

中国前寒武纪构造格架及 研 究 方 法

马杏垣
白 瑾 索书田 著
劳秋元 张家声



地 质 出 版 社

内 容 提 要

本书应用解析构造学的原则和方法,总结了我国前寒武纪构造演化的基本特征,恢复了不同地质历史阶段形成的基本构造格架;同时,阐述了某些变质岩构造分析的方法和原理,以及构造编图的原则。本书图文并茂,附件中包括1:1400万中国前寒武纪构造格架图。

本书对于了解我国大陆岩石圈的早期演化历史、结晶基底的结构构造、变质岩构造解析和编图,以及对前寒武纪成矿和减轻地质灾害的研究均有理论和实际意义。可供有关教学、科研和生产的地质人员参考。

中国前寒武纪构造格架及研究方法

马杏垣

白 瑾 索书田 著

劳秋元 张家声

责任编辑 王休中

地质出版社出版

(北京西四)

地质出版社印刷厂印刷

(北京海淀区学院路29号)

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

开本: 787×1092¹/₁₆ 印张: 8¹/₂ 铜版插图: 4页 字数: 209,000

1987年2月北京第一版·1987年2月北京第一次印刷

印数: 1—1,005册 国内定价: 2.30元

统一书号: 13038·新254

目 录

一、绪言	(1)
二、编制构造图的原则	(5)
(一) 构造观	(5)
(二) 构造旋迴与构造阶段	(5)
(三) 构造环境	(6)
(四) 构造要素、构造形迹和构造样式	(6)
三、前寒武纪构造演化景观	(9)
(一) 太古宙岩石圈演化	(9)
(二) 早元古代板内构造的发育	(10)
(三) 中、晚元古代向现代板块构造体制转化	(10)
四、构造研究方法	(11)
(一) 构造解析的原则	(11)
(二) 不整合面的鉴别	(13)
(三) 变质岩的原岩恢复	(16)
1. 对野外岩石产状和结构、构造的观测	(17)
2. 镜下观测	(17)
3. 岩石地球化学资料的分析整理	(17)
(四) 小型构造观察	(18)
1. 劈理的观察	(18)
2. 线理的观察	(21)
3. 小褶皱的观察	(22)
4. 应变分析及其测量标志的选择	(25)
(五) 叠加褶皱研究	(28)
1. 叠加褶皱的类型	(28)
2. 叠加褶皱的主要识别标志	(31)
3. 叠加褶皱的几何分析	(33)
1) 后期褶皱对前期褶皱的改造	(33)
2) 前期褶皱对后期褶皱的控制	(35)
3) 叠加褶皱的展开	(37)
4) 叠加褶皱地区工作的主要环节	(39)
(六) 地层变新方向判别	(42)
(七) 韧性剪切带的研究	(46)
(八) 变形与变质作用关系分析	(57)
(九) 退变质作用的研究	(58)
五、中国前寒武纪构造格架	(61)

(一) 太古宙构造格架	(62)
1. 中国早期大陆地壳的总体特征	(62)
2. 褶皱干扰格式	(65)
3. 花岗-片麻岩穹窿	(72)
4. 韧性剪切带	(74)
5. 小结	(77)
(二) 早元古代构造格架	(77)
1. 基本的构造作用过程	(77)
2. 巨型剪切带系统	(78)
3. 盆地和活动带	(86)
4. 褶皱带的构造样式	(93)
(三) 中、晚元古代的构造格架	(97)
1. 华北构造区及东北构造区	(97)
1) 非造山的岩浆岩套	(98)
2) 大陆内部的裂陷槽和沉降带	(100)
3) 重力滑动构造	(102)
4) 大陆边缘裂陷	(103)
5) 东北地区的前寒武纪构造演化	(108)
2. 华南构造区	(107)
1) 沟-弧-盆系统	(107)
2) 构造变形样式群	(110)
3) 大型断裂系	(117)
3. 西北构造区	(121)
1) 大陆内部及边缘的裂陷	(121)
2) 基性岩墙群	(121)
3) 中、南天山火山裂谷	(121)
4. 西藏构造区	(123)
六、后记	(124)
主要参考文献	(125)
图版说明及图版 I—VII	(130)

一、绪 言

中国前寒武纪出露良好，露头总面积约占我国大陆面积的20%左右。如图1—1所示，太古宇和早元古界岩石主要分布在华北地区，西南和西北也有零星出露。中、上元古界地层的分布则非常广泛。它们包含着30多亿年完整的地质纪录和约占7/8的地质历史，是探索地壳构造演化的重要环节。

中国前寒武纪历史阶段划分，以25亿年前作为太古宙和元古宙的分界。元古宙进一步划分为早、中、晚三个代，后者包括震旦纪，其上限分别为17、11、8.5和6亿年。在这漫长的地质年代里曾发生过八次主要的地壳运动，表现为区域性不整合（表1），其中三次，即阜平、吕梁—中岳和晋宁运动，是较强的，造成大范围的稳定克拉通化，称之为造盾期。

前寒武纪各种地壳运动的不同构造反映相互交织成的构造格架是地体的基础，对后期构造有较强的控制和影响。这些古老岩系中蕴藏着丰富的矿产资源，后期的构造—岩浆再造更加强了矿床的富集。太古宇高级变质的麻岩处于地壳中、下层次，是大陆浅源地震多发层，是孕震和发震的场所，后经构造推覆或其它形式抬升地面，为我们研究地壳深部构造和过程，特别是震源实体，创造了条件，因此对其进行构造研究具有重要的实际和理论意义。

作者曾于60年代（马杏垣等，1960，1963）探讨过我国东部前寒武纪大地构造基本轮廓和发展的样式，运用历史—构造的方法，研究不同大地构造单位的形成过程，并用比较的方法加以分析，从而划分出地壳发展过程的阶段或旋迴。以构造阶段和构造环境作为解释前寒武纪构造事件和划分构造单位的主线，强调了地壳历史发展的总趋势为前进的不可逆的过程，大地构造单位在地质历史过程中也必然是不断演变与发展的。基于此，提出过萌地槽、地台；雏地槽、地台；原地槽、地台等，使这些名词术语与变化着的历史环境相一致。

随后，板块构造逐渐兴起，构造观和构造方法学方面有很大变革，前寒武纪地质构造研究也有长足的进展。在此背景下和新的资料基础上，作者又论述了中国大陆地壳的早期演化（马杏垣等，1980，1981），指出地壳演化的每一阶段都以特定的构造体制为标志，反映着岩石圈与下伏地幔中物理条件的变化，描述了中国陆壳的旋迴性克拉通化，紧接着又开裂形成新的活动带系统的发展过程。为迎接1983年北京国际前寒武纪地壳演化会议，马杏垣、白谨、索书田、张家声等合作，广泛综合全国前寒武纪构造资料，论述了我国前寒武纪地质历史过程中构造样式的变化（马杏垣等，1984，1985）。与此同时，马杏垣、张家声、劳秋元一起，以解析构造学的观点和方法编制了中国前寒武纪构造格架图（图1—2）。因此，本书可以说是上述工作的继续与发展，也可以作为该图的说明。主要目的是阐述我国前寒武纪各阶段构造格架的变化及其意义，以及构造编图的原则和方法。

本书编写的分工：一、二、三、四之（一）、六由马杏垣执笔；四之（二）、（三）、（六）、（八）、（九）由白谨执笔；四之（四）、（五）由索书田执笔；四之（七）由张家声执笔；

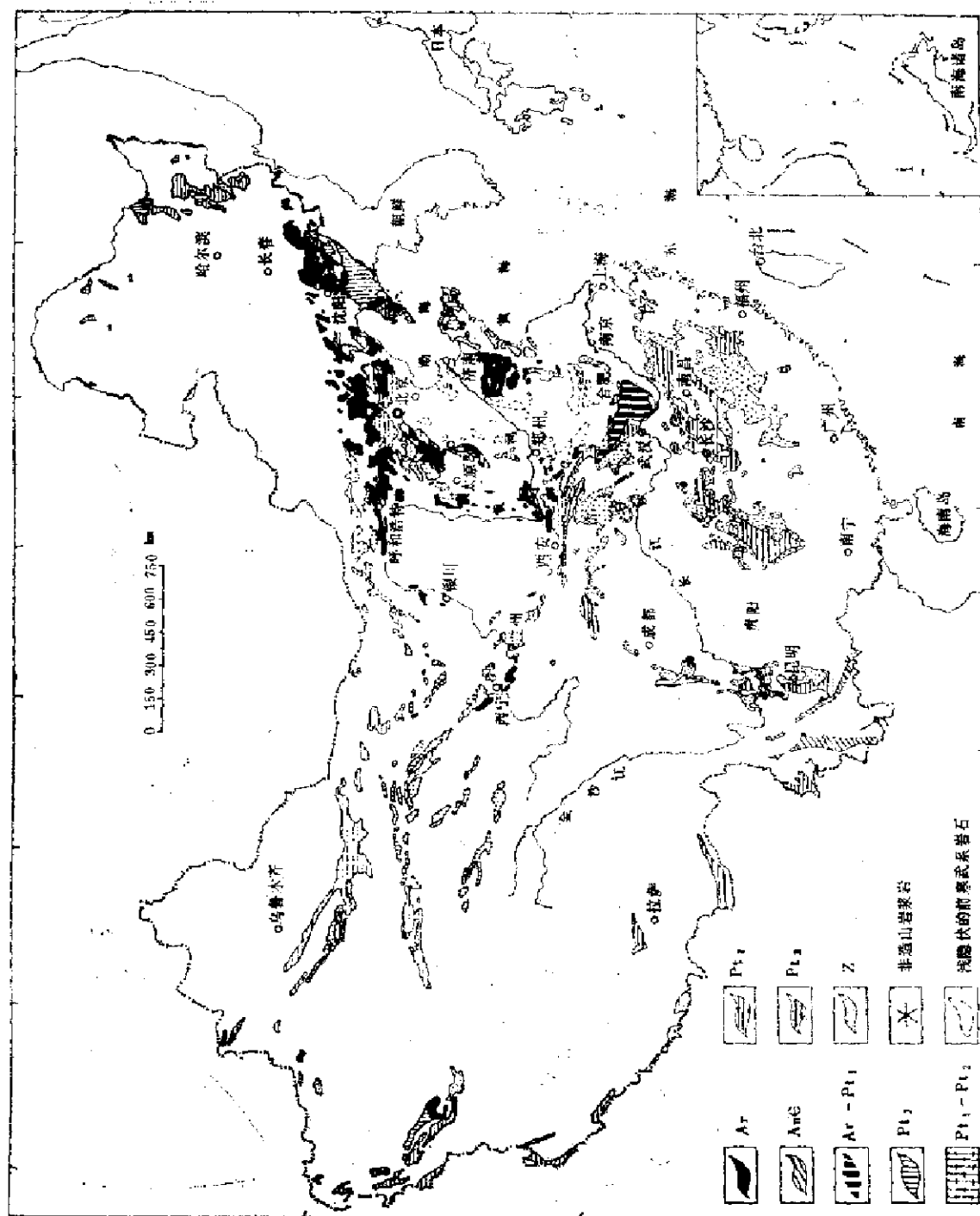


图 1-1 中国前寒武系露头分布图

Ar—太古宇; AnG—前寒武系未分; Ar-Pt₁—太古宇至下元古界未分; Pt₁—下元古界; Pt₂—中元古界; Pt₃—晚元古界未分; Z—震旦系

中国前寒武纪划分和构造事件

表 1

宙	代			构造运动	年代 (Ma)
显生宙					600 —
元 古 宙	晚元古代	Pt ₃ ²	Z ₂	澄江运动	750—700
			Z ₁	晋宁运动 (塔里木运动)	900—850
		Pt ₃ ¹	四堡运动 (阿尔金运动)	1100—1000	
	中元古代	Pt ₂ ³	满银沟运动 (赛图拉运动、阴山运动)	1400—1300	
		Pt ₂ ²⁻²	吕梁—中岳运动	1850—1700	
		Rt ₁ ¹	五台运动	2300—2200	
	Pt ₁ ¹	阜平运动	2500—2400		
太古宙	晚太古代	Ar ₂	迁西运动	3100—2900	
	早太古代	Ar ₁			

丘由张家声、索书田等执笔。

在编图和写作过程中参考了大量已刊和未刊的文献。并得到王鸿祯、高振家、胡金庆、王辑、蔡学林等同志的热情帮助，均在此致谢。

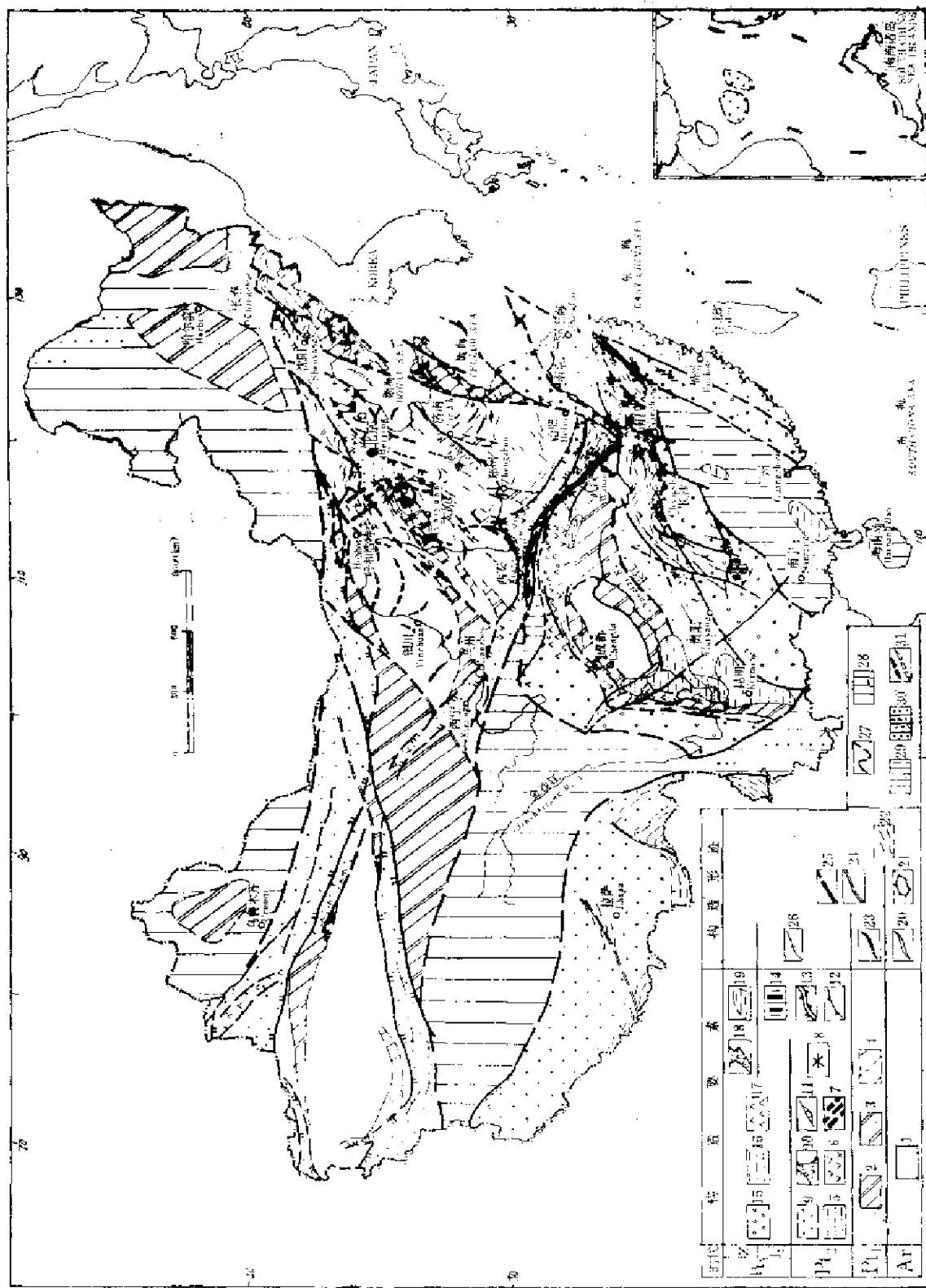


图 1—2 中国前寒武纪构造格架图

1—太古宙克拉通；2—早元古代活动带；3—五台期活动带；4—晚元古代活动带；5—中元古代活动带；6—中元古代酸性至基性火山岩；7—基性岩墙群；8—非造山岩；9—中元古代活动带；10—拗陷；11—拗陷盆地；12—俯冲带；13—对接带；14—海沟杂岩（统称为海沟）；15—晚元古代早期活动带；16—晚元古代坳陷盆地；17—晚元古代酸性至基性火山岩；18—火山、冰川—火山裂谷；19—水下隆起区；20—太古宙褶皱轴迹；21—片麻岩穹窿；22—片麻理、片理；23—早元古代褶皱轴迹；24—韧性剪切带；25—断裂；26—中、晚元古代褶皱轴迹；27—构造区、构造要素界线；28—前寒武纪未知区；29—前寒武纪海盆；30—推覆的前寒武纪陆块；31—正、负线性构造异常轴迹

二、编制构造图的原则

构造编图的任务是通过构造-沉积-岩浆组合、不同时代的变形和构造单元，反映出一个地区的构造演化。目前大多数构造图仍然是以褶皱带为基本单元，以地槽学说为理论基础的。但自新全球构造问世以来，构造观有了很大的变革，许多地质学家试图按照板块构造的观点编制构造图，并已取得了一些成果 (Keppie, 1981)。作者等也作了一些尝试，把大陆和大洋的“开”与“合”作为主线，分析构造环境，鉴定构造要素，并按解析构造学的方法与原则，分析各时代的变形，综合出各阶段的构造格架 (杨巍然等, 1984)。以下简述构造观和有关的构造方法。

(一) 构造观

新全球构造观的出现，标志着动力地球观已取代过去准静态的地球观，把地球看作是一个高度活动的动力体，由其内部热驱动着对流，从而带动板块活动。近年来对地球内部能量如何传递到地表的研究，更深入地揭示了地球内部能量与外部的多种多样的变换形式及其所产生的后果。

人们已不再把地球演化看作是简单稳态均变的过程，在量变—质变的发展中注入了构造事件和构造时期的新灾变论观念。灾变已成为构造发展的重要质变形式之一。全球的和局部的地幔对流是分期性过程，反映于板块活动，则表明为大陆块的聚合与开裂分离，接着又汇合形成新的超级大陆，又将导致局部地幔加热和新的离散时期。地球内部的脉动配合着大陆和海洋的“开”与“合”，就构成了编制构造图的基线。

必须指出的是地球的构造演化是非均一的，随着地球热量的不断消失及岩石圈刚度和稳定性不断增加的趋势下，板块之间的相互作用方式及从而产生的构造样式和格架将随着地质历史的进程而不断变化。

(二) 构造旋迴与构造阶段

作为地质科学的一个基本的科学概括，构造旋迴的概念是和地槽学说及其构造单元的各种分类相联系的。它的来源可以追索到上世纪中叶 (Hall, 1859)，后来几经发展，它的基本模式，包括递进的三阶段：地槽期、构成期和造山期。即从巨厚的线型沉积拗槽开始，经强烈变形和深成作用，接着是差异隆升，火山作用，最终萎缩合并到大陆块中去。长期以来把这种构造旋迴看作是山脉演化的同义语，也称作造山旋迴，并作为大陆演化的主要过程。

随着构造学的进展，构造观的改变，上述构造旋迴作为山脉演化的模式必须加以修正。实际上没有一个单一模式能适用于所有山系，它们的地质历史是错综复杂多成因的。因之，不能把造山作用归因于单一的确定性机制。当然，总的来说，它们基本上与消减的

板块边缘碰撞和地体增生有关。

构造阶段 (tectonic stage) 是以某些构造要素组合为特征的沉积、岩浆、变质岩体, 其上下以不整合面为界, 也是构造发展的一个阶段, 通常以造山作用的结尾作为构造阶段的界限, 并以终结的造山运动来命名, 如迁西阶段, 阜平阶段等。

一个地区连续的构造阶段就构成其整个构造演化的历史, 把这些构造阶段的主要地质构造事件按时间序列绘成柱状图称之为构造柱 (tectonic column)。它们是在分析了尽可能完善的各方面参数, 包括地层、构造、岩浆、变质地质年代学和地球化学, 地球物理资料基础上编制的。把各地区的构造加以对比, 就构成了整个地区地质构造发展的时、空图解。不同构造柱中构造阶段系列演化特征上的差异及区域性变化, 就是划定构造块体或构造区的基础, 如图1—2中的华南、华北、西北和西藏构造区, 它们之间往往为区域断裂或缝合带所分开。

华北、华南、西北和西藏四个构造区的构造阶段序列是不相同的, 反映着各区地质演化的差异进程。例如华北经过太古宙的演化后又经早元古代末的吕梁—中岳运动最终基本固结, 原地台基底形成, 后来再未经受透入性的变形事件。此后的中、上元古界盖层又可分为两种性质, 长城、南口、蓟县系是不成熟的沉积盖层, 王鸿祯 (1980) 曾称之为似盖层。晚元古代的青白口系和震旦系则是真正的盖层。在西北, 同时代的中上元古界地层经受构造变动成为褶皱带或褶皱的盖层。同时, 华南的构造环境更为不同, 表现为一系列弧形褶皱系。西北、华南两构造区都是在晋宁运动后才最终固结的, 而西藏构造区结晶基底的固结可能要延至寒武纪早期, 即所谓的珠穆朗玛运动。

(三) 构造环境

上述构造阶段包含着不同的构造条件, 从板块构造的模式中, 大致可以识别以下的构造环境: (1) 稳定环境, 以克拉通及其盖层为代表; (2) 大陆开裂环境, 以拗拉槽、地堑和裂谷的形成及其中陆源沉积和碱性火山作用为特征 (Burke and Whiteman, 1973; 王杏垣, 1982)。以上两种构造环境都发生于陆壳和过渡壳, 它们的区分是以围限边界断裂的出现为标志的; (3) 大西洋 (被动大陆边缘) 构造环境, 以大陆架、大陆坡和海底沉积为特征。这个阶段以开裂的扩展、轴部出现新洋壳并伴以玄武岩和岩墙群通道为特征。这种构造环境包括陆壳、过渡壳和洋壳; (4) 太平洋 (活动大陆边缘) 构造环境, 以弧-沟-盆系和科迪勒拉式大陆边缘为特征 (Dewey and Horsfield, 1970), 洋中脊本身可在一些地区发生俯冲潜没。这种构造环境是从俯冲开始的, 形成混杂堆积, 接着有钙碱性火山活动为标志, 这种环境也包括洋壳、过渡壳和陆壳; (5) 挤压构造环境, 以山前和山间凹陷中的磨拉石堆积、碱性—拉斑玄武岩火山作用和环状杂岩体及破火山口为特征。它们由褶皱与平推断层作用的扭压 (transpression) 而变形。这种环境的开始是由缝合作用的年代及磨拉石沉积的开始而确立的。这种环境也可发生于陆壳、过渡壳与洋壳三种地壳条件。

须指出的是, 这些构造环境虽然反映了一个“开”与“合”的序列, 似乎构成一个完整的构造旋迴, 但它们并非定向性序列一个接着一个地发生, 不同构造环境的出现也是非同时性的 (Coney, 1970)。

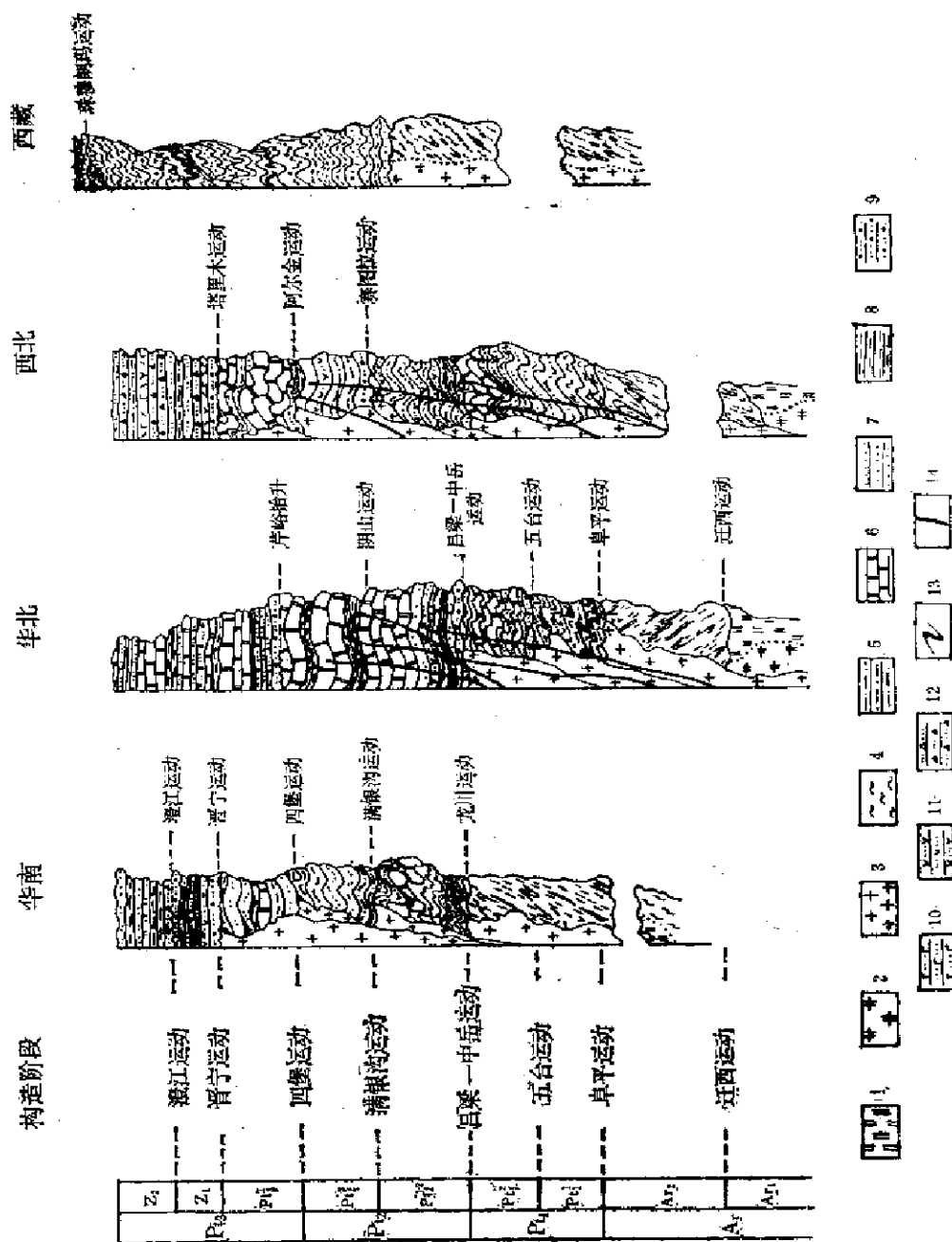


图 2-1 中国四大构造区理想柱状图

1—麻粒岩, 2—辉苏花岗岩, 3—混合花岗岩, 4—片麻岩, 5—片岩, 6—千枚岩, 7—大理岩, 8—石英岩, 9—页岩、泥质岩类, 10—砂岩, 11—砂砾岩、砾岩, 12—酸性火山岩, 13—基性火山岩, 14—基性岩

(四) 构造要素、构造形迹和构造样式

构造要素 是大型构造范畴，不是指单个的褶皱、断裂等。它以明确的构造-地层-岩浆组合为特征，作为某种特定构造环境的组成部分。上述五种构造环境都包含着一些代表性的构造要素。例如：(1) 稳定构造环境中的坳拉槽、裂谷、地堑及槽地 (trough)；(2) 基性岩墙群，非造山火成岩套等；(3) 被动大陆边缘环境的大陆架、地斜 (geocline)，地块、洋壳、蛇绿岩套等；(4) 活动大陆边缘构造环境的岛弧、海沟杂岩、火山弧、弧后盆地、弧间盆地等；(5) 挤压构造环境有褶皱带、前陆盆地、山前凹陷、山间凹陷、侵入杂岩及缝合带等。这些构造要素可在同一时期的任何地方并列存在；反之，任何地区在地质历史发展过程中也可属于几个不同的构造要素。

构造形迹 (structural features) 指的是构造地质学中所讲的中、小型构造，如褶皱、断裂、面理、线理、剪切带等，在构造图中主要表示它们的方位、时代及相互关系，反映各地区的变形格式。

构造样式 (tectonic style) 指的是一群有相互联系的构造的形态特征的总合，可以借助它们区别不同地区或不同时代的构造群，也可直接反映构造条件。

构造要素的类型和样式是随地质历史的发展而变化的，特别是地球的早期演化有其特殊性。现今的板块构造模式能追索到什么时代尚有争议。由于岩层出露条件的局限，研究程度的不足，早前寒武纪的构造关系难以准确恢复，所以采用了另外一些构造要素的名称，如活动带、绿岩带、绿岩-花岗岩地体、高级变质区等，它们都与前寒武纪构造演化有密切的关系，这在以后的有关章节中将会谈到。

三、前寒武纪构造演化景观

近年来肖庆辉等(1984)对国外前寒武纪地质构造研究作了广泛介绍。张秋生等(1984)结合“国际地质对比计划”91项的工作,对中国早前寒武纪地质及成矿作用进行了较深入的研究。此外,还有孙大中等(1984)冀东早前寒武地质等专著的发表,为我国前寒武纪构造研究提供了丰富的资料。这里拟在此基础上为前寒武纪构造演化勾画一个图景,作为下述各构造阶段构造格架的背景。

现代板块构造学说的许多根本问题仍没有圆满解决,诸如俯冲的机制,板块运动驱动力和许多造山带的详细演化过程等。因此把这一模式推延至远古时代是困难的。Goodwin(1981)在论述前寒武纪构造发展时,按照递进演化大陆不断增加稳定性的观点解释地质纪录。把全球热量的产生和消灭、地壳分离与克拉通化作用及大气中氧含量的增高三个条件作为控制大陆地壳定向发展的因素,连同普遍存在的重力控制一起不断地起作用,地壳的一级构造发育都是这些作用的反应。据此描绘了地壳大约从46亿年前开始至今的发展趋势以及不同发展阶段的特征性事件。

地壳构造演化可分三个时期,继地核形成和主要去气作用,以及推测的一些原始地壳发展之后,有:(1)早期高度活动的小板块构造期;(2)经过一个比较稳定的克拉通化,即硅铝壳中的活动带时期;(3)递进到发育有大型刚性岩石圈板块的板块构造时期等三个阶段。联系我国的前寒武纪构造发展,这种阶段性划分是较为可取的,作者等(1980,1981,1984)也作过类似的论述。

在分析构造演化时,切忌概念式的方法,例如仅用小片基性、超基性岩,钙碱性岩石组合等去假定已消失的大洋,确定地缝合带,并几乎完全用地球化学数据推断构造过程等等。从而以均变的地壳演化观把同一板块构造模式推延至早太古代。

实践证明,必须把野外观察放在重要地位,以构造关系的详细研究代替概念式的解释。充分认识随着地球的逐渐变冷及其它因素的变化,其内部过程有根本的不同。岩石圈板块本身及它们之间的相互作用随着地质历史的推移也相应发生很大变化。因之,地球的构造演化并非均一的,不能完全根据现在的情况去推演过去的情况。

(一) 太古宙岩石圈演化

25亿年前的太古时代由于大洋纪录的消失,大陆中岩石关系的复杂性和不明确性,所以有关太古宙岩石圈演化问题仍有很大分歧。然而根据野外调查和岩石学、同位素地球化学证据和热流值的推算等,可以肯定当时地球热流值很高,是现今的2.5至4倍。因之推测当时是大洋岩石圈强烈生长和破坏的时期,结果产生大量钙—碱性熔岩,以英云闪长岩为终端物,并变形、变质成大陆中、下地壳层次的片麻岩和麻粒岩。太古宙地壳形成的速率很高,似乎与上地幔中广泛熔融及不能透入上覆大陆壳的浓密岩浆的板底垫托作用(Underplating)有关。这也导致了太古宙大陆壳的非线性生长和分异以及卵形、弧形等垂直构造的发生,同时也被认为是早期的岩石圈增厚与稳定的主因。

当时整个岩石圈呈漂浮状态，俯冲消减现象很少，因此绿岩带的生成恐不能归之为大洋岛弧和安第斯型弧环境。它们的双峰式火山岩和有成生联系的英云闪长岩—奥长花岗岩—花岗岩体主要发生于大陆内部和边缘的裂陷环境。表明早太古形成的大陆块体已具有足够的厚度和刚度，足以支持晚太古代的绿岩盆地的形成 (Kröner, 1981)。而高级变质地体代表前绿岩硅铝壳，主要是浅水沉积物与花岗岩类。绿岩盆地的关闭由平卧褶皱及逆冲断层引起水平缩短，可能使地层重复，破坏了原有的沉积层序，经后来花岗岩类岩基就位，岩层又重新变陡。太古宙末期的全球性地壳形成事件产生了最早的大陆克拉通，在中国表现为华北和塔里木地区的克拉通化，作者过去称为萌地台，也就是萌芽大陆的意思。

(二) 早元古代板内构造的发育

太古宙—元古宙代表一个过渡时期，在此过程中加厚了的太古宙大陆壳上升受侵蚀，产生了丰富的碎屑物，还有许多岩墙和侵入体注入稳定的地壳。这个时期大的岩石圈块体可能已能以较慢的速度独立移动。

较不稳定的地壳受大规模变形歪曲的反应，主要是在构造软弱地带拉薄、开裂、甚至发生有限的板块分离，形成长条状裂陷盆地，以及通过基底重新活化而发生的水平缩短和硅铝壳内地壳楔状体推覆堆叠，壳下岩石剥离 (Delamination) 及转换剪切等，即所谓的硅铝壳内造山作用。Condie (1982) 综述了早、中元古代序列的组成之后，得出17亿年前的构造时期以克拉通内盆地或稳定大陆边缘构造为主的结论，而以后的组合则代表更活动的环境，频繁的大陆裂陷和局部俯冲的发生。我国早元古代构造条件是符合这种一般情况的。但是华北太古代克拉通可能具有更强的活动性，在一些地区绿岩带继续形成，如双山子群和五台群等。这可能是由于壳下岩石圈还不够厚，早期下地壳的脱水作用不彻底所致。但岩浆的板底垫托作用仍然是早元古代大陆内盆地中火山岩系形成的重要作用，在这种作用控制下沉积了各种混合的火山—沉积岩系。

因此可以认为，早元古代及以前的全球演化中岩石圈的垂直生长是非常重要的，这可能是观察到的岩浆岩组合及岩石圈稳定作用和大陆克拉通化的机理。随着克拉通稳定性的逐步增大，早元古代末的构造变动使岩石圈集结成更大更稳定的陆块，如形成从华北至塔里木横亘我国的中轴大陆。

(三) 中、晚元古代向现代板块构造体制转化

17亿年后至显生宙开始是一转折时期，从局部现代式汇聚板块边缘的出现至完全的“开”“合”过程 (威尔逊旋迴) 的建立。

华北原地台的内部和边缘有许多夭折的开裂作用造成的拗拉槽、地堑、碱性岩浆活动、斜长岩—环斑花岗岩等后造山岩套及基性岩墙群等。华南则是另外的构造景观，环绕着上扬子稳定陆块，出现沟—弧—盆系活动边缘及弧形褶皱带。元古宙末华北与华南原地台之间的喜马拉雅式的碰撞造山带的形成，产生原地台内的交叉断裂系。

总之元古宙末产生了规模和组成上与现今类似的大型岩石圈板块，并开始了现代板块构造活动。

四、构造研究方法

全面的构造方法应该包括多尺度、多层次、多类型的构造研究，当然不是本书所能容纳的。这里着重讲的是构造解析的原则和与鉴定构造要素，分析构造环境及建立构造格架有关的一些工作方法：

前面曾多次强调过，前寒武纪构造研究应从地质实际出发，把野外构造关系的观察研究放在重要地位。野外出露的变形岩石包含着一系列构造信息，中、小尺度构造直接与大构造相联系。能用应变状态的研究准确推导构造带变形和位移的大小。对一个地区的全面应变格式作出估计之后，就能对大的或小的岩石圈块体之间的相对运动方向作出判断。应该指出的是，前寒武纪，特别是太古与早元古地体，是地壳深层次的产物，有其特殊性，对这种类型构造的研究有特别重要的意义。

（一）构造解析的原则

作者曾结合前寒武纪构造研究提出过构造解析的方法（马杏垣等，1981），并拟建立以辩证方法为核心的解析构造学（马杏垣，1983）。现结合构造学的新进展，联系前寒武纪构造实际，将基本原则概述如下：

（1）研究构造首先要识别各种变形的应变格式。它们是地壳介质对构造应力作用的反应方式。因之要进行应力和应变的解析。

（2）构造层次

构造层次具有时间和空间上的含义，在构造解析中把握住构造层次的概念并加以引伸是十分重要的。这不仅在于认识地壳、岩石圈的不同构造层次的变形过程及其特点的差异，而且有利于解析构造置换、叠加、组合等一系列问题。不同构造层次之间的界面在构造变动中起重要作用。沿着它们可以发生滑脱，爆发地震，是震源之所在；也可以成为区域变质、混合岩化的场所，等等。岩石圈和上地幔在构造、组成和物理状态方面的非均匀性是地球内部构造的基本特征，也可作为一种构造驱动机制。而造成岩石圈层片状构造的主要机制之一就是滑脱作用（detachment），这在前寒武纪构造中是常见的。

（3）尺度

地质构造有时间和空间上的尺度。每一尺度都强调某些不同的方面，而且有其不同的研究方法。因之从较多的尺度上分析构造问题，就越能得到比较全面的认识。研究构造可以由小到大，也可由大及小，各有优点。从野外露头研究中是很难了解板块构造的，对某一局部地区作板块构造解释就必须把该地区的构造情况放到大区域或全球构造背景上去分析。构造的均匀性和透入性概念是和尺度相关的，这一点应当注意。

每一尺度的构造中都可分出许多基本的单位，例如地壳的最大单元有陆壳与洋壳与过渡壳之分，还可划分出不同的板块，也可做另外的划分，如地台、地槽褶皱带等。不同的构造单元在不同的构造环境中又会产生许多的构造要素（tectonic elements），如在伸展

构造环境下,发生裂隙,造成地堑、裂谷等;在俯冲环境中可产生弧、沟、盆系列等。在露头观察的小尺度上最基本的是构造形迹 (structural features)、如断层、褶皱、节理等。

构造运动的另一客观存在形式是时间。时间尺度表征着构造变动的阶段性和顺序性。而这一变动过程的根据就是量变和质变互相转化的规律。任何一种质变都是突变式地,以飞跃的方式实现的。突变结束一个过程,标志着发展中的转折。据此可以划分出长短不一的构造阶段或旋迴,即地壳构造发展具有分期性 (Episodicity),还有另一种形式的突变即灾变,如地外星体的撞击等,这在前寒武纪漫长历史中应该是一种重要的作用。

构造变形的时间尺度不仅表现为时间的长短,还包括构造作用过程的速率。把地震看作是一种地质构造变动,它在不同时间尺度里有不同的表象,给出各种信息,根据这些异常,可做出长、中、短、临预报。解析构造学强调对构造事件的预测性,就是建立在这种对不同时、空尺度的构造演化的认识基础上的。

(4) 叠加、置换、序列、世代

这是一些和构造演化有关的现象和概念。构造叠加 (superposition) 是多期变形的结果,可由不同类型的变形过程引起,如:①由一个构造旋迴中相继的构造幕造成,②一个递进变形过程中的相继褶皱和断裂,③一次变形过程中发生的若干不同方向的同期褶皱和断裂,④交叉构造带以及造山作用类型发生变化造成的等。

构造置换 (transposition) 是一种构造在递进或相继的变形过程中被另一种构造所代替的现象,如地层经强烈变形,层理可被劈理、片理所置换,使原来的层理面成为劈理、片理等的运动面。

构造的叠加、置换说明构造现象的空间排列和时间上的形成都有先后次序的规律可循,构成一定的序列 (sequence),可划分出不同的世代。一般讲,一次按一定作用方式的区域构造运动造成的构造要素群,就称为一个世代 (generation) 的构造。

(5) 构造转化与再造

李四光 (1972) 在论述地质力学方法时强调“按照序次查明同一断裂面力学性质可能转变的过程”是非常重要的。因为世界上不存在任何绝对停滞不变的事物,一切都在运动,由一些内容和形式转化为另外一些内容和形式。地质构造也是一样,它们在地质历史过程的运动、变化和发展中,旧的性质将会转化和消失,新的特性将不断产生。这种转化不仅限于力学性质,特别是残留在新的构造带中的老岩块或地块,经历更深刻的转化过程 (transformation),它们的组成和结构将受到再造 (reworking)。这些都是研究地质构造时应该特别注意的问题。我国有些地质体的时代、结构与特性长期弄不清就是和没有认真解析构造转化与再造有关,例如秦岭构造带经历了加里东、海西和印支三个阶段的构造变形,其中许多前期地块受到后来多期改造,面貌全非,不易辨认,就是突出的例子。

(6) 介质和物理化学条件

构造变动过程是变形条件和岩体双方的相互作用过程,两者都是变化的,相同的应力系统在不同的物理化学条件下作用于力学性质不同岩体上,将会产生不同的结果,因之要分别加以研究。

(7) 得失、增减、改组与分异

世界上不可能有无运动的物质,也没有无物质的运动。而任何运动都包含着物质的不

同要素的相互作用。地壳构造演化过程不单纯是一个变形过程，而且要有所“得”(addition)，例如物质从地幔转移到大陆；也要有所“失”(subtraction)，例如一般说的深层再循环，物质从大陆回到地幔。这样大陆就会增生(accretion)，例如俯冲-增生(subduction-accretion)就是这种过程的一种重要形式。它通过增加或再分配的方式使板块边缘增加面积。也还会有面积的缩减，通过俯冲侵蚀(subduction erosion)或构造侵蚀(tectonic erosion)的方法从边缘上遗失物质。

经过一系列的构造过程，地壳物质会不断改组(reconstruction)，即从一种岩性透入性地重新铸造成为另一种，从而达到分异(differentiation)。例如从远古时期比较均匀的原始地壳发展成的上、下部不同性质的地壳。

(8) 构造组合系统

作者曾把共生组合的概念引入构造解析中，因为地壳并非由各种构造事件和过程形成的各种构造杂乱无章地组合而成，而是各种构造现象间具有密切的联系，由统一的有规律的运动过程造成的有规律的整体。要正确地理解一种构造现象，就应当从它与其它现象的联系中去考察、了解它的起源和发展。

构造现象之间的联系是各种各样的，但始终表现为它们的相互依存和相互作用。解析构造学的目的和任务就是通过辨证的方法，去识别具有内部组织和规律的许多密切相关的构造要素的集合体——构造组合(tectonic association)。它包括前述不同构造变形场中不同层次、尺度和序列等的各种构造单元、构造要素和构造形迹的组合，也包括构造-沉积、构造-岩浆和变质的组合。岩浆和变质作用是更为深刻的构造活动过程。因之这些组合也可以分成不同的类型和级别，它们又构成更大的系统，即构造格架。

板块构造强调板块边缘的构造关系，分为分开的、转换的和聚合的边缘系统，后者又分为非碰撞与碰撞的两种类型。此外还有非板块边界系统，或板内构造。在这些不同构造系统中的特定构造条件下，产生各种构造组合，如弧、沟、盆组合，又如伸展裂开条件下的地堑、裂谷的构造组合等。

以上初步概括了构造解析的几项基本原则，这当然不是构造方法学的全部。因为解析构造学要探索构造现象的内在联系和相互制约的规律性，就不能只限于观察和识别构造格式、解析构造组合、展示它们的变化和发展等，而更重要的是要科学地理解这种发展的全部机制。为此，必不可少的是模拟实验、定量测试和提出各种假说，并在实践中加以验证。

(二) 不整合面的鉴别

不整合面是重要的划时代的地质界面。代表一个没有沉积或已有岩层但被侵蚀掉的时间间隔，记录了地质环境的根本变化。对它的确定，不仅在鉴定岩系顶底方面起决定性的作用(如通过铁堡不整合确定了五台群在龙泉关群之上)，而且在大的地层单元划分上，特别对古构造的恢复和发展阶段的探讨方面，均有很大意义。

在变形变质岩区，要确定一个不整合，往往比较困难。原因有二：一是认识上的，就是往往没有充分考虑到变形变质的特点，而以变形较简单和未变质的岩区准则去观察研究变形变质岩区的不整合现象；二是因为变形变质的缘故，使不整合面很难被观察出来。为

了更好地考虑这些问题，有必要首先回顾一下不整合的意义。据克鲁宾和斯劳思 (Krumbein and Sloss 1963) 的研究整理，不整合主要可以分为以下三种：

(1) 角度不整合 是一个侵蚀面，它把层理同它斜交的老层系和层理同它平行的新层系分开。

(2) 假整合 也是一个侵蚀面，指新老层系对该面都是平行的，它代表了一个时间间断，表示一个侵蚀时期或者一个无沉积时期。

(3) 非整合 (nonconformity) 也是一个侵蚀面，它的特定含义是，把深成岩或块状变质岩与上部较新的沉积岩系分开。这种不整合面，在上覆岩层未变形变质的情况下，是容易识别的。但在发生强烈变形后，会出现极其发育的平行分界面的次生面理构造，这就增加了识别的困难。

不整合以上的层系底部，可有底砾岩，也可以没有底砾岩。因此，在鉴别一个不整合面时，也就不应拘泥于有无底砾岩。

Hobbs等 (1976) 认为不整合的鉴别标志一般有以下儿种：

(1) 一套沉积岩系 (包括底砾岩、底部碎屑岩) 或火山岩系切过先存岩系的层理、褶皱、断层等早期构造，以及其中的侵入岩体。

(2) 不可能在一个连续的时间序列里产生的两种岩石类型紧靠在一起，如未变质的或浅变质的火山-沉积岩系覆盖在深变质的片麻杂岩或花岗质岩石基底之上。

(3) 在相邻两套岩层之间的界面一侧，有古风化面或风化壳存在。

(4) 在相邻的两套地层中，用化石或同位素方法确定的成岩年龄有显著的差别。

(5) 在相邻两套岩层界面的两边，一边比另一边有更复杂的地质演变历史。如一边为角闪岩相变质岩，同另一边为绿片岩相的变质岩接触，且角闪岩相岩石中有属绿片岩相的退变质现象，说明前者经历过两期变质作用；又如一边具有两个世代的褶皱，另一边只有一个世代的褶皱；均指示两边有不同的和两个历史阶段的变迁。

在变形变质区，用地质历史发展的分析来确定不整合，具有重要意义。应该注意的是，在确定不整合时应同某些与岩层产状基本一致的古老逆冲断层加以区别。

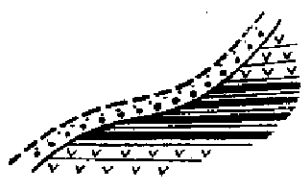


图4—1 青龙河群不整合面

对变质岩区不整合面的识别本来就不容易，在很多情况下，要将角度不整合、假整合和非整合区分开则更不容易。特别是角度不整合，甚至在相当长的距离中也看不出角度关系。这是因强烈变形所致。如为角度不整合，也只能在较大范围内、以上覆岩系底部的同一层位，同下伏岩系不同层位接触的事实加以确定。如冀东地区青龙河群 (原朱丈子群的一部份) 就可以看到底砾岩在近十公里的范围内，可以同下伏双山子群的由下而上分别厚达 400 余米的三个岩层——变基性枕状熔岩、千枚岩、变中基性枕状熔岩相接触 (图 4—1)。

在研究不同岩层或不同岩层组合之间界面两侧的地质历史变迁中，应特别重视变形构造的研究，从而才能发现真正的角度不整合。如五台山区五台群底界的角度不整合，远远看去，似见轻微的角度接触关系，但走在近处，就不易觉察到，而且还似乎表现出岩性过渡的情形，所以容易引起争议。如果仔细观察变形构造，即可发现下伏龙泉关群的黑云斜长片麻岩中反映层理小褶皱的包络面，同不整合面之间有 40° 左右的夹角 (图 4—2)。

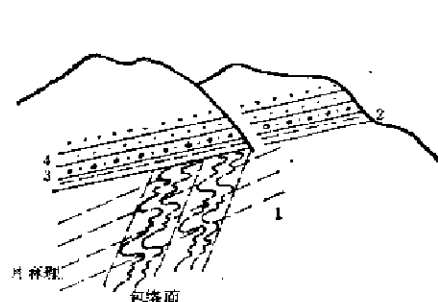


图 4—2 铁堡不整合

1—黑云斜长片麻岩，具长英质条带，片麻理产状： $240^{\circ}-250^{\circ}\angle 25^{\circ}-40^{\circ}$ ；小褶皱枢纽 $330^{\circ}\angle 8^{\circ}$ ，包络面产状 $240^{\circ}\angle 60^{\circ}$ ；2—黑云母片岩，厚1.5米；3—石英岩、含砾石英岩，层理产状 $260^{\circ}\angle 20^{\circ}\pm$ ，夹黑云母片岩，厚10米；4—中厚层石英岩

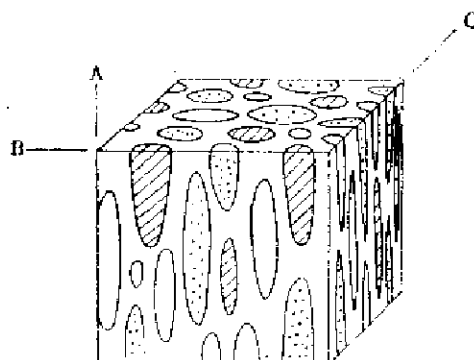


图 4—3 变形砾岩

在变质岩区不整合或底砾岩之下，往往有一层片状变粒岩或片岩，其成分与砾岩的胶结物近似，有的可能是一种古风化壳或断裂岩石的变质产物。很多场合，不但看不出角度接触，反而给人一种岩性过渡的印象。这可以说是变质岩区不整合的一个共同特点。

早前寒武纪地层中，时代越老，砾岩出现的机率越少。因为在地壳演化过程中，砾岩（特别是厚大的砾岩）是在一定的地质时期产生的，它们有一定的时代意义，时代越老，产生砾岩的条件也愈少。

另外，强烈变形的砾岩，容易被误认为不是砾岩。如冀东青龙河群的部分底部砾岩，即由于强烈变形，使砾石在沿倾向方向呈细长条带体，极易被人们疏忽（图 4—3），或当作“脉体”，或“混合脉体”。但这些“细长条带体”具有下列特征：（1）具有细粒长英质、粗粒花岗质、脉石英、变粒岩等复杂成分。（2）同围岩的变质程度一致。（3）变形形态和方位一致，而且它们的形态轴 A （长轴）、 B （中间轴）和 C （短轴）同附近区域应力场的运动座标的 a 、 b 和 c 一致。（4）从形态上看，在 BC 面上，砾石呈小的规则的凸镜状；在 AB 面上，呈很长的椭圆形，两端圆滑；在 AC 面上，呈极细长的尖顶封闭条带状。结合运动座标分析，砾石原来的磨圆程度很好。根据这些特征，可以判定它是强烈变形的砾岩。

在确定一个变质砾岩层时，有时会遇到真假砾岩的问题。对主要经历过一次强烈变形的这类岩石而言，归纳起来，主要区分标志如下表所示：

表 2

真砾岩（系指侵蚀沉积砾岩）	假砾岩
1. 不同成份的卵石杂居（有时有单成分层间砾岩）	1. “卵石”成分一般是相同的
2. 卵石与胶结物来源于先存岩石，但两者成分不同	2. “卵石”同两侧相邻岩层的成分基本一致（脉体除外）
3. 变形形态特征，运动座标（拉伸、缩短方向等）与围岩一致	3. 构造断裂破碎形成的或其它原因形成的“卵石”形态不规则，而且形态座标相互之间以及同运动座标相互间均不一致

有人经研究认为多数假砾岩是构造砾岩，通过运动座标的恢复，同卵石形态座标的对比，是可以大致判别的。如为火山砾岩，则成分简单，形态复杂也能加以区别。

总之，在变形变质岩区，真正的砾岩是不多见的。所以在遇到线索时，都应予以重视，并作细致的分析研究，不应轻易作出是这种或那种砾岩的结论。另外，在变形变质区，如何识别板块构造系统中的混杂岩，在我国还是一个新课题。应根据近代板块构造混杂岩的特征，并充分考虑它们可能产生的变形特点，加以鉴别。

(三) 变质岩的原岩恢复

岩石系列是地壳演化的物质记录，而构造岩石组合又是构造样式或大地构造环境的基本标志之一。因此，研究前寒武纪变质岩区的构造样式及其变迁，需要恢复变质岩的原岩。综合现有的资料，对变质岩区的原岩的认识是有一个过程的。大部分变质岩区的岩石恢复为层状火山岩系和沉积岩系。对许多花岗质岩石，五十、六十年代的趋向，一般多认为是混合岩、混合花岗岩，而近来从中发掘出不少古老的侵入岩。这对认识古构造环境有深远的影响。

在恢复原岩时，对地质体产状的观察，是首当其冲的工作，应予以重视。但在变形变质区对产状的观察一定要充分考虑变形的因素。因为变形作用可以使一个封闭型的等轴状地质体变成一个线型地质体。所以，就不能简单地把现在看到的产状当作成岩时的产状。以一个小规模的地体的变形就可以清楚的说明这一点：在砾岩中原来磨圆度很好的砾石，在变形之后，砾石沿片理面上的拉伸方向拉得很长，垂直片理面方向压得很扁，形成一个很薄、很长的舌状体。由此类比，一个有几百平方公里面积的地体，在强烈变形后，它也可能变成线型的地体，如有叠加变形并可以发生弯曲或褶皱。所以被认为是层状的变质火山岩原岩，不一定全是层状火山岩。这种情况应引起足够的重视。当然也不是说所有的层状变质体，其原始形态都是近等轴状的。

不论原岩是层状火山岩、沉积岩系或侵入岩，变质后它们都应当带有成岩时地壳演化、大地构造环境的烙印和残迹。在岩石的变余结构构造、化学成分、微量元素特点等方面，都可能会有所反映。但是，在强烈变形变质，物质广泛迁移的情况下，虽经原岩的恢复工作，一时还难以得到明确的结论。特别是研究不够深入的地方，更是这样。因此，在一个地区的原岩恢复工作中，还应该充分考虑围限这个区域的构造边界的性质，变质相带的性质及其分布，相邻区域构造岩石组合特征和地球物理特征等重要的区域性的参考标志。

对同一个客观存在的地质体，由不同的工作者从不同角度用不同方法获得的研究结果，可能是不同的，同样的岩石可能会被恢复成不同环境产生的不同原岩。有的可能是由于研究工作做得还不够所致。这些问题都需要从成果的交流、研究方法的磋商和研究工作的不断深入逐步加以解决。另外，应该特别重视的一个问题，即从历史发展的观点来看，物质成分类似而时代不同的岩石，它们的成岩机制和环境有的可能是不一致的。但是，现在的原岩恢复工作，总是以现代的已知岩石作标准去衡量过去的。这是一种均变论的原则，存在明显的缺陷，不过到目前为止还没有更好的办法，有待进一步研究。

对变质岩原岩恢复的工作，具体来讲，主要应有以下三方面的内容，并应结合起来进行。

1. 对野外岩石产状和结构、构造的观测

岩石产状、结构、构造的野外观测是很重要的，它是恢复原岩的基础，经过细微的观测，可以看到岩石经变质残留下来的原岩迹象，这些迹象就是恢复原岩的基本条件之一。例如，在层状的斜长角闪岩中有枕状构造、杏仁体、气孔、泥质夹层，或有同源火山角砾岩等，就可辨别其原岩是基性火山岩。如未发现这些火山岩结构、构造，恢复其原岩就有二解：一是基性火山岩，另一种可能是泥灰岩。当然借助于岩石化学分析，某些元素的特征也可以相区别。如为沉积岩，在变形变质不十分强烈的情况下，一般可以看到变余沉积构造，某些沉积序列（如浊流沉积序列等）和各种类型的层理等构造现象。在岩层组合特征上的观测也有助于恢复原岩，如斜长角闪岩作为一系列片岩（如石榴云母片岩）中的夹层，如果能够依据矿物组合等确定这些片岩为正常沉积变质岩，则这些夹层就可能是某些基性凝灰岩或泥灰岩的变质产物。如果没有足够的野外直观的原岩产状和结构、构造资料，从认为变质过程中物质迁移相当强烈的观点来说，就根本无法进行原岩的恢复。从而可以看出，野外观察的重要性。

2. 镜下观测

除一般的岩石鉴定外，更重要的是从微观角度观察岩石的变余结构、构造，为原岩恢复提供某些直接依据。例如黑云变粒岩其原岩是中酸性火山岩还是沉积岩，从其结构特点，可以初步作出判断。在人工重砂鉴定方面，对矿物的观察也能对原岩的恢复提供一定线索。如锆石，若属沉积碎屑，经长距离搬运，滚磨呈圆形，后经变质，可以由圆形碎屑颗粒再生长呈自形的外形。这种现象，可以作为恢复其原岩为沉积岩的依据之一。但是有许多研究工作表明，圆度较好的锆石也可以存在于经受后期熔蚀的岩浆岩和变质岩中。因此，应根据各方面的资料作综合分析，以得出正确的推断。

以上两点，在恢复原岩工作中是很重要的。但在一些深变质区，这两方面的资料都难搜集完善。不得不更多地借助岩石化学和地球化学资料的分析，但其成果往往具有多解性。

3. 岩石地球化学资料的分析整理

用岩石化学资料恢复原岩，其前提是被研究的变质岩是在封闭系统中形成的。因此，在岩石地球化学资料的分析整理过程中，首先要考虑物质迁移的问题，即有某些化学组份带入带出的问题，带入带出的程度如何？在有可能的条件下，应深入地进行这方面的工作。但目前这方面的具体工作做得还较少。

对看不出或没有交代现象的岩石，如某些片麻岩、片岩，现在一般都认为是处于一个封闭系统的地质背景中的。可以用化学分析资料来讨论原岩恢复的问题。现在，大家在用化学资料研究原岩恢复的问题时，总的指导原则是“将今论古”，即以近代的或接近近代的岩石作为标尺，然后去进行对比，以恢复原岩。

数学地质在恢复原岩工作方面，具有其独特的有利条件，可以把各方面的因素都考虑进去，进行多因子分析对比。但到目前为止，用得比较普遍的方法是把已知的岩石化学成分的某些特征数值作成图，以此来研究未知原岩的岩石。

近代，特别是近十几年来，不同的学者从不同的角度出发，根据现代已知岩石，提出了许多图解，有的以化学分析的常量组份作图解，有的用常量元素与微量元素的关系作图解，有的是用微量元素的数值作图解，用以恢复原岩或指出原岩的成岩构造环境。

在应用这些方法时,应根据具体情况和各种图解的成图情况,加以分析,作适当选择。否则可能得不到好的效果。另外,为使工作有成效,还可综合使用几种方法加以对比验证。

近些年来,鉴于稀土元素惰性大,不易因各种地质事件的干扰而发生变化,认为利用稀土地球化学指标(如稀土总量、轻重稀土比值,其中某些元素的比值等)和球粒陨石标准化稀土图谱(chondrite-normalized REE pattern)进行原岩恢复和成岩环境的探讨较为有效。近来有些研究工作指出,在一定条件下,稀土元素也有一定的活动性(Henderson, 1984)。所以在应用时,也应结合多方面的资料,加以综合分析。

另外,某些同位素比值和相对富集程度(如 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, δS^{34} , δO^{18} 等),也可作为原岩的来源提供信息。

(四) 小型构造观察

小型构造(minor structures)是指在手标本到露头尺度上直接可以观察研究的构造现象(Weiss, 1972; 马杏垣等, 1981),包括各种面理(foliation)、线理、小型褶皱、小型断层、裂隙以及变形的砾石、鲕粒、结核、退色斑(reduction spots)、熔岩枕等。前寒武纪变形变质岩区构造的特征之一,就是大量发育这些小型构造。由于它们与大型构造或区域构造格架有密切的几何和成因的联系,可以提供大量的应变历史及构造格架的有关信息,因之,研究小型构造,往往是变形变质岩区地质构造研究工作的起点和重要组成部分。

研究小型构造的主要目的在于:(1)阐明大型构造的几何特征、岩层的层序和构造格架;(2)确定局部的和区域的构造运动方向和性质;(3)查明变形地质体内应力、应变特征,进行应变测量和应变分析;(4)划分应变相和确定构造环境;(5)建立构造序列,恢复区域构造变形历史。这就要求在变形变质岩区工作时,注意识别小型构造并进行详细地描述,正确地、大量地测量产状及各种参数,测制或编绘不同类型的地质图和小构造解析图,鉴定每一种构造的力学性质和应变特征,查明各种小型构造的空间几何关系和相对顺序,分析它们的联合、复合、置换关系,确定不同尺度上的构造对称性和均匀性,判别小型构造与大型构造的几何和力学关系,综合分析局部的或区域的应力分布状况和变形历史。为了得到微观印证需进行室内研究和运用各种先进技术进行测试,还必须采集足够数量的定向标本。

鉴于在许多教科书和文献中,对小型构造的特征、成因机制以及工作方法,都有较详细的论述,这里只就劈理、线理、小褶皱的观察和应变分析标志选择中应该注意的一些问题,略作讨论。

1. 劈理的观察

劈理是指岩石中存在的力学性质各向异性而其内聚力并无明显丧失的间隔紧密的、次生的、近平行的平面状组构要素。有各种成因的劈理,如流(板)劈理(图版 I—1)、应变滑劈理(即折劈理)(图版 I—2)、破劈理、压溶劈理等。它们各具有不同的鉴别特征,反映了不同的变形机制和构造环境。但是,在变形过程中,它们又可相互转化或置换,构成许多过渡的类型。科斯格罗夫(Cosgrove, 1976)所设计的劈理四面体(图 4—1),就形

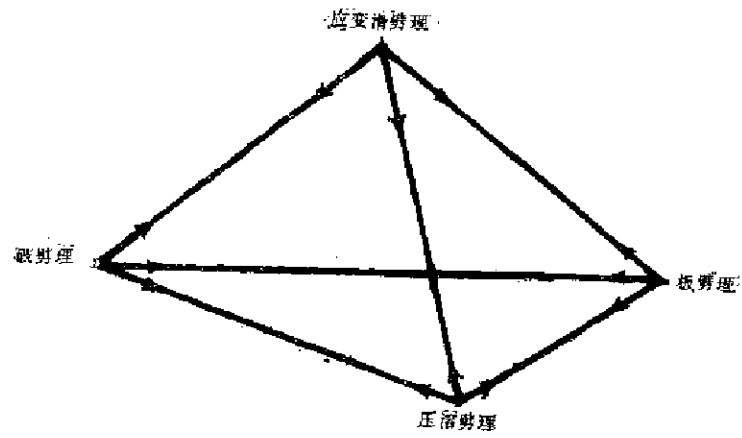


图 4—1 剪理四面体 (据科斯格罗夫, 1976)

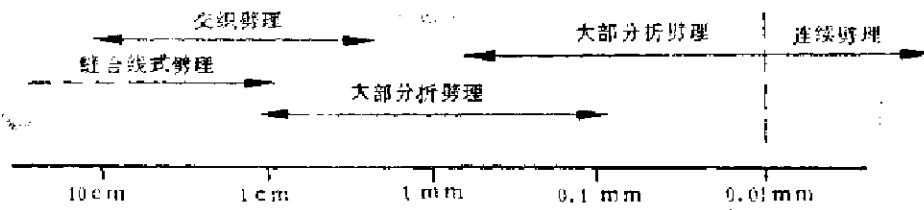


图 4—2 剪理域的平均间隔对数尺 (据Powell, 1979)

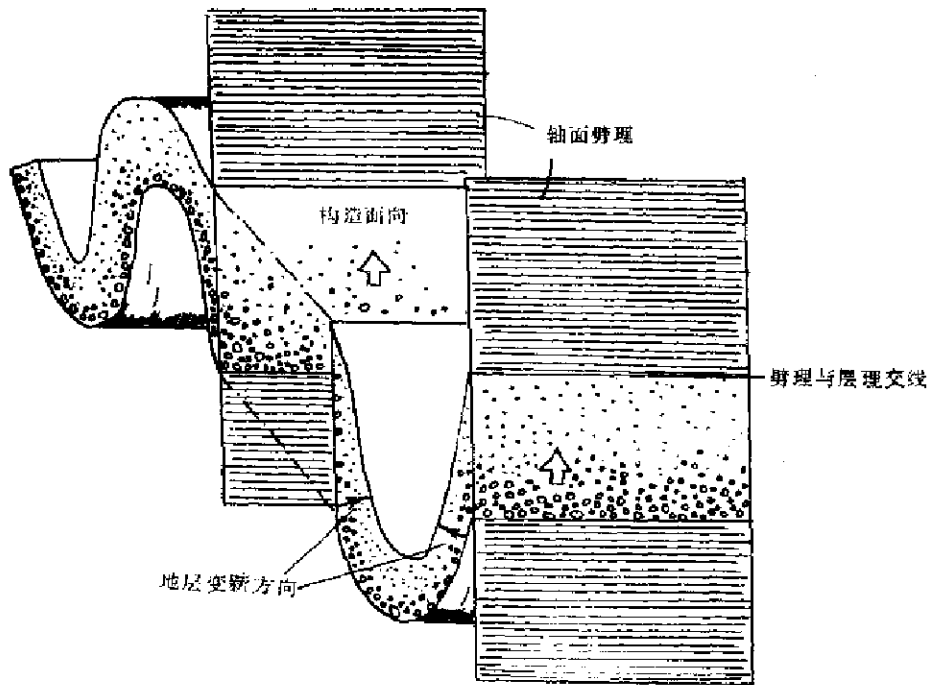


图 4—3 在轴面剪理上确定构造面向方法 (据Borradaile, 略加修改)

象地说明了这种关系。应变滑劈理、板劈理、破劈理和压溶劈理构成四面体的四个端员，四面体边棱上绘的箭头指出它们相互转化过渡的关系。然而，在实际工作中严格地区分劈理的成因类型，有时是很困难的。因此，鲍威尔 (powell, 1979) 提出了一个劈理的形态分类方案，他根据劈理域 (cleavage domains) 的间隔、劈理域的形状、微岩片的组构和劈理域占有岩石的比率四种参数，把劈理分为连续劈理和间隔劈理两大类及若干亚类，其中以劈理域平均间隔0.01毫米作为连续劈理和间隔劈理的分界线 (图4—2)。据我们的实践体会，详细地进行劈理形态的描述和参数的测定是完全必要的，尤其在浅变质岩地区，也有条件进行较为详细的劈理形态观察和分类。但是，不进行劈理成因机制的观察和研究，仅停留于形态方面的描述，就不能进一步确定它们之间的相互关系并用来解决大型构造问题。因之，形态的分类和描述应该是正确的鉴别其成因类型的先导，而决不能视为研究劈理的终结和主要目的。在某种意义上说，中深变质岩区的片麻理 (图版I—3) 以及韧性剪切带内的新生片理，实质上都属于流劈理，与有限应变椭球体xy面平行，它们和原始层理及先期片理之间，存在着复杂的构造置换关系，反映了更强烈的塑性流变特征。

众所周知，在层理与轴面劈理 (片理) 不平行的场合，可以利用轴面劈理的降向①及与褶皱的岩层关系 (雷斯法则)，来确定地层的正、倒、构造面向② (structural facing) (图4—3)、大褶皱背、向斜相对位置和褶轴面、褶轴的代表产状等。

但是，在全面地运用这些关系和法则之前，应当在露头上进行试验，认真分析劈理、褶皱和组成褶皱的岩层粘性之间的联系，确定上述法则和方法使用的范围和条件。因为，由不同粘度比的岩层所形成的褶皱，劈理发育的特点和组合型式是不相同的。根据野外观察和实验，当 $\mu_1 \gg \mu_2$ 时 (图4—4a)，不产生统一的劈理。粘性较大的强硬层因没有发生显著的缩短就失稳而褶皱，所以，在每一层的外侧往往形成平行层理的劈理，而在其内侧则出现正扇形的劈理。粘性较小的岩层由于压扁作用及接触应变的影响，在强硬层褶皱的外侧，劈理平行于岩层界面，于强硬层褶皱的内侧，形成反扇形劈理，其间发育一个应变较弱的中性区或没有应变的中性点。当 $\mu_1 > \mu_2$ 时，强硬层中形成正扇形劈理，粘性较小的岩层中发育反扇形劈理 (图4—4b)。若 $\mu_1 \geq \mu_2$ ，则发育近平行于轴面的劈理。只是在这种情况下，才形成真正的所谓轴面劈理 (图4—4c)。而劈理的折射现象，在大多数发育劈理的岩石露头上均可见到。

近二十年来，对变形体递进应变和有限应变的研究结果，比较好的解释了穿切褶皱 (transected folds) 的形成过程。所谓穿切褶皱，指的是发育与褶轴面不平行沿同一方向穿切轴面及两翼劈理的褶皱。鲍威尔 (Powell, 1974) 提出三种模式 (图4—5)，来解释总的应变过程中板劈理发育与褶皱变形的时间关系。模式A代表劈理的形成与总的有限应变一致；模式B代表劈理的发育与部分应变有关，而模式C则指劈理是在褶皱形成过程中的某一个短暂的时间间隔内发育而成的。在B、C情况下，劈理一旦形成，继续的变形只会改变其各向异性的特点，除非后期的有限应变椭球与早期有限应变椭球呈共轴关系，否则劈理的方位将不与最小的有限应变轴垂直，也不与褶皱的轴面平行。这种认识，还能用来解释劈理的折射、劈理扇角度的变化、沿板劈理面的剪切、不与褶皱枢纽共轴的层理和

① 在垂直于结构面交线的平面内，年青结构面为了平行于老结构面必须向着它旋转的水平方向 (据 Bell, 1981)；

② 在轴面上垂直于褶轴并指向年青岩层的方向 (据 Shackleton, 1958)

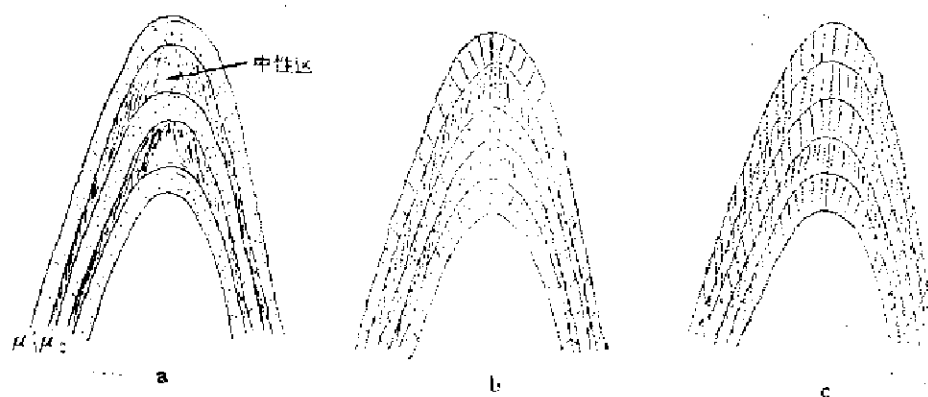


图 4—4 多层不同强硬度岩层组成的褶皱中劈理发育的特点 (据朱鸿林所绘略加修改)

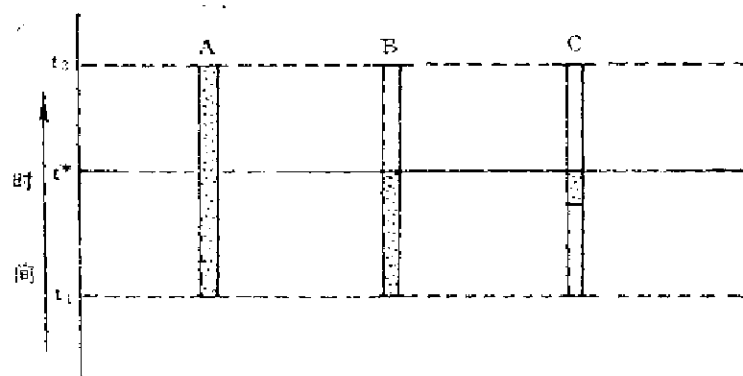


图 4—5 褶皱形成过程中板劈理发育时间的三种模式 (据powell, 1974)

t_1 —褶皱作用开始时间; t_2 —褶皱作用终结时间; t^* —面状各向异性发育结束时间

劈理交线等现象。除了有其它确切的材料证明穿切褶皱的劈理是另一期变形劈理之外，不能笼统地把穿切褶皱当作叠加褶皱的标志。

2. 线理的观察

线理的类型有矿物定向和矿物集合体定向线理，拉长的砾石、鲕粒、气孔、皱纹线理、交面线理、擦痕线理、香肠构造 (图版 I—4)、窗棂构造 (图版 II—1) 和各种杆状、棒状构造等。在野外除了详细描述和测定它们的形态、产状和有关参数之外，主要的是应正确判断它们与大构造的关系及其运动学意义，区分与运动方向平行的拉伸线理 (a 线理)，及与运动方向垂直并位于 ab 面上的 b 线理。仅就与轴面劈理 (片理同) 褶皱的关系而论，轴面劈理 (片理) 与层理的交线，在一般情况下与褶轴 (B) 平行 (图 4—6)，属 b 线理。弯滑褶皱变形面上的擦线与褶皱垂直，和局部物质运动方向一致，为 a 线理。大多数窗棂和香肠线理与褶轴平行。矿物定向线理同运动座标轴之间的关系，情况比较复杂，认识还不一致。从已有实例看，并不总是与褶轴平行的。据安德逊描述，澳大利亚布尔肯山北面的罗布山，由矽线石、红柱石和黑云母等矿物排列所构成的线理，一般与褶轴斜交，相交角度

变化区间为 $0-90^\circ$ ；萨斯喀彻温地区褶皱面上的角闪石线理，有些区段与褶轴垂直，另一些区段与褶轴平行，还有一些区段在褶皱枢纽部分与褶轴平行，在拐线部分与褶轴垂直，介于其间的部分则与褶轴斜交 (Hobbs, et al, 1976)。这就要求在实际工作中，检查变质矿物的生长、变形或变位应变机制，结合其他同一变形期产生的运动座标确定的构造形迹的观察，对递进应变和多期变形或叠加褶皱的多种可能性加以分析，作出符合实际的判断。在弱、中、强的变形地区，同一种线理可能有不同的方位。在许多情况下，随着变形过程的发展，物体中原始方向不同的线都会向应变椭球体X轴 ($X>Y>Z$) 靠拢，形成一个围绕X轴的统计极密。例如，北京西山石炭系中原始无优选定向的红柱石角岩中的红柱石晶体，在受到强烈变形的地区，变得大致平行X轴排列。凤凰山双泉统砾石形成的拉伸线理和窗棂线理，都平行于主伸长轴

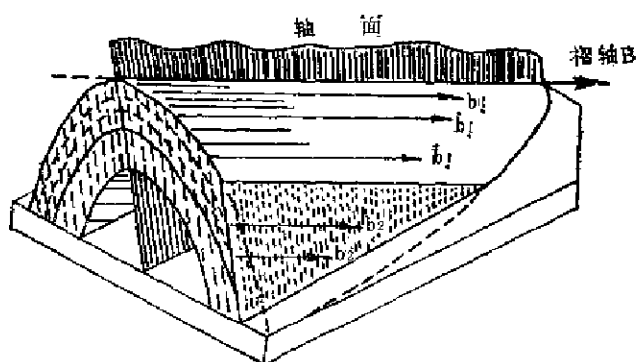


图 4—6 褶轴 (B) 与层理和劈理面交线关系
 b_1 为劈理面在层面上的迹线， b_2 为层面在劈理面上的迹线

方向，也大致平行于主要褶轴方向 (宋鸿林等, 1984)。这种现象在韧性剪切带内表现得更为清楚。韧性剪切带内多发育a线理，平行最大拉伸 (即X轴) 方向排列，稍褶皱的枢纽也沿X轴强烈拉长 (图 4—7) 并指向剪切方向，与冲断层附近与运动方向平行排列的香肠构造，具有相同的运动学意义。

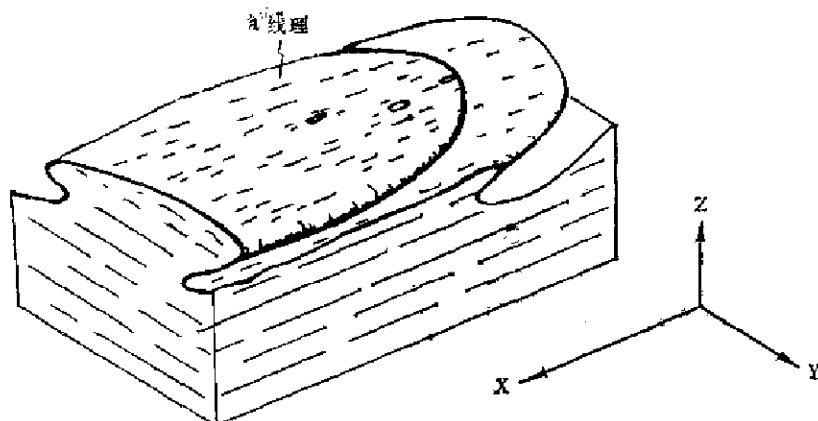


图 4—7 韧性剪切带内稍褶皱与有限应变椭球主轴的关系

在多期变形和发育多期线理的地区，分清线理的相对时间关系并系统地测量它们的方位，进行构造几何分析是很重要的。这不仅可以查明不同世代变形的控制和改造关系，同时也可获得一部分变形机制方面的信息，还可检验对变形分期和叠加褶皱的认识是否正确。实践表明，线理的共面特征比其优选方位更为重要。如果线理是共面的，譬如它们都位于同一期褶轴面上，那么可能是大体同期的产物。反之，如果偏离轴面很远，则不是由于不均匀的变形所致，就可能是另一期变形的结果。

3. 小褶皱的观察

寻找和详细的研究小型褶皱,是认识大褶皱乃至区域构造格架、恢复变形历史的主要途径之一。在大范围出露的前寒武纪变质杂岩地区,正是由于首先从露头上认出了片内褶皱、面状构造的置换、叠加褶皱等多期变形变质构造现象,才突破了变质岩区“假单斜”、构造“简单”等陈旧的认识,使构造地质研究的理论和方法发展到一个新的阶段。

首先,在前寒武纪变质杂岩中,尤其是在太古宙高级变质区及花岗—绿岩区中,小褶皱形态和成因类型是很多的,因而,要注意区分和配套。最为重要的是将原生同沉积褶皱与变形造成的褶皱区分开来,依照叠加关系,按不同世代,排列序列。在确定它们与大构造关系时,应分清同一期大型褶皱上的次级附属小褶皱,和先期或晚期形成的独立小褶皱;而在同期的附属小褶皱里,又有与大褶皱枢纽产状基本一致的同向褶皱和与大褶皱枢纽产状不太一致的异向褶皱(图4—8),无论小褶皱是同向的还是异向的,它们均位于同一的轴面上,因之是共面的。只有这样在露头尺度上判别清楚,分别进行产状测量统计并进行综合分析,才能理出头绪,不致被丰富而又显得零乱的小型褶皱形态和方位所迷惑。

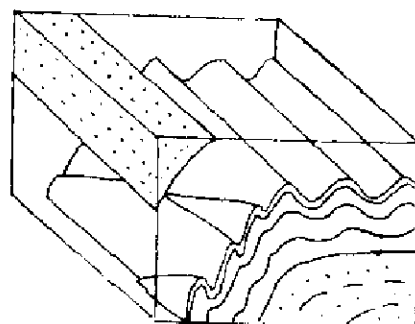


图4—8 大型褶皱转折端的次级褶皱是同向的,翼部的小褶皱是异向的

褶皱的几何形态研究,是了解褶皱形成机制的主要手段之一,因而,对褶皱进行正确的形态描述和分类是很重要的。特纳和韦斯(Turner and Weiss, 1963)、弗勒特(Fleuty, 1964)、栾木赛(Ramsay, 1967)、里卡德(Rickard, 1971)、乔得休赖(Chandhuri, 1972)等都为此做过努力,提出了不同的褶皱形态分类方案和描述方法。其中建立在等斜线基础上的栾木赛的褶皱分类方案,已被许多地质学者所采纳,它的优点是,可以直接从拍摄的露头照片和显微照片上,通过几何作图,定量的确定形态类型;同时,从中尚可获得有关褶皱形成机制的许多资料。可以看到,即使在同一个褶皱中,由于组成褶皱的岩层厚度、粘性不同,表现了不同的形态特征和流变机制,等斜线的分布和收敛程度也不相同。

据比奥特(Biot, 1961)和兰伯格(Ramberg, 1961)实验,一个粘度较大的强硬层夹于粘度较小的基质中,受纵向挤压产生褶皱,其初始主波长、岩层厚度和粘度比关系可用下式表示:

$$\frac{w_1}{d} = 2\pi \sqrt[3]{\frac{\mu_1}{6\mu_2}}$$

式中 w_1 为初始主波长, d 为粘性层厚度, μ_1 及 μ_2 分别为粘性层及基质的粘度。由上式可见,当 μ_1/μ_2 一定时,初始主波长与岩层厚度成正比,不同厚度的岩层形成波长不等的褶皱,厚度小的岩层褶皱波长小,数量多,单个褶皱较紧闭,而厚度大的岩层褶皱波长大,数量少,单个褶皱较开阔,于是,就形成了不协调褶皱(图4—9)。即使是同一套或同一岩层,如果沿走向原始厚度有变化,也会造成褶皱形态的类似变化。当 μ_1/μ_2 很大,例如大于50,那么,受纵向挤压应力作用时,在岩层尚未明显缩短情况下就失稳而产生褶皱,强硬岩层表现为纯弯曲或中和面褶皱作用,形成肠状或寄生褶皱。如若 $\mu_1/\mu_2 < 10$,则岩层先均匀压扁,而后形成圆弧—尖楔形构造,正如基底和盖层界面附近所见褶皱的组合形式所表现的那样。

粘性较低的岩层褶皱形态，受相邻强硬岩层褶皱变形的控制和影响。若 $\mu_1 \gg \mu_2$ ，岩性界面又完全粘结，则强硬层依中和面褶皱作用机制形成平行式褶皱，总的为1B型。粘性较低的岩层受强硬层接触应变影响，在强硬层凸侧受拉伸，形成1A型褶皱，凹侧受压缩，形成3型褶皱，叠加在受到均匀纵向压缩的总体背景上。远离接触界面，粘度小的岩层中应变逐渐代以均匀缩短为主。总之，一套粘度不同的岩层中，粘度较大的岩层在褶皱过程中起着主导的作用。

小型褶皱的样式也是构造环境的重要物质表现。韩森 (Hansen 1971) 根据地质学中沉积相、矿物相和变质相等相的概念，提出了用于构造地质研究的应变相 (strain facies) 概念，他用小型褶皱的12项特征来划分应变相，其中8条是单个褶皱特征，包括 (1) 几何类型，(2) 枢纽和翼的性质，(3) 短翼高和宽的比率，(4) 振幅与波长的比值，(5) 枢纽线的长度和特征，(6) 圆柱状程度，(7) 与劈理关系，(8) 与矿物线理关系；另外4条属于褶皱组合特征，包括 (1) 褶皱短翼高与宽度比值的平均值和标准偏差，(2) 振幅与波长比值的平均值，(3) 褶皱轴的优选方位，(4) 不对称性等。但应特别注意的是，应变相的划分和对比，应尽力选择在具有相似岩石力学性质的同一岩石类型中进行，同时，还应结合变质作用的温度和压力环境，以及地球化学和岩石变形的微观机制进行综合分析。

在一个地区或一次大的造山运动过程中形成的小型褶皱几何形态以及发育的轴面劈理 (片理) 特征，往往存在规律的序列。在许多变质岩地区发现，早期为紧闭的片内褶皱或无根褶皱，发育置换层理的轴面片理或片麻理，接着为以片理或片麻理为运动面的紧闭等斜褶皱，发育新的一期流劈理。然后发育以应变滑劈理为轴面的剪切褶皱或被动褶皱，最后产生膝折以及开阔的褶皱、发育破劈理或不发育轴面劈理。反映了岩石韧性递减和脆性增强的演化过程。但是，小型褶皱的发育特点与所在的构造层次也有密切关系。马托埃 (Mattauer, 1980) 认为，从地表到地壳深处可以划分成一系列的区段，其中不同区段的变形机制不一样，而同一区段的变形机制却相同。他从变形机制入手，把构造层次看成是地壳内的主导变形

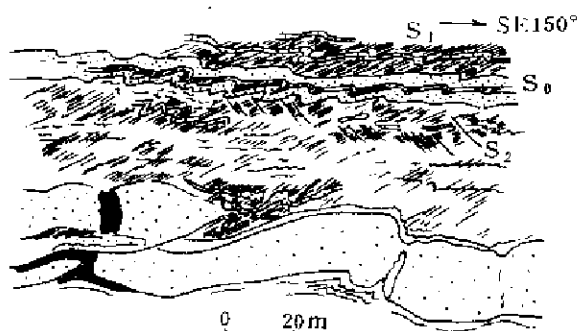


图 4—9 河南省嵩山区嵩山群中的不协调褶皱

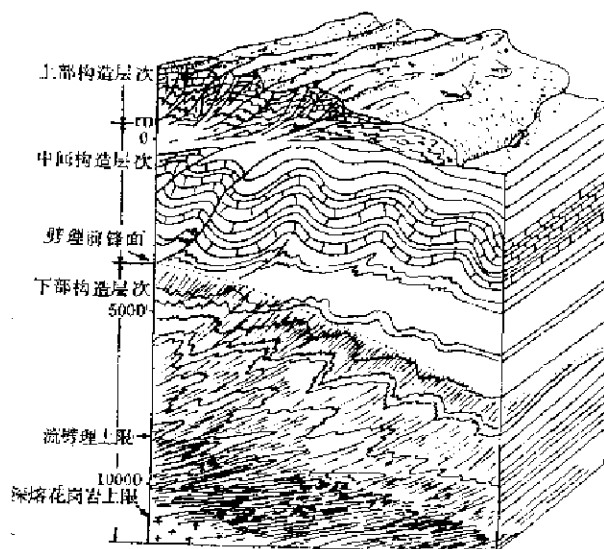


图 4—10 马托埃的构造层次概念示意图

机制各不相同的深度区段(图4—10),即上部构造层次,变形机制主要是剪切破裂,形成无褶皱的断裂区;中间构造层次,变形机制以挠曲作用为主,形成无破裂的等厚褶皱区;下构造层次,变形机制有两种,上部以压扁作用为主,形成伴有劈理(片理)的不等厚褶皱区,下部以流动作用为主。形成深融花岗岩及流褶皱。

一个地区的多期变形,一场大规模地壳运动不同阶段的变形,或者一期构造变动从深层次到浅层次的变形,一般来说,是经历着由塑性向脆性发展的过程。但是,由于叠加热力作用的强度,或一期热力作用在发展过程中的强度,不总是直线递减的,因此一个区域不同期次的变形样式,以及不同变形样式是不是不同深度构造层次的反映,应根据实际情况加以鉴别。

4. 应变分析及其测量标志的选择

长期以来,构造地质学主要应用弹性力学理论来处理地质上的应力和应变课题,直接从构造的几何形象推导力的作用方式,造成了许多概念上的混乱。实际上,在应力作用下的岩石变形相当于高粘性流体的变形,可发生相当数量的应变。因此,只有进行应变测量,查清地质体各点的应变状态,包括应变主轴的方向、大小和应变类型,才能更定量地了解构造的变形机制和力学意义(Ramsay, 1967, 1970; Means, 1976; 宋鸿林, 1984)。

应变测量可以帮助地质工作者深入理解小型构造的意义进而全面地了解总体构造,更多地了解地质体变形机制和岩石中主要的物质运动方式,以便更合理地解释区域性应变场的变化,在微观尺度上,还可帮助阐明结晶变形等机制。在最简单的情况下,通过应变测量和分析,能够检验和补充几何分析的结果,帮助确定岩层原始厚度,恢复整体变形历史。应变测量和分析方法,尤其是三维应变的测量和分析,程序比较繁琐,计算比较复杂。但由于先进的测试和计算技术的广泛采用,因而有可能迅速准确地进行测定和运算,不会有太大的困难。现在看来,主要的困难和关键问题,还是能否识别和正确地选择应变测量的标志。

应变测量包括长度应变和剪切应变的测量,在原则上,凡是初始形状或地质体内线、面角度已知的个体或集合体,均可用来进行应变测量和分析。在前寒武纪变质岩区,可选择下面所列的一些标志来进行应变测量。即:

(1) 原始形状为球形或近似球形的个体,如远源碎屑沉积的小砾石、石英颗粒、泥球、球形结核、退色斑(图版Ⅱ—2)、杏仁或气孔状构造等;

(2) 原始形状为椭球形的个体,如椭球形砾石、石英碎屑、侵入体内捕虏体、枕状熔岩,深变质岩中斜长角闪岩透镜体等;

(3) 原始形状规则,线、角关系比较清楚的标志物体,如变形晶体、伟晶岩等各种岩脉;

(4) 与应变有关的小型构造,如小褶皱、香肠构造、各种面理、线理、裂隙、压力影、同构造生长的矿物纤维等。

因为在不同地区有不同的应变标志,所以应本着因地制宜的原则,选择合适的与基质韧性近于一致的标志,进行测量和分析。测量的点应合理分布,防止把不均匀的变形现象简单化。为了判断应变标志的原始形状或内部线、面间的角度关系,可以选择变形强度不一的区段进行比较,把那些变形强度最低的区段内的应变测量标志个体,做为原始的形体看待。例如,利用香肠构造,特别是矩形或块状香肠构造,可以用来计算变形时的拉伸情况或

纵向应变，而且在二维条件下即可进行。具体作法是分别测量每个块段的长度求其原始长度 (l_0)，然后测量香肠构造占据的空间总长度 (l_1)，相减即得 伸长量 (Δl)，进一步求出线应变 (ϵ) 或平方长度比 (λ)。需要注意的是，当强硬层被 拉断后，进一步的变形，将

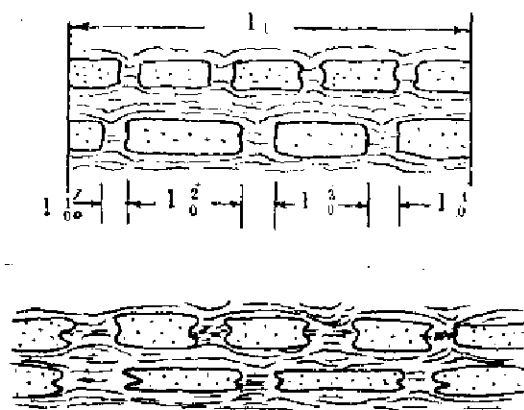


图 4—11 利用香肠构造计算长度应变 (a) 和鱼咀构造 (b)

发生软的基质向香肠块段间的横间隔流动，使香肠形成所谓鱼咀状构造 (图4—11)；在这种情况下，岩石拉伸的长度为鱼咀之间的距离。

利用退色斑或结核来分析应变类型、测量轴比，并进一步推断地壳的缩短量和地层的原始厚度，是比较容易的。例如，出露于宾夕法尼亚的前寒武纪板岩和细粒石英岩层中，有大量的变形结核，其最大扁平面与板劈理平行 (图4—12)，鲍威尔 (Powell,

1972) 直接在露头上确定出有限应变椭球体三个主轴，同时在平行三个主应变轴的三个相互垂直的剖面上，分别测量统计它们的轴比，即

$$X/Y = 3.05$$

$$X/Z = 11.00$$

$$Y/Z = 3.50$$

因为 $X:Y:Z = 1.0:0.328:0.092$,

又设 $\frac{4}{3}\pi R^3 = \frac{4}{3}\pi X \cdot Y \cdot Z$ (R 为结核球体原始半径)

所以 $X \cong 3.20R$

$Y \cong 1.05R$

$Z \cong 0.30R$

由此可见，变形基本上为平面应变，即平行于褶皱轴的方向长度基本未改变，但垂直劈理面地壳缩短了70%，而厚度则比原始厚度增大了三倍 (图4—13)。作者在江西省修水地区的前震旦纪变质岩层中，利用退色斑所进行的应变测量，得出了类似的结果。

剪切带是一种旋转或非共轴应变，在不同情况下，可以利用先存标志层 (或岩墙)、



图 4—12 宾夕法尼亚前寒武系露头剖面，示褶皱、劈理和结核关系 (据Powell, 1972)



图 4—13 通过应变测量所获得的变形模式图 (详见正文)

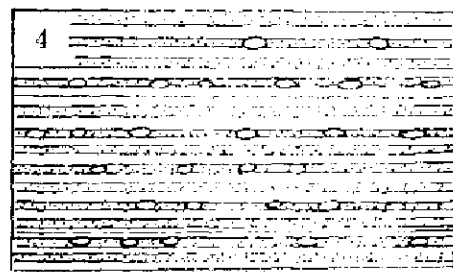
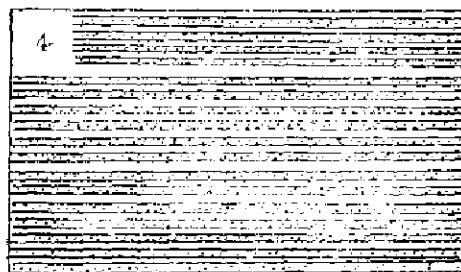
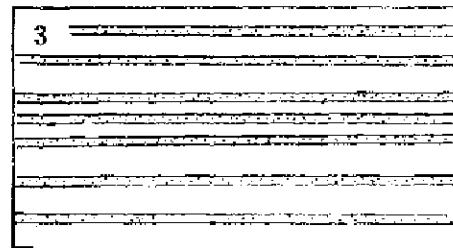
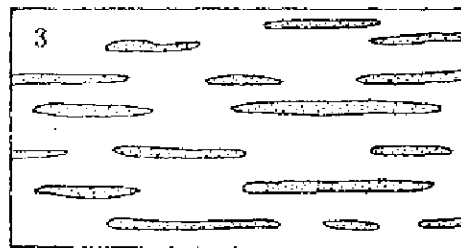
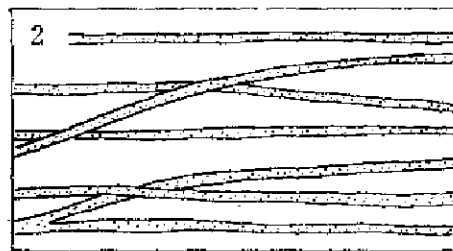
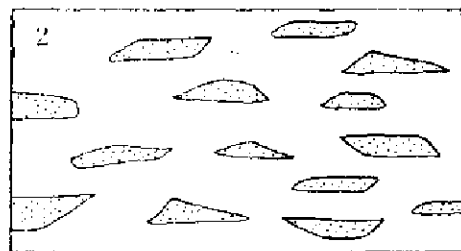
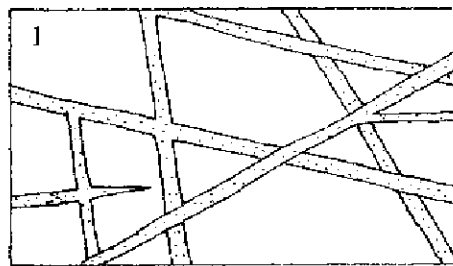
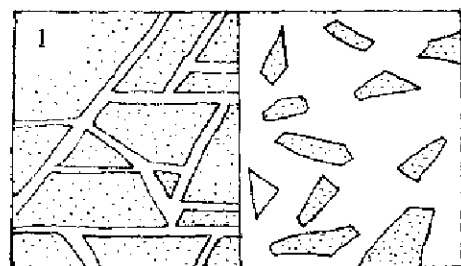


图 4—14 用于填制变形强度图的标志 (据Myers)

A—角闪岩(打点的), B—花岗岩麻岩中伟晶岩脉(打点的)。示变形状态, 1. 低应变, 2. 中应变, 3. 高应变, 4. 很高的应变。均示 XZ 面

A 0 5 10 m

B 0 10 20 cm



面状构造的旋转,利用应变标志或轴比,进行剪应变量、位移量等的测定和计算。有关方面的研究实例和经验公式(Ramsay, 1967, 1980),均可借鉴和参考。如果精确地定量测定和分析确有困难,也可定性的进行比较,粗略地划分出变形强度等级,填制变形强度图,这对于分析区域构造变形史,确定构造—地层单位也是十分有益的(图4—14)。

(五) 叠加褶皱研究

本世纪中叶以来,前寒武纪变质岩构造地质研究的成果之一,是在大多数变质杂岩或系统中,确立了多期变形和变质作用的体制。其中,对不同尺度上的多期褶皱作用的叠加现象,通过露头观察、大面积地质构造填图、模拟试验和数学分析,从几何学、运动学和动力学等方面,已经作了大量的研究和综合工作(Turner and Weiss, 1963; Ramsay, 1967; Ghosh, 1974; Skjernaa, 1975; Thiessen and Means, 1980; Watkinson, 1981; 刘如琦, 1976; 马杏恒等, 1981)。国内外许多实例证明,前寒武纪变质岩区出露的大范围内“单斜”构造、平缓褶皱、穹窿构造,大都是经多期变形、多期褶皱叠加的结果。因此,在这些地区进行工作时,能否准确地识别叠加褶皱并进行正确的分析研究,乃是指示地壳早期热—构造事件演化历史的一个关键。

1. 叠加褶皱的类型

叠加褶皱是指已经褶皱的地质体,在后期变形过程中又被褶皱的现象。有的学者称为褶皱再褶曲(folded fold)、重褶皱(refolded)等。叠加褶皱可以由两个不同的构造旋回的褶皱变形叠加复合的结果,也可以是同一构造旋回不同构造幕(期)的褶皱作用复合叠加的结果,甚至是同一期递进变形过程中,由于增量应变方位和性质改变而造成的叠加变形。尽管在很多情况下,严格的确定叠加褶皱时间间隔的长短是有困难的,但它们的先后是可以区分的,并常常用“世代”(generation),来表示叠加褶皱间的一般辈分关系,分别称为第一世代褶皱(F_1)、第二世代褶皱(F_2)、第三世代褶皱(F_3)……等。当只有两期褶皱叠加时,还可简单的把第一世代褶皱称为先期或早期褶皱,把第二世代褶皱称为后期褶皱或叠加褶皱。为了更好地探讨构造演变历史,必须结合其他重要地质事件(如不整合等)的观察分析,尽量把叠加褶皱世代同构造旋回、构造幕联系起来。

狄·塞特尔(De. Sitter, 1964)依褶皱作用模式为基础,指出有不同类型的叠加褶皱。如劈理褶皱(即剪切褶皱或滑褶皱,下同)叠加同心褶皱(即弯滑褶皱或平行褶皱,下同),同心褶皱叠加劈理褶皱,劈理褶皱叠加劈理褶皱,流褶皱叠加劈理褶皱等。据我们的经验,在变质的前寒武纪岩系中,主要的或常见的叠加褶皱类型是:①剪切褶皱叠加弯滑褶皱;②弯滑褶皱叠加弯滑褶皱;③剪切褶皱叠加剪切褶皱;④弯滑褶皱叠加流褶皱等。此外,还有许多过渡的和混合的类型。不同类型的叠加褶皱,具有不同的几何关系和三度空间上的干扰格式。

栾木赛(Ramsay, 1967)把两期褶皱叠加产生的干扰格式归纳为三个基本类型(图4—15)。干扰格式的基本特征取决于两期褶皱方位间的角度关系(α, β)。

塞桑和明斯(Thiessen and Means, 1980)在栾木赛的干扰格式基础上,强调早期褶皱(f_1)与第二期轴面法线(c_2)间夹角(γ)的重要性,对栾木赛的干扰格式分类作了补充和修改,以 α, β 和 γ 作参数(图4—16),建立了一个代表干扰格式的方位体(orien-

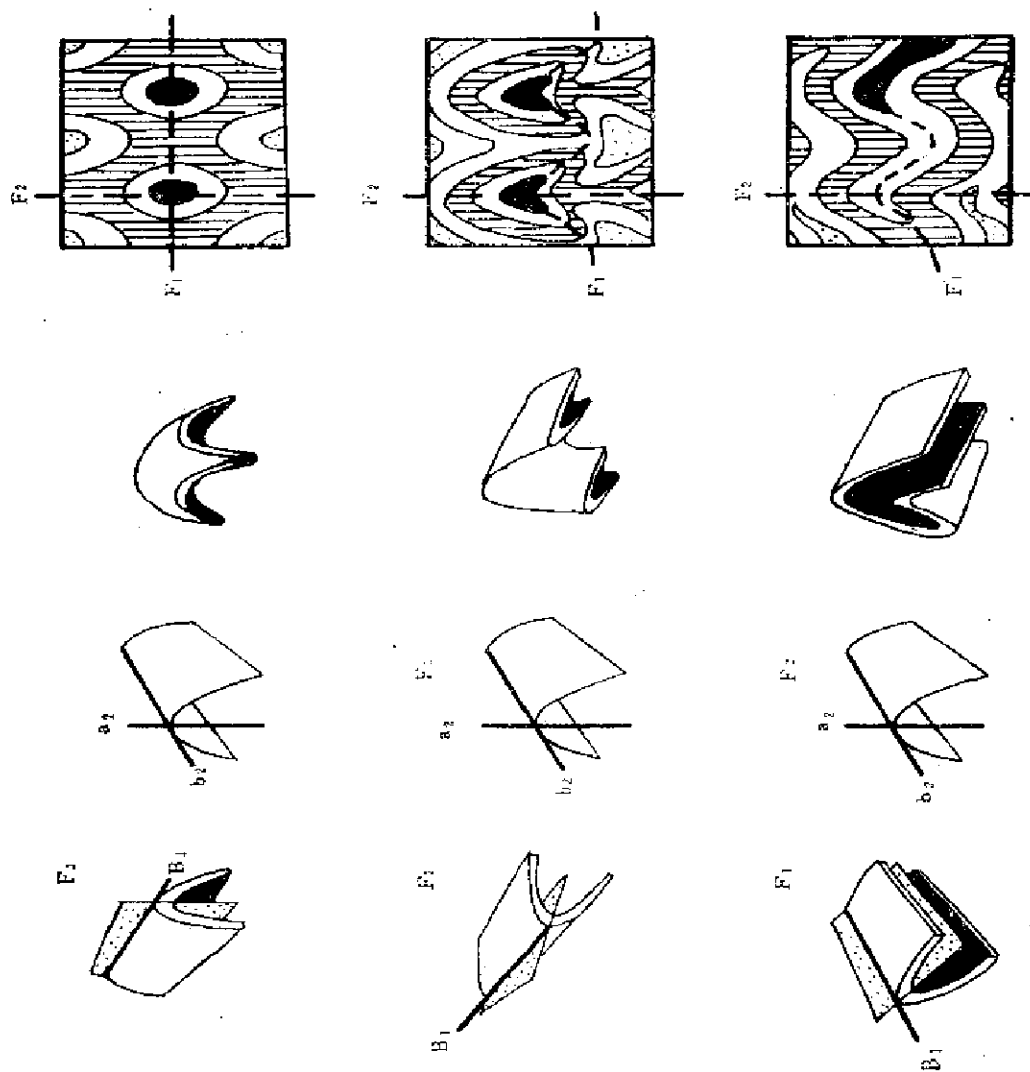


图 4-15 叠加褶皱的三种基本干扰格式 (据 Ramsay 转引自宋鸿林, 1983)

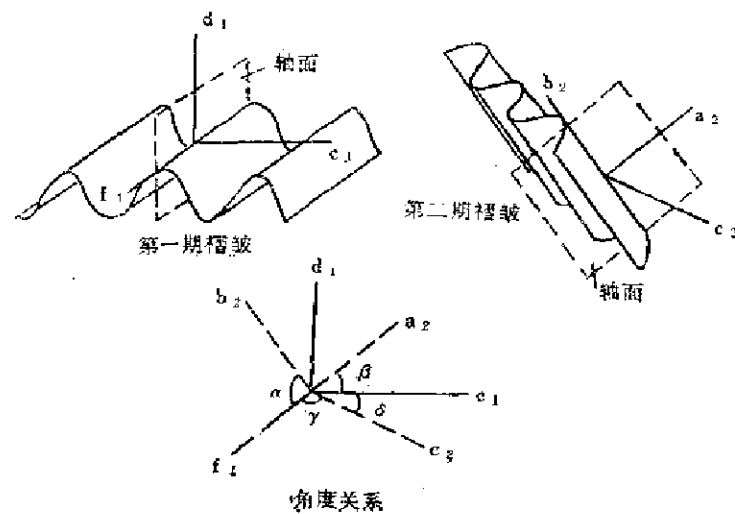


图 4—16 描述第一期褶皱方位和第二期褶皱应变轴向的角度关系 (据Thiessen and Means, 1980)

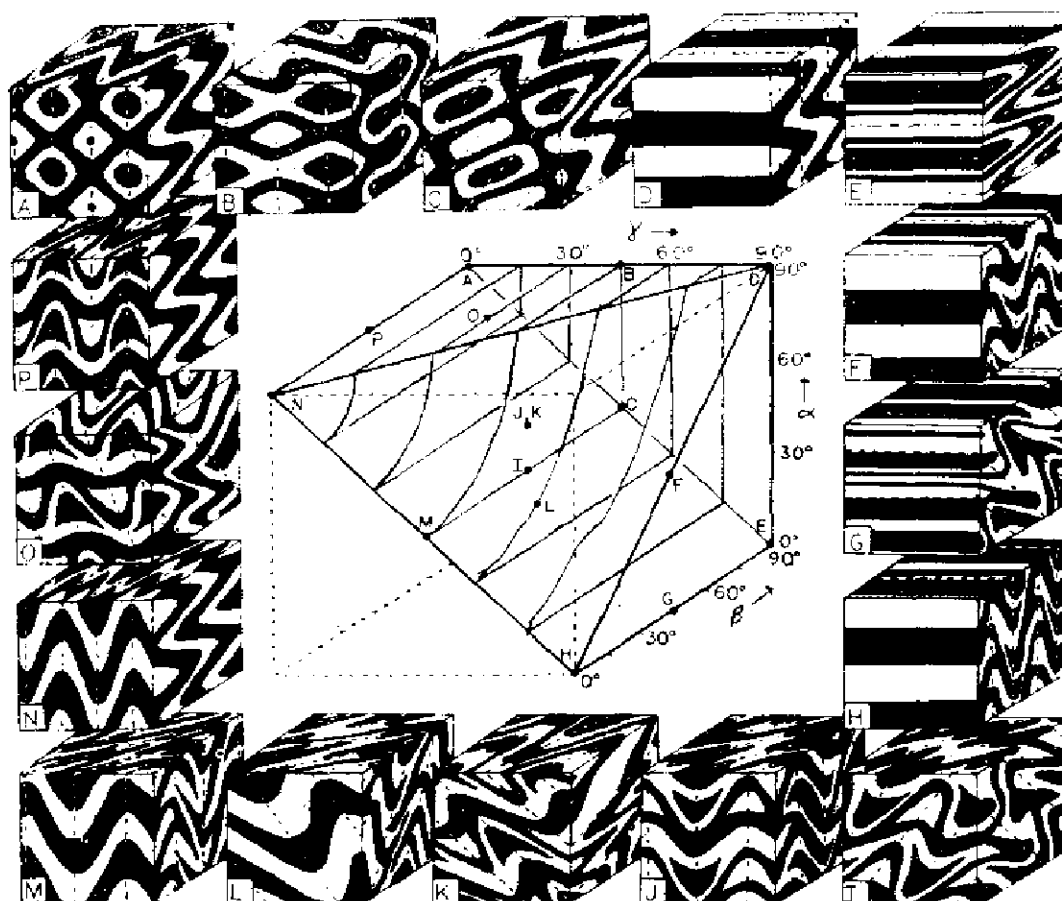


图 4—17 表示三维空间叠加褶皱干扰格式的方位体 (据Thiessen and Means, 1980)
与方位体内及表面上各点 (A—P) 相对应的干扰格式, 分别由四周各立方体所示; 第一世代褶轴面用点线表示, 第二世代褶轴面用虚线表示

tation volume)。如果在实践中能够获得这三个参数的值,投影在该方位体上,即可找出对应的干扰格式三度空间图象(图4—17)。塞桑和明斯的干扰格式分类方案虽然比桑本赛的分类方案繁锁和复杂,但是,已经编制了计算程序,借助电子计算机可迅速而准确地确定出干扰格式。

帕特拉赫和斯连佩哈(Паталаха и Слепых, 1974)在弯滑模式基础上,依据两期褶皱的几何参数和它们在平面上的夹角组合关系,通过大量的模拟试验,分析了叠加褶皱的形成过程,对常见的186种叠加褶皱作了代表性描述。他们编制的叠加褶皱干扰系列表,似乎可称之为叠加褶皱周期表。

实际上,褶皱的干扰格式要复杂得多。就平面上所观察到的图型来说,取决于许多因素和参数,包括第一期褶皱的形态,尤其是转折端的特征和轴面的倾斜程度,第二期褶皱形成时剪切面(ab面)的产状、运动方向(a)及其与第一期褶皱的方位关系,第二期剪切运动的强度,伴随第二期褶皱变形的压扁量,露头面方位以及与两期褶皱间的关系等。所以,不必拘泥于前人已经描述过的干扰格式。关键问题是根据实际的干扰图象,识别叠加褶皱的期次及其几何关系。

2. 叠加褶皱的主要识别标志

实践证明,在前寒武纪变形变质岩系中,的确广泛经历过多期褶皱作用,因之应该从这种实际出发,来处理变形变质岩区的构造地质问题。但是,也应尽力防止把非属叠加褶皱的现象,误认为叠加褶皱而造成混乱。这里,据叠加关系归纳了一些识别叠加褶皱的主要标志,以兹鉴别。

① 两组或多组不同方向、不同样式(或相同)的褶皱交叉、穹隆和盆地的规律分布,具有规律性的平面和剖面上的干扰格式。

② 褶皱再褶皱,可以是共轴的或非共轴的,上向构造和下向构造规律分布。

③ 褶皱轴面及轴面劈理(片理)呈规律的波状弯曲,其 π 图解上出现部分大圆或小圆环带。

④ 两组或几组新生面理的交切。当只有两期新生面理时,往往一组面理产状较稳定,优选定向方位明显,或略呈扇状排列(为晚期的);另一组面理(早期的)则弯曲呈尺度不同的褶皱。伴随新生面理的发育,往往相应地有多期变质矿物或变斑晶组合出现,各具特有的岩石显微组构型式。

⑤ 两期或多期线理的交切或叠置。

⑥ 线理或线状构造(如香肠构造、窗根构造等)和褶皱枢纽规律地和系统地弯曲或变位。

⑦ 陡倾伏及倾竖褶皱的广泛发育,尤其是大型褶皱转折端的附属小褶皱枢纽的陡倾伏,往往标志着褶皱可能经受过重褶皱作用。

⑧ 大型褶皱转折端里存有轴面横切后期轴面的小褶皱,片内褶皱、褶皱叠层的广泛发育,面状和线状构造置换(transposition)现象清楚。

另外,多期岩体、岩墙、岩脉的发育及规律的褶皱变形和多期断裂(包括韧性断裂、拆离构造)的发育和断层面的规律弯曲等,均可为叠加褶皱的存在提供线索。

实际工作过程中,应当从露头尺度和手标本观察开始,结合大范围的地质制图和区域构造的研究,全面综合地运用这些标志,作出正确判断。例如,两种不同样式褶皱群交

又故然是叠加褶皱的标志,但两期相同样式褶皱群的交叉和复合也可能是褶皱叠加的结果,又例如,一个地区可能会发育两期新生面理,有时只说明有两期变形,但不一定有对应的两期区域性褶皱的叠加。这就需要对各期面理的特征以及它们与褶皱构造的几何关系进行深入研究。

最为重要的是,不能把那些同一期褶皱发育过程中形态及方位的畸变现象、非圆柱状褶皱、同时形成的交叉褶皱、共轭褶皱等,与叠加褶皱混同起来。二者的鉴别虽然有困难,但应尽力把它们区别开来。

野外地质实践和模拟试验证明:

a. 在双轴同时挤压情况下 ($1 > \lambda_1 > \lambda_2$), 可以形成交叉褶皱或多方向褶皱。霍什 (Ghosh, 1970) 用一层粘性系数为 μ_1 的物质夹在粘性系数为 μ_2 的粘性基质中的模型, 在相互垂直的两个方向挤压下, 同时出现了两个方向的褶皱, 其波长用下式表示

$$\left(\frac{1}{w_1}\right)^2 + \left(\frac{1}{w_2}\right)^2 = \left(\frac{1}{w_c}\right)^2$$

式中 w_1 及 w_2 分别为两个方向褶皱的波长, w_c 为单向挤压时出现的褶皱波长。如果垂直的两个方向挤压力相等, 则出现穹窿和盆地, 它们的波长为单向挤压时褶皱波长的 $\sqrt{2}$ 倍。

b. 即使是在单向挤压情况下, 也可以形成弧形和分叉褶皱、各种形态的非圆柱状褶皱 (Dubeg and Cobbold, 1977), 在旋转变形情况下, 常发育雁行状褶皱。沃尔 (Voll, 1960) 认为非圆柱状褶皱的形成机制是顺岩层走向的不均一伸长 (内部旋转), 翼部的薄化及随之产生的枢纽在片理面内的分离, 片理形成前岩层的屈曲, 层理面被产状不同的剪切面切割等。

c. 在褶皱的萌芽、增大、扩展的长期递进变形过程中, 褶轴可以发生旋转, 直至与有限应变椭球体的 X 轴平行。据桑木赛和斯特塔 (Ramsay and Sturt, 1973) 的经验, 当岩层面产状与轴面产状夹角小于临界角 ($35-48^\circ$) 时, 褶轴开始在轴面内发生旋转, 旋转量取决于褶轴与 Y 轴原始的夹角大小、应变的性质和大小。这种褶轴在递进变形过程中的旋转变位现象, 在大褶皱翼部发育的小褶皱表现最为明显, 从而形成了所谓异向 (incongruous) 褶皱和畸变褶皱 (aberrant fold), 前者指的是附属小褶皱枢纽方位均偏离主褶皱枢纽, 而后者则指一部分小褶皱枢纽方位偏离, 而另一部分小褶皱枢纽是同向的。褶皱的异向关系, 最终体现在发育区域性的与大褶皱斜交的小褶皱。这种异向小褶皱枢纽的共 (轴) 面特点和岩组分析结果证明, 它们是一期褶皱变形的产物, 并非叠加褶皱。河南省嵩山地区的嵩山群第一世代褶皱, “江南地轴” 浅变质的前震旦纪岩层中的褶皱, 都表现有异向及畸变褶皱的特征。

d. 在韧性剪切带内, 可发育枢纽极度弯曲的鞘褶皱 (sheath fold), 它是判断韧性断裂带的标志, 可用以确定剪切带的剪切方向、指向和剪应变值, 但不同于叠加褶皱。

e. 高温塑性流变、固流褶皱、同沉积或准同沉积褶皱, 它们的形态和方位常常变化很大, 不能视为褶皱叠加的产物。

f. 在新生面理发育的变质杂岩中, 经常发育同期的共轭褶皱 (conjugate folds) 和共轭膝褶, 它们的轴面及枢纽表现出相互交切的样子 (偶尔一组可略晚于另一组), 但并非一定是两个世代褶皱的交切。

由上可见, 褶皱的形态和方位变化, 是受许多内部和外部条件限制的, 它们都是不均

匀递进应变的函数。在大多数变质岩如千枚岩、云母石英片岩、磁铁石英岩等手标本和露头上，都能直接观察到豆荚状褶皱、尖头的椭圆形褶皱（pointed elliptical folds）、圆锥形褶皱和形状不规则的褶皱（图版Ⅱ—3）。假如它们只发育一套轴面劈理（片理），就不能笼统地把它们当成叠加褶皱来研究。当然还应注意后期劈理（片理）是否彻底地置换了早期劈理（片理）的问题。

庞氏定律（Pumpelly et al, 1894）是褶皱构造分析的基本原则之一，但在应用时，需根据实际情况，考虑变异因素，作具体的分析。许多场合，从统计观点来应用它，往往会更接近于实际。

3. 叠加褶皱的几何分析

叠加褶皱的几何分析，是为了识别叠加褶皱、划分褶皱世代、恢复构造序列和确定各期褶皱形成的机制。从而研究两期或多期褶皱叠加复合的三度空间关系，找出它们之间的控制和改造的规律。几何分析，要求在不同尺度地质构造制图过程中，在野外测量相应数量的各种面、线结构要素数据，如层理（ S_0 ）、劈理和片理（ S_1 、 S_2 ...）、褶轴（ B_1 、 B_2 ...）、线理（ l_1 、 l_2 ...）及其它参数。如作某一区域的几何分析，其中的褶皱是非圆柱状或非圆锥状的，则应按均匀性原则划分区段进行测量统计。如事先已有质量较高的地质图和构造图作基础，则会获得更好的效果。

1) 后期褶皱对先期褶皱的改造

当后期褶皱叠加于先期褶皱之上时，先期褶皱通常发生再变形，表现在已经褶皱的面再弯曲、褶曲紧闭程度增加、两翼夹角减小、轴面发生褶皱、枢纽（轴）及有关线理发生弯曲、变位等。结果，使得原来的褶皱形态复杂化，对称性降低。如果后期褶皱作用很强烈，先期褶皱会被改造得面目皆非，以致用常规的办法，很难加以识别。

弯滑褶皱叠加弯滑褶皱。分三种情况。后期褶轴与先期褶轴平行，即所谓共轴褶皱（ $B_2 = B_1$ ），则先期的褶曲面和轴面一起绕后期褶轴旋转发生弯曲，而先期褶轴方位不改变，也不发生弯曲，有 $B_1^S = B_2^S = B_1^S$ 的几何关系。如若在层面 S_0 上发育原生线理 l_0 ，在赤平投影图上将继续绕与先期褶皱时同一位置的褶轴，以相同的角距（ $B_1 \wedge l_0 = B_2 \wedge l_0$ ）作小圆运动（图4—18）。后期褶轴与先期褶轴垂直，除先期褶轴面为直立产状外，褶皱面、轴面、褶轴都将发生弯曲。投影图上，先期褶轴及平行的线理变位轨迹为一大圆，与褶轴斜交的原生线理（ l_0 ）及其它线理，变位轨迹为一小圆，它们的中心就是后期褶轴的位置。最一般的情况是后期褶轴与先期褶轴斜交。在这种情况下，先期褶皱面、轴面和褶轴、线理等同时发生弯曲变形和变位。在投影图上，先期褶轴及有关线理的变位轨迹为一小圆，小圆中心即为 B_2 ，半径为 $B_2 \wedge B_1$ （ l_1 ）。先期褶皱面的 π 大圆解体，而轴面弯曲则形成统一的 π 圆，在其圆柱状褶曲地段内，可能包含若干先期圆柱状褶皱（图4—19）。

滑褶皱叠加弯滑褶皱。共轴及褶轴相互垂

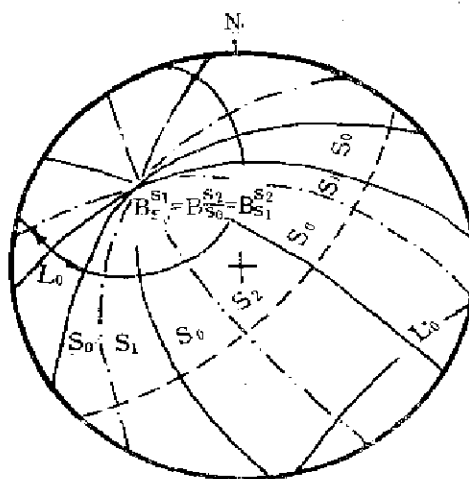


图 4—18 共轴的弯滑叠加褶皱解析

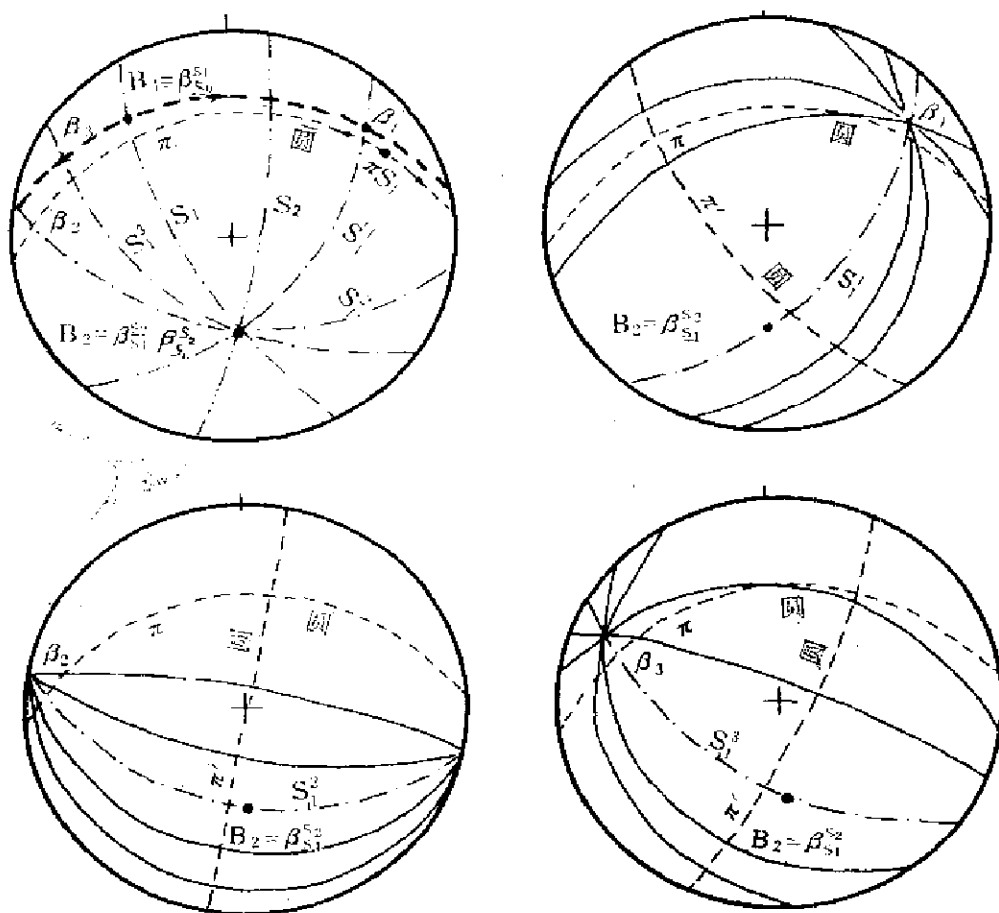


图 4—19 斜交的弯滑叠加褶皱解析

(据刘如琦, 1976修改)

S_1 —先期褶轴面, S_2 —后期褶轴面, π 圆—先期轴面 π 大圆, π 圆—先期圆柱状褶皱地段 S_1 大圆

直的叠加效应与上述情况类似。在褶轴斜交情况下, 先期褶轴面、褶曲面同时发生变形, 先期褶皱解体。在投影图上, 先期轴面形成统一 π 圆, 褶轴及其平行的线状构造的变位轨迹为一大圆, 在其圆柱状地段内, 也可能会包含若干小的先期褶皱圆柱状片段 (图4—20)。滑褶皱叠加滑褶皱, 有类似的几何关系, 不予赘述。

弯滑褶皱叠加滑褶皱。因为滑褶皱的褶轴及剪切面与层面的交线在有限范围内都是直线, 所以, 当后期弯滑褶皱作用叠加时, 这些直线就作为先期线理发生变形变位, 其变位轨迹与先期线理在弯滑褶皱中的情况一致。先期滑褶皱的轴面劈理 (片理) 通过弯滑褶皱作用, 形成平面圆柱状褶皱。特纳和韦斯 (Turner and Weiss, 1963) 指出, 面理一旦在早期滑褶皱形成过程中表现出被动行为, 在后期弯滑褶皱作用时要表现为主动行为是不大可能的。因此, 他们认为这种叠加褶皱不存在或无实际意义的。

滑褶皱叠加流褶皱。由于先期褶皱的面状和线状构造方位任意性很大, 所以在后期褶皱变形时, 其变位轨迹都是很紊乱的。均匀的亚区段范围将是非常有限的。

应该强调指出, 一般所讲的叠加褶皱几何关系, 都是以理想的几何和运动学模式为基础的。而前寒武纪变形变质杂岩的实际情况要复杂得多。由于应变的不均一性, 组成岩层

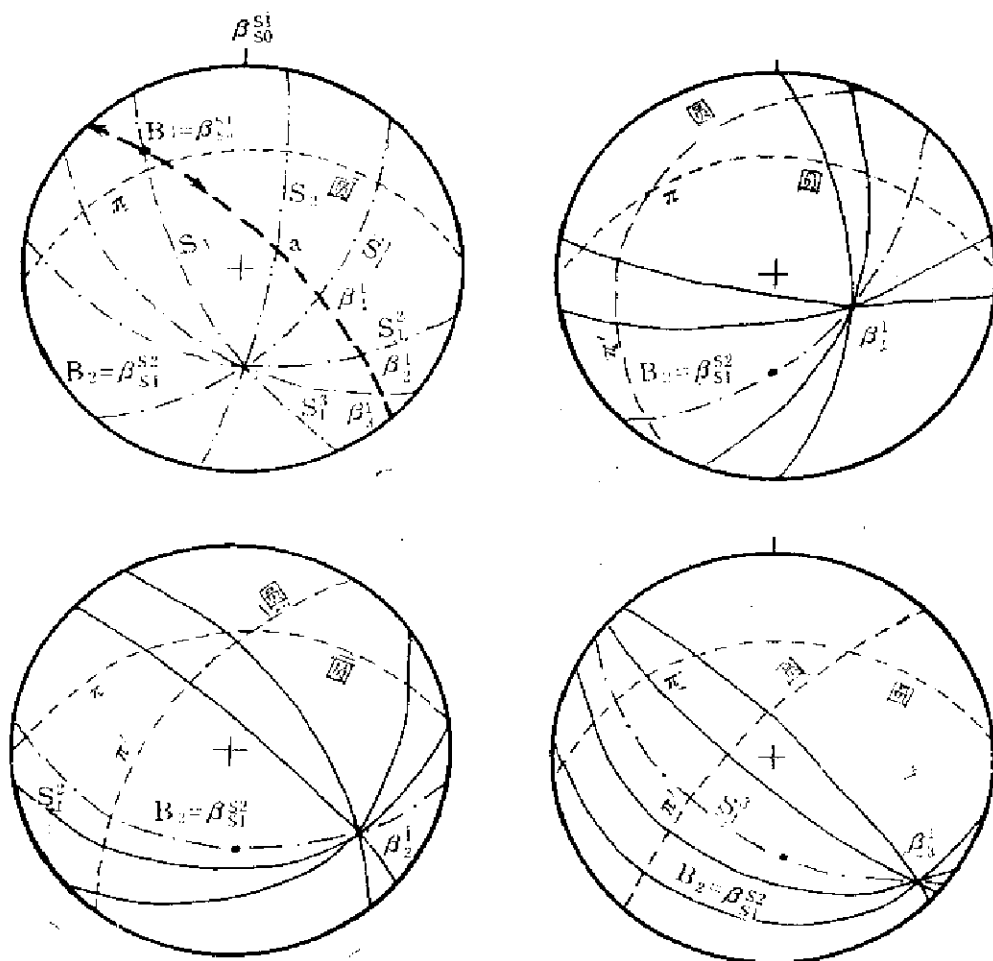


图 4—20 滑褶皱叠加弯滑褶皱解析

的相对厚度及韧性差变化很大，同一期或两期褶皱相对规模不同，尤其是褶皱过程中与轴面垂直的压扁作用（flattening）影响，往往局部甚至完全改变了理想的几何关系，得出复杂的应变图象。所以，在具体进行几何分析操作时，只能求得同某种类型近似的几何关系的分析结果。譬如，在中深变质的杂岩中，真正的弯滑褶皱是罕见的，大多数当作弯滑褶皱处理的褶皱，都具有弯流作用和顺轴面片理的剪切滑动或流动的性质。有时只是为了方便起见，才忽略或不考虑这些因素。这说明单纯的形态和几何分析有一定的局限性。要想全面的准确的认识叠加褶皱的变形历史，必须进行增量应变和有限应变的测量分析，有重点地进行岩组分析，进行应力和动力学的系统研究，无疑，更需综合地进行热—构造事件的解析。

2) 先期褶皱对后期褶皱的控制

通常，晚期褶皱的规模、形态、对称性、褶轴方位等，都要受先期褶皱的影响和控制。

不同期次褶皱规模的大小及其相互的形态制约关系，应依具体的实际情况来鉴别。霍什和兰伯格（Ghosh and Ramberg, 1968）通过叠加的弯滑褶皱模拟试验研究，将后期

褶皱分成两个类型，一是由于沿层面单方向挤压和垂直层面的补偿性拉伸而产生的，形成的褶皱规模大大小于先期褶皱，它们延长都很短，大多数只发育于先期褶皱的翼部，近转折端就消失了。因而，不能改变先期褶皱的基本方位，轴面也不产生明显的变形。二是由于顺层面单方向挤压和沿层面垂直于挤压方向补偿性伸长的结果，于是，先期轴面发生弯曲，后期褶皱规模与先期褶皱大体相当或略小一些。但是，后期褶皱也不能横切过先期褶皱整个枢纽区。应变的几何特征是，在先期褶皱一个翼上所形成的背斜恰好与另一个翼上所形成的向斜相联。这两类叠加褶皱，在实验和自然界，都会在同一个地区出现，构成一幅综合的叠加变形格式。

后期褶皱的轴面方位一般是比较稳定的，特别是当后期褶皱是由剪切褶皱作用形成时，在相当大的区域内，轴面具有明显的优选定向方位。由弯滑褶皱作用形成的后期褶皱，由于受先期褶皱翼部产状的影响，其轴面方位可能不一致，但在递进变形过程中，它们会逐渐旋转到相互平行的位置，且平行有限应变椭球体的XY面。

后期褶皱的形态和对称性，决定于其轴面与先期褶皱两翼之间的角度关系，也取决于先期褶皱的形态特征。如果后期轴面与先期褶皱翼部岩层垂直，则后期褶皱对称性高，形态简单；否则，对称性低，形态较复杂。瓦特肯逊（Watkinson, 1981）指出，先期开阔

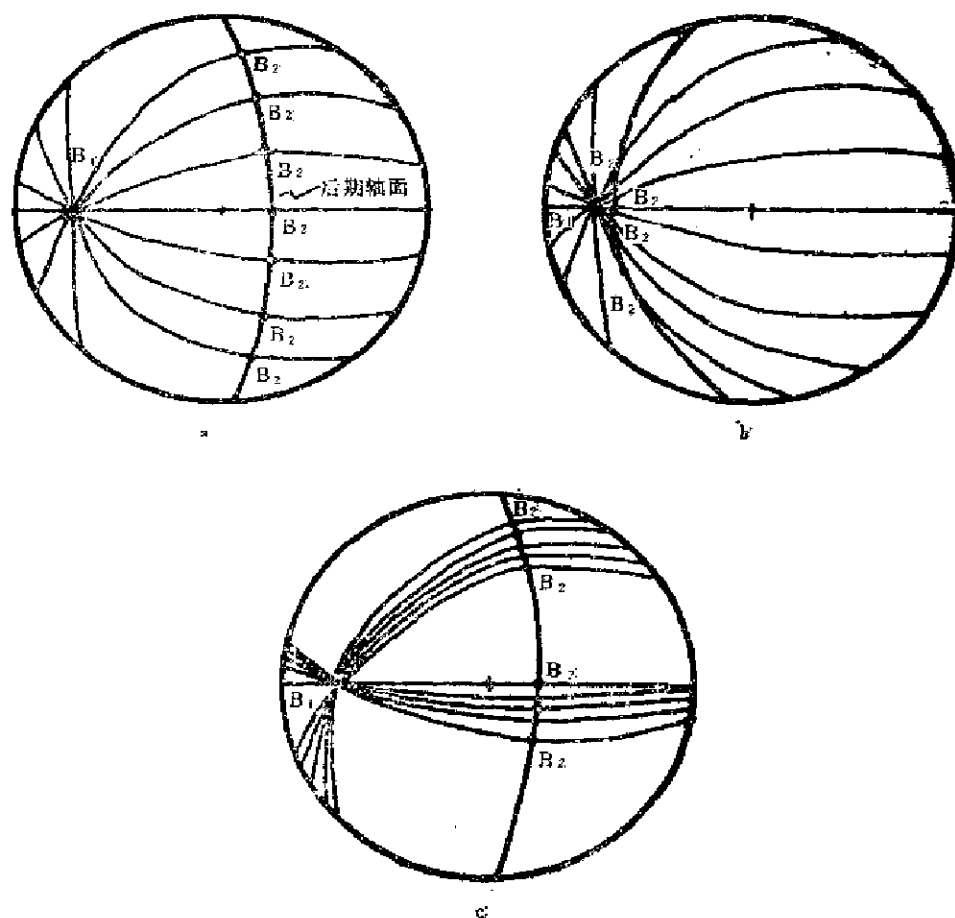


图 4-21 先期褶皱形态对后期褶轴方位的控制
a、b，先期褶皱形态开阔；c，先期褶皱形态紧闭。详见正文

的平缓褶皱再褶曲多形成穹隆和盆地等干扰格式，而紧闭等斜褶皱则易重弯曲形成2型(Ramsay, 1967)干扰格式，先期褶皱的剖面形态和规模大小，控制了后期褶皱的基本形态特征。

后期褶皱(枢纽)方位及其稳定性受先期褶皱翼部和轴面产状的限制，也取决于先期褶皱形态和后期褶皱在先期褶皱中的部位。例如，若后期褶皱是剪切褶皱模式，那么新的褶皱均位于ab面内。这时，当先期褶皱比较开阔，后期轴面与先期褶皱高角度相交时，后期褶皱方位分散，小角度相交，方位相对集中。若先期褶皱比较紧闭甚至呈等斜状态时，则后期褶皱有两个或一个优选方位(图4—21)。

许多实例说明，叠加褶皱发育过程中的改造和控制关系是相当复杂的。因为除了空间上的几何因素之外，叠加褶皱还与变形岩石的力学性质、大地构造环境和应变性质有关，尤其是同每一期变形时变形面与主应变轴的方位关系密切关联。模拟试验指出，后期褶皱的紧闭程度随挤压和压扁量而变化，它可与先期褶皱的紧闭程度相当甚至更紧闭一些。作者在河南省嵩山地区早元古代嵩山群构造研究的实践表明，由厚层石英岩组成的大型第一世代褶皱区段，在第二世代褶皱变形时，以控制作用为主。而在由薄层石英岩、千枚岩、片岩等组成的区段，则以改造作用为主。由此可划分成控制区和改造区，它们的特征如表3。

表 3

特 征 区 要素	控 制 区	改 造 区
F_1	发育、方向稳定， $\beta_{S_0} = B_1$	F_1 被改造、掩盖
F_2	不发育、方向不稳定，枢纽位于 S_2 面大圆上	发育、方向稳定 $\beta_{S_0} = B_2$
S_1	发育、平面状	非平面状，形成褶皱， $\beta_{S_1}^2 = B_2$
S_2	不发育、产状平缓、逆冲型多	很发育，产状稳定，滑落型多
面构造 π 型 式演化规律	环带组构(πS_0)—比较规则的单一极密(πS_1)— 规则的单一极密(πS_2)	复杂的不规则 πS_0 组构—环带组构(πS_1)—很 规则的单一极密(πS_2)
线构造演化 规律	单一极密($B_1 + l_1$)—拉长极密或环带($B_2 +$ l_2)	环带组构($B_1 + l_1$)—单一极密($B_2 + l_2$)
l_1	香肠、窗棂、褶皱纹理发育，方向稳定、直线状	被改造弯曲、变位轨迹清楚
l_2	以皱纹线理为主，方向分散，位于 S_2 上	香肠、窗棂、褶皱发育、直线状

斯克哲内(Skjernaa, 1975)作的模拟试验也证明，夹在软的基质中的硬岩层所形成的第一世代褶皱，在第二世代褶皱变形时的重褶皱方式和变位轨迹，与软的基质中线理及小褶皱的变形方式和变位轨迹很不相同，相反，它对第二世代褶皱的发育及几何特征，有明显的控制作用。霍什(1974)的模拟试验也证明了叠加褶皱过程中硬岩层和软岩层具有不同的线理变位轨迹。所以，如果不加区别地将它们混同起来或投影在一张图上，其方位型式和变位轨迹必然是很复杂的。

3) 叠加褶皱的展开

为了了解早期褶皱的形态和方位，需要消除后期褶皱的影响，恢复早期褶皱的状态，

谓之叠加褶皱的展平。

最简单和可靠的方法，是通过详细的地质构造填图，比较不同区段各期褶皱的形态、方位和发育强度，来确定早期褶皱的基本特点。同一期褶皱作用或多期褶皱作用的叠加，都不会是均匀的。模拟试验 (Ghosh, 1974; Skjernaa, 1978) 和野外观察 (马杏垣等, 1981) 都会发现，强烈的褶皱或叠加作用总是集中在某一个带或几个带，相邻区段发育则较差。因之，可以在那些后期褶皱不强烈或对先期褶皱改造较弱的地段，判断先期褶皱的形态和方位，然后再推断强烈改造区段的先期褶皱样式 (Ramsay, 1967, 马杏垣等, 1981)。

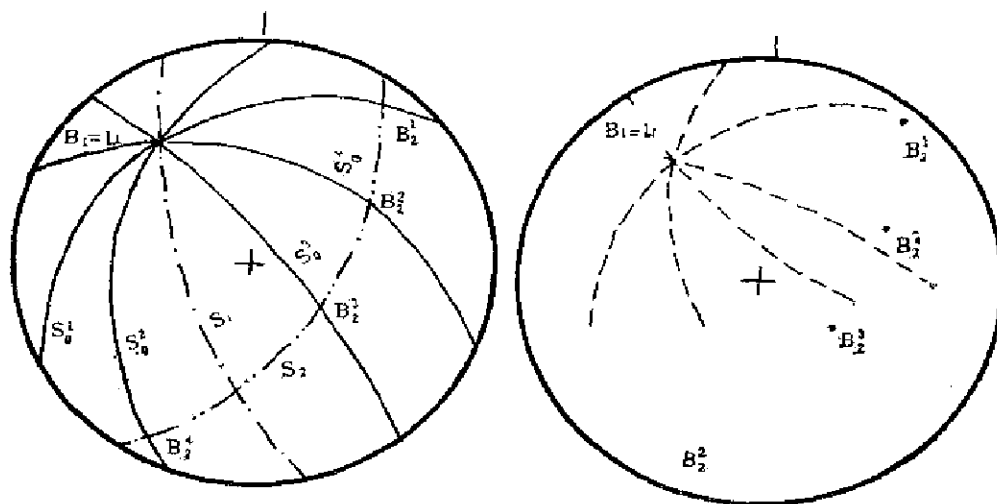


图 4—22 弯滑褶皱叠加弯滑褶皱的展开

也可以用赤平投影的方法来恢复先期褶皱的方位。前提条件是应首先查明各期褶皱的形成模式，因为不同运动学模式，有不同的操作程序和方法。如果是弯滑褶皱叠加弯滑褶皱，则可以选择几个小区段，分别作出先期褶轴或与其平行的线理变位轨迹小圆，它们的交点即为先期褶轴的方位 (图 4—22)。如果后期是由沿剪切面不均一的滑动或流动而成的剪切褶皱或滑褶皱，那么，只要先期褶轴及线理原始产状是直线，后期褶皱变形时各亚区段滑动方向 a 又有差异，亦可通过制作各个亚区段的先期褶轴或线理变位轨迹，来确定先期褶轴的原始方位 (图 4—23)。因为剪切褶皱作用往往伴随着强烈的压扁作用，会使先期褶轴及线理发生旋转，其运动轨迹偏离 $aB_1(l_1)$ 面。所以，在恢复先期褶轴原始方位之前，必须求出这种应变变量进行校正。

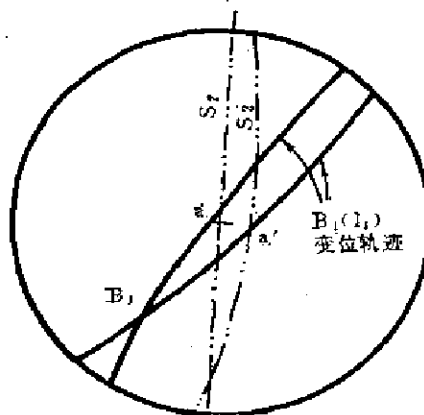


图 4—23 剪切褶皱叠加弯滑褶皱的展开

由于不肯定的因素很多，特别是在多期的或复杂的叠加褶皱地区，有时甚至分清先期和后期褶皱都有困难，更谈不上展开或恢复先期褶皱的样式了。所以，上述展开方法，都

有一定局限性。有些情况下，即使花了很大气力实行展开操作，但所得结果是否符合客观实际，也是值得怀疑的。

4) 叠加褶皱地区工作的主要环节

研究叠加褶皱的主要目的，是建立总体构造序列，确定变质岩层或地层—构造单位 (tectono-stratigraphical unit) 原始顺序，再造工作区或地球早期变形、变质及大地构造演化历史，为找矿等生产实践服务。它既是一项基础地质研究工作，同时，又具有很大的实际意义。一套变质杂岩，往往经历过多期次的褶皱叠加，但据国内外的大量实例和作者的经验，影响或决定构造演化历史和原始地层层序的，往往是2—3期主要的褶皱作用。所以，只要努力把这2—3期褶皱的各自特点及相互叠加的关系搞清楚，就基本上达到了工作的目的。当然，如能进一步把那些次要的、局部的褶皱期次研究清楚，就更为全面了。在整个工作过程中，我们认为要特别注意下列主要环节。

a. 抓住关键的褶皱构造。所谓关键构造是指在一个研究区中广泛分布、特征清楚、参数多样、影响全局、易于识别的主体构造。如果在工作的初期阶段、充分利用原生的和次生的构造确定地层正、倒，利用大褶皱的附属小褶皱形态、褶皱和劈理 (片理) 的降向 (vergence) (图4—24) 确定出构造面向，逐步认识关键构造的样式群，就能在空间上建立构造基本格架，并以它为标志，去鉴别关键构造形成前、后的构造，划分构造序列，使总体的构造研究工作有一个初步的头绪。

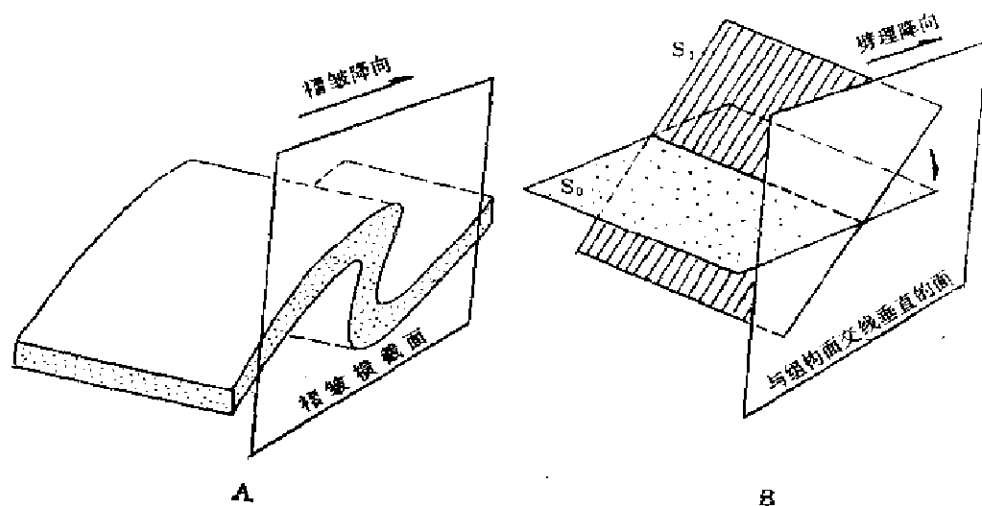


图 4—24 褶皱及劈理的降向概念

在复杂的和多期褶皱叠加地区的构造地质工作中，必须能正确地判断构造面向和褶皱、劈理 (片理) 的降向。它们不仅可以用来帮助确定各期褶皱的构造样式，寻找高一级褶皱转折端及枢纽的位置，而且还间接地识别叠加褶皱，确定先期褶皱的轴面位置 (4—25)。

图4—26是两期褶皱叠加地区的剖面图，很清楚，如果能够认真地判断小褶皱的降向 (1及2分别属第一期和第二期褶皱的附属小褶皱)，就可以找出每一期大型褶皱的相对位置和叠加关系。平面图上，也存在类似的应变图象和几何关系。作者等在五台山、冀

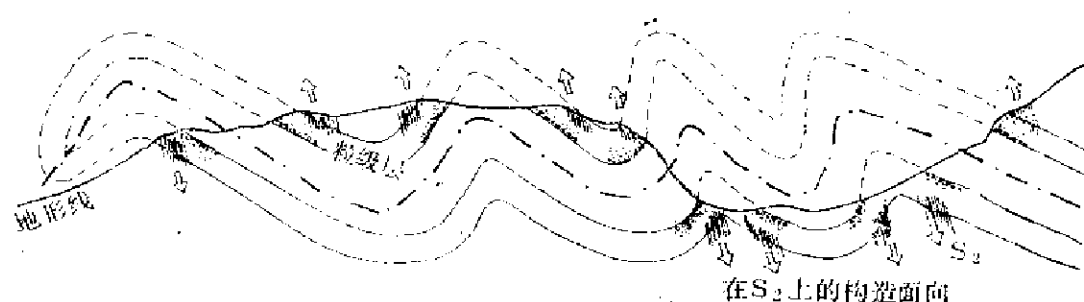


图 4—25 假想的两期叠加褶皱地区剖面图

在第二期轴面上所确定的该期构造面向，在第一期褶轴面两侧是不同的。据此，在实际工作中可用来找到第一期褶皱的轴面位置。

东、嵩山、赣北、内蒙等地的前寒武纪变质岩系构造实践证明，这些方法是行之有效的。例如，赣东北地区前震旦纪变质岩系的主体构造，就是采用上述方法，逐步建立起来的（图4—27）。表面上似乎无规律的构造现象，实际上是以石鼓复背斜为主体的北东东向褶皱系，在全区起着基本构造骨架的作用。

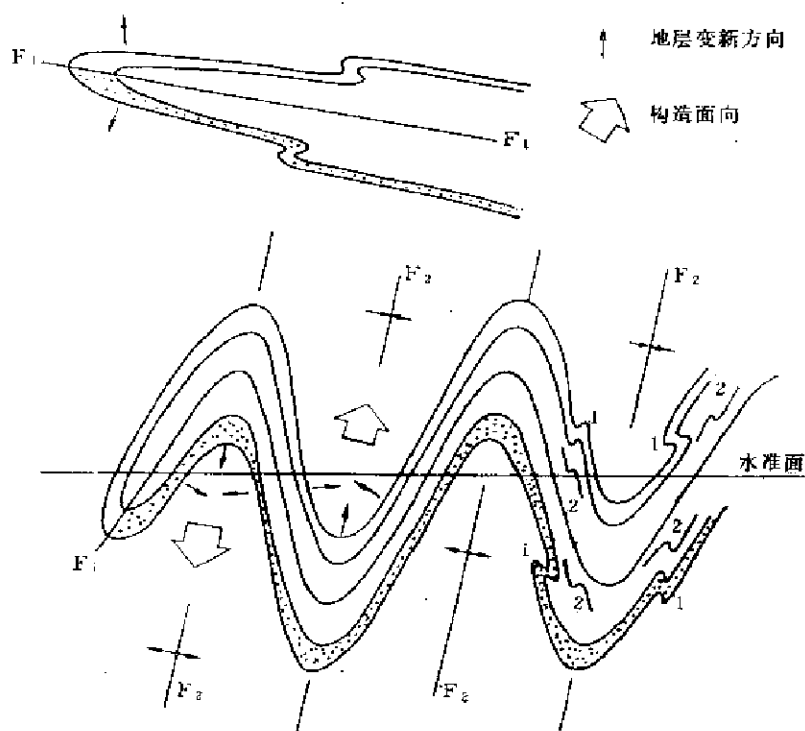


图 4—26 两期褶皱叠加构造剖面图

示利用两期小褶皱的降向确定各期构造面向的方法

b. 掌握中间性构造 (intermediate structures)。两期变形之间形成的构造叫中间性构造 (Hopgood, 1980, 马杏垣等, 1981)。这些中间性构造一般不是透入性的，在许多情况下是以小型侵入体、岩墙或岩脉等表现出来的。因为它们在构造序列中处于中间参考

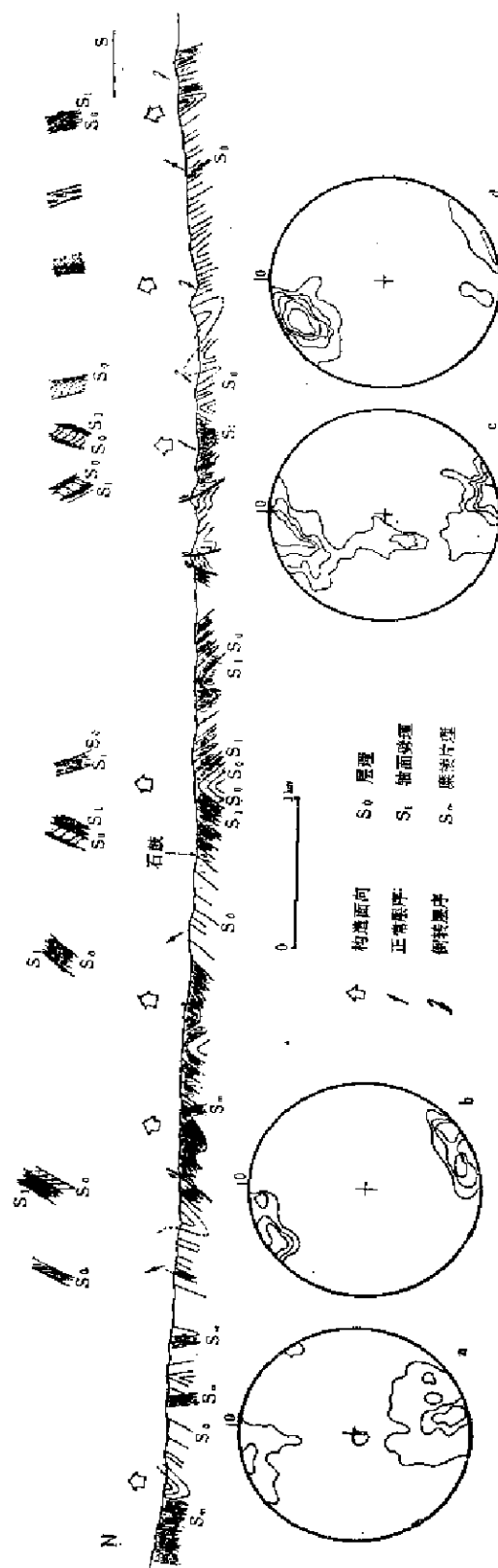


图 4-27 江西省景德镇北石就复背斜构造剖面
a、b、分别为复背斜北翼的 S_0, S_1 (轴面劈理, 下同) π 图解, c、d分别为复背斜南翼 S_0, S_1 π 图解

位置，有承上启下作用；同时，它们的构造一般比较简单，即使经过变形也比前期构造易于识别。如果它们在侵入之后，又在变形中产生了简单的次生构造如劈理、片理、线理等，则它们作为应变标志的价值就更大了。例如，登封杂岩第二世代褶皱变形晚期形成的白色斜长花岗岩脉，在第三世代褶皱变形时发生了规律的弯曲或褶皱（图版Ⅱ—4），褶皱的形态、轴面构造等，都与第三世代大型褶皱类似。因此，这种斜长花岗岩脉就属于登封杂岩第二世代和第三世代变形的中间性构造，它是鉴别两个世代褶皱顺序的重要标志。

c. 填制好的地质图和构造图。在多期变形和多期褶皱叠加的前寒武纪变形变质岩区如何填图，本身就是一个很值得研究的课题。它不仅涉及到方法问题，也涉及到对这些地区，尤其是对太古宙高级变质岩区及花岗—绿岩区构造特点的认识问题。如在片麻岩地区，常常在较大的范围内看到各种岩石组成的地质体的平行性。对这种现象怎么认识和解释？过去很长一个时期内，由于沿用在未变质的或一次变形的沉积或火山沉积岩区工作的原则和方法，来研究变形变质区的地质体，所以一直把这种平行性看作为地层序列的表象。但自六十年代后期以来，通过格陵兰、南非等地区太古宙杂岩的构造研究以及我们自己的实践发现，这种平行性主要是由变形造成的，有的是由逆冲作用造成的构造断片相互叠置的结果。又如，对长英质片麻岩，以往常常将其全部看作为沉积变质或火山—沉积变质岩或混合岩。可是，许多地区的变形构造观察、制图实践和岩石化学研究证明，它们之中许多是英云闪长岩（tonalite）等深成岩体变形变质的产物。对于这样的地质体，或者原岩成因尚不明朗的地质体，最主要的是那些还不能正确恢复岩层层序的杂岩体，不宜划分为群、组、段等岩石地层单位。在这样的地区，原则上只能按岩石—构造实体为单位，以地质事件先后为序列，进行制图。与此同时，近年来也发展起来一些定量构造填图方法，如利用构造等高线法填制重褶皱地区构造图；填制与第二期褶皱伴生的交线型线理的等侧伏线图（pitch isogenic map）确定早期大型褶皱形态、构造部位、不整合面位置等（Elliott, 1968）；填制变形强度（deformation intensity）图，确定构造—地层单位或不同岩石组成的地质体的边界线等。麦尔斯（Myers, 1978）在格陵兰菲斯克内塞特（Fiskenset）地区的太古宙片麻岩区的工作实践证明，变形强度与该区第二期大型褶皱作用有密切关系。变形最弱的带是在大型褶皱核部的中性带（neutral zone），而在成分不同的岩石单位边界上变形强度最高。说明在区域尺度上变形是相当均一的，而应变的不均一性与构造部位、岩石单位的分布有关。1978年11月苏联也曾为此召开过“变质杂岩填图方法”会议进行讨论，并作出了相应的决议，反映了他们在解决这方面问题所作的努力。看来，在前寒武纪变形变质岩地区的填图方法，应根据不同的地质背景和岩石类型、变质程度、变形特点、恢复地层层序的可能性等，作出相应的设计，有针对性地开展。但有一点是共同的，就是要重视变形变质的特点，对各种地质体的观察始终要充分估量构造变形对它们的影响。

（六）地层变新方向判别

地层是地质历史变革的物质记录，一个地区地层系统建立得正确与否，关键在于能否正确地恢复地层层序。在变形变质区，在恢复层序时，除了充分利用岩层中保存的原生构造外，还必须尽可能地发挥次生构造在鉴定岩层顶底中的作用。研究次生构造，除作必要

的几何形态的描述和运动学、动力学方面的分析，探讨区域构造的成因机制及其发展历史，结合地层、岩石等方面的研究，对阐明区域地质演化历史和含矿层位的分布和矿产的富集，提供非常重要的资料外，对解决地层层序问题来说，在查明构造期次，或者说对构造序列研究得比较清楚的基础上，是相当有效的。因为次生构造形迹（主要如轴面片理和一些应变标志明确的次生构造形迹），在运动过程中，同先存面理（第一次褶皱，即为层理）之间有必然的几何空间关系。在一定意义上讲，它不仅可以同原生构造相比，而且在叠加褶皱的场合，在鉴定褶皱层系的顶底和所处构造部位方面，原生构造不能与其相比。这种作用能否有效地发挥，关键在于能否查清构造期次。如果不问青红皂白，以一次褶皱观点，去看片理和层理的空间关系，并用来鉴定岩层顶底，就难免要发生错误。如五台地区太平沟剖面上，过去1/200,000区测在原车厂段与原文溪段接触部位，据次生构造（小褶皱形式），定为倒转向斜的倒转翼，这是成立的。但从原生构造研究的结果，指示这个向斜的倒转翼应该是正常的，两者似乎有矛盾。然而作进一步的构造分析后可以看出，原来据以鉴定倒转向斜的小褶皱，是片理（ S_1 ）的褶皱，而不是层理（ S_0 ）的褶皱；它所鉴定的岩层顶底，是第一次褶皱后，平行轴面片理（ S_1 ）构成的层系的顶底，而不是原岩层（ S_0 ）的顶底；所确定的向斜是 S_1 层系的向形，而不是原岩层的向斜。明显地说明该地区经历了两次构造变动。第一次层（ S_0 ）褶，形成了一个倒转向斜（图4—28a），第二次片（ S_1 ）褶，即发生重褶，又形成了 S_1 层系的倒转向形（图4—28b），使原来的层褶向斜的倒转翼，又变成正常产状了。作过这样的研究和分析，分清了褶皱期次，就可以把前述由片理小褶皱和原生构造鉴定岩层顶底的矛盾解决了。所以，只要查明次生构造是什么期次的，用次生构造来鉴定地层的顶底和构造部位是有效的。但是，它所鉴定的顶底，不一定是原生岩层的顶底。主要要看它是属于那一期的构造。如果是第一期褶皱所产生的次生构造，它可以指示原岩层的顶底；如果所用的是第二期的次生构造，那末它所鉴定的岩层顶底就是第一期褶皱后，平行于 S_1 层系的顶底。

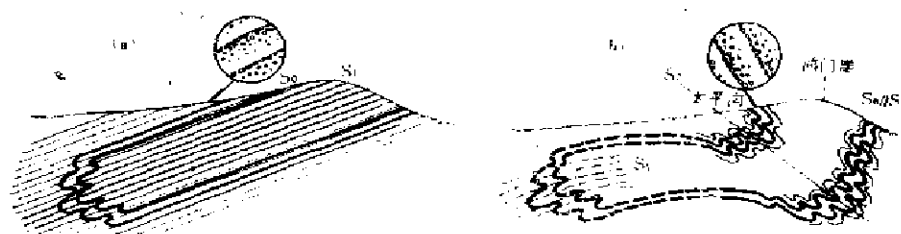


图 4—28 太平沟剖面褶皱构造发展示意图

以上例子说明：当原生构造与区域性次生构造在鉴定层序产生矛盾时，这种现象本身就是该处发生过重褶的证据。

应用于鉴定地层顶底的次生构造，主要是一些面状构造，如片理、劈理、褶劈对先存面理和低级次褶皱的轴面对包络面（相当于先存面理）的几何关系等。

在变形变质岩区片理构造（包括劈理和片麻理）处处可见，是一种很发育的很明显的区域性透入构造。常用层理和片理的关系来确定岩层顶底。大家熟知，在正常褶皱中，片理陡，层理缓，岩层产状是正常的；片理缓，层理陡，则是倒转的（当然在倒置的褶皱中，情况正好相反）。如果看到层理、片理反向倾斜的情形，则不论谁陡、谁缓，都是正

常的（如图4—29）。试作一水平线同一倒转褶皱的层面相切，切点为A，该处岩层产状水平。另作一垂直线与同一层面相切，切点为B。在A、B两个切点之间，尽管层理从水平（A处）变到直立（B处），但总是向一个方向倾斜的；而片理基本保持固定的产状，使层理和片理反向倾斜。显而易见，这一段内地层产状是正常的。同时还可以看出A—B两点之间正是褶皱转折端的所在。因此，层理、片理反向倾斜现象也是鉴定褶皱转折端的良好构造标志。上述鉴定岩层正、倒的标志是对一次褶皱倾斜的岩层而言的，若在多期褶皱叠加的情况下，就不能作这样简单的判断了。

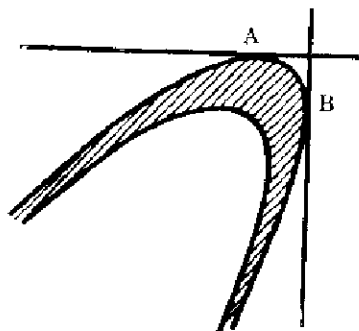


图 4—29 层理和片理的关系

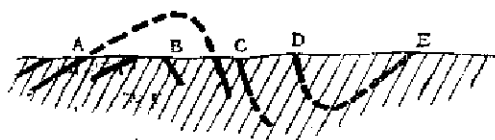


图 4—30 用片理与层理产状关系确定褶皱构造

在变形变质岩区的多数场合（褶皱的翼部），层理和片理是一致的，少数场合（靠近褶皱转折端的部位）能看到层理、片理斜交的情况，其中只有在个别场合才能看到反向倾斜的现象。有层理、片理斜交现象的地方，除能鉴定这些岩层的顶底外，还可以指示是接近褶皱转折端的地方。若层理、片理基本垂直或交角很大（反向倾斜），基本上就是褶皱转折端的所在了。当然属多大规模褶皱的转折端，应作具体分析。但如能在较大范围内，断续看到多处，则可能指示有大规模褶皱转折端的存在。这不仅可以鉴定地层的顶底，而且对恢复区域构造也是很有意义的。

小褶皱的对称性也能帮助判断所处的构造部位和岩层顶底。小褶皱的轴面相当于片理，其包络面相当层系面理（层理或前期褶皱轴面劈理）的总体产状，两者关系如同上述层理同片理关系一样。有人认为小褶皱的对称性，有指示区域褶皱构造形态特征和不同构造期褶皱形态特征的意义。如说，某期是不对称褶皱，某期是对称褶皱等。我们认为对称性不一定是说明不同期次褶皱形态特征的标志，或进一步说明一定范围的褶皱对称情况。因为它们的对称性质，在许多场合是由于它们在高级褶皱中所处的部位不同而造成的。例如转折端处的小褶皱是对称的，而翼部则是不对称的，或分别称之为M、W、S、Z型褶皱。这一点在实际工作中应引起注意。

在岩性单一的地区，无明显的标志层，如掌握了层理和片理的相互关系，即使在露头上看不出具体的褶皱，也可以确定所走过的路线上的褶皱构造。如图4—30，在路线上看到，片理产状基本稳定不变；A、E处层理缓、片理陡，岩层为正常产状；C处层理陡，为倒转产状；B、D处层理、片理反向倾斜，产状正常，同时是褶皱转折端。所以，不难确定，A、C之间为一背斜；C、E之间为一向斜。

以上是经历过一期褶皱的情形。如果是经过两期或多期褶皱，情况就更复杂了。图

4—31a是经过两期褶皱的情形。在A、C处，看到层理（ S_0 ）和早期片理（ S_1 ）是一致的，而晚期片理（ S_2 ）与层理（ S_0 ）、早期片理（ S_1 ）是斜交的；在B处， S_1 与 S_2 是一致的，而 S_1 、 S_2 与 S_0 是斜交以至直交的。从它们相互交切的关系，可以判断， S_1 同 S_2 直交或斜交的地方是第一期褶皱的转折端， S_0 、 S_1 平行的地段是第一期褶皱的翼部； S_1 同 S_2 直交或斜交的地方是第二期褶皱的转折端； S_1 、 S_2 平行的地段是第二期褶皱的翼部。 S_2 同 S_1 有交切关系，当然 S_2 也必然要交切 S_0 ，但是，绝不能以 S_2 同 S_0 的交切或平行关系，来鉴定岩层（ S_0 ）的顶底和在第一期褶皱中的构造部位。如将 S_1 按照成因机制展平，就可看出早期褶皱中层理和片理关系的图景（图4—31b）。

后期片理（ S_2 ）在对前期片理（ S_1 ）组成的褶皱层系（平行 S_1 的层系）中也能起鉴定该层系顶底的作用。后期片理与前期片理在褶皱中的空间关系，同前述一次褶皱中的层理（ S_0 ）和片理（ S_1 ）关系一样，这点也是构造分析中不应忽视的。前述五台山区太平沟剖面上的构造形态的鉴定就是一个例子。

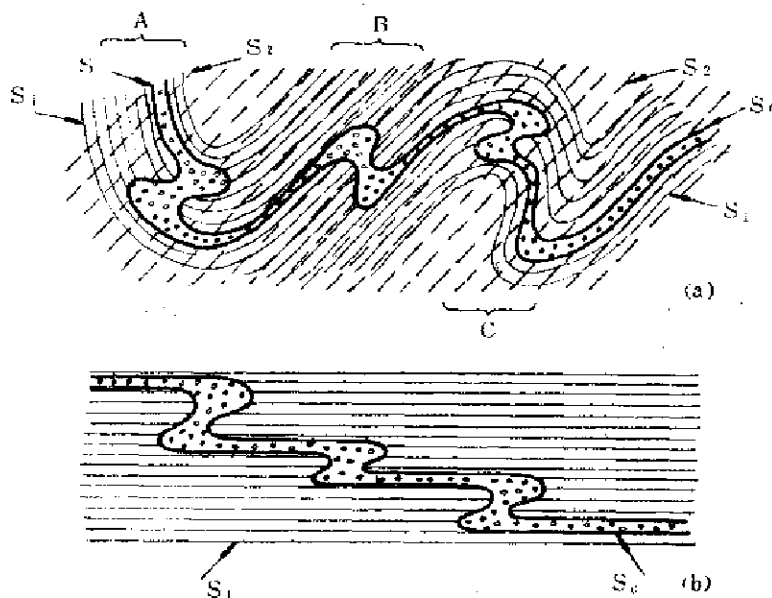


图 4—31 两期褶皱叠加，层理、片理的相互关系

在变形更强的地区，如高度变质的片麻岩区，有时能看到的面理构造统统是平行的，甚至连小褶皱也见不到，这种情形，除了表现原岩可能是深成花岗质岩石的变形特征外，对于片麻岩来讲，是由于构造变动发生了彻底的面理置换的表现。置换彻底时，先存面理就看不清了，仅是先存层的某些特殊成分层在强烈变形的基质中形成一些互不相连的钩状、“S”形或反“S”形，或凸镜状等残留体。如原岩为夹砂岩薄层的半粘土岩，变质成为片麻岩后，因为强烈的变形，使得后来的面理对前期面理发生了彻底的置换，使前期面理不清或消失，而出现一些石英岩的钩状体、“S”形、反“S”形的残留体。但其分布的范围仍然显示原生层的存在，有如小褶皱的包络面显示层理一样。如果这种残留体的出现范围呈带状、并同现存面理斜交或近直交，则很可能是现存面理同时形成的褶皱转折端的所在。如果多层残留体连成一片，即使看不清它们分布范围的形态，仍然可以考虑指示转折端出露的地方。岩层经过面理置换后，形成了新的层系，在后期构造变动中，这个

新层系又可以褶皱，以致可以再次发生面理置换。

综上所述，除经过强烈多期变形的地区外，在鉴定地层顶底时，使用次生构造标志，不是能不能的问题，也不是可靠与否的问题，关键在于能否查清构造序次。如果能查清构造序次，则不仅能鉴定原始岩层的顶底，而且还能鉴定不同期次褶皱的褶皱层系的顶底。所以，在变质岩区工作，查清变质构造序列是很重要的。如果对区域构造序列有个总的认识，在对每一点上的工作中观察现象和分析问题的思路，就能够广一些，考虑问题就能深一些，收集资料也就可能全面一些。

变形变质区，褶皱发育，岩层正倒产状变化层出不穷。从研究地层的角度来讲，鉴定顶底的工作应按不同比例尺的要求，主要集中在地质分界面的附近。如果准备划分的地层以群为单位，或以组为单位，就应在可能划分为群或组的界线附近，充分搜集鉴定岩层顶底的资料。这样可以保证地层划分的可靠性。如果仅在岩层内部取得一些鉴定顶底的资料，而在分层的界面附近缺乏这种资料，则往往不仅无助于整个层序的恢复，相反，有时还会出错。只要搞清了分界地段的顶底关系，即使内部有好多小褶皱，地层正倒变化复杂，也仅仅影响厚度的测量，而无碍于大的层序。研究区域构造，也需要在剖面上查清岩层的正倒，研究的详细程度，也要根据工作要求的尺度而定。

（七）韧性剪切带的研究

前寒武纪变质岩区不同尺度的韧性剪切带或韧性断层十分发育。它们不仅是变质岩区重要的构造特征之一，而且也是探讨古老的构造应力场和构造运动性质的主要标志。其中某些大型韧性剪切带对前寒武纪地壳活动带的产生和发展有着明显的控制作用，往往构成前寒武纪不同地质单元之间的构造边界或转换边界；另一方面，前寒武纪变质岩一般被认为是地壳较深层次上变形变质作用的产物，许多场合只是由于后期地壳的抬升和剥蚀作用才暴露到地表的，因此，其中发育的韧性剪切带，在某种程度上反映了现今断裂活动的深部作用（Sibson, 1977; Grocott, 1977）。通过它们可以直接观察断裂在中下地壳的延伸和构造特征；此外，大型韧性剪切带构成结晶基底中的弱化带，常常为后期断裂作用所追踪而成为长寿断裂带^①。所以，正确识别和深入研究变质岩中的韧性剪切带，对于全面了解地壳的早期构造演化历史和现今岩石圈构造活动的深部作用有着重要的意义。

韧性剪切带可以以走滑、逆冲和低角度的推覆或拆离构造的形式出现。在复杂的造山运动过程中，早期形成的这类断裂构造受到后期变形变质作用的改造，往往具有极不规则的构造形态和断层面特征，因而更加难以鉴别。例如，印度马哈拉斯特拉邦的索萨群在 F_1 幕变形期间形成了一个平卧褶皱推覆体，有一个断层滑动面与下伏岩层隔开，在 F_2 幕变形期间，该断层滑动面与第一期褶皱（ F_1 ）的翼部和轴面一起重新褶皱（图4—32）。当它们卷入多期构造变动时，断裂面表露的形态就会变得非常奇特，很不容易辨认。同时，由于褶皱的强烈挤压或压扁作用，使早期的断裂面在大部分地区与被改造的岩层平行（图4—33）。往往只有在断裂与褶皱的转折端相交的地方，才可能见到它们切割了褶皱的岩层或其它面状构造的情形。此外，曾经发育在这些断裂带中的各种构造岩，也都由于变质重结晶作用

① 指长期、多次活动的断裂或断裂带

而“愈合”了。因此，这类断层的直接标志除了在大区域范围内可以追索某些地质界线的错动以外，一般是较难识别的。一些可供分析的间接标志包括：

- (1) 与区域性构造不协调的线性小构造异常带或片理带；
- (2) 与区域变质相系不一致的狭窄变质带；
- (3) 狭窄的钾长石化等蚀变带或混合岩化带；
- (4) 线性分布的岩墙（脉）群；
- (5) 重结晶的糜棱岩带（变晶糜棱岩带）或压碎岩、角砾状混合岩带等；
- (6) 区域分布较稳定的岩层厚度突然变薄以致尖灭的地带；
- (7) 侵入体露头线性分布的地带等等。

以上间接标志说明，同期或早于变形变质期的断裂构造，往往不是在单一的露头上可以直接鉴别出来的。它们一般要经过区域的构造解析，辅以岩石学、岩组学和大比例尺的岩性—构造填图方法，特别是那些大的，关系到构造边界的主要断裂，必须结合不同构造环境下所产生的构造岩石组合（Petrotectonic assemblage）的研究，才有可能正确的加以识别并确定它们在构造发展中的作用。

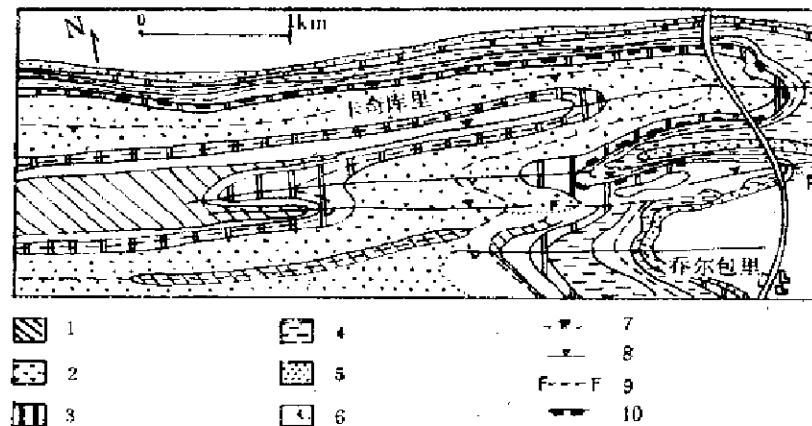


图 4—32 索萨群 F_1 的滑动面在 F_2 褶皱时形成了扭曲的褶皱形态（据V. V. 阿格拉沃尔，1975）

1—前寒武系地层；2—显生宙地层；3、4—褶皱轴迹；5—晚期断层；6—古老断层

后期或稍晚于造山带变质变形期的韧性剪切带，一般来说，都不同程度地保存了韧性剪切的构造形迹，因而较上述断裂更容易识别。但是其本身又具有与表壳岩石中的断裂构造完全不同的特点。本世纪初，克劳（Clough, 1907）在苏格兰高地西北部太古宙的刘易斯（Lewisian）变质杂岩中，首次发现了这种片麻岩的二次变形构造。并且提出了韧性剪切带的概念。老的条带状片麻岩和后变质期的基性岩墙被宽度从数公分到几百米的剪切带切过，使岩墙和片麻岩中的条带状构造在剪切带中发生弯曲并且产生新的面理，辉绿岩岩墙转变成角闪片岩。五十到六十年代初期，萨顿（Sutton, 1951）和沃特森（Watson, 1962）在这些剪切带上的工作进一步证实了克劳的观察，并发现了更多有趣的变形特征。直至1970年，桑木赛（Ramsay, 1970）等人在苏格兰和瑞士等地对中小尺度的韧性剪切带进行了系统的描述并提出测量其中的应变和位移的方法以来，韧性剪切带的研究才引起了广泛的重视，并正在成为研究地壳断裂构造和基底构造变形的重要课题。近年来，与造

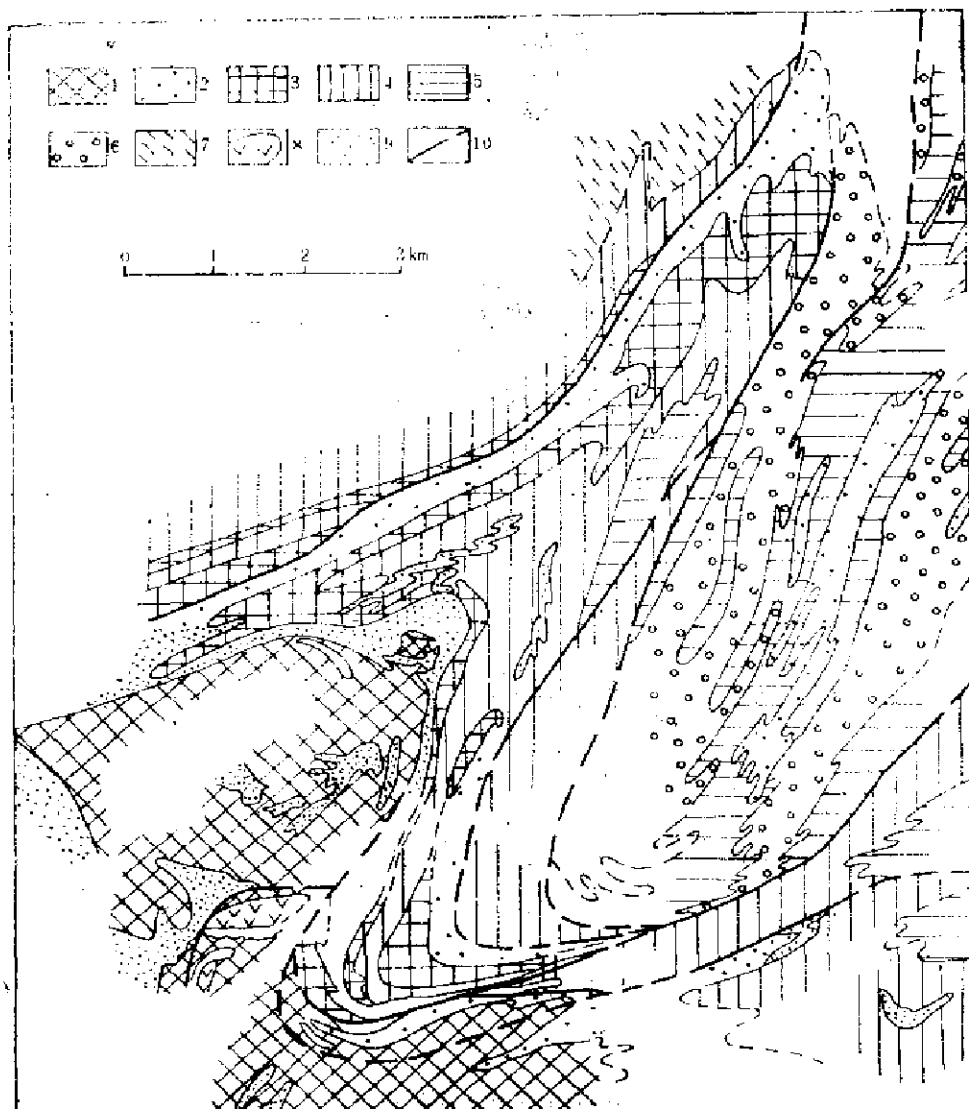


图 4—33 科拉半岛钦德河盆地构造示意图 (据B. B. 艾兹, 1972)

- 1—“赤褐色”黑云母片麻岩及角闪-黑云母条带状片麻岩；2—“赤褐色”蓝晶石-石榴石-黑云母片麻岩；
3—黑云母-角闪石无条带片麻岩；4—“赤褐色”蓝晶石-石榴石-黑云母，石榴石-黑云母及黑云母片麻岩；
5—具角闪岩及角闪-黑云母片麻岩夹层的黑云母片麻岩；6—“赤褐色”具角闪岩夹层的石榴石-黑云母片麻岩；
7—黑云母片麻岩；8—辉长岩；9—角闪岩；10—断裂

山带和板块运动相联系的大尺度韧性剪切带的研究，取得了许多重要的成果。1979年在西班牙召开的有关剪切带的国际讨论会和1981年在美国召开的糜棱岩意义和成因国际讨论会，初步总结了这一方面的研究成果，它涉及到剪切带的构造背景、不同构造体制和不同构造层次中剪切带的几何学及其与小构造的联系，剪切带的运动学和机制，剪切带形成和发展过程中的应力、应变、应变速率、位移和热作用，糜棱岩中显微构造和组构的发展与变形机制的关系，剪切带中的递进变形和应变软化，剪切带的岩石学、矿物学和地球化学，包括由于剪切作用引起的变质作用和化学变化，以及巨型剪切带在区域构造演化中的作用等等。然而，正确的鉴别韧性剪切带，仍然是许多深入研究和综合分析的基础。概括地说，

韧性剪切带具有以下几个基本的特点：

(1) 它们是结晶基底中狭窄的面状变形的高应变变形带或片理带。与两侧相对未变形的围岩之间没有明显的破裂面。但沿着它曾经发生了显著的位移(图版Ⅲ—3)。围岩中先存的标志例如片麻理、等轴包体、岩墙以及其它面状、线状构造要素,在韧性剪切带中被拉薄并改变其走向,在韧性剪切带两侧形成弧形的牵引构造(图4—34)。结晶岩石中的某些粒状矿物或包体也被强烈拉长,其长短轴之比可达50:1甚至100:1。韧性剪切带中的应变强度比围岩至少大一个数量级(图4—35)。它与脆性断裂之间存在着过渡类型的剪切带(图4—36),反映变形条件改变是一个连续的过程。韧性剪切带的规模可以从显微尺度到延伸上千公里。例如巴西(Sadowski, 1980)、南非(Coward, 1980)、格陵兰西部(Bak, 1975)、加拿大格伦威尔省(Davidson, 1984)以及法国南部(Jegouzo, 1980)等地的一些巨型韧性剪切带,一般都有数十公里宽和数百到上千公里长的规模。这些大型或巨型的韧性剪切带都由一系列更小的韧性剪切带组成,并与被它们围绕的相对未变形的刚性残留岩块组合成网状的构造格局。

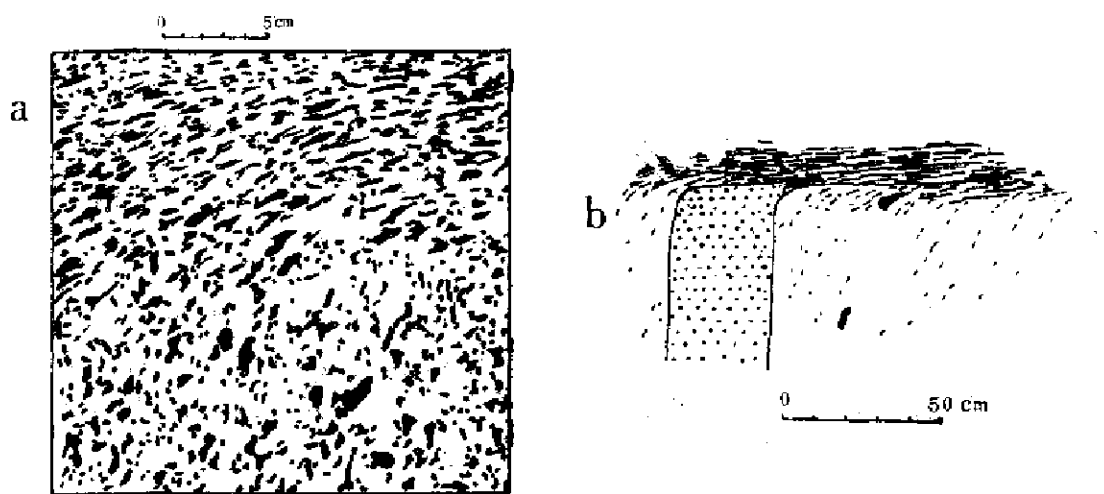


图 4—34 A)、韧性断层边界磁铁矿物集合体递进变形及断层带内片理递进变形的发展 B)、细晶岩墙和捕虏体在韧性断层边界上的变化(据Ramsay, 1978)

(2) 韧性剪切带中发育了新生的面状构造。其中剪切带面理(S_c)代表剪切带中的压扁面,它平行于简单剪切应变椭球体的XY面(图4—37A),在XZ面上从剪切带中心向两侧围岩呈“S”形分布。在剪切带边缘,与剪切带方向呈 45° 相交,向剪切带中心逐渐与剪切带方向趋于平行。而糜棱岩面理(S_m)是剪切带中导致糜棱岩形成的高应变变形阶段的产物。它们大致平行于剪切带方向。 S_c 与 S_m 相交的锐角总是指向剪切运动的方向。二者的交角随着向剪切带中心剪应变增加而逐渐减小(图版Ⅱ—5)。剪切带的变形岩石中相应的拉伸线理(a线理,包括拉长矿物定向和鞘状褶皱的拉伸轴的指向等),与剪切带中简单剪切的有限应变椭球体的X轴平行。此外,在递进变形的过程中,由于局部的不均一性和应变增强,往往还会产生次一级的剪切面理(S_c),从而产生叶理组构的絮乱状况。

当确定韧性剪切带中主要为简单剪切运动方式时,剪切带面理(S_c)与剪切带方向的

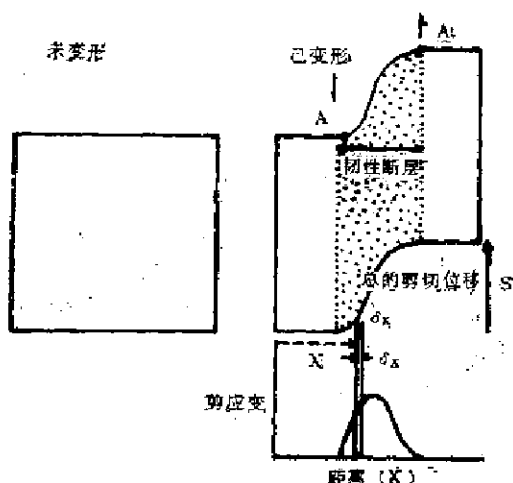


图 4—35 韧性剪切带形成方式示意图
(据 Ramsay, 1970)

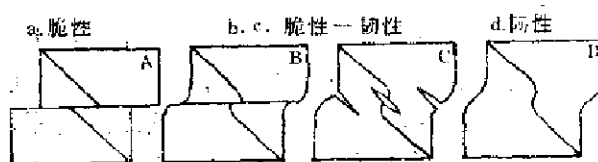


图 4—36 剪切带的类型 (据 Ramsay, 1970)

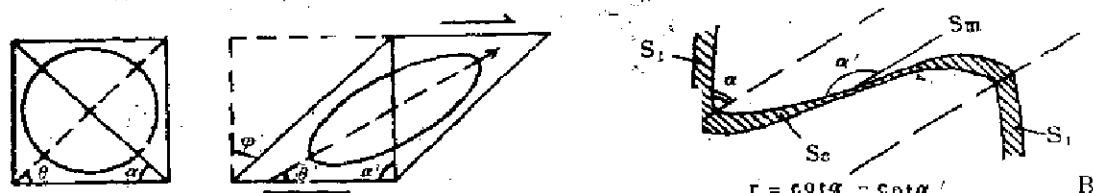


图4 —37 A、有限简单剪切示意图 B、先存面理在剪切带中的变化

夹角大小，则可以反映不同位置上剪应变的大小。Ramsay (1970) 分析了这种估算的可能性以及有关计算的具体程序 (见图4—37A)。当围岩是均匀的无先存面理时， S_2 的产生及其在剪切带中的方位，仅与剪应变有关，即

$$\gamma = \frac{2}{\tan 2\theta'}$$

然而当围岩中有先存面理或特定的标志层 (例如片麻理或岩脉) 时，它们在剪切带中被改造后的方位，不仅与剪应变大小有关，而且与它们的原始方位有关。因此其关系应为：

$$\gamma = \cot \alpha - \cot \alpha'$$

其中， α 为先存面理在变形前与剪切带方向的夹角， α' 为变形后的夹角 (图4—37B)。这样，剪切带中的应变变化可以确定 (图4—38)，剪切带中的总位移也可以用公式

$$S_t = \int_0^x \gamma dx \quad \text{求出,}$$

其中 x 为剪切带的宽度。

(3) 韧性剪切带中褶皱和石香肠等小型构造的发育，与围岩中各向异性的程度以及它们和位移方向的角度有很大关系 (图4—39)。当围岩中的先存面理、岩性层或岩脉等与剪切位移方向的夹角大于 90° 时，一般表现为通过褶皱或加厚作用而缩短；相反，当夹角小于 90° 时，则表现为向剪切带中心随应变增加而伸长的现象。在通常情况下，强硬岩层

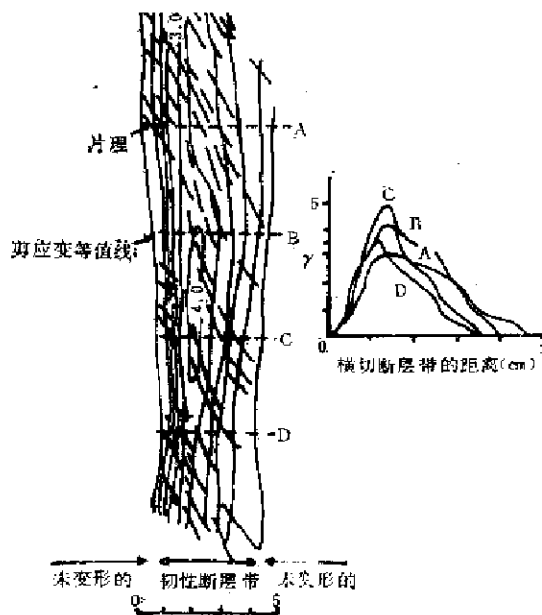


图 4—38 韧性断层内片理变化及剪应变等值线示意图 (据 Ramsay, 1970)

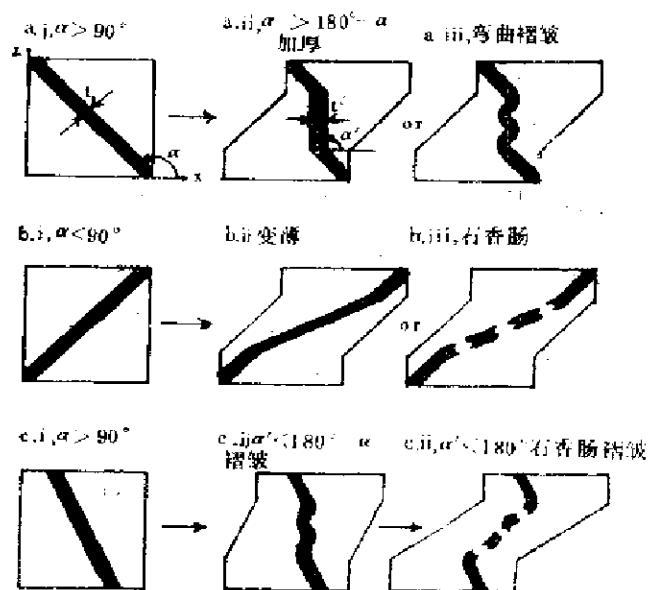


图 4—39 强硬层在剪切带内变形的效应

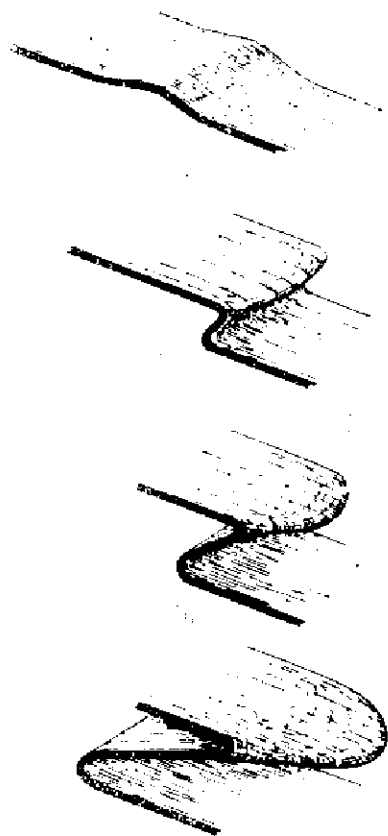


图 4—40 片内鞘状褶皱递进发展示意图

以石香肠化变形为主，而软弱岩层则以褶皱变形为主。

剪切带中高应变变形和局部的不均一性，常常导致非圆桶状褶皱或鞘状褶皱的形成（图4—40）。局部沿X轴方向较大的剪应变，趋向于把面或线的构造转动到与最大伸展方向一致，有轻微弯曲的轴迹受其影响而进一步延伸，最终形成鞘状褶皱。它们在垂直拉伸轴的剖面上，呈椭圆形的眼球状形迹（图版Ⅲ—4）。

（4）韧性剪切带中普遍发生了显著的动力退变质作用，在绿片岩相的变质作用条件下，其中广泛发育了各种类型的“韧性”糜棱岩，从而保存了大量矿物颗粒尺度上的变形构造及变形过程和机制（图4—41）。“韧性”糜棱岩以出现不同数量的韧性基质（Ductile matrix）为主要特征，其中的矿物变形主要表现为晶质塑性。包括通过压溶重结晶作用、晶内滑动、扩散蠕变以及新矿物化作用等方式产生固态流动变形。由于变形岩石中韧性基质的存在，破坏了其中硬矿物的应力支撑结构，并且阻止了硬矿物中脆性裂隙的灾变性蔓延，使断裂变形朝着韧性变形的方向发展（图版Ⅱ—6）。所以，糜棱岩实际上是由韧性基质和硬矿物的碎斑两个部分组成，随着剪应变加强，变形岩石中的矿物成份向着韧性基质增加的方向发展。然而在不同类型的结晶岩石中，组成韧性基质和碎斑的矿物成份并不完

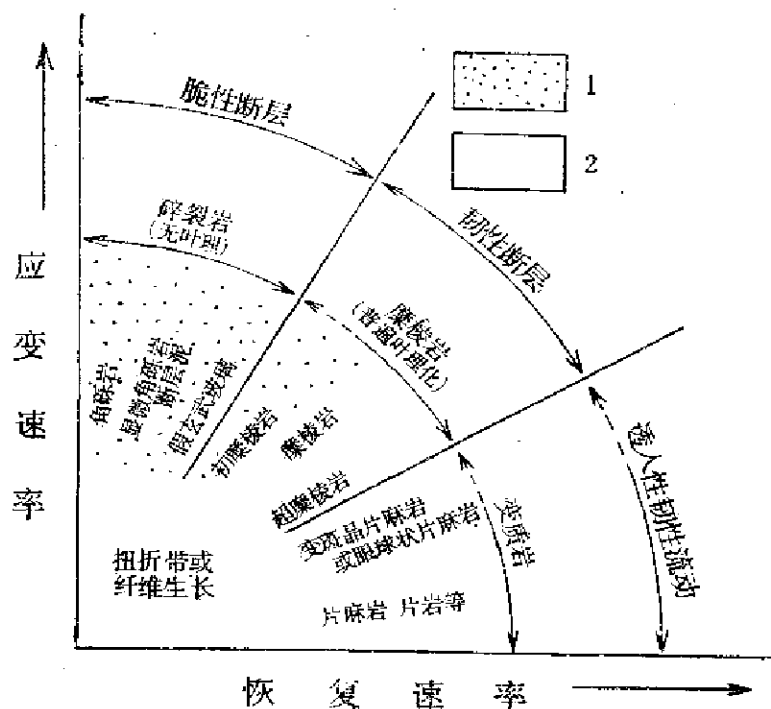


图 4—41 断层岩石术语

水平和垂直尺度的变化取决于成分、粒度和流体的变化。1—粘性断层运动（地震的）；2—稳态滑动（无地震的）。角砾岩、显微角砾岩、断层泥，因显微和（或）中等尺度破裂导致（或没有）摩擦热效应产生凝聚作用，但没有叶理化的岩石；假玄武玻璃，无叶理，因摩擦作用产生并胶结着显微角砾的玻璃；初糜棱岩：由同构造晶质塑性过程产生基质，有少量的糜棱叶理和轻微的恢复，大部分没有退火，具有相应的矿物对比，残留大晶体的含量大于岩石的50%；正常（直）糜棱岩：由同构造晶质塑性过程产生基质，表现出强烈的恢复，可能具有某些退火作用，普遍具有强烈的糜棱叶理和相应的矿物对比，残留大晶体含量为岩石的10—50%；超糜棱岩：由同构造晶质塑性过程产生基质，表现为透入性的恢复，可能具有广泛的退火作用，残留大晶体含量少于岩石的10%，基质颗粒直径小于0.5毫米；变质晶片麻岩或眼球状片麻岩：透入性的恢复，包括基质颗粒由于同构造产生的基质的退火作用而增加到5毫米以上，大晶体可能包含同运动或退火生长（无论是产生新晶体还是在老的碎斑上的增生）；片麻岩、片岩等：基质的重结晶作用增加了石英的平均粒度，甚至可以超过母岩。

全相同。例如，苏格兰某地辉绿结构的块状粗玄岩被韧性断层切割以后变成了角闪片岩；美国兰岭—南山一带的长英质花岗岩在韧性断层中则变成了富含云母的片岩，长石作为硬矿物其体积的百分比在韧性断层内几乎降低到0，并且转化为组成韧性基质的石英和云母（图4—42）。

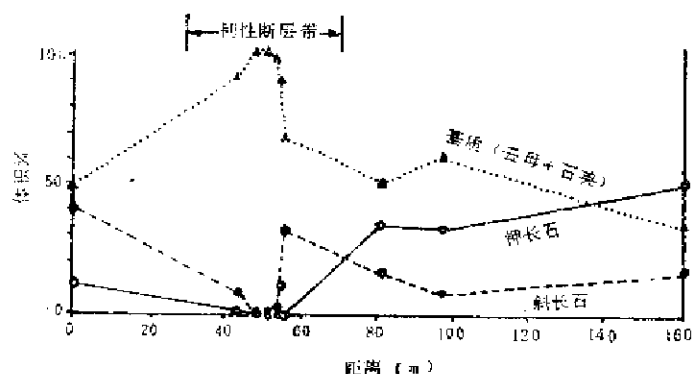


图 4—42 韧性断层带内的不同矿物体积百分比的变化情况（据G. Mitra, 1978）

（5）在长英质糜棱岩的韧性基质中，塑性变形和同构造重结晶的石英具有典型的意义。它们被显著的拉长并形成“核—幔”双重结构。变形石英的残核具有强烈的波状或条带状消光的特点，它的周围是同构造重结晶的新颗粒和分离出去的亚颗粒。其内部的位错构造明显，自由位错密度较均匀。这些新颗粒和亚颗粒的粒径以及晶粒内部的位错密度同引起变形的应力值有关。此外，变形石英还具有典型的亚组构特征（图4—43）。其拉长方

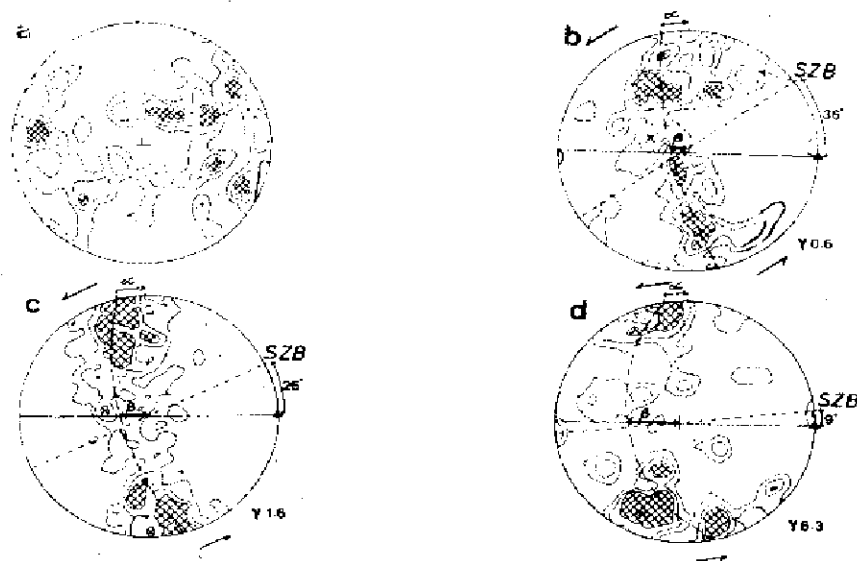


图 4—43 剪切带中变形石英c轴的变化（据Simpson）

石英C轴下半球等面积投影，叶理东西向垂直，线理东西向水平（实三角形），SZB=剪切带边界，（a）剪切带外部的变形，151个数据，等值线示每0.7%范围1，2，3个投影点；（b）剪切带边界上的变形，137个数据，等值线示每0.7%范围1，2，3个投影点；（c）剪切带内5厘米处的变形，675个数据，等值线示每0.1%范围1，2，3个投影点；（d）剪切带中心的变形，等值线示每0.8%范围1，2，3个投影点

位与简单剪切应变椭球体的 XY面一致,其C轴的优选方位随着剪应变的加强而出现有规律的变化,最终都与剪切运动的方向趋于一致。

(6) 韧性剪切带中岩石及矿物的粒径明显减小,这种变化具有从边缘向中心逐渐加强的趋势。但不同矿物粒径变小的幅度有所不同(图4—44)。随着矿物粒径变小,矿物的表面积与体积的比值则相应的增大。与此同时,韧性剪切带内岩石和矿物成份以及结构构造与围岩相比也发生了明显的变化。

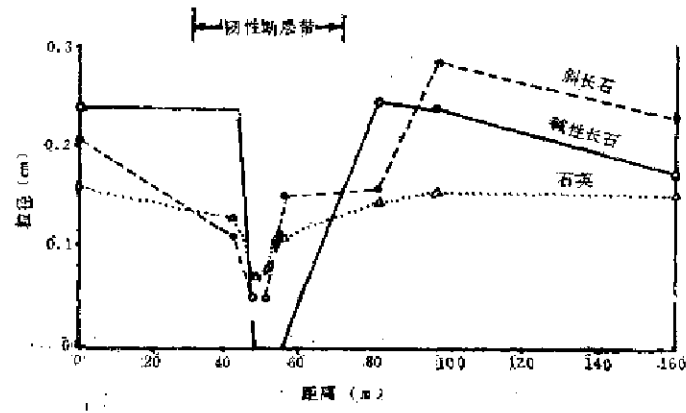


图 4—44 美国兰岭—南山中的一个小型韧性断层带内石英、碱性长石、斜长石粒径变化情况 (据G. Mitra, 1978)

(7) 韧性剪切带中的岩石变形、剪应变值大小、糜棱岩和新生面理的发育程度、矿物的粒径和成份以及变形矿物的显微亚组构特征等从边缘向剪切带中部均出现有规律的连续变化,反映了韧性剪切带中的递进变形。它同时伴随着韧性剪切带中的应变软化现象(图4—45)。引起韧性剪切带中应变软化,可能包括以下七个方面的原因(White,1980):

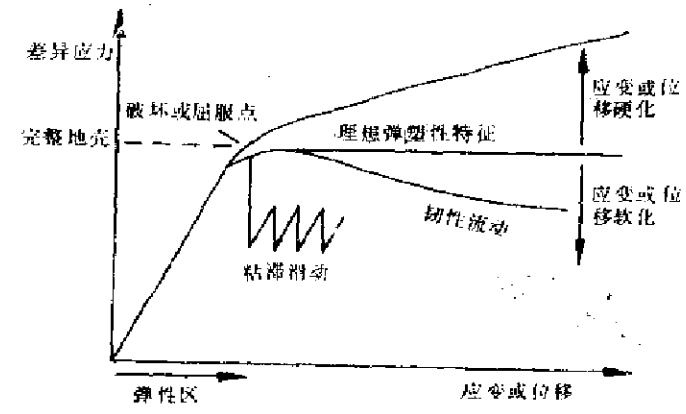


图 4—45 大断层带定位的条件 (据R. H. Sibson, 1977)

- ①变形机制的改变。由于压溶、扩散蠕变或重结晶作用导致矿物粒度减小。
- ②几何软化。当矿物颗粒中易于滑动的面向剪切方向转动,以至相互平行。
- ③连续重结晶作用。
- ④反应软化,由于变质反应而提高韧性。

⑤化学软化,例如石英的水解弱化作用。

⑥孔隙流体效应。

⑦剪切热的作用。

(8)韧性剪切带中一般是无地震的缓慢的剪切作用。但是,在西格陵兰中部的 Ikertôq 剪切带 (Grocott, 1981) 和苏格兰西北部的 Moine 冲断层带 (Sibson, 1980) 中,都相继发现了与快速剪切作用引起剪切面上的摩擦熔融有关的假玄武玻璃,以及相应的脆性破裂群。一般认为它们是古地震作用的产物。说明持续缓慢的剪切位移有可能导致局部的应力集中,并产生快速的地震破裂。

(9)在角闪岩相变质作用条件下,由于存在着较高的温度,一般不发育糜棱岩,变形岩石中的显微构造和同构造的结晶学亚组构往往由于重结晶恢复而消失掉。因此,片麻岩的韧性剪切带以丰富的露头尺度剪切流动构造和相应的退变质改造现象为主要特征,反映了原始片麻岩的二次变形和变质过程。其中也可能出现变晶糜棱岩、糜棱片麻岩、构造片岩或眼球状片麻岩、薄“层”的直叶理片麻岩 (Straight gneiss) 以及条纹、条带状片麻岩等 (Davidson, 1984)。在宏观上具有强烈的 L—S 形态组构。此外,在叶理面上可以见到长石等矿物的碎斑结构,在个别情况下也可以观察到显微尺度上长石的碎斑结构和拉长的石英及其中呈阴影状的亚颗粒或新颗粒。而更多的则表现为残留在剪切流动带中原始片麻岩构造包体的转动 (见图版 IV—1),包括不同原岩的构造包体和构造透镜体集中在同一个变形带中的情况,以及片内剪切褶皱的发育和岩墙群或早期伟晶岩脉被强烈改造等现象。

然而,大型的在高级变质作用条件下的韧性剪切带,还必须通过详细的岩性—构造制图,在鉴别各种露头构造和测量各种构造要素产状的基础上,结合室内各种分析的参数,并综合区域的构造资料,才能获得正确的认识。包括确定其几何学和运动学特征,变形物理环境,以及在板块运动或区域构造演化中的作用和意义等。

综上所述,由于韧性剪切带代表被侵蚀的古老断裂的深部构造形迹。不少人认为 (Sibson, 1977; Grocott, 1977; Шерман, 1977) 大型断裂的构造样式及其断裂岩石产物随它们在地壳中深度的增加会发生很大的变化。在地壳表层,断裂主要表现为脆性,断裂产物以断层角砾层、断层泥为主;往下,断层样式逐渐转变成压碎带,断层岩石以碎裂岩、超碎裂岩为代表,其下界大致在 10—15 公里左右,这个深度以上为弹性—摩擦区,以形成紊乱组构的断层岩为特征;在更深的层次上,断裂变形发生在相当于绿片岩相变质作用的环境中,压碎带被韧性剪切带取代。断层产物为各种类型的糜棱岩,包括从初糜棱岩到超糜棱岩的组合系列,并且具有强烈的 L—S 构造岩组构。剪切带中所有的岩石都退化变质为下部绿片岩相组合 (石英+钠长石+绿帘石+白云母+绢云母±阳起石)。它们代表准塑性区的断裂构造。其下部高温高压条件下的断裂变形,则以塑性流动构造为主。

近年来,不少学者提出了断裂变形及其产物随地壳深度发生改变的结构模型,其中西博森 (Sibson, 1977) 的双层结构模型强调了地壳断裂样式发生脆—韧转换的位置 (图 4—46)。

大型的韧性剪切带代表地壳结晶基底中的弱化带,沿着它可以不断地释放地壳中的差异应力,因而,它们常常具有多期活动的长寿断裂的特点。随着地壳的抬升和不断剥蚀,原来处于地壳深处的断裂及其变形岩石上升到较浅部位,相应的温度下降,不会使它们受到新的断裂作用方式的彻底改造。这样,在现代侵蚀面上,往往可以直接观察到整个断裂

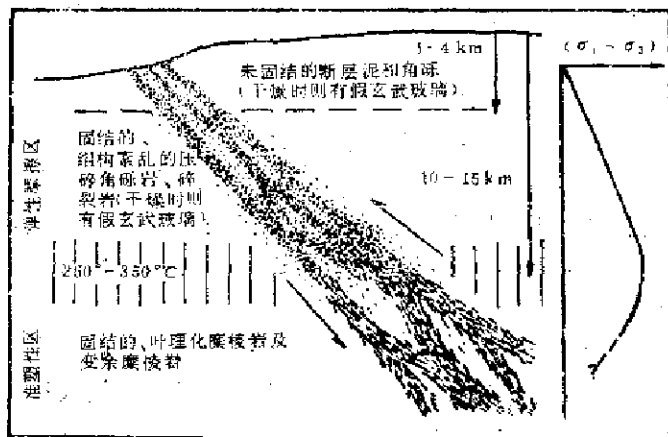


图 4—46 一条大型断层带的双层结构模式 (据Sibson, 1977)

系垂直范围内的各种变形过程和产物的综合特征。这对于研究地壳中的断裂构造是非常有意义的。

许多学者从各个不同的方面——如韧性剪切带的几何特征和应变分析 (Ramsay, 1970, 1980; Coward, 1976; Sibson, 1980), 显微构造和变形机制分析 (Sibson, 1977; Mitra, 1978; White, 1980等), 古应力估算 (Twiss, 1978; Christie, 1980; Koblstedt, 1980等), 剪切带中矿物和岩石化学成份的变化 (Mitra, 1978; Bell, 1976), 以及大断层的历史分析 (Grocott, 1977; Jegouzo, 1980; Graham, 1980) 等——对韧性剪切带进行了广泛而深入的研究, 分别涉及到构造地质学、岩石学、岩组学、岩石力学、冶金学甚至地震地质学等领域。除了定性研究以外, 还有不少定量或半定量的分析或统计测量, 它们使对断裂构造和变质岩构造演化的认识提高到新的水平。但是, 同地球科学的其它方面一样, 许多现象还处在探索和讨论之中。

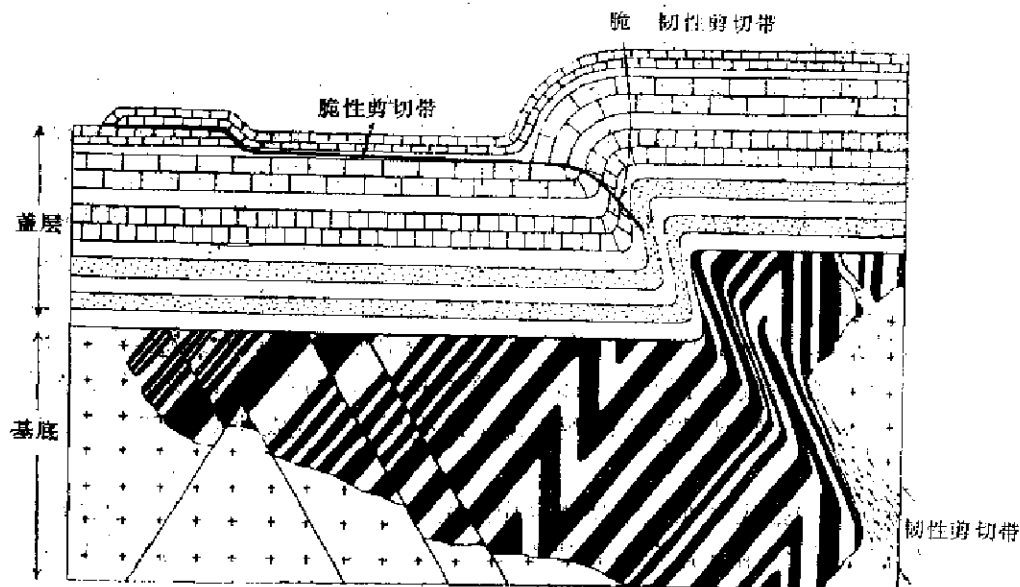


图 4—47a 地壳缩短情况下脆性和韧性剪切带的关系

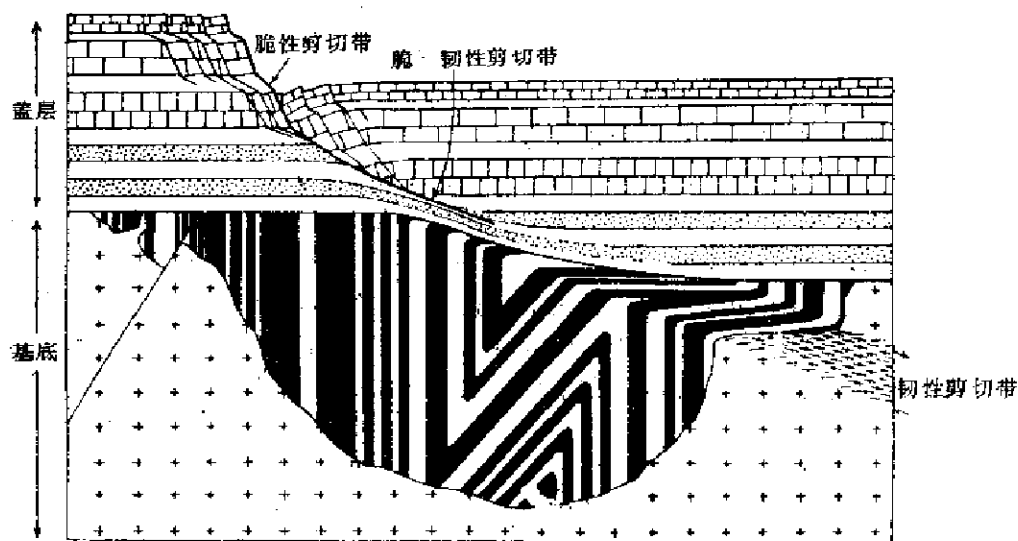


图 4—47b 地壳拉伸情况下的脆性和韧性剪切带的关系 (据 Ramsay)

近年来，在岩石圈内部发现了许多大型的拆离构造。它们实际上是一些大型推覆构造或铲形正断层 (listric fault) (图4—47a、b)。这些断层上部往往是脆性的，深部则表现为韧性剪切带。它们把岩石圈，特别是基底劈裂成近水平状的薄岩席，或者发生几百公里的逆冲或叠置，使地壳增厚形成山脉体系；或者扩散伸展相当大的距离，形成裂谷或裂陷构造。这些研究成果，对研究前寒武纪构造及其演变，具有很大的启示作用。

(八) 变形与变质作用关系分析

尽管变质和变形不总是期期相应的，如有时变形而不一定有变质与之相伴随，或一期变质相应地有几期变形。但总的来说，区域变质（以及动力变质）岩的共生矿物组合的发生、发展，实际上是由构造应力和热流相结合作用的结果，只有把这两方面联系起来研究，才能正确地理解变质构造发展历史的全过程。在研究方法上，总的原则应是把有序的构造期次和多期的变质作用、变质相带，从时间上、空间上联系起来。所谓时间上的联系，就是指构造序列中某一个或某些变形期同某一期变质是否为同一时期产生的；空间上的联系是指某一变形期的变形要素同某一变质相带在空间分布上是否一致。

一次区域变质产生相应的变质相系；不同变质相的叠加或缺失，又可提示构造变形的期次。不同的变质相以不同的矿物组合来表现。这些矿物共生组合同不同期变形要素的空间关系，如共生（如片状矿物平行片理生长、分布）、交切，属于某一共生组合中的变斑晶内外面理的连结、交切、旋转（图4—48）和矿物组合的变形，可以表现出变质与变形的时间关系。以“前构造”、“同构造”、“后构造”的时间序列把反映变质相的矿物共生组合区分开来，就能把变质和变形的研究结合起来。如果一期褶皱构造的轴面片理发展成区域性透入构造，这种片理是以某些变质矿物的平行排列表现出来的（如：绿片岩相的层硅酸盐矿物），另外，从岩石的结构、构造分析研究，证明这些矿物又是同时形成的共

生组合，从而说明这期变质和构造变形是同时的。又如某变质岩区在一个不整合面上下有前后两期构造变动。前期是一次强烈构造变动，同时使原岩变质达到角闪岩相，由角闪岩相的矿物排列构成片理。不整合面以上的岩层又遭受褶皱和绿片岩相的变质。在不整合面以下的岩层中，沿着与后期褶皱轴面相平行的晚期片理上，见到绿片岩相的矿物组合交代或交切原来的角闪岩相矿物组合，和角闪岩相矿物组合变形的现象。从而就会得出这样的结论：不整合形成以前构造变形的同时，变质达到了角闪岩相，当上复岩层褶皱变形和相应地变质达到绿片岩相的同时，使下伏角闪岩相岩石发生了绿片岩相的退变质作用。从而可以分出两期变形和两期变质的历史。

不仅如此，而且由于角闪岩相岩层之上，直接覆盖的是经过另一次变形变质的绿片岩相岩层，同角闪岩相岩石一起变质所形成的绿帘角闪岩相和绿片岩相等变质岩层的缺失，还可以反过来论证不整合面的存在，和下伏岩层的剥蚀深度。

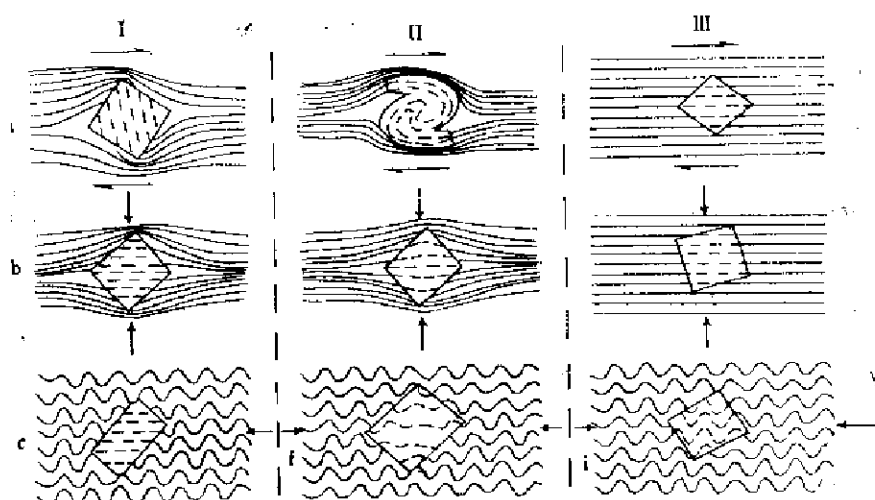


图 4—48 表示结晶和形变关系的九种变斑晶的鉴别特征 (据Zwart, 1962)

a行—剪切变形, b行—压扁变形, c行—小褶皱

I—前构造的; II—同构造的; III—后构造的

另外，对某些大的变形带（如剪切带、活动带等）和变质带（如退变质带、双变质带等）从空间和时间上进行综合的研究，都可以为区域性的大的构造边界的确定和构造演化历史的重塑，提供珍贵的资料。

在变形变质区，由于往往经历了广泛的多期变形变质作用，以及局部热流和动力的影响，使问题变得更为复杂。由于对自然界认识的深化，越来越要求做深入细致的工作。工作实践证明，自然发展过程再复杂，地质作用的均一化程度再高，它们总会保留下不同期次、不同性质的变质、变形的蛛丝马迹。只要认真对待，问题就会逐步得到解决。变质岩的结构、构造本身就是变质与变形复合作用的产物，对它们进行研究，常常可以提供变质、变形关系的良好证据。

（九）退变质作用的研究

退变质作用，实际上是一种叠加变质作用 (Spry, 1969)。在地壳演化过程中，变质

作用同区域构造运动常常是一对孪生儿，因此，对它的研究会构造旋回的划分和了解构造样式的变化，提供重要的信息。退变质是较低级的变质，作用在较高级变质岩石之上，使其发生退变，表现出较低级变质的特点。也就是在高级变质作用中产生的矿物组合，经后期变质作用产生了新的较低级变质矿物组合，而保留有高级变质矿物变形、变质的迹象。

叠加变质作用可以是区域变质作用对区域变质作用的叠加，也可以是动力变质作用对区域变质作用的叠加。一般认为，动力变质叠加的范围相对小些，并呈线型分布。另外，混合交代或花岗质岩石侵入的热作用叠加在区域变质作用之上，也可使区域变质发生退变质的现象。有的学者的研究成果指出，在一次区域变质作用的晚期，降温的时候 (Himmelberg, 1967)，也会发生某些“退变质”现象。这是一次变质范畴的事。

以低级变质相的矿物组合交代或转变、代替了高级变质相的矿物组合，就是退变质的矿物学证据。例如，角闪岩相的矿物组合铁铝榴石-黑云母-角闪石-中长石，经退变质变成钠长石-绿帘石-阳起石等的绿片岩相矿物组合。

退变质作用是以矿物的变化具体表现出来的。在变质岩地区常能见到较低级变质相矿物组合的矿物交代较高级变质相矿物组合的矿物的现象。如石榴石或黑云母退变为绿泥石（单一存在的石榴石可以产于低级变质相，也可以产于高级变质相，但根据矿物的共生组合可以确定属于某一变质相）；长石或铝硅酸盐矿物（矽线石、红柱石、蓝晶石）退变为云母（绢云母等）；辉石变成角闪石；橄榄石变成蛇纹石（超基性岩的原生变化除外）；以及斜长石（中、高牌号的斜长石）变成钠长石、绿帘石、黝帘石或方解石等。如果退变质作用是同某期构造变动联系在一起的，那么，新生矿物的空间分布必然受该期构造形迹所控制。这就是叠加变质的构造标志。

在变质相系之中，在缺失某个变质相的情况下，比较容易提醒人们研究多期变质叠加的问题。但当变质相带连续的情况下，如绿帘角闪岩相和角闪岩相连续共存，要确定是进变质的连续相，还是存在退变质现象，就要看绿帘角闪岩相中的矿物组合是共生关系，还是有交代角闪岩相的残余来加以区别。

在对变质作用的研究中，常常用元素分配地质温度计和地质压力计 (element-partitioning geothermometer and geobarometer) 来讨论温压条件。在一个地区，对采自相同变质相带具有相同矿物组合产于不同地点的岩石样品，分别进行元素分配温压条件的研究时，如发现所得数值相差较大，显示自该变质相带应有温压条件向较低温压发展的趋势，则可能说明它们又经历了较低温压条件的退变质作用。结合对某些变斑晶（如石榴石）成分剖面 (compositional profile) 的研究，获得多方面退变质证据，可为变质地体构造演化提供新的重要信息 (Hodges and Rayden, 1984)。这里应该指出，元素分配地质温压条件的研究，最好用电子探针作成分分析。因为一般的单矿物化学分析所取样品，很难将不同世代的相同矿物区分开来，不能得到理想的结果。至于变斑晶成分剖面的研究，是在薄片上沿通过矿物中心的一条线，获得许多点上的成分进行的，所以目前必须用电子探针分析才行。

这里顺便提一下深埋变质问题。所谓深埋变质是指某一地质体的变质程度受埋藏深度的控制。经常可以看到地层越老，变质程度越深，地层越新变质程度越低的情形。这就使人联想到深埋变质问题。现在没有理由一般地排除深埋变质作用的存在。一个地质体在变

质过程中，在构造应力场作用下，从深部来的热流，总是从这一部分传到另一部分的，在纵向上和横向上形成一定的梯度，那么深埋变质的产生，就象在平面上表现的变质相带一样是很自然的事情。但是，应当注意，地层越老变质程度越深是不是深埋变质作用的结果？对这个问题应做具体的分析。老地层变质较深和新地层变质较浅不一定是一次变质的结果。应该结合构造分析、变形变质史和大的地层间断（如不整合）的研究，加以辨别。如果是不同时期变质叠加，从热流来讲，它们就不是一个统一的热流，或者即使是同一的热流，其热的作用也是有间歇性的。

因此，在实地考察变质程度时，对较老的地层变质深，较新的地层变质浅的现象，笼统地认为是深埋变质作用的结果，就会掩盖变形变质史上的某些重要问题。

五、中国前寒武纪构造格架

在上述编图原则和构造方法指导下,根据作者等多年的实践,并在广泛收集了我国有关前寒武纪地层、岩石、变质作用、岩浆活动、同位素年龄和地球物理等资料的基础上编制的中国前寒武纪构造格架图(图1—2),目的在于重塑地壳早期的构造演化历史,建立中国前寒武纪不同历史阶段基本的构造格架。总的特征表明,太古宙阶段曾经发生过多期的构造作用过程。华北—塔里木在这一阶段晚期可能已经形成统一的原始古陆,代表我国第一个造盾期;早元古代阶段主要表现为在前期陆壳上的再造作用和广阔的上扬子陆块出现。这一阶段末期的吕梁—中岳运动形成了中国大陆地壳的大部分,它们代表第二个造盾期的结束;中元古代至晚元古代早期,逐渐刚化的大陆岩石圈表现出多样型式的构造体制,在华北、西北、华南和西藏等构造区分别形成不同的构造样式。晋宁运动完成了中国前寒武纪历史中的最后一个造盾期。震旦纪阶段除少数地区为延续到显生宙的活动带以外,大部分进入了稳定地台的构造环境。

按照三个造盾期中地壳演化所表现的差异和不同地区结晶基底最终形成的时间(见图2+1),把中国分成华北、西北、华南和西藏等四个构造区(tectonic province),体现了地壳演化的横向不均一性。华北构造区同西北构造区的分界是狼山剪切带,它向南西可能延致西宁—兰州地块的西缘;华北与华南构造区的界线是秦岭—大别地块南侧具有对接带性质的深断裂带;而西藏构造区与上述三个构造区之间是未知区,当时可能隔着广阔的大洋。此外,在东北和西北北部以及东南沿海、南海等地,也可能有前寒武纪的陆块存在。

每一个构造区中不同时期、不同性质的构造要素和构造形迹,综合反映了大陆地壳的形成、分离、焊接、裂陷、褶皱、断裂以及晚期的俯冲、碰撞等复杂的升、降、开、合、扭的构造运动形式。体现了前寒武纪历史过程中反复裂陷解体和多阶段克拉通化的过程。最重要的是构造区或构造要素之间的界线,现存构造区或构造要素的边界,一般不是它们的原始边界。由于前寒武纪地层和杂岩的出露,被不同时期的年青地台盖层所限定,因此,它们在地台盖层下面的连续性是通过航磁和重力异常的趋势加以推断的(马杏垣, 1979; 刘国栋, 1980; 张抗, 1982; 张用夏等, 1983)。

地质过程的作用方式和构造样式随时间发生变化的主要趋势是明显的(Ma and Wu, 1981),太古宙阶段普遍以塑性变形为主要特征,其构造样式表现为各种卵形花岗—片麻岩穹窿和紧闭的复合褶皱群以及复杂的多期褶皱干扰格式,晚期还伴随着北东走向的左行韧性剪切作用;早元古代阶段持续了太古宙末的韧性剪切作用,形成巨型韧性剪切系统,并以发育在这些韧性剪切带背景上的活动带或绿岩带为特征,代表地壳向更加刚性状态的转化;中、晚元古代的大陆地壳具有明显的不均一性,脆性断裂活动显著加强,华北构造区以发育了稳定类型的似盖层沉积以及大陆内部的三向裂开和边缘裂陷为主要特征,后期在北秦岭—北淮阳地区出现从裂陷槽转化而来的具有优地槽性质的活动带;华南构造区以发育二套不同时代的弧—沟—盆系统和活动大陆边缘,同时形成一套相应的断裂构造格架为特征,

而明显地区别于其它构造区；西北构造区中晚元古代的沉积建造类型和基本构造格架似乎与华北相同，但其构造运动的过程又类似于华南，至晋宁运动（塔里木运动）才真正形成结晶基底。震旦纪阶段在局部地区发育了火山裂谷（王鸿桢，1980）或火山—冰川裂谷。上述构造样式变化的规律性与前寒武纪地质历史进程的总趋势相一致。

本文认为大部分大陆地壳在地球历史的早期即已形成，并且持续缓慢的增长着。至前寒武纪的末期，随着热流值的降低而形成了接近现代规模的岩石圈，从而导致类似现代板块构造体制中的巨大刚性岩石圈板块构造的出现。

（一）太古宙构造格架

1. 中国早期大陆地壳的总体特征

太古宙的岩石主要出露于辽东、冀东、内蒙南部、山西、豫西、太行山及鲁西等地（参见图1-1）。它们代表太古宙褶皱带或叠加褶皱带的残片。在华北、西北等构造区的元古宙造山带中，还有一些受到不同程度改造了的更小的古老残块，这意味着太古宙岩石曾经广泛分布。此外，根据地质和地球物理资料推测，太古宙时期的陆块在四川中部地区也可能存在。广西北部摩天岭岩体中磨圆锆石的年龄为2860百万年（全国同位素地质年龄数据汇编小组，1977），也是一个证据。元古宙时期的构造-热事件使太古宙克拉通的某些地段发生了再改造作用，显得克拉通的范围缩小了，看来其原始的范围一定更为广阔。

太古宙岩石普遍受到了角闪岩相-麻粒岩相的变质作用。在华北构造区似乎可以划分出麻粒岩相带和角闪岩相的高级变质区，其中包括大型条带状硅铁建造和广泛分布的英云闪长岩—奥长花岗岩类。在角闪岩相的高级变质区中，又大致可以区分活动类型和稳定类型两种不同的火山-沉积变质建造。横贯华北构造区北部的早太古代麻粒岩相带，可能是早太古代时期活动带的产物，后来受到了普遍的变形和退变质作用的改造。根据在辽东清源、北京密云和内蒙土贵乌拉等地区详细的岩石学研究成果^{①②③}，这些地区早太古代的麻粒岩相地体，都毫无例外的具有明显的二次变质作用现象（王仁民等，1964；万朴等，1980），并且退变为角闪—麻粒岩相或角闪岩相的岩石。地表所见到的麻粒岩大都呈带状或透镜状的残留体保存在强烈变形的片麻岩或混合岩之中（图版Ⅲ-1）。反映了阜平运动等对早太古代陆壳改造的结果。近年来，在麻粒岩相变质岩及其退变质的岩石中，获得一些大于30亿年的年龄数据。其中某些可能还有争议，但总的来说反映了重要的地质信息。例如，在最早报导迁西群中获得了 3600 ± 230 百万年的铷锶等时年龄数据（中国科学院地质所，1978）之后，王仁民等在岩石学研究的基础上，分别采集了麻粒岩相变质岩（混合岩中的残留体）和周围退变质岩石（包括斜长角闪岩、角闪斜长片麻岩等）的两条Rb—Sr等时线年龄样品，经中科院地质所测定，其年龄分别为36亿年左右和 2448 ± 265 百万年；孙家树等（1982）采自麻粒岩中的长石、黑云母的Pb—Pb等时年龄为 3055 ± 250 百万年；此外，1981年陶铨^④还报导了北京三所测得迁安地区麻粒岩Rb—Sr等时年龄为

① 李志忠等，1960，冀东地区震旦亚界地层若干问题的初步探讨；

② 王仁民等，1980，早太古代迁西群的二次变质与水厂式铁矿；

③ 杨继泉等，1981，清源北部麻粒岩、紫苏花岗岩初步认识；

④ 陶铨，1981，最优分割法在华北地台前寒武纪地层时代研究中的应用

3444±71 百万年的年龄数据。此外,在辽东的下部鞍山群也曾获得过 3300 百万年(锆石 U—Pb)以及 3100 百万年和 2898 百万年的年龄数据(全国同位素地质年龄数据汇编小组, 1977)。因此,与冀东迁西群相当的一套麻粒岩相深变质地体,很可能形成于 31—29 亿年以前的早太古代。近来,江博明等(Bor-ming Jahn et al., 1983)在冀东曹庄的变质基性岩中,用 Sm—Nd 法获得 3515±115 百万年的古老年龄,说明中国地壳演化,至少始于 35 亿年以前。华北北部早太古代的麻粒岩,具有从超基性、基性—中性到酸性的各种成份。岩石化学的分析结果表明,其原岩多为火山岩和一些分异不好的正常表壳沉积碎屑岩类(张兆忠等,1980;李继亮等,1980)及英云闪长岩等侵入体。火山岩原岩似属拉斑玄武岩系列和钙碱系列,而以后者为主。大多数酸性麻粒岩具有相当于英云闪长岩—花岗闪长岩的成份。这些岩石经过强烈的变形、变质作用和同构造期的紫苏花岗岩化重溶作用,很难恢复其形成的构造环境。推测它们可能代表在一个全面活动的构造体制下形成的原始壳幔杂岩体。也就是说,在 31—29 亿年的迁西运动以前,就已经有一片轮廓尚不清楚的原始硅铝壳浮现出来了,这些硅铝壳较薄,热流值较高,活动强烈。可能是一些快速移动着的小陆片。迁西运动使这些小的陆片统一起来,但并没有形成具有明显方向性的区域构造轮廓。一些详细的构造研究成果表明,它们在局部地区可能是南北向的^{①②},或者是近东西向的(钱祥麟等,1981, 1982;),或者其它方向的固态流动构造。反映早太古代时期的地壳运动主要受不平衡的热动力学机制的影响,而重力在构造变形过程中起着重要的作用。

晚太古代时期形成的高级变质区主要由各种角闪岩相的片麻岩和花岗质岩石组成,局部出现角闪—麻粒岩。其形成时的构造环境较早太古代时期已经有了较明显的分异,但是它们之间的边界还是不清楚的。在以阜平群、乌拉山群、太华群等为代表的一套相当的变质地层中,普遍出现了不成熟的富镁碳酸盐建造,反映当时广阔的较稳定的浅海盆地环境;而在嵩山—泰山等地,在以登封群、泰山群为代表的变质杂岩中,则完全不含碳酸盐岩,主要表现为一套碎屑岩和基性火山岩的岩石组合,反映这些地区当时处于活动类型的构造环境,很有可能代表高度变质的太古代绿岩带的产物。在辽东清源地区的详细构造—岩石学研究表明^{③④},晚太古代变质绿岩带是发育在早太古代原始陆壳之上的构造活动带,它们切过早期的麻粒岩相带,并且具有三位一体的绿岩带构造—岩石组合特点。下部的拉斑玄武岩从化学成份上看还可能有变质的玄武质似科马提岩存在,然而,对于这些太古代绿岩带的认识及其所代表的构造环境,目前还在争论之中。

26—24 亿年的阜平运动使上述地层褶皱变质,形成了一个至少还应包括塔里木陆块、大别陆块,甚至还可能包括川中陆块在内的原始陆壳,代表中国前寒武纪历史过程中的第一个造盾期。阜平运动以形成具有明显方向性的紧闭线性褶皱、花岗—片麻岩穹窿和卵形构造、多期干扰的叠加褶皱以及韧性剪切带为主要特征(图 5—1)。在辽东北部、鲁西、阜平、恒山、张家口以及箕山—鲁山等地,都可以见到早期北西走向或近东西走向的构造线。但是在一些狭窄的、线性延伸的韧性剪切带中,则表现为受二次变形作用改造的东北方向的构造走向,并且形成了强大的变晶糜棱岩或糜棱片麻岩带。阜平地区阜平群中向东北方

① 杨继泉等, 1981, 清原北部麻粒岩、紫苏花岗岩初步认识;

② 刘如琦等, 1983, 中国辽宁省中北部太古宙岩群的构造样式;

③ 阎鄂等, 1983, 以变质火山—沉积岩系旋迴性来划分辽北地区太古代绿岩带地层;

④ 赵宗薄等, 1983 清原太古代花岗—绿岩带及其地球化学研究

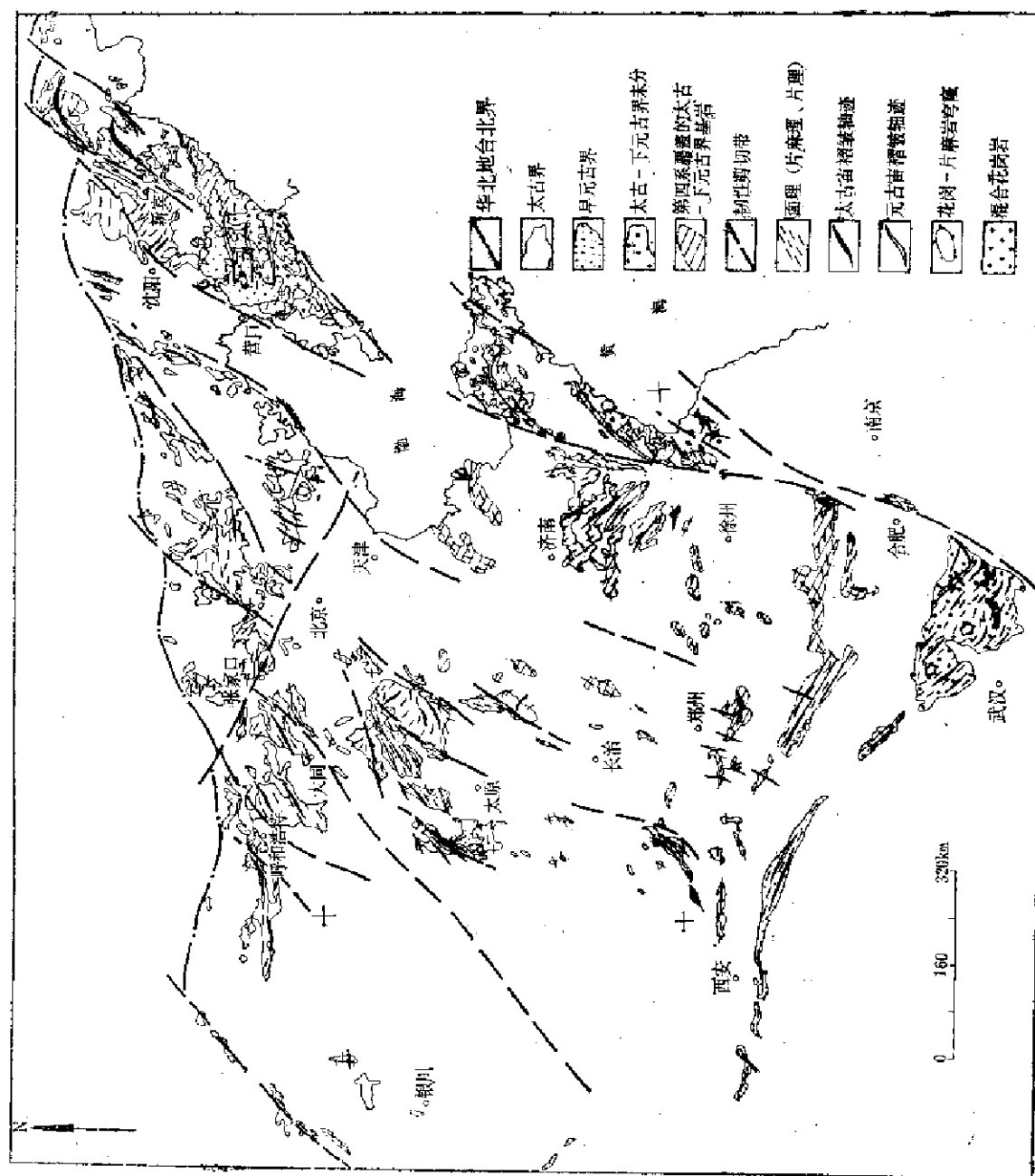


图 5-1 华北地台北界基底 (前吕梁-中岳期) 构造形迹图

向收敛的旋扭构造(崔盛芹等, 1977)及其西侧的龙泉关群眼球状片麻岩、辽东北部鞍山群中的新宾弧、鲁西泰山群和皖南大别群东缘片麻理走向受剪切牵引发生弯曲转折, 以及其中片麻岩的二次变形和流动构造等, 均反映了这种韧性剪切作用改造的结果。

上述变形和构造样式的总体特征表明, 晚太古代末地壳仍然具有较高的塑性。但是这一时期构造运动所表现的动力学特征, 似乎已经明显地从热动力和重力驱动的垂向为主的运动形式向能够传递水平应力的侧向运动为主的运动形式转化。这一阶段的变形格式、构造样式和岩石组合, 也不具备现代板块构造的特点, 而是反映该阶段独特的构造环境。

2. 褶皱干扰格式

迁安、阜平、嵩山、鞍山以及承德、张家口、赤城等地的太古界岩石中, 由于有可供追索的变质岩性层存在(如磁铁石英岩、大理岩等), 对其中不同尺度的褶皱干扰格式都曾作过详细的研究(Bai Yiliang et al., 1984; Suo Shueetian et al., 1982; 马杏垣等, 1981; 刘如琦等, 1982; 张国伟等, 1982; 张寿广, 1983)。同时也阐述了它们相应的区域性构造联系。

在嵩山地区, 太古界登封杂岩在嵩阳运动(相当于阜平运动)期间, 至少经历了三期变形。在玉寨山以东至登封县城一带, 登封群中的详细研究包括大比例尺的地质构造制图以及对不同尺度的变形构造及其构造要素进行观察测量。根据其中各种面、线结构要素的几何分析、时间联系和构造样式, 并且筛分出晚期地壳运动所产生的变形烙印, 至少可以辨认出属于嵩阳期的三个变形世代。

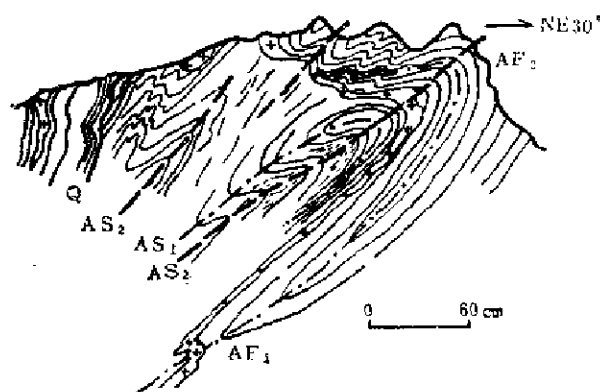


图 5-2 张店村西斜长角闪岩中的小型褶皱
AF₁—第一世代褶皱, AS₁—第一世代褶皱的轴面片理;
AF₂—第二世代褶皱, AS₂—第二世代的轴面片理, Q—石英脉

第一世代的变形或许是登封群最早期的变形。表现为两翼近于平行的片内紧闭褶皱(AF₁) (图5-2)。其运动面相当于原始岩性层面(AS₀), 轴面即为片麻理(AS₁), 两者近于平行。露头上的观察以及面状构造要素测量统计和投影分析的结果表明, 片麻理置换了岩性层层理, 即AS₁≈AS₀。在组构图上, 二者环带形状和极密在环带内的位置都近于一致(图5-3)。同时, AS₀与AF₁褶皱的轴面片理AS₁又一同弯曲形成第二世代的褶皱(AF₂)。统计测量表明AF₂与AF₁具有共轴的特征(AF₂褶轴产状为NW314~324°∠10~15°; AF₁褶轴产状为NW270~325°∠2~35°), 说明AF₁保持原有型式, 方位“服从”于AF₂, 这是褶皱的并入或褶皱的置换现象, 属于后期对前期的改造。同时, AS₂对AS₁(≈AS₀)也存在置换现象, 出现AS₀≈AS₁≈AS₂的关系。其中AS₂极密更为突出, 具有明显的优选方位, 表示产状较为稳定, 成为登封群中的主体面状构造。因此, 第一世代变形的大型构造形迹由于后期的改造已难恢复, 根据登封群总体岩石建造的分布和岩性层展布趋势, 推测第一世代的构造方向可能偏于经向。这一世代的变形伴随有第一期混合岩化作用和岩浆活动。

第二世代的变形在本区最为强烈。如图5-2所示, 它以片麻理(AS₁)作运动面, 原始岩性层层理(AS₀)与片麻理为并合性的, 一同发生弯曲。斜长角闪岩及其它变质岩层

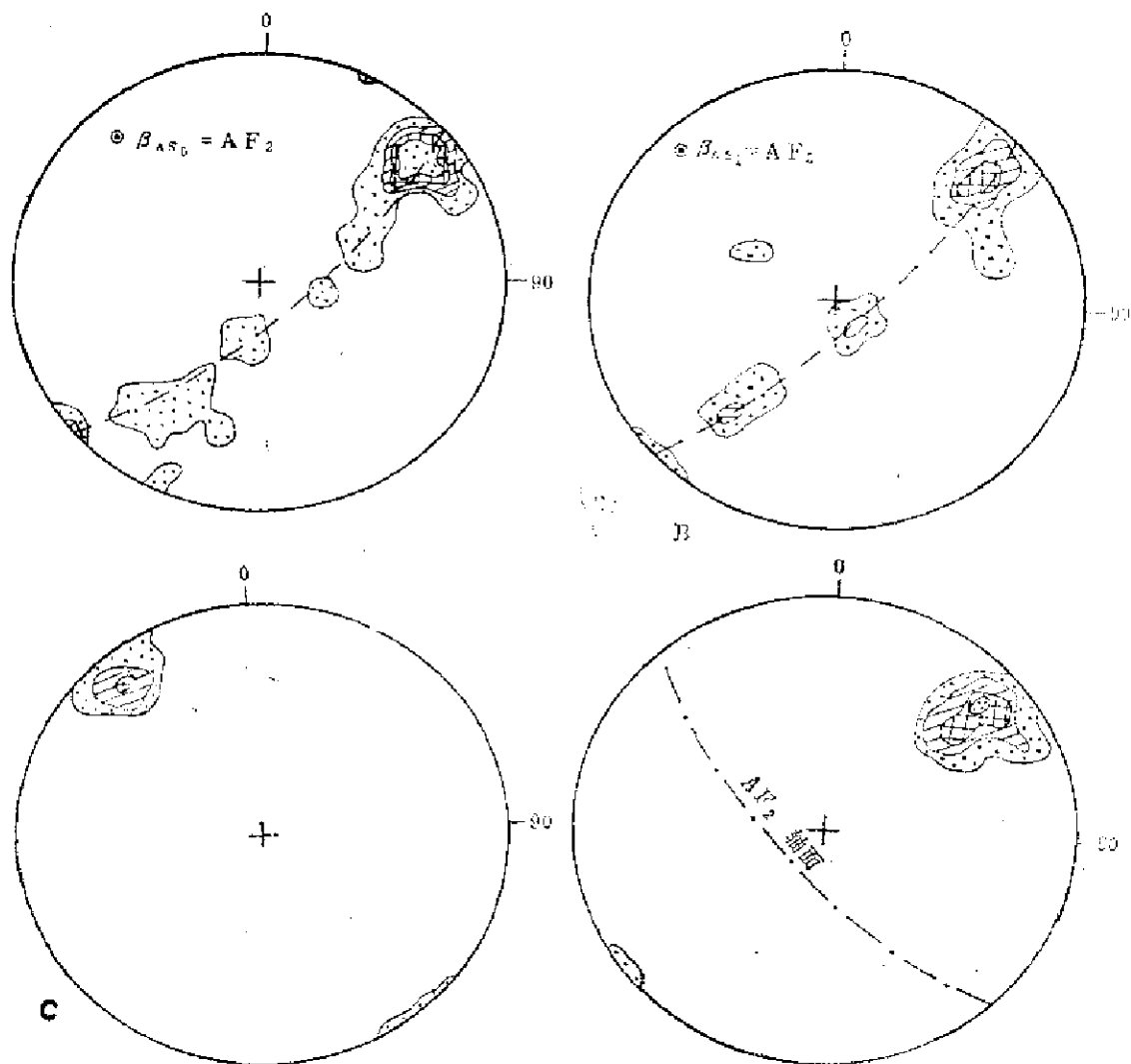


图 5-3 张店村西斜长角闪岩中构造要素的等面积投影

A—31个 AS_0 极点投影，等值线3.0—9.0—16.0—23.0%；B—19个 AS_1 极点投影，等值线5.3—15.7—26.3%；
C—3个 AP_1 褶皱（实测）投影，等值线1.5—3.8—6.4%；D—19个 AS_2 极点投影，等值线5.2—15.7—26.3—36.7%

的分布均循此延展和转折。据此可以恢复一些大、中型的褶皱构造。其中五里铺背形即为一个紧闭的轴面向北陡倾斜的褶皱，褶皱走向近东西，向东逐渐转变为近南北向，构成向北东凸出的弧形。杨家门一大石头沟向形构造，为一轴迹近东西，两翼均北倾的同斜向形，虽然受后期断裂切割破坏，但大体还是可以追踪出其内倾转折端的（图5-4）。这一世代的小型褶皱和其它线状构造（如窗棂等）很发育。小型褶皱为同斜紧闭褶皱，其转折端尖棱、圆滑、箱形均有，轴面劈理发育。黑云母质片麻岩中沿轴面有新生的黑云母定向排列，具流劈理性质。而角闪石质岩石中则多呈破劈理或折劈理形式。露头可以观察到 AS_1 及与其平行的混合岩脉体作为运动面弯曲而成褶皱，沿新的轴面又有新的白色斜长花岗质岩脉贯入。新生的面状构造（ AS_2 ）对 AS_1 又发生了不同程度的置换现象，即有 $AS_2 \approx$

AS₁的关系。第二世代的变形所伴随的混合岩化作用以前述背形和向形的核部为中心,向外逐渐减弱。

第三世代的变形,以北北东向的褶皱和强大的韧性断裂(变晶糜棱岩带)为特征(马杏垣等 1981)。背形西翼较缓,东翼较陡甚至直立或向西倾斜,轴面产状为北西 $294^{\circ}\angle 52^{\circ}$,其核部褶皱发育,形态多为斜歪倒转,倒转翼发育剪切带,形成改造先期面理的新生片理 AS₃。小型褶皱轴的方位统计结果,与大的背形褶皱轴方位一致。

以上三个世代褶皱的叠加关系表现为:AF₁的大型褶皱尚不能恢复。在局部地区 AF₁对AF₂的小型褶皱存在着“并入”和置换现象;AF₂改造和掩盖了先期变形,成为登封群的主体构造,并且对AF₃的变形起着牵制作用。AF₃一方面受AF₂的基本格架控制,另一方面又不同程度地改造了AF₂,使其轴面和翼部产状再次发生弯曲,褶皱形态复杂化,对称性显著降低。然而,上述干扰格式在不同的构造均匀区还有其特殊的规律性。

在冀东迁安地区,太古宙早期的褶皱变形过程,显然与迁安片麻岩、紫苏花岗岩卵形褶皱穹窿的拱曲作用有关^①,紫苏花岗岩所引起的底劈作用,使岩层在重力作用下向穹窿四周发生分层滑脱作用,形成具有复杂构造—岩石组合的“褶皱层”(图5—5),包括各种褶皱叠构造和线状构造。其中至少可以识别出以下三种面理构造,①以磁铁石英岩条带为代表的继承性面理(S₀),它们与磁铁石英岩内部的紧密褶皱轴面相互平行,但在宏观上仍然

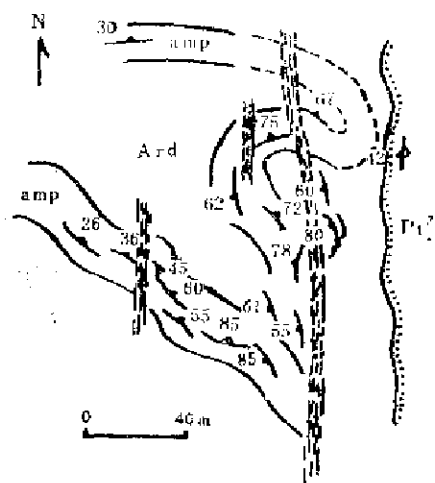


图 5—4 大石头沟平面地质略图
示杨家门—大石头沟向形内倾转折端形态



图 5—5 褶皱层的成因模式 (据付昭仁1980)

A₁—下部混合花岗岩系; A₂—上部分层滑脱的含矿岩系; 代号1、2、3为内部按构造岩性的分段

保持先存岩性分界面的特征,与围岩中的片麻理(S₁)相一致,说明S₀=S₁的置换过程;②构成主期(第二期)褶皱变形面的片麻理(S₁)。在空间上与早期相似褶皱的轴面平行,它们构成了“褶皱层”中岩性层的界面;③主期褶皱过程中的伴生小型褶皱轴面面理,是叠加在片麻理之上的小型换位面理(S₂);在主期褶皱的翼部与上述面理S₀、S₁一致,仅在转折端附近表现为反扇形面理。显然,上述具有复杂的岩性组合和多种面状线状构造的“褶皱层”,本身可能具有更加难以识别和长期的变形历史。白益良等(Bai Yiliang, 1984)已就此进行了详细而又繁难的分析研究工作。但无疑是在主期构造变形过程中统一起来的

① 付昭仁, 1980迁安铁矿区水厂式铁矿的古构造型式

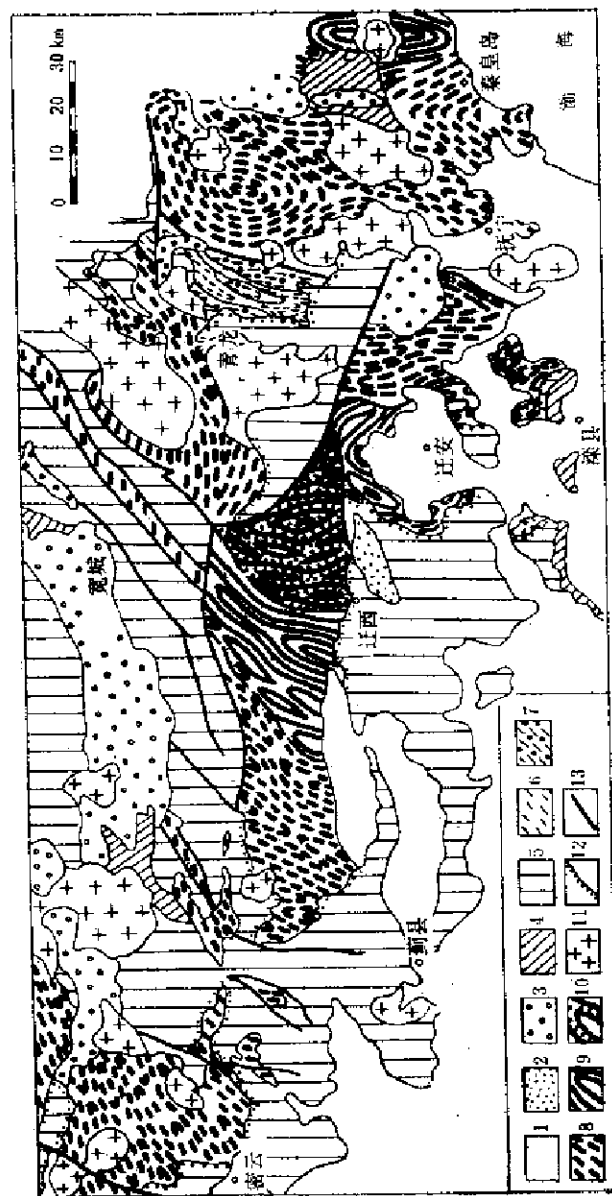


图 5-6 冀东地质简图 (据白益良, 1984)

1—第四系, 2—第三系, 3—中生界, 4—古生界, 5—上元古界, 6—下元古界, 7~10—太古界, 11—不整合界线, 12—同时代的花岗岩, 13—断裂

褶皱层的运动,构成了该地区早期的基本格架。

第二世代的变形是以褶皱层为变形面的迁安弧形褶皱带,即该地区表现得十分强大的主期褶皱(图5—6)。其基本构造样式呈同斜箱状,形成褶皱轴面均朝穹窿外侧陡倾的复式向形和复式背形,为相对压紧的弯流变形。根据其存在的不同位态,又可进一步划分出三种不同的褶皱样式。

第三世代的变形为伴随着断裂作用的横跨陡倾伏平缓褶皱,形成新的穹—盆构造。其叠加改造的结果使主期褶皱短轴化,斜列化。

上述情况表明,冀东地区太古宙褶皱干扰格式以主要受紫苏花岗岩—片麻岩穹窿的影响和控制为特征。但是,主期褶皱对早期复杂的褶皱层构造和各种柔流构造的“归并”以及晚期变形对主期构造的局部改造等现象,似乎与前述崑山地区的褶皱干扰格式相类似。

在辽东鞍山地区太古宙岩层中的构造解析^{①②}表明,最古老的早太古代英云闪长质片麻岩(同位素年龄为33.3亿年)表现为稍拉长而轴迹近SN的穹窿和卵形短褶皱,可能是在底劈条件下由弯流机制伴同流动机制而形成的,晚太古代岩层只有绿岩带的岩石序列,其中发育有明显的线性构造。第一世代褶皱具有从大到小的多级组合特征,小者呈勾状或片内同斜形态,多为伏卧翻卷构造,有时呈辗掩状构造,轴面片理普遍发育,为本区最强大的一组透入性面状构造(AS_1)。它们包含在共轴的轴面陡倾的大型褶皱之中。褶皱近SN或NNW走向。二者可能代表两期褶皱的叠加,或晚期褶皱对早期褶皱的改造和归并。第二世代的褶皱的主要方位是近EW向或NWW向,向SWW缓倾伏的宽缓褶皱。第三世代的变形为发育在局部地段的膝折带构造,呈NE—SW向延伸。后两期变形较弱,组合简单,分别叠加在前期褶皱之上。但对第一世代大型褶皱的基本构造格架无大影响。此外,阜平地区阜平群的穹状复合褶皱群本身也体现了三期以上的褶皱叠加过程(图5-7),最后形成区域的穹状构造格架(详见本章第三节)。

承德单塔子群由黑云母斜长片麻岩、斜长角闪岩、浅粒岩、含榴斜长角闪岩和薄层大理岩、磁石英岩组成,以角闪岩相为主体。前人曾以燕窝铺背形为基础,进一步划分为六个岩性组。详细的观察和构造解析,在其中至少可认出三期褶皱变形(图5—8)及相应的热和变形事件,构造置换现象非常明显。第一和第二世代褶皱以平卧—紧闭褶皱为主,具有圆锥状褶皱的几何特征,锥轴产状分别为 $SE144^\circ \angle 75^\circ$ 及 $SE135^\circ \angle 75^\circ$,为共轴叠加关系。伴随褶皱作用有新生的片麻理(S_1)和片理(S_2)发育,并产生低缓角度的韧性剪切带或断层,沿着这些韧性剪切带有同构造伟晶岩脉侵入,后者因剪切作用发生旋转,形成雁行状排列的眼球状长石大晶体或集合体。第三世代褶皱比较开阔,除在大型燕窝铺背形核部发育新的片理(S_3)外,一般没有明显的新生轴面面理形成。受第二世代褶皱翼部产状控制,该世代褶皱的枢纽陡缓不一,总的轴迹方位近东西向。切割第三世代褶皱的脆性剪切带(正断层)以及辉绿岩墙的侵入,反映的则是更晚期的产物。

张家口赤城地区的崇礼群,由黑云母斜长片麻岩、含榴浅粒岩、含榴斜长角闪岩和薄层石英岩、大理岩组成,局部有二辉斜长麻粒岩、紫苏斜长麻粒岩、属角闪—麻粒岩相。该区宏观上的面理为片麻理,产状很平稳,总体构成穹形构造的特征。详细的填图和解析,可以认出四期褶皱变形。第一世代(F_1)为紧闭的片内褶皱(图5-9,图版IV-2),第二世代

① 刘如琦等,1983,中国辽宁省北部太古宙岩群的构造样式。

② 杨振升等,1981,辽宁本溪歪头山一带地区鞍山群变质岩构造研究。

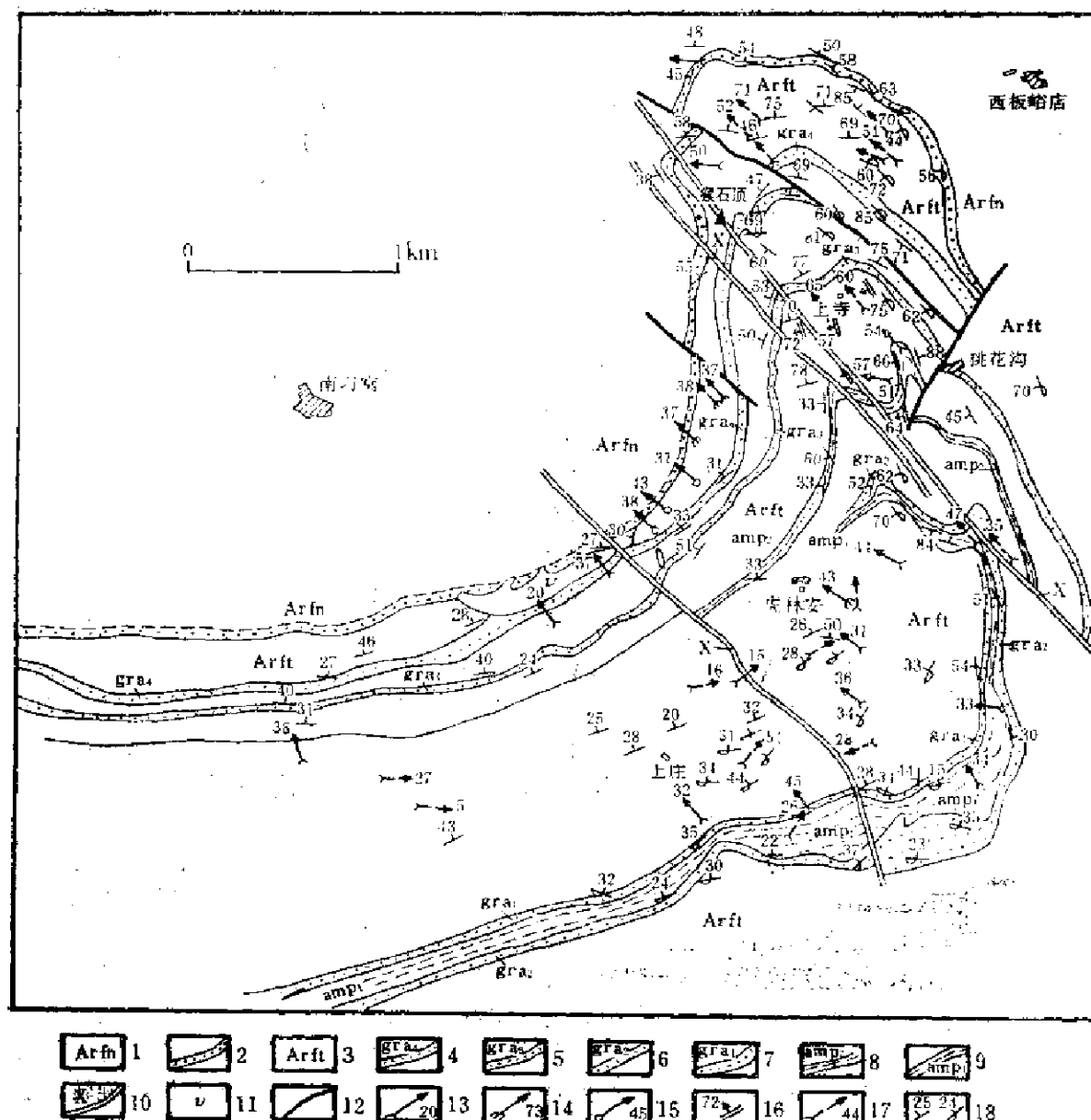


图 5—7 阜平县獐石顶重褶皱地质构造图 (据张寿广, 1984)

1—阜平群南营组; 2—南营组底部浅粒岩标志层; 3—阜平群团泊口组; 4—7—团泊口组浅粒岩标志层; 8—9—团泊口组斜长角闪岩标志层; 10—辉绿岩岩墙; 11—变质基性岩体; 12—断层; 第三次变形构造形迹; 13—小褶皱枢纽; 14—窗棂线理; 15—杆状线理; 第二次变形构造形迹; 16—折劈理产状; 17—小褶皱枢纽; 第一次变形构造形迹; 18—片麻理产状

(F_2) 为紧闭斜歪褶皱; 第三世代 (F_3) (图 5—10) 和第四世代 (F_4) 均为平缓开阔的褶皱。 F_3 轴迹近东西向, F_4 为北北西向, F_4 叠加 F_3 之上, 构成 1 型 (Ramsay, 1967) 干扰格式, 穹窿与盆地相间排列。

内蒙卓资县东河子地区的乌拉山群, 主要为一套浅粒岩、角闪斜长片麻岩夹大理岩。至少可认出两期主要的褶皱构造 (图 5—11), 早期为平卧紧闭褶皱 (F_1) (图版 IV—3), 晚期

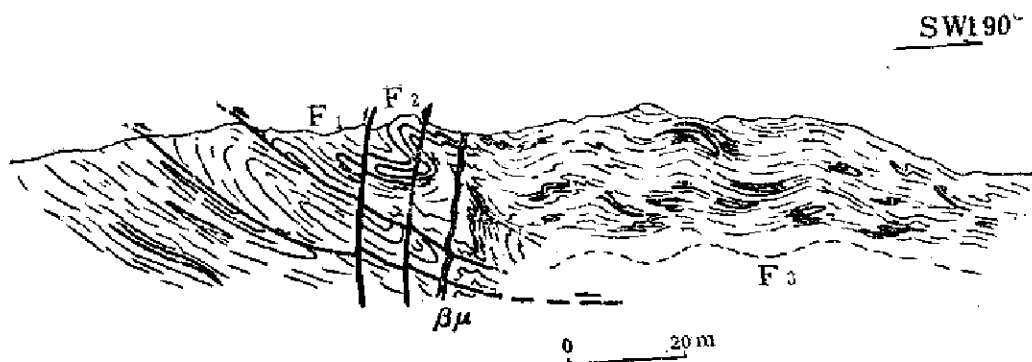


图 5—8 承德三义口太古宙单塔子群片麻岩中的构造置换和叠加褶皱

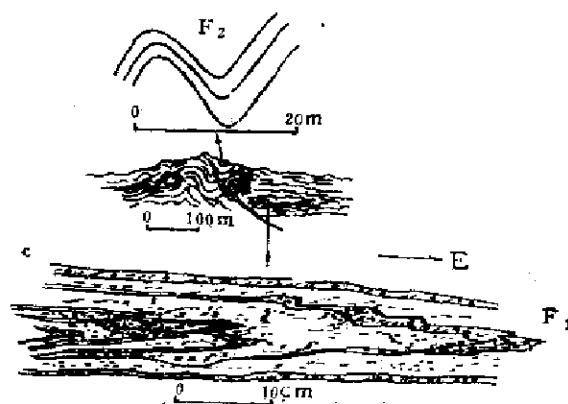


图 5—9 张家口赤城地区崇礼群中的多期褶皱叠加现象，a、c为b的局部放大

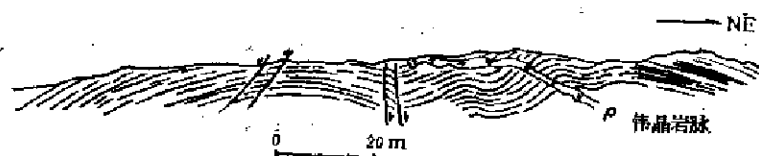


图 5—10 张家口赤城地区崇礼群中的第三世代 (F₃) 开阔背形褶皱

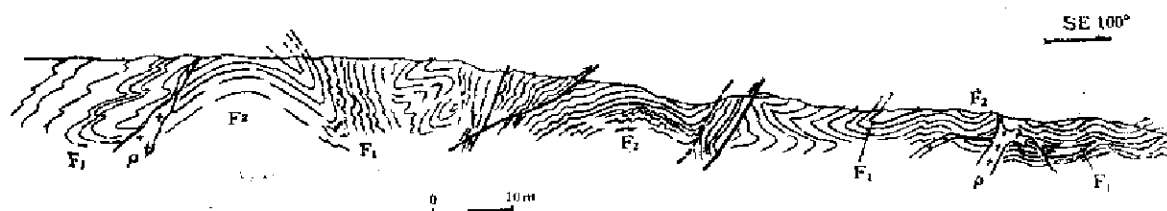


图 5—11 内蒙卓资东河子地区乌拉山群中的叠加褶皱构造

为开阔的平缓褶皱 (F_2) (图版Ⅲ—2)。但是, 由于早期褶皱的运动面是片麻理面, 褶皱的两翼岩性不对称, 故早期褶皱并不一定是最先形成的褶皱变形。

综上所述, 在上述地区太古宙岩层中的详细构造解析, 说明不同世代、不同方位的复杂褶皱干扰格式是太古宙的基本构造样式之一。它们虽然各有特色, 但又存在着某些共同的规律性。首先, 它们都有一个确定了本区基本构造格架的主期褶皱作用, 这一主期褶皱以区域片麻理为变形面, 改造或“归并”了早期褶皱构造, 同时对晚期的褶皱变形有着明显的控制和影响。说明复杂的褶皱干扰格式不仅取决于褶皱的期次和方位, 而且也取决于褶皱作用的强度; 其次, 早期褶皱作用尽管有可能存在更加复杂的多期变形历史, 但是它们目前主要表现为漂浮于 AS_1 面理中的各种小型的无根片内褶皱、褶皱层、韧性石香肠、窗棂构造和“U”状构造等等。这些小型褶皱的轴面和其它面状、线状构造均与主期褶皱的运动面接近一致; 第三, 晚期 (第三世代) 变形对主期褶皱的叠加和改造一般都是局部的, 而且它们往往伴随着韧性断裂作用、旋扭作用或剪切作用; 第四, 上述各地至少三期以上的褶皱作用历史本身也反映了在太古宙阶段地壳变形从高度塑性状态向准塑性或韧性状态的演变。

3. 花岗—片麻岩穹窿

许多研究表明, 花岗—片麻岩穹窿和卵形构造也是太古宙的基本构造样式之一, 它们普遍存在于花岗片麻岩、混合岩地区, 大小不一, 形态各异, 大多反映了地壳较深层次上的底劈作用。

在辽东鞍山地区, 太古宙杂岩突出的表现为片麻岩—混合岩穹窿与褶皱带相间列的特点。其中包括鞍山穹窿, 海城穹窿、芝麻岭穹窿和清源穹窿等^①。清源紫苏花岗岩—麻粒岩穹窿为北西方向的长卵形, 其南东端由于后期受新宾—桦甸剪切带的左行韧性剪切作用改造而发生了扭曲, 可能代表早太古阶段的穹状构造, 麻粒岩以不规则的岛弧状分布在紫苏花岗岩周围, 二者呈渐变的接触关系。在紫苏花岗岩中仍然保留有麻粒岩的残余结构, 说明紫苏花岗岩是在麻粒岩基础上重熔再结晶而形成的^②。

在冀东地区, 太古宙岩石同样也表现为一个花岗岩—片麻岩穹窿和褶皱带间列的东西向构造带 (参见图 5—6), 其中至少有六个以上的大型穹状构造, 包括紫苏花岗岩—麻粒岩穹窿, 混合花岗岩穹窿和片麻岩穹窿等三种不同的构造—岩石组合类型。其中迁安隆起即是一个卵形倒转褶皱穹窿, 其岩石组成是一个曾经达到麻粒岩相, 后来又经过角闪岩相退变质的多相变质杂岩体, 属早太古代的迁西群。穹窿中心部分为含各种麻粒岩残留体的混合花岗岩, 局部为重熔再生的紫苏花岗岩和具深熔条带的混合片麻岩, 周围是弧形环绕的复合倒转褶皱群, 组成弧形褶皱的原始“褶皱层”, 即是该穹状构造拱曲过程中, 顶部岩层在重力作用下向四周扩展, 发生滑动形成的新生构造层, 包括复杂的折叠层构造、层间滑脱以及不同岩性层的构造透镜体等等。此外, 东部的界岭口穹窿, 核部为混合花岗岩; 而抚宁穹窿则主要表现为片麻岩的卵形构造和周边的弧形褶皱等等。这些具有不同构造—岩石组合的穹状隆起同样都是由于重熔岩浆的底劈上升引起垂向拱曲作用的结果。

在阜平地区, 太古宙阜平群形成一个北东伸长的穹状复合褶皱群 (张寿广 1983) (图 5—12), 内部的褶皱构造非常复杂, 西部为向 W 及 NW 方向缓倾的同斜褶皱, 往东为一系列构

① 武汉地质学院, 1983;

② 杨继泉等, 1981

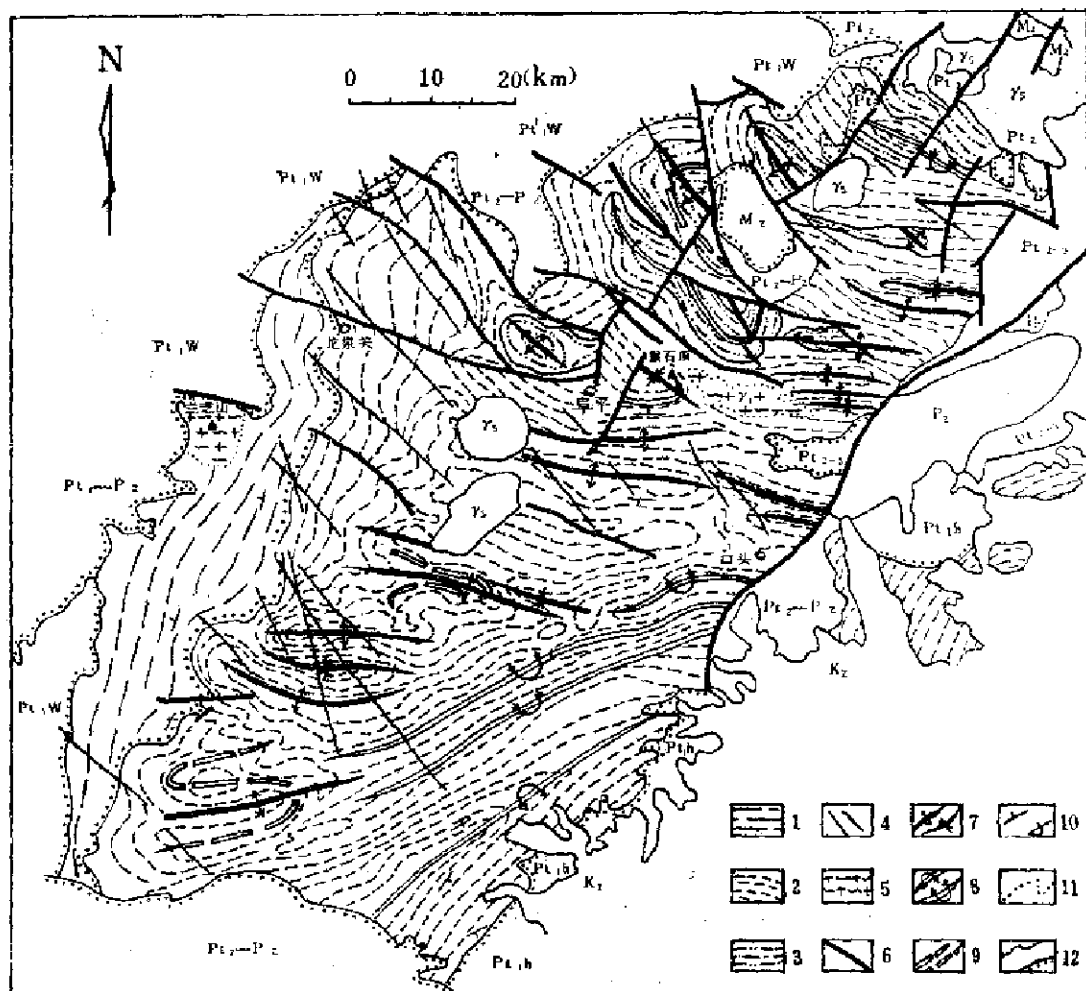


图 5—12 阜平太古宙穹状复合褶皱群地质构造略图 (据张寿广等, 1984, 略有修改)

K₂—新生界; M₂—中生界; P₂—古生界; Pt₂₋₃—中、上元古界; Pt₂-P₂—中元古界到古生界; Pt₂—中元古界;
Pt₁h—滹沱群; Pt₁W—五台群; γ₅—燕山期花岗岩类侵入体; γ₂—阜平期花岗质岩体;
1—阜平群上亚群; 2—阜平群中亚群; 3—阜平群下亚群; 4—岩脉; 5—深熔花岗岩; 6—断层; 7—P₂褶皱;
8—P₂褶皱; 9—推测P₂褶皱; 10—岩层产状; 11—岩体与围岩渐变界线; 12—地层界线及不整合界线

造线为NW→EW→NEE向呈弧形展布的穹窿、短轴背形和构造盆地、短轴向形以及残存的倒转褶皱组成的复杂褶皱群。详细的研究表明, 它们经历了三个褶皱变形阶段。早期为强塑性状态下的小型平卧褶皱, 形成区域性片麻理; 中期形成倒转紧闭褶皱和折劈理; 晚期形成平缓开阔短轴背形和短轴向形并伴随整个区域的上拱。最终形成由这些复合褶皱组成的穹状构造, 这类穹状构造的成因与前述伴随有核部重熔作用的穹窿构造有本质的区别。

在许多太古宙杂岩出露的地区, 早期的穹状构造往往被后期的褶皱变形所改造而失去其完整的构造面貌。例如, 据张国伟(1982)等在豫西的工作表明, 登封群的早期(第一幕)变形形成近东西向的串珠状卵形片麻岩穹窿构造, 但被第二幕近东西向的紧闭褶皱所改造。此外, 在大别山区、川西、密云—怀柔^①等地区的太古宙岩层中也存在着花岗一

① 蔡学林等, 华北地区片麻岩穹窿构造

片麻岩穹窿构造。

总之,太古宙杂岩中的花岗一片麻岩穹窿,可能反映了地壳较深层次上的构造作用特征,即主要与深熔作用,岩浆活动和底劈作用有关的向上拱曲以及上部岩层在重力作用下向四周扩展流动所形成的一种构造样式。在平面形态上可以是卵形、环形或其它不规则形状;在空间上往往与褶皱带相间排列;在构造—岩石组成上又可以划分为紫苏花岗岩—麻粒岩穹窿、混合花岗岩—片麻岩穹窿、片麻岩穹窿以及某些过渡种类和穹状的复合褶皱群等不同类型。

4. 韧性剪切带

在变形的太古宙结晶岩石中,韧性剪切带是很常见的构造样式。从前述干扰褶皱和穹窿等构造样式形成过程中的最后一次变形特征,以及太古宙岩石中所保留的构造形迹来看,太古代末,以阜平运动为代表的第一个造盾期行将结束的时候,开始出现了一系列沿北东方向的左行剪切扭动现象,但它们只是在早元古代阶段才逐渐形成较成熟的韧性剪切系统。太古代末期的韧性剪切作用看来主要是在角闪岩相或低角闪岩相变质作用条件下进行的,变形岩石中在矿物颗粒上的变形过程,一般均由于较高温度条件下完全的重结晶恢复作用而消失。因此,除局部地区出现变晶糜棱岩带以外,一般以形成各种糜棱片麻岩为特征;但是,当这些韧性剪切带切过早太古代的麻粒岩相地体时(例如冀东、辽西等地),变形岩石中的退变质现象和重结晶的糜棱结构往往十分显著。此外,在许多斜交原始片麻理走向狭窄的韧性剪切带中,保存了大量露头尺度上的剪切流动构造(片麻岩的二次变形构造),它们是高应变剪切变形的表现,为研究深变质条件下的韧性剪切作用的特征提供了依据。晚太古代末阜平运动晚期的韧性剪切作用在华北地台结晶基底中留下的最显著的构造样式之一,就是使区域性北西及东西走向的原始片麻理(例如鲁西、辽东北部,阜平中部、恒山等地),在一个相对狭窄的剪切带中转变成北东走向(例如太别山东麓、鲁西东缘,新宾—桦甸、阜平东西两侧、中条山、冀东—凌源等地),并且使其两侧的岩块发生了不同程度的左行剪切位移和逆时针转动。而在过渡地区所出现的近东西向的构造线,也许正是这种韧性剪切迁引和转动的结果。它们有些已经被前人称作帚状构造(例如阜平地区)或弧形构造(例如新宾地区)。这些高应变带与两侧围岩之间连续的变形过程,也是韧性剪切带的基本特征之一。

例如,在鲁西泰山杂岩分布地区的东缘,存在着一条北东走向宽度大约20公里的韧性剪切带(张家声,1983),它使泰山杂岩中北西走向的区域构造线发生明显转折。在其中段沂水县东北部进行详细的岩性—构造制图和变形岩石显微构造分析的结果表明,这条巨型韧性剪切带的中部和东部主要是由发育糜棱片麻岩的剪切流动构造带和夹持其间的菱形、眼球状原始片麻岩残块组成的网状构造格局(图5—13)。剪切流动构造带中具有丰富的露头尺度的二次变形构造,包括由磁铁石英岩、黑云母片岩和早期顺层贯入的长英质混合岩脉形成的陡倾伏无根片内褶皱或鞘状褶皱(图版IV—4),由斜长角闪岩、磁铁石英岩等相对强硬岩性层形成的韧性石香肠和构造包体(图版IV—1),以及在长英质片麻岩中形成的新生流劈理(糜棱片麻岩中的面理)等等。在小尺度的韧性剪切带中,可以很好地观察到原始片麻岩及其中顺层的长英质混合岩脉被韧性剪切带改造的过程(图5—14),以及两侧未变形岩石的相对位移,此外,早期侵位的辉长岩体边缘也出现明显一致的流动构造。总体上构成强烈的L—S形态组构。显微观察发现,变形岩石尽管也存在着矿物颗粒上的变形和二

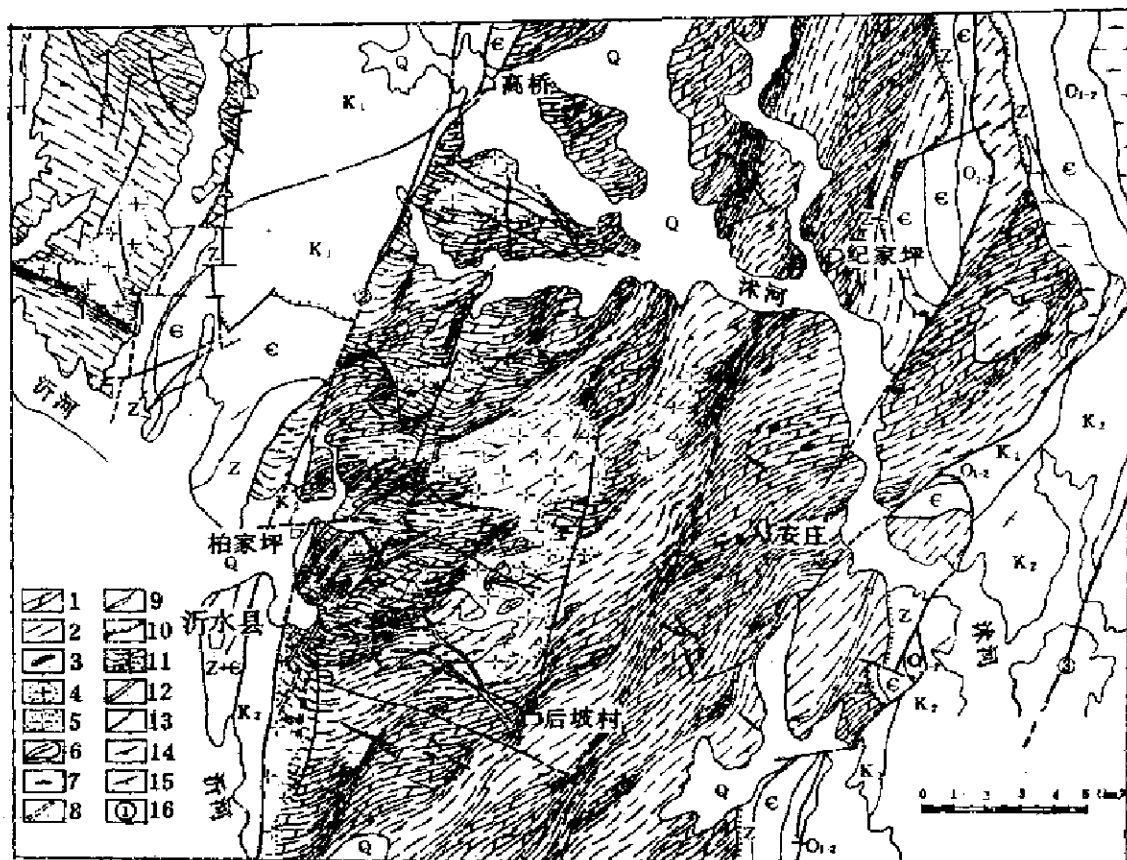


图 5—13 沂沭基底剪切带中段地质-构造略图

1—泰山杂岩中角闪石质片麻岩类；2—泰山杂岩中长英质片麻岩类；3—磁铁石英岩；4—花岗岩体；5—混合花岗岩；6—变质辉长岩；7—变质闪长岩；8—麻粒岩化石英斑岩岩墙；9—晚期辉绿岩岩墙（脉）；10—不整合界线；11—剪切流动带；12—糜棱岩带；13—断裂；14—面理产状；15—沉积岩层产状；16—主要断裂编号；①郯郡—莒县断裂；②沂水—汤头断裂；③安丘—莒县断裂

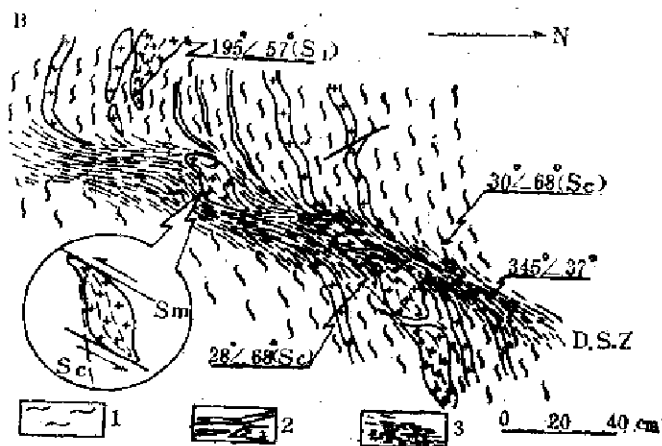


图 5—14 沂水县柏家坪东泰山群中小型韧性剪切带素描

1—混合花岗岩片麻岩；2—长英质混合岩脉；3—韧性剪切带；S—韧性剪切带面理；
S_m—剪切面；S_i—片麻理

次重结晶迹象(例如,斜长石的碎斑结构和同构造重结晶作用,两组不同颜色、不同方位的黑云母组合,以及石英的波状消光和阴影状亚颗粒边界等现象),但是,大部分变形显微构造都被重结晶作用愈合了,糜棱结构不明显。而那些夹持在韧性剪切带之间相对弱变形或未变形的原始片麻岩残块,则随着它们在整个剪切变形带中所处的位置不同,而发生了不同程度的逆时针转动。在这一巨型剪切带中部,片麻岩残块内部的原始片麻理(S_1)和残块的长轴方向,与剪切流动构造带中新生的流劈理(S_m)方向趋近一致。而往剪切变形带的两侧围岩方向,二者的交角逐渐变大。这种大规模的韧性剪切作用,是导致泰山杂岩中北西走向的片麻理在剪切带中变成呈北东走向的根本原因。类似的现象在大别山的东麓和辽东部的新宾—桦甸等地区都有明显的表现。它们在走向上可以断续相连,很可能代表郯庐断裂最早的构造活动形迹。我们称之为古郯庐剪切系统,其中还可能包括几条与之平行的韧性剪切带(参见图5—16)。

在冀东、辽西地区,晚太古代末期的韧性剪切作用也是沿北东方向延伸的。它们共同的特点是在切过早太古代麻粒岩相地体时发生了角闪岩相的动力退变质作用。在辽西凌源至建平一线的太古宇岩石中,存在着一条明显的北东方向的动力退变质带^①,其中部为断续延伸的二辉麻粒岩相带,麻粒岩相带两侧为退变质的铁铝榴石—角闪岩相带,再外侧还存在着黑云母、阳起石带(绿片岩相带)。镜下观察表明,退变质岩石中具有几个世代的矿物组合。此外,在这些动力退变质带中局部还有变晶糜棱岩发育。辽西这种大规模的退变质带,代表了北东方向的韧性剪切作用对麻粒岩地体发生改造的结果;在冀东地区,上太古界滦县群在第二次褶皱作用之后,普遍发生了韧性剪切变形^②,但应变中心并没有糜棱岩发育,而是表现为区域片理在变形带中增强或变弯,显微观察发现石英变形纹、波状消光和变形条带均不甚明显,但发育特征的石英C轴组构,说明其变形可能是在较高温度下缓慢进行的,但切过麻粒岩地体的韧性剪切带中的变形岩石,不仅退变质和二次重结晶作用很明显,而且保留了非常明显的糜棱结构和流动构造现象。

在阜平地区,穹状复合褶皱群形成过程的晚期,伴随着左行韧性剪切作用,使其平面形态呈北东伸长的眼球状(北东方向长120km,南东方向宽70km)。其核心部分的构造线走向为北西,但是向北西和南东两侧,均逐渐转变成北东走向,反映左行剪切扭动的影响。南端原为北西走向的褶皱群,其褶皱轴迹逐渐向北东方向收敛,表现为在逆时针方向旋扭作用形成的帚状构造(崔盛芹,1977;张寿广,1983)。(参见图5—12)。这种剪切扭动也没有产生糜棱岩;然而,在其西部呈北北东走向的龙泉关群眼球状片麻岩,则可能是这一阶段较高温度条件下剪切变形的产物。果真如此的话,则阜平穹状复合褶皱群本身在太古宙末期就可能是夹持在两条巨型韧性剪切带之间的巨大“眼球状”残体。

此外,华北构造区南部小秦岭以及嵩山、鲁西等地区的太古界太华群、登封群等变质杂岩的构造线走向为近东西向或北西西向,而中条山区的太古界涑水群变质杂岩的构造走向则为北东方向,也可能是该地区太古宙未曾发生沿北东方向左行剪切扭动的结果。类似的现象在山西北部至内蒙南部、安徽东部(高焕章等,1982)、以及华北地台北缘的赤城围场一带的太古界杂岩中也都有所表现(参见图5—1)。大同—呼和浩特一带明显的北东至北东东向的古老构造带,表现出改造太古界乌拉山群原始北西走向或近东西走向的构造线的

① 辽宁区队,1983,在华北变质岩编图会议上的发言。

② 陈亚平,1983,冀东阳山地区太古代末的韧性剪切变形。

迹象,局部还存在北东东走向的动力退变质带或糜棱岩带。在这一古老北东向构造带的内部,仍然可以见到残留的具北西构造走向的太古宙岩块^①。这些现象可能都是晚太古代以来韧性剪切作用的构造表现。

总之,晚太古代未发生的韧性剪切带作用,反映了较高温条件下的断裂变形,一般认为它们代表了现代地壳中较深层次上的断裂构造,综合起来,它们具有以下一些构造特征:①早期的区域性构造线走向在一个狭窄的、线性延伸的高应变带中发生急剧地转折;②具有与剪切作用相伴生的动力退变质带;③具有大量露头尺度的二次变形构造和强烈的L—S形态组构的剪切流动带;④原始片麻岩残块与剪切流动带组成网状构造格局;⑤变形岩石以糜棱片麻岩为主,其中不同程度地保留着经重结晶作用愈合的变形残余或糜棱结构,局部出现变晶糜棱岩或构造片岩;⑥具有韧性剪切牵引造成的弧形构造、帚状构造和旋扭构造;⑦剪切带本身完全由结晶岩石组成,不存在脆性断裂的构造特征等。目前,这一套韧性剪切系统在我国的研究还刚刚开始,其研究程度还不高,有待今后进一步来加深对它们的认识。

5. 小结

综上所述,太古宙的构造样式具有其本身的独立特点。31—29亿年以前早太古代的麻粒岩相带变质地体,可能代表残留的原始壳幔杂岩体,反映在较薄的原始硅铝壳和较高热流值的情况下,面性活动的构造体制;晚太古代时期,相对稳定的广阔浅海盆地和具有绿岩带性质的活动带并存,代表大地构造环境的分异;26—24亿年左右,以阜平运动为代表的构造运动结束了中国前寒武纪历史中的第一个造盾期,形成了以花岗—片麻岩穹窿、多期干扰的叠加褶皱和韧性剪切带等为代表的典型的构造样式以及它们复杂的空间组合关系。反映以塑性形变为主的变形过程。与此同时,克拉通的范围逐渐扩大,陆壳逐渐加厚,有利于在更大范围的传递水平应力,使构造运动的方式和相应的构造样式向新的地质历史阶段演化和发展。

(二) 早元古代构造格架

1. 基本的构造作用过程

同太古宙全面活动构造相比,早元古代是具有过渡性质的地质历史时期。这一时期的特点集中表现在地壳性质,构造运动方式和五台运动、吕梁—中岳运动所形成的构造样式等方面。代表地壳从塑性向刚性转化的重要阶段。

当太古宙克拉通初步稳定之后,大规模的断裂系统逐渐产生,在硅铝壳内部形成了巨型盆地和活动带,其中堆积了巨厚的火山—沉积岩系。一般情况下,元古宙的活动带是以被改造的太古宙基底为基础的。当然也不能忽视在克拉通边缘以洋壳为底的边缘盆地。然而,华北和西北构造区在早元古代可能主要不是由横向的大陆增生而发展的,在这个阶段中,克拉通的被改造和硅铝壳上的造山作用是相当广泛的。

早元古代继承了太古宙末期沿北东方向的左行韧性剪切运动方式,使先存的片麻理等构造线发生进一步的偏折,并逐渐形成一套巨大规模的韧性剪切系统。使统一的华北—塔

① 山西省、地质局, 1/20万大同幅地质图

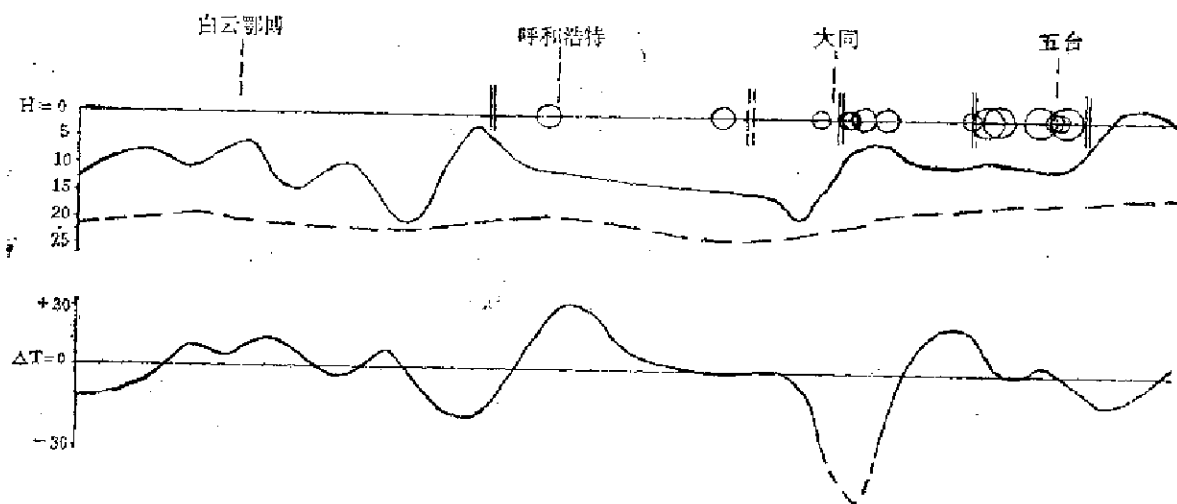


图 5—15 华北地台航磁特征与基底构造及地震活动性关系剖面图

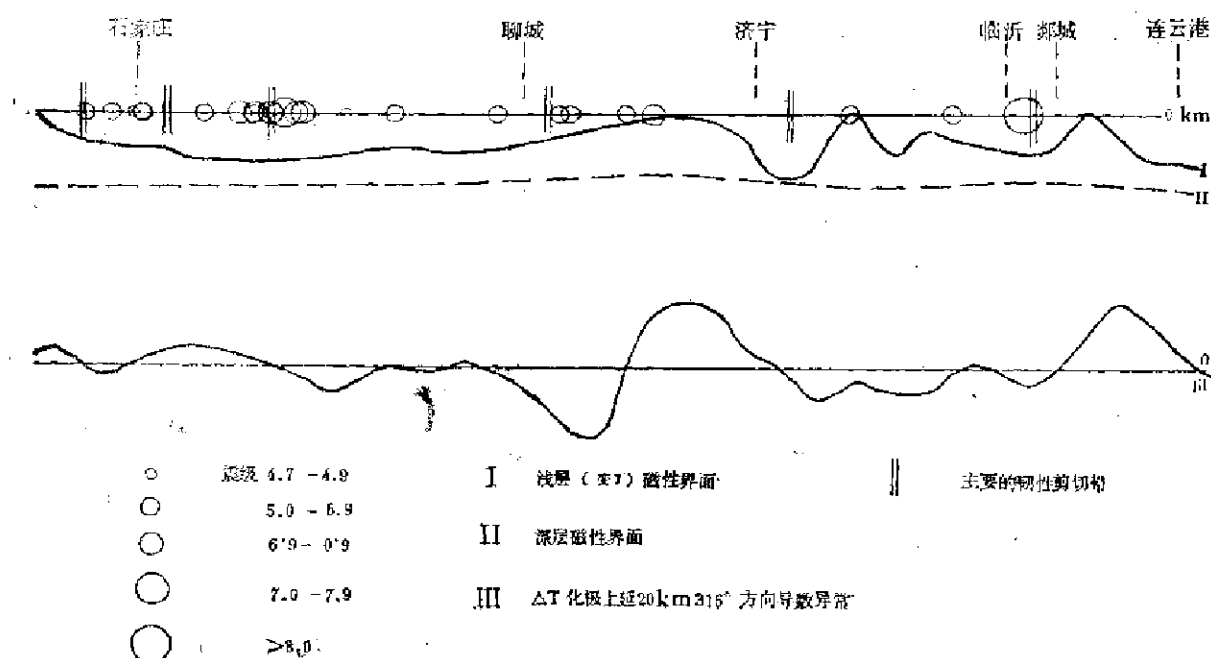
里木克拉通分离开来，在二者之间形成广阔的海盆。在克拉通内部，早元古代的沉积大都发育在以这些剪切带为背景的海槽或海盆中。说明伴随着持续的剪切位移过程，原始陆块曾经发生了向东西两侧的伸展和逆时针的内部转动，导致了华北—塔里木原始大陆的整体扭曲和解体。五台运动和吕梁—中岳运动使这些海槽（盆）的沉积褶皱变质，在造山带中形成各种不同的褶皱样式，并且最终使再改造了的太古宙克拉通重新焊接在一起，形成更大规模的华北—塔里木原地台（马杏垣等1963，1979）。华北地区的线性航磁异常带或梯度带与之对应，也反映了这一再造作用的结果（图5—15）。

在华南构造区，早元古代的构造发展可能存在着另外一种样式，代表通过大陆边缘优地槽活动带的演化造成大陆的横向增生。在第二个造盾期结束时，上扬子陆块基本形成了。此外，在东北和西北构造区的北部，也形成较小规模的陆块。

2. 巨型剪切带系统

华北构造区早元古代的古老构造样式之一，是发育东西向和北东向两组巨型剪切带系统，它们对华北乃至西北构造区整个早元古代的地质历史发展，起着明显的控制作用。

在太古宙末韧性剪切扭动的基础上，早元古代持续发展并逐渐形成了一系列更醒目的走向北东的剪切带。从空间上大体可以归纳成三个系统。它们的特点有许多共同之处，但研究的详细程度却差别很大，在此只能概略讨论。在华北构造区的东部为古郑庐剪切系统，中部为大同—环县剪切系统，西北构造区东部与华北构造区之间为阿尔金—狼山剪切系统（参见图5—1）。所有这些剪切系统都具有左旋运动的特点，根据在东部和中部剪切系统的某些韧性剪切带中的研究表明，它们在早元古代的活动伴随着绿片岩相的动力退变质作用，并发育了各种类型的韧性糜棱岩（Sibson, 1977; White, 1980）以及露头尺度可见的韧性剪切变形构造。说明当时的大陆地壳还不是完全刚性的，但是较晚太古代来



说，其热流值已经显著降低了。

沿著名的郯庐断裂带，在山东和安徽境内的太古—早元古界变质岩中，已经逐渐鉴别出了一些发育糜棱岩的古老韧性剪切带（图5—16），它们是被晚期脆性断裂作用改造或复合的结晶基底中的高应变剪切变形带。走向为NE40—60°左右，主要倾向为SE，不具断层的地貌特征。因而完全不同于主要在中生代晚期形成的以堑垒构造为主的郯庐断裂带。它们是古郯庐剪切带存在的标志。例如，在大别山东麓的桐城—潜山，安徽东北部的五河—嘉山，以及肥东、沂水、安丘、招远和辽东的新宾—桦甸等地，近年来都陆续发现了一些沿北东或北北东走向断续延伸的糜棱岩带，其宽度可从露头尺度到上百米不等。其中糜棱岩化的程度，向剪切带的中心逐渐增高，局部形成超糜棱岩，向剪切带的两侧则逐渐降低并过渡为未变形的原始片麻岩或花岗片麻岩。在大别山东麓（图5—17）的研究表明，早期韧性剪切作用形成的大量糜棱岩（图版IV—6）只是在桐城—小池断裂带附近存在，代表片麻岩或糜棱片麻岩发生韧性剪切变形的产物。其中较脆性的长石发生晶纹歪曲或轻微的位错，而塑性变形的石英则因压溶而重结晶，围绕长石碎斑形成层纹结构，这些糜棱岩又明显地受到后期脆性破裂变形的改造，然而，在它附近较晚期形成的脆性断裂（如桐城—小池断裂、龙井关—水吼岭断裂等）中，则不存在这类以出现韧性基质为特征的糜棱岩，而以反映脆性变形的碎裂岩为特征。

在五河—嘉山地区，古郯庐剪切带也同样经过多期的断裂变形（图5—18a）（高焕章，1982）。早期形成近南北向或北北东向的千糜岩带和片理化带，代表古郯庐剪切带的产物。它们同样具有左行平移的特征并且伴随着动力退变质作用。南段丁冲到徐岭一带近似白岗岩的花岗岩体中，石英拉长成细条纹，形成近南北向的面理构造。千糜岩化作用在片

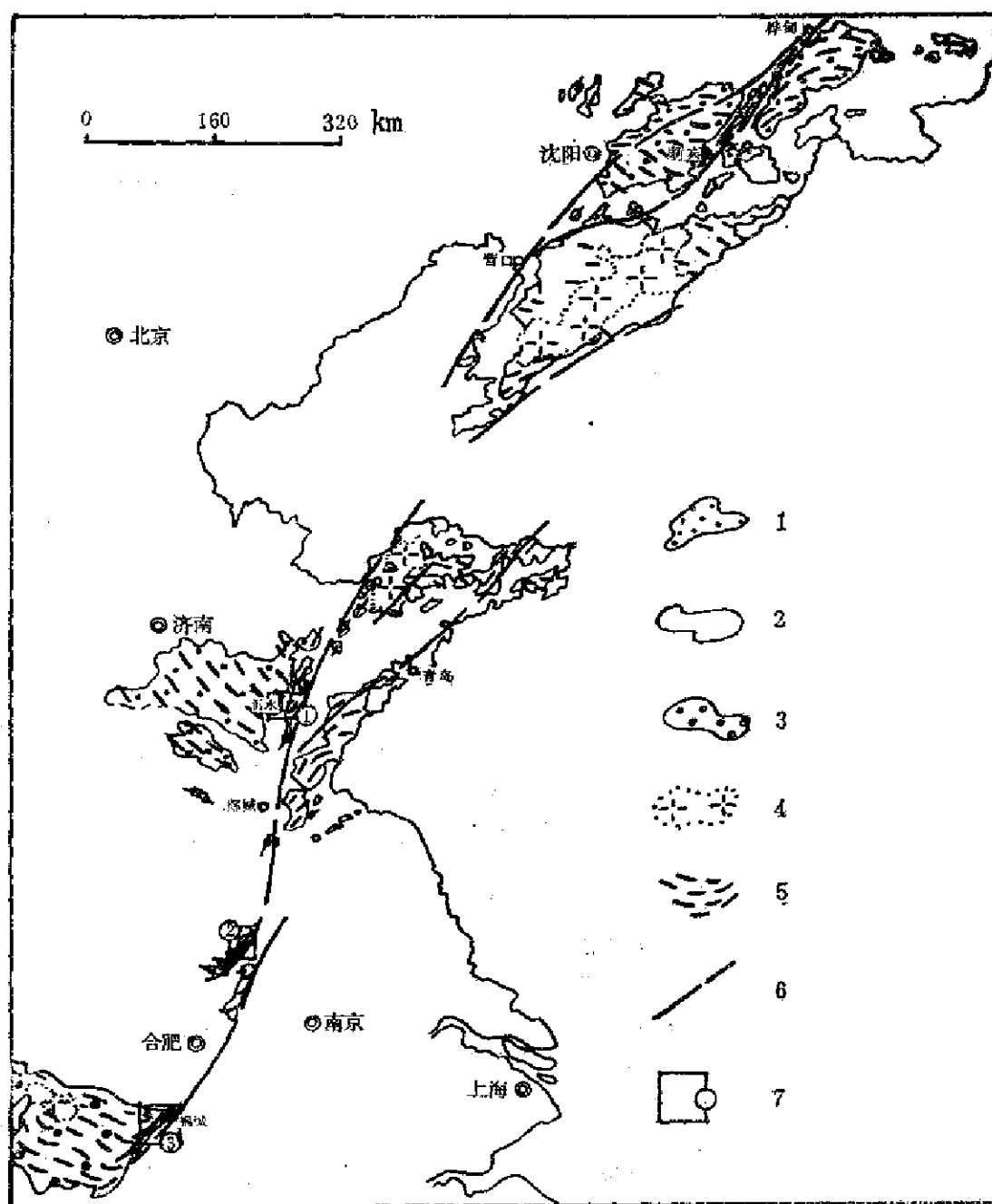


图 5-18 古邾庐剪切带示意图

1—太古界；2—下元古界；3—太古—下元古界未分；4—混合花岗岩；5—片理及片麻理走向；6—韧性剪切带；7—详细工作地区及编号；①张家声，1983；②高焕章等，1982；③孙荣生，1981

理带中心程度最高，向两侧则过渡为片理带（图5—18b）。

在山东中部沂水地区的详细研究（张家声1983）提供了较丰富的变形特征，在这里，韧性剪切形成的糜棱岩带与泰山杂岩中北西走向的片麻理呈高角度相交（参见图5—13）。其中发育了（Sc）和Sm两组面理。Sc代表剪切带中简单剪切应变椭球体中的压扁面（XY面），表现为变形和新生矿物的定向排列以及片麻岩残留体的长轴定向，在XZ面上呈拉长的“S”形展布，向两侧没入原始片麻理之中，向中心与剪切带的走向趋近平行；Sm则代表糜棱岩化岩石中的新生面理。随着韧性剪切带的递进变形以及其中局部存在着的不均一性因素，以Sm为运动面的不同尺度的褶皱现象非常普遍（图版VI—5）。在有标志性岩性层存在的情况下，韧性剪切带两侧的岩石发生了显著的左行位移（图5—19），位移的幅度一般与糜棱岩带的宽度呈正比。显微观察表明，韧性剪切带中的糜棱岩，以其中出现以晶质塑性变形机制的韧性基质为主要特征，而区别于传统意义的糜棱岩和脆性断裂作用形成的碎裂岩（Sibson, 1977; Mitra, 1978），反映它们形成时不同的物理力学条件。同时，由于韧性剪切带在宏观上具有连续的简单剪切变形特征以及新生的面状和线状构造，从而有可能对它进行应变测量（Ramsay, 1970），系统地了解韧性剪切带中的应变状态和位移。在这一期发育糜棱岩的剪切带中，由于具有明显的绿片岩相的动力退变质作用，

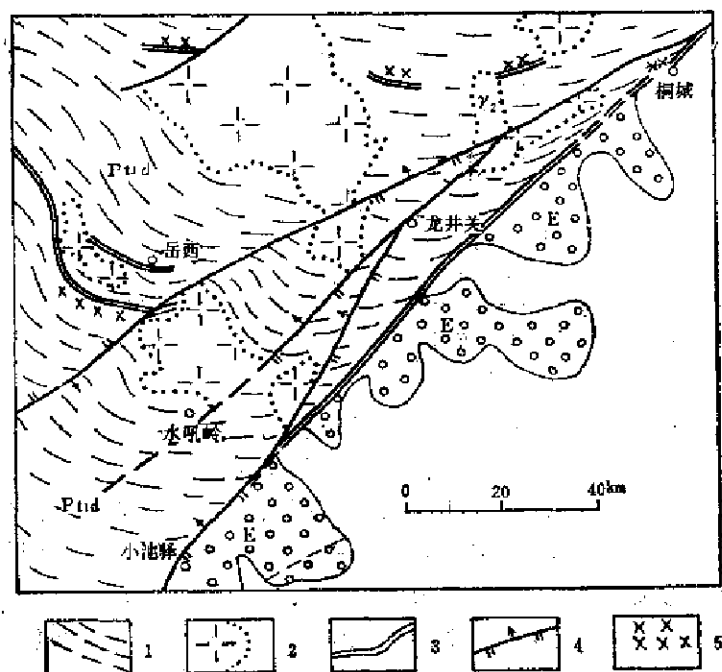


图 5—17 大别山东麓构造略图（据孙崇圭1981改编）

1—片麻理、片理；2—混合花岗岩；3—韧性剪切带；4—脆性断裂；5—构造岩带

因此在变形岩石中保存了大量丰富的显微构造现象，可供我们详细了解矿物颗粒的变形过程，以对其变形机制作出符合实际的解释。显微观察发现，不同的岩石在发生糜棱岩化后具有不同的特点。在长英质岩石的糜棱岩中，由发生了塑性变形和同构造重结晶的石英以及新生的绢云母等矿物组成韧性基质，并承担了其中主要的位移，而相对强硬的长石则以

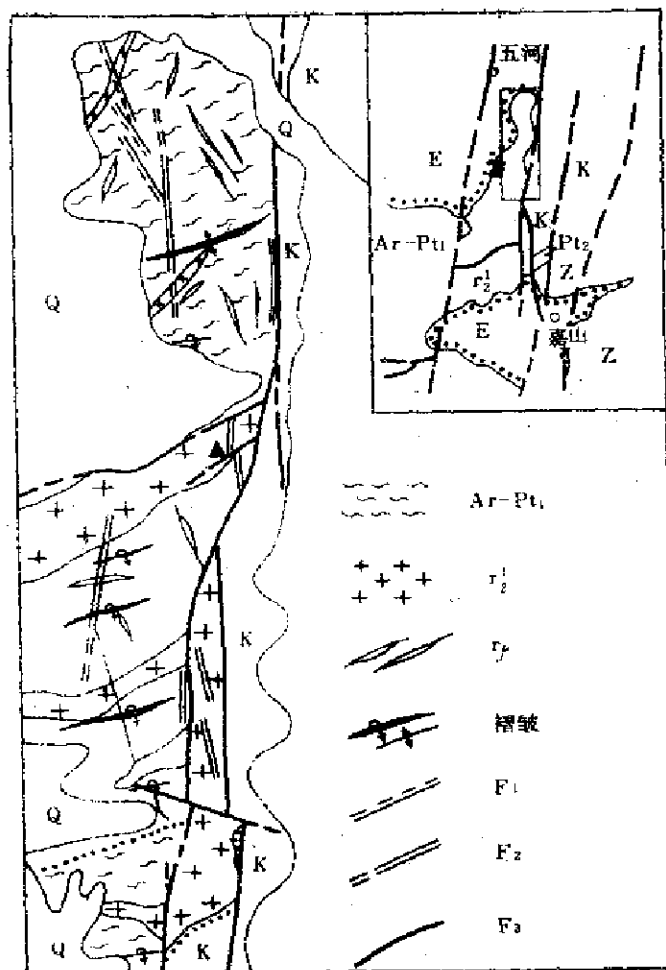


图 5-18a 五河四固堆—嘉山小张庄间郯庐断裂地质构造图 (据高焕章等, 1982, 略有修改)

Ar—Pt₁—五河群和凤阳群; r₁—元古宙混合花岗岩

脆性破裂的方式形成碎斑 (图版 V—1), 二者表现出典型的糜棱结构和流动构造 (图版 V—2)。然而, 当围岩是角闪石质片麻岩时, 在其糜棱岩化过程中, 以大量在退变质作用中产生的新生绿泥石和绢云母等组成韧性基质, 而石英和长石最初都是作为碎斑的形式出现的 (图版 V—3)。在各种不同类型的糜棱岩中, 向剪切带的中心糜棱岩化程度均表现出递增的趋势, 局部出现超糜棱岩和与断裂增温有关的变晶糜棱岩。糜棱岩中韧性基质的变形机制, 包括与退变质有关的新矿物化作用 (neomineralization)、同构造的重结晶作用以及位错蠕变和压溶、扩散蠕变等等。正是由于糜棱岩中韧性基质的存在, 破坏了结晶岩石中相对强硬矿物的应力支撑结构, 释放了大部分应变能, 使剪切带中岩石的变形以韧性方式持续进行, 随着递进的变形发展, 糜棱岩化程度不断增高, 韧性基质的含量也不断增多, 从而导致了整个剪切带中的应变软化现象。在这些韧性剪切带中进行的应变测量和构造分析的结果表明, 当其中的剪应变大于 2.3—5.5 以后, 剪切带两侧的岩石逐渐失去其宏观上的连续性, 因而更具有“韧性断层”的特征 (图 5—20)。此外, 长英质糜棱岩中变形和同构造重结晶的石英具有很好的结晶学亚组构特征和典型的“核—幔”双重结构, 而且

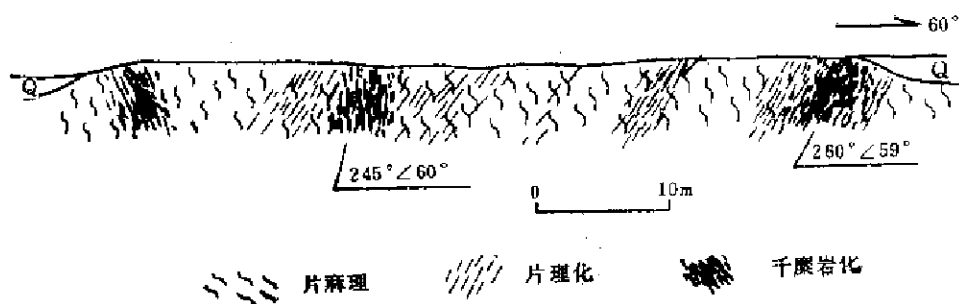


图 5—18b 白云山压剪性片理化带实测剖面（部分）（据高焕章等，1982）

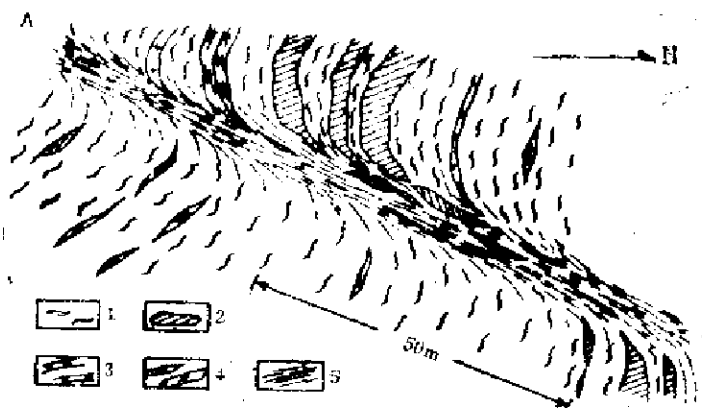


图 5—19 发育糜棱岩的韧性剪切带（山东沂水县柏家坪东）

1—混合花岗岩片麻岩；2—角闪石岩；3—长英质顺层混合岩脉；4—斜长角闪岩残留体；5—韧性剪切带和糜棱岩。糜棱岩带宽约10米，左行位移约50米

石英光轴的组构特征随着剪切应变的增加出现有规律的变化（图5—21），反映韧性剪切带中持续缓慢的变形过程。根据变形石英的亚颗粒和重结晶新颗粒的粒径估算的古应力值大约在 $580-745 \times 10^5 \text{Pa}$ 之间，与国外一些大型剪切带的情况相近似^①。

华北地台北部，发育东西向和北北东向两套古剪切系统，它们的生成时间至少可以追溯到晚太古代末期，并经历了长期的演化历史。其中古尚义—赤城断裂和太仆寺旗—赤峰断裂，分别构成了“内蒙地轴”的南缘和北缘断裂。在“内蒙地轴”内部，还有隆化断裂、丰宁断裂等。在呼和浩特以北，发育了近东西向的大型糜棱岩带和低角闪岩相—绿片岩相的动力退变质带。它们一起将“内蒙地轴”分割成近东西向延伸的一系列相互叠置的断片。总体说来，这些古老的断裂或剪切带内部结构复杂（图5—22），断裂岩类型很多，反映既有早期中深层次的韧性变形特征，又有晚期地壳上部层次脆性破裂的形迹。主断裂面及新生面理向北缓倾斜，体现出上盘向南发生逆冲，在三维空间上，构成单斜对称的叠瓦状组合。这种空间上的格局及平缓的剪切面特征，在露头尺度上也可观察到（图5—23，图版V—4）。小型尺度上的平缓韧性剪切带，或许就是大尺度上断裂的缩影。如果是这样，则整个华北地台北部，当时沿着一些尺度不同的滑脱面“分层剥离”，由北而南滑移的可能性，

① 王其允，1980，岩石的脆性破坏与断层的某些特征。

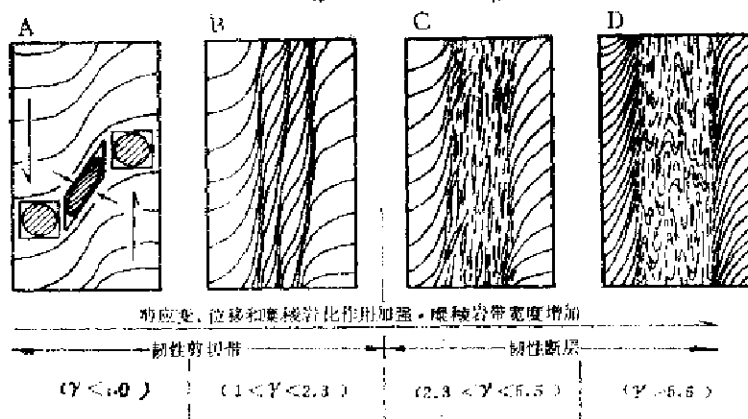


图 5—20 韧性剪切带递进变形模式

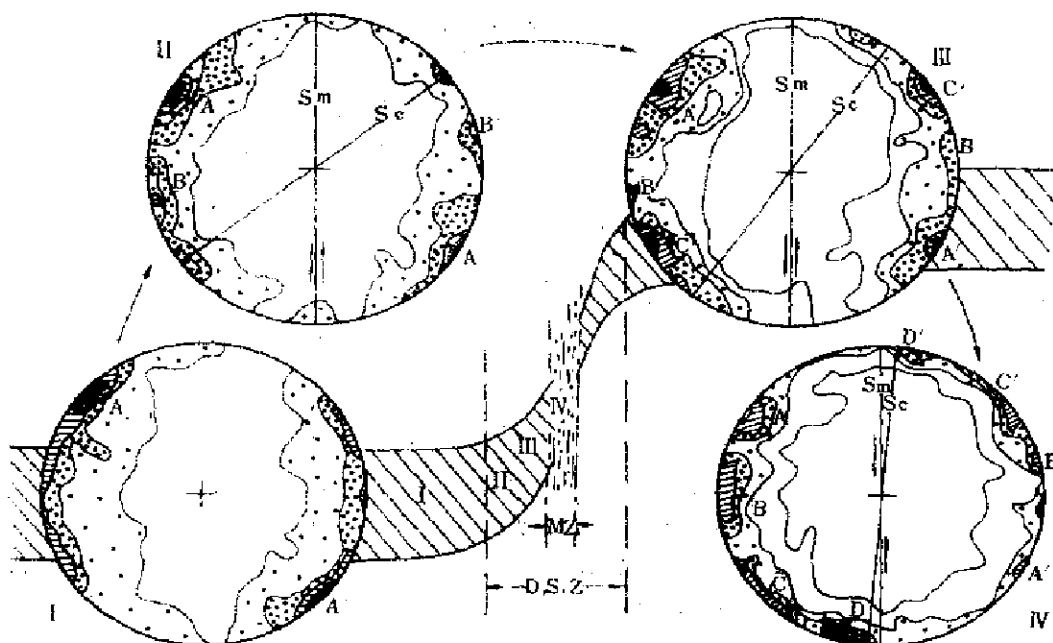


图 5—21 韧性剪切带中变形石英C轴的发展趋势

A—原始片麻岩中石英C轴优选方位；B、C、D—分别为剪切带中Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ位置上石英C轴的优选方位；Sm—糜棱岩面理，代表剪切带方向；Sc—代表矿物颗粒的伸长方向，切片与剪切带面理垂直；I—203颗石英C轴投影，每1%面积0.4，—2.6，—5.2，—7.8%；II—201颗石英C轴投影，每1%面积0.5，—3，—6，—8，—9.8%；III—214颗石英C轴投影，每1%面积0.5—1.5—3—5，—7%；IV—244颗石英C轴投影，每1%面积0.4，—2.1，—3.2，—4.1—5.3%；MZ—糜棱岩带；D.S.Z—韧性剪切带

是值得引起重视的。这样一种运动模式，在海西—印支运动时期，于燕山东段的宽城地区也可看到（图5—24）。与国外许多古老地盾区内发育的大型剪切带有许多相似的样式（Coward, 1984, Davidson, 1984）。上述地区，北北东向的剪切带也很发育，大的如沿青龙河断裂、青龙断裂、北石城断裂等处，小尺度的剪切带则随处可见。内蒙兴和县南部的集宁群中的剪切带，韧性特点明显，表现为先期片理或片麻理的偏转、标志体的拉薄和牵引

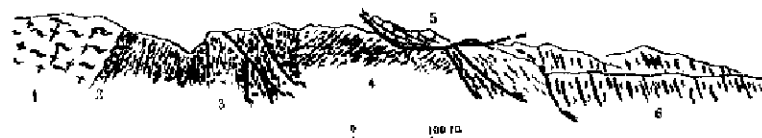


图 5—22 崇礼县北尚义—赤城断裂剖面图

1—崇礼群；2—角砾岩；3—糜棱岩；4—变晶糜棱岩；5—元古宙；6—红旗营子群

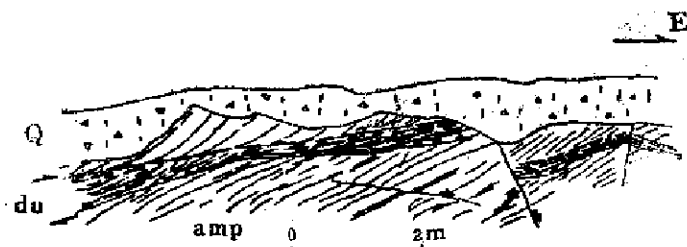


图 5—23 赤城县龙关南崇礼群中小型韧性断裂

Q—第四系；amp—斜长角闪岩；du—韧性断裂

(图版 V—5, VI—1), 沿着剪切面往往有伟晶质脉体的贯入 (图 5—25), 反映了伴随强烈剪切应变的分凝作用和物质的迁移及再沉淀现象。由于左行剪切运动, 使得早期近东西向的构造线, 规律地发生向北或向南偏转, 形成规模不等的 S 形构造展布格式。最大的 S 形构造, 即东西走向的燕山于东段喜峰口一带向北东方向的偏转, 西段于小五台山一带向西南方向偏转, 均可能是受 NNE 向的韧性剪切或左行扭动控制而产生的。

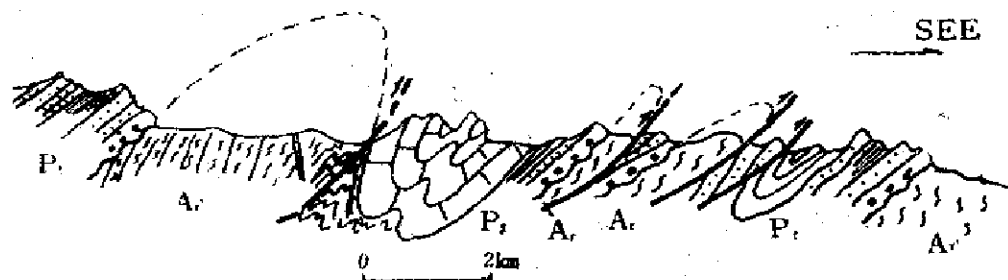


图 5—24 宽城县峪耳崖构造剖面

示海西—印支运动形成的叠瓦状构造

关于狼山剪切带和阿尔金—北山剪切带, 目前对它们的形成时间还存在着不同看法 (黄汲清等, 1974; 任纪舜等, 1981; 冯先岳等, 1982) ①②。根据它们对阿尔金山脉和柴达木—阿拉善地区广泛发育的中、下元古界变质地层的控制作用, 以及断裂带附近古老变质岩系的强烈变形特征, 我们推测这两条巨型韧性剪切带也有可能是在早元古代阶段发育起来, 并且在中晚元古代和显生宙阶段均有明显构造活动。它们所表现的左旋剪切扭动

① 姜春发等, 1979, 北山剪切带与狼山剪切带;

② 据胡金庆来信

特征和构造走向, 与华北构造区内部早元古代北东向的巨型剪切带系统完全一致, 也是一个明显的证据。

由此可见, 早元古代阶段的韧性剪切作用, 除了表现出丰富的露头构造现象, 并且不同程度地发育了糜棱岩以外, 更重要的是它们代表早元古代阶段对太古宙原始硅铝壳的改造

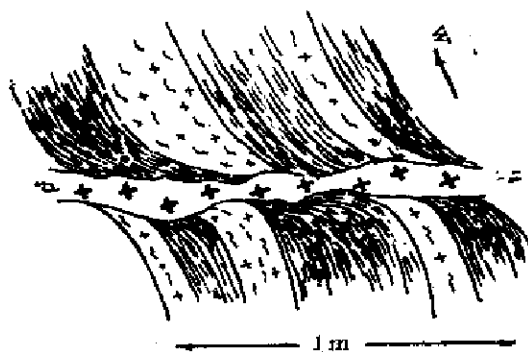


图 5—25 内蒙兴和县太古宙片麻岩中的
小型韧性剪切带及其中的伟晶岩脉 (P)

作用, 并且控制着早元古代绿岩海槽或海盆的分布 (详见第三节)。在华北构造区的结晶基底上最终形成以东西向和北东走向的韧性剪切带为主干的古老断裂构造格架, 代表这一阶段显著的构造样式。由于其中某些剪切带作为结晶基底中的薄弱带, 在以后的地质历史中, 不断发生继承性的断裂活动, 成为长寿断裂, 对华北构造区的发展历史有着重要的意义。由于这一研究工作才初步开始, 其中某些剪切带在盖层下的延伸, 是根据线性的航磁异常、重力异常等资料和附近的地质—构造背景加

以推断的 (例如大同一环县剪切带等)。因此, 有待于今后的研究加以证实。

需要指出的是, 在华北构造区前吕梁—中岳期的结晶基底上, 局部地区还存在着古老的北西走向的剪切变形带。它们一般规模较小, 构造性质多种多样。例如, 辽东清原地区晚太古代北西走向的原生绿岩带和次生绿岩带, 有可能是受北西向韧性剪切作用控制的; 在桦甸—抚松一带鞍山群变质杂岩中, 也存在着北西走向的糜棱岩带^①; 而华北构造区南缘大别群中北西西走向的韧性剪切带, 则可能具有逆冲或推复构造的特征^②; 此外, 根据航磁及重力等地球物理资料并结合区域构造解析推测, 唐山—张家口的北西向构造带 (马杏垣等, 1979) 不仅对结晶基底的早期构造发生明显地改造 (参见图5—1), 而且对现代地震活动性也有明显的控制作用。但是这些北西向古老构造带对早元古代活动带的展布以及结晶基底基本构造格架的影响, 似乎不如东西向及北东向巨型剪切系统显著。

3. 盆地和活动带

早元古代早期阶段, 华北—塔里木陆块内部的裂陷活动, 可能是同上述巨型剪切带的拉张剪切作用相联系的, 大致为南北方向的挤压导致陆块在东西方向的伸展, 主要是通过北东走向的剪切系统发生转换的。沿着这些北东向的再改造的带状地区, 高热流值和剪切作用产生的应变软化 (strain softening) 现象, 使陆壳容易发生“缩颈”。平面上, 突出地表现在华北、塔里木两陆块之间, 经过左行剪切拖曳之后最终分离开来, 形成柴达木—阿拉善海盆。海盆两边的陆块似乎可以拼合起来。垂向上的“缩颈”作用, 使其中较软的地壳拉薄、沉陷, 形成没有明确构造边界的海槽或海盆, 接受巨厚的火山—沉积堆积, 同时伴随地幔的上隆和地幔物质的穿入, 使其中发育了一套后期变质达角闪岩相到绿片岩相的优地槽建造, 并具有绿岩带的特点 (例如五台群、双山子群等), 局部为冒地槽性质的沉积。而上述广泛发育的韧性剪切带, 则构成了早元古代阶段不同构造单元之间的转换边界。至

① 阮忠义等, 1981, 吉林南部地区太古代地层构造解析;

② 徐树桐等, 1983, 安徽大别山区的构造滑动和冲断层

早元古代晚期，随着地壳厚度和刚性的增加，局部发生了继承性的脆性断裂，并控制了冒地槽型的沉积（例如溇沱群、青龙河群等）。而在华北陆块的南、北边缘和华南构造区的早元古代地层，可能同大陆边缘的横向增生有关。

在华北构造区，早元古代造山带的演化经历了五台运动和吕梁—中岳运动两个阶段，后者大都是在前者的基础上发展起来的，因而具有继承性的特点。这些造山带各自具有不同的构造样式，它们似乎反映了早期以造山带物质“挤出”，导致活动带继续发展；和晚期以造山带物质“挤入”，活动带演化终止为主的构造运动特征。

由于上述早元古代盆地和活动带的形成，造成太古宙克拉通的裂陷解体，而晚期的褶皱和造山运动，又使它们重新“焊接”起来，形成更加稳定和广阔的原地台。

冀东地区的青龙海槽是在太古宙末于硅铝壳基础上通过裂陷作用发展起来的。其两侧早期的构造—岩石组合可以衔接起来（图5—26）。青龙海槽呈北北东向展布，似乎位于两个太古宙花岗岩—片麻岩穹窿之间。其中发育了早元古代早期的双山子群和晚期的青龙河群（孙大中等，1984）。双山子群与五台群对比，总厚度大于3000米，下部原岩为一套砂泥

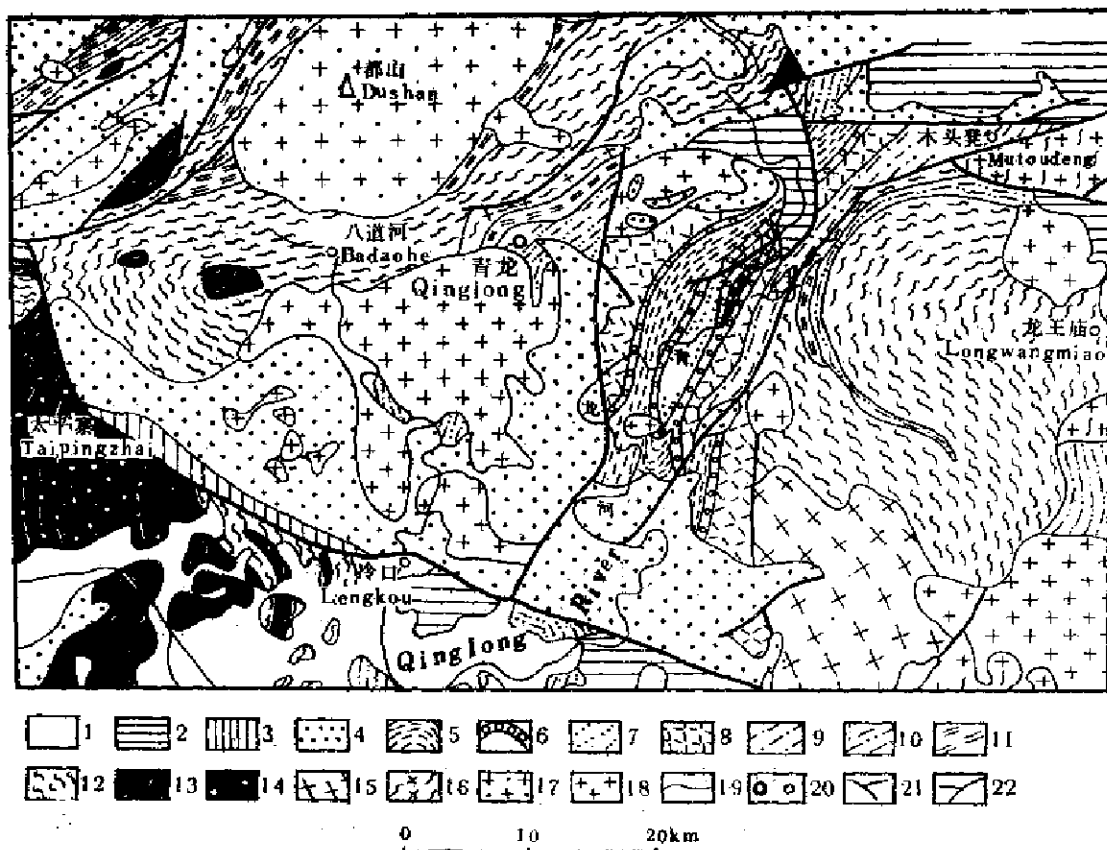


图 5—26 青龙地区早前寒武纪地质图

1—新生界；2—中生界；3—古生界；4—中、上元古界。青龙河群，5—棒罗台组；6—张家沟组；双山子群，7—下白城子组；8—鲁杖子组；9—茨榆山组。八道河群，10—三门店组；11—海杖子组；12—王厂组。迁西群，13—三屯营组；14—上川组。15—角闪混合花岗岩；16—混合花岗岩；17—元古代花岗岩类；18—中生代花岗岩类；19—地质界线；20—县城、镇；21—断层；22—河流

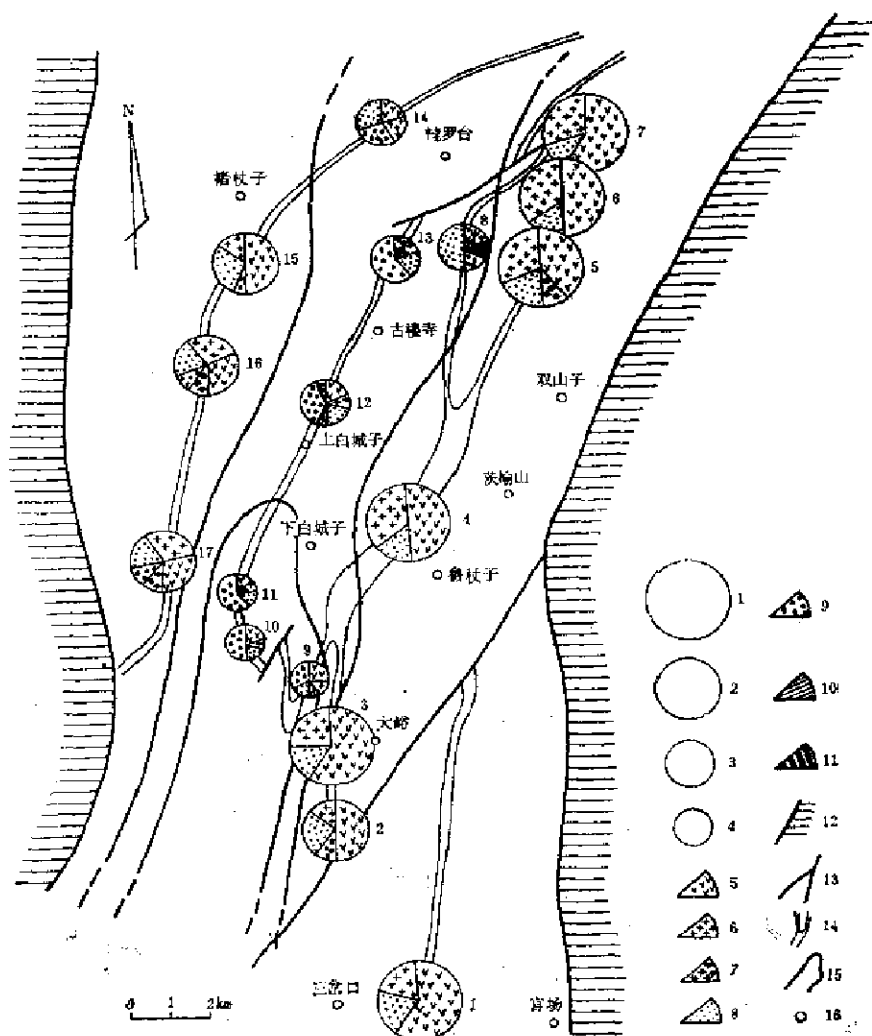


图 5—27 青龙河群底砾岩砾石成份和大小变化图

砾石：1—平均砾径64—256毫米；2—平均砾径32—64毫米；3—平均砾径16—32毫米；4—平均砾径4—16毫米；5—变火山岩；6—变花岗岩；7—混合岩；8—变粒岩；9—脉石英；10—片岩；11—磁铁矿石岩；12—八道河群；13—断裂；14—变质砾岩层；15—砾岩等砾度线；16—村镇（图中砾径圆旁的数字为观测地点编号）

质碎屑沉积；中上部为火山—沉积岩系，包括玄武岩、安山岩、英安岩和流纹岩，以及一部分反映还原环境的火山碎屑岩、粘土岩和粉砂岩，玄武岩中普遍发育枕状构造（图版V—6），说明上述火山—沉积建造是水下环境的产物。火山活动的旋迴性明显，自下而上，也显示了由拉斑玄武岩系列向钙碱性系列演化的过程；青龙河群可与津沱群对比，下部为基底式胶结为主的复成份付砾岩，可能属于浊流沉积的产物。从砾石成份和大小的变化规律以及空间的位置来看，推测当时的海底浊流是自北向南流动的（图5—27）；上部为一套递变层发育的泥砂质夹铁硅质沉积，同样也反映了海槽退化的历史。目前所见到的青龙海槽两侧为断层所围限，但是从上述沉积建造序列的特征上看，主要的断裂活动似乎应该在

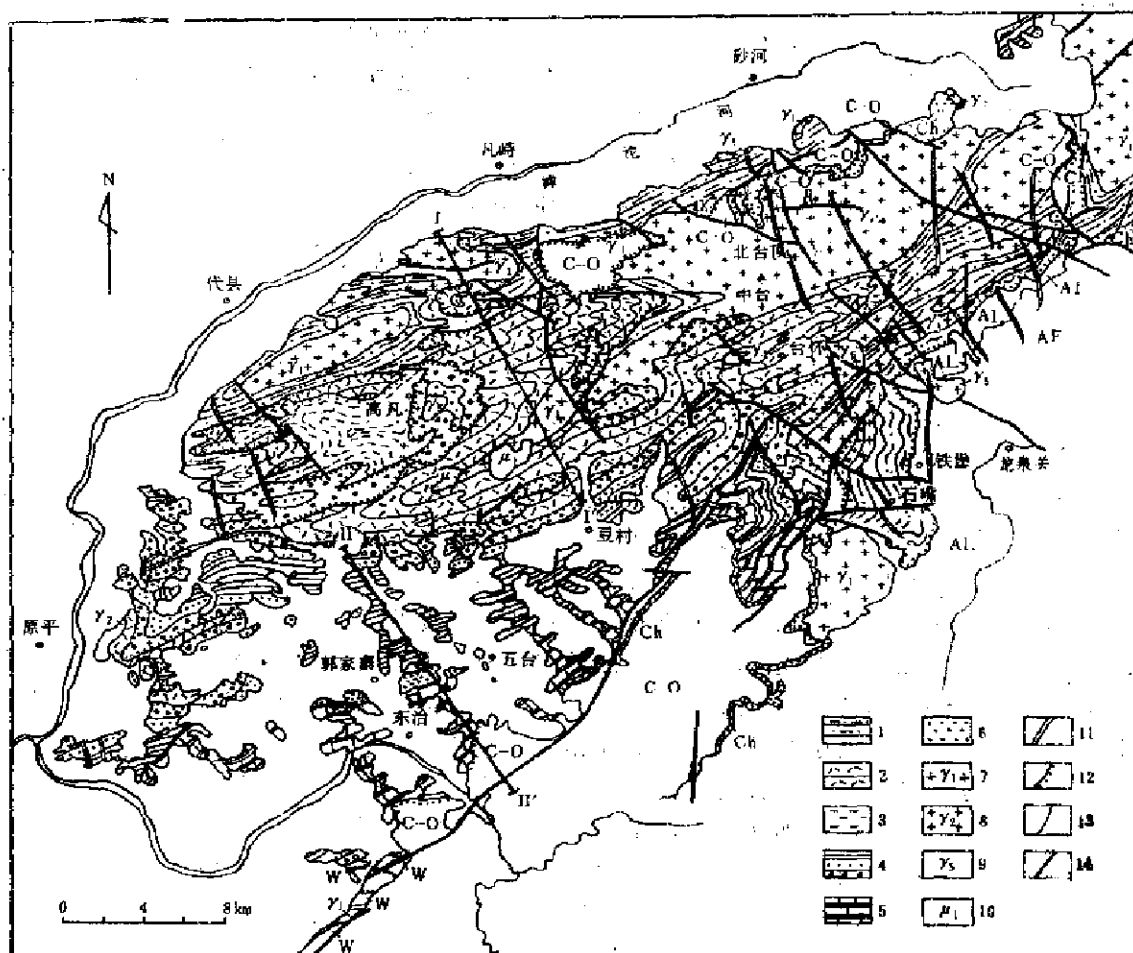


图 5-28 五台山前寒武纪地质图

The Geological Map of Precambrian of Wutaishan Region

(据白瑾、徐朝雷等, 1982; 及山西省区调1/20万平遥关峡, 1966, 修改)

1—五台群石咀亚群; 2—五台群台怀亚群; 3—五台群高凡亚群; 4—滹沱群豆村亚群; 5—滹沱群东冶亚群;
6—郭家寨亚群; 7—太古宙花岗岩类; 8—元古宙花岗岩类; 9—中生代花岗岩类; 10—太古宙辉绿岩; 11—基
性岩脉; 12—不整合; 13—地质界线; 14—断层

双山子群褶皱以后, 即青龙河群的沉积阶段中。青龙河群是典型的地堑式海槽中的沉积。

处于华北地台中部的五台海盆很可能还是早元古代早期(26—23亿年)形成的具有绿岩带性质的盆地。从现在空间展布的特点来看, 它呈北东方向叠置在太古宙硅铝壳基底之上(5—28)。在其东南部的阜平地区和西北部的恒山地区, 太古宇变质杂岩中, 均可见到受北东走向的左行韧性剪切作用改造的迹象。在恒山地区, 东部由桑干杂岩构成的龙山—马松岩褶皱, 为北西走向的短轴背形, 其内部的麻粒岩残留体均呈北西走向产出, 与东南部阜平群穹状复合褶皱群的核部构造走向遥相对应, 而西部主要由恒山杂岩构成的白银寺背斜, 其构造线既受老的北西向构造的制约, 又受晚期构造运动的改造, 构造线走向由北往南逐渐从北西转变成东西或北东东, 显示了弧形牵引的特征。无论是阜平地区的阜平群

和龙泉关群还是恒山地区的桑干杂岩和恒山杂岩，它们的构造线在靠近五台群的地段，都趋向于与北东或北东东走向的五台群的构造走向一致。总的来看，在五台群分布区两侧的太古界杂岩中，形成两个方向相反的帚状旋扭构造。如果把五台群分布区西北和东南两侧的太古代地体当作一个整体，则它们的构造线方向的转变，反映了晚太古代末到早元古代阶段北东方向的左行韧性剪切作用，而五台群就可能由巨型韧性剪切带控制的海盆中的产物。据山西地研所介绍^①，在恒山南麓存在着近东西走向的角闪岩相动力退变质带，它们可能是晚太古代末的韧性剪切作用，对桑干杂岩中北西走向的麻粒岩相变质体改造的结果。

五台群不整合覆盖在太古宙硅铝壳上（参见图5—28），构造上不受区域性断裂的控制。经过几十年的构造研究（王曰伦等，1953；马杏垣等，1957），近年来白瑾等（1982）、杨振升（1982）、冀树楷等（1984）在这套变质岩系中又发现了两个不整合面，将五台群由下而上划分为石咀、台怀和高凡三个亚群。石咀亚群不整合覆盖在太古代龙泉关群之上，厚约4000米，变质达角闪岩相。下部陆源碎屑岩、碳酸盐岩和粘土岩沉积组合，可能反映当时的浅海沉积环境；上部为基性到中酸性火山岩和火山碎屑岩，夹少量呈层状分布的超基性岩。台怀亚群厚约2000米，主要为绿片岩相的变质岩，为本区最重要的含铁层位。底部出现不连续的变质砾岩，主要原岩为基性—酸性熔岩和火山碎屑岩，夹少量泥砂质沉积，往上部层位，酸性成份增多，在变质基性熔岩中见有枕状构造（图版VI—2）和杏仁构造。高凡亚群厚约1500米，属于次绿片岩相，为砂泥质浊流沉积（图版VI—3），代表海盆结束阶段的产物。上述石咀亚群的上部和台怀亚群分别构成两个从基性到中酸性火山作用旋迴，但是台怀亚群相对表现出钠质增高以及往上部酸性岩增多的特点。基性岩主要为拉斑玄武岩系列，少数属钙碱系列；中酸性岩主要为安山质、英安质和流纹质等钙碱系列岩石，部分显示细碧角斑岩系的成份。火山作用的旋迴性明显，表现了由拉斑系列向钙碱系列演化的特征，反映了活动带的构造环境。石咀亚群下部层位的某些具有大洋拉斑玄武岩性质的基性火山岩，可能反映了活动带早期幔源物质的侵位。此外，在五台群分布区还见有大量的早期钠质花岗岩和晚期的钾质花岗岩。因此，五台群以其中发育从拉斑玄武岩系列到钙碱系列的旋迴性火山建造和上部高凡亚群的沉积建造特征，反映了绿岩带的性质，它们同花岗质岩石一起，构成早元古代的花岗绿岩区。然而，对于五台群形成的构造环境，目前还存在着不同的认识，一些人从当前岩石地球化学研究的结果出发，认为五台群的火山岩系主要为岛弧型的钙碱系列建造。结合某些同岩层面理近于平行的古断裂发育的情况，认为五台海盆的封闭，有可能是古陆碰撞的结果。这些不同认识说明今后尚需进行更加深入的研究。

23—22亿年前后的五台运动最终使五台群褶皱成山。在这个基础上，出现了由断裂控制的早元古代晚期活动带，形成冒地槽式的沉积环境，沉积了滹沱群（图5—32）。现在所见到的滹沱群总厚近万米，变质达次绿片岩相，下部由变质砾岩、石英岩、千枚岩夹白云质大理岩组成，往上出现变质的大陆拉斑玄武岩，上部由少量石英岩、板岩和大量富含叠层石的白云大理岩组成，并开始出现了红色地层。滹沱群中多级次的沉积旋迴极其发育，沉积分异强烈，内部存在不整合以及基性火山岩活动等特点，说明当时地壳仍然具有较高

① 山西地研所，1983，在华北变质岩编图会上的发言

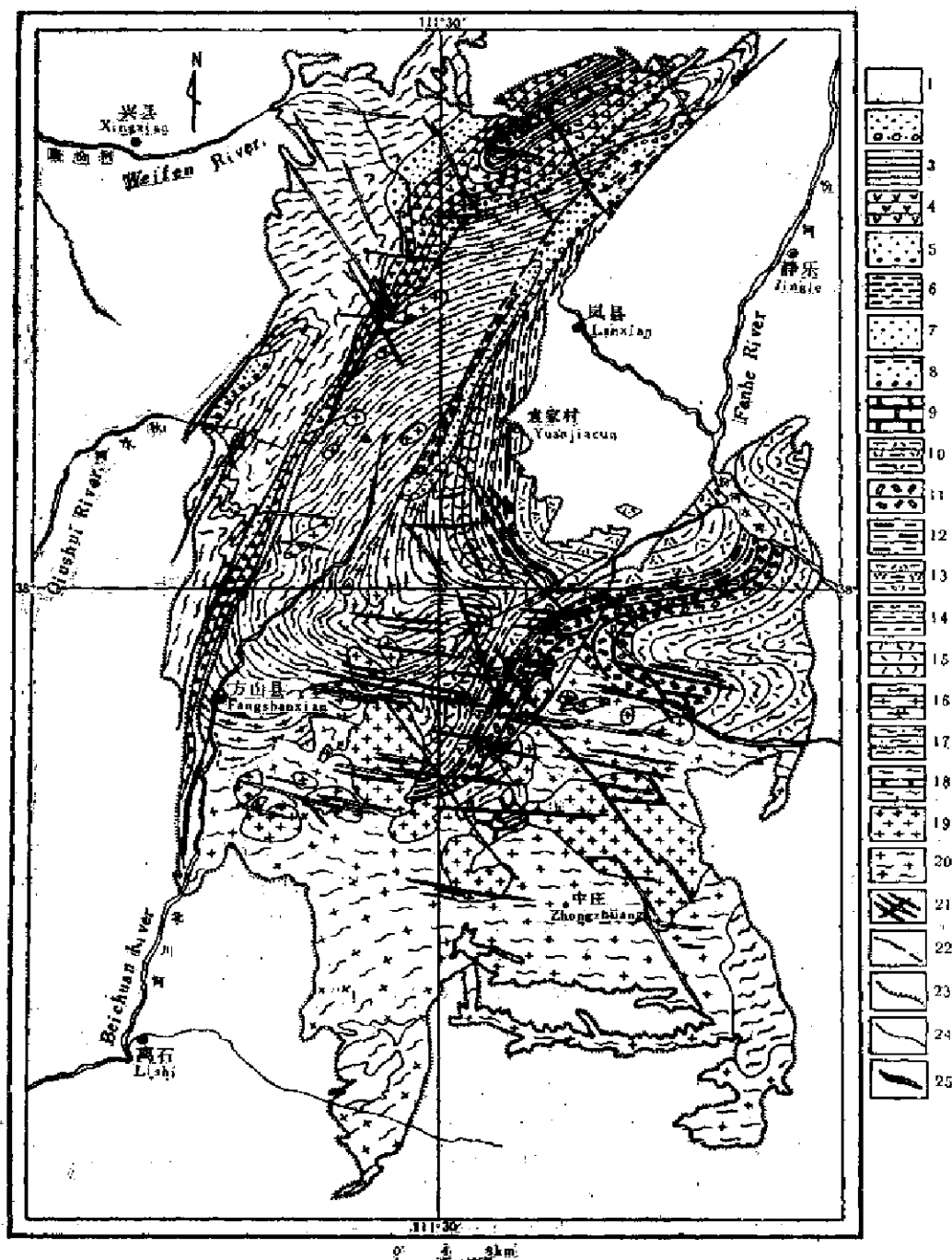


图 5-29 吕梁山前寒武纪地质略图
(据山西区调队1/20万 静乐幅, 1972)

The Geological Sketch Map of Precambrian of Lüliangshan Region

1—显生宙, 2—黑茶山群, 3—野鸡山群, 3—程道沟组, 4—白龙山组, 5—杨柳树湾组, 凤河群, 6—乱石村组, 7—石窟凹组, 8—前马宗组, 吕梁山群, 9—长教山组, 10—杜堂村组, 11—横尖组, 12—青杨沟组, 13—宁家湾组, 14—袁家村组和裴家庄组, 15—近周峪组, 16—杜家沟组, 17—赤坚岭组, 18—界河口群, 19—太古宙花岗岩类, 20—混合花岗岩, 混合片麻岩, 21—基性岩脉, 22—断层, 23—不整合, 24—地质界线, 25—磁铁石英岩层

的活动性,直到1850百万年前后的吕梁运动使滹沱群褶皱迴返,才真正结束了五台海盆的发育历史。与此同时,在阜平陆块的东侧,发育了以上赞皇群(五台期)和甘陶河群(滹沱期)为代表的优地槽和冒地槽沉积。

在吕梁山区,五台期的沉积称吕梁群,由一套巨厚的变质基性至酸性火山熔岩和火山—沉积岩组成,含有条带状铁矿,变质程度达绿片岩相。它们与太古界界河口群的关系尚不清楚,但是,从区域构造背景和岩石组合特征来看,吕梁群可能和五台群属于同一海盆中的沉积,由于后期的构造运动的改造,使它们失去了直接的空间联系。早元古代晚期,随着吕梁群褶皱迴返,五台海盆退缩,相当于滹沱期的残余海槽沉积为岚河群、野鸡山群和黑茶山群,它们分别发育在受北北东向断裂控制的线性良好的断陷槽内(图5—29、30)。似乎具有自东向西迁移的特点。

此外,在中条山和嵩山—箕山地区,早元古代绛县群和中条群以及嵩山群也有类似的构造背景和沉积建造特点。

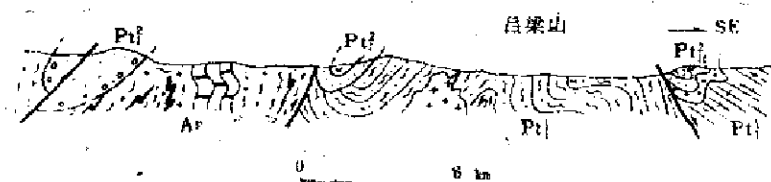


图 5—30 吕梁山早前寒武纪构造剖面图(据山西区调队, 1/20万 静乐幅)

广泛分布于阿尔金—北山和狼山剪切带之间的下元古界地层,从岩石组合、变质和混合岩化程度、同位素年龄等方面都是可以对比的^①。在东昆仑地区为金水口群;柴达木盆地北缘称达肯大板群;祁连山区为敦煌群、北大河群;在阿拉善地区称龙首山群、阿拉善群等(参见图1—1)。它们是一套变质程度主要为角闪岩相的片岩、片麻岩、变粒岩、大理岩和混合岩。局部出现麻粒岩相或低绿片岩相岩石。原岩主要为海相泥砂质和碳酸盐岩建造夹少量基性海底火山岩建造,总厚达万余米。在达肯大板群的角闪斜长片麻岩中,测得的锆石铀—铅法年龄为2205百万年^②,在侵入龙首山群的花岗岩中,测得同位素年龄为1786—1719百万年(中国地质科学院,1973),由此认为这一套变质岩应属早元古代阶段的产物,可能代表太古宙塔里木、华北陆块漂离过程中形成的广阔海盆中的沉积,后期经受了强烈的变形与变质作用以及混合岩化作用改造,伴有重熔型花岗质再生岩浆的侵位。据此推测,这里当时处于活动状态,具有活动带的构造特点。此外,根据从湟源群的混合花岗岩中锆石铀—铅法测得2469百万年的年龄数据^③,湟源群的成岩年龄应大于25亿年。因此,推测由它们和与它们相当的化隆群等组成的西宁—兰州地块可能属于太古宙华北陆块的一部分(参见图1—2)。只是由于中元古代早期沿北祁连的裂陷活动(详见第四章),才使它们分裂开来。由此我们认为,柴达木—阿拉善早元古代海盆,是华北—塔里木太古宙原始大陆在早元古代阶段,沿阿尔金—北山和狼山剪切带发生左行剪切拉张的情况下,同时分别向东、西方向位移的过程中逐渐形成的。仍然代表在原始硅铝壳上的再造作用的结

① 王泽文, 1981, 青藏高原北部的构造轮廓及其有关的几个大地构造问题;

②、③ 陈基娘, 王云山, 1983, 青海下元古界变质作用特征

果。早元古代柴达木—阿拉善海盆的沉积褶皱以后,塔里木陆块和 华北陆块重新焊接起来,形成更大规模的华北—塔里木原地台,或称中轴大陆。类似的早元古代广阔海盆在辽东—胶东广大地区以宽甸群—辽河群和胶南群—粉子山群的形成代表,古郯庐剪切系统构成它们的西部转换边界。

在西北构造区西部,早元古代及其以前的地层划分和对比,还存在着许多不同的意见。尤其是关于它们的形成环境和构造背景,目前还处于开始探索的阶段。从现在已经了解的情况来看,推测它们可能有过与华北构造区类似的构造演化历史。然而,许多基本问题还有待于进一步的研究。

在华南构造区,零星出露的下元古界地层,似乎形成一个围绕川中太古宙陆块的更大规模的克拉通。峡东地区的崆岭群、川滇地区的大红山群或龙川群等,一般认为是早元古代阶段的产物。川滇地区早元古代的历史很复杂,目前的研究(蔡学林等,1981;吴懋德等,1981;汤耀庆1981)^{①②}表明,大红山群或龙川群主要为细碧—角斑岩建造和复理石—类复理石建造,变质程度达角闪岩相,由下而上可以划分为三个沉积变质岩组和二火山变质岩组。在大红山群中测得1903百万年的年龄数据。此外,西昌桂花村基性—超基性岩年龄为1713百万年;米易垭口的纯橄岩—橄辉岩年龄为1958百万年;九龙李伍斜长角闪岩年龄为1930百万年;会理红格细粒辉橄岩年龄为1704百万年,说明在早元古代晚期曾发生较广泛的基性、超基性岩浆活动。某些地层—岩石学分析表明,川滇地区大红山群(或龙川群)、河口群、元谋群等一套大致相当的变质地层,可以分别进行对比,它们下部普遍发育的一套变质沉积岩系,代表在早期陆壳上剥蚀沉积作用的产物,上部的变质火山岩系可能与稍晚出现的广泛的裂隙作用有关。这一沉积—火山的岩石组合特征与前述武当地区相类似。早元古代末的造山运动称龙川运动,其时限大约在1700—1600百万年前后。龙川运动使上述地层褶皱,并形成近东西走向的构造线。由此可见,大约同华北构造区的吕梁—中岳运动相当的时期,华南构造区广阔的上扬子古陆也基本上形成了。只是它们在早元古代阶段更加详细的构造环境,目前还难以准确的恢复。

4. 褶皱带的构造样式

早元古代的造山作用特点在华北构造区保存较好,它们经历了五台运动和吕梁—中岳运动两个旋迴,分别形成了不同的褶皱样式。

在五台山区(图5—31、32),早元古代五台群经历了三个变形幕,分别伴随着相应的变质作用。其内部的两个不整合面分开三个次级的构造层,在露头上,可以直接观察到复杂的叠加褶皱现象(图版VI—4, VI—5)和叠加退变质作用。每一个构造层早期均以平卧褶皱作用为特征,可能还包含有许多逆冲和滑动断层,这意味着大规模的水平变位曾经起了显著的作用。由石咀亚群组成的下部构造层,本身构成一个大型的平卧向斜构造,轴向大致北西,由台怀亚群组成的中部构造层,在平面上呈“之”之形展布(参见图5—28),结合其中的小构造分析,表明它是由早期近南北向的大型平卧向斜构造的再褶皱所造成的,由高凡亚群组成的上部构造层中,发育北东东向的平卧褶皱。最终的五台运动,叠加了北东东向较紧闭的、轴面较陡立的倒转褶皱系。从纵贯全区的剖面(图5—33)上看,它

① 潘杏南, 1980;

② 吴根跃, 研究生论文

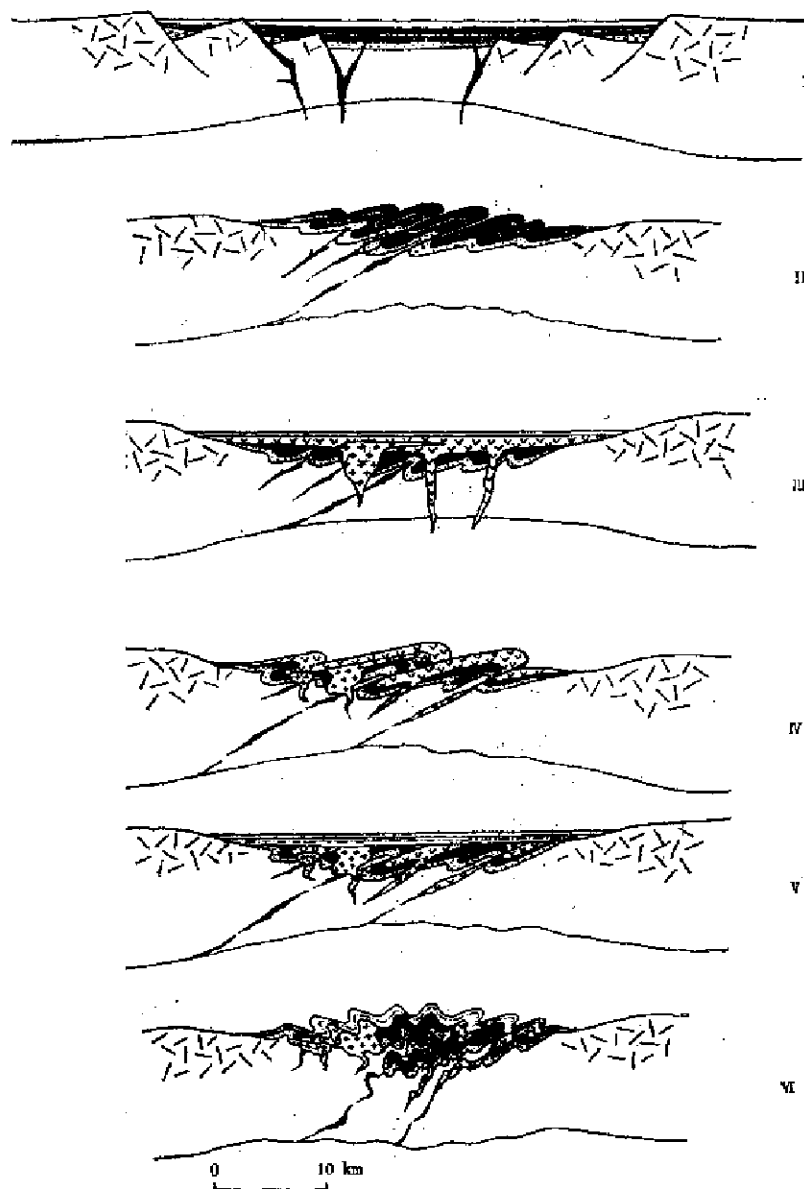


图 5—31 五台活动带演化剖面示意图

显示了一个正扇形的复式背斜的特点，反映了造山带物质被“挤出”的现象。可能正是由于这种造山带物质被挤出的结果，在其顶部出现了由断裂控制的早元古代晚期的残余海槽。其中沉积的滹沱群主要经历了吕梁运动的构造变形，形成由两侧向盆地中心倒转的反扇形复式向斜褶皱系（图5—34）。反映了造山带物质被“挤入”的现象。从而导致早元古代五台海盆（槽）的最终封闭，进入原地台的构造历史阶段。

吕梁—中岳运动造山带的褶皱样式，除了上述滹沱群的倒扇形复式向斜褶皱系以外，在嵩山、青龙、济源等地也都各有特色。在冀东青龙地区，早元古代造山带形成向其东部

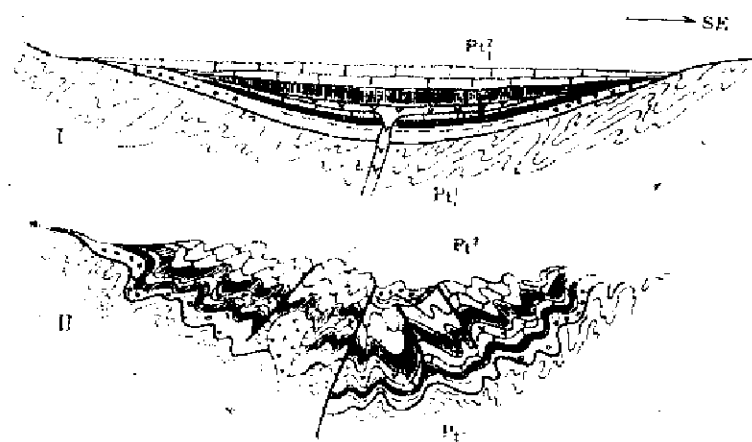


图 5—32 溱沱群沉积盆地及构造样式

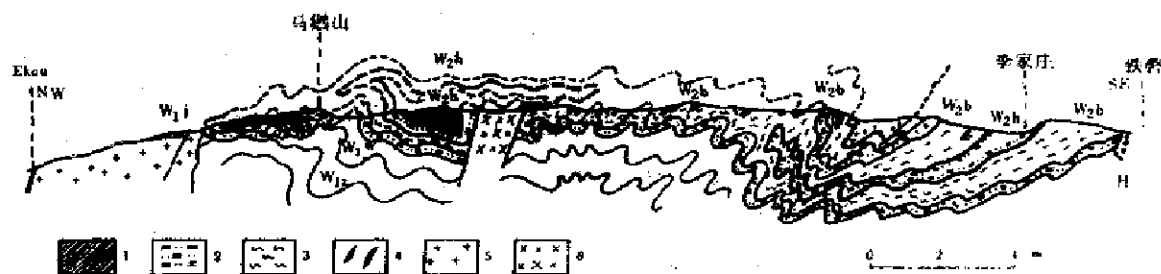


图 5—33 五台山区五台群构造剖面图 (据徐朝雷, 1983)

W₁—石咀亚群; W₂—台怀亚群; 1—绢云母石英片岩夹绿泥石片岩; 2—绿泥石片岩, 绢云母石英片岩; 3—绿泥石, 钠长石片岩; 4—磁铁石英岩; 5—花岗岩; 6—基性岩脉

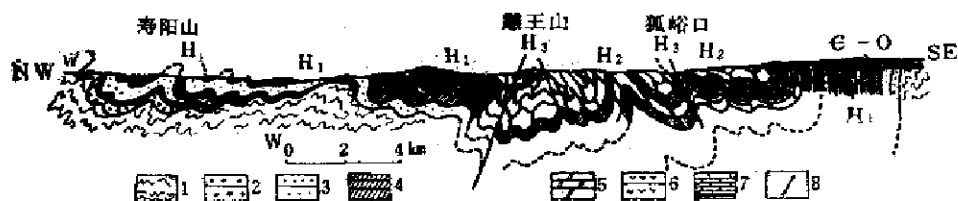


图 5—34 五台山区溱沱群构造剖面 (据山西区调队, 1/20万平型关幅, 1967改编)

1—五台群绿片岩; 2—变质砾岩; 3—石英岩; 4—千枚岩、板岩夹白云质大理岩; 5—白云质大理岩和大理岩; 6—变质基性火山岩; 7—石英岩, 页岩; 8—断层; W—五台群; H—溱沱群

安子岭片麻岩穹窿方向倒转的同斜紧闭褶皱 (图5—35), 显示了高度的方位性和自活动带向古陆隆起区定向挤压的造山运动特点; 河南省济源地区早元古代造山带表现为巨型复背斜和复向斜相间排列, 次级褶皱轴面向复式背斜转折端倒转, 整体构成一个大型反扇形复背斜构造 (图5—36), 表明迴返过程中垂向运动和水平运动的联合作用; 嵩山群的构造

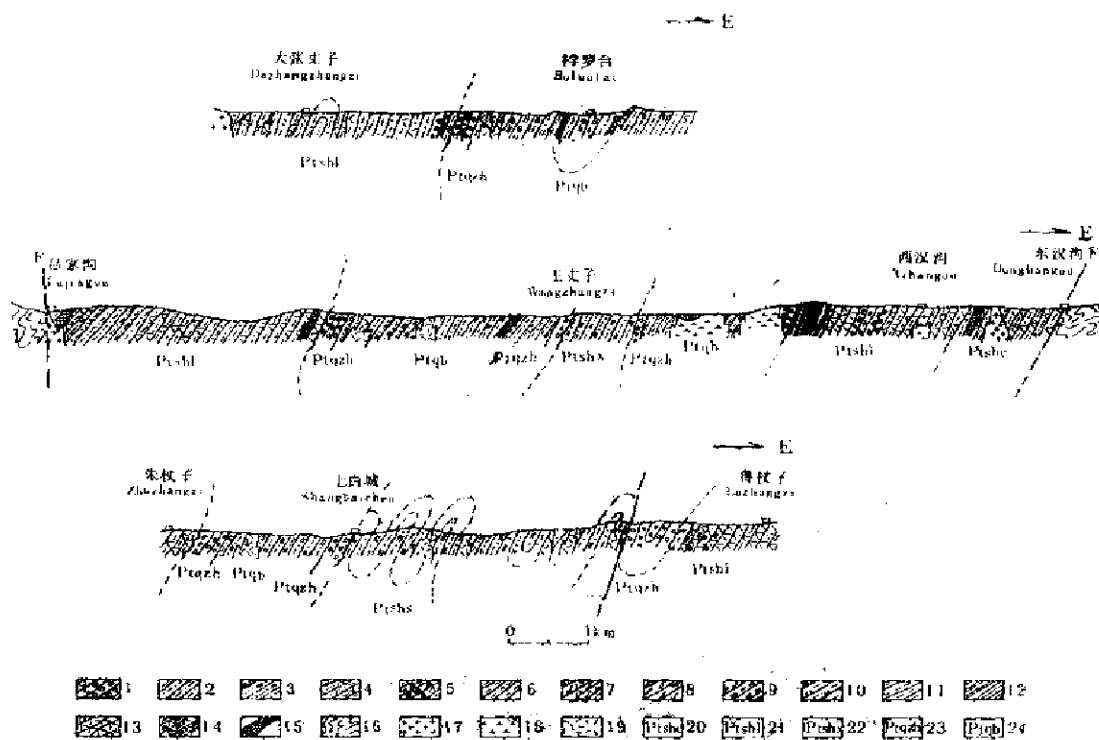


图 5—35 双山子群、青龙河群剖面图
The Geological Section of Shuangshanzi and Qinglonghe Groups

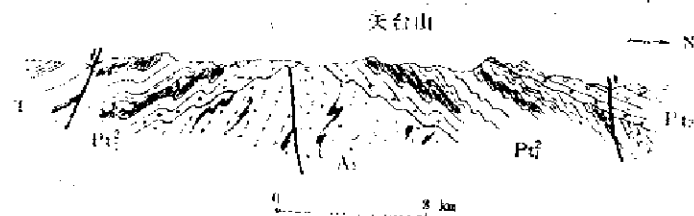


图 5—36 天台山早元古代褶皱带示意剖面图
Ar—林山群; Pt¹—银鱼沟群, 铁山河群; Pt²—熊耳群; T—三叠系

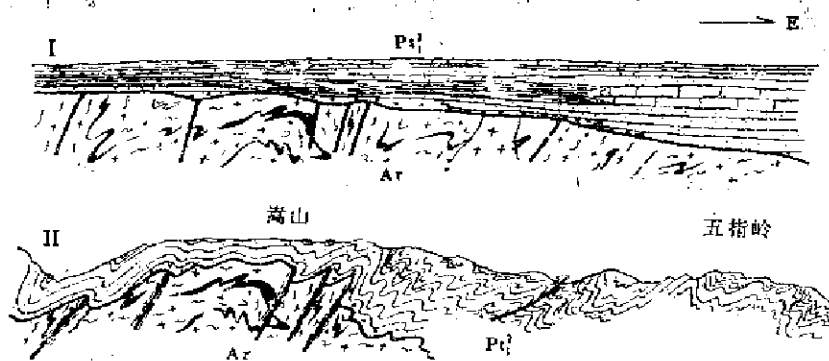


图 5—37 河南嵩山早元古代嵩山群变形剖面示意图
Ar—登封杂岩; Pt¹—嵩山群; I—嵩山群沉积剖面, II—嵩山群构造剖面

形态是在中岳运动期间沿其下伏与登封群之间的不整合面上发育起来的。其中又经历了两个世代的褶皱作用。总体为一向东倒转的复式褶皱带，次级褶皱也都向东倒转，褶皱过程中伴随着逆冲断层以及沿下伏不整合面或更高层位中软弱面的滑脱作用（图5—37）。

上述早元古代造山带中不同的褶皱样式和变形过程，说明早元古代开始线性复式褶皱明显发育，早元古代晚期的成层岩石中，层理在变形过程中起着主导作用，其中层间的滑动和滑脱现象十分普遍。与此同时，基底断裂的活动对变形过程也起了重要的控制作用。此外，上述不同的褶皱样式，可能反映了不同造山带中特定的动力学过程和活动带最终结束时的特征。例如，五台群褶皱样式反映了造山带物质的挤出；而滹沱群则反映了造山带物质在海槽最终封闭时被挤入的现象；双山子—青龙河群和嵩山群的褶皱样式体现了造山带物质被横向推挤的现象；济源地区早元古代的褶皱样式则可能与基底岩块的向上拱起有关。由此可见，早元古代盆地和活动带的结束过程，也跟它们的形成过程一样，是受太古宙克拉通再活动的性质和格局所控制的。早元古代末的造山运动使原始大陆地壳加厚并重新焊接起来。

综上所述，在太古宙末形成的硅铝壳上，整个早元古代阶段的构造活动继承了阜平运动晚期的剪切扭动而形成巨型剪切系统，它们控制了早元古代盆地和活动带的分布。至早元古代的晚期才开始出现明显的脆性断裂作用。吕梁—中岳运动的造山带中，不同的褶皱样式反映了第二次克拉通化或原地台形成时复杂的动力学特征。早元古代阶段是从太古宙塑性壳向中晚元古代刚性壳转化的地质历史时期，表现为早期克拉通的裂陷解体和再次克拉通化的完整历史过程。因此，从塑性到脆性的变形，从垂向到横向的运动交替发生，波澜起伏，其总的趋势是导致地壳垂向加厚和刚性增加。使之有可能在后来的中晚元古代阶段出现类似于现代板块构造体制的构造变动。

（三）中、晚元古代的构造格架

早元古代末，经过吕梁—中岳运动，使原始地台固结，在中国北方形成了华北—柴达木—塔里木原始陆向大陆（参见图1—2）。扬子地台周围和内部零星出露的下元古界岩石，以及地球物理资料和古构造分析表明，在南方以四川为中心也可能存在一个大型的稳定地块。在此基础上，开始进入一个新的地壳构造发展阶段。从空间上看，中晚元古代大陆地壳的活动中心似乎转移到了南方，发育了与板块活动体制有关的沟—弧—盆系统，以及相应的活动型建造组合、复杂的造山变形格式和网状韧性断裂等。与此同时，华北构造区主要表现为原地台内部及其边缘大规模的再次裂陷解体，非造山岩浆活动和似盖层性质的稳定型建造组合的形成。西北构造区由于受到这一阶段强烈构造运动的影响，表现出与华北构造区不同的构造特点。华北构造区南缘的秦岭—大别构造带，则经历了更为复杂的地质演化历程，成为联接华北和华南两大构造区的枢纽或构造边界。晋宁运动（塔里木运动）使中国大陆的大部分最终固结，完成了前寒武纪地质历史中的第三个造盾期。

1. 华北构造区及东北构造区

华北原地台是第二次克拉通化最强的地区。自吕梁—中岳运动以后直到中生代印支—燕山运动以前，除少数地区以外，没有发生广泛的和强烈的造山作用（表4），表现出刚性地块的面貌。中晚元古代阶段初期，发育了郭家寨、东焦等后造山的小型盆地或断陷内的

华北地台前寒武纪构造运动及阶段划分

表 4

宙	代	期(纪)	构造运动	年代(Ma)
显生宙		寒武纪	少林升降	
元古宙	晚元古代	震旦纪	(金州升降)	600
		青白口期	蔚县升降	800
	中元古代	蓟县期	芹峪升降	1050
		长城—南口期	滦县升降	1400
	早元古代	神沱期	吕梁—中岳运动	1850~1700
		五台期	五台运动	2300~2200
太古宙	晚太古代	阜平期	阜平运动	2600~2400
	早太古代	迁西期	迁西运动	3100~2900

磨拉石堆积,并遭受褶皱和区域性低级变质,有板状劈理发育。之后,开始出现了较稳定的似地台盖层或地台盖层建造,以及与地壳伸展体制有关的非造山的岩浆活动。此外,脆性断裂和裂隙海槽也开始在大陆内部或边缘出现,局部地区还发生过重力滑动形成的阿尔卑斯型构造。它们象征着刚性地块的再次裂陷解体和改造。不过,发生强烈构造运动的范围始终是比较局限的。

1) 非造山的岩浆岩套

太行山、五台山、吕梁山、内蒙南部集宁地区、河南嵩山等地区的早元古代变质褶皱基底中,发育了大片的辉绿岩岩墙群(Ma and Wu, 1981)。山西北部 and 太行山区的岩墙群侵位于太古界或下元古界岩层中(图5-38),被寒武系不整合覆盖,已获得1229、1254、1664百万年的K-Ar法年龄值。五台—太行山区的岩墙群主要为北西走向,吕梁山则为近东西走向(参见图5-29),均大致垂直于早元古代造山带的构造走向。地表所见岩墙单体宽10—30米,最宽可达60米,沿走向宽度变化不大。长一般十几公里,最长可达35公里。平面上直线延伸或呈缓波状。产状陡立,与围岩接触界线分明,有冷凝边和内外接触带构造,显示出快速侵位的特征。这些岩墙群没有发生大的褶皱变形和区域变质作用,清楚地表明它们是后造山时期大陆地壳基本稳定的构造环境下的产物。岩石化学分析结果指出,形成岩墙群的岩浆属于大陆拉斑玄武岩类型,来源于上地幔的熔融体。嵩山地区的基性岩墙群侵位于太古宙登封杂岩和早元古代嵩山群中,被中晚元古代五佛山群不整合,根据岩石成分和结构,可分成辉绿玢岩、辉绿岩和玻基辉绿岩。经详细制图和统计,有六个方向的岩墙,即东西向、北东25°、北东70°、南北向、北西340°及北西290°,其中以东西向为主,也大体垂直于早元古代嵩山群主体构造线方向,反映了沿着主要的岩墙群延伸方向曾经发生地壳缩短,以及在与之垂直的另外两个方向补偿性伸展的应变状态。

总之,大规模岩墙群的出现,标志着地壳应力、应变状态,已经发生了重大的变化,也代表非造山环境下一次重要的地质事件,它可能与高热流值的地幔物质上涌导致冷却的刚性地壳横向扩展而形成的裂隙系统有关,是地壳较深层次上的一种伸展构造样式。同时,基性岩墙群也代表了大陆扩散和重新聚集过程中的产物(Sawkins, 1976)。

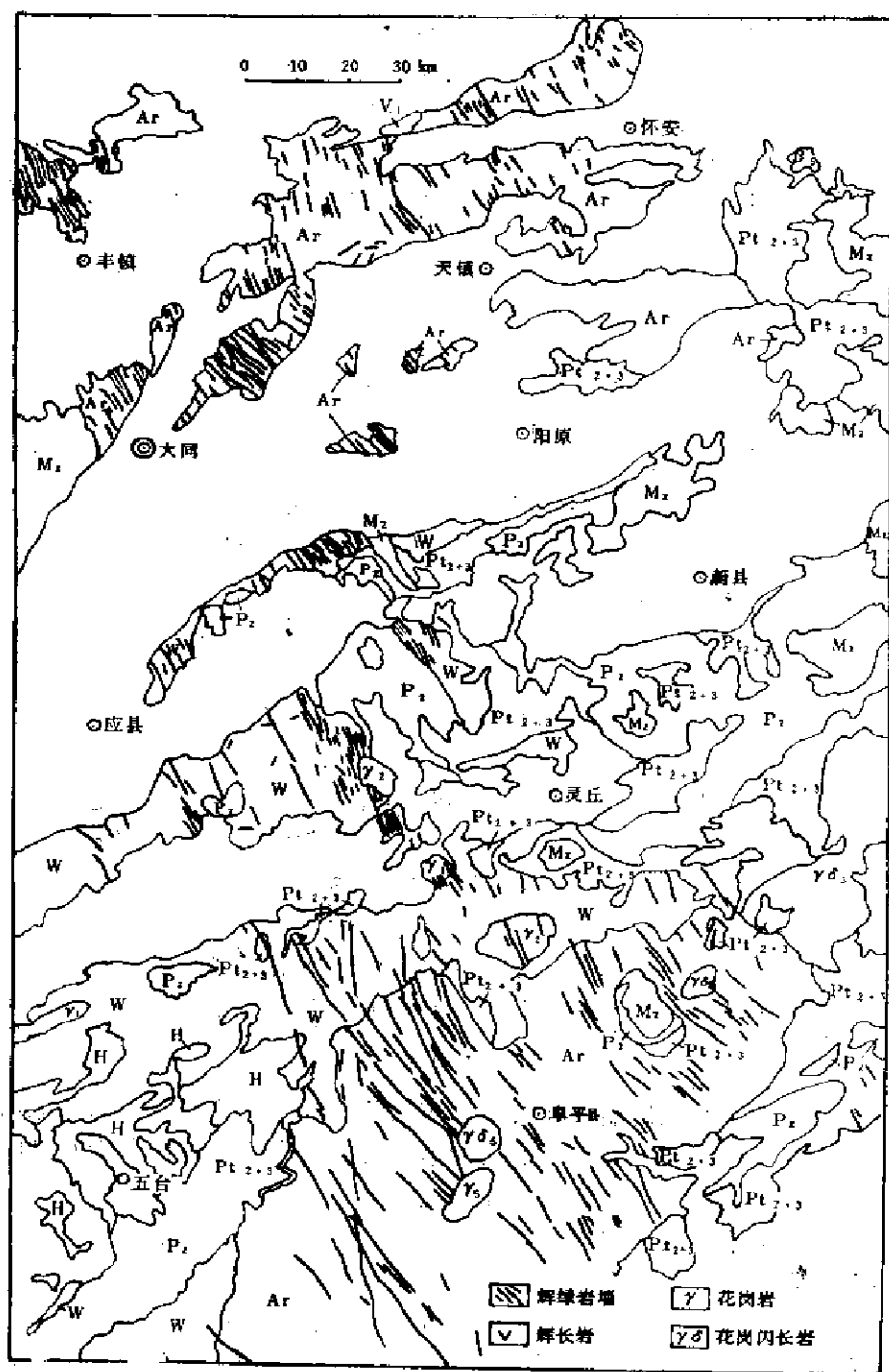


图 5—38 五台山、恒山、太行山等地的辉绿岩岩墙群
Mz—中生界；Pz—古生界；Pt₂₋₃—中晚元古界；H—滹沱群；W—五台群；Ar—太古界

该阶段的非造山岩浆活动，还有斜长岩、奥长环斑花岗岩、花岗岩的侵位和富钾的中—基性火山岩的喷发。如承德大庙斜长岩，推测侵位年龄为1600百万年左右（钟富道，1978）；密云奥长环斑花岗岩复合岩体，呈东西向，长宽之比为六比一，沿着古断裂侵位于太古宙高级变质的密云群中，年龄在1370—1644百万年间。嵩山地区石榴花岗岩体和白家寨岩体，侵位于太古宙登封杂岩和早元古代嵩山群中，被中晚元古代五佛山群不整覆，K-Ar法年龄值分别为1524、1547和1632百万年（马杏垣等，1975，1981），其相对侵位时代略早于上述基性岩墙群和更晚期的石英斑岩岩墙，构成花岗岩—辉绿岩—石英斑岩系列。世界上的斜长岩侵位时代多集中在1100—1700百万年间，奥长环斑花岗岩侵位集中于

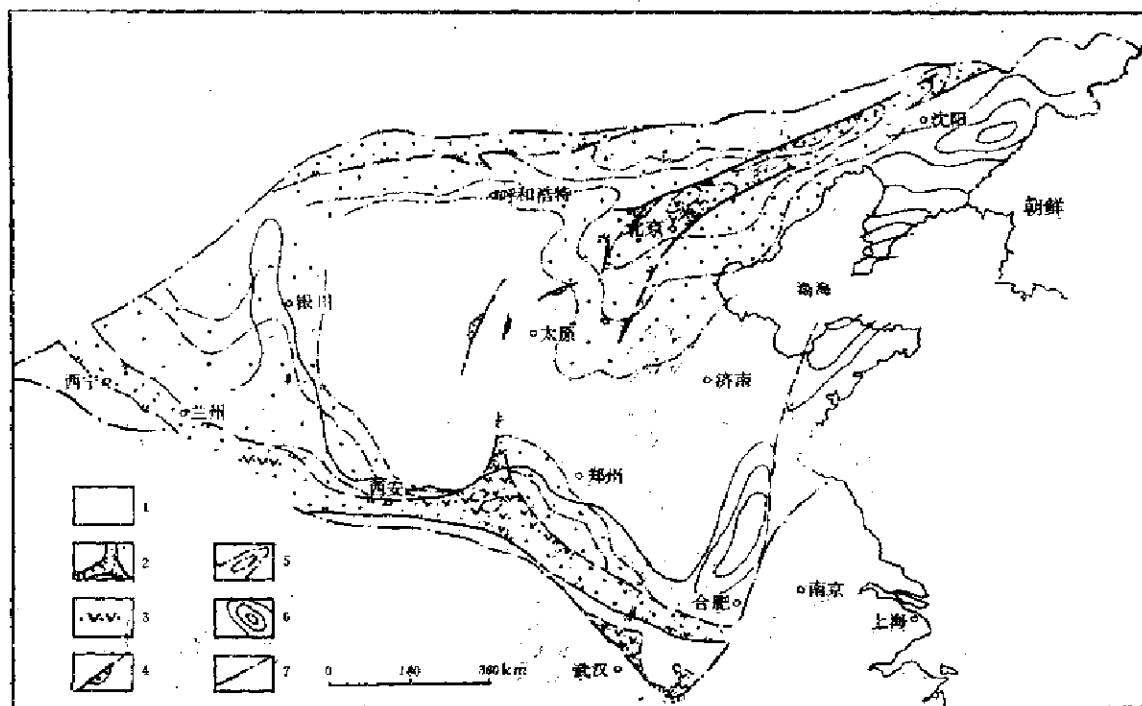


图 5—39 华北地台结晶基底在中、晚元古代再改造的基本特征

1—前吕梁—中岳运动形成的结晶基底；2—中、晚元古代裂陷槽；3—中、基性火山岩；4—后造山的断陷盆地；5—南口—蔚县期沉积等厚线（1、2、4、6、8公里）；6—震旦纪沉积等厚线（10公里）；7—推测的华北地台边界

1050—1786百万年间，基性岩墙群在大体相应的阶段内普遍发育，说明非造山的岩浆侵入活动可能具有全球性质。中—基性火山岩的喷发活动，主要指燕山—太行裂陷槽和熊耳—汉高裂陷槽内的火山岩组合，下面将给予详述。

2) 大陆内部的裂陷槽和沉降带

中元古代早期，华北原地台内部出现了两个大型的地堑式深海槽，即燕山—太行裂陷槽和熊耳—汉高裂陷槽（图5—39）。它们发育的某些特点类似于沙斯基（Shatsky, 1955）、萨洛普和谢音曼（Salop and Scheinmann, 1969）所描述的拗拉槽（Aulacogen）。在后期的演化过程中，有些区段或分枝发展成地台内部的沉降带，有的则形成优地槽性质的裂陷海槽。

燕山—太行山地区，主要的裂陷作用发生在中元古代，形成了一个总体呈北东向展布

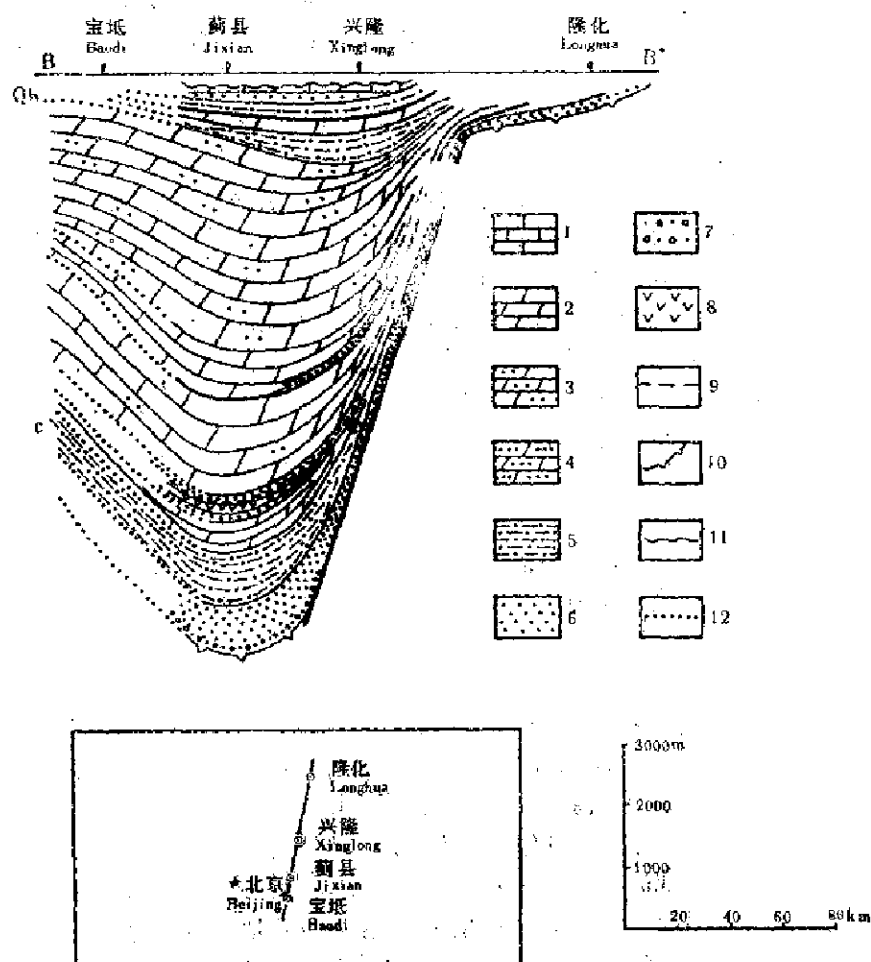


图 5—40 燕山地区中晚元古代再现剖面

The Reappeared Section of Middle and Upper Proterozoic in Yanshan Area

1—灰岩；2—白云岩；3—砂质白云岩；4—云砂岩；5—页岩—粉砂质页岩；6—砂岩；7—砾岩、砂砾岩；8—火山岩；9—平行不整合；10—角度不整合；11—微角度不整合；12—推断裂线

的大型槽型盆地。北界为同沉积断裂所控制，大致沿尚义—平泉—北票一线。沉降中心位于京东至山海关之间，北陡南缓（崔盛芹，1977^①，陈晋镛，1980），西北端位于尚义—阳原一线以西（杜汝霖，1980），沿东北方向可延续到辽西朝阳、锦州一带，向西南方向伸入太行山中、南段。平面上显示出三向裂陷槽地的特征。

在这一三向裂陷槽的内部，堆积了厚千米以上的钙泥质类复理石沉积和火山熔岩（图 5—40）。早期充填了成熟度较低的碎屑岩，中、晚期为潮下碎屑岩及泻湖白云岩组合。在整个岩系的中下部，在三向裂陷中心部分的蓟县、兴隆、遵化一带，发育了极厚的火山熔岩及火山碎屑岩，并可见到许多古火山颈。火山喷发岩共分三期（陈晋镛等，1980），包括火山熔岩、火山角砾岩以及凝灰质砂岩和粉砂岩等。火山熔岩为富钾的粗面岩，主要矿

① 长春地质学院区地教研室，燕山北侧主要断裂带的基本特征与发育历史

物成分为钾长石 (65%), K_2O 含量可达 10% 左右。由岩石成分和结构构造特点推断, 喷发活动既具海相特征, 又有陆相特点, 反映了裂陷作用加剧、快速的喷溢堆积和动荡的海水环境。

燕山—太行三向裂陷槽的西北支, 由于被昌平—怀柔水下隆起所隔开, 早期沉积厚度甚小, 较高层位向西超覆。后期与阴山海槽沟通, 发育了厚层的由叠层石礁组成的碳酸盐岩建造, 并有铁、锰沉积。而南支情况则正好相反, 裂陷盆地底面向北微倾斜, 较新层位的沉积向北退覆, 中晚期以后形成高地, 海槽发生退缩, 向南可能不与熊耳—汉高裂陷槽相通。燕山—太行裂陷槽往北东方向延伸, 止于古郑庐断裂以西, 其中的沉积建造与辽东、吉南的中元古代地层比较, 在沉积型相方面, 有着明显的差异。因之, 沈阳以北地区, 可能存在另外一个断陷盆地。14 亿年以后, 由于受华南陆块向北运动并与华北原地台对接碰撞的影响, 燕辽地区不断上升, 海盆范围不断缩小。10 亿年前后, 经历了大致与南方四堡运动同期的芹峪抬升之后, 终于上升成陆。晚元古代早期再次沉陷, 其沉积组合面貌已具典型的地台盖层特征。

华北原地台的南部, 中晚元古代的裂陷作用具有另外一种特点。它以剧烈的火山活动开始, 形成熊耳—汉高三向裂陷槽。其西界为绛县—三门峡—灵宝—华山断裂所限, 东为古堆—洛阳、汝阳—确山断裂, 南界为宽坪、陶湾海槽所改造, 平面上表现为明显的三向裂开特征 (图 5-41)。

熊耳群、西洋河群和二郎坪群等火山岩建造, 大致属同一时期的产物, 同位素年龄值为 1675 百万年左右 (关保德等, 1980)。熊耳群等火山岩为巨厚的古相喷发杂岩, 具有中心式和裂隙式喷溢特征。早期以陆相喷发为主, 喷发中心在崤山、熊耳山区, 南部和东部有少量水下沉积; 中期南部海槽和海湾扩大, 出现水陆交替喷发, 熔岩中气孔减少, 枕状构造及碧玉条带发育。东部喷发作用则主要是在水下进行的; 晚期, 中部崤山一带仍处于陆相喷发环境, 而南部海槽仍在继续扩大, 火山碎屑岩及正常沉积岩增多。二郎坪群为细碧岩系和碎屑复理石建造, 显示其东西两支裂陷槽向优地槽性质的北秦岭—北淮阳海槽转化 (参图 5-43)。向北的一支裂陷槽插入大陆内部, 曾发生大规模的基性—超基性熔岩喷溢和河流相沉积物充填, 具有拗拉槽的性质和特点; 后期停止发展, 逐渐消亡。

熊耳群及其时代大体相同的火山岩系, 分别与下伏的太古宙变质杂岩 (太华群、林山群等) 及早元古代浅变质岩群呈明显的角度不整合接触, 其主体是钾质玄武岩—粗面岩—流纹岩, 其次为粗面玄武岩—粗面岩等, 属碱性火山岩系列, 代表大陆裂开环境下的产物 (孙枢等, 1981)。

綜上述, 燕山—太行和熊耳—汉高三向裂陷槽是华北原地台内部中元古代早期再次发生裂陷解体 and 横向伸展的重要表现, 它们是介于克拉通内盆地和地槽之间的中间性构造, 与地槽的主要区别是其中不发育蛇绿岩套和造山的岩浆活动, 裂陷槽大部分范围内不具造山带的复杂构造样式。在这个阶段内, 可能与板块活动体制有关的地幔热点垂向作用, 或许是导致刚性地块多向裂开的主要原因。

3) 重力滑动构造

中晚元古以来, 华北原地台上即开始发育了稳定类型的盖层沉积。当局部地区存在重力不稳定因素时, 大规模的滑动构造, 即可能沿着某些薄弱面发生。在嵩山地区, 中晚元古代五佛山群中的重力滑动构造就是一个典型的例子, 它表现为复杂的造山型构造。详细

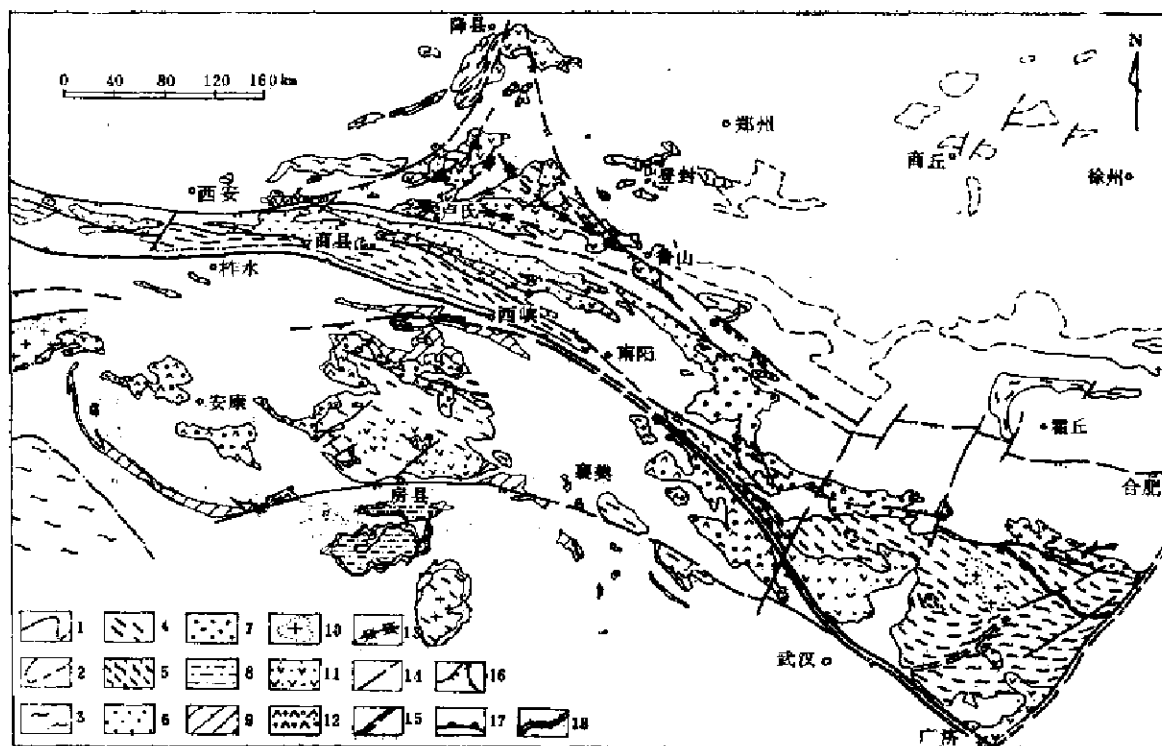


图 5-41 秦岭—大别构造带地质构造略图

1—露头界线；2—隐伏露头区；3—太古界及其构造走向；4—下元古界及其构造走向；5—太古界—下元古界未分岩层及其构造走向；6—中元古代活动带；7—晚元古代活动带；8—中、晚元古代未分的盆地沉积；9—震旦系；10—花岗岩及混合花岗岩；11—中元古代火山岩；12—晚元古代火山岩；13—中心及裂隙式火山喷溢通道；14—断裂；15—韧性剪切带；16—裂陷槽；17—俯冲带；18—对接带

的地质研究和构造解析（马杏垣等，1975，1981）指出，五佛山群的复杂构造变动，是由于该区南部基底块断翘动而引起的，是在重力控制下岩体经过长期流变—断裂—滑动的复杂发展过程而形成的表层滑动构造。主要的构造特征是，五佛山群与上覆寒武纪岩层呈明显的角度不整合接触，平面上形成凸面向南的五佛山主弧，及东西两端的柿园沟小弧和大树构小弧。东西长约23公里，南北最宽5公里。从一系列剖面（图5-42）上可以看到，主滑面位于润滑层衢岭组页岩层上下，呈凹面朝上的勺形断裂。主滑面上、下盘的构造极不谐调，下盘（属下伏系统）马鞍山组石英砂岩构造简单，呈单斜或挠曲构造，在滑动过程中起着基盘作用。上盘（即滑动系统）构造极为复杂，由一系列次级滑面与斜歪—倒转褶皱组合成的阿尔卑斯型构造，尤其是大型和小型的平卧紧闭褶皱（图版Ⅶ-1）发育，倒转翼不变薄，显示了重力滑动构造的典型特征。此外，厚层滑裂岩的出现，上百条砂岩岩墙群的发育，滑体、滑块、滑片的解体、迁移轨迹和扩展模式，都反映了重力不稳、孔隙流体压力的浮力效应等在五佛山群弧形构造带发育过程中的重要作用。

4) 大陆边缘裂陷

(1) 北秦岭—北淮阳海槽

在中元古代早期大陆内部多向裂开的基础上，豫—晋—陕地区三向裂陷槽的东西两支于整个中晚元古代阶段持续发展，形成优地槽性质的大型纬向北秦岭—北淮阳裂陷海槽，

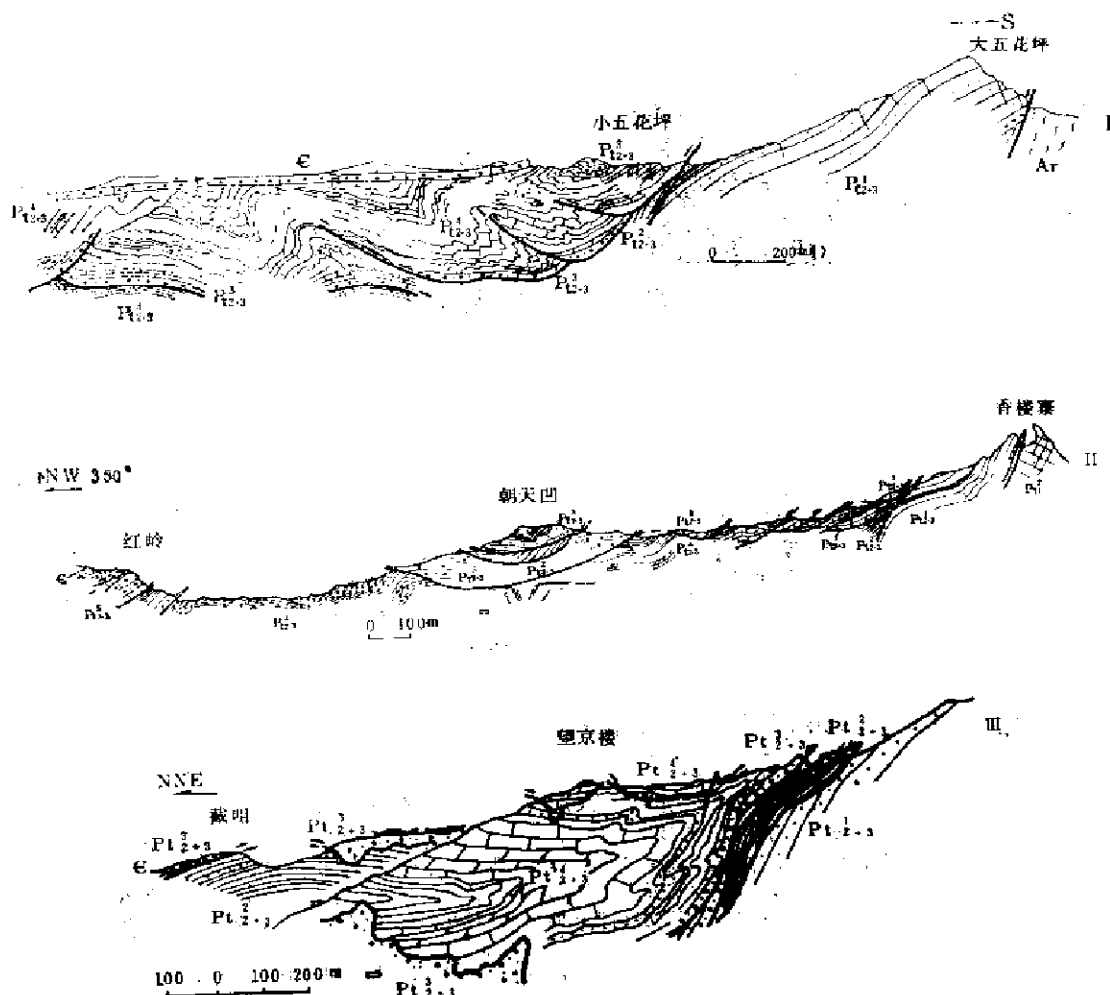


图 5—42 河南嵩山五佛山群重力滑动构造剖面图

Ar—登封杂岩；Pt₁²⁻³—嵩山群；Pt₁²⁻³—五佛山群马鞍山组；Pt₁²⁻³—五佛山群蒲峪组；Pt₁²⁻³—五佛山群骆驼岭组；Pt₁²⁻³—五佛山群河瑶组；Pt₁²⁻³—五佛山群红岭组；⊕—寒武系

从而使秦岭—大别地块从华北原地台上分离出去，形成类岛弧带（见图5—43），因之，华北和华南构造区间的主要构造边界，应位于中秦岭—大别地块的南缘。

它的西段，东秦岭北坡的宽坪—陶湾群代表早期的断陷堆积，从陕西宝鸡经户县，向东延至河南卢氏、南阳呈带状分布，东西长600公里以上，宽约50公里。它们主要由浅变质的碎屑岩、火山岩及碳酸盐岩组成。下部的宽坪群中夹较多的基性—中酸性火山岩，为拉斑玄武质火山岩的浅海相流纹质、英安质、亚碱性安山质的火山碎屑岩、熔岩。按其岩石化学成分应属由拉斑玄武岩系的基性成员和钙碱性岩系的酸性成员构成的似双峰式火山岩系（孙枢等，1981）。上部的陶湾群以碎屑岩和碳酸盐岩为主，类似于复理石建造。栾川地区侵入宽坪群的角闪岩脉中角闪石K-Ar法最大年龄值为1404百万年^①，可能代表宽坪一

① 南京古生物研究所，1979，中国前寒武系的分层和对比

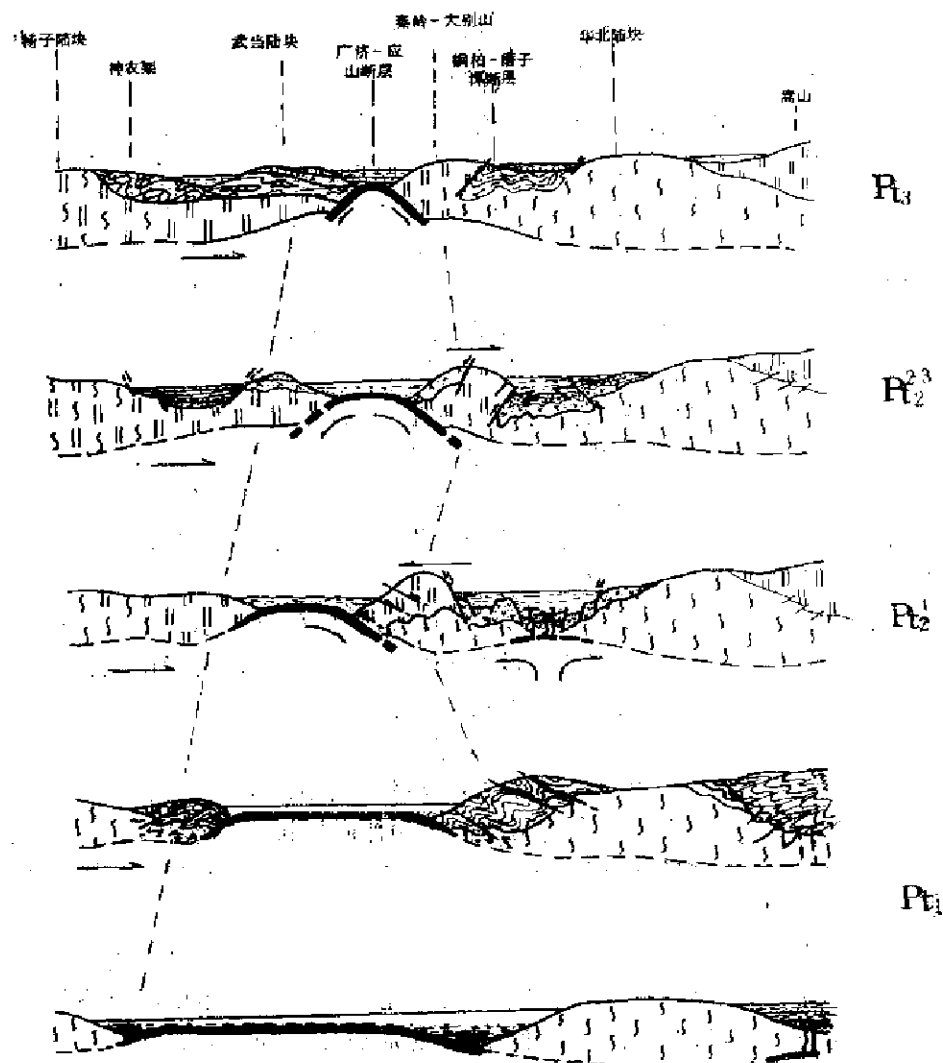


图 5-43 秦岭—大别山构造演化示意图

陶湾群的一期主要褶皱变质年龄。在宽坪—陶湾群褶皱回返以后，局部地区又沉积了晚元古代栾川群，代表残余海槽阶段的产物。

它的东段，北淮阳地区的苏家河群、信阳群、佛子岭群等浅变质岩系，属于较晚期的海槽沉积，三者空间上相连，时限和层位大体相当。佛子岭群为一套绿帘角闪岩相的变质岩系，厚度超过千米，其下部的斜长角闪岩、绿片岩和片麻岩，原岩多是基性及酸性的层状熔岩，岩石化学表明它们也属碱性玄武岩和碱性流纹岩类组成的双峰式火山岩系，代表地壳处于横向拉张应变状态下的产物。根据佛子岭群中上部的微古植物化石对比，以及侵入信阳群的闪长岩同位素年龄有 797 百万年的数据等，推测佛子岭群及时代相当的一套变质岩系，大体可与燕辽地区的青白口群对比，属晚元古代早期阶段的产物。但佛子岭群下部火山岩系中尚未获得微古植物或相应的同位素年龄数据，因而，不排除它的一部分属中元古界的可能性（杨森楠等，1983）。由此可以推测，北淮阳地区的裂陷作用大致发生

在中元古代晚期至晚元古代早期，乃是西段北秦岭地区早期的裂陷作用向东延展的表现。佛子岭群中部的岩石组合中有远源深海相油积岩层，反映了北淮阳裂陷槽向边缘海转化，上部岩石组合中陆源碎屑加粗，复理石层消失，是边缘海趋向收缩的标志，显然，它们代表一个完整的裂陷槽演化过程。大约于晋宁运动期间，断陷海槽最终封闭，局部发育了具有磨拉石建造特征的（如梅山群下部等）地层。海槽南侧的磨子潭—桐柏深断裂广泛发育糜棱岩带和挤压片理带。地球物理资料确定其主断面向南倾斜，说明海槽封闭过程中伴随着桐柏—大别岛弧带向北仰冲或逆掩作用。大别山区大别群之上不整合覆盖的一套变质火山岩系为红安群，类似于细碧角斑岩建造，主要由钙碱系列火山岩组成。它代表元古代的岛弧火山岩系，是大别—秦岭岛弧带南侧古南秦岭洋壳向北俯冲的结果。这种俯冲作用至少从中元古代早期就已开始了。

总的来看，北秦岭—北淮阳断陷海槽的发生、发展过程，具有与洋壳俯冲作用有关的弧后盆地性质。所以，中晚元古代阶段，华北原地台南缘可能存在着一套与板块活动体制有关的沟—弧—盆系，其演化历程与华南陆块北缘以及两者之间的古洋壳的消减潜没有着密切的联系，是中晚元古代阶段华北原地台刚化以后重要的构造样式之一。

（2）华北构造区北缘的断陷盆地

在华北原地台北缘，中晚元古代的沉积为白云鄂博群（渣尔泰群）和什那干群。后者为稳定的地台盖层沉积，属于中元古代晚期至震旦纪的产物；前者由浅变质的石英岩、板岩、结晶灰岩等组成，为中元古代早—中期的产物，最大厚度近万米，局部夹赤铁矿和中、基性火山岩。以及含磷、钾层位。原岩为浅海相碎屑岩建造或类复理石建造，沿狼山—渣尔泰山—色尔腾山等地分布，东西延伸达500公里。其中碎屑岩—粘土岩占总数的90%（罗跃星，1980），代表补偿条件下的过渡类型沉积和伴随同沉积断裂作用的强烈拗陷的构造环境。根据其中所获得的粗铅法同位素年龄为1650—1350百万年以及丰富的叠层石资料（钟富道1975）推测，大致为中元古代早—中期的产物。

白云鄂博（渣尔泰）群与下伏早元古代的或晚太古代片麻岩呈角度不整合接触。其下部层位中砾岩的砾石成份复杂。反映在早期陆壳基底上的再造作用，上述岩石组合及建造和构造等特征说明，白云鄂博群及其相当地层的形成环境为大陆边缘真冒地槽性质的断陷盆地。

5）东北地区的前寒武纪构造演化

由于广大东北地区前寒武系出露较少，分布零星，地层对比也存在着一些争议，因此，目前很难进行系统的分析。在本文中只是根据现有的研究程度并结合地球物理资料，对东北地区前寒武纪的构造演化加以推测。

在黑龙江省东部出露的一套前寒武纪变质岩层分别称为黑龙江群、麻山群和马家街群，其中黑龙江群主要为片岩、片麻岩夹石英岩、大理岩和铁矿；麻山群主要由混合岩、片岩、片麻岩、变粒岩、麻粒岩和大理岩夹磷矿、铁矿层等组成，而马家街群则由浅变质的千枚岩、板岩和结晶灰岩等组成。麻山群不整合覆盖于黑龙江群之上，其中曾获得9.35—9.49亿年的K—Ar同位素年龄值，原兴东群可与麻山群对比，以厚逾万米的片岩、片麻岩等为主，夹石墨片岩、大理岩等；此外，小兴安岭西部的兴华渡口群也可以与麻山群对比，它们均代表中元古代阶段的产物。其下伏黑龙江群可能为早元古代阶段的陆壳残余。而马家街群则属于晚元古代。此外，松辽平原的深钻资料表明，盆地盖层之下，也有一套

浅变质岩系,但对其时代还有不同的认识。由此看来,东北北部至少应该存在早元古代以来的陆块,但其轮廓尚不清楚,中元古代陆块的范围可能更大一些。

航磁资料表明,小兴安岭西部为变化剧烈的正负磁异常带,而东部则表现为在较平缓的正磁场背景上的变化磁异常带,这一特点结合地质资料说明,西部的前寒武纪基底受古生代活动带以及印支—燕山期断裂作用和岩浆活动的改造十分强烈,而东部的前寒武纪基底则保持了相对的稳定性,沉积盖层的厚度和变质程度都不大,断裂活动也较弱,在鸡西—佳木斯—罗北一带,前寒武纪变质岩系成片出露地表,在航磁特征上表现为平静的磁场区,说明小兴安岭以东的广大地区,前寒武纪以来的稳定陆块确实存在。上述东西向的差异,向北可延至苏联境内;向南,小兴安东部(大致为孙吴—德都一线以东)的前寒武纪基底倾没于松辽凹陷之下,松辽平原中部的航磁异常也表现为变化平缓的宽阔正磁场区,与华北平原南部徐州—蚌埠地区相类似,反映了前寒武纪结晶基底的磁场特征。此外,根据松辽平原区磁异常带之间相互交叉重叠等现象(吴功建、高锐,1983),推测其下伏的前寒武纪结晶基底经历过多期的变形改造过程,松辽凹陷西坡和东南坡的磁场特征与相邻地区的古生代褶皱基底的磁场特征呈过渡关系,反映了晚期的改造作用。其中无疑也存在着前寒武纪地质历史过程中的构造变动,只是这些构造运动的性质及其影响范围还难以明确勾画出来。

根据上述地质和地球物理资料,推测东北地区至少在早元古代以来就存在着大陆地块,它们可能在元古代中—晚期又被分裂成松辽和鹤岗两个地块,其后期的演化历史与华北地台不完全一致,可能具有独立的、介于华北—塔里木地块和西伯利亚地块之间的中间地块的性质。

2. 华南构造区

华南构造区是中晚元古代中国大陆地壳的活动中心,表现为环绕以四川为中心的早元古代稳定克拉通的沟—弧—盆系及活动型大陆边缘的发育(郭令智,1980;乔秀夫等,1981;王鸿祯,1982),强烈的造山型岩浆活动和区域性的变质作用,紧闭线状褶皱带和大型网状断裂系的形成等。它们表现了复杂的构造演化历史,形成了特有的构造样式。但总的趋势是大陆型地壳的范围逐渐增大,构造活动性逐渐减弱。晋宁运动之后,大部分地区转入相对稳定的构造发展阶段,完成了前寒武纪大陆演变历史中的第三个造盾期(见图5—47)。

1) 沟—弧—盆系统

扬子古陆西缘和北缘,分布有中元古代中晚期的海沟及活动大陆边缘的沉积组合。滇东的盐边群为深海沟型的优地槽建造,可分上下两部分,下部为蛇绿岩,主要由具枕状构造的变质玄武岩、辉绿岩以及斜长岩、辉长岩等基性—超基性岩组成,其中夹碧玉岩、砂质千枚岩等。上部主要由炭质板岩及绢云母板岩组成,夹具韵律构造的砂岩,顶部白云质板岩增多,为一套复理石建造。枕状玄武岩的同位素年龄值为 1006 ± 58.5 百万年,辉长岩为1112百万年,超基性岩为1253百万年(李继亮等,1983)。相当的岩系有天全、宝兴、灌县和茂汶等地的黄水河群;下部也是变质基性火山岩(细碧岩)和英安岩,中上部为片岩夹中酸性火山岩,最上部夹碳酸岩,沉积建造特征与盐边群相似。继续向北还有平武、青川一带的通木梁群。这样,可大体上构成一近南北向的海沟—俯冲带杂岩带。该带东侧发育弧后盆地沉积建造,以昆阳群、会理群为代表。昆阳群由石英岩、板岩和白云岩等组成

厚逾万米的类复理石建造,其中夹有多层碱性并具双众数特征的火山岩层,表明弧后拉张的构造环境。同时,白云岩中叠层石发育,因民组页岩层具特有的紫色,K、Mn等元素含量较高,反映了大气环境和酸碱度也发生了明显变化。会理群和昆阳群大致相当,沉积建造组合也很类似,侵入会理群上部的辉绿岩年龄值为1481百万年,侵入会理群上部的石英闪长岩910百万年。绿汁江断裂以西的康定杂岩等结晶变质岩系褶皱变质年龄接近1903百万年,显然属早元古代的基底岩石。

扬子古陆的北缘也有类似的构造—沉积地层组合,其中鄂西北的武当群主要由变质基性熔岩、酸性熔岩和凝灰岩、片岩、石英岩组成,可能代表包括海沟—俯冲带和岛弧的形成物。南面的神农架群为一套碳酸盐岩为主的含砂、页岩的类复理石建造,属于弧后盆地的沉积。东面的应山群中近年来划分出了一套中—晚元古代的地层,称随县群(杨森楠等,1983),为巨厚的火山—沉积建造,其中夹多层细碧岩类的基性熔岩,具有海沟—俯冲带杂岩的特征。

如果这些岩石组合类型是上述相应的构造环境的反映,那么,中元古代中晚期,扬子古陆的西缘和北缘均具有活动大陆边缘的性质,因而可以推测,在那里可能存在着由西向东或由北向南的俯冲作用。

与此同时,扬子古陆的南缘也发育一系列较典型的海沟—俯冲带和弧后盆地沉积建造。前者包括梵净山群、四堡群、冷家溪群、九岭群、上溪群、双溪坞群等。黔东南的梵净山群下部是以基性熔岩为主的变质细碧岩—石英角斑岩,层状铁镁质—超铁镁质火山岩,以及变质砂页岩和凝灰岩,构成较为典型的蛇绿岩套。上部为砂泥质复理石和硬砂岩建造^①。大量的火山岩岩石化学及地球化学资料表明,属岛弧钙碱—拉斑玄武岩系列。侵入梵净山群的白岗岩的白云母K-Ar法年龄为905,966百万年。桂北的四堡群主要为砂板岩和千枚岩,夹有较厚的细碧—角斑岩系及层状基性—超基性岩体。部分火成岩岩石化学资料说明,可能属于大洋深海拉斑玄武岩。因此,王砚耕等认为,当时沿贵阳—玉屏一线存在一个向北倾斜的纬向俯冲带,其北开阳—梵净山一带为湘黔岛弧海,以南则为华南大洋盆地。湖南冷家溪群、赣西北的九岭群、赣东北的上溪群等,主要为凝灰质砂岩、板岩、层凝灰岩等组成的复理石建造或浊流沉积,益阳、浏阳、宜丰、德兴等地夹有火山熔岩。其中江西宜丰地区的细碧—角斑岩建造分布在宽5公里、长100余公里的带上,主要岩性为细碧岩、辉绿—细碧岩、辉绿岩、辉绿玢岩、玄武岩、玄武安山岩、角斑岩、英安岩、石英角斑岩等,属于钠质细碧—石英角斑岩类。多呈层状产出,发育残斑、残余气孔、杏仁构造,偶见枕状构造,与围岩一起遭受强烈的褶皱变形和糜棱岩化。浙西的双溪坞群下部蛇绿岩主要为变质的具枕状构造的细碧岩、角斑岩,伴有辉石岩、角闪石岩等超基性岩体,上部为变质砂岩、板岩等组成的复理石建造。上述各地的蛇绿岩和复理石,自梵净山至浙东会稽山,近东西或北东东向延展上千公里,代表沿扬子古陆南缘的一条海沟—俯冲带杂岩带。该带西北或北侧的川南、黔北、湘西北、湘东北、赣西北修水、武宁地区等,主要是由浅变质的砂岩、砾岩、凝灰质砂岩和板岩组成的复理石及陆源碎屑浊积岩,代表弧后盆地的沉积。

根据桂北侵入四堡群并被下江群不整合覆盖的本洞花岗闪长岩全岩铷锶等时线年龄为

① 王砚耕、谢俊邦、陈玉林,1979,贵州的上前寒武系及其演化

1063百万年^①，以及赣东北上溪群下部凝灰质板岩中测得的1401百万年铷锶年龄^②，推测上述沟—弧—盆系的活动时限大致在中元古代的中晚期，即相当于华北构造区的南口—蓟县期。四堡运动或梵净山运动，使环绕扬子古陆的优地槽活动带褶皱隆起，从而形成了整个扬子地台的基本轮廓，以及相伴的岛弧系列。

晚元古代早期，随着华北、华南两大板块的主体部分对接在一起，南秦岭洋壳也逐渐消减潜没。在扬子古陆的西北缘，又发育了一套沟—弧—盆系列的岩石组合。青川、平武一带的碧口群，下部以细碧岩、细碧角斑岩为主，夹火山角砾岩、凝灰岩和硅质岩，厚达3700米。北缘的耀岭河群和郧西群，为变质中基性火山岩至中酸性火山岩组合，夹灰岩和云母石英片岩，它们是南秦岭洋壳向南俯冲的反映。

这一阶段扬子古陆东南缘代表活动大陆边缘的岩石组合更为发育，但其展布方位和沉积特点与中元古代相比有了很大变化。湘、黔、桂的板溪群及下江群，可分为三个沉积区。湘、黔、桂交界的都柳江区，下部为砂砾岩、板岩夹基性火山岩，三江—龙胜一带发育厚层的细碧—角斑岩及层状基性—超基性岩（锆石铀—铅年龄为837百万年），构成较为典型的蛇绿岩套，上部主要为绢云母板岩及变余砂岩。火山岩的岩石化学分析及图解表明，属富钠的细碧—角斑质及拉斑质基性火山岩，与现代大洋壳岛弧火山岩特点近似（王砚耕等，1979）。都柳江与贵阳—湄浦断裂（见图5—47）之间，主要为灰绿色的变余砂岩、凝灰质砂岩、板岩等组成的浊积岩，局部夹大理岩、中酸性凝灰岩。火山碎屑岩的化学成分及浊积岩的特征，都指出属于活动大陆边缘的构造环境。贵阳—湄浦断裂以北的黔北、湘西北地区，下部为紫红色砂板岩含钙质团块或透镜体，上部为浅灰色变余砂岩和凝灰质砂岩，可代表在中元古代陆壳上形成的弧后盆地沉积。往东，赣西北的修水群为变质砾岩、凝灰质砂岩、板岩、层凝灰岩，浊积岩发育，鲍马序列清楚，也为活动大陆边缘沉积。而武功山区含有细碧角斑建造的前震旦系神山组，可能代表海沟—俯冲带的沉积。继续向东，于赣东北、皖南、浙西地区，晚元古代早期的浊积岩或复理石建造都很发育，代表了活动大陆边缘的东延部分。

晋宁运动之后，扬子地台最终形成，北侧与华北原地台之间的古洋壳基本上消减殆尽，使扬子地台与华北地台的主体部分对接在一起，形成统一的联合大陆，完成第三次克拉通化的地质历程。在扬子地台的东南，还存在着一个华夏古陆，形成时间可能先于晋宁运动。闽、浙一带分布的陈蔡群和建欧群，有大于750百万年的同位素年龄数据^③，至少其中的一部分为古陆西北缘的优地槽型的火山复理石建造，沉积物来源于南东侧的华夏古陆。华夏古陆北部，沿绍兴—江山断裂带与扬子古陆发生了对接碰撞，其时间大致在青白口纪。扬子古陆和华夏古陆之间，存在一个北东向的残留洋盆，持续活动，并演变成加里东期的活动带。

晚元古代晚期即震旦纪，华南构造区总体进入相对稳定的发展阶段，大部分地区发育了地台盖层沉积。但是，时间和空间上的差异性仍然是很明显的。

初期，川西地区在褶皱基底上形成了火山裂谷（图5—44），在这个狭窄的裂谷海槽中，流纹岩、英安岩、安山岩以及粗碎屑岩组合厚达三至四千米，代表刚性大陆地壳的再次裂

① 地质部宜昌地质研究院，1978；

② 江西省地质局，中国地质科学院地质矿产研究所，1977；

③ 徐步台，水海，1982年对浙江诸暨土湾陈蔡群变质岩系的Rb-Sr同位素地质年龄测定

陷。类似的构造现象在赣北、皖南、浙西都有发现；赣西北武宁县的落可嶺组，不整合于修水群浅变质的砂板岩上，下部为灰绿色凝灰质角砾岩夹层状火山角砾岩、凝灰质砂岩、石英斑岩，中部为紫红色凝灰质砂岩、层凝灰岩，上部呈紫红色、黄绿色凝灰质砾岩、层凝灰岩，砾石的圆度及分选性不好，属山间或断陷内磨拉石建造。同样，赣东北的马洞桥组，皖南的铺岭组和浙西的上墅组，都发育一套以陆相中酸性火山岩为主的磨拉石建造，反映地壳局部伸展和断陷内的沉积组合。它们的分布都是局限的，严格受断裂或断陷盆地的控制。

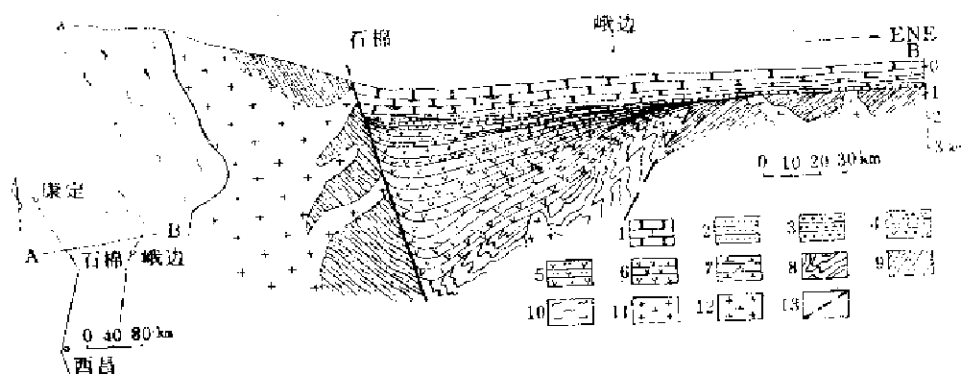


图 5—44 川西早震旦纪火山裂谷剖面图 (据蔡学林)

1—石灰岩和白云岩；2—砂岩；3—砾岩；4—火山碎屑岩；5—凝灰岩；6—酸性火山岩；7—基性火山岩；8—中元古界；9—太古—早元古界；10—早元古界；11—晋宁期花岗岩；12—晋宁期花岗岩闪长岩；13—断裂；左下方为平面位置示意图

以峡区震旦系为代表的地层，在整个扬子地台以及华南加里东地槽区都有发育，大体上可分三种沉积类型，即黔东南、湘西北、鄂西、赣北等地的地台型盖层沉积，黔东南、湘西、湘中为过渡型沉积，和桂北、湘南、赣中为槽型或活动环境条件下的沉积。说明沟—弧—盆系或活动大陆边缘进一步向南东方向迁移，相对稳定区由于相对活动带的消亡而增长。

2) 构造变形样式群

构造变形样式群 (style group)，是指一场大的构造运动所造成的构造形迹三度空间上的总体组合特征，包括褶皱断裂的组合关系、大小褶皱的组合关系，各种小型面状和线状构造的发育程度和组合关系、褶皱的三维空间形态和方位图解的格式、有关的变质矿物组合和显微构造特征，以及整体构造的空间展布型式和变化等。不同的构造变形样式群，反映了不同的构造环境和不同的应力、应变状态。在一定条件下，尚可用样式群进行区域地层对比，帮助识别叠加变形和建立构造序列。

在广大地质工作者工作的基础上，我们可以将华南构造区的中晚元古代地层，划分为三个构造层次，它们以区域性的两个不整合面为界 (图5—45、46)，各具有不同的构造变形样式群。其中，四堡运动形成的中元古代构造变形样式群，为紧闭的线状褶皱逆冲带；晋宁运动形成的晚元古代早期构造变形样式群呈开阔的弧形褶皱带 (图5—47)；晚元古代晚期 (即震旦纪) 地层基本上与显生宙的古生代地层构造变形样式群一致，以大规模的滑覆或多层次的滑脱构造为特征。

四堡运动 (或梵净山运动) 在华南构造区范围内有着广泛的影响，洋壳沿着沟—弧带

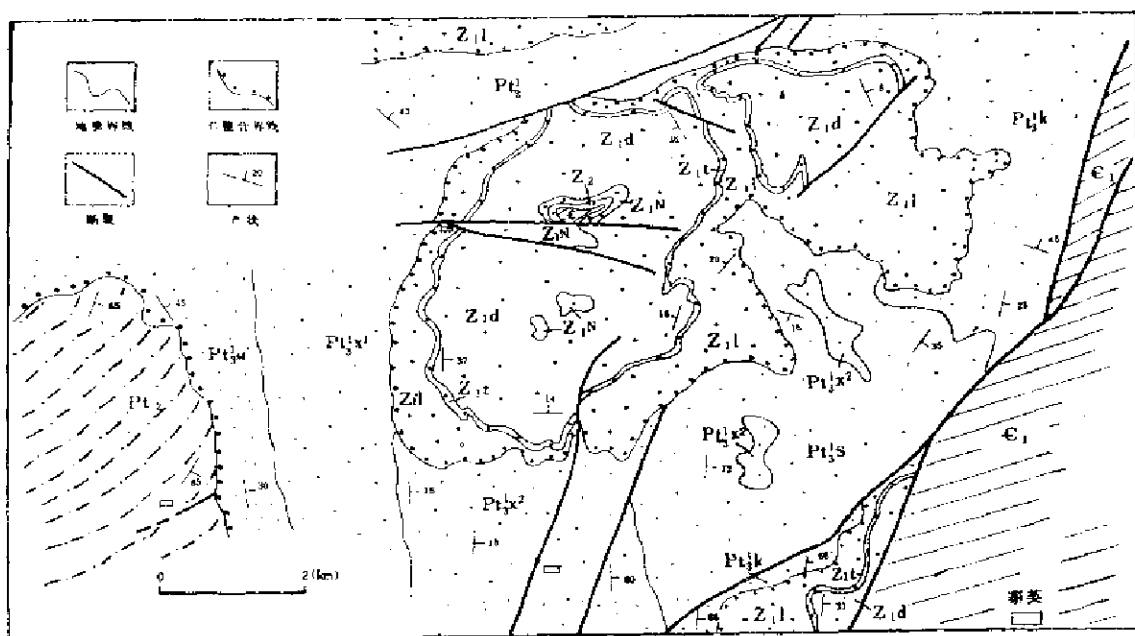


图 5—45 黔东南寨英地区地质略图 (据王砚耕等简化)
Pt₂—中元古界梵净山群; Pt₃—上元古界下部下江群; Z—震旦系; ε—寒武系

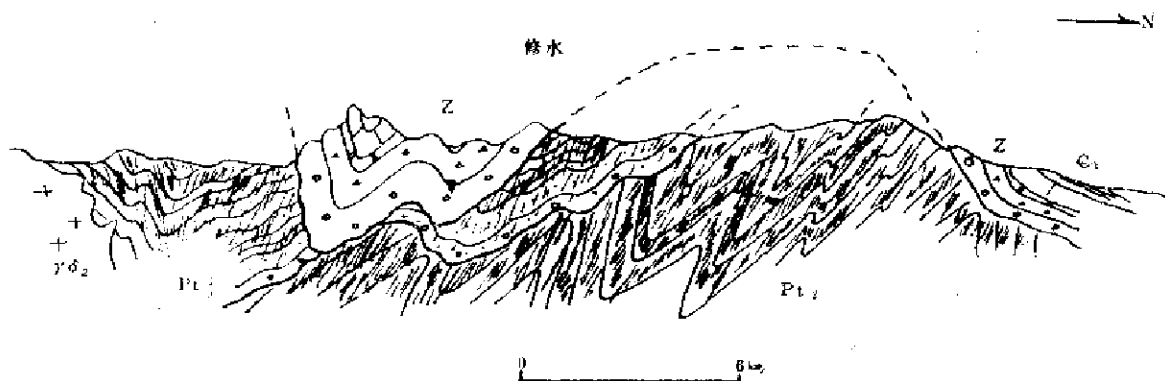


图 5—46 江西省修水前寒武系剖面略图

俯冲消减,使中元古代地层发生强烈褶皱断裂变形,形成紧闭线状褶皱逆冲带,并伴有区域低级变质和岩浆侵入活动。扬子古陆的西缘,为康滇南北向紧闭线状褶皱逆冲带,其中以云南小江断裂和绿汁江断裂之间昆阳群形成的褶皱逆冲带最为特征,在宽达 100 余公里的南北向构造带内,可划分成 5 个次级复式褶皱带,复式褶皱的轴面总体向西倾斜向东倒转。次级复式褶皱带间被四条大的逆冲断层隔开,逆冲断层面大都向西倾斜,总体向东逆冲。伴随褶皱断裂变形发育各种形态的角砾岩底辟和基底剪切作用。扬子古陆的南缘和东南缘,在桂、黔、湘、赣、皖、浙等广大的范围内,中元古代地层形成近东西向或北东东向的紧闭线状褶皱逆冲带,反映地壳沿南北方向的强烈缩短和增厚。桂北的四堡群线状褶皱近东西向,轴面向南倾斜向北倒转,至少可认出三个大型背斜和三个向斜,与一系列向南

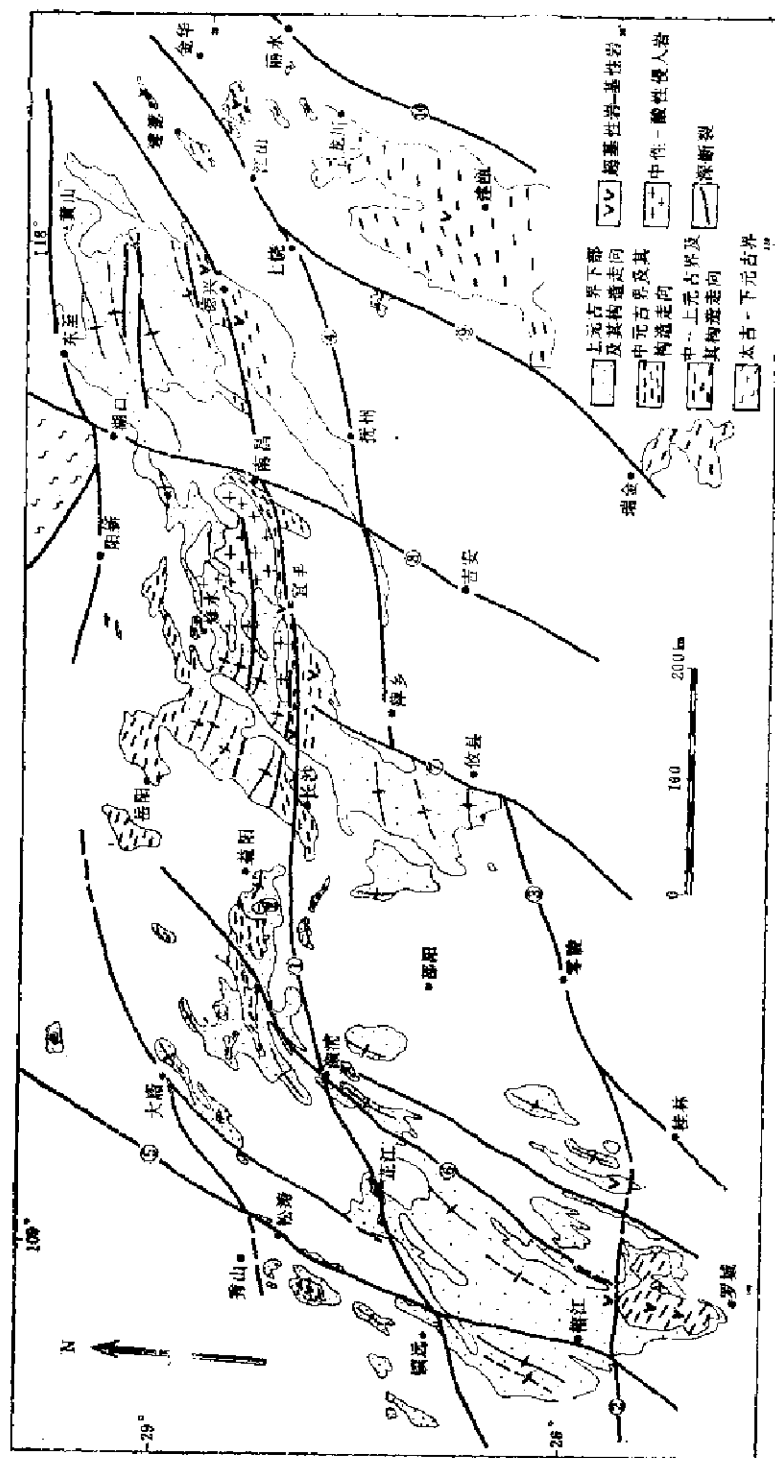


图 5-47 中国南方前震旦纪地层露头分布和构造略图

P_{12} —九岭群, P_1 —修水群, Z —花冈闪长岩, Z —铜门组 (震旦系); C_1 —下寒武系
 1—贵阳—溪涌—宜丰—德兴断裂, 2—都柳江断裂, 3—桂林—零陵断裂, 4—群乡—江山断裂, 5—松桃—榕江断裂, 6—溆浦—三江断裂, 7—攸县断裂, 8—洞口—吉安断裂, 9—邵武—河源断裂, 10—丽水—海丰断裂

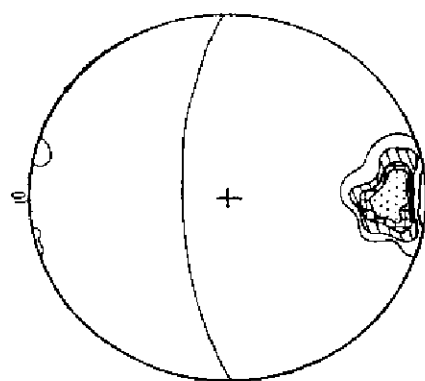


图 5-48 湖南石门杨家坪冷家溪群 πS_2 等面积赤平投影图
 πS_2 (共38个) 等值线为百分之一面积内 2.6—7.9—13.2—18.4%

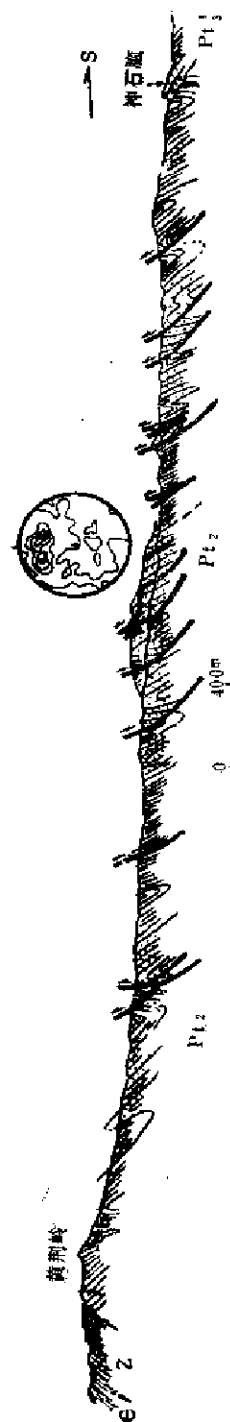


图 5-49 江西省修水县黄荆岭—神石脑九岭群剖面
 示紧团线状褶皱逆冲带剖面形态

倾斜的逆冲断层一起，构成向北推覆的叠瓦状构造。梵净山群构成北东东走向朝东南倒转的紧闭褶皱；湘鄂交界地区的石门县杨家坪区冷家溪群，为东西向紧闭褶皱（图5—48），轴面向北倾斜、向南倒转。湘西芷江、湘北沅陵、汉寿、岳阳等地，冷家溪群的主体构造线方向，均为东西向。赣西北修水、武宁地区的九岭群，构成东西向紧闭线状褶皱逆冲带（图5—49），平面展布型式和剖面形态、方位图格式，都与上覆的修水群不同（图5—50），单个褶皱多为同斜倒转或尖棱褶皱（图版Ⅶ-2），发育透入性轴面板劈理，单斜—三斜对称。由于强烈的挤压和剪切应变的复杂叠加变形，常形成倾竖褶皱（图版Ⅶ-3）、斜卧褶皱（图版Ⅶ-4）和异向褶皱。沿着变薄的翼部递进应变的结果，发生糜棱岩化和韧性断层（图5—51，图版Ⅶ-5），与褶皱共同构成一幅复杂的应变图象（图5—52）。赣东北德兴地区以及浙西的中元古代地层，主体构造亦为近东西向或北东东向的紧闭线状复杂构造带。

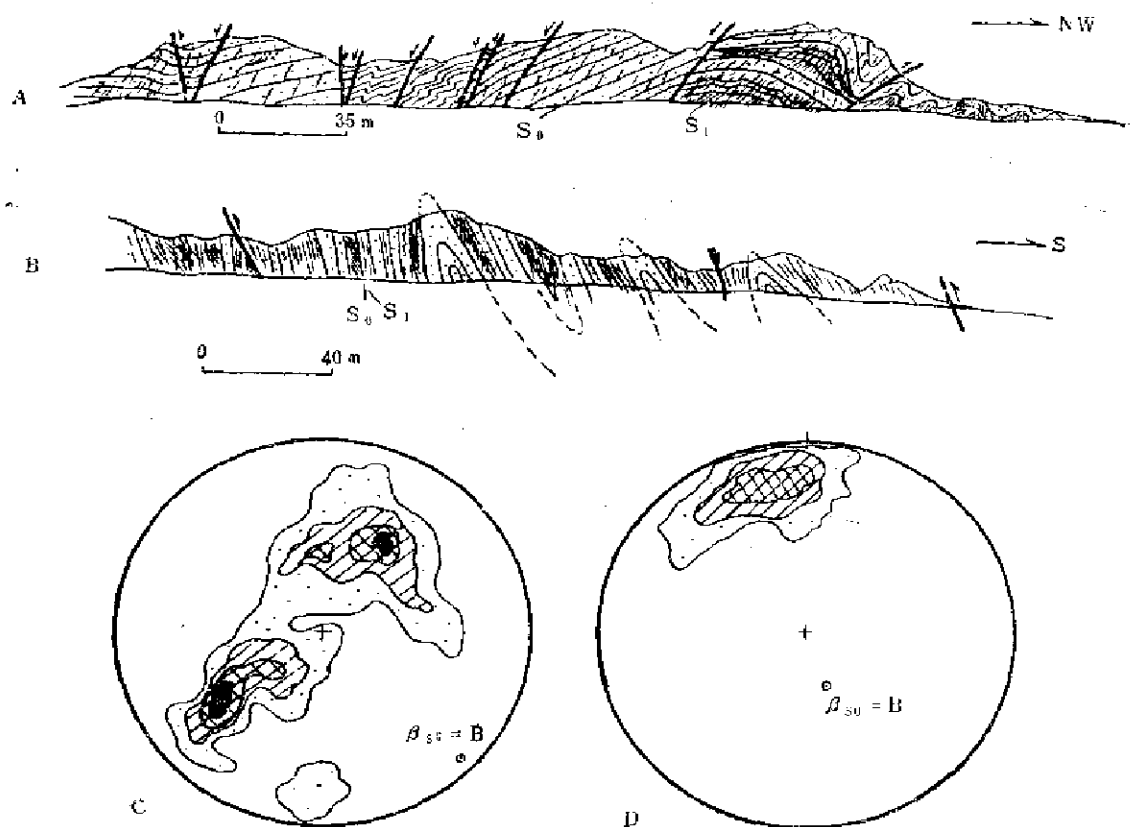


图 5—50 赣西北地区修水群和九岭群构造变形样式群

A—修水群剖面；B—九岭群剖面；C—A剖面内 πS_0 等面积赤平投影图解， πS_0 （计154个），等值线为百分之一面积内0.08—0.32—0.65—0.97%； $\beta_{S_0} = SE134^\circ \angle 10^\circ$ ；D—B剖面内 πS_0 等面积赤平投影图解， πS_0 （计105个），等值线为百分之一面积内0.09—0.46—0.94—1.41%； $\beta_{S_0} = SE161^\circ \angle 66^\circ$

需要讨论的问题是，在大多数地区，中元古代地层的褶皱逆冲方向都向北，与上述板块活动体制所应具有的边缘构造型式并不完全一致。例如，在湘、赣范围内，可以初步认出东西向五个大型复式褶皱构造，由北而南为幕阜山复背斜，山口—西江复向斜，棋坪复背斜，东门—张坊复向斜及宜丰复背斜。它们的轴面和伴生的逆冲断层，总体是向南倾斜，

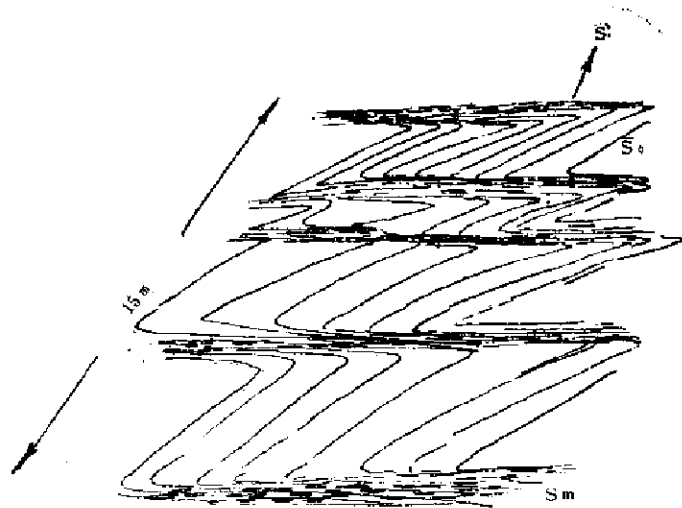


图 5—51 江西省修水县大坑小型韧性断层平面图
Sm—糜棱片理

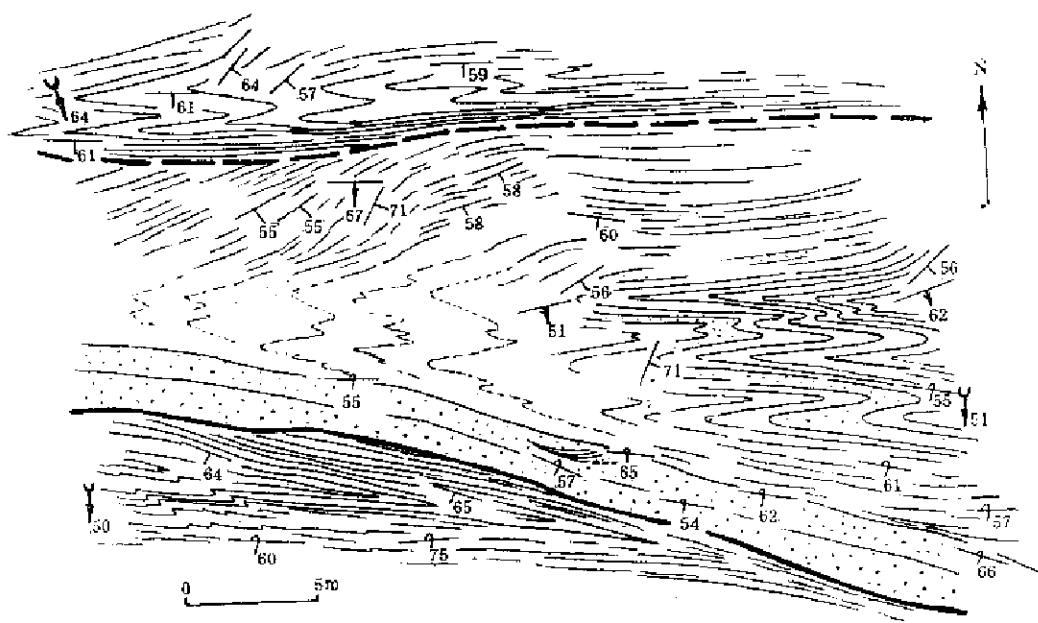


图 5—52 赣西北九岭群变形样式平面图
褶皱产状与轴面片理一致，故属斜卧褶皱

向北倒转和逆冲的。郭令智等（1980）也曾发现这种“异常”现象，他们用都柳江断裂在江南四堡期岛弧形成之后向北的逆冲作用来解释桂北四堡群的轴面向南倾斜的同斜倒转褶皱。虽然不能排除这种可能性，但作者认为，还应寻找更为可靠的资料，考虑到地壳演化不同阶段以及不同地区构造边界的复杂情况，来讨论大区域中复杂的构造现象。科瓦德（Coward, 1980）在研究南非的前寒武纪的剪切带与板块碰撞关系时，提出了两种模式（图5-53），模式A表示岩体从俯冲的板块上拆离下来，剪切带在仰冲的板块前面逐渐扩展，

形成指向俯冲板块的叠瓦状逆冲带。模式B是在奥克斯布 (Oxburgh, 1972) 薄片构造模式 (Flake tectonic model) 基础上提出来的, 按照这种模式, 剪切带是在消减带之上仰冲薄片板块的前面扩展的, 形成与俯冲方向相同的逆冲叠瓦状构造带。扬子古陆南缘或东南缘的中元古代地层的构造变形样式群, 是否同后一种模式类似? 可以在进一步深入研究中, 加以考虑。

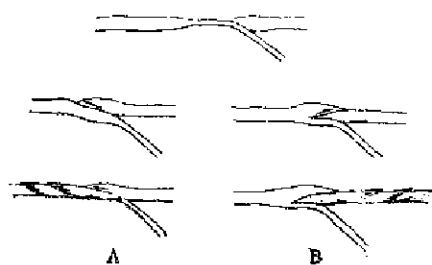


图 5—53 大型剪切带与板块缝合线的关系 (据Coward)



图 5—54 江西省修水县程山修水群 πS_0 等面积赤平投影图
 πS_0 (计62个) 等值线为1.6—4.8—8—4%, $\beta_{S_0} = 234^\circ \angle 46^\circ$

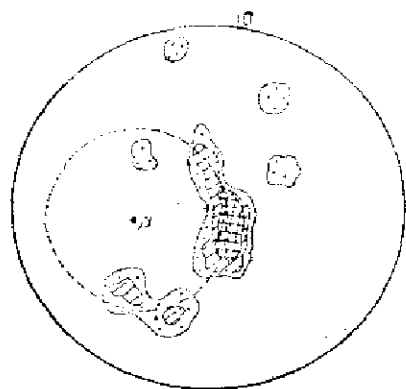


图 5—55 江西省武宁县罗溪修水群 πS_0 等面积赤平投影图
 πS_0 (计24个) 等值线为4.1—8.3—12.5%, β 轴为SW255° $\angle$ 59°

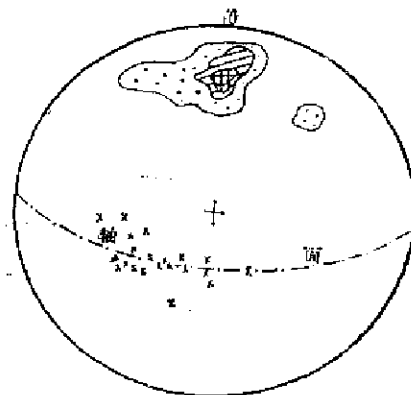


图 5—56 江西省修水域北修水群构造要素等面积投影
x—小褶轴, 计23个

晋宁运动使活动带以及震旦系以下的晚元古代地层褶皱变形, 伴有低级区域变质和大规模的岩浆侵入活动, 湘、赣交界地区的九岭花岗闪长岩, 呈大型岩基, 东西向展布, 侵入九岭群和修水群, 被震旦系砾门组石英砂岩不整合覆盖。江西高安下观花岗岩黑云母K—Ar法年龄843为百万年。此外, 峡东黄陵花岗岩铷锶等时线年龄为819百万年, 伟晶岩脉中白云母K—Ar法年龄805百万年, 广西三门侵入下江群的辉绿辉长岩U—Pb年龄837百万

年^①，都是晋宁运动的产物，也大体反映了晋宁运动的时限。

晋宁运动形成了较开阔的弧形褶皱带（见图5—47），即桂北、湘西、黔东南主体构造为北北东向，至湖南溆浦、古丈一带，逐渐转成近东西向，赣东北、皖南又有向北东偏转的趋势。这种弧形构造型式在湘、赣交界的衡阳、株州、浏阳一带也有明显的表现。组成弧形褶皱带内部的大中型褶皱形态比较简单、开阔（图5—54），对称性比较高，多斜方—单斜对称。偶见开阔的锥轴陡立的穹状褶皱（图5—55）。轴面板劈理发育（图版Ⅷ—1），折射现象明显（图版Ⅷ—2），在开阔的复式褶皱中呈扇状分布。局部出现紧闭的小型褶皱。在江西省修水县的修水群中，退色斑很发育，可作为良好的应变测量标志，测量和计算结果可知：

$$X:Y:Z=3.38:1.97:1$$

设退色斑原为半径R的球体，则

$$X=1.79R$$

$$Y=1.05R$$

$$Z=0.53R$$

$$K=0.72$$

表明基本属平面应变，垂直轴面板劈理缩短为47%。板状劈理在露头上呈平行排列，但小型褶轴及线理往往呈共面的分散排列，出现异向关系（5—56）。

黔东南江口、江西铜鼓、靖安等地，在主期褶皱之后，还形成以共轭的折劈理为轴面的第二世代小褶皱，以及更晚的共轭膝褶、共轭剪节理等，构成由塑性变形过渡到脆性变形的完整序列。与此同时，发育大型的韧性或脆性—韧性的断层，顺层面或底部不整合面的滑脱断裂，有些地方也常出现。

在华南构造区，震旦系构成了扬子地台第一个沉积的基本未变质的盖层，宣告了前寒武纪构造运动的结束。其构造变形样式主要受显生宙尤其是印支运动的影响，与古生界岩层有同样的变形特征，一般形成脱顶的侏罗山式隔档式或隔槽式褶皱，箱状褶皱发育。最醒目的是湘、鄂、赣巨型滑动构造（图5—57），显示了地壳表层的重力不稳和盖层、基底韧性差所造成的特有构造型式。武功山南侧，震旦系与下古生界一起，在加里东运动时期，由北向南推挤和滑动，形成复杂的褶皱和多期褶皱的干扰格式。

3) 大型断裂系

华南构造区发育了三套大的断裂系统，即南北向或北北东向断裂系，东西向或北东东向断裂系，和北西西向断裂系（见图5—47），它们有的起始于早元古代，具有长期的活动历史，大都具有中—深层次韧性断裂的特征，与整个中晚元古代阶段地壳构造演化有着紧密的联系，构成不同尺度的构造边界或构造—岩相带的边界，是华南构造区的重要构造样式。

南北向或北北东向断裂系，由西而东可分成几个断裂带。康滇断裂带近南北走向，由若干条大的断裂组成，如祥云断裂、绿汁江断裂、安宁河—易门断裂、小江断裂、赫章—盘县断裂等。它们有的是板块古缝合线或古板块俯冲带，有的则是弧前盆地、古岛弧带及弧后盆地的边界（骆耀南，1983），控制了蛇绿岩带和岩浆侵入活动的发育乃至该地区构造演化的总体进程。最东侧的赫章—盘县断裂重力异常梯级带宽约40公里，幅度为25—50毫

① 据广西区域地质测量队1977年测定资料

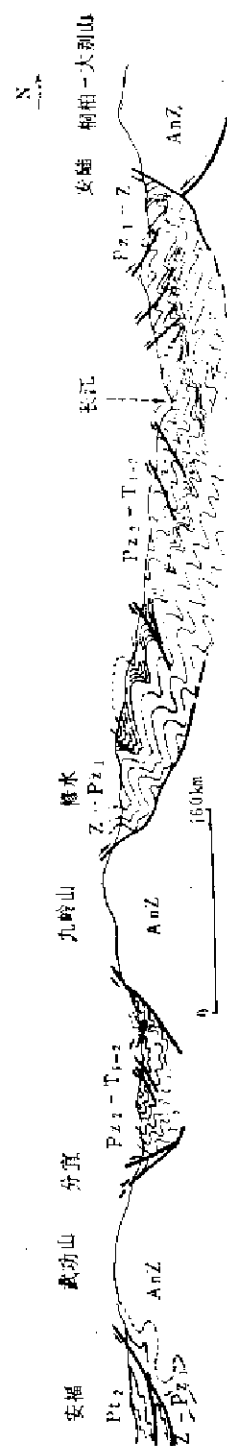


图 5—57 湘、鄂、赣巨型滑动构造剖面略图

伽,在彝良附近40公里宽的地段内,康氏面、莫霍面一齐下降了约2.7公里。因此,康滇地区的南北向断裂,有的具有所谓深大断裂的性质。但从昆阳群的构造变形样式群和基底剪切断裂来看,有一些大断裂向深部变缓,可能是拆离构造的表征。

松桃—榕江断裂,是包括雪峰山东侧的溆浦—三江断裂之间的大型断裂带西面的一条断裂。它是贯穿我国南北的大兴安岭—太行山—武陵山重力梯级带的南段。在贵州省境内总体呈北北东向延伸,重力梯级带宽约40公里,幅度变化达30—50毫伽,相应地壳厚度也有很大变化,从铜仁往西到江口,莫氏面深度从40公里下降到43.7公里^①。沿该断裂中元古代、晚元古代早期,有蛇绿岩套堆积,东西两侧的沉积作用有明显的分异,变形和变质作用都有明显的表现。

湖口—吉安断裂,可能是古鄯庐剪切带的南延部分,它对中晚元古代的构造演化起着明显的控制作用。例如,大规模的晋宁期酸性岩浆侵入活动主要在西侧的九岭地区,而晚元古代震旦纪的火山喷发活动,则主要限于东侧的赣东北和皖浙地区。构造标志也很清楚。庐山—永修—南昌一线,中晚元古代地层强烈糜棱岩化或片理化,形成各种初糜棱岩、糜棱岩,具糜棱片理(Sm)和切割糜棱片理的共轭应变滑劈理,永修县周田一带糜棱片理产状SE90—105° $\angle$ 40—46°,共轭应变滑劈理产状为SE150° $\angle$ 77°和NW325° $\angle$ 70°。庐山南侧及南昌梅岭的混合片麻岩,相当大的一部分是经过强应变的产物,构成均匀变形片麻岩。赣西北中晚元古代的构造线走向趋近湖口—吉安断裂时,由近东西向明显偏转成北东向,在高安—靖安—德安一带形成一个凸向南东的弧,标志着湖口—吉安断裂的左旋扭动特征,这也是与古鄯庐剪切带的运动方向一致的。不言而喻,显生宙尤其是中新生代以来的断裂活动更为明显,它控制着中新生代盆地的发育、变形、岩浆活动和成矿作用。应当指出,湖口—吉安断裂并非指某一条简单的断裂,而指的是一个宽50—60公里的断裂带,内部由若干强的应变带和弱的应变域构成,因此,用常规的地质方法确定那一条断层代表主要断层,往往是非常困难的。在闽赣两省的地壳深部构造图上,也能看到它的踪迹。

丽水—海丰断裂,北起杭州湾,经浙江丽水,福建松政、尤溪至广东海丰。长1000余公里,大体上构成华夏古陆的西部边界,它与邵武—河源断裂之间,是一个前寒武纪时期发育的构造活动带或深海槽,有蛇绿岩套发育。它们对显生宙阶段的沉积作用、岩浆活动和变质作用有明显的控制作用,尤其在晚古生代时期,它们构成闽西拗陷的边缘断层。但是,由于它们受中新生代构造活动的强烈改组和掩盖,许多问题尚在争议之中。

近东西向或北东东向的断裂有长江断裂,樟公山断裂,贵阳—溆浦—宜丰—德兴断裂,都柳江断裂,萍乡—江山断裂等。其中贵阳—溆浦—宜丰—德兴断裂以及萍乡—江山断裂,在整个扬子古陆南缘和东南缘的构造演化过程中,起主导控制作用。沉积建造、岩石化学和构造标志都表明它们可能是中晚元古代时期的板块古缝合线或碰撞带,是华南构造区内近东西走向的重要构造边界线。水涛等^②和赵明德、张培垚(1983)详细地讨论了绍兴—江山断裂(萍乡—江山断裂东段)的结构和构造变形特征,分别论证它是“江南古陆”与华夏古陆碰撞的缝合线,或晚元古代板块俯冲带。沿该断裂发育强烈的褶皱推覆构造,形成复杂的混合片麻岩、糜棱岩等强烈动力变质带,有构造侵位的基性、超基性岩席,以及矽线石—蓝闪石—长英质片麻岩等的出现。变形和变质带在绍兴—江山断裂两侧对称分

① 齐涿,1981,贵州区域重力场基本特征和初步解释;

② 水涛、徐步台等,1982,中国东南沿海古变质基底年代学及构造格局

布。反映该断裂经历了长期的复杂的构造演变过程。向西于江西境内，构成扬子地台与华南地槽系的边界，在磁场、重力场方面都有清楚的显示。断裂的南北两侧地壳深部结构差异明显，北部莫氏面起伏较大，稍有隆起，微向南倾斜，南部莫氏面平坦，相应有一些拗陷。继向西被攸县断裂切错向南移动，可能与都柳江断裂或桂林—零陵断裂相联，沉积的、变形的标志和物探资料都很丰富，不予赘述。

贵阳—淑浦—宜丰—德兴断裂除对中晚元古代沉积建造和地壳演化起了显著的控制作用外，它的变形标志也很明显。在湘东和赣西北地区，表现为宽达50余公里的强烈构造变形带。韧性剪切变形造成的糜棱岩片理，掩盖或置换了原始层理和先期片理，最强烈的应变带内，几乎找不到原始层理，而主要的面状构造是糜棱岩化作用造成的条带或成分层（图版Ⅷ—3）。这些条带或成分层作滑动面，形成小型或微型褶皱（图版Ⅷ—4，5），其轴面为其轴的应变滑劈理。宜丰一带共轭的应变滑劈理分别向北缓倾斜或向南陡倾斜，前者又发育分异层理，形成新的成分层。此后，普遍发育共轭的膝褶构造，使糜棱片理和共轭应变滑劈理再次产生变形。在一般情况下，构成糜棱片理—应变滑劈理—膝褶的完整序列。出现这种序列的变形岩石呈带状分布，同时还有鞘褶皱、重结晶作用、恢复构造等剪切作用和应变软化的标志，与区域褶皱变形序列是可以分开的。不是在整个带内所有岩石都具有同样的糜棱岩化现象，而是糜棱岩化强的带、初糜棱岩化带和相对弱的应变带或透镜体相间排列。沿宜丰—浏阳一线，宽约5公里的带全部为糜棱岩带或构造片岩带，应变最为强烈，大致相当主断裂的位置。该带之南为中生代红色盆地堆积掩盖，情况不明。但据上高县七宝山中晚元古代的千枚状板岩特点来看，这种强应变带向南不会出现太宽了。该带之北直至修水山口和浏阳连云山一线，强、弱应变带交互出现，而在湘东北、赣鄂交界一带，则主要表现为区域性的变形变质岩石，强烈糜棱岩化的韧性断层，只表现为宽几厘米至几十米的狭窄条带，如石首—临湘断层，汉寿—平江断层等。在复杂情况

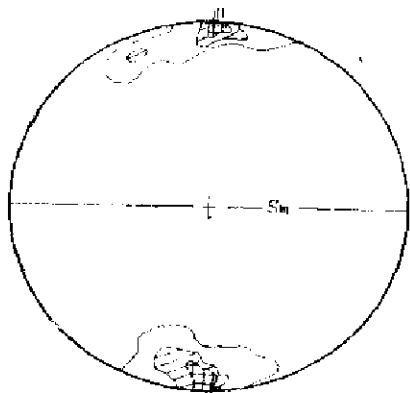


图 5—58 樟公山韧性断裂 πSm 等面积赤平投影图

πSm (计21个) 等值线为4.7—14.2—23.3%

下，多期糜棱岩片理交切和复合，或者被过渡型的和脆性的断裂所复合，断层的结构和变形岩石更为复杂，有一部分韧性断层可能是显生宙阶段盖层中的脆性断裂的深部表现。但通过区域对比和变形历史分析证明上述断裂及其产物，主要还是在中晚元古代阶段形成的。致于南昌西山和宜丰城南向南逆冲的推覆体构造，则是中新代构造变形的结果，它们虽对中晚元古代形成的韧性变形构造有所改造，但两者是在时间上和断裂性质上截然不同的构造事件。从赣东北近东西向的樟公山韧性断裂、糜棱片理产状（图5—58，图版Ⅷ—6）与两侧岩层构造的平面几何关系分析，东西向的断层还具有右旋扭动的特点。因此，它们可与湖口—吉安断裂组成一对共轭的剪切系统。至少，它们在发育的某个阶段，呈共轭发育的性质。

北西西向的断裂系主要指扬子古陆北缘的断裂，如广济—襄樊断裂、广济—应山—丹凤—凤县断裂等。广济—应山—丹凤—凤县断裂是华北构造区与华南构造区的主要边界断裂之一，重力、磁力物探资料和建造、构造标志都很清楚，它与广济—襄樊断裂之间的北扬子

晚元古代陆缘带,可继续演化成早古生代的活动带(杨森楠等,1983),表明它们都具有长期的复杂的发展历史。

3. 西北构造区

在早元古代末形成的统一的华北—塔里木原地台的基础上,西北地区中、晚元古代进入了一个新的地质历史发展阶段。其基本构造格架和沉积建造与华北构造区类似,但构造活动性则较华北构造区强烈得多。岩层大都经受了不同程度的变形和变质作用的改造,说明在华南构造区造成活动构造机制的构造运动,对西北构造区有显著的影响。柴达木、阿拉善以及塔里木北部地区,为塔里木运动(晋宁运动)形成的结晶基底,震旦纪金古群、库鲁克群等为地台盖层;而西昆仑—阿尔金地区则为阿尔金运动(四堡运动)形成的结晶基底^①,青白口系为基本未变质但强烈褶皱变形的岩层,其上缺失震旦系和寒武系,被中、下奥陶系地层不整合覆盖。前者与华南地区一致,后者似乎与西藏南部的构造演化历史类同。

1) 大陆内部及边缘的裂陷

中元古代在西北构造区,也发生了大规模的裂陷作用,使统一的原地台解体成为塔里木、柴达木和阿拉善三个陆块。其中,北祁连拗拉槽沿北西方向在阿拉善和柴达木之间插入原地台内部。强烈的裂陷作用发生在长城期,西段朱龙关群为多旋迴的基性火山岩—复理石沉积组合。夹基性、超基性岩浆岩,厚6—7千米。东段兴隆山群与之对应,下部中酸性—中基性火山岩发育。西昆仑中元古代早期的赛图拉群,为典型的活动类型沉积,属边缘裂陷构造环境的产物,它向东在柴达木和塔里木之间插入原地台内部。中元古代(长城—蓟县期)受裂陷作用控制接受了近两万米厚的碎屑沉积—火山岩建造(巴什考贡群、塔普大板群^②)。此外,塔里木北缘库鲁克塔格地区的中元古界亦为巨厚的活动类型沉积,也可能代表边缘裂陷作用的产物。与华北构造区不同,上述裂陷沉积大多经受了强烈的变形变质作用^③。

2) 基性岩墙群

在阔克苏和阿尔金山前地区,太古界—下元古界地层中巨大的基性岩墙群与华北构造区的基性岩墙群具有类似的特点。它们主要沿北西方向延伸,与早元古代造山带的构造走向垂直(图5—59)。反映特定的构造环境和具有特殊意义的构造热事件。基性岩墙群以辉绿岩为主,局部还发育有少量的花岗伟晶岩脉和闪长岩脉,具有多期活动的特点^④。

3) 中、南天山火山裂谷

震旦纪阶段,西北构造区广大地区普遍发育了冰川沉积并伴随着强烈的火山活动,形成巨厚的冰川—火山堆积。中南天山震旦纪裂谷中保存了三个冰期的沉积、三次火山旋迴的喷发以及间冰期的正常海相沉积(图5—60)。它们向西可以延续到天山西段。反映了刚性地壳再次活动时独具特色的构造物理和气候环境。

在库鲁克塔格地区震旦系库鲁克塔格群包括三个冰期和三次火山作用旋迴以及间冰期的正常海相沉积(表5)。火山岩沿断裂带线性分布,多具喷发中心,东西向断续延伸达500多公里,与正常海相沉积为整合接触,往往呈互层或夹层出现,并且有铁质碧玉岩及枕状

① 胡金庆等,1982,新疆昆仑山—阿尔金山晚元古代地层的初步认识;

② 李天德等,1983,阿尔金山地质构造基本特征;

③ 胡金庆等,1982,新疆昆仑山—阿尔金山晚元古代地层的初步认识;

④ 胡金庆同志来信

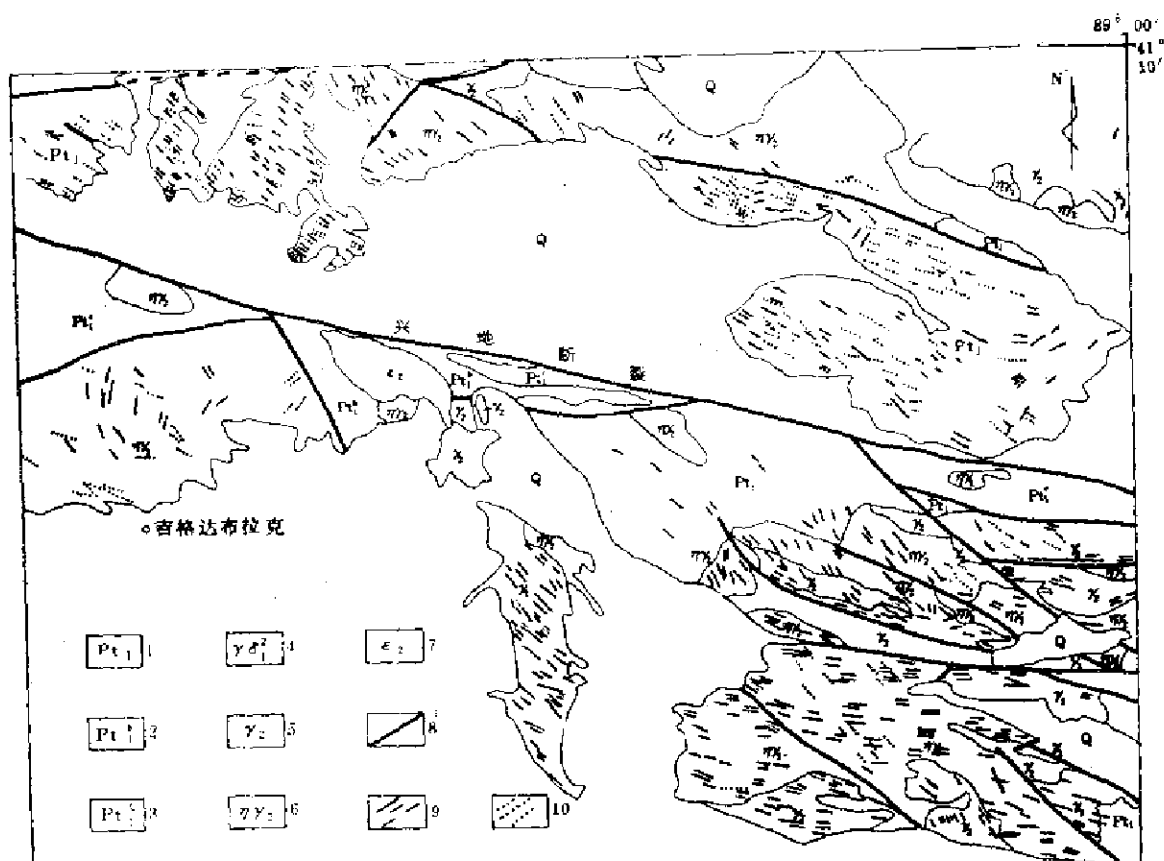


图 5—59 新疆阔克苏地区的岩墙群

1 (Pt_1^o) —斜长角闪岩, 角闪石质片麻岩, 混合岩; 2 (Pt_1^o) —大理岩夹片岩, 下部夹磁铁矿扁豆体; 3 (Pt_1^o) —石英岩夹白云母石英片岩和大理岩透镜体; 4 ($\gamma\delta_2$) —片麻状花岗闪长岩; 5 (γ_2) —花岗岩; 6 ($\gamma\gamma_2$) —二长花岗岩; 7 (ϵ_2) —正长岩; 8 —断层; 9 —基性岩墙; 10 —中、酸性岩墙

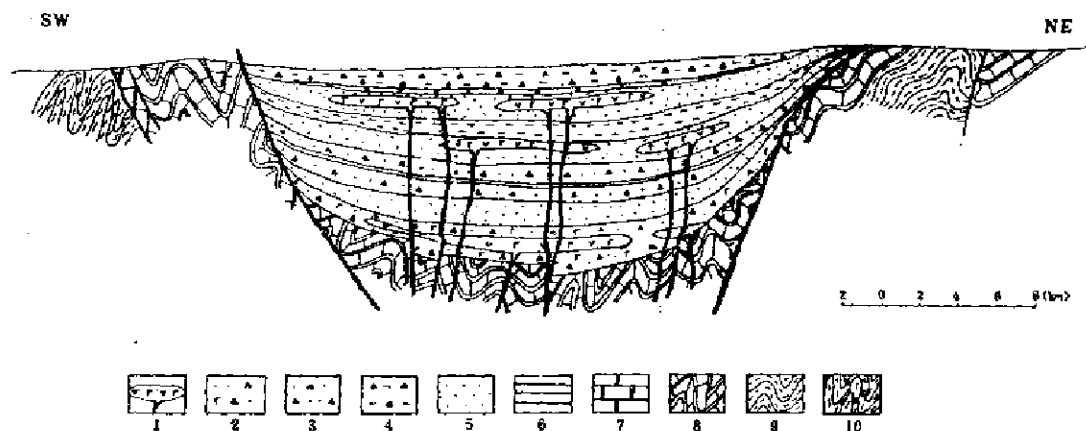


图 5—60 中南天山震旦纪火山裂谷剖面示意图

1—酸性—基性火山岩; 2—基质为火山碎屑的冰碛岩; 3—基质为泥砂质的冰碛岩; 4—基质为钙泥质的冰碛岩; 5—砂岩(间冰期沉积); 6—页岩(间冰期沉积); 7—白云岩(间冰期沉积); 8—片麻岩类; 9—角闪片岩; 10—白云大理岩及石英岩、片岩

新疆震旦纪地层—构造简表

表 5

时代	地层名称 ϵ_1	岩 性	构造环境	构造运动
震 旦 纪	Zb	汉格尔斯克组 ---▲---▲---	冰川活动	(I) 柯坪运动 (上升)
		水泉组 ---V---V---V	火山裂谷	柳泉运动 (上升)
		育肯沟组 -----	正常海相沉积	
		扎摩克提组 ---V---V---V	火山裂谷	库鲁克塔格运动 (以上升为主) (第三幕)
	Za	特瑞爱肯组 ---▲---▲---▲	冰川活动	(II) 库鲁克塔格运动 (以上升为主) (第二幕)
		阿勒退沟组 ---▲---▲---		库鲁克塔格运动 (以上升为主) (第一幕)
		照壁山组 -----	正常海相沉积	(III) 塔里木运动 (变动)
		贝义西组 ·V·▲·V▲·	火山—冰川裂谷	(= 晋宁运动, 8 亿年 ±)

熔岩岩块, 局部出现熔结凝灰岩。第一次冰川作用发生在贝义西期, 为冰川—海洋沉积相间夹岛弧期火山喷发, 总厚达1486米, 与华南地区的长安冰期相当。第二次冰川作用发生在早震旦世晚期, 仍以海洋—冰川沉积为主, 与华南的南垞冰碛层相当。第三次冰川作用发生在震旦期末, 为大陆冰川堆积, 与罗圈冰碛层相当。这一套地层向西在天山西段的特克斯、伊宁西北的博罗霍洛山、科古尔琴山、赛里木湖以南以及精河西南部的库西姆契克山等地为凯拉克提群, 在科古尔琴山一带剖面上可以见到两套冰碛岩并夹有火山岩, 它们分别相当于库鲁克塔格地区的第二、三冰碛—火山沉积, 二者显著的对比特征是冰碛砾岩的砾石中均含有蓝色石英。与西昆仑北坡—柯坪一带含红长石砾石的冰碛砾岩不同, 因此它们可能为统一的中—南天山火山—冰川裂谷中的产物。它们的成因机制和构造联系尚待深入研究。

这一交替发生的冰川和火山作用可能具有特殊的地质意义, 它们说明西北广大地区中晚元古代的构造演化历史既不完全与华北一致, 也不能简单的归于华南。反映其结晶基底最终固结之前, 经历了更为复杂的演化历史, 它可能介于华北、华南和西藏三者之间, 受到邻近陆块不同程度的制约和影响。

4. 西藏构造区

沿喜马拉雅和雅鲁藏布江以北地区分布的一套遭受强烈混合岩化作用的眼球状片麻岩, 代表藏南前寒武纪结晶基底的残余。其代表性的岩石为聂拉木群和念青唐古拉群。向东经墨脱到滇西地区也有广泛的分布。在珠峰附近这套古老的变质岩系可与印度地台北缘、尼泊尔中区以及阿富汗境内喀布尔附近的晚元古代变质岩系对比。近年来, 国内外地质学家在这套地层中曾获得 1800 ± 100 、 $640-660$ 、 581 ± 9 百万年 (常承法等, 1983) 以及1382、1119、949、898百万年 (王曰伦等, 1980) 的同位素年龄数据。最近中法合作考查又获得1700、2200百万年的 Rb-Sr 同位素年龄值。因此, 我们推测藏南前寒武纪陆块的形成时间应该在中元古代早期。其北界大致在班公湖—怒江断裂一线。上覆肉切村组为震旦—寒武纪未分的变形变质岩系, 但从部分640—660百万年同位素年龄值及地质方面的有限资料推测, 西藏地块的固结可能经历了所谓珠穆朗玛运动之后才完成 (梁定益等, 1980)。

六、后 记

综上所述,我国前寒武纪构造研究虽然在一些地区比较深入,如五台山、嵩山、冀东、鞍山地区、赣北等地,但总体上看还是比较粗略的,甚至对一些地区的基础材料,尚未取得统一认识,所以,这里勾画出的轮廓,在许多方面仍处于讨论和探索之中,有待于深入研究和作进一步的修正。然而,总的构造格架和演化的总趋向还是清楚的。每一大构造阶段都以特征性的构造样式为标志,反映着前寒武纪岩石圈的区域性生长、增加刚度和相应地加厚。而构造格架随时间的变化则是地壳生长机制和板块之间相互作用方式变化的结果。

太古宙是一个全面活动的阶段,几乎所有太古宇地体都表现为多期的复杂构造,双峰式绿岩带火山活动和英云闪长岩—奥长花岗岩—片麻岩组合的形成及花岗闪长岩类的非线性侵位。同位素年龄数据和构造特征表明,35亿年前已经有了独立的板块形成,然而,当时与“俯冲”相联系的岩浆作用,显然不是有效的地壳增长机制。

26至24亿年前是我国地质历史过程中最重要的地壳形成时期,大规模的壳下垫托作用产生了广泛的花岗岩—绿岩岩浆源,并一直可延续到早元古代,如冀东的双山子群和山西五台群等。可以设想这一事件与地球的热演化高潮有关,接着是早元古代的冷却,地幔对流格式的重新调整,造成不同的构造样式。

元古宙以产生大的克拉通内盆地和活动带为特征。它们是较薄的岩石圈和尚未稳定的地壳对下伏线性热异常的反应,通过拉伸、变薄、开裂形成槽地或盆地。在这个过程中,岩浆垫托作用又提供了大多数是双峰式的大陆内部的岩浆源。

值得注意的是许多元古宙活动带中缺乏明显的岩浆弧增生的岩石组合。这意味着并未发生过板块分离及后来盆地关闭时的大规模洋壳俯冲。很可能这些活动带是在大陆内产生的或类似红海式的小洋盆,它们关闭是通过地壳内拆离、堆垒和A式俯冲作用,即没有或有限的洋壳俯冲,而不是完整的威尔逊旋迴。仅在少数情况下形成了活动大陆边缘。

直到前寒武纪后期,水平增生才成为岩石圈演化的主导因素,这一机制持续到前寒武纪末,同时也成为显生宙的构造体制的特征。但总的来看,在早前寒武纪大部分时间里,岩石圈的垂直生长显然是重要的,并形成了超过80%的现今大陆地壳。已提出的一些机制如壳下剥离等,能为下地壳加热和广泛的壳内熔融提供热条件,同时可以通过垫托作用,补充新的岩石圈组分。

追溯我国近30亿年的前寒武纪地质历史,可以清楚地看出前寒武纪地壳演变是非均变的动力学发展过程,因此,在研究前寒武纪的构造演化及其变形特征时,必需有正确的思维方法及工作方法。

主要参考文献

- 王曰伦等, 1953, 五台山五台纪地层的新见, 地质学报, 4。
- 马杏垣等, 1957, 五台山区地质构造基本特征, 地质出版社。
- 马杏垣, 1966, 中国东部前寒武纪大地构造轮廓, 科学通报, 16期, 485—496页。
- 马杏垣、游振东等, 1963, 中国东部前寒武纪大地构造发展的样式, 地质学报, 1。
- 王仁民、陈珍珍, 1964, 北京密云沙厂地区前震旦系的多相变质作用, 中国地质学会论文选辑, 岩石部分, 370页。
- 程裕祺、钟富道等, 1973, 中国华北和东北地区的前震旦系, 地质学报, 1。
- 黄汲清, 1974, 对中国大地构造若干特点的新认识, 地质学报, 1。
- 马杏垣、索书田等, 1975, 河南崑山区震旦系古构造型式, 地质科学, 1。
- 钟富道, 1975, 我国华北及东北地区前寒武纪岩石K—Ar等时年龄, 地球化学, 2。
- 刘如琦, 1976, 复合褶皱的赤平投影分析方法, 地质学报, 1。
- 全国同位素地质年龄数据汇编, 第二集, 1977, 地质出版社。
- 崔盛芹、杨振升等, 1977, 燕辽及其邻区的古构造体系研究, 地质学报, 2。
- 钟富道、解广震, 1978, 斜长岩事件年龄及其地质意义, 地球化学, 3。
- 科学院地质研究所, 1978, 冀东36亿年古老岩石铷钍年龄的初步测定, 科学通报, 78—7。
- 马杏垣、吴正文等, 1979, 华北地台基底构造, 地质学报, 4。
- 王鸿楦, 1980, 中国晚元古代构造与古地理, 地质科学, 2。
- 王曰伦等, 1980, 中国前寒武系的划分和对比, 中国震旦亚界, 天津科学技术出版社。
- 郭令智等, 1980, 华南的构造格架和地壳演化, 国际交流地质学术论文集(一), 地质出版社, 109—116页。
- 杜汝霖、李培菊, 1980, 燕山西段震旦亚界, 中国震旦亚界, 天津科学技术出版社。
- 陈晋德等, 1980, 蓟县震旦亚界的研究, 中国震旦亚界, 天津科学技术出版社。
- 刘国栋, 1980, 华北断块区结晶基底的早期结构, 华北断块区的形成与发展, 科学出版社。
- 马杏垣、谭应佳等, 1980, 中国大陆壳的早期构造演化, 国际交流地质学术论文集, 构造地质, 地质力学。
- 张兆忠、张雯华, 1980, 华北断块区太古界原岩建造及其地质意义, 华北断块区的形成与发展, 科学出版社。
- 李继亮、从柏林等, 1980, 华北断块区内地壳早期演化的探讨, 华北断块区的形成与发展, 科学出版社。
- 万朴、田隰等, 1980, 内蒙古贵乌拉地区的变质作用及伟晶岩的成因, 长春地质学院学报, 2。
- 关保德等, 1980, 东秦岭北坡震旦亚界, 中国震旦亚界, 天津科学技术出版社。
- 马杏垣、索书田等, 1981, 嵩山构造变形—重力构造、构造解析, 地质出版社。
- 任纪舜、秦德余等, 1981, 中国的深断裂, 中国及其邻区大地构造论文集, 地质出版社。
- 蔡学林等, 1981, 中国西南地区前寒武纪构造演化探讨, 构造地质论丛, 1。
- 汤耀庆, 1981, 康滇地轴的主要地质特征, 中国及其邻区大地构造论文集, 地质出版社。
- 乔秀夫、耿树芳, 1981, 华南晚前寒武纪古板块构造, 中国及其邻区大地构造论文集, 地质出版社。
- 孙超等, 1981, 予陕中—晚元古代沉积盆地(一), 地质科学, 4。
- 钱祥麟等, 1981, 冀东前震旦亚代基底构造基本特征, 构造地质论丛, 1。
- 杨主恩, 1981, 北京密云北石城断裂带断层岩特征及其地震事件的可能证据, 地震地质。
- 罗跃星, 1980, 华北地台前寒武纪地壳的演化及铁矿类型, 天津地质调查所所报, 1。
- 王鸿楦等, 1981, 中国地壳发展的主要阶段, 地球科学, 3。
- 孙家树、崔承玉, 1982, 冀东迁西地区同位素年龄测定结果及其地质意义, 性质论评, V.28, No.3, 228—234页。
- 刘如琦、马文念等, 1982, 变质岩褶皱构造的 π 组构分析, 构造地质论丛, 2。
- 张国伟、周鼎成等, 1982, 嵩山地区前嵩山群古构造基本特征, 构造地质论丛, 2。
- 熊成云、唐克东等, 1982, 有关前震旦古构造研究的几个问题, 构造地质论丛, 2。
- 王恩林、张春仁等, 1982, 北京密云前震旦变质岩区古断裂构造的鉴定标志, 构造地质论丛, 2。
- 冯先岳, 1982, 阿尔金断裂带, 中国活动断裂, 地震出版社。

- 白 瑾、高亚东等, 1982, 初论五台山区五台群的构造演变, 构造地质论丛, 2。
- 杨振升、李树勋等, 1982, 五台群的解体与台怀运动的建立, 构造地质论丛, 2。
- 高焕章、张国伟等, 1982, 安徽五河—嘉山间五河群与郑庐断裂特征, 西北大学学报, 前寒武纪地质专辑。
- 何永年, 1982, 利用变形石英显微构造估算剪切带差异应力一例, 地震地质, 2。
- 张抗, 1982, 鄂尔多斯断块太古代至早元古代构造发育特征, 地质科学, 4。
- 钱祥麟等, 1982, 冀东前震旦纪构造演化, 构造地质论丛, 2。
- 张家声, 1983, 沂沭断裂带中段基底韧性剪切带, 地震地质, 2。
- 李魁亮、张凤秋等, 1983, 四川盐边元古代蛇绿岩的稀土元素分配特点, 岩石学研究, 第三辑。
- 骆耀南, 1983, 康滇构造带的古板块历史演化, 地球科学, 3。
- 常承法等, 1983, 青藏高原构造演化历史, 地质出版社。
- 张寿广, 1983, 阜平太古宙复合褶皱群的构造样式及变形史, 中国区域地质。
- 赵明德、张培圭, 1983, 浙江板块构造初探, 地质学报, 4。
- 杨森楠、吴鑫等, 1983, 大别山晚前寒武纪的构造发展, 地球科学, 3。
- 张用夏、李卢玲等, 1983, 中国附近海域地质构造及其成因, 地质论评, 2。
- 马杏垣, 1983, 解析构造学肇议, 地球科学, 3。
- 吴功健、高锐, 1983, 论区域航磁异常与我国东部深部地质构造的关系, 中国区域地质, 第6辑。
- 宋鸿林、葛梦春, 1984, 从构造特征论北京西山的印支运动, 地质论评, 1。
- 张秋生等, 1984, 中国早前寒武纪地质及成矿作用, 吉林人民出版社, 636页。
- 肖庆辉等, 1984, 国外前寒武纪地质构造研究, 地质出版社, 310页。
- 孙大中, 1984, 冀东早前寒武纪地质, 天津科学技术出版社, 273页。
- ~ 马杏垣、张家声等, 1985, 中国前寒武纪历史过程中构造样式的变化, 构造地质论丛
- Bai Jin, et al., 1982, A preliminary study on the tectonic evolution of wutai Group in wutaishan reg-
in. Collection of structural Geology, 2, 43-54.
- Bai Yiliang, Suo Shurian, Liu Ruqi, Tang Jiafu and Ma Xingyuan, 1984, Fold interference patterns in
Precambrian rocks from three key areas of eastern China, In: Kröner, A. and Greiling, R. (eds) precambrian
tectonics illustrated, Stuttgart, p. 335-352.
- Bak, J., 1975, Tectonic implications of Precambrian shear belts in western Greenland. Nature, Vol. 254,
April 17.
- Bell, A. M., 1981, Vergence: an evaluation. Journal of structural Geology, Vol. 3, pp. 197-202.
- Bhattacharji, S., 1958, Theoretical and experimental investigations on cross-folding, Journal of Geology,
Vol. 66.
- Bor-ming Jahn, et al., 1983, Early Archean (3.5AE) metabasic rocks from the Tszozhuang group, E.
Hebei, China, Sm-Nd, Common Pb, and Rb-Sr isotopic ages, Supplementary abstract for the symposium
"Precambrian Crustal Evolution", Beijing.
- Burke, K. and Whiteman, A. J., 1973, Uplift, rifting and the break-up of Africa, In: Tarling, D. H. and
Runcorn, S. K. (eds), Implications of continental drift to the earth sciences, V. 2, Academic Press, London, U.
K., p. 735-755.
- Chaudhuri, A. K., 1972, Concise description of fold orientations. Geol. Mag., 109, pp. 231-233.
- Christie, J. M., 1960, Mylonitic rocks of the Moine Thrust Zone in the Assynt district, north-west Sco-
tland. Trans. geol. Soc. Edinb. 18, 79-93.
- Cobbold, P. R., 1976, Fold shape as functions of progressive strain. phil. Trans. R. Soc. Lond. A, 283.
- Coney, P. J., 1970, The geotectonic cycle and the new global tectonics, Geol. Soc. Am. Bull., 81, 3p. 739-
748.
- Cosgrove, J. W., 1976, The formation of crenulation cleavage. J. Geol. Soc. Lond. V. 132, pp. 155-178.
- Coward, M. P., 1976, Strain within ductile shear zones, Tectonophysics, 34.
- Coward, M. P., 1980, Shear zones in the Precambrian crust of southern Africa, J. Struct. Geol. V. 2, pp.

- Davidson, A., 1984, Identification of ductile shear zone in the southwestern Grenville Province of the Canadian Shield. Illustrated, Germany, Stuttgart, 1984, p. 263-279.
- Dewey, J. F. and Horsfield, B., 1970, Plate tectonics, orogeny and continental growth, *Nature*, V. 226, p. 521-525.
- Duhey, A. K. and Cobbold, P. R., 1977, Noncylindrical flexural slip folds in nature and experiment, *Tectonophysics*, 38, p. 223-239.
- Elliott, D., 1968, Interpretation of fold geometry from lineation isogonic maps. *J. Geol.* V. 76, p. 171-199.
- Fleuty, M. J., 1964, The description of folds, *Proc. Geol. Ass.* 75, p. 461-92.
- Ghosh, S. K. and Ramberg, H., 1968, Buckling experiments on intersecting fold patterns, *Tectonophysics*, 5 (2), p. 89-105.
- Ghosh, S. K., 1970, A theoretical study of intersecting fold patterns. *Tectonophysics*, 9, p. 559-569.
- Ghosh, S. K., 1974, Strain distribution in superposed buckling fold and problem of reorientation of early lineations. *Tectonophysics*, 21, p. 249-272.
- Goodwin, A. M., 1981, Precambrian perspective. *Science*, 4503, p. 55-61.
- Graham, R. H., 1980, The role of shear belts in the structural evolution of the South Harris igneous complex. *J. Struct. Geol.* V. 2, No. 1/2.
- Grocott, J., 1977, The relationship between Precambrian shear belt and modern fault systems. *J. Geol. Soc.*, Vol. 133, No. 3.
- Grocott, J., 1979, Shape fabrics and superimposed simple shear strain in a Precambrian shear belt. *W. Greenland. J. Geol. Soc. Lond.* V. 136.
- Grocott, J., 1981, Fracture geometry of pseudotachylite generation zones; a study of shear fractures formed during seismic events. *J. Struct. Geol.*, 3, p. 169-138.
- Hall, J., 1859, Paleontology of New York; natural history survey. V. 3, pt. 1, N. Y. Geol. Survey, 533p.
- Hansen, E., 1971, Strain facies. Springer-Verlag, New York.
- Henderson, P. (ed), 1984, Rare earth element geochemistry. Elsevier, Amsterdam, pp. 510.
- Himmelberg, G. R. and Phinney, Wm. C., 1976, Granulite-Facies metamorphism, Granite falls-Monterey area, Minnesota, *J. of Petrology*, V. 8, Part 3, pp. 325-348.
- Hobbs, B. E., Means, W. D. and Williams, P. F., 1976, An outline of structural geology. John Wiley and Sons, inc., New York.
- Hodges, K. V. and Royden, L., 1984, Geologic thermobarometry of retrograded metamorphic rocks; an indication of the uplift trajectory of a portion of the northern Scandinavian Caledonides. *J. Geophys. Res.* V. 89, No. B 8, pp. 7077-7090.
- Hopgood, A. M., 1980, Polyphase fold analysis of gneisses and migmatites. *Trans. Royal Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, 71, 55-68.
- James, H. L., 1978, Subdivision of the Precambrian-a brief review and a report on recent decisions by the subcommission on Precambrian stratigraphy. *Precambrian Research*, 7, 193-204.
- Jegouzo, P., 1980, The South American shear zone. *J. Struct. Geol.* V. 2, No. 1/2.
- Keppie, J. D., 1981, Plate tectonics and tectonic mapping, *Episodes*, V. No. 4.
- Kohlstedt, D. L. and Weathers, M. S., 1980, Deformation-Induced Microstructures, Paleopiezometers, and Differential stresses in Deeply Eroded Fault zones. *J. Geophys. Res.*, V. 85, No. B11.
- Kröner, A., 1977, Precambrian mobile belts of southern and eastern Africa ancient sutures or sites of ensialic mobility? A case for crustal evolution towards plate tectonics. *Tectonophysics*, 40, 101-135.
- Kröner, A. (ed), 1981, Precambrian plate tectonics. Elsevier, Amsterdam, 781p.
- Krumbein, W. C. and Sloss, L. L., 1963, Stratigraphy and sedimentation, 2nd ed., W. H. Freeman and Co.,

San Francisco, pp. 660.

Mattauer, M., 1980, Les deformation des materiaux d l'ecorce Terrestre Hermann collection, Paris.

Ma Xingyuan and Wu Zhengwen, 1981, Early tectonic evolution of China. *Precambrian Res.*, 14, 185-202.

Ma Xingyuan, Zhang Jiazheng, Bai Jin and Suo Shutian, 1984, Variations in tectonic style through the Precambrian history of China, *J. Geodynamics*, 1, 221-249.

Means, W. D., 1976, Stress and strain, Springer-Verlag New York Inc.

Mitra, G., 1978, Ductile deformation zone and mylonites, The mechanical processes involved in the deformation of crystalline basement rocks. *J. Amer. Sci.*, V. 278, pp. 1057-1084.

Myers, J. S., 1978, Formation of banded gneisses by deformation of igneous rock. *Precambrian Res.*, 6, 43-64.

O'Driscoll, E. S., 1964, Cross fold deformation by simple shear. *Econ. Geol.*, 59, 1061-1093.

Oxburgh, E. R., 1972, Flake tectonics and continental collision. *Nature, Lond.* 239, 202-204.

Powell, C. McP., 1979, A morphological classification of rock cleavage. *Tectonophysics*, V. 58, 1/2, 21-34.

Powell C. McP., 1974, Timing of slaty cleavage during folding of Precambrian rocks, Northwest Tasmania. *Bull. Geol. Soc. Am.* 85, 1043-1060.

Pumpelly, R., Woff, J. E. and Dale, T. N., 1894, Geology of Green Mountains, Part, Mount Greylock, its arealand.

Ramsay, J. G., 1967, Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill, New York.

Ramsay, J. G. and Graham, R. H., 1970, Strain variation in shear belt. *Can. J. Earth Sci.*, No. 3, pp. 286.

Ramsay J. G., 1980, Shear zone geometry, a review. *J. Struct. Geol.* V. 2, No. 1/2, 83-100.

Ramsay, D. M. and Sturt, B. A., 1973, An analysis of noncylindrical and incongruous fold pattern from the Eocambrian rocks of Sørøy, N. Norway, *Tectonophysics*, V. 18, p.81-107.

Rickard, M. J., 1971, A classification diagram for orientation. *Geol. Mag.* 108-23-6.

Sa, Dowski, G. R., 1980, Brazilian Precambrian ductile shear belts. 26, C. G. L. Abstracts, V. 1.

Safop, L. I. and Scheinmann, Yu. M., 1969, Tectonic history and structures of platforms and shields, *Tectonophysics*, 7, 565-597.

Sanderson, D. J., 1978, The development of fold axes oblique to the regional trend. *Tectonophysics*, V. 16, p. 55-70.

Sawkins, F. J., 1976, Widespread continental rifting, Some considerations of timing and mechanism. *Geology*, 4, p.427-436.

Shackleton, R. M., 1958, Downward-facing structures of the Highland Border. *Q. Jl. Geol. Soc. Lond.*, 113, 381-392.

Shatsky, N. S., 1955, The origin of Pachelma trench. Comparative tectonics of ancient platforms. *Bull. Moscow Soc. Naturalists, Geol. Sect., Pap.*, 5, 30, 5-26.

Sibson R. H., 1977, Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc.*, V. 133, Part 3.

Sibson, R. H., 1980, Transient discontinuities in ductile shear zone. *J. Struct. Geol.*, V.2, No. 1/2, pp. 165-171.

Skjervaa, L., 1975, Experiments on superimposed buckle folding. *Tectonophysics*, 27, 265-270.

Spry, A., 1969, *Metamorphic textures*, Pergamon press, Oxford, pp. 350.

Suton, J. and Watson, J., 1951, The pre-Torridonian metamorphic history of the Loch Torridon and Scourie areas in the Northwest Highlands and its bearing on the Chronological classification of the Lewisian. *Quart. J. Geol. Soc. Lond.* 106, pp.241-296.

Suo Shutian, Liu Ruqi and Ma Xingyuan, 1982, Interference fold patterns of the early Precambrian rock groups in the Songshan area, China. *Geol. Mag.*, 118, 433-526.

Thiessen, R. L. and Means, W. D., 1980, Classification of fold interference patterns: a reexamination, *J.*

Struct. Geol. V. 2, No. 3, pp. 311-316.

Turner, F. J., 1948, Mineralogical and structural evolution of metamorphic rocks. Geol. Soc. Am. Mem., V. 39, pp. 103-105, 289-304.

Turner, F. J. and Verhoogen, J., 1960, Igneous and metamorphic petrology. 2nd ed., pp. 452.

Turner, F. J. and Weiss, L. E., 1963, Structural analysis of metamorphic petrology. McGraw-Hill Book Company, New York.

Twiss, R. J. and Sellars, M. C., 1978, Limits of applicability of the recrystallized grain size geoplezometer. Geophysical Res. Letters.

Watkinson, A. J. 1981, Patterns of fold interference, influence of early fold shapes. J. Struct. Geol., V. 3, No. 1, pp. 19-23.

Watson, J., 1962, Further observations on the Laxfordian complex of the Lewisian near Lock Laxford, Sutherland. Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 65, pp. 89-106.

Watterson, J., 1975, Proterozoic deformation patterns in Greenland. Royal Soc. Lond, Mtg., for discussion of nature strain and geological structure. p. 20-21.

Weiss, L. E., 1972, The minor structures of deformed rocks. Berlin, Springer.

White, S. H. et al., 1980, On mylonites in ductile shear zones. J. Struct. Geol., V. 2. No. 1/2, pp. 175-187.

Wilson, G., 1982, Introduction to small-scale geological structures.

Windley, B. F., 1977, The evolving continents. Wiley, Lond., 385.

Voll, G., 1960, New Work on petrofabrics. Geol. J. (Liverpool and Manchester) 2(3), pp. 503-597.

Жданов, В. В., 1979, Совещание по методика геологического картирования метаморфических комплексов, Сов. Геол. Но. 8.

Казиков, А. Н., 1976, Деформаций и Наложенная складчатость в метаморфических комплексах, Л. "Наука" 240с.

Паталаха, Е. И., и Слепых, Ю. Ф., 1974, Пересекающаяся складчатость, "Наука", М.

Щерман, С. М., 1977, Физические закономерности развития разломов земной коры, Изд. "Наука".

图版说明

- 图版 I—1 江西省修水沈坊修水群中的流劈理 (S_1)，层理近水平。单偏光 $\times 2.5 \times 10$
- 2 河南省嵩山群五指岭组千枚岩中的折劈理
- 3 河南登封县城西北的条带状黑云母片麻岩露头
- 4 河南省嵩山大石坡嵩山群五指岭组中的石香肠横断面
- 图版 II—1 登封县上庄北山五指岭组中石英岩形成的褶皱式窗棂构造
- 2 江西修水县城北修水群板岩中的退色斑，单偏光 $\times 2.5 \times 10$
- 3 江西新余地区变质岩中形状不规则的鞘褶皱
- 4 河南登封县大塔寺北 AF_3 小型褶皱，白色条带为斜长花岗岩脉
- 5 法国克雷兹角千枚岩中的剪切带面理，剪切带方向与照片底边一致， S_m 和 S_c 分别表示糜棱岩面理和剪切带面理。 S_m 和 S_c 所夹的锐角总是指向剪切运动的方向 (据 White, S., 1980)
- 6 山东沂水县城古郑庐剪切带中初糜棱岩的显微构造，Q—塑性变形的石英，P—脆性破裂的斜长石， $\times 10 \times 10$
- 图版 III—1 河北宣化西望山水地庄组黑云母角闪斜长片麻岩中，紫苏麻粒岩残留体被改造成无限片内褶皱
- 2 内蒙旗下营北乌拉山群晚期褶皱 (F_2) 的形态。
- 3 瑞士中部以变形片麻岩为基质的韧性剪切带 (据 Ramsay, J. G., 1980)
- 4 挪威范·瓦尔雷斯糜棱岩中垂直鞘状褶皱长轴的切面
- 图版 IV—1 山东莒县北剪切流动带中原始片麻岩的构造包体
- 2 河北赤城炮梁崇礼群的片内紧闭褶皱 (F_1)
- 3 内蒙旗下营北乌拉山群的先期平卧褶皱 (F_1)
- 4 山东莒县安庄北剪切流动带中鞘状褶皱的断面
- 5 山东沂水柏家坪东超糜棱岩中的显微褶皱，比例尺 0.5 厘米
- 6 安徽桐城大别山东麓的长英质糜棱岩—超糜棱岩带，产状 $145^\circ \angle 80^\circ$ ，宽度大于 100 米
- 图版 V—1 安徽桐城坞石珍糜棱岩中长石颗粒的显微破裂过程，正交偏光 $\times 10 \times 10$
- 2 山东沂水古郑庐剪切带中长英质糜棱岩的显微构造，正交偏光 $\times 2.5 \times 8$
- 3 山东沂水全美官庄角闪石质片麻岩的糜棱岩中，新生的绢云母和绿泥石组成韧性基质，长石 (F) 和石英 (Q) 均为脆性破裂的碎斑，正交偏光 $\times 3 \times 8$
- 4 赤城县龙关南崇礼群中的韧性剪切断层，其中发育新生的面理
- 5 内蒙兴和县桑干群中的韧性剪切带，表现为先存面状构造的再定向，属已变形岩石中的简单剪切类型，铁锤长 35 厘米
- 6 河北青龙县双山子群变质基性岩中的枕状构造
- 图版 VI—1 内蒙兴和县桑干群中的韧性剪切带，示左行剪切扭动和先存面状构造的再定向
- 2 山西代县塔儿坪台怀亚群变质拉斑玄武岩中的枕状构造，因构造变动而压扁拉长
- 3 山西代县高凡亚群中浊流沉积的特征，
- 4 山西繁峙县台怀亚群中磁铁石英岩的叠加褶皱，示穹、盆构造
- 5 山西繁峙县台怀亚群绿片岩中早期平卧褶皱的重褶现象，后期为轴面陡立的同斜褶皱，示接近共轴的叠加褶皱作用
- 图版 VII—1 河南偃师县五佛山群重力滑动构造中的小型平卧倒转褶皱
- 2 赣西北九岭群中的紧闭尖棱褶皱
- 3 江西修水县九岭群中的倾竖小褶皱，枢纽产状 $SE120^\circ \angle 80^\circ$
- 4 江西修水县大坑九岭群中的斜卧褶皱，枢纽产状 $SE160^\circ \angle 46^\circ$ ，轴面产状 $SE165^\circ \angle 51^\circ$
- 5 赣西北九岭群中小型韧性断层。下部岩层的原始层理清楚，产状 $NE80^\circ \angle 77^\circ$ ，向上岩石受剪切作

用发生弯曲、变薄，并逐渐糜棱岩化，糜棱岩面理产状 $186^{\circ}\angle 60^{\circ}$

图版Ⅷ—1 赣西北修水群中发育的板劈理的SEM照像，表现为绢云母等层状硅酸盐矿物和拉长的石英等碎屑矿物的定向排列，SEM, $25\text{KV}\times 1500$

—2 贵州省台江地区下江群中发育的板劈理，层理 $\text{NW}320^{\circ}\angle 37^{\circ}$ ，板劈理 $\text{NW}320^{\circ}\angle 70^{\circ}$ 。

—3 湖南浏阳县东门市九岭群中的韧性断层，强烈糜棱岩化作用形成分异层理，并进一步发育膝折构造

—4 江西宜丰县芳溪沿糜棱面理运动形成的小褶皱，轴面为应变滑劈理（折劈理）。产状 $\text{SE}155^{\circ}\angle 56^{\circ}$

—5 江西宜丰县城北糜棱面理的褶皱形态

—6 赣东北樟公山韧性剪切带内的糜棱岩，矿物的重结晶作用和塑性变形特点明显，中部形成千糜岩，正交偏光， $\times 6.3\times 10$