

横断山区地质构造分区*

潘裕生

(中国科学院地质研究所)

提 要 位于青藏高原东南部的横断山区,是我国东部环太平洋区与西部古地中海区间的交接过渡地带,也是我国地质结构最为复杂的一个区域。作者根据1981—1985年在当地考察资料,将本区分出5条具洋壳性质的强变形构造带,2块具陆壳性质的地块,它们相间并列。文章论述了各条块的发育特征及区域演化历史。

关键词 横断山区 地质构造分区 构造带 地块 缝合带 岛弧带

位于青藏高原东南部的横断山区,是引人瞩目的高山纵谷区,高峻的狭长山系与长大的深切河谷相间并列。

本区南部的滇西地区是我国较早开展地质工作的区域之一。德日进等自20世纪初,就在滇西等地作过地质调查。然而大规模的地质工作是在1949年后:50年代的南水北调是第一次大规模、多学科的考察;60—70年代的区域地质测量与矿产普查工作的全面展开,为本区的地质研究工作奠定了基础;80年代以来,地质矿产部《三江地质志》编著工作是对本区以往地质工作的总结;与此同时,中国科学院青藏高原综合科学考察队于1981—1985年组织了对本区的综合科学考察,考察范围:北起青海果洛州,向南经青海玉树州,西藏昌都地区,四川甘孜州及阿坝州西南部,云南迪庆州、怒江州、德宏州、保山地区、下关市,顺哀牢山—墨江—元江一线。其中地质工作作过横穿构造线的10多条路线地质。本文即是作者根据参加这些考察工作所得的大量资料,并综合前人资料,对本区地质构造分区作一简要论述。

一、区域构造特征

横断山区构造方向与地形方向一致,中部近南北向,西北和东南部为北西向到近东西向,略呈反“S”形。地质构造上东邻扬子地块,北以昆仑—秦岭构造带为界,向南构造连续延伸,与印支及东南亚连接,西部也无明显界线,大体可以丁青—怒江带(在区内称怒江缝合带)为界。本区是我国东部环太平洋区与西部古地中海区间的交接过渡地带,也是我国地质结构最为复杂的一个区域。

横断山区大地构造属性众说不一。有的称之为块褶带⁽¹⁾,有的划归为特提斯喜马拉雅构造域中的滇藏地槽褶皱系和昆仑秦岭地槽褶皱系⁽²⁾,有的叫作三江褶皱系⁽³⁾,有的称作三江地槽褶皱系⁽⁴⁾。名称之多,既反映了各家对构造属性的划分原则不一,又反映了本区构造的复杂性。事实上,横断山区是一个构造复合地体,它既有相对稳定的地块,又有较活动的构造带,是一个多地块、多活动带的复合构造区。因此任何一个单位名称都

*感谢张亚光同志为本文翻拍照片。

很难恰如其分地反映当地的构造性质。区内各地体性质不同,各自的发育历史有别,形成环境也不同,它们经历了几个构造阶段,并逐渐结合起来,形成独特的、条块相间的构造特征。

现今地球上的大陆与海洋间差别最显著,因此划分构造单元的依据首先是地壳性质,是陆壳还是洋壳,这是划分最大一级构造单位的标准。以往常用的标准,如基底硬结年代、沉积建造类型、岩浆活动的时代和性质、构造型式、变形年代与强度、变质作用等,可作为划分大陆型地壳的次级单位的标准。

据研究,横断山区存在着几条重要的构造界线,如怒江缝合带、金沙江构造带(往南称哀牢山构造带)、甘孜—理塘构造带和澜沧江构造带,各带中都存在有蛇绿岩,各自代表了已消失的一个海洋。因此目前尽管各构造带出露仅一窄带,仍然属洋壳性质的一级构造单位。夹于这些构造带间的大小地块都具陆壳性质,造成横断山区陆壳块体与洋壳条带相间的独特结构。这种海陆交错的地质结构(包括了后期的变动),可能是特提斯构造带东缘最突出的构造特征。

二、地质构造分区

(一)巴颜喀拉—松潘褶皱区

它东界以龙门山—金河—笮河断裂(即龙门山构造带)与扬子地块分开,北界以东昆仑—西秦岭南缘断裂与昆仑—秦岭构造带分界,西与甘孜—理塘构造带衔接,呈一不等边的倒三角形地体(图1)。

区内前三叠系出露甚少,因此目前对本区的性质认识上有很大分歧。有人认为是稳定的地块^[5],有人认为是未消减完的洋壳残块^[6],也有人认为是所谓活动型地槽^[4,7]。

全区几乎都为三叠系所覆盖。三叠系在青海叫巴颜喀拉群^[8],在川西叫西康群^[7]。它的岩性以一套单调的碎屑沉积为特征,成分主要为陆源物质,火山物质较少。沉积构造十分发育,大部分具波痕(照片1)¹⁾、雨痕等浅水沉积标志,具底模(照片2),递变层理的浊流沉积也屡见不鲜,交错层(照片3)普遍发育。巨大的厚度反映了物质来源丰富,沉积特征属典型的类复理石建造。

晚三叠世褶皱上升,形成紧闭的线形褶皱和断裂,总体似为复向斜状。一组劈理与层理相近,叶理方向与区域构造方向一致。

侏罗系和白垩系普遍缺失。第三系呈零星的孤立状陆相红色粗碎屑岩,不整合在三叠系之上。区内岩浆活动不甚发育,但周边为基性、超基性岩的窄带所围。三叠纪以前的地层普遍具有轻变质现象。

(二)甘孜—理塘构造带

本带东邻巴颜喀拉—松潘褶皱区,西接义敦岛弧带和中咱地块(空间上呈窄长条带,两侧为断层所限),南起木里附近,向北经理塘、新龙、甘孜、马尼干戈、三岔、玉树直门达,并大体沿通天河继续西延。该带由基性、超基性岩,火山岩,硅质岩,碎屑岩及灰岩组成。

1) 本文照片见刊末图版I, II。

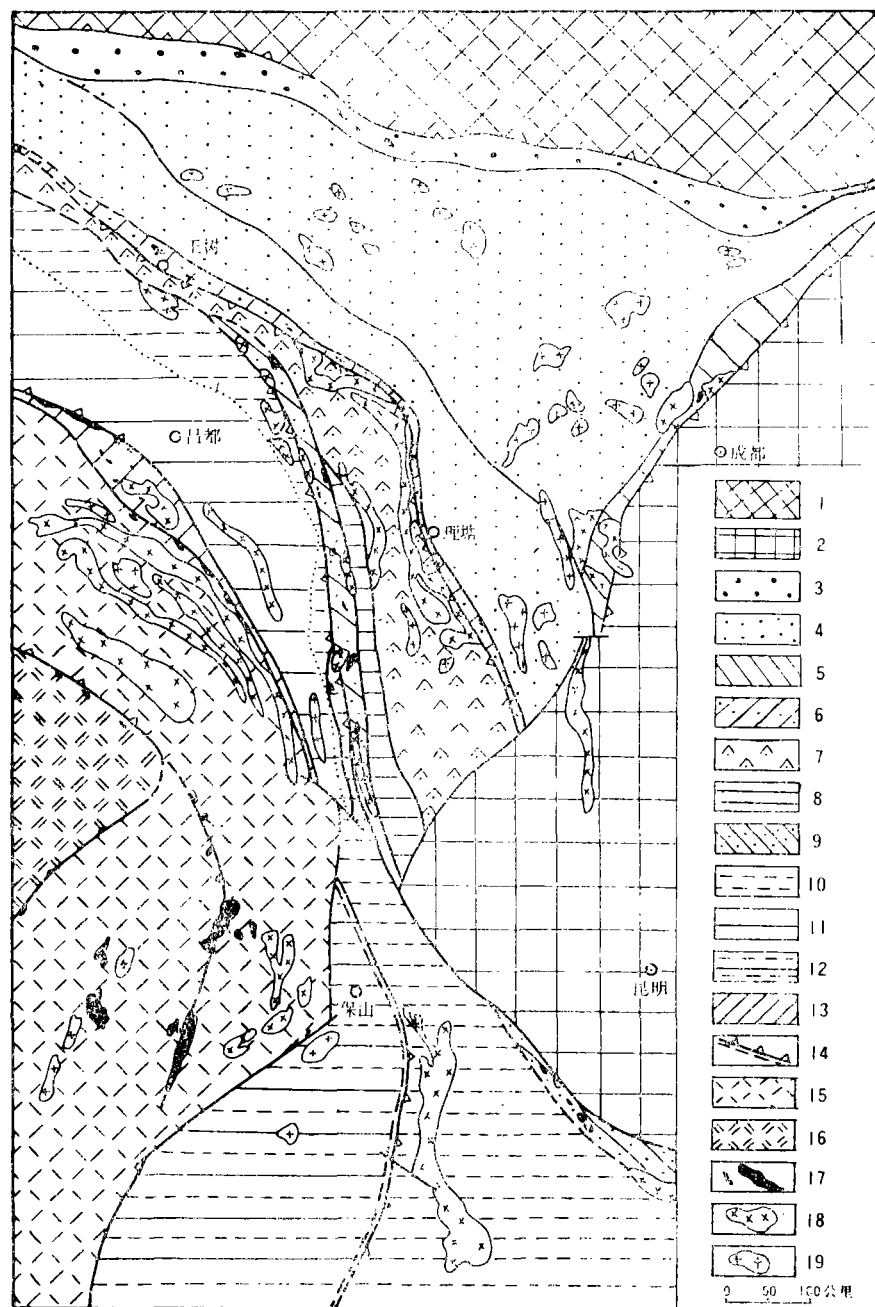


图1 横断山区地质构造分区简图

Fig.1 Division of geologic structure in the Hengduan Mountainous Region

1. 昆仑—秦岭构造带; 2. 扬子地块; 3. 玛沁—略阳构造带; 4. 巴颜喀拉—松潘褶皱区; 5. 龙门山构造带; 6. 甘孜—理塘构造带; 7. 义敦岛弧带; 8. 中咱地块; 9. 金沙江构造带(往南为哀牢山构造带); 10. 江达—兰坪构造带(往南为思茅盆地); 11. 昌都地块; 12. 保山地块; 13. 怒江缝合带; 14. 澜沧江构造带; 15. 波密—察隅地块; 16. 印度板块; 17. 蛇绿岩; 18. 岛弧中酸性岩浆岩(I型); 19. 地壳重熔型中酸性岩浆岩(S型)

蛇绿岩各组分在带中可见到,这条洋壳的残迹是公认的^[9-10],它被后期地壳运动所解体,由此而造成剖面不完整,在各地段表现形式不一。即使这样,目前在青海玉树和四川理塘等地仍可见较好的蛇绿岩剖面。

玉树蛇绿岩剖面发现在直门达通天河两岸的尕拉和漠洛一带。作者对尕拉蛇绿岩曾作过描述^[11](图2)。整个剖面呈北倾的单斜,很陡,普遍在70°以上。各组分间均以断层接触,超基性岩明显地冲断在两侧岩石之上。

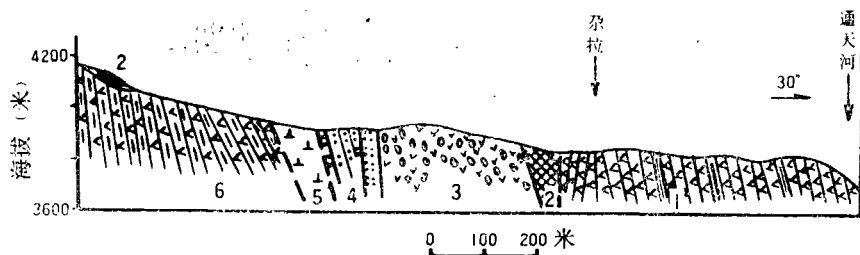


图2 尕拉蛇绿岩剖面

Fig. 2 Section of the ophiolite suite in the Tongtian River, Qinghai Province

1. 火山岩、火山碎屑岩夹硅质岩; 2. 方辉橄榄岩; 3. 枕状玄武岩; 4. 硅质岩; 5. 辉长岩; 6. 凝灰岩

本带蛇绿岩都以混杂岩形式出露。如理塘剖面,自西向东出露有硅质岩、硅质板岩、辉长辉绿岩和火山岩。火山岩成分总体为中基性,但很杂,似乎分为西部的灰绿色玄武质成分,东部的杂色安山玄武质成分。火山岩极为破碎,内部断裂多,且愈向东破碎愈烈;不同成分的破碎块体互相掺杂,灰绿色、紫色、红色,角砾状、似枕状、块状的火山岩互相杂乱地堆积在一起。在本带东部的火山岩中有许多灰岩块,大多漂浮于火山岩之上,特别是一些大块体,呈带状顺走向伸展可达几公里;亦见有一些小块体被夹于火山岩之中。灰岩中有石炭纪、二叠纪、早中三叠世等不同时代的生物化石^[9],甚至还有硅质岩的块体,存在着混杂现象^[12](照片4)。特殊的一点为,混杂岩基质是火山岩。混杂岩的广泛存在,是该带属碰撞构造的极好佐证之一。

在理塘以南,常可见玄武岩与含蠕类化石的上石炭统灰岩呈互层产出,这或许代表了该带在浅海基础上开始裂开。化学分析结果表明,火山岩为洋脊拉斑玄武岩型^[9]。在理塘南的甲洼一带,硅质岩中产放射虫。有的认为,它属下三叠统^[13]^[1];有的鉴定,它属下二叠统^[14];有的既认为它属三叠统^[15],但同时认为这些种属在石炭-二叠系也是普遍存在的。由此可见,二叠纪和早三叠世大体可代表该带的成洋时期。晚三叠世海洋向西消减,至末期洋盆封闭。

(三) 义敦岛弧带

这介于甘孜-理塘构造带和金沙江构造带间,由三叠系组成。前三叠系仅在义敦附近及其以南有出露,主要为碳酸盐相和少量陆源碎屑沉积,是与中甸地块相联的一套稳定相沉积。岛弧带就是在古生代稳定地块上从三叠纪起发育而成的。

三叠系可分两部分。下部以陆源碎屑沉积为主,夹碳酸盐岩和少量火山岩。在某些

1) 田守玉, 1984, 从甘孜理塘断裂带的几个重要发现看岩矿鉴定在地质找矿工作中的作用, 川西区测, (1, 总8), 第68-70页。

地区的黑色板岩中见有植物碎屑,普遍有黄铁矿假晶,许多地方可见不很清晰的波痕。由种种迹象表明,下部沉积环境为极浅水体的还原环境。所夹火山岩以偏中性为主,甚至有中基性的。上部以火山岩为主,大套厚层火山岩常夹有少量砂页岩,或呈互层产出。火山岩主要为中酸性到酸性,即安山岩—英安岩—流纹岩组合,愈往上火山碎屑岩(如集块岩和凝灰岩)比例增大,由东向西为玄武岩—安山岩—英安岩—流纹岩,并 SiO_2 与 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 的含量,以及 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 与 $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ 的比值就随之增高, FeO 与 MgO 和 CaO 的含量随之减少。由此可见,义敦群火山岩是与甘孜—理塘构造带相伴生的典型岛弧火山岩^[10]。义敦群向西北延伸可和玉树、治多一带广泛分布的巴塘群相对比。两者的剖面层序和岩石组合均一致,是同一构造环境的产物。向南至金沙江大拐弯顶点——三江口一带,义敦群终止于扬子地块的西缘。

义敦岛弧带中有两条中酸性深成岩带。规模较大、连续性好的一条岩带是雀儿山—干海子—毛垭坝岩带(简称雀儿山岩带),宽几十公里,从稻城到三岔四五百公里长岩体不间断。每个岩体实际上都是复合体,岩性从中性到酸性都有,主要岩石类型为闪长岩、石英闪长岩、花岗闪长岩和花岗岩。岩体侵入在三叠系中,而被第三系不整合覆盖,同位素年龄值在225—135百万年间^[16],岩石化学属钙碱系列。另一条岩带规模较小,可以义敦海子山岩体为代表;同雀儿山岩带相比,总的面貌和岩石类型都相似,也属钙碱系列,同位素年龄值为119.0—55.5百万年^[16],而 SiO_2 含量和碱度稍高,由此说明俯冲带更深。

(四)中 咱 地 块

本地块夹于甘孜—理塘构造带和金沙江构造带间,位于义敦岛弧带南部。地块基底无出露,由古生界构成,发育齐全,保存完好,具典型的陆表海沉积特征。除寒武系和下奥陶统以碎屑岩为主外,从中奥陶统至二叠系几乎为碳酸盐岩,含较高的白云质,产丰富的生物化石。就地层剖面和生物群面貌而言,与扬子地块同期产物无多大区别。

中咱地块向北至义敦附近逐渐变窄,并倾没于义敦岛弧带的三叠系之下,更北似不复出现。因此很可能该地块与义敦岛弧带属同一单元。中咱地块的稳定相古生代沉积是前三叠纪岛弧形成之前的基底。

(五)金沙江构造带

它是义敦岛弧带、中咱地块和昌都地块的分界线。该带是一条复杂的构造带,由一套浅变质地层构成,变形强烈。沿该带许多地方有代表洋壳的蛇绿岩组分出露,但绝大多数岩体小、岩石组合单一,多数为蛇纹石化的橄榄岩,有时也见少量辉长岩及火山岩。岩体大多呈不规则的扁豆体夹于变质的地层之中,有的贴于变质地层的山坡上,无根,呈岩块形式出现(如德格和巴塘等地的岩体)。其中得荣徐麦岩体已作过研究^[17]。

蛇绿岩组合较好的剖面出露在云南西北部德钦白马雪山(图3)。

硅质岩多呈团块状,少数呈薄透镜状,含放射虫。剖面顶部被上三叠统到侏罗系的灰岩、石英砂岩所不整合覆盖。不整合面附近的碎屑灰岩中含蛇绿岩成分的碎屑。这说明蛇绿岩的形成和侵位都在晚三叠世之前。在该剖面南的公路一侧,枕状熔岩个体巨大,长径可达2.7米(照片5),这与大西洋底的岩流形态十分相似。

从白马雪山到奔子栏的路上,也出露几处蛇绿岩(如东竹林和拱卡附近),成层好,具

一定厚度的硅质岩层,其中产放射虫,经鉴定属二叠纪。由于后期变形强,断层多(照片6),硅质岩也有明显褶皱(照片7)。因此蛇绿岩在这里以构造混杂岩形式出现。需要特别提出的是,当地有一套浅海灰岩与中基性火山岩呈互层产出。在灰岩中产中石炭世的笔类和其他化石^[4]。这或许代表了本带在稳定浅海环境下的开裂作用。

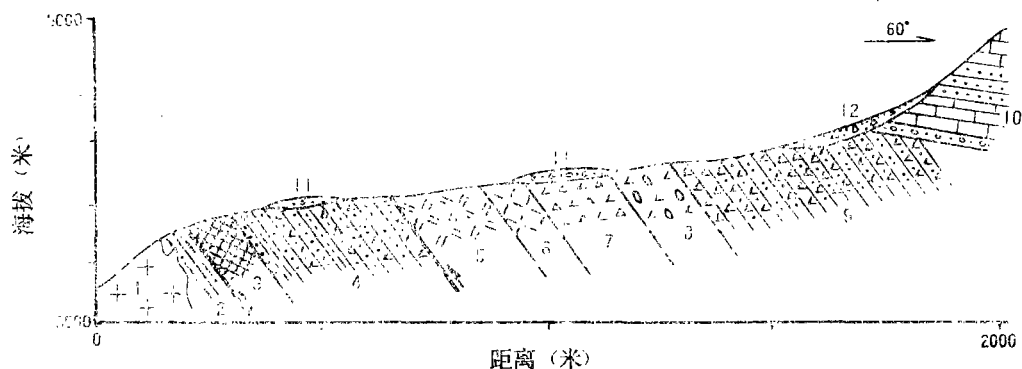


图3 白马雪山蛇绿岩剖面

Fig. 3 Section of the ophiolite suite in the Beima Snow Mountain, Northwest Yunnan

1.花岗岩; 2.变质砂板岩; 3.蛇纹石化橄榄岩; 4.凝灰岩、凝灰质砂板岩; 5.辉长岩; 6.辉绿岩; 7.角砾熔岩; 8.枕状玄武岩; 9.火山岩夹硅质岩; 10.灰岩夹砂岩; 11.红色砂砾岩; 12.现代倒石堆

目前,金沙江沿岸的变质地层还有不少问题。在得荣到巴塘段可分出二叠系嘎金雪山群和三叠系中心绒群,在岗拖—德格剖面上能分出泥盆系到三叠系^[18]。然而这些地层的岩性岩相均极为相似,野外几乎无法划分,或许可作为一个岩石地层单位,反映一定的环境,这样运用起来更方便而已。它是一套凝灰质与火山质砂页岩,夹灰岩与硅质岩。在竹笆笼西的硅质岩中产放射虫,无疑是代表了一套较深水体的沉积。因此一些含化石的浅水灰岩很可能是其中的岩块^[4]。整个地层都经历了中浅变质作用,在中咱一带变质作用自东向西有明显的分带和加深现象,分别为黑色板岩、绿泥石片岩、角闪石片岩、石榴石片岩、硅线石片岩、蓝晶石片岩和十字石片岩,有些常是重叠出现的。

金沙江构造带是一条强变形带,褶皱、断裂均很发育。如巴塘大桥西端的竹笆笼一带,一组顺江的近南北向断裂特别发育(照片8),具一定规模的断面约2—5米就有一条,各断面上均具水平擦痕和阶步,一致地指示出断层为西盘北移东盘南移的右旋走滑断层。一组与其伴生的北西西向剪切断面也很发育。岩石劈理化,朝东陡倾。在岗拖—德格剖面上,钙质片岩和泥质灰岩中小型塑性流动褶皱和劈理褶皱特别发育(照片9),褶皱形态复杂,多数为复式紧闭长线形,轴面劈理在许多地段亦很发育(照片10),且沿劈理面有小型滑动,造成小型劈理褶曲(照片11)。

上三叠统的陆相红层不整合在浅变质地层之上,变形轻微,属后构造期堆积。可见金沙江构造带洋盆闭合发生在晚三叠世之前。

(六) 昌都地块

本地块介于金沙江构造带与怒江缝合带间,具有一个前奥陶纪的浅变质基底,奥陶系至二叠系为地块上的第一沉积盖层,以碳酸盐岩和浅水陆源碎屑沉积为主,夹煤系。

从岩性与生物群看, 石炭系以前昌都地块与中咱地块、扬子地块无明显区别, 属同一生物地理区。石炭系开始发生分异, 昌都地块东缘有火山活动, 如保山的石炭系火山岩, 江达的石炭-二叠系火山岩等。火山岩都以中基性为主, 即安山玄武岩、玄武岩和少量安山岩, 具角砾状和似枕状杏仁构造, 且常与碳酸盐岩共生。

二叠系为含煤碎屑岩建造(拖把煤系), 植物群属华夏型, 而中咱地块为碳酸盐岩。中生界在昌都地块上也很发育。三叠系为第二沉积盖层, 各统似乎均以火山喷发开始, 尤以晚世早期的甲丕拉组最为典型。三叠系火山岩以岩性复杂、岩石组合类型多样为特征, 从基性到酸性均有, 主要为中酸性; 从早期到晚期似有从基性向酸性发展、由海相向陆相过渡的趋势, 晚期有多量火山碎屑岩。从安山岩—英安岩—流纹岩—火山碎屑岩组合和钙碱系列的化学成分看, 火山岩显然亦有典型的岛弧特征^[10]。侏罗系以后除局部有海陆交互相外, 主要为陆相红色碎屑岩建造。然而至中生代晚期, 当地仍然是一个大陆洼陷区。

昌都地块东缘断续而又明显地存在一条中酸性深成岩浆带, 如江达东南的古色岩体、洛麦岩体, 巴塘南的苏洼笼岩体, 德钦的白茫雪山岩体、鲁甸岩体等。岩石类型主要为闪长岩、石英闪长岩、花岗闪长岩、花岗岩、石英二长斑岩和正长岩等。该岩带被认为是海西—印支期, 同位素年龄值在 271—173 百万年间^[10]。江达东南的几个岩体侵入于晚古生界中, 而被下三叠统不整合, 据此可视为海西期。白茫雪山岩体以花岗岩、花岗闪长岩组合为特征, 侵入于三叠纪浅变质地层中, 同位素年龄值为 2.2 亿年。岩带化学成分属钙碱系列, SiO_2 和 $\text{K}_2\text{O} + \text{NaO}_2$ 的含量由东向西增大。岩体显然也是一条岛弧岩浆系列, 其与金沙江构造带向西消减密切相关。

(七) 怒江缝合带

它可作为横断山区的西界, 分隔了昌都地块与波密—察隅地块, 是班公湖—怒江缝合带的东段^[10]。该带西段已有较详细的研究^[20-21]。八宿以南的蛇绿岩存在问题至今还有争论。东段蛇绿岩保存最好的在丁青^[22], 可见东西两个岩体。西岩体除构造岩化的方辉橄榄岩及纯橄岩外, 上部层位的枕状熔岩、块状玄武岩及角砾状玄武岩、硅质岩及深水浊积复理石发育齐全, 出露好; 东岩体主要为下部层位的方辉橄榄岩、堆晶岩、辉长岩和岩墙群, 上部层位被断层所截, 被中侏罗统灰岩覆盖。

八宿以南由于没有较完整的剖面, 一直有人怀疑蛇绿岩不复存在。然而大体沿怒江河谷断续出露的许多方辉橄榄岩小岩体及其相伴生的一套浊积复理石带, 仍然可以勾划出缝合带的大体位置, 直至龙陵、潞西、遮放一带, 出国境与缅甸中部的蛇绿岩带相接。潞西三台山方辉橄榄岩体中的斜方辉石呈定向排列, 且形成橄榄石与辉石的结晶交替层, 具极好的堆晶结构。这与丁青西岩体下部的方辉橄榄岩极为相似, 仅仅是因受强烈构造变动, 缺失某些组分, 以至缺失某些构造带。

此外, 区域南缘还有保山地块、澜沧江构造带、思茅盆地和哀牢山构造带等构造单元。

保山地块实际是昌都地块的一部分, 两者在沉积建造、发育历史及地壳变形上大体雷同。思茅盆地与昌都地块东缘的江达—兰坪构造带是直接沟通的。前者是从三叠纪以后发育起来的中生代盆地, 它的发育历史与昌都地块中生代以来的发育历史一致。

问题是澜沧江构造带与哀牢山构造带向北与谁联接? 澜沧江构造带从晚泥盆世以来

就有放射虫硅质岩的深海相沉积^[14], 似乎在区内是开启最早的一条深海洋盆。它的后期消减作用是朝东的^[23], 洋盆延续到二叠纪末, 两侧陆块发生碰撞, 混杂岩普遍发育, 并有高压相带的蓝片岩^[24]。澜沧江构造带在昌宁以北略向西偏, 被怒江缝合带所截而不复出现, 似乎与北面的几条构造带都不能直接相联。

哀牢山构造带蛇绿岩较分散, 组合单调, 仅出露超基性岩, 没有较完整的剖面, 然而它的存在已为多数人所接受并惯以应用。过去都认为, 哀牢山构造带朝东北, 向扬子地块之下消减^[25-26], 这主要是把哀牢山群当作双变质带中的高温变质带看待而得出的结论。实际上思茅盆地的三叠系火山岩才是对应岛弧伴生物。就岩性、岩石组合、化学成分及形成环境而言, 思茅盆地内火山岩与江达等地的火山岩是可以对比的。哀牢山构造带蛇绿岩被上三叠统一碗水组不整合。一碗水组下部红色砂砾岩中有蛇绿岩成分的砾石, 可见其形成与侵位都在晚三叠世前, 这与金沙江构造带的白马雪山蛇绿岩剖面一致。哀牢山构造带过双沟向西北虽已没有蛇绿岩出露, 但沿哀牢山群西南侧、苍山群和石鼓群西侧的断裂带是清楚而连续的, 过鲁甸北即复出蛇绿岩, 并与奔子栏一带的金沙江构造带直接相联, 两者发育历史和消减方向也都一致。由此哀牢山构造带应与金沙江构造带相联接。

三、构造演化简史

上述可见, 横断山区由许多条块组合而成, 各条块既有联系, 又各有自身的发展特点。古生代以来的历史似乎可以划分成如下几个阶段: 早古生代时期, 昌都地块、中咱地块和扬子地块具有相同的沉积建造与发育历史, 生物群亦属同一地理区; 当时, 金沙江构造带、澜沧江构造带、甘孜—理塘构造带和怒江缝合带等深海洋盆尚未开启。因此横断山区是统一的浅海区, 属东特提斯的浅水广海, 陆壳性质, 是冈瓦纳古陆的广阔大陆架^[27]。

晚古生代开始发生分异, 或许扬子地块首先从冈瓦纳古陆分裂出来, 并向华北方向漂移。这样扬子地块与昌都地块间就产生了一个力偶, 相互间出现左旋张扭运动, 进而产生张扭性破裂。这可以从区内的几条构造带呈斜列式排列和由南向北逐步发展得到证实。古地磁资料也同样证实了这一点: 泥盆—石炭纪时期, 包括昌都地块在内的拉萨—察隅地块还稳定于南纬 30° 左右^[28], 而当时扬子地块已漂移到北纬 20° 左右^[29], 显然两者间要产生左旋张扭运动, 斜列式的海底裂谷槽就适应这种运动形式而产生。随着时间的推移和运动状态的持续发展, 张裂槽继续扩张, 逐步出现程度不等的洋壳, 形成成带的串珠状洋盆, 乃至大洋。由于明显的剪切作用, 因此有人把金沙江沉积盆地称作转换断层盆地^[30]。

二叠纪时期, 扬子地块已接近华北地块, 至晚期或许前陆已开始接壤, 从而减慢了漂移速度。而这时冈瓦纳古陆北部产生新的裂开, 新特提斯开启, 位于其北的几个小地块(包括昌都地块和波密—察隅地块等)向北漂移加快, 北移速度大大超过了扬子地块的北移速度。因此其间必然产生右旋扭动的剪切挤压汇聚力。

几条洋盆带至此由扩张转化为收缩消减。收缩消减作用与张裂作用一样, 也是先从南面开始, 并逐步向北发展。首先是澜沧江构造带, 在石炭纪晚期开始向东消减, 形成临沧岩浆火山弧; 二叠纪末或三叠纪初海洋被封闭。其次是金沙江构造带(往南为哀牢山构

造带),二叠纪起开始向西消减,形成江达岩浆火山弧和昌都、思茅中生代大陆坳陷,中三叠世末海洋被封闭。最后是甘孜—理塘构造带,三叠纪起向西消减,形成义敦岛弧带,三叠纪末海洋被封闭。至此,横断山区再次连成一片,并已基本抬升成陆,海洋向西退至怒江一线及以西地区。

随着印度板块的北移,并最终与亚州大陆的碰撞,在横断山区陆块致合后,大陆汇聚及陆内消减作用仍很强烈,这可从区内大规模的冲断、推覆、走滑作用、由地壳重熔的岩浆活动和火山作用,以及地震活动得到证明。随着青藏高原的形成,在强烈的南北向挤压下,使青藏高原本部的物质向横断山区蠕散和滑移^[31],以及它本身的叠覆和深部物质的转化,地壳不断增厚,地形升高,于是横断山区成为青藏高原的一部分。

参 考 文 献

- [1] 张文佑等, 1986, 中国及邻区海陆大地构造, 科学出版社, 共 575 页。
- [2] 黄汲清等, 1977, 中国大地构造基本轮廓, 地质学报, 51(2), 第 117—135 页。
- [3] 任纪舜等, 1980, 中国大地构造及其演化, 科学出版社, 第 1—124 页。
- [4] 陈炳蔚, 1983, 昌都地区怒江、洞沱江、金沙江流域地槽发展的若干问题, 青藏高原地质文集(12), 地质出版社, 第 165—177 页。
- [5] 聂树入、郭树学, 1983, 巴颜喀拉—松潘地区的构造发展, 青藏高原地质文集(12), 地质出版社, 第 43—50 页。
- [6] Sengor, A.M.C., 1979, Mid-mesozoic closure of permo-triassic Tethys and its implications, *Nature*, 279(5714), 590—593.
- [7] 应绍奋、张振春, 1965, 川西地区东昆仑地槽的地质构造基本特征, 构造地质问题, 科学出版社, 第 65—81 页。
- [8] 青海省地质局, 1970, 1/100 万玉树幅地质图及说明书, 地质出版社, 共 240 页。
- [9] 刘宝田等, 1983, 四川理塘—贡觉一带古洋壳的发现及其对板块构造的意义, 青藏高原地质文集(12), 地质出版社, 第 119—127 页。
- [10] 侯立玮等, 1983, 藏东川西地区岩浆活动的主要特征及其与板块构造、内生矿产的关系, 青藏高原地质文集(13), 地质出版社, 第 69—105 页。
- [11] 潘裕生, 1984, 青海省通天河发现蛇绿岩套, 地震地质, 6(2), 第 44 页。
- [12] 王连成等, 1985, 四川理塘蛇绿混杂岩——一个以火山岩为基质的蛇绿混杂岩, 岩石学报, 1(2), 第 17—27 页。
- [13] 郝子文等, 1983, 论昆仑—巴颜喀拉海及其与特提斯洋演化关系, 青藏高原地质文集(12), 地质出版社, 第 25—41 页。
- [14] 李红生, 1986, 云南孟连县晚古生代放射虫化石, 青藏高原研究——横断山考察专集(2), 北京科学技术出版社, 第 8—15 页。
- [15] 王乃文, 1983, 中国侏罗纪特提斯地层学问题, 青藏高原地质文集(3), 地质出版社, 第 62—86 页。
- [16] 姚冬生, 1983, 三江弧形构造的特征及演化历史, 青藏高原地质文集(12), 地质出版社, 第 51—62 页。
- [17] 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, (3), 第 205—214 页。
- [18] 四川省地质局, 1974, 1/100 万昌都幅地质图及说明书, 地质出版社, 共 233 页。
- [19] 常承法、潘裕生等, 1982, 青藏高原地质构造——青藏高原科学考察丛书, 科学出版社, 第 1—91 页。
- [20] 潘裕生, 1984, 班公湖—怒江带中段构造性质探讨, 地质科学, (2), 第 139—147 页。
- [21] 邓万明, 1984, 藏北东巧—怒江基性、超基性岩带的岩石成因, 喜马拉雅地质(II), 地质出版社, 第 83—98 页。
- [22] 张 旗, 1983, 丁青蛇绿岩套, (1), 地质科学, 第 101 页。
- [23] 张 旗等, 1985, 云南省云县铜厂街蛇绿混杂岩的初步研究, 岩石学报, 1(3), 第 1—14 页。
- [24] 彭兴阶、罗万林, 1983, 澜沧江南段双变质带的初步确定, 青藏高原地质文集(13), 地质出版社, 第 21—30 页。
- [25] 常承法、郑锡澜, 1973, 中国西藏南部珠穆朗玛峰地区地质构造特征以及青藏高原东西向造山系形成的探讨, 中国科学, (2), 第 190—201 页。
- [26] 王铭元等, 1983, 滇西地区大地构造演化, 青藏高原地质文集(12), 地质出版社, 第 187—199 页。
- [27] Boulin, J., 1981, Afghanistan structure, Greater India and eastern Tethys evolution, *Tectonophysics*, 72(3—4), 261—287.
- [28] 朱志文, 1985, 西藏高原及其邻区显生宙以来的古地磁极移曲线的对比意义, 地球物理学报, 28(增刊 I), 第 219—225 页。
- [29] Ridd, M.F., 1980, Possible paleozoic drift of SE Asia and triassic collision with China, *J. Geol. Soc.*, 137(5), 635—640.
- [30] 王二七, 1985, 金沙江转换断层沉积盆地, 地质科学, (1), 第 33—42 页。
- [31] Tapponnier, P., Molnar, P., 1976, Slip-line field theory and large scale continental tectonics, *Nature*, 264(25), 319—324.

DIVISION OF GEOLOGIC STRUCTURE IN THE HENGDUAN MOUNTAINOUS REGION

Pan Yusheng

(Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences)

Abstract

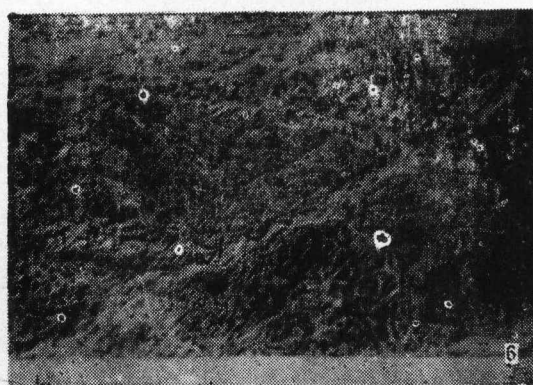
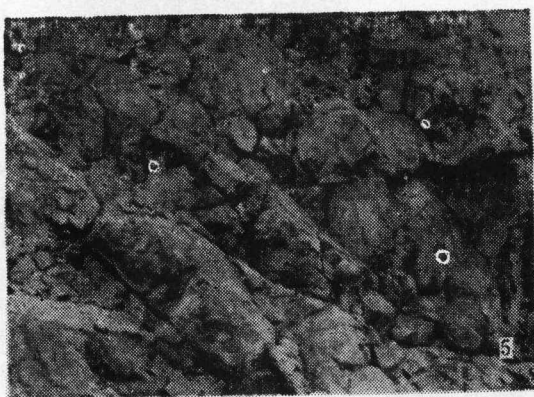
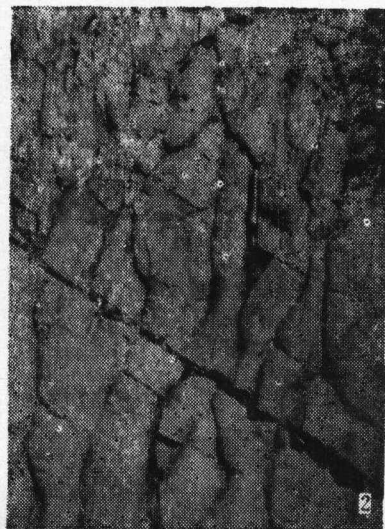
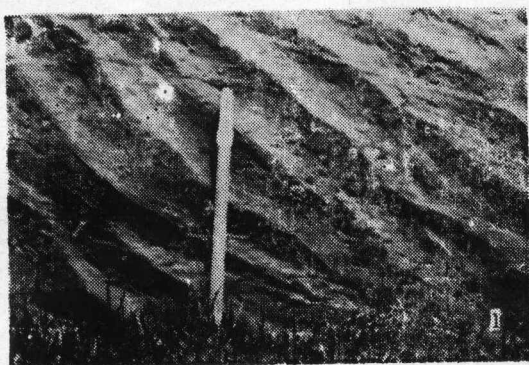
The Direction of structural lines coincid with the relief in the Hengduan Mountainous Region. It turns abruptly from W-E in the northwest to S-N in the middle part and NW in the southeast. It show a shape of "S" converse. This region is located to the west of Yangtze massiff and the south of Kunlun-Qinling tectonic zone on the geology, it is conneced with Indosinian and SE Asia in the south, and with Qinghai-Xizang Plateau in the west on the tectonic. This region is located between circum-Pacific and Paleotethys domain. It is the most complex region in the geologic structure of China.

Based on nature of the earth crusts, i. e., oceanic or continental crusts, this region may be divided into following tectonic units: Bayankala—Songpan terrene, Ganzi—Litang structural zone, Yidun island arc zone, Zhongzan block, Jinshajiang structural zone, Qamdu block and Nujiang structural zone.

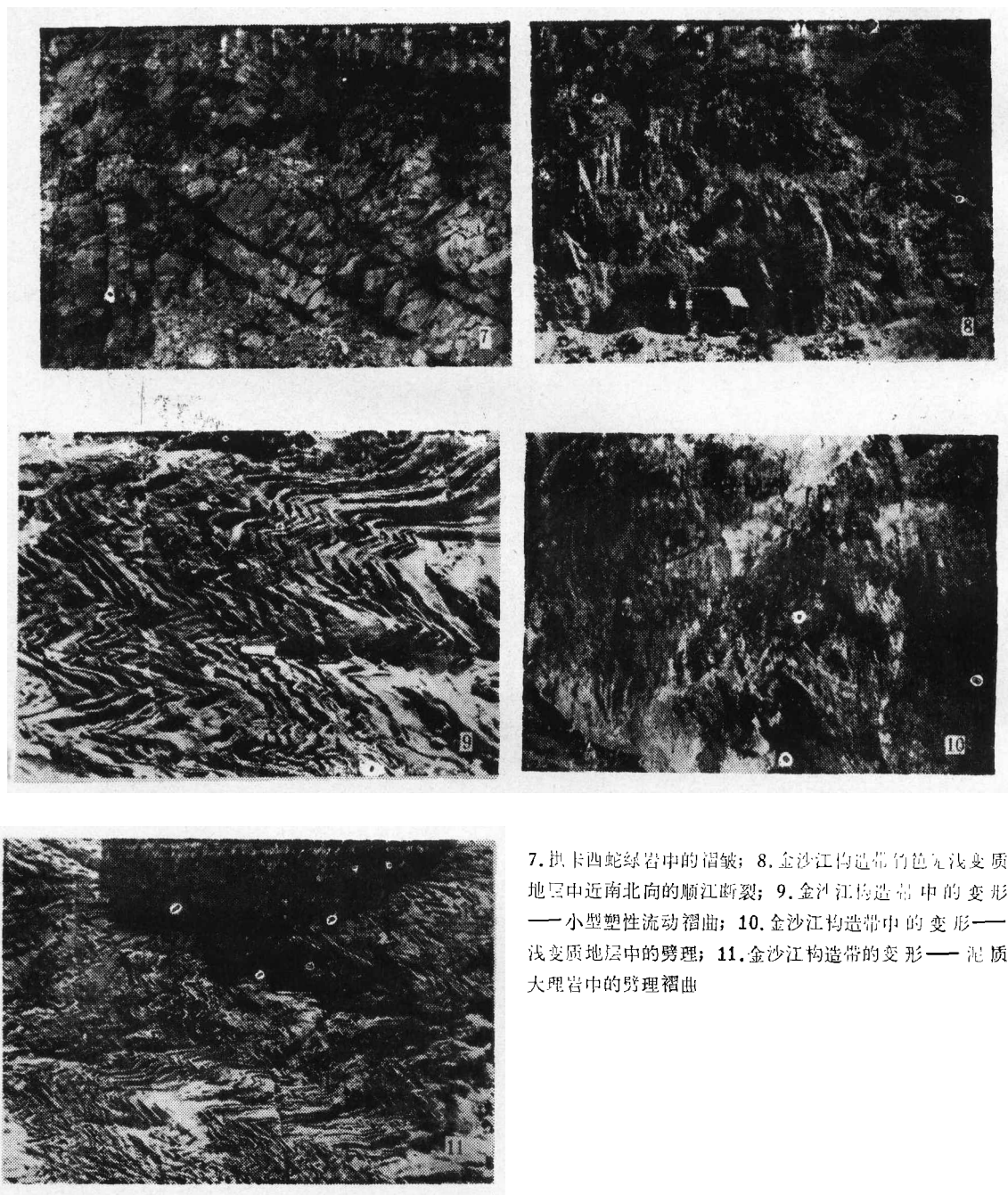
There are all ophiolite finded in the Ganzi—Litang, Jinshajiang and Nujiang structural zones. They are distincted several zones of oceanic crust.

Tectonic development in this region could be divided mainly into stages as follows: it was same a region of shallow water of eastern Tethys in the early Paleozoic. Crust broke and drifted away from Yangtze massiff because of tenso-shearing during the late Paleozoic. Crust converged and collided agian because of Press-shearing from Permian to Triassic. After Triassic continents were formed and gentle uplifting. Qinghai-Xizang Plateau was formed because it has been uplifting fast since Quaternary, same time valley and range regions were formed as prenent along a structural direction.

Key words Hengduan Mountainous Region, division of geologic structre, structural zone, block, suture zone, island arc zone



1. 巴颜喀拉群中的波痕；2. 巴颜喀拉群中的底模；3. 巴颜喀拉群中的交错层；4. 理塘毛垭坝的混杂岩；5. 白马雪山枕状熔岩；6. 金沙江构造带祺卡西蛇绿岩中的破碎带



7. 拱卡西蛇绿岩中的褶皱；8. 金沙江构造带竹笆沱浅变质地层中近南北向的顺江断裂；9. 金沙江构造带中的变形——小型塑性流动褶曲；10. 金沙江构造带中的变形——浅变质地层中的劈理；11. 金沙江构造带的变形——泥质大理岩中的劈理褶曲