

中国板块构造的轮廓

李春昱¹⁾

一 前言

中国大地构造研究已有数十年历史。早在四十年代中期黄汲清发表了“中国主要地质构造单位”^[1],其后又有各种不同学术观点的中国大地构造文献问世。但从板块构造观点研究中国大地构造则开展的很晚,不过为近数年间之事。中国幅员广大,地质构造复杂,以往的地质资料又缺乏有关板块构造的记载,因而现在要论述全国的板块构造,很感资料不足。这里只能讲一个大致轮廓,有些地方也还只是一些设想。

首先谈几点对板块构造概念的认识。地槽是地块(Massif)边缘的沉积带,以大陆壳为基底的是冒地槽;以大洋壳为基底、有火山活动的为优地槽。大陆和其边缘的地槽以及大洋壳可以同属于一个板块,也可以分属于两个板块。在大陆边缘地槽中常有一些岛屿,是大陆分裂出来的碎块,构成中间地块(Median massif)。米契尔和瑞丁^[1,2]根据地槽所在位置,划分为大西洋型、安第斯型与岛弧型及日本海亚型。但总的说来都位于地块的边缘。

由于板块的移动,地槽沉积带受到挤压,发生褶皱和断裂,进而形成俯冲(Subduction)或逆冲(Obduction)。在地块边缘可以发生多次俯冲。我国许多板块接触线是属于这样形成的俯冲带。由于俯冲带进入地幔后逐渐消亡,所以也称之为消亡带、消减带等。另一种接触线是由于两个分离的板块相向移动以致遇合碰撞,碰撞时可能是一个板块的边缘俯冲于另一个板块之下,也可能是大洋壳分别俯冲于两个板块之下。这样

的构造线我们称之为缝合线(Suture)。

我们研究中国板块构造以显生宙为主,因此,将前寒武纪地层以及岩浆岩都作为基底处理。划分板块接触线的依据主要是:深大断裂、地层分区、蛇绿岩带、混杂堆积、双变质带,有时也考虑到地震资料。两个板块之间最新蛇绿岩带的位置代表两个板块之间缝合线的位置。由于板块构造的地质现象,常受到后期构造和岩浆活动的破坏,时代愈老保存的愈少。但我们相信板块构造在前寒武纪、至少晚元古代也是存在的。现在我国也有人前寒武纪板块构造进行探索,而且在有些地区、特别是地台区,晚期前寒武纪与显生宙之间没有明显的构造变动,因此本文对前寒武纪构造活动,也有所涉及。

二 中国板块构造格局和中国古板块的划分

从显生宙以来的构造发展来看,中国及其邻区可以划分四个古板块。它们是:中国板块,包括其南北边缘地槽,位于中间;北为西伯利亚板块,包括其南部边缘的安加拉—蒙古地槽;西南印度板块,包括其北部边缘的南特提斯地槽;东南太平洋板块。四个板块分别以东准噶尔—贺根山、雅鲁藏布江—印度河及台湾大纵谷(东台湾裂谷)三条缝合线为其接触界线。

中国板块以塔里木—中朝地块为核心,横亘东西。它是由太古代、元古代变质岩以及地台型沉积岩所组成的古老地盾或地台。

1) 本文系集体写作,一、二、三(二)李春昱执笔,三(一)王荃执笔,三(三)张之孟执笔,三(四)刘雪亚执笔。

地块的北缘是天山—内蒙—兴安地槽。在这个地带发生了一系列古生代俯冲带以及缝合线。黑龙江省最东部那丹哈达岭是一个南北向地槽带，东与苏联的锡霍特地槽相连。它是在华力西褶皱带的基础上于中生代形成的。在中生代中期，沿地槽西侧那丹哈达岭断裂带④¹⁾向西俯冲于华力西褶皱带以下。

塔里木—中朝地块的南缘，西起帕米尔，向东经昆仑山、阿尔金山、祁连山以至秦岭，在古生代以至早期中生代是一个广阔的海域，我们称之为秦祁昆地槽。地槽里有柴达木地块、中祁连隆起，以及“淮阳地盾”等微型古陆。在地槽里由北而南沉积了早、晚古生代和早中生代地层，并形成了一系列俯冲带及相应的褶皱带。

昆仑—秦岭以南直至喜马拉雅山麓，在中生代受到广泛的海侵。雅鲁藏布江以北为属于中国板块的北特提斯地槽，以南是属于印度板块的南特提斯地槽。唐古拉山是一个古生代晚期新生成的中间地块。由北而南先后构成了青藏及滇西俯冲带和雅鲁藏布江—印度河缝合线。

扬子地块是一个以前震旦系为基底的准地台，它可能是一个单独的板块。但它和塔里木—中朝地块之间未见到比较发育的蛇绿岩带以及明显的缝合线迹象。地块西部覆盖着古生代及中生代地台型沉积，中部江南古陆是前震旦纪地盾，东南部是早古生代冒地槽。丽水—海丰断裂带③²⁾可能代表一个古生代中期的俯冲带。华南加里东褶皱系是这个构造运动的产物。东南沿海各省广泛分布的中生代中酸性侵入岩及火山岩，我们认为在其东南侧可能有一个向西的俯冲带，位于台湾以东的太平洋中。扬子地块西北边缘和北部边缘是龙门山及大巴山大断裂，与地槽褶皱带成一个显著的分界，可能也是一个俯冲带。

郯城—庐江大断裂①¹⁾是我国东部的一个平移大断裂，纵贯了扬子地块北部、秦岭褶皱带、中朝地块以及内蒙—兴安褶皱带，延长2000多公里，东侧向北推移，从板块构造观点看，可能是一个转换断层。在古生代至中生代，当秦岭地槽褶皱俯冲时，东侧向北错断。朝鲜中部临津江拗陷带可能与秦岭褶皱带是相当的。

三 中国各区板块构造概况

(一) 天山—内蒙—兴安地槽构造带

塔里木—中朝地块以北地区，在古生代是介于西伯利亚和塔里木—中朝二地块之间的海洋盆地。据古地磁资料，粗略估计其宽度约在四千公里以上^[11]。其在中国部分为内蒙兴安褶皱系^[9]。

展布于大兴安岭西北侧的德尔布干深断裂②²⁾，沿克鲁伦河西延至蒙古中部。在大兴安岭虽为广泛分布的侏罗、白垩系掩盖，但在蒙古则已经确定它是一条古生代早期的板块俯冲带^[13]。深断裂西北侧的基底由上元古界和下寒武统的变质岩构成，其上为泥盆系不整合覆盖。阿尔泰山南麓额尔齐斯深断裂推测为一早古生代晚期向北俯冲的板块消减带。阿尔泰山主脊的奥陶、志留系随着广泛的中—酸性岩浆活动在一部分地区发生高温变质，形成含有红柱石和硅线石等标型矿物的高温低压变质带。含有岛弧型钙碱性火山岩的泥盆系不整合于奥陶、志留系之上。应当指出，德尔布干和额尔齐斯虽然同为早古生代的俯冲带，但二者并不相连，而且在时代上也有先后之分。西准噶尔是一古生代优地槽带，中奥陶统和中、上志留统均含有巨厚的基性枕状熔岩、碧玉岩和火山碎屑岩。基性、超基性岩呈扁豆状或条带状侵位于基性熔岩或火山碎屑岩中，有纯橄榄岩、斜辉辉橄岩、斜辉橄橄岩、蛇纹岩和辉长岩等，中泥盆统或下石炭统不整合其上。卫星照片显示，在西准噶尔存在北东向深断裂带，并具有左旋滑动特点。这些深断裂是代表板块俯冲带还是转换断层，抑或兼而有之？尚待进一步研究。

加里东运动后，西伯利亚古陆的南缘已达阿尔泰山麓、蒙古南部及大兴安岭北段。该线以南为晚古生代海洋盆地。佳木斯中间地块就是位于其中的微型陆块。东准噶尔北塔山的南北两侧分别存在两个大体平行的深断裂带，可能标志活动于古生代晚期的两个板块俯冲带。北带的中、下泥盆统有蛇绿岩套，其上为上泥盆统不整合覆盖，南带的蛇绿岩则主要产于中泥盆统和下石炭统，其上为中

1) 为中国板块构造示意图上俯冲带编号，下同

2) 为中国板块构造示意图上深断裂编号，下同

石炭统不整合覆盖¹⁾。蛇绿岩带的物质组成主要是海底喷发的基性熔岩、火山碎屑岩、硅质岩、基性超基性杂岩等。中、上泥盆统和中、下石炭统的同构造期岛弧型火山岩分别出露于两个板块俯冲带的北侧。这表明当时的海洋地壳均向北消亡,而且北带的活动在先,南带的活动在后。

内蒙北部索伦山—贺根山为一晚古生代俯冲带^③,当时的海洋板块向北或向北北西消亡。沿线的蛇绿岩由北而南分别产于中泥盆统、中石炭统和下二叠统中,它们皆由巨厚的拉斑玄武岩、细碧岩、硅质岩以及基性超基性杂岩等组成。应当指出,东准噶尔板块俯冲带和内蒙索伦山—贺根山俯冲带实际是互相连结的。因为在蒙古人民共和国南部的戈壁阿尔泰和戈壁天山,已经发现时代和性质同我国相类似的蛇绿岩套,并有混杂堆积与之伴生^[13]。所以,从东准噶尔至贺根山,有一条沿西伯利亚地块南缘的巨大弧形俯冲带,该线以北包括蒙古人民共和国在内的地域,形成了广阔的岛弧型中—酸性岩浆岩带。根据板块的俯冲方向以及自北而南依次发展的趋势,可以认为阿尔泰和兴安岭皆属西伯利亚地块的陆缘山系,而东准噶尔、内蒙索伦山—贺根山则是西伯利亚板块与中国板块的碰撞缝合线。值得注意的是这条缝合线同华夏、安加拉两大古植物地理区的界线基本一致^[1]。

天山、北山、阴山以至图门一带,在构造上与阿尔泰和兴安岭不同,它们均为塔里木—中朝地块的陆缘山系。按古地理分析,北天山为古生代海洋盆地;中天山原为塔里木地块的一部分,寒武纪以后始与后者分离,成为一中间地块;南天山是塔里木北缘的边缘海。北天山的蛇绿岩分别见于中—上志留统、中—下泥盆统和下石炭统中,南天山的蛇绿岩套则主要产于中—上志留统、中泥盆统和二叠系中,皆由海相基性枕状熔岩、硅质岩及基性超基性杂岩等组成。昭苏县南哈尔克他乌山北坡科克苏河上游一带,上志留统中发现有蓝闪石片岩。根据地质条件及深断裂的产状判断,在天山曾存在两个极性相反的古生代板块俯冲带,南北两侧的古洋壳先后消亡于中天山之下。北天山的南倾俯冲带向东经阴山北麓达吉林省东南部,即“内蒙地轴”北缘近东西向深断裂带。阴山北麓

的下古生界、中石炭统和二叠系含有蛇绿岩套,其形成时代有从南到北依次变新的趋势。近年在内蒙温都尔庙地区发现多处蓝闪石片岩和混杂堆积²⁾。吉林省东南部的蛇绿岩套产于志留—泥盆系和二叠系中,前者的同位素年龄为331~350百万年³⁾。

古亚洲大陆形成后,黑龙江和吉林二省东部生成一个二叠纪和早中生代南北向的海洋盆地。那丹哈达岭见有二叠系和上三叠统的蛇绿岩套,其上为中侏罗统不整合覆盖。中生代中期沿那丹哈达岭断裂带海洋板块向北西西俯冲,因之生成东北很宽阔的中生代钙碱性岩浆岩带。黑龙江和吉林东部的深源地震,可能与这一俯冲带有关。

(二) 昆仑—祁连—秦岭构造带

在塔里木—中朝地块的南缘,在古生代早期靠近地块的河西走廊,是一个冒地槽。其南的北祁连山为优地槽。在那里沉积了厚逾两万米的晚元古代及早期古生代地层,主要是碎屑岩、晶屑凝灰岩、结晶灰岩、千枚岩及复理石相砂岩。蛇绿岩带相当发育,岩石组合为辉长辉绿岩、放射虫硅质岩、复理石建造、中基—中酸性海底喷发岩及超基性岩。中祁连山是一个断断续续的隆起带,出露前寒武纪结晶片岩,构成中间地块。南祁连也是地槽沉积带,东部也有蛇绿岩。拉脊山的超基性岩侵入于寒武纪及奥陶纪。祁连山地槽向东延伸经宝鸡与秦岭北麓大断裂以南的窄条带寒武—奥陶系相连。从甘肃经陕西以至河南信阳,也有许多基性、超基性岩体,构成断断续续的蛇绿岩带。在信阳附近的变质岩中有3T型多硅白云母及C类榴辉岩,是一个高压变质带^[3]。

沿塔里木—中朝地块和祁连地槽褶皱带的接触带是一个深大断裂带。地槽区地层在志留纪末期褶皱成山,并发生变质,并向北俯冲于大陆地块之下。介于北祁连山与中祁连山之间也有一个大断裂。部分北祁连山地层向南俯冲,形成祁连县一带的蓝闪石片岩带^[5],部分地区含榴辉岩延伸一百多公里,代表一个高压低温变质带。祁连山的西端为阿尔金山大断裂^④所斜切。这个断裂是在地层褶皱的同时,由于地槽部分向东北推移而

1) 据新疆 1:20万区域地质报告。

2) 据内蒙区调队,1979年资料。

3) 本文引用的同位素年龄数据,均系钾氩法测定。

生成的,相当于一个转换断层。

沿塔里木盆地南缘的西昆仑,向东经阿尔金山至柴达木盆地南缘及盆地北缘的山脉,是一个晚古生代褶皱带。在古生代是一个优地槽沉积带。西昆仑的奥陶系中夹有海相玄武岩、细碧岩、辉绿玢岩等。中泥盆统和下石炭统中也含有玄武岩、角闪安山玢岩、苦橄玢岩及辉绿玢岩等。在这一带还有基性、超基性岩侵入于震旦纪喷发岩系或寒武系、奥陶系以及石炭系地层。沿阿尔金山由且末以至安南坝一带,以及柴达木盆地北缘与南缘山脉,有大小基性超基性岩体三百余处,侵入于震旦系及下古生界。这些岩体和火山岩可以认为是代表几条蛇绿岩带。

柴达木盆地内部大部分为第三系及部分白垩系所覆盖。近年来在盆地里打了很多钻孔,深逾三千米,尚未穿过第三系,可以推测,盆地中部大概没有经过强烈褶皱,其基底可能是一个比较古老的稳定地块。

古生代晚期地槽区受到向北移动的挤压,使地层发生褶皱。西昆仑在志留、泥盆系与石炭系之间,以及石炭系与二叠系之间存在不整合。根据同期蛇绿岩带和钙碱性岩浆岩的出露,我们认为地块边缘的地槽褶皱带俯冲于塔里木地块之下。沿布尔汉布达断裂带南侧的地槽褶皱带向北俯冲于柴达木盆地之下。晚古生代褶皱带向东进入秦岭,逐渐减弱,以至不现。在褶皱及俯冲的同时,沿阿尔金山发生平移断裂,东南侧向东北推移,形成阿尔金山的西南段。它与古生代中期所形成的阿尔金山东北段连成一条。

古生代之后,祁连山、北秦岭和柴达木的南北,均已褶皱成山,合并于塔里木—中朝地块,而它们的南部则仍受海侵,构成新的地槽。西部有一枝向西北延伸到青海南山。在地槽内沉积了三叠纪碎屑岩及碳酸盐岩。沿青海湖南岸向东顺秦岭北麓直到河南南阳,是一个长逾1300公里的大断裂。中三叠世后,地槽中沉积的地层发生褶皱,并向北俯冲于祁连山加里东褶皱带之下。在俯冲带的西段,混杂堆积非常发育,二叠—石炭纪的石灰岩,混杂于三叠纪页岩、板岩之内。岩块大小悬殊,大者可达一公里以上。有时泥盆纪与石炭纪岩石混生。在断裂带的东段,陕豫交界一带,在震旦纪基性火山岩、变质碎屑岩、辉绿岩以及志留纪基性火

山岩中,见到蓝片岩,以青铝闪石为主,及少量蓝闪石,产于围岩的裂隙中。这代表一个高压低温变质带^[4]。

沿布尔汉布达南麓的断裂带,向东延伸经积石山、玛沁、玛曲直达陕西略阳。沿线有基性、超基性岩一百余处,产于二叠纪或泥盆纪与石炭纪地层中。在这一带三叠系的板岩砂岩中,常有二叠系灰岩巨大岩块,或在上二叠统中出现含化石的下二叠统岩块。我们认为这是一个混杂堆积带。沿这一条断裂带,也是一个俯冲带,是在古生代晚期所形成的布尔汉布达南麓俯冲带的基础上,继承发展而生成的。

(三) 青藏—滇西构造区

1. 可可西里—金沙—哀牢板块俯冲带⑩: 这个俯冲带蜿蜒于青藏高原的北部及其东缘。其西段呈向东北凸出的弧型,其东段向东南延伸。俯冲带弯曲的形态可能与后期的构造改造有关。板块的消减作用由晚二叠世开始,到晚三叠世逐渐弱减、消失。但是在俯冲作用之前或同时,可能有地块的分裂,形成一些微型陆块。如四川巴塘、得荣地区的微型陆块上面有寒武系到下二叠统地层,岩相稳定,化石丰富,未经变质。可以看作是东面扬子地块分出的一个碎片。

沿金沙江及其上游通天河有一系列小的基性、超基性岩侵入体,大多数表现为蛇绿混杂堆积,不具有蛇绿岩套的完整层序。蛇绿岩套组分经强烈剪切、破碎及蛇纹岩化,包括新鲜的辉长岩、异剥钙榴岩、绿辉石榴辉岩、铬铁矿,以及含有志留纪到早二叠世化石的外来灰岩岩块。与此蛇绿混杂堆积相伴生的,还有另一种混杂堆积,分布在东面仰冲板块一侧。由复理石或类复理石基质包括外来岩块组成。外来岩块中含泥盆、石炭、二叠纪动物化石,基质中产晚三叠世瓣鳃^[7],与板块俯冲有关的变质作用,产生了一些高压低温变质矿物,如黑硬绿泥石、绿帘石、硬玉等。在板块俯冲带东侧,由玉树到木里,为一古火山岛弧。有拉斑玄武岩系列和钙碱性岩系列的大量火山岩发育。其含钾量及总碱量都有自西向东逐渐增高的趋势。在岛弧上,从雀儿山到稻城有一酸性侵入岩带,并有与之有关的高温低压变质。

在岛弧的东缘有许多小型的基性、超基性岩侵入体,标志着有一条深断裂存在。以

单辉橄榄岩、角闪单辉橄榄岩为主，其次为苦橄岩。主要属铁质超基性岩。

玉树至甘孜一带，也有混杂堆积。由三叠纪砂岩、板岩，以及含志留纪至早二叠世化石的外来岩块组成。甘孜还可能有蛇绿混杂堆积。

从金沙江向南至云南点苍山、哀牢山一带有大小300多个基性、超基性岩体，断续出露达800公里。基本上属蛇绿岩套，但也缺乏典型的蛇绿岩序列，有一些基性、超基性杂岩包括浅变质岩、含晚三叠纪化石的砂岩及其他新鲜超基性岩的岩块，可能是蛇绿混杂堆积。在中甸下桥头附近有发现蓝闪石的报道¹⁾，尚待进一步了解。丽江、洱海东侧及弥渡一带有绿帘石。在哀牢山东侧有些酸性侵入岩体，同位素年龄217~91百万年。变质岩有堇青石、矽线石、红柱石等变质矿物，一部分属于高温低压变质带。哀牢山变质带东北侧的红河断裂现在主要表现为平移性质。

2.藏北—滇西板块俯冲带：青藏高原中部，由班公湖至丁青，有一条明显的地质界线。此线以北为羌塘中间地块，此线以南为拉萨地槽褶皱带，都与中生代的板块消减作用有关，但前者褶皱较早，后者褶皱较晚。许多基性、超基性岩体沿此线断续分布。它们多与围岩成断层接触，以斜辉辉橄岩、斜辉橄榄岩及纯橄岩为主。据最近的工作，在安多南彭措附近有典型的蛇绿岩套。

另外，在那曲至索县之间的下秋卡一带，含菊石的晚侏罗世至早白垩世砂、板岩中，有许多灰岩外来体，产晚古生代至中生代化石。这样的混杂堆积在上述界线的其他地区也可能出现。

藏北板块消减带延入滇西是与澜沧江深断裂相接，还是与怒江深断裂相接，尚待研究。沿这两个带都有基性、超基性岩体分布，北段（维西以北）以镁质斜辉橄岩为主，南段（如潞西亚带）以铁质辉石岩—辉石岩—单辉橄岩为主。滇西澜沧江、怒江之间可能有一个中间陆块，它应是郿邦地块伸向北的一角。保山至孟连一带发育较厚的古生代和中生代地层，实际上是这个固结的地块上的盖层。澜沧江变质岩中有绿帘石。澜沧县东澜沧群的绿片岩中发现蓝闪石。高黎贡山、瑞丽江一带的变质岩不是前寒武纪

的，它们是多旋回变质的结果，可能与燕山期洋壳的消减作用有关。沿这一带发现有绿帘石²⁾。

3.雅鲁藏布江—印度河板块缝合线：喜马拉雅山脉一带，南至细瓦里克山脉，北到雅鲁藏布江河谷附近，是一个宽约200~250公里的复杂构造带。其南亚带并不是真正的地槽褶皱带，而是隶属于冈瓦那大陆的印度地块的一部分，我们称之为印度板块北缘断褶带。其北亚带是中生代早期就开始发育于印度地块北缘的地槽。

这一地槽原来沿印度地块的整个北缘发育，并与其东缘和西缘的地槽相连都在特提斯洋壳上。由于白垩纪至始新世，特提斯洋壳强烈消减，以后大陆碰撞，现在沿印度板块北缘所能见到的地槽褶皱带，只剩下藏南地区吉隆—嘎拉以北到雅鲁藏布江河谷新月形的一段了，我们称之为藏南地槽褶皱带。

作为印度板块与欧亚板块分界的雅鲁藏布江—印度河板块缝合线，有典型的蛇绿岩带作为标志。在日喀则附近的剖面上，可见到枕状熔岩、辉绿岩、辉长岩、蛇纹岩化橄榄岩、方辉橄岩及夹于其中含白垩纪放射虫的硅质岩组成的蛇绿岩套。它常与南、北两侧的沉积岩和火山岩成断层接触，本身也含有各种外来岩块，形成蛇绿混杂堆积³⁾。

值得注意的是：板块缝合线附近还有很发育的另一种混杂堆积。在中生界上部砂、泥质沉积物中有含二叠、三叠纪化石的外来岩块。

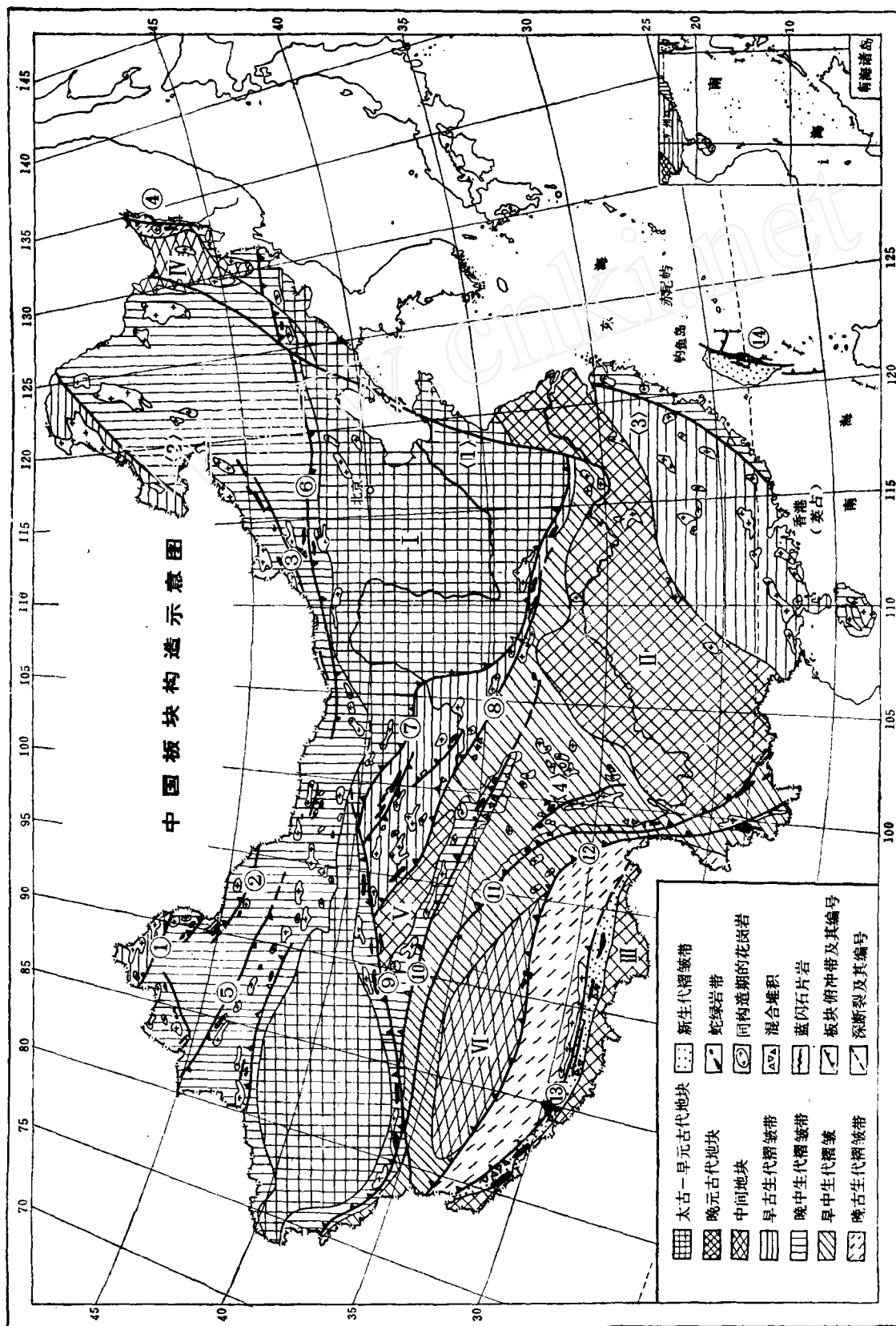
与洋壳消减有关的高P/T变质还研究得很不够，但已发现绿帘石、黑硬绿泥石等变质矿物。雅鲁藏布江北岸，由萨噶到朗县以北，有巨大的酸性侵入岩带，绵延1500公里以上。它们的同位素年龄老到120~70百万年，新的一般52~8.6百万年。

以上资料说明特提斯洋壳向北俯冲于欧亚大陆之下。但在缝合线上也有一些地区的蛇绿岩和地层是向南倾斜的，这可能是地块碰撞地表挤压的现象。这个问题有待于进一步研究。

从磨拉斯建造、变质作用及岩浆活动时代和褶皱、断裂构造来看，藏南地槽褶皱带的褶皱、隆起由晚垩世开始，但主要发生在

1) 2) 据王凯元、施加辛资料。

3) 见26届肖序常等专题论文。



地块或中间地块, I—扬子地块, II—印度地块(北缘), III—桂中新中间地块, V—柴塔木中间地块, VI—羌塘中间地块。
 不同地质时期的板块俯冲带和碰撞带: ①阿尔泰早古生代板块俯冲带, ②准噶尔晚古生代板块俯冲带, ③索伦山—贺根山晚古生代板块缝合线, ④祁丹哈达岭早中
 生代板块俯冲带, ⑤天山晚古生代板块俯冲带, ⑥阴山—图门晚古生代板块俯冲带, ⑦祁连山—秦岭早古生代板块俯冲带, ⑧青海—秦岭南中生代板块俯冲带, ⑨阿尔
 金山晚古生代板块俯冲带(?)或转换断层, ⑩昆仑山晚古生代板块缝合线, ⑪台湾新生代板块缝合线(或转换断层)。
 布江—印度河新生代板块缝合线, ⑫喜马拉雅新生代板块缝合线, ⑬喜马拉雅新生代板块缝合线, ⑭喜马拉雅新生代板块缝合线, ⑮喜马拉雅新生代板块缝合线。
 深断裂, <1>裂城—庐江深断裂, <2>得尔布干深断裂, <3>丽水—海丰深断裂, <4>甘孜—理塘深断裂。

始新世。中新世起, 构造变动中心逐渐向南推移, 由于大陆碰撞产生的强大水平挤压力, 在印度板块北缘形成以紧密褶皱、大规模逆掩为特征的印度板块北缘断褶带。

(四) 东南构造区

扬子地块的基底由浅变质岩构成, 按其同位素年龄和所含化石时代约与上元古界相当。地台型盖层为震旦系以及古生代、中生代地层。从卫照和航磁异常解译看出, 浙西、赣北至桂北一线存在一条北东向的弧型深断裂。沿深断裂出露有海相中基性熔岩、火山碎屑岩及侵位于其中的基性、超基性岩组成的蛇绿岩套, 似可表明沿该线存在一条晚元古代板块俯冲带。黔东南等地同期岛弧型中酸性火山岩同位素年龄为687百万年和837百万年。

扬子地块的东南缘紧邻一早古生代褶皱带, 它包括部分的浙闽赣粤桂等省区。该区震旦系和下古生界是碎屑岩为主的复地槽型沉积, 早古生代晚期强烈褶皱并轻微变质, 变质年龄为361~401百万年, 侵入其中的花岗岩同位素年龄为385~480百万年^[26]。在早古生代褶皱带的东南, 自浙江丽水至广东海丰附近有一弧型深断裂<3>。沿深断裂零星出露变质中基性火山岩、似层状基性超基性岩、蛇纹石化大理岩、碧玉岩、硅质岩等。这套岩石组合出露的地段可能是古生代晚期板块消减带的所在。由于中生代陆相中酸性火山岩大面积覆盖, 该沿线占板块构造的若干细节尚待进一步研究。

据近年研究, 浙东至粤东沿海地区可能有一晚古生代褶皱带^[1], 尽管有侏罗、白垩系陆相沉积和中酸性火山岩广泛覆盖, 但在有些地区仍可见到一套浅变质的碎屑岩和中级变质的结晶岩石出露, 前者含石炭纪化石, 后者未见化石。浙东陈蔡群的变质年龄为381~130百万年。

我国东南沿海广泛出露的北东、南西方向的中生代晚期中酸性岩浆岩, 应代表一个俯冲带前端熔融的产物, 但此俯冲带的位置尚无法确定。考虑到台湾古生代晚期至中生代大南澳群褶皱变质, 大陆边缘地槽在中生代末期受到挤压, 因此我们推测, 在台湾以东可能有一个向西的俯冲带。

扬子地块西北缘的龙门山西北有一条深断裂, 它的西北侧为古生代至二叠纪的地槽相沉积, 东南侧为地台相。沿龙门山分布许多泥盆、石炭、二叠以及三叠纪的“飞来峰”岩块, 这些岩块不是来自西北的地槽区, 它们也不都是盖在褶皱带之上, 而是有时插入地下或夹于褶皱岩层之间, 而且地层有时倒转, 其影响地槽包括早第三系, 表明白垩纪末至第三纪初期扬子地块向西北推移, 沿龙门山构成一个俯冲断裂带。“飞来峰”岩块的生成可能与西秦岭的混杂堆积相似。

台湾大纵谷(东台湾裂谷)是我国东南重要的板块缝合线, 其东为菲律宾板块的一部分, 其西属古中国板块^[10]。纵谷呈北东向, 长约150公里, 宽5~7公里, 西侧的中央山脉由上古生界至中生界变质岩及不整合于其上的第三系岩层所构成, 东侧的海岸山脉由上第三系组成一系列中等倾斜的褶皱构造, 几条纵向逆断层将褶皱构造分成若干断块, 断面多向东倾斜。海岸山脉的利吉层为标准的混杂堆积, 它由泥质填充物夹杂许多蛇纹石化纯橄岩、辉长岩、枕状玄武

1) 据陈炳蔚、艾长兴同志1978年华南大地构造的研究成果。

岩、放射虫硅质岩及硬砂岩等岩块组成。岩块直径通常只有数米,小者不足一厘米;大者宽一公里以上,长3.5公里。利吉层的厚度估计在1060米以上。纵谷以西的黑色片岩(玉里变质带)发现有蓝闪石片岩和蛇纹岩扁豆体。据近年研究,台湾板块构造的最简单模式是新生代中央山脉和海岸山脉的相互碰撞,海洋地壳向西俯冲于中央山脉之下,这个碰撞带在现代具有转换断层性质,东侧向北推移^[8]。上新世以来沿马尼拉海沟至台湾屏东一线产生一东倾消减带^[10]。

四 结 语

板块构造是一个新兴的学说,在中国开展这项工作比较晚,许多构造现象尚缺乏实地检查,编制构造图也缺乏参考资料。我们姑且先编制这样一个简图,写一个初步总结,以便于今后逐步地补充与修改。

在编写的过程中承许多同志提供材料并提出许多宝贵意见,我们向这些同志致以深切的谢意。

(转载自《中国地质科学院报》, 1980,第2卷,第1号)

参 考 文 献

(1)中国科学院南京地质古生物研究所、植物研究所,1974,中国植物化石(第一册),科学出版社。

(2)王荃、刘雪亚,1979,扬子陆块的漂移与冈瓦纳大陆的早期活动——显生宙全球动力活动的一个重要趋势,长春地质学院学报,第一期。

(3)叶大年等,1979,河南信阳变质的3T型多硅白云母和C类榴辉岩,科学通报,第5期217~220页。

(4)李春昱等,1978,秦岭及祁连山构造发展史,国际交流地质学术论文集(1),区域构造、地质力学,171~187页,地质出版社。

(5)肖序常、陈国铭、朱志直,1978,祁连山古蛇纹岩带的地质构造意义,地质学报,第4期。

(6)罗志立,1979,扬子古板块的形 成及其对中国南方地壳发展的影响,地质科学,第2期127~130页。

(7)张之孟、金蒙,1979,川西南乡城—得荣地区的两种混杂岩及其构造意义,地质科学,第3期,205~214页。

(8) Francis, T.Wu., 1978, Recent Tectonics of Taiwan, J. Phys. Earth, 26, suppl., P. 265-299.

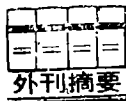
(9) Huang, T.K., 1945, On Major Tectonic Forms of China, Mem. Geol. Surv. China Ser. A. No. 20, 165 p.

(10) Karig, D.E., 1973, Plate convergence between the Philippines and the Ryukyu Islands. Marine Geology, Vol. 14, P. 153-168.

(11) McElhinney, M.W., 1973, Palaeomagnetic Results from Eurasia. Implications of continental drift to the Earth Sciences. Vol. 1, P. 77-86. Academic press, London & New York.

(12) Mitchell, A.H. and Reading, H.G., 1969, Continental margins Geosynclines and Ocean floor spreading. Jour. Geol. V. 77, P. 629-645.

(13) Яншин А. Л., 1974, Тектоника Монгольской Народной Республики, Москва, (Наука).



电气石是寻找层控块状硫化矿床的标志

世界上几种类型的层控矿床,包括阿巴拉契-加里东造山带的一些块状贱金属矿床,电气石均为其中一种重要的脉石矿物。沉积岩中的矿床,如伊丽沙白铜矿(美国弗蒙特州)和沃诺布铜矿(美国北卡罗来那州),电气石极为常见。美国布德蒙特和新英格兰地区和挪威的特龙黑姆地区的几个火山岩内的矿床中,也伴生有微量电气石。

电气石以褐色、绿褐色或褐黑色的浸染状、凝块状和裂隙充填状产在块状硫化物内及其附近围岩内,有的地区(伊丽沙白)含有一些主要为叶片状的电气石层。显微探针和X射线分析表明,这些电气石是一些富镁的镁电气石。其成分不同于长英质深成岩

内的富铁黑电气石。在各种硫化矿床的层位内或其附近,没有古代蒸发环境的证据,而且一般说来缺失花岗岩和伟晶岩,这些现象表明,电气石中的硼是沉淀出矿体的热液系统的组成部分。人们认为,变质带内有丰富的电气石存在,表明该处接近以前的海底喷气中心,在这样的地区,电气石层可被解释为岩相上与喷气硫化物带相同。

对黑蒙克和伊丽沙白矿床进行的野外研究表明,电气石通常是在矿化后的变质作用时期重结晶和再活化的。在伊丽沙白矿山,富含电气石的细脉与片麻状(闪岩相)围岩的主要叶理交切,从主要硫化物带延伸30米远。在黑蒙克矿床,大型的矿化后的花岗岩墙和岩席很常见,矿体附近的

石英岩围岩内,电气石充填裂隙。这些野外关系表明,区域变质作用与接触变质作用为矿化期后电气石的搬运提供了一种解释机制。

镁电气石是在变质带内寻找层控块状硫化矿床的标志。在普查时,将河流沉积物经淘盘法精选后,可测定出电气石的异常含量,然后进行实验室研究来确定其成分。由富含硼的块状硫化物体的变质再活化作用产生的富含电气石的细脉,可以很容易地从露头内或岩芯内鉴别出,根据这些细脉可扩大靶区。

黎育译自:《Applied Earth Science》,

vol. 1, 1981年2月

作者: J. F. Slack