地信网论坛
BBS.3S001.COM

国家三〇五项目系列丛书

总主编：涂光炽 孙 枢 肖序常 陈毓川 何国琦

中国新疆及邻区大地构造图
(1:2500000)
说明书

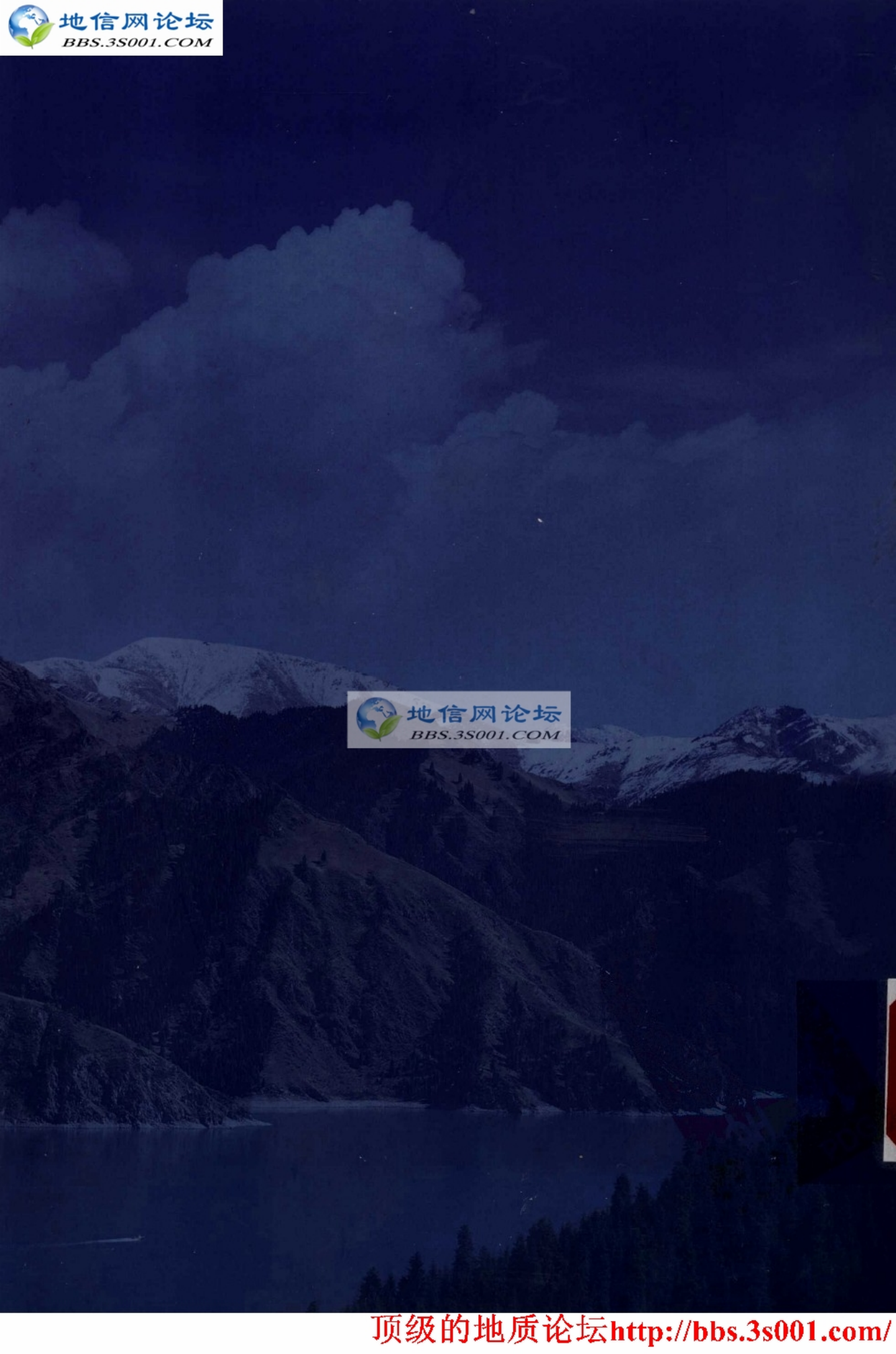
学术指导：肖序常
主　　编：何国琦
副 主 编：成守德 徐 新
李锦轶 郝 杰

地信网论坛
BBS.3S001.COM



地质出版社

顶级的地质论坛http://bbs.3s001.com/


地信网论坛
BBS.3S001.COM
地信网论坛
BBS.3S001.COM
顶级的地质论坛http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

中国新疆及邻区大地构造图
(1:2500000)
说 明 书

学术指导：肖序常
主　　编：何国琦
副 主 编：成守德　徐　新　李锦轶　郝　杰

地信网论坛
BBS.3S001.COM

地 质 出 版 社
· 北　京 ·

顶级的地质论坛http://bbs.3s001.com/

地信网论坛
BBS.3S001.COM

图书在版编目（CIP）数据

中国新疆及邻区大地构造图/国家305项目办公室编制．—北京：地质出版社，2004.12
ISBN 7-116-03707-1

Ⅰ.中… Ⅱ.国… Ⅲ.大地构造学—地质图—新疆 Ⅳ.P562.45-64

中国版本图书馆CIP数据核字（2003）第110520号

ZHONGGUOXINJIANG JI LINQU DADIGOUZAOTU

地信网论坛
BBS.3S001.COM

顶级的地质论坛http://bbs.3s001.com/

前　言

新疆及邻区地处亚欧大陆的腹地，毗邻青藏高原，地跨“三山两盆”，是西伯利亚、哈萨克斯坦、塔里木、青藏、印度五大古板块的结合部位，是连接亚洲东、西部的中间地域。该区地质构造复杂，矿产资源丰富，是研究亚洲大陆地质构造和矿产资源的关键地区。为此，在国家“九五”科技攻关“加速查明新疆优势金属矿产资源及大型矿床的综合研究”项目（国家三〇五项目）中设立了“新疆地壳结构与地质演化”专题（96－915－07－01），由中国科学院地质所、中国地质科学院地质所、北京大学、新疆地矿局等单位部分专家共同承担，肖序常院士任专题负责人。新疆及邻区大地构造图（1∶250 万）的编图工作属该专题研究工作的一部分。

新疆及邻区大地构造图（1∶250 万）是在肖序常院士指导下，由北京大学何国琦主编，与新疆地矿局地质矿产研究所成守德、国家 305 项目办公室徐新、中国地质科学院李锦轶、中国科学院郝杰等共同编制完成的；新疆地矿局地质研究所王广瑞等参加了前期的编图工作。

编图范围：北纬 32°～50°，东经 72°～98°，包括新疆全境和相邻的哈萨克斯坦、吉尔吉斯斯坦、巴基斯坦、克什米尔、印度、蒙古及我国甘肃、青海、内蒙古、西藏等部分地区，总面积约 370 万 km^2。

新疆及邻区大地构造图地质底图的主要资料来源为：

1）新疆维吾尔自治区人民政府国家 305 项目办公室 1996 年出版《新疆北部及邻区成矿系列图（1∶150 万）》；

2）新疆地矿局 1993 年出版《新疆维吾尔自治区区域地质志》及其附图《新疆地质图（1∶150 万）、岩浆岩图（1∶200 万）、地质构造图（1∶200 万）》；

3）甘肃地矿局 1989 年出版《甘肃地质图（1∶100 万）、岩浆岩图（1∶150 万）》；

4）青海地矿局 1991 年出版《青海地质图（1∶100 万）、岩浆岩图（1∶200 万）、地质构造图（1∶200 万）》；

5）西藏地矿局 1993 年出版《西藏地质图（1∶150 万）、岩浆岩图（1∶200 万）、地质构造图（1∶200 万）》；

6）中国地质科学院成都地质矿产研究所 1988 年出版《青藏高原及邻区地质图（1∶150 万）》；

7）前苏联地质保矿部地质科学院 1981 年出版《哈萨克斯坦及中亚地质图（1∶150 万）》；

8）蒙古燃料动力工业部、地质部、科学院及苏联地质部、科学院地质研究所 1978 年合作出版《蒙古人民共和国矿产图集（1∶150 万）》；

9）蒙古人民共和国 1990 年出版《蒙古全国图集》中的地质图（1∶300 万）；

10）国家科技攻关 305 项目和新疆各地质部门的其他有关资料（截至 2000 年底）。

新疆及邻区大地构造图的地理底图的编制工作由新疆地矿局测绘大队完成。地理底图采用双标准纬线等角圆锥投影，统一经纬网，投影计算范围为：东经 67°～100°，北纬 32°～50°。标准纬线为 ϕ_S：36°，ϕ_N：40°，中央经线为 83°30′，用原东德（CARLZEISSJENA No.257327）展点仪转绘经纬网。

本图由新疆地质矿产研究所李新英清绘，数字化成图由新疆第一区域地质调查大队遥感站赵洁等完成。

目　录

前　言

第一章　编图指导思想和主要构造单元划分方案 …… 1

一、编图思想的几个问题 …… 1

二、编图区构造单元划分方案 …… 4

第二章　构造单元划分原则及若干问题的说明 …… 8

一、古板块及其次级单元的划分原则 …… 8

二、关于独立划出哈萨克斯坦-准噶尔板块的问题 …… 8

三、关于编图中所使用的几个次级构造单元术语的说明 …… 12

四、大地构造图反映的主要内容 …… 14

第三章　各板块构造单元分述 …… 16

一、西伯利亚板块（Ⅰ） …… 16

二、额尔齐斯-布尔根板块缝合带（碰撞混杂岩带）（EBT） …… 20

三、哈萨克斯坦-准噶尔板块（Ⅱ） …… 22

四、木扎尔特-红柳河板块缝合带（MHT） …… 33

五、塔里木板块（Ⅲ） …… 34

六、康西瓦-鲸鱼湖板块缝合带（KSZ） …… 43

七、青藏板块（Ⅳ） …… 44

八、科希斯坦-雅鲁藏布江板块缝合带（KYZ） …… 47

九、印度板块（Ⅴ） …… 47

第四章　深部构造（综合解释地壳断面图） …… 49

一、《综合解释地壳断面图》编制基础和原则 …… 49

二、地壳、岩石圈结构特征 …… 49

第五章　地壳演化流程图（地壳发展演化历史） …… 53

一、地壳演化流程图的编制基础和内容 …… 53

二、新疆及邻区地壳演化历史 …… 53

结束语 …… 56

参考文献 …… 57

英文摘要 …… 61

第一章　编图指导思想和主要构造单元划分方案

大陆岩石圈是地幔物质经过较充分分异作用后的产物，分异过程受控于地球系统的演化，并决定着各类有用矿产资源的富集规律及各类地质环境的分布和演变。因此，本编图的主要目的就在于揭示大陆壳的形成过程及其规律；这也是当代大地构造学，乃至于整个地球科学的核心问题之一。

按照当前较普遍接受的认识，大陆岩石圈（地壳）物质主要是在岩石圈板块汇聚阶段的陆缘环境中，经过地幔物质的分异和演变过程而增生的。板块汇聚阶段的陆缘地质作用一般包括：大洋岩石圈板块（含洋岛和各类异常洋壳地体）向相邻大陆的俯冲、拼贴；陆缘岩浆弧或岛弧的形成和随后的弧-弧、弧-陆或陆-陆的碰撞、对接等过程。然而，近年来大陆岩石圈动力学研究成果表明，大陆岩石圈（地壳）的增长不仅与板块边缘的活动及其汇聚过程有关。大陆岩石圈裂解、拉张型边缘的形成和大陆岩石圈碰撞后的伸展过程也是大陆岩石圈重要的增生阶段；特别需要强调的是，发生在大陆岩石圈碰撞后的新生陆壳向成熟陆壳的转化是一个有深部地幔物质参与的长期复杂的演变过程，可将其类比为“克拉通化”作用过程（何国琦等，2002）。

新疆及邻区的中亚造山带是世界上显生宙期间陆壳最主要的生长场所之一，本次编图不仅要进行不同级别板块构造单元的划分，还试图通过建造带的划分，重塑新疆及邻区地壳增生和克拉通化的过程。

一、编图思想的几个问题

1. 关于陆缘火山岩带和火山型被动陆缘

大陆岩石圈（地壳）物质的增生并不只发生在岩石圈板块的汇聚阶段，陆壳增生过程从板块裂解的拉张阶段就已经开始。何国琦（1984）曾以哈萨克斯坦泥盆纪陆缘火山岩带为例，论证它形成于大陆岩石圈的裂解阶段，换言之，认为这是一类不与大洋岩石圈板块俯冲作用相关的火山-深成岩增生带。随后，何国琦参加国家三〇五项目，对中国阿尔泰南缘泥盆纪火山岩带（也是重要的金属成矿带）进行了多年的研究。在此基础上，他提出中国阿尔泰南缘泥盆纪火山岩带的形成环境可与哈萨克斯坦泥盆纪陆缘火山岩带相类比的观点（韩宝福，何国琦，1991）；并于 1994 年，参考沃尼克（Wernike，1985）关于火山型被动陆缘的模式，进一步指出，哈萨克斯坦泥盆纪陆缘火山岩带的形成环境，完全可与沃尼克所建立的“火山型被动陆缘”相类比；同时，他系统论述了古生代造山带中保留下来的岩浆型被动陆缘增生带的特征，识别标志，并特别强调，此类陆缘在拉张构造体制下，通过强烈岩浆作用的改造而增生，以及该增生过程在控制成矿作用方面的重要意义等（何国琦等，1994）。

2. 关于新陆壳稳定化过程

近 10 年来，新疆及中亚地质研究最重要的进展之一是，提出了显生宙（更确切地说是新元古代—古生代）存在着区域性、大面积新增生的陆壳的观点（Sengör，1993；Aiqin Hu et al.，2000）。虽然，新陆壳的增生过程如何、有无阶段性的表现以及增生的方式等问题还在热烈地讨论当中，但多数学者对该观点持肯定态度。因此，有必要着重讨论的另一方面的问题是，当显生宙基本连续的新生陆壳形成之后（进入碰撞后阶段），所必然要经历的一个稳定化过程。新疆及邻区的大量研究实践表明，稳定化过程是新陆壳在大陆板内的环境中，继续地增生和形成丰富内生和沉积矿产的重要发展阶段；鉴于显生宙新陆壳在编图区广泛存在，对于它的稳定化过程理应给以特别的关注。然而，正如法国学者雷杰瓦在反映造山后岩浆作用研究进展的纪念性专号（Liegeois，1998）中公正地指出的那样，“只有被动、活动陆缘，洋中脊和陆间碰撞带 4 种构造环境与板块构造理论和模式有联系，也研究得较多，而对主碰撞后和板内的非造山构造-岩浆作用的研究就相对不够了”。编者以为，在编图区的研究实践中，确实存在着雷杰瓦所指出的问题。

近年来，研究大陆地质的中外学者们已经注意到了主碰撞后阶段（形成了基本连续的陆壳之后）构造演化的长期性和重要性。我国学者任纪舜等（1987）最早提出大陆碰撞后的“联而不合”概念；肖序常等（1990）划出了碰撞后的残余海阶段；何国琦等（1995）论述了大陆碰撞后“新陆壳阶段”的构造-岩浆-成矿作用的基本特征和判断新陆壳阶段构造叠加关系的标准；并进而将该阶段与克拉通化过程作了系统的对比（何国琦等，2002）。在国外，罗杰斯对稳定化过程有系统而深入的研究（Rogers J.J.W.，1981；1984a，b；1996），他得出的重要结论是：各时期新陆壳形成后，都经历了稳定化过程（克拉通化并不限于前寒武纪-编者）；他认为，虽然不同时期形成的新陆壳，其稳定化过程的细节有所区别，但主要都是通过后造山的岩浆作用完成的。俄国学者包鲁卡耶夫（Борукаев，1983）在以“克拉通化”为题的文章中指出，在中亚、哈萨克斯坦、亚洲大陆东部和澳大利亚等早古生代形成陆壳的地区，到了晚古生代时期，也都表现出与前寒武纪克拉通化作用相类似的过程。

综观现有文献，学者们对新陆壳稳定化过程的理解虽大体相似，但也存在着不同，更缺少对其基本特征的细致刻画。如罗杰斯，只强调后碰撞阶段岩浆的焊接作用，而其他学者则倾向于对后碰撞阶段保持更宽一些的理解，将诸如残留海盆地、新生的裂谷或坳拉槽盆地的发育，以及与碰撞带相关的火山-深成岩带的形成和隆升-剥蚀作用等，都包括在该阶段之中；相应地，对克拉通化作用阶段延续时间的估计，也从几十到几百个百万年不等。包拉克（Pollack，1986），辛格尔于 1999 年从不同角度研究了稳定化作用形成的条件和深部形成大陆岩石圈地幔根（mantle root 或 harzbergite root）的问题；韩宝福等（1999）探讨了稳定化阶段深部岩浆作用可能的形式和过程等。编者们还注意到，近年已有学者对编图区的东北邻区，即贝加尔湖以南和蒙古国的北部地区，约 4 亿年以来的新陆壳稳定化（克拉通化）过程做了较系统的研究（Wickham et al.，1995；Bindeman et al.，1999），为在中亚地区开展该方向的研究积累了经验。

编图区北部存在两个早古生代晚期形成的陆壳区：一个是位于编图区西部的中哈萨克斯坦-北天山（中国境外的）（Дергунов，1989；Моссаковский，1993）；另一个包括俄国的阿尔泰-萨彦岭和中国的准噶尔-北天山的部分地区（Добрецов，2003；何国琦等，

2001a，b)。这些地区的早古生代新陆壳形成后，大体上从晚志留世开始，到二叠纪期间，经历了稳定化过程的发展阶段。本图明确划分出了裂陷槽、残余洋盆、上叠盆地和陆缘火山岩带等4类构造单元，代表着早古生代新陆壳区稳定化阶段的产物；认为这4类晚古生代的构造单元不同于常规的岛弧，弧后盆地等板块构造单元。然而，在编图区的北部还存在着两条线性特征明显的晚古生代褶皱带：一条西起俄国的斋桑，向东南，通过中国新疆北部的额尔齐斯，再向东，延至蒙古国南部的一条弧形褶皱带（称为斋桑-南蒙古晚古生代褶皱带)；另一条是从中亚延入我国的南天山褶皱带。上述两条晚古生代线性褶皱带形成于古板块相互作用的环境，包含着岛弧系等板块构造单元，其稳定化的过程始于古生代晚期至中生代早期。由于在编图区，线性褶皱带的形成与其两侧早古生代新陆壳区的裂陷槽、残余洋盆、上叠盆地和陆缘火山岩带等稳定化构造的发育同在晚古生代，而且密切相邻产出，区分的难度很大。例如，关于我国东天山的博格达和觉罗塔格构造带的性质，就有沟弧盆系和裂陷槽两种认识的长期争论。

综上，中亚新陆壳的稳定化过程涉及的是一个面状的广大区域，或者说，它的作用不仅限于原造山带的范围，也包括了被卷入新生陆壳区的各类地体，与世界其它地区相比，它有着更为多样的表现形式；而且，实践表明，中亚新陆壳的稳定化过程还伴随着重要内、外生矿产资源的形成。可以说，新陆壳的稳定化（克拉通化）过程，作为大陆地壳演化的一个必经的重要阶段，成为了中亚构造演化的重大特色之一，因而，它需要更加深入和系统的研究，以达到丰富和发展现有的造山后伸展模式的目的。编者们认为，新陆壳的稳定化过程至少可以划分成两个阶段：第一阶段，大陆板内的构造-岩浆活动受控于板块汇聚阶段的格局和板块之间相互作用的方式、方向，岩浆作用产物基性程度高；第二阶段的构造-岩浆活动越来越受到新构造格局的控制，岩浆作用产物也向富硅、碱的方向演化；两个阶段的成矿作用也相应地表现出不同的特征。总之，新陆壳的稳定化作用过程超出了原造山带的范围；而且越来越受控于新的构造格局，这两条基本特征，说明它有着更深层次的地球动力学背景。重视稳定化阶段的研究，划出稳定化环境中形成的4类构造（见后）是本图的特点之一。

3. 关于老陆壳参与程度的问题

中亚大地构造研究的另一个热点是：前寒武纪的地块参与到显生宙造山带之中的程度如何？从研究现状看，学者们对于以上问题大体上有两种认识。以土耳其学者辛格尔(Sengör，1993）为代表的意见认为，中亚大陆是在显生宙从一个被称作“吉普恰克”的岛弧体增生出来的，该岛弧在古生代晚期，被系列大型走滑断裂切成数段，在大体平行于岛弧带方向的挤压作用下，堆叠到了一起，最终形成了呈镶嵌格局的中亚造山带。显然，老地块是否存在？这在辛格尔的模式中并不重要。另一种意见认定，在中亚显生宙造山带中有数量众多的老地块，一般将这些老地块分成两组，认为位置偏南（现代方位）的一组具有冈瓦纳大陆亲缘性，偏北的一组具有西伯利亚亲缘性。后一种意见意味着，中亚显生宙造山带是在上述老地块从古大陆裂解和再拼合的过程中增生的。这些学者并以此来解释中亚构造格局中的明显镶嵌性特征（Моссаковский，1993)。编者们倾向于后一种意见；然而，基于近年Sm-Nd以及其它相关的地球化学和年代学研究的成果认为，在编图区，原来被推测为早前寒武纪的地块，大多很可能形成于晚前寒武纪（格林维尔，讨论见后)。

4. 关于中亚显生宙陆壳增生过程

1）编图区早前寒武纪陆壳基底的发育可划分出太古宙和古元古代两个阶段，均以若干新获得的地质和年代学资料为基础。

2）从20世纪90年代以来，关于中、新元古代超大陆（多数学者习惯的名称是罗迪尼亚，Rodinia）的研究表明（Moores E. M., 1991; Hoffman P. F., 1991; Dalziel I.W.D., 1991; Zheng-Xiang Li et al., 1995），它的汇聚、形成和随后的裂解事件的构造演化进程，大体上可以与中亚主要地块的聚、散事件对比。因此，不少学者主张，将中亚区的主要构造单元也纳入罗迪尼亚超大陆的时、空演化框架（Хераскова, 1998; Dobretsov et al., 1995）；这也是本次编图所采纳的观点。但编者也注意到，存在着认为中亚的几个主要老陆块游离于罗迪尼亚超大陆之外的不同意见（Khain et al., 2003）。

从晚前寒武纪中-新元古代变质基底的裂解，到古生代末中亚地区连续大陆壳的形成是本图研究的重点，又细分了若干阶段。早古生代早期（萨拉伊尔，距今5亿年左右）的陆壳增生事件在本图的蒙古湖区、帕米尔和唐古拉山等地区有清楚的表现；近来，在新疆的昆仑和阿尔泰地区获得的定年研究进展也暗示，距今5亿年左右的陆壳增生事件在这些地区也有重要意义。

3）早古生代中、晚期的陆壳增生事件主要发生在编图区的中、北部，即中哈萨克斯坦，以及巴尔喀什和中国的准噶尔盆地的周边地区，并已形成了具有相当大规模的基本连续的大陆壳，哈萨克斯坦-准噶尔地块为主体的联合板块就是在这一时期形成的。

4）晚古生代是新疆及亚洲北部三大板块（西伯利亚、哈萨克斯坦-准噶尔、塔里木-中朝）相继发生拼合和形成前述两条线性褶皱带的时期。同时，也是早古生代新陆壳区经历稳定化（克拉通化）作用过程的时期，是新疆北部地壳深部作用最活跃、岩浆作用及成矿作用最强烈的阶段。

二、编图区构造单元划分方案

1. 西伯利亚板块（Ⅰ）

1-1 西蒙古微板块（$Ⅰ_{1}$）

1-1-1 图瓦-巴颜乌拉震旦-寒武纪活动陆缘（$Ⅰ_{1\text{-}1}$）

1-1-1-1 图瓦-桑吉诺地块（$Ⅰ^{1}_{1\text{-}1}$）

1-1-1-2 巴颜乌拉震旦-寒武纪岛弧-边缘海（$Ⅰ^{2}_{1\text{-}1}$）

1-1-2 蒙古西部湖区震旦-寒武纪洋盆（$Ⅰ_{1\text{-}2}$）

1-2 阿尔泰微板块（$Ⅰ_{2}$）

1-2-1 北阿尔泰早古生代陆缘活动带（$Ⅰ_{2\text{-}1}$）

1-2-1-1 哈尔锡林寒武-奥陶纪岩浆弧（$Ⅰ^{1}_{2\text{-}1}$）

1-2-1-2 诺尔特-乌列盖泥盆-石炭纪上叠火山-沉积盆地（$Ⅰ^{2}_{2\text{-}1}$）

1-2-1-3 喀纳斯-可可托海古生代岩浆弧（$Ⅰ^{3}_{2\text{-}1}$）

1-2-2 南阿尔泰晚古生代陆缘（$Ⅰ_{2\text{-}2}$）

1-2-2-1 克兰泥盆-石炭纪弧后盆地（$Ⅰ^{1}_{2\text{-}2}$）

1-2-2-2 卡尔巴-纳雷姆石炭-二叠纪岩浆弧（$\mathrm{I}^{2}_{2\text{-}2}$）

1-2-2-3 西卡尔巴石炭纪弧前盆地（$\mathrm{I}^{3}_{2\text{-}2}$）

EBT 额尔齐斯-布尔根板块缝合构造带（EBT）

2. 哈萨克斯坦-准噶尔板块（Ⅱ）

2-1 准噶尔-巴尔喀什微板块（II_{1}）

2-1-1 准噶尔北缘古生代活动陆缘（$\mathrm{II}_{1\text{-}1}$）

2-1-1-1 萨吾尔晚古生代岛弧（$\mathrm{II}^{1}_{1\text{-}1}$）

2-1-1-2 塔尔巴哈台-阿尔曼泰早古生代岛弧（$\mathrm{II}^{1}_{1\text{-}1}$）

2-1-1-3 三塘湖晚古生代弧间盆地（$\mathrm{II}^{3}_{1\text{-}1}$）

2-1-1-4 谢米斯台-库兰卡孜干泥盆纪陆缘火山岩带（$\mathrm{II}^{4}_{1\text{-}1}$）

2-1-1-5 哈萨克斯坦泥盆纪陆缘火山岩带（$\mathrm{II}^{5}_{1\text{-}1}$）

2-1-1-6 达拉布特-克拉麦里泥盆-石炭纪残余洋盆（$\mathrm{II}^{6}_{1\text{-}1}$）

2-1-1-7 滨巴尔喀什泥盆-石炭纪残余洋盆（$\mathrm{II}^{7}_{1\text{-}1}$）

2-1-1-8 哈尔里克古生代岩浆弧（$\mathrm{II}^{8}_{1\text{-}1}$）

2-1-2 巴尔喀什-准噶尔-吐哈古陆（$\mathrm{II}_{1\text{-}2}$）

2-1-2-1 准噶尔中央地块（$\mathrm{II}^{1}_{1\text{-}2}$）

2-1-2-2 巴塔玛依内山石炭纪上叠火山-沉积盆地（$\mathrm{II}^{2}_{1\text{-}2}$）

2-1-2-3 博格达晚古生代裂陷槽（$\mathrm{II}^{3}_{1\text{-}2}$）

2-1-2-4 伊连哈比尔尕晚古生代残余洋盆（$\mathrm{II}^{4}_{1\text{-}2}$）

2-1-2-5 吐哈地块（$\mathrm{II}^{5}_{1\text{-}2}$）

2-1-2-6 觉罗塔格晚古生代裂陷槽（$\mathrm{II}^{6}_{1\text{-}2}$）

2-1-2-7 巴尔喀什中央地块（$\mathrm{II}^{7}_{1\text{-}2}$）

2-1-2-8 莫因特地块（$\mathrm{II}^{8}_{1\text{-}2}$）

2-1-3 巴尔喀什南缘活动陆缘（$\mathrm{II}_{1\text{-}3}$）

2-1-3-1 扎拉依尔-奈曼早古生代岛弧（$\mathrm{II}^{1}_{1\text{-}3}$）

2-1-3-2 赛里木地块（$\mathrm{II}^{2}_{1\text{-}3}$）

2-1-3-3 博罗霍洛早古生代岛弧（$\mathrm{II}^{3}_{1\text{-}3}$）

2-2 穆云库姆-克齐尔库姆-伊犁微板块（II_{2}）

2-2-1 穆云库姆古陆（$\mathrm{II}_{2\text{-}1}$）

2-2-1-1 楚河地块（$\mathrm{II}^{1}_{2\text{-}1}$）

2-2-1-2 肯特克塔什地块（$\mathrm{II}^{2}_{2\text{-}2}$）

2-2-2 吉尔吉斯-帖尔斯克伊-那拉提早古生代活动陆缘（$\mathrm{II}_{2\text{-}2}$）

2-2-2-1 吉尔吉斯-帖尔斯克伊-那拉提早古生代岛弧（$\mathrm{II}^{1}_{2\text{-}2}$）

2-2-2-2 塔拉斯地块（$\mathrm{II}^{2}_{2\text{-}2}$）

2-2-2-3 伊塞克地块（$\mathrm{II}^{3}_{2\text{-}2}$）

2-2-2-4 伊犁石炭-二叠纪裂谷（$\mathrm{II}^{4}_{2\text{-}2}$）

2-2-2-5 纳伦晚古生代上叠盆地（$\mathrm{II}^{5}_{2\text{-}2}$）

2-2-3 克齐尔库姆古陆（Ⅱ$_{2\text{-}3}$）

MHT 木扎尔特-红柳河板块缝合构造带（MHT）

3. 塔里木-中朝板块（Ⅲ）

3-1 塔里木微板块（Ⅲ$_{1}$）

3-1-1 塔里木北缘古生代活动陆缘（Ⅲ$_{1\text{-}1}$）

3-1-1-1 南天山古生代边缘海（Ⅲ$^{1}_{1\text{-}1}$）

3-1-1-2 艾尔宾山泥盆纪碳酸盐台地（Ⅲ$^{2}_{1\text{-}1}$）

3-1-1-3 迈丹套晚古生代陆缘盆地（Ⅲ$^{3}_{1\text{-}1}$）

3-1-2 塔里木古陆（Ⅲ$_{1\text{-}2}$）

3-1-2-1 柯坪断隆（Ⅲ$^{1}_{1\text{-}2}$）

3-1-2-2 库鲁克塔格断隆（Ⅲ$^{2}_{1\text{-}2}$）

3-1-2-3 北山石炭-二叠纪陆内裂谷（Ⅲ$^{3}_{1\text{-}2}$）

3-1-2-4 敦煌地块（Ⅲ$^{4}_{1\text{-}2}$）

3-1-2-5 塔里木中央地块（Ⅲ$^{5}_{1\text{-}2}$）

3-1-2-6 阿尔金断隆（Ⅲ$^{6}_{1\text{-}2}$）

3-1-2-7 铁克里克断隆（Ⅲ$^{7}_{1\text{-}2}$）

3-1-3 塔里木南缘晚古生代活动陆缘（Ⅲ$_{1\text{-}3}$）

3-1-3-1 奥依塔格-库尔良石炭纪裂陷槽（Ⅲ$^{1}_{1\text{-}3}$）

3-1-3-2 昆中古生代岩浆弧（Ⅲ$^{2}_{1\text{-}3}$）

3-2 柴达木微板块（Ⅲ$_{2}$）

3-2-1 柴达木北缘早古生代活动陆缘（Ⅲ$_{2\text{-}1}$）

3-2-1-1 北祁连早古生代弧沟（Ⅲ$^{1}_{2\text{-}1}$）

3-2-1-2 中祁连早古生代岩浆弧（Ⅲ$^{2}_{2\text{-}1}$）

3-2-1-3 南祁连早古生代弧后盆地（Ⅲ$^{3}_{2\text{-}1}$）

3-2-2 柴达木古陆（Ⅲ$_{2\text{-}2}$）

3-2-2-1 柴北缘早古生代裂陷槽（Ⅲ$^{1}_{2\text{-}2}$）

3-2-2-2 柴达木中央地块（Ⅲ$^{2}_{2\text{-}2}$）

3-2-2-3 祁漫塔格早古生代裂陷槽（Ⅲ$^{3}_{2\text{-}2}$）

KJT 康西瓦-鲸鱼湖板块缝合构造带（KJT）

4. 青藏板块（Ⅳ）

4-1 松潘甘孜微板块（Ⅳ$_{1}$）

4-1-1 可可西里-大红柳滩三叠纪边缘海（Ⅳ$_{1\text{-}1}$）

4-1-2 西金乌兰三叠纪混杂岩带（Ⅳ$_{1\text{-}2}$）

4-2 羌塘-唐古拉微板块（Ⅳ$_{2}$）

4-2-1 塔什库尔干-阿克赛钦古陆（Ⅳ$_{2\text{-}1}$）

4-2-1-1 阿克赛钦地块（Ⅳ$^{1}_{2\text{-}1}$）

4-2-1-2 河尾滩侏罗-白垩纪前陆盆地（Ⅳ$^{2}_{2\text{-}1}$）

4-2-1-3 乔戈里地块（$\mathrm{Ⅳ}^{3}_{2\text{-}1}$）

4-2-2 唐古拉古陆（$\mathrm{Ⅳ}_{2\text{-}2}$）

4-2-2-1 帮达错地块（$\mathrm{Ⅳ}^{1}_{2\text{-}2}$）

4-2-2-2 唐古拉侏罗-白垩纪陆缘海盆（$\mathrm{Ⅳ}^{2}_{2\text{-}2}$）

4-3 帕米尔微板块（$\mathrm{Ⅳ}_{3}$）

4-3-1 中南帕米尔中-新生代活动陆缘（$\mathrm{Ⅳ}_{3\text{-}1}$）

4-3-2 西南帕米尔古陆（$\mathrm{Ⅳ}_{3\text{-}2}$）

KYT 科希斯坦-雅鲁藏布江板块缝合构造带（KYT）

5. 印度板块（Ⅴ）

第二章　构造单元划分原则及若干问题的说明

一、古板块及其次级单元的划分原则

一般认为，一个古大陆岩石圈板块由一个或几个比较古老的大陆和围绕古大陆的陆缘区构成（王鸿祯等，1990），在大陆岩石圈板块之间发育着古洋及其相关的构造，如编图区内所划分出的：西伯利亚板块、哈萨克斯坦-准噶尔板块、塔里木-中朝板块、青藏板块、印度板块等，即本图所使用的一级板块构造单元。一级板块构造之间的缝合带正是当时分隔各板块之间的大洋及其相关构造的消亡带。必须指出，由于古大陆的解体和新大陆的聚合，因而，在不同的地质历史时代，岩石圈板块的划分及其相对的格局是不同的。本图所表示的是，编图区在晚古生代晚期曾存在过的大陆岩石圈板块，以及它们在晚古生代晚期相互拼合所形成的缝合带；对于拼合后所经历的改造，包括大型断裂系、上叠的中新生代盆地等的发育也有所表示。本图所表示的另一方面的内容是，上叠在早古生代末的陆壳之上，形成在其稳定化过程的构造，一般表示为二级构造单元。

陆缘区是新陆壳增生的主要场所之一，常有重要的构造-岩浆-成矿作用。它构成了板块构造的二级单元，如准噶尔北缘古生代活动陆缘（$\mathrm{II}_{1\text{-}1}$）。不同性质的陆缘或陆缘的不同部分，构成板块构造的三级单元，如塔尔巴哈台-阿尔曼泰早古生代岛弧（$\mathrm{II}^{2}_{1\text{-}1}$）、三塘湖晚古生代弧间盆地（$\mathrm{II}^{3}_{1\text{-}1}$）等。此外，在古洋中的各类异常体，包括洋底高原、海山和微大陆等等，随着洋盆的消亡，也拼贴于陆缘区，这些以异地方式增生的地体多与原地增生的陆缘融为一体。

在未划分微板块的情况下，大陆区、陆缘区可分别升级为二级单元，相应的四级单元可升级为三级单元。

二、关于独立划出哈萨克斯坦-准噶尔板块的问题

哈萨克斯坦板块最早指比较集中分布于中哈萨克斯坦范围内的老陆块及其陆缘区。在20世纪70年代以来的若干全球古构造的复原方案中，它被表示为一个中等规模的古陆板块。然而存在着另一种意见，认为，晚古生代尚不存在统一的中哈萨克斯坦古陆。因此，将其解体为一系列规模很小的地体，持此意见的学者也不使用哈萨克斯坦板块的概念和术语。

按李春昱教授的意见（李春昱，1980；李春昱等，1982），哈萨克斯坦板块的北东以克拉麦里-斋桑-额尔齐斯地缝合线与西伯利亚板块相接；西南以东乌拉尔-南天山地缝合线

与东欧、卡拉库姆-塔里木等板块相邻。这样，哈萨克斯坦板块的范围大体上相当于俄文文献中使用的乌拉尔-蒙古或中亚-蒙古褶皱区的中或西段（Хайн В.Е., 1998; Милановский Е.Е., 1996）；与英文文献中使用的 Altaides（A.M.C.Sengör et.al., 1993）或中亚造山带（CAOB）的中、西段也基本相当。

编图中采用单独划出哈萨克斯坦板块的方案，考虑到它向东可延至中国准噶尔盆地及其周边地区的情况，将它改称为哈萨克斯坦-准噶尔板块（成守德等，1986）。该板块至少由两个古陆块及其分别环绕着的陆缘区构成。因此，可将其进一步划分为两个部分（暂称微板块），即准噶尔-巴尔喀什微板块（Ⅱ$_1$）和穆云库姆-克齐尔库姆-伊犁微板块（Ⅱ$_2$），以下分别予以叙述。

1. 穆云库姆-克齐尔库姆-伊犁微板块（Ⅱ$_2$）

编图范围内的穆云库姆-克齐尔库姆-伊犁微板块只是哈萨克斯坦-北天山古陆的一部分，为方便，以下的讨论涉及其整体。

在哈萨克斯坦高地（即中哈萨克斯坦）及其以南地区，具有前寒武纪基底的地块呈较集中分布之势，其中出露面积较大者有北部的科克切塔夫、向南为乌鲁套、木云库姆和更南部的伊犁-伊塞克地块等。对于这些地块何时开始连成一个整体的问题，历来有不同的认识（Пейве А.Б., 1980）。1959 年，俄罗斯地质学家 А. А. 博格丹诺夫首次提出哈萨克斯坦-北天山（俄国学者的北天山包括伊犁地区，与我国地质学者所说的北天山无关，下同）为早期固结（按：早古生代固结）的中间地块的观点（Богданов А.А., 1959, 1965）。其意义是，至少从早古生代结束之时起，哈萨克斯坦-北天山作为一个完整的地块就已经存在了。这里编者要讨论的是，在早古生代以前，哈萨克斯坦-北天山是否就曾有过汇聚成为统一古陆的历史。

从近年哈萨克斯坦地质构造的研究情况看，距今 10 亿年左右的格林维尔造山事件在哈萨克斯坦-北天山地区的作用越来越受到学者们的重视。关于在哈萨克斯坦-北天山存在格林维尔造山事件最早的观点，可追溯到 20 世纪 80 年代。

俄国学者 Ю.А. 扎依采夫根据乌鲁套-帖尔斯克伊带的研究结果，确立了距今 1050 Ma 左右的褶皱造山作用的存在，他将其命名为伊塞东运动（伊塞东是曾在哈萨克斯坦地区生活过的古民族名），并认为可与格林维尔造山运动相比（Зайцв Ю.А.,1984）。此后的研究不断丰富和发展了这一观点。扎依采夫还曾推测，经过伊塞东造山运动之后，形成了包括萨彦岭和蒙古高原在内的广袤的哈萨克斯坦-天山地台，但因限于资料，范围并不具体。

俄国学者 В. В. 基谢廖夫认为，距今 14 亿～10 亿年，在哈萨克斯坦-中、北天山发育时代和性质均可很好对比的裂陷槽组合，裂陷槽主要沿自南东而北西（现代方位）的方向，呈弧形带状分布（Киселев В. В. и др. , 1988 ）。裂陷槽组合有：吉尔吉斯的埃库尔根科里组和别里奇组；乌鲁套的包兹达克系；科克切塔夫的包罗夫系等。在裂陷槽组合之上，发育有碳酸盐岩-碎屑岩组合。在吉尔吉斯，发现该碳酸盐岩-碎屑岩组合被时代为 1100 ± 50 Ma 的花岗岩所切穿。在吉尔吉斯西段的玛克巴里地块的北缘，在裂陷槽组合之上，以区域性的角度不整合，覆以具有类复理石特征的碎屑岩夹杂色结晶灰岩和白云岩等的盖层，并有底砾岩的发育。在玛克巴里地块的南缘则有串珠状分布的花岗岩体，其白云母 K-Ar 年龄是 800 Ma，锆石 U-Pb 年龄 1100～1300 Ma，近年又得到 Pb-Pb 等时线年龄 1100 Ma。在萨雷扎斯地块（吉尔吉斯斯坦中天山的东段），发育萨雷扎斯花岗岩基，在

接触带的结晶片岩中，获云母的 K-Ar 年龄 900 Ma，在伊塞克地区的花岗岩中获 α-Pb 法年龄为 930 Ma（α-Pb 法数据的可靠程度较差）。综上，距今 14 亿～10 亿年，在哈萨克斯坦-北天山地区发育裂陷槽组合；约从 10 亿年始，发育稳定盖层性岩石组合；两类组合之间有不整合，时代约 1000 Ma 的花岗岩类岩浆活动相当广泛；这些事实都清楚地证实了伊塞东（格林维尔）造山事件在该区的存在。

据 T. H. 赫拉斯科娃所综述的资料（Хераскова T.H., 2001），在乌鲁套地块的南部（哈萨克斯坦-北天山的中北部），最老的日金岩系（原岩是分异的火山岩-沉积岩，部分花岗岩化）被花岗岩类岩体切穿，岩体的年龄是 1310±98 Ma，1120±56 Ma，960±77 Ma，可作为日金岩系年龄的上限。以角度不整合盖在日金岩系之上的阿克塔什组，为酸性火山岩，年龄是 920±50 Ma。位置更北的科克切塔夫地块由多个断块组成，总体上，这些断块由片岩、片麻岩构成，并广泛发育花岗岩化作用。花岗岩的年代数据有，1200±75 Ma，1185±80 Ma，1050±75 Ma，1030±45 Ma（称泽林金系）等，都落在距今约 10 亿年的伊塞东（格林维尔）造山阶段中（据更新的资料，泽林金系中包含有时代为距今约 5 亿年的花岗岩，可能是叠加的构造-岩浆作用的产物——编者）。与乌鲁套地块的情况相似，片岩、片麻岩系之上以角度不整合盖着酸性火山岩（库斯伯克组）或碎屑石英岩的盖层（科克切塔夫系，或安德列耶夫系），时代距今约 10 亿年。此外，楚地块的基底，爱达林片麻岩的时代可能仍属于太古宙—古元古代，依据是，其上的变余砂质片岩（巴尔巴斯系）中的碎屑锆石给出了太古宙—古元古代的年龄（Kröner）。而阿克套-准噶尔地块，据赫拉斯科娃的意见，其组成的老岩系的时代限制在晚前寒武纪是更可信的；认为这里也广泛发育沉积岩-斑岩系（алтынсынганская 组）。以上赫拉斯科娃所综述的资料是对 B.B. 基谢廖夫资料的重要补充。

总之，自扎依采夫提出伊塞东运动之后，在哈萨克斯坦-北天山地区存在伊塞东（格林维尔）造山作用的意见得到支持，其范围也逐渐明确。如果以裂陷槽组合和时代距今 10 亿年左右的花岗岩类岩体的分布范围为依据，大体可以勾画出该造山带的位置。Л.П. 佐年善（Зоненшайн Л.П. и др., 1990）也曾根据北起科克切塔夫、南到吉尔吉斯山脉，到处都有发育的、时代为 1100～900 Ma，并显示典型盖层特征的纯净石英砂岩判断，至少于此前，哈萨克斯坦-天山已是统一的稳定陆壳区了；他还注意到，该陆壳区的面积并不亚于塔里木地块。

近年来，在伊犁地块南、北缘，反映距今 10 亿年左右格林维尔造山事件的记录也有所发现（胡蔼琴等，2001；陈义兵等，1999）。

综上所述，哈萨克斯坦-北天山-伊犁古陆是哈萨克斯坦板块之中较早完成拼合和固结成为整体的部分。1959 年曾认为，哈萨克斯坦-北天山为早加里东阶段固结的中间地块。后来的研究表明，在更早的、距今约 10 亿年的伊塞东（格林维尔）造山事件中，已经形成了统一的哈萨克斯坦-北天山-伊犁古陆。该新元古代古陆形成后，经历过加里东阶段的伸展，甚至一定程度的解体作用（形成了诸如扎拉伊尔-奈曼和伊什姆等构造带）；后于加里东晚期的再次汇聚中，继续着陆缘增生过程。此外，如果考虑到该区中元古代时期的构造带已显示出某种统一的构造格局，有可能该古陆形成的时间比距今 10 亿年还更早些，但这需要进一步研究。

哈萨克斯坦-北天山-伊犁古陆与塔里木古陆的关系如何？出露在塔里木盆地西北缘柯

坪地区的阿克苏（岩）群是一套原岩以基性火山岩为主的火山岩-泥质碎屑岩组合，已变质成为各类片岩，局部出现含磁铁矿的硅质岩、钙质片岩和蓝闪石片岩。阿克苏群之上被时代依据确切的震旦纪地层所不整合覆盖，下未见底。关于蓝片岩的时代曾有过不同的研究结果，经305专题重做的蓝片岩Rb-Sr等时线年龄为962±12 Ma，认为接近其变质的时代。以上事实说明在距今约10亿年，哈萨克斯坦-北天山-伊犁和塔里木古陆之间可能曾发生过某种汇聚作用。这个认识支持Khain近来在讨论中亚在罗迪尼亚（Rodinia）古陆复原中的位置问题时，将哈萨克斯坦-北天山和塔里木划在一起的意见（Khain E.V.，2003）。Khain等称这个古陆为哈萨克斯坦-塔里木地块，并认为是由时代为距今18亿～19亿年的变质岩系和花岗岩类岩体构成的连续陆壳；对以上的认识，尚需探讨。

2. 准噶尔-巴尔喀什微板块（Ⅱ$_1$）

该板块（Ⅱ$_1$）位于穆云库姆-克齐尔库姆-伊犁微板块（Ⅱ$_2$）的以东和以北地区，地理上包括东哈萨克斯坦和我国新疆的准噶尔盆地及其周边地区（东、西准噶尔和中国的北天山）。

与穆云库姆-克齐尔库姆-伊犁微板块（Ⅱ$_2$）不同，这里主要由古生代的褶皱带和中、新生代的盆地相间排列组成；因盆地的多角或浑圆的轮廓，该区整体上显示出明显的镶嵌构造特征。前寒武纪岩系在古生代褶皱带中，如成吉斯-塔尔巴哈台-阿尔曼泰和中国的北天山褶皱带中，只有零散出露；而在大面积中、新生代掩盖区，前寒武纪岩系是否存在的问题，只能依靠地球物理等间接手段予以推断。

在准噶尔-巴尔喀什微板块（Ⅱ$_1$）范围内，中新生代盆地的面积超过了古生代褶皱带的分布面积。至今，对于掩盖区基底性质的认识仍处于推测阶段，这大大影响了对这一地区构造分区和演化历史的判断。这里，规模比较大的盆地有两个：一个是我国新疆北部的准噶尔盆地；另一个是东哈萨克斯坦分布在巴尔喀什湖和阿拉湖一带的盆地。关于准噶尔盆地基底的时代和性质问题，历来有三种不同的意见：一种意见认为具有前寒武纪结晶基底；另一种意见认为中、新生代盖层之下是古生代褶皱基底（或认为在古生代褶皱基底之下还有前寒武纪结晶基底，即所谓的双重基底）；第三种意见认为中、新生代盖层之下是古生代洋壳基底。近些年来，关于准噶尔盆地基底性质和时代问题有以下两方面的研究进展：地球物理方面的地学断面和地震层析成果（袁学诚等，1994；赵俊猛等，1999）；石炭纪火山岩（钻孔揭露）的岩石化学和地球化学方面的成果（王方正等，2002；曾广策等，2002；郑建平等，2000）。这两方面的工作都积累了宝贵资料，但结论相左，迄今，仍难以对准噶尔盆地基底的问题做出最后的判断。本文暂接受准噶尔盆地具有前寒武纪基底的认识，但也充分理解问题的复杂性。

近年的研究表明，准噶尔盆地周边断续分布着早古生代的蛇绿混杂岩带和相关的陆缘沉积-火山岩组合。前人已经根据这些资料作出了关于在成吉斯-塔尔巴哈台-阿尔曼泰、唐巴勒-洪古勒楞、博罗霍洛和中天山北缘等地区存在早古生代褶皱带的结论（Дергунов А.Б.，1989；肖序常等，1992；车自成等1994）。本文作者之一也曾著文，强调早古生代陆壳增生作用在准噶尔盆地周边地区的重要意义（何国琦等，2001a，b）。综上，准噶尔-巴尔喀什微板块（Ⅱ$_1$）以推测的准噶尔老陆块及其周边的早古生代增生带为主体；构成了哈萨克斯坦-准噶尔板块东部的另一个微板块。

总之，从以上的叙述可得出两点认识。第一，在哈萨克斯坦-准噶尔范围内，从晚前

寒武纪起，已存在哈萨克斯坦-北天山-伊犁古陆块；第二，如果接受准噶尔盆地具有前寒武纪陆壳基底的推论，那么，在哈萨克斯坦-准噶尔板块范围内就有两个相对较大的前寒武纪陆块。它们在哈萨克斯坦-准噶尔板块显生宙的构造演化中，和其它的古板块中的古陆一样，也在一定程度上起着主体和核心的作用。也可以说，有了它们的存在，哈萨克斯坦-准噶尔板块才有了作为一个独立板块划出的意义。否则，它的各组成部分只能分属于西伯利亚板块和塔里木板块的边缘增生带。编者们认为将哈萨克斯坦-准噶尔范围内的陆壳都看成是显生宙从岛弧环境中增生的，或完全是微地块与岛弧的拼贴体是值得商榷的。

构成哈萨克斯坦-准噶尔板块的前寒武纪陆块可能只在距今约 10 亿年的晚前寒武纪时期才完成拼合；而且，陆块可能由性质不同的地体拼合而成，这使它有别于编图区的其它陆壳板块。

是否独立划出哈萨克斯坦-准噶尔板块，看似只是如何使用名词术语的问题，其实，它关系着对该范围内陆壳增生的方式和历史的认识。

三、关于编图中所使用的几个次级构造单元术语的说明

如前所述，根据编图区大陆地壳增生的特征，本图划出了几类形成于新陆壳稳定化（克拉通化）阶段的板块次级构造单元，有必要在此作些解释。

1. 泥盆纪陆缘火山岩带

原苏联著名大地构造学家博格丹诺夫，以发育在哈萨克斯坦的泥盆纪火山岩带为原型，提出了陆缘火山岩带的概念（Богданов，1959，1965）。如前所述，于早古生代的晚期，在现今的中哈萨克斯坦-北天山地区，形成了由前寒武纪地块和早古生代新生陆壳镶嵌构成的中间地块。中间地块形成后，因与处于伸展阶段的“早期地槽”构造相邻，而在它的边缘形成了火山-深成岩带。如此，该类火山-深成岩带在大地构造的时、空框架中，有两个基本特征：① 它叠加在已经成熟的陆壳基础之上；②与处于伸展阶段的“早期地槽”相邻。按照板块构造模式的解释，该位置的构造带大体相当于与伸展环境的古洋构造相邻的火山型被动陆缘（见前）。因此，将发育在中哈萨克斯坦-北天山东缘的泥盆纪陆缘火山岩带类比为与俯冲带相关的岛弧或陆缘弧是不恰当的。

鉴于哈萨克斯坦泥盆纪陆缘火山岩带是我国邻区的主要含矿构造带之一。因此，我国学者对于它的大地构造属性和在我国境内的延伸问题十分关注。编者认为，哈萨克斯坦泥盆纪陆缘火山岩带的北东段向东延入了我国准噶尔地区后，可能与谢米斯台-库兰卡孜干泥盆纪陆缘火山岩带相连；其南西段则无疑问地延入了我国的伊犁盆地以北地区。此外，除了可能的直接延伸外，我国的阿尔泰南缘和东天山北缘所发育的泥盆纪火山岩带，可能也具有与哈萨克斯坦泥盆纪陆缘火山岩带相似的形成环境和演化阶段，很值得在今后的研究中进行更系统的对比。

2. 残余洋盆

编图区的西北部，在东哈萨克斯坦的巴尔喀什湖一带，一个引人注目的地质现象是：与晚古生代褶皱带伴生的蛇绿岩组合的时代（如伊特木伦德、捷克图尔玛斯等）却是早古生代的（Ермалов П.В. и др.，1990）；类似的现象在中亚-蒙古的其它地区也有发现，如在俄国的西萨彦岭和蒙古的中、北部地区等。如果我们分析一下这类地区的区域构造背

景，不难发现，这些地区的晚古生代洋盆大都被先期形成的陆壳地块所包围，表现出一定程度的封闭性特征。例如，东哈萨克斯坦的晚古生代洋盆，被马蹄形古陆所包围，其北东（现代方位）是成吉斯-塔尔巴哈台加里东褶皱带；北、西和南三面是哈萨克斯坦-北天山-伊犁早古生代古陆。东哈萨克斯坦晚古生代洋盆向东，被我国境内的准噶尔古陆及其早古生代增生的陆缘褶皱带（唐巴勒-洪古勒楞）所限制；并以一个海湾的形式，通过艾比湖一带延伸到乌鲁木齐附近，然后，可能与同时代的博格达和觉罗塔格裂陷槽相连接。这样，从东哈萨克斯坦的巴尔喀什一带，到中国的西准噶尔和北天山的部分地区，晚古生代曾发育相对封闭的洋盆，可称之为巴尔喀什-准噶尔残余洋盆（何国琦等，2003）。

从中亚区域构造演化的情况看，广泛发育的晚泥盆世费拉斯-法门期之间的构造伸展事件（Веймарн А.Б.，1997；郝维城等，2002），对巴尔喀什-准噶尔残余洋盆的演化过程也有过重要影响。其结果是使它在一定程度上得以恢复扩张，以至于在局部地带形成新的洋壳（如巴音沟蛇绿岩）和某些深水海槽；尽管如此，该构造伸展事件却并未破坏它整体上的封闭性（被陆壳围限）特征。根据早古生代蛇绿岩在巴尔喀什-准噶尔地区有较广泛的分布推测，巴尔喀什-准噶尔洋盆基底的一部分是早古生代残留下来的洋壳，但某些局部为晚古生代新增生的洋壳。

在一个长期演化的复杂古洋构造区（如古亚洲洋），当一个构造阶段结束，在它的某些局部可以形成被增生陆壳围限、具有残余洋壳基底的盆地，如在上面提到过的几个区域发育过的盆地。一般，这些残余洋盆的规模不大，它们在下一个构造阶段中被充填，并在该构造阶段结束时，残留的洋壳基底与充填物一起形成褶皱带。这是一类尚未见诸系统讨论的特殊洋盆，其基本特征有两个：① 被新增生陆壳所围限的洋盆，基底是从上一个构造阶段继承来的残留洋壳；②褶皱带组合（残余洋盆的充填物）的时代与伴生的蛇绿岩组合（代表残余洋壳）分别形成于不同的构造阶段。残余洋与陆表海不同，后者是在洋壳消减殆尽，发生陆-陆对接、但对接带尚未隆升的情况下所保留的海盆。残余洋在其演化的过程中，受区域构造环境控制，可以有交替发生的扩张与消减，如像巴尔喀什-准噶尔残余洋那样，但扩张的规模有限，且不破坏其被陆壳围限的基本特征。

晚古生代，中亚地区的大洋只有两个，一个是斋桑-额尔齐斯-南蒙古洋；另一个是南天山洋。这两个古大洋可能都与乌拉尔乃至其它世界性古洋相连。而巴尔喀什-准噶尔残余洋盆则完全被陆壳所环绕，且不与以上两个同时代存在的大洋相连（当然，完全不排除其间海水交换的可能性）。巴尔哈什-准噶尔残余洋盆原来的形状和大小有待系统的古地磁研究予以确定。

应该指出的是，晚古生代曾存在广阔的北天山洋的意见在我国的研究者中间仍然甚为流行。但是若按照以上编者的分析意见，所谓的北天山洋只是巴尔喀什-准噶尔残余洋盆的一部分。如果这个意见正确，残余洋结束时不大可能伴随有大规模的俯冲作用过程和形成强大的沟-弧-盆体系。上述意见分歧关系到对我国北疆地区许多重要构造带性质的判断，当然，也关系到对相关成矿带成矿环境的认识和找矿方向的确定。

3．裂陷槽

本图所划出的裂陷槽是指发育在造山后伸展阶段的线性构造-岩浆活动带。岩浆活动类型以基性-超基性杂岩的热侵位、构造侵位及大量中基性火山喷发作用为特征，碎屑岩成分中含有大量源自于周围新生褶皱山系的火山岩屑及火成石英颗粒。裂陷槽闭合过程伴

有较强烈的构造变形，但变质作用轻微；裂陷槽闭合过程中，富碱的中、酸性深成岩浆作用仍相当频繁。

发育在显生宙褶皱基底之上的裂陷槽，主要分布在博格达、觉罗塔格一带，裂陷槽组合的时代以石炭纪为主。博格达地区，中石炭世早期局部有较强烈的火山活动，似属碱性玄武岩-粗面岩-(碱)流纹岩组合；中石炭世晚期—晚石炭世，则以浅海碳酸盐-陆源碎屑沉积为主，其上为晚石炭世的磨拉石建造所覆，说明拉张始于中石炭世以前，中石炭世海域最广并有火山喷发，晚石炭世开始封闭；觉罗塔格裂陷槽早石炭世沉降最深，并有强烈的火山活动及镁铁-超镁铁杂岩侵入(何国琦等，1994；顾连兴等，2000；夏林圻等，2002)。

4. 上叠盆地

其形成环境与裂陷槽相似，一般以明显的区域不整合上叠于陆壳基底之上；线性特征不显著，常表现为坳陷或断陷盆地；其中发育海相、海陆交互相为主的陆源碎屑沉积组合和碱性岩浆活动产物。如西伯利亚板块的诺尔特-乌列盖泥盆-石炭纪上叠火山-沉积盆地；哈萨克斯坦-准噶尔板块的巴塔玛依内山石炭纪上叠盆地（成守德，1996），它们多发育于早古生代固结的新生陆壳之上，并可跨越不同的构造单元。

5. 板块构造缝合带

理解为一个复杂的构造带，它包括弧前和海沟增生带的构造岩石组合：如混杂岩、蛇绿岩、高压低温变质岩系等；还包括被“抬升”、“卷入”的前震旦纪古老基底岩块和曾经发育于古洋构造中的各类异常地壳（体）。板块缝合带中的各类岩块（体）彼此以构造关系相互接触，难以恢复其层序。

研究区内，由北向南可识别出：额尔齐斯-布尔根、木札尔特-红柳河、康西瓦-鲸鱼湖、科希斯坦-雅鲁藏布江等四条不同时期的板块缝合带，它们把区内五大板块连接在一起，成为欧亚大陆的组成部分（成守德等，2001）。

有的岛弧或岩浆弧，因保留下来的部分很少，或因研究程度较低而难以区分出来，也暂划入了板块构造缝合带。如木札尔特-红柳河板块构造缝合带中的那拉提志留纪岛弧，科希斯坦-雅鲁藏布江板块缝合带中，也包括了部分科希斯坦岛弧及岩浆弧。同样，有些本可以单独划出的微陆块，如分布在我国东天山地区的微地块，也因难以准确划出而并入了板块构造缝合带，这造成了板块缝合带有时有过宽的情况。相信，随着研究程度的提高，这些问题将得到解决。

四、大地构造图反映的主要内容

新疆及邻区大地构造图地层单元的划分一般以系为单位，以花纹图例反映出各种不同类型的沉积建造及岩浆建造，划分了不同的板块及板块内的次级单元，用不同的色调表示了基底固结的不同时期及不同时代的板块缝合带，以及不同时代形成的主要内陆盆地等等。既反映了研究区的大地构造格局，也反映了其总体的发展演化历史。

1. 沉积建造及火山岩建造

以反映研究区的物质组成为主，共划分出 22 种建造类型：

裂解、扩张或大洋期的建造：①硅质-泥质页岩建造；②复理石(含浊流沉积)建造；③玄武岩-细碧岩-辉绿岩、基性火山岩建造；④蛇绿岩、蛇绿混杂岩建造；反映岛弧环境的主要

为：⑤钙碱系玄武岩-安山岩-英安岩建造；⑥酸性火山岩建造；⑦中基性火山岩建造；

反映拉张环境的建造：⑧细碧-角斑岩建造；⑨碱性玄武岩-粗面岩-碱性流纹岩建造；⑩双峰式火山岩建造；⑪碱性火山岩建造；

反映造山期的建造：⑫磨拉石或火山磨拉石建造；⑬陆源碎屑岩-冰碛岩建造；⑭滑混岩建造；⑮混杂岩建造等。此外还有⑯火山复理石建造；

反映稳定构造期的建造：⑰碳酸盐岩建造；⑱碳酸盐-碎屑岩建造；⑲陆缘碎屑岩建造；⑳陆相含煤碎屑岩建造；㉑深水湖相含油页岩的碎屑岩-火山岩建造；㉒含油页岩的碎屑岩建造（深水湖相）。

2．岩浆岩建造

① 超镁铁岩类（纯橄岩、橄榄岩、二辉橄榄岩），代表洋壳物质；② 镁铁质-超镁铁质杂岩（橄榄岩-纯橄岩-辉长岩），反映张裂带中的幔源物质；③ 辉长岩类（辉长岩、苏长岩）；④ 辉长闪长岩；⑤ 辉绿岩类（辉绿岩、辉长辉绿岩）；⑥ 大陆玄武岩；⑦ 闪长岩类（闪长岩、石英闪长岩、英云闪长岩）；⑧ 斜长花岗岩类（斜长花岗岩、角闪花岗岩花岗闪长岩、英云岩）多属造山期花岗岩；⑨ 花岗闪长岩类（花岗闪长岩、二长花岗岩）属造山期；⑩花岗岩类（花岗岩、黑云母花岗岩、二云母花岗岩、白云母花岗岩）；⑪富碱花岗岩类（富碱花岗岩、钾长花岗岩、碱长花岗岩）多属后造山期花岗岩；⑫碱性岩类（碱性花岗岩、碱性辉长岩、正长岩等）多属非造山期。

3．断裂构造

①板块缝合带（板块缝合构造带）；②大断裂；③一般断裂；④走滑断裂；⑤推覆断裂；⑥推测断裂；⑦主要韧性剪切带。

此外还反映了蓝闪石片岩出露区，在不同的大型陆内盆地中表示了基底等深线，如塔里木盆地表示了前寒武纪基底等深线，准噶尔盆地表示了石炭-二叠纪基底等深线，吐哈盆地表示了白垩纪的基底等深线。

4．构造-岩石组合（用不同的色调表示时代）

①太古宙陆核（2500Ma 前）；②古元古代结晶基底（1800 Ma 前）；③古元古代结晶基底上的上叠沉积组合；④中-新元古代变质基底（800 Ma 前）；⑤中-新元古代变质基底上的上叠沉积组合；⑥早古生代早期增生陆壳（520 Ma 前）；⑦早古生代早期增生陆壳上的上叠沉积组合；⑧早古生代中-晚期增生陆壳（410 Ma 前）；⑨早古生代中-晚期增生陆壳上的上叠沉积组合；⑩早古生代晚期增生陆壳（380 Ma 前）；⑪晚古生代早-中期增生陆壳（320 Ma 前）；⑫晚古生代早-中期增生陆壳上的上叠沉积组合；⑬印支期增生陆壳；⑭后印支期上叠沉积组合；⑮ 燕山期增生陆壳；⑯后燕山期上叠沉积组合；⑰喜马拉雅期增生陆壳。

5．其他

表示了不同时期形成的大型内陆盆地

①晚华力西期以来形成的大型内陆盆地；②印支期以来形成的大型陆内盆地；③燕山期以来形成的大型内陆盆地；④喜马拉雅期以来形成的大型内陆盆地。

用不同的花纹表示了造山期花岗岩类，后造山期花岗岩类、非造山期花岗岩类和未分的花岗岩类。

第三章　各板块构造单元分述

一、西伯利亚板块（Ⅰ）

西伯利亚板块包括蒙古西部和阿尔泰两个微板块，它们在新元古及古生代初期以前曾经是两个分离的微板块，萨拉伊尔运动使两者拼合，归并于统一的西伯利亚板块。

1．西蒙微板块（$Ⅰ_1$）

位于本图的东北角，仅包括该微板块的活动边缘，称图瓦-巴彦乌拉震旦-寒武纪活动陆缘（$Ⅰ_{1\text{-}1}$）：由图瓦-桑吉诺地块（$Ⅰ^{1}_{1\text{-}1}$）及巴彦乌拉震旦-寒武纪岛弧-边缘海（$Ⅰ^{2}_{1\text{-}1}$）组成。

图瓦-桑吉诺地块（$Ⅰ^{1}_{1\text{-}1}$）：也称图瓦-蒙古地块。近年的研究表明，其内部组成较为复杂。位于蒙古中部巴彦洪戈尔蛇绿岩带以南的拜达力克（Baidrag）地区（已出本图）的同位素年代学资料较可靠（Badarch et al.，2002）。这里的早前寒武纪岩系分成两套岩系：拜达力克岩系由片麻岩（锆石 U-Pb 年龄 2650 ± 30 Ma），麻粒岩，角闪岩和少量石英岩组成；布姆布格岩系为片岩、片麻岩、大理岩、石英岩等，被时代为 2364 ± 6 和 1854 ± 5 Ma 的紫苏花岗岩和花岗闪长岩脉切过（锆石 U-Pb 年龄）。该二岩系被新元古代的含砾砂岩、石英岩和白云岩（白云母 K-Ar 年龄 699 ± 15 Ma）角度不整合覆盖。

由拜达力克地区向西，即本图的$Ⅰ^{1}_{1\text{-}1}$区，大体相当于蒙古的察布汗（Zavhan）地体。该地体由变质达到绿片岩和角闪岩相的中-基性火山岩，叠层石和石英岩岩块以及蛇绿混杂岩岩块等组成，伴有较多的、时代为 1868 ± 3 Ma（锆石 U-Pb）的花岗-片麻岩体，说明古元古代地壳增生带在这里的存在。在该地体的东部（Hungui Zone），发育有时代为 850 ± 2 Ma 和 750 ± 3 Ma 的酸性火山岩和与之互层的玄武岩、安山岩及其火山碎屑岩等，其意义可能是代表察布汗地体在新元古代的裂解，与位于察布汗地体以西的湖区古蒙古洋的形成相关。

上述察布汗地体的北部，东西向的杭爱断裂以北地区（杭爱山的北西缘），属于主体位在俄国境内的桑吉诺地块。该地块由强变形和变质的岩系组成，原认为属于太古宙-古元古代基底。近年的研究发现（Salnikova et al.，2001），在该区的变质岩系中，同变质的花岗岩类岩体锆石 U-Pb 年龄为 536 ± 5.7 Ma 和 494 ± 11 Ma；而变质后的花岗正长岩锆石 U-Pb 年龄为 497 Ma。一些学者根据这些新资料推测，至少图瓦-桑吉诺地块的部分地区不具有早前寒武纪基底。

巴彦乌拉震旦-寒武纪岛弧-边缘海（$Ⅰ^{2}_{1\text{-}1}$）：位于吉尔吉斯湖以东，图瓦-桑吉诺地块以西地区，属萨拉伊尔-蒙古湖区洋盆向东俯冲消减作用的产物。其中仍保留部分该洋盆东侧的陆棚和陆坡岩石组合，以及破碎的古老陆块的残片。该区的主要组成物质为震旦-早寒武世和早寒武世的三种主要建造：

1）陆源碎屑岩-碳酸盐岩夹安山岩-英安岩建造，伴生流纹岩系列的酸性衍生物；灰岩、凝灰熔岩、凝灰角砾岩广泛发育（北段依德尔地区）。

2）由硅质页岩和碳酸盐岩组成的硅质-碳酸盐岩建造，局部地区（图瓦-蒙古地块附近）下部伴生磷块岩。该建造主要发育于桑吉诺地块南东和拜达里格地块西南等南部地区。

3）安山岩-玄武岩及硅质-碧玉岩建造，夹透镜状灰岩（多属异地构造岩块?）。此外尚有大规模的花岗岩和较基性的侵入体。

寒武纪花岗闪长岩属同碰撞期，在汉呼赫山南，具压碎结构的该岩体被志留纪红色砂岩所覆。该区的构造和建造带的研究证明，洋壳的汇聚和俯冲方向是自西而东的（Дергунов，Лувсанданзан，1984）。寒武纪—奥陶纪后的沉积多属盖层及上叠沉积物。

蒙古湖区震旦-寒武纪洋盆（I_{1-2}）：西以察干锡贝图大断裂与阿尔泰微板块的哈尔锡林寒武-奥陶纪岩浆弧（原为被动陆缘）相接，南界被大博格多断裂所截。

由蒙古湖区震旦-寒武纪蛇绿岩、蛇绿混杂岩带和岛弧带所组成。研究较详且资料较丰富的地区有两个：一是湖区北段的汉呼赫山南缘；另一个是湖区中段的达里比山（T. H. Хераскова и др.，1985）。

湖区的湖带，底部发育一套海相基性火山岩，玄武质枕状熔岩及少量凝灰岩，伴生有碧玉岩，枕状熔岩的岩石化学特征接近洋中脊型；中部为硅质岩-凝灰岩组合；上部为硅质岩-碎屑岩组合。湖带的北东，即汉呼赫山南缘，据杰尔古诺夫等1984年的研究，这里的原地系统下部由碳酸盐岩层构成；上部是安山岩组合。碳酸盐岩层中含有时代为文德纪（震旦纪）的核型石 *Osagia Zhur* 和大量的早寒武世的古杯海绵，认为其时代与察布汗带的查干诺罗姆组相当，大体是文德纪（震旦纪）—早寒武世的。在安山岩组合中的碎屑岩-灰岩夹层中，发现大量早寒武世的古杯类化石。汉呼赫山南缘，外来系统的构造岩片以滑混岩与混杂岩与原地系统分开，据构造岩片的组成，推测其来自相邻的构造带。滑混岩的大量形成是古洋构造发生汇聚、收缩的可靠标志。因此，汉呼赫山南缘滑混岩时代研究的结果具有重要意义。据杰尔古诺夫等，在过渡到滑混岩基质的碎屑岩中，找到早寒武世晚期勒纳阶的古杯类化石，*Onchocephalina plana*，*Claruscyathus solidus*；而在滑混岩岩块中找到的古杯类化石属于早寒武世早期的阿特达坂层。据此他推测，大规模的水平收缩运动发生在早寒武世的末期。汉呼赫山南缘的东部，发育方辉橄榄岩、纯橄岩为代表的变质橄榄岩，向上，有层状（堆晶）辉石岩和辉长岩等，代表蛇绿岩组合的下部组分。

在湖区中段的达里比山地区，发育延长达200 km的蛇绿岩带。据赫拉斯科娃等的研究，这里发育蛇绿岩的各个组分和岛弧组合；根据与湖区北段的对比，将蛇绿岩的上部组分定为文德纪（震旦纪）—早寒武世；根据岛弧组合上部含早奥陶世海绵骨针和放射虫的情况，将湖区古洋发育的时间确定为文德纪（震旦纪）—早奥陶世。不过按她的叙述，在产早奥陶世化石的岩层中，发现花岗岩和蛇绿岩的砾石。因此，有理由推测，早奥陶世之前已发生过至少是局部的挤压和剥蚀作用。早奥陶世末期以后，这里开始发育陆相火山磨拉石。

应该指出，近年来在湖区获得了一批同位素年代学的数据表明，蛇绿岩的年龄为570～520 Ma（В. И. Коваленко и др.，1996）；此外，据Kröner在达里比蛇绿岩的砂岩盖层中，碎屑锆石的年龄为479.6±1.0 Ma。以上数据说明，湖区蛇绿岩形成的时代从文德纪—早奥陶世，这与早期研究中根据化石组合得到的结果很是一致。

综上，图瓦-桑吉诺地块（I^{1}_{1-1}）以西和巴彦乌拉震旦-寒武纪岛弧－边缘海（I^{2}_{1-1}）以及蒙古湖区震旦-寒武纪洋盆（I_{1-2}）等构造带的构造演化可概述如下：察布汗地体东部的洪谷依带（Hungui Zone）年龄为 850±2 Ma 和 750±3 Ma 的酸性火山岩和与之互层的玄武岩、安山岩以及其碎屑岩等，可能代表新元古代裂解作用的开始，与位于察布汗地体以西的蒙古湖区震旦-寒武纪洋盆（I_{1-2}）的形成相关；洋盆形成从文德纪（震旦纪）或更早开始，延续至早奥陶世；但洋盆从早寒武世末期起，可能已进入消减与扩张并行的阶段，洋壳的俯冲作用是自西而东的；早奥陶世末期以后，进入碰撞后阶段。作为中亚北部的阿尔泰-萨彦岭早加里东（萨拉伊尔）褶皱带的典型地区，蒙古西部的资料较为系统。

2．阿尔泰微板块（I_2）

（1）北阿尔泰早古生代陆缘活动带（I_{2-1}）

该带包括中国的阿尔泰山北部、蒙古的阿尔泰山和俄国境内的山区阿尔泰山，是编图区北部极有特色的一个地区。由于该区山势险峻又地处中俄蒙三国边界，研究程度不高。长期以来，俄国学者认为该区属于西伯利亚古陆向南西增生的陆缘构造带（Пейве А.Б.，1980）。1980 年代后期，由于国际地质对比研究的开展，学者们对该区的构造性质和归属有了全新的认识，简述如下。

为叙述简便，这里称该跨三国的区域（即图中的 I_{2-1}）为阿尔泰－蒙古区。地质上，该区表现为北西-南东向延长的带状，长约 1500 km，西北段宽（约 500 余公里），向南东至蒙古西部，呈尖灭之势。该区的主体由变质达低绿片岩相的巨厚类复里石岩系构成。该岩系在俄国被称为山区阿尔泰系；在蒙古被称为蒙古阿尔泰系；在中国被称为喀纳斯（哈巴河）群。上述三个岩系都厚达 6～7 km，而且岩石组合和层序惊人地相似，完全可以跨国对比。根据少数地点发现的微古植物化石和该区许多地点发现的、以区域性角度不整合覆盖于其上的中-晚奥陶世火山磨拉石建造判断，该三个岩系的时间段涵盖着震旦纪（文德纪）—早奥陶世。

1988 年，在国际地质对比研究的交流中，何国琦提出，根据构成上述三岩系的陆缘碎屑成分成熟度较高，且绝少火山物质的情况判断，其碎屑物质的来源不可能是西伯利亚古陆。这是因为，震旦纪—早奥陶世期间，西伯利亚古陆与阿尔泰-蒙古区（I_{2-1}）之间隔着蒙古湖区古洋和岩浆弧，如此巨量成熟度较高的碎屑物质势必另有来源，推测来自其南西侧（现代方位）被后来的地质作用过程所破坏和掩盖的某个古陆，当时何国琦曾称之为“泛准噶尔古陆”（He Guoqi，1990）。何国琦的意见被许多俄国学者所采纳，并在后来的文献中采用。1990 年，佐年善（Зоненшайн，1990）根据上述三岩系碎屑物质总量的估算与现代某些大陆剥蚀量的对比提出，位于“南方”推测中的古陆，面积可能不亚于西伯利亚。此后别尔金（Берзин и др.，1994），多布列佐夫、别尔金、布斯洛甫等（N. L. Dobretsov et al.，1995），多布列佐夫（N. L. Dobretsov，2001；Н. Л. Добрецов，2003），布斯洛甫等（М. М. Буслов и др.，2003）多次论证了该推测古陆的存在。多布列佐夫在系列论文中称其为阿尔泰-蒙古地体，认为“该面积广大的地块因发育有不寻常组分的文德纪-寒武纪的碎屑岩建造，推测它是冈瓦纳型的（即裂离自冈瓦纳古陆的）前寒武纪地块”。在最近的一篇论文中，多布列佐夫引证他人关于该区花岗岩和变质岩 Sm-Nd 同位素研究的结果认为，阿尔泰-蒙古地体具有年龄大于 1100 Ma 的基底。陈斌等（2001）研究了我国阿尔泰北部早古生代碎屑沉积物的 Sm-Nd 同位素特征，获得 Nd 模式

年龄 $T_{DM}=1.44\sim1.77$ Ga，认为剥蚀源区有中元古代老陆壳。以上 Sm-Nd 同位素研究的结果进一步印证了划出阿尔泰-蒙古地块的合理性。该地块基底的直接出露很零星，定年资料也很少，胡霭琴以富蕴县城西北乌恰沟地区的深变质岩和富蕴县西南额尔齐斯河南岸的斜长角闪片麻岩两个点组成 Sm-Nd 等时线，显示年龄为 1465±6 Ma。

阿尔泰-蒙古地块（体）的确认具有很重要的意义，因为这关系到对编图区北部构造分区和演化的认识：首先，蒙古湖区为代表的早加里东（萨拉伊尔）褶皱带的性质应该是阿尔泰-蒙古地块（体）与西伯利亚古陆之间的碰撞造山带，而不是以前所认为的陆缘增生带；其次，阿尔泰-蒙古地块（体）范围内中奥陶世及其以后的构造-岩浆带，如下文将提到的诺尔特-乌列盖泥盆纪-石炭纪火山沉积盆地（$\mathrm{I}^{2}_{2\text{-}1}$）等都具有上叠构造的性质。

北阿尔泰早古生代陆缘活动带含三个次级单元：

哈尔锡林寒武－奥陶纪岩浆弧（$\mathrm{I}^{1}_{2\text{-}1}$）

东以察干锡贝图断裂为界，西以科布多断裂与诺尔特-乌列盖泥盆纪-石炭纪上叠火山沉积盆地相邻，南为蒙古图尔根断裂所截。区内主体由寒武系—奥陶系组成，为以长石-石英砂岩为主的陆源砂页岩、类复理石建造，表明属处于稳定的陆缘区，其上为奥陶纪—志留纪的火山-陆源碎屑和碳酸盐岩沉积，局部见志留纪的磨拉石建造。岩浆岩以志留纪、泥盆纪花岗岩为主，泥盆纪—石炭纪花岗岩次之。

诺尔特-乌列盖泥盆纪-石炭纪上叠火山-沉积盆地（$\mathrm{I}^{2}_{2\text{-}1}$）

位于哈尔锡林及喀纳斯-克克托海古生代岩浆带之间，主要由泥盆系和石炭系组成。泥盆系下部以酸性为主夹基性火山岩-陆源碎屑岩建造，部分为红色火山碎屑岩；上部为中性喷发岩及黑色页岩。石炭系下部以陆相碎屑岩为主，偶夹喷发岩，见红色磨拉石沉积，海相沉积为陆源碎屑岩和碳酸盐岩；上部由陆相含煤建造组成。侵入岩以泥盆、石炭纪花岗岩类为主。泥盆纪花岗岩以黑云母、二云母花岗岩、暗色花岗岩为主；二叠纪花岗岩早期以斑状白云母花岗岩、斑状二云母花岗岩为主，后期为花岗正长岩、白岗岩、碱性白岗岩、碱性花岗岩和正常黑云母花岗岩，总体上为高硅富碱。

喀纳斯-克克托海古生代岩浆弧（$\mathrm{I}^{3}_{2\text{-}1}$）

该带侵入岩以花岗岩为主，其次为少量分布的闪长岩－辉长岩等。志留纪—泥盆纪花岗岩或志留纪花岗岩以斜长花岗岩－花岗闪长岩－石英闪长岩为主，多属混熔的Ⅰ型。岩石化学统计分析多投入造山前和地幔分离两区之间。另一种是由挤压和区域变质作用形成的片麻状花岗岩－黑云母花岗岩，其成因系列多属S型，形成于同造山期。

（2）南阿尔泰晚古生代活动陆缘（$\mathrm{I}_{2\text{-}2}$）

该陆缘位于$\mathrm{I}_{2\text{-}1}$的南西，西卡尔巴-克兹加尔-锡伯渡-富蕴-玛恩鄂博-图尔根-大博格多断裂以北地区。该带西起哈萨克斯坦的塞米巴拉金斯克，经斋桑及其以北的矿山阿尔泰至中国阿尔泰山的南缘，再向东延至蒙古国的南部；整体的走向从北西转变到蒙古境内的东西向；对其内部构造单元的划分和彼此间的连接迄今仍存在分歧意见。

俄国境内，该带自北而南分成以下构造单元：北界称为“东北挤压带”，与山地阿尔泰分开；向南为矿山阿尔泰（$\mathrm{I}^{1}_{2\text{-}2}$）、额尔齐斯挤压带、卡尔巴-纳雷姆构造带（$\mathrm{I}^{2}_{2\text{-}2}$）和最南部的西卡尔巴带（$\mathrm{I}^{3}_{2\text{-}2}$）。

矿山阿尔泰（$\mathrm{I}^{1}_{2\text{-}2}$）

自从罗塔拉什等以活动陆缘模式将矿山阿尔泰解释成岛弧以来，这种认识一直比较流

行。

卡尔巴-纳雷姆石炭-二叠纪岩浆弧（$I^{2}_{2\text{-}2}$）

北东为“额尔齐斯挤压带”，南西为卡尔巴-纳雷姆和捷列克塔深断裂。岩浆弧发育于前寒武系基底之上，其中有库尔丘姆-卡利吉尔、巴甫洛夫和克兹尔苏伊等三个基底隆起。前一个隆起，在地表已见元古宙变质杂岩，以片麻岩、混合岩和角闪岩为主，与其相邻的黑云母花岗片麻岩锆石同位素年龄为 1450 Ma[1]。后两个为隐伏隆起。这些古老的岩块在中石炭世前可能仍处于不深的海水之下。泥盆纪为碳酸盐岩-陆源碎屑岩建造，其上堆积了中石炭世的陆相磨拉石。晚石炭世这里发生了大规模的花岗岩类活动，尚有陆相流纹岩-英安岩的喷发，形成岩浆侵入活动十分强烈的岩浆弧，侵入岩占了 50%。侵入岩以正常花岗岩和含稀有金属的二云母花岗岩为主，前者规模巨大，常平行构造线方向延伸，后者相对较小，其次为淡色花岗岩、白岗岩、斜长花岗岩-花岗闪长岩及辉长-辉绿岩。岩石多具高硅富碱特征，属西伯利亚与哈萨克斯坦板块碰撞缝合或碰撞晚期产物。

西卡尔巴石炭纪弧前盆地（$I^{3}_{2\text{-}2}$）

北界为卡尔巴-纳雷姆和捷列克塔深断裂，南界为西卡尔巴大断裂（向北东倾）。带内未见前寒武及早古生代基底，可能是卡尔巴-纳雷姆岛链裂离大陆边缘后形成于近洋一侧的浅海盆地，后发展为造山带的前陆盆地。盆地内堆积有早石炭世砂岩-碳酸盐岩，主体是早中石炭世的陆相磨拉石和部分陆相玄武岩、安山岩建造。

中国境内的阿尔泰山各构造带，从空间位置看，无疑与上述俄国境内阿尔泰山各构造带相连。然而，由于对比研究程度不高，具体的连接方案尚存在问题（徐新等，1990）。自北而南分成：

克兰泥盆-石炭纪弧后盆地（暂与东北挤压带对比）；阿尔泰南缘火山－深成岩带（暂与矿山阿尔泰 $I^{1}_{2\text{-}2}$对比），我国阿尔泰市骆驼峰枕状熔岩 Rb-Sr 等时线年龄（据周天霞等）为 380±27 Ma。阿尔泰南缘火山-深成岩带主体由早泥盆世的酸性火山岩为主的火山岩-火山碎屑岩-陆缘碎屑岩建造构成，各地变质程度不一。利用岩石化学对其斜长角闪岩、斜长角闪片岩进行原岩恢复，相当于细碧岩、玄武岩的基性熔岩，所以实际为一套细碧-角斑岩建造。中泥盆世为具浊积特征的复理石建造，部分见火山岩，主要由火山岩-陆源碎屑复理石和碳酸盐岩组成。下石炭统含少量安山岩-玄武岩的类复理石建造。中石炭统为陆相含煤砂泥岩建造。区内侵入岩发育以花岗岩为主，其次为闪长岩，碱性闪长岩、辉长闪长岩，主要可分为三个时期：志留纪—泥盆纪、石炭纪、二叠纪。志留纪—泥盆纪花岗岩：斜长花岗岩-花岗闪长岩-花岗岩组合，属同造山期。石炭纪花岗岩：花岗岩-花岗闪长岩组合，为闭合期产物，近 180 个样品在 R_1-R_2 图解中落入造山晚期及同造山期。二叠纪花岗岩：黑云母花岗岩、花岗斑岩居多，高硅富钾，造山晚期或后造山期。

二、额尔齐斯-布尔根板块缝合带（碰撞混杂岩带）（EBT）

北界西卡尔巴-克兹加尔-锡伯渡-富蕴-玛因鄂博-图尔根-大博格多断裂；断裂北倾，上

---

[1] 国家 305 项目 85-902-01-06 专题“中哈阿尔泰多金属矿带地质及成矿对比研究”研究报告，新疆地矿局地质矿产研究所，李天德等，1994

盘南冲，显示韧性剪切性质。南界复杂：然吉托别-斋桑泊以南一线，向东为科克森它乌-沙尔布拉克-阿克图拜，延入蒙古为布尔根-外阿尔泰大断裂。南北断裂带之间的组成物质复杂（杂乱），走向横向几乎不可对比，且为一高应变带，重力梯度带。主体为下石炭统滑混堆积，中石炭统陆相磨拉石建造，分布偏于该带南部；北部的组成物质时代上有变质年龄为 2600±100 Ma 和大于 1000 Ma 的榴辉岩、角闪岩，结晶片岩、片麻岩，早寒武世碧玉、石英岩、砾岩、辉绿玢岩、细碧岩、硅质页岩，泥盆纪基性、中性火山岩，及灰岩、硅质岩和礁灰岩。变质特征，既有常见的绿片岩相、绿帘石-角闪岩相、角闪岩相，也有高温高压的榴辉岩、低温高压的蓝片岩和轻微或未变质的岩石。总起来看，本带既有代表洋壳残片的被肢解的蛇绿岩、幔源基性、超基性岩，也有古陆壳变质的硅铝质片麻岩结晶片岩，构成十分复杂，表现为一种构造混杂岩带的特征，叠瓦逆掩断层发育，组成一个个推覆岩片。

恰尔斯克-戈尔诺斯塔那为蛇绿混杂带，岩块有变质橄榄岩、辉石岩、辉绿岩、玄武岩、细碧岩及硅质岩等，并有硬玉和蓝片岩。它的西段前人称恰尔斯克-曼克拉带，出露最好，研究程度也较高。根据布斯洛甫等（М. М.Буслов и др., 2003）的综述和补充的新资料，概述如下。恰尔斯克为走滑断裂带，同时也是蛇绿岩带，代表着西伯利亚和哈萨克斯坦板块的具体界线。查尔斯克走滑带以南，分布着形成于哈萨克斯坦陆缘的地体（塔尔巴哈台，扎尔马和萨乌尔）。它们是寒武纪—奥陶纪和泥盆纪—早石炭世岛弧的残留体。沿成吉斯-塔尔巴哈台右行走滑断裂，这些地体向南移，即向着准噶尔微大陆移动，结果在后者的边缘形成叠瓦-推覆构造（Chi Z et al., 1993）。从查尔斯克走滑带向北东，分布着沿左行断裂和伴生向南逆冲运动的地体，属于西伯利亚陆缘的构造带。其中包括卡尔巴-纳雷姆，矿区阿尔泰，山区阿尔泰，萨拉伊尔和托木-科雷万地体。卡尔巴-纳雷姆和矿区阿尔泰地体构成走向北西的线性构造的主体，沿阿尔泰最著名的库尔丘姆-额尔齐斯和东北挤压带分布。沿挤压带有最大幅度的左行走滑运动。查尔斯克走滑带中，有宽达 80 km 的同名蛇绿岩带，按构造属性和时代可以划分出如下的构造单元：

1）在查尔斯克带的东南部，分布Ⅰ型早古生代俯冲杂岩。其中以高压变质岩块为主（石榴-角闪岩，榴辉岩，蓝片岩和石榴-蓝片岩）。根据新的年代学资料，榴辉岩，石榴-角闪岩和蓝片岩中的白云母 K-Ar 年龄分布在窄范围 444～429 Ma（8 个结果），很可能代表高压岩石折返的年龄（晚奥陶世—早志留世）。如果是这样，俯冲的岩石更老些，可能是寒武纪-早奥陶世。

2）Ⅱ型奥陶纪蛇绿混杂岩，包含各种洋壳成分的岩片，其中有块状辉橄岩、纯橄岩、辉石岩、辉长岩、斜长角闪岩和角闪斜长片岩等。

3）Ⅲ型晚石炭世复矿质混杂岩，含有Ⅰ型和Ⅱ型混杂岩片断。混杂岩沿较年轻的走滑带分布，查尔斯克蛇绿岩带整体上受该走滑带控制。查尔斯克带的北东缘，发育卡尔巴-纳雷姆地体的增生楔：早-中石炭世的浊积岩和滑混岩，晚泥盆世—早石炭世的岛弧组合，泥盆纪-早石炭世的石灰岩等；伊瓦塔等从混杂岩带的硅质岩岩块中确定出晚泥盆世—早石炭世的牙型石和放射虫（К. Ивата и др., 1994）。查尔斯克缝合带的南西缘，发育由早石炭世扎尔马-萨乌尔岛弧和增生楔组成的线状构造岩片。在查尔斯克带的内部也广泛发育蛇绿混杂岩，由各种成分的岩块组成。其走向一般为北西-南东，与走滑带的走向一致。混杂带中的岩块也遵循这个延伸方向。

与查尔斯克带早古生代高压岩石岩块伴生在一起的有含 D_2—C_1 放射虫和牙型石的火山岩-硅质岩岩块；还有志留纪至早、中泥盆世的灰岩岩块。火山岩有正常系列和碱性拉斑玄武岩，属于 N 型洋中脊、洋岛型。志留纪—泥盆纪的灰岩可能是海底高地或岛弧环境产物。奥陶纪的蛇绿岩，构造上与玄武岩、含中泥盆世—早生石炭世放射虫的碧玉岩、硅质粉砂岩岩块伴生在一起；也与早志留世—泥盆纪的碳酸盐岩-硅质岩-硬砂岩构造上伴生在一起。查尔斯克蛇绿岩带位于泥盆纪—早石炭世沉积-火山岩带之中。我们认为，它是在形成查尔斯克走滑带过程中，从哈萨克斯坦和西伯利亚古陆来的。

像蛇绿岩带一样，沉积－火山岩带，也被走滑带分割成岩片，它们是：

1）纳谬尔阶的浊积岩和蓝色凝灰岩（кокпекинская свита），分布在查尔斯克蛇绿岩带的两侧。在浊积岩中有细粒的滑混岩和砾岩，是岛弧受到剥蚀的产物。

2）早石炭世的岛弧组合，包括枕状熔岩，中基性凝灰岩安山质凝灰岩，礁灰岩和硅质岩（верочарская свита）。它们分布在查尔斯克蛇绿岩带和Ⅲ型蛇绿混杂岩带的北东侧。在 Игоревка 村，硅质岩中发现早石炭世放射虫。在查尔斯克带的南西一侧，类似 верочарская свита 的组合发育在阿尔卡雷克山地区。这里广泛发育安山-玄武岩和灰岩的岩片。

3）维宪阶滑混岩的基质是砂页岩，岩块有中泥盆世—早石炭世大洋岩石圈碎块。它们成带、沿查尔斯克蛇绿岩带分布。

4）大洋岩石圈的玄武岩和硅质岩中，大部分出露的硅质岩都含有晚泥盆世的放射虫。全带都盖有上叠的晚石炭世的火山-沉积盆地，并有侵入岩和脉岩。有局部出现的二叠纪和早三叠世的断裂。中二叠世—早三叠世的活化作用，导致碱性火山岩和碱性侵入岩的形成。

额尔齐斯-布尔根板块缝合带在我国境内多为第四纪所覆，在蒙古为北蒙古加里东大断块和南蒙古海西大断块之分界。其中有 1120～650 Ma 的花岗片麻岩和 2200 Ma 的辉石片麻岩块，为一构造混杂岩带。

该碰撞带发生于泥盆纪—石炭纪，中石炭世已是陆相磨拉石建造，说明洋盆已闭合。所出现的石炭纪—二叠纪花岗岩及富碱-碱性花岗岩-碱性岩，说明有碰撞后期及非碰撞期的产物。

三、哈萨克斯坦-准噶尔板块（Ⅱ）

前文已经讨论了独立划出哈萨克斯坦-准噶尔板块的理由，并着重论证了穆云库姆-克齐尔库姆-伊犁微板块（$Ⅱ_2$）很可能于晚前寒武纪时期（1100 Ma 以前）已是一个连续的古陆的一部分；之后，在早古生代期间，它经历了再次的汇聚和固结作用。因此，在显生宙古构造复原研究中，应该把它看成是具有独立运动行为、且有一定规模的古板块的核心。另一个已经讨论过的是巴尔喀什-准噶尔残余洋的问题，认为它是古亚洲洋中一类尚待深入研究的古洋构造。以下将叙述哈萨克斯坦-准噶尔板块内部单元的划分及其简要特征。

（一）巴尔喀什－准噶尔微板块（$Ⅱ_1$）

1. 准噶尔北缘古生代陆缘活动带（$Ⅱ_{1\text{-}1}$）

（1）萨吾尔晚古生代岛弧（$Ⅱ^{1}_{1\text{-}1}$）

该带是在早古生代岛弧基础上发展起来的。在中国境内包括萨吾尔山、科克森套南部以及喀拉通克地区。在蒙古,C.B. 鲁仁采夫等划为爱德楞格带,可能还包括着部分外阿尔泰带。本带主要由泥盆系和石炭系组成,局部见奥陶系-志留系,后者呈孤立断块状产出。

西段的哈萨克斯坦境内，泥盆纪发育火山岩-硅质岩-陆源碎屑岩建造。火山岩以中基性和酸性为主，见少量玄武玢岩，陆源碎屑岩为红色不同粒度砂岩、粉砂岩、砾岩。在具磨拉石特征的下泥盆统中见有蛇绿岩碎屑。下石炭统发育巨厚的滨海相火山-沉积岩建造，由安山质火山岩与碎屑岩、凝灰岩等组成。中上石炭统不整合于下石炭统之上，以磨拉石建造为主，含煤和少量安山玢岩、安山-英安质凝灰岩和熔岩。二叠纪发育陆相含煤泥质岩、油页岩，部分安山-玄武玢岩质凝灰岩和熔岩组成。

中段的中国萨吾尔、科克森套、喀拉通克一带，泥盆纪发育中基、基性火山岩-陆源碎屑岩建造。据梅厚钧（1990）等研究，自泥盆纪—二叠纪共在 9 个层位中发育有玄武岩-安山岩-流纹岩建造。中、下泥盆统为海相，晚泥盆统为海陆交互相的下磨拉石建造。其上被石炭系和二叠系海陆交互相陆源碎屑-火山岩建造和陆相火山磨拉石建造所不整合覆盖。泥盆纪岩浆岩主要为钙碱系列，以钠质为主，夹少量钾质火山岩层。

东段，该岛弧带延入蒙古，相当于 C.B. 鲁仁采夫划分的戈壁阿尔泰带的额德伦金亚带（C. B. Руженцев и др., 1990），位于陆棚向外阿尔泰古洋盆过渡的地带。额德伦金亚带底部的中泥盆统为层凝灰岩、凝灰-硅质岩、酸性凝灰岩、碳酸盐岩；中上泥盆统为玄武岩、安山岩；其上被中、下石炭统的磨拉石所覆盖。带内侵入岩以花岗岩为主，次为辉长岩、石英闪长岩、多属石炭纪，少量为二叠纪。石炭纪花岗岩以黑云母花岗岩、花岗闪长岩为主，富碱，K-Ar 法测年 302～368 Ma。二叠纪花岗岩以富碱花岗岩、钾长花岗岩和碱性花岗岩为主，多属混熔的Ⅰ型和深断裂带的 A 型，岩石化学投点分散，以造山晚期和同造山环境为主。

（2）塔尔巴哈台-阿尔曼太早古生代岛弧（$\mathrm{II}^{2}_{1\text{-}1}$）

沿塔尔巴哈台山进入我国的洪古勒楞一带，向东，延至阿尔曼泰的科克赛尔盖至莫钦乌拉一带。其北界为卡尔宾-成吉思深大断裂，萨吾尔山南麓断裂、乌伦古大断裂等。该断裂经淖毛湖盆地北，延入蒙古，称为额德额根依努尔大断裂。其南界为阿克巴斯套大断裂，经和什托洛盖谷地北缘及东北准噶尔的红柳井、纸房以南的莫钦乌拉南部断裂，延入蒙古，为戈壁天山大断裂。

在西段的哈萨克斯坦境内，该岛弧发育于中寒武世—中奥陶世。含三个时期的岩浆产物：即中寒武世的玄武岩-安山岩和玄武岩-安山英安岩-流纹岩建造，及花岗岩-斜长花岗岩、英闪岩-花岗闪长岩等；晚寒武世—奥陶纪的安山岩-安山玄武岩建造，见有花岗闪长岩杂岩侵入（496 Ma），同时伴有硬砂岩-硅质-陆源碎屑岩建造，硅质岩中有晚寒武世、早中奥陶世放射虫，牙形石等，并伴有滑塌堆积，岩石发生挤压变形；上奥陶统火山岩（西南部）可延续到下志留统，同时也有碳酸盐-陆源碎屑岩建造及滑塌沉积的硅质岩，并被时代为 425 Ma 的英闪岩-斜长花岗岩-花岗闪长岩切穿。

向东，至中国西准噶尔，早古生代构造-岩石组合断续出现于塔尔巴哈台—洪古勒楞—阿尔曼太—科克赛尔盖—莫钦乌拉一带。中奥陶统为中基性-基性火山岩-火山碎屑岩建造。在塔尔巴哈台及沙尔布尔提山北坡，见有枕状玄武岩；其次为陆源细碎屑岩-硅质泥岩，夹碳酸盐岩。上奥陶统布龙果尔组为一套含有大小不等灰岩块体的磨拉石建造与坍塌

建造的复合建造（李耀西等，1992）。志留系整合（假整合?）其上，下志留统为陆源细碎屑岩夹硅质泥质岩，中志留统为陆源碎屑岩、碳酸盐岩建造，夹基性火山岩；上志留统为陆源碎屑岩、火山碎屑岩为主及少量泥质碳酸盐岩，上部发育火山磨拉石建造。

东准噶尔的阿尔曼太地区，在泥盆纪火山岩出露区中，零星分布有奥陶纪蛇绿岩组合。在科克赛尔盖山一带，可见侵入于奥陶纪火山岩中的志留纪花岗闪长岩体，被上志留统-下泥盆统的磨拉石所不整合覆盖。在东准噶尔的莫钦乌拉地区，也发现有奥陶纪地层，强变形，且变质达绿片岩相。该地区变质、变形程度甚低的中泥盆世及其以上的岩层是：中泥盆统下部为中基性火山岩，发育枕状玄武岩、细碧岩；上部为火山复理石；上泥盆统下部属安山岩建造；上部为中酸性火山岩，安山岩具枕状构造；其上整合覆盖的是下石炭统浅-滨海相碎屑岩-火山碎屑岩及陆相中酸-酸性火山岩，局部含基性火山岩。下二叠统为陆相双峰式火山岩，上二叠统为陆相磨拉石组合，它们均属早古生代以后的上叠构造中的火山-沉积作用产物。

在蒙古的外阿尔泰带，仅见少量小规模奥陶纪断块；早古生代蛇绿混杂岩组合广泛发育。后者呈逆冲岩片产出，其上被志留系的凝灰岩-碧玉岩所覆。总体上看，该带属于岛弧构造，曾发生过两次主要变形：一为中奥陶世，可能是北东侧洋壳的俯冲，标志着第一阶段岛弧形成；二为早志留世，由于西南侧洋壳的俯冲和复合岛弧的形成，表现为大规模的磨拉石和推覆构造，蛇绿岩被解体、发生构造混杂。中、下泥盆统的基性、中基性火山岩-火山碎屑岩建造很发育。石炭纪为中酸性火山岩-碎屑岩，二叠纪为磨拉石组合。

我国准噶尔盆地北缘的洪古勒楞地区，在属于蛇绿岩组合的堆晶岩中，张驰于 1992 年曾获 Sm-Nd 444 ± 27 Ma 年龄；新疆工学院后来又获得 626 Ma 年龄值（黄建华等，1995）。阿尔曼太山地区以扎河坝蛇绿混杂岩发育最好，B.F. 温德里（1989）认为，“蛇绿岩应有的岩石组合全可见”。该区超基性岩（变质橄榄岩）Sm-Nd 等时年龄为 515 ± 26 Ma 和 493 ± 9 Ma（刘伟，1993）。

（3）三塘湖晚古生代弧间盆地（$\text{Ⅱ}^{3}_{1\text{-}1}$）

以泥盆纪-石炭纪的中基性-中性火山岩、硅质页岩、碳酸盐岩和中酸性火山岩为主的沉积盆地，它分隔了北部的晚古生代和南部的早古生代两个岛弧。其形成时间大致与晚古生代岛弧同时或稍晚。

（4）谢米斯台－库兰卡孜干泥盆纪陆缘火山岩带（$\text{Ⅱ}^{4}_{1\text{-}1}$）

主体由泥盆、石炭系组成，发育于早古生代岛弧之上。下泥盆统由滨、浅海相中基性、中酸性火山碎屑岩和正常碎屑岩组成，西部见中基性火山岩，中段夹安山玢岩。中泥盆统广泛发育火山岩建造，以滨、浅海相-海陆交互相，甚至为陆相的中酸性、中基性火山岩及其火山碎屑岩，北塔山组中见枕状玄武岩和放射虫硅质岩。西部，上泥盆统以中酸性火山岩及其碎屑岩为主夹安山玢岩，钠长斑岩及流纹岩。其上被下石炭统滨、浅海相碎屑岩和中性火山岩所不整合覆盖，上部发育陆相基性火山岩；中上石炭统多缺失，在玛依拉和克拉麦里北部地区，发育浅海-陆相碎屑岩夹少量碳酸盐岩及安山岩；早二叠世为陆相双峰式火山岩建造；晚二叠世为陆相红色磨拉石建造。推测是哈萨克斯坦泥盆纪陆缘火山岩带的东延部分。

（5）哈萨克斯坦陆缘火山岩带（$\text{Ⅱ}^{5}_{1\text{-}1}$）

何国琦、周汝洪（1994）等认为，该火山岩带的基本特征可与“火山型被动陆缘”相

比。其具体特征是：下泥盆统以安山岩、玄武岩为主，横向上由英安岩-安山岩、英安岩-流纹岩所替代，熔岩表现为低钛高铝特征，属亚碱性到正常系列；中泥盆统火山岩双峰式特征明显，以流纹岩-玄武岩为主，横向上可变为流纹岩建造，玄武-安山-流纹岩建造，其中玄武岩主要为亚碱性，含钛较高，流纹岩以铝高钛低为特征；上泥盆统流纹岩为钾质亚碱性，铝极高，钛极低。

（6）达拉布特-卡拉麦里泥盆纪-石炭纪残余洋盆（$\mathrm{II}^{6}_{1\text{-}1}$）

在西准噶尔的达拉布特一带，达拉布特断裂的南、北两侧，出露石炭系地层。石炭系以达拉布特断裂为界，分为南、北两种类型：南侧地层层序基本完整，下部为残留洋壳的枕状玄武岩，厚 500 m，未见底，及远洋沉积（泥质凝灰岩、紫色硅质岩）夹灰岩透镜体，紫色凝灰泥岩和褐色灰岩中有钙化的放射虫化石，可见滑塌堆积；中部及上部均为火山浊积岩（吴浩若等，1993），北部可称为杂岩，其组成物质除上述地层外，还有达拉布特蛇绿混杂岩之岩块。蛇绿岩主要由变质橄榄岩，少量堆晶岩（辉长岩质，辉石岩质）辉长岩、枕状玄武岩（细碧岩）、辉绿岩、玄武岩及放射虫硅质岩所组成，斜长花岗岩不发育。据黄宦，蛇绿岩岩块 Sm-Nd 同位素年龄 395Ma，属早泥盆世产物。肖序常等（1990）认为，达拉布特-卡拉麦里蛇绿岩带是相连接的，根据下部洋壳中所含的放射虫等看，可能为早-中泥盆世。卡拉麦里蛇绿岩带被下石炭统南明水组所盖，且在不整合面上的地层中发现纳缪尔期 G 带菊石：*Gastrioceras* sp. 等，同时还在其下部硅质岩中发现大量微古化石，时代不晚于早泥盆世，结合以往辉长岩 K-Ar 法年龄为 388～392 Ma 看，其时代与达拉布特相同。卡拉麦里蛇绿岩以混杂岩体的形式产出，在红柳沟地区巨大的蛇绿岩块由北向南推覆于下石炭统南明水组碎屑沉积之上，蛇绿岩的上部岩石组合为中基性熔岩、火山凝灰岩和硅质岩。该残余洋盆为巴尔喀什泥盆纪-石炭纪残余洋盆东延部分的北支。

（7）巴尔喀什泥盆纪-石炭纪残余洋盆（$\mathrm{II}^{7}_{1\text{-}1}$）

分布于中哈萨克斯坦马蹄形构造的中部，分为两种情况：一为具有早古生代地层和蛇绿岩出露的地区，如捷克图尔马斯、伊特木伦德、我国的唐巴勒等地，这里的泥盆系与前泥盆系多为连续沉积；一为未见早古生代蛇绿岩及其沉积物，主要为泥盆纪—石炭纪的残余洋盆区，外侧被泥盆纪的陆缘火山岩带所环绕。

捷克图尔马斯带：上寒武统—下奥陶统为一套碧玉岩-细碧岩建造。细碧岩具枕状构造，岩石低镁、高碱，成分近似于大陆附近边缘海的玄武岩，其中夹少量酸性火山岩。上部为枕状熔岩夹凝灰岩、碧玉岩及少量角斑岩（U-Pb 年龄 670 ± 50 Ma），火山岩 Rb-Sr 年龄为 500 ± 140 Ma，其基性熔岩高钛（2.3%）、高钠（4.6%），属碱性橄榄玄武岩和粗玄岩，与大洋高原玄武岩和日本海玄武岩接近。上寒武统—中奥陶统为细碧岩-碧玉岩。其中见有纯橄岩-辉长岩成分的构造侵入岩块，碧玉岩中发现有寒武纪化石及早、中奥陶世放射虫，牙型石等。早、中寒武世发育高钛富钠的碱性橄榄玄武岩和粗玄岩，说明其可能产于古老地块边缘；上寒武统—下奥陶统低钛低钾拉斑玄武岩与相伴共生的纯橄榄岩-辉长岩及早中奥陶世放射虫硅质岩表明，海盆进一步扩张并出现洋壳。中奥陶统为硅质岩、复矿砂岩。上奥陶统为砂岩、粉砂岩、砂泥岩、微晶石英岩和碧玉石英岩，局部见安山玄武岩夹层。下志留统以陆源沉积为主，说明晚奥陶世洋盆已开始收缩，结合上中奥陶统的辉长岩、闪长岩和上奥陶统阿克扎尔花岗闪长岩-斜长花岗岩的侵入，说明中晚奥陶世洋盆开始向南俯冲于莫印特地块下。中志留统—下泥盆统的磨拉石建造标志洋盆结束。

伊特木伦德-唐巴勒带：在唐巴勒地区出露的最老地层为下奥陶统变质的富含泥质、硅质的细碎屑岩及火山碎屑岩，粒度由下向上由粗变细，表明海水逐步加深，陆源碎屑岩与火山碎屑岩交替沉积，并伴有频繁的火山活动，形成了中酸性、中基性火山岩及枕状熔岩，放射虫硅质岩；早志留世以后，洋盆开始收缩，海水趋浅，以陆源碎屑岩夹硅质泥质岩为主；中晚志留世火山活动增强，以中酸性喷发的层凝灰岩、晶屑岩屑凝灰岩为主夹安山玢岩、玄武岩等，总体上仍以细粒的陆源碎屑岩为主，夹硬砂岩、粗砂岩及砾岩。在伊特木伦德地区出露的最老地层为寒武系—奥陶系，其下部由硅质粉砂岩、泥岩、碧玉岩、层凝灰岩、玄武岩组成；中部为层凝灰岩、粉砂岩、泥岩、部分砾岩、硬砂岩；上部为拉斑玄武岩、粗面玄武岩和放射虫硅质岩互层及碧玉石英岩。志留纪—下泥盆统为厚度很大的陆源碎屑岩。中泥盆统下部为安山岩或英安-安山岩建造；上部出现流纹岩和与之互层的红色陆相磨拉石。

伊特木伦德-唐巴勒带的蛇绿岩均被后期的构造所肢解、破碎强烈。唐巴勒蛇绿岩层序虽被肢解破坏，但各组合均有发现：已知的岩块有变质橄榄岩、少量堆晶岩、辉长岩、辉绿岩群，枕状玄武岩、放射虫硅质岩等。此外还发现有玻美安山岩（Boninite，推测为弧后边缘海环境产物）。该蛇绿岩形成的时代，据美国 Tilton 院士提供的资料，其斜长花岗岩 U-Pb 年龄为 480～520 Ma（肖序常，1992），与辉长岩伴生的浅色辉长岩榍石及斜长石、辉石的 Sm-Nd 等时线年龄为 489 ± 53 Ma。20 世纪 80 年代末，李红生、吴浩若等（1990）在玛依拉蛇绿岩带中的上志留统凝灰粉砂岩中分离出放射虫，时代为文洛克期，故其时代应晚于蛇绿岩。伊特木伦德蛇绿混杂岩带除变质橄榄岩岩块外，下部为细碧岩、辉绿玢岩、碧玉岩；中部为碧玉岩夹硅质粉砂岩；上部为辉绿岩、细碧岩、碧玉岩及碎屑岩；总的看，类似于唐巴勒蛇绿混杂岩。伊特木伦德蛇绿混杂岩带的两侧，从奥陶纪—石炭纪一直发育连续的沉积作用。该残余洋盆区的侵入岩多属石炭纪—二叠纪产物，如庙儿沟大花岗岩基等，时代为 315～323 Ma；其它还有形成于晚奥陶世、志留纪、泥盆纪的花岗岩。石炭纪花岗岩以富碱为特征，R_1-R_2 图解中投点于同碰撞造山期；二叠纪花岗岩多属造山后期及非造山期。

（8）哈尔里克古生代岩浆弧（$\mathrm{II}^{8}_{1\text{-}1}$）

发育于准噶尔-吐鲁番-哈密地块的边缘，以泥盆系、石炭系为主体，近年来发现早古生代地层。前奥陶纪的变质岩，含有硅质岩及玄武岩；奥陶纪发育基性、中基性-中酸性火山岩，火山碎屑岩-陆源碎屑岩建造，并出现粗碎屑岩；其上被志留纪陆源碎屑岩-碳酸盐岩不整合覆盖。中、上志留统为大陆边缘的浅海陆棚相沉积；下泥盆统为一套拉斑玄武岩和钙碱性系列火山岩、艾姆斯特期以陆源碎屑岩-火山碎屑岩-碳酸盐岩为主；中、晚泥盆世火山活动再趋强烈。下石炭统地层具水平微层理，为发育水下滑塌的深水复理石-火山泥灰岩建造。石炭系的上部，多为海相-海陆交互相的陆源碎屑岩、火山碎屑岩建造及中酸性火山岩建造；进入二叠纪，发育具明显双峰式特征和陆相火山磨拉石沉积。早石炭世形成大量时代为 322～330 Ma 的花岗闪长岩、斜长花岗岩、二长花岗岩；多为富碱 I 型造山阶段的花岗岩。此外，还发育有碱性花岗岩、碱性花岗闪长岩（289.91 ± 6 Ma），多属非造山期或造山后产物。

2. 巴尔喀什-准噶尔-吐哈古陆（$\mathrm{II}_{1\text{-}2}$）

（1）准噶尔中央地块（$\mathrm{II}^{1}_{1\text{-}2}$）

准噶尔地块主要为一隐伏地块，其上为古生代及中新生代地层所覆盖。杨文孝等（1995）认为准噶尔盆地具有前寒武纪结晶基底和古生代浅变质基底的双重结构。泥盆纪—石炭纪，属残余古亚洲洋中的一个台地型盆地，周缘为深水海槽，属活动型沉积，台地上为稳定的台相沉积。随着周缘海槽的收缩闭合，准噶尔盆地于石炭纪末开始由开放型海相盆地，向封闭型内陆盆地转化。自二叠纪至第四纪经历了四个构造-沉积演化阶段：①早二叠世前陆型海相-残留海盆；②晚二叠世前陆型陆相盆地；③三叠纪—早第三纪振荡型陆相盆地；④晚第三纪-第四纪前陆型陆相盆地，并造就了现代的准噶尔盆地。

如前所述，关于其基底问题素有争议，至今未见早前寒武纪地层出露，也未取得可靠的早前寒武纪的测年数据；新元古代基底的存在是可能的。张以榕等（1992）在东准噶尔克拉麦里山一带发现有晚震旦纪－早寒武世的小壳及古园藻类化石，并划分出了阿勒安道群，由硅质、中基性凝灰质碎屑岩夹角砾岩、安山玄武岩及硅质岩等组成。最近新疆地矿局区调大队，在克拉麦里断裂以南等地，发现有 10 亿年前的绿片岩相岩石，但对此胡霭琴等（2003）从同位素测年专业的角度提出了质疑。

（2）巴塔玛依内山石炭纪上叠火山－沉积盆地（$\text{Ⅱ}^{2}_{1\text{-}2}$）

叠加在克拉麦里泥盆纪—石炭纪残余洋盆以南及准噶尔地块之间的上叠盆地。其主体由早石炭世巴塔玛依内山组组成，以陆相为主的中性、基性及酸性火山岩、火山碎屑岩夹泥岩、粉砂岩、砾岩和煤线。岩相及厚度变化大，多属碱性较高的钾钠质火山岩及板内碱性玄武岩。

（3）博格达晚古生代裂陷槽（$\text{Ⅱ}^{3}_{1\text{-}2}$）

北以博格达山北麓大断裂为界，南邻吐－哈盆地北缘大断裂，西与伊连哈比尔尕残余洋盆相邻。博格达晚古生代裂陷槽的主体由石炭系组成；中石炭世早期局部有较强的火山活动，白杨沟上游发现有大面积枕状玄武岩，中石炭统柳树沟组构成该区主体，厚 3000 m，为海相双峰式火山岩夹碎屑岩；中石炭世晚期-晚石炭世以浅海相碳酸盐岩-陆源碎屑岩为主，其上为晚石炭世磨拉石建造所不整合。以上事实说明该裂陷槽的拉张作用始于中石炭世前，中石炭世海域最广，并有碱性火山岩及双峰式火山岩的喷发，晚石炭世开始封闭，二叠系下部虽仍有海相碎屑岩-火山碎屑岩，但已属残余海盆阶段，晚二叠世才转为发育海陆交互相或湖沼相沉积。

（4）伊林哈比尔尕晚古生代残余洋盆（$\text{Ⅱ}^{4}_{1\text{-}2}$）

位于准噶尔盆地南缘，北为天山北麓大断裂，南为伊连哈比尔尕南麓大断裂（天山主干断裂），其主体由石炭系及部分泥盆系组成。这里的中泥盆统底部有中基性-酸性熔岩；上部为千枚岩化硅质板岩，中基性凝灰岩夹碧玉岩，粗砂岩，其上为局部夹酸性熔岩的火山复理石建造；二叠系多出露在山前地带，为陆相红色磨拉石建造。在巴音沟一带，见有被肢解的蛇绿岩，经恢复，其剖面自下而上由变质橄榄岩、辉长岩、枕状玄武岩、块状玄武岩及穿插于枕状玄武岩中的辉绿岩墙群和放射虫硅质岩，其上被含化石的中石炭统所覆。对其形成环境各有不同看法，但总体上看它属于滨巴尔喀什泥盆—石炭纪残余洋盆的东延部分。

（5）吐-哈地块（$\text{Ⅱ}^{5}_{1\text{-}2}$）

北界为博格达山南缘断裂，南界为吐鲁番-哈密盆地南缘大断裂。主体与准噶尔盆地基底基本相同，为中-新生代所覆盖的古老地块，南缘有少量晚古生代残块。关于吐-哈盆

地的基底问题素有争议。胡受奚等（1990）、袁学诚等（1994）都认为吐-哈地块与准噶尔地块原是相连的，由于后期构造运动才使其分隔于博格达南、北两侧。袁学诚等（1994）在进行人工地震测深地学断面研究后认为，这里的中、新生界及古生界盖层厚 10～18 km，其下 10～28 km 间可能为元古宇，以上两层北浅南深，元古宇之下有一不厚的低阻层，向下近 50 km 处为下地壳及铁镁质块体底。

（6）觉洛塔格晚古生代裂陷槽（$\mathrm{II}^{6}_{1\text{-}2}$）

位于吐-哈盆地以南，北界吐鲁番-哈密盆地南缘大断裂，南界那拉提-红柳河板块缝合带，向东延入甘肃省。本带主要由石炭系组成，少量泥盆系碳酸盐岩-安山岩-火山碎屑岩等出露于北缘；下石炭统为中性-中酸性火山岩、中-上石炭统为陆源碎屑-火山碎屑复理石建造；二叠系下部为海陆交互相碎屑岩，上部为陆相双峰式火山岩。马瑞士等（1993）将本单元北半部称为康古尔石炭纪弧间盆地，南部称阿齐山-雅满苏石炭纪火山弧带。据何国琦等近年野外和室内研究发现，该区火山岩为强爆发相，酸性岩中含有数量不等的基性岩屑，基性岩中也有不等的酸性岩屑，岩屑大小不一，但多数很小，从而导致岩石的总体成分呈现出中性的特征，而实际上火山岩系应为拉张环境中形成的双峰式火山岩组合，故认为属吐－哈地块南缘的一个因拉张而形成的石炭纪裂陷槽。

（7）巴尔喀什中央地块（$\mathrm{II}^{7}_{1\text{-}2}$）

位于巴尔喀什湖以南，属新生界覆盖层下推测的古老地块。

（8）莫因特地块（$\mathrm{II}^{8}_{1\text{-}2}$）

位于巴尔喀什湖西端以西，为古生代时从哈萨克斯坦古陆裂离出来的一个块体，其西与阿塔苏地块相连。该地块出露的最老地层为中元古代的基克岩系。后者由近岸陆源碎屑岩变质的片岩及石英岩组成，厚 2000 m，属古元古界之上的第一盖层，具下磨拉石建造特征；不整合于其上的是阿尔蒂德瑟盖组斑岩（800 Ma），厚 2500 m；再向上为阿塔苏岩系的斑岩、石英砂岩，厚 2000 m，属新元古代的地层。震旦系-寒武系属于大陆坡沉积，其中的震旦系为石灰岩、长石砂岩、类冰碛岩及白云质灰岩等，厚 200～400 m；寒武系为硅质岩-碳酸盐岩-碎屑岩建造，其中含磷砂岩与我国赛里木湖区出露的岩系近似，属于相对稳定沉积环境的产物。莫因特地块基底强烈花岗岩化，其中有的岩体被认为是古元古代花岗岩类。其上叠加的泥盆纪花岗岩是后碰撞构造阶段的产物，多与磨拉石伴生，属于哈萨克斯坦泥盆纪陆缘火山岩带的一部分；二叠纪花岗岩富碱，其形成似与深断裂带有关，岩体规模较小。

3．巴尔喀什南缘活动陆缘（$\mathrm{II}_{1\text{-}3}$）

（1）扎拉依尔-奈曼早古生代岛弧（$\mathrm{II}^{1}_{1\text{-}3}$）

位于莫因特地块南西，巴尔喀什湖以西；西以楚河大断裂与楚河地块、肯特克塔什地块相邻；东为西巴尔喀什大断裂，部分被第四系所覆盖；向北西延出图外。前苏联学者认为，它是在新元古代大陆基底上由震旦纪裂谷作用而发展起来的“优地槽”褶皱带。带内出露的最老地层为古元古代的角闪岩-片麻岩，构成古元古代结晶基底；中元古代属基底上的盖层沉积（任纪舜，1997）；新元古代时期，地壳开始拉张，江布尔组不整合于下覆地层之上，为一套以石英长石砂岩建造为主的稳定大陆边缘沉积。寒武纪-奥陶纪本带可能出现洋壳并开始俯冲，发育有复理石建造及海相绿片岩、玄武岩建造，蛇绿岩广泛分布。其中札拉伊尔-奈曼蛇绿岩带呈北西-南东向沿扎拉伊尔-奈曼断裂带分布，断续延长达

500 km，宽 5～20 km，由 100 多个辉长岩-橄榄岩及被划为阿希苏组的细碧岩-辉绿岩建造，水下基性熔岩、钠质斜长花岗岩及碧石岩等组成。据物探资料，扎拉伊尔-奈曼断裂倾向北东，沿断裂带推覆构造十分发育；由于推覆构造和断裂的破坏，蛇绿岩多呈构造岩片状产出，原始组合层序已属难见。目前已知残存的最大辉长岩-变质橄榄岩块称基普恰克拜岩体。至晚奥陶世，本带多发育薄层泥岩-碳酸盐岩沉积，早志留世伴有磨拉石建造的形成，以及中酸性火山的喷发，结束了早古生代岛弧发展的历史。其上叠加有泥盆纪的陆缘火山岩带，说明新的拉张作用又已开始。

（2）赛里木地块（$\text{Ⅱ}^{2}_{\text{I-3}}$）

北起博尔塔拉河南岸，南到伊犁盆地北缘；西起哈萨克斯坦基洛夫斯基以东，东段被天山北缘主干断裂所切。这里出露的最老地层是古元古界温泉群，主要由角闪片岩、二云母片岩、斜长角闪岩、黑云母斜长片麻岩、云母石英片岩、眼球状片麻岩等组成。暗色角闪岩、角闪石英片岩和眼球状片麻岩的 Sm-Nd 等时线年龄为 1727 ± 216 Ma（胡霭琴，1993），其 ε_{Nd}（T）= +5.8，表明母岩来源于亏损地幔。新疆地矿局一区调大队（1988）测得侵位于该群中的花岗岩的锆石 U-Pb 法年龄值为 1800 Ma，推测可能是花岗岩中的残留锆石，反映了其源区（温泉群变质岩）的年龄。温泉群构成了该地块古元古代的结晶基底。

出露于赛里木湖地区的中、新元古界，主要由产叠层石的蓟县系库松木切克群和青白口系开尔塔斯群所组成。前者以泥质-硅质碳酸盐岩为主，含 *Kussiella*，*Cryptzoon*，*Stratifera* 等；后者主要为碳酸盐岩和碳质泥质岩，属于古元古代结晶基底之上的第一盖层；再上，为不整合覆盖的震旦系砂岩、砂质泥岩及冰碛岩，含 *Boxonia*，*Baicalia*，*Gymonsolen* 等。这里的寒武系、奥陶系以灰岩、泥质-硅质岩、粉砂岩及含磷层为主，岩相稳定，厚度不大，化石丰富，变质变形轻微，不整合或平行不整合于震旦系之上。本带向西，延入哈萨克斯坦，大致相当于前人划分的南准噶尔复背斜带。出露的最老地层为古元古代萨雷恰贝恩系，呈片麻岩-混合岩穹隆产出，除斜长片麻岩，混合岩、花岗片麻岩外，尚夹少量大理岩、角闪岩和结晶片岩；中元古界称乌谢克系，下部为石英岩、片岩，之上为炭质、泥质碳酸盐岩，产叠层石；上部为泥质-硅质碳酸盐岩，岩石含碳高达 20%，变质程度较深，同位素年龄为 1000～1300 Ma。新元古界称蒂什坎系，以不整合或沉积间断覆于下伏地层之上，由石英砂岩、页岩组成；震旦系由砂、页岩夹冰碛岩组成，上部见含磷砂岩；寒武系—奥陶系是一套含碳质的碳酸盐岩-陆源碎屑岩及火山-陆源碎屑岩；其上被早泥盆世的海相陆源碎屑岩-磨拉石建造所不整合。中泥盆世后，这里的中酸性火山活动较强烈。赛里木地块内花岗岩类岩体较发育，以晚奥陶世斜长花岗岩、花岗闪长岩类为主，并被石炭纪花岗闪长岩、二叠纪花岗岩所穿切。

（3）博罗霍洛早古生代岛弧（$\text{Ⅱ}^{3}_{\text{I-3}}$）

西起赛里木湖以南的科古琴山东端，东止于干沟公路以东，北界为天山主干断裂与伊林哈比尔尕晚古生代残余洋盆相邻，南界西段为博罗霍洛南坡断裂，东段为木札尔特-红柳河板块缝合带的北界，呈北西西走向。

除在胜利达坂以南，见有少量相当于长城-蓟县系的变质岩外，本带主要由下古生界岩系所组成；长城-蓟县系为各种片岩、片麻岩、混合岩。因毗邻胜利达坂韧性剪切带，长城-蓟县系中糜棱岩发育，岩石变质程度较深，稀土元素配分曲线明显有两类：一呈陡

右倾，稀土元素总量高，轻稀土强富集；另一种近平坦状，稀土元素总量低，推测前者原岩为硬砂岩等沉积，后者角闪岩的原岩可能为中基性火山岩。本带的下奥陶统见于西段，由硅质、泥质、碳质陆源细碎屑岩及硅质岩等远源、深海沉积为主，夹薄层灰岩；中奥陶统在奈楞格勒达坂附近以中基性火山岩、火山碎屑岩为主，东段可可乃克-巴伦台一带为典型的细碧角斑岩建造，硅质岩中含放谢虫、海绵骨针、大理岩中产牙形石：*Battoniodus*，*Hindeodella* 等（车自成，1994）；上奥陶统出露较少，海水趋浅，为浅海相中厚层状碳酸盐建造夹硬砂岩等。

细碧岩、玄武岩常具枕状构造并夹紫色碧玉岩，属钙碱性系列，化学成分近似钾安岩，Ti-Zr 图解中投点于岛弧区；其锶初始比值为 0.7098，指示源区可能有陆壳存在。不整合于奥陶系之上的是志留系：下统为厚层-块状砂岩，碳质泥岩；中统为碳酸盐-陆源碎屑岩，安山、英安质火山碎屑岩，局部有中酸性－基性火山岩；上统为类火山磨拉石建造，夹橄榄玄武岩，安山玢岩及碳酸盐岩。带内的泥盆系以陆源碎屑沉积为主，但很少出露；石炭系属残留的半封闭式海盆沉积。本带南界的干沟-可可乃克一线有蛇绿混杂岩出露，由变质橄榄岩及玄武岩、枕状玄武岩（细碧岩）、辉绿岩及放射虫硅质岩等的岩块组成，变质和混杂作用强烈，向东被胜利达坂-梧桐沟北西向断裂所截。蛇绿混杂岩之中的细碧岩岩块同位素年龄为 412±56 Ma（车自成等，1993）。带内深成岩浆建造以花岗岩类为主，在巴伦台、博罗霍洛主峰构成巨大的复合花岗岩基，前人多将其大部划为海西期产物，车自成等（1985～1990）根据同位素年龄资料及岩石对比，部分地改为晚志留世，其次为石炭纪。晚志留世深成岩浆作用产物以花岗岩-花岗闪长岩为主，集中见于巴伦台一带，岩石一般钾较高，K_2O/Na_2O 值平均为 1.2，锶初始值多在 0.7080 左右，以重熔的 S 型为主。在 Zr-Ti-Y 图解，Th-Hf-Ta 图解中多属岛弧型或岛弧大洋拉斑玄武岩型，在 Zr-Ti-Sr 图解中的投点，岛弧拉斑玄武岩型和岛弧钙碱型各占一半，稀土元素总量较低，有铕的负异常，曲线右倾，轻稀土元素富集，同位素年龄 402 Ma 左右，在 R_1-R_2 图解中多位于同碰撞造山期区，部分位于造山前期。带内石炭纪岩体一般规模较小，穿切先期的岩体，组成复合式岩基。石炭纪岩体早期以石英闪长岩、二云母花岗岩为主，K_2O/Na_2O 值平均为 1.38，中期者以黑云母花岗岩、红色钾长花岗岩为主，K_2O/Na_2O 值平均为 0.5。带内还发育一些碱性花岗岩或偏碱性的小花岗岩体，其 K_2O/Na_2O 值平均为 1.15，在 R_1-R_2 图解中均投点于造山晚期（后碰撞期）区间。

综上，该岛弧早奥陶世处于拉张阶段，中奥陶世出现洋壳并开始俯冲形成岛弧，晚志留世时岛弧开始拼贴于陆块边缘，并伴有花岗闪长岩、花岗岩的侵入和晚志留世磨拉石沉积的形成，从而结束了该岛弧的发展历史。

（二）穆云库姆-克齐尔库姆-伊犁微板块（Ⅱ$_2$）

1. 穆云库姆古陆（Ⅱ$_{2\text{-}1}$）

包括楚河地块（Ⅱ$^1_{2\text{-}1}$）及肯特克塔什地块（Ⅱ$^2_{1\text{-}2}$）。两者均位于楚河断裂以西，其间被第四系所覆盖。这里出露的最老地层为肯德克塔斯的古元古界萨雷布拉克组变粒岩、蓝晶石片麻岩和角闪岩相的深变质岩系；其同位素年龄为 2270±250 Ma，1840±70 Ma，构成古元古代的结晶基底。中-新元古界出露于楚河地块内，由卡腊卡梅斯组的角闪岩-片麻岩等组成，也可归属于变质基底。区内的震旦系江布尔组为石英-长石砂岩建造，不整合

覆于下伏地层之上；早-中寒武世地层出露于楚河地块，为一套含磷硅质泥岩建造和凝灰岩、泥岩、礁灰岩沉积，表明海水由深趋浅；下-中奥陶统多见于肯德克塔斯地区，下统的阿加拉塔斯组，由细粒复矿砂岩、粉砂岩、泥质页岩组成，含碳酸盐岩夹层或透镜体。本区缺失志留系，整个早古生代时期一直处于相对稳定的大陆边缘或隆起剥蚀的环境。泥盆纪陆缘火山岩带延至本区，其火山-陆源碎屑岩直接不整合于奥陶系之上；总体上火山岩多偏中基性，南部多为酸性或为陆源碎屑沉积；石炭系主要充填在山间或上叠盆地中，肯德克塔斯一带的石炭纪中的酸性火山活动较强。

在楚河地块内主要发育中泥盆世的岩浆侵入活动，以石英闪长岩为主，次为晚奥陶世的花岗闪长岩；在肯德克塔斯地块，深成岩浆活动主要集中在北段，其中以中-晚奥陶世的花岗岩-花岗闪长岩为主；此外还发育二叠纪的钾长花岗岩及白岗岩类以及零星分布的中石炭世斜长花岗岩。

2．吉尔吉斯-帖尔斯克伊-那拉提早古生代活动陆缘（$\mathrm{II}_{2\text{-}2}$）

包括吉尔吉斯-帖尔斯克伊-那拉提早古生代岛弧（$\mathrm{II}^{1}_{2\text{-}2}$）及伊塞克地块（$\mathrm{II}^{3}_{2\text{-}2}$）等五个次级单元。

吉尔吉斯-帖尔斯克伊-那拉提早古生代岛弧（$\mathrm{II}^{1}_{2\text{-}2}$）发育于伊塞克地块及塔拉斯地块的基础上，位在伊塞克地块周围和塔拉斯地块之间。推测原来岛弧的范围更大，因后期的剥蚀只保留了岛弧的一部分。该岛弧于早寒武世开始发育，首先在东帖尔斯克伊地区出现安山岩、玻晶玢岩、凝灰岩、辉绿岩等岛弧初期建造；中寒武世—早奥陶世，部分地区发育杂色陆源碎屑岩、层凝灰岩、凝灰砾岩、安山岩和硅质页岩等。中奥陶世时期，在阿柯丘兹、波姆、巴扬柯尔等地区仍以玢岩、凝灰角砾岩、凝灰岩、安山岩、石英斑岩及砂岩、粉砂岩的形成为主，而在其它地区多发育砂岩、粉砂岩、砾岩、灰岩。本带的上奥陶统出露较少，其下部虽仍可见安山岩、安山玄武岩、英安岩、熔岩火山角砾岩，但上部多为红色砂岩、砾岩、杂砂岩等磨拉石建造；下志留统厚 0～250 m，由陆相红色砾岩、砂岩和灰岩组成。区内广泛发育有同位素年龄为 390～470 Ma 的奥陶纪—志留纪花岗岩、花岗闪长岩、浅色花岗岩、石英二长岩和少量石英闪长岩，代表着早古生代岛弧发展晚期的产物；花岗岩类岩体之上，覆盖早-中泥盆世的中性-酸性为主的火山岩，后者常与红色磨拉石建造伴生；尚见晚泥盆世的富碱花岗岩体。

与吉尔吉斯-帖尔斯克伊-那拉提早古生代岛弧伴生的蛇绿岩组合可能有两期：一期为“侵位”于太古宇中的图克图古尔杂岩，但无同位素年龄资料；另一期被认为属早寒武世，主要由辉绿辉长岩、蛇纹石化橄榄岩、辉石岩及角闪石化、碳酸盐化的超基性岩等组成，它们与卡普卡塔斯群火山岩伴生。在松克尔湖东北，近年也发现有时代为早-中寒武世的蛇绿岩组合。在任纪舜等所编的中国及邻区大地构造图中（1999）曾沿松克尔湖东北划有一条杨子旋回的板块缝合带。

塔拉斯地块（$\mathrm{II}^{2}_{2\text{-}2}$）出露的最老地层为中－新元古界组成的变质基底，其上为震旦纪小卡拉套岩系和杰特姆岩系所覆，主要由似冰碛岩夹页岩和含铁杂砂岩，少量灰岩及辉绿岩等组成；在“中国及邻区大地构造图”（1999）上，该地块被认为于扬子（晋宁）旋回固结（1000～800 Ma），文德系—奥陶系为其上的第一盖层，志留系—泥盆系为第二盖层，泥盆系—石炭系为第三盖层。区内出露有新元古界斜长花岗岩和少量属于早古生代岛弧期的奥陶纪花岗闪长岩和志留纪的花岗岩类岩体。该地块可能在新元古代之后从哈萨克

斯坦-北天山古陆裂离，后一直处于隆起状态，构造、岩浆活动对其影响不大。

伊塞克地块（$\text{Ⅱ}^{3}_{2\text{-}1}$）位于伊塞克湖及其周边地区，多被后期侵入岩及年轻地层所掩盖，老岩系表现为孤立露头，其边界难以准确厘定。据报道，该区出露的最老地层为太古宙阿尔赫、阿克丘兹群，主要由片麻岩、角闪岩、黑云母角闪片岩、二云母片岩夹大理岩透镜体组成；变质岩中曾获得 2800 Ma 的同位素年龄。地块中见有图克图古尔基性-超基性杂岩，由辉长岩、辉长辉绿岩、辉长角闪岩、蛇纹石化橄榄岩等，时代被定为古元古代。太古宇构成了地块古老的陆核，推测其原岩为基性-中基性火山杂岩和花岗岩-花岗闪长岩-斜长花岗岩类等，可能属于绿岩建造。地块范围内，古元古界出露较多，伊塞克湖以北以片麻岩、角闪岩、黑云母角闪片岩、二云母片岩、混合岩夹大理岩透镜体为主；伊塞克湖以南，碳酸盐岩、石英岩增多，此外，尚有石榴白云母石英片岩、石墨片岩、残斑变岩等；伴生的岩浆岩为辉长角闪岩、辉榴岩、片麻状斜长花岗岩和花岗岩等，共同构成古元古代的结晶基底。中元古界主要分布于伊塞克湖以南地区，由千枚状片岩、大理岩、石英岩和碳酸盐岩等组成，属于古元古代结晶基底之上的盖层。在布尔汗亚地区，中元古界中尚见有少量的玄武岩、凝灰岩等。此时的深成侵入岩以黑云母花岗岩、浅色花岗岩、斜长花岗岩等为主；其钾-氩和锶-锶同位素年龄偏新，多在 452～484 Ma 和 706～725 Ma 两个时间段，而铅同位素和铀-铅同位素年龄为 1050～1100 Ma。

分布在伊塞克湖以北地区的新元古界，下部为辉绿岩、闪长玢岩、凝灰岩，上部为页岩、粉砂岩、碳质页岩、石英岩及灰岩；在伊塞克湖以南地区的新元古界主要为砂岩、粉砂岩、石英砂岩、页岩及灰岩、局部含砾岩。新元古代的侵入岩较发育，仍以花岗岩类岩体为主，包括斜长花岗岩、斑状花岗闪长岩、石英二长岩、闪长岩和角闪花岗岩等，浅色花岗岩同位素年龄为 436～498 Ma，闪长岩为 515～710 Ma，花岗闪长岩为 706 Ma，年龄偏新的浅色花岗岩可能为后期的产物。地块区的早-中寒武世地层下部为辉绿岩、蛇纹岩、凝灰角砾岩、凝灰岩，上部为砂岩、粉砂岩、砾岩、硅质岩和灰岩，表明成熟稳定的伊塞克元古宙地块已开始发生张裂作用，但在有的地区，寒武系—奥陶系仍以杂色砂岩、粉砂岩、灰岩、硅质泥岩、石英岩和砾岩等为主，可见拉张作用在各地表现的强度不一。

伊犁石炭纪—二叠纪裂谷（$\text{Ⅱ}^{4}_{2\text{-}2}$）位在伊塞克地块的东延部分。这里的古元古界构成结晶基底，中-晚元古界碎屑岩、碳酸盐岩构成结晶基底上的盖层（成守德等，2000），其中蓟县系科克苏群含叠层石：*Conophyton-Baicalia* 为主，整覆于长城系特克斯群之上，其上被含 *Tekeia*，*Conophyton*，*Tungussia* 等叠层石的青白口系库斯台群所不整合或平行不整合覆盖。伊犁石炭纪—二叠纪裂谷即发育于此基底之上。裂谷与地理上的伊犁盆地范围大致相同，总体上呈西部宽、东部狭窄的喇叭状。盆地内部被中-新生界所覆盖。裂谷的地层层序可以昭苏阿克沙克沟剖面（杨蔚华等，1993）为代表，自下而上为：①早石炭世早期的大哈拉军山组中-基性火山岩系不整合于青白口或震旦系之上，火山岩系底部为杂色砾岩和含芦木基干的砂砾岩、砂岩，灰岩中含 *Syringopora*，*Gigatoproductus* 等化石；②阿克沙克下亚组为冲积平原相之紫红色钙质含砾粗砂岩，砂砾岩与凝灰质砂岩互层，有多条辉绿岩脉顺层侵入，与下伏地层为不整合接触；③阿克沙克上亚组的下部为台地相含锰鲕状灰岩，中部为台地相层状灰岩与块状灰岩互层，含 0.26%～0.86% 的有机炭；④上覆地层也列莫顿组（下石炭统上部层位），由细砂岩、粉砂岩和泥岩组成的浊流沉积，与下伏灰岩整合接触。裂谷岩系巨厚，仅下石炭统就达 2000 余米。该区早二叠世仍有玄

武岩-流纹岩构成的双峰式火山活动，至晚二叠世才为红色陆相磨拉石。这里的碱性花岗岩类岩体多为二叠纪时期侵入的。总的看来，该裂谷主要发育于早石炭世，二叠纪早期再次拉张，晚二叠世最终结束。

纳伦晚古生代上叠盆地（$\mathrm{II}^{5}_{2\text{-}2}$）发育中-新元古代的基底；早古生代陆壳增生后，形成泥盆纪—石炭纪的上叠沉积盆地，其中部被中－新生界所覆盖。区内偶见石炭纪闪长岩，二叠纪碱性花岗岩等侵入岩体。

3. 克齐尔库姆古陆（$\mathrm{II}_{2\text{-}3}$）

位于塔拉斯－费尔干纳断裂的西南，费尔干纳盆地以北地区，属克齐尔库姆古陆的一部分。也有学者称之为恰特卡尔中间地块。这里出露的最老地层为元古界，以结晶片岩、角闪岩、混合岩及大理岩、石英岩等为主，上部见斑岩类及变质砂岩和变质砾岩和硅质岩。不整合于其上的早古生代地层，下部以灰岩、白云岩为主夹含磷灰岩和硅质岩、泥页岩，产寒武纪三叶虫及奥陶纪的笔石化石。区内的志留系以砂岩、粉砂岩、泥质页岩为主夹灰岩并见火山岩层；泥盆系—下石炭统，除下部有火山岩外，一般仍以灰岩、白云岩、砂岩、粉砂岩等为主，个别地区见有石膏夹层；晚石炭世后火山活动增强；至二叠纪时全区发育陆相火山岩；中-新生界以河、湖—潟湖相为主并含煤及石膏层。总体上看，该地块自形成中-新元古代基底及早古生代增生后，一直处于稳定化发展阶段，晚古生代发育强烈的火山活动，可能也属陆缘火山岩带性质。据古地磁资料，该地块在中生代时，发生了60°逆时针方向的旋转，沿塔拉斯-费尔干纳右旋走滑断裂，发生了至少200 km的位移。

四、木扎尔特-红柳河板块缝合带（MHT）

木扎尔特-红柳河板块缝合带为塔里木板块与哈萨克斯坦—准噶尔板块之间的巨型缝合带，表现为略向北突出的弧形构造带。该带横贯编图区，北界为纳伦盆地，向东，经“尼古拉耶夫”线与我国阿登布拉克-拉尔墩-乌拉斯台断裂（伊犁盆地南缘大断裂），沙泉子-阿其克库都克大断裂相接；南界为吉尔吉斯斯坦的阿特巴希-伊内利切克大断裂，向东，延入我国境内与喀拉苏-那拉提大断裂-乌瓦门-卡瓦布拉克-红柳河大断裂相接。该带向西被塔拉斯-费尔干纳大型平移断裂所切。本带与“中天山”或中天山变质带”范围大体相当，宽可达数十km。

带内总体特征是岩石地层杂乱，线性构造发育，岩石变质程度深，变形期次多，岩浆岩发育，韧性剪切、脆性断裂随处可见，是一个规模宏大地层杂乱而复杂的构造单元。带内出露的最老地层为太古宇，呈断块产出，长约100 km，宽数十km，分布于吉尔吉斯斯坦境内，平行于构造带展布；元古宇含酸性-中酸性火山岩；震旦系以含冰碛岩为最大特征；寒武系—奥陶系以碳酸盐及含碳质泥质页岩为主；泥盆系—石炭系为碎屑岩、灰岩；石炭系—二叠系为红色陆相磨拉石。

该带在新疆境内主要由元古宇变质岩及志留系所组成，石炭系—二叠系已属缝合带形成之后的产物。深成岩浆岩是带内主要组成物质，其时代自元古宙到二叠纪，甚至可能还有印支期—燕山期的岩体。深成岩以花岗岩类岩体为主，成因归属复杂，既有陆壳重熔型也有壳幔混熔型，甚至有幔源型岩体。

沿构造带边部，断续分布有蛇绿岩、蓝片岩，前者多被肢解，部分成为糜棱岩基质。其时代在吉尔吉斯山区，被确定为奥陶纪和泥盆纪两个时期；在新疆境内多确定为志留纪或志留纪—泥盆纪。新疆地矿局三大队曾在蛇绿岩块中获得 358 Ma 的同位素年龄数据。学者们对长阿吾子蓝片岩的时代一直有争议。据杨学昌等报道，为 729 Ma；据王作勋等（1990）为 634 Ma；据肖序常等为 351 Ma；郝杰（1993）为 634 Ma；高俊等（1994）为 415 Ma。此外，新疆一区调队根据含蓝片岩的大理岩中产有晚志留世珊瑚化石，认为属晚志留世。王宝瑜等（1994）还报道了 1570 Ma 的蓝片岩原岩年龄数据。对上述相差悬殊的同位素年龄数据，不同学者有不同的解释。多数认为该蛇绿混杂岩和高压变质带可能形成在加里东-早华力西期。汤跃庆（1993）在报道了 350～398 Ma 年龄值后认为“该带可能与阿克苏高压变质带相当”。我们认为，1970 Ma 可能是蓝片岩的原岩年龄，代表构造卷入的中元古界岩块的年龄，与阿克苏群的岩性和年龄（1663 Ma）相似。如以 729 Ma 作为蓝片岩的形成年龄，它的确相当于阿克苏群的高压变质带。这可能是发生在塔里木板块北缘的一次早期碰撞事件的反映，也就是说，在本缝合带中混入有塔里木板块的成分。本带大量出现的 350～415 Ma 数据，代表着另一期高压变质作用（还可能受后期构造热事件的影响），是哈萨克斯坦-准噶尔板块与塔里木板块碰撞缝合的反映。

作为该缝合带北界的“尼古拉耶夫线”，一直被当作新疆西邻区“中天山”与“北天山”的重要分界线，其北侧为北天山早古生代岛弧带，而南侧是推覆构造极其发育，古老基底广泛分布的复杂构造带。

在新疆西邻的吉尔吉斯斯坦等中亚诸国，位于“尼古拉耶夫线”以南的阿特巴希蛇绿岩带（东段），及其越过塔拉斯-费尔干纳巨型走滑断裂以后的费尔干纳盆地南缘蛇绿岩带（中段），以及更西的塔姆德套蛇绿岩带（西段），代表着曾发育过的南天山古洋构造。对于南天山构造带，长期以来以数条深大断裂为界划分为多条构造相带。自 20 世纪 70 年代初以来，南天山存在着位移达数十 km 的构造推覆体的认识逐步在研究南天山的学者之间得到认同。近年来关于南天山构造演化进程的较为流行的观点是：在南天山古洋闭合过程中，来自南侧和北侧古陆的岩片通过远程推覆构造而堆叠在一起；此后，在两侧古陆继续汇聚过程中（显然已进入碰撞后阶段），堆叠的岩片发生褶皱，并发育与褶皱伴生的陡倾断裂，进而发育与褶皱方向斜交的大型走滑断裂系。在南天山构造及演化研究中值得注意的是布尔特曼的系统工作。

由于该带所处的特殊地位，一方面它是突厥斯坦－南天山洋消失，使哈萨克斯坦－准噶尔板块与塔里木板块碰撞汇聚的地带；另一方面又是南方大陆（印度板块）向北推挤最强烈之处。由于后期的强烈推覆构造，破坏和掩盖了前期两大板块碰撞缝合时的不少证据，因此，准确地恢复其原貌已十分困难，只能根据其总体特征及代表洋壳基底的蛇绿岩及零星分布的蛇绿混杂岩体大致确定缝合带的位置。

五、塔里木板块（Ⅲ）

在新疆境内包括了两个微板块，也就是说有两个大陆区（塔里木、柴达木）及其南、北各两个陆缘区。

（一）塔里木微板块（Ⅲ$_1$）

1. 塔里木北缘古生代活动陆缘（Ⅲ$_{1\text{-}1}$）可分为三个次级单元

南天山古生代边缘海盆（Ⅲ$^1_{1\text{-}1}$）：早古生代早期，作为塔里木古陆及其边缘，沉积了震旦系和寒武系的稳定型沉积，其中震旦系冰碛岩和下寒武统硅质含磷建造与扬子古陆陆缘所发育者十分相似。震旦纪的冰川作用及水下喷发，说明了此时大陆边缘的裂谷作用已经开始。据刘本培等（1996）研究，在西南天山的库尔干道班附近震旦纪—奥陶纪变质碎屑岩中显示的纹理和鲍玛序列，反映了重力流深水沉积特征，说明早古生代南天山洋（古亚洲洋南支）正在开裂。塔里木古陆北侧由裂离发展到被动陆缘的演化过程，在奥陶纪时已经完成。南天山北缘长阿吾子蛇绿岩中的辉长岩块获得 439.4±26.9 Ma（郝杰，1993）的形成年龄，刘本培等在南天山南缘的黑英山等蛇绿混杂岩带的斜长角闪岩中获得 420±5.9 Ma，430.3±5.2 Ma 的形成年龄，说明南天山洋从奥陶纪—志留纪已发展为多岛洋盆（其中有汗腾格里、库米什等前寒武纪微陆块）。总体上看，自奥陶纪到志留纪，这里处于较稳定的陆棚沉积环境。从中天山南缘所发育的巴音布鲁克组岛弧型火山岩看，说明南天山洋在志留纪时已开始向北（现代方位）俯冲。在穹库什太蓝闪石片岩中获得多硅白云母的$^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄值为 415.37±2.71 Ma（高俊等，1994），说明南天山洋闭合于志留纪—早泥盆世。其结果是塔里木板块与哈萨克斯坦-准噶尔板块的碰撞缝合。

艾尔宾山泥盆纪碳酸盐台地（Ⅲ$^2_{1\text{-}1}$）分布于博斯腾湖西北的艾尔宾山一带，由泥盆纪浅海相陆源碎屑及碳酸盐岩所组成，上泥盆统主要为灰岩、白云岩，东段见有酸性、中性火山岩，为古老基底上形成的碳酸盐台地。其中含丰富的腕足类及珊瑚化石，如：*Stringocephalus*，*Natalophyllum*，*Keriophyllum* 等，属西欧吉微特阶重要分子，也见于我国的华南一带。

迈丹套晚古生代陆缘盆地（Ⅲ$^3_{1\text{-}1}$）：分布于柯坪塔格以北的迈丹塔乌一带，由一套石炭纪陆源碎屑和复理石建造组成，于柯坪地块北缘的陆缘盆地，具残留海盆或前陆盆地的性质。

2. 塔里木古陆区（Ⅲ$_{1\text{-}2}$）：由 7 个次级单元组成

（1）柯坪断块（Ⅲ$^1_{1\text{-}2}$）

北界为哈拉峻-阿合奇大断裂，四周多被中新生界所覆盖。中新元古界构成断块的变质基底，震旦系至整个古生界为其盖层，均由稳定的碳酸盐及陆源碎屑岩所组成。早寒武世底部见有硅质含磷建造，平行不整合于含冰碛岩的震旦系之上（高振家等，1985）。区内岩浆活动不发育，仅见少量辉绿岩墙侵入。构造上的最大特征是晚近时期逆冲推覆断裂的广泛发育，剖面上见岩片呈叠瓦状自北向南逆冲推覆，倾角上陡下缓，向下均归并到元古宇与寒武系之间的滑脱面上，据推算平面距离缩短约 50 km（汤良杰，1992）。

（2）库鲁克塔格地块（Ⅲ$^2_{1\text{-}2}$）

北界为辛格尔大断裂，南界被塔里木盆地的中新生界所覆盖。地块区出露有太古宙陆核及围绕陆核增生的古元古代结晶基底，中和中新元古界为变质基底，其上为震旦纪至早古生代的沉积盖层。震旦系除有三套冰碛岩，三套火山岩外，多为陆源碎屑沉积及浊流沉积；早古生界以碳酸盐岩-硅质、泥质岩及碳质页岩等碳酸盐-碎屑岩建造为主，早寒武世底部为硅质含磷层，局部地区见有中-基性火山岩，说明震旦纪—寒武纪时大陆已开始了

新的裂解；泥盆系为杂色陆相磨拉石。该区岩浆岩特别发育，最早一期的花岗岩类岩浆活动的 Sm-Nd 同位素等时年龄为 2845 ± 594 Ma（胡霭琴等，1990），形成肉红色片麻状花岗岩，是太古代陆核的组成部分；其次为 959～1102 Ma 的中元古代花岗岩类，主要由花岗岩-二长花岗岩等组成；其后为 760～880 Ma 的花岗岩类，广泛分布于兴地断裂以北地区，主要为眼球状片麻状黑云母花岗岩，代表元古代大陆最后固结时的产物。早古生代岩浆岩不发育，泥盆纪—石炭纪花岗岩类分布广泛，以二长花岗岩为主，次为钾长花岗岩。地块内尚见有三条基性-超基性杂岩带，自北而南：兴地带，基本位于兴地大断裂带内，形成时代为中元古代；且干布拉克带(超基性岩-碳酸岩)同位素年龄为 862.9 Ma,相当于青白口纪末塔里木运动的产物;中途站北带超基性岩体群,产于太古宇中,时代不明。

(3) 北山裂陷槽（$Ⅲ^{3}_{1\text{-}2}$）

位于塔里木古陆东部，是该古陆基底拉伸而形成的。北山裂陷槽可分为南、北两带：北带为早古生代裂陷槽，南带为晚古生代裂陷槽。北山北带早古生代裂陷槽，位于近东西走向的柳园大断裂以北，北为那拉提-红柳河板块缝合带的南界，西被罗布庄-星星峡断裂所切。区内在古元古代结晶基底固结的基础上沉积了中、新元古代的第一盖层：长城系白湖群为浅变质细碎屑岩、碳酸盐岩夹少量中基性火山岩，厚约 500 m；蓟县系平头山群为白云岩、灰岩夹砂岩，含丰富的叠层石及微古植物；青白口系大豁落山群为碳酸盐岩夹少量粉砂岩，含叠层石，多为碳酸盐岩台地相沉积；震旦纪早期为滨海相冰碛砾岩，不整合于蓟县系—青白口系白云岩之上，成为中-新元古界变质基底上的又一盖层。晚震旦世该区发育浅海相泥岩、灰岩、白云岩夹硅质岩，厚 15～45 m。北带的寒武系—奥陶系仍多属较稳定的陆源碎屑岩、碳酸盐岩及硅质岩沉积，寒武系有硅质含磷建造和深水沉积，反映大陆经受一定程度的拉张裂解；从志留纪开始，沉积厚度加大，特别是上部公婆泉群中出现有中基性火山岩及火山碎屑岩夹陆源碎屑岩及碳酸盐岩。北山裂谷带的北带向东，延入甘肃境内，见有红柳河-牛圈子蛇绿混杂岩带及花牛山等蛇绿岩带，但多被破坏肢解。因此，看来东部的甘肃段拉张作用较强烈，并可能形成过洋壳。据左国朝等研究（1996）认为，位于红柳河-牛圈子与白云山－洗肠井蛇绿岩带之间，有一条从大陆基底上发展起来的成熟岛弧火山岩带—窑洞努如-公婆泉火山岛弧带。并认为它是由于白云山-洗肠井洋壳于中志留世向南俯冲的产物。这里发育的上志留统崩塌相砾岩，反映岛弧已部分抬升为陆，一部分为岛弧内残留坳地，被崩塌砾岩所充填。

北山北带的深成岩浆活动以形成花岗岩类岩体为主，晚志留世—早泥盆世多以英云闪长岩、花岗闪长岩为主，同位素年龄为 411～392 Ma，属裂陷槽封闭期的产物；石炭纪的深成岩浆作用以形成花岗岩为主，二长花岗岩、石英闪长岩次之，钾长石含量高，同位素年龄为 316～288 Ma；二叠纪以形成浅色花岗岩为主，其次为辉长岩、辉绿岩，多属非造山期产物。

北山南带晚古生代裂陷槽的北界为柳园（塞里克萨依）大断裂；南界为疏勒河隐伏大断裂；西被罗布庄-星星峡大断裂所截；向东延入甘肃北山的音凹峡一带。它是在塔里木古陆基底上发展起来的，具有与北山北带相同的基底岩系。不同者是带内石炭纪—二叠纪火山活动强烈，形成以裂隙式海相喷发岩系为主。空间上又可分为南、北两个亚带：北亚带中酸性火山活动强烈，仅在笔架山附近地区以发育具枕状构造的基性火山岩为主；南亚带火山活动相对较弱，多以基性、中酸性火山岩为主，早二叠世火山岩碱度增高，既有碱

性玄武岩也有亚碱性系列的拉斑玄武岩和钙碱性玄武岩。北山裂陷槽南带的拉张作用始于早石炭世，闭合于早二叠世中期。本带的坡北-笔架山基性-超基性杂岩带代表了裂陷槽内的幔源岩浆活动（胡旺亮等，1992）。带内的深成岩浆活动主要有两期：石炭纪以斜长花岗岩、花岗闪长岩为主，二叠纪以红色钾质花岗岩为主。中石炭统火山岩钙碱性指数平均为60.7，可能属挤压环境；二叠纪火山岩钙碱性指数为54，可能属拉张环境。火山岩与上述两期花岗岩形成的构造背景基本一致，表明该裂谷在发展过程中曾遭受过短期的挤压作用。

（4）敦煌地块（$\mathrm{III}^{4}_{1\text{-}2}$）

位于安西-敦煌一带，四周被第四纪所覆。向东可能与阿拉善古陆和鄂尔多斯古陆相连。区内前长城系变质杂岩广泛出露，既未见长城系、青白口系，亦无确切的早古生代沉积，是分隔北山海槽和祁连海槽长期遭受剥蚀的隆起区。前长城系多呈北东东或近东西向展布，下部由夹火山岩的陆源碎屑岩建造组成，中部为夹粘土岩的富镁碳酸盐建造，上部复理石建造，最顶部为火山岩-陆源碎屑岩，总厚度9288～17000余米。这些岩系经多期区域变质及其它复杂变质作用的影响，形成了低角闪岩相、高绿片岩相岩系，递增变质带显著，区域混合岩化普遍，其中可能含有部分太古宙陆核。区内深成岩浆活动，除元古代斜长花岗岩外，还见有志留纪英云闪长岩（411 Ma），石炭纪二长花岗岩、花岗闪长岩及二叠纪花岗岩、基性岩等（316～288 Ma）。

（5）塔里木中央地块（$\mathrm{III}^{5}_{1\text{-}2}$）

为塔里木板块最大的古陆区，与现代的塔里木盆地的范围相近似。该盆地古生代以来的发展演化，受其他陆缘区，特别是北部的古亚洲洋及南部古特提斯洋的发展演化所控制。据康玉柱等（1995）研究，认为塔里木盆地从震旦纪—第三纪形成多类型之原型盆地的叠加。震旦纪—奥陶纪是北部古亚洲洋南支（南天山洋）的开裂期，在拉张背景下，形成了裂陷和克拉通盆地。晚震旦世，塔里木克拉通内部拉张沉降，形成了塔中克拉通内拗陷盆地及塔东北满加尔、塔西南、塔东南地区的克拉通边缘拗陷盆地；志留纪—泥盆纪，古亚洲洋主体基本消失，塔里木与准噶尔-哈萨克斯坦板块碰撞，使塔里木处于区域挤压背景下，形成了沙雅、卡塔克隆起的雏形，泥盆纪海水自东向西大规模退缩，盆地东北部、中部均发育陆相红色碎屑岩，仅在塔西南边缘发现有中泥盆世生物礁组合；石炭纪—二叠纪开始第二次拉张，古特提斯洋海水广泛侵入塔里木，形成西南深、东北浅的类克拉通盆地；沙雅隆起冲断带以北具前陆性质；早二叠世基本继承了晚石炭世的构造格局，但有多期岩浆喷发或侵入；晚二叠世由于四周山脉的抬升，塔里木沉降为陆内盆地；三叠纪—侏罗纪，随着古特提斯洋的消亡，塔里木处于前陆断陷盆地的发展阶段。早侏罗世，断陷盆地进一步扩大，并演化为拗陷盆地，且以库车盆地发育最好；白垩纪—早第三纪，由于印度板块与欧亚大陆的碰撞，天山、昆仑山的再次抬升，古气候向炎热干旱的大陆气候演化，多为前陆断拗型盆地沉积，仅塔西南拗陷区保留了部分残余的特提斯海水；新第三纪发展为统一的陆内拗陷盆地，由于喜马拉雅运动，盆地周围的造山带快速抬升，迫使塔里木迅速沉降，故使新第三系披盖式超覆于老地层之上，造就了现代塔里木盆地的基本面貌。由于现代盆地中巨厚的中-新生代沉积物的覆盖，古老基底岩石未见出露。根据航磁资料的推测，可划分出塔里木中央地块、叶城北东隐伏地块、和田-民丰北隐伏地块。这三个地块（高磁区）可能属同一基底的反映。

（6）阿尔金断块（$\mathrm{III}^{6}_{1\text{-}2}$）

位于塔里木东南缘，南以阿尔金断裂为界与东昆仑、柴达木等相邻。断块区出露的最老地层为太古宙麻粒岩（2462 Ma），据最近陆松年等（2003）的报道，获得 3605±43 Ma 的年龄数据，构成太古代古老陆核。与围绕其增生的古元古代阿尔金山群一起，构成结晶基底。中元古代本区地壳再次拉张，长城系（巴什库尔干群）为双峰式火山岩，蓟县系早期发育蛇绿岩（陈哲夫等，1997），晚期出现大量碳酸盐岩，属裂谷封闭期产物。蓟县纪末的阿尔金运动是元古宙聚合碰撞的重要运动。它使长城系—蓟县系强烈变形和发生低绿片岩相变质作用，同时有造山期花岗岩侵入。本区未变质的青白口系碎屑岩、碳酸盐岩不整合于长城-蓟县系之上；局部还被寒武、奥陶系稳定型沉积所不整合覆盖；晚奥陶世至泥盆纪末，遭受剥蚀；早石炭世见有浅海相沉积；二叠纪-中生代再次遭受剥蚀并成为塔里木盆地的物源区。区内岩浆活动强烈，中—新元古代发育花岗闪长岩、斜长花岗岩及钾长花岗岩组合，其上被奥陶系所不整合覆盖（黑云母花岗岩中黑云母 K-Ar 年龄 608 Ma），为同造山期花岗岩类岩体；晚古生代花岗岩类，以花岗闪长岩、二长花岗岩、角闪花岗岩及钾长花岗岩等为主。阿尔金断块南北两侧各存在着一条蛇绿岩带，北为红柳沟蛇绿岩带。关于后者的时代问题存在两种意见：一种认为属中—新元古代（蓟县纪）阿尔金裂谷中的产物；另一种意见认为它可能是早古生代祁连海槽的西延部分。阿尔金断块以南，为苏拉木塔格蛇绿岩带。它位于阿尔金山西段，阿尔金断裂的北侧，蛇绿岩就位于古元古代变质岩系中。由于强烈的变形肢解和蛇纹石化，蛇绿岩组合的原始层序已难恢复，以产蛇纹石石棉著称。近来张建新等（1998）研究认为，阿尔金断裂带是一条转换挤压变形带，可能为塔里木地块与柴达木地块相会聚作用的产物，古蛇绿岩及柴北缘榴辉岩、花岗片麻岩（950～870 Ma）的发现似乎表明塔里木-柴达木及华北地块，在新元古代早期曾有过一次汇聚作用（陆松年，1998）。

（7）铁克里克断块（$\mathrm{III}^{7}_{1\text{-}2}$）

位于和田—民丰以南，其南北均被断裂所截。前震旦系构成了断块的主体，断块边缘有少量震旦系及古生界分布，已属稳定的盖层沉积。这里出露的最老地层为古元古界，下部喀拉喀什群，为变质较深的片岩、片麻岩、混合岩；上部埃连卡特群为绿片岩相变质岩系；其上被中元古界所不整合，后者称为赛纳加兹塔格群，含细碧-角斑岩建造。角斑岩中钾长石 Rb-Sr 年龄为 1760 Ma，并常见镁铁质岩的分布，向东，可延至阿尔金山，是中元古代早期地壳一度拉张和形成元古昆仑洋盆的证据。断块的蓟县系和青白口系为富含硅质碳酸盐岩夹火山岩、碎屑岩的组合；震旦系为未变质的白云质硅质碳酸盐岩夹碎屑岩。可见，蓟县纪后洋盆已关闭，青白口纪及其之后已属发育稳定盖层沉积的时期。区内的岩浆活动微弱，仅见少量元古宙花岗岩、花岗闪长岩。阿卡孜达坂西花岗岩中角闪石 K-Ar 年龄为 1560 Ma，被青白口系所不整合覆盖。铁克里克断块的构造复杂，前震旦系为紧闭褶皱，轴向与山脉走向一致，并向盆地倒转；震旦纪及其之后的岩系，褶皱宽缓，断裂分两组，一组近东西向平行展布，多属指向盆地的逆冲断裂，另一组为北北西向，形成于中新生代，以右行走滑为特征。

总之，铁克里克断块属塔里木古陆的组成部分，先后经历了多次构造运动，阿尔金、塔里木运动后一直处于稳定的剥蚀状态，由于南侧陆缘活动带及特提斯洋的影响，古生代和中新生代仍有一定的活动性，并沿其南北两侧的局部下沉，同时向塔里木陆内挤压推

覆，成为塔西南坳陷的重要控制因素。

3. 塔里木南缘陆缘活动带（$Ⅲ_{1\text{-}3}$）

该陆缘活动带由奥依塔格-库尔良石炭纪裂陷槽及昆中多期复合岩浆弧所组成。

（1）奥依塔格-库尔良石炭纪裂陷槽（$Ⅲ^{1}_{1\text{-}3}$）

位于西昆仑北侧的恰尔隆—库尔良一带；北以柯岗-库斯拉普断裂与铁克里克断块相邻；南以卡拉克断裂-布龙口断裂与昆中复合岩浆弧相接；向西，经帕米尔延入塔吉克-阿富汗境内；向东消失于布牙附近。其基底属于塔里木古陆的一部分。奥陶纪末在本带的南、北断裂之间，形成可能具有洋壳性质基底的裂陷槽。裂陷槽从志留纪—石炭纪，几经拉张-闭合，拉张作用以石炭纪时期为鼎盛。区内出露的最老地层为元古宇变质岩系；下-中奥陶统为稳定的台型沉积；志留系、中泥盆统具类复理石建造特征；上泥盆统为海陆交互相复陆屑建造，类磨拉石建造，标志着一次拉张的结束；下石炭统为碳酸盐岩、碎屑岩、中基性火山岩，在古勒滚涅沟发现有深海相枕状玄武岩、含铁硅质岩、安山岩、英安岩，凝灰岩。其中的枕状玄武岩厚达 2100 m。1990 年，新疆地矿局二区调大队在该区枕状玄武岩夹放射虫硅质岩及灰岩中获铅-铅同位素年龄 344 Ma。枕状玄武岩之上为中—上石炭统的滨-浅海相碎屑岩、碳酸盐岩层；二叠系下部为陆相磨拉石，不整合于石炭系之上；三叠统下部为陆相含煤建造，上部为陆相火山岩。本带的岩浆活动以石炭纪最为强烈，发育钙碱系列花岗岩（K-Ar 年龄 364 Ma，全岩 Rb-Sr 年龄 297 Ma）；华力西晚期发育斜长花岗岩，具多相分异特征。从以上可看出，志留纪—泥盆纪本区为裂陷槽发展初期，早石炭世是裂陷槽发展的鼎盛期，中-晚石炭世及二叠纪为其封闭期；岩石化学特征的演化也反映了这一发展历史。早石炭世为拉张期的玄武岩，中石炭世以钙碱性系列为主，晚石炭世为封闭期，以碱性系列岩石为主。

（2）昆中多期复合岩浆弧（$Ⅲ^{2}_{1\text{-}3}$）

位于上述裂陷槽以南及康西瓦缝合带以北的地区。区内出露的最老地层为古元古界变质岩系；中元古界属中压低角闪岩相-角闪岩相的变质岩，为褶皱紧闭的基底隆起；中奥陶统及志留系为陆缘型海相变质碎屑岩及碳酸盐岩，不整合于元古宇之上；上古生界仅见上泥盆统的陆相-海陆交互相红色碎屑磨拉石建造。区内岩浆活动十分强烈，据区调队研究认为，以元古宙和华力西期为主：元古宙第二期的片麻状花岗岩类主要分布于中、东部，被青白口系所覆；华力西期侵入岩沿康西瓦断裂北侧分布，以二长花岗岩、钾长花岗岩、斜长花岗岩等为主，同位素年龄值为 202.3～277.2 Ma。

1990 年，方锡廉、汪玉珍首次提出西昆仑加里东期花岗岩的存在。此后，李永安、王元龙等进一步进行了调查研究。1997 年王元龙等在研究了以上资料的基础上，再次进行了野外考察，进一步证实了西昆仑早古生代花岗岩极为发育。早古生代花岗岩主要沿库地北构造带南侧分布，不但岩体多，且规模大，不同测试方法获得的同位素年龄主要为 400～480 Ma 之间，个别达 510 Ma。王元龙等（1997）认为，其岩石组合类型与科迪勒拉-安第斯的花岗岩带相似；解释为库地蛇绿岩为代表的库地洋盆向南俯冲消减、形成于大陆边缘的俯冲型岩浆活动带，具有活动陆缘岩浆弧特征。库地洋盆的消减，使昆中带拼贴于铁克力克断块的南缘，而成为塔里木板块的组成部分。此后，由于其南部特提斯洋的向北俯冲消减，形成了部分中—新生代的岩浆侵入活动，因而使该带发展为多期复合岩浆弧。

（二）柴达木微板块（Ⅲ$_2$）

由柴达木北缘早古生代活动陆缘（Ⅲ$_{2\text{-}1}$）及柴达木古陆块（Ⅲ$_{2\text{-}2}$）所组成。

1. 柴达木北缘早古生代活动陆缘（Ⅲ$_{2\text{-}1}$）

包括北祁连早古生代弧沟系（Ⅲ$^1_{2\text{-}1}$），中祁连早古生代岩浆弧（Ⅲ$^2_{2\text{-}1}$）和南祁连早古生代弧后盆地（Ⅲ$^3_{2\text{-}1}$）三个次级单元。

（1）北祁连早古生代弧沟系（Ⅲ$^1_{2\text{-}1}$）

编图区仅涵盖其最西段的一部分。区内出露的最老地层，除零星分布的前寒武系变质岩外，主要为早古生代地层。本带的寒武系为一套灰、灰绿色砂岩、板岩及中、基性火山喷发岩夹少量碳酸盐岩和硅质岩，沉积厚度大，发育有与中寒武世中基性火山活动有关的沉积型铁、锰矿和黄铁矿型多金属矿产。在甘南-祁连小区，缺失寒武系下统及上统，中统称黑茨沟群，覆于长城系之上。在昌马小区，中寒武统不整合于前长城系之上，称格尔莫沟群；上统称香毛山群。奥陶纪时，本带属肃南小区，上、中、下奥陶统齐全，属活动型沉积，以陆源碎屑岩建造、含铁碧玉岩建造、细碧岩建造及碳酸盐建造为主，厚 8600 余米。奥陶系下统称阴沟群，相当于特马豆克期－阿伦尼格期层位，沉积以砂岩、笔石页岩、灰岩等为主，下部见火山角砾岩及基性火山岩；中统称中堡群，主要由绿色、暗绿色基性火山岩、火山角砾岩、集块岩、硅质岩、砂岩等组成，含笔石相页岩，整合覆于下统之上，厚近 1100 m；上统的下部称妖魔山组，为巨厚层灰岩夹泥质灰岩及少量泥质板岩，底部为砾岩、角砾状灰岩，其上为上统上部的南石门子组，以砂岩、暗绿色硅质板岩、凝灰砂岩等为主；志留系为浅海类复理石建造及滨海碎屑岩建造，说明海水已开始退却。时代为中寒武世—奥陶纪的蛇绿岩、蛇绿混杂岩在本带中有发育。在祁连县一带，含蓝闪石的岩层厚达千米，并发育有志留纪碰撞造山期的花岗岩，及泥盆纪的磨拉石建造。以上事实说明：寒武纪时本带的地壳拉张并形成洋壳，中寒武世—中奥陶世拉张达到鼎盛时期；此后，洋壳开始俯冲并形成岛弧；志留纪开始海退，末期并有造山期花岗岩侵入，结束了北祁连弧沟系的发展历史。

（2）中祁连早古生代岩浆弧（Ⅲ$^2_{2\text{-}1}$）

出露的最老地层为前长城系野马南山群，可划分为四个岩组，由下而上：A 组主要出露于阿尔金山东段，在野马南山亦有零星分布，常构成东西向背斜核部，由黑云斜长片麻岩、黑云二长片麻岩、斜长片麻岩及多种片岩、变粒岩、大理岩、变质砾岩等组成，总体特征是岩性较复杂，横向变化大，混合岩化强烈，属低角闪岩相，原岩为海相火山岩-复理石建造，未见底，厚 549～3115 m；B 组，由黑云角闪斜长片麻岩及各种片岩等组成，属低角闪岩相或高绿片岩相，原岩为海相碳酸盐岩-复理石建造，该组各类岩石多呈韵律互层，横向较稳定，在阿尔金山地段，混合岩化较显著，厚 1548～3523 m；C 组，以大理岩、白云岩、白云质大理岩，含石墨大理岩等为主，含透镜状菱镁矿，夹石英片岩，斜长片麻岩、变粒岩、角闪岩等，属高绿片岩相，原岩为陆源碎屑岩-富镁碳酸盐岩建造，被含奥陶纪化石的地层所不整合覆盖，厚 1050～1996 m；D 组，以各种片岩、大理岩、结晶灰岩为主，夹石英岩、变质基性火山岩等，部分地区含有碳质板岩、千枚岩、含砾砂质板岩、变质砾岩透镜体，岩相复杂、横向变化大，属低绿片岩相，原岩为海相火山岩-类复理石建造，厚 1444～2184 m。

古元古代末的湟源运动形成中祁连岩浆弧的古元古代结晶基底，表现为长城系不整合于称为党河群的前长城系之上。这里的长城系由下部的陆源碎屑岩建造，中部碳酸盐岩建造和上部碎屑岩建造构成一完整的沉积旋回；其中含 *Colonnella*，*Kussiella* 等叠层石；蓟县系多整合于长城系之上，部分平行不整合，蓟县系属浅海相碳酸盐岩－陆源碎屑岩或类复理石建造，常受区域低温动力变质作用影响而形成绿片岩相变质岩系，厚 3000～4000 m，含叠层石 *Conophyton* 等，蓟县系被称为托莱南山群；青白口系为垄岔群，由下而上分四个组：大板组，由砂岩、长石石英砂岩含碳质板岩组成，与蓟县系平行不整合；五个山组：含砂质白云质灰岩、结晶灰岩夹砂质板岩、石膏层，有 *Gymnosolen*，*Baicalia*，*Anabaria*，*Tungussia* 等叠层石；哈什哈尔组：粉砂质泥板岩、细砂岩夹灰岩，含 *Katavia* 等；窑洞沟组：灰岩夹白云岩、板岩，含 *Boxonia*，*Linella*，*Katavia*，*Tungussia* 等叠层石。窑洞沟组的后期（青白口纪的末期），本带的地壳再次隆起并遭受剥蚀。震旦系在中祁连一带称多若诺尔群，平行不整合于青白口系之上，岩相复杂：其下部为方解绿泥片岩、绿泥石石英片岩夹中基性火山碎屑岩；中部为砂板岩，基性、中基性火山岩；上部为板岩、千枚岩、灰岩等，微古植物化石十分丰富；其上被厚 1490～4800 m 的上泥盆统所超覆。震旦纪末期的托莱运动，使中、新元古界遭受强烈的区域低温动力变质作用，使中祁连强烈变形和上隆，而南、北祁连带则强烈下陷。托莱运动是使祁连地块再次固结、趋向于稳定的极其重要的构造-热事件。这个运动使中朝-塔里木、扬子地块联合一体。早古生代早期，由于该联合古陆的解体而发育了北祁连弧沟系；北部洋盆的向南俯冲而形成了中祁连早古生代岩浆弧。在中祁连大量发育的早古生代花岗岩、花岗闪长岩、石英闪长岩及基性－超基性岩的侵位，都是该岩浆弧发育的产物。

（3）南祁连早古生代弧后盆地（$\mathrm{III}^{3}_{2\text{-}1}$）

北界中祁连南缘断裂，南界宗务隆南-青海湖南山断裂。区内早古生界出露的最老地层为中、上奥陶统浅海相火山岩、碳酸盐岩、类复理石建造，碎屑岩、碳酸盐建造，厚近万米；中奥陶统的下部称吾力沟群，可分为三个岩组，下部主要由角斑岩质角砾熔岩、细碧岩质熔岩角砾岩、玄武质角砾熔岩、杏仁状玄武岩、块状玄武岩、细碧岩，其上为灰岩、千枚岩、硬砂岩夹硅质岩、含砾砂岩，厚 3070 m，中部为英安质凝灰岩、英安质角砾岩、灰岩、凝灰质砂岩、砂岩夹砾岩、硅质岩，含腕足类及头足类 *Discocearas* 等，厚 1453 m，上部为厚层灰岩及条带状灰岩，厚 321 m；中奥陶统上部称盐池湾群，其下部主要为灰绿色长石质硬砂岩、板岩夹泥质粉砂岩、砂岩底部为巨厚层巨砾岩夹硬砂岩、板岩中含三叶虫：*Lonchodomas*，*Remopleurides* 等，上部为灰绿色硬砂岩与板岩互层夹含砾粗砂岩，厚 3349 m；上奥陶统上部以安山质凝灰岩、英安质凝灰岩、凝灰质砾岩为主夹灰岩透镜体，下部为杂色砂岩、砂砾岩、砾岩及中厚层灰岩，厚 623 m，含腕足及头足类等化石。区内的志留系由下、中、上统组成：下统变质较深，为绢云母绿泥石片岩及黄绿色砂岩，近底部夹细砾岩，常见硅质灰岩透镜体，厚 5000 余米（同位素年龄 415 Ma）；中统的上部为硬砂岩、板岩夹钙质粉砂岩透镜体，局部相变为灰岩，含砾灰岩。厚 2400 余米，下部为细碧岩、细碧熔岩角砾岩、片理化变安山质凝灰熔岩、凝灰砂岩、钙质砂岩及石英绢云千枚岩，厚度大于 800 m；上统以杂色含砾硬砂岩、硬砂岩为主，夹泥质岩团块及砾岩，厚大于 3200 m。

早古生代末期的祁连运动，使祁连山全区发生了最后一次、也是最重要的一次区域动

力低温变质作用，使祁连山进一步趋于成熟、稳定，也结束了南祁连早古生代弧后盆地的发展历史。南祁连带的上泥盆统阿木尼克组红色河湖相碎屑沉积角度不整合覆于下古生界之上；石炭系的下统下部为砂岩、白云岩、泥岩及石膏，厚 566m，含 *Syringothyris*，上部为灰岩、砂岩页岩夹煤线，含腕足类，厚 127 m，中统为砂岩、页岩夹灰岩，含 *Donctzocears*，*Girtyocears*，*Linopteris* 等，厚 225 m，上统为砂岩、页岩夹煤层，含 *Quasifusulina*，*Pseudoschwagerina*，*Rugosofusulina*，厚 318 m；二叠系的下统称巴音河群，为紫红色砂岩、页岩夹灰岩厚 249 m，上统称诺音河群，为杂色砂岩夹泥灰岩厚 460 m。

总的看来，南祁连带的石炭系—二叠系以浅海相海陆交互相为主，具有上叠沉积盆地的特征，带内除发育有早古生代花岗闪长岩、基性岩外，还见有印支-燕山期花岗岩的侵入，反映了古特提斯洋向北俯冲消减的影响。

2．柴达木古陆（Ⅲ$_{2\text{-}2}$）

由柴达木北缘早古生代裂陷槽（Ⅲ$^{1}_{2\text{-}2}$）、柴达木中央地块（Ⅲ$^{2}_{2\text{-}2}$）和祁漫塔格早古生代裂陷槽（Ⅲ$^{3}_{2\text{-}2}$）等三个次级单元组成。

（1）柴北缘早古生代裂陷槽（Ⅲ$^{1}_{2\text{-}2}$）

位于柴达木北缘断裂以南，推测是柴达木古陆于奥陶纪时沿柴北缘赛什腾山、绿梁山、锡铁山一带的短暂拉张而形成的。柴北缘出露的最老地层为古元古界达肯达坂群，由各种片麻岩、片岩、大理岩、角闪岩及混合岩组成，属角闪岩相，原岩为砂泥质岩-基性火山岩-富镁碳酸盐岩，厚度大于 5600 m；上覆的长城系下部为黑云母斜长片岩、角闪片岩、黑云石英片岩夹条带状石英岩、大理岩，厚大于 1900 m；蓟县系零星分布于赛什腾山等地，下部为绢云母片岩、千枚岩夹大理岩、石英岩，向上为石榴绢云片岩夹白云岩，厚度大于 620 m（部分地区见含铁石英岩），上部为硅质白云岩夹绢云千枚岩、石英岩，含叠层石 *Conophyton*，*Gymnosolen* 等，厚度大于 1200 m；震旦系全吉群分布于邻区的欧龙布拉克一带，基本上由未变质的砂砾岩、石英砂岩、砂页岩及白云岩组成，含丰富的叠层石及微古植物，角度不整合覆盖在达肯达坂群之上，与寒武系下统整合接触，厚 1000 余米。柴北缘的寒武系零星分布：下统仅见于全吉山（东邻区），主要由长石、石英粉砂岩、粘土粉砂岩、砂岩、含铁粉砂岩、白云岩、碳质页岩等组成，其中含冰碛砾岩；上部粉砂岩的 Rb-Sr 同位素年龄为 586 Ma，中部冰碛砾岩胶结物 Rb-Sr 同位素年龄为 575 Ma，下部碳质页岩中 Rb-Sr 同位素等时线年龄为 590～594 Ma，总厚度约 200 m；中统的下部为灰色厚层灰质白云岩夹硅质岩，核形石灰质白云岩，底部为含腕足类化石的石英砂砾岩，中部为长石粉砂岩钙质页岩夹硅质白云岩，砂岩中含石盐假晶，上部为白云质灰岩、灰岩及竹叶状灰岩夹粉砂质灰岩及鲕状灰岩，富含腕足、三叶虫化石，地层厚度不大，连续性好，层序清楚，与下伏全吉群平行不整合与上寒武统整合接触，厚 432～796m；上统为灰岩、白云岩，富含三叶虫化石，且生物分带清楚，厚 100 余米至 370 余米，其下部可能含部分上震旦统。本区的奥陶系中、下统为稳定环境下沉积的笔石页岩相和介壳灰岩相，分布局限于柴达木北缘大柴旦-坏头他拉一线；上统为活动型沉积，分布于塞什腾山，锡铁山等一带。在大柴旦滩间山一带，厚 2000～3000 余米，称滩间山群，主要由碎屑岩-中-基性火山岩等组成，其中的火山岩以玄武安山岩、安山玄武岩、辉石安山岩、英安岩、及其凝灰岩等为主，在灰岩夹层中含珊瑚，*Agetolites*，*Plasmoporella*，*Catenipora* 等。以上资料说明柴北缘于晚奥陶世时期，地壳曾一度拉张形成裂陷槽，在塞什腾山一带还出

现有奥陶纪蛇绿岩及基性岩组合。晚奥陶世末期，该裂陷槽封闭，带缺乏志留系及下、中泥盆统，上泥盆统牦牛山组，陆相红色碎屑岩及中、酸性火山岩、集块岩等不整合于晚奥陶世滩间山群之上，并被石炭系稳定的台型沉积所不整合。后者的厚度达2000余米。在上泥盆统紫红色长石岩屑砂岩中含斜方薄皮木（*Leptophloeum rhombicum*）等。

（2）柴达木中央地块（$\mathrm{III}^{2}_{2\text{-}2}$）

柴达木中央地块范围相当于现在的柴达木盆地，出露的最老地层分布于东昆仑北坡、祁漫塔格-金水口一带，称金水口岩群（Pt_1），为普遍混合岩化的中-深变质岩系，原岩属基性火山岩-粘土岩-镁质碳酸盐岩，构成柴达木地块的结晶基底。基底之上的中元古界（小庙群）为石英岩、二云母石英片岩及大理岩，下部见有条带状混合岩；平行不整合于其上的蓟县系冰沟群，下部为硅质条带状白云岩及结晶灰岩夹火山岩、硅质岩及铁矿层，上部为白云岩、砂质板岩夹硅质岩，含叠层石。再向上，为青白口系的丘吉东沟群陆源碎屑岩-碳酸盐建造，与蓟县系之间为平行不整合关系。地块南缘的岩浆活动强烈，以形成花岗岩类为主，时代从元古宙至中-新生代，后者与特提斯洋向北俯冲消减有关。盆地内为中-新生界所覆，未见古老地层出露。总体上看，该地块古元古代时已基本稳定，长城系－蓟县系、青白口系具有盖层性质。这种情况类似于华北而与华南古陆有所不同。元古宙时它可能是一个独立的古陆，中-新元古代末期才与塔里木古陆拼贴在一起。

（3）祁漫塔格早古生代裂陷槽（$\mathrm{III}^{3}_{2\text{-}2}$）

位于柴达木盆地南缘的祁漫塔格一带，这里出露的最老地层及基底岩系与上述柴达木地块相同。其上的早古生代祁漫塔格群，原划分为四个岩组：即下碎屑岩组、火山岩组、碳酸盐岩组和上碎屑岩组。由于研究程度差，层序并不十分清楚。特别是下碎屑岩组与上碎屑岩组有可能同属一层位。总的来说它是一套变质极不均匀的碎屑岩夹火山岩为主，碳酸盐岩组主要为条带状大理岩、结晶灰岩夹少量片岩及含铁石英岩。近年来已发现不少中-晚奥陶世的珊瑚、腕足及头足类化石。基底岩系及早古生代发育的火山岩系说明，在柴达木边缘古老基底上曾拉开裂陷槽。裂陷槽发育最强烈的时期在奥陶纪；晚泥盆世时发育海陆交互相的稳定沉积；石炭纪发育稳定的碳酸盐岩及碎屑岩沉积。早古生代-晚古生代早期的同造山期花岗岩可能为裂陷槽封闭期的产物；晚古生代晚期多以非造山型基性杂岩和碱性花岗岩为主。

六、康西瓦-鲸鱼湖板块缝合带（KJT）

为晚三叠世古特提斯洋消亡阶段，南部的青藏板块与北部的塔里木板块相碰撞而形成的复杂构造带。该缝合带由康西瓦断裂向西经帕米尔与阿富汗的赫拉特断裂相接，向东被阿尔金左旋平移断裂截断后，与东昆仑中央大断裂相接，横贯中国大陆，全长达5000 km，代表中—新元古代秦昆洋的缝合带。整体上洋壳残片已极少保存，在其多数地段只表现为长期活动的断裂带，由各种岩片堆叠的混杂带形成。缝合带也是重力和磁力的梯度带，沿断裂两侧有超镁铁岩残块的分布，在清水—洪木河一带（已出图）发现有蛇绿岩残块，其同位素年龄为1279 Ma（程裕淇等，1994）。沿扬子地块北侧发育有蓝片岩、“榴辉岩”带，它们为多期构造活动的产物，其中最晚的活动属印支期；与发育三叠纪的蛇绿岩和蛇绿混杂岩的木孜塔格-鲸鱼湖断裂，共同构成了该缝合带的东段。1997年王永标等在

研究东昆仑造山带时，在东昆仑南坡小区，特别是花石峡及其以北，发现有一套早二叠世的巨厚礁灰岩，认为与当时同属古特提斯海的我国扬子区同处一个重要的造礁环境；王永标认为，早二叠纪礁灰岩分布的北界止于昆中断裂。同年，中科院地质所田树刚等在新疆境内的阿其克库勒湖一带，也发现了巨厚的二叠纪礁灰岩（主礁体厚 3000 m），这也进一步证实了古特提斯的北界为昆中断裂。

西段的康西瓦断裂，具压扭性质，是划分西昆仑、喀喇昆仑的界线，对两侧沉积建造、岩浆活动、变质作用等等有明显控制作用，并表现为一个重力梯度带。在阿尔克萨依以南和塞力亚克达坂，见有构造混杂堆积，石炭纪—二叠纪的外来岩块堆积在上三叠统的碎屑岩层之中，并见有蛇绿岩残块的分布。自新生代以来，该断裂仍有较强烈的活动，表现为由北向南的逆冲断裂。该缝合带东段构成了青藏板块的松潘-甘孜微板块的北界，松潘-甘孜微板块的南界为若拉岗日-金沙江断裂带，构成一倒三角形，尖灭于康西瓦断裂及阿克塞钦北断裂之间，其南为青藏板块的羌塘-唐古拉微板块。

七、青藏板块（Ⅳ）

包括松潘-甘孜微板块（$Ⅳ_1$）的西延部分及羌塘-唐古拉微板块（$Ⅳ_2$）的北部边缘及帕米尔微板块（$Ⅳ_3$）。

（一）松潘-甘孜微板块（$Ⅳ_1$）

编图区内仅出露其西部的边缘海盆。即可可西里－大红柳滩三叠纪边缘海盆（$Ⅳ_{1\text{-}1}$），其主体为晚三叠世浊流沉积，以浅变质泥质长石、石英砂岩为主，杂色砂岩、砾岩、泥质粉砂岩次之，夹高碳质泥岩、泥灰岩、灰岩、中基性熔岩及凝灰岩，并有印支期—燕山期花岗岩类的侵入。它是由于早二叠世的地裂运动使松潘-甘孜地块从扬子地台裂离，于中三叠世，地壳强烈下陷形成的边缘海盆，成为古特提斯洋的一部分。晚三叠世末海盆封闭，形成褶皱山系并拼贴于塔里木板块的南缘。

西金乌兰三叠纪混杂岩带（$Ⅳ_{1\text{-}2}$）：位于可可西里南，北为得雨错-岗扎日断裂与可可西里-大红柳滩三叠纪边缘海盆相邻，南为郭扎错-若拉岗日断裂与南部的羌塘-唐古拉微板块相接。在 1993 年出版的西藏地质志中将其称为金沙江缝合带。后期被一组巨大的右行走滑断裂所截切。

该带主体由复理石岩块为主的混杂组合所构成，混杂岩基质为晚三叠世若拉岗日群。后者为巨厚的砂板岩复理石建造，间夹多层基性火山岩、硅质岩及少量灰岩，出露厚度达 10000～17600 m，所夹的基性火山岩累积厚度逾 3000 m。该群上部层位发现有晚三叠世化石，下部尚无化石依据。其中可见结晶灰岩、变质砂岩等早二叠世地层碎块，呈外来岩块产出，说明该带具有滑塌-混杂的构造作用。若拉岗日群中尚有蓝闪石化变质玄武岩、蓝闪石基性糜棱岩，是洋盆俯冲活动的标志。在色玛岗喀日-玛尔盖茶卡一带见蛇绿岩残块。以上特征表明该带岩石组合具有大洋消减组合的特征。本带的构造变形以向南逆冲的逆断层及伴随的紧密褶皱为主。带的北部主断裂倾向南，南界主断裂倾向北，表现呈南北对冲之势。三叠纪末，本带与可可西里-大红柳滩边缘海盆一起拼贴于塔里木板块的南缘；本带构成松潘－甘孜微板块与羌塘-唐古拉微板块之间的界线（缝合带）。带内发育有新生

代大陆型碱性中基性火山岩以及第三系断陷盆地。

（二）羌塘-唐古拉微板块（Ⅳ$_2$）

北界为阿克塞钦北缘断裂，向东接郭扎错-若拉岗日断裂，向西与康西瓦断裂（缝合带）相汇合，其西段被塔什库尔干右行走滑断裂所截。微板块由塔什库尔干-阿克塞钦古陆（Ⅳ$_{2\text{-}1}$）和唐古拉古陆（Ⅳ$_{2\text{-}2}$）所组成。

1. 塔什库尔干-阿克塞钦古陆（Ⅳ$_{2\text{-}1}$）

包括阿克塞钦地块（Ⅳ$^1_{2\text{-}1}$）、河尾滩侏罗纪—白垩纪前陆盆地（Ⅳ$^2_{2\text{-}1}$）、乔戈里地块（Ⅳ$^3_{2\text{-}1}$）三个次级单元。

阿克塞钦地块（Ⅳ$^1_{2\text{-}1}$）：出露的最老地层为中元古代长城系，由浅变质的石英砂岩、粉砂岩、硅质条带状大理岩等组成，属浅海陆棚环境的陆源碎屑沉积，构成古元古代结晶基底之上的第一个盖层。长城系之上为不整合覆盖的奥陶系碳酸盐岩；再向上的古生代特别是晚古生代以来多发育连续的、以砂岩、粉砂岩、生物灰岩为主的陆表海沉积。总体上本区为一长期稳定发育的古老地块。

河尾滩侏罗纪—白垩纪前陆盆地（Ⅳ$^2_{2\text{-}1}$）：分布于阿克塞钦地块的南侧，中—晚三叠世发育复理石沉积，下部见有含冷水动物群的二叠纪灰岩的外来岩块，三叠纪末随着古特提斯洋的向北的消减，使三叠纪及其以前的地层褶皱隆起；侏罗纪的碳酸盐岩、砂岩等角度不整合覆于三叠系砂板岩之上，其上又被上白垩统的碳酸盐岩、碎屑岩所不整合覆盖，具有古特提斯洋封闭后的前陆盆地沉积的特点。

乔戈里地块（Ⅳ$^3_{2\text{-}1}$）：分布于乔戈里峰一带，西南被塔什库尔干右行走滑断裂所截，主要由古元古代结晶基底构成，表现为一长期的剥蚀区；见有喜马拉雅期花岗岩侵入（55Ma）。

2. 唐古拉古陆（Ⅳ$_{2\text{-}2}$）

分布于塔什库尔干-阿克塞钦古陆及西金乌兰一带以南。属羌塘-三江构造带的北部边缘，位于唐古拉山西段。该区内可分为邦达错地块（Ⅳ$^1_{2\text{-}2}$）及唐古拉侏罗纪—白垩纪陆缘海盆（Ⅳ$^2_{2\text{-}2}$）等两个次级单元。

邦达错地块（Ⅳ$^1_{2\text{-}2}$）分布于龙木错-邦达错一带，北为拉竹龙断裂，南为龙木错-卧牛湖断裂。区内出露的最老地层为下古生界（O_2，$S_{1\text{-}2}$），属稳定浅海相碎屑岩建造；上古生界（D，C）为亲华夏型的准地台型沉积，以碳酸盐岩为主夹碎屑岩；中生代沿坳陷发生海浸超覆。地块的构造变形以逆推、走滑、斜冲为主。该区可能具前寒武纪变质基底，似与阿克塞钦地块类同，古生界具有古老地块上的盖层性质。

唐古拉侏罗纪—白垩纪陆缘海盆（Ⅳ$^2_{2\text{-}2}$）属唐古拉古陆的西北缘。区内出露的最老地层可能为泛非运动（800～500 Ma）所形成的变质基底，上古生界多属盖层性质，侏罗纪—白垩纪以陆源碎屑岩、碳酸盐岩为主，属古陆边缘海盆沉积。新生界发育大陆型中-基性火山岩及第三纪断陷盆地。本区发育有印支期—燕山期花岗岩、花岗闪长岩（100.32～239.8 Ma），基性岩时有分布。

（三）帕米尔微板块（Ⅳ$_3$）

分布于帕米尔地区，北以塔内玛斯逆掩断裂与北帕米尔和公格尔地块相邻，南以瓦济

里斯坦－科希斯坦缝合带与印度板块相接，其西侧为阿富汗-帕米尔左旋断裂（杰曼断裂带），东侧为帕米尔-喀喇昆仑右旋走滑断裂带（塔什库尔干右旋走滑断裂）。据郑剑东（1993）研究认为，塔什库尔干右旋走滑断裂，使雅鲁藏布江蛇绿岩带与帕米尔的印度河上游蛇绿岩带发生了约250 km的右旋断错，杰曼左旋走滑断层从始新世—渐新世中期至少错动了200 km，此后的1 Ma中又错动了50 km。总体上形成一向北凸出的突刺。帕米尔微板块包括了中南帕米尔中－新生代活动陆缘（Ⅳ$_{3\text{-}1}$）及西南帕米尔古陆（Ⅳ$_{3\text{-}2}$）两个次级单元。

1．中南帕米尔中－新生代活动陆缘（Ⅳ$_{3\text{-}1}$）

该带具有古生代和中生代的完整剖面，偶见海相下第三系，在晚三叠世以前的漫长时期，为相当平静的大陆边缘，堆积了陆棚碳酸盐岩建造（寒武系—奥陶系，志留系—下泥盆统，上石炭纪—中三叠统）或较厚的陆源碎屑沉积（上、中奥陶统，中、下石炭统）；二叠纪时产生了大量的基性熔岩，早－中三叠世出现岩相差异；上升地段出现礁灰岩，晚三叠世发育较厚的类复理石陆源层。本带从三叠纪向侏罗纪的过渡是不平静的，东部侏罗系以角度不整合覆于三叠系凝灰岩、陆源碎屑岩夹中性火山岩（少量）之上；西北地区则与三叠纪整合接触。侏罗纪末，中帕米尔发生褶皱隆起，白垩系除个别地区外几乎都不整合于侏罗系之上，其下部（包括塞诺曼阶在内）为红色、杂色陆源粗碎屑岩，砾岩中含有来自帕米尔的砾岩，具磨拉石建造特征，其上为上白垩统的下部层位（土伦-塞诺曼阶）为潟湖或浅海陆源-碳酸盐岩建造（杂色含石膏和砾岩层）。晚白垩世晚期（马斯特里克期），本区海浸规模最大，使其超覆于下伏地层之上；古新至始新统为浅海或陆相沉积，以大量中-酸性火山岩（安山玄武岩、部分英安岩和流纹岩）及粗碎屑岩为主夹少量的灰岩，不整合（或间断）于白垩系之上；渐新统和中新统火山岩-沉积岩全为湖相，分布不广且火山岩均为碱性玄武岩成分。过去根据不同时代地层，将中帕米尔划分为几个复背斜或复向斜，后来鲁仁采夫（1968，1971）首次指出这些所谓的复背斜都是准原地的，而复向斜是占据本带中部的构造推覆体。中帕米尔外来构造相当复杂，具层间滑脱构造，多形成不对称的偃卧褶曲，可能与深部基底向北的俯冲有关。

鲁珊-普沙尔特带，位于中帕米尔与南帕米尔之间，为一复杂推覆叠瓦构造带，总体向北逆掩，其剖面从石炭纪开始，石炭系—下二叠统为陆源碎屑岩，晚二叠世—三叠纪出现灰岩、硅质岩、放射虫硅质岩及基性火山岩，侏罗系为硅质岩－杂砂岩建造，局部含有灰岩块的“混杂堆积”，灰岩块中含有志留、泥盆、二叠纪化石，其上为白垩系（K_1）杂色碎屑岩不整合覆盖。帕什科夫和施沃里曼认为这是一条裂谷带，晚古生代位于中与东南帕米尔两地块之间，本带的东南部见有少量蛇绿岩残块，呈叠瓦状产出。该蛇绿岩带向西，可能与阿富汗的法拉河带相连，向东可能接班公错带，逆冲断裂、偃卧褶皱极为发育，人们认为这里至少发生过三次大规模的横向收缩。东南帕米尔的推覆运动规模远不如中帕米尔，可能与基底埋藏的深度有关。带内中-新生代深成岩浆活动及逆冲推覆构造极为发育，反映了印度板块向北俯冲、推挤的结果。

2．西南帕米尔古陆（Ⅳ$_{3\text{-}2}$）

位于帕米尔凸出节的西南部，夹持于赫拉特断裂，主喀喇昆仑断裂和沙鲁比断裂之间，为太古代结晶基底的隆起部分。古陆主要由角闪岩相和变粒岩相的区域深变质岩组成，并受后期侵入岩的叠加改造，发育有白云母花斑大理岩、各种深成岩，包括片麻岩、

花岗正长岩，斜长花岗岩、紫苏花岗岩、辉长岩、超基性岩等，各类岩石的同位素年龄数据集中于2700～2400 Ma和1600～1400 Ma两组。后一组数据反映后期构造热事件的影响。古陆周边地区，分布有元古宙地层，与太古宇多为构造接触关系，为一套含较多石英岩的绿片岩相岩系。

博格丹诺夫认为，沙赫河群的霍罗格组，由角闪石岩、变质泥岩夹超镁铁岩，似榴辉岩、石榴石角闪岩等岩石组合，很可能位于剖面的底部，在以后的构造变形中被推覆到变质较轻的、富含石英岩和大理岩的戈兰群之上。据达维金科的资料，认为，太古宙岩石原先被挤压成南北走向的线性褶曲，以后（太古宙末或古元古代）由于体的挤压，而产生叠加变形。

八、科希斯坦-雅鲁藏布江板块缝合带（KYZ）

该缝合带以北部为青藏板块（李春昱等称为土耳其-中伊朗-冈底斯中间板块），以南为印度板块间。缝合带西起瓦济里斯坦蛇绿岩带，后向北东方向伸延，经帕米尔的科希斯坦岛弧再转向南东，经克什米尔的拉达克花岗岩带后，与我国西藏雅鲁藏布江缝合带相连。

印度板块与欧亚板块之间的缝合带，在北巴基斯坦分成两部分：即“北缝合线带”或“主喀喇昆仑逆冲断裂”及“南缝合带”或称“主地幔逆冲断裂”。他们包围着“科希斯坦”岛弧带（P.K.Zeitler等，1982）（在本图中只表示了“南缝合带”）。迄今尚不能确定喜马拉雅西段大陆碰撞及缝合带闭合的时间，据已发表的Rb-Sr，K-Ar等时年龄看，有2/3以上的数据在75～5 Ma的范围内，且大多集中在25～10 Ma之间。这反映了晚白垩世－第三纪时，岩石增生、变质、上升及冷缩作用所持续的时间，在中新世－上新世，大陆碰撞作用达到高峰，此后，构造活动仍在继续，过去的25 Ma间，上升的速率达0.7～0.8 mm/a。

科希斯坦钙碱性岩浆弧的时代属白垩纪—第三纪。位在主地幔断裂（MMT）旁的科希斯坦杂岩的南部边缘，部分地区见有蓝闪石片岩的构造岩楔。主地幔断裂以南为印度板块的片麻岩、花岗岩及前寒武系-古生界的变质-沉积岩系。这些变质岩向南，沿主边界逆冲断裂（MBT），盖在中生界之上。在主边界断裂以南，进一步逆冲盖到寒武纪-更新世地层之上，这里已属于印度板块的北缘。总之，科希斯坦一带岩石变形变质强烈，混杂堆积、逆冲断裂、韧性剪切带发育，既有高温变质又有高压变质带的产物。因此，具有较典型的板块缝合带的特征，我们将主地幔断裂（MMT）作为此两板块之间的缝合带，它向东与雅鲁藏布江缝合带相连。

九、印度板块（V）

印度板块位于帕米尔以南，编图区只覆盖了印度板块的很小部分，故未作进一步划分。

该板块在编图区出露砂质板岩及黑云母片岩等组成的基底岩系，古生代、中—新生代碎屑岩及碳酸盐岩等盖层沉积，并有大量花岗岩、伟晶岩的侵入。基底岩系在印度河谷以

砂质板岩、黑云母片岩为主，夹石英岩及大理岩，板岩中有大斑状均质堇青石花岗岩侵入体，属于沿喜马拉雅山南坡延伸的一个寒武纪花岗岩带。在 Mansehra 的西北部，板岩中的一组劈理被花岗岩体边部的花岗岩脉所交切。因此，岩石的某些变形是前寒武纪时形成的，据此推断，这些地层应属前寒武系。覆于基底岩系之上的盖层，在各处表现出不同的时代及岩性，其相互之间的关系也多未查清。在 Besham 西南 8 km 处，可见底砾岩以角度不整合覆盖在基底片麻岩之上，向上，依次为粗砂岩、石墨及厚数百米含砾片岩、绿泥石砂岩、泥质灰岩及条带状大理岩。在白沙瓦以北的 Nowshera 附近，灰岩中含志留纪—泥盆纪化石；在 Swat 河以南，灰岩中有石炭纪鹦鹉螺亚纲化石；而在 Abbottabad 地区的灰岩，则全都属于中生界。从白沙瓦到 Abbottabad 一线以南，及 Abbottabad 的北部等地区，红色砂岩及页岩属渐新世—中新世，代表了早期喜马拉雅的磨拉石沉积。

盐岭地区的前寒武系，下部为基拉那群，以千枚岩、板岩、石英岩为主夹安山岩及其凝灰岩，Rb-Sr 法年龄数据为 870 ± 40 Ma；上部为盐岭组的红色含石膏粘土岩，含厚盐层及石膏白云岩、页岩、砂岩及油页岩等。本区的寒武系为浅海相砂岩、页岩、黑色页岩、海绿石页岩，含早寒武世三叶虫化石，上部为板状砂岩、页岩、白云质页岩含石膏及岩盐假晶，为潟湖相沉积；奥陶系—志留系为浅海相石英砂岩，泥板岩，千枚岩，灰岩、白云质灰岩等，泥盆系以浅海相碎屑岩为主，石炭系—二叠系中见冰碛砾岩，具冈瓦纳相特征，多被新生界所覆盖。本区的基底岩系，除东部地区较为连续外，多表现为零星分布。由于印度板块的向北俯冲，形成了一系列由北向南的逆冲断裂带。如前所述的主地幔逆冲断裂（MMT）北部（青藏板块）的变质岩系向南逆冲到边界逆冲断裂（MBT）的中生代地层之上，而在主边界断裂以南，又进一步逆冲到盐岭地区的寒武纪—更新世地层之上。区内的变质作用，有由南而北向主地幔逆冲断裂方向递增的趋势。说明作为两大板块碰撞带的主地幔逆冲断裂，构造变动最为强烈。基底岩石的变质作用早于寒武纪花岗岩的侵入时期，而喜马拉雅期的区域变质作用，使北部（青藏板块）中生界及基底岩层同时变质。

第四章　深部构造（综合解释地壳断面图）

在《新疆及邻区大地构造图》编制的同时，为概略显示新疆地壳深部构造的基本特征，编制了《综合解释地壳断面图》。对新疆地质、地球物理和地球化学资料进行了综合分析，最后以剖面图的形式来表达对该断面地壳的物质组分、结构构造的认识。

一、《综合解释地壳断面图》编制基础和原则

《综合解释地壳断面图》主要依据“九五”国家科技攻关305项目“新疆地学大断面地质-地球物理综合研究”专题的研究成果。该断面地质、地球物理综合研究专题分南、北两段，分别由国土资源部地质研究所和国家地震局地质研究所资助，并负责完成。

本次编图，北段根据国家地震局《阿尔泰喀纳斯-天山沙雅地学断面地质-地球物理综合研究》的成果修编；南段根据中国地质科学院《天山独山子-昆仑山泉水沟地学断面地质-地球物理综合研究》的成果修编。

综合解释断面图的编制，浅部以地质研究分析为依据，辅以重力异常特征的解释；深部以人工地震宽角反射/折射探测剖面为地壳分层的主要依据，并以重力反演的地壳密度结构和大地电磁测深的电性结构作补充。不同层次的岩石构成以温压条件类似的变质岩相岩石组成，并以相应的地质作用过程来解释深部的各种地球物理现象，如低速层、高导层等。浅部断裂以脆性断层表示，而中地壳以下的断裂以韧性断层表示。以大地电磁测深的结果和天然地震波速读结构解释上地幔高导层，即软流图顶界，相当于岩石圈的底界。

二、地壳、岩石圈结构特征

1. 阿尔泰山地区

岩石圈的厚度从其南缘的额尔齐斯-布尔根板块缝合带下的160 km左右，向北、缓慢加深，达168 km左右。莫霍面深度55 km左右，起伏不大。在额尔齐斯-布尔根构造带和该带附近有一梯度带，南侧莫霍面深53 km，地壳平均速度为6.35 km/s，Pm为8.0 km/s，类似于古生代造山带的典型特征，只是地壳厚度略高。壳内的地震波速度结构相对简单，有序变化，20～30 km之间存在一层6.2 km/s低速层，相对稳定；电性结构也在20～30 km之间存在一层电阻率相对低的层位。显然，这是中地壳地质作用过程的反映。该低速高导层在南端被构造缝合带明显截断。

从深部构造上看，额尔齐斯-布尔根构造缝合带作为两大板块的分界是明显的。所在部位岩石圈最厚达180 km，从重磁异常特征上看，似乎缝合带两侧有着可以区分的特征。但是与天山区的木扎尔特-红柳河构造缝合带比，从规模上、地壳结构复杂性均逊色得多。这可能与受新构造运动影响的强弱有关。

在额尔齐斯-布尔根构造缝合带以南，盆山相间，从总体来看，北侧准噶尔盆地和南侧塔里木盆地地壳较薄，天山地壳有明显增厚的山根。在天山内部，中天山（伊犁地块）又相对较薄，莫霍面起伏形态呈现“W”型，与布格重力异常的形态相似。莫霍面在北天山与中天山、中天山与南天山之间都有明显的错断或缺失，在断裂带内出现了向下地壳延伸的6.0～6.4km/s低速体构造。

2．准噶尔－北天山地区

准噶尔盆地未见结晶基底，其主体大部被巨厚的中新生界所覆。边缘有古生代褶皱基底出露。早古生代以绿片岩相为主，晚古生代以低绿岩相为主。如前所述，对其是否有结晶基底的问题，至今仍有争议。在准噶尔盆地区，发育有连续的中-新生代沉积，其最厚的部位在北天山北侧，厚达1000余米，显示南厚、北薄的特征。

准噶尔盆地的岩石圈厚度，显示中间薄、边缘厚的变化。中部的准噶尔中央地块岩石圈厚度稳定，为120 km，向南、北增厚，北准噶尔古生代弧盆带下的岩石圈厚达180 km，南准噶尔厚160 km；在65～75 km的深度，存在一明显的低速带，P波速度仅为6.8～7.2 km/s，其范围可涵盖整个天山，并可与塔里木北缘古生代弧盆带下部的上地幔顶部的低速体连成一整体。

准噶尔盆地区的莫霍面有向南、北两侧加深的趋势。最浅部位于北天山北侧的乌苏以北，仅为44 km。该处也是准噶尔南缘中、新生代沉积最厚部位附近，Pn波为7.92 km/s。从乌苏向北，准噶尔中央地块和准噶尔北缘古生代弧盆带下的莫霍面起伏和缓，逐渐加深，从44 km深变至56 km左右。两单元的分界附近有一陡变带，Pn波速为7.95～8.00 km/s。从乌苏向南，在准噶尔南缘的古生代弧盆带之下，莫霍面明显加深，最深处达55 km，Pn波速7.88 km/s。

准噶尔中央地块，地壳结构有序，其平均速度为6.4～6.5 km/s，比两侧高，而中地壳顶部存在一数千米厚的明显高速、高导层，航磁表现为高磁异常。如前所述，根据大面积巨厚的高磁异常体的存在，有人推测，存在高磁性的结晶基底（杨宗仁，1987；袁学诚等，1994），但也有认为是铁镁质（古洋壳）基底（江远达，1984），或地幔底垫的反映（韩宝福等，1999）。从目前的资料来看，还不足以作出唯一的解释。

乌尔禾至布尔津段、相当于准噶尔北缘古生代弧盆带、两测边界明显，北以额尔齐斯-布尔根缝合带为界，南侧的上、中、下地壳结构与准噶尔中央地块之间显现出明显的不连续。在测线斜穿乌尔禾断裂和达拉布特断裂的部位，形成一逾60 km的复杂畸变带。中地壳存在两层低速层，平均地壳速度6.26～6.28 km/s，下地壳存在6.7～6.4 km/s的壳幔过渡带。电性结构在以上三段区，也显示出明显区别。

3．中天山－伊犁地区

中天山地区的地壳结构和前面所说的准噶尔—北天山地区有一定的相似之处，也可分为三层，但在中天山地区地壳开始加厚，地壳厚度可达54～62km，并在中地壳之下有一个明显的低速层。

中天山上地壳明显减薄，仅4～10 km，其波速为5.8 km/s，密度为2.45～2.51 g/cm^3。显然这是因为中天山的强烈隆升，导致上地壳被剥蚀而减薄。中天山地区中地壳亦可分为上下两层。上层厚5～13 km，密度2.80 g/cm^3，波速6.10 km/s；下层厚8～20 km，密度2.87～2.88 g/cm^3，波速6.30～6.40 km/s。中天山地区低速层埋深22～36

km，厚 3～8 km，密度 2.54 g/cm^3，波速 5.60 km/s。下地壳在中天山地区厚 18～25 km，密度 3.00 g/cm^3，波速 6.90 km/s。

4. 南天山-塔里木地区

这里的南天山-塔里木地体包括了塔里木盆地北侧的南天山和南侧的铁克里克。塔里木盆地具有相对于两侧山区较薄的地壳，盆地内地壳厚度仅 41～42 km，向两侧山区逐渐加厚，在北侧的南天山和南侧的和田附近均已达 50 km 以上。南天山具有与塔里木类似的地壳结构，特别是较薄的中地壳，和相似的稳定的三分地壳速度结构。

南天山－塔里木的上地壳包括了塔里木盆地内巨厚的沉积盖层和发育良好的结晶基底，故其上地壳厚达 15～20 km，密度由 2.00～2.78 g/cm^3，P 波波速为 5.40～6.20 km/s；中地壳在盆地之下厚度相对较小，仅 8～12 km，密度为 2.84～2.87 g/cm^3，波速为 6.00（6.10）～6.30 km/s；下地壳可分为上下两层。上层密度为 2.89～2.92 g/cm^3，波速为 6.50～6.60 km/s；下层密度为 2.96～3.15 g/cm^3，波速 6.80（7.00）～7.30 km/s。下地壳总厚为 16～22 km。

南天山除具有与塔里木类似的地壳结构外，也有其特殊性，即在中生代以后的造山作用过程中，地壳结构也发生了明显的变化，其突出的表现为：①天山的低速层已经延伸到了南天山之下，而且厚度可达 5～10 km；②随着天山的上隆和遭受剥蚀，南天山上地壳开始减薄，厚度仅 8～15 km；③随着塔里木向天山下面的俯冲的不断进行，南天山的下地壳明显有所加厚，厚度一般已达 25 km 左右；④在天山上隆和造山过程中频繁的岩浆活动在南天山的中上地壳部分造成了较多的中酸性岩浆产物。因此南天山虽然主体属于塔里木，但在中新生代造山作用的影响下，随着塔里木向天山的俯冲，地壳结构发生了重大的改变。库车以北至哈尔克山的霍拉山断裂是一深断裂，将地壳结构区分为两段，其莫霍面在库车北也有 4～5 km 的位错，塔里木北部莫霍面深度 44～48 km，南天山的莫霍面以 4°～5°北倾，在南天山与中天山交界处达到 62 km。中天山莫霍深度较南、北天山深 10 km 左右。

塔里木南侧的铁克里克地区，从地表出露的岩石看，它是塔里木板块南缘基底的翘起部分。从深部地壳结构看塔里木的中下地壳在和田附近就开始缓慢向南倾斜。逐渐插入昆仑山下。但深反射地震资料显示的两侧不同的结构，可能还有更为复杂的情况，加上和田以北的地震带反应了可能有一个近垂直的走滑断裂，化解了两侧相向的挤压应力。

5. 昆仑、喀喇昆仑地区

该区地壳整体厚度巨大，由西昆仑山前的 60 km 逐渐加厚达 70～75 km。特别是具有明显变厚的下地壳和中地壳，同时在中地壳顶部出现一层明显的低速层，这和已有的大地电磁测深所获得的高导层大体一致。从现有资料看，昆仑构造带地壳总厚 65～75 km 可分三层，其中具有一明显低速层。上地壳厚 15～18 km，密度 2.59～2.79 g/cm^3，P 波波速 5.30～6.15 km/s；其下的低速层，厚 8～10 km，密度 2.66～2.68 g/cm^3，波速 6.10 km/s；中地壳厚 20～24 km，密度 2.91～2.93 g/cm^3，波速 6.40～6.60 km/s；下的地壳厚 22～25 km，密度 2.98～3.00 g/cm^3 波速 6.70～6.90 km/s。可见昆仑构造带具有独特的地壳结构，显然和南侧青藏高原的隆升和地壳加厚有直接的关系。

在地壳的上层结构中可以看出各块体有明显的不同特征。反映了他们具有不同的发展演化历史。从该图上也反映了地壳所发生的构造变动具有明显的不同的方向性。总体来

看，天山具有明显的山根，深度可达莫霍面以下。表层的构造，可见天山向南北两侧发生了大规模推覆、滑脱；而塔里木以南的昆仑山则以由南向北的滑脱和推覆为主。这样，在整个断面的上地壳部分就形成了天山为核心的一系列推覆体系。南面则是以铁克里克为代表的一系列推覆构造。这些推覆断裂发育的同时还有以系列明显的走滑活动，这主要都是新生代以来的地壳 应力作用的产物，都和青藏高原及其北缘昆仑山的隆升有直接关系。断面内地壳结构的差异，是在漫长的地质历史时期中不同地质作用的结果。但它更着重反映现今的状态，对一些地质历史时期中的活动，如板块的开裂，俯冲碰撞可能只是在不同深度上不同程度地、保留了一些残迹。因为在古生代以来近两亿年的时间内，已被改造而难以区分了。

古生代以后，随着大陆的拼合，洋盆闭合引起的俯冲作用不再出现，陆内不同块体间的相互挤压甚至陆内俯冲成为主要的构造活动形式。在这一过程中，老的地壳缝合带有的再次活动，而新的俯冲活动产生了一些向下一直插到莫霍面的大断裂，是他们成为控制天山向两侧逆掩推覆构造形成的主导因素。昆仑—喀喇昆仑也具有类似特征。这表明现代地壳结构的面貌形成于中生代时期后，现代的天山和昆仑山的高大山系都是新生山脉。

第五章　地壳演化流程图（地壳发展演化历史）

一、地壳演化流程图的编制基础和内容

地壳演化流程图是在编制研究区大地构造图和地壳断面图基础上，对全区地壳结构和构造演化取得基本认识后编制的，它反应了各有关块体沉积-构造发展演化的历史及主要构造事件的时空分布。

其主要内容包括：

1）表示了研究区五大板块主要构造单元不同时期的地层、岩性及所反应的构造背景（如：陆棚—台地、陆坡—陆隆、岛弧（岩浆弧）、裂谷、裂陷槽、陆缘火山岩带、洋盆、残余洋盆、陆内上叠盆地、前陆盆地、内陆河湖盆地），以不同色调表示不同构造背景，用花纹符号表示不同背景中所形成的不同沉积岩、火山岩、侵入岩组合。

2）以不同符号表示了区内主要构造变动。如不同性质的断裂、主要变质期、不整合、假整合以及陆壳的拉张与挤压碰撞等各类构造事件的时空分布。

3）表示了研究区四条主要板块缝合带（额尔齐斯-尔根、木扎尔特-红柳河、康西瓦-昆中、科希斯坦-雅鲁藏布江缝合带）。这四条缝合带是编图区五大板块之间的大洋消亡和板块碰撞的产物。图上表示了大洋俯冲消减的主要方向及时间，同时还表示了蒙古湖区洋盆及昆仑的库地洋盆的封闭时期。这些洋盆的先后闭合，导致了统一欧亚大陆的形成。

总之，在地壳演化流程图中，反映了各有关块体沉积-构造发展演化的历史，及主要构造事件的时空分布；反映了古生代末古亚洲洋和中-新生代特提斯洋先后闭合形成了统一的欧亚大陆的演变历史；同时还反映了新生代随着青藏高原的隆升，研究区盆山格局形成的过程。

二、新疆及邻区地壳演化历史

新疆地壳经历了长期复杂的演变历史和多次的裂解、汇聚、增生的过程（徐新，1998），总体上可以分为大陆基底的形成演化；古亚洲洋形成发展与消亡；特提斯洋形成发展与消亡三大阶段，进一步可划分为十个演化时期（成守德等，2000）。

1. 大陆基底的形成演化阶段

1）古陆核的形成与发展时期（>25 亿年）：在库鲁克塔格地区托格拉克布拉克杂岩（简称托格杂岩）中获得的 Sm-Nd 同位素年龄为 3.263 Ma，证实塔里木地块存在古太古代陆核。后来证实，该 32 亿年左右的岩石组合主要以包体形式产于托格杂岩（灰色片麻岩）之中，两者为侵入或构造接触关系，太古宇岩石实为表壳岩系的残体。古太古代末至

新太古代初（2800～2700 Ma）的辛格尔运动中，侵入了肉红色片麻状花岗岩（2854 Ma）并使托格杂岩产生高角闪岩相-麻粒岩相的变质作用，代表古陆核的形成。近几年在阿尔金山地区发现的36亿年前古太古代变质岩，为中国西部古陆核的形成与演化提供了新资料。

2）原始古陆的形成与发展时期（25亿～18亿年）：辛格尔运动后，进入了相对稳定的，以沉积作用为主的时期。主要地质事件是陆壳的迅速增生及早期裂谷作用的发生与原始古陆的克拉通化。古元古代末期的兴地运动使前期地层褶皱变质，早期有2500～2400 Ma的蓝石英花岗岩和晚期有2073 Ma的红色钾质（片麻状）花岗岩侵入。地壳热流强度高，地层发生强烈塑性变形并有低角闪岩相-高绿片岩相的变质作用发生。这次的运动，在塔南地区表现为喀拉喀什群与上覆的埃连卡特群之间以及布伦阔勒群与上覆公格尔群之间的角度不整合。

3）大陆基底形成时期（18亿～8亿年）：兴地运动后，沉积作用发生了明显分异，在已固结的古陆区沉积作用稳定，代表8亿～18亿年的沉积物，构成了早前寒武纪结晶基底上的最下部沉积盖层。而在古陆边缘，再次发生裂解作用、形成深海槽（南天山和昆仑-阿尔金）。蓟县纪末的阿尔金运动使长城系-蓟县系强烈变形和发生低绿片岩相变质作用，同时有造山期花岗岩的侵入。未变质的青白口系（1000～800 Ma）不整合于长城系－蓟县系之上（新疆区域地质志，1992）。这次运动大致相当于全球性的格林维尔运动。这次造山运动后，形成了一个包括当时全球主要古陆在内的新元古代超大陆（罗迪尼亚古陆）。前已提到，1974年扎依采夫在哈萨克斯坦-天山地区的乌鲁套-帖尔斯克伊带确立了时代为1050 Ma左右的造山运动，称之为伊塞东运动，认为可与格林维尔运动相对比。他认为，经过伊塞东运动之后，形成了包括萨彦、蒙古在内的哈萨克斯坦-天山地台。阿尔金运动据有同样重要的意义，它标志着大陆基底的最终形成。

2．古亚洲洋的形成、发展与消亡阶段

震旦纪的冰碛岩及火山岩，标志着又一次新的大陆裂解的开始，裂谷作用的发育大体上是从距今800 Ma前后开始，在有的地区，裂谷延续发展而形成了新元古代晚期-古生代早期的古大洋。在研究区内，由于大陆的裂离，形成了位于西伯利亚与塔里木之间的古亚洲洋。从古亚洲洋的开启、消亡，到亚洲北部大陆的形成，大约经历了四个时期。

（1）萨拉伊尔-蒙古湖区洋盆（古亚洲洋北支）的形成与消亡时期

西伯利亚陆缘的分裂及扩张，产生了萨拉伊尔-蒙古湖区洋盆，这里分布着Z-$\in_1$的大洋型地壳，早寒武世后，大洋开始俯冲并逐渐消减，萨拉伊尔运动造成地壳的强烈的挤压，$\in_3$-O_1出现下磨拉石建造及酸性岩浆的侵入，中奥陶世早期萨拉伊尔-蒙古湖区洋盆关闭，阿尔泰与西伯利亚古陆碰撞并成为西伯利亚陆缘的增生陆壳。

（2）北天山洋盆（古亚洲洋中支）的形成与发展时期

萨拉伊尔-蒙古湖区洋盆消亡后，北天山洋仍处于发展过程中，并经历了$\in_1$-O_1、$\in_3$-O_1、O-S三期岛弧的演化，北天山洋主体消亡，使原游移于北天山洋中的大小陆块拼贴一起，形成早古生代统一大陆。S_3－D_1已退缩到斋桑-额尔齐斯以及蒙古南部一带的北天山洋盆，经历再次扩张，并发展成为分隔西伯利亚与哈萨克斯坦-准噶尔两板块间的有限洋盆，直到早石炭世早期，洋盆通过双向俯冲而最终消亡，使西伯利亚与哈萨克斯坦-准噶尔两板块碰撞缝合。

（3）南天山洋盆（古亚洲洋南支）的形成与消亡时期

南天山洋盆于奥陶纪时拉开形成，志留纪发展为多岛洋，并向北俯冲。晚志留世—早泥盆世（部分可滞后到晚泥盆世—早石炭世早期），洋盆关闭，使塔里木板块与哈萨克斯坦-准噶尔板块拼贴在一起，形成亚洲北部大陆。

（4）古亚洲洋残余洋盆及陆内裂谷、裂陷槽发展时期

晚古生代该区地壳发展演化的基本特征是，早古生代浩瀚的古亚洲洋主体关闭，或在其残留洋盆的基础上，再次拉张形成有限洋盆，或陆内裂谷、裂陷槽及上叠盆地等的发展时期，或者称为“后碰撞期”、“碰撞后伸展期”。这一时期初步统一的新陆壳处于碰撞挤压向后碰撞伸展转化的时期，是新陆壳深部壳幔物质交换最强烈、最频繁的时期，也是整个造山阶段岩浆活动最激烈的时期之一。这一时期也是新疆成矿作用的高峰期，最重要的有与镁铁-超镁铁杂岩有关的岩浆熔离贯入型 Cu、Ni 矿床和产于富碱基性杂岩中的岩浆晚期分异的钒钛磁铁矿，以及与双峰式火山岩有关的 Au、Fe、Cu、Ag 等矿床。

早二叠世末的天山运动，使残留的古亚洲洋完全消失，进入陆内山链及盆地的发展时期，南部则受特提斯洋发展过程的控制。

3. 特提斯洋的形成、发展与消亡及盆-山构造演化阶段

当北部古亚洲洋最后消失而南部特提斯洋正处于发展演化阶段，其间大约经历了三个时期。

（1）古特提斯洋的形成发展与消亡时期

石炭纪—二叠纪地壳的强烈拉张而形成的古特提斯洋于 $T_{1\text{-}2}$开始俯冲，形成钙碱性岛弧型火山岩及混熔型花岗岩的侵入，弧后地区则形成以复理石沉积为主的弧后盆地。晚三叠世末古特提斯洋消亡，使南部松潘-甘孜地块、羌塘地块向北拼贴于欧亚大陆南缘并成为其组成部分。

（2）古特提斯洋残余海盆及盆地的发展演化时期

古特提斯洋关闭后，侏罗纪时除局部拉张形成有限洋盆外，多为残留海盆的发展时期，侏罗纪—白垩纪的残留海水，可侵入塔里木盆地的凹陷地带。侏罗纪的有限洋盆，于晚侏罗世—早白垩世向北俯冲关闭，形成了喀喇昆仑山等一带的燕山期花岗岩及与其有关的 Cu、Au 矿及伟晶岩型矿产。

由于古特提斯洋盆的消亡及向北碰撞所产生的印支运动，除形成了塔里木，准噶尔盆地周边的前陆盆地外，还形成了天山南北两侧及其内部的一系列侏罗纪含煤盆地及重要油气层。

（3）新特提斯洋的发展、消亡及盆-山构造发展时期

古特提斯洋消亡后，产生了新特提斯洋。后者于二叠纪时开始拉张至始新世闭合，形成中—新生代蛇绿混杂岩带和相应的岛弧火山岩建造及完整的弧沟盆体系。始新世—渐新世，新特提斯洋关闭使印度板块向北拼贴于欧亚大陆南缘。

碰撞后的印度板块继续向欧亚大陆楔入使陆内俯冲及走滑平移运动进一步发展，西昆仑受到强烈挤压并向北逆冲于塔里木盆地之上。由于天山、昆仑山的强烈抬升，盆地的相对下降，形成了统一的由造山带包围的陆内盆地。

结 束 语

《新疆及邻区大地构造图》、《综合解释地壳断面图》、《地壳演化流程图》初步总结了现阶段我们对新疆及邻区大地构造的基本认识。曾经存在过数亿年、宽达数千千米的古亚洲洋在石炭纪的晚期消亡了，现今留给我们的只剩下零星散布的古洋壳残片、不同时期形成的岛弧和增生楔地体，它们一起围绕着大小不等的微陆、地块，构成了新疆和中亚地区十分复杂的拼贴镶嵌构造图案，使这里成为地球上古生代地壳增生最显著和构造最复杂的地区，使亚洲成为地球上最大的也是最后形成的大陆。由于保留至今的具有大地构造相鉴定标志的洋壳残片、岛弧、增生楔地体和典型的陆缘建造在拼贴碰撞过程中都受到强烈的肢解、错断、叠覆，或者被剥蚀、掩盖，还由于目前的研究水平，还不可能对每一个地体的大地构造性质作出唯一的解释，因而要重塑新疆及中亚大陆的形成过程是非常困难的。正因为如此，对新疆及中亚大地构造的许多重大问题，包括构造单元的划分、板块边界的确定、古洋形成和消亡的方式、大陆增生模式、新生陆壳稳定化的过程等都存在着不同的认识，甚至是针锋相对的看法，在对有些问题的认识上，本专题研究组或编图组内部也有分歧，尚无法统一。然而，图面上只能反映一种意见，不得不以求同存异的方式处理。

大陆岩石圈动力学，特别是大陆的形成与演化过程历来是世界性的地学难题，板块构造研究的重点已由海洋和大陆边缘转向大陆内部，新疆及中亚作为亚洲大陆的核心，中亚显生宙增生陆壳的形成演化已成为世界关注的热点。我国实施的西部大开发战略，为把新疆建成我国最重要的能源和矿产资源的接替基地，已经吸引了大批国内外的地学专家云集新疆；国家重大基础科学研究项目“中国西部中亚型造山与成矿”正在卓有成效地进行；以加速查明新疆矿产资源为目标的国家科技攻关项目（国家 305 项目）还将在一个相当长的时期内继续实施。我们相信，随着研究工作的逐步深入和新的资料的积累，对新疆和中亚大地构造的认识必将有新的飞跃，并由此带来大陆岩石圈动力学理论研究的实质性进展。本图的出版作为现阶段的认识，能成为更大规模研究的铺垫，我们也就心满意足了。

参 考 文 献

车自成，蒋克渝，刘洪福等. 1993. 中天山运动的建立及其地质意义. 新疆地质科学，第四辑. 北京：地质出版社，51～57

车自成，刘洪福，刘良. 1994. 中天山造山带的形成与演化. 北京：地质出版社，1～135

陈斌，Bor-Ming Jahn，王式洸. 2001. 新疆阿尔泰古生代变质沉积岩的 Nd 同位素特征及其对地壳演化的制约. 中国科学 D 辑，31(3)：226～232

陈义兵，胡蔼琴，张国新，张前锋. 1999. 西天山独库公路花岗片麻岩的锆石 U-Pb 年龄及其地质意义. 科学通报，44(21)：2328～2332

陈哲夫，成守德，梁云海，徐新等. 1997. 新疆开合构造与成矿. 乌鲁木齐：新疆科技卫生出版社

成守德，王广瑞，杨树德等. 1986. 新疆古板块构造，新疆地质，(4)2:1～26

成守德，王元龙. 2000. 中亚地壳发展演化与成矿. 第四届天山地质矿产资源学术讨论会论文集. 乌鲁木齐：新疆人民出版社，238～240

成守德，徐新. 2001. 新疆及邻区大地构造图编图研究. 新疆地质(19)1，33～37

成守德，张湘江. 2000. 新疆大地构造基本格架. 新疆地质(18)4，293～296

成守德. 1996. 中国新疆北部及邻区贵重有色金属矿产成矿图说明书. 武汉：中国地质大学出版社

程裕淇主编. 1994. 中国区域地质概论. 北京：地质出版社

高俊，肖序常，汤耀庆等. 1994. 新疆西南天山蓝片岩的变质作用 *P-T-t* 轨迹及构造演化. 地质论评，(40)6：544～553

高振家，王务严，彭昌文等. 1985. 新疆阿克苏—乌什地区震旦系. 乌鲁木齐：新疆人民出版社，21～47

顾连兴，胡受奚，于春水等. 2000. 东天山博格达造山带石炭纪火山岩及其形成地质环境. 岩石学报，6(03)

韩宝福，何国琦，王式洸. 1999. 后碰撞幔源岩浆活动、底垫作用及准噶尔盆地基底的性质. 中国科学(D)，29(1)：16～21

韩宝福，何国琦. 1991. 中国阿尔泰山南缘泥盆纪火山岩带的大地构造性质. 见：新疆地质科学，第 3 辑，北京：地质出版社，89～100

郝杰. 1993. 南天山蛇绿混杂岩形成时代及大地构造意义. 地质科学(28)

郝维城，江大勇，姚建新等. 2002. 新疆塔里木盆地泥盆纪弗拉期—法门期界线事件. 中国科学(D 辑)32(5)：368～373

何国琦，李茂松，刘德权，唐延龄，周汝洪. 1994. 中国新疆古生代地壳演化及矿产. 乌鲁木齐：新疆人民出版社，1～437

何国琦，李茂松，周辉. 2002. 论大陆岩石圈形成过程中的克拉通化阶段，地学前缘. 9(4)：217～224

何国琦，李茂松. 2001a. 中国新疆北部奥陶—志留系岩石组合的古构造、古地理意义. 北京大学学报(自然科学版)，37(1)：99～110

何国琦，刘德权，李茂松等. 1995. 新疆主要造山带地壳发展的五阶段模式及成矿系列. 新疆地质，13(2)：1～181

何国琦，徐新. 2003. 关于中国天山的板块构造分区问题——兼论哈萨克斯坦板块，中国新疆天山地质与矿产论文集. 北京：地质出版社，1～12

何国琦，李茂松，贾进斗，周辉. 2001b. 论新疆东准噶尔蛇绿岩的时代及其意义，北京大学学报(自然科学版)，37(6)：852～858

何国琦. 1984. 地台学说 100 年，见：纪念乐森琄论文选集. 北京：地质出版社，153～161

胡蔼琴，张国新，陈义兵，张前锋. 2001. 新疆大陆基底分区模式和主要地质事件的划分. 新疆地质，19(1)：12～19

胡霭琴，韦刚健. 2003. 关于准噶尔盆地基底时代问题的讨论—据同位素年代学研究结果. 新疆地质，(21)4，398～406

胡霭琴，张国新，李启新等. 1993. 新疆北部同位素地球化学与地壳演化. 见涂光炽主编：新疆北部固体地球科学新进展. 北京：科学出版社，27～38

胡受奚，郭惨春，顾连兴等. 1990. 加里东造山带在东天山(E85°～95°)构造格架中的重要地位及其地质特征. 新疆地质科学，第一辑. 北京：地质出版社，32～45

胡旺亮，周治新，李水如. 1992. 北山地区笔架山基性—超基性岩带地物化特征及含矿性研究. 新疆地质，(10)2. 167～175

黄建华，吕喜朝，朱星南等. 1995. 北准噶尔洪古勒楞蛇绿岩研究的新进展. 新疆地质，(13)1

江远达. 1984. 关于准噶尔地区基底问题的初步探讨. 新疆地质, 11～16
康玉柱. 1995. 塔里木盆地古生代海相成油及特征. 新疆第三届天山地质矿产学术讨论会论文选辑. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 62～77
李春昱. 1980. 中国板块构造的轮廓. 中国地质科学院院报, 2(1): 11～22
李春昱, 王荃, 刘雪亚等. 1982. 亚洲大地构造图(1:800 万)及说明书. 北京: 地图出版社
李耀西, 蓝善光. 1992. 新疆西准噶尔布龙果尔组建造类型, 时代及有关问题研究的新进展. 新疆地质, (10)1
刘本培, 王自强, 张传恒等. 1996. 西南天山构造格局与演化. 武汉: 中国地质大学出版社, 105～109
刘伟. 1993. 新疆阿尔泰地区岩浆岩类的等时线年龄, 地壳构造运动及构造环境的发展演化. 新疆地质科学, 第四辑. 北京: 地质出版社, 35～50
陆松年, 袁桂邦. 2003. 阿尔金山阿克塔什塔格早前寒武纪岩浆活动的年代学证据. 地质学报, 1 期, 61～68
陆松年. 1998. 关于中国元古宙地质年代划分几个问题的讨论. 前寒武纪研究进展, 21 卷
马瑞士等. 1993. 东天山构造格架及地壳演化.南京: 南京大学出版社
梅厚钧等. 1993. 额尔齐斯河南侧古生代火山岩德微量元素地球化学与构造环境的变迁史. 涂光炽主编"新疆北部固体地球化学新进展". 北京: 科学出版社, 199～215
任纪舜, 王作勋, 陈炳蔚等. 1997. 中国及邻区大地构造图. 北京: 地质出版社
汤良杰. 1992. 新疆塔里木盆地推覆—滑脱构造及其控油作用. 新疆地质(10)1, 74～82
汤耀庆, 肖序常, 赵 民, 李锦轶等. 1993. 新疆北部大地构造研究新进展. 新疆地质科学, 第四辑. 北京: 地质出版社, 1～11
王宝玉, 郎智君, 李向东等. 1994. 中国天山西段地质剖面综合研究.北京: 科学出版社, 127
王方正, 杨梅珍, 郑建平. 2002. 准噶尔盆地岛弧火山岩地体拼合基底的地球化学证据. 岩石矿物学杂志, 21(1): 1～10
王鸿祯, 杨森楠, 刘本培等. 1990. 中国及邻区构造古地理和古生物地理. 武汉: 中国地质大学出版社
王文旭, 王中刚, 李向东等. 1996. 西昆仑加里东期花岗岩带的地质特征. 矿物学报, (15)457～461
王永标等. 1997. 海西—印支期东昆仑造山带南侧古海盆的演化. 地球科学(22)4
王元龙, 李向东, 毕华等. 1997. 西昆仑库地北构造带两侧地质特征, 对比及其大地构造意义. 地球化学(2), 53～59
王作勋等(黄汲清, 姜春发指导). 1990. 天山多旋回构造演化及成矿.北京: 科学出版社
吴浩若, 潘正莆, 张驰. 1993. 西准噶尔与蛇绿岩相关的古生代地层序列及沉积大地构造环境判别. 涂光炽主编: 新疆北部固体地球科学新进展. 北京: 科学出版社, 151～161
夏林圻, 张国伟, 夏祖春等. 2002. 天山古生代洋盆开启、闭合时限的岩石学约束——来自震旦纪、石炭纪火山岩的证据. 地质通报, 21(2): 55～62
肖序常, 汤耀庆, 冯益民等. 1992. 新疆北部及邻区大地构造.北京: 地质出版社
肖序常, 汤跃庆, 李锦轶等. 1990. 试论新疆北部大地构造演化. 新疆地质科学, (1): 47～68
徐新, 黄河源. 1990. 新疆几个重大地质问题. 中国区域地质(1)
徐新. 概论新疆开合构造. 1998. 新疆地质, 16(1)
杨蔚华, 刘友梅, 高计元. 1993. 新疆北部石炭系大陆拗拉槽与浊流盆地沉积序列中铅、锌、金等层控矿床. 涂光炽主编, "新疆北部固体地球化学新进展". 北京: 科学出版社, 115～126
杨文孝, 况军, 徐长胜. 1995. 准噶尔盆地, 大油气形成条件和分布规律."新疆第三届天山地质矿产学术讨论会论文选辑". 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 91～108
杨宗仁. 1987. 准噶尔盆地基底性质及演化. 新疆石油地质, 8(2): 42～45
袁学诚, 左愚, 徐新忠等. 1994. 阿尔泰－阿克赛断面与西夏克拉通. 新疆地质科学(5): 1～18
曾广策, 王方正, 郑建平, 成中梅. 2002, 准噶尔盆地基底火山岩中的辉石及其对盆地基底性质的示踪. 地球科学, 21(1): 13～18
张建新, 许志琴, 崔军文. 1998. 一个韧性转换挤压带的变形分解作用——以阿尔金断裂带东段为例. 地质论评, (44)4
张良臣. 1995. 中国新疆板块构造与动力学特征. 新疆第三届天山地质矿产学术讨论会论文选辑. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 1～13
张以熔, 朱明玉等. 1992. 东准噶尔地质及金锡矿产研究. 北京:地震出版社

赵俊猛，张先康，赵国泽等. 1999. 不同构造环境下的壳—幔过渡带结构. 地学前缘，6(3)，165～172

郑建平，王方正，成中梅等. 2000. 拼合的准噶尔基底：基底火山岩 Sr-Nd 同位素证据. 地球科学，中国地质大学学报，25(2)：170～185

郑剑东. 1993. 喀喇昆仑断层与塔什库尔干地震变型带. 地震出版社，(15)2

左国朝，李茂松等. 1996. 甘肃北山地区早古生代岩石圈形成演化. 兰州：甘肃科技出版社

Aiqin Hu, Bor-ming Jahn, Guoxin Zhang et al. 2000. Crustal evolution and Phanerozoic crustal growth in northern Xinjiang: Nd isotopic evidence. Part: Isotopic characterization of basement rocks. Tectonophysics 328: 15～51

A M C Sengor. 1999. Continental interiors and cratons: any relations? Tectonophysics 305: 1～42

Bindman I N, Davis A M, Wickman S M. 1999. 400 My of basic magmatism in a single lithospheric block during cratonization: ion microprobe study of plagioclase megacrysts in mafic rocks from Transbaikalia, Russia. Journal of Petrology, 40(5): 807～830

Chi Z, Mingguo Z, Allen M B et al. 1993. Implications of Paleozoic ophiolites from Western Junggar, NW China, for the tectonics of Central Asia. J Geol. Soc., London, v.150, 551～561

Dalziel I W D. 1991. Pacific margins of Laurentia and East Antarctic-Australia as a conjugate rift pair: evidence and implications for an Eocambrian supercontinent, Geology, 19: 598～601

E B Salnikova, J K Kozakov, A B Kotov et al. 2001. Age of Palaeozoic granites and metamorphism in the Tuvino-Mongolian Massif of the Central Asian Mobile Belt: loss of a Precambrian microcontinet, Precambrian Research 110: 143～164

G Badarch, W Dickson Cunningham, Brian F Windley. 2002. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia. Journal of Asian Earth Sciences 21: 87～110

He Guoqi. 1990. A preliminary scheme of tectonic division of the Palaeoasian Oceanic domain, Report No 1, IGCP Project 283. Novosibirsk: 42～45

H N Pollack. 1986. Cratonization and thermal evolution of the mantle. Earth and Planetary Science Letter, 80: 175～182

Hoffman P F. 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? Science, 252: 1409～1412

Khain E V, Bibikova E V, Salnikova E B et al. 2003. The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and early Palaeozoic: new geochronologic data and palaeotectonic reconstractions, Precambrian Research 122: 329～358

Liegeois L P. 1998. Preface-some words on the post-collisional magmatism . Lithos, 45: 15～17

Moores E M. 1991. Southwest U. S.-East Antarctic(SWEAT)connection: A hypothesis. Geology, 19: 425～428

N L Dobretsov. 2001. The breakup of Rodinia Supercontinent and evolution of the Paleo-Asian ocean, Gondwana Research: Special issue on Rodinia, Gondwana and Asia, v. 4, 19～21

N L Dobretsov, N A Berzin, and M M Buslov. 1995. Opening and tectonic evolution of the Paleo -Asian Ocean, International Geological Review, v. 37, 335～360

REN Jishun, JIANG Chunfa, ZHANG Zhengkun, et al. 1987. Geotectonic evolution of China. Beijing: Science Press

Rogers J J W, Greenberg J K. 1981. Trace elements in continental-margin magmatism: PartⅢ. Alkali granites and their relationship to cratonization: summary . Geological Society of America Bulletin, PartⅠ, 92: 6～9

Rogers J J W. 1984a. Evolution of continents. Tectonophysics, 105: 55～69

Rogers J J W, Dabbagh M E, Olszewski W J. 1984b. Early post-stabilization sedimentation and later growth of shields. Geology, 12: 607～609

Rogers J J W. 1996. A history of continents in the past three billion years. The journal of geology, 104: 91～107

Sengör A M C et al. 1993. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia. Nature, Vol. 364, 22 JULY

Wernicke B. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. Can. J. Earth Sci., 22, 331～339

Wickman S M, Litvinovsky B A, Zanrivilevich A N, et al. 1995. Geochemical evolution of Phanerozoic magmatism in Transbaikalia, East Asia: a key constraint on the origin of k-rich silicic magmas and the process of cratonization. JGR, 100(B8): 15641～15654

Zheng-Xiang Li, Linghua Zhang, Christopher McA Powell. 1995. South China in Rodinia: Part of the missing link between Australia-East Antarctic and Laurentia? Geology, May, v. 23: no. 5; p. 407～417

Zeitler P K et al. Earth. and. Planetary. Science. Letters. 1982. V.57. No.1. 227～240

Буслов М М, Ватанабе Т, Смирнова Л В. и др. 2003. Роль сдвигов в познепалеозойско-раннемезозойской тектонике Алтае-Саянской и восточноказахстанской складчатых областей. Геология и Геофизика, т. 44, No.1～2, с.49～75

Берзин Н А, Колман Р Г, Добрецов Н Л. и др. 1994. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского Океана, Геология и Геофизика, т. 35, No. 7～8, с.8～28

Богданов А А. 1959. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана . Бюл. МОИП. Отд. Геол. , Т. 34, Вып.1, 3～35

Богданов А А. 1965. Тектоническое районирование палеозоида Центрального Казахстана и Тянь-Шаня Ст. 1.Строение каледонского срединного массива . Бюлл. МОИП , отд. Геол. , т. XL(5),с.40～68

Борукаев Ч Б. 1983. Кратонизация. ГеологияиГеофизика, (7): 15～21

Веймарн А Б,Кузмин А В, Варонцова Т Н. 1997. Геологческие события в Казахстане на рубеже франского и фаменского веков и их значени в ряду глобальных событий этого времени Бюл. МОИП Отд. Геол. Т. 72, Вып. 4:35～46

Добрецов Н Л. 2003. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе, Геология и Геофизика, т. 44, No. 1～2, с. 5～27

Дергунов А Б, Лувсанданзан Б. 1984. Палеотектонические зоны и покровные структуры западной Монголии , Геотектоника No. 3, с. 40～52

Дергунов А Б. 1989. Каледониды Центральной Азии М. :Наука:1～192

Добрецов Н Л. 2003. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан), Геология и Геофизика,т. 44. No. 1～2, с.5～27

Ермалов П В, Степанец В Г, Сеитов Н. 1990. Офиолиты Казахстана ,Караганда,1～67

Зоненшайн Л П и др. 1990. Тектоника литосфрных плит территории СССР ,Книга I ,М. :Недра,1～324

Зайцв Ю А. 1984. Эволюция геосинклиналей (овальный концентрический зональный тип),М. :Недра,1～208

Ивата К, Ватанабе Т, Акияма М. и др. 1994. Палеозойские микрофоссилии из Чарского пояса (Восточный Казахстан), Геология и Геофизика, т. 35, No. 7～8, с.145～151

Киселев В В и др. 1988. Новые данные по геологии и геохронологии докембрия востока Срединного Тянь－Шаня ,в. Кн. Докембрийи и Нижний Палеозой Тянь－Шаня, Фрузе:65～83

Коваленко В И, Ярмолюк В В, Пухтель И С и др. 1996. Магматические породы и источники магм офиолитов Озерной зоны Монголии , Петрология, Т. 4, No. 5, с.453～495

Милановский Е Е. 1996. Геология Россиии ближнего зарубежья, Изд. Московского Университета,1～445

Моссаковский А А, Руженцев С В, Самыгин С Г, Хераскова Т Н. 1993. Центрально-Азиатский складчатый пояс геодинамическая эволюция и история формирования, Геотектоника, No. 6, С.3～32

Пейве А Б. 1980. Тектоника Северной Евразии,М. :Наука,1～222

Руженцев С В, Самыгин С Г, Поспелов И И. 1990. Тектоническая зональность Казахстано-Южномонгольской складчатой области , Доклады АН СССР, т. 315, No. 2, с.456～461

Хайн В Е. 1998. Урало－Монгольский пояс М. В. Муратова : происхождение и соотношние со смежными поясами , Бюл. МОИП отд. Геол. Т. 73, Вып.5,25～29

Хераскова Т Н, Томуртогоо О, Хайн Е В. 1985. Офиолиты и верхнедокембрийско－нижнепалеозойские образования озерной зоны хребта Дариби (западная Монголия), ГИН АН СССР, Москва, Серия Геологическая, No. 6, с. 25～31

Хераскова Т Н. 1998. Структурные связи Казахстана и Тянь-Шаня в конце Рифея раннем Кембрии <Проблемы Геологии Урало-Монгольского пояса>, Изд. Московского Университета

Хераскова Т Н. 2001. Проблемы внутреннего строения докембрийских массивов Центрального Казахстана в кн. Геология Казахстана и проблемы Урало-Монгольского складчатого пояса,Изд. Московского университета:11～25

AN INTRODUCTION TO THE EXPLANATORY TEXT OF THE MAP OF TECTONICS OF XINJIANG AND ITS NEIGHBOURING AREAS (1:2 500 000)

The Map of Tectonics of Xinjiang and Its Neighbouring Areas (1:2 500 000), a part of the research results of "Crustal Structure and Geological Evolution of Xinjiang" of the 9th Five-year National Science and Technology Attack Plan project "Comprehensive Research about Preponderant Metallic Mineral Resources and Large Ore Deposits of Xinjiang" (State Project 305).

The Map, guided by Academician Xiao Xuchang, edited in chief by professor He Guoqi (Peking University), is compiled by Cheng Shoude (Institute of Geology and Mineral Resources, Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Resources), Xu Xin (State Project 305 Office), Li Jinyi (Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences), Hao Jie (Chinese Academy of Sciences) and others.

The map covers an area about 370×10^4 km^2 between 32°N~50°N and 72°E~98°E.

The main purpose of compiling the map is to illuminate the continental accretion process and rule in Central Asia.

The study results of continental lithospheric dynamics in recent years show the accretion process of continental lithosphere (crust) is not limited to the convergent settings. Essential accretion of continental lithosphere exists on continental margins of dispersion during the break-up process of continental lithosphere or during stretching process of post-collisional stage.

Stretching vastly in the hinterland of Eurasia, the tectonic evolution of Xinjiang in the Phanerozoic eon starts with the break-up of Neoproterozoic supercontinent Rodinia. Splited old continental block convergented into consecutive continental crust during Early Palaeozoic that then breaked up partially during early stage of Late Palaeozoic. And Ertysh-South Mongolia palaeo-ocean in the north, South Tianshan palaeo-ocean in the middle and Kunlun palaeo-ocean in the south came into being at this time. The palaeo-plate tectonic pattern showed in the map is the palaeo-continental block separated by the three palaeo-oceans and plate suture zone formed when the three palaeo-oceans closed during the Late Palaeozoic.

There are two kinds of continental accretion during the Late Palaeozoic. One is related to the subduction of palaeo-oceans and succeeding collision of continent-continent or island arc-continent. The other is, as mentioned above, accretion during the dispersion of continental lithosphere or during the extensional processes of post-collision stage of newly formed continental lithosphere.

The former accretion happened along plate suture zone and formed linear folded belt(Late Palaeozoic). The latter accretion happened on palaeo-continental block(Early Palaeozoic and earlier continental blocks) situated in between of the three above-mentioned palaeo-oceans. Thus the accretion shows linear-mosaic complex tectonic pattern.

Central Asia was the world's largest site of juvenile crustal formation in the Phanerozoic eon. The significance of the stabilizing stage after formation of a new continental crust is self-evident.

Tectonic units, formed during continuing accretion at the stabilizing stage of a new continental crust, were manifold in the area of Early Palaeozoic new continental crust.

Four tectonics units(rift trough, relict oceanic basin, superposed volcano-sedimentary basin and volcanic zone of continental margin) are recognized through broad contrast research. Formed during the stabilizing stage, they should not be confused with tectonics units of trench-island arc-back arc basin system.

Khazakhstan Devonian volcanic zone of continental margin is a type of volcanic zone of continental margin(VZCM). VZCM is formed at the divergent margins of continental lithosphere, controlled by stretching tectonics regime, and has no relation to subduction of oceanic crust. VZCM may be the analogy of volcanic passive margins.

Fundamental character of the other three tectonics units is discussed in brief. Emphasis of the stabilizing stage of new continental crust and division of four tectonics units independently is the main feature of this map.

New results from geological works of adjacent areas in recent years were fully used during compiling the map.

The meanings of Khazakhstan-Junggar plate and their signification of division independently are emphasized.

Moreover, geophysics feature of palaeo-plate, stages and flow chart of tectonic evolution are discussed. The maps of crustal cross-section of comprehensive explanation and flow chart of tectonic evolution are showed on the main map and in the attached explanatory text.

The scheme of tectonic subdivision is as follows.

1. Siberian plate(Ⅰ)

1-1 West Mongolia microplate($Ⅰ_1$)

1-1-1 Tuvoy-Bayanvul Sinian-Cambrian active continental margin($Ⅰ_{1-1}$)

1-1-1-1 Tuvoy-Sajinuo massif($Ⅰ^1_{1-1}$)

1-1-1-2 Bayanyul Sinian-Cambrian island are-marginal sea($Ⅰ^1_{1-1}$)

1-1-2 Mongolia lakes area Sinian-Cambrian oceanic basin($Ⅰ_{1-2}$)

1-2 Altay microplate($Ⅰ_2$)

1-2-1 North Altay Early Palaeozoic continental margin($Ⅰ_{2-1}$)

1-2-1-1 Harxilin Cambrian-Ordovician magma arc($Ⅰ^1_{2-1}$)

1-2-1-2 Nurt-Olgty Devonian-Carboniferous superposed volcano-sedimentary basin ($Ⅰ^2_{2-1}$)

1-2-1-3 Kanas-koktay Palaeozoic magma arc($\mathrm{I}^{3}_{2\text{-}1}$)

1-2-2 South Altay Devonian-Carboniferous active continental margin($\mathrm{I}_{2\text{-}2}$)

1-2-2-1 Kiran Devonian-Carboniferous back-are basin($\mathrm{I}^{1}_{2\text{-}1}$)

1-2-2-2 Karba-Narem Carboniferous-Permian magma arc($\mathrm{I}^{2}_{2\text{-}1}$)

1-2-2-3 West Calba Carboniferous forearc basin($\mathrm{I}^{3}_{2\text{-}1}$)

EBT Ertysh-Burgun plate suture zone(EBT)

2. Khazakhstan-Junggar plate(Ⅱ)

2-1 Junggar-Balkhash microplate(II_{1})

2-1-1 North Junggar Palaeozoic active continental margin($\mathrm{II}_{1\text{-}1}$)

2-1-1-1 Sawur Late Palaeozoic island arc($\mathrm{II}_{1\text{-}1}$)

2-1-1-2 Tarbahatai-Narmandi Early Palaeozoic island arc($\mathrm{II}^{2}_{1\text{-}1}$)

2-1-1-3 Santanghu Late Palaeozoic interarc basin($\mathrm{II}^{3}_{1\text{-}1}$)

2-1-1-4 Xiemistay-Kulakazgan Devonian volcanic zone of continental margin($\mathrm{II}^{4}_{1\text{-}1}$)

2-1-1-5 Khazakhstan Devonian volcanic zone of continental margin($\mathrm{II}^{5}_{1\text{-}1}$)

2-1-1-6 Darbut-Karamahalla Devonian-carboniferous Palaeozoic relict oceanic basin ($\mathrm{II}^{6}_{1\text{-}1}$)

2-1-1-7 Shore Balkhash Devonian-Carboniferous relict Oceanic basin($\mathrm{II}^{7}_{1\text{-}1}$)

2-1-1-8 Karlik Palaeozoic magma arc($\mathrm{II}^{8}_{1\text{-}1}$)

2-1-2 Balkhash-Junggar-Tuha ancient land($\mathrm{II}_{1\text{-}2}$)

2-1-2-1 Junggar Central massif($\mathrm{II}^{1}_{1\text{-}2}$)

2-1-2-2 Batameylishan Carboniferous superposed volcano-sedimentary basin($\mathrm{II}^{2}_{1\text{-}2}$)

2-1-2-3 Bogda Late Palaeozoic rift trough($\mathrm{II}^{3}_{1\text{-}2}$)

2-1-2-4 Yilianhabirga Late Palaeozoic rift oceanic basin($\mathrm{II}^{4}_{1\text{-}2}$)

2-1-2-5 Tuha massif($\mathrm{II}^{5}_{1\text{-}2}$)

2-1-2-6 Jiaoluotag Late Palaeozoic rift trough($\mathrm{II}^{6}_{1\text{-}2}$)

2-1-2-7 Balkhash central massif($\mathrm{II}^{7}_{1\text{-}2}$)

2-1-2-8 Mointy massif($\mathrm{II}^{8}_{1\text{-}2}$)

2-1-3 Active continental margin of South Balkhash($\mathrm{II}_{1\text{-}3}$)

2-1-3-1 Zalayir-Naiman Early Palaeozoic island arc($\mathrm{II}^{1}_{1\text{-}3}$)

2-1-3-2 Sayram massif($\mathrm{II}^{2}_{1\text{-}3}$)

2-1-3-3 Bolehelou Early Palaeozoic island arc($\mathrm{II}^{3}_{1\text{-}3}$)

2-2 Mayunkum-Kyzylkum-Ili microplate(II_{2})

2-2-1 Mayunkum ancient land($\mathrm{II}_{2\text{-}1}$)

2-2-1-1 Chuhe massif($\mathrm{II}^{1}_{2\text{-}1}$)

2-2-1-2 Kentegtas massif($\mathrm{II}^{2}_{2\text{-}1}$)

2-2-2 Kirghizskiy-Chirski-Nalati Early Palaeozoic active Continental margin($\mathrm{II}_{2\text{-}2}$)

2-2-2-1 Kirghizskiy-Chirski-Nalati Early Palaeozoic island arc($\mathrm{II}^{1}_{2\text{-}2}$)

2-2-2-2 Talas massif($\text{II}^{2}_{2\text{-}2}$)

2-2-2-3 Issyk massif($\text{II}^{3}_{2\text{-}2}$)

2-2-2-4 Ili Carboniferous-Permian rift($\text{II}^{4}_{2\text{-}2}$)

2-2-2-5 Naryn Late Palaeozoic superposed basin($\text{II}^{5}_{2\text{-}2}$)

2-2-3 Kyzylkum ancient land($\text{II}_{2\text{-}3}$)

MHT Muzart -Hongliuhe plate suture zone(MHT)

3. Tarim-Sinokorean plate(Ⅲ)

3-1 Tarim microplate(III_{1})

3-1-1 Palaeozoic active continental marginal of northern Tarim($\text{III}_{1\text{-}1}$)

3-1-1-1 South Tianshan Palaeozoic marginal sea($\text{III}^{1}_{1\text{-}1}$)

3-1-1-2 Erbingshan Devonian carbonate platform($\text{III}^{2}_{1\text{-}1}$)

3-1-1-3 Maidantao Late Palaeozoic continental margin basin($\text{III}^{3}_{1\text{-}1}$)

3-1-2 Tarim ancient land($\text{III}_{1\text{-}2}$)

3-1-2-1 Kelpin fault block($\text{III}^{1}_{1\text{-}2}$)

3-1-2-2 Kuruktag fault block($\text{III}^{2}_{1\text{-}2}$)

3-1-2-3 Beishan Palaeozoic rift trough($\text{III}^{3}_{1\text{-}2}$)

3-1-2-4 Dunhuang massif($\text{III}^{4}_{1\text{-}2}$)

3-1-2-5 Tarim central massif($\text{III}^{5}_{1\text{-}2}$)

3-1-2-6 Altun fault block($\text{III}^{6}_{1\text{-}2}$)

3-1-2-7 Tekilik fault block($\text{III}^{7}_{1\text{-}2}$)

3-1-3 Late Palaeozoic continental margin of south Tarim($\text{III}_{1\text{-}3}$)

3-1-3-1 Oytag-Kurliang carboniferous rift trough($\text{III}^{1}_{1\text{-}3}$)

3-1-3-2 Central Kunlun multiphase composite magma arc($\text{III}^{2}_{1\text{-}3}$)

3-2 Chaidam microplate(III_{2})

3-2-1 Early Palaeozoic active continental margin of North Chaidam($\text{III}_{2\text{-}1}$)

3-2-1-1 North Qilian Early Palaeozoic arc-trench system($\text{III}^{1}_{2\text{-}1}$)

3-2-1-2 Central Qilian Early Palaeozoic magma arc($\text{III}^{2}_{2\text{-}1}$)

3-2-1-3 South Qilian Early Palaeozoic back-arc basin($\text{III}^{3}_{2\text{-}1}$)

3-2-2 Chaidam ancient land($\text{III}_{2\text{-}2}$)

3-2-2-1 North margin of Chaidam Early Palaeozoic rift($\text{III}^{1}_{2\text{-}2}$)

3-2-2-2 Chaidam Central massif($\text{III}^{2}_{2\text{-}2}$)

3-2-2-3 Qimentag Early Palaeozoic rift trough($\text{III}^{3}_{2\text{-}2}$)

KJT Kangxiwer-Jingyuhu plate suture zone(KJT)

4. Qingzang plate(Ⅳ)

4-1 Songpanganzi microplate(IV_{1})

4-1-1 Kekxili-Dahongliutan Triassic marginal sea($\text{IV}_{1\text{-}1}$)

4-1-2 Xijinwulan Triassic melange zone($\text{IV}_{1\text{-}2}$)

4-2 Qiangtang-Tanggula microplate(Ⅳ$_2$)

4-2-1 Taxkorgan-Akseqin ancient land(Ⅳ$_{2\text{-}1}$)

4-2-1-1 Aksaiqin massif(Ⅳ$^1_{2\text{-}1}$)

4-2-1-2 Heweitan Jurassic-Cretaceous foreland basin(Ⅳ$^2_{2\text{-}1}$)

4-2-1-3 Qiaogeli massif(Ⅳ$^3_{2\text{-}1}$)

4-2-2 Tanggula ancient land(Ⅳ$_{2\text{-}2}$)

4-2-2-1 Bangdacuo massif(Ⅳ$^1_{2\text{-}2}$)

4-2-2-2 Tanggula Jurassic-cretaceous epicontinental sea(Ⅳ$^2_{2\text{-}2}$)

4-3 Pamir microplate(Ⅳ$_3$)

4-3-1 Centro-South Pamir Mesozoic-Cenozoic active Continental margin(Ⅳ$_{3\text{-}1}$)

4-3-2 Southwest Pamir ancient land(Ⅳ$_{3\text{-}2}$)

KYT Kexistan-Yarlun Zangbo River plate suture zone(KYT)

5. Indian plate(Ⅴ)