

# 新编亚洲大地构造区划图

万天丰

(中国地质大学(北京),北京 100083)

**提要:**在大量综合亚洲地质、地球化学与地球物理资料的基础上,笔者新编了亚洲大地构造区划图,确定了划分原则,将亚洲大陆划分为六大构造域,以及 67 个板块(或地块)、碰撞带或增生碰撞带,并以此为基础进行了图件的编制。组成亚洲大陆的板块或地块主要形成于 1800 Ma、800 Ma、500 Ma 和 400 Ma 前后,上述时期即各地块形成统一结晶基底的时期。碰撞带或增生碰撞带形成时期较多,为 800 Ma、397 Ma、345~260 Ma、200 Ma、135 Ma、52 Ma 和 23 Ma 等,还有 23 Ma 以来形成俯冲带。对于资料比较充实的、古生代以后的板块运移、板内变形与碰撞带的形成过程进行了概略的讨论。本文还关注了在地块形成之后的板内变形。正是板内变形阶段,可能对成矿作用及其类型、过程与赋存部位产生重要的影响。

**关键词:**大地构造单元;构造域;板块;碰撞增生带;构造演化

**中图分类号:**P548 **文献标志码:**A **文章编号:**1000-3657(2013)05-1351-15

## 1 引言

关于亚洲大地构造区划图,早在 1982 年以李春昱<sup>[1]</sup>为首的中国地质科学院地质研究所就编制了《亚洲大地构造图》(1:8 000 000),该图是在亚洲地质图<sup>[2]</sup>的基础上,进行了地质构造演化历史的综合分析、汇集了当时最新的亚洲地质构造资料进行编制的,是中国首次采用板块构造学说的观点所编制的亚洲大地构造图。该图是本次编制工作的重要参考资料。然而,由于受当时研究程度的局限,有关亚洲大陆内部古板块划分原则与方法还有一些不大明确的地方,大陆碰撞带标志性地质构造特征的研究尚属起步阶段,因而,现在看来存在一些不足与缺陷是难免的。

2008 年 Petrov、Leonov、Li Tingdong、Tomurtogoo 和 Hwang 等<sup>[3]</sup>出版了中亚及邻区地质图(1:2 500 000),该图特别附上了《中亚及邻区构造带区划图》(Tectonic Zoning of Central Asia and Adjacent

Areas, 1:20 000 000)。该图作者否定了长期以来认为存在“哈萨克斯坦板块”的说法,并指出中亚地区是由一系列碰撞增生带所组成,其间夹杂了许多古老小地块。他们的新划分,可能比较合理。本次编图对中亚地区构造单元的划分就采用了他们的意见。

西亚与中东地区构造单元的划分,除参考了李春昱等<sup>[1]</sup>和中国地质科学院亚洲地质图编图组<sup>[2]</sup>的研究成果之外,还参考了 Pubellier<sup>[4]</sup>以及网上公布的西亚地质资料,进行了必要的补充修改,总的来说争议不大。

中国大陆、东西伯利亚、朝鲜半岛、日本列岛以及印度支那半岛的构造单元划分,基本上都利用了笔者的专著<sup>[5,6]</sup>、Karsakov et al. (2008)<sup>[7]</sup>,以及 20 世纪 90 年代笔者在参与 IGCP 224 与 321 项目时,与国内外同行们一起研讨与实地考察的成果。许多构造单元的划分是比较新的意见,当然这也仅仅是笔者个人的一点心得体会。

印度支那半岛地质及结晶基底的年代主要依据

收稿日期:2013-08-21;改回日期:2013-08-28

基金项目:中国地质调查局地质调查工作项目(科 [2011] 01-48-11)资助。

作者简介:万天丰,男,1938 年生,教授,博士生导师,主要从事大地构造学与应用构造地质学的教学与研究;E-mail:wantianfeng@163.com。

了 Lan Chingying 等<sup>[8]</sup>,陈永清等<sup>[9]</sup>和 Ridd et al.<sup>[10]</sup>的研究成果。马来亚半岛的地质构造资料则主要依据了 Hutchison and Tan<sup>[11]</sup>的专著。东南亚地区(菲律宾—巽它群岛)的构造单元划分,主要参考了 Hall<sup>[12]</sup>最新的专著, Pubellier<sup>[4]</sup>的图件,以及 Smyth 等<sup>[13]</sup>的论文。大洋地区的洋底地质年代资料,则主要参照了 Pubellier<sup>[4]</sup>的资料。

亚洲大陆很多地质现象的细节(结晶基底、侵入体、火山岩、蛇绿岩套及中生代沉积盆地等界线)则主要参考了李春昱<sup>[1]</sup>,中国地质科学院亚洲地质图编图组<sup>[2]</sup>,马丽芳<sup>[14]</sup>,中国地质科学院地质研究所<sup>[15]</sup>,中国地质调查局<sup>[16]</sup>,李廷栋, Uzhkenov, Mazorov, Kim, Tomurtogoo et al.<sup>[17]</sup>,李廷栋等<sup>[18]</sup>所编制的各种亚洲地质图件及相关的文字资料。

至于,还有一些新编的涉及亚洲的大地构造图(如苗培实等<sup>[19]</sup>;商岳男等<sup>[20]</sup>),他们的一些学术思想和认识,与现在多数学者公认的事实有较大的出入,与笔者的认识也有许多差异,对于他们的认识仅作参考。

另外,笔者还查阅了近二十余年来大量的关于亚洲大地构造的最新研究成果与学术论文,进行了综合分析和对比研究,以便尽量准确地认识各板块与碰撞带的主要特征、划分依据与构造演化,还讨论了大型矿床形成机制与构造控制作用的关系,从而对亚洲大地构造获得了一些新认识,在此提出,供学者们分析与讨论。很多认识至今还是不成熟的,热忱地欢迎读者批评、指正。

本次的亚洲大地构造区划图的地理底图采用国际通用的 ArcGIS 10.0 软件来编制的,比例尺为 1:10 000 000,选用等积斜方投影(Lambert Azimuthal Equal Area),图件以 90°E 作为中央经线,40°N 作为中央纬线。地理底图上不表示国界,主要表示地理要素,如海岸线、大河流、大湖泊、大山脉等,以及各国首都和部分重要的地名。本文仅提供了该图的缩略图。

## 2 构造域和构造单元的划分原则

在漫长的地质演化历史中,构造域和构造单元的划分应该是随时间而变化的,不宜于只编制一张适用于整个地质演化历史的综合性的构造区划图。但是,受资料的限制,并且在成矿规律图编制的实际需要中,有时又必须要一张能较好地反映与成矿作用关系较密切的地质构造区划图。

经过反复的思考与讨论,现在编制的亚洲大地构造区划图中,实际上就是一张亚洲大陆构造单元的区划图。笔者将亚洲大陆内部的构造单元划分为两大类:(一)构造活动性相对较弱的地块或板块,(二)构造活动性相对较强的碰撞带。

在地质演化历史中,岩石圈板块(Lithosphere Plate)的构造活动性是相对较弱的。在整体发生较强的岩浆、变质-变形作用并形成统一结晶基底之后,也即形成板块之后,该区的构造活动性就趋于比较稳定。在板块学说建立的早期,曾经以为板块都是刚性的。然而,近四十年来,世界各国大陆地质学家研究的结果表明:岩石圈板块形成以后,还可能发生大幅度的位移,但只能发生相对较弱的板内变形、沿断裂带造成局部的岩浆活动和动力变质作用,也可以在岩石圈板块内部的一些构造界面(区域性断层、沉积岩系内部、结晶基底的顶面、中地壳低速高导层或莫霍面附近)以及岩石圈底面上发生滑脱作用。岩石圈板块的边界则一定是能切穿岩石圈底面的断层带,即陆陆碰撞带或洋陆俯冲带,其基本的滑脱面是在岩石圈的底部<sup>[5,6]</sup>。当资料缺乏时,不能证明该地区边界断层的活动能切穿整个岩石圈时,笔者就用一个中性的术语,将该区称之为“地块”(Block)。即使地块在后期断陷成为“沉积盆地”,考虑到其基底的资料尚不充分,仍以地块相称之<sup>[5,6]</sup>。

板块的划分就以板块形成时期,也即结晶基底的形成时期作为划分的主要依据,其边界则一定是碰撞带。在图面上使用类似于国际地质图上各地质年代单位通用的较浅色彩来表示板块的形成时代。不同地质时期形成的板块,常具有不同的区域地球化学特性。因而,就有可能聚集和形成不同的矿产资源组合。看来,采用不同时期形成结晶基底,也即板块形成时的界线来划分构造单元是比较有利于成矿规律图的编制的,它可概略地反映构造成矿作用的种类特征。

大陆上两个板块之间的拼接带,也就是陆陆碰撞带,简称碰撞带(Collision Zone)。有的碰撞带很窄(其宽度小于 20 km),基本上就是一条岩石圈断层,用一个粗线条来表示即可。但是,有的碰撞带形成历史较复杂,多期次地发生俯冲与碰撞,碰撞带内包含了其两侧老地块的许多碎块,实际上形成了一个复杂的混杂-增生岩带(其宽度大于 20 km)。笔者将此命名为“增生碰撞带”(Accretion Collision

Zone)。过去有很多学者将其称之为“造山带”。然而,造山带这一术语是原来地槽-地台假说中所使用的。他们把狭长的浅海、深凹陷-“地槽”,经褶皱回返后形成的、强构造变形和隆升的山脉,称之为“造山带”。其地质含义与板块学说中的碰撞带的概念是完全不同的。而碰撞带或碰撞增生带是两个板块(可能是大洋或大陆板块)经过长距离运移、汇聚和俯冲,最后发生陆陆碰撞作用的产物。碰撞带或碰撞增生带内,可包含大量的不同时期形成的、大小不等的构造岩片,含有从浅海、岛弧到大洋的沉积物、岩浆岩或变质岩,形成蛇绿岩套,发育了强烈的构造-岩浆活动和高压、超高压动力变质作用,以致有时也可隆升成山。故在本次编图中不采用“造山带”的术语。

不同时期形成的碰撞带或增生碰撞带都以主碰撞期的地质年代或同位素年代来确定和划分的,它们分别使用不同的、类似于国际地质图上地质年代通用的较深色彩来表示。碰撞带或增生碰撞带的区域地球化学特征是两盘板块特征的混杂,由此也可以形成一些特征性的、兼有两盘板块特征的矿产资源组合。

至于新生代以来洋陆或洋洋之间的俯冲带,则一般仍采用“俯冲-岛弧带”的构造单元来表示。板块的另外两种边界——裂谷带及转换断层也单独列出。大洋盆地内,则使用洋底岩石的地质年代来区分的。

总之,本亚洲大地构造区划图主要展示了大陆上各个古板块(或地块)与碰撞带形成时期的构造单元区划(图1)。由于各板块都具有一定地球化学特征的结晶基底,有利于一些特定元素的富集,从而形成相应的矿产资源组合。因而,此种划分方法可能对于认识大陆地区矿产资源的形成与成矿区划有一定的参考价值,对于弄清区域成矿规律也许会有一定的帮助。但是由于本图没有反映结晶基底形成之后的多期构造事件,因而对于指导进一步找矿的作用有限,这一部分内容暂时只好在文字说明中加以补充。

为了便于归纳,笔者将结晶基底形成时代相近、构造演化特征也相近的一些构造单元合并为构造域。本文将概略地说明各构造域和构造单元的划分、主要特征及其对成矿作用可能的影响。本文对亚洲大陆及其周邻地区,共划分了6个构造域及67个构造单元(另有5个构造单元是亚洲以外的板块)。本文构造单元的编号与亚洲大地构造区划图上所示的一致。碰撞带与板块结晶基底形成的同位素年龄或

地质年代都列在构造单元名称之后的圆括弧内。

与笔者上述大地构造划分方案有类似之处的是,最近刘训、李廷栋等<sup>[21]</sup>将与笔者所述的一级构造单元相当的构造域,称之为“板块”,而其次级的构造单元则称之为“微陆块”、“盆地”或“造山带”。他们的新认识与本文所述的构造单元有一些相类似的想法。不过在定义上或范围的具体界定上,还存在一些不同的认识。他们所说的“板块”其实是一些古地块群,并非完整的一个板块,本文则采用“构造域”的术语。他们所述的“微陆块”或“盆地”就相当于本文所述的“板块”或“地块”。他们所述的“造山带”就是本文所述的“碰撞带”或“增生碰撞带”。应该说,可喜的是彼此的认识正在靠拢。

### 3 地块的主要特征

根据结晶基底形成年代,亚洲所有地块都发育于以下4个时期:古元古代末期(大约1850 Ma),新元古代中期(大约800 Ma),早寒武世(大约500 Ma),早古生代末期(大约400 Ma)(图1,表1)。

古元古代末期(大约1850 Ma)形成了西伯利亚(1),松嫩(10),准噶尔(11),亲中朝构造域的中朝(14),敦煌—阿拉善(16),柴达木(18)和塔里木(20)等板块,以及波罗的(69),北美板块(70),此时也即全球哥伦比亚大陆各板块群的主要形成时期。而在南半球的原属冈瓦纳大陆的各地块,在此时期也有碰撞、拼合作用,印度南部也初步形成了陆块。

古元古代末期形成了哥伦比亚超级大陆<sup>[22,23]</sup>,以后它就进入了裂解阶段。中元古代期北美的Mackenzie岩墙群、西伯利亚板块、中朝板块和印度板块的基性岩墙群的发育<sup>[24]</sup>就是哥伦比亚超级大陆裂解的主要表现。不过由于该时期至今未能获得较可靠的古地磁数据,其古大陆的复原主要依靠同位素年代、构造岩性的对比,因而尚有多解性。

新元古代中期(大约800 Ma)仅形成了西伯利亚东部的科雷马—奥莫隆(4),鄂霍次克(58)板块,以及亲扬子构造域的扬子(22),印支(27),南海(28),巴拉望—曾母暗沙(29)和东兴都库什—喀喇昆仑—北羌塘(32)等地块,以及位于阿拉伯半岛东南端的阿曼(47)碰撞带内的小地块。此时期是罗迪尼亚大陆在西半球开始解体的时期,但是在东半球却形成一些结晶基底,并有汇聚、碰撞作用。不过,由于受古地磁与同位素年龄研究的精度限制,新元古

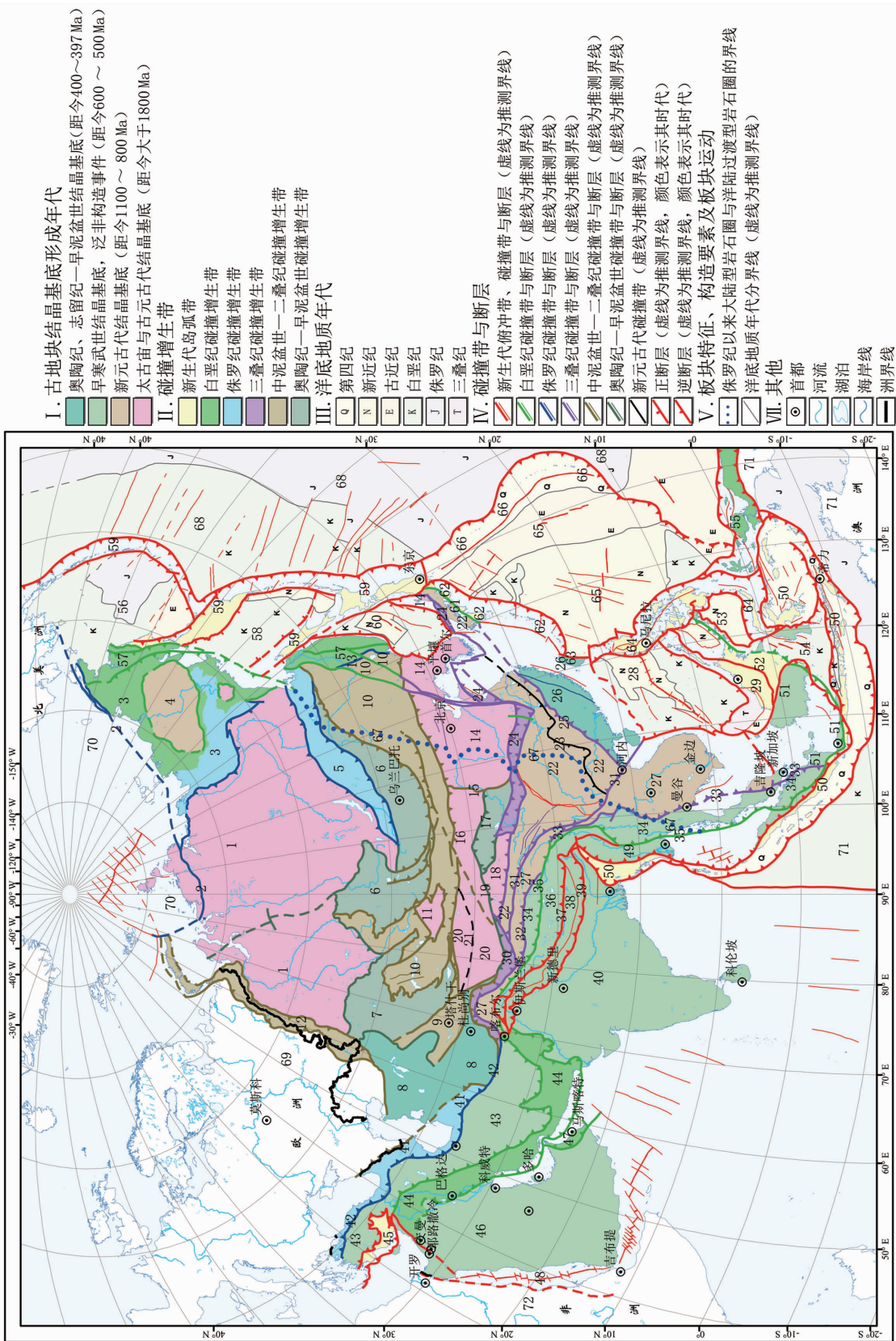


图1 亚洲大地构造区划图

图内构造单元的名称、序号均列在括弧内,各构造单元的名称、序号与本文第5节、表1与表2的构造单元名称、序号均一致

Fig.1 Map of Asian Tectonic Unit

Serial numbers of tectonic units in the map are in the bracket; names and serial numbers of various tectonic units are consistent with those in the first part as well as Table 1 and Table 2 of the text

表 1 亚洲各地块变质结晶基底定型时期

Table 1 The formation periods of metamorphic crystalline basements in Asia

地 块	变质结晶基底定型时期			
	~400 Ma 以前	~500 Ma 以前	~800 Ma 以前	~1850 Ma 以前
西伯利亚(1), 中朝(14), 敦煌—阿拉善(16), 柴达木(18), 松嫩(10), 准噶尔(11), 塔里木(20)				
科雷马—奥莫隆(4), 扬子(22), 东兴都库什—北羌塘—印支(27), 南海(28), 巴拉望—曾母暗沙(29), 阿曼(47), 鄂霍次克(58)				
南羌塘—中缅甸马苏(34), 冈底斯(36), 喜马拉雅(38), 印度(40), 土耳其—伊朗—阿富汗(43), 阿拉伯(46), 西缅甸(49), 巽它(51), 苏拉威西(53), 东爪哇(54); 以及: 阿尔泰—中蒙古—海拉尔(6), 与卡拉干达—佳木斯—布列亚(7)内小地块				
土兰—卡拉库姆(8), 华夏(26)				

代及以前时期的古大陆再造方案争议颇多,暂时还没有一种比较公认的意见,本文暂不讨论之。

早寒武世末期(大约 500 Ma)是冈瓦纳大陆最后形成统一结晶基底的时期,即发生了泛非构造事件,普遍发育绿片岩相的变质作用,形成了南羌塘—中缅甸马苏(34),冈底斯(36),喜马拉雅(38),印度(40),土耳其—伊朗—阿富汗(43),阿拉伯(46),西缅甸(49),巽它(51),苏拉威西(53),东爪哇(54)等地块。另外在远离上述板块的、靠近西伯利亚板块的古生代碰撞增生带内包裹了数十个小的结晶地块(如阿尔泰,伊犁、巴尔喀什、中蒙古,海拉尔,卡拉干达,库鲁克塔格、吐鲁番—星星峡、红石山、雅干、巴彦卓尔北、托托尚—锡林浩特、松嫩、佳木斯和布列亚等地块),它们都有 500 Ma 左右的绿片岩相结晶基底,散布在阿尔泰—中蒙古—海拉尔早古生代碰撞增生带(6)和卡拉干达—天山—兴安岭晚古生代碰撞增生带(7)内。它们可能是在冈瓦纳大陆边部形成的结晶基底的一部分,后来被裂解,在古生代时期随西伯利亚板块从南半球运移到北半球,并被古生代碰撞增生带所包裹、固结。不过由于这些变质结晶地块很难进行古地磁测定,所以至今还没有对此进行准确的、公认的古大陆位置复原。

早古生代末期(大约 400 Ma)形成结晶基底的

地块,只有华夏板块(26)与土兰—卡拉库姆板块(8)。由于这两个地块最后形成结晶基底的年代较新,剥蚀得较浅,目前这些地块都出露低绿片岩相的岩石。土兰—卡拉库姆板块大部分面积为沙漠所覆盖,研究程度较差,此板块就是过去所谓的哈萨克斯坦板块的一部分。现在俄罗斯学者<sup>[9]</sup>已经将原来的哈萨克斯坦板块解体,把其中的碰撞增生带部分单独列出,仅留下面积较小的土兰—卡拉库姆板块。有一些学者认为此期的构造事件可能是一种造山事件<sup>[9]</sup>,当然也不能说他们的认识都是错误的,只不过此处许多与碰撞作用相关的变质结晶作用地区的面积很大,呈面状分布;而古地块(小陆核)面积则很小,很零散。按照前寒武纪地质学研究的习惯,此时仍将其称为“形成统一—结晶基底”为好,而不宜将其称作为“造山带”或“增生碰撞带”。

#### 4 增生碰撞带与板块运动的主要特征

关于增生碰撞带,按照各增生碰撞带形成年代来划分,亚洲所有增生碰撞带形成于下列 8 个时期:新元古代中期(~800 Ma 以前),早古生代晚期(~397 Ma 以前),晚古生代晚期(~250 Ma 以前)三叠纪末期(~200 Ma 以前),侏罗纪末期—早白垩世早期(~135 Ma 以前),古新世末期(~52 Ma 以前),渐新世

末期 (~23 Ma 以前), 以及新近纪—早更新世 (23~0.78 Ma) 和新近纪以来的俯冲带(图 1, 表 2)。

新元古代中期 (大约 800 Ma 以前) 的碰撞作用, 目前比较公认的主要是发生在皖南—赣东北—雪峰山—滇东 (即江南碰撞带) (23) 和塔中 (21), 它们分别将南、北扬子地块和南、北塔里木地块聚合到一起。这两个碰撞带的形成, 似乎是孤立的事件, 在周围其他地块内或地块间都没有发现类似的碰撞作用, 仍基本上保持离散状态。新元古生代开始, 塔里木、柴达木地块则与中朝板块分离开来, 使之进入亲扬子构造域的特征。另外, 尽管此时为罗迪尼亚大陆在西半球开始解体的时期, 但是在东半球却发生了

局部的汇聚、碰撞作用, 这可说明全球构造并不是同步演化的。从全球来看, 有的地区汇聚, 有的地区伸展, 这对于保持全球的均衡是必然的, 也是合理的。

前寒武纪肯定也可形成许多矿床, 但是由于亚洲大陆的多数地区隆升、剥蚀量较大, 使多数早期形成的矿床被剥蚀; 另一些地区沉降量较大, 则早期形成的矿床被深埋在地下, 成为呆矿。因而, 在前寒武纪地层中, 仅在局部地区赋存超大型矿床, 如西伯利亚板块 (金伯利岩内金刚石, 岩浆型镍铜矿床等), 中国冀北—辽东 (硅铁建造), 中朝板块北缘及西南缘 (稀土与镍铜矿床), 印度板块的南部 (硅铁建造) 等地。

笔者与朱鸿在 Scotese (www.scotese.com

表 2 亚洲各增生碰撞带形成时期

Table 2 The formation periods of accretion collision zones in Asia

增生碰撞带	碰撞时期							
	23~0 Ma	52~23 Ma	52 Ma 以前	135 Ma 以前	200 Ma 以前	250 Ma 以前	397 Ma 以前	800 Ma 以前
塔中(21), 皖南—赣东北—雪峰山—滇东(23)								
阿尔泰—中蒙古—海拉尔(6), 卡拉干达(7), 祁连山(17), 阿尔金(19)								
西天山(9), 巴尔喀什—天山—兴安岭(10), 乌拉尔(12), 贺兰山—六盘山(15)								
秦岭—大别—胶南(24), 绍兴—十万大山(25), 西兴都库什—帕米尔—西昆仑(30), 金沙江—红河(31), 双湖(32), 昌宁—孟连—清莱—中马来亚(33)								
东西伯利亚南缘(2), 维尔霍扬斯克(3), 外贝加尔(5), 完达山(13), 高加索—厄尔布尔士(41), 安纳托利亚—德黑兰(42)								
班公—怒江—曼德拉—巴里散(35), 扎格罗斯—喀布尔(44), 阿曼(47), 东加里曼丹—苏禄(52), 锡霍特—阿林(57), 日本中央构造线(61)								
雅鲁藏布江—密支那(37), 阿留申—堪察加—千岛—日本东北(59), 本州南—四国南—琉球(62), 伊豆—小笠原—马里亚纳(66)								
喜马拉雅南主边界(39), 托罗斯(45), 红海裂谷(48), 阿拉干—巽它(50), 北新几内亚(55), 台东纵谷(63), 菲律宾—马鲁古(64)								

webside)原来古大陆再造图的基础上,修改补充了许多亚洲地块古地磁资料,重新编制了全球古生代以来的古大陆再造系列图(详见文献[5,6,26]),认识到亚洲各陆块在寒武纪时期都散布在赤道以南地区,大体上沿纬度分布。在早古生代,西伯利亚板块的古磁方位有 $12^\circ$ 的顺时针转动,古纬度从南纬 $31.4^\circ$ 移动到北纬 $18.4^\circ$ [27],其纬度变化达 $49.8^\circ$ (几乎为5000 km的位移距离),平均纬度变化速度为 $4.53\text{ cm/a}$ ,为早古生代运移速度最快的板块。与此相关,其他亚洲多数地块则以较慢的速度向北运移。

早古生代晚期(~397 Ma以前)的板块碰撞作用,在西伯利亚板块南缘的阿尔泰—中蒙古—海拉尔(6)和卡拉干达—吉尔吉斯(7)一带十分发育,它们可以看作是西伯利亚板块南缘的增生碰撞带,这些小地块向北的运移速度略大于西伯利亚板块。在亲中朝板块构造域的西部,发生了祁连山增生碰撞带(17)和阿尔金(19)压-剪性(左行走滑)碰撞带,把原来在古元古代属于中朝板块的阿拉善—敦煌(16),柴达木(18)和塔里木(20)等三个地块在早古生代晚期重新拼接起来,形成西域板块[5,6,28-30]。早古生代晚期的这一次构造事件在亲中朝与亲扬子构造域内是相当特殊的,其他地块都仍旧处在特提斯洋内,保持着离散的状态。此板块的早古生代生物群组合基本上都具有亲扬子构造域的特征,而不是亲中朝板块构造域的。不过西域板块独立存在的时间很短,仅独立存在了1.4亿年。在晚古生代晚期它就与中朝板块一起向北运移,与巴尔喀什—天山—兴安岭碰撞带(10)相拼接,成为潘几亚大陆的一部分。

早古生代晚期在西半球最主要的构造事件是加里东碰撞增生带的形成(430~426 Ma),它使北美板块与波罗的板块拼合到一起,从而开始构成了原始的劳亚大陆。至于,早古生代晚期碰撞作用的动力来源问题,则尚无定论,可能与泛大洋东部不均匀地扩张有关。

在晚古生代,随着西伯利亚、波罗的板块的继续北移,并与南北美洲、非洲、南极洲和澳洲等板块拼合成近南北排列的潘几亚(Pangea)泛大陆。西伯利亚板块从泥盆纪到早二叠世,以中心参考点为准,地块古磁方位有 $13.9^\circ$ 的逆时针转动,古纬度从北纬 $33.4^\circ$ 移动到北纬 $37.5^\circ$ [31],其纬度变化为 $4.1^\circ$ ,平均纬度变化速度仅为 $0.34\text{ cm/a}$ ,北移速度明显地低于早古生代的。亚洲的多数地块都处在特提斯洋内,并

不同程度地向北运移,到达赤道附近或到达北半球的中纬度地区。除了亚洲南部原来属于冈瓦纳大陆的许多板块之外,澳大利亚板块(71),非洲板块(72),南美洲板块以及南极洲板块等也都属于冈瓦纳超级大陆,它们都定型于南半球,并一直滞留在南半球,晚期向北的运移量较少,或几乎没有多少位移。尽管关于古生代大陆板块运移资料,各国学者的认识基本一致,但是对于古生代时期各地块离散、运移与部分汇聚的形成机制问题,则至今还缺乏证据,没有一个比较合理的解释。如果是地幔羽控制的话,那么地幔羽的活动中心在何处?它又如何使全球的陆块发生上述一系列的运移、汇聚或离散的作用过程。

晚古生代晚期(260 Ma以前)在西伯利亚及其周边小地块与中朝—西域板块之间形成了规模巨大的弧形碰撞增生带,这些小地块与中朝—西域板块向北运移的速度大于西伯利亚板块的,于是就发生碰撞,形成了西天山(9)和巴尔喀什—天山—兴安岭(10)弧形碰撞增生带。此时的碰撞作用是以近南北向为主的,碰撞作用的时间,在西部主要为晚泥盆世—早石炭世(345~325 Ma)[32],东部则主要为中二叠世(270~260 Ma)[5,6],这表明其碰撞作用时间,西部的巴尔喀什—天山地区在前,而东部的内蒙古—兴安岭地区在后,两者并非同时的。西部晚泥盆世—早石炭世的构造线以WNW-NW向为主,其断层主要显示为逆冲—右行走滑的特征;东部的构造线以ENE向为主,其走向断层主要显示为逆冲—左行走滑的特征[32,33]。在主碰撞作用时期,挤压作用强度大和构造变形幅度都比较大,不仅有利于元素的迁移,也有利于含矿物质的散失,此时期在该区形成的矿床反而并不太多,规模也不太大。

晚古生代(360~260 Ma)形成的、近南北走向的乌拉尔碰撞增生带(12),它是波罗的板块(69)与西伯利亚板块(1)之间的碰撞带,几乎与此同时还在欧洲形成了华力西碰撞带,将波罗的板块与南欧地块拼接到一起。由于上述西天山(9),巴尔喀什—天山—兴安岭(10),乌拉尔(12)和华力西碰撞增生带几乎同时发育,遂使欧洲陆块群(以波罗的板块(69)为主)与以西伯利亚为主的亚洲陆块群拼接到一起,它们又和早古生代已经拼接的南、北美洲大陆板块和非洲板块连接到一起,这样就在晚古生代晚期形成了潘几亚泛大陆。此次构造事件使亚洲陆块群内一半左右的地块都并入潘几亚泛大陆板块。

受乌拉尔碰撞增生带向东挤压的远程作用影响,在稍晚一点的阶段,晚石炭世—早二叠世(316~280 Ma),在中亚与天山、阿尔泰地区的NW向断层由原来的右行走滑转为左行走滑<sup>[32]</sup>,而近东西向的断层则由原来的逆断层明显地转变为右行走滑断层<sup>[33]</sup>,正是断层活动性质的转化,产生了一定的构造变形,即适度的岩石破碎空间,十分有利于含矿物质的聚集,使此期构造变形成为中亚与天山、阿尔泰地区许多超大型有色金属(铜铅锌)、稀有金属、铀和贵金属热液型矿床的主要控矿构造。在地质研究的早期阶段,谢家荣<sup>[34]</sup>早就发现天山地区存在两个地层角度不整合(即发生在晚泥盆世—早石炭世和晚石炭世—早二叠世),不过当时并不知道这两次构造事件的活动性质的差异。现在才知道晚泥盆世—早石炭世是天山地区碰撞作用的主活动期,而晚石炭世—早二叠世则是后碰撞作用阶段,即板内变形阶段。

至于贺兰山—六盘山(15)碰撞带,推测是在中朝板块(14)、西域板块(16,18,20)与其北侧的天山—兴安岭陆块群(10)碰撞时一起形成的,很可能是在晚古生代晚期与中朝板块重新拼合到一起。但是由于此带在其后的侏罗纪时期发生近东西向挤压并形成强烈的对冲型逆掩断层系,早期构造形迹被掩盖。因而有关此碰撞带的形成与演化尚待进一步深入研究。有的学者认为此带是陆内的“坳拉谷”,那可能是因为他们不了解阿拉善地块在中寒武世以后的生物组合明显地具有亲扬子板块的特征,阿拉善地块在中寒武世以后已经明显地与中朝板块分离,两者已经不在同一个板块之中,古生代晚期才重新与中朝板块拼合在一起<sup>[5,6]</sup>。

中生代以来,全球各地块的运移、汇聚或离散的特征与古生代的完全不同。三叠纪(250~200 Ma)东亚地区发生了大规模的碰撞作用,使东亚大部分的地块(南海、印度支那、中缅甸苏、南羌塘等地块以北的)都朝东北方向拼合到欧亚大陆中去,形成了许多碰撞带,如秦岭—大别(24),绍兴—十万大山(25),西兴都库什—帕米尔—西昆仑(30),金沙江(31)、双湖(32)和昌宁—孟连—中马来亚(33)等6条碰撞带<sup>[5,6]</sup>。但是亚洲西南部分的各地块(即南羌塘—厄尔布尔士—高加索一线以南各地块)则仍处在特提斯洋中,此时特提斯洋发生了近东北—西南方向的扩张。

三叠纪(200 Ma以前)的构造事件,在东亚地区一般称此构造事件为印支构造事件,这是法国学者

在19世纪末期在越南最早命名的。经过印支期的碰撞作用,西起土兰—卡拉库姆地块(8),经帕米尔、到南羌塘、中缅甸苏等地块一线以北与以东的亚洲大部分陆块都拼合起来,使亚洲大陆近三分之二面积都并入潘几亚泛大陆<sup>[5,6]</sup>。此时期的板块碰撞带的走向尽管不同,有近NW、NE、E-W或近SN向。根据古地磁资料,认识到此时期形成的碰撞作用其实主要都是向NE方向汇聚的,也就是说,当时板内褶皱的轴向实际上应该是近NW—SE向的,但是按现代磁方位则都是以近EW向为主的。此时东亚地区的差应力值均在100~125 MPa<sup>[5,6]</sup>。此期构造作用是南部较强,而北部较弱,显示其动力作用是来源于亚洲大陆以南地区的,即可能是特提斯洋的扩张、与朝东北方向俯冲作用的远程效应所致。在此构造事件的影响下,在一些板块内部的许多局部性的近SN向(含NNW或NNE向)的张剪性断裂(按现代磁方位来说)就经常成为岩浆、超临界流体或热液贯入并冷凝的重要部位,形成较强的岩浆活动与一些内生金属矿床。三叠纪时期形成的碰撞带很多,岩浆活动很强烈,但是在此时期的碰撞带内形成的内生金属矿床一般规模较小,数量也较少<sup>[5,6]</sup>。

三叠纪晚期(200 Ma)北美洲、南美洲与非洲大陆板块之间发生放射状的张裂,出现原始的大西洋,也即潘几亚泛大陆开始张裂、解体。这就是说三叠纪时期东半球的地块在汇聚之中,而西半球的地块则开始裂解。此时西半球板块的放射状张裂可能是来自核幔边界的地幔羽向上运移所派生的;也可能是巨大陨石撞击作用造成地表物质亏损,诱发地幔物质上升而派生的。这两种假说都有可能存在,不过有关的证据尚不充分,暂时还不宜定论<sup>[5,6,35]</sup>。

在以侏罗纪为主的构造阶段(200~135 Ma,侏罗纪—早白垩世早期)内,特提斯洋进一步向东北扩张,中大西洋也发生了近NW—SE向的扩张,北美板块向西运移,使欧亚大陆东部的陆壳发生显著逆时针转动(40°~20°),造成西伯利亚附近地区朝西偏南方向运移,塔里木—准噶尔地区向南运移,中国东部地壳朝ESE方向运移。根据此时大量岩浆活动的起源深度的研究,上述转动主要发生在地壳(以莫霍面为主滑脱面),没有多少整个大陆岩石圈转动的证据<sup>[5,6]</sup>。此时的伊佐奈岐板块朝西偏北的方向俯冲、挤压<sup>[5,6,36]</sup>,起到了阻碍东亚陆壳转动的作用。相当于现代太平洋地区的大洋板块呈现为放射状运动的模



式:即伊佐奈岐板块朝西北向俯冲运动,法拉龙板块朝东北向俯冲运动,太平洋板块朝澳大利亚板块俯冲运动,凤凰板块向南美洲板块俯冲运动。在此时期的构造变位之后,亚洲大陆的磁北方向就与现代的基本一致。

侏罗纪末期(135 Ma 以前)的碰撞作用主要发生在欧亚大陆的东北部,即东西伯利亚海南缘(2),维尔霍扬斯克(3),外贝加尔(5)和完达山(13)。完达山碰撞带其实应该是维尔霍扬斯克碰撞带的南延部分,只是后期的断裂作用将其切断。上述碰撞带显然都受北美板块(70)向西偏南方向的挤压、碰撞和特提斯大洋板块朝东北方向俯冲联合作用的结果,致使亚洲大陆的东部陆壳发生逆时针转动,造成东亚的陆壳滑移到古洋幔之上,使东亚地区形成较薄的、陆壳洋幔型岩石圈<sup>[5,6]</sup>。经过此构造事件,亚洲大陆的古磁北方位与现代的从此就基本一致。此构造事件在东亚地区(亚洲大陆岩石圈与东亚陆壳洋幔型岩石圈界线以东,即鄂霍次克—大兴安岭西—山西中部—武陵山—泰国达府一线(68)的以东地区)形成较强的 NNE—NE 向的褶皱与逆断层系,即李四光所命名的“新华夏构造体系”<sup>[7]</sup>,并伴有较强的岩浆侵入与火山活动,此时期就是东亚大量重要的内生金属矿床的形成时期之一,此时期形成的大型内生金属矿床的数量约占中国的四分之一以上。

在上述陆壳转动的影响下,亚洲东部的最大主压应力方向以 WNW—ESE 向为主,差应力值为 100~130 MPa<sup>[5,6]</sup>,沿此最大主压应力方向常形成张剪性的断裂,成为岩浆、超临界流体或热液贯入的良好通道,也经常成为它们冷凝、聚集的重要部位,从而形成许多 WNW 向分布的、受板内拉张带控制的内生金属矿床或矿田。而中国西部最大主压应力方向以 N—S 向为主,差应力值在 80 MPa 左右,构造动力作用较弱<sup>[5,6]</sup>。在亚洲大陆的西南部,在近南北向挤压作用下,晚侏罗世(基末利期)高加索—厄尔布尔士碰撞带重新活动,它对东亚地壳的转动起到了一定制约作用。

早白垩世中期到古新世末期(135~52 Ma)全球各大陆与大洋板块的主要运移特征是普遍向北运移<sup>[5,6,36]</sup>,也即发生了以南极附近、文德海为中心的放射状的板块张裂作用。印度板块(其北部的主体为大洋板块)以极快的速度从南纬 45°向北运移到赤道附近,速度曾达 18 cm/a,其他冈瓦纳大陆裂解所造

成的板块北移速度仅为几厘米每年。澳大利亚板块则基本稳定地停留在南纬 50~60°的地区。非洲的北部已到达北纬 20°的地域,而南美洲板块则仍旧全部处在南半球。此种现象可能是侏罗纪中期南大西洋南端文德海地幔羽所派生的玄武岩大火山岩省的形成及冈瓦纳大陆张裂的远程效应有关<sup>[5,6,35,38]</sup>。中白垩世(约 100 Ma),在全球各海域发生了的缺氧事件,中东、中亚与北非地区主要为浅海沉积区,成为全球最重要的油气田赋存区。

在早白垩世中期到古新世末期(135~52 Ma)的构造阶段内,以古新世末期为构造事件的高潮。在亚洲大陆上,白垩纪与古新世地层之间基本上都是连续沉积的,没有发生什么构造事件;两者之间的沉积间断与微玻璃陨石撞击事件主要表现在大西洋的深处。墨西哥尤坎塔半岛白垩纪末期的陨击坑,对生物灾变影响可能很大,但是没有对板块的运移发生什么重大的影响<sup>[5,6,38]</sup>。白垩纪—古新世的许多板块的向北运移导致班公错—怒江—曼德拉—巴里散<sup>[35]</sup>,高加索—厄尔布尔士(41),安纳托利亚—德黑兰(42),扎格罗斯—喀布尔(44),阿曼(47)和东加里曼丹—苏禄(52)等碰撞带的形成。由于印度板块(40)运移速度显著地大于澳大利亚板块(71),遂使 90°E 海岭以东地区、班公—怒江—曼德拉—巴里散碰撞带(35)的东段转成近南北向,使该地段明显地具有右行走滑的特征;同时在大洋盆地内形成了受右行走滑断层控制的 90°E 海岭。在此海岭上的大洋钻探揭示了洋底玄武岩的同位素年龄北老南新、有规律地逐渐变化<sup>[5,6,35]</sup>。也由于上述板块运移作用的影响。在亚洲东部地区,白垩纪红色岩系内广泛发育了较宽缓的走向 WNW—ESE 的板内褶皱。早白垩世最大主压应力方向以 NNE—SSW 向为主,中白垩世为 NE—SW 向,晚白垩世则为 ENE 向。白垩纪的差应力值,西藏阿里达 183 MPa,在秦岭一带为 140 MPa 左右,而在华北与东部地区仅为 100~90 MPa,明显地表现为西南地区作用力强,而东北地区作用力较弱的特征。在亚洲大陆东部由于侏罗纪以来存在特殊的岩石圈结构,构造岩浆活动也较强,在区域 NNE 或 NE 向最大主压应力的控制下,中国大陆东部形成了许多重要的 NNE 或 NE 向分布的、受板内张裂带控制的内生金属矿床或矿田<sup>[5,6]</sup>,形成的大型矿床数量也约占中国总数的四分之一左右。

白垩纪另一重要构造事件,即由于太平洋板块

(67)迅速地由南半球扩张到北半球,使西太平洋地区的亚洲大陆与太平洋之间发生显著的左行走滑断裂活动,开始形成西太平洋边缘的沟弧体系,其典型代表就是日本中央构造线(61)的左行走滑断裂活动与锡霍特—阿林沟弧带(57)的形成。

在始新世—渐新世末期(52~23Ma),印度板块与欧亚大陆之间的碰撞作用主要表现在雅鲁藏布江—密支那(37)碰撞带。根据洋壳最后消失的年龄在渐新世中晚期(34 Ma<sup>[39,40]</sup>),其陆陆碰撞作用的起始时间就应该在此时期之后;而在此之前则为具有大洋性质的印度板块在向欧亚大陆俯冲。在俯冲—碰撞阶段内,青藏南部地区保持着较强的近SE向缩短作用,形成强烈的构造—岩浆活动。几乎与此同时,太平洋板块的运移方向发生突然的变化,由原来朝NNW向运动,转为朝WNW向运动,可能与此时的加勒比—东亚微玻璃陨石的斜向撞击事件有关<sup>[5,6,41]</sup>,以致在太平洋板块与欧亚大陆之间形成一系列的沟弧系:即阿留申—堪察加—千岛—日本东北(59),本州南—四国南—琉球(62),以及太平洋板块(67)与菲律宾海板块(65)之间的伊豆—小笠原—马里亚纳(IBM, 66)沟弧系。这些沟弧系可一直延续至今,仍在活动之中。伊豆—小笠原—马里亚纳(66)沟弧系的西侧还派生了弧后张裂带,形成了菲律宾海板块的雏形(65)。与此同时,还使亚洲东部地区受到了近东西向挤压作用派生了一系列的板内变形,形成一些轴向NNE的褶皱(如大庆油田的长垣构造),使NE向的断层(如郯庐断裂北段)转变成右行走滑断层,并由此控制了辽河东部油田雁行式背斜油储的形成;而NW向的断层则变成断距很大的左行走滑断层(如红河断层);近SN向的断层受到近东西向的挤压,就转变为高角度逆断层(如郯庐断裂中段)。原有的WNW向断层则呈现为张剪性,成为油气向上运移或聚集的重要部位(如胜利油田、辽河西部油田以及大港滨海区的油气田)。始新世—渐新世末期的构造作用明显地表现为东强西弱、差应力值一般在70 MPa左右,而青藏高原则较强,差应力值在82~100 MPa左右。中国西北部地区(新疆地区)受此期构造作用的影响相当微弱,仅能在软弱地层内形成一些十分宽缓的、轴向近南北的褶皱<sup>[5,6]</sup>。始新世—渐新世末期的近东西向构造挤压作用还控制了北美塘—兰坪—思茅地块(金沙江与澜沧江之间)形成超大型铜、铅、锌多金属矿带。

新近纪—早更新世(23~0.78 Ma)形成的碰撞带在亚洲大陆的主体部分有:喜马拉雅南侧主边界断层(39),扎格罗斯—喀布尔(44),托罗斯(45),阿拉干—巽它(50),北新几内亚(55)等碰撞增生带,它们以向北汇聚为主要趋势,最终拼接成了现代的亚洲大陆板块,它们都是在老断层与地块边界的基础上形成碰撞带的,因而碰撞带与主断层的走向变化较多,但是基本运动方向都是比较一致的,均以向北运移为主。在中国西南部地区差应力值平均达92.6 MPa,而中国北部与东部地区仅为21.5 MPa左右<sup>[5,9]</sup>。此时,印度板块(40)(90°E海岭以西)保持较快的向北运移速度,约5 cm/a,而澳大利亚板块则只有2~3 cm/a。因而,在印度板块正北方的青藏地区受到较强烈的南北向缩短,构造—岩浆活动强烈;而在澳大利亚板块正北方向的东南亚与中国东部地区则只有微弱的构造变形,主要表现为在近SN向先存断层附近显示了较弱的、近EW向的张裂作用和玄武岩的喷溢或侵入<sup>[5,6,12]</sup>。同样由于板块向北运移速度的不同,阿拉干—巽它沟弧系(50)的北段和扎格罗斯—喀布尔碰撞带(44)的东段(阿富汗—西巴基斯坦)都转成近SN向;而扎格罗斯碰撞带(44)的西段则转成NW走向。与此相类似,在非洲板块(72)与阿拉伯板块(46)之间,由于朝北运移速度的不同,利用原有地块的边界,形成了走向NNW或NNE向的张裂带—红海—死海裂谷带(48),更由于非洲板块(72)向北运移速度略大于阿拉伯板块,致使死海—亚喀巴断裂显示了较明显的右行走滑活动特征。新近纪—早更新世的板内变形控制了中国东部沿海地区与西亚地区大型油气田的储油气构造,也在冈底斯地块形成了中国规模最大的铜金矿带。

新近纪以来,太平洋板块进一步向NW方向的运移,使菲律宾海板块在朝WNW向挤压作用下、派生了近NNE—SSW向的张裂,同时使四国—琉球(62)和菲律宾—马鲁古(64)沟弧系进一步增强俯冲活动。从古近纪开始形成的台东俯冲带,在新近纪则由于断层面变成几乎直立,在上述作用下使台东纵谷(63)表现为左行走滑断层、并略带张裂的特征。日本海与南海的张裂与洋壳出露均为此构造阶段的产物,而不是太平洋板块与菲律宾海板块俯冲作用所造成的所谓的“弧后盆地”<sup>[5,6,42~44]</sup>。

至于,现今(中更新世以来)构造活动的特征,虽然各个大洋板块基本上延续了新近纪以来的活动方

式,基本运动方向没有显著变化,但是在强度上和运移速度上还是存在明显变化的,恰恰是这些微小的变化对于形成现代的火山与灾害性地震产生重大的影响。

亚洲大陆各地区的最大主压应力方向与应力作用的大小(差应力值)均受周边各大洋板块的继续俯冲、挤压作用的影响。东北亚地区受太平洋板块俯冲作用的影响,板内最大主压应力方向为NE-ENE,在东亚的北部地区差应力值一般仅在12~22 MPa之间;东亚地区中部受太平洋板块和菲律宾海板块俯冲作用的共同影响,板内最大主压应力方向为近东西向;在华南、南海与菲律宾地区则主要受菲律宾海板块挤压与俯冲作用的影响,其主应力方向逐渐转为NW-SE向或近东西向,其差应力值可达22~40 MPa,可明显地大于华北地区<sup>[5,6]</sup>;在马来亚半岛—印度尼西亚一带,受澳大利亚板块朝NE或NS向俯冲作用的影响,形成阿拉干—巽它弧形俯冲带,板内最大主压应力方向为NE或NS向<sup>[12]</sup>;而在南亚—阿拉伯地区,也即90°E海岭以西地区则均以近南北向为主。

## 5 构造域

为了便于归纳,笔者将结晶基底形成时代相近或构造演化的部位比较接近、关系较密切的一些构造单元合并为构造域。同一构造域的构造单元,既包括板块或地块,也包括相邻的碰撞增生带。本研究对亚洲大陆及其周邻地区,共划分了6个构造域以及67个构造单元(另有5个构造单元是亚洲周边的板块)。本文构造单元的编号与亚洲大地构造图(图1)上所示的均为一致,它们为:

### 一、亲西伯利亚构造域(Peri-Siberian Tectonic Domain)

- (1) 西伯利亚板块(1850 Ma);
- (2) 东西伯利亚海南缘侏罗纪碰撞带(200~135 Ma);
- (3) 维尔霍扬斯克—楚科奇侏罗纪碰撞增生带(200~135 Ma);
- (4) 科累马—奥莫隆板块(800 Ma);
- (5) 外贝加尔(或蒙古—鄂霍次克)侏罗纪碰撞增生带(140 Ma)。

### 二、中亚—蒙古构造域(Mid-Asia-Mongolian Tectonic Domain)

- (6) 阿尔泰—中蒙古—海拉尔早古生代碰撞增生带(500~397 Ma);
- (7) 卡拉干达—吉尔吉斯早古生代碰撞增生带(500~397

- Ma);
  - (8) 土兰—卡拉库姆板块(400 Ma);
  - (9) 西天山晚古生代碰撞增生带(360~260 Ma);
  - (10) 巴尔喀什—天山—兴安岭晚古生代碰撞增生带(360~260 Ma);
  - (11) 准噶尔地块(1800 Ma);
  - (12) 乌拉尔晚古生代碰撞增生带(360~260 Ma);
  - (13) 完达山侏罗纪碰撞带(200~135 Ma)。
- ### 三、亲中朝构造域(Peri-Sino-Korean Tectonic Domain)
- (14) 中朝板块(1800 Ma);
  - (15) 贺兰山—六盘山晚古生代碰撞带;
  - (16) 阿拉善—敦煌地块(1800 Ma);
  - (17) 祁连山早古生代(543~397 Ma)碰撞增生带;
  - (18) 柴达木地块(1800 Ma);
  - (19) 阿尔金早古生代左行走滑—碰撞带(543~397 Ma);
  - (20) 塔里木地块(1800 Ma);
  - (21) 塔中新元古代(800 Ma)碰撞带。
- ### 四、亲扬子构造域(Peri-Yangtze Tectonic Domain)
- (22) 扬子—西南日本板块(800 Ma);
  - (23) 皖南—赣东北—雪峰山—滇东新元古代碰撞带(800 Ma);
  - (24) 秦岭—大别—胶南—飞驒外带三叠纪(250~210 Ma)碰撞增生带;
  - (25) 绍兴—十万大山中三叠世(240~228 Ma)碰撞带;
  - (26) 华夏板块(400 Ma);
  - (27) 东兴都库什—北羌塘—印度支那板块(800 Ma);
  - (28) 中国南海新生代断陷盆地;
  - (29) 巴拉望—沙捞越—曾母暗沙地块;
  - (30) 西兴都库什—帕米尔—西昆仑晚古生代—三叠纪碰撞增生带(360~200 Ma);
  - (31) 金沙江—红河三叠纪碰撞带(250~200 Ma);
- ### 五、冈瓦纳构造域(Gondwana Tectonic Domain)
- (32) 双湖三叠纪(250~210 Ma)碰撞带;
  - (33) 昌宁—孟连—清莱—中马来亚三叠纪(250~210 Ma)碰撞带;
  - (34) 南羌塘—中缅甸苏板块(500 Ma);
  - (35) 班公错—怒江—曼德勒—普吉—巴里散北缘白垩纪碰撞带(100~65 Ma);
  - (36) 冈底斯板块(500 Ma);
  - (37) 雅鲁藏布—密支那古近纪碰撞带;
  - (38) 喜马拉雅地块(500 Ma);
  - (39) 喜马拉雅南缘主边界逆掩断层(新近纪以来);
  - (40) 印度板块(500 Ma);
  - (41) 高加索—厄尔布尔士晚古生代与晚侏罗世碰撞增生带;
  - (42) 安纳托利亚—德黑兰中白垩世—古新世碰撞带(100~52 Ma);

- (43)土耳其—伊朗—阿富汗板块(500 Ma);
- (44)扎格斯—喀布尔碰撞增生带(白垩纪以来);
- (45)托罗斯碰撞增生带(新近纪以来);
- (46)阿拉伯板块(500 Ma);
- (47)阿曼白垩纪碰撞增生带;
- (48)红海裂谷带(新近纪以来);
- (49)西缅甸(勃固山—仰光)板块(500 Ma);
- (50)阿拉干—巽它新生代俯冲—岛弧带;
- (51)巽它板块(500 Ma);
- (52)东加里曼丹—苏禄群岛白垩纪碰撞增生带;
- (53)苏拉威西海地块(500 Ma);
- (54)东爪哇地块(500 Ma);
- (55)北新几内亚岛弧带。

六、西太平洋构造域 (Western Pacific Tectonic Domain)

- (56)白令海盆(侏罗纪—古近纪);
- (57)锡霍特—阿林—科里亚克白垩纪碰撞增生带(130~120 Ma);

- (58)鄂霍次克板块(800 Ma);
- (59)阿留申—勘察加半岛—千岛群岛—库页岛—日本东北部新生代俯冲—岛弧带(40 Ma -);

- (60)日本海新近纪(23 Ma -)断陷盆地;
- (61)日本中央构造线(白垩纪左行走滑断层带);
- (62)本州南部—四国南部—琉球新近纪俯冲—岛弧带;
- (63)台东纵谷新近纪以来左行走滑断层;
- (64)菲律宾—马鲁古新生代双俯冲—岛弧带;
- (65)菲律宾海板块(古近纪以来洋壳张裂);
- (66)伊豆—小笠原—马里亚纳新生代俯冲与岛弧带

- (IBM);
- (67)东亚大陆岩石圈与陆壳洋幔型岩石圈界线(鄂霍次克—大兴安岭西—山西中部—武陵山—滇东—泰国达府—线)。

七、亚洲以外地区的板块 (outside of Asian plates)

- (68)太平洋板块(侏罗纪以来);
- (69)波罗的板块(1900 Ma);
- (70)北美板块(1900 Ma);
- (71)澳大利亚板块(500 Ma);
- (72)非洲板块(500 Ma)。

有关各构造域内各个构造单元的具体的演化特征,将在专著中另行详述。

## 6 结束语

本文概述了亚洲大陆板块的形成及其主要特征,碰撞带的形成与板块运动的主要演化特征。笔者强调了运用现代板块构造学说的时空演化的观点来认识亚洲大陆岩石圈构造的形成与演化。这样才有利于正确地认识大地构造的演化与区划,并有利于

掌握区域成矿规律,并争取能对进一步的找矿勘探工作起到一定的指导作用。

如果采用“固定论”的观点,或“大固定、小活动”观点来阐述大地构造的演化,看来是欠妥的,也是与现有实际资料不吻合的。对于板块构造学说,也不能抱着一成不变的态度来对待,应该采用近年来最新的研究成果来丰富、充实和发展板块构造学说。然而,至今还没有任何资料能推翻板块构造学说的基本结论,因而想要“超越”板块构造学说,就现在来看,尚为时过早。

应该说明的是,在中元古代以前结晶地块内也曾多次发生过汇聚与碰撞作用,但是鉴于露头较少,资料不足,研究程度不够,在最后构成统一结晶基底之前的多次大面积的碰撞作用及其特征,本文暂不讨论,可留待今后进一步深入研讨之。

所有的板块或地块,在原始陆核形成过程中各种元素的富集程度是不相等的,所以在后来各个地质时期源自岩石圈内部的内生矿床就都有其特殊的种类。掌握住每个板块或地块的特殊的地球化学特征,就可有目的地进行某种内生矿床的勘查。而外生矿床的形成则主要在盆地内受沉积时的源区物质、气候与地理环境等因素的控制。应该说,各板块或地块有用元素相对富集的特征,可控制并决定了成矿作用有用元素的种类,而后期不同阶段的构造作用与板内变形则可影响矿床的成矿类型及其空间分布特征。至于增生碰撞带的元素富集特征,就比较复杂,它既是两盘岩石圈板块物质组成的混合,也受碰撞过程中深部和原来古大洋物质组成的影响。要研究它们的元素富集规律,影响因素较多,需要做更为

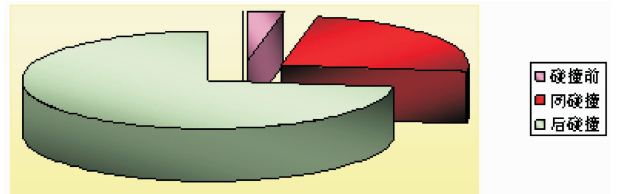


图 2 内生金属矿床成矿期与碰撞、俯冲期的关系 (笔者统计了亚洲大陆 136 个大型或超大型内生金属矿床或矿田的成矿期,认识到:前碰撞期为 4 个;同碰撞期,包括同结晶基底形成时期和同俯冲期为 33 个;后碰撞期,包括板内变形期为 99 个)

Fig.2 The relationship between metallogenic periods and collision and subduction periods

(The author's statistics of the ore-forming periods of 136 large or superlarge endogenic metallic deposits show that there existed 4 pre-collision periods, 33 syn-collision periods (including crystalline basement formation periods and syn-subduction periods), and 99 post-collision periods (including intraplate deformation periods)

细致的研究工作才行。

还应该指出:大地构造单元的划分对于认识区域成矿作用尽管有一点帮助,但是仅用此构造单元划分图,加上矿床分布资料是很难对进一步找矿工作有指导意义的。因为成矿作用不仅与构造单元有关,更受成矿时的构造作用所控制。尤其应该注意的是,大多数矿床是在碰撞作用发生之后或在板内变形阶段所形成的(图2)。因而,还必须深入研究在结晶基底形成之后、俯冲之后与碰撞带形成之后,各个成矿期的构造应力场及其对成矿作用的影响,它们对于成矿作用的类型、形成过程及其赋存部位具有重要的意义。有关这方面的问题,笔者将进一步深入研究,并另行撰写相关的专著。

**感谢:**中国地质大学(北京)刘湘南教授与他的研究生刘达,用ArcGIS软件帮助作者绘制了亚洲大地构造区划图,特此感谢他们的辛勤劳动与耐心细致的制作。中国地质科学院地质研究所李廷栋院士、刘训研究员及其研究集体,矿产资源研究所裴荣富院士及其研究集体,中国科学院地质与地球物理研究所张继恩副研究员,吉林大学葛肖虹教授,中国地质大学(北京)构造地质教研室的刘少峰、张长厚、余心起、王瑜和李亚林等教授对本项研究工作给予了很大的帮助,提出了很多宝贵的意见与建议,特此一并致谢。

## 参考文献(References):

- [1] 李春昱,王荃,刘雪亚,等. 亚洲大地构造图(1:8 000 000),附说明书[M]. 北京:地图出版社,1982:1-45.  
Li Chunyu, Wang Quan, Liu Xueya, et al. Tectonic Map of Asia (1: 8 000 000) and Its Specialties [M]. Beijing: SinoMaps, 1982: 1-49(in Chinese with English explanatory).
- [2] 中国地质科学院. 亚洲地质图[M]. 北京:地图出版社,1980.  
Chinese Academy of Geology. Asian Geological Map [M]. Beijing: SinoMaps, 1980 (in Chinese).
- [3] Petrov O, Leonov Y, Li T D, et al. Tectonic Zoning of Central Asia and Adjacent Areas (1: 20 000 000) [M]//Atlas of Geological Maps of Central Asia and Adjacent Areas (1:2 500 000). VSEGEI Cartographic Factory, 2008.
- [4] Pubellier M. Structural Map of Eastern Eurasia (1:12 500 000) [M]. Paris:CGMW. 2008.
- [5] 万天丰. 中国大地构造学[M]. 北京:地质出版社,2011:1-497.  
Wan Tianfeng. The Tectonics of China [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2011: 1-497(in Chinese).
- [6] Wan Tianfeng. The Tectonics of China-Data, Maps and Evolution [M]. Beijing, Dordrecht Heidelberg, London and New York: Springer and Higher Education Press, 2011: 1-501.
- [7] Karsakov L P, Zhao C J, Malyshev Y, et al., Tectonics, Deep Structure, Metallogeny of the Central Asian-Pacific Belts Junction Area (Explanatory Notes to the Tectonic Map Scale of 1:1 500 000) [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2008: 1-213.
- [8] Lan Chinying, Chung S L, Long T V, et al. Geochemical and Sr-Nd isotopic constraints from the Kontum massif, central Vietnam on the crustal evolution of the Indochina block [J]. Precambrian Research, 2003, 122: 7-27(www.elsevier.com/locate/precamres).
- [9] 陈永清,刘俊来,冯庆来,等. 东南亚中南半岛地质及与花岗岩有关的矿床[M]. 北京:地质出版社,2010:1-192.  
Chen Yongqin, Liu Junlai, Feng Qinglai, et al. Geology and Ore Deposits Associated with Granites in Indo-China Peninsula of Southeastern Asia [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2010: 1-192 (in Chinese with English contents).
- [10] Ridd M F, Barber A J, Crow M J. The Geology of Thailand [M]. London: The Geology Society, 2011: 1-626.
- [11] Hutchison C S, Tan D N K (eds.). Geology of Peninsular Malaysia [M]. Kuala Lumpur: Murphy, The University of Malaya and The Geological Society of Malaysia, 2009: 1-479.
- [12] Hall R, Cottam MA & Wilson M E J (eds.). The SE Asian Gateway: History and Tectonics of Australia-Asia Collision [M]. Geological Society of London Special Publication 355, 2011: 1-381.
- [13] Smyth H R, Hamilton P J, Hall R, et al. The deep crust beneath island arcs: Inherited zircons reveal a Gondwana continental fragment beneath East Java, Indonesia [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2007, 258: 269-282(www.sciencedirect.com).
- [14] 马丽芳(主编). 中国地质图集[M]. 北京:地质出版社,2002(电子版:2004).  
Ma L F (Chief editor). The Atlas of Geology in China [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2002 (Electric Edition, 2004) (in Chinese).
- [15] 中国地质科学院地质研究所. 中国地质图(1:4 000 000,第二版) [M]. 北京:地质出版社,2004.  
Institute of Geology, Academy of Geological Science of China. Geological Map of China (1:4 000 000, 2nd Edition, in Chinese) [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2004 (in Chinese).
- [16] 中国地质调查局. 中华人民共和国地质图(1:2 500 000,附说明书240页)[M]. 北京:中国地图出版社,2004.  
Geological Survey of China. The Geological Map of People's Republic of China (1:2 500 000, With Explanenation)[M]. Beijing: SinoMaps, 2004(in Chinese with English Abstract).
- [17] 李廷栋(中国主编), Uzhkenov B S, Mazorov A K (哈萨克斯坦主编), Kim B C (韩国主编), Tomurtogoo O(蒙古主编), Petrov G V, Strelnikov S I (俄罗斯主编). 亚洲中部及邻区地质图(1:2 500 000) [M]. 北京:地质出版社,2008.  
Li Tingdong (China), Uzhkenov B S, Mazorov A K (Kazakhstan), Kim B C (Korea), Tomurtogoo O (Monoglia), Petrov G V, Strelnikov S I (Russia). Atlas of Geological Map of Central Asia and adjacent areas (1:2 500 000) [M]. Beijing: Geological

- Publishing House, 2008.
- [18] 李廷栋, 陈炳蔚, 戴维声, 等. 青藏高原及邻区大地构造图 (1:3 500 000)//李廷栋等, 青藏高原地质图系[M]. 广州: 广东科技出版社, 2010.
- Li Tingdong, Chen Bingwei, Geng S F, Tectonic Map of the Qinghai-Tibet Plateau and Adjacent Areas (1:3 500 000). In Li Tingdong, Chen Bingwei, Dei Weisheng et al., Geological Atlas of Qinghai-Tibet Plateau [M]. Guangzhou: Guangdong Science & Technology Press, LTD, 2010 (in Chinese).
- [19] 苗培实, 周显强. 全球构造体系图 (1:2500 万, 说明书 41 页, 附英文摘要)[M]. 北京: 地震出版社, 2010.
- Miao Peishi, Zhou Xianqiang. The Global Tectonic Systems Map (1:25 000 000, with a English summary of the explanatory notes) [M]. Beijing: Siesmological Press, 2010; 1-41.
- [20] 商岳南, 康永尚, 岳来群, 等. 东亚地区区域构造演化与构造域划分[J]. 地质力学学报, 2011, 17 (3):211-222.
- Shan Yuenan, Kang Y ongshang, Yue Laiqun, et al. Regional tectonic evolution and tectonic domains in Eastern Asia [J]. Journal of Geomechanics, 2011, 17 (3):211-222 (in Chinese with English abstract).
- [21] 刘训, 李廷栋, 耿树方, 等. 中国大地构造区划及若干问题[J]. 地质通报, 2012, 31 (7):1024-1034.
- Liu Xun, Li Tingdong, Geng Shufang, et al. Geotectonic division of China and some related problems [J]. Geological Bulletin of China, 2012, 31 (7):1024-1034 (in Chinese).
- [22] Rogers J J W, Santosh M, Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent [J]. Gondwana Research, 2002, 5 (1):5-22.
- [23] Rogers J J W, Santosh M, Tectonics and surface effects of the supercontinent Columbia [J]. Gondwana Research, 2009, 15:373-380.
- [24] 侯贵廷. 华北基性岩墙群[M]. 北京: 科学出版社, 2012:1-177.
- Hou Guiting. Mafic Dyke Swarms of North China [M]. Beijing: Science Press, 2012:1-177(in Chinese).
- [25] Faure M, Shu L S, Wang B, et al. Intracontinental subduction: A possible mechanism for the Early Paleozoic Orogen of SE China[J]. Terra Nova, 2009, 21(5):360-368(9).
- [26] Wan Tianfeng, Zhu Hong. Chinese continental blocks in global paleocontinental reconstructions during the Paleozoic and Mesozoic [J]. Acta Geologica Sinica, 2011, 85 (3):581-597.
- [27] Khramov A N, Petrova G N, Peckersky D M. Paleomagnetism of Soviet Union [C]//McElhinny M W, Valencio D A (eds.). Paleoconstruction of the Continents, Geodynamic Series. Boulder, Colorado: Geological Society of America. 1981:177-194.
- [28] 高振家, 吴绍祖. 新疆塔里木古陆的构造发展 [J]. 科学通报, 1983, 28 (23):1448-1450.
- Gao Zengjia, Wu Shaozu. Tectonic evolution of Tarim ancient block of Xinjiang [J]. Science Bulletin, 1983, 28 (23):1448- 1450 (in Chinese).
- [29] 王云山, 陈基娘. 青海省及毗邻地区变质质地带与变质作用[M]. 中华人民共和国地质矿产部地质专报第 6 号. 北京: 地质出版社, 1987.
- Wang Yunshan, Chen Jiniang. Metamorphic Belts and Metamorphism of Qinghai Province and Adjacent Areas [M]. Geological Memoirs. No.6. Beijing: Geological Publishing House, 1987 (in Chinese).
- [30] 葛肖虹, 刘俊来. 被肢解的“西域克拉通” [J]. 岩石学报, 2000, 16 (1):59-66.
- Ge Xiaohong, Liu Junlai. Be broken “Xiyu Craton” [J]. Acta Petrologica Sinica, 2000, 16 (1):59-66 (in Chinese).
- [31] Khramov A N, Petrova G N, Peckersky D M. Paleomagnetism of Soviet Union [C]//McElhinny M W, Valencio D A (eds.). Paleoconstruction of the Continents, Geodynamic Series. Boulder, Colorado: Geological Society of America, 1981:177-194.
- [32] Buslov M M, Watanabe T, Fujiwara Y, et al. Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: Tectonic pattern and model of formation [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2004, 23:655-671.
- [33] 李锦轶, 王克卓, 李文铅, 等. 东天山晚古生代以来大地构造与矿产勘查[J]. 新疆地质, 2002, 20(4):295-301.
- Li Jinyi, Wang Kezhao, Li Wenqian, et al. Tectonic evolution since the Late Paleozoic and mineral prospecting in Eastern Tianshan Mountains, NW China [J]. Geology of Xinjiang, 2002, 20(4):295-301(in Chinese with English abstract).
- [34] 谢家荣. 中国之矿产时代及矿产区域[J]. 地质评论, 1936, 1(3):363-380.
- Xie Jiarong. The formation age and distribution area of Chinese mineral resources [J]. Geological Review, 1936, 1(3):363-380 (in Chinese).
- [35] Condie K C, Mantle Plumes and Their Record in Earth History [M]. New York: Cambridge University Press, 2001, 1-306.
- [36] Moore G W, Mesozoic and Cenozoic paleogeographic development of the Pacific region [J]. Abstract, 28th International Geological Congress, Washington D C, USA. 1989, 2- 455-456.
- [37] 李四光. 东亚一些构造型式及其对大陆运动问题的意义 [J]. 1929. (重印于: 地质力学方法, 北京: 地质出版社, 1976:65-112).
- Li Siguang (Lee J S). Some characteristic structural types in Eastern Asia and their bearing upon the problem of continental movement [J]. Geological Magazine, 1929, 96 (782): 358-375; (784): 457-473; (785): 501-526 (Reprinted in Geological Mechanics Methods (in Chinese), Beijing: Science Press, 1976, 65-112).
- [38] Storey B C. The role of mantle plumes in continental breakup: Case histories from Gondwanaland [J]. Nature, 1995, 377:301-308.
- [39] Wang C S, Li X H, Hu X M, et al. Latest marine horizon north of Qomolangma (Mt. Everest): Implications for closure of Tethys seaway and collision tectonics [J]. Terra Nova, 2002, 14:114-120.
- [40] Aitchison J C, Jason R A, Davis A M. When and where did India and Asia collide? [J]. J. G. R., 2007, 112: B05423.
- [41] Wan Tianfeng, Yin Yanhong, Zhang Changhou. On the extraterrestrial impact and plate tectonic dynamics: A possible interpretation [J]. Proceedings of 30th International Geological

- Congress, 1997, 26:87-95,VSP.
- [42] Tamaki K, Suyehiro K, Allan J, et al. Tectonic synthesis and implications of Japan Sea ODP drilling [J]. Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results, 1992, 127-128:1333-1348.
- [43] Yoon S. Tectonic history of the Japan Sea region and its implications for the formation of the Japan Sea [J]. Journal of Himalayan Geology, 2001, 22 (1):153-184.
- [44] 刘昭蜀. 南海地质[M]. 北京:科学出版社, 2002:1-502.
- Liu Zhaoshu. The Geology of South China Sea [M]. Beijing: Science Press, 2002:1-502(in Chinese).

## A New Asian Tectonic Unit Map

WAN Tian-feng

(China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

**Abstract:** Based on abundant geological, geochemical and geophysical data of Asian continent, the author compiled a new Asian tectonic unit map, determined the principle of division, and divided Asian continent into six tectonic domains as well as sixty-seven plates (or blocks) and accretion collision zones (or collision zones), and then compiled the tectonic unit map. The plates or blocks of Asian continent were mainly formed at about 1800 Ma, 800 Ma, 500 Ma and 400 Ma, which were the periods to form the unified crystallization basement. There existed quite a few formation periods of collision zones or collision accretion zones, which occurred in 800 Ma, 397 Ma, 345~260 Ma, 200 Ma, 135 Ma, 52 Ma and 23 Ma respectively; in addition, subduction zones have been formed since 23 Ma. With abundant data on geological activities since Paleozoic, this paper discusses roughly the plate migration as well as the formation of intraplate deformation and collision zones during that period. The author has paid special attention to the intraplate deformations of that period, which made many great influences on types, processes and occurrence positions of metallization.

**Key words:** tectonic unit; tectonic domain; plate; accretion collision zone, intraplate deformation

---

**About the author:** WAN Tian-feng, male, born in 1938, professor, mainly engages in the study and teaching of tectonics and applied structural geology; E-mail: wan-tianfeng@163.com.