绪　论

全球地学断面(GGT)计划是80年代后期国际岩石圈研究计划中的重大计划。它是通过在全球部署的170余条深部断面来研究全球的地壳、上地幔以至岩石圈的构造状态的。目前已在全球编制出50条跨越大陆、大洋中各类构造单元的区域性地学断面。它的实施推动了地质、地球物理、地球化学等多学科之间的协作配合。此项研究对自然资源的合理开发、生态环境、基础科学研究都有着重要意义。"七五"期间，我国进行的亚东-格尔木地学断面的综合研究，取得了显著的成果，积累了认识青藏高原中、南部岩石圈结构和变形的宝贵资料，建立了大陆碰撞的俯冲-叠覆模式。"格尔木-额济纳旗地学断面多学科综合调查研究"是"八五"期间得到国家自然科学基金会重点资助的地质矿产部深部地质计划项目。该断面所通过的地理位置属青藏高原北部及北邻地区，即是亚东-格尔木断面的北延部分(图1)。该断面可

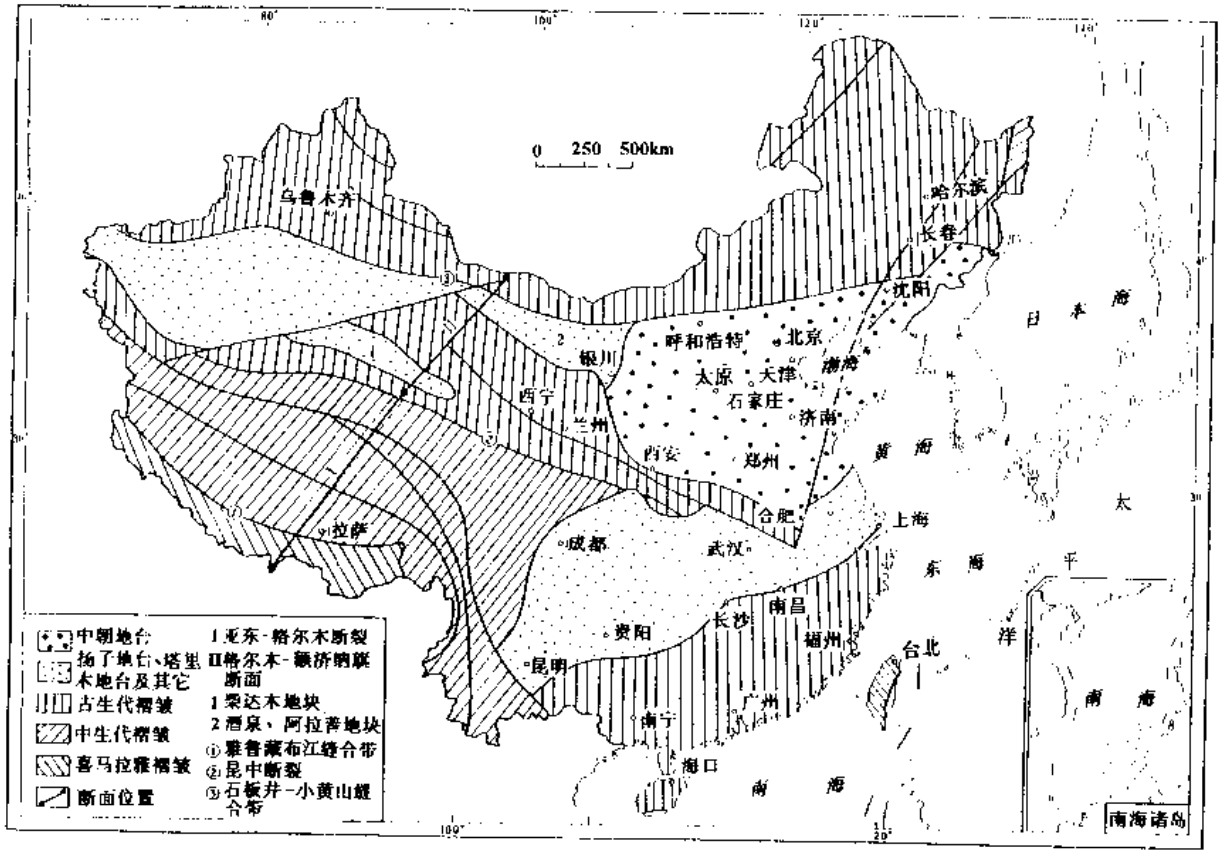


图1　中国大地构造略图

Fig. 1　Sketch map of tectonic division of China

与北面的蒙古中央断面、俄罗斯西伯利亚断面衔接，往南通过亚东-格尔木断面与印度次大陆断面相连，从而形成一条纵贯亚洲大陆南北的国际岩石圈大断面，因此它的意义和重要性

是可想而知的。

1. 研究目的和任务

“格尔木-额济纳旗地学断面走廊域❶ 地质构造与演化研究”是“格尔木-额济纳旗地学断面多学科综合调查研究”项目下属的一个基础地质课题。该课题的目的和任务是：在项目总体设计思想指导下，对断面走廊域及邻区各地质体间的关系、运动状况进行综合研究，特别是对区内古生代造山带的形成机制、构造变形以及镶嵌在造山带中古老地壳块体的属性进行重点研究，为项目研究建立本区地壳-岩石圈结构模式的总任务提供有关基础资料和地质依据。

为适应上述任务的需要，本课题配备了古生物地层专业、沉积-构造专业、地质构造专业及古地磁专业的研究人员，并相应设立了四个专题，以便从不同角度进行研究。

本书是在上述课题的研究报告基础上改写而成的。

2. 研究区地质构造概况

本地学断面穿越青海、甘肃和内蒙古三省区，南起昆仑山北部，过柴达木盆地、祁连山、酒泉盆地至北山内部。在地质构造上，它处于古亚洲大陆的南部；在漫长的地质演化历史中，经历了中元古代的固结阶段、新元古代末至早古生代裂陷阶段及晚古生代初造山阶段。本区著名于世界的古生代褶皱山系，如昆仑褶皱系、祁连褶皱系、北山褶皱系等，就是在此背景下形成的，各褶皱系之间镶嵌有柴达木、中祁连、酒泉等古老地壳块体，构成明显的条、块相间的构造格局（图 1-1）。晚古生代晚期，南邻的特提斯洋的打开，使二叠—三叠纪特提斯的一个分支经青海南山，由南往北插入到南祁连附近。早中生代，来自北面（西伯利亚地台）强烈的推挤和叠覆作用可一直影响到昆仑中央断裂附近。特别重要的是，自晚中生代末雅鲁藏布洋的封闭以来，印度板块的向北推挤导致地壳缩短和增厚、青藏高原强烈隆升及本区老褶皱山系的活化再生，最终形成现今复杂的地壳和岩石圈结构。因此，本区是研究印度板块与欧亚板块相互作用，弄清青藏高原隆升机理，以及解决亚洲大陆动力学问题的关键地区之一。

本区的地质工作已有一定的研究基础。近年来青海、甘肃和内蒙古等省区在已完成的 1∶20万区域地质调查工作的基础上，均编著出版了各自的区域地质志。在祁连褶皱山系，特别是在北祁连，由于铬铁矿的详细勘查及在该带较早引进板块学说，长期以来开展了多项专题研究。“六五”期间，姜春发等人在昆仑山及张以弗等人在可可西里进行了科学考察，对昆仑褶皱山系及相关的地质构造问题进行了研究。他们的研究成果已在《昆仑开合构造》（姜春发等，1991）、《青海可可西里及邻区地质概论》（张以弗等，1991）的两本专著中得到充分反映。对“北方槽区”的板块构造，在李春昱教授领导和协调下，开展了若干年的深入研究；嗣后左国朝等人开展的“北山板块构造及成矿规律”和“北山地区古生代岩石圈的形成和演化研究”都获得了显著的成果。北方（槽区）板块的科研成果已以论文集及专著的形式出版。多年来的油气田及盐类资源的勘查工作推动了柴达木盆地、酒泉盆地等地区的基础地质工作。

但是，由于研究区内属高寒缺氧的自然环境，气候条件多变而恶劣，因而与我国东部相比，总体而言研究程度不高，许多重要的基础地质问题在深度和广度上认识均较肤浅，不少争论问题和悬而未决的问题需要更深入的调查研究。本书作者对下列诸方面的问题进行了深入的调查研究，并取得了满意的成果。

---

❶ 走廊域是指断面线两侧各 50km 的范围。

(1)区内发育的数条古生代褶皱山系的演化特点、造山过程以及变形特征还缺少系统的资料。

(2)各褶皱山系之中及边界附近发育程度不一的基性、超基性岩带(有的称蛇绿岩带),它们的时代、性质、产状在构造演化中所起的作用。

(3)北山褶皱山系中存在3—5条大的地质界线,是否存在西伯利亚板块、哈萨克斯坦板块及塔里木板块在此交汇的问题?

(4)柴达木盆地是前寒武系结晶地块,还是由于不同造山带拼合的复合褶皱带?

(5)走廊域构造带及地体划分还缺少系统的生物地层、沉积特征、构造特征、古地磁特征等方面的各种证据。

(6)各褶皱山系与相邻块体之间相互作用的运动状态及动力学上的内在联系。

(7)中生代早期来自北方的强大挤压和叠覆作用以及新生代以来由于印度板块向北的挤压和叠覆,青藏高原的隆升效应等也是本课题值得重视和探讨的问题。

3. 研究工作的指导思想、方法和取得的主要成果

本书以板块活动论与地体构造分析为指导,以大洋地球物理资料为依据,根据板块间几种边界如洋中脊、转换断层、海沟和缝合线等的分布情况,将全球分成20余个板块。在大陆上,一般是把造山带作为板块汇聚、拼合的边界。板块学说应用到造山带,诸如缝合带、岛弧增生、大陆刮离、洋壳残片等概念,比槽、台学说进了一大步。地体构造分析,在大陆造山带的应用上又是板块构造的深化和发展。地体构造分析不仅继承了槽、台学说部分理论,注意研究物质的组成及变化规律,而且运用板块学说强调水平驱动力作用。现在的地体研究不仅把环太平洋大陆边缘地质作为重点课题,而且将其作为大陆板块内部造山带、古大陆边缘地质研究的重要课题。为此,我们根据若干造山带保存的各种(岩石、生物地层、构造及古地磁等)地质记录,分析了造山全过程的动力学机制,并将造山带初步划分出三种类型。

第一类,为碰撞造山带。这类造山带在两大板块最终汇聚碰撞前,没有发生地体增生,只发育两大板块的大陆边缘带、洋壳俯冲形成的蛇绿混杂岩带及深成侵入-火山岩带。如喜马拉雅造山带即属此类。

第二类,为增生-碰撞造山带。这类造山带在两大板块汇聚和碰撞前,发育有广阔的大陆边缘带,发生或多或少的地体增生作用,表现为洋岛或海山、岛弧、微陆块等与褶皱带交错、相嵌的构造格局。板块碰撞后,造山带出现了强烈的构造变形和变位。例如在青藏高原的中部,沿澜沧江带和金沙江带等发育的古特提斯造山带及在断面北端沿石板井、小黄山发育的造山带亦属此类。环太平洋造山带是其中特殊的例子,它形成于本类造山带碰撞前的早期阶段,也发生地体增生和拼合作用,表现出洋岛或海山、岛弧、微陆块与褶皱带的相嵌构造格局,但两大板块尚未最终碰撞,地体增生引起的构造变形相对微弱。

第三类,为陆内碰合造山带。这类造山带发育在大陆内部,是在早期普遍拉张运动产生的一系列裂陷槽及小洋盆的基础上发育起来的。这些裂陷槽和小洋盆的两侧只出现很窄的大陆边缘带,也缺少地体增生作用(没有外来地体,最多是移置地体的拼合)。裂陷槽及小洋盆的封闭碰合过程类似于板块碰撞过程,并沿碰合带形成褶皱造山带。它们是由大陆内部简单开、合作用形成的造山带。造山带内一般找不到典型的蛇绿岩带剖面。如祁连、柴达木北缘、阿尔金、祁曼塔格等造山带均属此类。它们即是本书的重点研究对象。

板块学说适宜描述和解释第一类大陆增长过程相对简单的造山带;而对过程复杂的后

两类造山带，地体构造分析在解释和描述上作了较好的补充和完善。应当指出，大多数造山带在碰撞后，各板块间的相互运动仍要继续一段时期，最初它们处于“联而不合”的状态，最后阶段还会形成复杂的叠覆构造形态。正如本章第二节所描述的那样，在本区众多著名的古生代褶皱山系在早中生代陆内叠覆后有一段稳定夷平时期，至少在祁连山前断裂以南的老褶皱山系又经历了新生代以来的喜马拉雅运动，随着青藏高原的隆升而活化，形成坐落在高原之上的数条新的山系。我们暂称它们为陆内叠覆-再生造山带。其中阿尔金造山带新生代走滑作用很突出，它的情况很复杂。是否可称陆内再生-走滑造山带？

在研究过程中，作者在充分研究已有资料的基础上（尤其注意吸收近期的新研究成果和新资料），有目的、有针对性地开展野外地质调查，对一些关键地段、重要地质现象或争论问题采用多“兵种”（生物地层、沉积、岩浆岩、构造等）协同攻关和“集体会诊”的办法。野外所选择的主要研究方向是：

（1）北山造山带的构造演化。选择了金塔-小黄山-呼鲁赤古特和马鬃山-红石山两条主干剖面，进行地层古生物、沉积、构造、古地磁等方面的综合考察，注意是否存在西伯利亚板块、塔里木板块在北山交汇的问题。

（2）祁连山造山带、柴达木北缘及昆仑造山带北部地质构造和演化。地层、构造、沉积、古地磁各专业按各自针对问题，穿插若干条典型剖面进行解剖，注意其形成演化机制及与相邻块体的关系。

（3）各造山带之中及之间的块体在地质演化过程中所起的作用和它们的属性。

室内的综合研究工作，主要是在野外重点研究资料和前人研究资料的基础上，对断面走廊域及邻区进行构造带及地体等地质单元的划分，编制项目总体任务所要求的各种图件资料。

通过上述一系列的工作，所取得的主要成果和新的进展如下：

（1）确认北山造山带以石板井-小黄山蛇绿岩带为界可分出两个大的性质不同的地壳单元。北山北部属哈萨克斯坦板块范畴，它往东延过雅干隆起南进入蒙古境内，往西与中天山、北天山及东准噶尔相连。北山南部属塔里木地台，往东它与阿拉善地块相抵，往西进入塔里木地台本部。

（2）初步认为在断面走廊域内所发育的数条蛇绿岩带，大多不具典型的蛇绿岩套剖面。例如北山地区的红石山一带、柴达木北缘以及昆北的祁曼塔格等地的蛇绿岩剖面层序不全，厚度不大，深海沉积物少特别是硅质岩不发育，火山岩以中性为主，大多没有达到洋盆阶段。仅北祁连裂陷较深，蛇绿岩带发育程度较高，可能达到小洋盆程度。

（3）建立了走廊域内各地体及其不同块段的沉积-构造演化序列，为研究走廊域地质构造演化历史打下了基础。通过对断面走廊域内古生代、中生代地层的沉积-构造特征的系统研究，认为北祁连在志留纪时为深水复理石沉积环境，形成的砾石层实为海底峡谷的沉积产物，沉积物质来源于中祁连，南祁连志留系复理石来源于北面的中祁连和南面的柴达木。在北祁连和南祁连，发现青白口系现与下伏蓟县系之间存在不整合的关系，青白口系具复理石沉积特征。在中祁连和北祁连青白口复理石层之上，上覆震旦系多若诺尔群具中基性火山喷发物，指示北祁连小洋盆的打开始于震旦纪或青白口纪。

（4）对断面走廊域及邻区的古生代以来古生物地理区系进行了系统的划分和对比，建立了一个新的一级生物古地理分区——中轴生物古地理大区。这一生物古地理大区，以所产的

古生物属种丰度和分异度高为特征，明显区别于冈瓦纳生物大区和北方生物大区。对造山带之中构造复杂、争论较大的疑难地层，采用非史密斯地层学原理进行了研究，深化了已有的认识水平。断面走廊域内一些地段前寒武系变质地层，据野外考察所获得的新资料，有一部分应属早古生代裂陷型的活动型沉积产物。

(5)初步确认在地学断面走廊域内至少有6条韧性剪切带。其中的石英大多具有中低温组构，反映断裂作用以由北往南的逆冲作用为主，伴有右旋走滑作用。韧性剪切带的活动虽然是多期次的，但主幕发生在早中生代。

(6)所获得的23个古地磁新数据为断面走廊域地体划分和地体的运动演化提供了古地磁依据，证实北山北带属于哈萨克斯坦板块，反映了板块逆时针旋转演化的特点。古地磁研究还证实了北祁连地体古生代南向位移事件。

目　录

绪论 …… 陈炳蔚(1)
第一章　地体的划分 …… 王乃文(6)
第二章　青藏高原北部及邻区各地体地层系统及其对比 …… 郭宪璞(8)
第一节　柴达木-昆仑北缘地体的地层 …… (8)
第二节　中南祁连地体的地层 …… (11)
第三节　北祁连地体的地层 …… (13)
第四节　北山南部地体的地层 …… (16)
第五节　北山北部地体的地层 …… (18)
第六节　走廊域各地体地层总体格架分析 …… (21)
第三章　青藏高原北部及邻区古生物地理区系 …… 姚培毅(23)
第一节　寒武纪 …… (23)
第二节　奥陶纪 …… (25)
第三节　志留纪 …… (26)
第四节　泥盆纪 …… (28)
第五节　石炭纪 …… (29)
第六节　二叠纪 …… (31)
第七节　三叠纪 …… (33)
第八节　侏罗纪 …… (35)
第九节　白垩纪 …… (36)
第十节　第三纪 …… (37)
第十一节　第四纪 …… (39)
第四章　断面走廊域不同地体的沉积-构造演化 …… 刘　训 傅德荣 韦光明 王　永(42)
第一节　南昆仑地体 …… (42)
第二节　柴达木-北昆仑地体 …… (43)
第三节　中南祁连地体 …… (45)
第四节　北祁连地体 …… (50)
第五节　北山南部地体 …… (55)
第六节　北山北部地体 …… (58)
第七节　走廊域及邻区的沉积演化史 …… (61)
第五章　地体和重要边界的特征 …… 陈炳蔚 王彦斌 左国朝(69)
第一节　前寒武纪变质基底初步分析 …… (69)
第二节　地体的主要特征 …… (71)
第三节　地体重要边界的主要特征 …… (76)
第四节　主要韧性剪切带和推覆构造带 …… (82)

第六章　古地磁研究成果及其地质意义 …… 董学斌 杨惠心 李鹏武(89)
第一节　断面域及其邻区古地磁研究概况 …… (89)
第二节　格尔木-额济纳旗地学断面古地磁研究成果 …… (89)
第三节　格尔木-额济纳旗地学断面主要地体的古地磁特征 …… (95)
第四节　北山北部地体归属的古地磁证据 …… (96)
第五节　北山南部地体、塔里木板块及哈萨克斯坦板块之间的关系 …… (97)
第六节　北祁连地体晚古生代的南向位移 …… (98)
第七节　格尔木-额济纳旗地学断面及其邻区主要地体的演化及其古地理重建 …… (99)
第八节　关于青藏高原边界及隆升时代的讨论 …… (102)
第七章　青藏高原北部及邻区地体离散、拼合的演化 …… 陈炳蔚 姚培毅(104)
第一节　古陆块北缘的洋、陆转化 …… (104)
第二节　古陆壳内部裂陷、碰合的构造演化(兼论青藏高原北部相关造山带的演化特征) …… (107)
主要参考文献 …… (111)
英文摘要 …… (114)
图版说明及图版 …… (119)

CONTENTS

Introduction ····· *Chen Binguei* (1)
Chapter 1 The division of the terranes ····· *Wang Naiwen* (6)
Chapter 2 The strata system and correlation on the terranes of the North Qinghai-Xizang Plateau ····· *Guo Xianpu* (8)
Section 1 The Strata of the Qaidam-north margin of the Kunlun terrane ····· (8)
Section 2 The Strata of the Middle-South Qilian terrane ····· (11)
Section 3 The Strata of the North Qilian terrane ····· (13)
Section 4 The Strata of the South Beishan terrane ····· (16)
Section 5 The Strata of the North Beishan terrane ····· (18)
Section 6 The Strata framework of the North Qinghai-Xizang Plateau ····· (21)
Chapter 3 The paleobiogeography of the North Qinghai-Xizang Plateau and adjacent region ····· *Yao Peiyi* (23)
Section 1 Cambrian ····· (23)
Section 2 Ordovician ····· (25)
Section 3 Silurian ····· (26)
Section 4 Devonian ····· (28)
Section 5 Carboniferous ····· (29)
Section 6 Permian ····· (31)
Section 7 Triassic ····· (33)
Section 8 Jurassic ····· (35)
Section 9 Cretaceous ····· (36)
Section 10 Tertiary ····· (37)
Sectian 11 Quaternary ····· (39)
Chapter 4 The Sedimentary-tectonics evolution of different terranes ····· *Liu Xun, Fu Derong and Wang Yong* (42)
Section 1 The South Kunlun terrane ····· (42)
Section 2 The Qaidam-North Kunlun terrane ····· (43)
Section 3 The Middle-South Qilian terrane ····· (45)
Section 4 The North Qilian terrane ····· (50)
Section 5 The South Beishan terrane ····· (55)
Section 6 The North Beishan terrane ····· (58)
Section 7 The Sedimentary devolepment of the terranes on the North Qinghai-Xizang Plateau ····· (61)
Chapter 5 The characteristics of terranes and main boundaries

…… *Chen Binguei, Wang Yanbin and Zuo Guochao* (69)
Section 1 The preliminary analysis on the metamorphic basement of the Pre-Cambrian …… (69)
Section 2 The main characteristics of terranes …… (71)
Section 3 The main characteristics about the important boundaries of terranes …… (76)
Section 4 The main ductile-shear zones and overthrust structure zones …… (82)
Chapter 6 The study on the paleomagnetism and geological significance …… *Dong Xuebin, Yang Huixin and Li Pengyu* (89)
Section 1 The general survey of paleomagnetism research of terranes …… (89)
Section 2 The research achievements of paleomagnetism …… (89)
Section 3 The paleomagnetism characteristics of main terranes …… (95)
Section 4 The paleomagnetism evidence about jurisdiction of the North Beishan terrane …… (96)
Section 5 The relationship among the South Beishan terrane, Tarim plate and Kazakhstan plate …… (97)
Section 6 The south transposition of the North Qilian terrane in Late Paleozoic …… (98)
Section 7 The evolution and paleogeogrphical restruction of main terranes …… (99)
Section 8 Discussing about the boundary and time of lift of the Qinghai－Xizang plateau …… (102)
Chapter 7 The evolution of divergence and amalgamation for terranes on the North Qinghai-Xizang and adjacent region …… *Chen Binguei and Yao Peiyi* (104)
Section 1 The inversion between ocean and continent for the north margin of paleolandmasses …… (104)
Section 2 The tectonic evolution for extensional depression and collision of inside of paleocontinental crust——discussion on the evolutionary characteristics of orogenic belt of the North Qinghai-Xizang plateau …… (107)
References …… (111)
Abstract …… (114)
Plates and explanations …… (119)

绪　论

全球地学断面(GGT)计划是80年代后期国际岩石圈研究计划中的重大计划。它是通过在全球部署的170余条深部断面来研究全球的地壳、上地幔以至岩石圈的构造状态的。目前已在全球编制出50条跨越大陆、大洋中各类构造单元的区域性地学断面。它的实施推动了地质、地球物理、地球化学等多学科之间的协作配合。此项研究对自然资源的合理开发、生态环境、基础科学研究都有着重要意义。"七五"期间，我国进行的亚东-格尔木地学断面的综合研究，取得了显著的成果，积累了认识青藏高原中、南部岩石圈结构和变形的宝贵资料，建立了大陆碰撞的俯冲-叠覆模式。"格尔木-额济纳旗地学断面多学科综合调查研究"是"八五"期间得到国家自然科学基金会重点资助的地质矿产部深部地质计划项目。该断面所通过的地理位置属青藏高原北部及北邻地区，即是亚东-格尔木断面的北延部分(图1)。该断面可

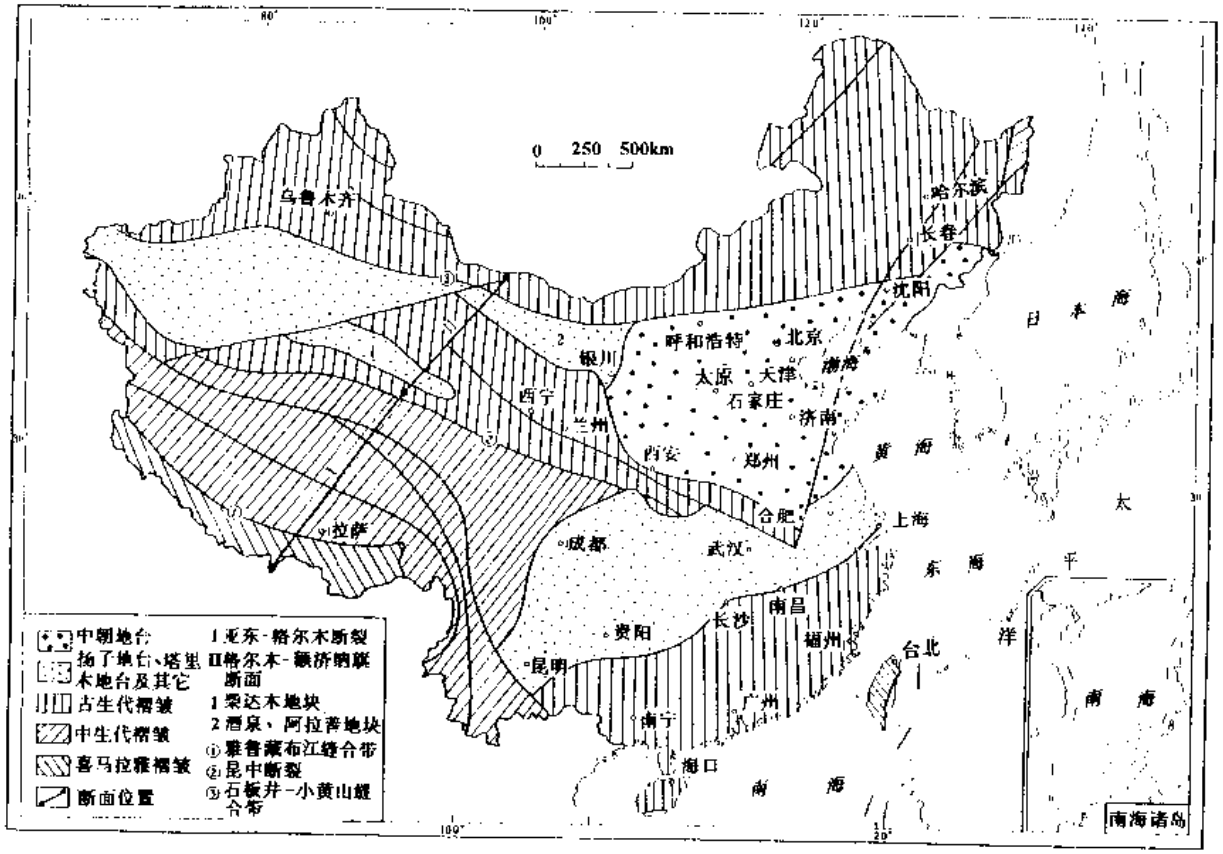


图1　中国大地构造略图

Fig. 1　Sketch map of tectonic division of China

与北面的蒙古中央断面、俄罗斯西伯利亚断面衔接，往南通过亚东-格尔木断面与印度次大陆断面相连，从而形成一条纵贯亚洲大陆南北的国际岩石圈大断面，因此它的意义和重要性

是可想而知的。

1. 研究目的和任务

“格尔木-额济纳旗地学断面走廊域❶ 地质构造与演化研究”是“格尔木-额济纳旗地学断面多学科综合调查研究”项目下属的一个基础地质课题。该课题的目的和任务是：在项目总体设计思想指导下，对断面走廊域及邻区各地质体间的关系、运动状况进行综合研究，特别是对区内古生代造山带的形成机制、构造变形以及镶嵌在造山带中古老地壳块体的属性进行重点研究，为项目研究建立本区地壳-岩石圈结构模式的总任务提供有关基础资料和地质依据。

为适应上述任务的需要，本课题配备了古生物地层专业、沉积-构造专业、地质构造专业及古地磁专业的研究人员，并相应设立了四个专题，以便从不同角度进行研究。

本书是在上述课题的研究报告基础上改写而成的。

2. 研究区地质构造概况

本地学断面穿越青海、甘肃和内蒙古三省区，南起昆仑山北部，过柴达木盆地、祁连山、酒泉盆地至北山内部。在地质构造上，它处于古亚洲大陆的南部；在漫长的地质演化历史中，经历了中元古代的固结阶段、新元古代末至早古生代裂陷阶段及晚古生代初造山阶段。本区著名于世界的古生代褶皱山系，如昆仑褶皱系、祁连褶皱系、北山褶皱系等，就是在此背景下形成的，各褶皱系之间镶嵌有柴达木、中祁连、酒泉等古老地壳块体，构成明显的条、块相间的构造格局（图 1-1）。晚古生代晚期，南邻的特提斯洋的打开，使二叠—三叠纪特提斯的一个分支经青海南山，由南往北插入到南祁连附近。早中生代，来自北面（西伯利亚地台）强烈的推挤和叠覆作用可一直影响到昆仑中央断裂附近。特别重要的是，自晚中生代末雅鲁藏布洋的封闭以来，印度板块的向北推挤导致地壳缩短和增厚、青藏高原强烈隆升及本区老褶皱山系的活化再生，最终形成现今复杂的地壳和岩石圈结构。因此，本区是研究印度板块与欧亚板块相互作用，弄清青藏高原隆升机理，以及解决亚洲大陆动力学问题的关键地区之一。

本区的地质工作已有一定的研究基础。近年来青海、甘肃和内蒙古等省区在已完成的 1∶20万区域地质调查工作的基础上，均编著出版了各自的区域地质志。在祁连褶皱山系，特别是在北祁连，由于铬铁矿的详细勘查及在该带较早引进板块学说，长期以来开展了多项专题研究。“六五”期间，姜春发等人在昆仑山及张以弗等人在可可西里进行了科学考察，对昆仑褶皱山系及相关的地质构造问题进行了研究。他们的研究成果已在《昆仑开合构造》（姜春发等，1991）、《青海可可西里及邻区地质概论》（张以弗等，1991）的两本专著中得到充分反映。对“北方槽区”的板块构造，在李春昱教授领导和协调下，开展了若干年的深入研究；嗣后左国朝等人开展的“北山板块构造及成矿规律”和“北山地区古生代岩石圈的形成和演化研究”都获得了显著的成果。北方（槽区）板块的科研成果已以论文集及专著的形式出版。多年来的油气田及盐类资源的勘查工作推动了柴达木盆地、酒泉盆地等地区的基础地质工作。

但是，由于研究区内属高寒缺氧的自然环境，气候条件多变而恶劣，因而与我国东部相比，总体而言研究程度不高，许多重要的基础地质问题在深度和广度上认识均较肤浅，不少争论问题和悬而未决的问题需要更深入的调查研究。本书作者对下列诸方面的问题进行了深入的调查研究，并取得了满意的成果。

---

❶ 走廊域是指断面线两侧各 50km 的范围。

(1)区内发育的数条古生代褶皱山系的演化特点、造山过程以及变形特征还缺少系统的资料。

(2)各褶皱山系之中及边界附近发育程度不一的基性、超基性岩带(有的称蛇绿岩带),它们的时代、性质、产状在构造演化中所起的作用。

(3)北山褶皱山系中存在3—5条大的地质界线,是否存在西伯利亚板块、哈萨克斯坦板块及塔里木板块在此交汇的问题?

(4)柴达木盆地是前寒武系结晶地块,还是由于不同造山带拼合的复合褶皱带?

(5)走廊域构造带及地体划分还缺少系统的生物地层、沉积特征、构造特征、古地磁特征等方面的各种证据。

(6)各褶皱山系与相邻块体之间相互作用的运动状态及动力学上的内在联系。

(7)中生代早期来自北方的强大挤压和叠覆作用以及新生代以来由于印度板块向北的挤压和叠覆,青藏高原的隆升效应等也是本课题值得重视和探讨的问题。

3. 研究工作的指导思想、方法和取得的主要成果

本书以板块活动论与地体构造分析为指导,以大洋地球物理资料为依据,根据板块间几种边界如洋中脊、转换断层、海沟和缝合线等的分布情况,将全球分成20余个板块。在大陆上,一般是把造山带作为板块汇聚、拼合的边界。板块学说应用到造山带,诸如缝合带、岛弧增生、大陆刮离、洋壳残片等概念,比槽、台学说进了一大步。地体构造分析,在大陆造山带的应用上又是板块构造的深化和发展。地体构造分析不仅继承了槽、台学说部分理论,注意研究物质的组成及变化规律,而且运用板块学说强调水平驱动力作用。现在的地体研究不仅把环太平洋大陆边缘地质作为重点课题,而且将其作为大陆板块内部造山带、古大陆边缘地质研究的重要课题。为此,我们根据若干造山带保存的各种(岩石、生物地层、构造及古地磁等)地质记录,分析了造山全过程的动力学机制,并将造山带初步划分出三种类型。

第一类,为碰撞造山带。这类造山带在两大板块最终汇聚碰撞前,没有发生地体增生,只发育两大板块的大陆边缘带、洋壳俯冲形成的蛇绿混杂岩带及深成侵入-火山岩带。如喜马拉雅造山带即属此类。

第二类,为增生-碰撞造山带。这类造山带在两大板块汇聚和碰撞前,发育有广阔的大陆边缘带,发生或多或少的地体增生作用,表现为洋岛或海山、岛弧、微陆块等与褶皱带交错、相嵌的构造格局。板块碰撞后,造山带出现了强烈的构造变形和变位。例如在青藏高原的中部,沿澜沧江带和金沙江带等发育的古特提斯造山带及在断面北端沿石板井、小黄山发育的造山带亦属此类。环太平洋造山带是其中特殊的例子,它形成于本类造山带碰撞前的早期阶段,也发生地体增生和拼合作用,表现出洋岛或海山、岛弧、微陆块与褶皱带的相嵌构造格局,但两大板块尚未最终碰撞,地体增生引起的构造变形相对微弱。

第三类,为陆内碰合造山带。这类造山带发育在大陆内部,是在早期普遍拉张运动产生的一系列裂陷槽及小洋盆的基础上发育起来的。这些裂陷槽和小洋盆的两侧只出现很窄的大陆边缘带,也缺少地体增生作用(没有外来地体,最多是移置地体的拼合)。裂陷槽及小洋盆的封闭碰合过程类似于板块碰撞过程,并沿碰合带形成褶皱造山带。它们是由大陆内部简单开、合作用形成的造山带。造山带内一般找不到典型的蛇绿岩带剖面。如祁连、柴达木北缘、阿尔金、祁曼塔格等造山带均属此类。它们即是本书的重点研究对象。

板块学说适宜描述和解释第一类大陆增长过程相对简单的造山带;而对过程复杂的后

两类造山带，地体构造分析在解释和描述上作了较好的补充和完善。应当指出，大多数造山带在碰撞后，各板块间的相互运动仍要继续一段时期，最初它们处于“联而不合”的状态，最后阶段还会形成复杂的叠覆构造形态。正如本章第二节所描述的那样，在本区众多著名的古生代褶皱山系在早中生代陆内叠覆后有一段稳定夷平时期，至少在祁连山前断裂以南的老褶皱山系又经历了新生代以来的喜马拉雅运动，随着青藏高原的隆升而活化，形成坐落在高原之上的数条新的山系。我们暂称它们为陆内叠覆-再生造山带。其中阿尔金造山带新生代走滑作用很突出，它的情况很复杂。是否可称陆内再生-走滑造山带？

在研究过程中，作者在充分研究已有资料的基础上（尤其注意吸收近期的新研究成果和新资料），有目的、有针对性地开展野外地质调查，对一些关键地段、重要地质现象或争论问题采用多“兵种”（生物地层、沉积、岩浆岩、构造等）协同攻关和“集体会诊”的办法。野外所选择的主要研究方向是：

（1）北山造山带的构造演化。选择了金塔-小黄山-呼鲁赤古特和马鬃山-红石山两条主干剖面，进行地层古生物、沉积、构造、古地磁等方面的综合考察，注意是否存在西伯利亚板块、塔里木板块在北山交汇的问题。

（2）祁连山造山带、柴达木北缘及昆仑造山带北部地质构造和演化。地层、构造、沉积、古地磁各专业按各自针对问题，穿插若干条典型剖面进行解剖，注意其形成演化机制及与相邻块体的关系。

（3）各造山带之中及之间的块体在地质演化过程中所起的作用和它们的属性。

室内的综合研究工作，主要是在野外重点研究资料和前人研究资料的基础上，对断面走廊域及邻区进行构造带及地体等地质单元的划分，编制项目总体任务所要求的各种图件资料。

通过上述一系列的工作，所取得的主要成果和新的进展如下：

（1）确认北山造山带以石板井-小黄山蛇绿岩带为界可分出两个大的性质不同的地壳单元。北山北部属哈萨克斯坦板块范畴，它往东延过雅干隆起南进入蒙古境内，往西与中天山、北天山及东准噶尔相连。北山南部属塔里木地台，往东它与阿拉善地块相抵，往西进入塔里木地台本部。

（2）初步认为在断面走廊域内所发育的数条蛇绿岩带，大多不具典型的蛇绿岩套剖面。例如北山地区的红石山一带、柴达木北缘以及昆北的祁曼塔格等地的蛇绿岩剖面层序不全，厚度不大，深海沉积物少特别是硅质岩不发育，火山岩以中性为主，大多没有达到洋盆阶段。仅北祁连裂陷较深，蛇绿岩带发育程度较高，可能达到小洋盆程度。

（3）建立了走廊域内各地体及其不同块段的沉积-构造演化序列，为研究走廊域地质构造演化历史打下了基础。通过对断面走廊域内古生代、中生代地层的沉积-构造特征的系统研究，认为北祁连在志留纪时为深水复理石沉积环境，形成的砾石层实为海底峡谷的沉积产物，沉积物质来源于中祁连，南祁连志留系复理石来源于北面的中祁连和南面的柴达木。在北祁连和南祁连，发现青白口系现与下伏蓟县系之间存在不整合的关系，青白口系具复理石沉积特征。在中祁连和北祁连青白口复理石层之上，上覆震旦系多若诺尔群具中基性火山喷发物，指示北祁连小洋盆的打开始于震旦纪或青白口纪。

（4）对断面走廊域及邻区的古生代以来古生物地理区系进行了系统的划分和对比，建立了一个新的一级生物古地理分区——中轴生物古地理大区。这一生物古地理大区，以所产的

古生物属种丰度和分异度高为特征，明显区别于冈瓦纳生物大区和北方生物大区。对造山带之中构造复杂、争论较大的疑难地层，采用非史密斯地层学原理进行了研究，深化了已有的认识水平。断面走廊域内一些地段前寒武系变质地层，据野外考察所获得的新资料，有一部分应属早古生代裂陷型的活动型沉积产物。

(5)初步确认在地学断面走廊域内至少有6条韧性剪切带。其中的石英大多具有中低温组构，反映断裂作用以由北往南的逆冲作用为主，伴有右旋走滑作用。韧性剪切带的活动虽然是多期次的，但主幕发生在早中生代。

(6)所获得的23个古地磁新数据为断面走廊域地体划分和地体的运动演化提供了古地磁依据，证实北山北带属于哈萨克斯坦板块，反映了板块逆时针旋转演化的特点。古地磁研究还证实了北祁连地体古生代南向位移事件。

第一章　地体的划分

构造地层地体(Tectonostratigraphic terrane)简称为地体，是随着板块构造理论和全球构造研究的不断深入，由美国学者 D. G. Howell 于 70 年代提出的一个概念。构造地层地体是以断层为边界的具有区域性延伸的地质实体。每个地体均有与相邻地体不同的地质历史。由于地体分析被广泛应用于大陆板块构造研究，使其得到蓬勃发展，从而形成了构造地质研究的新分支"地体构造学"。

地体群作为地质单元划分的一个新名词，是 1991 年在格尔木-额济纳旗地学断面项目课题论证报告中提出的。

然而，地体的原型是拼贴到北美板块西缘的狭长海岸带，其地质结构与地质发展史与北美板块迥异。可见地体是相对于板块提出的，其模式是早固定的大板块加晚拼贴的小地体。一些中外学者曾试图把美洲大板块小地体模式套到亚洲，但我们这里的地质特征与美洲不同。中国没有大板块，而是众多的中小板块或地体，这些地体不是大板块的镶边，而是成群拼贴在一起的集合体。这些集群之间和内部存在若干古洋壳带或半洋壳带，把洋壳带和陆壳区划为某个板块不符合板块构造的基本概念。因此，我们把在地质结构和地史发育上有若干一致性的地体称作地体群，作为与板块同级次的地质单元，而不称作板块或硬性划归某个板块。总之，地体群是区域分布上比较分散、地质结构比较一致、兼有洋壳和陆壳基底的地壳碎块集群，与板块为同等级地质单元。另一方面，地体群又常常是大板块的活动部分，如现代欧亚板块东部，这里经常发生地震或火山活动，这一现象用陆内活动构造一词予以概括。但陆内活动构造与经典的稳定板块或地台概念并不协调。用地体构造或地体群能更好地反映这一板块边界域或复合边界域的地质特性。

介于澳洲和亚洲大陆之间的岛群可以作为现代地体群的例子。它周围为南海洋中脊、菲律宾海沟、爪哇-苏门答腊海沟等板块界线标志所限，本身又为洋壳、半洋壳带穿插夹持，所以既不宜简单地划入太平洋或印度洋洋壳板块，也不宜简单地划入澳大利亚或欧亚板块，自身也不能成为一个完整独立的板块。因此称为地体群是合理的。地质历史上，特别是古生代以来，在特提斯扩张、冈瓦纳裂解并北向移动或转动过程中，地体群是很发育的，这正是亚洲地史上发生的突出现象。

具体的板块和地体群都是一定时间段的地质单元，此前或此后它们可能是其它板块或地体群的组分。所以在古板块和地体群的划分中，应指明其发生期、发育期和消亡期，即其存在的时间段。与大的板块相比，经过陆洋格局重组的地体群组成的地壳或岩石圈应该有更大不均一性，地体群之间或地体群与板块之间的焊接作用需要更长的时间和更强的动力才能完成，其地壳或岩石圈会较长时间保持较强的不均一性。我们在研究中国和亚洲地学断面过程中，可以通过地球物理和地球化学等手段，验证这种表层地质已确定的地壳不均一性并确定达到均一化要求的物理、化学和动力条件。

地体、地体群(二者之间是否需要划分出中间单元另议)的划分首先是地质结构或描述性划分。这种划分主要依据两方面的标志：①地层柱及其内部关系的一致性或不一致性；②

侧向有无大的古洋壳带残体或其它大的构造界线。地体群与地体以地理名称命名。

其次是古地理或古构造划分，也可叫成因分类。例如小型古陆块(群)、古陆缘碎块(群)、古岛弧(群或系)等。

当然还可进行岩石学分类、地球动力学分类等。

在地质结构复杂或研究程度不够的情况下，划分有时发生困难，可暂依据某种地质结构一致性和传统地质单元划分名称进行地体群和地体划分。

按照上述概念和方法，我们可以把亚洲南北大断面走廊域穿过的、介于印度板块与西伯利亚板块之间的广大区域自南而北作下述地体群划分：

(1)青藏地体群(晚古生代－中生代地体群)　主要包括冈底斯地体、拉萨地体、唐古拉地体、羌塘地体等；

(2)中轴地体群(早、中古生代地体群)　主要包括昆南及巴颜喀拉地体、昆北-柴达木地体、中南祁连地体、北祁连地体、北山南部地体；

(3)哈萨克斯坦-准噶尔-北山地体群(早、中古生代地体群)；

(4)中央亚洲地体群(早古生代地体群)；

(5)南贝加尔-北蒙地体群(新元古代－早古生代地体群)；

作者在研究过程中也曾面临如何在格尔木-额济纳旗断面走廊域内划分地体的问题。经多次讨论和反复研究，在地质、地球物理和地球化学等多学科野外调查和室内综合研究的基础上，并注意与亚东-格尔木地学断面地体划分的有机协调和衔接，将本断面走廊域自北而南划分为 6 个地体和 5 个构造带(见表 1-1)。

显然，本断面走廊域内的地体包括在哈萨克斯坦-准噶尔-北山地体群及中轴地体群的领域之中。

表 1-1　断面走廊域地体划分

Table 1-1 Terrane division of Golmud-Ejin Qi GGT

构　造　带	地　　体	地体边界
北山构造带	北山北部地体	石板井-小黄山断裂 ——
甘肃走廊盆地	北山南部地体	阿尔金断裂 ——
祁连构造带	北祁连地体	中祁连北缘断裂 ——
	中南祁连地体	北宗务隆断裂 ——
柴达木盆地	柴达木-北昆仑地体	
昆仑构造带	南昆仑地体	昆仑中央断裂 ——

第二章　青藏高原北部及邻区各地体地层系统及其对比

断面走廊域位于青藏高原北部，地处亚洲腹地，是塔里木、哈萨克斯坦、华北等几大块体的结合部，历来为中、外地学界所瞩目。它是我国各时代地层发育较齐全的地区之一，其地层区划分别属于天山-兴安区、塔里木区、祁连区、华北区和昆仑区等五个地层区。从大地构造背景分析，走廊域是界于印度板块和西伯利亚板块之间的巨型构造带。古生代时，随着古亚洲洋呈网络状拉开形成若干地体和地体群，这些地体经历了从裂解→离散→增生→拼贴和焊接这一复杂地质过程。这一过程大致结束于二叠纪。揭示和认识这一复杂过程，对解释走廊域内现代各类地貌单元的产生、演化、隆升机制及构造格局将有重要意义。尽管各家对地体概念的提出褒贬不一，但它毕竟在解释大陆边缘的增生方面起到了独特作用，是认识和恢复各个块体演化过程的基本构造单元。识别和划分地体、地体群需要多学科的综合研究，但地层及古生物发育的特征是其中最基本、最直接的客观证据，迥然不同的地层层序、岩石类型和化石面貌及彼此间缺乏过渡类型，是不同的地体单元的反映。

走廊域各地体地层的研究程度参差不齐，总体研究水平较低。走廊域内的地层研究最早的始于19世纪90年代，最晚的仅始于本世纪40年代(北山地区)。斯泽切尼(B. Szechenyi)、洛奇(Л. Лоч)和奥勃鲁夫(В. А. Обручев)等国外地质学家于上个世纪下半叶在走廊域内进行了地层学等方面的地质调查；我国老一辈地质学家谢家荣、袁复礼、杨钟健、孙建初等解放前曾先后在本区内进行了重要的地层古生物研究工作。解放以后，以1/100万和1/20万分幅填图为主要手段的大规模区域地质调查工作普遍展开，基本建立了各纪地层单位和地层层序，查清了地层总体分布情况。同时，各科研单位、高等院校也相继在此进行了多学科的地质考察，其中中国科学院、原北京地质学院等单位组成的祁连山队对祁连山、柴达木的地层、古生物进行了较全面调查，取得了重要成果。三省、区地质志总结了解放以来的地质研究成果，重点对地层进行了清理和厘定。当前，1/5万新一轮地质填图工作已相继铺开，随着工作的深入，对走廊域内各时代地层特别是古生代、中生代地层的成因机制和地层性质的认识将会有所突破。

第一节　柴达木-昆仑北缘地体的地层

就目前资料而言，柴达木盆地沉积开始于侏罗纪。我们对柴北缘、柴东南缘及柴南缘的考察表明，柴南缘和柴北缘的前侏罗纪地层相近并可以对比，特别是奥陶纪以前地层。两缘的地层在东南方向的都兰交汇在一起。我们认为，南北两缘的地层实际上是柴达木盆地基底在盆地两侧的反映，从而可以通过两缘的地层回溯该地体的地史变迁。

1. 前寒武系

该地体内尚未见确切证据的太古宇，南、北缘的元古宇岩性特征大同小异。柴南缘及昆

仑北部古元古界称金水口群，由片麻岩、片岩、麻粒岩、辉石岩、角闪岩、大理岩及混合岩组成，可分为上、下两岩组，总厚度在 4000m 以上，同位素最大年龄值为 19 亿年左右，属于古元古代晚期。该套岩系构成本地体的结晶基底，其原岩为复理石型碎屑岩、中基性火山岩和镁质碳酸盐岩岩系。该群未见底，其上与中元古代早期的小庙群（相当于长城系）关系不明。小庙群以石英岩稳定发育为特征，其次为石英岩、云母石英片岩、黑云母斜长片麻岩及大理岩，厚度 715m。原岩以滨海相陆源碎屑岩为主，同位素年龄值（上界）为 16 亿年。该群未见底，其上与中元古代晚期的冰沟群呈平行不整合接触。冰沟群相当于蓟县系，是一套白云岩、灰岩、大理岩、硅质岩，夹砂岩和中基性火山岩，厚 4000m，产叠层石及少量微古植物化石。这是一套以碳酸盐沉积为主、岩相稳定的低变质岩系。新元古代早期地层称为丘吉东沟群，相当于青白口系，是一套以细碎屑岩为主的地层，厚度可逾 1500m，产少量叠层石和微古植物化石，同位素年龄为 7 亿年左右。该群为类复理石型碎屑岩，以低绿片岩相为特征。该群未见顶，与下伏冰沟群呈平行不整合接触。柴南缘未见确切的新元古代晚期（相当于震旦纪）地层。柴北缘的元古宇与柴南缘类似，差异为碳酸盐厚度变化较显著。以古元古界分布最广，中元古界零星分布，新元古界缺失青白口系而发育震旦系。这里仅叙述震旦系的主要特征。柴北缘震旦系称全吉群，下为基本未变质的浅海相碎屑岩，上为富含叠层石的碳酸盐岩，厚度 1073m，同位素年龄为 7.31—8.71 亿年（图 2-1）。

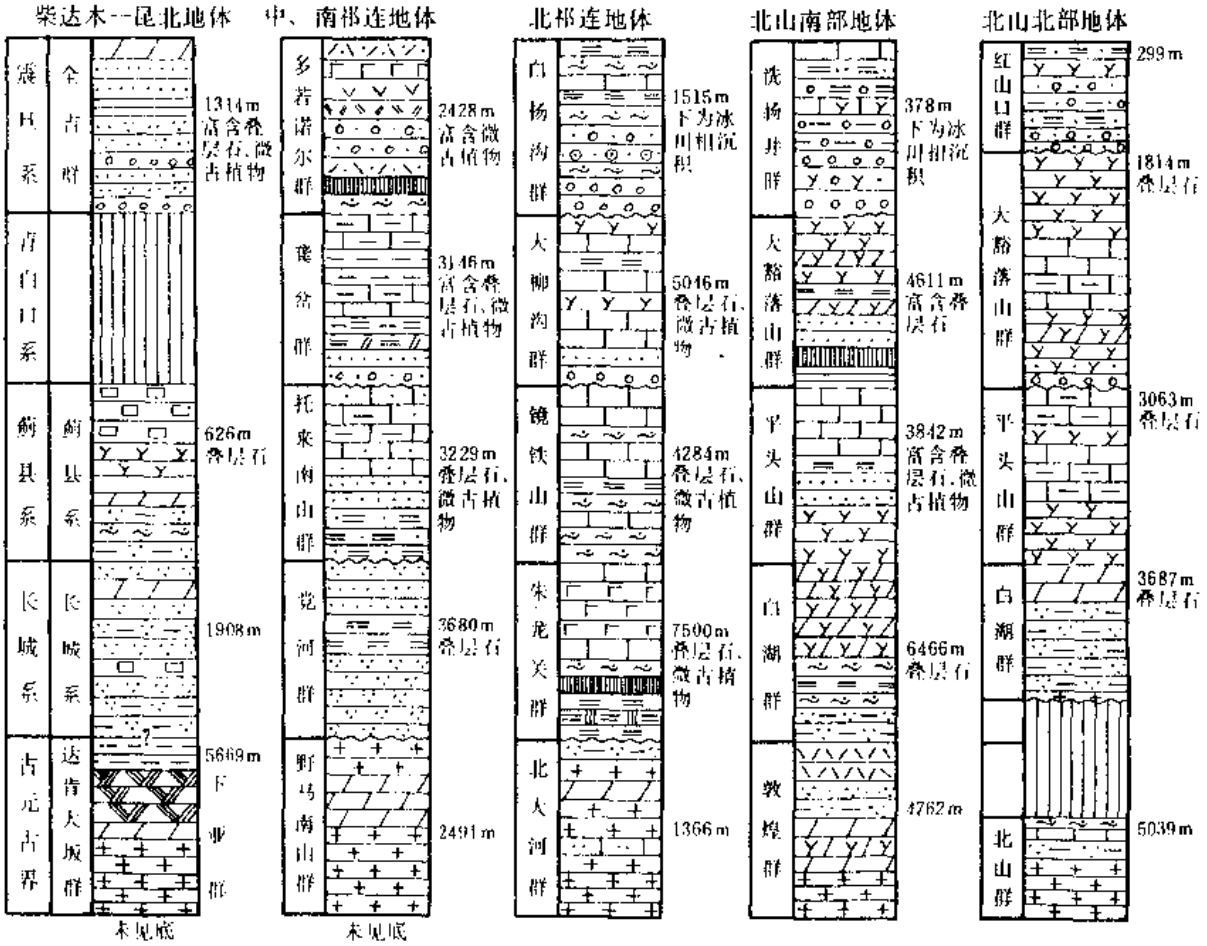


图 2-1　走廊域各地体前寒武纪地层对比图

Fig. 2-1　Correlation of the Precambrian terranes

2. 古生界

该地体的寒武系主要分布在柴北缘的全吉山和欧龙布鲁克等地区，以浅海碳酸盐岩为主，为稳定地台型沉积。正如前述，下部与下伏全吉群整合接触。其上为一套黑色页岩、砂板岩、冰碛砾岩及紫红色石英砂岩、白云岩层，为连续沉积。据化石和同位素年龄，时代暂归为震旦纪晚期至早寒武世。中统称下欧龙布鲁克组，厚 432m 以上，为灰质白云岩，暗紫、黄绿色粉砂岩、页岩、白云质灰岩、硅质岩、砾岩。砂岩中含有石盐假晶，页岩中具波痕等层面构造。含三叶虫化石，与下伏地层为假整合或平行不整合接触。上统称上欧龙布鲁克组，与中统整合接触，主要是灰岩、白云岩，富含三叶虫、腕足等化石，厚度在 192m 以上。

该地体奥陶系可分为两种类型。

柴北缘的欧龙布鲁克等地区以浅海地台型沉积为主。下奥陶统为多泉山组，为白云岩、燧石条带灰岩及豹皮灰岩、黑色板岩，厚度可逾 830m，富产笔石、头足、三叶虫、腕足类化石。其上为石灰沟组，厚度 491m，岩性为灰、黑色板岩，灰绿色页岩及浅黄色岩屑砂岩与页岩互层，富含笔石化石。中奥陶统大头羊沟组，厚度逾 1829m，下部为碎屑岩，中上部为碳酸盐岩，产浅海相化石。缺失上奥陶统。

柴北缘其它地区和柴南缘的奥陶系为活动型沉积。我们发现柴北缘原定古元古界的达肯大坂群上亚群的一部分是一套由超基性岩、辉长-辉绿岩、基性岩组成的岩墙群及火山沉积岩系，这是一套与古洋壳有关的岩系，从区域上判断可能相当于下—中奥陶统。这一观点还有待进一步工作逐步完善和证实。上奥陶统为滩间山群，是一套中基性、基性火山岩-火山沉积岩-碳酸盐岩岩系，厚度可达 3290m，未见顶、底，其中灰岩中产有中、晚奥陶世的珊瑚等化石。柴南缘与柴北缘相似，不同的是柴南缘的玄武岩明显增厚。这里的上奥陶统为铁石达斯群，厚度可逾 3100m，也是一套基性火山岩-火山沉积岩-碳酸盐岩岩系，灰岩中亦产有中、晚奥陶世的珊瑚、头足类化石。

在志留纪—中泥盆世期间，该地体处于隆升状态，缺失这一时期地层。

晚泥盆世本地体又接受沉积。柴北缘上泥盆统称牦牛山组，厚度 4995m，为典型的陆相杂色碎屑岩，上部伴有中性火山岩和火山碎屑岩，在沉积岩中产有植物化石。柴南缘为契盖苏群，厚度 1982m，为一套海陆交互相和陆相地层，陆相地层与牦牛山组基本一致，富含植物化石。

在石炭—二叠纪，该地体接受了稳定地台型沉积及海陆过渡相沉积，产有丰富的浅海相和海陆过渡相化石。厚度可逾 2470m。

3. 中生界

中生代是本地体重要转折时期。三叠纪以后，海水已退出，隆升为陆。三叠纪本地体大部为古陆区，未接受沉积。在柴南缘，陆相火山岩系因研究程度低未建地层名称，同位素年龄值为 2.22—2.35 亿年，时代暂定为晚三叠世，岩性以流纹岩为主，夹英安质凝灰熔岩，顶、底为凝灰岩，厚度大于 2000m。曾在偶夹的碎屑沉积岩中采到植物化石。柴北缘三叠系出露零星，故未建地层名称。下三叠统厚度大于 3800m，下部以英安岩、流纹英安岩为主，夹板岩、千枚岩、大理岩；中部以砾岩，砂砾岩，中基性熔岩、角砾岩，角砾熔岩及凝灰岩为主，夹粉砂质板岩、板岩等，板岩中产有菊石和双壳类化石；上部以砾岩、砂砾岩为主，夹杂砂岩、凝灰岩、板岩和灰岩等，厚度可逾 150m，产菊石、双壳类和腕足类化石。总之，柴北缘的三叠系是一套包含火山岩的海相沉积体系。从地层具复理石韵律层和以菊石为主的生物特征来看，古生代

097856

以后该地体又出现了较强烈的构造活动。

在侏罗纪，该地体接受了陆相沉积。下、中统由砾岩、砂岩、炭质页岩及煤系组成，俗称"黑侏罗"，富含植物化石。中统顶部和上统为红色、杂色碎屑岩系，俗称"红侏罗"，产介形虫、叶肢介和轮藻化石。

白垩系仅见下统，为一套以棕红色为主的陆相碎屑岩系，产介形虫、叶肢介及轮藻化石。

4. 新生界

柴达木第三系发育良好且分布广泛，以陆相红色碎屑岩为主。西部地区湖相沉积发育，是重要生油层。第四系亦为陆相沉积，具有高原沉积特色，主要为湖积层。柴达木第三纪末强烈抬升，在第四纪初形成盆地周缘山系景观，全新世形成典型盐湖。

第二节　中南祁连地体的地层

1. 前寒武系

该地体前寒武系主要分布在中祁连西部的托来山、托来南山及疏勒南山等地。

古元古界称野马南山群，厚度 2491m，由片麻岩、角闪岩、二云片岩及大理岩组成，属低角闪岩相，原岩为砂泥质岩-中基性火山岩-镁质碳酸盐岩岩系，该群构成结晶基底岩系。

中元古界下部为与长城系相当的党河群，厚度 3680m，由石英岩、碎屑岩和板岩组成，产有叠层石及微古植物化石。该群变质程度由西向东渐深，以绿片岩相为主，局部低角闪岩相。

中元古界上部，蓟县系称托来南山群，厚度 3229m。该群分布很广，构成托来南山、大雪山、疏勒南山等山脉的主体。下部以碎屑岩为主、上部以碳酸盐岩为主，构成砂泥质岩-碳酸盐岩岩系，经动力变质作用后形成低绿片岩相的变质岩，含有叠层石和微古植物化石。

新元古界下部，青白口系为龚岔群，厚度 3146m，主要为低绿片岩相的陆源碎屑岩和碳酸盐岩，富含叠层石和微古植物化石，同位素年龄值为 10.39 亿年。

新元古界上部，震旦系为多若诺尔群，厚度 2428m，可分为三个岩组。下岩组为板岩、千枚岩、硅质岩、砂砾岩和灰岩；中岩组为碎屑岩、灰岩及玄武岩、炭质板岩，是该群发育最广泛的岩组；上岩组为碳酸盐岩夹板岩、玄武岩。该群碳酸盐岩中富含微古植物化石。范敬铭等不久前在中祁连发现有与柴北缘全吉群相似的冰碛岩，因而可以推测，多若诺尔群的顶部可能包括下寒武统。

2. 古生界

寒武系出露零星，层序不全，仅分布在大通县、互助县等地，那里中寒武统称毛家沟群，厚度 297m，不整合于下伏地层之上。岩性为灰色灰岩、板岩及玄武岩，顶、底不全，富产三叶虫及腕足类化石。

奥陶系主要发育于南祁连，中祁连仅有零星分布。由于研究程度低，地层尚未命名。下统下部为碎屑岩夹白云岩，上部为厚层灰岩，顶、底不全，最大可见厚度达 2057m，灰岩中含较丰富的三叶虫、头足类和腕足类化石。中、上奥陶统发育于南祁连地区。中奥陶统由吾力沟群和盐池湾群组成。下为吾力沟群，厚 4884m。该群下部为中基性火山岩组，主要为角砾熔岩、玄武岩；中部为中酸性火山岩组，主要是英安质凝灰岩、英安质角砾岩、灰岩、砂岩、砾岩和硅质岩等，灰岩中含腕足类及头足类化石；上部为结晶灰岩组，主要为厚层结晶灰岩、条带状灰岩。该群为一套具火山岩的浅海相沉积岩系。上部为盐池湾群，厚度 5174m。该群下部

主要为长石硬砂岩、板岩，含三叶虫、头足类化石；上部为硬砂岩和板岩互层。上奥陶统未建地层单位，下部为含生物碎屑岩及灰岩岩组，产头足类、腕足类及珊瑚化石；上部为中酸性火山碎屑岩岩组，以安山岩、英安质凝灰岩、凝灰质砾岩为主，夹灰岩透镜体。

志留系在该地体分布广泛，但研究程度最低，目前尚未建立完整的层序。南祁连的志留系发育良好，为一套巨厚层陆源碎屑岩沉积，具典型复理石韵律层，同时尚有少量火山碎屑岩，局部具中性火山岩。变质程度由东向西渐深，可达绿片岩相。底栖生物较少，笔石为主要化石门类。奥陶—志留纪时，南祁连为一活动性海槽，沉降幅度极大，形成大量浊流沉积。

泥盆系在该地体缺失中、下统，主要分布在南祁连、中祁连，较为局限。上统为沙流水群，厚度 229m，为一套红色河湖相碎屑岩沉积，产有植物和鱼类化石，与下伏地层呈角度不整合接触。

石炭—二叠纪时该地体又一次遭受海侵，形成稳定的浅海相碳酸盐岩沉积和海陆过渡相的砂泥质和泥质碳酸盐沉积。化石兼具海、陆相特点，以腕足类、头足类、珊瑚、植物等化石为主，生物群具华南-扬子型温暖环境的色彩(图 2-2)。

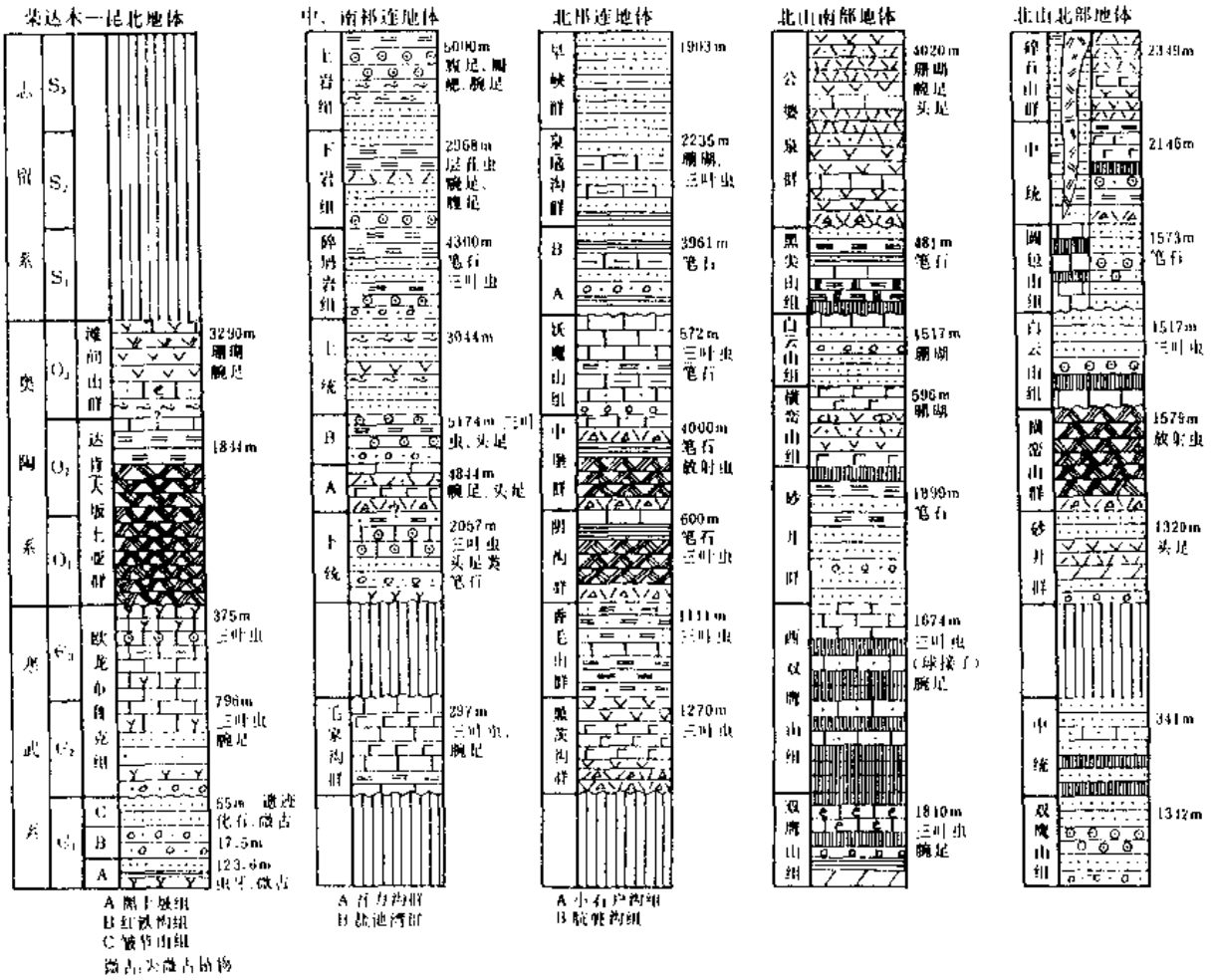


图 2-2　走廊域各地体早古生代地层对比图

Fig. 2-2　Correlation of Lower Paleozoic terranes

3. 中、新生界

三叠系基本上继承了晚古生代的古地理轮廓。下三叠统称阳康群，厚度205m，主要为砂岩、细砂岩、生物碎屑灰岩、泥灰岩，富产双壳类、腕足类和菊石化石。该群分布的总趋势是：在海槽中心区，碎屑岩粒度变细，钙质增加，边缘区则碎屑变粗，灰岩减少。中三叠统为郡子河组，厚度1302m，主要由生物碎屑灰岩、 状灰岩、条带状灰岩夹碎屑岩组成，富产腕足类、双壳类及菊石化石。上三叠统默勒群，厚度1651m，岩性为砂岩、黑色页岩夹砂质灰岩透镜体，产有植物和淡水双壳类化石。

自侏罗纪开始，海水已全部退出本区，开始了陆相地层发育时期。侏罗纪为重要的成煤期。侏罗系主要分布在中祁连，以中统为主，下、上统分布零星。下侏罗统为大西沟组，厚度98m，为棕褐色、棕紫色砂岩、泥岩及灰绿色砂、泥岩，产植物和孢粉化石。中侏罗统下部为木里组，厚度126m，可分为砾岩段、含煤段和砂泥岩段，基本色调为灰－灰黑色，富含植物及叶肢介、介形虫化石；上部享堂组，厚度204m，主要为杂色碎屑岩，含爬行类及轮藻化石。上侏罗统为大通河组，厚度808m，为暗红色砂岩、泥岩，产孢粉化石。

白垩系主要分布在中祁连地区，亦为陆相碎屑岩，以棕红色为主，产有叶肢介、介形虫和轮藻化石，厚度可逾1200m。

第三系主要发育中新统和上新统，以河湖相的砂砾岩为主，厚度可达400m，产有淡水动物和植物化石。

第四系主要为冰碛层、冲积层、湖积层，厚度280m。

第三节　北祁连地体的地层

该地体的地层研究程度较高，国内外学者都先后在此进行过工作，成果颇丰。

1. 前寒武系

古元古界为该地体最老地层，称为北大河群，厚度1366m，为结晶变质岩系，由片麻岩、石英片岩、大理岩、结晶灰岩组成。其变质相属低角闪岩相－高绿片岩相。原岩是基性火山岩、复理石、碳酸盐岩及类复理石。

中元古界下部，长城系为朱龙关群，厚度7500m，可分为两个岩组。下岩组为硅质板岩、板岩、硅质岩等，系含铁复理石相沉积，富含叠层石；上岩组由基性火山岩(辉石玄武岩、辉石拉斑玄武岩、杏仁状玄武岩)和碳酸盐岩、砂岩、板岩组成。蓟县系为镜铁山群，厚度3524—4282m。下岩组为具复理石韵律的暗绿色千枚岩、硅泥质白云岩、灰岩和铁矿床，富含叠层石；上岩组以灰岩为主，夹千枚岩和砂板岩，这是一套由碳酸盐岩和类复理石组成的稳定岩系，变质程度为低绿片岩相。

新元古界下部，青白口系称大柳沟群，厚度5046m，可分三个岩组。下岩组以灰岩为主，伴以砂岩、板岩、砾岩，具类复理石特征，含叠层石和微古植物化石；中岩组为紫红色灰岩和白云岩互层，夹板岩、粗－巨砾及安山质玄武岩透镜体，含微古植物；上岩组为板岩、粉砂岩、灰岩，具复理石韵律层，含微古植物化石。

新元古界上部，震旦系为白杨沟群，厚度1515m。下岩组由以巨砾、角砾岩为主组成的与冰川有成因联系的冰碛岩系组成；上岩组为板岩、千枚岩、硅质灰岩，含叠层石。

2. 下古生界

该地体下古生界为一套典型的活动型沉积，其中中、下奥陶统发育蛇绿岩套，形成洋壳体系。

该地体未见确切的下寒武统。中寒武统为黑茨沟群，厚度1270m，为宋叔和1956年创建，命名剖面在甘肃天祝县黑茨沟。岩性为黑色中性熔岩、凝灰岩，暗绿色玄武岩、安山岩、安山玢岩，夹有凝灰质砂岩、黑色硅质岩及灰岩等，角度不整合于前寒武系之上，灰岩中产有三叶虫化石。地体西部昌马地区中寒武统称格尔莫沟群，厚度最大可逾2000m，在格尔莫沟厚228m。该群下部由下而上依次为砾岩、长石砂岩、粉砂岩、中酸性凝灰岩夹黑色硅质板岩、石英砂岩；上部为黑色条带状硅质板岩(含腕足类)、灰岩、黑色硅质岩和微片理化薄层灰岩，灰岩中富含三叶虫。该群岩性、厚度及岩相变化较大。中寒武世早期，该地体大幅度沉降，导致火山活动和海进。中期祁连海槽范围最大，北侧为浅海陆棚区，陆源碎屑少，地壳活动强烈，火山喷发频繁，以中基性火山喷发为主；海槽趋于稳定，火山喷发减弱，同时海槽之南可能为障壁浅海区。晚期，海槽抬升，陆源碎屑物和碳酸盐岩明显增加。上寒武统为香毛山群，厚度1111m。下部为砂质板岩、板岩夹灰岩、砂岩，含三叶虫；上部为凝灰质板岩、板岩夹灰岩，顶部为安山岩，灰岩中含三叶虫。这是一套有微弱火山活动的较为稳定的海湾环境产物。

奥陶纪是洋壳发育时期。下奥陶统为阴沟群，厚度600m，主要岩性为火山角砾岩、基性火山岩、霏细岩、红色硅质岩、灰岩和页岩。产笔石、放射虫、三叶虫，腕足类和头足类化石。中奥陶统称中堡群，厚度可达4000m，主要岩性是暗绿色、绿色超基性、基性岩，火山角砾岩，混杂岩，硅质岩，砂岩，富含放射虫和笔石，底栖类型化石少见。这是一套与洋壳相关的岩系。上奥陶统由两个岩组组成，下部为妖魔山组，厚度572m，底部为砾岩，其上以灰岩为主，夹板岩，产三叶虫和笔石化石，为浅海台地型沉积；上部为南石门子组，厚度大于570m，为暗绿色、灰绿色基性火山岩、凝灰岩，灰黑色硅质岩、页岩及灰岩，含笔石及三叶虫化石。

志留系显示了一个完整海退系列。下志留统由两个岩组构成：下部小石户沟组，厚度可逾1726m，主要是灰绿色页岩、粉砂质页岩、粉砂岩、砾岩，富含笔石；上部肮脏沟组，厚度2235m，岩性与小石户沟组相似，具典型的复理石韵律层，产笔石和深水相遗迹化石。中志留统泉脑沟群，厚度2109m，主要岩性为灰绿色粉砂岩、砂质页岩、细砂岩、泥灰岩等，产珊瑚、三叶虫、腕足类化石。上志留统旱峡群，厚度1903m，以红色砂岩、粉砂岩为主，局部含砾岩。层面发育波痕、泥裂构造，偶见雨痕，产少量珊瑚、腕足类化石。

3. 上古生界

该地体上古生界为陆相、浅海相和海陆过渡相沉积及含煤岩系。泥盆系缺失下统的中、下部，表明志留纪海退之后地壳有一个隆升的过程。下泥盆统上部和中泥盆统称为雪山群，厚度3570m，为一套巨厚的山麓相磨拉石岩系，其中偶见中基性火山岩，产植物和鱼类化石。上泥盆统为沙流水群，厚度595m，是一套河湖相红色碎屑岩系，含植物及鱼类化石。

石炭纪时，该地体为浅海—滨海沼泽沉积体系。由于气候温暖潮湿，植物极为繁盛，形成成煤有利环境。化石以底栖类的腕足、蜓为主，偶见菊石和牙形石。

二叠纪海水退出，出现一套内陆盆地的陆相碎屑岩系，是重要含煤地层，富产具华夏植物群与安加拉植物群混生组合化石。

北祁连的石炭－二叠系具有华北型的沉积序列和生物群组合。

4. 中、新生界

三叠系属于山间和山前盆地沉积，呈北西-南东向展布。中、下统为山麓河流相碎屑岩，偶见植物、叶肢介化石。上统为湖沼相砂泥岩夹煤层，含植物、淡水双壳类化石，厚度可逾1500m。

侏罗系分布零星，为小型山间盆地沉积，厚度小。西部偶见下统，东部上统发育。中统分布广泛，为煤系地层，属河流－沼泽相沉积，偶夹基性火山岩。

白垩系仅发育下统，称新民堡群，厚度可达1769m，以紫红色砾岩、细－粗粒长石石英砂岩为主，含介形虫、叶肢介和轮藻等化石。

第三系主要为山间盆地和山麓相堆积，是一套砖红色、灰紫色、桔黄色的砂岩、砾岩，产淡水双壳类、腹足类、脊椎动物及植物化石。

第四系以冰碛、洪积物为主，少量为河床堆积和坡积，具高山冰川沉积特征(图2-3)。

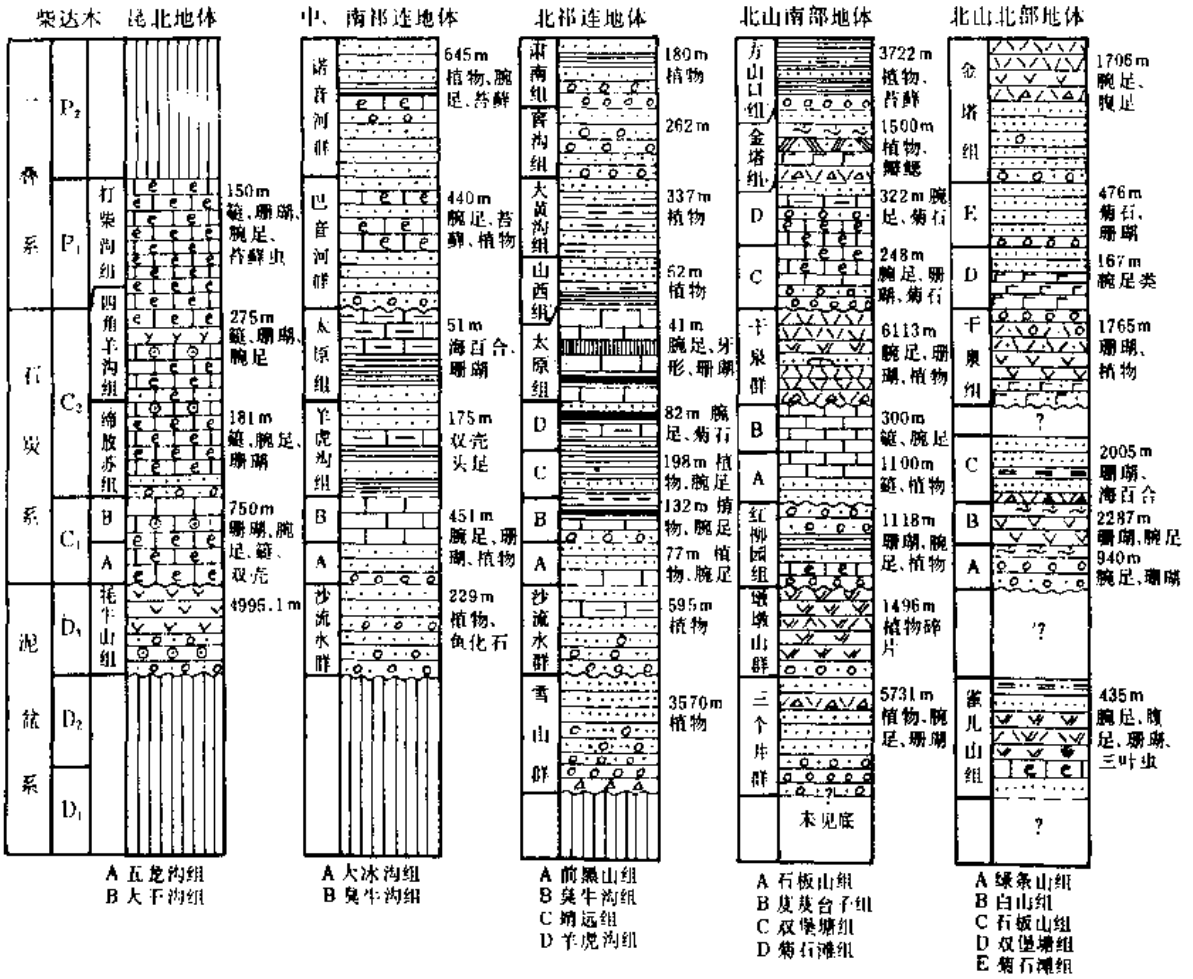


图2-3 走廊域各地体晚古生代地层对比图

Fig. 2-3 Correlation of Upper Paleozoic terranes

第四节　北山南部地体的地层

1. 前寒武系

敦煌群为该地体最古老岩系，厚度逾 4762m，由片麻岩、片岩、混合岩、大理岩、流纹岩、角砾熔岩、千枚岩等组成，其变质相属于低角闪岩相和高绿片岩相。原岩为基性、中基性、中酸性火山岩，海相碎屑岩、碳酸盐岩和复理石沉积。关于该群的时代尚无定论。左国朝(1992)和李志琛(1992)在该群中新近取得了 29.36—34.88 亿年的同位素年龄值，证实了该群有的结晶岩系应归入新太古界。《甘肃省区域地质志》(1989)也记载该群有 7.9—8.78 亿年的同位素年龄值。这些年龄数据可能表明该群的时限较长。本文将该群主体暂置于古元古界。

长城系为白湖群，厚度 6466m。下岩组为石英片岩、长石石英砂岩、变粒岩、片麻岩；中岩组为云英片岩、千枚岩，夹石英岩、变粒岩和大理岩；上岩组为白云质大理岩、大理岩，夹粉砂岩，含叠层石。

蓟县系为平头山群，厚度 3842m。下部为富硅镁碳酸盐岩，中部为陆源碎屑岩和碳酸盐岩，上部为碳酸盐岩，富含叠层石和微古植物化石。该群为一套滨—浅海相沉积，经历了低绿片岩相区域变质作用。

新元古界下部青白口系为大豁落山群，厚度 4611m，为深灰色巨厚层燧石条带白云质大理岩和白云岩互层，含叠层石。这是一套在干燥气候下形成的富硅镁碳酸盐岩系。

新元古界上部震旦系为洗肠井群，厚度 378m。下岩组为冰碛砾岩和冰水沉积岩，上岩组为正常滨海相的碳酸盐岩和碎屑岩。

2. 下古生界

寒武系由双鹰山组和西双鹰山组组成，总厚度逾 3000m。下寒武统为灰绿色凝灰质长石石英杂砂岩与砂质板岩、硅质板岩、板岩互层。中、上寒武统为紫红色、红色、黑色硅质岩和砂屑灰岩(含三叶虫碎片)。在洗肠井南侧，震旦系顶部逐渐过渡至下寒武统(左国朝等，1992)。寒武纪继承了震旦纪被动大陆边缘的格局，海盆逐渐下沉加深。早寒武世形成了具鲍马序列的浊流沉积，构造位置位于大陆斜坡。中、晚寒武世形成了深水相硅质岩，陆源碎屑减少。

中下奥陶统称砂井群，厚度 1899m。下岩组为细粒长石石英砂岩、细砂岩、粉砂岩，夹炭质页岩、千枚岩、长石砂岩，与下伏上寒武统呈整合或平行不整合接触；上岩组为含炭硅质岩、硅质板岩、粉砂质板岩、石英砂岩，夹砂质灰岩透镜体，含笔石，这是一套大陆斜坡相浊流沉积体系，其上部具明显的鲍马序列层。中上奥陶统为横峦山组，厚度 596m，为一套中基性及基性火山岩、火山沉积岩、碧玉岩、硅质岩、碎屑岩、灰岩岩系，灰岩中富含珊瑚、三叶虫化石。这是一套活动型沉积，该组下部继续保持砂井群形成的大陆斜坡相的特征，中上部出现活动性沉积。上奥陶统为白云山组，厚度 1517m，为一套以细碎屑岩、灰岩为主的地层，底部含少量玄武岩、碧玉岩。本组上部可沿走向相变为中性、中酸性火山岩夹少量大理岩。灰岩中富产珊瑚、三叶虫、腕足类化石。

志留系由于地质体碎裂，出露欠佳，尚未建立完整的层序，统与统之间直接接触的露头尚未见及。下志留统为黑尖山组，厚度 481m，顶、底均为断层所截，主要岩性为深灰、黑色炭质、硅质板岩，硅质岩，石英岩，夹炭质页岩、粉砂岩，板岩中含笔石。中、上志留统为公婆泉

群，厚度 4020m，主要为一套中基性、中性、中酸性火山岩、火山碎屑岩和碳酸盐岩，灰岩中含珊瑚、腕足类、头足类化石。该地体中志留世火山活动频繁，形成千米以上的火山岩系；晚志留世火山活动趋于平静，海水规模缩小，形成正常浅海的碳酸盐岩和碎屑岩沉积，末期海水退出、地壳抬升。

3. 上古生界

泥盆系未见下统中下部，下泥盆统上部为三个井群，厚度 5731m，角度不整合于下古生界之上，为一套海陆交互相的碎屑岩，上部夹有中性火山角砾岩。产有植物、腕足类、珊瑚化石。上泥盆统为墩墩山群，厚度 1496m，主要为英安岩、英安质角砾岩、凝灰岩、火山角砾岩。其底部为巨砾岩，含有下伏地层之砂岩及粉砂岩砾石，与下伏三个井群呈角度不整合关系。其岩石从中性递变为中酸性，韵律明显。在凝灰岩夹层中见有植物化石碎片，反映其属于陆相火山喷发岩系。

石炭系由四个群、组构成。下统红柳园组，厚度 1118m，由碎屑岩和碳酸盐岩组成，生物以海相底栖类为主，偶见菊石，也产植物化石，是一套潮间带碎屑岩和浅海碳酸盐岩沉积。中统由石板山组和芨芨台子组构成，总厚度 1400m，主要岩性为中—厚层结晶灰岩、角砾灰岩，夹砂岩、板岩，富含蜓、珊瑚、腕足类及植物化石。上统为干泉群，厚度 6113m，下部是粉砂岩、长石石岩砂岩、 状灰岩，富含珊瑚、腕足类；上部为流纹岩、凝灰熔岩、火山角砾岩夹英安岩、粉砂岩等，含植物化石。总体来说，该统下部为浅海碳酸盐岩和碎屑岩沉积，生物极为丰富，以底栖类为主，也产菊石；上部为潮间带碎屑岩-火山岩岩系，生物以植物为主。

下二叠统由两个组组成。下为双堡塘组，厚度 248m，主要是灰岩和碎屑岩，夹有玄武岩，化石以腕足类、菊石为主；上为菊石滩组，厚度 322m，以砂岩、页岩为主，夹灰岩，富含菊石和腕足类化石。该统从岩相和厚度上变化颇大。双堡塘地区的双堡塘组，下部主要由辉绿岩、玄武岩与砾岩、砂砾岩互层组成，上部为砂屑灰岩、砾岩、砂岩等。菊石滩组在红柳园等地发育最好，其中都具砂岩、板岩组成的复理石韵律层，显示水体变深，生物以游泳类型的菊石为代表。上二叠统由两个组构成。下为金塔组，厚度 1500m，为灰绿、灰紫色玄武岩、火山角砾岩、凝灰岩、灰黑色页岩、硅质岩、砂岩、砾岩等，含腕足类、珊瑚和菊石化石。上为方山口组，厚度 3722m。在安西莲井至肃北红岩井等地，为一套海陆交互相沉积，主要为炭质页岩、砂质页岩、长石砂岩、硅质灰岩，产有植物和苔藓化石。在安西红柳峡为一套陆相中酸性火山岩、凝灰岩、火山集块岩、火山角砾岩及硅质板岩、页岩，含有梨形火山弹（直径可逾一米），产有植物化石。

4. 中、新生界

该地体三叠系为小型山间盆地沉积。中下统为山麓河流、沼泽相含煤碎屑岩系；上统为干燥气候下形成的河湖相紫红色粗碎屑岩，称为二断井群，厚度 1600m。上统为河湖相灰绿色细碎屑岩，含植物化石，称为珊瑚井群，厚度 752m。

侏罗纪为成煤期。中、下统属于含煤地层，为湿润气候下形成的河湖相红色碎屑岩系。

白垩系仅见下统。由于燕山运动的影响，下统新民堡群角度不整合于侏罗系之上。该群厚 1769m，在新民堡地区发育完好，是热带、亚热带干旱性气候下形成的以红色碎屑岩为主的岩系。产有介形虫、叶肢介、轮藻和植物化石。

第三纪时，该地体为盆地，相对白垩纪沉积区有所扩大。古新—始新统称火烧沟组，厚度 496m，为一套棕红色碎屑岩，是山麓—河湖相沉积，不整合于新民堡群之上。渐新统为白杨

河组，厚度 403m，为棕红色、桔红色、深棕红色的砂质泥岩、泥岩、砂岩，含薄层石膏，为一套河湖相沉积。上第三系为疏勒河组，厚度 1856m，为棕黄、棕红色河流、湖泊相碎屑沉积，其中植物化石和哺乳动物化石较为丰富。

第四系在该地体发育良好，以戈壁平原、山前洪积为主，其次有河湖、沼泽及河谷平原沉积。沉积物以冰期堆积为特征(图 2 4)。

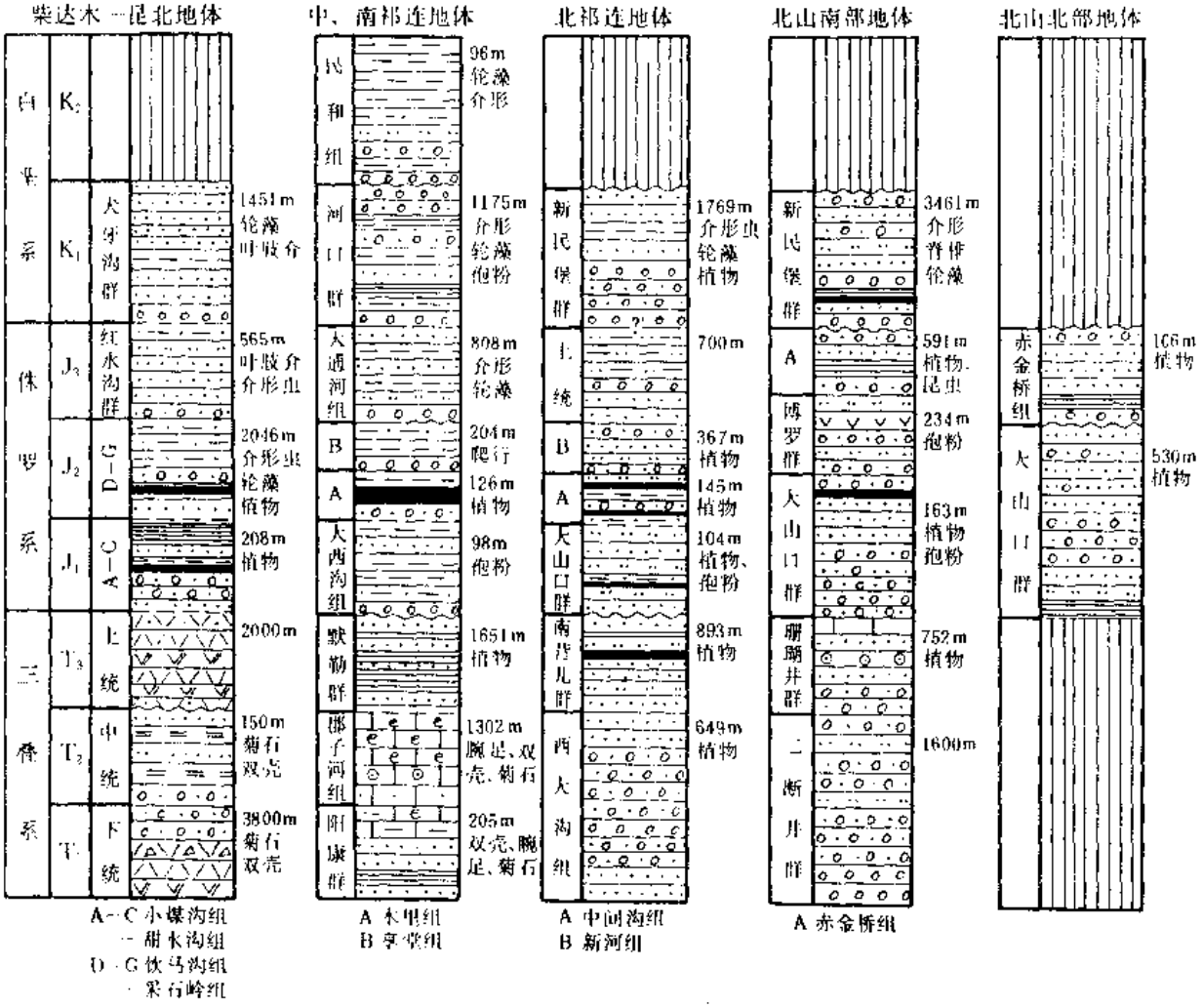


图 2-4 走廊域各地体中生代地层及其对比图

Fig. 2-4 Correlation of Mesozoic terranes

第五节 北山北部地体的地层

1. 前寒武系

据《甘肃地层表》(1980)，该地体普遍缺失前寒武纪地层。《内蒙古自治区区域地质志》(1991)恢复了北山群这一在 1964 年 1/100 万区调地质说明书中使用的名称，将该群暂置于古元古界。北山群分布于马鬃山以北地区，呈东西西向条带状分布，其顶为侏罗系不整合覆盖，底界不清，可见厚度 5039m。可分两个岩组，下岩组由变粒岩、混合岩化片麻岩、片岩、石英岩组成，上岩组为千枚岩、片岩、石英岩、片麻岩、混合岩及凝灰岩。未见两岩组的连续露

头，各有单独剖面代表，且顶、底不全，仅根据变质程度确定上、下层序。

白湖群厚 3687m，自下而上为碎屑岩建造、粘土岩建造和碳酸盐岩建造，上部有火山岩建造（内蒙古地质志，1991），含有叠层石，主要是一套滨浅海相沉积。

半头山群厚 3063m，主要由碳酸盐岩组成，经历了不同程度的成岩后交代作用，局部为砂岩和钙质砂岩，含叠层石，属于潮坪—浅海相沉积。

青白口系为大豁落山群，厚 1814m，主要岩性是碳酸盐岩，含叠层石，为泻湖—浅海相沉积。

红山口群厚 299m，主要由冰碛砾岩、冰碛泥砾岩、含砾白云岩和板岩组成。该套岩系冰碛特征明显，在红山口一带发育最全。

2. **下古生界**

本地体的下古生界除奥陶统底部有确切的化石证据和较好的层序外，下伏的寒武系仅据岩相分析和区域对比而划定。

下寒武统厚 1342m，是一套灰绿色石英杂砂岩、硬砂岩、砾岩，上部具复理石韵律层。中寒武统厚 341m，由砂岩、板岩、硅质岩、砂屑灰岩组成；上统缺失。

下奥陶统为典型复理石相沉积，并伴有安山岩、流纹岩等中酸性火山岩，在所夹大理岩中见头足类化石。中奥陶统由超基性岩、基性岩、火山角砾熔岩、红色硅质岩组成，厚度 1579m，硅质岩中有放射虫化石。这是一套洋壳地层。上奥陶统白云山组厚 1517m，主要由细碎屑岩、硅质岩、硬砂岩和灰岩组成，灰岩中含有三叶虫化石。

该地体在寒武(?)－奥陶纪时，形成一套由被动大陆边缘沉积向洋壳递变、发展的岩系。其构造和沉积演化过程是：震旦系为滨海相冰水沉积；早寒武世地壳发生沉降，由陆缘海向大陆斜坡发展；中寒武世进入半深海环境；晚寒武世地壳曾一度抬升，导致早奥陶世再度出现大陆斜坡环境；中奥陶世随着地壳被拉张裂解，进入海底裂谷火山喷发阶段，形成洋盆；晚奥陶世，地壳扩张趋于缓和，火山活动弱化，形成较为稳定的深海—半深海沉积，在早期海底火山喷发所造成的洋底火山岩台地上可以形成碳酸盐岩沉积。

下志留统以硅质岩、硅泥质页岩为主，夹薄层玄武岩和浊积岩，产笔石，是一套深海平原相沉积物。中统下部为英安岩、安山岩、玄武岩夹砂板岩，中部为中酸性、酸性火山岩与泥质板岩互层，上部为泥质板岩夹安山岩。据六驼山幅 1/20 万区调报告，中统偶见灰岩中产海百合茎、腕足类、苔藓虫及珊瑚化石。上统由巨厚的中酸性、酸性火山岩夹板岩、碳酸盐岩、硅质岩组成。中、上志留统是一套火山岩系。火山活动导致地壳隆升，在黑鹰见到的泥盆系与志留系之间的角度不整合接触关系及在红石山缺失下泥盆统即是此次地壳活动的佐证。

3. **上古生界**

该地体泥盆系缺失部分下统和上统。下、中泥盆统为雀儿山群，厚度 1467m。其下部为安山玄武岩、英安岩、安山质凝灰熔岩、安山质角砾熔岩，夹砂岩、灰岩透镜体，含腕足类、腹足类、三叶虫和苔藓化石；上部为砂质板岩、硬砂岩、英安岩、凝灰熔岩、泥灰岩，含腕足类化石。这是一套浅海相火山岩、火山沉积岩及陆源碎屑岩岩系。中泥盆世之后地壳再次隆升，造成上泥盆统的缺失。石炭系以角度不整合与雀儿山群接触。

下石炭统由两个组构成。下为绿条山组，厚 940m，下为砂砾岩、砂岩夹砾岩、大理岩，含腕足类、珊瑚化石；上为灰黑色千枚岩、千枚状板岩、板岩夹硅质岩。上为白山组，厚度为

2287m，其下部为流纹岩、安山岩、凝灰熔岩、角砾熔岩夹大理岩、硅质岩，含三叶虫、珊瑚、腕足类化石；上部为厚层大理岩、硅质条带及硅质结核大理岩、千枚岩、片理化流纹岩，含珊瑚化石。中石炭统石板山组，厚度 2005m，由灰色、灰黑色长石砂岩、千枚质板岩、泥质板岩夹大理岩组成，底部为黑色安山玢岩、角砾岩，含海百合茎、珊瑚。上石炭统干泉群，厚度 1765m，其下为玄武玢岩、安山玢岩、凝灰砂岩，其上为砾岩、含砾凝灰岩，含植物化石。不整合于白山组之上。石炭纪为该地体强烈火山活动时期，广泛发育的中酸性火山岩使地体内各部分及与其它地体最终焊接成一体，发展成为成熟陆壳。二叠纪时，北山南、北两部分已拼贴在一起，属于天山-兴安海槽之一部。北带与南带的二叠系大同小异，不再赘述。

4. 中、新生界

二叠纪后期的中酸性火山活动使北山地壳又一次隆升，海侵历史结束，而缺失三叠系。侏罗系与南带相似。白垩系缺失。

第三系仅见上第三系，为苦泉组，厚度仅 66m，为一套内陆湖泊相碎屑岩，产哺乳类及植物化石。

第四系由冲洪积层、淤积层、湖沼-冲积层及洪积层等组成(图 2-5)。

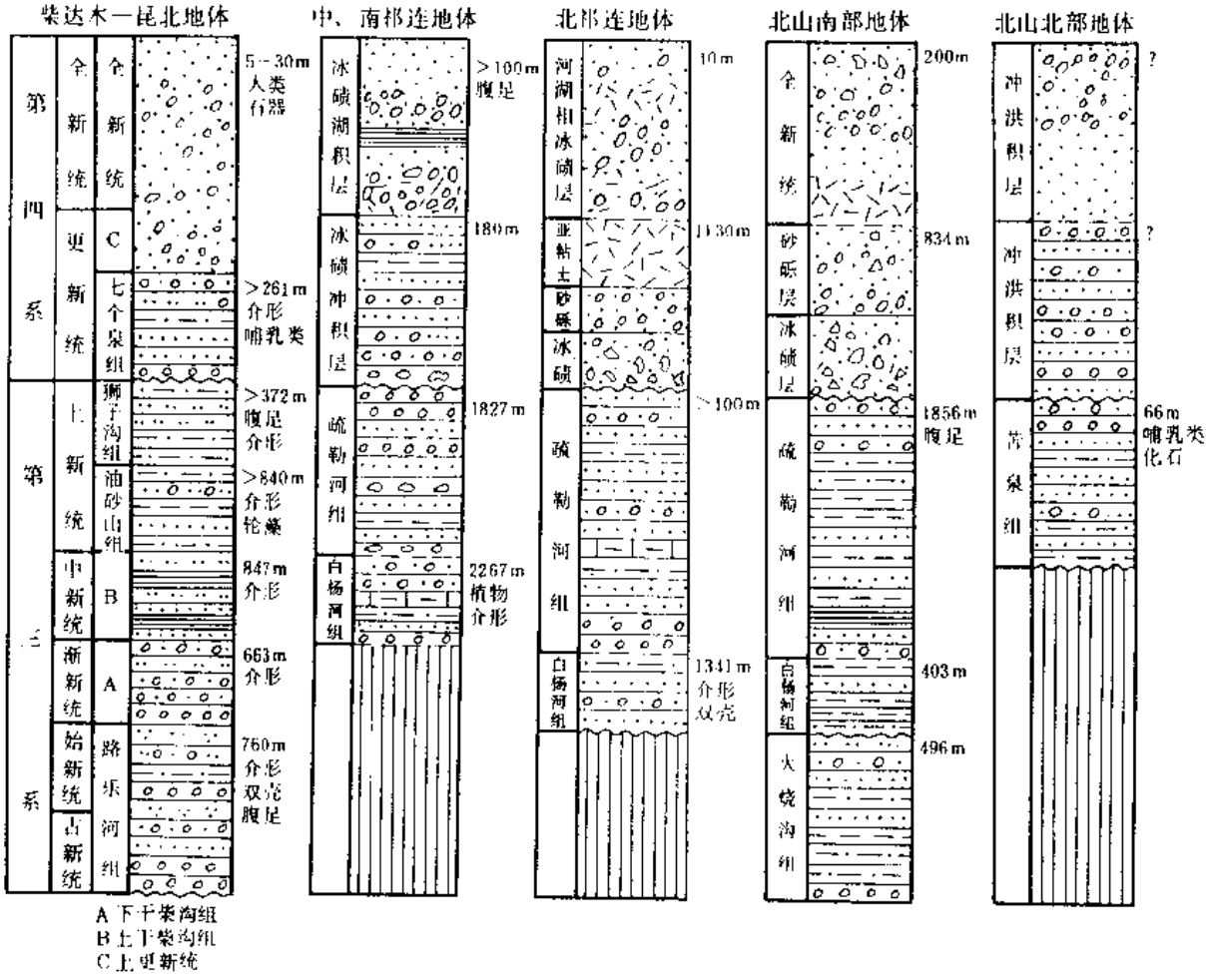


图 2-5　走廊域各地体新生代地层柱状对比图

Fig. 2-5　Correlation of Cenozoic terranes

第六节　走廊域各地体地层总体格架分析

从前一节地层概述中可以看出，走廊域各地体各时代地层均有程度不同的出露，层序较为完整，具有复杂的沉积特征和丰富的古生物化石群；古生代火山岩系极为发育，构造特征独特。走廊域各地体一般具前寒武纪的古老结晶基底；早古生代是各地体产生、发展和拼贴时期，普遍有海相火山岩系（或洋壳地层）、火山沉积岩系和各类沉积岩系；晚古生代为地壳隆升时期，发育磨拉石岩系，同时火山活动相对频繁，各地体被焊接成一体；中生代之后，除昆仑和中南祁连在三叠纪尚有海相沉积外，其余皆为陆相沉积；新生代为山系强烈隆升时期，伴有高原冰川。

根据各地体产生、发展、拼贴、焊接的历史，地层的发展过程可以分为4个阶段。

1. 原始陆壳阶段（前寒武纪）

各地体均有前寒武系出露，它们构成了各地体结晶基底，这些基底为后来的构造运动所肢解、离散，导致了地体、地体群的产生。

中、新元古代的沉积基本上属于原始陆壳上的盖层体系，大多数地体以滨一浅海的陆源碎屑岩和碳酸盐岩为主并富含叠层石和微古植物，属于稳定型台地沉积地层。但也有例外，主要反映在中元古界下部长城系中，具有一定的活动性火山岩系及地层，沉积环境也由浅海陆棚巨变为次深海或海沟环境上，如北祁连地体和北山南部地体。长城纪以后，地壳活动趋于稳定。中元古代晚期蓟县纪时，除柴达木冰沟群沉积期有中基性火山活动外，其它地体均以浅海台地相沉积为主。进入新元古代早期，各地体相当稳定，在北山南部，地体曾发生抬升而造成海退的现象。晚期，各地体普遍发育冰碛岩，并在祁连和北山地区的一些地段出现裂陷拉张的背景。到目前为止，走廊域尚未发现前寒武纪的典型洋壳和缝合线的可靠证据。

2. 古洋壳拉张阶段（早古生代）

从各地体下古生界特征可知，在拉张作用下，前寒武系原始陆壳被拉张裂解，到中奥陶世拉张达到最大程度，蛇绿岩套出现，形成初始洋盆和部分小洋盆环境。走廊域共发育四条不同类型的洋盆，即北山北部洗肠井一月牙山一石板井一线的以横峦山组为代表的北山洋盆，以中堡群为代表的北祁连小洋盆以及以滩间山群和祁曼塔格群为代表的柴北缘和柴南缘初始洋盆或裂陷槽。前两个洋盆蛇绿岩套发育齐全，有较多的放射虫化石产出，是各家公认的洋壳体系，后两者由于研究程度低，有待进一步工作。

加里东运动对走廊域特别是对北祁连和北山地区的构造格局和地层性质产生了重大影响。加里东期的火山活动使北祁连地体内部焊接，也使该地体与其它地体焊接；同时，使北山地区第一次产生焊接作用。

3. 焊接及拼贴期（晚古生代）

加里东期构造运动和火山活动使祁连地区（包括北、中、南祁连）基本焊接成一体，在晚古生代以后已成为较成熟陆壳。晚古生代祁连地区（即北祁连地体、中南祁连地体）以磨拉石和海陆交互相沉积为特征，很少有火山活动。

北山地区在晚古生代火山活动异常强烈。从泥盆纪晚期开始到二叠纪都有火山活动，尤以石炭纪最为强烈。以酸性为主的大规模岩浆侵入活动使该区强烈褶皱上隆，并使二叠纪以

前的地层在动力热流作用下结晶变质，完成了地体内部和地体间的焊接，形成完整块体，而拼贴在西伯利亚板块上，南部与祁连地区拼贴。

4. 陆相沉积阶段（中、新生代）

此阶段，五个地体已不复存在。除三叠纪时南祁连和柴南缘尚有海槽存在外，其余地区皆为陆地。侏罗纪以后，走廊域海水已完全退出，开始了陆相沉积的崭新阶段。

第三章　青藏高原北部及邻区古生物地理区系

古生物地理是研究板块、地体等构造单元的基础，也是检验构造单元划分是否合理的主要标准之一，并与古气候学和古地磁学一起构成现代古地理学的三大支柱。换句话说，古生物地理研究程度的高、低直接关系到地体的划分。目前在古生物地理划分上，各家采用的名称、术语、划分原则自成体系。其主要分歧在于究竟哪一种因素对古生物地理分区起主导作用。我们认为除寒武纪以外，纬度控制气候带的分布，因而是古生物地理分区的主导控制因素之一。现代生物群的气候类型以赤道为中心具双极性，与气候带轮廓近于一致。反过来，由地质时期古生物地理分布的对称性可推断有关地区的古纬度(王乃文，1982)。其次，山脉和大洋对陆生、海生生物辐射通道的阻隔可形成一定的生物地理区系。

截止到 1993 年底，我们所收集到的青藏高原北部古生物资料表明，各时代、各门类和各地段研究程度都存在着相当大的差异，极不均衡，而且研究程度普遍偏低。所以在讨论分异度时，一般只简单地做属种统计，进行门类比较。在古生物地理区划上，采用国内外较普遍采用的生物地理单元，即大区(Realm)、区(Region)、省(Province)、亚省(Subprovince)。

下面按地质时代，结合古生物地理分区分别予以叙述。

第一节　寒武纪

寒武纪时各大板块、地体群除少数外，均位于赤道两侧附近的低纬度范围内。这是多数古生物地理学家所取得的共识(Ziegler A. M. 等，1979；Palmer A. R. 1981；杨家录，1990；等等)。由于世界各地寒武系古地磁资料少，精度较低，因而对于一些板块、地体群相对位置的配置以及板块划分等仍存在着意见分歧。但这并不妨碍对古生物地理大区(Realm)一级单元的划分。寒武纪世界性古生物地理分区主导控制因素是深海、洋盆的阻隔，而纬度决定的全球性气候带因板块和地体群位置均处于低纬度范围内而退居次要地位。根据杨家录(1988、1990)对三叶虫的研究，我们认为寒武纪可划分为三个生物大区：北美-西伯利亚生物大区、中轴生物大区、冈瓦纳生物大区。

我国以额尔齐斯河、克拉美丽、贺根山为界，以南属中轴生物大区亚-澳生物区，以北是北美-西伯利亚生物大区西伯利亚生物区。本研究区属亚澳生物区。大致以阿尔金断裂为界分为两个生物省和三个生物亚省，即塔里木生物省北山-雅干生物亚省和华北生物省祁连及柴达木生物亚省(图 3-1)。

通过研究，我们可以归纳出以下二个特点。①早寒武世塔里木板块的东北缘马宗山地体以及雅干地区为深水陆坡，动物群为三叶虫动物群。三叶虫物群面貌具西伯利亚生物区与亚-澳生物区两者混生的特点，表明早寒武世塔里木板块东北缘与西伯利亚生物区一度有过联

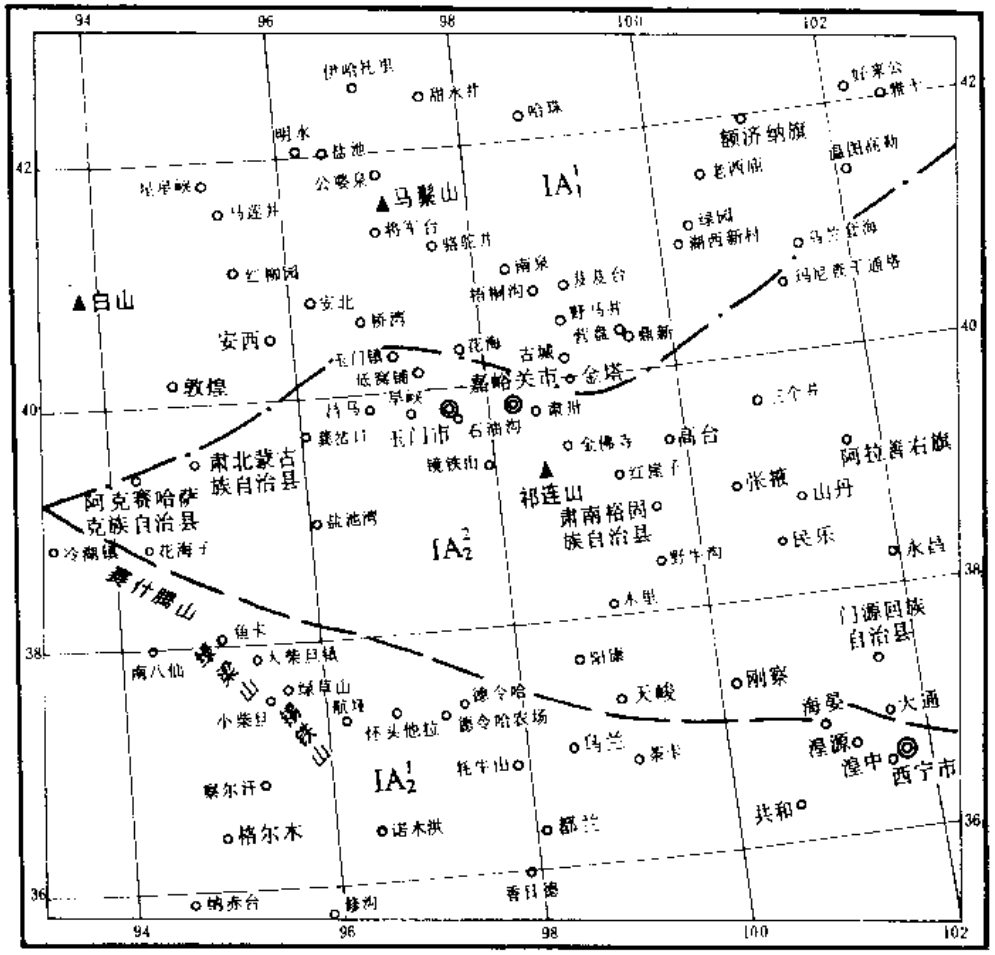


图 3-1　青藏高原北部及邻区寒武－奥陶纪生物古地理分区图

Fig. 3-1 Biogeographical map of Cambrian—Ordovician of north Qinghai-Tibet Plateau and its adjacent areas

Ⅰ—中轴生物大区；ⅠA—亚-澳生物区；IA_1—塔里木生物省；IA_1^1—北山-雅干生物亚省；IA_2—华北生物省；IA_2^1—柴达木生物亚省；IA_2^2—祁连生物亚省。图例同图 3-2。

Ⅰ—Median Realm; ⅠA—Asia-Australian Region; IA_1—Tarim Province; IA_1^1—Beishan-Yagan Subprovince; IA_2—North China Province; IA_2^1—Qaidam Subprovince; IA_2^2—Qilian Subprovince. Legend is the same as Fig. 3-2

系。中、晚寒武世环境未发生大的改变，仍为深水陆坡环境，而三叶虫均是亚-澳生物区的分子。寒武纪沉积环境稳定，没有火山活动，三叶虫面貌相近于华南生物省，这些都不同于华北生物省。需要说明的是，在中、晚寒武世，有少数华北生物省三叶虫分子混入塔里木生物省的北山-雅干生物亚省中。推测当时塔里木板块东北缘与华北板块西北缘位置上一度比较接近。②在本研究区内的华北板块西北缘，从沉积特点上可分为稳定性环境（台地）和非稳定性环境（大陆边缘裂陷槽）。

与此相应，华北生物省又可分为柴达木生物亚省（稳定性环境）和祁连生物亚省（非稳定性环境）。柴达木生物亚省早寒武世为潮间带，至中、晚寒武世转变为碳酸盐台地相环境。三叶虫均为底栖类型，与华北生物省本部近乎一致。祁连生物亚省缺乏可靠的早寒武世沉积。中、晚寒武世三叶虫动物群总体上以华北型为主，江南型次之，但在东西向上分布有差异。如

东段香山地区以华北型为主，江南型为辅；在中段天祝黑茨沟、肃南西南部，华北型与江南型分子在种属、数量上差不多；西段格尔莫沟以江南型分子为多。总体上，祁连生物亚省的三叶虫动物群属过渡类型。

第二节　奥陶纪

寒武纪以后，各大板块和地体群位置均位于低纬度范围内的局面已发生较大改变，但是多数仍位于低纬度区，少数位于中、高纬度区（图 3-2）。这种分布格局使得大洋阻隔控制生物大区划分的主导因素退居次要地位，而纬度则开始起主导作用（李自明，1988；姚培毅、王乃文，1992）。

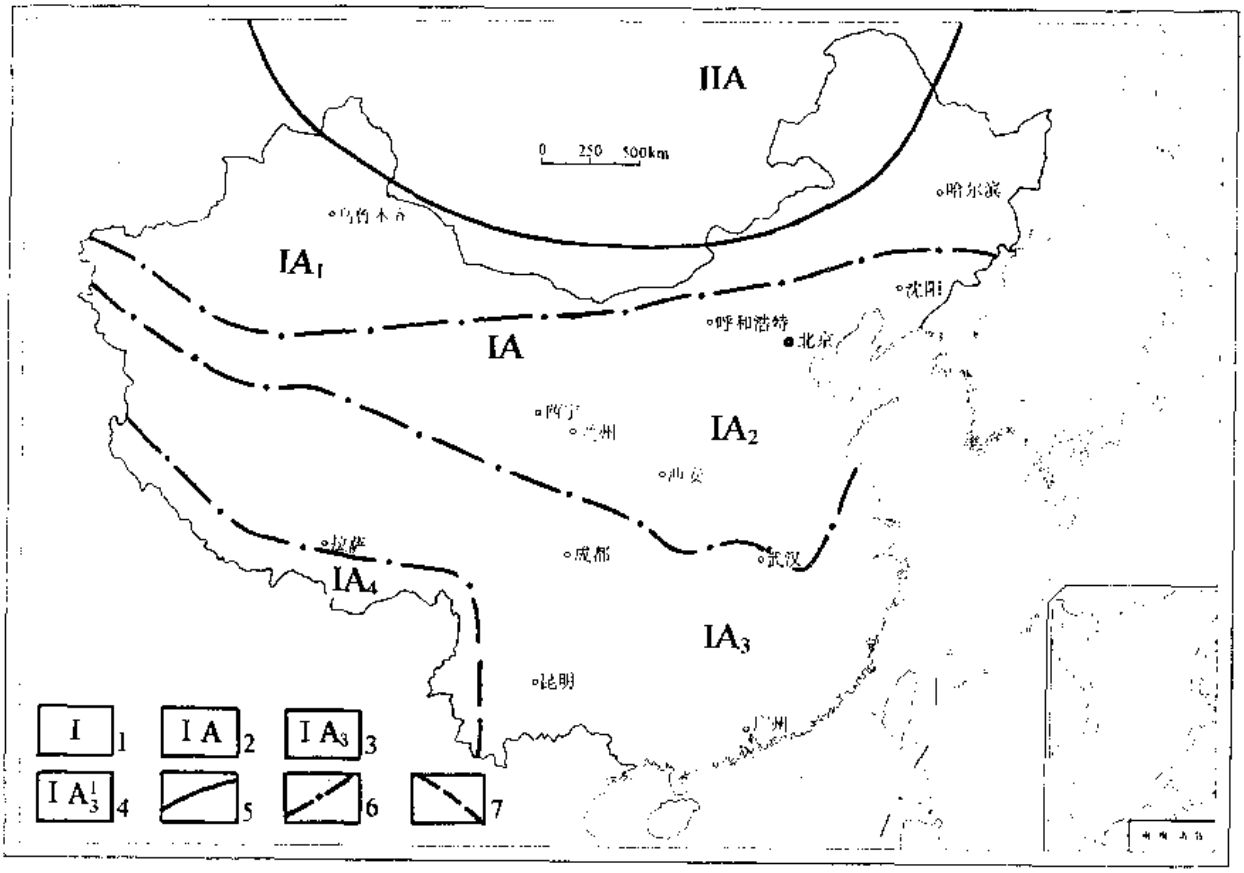


图 3-2　中国中、晚奥陶世生物古地理分区图

Fig. 3-2 Biogeographical map of Middle—Late Ordovician of China

1—生物大区代号；2—生物区代号；3—生物省代号；4—生物亚省代号；5—生物区界线；6—生物省界线；7—生物亚省界线。Ⅰ—中轴生物大区；ⅠA—亚-澳生物区；ⅠA$_1$—塔里木生物省；ⅠA$_2$—华北生物省；ⅠA$_3$—扬子生物省；ⅠA$_4$—藏南生物省；Ⅱ—北美-西伯利亚生物大区；ⅡA—西伯利亚生物区

1—Realm; 2—Region; 3—Province; 4—Subprovince; 5—Region boundary; 6—Province boundary; 7—Subprovince boundary. Ⅰ—Median Realm; IA—Asia-Australian Region; IA$_1$—Tarim Province; IA$_2$—North China Province; IA$_3$—Yantze Province; IA$_4$—South Tibetian Province; Ⅱ—North America-Siberian Realm; ⅡA—Siberian Region

关于奥陶纪古生物地理分区，我们在李志明(1988)划分方案的基础上做了一些修改，即将世界划分为北美-西伯利亚生物大区、中轴生物大区、亚-澳生物区和冈瓦纳生物大区。我国大致以克拉美丽-贺根山一线为界，以北属北美-西伯利亚生物大区西伯利亚生物区，以南是中轴生物大区亚-澳生物区(图 3-2)。

在本研究区内，可进一步划分出华北生物省中的柴达木生物亚省和祁连生物亚省，以及塔里木生物省中的北山-雅干生物亚省(图 3-1)。

早奥陶世华北生物省柴达木生物亚省的三叶虫动物群已不象寒武纪是一个单一的华北类型动物群，而是一个混有不少扬子区漂游类型的三叶虫动物群。头足类动物群则显示出浓厚的华北生物省色彩。此时，祁连生物亚省也表现出与柴达木生物亚省类似的生物特征。中、晚奥陶世柴达木生物亚省头足类也出现了华北生物省与扬子区的分子发生混生的现象。祁连生物亚省中，三叶虫和头足类以扬子区分子所占比重偏大，而珊瑚则以北美-西伯利亚生物大区的分子居多，扬子区的分子次之。

塔里木生物省北山-雅干生物亚省早奥陶世生物面貌与我国东南区的很相似。中、晚奥陶世时，无论是头足类还是珊瑚动物群都表现出与新疆库鲁克塔格、扬子区以及华南区浙赣地区的头足类和珊瑚动物群关系非常密切，而与华北生物省的生物面貌有很大的不同。

综上所述，我们可以得出以下结论：华北生物省中的柴达木生物亚省和祁连生物亚省自早奥陶世晚期以后，混生现象越来越显著，生物分区界线趋于模糊。这表明柴达木和祁连生物亚省与我国扬子区相距较近，已达到足以使两地生物发生混合的程度；相反，塔里木生物省北山-雅干生物亚省自始自终保持着我国南方生物群的本色，几乎没有混生现象，反映在奥陶纪时北山-雅干生物亚省与华北生物省相距较远，两地生物难以混生。

第三节　志留纪

志留纪仍是全球古大陆及其周边地体群位置变动较大的时期。最重要的变化是西伯利亚、蒙古及欧洲向北不断移动，进入高纬度地区(王鸿桢等，1989)。这样就造成分布在不同纬度上的生物出现差异，最显著的是有凉、暖水动物群之分。以腕足为例，在北半球高纬度地区志留纪发育有凉水性的 *Tuvaella* 动物群；在南半球高纬度地区发育有水性的 *Clarkeia* 动物群，其生质与 *Tuvaella* 动物群相近；热带－亚热带以小嘴贝类 *Eocoelia*、五房贝类 *Pentamerus* 以及 *Stricklandia* 等为特色。另外，在前苏联图瓦、蒙古地区早志留世出现许多单体带型、隔壁较厚的扭心珊瑚，如 *Tunguselasma*、*Densiphyllum* 和 *Pterophreutis* 等，被认为是凉水性的珊瑚(何心一，1988)。因此纬度控制气候因素对古生物地理分区仍起着主导作用。在古生物地理分区上，我们赞同珊瑚和腕足类研究者的意见，将全球划分为 3 个大区，即北方生物大区、中轴生物大区(包括东中轴生物区、西中轴生物区)及南方生物大区或马尔维诺-卡弗列克生物大区。

我国大致以克拉美丽、贺根山一线为界，以北属北方生物大区，准噶尔-兴安生物区，以南均属中轴生物大区。在本研究区内，大致以阿尔金断裂为界，以北是北方-中轴生物过渡区北山-雅干生物省，以南是中轴生物大区东中轴生物区祁连生物省(图 3-3)。

通过讨论和分析，我们得出以下认识。

在早志留世，北山-雅干生物省和祁连生物省与扬子区相距较近，只是所处的纬度带略

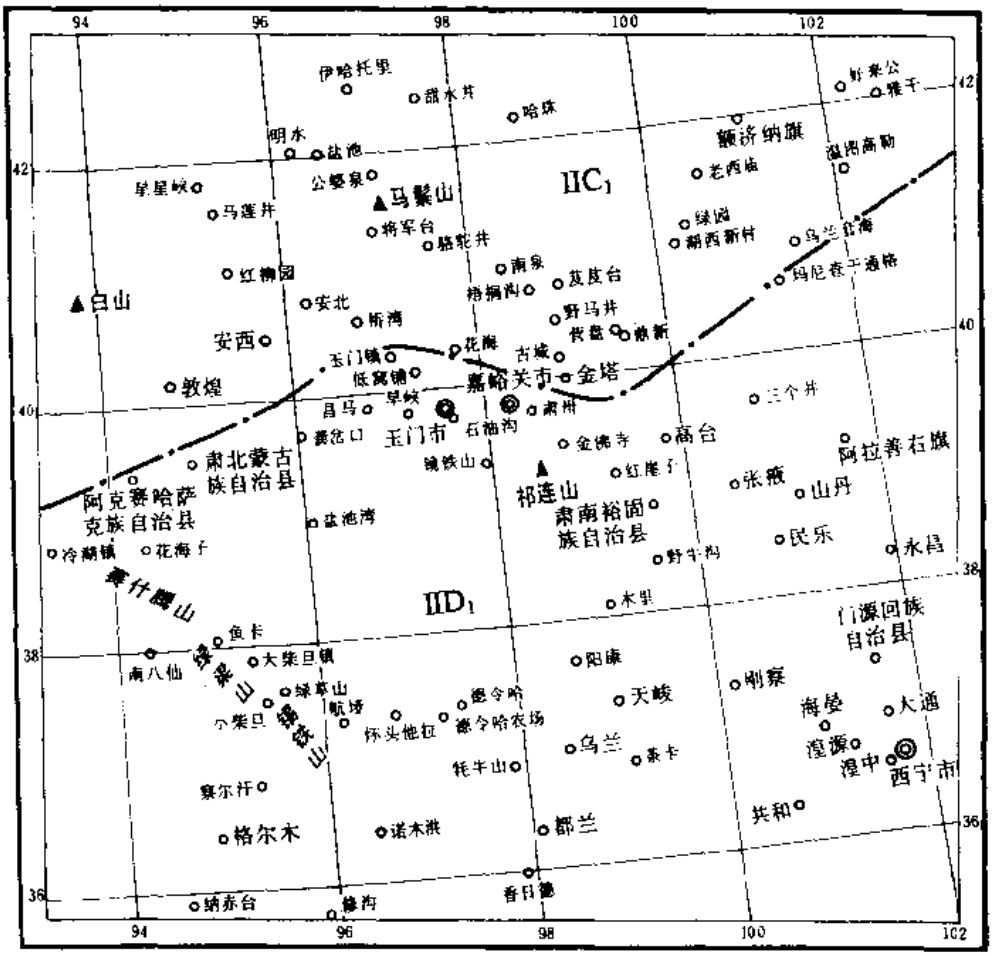


图 3-3　青藏高原北部及邻区志留纪生物古地理分区图

Fig. 3-3　Biogeographical map of Silurian of north Qinghai-Tibet Plateau and its adjacent areas

Ⅰ—中轴生物大区；ⅠC—北方-中轴生物过渡区；ⅠC$_1$—北山-雅干生物省；ⅠC$_1^1$—北山生物亚省；ⅠC$_1^2$—雅干生物亚省；ⅠD—东中轴生物区；ⅡD$_1$—祁连生物省。图例同图 3-2

Ⅰ—Median Realm；ⅠC—Boreal-Median Transitional Region；ⅠC1—Beishan-Yagan Province；ⅡD—East Median Region；ⅡD$_1$—Qilian Province.　Legend is same as Fig. 3-2

高于扬子区，但基本上都位于亚热带—热带范围内，所以在笔石面貌上表现出很大的相似性。在中志留世，祁连生物省的珊瑚属一级单位与扬子区近乎相同并产扬子区特有的头足类 *Sichuanoceras* 和三叶虫 *Coroncephalus*，但缺乏扬子区典型的珊瑚属，而且地方性种约占 90%以上，分异度也低于扬子区，因此可单独构成一个三级生物区。北山-雅干生物省珊瑚分异度更低（只有 9 个属）并见有北方生物大区的重要分子 *Tungussophyllum*。晚志留世时，珊瑚分异度仍很低，北方生物大区的分子已达到北山-雅干生物省珊瑚总数的 1/3。考虑到早、中志留世生物面貌以东中轴生物区色彩较浓，所以将北方-雅干生物省归入中轴生物大区北方-东中轴生物过渡区中。这些情况表明，志留纪时期扬子区未发生过大的位移，基本上在亚热带—热带低纬度范围内，祁连生物省中、晚志留世已由热带—亚热带移置亚热带—温带的气候带内，北山-雅干生物省则自早志留世至晚志留世从亚热带位移至温带气候带内。

第四节　泥盆纪

由于受志留纪晚期加里东构造运动的影响，全球古地理格架发生了明显变化。在古生物地理分区上，可将全世界分为三个生物大区：北方生物大区、中轴生物大区和马尔维诺卡弗列克生物大区。

青藏高原北部生物区界线由志留纪时期的阿尔金断裂北移至石板井-小黄山断裂。以南是中轴生物大区，东中轴生物区，南方生物省；以北是中轴生物大区，北方-中轴生物过渡区，北山-雅干生物省(图 3-4)。东中轴生物区南方生物省广大地区受加里东运动的影响，北祁连残留海消失，上升成陆并与原中祁连古隆起和柴达木地体联合成一陆块。北祁连以北至石板

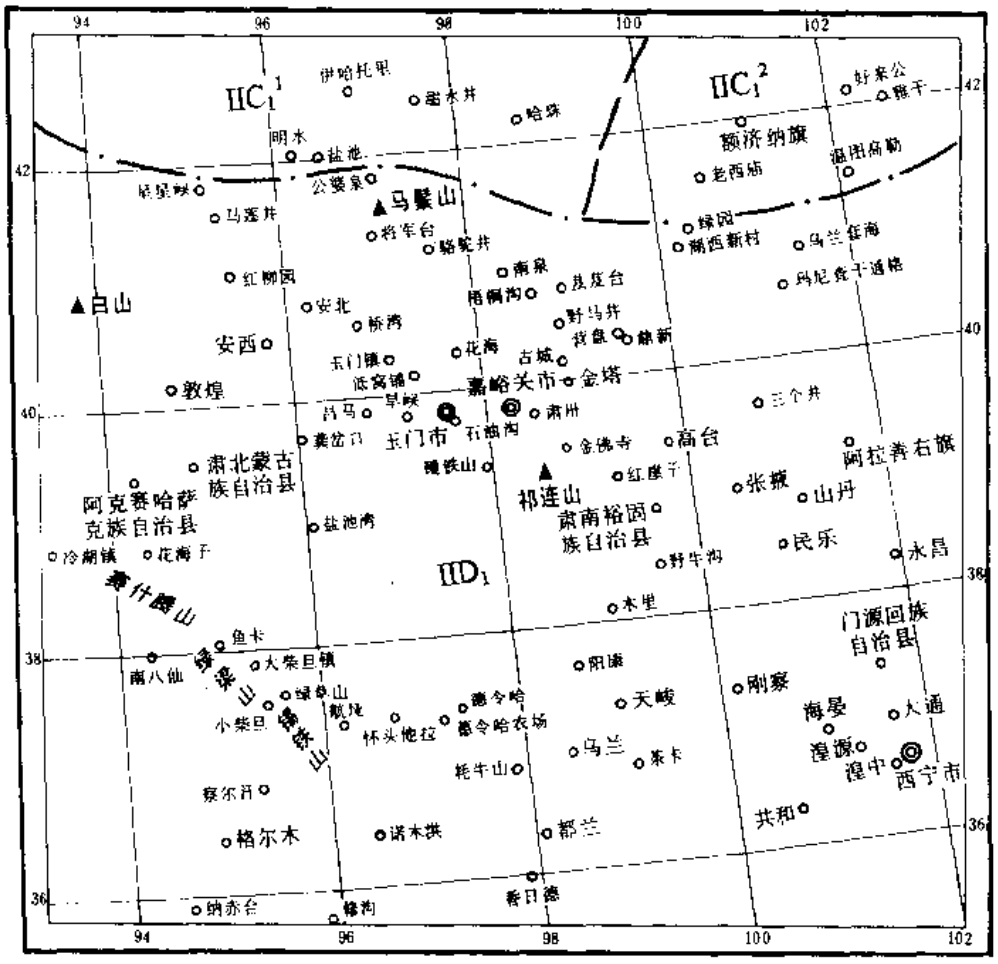


图 3-4　青藏高原北部及邻区泥盆纪生物古地理分区图

Fig. 3-4　Biogeographical map of the Early Devonian of North Qinghai-Tibet Plateau and its adjacent areas

I —中轴生物大区；ⅡC—北方-中轴生物过渡区；ⅡC1—北山-雅干生物省；ⅡC1—北山生物亚省；ⅡC2—雅干生物亚省；ⅡD—东中轴生物区；ⅡD1—华南生物省。图例同图 3-2

II—Median Realm; IIC—Boreal--Median Transitional Region; IIC1—Beishan-Yagan Province; IIC1—Beishan Subprovince; IIC2—Yagan Subprovice; IID—East Median Rigion; IID1—Sonth China Province.　Legend is same as Fig 3-2

井-小黄山断裂以南为海陆交互相沉积。在北祁连，泥盆系主要分布在东部，为一套陆相红色碎屑岩沉积，局部有中基生火山岩，产植物和鱼类化石。在祁连山以南主要是晚泥盆世沉积，可分为三种沉积类型：①陆相红色碎屑岩沉积；②以陆相为主夹海相层沉积；③以海相为主夹陆相层沉积。上述陆相碎屑岩总的沉积特征是下部为磨圆度较好、大小基本均一的砾岩，中、上部均是中、细粒砂岩和泥岩。从沉积特点及生物分布情况来看，在祁连海结束后，似乎没有发生大规模的隆升并阻断两侧生物交流的现象。如果有轻微的上升，也只是达到低丘陵的状态。北方-中轴生物过渡区北山-雅干生物省基本上是海相沉积，但东西部在岩相上有差异。西部为中基性火山岩夹正常沉积岩，东部自寒武纪至泥盆纪一直是正常沉积岩。生物特点是早泥盆世北方生物大区和北美东部分子偏多，中、晚泥盆世北方生物大区分子减少，西欧分子增多。

通过分析和讨论，我们可以得出以下认识：本研究区内的南方生物省在泥盆纪时，除以祁连山为中心，南、北两侧边缘有零星海陆交互相沉积外，绝大部分地区已成陆相，并表现出西高东低的古地势。相应地，中、晚泥盆世沉积主要分布在东部。生物面貌与南方生物省本部基本一致，只是分异度和丰度要低于后者。北方-中轴生物过渡区北山-雅干生物省早泥盆世的生物面貌如腕足、珊瑚、三叶虫等均表现出以北方生物大区为主、中轴生物大区次之及生物种类极丰富的特点。中泥盆世在本生物省东部区，珊瑚和腕足均以东中轴生物区分子占主导地位、北方生物大区分子急剧减少甚至消失等为此时期特点。晚泥盆世珊瑚和腕足类仍以东中轴生物区分子为主，但北方生物大区的分子有所增加。这些特点使我们可以想象出整个泥盆纪时，本生物省东部区一直漂泊在亚热带至温带区间。而西部区在早、中泥盆世可能位于温带范围内。以上的结论只是根据目前现有的资料所做出的。有些问题仍没有给出令人满意的答案，如沿着柴北缘一线局部地区有海相夹层并含有典型的海相化石，那么当时的海水来自何方？有关这一问题，我们有一个大胆的假设：晚志留－早泥盆世北祁连残留海消失，上升成陆，中祁连与华北板块成为一体，而在南祁连仍存在着一个残留海并与秦岭海有联系。这种状态一直持续到三叠纪。

第五节　石炭纪

石炭纪时，由于南半球冈瓦纳大陆高纬度地区发生了大规模的冰川活动，相应地出现了冰水沉积物和寒冷气候条件下的动、植物群。其生物群特点是分异度和丰度都低。北半球中、高纬度地区虽没有发生大规模冰川活动，但其所在的纬度带的气候是温凉性气候。生物群面貌相似于南半球高纬度地区的，这就是两极分布(Bipolarity)对称现象。在赤道附近，也就是说在暖水区中的生物如珊瑚、腕足、菊石和蜓十分昌盛，并且有些底栖生物如层孔虫、苔藓虫和珊瑚已成为此时期主要造礁生物。从南、北半球中高纬度和赤道附近的生物分布特点上来看，纬度控制气候因素对生物大区一级的划分仍起着主要作用。因此可将世界分为三个生物区：北方生物大区、中轴生物大区、冈瓦纳生物大区(姚培毅、王乃文，1992)。

青藏高原北部在早石炭世早期，属中轴生物大区中亚蒙古-中轴生物过渡区的柴达木-

祁连生物省。大致以阿尔金断裂为界，又可分为两个亚省：北山生物亚省和柴达木生物亚省。晚石炭世时，可划分为中轴生物大区华夏生物区的华北-祁连生物省，包括北山生物亚省和昆仑-祁连生物亚省(图 3-5、3-6)。

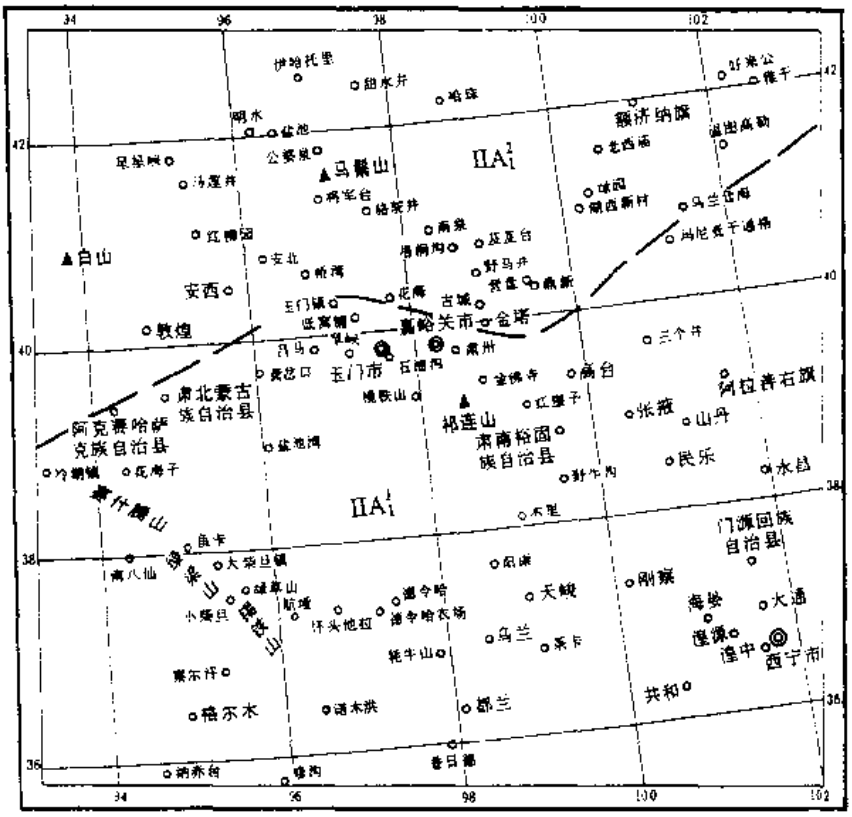


图 3-5　青藏高原北部及邻区早石炭世早期生物古地理分区图

Fig. 3-5　Biogeographical map of early Early Carboniferous of North Qinghai-Tibet Plateau and its adjacent areas

Ⅱ—中轴生物大区；ⅡA—中亚蒙古-中轴生物过渡区；ⅡA$_1$—柴达木-祁连生物省；ⅡA$_1^1$—柴达木生物亚省；ⅡA$_1^2$—北山生物亚省。图例同图 3-2

Ⅱ—Median Realm; ⅡA—Central Asia-Mongolia-Median Transitional Region; ⅡA$_1$—Qaidam-Qilian Province; ⅡA$_1^1$—Qaidam Subprovince; ⅡA$_1^2$—Beishan Subprovince. Legend is the same as Fig. 3-2

早石炭世早期，北方生物大区和中轴生物大区的生物在北山，柴达木盆地南、北缘等地发生混生。早石炭世晚期至晚石炭世早期，本研究区均为中轴生物大区的生物所占据。晚石炭世晚期，北山地区继早石炭世早期之后，再次发生混生现象，而其他地区的生物如珊瑚、双壳类、䗴和腕足类与前苏联顿涅茨盆地、莫斯科盆地和北美地区以及我国华北等地区的生物面貌相近，但总的生物面貌仍属中轴生物大区的面貌。由此我们可以大胆地推测，本研究区在石炭纪时，一直漂泊于北温带至亚热带纬度范围内。这一推测与李燕平等(1989)所得到的古地磁数据基本吻合。

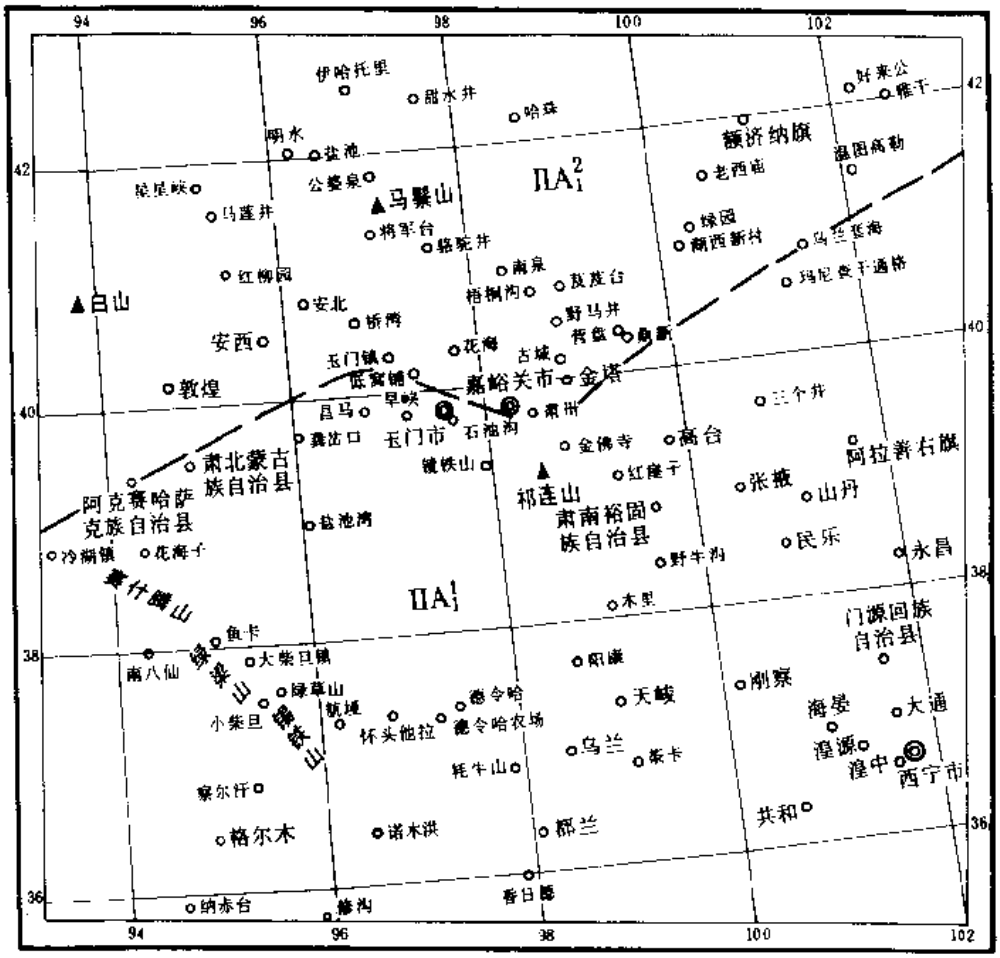


图 3-6　青藏高原北部及邻区晚石炭世生物古地理分区图

Fig. 3-6　Biogeographical map of Late Carboniferous of North Qinghai-Tibet Plateau and its adjacent areas

Ⅱ—中轴生物大区；ⅡA—东中轴生物区；IIA_1—华北-祁连山生物省；IIA_1^1—昆仑-祁连生物亚省；IIA_1^2—北山生物亚省。图例同图 3-2

Ⅱ—Median Realm; ⅡA—East Median Region; IIA_1—North China-Qilian Province; IIA_1^1—kunlun-Qilian Subprovince; IIA_1^2—Beishan Subprovince Legend is same as Fig. 3-2

第六节　二叠纪

二叠纪全球古生物分区仍主要受纬度气候带控制，其分区延展方向基本上与纬向一致。生物大区一级，可划分为冈瓦纳生物大区、中轴生物大区和北方生物大区。青藏高原北部早二叠世大致以敦煌、安西、金塔、合黎山－龙首山一线为界，以北属北方生物大区西伯利亚-蒙古生物区的北山-巴丹吉林生物省，以南属中轴生物大区东中轴生物区的华北-祁连生物省北祁连生物亚省和南祁连-昆仑生物亚省。晚二叠世，由北而南可划分为西伯利亚-蒙古生物区北山-巴丹吉林生物省，西伯利亚-蒙古-中轴生物过渡区塔里木-祁连生物省，东中轴生物区华夏生物省(图 3-7、3-8)。需要指出的是，上述生物区界线并非一成不变，它受板块运动

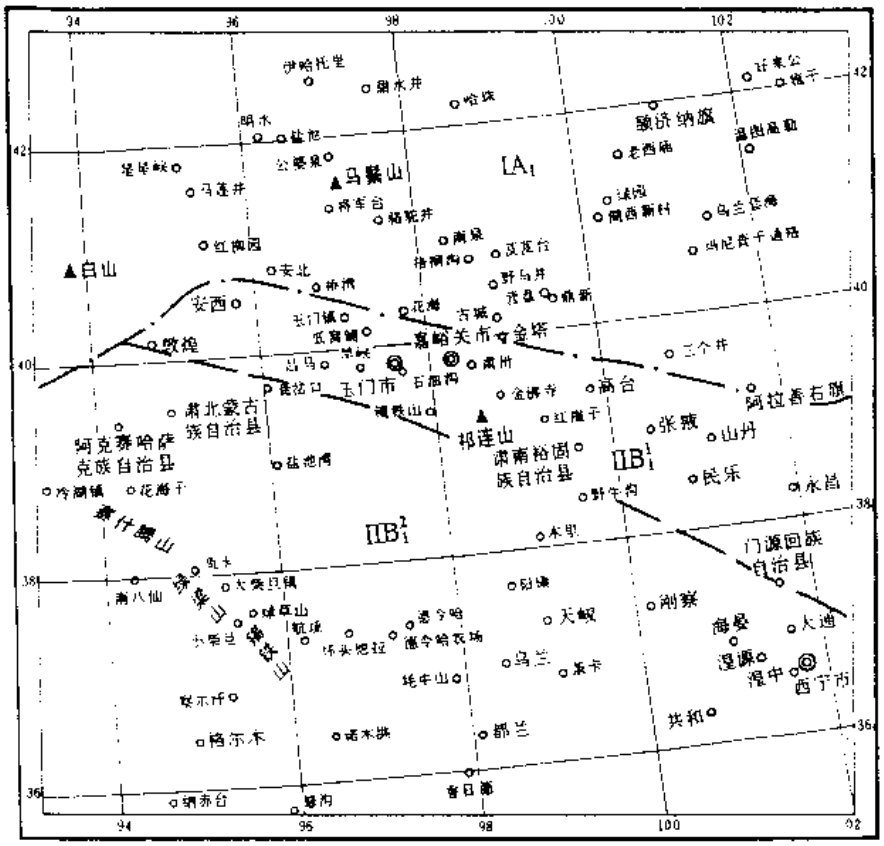


图 3-7　青藏高原北缘及邻区早二叠世生物古地理分区图

Fig. 3-7　Biogeographical map of Early Permian of North Qinghai-Tibet Plateau and its adjacent areas

I—北方生物大区；IA—西伯利亚-蒙古生物区；IA_1—北山-巴丹吉林生物省；II—中轴生物大区；IIB—东中轴生物区；IIB_1—华北—祁连生物省；IIB_1^1北祁连生物亚省；IIB_1^2—南祁连-昆仑生物亚省。图例同图 3-2

I—Boreal Realm; IA—Siberia-Mongolian Region; IA_1—Beishan-Badai Jaran Province; II—Median Realm; IIB—East Median Region; IIB_1—North China-Qilian Province; IIB_1^1-North Qilian Subprovince; IIB_1^2—South Qilian-Kunlun Subprovince. Legend is same as Fig 3-2

和早二叠世晚期暖热气候扩张等因素的影响始终处于变动之中。如北祁连生物亚省早二叠世属华夏植物区，产典型的华夏植物群，而晚二叠世则出现安加拉与华夏植物群混生的现象。

本研究区在二叠纪发生了较大的变化，表现在：①北山-巴丹吉林生物省在早二叠世时，北方生物大区海生无脊椎动物十分发育，晚二叠世除局部地方有残留海外，大部分地区已成为陆地，产北方生物大区安加拉植物群；②北祁连生物亚省早二叠世产丰富的华夏植物群，晚二叠世华夏植物群衰退，安加拉植物群南侵，从而构成了特殊的华夏、安加拉混生植物群；③南祁连-昆仑生物亚省在整个二叠纪时期一直为中轴生物大区的生物所占据，只是在晚二叠世晚期，有少量北方生物大区的淡水双壳类迁入本区。在正常的情况下，晚石炭世至早二叠世在本研究区内北方生物大区与中轴生物大区间应有一个生物混生过渡带，然而事实并非如此。现在我们所看到的是两大生物区之间是一条截然而不正常的界线。有关这一问题，我们的设想是：①两大生物区所在的地块相互作用，发生地壳削减，混生生物群随着地壳的削减而消失；②两大生物区间存在一个生物难以逾越的洋盆，更确切地说，洋盆是在北山-巴丹吉林生物省与华北-祁连生物省间。目前设想的洋盆性质、规模和位置均 不清楚，还有待

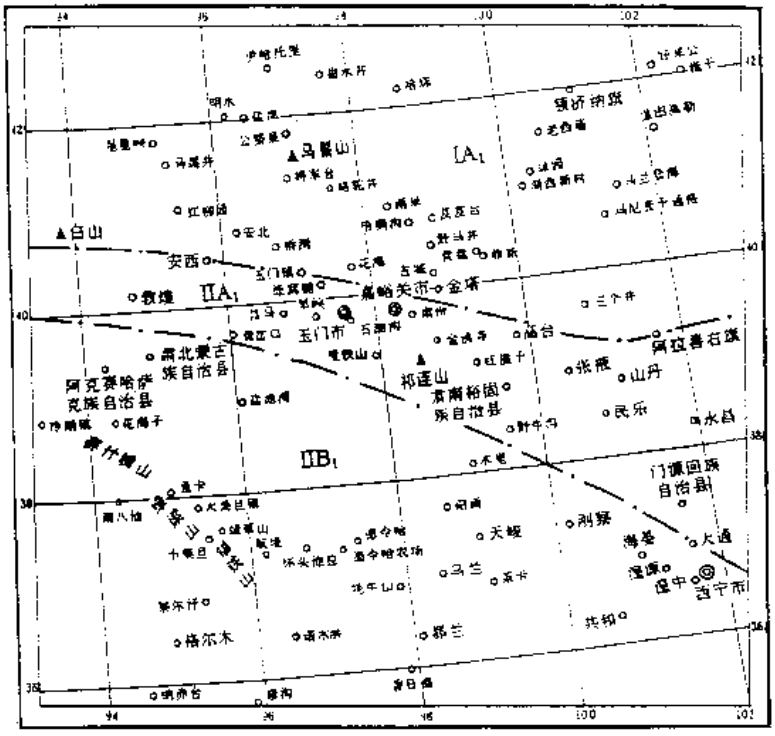


图 3-8　青藏高原北部及邻区晚二叠世生物古地理分区图

Fig. 3-8　Biogeographical map of Late Permian of North Qinghai-Tibet Plateau and its adjacent areas

Ⅰ—北方生物大区；ⅠA—西伯利亚-蒙古生物区；ⅠA$_1$—北山-巴丹吉林生物省；Ⅱ—中轴生物大区；ⅡA—西伯利亚-蒙古-中轴生物过渡区；ⅡA$_1$—塔里木-祁连生物省；ⅡB—东中轴生物区；ⅡB$_1$—华夏生物省。图例同图 3-2

Ⅰ—Boreal Realm；ⅠA—Siberia-Mongolian Region；ⅠA$_1$—Beishan-Badai Jaran Province；Ⅱ—Median Realm；ⅡA—Siberia-Mongolia-Median Transitional Region；ⅡA$_1$—Tarim-Qilian Province；ⅡB—East Median Region；ⅡB$_1$—Cathaysian Province.　Legend is the same as Fig. 3-2

于进一步工作弄清。上述两种假设中，究竟那一种是主要的？我们趋向于第一种。晚二叠世时，两个生物省所在的地块相互作用，使海水消失而出现陆地并使华北-祁连整体北移，从而使大量的安加拉植物群分子从北山-巴丹吉林生物省挥师南下，进入原华夏植物群分布区，构成了特殊的混生植物群。

第七节　三叠纪

二叠、三叠纪之交，是古生代与中生代之交，也是生物发生巨大变化的时期。晚古生代兴盛一时的䗴、四射珊瑚、原始菊石类、腕足长身贝类、蕉叶贝、华夏植物群、舌羊齿植物群和安加拉植物群以及其他一些门类的许多目甚至科一级的生物在二叠纪末绝迹，而面貌一新的生物出现了。

根据三叠纪动、植物群和纬度气候带仍起着主导作用等综合分析，全球基本上可分为三个生物大区，即冈瓦纳生物大区、特提斯生物大区和北方生物大区。青藏高原北部由于大部分地区进入北暖温带内，所以由南至北温凉与暖水生物混生程度有一个梯度上的变化。因此，我们将该地区划分为北方-特提斯生物过渡区华北-西北生物省，进一步分为布尔汗布达

生物亚省、南祁连生物亚省和北山-北祁连生物亚省(图 3-9)。

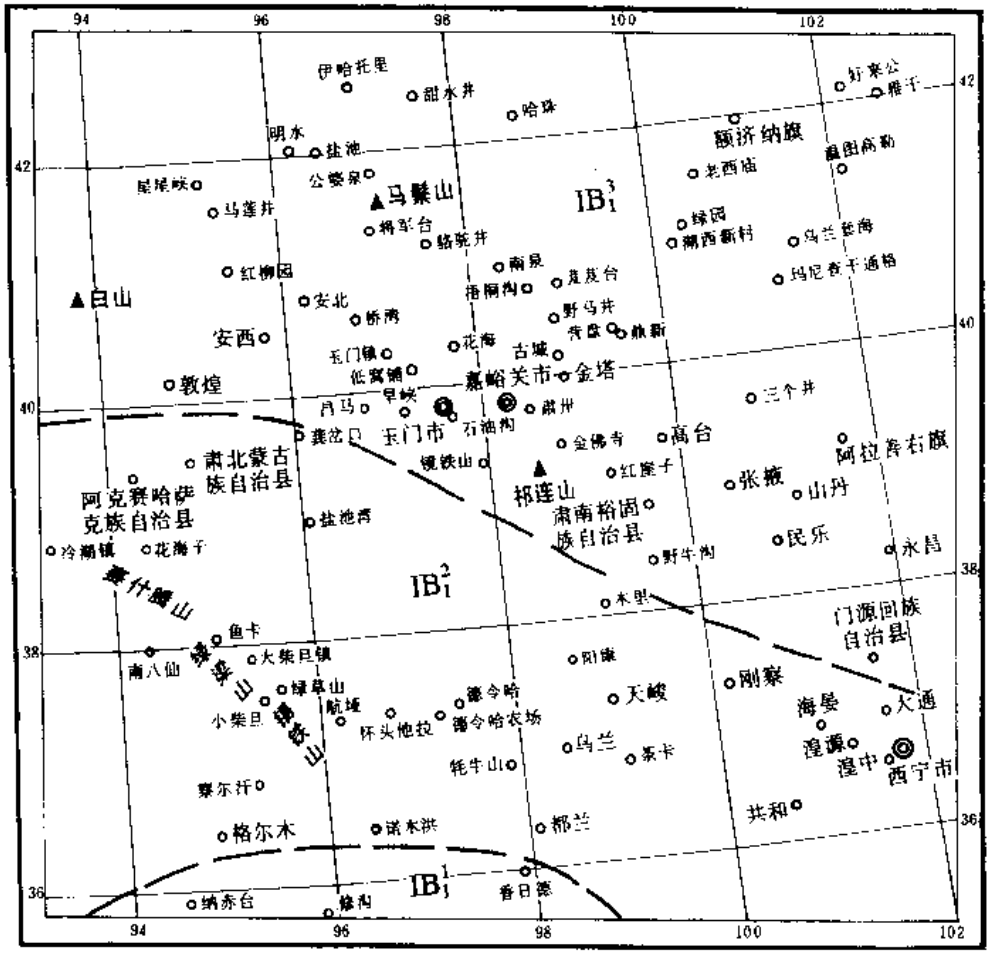


图 3-9 青藏高原北部及邻区三叠纪生物古地理分区图

Fig. 3-9 Biogeographical map of Triassic of North Qinghai-Tibet Plateau and its adjacent areas

I—北方生物大区；I B—北方-特提斯生物过渡区；IB_1—华北-西北生物省；IB_1^1—布尔汗布达生物亚省；IB_1^2—南祁连生物亚省；IB_1^3—北山-北祁连生物亚省。图例同图 3-2

I—Boreal Realm; IB—Boreal-Tethyan Transitional Region; IB_1—North China-Northwestern China Province; IB_1^1—Burhanbudan Subprovince; IB_1^2—South Qilian Subprovince; IB_1^3—Beishan-North Qilian Subprovince. Legend is the same as Fig. 3-2

与晚二叠世比较，北祁连地区的植物群由安加拉与华夏植物群混生发展为清一色的北方型植物群，这说明生物地区界线在三叠纪发生了整体南移。这一点很可能与塔里木-华北地块北移有关。布尔汗布达生物亚省晚三叠世植物群以南方型植物群分子占主导地位、北方型植物群分子锐减为特征，以及南祁连生物亚省晚三叠世晚期特提斯型的 *Burmesia-Yunnanophorus* 双壳类动物群的存在，均反映了温暖潮湿气候带的扩张。三叠纪生物地理区明显地受到纬度气候带的影响。在正常的情况下，两大生物区间应存在一个生物混生过渡带，这是因为气候是按纬度发生梯度性变化的。目前在本研究区内所看到的是北方生物大区与特提斯生物大区间存在着一条较宽的和正常的生物混生过渡带，说明三叠纪时研究区已进入板内阶段，再没有出现地体间因拼贴和挤压而使过渡带地壳大规模缩短和削减贻尽的现象。

第八节　侏罗纪

青藏高原北部侏罗纪古地理格局有所改变，明显反映在：①海水基本上从本研究区内消失，本区成为陆地；②古地貌景观，北山地区是北高南低、西高东低的山地，祁连山地区有资料证实存在两条以大雪山-冷龙岭和宗务隆山-青海南山为脊线的山脊，其间是宽阔的河谷、低地。祁连山地区地势总体特征是西高东低（甘肃省区域地质志，1989；李佩娟等，1988）。

侏罗纪全球大气温度明显高于现代，温暖潮湿的气候带很宽，气温按纬度变化要小于现代。因此古地理生态阻隔在某种程度上对古生物地理分区起着一定作用（姚培毅、王乃文，1992）。根据古生物面貌的差异性，本研究区在早、中侏罗世分属北方生物大区及中国生物区北方生物省。晚侏罗世属北方生物大区华南-西北过渡生物省（图 3-10）。

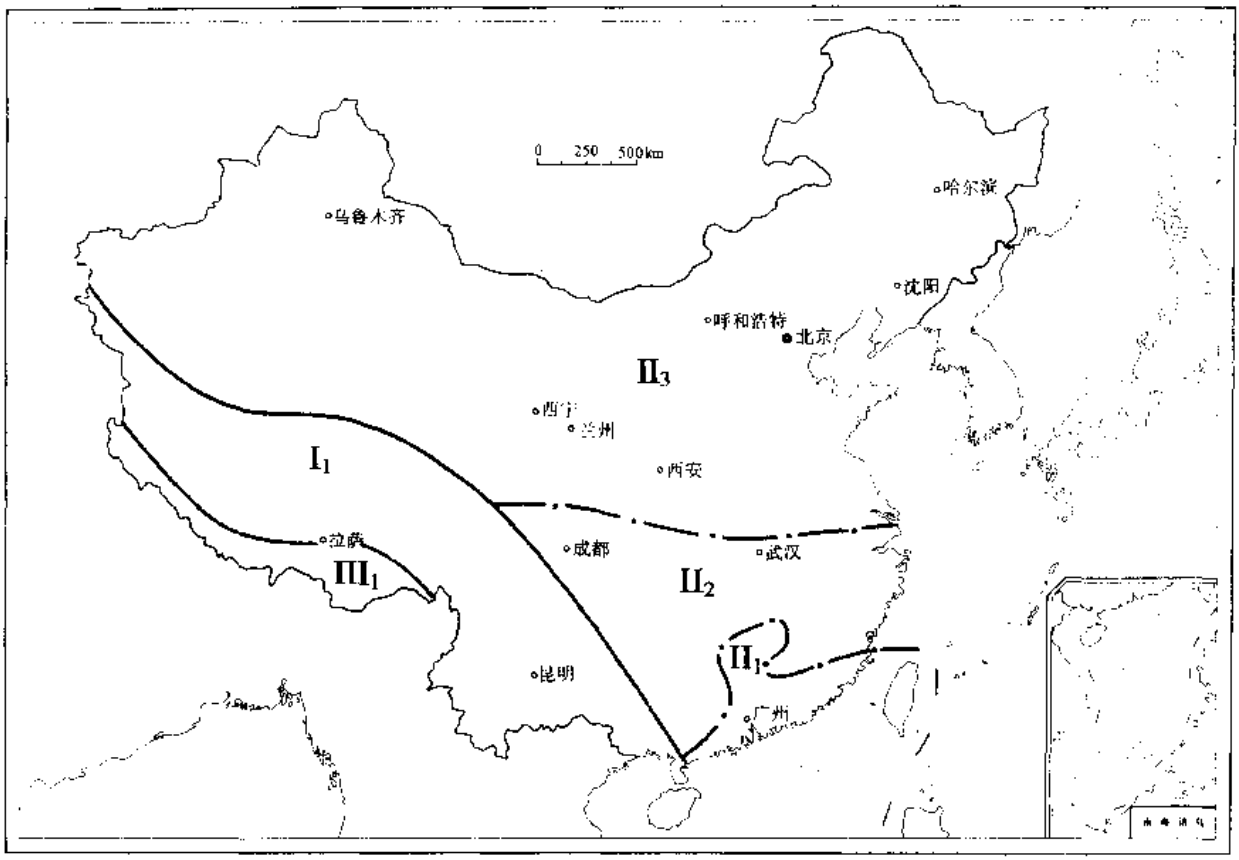


图 3-10　中国早侏罗世生物古地理分区（据殷鸿福等，1988，略修改）

Fig. 3-10　Biogeographical map of Early Jurassic of China (modified after Yin Hongfu, 1988)

Ⅰ—特提斯生物大区华夏生物区；Ⅰ$_1$—藏北-羌塘生物省；Ⅱ—北方生物大区中国生物区；Ⅱ$_1$—粤台湘赣闽生物省；Ⅱ$_2$—华南生物省；Ⅱ$_3$—北方生物省；Ⅲ—冈瓦纳大区冈瓦纳-特提斯生物过渡区；Ⅲ$_1$—喜马拉雅生物省。图例同图 3-2

Ⅰ—Tethyan Realm Carhaysian Region; Ⅰ$_1$—North Tibet-Qiangtang Province; Ⅱ—Boreal Realm, China Begion; Ⅱ$_1$—Yue-Tai-Xiang-Gan-Ming Province; Ⅱ$_2$—South China Province; Ⅱ$_3$—North China Province; Ⅲ—Gondwanan Realm, Gondwanan-Tethyan Transitional Region; Ⅲ$_1$—Himalayan Province. Legend is the same as Fig. 3-2

沉积记录反映本研究区古地貌景观是北山地区北高南低，祁连山地区西高东低，并存在

两条隆起。古植物特征反映前述隆起未能阻挡两侧生物的交流。本区早侏罗世植物面貌与我国南方植物相比，差异性较大，主要表现在种类单调、贫乏及苏铁类和种子蕨缺乏上，与独联体中亚国家同期植物面貌相近。中侏罗世属种分异度和丰度剧增，尤以银杏类和松柏类突出，但与同期热带、亚热带植物组合相比，仍有所不及。这种现象和现代热带、亚热带与温带植物群的差别是一样的(李佩娟等，1988)。这些特点可以证明本区在早、中侏罗世位于暖温气候带内。上侏罗统岩石多呈紫红色，植物化石记录稀少，反映气候较为炎热干旱，对植物生存产生了一定的不利影响。古动物化石方面，下侏罗统中所发现的化石较少，中、上侏罗统化石丰富，除了有在中侏罗世属于南方喜热型双壳类 *Lamprotula*(*Eolamprotula*)、*Cuneopsis*、*Psilunio* 和脊椎动物 *Mamenchisaurus hochuanensis* 进入本区外，其他化石基本上属于北方类型，但总体上属南、北方混生类型。

第九节　白垩纪

青藏高原北部的大部分地区在白垩纪时仍为大陆剥蚀区和内陆盆地沉积区。白垩纪全球性多次降温事件导致潮湿暖温带向南扩张，升温事件则引起干旱热带向北迁移(殷鸿福等，1988)。这种全球性反复升、降温事件对陆生生物的演化、迁移则产生了很重要的影响，换句话说，对大陆生物的分区起着主导作用。在晚侏罗世末期—早白垩世早期有一次大的降温事件，北半球暖潮湿带向南扩张至天山—祁连—秦岭一线附近(殷鸿福，1988)。大致以此线为界，以北属北方生物大区中国北方生物区的华北-准噶尔生物省，以南属劳亚-特提斯生物大区中国南方生物区的塔里木-柴达木生物过渡省。晚白垩世时升温事件占主导地位，干旱热带向北扩大，此时本研究区均被干旱热带所覆盖。在生物分区上为劳亚-特提斯生物大区中国南方生物区的西南-西北生物省(图 3-11)。

在叙述生物分区特点之前，需指出的是，在我国陆相侏罗-白垩系界线划分上存在着较大的分歧。在本章节中，我们采纳了马其鸿等(1982)、殷鸿福等(1988)的意见，将侏罗与白垩系界线放在赤金堡组与下沟组之间。

早白垩世时，由于受降温事件的影响，北半球暖潮湿带向南扩张至天山—祁连—秦岭一线附近。在生物分区上也有表现。祁连以北生物表现出中国北方生物区的特点，以南则表现出南、北生物混生特点。中国北方生物区中，无脊椎动物十分丰富，有叶肢介、昆虫、双壳类、腹足类、鱼类、鸟类、爬行类、介形虫、轮藻和孢粉。中国南方生物区中无脊椎和脊椎动物化石很少，介形虫、孢粉和轮藻化石很丰富。以介形虫为代表表现出中国南、北方生物混生特点。孢粉组合特点反映我国南方生物区在早白垩世地处热带、亚热带偏干旱性气候范围内。

晚白垩世时，炎热干旱性气候带不断向北扩展，沉积区范围不断缩少，生物总体特征是中国南方生物区的特点。对西宁附近的晚白垩世孢粉的研究表明，西宁盆地周围为低山或丘陵。在低山上，植物表现出一定的垂直分带性。从几十米—500m 左右分布着亚热带落叶阔叶、常绿阔叶混交林，林下地被层为与伞形花科某些属有关的草本植物、麻黄以及少量的蕨类等耐旱植物所构成。500—1000m 以上为松、杉混交林。古气候总体上是亚热带干旱气候(孙湘君，1979；王大宁等，1991)。

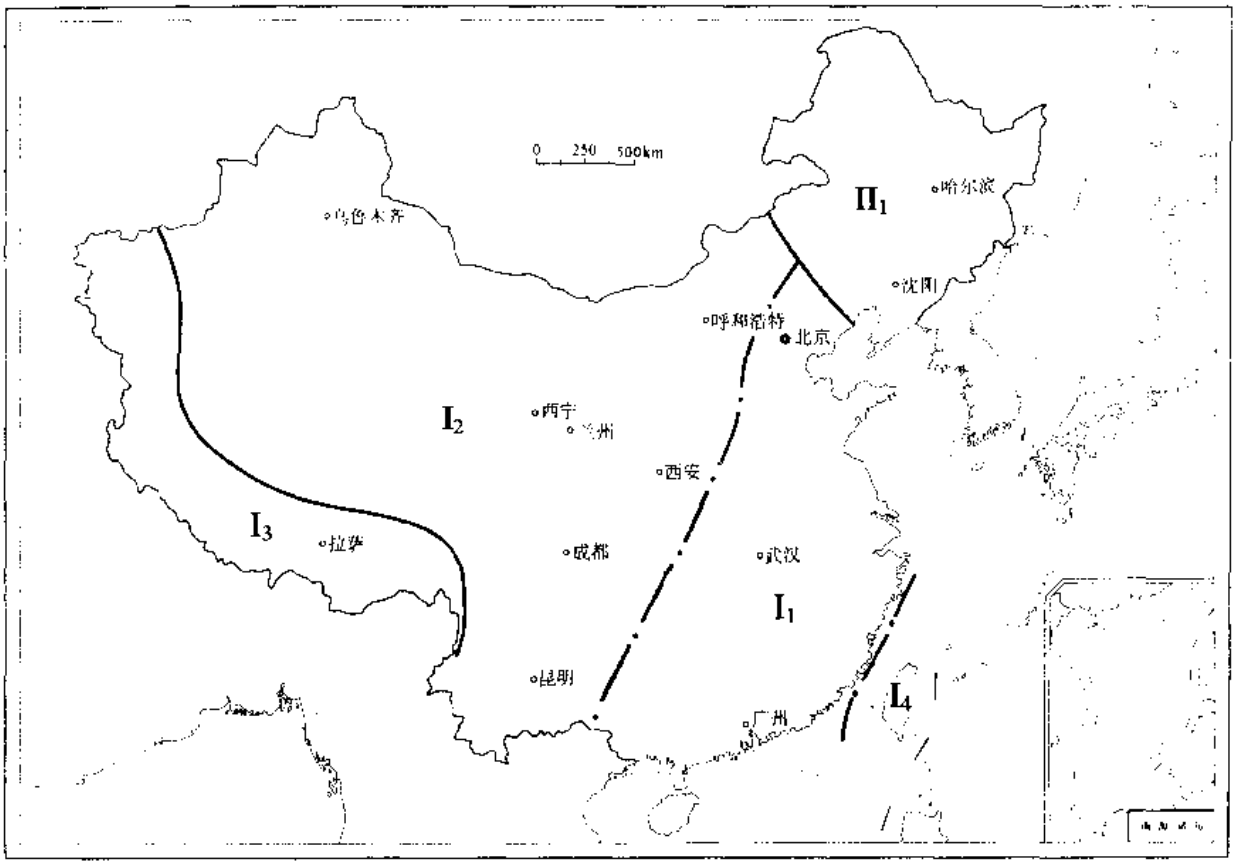


图 3-11 中国晚白垩世生物古地理分区(据殷鸿福等,1988,略修改)

Fig. 3-11 Biogeographical map of the Late Cretaceous of China(modified after Yin Hongfu, 1988)

Ⅰ—劳亚-特提斯生物大区中国南方生物区;Ⅰ$_1$—东南生物省;Ⅰ$_2$—西南-西北生物省;Ⅰ$_3$—西藏-塔里木生物省;Ⅰ$_4$—西部太平洋生物区台湾生物省;Ⅱ—北方生物大区中国北方生物区;Ⅱ$_1$—东北-内蒙古生物省。图例同图 3-2

I_1 - Laurasia-Tethyan Realm, Southern China Region; I_1—Southeastern China Province; I_2—Southwestern China-Northwestern China Province; I_3—Tibet-Tarim Province; I_4—West Pacific Region, Taiwan Province; II—Boreal Realm, Northern China Region; II_1—Northeastern China - Inner Mongolian Province. Legend is the same as Fig. 3-2

第十节 第三纪

在我国,早第三纪除局部地区有海侵外,其它大部分地区均为陆地,地势起伏平缓,沉积物以细碎屑物为主。气温和大气温度均高于现代,许多地区都可见到一套含石膏的红色沉积物。生物类型多样,以被子植物和哺乳动物高度发育为特点。

早第三纪时,我国大致以冈底斯山、横断山和南岭为界,以北属北方生物大区中国生物区,以南属亚洲南方生物区西部太平洋生物区。中国生物区又可以秦岭—昆仑山一线为界分为北部西北-华北生物省、南部南方生物省(图 3-12)。

晚第三纪,除冈底斯山以南归属北方生物大区外,南方生物大区西部太平洋生物区界线基本上未发生大的变化。北方生物大区中国生物区仍大致以秦岭-昆仑山为界,以北属西北-华北生物省、东北生物省,以南属南方生物省、青藏生物省。这些生物省进一步可根据生态环境的差异性划分出若干个生物亚省。青藏高原北部整个第三纪均属北方生物大区中国生物

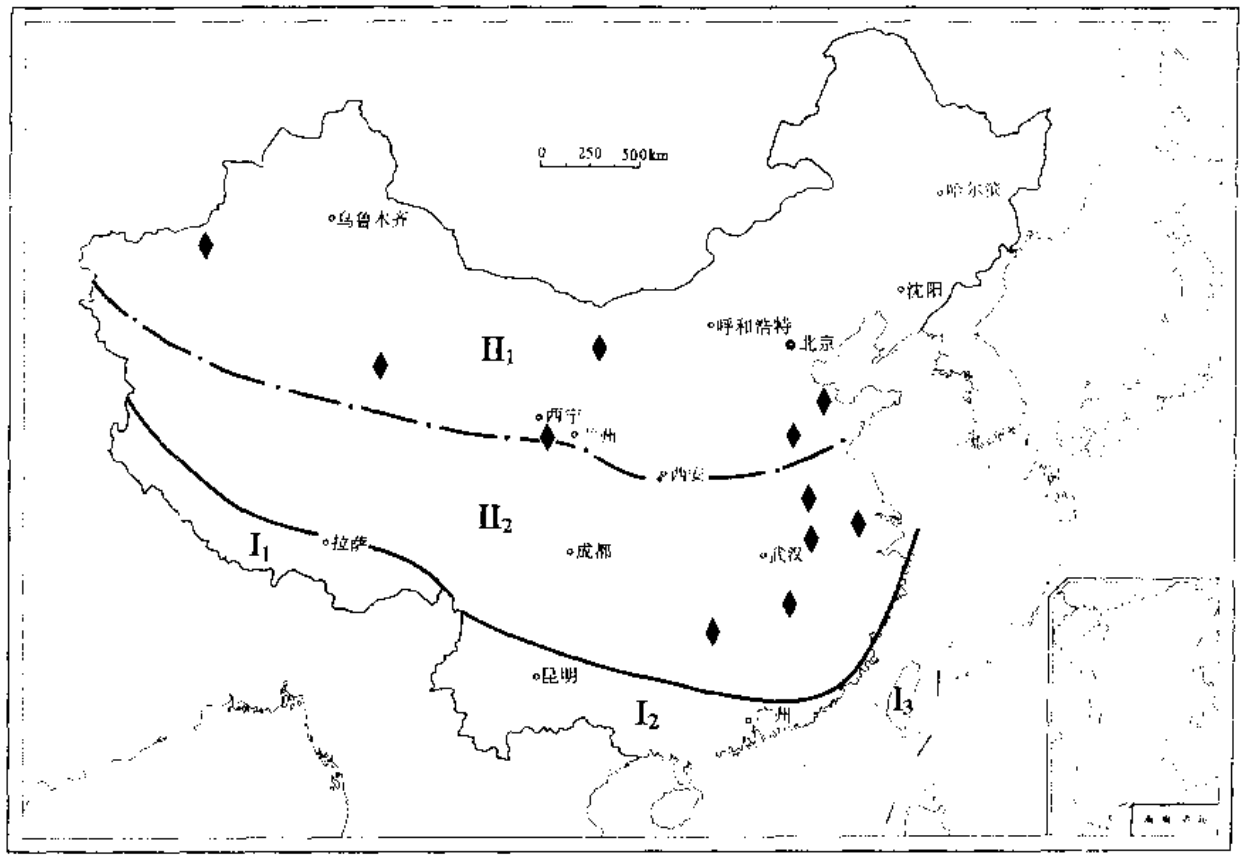


图 3-12 中国早第三纪生物古地理分区(据殷鸿福等,1988,略修改)

Fig. 3-12 Biogeographical map of Paleogene of China (modified after Yin Hongfu, 1988)

Ⅰ—亚洲南方生物大区;Ⅰ1—喜马拉雅生物省;Ⅰ2—岭南生物省;Ⅰ3—西部太平洋区台湾生物省;
Ⅱ—北方生物大区;Ⅱ1—华北-西北生物省;Ⅱ2—南方生物省。图例同图 3-2

I—Southern Asian Realm; I_1—Himalayan Province; I_2—South Nanling Province; I_3—West Pacific Region, Taiwan Province; II—Boreal Realm; II_1—North China-Northwestern China Province; II_2—Southern China Province. Legend is same as Fig. 3-2

区西北-华北生物省。因研究程度的关系,暂不进行亚省一级的划分(图 3-13)。

第三纪时本研究区始终处在北亚热带北部范围内,大气湿度一直很低,并向干旱草原化方向发展。孢粉研究结果表明,柴达木和西宁、民和盆地周围山体的隆升,自始新世已经开始。隆升的方式为脉动式,区域上表现为不均一性隆升。现以柴达木盆地为例:①始新世晚期,柴达木盆地周围山体植被垂直分带已初步形成,低山区以亚热带落叶阔叶和常绿阔叶林占优势,海拔高度约在 500—1000m,高山区适宜云杉林生存高度在 2000m 以上;②渐新世,亚热带的高山区树种云杉、冷杉以及雪松和罗汉松虽含量不多,但种类有所增长,推测海拔高度在 2000m 以上;③早、中中新世,山地植被垂直分带由低至高依次是落叶阔叶林、阔叶-针叶混交林、云杉-铁杉林(估计海拔高度在 2500m 左右);④最晚中新世,亚热带高山针叶植物云杉、铁杉、油杉以及雪松和罗汉松等持续发展,考虑到总体气候向干旱和凉爽方向变化等特点,推测海拔高度为 2500m,这一高度与闵隆瑞(1987)根据地貌分析得到的海拔高度 2200m 相近;⑤柴达木古湖盆雏形形成于渐新世晚期,早中新世—最晚中新世早期为古湖盆全面发展阶段,最晚中新世晚期为古湖盆衰亡阶段;⑥西宁、民和古湖盆大致形成于渐新世,中中新世中期达到全盛时期,中中新世晚期水体面积明显缩小。

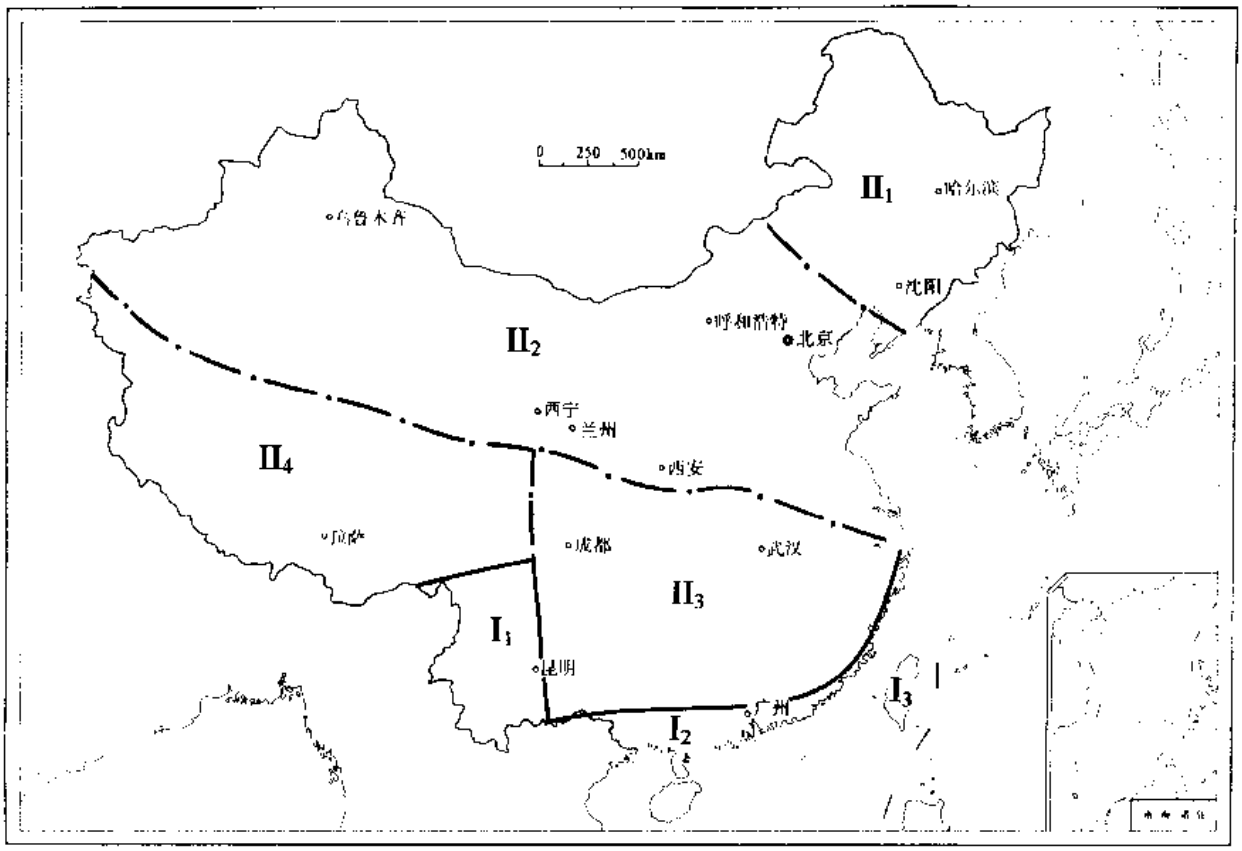


图 3-13 中国晚第三纪生物古地理分区(据殷鸿福等,1988,略修改)

Fig. 3-13 Biogeographical map of Neogene of China

(modified after Yin Hongfu, 1988)

Ⅰ—亚洲南方生物大区;Ⅰ$_1$—西南区横断山脉生物省;Ⅰ$_2$—岭南生物省;

Ⅰ$_3$—西部太平洋区台湾生物省;Ⅱ—北方生物大区中国生物区;Ⅱ$_1$—东北生物省;

Ⅱ$_2$—西北-华北生物省;Ⅱ$_3$—华南生物省;Ⅱ$_4$—青藏生物省。图例同图 3-2

Ⅰ—Southern Asian Realm; Ⅰ$_1$—Southwestern Hengduan Mountain Rovince; Ⅰ$_2$—South Nanling Pvoince;

Ⅰ$_3$—West Pacific Region, Taiwan Province; Ⅱ—Boreal Realm, China Region; Ⅱ$_1$—Northeastern China Province;

Ⅱ$_2$—Northwestern China—North China Province; Ⅱ$_3$—South China Province; Ⅱ$_4$—Qinghai-Xizang(Tibet)

Province. Legend is the same as Fig. 3-2。

第十一节 第四纪

第四纪是青藏高原及其北部的"多事之秋"时期。高原及周边山系不断隆升,冰期与间冰期气候交替出现,使得植被分化更趋于复杂化,动物分异度显著下降。青藏高原北部在生物地理分区上与现代生物地理分区大致相似,属北方大陆生物区(或全北界)中国北方生物区的西北生物省(图 3-14)。在本研究区内,第四纪沉积物主要分布在祁连山北麓的额济纳旗、酒泉和雅布赖盆地,祁连山南麓的敦煌和昌马盆地以及柴达木盆地、共和盆地和兰州等地区。

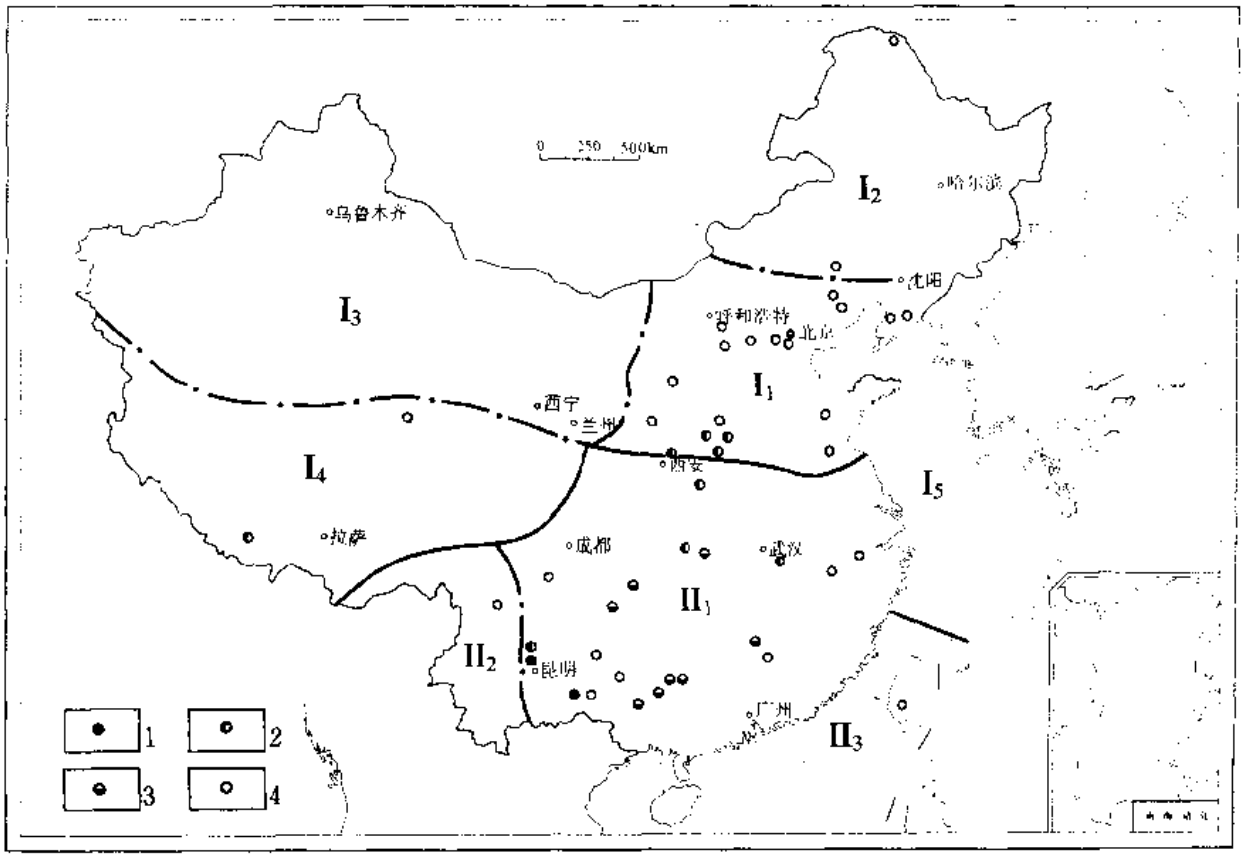


图 3-14 中国第四纪生物地理分区(据殷鸿福等,1988,略修改)

Fig. 3-14 Biogeographical map of Quaternary of China (modified afterYin Hongfu,1988)

Ⅰ—北方生物区;Ⅰ1—华北生物省;Ⅰ2—东北生物省;Ⅰ3—西北生物省;Ⅰ4—青藏生物省;Ⅰ5—北部海域生物省;Ⅱ—华南生物区;Ⅱ1—华南生物省;Ⅱ2—横断山生物省;Ⅱ3—南方海域生物省。1—古猿;2—猿人;3—古人;4—新人。其他图例同图 3-2

Ⅰ—Boreal Region; Ⅰ1—North China Porvince; Ⅰ2—Northeastern China Province; Ⅰ3-Northwestern China Province; Ⅰ4—Qinghai-Xizang Province; Ⅰ5—North China sea Province; Ⅱ—South China Region; Ⅱ1—South China Province; Ⅱ2—Hengduan Mountain Province; Ⅱ3—South China sea Province. Other legend is the same as Fig. 3-2。

1. 早、中更新世生物地理

祁连山北麓总体特点是一望无际的大草原,草原上点缀着一些河流和湖泊。祁连山北麓的植被具垂直分带,中、低山区为落叶阔叶桦-栎林、落叶阔叶-针叶混交林,高山区为云杉林。总体气候特点是向干、冷气候方向发展。

祁连山南麓敦煌和昌马盆地的植被是以草原为主,伴有稀疏阔叶林。

柴达木盆地孢粉特点反映出早更新世湖盆分布面积较大,水生植物发育。中更新世湖盆面积渐收缩,草原面积渐增加。另外,在冷湖镇一带产有我国华南中更新世剑齿象-大熊猫动物群分子东方剑齿象 *Stegodon orientalis*(《青海省区域地质志》,1991)。反映中更新世某个时期气候一度相当温暖。

分布在兰州地区的第四纪沉积物与本研究区中部的明显不同,是黄土沉积。王睿(1991)对兰州市南部早更新世黄土中孢粉的研究表明:①早更新世早期花粉很少,主要是一些喜冷的木本植物松、柏和耐干旱的藜科、蒿属草本植物,代表稀疏灌木丛草原植被景观,气

候干冷；②早更新世晚期，木本植物明显增加，针叶树种主要是 *Pinus*，其次为 *Picea*、*Abies*、*Tsuga*，阔叶树种主要是喜暖的山毛榉、桦、槭和榆等，草本和蕨类植物也相应增加，代表针、阔叶混交的森林草原，气候干暖。

2. 晚更新世和全新世生物地理

在祁连山北麓所产的孢粉化石表明，气候干冷，山下为以蒿为主的干旱草原，高山区因湿度大而生长着针叶林，代表多云雾较凉的环境。祁连山南麓晚更新世孢粉以草本植物占总含量的 90%为特点，其中蒿属 50%，禾本科 20%，藜科 10%，其次还有豆科、茄科、麻黄科以及喜水或喜湿的莎草科和香蒲属。木本植物只有少量的桑科、榆、桦、朴和松属。其植被类型是稀疏灌木丛草原。全新世孢粉，草本植物约占总含量的 80%，主要成分是蒿属 30%、禾本科 40%、藜科 10%，另外还有毛茛科、黑三棱，所反映的气候近似于现代气候。柴达木盆地的小柴旦湖附近产距今 3 万年左右的晚更新世的石器。该石器具华北旧石器文化两大系统之一的周口店第一地点（北京人遗址）的特点，反映当时柴达木地区与华北地区的古人类在文化方面有联系。此外，在诺木洪还产春秋战国时期的古文化遗迹（青铜器时代），碳同位素年龄值为 2000 年（《青海省区域地质志》，1991）。

唐领余等（1991）对兰州地区晚更新世黄土中孢粉的研究表明，孢粉组合明显地可分为三种植被类型。①暗针叶林植被（主要发现于古土壤中），以云杉、冷杉和松属为主，可占总含量的 50%以上，木本植物占 50%－85%，草本植物占 15%。这种植被类型指示气温较低，湿度较大的间冰期环境。②森林草原植被（发现于古土壤层或靠近古土壤层的黄土层中），草本植物花粉较多，以蒿属、菊科和杂草为主。木本植物占孢粉总含量的 5%－30%，主要是松属和落叶、阔叶植物，反映气候温暖湿润，相当于间冰期。③草原植被（发现于黄土中），草本植物花粉多，占总含量的 50%以上，以干旱植物蒿属等为主。木本植物小于 20%。整个植被具有干旱草原或亚高山草原的特点，反映寒冷干旱的冰川环境。上述这三种植被呈现出 2 次规律性的变化，即森林草原→针叶林→干旱草原。反映在气候变化方面，即温湿→凉湿→寒冷干旱。全新统沉积物多为冲积和沉积物。在临夏新庄和临洮毛王家村Ⅱ级阶地堆积物中含有陶器、石斧等新石器时代的遗迹（《甘肃省区域地质志》，1989）。

第四章　断面走廊域不同地体的沉积-构造演化

在地学断面的研究中，一个重要的内容是恢复断面走廊域所穿过的各地体的演化历史(Monger J. W. H. et al. ，1985)。各地体上的沉积物是历史上不同地质作用的综合产物。它们可以来自不同的母岩区，经过不同的剥蚀作用和搬运作用，在沉积盆地中得以保存下来。在保存下来的沉积物中，原始的沉积特征，包括原始的岩石组分、结构构造、沉积厚度、生物化石、空间展布等等，反映了沉积时的古地理-古构造面貌。因此，通过对盆地内沉积物的研究，可以了解它们的来源，了解剥蚀和搬运作用的性质和特征，了解它们沉积的过程，进而恢复古地理面貌和古构造格局。特别是70年代以来，通过对沉积盆地的研究，为恢复不同盆地的板块构造配置，已经形成了一整套的研究方法(Dickinson W. R. ，1974；Reading H. G. ，1986；Maill A. D. ，1990)。在这些沉积物中，还可以看到沉积以后各种地质作用所产生的结果，如不同的变形、变质等，这在研究区域构造发展历史时是需要考虑进去的。但是在我们分析其原始沉积特征时必须将其排除，以便更好地恢复其原始的面貌。

以下将通过对各个构造带在不同时期沉积特征的阐述，来分析它们所反映的古地理面貌和古构造状态，从而进一步了解各地体的发展过程和整个断面的演化历史。

第一节　南昆仑地体

亚东-格尔木断面的科研报告已对南昆仑地体的沉积特征进行了描述(刘训等，1992)，此处仅作简单介绍。南昆仑地体上出露的最老地层为中—新元古代的万宝沟群，是一套碎屑岩、碳酸盐岩和火山岩，总厚可达6000m。总的来看是一种不稳定状态下裂陷大陆边缘的产物，其年代原来根据叠层石特征和火山岩1057.0 Ma的年龄划归中新元古代，相当于蓟县—青白口期。近年来的研究认为其时代还要晚一些，可能一直延续到震旦纪或早古生代初。下古生界在南昆仑地体上只出露奥陶系纳赤台群。它以浅变质的碎屑岩、碳酸盐岩及火山岩为特征，代表了一种深水陆棚—大陆斜坡环境下大陆边缘的活动型沉积。从其沉积特征及其中的生物面貌来看，他们和北侧的陆块关系密切，可能是当时柴达木-北昆仑南侧的大陆边缘。目前对纳赤台群的时代尚有较大的争论(Leeder et al. ，1988；Yin et al. ，1988；姜春发等，1992)。上古生界在南昆仑地体上以石炭系和二叠系为主，是大套碎屑岩、碳酸盐岩和火山岩的组合，反映一种岛弧海的沉积环境。

在南昆仑地体上发育一套海相三叠系，特别是中下统，厚度巨大，火山岩发育，碎屑岩成熟度低，是一套活动的岛弧海的产物。晚三叠世时随着昆仑南缘结合带的闭合，两侧的地体碰撞，海水退出，南昆仑地体上晚三叠世的八宝山群代表了一套前陆盆地的磨拉石沉积。侏罗纪以后，只有一些小型内陆山间盆地的磨拉石沉积。

第二节　柴达木-北昆仑地体

该地体包括了柴达木盆地及其南面的北昆仑和北面的欧龙布鲁克等地区。

1. 前寒武纪

该地体前寒武纪基底包括柴达木南缘昆仑山北坡的一套前寒武纪地层及在柴北缘的欧龙布鲁克、绿梁山、土尔根大板直到阿尔金山南坡分布的一套深变质岩系。在柴达木盆地内部目前尚未见有基底岩系出露。

在北昆仑地区，古元古界称为金水口群，主要由片麻岩、片岩、麻粒岩、角闪岩及大理岩组成，部分已强烈混合岩化，其原岩是一套复理石型的碎屑岩和中基性火山岩，经历了角闪岩相变质作用，代表本区最老的基底。柴北缘的基底称达肯大坂群。按岩性，达肯大坂群可分为上、下两个亚群：下亚群是一套混合岩化强烈的中深变质岩，有混合岩化的黑云斜长片麻岩、角闪片麻岩、斜长角闪岩、角闪片岩等，向东变为以片岩为主，上部有时夹有大理岩、石英岩和板岩。其原岩是一套海相砂泥质碎屑岩和中基性火山岩。上亚群是一套片岩、片麻岩夹石英岩、白云岩、硅质条带白云岩、条纹状大理岩，产叠层石。不同地段碎屑岩含量不等，局部变质较深，甚至出现混合岩化。其原岩为粘土岩、长石砂岩和中基性火山岩，其中夹碳酸盐岩，属于古元古代活动基底上的产物。

中-新元古界仅在柴达木南侧的北昆仑地区见及。长城系称小庙群，下部主要是石英岩、长石石英岩等，夹片岩和片麻岩，上部以石英片岩为主，夹石英岩和大理岩，厚 800m±。它以石英岩的大量出现为特征，其原岩是以石英砂岩为主的浅海陆棚碎屑沉积，代表了最早的一次地台盖层沉积。蓟县系称冰沟群，是一套白云岩、灰岩、大理岩、硅质条带灰岩，下部夹硅质板岩及片岩，上部以大套白云岩为主，产叠层石，厚度可达 4000m。青白口系为丘吉东沟组，是一套以细碎屑岩为主的地层，包括长石石英砂岩、粉砂岩、石英粉砂岩和粘板岩，下部夹有白云岩和硅质板岩，厚 1500m。都是稳定型陆棚、台地沉积。已知的震旦系仅见于柴北缘的全吉山等地，与其下的达肯大坂群呈明显的不整合接触。本区震旦系可划分为麻黄沟组、枯柏木组、石英梁组和红藻山组，总体表现为一个由浅海陆棚碎屑岩、碳酸盐岩组成的海进序列，厚度不大，反映本区已进入一个稳定的沉积时期。

综上所述，柴达木及其周缘地区真正的基底是古元古界的金水口群和达肯大坂群，代表了古元古代活动状态下的产物。从中元古代开始出现稳定状态下的地台型盖层沉积。

2. 早古生代

这一时期的沉积在北昆仑地区仅见于其西段的祁漫塔格一带，为一套奥陶纪的海相碎屑岩、大理岩、硅质岩，上部夹有大量火山岩，称祁漫塔格群。我们曾认为它是一套裂陷槽的沉积或是沿早期阿尔金洋盆边缘形成的拉分盆地的沉积(刘训等，1992)。

在柴北缘地区下古生界发育较好。寒武系三统俱全，也是一套浅海、陆棚相碎屑岩、碳酸盐岩沉积，其底部与震旦系呈整合接触，下部含冰碛层。本区寒武系富含生物化石，其中，中-上寒武统所含生物化石均为华北类型的分子❶。奥陶纪时，本区出现了明显的分异。早奥陶世和中奥陶世总体上继承了寒武纪时的稳定浅海沉积，发育以碳酸盐岩为主夹碎屑岩的

❶ 据姚培毅资料，未刊。

一套沉积。下奥陶统上部有笔石页岩相出现，反映水体一度变深。值得提出的是柴北缘的上奥陶统，称滩间山群，主要由大套火山岩及火山碎屑岩、夹变质砂岩、板岩和结晶灰岩等组成。火山岩以安山质为主，并有玄武岩，从已有的岩石化学资料来看，主要是钙碱系列的玄武岩和安山岩（青海省地质矿产局，1991），其中的灰岩透镜体产珊瑚等化石。滩间山群总厚可达 3500m 以上。这套地层和柴达木盆地南侧的祁漫塔格群面貌相近，有可能也是一种裂陷槽或拉分盆地的沉积，但有人认为这次扩张已经形成了洋盆❶。这一地区开裂时间较短，主要发生在晚奥陶世。其上缺失志留系。

3. **晚古生代**

在柴达木盆地周缘上古生界有不同程度的发育。泥盆系在本区为一套陆相、滨岸粗碎屑岩，夹有厚层火山岩，代表了这一地区加里东运动以后的一套磨拉石沉积。本区石炭系是研究较详细的地层单位之一（王增吉，1987；青海省地质矿产局，1991），主要是台型的滨岸—浅海陆棚相碎屑岩和碳酸盐岩，化石丰富，富含底栖的珊瑚和腕足。厚度巨大，可达 3000m 左右，反映了一个沉陷明显的活动陆棚。北昆仑地区泥盆系主要是一套夹火山岩的磨拉石沉积。石炭纪时，受南侧中昆仑洋打开并向北俯冲的影响，在北昆仑形成了一套岛弧火山岩组合及弧前陆缘海的沉积（刘训等，1992）。

值得提到的是，石炭纪时在本区北侧也发生了强烈下陷，沉积了一套以宗务隆山群为代表的火山-复理石岩系，夹碳酸盐岩（图版 1-1）。其中的火山岩以玄武岩为主，岩石化学特征表明主要是拉斑玄武岩（表 4-1，图 4-1）。它们是柴达木和祁连之间石炭纪时一次强烈拉张活动的产物。

表 4-1　柴北缘石炭系宗务隆山群玄武岩岩石化学分析数据

Table 4-1 The data of the lithochemical analysis of the basalt in Carboniferous Jun Ul Shan Group, Northern Qaidam area

项目 / 样号	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	P_2O_5	K_2O	CaO	TiO_2	MnO	Fe_2O_3	FeO	H_2O	CO_2
H-C-8	3.36	8.01	13.44	51.76	0.09	0.21	7.98	0.99	0.20	3.18	7.99	3.00	0.04
H-C-14	2.05	6.40	13.66	49.58	0.11	0.04	10.42	1.24	0.21	4.87	8.48	2.46	0.16
H-C-6	2.52	7.19	15.07	50.68	0.10	0.07	6.83	1.22	0.15	2.89	7.71	4.60	0.88
H-C-9	3.04	6.16	12.83	53.24	0.08	0.05	10.45	0.92	0.18	3.47	3.47	2.98	0.04

二叠系在本区分布较少，在北昆仑地区仅见有下二叠统，也是一套弧前陆缘海的火山岩、碎屑岩和碳酸盐岩。上统缺失。在柴北缘，二叠系仅有一些台型的碳酸盐岩和碎屑岩。

4. **中新生代**

北昆仑地区的中新生代，除三叠纪为一套巨厚的夹陆相火山岩的磨拉石沉积外，主要为

❶ 据邓晋福等资料，未刊。

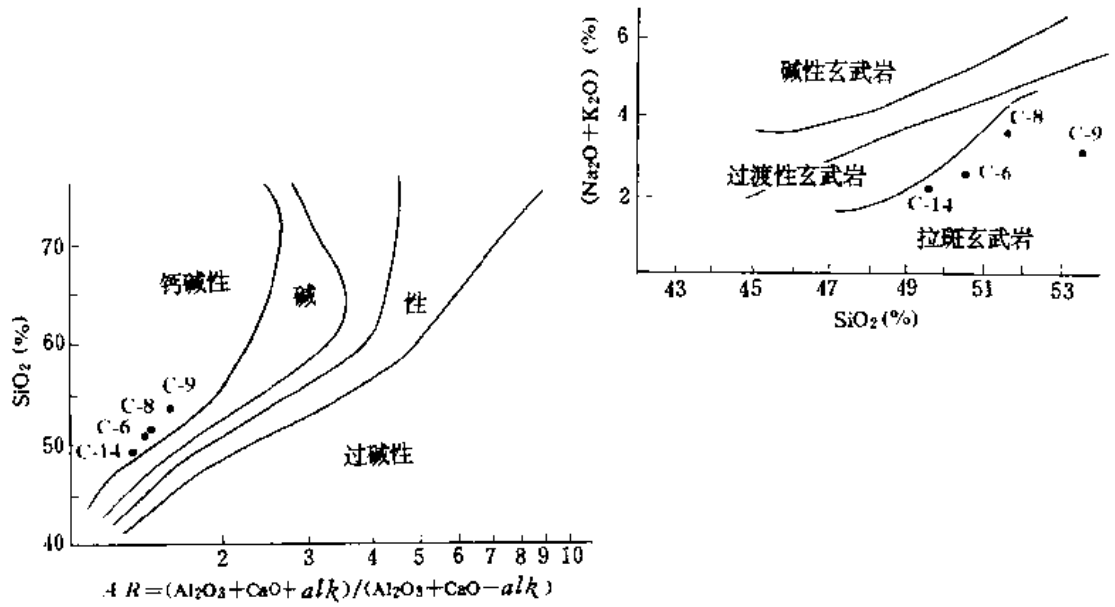


图 4-1 柴北缘石炭系宗务隆山群岩石化学分析数据图解

左：碱度率图解(据 J. B. Wright，1969)；右：全碱-SiO_2 变异图，点号见表 1(据 D. W. Hyndman，1985)

Fig. 4-1 The *alk*-SiO_2 diagram of the basalt in Carboniferous Jun Ul Shan Group, Qaidam area

(By J. B. Wright, 1969 and D. W. Hyndman, 1985)

陆相盆地沉积。但盆地内目前尚无三叠系的确切资料。柴达木北侧，从宗务隆山到青海南山一带，分布有一条海相砂泥质沉积，向东变厚，分布变宽。在橡皮山一带可见典型的复理石沉积(图版 I-2)，属于东面秦岭-巴颜喀拉三叠纪海槽向西伸进来的一支中的沉积物。

在柴达木盆地周边分布有一系列侏罗系的含煤沉积，其分布状态说明，当时都是一些小型的山间盆地，并以断陷盆地为特征(狄恒恕等，1991)。目前资料表明盆地下面也有零星的侏罗纪含煤岩系分布❶，因此可以认为早－中侏罗世时，柴达木盆地及其周围没有明显的地形差异，可能是一系列大大小小的内陆含煤盆地群，直到晚侏罗世时，才开始形成柴达木盆地。

白垩系在盆地内分布也不广泛，主要出露在边缘地区。晚白垩世以后盆地内部强烈沉陷，周边山系上隆，才形成现代的柴达木盆地。盆地内第三系发育，以内陆河湖相沉积为主，周边有山麓洪积-辫状河沉积(谢鸣谦等，1992)，属新生代时期因昆仑山上升形成的前陆盆地内的产物。

第三节 中南祁连地体

该地体包括了地理上的南祁连山和中祁连山。鉴于中祁连和南祁连的地层发育及发展

❶ 葛肖虹等，1990，柴达木盆地的形成与演化。

演化历史都有很大的不同，因此这里将中、南祁连分别叙述。

1. 南祁连

相当于过去的南祁连冒地槽带。该地区未见有元古宇分布，出露最老的地层为奥陶系。奥陶系三统俱全，但在整个南祁连带中分布零星。下统以长石砂岩、中酸性火山岩、火山碎屑岩及结晶灰岩、泥灰岩为主。中统称盐池湾群，厚度较大，以硬砂岩为主，夹砾岩、砂板岩及泥灰岩，上部为砂板岩，具复理石特征。上奥陶统分布更少，为中性火山岩夹砂板岩。南祁连奥陶纪火山活动频繁，从火山岩的岩石化学资料来看，以钙碱系列为主(青海省地质矿产局，1991)。因此，南祁连的奥陶系可能是一套弧后盆地的产物。

志留系在南祁连分布广泛，目前资料认为均属下统，未有确切的中上统。其岩性主要是一套灰黑、暗灰绿色板岩、粉砂质板岩、粉砂岩、细砂岩与灰黄、灰白色中粗粒砂岩组成的韵律互层，总厚近 4000m。其中表现出明显的复理石韵律结构，可以见到鲍马序列中 A－E 段的不同组合，反映了海底扇不同部位的沉积(图 4-2、4-3)。其中斜层理所反映的水流方向有北西及南东两组。在南祁连的局部地区，下志留统中还夹有火山岩，以安山质和玄武质为主。因此，总体来看，南祁连的下志留统代表了一种前陆盆地的构造背景，它由奥陶纪的弧后盆地转变而来，由盆地两侧的隆起(中祁连和柴北缘)提供碎屑物质。

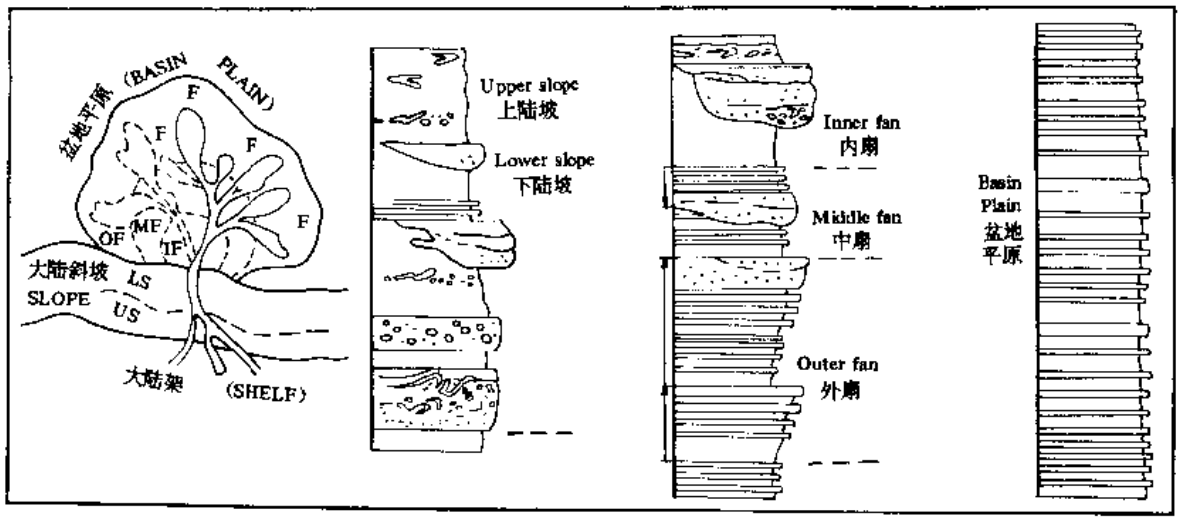


图 4-2 海底扇沉积模式及不同部位沉积韵律结构特征(据 T. H. Nilsen，1989)

Fig. 4-2 The sedimentary model and the architectural features of sedimentary rhythms in different parts of deep sea fan(By T. H. Nilsen，1989)

南祁连地区泥盆系和石炭系分布均较为零星，仅在两侧边缘有所分布。泥盆系主要是一些磨拉石沉积，石炭系则为海陆交互相的含煤岩系，均属稳定型的浅海陆棚－滨岸沉积，可能是在两侧海侵影响下的产物。

二叠系和三叠系在南祁连分布最为广泛，尤其是在其东段。其岩性特征为：下二叠统下部为灰绿、灰黄色石英砂岩、细砂岩、粉砂岩夹灰岩透镜体；上部为深灰、灰绿色石英砂岩与粉砂岩互层，夹生物碎屑灰岩(图 4-4)，不整合于下志留统或加里东期花岗岩之上。

总体来说，下二叠统是一个新的海进层序，反映了一种稳定的滨岸－浅海陆棚环境。向上变为以潮坪、台地为主的沉积环境，灰岩中见有碳酸盐碎屑流的沉积，为台地边缘斜坡部

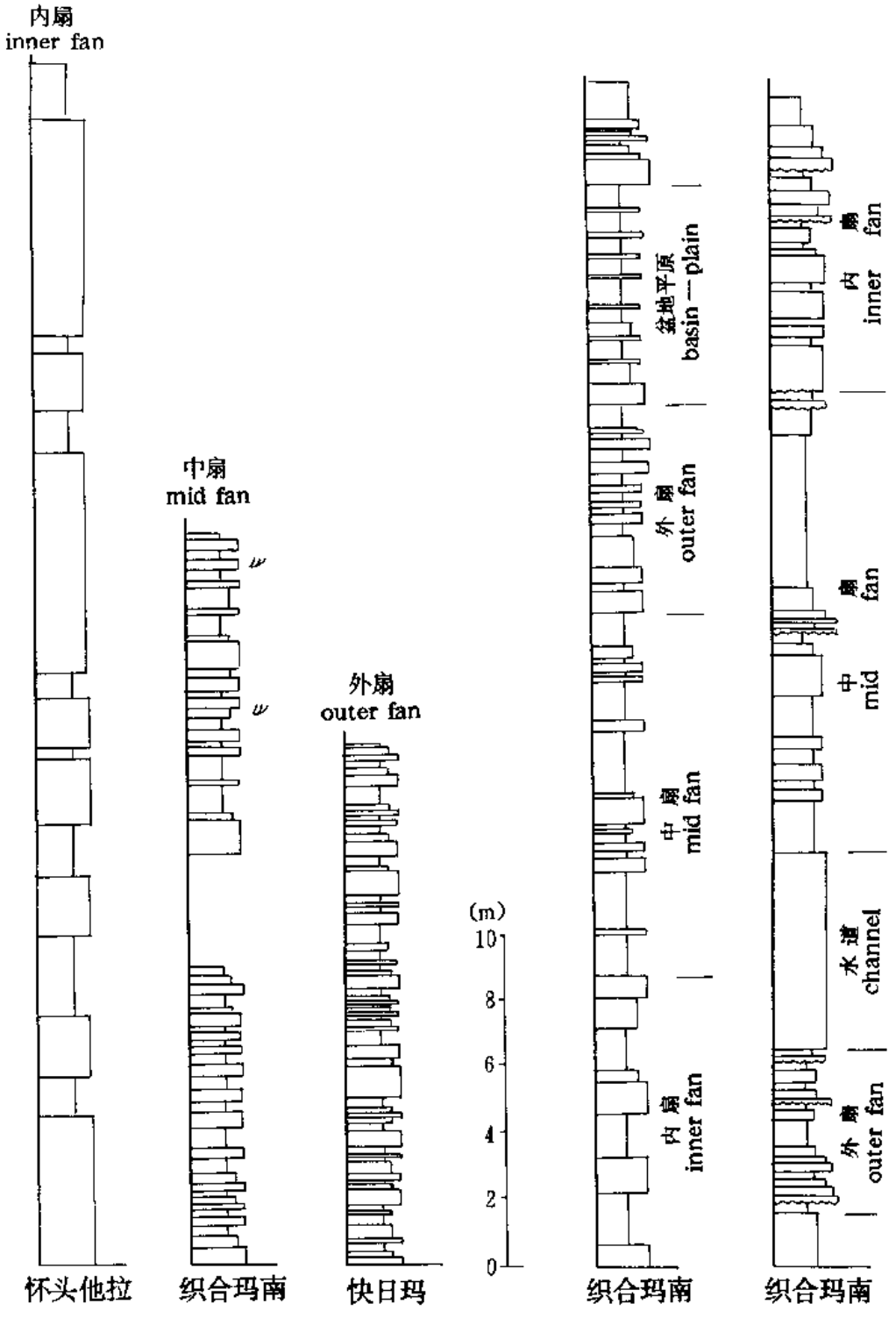


图 4-3　南祁连志留系复理石的韵律结构特征

Fig. 4-3　The rhythmic architectural features of Silurian flysch, south Qilian area

位的产物。从刚察向西至天峻，下二叠统中碳酸盐岩含量增加(冯秦阳等，1988)，表明水体变深，变成以碳酸盐台地沉积为主。目前的化石资料表明这次海侵是从早二叠世晚期的茅口期

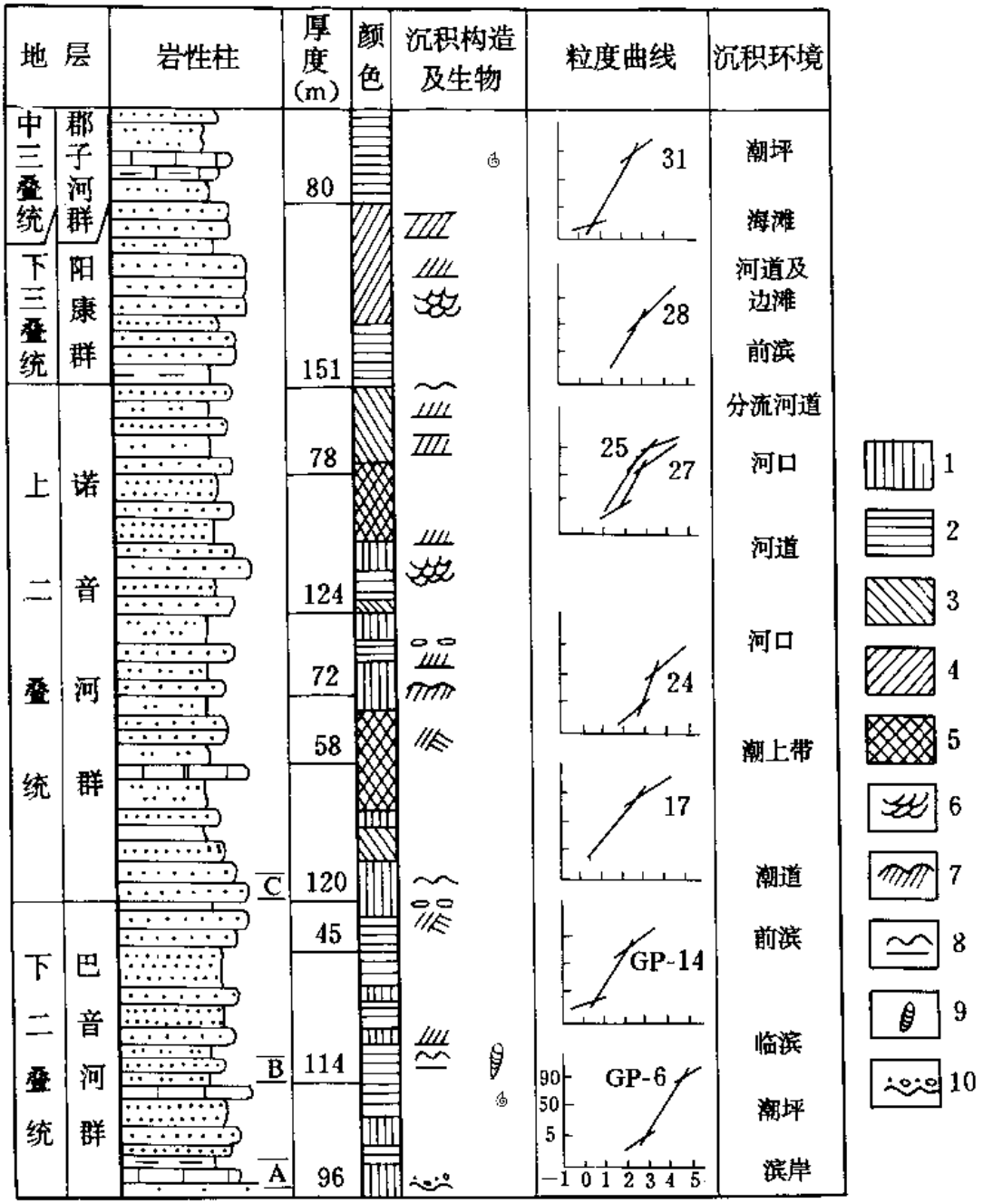


图 4-4　青海刚察大寺二叠—三叠系综合柱状图(据王永等,1995)

Fig. 4-4　The sedimentary column of Permian to Triassic of Gangchadasi section, Gangcha County, Qinghai Province (by Wang Yong et al., 1995)

1—灰白色；2—灰绿色；3—灰黄色；4—浅紫色；5—紫红色；6—槽形交错层理；7—波状交错层理；8—波痕；9—虫管；10—侵蚀面。

1—White, grey; 2—Green; 3—Yellow; 4—Light purple; 5—Dark purplish red; 6—Trough cross-bedding; 7—Wave cross-bedding; 8—Ripple mark; 9—Trace fossils; 10—Erosional surface

开始的。上二叠统底部为一套紫红色厚层中粗粒长石石英砂岩，其中具有大型槽状层理(图

版Ⅰ-3),反映了近岸的强水动力条件。向上为大套中粗粒砂岩与细粉砂岩韵律层,总体是一套潮坪的沉积。每个韵律中粗细之比近于1∶5—1∶10,其中粗碎屑岩以含砾粗砂岩为主,具大型斜层理,底部常见泥砾层和侵蚀面,代表了潮坪上的水道沉积。上二叠统中部夹有生物碎屑灰岩和砾屑灰岩,产丰富的动物化石。下三叠统在南祁连东部是一套灰绿与紫红色长石石英砂岩与粉一细砂岩的互层。底部与上二叠统之间有一明显界线,显示出微角度不整合或平行不整合。向西,下三叠统中含有较多的灰岩,显示早三叠世时地理面貌与二叠纪时相似,为一东浅西深的盆地。中三叠统以大套灰岩为特征,包括厚层灰岩、条带状灰岩、凝块灰岩、 状灰岩、生物碎屑灰岩和砾屑灰岩等,其中的砾屑灰岩具有碳酸盐碎屑流沉积的特征(图版Ⅰ-4、5),反映中三叠世时海侵扩大、海水加深,形成了碳酸盐台地一台地边缘斜坡的沉积。上三叠统为海陆交互相的煤系地层,反映了在中三叠世以后南祁连地区开始上隆,海水逐渐退出。总体来看,南祁连二叠一三叠纪的沉积属一种浅水稳定型的沉积,构成了南祁连的主要盖层(王永等,1995)。

侏罗纪时,南祁连已经整体上隆,仅形成一些零星分布的山间盆地含煤沉积,为本区主要开采的煤层。

2. 中祁连

相当于以前所划分的中祁连中间隆起带。其上主要分布有前寒武纪地层及少量奥陶系和石炭一二叠系盖层沉积,因而和南祁连有明显的不同。

在中祁连地区,前寒武纪的变质岩系分布广泛,已知有元古宇的不同层位。古元古界野马南山群下部以黑云斜长片麻岩等片麻岩为主,夹片岩,上部以片岩为主,包括黑云片岩、角闪片岩、石英片岩,时常夹有大理岩、白云岩和石墨大理岩等,总厚度大于5000m。其原岩主要是砂泥质复理石及海相中基性火山岩,夹碳酸盐岩。具低角闪岩相一高绿片岩相变质特征,局部并有较强的混合岩化。在青海湟源一带也有一套变质岩系,被认为是中祁连向东延伸的部分,其古元古界称湟源群,面貌与野马南山群相似,也以中深变质相及混合岩化为特征。王云山等(1991)报导该地区混合花岗岩中锆石U-Pb年龄为2469Ma。

中元古界长城系称为党河群,又分为苏里组和乌兰达乌组,不整合在古元古界之上。总的来说,党河群是一套碎屑岩-碳酸盐岩建造,包括中粗粒石英砂岩、含砾石英砂岩、粉砂岩、板岩,具有粉砂和泥质交互形成的韵律,向上变为以碳酸盐岩为主,由白云岩夹砂板岩等组成。该群总厚3000m左右,岩性和厚度变化都很大,可能是在古元古代基底固结以后,新形成的陆块地形起伏较大的状态下形成的,但是其中基本没有火山物质,碎屑岩以石英砂岩为特征,还是反映一种相对较为稳定的沉积。长城系在湟源地区称湟中群,也主要是一套滨浅海的稳定型陆源碎屑沉积,以纯净的石英岩为特征,局部含磷。

蓟县系在中祁连称托莱南山群,又可分为两个组。下部南白水河组主要是一套滨海一浅海相碎屑岩,碎屑成分以石英为主;上部花儿地组为大套碳酸盐岩,属稳定碳酸盐台地的沉积。中祁连地区在蓟县纪时继续了长城纪时的稳定环境,并有海侵扩大、水体加深的趋势。在湟源地区,蓟县系称花石山群,也是一套稳定的碳酸盐沉积,仅在盆地边缘有碎屑岩出现。

青白口系称为龚岔群。《甘肃省区域地质志》(1989)将其划分为四个组,总体可以看作两个碎屑岩-碳酸盐岩的沉积旋回。其下与蓟县系呈不整合接触(图版Ⅰ-6)。青白口系下部的碎屑岩,是一套岩屑质的砂岩、粉砂岩,杂基支撑为主,具有一定的粒序层。还可见到一些同沉积的水下滑动构造(图版Ⅰ-7、8),反映了一种物源补给充分的大陆斜坡海底扇的沉积特

征。在中祁连西部还出现火山岩，变质程度稍高。可见在青白口纪时期，中祁连一度受强烈拉张伸展而裂陷，形成深水裂陷槽中的活动型沉积。至于是否出现洋壳，尚有不同意见。

震旦纪是中祁连又一次强烈活动的时期，多若诺尔群总体上以碎屑岩和火山岩为主，其中还夹少量硅质岩和碳酸盐岩，反映了震旦纪时中祁连北侧又一次强烈的裂陷，导致了深水复理石浊积岩的沉积和火山喷发。至于中祁连震旦系是否有冰成岩的存在尚有争议。

中祁连地区缺失寒武系。奥陶系仅有零星分布，是以白云岩为主的碳酸盐岩，夹有砂岩和砂质页岩等，厚度可达 1000m 左右，属稳定型碳酸盐台地上的沉积。

泥盆系为零星分布的磨拉石沉积。石炭—二叠系仅在中祁连南侧分布有海陆交互相—浅海相的碎屑岩、碳酸盐岩。三叠纪受南侧海侵的影响，有浅海碎屑岩沉积。晚三叠世时海退形成海陆交互相煤系地层。侏罗纪也只有一些山间盆地的含煤沉积。

第四节　北祁连地体

北祁连是走廊域内研究最详细的地区，目前除了全区 1：20 万区调工作已完成外，还进行了大量地层、火山岩、蓝片岩、超基性岩以及大地构造等多方面的专题研究，取得了丰硕的成果。但是在一些重大的基础地质问题上也还有许多争议。以下仅就该地区不同时期的沉积特征来分析其构造演化的历史。

1. 前寒武纪

现有的研究证明北祁连的前寒武系包括了元古宇的不同地层(宫保军，1987；甘肃省地质矿产局，1989)。

古元古界北大河群主要是一套以片麻岩、片岩为主的变质岩系。下部以黑云斜长片麻岩、角闪片岩等为主；上部以石英片岩、黑云片岩、角闪片岩为主，夹大理岩、白云岩，许多地方可见明显的混合岩化，其原岩为砂泥质复理石-碳酸盐岩-火山岩建造。变质相为低角闪岩相—高绿片岩相。为古元古代地壳普遍活动状态下的产物。

据《甘肃省区域地质志》(甘肃省地质矿产局，1989)，长城系朱龙关群由下岩组的含铁复理石建造和上岩组碳酸盐岩-火山岩-复理石建造组成，其总体特征为：碎屑岩成分复杂，以硬砂质为主，碎屑岩中见有复理石韵律；火山岩发育，以辉石玄武岩、拉斑玄武岩为主，安山岩和细碧岩很少，属于一种强烈拉张下陷的深水海槽中的沉积，反映了在长城纪时期，北祁连继续处于一种强烈活动的状态，和前述柴达木甚至中祁连等地均有明显的不同。

蓟县系称镜铁山群，其下岩组为一套具复理石韵律的粉砂岩和千枚岩，夹灰岩和铁矿层，并夹有厚度不大的玄武岩和火山碎屑岩；上岩组以碳酸盐岩为主，夹千枚岩、板岩和砂岩。值得提到的是，据 1：20 万区调报告❶，其下部的黑色灰岩含黄铁矿，微细层理发育，中部的碎屑岩韵律性强。根据其岩性特征，其下部可能属大陆斜坡沉积，上部是深水陆棚—盆地相沉积，反映了北祁连在蓟县纪时期仍然处于一种活动状态，只是其开裂拉张的程度稍逊于长城纪时期。

青白口系称大柳沟群。其下与蓟县系镜铁山群呈明显角度不整合接触，底部砾岩中含镜铁山群灰岩、白云岩、砂板岩砾石。大柳沟群总体上是一套由泥质灰岩、钙泥质粉砂岩、白云

❶ 1：20 万镜铁山幅区调报告。

质灰岩、白云岩、千板岩、钙泥质和粉砂质板岩所组成的互层，夹有砾岩和含铁石英砂岩透镜体，总厚可达 5000m。总体上来看，大柳沟群属于外陆棚—陆坡上部的沉积。

震旦系在本区称白杨沟群，下部是一套砾岩，夹含砾千枚状板岩和硅质灰岩，上部为钙质板岩和硅质灰岩，夹砂岩等，总厚近 700m。其下部的砾岩和含砾板岩被认为是冰成岩，属海洋冰川沉积类型。据左国朝等(1987)资料，走廊南山的白杨河群为厚约 1000m 的以陆源碎屑为主的含铁红色碎屑岩系。

综上所述，北祁连从长城期开始发育为一个深水裂陷槽，蓟县—青白口纪时期，一直以活动型沉积为主。目前发现最老的洋壳物质属震旦系(肖序常等，1978)，表明北祁连从长城纪以来，一直处于活动状态，和南侧的柴达木、中南祁连及北侧的阿拉善都有明显不同。这是一个从长城期开始就分隔了南、北陆块的深海槽。

2. 早古生代

北祁连的下古生界是一套活动型沉积，以厚层的深水沉积和火山岩为特征，过去被认为是优地槽的典型代表。其主要的沉积特征如下。

在北祁连地区寒武系是一套复理石-硅质岩-火山岩组合，横向变化大。目前报导(两省地质志)缺失下统，然而肖序常等(1978)、左国朝等(1987)认为下寒武统在北祁连地区还是存在的。中寒武统在肃南地区为一套安山岩、玄武岩、火山碎屑岩、硅质岩，以及由碎屑岩变质而成的绿泥片岩、石英片岩等，其上部有灰黄色、灰紫色砂岩、粉砂岩以及由泥质岩变质而成的云母片岩。其中见小型波纹层理及泄水构造。在这套地层中常见灰岩透镜体及超镁铁质岩的团块。向西，在昌马鹰嘴山地区，中寒武统下部是一套变质火山岩夹灰岩透镜体，上部为灰绿、灰黑色细砂岩、粉砂岩夹硅质岩和含锰硅质岩。总体上，中寒武统是一套海相火山岩和碎屑岩、灰岩、硅质岩，是深水沉积环境的产物。上寒武统主要在昌马二道沟地区见及，是大套灰绿色砂板岩的互层，具粒序层，单层厚约 4—5cm，主要由 C 段和 E 段组成，可能是陆坡下部—盆地平原(Basin-Plain)环境下的浊流沉积。由此可以认为寒武纪时北祁连已经扩张到了相当的规模，形成了大套深水洋盆的沉积。

北祁连奥陶系发育，常构成"优地槽"沉积的主体。下统称阴沟群，其下部为基性火山岩、火山碎屑岩，上部为砂页岩和灰岩、硅质岩，具有由火山角砾岩和砂板岩组成的互层。细碎屑岩中富含黄铁矿，具水平层理。中统称中堡群，也主要是一套海相火山岩、火山集块岩、硅质岩和砂页岩。砂页岩具明显粒序层，并有泄水构造，代表了下陆坡—盆地平原环境下的浊流沉积。在北祁连，中、下奥陶统中常有超镁铁质岩混杂于其中，结合前述深水沉积物及火山岩特征，许多学者都认为是古洋壳上的沉积(王荃等，1976；肖序常等，1978；冯益民等，1992；许志琴等，1994)。上奥陶统下部称妖魔山组，为厚层灰岩夹少量黑色板岩，主要是泥晶灰岩、薄层泥质灰岩、瘤状灰岩。昌马一带夹有薄层硅质岩。上部称南石门子组或扣门子组，也是一套暗色细碎屑岩，夹火山岩、硅质岩和灰岩，横向变化大。总体来看，还是一套较深水的沉积，同时又有火山活动发生。

此外，在嘉峪关西北的榆树沟山—宽滩山一带，还见有零星的中寒武统和下奥陶统出露，主要是中基性火山岩、砂板岩、硅质板岩、硅质灰岩等。可以分别和北祁连的相应地层对比，也均为深水活动型的沉积。显然，它们和北祁连相应沉积物属于一个构造带的产物。

北祁连志留系以其复理石而著称。下志留统下部称小石户沟组，是一套灰绿色、灰黄色砂页岩的互层，夹硅质页岩，其中富产笔石。下志留统上部称肮脏沟组，为厚达 3000m 以上

的复理石地层。其中可见到不同类型的韵律结构和组合。从酒泉冰沟和肃南青隆所测的复理石剖面来看，它们反映出一种从盆地平原→外扇→中扇→内扇的发展趋势，表现出深海海底扇向前推进的发展过程(图 4-5)。在这些岩石中，可见到典型的重荷模、流痕和火焰构造等浊流沉积中的特征(图版Ⅱ-1、2)。碎屑岩粒度分析的累积曲线及 *C-M* 图解也表现了浊流的搬运和堆积作用(图 4-6)。还发现了深水的遗迹化石等等。值得提到的是，在这套复理石中又见到许多砾岩的夹层和透镜体，过去认为是滨岸带的产物(甘肃省地质矿产局，1989)。这些砾岩与浊积岩之间的界线很分明(图版Ⅱ-3、4)。砾石滚圆好，分选差，有时有粒序层，有时有反粒序层。砾岩杂基胶结物中有原生黄铁矿。因此它们不是浅水的产物，而可能是深海扇中海底峡谷的水道(channel)沉积(图 4-7)。其中的砾石大部分是经过再搬运而沉积的(H. E. Clifton，1984；R. G. Walker，1975)。从对肮脏沟组斜层理测量的水流方向来看，大体有北东和北西两组，总体反映水流和物源来自南侧刚隆起的祁连山(刘训等，1994)。

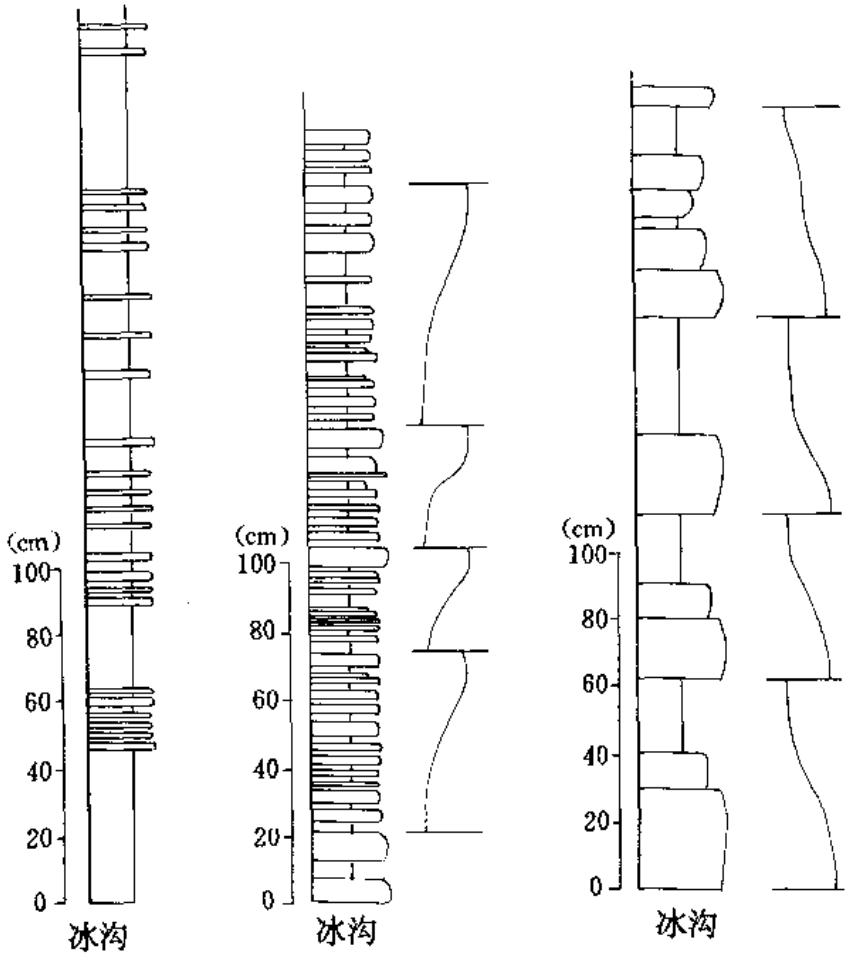


图 4-5　北祁连志留系复理石韵律结构图

Fig. 4-5　The rhythmic architecturual features of Silurian flysch, north Qilian are

从左到右地层层位由下向上，反映了沉积部位由盆地平原(basin-plain)—外扇(outer fan)—中扇和内扇(midfan and innerfan)的发展过程

From left to right, showing the accumulated sites from basin plain to outer fan, then to midfan and inner fan

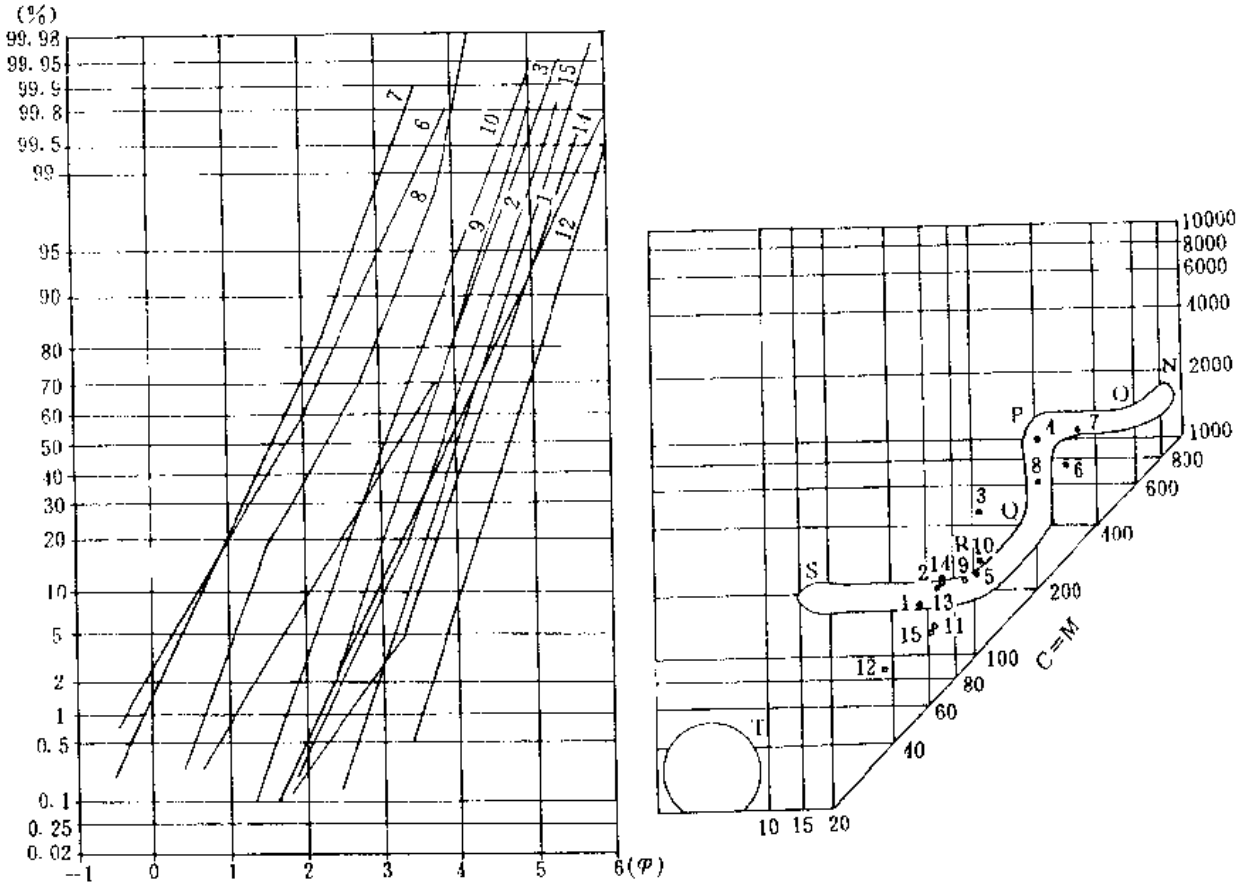


图 4-6　北祁连志留系复理石粒度分布累积曲线及 *C-M* 图解

Fig. 4-6　The grain-size accumulative curve and the *C-M* diagram of Silurian flysch, north Qilian area

中志留统称泉坝沟山组，为大套灰绿、紫红色砂岩、粉砂岩、页岩的互层，夹有较多的泥灰岩，主要是一套深水陆棚或外陆棚的沉积物，反映了早志留世的深水海盆已被逐渐充填并变浅。

上志留统旱峡群，是一套紫红色细砂岩、粉砂岩和砂页岩，层面构造发育，可见泥裂、流水痕、波痕，还见有小型波纹层理、脉状层理(图版 Ⅱ 5)，反映了一种滨岸—浅水陆棚的沉积特征，说明海水已经完全变浅。

结合祁连的洋盆俯冲活动主要结束于奥陶纪(肖序常等，1978)这一观点，可以认为从志留系开始的这套地层就是洋盆闭合后，分布于碰撞带前缘的残余深海盆地的沉积。上述复理石就是在该海盆边缘斜坡上的海底扇沉积。其发展过程正反映了海底扇向前推进、深海盆逐渐被填满的过程，从而形成了北祁连志留系由下向上从深海扇到浅水陆棚相最后到滨岸相的沉积。

3. 晚古生代

北祁连的上古生界和下古生界有明显不同，历来就认为从上古生界开始是一套地台盖层，为早古生代优地槽回返以后的产物。

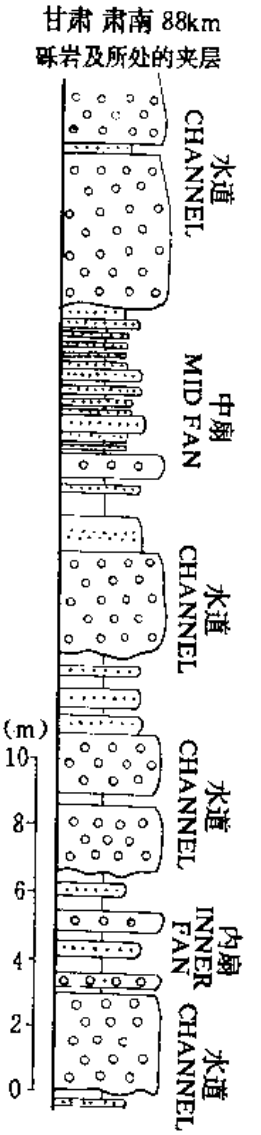


图 4-7 北祁连志留系复理石中的砂砾岩互层

Fig. 4-7 The interbeds of conglomerate and sandstone in Silurian flysch, north Qilian area

反映了砾岩在复理石中的位置，说明属于海底扇水道中再沉积的产物

Showing that the conglomerate are the products of resedimentation in the channel or gorge of deep sea fan

泥盆系可分为下-中统雪山组和上统沙柳水组，由紫红色角砾岩、砾岩、砂砾岩、砂岩和粉砂岩、泥岩组成。向上颜色变杂。总体上显示一个由粗到细的旋回。其中夹有层数不等的中基性火山岩。泥盆系下部粗碎屑岩组分显示明显的近源特征，上部砂泥岩互层中具明显的沟模、斜层理和波痕等浅水沉积的特征，其中还有植物及淡水鱼化石，表明泥盆纪的沉积环境经历了由山麓洪积→辫状河→曲流河的发展过程。近顶部的沉积反映了河口三角洲的特征。所以总体上来看，北祁连的泥盆系是一套典型的前陆盆地磨拉石沉积，具有明显的正向旋回特征。

北祁连的石炭系可划分为下统臭牛沟组、上统靖远组和太原组。臭牛沟组是一套碎屑岩夹薄层灰岩和煤线，含丰富的海相化石，代表了石炭纪新海侵的开始。底部为非海相的粗碎屑岩，向上为滨岸带—潮坪带的沉积。其下与泥盆系呈平行不整合接触，或直接不整合在更老的地层之上。下石炭统在北祁连的局部地区夹有石膏层，可能是海侵过程中局部形成的闭塞海湾内的沉积。肃南地区的上石炭统靖远组是一套石英砂岩、灰黑色泥岩和泥灰岩的互层，产植物化石、腕足、珊瑚等，代表了滨岸—潮坪带的沉积。上统上部的太原组则是一套碎屑含煤岩系，其中夹有灰岩层，含植物及丰富的海相化石，总体是一套滨岸带以滨海沼泽相为主的沉积。

二叠系分为下统山西组、大黄沟组，上统窑沟组和肃南组，总的是一套陆相碎屑沉积。山西组中含煤，向上颜色逐渐变杂、变红，碎屑岩也逐渐变粗，反映了从平原河流、沼泽环境向曲流河甚至辫状河的发展进程。

北祁连上古生界总体上可以看作一个大的沉积构造旋回，反映了在北祁连洋盆闭合以后的前陆地带沉积物从磨拉石建造(D_{1-2})→红色建造(D_3)→近岸碎屑含煤建造(C_1)→平原河流含煤建造(C_2—P_1)→红色碎屑建造(P_2)，海水从海进到海退，古气候由干旱→潮湿→干旱，古构造性质由活动→渐趋稳定→活动的一个旋回性发展过程。

4. 中新生代

北祁连地区中新生界均为一些山间盆地的磨拉石沉积，分布零星。其北侧的酒泉盆地内中新生界分布广泛，是该盆地的主要组成部分。

三叠系主要见于南侧的祁连山前，是一套红色陆相碎屑岩系，以河流相沉积为主，下部有粗碎屑岩，上部含煤线，富含植物化石（蔡凯蒂，1989），反映到三叠纪晚期气候开始变潮湿。

侏罗系在酒泉盆地内及其周缘均发育较好。在盆地内，下—中侏罗统称龙凤山群（后《甘肃省区域地质志》划分为下统大西沟组和中统龙凤山群）为灰白色砂砾岩、粗砂岩，黄褐色、灰黑色砂岩、砂质板岩与黑色页岩、煤层的互层，含菱铁矿。下部山麓洪积相地层中砂砾岩较多，向上以曲流河—沼泽相的韵律为主，整体上属于一套山间盆地含煤建造，为区域内主要的含煤地层。目前在这套地层中发现了良好的油气前景，引起了人们的极大关注。上统称赤金堡群，下部为灰紫色角砾岩、砾岩、砂砾岩，紫红、灰绿色细砂岩、粉砂质泥岩；上部以灰绿、褐黄色砂岩与砂质页岩互层为主，夹黑色页岩与泥灰岩，具明显的韵律结构，属山间盆地河湖碎屑岩建造。其中产丰富的动植物化石。酒泉盆地侏罗系与上三叠统常呈角度不整合接触，或不整合在不同的老地层之上。上侏罗统与下—中侏罗统之间也常见有不整合界面，向上与下白垩统之间为连续沉积或有不明显的间断。

下白垩统在酒泉盆地称新民堡群，分为下部低窝铺组和上部中沟组。总体来说都是一套河流相的砂砾岩、砂岩与湖泊相的细碎屑岩、页岩、泥灰岩等韵律互层，下部含少量煤线，上部含石膏。低窝铺组湖相沉积比较发育，具有一定的生油能力，一直是该盆地石油勘探的目的层之一。中沟组颜色更红，以河流相的沉积为主体，表明气候变干旱，水的补给减少，原来的深水湖盆开始变浅。向上与下第三系呈明显的角度不整合接触，其间缺失了上白垩统。

下第三系称火烧沟组，是一套紫红、暗红色砂砾岩夹紫红色砂岩和砂质泥岩，为山麓洪积及辫状河沉积，其时代主要属渐新世。

上第三系分为中新统白杨河组和上新统疏勒河组。白杨河组在盆地边缘为棕红、砖红色砂砾岩与砂泥岩互层，夹灰绿色页岩、粉砂质页岩及泥灰岩，偶见石膏层，属山麓、辫状河及洪泛平原的沉积。在盆地内部为砖红、灰绿、灰黑色砂泥岩的交互层，属曲流河、浅湖、深湖相的沉积，是该盆地的重要生油层和储集层。上新统疏勒河组，也主要是一套山麓、河流、湖泊相的沉积，盆地内变细，出现较多的粘土岩、泥灰岩和薄层石膏，并表现出水体变浅、受气候影响更明显的特点。总体来看，酒泉盆地的上第三系属于山前的前陆盆地沉积，是新第三纪以来在祁连山不断隆升并向北推覆的情况下，在山前形成的前陆盆地磨拉石沉积。

第五节　北山南部地体

该地体包括了河西走廊内阿尔金断裂以北的花海盆地、北面的马鬃山地区及石板井-小黄山断裂以南的东七一山地区。这三个地区地层的发育和沉积特征均有明显不同。

1. 前寒武纪

在花海盆地西缘出露有一套变质岩系，向西和阿尔金断裂以北的鹰嘴山、三危山等地的变质岩系连成一体，组成过去所称的敦煌地块。该套变质岩系称为敦煌群。它们岩化强烈。中部出现大理岩、含石墨大理岩等。上部以片岩为主，并夹变质中酸性火山岩，过去根据岩性对比及区域构造分析，将这套地层划归前长城系（甘肃省地质矿产局，1989），近年在肃北红

柳峡地区该地层的不同层位角闪片岩测得 Sm-Nd 年龄值为 2936Ma 和 3488Ma❶，进一步证明这套岩系应属太古宇。其北侧的马鬃山地区也分布有大面积的前寒武系，均为一套深变质岩系，被称为“北山杂岩”，是一套局部混合岩化了的片岩、片麻岩、角闪岩类岩石，夹大理岩、变质火山岩等。近年来在 1∶5 万区调中发现其中有不整合面存在，不整合面以上的斜长角闪岩 Sm-Nb 年龄为 2203Ma❷，属古元古代。其下的变质岩则当属太古宇。在四十里井可能相当于该不整合面以下的斜长片麻岩中所夹的角闪片岩 Sm-Nb 年龄为 2950Ma[※]，证明原夹的“北山杂岩”中可能有太古宇和古元古界存在。

在敦煌地块上未见有元古宙及古生代地层，表明它可能是一个长期存在的古隆起。而在马鬃山地区，中—新元古界都非常发育，相当于长城系—震旦系的不同地层均有出露。长城系称白湖群。在酒泉-额旗公路 205km 处，白湖群为一套灰白、紫红及纯白色石英砂岩和石英岩，成熟度极高。其中夹灰黄、灰黑色砂质板岩、粉砂岩等。仅轻微变质，属于典型的稳定型滨岸带沉积。向西，据报导其中夹有中基性火山岩，并见有复理石型沉积（左国朝等，1990），顶部夹有含叠层石的大理岩。表明本群的岩相、厚度变化都比较大，在沉积时可能有局部开裂出现。

蓟县系称平头山群，超覆在白湖群的不同层位之上，是一套碳酸盐岩，以白云岩、硅质条带白云岩为主，富含叠层石，局部夹有粉砂岩、竹叶状灰岩、 状灰岩等。属滨浅海—潮坪沉积，更是一种稳定环境的反映。

青白口系称大豁落山群，也是一套以白云岩为主的地层。上部为硅质条带白云岩，其中可见明显的风暴作用的产物（图版 II-6、7），反映了其沉积作用是在浅海的浪基面以上进行的。赵祥生等（1987）称震旦系为红山口群，左国朝等（1991）称为洗肠井群。由硅质岩、白云岩、硅质条带白云岩、含砾白云岩及泥晶灰岩、泥质板岩等所组成，其中夹深灰色含砾泥岩、含砾板岩，含大小不一的冰碛砾石。左国朝等认为是一种深海冰筏的沉积组合❸。其下与青白口系之间有明显的角度不整合界面。

从本区中、新元古界的层序和沉积特征来看，均为陆棚—浅海相的稳定型沉积，不整合在太古宇和古元古界的基底之上，和华北及塔里木的情况都非常相似，属于最早期的地台盖层沉积，但较之塔里木似乎更为稳定。

2. 早古生代

敦煌地块上缺失古生代地层，但在马鬃山地区发育良好。下古生界从寒武系到志留系均有出露。

该区下寒武统称双鹰山组，为薄层硅质岩、结晶灰岩，局部有含磷大理岩，含丰富三叶虫化石，属深水陆棚碳酸盐岩—硅质岩沉积，厚仅 100 余米。中、上统称西双鹰山组，亦为类似的硅泥质碳酸盐岩沉积，均为台地—深水陆棚环境的产物。其中的生物组合以东南型的三叶虫为特色，尤其在中晚寒武世，见有大量飘游型的球接子类，属较典型的东南型动物群（王谐等，1986）。

该地体南、北部奥陶系有所不同，北侧可分为下—中统砂井群和上奥陶统锡林柯博组。

---

❶ 李志琛，1992，甘肃西部变质岩系时代的厘定及其意义。甘肃地质科技情报，1992 年第 3 期。

❷ 郑文林，1991，甘肃省“七五”期间基础地质研究的新进展。甘肃地质科技情报，1991 年第 3 期。

❸ 左国朝、张淑玲、张惟国，1991，北山地区古冰成岩的新认识。甘肃地质科技情报，1991 年。

前者是一套厚达 1600m 的砂岩、页岩和硅质岩的互层，分两个岩组。下岩组以碎屑岩为主；上岩组为粉砂岩和硅质板岩、含碳硅质板岩夹灰岩，产笔石、腕足等化石，为一套深水陆棚—大陆斜坡的沉积。上奥陶统锡林柯博组也是一套硅质岩和砂页岩互层，产三叶虫和头足类化石，最厚可达 600m。而在其南侧，无下奥陶统。中奥陶统称花牛山组，为泥质板岩、石英岩、灰岩，产腹足、头足等化石，厚 690m。表明在马鬃山南侧中奥陶世继承了寒武纪时的稳定状态。

在该地区，下志留统分布较局限，称黑尖山组，是一套硅质板岩、硅质岩和粉砂岩等的互层，夹少量石英岩，含笔石，厚 400 余米，是一套深水陆棚沉积。上—中志留统称公婆泉群，在本区分布较广泛，常和一些矿产有关，所以近年来对它比较注意。总体上，公婆泉群是一套海相中基性—中酸性火山岩、火山碎屑岩和碳酸盐岩，相变较大。从公婆泉向两侧均可见到火山岩减少、碎屑岩增加的趋势（甚至变成以变质长石石英砂岩、石英岩和各种片岩为主）。在大理岩中产较多的珊瑚化石。该群的沉积特征显示其为一套弧后盆地沉积。

由此可见，马鬃山地区从长城期开始进入稳定状态，一直到寒武记时均保持这一状态。早古生代后期是一个从稳定状态向构造活动状态转化的时期，尤其是在它的北缘，从奥陶纪开始到中晚志留世形成了一套大陆边缘的从斜坡—弧后盆地的沉积，显然是其北侧洋盆俯冲活动的结果。但该活动到志留纪末即已结束。

这里还要提到该地体北侧的东七一山地区。它位于南侧的白云山-洗肠井断裂及北侧的石板井 小黄山断裂之间，于早古生代时形成了一套典型的岛弧沉积组合。

东七一山地区的寒武系底部是一套灰绿色中粗粒石英砂岩，夹少量页岩和凝灰质砂岩。向上为灰绿、灰黑色砂岩与砂质页岩的互层，其中可见小型波痕（ripple），具有不很明显的粒序层。中部在洗肠井附近见有灰黑色薄层状硅质岩，其中还夹有灰黄色砂岩透镜体。总体来看，该地区寒武系可能是一套大陆斜坡下部—盆地相的半深海—深海沉积。奥陶系在该地区是一套变质火山岩、火山碎屑岩，夹少量细碎屑岩和灰岩透镜体。火山岩以玄武岩为主，其中见有大量辉绿岩墙穿插。左国朝等（1990）将这套沉积与该地区的大量变质辉长岩（认为系堆晶辉长岩）和超镁铁质岩一起作为一套典型的洋壳产物。志留系在东七一山附近总体上是一套变质的细碎屑岩、火山岩夹大理岩。火山岩以中酸性为主，所见有石英斑岩、英安斑岩等，碎屑岩以灰绿、深灰色粉砂—细砂岩为主，夹有石英岩状砂岩和砂质板岩。其中有时夹有厚层大理岩。总体来看可能是一套弧后盆地的沉积。

因此，东七一山地区可以认为是一个夹持在两个蛇绿岩带之间的早古生代弧后盆地。早古生代以后，该弧后盆地先作为一个增生楔拼贴在南侧的陆块边缘上，其后随着北侧洋盆的闭合而和两侧陆块拼合在一起。

3. 晚古生代

这是马鬃山地区发育历史上的一个特殊阶段。强烈下陷与火山活动使之与两侧的地体均呈现出明显的不同，而且该地体的不同地区也有很大的差异。

马鬃山地区的泥盆系仅见于其南侧，其下常不整合在奥陶系或更老的地层之上，和下伏的志留系未见直接接触关系。下—中泥盆统称三个山群，下部为红色、灰绿色砂砾岩、砾岩、中粗砂岩；上部为砂岩、页岩，夹中基性火山岩，其中含灰岩透镜体，产腕足化石 *Stringocephalus* sp.，上部粉砂岩中产植物化石，厚度可达 3000m，是一套非海相、滨岸带的碎屑沉积。相变较大，向西可以出现大量中酸性火山岩和火山碎屑岩。可能相当于北侧小洋盆碰撞闭合以后前陆盆地内的产物。上统称墩墩山群，为一套褐红、紫红色流纹英安岩、英安质角砾岩、

英安质凝灰岩、火山角砾岩等，夹层中含植物碎片，是一套陆相喷发的产物。

马鬃山地区的石炭系分布于其南、北两侧，而且有一定的差异。南侧的石炭系主要沿北山南缘分布。向西可与新疆白山地区的石炭系相连。北侧的石炭系则和其北旱山等地的石炭系较为相似。故以下仅介绍南侧红柳园地区的石炭系。

红柳园地区下石炭统称红柳园组，以碎屑岩为主，下粗上细，底部有底砾岩，不整合在加里东期花岗岩之上。中部以碳酸盐岩为主，含珊瑚、腕足等化石。总体上表现为一个海侵旋回，总厚可达 1600—2000m。下统内夹有含量不等的火山岩，以中酸性为主，包括安山质、英安质和流纹质的火山岩和火山角砾岩、火山碎屑岩等。火山岩最厚可达 1600m。本组向西可与东疆地区的雅满苏组相连。上石炭统分为下部芨芨台子组和上部干泉组。芨芨台子组也由以粉砂岩、板岩为主的碎屑岩和含化石的灰岩所组成，夹玄武岩和流纹岩等火山岩。在不同地段火山岩含量不等。干泉组以火山岩为主，夹灰岩和碎屑岩，其中的火山岩以钙碱系列为主，同时有碱性系列的产物。左国朝等(1990)认为这套地层属断陷海盆和裂陷槽的产物，而苟国朝、张新虎等(1990)认为是开裂形成的洋盆内的沉积。

二叠系在红柳园地区比较发育，下统分为双堡塘组、菊石滩组和金塔组，上统称方山口组。其下不整合在石炭系不同层位或华力西期花岗岩之上。下二叠统底部有底砾岩，向上为碎屑岩—碳酸盐岩所组成的海侵旋回，夹有中基性火山岩。向上至金塔组则以火山岩和火山碎屑岩为主。整个早二叠世的火山活动具有由中基性→酸性→中基性的演化特征。岩石化学分析表明主要属钙碱系列，为造山带或岛弧区的产物。上二叠统是大套碎屑岩与中酸性—中基性火山岩和火山碎屑岩互层，厚度可达 4000m 左右。

以上表明，石炭—二叠纪时，北山南带的红柳园地区发生了明显的开裂活动。海侵伴随大规模火山喷发，形成的深水裂陷槽内甚至可能出现了洋壳，并有向北的俯冲。这一套石炭、二叠系的活动型产物，向西可伸至新疆境内，与南天山地区石炭—二叠纪的次生洋盆属同一构造活动的产物(肖序常等，1992)。

4. 中新生代

进入中生代时期，马鬃山—红柳园地区已全部隆起，海水退出，在不同地区出现零星分布的三叠系和侏罗系陆相沉积。早—中侏罗世具含煤沉积，晚侏罗—早白垩世有一套火山-碎屑沉积，相当于早燕山期的沉积。在该地体马鬃山以南地区，中生代时期为一个陆相盆地——花海盆地，其中地层以侏罗—白垩系为主。其特征与酒泉盆地相似，以断陷盆地沉积为特征。目前在侏罗系中发现了良好的油气前景，此处不再详述。

由此可见，在河西走廊盆地带内的阿尔金断裂两侧，中、新生代以前的面貌有极大的差别。它们分别属于华北和塔里木两个板块，只是在古生代晚期拼合以后，才形成了统一的中新生代内陆盆地。

第六节　北山北部地体

该地体在红石山断裂两侧的沉积、构造面貌均有很大不同：南侧以旱山地区为代表，该地区位于石板井-小黄山断裂和红石山断裂之间，实际上是一个具古老基底的残余陆块；北侧从古生代开始则具有不同的面貌。以下将分别予以叙述。

1. 前寒武纪

该地体在走廊域附近出露的基底地层包括古元古界北山群、中元古界长城系白湖群以及蓟县系平头山群。主要分布在南部的旱山地区，北侧的圆包山地区只有零星出露。

北山群下部由变粒岩、黑云斜长片麻岩、角闪斜长片麻岩、黑云石英片岩等组成，夹有石英岩和大理岩，具有明显的混合岩化。上部由绢云石英片岩、绿泥绢云千枚岩等组成，夹石英岩、含铁石英岩、大理岩透镜体及变质火山碎屑岩，局部具混合岩化，总厚可达 4000m 以上，代表了古元古代时期普遍活动状态下的产物。

白湖群下部是一套变质的长石石英岩、石英片岩，底部有时见有片麻岩、斜长片岩和变粒岩等，未见与古元古界的直接接触关系。向上则以石英岩、千枚岩、石英片岩、浅粒岩夹大理岩为主，上部夹有中基性火山岩。总体上是一套滨浅海的碎屑岩建造，构成了一个由海进到海退的沉积旋回，反映了一种稳定状态下的盖层型沉积，故其面貌与马鬃山地区的白湖群基本上是一致的。蓟县系平头山群在这一地体上分布较少，以碳酸盐岩为主。面貌与马鬃山地体相似，此处不详述。

在红石山断裂以北圆包山地区，仅在额济纳旗以东见有少量古元古界出露。该地区的古元古界被称为北山群❶，其岩性下部主要是黑云石英片岩、角闪黑云片岩、斜长角闪岩，夹少量千枚岩及变质火山岩，原岩为砂泥质岩及中基性火山岩和凝灰岩；上部为绿泥绢云片岩、黑云片岩、绢云绿泥板岩、千枚岩、变质砂岩等，有的地方变质较深，出现片麻岩，其原岩是一套活动型沉积。其后则以隆起为主，未见有中元古界出露。

2. 早古生代

旱山地区除南缘分布有奥陶－志留纪火山-沉积组合外，大部分地区未见有下古生界分布，表明从新元古代到早古生代一直是个隆起地区。

下古生界在红石山断裂以北的圆包山地区发育较好，但缺失寒武系和下奥陶统。中奥陶统下部乌兰布拉格组为浅灰绿、灰紫色粉砂岩、钙质粉砂岩夹细砂岩和泥灰岩，其中含腕足类化石，被认为是相当于中奥陶世早期的壳相地层。其上咸水湖群可分为两个组，下部碎屑岩组，主要是灰黄、黄褐色石英砂岩、石英岩与灰绿色砂质页岩、枚岩及灰绿、灰黑色硅质页岩的不等厚互层。近底部粗、细岩性比例近于相等，向上砂岩减少，成为不等厚互层。其中夹有多层灰黑、灰绿色安山岩和玄武岩及少量灰岩透镜体，碎屑岩组厚度可达 1900m。上部火山岩组主要是大套安山质和英安质熔岩、凝灰岩、火山角砾岩等。其中夹有少量粉砂岩、泥质板岩、大理岩、硅质岩等夹层，最大厚度可达 1300m。总的来看，是一套具火山活动产物的半深海沉积物。左国朝认为这是一套复理石或火山-复理石沉积。火山岩的岩石化学分析表明主要是岛弧或活动大陆边缘的产物，有可能是弧后盆地的产物。上奥陶统称白云山组，主要是细砂岩、砂岩的互层，夹硅质岩、大理岩和玄武岩、安山岩，总厚亦可达 1100m 以上，产腕足、三叶虫等化石。

志留系在本地区也较为发育。按已有的区调资料，三统俱全，主要是一套含笔石的碎屑岩和火山岩。下统称圆包山组，主要是灰黄、深灰色砂岩和黄绿色砂质页岩的交互层，其中夹中酸性火山岩和炭质粉砂岩，含笔石，总厚可达 1500m。总体是一套较深水的沉积。其中含有

---

❶ 1 在 1∶20 万幅地质图上，原划有一块中奥陶统，以变质岩为主，后在《内蒙古自治区区域地质志》及《1∶150 万内蒙古自治区地质图》(1991)将其改为古元古界北山群。

一些分选、滚圆均较差的石英砾岩，可能是水道边缘或崩塌的产物。中志留统也是一套深灰、灰黑、灰绿色粉砂—泥质板岩、细砂岩和千枚岩的交互层，夹灰岩透镜体和中酸性火山岩及火山碎屑岩，总厚可达 2000m 以上，产腕足及珊瑚等化石。表明沉积时水体变浅，相当于外陆棚等部位的沉积。上志留统称碎石山群，主要由中酸性和酸性火山岩所组成，包括流纹质、英安质熔岩、角砾熔岩、凝灰熔岩及不同的火山碎屑岩。同时也夹有安山岩和玄武岩。厚度可达 2300m。可能是岛弧火山岩的产物。综上所述，该地体红石山以北的地区在奥陶—志留纪时期主要是活动大陆边缘环境，包括岩浆弧和弧后盆地。

3. 晚古生代

上古生界在该地体的红石山断裂两侧均有大面积出露，尤其在北侧的圆包山地区，上古生界出露较为完整，而南侧旱山地区以大面积石炭系为主。

泥盆系主要出露在北侧的圆包山地区。下统称清河沟组，其下部为灰黄—灰绿色厚层砾岩，夹砂岩、薄层状粉砂岩、硅质岩，并含灰岩透镜体，下与上志留统呈角度不整合接触，底部的砾岩中含下伏志留系的砾石。上部为粉砂岩，夹灰岩和英安质火山碎屑岩。清河沟组整体上构成一个海进旋回。向上火山岩含量也逐渐增加，代表了从晚古生代开始的一个新的构造旋回初期的产物。中泥盆统称红尖山组和圆锥山组，主要是大套中基性—中酸性火山岩，夹粉砂岩、灰岩透镜体。下部以熔岩为主(图版 II-8)，上部则有较多的火山碎屑岩及硅质岩、板岩等。其中的沉积夹层含有丰富的动物化石。左国朝等(1990)所作的火山岩岩石化学分析数据表明主要属钙碱系列的产物，岩石化学指数投影主要落在造山带和岛弧区的范围内，反映从中泥盆世开始进入了一个新的构造活动阶段。

在圆包山地区的石炭系包括下统绿条山组和白山组及上统干泉组。绿条山组下部为砂砾岩段，为灰黄、灰绿色砂砾岩、砂岩、粉砂岩，夹大理岩。其下不整合在中泥盆统之上，代表了又一个海侵旋回的开始。其中含有丰富的动物化石。绿条山组上部为板岩段，以细碎屑岩为主。其中可以见到由粉砂、泥质组成的粒序层，相当于鲍马序列中的 D 段和 E 段，有时可以见到由粗粉砂组成的 C 段，并见有包卷层理、波纹层理等构造，大体上相当于海底扇扇缘部位的沉积。白山组，基本上也是一套中酸性—中基性火山岩、火山碎屑岩和碎屑岩、碳酸盐岩、硅质岩的沉积。

白山组厚度可达 900m，岩性、岩相横向变化都很大。据左国朝等(1990)的火山岩岩石化学分析，白山组火山岩以钙碱系列为主，属造山带—岛弧区的产物。上石炭统干泉组见于清河口以东、哈珠以北地区，总体仍是大套中基性—中酸性火山岩，夹碎屑岩，其中含植物化石，并以安加拉植物群分子(*Angaropteridium*? sp.)的出现为特征❶。总体来看，本区下石炭统是一套与岩浆弧有关的半深水—深水盆地沉积，后期海水变浅。

石炭系在本地体南部的旱山地区也有较广泛的出露，而且主要是下石炭统。也可分为下部绿条山组和上部白山组。绿条山组仅在本区西部有零星分布，其岩性特征与北侧圆包山地区的有些相似❷。在旱山地区断条山一带，绿条山组上部沉积更细，夹有更多的碳酸盐岩和火山岩。火山岩以安山质和流纹质为主。下石炭统上部白山组，以大量中酸性火山岩为特征。在红石山以南的狼娃山、跃进山一带，是一套流纹质的熔岩、凝灰岩、安山质—英安质凝灰

❶ 据甘肃区调队，1981，1∶20 万索果淖幅区调报告。

❷ 据甘肃区调队，1∶20 万红石山幅区调报告。

岩、火山角砾岩和熔岩，夹砂质板岩、大理岩透镜体，其中产腕足和珊瑚等化石。在这套火山岩中含有铁、铜、金等矿产资源，因而引起人们的重视。从本区石炭系总的沉积特征及岩性组合来看，应属于弧后盆地的沉积。

二叠系主要见于圆包山地体西段的红石山以北地区。下统称为哲斯组，为含砾粗砂岩、石英砂岩、粉砂岩、黑色板岩，夹砂质灰岩和凝灰质砾岩，产腕足类 *Yakovleria*，*Schulurienella* 等内蒙东部早二叠世哲斯组中常见的化石(内蒙古自治区地质矿产局，1991)。其底部的砾岩中有时含下石炭统白山组的中酸性火山岩及华力西期斜长花岗岩的砾石，反映在早二叠世之前本区有过一段隆起和剥蚀历史。其下部的砂板岩中，具正向粒序层，并有波纹层理、火焰构造(Flaming structure)等，反映沉积时水体逐渐变深。砂岩组分复杂，以硬砂质砂岩为主，时夹凝灰质砂岩。下二叠统上部灰岩增多，岩性变细，总厚可达 1300m。结合其区域背景来看，这可能是一种弧后盆地内的产物。

由上述可以看出，北山北部地体中红石山断裂两侧的前寒武系结晶基底面貌基本相似。早古生代时期，该地体南部是一个残余陆块，以隆起状态为主；北部则是一个大陆边缘—岛弧沉积地区。其中的生物面貌，据姚培毅资料，和塔里木及华南地区较为接近，因此可以认为，北山北部地体在早古生代时是西面哈萨克斯坦-准噶尔板块的大陆边缘。晚古生代时，由于红石山洋盆的打开并向南俯冲，在本地体南部形成了一个包括岛弧和弧后盆地的活动大陆边缘，而其北部的圆包山地区则处于一种岛弧海的状态。晚古生代后期，红石山洋盆闭合，两侧块体拼合。随着其后北面古中亚洋的闭合及西伯利亚板块的碰撞，北山北部地体和西伯利亚及华北等板块拼合成完整的北方欧亚大陆。

4. 中新生代

中新生界在走廊域内的本地体上分布较广，主要是晚侏罗—早白垩世赤金堡群的一套红色碎屑岩系，包括了辫状河、曲流河、浅湖相的沉积，夹有泥灰岩和石膏层，但厚度都不大，属内陆平原河湖碎屑岩建造。其下不整合在不同的老地层之上，反映在二叠纪以后本区处于一种基本稳定的状态。直到侏罗纪后期才有一些平缓沉降的浅水盆地出现，而且全区的地形高差起伏不大。

第七节　走廊域及邻区的沉积演化史

根据以上对走廊域及邻区各个构造单元沉积特征的分析，可以进而讨论走廊域及邻区的沉积演化历史。以下将按四个不同的阶段予以阐明。

1. 前寒武纪时期

这是有关各构造单元基底形成的时期。如前所述，在走廊域及邻区各构造单元中，除了在南祁连、柴达木盆地内，以及巴颜喀拉地体上没有见到前寒武纪变质结晶基底出露外，其它各地体都多少有分布。根据这些基底岩系的岩性组合及相互间的构造关系，可将本区的基底分为以下几个不同地区(见图 4-8)。

(1)柴达木—祁连—走廊区

这一区内的前寒武系基底类似于华北型。它们都具有由太古宇—古元古界所组成的古老核心，包括柴达木南缘的金水口群、北缘的达肯大坂群，中祁连的野马南山群和北祁连的北大河群。他们可以和龙首山等地的古元古界相连。它们都是由古元古代时期的活动型沉

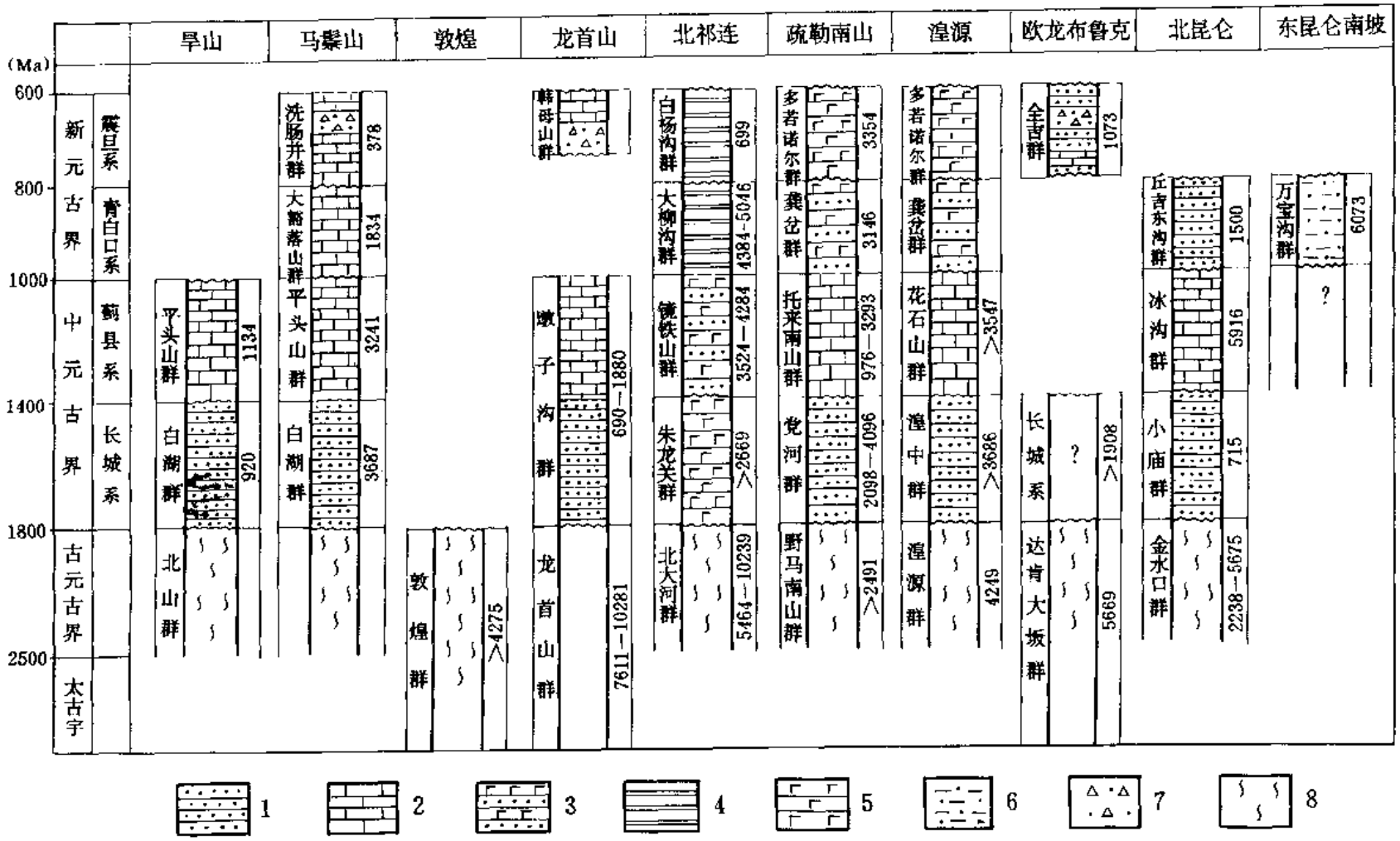


图 4-8 断面走廊域前寒武系基底柱状对比图

Fig. 4-8 The columnar correlation of Precambrian basement in the corridor of the Golmud-to-Ejin Qi Geotransect

1—陆棚碎屑岩；2—陆棚、台地碳酸盐岩；3—深水裂陷槽碎屑岩夹火山岩；4—裂陷槽硅质岩、碳酸盐岩；5—裂谷火山岩；6—陆坡、陆隆碎屑岩；7—冰川沉积；8—变质基底

1. Shelf-littoral clastic rock; 2. Shelf-carbonate platform carbonate; 3. Deep aulacogen clastic rock with volcanics; 4. Deep aulacogen silicolite-carbonte; 5. Rift volcanics; 6. Continental slope-rise classtic rock; 7. Glacial deposits; 8. Metamorphic basement

积变质而成的，反映古元古代时地壳处于一种普遍活动的状态。

在中元古代，这一地区开始出现稳定沉积。长城纪时期(1900—1400Ma)可以北昆仑地区的小庙群、中祁连的党河群和湟中群为代表，主要由以石英砂岩、石英岩为主的滨浅海高成熟度的碎屑岩组成。其下与古元古界之间一般具有明显的角度不整合，表明在古元古代末以后发生的一次构造事件使整个地区一度隆起，地壳构造开始由普遍的活动状态稳定下来，形成了包括华北在内的广大地区的第一套稳定盖层型沉积。但同时出现了壳内的开裂活动，造成了一些局部的火山活动，其面貌和华北蓟县剖面长城系相似。但值得提到的是，北祁连地区长城系朱龙关群是一套火山-复理石建造，属于一种强烈活动状态下的产物，和它两侧(中祁连和阿拉善)同时代地层有明显的不同。由此可见，北祁连在长城期仍处于活动状态。但目前没有发现这一时期的洋壳或洋壳上沉积的证据，因而只能认为它是一个陆壳上的深水裂陷槽。整个柴达木－祁连－走廊(阿拉善)区还是一个完整的陆壳块体，属于华北古老陆块的一部分。

蓟县纪时期(1400—1000Ma)普遍出现一套碳酸盐岩建造，属一个普遍稳定的时期。本区的基本面貌也是如此，包括柴南缘的冰沟群、中祁连的托莱南山群，面貌均和华北蓟县剖面相似。仅北祁连地区的镜铁山群仍是活动状态的产物，但其活动强度较之长城纪时期已有所减弱。

新元古代，在这一块体上除主体(柴达木、阿拉善)仍为稳定型盖层沉积以外，出现了两种活动型沉积分布区，而且性质有所不同。其一见于南昆仑地体，以万宝沟群为代表的沉积物属于大陆斜坡的产物，构成了古华北陆块新元古代的大陆边缘。另一见于中祁连和北祁连。如前所述，北祁连青白口系大柳沟群可能是一些外陆棚－大陆斜坡上部的沉积。原来处于稳定状态的中祁连，于青白口纪时期发生开裂，出现大陆斜坡的海底扇沉积，震旦纪时并有强烈的火山活动，代表了新元古代的陆间裂陷槽沉积。肖序常等认为，新元古代蛇绿岩的存在反映当时的开裂已经到了出现洋壳的程度。

(2)敦煌－马鬃山区

前文已述及，敦煌地区的变质岩系已获得了 2936Ma 和 3488Ma 的年龄，属太古宇无多大争议。它们向西可与塔里木板块库鲁克塔格地区的太古宇相对比，表明属同一个古老陆核。马鬃山地区的变质岩系尽管以前对其时代有争议，但近年来的年龄资料证明了其中存在有太古宇－古元古界的成分。

马鬃山地区北侧出露的长城系白湖群、蓟县系平头山群以及青白口系大豁山群均为一套稳定型盖层沉积，尽管后期经强烈变质，有的地方也具有明显火山活动，但是其原始沉积特征表明其形成时的构造背景和塔北库鲁克塔格地区以及塔里木南缘的铁克里克地区具有一定的相似性，同属塔里木板块上的盖层沉积。

(3)旱山－圆包山地区

北山北部地体南部的旱山地区被认为是一个具古老基底的残余陆块，其上分布有古元古界和长城系(前已叙述)。该区古元古界北大山群是一种普遍活动状态下的产物，为本区的基底。在圆包山地区东侧也见有其分布，表明它们具有同一基底。长城系也称白湖群，为早期的盖层。根据和周边地区的对比，认为这些可能是哈萨克斯坦-准噶尔板块基底的一部分，也说明肖序常等所说的哈萨克斯坦板块具有基底零星分布的特征(肖序常等，1992)。图 4-9 反映了上述前寒武纪基底特征的空间分布面貌。

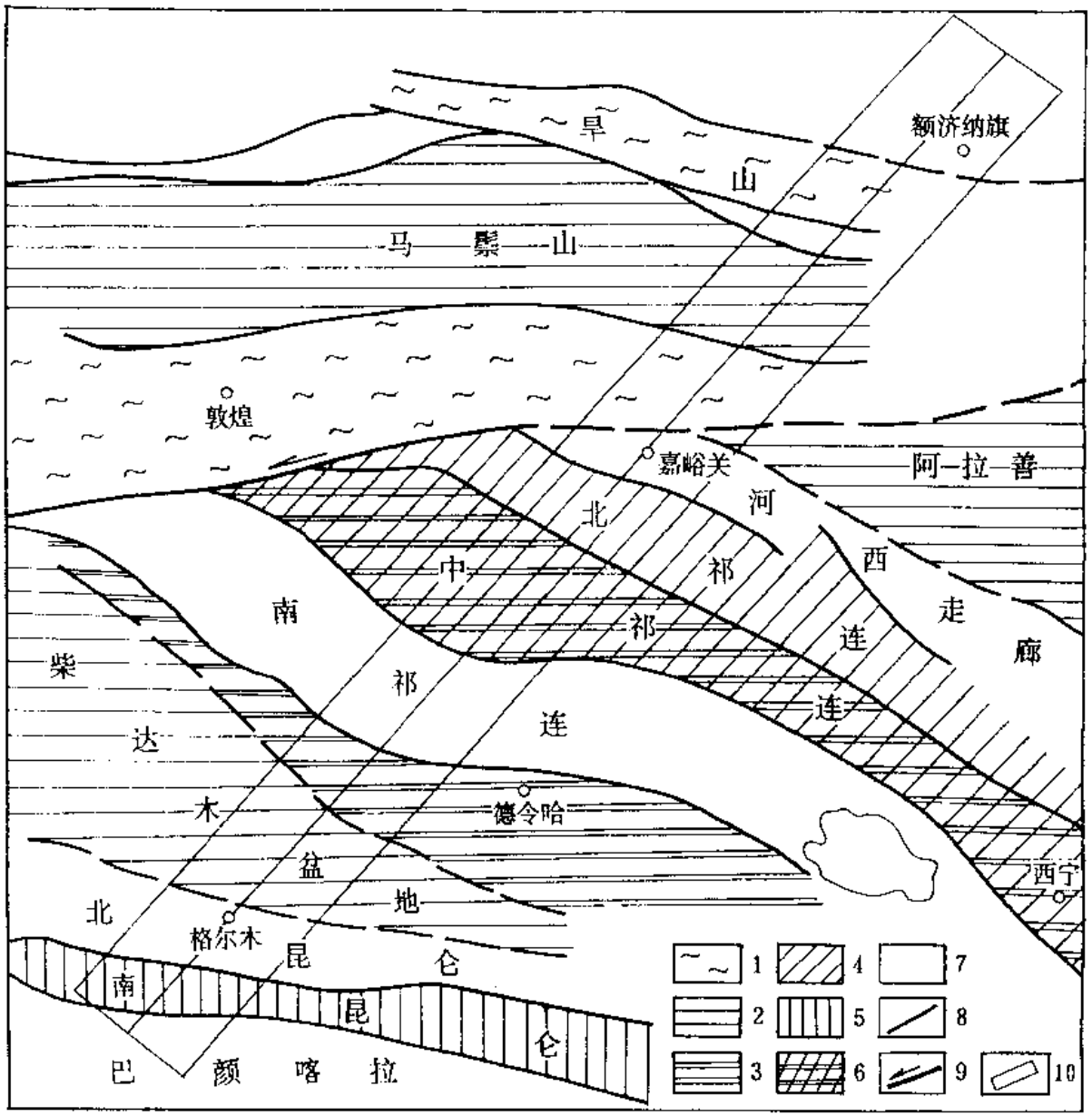


图 4-9　走廊域及邻区前寒武系基底结构特征分布图

Fig. 4-9　The map showing the distribution of Precambrain basement in the Golmud-Ejin Qi Geotransect corridor and its adjacent area

1—Ar—Pt_1 古老基底出露区；2—Pt_{2-3}稳定型沉积分布区；3—Pt_2 稳定型沉积区，缺失 Pt_3；4—Pt_{2-3}活动型沉积分布区；5—Pt_3 活动型沉积分布区；6—Pt_2 稳定型沉积、Pt_3 活动型沉积分布区；7—前寒武系基底未出露区；8—地体边界断裂；9—大型走滑-平移断裂；10—断面走廊域范围

1—Ar—Pt_1 ancient basement; 2—Stable sediments of Pt_{2-3}; 3—Pt_2 stable sediments, Pt_3 lack; 4—Mobile sediments of Pt_{2-3}; 5—Mobile sediments of Pt_3; 6—Stable sediments of Pt_2 and mobile sediments of Pt_3; 7—No outcrop of Precambrian basement; 8—The boundary fault of terranes; 9—Large strike-slip fault; 10—The corridor of the Golmud-Ejin Geotransect

2. 早古生代时期

以下主要通过对早古生代时有关板块间洋盆的状态，及其对两侧地体沉积作用的控制来简单介绍断面走廊域及邻区不同时期沉积-构造演化特征。

从前面的叙述可以看出，本区早古生代时期主要的构造格局是有几个板块并存，由南往北依次是：①羌塘-扬子板块；②柴达木微板块；③华北板块；④塔里木板块；⑤ 哈萨克斯坦-准噶尔板块。其间均分布有一定规模的洋盆，而且根据现有的古地磁和生物区系资料，它们的相对位置和现在也有很大不同（见第六章）。在这些板块或微板块上，具有稳定型的早古生代沉积，如柴达木北缘全吉山的寒武一奥陶系、华北板块上的寒武一奥陶系以及马鬃山西部的寒武一奥陶系等。在这些块体周边，可以看到不同类型的大陆边缘沉积，如南昆仑的纳赤台群和圆包山地区的寒武一奥陶系等。与此同时，还出现了板内的开裂活动，如北昆仑-祁漫塔格的开裂，柴北缘滩间山的开裂等等（见图 4-10）。

奥陶纪末是华北板块西缘一次重要的运动时期，主要表现在上述祁连洋盆的闭合以及祁漫塔格和滩间山裂陷槽的关闭，使柴达木-祁连和华北拼合成一个完整大陆。

志留纪末，石板井-小黄山断裂所代表的洋盆闭合，塔里木和哈萨克斯坦-准噶尔拼合，这一作用向西可追索到南天山地区。到早古生代末，大致出现了四个大板块并列的格局，它们是：①羌塘-扬子板块；②柴达木-祁连-华北板块；③塔里木-准噶尔板块；④西伯利亚板块。只有圆包山地体作为晚古生代的岛弧，孤立地分布在古中亚洋的南侧。

3. 晚古生代

断面走廊域及邻区晚古生代时沉积、构造的演化由南往北主要表现为以下几点。

（1）中昆仑洋的闭合。以中昆仑断裂为代表的"中昆仑洋"，在石炭纪时一度打开，甚至已出现洋壳（姜春发等，1992）。在它向北俯冲时形成了东昆仑的华力西期岩浆岛弧带。在该岛弧南侧分布有北昆仑地体上的弧前陆缘海火山-碎屑沉积，以及南昆仑地体上的岛弧海碎屑岩-碳酸盐岩沉积。石炭纪末，该洋盆闭合，南昆仑地体向北拼贴于柴达木-北昆仑地体之上。

（2）晚古生代时，柴达木、祁连、华北已成为一个统一的板块，在柴达木南、北两侧及祁连等地均可见到泥盆纪的磨拉石建造。石炭一二叠纪形成又一个海进-海退旋回，为稳定型的地台盖层沉积。海水由南往北浸漫，到二叠纪时，海水开始从华北一祁连地区退出，祁连地区二叠系已经是一套滨岸一平原河湖沼泽相的碎屑岩-碳酸盐岩-含煤沉积。其后，海水退出，仅在南祁连还残留一个海槽，一直延续到三叠纪。在这一陆块上另一个突出的事件是发生在宗务隆山一带的裂陷活动。如前所述，裂陷槽中巨厚的复理石型碎屑沉积及其中所夹的中基性火山岩和少量碳酸盐岩，表明裂陷活动已达相当的程度。从沉积物上看尚无洋壳出现的证据。该裂陷活动于石炭纪末结束。

（3）以阿尔金断裂为代表的古洋盆，于晚古生代后期闭合。沿阿尔金断裂在新疆境内分布的华力西期超镁铁质岩，被新疆一些地质学家认为属洋壳残片❶，可能就是这次闭合活动的产物。向东可延伸至内蒙恩格尔乌苏的蛇绿岩带（吴泰然等，1992）。它们代表了一个分隔塔里木板块和华北-柴达木板块的洋盆。在晚古生代后期，该洋盆闭合，导致塔里木和柴达木-华北板块拼合。有关阿尔金洋盆我们将另行作专题讨论。

（4）在马鬃山地块南侧的红柳园地区，于石炭一二叠纪时发生了强烈的开裂活动，甚至可能出现了洋壳（苟国朝等，1990；张新虎，1993）。这一活动形成了一套巨厚的深水裂陷槽沉积（夹有火山岩），向西可与新疆境内南天山地区的开裂活动相连，只是这里的火山活动似乎更为强烈。到早二叠世末，海水基本退出。

---

❶ 新疆第3地质大队，1989，新疆巴音郭勒州1:50万地质图说明书。内部资料。

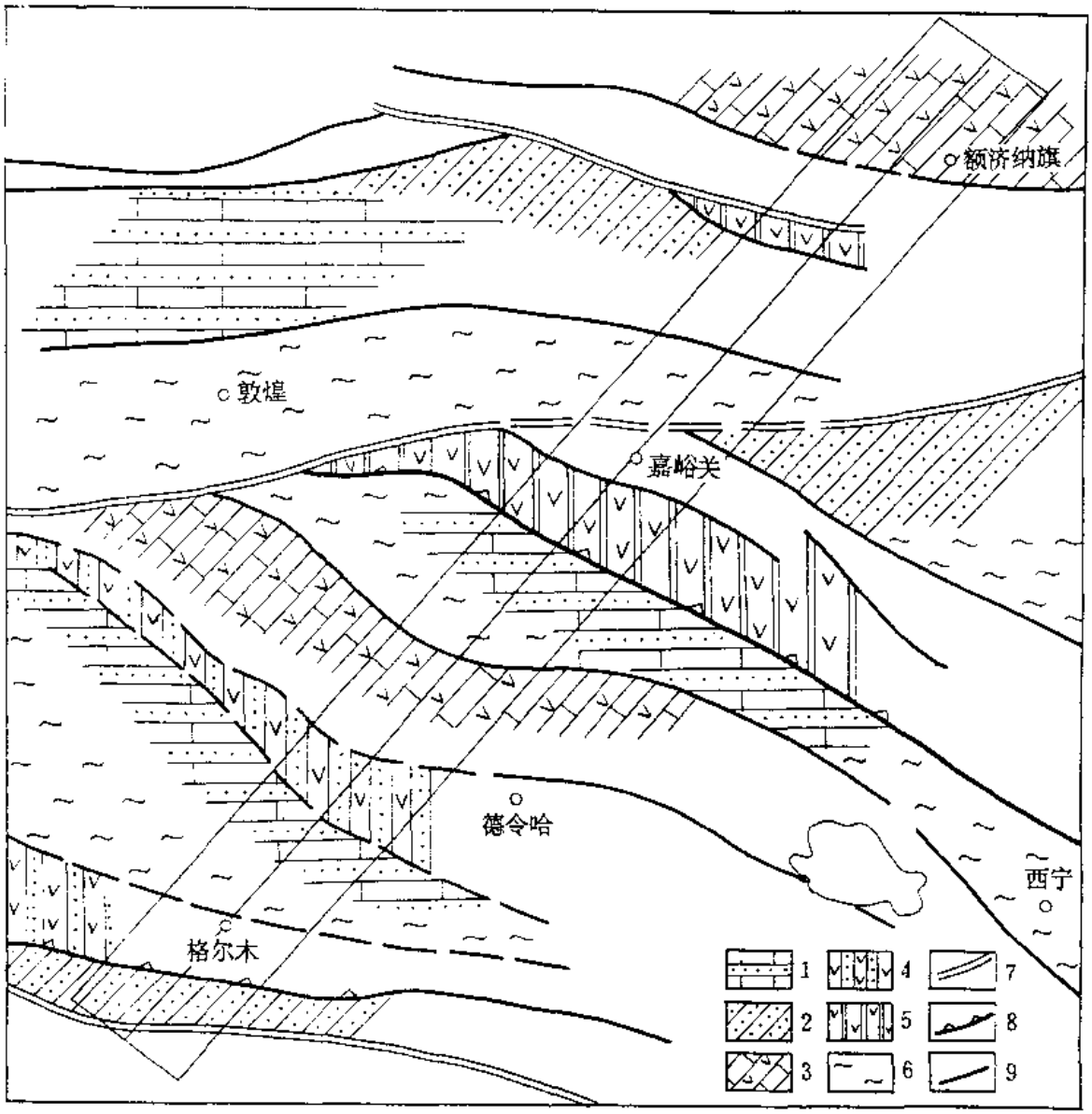


图 4-10　奥陶纪沉积格架略图

Fig. 4-10　The sketch map showing the sedimentary framework of Ordovician

1—陆棚—古地碎屑岩-碳酸盐岩沉积;2—大陆斜坡-陆隆复里石-火山岩沉积;3—弧后盆地火山岩—碎屑岩-碳酸盐岩沉积;4—深水裂陷槽碎屑岩-火山岩—硅质岩沉积;5—洋壳盆地火山岩-硅质岩-复里石沉积;6—基底出露区或可能缺失奥陶系的地区;7—后期地壳消减带;8—奥陶纪地壳俯冲带;9—地体边界断裂

1—Shelf-platform clastic rock and carbonate; 2—Slope-rise flysch and volcanics; 3—Backarc basin volcanics, clastic rock and carbonate; 4—Deep aulacogen clastic rock, volcanics and silicolite; 5—Oceanic basin volcanics, silicolite and flysch; 6—The basement outcrop or probable Ordovician-absent area; 7—Subsequent crustal consumption zone; 8—Crustal subduction zone of Ordovician; 9—The boundary fault of terrain

(5)红石山小洋盆或裂陷槽的闭合。沿红石山断裂,分布有一系列华力西期的超镁铁质岩。赵茹石等❶、苟国朝等(1990)、张新虎(1993)均认为它代表了一个晚古生代的小洋盆,分

❶ 赵茹石、周振环、毛金海、赵宗宣,1992,甘肃省板块构造单元的划分及构造演化(摘要)。甘肃地质科技情报,1992 年第 3 期,第 39—41 页。

隔了北山北部地体的旱山地区(晚古生代时,它已是塔里木-准格尔板块北缘的一部分)和圆包山地区。而且,从旱山地区北缘早石炭世白山群火山岩及大面积分布的华力西期花岗岩来看,该洋盆可能具有向南俯冲的性质。石炭纪末,该洋盆闭合,圆包山地体和南侧陆块拼合。但左国朝等(1990)认为红石山蛇绿岩带不具典型的蛇绿岩套,它最多代表一个活动时期较短暂的裂陷槽型小洋盆。对于它的性质和代表的环境还需作进一步研究。

北山北部地体北侧有一个古中亚洋,分隔了哈萨克斯坦-准噶尔板块和西伯利亚板块。该洋盆于二叠纪后期闭合,同时两侧陆块碰撞,至此形成统一的欧亚北部大陆。但该洋盆主体已在蒙古境内,此处从略。图 4-11 表示了石炭纪时走廊域及邻区沉积-构造分布的格架。

4. 中新生代

进入中新生代时期,断面走廊域穿过的各构造单元,大部分已拼合成一个完整的陆块,仅南端以昆仑南缘结合带为代表的古特提斯洋盆依然存在,并继续向北俯冲。同时,在这陆块内部形成了一系列中新生代盆地,如柴达木、走廊、巴丹吉林等等;但这些盆地形成时代不尽一致,因而成因机制上可能也有所不同。

古特提斯及其南侧中特提斯、新特提斯洋盆的活动及拼合,总体上表现为洋盆先后闭合,块体依次向北拼贴。古特提斯洋盆碰撞闭合以后,在柴南缘的昆仑山前形成了一系列前陆盆地,其中堆积了巨厚的陆相粗碎屑岩,同时有陆相的中基性火山喷发,构成了一套典型的磨拉石建造。

而在柴北缘地区,从青海南山到宗务隆山有一些三叠系的复理石,可能是从西秦岭南昆仑地区延伸过来的海槽的一支。受其影响,南祁连直至中祁连均有一套从浅海→陆棚→碳酸盐台地的沉积,直到晚三叠世海水才从这一地区退出。从现有资料来看,柴达木盆地内未见有大面积三叠系分布。

在北祁连山前,见有三叠系粗碎屑岩,属磨拉石建造。它们可能是北侧陆块在二叠纪碰撞后形成的山间盆地内的堆积。

在早—中侏罗世,全区广泛发育了一套含煤碎屑岩系,一方面反映了当时普遍湿热的气候特点,另一方面也说明当时古地理环境相似、没有大的起伏和阻隔。其中以酒泉盆地较大。目前油田的资料表明,侏罗纪时该盆地以断陷为主,同时具有走滑拉分盆地的特征(王同和,1987)。同样,柴达木盆地所见的侏罗系也属零星分布的断陷盆地沉积。这一现象表明,欧亚陆块形成以后,从二叠纪后期到三叠纪,受南、北两侧洋盆俯冲直到陆块碰撞(当然,南侧要晚一些)的影响,一直以强烈的挤压应力为主要特征。三叠纪末开始,前述活动减缓,由于应力的松弛而产生反弹,从而形成了酒泉和柴达木的侏罗纪时的张性断陷盆地。

晚侏罗—早白垩世时,柴达木盆地广泛发育了一套红色碎屑岩,在祁连以北直至北山地区也有这样一套红色碎屑岩,属内陆河湖相沉积。两者形成的构造背景似乎有所不同。在昆仑山不断上隆的情况下,在其前缘形成了柴达木前陆盆地;而北山地区则可能是由于此时地壳处于冷却收缩时期,形成了一系列板内的坳陷盆地。

新生代时期,本区的构造面貌发生了重大的变化,本区三山(北山、祁连山和昆仑山)夹两盆(河西走廊盆地和柴达木盆地)的面貌开始形成,特别是青藏高原的上升,形成了地形上和地质构造上的重大分界。新生代时,由于南侧陆块碰撞的远程效应,昆仑山和祁连山不断上隆,并向北推挤,在山体北侧形成了一系列向南倾的逆掩断层,盆地的新生代沉积物被掩覆在山体之下。这里有无西伯利亚板块的向南运动,造成北山和河西走廊向祁连山的下插的

问题，值得进一步研究。

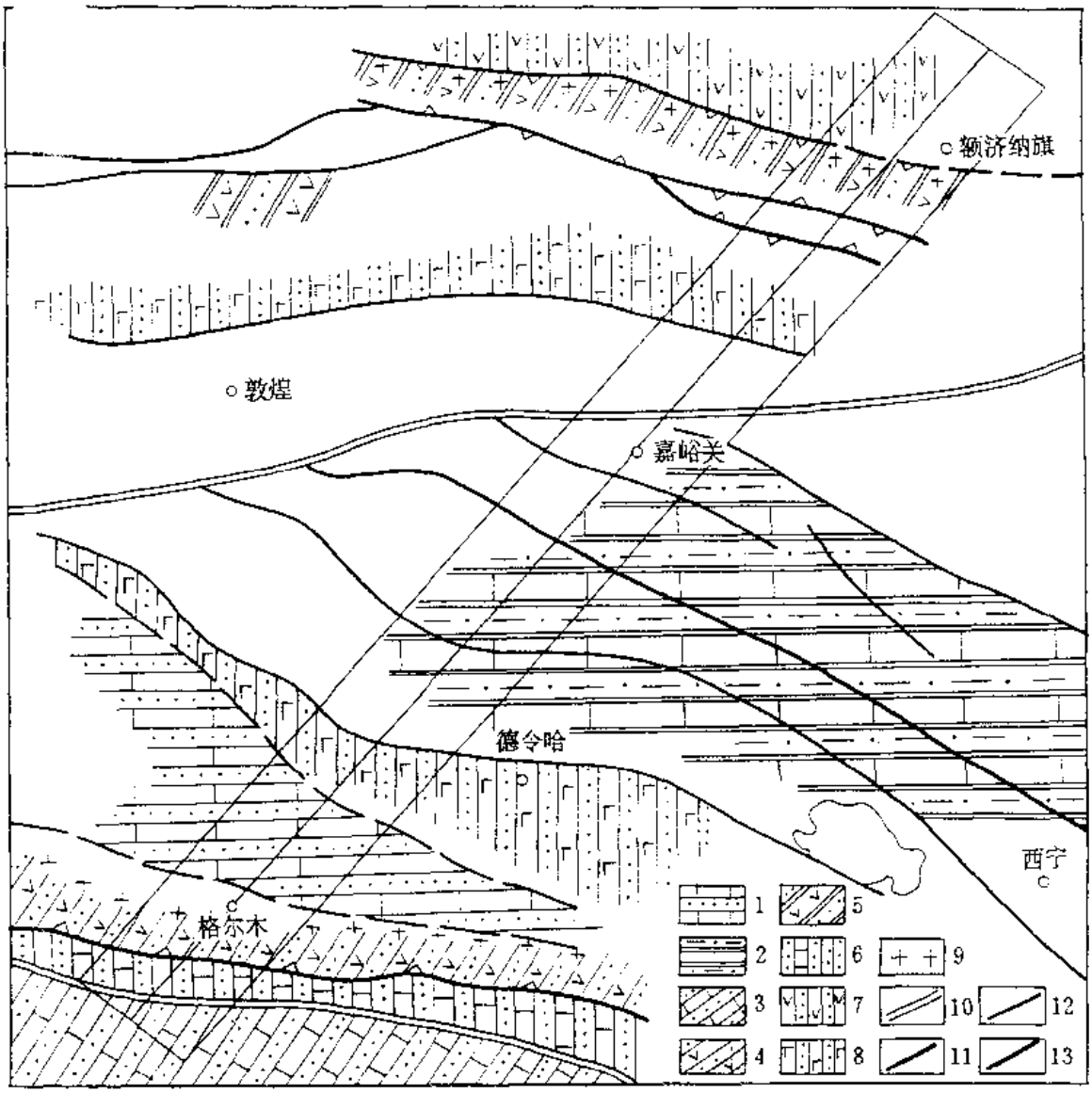


图 4-11　石炭纪沉积格架示意图

Fig. 4-11　The sketch map showing the sedimentary framework of Carboniferous

1—陆棚-台地碎屑岩-碳酸盐岩沉积；2—陆棚-滨岸碳酸盐岩-含煤碎屑岩沉积；3—活动陆棚-裂陷海槽碎屑岩-碳酸盐岩沉积；4—弧前陆缘海火山岩-碎屑岩沉积；5—弧后盆地火山岩-碎屑岩沉积；6—岛弧海碎屑岩-碳酸盐岩沉积；7—岛弧海火山岩-碎屑岩沉积；8—裂陷槽碎屑岩-火山岩沉积；9—岛弧岩浆侵入活动区；10—后期地壳消减带（石炭纪以后闭合的洋盆）；11—加里东期地壳结合带；12—华力西期地壳消减带；13—地体边界断裂

1—Shelf-platform clastic rock and carbonate; 2—Shelf-littoral carbonate and coal-bearing clasticrock; 3—Mobile shelf to rifted trough clastic rock and carbonate; 4—Forearc basin volcanics and clastic rock; 5—Backarc basin volcanics and clastics; 6—Island sea Iclastics and carbonate; 7—Island sea volcanics and clastic rock; 8—Aulacogen clastic rock andvolcanics; 9—Arc magmatic rocks; 10—Subsoquent crustal consumption zone (the oceanic basin closed after Carboniferous); 11—Caledonian suture zone; 12—Variscan crustal consumption zone; 13—The boundary fault of terrain

第五章　地体和重要边界的特征

为叙述方便，将断面走廊域内构造带及地体列表如下，并将其作为本章引言。

表 5-1　断面走廊域构造带及地体划分简表

Table 5-1　Tectonic belts and terranes of Golmud-Ejin Qi GGT

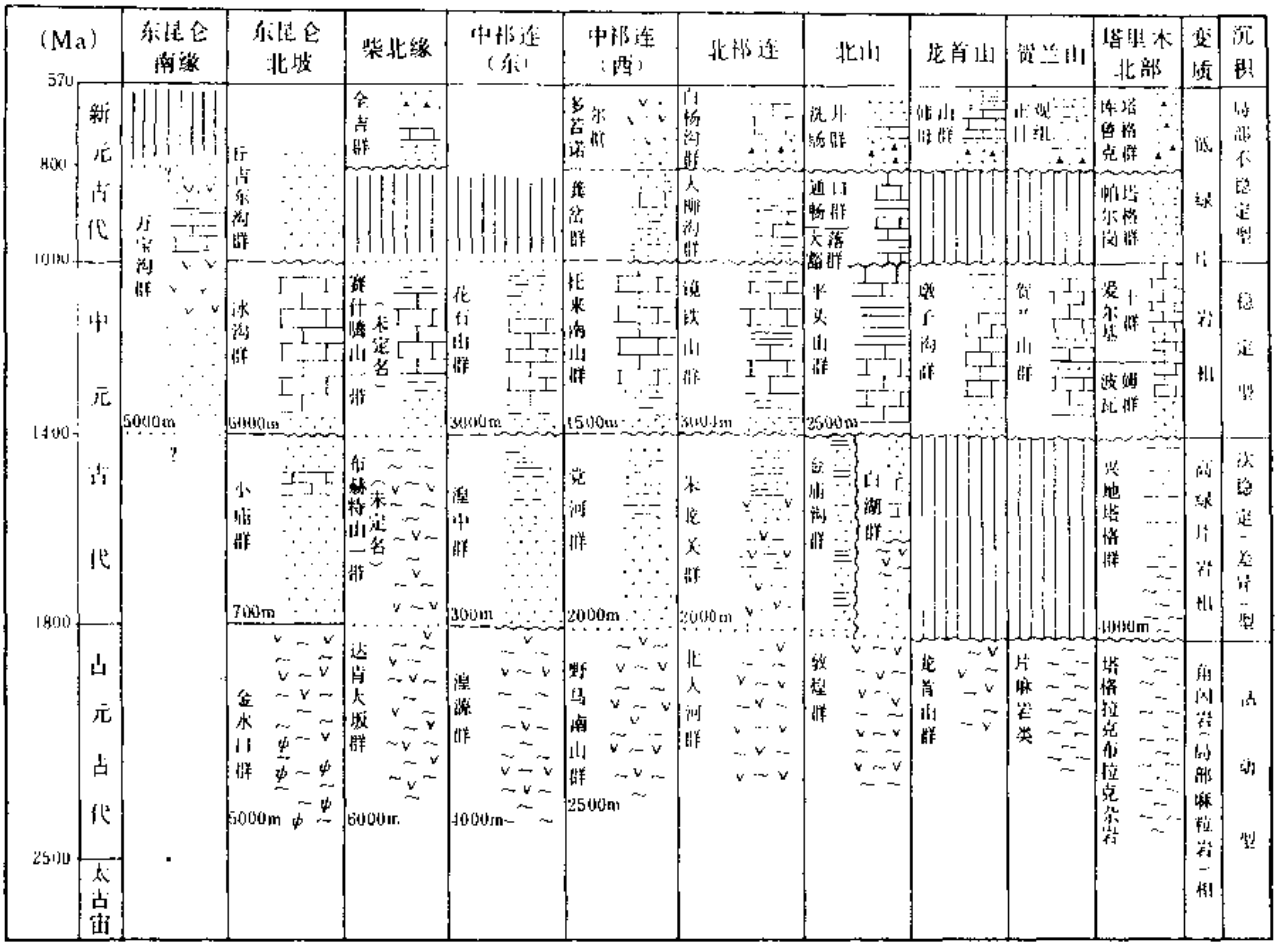
构造带	地体	边界	地体的次一级成员
北山构造带	北山北部地体	红石山断裂	圆包山大陆边缘碎块
		石板井-小黄山断裂	旱山大陆边缘碎块
	北山南部地体	洗肠井断裂	东七一山岛弧碎块
甘肃走廊盆地		阿尔金断裂	马鬃山大陆边缘碎块
	北祁连地体	祁连山前断裂	酒泉大陆边缘碎块
祁连构造带		中祁连北缘断裂	北祁连洋、陆残块混杂带
	中南祁连地体	中祁连南缘断裂	中祁连大陆碎块
		北宗务隆断裂	南祁连大陆边缘碎块
柴达木盆地	柴达木-北昆仑地体	柴达木北缘断裂	欧龙布鲁克大陆碎块
		东昆仑北缘断裂	柴达木大陆碎块
昆仑构造带		昆仑中央断裂	北昆仑大陆边缘碎块
	南昆仑地体		

第一节　前寒武纪变质基底初步分析

在本地学断面走廊域内，构造带及地体的演化，明显受变质基底性质的控制。虽然我们的研究工作，还没有彻底解决“中朝-塔里木地台”与“扬子-塔里木地台”之争的问题，但我们的综合研究资料表明，研究区内前寒武纪变质基底有着自身演化特点。

本区前寒武系，特别是元古宇发育良好，但由于经后期构造-热事件的多次叠加，显得十分复杂，在认识上争论较大。近十年来，青海、甘肃、内蒙古等省(自治区)区域地质志的相继出版，对这些地区前寒武系的研究取得了很大的进展，也为我们对断面走廊域及邻区变质基底性质的分析和探讨奠定了基础。

研究区内，阿尔金断裂以南至北昆仑广大区域内的最老地层是大体可以对比的，它们是北大河群、野马南山群、达肯大板群、金水口群等(图 5-1)。它们由各种片麻岩、片岩夹大理岩组成，经历了以角闪岩相为主的多相变质作用(局部地段达到麻粒岩相)，不少地段出现混合岩化。原岩为砂泥质岩、中基性火山岩、镁质碳酸盐岩及泥砂质岩，属活动型沉积物组合。它们的地质时代主要为古元古代，同位素年龄值集中在 1900Ma±及 2200Ma±两个年龄段，个别年龄数据达 2469Ma(湟源群中混合花岗岩 U Pb 锆石年龄)，下限可能延至新太古代。限



注：图中ψ为麻粒岩，V为火山岩，▲为冰碛岩

图 5-1　断面走廊域前寒武系地质特征对比图

Fig. 5-1　Correlation map of the Precambrain geological Characters of Golmud-Ejin Qi GGT

于工作程度，这套岩层还不便进一步划分。

中元古界，依据构造-岩相及变质程度的差异大体可两分，即下部(年龄数值 1800Ma—1400Ma)长城系和上部(年龄数值 1400Ma—1000Ma)蓟县系。下部以碎屑岩为主，但各地不尽相似，如中祁连的湟中群、党河群，北昆仑的小庙群，为一套稳定的石英碎屑岩组合，与华北地台的长城系岩石组合相似；而北祁连的朱龙关群中含大量基性熔岩、硅质岩；柴北缘布赫特山一带相应的地层亦含大量基性喷发物，混合岩化强烈，与华北地台稳定的长城系也有区别。上部皆为碳酸盐岩，含大量叠层石，属稳定的浅水(潮间、潮下环境)沉积。变质程度微弱，仅达低绿片岩相。

这里新元古界也可两分，下部相当于青白口系，上部相当于震旦系。新元古界总体为一套稳定型的粗碎屑岩-碳酸盐岩组合，震旦系普遍含 1—2 层冰碛岩(图 5-1)。需要指出的是，柴达木-北昆仑地区大部分缺失青白口系，而祁连构造带的局部地段青白口系底部复理石层与下伏蓟县系碳酸盐岩层不整合接触，上覆震旦系中有大量基性火山岩。

以上事实表明，这一广大地区经古元古代末初步固结后，中元古代全面固结形成稳定的大陆地块。它发展的早期与华北地台接近，晚期(甚至包括古生代)与扬子地台的关系更为密

切。新元古代在局部地段出现活动类型沉积及基性喷发事件，说明此大的陆块开始发生张裂，进一步发展便形成本区出现的数条早古生代裂陷槽。

对阿尔金断裂以北的北山构造带，特别是北山南部地体的前寒武系认识涉及到对敦煌群和"北山杂岩"的认识。

敦煌群研究历史较长，最初由孙建初(1938)命名为"敦煌系"。60、70年代的区域地质调查工作仅获得U-Pb(锆石)年龄(790Ma)、Rb-Sr等时线年龄(878Ma)。李志琛(1992)❶测得在原"敦煌地轴"南部红柳峡东、西两侧的片麻岩、片岩、混合岩中角闪石的Sm-Nd同位素年龄为2936Ma。东延部位掉石沟铅锌矿区Pb同位素年龄为1689Ma、1735Ma、1701Ma、1848Ma(矿体时代)。在阿尔金断裂附近出露的片岩夹中基性火山岩的Sm-Nd法年龄值为1529Ma，U-Pb法年龄值为1450Ma，派生的花岗岩脉U-Pb法的年龄为1410Ma，不难看出敦煌群的时代已延至古太古代及更老，我们暂把它的主体部分划归古元古代。17—18亿年、14亿年左右及8—9亿年三组年龄数据反映敦煌群曾经受三次重要的构造-热事件。

早年孙建初(1938)曾提出，北山有相当于前寒武系的"敦煌系"存在。左国朝(1990)对"北山杂岩"做了详细的工作，认为其仍属前寒武系，支持了孙早先的看法。李志琛(1992)在北山南部方山口—古堡泉一带所采角闪片岩的Sm-Nd年龄值为2950Ma。李还在古堡泉矿区发现一重要不整合，不整合面以上的斜长角闪岩的Sm-Nd年龄值为2303Ma。虽然，"北山杂岩"存在新太古代和古元古代的两套地层，它们与敦煌群是相当的。

根据北山南部地体新太古代和古元古代地层以及上覆中、新元古代的地层皆能与塔里木地台进行对比的特点，可以认为塔里木地台通过敦煌群的基底东延至北山南部地体。

至于北山北部地体，那里的前寒武系变质基底仅见于旱山(隆起)一带，它的成分能与南部地体进行对比。因此可以初步设想，旱山一带的前寒武系陆块可能是在南部陆块裂解后加入到北部地体之中的外来成员。

第二节　地体的主要特征

为使本次研究的地学断面与亚东-格尔木地学断面衔接，现将表5-1中的构造带及地体的主要特征由南往北简述如下。

1. 柴达木-北昆仑地体

它处于昆仑中央断裂以北、北宗务隆断裂以南的广大地区。前人对本区大地构造性质和划分认识不一。最重要的问题是，柴达木盆地之下是由前寒武系变质基底组成的，还是由周边各古生代褶皱系延入盆内拼合而成的。

现有资料表明：柴达木盆地的前寒武系变质岩层，如北缘的达肯大板群、北昆仑的金水口群等都自然延入盆中。据《青海省区域地质志》(1991)记载：阿尔金于东径87°自昆仑山脉分出，那里元古宇变质岩系延入盆地之中咸水泉、俄博梁一带，在重力图上表现为重力高值带并继续延至冷湖带。此外，盆地中九口深井钻孔，终止于元古宙结晶片岩之中，表明盆地基底主要是元古宙。基底之上，震旦系(或更老一些的地层)至中奥陶统，岩相及厚度稳定，具地台型盖层特征。结合我们的最近研究成果，由南往北分以下三个次一级地体单元。

---

❶ 李志琛，1992，甘肃西部变质岩系时代的厘定及意义。

(1)北昆仑大陆边缘碎块　处于昆仑中央断裂北侧，基底由古元古界金水口群变质杂岩(包括同构造侵入的花岗岩)组成。中、新元古界至中奥陶统作为地台型第一盖层。它们向北延入现今的柴达木盆地之下。上奥陶统在祁曼塔格一带由复理石层、中基性火山岩、火山碎屑岩及碳酸盐岩组成，带内有零星的基性—超基性岩出露，代表那个时期的裂陷槽带位置。此裂陷槽发育时间短、范围小，于志留纪初封闭并褶皱成山，缺失志留系。上泥盆统—下二叠统由陆相至海陆交互相砂岩、中酸性火山岩及含煤碎屑岩组成。在北昆仑整个带中，除加里东褶皱运动表现强烈外，华力西、印支运动都有强烈的表现，上泥盆统、石炭系、上三叠统与下伏地层及一些老岩体均呈不整合接触，并有大量华力西期和印支期花岗岩类侵入，与加里东期侵入岩一起共同构成规模巨大、近东西向延伸的花岗岩带。早期变形以褶皱为主，印支期末至早燕山期以向北陡倾的逆冲断层为主。新生代以形成由南往北的逆冲断层为主，与北侧盆地直接接触的东昆仑北缘断裂，即是新生代形成的这种逆冲断层。

(2)柴达木大陆碎块　与上述柴达木盆地一样，其基底主要由古元古界组成，盖层由中—新元古界至古生界组成。地表主要出露新生界陆相沉积。陆相盆地沉积始于侏罗纪。侏罗系由碎屑岩及含煤岩系组成，与下伏古生界及前寒武系呈不整合接触。白垩—第三系为红色含膏盐碎屑组合，夹多层砾岩，最大厚度达9000m。第四纪沉积中心在盆地东部湖区，最厚达3150m。第三系褶皱明显呈反S型短轴背斜平行排列(图5-2)。盆地北侧一系列残山体，新生代向盆内推覆，形成相应的紧密倒转褶皱和逆冲-推覆构造。柴达木北缘的残山体，(如赛什腾山、绿梁山、锡铁山、阿木尼克山等)内出露的最老地层为古元古界达肯大板群，其上是发育程度不一的中、新元古界。下古生界主要是上奥陶统滩间山群，属活动型的中基性火山-沉积组合。上古生界(泥盆—石炭系)以陆相碎屑岩、火山岩及海陆交互相含煤沉积为特色，不整合于下伏各地层之上。柴达木北缘超基性岩发育，岩体侵位于奥陶系及更老地层之中。显然柴达木北缘存在一条短暂的早古生代裂陷槽带(下节详述)。

(3)欧龙布鲁克大陆碎块　南、北两侧为断裂所限，为处于柴北缘断裂与北宗务隆断裂之间的狭长地带。以全吉山、欧龙布鲁克一带为代表，古元古界结晶基底(主体是达肯大板群)广泛出露，其上为海相稳定型震旦—寒武系及下、中奥陶统这套连续沉积的碎屑岩、碳酸盐组合不整合覆盖，缺失上奥陶统及志留系。上泥盆统以红色砂砾岩夹中酸性火山岩不整合于下古生界之上。石炭系为海陆交互相含煤沉积。中、新生界为陆相碎屑岩。该带构造变形不强烈，岩浆活动与变质作用亦十分微弱。古生代地层多以单斜断块或剥蚀窗口形式出现在上叠的中、新生代盆地沉积之中。

2. 中、南祁连地体

它位于北宗务隆断裂与中祁连北缘断裂之间的广阔地带，又以中祁连南缘断裂分成南、北两个次一级地体单元，即南祁连大陆边缘碎块和中祁连大陆碎块。

(1)南祁连大陆边缘碎块　前寒系出露零星，主要分布在青海湖东部；奥陶系和志留系为连续沉积，主要分布在西部，并不整合超覆于东部的前寒武系之上。奥陶系总厚近1000m，下奥陶统以火山岩系为特征，中、上奥陶统以陆缘碎屑岩为主。志留系是本带分布最广的地层，下统为具复理石特点的砂板岩，中、上统出现凝灰岩、硅质白云岩及安山岩，总厚7000m以上。刘增乾等(1990)根据志留系复理石层西南厚、东北薄，在西南部见到棱角状花岗岩碎屑且其粒度从西南向西北变细等特征，认为沉积物质主要来自柴达木、阿尔金及塔里木。刘训等(1993)通过南祁连复理石沉积的流向测定认为来源于中祁连及柴达木两个方向。

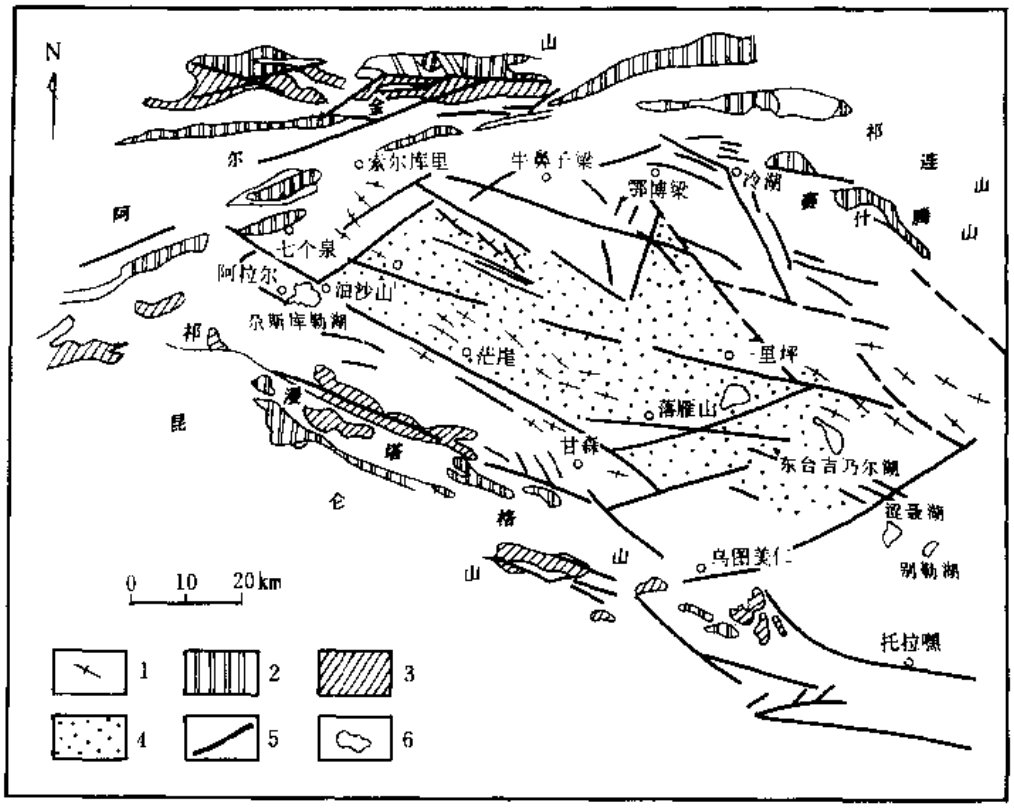


图 5-2 柴达木盆地基底结构及第三系背斜分布图(据谢鸣谦等,1992)

Fig. 5-2 Geological sketch map of Qaidam basin showing distribution of basement structure and the anticline in Tertiary (After Xie Mingqian et al., 1992)

1—第三系背斜;2—下古生界;3—上古生界;4—结晶基底;5—断裂;6—湖泊

1—Tertiary Anticline; 2—Lower Paleozoic; 3—Upper Paleozoic; 4—Crystalline basement; 5—Fault; 6—Lake

南祁连的上古生界均为稳定型浅海相至海陆交互相沉积,一般厚度不大,岩相稳定,但在哈拉湖至青海湖一带,沉积厚度达 2300m,并具类复理石特征。侏罗、白垩系大部分地区缺失。第三系分布在东、西两端,形成规模不大的山间盆地。

在构造变形上,表现为下古生界紧密褶皱并经轻度变质;上古生界至三叠系,一般褶皱平缓,但在哈拉湖至青海湖一带具过渡类型的隔档式褶皱形态。断裂不甚发育,仅新生界中出现明显的由北往南的逆冲-推覆构造。

南祁连基性、超基性岩体分布极少,但中酸性侵入体却大量分布。花岗岩类以加里东晚期为主,主要有黑云母花岗岩、二长花岗岩、花岗闪长岩及斜长花岗岩,呈岩基侵入于奥陶—志留系中,一般属地壳重熔型。华力西期花岗岩仅见于青海湖东侧,呈岩株及岩脉状侵入。此外还有印支期斑状花岗岩,岩体规模也较大,侵入于志留系、下二叠统及中三叠统中。

(2)中祁连大陆碎块 大面积裸露地表的是前寒武系及各时期各类岩浆侵入体。下古生界分布零星,仅见于西段。有化石依据的中寒武统和下奥陶统以浅海相稳定型碎屑岩、碳酸盐岩组合为主,局部夹玄武岩及安山岩,遭轻微变质、变形作用,不整合覆于前寒武系之上。上古生界亦见于西段,仅在南、北边缘出露。上泥盆统为陆相红色粗碎屑岩,石炭—二叠系为

海陆交互相碎屑岩，局部夹碳酸盐岩，分别不整合于下伏地层之上。上古生界、中生界及新生界各系、统之间的不整合现象普遍，并以下白垩统的不整合及超覆最为显著。

构造变形，突出表现在南、北两侧边缘的强烈褶皱和断裂，以及古元古界的普遍紧密褶皱上。古生界褶皱一般比较开阔，断裂呈明显的断块构造。岩浆活动以前寒武纪和加里东早期的花岗岩类侵入为主。前寒武纪的花岗岩类为富斜花岗岩类、花岗岩、闪长岩等，普遍具片麻状构造。加里东早期的花岗岩类为二长岩及二长花岗岩等，侵入于元古宙地层及前期花岗岩类之中。此外尚有零星分布的超基性岩，侵位于前寒武系中，亦有少量加里东晚期、华力西期、印支期岩株形成。

3. 北祁连地体

处于中祁连北缘断裂与阿尔金断裂之间，又被祁连山前断裂分为南、北两个次一级单元，即南面的北祁连洋、陆残块混杂带和北面的酒泉大陆边缘碎块。

(1)北祁连洋、陆残块混杂带　文献上习惯称为北祁连优地槽褶皱带。带内构造复杂、断裂极为发育，致使各地层单位呈断层接触。断裂多呈锯齿状，形成众多大小和形态不一的构造透镜体，并呈现出特征明显的垒、堑相间的构造格局。如此格局一方面反映在隆起部位前寒武系变质基底露头的分布特征上；另一方面导致在深切的坳陷内发育有超基性岩、基性枕状熔岩、放射虫硅质岩及深海复理石层，构成(主要有三条)中、晚寒武世和早、中奥陶世两期蛇绿岩套。肖序常(1978)对带内主要蛇绿岩带进行研究后认为，超基性岩以镁质为主，属阿尔卑斯型橄榄蛇纹石组合，并依岩石化学成分在各期、各地段的差异，分出深海盆(玉石沟)、洋岛及岛弧等构造环境。刘增乾等(1990)根据蛇绿岩套总体具低钙、低镁、低钾特征，及其可与纽芬兰加里东期蛇绿岩对比这一事实，认为是初始洋盆的洋壳产物，并称该带为北祁连裂谷带。

中奥陶世末的强烈褶皱运动使上奥陶统不整合覆于蛇绿岩套之上。志留纪为地槽封闭阶段，主要形成复理石及类复理石沉积。泥盆—三叠系属地台型盖层沉积，不整合覆于下古生界之上。侏罗系为陆相碎屑岩。白垩—第三系主要分布在东段，为含膏盐碎屑断陷盆地沉积。

在构造变形方面，下古生界为紧密褶皱。区域性不整合表现在中、上寒武统之间，下、中奥陶统之间及上奥陶统与下志留统之间，时间上分别对应于三个主要的褶皱幕。上古生界及中、新生界以断裂为主，主要表现在早中生代形成由北往南的高角度逆冲断层，新生代出现由南往北的逆冲-推覆构造。祁连山前断裂即是新生代磨拉石层倒转推覆变形带，断层面向南缓倾。带内的加里东期中酸性侵入体以及基性、超基性岩发育，且主要分布在断裂附近，以斜长花岗岩、二长花岗岩、闪长岩、石英闪长岩为主，其上被晚古生代以来的地层不整合覆盖。

(2)酒泉大陆边缘碎块　主要是中、新生代陆相盆地分布区。以往文献称“走廊过渡带”(任纪舜等，1980)或“河西走廊陆缘带”(刘增乾等，1990)。盆地内有少量前寒武系出露，古生界大部分伏于中、新生代陆相沉积之下。中、上寒武统和下、中奥陶统具厚度近万米的碎屑岩和碳酸盐岩沉积。靠近北祁连一侧，下、中奥陶统中基性火山岩发育，上奥陶统不整合覆盖于中奥陶统之上。上统主要为笔石页岩和介壳灰岩。志留系为复理石或类复理石沉积，下统夹酸性火山岩。早古生代沉积从南往北厚度和岩相具有由活动型向稳定型变化的趋势。泥盆—三叠系亦属地台型盖层沉积，并以底部的磨拉石层不整合于下古生界之上。这里大面积上

叠的中、新生代陆相沉积盆地被石油地质工作者(宋立勋,1986)❶ 称为祁连山前盆地。以酒西盆地为代表,除边缘出露有侏罗系外,主体为白垩—第三系的湖相泥页岩、砂砾岩及河湖相砂页岩。盆地构造总体为一复式向斜,南陡北缓,南部发育老君庙背斜带,走向北西西,背斜北翼近于直立或倒转,并相伴出现一系列由南往北逆冲的叠瓦构造。虽然,这一构造格局与祁连山前断裂由南往北的推覆作用有着直接的关系。

4. **北山南部地体**

处于阿尔金断裂与石板井-小黄山断裂之间,被洗肠井断裂分为两个次级单元。南面称马鬃山大陆边缘碎块,北面称东七一山岛弧碎块。

(1)马鬃山大陆边缘碎块　该带南部敦煌至花海一带是以中、新生代陆相沉积为主的盆地分布区,一般称花海盆地。花海盆地与酒西盆地在地质构造上以阿尔金断裂为界,地理上可合为一体称甘肃走廊(或河西走廊)盆地。该带北部则是前寒武系、古生界至中生界以及各期花岗岩类等大片出露的地区。前寒武系变质基底广泛出露,由古元古代及新太古代片麻岩、结晶片岩组成,中元古代(特别是中元古代晚期)至震旦纪地层为地台型稳定盖层。寒武系由砂板岩、石英岩(夹大理岩透镜体)组成,厚仅 200m 左右,底部有含磷、铀、钒的炭质页岩建造。奥陶系由砂砾岩(夹粉砂岩)、泥质岩及硅质岩组成,厚 1600m 以上,反映自奥陶纪开始沉积环境变得活跃,并出现花牛山和牛圈子南、北两条活动型沉积带。花牛山活动带的奥陶—志留系以火山复理石为主,夹硅质岩,并有混塌堆积层。左国朝(1990)在牛圈子活动带进行了研究,证实那里志留系之下发育有弧后盆地型的蛇绿岩套层序,结合该带北部出现的大陆斜坡沉积以及与岛弧、洋缘交接的火山岩带的存在,把它划归为与北侧沟-弧配套的弧后盆地带。晚古生代,马鬃山大陆边缘带进入板内活动阶段,特别是石炭—二叠系,以上叠的火山断陷盆地为特征,并伴有大量的以二长花岗岩—正长花岗岩系列为主的浅色花岗岩类的侵入。中生代,以印支期花岗岩的侵入、数条韧性逆冲(及走滑)断层及推覆构造的出现为特征;未经变形的上侏罗—下白垩统的普遍不整合覆盖,标志着本区最终的稳定阶段。

(2)东七一山岛弧碎块　这里中奥陶统为一套被肢解的洋壳残片组合,由碧玉岩、硅质岩、枕状玄武岩、堆晶辉长岩、辉绿岩墙群、斜长花岗岩及超镁铁质岩等成员构成,各成分之间呈断层接触。上奥陶统为砂岩、板岩夹大理岩及中基性火山岩。志留系由安山岩、英安岩、流纹岩、硅质岩、礁灰岩和碎屑岩组成,厚达 4000m 以上。火山岩属钙碱系列构成本火山弧的主体。因此,可以大体把它看作在奥陶纪洋壳基础上发育而成的水下火山弧-沉积组合。

5. **北山北部地体**

处于石板井-小黄山断裂之北,被红石山断裂分成南、北两个次级单元。南为旱山大陆边缘碎块,北为圆包山大陆边缘碎块。

(1)旱山大陆边缘碎块　广泛出露的前寒武系,由一套变质的中基性及中酸性火山岩、石英片岩、大理岩、角闪斜长片麻岩等组成。这套地层总的特征与石板井-小黄山断裂之南出露的变质基底相似。此外旱山地区在地层、岩浆岩及变质作用、含矿性等方面与中天山隆起带东段的玉山地区非常相似,因而可以把它看作东天山隆起的东延部位。左国朝最近的研究成果(1992)❷ 表明,在旱山地区存在澄江期(Rb-Sr 同位素年龄值为 649.14±56.25Ma)重熔

❶ 宋立勋,甘肃西部地质构造和油气评价。玉门石油科技动态,1986 年,第 2 期。

❷ 左国朝等,1992,北山地区古生代岩石圈的形成和演化研究报告。

型花岗岩浆活动。该区变质隆起南缘尚有一套由石英岩、石英云母片岩、安山岩和大理岩组成的陆缘火山-沉积组合，厚达 1000m 以上，按化石确定其时代为奥陶—志留纪。隆起北缘被晚古生代浅海相砂砾岩、砂板岩、中基性火山岩夹生物灰岩等直接超覆或不整合覆盖。晚古生代以来，本构造岩相带经历了三期明显的构造-热事件：①石炭纪大量花岗岩浆的侵入活动；②早中生代向北陡倾的韧性剪切变形；③上侏罗—下白垩统陆相沉积与下伏地层的普遍不整合接触或超覆下伏地层。

(2)圆包山大陆边缘碎块：这里中奥陶统下部为粉砂岩、钙质砂岩、泥灰岩及灰岩，厚约 600m，未见底及更老的地层；上部为复理石层，厚 4000m，夹安山岩和英安岩。上奥陶统及下志留统为砂岩夹页岩、硅质岩、玄武岩，厚 1600m。中、上志留统为中酸性夹中基性火山岩、硅质岩及生物灰岩，由于出露零碎厚度不详。

在早古生代地层普遍褶皱的基础上，晚古生代由初期的造山阶段进入多期裂陷阶段，构成下—中泥盆统、下—中石炭统、上石炭统及二叠系四个大的由滨海、浅海相粗、细碎屑沉积到中、酸性火山喷发的沉积-火山旋回。这些旋回的沉积、喷发物厚度一般都较大，为 2000—4000m 不等，各旋回之间以及与各自的下伏地层均呈不整合或假整合接触。花岗岩浆的侵入活动，主要发生在石炭纪，其次是二叠纪，主要形成石英闪长岩、斜长花岗岩、二长花岗岩，构成较大的岩基。一些花岗岩类与火山岩关系密切，岩体形状多受断裂控制，常与火山岩相伴并呈东西向延长的透镜状。进入中生代以后，本地区也全面达到稳定状态，上侏罗—下白垩统对下伏地层的不整合覆盖或下白垩统的超覆，最直观地反映了这一点。

第三节　地体重要边界的主要特征

在格尔木-额济纳旗地学断面走廊域内，各地体边界的演化的早期大部分是裂陷槽带及洋盆带，到后期地体拼合后呈断裂带的形式表现出来，并在板内阶段特别是中生代以来导致地壳的缩短、叠覆和动力调整，以韧性剪切带和推覆构造形式表现出来。现由南往北依次将各地体间的边界断裂及地体内部的重要断裂的主要特征和演化过程分述如下。

1. 昆仑中央断裂

它是柴达木-北昆仑地体的南界，沿东昆仑主脊两侧呈条带状出现。该断裂在地表延长达 1000km 以上，宽 2—10km，近东西走向，多向北陡倾，倾角一般为 60°—80°，以逆冲断层为主。多条断层近平行排列，破碎带、糜棱岩带常见。

昆仑中央断裂是一条发展时间长、演化过程十分复杂的大型断裂带。元古宙时断裂两侧变质基底的性质及岩浆活动有着显著的差异：北侧属结晶程度较高(具刚性)形成时代较老的柴达木-北昆仑基底；南侧属结晶程度较低(具柔性)、形成时代较晚的，与扬子地台基底特征相似的变质基底。沿断裂带有零星的蛇绿岩出露，东起清水泉附近，向西断续散布在布尔汉布达山脊两侧，延长 400km 左右。超基性杂岩体呈条带状、透镜状，以破碎(无根)的岩块形式侵位于古生代浅变质岩系之中。关于蛇绿岩的时代，目前尚有争议，《青海省区域地质志》(1991)认为属华力西期，高延林等(1990)认为"可能是新元古代或早古生代早期秦岭、祁连、昆仑古大洋扩张初期……形成的洋壳"。由于该断裂带演化时期长，上述两种意见都可能成立。

按姜春发等(1992)的描述，昆仑中央断裂在地质演化过程中经历了多旋回的开、合构造

运动。①昆仑中央断裂南侧，中、新元古代地层，即万宝沟群中有一套枕状基性熔岩与辉长岩、硅质岩、复理石相伴生的岩石组合，还有灰岩外来岩块组成的滑塌堆积。基性熔岩的常量元素、稀土元素以及$^{87}Sr/^{86}Sr$比值都反映属拉斑玄武岩，显示洋底或洋岛的一些特征。以上说明本带自中元古代开始有海底扩张作用。根据万宝沟群本身及其东延部位在6—7亿年有一次重要的构造-热事件以及昆仑大部分地区缺失震旦系的事实，可知新元古代晚期的挤压作用在昆仑构造带大部分地区有所表现。②早古生代的扩张作用表现为断裂北侧祁曼塔格裂陷槽的形成；晚古生代初为挤压期，上泥盆统层状砾岩明显不整合在变形了的下古生界蚀变安山岩之上。③早石炭世的扩张运动，沿昆仑中央断裂附近形成洋盆，并与南昆仑大部分地区的大陆边缘沉积连成一片；晚石炭世末的挤压作用，使不断缩小的昆中洋盆褶皱封闭。早二叠世末，北昆仑上升成陆地。④中三叠世的挤压作用更加强烈，致使上三叠统八宝山群不整合于中三叠统之上，并形成大面积的重熔花岗岩带及陆相火山岩带，这样整个昆仑构造带进入陆内演化阶段。⑤昆仑中央断裂附近，在早中生代出现由北往南逆冲的韧性剪切作用及稍后发生左旋的韧性走滑作用，形成明显的糜棱岩带。现今沿断裂带的地震活动表明，断裂活动还在继续进行。物探显示它是一条明显的磁异常带和重力梯度带，还影响地震波震相，表明断裂贯穿整个地壳。因此，许多研究者（姜春发等，1992；高延林等，1990）都认为，昆仑中央断裂是一条切割岩石圈的深断裂，并推测切割深度可能超过70km。

2. 柴达木北缘断裂

它是柴达木-北昆仑地体内部，欧龙布鲁克大陆碎块与柴达木大陆碎块的分界断裂。沿断裂带广泛发育基性—超基性杂岩。据《青海省区域地质志》（1991）描述，本带基性—超基性杂岩可分两期：早期以金云橄榄岩及榴辉岩为主，金云母脉K-Ar同位素年龄值为490Ma，榴辉岩年龄值为542Ma、516Ma；晚期以纯橄岩、辉橄岩、辉石岩和辉长岩为主。

早期岩体侵位于古元古界中，岩体附近的围岩中发育大量的岩脉群。它们的侵入作用发生在柴达木北缘裂陷槽扩张的初期，是在稳定地壳基底上深断裂活动的产物。

根据我们对绿梁山地区黑石山一带的观察，那里有一条较好的由超基性岩向基性岩连续过渡的晚期杂岩体剖面。剖面下部约40m为块状纯橄岩，绝大部分蛇纹石化，并有大量浸染状铬尖晶石，向上逐渐过渡到层状纯橄岩至辉橄岩，铬尖晶石呈带状分布、颗粒增大。中部厚约20m，为细粒蚀变辉长岩，野外常可见到辉长岩中的辉橄岩异离体。异离体与辉长岩的关系也是过渡的，没有明显的界线。上部，厚约10m，为片理化中粗粒辉长岩。杂岩体与围岩呈断层接触。围岩以石英片岩、斜长角闪岩、硅质岩、绿泥片岩为主。围岩时代为晚奥陶世。这套晚奥陶世火山岩以中性岩为主，少量硅质岩与下伏老地层（大部分为达肯大板群）呈不整合接触。晚奥陶世末裂陷槽沉积褶皱成山（缺失志留系），并为上泥盆统至石炭系的海陆交互相盖层沉积不整合覆盖。造山期后，发育有向北陡倾的韧性逆冲剪切带及以右旋为主的韧性平移剪切带（主要形成于印支期及早燕山期）。

晚燕山期，断裂北侧继续上隆，南侧相应大面积沉降，柴达木盆地形成。新生代北侧的隆起进一步发展，山岳、盆地更加分明，并形成规模巨大的由北侧山岳指向盆地的推覆构造带（图5-3，图5-4）。最明显的例子是锡铁山前，那里的达肯大板群以低角度断层逆掩于下第三系红色砂砾岩之上，并使后者岩层倒转。

沿柴达木北缘断裂，现今地震多发，地球物理特征显著，南侧是升高的重、磁场区、北侧是线性延伸的重、磁负异常带。

3. 北宗务隆断裂

它是柴达木-北昆仑地体与中、南祁连地体的分界断裂，由密集成带的北西西走向断裂组构成。该断裂延伸长，大体可分为三段：西段在土尔根大板以西，处于隐伏状态，过苏干湖后被阿尔金断裂所截而终止；中段即是格尔木-额济纳旗地学断面所通过的部位，东延至青海湖附近；东段在青海湖以东，是祁连构造带与松潘-甘孜构造带的分界。该断裂不但延伸长、规模大，而且控制了两侧构造-岩浆的演化。断裂北侧的南祁连在早古生代具冒地槽型的沉积，尤以志留纪的复理石及类复理石沉积最为发育；南侧的下古生界为地台型沉积，奥陶纪末抬升，缺失志留系。北侧岩浆活动强烈，除奥陶系夹大量中酸性火山岩外，花岗岩类的侵入活动也十分明显；南侧岩浆活动和变质作用都很微弱。进入晚古生代，特别是二叠－三叠纪，断裂亦有显著活动，沿断裂两侧三叠系中出现滑塌堆积，并发育动力变质带。在断裂带内出现中酸性侵入体，部分转入到动力变质带中。据我们的野外观察，断裂带附近出现的一些片麻岩及混合岩，大部分为糜棱岩，即与韧性剪切作用有关。由于它们切割了印支期花岗岩及三叠纪地层，因而推测韧性剪切作用发生在印支期或燕山早期。此外，第三纪至第四纪的山间盆地也沿断裂分布，说明新生代以来仍在活动。

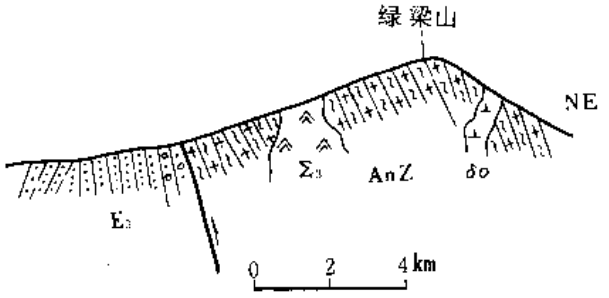


图 5-3 绿梁山山前断裂示意图(据青海区调一队)

Fig. 5-3 Schematic diagram of the faults in the foreland of the Luliang Mountains (After Qinghai Regional Geological Survey Team

E_3—渐新统；AnZ—前震旦系；Σ_3—早古生代超基性岩；δ_o—石英闪长岩

E_3—Oligocene ; AnZ—Presinian system; Σ_3—ultrabasic rock of Early Paleozoic; δ_o—Quartz-diorite

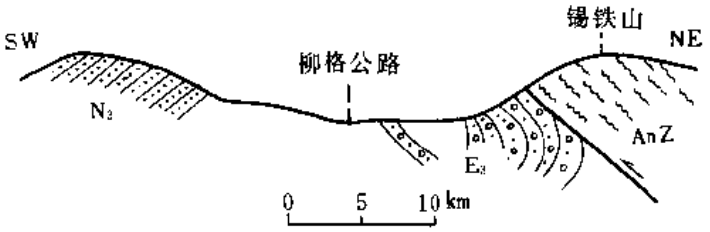


图 5-4 锡铁山山前断裂示意图(据青海地震局资料)

Fig. 5-4 Schematic diagram of the faults in the foreland of Xitie Mountains (after Qinghai Seismological Bureau)

N_2—上新统；E_3—渐新统；AnZ—前震旦系

N_2—Pliocene; E_3—Oligocene; AnZ—Presinian

4. 中祁连南缘断裂

它是中、南祁连地体内分开南、北两构造岩相带的一条断裂，由数条北西西向断裂组成，主断裂西始甘、青两省交界，东经哈拉湖北附近抵青海湖东。断裂带主要活动时期为早古生代。它控制了两侧构造演化：北侧，前寒武系变质基底广泛裸露，下古生界属稳定型沉积，以粗碎屑岩为主，厚度不大；南侧，前寒武系零星分布，下古生界为活动型的沉积，以含大量火山岩及复理石沉积组合为特征。沿断裂带有零星的基性－超基性岩分布，东延部分可能进入拉脊山裂陷槽带内。晚古生代，该断裂控制了哈拉湖至青海湖一带的沉积，使那里二叠－三叠系具很厚的复理石层。断裂还切割了石炭系、二叠－三叠系，同时导致由北向南的逆冲和

相应的片理化和挤压破碎现象的出现。晚中生代以来控制了哈拉湖、青海湖及疏勒河谷地的形成。

5. 中祁连北缘断裂

为中、南祁连地体与北祁连地体的分界断裂。沿断裂带发育有较好的寒武、奥陶纪蛇绿岩套，它与北祁连之中的几个蛇绿岩带具有统一的形成背景和成因，反映这里在早古生代为裂陷小洋盆。中祁连北缘断裂部位即是北祁连早古生代小洋盆的南界。早古生代晚期，北祁连小洋盆不断缩小，至志留纪末褶皱成山，断裂进入强挤压状态，并有中酸性岩体的侵入形成沿断裂带分布的串珠状侵入岩带。晚古生代，断裂两侧以差异升降为特征，北侧为华北型的上古生界至三叠系沉积盖层，南侧为以华南型浅海相为主的沉积。晚中生代至新生代断裂以张性为主，控制了托来河谷及大通河谷的形成演化。

6. 祁连山前断裂

它是北祁连地体内的一条重要断裂。作为祁连山的山前断裂，晚中生代至新生代的活动尤为突出，也最为特殊。它是祁连山系与酒泉盆地的明显分界，并控制了以酒西盆地为代表的一系列祁连山前盆地的发育。祁连山前，上新世至第四纪的磨拉石很典型，出现上新统与下更新统、下更新统内部（上、下玉门组之间）、下更新统与中更新统之间的三个重要不整合。祁连山前断裂又是新生代的重要推覆构造带，其活动导致山前磨拉石层的直立和倒转。我国的石油地质工作者通过详细的石油勘查工作，自酒西盆地至祁连山北麓，将其由北往南划分出如下四个带（图 5-5）❶：庙北逆掩断层带、老君庙逆掩推覆体、窟窿山-青头山南逆掩断层带、祁连山逆掩推覆体。

上述的这种新生代以来的推覆构造，表现为由南往北的挤压作用，致使祁连山体侧压在北部盆地之上。上新世以来的地层三次重要不整合，反映了推覆作用的三个激发期。

7. 阿尔金断裂

它是北祁连地体与北山南部地体的分界断裂。在我们的地学断面中，基本为甘肃走廊盆地新生代地层所覆盖。我们暂采用石油地质工作者的意见，即把“宽台山断裂”当作阿尔金断裂在本区的延伸。宽台山断裂在地表向北陡倾斜，深部转为南倾，大致沿深度为 25km 左右的“滑脱面”下插到南面的酒西盆地之下。在断裂北侧前震旦系变质基底之上直接覆盖的是侏罗—白垩系及新生界盆地沉积。南侧中新生代陆相盆地之下则为古生界（图 5-6）。显然，该断裂以南属祁连构造带系统，断裂以北属北山构造带系统，两侧构造演化史显著不同。宽台山断裂是否是阿尔金断裂的东部延伸，还需要更多的资料证实。不过我们根据祁连山西端被阿尔金断裂所截不能西延，宽台山断裂又在北缘截切祁连山使其不能北延的现象，我们暂时认定宽台山断裂即是阿尔金断裂的东延部分。从断裂性质而言，阿尔金断裂的新生代活动总体是左旋走滑作用，但东延至宽台山断裂这一段则表现为由南往北的挤压所产生的逆冲作用。宽台山断裂是否还有走滑作用，还有待进一步工作证实。

8. 洗肠井断裂

它是北山南部地体内部一条重要断裂。该断裂处于东七一山岛弧碎块之南，早期为弧后次生扩张带。沿断裂出露有基性—超基性杂岩及枕状熔岩、深海硅质泥岩等，各单元皆呈断层接触，因而蛇绿岩套的正常层序被打乱。现将根据它的主要成员大体恢复的层序由下而上

---

❶ 崔永录等，酒泉西部盆地油藏形成及分布规律。玉门石油科技，1986，第 1 期。

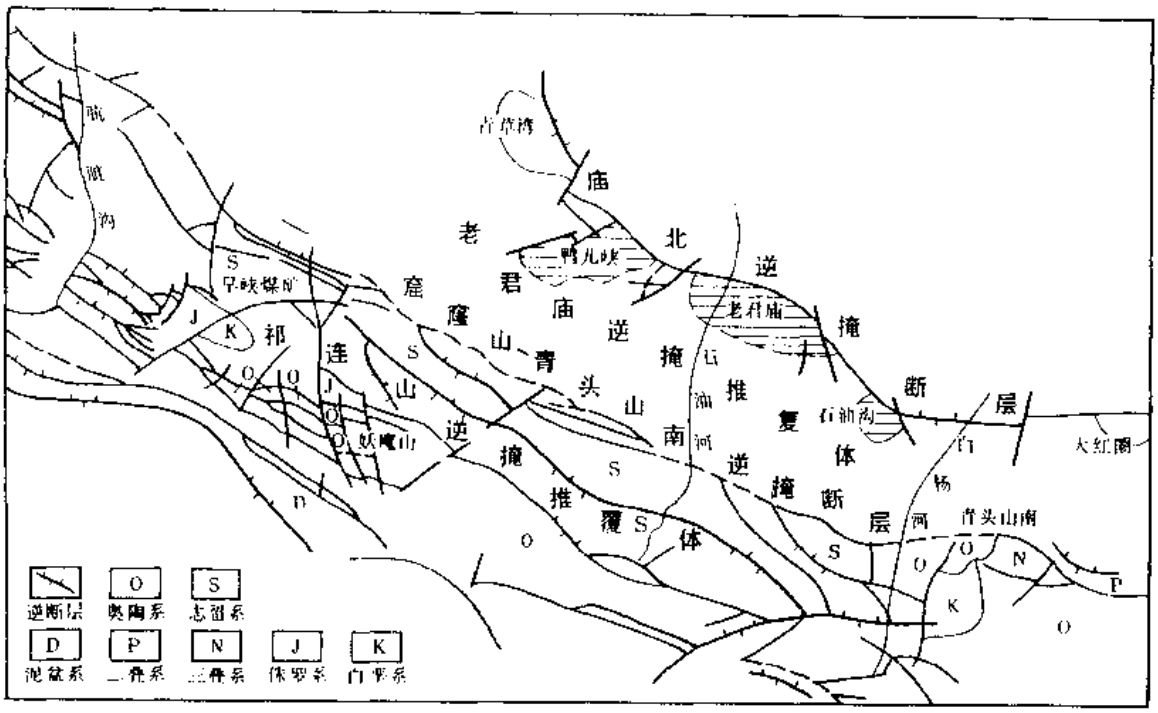


图 5-5　酒西盆地祁连山前逆掩断层分布示意图(据霍永录、曾晓明,1986)

Fig. 5-5　Geological map of the West Jiuquan basin and the foreland of Qilian mountains showing distribufion of the overthrust fault (after Huo Yonglu, Zeng Xiaoming, 1986)

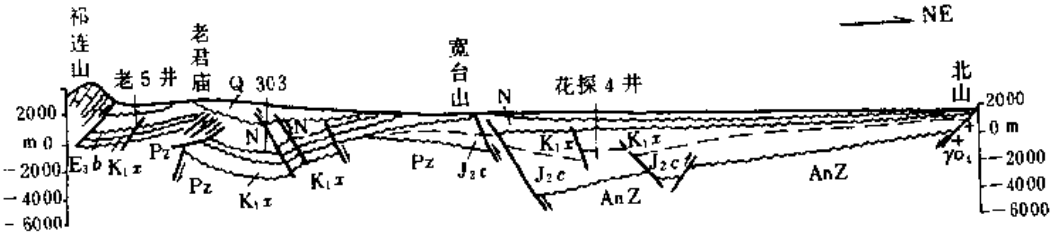


图 5-6　酒西-花海盆地横剖面图(据霍永录等,1986)

Fig. 5-6　Geological section of the west Jiuquan-Huahai basin (after Huo Yonggong et al., 1986)

表述如下:①橄榄岩及斜辉辉橄岩;②榴辉岩及辉长岩;③斜长花岗岩,月牙山地区斜长花岗岩的 Rb-Sr 等时线年龄值为 729.4±663Ma(左国朝等,1992)❶;④基性岩墙群和熔岩;⑤远洋沉积物,主要为硅质泥岩、碧玉岩、火山凝灰岩等。月牙山地区硅质泥岩中的放射虫化石的时代为中、晚奥陶世。

通过微量元素和稀土元素的地球化学研究,基性岩墙和熔岩的地球化学性质与现今过渡型大洋中脊玄武岩的相同,属拉斑玄武岩系列。此次生扩张带随着北面主洋盆于晚志留世由北往南的俯冲(东七一山岛弧出现大量志留纪造礁珊瑚)而封闭,进入板内阶段后发展成

❶ 左国朝,1992,北山地区古生代岩石圈的形成和演化研究报告。

我们现今所能观察到的断裂带。

9. **石板井-小黄山断裂**

它是北山南部地体与北山地体的分界断裂，近东西向展布，横贯北山构造带全区，向西进入新疆境内，并入中、南天山之间的蛇绿岩带之内。东端在路井南被第四系覆盖。它的早期代表了当时存在的一条较大规模的洋盆部位，该洋盆分开了南、北两个不同性质的板块。北面属哈萨斯坦板块，南面属塔里木地台。根据地表观察和勘探钻孔资料，沿断裂带存在规模较大的基性、超基性杂岩体。在小黄山剖面中，其南端出露的浅色辉长岩岩片向北逆冲在超基性岩块之上；剖面最北侧，黄褐色硅质灰岩呈断片产出，推覆在北侧大陆性质的结晶岩系之上，形成飞来峰。在石板井一带，不少蛇绿岩的成员被后期花岗岩浆改造殆尽，仅在局部地段残留有远洋沉积的硅质岩、硅质灰岩及变质火山岩等岩片；超基性岩呈扁豆体状残留在眼球状混合岩之中。因此，它可被认作一条被肢解的蛇绿岩，在构造侵位时遭受了强烈破坏，碰撞后期又遭中、晚泥盆世的花岗岩浆的侵入，并在造山隆起过程中受强烈剥蚀，致使蛇绿岩众多层序缺失，构成无根的由构造岩片组成的混杂带。本带超基性岩的岩石化学数据具高镁、低铝、贫钙贫碱的特点，NiO 含量在 0.22%—0.38%之间，与世界上蛇绿岩的平均值是相似的。辉长岩和辉绿岩的稀土元素总量均低于球粒陨石，各稀土元素分量的标准化值均小于 1.0，辉长岩的稀土元素配分曲线表现为轻稀土亏损型，与世界上蛇绿岩中镁铁质堆晶辉长岩的曲线十分相似(左国朝等，1992)❶。根据南侧东七一山岛弧及洗肠井弧后次生扩张的特征，推测洋盆的时代为震旦纪至志留纪。晚志留世洋盆向南的俯冲作用，由北往南产生了东七一山岛弧(洋岛弧)弧后次生扩张小洋带及牛圈子弧后盆地带。

石板井-小黄山洋盆封闭后形成主缝合带，同时两侧形成大量造山后的花岗岩。

我们在主缝合带北侧对狼娃山花岗闪长岩地球化学特征作了初步研究，测得其年龄为 277.71±13.5Ma (Rb-Sr 等时线)，$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.7037 \pm 0.0006$，$\varepsilon_{Sr} = -|1.31|$；$^{143}Nd/^{144}Nd$值在 0.51221～0.51276 之间，反映物质来源上地幔。铅同位素数据点位于零等时线左侧，表明铅为异常铅，说明还有壳幔混合铅的存在。

主缝合带南侧的野马街斜长花岗岩二个样品的 Rb-Sr 等时线法数据为：$t_1 = 311.31 \pm 21.8$Ma，$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.7094$，$\varepsilon_{Sr} = 70.13$；$t_2 = 350.73 \pm 15.3$Ma，$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.7060$，$\varepsilon_{Sr} = 20.85$(反映物质来源于地壳)。以上资料表明，北山北部地体碰撞后花岗质深成岩具幔源或洋壳重熔特点。这一结果与肖序常等(1992)在准噶尔研究的结论是一致的，即北山北部地体与准噶尔一样属哈萨克斯坦板块，地壳基底具洋壳性质；而北山南部地体属塔里木板块，具陆壳性质的基底。在北山构造带出现的大量造山期的花岗岩证明泛亚洲热事件(R. G. Coleman，1991)亦在北山存在。

10. **红石山断裂**

它是北山北部地体内部由晚古生代裂陷槽封闭后进一步发展而成的断裂。沿断裂带，在红石山、百合山、骆驼山等地继续出露一系列超基性杂岩体，它们总体产于下石炭统白山组复理石层中。超基性岩外围为辉长岩，并以热侵位形式侵入到下石炭统组成的背斜轴之中。左国朝等(1990)据该蛇绿岩带野外特征及岩石化学等特点认为它是一条不典型的蛇绿岩带：由于陆壳基底在引张的构造背景下，首先是辉长岩浆沿断裂侵入复理石层中并发生接触

❶ 左国朝等，1992，北山地区古生代岩石圈的形成和演化研究报告。

变质形成角闪质片岩，最后是超基性岩浆在构造作用下，带热量到达地表附近，与水体接触而发生蛇纹石化，并挤入辉长岩中，产生辉石角闪岩、辉石岩—闪石岩及异剥钙榴辉长岩等。这与 Ю. А. Зайчен(1982)所研究的中亚地区以构造流(Наталахи)方式产生的蛇绿岩相同。根据该蛇绿岩围岩沉积组合中有成熟度较高碎屑岩的出露的情况和熔融程度不高的初始岩浆房性质，推测这里存在短时间的裂陷槽型微小洋盆环境。裂陷槽从形成到封闭，所经历的时限为一个世，即早石炭世末到中石炭世。

第四节　主要韧性剪切带❶ 和推覆构造带

1. 要韧性剪切带

地壳的变形，按照几何形态、变形强度和深度、变形机制及动力学条件等综合分析，一般划分为三个构造层次：表层为脆性变形的上构造层；大致在 5km 以上深度范围，以等厚褶皱和相伴的断裂为特征的中构造层；5—10km 或更深些的部位以岩石的强塑性压扁及韧性剪切变形(更深些的部位为流动变形)为特征的下构造层。

在断面走廊域内各造山带都发育有韧性剪切带。它们的活动时代主要是早中生代，而且时代上北老南新，深度上北深南浅，变形强度上北强南弱。现由北往南将主要韧性剪切带的特征和性质简述如下。

(1)北山构造带的韧性剪切带

我们在断面走廊域内北山构造带中，初步厘定了四条韧性剪切带(图 5-7)。

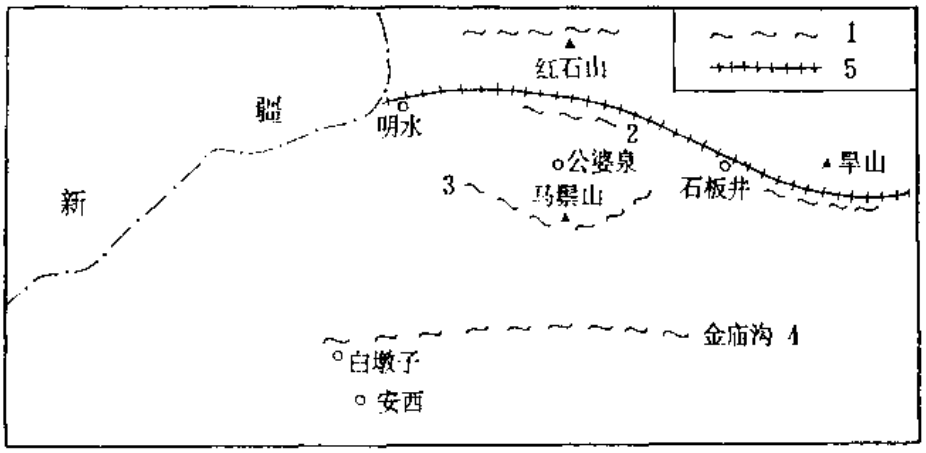


图 5-7　北山地区韧性剪切带分布示意图

Fig. 5-7　The distribution of the ductile shear zone in Beishan area

1—4—韧性剪切带；5—石板井-小黄山主缝合带

1—4—ductile shear zone; 5—Shibanjing-Xiaohuangshan main sucure zone

红石山韧性剪切带(图 5-7 中之 1)　它发生在红石山断裂附近，反映早、中石炭世裂陷槽闭合期间或稍后发生在上地幔内部的高温韧性剪切作用。

❶ 微构造标本的室内测试是地科院地质所符振康和陈方远两人完成的。

红石山超基性岩体呈纺　形侵入下石炭统，近东西向延伸，长达 13.7km，最宽处约 2.9km；四周镶嵌辉长岩边。岩体与辉长岩之间呈构造接触，辉长岩沿北倾的断裂逆冲于蛇纹石化超基性岩之上，边部糜棱岩化，纯橄岩中铬铁矿定向排列。斜辉橄榄岩中常见由辉石定向排列显示的流面构造，其叶理面走向近东西，倾向北，倾角 75°。流面是岩体处于熔融状态时形成的，近水平，代表上地幔内早期形成的滑脱面。我们对红石山单(斜)辉橄榄糜棱岩中橄榄石和铬尖晶石的透射电子显微镜观察，所获得的位错构造图象有位错环、位错排、网状位错、直线位错、钉扎构造、短线位错等。

橄榄石的位错形态及其交切关系反映了两期剪切作用。早期产生高温位错，如位错环、位错排、网状位错、短直线位错、弓状位错及钉扎构造。按位错图象计算，得出平均位错密度为 3.94×10^{8}/cm，古应力 $\Delta\sigma=185$MPa，为上地幔高温蠕变条件下形成的(Nicolas，A)。晚期产生低温位错，形成长直线位错，穿插前面的高温位错。计算获得的平均位错密度为 8.8×10^{7}/cm^{2}，古应力 $\Delta\sigma=88$MPa。推测幔源矿物橄榄石是因构造抬升而进入陆壳的。铬尖晶石的超微构造同橄榄石的结果一样，也有早期的高温位错和晚期的低温、长直线位错，同时还出现反晶畴，说明冷却速度慢，有利成矿。

石板井-小黄山断裂南侧韧性剪切带(图5-7中之2)　该剪切带所切割的地层有奥陶系、志留系及石炭系，部分华力西晚期的花岗岩也遭强烈变形并出现糜棱岩化。剪切带出露宽约1—2km。我们在额济纳旗萤石矿北的凤尾山发现一条近东西走向的花岗岩质糜棱岩带，其主要造岩矿物石英、钾长石明显拉长，呈条带状。野外观察表明，岩层发生过由北往南的逆冲作用，最强烈的变形是走向平移的叠加。对所采集的5块定向标本进行了石英组构测定，结果大致如下(图5-8)。

标本 B4-1、B4-2位于剪切带北部。石英组构图出现$(10\bar{1}1)$<a>菱面组构，反映中温(350°—450°)条件下的右行剪切平移。

标本 B4-4、B4-5位于剪切带中心部位，石英组构图表现为近高温的极密连线组构，反映早期高温条件下的反扭剪切变形作用。

标本 B4-6位于剪切带南部，石英组构图出现$(10\bar{1}1)$<a>菱面组构，反映中温条件下的右行平移剪切作用。

根据部分石炭纪花岗岩的强烈变形和糜棱岩化且为上侏罗—下白垩统不整合覆盖的现象，以及公婆泉北糜棱状花岗岩 K-Ar 稀释法年龄为206.4±0.3Ma(左国朝等，1992)这一结果，确定剪切带形成于三叠纪—早侏罗世，即印支期至燕山早期。

公婆泉南韧性剪切带(图5-7中之3)　西从牛圈子经马鬃山往北东延伸，呈向南凸出的弧形，总体产状北倾70°。常见 S-C 结构及不对称眼球、带状石英、云母鱼、长石多米诺结构，反映了由北往南的逆冲剪切作用。对其中石英组构的分析(图5-9中 B29-1)表明石英极密环带较多，最高极密不突出而且环带呈不对称状。原因还需进一步研究。

尖山南花岗糜棱岩中白云母的 K-Ar 年龄为228.7±0.4Ma(左国朝等，1992)❶，因而推测剪切带时代属燕山早期。

北山南缘韧性剪切带(图5-7中之4)　我们在饮马山岩体以北的"北山杂岩"中所观察

❶ 左国朝等，1992，北山地区古生代岩石圈形成与演化研究报告。

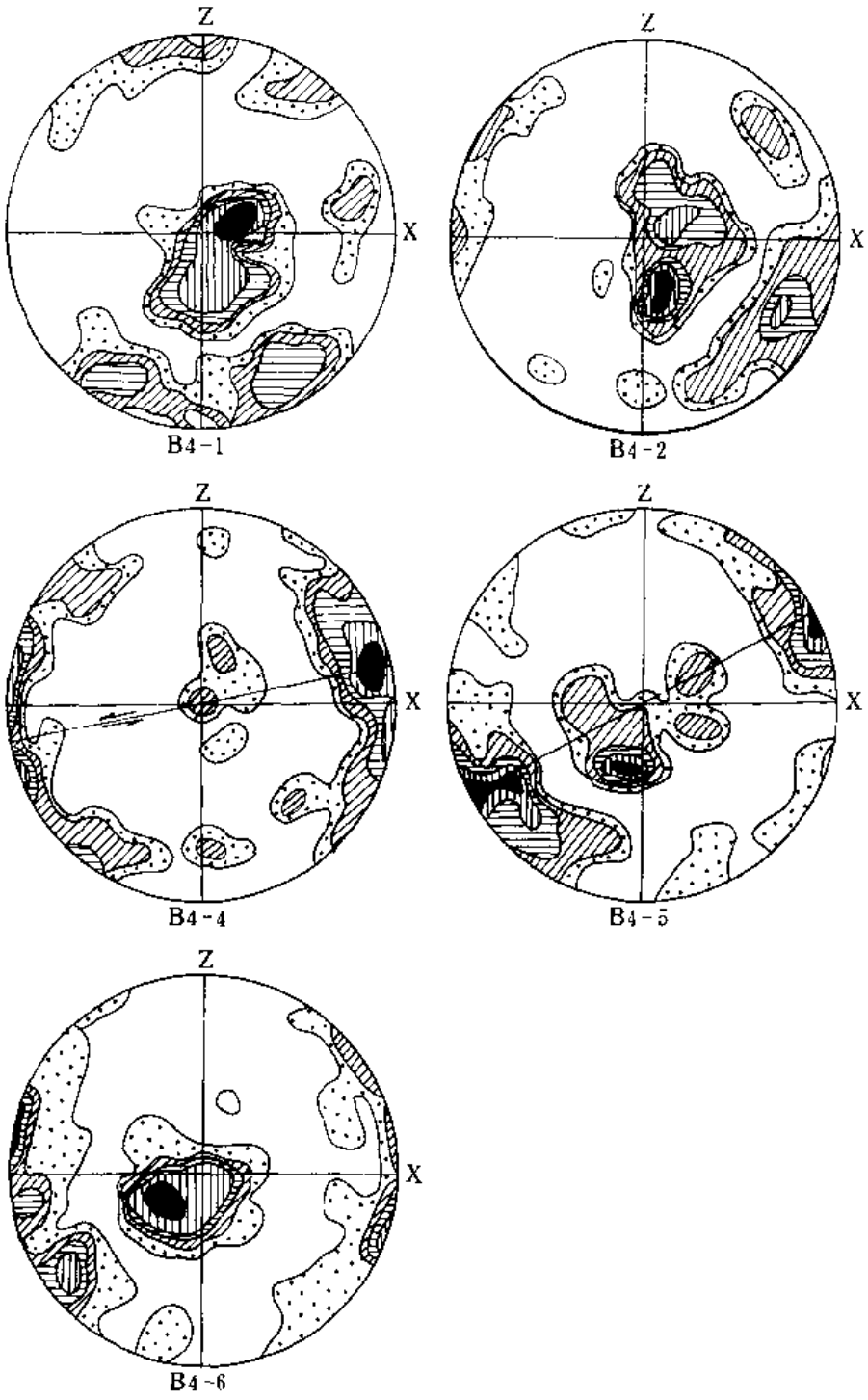


图5-8　石英组构图(XZ 面,下半球投影)

Fig. 5-8　The fabric diagrams of quart XZ plane, lower hemispheric projection

B4-1样品100颗粒投影,1—2—5—7(%);B4-2样品100颗粒投影,1　2—4—6—8(%);
B4-4样品100颗粒投影,1—2—4—6—9(%);B4-5样品110颗粒投影,1—2—4—6—7(%);
B4-6样品130颗粒投影,1—3—4—5—9(%)

到的韧性变形主要表现在云母片岩、糜棱状片麻岩等岩石的组构上,岩石中鞘褶皱和透入性线理发育。线理总体指向140°,石英被拉长,长石碎斑呈带尾眼球体状,呈右旋方向,具平移

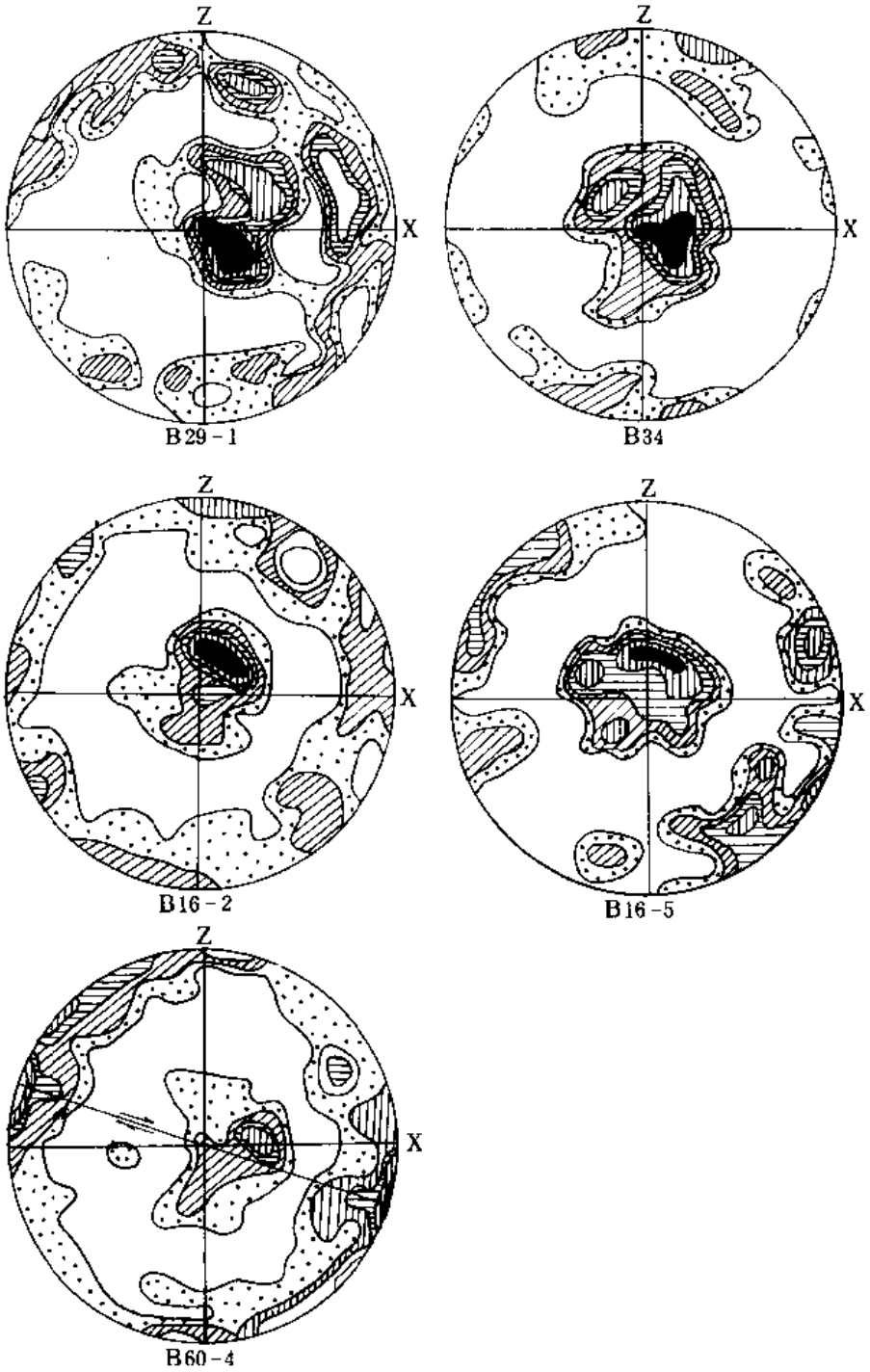


图5-9　石英组构图，XZ 面，下半球投影

Fig. 5-9　The fabric diagrams of quart XZ plane, lower hemispheric projection

B29-1样品130颗粒测量，1—2—3—4—6(%)；B34样品100颗粒测量，1—2—4—6—8(%)；
B16-2样品150颗粒测量，1—3—5—6—8(%)；B16—5样品100颗粒测量，1—2—3—4—5(%)；
B60—4样品150颗粒测量，1—3—5—6—9(%)

剪切特征。所做的石英组构图(图5-9中 B34)中出现(1011)<a>菱面组构，显示它形成于中温(350—450℃)条件下，从极密环带分析可能亦为右行，与野外观察一致。

在金庙沟的糜棱状片麻岩的 K-Ar 法年龄为201.1±0.2Ma(左国朝等,1992)❶,说明韧性剪切带也形成于燕山早期。

(2)祁连构造带的韧性剪切带

许志琴等(1994)曾对北祁连蓝闪石片岩带俯冲型韧性剪切带的构造变形及动力学特征进行了详细研究,这里不再赘述。

我们在许志琴等所研究构造带北侧的吊大板也发现一条大致与蓝片岩带平行的中温条件下形成的韧性剪切带。该剪切带穿过的地层为前寒武系变质岩及部分寒武系浅变质岩。由北祁连中南部的吊大板往北至祁连山前断裂,岩层的变质、变形程度逐渐变低,由中南部的韧性变形往北变为寒武—奥陶系无劈理的等厚褶皱,再往北至祁连山前断裂南侧为脆性变形,并可见奥陶—志留系逆冲在石炭系之上,石炭系又逆冲在二叠—三叠系之上的现象。因此我们可以初步推测,这种构造变形发生在造山期后(显然要比蓝片岩带的韧性剪切变形晚),按地层间的逆冲掩覆关系,可能发生在三叠纪以后。吊大板一带,韧性变形的主体岩性为云母石英片岩、石榴子石云母片岩、角闪片岩。剪切带走向近东西向,陡倾斜,倾向朝南和朝北的岩层均出现密极片理和剪切褶皱,如 A 型褶皱、鞘褶皱等,韧性逆冲剪切作用总体是由北往南的,局部构造转折端由南往北。所做的石英组构图(图5-9中 B16-2)中出现(1011)<a>菱面结构,显示中温条件下形成的右行平移剪切作用,而标本 B16-5的石英组构图(图5-9)显示出最高极密的中温组构。从极密环带可判断出由北往南的逆冲方向,这与野外观察结果是一致的。

位于大柴旦北的花岗糜棱岩,沿北宗务隆断裂分布,走向310°,倾角陡,总体北倾,石英、长石定向拉长,拉伸线理方向为130°。所做石英组构图(图5-9中 B60-4)显示 C 轴极密连线组构,温度大于650℃,表明剪切带为高温条件下形成的右行韧性平移剪切带。

(3)柴达木北缘韧性剪切带

据赖绍聪等(1993)报导,在柴达木北缘发现大型韧性剪切带。我们在锡铁山矿区的调查工作证实了该韧性剪切带的存在。锡铁山地区受变形的岩层主体为上奥陶统变质火山岩,走向325°,倾向 NE,倾角小于45°,发育较典型的剪切位移、S-C 组构、粘滞型石香肠及剪切透镜体。显微变形组构有:带状石英、云母鱼、膝折构造。拉伸线理指示由北往南具右行平移性质的逆冲剪切作用。

(4)昆仑构造带韧性剪切带

崔军文等(1992)已对西大滩韧性剪切带进行了研究。我们主要对东昆仑青藏公路旁水泥厂附近的韧性剪切带进行了研究。青藏公路从水泥厂至石灰厂出现50m 宽的糜棱岩带(实际处于沿昆仑中央断裂一线)。受变形的岩层主体为纳赤台群,褶皱了的大理岩中含绿色安山质碎屑岩,常被剪切拉长呈构造透镜体;大理岩层保存部分鲕状结构且被拉长,拉伸线理指示由北往南的逆冲作用。纳赤台群中的混杂堆积层中外来岩块(火山岩、花岗岩、大理岩等)亦在剪切变形中拉伸、旋转,旋转砾石(岩块)的末端发育压力影并为重结晶石英所充填。拉伸线理指向110°,为左行平移剪切带。糜棱岩带总体为上三叠统八宝山群不整合覆盖,但部分地段的上三叠统砂砾岩层也已糜棱岩化,因此推测这种变形发生在晚三叠纪末或稍后。

❶ 左国朝等,1992,北山地区古生代岩石圈形成与演化研究报告。

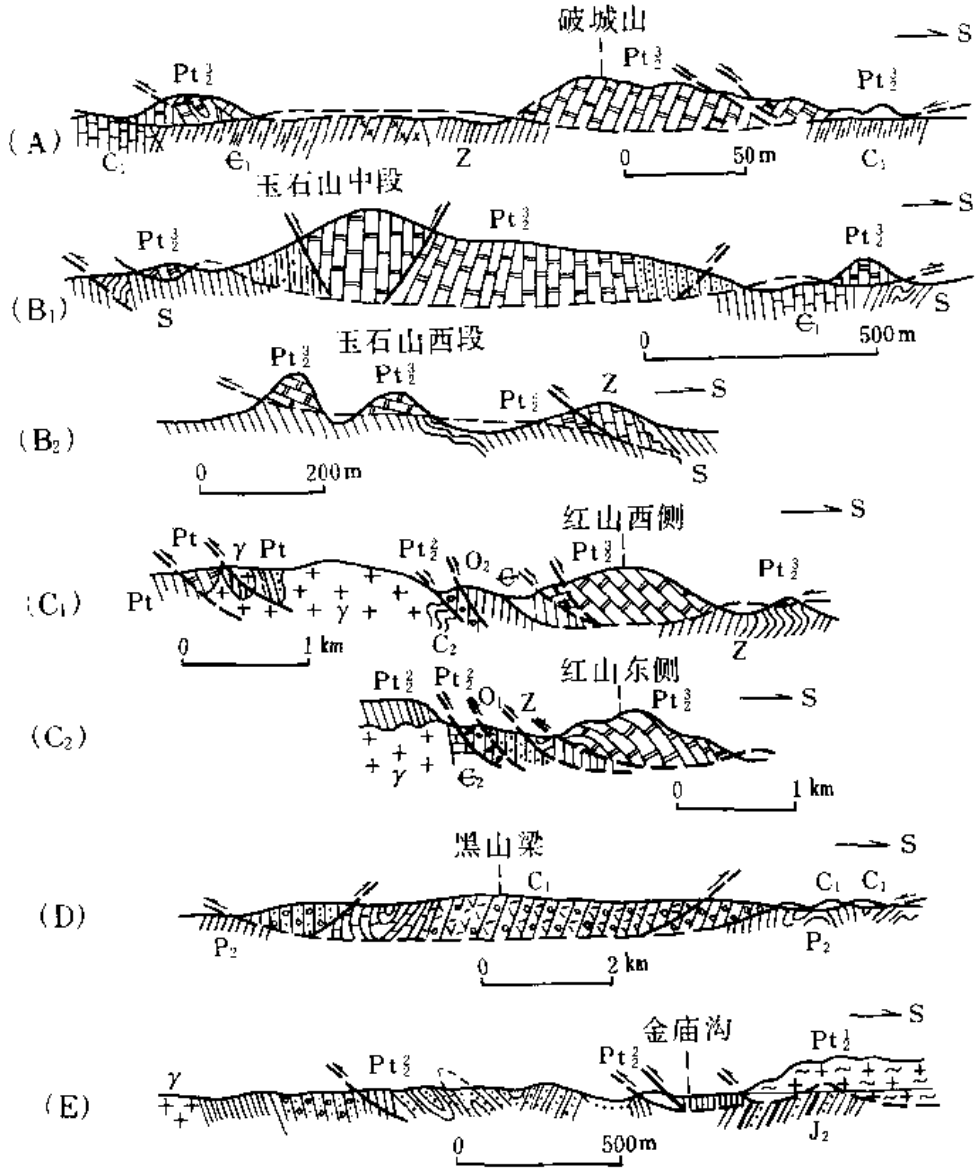


图5-10 北山地区推覆构造剖面图

Fig. 5-10 Geological sections of the nappe structure of Beishan area

A—破城山剖面;B—玉山石剖面;C—江山剖面;D—黑山梁剖面;E—金庙沟剖面

A—Pochengshan section; B—Yushishan section; C—Jiangshan section;

D—Heishanliang section; E—Jingmiaogougou section

2. 主要推覆构造带

在我们叙述各地体间边界特征时,曾提到一些重要边界断裂发展到后期因出现推覆作用而形成一系列显目的推覆构造带(例如柴达木北缘断裂、祁连山前断裂等)的现象。推覆作用在新生代发生,与青藏高原隆升有直接关系。这一节,我们将叙述的是另一种性质的推覆构造,即北山构造带发育的推覆(滑覆)构造群。它的发生时代较老(侏罗纪),在动力学上与青藏高原隆升地壳缩短无关。左国朝(1993)通过野外的实地考察,将北山构造带的推覆构造由北往南划分为5个带(图5-10),即破城山推覆构造带(A)、玉石山推覆构造带(B)、红山推覆构造带(C)、黑山梁推覆构造带(D)、金庙沟推覆构造带(E)。需要指出的是,左国朝所观察

到的上述五个推覆构造带主要分布在北山南部地体之中，而北山北部地体中尚未见发现。据区域对比，北山北部地体中亦可能存在，这是以后值得进一步研究的课题。

上述处于北山南部地体北侧的破城山、玉石山两个推覆带，主要表现在中元古界大理岩呈若干大小不等的飞来峰，推覆在震旦系及古生界之上。处于北山南部地体中央的红山推覆带，表现在中元古界大理岩推覆在震旦系及下古生界之上，及震旦系和寒武—奥陶系作为元古宇大理岩飞来峰的下盘又进一步推覆在晚古生代花岗岩体之上。南侧的黑山梁推覆带表现为石炭系火山岩、碎屑岩、灰岩等组成的飞来峰推覆到二叠系砂板岩之上；在最南缘的金庙沟推覆构造带表现为中元古界片麻岩类推覆到中侏罗统煤系之上(图5-10)。

上述五个推覆构造带的形成时代可根据老地层推覆到中侏罗世地层而又被晚侏罗—早白垩世地层不整合覆盖的现象而定，与北山地区所发育的韧性剪切带同属一个大的时期。由于推覆体切割并逆掩糜棱岩带，因而推覆带的发生要比韧性剪切带稍晚。

还需进一步强调的是，北山构造带发育的推覆构造群的滑动方向大多是由南往北，这似乎与大致同期的韧性逆冲剪切作用由北往南的推挤不一致。但我们根据这些推覆构造群的变形特征、微构造分析以及它们的发育阶段没有岩浆-热事件(缺少同期岩浆活动)的事实，认为滑动作用发生在地壳浅层，并难以产生岩浆房。这就可以解释为：首先发生由北往南强大的推挤作用，使地壳深部的物质逆冲之地表(以韧性剪切带表现出来)，原来处于浅层的岩层部分被抬得很高，再由南往北下滑到现在各自的位置。这也可由这些推覆带的滑距由北往南，分别从60km 减为40km 再到20km 的事实得到佐证，即总的挤压应力是自北往南，时间上北早南晚，强度上北强南弱。

第六章　古地磁研究成果及其地质意义

第一节　断面域及其邻区古地磁研究概况

格尔木-额济纳旗地学断面是亚东-格尔木地学断面的北延部分。亚东-格尔木 额济纳旗地学断面构成了纵贯我国西部的地学大断面。在亚东-格尔木断面，根据27个古地磁数据及综合研究工作建立了青藏高原喜马拉雅、拉萨、羌塘和巴颜喀拉等地体逐一与欧亚大陆拼接演化的模式。本次研究工作就是在亚东-格尔木地学断面古地磁研究工作基础上进行的。左国朝(1991)在断面北部北山地区北部进行了早古生代寒武纪和奥陶纪地层的古地磁研究工作。通过研究讨论了北山地区寒武纪、奥陶纪古洋区的宽度和扩张速率，并研究了北山与塔里木板块之间相对演化过程。

中科院兰州地质研究所孟自芳等多次进行了甘肃省河西走廊中、新生代地层的古地磁研究工作。黄华芳、彭作林等对酒西和酒东盆地的第三纪地层进行了系统的磁性地层研究并评价了第三纪构造演化特点。孟自芳(1992)进行了北祁连地体构造演化特征研究，提出了北祁连地体晚古生代南向运动的古地磁证据。美国斯坦福大学和地质科学院李燕平等1982年在青海省祁连县野牛沟地区进行了北祁连地体古生代和中生代地层的古地磁研究，指出大部分样品受现代地磁场重磁化影响，下泥盆统和三叠系地层数据可能为原生剩磁，反映了北祁连地体在泥盆纪和三叠纪之间由南向北的水平运动特征。

中国地质大学(北京)王忠民等于1986年在柴达木盆地周边的当金山及欧龙布鲁克地区进行了古地磁研究。与作者最近的研究工作同时，西北大学地质系吴汉宁等也在柴达木及其周围进行了古地磁研究工作。

我们系统地采集了北山地区、河西走廊、北祁连、中南祁连和柴达木盆地及其周边等地区的古地磁样品(图6-1)，共获得63个地层层位的2104块古地磁样品，为研究断面域及其邻区的地体构造及演化提供了丰富的古地磁资料，在亚东-格尔木断面古地磁研究的基础上，使青藏高原的古地磁研究提高到了一个新水平。

第二节　格尔木-额济纳旗地学断面古地磁研究成果

1. 剩磁方向的极性识别

地磁学研究表明，现代地磁场磁力线方向是指向地球北极附近的，在北半球磁倾角向下，为正值，在南半球磁倾角向上，为负值。而在地质历史中地磁场方向曾出现过"倒转"，地磁场方向与前者相反。前者称为正极性，而后者称为反极性。地球磁场极性变化规律的研究是磁性地层学研究的基础。在利用古地磁资料进行板块或地体的运动学特征研究时正确识别极性是十分重要的，因为样品平均剩磁的极性判别直接关系到平均古地磁倾角的正与负，

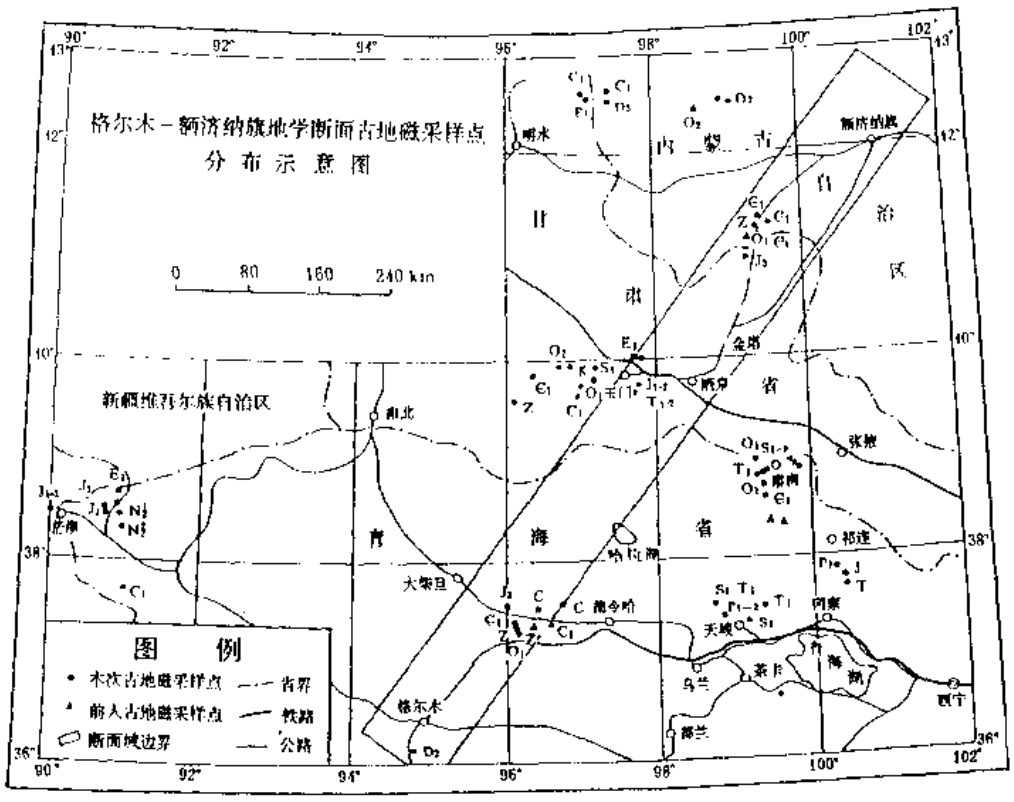


图6-1 古地磁样品取样点位置图

Fig. 6-1 Collecting locations of Paleo-magnetic samples of Golmud-Ejin Qi GGT

而古地磁倾角的正负则决定了采样点古纬度的正与负(北纬与南纬),这显然对地体运动特点的判断是至关重要的。

中、新生代以来我国大陆的重要板块或地体的古纬度处于北纬地区。因此一般情况下剩磁平均倾角为正值,为正极性。平均倾角为负值时为反极性。古生代或者时代更古老的样品由于经历过长时期构造变迁,特别是水平运动,采样点的古纬度可能处于南纬,因此单纯利用剩磁平均倾角来判断极性是不适用的。我们对于老地层样品剩磁极性判别采取如下几个办法。

(1)利用相邻地体视极移曲线的对比判断极性。通过改变极性计算两种不同的虚磁极数据,并绘制不同的视极移曲线,然后与相邻地体极移曲线对比,以合理地反映地体之间相对运动的极移曲线的极性为准。

(2)利用全球适用的古地磁极性年表中具有标志意义的特殊的极性事件或极性间隔判断极性。如全世界所有二叠纪岩石实际上都具有反向极性,这种反向极性间隔称为基亚曼(Kiaman)间隔。如果工作地区二叠纪地层的厘定是准确的,那么其平均剩磁方向的极性就应为反极性的。

(3)利用古地磁极移曲线中同一地质单元相邻地质时代岩石的极移应保持最小距离的原则来判断极性。在某一个地质时代剩磁平均方向极性难以确定时,可以用两种极性分别计算古地磁位置,在视极移曲线上与相邻时代古地磁极变化位移最小并且极移曲线不发生明显的畸变的极性是正确的。

2. 古地磁数据可靠性判据

古地磁研究工作获得的古地磁数据的可靠性如何以及如何判别其可靠性一直是古地磁工作者关心的问题。判别标准与测试技术水平和研究者的认识水平有关。

近年来为获取可靠的古地磁数据，Van Der Voo(1990)提出了七条可靠性判据。Schmidt et al. (1990)同时提出了条件递加的可靠性判别标准。1992年在北京召开的"古地磁数据可靠性研讨会"上，与会专家们根据从事大地构造研究的古地磁工作经验，并结合国际上目前被多数人所采用的7条等权判据和条件递加判据，进行了充分的讨论，制定了8条暂行判据。作者以上述判据为依据，对所获得的古地磁数据进行了鉴别，分成A、B、C三类别。A类被认为是可靠程度最高的，B类是一般可靠的，C类则是可靠程度相对较差但确是不可缺少的关键层位的数据(在地质分析中可以提供参考)。

作者在引用前人资料时，也参照前述标准判别数据的可靠性，在地质分析中视其可靠性分别加以利用。

3. 我们获得的古地磁数据

共获得23个有效的古地磁数据。其中A类数据13个，B类数据7个，C类数据3个。(表6-1)。获得的数据以北祁连地体的最多，共8个，能够较完整地反映志留纪到白垩纪北祁连地体的古地磁特征。为了提供北祁连地区寒武纪到奥陶纪洋壳拉伸过程的古地磁证据，在北祁连地区采集了震旦系、寒武系和奥陶系样品，但因岩样磁性微弱，未能获得相应的数据。北山地区以石板井小-黄山断裂为界划分成南带和北带两个地体，南带仅获得寒武系和侏罗系二个数据，因此将南、北两带数据引入一栏，用北山地区表示之。

为了便于和亚东-格尔木地学断面古地磁资料衔接，表6-1中给出了昆仑地区的古地磁数据(采样点均位于昆仑中央断裂以南巴颜喀拉地体)。

表中退磁方式一栏中，T表示样品经过逐步系统热退磁，A表示系统交变磁场退磁。

表中极性一栏中，N表示正极性，R表示反极性，NR或RN表示混合极性。

4. 走廊域主要地体的古地磁极及视极曲线

根据表6-1的古地磁极数据，在武尔夫投影图上绘出走廊域主要地体的古地磁极分布图，同时根据磁极误差数据利用武尔夫网绘出各磁极的误差椭圆(图6-2)。由图可见，各地体磁极时代越新，其磁极越接近现代地理北极。这说明随着地质时代由老到新，各地体的古地理位置越接近现代地理位置。但各地体的经度分布却存在着明显的差异，这反映各地体的古地理分布具有明显差异。由图可明显地看出，北山地体的古地磁极分布的经度范围为140°—190°，昆仑地体的古磁极则分布在250°—310°之间，而北祁连、中南祁连和柴达木等其余几个地体古增磁极则分布于180°—280°之间。这些地体的古磁极分布纬度也有明显差别：北祁连古磁极纬度偏高，中南祁连古磁极纬度偏低，而柴达木地体则介于两者之间。

同一地体的不同地质时代的古地磁极连成一条曲线，考虑到地体本身的位移，将其称为该地体古地磁极视极移曲线。因我们的工作量有限而地体划分较多，每个地体虽然采集地层层位较多，但获得的古地磁数据量有限，很难构成极移曲线。另外有些地体古地磁极的分布很不规则，这可能是因为工作地区构造复杂，在计算磁极过程中虽然进行了层面校正，但在实际工作中构造轴向倾伏很难恢复，无法进行构造倾伏校正，这样就直接影响了剩磁偏角和磁极位置的可靠性而造成的。

仅北祁连地体的早志留世至白垩纪视磁极移曲线规律性较好，获得了较可靠的极移曲

表 6-1 格尔木-额济纳旗地学断面(GGT)古地磁数据表

Table 6-1 Paleo-magnetic data of Geolmud-EjinQi GGT

编号	地区	采样地点	时代	岩性	n (N)	采点位置		乘磁方向		K	α_{95}	磁极		δ_P	δ_{tn}	古纬度	退磁方式	数据级别	极性	备注
						经度	纬度	偏角	倾角			经度	纬度							
1	北山地区	东西挖塘井	J_3	中细粒砂岩	30(3)	99.39	40.89	234.8	−60.6	53.8	3.5	175.6	42.9	3.5	5.0	35.3	T	A	RN	
2		红石山	P_1	砂页岩	14(5)	97.06	42.49	132.8	−39.9	20.3	8.3	355.5	46.3	6.0	10.0	22.7	T	B	R	
3		红石山	C_1	蚀变凝灰岩	11(4)	97.39	42.49	55.9	−1.4	9.7	13.5	212.5	23.9	6.8	13.5	−0.7	T	C	N	
4		红石山	D_2	火山岩	24(5)	97.39	42.50	257.7	−15.0	39.7	4.5	190.0	14.2	2.4	4.6	−7.6	T	A	N	
5		呼鲁赤古特	O_2	板岩	26(5)	99.05	42.50	144.1	−25.5	9.5	8.9	156.7	−47.5	5.2	9.6	−13.4	T	A	N	
6		麻黄沟	$\in_1$	灰绿色砂岩	14(5)	99.45	41.21	152.3	−31.2	23.8	7.7	152.0	−55.9	4.8	8.6	−16.8	T	A	NR	
7	北祁连地区	昌马	K	紫红色砂岩	9(2)	96.73	39.90	8.0	49.3	36.3	7.7	240.4	78.3	6.8	10.2	30.2	T	A	NR	
8		大岔牧场	T_2	泥质粉砂岩	19(5)	99.50	38.78	187.0	−26.5	4.5	15.2	263.6	64.5	8.9	16.5	14.0	T	B	R	
9		肃南岔路河	P_2	中粒硬砂岩	6(2)	99.73	38.90	2.4	31.2	168.3	4.4	273.6	67.8	2.8	4.9	16.8	T	C	N	
10		肃南岔路河	P_1	长石石英砂岩	6(2)	99.73	38.90	129.5	−22.9	108.4	5.5	352.8	37.8	3.1	5.8	11.9	T	B	R	
11		肃南岔路河	C_1	薄层细砂岩	15(3)	99.75	38.90	358.4	20.4	31.4	6.4	283.1	61.6	3.5	6.7	10.5	T	A	N	
12		玉门青头山	D	紫红色砂岩	14(4)	97.77	39.70	31.9	20.7	19.0	8.6	224.7	49.5	4.7	9.0	10.7	T	B	N	
13		肃南长征峡	S_{1-2}	紫红色砂岩	21(4)	99.53	38.78	76.8	31.2	6.0	12.4	184.1	20.6	7.8	13.9	16.8	T	A	N	
14		肃南	S_1	细砂岩	37(6)	99.75	38.88	25.3	30.7	36.0	3.8	227.9	58.6	2.4	4.3	16.5	T	A	N	
15	南祁连	天俊	P_1	灰岩	16(4)	98.83	37.43	222.5	30.8	63.2	4.4	234.2	22.8	2.7	4.9	16.6	A	A	N	
16		快尔玛	S_1	砂岩	19(4)	99.08	37.49	49.2	0.1	3.2	15.9	216.8	31.3	8.0	15.9	0.1	T	B	N	
17	柴达木地区	干柴沟	N_2^2	泥质细砂岩	14	90.90	38.40	20.6	53.5	10.1	11.8	189.4	72.9	11.1	16.2	34.0	T	B	N	
18		干柴沟	N_2^1	泥质细砂岩	16	90.90	37.50	338.8	55.3	20.7	7.7	1.9	73.0	7.6	10.8	35.8	T	B	N	
19		大煤沟	J_3	泥灰质砂岩	20(4)	96.00	37.50	32.3	32.6	20.4	7.1	212.0	55.5	4.4	7.9	17.7	T	A	N	
20		乌苏肖湖	J_{1-2}	细砂岩	10	90.00	38.50	34.2	17.2	95.2	4.5	215.0	47.0	2.4	4.6	8.8	T	A	N	
21		怀头地位	C_2	千枚岩	13(2)	96.77	37.49	7.6	8.1	8.6	13.2	263.2	55.9	6.7	13.3	4.1	A	C	NR	
22		宽沟	C_1	钙质砂岩	17	91.90	37.70	13.8	8.7	98.7	3.4	264.7	54.3	1.7	3.4	4.4	T	A	N	
23		石灰沟	O_1	砂岩	10(3)	96.38	37.50	211.7	−25.9	9.0	14.8	217.7	53.1	8.4	15.7	−13.7	T	B	N	
24	昆仑地区	诺木洪	J_1	含砾砂岩	13	96.85	36.30	339.0	10.9	8.4	13.4	313.3	53.4	6.9	13.6	5.5	A	B	N	
25		诺木洪	T_2	砂粒岩	11	96.85	36.30	15.1	−18.0	5.0	22.7	256.1	42.3	12.2	23.6	−9.2	A	C	N	亚东—格尔木断面资料
26		纳赤台	T_2	轻变质砂岩	22(5)	95.23	35.80	5.6	−24.4	8.0	11.7	266.2	38.5	6.7	12.6	−12.8	A	B	N	
27		诺木洪	T_1	安山岩	14	96.85	36.30	40.1	−19.6	50.7	5.6	229.3	30.2	3.1	5.9	−10.1	A	A	N	
27		纳赤台	P_1	绿泥片岩	20(4)	94.83	35.95	170.0	22.9	17.1	8.1	288.3	41.4	4.6	8.6	−11.9	A	A	R	

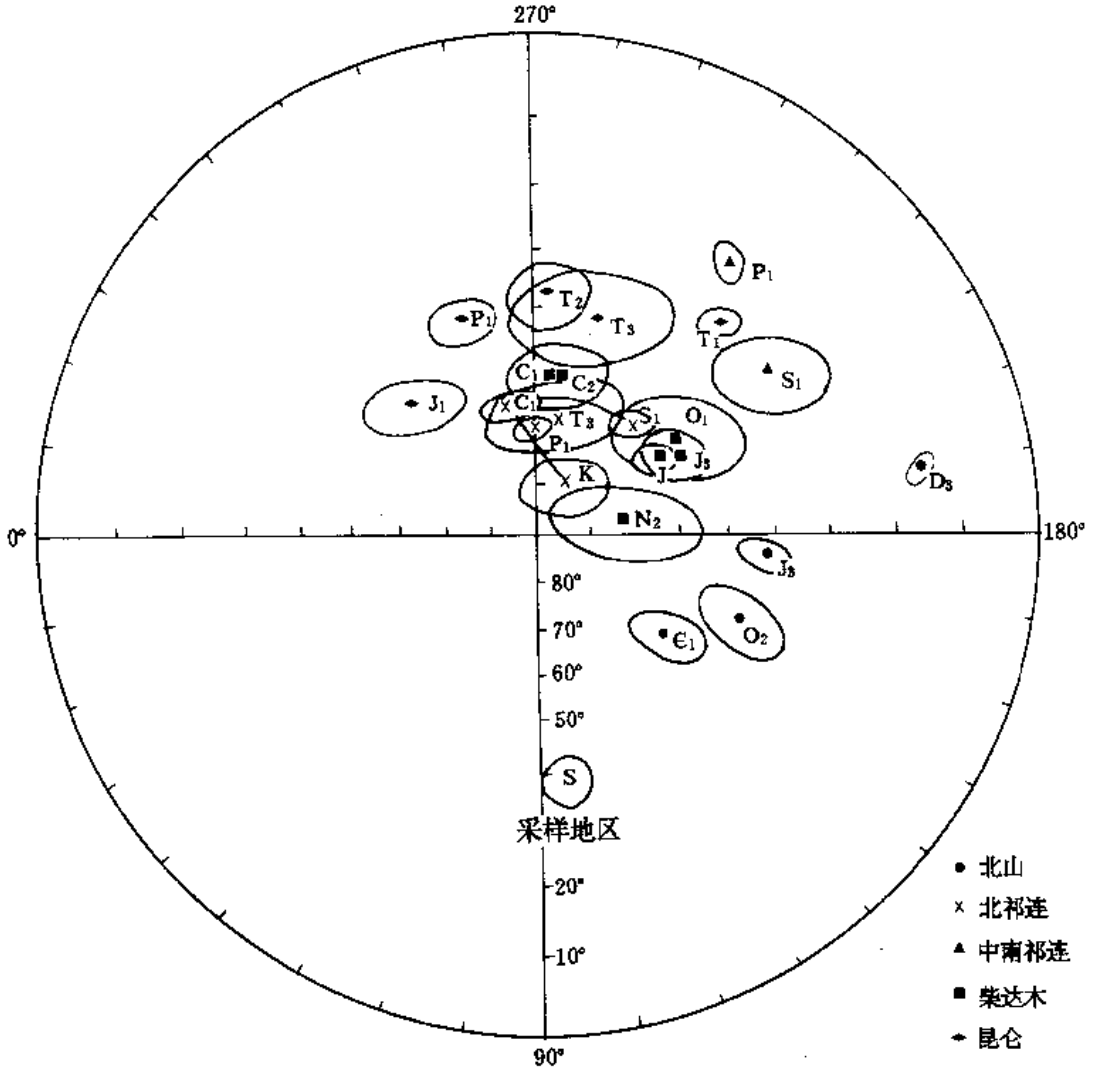


图6-2　走廊域主要地体不同时代的古地磁极分布图

Fig. 6-2　The distribution of paleo-magnetic pole of main terranes

线。对其它几个地体给出了古磁极及误差椭圆投影图，没有绘制极移曲线。由图6-2不难看出，各地体古地磁极的总体分布规律是有明显差异的，虽未能全部给出各地体极移曲线，但古地磁极投影图仍不失其在地体演化分析研究中的重要作用。

5. 走廊域主要地体的古纬度演化曲线

根据表6-2中各主要地体不同地质时代的古纬度编绘了地体的纬度演化曲线(图6-3)。在编制曲线图时侧重应用A级和B级数据，C级数据仅供参考。曲线横轴代表地质时代。根据哈兰德(W. B. Harland)"地质时代表"给出各地质时代的界限年代数据。曲线纵轴代表古地理纬度。为了比较古纬度，应该将不同采点古纬度化为某一参考点的古纬度。考虑到研究工作中同一个地体的采样点相对比较集中，地理座标相差不明显，因此对古纬度数据进行相对某一参考点的归一化处理。图中每个数据均用十字线表示其误差范围，横线长度代表数据的地质时代的误差范围，是根据采样地层的时代确定的，一般以"世"为单位；竖线代表古纬度的误差范围，是根据表6-1中磁极的纬向误差所绘制的。

古纬度资料计算时主要依靠剩磁的平均倾角，因此避免了构造倾伏的影响，这样曲线图

中各地体的古纬度演化曲线特征明显，规律性很强。其中，中南祁连地体因只有早志留世和早二叠世二个数据，没有连成曲线。

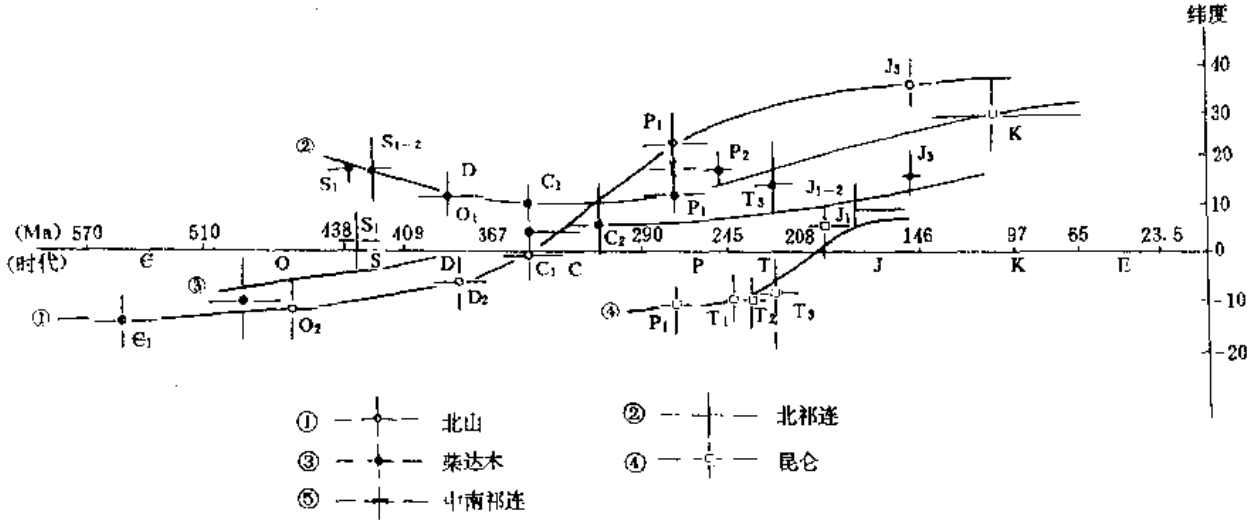


图6-3 走廊域主要地体古纬度演化曲线

Fig. 6-3 Paleo-altitude evolution of main terranes

表6-2 华北板块、秦岭造山带、扬子板块古地磁数据表

Table 6-2 Paleo-magnetic data of North China Plate, Qinling Orogenic Belt, Yangtze Plate

采集地	时代	古地磁极位置				古地磁偏角	古纬度
		经度(°E)	纬度(°N)	K	α_{95}(°)	(°)	(°N)
华北地台	P_2	258.8	70.5	11.0	16.2	11.2	20.1
	$\in_{1-2}$	315.5	50.2	21.2	5.5	345.2	−0.1
秦岭造山带	T_1	236.6	64.5	29.4	11.3	20.8	16.2
	C_3	252.6	64.3	138.4	7.8	15.2	11.9
	C_1	270.2	64.7	13.7	25.8	8.0	9.3
	$\in_1$	283.3	50.9	142.6	7.7	3.6	−5.5
扬子地台	Q_{2-4}	354.5	84.5	97.4	4.7	354.5	28.3
	K_2	246.6	79.4	17.3	22.7	8.0	23.2
	D_2	201.5	20.7	68.4	11.2	72.3	10.9
	$\in$	202.3	−34.1	13.6	6.4	60.0	−17.0
	Pt_2	193.5	−25.5	25.4	15.5	71.4	−19.6

据杨巍然、刘育燕等

各地体古纬度演化曲线的特点有明显差异，从而有效地反映了每个地体的纬向(不含经向)变化规律，在地体划分和古地理重建研究中有很重要的作用。各地体的纬向运动特征将在下一节中详述。

第三节　格尔木-额济纳旗地学断面主要地体的古地磁特征

走廊域主要地体的古地磁特征有明显差异，为走廊域地体的划分提供了古地磁学依据。

北山地区的古地磁数据有六个，其中早寒武世($\in_1$)和晚侏罗世(J_3)两个数据的采样点分别在麻黄沟和东西疙瘩井。按照地体的划分方案，二个采点位于明水-石板井-小黄山蛇绿岩带以南北山南部地体中，但因该地体数据较少，在古地磁极投影图上(图6-2)与北山北部地体磁极用相同符号表示。二者的古地磁极分布经度范围为140°—190°，与其它地体有明显差异，说明两地体在古磁极分布上具有相近性，这点在地体古纬度演化曲线图上(图6-3)表现得更为明显。从北山北部地体纬度变化曲线可以看出，早石炭世以前北山北部地体一直处于南纬，早石炭世越过赤道，早二叠世达到北纬22.7°。从中泥盆世到早二叠世是地体快速北向位移阶段(不含经向位移)，运移速率达每年25cm。晚二叠世以后北向运移速率明显减慢，可能为地体与北部西伯利亚板块对接受阻所致。北山南部地体的两个数据与北山北部地体的演化曲线极为吻合，几乎可以认为是曲线的最合理的延伸，说明北山南部地体与北山北部地体的纬度演化有明显相近规律。这一规律与断面域南部其它地体有明显差异，也说明北山南部地体和北山北部地体同属于一个构造单元——北山构造带。这一结果与古生物区系研究结果是吻合的。

对北祁连地体共获得志留纪以来的8个时代的古地磁数据。其古地磁极极移曲线呈折线状，表示S_1与C_1之间地体有明显的旋转运动。在古纬度演化曲线上，明显可见志留纪以来北祁连地体一直处于北纬，并且从志留纪到石炭纪之间有一个明显的南移过程。另外如果地体运动没有剧烈变动，从曲线的变化规律看，只有在寒武纪早期地体才可能处于南纬，否则曲线将是陡然畸变的曲线。这与华北板块的大量古地磁观测结果相一致。表6-2列出了杨巍然、刘育燕等的秦岭造山带及其两侧华北板块与扬子板块的古地磁研究结果。祁连造山带为秦岭造山带的北西向延伸。表6-2中秦岭和华北板块的古地磁数据表明它们在寒武纪早期处于南半球低纬度区或赤道附近。这与前述讨论的北祁连古纬度演化是接近的，也进一步有力地说明了北祁连早志留世以来没有出现负纬度的古纬度演化曲线。中南祁连只获得早志留世和早二叠世二个古地磁数据，无法绘制纬度演化曲线。这两个数据在古纬度演化曲线上与北祁连曲线很接近，考虑到早志留世数据的误差范围，可能也反映样品在古生代早期处于南半球低纬度地区。这些古地磁结果不排斥，因而可将二者视为同一个构造单元——祁连构造带。

柴达木地体的古纬度演化曲线则具有区别于其它地体的特殊性。柴达木地体大约在泥盆纪晚期越过赤道，在石炭纪至三叠纪的漫长地质历史中其古纬度位置相对稳定，直至侏罗纪早期才开始继续北移。因此柴达木地体与其他地体的运动特征相比具有独立性。

昆仑地体的古地磁数据引自由亚东-格尔断面科研成果。这些采样点均分布于昆中断裂以南诺木洪、纳赤台和西大滩等地，其古地磁特征与其北部各地差异更为显著。这一地区直至三叠纪末才越逾赤道。对这一构造单元的归属有许多不同意见，如王鸿祯先生将其划为扬子地台的一部分，有的人则从地体构造观点出发将其划为独立地体。

总之，格尔木-额济纳旗地学断面古地磁特征的分析，为断面域及其邻区的地体构造划分提供了重要依据。

第四节　北山北部地体归属的古地磁证据

由表6-1中北山地区的古地磁数据表明，北山北部地体从寒武纪一早石炭世一直处于南半球低纬度地区，石炭一二叠纪快速北移，三叠纪以后速度减慢并逐渐就位于现代位置。地质研究认为它属于北哈萨克斯坦板块的东部边缘。为给这一判断提供古地磁证据，本次工作收集和整理了前苏联出版的《古地磁方向和古地磁极》一书第3～7册中有关北哈萨克斯坦板块的古地磁数据，以鄂木斯克(74.0，55.0)为参考点重新计算了剩磁方向、古地磁极和古纬度(表6-3)。根据表中古纬度数据绘出哈萨克斯坦和北山地区(见图6-3)古纬度演化曲线，(图6-4)。为了对比塔里木和哈萨克斯坦板块之间的关系，根据塔里木古地磁资料，也绘

表6-3　北哈萨克斯坦板块古地磁数据

Table 6-3 Paleo-magnetic data of North Kazakhstan

序　号	时　代	数据量统计	古磁方向		虚磁极位置		古纬度
			偏　角	倾　角	经　度	纬　度	
1	N_1	1	−7	54	270	69	35
2	T_1	3	78	64	141	42	46
3	P_2	1	50	60	166	55	41
4	P	1	81	48	153	28	29
5	C_3	1	207	−59	193	66	40
6	C_2	6	25	53	177	60	34
7	S_2	1	102	41	141	13	23
8	S—D	1	74	37	165	26	21

参考点：鄂木斯克(74.0°E，55.0°N)

出塔里木地体古纬度变化曲线。通过对比哈萨克斯坦板块和北山地体的古纬度曲线发现，在早二叠世以后二者古纬度相差15°左右，即哈萨克斯坦古纬度比北山的古纬度高15°左右。注意到哈萨克斯坦的参考点的纬度为55.0°，而北山采样点平均纬度为41.0°，不难发现，两者纬度差与曲线古纬度差基本一致。中泥盆世之前二条曲线相差30°左右，而参考点和北山采样点的经度差为24°左右，两者也很接近。中泥盆世至早二叠世正是北山快速北移阶段，在此阶段北山地体发生了50余度的逆时针旋转，哈萨克斯坦板块的古地磁数据表明此段时间内也处于逆时针旋转阶段。这充分说明北山北部地体与鄂木斯克处于同一地质体中，即北山北部地体属于北哈萨克斯坦板块东端的一部分。

如果上述判断可靠，那么哈萨克斯坦板块长轴方向在中泥盆世之前应为近南北向。这一点与殷鸿福等编著的《中国古生物地理学》一书中早古生界古地理图中的北哈萨克斯板块古地理分布状态是一致的。

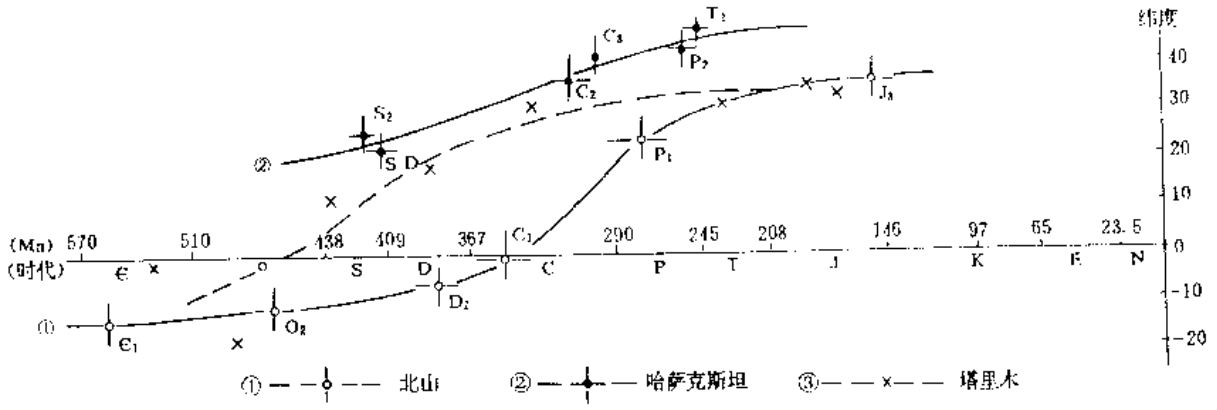


图6-4 北山北部地体、北哈萨克斯坦板块和塔里木板块的古纬度演化曲线

Fig. 6-4 Paleo-latitude evolution of Northern Beishan Terrane, North Kazakhstan Plate and Tarim Plate

上述分析表明哈萨克斯坦板块的晚古生代的逆时针旋转的古地磁证据是充分的。尽管二个地点的偏转方向相同，但偏角数值则不相同，这可能是观测的偏角由于构造倾伏而引起的系统误差所造成的。

第五节 北山南部地体、塔里木板块及哈萨克斯坦板块之间的关系

根据地层、构造、基底等特点，许多地质学家将北山南部地体划规塔里木板块的一部分。前述第三节中已经论证了北山南部地体的古地磁特征与北山北部地体相近。如果北山南部地体属于塔里木板块，那么它们与哈萨克斯坦板块的关系如何？为了研究这个问题，我们收集了塔里木板块的古地磁资料（表6-4）并将表中古纬度数据绘制成纬度变化曲线（6-4）中。为了图件清晰、便于对比，图中没有给出各点的时代误差和古纬度误差。这些点除寒武纪和奥陶纪个别点以外规律性很好。考虑到表6-4中早古生代只有一个数据，而且古纬度变化无规律性，图中古纬度变化曲线的早古生代部分是取平均位置连接而成的。

由图可见塔里木板块大约于晚奥陶世越过赤道，并于志留纪末与哈萨克斯坦对接在一起。通过古方位资料可知从奥陶纪到志留纪塔里木板块发生了32°的顺时针旋转，因此这种对接是通过塔里木板块的顺时针旋转完成的。北山南部地体与北山北部地体古地磁特征十分接近，说明其古地理状态相近。如果北山南部地体属塔里木地体，则两部分也应十分接近，甚至可能已经连在一起。因此塔里木板块与哈萨克斯坦板块旋转对接的支点（或称欧拉极）应在小黄山一带。

塔里木板块与哈萨克斯坦板块对接后，二者一起发生如前所述的顺时旋转。至三叠纪这种旋转运动结束后，由于塔里木板块的参考点的纬度为39.5°，而北山地区采样点平均纬度为41°左右，所以塔里木板块和北山板块的纬度演化曲线前者偏低，因为纬度演化曲线的纵

比例尺较小，所以两者很近于重合。

表6-4 塔里木板块(TRM)APWP数据(参考点中心位置：39.5°N，83.0°E；据程国良等)

Table 6-4 APWP data of Tarim Plate (reference point: 39.5°N, 83.0°E; after Cheng Guoliang et al.)

地质时代	统计用极点数	平均古地极位置		统计精度		古纬度(N)	古方位(°)
		λ'(°N)	φ'(°E)	$A_{95}(\alpha_{95})$	K		
N—E	4(4)	76.2	280.9	17.2	29.6	26.3	−4.7
K	3(6)	63.7	213.6	7.2	294.1	20.3	21.0
J_{2-3}	3(4)	67.4	184.1	1.9	4000	32.0	26.4
J_{1-2}	3(4)	51.4	163.3	10.2	147.1	35.3	48.9
T	3(5)	52.5	170.0	4.4	800.0	32.0	45.8
P	13(14)	59.7	183.3	3.5	139.7	28.7	34.5
C	4(8)	42.6	162.4	5.9	245.9	32.3	58.9
D	4(5)	12.4	161.7	5.9	247.9	16.5	87.4
S_1	1(1)	−0.5	9.0	(16.8)	14.4	12.0	−79.3
O_{1-2}	1(1)	−45.7	4.0	(15.4)	10.8	−20.6	−47.1
$\in_2$	1(1)	−46.7	44.7	(9.8)	62.2	−2.7	−25.2

这三条曲线在三叠纪以后缓慢上升，这一特点可能说明塔里木和哈萨克斯坦板块北向位移受阻而使运动速度减慢，受阻的原因可能是额尔齐斯-蒙古-鄂霍茨克带西部开始闭合。闭合最后可能完成于侏罗纪。额尔齐斯-蒙古-鄂霍茨克在我国西部是哈萨克斯板块与西伯利亚板块的边界，而在我国东部，则是华北板块与西伯利亚板块的最终拼合边界。

第六节 北祁连地体晚古生代的南向位移

由表6-1中北祁连地体的古地磁数据可以明显看出，北祁连地体从志留纪开始有一个明显的南向位移过程。志留纪的古纬度为北纬16.5°，早石炭世地体古纬度达到最南，为北纬10.5°，此时结束南移，又开始重新向北位移，晚二叠世恢复到原来开始南移时的纬度。这一南移过程的幅度约为6°左右。这一南向运动是地体总体北移的地质发展历史中具有特殊性的一"幕"。如果这一事件存在，它必定能反应特定地质背景。1982年美国斯坦福大学李燕平和张之孟在青海省祁连县野牛沟进行的古地磁研究获得早泥盆世和三叠纪二个古地磁数据，这两个数据与作者获得的结果吻合，但因为数据时代处于这一南向位移向北回返的阶段，所以未能发现这一南向位移事件。但因其古纬度数据与作者的吻合程度很高，所以可作为南向位移的一个有效"旁证"。数据见表6-5。

孟自芳等在自然科学基金项目研究的过程中也发现了北祁连地体的南向位移过程，在

其发表的文章❶中给出了晚志留世和晚二叠世数据(表6-5),并指出南向位移量约600km,位移幅度为5.9°,其中晚志留世古纬度明显偏高。他虽然证实了南向位移的存在,但没有发现南向位移的"全貌"。这一结果为南向位移提供的证据也是有意义的。

表6-5 北祁连地体古生代南向位移的古纬度数据

Table 6-5 Paleo-latitude data of south-directing movement of North QilianTerrane

地质时代	本书作者(1993)	李燕平等(1982)	孟自芳等(1993)
T_3	14.0	25	
P_2	16.8		17.5
P_1	11.9		
C_1	13.5		
D	10.7	7.0	
S_3			23.4
S_1	16.5		

寒武纪到中奥陶世随着古亚洲洋的拉张,元古宙和寒武纪原始陆壳被肢解,出现了北祁连地区的洋壳,中南祁连则成为被动大陆边缘。初步认为"肢解"始于奥陶纪早期,拉张之后接受充填。如果拉张作用和充填作用是同时进行的,那么古地磁研究所发现的南向位移可能就是拉张作用的反映。石炭、二叠纪拉张作用停止,俯冲挤压作用及花岗质岩浆的活动将地体焊接起来。拉张形成的洋壳在后期的焊接作用中宽度会逐渐缩短。当然,也不排除将祁连构造带看成华北板块西端时,华北板块相对某个旋转极的旋转运动也会造成古地磁资料反映出南向位移的可能性。

第七节 格尔木-额济纳旗地学断面及其邻区主要地体的演化及其古地理重建

利用古地磁资料研究板块(地体)的运动学特征,揭示地质构造的演化规律,实现板块的古地理重建,是板块构造研究中的重要课题,并且已经取得了许多令人瞩目、令人振奋的成果。

目前利用古地磁资料研究板块,主要是利用板块的古纬度资料研究板块的纬向(南北向)运动特征,利用剩磁的偏角资料研究板块的旋转运动特征。为了提高精度和古地磁资料可靠程度,采取的的主要手段是增加统计数据的数量,同时加强板块的划分的研究,以防止将不同统计单元按同一单元统计而造成失误。

关于古地磁偏角的精度问题前面已经讨论过。由于构造倾伏,偏角要发生畸变,在野外识别构造倾伏是困难的,定量地确定构造轴线的倾角更加困难,因此古地磁数据中常常不可避免地出现误差,而且研究地层越古老,构造也就越复杂,误差也就越大。这种误差显然不是通过增加统计数量就可以消除的。因此笔者提出一个新的提高研究板块旋转运动精度的方

❶ 孟自芳,1993,北祁连地体晚古生代向南运动的古地磁证据。甘肃地质学会交流文章。

法。方法概略叙述如下：在所研究的具有独立运动特征的板块上，设两个以上的参考点，参考点间距离要足够大，最好与板块的直径接近；各参考点周围的资料分别统计到各参考点，利用两个以上参考点的古纬度资料，即可以确定该板块的空间位置；多个参考点的不同时代的古纬度数据即可以有效地反映出板块纬向运动特征和旋转运动特征；同时参考剩磁偏角数据。

格尔木-额济纳旗地学断面是我国几大板块对接的复合部位。对华北、扬子和塔里木等几大板块进行过多次古地磁研究，有许多资料可供参考。在断面走廊域的各个地体上进行的古地磁工作具备了利用前述方法研究板块演化特征的条件。

中国大地构造单元的划分在某些局部地段目前仍有分歧，但对几大板块的划分已有大致相同的共识。三大板块(塔里木、华北和扬子板块)的古地磁数据引用程国良等完成的国家自然科学基金项目"显生宙中国大地构造演化的古地磁研究"科研报告。各板块的参考点选在各板块的中心部位，分别为：塔里木－39.5°N，83.0°E；华北板块为太原－37.8°N，112.5°E；扬子板块为重庆－29.5°N，106.5°E。塔里木的数据第五节中已给出。扬子板块与断面走廊域关系不密切，本文不予列出。华北板块数据见表6-6。

表6-8 华北板块(NCB)APWP数据及古纬度

Table 6-6 APWP data and paleo-latitude of North China Plate

地质时代	统计用极点数	平均古地极位置		古磁极精度		古纬度(°N)
		λ′(°N)	φ′(°E)	$A_{95}(\alpha_{95})$	K	
Q	25(25)	88.8	292.4	4.0	52.4	36.6
N	11(11)	84.9	199.9	2.8	259.1	37.9
E	4(7)	79.9	200.1	4.1	500.0	37.5
K_2	2(2)	74.1	178.0		108.7	42.7
K_1	5(7)	65.1	192.2	8.9	74.9	38.0
J_3	2(3)	72.8	221.1		769.2	30.7
J_2	5(5)	76.5	217.1	5.3	208.3	33.3
J_1	1(1)	82.4	286.0	(6.8)	52.1	30.2
T_3	5(5)	68.4	8.7	5.5	194.2	30.2
T_2	5(7)	60.8	0.8	3.3	526.3	23.1
T_1	3(12)	58.6	353.7	4.6	147.1	19.0
P_2	112(14)	45.8	3.7	5.2	69.8	15.2
P_1	2(4)	48.1	358.9		2500	14.2
C	(3)					
D						
S						
∈	10(14)	26.3	316.3	11.3	19.3	−22.1

参考点：太原－37.8N，112.5°E(据程国良等)

以下就几个主要板块(地体)的演化过程描述如下(图6-5)。

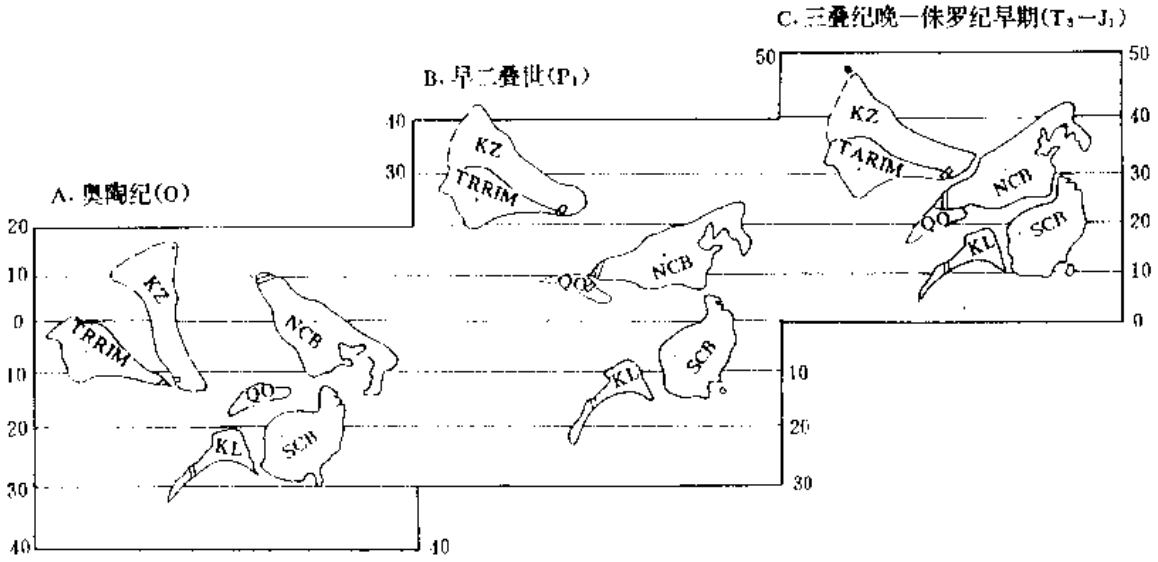


图6-5 走廊域及邻区主要地体古地理分布示意图

Fig. 6-5 Paleozoic—Mesozoic Paleo-geographical sketch map of Golmud-Ejin Qi GGT and its adjacent areas

·板块的参考点；□断面走廊域

1. 哈萨克斯坦板块

根据表6-3中志留纪和石炭纪的古纬度外推，估计奥陶纪鄂木斯克的古纬度应在北纬15°—20°之间，而走廊域北山北部地体古纬度为－13.4°，鄂木斯克二叠纪古纬度为41°，北山北部为22.7°。由此推断北山地体应呈北西50°方向展布，且由奥陶纪至二叠纪逆时针旋转了50°。在第四节中已经叙述过中泥盆世至早二叠世是北山北部地体旋转阶段，逆时针旋转50°。二者的结果是完全一致的。同样在T_3—J_1阶段板块呈北西70°方向分布，又继续逆时针旋转了20余度，已与现在分布方位接近，但纬度尚偏低。

2. 塔里木板块

北山南部地体与北部地体纬度演化特征十分接近，所以奥陶纪古纬度亦取－13.4°。考虑表6-4中早—中奥陶世古纬度误差可能较大，塔里木参考点的古纬度取早志留世和中寒武世古纬度的平均值，为－6°，因此塔里木板块的展布方向约为北西80°。二叠纪塔里木参考点的古纬度取25°，而北山地区古纬度为20°左右，则塔里木板块呈北西50°方向展布，此时塔里木板块与哈萨克斯坦板块已呈拼接状态。这种拼接显然是塔里木板块在北移过程中发生的旋转运动造成的。如第四节中利用图6-4曲线分析所述，从奥陶纪到志留纪塔里木板块发生了32°的顺时针旋转。二者的拼接碰撞应发生在塔里木板块发生顺时针旋转的结束时期——志留纪。二者碰撞之后与哈萨克斯坦板块一起作逆时针旋转，与利用鄂木斯克和北山两个参考点古纬度展布的位置是一致的。塔里木板块古生代的运动特征是早古生代顺时针旋转，志留纪与哈萨克斯坦对接以后直至中生代早期则表现为逆时针旋转。这与以往文献中所反映的塔里木板块的演化过程是有差别的。

3. **华北板块**

在讨论华北板块的演化规律时，我们将祁连构造带看成华北板块的西端。华北板块奥陶纪太原参考点的古纬度为－3.4度，祁连地区的古纬度则应高于17°，所以华北板块应呈北西45°方向展布。二叠纪华北板块太原参考点的古纬度为北纬15°，祁连地区古纬度取二叠纪数据的平均值13°，则华北板块呈南东250°方向展布，说明由奥陶纪至二叠纪华北地台发生了65°左右的逆时针旋转。至中生代早期华北地体又继续发生了10°左右的逆时针旋转，而扬子板块此阶段则发生顺时针旋转。演化规律的可靠性取决于将祁连归入华北板块是否合理，这一点尚有待进一步研究。

4. **柴达木地体**

在研究柴达木地体的古纬度演化规律时，我们将它看成一个独立地质单元。根据表6-1中剩磁偏角数据可见柴达木地体近180°的转向。

柴达木地体奥陶纪位于南纬13.7°，二叠纪位于北纬6°左右，三叠、侏罗纪位于北纬10°左右。

5. **扬子板块**

目前我们没有自己的扬子板块的古地磁数据。昆仑地体即为亚东-格尔木断面中的巴颜喀拉地体，有人主张它属于扬子板块，但也有不同意见。

扬子板块早中生代的顺时针旋转和华北板块的小幅度逆时针旋转，使两大板块闭合。这一点已由秦岭蛇绿岩带由东向西逐渐变新的特点所证明。这时的古纬度与各地体的现今纬度还有很大差异，说明中生代以后各地体还存在着明显的北向位移。

本节在前人资料的基础上，根据断面域新的古地磁数据讨论了哈萨克斯坦、塔里木和华北等主要板块早古生代以来的演化历史。这里所提出的新观点和新结论，虽然解决了以往古地磁研究中的某些问题，但毕竟还是不成熟的，尚需在进一步工作中加以验证。

第八节　关于青藏高原边界及隆升时代的讨论

表6-1所列各地体的古纬度数据表明，取自北山南部地体东西疙瘩井的上侏罗统(J_3)的古纬度与现今纬度接近，相差仅5.6°。此时正是青藏高原诸地体作大规模北向运动的时代。表中其它地体的中生代和古生代的古纬度数据均与现今地理纬度有相当大的差异，低于现今纬度10°—20°。这充分说明中生代北山南部地体已经相对稳定，而北祁连以南诸地体还存在着相当规模的相对的北向运动。造成这种相对运动的原因，一是陆内造山等变形因素造成的大规模陆内缩短，一是大规模的走滑断裂所造成的物质转移。北山南部地体与北祁连地体之间的阿尔金断裂带等一系列的大型左行走滑断裂的出现，可能是造成上述陆内缩短的一个重要原因。其动力应来源于印度板块在始新世北部稳定地块的阻断(限制它的北向运动并形成了阿尔金一系列左行走滑断裂)以及东部阿拉善地块对走滑体的阻挡，从而形成了极为壮观的青藏高原。阿尔金断裂在断面走廊域隐伏于河西走廊的新生代沉积之下。它的存在已为重磁、大地电磁、反射地震等地球物理资料所证实。

由表6-1还可以看到取自柴达木地体干柴沟的晚第三纪(N_2)的古纬度也与现今纬度接近，这说明北祁连和柴达木及其以南诸地体的大规模的北向位移已经结束，青藏高原已经开始进入隆升阶段。黄华芳、彭作林等在河西走廊酒东和酒西盆地获得的新生代古地磁结果更

有力地证明了这一点(数据见表6-7)。

表6-7 酒东、酒西盆地第三系古地磁测试数据统计结果表

Table 6-7 Paleo-magnetic data of the Tertiary in East Jiuquan and West Jiuquan Basins

采样点	位置		时代	样品数	平均磁偏角 Dm	平均磁倾角 Im	精度参数 K	置信角 α_{95}	古纬度 Q	虚地磁极位置		旋转量(度)	位移量(度)
	经度	纬度								经度	纬度		
酒东盆地	98.5	39	N_2	35	330	58.8	2.4	16.6	39.5	19.2	67.2	−38.1	2.9
			N_1	55	337	55.6	2.6	15.4	36.1	266	72	−34.7	7.7
			E_3	75	359.4	53.7	2.4	15.3	34.2	286	85.2	−18.7	17.7
酒西盆地	93.6	39.5	Q_1	15	358.8	59.7	7.4	7.4	8.6	292	87.4	−6.0	0.6
	97.4	39.4	N_2	73	357.7	57.9	6.2	6.2	9	298.2	85	−10.7	3.8
	97.7	40	N_1	71	314.6	57.7	7.5	7.5	14.8	7.4	55.5	−57.3	5.6
			E_3	67	318.3	56.5	5.9	5.9	16	3.1	57.8	−60.5	15.5

为了深入研究酒泉盆地相对于欧亚大陆北部稳定地块的相对运动，根据 N. Westphal 等(1986)的古地磁数据，酒泉盆地相对西伯利亚稳定地块在老第三纪仍保持了较大的相对位移量，平均为16.6°。进入中新世(N_1)后相对位移量逐渐减小，至上新世位移量已减少至2°—3°。根据亚东-格尔木断面域的古地磁资料，在表6-8中列出了北祁连、昆仑、冈底斯和喜马拉雅等地体的白垩纪以来相对欧亚大陆稳定地区的旋转量和位移量。由位移量数据可见，除喜马拉雅地体以外，其它各地体的位移量十分接近，平均值也为16.6°左右，喜马拉雅地体位移量为34.7°，与前者之差代表雅江缝合带俯冲缩短量。这些数据与表6-7中老第三纪位移量数据相同。这说明青藏高原诸地体白垩纪至第三纪渐新世以来保持着相同的运动状态。中新世位移量减小为平均6°左右，说明渐新世至中新世之间相对于稳定地块仍有明显的北向迁移。而中新世以后，相对的北向迁移明显减小。高原强烈的隆升作用应发生在上新世，因为上新世以来青藏高原的北向运动已近"停止"，来自印度板块的持续北移的能量已近于全部用于青藏高原的隆升。这一认识与古生物资料相吻合：上新世早期，喜马拉雅吉隆盆地、藏北湖区布隆盆地、柴达木北端及祁连两端等地普遍产有三趾马化石及相应生物组合(邓太平，1987)，说明这一广大地区处于森林草原环境，地形高度约在1000m 左右。高原强烈隆升期应为上新世晚期。

表6-8 亚东-格尔木断面走廊域古地磁资料

Table 6-8 Paleo-magnetic data of Yadong-Golmud GGT

地体名称	时代	旋转量(度)	位移量(度)
北祁连	K	−19.2	13.4
昆仑	K_2	3.3	19.5
羌塘	K_2	−44.9	16.9
冈底斯	K_2	−41.2	16.4
喜马拉雅	K_2	−50.9	34.7

第七章　青藏高原北部及邻区地体离散、拼合的演化历史

格尔木-额济纳旗地学断面所通过的地区，实际上是青藏高原的北部和北邻。它的构造演化过程是整个青藏高原岩石圈形成、定位及其与南、北两侧邻区相互作用的重要部分。

在上述的有关章节里，我们对研究区内前寒武系变质基底作了初步分析：大体以阿尔金断裂为界，北侧的北山南部地体属塔里木地台的东延部分；断裂以南的祁连、柴达木-北昆仑广大地区，基底的性质早期类似于华北地台的基底，晚期甚至进入古生代与扬子地台接近。以往不少研究者（黄汲清，1984；刘增乾等，1984）提到柴达木与塔里木在阿尔金断裂切割之前是连成一体的。后来的一些研究者，又根据阿尔金带主要出露的是古、中元古界（缺新元古界青白口系），把柴达木、阿尔金、塔里木联成一体考虑，提出“西域准地台”❶、“西北地台”❷等概念和术语。尽管还有不少研究者在认识上有较大的差异，但大多承认华北地台、塔里木地台、扬子地台在7—8亿年前已连接成一体，这即是所谓的“古中国地台”的主体。我们的研究区应属古中国地台这个大陆块的西北部分。

第一节　古陆块北缘的洋、陆转化

北山构造带处于格尔木-额济纳旗地学断面的北段，它是古中国地台西北部的北缘。北山构造带北与蒙古国南蒙戈壁阿尔泰构造带毗邻，那里是哈萨克斯坦板块与西伯利亚板块的交接部位；南与祁连构造带毗邻，以阿尔金断裂为界。石板井-小黄山断裂把北山造山带分成南、北两部；南部地体，西接塔里木，东越巴丹吉林沙漠与阿拉善相抵；北部地体与天山、准噶尔在构造上是连通的，属哈萨拉斯坦板块的一角。

1. 新元古代晚期洋、陆相互作用的状态

根据月牙山地区蛇绿岩带中的斜长花岗岩 Rb-Sr 等时线年龄值为729.4±66.3Ma，以及东邻呼和奎尔盖发育有新元古代的拉斑玄武岩，并且侵入其中的斜长花岗岩 U-Pb 等时线年龄为689Ma（王廷印等，1990）❸，可知石板井-小黄山一带的洋盆环境在新元古代晚期（震旦纪）业已存在。此洋盆位于中天山-旱山陆壳残块之南，可能就是当时拉张最强烈的撕裂地带。北侧旱山地区澄江期花岗岩具高 Si、富碱和贫 Fe、Ma、Ca 的特点，反映其为造山期的深熔岩浆作用产物，即是在挤压增厚的陆壳内部的局部熔融产物。旱山地区的强挤压背景与它南侧强烈扩张撕裂的背景是对应的（左国朝等，1992）❹。

在石板井-小黄山洋盆南侧的北山南部地体的前寒武系变质岩层中有较多的基性岩出

---

❶ 李天德等，1983，阿尔金山地质构造基本特征。

❷ 郑剑东，1991，阿尔金山地质构造研究。

❸ 王廷印，1990，在呼和奎尔盖地区采样所得的年龄值。

❹ 左国朝等，1992，北山地区古生代岩石圈形成与演化研究报告。

露。测得咸水井地区的辉长岩、角闪辉绿岩中磷灰石表面的 U-Pb 法年龄为721Ma。该岩体在多阳离子构造环境图上，投影点落在破坏性板块边缘岩浆区内(左国朝等，1992)。最近我们测得尖山地区变质基性火山岩中角闪石样品的 Ar-Ar 法年龄为680.6±10.8Ma(图7-1，图中出现的393.9Ma 代表后期挤压作用的构造-热事件；928.5Ma 的数据是在1500℃条件下获得的，不具地质年龄意义)。不难看出，北山南部地体中的基性岩浆活动事件是在古陆壳拉张体制下出现的，它与北侧洋盆的扩张是同步的。

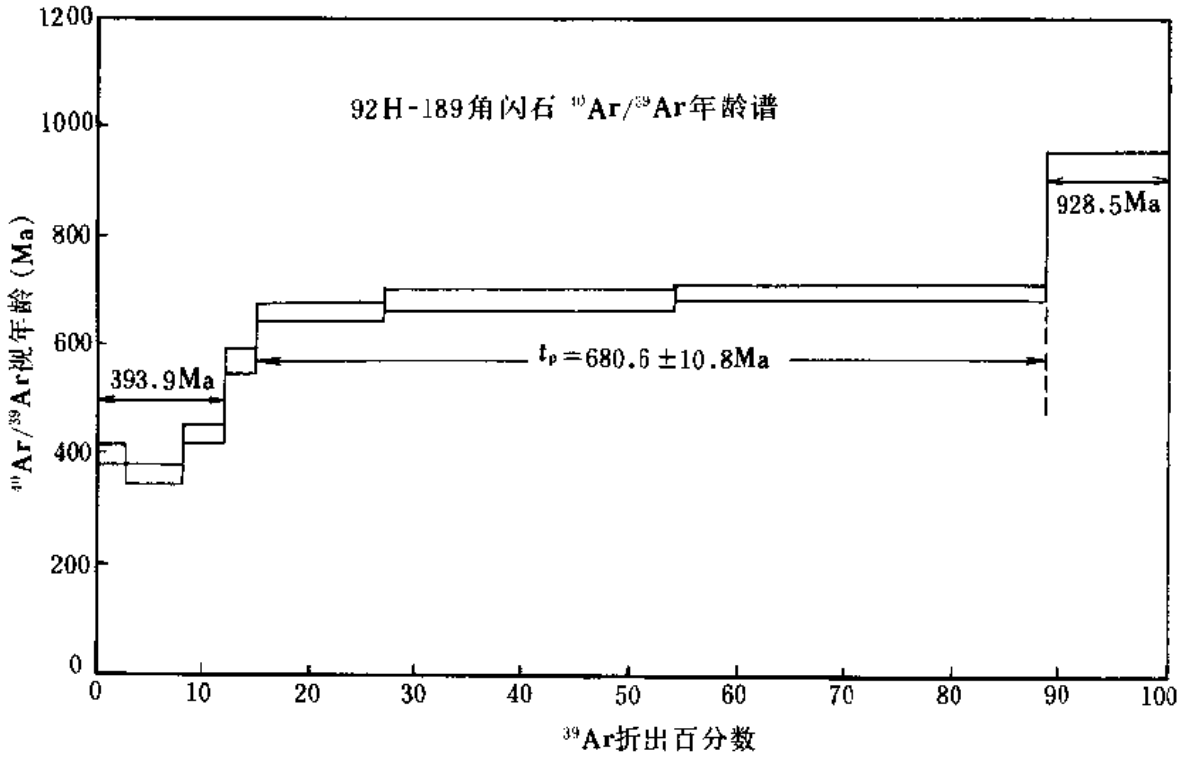


图7-1　尖山地区变质基性岩中角闪石$^{40}Ar/^{39}Ar$年龄谱图

Fig. 7-1　$^{40}Ar/^{39}Ar$ plateau ages of the hornblend of the metabasic rocks in Jianshan area

2. 早古生代洋、陆的转化

在震旦纪冰期(冷事件)后，古陆壳解体，寒武纪至早奥陶世北山南部地体出现了类似大西洋型被动边缘冒地槽沉积环境，由南往北依次出现滨海、浅海沉积，至破城山一麻黄沟一带，海水不断加深，出现复理石沉积。中奥陶世，在洗肠井一带，出现大量中基性、基性火山喷溢活动，形成边缘火山岩带，由大西洋型的被动边缘转为西太平洋型的活动边缘。晚奥陶世至早、中志留世，随着石板井-小黄山洋盆发生向南的俯冲作用(构成沟-弧-盆构造格局)，洋盆不断收缩。至志留纪晚期一泥盆纪初，洋盆封闭并碰撞成山，在造山带南、北两侧形成火山磨拉石组合，同时出现相应的变质作用和深成花岗岩浆活动(图7-2)。

北山北部地体则由中奥陶世早期稳定大陆边缘的复理石沉积环境转为志留纪强烈火山喷发作用的活动边缘沉积环境。其北面为戈壁阿尔泰洋盆(即南蒙古洋)。

3. 晚古生代板内阶段张、压交替的构造作用

泥盆纪末期，北面的南蒙古洋已发展到碰撞阶段。北山北部地体及北邻除少数地带仍保

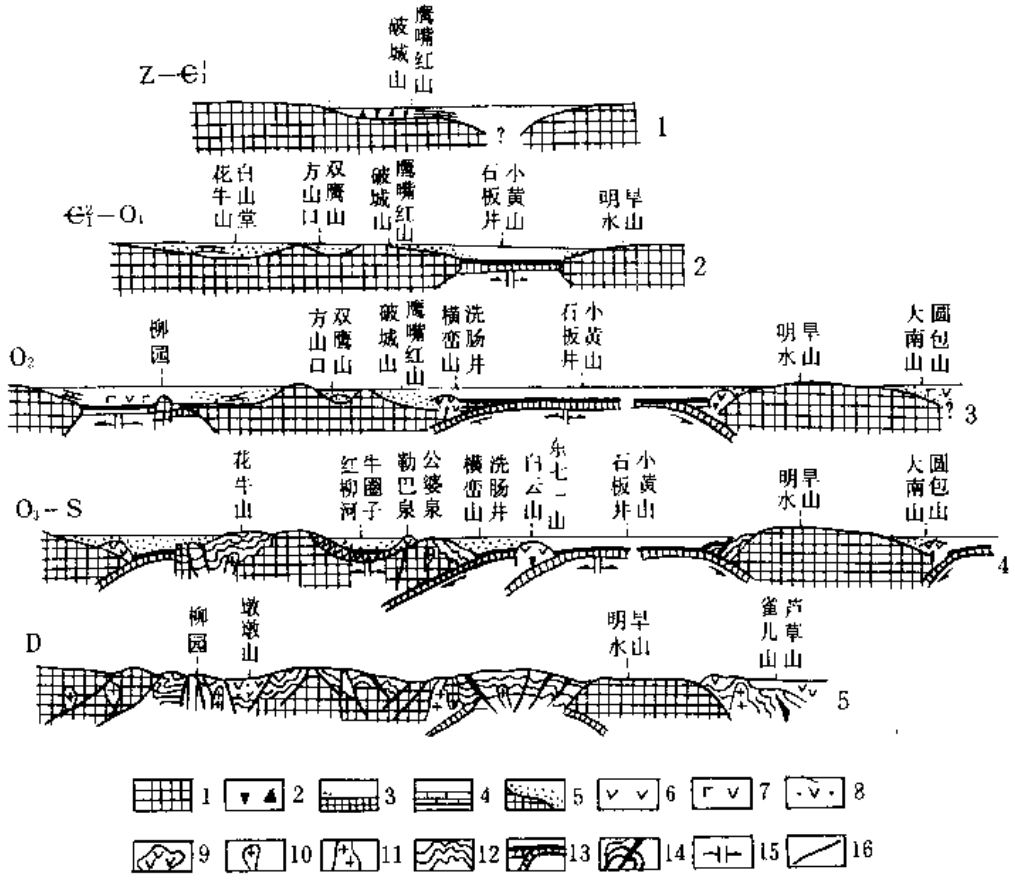


图7-2 北山构造带洋陆转化示意图(据左国朝,1990)

Fig. 7-2 Schematic diagram of the tectonic evolution of Beishan tectonic zone, (After Zuo Guochao et al., 1990)

1—前震旦纪基底;2—冰碛层;3—陆源碎屑沉积;4—浅海沉积;5—大陆坡沉积;6—中酸性、中基性火山喷发沉积;7—中基性、基性火山喷发沉积;8—火山磨拉石;9—火山弧;10—底辟、花岗岩;11—花岗岩;12—褶皱变形地层;13—洋壳;14—蛇绿岩及蛇绿混杂岩;15—洋中脊;16—断裂

1—Presinian basement; 2—Till sheet; 3—Terrigenous detrital sediment; 4—Neritic deposition; 5—Continental slope deposition; 6—Intermediate acid, intermediate-basic volcanic deposition; 7—Intermediate basic, basic volcanic deposition; 8—Volcanic molasse; 9—Volcanic arc; 10—Diapir; 11—Granite; 12—Fold deformation strata; 13—Ocean crust; 14—Ophiolite and melange; 15—Mid-ocean ridge; 16—Fault

留有深水沉积外,大部分地区已抬升成陆地或陆表海环境。红石山裂陷槽的出现可能是南蒙古洋碰撞消减时产生的次生扩张现象。这一扩张背景在北山南部地体形成一系列北深南浅的箕状凹陷及沿深断裂侵入到地壳浅部或喷发于地表的深熔岩浆活动。

中、晚石炭世,整个北山构造带普遍出现挤压作用,表现在红石山裂陷槽的封闭及沿基底断裂发生强烈的陆内挤压作用并导致大规模的混合岩化及花岗闪长岩、花岗岩等岩基的侵位。在南部辉铜山至音凹峡一带地壳处于不均匀隆升状态,两侧附近形成巨厚的快速堆积的杂色凝灰质砂砾岩系。

早、晚二叠世的构造-热事件,表现在海水的大面积退出及构造格局的调整上。由早二叠世的裂陷型扩张背景转入晚二叠世剪切型拉分背景。伴随该期引张作用出现的深成岩类大

多沿东西向断裂发育，呈岩株或岩基产出，主要有钾长花岗岩、正长岩、二长花岗岩等。

4. 中生代叠覆构造作用

进入中生代，北山构造带以显著的由北往南的韧性逆冲作用及推覆构造为特色。联系到西部邻区新疆阿尔泰由北往南的推覆作用，可以推测引起此类构造格局的驱动力可能是来自北方强硬的大陆块（西伯利亚板块）向南的推挤作用。这一作用也使北山构造带地壳大幅度的压缩、叠覆和加厚。晚侏罗—早白垩世红层的普遍不整合覆盖，标志着来自北面的推挤作用的终止，北山构造带趋于全面稳定。新生代以来的喜马拉雅运动及青藏高原强烈隆升的变形效应也没能波及到北山构造带。

第二节　古陆壳内部裂陷、碰合的构造演化
——兼论青藏高原北部相关造山带的演化特征

1. 早古生代古陆壳的裂陷与碰合

上述北山构造带作为古陆块的北缘，自祁连往南至柴达木-北昆仑广大的地区属古中国地台西北部的主体。这个主体部分亦是现今青藏高原的北部。在这一古陆壳上，祁曼塔格、阿尔金、柴达木北缘、北祁连等，为早古生代裂陷槽或小洋盆所切割，它们即是这一时期古陆块内部全面裂陷的产物。

裂陷的证据：①在上述数条裂陷带内，中酸性、中基性火山岩特别发育；②沉积物以复理石为主，具少量深海相硅质岩沉积；③基性、超基性岩断续出露，部分地带出现基性岩墙群、基性及超基性岩浆房堆晶层，除北祁连出现小洋盆外，大部分地带不具典型的蛇绿岩套剖面，属裂陷槽型或初始洋壳的性质；④北祁连多若诺尔群中出现基性枕状熔岩表明裂陷在北祁连开始出现并发生于震旦纪。从多条裂陷槽沉积组合特点分析，自寒武纪至奥陶纪（特别是奥陶纪）为裂陷的高峰期，大量的基性及中基性火山岩、硅质岩、基性-超基性杂岩体出现在这一时期。志留纪出现大量的复理石、类复理石，表明沉积环境愈来愈浅，趋向于稳定，时间上相当于裂陷槽的收缩和充填期。

以上所述古陆块内部早古生代扩张和裂陷的过程，即是我们在这里所确定的几个地体离散的运动过程。这种裂陷和地体离散过程可能与北面西伯利亚板块的增生（形成萨拉伊尔褶皱）及南面“冈瓦纳”（印度）北缘的晚泛非构造-热事件有关（南、北两个大陆块的固结和增生使两者之间的我们的研究区出现引张状态）。

早古生代末，裂陷槽内沉积层褶皱成山，泥盆系的陆相沉积及磨拉石层的不整合覆盖标志着裂陷的封闭。在本区裂陷槽的封闭大体有两种形式：①大多数裂陷槽，如祁曼塔格、阿尔金、柴达木北缘，由于裂陷的扩张规模不大，没有达到洋盆阶段，没有明显的大陆边缘沉积和增生作用，它们的封闭过程，即是两侧块体向裂陷槽方向挤压而产生的简单碰合过程；②北祁连裂陷较深，扩张规模较大，已达到小洋盆阶段，它的封闭起初是小洋盆的主体向北侧的大陆边缘的俯冲消减作用，同时也有向南侧小的俯冲、消减，志留纪末碰撞、褶皱成山。

裂陷的碰合、褶皱成山，使本区产生褶皱带与稳定小块体，形成条块相间、地体相嵌的构造格局，也使本区进入陆内演化阶段。

各裂陷带在早古生代晚期碰合的动力学机制，可能与当时古陆块南、北两侧对它们的强烈挤压作用有关。北侧由于南蒙古洋的张扩至使石板井-小黄山洋盆向南俯冲，产生沟-弧-

盆体系。南侧古特提斯洋的发生和类似于扬子地台性质的地体(南昆仑地体等)的拼贴产生侧压力。

但是,各裂陷槽的裂离和碰合,在发育程度上,由北往南又有所差异。例如:北祁连小洋盆,自震旦纪开始发生至志留纪末结束;阿尔金裂陷槽存在于早奥陶世至中奥陶世,其中缺失上奥陶统;柴达木北缘及祁曼塔格裂陷槽存在于中奥陶世至晚奥陶世,其中缺失志留系。

上述事实说明,北部裂陷早、结束晚,南部裂陷晚、结束早;北部裂陷规模大,达小洋盆程度;南部裂陷规模小,切割地壳浅。这就不难看出,北侧的作用大于南侧,即南蒙古洋的扩张起主导作用,这时特提斯的作用还处在次要地位。

2. 晚古生代的相对稳定阶段及古特提斯的插入

早古生代末的陆内碰合作用,使北祁连洋盆及其它相关的裂陷槽消失并褶皱成山。青藏高原北部在泥盆纪时,形成以陆相为主的磨拉石层和滨、浅海相沉积,同时不同规模的火山活动形成厚度不等的火山岩。例如:在祁连构造带中南祁连普遍缺失下、中泥盆统;北祁连上泥盆统出现前陆磨拉石及山间磨拉石沉积;在南祁连为海陆交互相的砂、砾岩夹粉砂岩、页岩;阿尔金一带也可能缺失下、中泥盆统,上泥盆统为浅海—滨海相碎屑岩组合夹硅质泥岩及玄武岩;柴达木北缘上泥盆统为磨拉石层;祁曼塔格带泥盆系较全,下、中统为紫红色、灰绿色砂砾岩、粉砂岩夹中酸性火山岩,上泥盆统为中酸性火山岩、火山碎屑岩。

因此,在青藏高原北部,泥盆纪时各地不均一的升、降运动所引起的地形起伏差异较大,剥蚀作用强烈。一直至早石炭世才出现较稳定的沉积环境。

从早石炭世维宪期开始的大面积由南往北的海侵,值得重视。它带来一片含喜暖生物及造礁珊瑚的浅海、滨海海域。这种水浅、温暖的特提斯性质的海相环境,由松潘-甘孜及南昆仑地带经青海南山往北插入并达到了南祁连。二叠—三叠纪时,这支由南插入的特提斯活动性增强,在它所通过和达到的地带形成深水的复理石沉积环境。其中的沉积与中祁连及更北的二叠—三叠系陆相沉积是一个明显的对照。

3. 中、新生代叠覆构造作用及青藏高原隆升与再生山脉的形成

中三叠世晚期(拉丁尼克期),现今青藏高原地区的北部普遍抬升。海水沿着原来插入的路线又退缩到巴颜喀拉地区。晚三叠世的印支运动使早、中三叠世地层全面褶皱,并与上覆地层出现显著不整合的现象,致使本区进入到另一种构造体制的演化阶段,表现在后来经受到两个不同方向构造应力的冲击、叠加和改造。

(1)来自北方侧压力的冲击、叠加和改造

正如上述,在我们地学断面上,由北往南,自北山经祁连、柴达木北缘直至昆仑中央断裂附近发育数条向北陡倾、向南逆冲的韧性剪切带,时代大体为印支晚期或燕山早期。它们叠加改造了区内所有老的造山带及其中相嵌的块体。韧性剪切带后期转为右旋平移走滑的性质,反映相嵌块体出现反时针的旋转。由此可以推测,阿尔金平移断层在印支晚期至燕山早期的活动是右旋的。

(2)来自南方侧压力的冲击、叠加和改造

经印支晚期或燕山早期的叠覆作用后,从晚侏罗世到上第三纪,青藏高原北部地区仍处于不均匀升降和剥蚀夷平状态,并在干燥、炎热的气候环境下,出现红色膏盐碎屑沉积盆地和杂色细碎屑沉积区。

青藏高原整体隆升及地壳显著缩短加厚始于上新世晚期。上新世早期,喜马拉雅的吉隆

盆地、藏北湖区的布隆盆地、柴达木北端及祁连两端等地产有三趾马化石(图7-3)及相应的生物组合(邓平太,1987),表明当时这一广大区域处于森林草原环境,推测地形高度约在一千米左右。上新世晚期以来,喜马拉雅山前、昆仑山前、祁连山前等发育时代相同、性质相似的磨拉石沉积,说明青藏高原的隆升经受了统一的应力场作用。磨拉石层的厚度由南往北有减薄的趋势,即自喜马拉雅山前的4300m 减至祁连山前的2100m。构造变形程度也反映出由南往北减弱的趋势。这些充分证明这一统一的应力场是来自于由南往北的推挤作用,即来自于印度地台向北快速漂移所产生的强大侧压力(黄汲清、陈炳蔚,1980)。

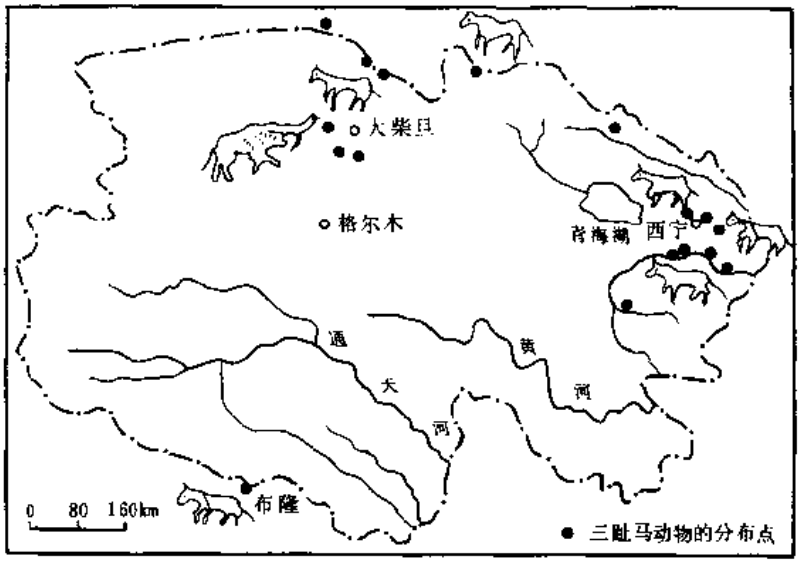


图7-3 青海省上新世三趾马生物群分布图(据邓平太,1987)

Fig. 7-3 Distribution of the hipparion biota in the Pliocene in Qinghai (After Deng Pingtai, 1987)

Dot black being locations of the hipparion

图中黑圆点为三趾马化石分布点

上新世以来由于印度板块由南往北的推挤作用,通过造山带之间的刚性块体,如柴达木、中祁连等进行能量传递,已达到祁连山前。在祁连山前及酒西盆地内形成的一系列向北逆冲的推覆带,以及玉门地区旱峡和红柳峡发育的上新世—第四纪碱性玄武岩、粗面岩流,都说明这一强大的应力已达到祁连山山前带。

如上所述,伴随青藏高原的隆升,在上新统与下更新统之间、下更新统的内部及下更新统与中更新统之间形成了三层磨拉石,反映高原隆升的三次激发期。研究表明,中更新世以来的地层虽未遭构造变形,但高原仍处于隆升状态,说明促使高原隆升的印度板块的推挤作用发生在中更新世以前,而中更新世以来则由均衡隆升的机制所取代。

结合亚东-格尔木和格尔木-额济纳旗地学断面的古地磁数据,推测青藏高原地区自白垩纪以来相对北面的古亚洲大陆的缩短量由南往北依次为:喜马拉雅34.7°、拉萨块体16.4°、羌塘块体16.9°、巴颜喀拉19.5°、柴达木10.0°、祁连8.0°、甘肃走廊0—1.5°。这与地质资料所得出的结论是一致的。

座落在青藏高原面之上的北部著名的大山系,例如祁连山、昆仑山、阿尔金山、柴北缘诸山等,是更新世以来形成的,经晚古生代的剥蚀夷平、中生代的叠加改造后,随着青藏高原的

整体隆升再度崛起。这些山系的几何形态是：山系的两侧均以逆冲断层或推覆构造与相邻盆地为界，在山前常可见到成岩成熟度差的上新世及早更新世地层发生褶皱或被冲断。整个山系表现为大致对称的扇形冲断剖面结构，即老的褶皱带（没有完全固结的柔性物质）向两侧盆地（刚性块体）再次的叠覆。对这类随着青藏高原隆升由老褶皱带活化再生的造山带，我们称之为西域式陆内叠覆-再生造山带。但阿尔金造山带新生代左旋走滑作用很突出，暂称陆内再生-走滑造山带。

为节省篇幅，本书仅以一张构造演化示意图（图7-4）作为结束语。

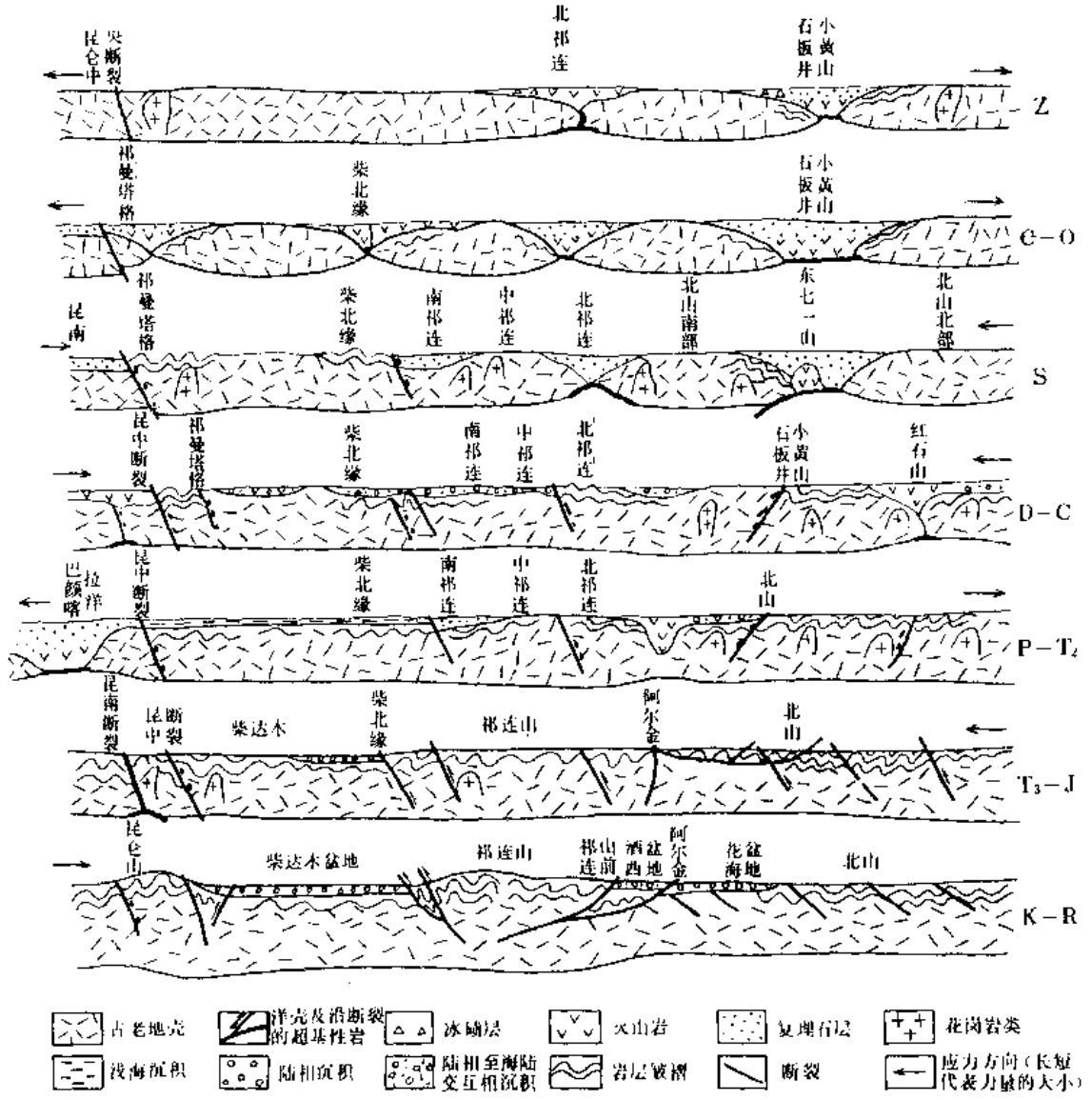


图7-4 断面走廊域及邻区构造演化示意图

Fig. 7-4 schematic diagram of the tectonic evolution of the Golmud-Ejin Qi GGT and its adjacent regions

主要参考文献

王永、刘训、傅德荣、韦光明，1995，南祁连二叠—三叠纪沉积构造演化。中国区域地质，第3期，243—251页 。

王荃等，1991，中国华夏与安加拉古陆间的板块构造。北京大学出版社。

王大宁、孙秀玉、赵英娘、何卓生，1990，青海、新疆部分地区晚白垩世—第三纪含油盆地微古植物群的研究。中国地质科学院地质研究所、地质矿产部西北石油地质局、新疆石油管理局勘探开发院著，1990，中国环境科学出版社。

王睿，1991，兰州地区早更新世的孢粉组合及古气候。中国西部第四纪冰 川与环境。科学出版社。

王鸿祯主编，1985，中国古地理图集。地图出版社。

王鸿祯等，1989，中国古生代珊瑚分类演化及生物古地理。科学出版社。

王鸿祯等，1990，中国及邻区构造古地理和生物古地理。中国地质大学出版社。

王云山，1991，青藏高原北部构造发展的主要阶段。青海地质，1991年第2期，第14—24页。

王同和，1987，河西走廊拉分盆地的构造演化与油藏分布。石油与天然气地质，第8卷第3期，第271—280页。

王廷印、王金荣、王士政，1992，阿拉善北部恩格尔乌苏蛇绿混杂岩带的发现及其构造意义。兰州大学学报(自然科学版)，28卷，2期(总96期)，194—196页。

王荃、刘雪亚，1976，我国西部祁连山古海洋地壳及其大地构造意义。地质科学，第1 期，42—55页。

王谐、李迎香，1986，北山地区寒武纪古地理和古生物群。甘肃地质，第2辑，第25—141页。

王增吉，1987，柴达木盆地北缘阿木尼克山地层及珊瑚化石序列。中国地质科学院地质研究所所刊，第16期，第51—114页。

天津地质矿产所，1980，中国震旦亚界。天津科学技术出版社。

内蒙古自治区地质矿产局，1991，内蒙古自治区区域地质志。地质出版社。

马其鸿、林启彬、叶春辉、沈炎彬，1992，酒泉盆地西部赤金堡组与新民堡群的划分和对比。地层学杂志，第6卷，第2期。

牛绍武，1987，甘肃酒泉盆地晚期中生代地层。地质学杂志，第11卷，第1期，1— 22页。

邓平太，1987，青海北部的三趾马动物群及其地质意义。青海地质，1987，第2期。

甘肃省地质矿产局，1989，甘肃省区域地质志。地质出版社。

甘肃省地层表编写组，1980，西北地区区域地层表甘肃省分册。地质出版社。

甘肃省地质矿产局地质科学研究所，中祁连山西段中—上元古界的划分与对比。甘肃地质，第4辑，专辑。

左国朝等，1987，北祁连早古生代大地构造演化。地质科学。

左国朝等，1990，北山板块构造及成矿规律。北京大学出版社。

左国朝、刘寄陈，1987，北祁连早古生代大地构造演化。地质科学，第1期，14—24页。

左国朝、冯永忠、刘春燕、李茂松、郭召杰，1992，甘肃北山—东疆天山元古代古陆壳特征及其早古生代地壳类型。甘肃地质学报，第1卷，第1期，55—67页。

任纪舜等，1980，中国大地构造及其演化。科学出版社。

许志琴、徐惠芬、张建新、李海兵、朱志直、曲景川、陈代璋、陈金禄、杨开春，1994，北祁连走廊南山加里东俯冲杂岩增生地体及其动力学。地质学报，第68卷第1期，第1—15页。

刘训、傅德荣、姚培毅、刘桂芳、王乃文，1992，青藏高原不同地体地层、生物区系及沉积-构造演化。地质出版社。

刘训、韦光明、傅德荣等，1994，北祁连志留系复理石的再探讨。中国地质科学院院报，第29号，1—16页。

刘增乾等，1990，青藏高原大地构造与形成演化。地质出版社。

刘增乾等，1984，对特提斯-喜马拉雅构造域的再认识。青藏高原地质文集(15)，地质出版社。

冯益民、吴汉泉，1992，北祁连山及其邻区古生代以来大地构造演化初探。西北地质科学，第13卷，第2期(总36)，第61—73页。

冯秦阳、颉光普，1988，青海省南祁连山主脊地区的二叠系。甘肃地质，第9辑，29—40页。

孙湘君，1979，中国晚白垩世—古新世孢粉区系的研究。植物分类学报，17卷3期，8—22页。

邢裕盛等，1989，中国的上前寒武系。地质出版社。

李春昱等，1983，我国北部边陲及邻区的古板块构造与欧亚大陆的形成。中国北方板块构造文集(1)，地质出版社。

李春昱等，1984，亚洲大陆构造演化。中国地质科学院院报，第10号。

李自明，1988，奥陶纪。中国古生物地理学，中国地质大学出版社。
李佩娟，何元良，吴向午，梅盛吴，李炳有，1988，青海柴达木盆地东北缘早、中侏罗世地层及植物群。南京大学出版社。
李春昱、王荃、刘雪亚、汤耀庆，1982，亚洲大地构造图及说明书(1:800万)。地图出版社。
张旗，1992，中国蛇绿岩研究中的几个问题。地质科学(增刊139－146页)。
张旗，1994，蛇绿岩研究的进展。地学前缘(中国地质大学，北京)，第1－2期，98－102页。
张新虎，1993，甘青蒙祁连山、北山造山带构造地层演化史。甘肃地质学报，第2卷第1期，第80－86页。
何心一，1988，志留纪。中国古生物地理学，中国地质大学出版社。
闵隆瑞，1987，青藏高原的崛起对中国古地理面貌的影响。岩相古地理论文集3，地质出版社。
青海省地层表编写小组，1980，西北地区区域地层表青海省分册。地质出版社。
徐克等，1982，青藏高原区域地层简表。地质出版社。
徐贵忠等主编，1992，大陆岩石圈构造与资源。海洋出版社。
徐福祥，1983，祁连山侏罗纪成煤期古地理初探。兰州大学学报(自然科学版)，第4期。
郭令智等，1984，论地体构造——板块构造理论研究的最新问题。中国地质科学院院报，第10号。
吴汉泉，1980，东秦岭和北祁连山的蓝闪片岩。地质学报，第3期，195－207页。
吴正文等译，1989，环太平洋地区构造地层地体(Howell D. G. ，et al，1985)。中国地质大学出版社。
IGCP 第321项目中国工作组，1993，亚洲的增生。地震出版社。
杨家禄，1987，试论中国寒武纪生物地理分区。岩相古地理论文集，3，地质出版社。
杨家禄，1990，中国及邻区寒武纪生物古地理和古大陆再造。中国及邻区构造古地理和生物古地理，王鸿桢、杨森楠、刘本培等著，中国地质大学出版社。
赵茹石等，1994，甘肃省板块构造单元划分及其构造演化。中国区域地质，总第48期。
姚培毅，1992，青藏高原古生物地理区系。青藏高原不同地体的地层、生物区系及沉积构造演化史，地质出版社。
肖序常、陈国铭、朱志直，1978，祁连山古蛇绿岩带的地质构造意义。地质学报，第4期，第281－295页。
肖序常、汤耀庆、冯益民、朱宝清、李锦、赵民，1992，新疆北部及其邻区大地构造。地质出版社。
吴泰然、何国琦，1992，阿拉善地块北缘的蛇绿混杂岩带及其大地构造意义。现代地质，第6卷，第3期，第286－296页。
狄恒恕、王松贵，1991，柴达木盆地北缘中、新生代构造演化探讨。地球科学，第16卷，第5期，第533－539页。
唐领余、康建成、冯兆东，1991，兰州地区黄土剖面气候旋回的孢粉记录。中国西部第四纪冰川与环境。科学出版社。
罗梅、贾疏源，1991，柴达木盆地及相邻地区地质构造演化。成都地质学院学报，第18卷第4期，第56－64页。
姜春发等著，1992，昆仑开合构造。地质出版社。
宫保军，1987，甘肃的元古宇。前寒武纪地质(第3号)：国际晚前寒武纪地质讨论会论文选集，205－218页。地质出版社。
赵祥生，1987，北山地区的上前寒武系。前寒武纪地质(第3号)：国际前寒武纪地质讨论会论文集。地质出版社。
殷鸿福等，1988，中国古生物地理学。中国地质大学出版社。
钱家骐、宫保军，1990，中祁连山西段中上元古界的层序特征及生物群特征。青海地质，第1期，第24－37页。
高延林等，1990，关于中国南北板块界线的新认识——昆仑-秦岭缝合带。第三届全国构造会议论文集(1)造山带－盆地环太平洋构造，地质出版社。
黄汉纯、周显强、王长利，柴达木盆地构造演化与石油富集规律。地质论评，第35卷，第4期，第314－322页。
黄汲清，1984，中国大地构造特征的新研究。中国地质科学院院报，1984年，第9号。
黄汲清等，1980，特提斯－喜马拉雅构造域上新世－第四纪磨拉石的形成及其与印度板块活动的关系。国际交流地质学术论文集(1)，地质出版社。
崔军文等，1992，青藏高原岩石圈变形及其动力学。地质出版社。
颜光普、冯秦阳、张兴德，1989，青海省哈拉湖地区的三叠系。甘肃地质，第10辑，121－130页。
谢鸣谦、邸世祺、孙兆元，1992，柴达木盆地的构造演化及油气聚集带的分布。大陆岩石圈构造与资源，海洋出版社。
翟毓沛，1986，甘肃及邻近地区第三纪地层概要。中国区域地质，第2期，105－114页。
赖沼聪等，1993，柴达木北缘发现大型韧性剪切带。现代地质，第7卷，第1期。
蔡凯蒂，1989，甘肃省陆相三叠系及其生物群。甘肃地质，第10辑，100－120页。
潘桂棠等，1990，青藏高原新生代构造演化。地质出版社。
Howell，D. G. ，1990，地质构造与造山大陆增长(王成善等，1991，中文译本，四川科学技术出版社)

R. G. Coleman，1991，中国西部的大陆增长。《古中亚复合巨型缝合带南缘构造演化》中美合作论文集，地球科学国际交流（十三），北京科学技术出版社。

Clifton，H. Edward，1984，Sedimentation units in stratified resedimented conglomerate，Paleocene submarine canyon fill，Point Lobos，California. in Koster E. H. and Steel R. J. edited：Sedimentology of gravels and conglomerates. Canadian Society of Petroleum Geologists，Memoir 10 (1984)，pp. 429—441.

Coleman R. G.，1989，Continental growth of Northwest China. Tectonics，Vol. 8，No. 3，pp. 621—635.

Dickinson W. R.，1974，Plate tectonics and sedimentation. in："Tectonics and Sedimentation"，edited by W. R. Dickinson. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleon. Miner. 22，Tulsa. pp. 1—27.

Leeder M. R.，Smith A. B. and Yin Jixiang，1988，Sedimentology，paleoecology and paleoenvironmental evolution of the 1985 Lhasa to Golmud Geotraverse. in "The geological evolution of Tibet"，Phil. Trans. R. Soc.，London，A327，pp. 107—143.

Miall A. D.，1990，Principles of sedimentary basin analysis (Second Edition). Springer—Verlag. pp. 499—614.

Monger，J. W. H.，Clowes，R. M.，Price，R. A.，Simony，P. S.，Riddihough，R. P.，Woodsworth，G. J.，1985，B—2 Centennial Continental Ocean transect，Juan de Fuca plate to Alberta plains. Geol. Soc. Amer.

Nelson C. H. and Nilsen T. H. (editors)，1989，Modern and ancient deep sea fan sedimentation. SEPM short course，No. 14，Tulsa，Oklahoma.

Nicolas，A.，Poivier，J. P.，1976，Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic Rocks. John wiley and Sons.

Palmer A. R.，1981，Cambrian. in：R. C. Moor(ed)，Treatise on Invertebrate Paleontology，part A，Introduction，119—135.

Reading H. G. (editor)，1986，Sedimentary environments and facies (second). Blackwell Scientific Publication.

Walker，R. G.，1975，Upper Cretaceous resedimented conglomerates at Wheeler Gorge，California：Description and field guide. Journalof sedimentary Petroleum，Vol. 45，No. 1，pp. 105—112.

Yin Jixiang，Xu Juntao，Liu Chenjie and Li Huan，1988，The Tibet plateau：regional stratigraphic context and previous work. in "The geological evolution of Tibet"，Phil. Trans. R. Soc.，London，A327，pp. 5—52.

Ziegler A. M. et al.，1979，Palcozoic Paleogeography. Ann. Rev. Earth Planet. sci. 7，473—502.

THE TECTONICS AND EVOLUTION OF TERRANES IN THE NORTH PART OF THE QINGHAI-XIZANG(TIBET)PLATEAU
——STUDY ON THE GEO-TECTONICS AND EVOLUTION OF THE GOLMUD-EJIN QI GGT

Abstract

The Global Geoscience Transeat (GGT)has been one of the important programs of the International Geosphere Committee in 1980's, it brought about a interchange among geology, geophysics and geochemisftry. During 1986—1990, a integrated Study on the Yadong to Golmud Geoscience Transect supported by the CNSF and MGMR, made a great progress in the understanding of the structure and deformation of geosphere in the Middle and South Parts of the Qinghai-Xizang(Tibet) Plateau. This book is a part of the summary of the"Golmud-Ejin Qi Geoscience Transect" Project, which is a major project supported by the CNSF and MGMR during 1991—1995.

This transect is situated in the north part of the Qinghai-Xizang Plateau and further north to the boundary between China and Mongolia. It is a northern extensiaon of the "Yadong-Golmud Geoscience Transect", passing through the Qinghai, Gansu Provinces and the Inner Mongolia Autonomous Region. Geographically, it traverses the Kunlun Mountain, Qaidam Basin, Qilian Mountain, Jiuquan Basin and Beishan Mountain, all of them being well-known tectonic zones.

As a result, two major geological boundaries have been found by the authors in this transect, i. e., the Shibanjing-Xiaohuangshan major suture zone on the north margin of this transect and the Central Kunlun Fault on the south margin.

1. The Shibanjing-Xiaohuangshan major suture zone

This zone is a main geological boundary in the Beishan tectonic zone, which extends approximately in east-west direction. It forms in the west a conjuntion of tectonic system with the ophiolite zone between the middle and south Tianshan Moutain in Xinjiang. To the east it is covered by sediments of Quaternary. In the sense of tectonics, it not only is the boundary between the north Beishan Terrane and the south Beishan Terrane, but also represents a relatively large ocean basin, which existed in Early Paleozoic. Two plates of different characters were separated by this ocean basin; they are Kazakhstan Plate located in the north of this ocean, and Tarim Plate in the south. Based on the ages of the formation of the Dongqiyishan island arc developed in the south of this ocean and the occurrence of Xichangjing secondary spreading zone in the back arc, this ocean basin existed from Sinian to Silurian. In Silurian, this ocean was underthrusted toward south, so the ocean tranch, island arc and sea basin were formed from north to south. In Early Devonian, the final closure of this ocean

basin led to the formation of a major suture zone, therefore, the intraplate stage began in this region. The fact that massive granitoid of post-orogeny developed on both sides of this zone shows the similarity in tectonics between Beishan Tectonic zone and north Xinjiang; on the other hand, the existence of the Pan-Asia Thermal-Event took place on the two sides also supports the above mentioned conclusion. From the ratios of $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{143}Nd/^{144}Nd$ and $^{208}Pb/^{204}Pb$, the granitoid material came from the upper mantle and the basement of earth crust probably belongs to the oceanic crust in the north of the major suture zone, and the granitoid material came from the earth's crust and the basement belongs to the continental crust in the south.

2. *The Central Kunlun Fault*

This fault occurs on the two sides of backbone of East Kunlun Mountain. In this fault the mylonite zones are common and there are many sub-parallel faults with steep-dipping to the north, which mainly are reverse thrusts. The left-handed slip effect took place in this fault lately. In Proterozoic, there were obvious differences between the metamorphic basements and the magmatic activities in the two sides of this fault. In the north side, the basement has a higher degree of crystallization, so it formed the matrix of the elder Qaidam— North Kunlun region, while the basement in the south has a lower degree of crystallization, so formed a later matrix which is similar in the character of basement to that of the Yangtze Platform.

This fault underwent a multicycle history and closing process:

(1)In the south of this fault, the Wanbaogou Group of the Middle and Upper Proterozoic consists of a suit of basic pillow lava together with galbro, silica rock and flysch beds. The basic lava belongs to tholeiite as shown by the analysis of elements (including inveriable elements and REE)and the ratio of $^{87}Sr/^{86}Sr$. The environment that the tholeiite represented is oceanic floor or ocean island. In view of the above facts, a sea-floor spreading appeared since Middle Proterozoic. The absence of the Sinian suggests that there was a compression in Late Proterozoic in most of Kunlun Tectonic Zone.

(2)In Early Paleozoic, a spreading occured in the north part of this fault, it led to the forming of the Qimantage Aulacogen. Late Paleozoic was a stage of compression, and the compression led to an unconformity between the Upper Devonian and the Lower Paleozoic.

(3)The spreading of Early Carbaniferous resulted in the formation of an ocean basin about this fault. This basin joined up with South Kunlun Marginal Sea. The compression of Late Carboniferous caused the closure of Middle Kunlun Ocean Basin. At the end of Early Permian, North Kunlun was elevated and became a part of the continent.

(4)In Middle Triassic, the compression led to an unconformity between the Upper and Middle Triassic and to the formation of an anatectic granitoid zone and a continental volcanics zone in wide area. Thereupon, the whole Kunlun Tectonic Zone came into a stage of inland evolution.

The vast region between the two geological boundaries above-mentioned indurated preliminarily in Early Proterozoic(1800Ma, ±), and became a stable landmass in Middle Proterozoic (1400Ma, ±)along with comprehensive induration. In Paleozoic, this region called by us the Central-Axis Biogeographic Realm, was quite different from both of the Gondwana and Boreal (North America —

Siberia) Biogeographic Realms. This realm had high abundance and diversity of species and genera of fossils. Although more intensive brittle deformation occured in Early Paleozoic and led to the formation of tectonic framework in which aulacogens alternate with micro-landmasses, this stable landmass as a whole shifted from lower latitude to high. Because of the compatibility between the formation of landmasses and crustal shortening under later compression, the area of the Boreal Biogeographic Realm uninterruptedly intruded toward sowth and the area of the Central-Axis Biogeographic Realm was more and more narrowed.

On the basis of analysis to strata, fossils and paleomagnetic information, this realm is bounded roughly by Arjin Fault. The South Beishan Terrane is located in the north side of this boundary, and belongs to the eastern extension of Tarim Platform. Its paleolatitude is close to Yangtze Platform; the Qilian-Qaidam-North Kunlun area is in the south side of this boundary, and is close to north China Platform, as indicated by the paleolatitude and fossil features.

Table 1 Division of Terranes of the Golmud - Ejin Qi GGT

Tectonic zone	Terrane	Terrane boundary	Terrane group
Beishan tectonic zone	North Beishan terrane		Kazakhstan terrane group
		Shibanjing - Xiaohu angshan major suture zone	
	South Beishan terrane		Central-axis terrane group
Jiuquan basin		Arjin fault	
	North Qilian terrane		
Qilian tectonic zone		North segment of middle Qilian fault	
	Middle—South Qilian terrane		
		North Zongwulong fault	
Qaidam basin	Qaidam—North Kunlun terrane		
		Central Kunlun fault	
Kunlun tectonic zone	South Kunlun terrane		Qinghai—Xizang terrane group

According to the characteristics of the overall tectonic framework, with particular reference to the characteristics of stratigraphy, sedimentation, tectonics, magmatism and paleomagnetic information, a division of terranes along this transect is presented as a sequence from north to south. Six terranes and three terrane groups are recognized.

Three terrane groups belong separately to different systems of tectonic evolution: the Kazakhstan terrane group belongs to the evolution system of the Paleo-Asia Ocean; the central-axis terrane group to the small oceanic basin and micro-landmass system since the paleo-China Platform was broken up; and the Qinghai-Xizang terrane group to the Tethys system.

This book emphasizes the tectonics and evolution of terranes in the central-axis terrane group, and disscusses the ralation among this and other two groups in evolution process.

It was from Late Proterozoic to Early Paleozoic that the west of the paleo-China Platform was broken up. In research region, there were several aulacogen zones with charater of eugeosyncline, for instance, North Qilian, Laji Mountain, Arjin Mountain, the north margin of Qaidam Basin, Qimantage Mountain and so on. Apart from North Qilian, other regions have not typical ophiolite suite, showing that they underwent only the initial stage of oceanic basin. In North Qilian, the ophiolite suite developed very well, showing that it underwent the whole oceanic basin period.

In terms of analysis of sedimentary assemblages in many aulacogenes, the peak time of cracking and sea－floor spreading is from the Cambrian to the Ordovicion, and a lot of basic, intermediate－basic volcanic rocks and deep－sea deposits occured during this time.

In the Silurian, main types of sediments were flysch and flyschoid beds, reflecting that the sedimentary environment became more and more shollow and tended to stabilize. Therefore, Silurian is a filling time of cracking.

In early Late Paleozoic, the strata in aulacogenes were folded and rose into mountain systems. The formation of many mountain systems, which are well-known in the world, indicate the closing of aulacogenes and the final matching among the aulacogenes. There were many ancient crustal landmasses with different sizes and shapes within a single system or between both of the systems; larger ones of them, for example, were Qaidam, Oulongbuluk, Middle Qilian, Jiuquan Basin and so on. It was the most notable tectonic event in research region that the micro-landmasses were matched with the folded banding systems.

In late Late Paleozoic, the Tethys in South Kunlun was opened, and a branch of it from south to north invaded into South Qilian. The Angara Flora invaded southward and mixed with the Cathaysoid Flora.

In Early Mesozoic, the strong compression and overlapping which came from the north direction (Siberia Platform) produced a great impact on central Kunlun Fault and remarkably reformed the tectonic framework since Paleozoic.

The most important point is that the India Plate uninterruptedly pushed and pressed northward since the Cenozoic, owing to the compression which came from the south; it led to the strong shortening and thickening of crust. As a result, Qinghai-Xizang Plateau were formed quickly and the ancient folded systems in research region were activated and remoulded, so present complex structure of crust and lithosphere was formed. The affect of deformation which came from this compression from south to north has reached the vicinity of the fore-fault of Qilian Mts..

It is necessary to put forward that strong tectonic deformation of the Cenozoic happened in Early Pleistocene and before this time according to the analysis to abundant geological facts, although

Qinghai—Xizang Plateau has been uplifted rapidly since Middle Pleistocene. The fact that the strata from Middle Pleistocene to Holocene are nearly undeformed, may suggest that it was the strong compression that caused the Qinghai – Xizang Plateau to rise in and before Early Pleistocene; and in Middle Pleistocene the controlling mechanism which caused this plateau to rise rapidly was probably been isostasy.

图版说明及图版

I-1 柴北缘石炭系宗务隆山群复理石夹火山岩所形成的地貌景观。中间突出呈山脊者为玄武岩，两侧较平缓部位为浅变质的复理石。地点：青海德令哈怀头他拉北，巴罗根郭勒。

I-2 柴北缘三叠系复理石中的粒序层及C段中的波纹层理。地点：青海橡皮山109国道2195km处。

I-3 南祁连二叠系砂岩中的大型槽状层理，属潮坪上的水道沉积。地点：青海刚县刚察大寺西。

I-4、5 南祁连中三叠统角砾状灰岩，示台地边缘斜坡环境下的碳酸盐碎屑流沉积。地点：青海天峻县江河公社大加连。

I-6 中祁连青白口系龚岔群与下伏蓟县系之间的角度不整合接触。地点：青海热水煤矿北约10km。

I-7、8 中祁连青白口系龚岔群中的复理石粒序层及水下滑动构造(slumping)。地点：甘肃玉门市昌马大龚岔。

II-1 北祁连志留系中的复理石韵律结构，相当于海底扇中扇部位(mid－fan)的沉积。地点：甘肃嘉峪关市冰沟。

II-2 北祁连志留系中的复理石韵律，相当于外扇(outer fan)部位的沉积。地点同上，层位偏下。

II-3 北祁连志留系复理石中的砾岩夹层，左侧砾岩磨圆度较好，右侧砂质粒序层相当于内扇(innerfan)的沉积。两者间具有清晰的界线，说明此砾岩为海底扇中的水道(channel)沉积。地点：甘肃肃南县青隆。

II-4 北祁连志留系复理石中的砾岩层，示其良好的磨圆度及分选性，砾岩成分以硅岩为主。为再沉积的产物。地点同上。

II-5 北祁连上志留统旱峡群紫红色泥岩层面上的流痕构造(flute mark)，为浅水沉积的产物。地点：甘肃肃南县西约15km。

II-6、7 马鬃山地区青白口系硅质条带白云岩中的风暴作用产物，其中的硅质条带被风暴打碎成角砾。地点：内蒙额济纳旗东七一山萤石矿南约15km。

II-8 北山北部泥盆系火山岩所形成的地貌特征。地点：甘肃肃北县红石山东约20km。

I-1 The landscape of the Carboniferous Zongwulong Shan Group in north Qaidam area. The rocks are composed of flysch with intercalation of volcanics. In the photo, the peak is made of volcanics, and the lowland on both sides are arenaceous and aggillaceous flysch with low grade of metamorphism.
Location: Baluogengole, north of Huaitoutala, Delinha City, Qinghai Province.

I-2 The graded bedding and ripple in the C member of Bouma sequence, in the Triassic flysch of north Qaidam area.
Location: The 2195km of 109 highway, Xiangpishan, Qinghai Province.

I-3 Large trough cross-bedding in the Permian sandstone, south Qilian area, showing the sediments of channel on tidal flat.
Location: West of Gangchadasi, Gangcha county, Qinghai province.

I-4、5 The breccia-limestone of middle Triassic, south Qilian area, showing the carbonate debris flow sediments on the edge of carbonate platform and upper slope.
Location: Dajialian, Jianghe, Tianjun County, Qinghai Province.

I-6 The unconformity between the Gongcha group of Qingbaikou system and its underlying Jixian system.
Location: About 10km north of Reshui coal mine, Qinghai Province.

I-7、8 The graded bedding and slumping in Gongcha group flysch of Qingbaikou system, central Qilian area.
Location: Changma Dagongcha, Yumen City, Gansu Province.

II-1 The rhythmic structure in Silurian flysch of north Qilian area, showing the mid-fan deposits of deep sea fan.
Location: Binggou, Jiayuguan City, Gansu Province.

II-2 The rhythmic structure of the deposits in outer-fan of deep sea fan, in the Silurian flysch of north Qilian area.

Location: ditto, under the II-1.

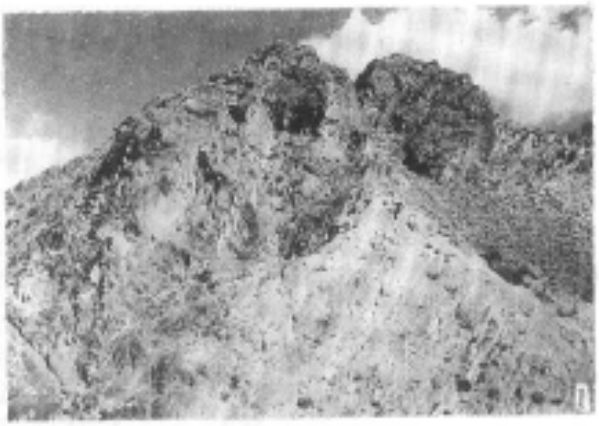
II-3 The conglomerate intercalation in the Silurian flysch. The pebbles are mainly made of siliceous rocks and have good roundness, being considered as the products of resedimentation in channel.
Location: Qinglong, Sunan County, Gansu Povince.

II-4 The pebble in the same conglomerate intercalation has good roundness on the left, and on the right, the arenaceous flysch represent the sediments in the inner-fan of deep sea fan. There is clear bouncary between them. It is considered as the products of the resedimentation in channel of deep sea fan.
Location: ditto.

II-5 The flute mark on the surface on purple mudstone of Upper Silurian Hanxia group, showing the sediments in shallow water to littoral environment.
Loction: 15km west of Sunan County, Gansu Province.

II-6、7 The broken banded dolomite in Qingbaikou System at Mazongshan area, showing the products of storm.
Location: 15km south of Dongqiyishan fluorite mine, Ejin Qi, Inner Mongolia Autonomous Region.

II-8 The landscape of the Devonian volcanics in the north Beishan area.
Location: 20km east of Hongshishan, Subei County, Gansu Province.

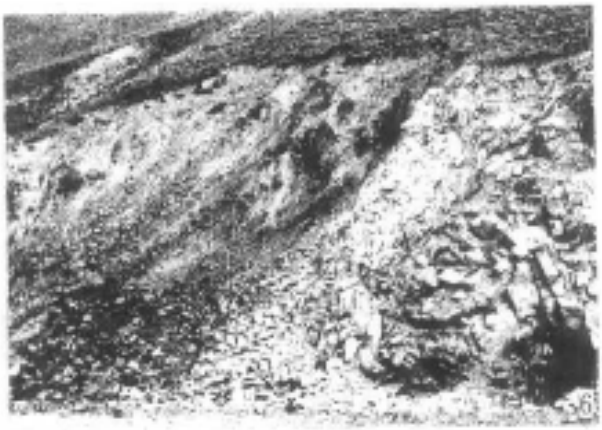


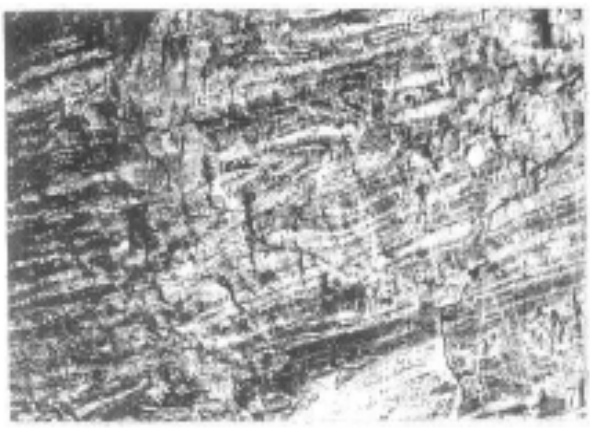














图版 Ⅰ



