

构造地质专辑

王鸿祯 钟嘉猷 徐嘉炜 刘肇昌等

有色金属成都地质干部学院

一九八四年二月

目 录

中国地壳构造发展的主要特征	王鸿祯 (1—40)
地层的沉积类型和沉积组合的划分.....	(1)
中国的地层分区.....	(5)
生物区系与生物古地理.....	(7)
构造断裂类型、构造阶段与构造单元的划分.....	(8)
中国大地构造分区及构造发展阶段.....	(12)
前震旦纪阶段中国地质构造特征.....	(16)
晋宁—广西(加里东)阶段中国地壳构造特征.....	(22)
广西—印支(海西印支)阶段中国地壳构造特征.....	(27)
后印支(燕山喜山)阶段中国地壳构造特征.....	(34)
大陆平移断裂的研究	徐嘉炜(41—121)
平移断裂的基本概念及名词.....	(42)
平移断裂的形态.....	(42)
断裂面的特点.....	(45)
平移断裂的伴随构造.....	(46)
平移断裂系统.....	(55)
牵引构造.....	(57)
平移断裂位移方向及幅度的确定.....	(61)
断裂长度与平移幅度.....	(75)
平移时间的确定.....	(76)
平移速度及应变速率.....	(77)
平移断裂动力学的研究.....	(78)
平移断裂的尾端.....	(84)
断裂平移与造山运动.....	(86)
平移断裂的演化问题.....	(87)
构造模拟实验方法及其应用简介	钟嘉猷 (122—160)
构造模拟实验相似条件的选择.....	(123)
构造模拟实验方法.....	(129)
几种构造现象的实验研究.....	(135)
地质构造分析中的数学计算方法	刘肇昌 陈健(161—233)
第一章 基本原理.....	(161)
矢量与线状构造 有向平面与面状构造 共面矢量相交线状构造所决定的平面 线状构造之间的夹角 面状构造的交线 相交面状构造的等分角面和等分角线 绕轴旋转的地质体的产状	

第二章	褶曲构造的计算.....	(182)
	面状构造和线状构造的平均值的计算 褶曲顶角的计算 褶曲枢纽产状的计算 褶曲轴面产状的计算 求不整合面以下的岩层原始产状 褶曲构造主应力轴方位的计算 褶曲构造综合分析中的计算程序 褶曲分析中有关线状构造的计算	
第三章	断裂构造的计算.....	(200)
	根据节理面上的擦痕进行节理配套 根据共轭节理的产状求主应力轴的方位 根据共轭断裂面的产状推算断层的相对运动方向 利用擦痕进行断层分析 根据断层与派生构造的关系进行断层分析 有关旋转断层的计算 圆锥状断层系主应力轴的计算	
第四章	使用FX—702 P型计算器编制程序和计算举例.....	(224)
	问题分析 程序编制及输入 程序检查调试	

中国地壳构造发展的主要特征

王 鸿 祯

(武汉地质学院)

前 言

研究地壳构造发展的指导思想对全球构造(global tectonics)来说是“活动论(mobilism)”；对历史发展来说是“阶段论”。

所谓“活动论”是指地表大陆和海洋在地质历史中的发展变化而言，其对立面对是“固定论”。大陆和海洋在地表上的位置变化可能有两个方面。一是大陆和海洋相对于地极和赤道的位置变化，一是大陆和海洋相互之间的相对位置变化。承认这两种重要变化曾经发生，就必须承认地壳运动以水平位移为主导形式，这就是“活动论”者。相反，不承认大陆和海洋曾经发生易位，或承认易位，而将易位的形成归因于地壳大规模的垂直运动，如别洛乌索夫所主张的造洋运动，就是“固定论”者。活动论与固定论的论争牵涉到地质学和地球物理学的各个方面，是近百年来地质学中带根本性的问题之一。

由于“活动论”主要是涉及大陆和海洋的构造变迁历史，所以研究的内容和方法都属于历史大地构造学的范围。历史大地构造学一词在三十年代由苏联学者提出，当时是把地壳的升降运动作为基本的认识根据，主要从地层发育和海陆变迁方面研究地壳构造发展历史，我们讲历史大地构造学主要是指从历史发展的观点、运用历史分析的方法研究地壳的构造发展，研究范围包括地层学、古生物学、构造地质学以及古地磁学各个学科，而其主导的学术观点则是“活动论”。

所谓“阶段论”是指地壳发展的过程不是单调的、均速的前进，而是由短暂的构造急剧变革期与漫长的构造平静演化期相互交替组成的。尽管变革本身的时限往往以千万年计，而且在不同的大陆地块上也不是严格同时，但这种交替是客观存在，并往往导致古地理轮廓、古构造格局以及运动形式和规模的重大变化，因而可以作为构造阶段划分的根据。

一、地层的沉积类型和沉积组合的划分

地层的沉积类型和组合是沉积当时地壳构造活动状态的反映。对地层记录进行构造分析时，有两点比较重要：一是正确理解和运用现实主义或现实类比原则；一是掌握决

定沉积类型和组合的主导因素。首先，关于齐一论（uniformitarianism）或现实主义原则（actualism）。由于现代海洋学研究发现的大量事实，诸如碎屑泥质与碳酸盐沉积的分布，生物丰富程度与海水深度的关系等，与传统的认识不完全相符，就引起了对传统概念的根本怀疑。应当指出，对地质作用及其形成环境条件的认识应该是对具体条件作具体分析，对复杂的情况作历史的分析。近代沉积学有关水动力学研究和沉积运移规律的新发现在不断地改变着我们的认识。由于大水期后的海面上升，沉积分布受到重要影响，今日浅海陆棚上的沉积分布实质上主要是前一时期的陆棚遗留沉积。近期的地质作用还没有足够时间对之进行调查，所以古瓦尔特（Walther）的相变定律不符。一般讲来，在浅海的平整地貌和稳定海侵过程中，作为典型模式，瓦尔特（Walther）定律仍然正确，并为地史上许多记录所证实。

其次是关于决定沉积类型和组合的主导因素。对地层的组分、结构、厚度、层序以及生物面貌等经常和全面起作用的一个因素是构造条件或构造活动程度。根据构造活动程度可把沉积建造分为两大类型，即稳定类型和活动类型，有时可以区分出过渡类型。所谓稳定或活动，表现在组分上是成分分选和集中程度（成熟度）以及火山物质的有无（如纯净石英砂岩、长石砂岩、岩屑砂岩与硬砂岩的区别），表现在结构构造上是粒级分选、磨圆度、层面结构和层理的稳定程度等，表现在地层几何形体上是规则席状、尖灭透镜状与巨厚楔状的区别，表现在层序上是韵律交互、旋回频度等。此外，如厚度大小，间断性质，生物的生态组合，成岩特性和埋藏保存特征，无不反映构造运动的速度和幅度。

第二个重要因素是地势高低，特别是与海平面的关系。地表接受沉积的主要集中区往往是几个基准面突然变化的邻接地区。如图1所示，现代地表高低大致有四个基准面，自高而低，用Ⅰ—Ⅳ表示，Ⅰ是高原山区基准面，各洲有所不同，一般在2000米以上，我国青藏高原在4000米以上，属于特殊情况；Ⅱ是大陆内部基准面，大致在500—600米，随地区不同，形成内陆盆地；两者之间的第一斜坡就是山麓前环境；Ⅲ是海平面，接近海面的冲积平原和亚浅海（陆棚上部）是沉积作用和生物作用最活跃的地带；Ⅳ是深海底，一般深达3500—4000米，Ⅱ、Ⅳ之间的大陆斜坡，过去了解不多，现在知道也是沉积作用最活跃的地区，大陆斜坡底部的海底扇堆积与第一斜坡的山麓堆积大有类似之处。

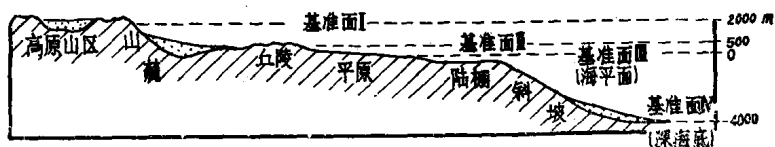


图 1

第三个因素是大致由纬度所决定的气候带。在其它因素稳定少变时，气候带分异对沉积类型，特别是生物面貌具有重要影响。

沉积类型和沉积组合划分如下（参见图 2）：

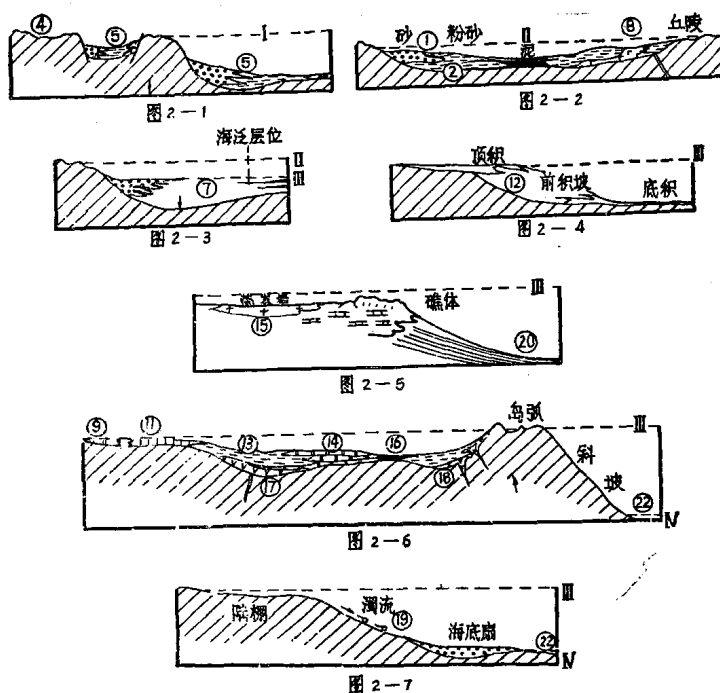


图 2 沉积类型和沉积组合分布示意图

I 陆相稳定类型

1. 内陆盆地红层沉积组合 2. 内陆盆地河湖沉积组合 3. 丘陵平原游移河湖沉积组合

II 陆相活动类型

4. 大陆山区冰成沉积组合 5. 山间山麓红层磨拉石组合 6. 山间山麓含煤磨拉石组合 7. 近海沉降盆地沉积组合 8. 玄武岩喷发沉积组合

III 滨海浅海稳定类型

9. 滨海潮滩亚浅海碳酸盐沉积组合 10. 海陆交互含煤沉积组合 11. 浅海生物成碳酸盐及碎屑沉积组合 12. 河口及三角洲沉积组合

IV 海相过渡类型

13. 浅海、深浅海粉砂、泥质沉积组合 14. 浅海、深浅海硅镁质碳酸盐沉积组合 15. 半隔绝海盆蒸发岩、生物礁沉积组合 16. 海湾、隔绝海盆碳质硅质沉积组合 17. 海底中基性火山喷发沉积组合

V 海相活动类型

18. 硬砂岩及火山喷发沉积组合 19. 砂泥质、泥质复理石组合 20. 钙泥质、硅质复理石组合 21. 蛇绿岩套及细碧岩、硅质岩沉积组合 22. 远洋沉积组合

以下择要说明，并试举一些地史上的例证。

在第一基准面上，除了特殊的冰碛和咸湖沉积外，主要是山间磨拉石组合。象青藏高原可可西里湖、吐鲁苏湖一带的第三系盆地可为例证，而按距海远近和纬度影响，又可分为红层磨拉石组合和含煤（有机岩）磨拉石组合。在第一斜坡底部，山麓山前洪积扇（图 2—1）常常过渡为第二基准面上的河湖沉积，如果外侧有丘陵阻绝，就会形成内陆盆地（图 2—2），侏罗白垩纪时和现代的陕甘宁盆地、四川盆地都可作为例子。在强烈沉降的构造条件下，又可按气候条件分为内陆盆地红层组合和内陆盆地含有机岩组合。如果发生岩浆喷溢，则形成高原玄武岩类沉积组合。在稳定条件下，下降幅度很小，则可形成厚度很小的游移式湖泊群，我国内蒙古和蒙古的第三系是典型的例子。在第三基准面附近，近陆一方如强烈下陷，如新华夏第二沉降带，则形成近海盆地（图 2—3）及河湖冲积平原，近海盆地的主要特征是常有海水内泛，常含有三角洲相，如中生代晚期到早第三纪的松辽盆地，晚古生代出现的强烈沉降海陆交互含煤盆地都属这一类型。

滨海亚浅海的活跃沉积区有两种情况。第一，在微弱沉降的稳定条件下，广大滨海平原、潮浦和潮下亚浅海可以形成以碳酸盐为主的沉积组合。当代的波斯湾，中晚寒武世的中朝地台，潮间潮浦碳酸盐沉积有广泛分布。另一种情况是碎屑沉积较多，但厚度不大：如河口三角洲（图 2—4）。地史上的例子可举西南的下中泥盆统。在浅海带形成的碳酸盐及砂泥沉积组合（包括生物层和小型礁），美国东南海岸的布哈玛平台是著名的例子，特征是生物作用在沉积中占主要地位。应当指出，象中朝地台上的中晚寒武世浅海是标准的内陆海或陆表海，具有广阔的滨海潮浦带，坡度极缓，但不同于现在的渤海和波罗的海，没有淡化现象。另有一些稳定海体，与外海直接相连，坡度较大，则属陆棚海。海体性质不同对一系列沉积、生物特征都具有普遍的影响。

其次，如在大陆边缘出现构造上的活动状态，也会有几种不同情况。如果出现强烈沉降的隔绝、半隔绝海盆，在干燥气候下可能形成白云岩、蒸发岩沉积组合（图 2—5）如我国扬子地块上的上震旦统和下中三叠统，晋陕南部的下奥陶统，特别是西伯利亚南部的寒武系，都是典型的代表。在正常气候下，盆地外缘则可能形成巨厚的生物礁组合，美国德克萨斯州二叠系是著名的例子。在强烈下沉，同时陆源岩屑充分供应的条件下，近海沉降盆地向外可延入浅海。如太行山前到渤海外缘，由于胶东、辽东两半岛间刘公岛隆起带的阻绝，就形成补偿充填的半淡化渤海内海海盆。如果缺乏岩屑供应，下沉结果往往形成次深海至深海海盆，现在的日本海就是这样。在滞流条件下，则形成只含浮游生物的海底还原沉积，可称隔绝海盆炭质、硅泥质组合，现代的黑海，早古生代的许多笔石页岩相沉积，湘中的震旦、寒武纪硅质沉积，都可能代表这种类型。这些下陷的小型海盆都属于大陆边缘海的范围。一般的深浅海或下降海槽中也可形成粉砂、泥质沉积组合或硅镁质碳酸盐组合，我国震旦亚界的蓟县群可为代表。在这种条件下，海底的岩浆喷溢常常属中基性，如蓟县的大红峪组，晋南的西洋河群都是。

在大陆边缘构造复杂的情况下，边缘海以外有岛弧群与大陆斜坡相隔。现代西太平洋岛弧多数是火山岛链，它们自身供应的岩屑含有大量火山物质，形成岛弧海硬砂岩，硅质岩火山岩沉积组合（图 2—6），地史上我国祁连山区的寒武奥陶系和天山、北山

的泥盆石炭系都是典型例子。有些岛群则不属于火山岛弧，而具有微型大陆的性质。它们同样供应岩屑，但以岩屑砂岩、长石砂岩、粉砂岩、泥岩和硅质岩为主，例如广东、江西的寒武奥陶系似乎就是非火山岛群海域的沉积。一般说来，巨厚的（丰厚型）沉积代表下降的补偿海盆产物，海水很浅，岩屑来源可能来自大陆，也可能来自岛群。薄层（凝缩型）沉积代表非补偿下降海盆、海水较深，但有时反而是海底的相对隆起带（图2—7）。阿尔卑斯山系侏罗系的布良松带和道芬尼带是最有名的例子。

第四个基准面是深海盆。介于Ⅲ、Ⅳ两个基准面之间的大陆斜坡上发育着不同类型的海底峡谷，斜坡和斜坡底部是另一个活跃的沉积区，接受具有典型粒级韵律的浊流沉积，按成分不同可分为砂泥质、钙泥质以及含火山岩的复理石组合。当然，只要有较深海盆和较陡的斜坡，浊流沉积就可能形成。例如西太平洋和地中海，特别是地中海东部，海底断陷和微型大陆常形成突出的陡坡和半深海盆，出现复理石浊流沉积和海底软泥，上升地块平面上则沉积碳酸盐和生物礁，与古地中海三叠纪时的情况完全可以相比。

火山岛弧的外坡往往与海沟相连，形成细碧岩、超基性岩、硬砂岩与硅质岩的组合，即所谓蛇绿岩套，具有特殊的构造意义。江南古陆东南侧的上元古界，北祁连山的寒武系都可作为代表。现代广大的深海底为硅质或钙质软泥所复盖，古代地层中也不乏例证，只是分布广度可能与现代有所不同。

总结起来，地层的不同沉积组合是由构造活动所控制的，由几个基准面所决定的不同性质的沉积区及其在不同纬度、不同气候条件和不同程度的岩屑供应条件下形成的。

图3上是从我国青海到日本四国海盆的概略剖面，Ⅰ—Ⅳ是自高而低的四个基准面，黑色部分是晚第三纪以来沉积的大致厚度，剖面可以代表各种不同的构造条件和古地理环境。

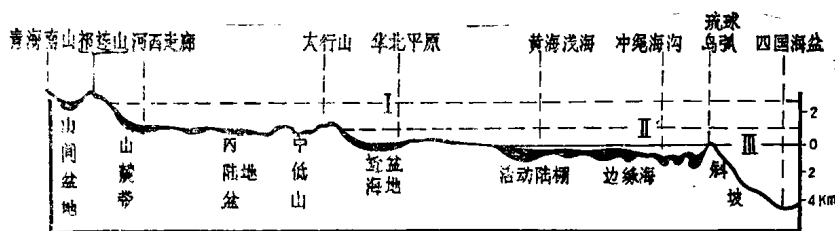


图3 自青海高原至四国海盆剖面，示地势分异及第三纪以来的沉积分布

二、中国的地层分区

我们主要根据中国各区地层沉积类型和构造发展历史，利用博布诺夫有关地壳构造运动的图解和岩浆活动同位素年龄高峰值的分析，提出了地层分区的三级分类标准，即

1) 地层大区, 2) 地层区和 3) 地层分区。大区以历史构造的基本性质和大陆与海洋的整体关系为依据, 分为大陆区、陆间区和陆缘区三类。大陆区大致与地台区相当, 基底的基本形成一般早于中元古代(1800百万年前), 所以海相沉积总的以稳定类型为主, 陆相沉积则可兼有稳定及活动类型。陆间区大致与地槽褶皱区相当, 由不同时代的褶皱带及其间的中间地块组成。中间地块的前寒武纪基底一般形成于晚元古代(1000—800百万年前), 由于范围较小, 海相沉积兼有稳定和过渡两种类型, 陆相沉积则可包括活动类型, 特别是山系褶皱上升后, 中间地块往往成为大型山间盆地, 陆相沉积以活动类型为主。褶皱带的沉积以活动类型为主, 也可有过渡类型。陆缘区与陆间区相似, 沉积类型与褶皱带相同, 因为位于大陆边缘与大洋盆地之间, 常见边缘海、岛弧海及深海沟。

地层区与一个地台区或属于一个重要阶段的褶皱区相当, 如华北区和天山北山区。地层分区则常是一个陆表边缘海或海槽的全部或大部, 如豫西分区和湘桂分区。根据这个设想标准, 将中国分为 5 个大区, 15 个地层区, 66 个分区。与 1978 年方案比较, 保留了全部 15 个地层区, 但界限有部分变动, 原有 80 个分区归并为 66 个, 分区归属与分界线作了部分调整, 名称如下(图 4)。

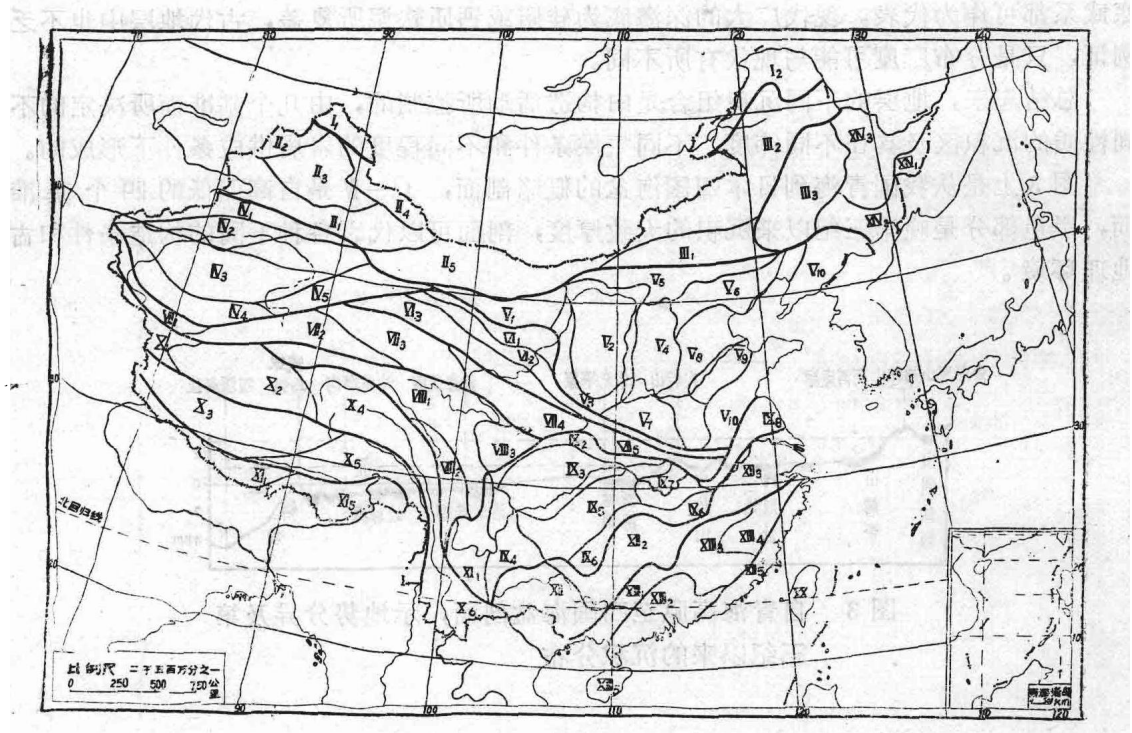


图 4 中国地层分区略图 (编号名称见正文)

(一) 北部陆间大区:

I、阿尔太——额尔古纳区: I₁阿尔泰分区, I₂额尔古纳分区。

I、天山北山区：I₁中北天山分区；I₂西准噶尔分区；I₃准噶尔盆地分区；I₄北塔山分区；I₅北山分区。

II、内蒙兴安区：II₁内蒙分区；II₂兴安分区；II₃松辽分区。

(二) 北部大陆大区：

IV、塔里木区：IV₁南天山分区；IV₂塔里木北缘分区；IV₃塔里木中央分区；IV₄塔里木南缘分区；IV₅若羌分区。

V、华北区：V₁阿拉善分区；V₂陕甘宁分区；V₃贺兰汾渭分区；V₄太行吕梁分区；V₅阴山分区；V₆燕山分区；V₇豫西分区；V₈华北分区；V₉鲁西分区；V₁₀胶辽徐淮分区。

(三) 中部陆间大区：

VI、祁连北秦岭区：VI₁河西走廊分区；VI₂北祁连分区；VI₃中南祁连分区；VI₄北秦岭分区。

VII、昆仑南秦岭区：VII₁西昆仑分区；VII₂东昆仑分区；VII₃柴达木地块分区；VII₄西秦岭分区；VII₅东秦岭分区。

VIII、巴彦喀拉川西区；VIII₁巴彦喀拉分区；VIII₂沙鲁里山分区；VIII₃松潘甘孜分区。

IX、扬子区：IX₁康滇分区；IX₂扬子北缘分区；IX₃四川地块分区；IX₄滇东分区；IX₅鄂黔分区。

X、藏滇区：X₁喀喇昆仑分区；X₂羌塘分区；X₃冈底斯分区；X₄唐古拉分区；X₅波密腾冲分区；X₆滇西分区。

(四) 南缘大陆大区：

XI、喜马拉雅区：XI₁喜山西段分区；XI₂喜山东段分区。

(五) 东部陆缘大区：

XII、江南区：XII₁右江分区；XII₂湘桂分区；XII₃怀玉分区；XII₄钱塘分区。

XIII、华南区：XIII₁钦防分区；XIII₂珠江分区；XIII₃赣南闽西分区；XIII₄四明武夷分区；XIII₅闽浙沿海分区；XIII₆海南分区。

XIV、松花江区：XIV₁兴凯分区；XIV₂吉林延边分区；XIV₃张广才岭分区。

XV、台湾区。

三、生物区系与生物古地理

生物古地理的研究包括生物相分异与生物分区两个相互联系的方面。生物相的分异是指因生活环境条件不同而形成的不同生态组合面貌。生物区的分异是指因各种阻绝因素导致的生物分类和演化体系的差异。根据现代生物分布的研究，生物分区的主要控制因素一是深海洋盆和地峡的隔绝，二是由纬度决定的气温的控制。这两个因素以何者为主，应该结合不同时期海陆分布和地势分异的具体情况进行分析。作者认为，一般讲来，海陆的隔绝对长期的生物分区影响更大，海域性质对生态条件的决定因素也很重要，可以采取下列三级分区：

1) 生物大区 (realm) 的划分, 或是由纬度控制的温度影响, 表现为生物分异度或丰度; 或是由洋盆或古陆长期隔绝所形成的演化系统分异, 表现为平行演化和趋同现象。植物和陆生动物分区以大陆为中心; 海生动物分区以海域为中心, 但当深海盆地存在时, 两侧陆缘浅海区的底栖动物群就会有重要的差异。

2) 生物区 (province) 的划分反映由基本环境条件控制的主要特征和生态类型。一般情况, 陆表海和陆棚海为底栖型; 非补偿边缘海和外海为浮游型; 补偿边缘海和岛海常见过渡型。

3) 地方中心 (endemic center) 反映由局部的地理隔绝所形成的小范围特殊水温或含盐度条件下出现的特殊类群组合。

由于在地质历史中, 海陆分布的纬度位置不同可以引起洋流体系的变化, 地表高差和洋盆深度的变化可以引起生物迁徙条件的变革, 所以生物地理分区有时明显, 有时模糊。由于地表大陆相对于地轴的位置是变化的, 而自志留泥盆纪以来各大陆之间的相对位置, 特别是冈瓦纳联合大陆和劳亚联合大陆两个大陆具有相对的稳定性, 所以生物分区的命名可以用大陆及相邻海洋的名称表示。试将中国及其周围地区分区如下:

1) 西伯利亚北冰洋 (Siberian—Arctic) 大区, 大致常以现北极区为中心, 浸漫地区包括西伯利亚周围、劳伦古大陆的北缘加拿大、西北欧部分以及哈萨克斯坦古陆的北部陆表海、陆棚海和边缘海域。

2) 古地中海 (Tethyan) 大区, 以现已消失的古地中海海盆为中心, 在大部时间内可以分为北带和南带, 分别代表两侧两个大陆的广大陆缘区。北带浸漫地区包括亚洲中轴 (中朝地块和塔里木地块) 大陆的南部边缘和中南欧地区; 南带浸漫地区包括冈瓦纳古陆东部 (印度半岛和澳大利亚西部) 及古陆西部 (非洲和南美) 的北部边缘陆表海、陆棚海及边缘海域。

3) 澳大利亚太平洋 (Australian—Pacific) 大区, 以太平洋海盆为中心, 分为东西两带。浸漫地区西带包括亚洲和澳大利亚的东部边缘以及西太平洋海域; 东带包括劳伦古大陆的西南缘和西冈瓦纳古陆的西部 (南美西侧)。在南非和南美, 有时形成单独的 Malvino—kaffric 大区, 与太平洋主体海盆相隔绝。

此外, 在中朝古陆的北缘自延边以至塔里木古陆的东端地区, 常为西伯利亚大区、古地中海大区和澳大利亚太平洋大区三者的交汇混生区, 有时则能区别出一个北带, 接近于西伯利亚区, 和一个南带, 接近于古地中海区和太平洋区。

四、构造断裂类型、构造阶段与构造单元的划分

构造断裂具有广泛的意义。广义的构造断裂带既包含一个大陆地块内部构造变动及其形成的现象特征, 也包含不同大陆地块及其边缘区相对变位时所形成的构造现象和遗迹。一般讲来, 褶皱变形往往只影响局部的地区和地带, 而不同规模的断裂则往往影响地层沉积类型、岩浆活动及变质的规模和性质, 其中最大的断裂带则是地壳发生巨大的

横向位移和大规模俯冲消减的地带。如果与断裂影响的深度联系起来，构造断裂可以分为三级。1) 在大陆地块内部未切穿地壳上层(花岗质部分)的断裂，可以控制岩相类型，但一般无火山活动，如湘桂一带泥盆纪二叠纪形成碳酸盐台地与硅质岩海槽的断裂，可称为地块内部的同沉积断裂，其活动时期往往为数千万年至一亿年以上。2) 在大陆地块内部或边缘，切穿地壳下层(玄武质部分)的断裂，既控制岩相和厚度，又常有岩浆活动；在地块内部可称为裂陷带(aulacogen)有时则为边界断裂，如四川中西部的震旦纪苏雄裂陷带、中元古代早期的燕山裂陷带等，规模较大的平移断裂带有中国东部的郯庐断裂带和西北部的阿尔金断裂带，具大规模岩浆喷溢的有中国西南部二叠纪的玄武岩喷溢和印度地台西部白垩至早第三纪的暗色岩喷溢，它们可能是整个岩圈地块大规模位移的结果，从深度说，它们有的是切穿地壳，达到岩圈的断裂。3) 至于在大陆边缘带发生的，以蛇绿岩套和超基性岩为特征的地壳俯冲消减带，主要是由其构造位置决定的，由洋壳或过渡地壳向陆壳地块局部俯冲所形成的。其产物和现象则是边缘海的特种沉积类型和火山岛弧式的岩浆组合。当两个相对的大陆陆缘区相互接近并最后碰撞，使其间的大洋地壳或过渡地壳完全消失时，则可称为对接带。如中国北部索伦—西拉木伦河断裂带，代表西伯利亚大陆南侧陆缘区与中朝塔里木大陆北侧陆缘区之间长期发展而最后消失的对接带，其时代约为二叠纪早期。同样，陕南凤县至安徽桐城的断裂带则代表扬子大陆北侧陆缘区与华北大陆南侧的复杂陆缘区之间最后闭合的对接带(图7)，时代约为三叠纪中期。

由于地质学者长期以来相信造山运动的分期具有世界性意义，又认为地槽的发展过程在地壳演化中具有普遍的意义，所以逐步形成了以地槽发展为模式的构造旋回和构造阶段的概念。近年以来，虽然造山幕的同时性普遍遭到怀疑和反对，但这只是说利用地层不整合关系建立的时间短暂的褶皱运动不可能在广大地区内同时发生，却不能否认，地壳构造运动的基本过程是由较短的急剧变革期与漫长的平静演化期相互交替组成的。尽管变革期本身的时限往往以千万年计，而且在不同的大陆地块上也不一定严格同时，但这种交替是客观存在，地壳块体之间，特别是大陆地壳与大洋地壳块体之间和两个大陆地壳块体相互之间，相向聚合的过程比相背分离的过程在构造意义上更为重要，因为聚合可以形成构造变形、岩浆活动和热变质作用，而这些现象也恰是传统的地槽理论赖以建立的根据。因此，正象中外学者所指出的，活动论或板块学说完全可以将地槽发展与大陆陆缘区的发展结合起来，赋予地槽理论以新的意义。图5是根据中国岩浆活动、变质作用和同位素年龄值数据绘出的概略高峰值分布，图6是综合世界资料绘出的概略高峰值分布，两者大致相合，而且都以26—27, 18—19, 10—11, 5—6为高峰点，足以说明构造阶段不独是客观存在，而且主要阶段在地表各区也是大致同时的。图6也说明地史上的地磁紊乱期和平静期的交替出现为依据的地磁分期与这个阶段划分也是大体相合的。

从活动论观点看地壳发展中最大的构造事件，在大型大陆地壳块体尚未形成以前是这些块体的阶段性扩展和成长；在大陆地壳块体已经形成之后则是这些块体间的相对运动和拼合碰撞，表现为相对的聚合集中和分离扩散。就现有可用的古地磁资料分析，古老

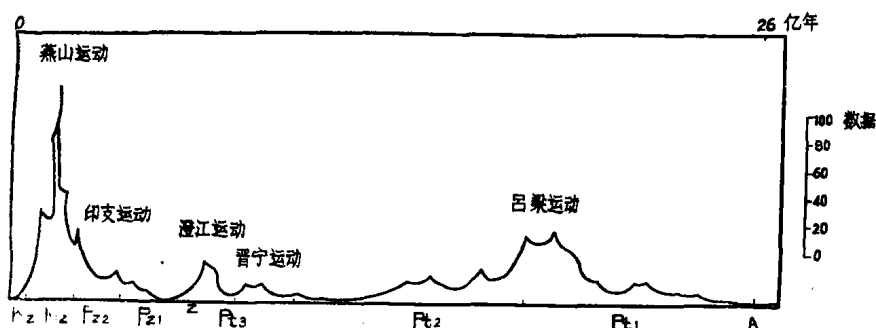


图5 中国东部同位素年龄高峰值分布示意图

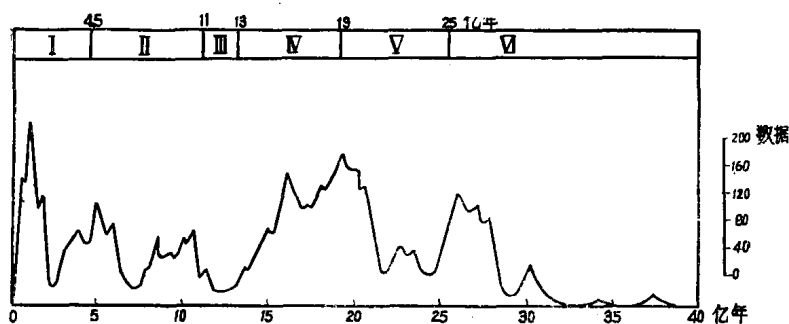


图6 世界同位素年龄高峰值分布及地磁极向变化分期示意图
I—VI古地磁分期

的(前寒武纪)大型陆壳地块的内部似乎不存在大规模的地壳消减带,而主要是几个原始地块不断成长扩展和联结的产物。作者以前曾对华北地块和亚洲的几个重要大型地块进行分析,至于大型地块形成之后的拼合碰撞,主要表现即是两个相对的大陆陆缘区的相向接合和部分

消减,在论述中国生物地理分区变化时,已有说明。值得指出的是,中国北方的对接带完成于海西末期,西藏地区的对接带完成于燕山末期至喜山初期,秦岭区介于华北地块与扬子地块之间的对接带则完成于印支期。因此,大陆地块的相向对接与传统的地槽褶皱升起成陆的概念也是可以统一的。

根据上述,可以利用同位素年龄高峰值的分布和构造格局的重要变化,以中国广泛分布的地壳运动强化期命名,将中国(及亚洲)的构造阶段分为i) 前阜平阶段(26亿年前); ii) 阜平——吕梁(26—18)阶段; iii) 吕梁——晋宁(18—8)阶段; iv) 晋宁——广西(加里东)阶段; v) 广西——印支阶段和vi) 后印支阶段(表6)。

构造单元的确定和命名是大地构造分区中的重要问题。地壳是非均质的,地壳的非均一性,即其空间分异,是历史发展的产物。现代地壳最大的不均一表现为大陆地壳与大洋地壳的差异。大洋地壳构造是简单的、年代是较短的,大陆地壳的构造复杂性则表现在两个方面,一方面表现为相对稳定的刚性地块与强烈活动的塑性褶皱区的差异;另一方面,从活动论的观点看,大陆内部的一些古老地壳接合带和对接带实际上代表古洋盆和洋壳一度存在和其后消失的遗迹。因此,从构造性质说,大陆地壳内部最大一级的再划

中国主要大陆地块构造发展阶段划分简表

表 6

时 代	西方地壳运动期	中国构造阶段	中 朝 地 台 区	塔 里 木 地 台 (北缘)	杨 子 地 台 区	印度喜马拉雅地台区 (北缘)
Kz	~阿尔卑斯运动~	V 后印支阶段	新生界	新生界	新生界	上第三系 (上迭序列)
E						
—65—						
K	~太平洋运动~	~印支运动~	侏罗白垩系活化	中生界	中生界	中生界及下第三系
Mz						
J	~海西(华力西)运动~	W	石炭二叠系	上古生界	上古生界	上古生界
T						
—230—						
Pz ₂	~加里东运动~	晋宁印支阶段	寒武奥陶系	下古生界	下古生界	奥陶志留系
—400—						
Pz ₁	~阿森提运动~		震旦系	震旦系	震旦系	~地台形成~
—600—						
Z						
Pt ₃	晚元古代		青白口群	~地台形成~	~地台形成~	~地台形成~
—800—				帕尔图塔格群		~肉切村群~
—1000—	~格林威尔运动~	~晋宁运动 I~	地台形成	爱尔基干群	昆阳群	
Pt ₂	中元古代	~晋宁运动 II~	蓟县群南口群	塔吉布拉克群		
—1900—	~卡瑞里运动~	吕梁晋宁阶段	长城群	~原地台形成~	~?~	
Pt ₁		~吕梁运动~	原地台形成	兴地塔格群		
	早元古代 (晚)		~?~	~?~		
—2200—		I 阜平吕梁阶段	~?~	~?~		
Pt ₁			五台群	达格拉克布拉克群	大红山群	珠穆朗玛群
—2600—	早元古代 (早)	~阜平运动~	~陆核形成~			
Ar ₂	~肯诺尔运动~		阜平群			
—3100—	晚太古代	I 前阜平阶段	~?~			
Ar ₁	~特兰士瓦运动~		迁西群			
—3800—	早太古代					
H						
—4500—	冥古代					

分是稳定的大陆地块即地台区与广大的活动的褶皱区的区别，而从活动论和历史发展考虑，则褶皱区中代表两个陆缘区相互接合的对接带具有更重要的意义。把构造性质同形成的阶段结合起来，大地构造单元可以划分如下：

(1) 大陆区(地台区)：基本上都形成于元古代的中后期，形成以后在整个地质时期基本处于稳定状态，在地壳块体的相对运动中，常作为一个整体参预活动，而且长期为陆地或仅受陆表海和陆棚海浸漫。其内部可进一步划分①陆核，指太古代末(26亿年)即已形成的相对稳定块体；②地块，指元古代时陆续形成的相对稳定块体；③古褶皱带，指介于陆核或地块之间或围绕它们的狭长褶皱带，在元古代末以前即已固结。

(2) 陆间区：是介于不同大陆区之间的褶皱区即传统所称地槽区，内部构造很不均一，但常可分为两个相对的陆缘区。陆缘区可以是简单的，也可以是复杂的，即由大小不等、相对稳定的块状地区与时代不同的狭长褶皱带组成的。块状地区也都是在元古代末以前固结，可分为：①中间地块，属于大陆性地壳，可以柴达木地块为代表；②活动地块，可能是岛弧地带洋壳相互叠加形成的过渡性地壳，可以闽北地块为代表。元古代后不同时期形成的褶皱区可统称为③褶皱带。

(3) 陆缘区：在中国东南部，直到太平洋的西南部，从元古代以来，似乎就是一个复杂的大陆边缘地带，从未发生与对侧另一陆缘区的对接，所以构成单一的一级单元。由两个陆缘区共同形成的陆间区有类于传统的对称发展的欧洲式地槽区的概念，一个单一的陆缘区则有类于传统的边缘式(环太平洋型)地槽区的概念。

五、中国大地构造分区及构造发展阶段

根据前节所述，中国的大地构造分区可以图7表示。此图作于80年，在1981年发表，当时认为柴达木地块的发展与扬子地台相近，故构造单元的编号与扬子地台一致。两年以来，有不少资料说明柴达木地块与塔里木地台和华北地台西部的关系较之古扬子地台的关系更具有共同性，所以本文各阶段构造图都把柴达木地块和中祁连隆起看成华北地台南侧的大型中间地块。

中国构造阶段的划分已如前述。为了编图和叙述的方便，分为：1. 前震旦纪阶段(包括吕梁运动的前阶段和吕梁—晋宁阶段)；2. 晋宁—广西(加里东)阶段；3. 广西—印支(海西印支)阶段和4. 后印支阶段。以下各节分别论述。

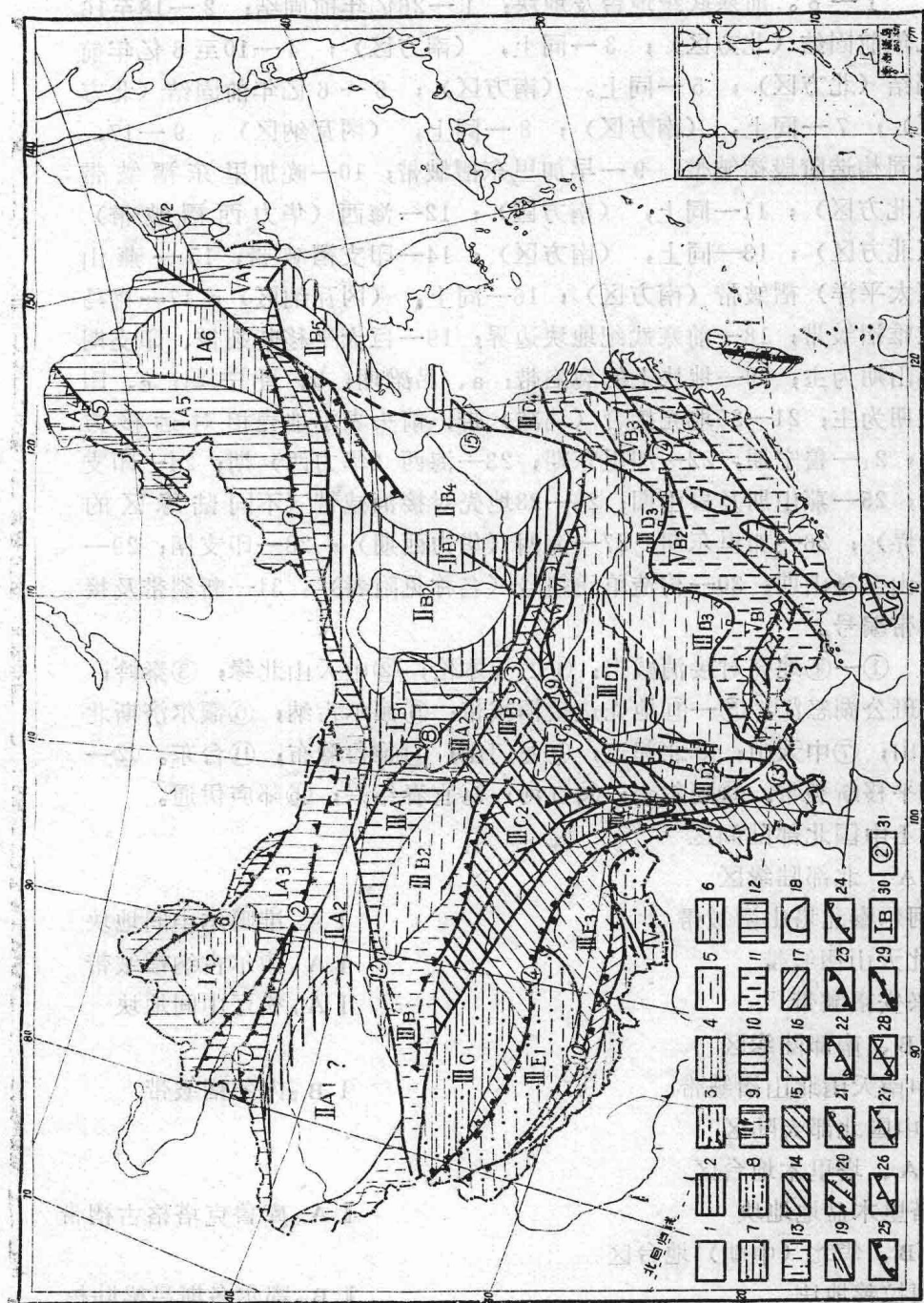


图7 中国大地构造分区简图

1—8。前寒武纪地台及地块：1—26亿年前固结；2—18至16亿年前固结（北方区）；3一同上，（南方区）；4—10至8亿年前固结（北方区）；5一同上，（南方区）；6—6亿年前固结（北方区）；7一同上，（南方区）；8一同上，（冈瓦纳区）。9—17，不同构造阶段褶皱带：9—早加里东褶皱带；10—晚加里东褶皱带（北方区）；11一同上，（南方区）；12—海西（华力西褶皱带）（北方区）；13一同上，（南方区）；14—印支褶皱带；15—燕山（太平洋）褶皱带（南方区）；16一同上，（冈瓦纳区）；17—喜马拉雅褶皱带；18—前寒武纪地块边界；19—巨大平移断裂带、印支期燕山期为主；20—地块上的裂陷带：a、吕梁期；b、晋宁期；c、印支期为主；21—25地壳接合（消减）带，箭头表示地壳相对运移方向；2₁—鲁宁期，22—加里东期；23—海西（华力西）期；24—印支期；25—燕山期及喜山期；26—28地壳对接消减带（不同陆缘区的分界）；26—加里东期；27—海西（华力西期）；28—印支期；29—燕山至喜山期；30—构造单元编号（名称见附表）。31—断裂带及接合带编号。

①—④地壳对接消减带：①西拉木伦；②中天山北缘；③秦岭；④班公湖怒江。⑤—⑪地壳迭接消减带：⑤额尔古纳；⑥额尔济斯北塔山；⑦中天山；⑧北祁连；⑨龙门山；⑩雅鲁藏布；⑪台东。⑫—⑮平移断裂带：⑫阿尔金；⑬红河；⑭宜春绍兴；⑮郯庐伊通。

I 中国北部陆间区

I A、北部陆缘区

I A₁ 阿尔泰北塔山褶皱带

I A₃ 北天山褶皱带

I A₅ 兴安褶皱带

I A₂ 准噶尔中间地块

I A₄ 额尔古纳褶皱带

I A₆ 松辽中间地块

I B、南部陆缘区

I B₁ 中南天山北山褶皱带

I B₂ 内蒙褶皱带

II 中国北部大陆区

II A、塔里木地台区

II A₁ 塔里木盆地地块

II A₂ 库鲁克塔格古褶皱带

II B、华北（中朝）地台区

II B₁ 阿拉善地块

II B₂ 鄂尔多斯吕梁陆核

II B₃ 五台中条古褶皱带

II B₄ 冀鲁太行陆核

II B₅ 胶辽地块

III 中国南部陆间区

III A、北部陆缘区北带

III A₁ 祁连北秦岭褶皱带

III A₂ 兰州西宁中间地块