层较厚的坳陷区也仅仅在－150 mGal左右。说明本区上地幔埋深较浅或地壳较薄。据测算本区上地幔埋深平均在45 km左右。

准噶尔盆地斜坡区：大约位于乌苏—乌鲁木齐与克拉玛依—阔勒恩特勒所限定的矩形区。本区布格重力异常等值线呈近东西向延伸。由南至北重力值从－250 mGal增至－150 mGal。表明本区莫氏面埋深由南向北逐渐减小，由南部的50 km变为北部的42 km。因而本区上地幔是一个斜坡区。

东准噶尔异常区：大致位于阿尔泰—青河以南，斜坡区东北的广大地区。该区重力场表现为块状镶嵌与北西向条带状重力梯度带相间出现的特点。重力值普遍偏高，一般平均为－110 mGal，最高可达－70 mGal。表明整个地区上地幔普遍上隆，莫氏面埋深普遍偏浅。据计算是新疆境内上地幔局部隆起最大的地区，即地壳最薄的地区，仅42 km。本区北部重力值开始逐渐递减。上地幔呈现为一拗陷带，直至额尔齐斯深大断裂带为止。

天山异常区

从西部的阿莱山，沿塔里木板块北缘至甘新边界星星峡以北的长约两千余公里，宽约200—300 km的带状区域为天山异常区。从布格重力异常图上反映出的天山异常区呈零乱无明显规律的特点。即介于束状线型异常和块状镶嵌型异常之间的混合型异常。自西向东布格重力异常值变化显著。乌鲁木齐—托克逊以西的西天山区，布格重力异常值平均为－250 mGal，局部可达－300 mGal。乌鲁木齐—托克逊以东的东天山区，布格重力异常值一般在－150 mGal，局部地段达－200 mGal。值差达100 mGal。说明东、西天山的地壳厚度，结构之间存在重大差异。经计算托克逊以西的西天山区莫氏面平均埋深约50 km，而托克逊以东的东天山区莫氏面平均埋深46 km。东、西天山莫氏面近4 km的这一明显落差，表明乌鲁木齐—托克逊之间近南北向深大断裂的存在。其性质和作用应引起广大地学工作者的注意。

（二）区域磁场特征

60年代初北疆开始进行航空磁测工作。随着工作的深入，航空磁测工作取得了很大进展。但仍存在空白区。就现有资料可以归纳为：北疆地区航磁异常具有复杂多变，正负交替的杂乱磁场分布特征。

准噶尔盆地以北总的特点是正异常背景中分布着一些局部的负异常区。西准噶尔是负异常背景中分布着一些零星的局部正异常区；盆地中部展现出宽缓的正异常区和负异常区；东准噶尔可可托海-卡拉麦里断裂以北，磁异常表现为正、负相间的分布特征。断裂以南为一负磁场区。木垒地区反映出近于圆形的升高磁场区，其周围被降低的磁场所环绕。七角井地区是一负磁异常区。吐鲁番-哈密盆地的磁场具平静而升高的背景场特点，局部异常多为椭圆形，长轴方向近东西向。天山共分为两大磁场区。以乌鲁木齐—库尔勒连线以西为大面积负磁场区。以磁异常变化小，分带性不明显，磁性结构较均匀为特点。连线以东虽同属负磁场异常背景，但负磁场条带强度大，变化大，分带性明显。

基于上述特征，可以推断，褶皱带内条带磁性异常往往是构造运动强烈，岩浆活动频繁造成的。盆地内的宽缓磁性异常则表现了深部磁性体的存在。

（三）大地电磁测深

大地电磁测深在新疆属新近开展的工作方法。经过几年来的努力，根据布设测线得出的曲线类型及“宏观电性特征”可将北疆划分为若干电性构造单元：

阿尔泰区于地壳内 10—29 km 深处发现了视电阻率为 6—65 Ω·m 的低阻层，且热流值也较高，最高可达 1.8 HFU。推断可能是部分熔融的花岗岩类物质及热水引起的效应。经测算本地区上地幔低阻层埋深70余公里。因此说阿尔泰地区的地壳、上地幔内的构造活动较为明显。

东准噶尔褶皱带在浅部电性上反映为高、低阻相间出现的异常特点。高阻带主要分布在有幔源物质出露的额尔齐斯断裂带、阿尔曼泰断裂带及卡拉麦里断裂带附近。深部基底（上地幔）均为高阻。岩石圈厚度北部远大于南部。上地幔低阻层由北部＞200 km 至南部的 139—92 km。

准噶尔盆地总体特点是“宏观电性特征”值较低。基底北浅南深，南部有插入到天山之下的趋势。特别值得注意的是在将军庙一带存在着一系列向北推覆的滑动低阻层，形成大小不等的封闭构造。本区岩石圈厚 170—230 km。

天山褶皱带只实测了北天山的部分地段，木垒—七角井段表现为电性结构复杂的特点，是由多个电性各异的块体组成，但主体显示高阻。岩石圈厚度由北部的 116 km 增大到南部的 180 km。此外于木垒稍北，存在一高阻异常带。推断它可能是深大断裂的反映。此断裂带向南倾，深度断至上地幔。

北天山吐鲁番-哈密盆地不论地壳还是上地幔，电阻率值普遍较低，热流值偏高。浅部低阻层由南向北逐渐变浅，至七角井一带接近地表。上地幔低阻层埋深变化较大，由盆地中部的 61—64 km，到盆地边缘的 130—140 km，盆地南缘的大泉湾—苦水之间存在高阻异常带，可能为基性、超基性岩类引起。

中天山段，主要显示高阻，推测它是由古老的深变质岩类及固结的地幔岩组成。

（四）地震测深

北疆地震测深工作于1974年利用在伊犁人工爆破，布设了一条北天山东西向测线（新疆地震局）。测线西起昭苏、东到乌鲁木齐以东，全长 580 km。取得的地壳厚度，西端昭苏厚 42 km，东端乌鲁木齐厚 45 km。整个莫氏面基本水平，向东微倾。此后地矿部物探化探局承接 305 深部地球物理调查项目，完成了一条北疆东部地震测深工作。经过对地震资料解释和测算，得出了 6 个地幔隆起、坳陷区。自北往南依次为：

1．二台幔坳区（地幔深约 50 km）；

2．将军庙幔隆区（地幔深约 45—47 km）；

3．北天山幔坳区（地幔深约 53 km）；

4．哈密幔隆区（地幔深约 44 km）；

5．大泉湾幔坳区（地幔深约 54 km）；

6．苦水—敦煌幔隆区（地幔深约 48—51 km）；

以上 6 个分区，莫合面埋深变化最大相差 10 余公里。沿测线莫合面在三道岭以南最清晰；双沟坝以北较清晰；三道岭至双沟坝之间，即北天山山脉下不清晰。依据地壳速度结构反映出的地壳特点和莫合面的起伏变化，在深大断裂相隔的各带均表现出明显的差异。

加波萨尔带：位于阿尔曼泰以北。该带以表层速度高，缺失花岗岩层为主要特点。闪长岩层厚约 17 km。在 17—19 km 深处存在一较高速块体，层速达 7.31 km/s。该带下部

出现速度仅 6.6 km/s 的 P_n^n 震相。根据 6.6km/s 的界面速度，表明存在下地壳或上地幔异常。

二台带：位于阿尔曼泰与卡拉麦里之间。以缺失闪长岩层及玄武岩层速度较低为主要特点。花岗岩层厚 30 km。如此巨大的花岗岩基的存在，可能与洋壳俯冲消减，地壳熔融侵入到上部地壳有关。莫合面存在两组界面速度 7.9 km/s 和 8.2 km/s。一种可能是莫合面被错断，另一种可能是莫合面下方可能存在高速块体，造成强反射界面的反映。无论属哪种可能，都与卡拉麦里深大断裂的存在相关联。

将军庙一带处在幔隆背景之上，地壳由三层结构组成。花岗岩层厚 16—26 km、闪长岩层厚 8—21 km、玄武岩层厚 8—17 km。由该带中部区向南，花岗岩层变薄，闪长岩层和玄武岩层变厚。北侧速度结构变化较大，在卡拉麦里稍南 21—36 km 深处存在一高速块体和厚约 4 km 的低速薄层。高速块体可能由幔源物质组成，低速薄层为局部熔融产生的异常。高速块体底界面震相速度特征具莫合面震相特征，推断块体下部莫合面局部可能抬升至 36 km 深处。此外，由于该区基底界面平均速度较低，闪长岩层较薄，层速偏小，故判断本区下部可能不存在较老基底。

北天山带系指准噶尔南缘及哈密盆地北缘之间的地区。其主要特点是没有清晰的莫合面震相。表明该区构造活动强烈。由于局部地壳熔融形成了中部地壳的低速层。

吐鲁番-哈密盆地具莫合面震相清晰的特点。但起伏变化大，且多处被错断。上部地壳根据速度结构推测出大泉湾以北地壳显示为三层结构。以南地壳显示为二层结构，缺失闪长岩层。从上地幔无异常震相反映，推断吐鲁番-哈密盆地存在稳定的陆壳基底。盆地南缘苦水北侧，在地壳中浅层存在一高速块体。表明该处经历过拉张成洋壳的阶段，后期遭受强烈挤压造成幔源物质侵位。

中天山带位于苦水之南。表现出清晰的 Pm 震相，莫合面比较平缓，地壳以三层结构为主。该带闪长岩厚度大，速度高，表现了稳定的地壳特点。

综上所述，根据地壳结构特点的不同，可推测为双涝坝以北主要表现为古洋壳的特征，双涝坝至苦水之间主要表现为过渡壳的特征，而苦水以南的中天山主要表现出古陆壳的特征。

三、问题讨论

在总结北疆地球物理场基本特征的基础上，结合区域地质资料的分析研究。笔者对北疆存在的一些地质问题提出看法，供地质同仁进行参考。

（一）关于准噶尔盆地基底问题

准噶尔盆地周边普遍发育着晚古生代构造层。根据航磁异常场提供的信息，可以推断出盆地内亦存在与周边磁异常特征相同的华力西构造层。在滤去浅源磁异常后，仍保留有深源磁性体。该磁性体的磁力线方向与形态都有别于周围磁性体。因此，证实盆地内存在着古老的前华力西块体。由上述理由，是否可以断定整个盆地内存在着完整的古老基底？其实不然，因为盆地内块体外缘的磁化方向与块体的磁化方向截然不同。如果说块体是古老基底的话，那么块体周围应该环绕着海槽沉积。又因为在盆地周围采集的超深成侵位建造的捕掳体中，在盆地西北部所做的花岗岩铅同位素测试的结果中，都未获得存在古老基

底的依据。所以可以说明，准噶尔盆地的基底主要是由洋壳组成。但在准噶尔洋盆中，不排除残存微陆块的可能。这些微陆块类似现今东南亚地块一样，属洋盆中大小不等的块体。

（二）关于北疆断裂带

北疆地球物理场具下列特征：

（1）断裂带两侧存在明显的重力值差；

（2）电性特征呈高阻异常或测深曲线突然扭曲和畸变；

（3）航测磁场面貌不同；

（4）地震上反映出莫氏面发生落差以及地壳结构上存在差异；

根据上述特征以及沿断裂带断续出露蛇绿混杂堆积等。北疆可确认的大断裂带为：额尔齐斯断裂带、阿尔曼太断裂带、卡拉麦里断裂带、天山北缘断裂带、吐鲁番-哈密盆地南缘断裂带、中天山北缘断裂带、塔里木北缘断裂带等，其中某些断裂带，具有走滑断裂特征。以上断裂带从地球物理提供的资料可看出它们大都是幔隆与幔坳的分界线，地壳两层结构和三层结构的俯冲态式，与地表残留洋壳的分布一致。因而我们认为它们代表规模不等地块间界线。例如哈萨克斯坦板块不曾存在规模巨大的整体的前寒武纪古老地台，仅分别围绕大小不等的古地块在洋盆中拼贴、增生，以至板块之间洋壳逐渐消减，最后碰撞拼合在一起。西伯利亚板块南缘也与之相类似，逐渐由北向南增生拼贴的。因此说哈萨克斯坦板块的发展历程与西伯利亚板块南缘的构造演化存在着必然的联系。由于两者之间的洋盆最终消亡在卡拉麦里断裂带。因此将该断裂带视为两板块的最后分界。

塔里木板块与哈萨克斯坦板块的分界，因目前资料不多，尚难明确划定。地球物理学家强调该分界线应划在深部构造变动明显的哈密盆地南缘深断裂带，将整个东部天山纳入塔里木地台。但我们暂时以塔里木北缘断裂带为界。究竟如何，仍需继续深入研究。

第六章　大型内陆盆地及碰撞期后陆内造山作用

内陆盆地，尤其是大型内陆盆地由于蕴藏着石油、天然气、煤、菱铁矿、蒸发盐类、宝石及贵金属砂矿、建筑材料及地下水矿产资源，因此很早就引起人们的极大重视。新疆境内的准噶尔盆地、吐鲁番—哈密盆地及塔里木盆地都是覆盖面积大、演化历史长、沉积类型多、沉积厚度大、盆地边界条件复杂的大型内陆盆地。早在本世纪初，俄国地质学家B·A·奥布鲁切夫，N·B·穆什凯托夫就在我国新疆境内进行过路线地质调查，此后，德国、瑞士及许多苏联地质学家都涉足新疆，进行过这样或那样的地质调查，其中最有影响的是瑞士地质学家E·Norin，1931，1941前后两次的调查成果。尤其是1941年的报告涉及面广，资料也较详实，成为此后新疆地质工作较有价值的参考资料之一。本世纪30年代我国地质学家袁复礼、杨钟健、丁道衡曾对新疆进行过地层古生物及逆掩断裂构造方面的研究（丁道衡，1931），他们的研究为探索盆地内部和周边地层，以及盆缘构造提供了进一步工作的基础。40年代黄汲清、杨钟健、程裕淇、周宗浚等在新疆境内进行石油地质调查（黄汲清，1947），直接涉及到盆地的基底、沉积特征及周边构造的研究，为此后新疆以查明油气资源为目的的内陆盆地研究起了开拓奠基的作用。随着世界和我国对能源资源需求量日益增高，盆地地质工作有目的、有计划地同国外进行合作，在地层地质、沉积、构造及地球物理研究方面都获得了长足的进展，为进一步研究大型内陆盆地提供了丰富的资料。另一方面，这种合作研究带来了明显的经济效益。克拉玛依油区的扩大，生储油层数量的增加，乌采湾、阜康-吉木萨尔及塔北油田的发现都是这种效益最有力的说明。

近20余年来，人们愈来愈认识到对内陆盆地的研究，其意义不仅限于获取能源和诸多矿产这一单一的经济效益；而是扩展到大陆地质方面，尤其是碰撞期后陆内造山作用过程。通过盆地的研究可以了解山体的形成，隆升的强度和幅度，时空方面的不均衡性以及已经消失了的山脉部分的物质成分和时代。大型内陆盆地，陆相沉积厚度之大，沉积类型种类之多，沉积覆盖面之大都是很可观的。它一方面将许多时代较老的地质记录掩盖起来，使人们不得不采取其它手段去揭示这种神秘的盆地基底。另一方面，盆地沉积物的组成、粒序特征、沉积类型等可为大陆板块碰撞期后的陆内造山作用提供重要的信息。因此，盆地，尤其是大型内陆盆地也同样吸引着沉积学家和构造地质学家去研究、去探讨。可以毫不讳言地说，陆相盆地，特别是大型陆相盆地是研究板块碰撞期后陆内造山作用的关键。实际上磨拉斯建造，这种构成陆相盆地底层沉积的粗碎屑岩早就被人们看作是造山作用及其强度的一种指示剂。

值得特别提及的是，国家305项目实施以来，本课题组同美国斯坦福大学Graham，S.A.教授等共同对三大盆地的典型地段进行了详细的沉积岩石学及含油气、含煤及煤成气远景方面的研究工作。本文在介绍这一合作研究成果及综合前人已有资料的基础上，试图就准噶尔盆地、吐鲁番-哈密盆地及塔里木盆地北缘的基底构造、沉积特征，岩相古地理

变迁及其与碰撞期后陆内造山作用的关系提出一些新见解。

一、盆地基底

内陆盆地的基底类型、结构特征及其稳定程度直接影响到盆地沉积、盆地含油气资源及其他矿产资源的空间分布特征，也影响了盆地的构造演化。因此，在讨论盆地及其与碰撞期后陆内造山作用的关系这一议题时，首先必须涉及到盆地的基底。塔里木盆地的基底是具有双层结构的地台型基底。这种见解，基本上无大的争议，而准噶尔盆地和吐鲁番-哈密盆地的基底究竟属于何种类型，争议颇大，分歧较多。在本节中，除扼要论述塔里木盆地基底特征外，重点论述准噶尔盆地及吐鲁番-哈密盆地基底的属性。

（一）塔里木盆地基底

塔里木盆地基底是具双层结构高度固结的地台型基底。双层结构，就是盆地基底由变质程度、变形程度及沉积建造特征完全不同的上、下两个构造层组成，二者之间以巨大的区域性高角度不整合面隔开，下构造层是强烈褶皱的变质岩系(包括结晶变质岩系)，上构造层是浅变质或基本上未变质的陆棚浅海相沉积岩系。塔里木盆地基底的下构造层是历经多次构造运动固结的前震旦纪结晶基底及变质岩系基底。上构造层是震旦纪到古生代末稳定台型沉积盖层。目前，在下构造层中是否存在太古宙，由于缺乏同位素年龄资料，仍难于肯定。长城纪前（1800 Ma 前）的辛格尔运动（相当于吕梁运动）造成了中元古宙长城纪兴地塔格群与其下伏地层下元古宙达格拉格布拉克群（Pt_1）间的角度不整合，使塔里木地区形成了颇具规模的陆块。这为中晚元古宙时产生明显的洋陆分化提供了地壳基础。塔里木盆地北缘的地质记录表明这一时期有了真正的洋陆分化，开始出现板块构造运动，造就了阿克苏群中洋底镁铁质火山喷发及铁锰硅质岩组合。板块的俯冲作用又产生了典型的高压变质岩组合（肖序常等，1990 a）。对塔里木地台形成起决定性作用的是塔里木运动（相当于澄江运动），大约发生在 700 Ma 年前后，造成震旦纪冰碛岩同下伏晚元古宙变质岩系之间的角度不整合。而遍布塔里木北缘的震旦纪冰碛岩正是一种特殊的古地理古气候条件下的磨拉斯建造。自震旦纪开始，除在库鲁克塔格地区发生局部裂陷造成含中基性火山喷发的巨厚浊积岩外(高振家等，1984)，绝大部分地区接受陆棚浅海相沉积，这一沉积环境一直持续到早二叠世末。震旦纪—早二叠世末的稳定台型沉积既作为塔里木地台的盖层，也是塔里木盆地基底的上构造层。塔里木盆地自晚二叠世以来直到现代的陆相沉积就是在这样一个具有双层结构的稳定的台型基底上进行的(邓振球，1987)。

（二）准噶尔盆地基底

准噶尔盆地的基底属性争议颇大，目前主要分歧意见有三种：（1）属前寒武纪基底或有刚性的古老陆块存在（任纪舜等，1980；王鸿祯等，1985；吴庆福，1987）；(2)盆地下伏地壳属性为古生代洋壳物质，不存在刚性的古老陆块（李春昱等，1982；江远达，1984；Coleman, 1989；Feng, Y et al., 1989）；(3)盆地基本上由古生代有限洋盆(或小洋盆)、初始洋盆及洋盆沉积褶皱而成，但不排除其中有一些小的古老陆块(肖序常等，1990 b)。引起分歧的主要原因在于：（1）盆地周边未出露有前寒武纪地层或变质岩系；（2）对地球物理资料，尤其是航磁资料的解释不同；（3）缺乏对盆地周边内陆盆地沉积前构造演化的深入研究。本文将从以下几个方面讨论准噶尔盆地的基底类型及其属性。

1．准噶尔盆地基底的地球物理特征

从新疆布格重力异常图(刘兆有等，1985)中可以看出，在准噶尔盆地的南北缘各有一个明显的重力梯度带，清楚地勾绘出盆地的轮廓。这个轮廓与准噶尔盆地的地形地貌及地质构造基本一致。江远达（1984）认为盆地及其周边的重力资料正好说明准噶尔地区的地壳具有明显的“透视性”——即地表和深部的一致性。并认为这是中亚地区大地构造的一个共同特点。准噶尔地区布格重力异常值为－125——100 mGal，总的表现为高值区，和塔里木地区相比（－175——125 mGal）还偏高。对此现象，目前存在两种完全不同的解释：（1）由高密度的古老结晶基底引起；（2）由显生宙镁铁质岩石组合，即洋壳物质引起的（江远达，1984）。根据重力异常值计算出准噶尔地区莫氏面埋深为42.5 km（刘兆有等，1985；Ma. X.，1987）。这个深度实际上包括了泥盆纪以后的沉积层在内，这个沉积层的厚度可达15km（仅中新生代沉积就超过11km）。如果减去由于次生沉积而成的地壳厚度，那么准噶尔盆地之下的莫氏面埋深度实际上只有27.5 km左右Carroll, et al., 1988）。

航磁异常表明在准噶尔地区有一个近东西向的中央磁力高，盆地深部在东经86°—87°之间显然存在一条北北东向的，或近南北向的断裂，它造成了西部异常走向发生明显变化。在对准噶尔地区航磁ΔT平面图上延15 km后，东西向的磁异常被南北向的磁异常所代替。对于这种变化，吴庆福等（1986）认为由于上延，由华力西期构造层引起的浅层磁性体消失了，而出现的近南北向宽缓磁异常又与周边华力西褶皱山系和已知的加里东褶皱带的走向不一致。故认为这种异常是古老的刚性地块引起的。而江远达（1984）则认为，这种现象是由北北东或近南北向深断裂所致。他还通过航磁异常剖面反演说明引起＋150 r的磁性体具有磁化强度$J_s=1000\times10^{-3}$A/m这与准噶尔盆地周边中基性火山岩的磁性是一致的。埋深15km的磁性体在地面之上600m高处仍能引起＋150 r的磁异常，说明磁性是相当强的，远非前震旦纪变质岩所能匹敌的。由此可见，准噶尔地区航磁异常是由磁性远大于前震旦纪变质岩系的大洋玄武岩-拉斑玄武岩引起的（江远达，1984）。

近年来，通过对新疆可可托海-甘肃阿克塞地球物理大断面的研究❶获得一些地震及地面磁测资料。这些资料表明准噶尔东部地区及吐鲁番-哈密盆地的地壳结构是极不均一的。特别值得提及的是在卡拉麦里断裂南的将军庙一带有一个高密度高磁性地质体。对此可有多种解释：（1）地幔上隆；（2）洋壳物质；（3）高度固结的前寒武纪结晶基底碎块；（4）前三种情况中某两种的叠加。结合该带具体的地质情况，我们认为可能由高度固结的前寒武纪结晶基底的碎块，后期有地幔物质上隆的因素所致(详后)。

综上所述，根据现有的地球物理资料，可以认为准噶尔地区的地壳结构是不均一的，下伏地壳厚度一般不大（30km左右），具有高的航磁异常。根据计算，航磁异常由古生代镁铁质岩浆杂岩所引起。

2．周边地质提供的有关盆地基底的信息

从研究盆地周边构造人手来了解盆地基底特征是过去惯用的手段之一，在地球物理方法和探测技术高度发展的今天，此种手段仍不失去其应有的价值。准噶尔盆地周边至今未发现有前寒武纪地层出露（冯益民，1985），仅在对西准噶尔唐巴勒蛇绿岩中浅色辉长岩（lenaogrbbro）的同位素测年时发现有508±20 Ma的火成锆石存在（Feng, Y et al.,

❶ 袁学诚等，1989，新疆可可托海—甘肃阿克塞地球物理大断面。

1989)。因此准噶尔盆地周边出露的最老岩石是晚寒武世洋壳。除了早古生代洋壳物质在准噶尔盆地以西的玛依勒—唐巴勒地区广泛出露外，准噶尔盆地周边大面积出露的是晚古生代早期洋壳物质，中期的残留海盆沉积组合(肖序常等，1990b)。中国的许多大型内陆盆地，如松辽盆地、华北盆地等都有古老的前震旦纪变质岩系出露，而唯独准噶尔盆地周边没有。由此可见，很难断言，准噶尔盆地下伏有前寒武纪基底。在塔里木盆地北缘的柯坪及库鲁克塔格地区出露有大面积古生代陆棚浅海沉积，为塔里木盆地的基底属性提供了强有力的佐证。而这种佐证在准噶尔盆地周边毫无踪迹。因此，准噶尔盆地的基底显然有别于塔里木盆地的基底。

3．区域地质构造演化所提供的有关盆地基底特征的信息

根据作者等近年来的研究，新疆北部大地构造演化大体经历了如下历程：(1)泛塔里木地块解体，早古生代准噶尔洋演化阶段；(2)晚古生代准噶尔洋演化阶段，该期洋盆是在早古生代大洋沉积层褶皱基底上拉张裂解而成，由早泥盆世中期开始到中泥盆世末结束；(3)残留海盆阶段，从晚泥盆世开始到早—中石炭世结束；(4)碰撞期后陆内造山阶段。构造演化表明在准噶尔地区曾经发生过两次大规模的地壳拉张和裂解作用，形成前后两个时期的准噶尔洋。特别值得指出的是，在晚古生代准噶尔洋中存在一些小地块，诸如加波萨尔、洪古勒楞、库兰喀孜干，考克塞尔盖。除加波萨尔地块规模太小，而且由陆棚浅海相的奥陶纪生物灰岩组成外，其余的均由已经变形变质的早古生代洋壳物质构成。显而易见这些小地块是早古生代褶皱基底遭受拉张和裂解作用的必然产物。由此可以推及到古老的泛塔里木地块拉张裂解形成早古生代准噶尔洋时，同样也有一些前寒武纪变质岩系构成的小地块散布于早古生代准噶尔洋盆中，只是由于后期再次裂解遭到破坏难于发现而已。

准噶尔地区的大地构造演化历程表明准噶尔盆地的下伏地壳不是统一的古老陆壳，而是古生代洋壳，在洋壳中有一些孤立的小地块。

4．某些早古生代沉积岩所提供的有关盆地基底的信息

一些为数不多的早古生代沉积岩的碎屑成分和物源区属性为盆地基底特征提供了极有价值的信息。在卡拉麦里断裂之南的志留纪陆坡相浊积岩中，由叠瓦状砾石和冲刷槽模指示的古水流方向自南而北，说明物源来自南部比志留纪老的陆块。碎屑岩成分成熟度较高，基本上不含镁铁质火山岩屑，说明源区属古老的克拉通。这就排除了源区为奥陶纪或寒武纪—奥陶纪镁铁质火山岩构成的小地块的可能性。在二台附近的加波萨尔有一块出露面积不大的奥陶纪生物灰岩，周围均以断裂同早—中泥盆世孤后盆地火山沉积岩相隔。生物灰岩中含丰富的底栖生物化石，有三叶虫、腕足类及珊瑚等，实属稳定的陆棚浅海沉积。这些情况表明，在早古生代准噶尔洋盆中确实有时代更老的陆块存在，否则这些陆棚及陆坡沉积就成了无源之水，无本之木了。

5．碰撞期后中酸性深成岩所提供的有关盆地基底的信息

近十几年研究表明，中酸性深成岩可提供下伏地壳属性的大量信息 (Stacey, et al., 1975)。“七·五”期间中国地质科学院与美国斯坦福大学、加州大学、圣巴巴拉分校合作研究资料中提供了一些新疆北部中酸性深成岩的同位素测试数据，现将准噶尔地区碰撞期后中酸性深成岩的同位素测试结果列表于后 (表 6-1)。由表中可以看出 Pb 同位素测定 (Feng, et al., 1989; Tilton, et al., 1986; 肖序常等 1990b)、Nd及Sr同位素测定(Hopson, et al., 1989)均表明这些中酸性深成岩源自地幔、地幔-大洋沉积层或洋盆火山岩，

表 6-1 准噶尔地区碰撞期后中酸性深成岩同位素测定结果

Table 6-1. Isotopic age determination of post-collisional acid-intermediate plutonic rock from Junggar area

地区	岩二	数目	矿物	方法	结果	岩浆源区
西准噶尔	花岗岩	5	钾长石	$^{206}Pb/^{204}Pb$	18.02—19.05	洋盆火山岩③
				$^{207}Pb/^{204}Pb$	15.49—15.52	
				$^{208}Pb/^{204}Pb$	37.81—38.94	
				铅同位素年龄	320 Ma ①	
东准噶尔	云英闪长岩-奥长花岗岩		全岩	ΣNd	9	地幔
				$^{87}Sr/^{86}Sr$	0.704	
				U-Pb 年龄	316 Ma	
	花岗闪长岩		全岩	ΣNd	7	地幔-大洋沉积
				$^{87}Sr/^{86}Sr$	0.707	
				U-Pb 年龄	300 Ma	

注：① Feng,Y., et al.,1989;② Tilton,G. R.1986。

而没有源自前寒武纪基底或古老陆壳的。

综上所述，可以得出这样一个结论：准噶尔盆地不具有象塔里木盆地那样的具双层结构的台型基底，而是一个主要由早—中古生代洋壳物质构成的“槽型”基底，在这一槽型基底中夹杂着一些孤立的时代相对古老的小地块。

（三）吐鲁番-哈密盆地基底

通过近10余年来对吐鲁番-哈密盆地的地质地球物理综合研究，人们对吐鲁番-哈密盆地基底特征的认识逐渐接近一致。吐鲁番-哈密盆地中央断裂以南属古老陆壳基底，以北属古生代褶皱基底。这一认识得到地球物理资料和地质资料的支持。

1．有关的地球物理资料

从新疆布格重力异常平面图（刘兆有等，1985）中，可以明显看出吐鲁番-哈密盆地不具有准噶尔盆地那种重力异常和地形地貌、地质基本一致的“透视性”特征，而是一种不吻合状况。区域航磁平面图上在盆地中心出现一个明显的梯度带，以南是东天山的重力高，以北是哈尔里克山一带的重力低。由布格异常计算出的莫氏面埋深在吐鲁番-哈密盆地中央断裂南北也不相同，北部平均深度为 47.5 km，南部为 45 km 左右。

吐鲁番-哈密盆地的区域磁场为平静的正磁场，在此背景上有呈 NWW 走向的宽缓异常，强度为100—200 r 。盆地的南部出现一个大致近东西向的升高异常区，最高异常值可达450—500 r，可能是基底和上覆火山岩、岩浆岩叠加引起的。此外南部的磁场强度有自

西而东从弱到强，从简到繁的变化特征。

穿越吐鲁番-哈密盆地的新疆可可托海-甘肃阿克塞地球物理断面❶也提供了吐鲁番-哈密盆地中央断裂南北地壳结构不同的特点。南部地壳结构类似塔里木地块，北部则为一种过渡型地壳。

上述地球物理资料表明吐鲁番-哈密盆地的基底以中央断裂为界存在着南北差异。

2。有关的地质资料

吐鲁番-哈密盆地以南是早石炭世火山岩覆盖的东天山前震旦纪变质岩系。盆地中心是被中新生界覆盖的志留纪—泥盆纪初始洋盆沉积组合，及早中石炭世裂陷槽火山-沉积组合。盆地北缘未出露有比奥陶纪更古老的岩石。根据新疆北部构造演化特征（肖序常等，1990b），盆地北部的基底中也很可能存在一些古老的小地块。

上述地质资料表明吐鲁番-哈密盆地中央断裂以北的基底大致和准噶尔盆地相近，而南部则有古老的前震旦纪变质岩基底。

二、盆地沉积特征及岩相古地理概况

新疆北部大型内陆盆地陆相沉积大体上是从早二叠世开始的，但这一时期，特别是早二叠世早期，仍有海相沉积，至晚二叠世全部进入陆相沉积。除塔里木盆地西部喀什一带在晚白垩世—早第三世遭受过来自西部新特提斯洋的海侵外（王鸿祯等，1985），准噶尔盆地及吐鲁番-哈密盆地，还有一系列小型盆地皆为各种类型的陆相沉积，以内陆湖盆及河流冲积为主。这一过程一直持续到现代。现将三大盆地的主要沉积特征及岩相古地理情况陈述于后。

（一）塔里木盆地北缘

塔里木盆地北缘的陆相沉积是从早二叠世开始的，但在柯坪地区西部仍残存有海相沉积，到晚二叠世全部进入陆相沉积，晚白垩世到早第三纪来自西部新特提斯洋的海侵波及到西部的喀什—阿克苏以东东径83°附近，此后又被新生代陆相沉积所代替。整个盆地北缘的沉积中心在西部，地层发育较全（表6-2），厚度较大。

1．岩相古地理概况

塔里木盆地北缘早二叠世继承了晚石炭世碰撞期后前陆盆地的古地理格局，海相的前陆盆地自东而西收缩，到了早二叠世，海盆收缩到柯坪以西，柯坪以东直到库车拗陷都为湖沼。柯坪地区处于海陆相交互地带，碎屑沉积物中大型斜交层理及所含海相动物化石，植物碎片指示了滨海三角洲相的存在。早二叠世的暗色玄武岩流反映了碰撞期后的地壳伸展运动（Post—Collisional extension）。海相沉积厚度不大，仅200m左右。陆相盆地沉积自西而东，厚度有减薄的趋势。早二叠世盆地沉积厚度是喷发和碎屑沉积共同作用的结果。推测当时盆地西部可能是伸展中心，暗色岩流及火山凝灰物质的聚集使厚度大增。海盆生物繁茂及植物化石丰富，含煤等特征说明古气候是温和湿润。

晚二叠世时，海盆消失，陆相盆地基本上继承了早期盆地的轮廓。在山前地带沉积物中粗碎屑成分大量增多，盆地中仍以细碎屑沉积为主，有时仍出现暗色玄武岩夹层，说明

❶ 袁学诚等，1989，新疆可可托海—甘肃阿克塞地球物理大断面。

表6-2 盆地二叠纪以来地层系统对比表

Table 6-2. Stratigraphic system correlation showing since Permian period of the basin

		塔里木盆地		准噶尔盆地		吐鲁番-哈密盆地	
第四系	全新统	新疆群					
	上更新统						
	中更新统	乌苏群					
	下更新统	西域组					
第三系	上新统	库车组		独山子组		葡萄沟组	
	中新统	康村组		塔西河组		桃树园组	
	渐新统			沙湾组			
	始新统	库姆格列木组		乌伦古河组		巴喀组	
	古新统			紫泥泉子组		台子组	
白垩系	上白垩统	巴什基奇克组		艾里克湖组		苏巴什组	
						库穆塔格组	
	下白垩统	卡普沙良组		吐谷鲁群	胜金口组		
					呼图壁河组		
					清水河组		
侏罗系	上侏罗统	喀拉扎组				艾维尔沟群	喀拉扎组
		齐古组					齐古组
	中侏罗统	恰克马克组		头屯河组			七克台组
							十三间房组
	下侏罗统	克孜勒努尔组	喀拉苏群	西山窑组		水溪沟群	西山窑组
		阳霞组		三工河组			三工河组
		阿合组		八道湾组			八道湾组
二叠系	中上二叠统	塔里其克组	小泉沟群	郝家沟组			
		黄山街组					
		克拉玛依组					
	下三叠统	俄霍布拉克组		上仓房沟群			
三叠系	上三叠统	沙井子组		下仓房沟群		乌尔禾群	下仓房沟群
				上克拉玛依群			桃东沟组（大热泉子组）
	下三叠统	巴立克立克组		下克拉玛依群	塔什库拉组	卡拉岗组	阿其克布拉克群
					石人子沟组	哈尔加乌组	
缺地层		石炭系					

盆地仍有伸展运动存在。

三叠纪盆地明显收缩，仅限于库车一带。盆地中主要是山麓相粗碎屑沉积。

侏罗纪早期内陆盆地范围空前扩大，西起阿克苏东到罗布泊以东地区，形成开阔的内陆盆地，其中接受了巨厚的碎屑含煤沉积。沉积物原生构造表明，在这一开阔盆地北部边缘有大型的河流三角洲及水下河道沉积。到侏罗纪晚期内陆湖盆逐渐收缩，盆地中碎屑成分减少，沉积厚度大幅度减薄。湖盆中变成缺氧还原环境，生成油页岩。侏罗纪时盆地沉积中心仍在库车附近及叶尔羌河一带，向东厚度减小，砾岩增多。

早白垩世盆地基本上继承了晚侏罗世的轮廓。主要接受来自北部山区的山麓相类磨拉斯沉积组合。晚白垩世时，盆地南移，粗碎屑成分明显减少。造成塔北大部分地区缺失晚白垩世沉积。而此时在喀什一带遭受了来自新特提斯洋的海侵，出现塔里木盆地西南部的喀什海。

早第三纪是塔里木内陆盆地的全盛时期，喀什海水波及到东径 82°30′ 左右。塔里木盆地的西部是喀什海湾，沿东径 82°30′左右，大致从和田河一克里雅河之间是海陆交互相。以河湖相细碎屑沉积、泻湖相沉积及浅海海湾相沉积为主。

晚第三纪西部喀什海湾消失，为陆湖盆空前扩大。盆地的西部主要为含膏盐，蒸发岩的泻湖相沉积，东部是内陆开阔湖盆，在盆缘有一系列湖滨三角洲。盆地中碎屑成分空前增加，堆积了 4000 余米的碎屑沉积。

更新世时，内陆湖盆消失。塔里木周边山脉强烈隆升。在塔里木盆地周边近山地带形成厚达 3400 余米的山前磨拉斯堆积。

全新世，继承了更新世的古地理轮廓，塔里木在地形上仍为盆地，周缘接受山麓相磨拉斯堆积，盆地中心接受风成堆积。

2．能源及矿产资源概况

在陆相沉积中，二叠系、三叠系一侏罗系，上第三系都含有生油岩系，以三叠系一侏罗系情况最好，生油岩系厚度可达 250—500 m。在生油岩系中，有机炭 0.42—1.36%，平均为 0.68%，氯仿沥青 236—310 ppm；烃含量 63—201 ppm；烃/有机炭 0.72—3.21，多数为 1.26—1.73%；碳数范围 C_{15}—C_{33}，主峰碳 C_{19}—C_{22}；CEP 值 0.94—1.49，有机质类型以Ⅲ型为主，次为Ⅱ型。煤镜反射率 R_0 为 0.4—0.68%（康玉柱，1985）。侏罗系是盆地的主要成煤期，含有工业和民用煤层。上二叠统有可能含蒸发盐类矿产石膏等，下第三纪也含蒸发盐类矿产，而含蒸发盐类矿产最多的是上第三系。此外，上第三系还有一些含铜砂岩夹层，为寻找沉积型砂岩铜矿提供了线索。

（二）准噶尔盆地

准噶尔盆地是陆相沉积发育最全（表6-2）、沉积厚度最大的内陆盆地之一；也是研究程度较高，能源资源较丰富的内陆盆地之一。因此，准噶尔盆地已成为研究内陆盆地的理想地域。

1．岩相古地理概况

晚古生代末期大陆碰撞之后，沿天山北麓形成前渊盆地（前陆盆地），这一前陆盆地一直持续到早二叠世。早二叠世时前陆盆地缩至天山北麓东部乌鲁木齐一吉木萨尔一线，在盆地东北缘将军庙一带出现海陆交互相的河口沉积，直接不整合在陆相的上石炭统孔雀屏组之上，而西北缘，此时已有陆相火山喷发。可见前陆盆地西窄东宽，南深北浅。

自晚二叠世时盆地全面进入陆相沉积，此时前陆盆地被广阔的内陆湖盆所代替。盆地西部以粗碎屑沉积为主，至盆地南缘乌鲁木齐—吉木萨尔一带形成拗陷，沉积厚度最大，可达5000余米，以细碎屑沉积为主，含油页岩。盆地东北缘，此时也以粗碎屑沉积为主，不整合在下统之上。反映出该期湖盆南深北浅，东深西浅。

晚二叠世末，盆地开始收缩，粗碎屑成分增多。到三叠世时盆地的范围和轮廓大体同现在的盆地相近。三叠纪早期盆地为超补偿沉积，接受大量粗碎屑，到中晚期盆地沉积，以细碎屑岩、湖泥沉积为主，湖盆中出现煤线及菱铁矿等。盆地特征仍是南深北浅，沉积最大厚度在乌鲁木齐以东小泉沟一带。

早侏罗世盆地范围扩大，使下侏罗统超覆到盆地外缘山区古生代地层之上，形成开阔的含煤，含油气盆地。中侏罗盆地开始收缩，但仍以含煤碎屑沉积为主。晚侏罗世盆地进一步收缩，粗碎屑成分开始增多。盆地东北缘有陆相火山喷发形成的大量凝灰岩，使繁茂的古柏森林遭到毁灭，保存为古森林化石（Mcknight, et al., 1990）。侏罗纪盆地沉积中心仍在南缘，但与二叠纪—三叠纪不同，沉积最大厚度集中在乌鲁木齐以西玛纳斯一带，达5200余米。其次在克拉玛依一带。

早白垩世基本上继承了晚侏罗世盆地的轮廓，但以细碎屑沉积为主，由于经历了晚侏罗世—早白垩世初的准平原化，盆地范围比晚侏罗世稍有扩大。

到晚白垩世时由于周边山体开始隆升，盆地沉积物中粗碎屑成分明显增多。

白垩纪盆地沉积中心仍在南缘山前地带乌鲁木齐以西。盆地总的特点是非补偿沉积，厚度远比侏罗纪时小得多。

早第三纪时，由于晚白垩世时的剥蚀夷平致使早第三纪盆地周边地形接近准平原化。盆地范围稍有扩大，但补偿程度较晚白垩世要小。

晚第三纪早期中新世盆地基本上继承了早第三纪的特点，仍为非补偿性盆地。自上新世开始，在南缘的山前地带出现大量山麓相河流粗碎屑堆积。第三纪时沉积中心仍在南缘山前地带。

更新世早期是盆地周边山体强烈隆升时期，盆地绝大部分被磨拉斯所填充，内陆湖盆收缩到玛纳斯湖区一带。中晚期基本上继承了早期的轮廓，玛纳斯湖再次收缩。盆地周边地貌轮廓同现代相近，盆地沉积类型趋于多样化。这种状态一直持续到全新世。全新世的最大特点是气候干旱化，风成沉积发育。

2．油气、煤及其他矿产资源概况

盆地西北缘早二叠世陆相火山岩构成克拉玛依油区的第一个储油层。上二叠统乌尔禾群、上芨芨槽子群、上三叠统小泉沟群、下侏罗统三工河组、下第三纪安集海河组都是可信的生油层（吴庆福等，1986），盆地中几乎许多陆相碎屑岩层都有条件成为理想的储油层，据吴庆福等（1986）统计，盆地西北缘的下二叠统、上二叠统、下三叠统、中三叠统、下侏罗统、上侏罗统、下白垩统都是储油层。盆地东部的上二叠统、下三叠统，盆地南缘的下侏罗统、中侏罗统、渐新统、中新统、上新统都可成为理想的储油气层。盆地成煤是从晚二叠世开始，在盆地东北缘将军庙一带有该期的劣质煤层，可供开采。三叠纪沉积中有零星煤线，见于黄山街组中。早中侏罗世进入盆地的主要成煤期，成为新疆主要的工业和民用煤。盆地中蒸发盐类矿产不多见，仅在中更新统和全新统中有零星分布。盆地南缘山前中更新世—全新世山麓河积成为砂金的主要聚集层。

（三）吐鲁番-哈密盆地

吐鲁番-哈密盆地和准噶尔盆地在沉积特征上有许多相近之处，但地层发育（表6-2）及分布范围远不如后者，也是新疆北部的聚煤盆地之一。

1．岩相古地理概况

石炭纪末期陆-陆碰撞使天山山系和博格达山系形成，在二者之间形成晚石炭世的前陆盆地（海相）。早二叠世沉积时，在天山北麓仍继承了海相前陆盆地的沉积特征。此时吐鲁番-哈密盆地同准噶尔盆地相连通。但在盆地北缘则有陆相粗碎屑沉积。晚二叠世盆地已全部变成开阔的内陆湖盆，但仍和准噶尔盆地相贯通，盆地东部哈密一带晚二叠世晚期沉积缺失，表明盆地在晚二叠世晚期已经收缩至西部吐鲁番附近。

三叠纪时吐鲁番-哈密盆地空前缩小，仅局限于艾丁湖以西的托克逊—吐鲁番地区(王鸿祯等，1985)。可能是一个小型孤立的内陆盆地。

侏罗纪早期盆地范围大大扩展，向西可能与准噶尔盆地相通，成为广阔的内陆湖盆，以补偿性碎屑含煤沉积为特征。从中期开始湖盆收缩，与准噶尔盆地相隔离，盆地限于西起艾丁湖附近东到哈密的狭长内陆湖盆，以不饱和沉积为特征，含有油页岩（局部）。晚期盆地进一步缩小，湖盆逐渐被河流冲积，山麓河流粗碎屑沉积所填充。出现残留湖泊的膏盐沉积。早白垩世盆地范围基本和晚侏罗世相近。到晚期周缘山脉上升粗碎屑成分增加。到早第三纪时，盆地再度扩大，可能与准平原化有关。此时盆地成为有河流注入的开阔湖盆。到第三纪晚期，大约在上新世湖盆被粗碎屑山麓河流相堆积所填充。更新世时山脉强烈上升形成巨厚的山麓相磨拉斯堆积。此外尚有残留的湖泊见于盆地西部艾丁湖一带。这种格局一直持续到现代。

2．油气聚集，煤及其他矿产资源概况

吐鲁番-哈密盆地的生油条件和油气聚集条件均不如准噶尔盆地，但在该盆地西部吐鲁番一带由于盆地延续情况较佳，沉积厚度相对较大，故生储油条件相对较好，目前已有油气显示。下中侏罗是该盆地的成煤期，在周缘均有供工业和民用的煤炭资源。第三系和第四系中含石膏及蒸发盐类矿产。全新统的风成砂可供建筑和铸造型砂。

三、碰撞期后陆内造山作用

新疆北部碰撞期后陆内造山作用大致经历了两个阶段：（1）碰撞期后岩浆作用与前陆盆地演化阶段；（2）大型内陆盆地沉陷与山脉抬升阶段。这两个阶段既有区别，又有衔接。而且在这两个阶段中自始至终贯彻着碰撞期后各块体之间边界条件的不断调整，以及由于这种调整作用而引起的走滑，推覆和冲断。有关的岩浆作用，沉积作用和古地磁变迁都忠实地记录了这两个阶段的起止时期及构造演化特征。

新疆北部的晚古生代准噶尔洋和南天山洋分别于中泥盆世末和晚泥盆世末，通过洋壳向北俯冲消减，先后转化成残留海盆（remnat sea basin）。这种转化的重要标志是在残留海盆中不再有蛇绿岩生成。稍后于早石炭世中晚期沿伊犁地块中央、博格达山、吐鲁番-哈密盆地南缘和北山地区发生地壳引张作用，分别形成晚古生代中期伊宁裂谷和三个裂陷槽。上述裂谷和裂陷槽中岩浆岩的基性-超基性组分表明有上地幔下地壳的成分。这种情况揭示当洋盆转化成残留海盆时，在过去长期隆起（伊犁地块）或一度隆起的地区，

由于壳下热能的重新聚集而导致地幔物质对流。在上升流背向扩散之处，地壳拉张、减薄、断陷形成裂谷或裂陷槽，而在下降流汇聚之处，地壳收缩、增厚、走滑、呈扇状向外逆掩或冲断。当时天山正处于这样一种下降流汇聚之处。到早石炭世末—中石炭世末，新疆北部的残留海盆、裂谷、裂陷槽先后关闭（北山裂陷槽一直延续到早二叠世末），导致被海域分割的几个陆块之间的碰撞。塔里木北缘、准噶尔地区的地层和古地磁资料（Li Yianping et al., 1988 a; Li Yianping et al., 1988 b; Carroll, et al., 1988; Sharps, et al., 1989）揭示了洋盆消减，残留海盆演化和碰撞的过程。自泥盆纪（末）到二叠纪塔里木地块的磁极发生明显而迅速的游移，表明塔里木地块正迅速向其北的天山火山弧靠拢，二者之间的大洋岩石圈正在迅速向北消减在天山火山弧之下（Li Yinanping, et al., 1988 a）。古地磁学家根据古地磁资料和二叠纪时碎屑沉积物源区的变化认为碰撞作用发生在晚二叠世。其理由如下：（1）晚二叠世时塔里木北缘、准噶尔盆地和吐鲁番盆地沉积全部变成陆相；（2）晚二叠世上述三个盆地的碎屑沉积物均来自已遭受剥蚀的褶皱山系；（3）早二叠世柯坪塔格的玄武岩喷发可能反映了塔里木与其北天山火山弧初始碰撞而引起的近东西向伸展作用（extension），从而造成近南北向的玄武质岩墙贯入到早古生代地层中。对岩流层和岩墙的古地磁测量结果表明，二者具有相同的古地磁位置（Li Yianping, et al., 1988 a）。在西准噶尔山区侵入到碰撞期后花岗岩（同位素年龄300—320 Ma）中的闪长质岩墙和该区早二叠世陆相火山岩也具有相同的古地磁位置❶。作者认为陆块碰撞的时期应结合岩浆作用、沉积作用及古地磁资料综合分析：（1）中石炭世末准噶尔残留海盆自东而西闭合，博格达、黄山裂陷槽及伊宁裂谷也在此时结束活动。海水退至准噶尔盆地-吐鲁番-哈密盆地南缘一带，构成海相的前陆盆地。其中的碎屑沉积同下伏中石炭统呈明显的角度不整合，而同其上覆的早二叠世沉积则呈渐变过渡关系；（2）早—中石炭世沉积层的变形褶皱不仅在准噶尔、吐鲁番—哈密地区广泛存在，而且在塔里木北缘也可见到（Sharps, et al., 1989）；（3）平均同位素年龄为300 Ma左右的花岗岩侵入到已变形的早—中石炭世地层中，代表一次碰撞期后大规模的花岗岩浆活动；（4）除准噶尔盆地南缘吐鲁番-哈密盆地外，早二叠世在新疆天山以北地区普遍有一次陆相火山喷发作用，而此时塔里木北缘西部为海相喷发，东部则为陆相喷发。由此可见，前陆盆地的形成、下、中石炭统的变形褶皱，300 Ma左右的花岗质岩浆侵入活动以及早二叠世以陆相为主的大规模岩浆喷发和近南北向的岩墙贯入都反映了碰撞作用在300 Ma前的中石炭世末期已经发生，由碰撞引起的地壳沿南北方向的大幅度缩短则一直持续到晚二叠世。

（一）碰撞期后岩浆作用与前陆盆地演化阶段

新疆北部早—中石炭世地层褶皱及300—320 Ma花岗质岩浆侵入活动标志碰撞期后陆内造山作用已经开始。

碰撞期后岩浆活动可分成两种类型：先期为花岗质岩浆侵入；后期为中基性-中酸性岩浆喷发。

碰撞期后花岗质岩浆的侵入活动，其高峰期在320—330 Ma，此后仍有活动，一直持续到早二叠世末。该期侵入作用的特点是：（1）分布范围极广，不受已有构造单元界限的限制，具有跨单元界限的特点（Coleman, 1989）；（2）形态上大多近等轴状，尤以西准

---

❶ 李永安，1990年面告。

噶尔地区最为特征；（3）在类型上大多是典型的A型花岗岩，而完全不同于形成在俯冲带之上的钙碱性花岗岩；（4）花岗质岩浆源区因地而异。据我们同美国斯坦福大学，加州大学圣巴巴拉分校合作（1985—1989）对东西准噶尔、南北天山近20个花岗岩的Pb、Rb/Sr及Nd同位素测试研究结果（Feng, et al., 1989；本专著第四章），碰撞期后花岗岩同位素年龄值为300—320 Ma（图6-1），东西准噶尔花岗质岩浆源区为古生代洋壳及大洋沉积层，北天山大多为幔壳同熔型，而南天山则多为壳源型。Coleman,（1989）认为这些花岗岩属碰撞期后非造山型花岗岩浆活动，在成因上与碰撞期后下地壳的伸展作用有关，也就是说与泛非花岗岩事件（Stoesser, 1986,）有大致相同的成因。

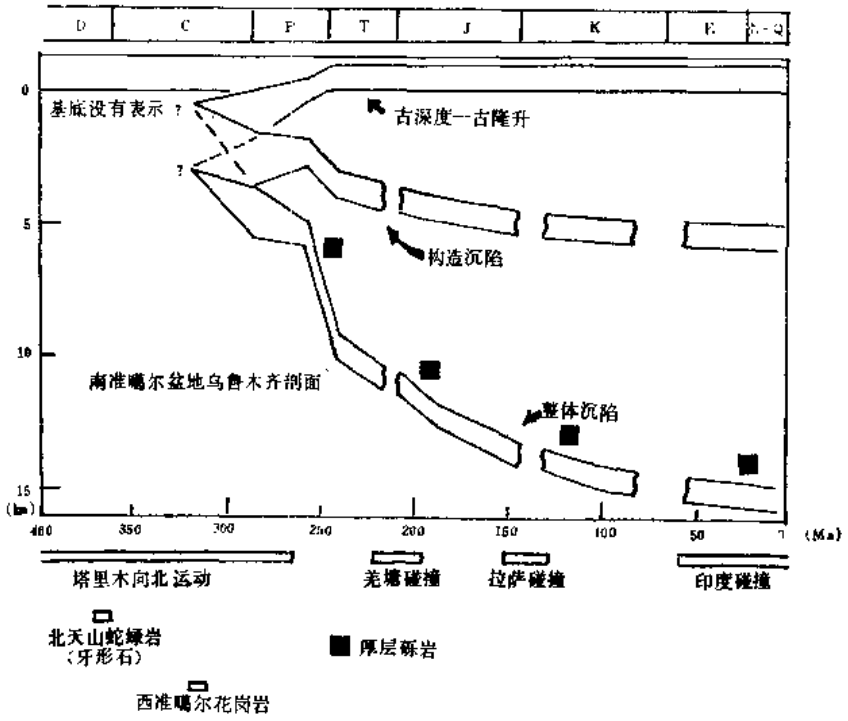


图 6-1 准噶尔盆地沉降幅度与板块构造运动关系示意图

Fig. 6-1 Schematic diagram showing the relationship of subsidence of Junggar basin to plate tectonics

D—泥盆纪；C—石炭纪；P—二叠纪；T—三叠纪；J—侏罗纪；K—白垩纪；E—老第三纪；N—Q—新第三纪—第四纪（中美合作研究成果，据Carroll, et al., 1988）

伴随着碰撞期后新生褶皱山系的形成和花岗质岩浆的侵入活动，稍后于晚石炭世时海水在天山以北退缩到准噶尔和吐鲁番-哈密盆地南缘一线，构成一个南深北浅的海相前陆盆地。而在天山以南退缩到塔里木北缘，构成一个北深南浅的海相前陆盆地。至此，在新疆北部形成两个近东西向狭长的海相前陆盆地。晚石炭世时，塔里木北缘前陆盆地的碎屑物源仍来自其南的塔里木地台；而准噶尔盆地南缘的乌鲁木齐前陆盆地碎屑物源则主要源自其北的新生褶皱山系。前者以成熟度较高的碎屑岩为特征，碎屑颗粒成分以石英为主；后者以成熟度低的岩屑砂岩为特征，碎屑成分中以火山岩屑和少量火成石英为主(图6-2)。这种情况表明，晚石炭世天山的褶皱上升远不如准噶尔地区。这很可能与南天山洋盆转化为残留海盆的时期较准噶尔洋的要晚有关。

海相前陆盆地从晚石炭世开始一直持续到早二叠世末。这一时期，海域不断缩小。在

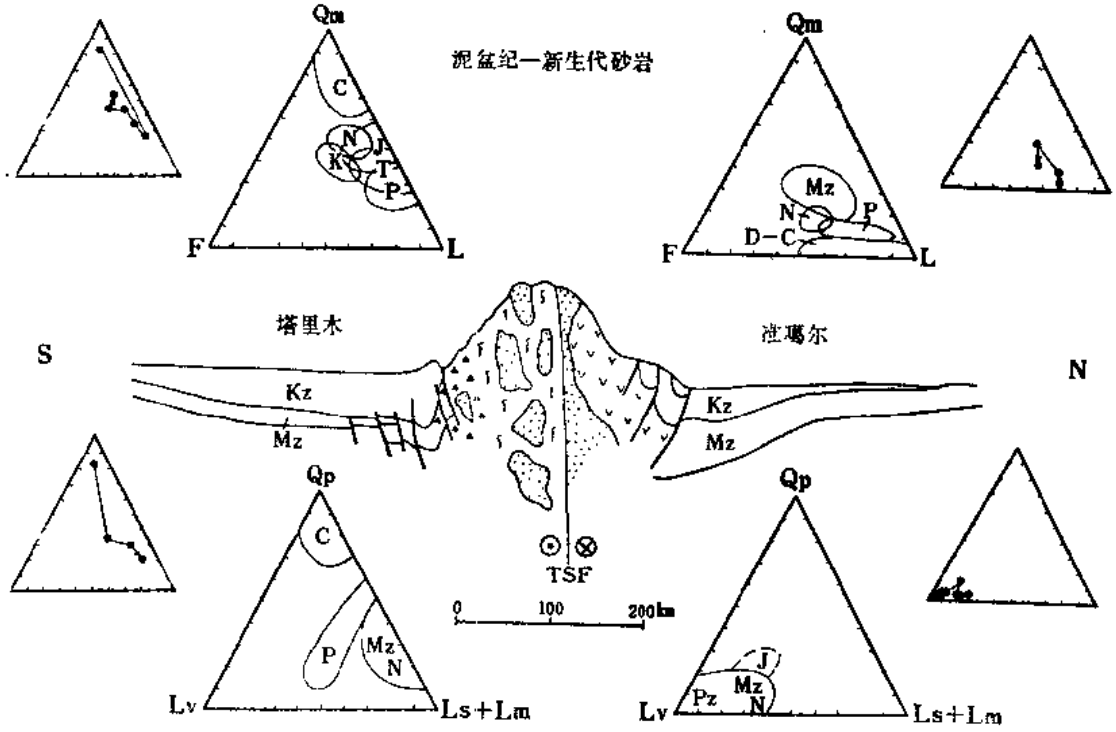


图 6-2 塔里木盆地和准噶尔盆地泥盆纪—新生代砂岩组分三角图解

Fig. 6-2 Sandstone composition triangular diagram from Devonian to Cenozoic Era of Tarim basin and Junggar basin

Q—石英；Qm—火成石英（一次结晶）；Qp—变质石英（多次结晶）；F—长石；Lv—火山岩岩屑；Ls—沉积岩岩屑；Lm—变质岩岩屑；Pz—古生代（界）；Mz—中生代（界）；Cz—新生代（界）（其余地质时代代号同图 6-1）（据Carroll, et al., 1988）

准噶尔南缘的乌鲁木齐前陆盆地自北而南，自东而西收缩，逐渐由海相转化成陆相。到早二叠世末，乌鲁木齐前陆盆地全部转化成内陆盆地。塔里木北缘前陆盆地也在此时发生自南而北，自东而西的收缩，到早二叠世末也全部转化成内陆盆地。早二叠世塔里木北缘前陆盆地碎屑岩成分中沉积岩和变质岩岩屑成分明显增多（图 6-3）表明源区已由稳定的克拉通变为褶皱山系。而在准噶尔盆地碎屑岩中碎屑成分几乎全部集中在火山岩碎屑端元（图 6-3），源区可能仍以新生的准噶尔褶皱山系为主。上述资料说明天山新生褶皱山系在此时已强烈崛起，成为塔里木北缘前陆盆地的主要碎屑物源区，而准噶尔山系在褶皱后仍持续上升。古地磁资料(Li Yianping, et al., 1988 b；Li Yianping, et al., 1988 c；Sharps, 1989）表明二叠纪初塔里木地块已接近现在的纬度，而其时的古经度尚在现位置以西数百公里，此后经过左旋走滑才到现在的位置。

早二叠世另一重要的构造事件是几乎遍布整个新疆北部的中基性-中酸性岩浆喷溢活动。在东西准噶尔地区遍布该期的陆相火山喷发岩，而在塔北缘的柯坪塔格则为海相喷发．伴随有近南北向的玄武质岩墙侵入到早古生代地层中。在准噶尔地区也有近南北向的闪长质岩墙侵入到同位素年龄为 300Ma左右的碰撞期后花岗岩中❶。对玄武质岩墙(Sharps, et al.,1989)和闪长质岩墙的古地磁特征研究表明，岩墙和早二叠世喷发岩流具有相

❶ 李永安等，1990，准噶尔地块二叠纪岩脉古地磁特征（未刊）。

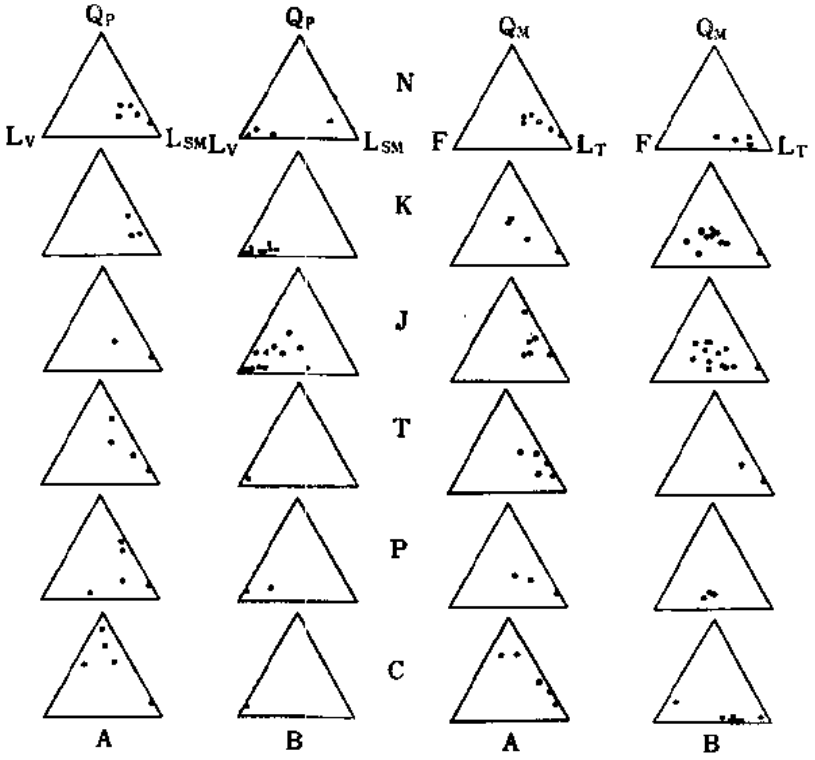


图 6-3 塔里木盆地（A）准噶尔盆地、吐鲁番-哈密盆地（B）石炭纪-新第三纪砂岩组分三角图解（据Carroll, et al., 1988）

Fig. 6-3 Sandstone composition triangular diagram from carboniferous to Neogene Period of Tarim(A), Junggar basin, Tulufan-Hami basin (B)

Lsm—沉积岩变质岩岩屑 L_T—全岩屑（包括 Lv + Lsm）（地质时代代号同图 6-1，三角图解端元代号同图6-2）

同的古地磁位置，属同一时期不同类型岩浆活动产物。Sharps 等人（1989）认为该期岩浆活动与在南北向挤压背景上的东西向地壳伸展运动有关。

上述地质事件表明，这一阶段新疆北部地壳运动的主要特点是上地壳南北向缩短，而下地壳局部伸展。在地幔上隆的部分，下地壳物质，甚至壳内部分局部重熔，构成碰撞期后岩浆活动的源区。随着这一作用的进展，前陆盆地海水收缩，山脉抬升，大量的碎屑物质充填盆地，使前陆盆地在早二叠世末转化成大型的内陆湖盆。到晚二叠世初进入大型内陆盆地沉陷与山脉抬升阶段。

（二）大型内陆盆地沉陷与山脉抬升阶段

晚二叠世时在盆地中，除个别沉降中心外，普遍有粗碎屑沉积，不整合或平行不整合在下伏早二叠世海相前陆盆地细碎屑岩之上或早二叠世陆相火山喷发岩之上。而在山区则普遍形成山间盆地巨厚的磨拉斯堆积，表明山系开始强烈抬升。伴随新生褶皱山系的强烈抬升，盆地产生急剧的构造沉降。在准噶尔盆地南缘乌鲁木齐一带的沉降中心堆积了厚达3000余米的冲积和湖相沉积。在塔里木盆地北缘也有幅度相对较大的沉降作用，在柯坪塔格西部堆积了近千米的冲积及湖相沉积。急剧的沉降还造成缺氧的湖相沉积，使该期油页岩中全有机炭含量高达 34%（Carroll, et al., 1988）。成为新疆陆相盆地中重要的生油层。准噶尔盆地南缘碎屑岩组分中富含火山岩屑（图6-3），以及该期碎屑岩中古水流测量

结果都表明物源来自其南的天山（图 6-4）。准噶尔盆地晚二叠世碎屑岩区的改变揭示此时天山的上升速率高于盆地之北的准噶尔山系。此时，吐鲁番-哈密盆地还同准噶尔盆地联在一起，作为晚二叠世准噶尔盆地的一部分（王鸿桢等，1985）。

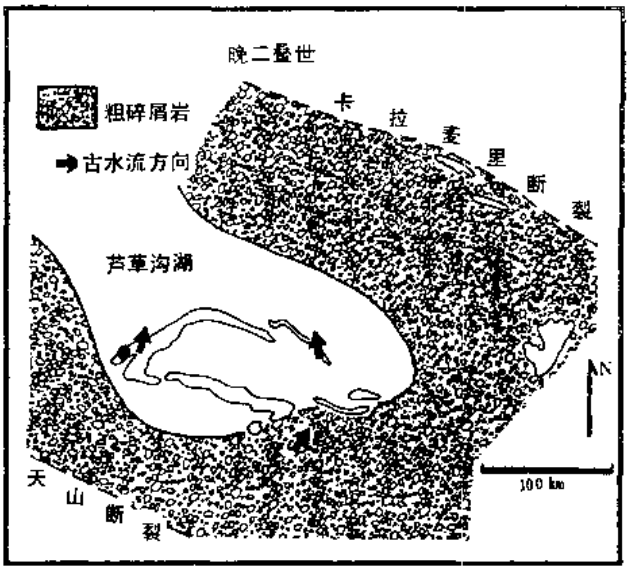


图 6-4 准噶尔盆地东部晚二叠世古水流及粗碎屑沉积物分布略图
（据 Carroll, et al., 1988）

Fig. 6-4 Distribution Sketch of the Late Permian current and coarsed-grained sediments in the eastern Junggar basin

从晚二叠世末期开始盆地进入超补偿沉积阶段。在南北两大盆地中出现大量粗碎屑沉积。这一过程一直持续到早中三叠世或更晚，其结果使塔里木盆地东北缘的柯坪塔格缺失整个三叠纪沉积，造成吐鲁番-哈密盆地同准噶尔盆地分离，形成了一个仅局限在吐鲁番附近的小型内陆湖盆，其中的充填物以粗碎屑居多。而在准噶尔盆地，除南缘拗陷区以外，也以粗碎屑沉积占优势。在塔里木盆地三叠纪粗碎屑岩组分表明岩屑成分以变沉积岩屑为主，火山岩屑大大减少，此时准噶尔盆地的碎屑岩成分仍以火山岩屑占优势（图6-3）。此外，斜长石和长石的含量比在准噶尔盆地碎屑岩中从二叠纪的0.79降低到三叠纪的0.66（图6-5）。所有这些说明，自晚二叠世末期以来到三叠纪的超补偿沉积作用逐渐减弱，到晚三叠世末，在准噶尔盆地的个别地段甚至出现非补偿性沉积，以湖相细碎屑沉积和软泥沉积为主。三叠纪时另一重要的地质事件是新疆北部地壳又一次明显缩短，塔里木克拉通的磁极游移轨迹充分说明了这一事件确实发生(Li Yianping, et al., 1988 b)。另外这次事件还从盆地周缘发生自山区向盆地的逆掩和逆冲而得到说明（吴庆福，1986；吴庆福，1987；康玉柱，1988；Graham, et al., 1990）。

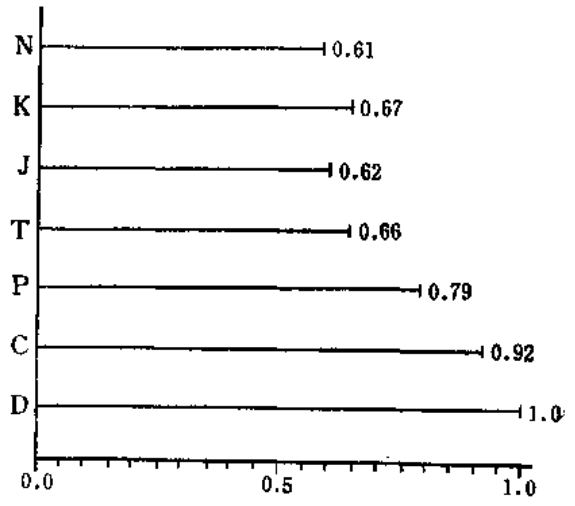


图 6-5 准噶尔盆地各地质时期碎屑岩中斜长石和长石含量比率变化图
（地质时代代号同图6-1）

Fig. 6-5 Plagioclase/feldspar ratio variation diagram of various geological age for Junggar basin

自晚二叠世末期到三叠纪末，新疆北部以内陆盆地的超补偿沉积作用和大陆地壳明显的缩短增厚为特征。造成该期地质事件的动力学机制是这一时期古特提斯洋南的羌塘地块迅速向北移动。以及由此而产生的巨大影响（图 6-1）。

早侏罗世初期，羌塘地块同古亚洲大陆南缘碰撞，形成昆仑山，并影响到整个新疆地区，造成早侏罗世初期粗碎屑岩同下伏较老地层间的角度不整合（表 6-2，图 6-1）。随之而来的是由于中特提斯洋的扩张而使新疆北部地壳处于引张状态，结果导致内陆盆地再度沉陷。这次构造沉陷作用在强度上仅次于晚二叠世的构造沉陷作用，但由于持续时期长，大致从早侏罗世开始一直持续到晚侏罗世末期（图 6-1）。因此在准噶尔盆地和塔里木盆地北缘分别形成了厚达 3000—5000 m 的含煤碎屑沉积，使侏罗纪成为新疆境内的主要成煤期。侏罗纪时三个盆地中碎屑组分特征仍继承了三叠纪的基本特征（图 6-3）但石英成分开始增多；斜长石和长石的含量比有所降低，从 0.66 降到 0.62（图6-5）说明沉积碎屑中稳定成分开始增多，地形渐趋于平原化。

从晚侏罗世开始，位于中特提斯洋南侧的拉萨地块迅速北移，到早白垩世拉萨地块同古亚洲大陆南侧碰撞形成藏北褶皱山系。这次事件在新疆北部再次造成地壳增厚缩短，山脉抬升和构造剥蚀作用加强，使早白垩世粗碎屑沉积与下伏较老地层呈不整合接触（表 6-2，图6-1）。晚白垩世，塔里木盆地北缘基本上没有接受沉积，在准噶尔盆地和吐鲁番-哈密盆地中形成湖相沉积，但湖盆中火山碎屑成分又明显增多。在 Qp-Lv-Lsm 三角投影图上，上两个盆地的碎屑成分均集中在火山岩屑端元，斜长石和长石含量比也较侏罗纪的有所增加，从 0.62 变成 0.67。在塔里木北缘白垩纪碎屑成分仍以石英和沉积变质岩屑为主（图 6-3，图 6-5）。上述资料说明，在准噶尔地区伴随山脉的构造抬升，盆地仍在沉陷。而在塔里木则是山脉构造抬升，盆地基底也抬升，特别是晚白垩世时。可见拉萨碰撞对塔里木的影响要比对天山以北的大一些。晚白垩世另一重要的构造事件是塔里木西部喀什一带遭到来自西部新特提斯洋的海侵，在相对较低洼的地带形成浅海。这一海侵事件在喀什一带一直持续到早第三纪末。

第三纪重要的地质事件是印度碰撞和喜马拉雅山系的形成，以及由此而产生的对亚洲大陆的巨大影响。这一影响在新疆北部表现为山体抬升和盆地沉降。早第三纪时三个盆地的范围都空前扩大，在规模上仅次于晚二叠世的内陆湖盆。盆缘山麓河流相粗碎屑沉积和盆地中心湖相软泥沉积并存，充分体现了这一时期新疆北部地壳运动的特点。到第三纪末，塔里木盆地西部的喀什海也因受这次碰撞事件的影响而退出，造成塔里木盆地西部大量泻湖沉积，构成新疆境内最大的石膏及蒸发盐类矿产资源。到上新世时，山体构造抬升大于盆地沉降，因此内陆湖盆逐渐被磨拉斯所填充。从上新世开始到更新世，在天山南北形成倒序的磨拉斯堆积，其特点是粗碎屑成分愈来愈多，粒径愈来愈大（任纪舜等，1980）。该期磨拉斯在天山南麓厚达 4000 m 左右，天山北麓的厚度也近 2000 m。这种情况可能反映了天山产生南高北低不均衡的抬升运动。更新世—全新世新疆境内山岳冰川的形成也与印度碰撞有关。此外，印度碰撞的挤压应力还通过上地壳刚性块体向北传递，其结果使新疆北部产生大规模的走滑和共轭剪切，并导致旧有断裂系统的复活，在天山两侧及盆地周缘再次发生冲断和逆掩（Feng, et al., 1989; Graham, et al., 1990），使盆地周缘的第三纪沉积也卷入到冲断及逆掩构造系统中。

综上所述，新疆北部自早二叠世末海相前陆盆地转化成大型内陆盆地之后，盆地的构造演化大体经历了六个时期：（1）晚二叠世强烈的构造沉降；（2）晚二叠世末期—三叠纪的盆地收缩期；（3）侏罗纪的构造沉降；（4）侏罗纪末期—白垩纪的盆地收缩期；（5）早第三纪盆地沉降期和（6）上新世—现代湖盆收缩期。每次盆地收缩期都伴随有

山脉的构造抬升。

（三）碰撞期后断裂活动特征

碰撞期后断裂活动极为多种多样，包括推覆逆掩、冲断、走滑等，在活动特征上表现为多期性。现分期陈述于后：

1、中石炭世断裂活动期

其特点是挤压和引张并存。挤压造成大规模的推覆，引张则形成裂谷和裂陷槽。

从早石炭世末到中石炭世，新疆北部两大残留海盆，准噶尔残留海盆和天山残留海盆先后闭合，从而导致陆-陆碰撞。随之而来的就是由碰撞而引起的推覆逆掩。在准噶尔地区这次推覆构造作用造成蛇绿岩的再次构造侵位和构造解体，使蛇绿岩构造岩片和残留海海盆的陆源碎屑复理石构造岩片混杂在一起，形成以叠瓦构造为特征的蛇绿混杂体。这些蛇绿混杂体推覆到其他岩石组合之上。在东准噶尔岛弧杂岩逆掩到蛇绿混杂岩之上，而后者又逆掩到中上志留统—下泥盆统陆坡沉积之上。在西准噶尔，蛇绿混杂岩逆掩到其南的残留海盆沉积之上，残留海盆沉积岩系再逆冲到其南的被动陆缘时代为中泥盆世的陆源碎屑沉积（相当于大陆坡相沉积）之上。在南天山此时也发生同样的构造推覆，造成南天山古生代蛇绿岩的再次构造侵位和构造解体，形成南天山蛇绿混杂岩带，并逆冲到晚元古代地层之上（王作勋，1990）这次推覆都是自北而南。时代300—320 Ma，碰撞期后花岗质岩浆侵入活动标志着这次推覆和冲断活动的终结。这次岩浆侵入活动象铆钉一样将推覆岩片铆合在一起。

当早石炭世末—中石炭世时沿东西准噶尔及南天山陆-陆碰撞而引起大规模推覆的同时，在北山地区，伊犁地块及早古生代末固结的泛准噶尔地块和额尔齐斯发生地壳沿南北向的有限拉张作用，其结果形成伊宁裂谷、博格达裂陷槽、黄山裂陷槽、北山裂陷槽及喀拉通克裂陷槽（详见第一章）。必须强调的是，这些裂谷和裂陷槽均发生在新疆北部大规模陆-陆碰撞作用之后，是一种碰撞期后地壳有限拉张事件，并没有形成洋盆，也未构成沟-弧-盆体系。此外，这次地壳有限拉张事件与准噶尔及南天山地区的地壳收缩事件并存。说明其间可能存在某种内在的必然联系。

在某些裂陷槽，如喀拉通克、黄山及北山这种有限拉张作用一直持续到二叠纪。

2．晚石炭世末断裂活动期

这次断裂活动主要为走滑断裂，沿东西准噶尔及天山表现最为明显。西准噶尔北东向走滑断裂系（自西而东由巴尔雷克断裂、托里断裂和达拉布特断裂及其间一些同走向的次级走滑断裂构成，如哈图断裂、安琪断裂）就是在这一断裂活动期形成的。在东准噶尔则形成一系列北西向的走滑断裂。沿天山也形成一系列北西向的走滑断裂。沿这些断裂或有早二叠世陆相火山喷发，或有晚二叠世磨拉斯呈线状断续出露。阿其克库都克断裂就是在此时形成的。

北东向断裂为左行，北西向断裂为右形，在宏观上构成一组共轭剪切断裂系统。

3．二叠纪—三叠纪断裂活动期

前期以局部地区的地壳有限拉张而成的犁式正断层活动为特征。几乎从早二叠世开始一直持续到三叠纪，尤以二叠纪最为突出，其结果，造成该区二叠纪时大型内陆盆地的快速沉降，并导致盆地中缺氧环境的形成，为生油创造了有利的条件。据石油钻探揭示，这一时期的犁式正断层在准噶尔盆地及塔里木盆地北缘均可见到，表现为生长断裂。此外，

值得提及的是，早二叠世时，在塔里木盆地西北缘柯坪一带有一些近南北向的玄武质岩墙和玄武岩流，这些情况表明柯坪一带存在着近东西向的引张作用(Sharps. et al., 1989)。在准噶尔盆地西北缘也存在类似的引张作用，在时代为319 Ma 的花岗岩中有近南北向的闪长岩墙群，古地磁测量表明其古地磁极相当于石炭纪—早二叠世。由此可见，早二叠世在新疆北部存在着一些局部近东西向的地壳引张作用。

后期断裂活动主要发生在三叠纪末，以沿盆地周边的逆掩和冲断为特征。据地表地质和石油钻探揭示，在准噶尔盆地西北缘、东北缘和南缘均有这次断裂活动的记录。在吐鲁番-哈密盆地南缘和北缘、塔里木盆地北缘、伊犁盆地南北两侧均有自山脉向盆地逆冲的断裂发生，使前三叠系逆冲或逆掩到三叠系之上。特别值得提及的是，在塔里木盆地西北缘的柯坪塔格一带，这次断裂活动以形成低角度的薄皮构造为特征。薄皮构造的拆离滑脱面是震旦系与前震旦系之间的不整合面，沿不整合面发生拆离滑脱，使包括震旦系在内的下古生界沿犁式逆冲断裂面逆冲到石炭二叠系之上（柯坪一带缺失三叠系)。这次断裂活动，以早侏罗世不整合面的形成而告终结。此外古地磁资料表明新疆北部三叠纪时尚有一次明显的地壳缩短（Sharps, et al., 1989）为这次逆掩冲断活动提供了强有力的佐证。这次断裂活动还在盆地周边形成一系列含油气构造。

4．侏罗纪断裂活动期

前期断裂活动，以形成盆地内的生长期张性犁式正断层为特征，可称之为犁式正断层活动期。这一时期持续时间较长，从早侏罗世开始一直持续到晚侏罗世。据石油钻探揭示，这种类型的断裂在准噶尔盆地、吐鲁番-哈密盆地及塔里木盆地北缘普遍存在。这一时期断裂活动的结果是造成该期盆地的扩展和快速沉降。继二叠纪之后，成为新疆北部大型内陆盆地的另一个重要的生油期。同时这一时期也是一个重要的成煤期。

后期断裂活动以盆缘的逆掩冲断和大型走滑断裂的复活为特征。主要发生于侏罗纪末期。在准噶尔盆地周边，特别是克拉玛依—夏子街一带，东准噶尔卡拉麦里山前地带，以及博格达山北坡特别典型，由于油气钻探工作的开展，其研究程度也相对较高。在塔里木盆地北缘这一时期的逆冲断裂活动同样造成一系列含油气构造。在天山及准噶尔山系中的一些小型含煤盆地中，往往见到老地层逆冲或逆掩到侏罗纪含煤岩系之上，例如白杨河谷和什托洛盖盆地，以及库尔勒以北的侏罗纪煤系都可见到典型的逆掩构造。特别是在库尔勒以北，长城系的杨吉布拉克群结晶片岩呈低角度由南而北逆掩到侏罗纪煤系地层之上。在准噶尔盆地周缘及和什托洛盖盆地都可见到白垩纪地层不整合在已经逆掩冲断而褶皱的侏罗系之上，说明该期逆冲逆掩断裂活动以不整合面的形成而告终结（龙能礼等，1985)。

5．新生代断裂活动期

早第三纪以大型盆地内下伏地壳局部拉张减薄而形成盆地内犁式正断层为特征，其结果使三个盆地范围空前扩大，沉降速度加快，造成非补偿性沉积。

早第三纪末，由于印度大陆同欧亚大陆南缘碰撞而产生的挤压应力通过上地壳刚性块体向北传递，其结果使新疆北部产生大规模的走滑和共轭剪切，并导致旧有断裂系统的复活，在天山南北两侧及盆地周缘再次发生冲断和逆掩（Feng, et al., 1989; Gnaham, et al., 1990)，使盆地周缘的早第三纪沉积也卷入到冲断和逆掩构造系统中。

上新世以来，新疆北部巨厚的山前磨拉斯堆积和山岳中的冰川地貌表明，盆地周缘山

体，处于强烈的抬升时期，而盆地仍在沉降。

近代地震资料表明，沿天山北麓，及阿尔泰山可可托海-喀腊先格尔断裂仍有以剪切为特征的断裂活动。

新生代断裂活动继三叠纪、侏罗纪之后，又一次引起该区地壳缩短。

综上所述，碰撞期后断裂活动以挤压和拉张并存（中石炭世）或以拉张和挤压交替更迭（二叠纪—早第三纪末）为特征。这种情况反映了新疆北部碰撞期后在地壳持续缩短的背景上仍存在着局部地区（大型内陆盆地中）地壳的拉张减薄作用。地壳的缩短和增厚是不均衡的主要集中在盆地周缘的山脉。盆缘的冲断逆掩推覆以及山体的抬升一方面与该区以南的特提斯洋的演化有关，另一方面则很可能与大型内陆盆地下伏地壳的引张减薄有关。

（四）碰撞期后陆内造山作用特点及动力学机制初步探讨❶

新疆北部碰撞期后陆内造山作用总的特点是岩浆活动从强到弱，山脉的脉动式构造抬升和盆地的脉动式构造沉降交替进行，以及周期性的断裂活动（引张断裂活动和挤压断裂活动交替进行，或在空间上同时并存）使各块体之间的边界得到不断调整，结构趋于稳定，地壳刚性程度增强。

碰撞褶皱成山之后，新疆北部绝大部分属于由古生代洋盆沉积层褶皱而成的新生地壳。由于碰撞造山新生地壳加厚，其结果造成下地壳和壳内热能的聚集，使下地壳和壳内部分物质局部重熔，从而为碰撞期后岩浆活动提供了岩浆源。塔里木克拉通北缘玄武岩流的喷溢和岩墙活动则是在南北向挤压力作用下，刚性块体产生近南北向的张裂隙或张剪性裂隙，为玄武质岩浆活动提供了通道，反映了一种东西向的局部伸展作用。

碰撞期后山脉向盆地逆掩冲断，盆地边缘陆相沉积层的强烈变形和盆地内下伏地壳的减薄（导致盆地沉降和地热梯度相对升高）。所有这些反映了地壳下部构造层和上部构造层运动的不协调性，盆地和山脉构造运动的不协调性。地壳下部拉张减薄，上部的沉积盖层则发生拆离滑脱、逆掩冲断，由此而导致盆地沉积层的收缩。盆地拉张沉降和盆缘山脉抬升及地壳增厚在空间上同时并存。引起这种现象的原因很可能与碰撞期后陆内伸展运动有关。

碰撞期后，新生陆壳之下热能重新聚集导致新的地幔对流。在上升流背向离散的地方，地壳拉张减薄，下陷形成盆地；在拉张的过程中造成盆地内同生长期犁式正断层。在下降流相向汇聚之处，地壳增厚，增厚的物质向自由空间发展，导致山脉的抬升和向盆地的

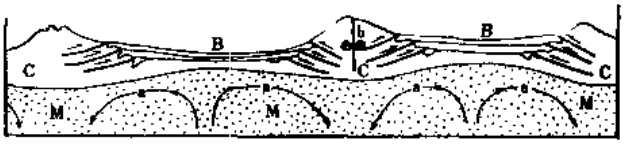


图 6-6 盆地沉降及山脉抬升动力学机制图解(参阅白文吉等，1985)

Fig. 6-6 Dynamic mechanism diagram showing the subsidence of basins and the uplift of mountain ranges

C—地壳；M—地幔；B—盆地；b—走滑断裂；带箭头的细线 a 为地幔对流，粗线示逆掩断层和冲断层

❶ 本节曾与白文吉讨论，在论点及图式中均得到启迪。

逆掩冲断。另一方面，盆地边缘之所以成为巨厚的碎屑物（构造剥蚀产物）聚集带和强烈的构造变形带皆源于此。由于主压应力同边界条件的非直角相交，因此往往在山体内部及盆地边缘发生走滑（图 6-6）。

新疆北部山脉构造抬升和盆地构造沉降的脉动式特点，其根源则与古、中、新特提斯洋的关闭密切相关，也就是与羌塘、拉萨、印度三个地块先后依次与古亚洲大陆南部边缘的碰撞有关。三次碰撞，在新疆形成三次粗碎屑堆积（图 6-1），其中以印度碰撞最为强烈，形成的磨拉斯最厚，山体抬升最高。

第七章　新疆北部及其邻区构造演化

介于西伯利亚地台与中朝地台—塔里木地台（块）—卡拉库姆地台之间的中亚古生代造山带，是大陆岩石圈板块内显生宙洋盆聚散、焊接、碰撞褶断成山的典型地带。我们将这一东西向，向南呈弧形的古生代为主的造山带，称为古中亚复合巨型缝合带（简称为巨型缝合带或巨缝合带）。近几年我们工作主要集中在该带西、南缘塔里木以北的天山，东、西准噶尔以及内蒙古东段等地带。据近几年的研究表明，中、晚元古代。这一地带已发现古裂谷（王荃等，1991。胡骁，1983。王楫等，1985。）。古生代的构造演化特点是：围绕古陆边缘洋转化为陆，有规律地向大陆不断增生，这一演化最终结果，形成大陆上独特广袤的巨型缝合带。但作者认为，这一地带古生代并不存在深邃广阔的大洋，而主要是“有限洋盆”与微古陆相间的构造格局，一些地段类似现西太平洋周边的构造格局。文中以北疆构造演化为例，提出“有限拉张”和“有限洋盆”概念；并认为洋盆的发生、发展、大陆增生、演化历程，蛇绿岩和高压变质带是重要历史记录之一，因而本文侧重蛇绿岩和古生代以来构造历史的研究；对大陆岩石圈板块演化阶段及其时、空上发展不均一性等，进行了讨论。最后对准噶尔盆地基底性质、大陆造山带发展历程中洋盆规模、南天山大逆构造属性以及蓝片岩时代等作了讨论。

一、天山-东、西准噶尔-内蒙古古生代褶皱带蛇绿岩综述

中亚巨缝合带内蛇绿岩带的时、空分布、构造演化，目前还未得到完满解释，但总的说，蛇绿岩带是围绕规模不等的古陆核，由老到新的增生。西伯利亚地台向南直至中苏境内，蛇绿岩总的趋向是从老到新广阔的展布；但南面中朝地台北缘，仅表现为晚元古代—早古生代（早加里东期或稍早）蛇绿岩从南向北的增生。两大陆块之间蛇绿岩，在时、空上形成了大体对应，但不对称的分布特征。

天山-东、西准噶尔-内蒙古古生代褶皱带蛇绿岩的东西延伸情况，特别是相互间演化关系等，还待更多工作，这里仅就中朝地台—塔里木地块以北主要蛇绿岩归纳如下（图7-1、2）：

（一）加里东期蛇绿岩带

主要形成时期是寒武纪—奥陶纪（部分地区可能稍早），东起辽西西拉木伦河柯单山一带❶，向西至温都尔庙地段。再向西到狼山一带，有几处基性、超基性岩，但组合、时代无更多资料。最西端甘蒙交界的北山月牙山和白云山一带，近年有较确切资料（左国朝等，1987），证实加里东期蛇绿岩的存在；更西可否与红柳河乃至卡瓦布拉克一带的基性、超基性岩（蛇绿岩?）相连视为洋盆向南消减的残留？其时是否与边陲唐巴勒一带洋盆勾通？均有待进一步工作。至于唐巴勒、玛依拉山一带蛇绿岩，我们视为加里东期洋盆向南对伊犁微

❶ 近年在辽北、内蒙乌拉轴北缘，有早古生代或更早蛇绿岩(?)的报导。但其时代依据、组合等尚需进一步证实。

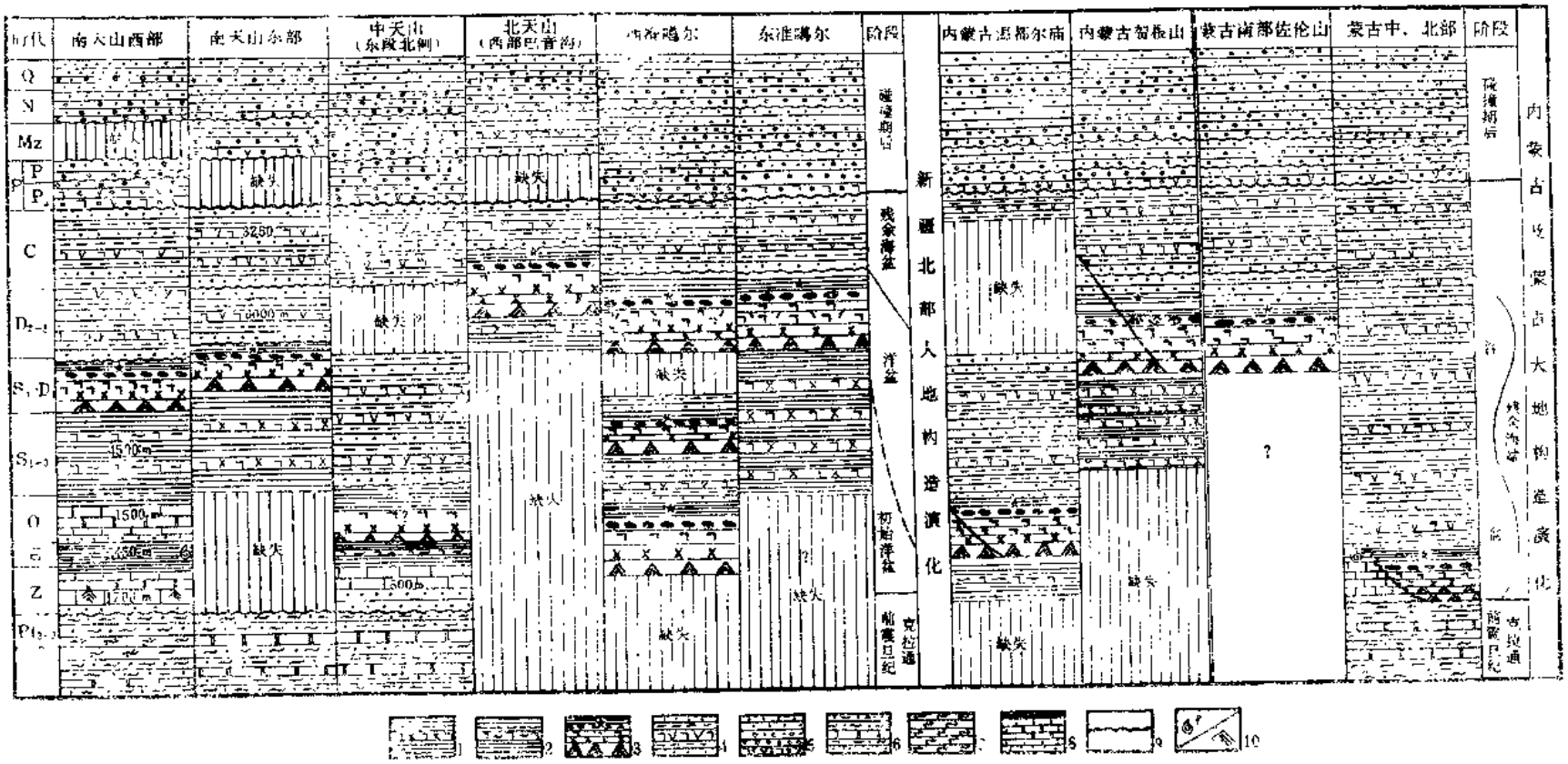


图 7-1　古亚洲复合巨型缝合带南缘的蛇绿岩及地层柱状图

Fig. 7-1　Ophiolitic and stratigraphic columns of the southern margin of the composite Paleoasian megasuture

1—中基性火山岩、凝灰岩及海相沉积（初始洋盆建造）；2—中基性片岩类（初始洋盆建造）；3—蛇绿岩（墨-放射虫）；4—中酸性火山岩及凝灰岩、海相沉积（残余海盆建造）；5—砂岩、砂砾岩、泥岩、中酸性火山岩及凝灰岩；6—片岩为主夹大理岩及片麻岩（前震旦纪基底建造）；7—蓝闪片岩；8—灰岩、大理岩、白云质大理岩、砂板岩；9—不整合；10—化石及含磷层/盆层石

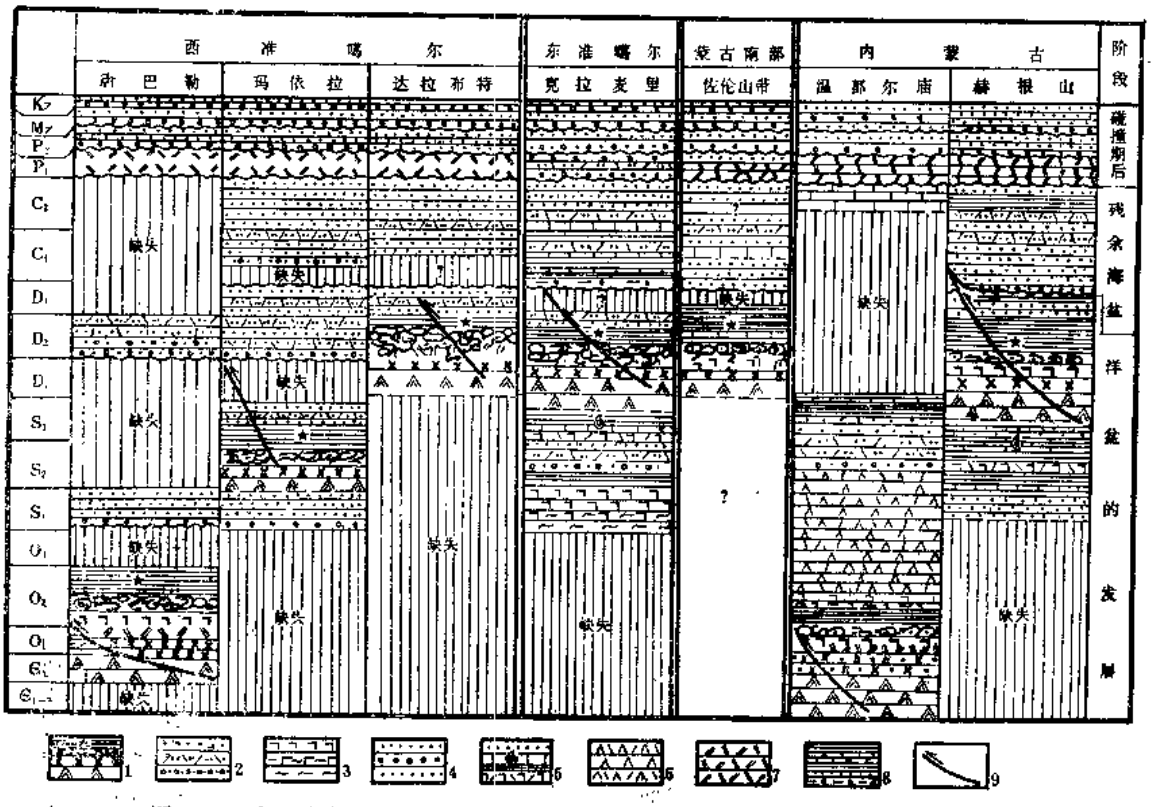


图 7-2 古亚洲复合巨型缝合带南缘（新疆北部）蛇绿岩及地层综合对比图

Fig. 7-2 Ophiolitic and stratigraphic columns of the southern margin of the composite Paleoasian megasuture (Northern Xinjiang)

1—蛇绿岩及放射虫硅质岩；2—碎屑沉积为主含中酸性火山岩及凝灰岩；3—中基性火山岩、绿片岩及板岩；4—陆相碎屑沉积为主；5—浅海沉积及中基性火山岩；6—中酸性火山岩及凝灰岩；7—酸性火山岩及碎屑岩；8—浅海沉积-泥岩、泥砂岩、灰岩及砂砾岩互层；9—逆冲断层

地块北缘消减的残留、增生体。

关于南天山蛇绿岩组合、时代等，有更多分歧。从近年资料，大体可分出南、北两支蛇绿岩（?）。北支：沿哈尔克山北缘与蓝片岩带相邻的长阿吾子等蛇绿岩(?) 为代表，向东可能与巴伦台—包尔图一带的基性、超基性岩（蛇绿岩?)相连。前者可能代表与北面大致对应的、围绕伊犁微地块南缘洋盆消减残留体；后者可能代表向中天山或围绕古微地块的洋盆或海湾消减残留体。南支：沿南天山中部及南缘展布。据近年研究，组合较完整的有西部霍拉山色日克牙依拉克和东部库米什等处蛇绿岩。其形成时代，目前暂列属晚加里东期。

近年我们对温都尔庙地区蛇绿岩中变辉长岩-辉绿岩（大部分已变质为斜长角闪岩）中穿插的斜长花岗岩（样品采自图林凯和乌蓝沟，图 7-3)。作了 Sm-Nd 及 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 同位素测年❶。前者测得结果为 446 Ma，后者为 444—496 Ma。斜长花岗岩一般代表蛇绿岩的晚期分异产物，作为它的中、上部组成。因而早—中奥陶世，可视为该蛇绿岩形成的上限。西拉木伦河柯单山—五道石门据前几年报导❷，在柯单山枕状熔岩伴生的硅质岩及灰岩夹层中发现：介形虫 *Ecfoprimifie* sp. 有孔虫 *Ammodiscus* sp. 小腕足类 *Acrotreti-*

❶ 美国加州大学圣巴巴拉分校 C. Hopson, G. Tilton 教授及温建平博士提供测试报告，1989。

❷ 何国琦，邵济安，1983，内蒙古东南部昭盟西拉木伦河一带早古生代蛇绿岩建造的确认及其大地构造意义。

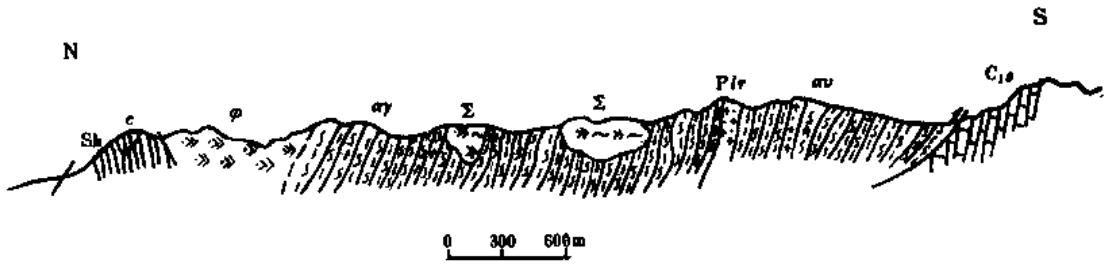


图 7-3 内蒙古朱日和图林凯信手地质剖面

Fig. 7-3 Geological sketch section of Tulinkai area, Inner Mongolia

Sh—绿片岩夹硅质岩块 (c)；φ—黄褐色超基性岩风化壳及蛇纹岩；Σ—片理化蛇纹岩；$\alpha\nu$—条带状角闪岩（由辉长岩-角闪辉长岩变质而成）；Pl_T—斜长花岗岩(做同位素测年)；C_1s—晚石炭世灰岩

del. 放射虫 *Sphaerellari* 及牙形石 *Panderodus* sp. 等，其时代归属奥陶纪为宜，它代表蛇绿岩最上限。因而，我们认为温都尔庙地区及西拉木伦柯单山一带蛇绿岩，大体是同期产物，代表寒武纪—奥陶纪或稍早中朝地台北缘洋盆消减的残留体。更西唐巴勒蛇绿岩，根据近年我们对其内斜长花岗岩 Pb-Pb 同位素测年为 508 Ma（详前）。因而，我们认为与上述蛇绿岩是大体同期产物，它是沿伊犁微地块北缘洋盆消减的残留体。

（二）早、中华力西期蛇绿岩带

东起内蒙古贺根山蛇绿岩，向西经蒙古南部戈壁阿尔泰东南佐伦山一带（或称外阿尔泰）蛇绿岩带与新疆东准噶尔卡拉麦里和西准噶尔达拉布特蛇绿岩带相连。

西段东准噶尔卡拉麦里蛇绿岩，过去认为形成于早石炭世或晚泥盆世。经过近年我们的工作，发现该带南明水蛇绿岩之上，为含确切化石的早石炭世晚期或纳缪尔期地层所不整合复盖（详后）。联系到其邻近钙碱性岩浆活动、与之伴生的中基性火山岩、沉积建造发生时期及以往对该蛇绿岩内辉长岩 K/Ar 同位素测年为：388—392 Ma（详后）。该蛇绿岩形成时代属早泥盆世—中泥盆世早期为宜。关于西准噶尔达拉布特蛇绿岩，过去认为属中泥盆世或更晚（冯益民，1985），主要依据上部洋壳所夹的硅质岩放射虫，特别是薄层灰岩夹层中产多种珊瑚，但经对珊瑚的分析对比（详后），我们认为该蛇绿岩带形成时期应稍早，大体与东准噶尔卡拉麦里带蛇绿岩同期，其时二者基本上是相互勾通的同一海域，向西它可能与斋桑蛇绿岩带相连，向东可与蒙古南部戈壁阿尔泰东南佐伦山一带已确定为早、中华力西期的蛇绿岩带相连❶。更东，应与内蒙古贺根山一带蛇绿岩相连。关于贺根山蛇绿岩时代，近年已有较多论述，大多倾向于形成于早、中泥盆世（王荃等，1991，唐克东等，1989）。

上述蛇绿岩的时空分布特征，可以设想，继南边加里东期（或稍早）洋盆的消减，其北面仍处于引张的早、中华力西期洋盆阶段。

（三）晚华力西期蛇绿岩带

内蒙古索伦山一带，与蛇绿岩上部玄武岩伴生的灰岩透镜体夹层中，产纺科化石（*Profusulinelle* sp.）属中石炭世（王荃等，1991），向西至蒙古最南端的索朗克尔蛇绿岩，其上部硅质岩中也含石炭纪化石❶。西段与之大体同期蛇绿岩是北天山巴音沟蛇绿岩，经我们近年工作，该处已发现较清楚的辉绿岩岩墙群，上部枕状玄武岩硅质岩夹层中，

---

❶ 蒙古地质科学研究队 1980 年资料。

不仅产放射虫，同时产牙形石，经鉴定为早石炭世—晚泥盆世晚期（详后）。据以上，我们初步将该蛇绿岩划属晚华力西期。向东很可能与玛纳斯上游一带蛇绿岩(?)相连，更东是否与康古尔—黄山一带基性、超基性岩（我们称为亚蛇绿岩类）相连，尚待研究。

从空间位置看，无论东段索伦山—松多尔及西段北天山巴音沟蛇绿岩带，均出现于早、中华力西期蛇绿岩带之南，其发生的构造背景可能是：北面稍早期洋盆收敛、俯冲导致其南引张，形成的洋盆，上述蛇绿岩是一洋盆的残留；另一种可能是，部分地质学家认为：代表西伯利亚板块向南最后增生的残留，是西伯利亚板块与哈萨克斯坦板块东段的最后焊接带。

蛇绿岩带主要宏观特征：

1．无论是东段或西段、早古生代或晚古生代蛇绿岩，大部分肢解，以蛇绿岩混杂体出现，组合齐全，连续完整剖面鲜见。蛇绿岩下部的上地幔岩，一般出露不厚，但大部分是代表较快速扩张条件下分凝熔融（或萃取熔融 ——Extracted melt）程度较高的斜辉橄榄岩类，但在东段贺根山及西段黄山一带，出现较多低分凝熔融的二辉橄榄岩类（我们归属第（三）类型或第（四）类型蛇绿岩❶）。

2．除少数地段外，一般缺少巨厚代表岩浆房发育的堆晶基性、超基性岩及具清晰冷凝边的岩墙或岩席。

3．全带所见蛇绿岩，恢复厚度一般不超过3000—4000m，大部分代表中等扩张速率洋盆的产物，少部分代表地壳减薄作用弱、慢速扩张的“初始洋盆”或“裂陷槽”的蛇绿岩类。全区蛇绿岩不具有代表快速扩张、规模巨大洋盆的特征，它们很可能形成于边缘洋盆、陆间洋盆和弧后洋盆等环境。总体看，很象是洋盆、海湾与大小不等古陆相间构造格局，一些地带很可能出现沟-弧-盆类似西太平洋周边的构造格局。

4．与蛇绿岩伴随的高压变质带，无论东段或西段均有报导。但较典型、出露较广与蛇绿岩伴生的当推西段西准噶尔唐巴勒蛇绿岩带及南天山哈尔克山北坡蛇绿岩带(?)。东段在内蒙温都尔庙蛇绿岩地带及其东苏尼特左旗二道井，以及其西潮格旗之北查干庙均有蓝片岩报导（胡骁，1983）；矿物组合以帘石类、多硅白云母、石榴石、钠长石、石英、绿泥石及蓝闪石类为主；在内蒙古的蓝片岩中尚发现较多迪尔石、黑硬绿泥石，间或有硬柱石。以上蓝片岩带，据现有同位素测年及地层资料（详后），均发生于早古生代，其矿物组合特征，与迄今中、新生代蛇绿岩带伴生的硬玉-蓝闪石类型，有明显区别。

二、天山-东、西准噶尔-内蒙古古生代构造演化

早、中古生代中朝地台，塔里木地块及西伯利亚地台等古老陆核的空间位置，彼此间关系，其间洋盆规模多大？目前有限的古地磁及少量生物区系资料，很难说明，除本集中有关著述对此作一些讨论外，下面拟综合性地，分东、西两部分——中朝地台北侧及塔里木地块北侧构造演化，作一概述。

（一）中朝地台北侧构造演化

1．晚元古代—早古生代构造演化

❶ 王玉净，1989。中国西部造山带蛇绿岩，待刊。

近年较多资料表明，中朝地台北缘，早在中、晚元古代（渣尔泰群与白云鄂博群时期），出现了较典型的裂谷型碱性岩和有关沉积建造。北面西伯利亚地台南缘、贝加尔湖北维季姆“古隆带”乃至更西的萨彦岭东北—北西哈萨克斯坦科克柴塔夫地块一带，大体同一时期或稍早也出现了“元古裂陷”。维季姆带的古裂陷槽内出现了最早的“蛇绿岩组合”，包括蛇纹岩、橄榄岩、辉长岩、辉绿岩、角闪岩以及硅质岩等(Dobretsov et al., 1987)；在贝加尔之北相当于1700±Ma的Akitan火山岩带（唐克东，1989）也具有裂谷型，双峰式喷溢岩特征——主要为厚层玄武岩、粗面岩及流纹岩组成。还有较多资料说明，中朝地台与西伯利亚地台古基底和盖层时代、性质十分相似（王荃等，1991），可以推断，裂谷前，这两大克拉通是一整体，而后在中、晚元古代才解体。但从南部中朝地台北缘震旦纪和北部文德期均以地台型、浅海、陆棚相沉积为特征来看，在早古生代或稍早，这一古克拉通，才开始发生延续较长期的地壳引张分裂-收敛闭合，形成了地球上罕见的东、西延伸3500—4000 km的“古中亚洋盆”。中朝地台北缘，确切的早古生代蛇绿岩西起温都尔庙、向东到西拉木伦河一带（再东近几年在内蒙古地轴东段北缘、开源—清河及向西延，已有早古生代蛇绿岩的报导，但其时代依据、岩石组合等尚需进一步查明)。西伯利亚地台南侧，从东向西包括维季姆、雅布洛诺夫山—肯特山、抗爱山（蒙古湖区）及萨彦区广阔的晚元古代—早古生代蛇绿岩带，它们代表这一时期洋盆消减的残体。这一古中亚洋盆的南、北分别沿中朝地台北侧和西伯利亚地台南侧，形成大体对称的活动大陆边缘。在中朝地台北侧出现温都尔庙蛇绿岩为代表的“海沟”，白乃庙群❶为代表的“火山岛弧”以及其南徐尼乌苏组为代表的“弧后盆地”（胡骁等，1983），这一古海沟的向南俯冲，还可从这一带零星出露高压变质岩的分布特征，得到证实(胡骁等,1983)；这是南、北地台(古克拉通）边缘的第一次反向增生，也是古中亚洋的开始收敛。

2．中、晚古生代的构造演化

贺根山—蒙古戈壁阿尔泰南佐伦山-东、西准噶尔蛇绿岩带，代表中古生代中亚洋盆消减的残体。这一洋盆的聚合时限，根据我们近年在西段东准噶尔的研究，应在早石炭世或纳缪尔期前（洋后)；东段贺根山乃至二连一线以北，发育着泥盆、石炭纪以及二叠纪的安山岩、英安岩以及流纹-英安岩等岛弧型火山岩（王荃等，1991)。据以上资料，可推断贺根山—蒙古戈壁阿尔泰南佐伦山一带所代表的古海沟，主要是向北俯冲消减，向北面的西伯利亚增生。

随着早、中古生代（早、中泥盆世为主)，西伯利亚地台的向南增生，南、北两大地台已相互靠近、拼接。在锡林浩特—二道井一线，晚泥盆世—早石炭世主要是海陆交互相，并出现磨拉石沉积。这一带还出现了大量中酸性岩浆活动包括花岗闪长岩、石英闪长岩和黑云母花岗岩以及斜长花岗岩等，它们被上述晚泥盆世法门期磨拉石沉积不整合复盖。花岗闪长岩锆石、铀-铅法分别为409.2 Ma—447 Ma；斜长花岗岩铀-铅法分别为416 Ma，421 Ma及452 Ma，平均429 Ma；黑云母花岗岩磷灰石测年375 Ma❷。前二者可能代表洋盆阶段产物，后者代表碰撞期或碰撞期后产物。从上面花岗岩类性质及测年数值，间接地提供了洋盆发生时期也应早于早石炭世（与西段东、西准噶尔一致)，最可能是早泥盆世。洋盆的聚合期，东、西段可能不尽一致，但在东段是晚泥盆世—早石炭世，也是古中

---

❶ 白乃庙群时代尚有争议，目前我们仍视为早古生界。

❷ 美国加州大学圣巴巴拉分校地质系，1986—1989提供。

亚洋的主要聚合期。

中石炭世—早二叠世，又出现一次地壳拉张运动。东、西段发展不平衡，西段北天山扩张作用发生较早，较强烈。在巴音沟一带，早石炭世或稍早已出现典型蛇绿岩（详后）。而东段索伦山及其东北，晚古生代堆积了巨厚火山-沉积岩。火山岩主要是偏碱玄武岩-流纹岩，并伴随碱性花岗岩、正长岩及霞石正长岩等。一些地质学家认为，代表古中亚洋东段聚合后再次拉张的裂谷带（唐克东等，1989）。

纵观以上，两古地台之间的古中亚洋的增生，转化为陆壳的演化。简言之，是以西伯利亚地台由北向南为主的不对称增生。目前晚古生代前尚缺乏确切的古地磁以及岩石化学数据等。对这一古中亚洋的规模，扩张、俯冲速率，向陆增生方式、过程等，尚需作更多研究，还难予更详细论述。从现代不同时期蛇绿岩分布特征，中亚洋盆古生代，似以由南向北的推挤为主。因而形成了围绕西伯利亚地台南缘，从老到新——晚元古代—早寒武世、早古生代以及中古生代的洋盆消减的蛇绿岩残留体。

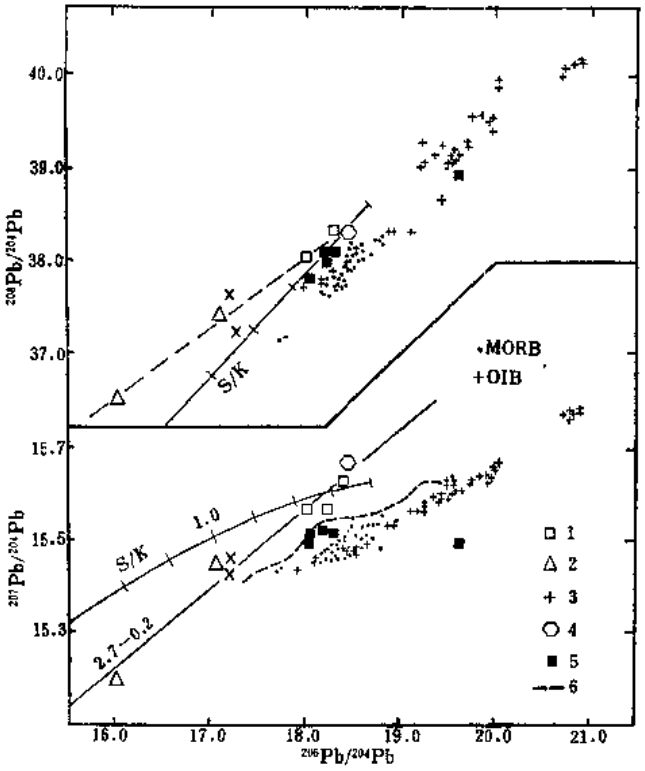


图 7-4 内蒙古花岗岩类钾长石 $^{208}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 图解

Fig. 7-4 $^{208}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ diagram for potassium-feldspar of granitoids from Inner Mongolia

1—内蒙古缝合带内二叠纪—侏罗纪花岗岩类钾长石铅同位素；2—内蒙古缝合带南邻区二叠纪—侏罗纪花岗岩类钾长石铅同位素；3—内蒙古基底花岗岩质钾长石铅同位素；4—温都尔庙蛇绿岩内斜长花岗岩中钾长石铅同位素；5—准噶尔蛇绿岩内斜长花岗岩中钾长石铅同位素；6—洋壳域与陆壳域界线，MORB—洋盆洋中脊玄武岩；OIB—洋岛玄武岩；S/K—陆壳铅演化界线；实线和细虚线分别代表洋壳铅演化界线

就中朝地台北侧而言，古中亚洋南缘构造格局，不象是广阔无际的浩瀚大洋，而类似现代西太平洋边缘海盆沟-弧-盆体系（详后）。这一地带蛇绿岩特征：虽有代表扩张速率快，发生于具一定规模洋盆的斜辉橄榄岩，但一般整个蛇绿岩组合厚度小，岩浆房不发育，同时也常伴随代表扩张速率低条件下生成的二辉橄榄岩类。还值得提到的是，据近年C. A. Hopson、G. Tilton及温建平提供的数据❶；中朝地台北侧碰撞期后，花岗岩类（二叠纪—侏罗纪）斜长石铅同位素——$^{207-208}Pb/^{204}Pb$ 及 $^{206}Pb/^{204}Pb$相关图（图7-4）中，均位于陆壳生因区域；而温都尔庙蛇绿岩中斜长花岗岩的斜长石铅同位素 $^{207}Pb/^{204}Pb$ 及 $^{208}Pb/^{204}Pb$ 值分别为15.66/18.45 和 38.30/18.45。在上图中也位于陆壳生因区域。从这些数据可推测，中朝地台北侧，古生代似乎没有一个广阔的洋壳基底。温都尔庙蛇绿岩类似“被动陆缘型”

❶ 手稿及通信。

(Coleman, 1984)，不存在浩瀚的大洋。

（二）新疆北部（塔里木地块北侧）构造演化

新疆北部大地构造位置介于西伯利亚地台与中朝-塔里木地台（块）—卡拉库姆地台之间所谓“中亚洲洋”或“古中亚复合巨型缝合带”的中南缘。有关这一巨缝合带前寒武纪，特别是早、中前寒武纪的构造演化及其与南、北古克拉通（地台），在时、空上的关系，涉及更广泛的地层古生物、沉积建造、岩浆活动以及古地磁等方面的对比研究。限于篇幅、时间，本文仅着重新疆北部构造演化中重要历程——显生宙以来的构造演化，作一概述。

新疆北部显生宙以来大地构造演化，概言之，是在震旦纪时期形成的“新疆古克拉通”或“新疆泛地台”经过不同时期分裂、聚合、俯冲、碰撞及褶皱成山的过程。进而导致该区大地构造格局以微陆块和不同时期褶皱带镶嵌为主要特点。据现有资料，我们的认识是：这一“古克拉通”不同时期的分裂，主要是“陆壳的有限拉张”，形成小洋盆间夹微陆块的构造格局，不存在广阔深邃的浩瀚大洋。我们将新疆北部显生宙以来的地壳演化阶段概括为：古克拉通稳定区的分裂—拉张早期初始海盆阶段—拉张期洋盆阶级—聚合期残余海盆阶段—碰撞期造山阶段—大陆山链发展阶段。以上各阶段都具有一定的岩浆活动、沉积建造及构造变形特征。这是有规律的一方面；但值得注意的另一方面是，即使在小范围内，各阶段演化在时、空上也是不平衡的，有强、有弱、有交替、重叠等情况。目前我们对拉张期洋盆阶段、碰撞期及其后演化阶段的地质特征，相对说研究较多，其它阶段尚缺乏系统研究，有待进一步充实完善。

众所周知，拉张期洋盆是以存在代表洋壳-上地幔岩的完整组合的蛇绿岩为主要标志❶。不同类型蛇绿岩与岩石圈减薄作用和拉张速率，有着密切关系，后者同时也控制着各种构造环境的形成和发展。反之，从不同类型——包括不同岩石组合及岩石化学特征等的蛇绿岩，可推断地壳和岩石圈拉张速率、构造演化和生成环境。限于篇幅，本文不深入阐述这一问题。从新疆北部残存的各时代蛇绿岩特征而论，总的说，显生宙时期，显示了大陆板内有限拉张洋盆为主的构造格局。大部分地区以弧-盆交替相间及其张裂-拼合构造演化为特征。因面导致本区岩浆活动——特别是花岗岩类频繁，构造区划及构造变形复杂，变质作用差异显著，同时发育着多期典型的高压变质作用。

1．晚前寒武纪构造演化

新疆北部前寒武纪褶皱基底固结时期不尽相同。就现有资料，大体从南天山北缘断裂带（大致西起汗腾格里峰向东经那拉提山南缘，转向东南额尔宾山北缘延伸）为界，其北的中天山—北天山—准噶尔—阿尔泰等地固结期较早，于早元古代末中条运动褶皱固结；其南的南天山及塔里木北缘，褶皱基底固结于晚元古代末，但在库鲁克塔格一带可能包括有早元古代末褶皱固结的双重古老基底。北疆北部东、西准噶尔及阿尔泰地区，前寒武系出露很少，近几年有微化石依据的仅在阿尔泰有所报导❷；因而北疆北部古老基底，只能从邻区简接推论；阿尔泰之东蒙古库苏古尔—抗爱山西，相当于中元古代下里弗系不整合

---

❶ 完整组合指的是恢复原始蛇绿岩剖面，分为：上部盖层为洋壳及下部上地幔岩两大部分，但在大陆造山带所见蛇绿岩，绝大部分因构造运动已解体，多为“蛇绿岩混杂带”。

❷ 高振家等，1989，新疆北部前寒武系及含矿性。

千片麻岩、各种片岩、石英岩及大理岩之上，据报导后者相当于晚太古宙—早元古宙❶。因而这里基底固结时期，大体是早元古宙末，从而推测其西邻阿尔泰等区，固结时期与之大致同时。南、北古陆基底固结时期尽管有先后之分，但至震旦纪—早寒武纪时，新疆北部基本形成了统一的所谓“新疆古克拉通（泛地台）”。这一古克拉通的演化，已有较多论述，这里不再详叙。

塔里木北缘—南天山基底主要组成是阿克苏群。据作者1988年在该群发育较好的柯坪阿克苏一带的观察，岩性主要为绿片岩，夹角闪片岩、含铁石英岩以及硅质岩等。该群向东北可能延伸到南天山汗腾格里峰以南、黑英山乃至霍拉山一带。在阿克苏西南出现了典型的蓝片岩。根据我们在阿克苏西南一带的观察，结合室内薄片研究，从东南至西北可分出两套岩层：南部（Ⅰ段）原岩以泥沙质岩石及层凝灰岩为主的变质片岩相；北部（Ⅱ段）原岩主要为基性熔岩及凝灰岩的绿片岩相与蓝片岩相相间的片岩相。值得注意的是，其中尚未发现中、新生代高压变质相中常出现的硬玉、硬柱石以及绿纤石等组合。其特点是黑硬绿泥石在南、北段均普遍存在，共生矿物有帘石类、多硅白云母及石榴石等。这些矿物组成，与世界上其它较老时期蓝片岩相组合甚为相似。阿克苏群的时代，部分地质学家认为属早元古代，蓝片岩全岩Rb-Sr同位素测年为1720—1907 Ma（熊纪斌等，1986）。另一些地质学家认为属前震旦纪。根据我们最近成果，蓝片岩中多硅白云母K-Ar同位素年龄为720 Ma❷。本区及邻区的下元古界，主要由各种混合岩化片麻岩组成，与阿克苏群的绿片岩-蓝片岩相迥然不同，邻区由斜长片麻岩等组成的木札尔特群则不整合伏盖于阿克苏群之下（王作勋等，1990）；同时，上面的Rb-Sr年龄（熊纪斌等，1986，）数据误差达200 Ma。可见把阿克苏群置于早元古代依据不足。鉴于阿克苏群不整合伏于震旦纪地层（相当于澄江砂岩）之下（见本集“高压变质带”）。故该群划属中—晚元古代（变质时期）较宜。上述阿克苏群Ⅱ段，现在已高度变形变质，原岩为基性熔岩（可能有枕状熔岩）、硅质岩以及复理石沉积等，代表一套较厚的洋壳层。虽然尚未发现伴生的变质上地幔岩，但它是一套较典型的“优地槽建造”。可能代表早期——前寒武纪陆壳拉张，出现洋盆的特征。对该洋盆的规模、演化特点等，目前还缺乏系统深入地研究。根据我们对Ⅰ、Ⅱ段变形构造和微构造的初步研究，阿克苏群至少经历了四次构造变形，而高压变质带很可能是第一、二次变形构造-片理化（D_1）和云母膝折及石英杆状线理（D_1）同期形成的（详见本集“高压变质带”）。

以上资料，进一步为确定南天山—塔里木北缘构造演化和基底褶皱时期等，提供了依据。当中天山及其以北地区早、中元古代已固结形成陆壳阶段，南天山及塔里木北缘大部分地区尚处于洋盆阶段。阿克苏群高压变质带的存在及其720 Ma的变质年龄，说明这一洋盆的闭合时期，很可能在元古代晚期。其闭合方式很可能是该洋盆向北侧中天山板块聚合俯冲。令人注意的是，这一构造事件正好相当于我国南方一次普遍而重要的运动——澄江运动（晚扬子旋回）。这次运动使得南天山、塔里木北缘与中天山及其邻近的哈萨克斯坦-准噶尔板块聚合，形成统一的“新疆古克拉通”。

2．震旦纪—寒武纪构造演化

在新疆邻区哈萨克斯坦，西起科克切塔夫地块，东至巴尔喀什湖和伊塞克湖一带，震

❶ Luvsandanzan, B., 1990，蒙古西部戈壁阿尔泰地质和构造指南。

❷ 东京福大学地学院王小民、M. Shige通信。

旦纪至中寒武世期间，早期在西部发生裂谷，初始洋盆拉张；东部的巴尔喀什湖捷克图尔马斯一带到晚期才出现以完整蛇绿岩为代表的拉张期洋盆。再向东到蒙古戈壁阿尔泰一带，据现有资料❶的分析。震旦纪—寒武纪早期，由于所处构造环境不一样，分别出现大陆稳定区-陆缘过渡带-洋盆（蛇绿岩）三类不同的沉积和有关的岩浆活动。但是在我国境内，北起阿尔泰，南止于塔里木北缘，震旦至寒武纪早期大部分地区处于稳定状态，因而建造大部分也是稳定型盖层沉积为主。自下而上主要有冰碛岩、含磷、钒和铀的碎屑岩、白云岩、硅质岩等，除冰碛岩外，与蒙古戈壁阿尔泰区的文德——早寒武世沉积相似。值得提到的是，在库鲁克塔格区上部层位也出现了蒙古戈壁阿尔泰区文德——早寒武世上部标志层的 *Archaeocyathusa* 古杯灰岩。阿尔泰西北的震旦纪—早寒武世地层，以一套灰绿色砂、泥质沉积的浅变质岩系为主（过去曾名为哈巴河群）。近年工作有新进展，发现丰富微古植物化石，具有从晚前寒武纪向寒武纪过渡特征❷。塔里木东北缘库鲁克塔格、西部柯坪地区以及西北天山博罗科努等处，震旦纪至早古生代早期出现基性-酸性火山喷溢活动，可能与哈萨克斯坦的地壳拉张作用有关，但从量上、强度上和延续时间上远不及后者。因而，我们认为“新疆克拉通”的解体、地壳的分异演化，主要是在早寒武世以后，这里似不存在“古中亚洋”（王作勋等，1989）。

3．早古生代构造演化（图 7-5）

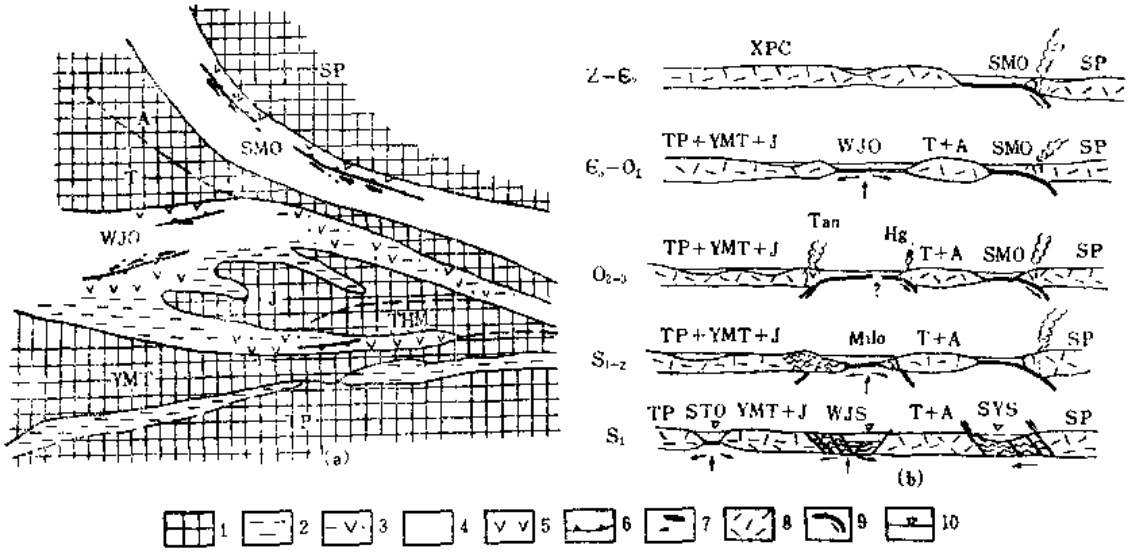


图 7-5 新疆北部早古生代（∈—O）构造格局（a）和构造演化（b）示意图

Fig. 7-5 Schematic diagram of the Early Paleozoic (∈—O) tectonic framework (a) and evolution (b) of Northern Xinjiang

1—稳定陆块；2—陆表海；3—火山复理石盆地；4—洋盆；5—岛弧型火山岩；6—古俯冲带，箭头示俯冲方向；7—蛇绿岩；8—陆壳；9—洋壳；10—古海平面；Z—∈₂—震旦纪—中寒武世；∈₃—O₁—晚寒武世—早奥陶世；O₂₋₃—中晚奥陶世；S₁₋₂—早中志留世；S₃—晚志留世；SP—西伯利亚古板块；SMO—萨彦蒙古洋；A—阿尔泰地块；T—塔城地块（T）；WJO—西准南尔洋盆；J—准噶尔地块；THM—吐鲁番—哈密地块；YMT—伊犁—中天山板块；TP—塔里木古板块；XPC—新疆古克拉通；Tan—唐巴勒；Hg—哈古勒楞；Milo—玛依拉洋盆；STO—南天山洋盆；WJS—准噶尔陆表海；SYS—萨彦岭表海

❶ 扎哈索伦等，1990；苏蒙联合考察队报告，1985。

❷ 冯济舟等，1989，新疆北部前寒武系及含矿性。

早古生代期间，“新疆克拉通”解体，出现拉张洋盆，据现有资料大体可分出两个阶段：早期为晚寒武世至奥陶纪为主的拉张洋盆；晚期为志留纪为主（包括早泥盆世）的拉张洋盆。前者具有确切时代依据的洋壳和上地幔岩——完整的蛇绿岩，当推西准噶尔唐巴勒地区，其次可能是洪古勒楞地区；玛依拉山地区很可能是继唐巴勒之后第二期志留纪拉张作用形成的小洋盆。东准噶尔莫钦乌拉一带出露的荒草坡群，根据少量化石归属奥陶纪—志留纪❶，其下部主要为绿片岩夹千枚岩和粉砂岩；中上部主要为凝灰质粉砂岩、硅质板岩、片理化中酸性火山岩（安山玢岩、石英斑岩及霏细岩等）夹透镜状大理岩，总厚达3000m以上。沿走向向西北至卡拉麦里和野马泉一带，岩性和时代大体相当的地层被称为库布苏群和索尔巴斯他乌群。根据我们近年研究，在库布苏群发现许多中志留世的几丁虫和疑源类（李锦轶等，1988）。我们认为，东准噶尔上述奥陶纪—志留纪地层很可能代表早古生代火山-沉积初始海盆。但地壳拉张速率，在时空上往往发展不一致，莫钦乌拉之东南至甘新交界北山境内白云山—月牙山一带，出露了大体与荒草坡群同期的较典型的蛇绿岩（左国朝等，1987）。这一早古生代拉张程度不同的地带，更东能否延到内蒙古境内的中朝地台北缘？向西作为白云山—月牙山蛇绿岩的南分枝，能否伸延到新疆北山红柳河—卡瓦布拉克一带？尚待研究。能否设想：“塔里木—中朝地台”北缘，隐蔽着一条早古生代强烈程度不等的拉张带？其后向南并合，成为以上两古克拉通的北缘增生体。

具有发育良好基性、超基性堆晶岩的和布克赛尔洪古勒楞蛇绿岩，过去认为是泥盆纪洋盆拉张期产物，但据近年工作（白文吉等，1988），测得切穿该蛇绿岩的角闪安山玢岩的K-Ar同位素年龄为400—420 Ma，因而洪古勒楞蛇绿岩不晚于志留纪，故暂划属奥陶纪。由于同位素测年数据不多，缺乏地质上直接依据，该蛇绿岩时代，尚需要更进一步工作。洪古勒楞向东延至加波萨尔一带，出露少量奥陶纪火山岩及其凝灰岩和浅海相生物灰岩，后者代表拉张洋盆期前初始海盆内“火山-复理石建造”，这也是在同一时期，地壳拉张作用不均衡的表现。

关于唐巴勒蛇绿岩所代表洋盆的构造演化，近年已有不少论述（冯益民，1985，1986）。由于上部洋壳层中产有奥陶纪放射虫及早、中奥陶世 *Macluri te* sp.等（冯益民，1985），所以洋盆拉张期已有一定古生物依据。这里着重提及的是，近年我们对该蛇绿岩内与辉长岩伴生的浅色辉长岩（Leucogabbro）或斜长花岗岩，作了榍石及斜长石 $^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 同位素测年，得到较理想数值为508±20 Ma（肖序常等，1990 a），又用 $^{204}Pb/^{238}U$ 对上述斜长花岗岩测年为480—520 Ma❷，由此可见，同位素与古生物提供的时间数据基本一致。但如按榍石及斜长石 Pb/Pb 同位素值，上部洋壳层（O_{1-2}）与原始岩浆房顶部的浅色辉长岩（ϵ_3—O_1）有较小时间距，这似可说明整套蛇绿岩的形成演化中，洋壳基性熔岩是晚期分异产物。这里的蛇绿岩仍以混杂体出现，但组合较完整。其下部层位为拉巴组，暂定为早奥陶世，主要组成是上部为浅变质粉砂岩、千枚岩、硅质岩夹少量浊积岩、安山玢岩、中酸性火山岩及其凝灰岩；下部变质较深，出现绿片岩相。我们认为拉巴组代表了洋盆较大规模拉张之前的浅海初始海盆建造，而在蛇绿岩之上的早志留世复理石、类复理石沉积，代表聚合期残留海盆沉积。还引起人们十分关注的是，唐巴勒蛇绿岩的东侧苏月克沟及其南侧，均出现了典型的蓝片岩；同时在上述下志留统碎屑岩内，

---

❶ 1:20万巴里坤幅，新疆区调队，1967年。

❷ 由美国 Tilton 院士提供，1986—1987。

经人工重砂分析，含有蓝闪石等矿物（冯益民，1985）这有力地说明这一洋盆的闭合、俯冲（包括幔内俯冲），当在早志留世前的中、晚奥陶世为宜。

从区域地质构造、岩石矿物学以及地球化学角度，探讨唐巴勒蛇绿岩的构造演化和产出环境等，已有不少著述，为进一步阐述这一问题，我们进行了基性熔岩、辉长岩、辉石岩和辉绿岩中残留单斜辉石分析和洋盆聚合碰撞期后花岗岩同位素分析等。以往岩石化学资料中，特别是基性熔岩的REE辨异图解，显示了该区具有洋中脊玄武岩特征(霍有光，1984；冯益民，1986)。但是运用Nisbet, et al.，(1977) 及Leterrier (1982) 的辨异图解，采用基性熔岩中残余单斜辉石电子探针分析数据投点，绝大部分样点集中于洋底玄武岩和火山弧玄武岩区内（肖序常等，1990 a）。这一结果说明，这些基性熔岩既不是典型的大洋中脊玄武岩（MORB），更非板内碱性玄武岩（WPA）和板内拉斑玄武岩(WPT)，较好解释是这些熔岩形成于小洋盆的扩张中心。唐巴勒蛇绿岩的另一特点是：基性和超基性堆晶岩均不发育，断续出露的薄层堆晶辉长岩内，也仅见到微量或缺失橄榄石。众所周知，在特提斯型堆晶辉长岩中则普遍含有橄榄石，它代表所谓“低压型岩浆房”，其结晶分异过程中有水的渗透，出现橄榄石＋斜长石＋单斜辉石＋微量斜方辉石和角闪石(Coleman, 1987)。本区出露不多的堆晶辉长岩，不仅显示了具有斜长石＋斜方辉石和单斜辉石＋尖晶石的“高压岩浆房”的特点，同时也说明其形成环境有别于洋中脊之下”低压岩浆房”的大洋盆。本区还出现少量的辉绿岩岩墙，并伴有英安质、流纹英安质岩墙。综上所述，唐巴勒蛇绿岩的形成环境更象是经历初始岛弧的缓慢拉张而形成的有限洋盆（详后）。

这里顺便提及，构成本区上部洋壳的基性熔岩、枕状玄武岩与“高压型岩浆房”中辉石岩辉长岩的亲缘关系，它们的残留单斜辉石在SiO_2-Al_2O_3图解中可以看出彼此十分相近（肖序常等，1990 a）。这反映了基性熔岩和辉长岩、辉石岩同属“高压型岩浆房”的产物。

西准噶尔南端，进入北天山西北缘，博罗科努山南侧，也出现寒武纪—奥陶纪较厚的海相沉积和岩浆喷溢活动，早、中奥陶世似乎更强烈，那里出现较多的安山玢岩、石英斑岩等中基性-中酸性火山岩及其凝灰碎屑岩，其下常伴随有绿片岩相的变质作用。该区与玛依拉山—唐巴勒一带，似乎是大体同一时期“伊犁微板块”北侧初期拉张地带，未形成具一定规模的洋盆。

关于中天山早古生代的演化，近年一些地质学家（王作勋等，1990）将中天山划属加里东优地槽。主要根据之一是，比依克那拉提山北坡出露的一套“优地槽建造”，即绿片岩相变质中基性火山岩；其二是，向东延到巴伦台北面原志留系阿河布拉克群的解体，该群上部发现早志留世笔石（刘洪福等，1988），并不整合覆于下部细碧角斑岩、杂砂岩、泥质岩夹硅质岩……等之上，后者根据已发现放射虫、海绵骨针、牙形石等，以及火山岩中Rb-Sr同位素测年，刘洪福等将其划属奥陶纪，它们很可能相当于西段比依克那拉提山的绿片岩相。再向西至哈萨克斯坦东南，有早古生代蛇绿岩，但彼此的关系尚待查明。综上所述，早古生代中天山的解体（类似秦岭地轴及秦岭群的解体），很可能导致了有限拉张洋盆的形成。目前不足的是，尚未获得一个较完整并有确切时代依据的洋壳-上地幔岩的剖面。此外，上述绿片岩相的时代尚缺乏确切依据，目前我们暂认为以奥陶纪为主。

早古生代志留纪为主的第二阶段的拉张洋盆，主要发生在南天山（图7-6）。有代表性的洋壳-上地幔岩剖面，出露于该区西段哈尔克山南、北两侧。在黑英山和霍拉山等地带，主要由复理石建造、绿片岩相变质中基性火山岩、枕状熔岩、辉绿岩以及大量放射虫硅质岩，其时代依据除放射虫外，尚有薄层灰岩夹层或透镜体中的珊瑚和腕足等化石，其中大部分属志留纪，少部分为早泥盆世。以上岩层断续伴随有基性超基性岩，构成蛇绿岩或蛇绿岩混杂带。其中的霍拉山色日克牙依拉克蛇绿岩剖面（王作勋等，1990）厚度较大、组合较全。从上部洋壳的放射虫硅质岩、枕状熔岩到层状辉长岩、变质超基性岩共厚约2500—3000 m。其中变质超基性岩厚度达1000—1500 m。该带向西延伸，可能相当于苏联南天山志留纪或稍早的典型的沙尔塔林蛇绿岩，向东很可能与萨阿尔明山北坡古洛沟—库米什一带断续出露的不完整的蛇绿岩相连，后者据近年王作勋等的对比研究，划属志留纪—早泥盆世。以上说明，西起哈尔克山东至库米什及其以东，长近千公里内保存了洋盆消失的一些残体。这一古南天山洋盆延续时间虽不长，但却有其重要意义，它分隔了塔里木地块和哈萨克斯坦板块（包括中天山及其以北准噶尔地块）。这一洋盆的聚合消减，在时空上和强烈程度上有所差异。在西段俯冲消减稍早，于志留纪晚期，而东段于早泥盆世乃至中泥盆世。西段北缘为人们瞩目的汗腾格里峰—科克苏河上游一带的高压变质带蓝片岩，常伴随蛇绿混杂岩带(？)如长阿吾子、乌瓦门—拱拜子等处。一些地学家认为，西段与伊犁板块南侧、哈尔克山北坡的高温低压变质带构成双变质带。以上出露的高压变质带、蛇绿岩带以及可能存在的混杂带、构成了俯冲带的“三大构造岩带”——古海沟俯冲带的重要标志，暗示了该洋盆向北消减。东段库米什—榆树沟一带出露的基性、超基性糜棱岩带，代表该洋盆闭合消减期的强烈挤压剪切作用。关于高压变质带的形成时期，目前尚有争议，根据对现有资料分析，暂归属晚志留世，后文将进一步阐述。

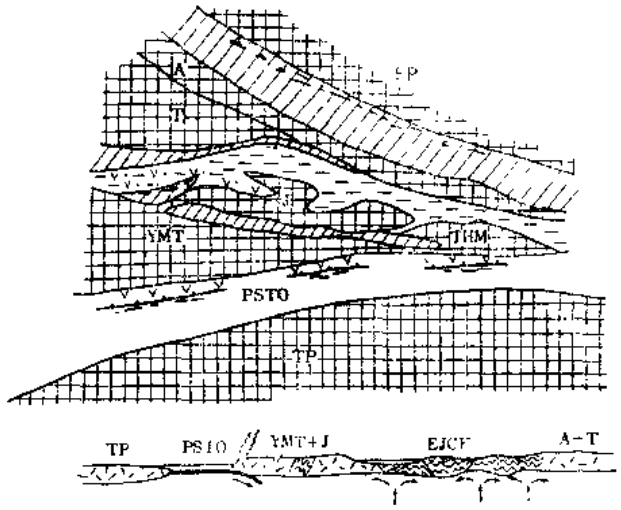


图 7-6 新疆北部志留纪晚期至早泥盆世构造格局示意图

Fig. 7-6 Schematic diagram of the Late Silurian and Early Devonian tectonic framework of Northern Xinjiang

东线区为早古生代褶皱带；EJCF—东准噶尔早古生代褶皱带；PSTO—古南天山洋盆，其余符号同图7-5

“古南天山洋盆”向北俯冲消减的另一些旁证是，邻区特别是中天山发育大量与古板块运动有关的花岗岩，从图7-7中可看出，中天山晚加里东期花岗岩类（包括石英闪长岩、花岗闪长岩、黑云母花岗岩及闪长岩）具有洋盆向北俯冲、碰撞引起的岛弧型和同碰撞期的花岗岩类的特征。中天山早华力西期花岗岩（包括黑云母花岗岩、二云母花岗岩及钾质花岗岩）多集中在中天山南部，从图7-7中也可看出，该期花岗岩大部分落在同碰撞期和造山期晚期，这与南天山洋盆在D—C$_1$期间向北俯冲殆尽，陆壳板块碰撞有关。中天山南部，晚华力西期花岗岩大部分投点于非造山区段，部分投点于晚造山期区段及同碰撞期区段（图7-7），这也说明，中、南天山在晚古生代晚期地壳发展已进入稳定阶段。

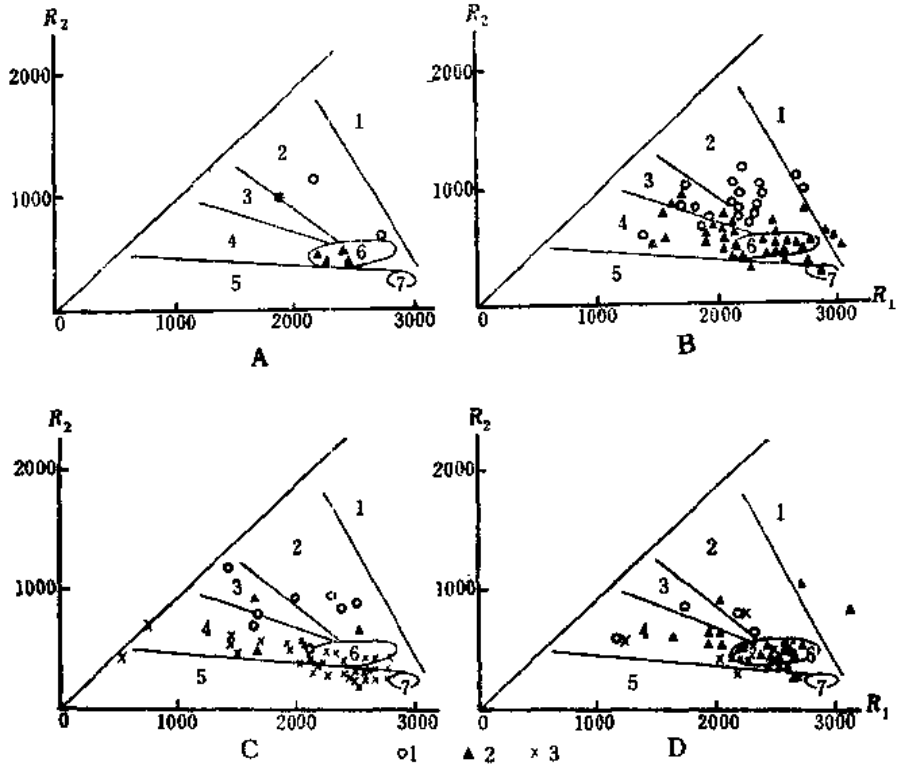


图 7-7 天山花岗岩成份图解

Fig. 7-7 Discriminate diagram of R_1 vs. R_2 for Tainshan granitoids

A—加里东晚期；B—华力西早期；C—中天山南部华力西晚期；D—中天山北部华力西晚期

1—幔源；2—板块碰撞前（岛弧）；3—板块碰撞后隆起；4—造山晚期；5—非造山；6—同碰撞；7—造山后

($R_1 = 4\,Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$；$R_2 = 6\,Ca + 2\,Mg + Al$)

1—闪长岩、花岗闪长岩、石英闪长岩；2—黑云母花岗岩、花岗岩；3—偏碱性花岗岩

古南天山洋的向北消减、聚合，与其对应大体同期的阿尔泰以北萨彦—蒙古洋的封闭和向南增生，使新疆北部处于挤压状态，这一来自南、北向的挤压，促使准噶尔地区的玛依拉有限洋盆及大体同期的火山-复理石海盆聚合、褶皱，已分裂的“新疆古克拉通”北部再次聚合。

4．晚古生代构造演化

晚古生代是新疆北部构造运动剧烈、地壳再次拉张—聚合交替出现和岩浆活动频繁时期。下面结合近年工作，重点阐述泥盆纪—石炭纪构造演化。

（1）泥盆纪构造演化（图 7-8）

早—中泥盆世是新疆北部一次重要地壳拉张期。这一时期西准噶尔出现以达拉布特为代表的蛇绿岩带；东准噶尔则以卡拉麦里蛇绿岩带为代表。从形成时代、围岩建造特征等的对比研究，两带在晚古生代，应是彼此相连横贯准噶尔，近东西向的蛇绿岩带。其北的扎河坝—阿尔曼泰蛇绿岩，大体与之同时形成。

关于卡拉麦里蛇绿岩带，过去认为是石炭纪产物（张弛，1981，蔡文俊，1986）。根据我们近年在该带工作，发现在南明水蛇绿混杂岩之上存在清楚的不整合。不整合之上是一含辉长岩、玄武岩、蛇纹石化超基性岩以及硅质岩等蛇绿岩成分砾石的砾岩薄层，向上渐变为硬砂岩及“蛇纹质砂岩”，再上渐变为细砂岩、钙质砂岩及强烈片理化粉砂岩、千枚岩夹薄层灰岩（图 7-9）。值得提到的是，在后者薄层灰岩夹层中，首次发现纳缪尔期G

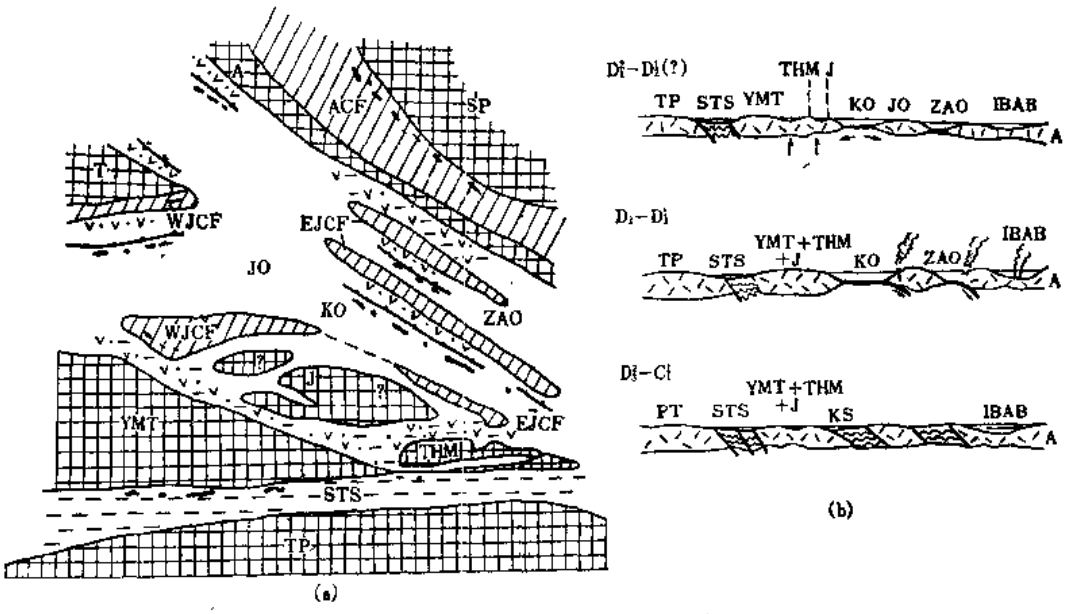


图 7-8 新疆北部早、中泥盆世构造格局（a）及构造演化（b）示意图

Fig. 7-8 Schematic diagram of the Early-Middle Devonian tectonic framework (a) and evolution (b) of Northern Xinjiang

JO—准噶尔洋；KO—卡拉麦里洋盆；ACF—阿尔泰加里东褶皱带；ZAO—扎河坝—阿尔曼大洋盆；WJCF西准噶尔加里东褶皱带；EJCF—东准噶尔加里东褶皱带；STS—南天山残余海盆；IBAB—额尔齐斯弧后盆地；KS—卡拉麦里后期残余海盆；D_1^2—D_2^1—早泥盆晚期—中泥盆世早期；D_2—D_2^1—中泥盆世—晚泥盆世早期；D_2^3—C_1^1—晚泥盆世中期—早石炭世早期 其余同图7-5图例

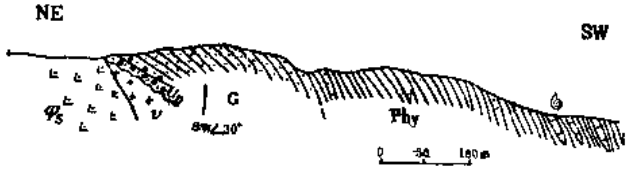


图 7-9 南明水东北蛇绿混杂岩与南明水组不整合关系（信手剖面）

Fig. 7-9 Geological secti on showing the unconformity between ophiolitic melange and Nanminshui formation

φ_s—蛇纹石化超基性岩；ν—辉长岩；G—底部含基性、超基性岩、硅质岩砾石的砾石，上部主要为硬砂岩；Phy—薄层状千枚岩为主夹薄层不纯灰岩透镜体含化石（🐚），Un—不整合

带菊石：*Gastrioceras* sp. 和 *Eoasianites* sp.❶。这对确定卡拉麦里蛇绿岩带的侵位时期上限，提供了可靠依据（李锦轶等，1988）。根据近年我们对该蛇绿岩带上部洋壳硅质岩夹层的分析鉴定，发现大量微古生物化石，其中除放射虫外，尚有较高级疑源类、小软舌螺以及小壳类❷，认为不晚于早泥盆世。考虑到以往对该带辉长质堆晶岩全岩 K-Ar 测年为388—392 Ma（新疆第一区调队，1987）以及与该带密切的火山-岩浆弧的时代厘定为早泥盆世晚期—早石炭世早期（李锦轶等，1988）等资料，目前我们认为该蛇绿岩带形成于早泥盆世—中泥盆世较宜。

关于达拉布特蛇绿岩带的时代，已有较多论述（冯益民，1985），曾视为泥盆纪—石

❶ 盛怀斌，1987 鉴定。

❷ 鉴定者 王乃文，1988。

炭纪。主要是根据上部洋壳硅质岩夹层中放射虫及薄层灰岩夹层中产：*Favosites* sp.，*Pachyfavosites* sp. 及*P. Cellyphyllum* sp. 等，定为中泥盆世。但考虑到其中 *Favosites* sp. 分布时代为 O_3—D_2^1，以 S—D_1 为主，而 *Pachyfavosites* sp. 则集中于 S_2—D_2（林宝玉等，1988）。根据上述，西准噶尔达拉布特蛇绿岩和东准噶尔卡拉麦里蛇绿岩基本上是同期形成的，它们代表晚古生代早期（D_1—D_2^1）横跨新疆北部的洋盆，我们暂称之为“准噶尔洋盆”，向西它很可能与斋桑及其以西晚古生代洋盆贯通，向东断续可与晚古生代“南蒙古洋盆”相连❶。该洋盆北邻“阿尔泰地块”，南邻所谓“泛准噶尔地块”的南部及其以南的地区，后者此一时期主要是洋盆期前的一些“火山-复理石盆地”。至于扎河坝（可能西延至布尔津一带）—阿尔曼太蛇绿岩，其时代和生成环境，目前工作不多，也有不同认识，我们初步认为它可能代表卡拉麦里蛇绿岩大体同期的边缘海盆或弧后盆地。

上述东准噶尔南明水一带蛇绿岩带之上的不整合，西准噶尔晚泥盆世较多含植物化石陆相粗碎屑岩的出现，均说明这一“准噶尔洋盆”在中泥盆世末期发生聚合、消减，并促使洋壳-上地幔物质发生构造侵位。值得提到的是，这一聚合俯冲作用在达拉布特一带产生了蓝闪石类、硬柱石（？）和绿纤石等高压变质矿物组合（冯益民等，1986），但上述洋盆闭合并未导致强烈造山作用发生，而继之为残余海盆，其范围继承原有洋盆并有所扩大。一些曾长期隆起的陆块，局部为海水淹没（李锦轶等，1988）。

中泥盆世晚期，随着古南天山洋盆的聚合消减，南天山也形成了残留海盆，并出现了中酸性火山岩及陆源复理石组合，该洋盆的聚合消减的另一个结果是南天山西段缺失晚泥盆世沉积。但南天山残留海盆，仍分隔了“哈萨克斯坦板块”和“塔里木板块(地台)”。

（2）石炭纪构造演化（图 7-10）

中泥盆世末，准噶尔洋的聚合消减事件，还影响到南部吐鲁番—哈密一带火山复理石盆地，使该盆地封闭、褶皱隆升。晚泥盆世在部分地区缺乏沉积。早石炭世晚期，北天山依连哈比尔尕山向东到博格达山，更东到黄山一带，地壳不同程度的拉张，局部形成了小型洋盆及裂陷槽。

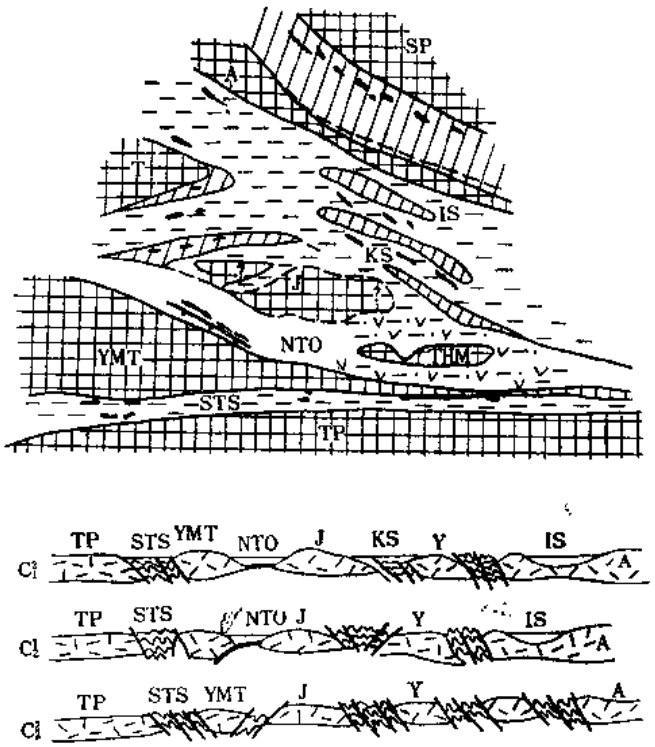


图 7-10 新疆北部石炭纪古构造格局及构造演化示意图

Fig. 7-10 Schematic diagram of the Carboniferous tectonic framework and evolution of Northern Xinjiang

断线区示陆间残余海盆；NTO—北天山小洋盆；Y—伊犁小板块；IS—额尔齐斯残余海盆，其余符号同图7-5，图7-6和图7-8

● 东蒙地学考察队，1990。

在西部依连哈比尔尕山一带，拉张时期较早且强烈。以巴音沟为例，通过我们1988年工作，发现了穿插于枕状熔岩中的辉绿岩墙（过去未见报导），从而丰富了蛇绿岩的组合，构成了一较完整的蛇绿岩剖面（图2-38）。同时，我们对该蛇绿岩上部洋壳中放射虫硅质岩夹层又做了详细鉴定，发现较多的放射虫，其代表时限为早石炭世一晚（或中）石炭世早期（详见蛇绿岩章节）。值得提到的是，上述硅质岩中还出现了牙形石，时代为岩门期末（详见蛇绿岩章节）。向东至玛纳斯南山的基性超基性岩带（很可能是蛇绿岩的残块）及其围岩，目前并无确切的地层古生物依据❶，它与西延的巴音沟蛇绿岩应属同一时代，代表北天山较强烈拉张期形成的晚古生代洋盆。东部博格达山一带，出露中石炭世为主的中基性喷发岩、枕状熔岩、火山碎屑岩及放射虫硅质岩组合（柳树沟组），在一些地段，出现辉长岩-辉绿岩岩席、岩墙以及花岗斑岩等。上述岩石组合反映了该区地壳拉张不及巴音沟一带，尚处于初始海盆阶段，缺少较完整的洋壳-上地幔岩组合。东南至黄山一带，中石炭世岩层组合中出现了含铜镍的基性超基性杂岩，后者主要包括角闪斜长二辉橄榄岩，这种组合代表典型的地壳拉张早期，慢速扩张所产生的岩石类型(Nicolas,1986)，它的产生方式可能是以上地幔物质“热底辟侵位”为主。

能否设想，随着“准噶尔洋盆”向北为主的俯冲消减，导致南面岩石圈松弛引张，上地幔上隆，地壳发生减薄作用，这些为依连哈比尔尕一博格达和黄山一带上地幔物质上涌创造了条件。其邻区吐鲁番-哈密盆地两侧等地带，仍存在不同程度的地壳减薄作用，进而导致大量壳源乃至壳幔混熔中酸性岩浆活动、火山-沉积建造，尤在南面觉罗塔格，阿齐山及其以东一带较显著。

北天山晚古生代洋盆虽然规模不大，但和新疆北部准噶尔洋盆等一样，有着洋盆聚合后转化成残留海盆的过程，如巴音沟一带已肢解的蛇绿岩之上，接受了残留海盆的沉积，可见到砂岩为主夹薄层砂质灰岩、凝灰质砂岩以及类复理石沉积，不整合于蛇绿岩之上。我们在上述薄层不纯灰岩中，找到少量化石，经鉴定珊瑚为：*Aulophyllide* sp.❷，时代为早石炭世后至早二叠世前。

北天山洋盆聚合俯冲，很可能以洋壳板块向南俯冲为主，从而引起中天山及其北侧广泛中酸性岩浆侵入，形成了宏伟的中、晚华力西期花岗岩带，在R_1-R_2辨异图（图7-）中，更清楚地显示了这一特征。

随着北天山洋盆、初始洋盆或“裂陷槽”的拉张作用，同时也产生了侧向挤压力，促进其北面准噶尔残留海盆的封闭，继而在碰撞后发生造山作用。这次造山作用促使早期洋盆和残留海盆内沉积物向南作大规模的逆掩。

准噶尔残留海盆的封闭，使其两侧哈萨克斯坦板块和西伯利亚板块焊接。继而晚石炭世一早二叠世早期，北天山和南天山残留海盆也几乎同时封闭，晚古生代残留海盆分隔的陆块全部焊接，弥合（图7-10）。至此，新疆北部进入大陆地壳及陆内山链发展的新阶段。

5．碰撞期后板内构造演化

上述资料表明，石炭纪晚期，新疆北部的准噶尔、北天山及南天山等小洋盆和陆间残余海盆相继关闭，原来被分离的各陆块再次焊接在一起，从此进入板内构造演化时期。

---

❶ 1:20万石场幅地质图及说明书，新疆区测队，1978年。

❷ 林宝玉鉴定，1988。

从现有资料推测，新疆现代构造格局在侏罗纪末基本定型。在二叠纪至侏罗纪期间，由于上地幔状态的变化，加之受北侧西伯利亚向南推挤和南侧古特提斯演化的影响，北疆仍然持续发生了强烈的相对运动，主要为隆起区下降成为盆地，大推覆导致地壳继续大规模缩短。

从二叠纪开始，隆起区的伊犁、塔城、塔里木、准噶尔和吐鲁番—哈密等陆块相继下降构成盆地，其中堆积了厚度不等的二叠系—中、新生界地层，尤其是塔里木和准噶尔盆地成为石油天然气及煤等能源矿区重要集聚区。

与各陆块下降的同时，已形成的各造山带一方面继续隆起遭受剥蚀；另一方面沿已形成的盆地边缘断裂向盆地内部逆掩。在阿尔泰和东准噶尔造山带，以由北东向南西的推覆为主，西准噶尔造山带以由北西向南东的推覆为主，而天山造山带则分别向南、北两侧推覆。这种构造变动，一方面促使该区地壳持续大规模缩短，另一方面使北疆各盆地周缘均处于挤压状态（吴庆福，1987），因而不同于其它地区的断陷盆地。与此同时，除了沿主干断裂伴生有平移运动外，还形成一些大型走滑断层，如博罗科努-阿其克库都克断裂和卡拉辛格尔断裂以及西准噶尔北东向断裂等后期也具有走滑断层特点。

三、几个问题的探讨

新疆广大地质工作者数十年来的艰辛工作，大地构造研究已经取得了很大的成就。但是，由于其独特的大地构造位置，地质构造极其复杂，仍然还有一些重大基础地质问题，目前尚未彻底解决。这里拟就我们近年的工作所涉及的，如准噶尔盆地基底、蛇绿岩及洋盆规模和高压变质带时代，南天山大地构造属性等问题，提出几点认识供探讨。

（一）关于准噶尔盆地基底问题

准噶尔盆地基底时代和性质问题，涉及对该区油气资源的开发和利用。近年来，虽已进行了重力、磁法（地磁及航磁）以及地震等地球物理勘测，但由于地学家们对资料解释的不一致，所以认识有较大分歧。概言之，一是“准噶尔地块属前震旦纪的地块”（吴庆福，1987）；另一是“准噶尔是较为典型的洋壳”（江远达，1984）。对目前各家论述，这里不拟评述，这里仅就近年我们获得的有关资料，提供参考。

近年来我们着重研究了准噶尔盆地西缘晚石炭世早期（石炭纪二分）的花岗岩（盆地内无法获取），经Pb/Pb法同位素测年为320 Ma（Coleman, et al.,1987）。根据近十数年研究表明（Stacey et al., 1975）：当年青深成熔浆穿过较老地壳，特别是古老前寒武纪地壳时，Pb、Sr及Nd同位素，特别是Pb同位素一般记录了这些下伏岩石中可资辨认的标记。因此，如果西准噶尔山系及其邻区之下普遍存在较老的前寒武纪基底，那么这些晚石炭世早期花岗岩，可以提供古老基底存在的同位素信息。因而我们进行了上述花岗岩类Pb/Pb同位素测试，$^{206}Pb/^{204}Pb$值为18.02—19.65，$^{207}Pb/^{204}Pb$为15.49—15.52，$^{208}Pb/^{204}Pb$为37.81—38.94。以上是钾长石的铅同位素数据，在判辨图中（肖序常等，1990 a）基本落入洋盆火山岩范畴，这表明西准噶尔碰撞期后花岗质深成岩，不可能是由前寒武纪硅铝质地壳深熔而成的岩浆岩。如果把这些同位素证据同该区的地质构造特征——“优地槽沉积建造”、较强烈的褶皱推覆构造（地壳缩短增厚）以及尚未发现前寒武纪地层等结合起来，可以说明伊犁板块和西伯利亚板块之间的西准噶尔山系及相邻准噶

尔盆地西缘的基底，主要由洋壳组成。所谓“洋壳”，指的是早古生代至石炭纪洋壳。其时东、西准噶尔基本上是沟通的洋盆（上文），不存在巨大的“前寒武纪地垒”阻隔。需要补充的是，经初步对比研究，东、西准噶尔早古生代（O—D_1）从沉积建造、火山碎屑岩建造以及火山岩类型等基本可对比，惟西段地壳拉（引）张活动较强，海水相对较深（一般不适于图瓦贝的生存）。从生物区系而论，除图瓦贝在西准噶尔可能由于上述原因，尚未发现外，早古生代古生物，特别是笔石、腕足类和三叶虫等。东、西准噶尔基本相似（笔石和腕足类，由侯鸿飞和肖世禄面谈）。至于震旦纪—寒武纪、早寒武世，准噶尔很可能与邻区一样处于稳定地台期，但随即发生地壳拉（引）张，有限洋盆发育时期。但此一时期并不排斥残存着小型的前寒武纪块体于“准噶尔洋盆”中。

（二）新疆北部高压变质带蓝片岩的时代

新疆北部发育着多期次、多组合的高压变质带，从全国范围说，堪称典型地区。北起西准噶尔达拉布特、唐巴勒，南到南天山哈尔克山北坡，再南到塔里木西北缘柯坪地区，从古生代到晚前寒武纪的高压变质带蓝片岩均有出露。近年已引起中外地质学家的关注。鉴于高压变质带的发生时代与构造事件有着较密切关系，这里仅就南天山及邻区蓝片岩带作简要补充。

南天山西南邻区柯坪一带，阿克苏群蓝片岩的发生时代，早于古生代无所异议，但是晚元古代抑或早、中元古代，认识不尽一致。根据上文我们所获同位素数据及结合前人地层分析对比，归属晚元古代（同位素变质年龄为 720 Ma）为宜，此不再赘述。

南天山西段蓝片岩的时代（变质年龄），目前已有几种意见：发生于志留纪❶（张良臣等，1985；中国科学院登山科考队，1985）；前寒武纪长城系（陈哲夫等，1985b）；前寒武纪（中科院登山科考队，1985）；晚元古代及中晚元古代—晚志留至早泥盆世（王作勋等，1989）等。以上均有或多或少、间接或直接依据，这里不妄加评论。从邻区苏联资料，近年在南哈萨克斯坦南天山产出的蓝片岩作了一定数量的同位素测年（约在 10 处采样）❷，其中除了阿特巴希（Atbashi）数个样品中有一个打问号的前寒武纪变质年龄 1100（？）Ma 外（Dobretsov, et al., 1984），其余采自万利苏（Maglish）、坎斯克（Kansk）、安佐布（Anzob）以及阿特巴希的蓝片岩同位素年龄主要为 410 Ma 左右（Dobretsov, et al., 1984），在坎斯克等处的同位素还包括了350 Ma的变质年龄(Dobretsov et al., 1987)。以上苏联南天山地区，已很接近我国国境，除 1100（？）Ma 系采自榴辉岩外，其余采自与绿片岩相共生的蓝片岩。这套绿片岩，向东延与我国托木尔峰—汗腾格里山的志留纪绿片岩相大体相当，后者在其灰岩透镜体夹层中产有较多的珊瑚等化石：*Favosites* sp.。*Squameofavosites* sp. 及 *Thamnopora* sp. 等❸，归属晚志留世—早泥盆世为宜。从上述绿片岩地层时代而论，变质年龄 410 Ma 算是最高年龄，但是由于这套地层厚度巨大，东段特克斯河上游一带超过 15000 m，构造较复杂，接触多为断层关系，同时含蓝片岩的岩层及含化石的灰岩透镜体的产出特点，也未作详细研究，是否为混杂体？因而目前尚不排斥老蓝片岩的存在。近数年在托木尔峰北哈拉图哈里山及长阿吾子沟所采蓝片岩全岩、Rb-Sr 法同位素测年分别为 729 Ma 及 634 Ma（中国科学院登山考

❶ 1:20万莫合尔幅区测报告，1978；顾家骏，1985；郑洪炳，1980。

❷ 所见资料中除少数注明了为 Rb-Sr 法测年外，大部分未注明方法及分析样品性质。

❸ 1/20 万昭苏幅和莫合尔幅说明书，新疆地质局，1978。

察队，1985；王作勋，1989）。值得提到的是，最近我们对该区蓝片岩又作了蓝闪石单矿物 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 同位素年坪年龄为350.89±Ma❶。（四次测得数值为374.72±3.77；349.05±4.02；352.97±4.27及398.16±11.50 Ma）。因而目前我们认为南天山高压变质带发生年龄，很可能存在两期：一期大体相当于晚志留世—早泥盆世；另一期相当于晚元古代。就南天山（特别是西南地带）说，残留两期构造事件的痕迹，是可能的。

（三）南天山大地构造属性问题

正文中已提到南天山西段哈尔克山北缘可能存在晚加里东期（S_3）蛇绿岩混杂带，向南到霍拉山西端断续出露的蛇绿岩混杂体（如色日克牙依拉克等），据现有资料归属晚志留世—早泥盆世❷；张良臣等，1985）；S_3 与 D_1 在沉积上连续过渡和生物群的混生，使两者无法分开。该期蛇绿岩大体代表晚加里东期洋盆的洋壳-上地幔残留体。但这一洋盆的闭合、碰撞阶段尚需进一步研究。目前我们的认识是：中泥盆世（或稍早 D_1^3）南天山虽具有较多中基性-中酸性岩浆活动，但沉积建造以碳酸盐岩（包括白云质灰岩）、泥灰岩、硅质岩及浅海碎屑岩等为主，从沉积特征看，这一洋盆已处于敛合阶段，已停止扩张或扩张速率极低，接近于零，但上地幔热对流仍未终止，部分融熔上涌，与洋壳沉积物交代混染，产生中基性及钙碱性岩浆活动。从我们观点来说，中泥盆世可视为晚志留世—早泥盆世洋盆逐渐过渡（S_{2-3}—D_2间未见显著沉积间断、不整合等）的“连续残余海盆阶段”；但它与一些地带，如东准噶尔洋盆经过剧烈急速的敛合所显示于不整合之上的石炭纪“间断残余海盆”有所区别。因而早泥盆世—中泥盆世（晚加里东期），可视为南天山西段洋盆的敛合期。而残留海盆结束，是在中泥盆世之后，那里晚泥盆世地层普遍缺失。石炭系与泥盆系间的不整合关系，可以说明这一问题。但由于 D_1 和 D_2 沉积上的连续性，我们暂将额尔宾山一带的 D_2 在图上当早华力西期洋壳表示。

霍拉山中、东段到巴伦台南，更东到库米什一带，断续出露的蛇绿岩（?）块体，主要混杂于中泥盆统乃至石炭系中❷❸（胡受奚等，1990），目前我们还缺乏足够资料，判明这些蛇绿岩块体的形成时期。但从零星资料推测，它们与石炭系是构造侵位关系，因而其形成时期仍可能是晚加里东期或早华力西期，不可能是晚华力西或“晚古生代地槽褶皱带（海洋板块）”（李春昱等，1982）。此外，当前一些地质学家认为，东段库米什一带是受北天山“加里东洋盆向南消减影响产生的弧后盆地”，这种构造格局是可能存在的，但今后尚需更多对比研究。

（四）关于洋盆规模问题

新疆北部包括天山、东西准噶尔等宏伟山系，是大陆造山带典型地区之一。开展该区的研究，对造山带的构造演化，构造区划以及形成机理等，都有着重大意义。从现有资料，我们的基本点是：古生代新疆北部造山带的演化中，“有限拉（引）张”和“有限洋盆”起着重要作用。也就是说，这里未出现过广阔深邃的浩瀚大洋（如所谓的“古特提斯”大洋）。这是基于对该区沉积组合、岩相古地理、古生物区系特别是蛇绿岩的组合、序列、岩石、地球化学及构造特征等初步分析后的认识。限于篇幅，这里仅从蛇绿岩角度，简要地提出几方面，供讨论。

---

❶ 地科院地质研究所七室 Ar-Ar 组，1990。

❷ 新疆地矿局区调队，1:150 万新疆地质图（新疆地质志附图），1989。

❸ 王鸿、郭召杰等，1989—1990，东天山板块构造（博士生论文）。

近年蛇绿岩类型及其与构造环境的研究，已向纵横、定量方向发展（Coleman, 1984及Nicolas, 1986）。蛇绿岩以及基性、超基性的组合，不仅带来上地幔深部信息，同时根据其岩石组合、分异程度、构造（包括微构造）、地球化学特征以及伴生火山-岩浆活动，可推演岩石圈减薄作用和大体扩张速率（Nicolas, 1986；Coleman, 1984）。出现基性、超基性岩就把它归属蛇绿岩，既有蛇绿岩就代表大洋存在的认识，显然已不能概括复杂的大陆造山带的实际情况。我们之所以强调造山带演化早期的有限拉张和有限洋盆，还基于地壳岩石圈的结构是不均匀的，它的拉张与闭合在时空发展上也是不平衡的。以北天山为例，近年我们再次观察了巴音沟蛇绿岩（详前），其较完整的组合及序列，已接近“特提斯型蛇绿岩”（Coleman, 1984、1987）特征。但向东延至博格达山一带，与之基本同一时期出现了基性岩墙、岩床、辉长岩（我们发现有堆晶辉长岩）和酸性岩浆活动（包括花岗斑岩）。而具有快扩张速率意义的上地幔岩——斜辉橄榄岩，迄今尚未发现。这与现今典型陆内拉张的红海边缘的阿西尔帖哈麦（Tihamah Asir）组合十分相近（Coleman, 1987），阿西尔帖哈麦之西部不远尚有一代表海湾（小洋盆）的中心——红海海槽；而博格达一带的西北恰好也存在巴音沟一带的小洋盆。更东至黄山一带，出露了稍晚于巴音沟蛇绿岩（雅满苏组之上）的超基性岩、基性岩。值得注意的是这里的超基性岩主要是角闪斜长二辉橄榄岩，这一类型主要代表地壳扩张速率低、空间狭窄情况下产生，一般出现富Cu、Ni矿床的上地幔岩。以上实例说明：即令在同一时期，地壳减薄作用及拉张程度也不一样，因而造成的构造环境也有区别。同时也具体地说明了巴音沟蛇绿岩所代表的洋盆规模，延伸都是有限的。

再以研究较详细的西准噶尔唐巴勒蛇绿岩为例，按上述，我们将508 Ma的晚寒武世，作为该蛇绿岩形成的开始，上部洋壳结束于早、中奥陶世（按前述*Macluritе* sp.的产出层位），约468 Ma，如是这一洋盆主要发展期限是40 Ma。根据大陆代表快速扩张的特提斯蛇绿岩内基性熔岩的Zr/Y-Zr判别图估算的扩张速率，一般未超过5 cm/a（Pearce, 1980）。我们对国内古生代某些蛇绿岩的玄武岩，运用Zr/Y-Zr判别图的估算，唐巴勒蛇绿岩所代表的洋盆规模（扩张宽度）应是40 Ma × 3 cm/a × 2 = 2400 km。如果考虑到扩张的同时尚有消减俯冲，其宽度当不大于2400 km。因而它不是一个广阔无际的大洋，视为边缘洋盆或弧后洋盆更为确切。

我们强调“有限洋盆”不等于否定了地球上大陆造山带的演化中全都是小型有限洋盆。从蛇绿岩角度，目前大陆内分出的两大类型——“特提斯型蛇绿岩和科迪勒拉型蛇绿岩”（还可进一步分出亚类）中，前者当代表具有相当规模的洋盆。限于篇幅和时间，关于蛇绿岩结合我国实例的进一步分类和洋盆前后各阶段的划分对比及产出环境特征等，将另文阐述。

北疆尚有一些重大地质构造问题，如构造单元区划、构造变形特征、大量中、酸性岩浆活动机制与构造演化关系、早、中前寒武纪构造及新构造特征、深部构造以及本区和邻区构造演化相互关系等，部分问题将在本集有关篇幅和1:150万大地构造图说明书中涉及。限于篇幅，本文不再论述。

第八章　成矿作用与找矿方向的探讨

——兼论板块构造理论对新疆北部矿产勘查工作的指导作用

一、引　　言

新疆北部的地理构成以“两山（天山山脉和阿尔泰山脉）夹一盆（准噶尔盆地）为基本特征。作为中亚蒙古巨型造山带（即古亚洲巨型缝合带）的一部分，该区具有长期复杂的地质演化历史，蕴藏着极为丰富的矿产资源。

经过我国广大地质工作者，尤其是新疆地矿局等单位全体地质职工数十年艰苦卓绝地勘查，已经在该区发现了许多国家经济建设急需的矿产资源，包括发现115种矿产，3100余处矿产地，其中67个矿种的储量已经基本探明，近50种矿产已被开采利用❶。已经查明，该区不仅蕴藏着丰富的黑色金属、有色金属和贵金属等矿产资源，而且还赋存有大量的能源矿产和非金属矿产等自然资源。与此同时，还运用各种地质理论，从不同角度不同程度地总结和探讨了该区成矿规律及找矿方向（陶钧政，1980；何铭钰，1983；李宇昌，1984；陈哲夫等，1985 a；彭守晋等，1985；祁志明等，1985，1987；张弛，1985，吴文奎，1985；杨树德，1986；郝键，1986；彭守晋等，1985；李耀增等，1987；曹子衡，1987；焦生瑞等，1987；王有标，1988；黄明渊，1988；郝钢力等，1988；王道经，1989）。

“七·五”期间国家重点科技攻关305项目在新疆北部全面展开，来自祖国各地不同单位的地质学家对该区地质地球物理和地球化学特征，以及成矿规律等进行了深入系统地研究，无论在基础地质，还是在矿产资源勘查等方面，都取得了令人可喜的成果。

所有这些，都给我们深入探讨新疆北部成矿规律和找矿方向，奠定了坚实的基础。

众所周知，控制和影响成矿作用的因素很多，包括构造变动、岩浆活动、沉积作用、变质作用以及古地理古气候等。但是，所有这些因素或者直接受大地构造背景所制约，或者与其有着密切的联系。也就是说，不同的大地构造背景，往往发育不同的各种地质作用，因而其成矿特征亦存在明显差别。从这个意义上说，探讨成矿规律和找矿方向，首先应该研究并重建古大地构造格局及其变迁史，进而查清建造序列特征及其含矿性，才能确定成矿规律与矿床的保存情况。

板块构造对成矿作用的控制，主要表现在不同构造背景往往形成独特的岩石组合，其中又都含有特定的矿产或矿床类型。例如蛇绿岩形成于离散板块边界，保存于古板块俯冲带或碰撞带。所以，只要确定了古俯冲带和碰撞带的位置，就有可能找到与蛇绿岩有关的铬、铜、镍和金等矿产资源。又如，形成于岛弧的斑岩型和矽卡岩型铜矿、形成于洋脊蛇绿岩中的块状硫化物铜矿和形成于大陆裂谷的铜矿床等彼此之间的区别也是显而易见的。

---

❶ 新疆地质局计划处，1981，新疆已发现矿产资源及开采利用概况。新疆地质，1981年，第3期，49—53页。

新疆北部是中国北方成矿域（李春昱，1984）的一部分，分别属于西伯利亚古板块、哈萨克斯坦古板块和塔里木古板块。这三大古板块在古生代期间的增生、碰撞以及它们与已经消亡的古洋壳板块之间的相互作用，构成了新疆北部大地构造演化的主线，造就了该区的大地构造格局，同时亦决定了该区成矿作用的基本特征。因此，研究该区的古板块构造，显然有助于认识该区的成矿规律和确定找矿方向。

“新疆北部大地构造及成矿作用研究”是国家305项目所属的一个二级基础地质课题，成矿作用与大地构造的关系是该课题的主要研究内容之一。本文作为该课题研究成果的一部分，拟根据对新疆北部大地构造研究所取得的新认识，总结我们所编的新疆北部大地构造图（1/150万）各构造单元的成矿特征及找矿方向，探讨该区成矿作用规律，并试图阐述板块构造理论对该区矿产勘查工作的指导作用。鉴于课题任务书的要求，本文对成矿作用的论述将仅集中在金属矿产，尤其侧重于铁、铜、镍、铅、锌和金等国家建设急需的矿种，而不涉及能源矿产和非金属矿产。

二、各构造单元金属矿产分布特征及找矿方向

（一）西伯利亚古板块

1．阿尔泰陆壳板段

（1）阿尔泰早古生代陆坡沉积区

矿化特征

该区西段基本没有发现具有工业价值矿点，但是东段却是我国重要的稀有金属、白云母和宝石矿产基地。矿化均与华力西期伟晶岩脉有关，已发现的稀有金属包括可可托海稀有金属（铍、锂、铌、钽、铷、铯、锆、铪等）矿（特大型）、阿斯喀尔特铍矿（大型）、库尔木图锂钽矿（大型）、库喀拉盖锂、铍、铌、钽矿（大型）、尚克兰铍矿（中型）、琼库尔铍矿（中型）、吉得克铍矿（中型）、库尔奇米克锂、铍、铌、钽矿（小型）、大沙孜铍矿（小型）等共计13个矿床。成矿时期为华力西晚期，系前华力西期地壳经早华力西期拉张而在华力西中晚期遭受挤压堆叠的产物，含矿伟晶岩多产在推覆构造的上盘，沿早期劈理走向分布。

偏北部靠近中蒙国境的泥盆纪—早石炭世上叠断陷盆地是砂金重要产地之一，该盆地中的库马苏群出露范围具有金的化探异常。近年已发现原生石英脉型金矿和一些铅锌矿（化）点。

找矿方向

阿尔泰陆坡沉积区已发现的稀有金属矿床主要集中在阿勒泰市以东，以西尚未发现类似矿化。在含矿区域内，花岗质岩基明显具原地重熔特征，说明剥蚀程度较深。从区域构造特征看，该区构造属性在华力西阶段沿走向没有变化，因此，西段深部是否存在类似的稀有金属矿床，显然值得注意。

该区偏北部华力西早—中期上叠断陷盆地是金成矿有利区段，今后除了进一步研究石英脉型原生金矿外，还应该注意寻找破碎带型和卡林型原生金矿，以及可能存在的铅锌多金属矿床。

阿尔泰陆坡沉积区西延与苏联山区阿尔泰相接，东部则与蒙古阿尔泰相邻。毗邻的苏

联山区阿尔泰部分发育与华力西晚期花岗岩类有关的云英岩型稀有金属和钨钼矿化，矽卡岩型和热液交代型铜铅锌矿化，以及与辉长岩有关的钛磁铁矿床等；蒙古阿尔泰的泥盆纪再生坳陷中发育与泥盆纪火山岩系有关的热液型铁矿、与华力西期花岗岩有关的矽卡岩型铁矿。寒武—奥陶纪砂页岩和早—中泥盆世火山岩出露区分布有许多砂金矿，与华力西晚期花岗岩有关的钨矿等❶。因此，可以认为我国阿尔泰陆坡沉积区是苏中蒙阿尔泰钨钼、铁、金和稀有金属成矿带的一部分，在该区应该注意寻找尚未发现的钨钼矿，铜铅锌矿和铁矿；同时扩大稀有金属和金矿的远景区，尤其应该注意尚未发现的及隐伏矿床。

（2）额尔齐斯晚古生代早期拉张陆缘岩浆带

矿化特征

额尔齐斯晚古生代早期拉张陆缘岩浆带位于额尔齐斯河以北，阿尔泰—富蕴一线以南，包括通常所说的阿尔泰南缘和额尔齐斯构造带。在该带之中，已查明的矿产资源有：与泥盆纪火山沉积岩系有关的铁矿、铜铁矿和铜铅锌多金属矿（包括所谓的SEDEX型矿床）等，如蒙库大型铁矿、阿舍勒大型铜锌矿、阿巴宫小型铁矿、萨拉和布和哈拉通克等小型铜铁矿以及铁木尔特小型铅锌铜矿等等许多矿床和矿点；此外，还发育破碎带型原生金矿和许多砂金矿，以及与上述铁矿伴生的锰矿化等。该带中的铁矿，尤其是在哈巴河以北地区，常伴生有铜矿。另一方面，铜矿化和铅锌矿化虽然具有一定的层控性（位于泥盆系中），但以石英脉型矿化为多，显示了后期热液在成矿过程中具有重要作用，揭示出成矿作用是比较复杂的。

找矿方向

额尔齐斯拉张陆缘岩浆带向西与苏联矿区阿尔泰带相接。在苏联境内，已发现诸如列宁诺戈尔斯克等大型铅锌矿床和与泥盆系火山沉积岩系有关的一系列铁矿（被划归山区阿尔泰带，包括霍尔宗铁矿、卡尔古塔铁矿等，成因类型分别为火山热液、沉积以及矽卡岩型等。空间上位于铅锌矿带以北，走向上与我国阿尔泰南缘的上述铁矿带相连）。由此可见，额尔齐斯晚古生代早期拉张陆缘岩浆带不仅是一条重要的铁矿带，也极有可能成为一条以铅锌为主的多金属成矿带。国家305项目近年先后发现一系列破碎带型原生金矿，揭示出该带中的金矿也是非常可观的。所以，今后应该在早—中泥盆世火山沉积岩系，尤其是石英角斑质或角斑质火山沉积岩系中寻找与海相火山活动关系密切的铁、铜、铅、锌等（包括所谓的SEDEX型矿床）矿产资源；在主要断裂带及其附近寻找破碎带型金矿，同时注意是否存在卡林型和石英脉型金矿。

2．准噶尔晚古生代早期活动大陆边缘板段

（1）喀拉通克晚古生代中期裂陷槽

矿化特征

该裂陷槽位于东准噶尔北缘，部分叠加在上文所述的额尔齐斯陆缘岩浆带之上。新疆北部已经探明的最大的铜镍矿床就赋存在该裂陷槽中的基性超基性杂岩内。

研究表明，含矿岩体可以划分为闪长岩相，辉长苏长岩相，橄榄苏长岩相和辉绿岩相，已有的同位素年龄主要为250—295 Ma（周英森，1987）。矿体主要赋存在橄榄苏长岩相和辉长岩相内，除了铜和镍以外，还伴生有铁、铂、钴、金和银等。

❶ 中国新疆周边国家矿产特征及成矿规律情报调研报告，新疆地矿局地研所、地矿部情报所，1986。下文国外邻区资料未注明者，均源于此报告。

找矿方向

根据近年对喀拉通克铜镍矿床所进行的大量研究，在该裂陷槽中的找矿方向应首先集中力量寻找类似的杂岩体，包括沿裂陷槽的走向扩大远景区和向两侧搜寻。同时研究阿尔泰山区出露的基性杂岩和东准噶尔北部地表出露的一些华力西晚期闪长岩体，查清它们是否与喀拉通克含矿杂岩有成因联系。尤其是东准噶尔北部的一些闪长岩岩株已发现有铜矿化（见下文），其中有些是否相当于喀拉通克 Y_1 号岩体的闪长岩相，值得注意。

另外，作为一个裂陷槽，喀拉通克一带显然是其中心部位。那么，由中心向两侧，深成岩浆活动有无红海东侧的变化规律（Coleman, 1984），是否伴生、发育火山喷发活动，等等。这些问题的解决，不仅是可以完整、准确地重建该区的地质构造演化，也将大大有助于寻找 Cu、Ni 等国家建设急需的矿产资源。

（2）布尔津-阿尔曼太晚古生代早期弧后盆地

矿化特征

这一弧后盆地系此次编图首次命名，相当于前人所划的加波萨尔岛弧和阿尔曼太弧间盆地（成守德等，1986）或西伯利亚古板块南缘中泥盆世俯冲带及增生体（李春昱等，1981；蔡文俊，1986），其北界逐渐过渡为额尔齐斯晚古生代早期拉张陆缘岩浆带。

在这一弧后盆地范围内已经发现金属矿化有铬和铜等。铬铁矿呈不规则状或凸镜状分布在扎河坝和阿尔曼太等地蛇纹岩中，不具工业规模。铜矿化有两种类型，分别见于索尔库都克和卡拉先格尔等地。索尔库都克铜矿点位于华力西中期（？）闪长斑岩内或接触带，属于斑岩型矿化，含矿岩体侵入的最新地层为早石炭世，未见覆盖关系，因而其上限不能确定，推测很可能为石炭纪末至二叠纪初。闪长岩的化学成分属钙碱系列。因此含矿岩体的构造背景有两种可能类型，或为裂陷槽（如喀拉通克）的边缘，或为岛弧演化晚期阶段（或期后）。

卡拉先格尔铜矿带❶的矿化类型比较复杂。其中斑岩型和矽卡岩型矿化与索尔库都克铜矿类似，斑岩型矿化赋存在闪长斑岩内；矽卡岩型矿化主要与黑云母辉石闪长岩有关，并伴生有铁。此外还有与岩浆及断裂活动有关的热液石英脉型和与泥盆纪火山活动有关的火山岩型。尤其是后者，与中、下泥盆世的偏基性火山岩及火山碎屑岩有关，并伴生有锌矿化，是否与阿尔泰山前泥盆纪的火山沉积岩系中的铁及多金属矿带有成因联系，分属同一裂谷型拉张盆地两侧的产物，值得引起注意和进一步研究。

另外，在该盆地东部马热勒铁一带中泥盆统安山质火山岩中破碎带内，发现了含金石英脉。

找矿方向

由已发现的矿化，可知该弧后盆地的矿化时期主要为早—中泥盆世和石炭纪末至二叠纪初。早—中泥盆世的矿化形成了蛇纹岩中的铬铁矿和可能属于火山岩型的卡拉先格尔铜锌矿点；石炭纪末至二叠纪初的矿化主要为与闪长岩有关的斑岩型和矽卡岩型铜矿化，以及石英脉型（低温热液）铜和金矿化。因此，应在该区泥盆纪火山沉积岩系和华力西晚期闪长岩出露区寻找上述各类型的铜矿，尤其应注意含矿闪长岩体的深部变化。此外，也应注意在破碎带中寻找原生金矿。

❶ 白建勋，1981，对新疆哈河县系卡拉先格尔铜矿带成矿因素的一些认识，新疆地质，1981年，第4期，第29—40页。

与蛇绿岩中蛇纹岩有关的铬铁矿，迄今虽未发现成型矿床，但是因该蛇绿岩研究程度较低，故今后如果结合基础地质和物化探的研究，就是否存在隐伏超基性岩体以及铬铁矿富集地段，尚可进一步做些工作。

另外，毗邻蒙古西部已发现铅锌矿和金矿，所以，对比研究寻找类似矿床也是该区矿产勘查工作的重要方向。

（3）和布克-三塘湖晚古生代早期岛弧

矿化特征

该岛弧的矿化包括早古生代和晚古生代两大阶段。早古生代的矿化属于前岛弧阶段的矿化，有铁、铬、铜等矿种，集中在西准噶尔洪古勒楞地体和东准噶尔库兰喀孜干地体。其中的铁矿分布在洪古勒楞地体的中—上志留统火山碎屑岩系（以磁铁矿为主）和库兰喀孜干索尔巴斯塔乌群（O—S_2？）含铁石英岩透镜体（镜铁矿为主）之中，前者构成中型矿床，后者仅为矿点。铬铁矿分布在洪古勒楞蛇绿岩的超镁铁岩内，已发现厚度大于0.3m的矿体144个，分属57个矿点，但是迄今未见工业规模的矿床，这些小矿床仅可供地方集体采集。铜矿化仅见于西准噶尔洪古勒楞地体中志留统碎屑岩中的两个矿点，为含铜方解石脉和石英脉，其矿化很可能发生于晚古生代（见下文）。

晚古生代的矿化已知有铁、铜和锡等，主要集中在石炭纪至二叠纪。锡矿化主要与华力西中—晚期的岩浆活动有关，近年陆续在东准噶尔南部的老鸦泉-黄羊山复式花岗质岩基内发现了锡矿点数处，断续构成一个锡成矿带。铁矿化包括分布于早石炭世残余海盆沉积物中的沉积型赤铁矿（东准噶尔散都克塔什）和褐铁矿（西准噶尔萨吾尔山黑山头），以及产于华力西中—晚期偏碱性花岗岩和正长岩与石炭纪地层接触带的矽卡岩型磁铁矿点等。铜矿化有两种类型，一种与华力西中晚期偏碱性深成岩侵入活动有关，矿化或产在蚀变辉绿岩内，或呈含铜岩脉（石英和方解石脉）分布在中志留世、晚泥盆世和早二叠世等地层中，因此这类矿化很可能形成于华力西晚期。另一类铜矿化分布在东准噶尔早二叠世陆相火山岩内，主要与基性火山岩有关。此外，在野马泉南可能为泥盆纪晚期至石炭纪初期（？）的岛弧型花岗闪长岩内，已经发现了铜钼高含量点，是否属于岛弧环境的斑岩型矿化，需要进一步研究。西准噶尔赛米斯台山泥盆纪岛弧型火山岩出露区具有铅、锌和钨等化探异常，可以作为该区矿产勘查工作的线索。

此外，洪古勒蛇绿岩中发育与超镁铁岩有关的钛磁铁矿矿点，东、西准噶尔侏罗系中均夹有沉积型铁矿点。因为或者意义不大、或者研究比较清楚，故不加赘述。

找矿方向

上述矿化特征，表明划归和布克-三塘湖岛弧区的矿化分别形成于奥陶纪（？）（包括与前岛弧阶段形成的洪古勒楞蛇绿岩有关的铬铁矿和钛磁铁矿）、志留纪（包括可能为中志留世或更早一些的沉积变质铁矿和志留纪中晚期的火山喷发变质铁矿）、早石炭世（沉积铁矿）、石炭纪晚期至二叠纪初（包括与酸性侵入体有关的铜、锡和铁矿化；与火山活动有关的铜矿化等）。因此，该区矿产勘查工作应注意上述情形，扩大这些矿种的远景区，在早古生代蛇绿岩出露区寻找铬和钛；在华力西中晚期中酸性岩体及其围岩中寻找锡、铜及铁；在志留系中寻找沉积变质铁矿；在早石炭世地层中寻找沉积铁矿，在晚石炭世至早二叠世陆相火山岩区寻找火山热液型铜矿。

勿庸讳言，该区迄今尚未发现与岛弧型火山活动有关的典型矿产，其原因尚不清楚，

但不外乎两种可能，一种是该区大地构造背景的认识需要修正；另一种原因则更可能是有关矿床尚有待发现。因此，我们建议，结合已发现的火山岩中的铅、锌和钨异常和花岗闪长岩中铜钼异常，在该岛弧，尤其是在偏南部火山岩带中寻找火山岩中的多金属矿床和花岗质岩体中可能存在的斑岩型铜钼矿床。

3．北准噶尔晚古生代早期洋壳板段—达拉布特-卡拉麦里晚古生代早期海沟（洋壳板片）

矿化特征

这一构造单元是铬和金等的重要成矿带和铜、镍及铁等的成矿有利地段。

铬铁矿化广泛存在于泥盆纪蛇绿岩底部的蛇纹岩内，其中的萨尔托海铬铁矿床规模较大，正在开采，此外尚有鲸鱼、清水和塔克扎勒等小型铬铁矿矿床。1989 年我们在卡拉麦里地区考察期间，首次发现了与蛇绿岩有关的铜镍矿化。矿化位于清水以北的超镁铁质和镁铁质堆晶杂岩内，含矿岩石为橄榄岩化橄长岩及其附近的辉长岩，以铜为主，捡块分析铜的含量为0.4—0.7%，肉眼可见与其伴生有镍的硫化物矿物，推测有可能还伴生一些贵金属。在近 1 平方公里范围内，发现矿化点达 10 余个。推测矿化主要由岩浆活动所制约，后期断裂作用导致局部再富集。

东西准噶尔地区已发现的金矿大部分位于这一板块构造单元内，其中比较著名的有哈图金矿、萨尔托海金矿和清水—南明水一带的金矿等。矿化包括蚀变超基性岩型（萨尔托海）、破碎蚀变岩型和石英脉型，后者又可根据围岩特征进一步划分。矿的形成与蛇绿岩的发生、演化、后期蚀变和变形等有一定关系，但矿化时期则为板块碰撞后的挤压造山阶段。这些金矿床和金矿点构成了北疆一条极为重要的金矿带。

此外，卡拉麦里蛇绿岩顶部深水沉积物中含有铁锰结核，西准噶尔托里县以西泥盆纪地层和石炭纪（？）火山岩中分别含有小型赤铁矿床和磁铁-赤铁矿床。这些铁锰矿化很可能与当时海底火山活动有关，属火山沉积变质型铁矿。西准噶尔庙儿沟岩体和铁厂沟岩体及其围岩中已发现锡和金矿化，很可能与东准噶尔老鸦泉-黄羊山岩基类似，属碰撞后岩浆活动形成的锡成矿带的一部分；其中的金矿化则可能系岩浆侵入或构造热液活动导致围岩中金的迁移富集的结果。

找矿方向

铬、金、锡、铜、镍等是该带中的主要矿产。因此，在该区的矿产勘查工作似应以扩大已发现矿床的远景及储量作为重点。除了已发现的萨尔托海等铬矿外，要结合地球物理工作，注意在残余海盆沉积物之下寻找隐伏的铬矿，尤其是在卡拉麦里地区。金矿工作除了继续寻找蚀变超基性岩型和石英脉型金矿外，注意是否存在破碎带型金矿。

锡矿勘查则应集中在华力西中晚期花岗质岩体，特别是其中富碱质的复式岩体，更可能含有成型锡矿。

铜镍矿化是在该带中新发现的与基性超基性堆晶杂岩（亚蛇绿岩型？）有关的矿化类型。寻找此类矿床，应该以基性、超基性堆晶杂岩为主要对象，除了应该加紧评价已发现的矿点外，还要注意寻找新的含矿岩体，在众多蛇绿岩块体中，清水 15 号地区似乎应该引起注意，因为该区同样发育与清水以北含铜、镍矿化堆晶岩类似的岩石组合和构造条件。

已发现的铁矿化似乎前景不大，但是可以结合基础地质的研究进一步开展工作。

（二）哈萨克斯坦板块

1．北天山古生代活动大陆边缘板段

（1）塔城地体

矿化特征

该地体内已知矿化包括零星的砂金矿点❶、铜矿点和铁矿点。铜矿点位于华力西中晚期花岗岩体内，呈沿裂隙充填的细脉见于巴尔雷克山西端，含矿岩石为石英-方解石细脉，脉体周围的花岗岩中亦见有浸染状黄铜矿等分布，基本属中温热液充填型矿化。铁矿点分布在扎娄勒山和巴尔雷克山中——晚泥盆世沉积岩系中，属沉积型赤铁矿和磁铁矿，除一个构成小型铁矿外，其余六处均为矿点。砂金矿点分别位于巴尔雷克山的北麓和塔尔巴哈台山南麓，迄今未见原生金矿。

找矿方向

该地体范围内的找矿方向应该分别为在泥盆系中寻找沉积铁矿，在华力西中晚期花岗质岩体内及附近围岩中寻找热液型铜矿；同时在塔尔巴哈台山及巴尔雷克山寻找原生金矿。

（2）西南准噶尔晚古生代增生楔

矿化特征

西南准噶尔晚古生代增生楔内已知矿化比较稀少，仅有少量铁矿化和铜矿化。铁矿化发育在中泥盆统中性凝灰岩或这套地层中的破碎带内，呈脉状，不具工业意义。铜矿化仅发现一处，位于庙儿沟岩体以南的硅化角岩化下石炭统碎屑岩中，矿化呈星散状发育在岩石裂隙及其附近，属中-低温热液型。

找矿方向

该增生楔内矿化明显弱于两侧其它构造单元，赋存有成型矿床的可能性相对较小。其中的铁矿化揭示有可能发育沉积型铁矿，后期构造热液使其迁移构成已发现的热液型矿化。铜矿化则为寻找与华力西中晚期花岗质岩浆活动有关的热液型矿床提供了线索。因此，似乎应该在这一地区注意寻找热液型铜矿和沉积铁矿，勘查工作以泥盆系和华力西中-晚期花岗质岩体的接触带部位为宜。

（3）唐巴勒-玛依勒山早古生代洋壳板片

矿化特征

这一单元又可根据时代进一步分为艾比湖北岸唐巴勒地区晚寒武世至中奥陶世洋壳板片和玛依勒志留纪洋壳板片。

唐巴勒板片的矿化主要为铁和铬。已发现小型铁矿一处（布尔克斯台铁矿），铁矿点12处．基本均属海相火山沉积型，分别为赤铁矿和磁铁矿。铬矿已发现唐巴勒小型矿床一处．矿化点50多个，基本均呈扁豆状产于蛇绿岩底部全蛇纹石化的纯橄榄岩(为主）和斜方辉橄岩中。

玛依勒板片的矿化除了铁和铬外，尚有铜和镍。铬矿化与唐巴勒地区类似，但仅发现矿点和矿化点共计48处，未见工业矿床。铁矿化包括一处小型矿床和15处矿点，多与中一晚志留世海底硅质岩和碧玉岩共生，以赤铁矿为主，属海相沉积型。铜矿化仅有两处，均

---

❶ 李锡铭，1981，新疆金矿的控矿因素及找矿方向探讨。新疆地质，1981年，第4期，第1—10页。

产在中--晚志留世砂岩裂隙内，呈含铜石英脉，为中—低温热液型矿化，成因与岩石中构造变形有关。镍矿化包括2个矿点和11个矿化点，与蚀变超镁铁岩关系密切。

找矿方向

地表所见上述两个板片中超基性岩以斜方橄榄岩为主，次为纯橄榄岩（唐巴勒地区略多些），但是因为缺乏一般富含铬矿的斜方橄榄岩和纯橄榄岩条带（扁豆体）交替出现的杂岩带，或者杂岩带很薄，故未能发现较大型矿床。然而，由于该区蛇绿岩被强烈肢解，多呈混杂体产出，所以，寻找被肢解后或为构造岩片掩覆或为后期沉积物覆盖的隐伏矿床，还是有一定希望的。鉴于已知铁矿化均与洋底沉积物有关，板块之间相互作用，尤其是俯冲碰撞，已使这类矿床遭受强烈破坏和改造，所以，这类大型矿床存在的可能性不大。但是还是有希望找到一些小型矿床供地方开采。寻找这类铁矿，应在洋底沉积物，即硅质岩（包括铁碧玉）和远洋复理石中部置工作。已发现的铜、镍矿化均不具工业意义，今后似乎应该首先查清其矿质来源，是与蛇绿岩的某些部分（超镁铁岩、镁铁质堆晶岩还是洋底火山岩）有关，还是与后期（华力西期）岩浆活动有关，然后才可进一步部署勘查工作。据现有资料，该区的铜、镍来源于蛇绿岩的可能性更大些。

另外，该区与北侧的达拉布特-卡拉麦里晚古生代早期洋壳板片不同，尚未发现金矿化。从构造和岩石组合看具备形成金矿如蚀变、风化壳超基性岩的基本条件，因此今后应予以注意，如能发现金矿，将是在加里东洋壳板片中寻找金矿的一项重大突破，因为迄今为止，未见报导发现早古生代形成的与蛇绿岩有关的成型金矿。

（4）将军庙地体

矿化特征

在该地体发育的金属矿化以金山沟金矿最为著名。金矿化赋存在早石炭世晚期巴塔玛依内山组陆相火山喷发中心，直接围岩为安山玢岩。矿体有两种产状，一种为脉状矿体，分布在断裂破碎带或层状裂隙中，伴生有铜、铅、锌的硫化物；另一种是蚀变岩型，品位较低，但规模较大。整个矿化地区都呈现出面型蚀变，主要有高岭石化、绢云母化、硅化和黄铁矿化。

找矿方向

在该地体内寻找金矿，应该首先确定古火山口，然后着重在其附近蚀变岩中寻找原生矿床，同时应注意是否存在铜、铅、锌多金属矿床。

（5）荒草坡地体

位于莫钦乌拉山南坡，已知矿化仅为零星的铜矿点，呈细脉或星点状分布在裂隙中的石英脉内及变质凝灰岩内，其成因可能与华力西晚期侵入体有关。

因此，找矿工作应注意其中是否存在成型铜矿。

（6）依连哈比尔尕山-大南湖晚古生代早中期洋壳板片

矿化特征

该洋壳板片的矿化可以分为与蛇绿岩有关的铬、铜、镍、铂以及可能还有金等岩浆型矿化，与海底火山活动有成因联系的沉积变质型铁锰矿化和与华力西中—晚期花岗质岩浆活动有关的铜及多金属矿化。

与蛇绿岩有关的矿化发育在依连哈比尔尕山的巴音沟和玛纳斯河等地，铬铁矿呈扁豆状赋存在全蛇纹石化的斜方橄榄岩内，仅见三处矿点，以沙大王矿点规模略大些。铜矿化

有三种产状，其中规模较大的为产在辉长岩中的察库尔吐小型铜矿床，伴生有铂等贵金属；其余两种分别位于超镁铁岩内和绿泥石片岩内，后者伴生有锌矿化，属含铜黄铁矿型。这三类矿化均呈含铜脉体（方解石脉、绿帘石阳起石葡萄石脉）及细脉浸染状产出。镍矿化分别见于奎屯河查干查拉超镁铁岩风化壳和大牛坂蛇纹石化斜方橄榄岩内，属硫化物型。铂矿化分布在玛纳斯河中游小吉吾恰依一带的蚀变斜方橄榄岩、角闪辉长岩等岩石类型内，且多集中于岩块边缘或底板，伴生有铱、钌、锇和自然金。

沉积变质型铁锰矿化集中发育在后峡一带，包括铁克达坂和夏尔嘎达坂西两个小型铁矿床和一系列铁矿点，尤其是在后峡以东相对集中，构成库什鲁克东铁矿化区和哈特干铁锰矿化区，围岩为泥盆纪—早石炭世海相火山沉积岩系，其中哈特干铁锰矿化就发育在洋底沉积形成的硅质岩和碧玉岩中。此外，后峡东南位于火山沉积岩系中的豹子沟小型多金属矿床亦应属火山沉积变质成因的矿床。

与华力西中—晚期岩浆活动有关的铜以及多金属矿化仅形成以铜为主的矿点和矿化点。零星出露的金矿点（石英脉型）和砂金矿点的成因，是与这期岩浆活动有关还是与构造变动有联系，还有待研究，我们认为更可能是后者。

这一洋壳板片的矿化主要集中在依连哈比尔尕山一带，东段大南湖和巴里坤山及哈尔里克山仅见少量铜铁矿（化）点。其原因尚有待查明。

找矿方向

依连哈比尔尕山-大南湖洋壳板片的地质构造及矿化，表明可望构成一条重要的金属成矿带。其中最有希望的是火山沉积变质成因的多金属及铁锰矿化，洋底火山沉积岩系是这类矿产的围岩和母岩。就以与蛇绿岩有关的铜、铬、铂、镍和金等矿产而言，因为蛇绿岩均属异地构造侵位，残余海盆沉积物和强烈的构造变动可将其掩盖，隐伏矿床显然是值得[illegible]。该带的条件非常有利于热液成因铜金矿床的形成，尽管尚无此类成型矿床的发现，但是众多的矿化揭示很有希望取得突破，尤其是东段八大石铜矿就分布在泥盆系及华力西中—晚期花岗质岩体中，很可能成为这类铜矿床的典型代表。此外，破碎蚀变岩型金矿亦可能存在于该带中的大断裂带内，尤其是玛纳斯冰达坂及哈尔里克山等地的砂金矿化，应作为寻找这类金矿的重要线索。

（7）博格达晚古生代中期裂陷槽（初始洋盆）

矿化特征

该裂陷槽的金属矿化主要为与火山活动及基性岩浆侵入有关的热液铜铁矿化和铁锰沉积矿化，其中尤以岩浆热液型铜矿化为主。已发现的西地和克里库尔等小型铜矿以及众多的铜矿（化）点均与中石炭统火山活动和基性岩浆侵入活动有关，并多集中在木垒南山至七角井之间区域内。沉积型矿化见于七角井一带的褐铁矿点和伊吾以南的锰矿点，规模小，矿点稀少，不具工业意义。与上述铜矿化尚伴有零星的铅、锌和铁矿化，在七角井西北和八里坤凹地两侧已发现石英脉型金矿，在博格达北麓以及伊吾以南等地发现数处砂金矿点。此外，纸房以东锅底山发育有与基性杂岩有关的小型钒钛磁铁矿矿床，其成因也可能与该裂陷槽有关，属边缘相产物。

找矿方向

由矿化分布，不难看出，七角井以西地区和伊吾以南地区（分别属于博格达山和哈尔里克的东端）为重要远景区，与中石炭世火山活动及基性岩浆侵入活动有关的铜矿床和铁

矿床，还有可能包括多金属矿床，以及石英脉型和蚀变破碎带型金矿床，都有可能蕴藏在上述地区，其中的铜和金矿床被发现的可能性将更大一些。

（8）黄山晚古生代中—晚期裂陷槽

矿化特征

在这一裂陷槽中，已发现的矿化包括与基性超基性杂岩体有关的铜镍和与华力西中期中酸性岩体有关的斑岩型钼铜矿等，构成北疆另一条重要的铜镍成矿带（长140 km，宽20 km）。含铜镍矿岩体分布在土墩和黄山一带，已探明铜镍储量多集中在黄山东岩体，含矿岩体的岩石类型为橄榄岩、二辉橄榄岩、二辉辉石岩、辉长苏长岩和辉长岩等，以辉长岩类（辉长苏长岩-辉长岩）为主体，普遍富含斜长石。地表矿主要见于超基性岩体与围岩及基性岩与超基性岩两个内接触带部位，除铜镍外，还伴生有钴、金、银及铂等（郝刚力等，1988），超基性岩中相对富含镍和钴，基性岩中相对富含铜和镍（王崇义等，1986）。

与华力西中—晚期中酸性岩体有关的斑岩型钼、铜矿分别见于赤湖和三岔口。含矿岩体主要为花岗闪长岩、闪长岩、石英闪长玢岩和似斑状石英闪长岩（杨树德，1986；黄明渊，1988）。以前这类矿床曾被归为岛弧型斑岩矿床，但我们研究发现，它们与岛弧型矿床略有差异，亦尚无证据说明该区存在这一时期的岛弧，因此，我们认为含钼铜矿化的中酸性岩体是裂陷槽边缘地带的产物（类似情形国外已有报导）。

此外，在石炭纪地层中还有一些铜和铅等的矿（化）点，以及钨的异常；侏罗系中有沉积型铁矿。

找矿方向

迄今矿化仅见于土墩及黄山等地，作为一个裂陷槽，向两端延伸如何，因第四系掩盖尚不清楚。因此，结合地球物理资料，除了扩大已有矿区的远景外，寻找隐伏的含矿岩体及矿床是寻找与基性超基性杂岩有关的铜镍矿床的主攻方向。其次，已知与华力西中晚期中酸性岩体有关的铜钼矿床均为小型，该区众多这类岩体的含矿性尚未查清，所以，结合基础研究，寻找有关的斑岩型矿床是大有希望的。另外，在该裂陷槽中，基性海底火山活动比较强烈，是否形成有火山岩型或火山沉积型的多金属矿床和铁锰矿床，似乎应该引起注意。结合钨异常，寻找可能存在的与华力西晚期花岗岩有关的钨矿也应作为一个重要找矿方向。

2．伊犁-中天山陆壳板段

（1）雅满苏晚古生代中期拉张陆缘岩浆带

矿化特征

北天山著名的阿齐山-雅满苏铁矿带就发育在这一陆缘岩浆带内，包括中型铁矿床8处、小型铁矿床15处[1]，铁矿点数十个。此外尚有小型铜矿1处，铜矿点8处，铁锰小型矿床1处，铁锰矿点2处，锰矿点6处，铅和镍矿点各一处，多金属矿点2处[2]。上述矿化主要与早—中石炭世的火山活动有关，后期的岩浆活动和构造变动仅起了富集改造的作用。这个矿带可以分为自西而东阿齐山、雅满苏和黑鹰山等三个成矿区，包括如下五个火山活动中心（祁志明等，1987）：阿齐山中心（控制阿齐山一矿、铁岭和红云滩等铁矿）、

[1] 张成和、黄河源，1981，新疆铁矿成因类型基本特征及找矿远景。新疆地质，1981年，第4期，61—66页。

[2] 据1/20万区调报告，新疆地质局，1965—1973。

赤龙峰中心（控制赤龙峰、多头山、百灵山、红铁山和菱铁滩等铁矿）、雅满苏中心(控制雅满苏和库姆塔格等铁矿)、沙泉子中心（控制着黑峰山、双峰山和沙泉子等铁矿）和狼娃山中心（控制着白山泉、坡子泉和白水井等铁矿）。每个火山活动中心的内带为火山-热液型铁矿所在地，外带则赋存火山-沉积型铁矿，距中心近者以赤铁矿为主，远者以菱铁矿为主（祁志明等，1987）。铁矿成因类型有火山喷发热液型，如沙泉子和阿齐山等铁矿，沉积型铁矿，如库姆塔格铁矿以及火山岩型铁矿，如雅满苏铁矿等。铜及多金属矿（化）点多分布于矿带东段；中段雅满苏铁矿的下部发育含铜硫化物的富集现象；西段则仅见铁矿。现有资料表明该带西段剥蚀较浅，东段较深，由此可以看出，该带矿化有垂直分带现象，即上部为铁，下部为铜，最下部则有铅、锌（李耀增等，1987）。

此外，零星的铁锰矿点及锰矿点主要为沉积型矿化，与碧玉岩伴生，很可能为洋底结核或结壳。早二叠世火山岩夹层中已发现一些金的高值点，说明可能有金矿存在。

找矿方向

该铁矿带是经七十年代富铁矿会战确定的，很难再发现新的成型矿床。但是，铜及多金属似乎应该引起注意，破碎蚀变岩型和石英脉型金矿亦可能存在。因此，在铁矿带的下部以及华力西中—晚期岩体周围寻找铜及多金属矿床，在大断裂带及火山活动中心注意寻找金矿，无疑是该带中今后找矿的重要方向。此外，鉴于北部黄山一带裂陷中心赋存大型铜镍矿床，作为同一大地构造背景的边部，是否存在与其有成因联系赋存在中酸性侵入体内的斑岩型铜钼矿，亦值得注意。

（2）博罗地体

矿化特征

博罗地体内，已发现的矿化有四种类型：即元古代地层中的层控铅锌矿化（博尔塔拉阿一带）；与华力西中—晚期花岗岩体有关的钨锡矿化；岩体与围岩中碳酸盐岩接触带部位接触交代型铁铜矿化和泥盆纪地层中硅质岩内的沉积型铁锰矿化。迄今为止，仅见一些矿点，未见工业矿床。

找矿方向

构造背景决定了该地体内华力西中—晚期花岗岩体的侵入是该区矿化的主要因素，因此，寻找与这期岩浆活动有关的岩浆型钨锡矿床和接触交代型铁铜矿床应作为今后找矿的主攻方向。鉴于该区与硅质岩（碧玉岩）有关的海相沉积型铁锰矿化均位于北部边缘，规模较小且分布零星，所以，难以构成具有工业意义的矿床。即使原来曾形成了较大矿床，但强烈的构造变动也使其难以保留下来。

（3）科古琴山-米什沟早古生代中期岛弧海沟板片

矿化特征

这一单元的矿化包括与中奥陶世至中志留世岛弧型细碧角斑岩系有关的铜矿化（可可乃克矿区、白马厂铜矿及一系列矿（化）点，与华力西中晚期中酸性侵入体有关的钨、钼、铜、铅、锌等矿化（苏尔塔斯钨、钼、锡矿床和众多的矿点矿化点以及一些斑岩型铜钼矿化）、沉积变质型铁矿以及可能存在的与蛇绿岩有关的矿化和与断裂及热液活动有关的金矿。沿走向矿化集中发育在博罗科努山西段、东段（木孜达坂）、巴伦台、可可乃克和马鞍桥及阿夏克布拉克西南（米什沟）等地。其中华力西期岩浆活动对该区的成矿作用起着主导的作用。

找矿方向

该区矿产勘查工作除了注意寻找含矿建造外，应该首先在已发现的几个矿化及异常区进行。在博罗科努山西段（伊宁以北及北东地区）寻找与华力西期花岗岩有关的接触交代（包括矽卡岩型）型多金属和钨、钼、锡矿床以及斑岩型铜钼矿床，向东注意寻找与中奥陶世一中志留世火山活动有关的火山型矿床（以铜为主）。木孜达坂一带的铅、锌、钨异常密集，从山脊一直延伸到天山北麓的侏罗系，似乎存在成型矿床。可可乃克、科克达坂至祖兰达坂间地区以及米什沟等地发育许多以铜为主的多金属矿化（与华力西期花岗岩有关）以及接触交代型和沉积变质型铁及铁锰矿化，虽然没有发现大-中型矿床，但为该区找矿提供了重要线索，应该引起充分地注意。此外，新源北部局部地区发现了金的异常，应该结合基础地质的研究，在该区寻找原生金矿，其演化历史及地质条件非常有利于石英脉型和破碎蚀变带型金矿的形成。

（4）伊宁晚古生代中期裂谷

矿化特征

根据现有资料，矿化多集中在该裂谷中轴部位，边缘较少，其中尤以北缘成矿最差。

该裂谷中轴部位位于巩留一新源一线以北，向东可达巩乃斯及其以东地区，主要发育中一晚石炭世和早二叠世裂谷型火山沉积岩系及华力西晚期偏碱性花岗岩岩株。比较著名的巩乃斯富铜富铁成矿带就分布在这一地区，迄今为止，已经发现诸如胜利（查干诺尔）铁铜矿床、式可布台铁矿、铁木里克铁矿和依哈拉尕依铁矿等矿床，以及100多个铜、铁、铅、锌等矿点和矿化点。矿化均与火山活动及华力西晚期花岗质岩浆侵入活动有关，矿化类型包括火山热液、火山沉积变质、岩浆热液、岩浆接触交代（包括矽卡岩型）等。

裂谷南部主要发育早石炭世早期裂谷型火山沉积岩系和早石炭中一晚期海相沉积岩系及众多的华力西期岩浆岩（其中可能有许多岩体与南侧洋壳板片向北消减有关），叠加于南部加里东褶皱带之上。矿化包括与早石炭世初期火山活动有关的铁、铜、铅矿点和小型矿床以及镍、铬、钴、铅、锌、铜和金等的一系列异常，与早石炭世中晚期海相沉积作用有关的沉积锰矿（昭苏中型锰矿）等。与火山活动有关的矿化的矿质来源于裂谷型火山活动，后期的中酸性岩浆侵入及构造变动（主要为挤压造山）对其起到了改造和再富集的作用；沉积锰矿的锰则主要来源于南侧的加里东褶皱带。裂谷北缘仅发现零星的多金属矿点和一些异常，最近报导发现了原生金矿，给重新认识该区的成矿作用提供了重要资料。

找矿方向

很显然，该裂谷的中轴部位是一条重要的铁铜成矿带，其中的矿点发育情况表明，也很可能是一条多金属成矿带，结合现有矿化资料，寻找铁矿和铜矿的同时，注意寻找铅锌多金属矿床，是今后找矿工作的重要方向。北缘金矿的发现和早已发现的金矿化，考虑到该区的地质条件，寻找原生金矿是不容忽视的。南缘下石炭统火山岩中铬、钴、镍等矿点和异常的存在，揭示岩浆很可能是幔源的。那么，尽管迄今未见报导，但是该区是否存在幔源基性超基性侵入杂岩，不仅是一个基础地质问题，也将对该区矿产勘察工作具有重大的影响。考虑到世界各地裂谷均发育赋存大型金属矿床的基性超基性杂岩体，所以，在该裂谷范围内，尤其是中轴部位，寻找含矿的深成岩，将会大大促进该区的矿产普查及勘探开发工作。同时也有可能回答为什么矿点众多而成型矿床稀少这一重大问题。研究该区华力西期花岗质岩体的含矿性及对成矿作用的影响，是该区矿产勘查工作另一个重要方面，

目前已有与华力西晚期偏碱性花岗岩侵入有关的斑岩型铜矿化的报导，并认为可能形成一斑岩铜矿带（李耀增等，1987）。若果真如此，将会补充完善对该区成矿作用的认识，促进找矿工作的开展，同时也从另一侧面说明既然存在裂谷型含矿酸性岩体，那么就有可能也存在裂谷型的基性超基性杂岩体，而这类岩体往往都含有铜、镍及贵金属矿床。

总之，伊宁晚古生代裂谷是新疆北部重要成矿区之一。就现有资料而言，其含矿性尚有待进一步系统地研究，该区很可能不仅富含铁铜，而且也蕴藏着多金属、金和贵金属。

（5）东天山中晚元古代陆坡沉积区

矿化特征

该区成矿作用及矿化成因类型可以分为沉积变质型、岩浆型和接触交代型等，矿种以铁为主，铜及多金属次之，稀有金属则少见。

沉积变质型矿化有铁锰两种，发育在星星峡群，卡瓦布拉克群及寒武系底部，多为矿点和矿化点，具有工业意义的小型矿床可能包括愚山铁矿和尖山铁矿二矿，以及尖山中型铁矿，矿石多以磁铁矿和赤铁矿为主。

华力西期中酸性侵入体外接触带铁铜以及伴生的铅、锌是这一陆坡区的主要矿化类型，形成了天湖铁矿、库姆塔格一号和二号铁矿，阿拉塔格铁矿（中型）等中小型铁矿和一系列铁矿体以及呈脉状或填充裂隙热液型铜、铅、锌矿点和矿化点。

岩浆型矿化已知仅有与华力西期（可能为中期）的基性侵入杂岩有关的钒钛磁铁矿和钛磁铁矿，其中成型的矿床仅有尾亚和1161高地两处钒钛磁铁矿矿床。

找矿方向

就现有研究资料及成矿地质条件而言，该区铁矿的远景不乐观，也就是说，难以再寻找到大中型矿床。但是，该区是否存在成型铜矿、多金属矿，则值得注意，为此，对现有铜铅锌矿点成因的研究则是一个重要前提。众多的华力西期花岗岩，无论是岛弧型还是碰撞造山型，都有可能赋存有钨锡矿化，尤其是一些偏碱性酸性岩体。在东段星星峡一带含稀有金属的伟晶岩广泛存在，能否构成成型矿床，亦有必要做进一步研究。

3．南天山早—中古生代活动大陆边缘板段

（1）哈尔克山早古生代海沟板片

矿化特征

该构造单元内已发现的矿化主要与基性超基性杂岩和中酸性侵入岩有关。

与箐布拉克基性超基性杂岩带有关的矿化有铜、镍、铂等。该杂岩属富铁质岩体，包括闪长岩、辉长岩、橄榄辉长岩、橄榄辉石岩、辉石橄榄岩等岩石类型。其中工业矿体位于橄榄辉石岩和橄榄辉长岩内（箐布拉克铜镍矿床）。该带西段恰干萨依铂矿点，除铂外尚伴有金、铜和镍，矿化发育在阳起石化辉长岩、蚀变浅色辉长岩和蚀变角闪辉长岩等之内。但是，尚未发现大中型矿床。矿化时代被认为是泥盆纪。

与华力西中晚期花岗质岩体有关的矿化已发现接触交代型铜矿点以及与岩体本身有关的钨锡异常。

迄今为止，未见该带中赋存与早古生代海沟演化有关的矿产报导。上述矿化均为晚古生代期间的产物。对此，尚有待研究。

找矿方向

继续寻找与箐布拉克基性超基性岩带有关的铜、镍及贵金属矿床是一个重要方向。该

岩带杂岩组合表明不是洋壳残片，而是类似裂谷型杂岩，后者往往含有大中型铜、镍、钴、铂等岩浆矿床。因此，从地质特征及岩石学特征看，在该带找到此类大型矿床还是大有希望的。寻找接触交代型铜矿和岩浆型钨、锡矿也是值得注意的，应结合已有矿点和异常进行。此外，该带蓝片岩很可能由洋壳板片俯冲而成，若如此，应该存在毗邻的火山弧建造，其最可能的发育位置即为伊犁地块南缘。所以在该海沟板片北侧注意寻找火山弧型矿床亦不容忽视。

（2）哈尔克山早古生代增生楔

由于自然条件恶劣，研究程度较低，该构造单元内已知的矿化稀少，仅发现一些铁、铜、钼、金和多金属等的矿（化）点，以及铬、铜、镍、铅和锌等的异常。

因此，该区矿产勘查工作应以基础地质研究为先导。苏联邻区发育金及锡矿产，对该区将会有所启示。从大地构造角度来看，该区不管是夹持一些老块，还是完全由早古生代陆缘增生体杂岩构成，对金、铜等成矿都是有利的。随着地质调查的深入，将会证明这块“处女地”蕴藏着丰富的矿产资源并加以开发。

（3）哈尔克山-库米什-卡瓦布拉克早古生代晚期洋壳板片

矿化特征

已知矿产多集中在梧桐沟至巴伦台南一带，包括梧桐沟沉积变质型铁矿（中型）、硫磺山岩浆型铅矿（小型）、铜花山岩浆型钴及多金属矿（中型）和沉积变质型铁矿（小型），亦各尔大坂铁铜多金属远景区、铜花山-榆树沟铁铜及多金属远景区、库米什钨及稀有金属远景区、曲惠沟钨矿远景区、克尔古提多金属远景区以及艾木太乌拉铁及多金属远景区等。东段卡瓦布拉克一带仅有碱泉小型铬矿及一些矿点，西段只见一些矿（化）点，尚未发现成型矿床。

矿化成因类型可以分为与蛇绿岩有关的矿床，如碱泉铬矿和铜花山钴矿等；与酸性岩浆岩有关的矿床，包括硫磺山斑岩型黄铁矿型铅矿等以及众多的接触交代型矿化；与洋底沉积作用有关的矿化，属于这类的有沉积变质型的梧桐沟铁矿及其他铁锰矿化。该带中的铜、钨及多金属矿化的大部分都属于上述第二种成因类型。

找矿方向

上述各矿床分布地带和远景区无疑是今后找矿工作的重点地带，尤其是在铜花山至巴伦台南之间的地区，寻找铜及多金属矿床和钨矿是极有希望的。此外，在梧桐沟铁矿区及其以东地区，继续寻找沉积变质型铁矿和铬矿的同时，应注意多金属及铜矿。哈尔克山南坡研究程度较低，但其地质构造条件与库米什一带类似，很可能赋存丰富的金属矿产资源，应该引起足够的重视，但是我们认为这一地带的矿产勘查应以基础地质调查为先导，才有可能取得事半功倍的效果。

在硫磺山已发现重熔型石英斑岩中含有热液型金矿，巴伦台南的蛇绿岩中黄铁矿化普遍，构造条件亦有利于金的富集成矿。因此，在这一洋壳板片中寻找原生金矿的前景也是非常可观的。

（4）霍拉山-额尔宾山晚古生代早期洋壳板片

矿化特征

在这一构造单元内已发现的矿产有沉积变质型铁矿（帕尔岗大型铁矿）、热液型（包括火山热液和岩浆热液及接触交代）铁铜及多金属矿化（主要有柳树沟和野云沟铜矿远景

区、铜矿山铜远景区以及其它地区的铁铜及多金属矿点等），海相沉积型铁锰矿化（见于托什罕河流域等地）以及沉积型铜矿等（托什罕河南岸含铜砂岩）。

帕尔岗大型沉积铁矿分布在泥盆系（?）之中，矿层中一般夹磁铁绿泥石板岩和绿泥石薄层，伴生锰、钼、铜、钴、镍和铅等元素，铁矿品位稳定。柳树沟铜矿化集中在中泥盆统火山沉积岩系中，属火山热液型，呈细脉浸染状分布在岩石内，是一条极有远景的铜成矿带。野云沟铜矿化则呈脉状产出在元古代地层中，成因可能与华力西期中一酸性侵入岩有关，向西可追索到科克铁克地区，构成华力西期成矿带。托什罕河流域的铁锰矿化属火山沉积型，分布在枕状熔岩出露区，与其类似的矿化尚见于库车河上游库勒一带，呈铁锰结核产出。托什罕河南岸泥盆系中的砂岩型铜矿化是北疆一种独特的铜矿化类型，含铜砂岩位于泥质粉砂岩、泥质砂岩及暗红色凝灰质砂砾岩建造中，呈层状或透镜状，可能形成于塔里木古板块北缘（见下文）。

找矿方向

柳树沟、野云沟等地是形成铜矿的有利地段，岩浆热液、火山热液及沉积等类型铜矿化的存在，为在该区寻找铜矿提供了重要线索。矿化及地质背景表明该区很可能为一条重要的铜矿带。同时，注意与铜伴生的金和银，以及寻找石英脉型金矿，尤其是在蛇绿岩出露区，也是该区矿产勘查的重要方向之一。

（三）塔里木板块-塔里木北缘陆壳板段

1．喀拉铁热克晚古生代陆坡沉积区

矿化特征

该区已知矿化以沉积型铅、锌为主，此外尚见有沉积型铜和铁矿化，以及与华力西晚期碱性花岗岩有关的钨异常。

科什布拉克铅锌矿是该区唯一成型的铅锌矿床，矿体赋存在上泥盆统互层状的硅化块状石灰岩和片理化钙质粉砂岩岩系中，呈细脉浸染状。此外，上石炭统下部砂质页岩层的石英砂岩中含有铅锌矿点，灰绿色硅质岩中含有铜矿点，安山岩岩枕之间赋存有块状赤铁矿。

找矿方向

上石炭统中的沉积型铁铜矿化，因为矿化类型及矿化岩石所限，难以构成工业矿床。但是，沉积型铅锌矿化所赋存的母岩分布广泛，层控性好，加之该区当时古构造环境相对稳定而均一，因此，寻找这类矿床的前景相当可观，矿产普查应以含矿岩系沿走向追索为重点。华力西晚期碱性花岗岩体在区内仅有一个岩株，钨矿化虽不容忽视，但是因岩体较小且数量有限，所以该区寻找钨矿的前景比较有限。

2．柯坪震旦纪-古生代陆棚沉积区

矿化特征

这一陆棚区的矿化以沉积型为主，包括铅、锌和铜等，此外仅见一处岩浆型钛磁铁矿矿化。

含矿层位主要为寒武纪—奥陶纪白云岩，已发现的坎岭铅锌矿和丘苏克塔克铅矿均产在这套地层中，后期构造及岩浆热液影响所形成的矿点也多位于这一层位内。矿化特征表明，铅锌及铜等矿化在沉积形成以后，华力西晚期的岩浆活动和构造变动对其有重要影响和改造。沉积型铜矿化多位于泥盆系碎屑岩系中的灰绿色砂岩及其透镜体内。产在二叠系

与华力西晚期花岗正长岩接触带中的铜矿点及铜锌矿点则可能是改造沉积型矿化的产物，因而一般规模很小。与这期酸性岩浆活动有关的矿化除上述热液交代充填型铜、铅、锌矿化外，尚有钨、锡及稀土矿化。另外在乌什以南地区，基底风化壳及寒武系底部已发现有沉积型赤铁矿的存在。

皮羌钛磁铁矿小型矿床赋存在华力西晚期基性岩株内，属岩浆型矿床。该岩株由辉长岩、斜长岩、斑状辉长岩、黑云母辉长岩和斑状斜长岩等构成，矿体位于中粗粒斜长岩及辉长岩内。

找矿方向

鉴于该区岩浆活动不发育，矿（化）点多属沉积型，所以矿产勘查工作重点是寻找沉积型铅锌矿和铜矿，尤其注意寒武纪—奥陶纪白云岩及泥盆纪地层中灰绿色砂岩。在元古界顶部的古风化壳和寒武系底部寻找沉积型铁矿也是不应忽视的。

3．库鲁克塔格地体和阿克苏地体

（1）库鲁克塔格地体

该地体内已发现的矿化主要有裂隙充填型和沉积变质型铁矿点、脉状及裂隙充填型铜矿点和铅锌矿点以及砂金矿点等，但均不构成工业矿床。不过其中的金及铅锌似乎值得注意。

（2）阿克苏地体

该地体由前震旦纪绿片岩及蓝片岩构成，原岩相当于大洋拉斑玄武岩和远洋复理石，被认为代表着前寒武纪板块俯冲作用的存在，迄今尚未在其中发现任何金属矿化。但是，如果前寒武纪存在与显生宙类似的板块构造，那么可以探索该地体是否还有其他岩石类型及其含矿性，对此，现在看来仅有理论意义。

4．北山晚古生代中晚期裂陷槽

矿化特征

该裂陷槽范围内的矿化比较复杂，可以分为前期矿化和裂陷槽阶段的矿化。

前期矿化主要为寒武系底部古风化壳上的沉积型锰钴矿床（塔水小型钴锰矿床）以及类似的一系列铁锰矿点、寒武系内部含铁钙质砂岩和石英岩中的沉积型褐铁矿点和沉积变质型小型矿床（M1033铁矿）以及产于红柳河蛇绿岩中辉长岩及蛇纹石化橄榄岩内的钒钛磁铁矿化等。这两类矿化，原分别属于东天山中—晚元古代陆坡沉积区和卡瓦布拉克早古生代晚期洋壳板片。

裂陷槽阶段的矿化，包括铁矿和金矿。铁矿按成因类型可以分为早石炭世碎屑岩内的沉积变质型（雀儿山小型铁矿）、华力西中期中基性杂岩内的岩浆型（二道沟矿点）、华力西中期闪长岩与中石炭统碳酸盐岩接触带内矽卡岩型（淤泥河南1278高点小型硼镁铁矿—磁铁矿矿床和菊花山铁矿点等）和热液型（包括白玉山一带的华力西中期闪长岩外接触带的一些矿点和早二叠世火山热液型的磁海 M1545 大型铁矿等）。金矿化集中在金窝子一带，已发现许多矿点，包括石英脉型、破碎蚀变岩型等，推测可能有层控型（李耀增等，1987）。

此外，尚发现零星的铜矿点呈石英脉型分布于石炭系顶部安山岩夹凝灰岩之内，可能属火山热液型。在菊花山、笔架山、淤泥河南和磁海等地石炭系—二叠系及华力西中—晚期中酸性侵入岩分布区，发育一系列铜、铅、锌、铬、镍、钴、钒、钼和锡等异常。

找矿方向

自西部红石山，向东经菊花山和笔架山，至磁海一带，构成一个铁矿成矿远景区，除已发现的磁海等矿床外，很有希望找到新的铁矿床。近年原生金矿的发现，揭示出该区是新疆北部一个重要的金矿区，值得引起充分的注意。

另外，一系列多金属及铬、镍、钴、钼等的异常，预示着该裂陷槽很可能赋存这些矿种的成型矿床。作为裂陷槽、北疆的喀拉通克和黄山等地，都发现了岩浆型铜镍矿床，但北山地区尚未发现此类含矿岩体。上述异常是否说明该区赋存着隐伏的此类岩体，尚有待研究。尤其是二道沟（白玉山南）等地出露许多华力西中期的中基性深成杂岩，这些岩体是否相当于黄山和喀拉通克含矿杂岩的边缘相，很值得进一步研究。因为据资料记载，黄山含矿基性超基性杂岩最初也曾被误作为闪长岩或石英闪长岩。

除了上述各类型的矿化外，新疆北部，尤其是天山地区，还发育有许多赋存在侏罗系内部的沉积型铁矿化，有的已构成工业矿床。随着天山铁矿的勘查和开采，此类铁矿是不容忽视的。

三、新疆北部金属矿产成矿作用的基本特征

由上文可以看出，新疆北部矿化分布比较广泛，成因类型比较齐全，无论是矿产分布与找矿方向，还是成矿作用与地壳及岩石圈发展演化之间的关系，都有一定规律可循。下面我们仅以几种主要金属矿产（包括铁、锰、铬、铜、镍、铅、锌、金、锡、钨、钒、钛和稀有金属等）为例，从板块构造理论角度，对该区的成矿规律加以探讨。

（一）几种主要金属矿产的成因类型及其时空分布特征

1．铁和锰

铁是新疆北部分布最广、成因类型最多的矿种之一。据已知地质矿产资料，该区铁矿成因类型可以分为火山（包括火山热液）型、沉积（包括沉积变质）型和岩浆热液交代型等三种。该区锰矿化显示出与铁矿化有一定的成因联系，包括火山热液和沉积两种成因类型。

（1）火山及火山热液型

这种成因类型的铁矿化最为普遍，在新疆北部已知的各种规模的55个铁矿床中，此类铁矿就有31个，并且集中分布在额尔齐斯晚古生代早期拉张陆缘岩浆带，雅满苏晚古生代中期拉张陆缘岩浆带，伊宁晚古生代中期裂谷和北山晚古生代中晚期裂陷槽。

在额尔齐斯晚古生代早期拉张陆缘岩浆带内，已发现的铁矿化（包括大型铁矿1个、小型铁矿4个以及若干铁矿点）多分布在该带中偏北部呈北西向雁列状的楔形槽内，主要与早—中泥盆世的偏碱性双模式火山岩有关。例如，其中的蒙库大型铁矿位于阿勒泰东一条北西向展布的楔形槽内，直接围岩为角斑岩或角斑质晶屑凝灰岩。在紧邻东部另一楔形槽——富蕴一带，发育有伴生铜矿的哈拉通沟铁铜矿床。考虑到该区还发育有其它类型的铜矿，我们认为这种成分差异可能反映了张裂程度，剥蚀深度及矿源层（或者说地壳及岩石圈成分不均一性）等沿该带不同地段的变化。

雅满苏晚古生代中期拉张陆缘岩浆带，不仅是火山型铁矿集中分布区，也是新疆的一条极为重要的铁矿带。在该带中，已发现中小型铁矿二十余个。如前所述，成矿主要是早

石炭世中晚期富碱质的火山活动的产物。与额尔齐斯带类似，有些矿床亦伴生有铜，尤其是在东段，如沙泉子小型铜矿。据报导，该带东段铁矿具有垂直分带现象，上部为铁矿，中部为铁铜，下部可能有铅锌（李耀增等 1987），若果真如此，则该带还很可能 成为一条多金属成矿带。

北山晚古生代中晚期裂陷槽内的火山型铁矿化包括与早二叠世基性次火山岩有关的磁海大型铁矿和许多矿点、矿化点，构成一条颇具远景的铁矿带。其成矿背景，显然亦是地壳及岩石圈的拉张裂陷。

另外，伊宁晚古生代中期裂谷及南天山，也赋存一些与火山活动有关的中小型铁矿和矿点。其中除了有的伴生有铜外，还有一些矿床伴生有锰，尤其是火山沉积型的矿床，如莫托萨拉中型铁锰和开孜维小型铁锰矿等；有的则构成火山型锰矿，如黑英山一带的卡尔古尔中型锰矿即为其中一例。

在东西准噶尔，已发现有 8 个小型火山型铁矿床，成矿时代分别为中奥陶世（西准噶尔布尔克斯台）、晚志留世（西准噶尔沙尔布提山的沙拉普）、早泥 盆 世（东 准噶 尔琼河坝）、中泥盆世（西准噶尔巴尔雷克的阿克塔什-托斯台和珠草几）和早石炭世（西准噶尔巴尔雷克地区的蒙古河、东准噶尔老爷庙至淖毛湖一带的黑园山和老爷庙）等，矿床赋存在火山弧或弧后盆地火山沉积岩系内。

总之，此类铁矿形成时的构造背景基本有两种，即陆缘或陆内拉张带和陆缘火山岛弧，且以前者为主。

（2）沉积及沉积变质型

新疆北部此类铁锰矿床相对较少，多形成于比较稳定的构造背景，或为稳定陆缘区，或为裂谷边缘，或为大洋板块内部。

形成稳定陆缘区的铁矿化包括东天山中晚元古代陆坡沉积区的天湖铁 矿 和塔 水 钴锰矿，塔里木古板块北缘的帕尔岗铁矿以及寒武系底部的许多沉积的铁矿点。形成于裂谷边缘背景的矿化仅有伊宁裂谷南缘的昭苏锰矿。而形成于大洋板块内部的沉积型铁锰矿化分布广泛，呈铁锰结核或扁豆体，现多与蛇绿岩伴生，分布在板块边缘的古俯冲带或碰撞带内，其中以南天山黑英山以北、库勒地区和北天山后峡以东地区最为发育，但是均未能构成具有工业规模的矿床，仅为一些矿点。这类铁锰矿化的时代比较分散，从中—晚元古代到晚古生代均有矿化形成。其中比较发育的时期，似乎可以归纳为中—晚元古代、早寒武世、泥盆纪和早石炭世。也就是说，其前提是发育上述比较稳定的构造背景。因此，只要是发育上述三类构造背景的时期，都有沉积型铁锰矿化形成，但是能否构成工业矿床，则还要受其它因素的制约。

（3）岩浆热液交代型

这类铁矿化，以通常所说的矽卡岩型为主，为华力西期（主要是中—晚期）花岗质岩浆活动的产物。而这一时期岩浆活动又和新疆北部板块之间的相互作用密切相关（见本书花岗岩类一章）。因此，所形成的矿床和矿点，多集中在天山各构造单元（尤其是科古琴山-米什沟岛弧海沟板片、哈尔克山-库米什-卡瓦布拉克早古生代晚期洋 壳板片 和伊宁晚古生代中期裂谷等）和阿尔泰南部。成型矿床多分布在天山，包括查干诺尔铁铜矿床等10余个中小型矿床；而阿尔泰山南部仅有萨拉和布小型铜铁矿床，矿化以伴生有铜为特征。就铁而言，此类矿床虽然比较富，但规模小，不能构成为北疆铁矿的主体部分。

2．铬

与国内外许多地区一样，新疆北部的铬矿也属岩浆型，矿体赋存在蛇绿岩中的阿尔卑斯型超镁铁岩内，尤其是与蛇纹石化斜方橄榄岩和纯橄榄岩构成的杂岩关系密切，未见布什维尔德型铬矿。已知矿化多集中在准噶尔地区，并且以西准噶尔萨尔托海和唐巴勒地区矿化最好。已发现的仅有六个矿床中的三个都分布在这一地区，其中包括萨尔托海大中型铬矿。东准噶尔卡拉麦里洋壳板片是铬矿另一成矿有利地带，已发现两个小型矿床和若干个矿点，而天山卡瓦布拉克洋壳板片中仅有碱泉一处小型矿床，其它蛇绿岩带则未见成型矿床，矿点亦不多。成矿时代以泥盆纪早—中期为主，其次为奥陶纪早—中期和志留纪。

众所周知，蛇绿岩型铬矿形成于洋盆扩张中心，随着洋底扩张，洋壳消减以及洋盆闭合陆块碰撞，才最后与其母岩一起，构造定位于造山带中。因此，这类矿床的成因就显得与板块构造关系特别密切。新疆北部蛇绿岩带众多，但铬矿床稀少，其原因可能主要是该区构造变形特别强烈，蛇绿岩均被强烈肢解，以致铬矿赋存的杂岩被破坏的缘故。近年我们发现该区板块演化普遍存在残余海盆阶段，这也许会给寻找隐伏铬矿带来新的希望。

3．铜镍与其共生的多金属

铜镍矿床是新疆北部蕴藏较多的矿产之一，其成因类型以岩浆型为主（铬仅有此种类型）。其中的铜尚有火山型（多与铁共生）、斑岩型、岩浆热液交代型和沉积型。

（1）岩浆型

岩浆型铜镍矿床主要分布在喀拉通克、黄山和箐布拉克等地拉张裂陷背景下形成的基性杂岩（亚蛇绿岩型）内。其中喀拉通克和黄山是已查明的最为重要的两个成矿带，它们的矿化类型、金属矿物共生组合、矿化时代及构造背景等都非常相似。硫化铜镍矿床均产在石炭纪（可能延至早二叠世）形成的杂岩的偏基性部分，除铜镍外，尚伴生有金、银和铂族元素。与喀拉通克不同的是，黄山矿带更富含镍，除铜镍矿床外，还发现一个大型镍矿（黄山）和一个中型镍矿（黄山北）。

箐布拉克含矿岩体位于哈尔克山早古生代海沟板片中，被认为是泥盆纪的产物。其岩石组合及含矿性均可与黄山和喀拉通克进行对比，但遗憾的是在该岩带中，仅发现小型铜镍矿床一处，其原因尚待查明。

此外，我们在1987年野外工作时，首次在卡拉麦里洋壳板片的清水以北，基性超基性堆晶杂岩内发现了铜镍矿点，其中铜经305项目办公室送样光谱分析品位达0.7%，镍的硫化物在手标本中亦可见到。据岩石矿物组合，鉴于该杂岩是卡拉麦里蛇绿岩的一部分，我们推测还应伴生有金、铂等贵金属。与其它地区的一个重要区别是清水北含矿杂岩是蛇绿岩的一部分，尽管矿化比较类似，但是演化历史却彼此明显不同。

总之，新疆北部上述几个地区的铜镍矿化均形成于岩石圈裂陷早期，普遍伴有金和铂等贵金属。也就是说，矿化与岩石圈的拉张裂陷幔源物质上涌有着密切的依存关系。认识到这一点，不仅有助于了解此类矿化的成因，也将有助于在类似构造背景中寻找相同矿产的勘查工作。

（2）斑岩型

斑岩型铜矿化是北疆另一类与岩浆活动有关的主要铜成矿类型。矿化主要与华力西期中酸性浅成岩有关，有的以铜为主，如三岔口和索尔库都克等斑岩型铜矿；有的则伴有钼、甚至以钼为主，赤湖钼铜矿床即为一典型实例。其形成时所处的构造背景有两种类

型，一种为拉张环境，如东准噶尔北部的索尔库都克和卡拉先格尔等地的斑岩型矿化，可能与喀拉通克裂陷槽有联系，或者也可能是弧后盆地演化晚期滞后产物，虽然对此有待研究，但似乎不属典型岛弧环境；再如赤湖和三岔口等地的斑岩型铜钼矿化分布恰在黄山裂陷槽边缘，其成因显然与该裂陷槽演化有密切联系。北疆斑岩型铜钼矿化的另一种构造背景即为挤压的岛弧环境，以博罗霍洛地区的一些小型钼铜矿床为代表其重要性明显弱于前者。

对于斑岩型铜钼矿床的构造背景，人们往往认为限于岛弧和陆缘弧，其实不尽如此，不仅新疆北部某些斑岩型铜钼矿床的形成与火山弧无必然联系，而且国外早已有此类报导。例如奥斯陆地堑（裂谷）中发育与细晶黑云母花岗岩和石英长石斑岩侵入有关的大型斑岩钼矿（Geyti, 1979）。Sillitoe(1980)甚至强调指出，世界上含钼0.15—0.6%的大型斑岩钼矿都位于裂谷中。再者如在北美Keweenawan裂谷中，已发现了四个浸染状铜钼斑岩型矿床，其矿化型式、储量大、品位低、浸染状构造、热液蚀变以及与强烈蚀变的长英质斑岩共生等方面，都与美洲西部科迪勒拉山脉的斑岩型铜钼矿床相似(Norman,1978)。由此可见，尽管火山弧是斑岩型矿床的重要产地，但不是唯一的构造背景。认识到这一点，不仅有利于矿产勘查，也无疑会澄清某些关于斑岩型矿床成因方面混乱。同时也说明，构造背景的研究对矿产勘查工作的部署是很有必要的。

（3）岩浆热液交代型

此类铜矿化往往伴有铁、钼，有时还有铅、锌，系华力西期中酸性岩体侵入与围岩接触交代的产物，岩浆成因与岛弧或其它背景下的挤压作用有关。已知矿床多分布在博罗霍洛山（科古琴山-米什沟早古生代中期岛弧海沟板片），此外在阿尔泰地区亦发现两个小型矿床。

（4）火山型

火山型铜矿化已知主要分布在额尔齐斯晚古生代早期拉张陆缘岩浆带、雅满苏晚古生代中期拉张陆缘岩浆带，伊宁晚古生代中期裂谷，和博格达晚古生代中期裂陷槽等构造单元内。其中有些为火山型铁矿的伴生物，如哈拉通沟和沙泉子等小型铜矿床，前文已经介绍。还有一些则为单一铜矿（如伊宁裂谷的克兹布拉克小型矿床、博格达裂陷槽的庙儿沟、达坂城铜沟以及克里库尔等小型铜矿），或为铜锌及多金属矿（如博格达裂陷槽内西地铜锌矿以及额尔齐斯拉张陆缘岩浆带的一些中小型矿床等）。所有上述这些与火山活动有关的铜矿化均与泥盆纪和石炭纪拉张背景下的中基性火山或次火山岩浆活动有关。中天山可可乃克小型铜矿位于科古琴山-米什沟岛弧海沟板片中，可能系岛弧型火山活动的产物，与上述裂谷型矿化的成矿构造背景明显不同。

（5）沉积型

沉积型铜矿化仅见一些矿（化）点，分布在塔里木北缘陆壳板段。矿化位于泥盆纪碎屑岩系的砂岩内，后期的陆内岩浆活动及浅成表生热液曾使其发生富集和迁移，但未构成工业矿床。

4．铅锌及多金属矿床

铅锌矿床尚未能构成新疆北部如铁铜和镍那样重要及储量较大的矿产资源，但极具找矿远景。已知矿化可以分为火山及火山热液型、斑岩型、岩浆热液交代型和沉积型。其中火山及火山热液型和沉积型更有可能形成一些大型矿床。

（1）火山及火山热液型

除了上文提到的雅满苏晚古生代中期拉张陆缘岩浆带中可能存在的与铁铜伴生的铅锌矿床外，近年又陆续发现一些成矿有利地段，包括额尔齐斯晚古生代早期拉张陆缘岩浆带的西段哈巴河北及蒙库一带（阿勒泰市东南）发现了与早—中泥盆世火山活动有关的铅锌矿床，科古琴山—米什沟早古生代中期岛弧海沟板片及伊宁晚古生代中期裂谷发现了多处与火山活动有关的铅锌及多金属矿床和矿（化）点。这些矿床和矿（化）点多呈脉状产出，显示出火山热液在成矿过程中起着重要的作用。

（2）沉积型

沉积型铅锌矿化主要集中在塔里木北缘陆壳板段的柯坪陆棚沉积区和喀拉铁热克陆坡沉积区，后者仅有小型矿床一处，分布在晚泥盆世沉积岩系中；而在柯坪陆棚区，则已发现坎岭等两处中型矿床，均赋存在早古生代碳酸盐岩中。这给我们一点启示，即该区古生代碳酸盐岩的沉积环境似乎与美国密西西比地区类似，非常值得进一步研究，因为在密西西比地区，赋存有世界上最大的层控铅锌矿床。

此外，新疆北部沉积型铅锌矿化还见于博罗地体的博尔塔拉河，东天山中—晚元古代陆坡沉积区和库鲁克塔格地体的元古代变质沉积岩系中，已在这些地区分别发现了一些小型铅锌矿床。

（3）斑岩型

斑岩型铅矿化仅见于库米什早古生代晚期洋壳板片的硫磺山，构成一小型铅矿床，矿化发育在石英斑岩内。最近吴文奎等●认为该区为晚泥盆世形成的构造混杂体，含矿石英斑岩和奥陶纪灰岩(O_{2-3})均为其中的岩块。因此，含矿岩体的形成及矿化时代尚不清楚。

（4）岩浆热液交代型

属于此类的铅锌及多金属矿化仅为一些矿（化）点，未见工业矿床，并且集中分布在科古琴山-库米什岛弧海沟板片和伊宁裂谷轴部。

5．金

已发现的金矿化多集中在达拉布特-卡拉麦里晚古生代早期海沟和阿尔泰陆壳板段，最近报导在伊宁盆地北缘发现大型原生金矿。此外其它构造单元仅有零星的矿点和砂金产地。

矿化多呈含金石英脉产出，根据地质构造背景、金的来源和矿化成因类型，可以把新疆北部金矿分成蛇绿岩型、火山岩型和蚀变破碎带型。

（1）蛇绿岩型

蛇绿岩型金矿主要分布在达拉布特-卡拉麦里蛇绿岩带内，又可进一步分为蚀变超镁铁岩型、基性火山岩型和基性超基性杂岩型。蚀变超镁铁岩型以西准噶尔萨尔托海金矿为典型代表，矿体产在滑石菱镁岩内。基性火山岩型金矿主要发育在西准噶尔托里地区，已知有大型和中型金矿各一个（齐依求(1)号大型金矿和阔个沙也中型金矿）、小型金矿两个，矿体多呈含金石英脉产于基性熔岩内。基性超基性杂岩型金矿均为伴生矿化，主要见于东准噶尔卡拉麦里清水北含铜、镍的堆晶杂岩内，此外，被称为亚蛇绿岩型的喀拉通克和黄山含铜、镍杂岩亦有此类矿化。

● 吴文奎等，1989，南天山依格尔达坂多金属矿带地质-物探-化探综合研究及找矿靶区优选报告。

东准噶尔清水及南明水等地的金矿虽然分别赋存在弧前沉积物和残余海盆沉积物内，但其中的金亦可能来源于该区的蛇绿岩。

（2）火山岩型

这类金矿化的含矿火山岩包括形成于碰撞后同造山陆相火山岩和拉张背景下形成的边缘火山岩带及裂（谷）陷槽中的火山岩。前者以将军庙地体的巴塔玛依内山组火山岩中的金矿为代表，后者则见于额尔齐斯晚古生代早期拉张陆缘岩浆带，此外尚有可能包括阿尔泰红山咀一带泥盆纪至早石炭世断陷盆地火山岩和北山裂陷槽内火山岩中的金矿化。所有这些与火山岩有关的金矿，含矿岩石均强烈蚀变，成矿可能主要与火山热液有关。

（3）破碎蚀变岩型

属于此类型的金矿已在额尔齐斯带中发现，代表性矿床为富蕴县城附近的沙尔布拉克金矿等。矿化及成矿热液主要起因于晚古生代晚期强烈挤压构造变动，尤其是沿断裂的挤压破碎作用。此外，达拉布特—卡拉麦里、库米什、达坂城、博罗霍洛以及哈密以南苦水等地，也可能存在此类金矿。

6．锡钨

已知的锡钨矿化均与华力西中晚期花岗质岩浆侵入活动有关。锡矿位于东准噶尔南部，含矿岩体为老鸦泉—黄羊山复合岩基中富碱质的晚期侵入体，矿化主要为云英岩化型。该地锡矿断续构成一条矿带，向西有可能延续到西准噶尔铁厂沟等地。成矿时代为石炭纪中—晚期至早二叠世，属造山期后岩浆活动的产物。

钨矿化主要发育在天山地区，其中以南天山曲慧沟一带的矽卡岩型白钨矿、哈尔里克山琼洛克钨矿和东天山绿洲泉热液交代型钨矿等小型钨矿为代表，成矿为华力西中晚期岩浆侵入的结果。此外，博罗霍洛山西段见有热液成因的克特拉蒙钨钼矿床以及一系列钨异常，阿尔泰陆坡沉积区也可能赋存类似的钨锡矿床。

7．钒钛

钒钛矿化仅以与基性岩体有关的岩浆钒钛磁铁矿形式产出，分别发育在东准噶尔（三塘湖岛弧内的锅底山小型矿床、东天山陆坡沉积区1161高地中型矿床和尾亚大型矿床）和塔里木北缘陆壳板段（普昌中型矿床）。成矿时代分别为华力西中晚期，含矿岩体的侵入可能伴随着地壳引张而发生，例如，与锅底山含矿岩体侵入大致同时，为博格达裂陷槽的发育时期，该含矿岩体就位于该裂陷槽的东北缘。尾亚和1161高地两个矿床都位于雅满苏拉张陆缘岩浆带的南侧，而普昌含矿岩体出露区则发育早二叠世高原玄武岩。从大地构造背景看，这类矿产及其母岩均形成于相对稳定且成熟度较高的地壳区段，地壳引张为其侵位提供了良好的空间条件。

8．稀有金属

稀有金属矿床是新疆主要矿产资源之一，已发现的此类矿床共计16个，其中13个分布在阿尔泰早古生代陆坡沉积区，成矿作用主要与华力西期重熔型花岗岩有关。

另外，天山星星峡以北地区发现两个稀有金属矿床，哈尔克山东部发现一处稀有金属矿床。从大地构造背景看，这两个地区与阿尔泰有一定的相似性，能否成为阿尔泰那样的稀有金属矿产基地，还需要进一步研究。

（二）成矿区及成矿带的划分

我们认为，成矿区及成矿带的划分既要有利于矿产勘查工作，又要考虑成矿的大地构

造背景及成矿作用特征，便于探讨和总结成矿规律。基于这一原则，根据新疆北部大地构造格局的重建和对该区成矿作用研究所取得的一些新认识，我们把新疆北部分成阿尔泰、准噶尔、天山和塔里木四个成矿区，每个成矿区又据矿产分布情况分成若干个成矿带。

1．阿尔泰成矿区

其范围同阿尔泰陆壳板段。金属矿化以稀有金属、铁、铜、金、铅锌等为主。成矿作用是华力西期构造岩浆活化或叠加的产物。这一成矿区可以分成如下两个成矿带。

（1）阿勒泰-可可托海稀有金属成矿带

该矿带已发现稀有金属矿床13个，其中大型矿床3个，中型和小型矿床各有5个。成矿作用与华力西期花岗伟晶岩关系密切，系已有陆壳在古生代晚期挤压堆叠背景下重熔的产物。

（2）哈巴河-富蕴铁铜多金属及金成矿带

该带位于额尔齐斯晚古生代早期拉张陆缘岩浆带的北部，由一系列呈北西向展布的楔形槽雁列构成。其中的矿产资源有铁、铜、铅、锌和金等，已经发现的矿床以铁矿居多，但是铜锌铅和金亦是颇有远景的潜在重要矿产资源。该矿带的矿质均来自早—中泥盆世的裂谷型火山活动。但成矿作用略有差异，表现为铁、铜、锌等矿床是早—中泥盆世火山活动的直接产物，而金矿则是经过华力西晚期强烈构造变动富集后才形成的。

此外，属于阿尔泰成矿区的红山咀至诺尔特一带（靠近中蒙国界地区）的泥盆纪至早石炭世上叠断陷盆地中可能蕴藏有丰富的金及多金属矿产资源，限于资料不够，暂不划为一条成矿带。

2．准噶尔成矿区

其范围与地理上的东、西准噶尔大致相同，以达拉布特-卡拉麦里缝合带为中心，包括了西伯利亚古板块和哈萨克斯坦古板块的各一部分。我们划分的准噶尔晚古生代早期活动大陆边缘板段和北天山古生代活动大陆边缘板段的一部分（塔城地体、西南准噶尔晚古生代增生楔、唐巴勒-玛依勒早古生代洋壳板片和将军庙地体等）属于这一成矿区。矿产资源以铬、金、铜、镍和锡为主，铁相对次之，成矿作用主要与板块分离闭合及板内构造调整有关。与天山成矿区相比，岛弧型矿产（铜及多金属等）和拉张火山岩型铁矿不发育。根据成矿特征和矿产分布情形，我们又将其分成三个成矿带。

（1）达拉布特-卡拉麦里铬、金、铜、镍成矿带

构成此带的矿产均与蛇绿岩有关，包括铬、金和铜镍等。该带前身是分隔西伯利亚古板块和哈萨克斯坦古板块的洋盆及其活动的洋壳消减边缘。其中的铬矿包括唐巴勒、萨雷诺海、萨尔托海、鲸鱼、清水和塔克扎勒等矿床，是新疆铬的最主要的产地，几乎包括了北疆已发现的所有铬矿。铜镍仅见于清水以北堆晶杂岩内，为我们新发现的矿点，目前正在普查之中。金矿则分布最广，但主要集中在萨尔托海和托里等地。因此，该带中的铬矿和铜镍矿的成矿时代与相应的蛇绿岩形成时代大致相同；而金矿则略晚，成矿作用可能持续到石炭纪晚期。

（2）黄羊山-铁厂沟锡成矿带

成型锡矿仅见于东准噶尔南部老鸦泉至黄羊山一带华力西中—晚期造山期后偏碱性花岗岩内，为岩浆演化晚期气成热液矿床。由于含矿岩体形成于板内阶段，所以在某些地段切割和叠加在上述成矿带之上。从大地构造背景分析，可见此类锡矿不仅在东准噶尔南部

构成北西西向矿带，并可能断续延伸到西准噶尔铁厂沟一带。

（3）喀拉通克铜镍成矿带

该矿带位于东准噶尔北缘，赋存在晚古生代中期裂陷槽内，矿化包括位于该裂陷槽中轴部位的喀拉通克铜镍矿床和位于该裂陷槽东南侧的卡拉先格尔及索尔库都克斑岩型铜矿。成矿作用伴随石炭纪地壳裂陷而发生。

此外，准噶尔成矿区尚有一些零散的铁、铬、金、铜等的小型矿床和矿（化）点，上文已经阐述，此处从略。但有一点需要提及，即扎河坝-阿尔曼太-北塔山构造带和西准噶尔赛木斯台山一带，似乎非常值得进一步研究，有可能成为两条重要的多金属成矿带。

3．天山成矿区

天山成矿区包括了除被划入准噶尔成矿区以外的新疆境内属于哈萨克斯坦古板块的其它部分和塔里木古板块的北山晚古生代中晚期裂陷槽。矿化以富含铁、铜、镍、铂、钨及多金属为特征。就目前资料，缺乏与蛇绿岩有关的铬矿、金矿及与花岗岩有关的锡矿和稀有金属矿产，因而与准噶尔和阿尔泰两个成矿区有一定差别。其成矿背景为强烈活动的板间地区，岩浆活动强烈，所以也明显区别于塔里木成矿区。从板块构造角度看，天山成矿区由数条板块分合形成的褶皱带及夹持在其间的微地块构成，各带成矿特征亦略有不同。据此，我们把该成矿区进一步分为如下七个成矿带。

（1）达坂城-七角井铜铁成矿带

展布范围大致与博格达晚古生代中期裂陷槽相同，矿化以铜矿为主，其次为铁，此外尚伴生有锌和金。在该成矿带中，已经发现小型铜矿4个，铁矿2个。成矿均与石炭纪中期中基性岩浆喷发和浅成侵入活动有关。而这些岩浆活动则发生在该区地壳裂陷背景之下。

（2）博罗霍洛-可可乃克多金属成矿带

这个成矿带的范围与科古琴山—米什沟早古生代中期岛弧海沟板片基本相同，西起中苏边境，东达可可乃克以东地区，包括铜矿床3个，铅锌多金属矿床9个，铁矿床5个；此外还有许多矿（化）点和化探异常区。成矿期可以分为中奥陶世至中志留世和泥盆世至早石炭世，岛弧型火山活动和花岗质岩浆侵入是影响成矿作用的主要因素，局部可能还赋存与华力西晚期花岗岩有关成矿作用。

（3）赤湖-黄山铜镍钼及贵金属成矿带

属于此矿带的矿床有黄山一带的铜镍、镍及伴生的贵金属矿床、赤湖斑岩型钼铜矿和三岔口铜矿床。这些矿床具有相同的成矿大地构造背景，均是黄山裂陷槽发育阶段的产物。

（4）阿奇山-雅满苏铁矿带

位于中天山北缘，由与石炭纪拉张背景的火山活动有关的一系列铁矿构成，囊括了新疆已发现的大部分铁矿。矿床多为中小型，未见大型。同时，还可能伴生有铜铅锌等。

（5）尖山-天湖铁矿带

展布在东天山中晚元古代陆坡沉积区内，铁矿床主要为沉积变质成因。铁质沉积可能发生在中—晚元古代，而变质成矿则是华力西阶段。由于华力西阶段岩浆活动，局部有钒钛磁铁矿形成。

（6）梧桐沟-帕尔岗铁矿带

位于中天山南缘，矿床成因类型与尖山-天湖亚带大致相同，但铁质沉积可能发生在古生代中期的塔里木古板块北缘，变质程度亦相对较低。

（7）伊宁-巩乃斯铁铜及多金属成矿带

该矿带位于伊宁裂谷中轴部位，已发现的矿化多为矿点，成型矿床不多，仅有查干洁尔铜铁矿床、克兹布拉克铜矿、铁木里克和式可布台铁矿等，成矿时代为石炭纪中晚期，系裂谷型火山活动的产物。大地构造背景以及发育众多的各类矿（化）点，表明该矿带不仅富铜富铁，而且铅锌及多金属亦颇具远景。

（8）黑英山-库米什铁铜钨及多金属成矿带

此成矿带包括了哈尔克山-库米什早古生代晚期洋壳板片和霍拉山晚古生代早期洋壳板片。根据矿化分布及成矿特征，又可进一步分为如下四个亚带。

硫磺山-铜花山-榆树沟铁铜钴及多金属成矿亚带，这一矿带主要由早古生代晚期洋壳板片残块构成，矿化与蛇绿岩或导致该带形成的板块俯冲增生作用有关。矿点众多，已经发现一些中小型矿床，如铜花山钴及多金属矿床，硫磺山铅矿等。

曲慧沟钨成矿亚带位于上述成矿亚带以北，矿化以钨为主，成型矿床为曲慧沟白钨矿，成矿作用与华力西期花岗岩有关。

柳树沟铜成矿亚带位于开都河南岸，由数十个铜矿点构成，矿化主要与泥盆纪岛弧型火山岩有关。

野云沟-科克铁克铜矿亚带位于霍拉山南坡，为一华力西期成矿带。其中除了铜颇具远景外，金亦很有希望。

（9）北山铁金成矿带

如前文所述，北山裂陷槽内的成矿作用比较复杂。现有资料表明，构成工业矿床的成矿作用发生在古生代晚期，以火山型铁矿为主，此外尚有金矿。著名的磁海铁矿就赋存在该带中的早二叠世基性次火山岩内，磁异常表明可能还存在一些隐伏的铁矿。金窝子一带金矿化普遍，是天山成矿区已知颇具前景的金成矿区段之一。

4．塔里木成矿区

这一成矿区仅包括塔里木北缘陆壳板段的西段，亦即塔里木盆地西北缘的柯坪陆棚和喀拉铁热克陆坡。成矿作用以沉积型为主，矿种包括铅、锌、铜、铁等，其中尤以铅锌更为重要。在该区，目前仅可划分出柯坪铅锌成矿带，是新疆乃至我国一个非常重要的沉积层控型铅锌成矿远景区。

（三）主要金属矿产的成矿作用与板块构造的关系

由上文所述不难看出，新疆北部几种主要金属矿产的成矿作用与该区岩石圈板块之间的相互作用的关系非常密切，这主要表现在在板块构造演化的不同阶段和不同构造部位发育差别较大的成矿作用。限于资料和研究程度，这里仅对该区成矿的大地构造背景和成矿时代加以阐述，旨在探讨成矿作用与岩石圈板块构造演化之间的内在联系，而暂不涉及矿质来源和矿化机理。

1．成矿的大地构造背景

根据地球动力学特征和岩石圈板块构造的运动学，新疆北部金属矿产的成矿大地构造背景可以划分为拉张、挤压和构造相对稳定等三种类型，在不同构造背景之间，成矿作用存在着比较明显的差别。

（1）拉张大地构造背景及有关矿化

新疆北部古生代，拉张大地构造背景包括板块离散边界和板内或板缘有限拉张区。属

于板块离散边界的板块背景区仅为已经消失的古洋扩张脊，而板缘或板内有限拉张区则包括拉张陆缘岩浆带、裂谷、裂陷槽和上叠断陷盆地。

古洋扩张脊虽然都已消失，但是形成于这种构造背景的岩石组合以及与之有关的铬、铜、金等金属矿产却被零散地保存在准噶尔成矿区和天山成矿区的一些板块缝合带和古俯冲带内，其中又以唐巴勒、达拉布特、卡拉麦里、库米什和卡瓦布拉克带的碱泉等地矿化保存为好。矿化主要与幔源岩浆活动有关，板块背离运动，导致上涌地幔部分熔融是有关矿化的根本原因。

已识别出的拉张陆缘岩浆带有额尔齐斯和阿奇山-雅满苏两条带，前者位于弧后盆地靠陆块一侧，后者则可能与黄山裂陷槽有成因联系。它们的矿化特征基本相同，均与拉张型火山活动有关，以铁为主，伴有铜、铅、锌等多金属。北疆已经探明的铁矿资源大部分集中在这两条带内，现有资料表明，它们亦是多金属矿的有利远景区。

伊宁裂谷是已发现的北疆唯一的裂谷带，位于伊犁小板块内部。这一裂谷发育时间短（$C—P_1$），规模有限，未能成为板块之间的分界。其中与裂谷火山活动有关的铁铜及多金属矿化、裂谷南缘的沉积型锰矿等矿化较好。据我们研究，其中可能还蕴藏着丰富的铜、钼、钴、铂以及多金属等矿产资源。

喀拉通克、博格达、黄山和北山等裂陷槽都发育在晚古生代中晚期，很可能为古亚洲洋最后闭合诱发拉张的具体表现。这些裂陷槽中矿产丰富，既有与基性超基性杂岩有关的铜镍及贵金属，与中酸性侵入体有关的铜镍矿床，还有与基性火山岩次火山岩有关的铜、金、锌等矿产。新疆北部铜镍钼等矿产的大部分都赋存在这些裂陷槽内。

北疆已知的古生代上叠断陷盆地仅发育在红山咀至诺尔特一带，其中充填有泥盆纪和早石炭世的火山沉积建造，有关的矿化为多金属。

综观新疆北部已发现的金属矿产资源，铬、镍无例外地都形成于拉张背景，大部分铜、钼亦是岩石圈板块拉张的产物，此外还有不容忽视的拉张背景下形成的铁金及多金属矿产。拉张背景的成矿作用构成了哈巴河-富蕴、喀拉通克、达坂城-七角井、黄山、阿奇山-雅满苏、伊宁-巩乃斯和北山等成矿带，以及因构造变动改造而分布板块缝合带中的铬、镍、铜、钴等矿产。

（2）挤压大地构造背景及有关矿化

新疆北部挤压大地构造背景成矿区有两种类型，一种为板块聚敛边界的岛弧和板块碰撞缝合带；另一种为板内挤压推覆带。

岛弧主要发育在中天山和准噶尔北部。中天山岛弧是天山洋盆（古亚洲洋南部）洋壳板片向哈萨克斯坦板块（伊犁中天山小板块）之下俯冲消减的产物，矿化以铜及多金属为主，主要与华力西期花岗质岩浆活动和奥陶纪至早石炭世岛弧型火山活动有关，是新疆北部铜及多金属的重要成矿区。准噶尔北部发育的和布克-三塘湖岛弧主要由泥盆纪火山沉积建造构成，深成岩浆侵入活动不发育，因此，矿化较差，已知仅有少量铁铜。

达拉布特—卡拉麦里一带和中天山南缘的库布什—卡瓦布拉克以及额尔宾山—霍拉山一带发育新疆北部两条极为重要的岩石圈板块碰撞缝合带。这些地区赋存有铬、铜、镍、钴、铁等与蛇绿岩有关的矿产和与碰撞后岩浆活动有关的锡、钨矿产等。严格说来，板块缝合带中的成矿作用仅发育在板块碰合以后的继续挤压阶段，包括上述锡、钨矿化和破碎蚀变岩型及石英脉型金矿化。而与蛇绿岩有关的矿产实际上形成于洋脊，构造作用使其在

这里最后定位，且往往遭受强烈的肢解改造。

挤压推覆带主要发育在板块内部构造薄弱部位，在新疆北部，多是古俯冲带、碰撞带和前陆逆冲推覆带的持续或继承性活动。强烈地挤压推覆，一方面有利于破碎蚀变岩型和石英脉型金矿的形成，另一方面也会因构造堆叠导致地壳深部重熔形成一些稀有金属矿产。

与拉张构造背景成矿作用相比，挤压大地构造背景的矿化缺少与基性超基性岩有关的铬、铜、镍等，而以与岛弧型岩浆活动有关的多金属矿化，挤压背景的金矿化和碰撞后与花岗岩有关的锡矿化及稀有金属矿化等为特征。

（3）构造相对稳定区及有关矿化

被动大陆边缘、裂谷边缘和板内或地块内部等构造变动微弱，岩浆活动相对不发育。新疆北部的塔里木板块北缘、伊宁裂谷南缘、已经消失的洋盆内部和准噶尔及天山造山带内的一些小地块内等具有这种构造特征。在这些地区，成矿以外生沉积作用为主。矿化包括沉积层控型铅、锌、铁、铜、锰等。在塔里木板块北部被动陆缘，矿化以铅锌为主，铁、铜、锰等次之；伊宁裂谷南缘发育具一定规模的沉积锰矿；洋底矿化主要为铁锰结核的形成，目前残存在各板块之间的缝合带内。从矿化规模看，被动陆缘的铅锌和裂谷边缘的锰颇具前景，应该引起充分地注意。

另外，在相对稳定的板块边缘，有含钒钛磁铁矿的基性岩体侵入，有的还构成较大的工业矿床，如东天山尾亚一带，东准噶尔南部锅底山以及塔里木板块西北部。在板块缝合带靠近活动陆缘一侧发育与碰撞后偏碱性花岗岩有关的锡矿。如东准噶尔南部老鸦泉—黄羊山一带。虽然二者有一定区别，但它们形成前后无剧烈构造变动，似乎可以认为形成于比较稳定的构造背景。

2．成矿时代

从本章第二部分各构造单元矿化特征和表 8-1，可知新疆北部金属矿产的成矿作用基本上都发生在古生代期间，且多集中在晚古生代。正如本书大地构造演化一章所述，新疆北部岩石圈板块构造始于泛塔里木地块（或称新疆古克拉通）在古生代初期的解体。古生代期间，新疆北部大部分地区经历了二次扩张，于晚古生代中晚期最后焊合成一体，由此造就了该区大地构造的基本特征，同时也导致了大量内生和外生金属矿产的形成。

早古生代期间，新疆北部各地块为洋盆所隔，矿化仅有洋脊的铬、铜、镍、钴等，中天山博罗科努玉米什沟一带的岛弧型多金属矿化和塔里木北缘的沉积型铅锌矿化，其规模及重要性远远低于晚古生代。

泥盆纪早—中期是北疆洋盆扩张的一个重要时期，与此相关，形成了今天颇具规模的铬矿。泥盆纪中期开始至早石炭世末，北疆各洋盆相继关闭，在此期间，与蛇绿岩有关的矿产定位于板块缝合带中，同时继续有岛弧型矿产形成。中石炭世开始，北疆普遍遭受地壳引张作用，其机理可能属板块碰撞所诱发，在由此形成的裂谷和裂陷槽中，发育极为重要的铜、镍、钼、铁、金、锌等的成矿作用。石炭纪末至二叠纪，北疆各陆块相继焊合成为一体，与此相关的岩浆活动和构造变动导致了锡和金及稀有金属等矿产的形成。此后，除了外生铁矿和砂金外，基本上不发育其它金属成矿作用。

因此，我们可以得出如下结论，新疆北部主要金属矿产资源是该区岩石圈板块之间相互作用的产物；该区板块之间相互作用最强烈的时期，也就是成矿作用最发育的时期。也就是说，该区的板块构造控制了该区成矿作用的发生和发展。所以，详细系统地研究该区

的板块构造，必将有助于正确认识该区成矿作用的基本特征，有益于矿产勘查工作的部署。

四、试谈板块构造理论对新疆北部矿产勘查工作的指导作用

（一）板块构造理论可以为矿产勘查工作提供重要的战略性的指导

正如本章开头所述，板块构造理论对矿产勘查工作的指导作用已经日益引起人们的重视。尤其是国家305项目所属的许多课题，都从不同角度不同程度地总结了新疆北部板块构造与成矿作用的关系，并探讨了一些板块构造单元的成矿特征。本文前面已经粗略地介绍了该区各个板块构造单元内的成矿特点及找矿方向，着重从大地构造背景和成矿作用与板块构造的关系角度，对新疆北部成矿区和成矿带的划分作了初步尝试。但是，勿庸讳言，板块构造理论对矿产勘查工作的指导作用，至少是就目前研究程度而言，仅是战略性的。也就是说，我们只能回答某一地区可能蕴藏有什么矿产，以及不会蕴藏有哪些矿产以及如何去寻找这些未被发现的资源。我们认为，既使是战略上的指导，也会减少许多不必要的工作，避免了盲目性，增加了准确性，有利于达到事半功倍的效果。所以，在查清新疆北部板块构造特征的同时，提出成矿预测，指出成矿远景区，显然有助于该区矿产勘查工作的部署。

（二）金属成矿远景区的初步预测

根据在相同地质构造背景发育类似地质作用和成矿作用的论点，我们认为新疆北部存在下述金属成矿远景区。

（1）阿尔泰成矿区

① 诺尔特-红山咀金及多金属远景区；

② 库木-阿勒泰-可可托海稀有金属远景区，尤其是阿勒泰以西，有可能赋存一些隐伏矿床；

③ 哈巴河-富蕴铜金多金属远景区。

（2）准噶尔成矿区

① 索尔库都克-卡拉先格尔铜矿远景区；

② 喀拉通克铜镍及贵重金属远景区；

③ 乌伦古河流域中游铜铅锌金远景区；

④ 赛米斯台-三塘湖铜及多金属远景区；

⑤ 黄羊山-铁厂沟锡矿远景区；

⑥ 达拉布特-卡拉麦里铬铜镍金远景区；

⑦ 金山沟金矿远景区。

（3）天山成矿区

① 达坂城-七角井铜锌金远景区；

② 哈尔里克铜钨远景区；

③ 博罗霍洛-可可乃克多金属远景区；

④ 伊宁-巩乃斯铁铜多金属及铬镍钴铂远景区；

⑤ 黄山-赤湖铜镍钼及贵金属远景区；

⑥ 柳树沟铜及多金属远景区；

⑦ 野云沟-黑英山铜金多金属远景区；

⑧ 箐布拉克铜镍铂远景区；

⑨ 哈尔克山多金属远景区；

⑩ 北山铁金铜镍远景区。

（4）塔里木成矿区

① 柯坪铅锌远景区；

② 库鲁克塔格铜铅锌远景区。

（三）新疆北部找矿方向的几点建议

尽管我们已经论述了北疆各大地构造单元内的找矿方向，但是基于对成矿作用与岩石圈板块构造演化关系的分析，我们认为，新疆北部矿产勘查工作除了继续就矿（已经发现的矿床、矿点、矿化点）找矿和根据化探异常找矿以外，如下几个方面似乎应该引起足够的重视。

1．寻找拉张背景下形成的铜镍及贵金属矿产

众所周知，北疆已发现的铜镍矿床主要赋存在喀拉通克和黄山裂陷槽内。北山裂陷槽和黄山裂陷槽有很多类似之处。现有资料表明（表8-1），北山除了赋存丰富的次火山岩型铁矿和金矿外，还发育许多中基性杂岩，类似的大地构造背景使我们有理由把它们与黄山含矿杂岩的边缘相联系起来，据文献记载，黄山含矿杂岩最初也曾被误认为中基性杂岩。对此，进一步工作很有必要，很可能在铜、镍、钼及伴生的贵金属矿产等方面取得重要突破。此外，伊宁裂谷很可能是另一个重要的潜在矿产基地。如前文所述，根据大地构造研究、该裂谷很可能发育隐伏的含矿基性超基性杂岩。

2．寻找隐伏矿产

除了上述张性构造背景可能存在的未被发现的矿产外，注意寻找如下几种隐伏矿产，从板块构造与成矿关系角度看，是完全有可能的。

据我们研究，新疆北部岩石圈板块构造演化普遍存在残余海盆阶段。堆积在这类海盆中的沉积物不仅掩盖了板块缝合带的许多地质特征，也覆盖了赋存在缝合带中的各类矿产资源。因此，在新疆北部各条板块缝合带的残余海盆沉积物之下，结合物探工作，寻找隐伏的与蛇绿岩有关的铬、铜等矿产，应该引起足够的重视。

阿尔泰稀有金属矿产主要集中在阿勒泰市以东的可可托海一带。但是，该市东西大地构造特征没有根本区别，花岗岩的多少和变质程度的差异很可能仅是剥蚀深度不同的缘故。所以，在阿勒泰市以西寻找隐伏的稀有的金属矿产可望取得成功。

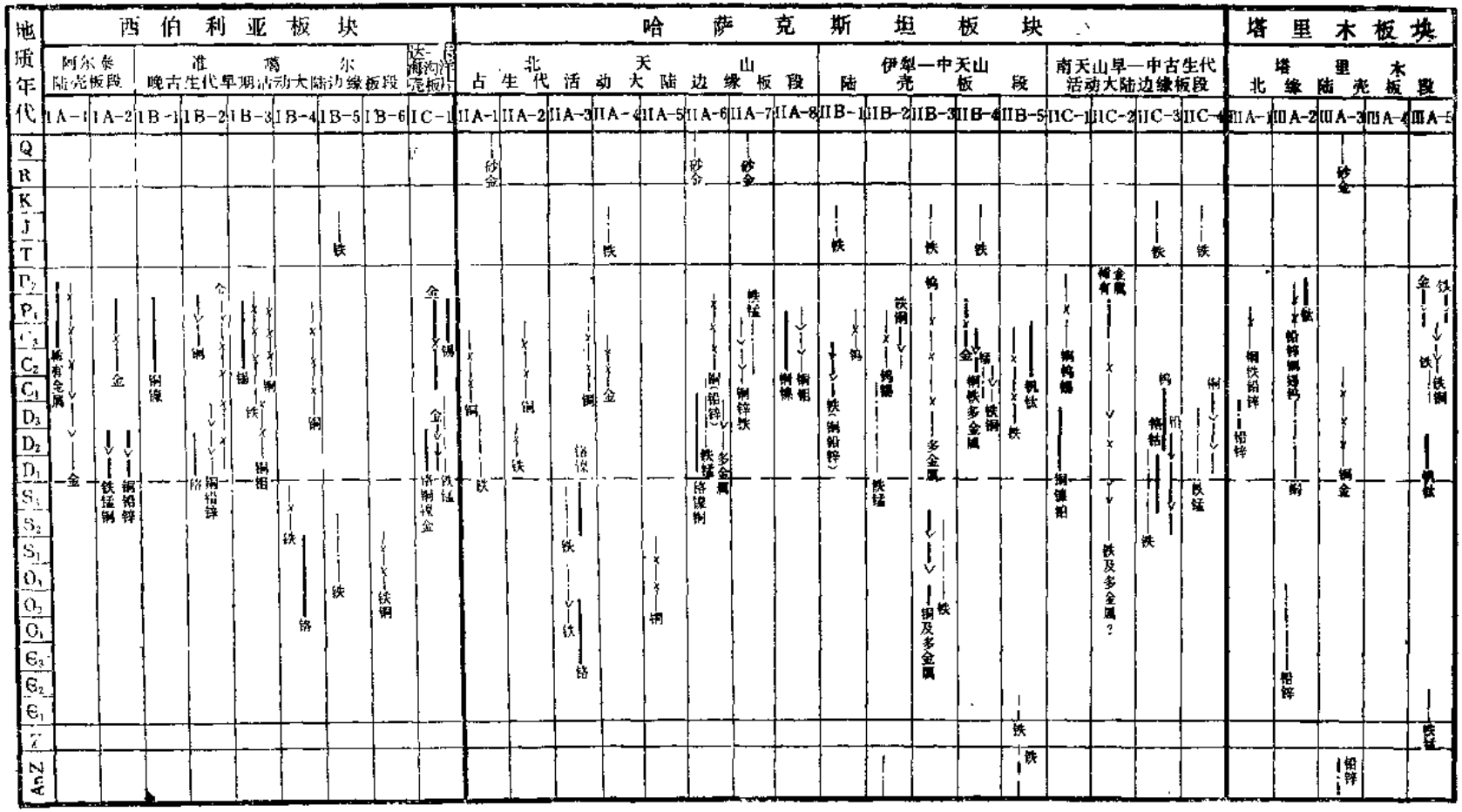
另外，新疆北部许多矿区第四系覆盖都比较严重，富含铜镍的喀拉通克和黄山两条裂陷槽尤为明显。根据大地构造的一般规律，作为一条裂陷槽，沿走向延伸都应该具有一定规模，从轴部向两侧地质特征也应该有规律地变化。因此，结合物探工作，沿裂陷槽走向寻找与含矿岩体类似的隐伏含矿岩体，沿中轴向两侧追寻探讨是否有与红海东部相似的侧向变化特征，对全面认识这些裂陷槽及其含矿性将大有裨益。

3．寻找层控铅锌矿床

塔里木板块西北缘，已发现铅、锌、铜、铁等沉积层控矿床和矿化，根据地质构造特征，其中铅锌的前景非常可观，加强矿产勘查研究，有可能发现密西西比型层控铅锌矿床。

表 8-1 新疆北部成矿特征及矿产分布简表

Table 8-1 Deneralized table of metallogenic characteristics and mineral deposits distribution of North Xinjiang


地质年代
西伯利亚板块
阿尔泰陆壳板段
准噶尔晚古生代早期活动大陆边缘板段
达拉布特海沟(洋壳板)
哈萨克斯坦板块
北天山占生代活动大陆边缘板段
伊犁—中天山陆壳板段
南天山早—中古生代活动大陆边缘板段
塔里木板块
塔里木北缘陆壳板段
IA-1 IA-2 IB-1 IB-2 IB-3 IB-4 IB-5 IB-6 IC-1
IIA-1 IIA-2 IIA-3 IIA-4 IIA-5 IIA-6 IIA-7 IIA-8 IIB-1 IIB-2 IIB-3 IIB-4 IIB-5 IIC-1 IIC-2 IIC-3 IIC-4
IIIA-1 IIIA-2 IIIA-3 IIIA-4 IIIA-5
Q R K J T P2 P1 C3 C2 C1 D3 D2 D1 S3 S2 S1 O3 O2 O1 €3 €2 €1 Z AnZ
含有金属
铜线
铁锰钢
铜铅锌
铜铁
铜铅
铁锰
铜铁铅锌
铜铁铅锌钨
铜铁铅锌钨锡
铜铁铅锌钨锡钼
铜铁铅锌钨锡钼铋
铜铁铅锌钨锡钼铋金
铜铁铅锌钨锡钼铋金银
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶𬭸
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶𬭸𬭩
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶𬭸𬭩𬬻
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪铝镁钙钾钠磷硫氟氯氢氧碳氮氦氖氩氪氙氡钫镭锕钍镤铀镎钚镅锔锫锎锿镄钔锘铹𬬭𬭳𬭛𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽𬭤𬭳𬭶𬭸𬭩𬬻𬭊𬭽
铜铁铅锌钨锡钼铋金银铂钯铑铱锇钌铼铍钽铌铟镓铊铪铷铯铀钍锂铍硼铁锰铬钒钛钪

4．加强一些地区的基础地质研究和综合找矿工作

新疆北部，诸如哈尔克山等高山区，自然条件恶劣，地质研究程度较低，基本上是有待勘查开发的“处女地”。在这类地区的矿产勘查工作，应该以基础地质研究为先导。

另外还有一些地区夹持在重要成矿带之间，虽然已经发现一些矿（化）点，但未见成型矿床。例如东准噶尔，其北部额尔齐斯、索尔库都克和卡拉先格尔等地，蕴藏有丰富的铜、铁、镍、金、铅、锌等矿产，其南部卡拉麦里一带，是金、铜、镍、铬、锡等的重要成矿带。位于其间的广大地区，尤其是扎河坝—北塔山一带，虽然地质构造条件有利于铜、铬、锡、金及多金属等矿产的形成，但已经发现的矿化却很稀少。这一带真的没矿吗？答案恐怕是否定的。对于该区矿产勘查工作来说，为了寻找尚未被发现的矿床，结合基础地质构造的研究综合找矿，可能是一个可行方案。

5．加强理论找矿

迄今已经总结出许多成矿理论模式和相应找矿准则，尝试运用于北疆矿产勘查工作，可望会提高效率和准确性，避免盲目性和不必要的浪费。

6．与邻区类比找矿

新疆北部毗邻地区，尤其是苏联天山、巴尔喀什、塔尔巴哈台、斋桑和阿尔泰，以及蒙古阿尔泰等地，都蕴藏有丰富的矿产资源，其中有些矿种在我国境内迄今未见成型矿床。因此，进一步开展与这些毗邻地区的对比研究无疑是非常必要的。

总之，由以上所述不难看出，新疆北部矿产资源非常丰富，矿产勘查工作的潜力很大。如果基于该区成矿作用与岩石圈板块构造演化之间关系的新认识，结合运用现代成矿理论和找矿准则，采用新技术新方法，新疆北部矿产资源开发工作必将进入一个新阶段。可以预见，在不远的将来，新疆北部将建设成为我国金属矿产的重要基地之一。

最后需要指出，以上对新疆北部成矿作用与大地构造关系的认识以及对该区矿产勘查工作的设想和建议，是我们运用板块构造理论探讨该区成矿作用的初步尝试，其中某些论点必将经过实践的检验而加以完善和修正。尽管许多方面的认识尚觉初浅，但我们希望能有益于这方面的深入研究和该区矿产勘查工作。

结　语

本课题后期总结阶段，主要由地矿部地质研究所和西安地质矿产研究所承担。四年多来，在305项目办公室关注、直接指导下，课题组全体同志辛勤工作下，保证了工作顺利进行，完成了任务，除编制了1:150万新疆北部大地构造图及说明书（北疆大地构造基本特征，未公开出版）外，取得的主要成果，可概括为以下几方面新认识和新发现：

1．通过对本区构造历史、沉积建造和蛇绿岩的分析、研究认为：本区显生宙岩石圈板块构造演化历程中，主要是岩石圈的“有限拉张”形成的“有限洋盆”与规模不等的地块相间的构造格局，不存在广阔深邃的大洋。显生宙以来新疆北部的地壳演化阶段大体可概括为：古克拉通稳定区的分裂阶段-拉张初期初始洋盆阶段-拉张期洋盆阶段-聚合期残余海盆阶段-碰撞期造山阶段-大陆山链发展阶段。

2．在历年野外工作基础上，对北疆蛇绿岩岩石学、矿物学及地球化学特征，作了较详细对比研究；进一步完善了西准噶尔唐巴勒、东准噶尔卡拉麦里及北天山巴音沟蛇绿岩组合、序列，对其时限提出了新的古生物依据及同位素测年数据；在上述资料基础上，结合邻区蛇绿岩的研究，对大陆造山带蛇绿岩进行了构造成因分类。

3．对北疆部分花岗岩——东西准噶尔和东天山部分地段花岗岩的发生时期，提出了同位素测年和地质上的依据，在综合研究基础上，对北疆花岗岩类岩石学特征及其构造意义作了概述。

4．通过对准噶尔盆地南缘及塔里木盆地北缘石炭纪—第三纪碎屑岩岩石学、矿物学及沉积相分析研究，对天山造山期（碰撞期）、碰撞期后构造运动进行了论述，认为碰撞期后陆内造山运动总的特点是：盆地下伏地壳减薄作用（地幔源底辟上升），造成盆地脉动式沉降，挟持于盆地间的山脉脉动式逆冲抬升。

通过对地球物理、地质以及同位素地质的综合分析，对准噶尔盆地、吐鲁番—哈密盆地以及塔里木盆地基底性质、类型进行了讨论。

5．系统地论述了新疆北部高压变质带的基本特征及构造意义。尤其是对阿克苏高压变质带的高压变质矿物特点及构造变形期次进行了研究和划分；变质年龄提出了初步同位素测年数据；从南天山北坡蓝片岩获得了比较精确可靠的同位素年龄资料，为重建天山岩石圈板块构造提供了重要依据。

6．在综合分析现有有关资料基础上，从板块构造观点出发，对本区某些金属矿床的时、空分布特点，成矿与板块构造关系以及成矿地质构造背景作了阐述，提出了成矿远景区。认为本区重要的喀拉通克及黄山一带铜镍矿床，含矿岩体乃发生在稳定陆壳边缘与陆缘岩浆活动带大体并列的，具一定引张作用的裂隙槽内，其岩石组合或与之有密切伴生关系、邻区的基性、超基性岩组合，我们划属“亚（类）蛇绿岩类型”。但该类矿床还可发生在其它构造环境，因含矿岩体的形成，重要因素还取决于地壳厚度、减薄作用、扩张速率。这些因素不仅控制含矿岩体时、空分布，同时也控制了含矿熔浆分凝、分异及矿浆的聚集。

7．最后值得提到的是，我们在东准噶尔卡拉麦里蛇绿岩剖面测制中，在其西段清水15

号岩体西北侧一带的基性、超基性岩杂岩体中(原定为辉长岩),发现了较好的铜、镍矿化,拣块分析铜已超过可采品位,据后来分析还有金、铂,已由 305 项办组织评价中。

近几年从板块构造观点,对新疆北部大地构造演化有不少较详细论著,但由于该区地质构造复杂,一些地带如西天山等相对研究程度较低,以及对邻区地质构造联系对比研究不够等,特别是一些基础地质问题,有待深入认识、进一步开展研究(特别是专题性研究);就我们近年工作中感觉到尚有不少问题,有待今后进一步工作,主要有:

1. 南天山,特别是西段构造单元划分和属性问题。具体说,哈尔克山南部构造位置归属、晚加里东期和早华力西期南天山洋盆的性质、演化特点以及本区蛇绿岩(?)性质、时代及其东段卡瓦布拉克一带超基性岩的属性等均需进一步确定。

2. 南天山哈尔克山北缘高压变质带确切时限及其构造意义,是否代表存在两期构造事件?

3. 本区大地构造演化及其有关的岩浆活动、变质作用、蛇绿岩时代、类型以及成矿作用等虽已作了详细地论述,但与邻区哈萨克斯坦、蒙古戈壁阿尔泰等异同、相互关系,尚需进一步进行详细对比研究。

4. 新疆是新构造运动和变形构造发育地区之一,今后尚待加强这方面工作。

当我们对北疆大地构造进行了初步总结之后,无论从何观点、学派,深感尚有一些重大基础地质问题有待深化解决。其目的不仅在于揭示这一典型的大陆盆地-造山带形成、演化的真实面目,而且对提供成矿地质背景、矿产资源规划、减轻自然灾害等都有着重大意义,同时我们也感到承担这项科研课题的重要意义,借此机会对国家 305 项目办公室的关注和提供资助表示谢意,对 4 年来兄弟课题、单位、个人及在繁忙中抽空评审本课题报告的专家们,表示衷心谢忱。

本书系统地反映了上述成果,是集体劳动的结晶,各章写作分工如下:第一章,冯益民、肖序常、汤耀庆,第二章,朱宝清、肖序常,第三章,李锦轶、肖序常,第四章,汤耀庆,第五章,赵民,第六章,冯益民,第七章,肖序常、李锦轶、汤耀庆,第八章,李锦轶。全书最后由肖序常和汤耀庆进行了统编和修改定稿。

参 考 文 献

丁道衡，1931，天山逆掩断层之研究。北京大学地质学会会刊，第5期。

中国科学院登山科学考察队，1985，天山托木尔峰地区的地质与古生物。新疆人民出版社。

王印廷，1985，天山褶皱带花岗岩类岩石的成因类型及构造环境的初步探讨。新疆地质，第3卷，第2期。

王育标，1988，新疆金矿主要类型、分布规律和找矿方向的初步探讨。新疆地质，第6卷，第4期。

王作勋、邹继易等，1989，中国天山板块构造。河北地质学院学报，12卷，1期。

王作勋、邹继易等，1990，天山多旋回构造演化及成矿。科学出版社。

王荃、刘雪亚等，1991，中国华夏与安加拉古陆间的板块构造。北京大学出版社。

王锋、李双庆，1985，狼山—白云鄂博中、晚元古代裂谷系特征及成矿。大陆裂谷国际讨论会文集。

王崇义、马长远等，1986，黄山基性-超基性岩体成岩机制及其含矿性初步探讨。新疆地质，第4卷、第1期。

王道经，1989，中国新疆北部遥感地质找矿的应用。大地构造与成矿学，第13卷，第2期。

王鸿祯主编，1985，中国古地理图集。地图出版社。

王朝香、李兆伟等，1989，新疆北天山东段花岗岩类地球化学特征。地质学报，第63卷，第3期。

王嘉基、张金声等，1982，达拉布特蛇绿岩带基本地质特征及成因模式讨论。中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊，第4号。

邓万明、Pearce, J. A., 1990，拉萨至格尔木（1985）和拉萨至加德满都（1986）的蛇绿岩。青藏高原地质演化、科学出版社。

邓振球，1987，塔里木盆地东部（罗布泊）区域重磁场特征及对区域地质构造的意义。新疆地质，第5卷，第1期。

左国朝、何国琦等，1987，北山地区白云山—洗肠井一带早古生代蛇绿岩带推覆构造及蛇绿混杂体的发现。中国北方板块构造论文集，第2集。地质出版社。

冯益民，1985，西准噶尔优地槽褶皱带沉积建造特征及其多旋回发展。中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊，第10号。

冯益民，1986，西准噶尔蛇绿岩生成环境及其成因类型。中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊，第13号。

冯益民，1989，新疆北部及其邻区构造格局的变迁史。中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊，第25号。

龙能礼、巴哈特汗，1985，新疆天山中生界。新疆地质，第3卷、第3期。

白文吉、杨经绥，1985，论大陆盆-山构造格局、盆地扩张及其形成机制。长春地质学院学报，4期。

白文吉、任有祥等，1986，新疆洪古勒楞蛇绿岩的岩石学、矿物学和铬铁矿成因研究。中国地质科学院地质研究所所刊，第14号。

白文吉、周美付，1988，新疆洪古勒楞蛇绿岩中铬尖晶石的化学成份变异及其意义。矿物学报，第8卷，第4期。

江远达，1984，关于准噶尔地区基底问题的初步探讨。新疆地质，第2卷，第1期。

刘戍德、邹继易等，1989，中国天山花岗岩类的时空分布及构造意义。新疆地质，第7卷，第2期。

刘兆有、兰庭计，1985，用遥感图象结合地质、物探等资料的解释对新疆基本构造格架的分析。新疆地质，第3卷，第1期。

刘洪福、蒋克渝等，1988，天山中段托克逊县可可乃克地区早志留世地层的发现及其生物群特征。新疆地质，第6卷，第3期。

成守德、王广瑞等，1986，新疆古板块构造。新疆地质，第4卷，第2期。

汤耀庆，1989，运用板块构造理论编制大地构造图的一些原则与方法。中国区域地质，第3期(总第30期)。

朱杰辰、孙文鹏，1986，中天山变质岩系的成岩时代及演化探讨。新疆地质，第4卷，第4期。

朱杰辰、孙文鹏，1987，新疆天山地区震旦系同位素地质研究。新疆地质，第5卷，第1期。

朱英，1989a，南天山—北塔里木的大地构造和深部构造。地质论评，第35卷，第6期。

朱英，1989b，塔里木盆地东缘的若干大地构造问题。地球物理学报，第32卷，第4期。

朱宝清、王来生等，1987，西准噶尔西南地区古生代蛇绿岩。中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊，第17

号。

任纪舜、姜春发等，1980，中国大地构造及其演化。科学出版社。

肖序常，1980，藏南日喀则蛇绿岩有关的大地构造问题。中法喜马拉雅考察成果〈I〉，地质出版社。

肖序常、王方国，1984，中国蛇绿岩概论。中国地质科学院院报，第9号。

肖序常、汤耀庆等，1990a，试论新疆北部大地构造演化。新疆地质科学，第1辑。

肖序常、格雷厄姆等，1990b，中国西部元古代蓝片岩带——世界上保存最好的前寒武纪蓝片岩。新疆地质，第8卷，第1期。

李宇昌，1984，试论新疆中生代聚煤规律。新疆地质，第2卷，第2期。

李金铭、师占义，1985，新疆西准噶尔地区超基性岩中地幔团块的结构与组构。中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊，第11号。

李春昱、王荃等，1981，中国的内生成矿与板块构造。地质学报，第55卷，第3期。

李春昱、王荃等，1982，亚洲大地构造图说明书。地图出版社。

李佩基、李崇龄，1985，中国天山花岗岩类的演化特征。新疆地质，第3卷，第3期。

李锦轶、肖序常等，1988，新疆东准噶尔卡拉麦里地区古生代板块构造研究的新进展。科学通报，第33卷，第10期。

李锦轶、肖序常等，1990，新疆东准噶尔卡拉麦里地区古生代板块构造的基本特征。地质论评，第36卷，第4期。

李曙增、吴乃元等，1987，新疆北部主要内生金属矿产分布规律及控矿地质构造。新疆工学院院报，第8卷，第3期。

师占义、李金铭，1985，新疆西准噶尔蛇绿岩区超基性岩的深熔分异成因模式。中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊，第9号。

吴文奎，1985，新疆天山地质构造及其成矿的若干问题。新疆地质，第3卷，第4期。

吴庆福、盖广华，1986，准噶尔盆地油气资源评价方法及其应用。新疆地质，第4卷，第4期。

吴庆福，1986，准噶尔盆地构造演化及含油气远景。新疆地质，第4卷，第3期。

吴庆福，1987，论准噶尔中间地块的存在及其在哈萨克斯坦板块构造演化中的位置。中国北方板块构造论文集，第二集。地质出版社。

何铭钰，1983，新疆的板块与找铜的初步设想。新疆地质，第1卷，第2期。

祁志明、吴琦等，1985，新疆天山铁矿地质特征及找矿远景。新疆地质，第3卷，第4期。

祁志明、张湘江，1987，主观方法在新疆铁矿资源总量预测中的应用。新疆地质，第5卷，第3期。

杨宗仁，1988，试论准噶尔盆地基底。大地构造与成矿学，第10卷，第3期。

杨树德，1986，新疆内生铜矿成矿规律及找矿方向探讨。新疆地质，第4卷，第2期。

林宝玉、池永一，1988，床板珊瑚。地质出版社。

张弛，1981，新疆蛇绿岩某些地质特征。地质论评，第27卷，第4期。

张弛，1985，天山-兴安岭断褶系区域成矿特征。新疆地质，第3卷，第3期。

张良臣、吴乃元，1985，天山地质构造及演化史。新疆地质，第3卷，第3期。

周汝洪，1987，新疆同位素地质年代学研究的进展。新疆地质，第5卷，第4期。

周美森，1987，喀拉通克铜镍硫化物矿床Y_1号岩体岩相划分及岩石特征。新疆地质，第5卷，第3期。

陈哲夫、王有标，1985a，新疆天山矿产的基本地质特征及分布规律的探讨。新疆地质，第3卷，第2期。

陈哲夫、吴云海，1985b，新疆天山地质构造几个问题的探讨。新疆地质，第3卷，第2期。

邹天人、曹惠志等，1988a，新疆阿尔泰造山花岗岩和非造山花岗岩及其判别标志。地质学报，第62卷，第3期。

邹天人、曹惠志等，1988b，从稀土元素地球化学论阿尔泰花岗岩的成因。中国地质科学院矿床地质研究所所刊，第21号。

胡受奚、郭继春等，1990，加里东造山带在东天山构造格架中的重要地位及其地质特征。新疆地质科学，第1辑。

胡骁，1983，内蒙地轴的蓝片岩及其地质特征。河北地质学院院报，第1号。

胡霭琴、张积斌等，1986，天山东段中天山隆起带前寒武纪变质岩系时代及演化——据 U-Pb 年代学研究。地球化学，第 1 期。

高振家、宋诚顺等，1984，新疆前寒武纪地质。新疆人民出版社。

高振家、王务严等，1985，新疆震旦系。新疆人民出版社。

唐克东、颜竹筠等，1989，辽宁北部“辽河群”问题讨论。中国地质科学院沈阳地质矿产研究所所刊，第 19 号。

郑健，1986，试谈新疆铬铁矿成因类型的划分。新疆地质，第 4 卷，第 2 期。

郑钢力、张永珍，1988，新疆黄山东硫化铜镍矿床特征。新疆地质，第 6 卷，第 4 期。

侯世军、叶良和等，1986，新疆西准噶尔地区古生代蛇绿岩成因模式。中国地质科学院院报，第 14 号。

徐志刚、张永哲，1985，天山地槽褶皱系古生代火山作用及与铁矿作用关系。中国地质科学院矿床地质研究所所刊，第 3 号。

康玉柱，1985，塔里木盆地沙雅隆起高产油气流的发现。新疆地质，第 3 卷，第 1 期。

康玉柱，1988，塔里木地块(台)-盆地构造运动特征。新疆地质，第 6 卷，第 1 期。

陶钧政，1980，对新疆几个斑岩铜钼矿带的初步认识。新疆地矿局地质研究所学术论文集，新疆人民出版社。

黄汲清，1947，新疆油田地质调查报告。经济部中央地质调查所，地质专报，甲种，第 21 号。

贡明渊，1988，新疆哈密三岔口铜钼矿地球化学特征及找矿意义。新疆地质，第 6 卷，第 4 期。

曹子衡，1987，新疆铀矿找矿特征与找矿方向探讨。新疆地质，第 5 卷，第 1 期。

彭守晋、张希晋等，1985，新疆铅锌矿类型、成矿规律及找矿方向。新疆地质，第 3 卷，第 3 期。

董申保、沈其韩等，1986，中国变质图。地质出版社。

焦生瑞、田永安，1987，试论准噶尔地区金矿的层控性及成生机理。新疆地质，第 5 卷，第 3 期。

新疆维吾尔自治区地质矿产局区域地质调查大队，1985，天山花岗岩地质。地质出版社。

新疆维吾尔自治区地质矿产局，1985，中国新疆维吾尔自治区地质图说明书。地质出版社。

新疆地质矿产局第一区域地质调查大队，1987，新疆同位素地质年龄数据汇编。新疆地质，第 4 卷，第 4 期。

蔡文俊，1986，新疆准噶尔东北缘板块构造初步研究。中国北方板块构造论文集，第 1 集，地质出版社。

熊纪斌、王务严，1986，前震旦系阿克苏群的初步研究。新疆地质，第 4 卷，第 4 期。

鲍佩声、王希斌，1984，西藏日喀则蛇绿岩成因的地球化学证据。喜马拉雅地质(II)，地质出版社。

霍有光，1984，西准噶尔唐巴勒地区蛇绿岩岩石化学和稀土元素特征及其地质意义。中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊，第 7 号。

Armstrong, R. L., 1986, Rb-Sr and K-Ar study of metamorphic rocks of the Seward Peninsula and southern Brooks Range, Alaska. Geol. Soc. of Amer. Memoir 164.

Batcheler, R. A. and Bowden, P., 1985, Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chemical Geology, Vol. 48, No. 1/4.

Carroll, A. R., Graham, S. A., et al., 1988, Sedimentary record of Late Paleozoic continental accretion, Junggar and Tarim basins, Northwestern China. "Tectonic of SE and E Asia".

Coleman, R. G., 1984, The diversity of ophiolites, Geologie en Mijinbouw, 0016—7746.

Coleman, R. G., 1987, The Tihama Asir igneous complex, a passive margin ophiolite. Proceeding of the 27 th IGC, Vol. 9.

Coleman, R. G., 1989, Continental grouth of Northwest China. Tectonics, Vol. 8, No. 3.

Didier, J., et al., 1969, Les granites du Massif Central francais, etu decomparee des lencogranites ft granodiorites; Contr. Mineral petrol. 24.

Dobretsov, N. L. and Sobolev, N. V., 1984, Glaucophane schists and eclogites in the folded system of Northern Asia; Ofioliti, Vol. 9.

Dobretsov, N. L. and Coleman, R. G. et al., 1987, Bluschist belts in Asia and possible periodicity of blueschist facies metamorphism; Ofioliti, Vol. 12, No. 3.

Feng, Y., Coleman, R.G, et al., 1989, Tectonic evolutio of the West Junggar region, Xinjiang, China. Tectonics, Vol. 8. No. 4.

Flower, M. F. J., 1981, Thermal and Kinematic Control on Oceanridge magma fraction, Geol. Soc. London, V. 138.

Geyti, A. and Schonwandt, H. K., 1979, Bordvika-a possible porphyry molybdenum occurrence within the Oslo Rift, Noway; Geol. 74.

Graham, S. A., Brussell, S., et al., 1990, Characteristics of selected petroleum source rocks, Xinjiang Uygur Autonomous region, Northwest China. Bull. AAPG, Vol. 74, No. 4.

Hopson, C., Wen, J., et al., 1989, Paleozoic plutonism in East Junggar, Bogdashan, and eastern Tianshan, NW China, EOS(Amer. Geophys. Union Transaction) Vol. 70, No. 43.

Huang T. K., Ren. Jisun., et al., 1987, Geotectonic evolution of China, Springer-Verlag, Berlin, 203pp.

Leake, B. E., 1978, Nomenclature of amphiboles. American Mineralogist, 63.

Leterrier, J., 1982, Clinopyroxene composition as a method of identification of magmatic affinities of Paleovolcanic series, Earth Planet Sci. Lett. 59.

Li, D. S., Hu, J. Y., et al., 1987, Intracratonic basins of China and their hydrocarbon accumulations, In: Podium Discussion: Exploration in Frontier Areas. Preprint of the 12th World Petroleum Congress. (Topic 2), 13 pp.

Lippard, S. T., Skelton, A. and Gass, I. G., 1986, The ophiolite of northern Oman, Blackwell Scientific Publications, Oxford London.

Li yianping, Zhang, Z., et al., 1988a, Mesozoic paleomagnetic results of the Tarim Craton; Tertiary relative motion between China and Siberia; Res. Lett. 15.

Li Yianping, Mcwilliams, M., et al., 1988b, Late Permian paleomagnetic pole from dikes of the Tarim Craton, China; Geology. 16.

Li yianping, Sharps, R., et al., 1988c, An apparent polar wander path from the Tarim block, China; DELP Tokyo Symposium, DELP publication, No. 22.

Liou, J. G., Graham, S. A., et al., 1989, Proterozoic blueschist belts in western China-best documented pre-Cambrian blueschist in the world; Geology. Vol. 17.

Maruyama, S., Cho, M., and Liou, J. G., 1986, Experimental inrestigations of blueschist-greenschist transition equilibra; Pressure dependence of Al_2O_3 centents in Sodic amphiboles-a new geobarometer, Grol. Soc. Am. Mem. 164.

Ma, X., 1987, Lithospheric dynamics map of China and adjacent seas with explanatory notes, Scale 1:4000000, Geological publishing House, Beijing, China.

Mcknight, C. L., Graham, S. A., et al., 1990, Fluvial sedimentology of an Upper Jurassic petrified forest assemblage, Shishu Formation, Junggar basin, Xinjiang, China; Paleogeography, paleoclimatology, Paleoeco logy 79: 1—9.

Mitchell, A. H. G., M. S. Garson, 1981, Mineral deposits and global tectonic settings; Academic Press Inc. (London) Ltd.

Miyashiro, A., 1961, Evolution of metamorphic belts; Jour, Petrol. Vol. 2.

Miyashiro, A., 1973, Metamorphism and Metamorphic belts. George Allen and Unwin, London.

Mottana, A. and Edgar, A. D., 1970, The significance of amphibole compositions in the genesis of eclogites, WITHOS, Vol. 3, No. 1.

Nicolas, A., 1986, A melt extraction model based on structural studies in mantle peridotite, J. Petrology, V. 27, No. 4.

Nisbet, E. G. and Pearce, A. J., 1977, Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic setting, contrib. Miner. petrol. 63.

Norin, E., 1941, Geological reconnaissances in the Chinese Tianshan. reports from the western provinces of China under the leadership of Dr. Sven Hedin, Part Ⅲ, Geology, No. 6.

Norman, D. I., 1978, Ore deposits related to the Keweenawan rift; In "Petrology and Geochemistry of Continental Rift" (E. R. Neumann and I. B. Ramberg, eds), Vol. 1, Proc. NATO Adwanced study Inst. Oalo, 1977, Riedal, Holland.

Pearce, A. J., 1980, Geochemical evidences for the genesis and eruptive setting of lavas Tethys, Proceedings Intern. Syposium Cyprus.

Pitcher, W. S., 1983, Granite type and tectonic enviroment; in "Mountain Building Processes" Acad. Press, London.

Ringwood, A. E., 1975, Composition and Petrology of the Earth's Mantle. Mcgraw-Hill Inc. USA.

Sawkins, F. J., 1984, Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics. Springer-Verlag.

Sharps, R., Mcwilliams, M. et al, 1989, Lower Permian paleomagnetism of the Tarim Block, northwestern China. Earth Planet. Sci. Lett. 92.

Sillitoe, R. H., 1980, Types of porphyry deposits. Min. Mag. June.

Stacey, J. S. and Kramers, J. D., 1975, Approximation of terrestrial lead evolution by a two stage model. Earth Planet Sci. Lett. Vol. 26.

Stoesser, D. B., 1986, Distribution and tectonic setting of plutonic rocks of Arabian shield. Jr. Afr. Earth Sci. 4.

Streckeisen, A. L., 1976, Classification and nomanclature on the systematic of igneous rocks. Inter. Rep. Contrib. 70.

Tilton, G. R., Kwon, S. T., et al., 1986, Isotopic studies from the West Junggar Mts., NW China. GSA.

White, A. J. R., 1983, Granitoid types and their distribution in the lachlan fold-belt, south east Australia. in "Circum-Pacific Plutonic Terrances" (Roddick, J. A., ed.) Spec. Pap. Grol. Soc. Amer. 193.

Wright, J. B. (editor), 1977, Mineral Deposits, Continental Drift and Plate Tectonics. Berchmark Papers in Geology/44, Dowden, Hutchinson and Ross, Inc.

Ковалев, А. А., 1978, Мобилизм и Поисковые Геологические Критерии Москва "Небра"

TECTONIC EVOLUTION OF THE NORTHERN XINJIANG AND ITS ADJACENT REGIONS

The fold belt in between the Siberian and Sino-Korean-Karakum platform is one of the typical Paleozoic fold belt resulting from the convergence of the Paleoasian ocean basin, we call it the Paleoasian composite Magasuture. The north Xinjiang is situated in the southern mangin of this Paleoasian composite Megasuture, which chiefly consists, from north to south, of (1) Altai continental crust of the southern margin of the Siberian plate, (2) Early-late Paleozoic Junggar active continental margin, (3) Early-late Paleozoic Junggar oceanic basin, (4) Late Paleozoic N. Tianshan active continental margin, (5) Pre-Sinian Yili-central Tianshan continental crust, (6) Early Paleozoic S. Tianshan active continental margin, (7) Continental crust of northern margin of the Tarim plate (craton), which were converted into fold belt during the Late paleozoic, occupying between the Siberian, the Kazakhstan and the Tarim plate.

Since the realization that ophiolites represent fragments of oceanic lithosphere, the correlation studied between the ophiolite and oceanic lithosphere and the classification of ophiolites are very important for us to understand the tectonic history of ocean basin, and also if the ophiolite-oceanic lithosphere relationship is established, we can use the characteristics within ophiolites to reconstruct past tectonic environments. Therefore we first focus our attention on the ophiolite study of this region.

1. Main characteristics of ophiolites of the northern Xinjiang

All the ophiolites in north Xinjiang belong to Paleozoic period, and most of them are tectonized and dismembered, occurring as ophiolite melange; The lower part of these ophiolites mainly consists of harzbugite,dunite and lherzolite, and the upper part, usually the thin cumulate mafic-ultramafic rocks (small magma chamber) and minor mafic dikes; The most upper part consists of basic lava with pillow structure interlayered with radiolarian chert. Total thickness of these ophiolites are usually from 2500—3500 m.

On the basis of the radiolarias and isotopic determination from the leucogabbro or plagioclase-granite and of the tectonic setting, the ophiolites in the north Xinjiang can be chiefly distinguished into four groups:

(1) Middle Caledonian (ϵ_3-O_1) ophiolite

1, The *Honggulelan* ophiolite near the south margin of the Altai conti-

nental crust (microplate).

2, Tangbale ophiolite near the northwest margin of the Yili-central Tianshan microplate (craton).

(2) Late Caledonian (S_3-D_1) ophiolite

1, Northern branch ophiolite of the south Tianshan.

2, Southern branch ophiolite of the south Tianshan.

(3) Early Variscan ophiolite (D_1-D_2^1)

1, Darbut-Karamaili ophiolite zone in east-west Junggar.

2, Armantai ophiolite.

(1) Late Variscan ophiolite

1, North Tianshan (Baiyingou) ophiolite.

The occurrence of the Tangbale, Darbut-Karamaili ophiolite and Baiyingou ophiolite is relatively complete and have been studied in detail so they are described below.

(1) The Tangbale ophiolite melange is located in the southwestern corner of west Junggar, which mainly consists from the top to bottom, of radiolarian chert, pillow lava, minor dike swarm, gabbro, serpentinite, hazbungite and minor lherzolite constituting a reasonable ophiolite assemblage.

Abundant Ordovician radiolarian chert and thin bedded limestone containing the *Maclurites* sp. of O_{1-2} are interlayered and resting on top of altered pillow lava. A leucogabbros within the ophiolite were collected for age determinations, The sphene and plagioclase from the leucogabbro have been analysed using the Pb/Pb method,which yield the age of 508±20 Ma (Tilton G. R. and Kwon et al, 1986), so the Tangbale ophiolite is considered to be Late Cambrian to Early Ordovician and maybe represents the earliest known oceanic crust of the Northern Xinjiang.

The petrological and stratigraphic information suggest a tectonic setting for the formation of the Tangbale ophiolite. Sedimentary rocks older than the late Cambrian have not yet been found in the Tangbale ophiolite (region); however, terrigenous clastic rocks of Early Ordovician age have been overthrust by the ophiolite nappes,which indicate nearness to a continental margin. The diversity of the dike composition within the ophiolite melange suggests multiple magma source; middle Ordovician radiolarian cherts overlying the pillow lavas indicate an oceanic basin setting,but interbedded turbidites within the cherts indicate nearness to an arc or continental margin.

The restricted size of the mafic-ultramafic cumulate seguences denote small magma chambers resulting from slow spreading rate.Discriminant plots

of relict igneous pyroxenes together with REE data in the rocks of Tangbale ophiolite indicate possible tectonic setting of back arc basin, marginal sea or intracontinental sea. Tectonic "block of blueschist within the ophiolite indicate" that B-typeing Silurian flysch were accreted and imbricated along the margin of the Yili-microplate (craton).

(2) Darbut-Karamaili ophiolite zone

The Darbut ophiolite melange in the west Junggar is separated by the middle Junggar basin from the Karamaili ophiolite in the east Junggar. But during the Early-Late paleozoic (D_1-D_2^1), they were closely linked with each other, representing the so-called Paleo-Junggar ocean basin. The radiolarian chert and fossiliferous limestone found within the ophiolite melange are ascribed to the Early to early middle Devonian in age.

In south of the Karamaili ophiolite melange, we found a clear unconformity between the ophiolite melange and early Carboniferous sediments which consists of basal conglomeratic sandstone containing the ophiolitic frabments, sandstone, silt and phyllite interbedded with thin bedded limestone contianing *Gastrioceras* sp. and *Eosianites* sp. of early Carboniferous.

The above geological evidence indicates that the Darbut and the Karamaili ophiolite are formed at the same age and implies that the Paleo-Junggar ocean basin probably began in early Devonian.

A small area of dike swarms was observed in the Darbut and Karamaili ophiolite but many of them are metasomatized to rodingite. Minor cumulate gabbros occur within the ophiolite, but they are small that reconstruction of magma chamber configuration is not possible. These gabbros mainly reveal the two pyroxene-plagioclase assemblage and minor olivine-clinopyroxene assemblage.

Nearly all of the upper mantle rocks of the Darbut and Karamaili ophiolite are serpentinized, but some small areas retain their original mantle lithology consisting of harzburgite, dunite and a small area of lherzolite; It is assumed that the harzburgite also represents the depleted mantle forming in an ocean basin with slow-median fast spreading rate.

The Darbut-Karamaili ophiolite zone may have extended eastward as far as the ophiolite zone of southern Gobi-Altai, Mongolia, constituting the suture between the Siberian and the Kazkhstan plate.

(3) Baiyingou ophiolite

Baiyingou ophiolite occurs along the northwestern margin of the north Tianshan, extending from west to east about 350 km, which consists, from the top to bottom, of radiolarian chert, pillow lava, dike swarm, minor cumulate gabbro, and upper mantle rocks (chiefly serpentinite and minor harzbu-

rgite and dunite), most of these rocks are dismembered and metamorphosed.

The thin sequence of the mafic and ultramafic cumulates (usually less than 450m) denotes a small magma chamber probably resulting from a median spreading rate in a small oceanic basin.

Radiolarias and conodonts ascribed to the early Carboniferous to late Devonian are recently found in the top chert interlayered with pillow lava. The middle Carboniferous basal conglomerate unconformably overlying the pillow lava indicates that this small oceanic basin may have formed in the early Carboniferous to the late Devonian.

Judging from the foregoing description, the geochemical data, the associated sediments, the rock assemblages of the ophiolites in N. Xinjiang, and especially from the thin cumulates (small magma chamber) resulting from a slow spreading rate of the lithosphere of the north Xinjiang indicate that all the ophiolite in the north Xinjiang are relics of oceanic crust-upper mantle but forming in small oceanic basin such as back-arc basin, marginal sea and intracontinental sea.

2, High-pressure metamorphic belt in north Xinjiang

As far as we know that the high-pressure metamorphic belt occurring in north Xinjiang are the best example in China. We divide them, from north to south, into three zones as follows:

①Tangbale blueschist belt in the west Junggar

②South Tianshan blueschist belt

③Aksu blueschist belt, northwestern margin of Tarim plate

Since we have done more research in Aksu region, we have dealt with the Aksu blueschist in detail in this book.

The Aksu blueschist terrane is exposed in the NW part of the Tarim plate (craton) and has a structural thickness of about 2.5 km and about 40 km in length. Rocks of Aksu blueschist terrane were subjected to multistage deformation and transitional blueschist-greenschist facies metamorphism. The blueschist mainly consists of crossite, epidote, chlorite, stilpnomelane, actinolite, phengite and minor winchite is unconformably overlain by upper proterozoic Sinian formation along its southern bonndary. The Sinian formation mainly consists of siliciclastic and carbonate rocks with minor basic volcanics. The carbonate rocks contain many *stromatolites*, *Panicollenia*, *Collenia*, *Jurusania*, *Conophyton*…, which typify upper proterozoic strata in east China and Russia. The basal conglomerate of Sinian formation is composed of subrounded to rounded clasts of the underlying blueschist and greenschist, clearly demonstrating the pre-Sinian age of blueschist facies metamorphism.

A preliminary isotopic age of 710—720 Ma dating from the phengite of Aksu blueschist is given by Prof. Shige Maruyama.

The above-mentioned that the Aksu blueschist is one of the best authenticated example of pre-Cambrian high P/T metamorphism.

3. Granitoids

Granitoids of the North Xinjiang are distributed in three regions:

(1) Granitoids in Altai region, the ages of which are chiefly ascribed to Variscan and minor to Caledonian and indosinian period, all of them can be distinguished, according to their genesis, into four groups:

①Metamorphism of the crust

②Remelting of the crust

③Syntexis of the crust-mantle

④Remelting of the crust-mantle

(2) Granitoid in Junggar active continental margin, the ages of which are ascribed to late Caledonia, early Variscan, middle Variscan and late Variscan period. Three genetic types can be distinguished for the granitoids in this area:

①Syntexis of the crust-mantle

②Remelting of the mantle (A type)

③Remelting of the mantle (M type)

(3) Tianshan region

The granitoids are widely spread in Tianshan, particularly in central Tianshan, the ages of them are pre-Cambrian, early Paleozoic and late Paleozoic. The main types of them are:

①Metamorphism of the crust

②Syntexis of the crust-mantle

③Remelting of the mantle

④Remelting of the crust

4. Tectonic history of northern Xinjiang

(1) Late Pre-Cambrian

In this paragraph, the age and charateristics of the precambrian basement and the evolution of the ancient terranes are discussed.

(2) Sinian-Cambrian

Most parts of northern Xinjiang were consolidate just after late Proterozoic and form the so-called "Xinjiang Paleo (ancient)-craton", the Sinian-Cambrian formations are mainly platform sediments incldng carbonate facies, clastic deposits and locally glacial deposits.

(3) Early Paleozoic

Studies of ophiolites, sedimentary facies and magmatism of the Early

Paleozoic indicate that, during the Early Paleozoic, the "Xinjiang paleocraton" was dismembered and several ocean basins, including the west Junggar ocean basin (WJO) in the north, and the south Tianshan ocean basin (PSTO) in the south, were formed.

(4) Late Paleozoic

According to recent geological data, the D_1-D_2^1 was the most pronounced phase of extension in northern Xinjiang. the Darbut-Karamaili ophiolites representing the upper mantle rocks-oceanic crust constituting the Junggar ocean basin formed in this period.

The early Carboniferous (maybe latest Devonian) oceanic basin formed only in north Tianshan is represented by the Baiyingou ophiolite.

5. Tectonic Evolution of Northern Xinjiang

The features of ophiolites and the tectonic history of northern Xinjiang mentioned above indicate that there were no very vast oceans like the Tethys or the Atlantic and the Pacific, existing in Xinjiang during the Phanerozoic. Therefore I suggest that only "limited ocean basins" existed during that time, when the tectonic framework was charaterized by island arcs, forearc-backarc ocean basins and marginal basins (seas) similar to those of the western periphery of the Pacific.

This tentative tectonic model shows that in middle-late Proterozoic, there was an ocean basin between the Siberia craton (SSK) and the Southern Tarim (STC). Later in the early Sinian period, this ocean basin consumed and subducted, and thus the Siberia craton and Tarim craton approached to each other. It is notable that the high-pressure/low-temperature metamorphic zone (BS) occurred probably as an earlier accretion to the northern plate, the age of this blueschist is 719—720 Ma., given from the phengite using the potassium-argon method (by Professor Maruyama Shige et al.). Some geologists (J.G.Liou, Edmund Zhang and L.Dobretsov) consider that this high-pressure/low temperature metamorphic zone may extend eastward to the Qinglin-Dabie foldbelt, so that a long and grand high-pressure/low-temperature metamorphic zone runs across through the central China.

Following the closing of the late Proterozic ocean basin, another ocean basin opened to the north of the Tarim craton in Early Paleozoic. Another high-pressure/low-temperature metamorphic zone (BS) might have formed during the closing of this Early Paleozoic ocean basin. From Ordovician through Silurian to Early Devonian, a backarc basin/island arc/forearc basin/trench tectonic system might have formed, with sea floor spreading at median to slow spreading rates, both in the northern Tianshan region, i. e.,

the west Junggar, and in the southern Tianshan.

In the Early Carboniferous (maybe to Early-middle Carboniferous), a narrow ocean basin or gulf developed in the northern margin of Tianshan. It might have extended to the southeast as far as to the Tu-Har region as a shallowly depressed graben, where incomplete ophiolite type with plagioclose-lherzolite instead of harzburgite was formed. That is to say that attenuation and spreading of the crust varied in rate over the region, with formation in some areas as ocean basins, while rifts or grabens developed in other areas.

This narrow ocean basin might have subducted both to the north and the south in middle Carboniferous. Thus, formed the Bogda volcano-magmatic arc in the north and the Juelotage volcano-magmatic arc in the south.

The late Carboniferous to Permian was the main collision for most of north Xinjiang, except, perhaps,for small ocean basin or gulf which remained in the extreme eastern part.

A strong late Variscan orogeny movement took place in Late Paleozoic, producing the thick molasse deposits which widely unconformably overlie the Early Permian-Carboniferous. Since then, the Tianshan and adjacent areas have been uplifted, ending the transgressive period.

Finally, it is emphasized that there was no very vast ocean, but rather only "limited ocean basins" occurring in northern Xinjiang. The tectonic framework of north Xinjiang was similar to that of the west periphery of the present Pacific. The Paleozoic orogenic belts have undergone the following tectonic processes: 1) a stage of rifting of pre-basement; 2) a stage of initial (embryonic) ocean basin; 3) a stage of spreading of the limited ocean basins; 4) a stage of the convergence and the consumption of the limited ocean basin; 5) a stage of the residual ocean basin; 6) a stage of development of continental mountain chains through tectonic collision.