

第一章 绪 论

三江地区南段(云南省西南部)地处欧亚板块与印度板块结合部的东侧,为特提斯构造域东段的组成部分。该区由于交通相对方便,地质研究程度较高,某些地区、某些领域已经达到了较高的水平。因此,我们将研究的重点放在区内存在的重大基础地质疑难问题上和前人工作相对薄弱的环节上,特别是针对前人各种观点认识分歧上的野外地质证据收集方面。

为了能够正确估价我们工作所取得的进展,有必要简要回顾该区前人工作的一些重要研究成果及有关进展情况。70年代末到80年代初,按1:20万区域地质调查资料提供的信息,人们曾经把注意力集中在金沙江-哀牢山构造带上,将该带视为重要的板块边界(吴继远,1973;张之孟、金蒙,1974;段新华、赵鸿,1980等)。进入80年代,由于昌宁、孟连、澜沧等地区的1:20万区域地质调查工作相继完成,提供了该区有低温高压蓝闪片岩带和构造混杂岩存在的信息^①(彭兴阶、罗万林,1983等)。因此澜沧江带(含昌宁-孟连带)成为研究的重点,许多科研、教学单位竞相进行考察研究,大大推动和促进了该区的地质研究程度。仅80年代末到90年代初,就发表了各种专著和论文数十篇,对该带的地质构造特征和重要性进行了详细地讨论。其中以《三江地质志》(构造部分,1983);黄汲清等(1987);《云南省区域地质志》(1990);王义昭等(1988);刘本培等(1989,1993);钟大赉等(1993);莫宣学等(1992);范承钧(1985);范承钧、张翼飞(1993);罗君烈(1992);丛柏林、吴根耀等(1993);吴根耀(1992);方宗杰等(1991)最具代表性。

保山地区以地层发育为特点,三四十年代,古生代地层的研究就已达到了相当高的水平,有些成果至今仍不失其光彩。70年代末到80年代初相继完成的1:20万保山、腾冲地区区域地质调查,发现于晚石炭世存在有冰川-冰海相含砾岩系的信息(王义昭,1983),同样引起了热心研究冈瓦纳与特提斯相互关系的地质学家们的兴趣,近年也成为一研究热点。尽管争论较多,但研究更为深入,对我们了解滨邻冈瓦纳边缘地带的大地构造属性以及特提斯与冈瓦纳界线的确定提供了颇有价值的证据。

三江造山带内发育众多的中酸性侵入岩、火山岩、镁铁-超镁铁岩带以及发育极好的变质岩带,一直是广大地质工作者关注的热门研究课题。80年代以来,云南省地矿局为配合滇西锡矿带的成矿地质背景研究,对区内的中酸性岩进行了深入系统的研究工作,已经发表专著(范承钧等,1989)。中国地质大学莫宣学、沈上越、朱勤文等与云南地矿局何昌祥、刘祥品等合作对三江地区火山岩的专题研究,系统地总结了区内火山岩的时空分布和演化特点,为深入研究和了解区域成矿地质背景和地质构造演化提供了依据,并在若干方面取得了新的认识和进展,如对区内沿金沙江带存在准洋脊玄武岩的认识、澜沧江“滞后”型岛弧火山岩的认识等,无疑都为深入了解和认识区内火山岩形成演化的大地构造环境开拓

^① 段彦学等,1982,滇西澜沧、孟连一带混杂岩带的初步确定。

了新的思路(莫宣学等, 1992;朱勤文、何昌祥,1989)。对区内存在众多的镁铁-超镁铁岩带,一直为构造地质学家所关注,由于早期的观点限制了对已有资料的认识和提高,尽管人们已经意识到了问题之所在,但因囿于资料的缺乏而举步艰难。即使在这种困难的条件下,广大地质工作者仍然坚持应用板块观点对其进行重新审查认识,并结合其他地质作用过程,将区内哀牢山带、昌宁-双江带(铜厂街等地)、潞西带等确定为古缝合线(俯冲带)存在的重要标志之一。刘朝基(1980)和邓家藩(1987)等先后对区内镁铁-超镁铁岩进行了比较系统的研究和总结,积累了丰富的资料。但是,真正系统全面而深入的研究工作是由中国科学院青藏高原综合科学考察队的张旗等(1992)完成,并著有“横断山区镁铁-超镁铁岩”。该成果较好地反映了区内镁铁-超镁铁岩的特征,并提出了若干具有独创性的见解,如对哀牢山双沟地区蛇绿岩的认识,新建义敦型镁铁-超镁铁岩体类型以及对昌宁-孟连带镁铁-超镁铁岩的认识等,为深入总结区域地质构造规律提供比较可靠的依据。

对变质岩的研究,历来是造山带研究的核心问题。在三江地区1:20万区调成果中,对区内各变质岩带的变质岩岩石学方面做了较多的研究和总结,同时做了部分有关同位素年代学和原岩的恢复,这些成果集中反映在“云南省变质杂岩”(薛玺会等,1989)和“云南省区域地质志”(1990)中。限于主客观条件,没有能把变质岩的构造变形特征进行充分研究。80年代后期,地质矿产部直管局主持编制的三大岩类1:5万区域地质填图方法指南(房立民等,1991;高秉璋等,1991;魏家庸等,1991;周维屏、陈克强等,1993)相继问世,1:5万云南区域地质调查均以新的观点和方法为指导进行造山带的填图,已相继完成哀牢山北段和高黎贡山南段部分,大大加强了变质岩区构造变形特征的研究。与此同时,云南省地质科学研究所和中科院地质研究所等单位也开展了哀牢山^①(钟大赉等,1989;吴海威等,1989)和澜沧江地区(丁俊硕士论文,1986;赵靖,1992;秦元季博士论文,1991)变质岩构造变形特征的研究,这些多项研究成果大大丰富了三江造山带中变质岩构造变形特征的内容,并在许多方面有所突破,提出了新的见解。

龙陵、澜沧、普洱等地区频繁而强烈的地震活动,为研究该区活动性断裂和新构造运动提供了极好的条件,云南省地震局对区内近期的中强震进行了较详细的调查研究,积累了丰富的资料,不仅为新的地表变形,同时也为了解区域深部构造的特点提供了丰富的信息。尤其是新近云南遮放至宾川间沿滇缅公路所完成的地学大断面研究成果,更为我们深入了解区内地壳深部构造特征提供了宝贵的资料(阚荣举、韩源、张双林等,1992)。云南省地矿局地球物理地球化学勘查队编制的“云南省区域物、化探资料综合研究报告”,收集整理了区域物、化探方面的重要成果,为我们分析认识区域地壳深部构造特征提供了重要的信息。

“七五”期间,三江地区的成矿地质背景研究取得大的进展,尤其是在铜、铅、锌、锡、金、银等矿种方面,不仅对典型矿床进行了深入的解剖,对若干典型矿床建立了成矿模式,并且对区域成矿地质背景有了更为深入的认识。三江南段典型矿床和成矿规律在许多方面取得了进展,例如哀牢山金矿成矿地质背景及老王寨金矿成矿模式的建立;澜沧江带火山岩岛弧的构造背景与成矿作用;区内中酸性岩的形成构造环境及有关的成矿作用等(罗君烈、杨荆舟等,1991;叶庆同等,1992;刘增乾等,1993;王增等,1995)。

^① 丁俊,1988,哀牢山北段构造及控岩控矿特征研究。

三江地区南段是三江地区地质构造现象最为丰富、构造单元出露较全、地质研究程度相对较高的地区。它在东特提斯构造域形成演化的时空迁移变化规律和结构构造特征方面的研究中均具代表性，是世界上研究巨型复合造山带较为理想的地区之一。通过研究，我们认为，三江巨型造山带总的特点是具复合特征，即大造山带由大量现在已并入造山带的岛弧地体、微陆块以及走滑运动形成的碎块所组成，是由若干次级造山带及其间所夹持的具有不同演化阶段、不同成熟度的陆壳碎块所组合而成的造山拼接带，总体上表现为强烈变形、变位和变质的复杂构造带。因此，其内地层构造因素表现十分复杂，既有 Smith 型层序地层，也有部分有限 Smith 型的构造型地层，而构造变形强烈地段，则多表现为非 Smith 型的构造-岩层，甚至出现完全无序的构造混杂岩带。前两种类型基本上能反映原来沉积盆地的面貌，主要位于三江造山带的弱应变域（相对变形、变位较弱）部分；后两类则主要集中在一些山链组成的造山带内。这说明古特提斯演化阶段区内并不存在单一大洋环境，而是由规模不大的有限盆地（它们可以是深海槽 / 小洋盆）和同时存在的若干地块（微陆块 / 岛弧地体）所组成。由于盆地规模不大，因此，其后期闭合阶段的俯冲消减作用就不彻底，其内常保留着盆地阶段的某些特点。上述盆、块间隔的洋-陆演化格局，主要发生在晚三叠世以前。其早期阶段（早古生代），曾经存在过开阔的大洋环境，以广泛发育被动边缘型（大西洋型）沉积为主；早、晚古生代交接阶段，不同地区相继发生规模、强度不等的构造运动，使发育的广阔海域发生不同程度的闭合，其时间进程自志留纪末一直延续到早石炭世末。从总的特征看，空间上表现出自东向西的延续迁移，东部相对较早，向西向南则相对较晚。由于这种转变，我们完全有理由认为：区内古特提斯所表现的盆、块间隔的洋-陆演化格局，有可能是早古生代（也有可能是元古宙—早古生代）存在的开阔大洋（原特提斯）经改组迁移重新组合而成的。基于这种认识，把晚古生代—三叠纪阶段的古特提斯演化阶段，看成南、北大陆的改组迁移调整阶段似更恰当。之所以作此考虑，主要是因为南、北大陆间的中间地块群一般都具有过渡性的特点。

晚三叠世以后，区内除怒江断裂带以西地区外，大多已经拼接到了欧亚大陆的南缘，并转入陆内-陆缘演化阶段。只是到了喜马拉雅期的晚始新世—渐新世时，由于印度板块与欧亚板块的强烈碰撞，三江地区才最后结束了特提斯的演化历史，全面进入强烈隆升和伸展调节阶段。伴随该期强烈碰撞作用，三江造山带受到了强烈的陆内变形，致使三叠纪形成的老造山带又重新复活，表现出年青活动的特点。三江造山带这种复杂的演变过程，为区内矿产的形成和分布奠定了有利的基础，形成众多丰富的铜、铅、锌、钨、锡、金、银等矿产。

第二章 构造单元的划分及其特征

第一节 区域地质构造特征

研究区地处青藏高原向南延伸的三江地区（横断山脉）南段，西面和南面与东南亚地区接壤。云南保山、腾冲地区紧邻缅甸，与掸邦高原融为一体，除怒江河谷为深切割的高山陡坡地形外，多具块状地貌特征，多为中高山地形。腾冲附近中高山间为火山台地地貌。无量山以南的红河与澜沧江之间，地形北高南低，总体向南缓倾（山岭海拔由北 3000 多米向南降至 1500 m 左右），山谷相间，蜿蜒曲折，极像北端紧束而向南撒开的一把扫帚。研究区内复杂的地形地貌特征，恰好与其复杂的地质构造背景相呼应。一般区内大江、大河皆沿大断裂带或古板块边界发育。山脉则与碰撞造山带相吻合。由于该区地处横断山脉由紧束到向南撒开的部位，因此，地质构造上形成一种由大的断裂带、活动边缘沉降带与相对稳定的地块相间排列组合而成的特殊构造格局，前人称为条、块相间或盆、块间隔的构造组合格局（云南省区域地质志，1990）。但这种构造格局表现比较清楚的主要还是晚古生代至三叠纪。由于这种复杂的组合，以致对其大地构造的归属及性质认识差别较大。该区虽是古特提斯东段的重要组成部分，但对古特提斯的位置及特点认识却不一致。较多的人将澜沧江带视为古特提斯的主带，并将其作为冈瓦纳与欧亚的分界（李春昱等，1982；范承钧，1982；施琳等，1984；王义昭等，1988；谭雪春等，1991；方润森等，1991）；有的将昌宁-孟连带作为古特提斯洋闭合的缝合线（黄汲清等，1987；方宗杰等，1991，1992；李兴振等，1991）；还有认为昌宁-孟连带具有多岛洋的性质（刘本培等，1991；郭福祥、刘本培，1993）。从生物区（系）和沉积岩相特征看，柯街断裂表现了明显的控制性（郭福祥，1985，1990；王义昭等，1988；云南省区域地质志，1990）；也有将金沙江-哀牢山-藤条河断裂带作为重要分界线（王乃文，1984；黄汲清等，1984）。结合东南亚的地质特征考虑，如果将思茅地块视为印支地块的北延部分，那么，昌宁-孟连带、澜沧江带与哀牢山-藤条河带具有同等的重要性（王凯元等，1987；王义昭等，1988），并以此为基础提出云南古特提斯地槽在石炭—二叠纪时期为互相分隔的数条深海槽或小洋盆组成的地槽体系（王义昭等，1988；云南省区域地质志，1990）。滇西古特提斯更可能由一系列宽窄不一、发育历史各异的较小洋盆及陆间海组成（方宗杰等，1991）。上述认识虽有所不同，但其中共同点是扬子地块与冈瓦纳之间的范围内存在着一系列中间地块（微陆块和地体）。它们可以是大陆分裂出来的块体，也可以是俯冲带上的岛弧发展起来的中间地块，呈现为由若干变质变形带、造山带或走滑剪切带与不同块体呈逆冲-推覆的叠覆、走滑拼接而组合成的巨型复合造山带，造山后伸展作用的特点，在各构造单元间的构造变形特征上的表现均为明显。值得注意的是，由于印度板块与欧亚板块在喜马拉雅期（约 45 Ma 前）的强烈碰撞作用，区内的构造格局遭受了强烈的陆内变形，使原有的构造格局发生了明显的变形变位和扭曲，造成区内

一些构造带或构造单元的空间延伸和衔接关系已经变得模糊不清，对此，我们不能仅根据其现代位置上的远近和方向来进行确定，应着重对各种地质作用过程的相对时空关系的相关性进行研究。

第二节 构造单元的划分及其特征

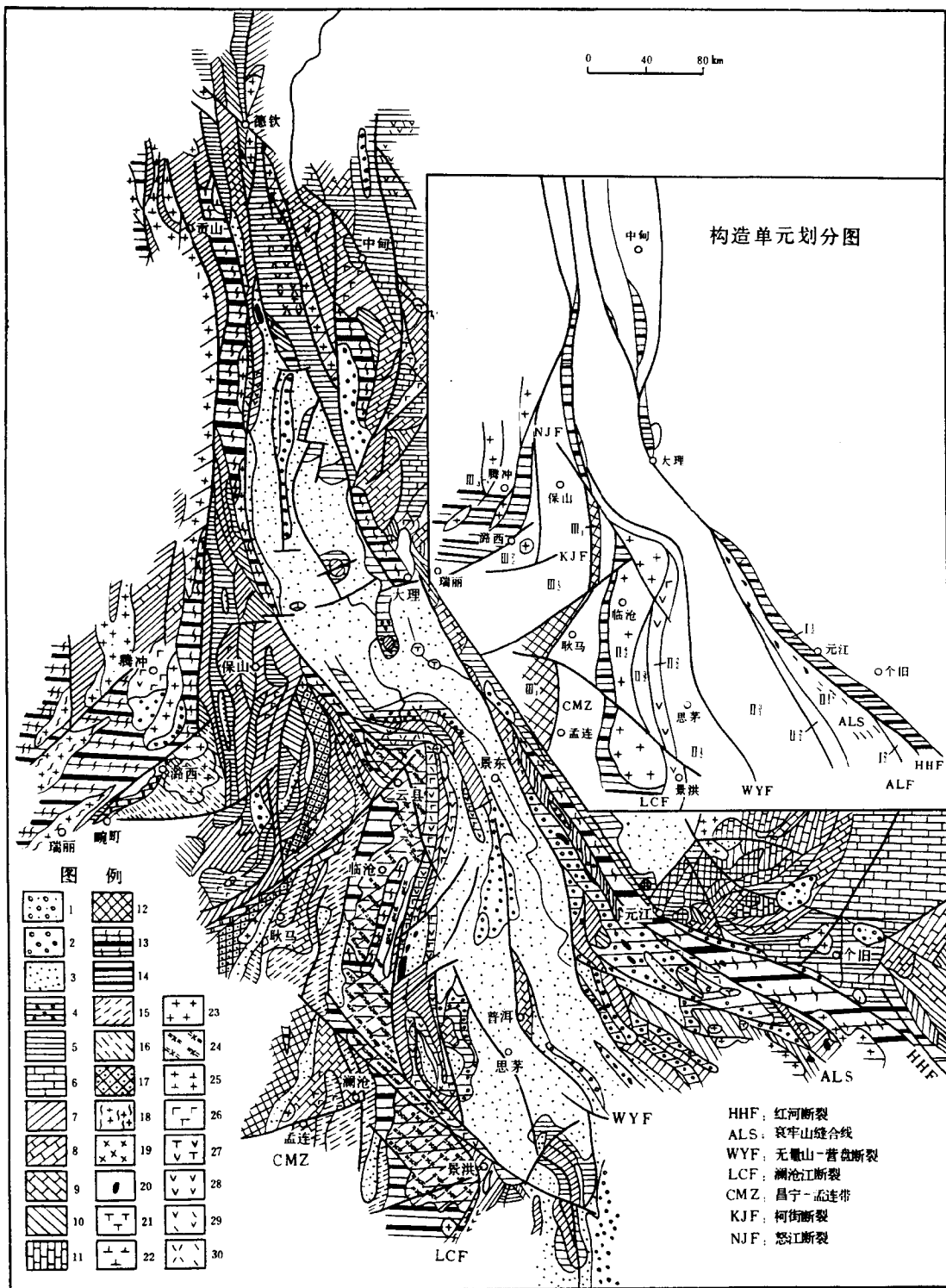
笔者以板块构造观点为指导思想，并将晚古生代至三叠纪阶段作为重点研究时期。大陆构造变形中大的造山带具复合特征，其中由大量现已并入造山带的岛弧以及走滑运动形成的碎块组成（A. M. C. Şengör, 1992），绝大部分原属不同大陆边缘的不同构造单元的拼合。其道理非常简单，大洋不管发展演化到威尔逊旋回的那一个阶段消亡，最终必定是以原板块边缘地带形成的岛弧与分裂陆块之间的碰撞拼接而结束。大洋或盆地部分则大多消失不见，它们多以蛇绿岩、深水沉积以及规模不等的岩块掺合在一起构成混杂岩带，它的存在表现为原大洋、盆地的残迹。因此，在大陆地质构造中，主要反映原来大洋可能的造山带位置，更多保留的主要还是原洋陆边缘地带的构造单元特点。由于该区在晚古生代—三叠纪的古特提斯演化是一个十分重要的阶段，因此，在区内构造单元的划分上，我们着重研究该阶段各单元自身所具有的特点。为了把造山带的特征反映得更为清楚，将造山带作为一个整体并进行不同构造单元的划分，同时兼顾其造山前的发展历史。另外，板块构造并未形成一套按不同等级和规模大小级别的系统的名称，而研究区范围又十分有限，很难恰当表示不同级别构造单元间的实质性差别，因此，有关构造单元名称的名词术语的应用，着重参考“云南省区域地质志”（1990）和“中国邻区构造古地理和生物古地理”（王鸿祯等，1990）的划分方案。该区属南亚构造域的范围，其构造单元的划分如图 2-1 所示。在确定构造单元划分时，我们既注意了空间上的共生组合规律，同时也注意了构造单元在不同时间演化阶段中的继承和发展。现将各构造单元特征叙述如下。

一、扬子板块亚构造域（I）

该构造域位于哀牢山构造混杂岩带（缝合带）以北，区内主要为康滇地块和哀牢山构造带两个次级单元，两者以红河断裂为界。

（一）康滇地块（I₁）

具有明显的基底和盖层双层结构。基底由古—中元古界组成，盖层以澄江砂岩与下伏地层间的不整合面（代表晋宁运动）作为底界面。其上为新元古界—三叠系的陆相、海陆交互相、浅海相地层，其沉积比较稳定。但晚二叠世因受古特提斯板内裂谷作用的影响，在川滇地区曾出现过陆相（边缘为海相）玄武岩浆的喷发活动。晚三叠世以后的中生代，沿康滇地块西部曾发生大规模张裂拗陷，形成了滇中中生代陆相红色碎屑沉积。新生代早期，滇中再次遭受小规模裂谷作用，发生了一定规模的碱性岩浆侵入活动。始新世末—渐新世，板内磨拉石沉积发育，反映扬子板块也遭受到了印度板块与欧亚板块强烈碰撞作用。值得提出的是，近期区调成果表明，原认为属于区内结晶基底的部分大红山群和褶皱基底的昆阳群，虽然具有较大的沉积厚度，但原生沉积环境并不全属于深水沉积，尽管也属活动沉积，却表现了明显的过渡性沉积特征。其变形变质特征具似变非变的特点，表现为一种基底和盖层间的过渡层色彩。结合国内外相同时代地层的特征分析，该套地层有可能属全球性的元古宙地质发展特殊阶段的产物。该阶段只发生过规模相对较小的中酸性岩浆侵入活



图例

1	12
2	13
3	14
4	15
5	16
6	17
7	18
8	19
9	20
10	21
11	22
	23
	24
	25
	26
	27
	28
	29
	30

动，表现出此时板块陆壳成熟度已经较高，且比较稳定。元古宙基性岩浆的侵入和喷发活动早期较强，晚期微弱，表现出一种活动性逐渐减弱的特点。

沿红河断裂带附近的边缘地带，具较强的构造变形特征，主要有以下三种情况：元江一带发育一定规模的逆冲-推覆构造；在昆阳群大龙口组和富良棚组中发育一组顺层剥离断层；由于后期红河断裂带的影响，使红河谷地的地层及岩石均受到北西向断裂的改造，形成一组北西向的走滑平移断裂和一条变形强烈而变质弱的动力变质带。

(二) 哀牢山构造带 (I₂) (图 2-2、图 2-3)

该带东以红河断裂带为界，西为哀牢山断裂，主要由古元古界哀牢山群变质岩组成的基底断块和由古生界—三叠系组成的盖层(金平地区)断块两部分。由于后期陆内造山作用，使整体卷入到哀牢山造山带，可将其视为扬子西缘的强变形带，应属碰撞造山带的上覆陆块单元(许靖华, 1987; 1992)。

1. 哀牢山基底断块单元 (I₂)

由哀牢山群深变质岩系组成，为一套混合岩化强烈的中深变质岩系。总体呈北西-南东向狭窄条带状延伸，两侧分别为哀牢山断裂和红河断裂所限，北延至南涧密滴附近，因两断裂交汇使基底单元尖灭，南延进入越南与范士版带相连。该群由于变质较深，构造变形强烈，加之混合岩化改造作用，原岩面貌大多消失，地层层序已难恢复。其层位时代，仅据区域资料分析对比，暂将其置于古元古代，并视为扬子板块结晶基底的组成部分(云南省区域地质志, 1990)。该变质岩系于由云南省地质局区调队(1965)命名为哀牢山群。1973年，该群自下而上划分为小羊街组、阿龙组、凤港组和乌都坑组，为向北东倾斜的单斜岩层。继后在进行哀牢山群变质岩专题研究中发现，岩石的变质程度具有反序的特点，即由特征矿物组合所反映的递增变质现象表现出上强下弱的特点。同时发现阿龙组和乌都坑组的岩石类型和组合特征十分相似，认为两者有可能属同一地层因后期构造作用而重复出现。根据上述认识，认为哀牢山群总体可能为轴面向北东倾斜的倒转复式背斜构造。因此，其层序自下而上为小羊街组、阿龙组(相当于乌都坑组)和凤港组。由于当时对构造变形未进行专门研究，虽然已见到了变质作用和变形的叠加改造，仍将其作 Smith 型有序地层处理。

在 1:5 万区调填图和研究工作中，加强了对变质岩构造变形特征的研究，发现哀牢山岩群中存在着强烈的多期变质和变形作用的叠加改造，原来所划的单位已经不具备原始地层特征，它们实际上是经过了强烈面理置换、原始层理已经受到强烈改造的构造-岩层。最近工作中发现，原阿龙组的上、下段实际分别由不同的岩石类型所组成，下段以角闪质岩

图 2-1 滇西地质构造略图

1—新第三系；2—始新统一渐新统磨拉石建造；3—侏罗系至白垩系陆相红层；4—上三叠统磨拉石建造；5—三叠系碎屑沉积；6—三叠系碳酸盐沉积；7—上古生界碎屑沉积；8—上古生界碳酸盐沉积；9—下古生界碳酸盐沉积；10—下古生界碎屑沉积；11—震旦系；12—中元古界昆阳群(含少许古元古界大红山群)；13—具混合岩化(古中元古界)中深变质岩；14—中元古界浅变质岩；15—上古生界活动型沉积；16—元古宇活动型沉积；17—新元古界至下古生界浅变质岩；18—花岗片麻岩；19—基性岩；20—镁铁-超镁铁岩；21—碱性岩；22—闪长岩；23—花岗岩；24—二长花岗岩；25—花岗闪长岩；26—玄武岩；27—安山玄武岩；28—安山岩；29—中酸性火山岩；30—酸性火山岩(中酸性侵入岩时代与各时代地层相同用直线叠加表示；喜马拉雅期不再叠加花纹)

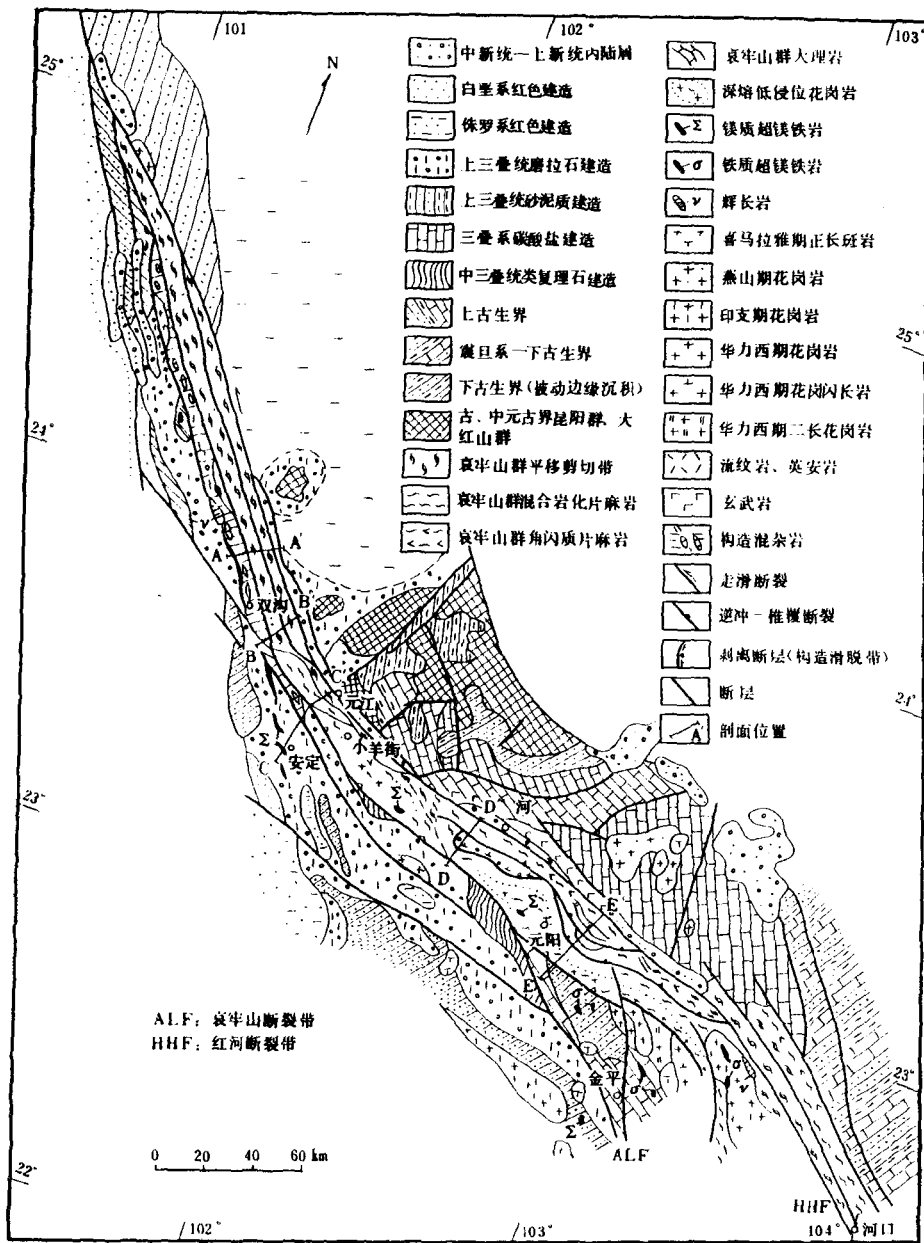


图 2-2 哀牢山及邻区地质构造略图

类为主，上段则以大理岩为主。按照岩石单位，两者应分别建组。因此，在 1:5 万填图工作中将原阿龙组下段命名为清水河岩组；上段则沿用原阿龙组，因自身构造变动强烈，不具层序概念，只能根据变质变形特征和原来建造特点建立起一种相对上下关系。笔者在红河地区的填图中，结合变质变形和岩浆活动、混合岩化等特点，在查明不同岩组间的构造接触关系，仍然可以确定出不同岩组间的相对层次关系（王义昭等，1996；王义昭、丁俊，1996）。现已研究表明，哀牢山岩群自下而上的层序关系为小羊街岩组、清水河岩组和阿龙岩组。其岩组的主要特征如下。

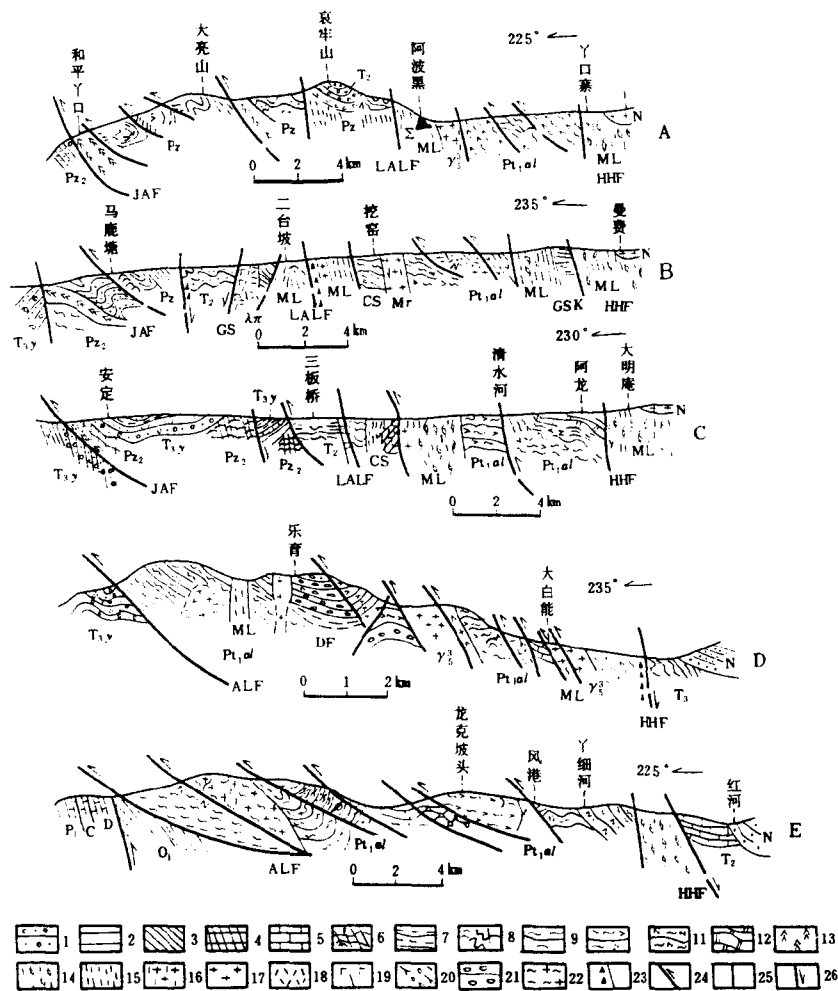


图 2-3 哀牢山群不同地段的地质构造剖面图 (图中 A、B、C、D、E 代表图 2-2 中的剖面位置)

1-砾岩、砂砾岩； 2-砂岩； 3-板岩； 4-强劈理化砾岩、砂岩； 5-灰岩； 6-劈理发育的砂页岩； 7-页岩； 8-云母片岩 (CS)； 9-黑云母斜长片麻岩； 10-角闪质片麻岩； 11-角闪斜长片麻岩； 12-大理岩； 13-镁质超镁铁岩 (Σ)； 14-眼球状碎斑糜棱岩 (ML)； 15-糜棱岩 (ML)； 16-花岗质糜棱岩 / 糜棱岩化花岗岩 (MY)； 17-花岗岩； 18-流纹斑岩 ($\lambda\pi$)； 19-变玄武岩 / 蓝闪石绿片岩 (GS)； 20-石榴子线黑云斜长片麻岩； 21-滑脱带构造角砾岩； 22-深熔低侵位花岗岩； 23-断层角砾岩； 24-逆冲推覆断层； 25-平移剪切断层； 26-正断层。Pt_{1al}-哀牢山群变质岩系； P₂-古生界浅变质岩； P₂₂-上古生界； DF-剥离断层； ALF-早期哀牢山断裂； LALF-晚期哀牢山走滑断裂； HHF-红河断裂带； JAF-九甲-安定断裂带； T_{3y}-上三叠统一碗水组； O₁-下奥陶统； D-泥盆系； C-石炭系； P₁-下二叠统； T₂-中三叠统； T₃-上三叠统； N-新第三系

小羊街岩组主要由一套以黑云斜长片麻岩、石榴子夕线黑云斜长片麻岩、堇青黑云斜长片麻岩等组成，夹变粒岩，局部夹橄榄白云大理岩透镜体和香肠体。以出现大量棕色、棕红色黑云母为特点，角闪质岩石很少见及。除后期面理上发育有二云母片岩外，其他岩石中未见白云母存在。褶叠层、顺层掩卧褶皱、同斜倒转褶皱和倾伏褶皱等构造发育，由塑性流变形成的流褶皱、无根褶皱等更为常见，多以肠状混合岩、阴影混合岩和均质混合岩

形式表现出来。显示岩石曾经经历深层次条件下局部的熔融，甚至形成原地/准原地低侵位重熔花岗岩体。在元阳、浪堤一带，岩组中还见有镁质超镁铁岩体侵入，说明曾有上地幔重熔岩浆的侵入作用。表明该构造-岩层曾经是地壳深层次，至少是中部地壳的组成部分。

清水河岩组所处层位相对偏上，与小羊街岩组间为一区域性的构造滑脱面所分隔。沿该构造滑脱面，在清水河岩组底部发育一套以强“布丁化”钙硅酸岩为特点的构造角砾岩。小羊街岩组与其接触处，糜棱岩发育，清楚地显示了该构造滑脱面的存在。该岩组以斜长角闪片麻岩、角闪斜长片麻岩、变粒岩类为主，夹黑云斜长片麻岩、花岗片麻岩、钙硅酸岩及浅粒岩等。下部夹大量钙硅酸盐岩及少量大理岩，具强布丁化，向上钙硅酸盐岩逐渐减少，以角闪岩类岩石为主。岩层中以普遍发育褶皱层、顺层掩卧褶皱、顺层韧性剪切带等为特点（外观上表现为单一面理）。其中虽不乏各种伟晶岩脉、花岗岩、长英质和石英脉体贯入，甚至可见脉体褶皱等变形特征，但脉体与片麻理间多不协调。条痕、条带状混合岩发育，多与韧性剪切带有关。在此构造-岩层中深层局部熔融所表现的塑性流变特征少见。变质程度一般可达高绿片岩相，局部为角闪岩相，表现出与小羊街岩组间的明显差别。说明其构造层次/层位关系比小羊街岩组偏上。

阿龙岩组主要由大理岩组成，夹少量角闪岩、角闪斜长片麻岩及钙硅酸盐岩等，并有基性岩脉及花岗岩脉的侵入，遭到了变质变形改造。大理岩中以发育褶皱层和顺层剪切带为特点，具明显的固态塑性流变特征，实际为重结晶的碳酸盐质糜棱岩。大理岩中局部发育较多的钙硅酸盐岩及硅质布丁、透镜体和香肠体。总体表现为上部碳酸盐岩较纯。该岩组变质变形与清河岩组类似。

小羊街岩组、清水河岩组和阿龙岩组在羊街、甲寅、元阳一带主要形成以第一岩组为核部，后两岩组为翼部构成倒转复式背斜构造。在哀牢山岩群的构造变形中，表现为不同运动体制构造作用的构造形迹。在元江羊街以北，哀牢山变质岩系在宏观上虽然可见伸展和挤压的特征，但以大规模的左行平移韧性剪切作用最为突出。这种作用集中在红河断裂带和哀牢山断裂带上尤为清楚。在红河断裂带上，有一条宽数百米至近一公里的以糜棱岩为代表的直立韧性剪切带（图版 I-1）。沿韧性剪切带，剪切变形作用具强弱应变域间隔出现的频率关系，强应变域常发育超糜棱岩，有时甚至出现玻化岩。强弱应变域之间的变化，表现为超糜棱岩→糜棱岩→初糜棱岩→糜棱岩化岩石间的渐变过渡关系。靠近强应变带的糜棱岩中，发育由夕线石组成的矿物拉伸线理。一般糜棱岩中，石英拔丝现象十分普遍。根据构造岩矿物共生组合和石英、长石等矿物的变形行为，以及构造岩特征等综合因素分析，红河平移韧性剪切带经历过由深部构造层向浅部构造层的转化，表明它经历过构造体制的转变。结合区域资料综合分析，造成红河断裂带构造岩层次转化的原因，可能与造山后山脉抬升阶段伸展作用条件下沿红河断裂带发生的伸展剥离正断层作用有关。这从沿红河断裂带后期表现有明显正断层作用的特点可以得到证实。它一方面表现为东盘下滑的运动学特征，另一方面伴随这种正断层作用，常形成由糜棱岩组成的构造角砾岩（图版 I-2）。据对云南剪切带的钾长石的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法同位素分析，利用多重扩散模式，揭示在约 20~19 Ma 间该带存在一快速冷却过程（陈文寄，1992）。在红河谷地发育的中上新世沉积物中，见有大量哀牢山群深变质岩系的砾石，表明此时正处在强烈上升剥蚀阶段，与上述快速冷却过程发生的时间极为相似，这从不同方面证明了我们前述沿红河断裂带韧性剪切变形形成的糜棱岩存在着由深层次向浅层次转化过程。在哀牢山岩群内部及两侧的平移韧性剪切带

中，不论从宏观变形特征，还是显微组构特征，均可见到大量平移韧性剪切带所具有左行走滑剪切特征（图版 I-3）。

为了确定左旋走滑运动的时间，U. Schärer 等人利用哀牢山变质带两处浅色花岗岩的样品，对磷钇矿和独居石测得了相同的 U-Pb 同位素年龄值为 $23.0 \text{ Ma} \pm 0.2 \text{ Ma}$ 。这可能是哀牢山变质带左旋韧性剪切作用结束的上限时间，对应的温度大约为 700°C 。岩石学证据表明，当磷钇矿和独居石结晶之后，该花岗岩进一步变形，产生了轻微的片理化和左旋剪切作用。显然，在温度 700°C 以下的一段时间里，发生了韧性走滑运动（陈文寄等，1992）。考虑造山作用各个阶段的连续演化过程，一般在一个变形作用将结束的时候，往往会有一定规模的岩浆侵入活动发生。因此，我们可以将 $(23.0 \pm 0.2) \text{ Ma}$ 发生的岩浆侵入事件，作为平移韧性剪切作用占主导的构造变形阶段的基本结束时间，其后到 20 Ma 之间的这段时间，则可能是由平移剪切向隆升伸展作用转化的调整阶段，此时韧性剪切带的层次由深向浅转化，温度逐渐降低。这一过程表现为平移剪切作用逐渐减弱、伸展剥离作用逐渐加强。当韧性剪切带上升到近地表附近，即发生快速冷却，相应地，山脉强烈隆升剥蚀（ $20 \sim 19 \text{ Ma}$ ）。事实上，快速冷却所显示的是构造活动形式的一种转变。从空间分布范围看，平移韧性剪切作用由南向北逐渐增强、韧性剪切带规模逐渐增大；从构造变形所表现的运动学特征，是由于斜冲作用的结果。

对于平移韧性剪切作用所产生的不同地块间的水平位移量值的估算，由于该区存在着多期构造叠加的改造作用，野外测量中要将不同期次的构造变形严格区别开是十分困难的。尽管曾经有人利用构造岩 S-C 组构中 S 面理和 C 面理间平均夹角的方法，计算得出大于 200 km 的水平位移的量值（吴海威等，1989），但此数值只能作一种参考。如果我们利用地质证据，把原先可能相连一起的大理海东与金平地区看成受后期平移剪切作用移置两地的结果，我们即可直接估算出大约有 350 km 的左行走滑剪切水平位移量。

上述大规模的平移韧性剪切变形，到元江羊街以南逐渐减弱，有的地方甚至消失。因此，这里保留了较多的伸展体制作用的横向构造置换形成的各种构造形迹，如褶皱层、顺层掩卧褶皱（图版 I-4）、顺层韧性剪切带等，有的褶皱层尚可见鞘褶皱。其中最突出的是伸展体制作用下形成的顺层剥离滑脱面。这种区域性滑脱面的存在，反映出哀牢山曾经历过大规模伸展作用。另外一类区域性规模大的构造变形，则以挤压体制作用下形成的大规模的逆冲-推覆断层发育以及其相伴形成轴面向北东倾斜的同斜倒转褶皱（图版 I-5, I-6）。哀牢山断裂的后期虽表现了明显的平移剪切作用，但它的早期却表现为大规模的逆冲-推覆作用。实际上，哀牢山脉的形成，是与沿哀牢山断裂带和九甲-安定断裂带发生的大规模的逆冲-推覆作用密切相关的。伴随这种逆冲-推覆作用，沿哀牢山断裂带发生了中高温中压变质作用，形成了以含蓝晶石、十字石、夕线石、石榴子石等特征矿物组成的变质岩石。值得注意的是，在哀牢山岩群中，除了逆冲-推覆韧性剪切带的存在以外，还见有一组脆性断裂的滑面擦痕也指示上盘具向上逆冲的性质，表明逆冲-推覆作用仍存在着由深部层次向浅部层次的转化。

除去上述伸展作用和挤压作用下的逆冲-推覆作用的表现以外，伴随山脉的强烈隆升作用，同时发生造山后的伸展作用，其中表现最突出的是沿红河断裂带和哀牢山断裂带均发生过一定规模的正断层作用（图版 I-7）。这种作用应属隆升运动的范围，究其原因，它可能是造山挤压后期应力松弛阶段的表现。

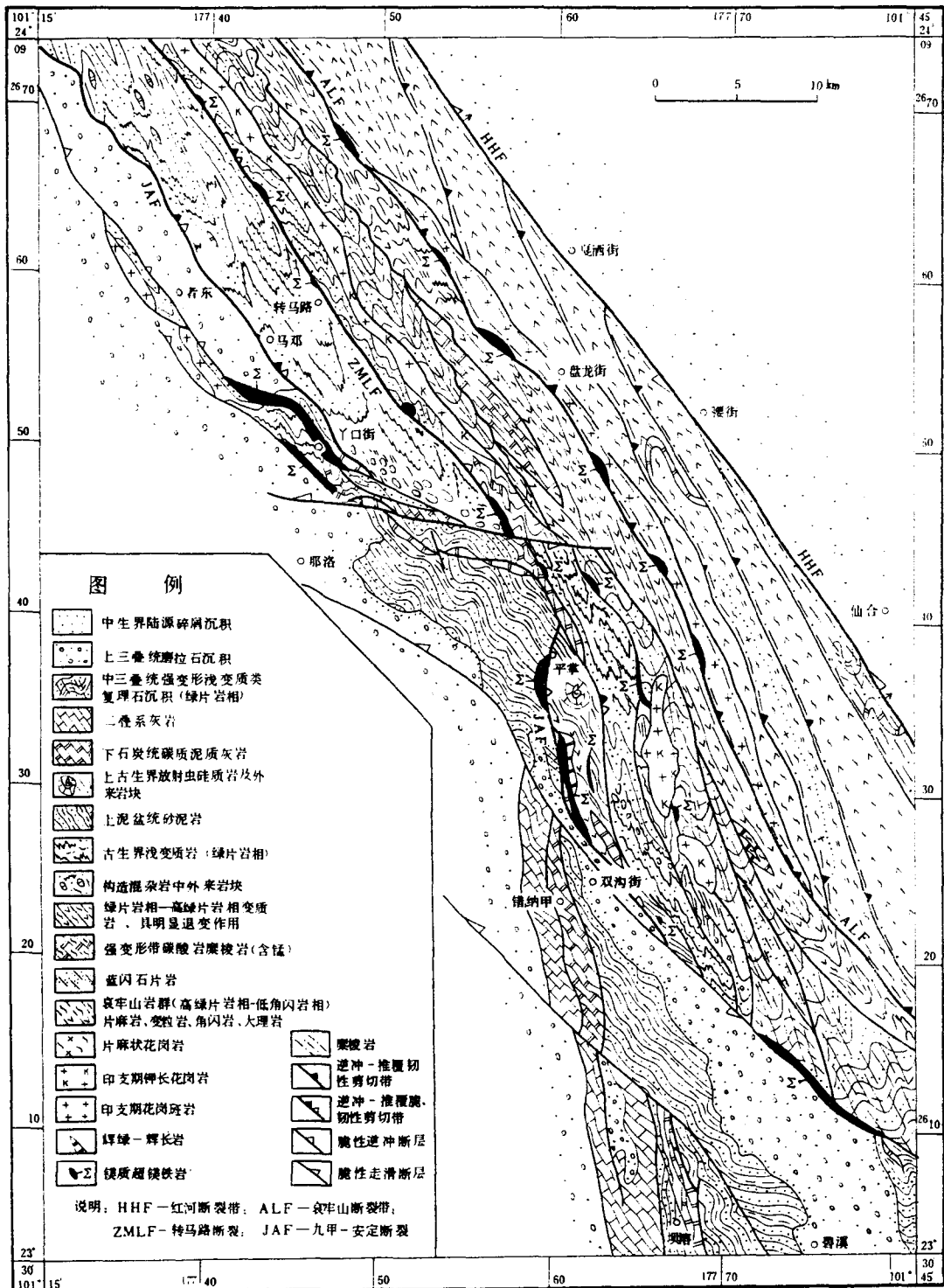


图 2-4 哀牢山北段戛洒街—双沟一带地质构造图

总观哀牢山岩群宏观构造变形特征，其南（包括瑶山群）、北两段构造变形表现以平移剪切作用为主（图 2-4），中段则较多保留了逆冲-推覆作用和伸展剥离作用下的变形特点（图 2-5）。值得注意的是，就在中段平移剪切作用表现弱或消失的地段，浪堤、羊街一带却保留着较好的老年期的地貌特征，形成一种相对低缓的丘陵地形。同时，羊街附近大约 1600 m 附近，还保留着十分清楚的微向东北倾斜的一级夷平面（距今红河河床约 1300 m 左右）。这种老年地貌特征恰与前述最深层次的小羊街岩组的分布范围相吻合。这些现象充分说明，现在仍表现出年青雄伟的哀牢山脉，可能是古老山脉的复活。这种复合的过程，应是印度板块与欧亚板块强烈碰撞作用引起的陆内变形中，与红河断裂带和哀牢山断裂带不同阶段产生的不同步不均匀的平移剪切作用有关。

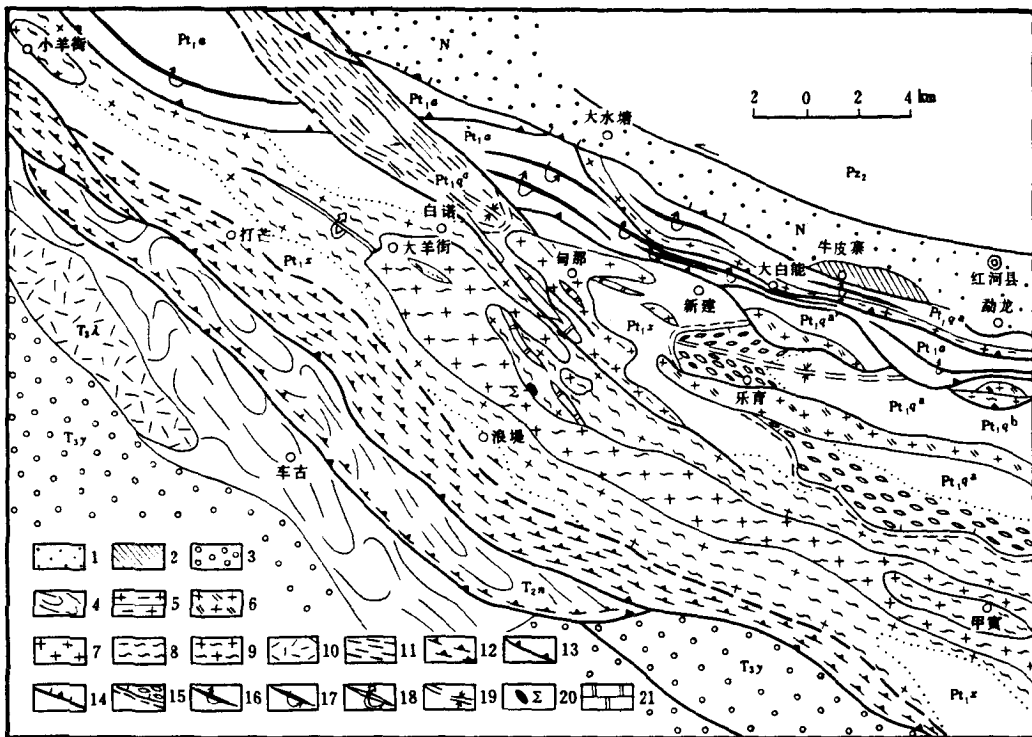


图 2-5 哀牢山地区羊街-甲寅地质构造图

- 1—新第三系砾岩；2—上三叠统火把冲组；3—上三叠统一碗水组；4—中三叠统牛上组；5—花岗质糜棱岩；6—燕山期二长花岗岩；7—燕山期花岗岩；8—局部熔融深变质岩；9—深熔低侵位花岗岩；10—英安岩、流纹岩；11—平移韧性剪切带；12—逆冲推覆韧性剪切带；13—逆冲断面；14—正断层；15—滑脱面及构造砾岩；16—倒转背形；17—倒转向形；18—倒转背形轴；19—向形；20—超基性岩；21—大理岩；
 Pt_{1x} —小羊街岩组； Pt_{1q}^a —清水河岩组下段； Pt_{1q}^b —清水河岩组上段； Pt_{1a} —阿龙岩组

有关哀牢山群的宏观变形特征，在显微构造方面同样表现出十分丰富的内容。在变质岩石学和变质作用特征方面，薛玺会等（1989）研究认为，哀牢山岩群存在两种递增变质系列，即石榴子石带-十字石-蓝晶石带-夕线石带和石榴子石带-十字石-红柱石带-夕线石带，并将两递增变质系列划分了各自的变质强度带，拟定了各变质强度带的矿物共生组合，建立了各类型递增变质矿物的渐进变质系列。根据所出现的矿物共生组合和光性特征综合

分析，将哀牢山群的变质程度划分为高绿片岩相和低角闪岩相。但一些特征矿物的相互转变或反应关系并不清楚，两种递增变质系列之间的关系也未查明。存在明显的变质作用的叠加改造，与宏观变形特征所表现的特点相一致。由于这些复杂过程的存在，使不同时期变形和变质相互叠加改造，给递增变质带和变质相的划分造成困难。事实上，在未彻底查明不同期次的变质变形相互叠加、改造关系以前，是很难详细划分和建立其递增变质带的。最近研究表明，原所建立的递增变质系列中，就岩石薄片所反映的矿物共生组合关系基本上可以看出石榴子石带-十字石-蓝晶石带-夕线石带系列是存在的。从空间位置上看，它主要集中在哀牢山断裂带上，并可见到十字石在蓝晶石中呈包晶（图版Ⅱ-1）蓝晶石又表现为向夕线石的转化（图版Ⅱ-2），同时还可见到蓝晶石向红柱石的转化、红柱石形成蓝晶石的冠状体（图版Ⅱ-3），而石榴子石呈残斑状保留在云母片岩中。在北段哀牢山断裂带中与蓝晶石、夕线石等共生的石榴子石中经常可以见到发育极好的环带构造。可以认为，该系列特征矿物的出现，基本上反映了哀牢山造山作用过程中的 p - T 轨迹，具体可以作如下认识，首先逆冲-推覆作用处在比较深层次低角闪岩相的温度-压力环境（较高温度和中压条件），特征矿物中开始出现十字石、石榴子石等；之后由于逆冲-推覆作用增强，伴随韧性剪切作用摩擦生热，温度有所升高，压力也有所增强，出现特征矿物蓝晶石；压力保持不变，温度继续升高，蓝晶石转变成夕线石。甚至由于升温减压，使蓝晶石直接转化形成红柱石。由显微组构特征看，所有矿物共生转变关系，基本集中发育在逆冲-推覆韧性剪切带的范围，虽然存在着递增变质的现象，但具体递增变质相带的范围，却难以在图面上具体进行表示。大区域范围内，一般也只能划分出低角闪岩相/角闪岩相和高绿片岩相两个级别，而以后者为主。现仅以空龙河剖面为代表，将上述递增变质系列所表现的特征概括如下：

（1）该剖面初步可以划分出角闪岩相和高绿片岩相两变质级别。前者包括了十字石-铁铝榴石亚相（带）、十字石-蓝晶石亚相（带）和蓝晶石-夕线石亚相（带）；而后者则只有铁铝榴石亚相（带）。

（2）剖面所反映的变质较深的角闪岩相部分，主要集中发育在逆冲-推覆韧性带上，与造山期逆冲-推覆作用有关。

（3）剖面上两条逆冲-推覆韧性剪切带上均发育有眼球状花岗质糜棱岩，此类岩石为花岗岩经强烈韧性变形而成。该花岗岩主要沿逆冲-推覆剪切带出露，它可能是逆冲-推覆剪切作用下的熔融产物。在哀牢山北段沿哀牢山断裂带出露的花岗岩一般已遭受强糜棱岩化，岩体一般具细长条状线性特征，并常与角闪岩相的中高温中压型变质岩相伴随，由于后期强烈改造变形，二者间关系难以辨认，似表现为渐变关系。因此，此类型花岗岩可能是哀牢山逆冲-推覆韧性剪切作用，由逐渐冷凝结晶所形成。

（4）剖面上两条蓝晶石-夕线石带所夹持的相对变形变质弱的地段，岩石以普遍含有铁铝榴石（达高绿片岩相）为特点，其中含有蓝晶石的残斑，说明其原先变质程度曾经达到过角闪岩相，因此，其现有面貌有可能是原先角闪岩相的岩石退变作用的结果。此种递退变质和变形叠加改造，在哀牢山变质岩系中表现十分普遍，以致我们完全可以把整个哀牢山群当作一套经后期强烈改造的退变质岩看待。

有关石榴子石带、十字石带、红柱石带、夕线石带组成的递增变质系列，经近年研究发现，其中有的石榴子石、红柱石、黑云母等矿物不具区域变质岩石的结构构造和矿物共生组合关系，它们一般呈叠生或横生状态叠加在区域变质岩石之上，显示其成因应与后期

局部热事件有关。从区域分布上看，它们主要集中在哀牢山断裂北段附近和红河断裂带上（图版Ⅱ-4）。虽然由上述矿物组成的递增变质系列难以鉴别，但是区内却存在有形成低压-高温区域动力热流变质作用的背景。如前所述，在元江羊街以南到元阳一带的小羊街岩组中，有石榴夕线黑云斜长片麻岩、堇青石榴黑云斜长片麻岩等出现，同时见这一带准原地低侵位花岗岩发育极好，因此，这一带原先曾经是处在一种深层次的高温低压环境，但由于区内后期变质变形的叠加改造，原先岩石的矿物共生组合和结构构造的平衡关系已经遭到了严重破坏。从区域上看，曾在哀牢山不同的地段发现有石榴夕线黑云钾长片麻岩、石榴夕线黑云斜长片麻岩等出现，是上述认识的佐证。在元阳、红河一带哀牢山群变质岩中，许多地方还保留着较好的原来区域变质岩石的矿物共生组合和结构构造上的平衡关系，说明区内原先存在有由低压-高温区域动力热变质作用形成的递增变质序列，能否作为变质最深部分所达到的级别，目前尚不清楚，至少部分已达到了高角闪岩相（图版Ⅱ-5）。

至于哀牢山群的原岩建造，其中角闪质岩石部分的原岩恢复，大多属于基性火山岩类。因此，将其原岩建造定为火山-沉积建造并属优地槽环境的产物（云南省区域地质志，1990）。有的甚至将其作为洋/岛弧环境的产物（崔军文，1987）。

对于其变质作用时期，虽经多方努力，目前尚难获得确切依据。仅据《云南省区域地质志》（1990）认为，哀牢山群的主期变质可能发生于古元古代末。其依据是：①其岩石组合特征与元谋地区苴林群中下部相似，又与大红山群地理位置接近，混合岩化特征基本相同。推测三者可能属同一建造的不同部分，属相同变质事件的产物。哀牢山中部南侧，有生物化石依据的上三叠统下部含有可与哀牢山群对比的变质岩和混合岩成分的砾石。在其西南部的金平地区，含化石的下中奥陶统的砾岩中，含有变粒岩及花岗岩质岩石的砾石。这些砾石由于后期变质作用的影响已强烈变形，虽难以与哀牢山群中的岩石对比，但从砾石的磨圆和分选性来看，其源区不会太远。哀牢山群变质岩中已获有多件 K-Ar 法年龄数据，其年龄值界于 171~115 Ma 之间。最近，中国科学院地质研究所在该岩群中测有 (839 ± 0.739) Ma 的 Rb-Sr 全岩等时年龄。根据有关资料，越南范士坂山脉绥青系的角闪质岩石的 K-Ar 年龄为 2300~2070 Ma，而该变质岩系实际是哀牢山群的东南延伸部分。据崔军文（1987）资料，不同变质岩建造中，曾经测到不同的年龄值。于阿龙组上亚组（相当于现阿龙岩组）角闪斜长片麻岩-变粒岩中，黑云母 K-Ar 法测得 316.5 Ma、171~85 Ma 和 47.7~11.5 Ma 3 组年龄值；混合岩、花岗岩中测得年龄 47.7~16 Ma（混合岩化），花岗岩至少可以划分为细粒片麻状黑云母花岗岩和黑云母花岗伟晶岩两期，前者和黑云角闪斜长片麻岩、云母片岩呈“整合”接触并被后者穿插；后者同位素年龄为 112.2 Ma。大致相当于小羊街岩组下亚组的二云片岩片麻岩中，黑云母 K-Ar 法测得 230 Ma、27.2~12.4 Ma 两组年龄。另在阿龙岩组中的角闪斜长片麻岩中测得 135 Ma 和云母片岩 171 Ma 的年龄值。并认为哀牢山变质岩的原岩建造为火山岩建造和沉积岩建造，前者主要由深海拉斑玄武岩和钙碱性系列岩石组成，后者为泥质岩和砂岩，原岩时代为 1015 Ma。⑤另据近年 1:5 万填图资料，哀牢山群中的不同岩浆侵入活动和混合岩作用形成的岩石中曾获有下列年龄值：混合岩、花岗岩中有 (1736.9 ± 25) Ma 和 1570.7 Ma（U-Pb 法），1306 Ma、1393 Ma（K-Ar 法）等。

根据上述年龄值可以认为哀牢山群经历过多期变质作用和构造变形的叠加改造，同时还有多期岩浆侵入活动的热事件叠加。哀牢山群原岩时代中应有古元古代的成分，其后曾

经受岛弧环境火山活动的影响，并有部分火山岩成分加入，并经历过晋宁运动的影响（范承钧，1982），因此将其作为扬子板块西缘增生的结晶基底较为合适。华力西期的年龄有可能与古特提斯的演化过程中所发生的一些事件有关。印支期为主造山期，燕山期则为造山作用的延续，甚至包括了后造山伸展过程。喜马拉雅期再次经历陆内变形阶段的强烈改造。从变质变形和岩浆活动特征看，哀牢山群的构造变形序列中，其华力西期以前的情况并不十分清楚，但造山期后几个阶段却十分明显，而造山期前，该岩群曾经历过伸展环境下的构造演化。

2. 金平盖层断块单元 (I₂)

该单元以发育古生界—三叠系沉积为特征，应属扬子板块西缘盖层的组成部分。区内出露最老地层为奥陶系，主要为具类复理石特征的砂泥质建造，具有轻微变质现象。岩性特征极似大理海东地区，其中含有变质岩的碎屑及砾石，厚度大于 3430 m，属被动边缘沉积。其上被中志留统平行不整合覆盖，中上志留统基本上为一套镁质碳酸盐岩建造，与海东地区类似。区内泥盆系缺失下统和中统，与志留系呈假整合接触关系，下部为碳酸盐岩夹白云岩；中部为泥质硅质岩夹碳酸盐岩；上部为生物灰岩、微晶灰岩和鲕状灰岩夹页岩，局部出现硅质灰岩，厚 2200 m。石炭系由灰岩、生物灰岩组成，局部地区下部有较多的鲕状灰岩，厚 1160~1730 m，与泥盆系可能存在间断（生物化石不连续）。下二叠统由生物灰岩、隐晶灰岩组成，厚 632 m，与上石炭统为整合关系。上二叠统下部为相当扬子板块西缘的峨眉山玄武岩和火山碎屑岩，与下统为喷发不整合，厚 4536 m；上部为海陆交互相含煤地层，厚 284.2 m，与下伏玄武岩为平行不整合关系。该区缺失下三叠统，仅有中上三叠统出露。中统以灰岩、白云岩为主，偶夹凝灰质砂岩、页岩或玄武岩，厚大于 520 m 直接超覆在上二叠统玄武岩之上；上统以砂页岩为主，局部夹灰岩和白云岩，含煤且生物化石丰富，与中统为整合关系，厚大于 1132 m。该区地层出露、接触关系及岩性岩相特征均与大理海东地区类同，看来原属同一构造单元的组成部分，被后期构造作用肢解为两部分。因此，它与哀牢山群一起，共同组成了造山带的叠覆陆块单元。其中发育有较好的镁铁-超镁铁岩岩浆侵入体，有的具结晶分异现象，其岩石化学特征，主要为铁质镁铁-超镁铁岩类，具板内边缘带的岩浆活动特点。

另外，在哀牢山和金平地区还发育有华力西期、印支期和燕山期，甚至喜马拉雅期的中酸性岩浆岩，它们一般显示了早期具 I 型、后期属壳熔 S 型花岗岩的岩石化学特征，有的直接沿哀牢山断裂分布，显示其形成与哀牢山造山过程的不同阶段密切相关。

二、特提斯（东段）亚构造域 (II)

该构造域系哀牢山构造混杂带（缝合带）和昌宁-孟连构造带之间的地带。其内曾经发育过哀牢山洋盆、阿墨江裂陷槽和澜沧江洋盆等。由于早期洋盆现今已经不复存在，而为造山带所占据，因此，哀牢山构造带和澜沧江带（含昌宁-孟连带）实际为不同构造单元的组合。从总体结构构造特征看，哀牢山带具造山带的三单元、三种构造相结构（许靖华，1992）。而思茅-澜沧江带的表现较为复杂，以致造成认识上的不一致。从其总的组合特征，实为弧-盆相间的一条特殊构造带。结合泰国北部的地质情况，它应属泰国程逸-难河缝合带与昌宁-孟连带之间弧-盆组合带（图 2-6）上述构造单元的划分，是将原思茅盆地中的中轴断裂（即无量山-营盘山断裂）作为一条主要的分界断裂来考虑的。从其位置看，应属一条走滑断裂。根据野外观察，其性质应属斜冲断层。由于它的斜截，致使程逸-难河缝合带不

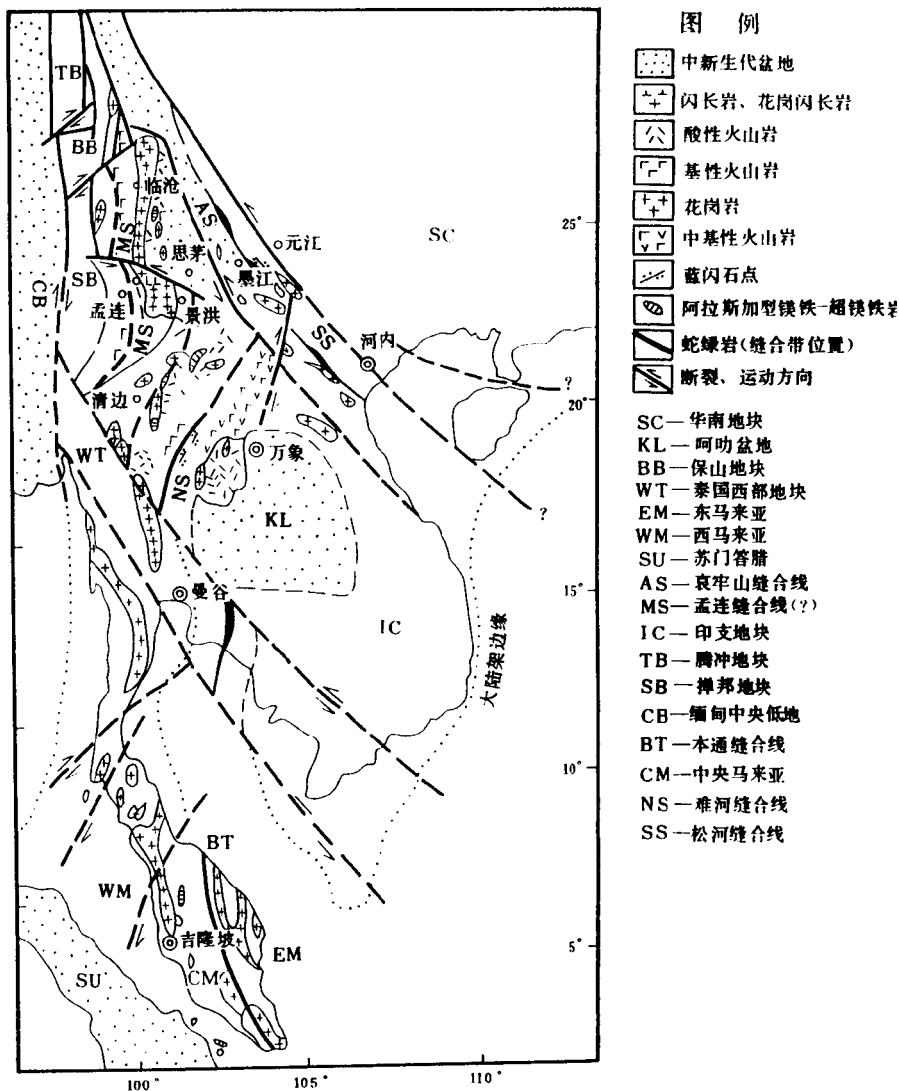


图 2-6 三江南段与东南亚地区构造略图

能北延。据种种迹象表明，笔者认为程逸-难河带向北东延伸可能与阿墨江-李仙江带相连。宏观上表现出越往南裂开幅度越大，甚至发展成为具有洋中脊的洋盆环境，由此认为在北部的阿墨江段可能仅发育拗拉槽。遗憾的是，程逸-难河带和阿墨江-李仙江带的连接地段，刚好处在中、越、老三国接壤区，地形条件恶劣，交通不便，地质研究程度极差，目前尚无资料表示其走向，因此，暂时按前一方案处置。不管采用哪一种意见，均可看出所谓兰坪-思茅中坳陷的范围，其中生代上叠盆地与古生代基底构造间显然存在着较大的差异，作为该区的地质构造特征表现，仅将其作为一个“中坳陷”显得过于简单。更不能代表古特提斯的构造特点。现按上述处理的原则，将古特提斯（“三江”）洋-陆体系（亚构造域）构造单元特征叙述如下。

(一) 印支地块北部及边缘活动带 (II₁)