

攀西古裂谷的

形成与演化

从柏林 主编

科学出版社

攀西古裂谷的形成与演化

从柏林 主编

科学出版社

1988

内 容 简 介

攀西地区的研究课题被国家科委列为科技攻关项目的第 24-6 项,也是中国科学院的基础理论研究重点项目。

本书系中国科学院地质研究所等单位的地学研究人员多年来综合研究的成果,内容包括前寒武纪基底、构造地质、地层、古地磁、地热、构造物理、地壳和上地幔结构、应力场分析和数学模拟、新构造和区域地壳稳定性、岩浆岩(包括峨眉山玄武岩、基性-超基性岩、碱性岩、花岗岩等)、沉积岩、矿产等方面,是一项多学科综合研究的硕果。

本书资料丰富、观点明确;分析数据众多而齐全,分析技术和方法先进。围绕攀西裂谷形成和演化问题,阐明和澄清了一系列重大地质问题,并有一些创造性和建设性的见解,立论有据,说服力强,实为难得的科研结晶。可供广大地质学、地理学、数学地质和地球物理科研、生产、教学人员参考,也可作为理科大学和研究生院教材的基本参考书。

攀西古裂谷的形成与演化

从柏林 主编

责任编辑 李祺方

科学出版社出版

北京朝阳门内大街 137 号

中国科学院印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1988 年 9 月第一版 开本:787×1092 1/16

1988 年 9 月第一次印刷 印张:27

平 1—590 插页:精 9 平 7

印数: 精 1—450 字数:628,000

ISBN 7-03-000351-9/P·57 (平)

ISBN 7-03-000579-1/P·98 (精)

平 装 11.30 元

定价: 布 精 装 12.80 元

序

我很高兴中国科学院地质研究所攀西课题组的同志们在经过了几年的艰苦探索和辛勤劳动之后，终于写成了《攀西古裂谷的形成与演化》一书。这是一部系统地论述该裂谷内的岩浆建造、沉积建造、矿产和裂谷构造演化的专著；书中较为详细地讨论了前裂谷期的大地构造演化和后裂谷期的主要地质特征（新构造运动特征），从而使人们对该区的地质发育得到一个较为全面而清楚的认识。

1894年，Gregory 基于对东非肯尼亚地区的研究首次提出了“裂谷”（rift）这一概念，认为它是夹持于正断层之间的狭长凹陷，并认为地堑（graben）可以方便地称作裂谷。本世纪初可称为裂谷研究的纯描述阶段，在该阶段内积累了丰富的资料。1922年，Krenkel 提出了裂陷作用（taphrogenesis, taphrogeny, 或译地裂运动）一词，认为这是由张力导致区域性块断和地堑的形成过程，是造山作用的对立物。1923年，Schuchert 认为裂陷作用是“通过引张导致面积增大和发生断层作用，以补偿别处的造山运动”。本世纪30年代开始探讨裂谷的形成机制，长期以来存在着以 Willis 为代表的“拉张说”和以 Bullard 为代表的“挤压说”之间的激烈争论，两者争论的焦点是对边界断裂力学性质的认识。之后，通过地球物理探测和大地测量对震源机制、断层位移和地应力以及地球物理性质等方面的研究证实裂谷区存在着引张应力场，从而使拉张说得到人们较为广泛的承认。

板块学说问世以来，裂谷研究在全球范围内出现了热潮。海洋调查揭示了大洋中脊也是一种裂谷，现今还处于强烈活动中。洋底扩张的发现使人们把大陆裂谷与大洋中脊相类比，将之设想为大陆板块漂移的原始轴线。这样，全球性的裂谷系就成了研究现代地壳运动和地球动力学的一个窗口。80年代的岩石圈计划把大陆型地壳与大洋型地壳之间的互相转换问题视为该计划的关键。由于在陆内裂谷之下明显存在着花岗质壳层减薄、地幔上涌和异常地幔等现象，裂谷被喻为陆壳向洋壳转化的桥梁，即：大陆型地壳经发育陆内裂谷—陆间裂谷—大洋中脊裂谷而解体并转化为洋壳。对地史期间全球规模的裂开事件的认识为人们提供了一把认识一个完整的构造旋回的钥匙，揭示了地壳演化是一个不断地由低级向高级发展的螺旋式上升的过程，充分反映了连续性与阶段性的对立统一、渐变与突变的对立统一。

裂谷研究还具有巨大的实际意义。裂谷发育期间常伴随有强烈的岩浆活动和沉积作用，因而裂谷内蕴藏有丰富的矿产。对裂谷的深入研究使人们开拓了找矿重点的新视野。特别是石油地质勘探的深入进行，揭示了形成于不同构造条件下的各类裂谷盆地，并在这些盆地内发现了巨大的油气藏。裂谷内的沉积地层还可能含有储量可观的蒸发岩和煤矿床以及含铀页岩和含铜砂岩等。裂谷期的岩浆活动则可形成规模巨大的铜、铁、铅、锌、锡、稀土等矿床。现代裂谷又常是活动地震带和高地热带。因此，现代裂谷的活动特征的研究同人类的生存和工农业建设的关系十分密切。

70年代以来，在前任所长、已故张文佑教授的领导和我所全体同志的努力下，中国科

学院地质研究所曾对中国东部发育的新生代裂谷进行过综合研究，对西南地区的地震地质也开展了多学科的调查研究。攀枝花-西昌（简称攀西）地区以其独特的构造形态和丰富的矿产而为中外学者所瞩目。我所的部分同志最早（1973）提出了该区发育过古裂谷的设想。1980年起我所即有部分同志在该区进行系统的研究工作。1982年，攀西地区的研究被列为国家重点攻关项目和中国科学院的重点科研项目；前者由四川省地质局作为负责单位，我所组织了专题研究队伍，是该项目的主要承担者之一。

通过几年来攀西课题组全体同志的辛勤劳动和院内外有关单位的协作和支持，基本确证了攀西地区晚古生代一中生代发育过古裂谷。通过这项研究，锻炼了一支以中青年为骨干的、敢于攻尖、能打硬仗的科研队伍。课题组的主要成员学术思想活跃，野外和室内的基本功底扎实，既有献身科学、不畏艰险的精神，又有团结一致、知难而进的作风。结合该课题的研究，完成了五篇硕士学位论文和三篇博士学位论文，为研究生培养积累了若干经验。攀西古裂谷的研究是一项多学科的综合研究，在完成此项研究的过程中，我所同志同中国科学院地球物理研究所和高能物理研究所以及河北地质学院地质系的有关同志密切合作，并得到了陈宗基教授的指导和关心。几年来的生动实践，对如何积极发挥多学科联合攻关的优势、加强学科间的渗透和交叉并开拓新的边缘科学研究领域，提供了许多有益的启示。该课题的实施过程中始终贯彻着科研、教育、生产三结合的方针。本书内提到的结合攀西地区的新构造运动特征和区域稳定性评价了雅砻江水利资源的开发和二滩坝址的技术可行性问题，结合岩浆岩的研究重新评价了冷水箐铜镍矿床、拉拉铜-多金属矿床的远景问题等等，便是这方面的成功实例。这为今后科研单位如何更好地面向国民经济建设，既结合基础理论研究解决生产实践中的重大技术问题，又能在解决生产实践提出的问题的基础上丰富和深化基础理论的研究，提供了若干有益的借鉴。

也正因为这样，我感到本书的出版是一件令人高兴的事。攀西课题的学术顾问是已故张文佑、谷德振教授。我们愿以此书告慰九泉之下的这两位地质先辈。

最后，我谨借此机会向所有关心和支持过该项研究的同志表示衷心的感谢。

孙 枢

前 言

攀(枝花)-西(昌)海西-印支期古裂谷研究区,北起四川冕宁县,南至云南省元谋县,西以金河-箐河断裂为界,东至小江断裂一线。除下古生界以外,区内地层发育良好,南北向断裂密布,岩浆活动频繁且强烈,矿产丰富。它是我国著名的构造、岩浆、成矿带,长期以来是我国地球科学研究的“热区”之一。

关于本区曾发育过古裂谷的设想,最早可追溯到黄汲清(1945)的论述:安宁河谷包括“红色层”的中生代沉积将东边的金沙江地块与西边的磨盘山结晶片岩带分割开来,使之在形态上成一地堑形势。70年代初期,我所在该地带开展了多学科的地震地质综合调查研究工作;其成果后由国家地震局地质研究所李坪教授主编并出版(国家地震局西南烈度队,1977)。在此项研究的基础上,从柏林等(1973)著文提出:攀西地区海西晚期的构造运动以加深和发展南北向断裂为特征,奠定了类似于非洲断谷的地堑式盆地带的基础;印支末期已具断槽性质;新生代形成基底隆起带上的地堑式盆地带,与世界上许多著名的深断谷(非洲大断谷等)很类似。这是从岩浆活动和岩相古地理特征分析该区发生过古裂谷构造的首次表述。1977年张文佑等从中国断裂体系的形成和发展的角度出发,认为北东走向的龙门山断裂与北西走向的甘孜-康定断裂都具剪切性质,它们在康定附近与南北向的横断山锯齿状张性断裂相接,构成“Y”型剪切-拉张断裂体系。1975年原四川省地质局106地质队提出康滇地轴在中元古代时是一个岛弧带。之后该队开始注意攀西地区古裂谷的研究。

80年代初,为了开发攀西地区极其丰富的矿产资源和水电资源,发展地质科学基础理论研究,应原四川省地质局820队的邀请,我所(中国科学院地质研究所)派出从柏林、李继亮、张儒瑗、应育浦、钟大年等同志赴该区,与820队联合开展该区研究课题调查,共同制定了合作研究计划,并呈报国家科委、中国科学院地学部 and 四川省地质局,希望能将该区古裂谷的研究列为国家项目。不久,攀西地区的研究被国家科委列为国家重点研究项目,也被科学院列为重点科研项目。为此,我所组织了专题科研队伍,参加了此研究项目。课题负责人是刘秉光和从柏林同志。参加课题的研究人员来自我所五个研究室许多学科的科技人员。他们是:一室的刘椿、金增信;二室的应育浦、丁奎首、李永刚、张振禹;三室的李继亮、张儒瑗、陆德复、张雯华、钟嘉猷、单家增、吴海威、赵中岩、赵永贵、韩贝传、王晓春、张凡、翟明国、刘秉光、从柏林以及张文佑教授的博士研究生吴根耀、黄开年和余祖成,硕士研究生余志伟、卞良樵和陈援;四室的汪集咏、汪辑安、张文仁、黄少鹏、孙惠文、张菊明;五室的王思敬、李兴唐、许学汉、黄鼎成。八室的陈祥高、张忠奎和王松山也承担了部分工作。我所实验室系统(八、九、十室)承担了室内研究的分析测试工作。中国科学院高能物理研究所地学组承担了中子活化分析任务,杨瑞英同志还参加了部分研究工作。河北地质学院地质系王文远、李洪和王立峰老师参加了该课题的沉积岩部分研究工作。赵宗溥教授曾亲临现场予以指导。该课题学术顾问是已故张文佑、谷德振教授。

在课题研究过程中,还与日本国山口大学松本徂夫教授、加纳隆副教授,爱媛大学佐

藤信茨教授,鸟取大学吉谷昭彦教授,佐贺大学西田民雄副教授及广岛大学矢野孝雄先生开展了区内花岗岩和碱性岩的合作研究。这种合作研究无疑对课题研究起了促进作用。

本课题研究内容涉及前寒武纪基底、构造地质、地层、古地磁、地热、构造物理、地壳和上地幔结构、应力场分析和数学模拟、新构造和区域地壳稳定性、岩浆岩(包括峨眉山玄武岩、层状基性-超基性岩、碱性岩、花岗岩等)、沉积岩、矿产等方面,是一项多学科综合研究。

本书是我所攀西裂谷课题研究工作的总结,书中各种测试数据,除极少数为了对比引用了外单位的以外,均为本书首次公布。我们力求以科学的态度,实事求是地对攀西地区的地质构造演化进行探讨。限于篇幅,本书不可能将课题组几十位成员的数年工作和认识全部总结进去。另外,作为一本专著,在学术上它必然要遵循一种主要观点,因此不能反映课题组内的各种认识是在所难免的;好在其它观点将会以论文形式发表在有关刊物上。

在自然科学中,地球科学的研究对象尤为复杂。它们有漫长的历史(以百万年为时间度量单位)以及占有巨大的空间(高不可攀,深不可测,宽得难以逾越),在温度、压力、成份、时间等等因素构成的多维空间中,表述并确定它们的位置是极为困难的。学科之间的渗透、实验技术的高度发展,使地球科学的研究有了很大的进步。但是,与某些先进学科相比,并没有质的飞跃。本书只是力图逼近相对真理,并为今后更深入的研究打下基础。鉴于上述,本书错误在所难免,深盼读者指正。

本书是在课题组的中间报告以及全组的分析数据基础上,由本书目录中所列出的同志执笔写成,其中第一章由张儒瑗、吴根耀统稿,第五章由陆德复、黄开年统稿,第八章由王思敬统稿;最后全书由从柏林统编定稿。绘图和复照工作由邵兴亚、桂文立、王津津、张亚光和王长江等同志完成。

本书初稿承蒙叶连俊、池际尚、陈光远、彭志忠、谭承泽等教授,朱岗崑、赵宗溥、吴利仁、孙枢、马瑾、鄂莫岚、叶大年等研究员,刘若新、滕吉文、任纪舜、白文吉、刘雪亚、赵大升、应思准、时振梁等副研究员,以及陈泽安高级工程师予以评审;在本书编写和出版过程中,孙枢所长、易善锋副所长、科研处鄂莫岚处长、黄家宽副处长以及十一室主任李毓瑞同志给予极大的关怀和支持;赵生才和胡辅佑同志对本项研究的顺利开展起了促进作用;渡口市和凉山州人民政府、四川省地质局和该局的攀西地质大队、四川省冶金地质勘探公司、河北地质学院、中国科学院地球物理研究所和高能物理研究所对本课题的研究给予了支持和协助;李祺方副编审为本书的编辑和出版付出了辛勤劳动,作者们在此一并致以谢意。

目 录

序

前言

第一章 前寒武纪基底	(1)
第一节 地层及时代概述..... 吴根耀、从柏林	(1)
第二节 前寒武纪变质岩的原岩恢复及其建造分析.....从柏林	(9)
第三节 变质作用和变质相系的划分.....张儒瑗	(53)
第四节 变形特征.....吴海威、赵中岩	(84)
第二章 区域地质特征	李兴唐 (97)
第一节 沉积建造和岩相古地理概述.....	(97)
第二节 区域地质构造.....	(102)
第三节 深断裂类型及特征.....	(110)
第四节 攀西裂谷带的范围与界限.....	(119)
第三章 新构造与现代构造活动特征及区域地壳稳定性	许学汉 (122)
第一节 新构造运动形迹及现代活动特征.....	(122)
第二节 现代地壳动力学与运动学的基本规律与特征.....	(149)
第三节 新构造、现代构造区划特征及地壳稳定性.....	(156)
第四章 沉积建造	王文远、李 洪、王立峰 (161)
第一节 宝鼎地区沉积建造序列.....	(161)
第二节 大荞地组沉积建造特征.....	(162)
第三节 构造对宝鼎盆地晚三叠世沉积建造的控制作用.....	(170)
第四节 宝鼎盆地的构造成因.....	(172)
第五章 岩浆活动	(175)
第一节 花岗岩类.....陆德复、丁奎首、李永刚	(175)
第二节 玄武岩类.....黄开年	(217)
第三节 基性-超基性岩类.....从柏林、应育浦	(250)
第四节 碱性岩类.....刘秉光、李永刚、丁奎首	(287)
第六章 成矿作用与主要矿床	余祖成 (310)
第一节 前寒武期的主要成矿作用和矿床类型.....	(310)
第二节 加里东成矿期的主要成矿作用和矿床类型.....	(322)
第三节 海西-印支成矿期的主要成矿作用和矿床类型.....	(324)
第四节 成矿机制和成矿预测.....	(331)
第七章 地球物理场研究	(341)
第一节 古地磁学特征.....刘 梅、金增信、朱日祥	(341)
第二节 大地热流研究.....汪集旻、汪辑安、黄少鹏、张文仁	(350)

第三节 地壳和岩石圈结构.....	赵永贵、张 凡 (369)
第八章 裂谷演化的动力学模拟.....	(382)
第一节 大陆裂谷演化的流变学模型及攀西古裂谷的热动力史.....	韩贝传 (382)
第二节 攀西古裂谷动力学模型的三维数学模拟.....	孙惠文、张菊明 (391)
第三节 攀西古裂谷物理特性的实验研究.....	单家增、钟嘉猷、王在中 (403)
第九章 攀西古裂谷的形成与演化.....	从柏林、李继亮 (413)
参考文献.....	(418)

第一章 前寒武纪基底

本区基底岩系出露较好,矿产资源丰富,并被一些研究者认为可能是扬子断块(扬子准地台)中最古老的部分,有可能存在太古代的陆核。因此,长期来该区深受前寒武纪研究者的重视。本区的前寒武纪研究大体可分为以下几个阶段。50年代以前为路线地质观察和零星的矿点调查阶段,其中对前寒武纪研究有影响的有:(1)法人勒让德等(Legendre 和 Lemoine, 1910)从会理、西昌、富林至康定的调查;(2)谭锡畴、李春昱 1929—1931年间的考察,创用了太古界康定片麻岩、元古界草八排系、白水河系等名(谭锡畴、李春昱, 1935);(3)德人米士(Misch, 1942)创用晋宁运动一名;(4)黄汲清命名磨盘山结晶片岩带、金沙江地块和滇中地盾,并将三者合称为康滇地轴(黄汲清, 1945)。50年代至60年代前半期,本区开展了大规模的矿产资源的普查勘探工作,提交了大量的地质报告,特别是对基底岩系中的主要含矿层位如东川式铜矿、大红山式铁铜矿床等积累了丰富的资料。60年代后半期至70年代,本区进行了二十万分之一区域地质测量工作并完成了全部图幅,建立了系统的地层层序,指出了前震旦纪为地槽演化阶段。不过,由于研究区内野外工作条件较差,构造又较复杂,因而前寒武纪地质的研究程度仍较低,对几套主要的浅变质基底岩系的对比和时限问题的分歧较大,对一些原被称为“会理群(未分)”的中级变质岩系的认识则更模糊;对前晋宁的构造旋回还缺乏确切可信的依据,一些古老岩体的时代也不甚明了。这一阶段中也出现了两种值得注意的动向,其一认为昆阳群是龙川地槽闭合后的盖层沉积(李希勤等, 1984),其二则按板块构造观点提出会理群沉积期间曾发育有沟弧盆系(四川省地质局 106 队 4 分队, 1975)。70年代末以来,本区前寒武纪地质的研究进入了较为深入的阶段,并开始了同位素年代学的研究。1978年,编辑出版了四川省区域地层表和 50 万分之一四川省地质图;1981年,又接着出版了 100 万分之一四川省地质图。自攀西裂谷区的研究列为国家科委重点课题以来,中国科学院地质研究所、长春地质学院、地质矿产部地质研究所、攀西地质大队裂谷研究队等单位都积极参与了本区前寒武纪地质的研究并已获得一系列重要成果。另外,董申葆教授、赵宗溥教授等曾亲往该区考察,对本区高级变质地体的研究起了很大的推动作用。本书将从地层学 and 同位素地质年代学,前寒武纪变质岩系的岩石化学、微量元素地球化学,变质作用和变质相系以及形变和前寒武纪的构造演化等方面对攀西地区的前寒武纪地质进行研究和讨论。

第一节 地层及时代概述

一、前寒武纪地层层序和地层分布

攀西地区基底地层出露较好。该区的第一个地台型海相盖层称映东群,由下部的观音崖组和上部的灯影组构成,超覆沉积在不同层位的基底岩系之上。区内的前映东群地

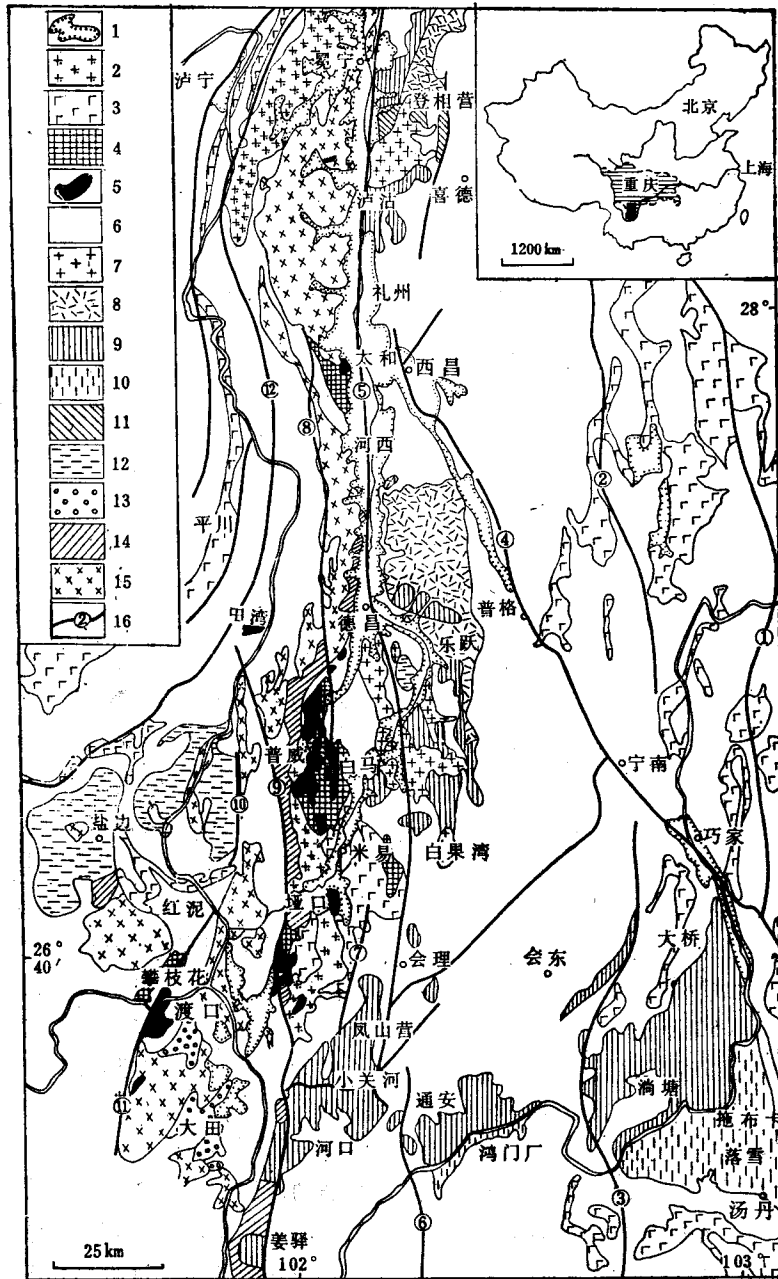


图 1-1 攀(枝花)-西(昌)地区各时代地层和岩浆岩分布图

右上角为研究区位置图,图中阴影区为四川省,黑色区为攀西地区(根据四川省地质局未刊资料编绘) 1.新生界; 2.中生代花岗岩; 3.二叠纪峨眉山玄武岩; 4.古生代碱性岩; 5.古生代基性-超基性侵入岩; 6.峡东群-中生界之沉积盖层; 7.晋宁-澄江期花岗岩; 8-14.前峡东群; 8.乌斯大桥群及相应地层; 9.会理群及相应地层; 10.昆阳群; 11.登相营群; 12.盐边群; 13.大田组; 14.前会理群; 15.渡口杂岩; 16.区内主要断裂及编号,数字代表的断裂名称: ③甘洛断裂; ②普雄河断裂; ⑤普渡河断裂; ④则木河断裂; ⑥安宁河断裂; ⑦易门断裂; ⑧龙带山断裂; ⑨磨盘山断裂; ⑩昔格达-元谋断裂; ⑪白坡山断裂; ⑫攀枝花断裂; ⑬金河-箐河断裂。

层可自上至下简述如下(参阅图 1-1、表 1-1)。

表 1-1 攀西地区前寒武系地层简表

时代	小相岭—峨边		会理—米易—德昌			盐边		
晚元古代晚期	映东群	灯影组 观音崖组						
		列古六组 开建桥组	乌斯大桥群	列古六组 开建桥组 		列古六组 安山—英安岩		
晚元古代早期	登相营群	九盘营组		会理群	天宝山组		盐边群	作古组 小坪组 渔门组 荒田组 ?
		苏雄组	凤山营组 力马河组 双水井组					
		阳落沟组	通安组		四段 三段 二段 一段	青龙山组 黑山组 落雪组 因民组		
		凤山营组 朝王坪组 则姑组 深沟组 松林坪组	河口组		上变质火山岩段 变质沉积岩段 下变质火山岩段			
中元古代晚期	渡口杂岩/米易群							

1. 乌斯大桥群

命名地点位于川西甘洛县苏雄区。该套地层在攀西地区主要见于两处。一是西昌—德昌一线(螺髻山区),是一套以河流边滩相沉积为主的红色砂岩,可对比为开建桥组,与下伏天宝山组间为高角度不整合接触。二是在米易与盐边交界处的白坡山,光头坡一带,是一套近南北向展布的安山-英安岩(局部地区相变为粗面斑岩),大致可与苏雄组二至三段对比。

2. 会理群

主要分布于会理、会东一线,向东经金沙江后延入云南东川地区,向南过金沙江后延入云南禄劝县北部称为昆阳群,向北可继续延伸至德昌、西昌等地。会理群自下而上由河口组、通安组、双水井组、力马河组、凤山营组和天宝山组构成,总厚约 13km 左右。这套地层已遭受绿片岩相以及更低级的变质作用。

会理群中最老的一个地层单元称河口组,仅分布于会理黎溪以南的拉拉矿区,在云南元谋县的姜驿有相当的地层发育,在会理通安则见与其上部的细碧岩相当的次火山岩相的岩石出露。该组地层原分为四段。吴根耀(1985)认为原称的河口组一段实应为会理群地槽沉积之前发育的一个古陆壳的物质记录,与会理群应分属不同的构造层,已另建“黎溪群”称之。这样,河口组由下变质火山岩段、变质沉积岩段、上变质火山岩段组成,是一套以细碧角斑岩系为主夹沉积岩的地层。原认为河口组地层构成一轴线近东西向的背

斜(河口背斜),两翼地层为单斜。实际上,河口组是一套经受了不同级别同斜褶皱的地层,故原地层柱应予修订。在基底岩系中还存在着老于东西向构造线的南北向构造线(吴根耀,1983)。

通安组地层自命名以来已取得了许多进展。四川省地质局403队2分队和成都地质矿产研究所(1973)¹⁾在会东满银沟矿区工作时最先发现了在通安组四段与五段间存在着不整合接触关系。接着,成都地质矿产研究所²⁾将该不整合面以上的含铁岩系单独分出称双水井组,置于力马河组与通安组四段之间。之后,由于认为通安组可与东川地区出露的昆阳群的因民组、落雪组、鹅头厂组和绿汁江组相对比,因而将通安组一至四段分别改称为因民组、落雪组、黑山组和青龙山组(四川省区域地层表编写组,1978)。因民组以其紫色为特征,落雪组内产出原始的墙状叠层石(因它吸附铜离子而形成著名的东川式马尾丝状铜矿层)。黑山组以炭质板岩为特征,内夹有很厚的玄武岩。青龙山组是又一重要的产叠层石的层位,但叠层石为柱状、锥状的 *Conophyton*, *Cryptozoon* 等。

在会理-东川地区,双水井组及相应地层有自西向东变厚的趋势(对双水井组的岩性和层位目前尚有争议,这里所用的双水井组系命名时的含义,即直接覆在满银沟矿区所见的不整合面之上的含铁岩系)。力马河组以厚层块状石英岩为特征,在会理地区它主要分布于菜子园断裂以北。在力马河组石英岩之上发育一套火山岩系,由下部的基性火山岩和上部的酸性火山岩构成,其上为凤山营组薄层结晶灰岩覆盖。该套火山岩应与东川地区出露的小河口组顶部的火山岩相当,只是因为川西南地区的这套地层原先被错认作天宝山组,因而忽视了其地质意义。

凤山营组与上覆天宝山组间以一明显的假整合面或微角度不整合面相隔。天宝山组原工作程度较低。近年来发现安宁河断裂以东原称的天宝山组有不少实际上为力马河组-凤山营组的地层。该套地层的北延部分在冕宁泸沽称泸沽流纹岩,在小相岭地区称阳落沟组(朱玉书,1982),在甘洛苏雄称三合的火山岩。可见相当天宝山组的地层大体是沿扬子断块区的西部边缘分布的。采自会理洪川桥的天宝山组下部的英安岩的全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 $906.7 \pm 18.5\text{Ma}$ (见表 1-2)。天宝山组与上覆的苏雄组或开建桥组间为明显的高角度不整合接触关系。

3. 登相营群

仅见于研究区的北部,即分布于冕宁泸沽以北。由于澄江期泸沽花岗岩的侵入,该套地层未见底,目前出露的自下而上称松林坪组、深沟组、则姑组、朝王坪组、凤山营组(即原称的登相营组)和九盘营组,构成著名的泸沽复背斜。在凤山营组与九盘营组之间存在一明显的不整合面,不整合面以上的九盘营组呈近南北向展布,其岩性岩相组合和含矿性与滇中的军哨组、柳坝塘组相似,因而认为它与天宝山组属大致同时但异相的沉积物。松林坪组至凤山营组之间为连续沉积,据岩性和岩相组合将之与会理群的双水井组、力马河组和凤山营组对比。

1) 申玉莲,1973,满银沟运动的地质特征。西南地质科技情报,第1期。

2) 成都地质矿产研究所铁矿队构造组,1976,四川会东满银沟赤铁矿构造初步分析暨找矿方向问题(未刊稿)。

4. 盐边群

仅出露于盐边县及雅砻江两岸。原认为该套地层构成一轴线为北东东向的荒田背斜。现在看来,“南翼”的那套达角闪岩相变质级的片岩是老于会理群的基底岩系(见下述),盐边群在双龙场剖面上为一单斜,未见底(与前会理群间为断层接触),上为列古六组不整合覆盖。据岩性可把盐边群分为两个亚群。下亚群荒田组为一套变质玄武岩,具枕状构造和碧玉岩夹层;上亚群(自下而上称渔门组、小坪组、乍古组)为一套砂质板岩、绢云母板岩、炭质板岩等夹少量中酸性火山岩和层凝灰岩,包马序列清楚,底部有 17.8m 厚的具水平纹层理的薄层状炭硅质板岩组成的非补偿性前复理石沉积。

由于该套地层在岩性、岩相组合及含矿性上与会理群迥然不同,因而无法据岩性进行地层对比。已有的证据是:(1)在米易水陆乡一带可见小坪组被相当苏雄组的中酸性火山岩不整合覆盖,在该地及盐边县城西北的关刀山等地,可见小坪组为晋宁期石英闪长岩或闪长岩穿过,并有接触变质发生,因而认为至少小坪组及其下的地层应属前乌斯大桥群。(2)小坪组之上的乍古组与小坪组间为连续沉积,又可见到乍古组与相当于苏雄组的火山岩均为列古六组不整合覆盖,两者间可能为同时异相产物(乍古组在西,相当于苏雄组的火山岩在东)。(3)由于盐边群地层未见底,无法确定其下限。推测盐边群与会理群为大致同时的产物,前者形成于西边的盐边优地槽内,后者形成于东边的会理冒地槽内。

5. 前会理群

尽管目前因研究程度较低而对不少重大问题的认识尚有争议,不过,在攀西地区有老于会理群的岩石记录保存,则是趋于统一的了。前会理群(除原称的河口组一段外)岩层已达角闪岩相变质级,甚至有麻粒岩相的变质岩石发现,明显有别于变质级只达绿片岩相以及更低级变质的会理群及相应地层。前会理群岩层主要出露于下列地区:(1)冕宁至德昌一线,即安宁河西岸的浅色辉长苏长岩。(2)位于渡口市境内的原称晋宁期的同德岩体、大田岩体等闪长岩或石英闪长岩,上述变质岩体统称为渡口杂岩。(3)渡口市内及郊区的原大田组内也可能有相当前会理群的地层。(4)米易县垭口经安宁村、棉花地至冷水箐,南延经红格矿区后顺金沙江河谷入云南元谋,原称为“会理群(未分)”,在云南元谋称普登组、路古模组、凤凰山组、海资哨组。据攀西地质八队在红格矿区勘探的结果,特别是沿纸房沟一迴管沟的实测剖面资料,似乎表明该套巨厚的前会理群可以三分,即下部的片麻状花树质杂岩、中部的达角闪岩相的变质沉积-火山岩系(米易群)和上部的仅达绿片岩相的变质沉积岩系,后者似可与会理黎溪一带原称的河口组一段相对比。该套地层从垭口向北经风流山、海搭、普威可达德昌县城附近。(5)在盐边田坝以南,有一套达角闪岩相的结晶片岩系,它们由变泥砂质岩和基性火山岩组成,与北边的盐边群呈断层接触。

综上所述,该区在会理地槽发育之前还曾经经历过一个漫长的地壳发育史,尚需今后进一步深入研究。

二、同位素地质年代学讨论

研究区前寒武纪地层和岩体的全岩 Rb-Sr 等时线年龄测定结果列于表 1-2 和图 1-

2、图 1-3 中。样品均由本课题组采集，全部数据均由中国科学院地质研究所同位素地质室 Rb-Sr 组用 TSN 206 SA 型质谱仪测定。

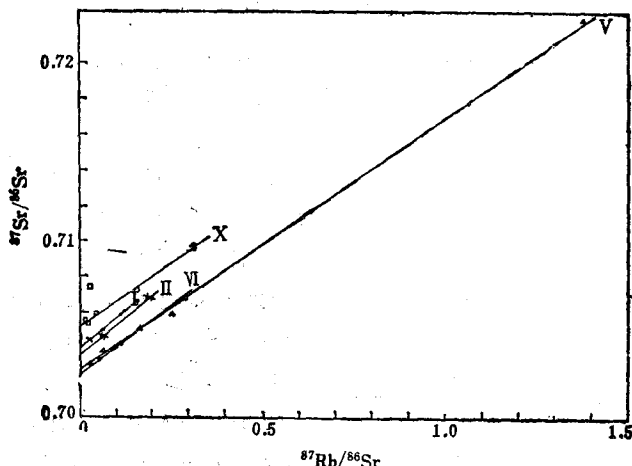


图 1-2 攀西地区前寒武纪变质岩的全岩 Rb-Sr 等时线年龄
(线的序号见表 1-2)

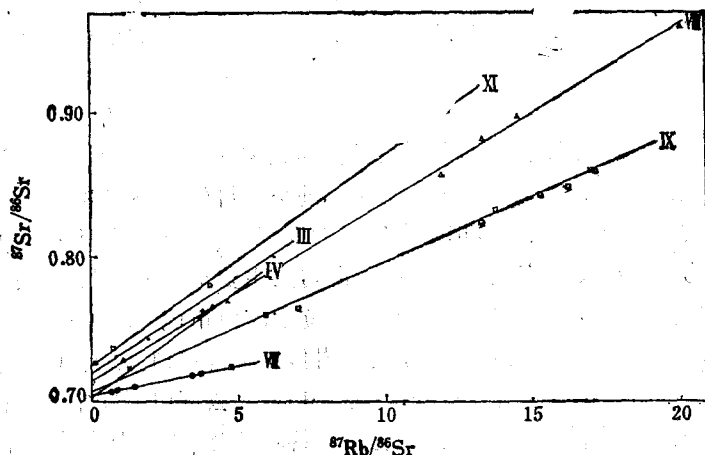


图 1-3 攀西地区前寒武纪变质岩的全岩 K-Sr 等时线年龄
(线的序号见表 1-2)

从表 1-2 可知，渡口杂岩和米易群的全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 $1100 \pm 50 \text{Ma}$ ，米易群口花岗片麻岩的全岩 Rb-Sr 等时线年龄偏低，可能是受混合岩化影响的结果，混入部分具有很高的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{初始}}$ 值 (0.7172)，也说明了其地壳成因。可以合理地推测：米易群迴转变质岩的很低的全岩 Rb-Sr 等时线年龄 ($\sim 286 \text{Ma}$) 记录的是海西晚期基性岩浆深成活动事件。

经过长期的壳-幔分异，可以设想研究区之下的地幔应该是亏损的地幔。假定此亏损的地幔具有 Rb/Sr 值 = 0.025，则在距今 10 亿年前，直接来源于该地幔源区的原始岩浆的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{初始}}$ 值理论上应为 0.70260 ± 0.00005 。盐边地区米易群的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{初始}}$ 值基本上落在该亏损地幔的 Sr 同位素演化线上，表明现测得的全岩 Rb-Sr 等时线年龄应为其生成年龄。渡口杂岩的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{初始}}$ 值高于该亏损地幔的 Sr 同位素演化线。较高

表 1-2 攀西地区前寒武纪变质岩 Rb-Sr 全岩等时线年龄测定结果*

顺序号	地区	编号	岩石类型		同位素含量(毫克原子/克)			⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr 现在值	年龄值 (Ma) ($\lambda = 1.39 \times 10^{-11}a$)
					⁸⁷ Rb	⁸⁶ Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr		
I	冕宁	82Sp5-1	渡	麻粒岩	0.01219	0.56757	0.02173	0.70451	1185.6 (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _{初始} = 0.70401 r = 0.99
		82Sp5-2			0.01371	0.58534	0.02370	0.70450	
		82Sp9B1			0.06538	0.53042	0.12546	0.70612	
		82Sp14			0.04160	0.52720	0.06333	0.70504	
		82Sp22			0.02279	0.66457	0.03139	0.70430	
		82Sp7-1			0.05956	0.53042	0.13595	0.70591	
II	沙坝	82Sp1-2	口	斜长角闪片麻岩	0.03876	0.63569	0.06103	0.70472	1088.8 ± 44.7 (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _{初始} = 0.70373 r = 0.98
		82Sp6-3			0.03598	0.56322	0.06388	0.70467	
		82Sp26			0.11393	0.59183	0.19250	0.70683	
		82Sp27			0.14360	0.72205	0.19888	0.70650	
		82Sp29			0.10058	0.53212	0.18902	0.70694	
III	米易	Hu1	岩	花岗岩麻岩(混合岩化)	0.2407	0.1217	1.9780	0.74310	976.76 (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _{初始} = 0.7172 r = 0.999
		Hu5			0.1366	0.1539	0.8878	0.73011	
		Hu7			0.4576	0.0921	4.9720	0.78564	
		Z24			0.5232	0.08412	6.2190	0.80202	
IV	堰口	Hu10	同上	0.7735	0.5922	1.3060	0.72392	1007.2 (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _{初始} = 0.70571 r = 0.999	
		83M11		0.5711	0.1238	4.6130	0.77024		
		堰口13		0.4996	0.1364	3.6620	0.75805		
V	盐边冷水箐	K24	米	角闪黑云母片岩或斜长角闪片岩	0.01879	0.2779	0.0676	0.70390	1033.4 (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _{初始} = 0.70265 r = 0.999
		K22			0.01837	0.1149	0.1651	0.70513	
		K36			0.02958	0.1177	0.2514	0.70592	
		K38			0.15056	0.10935	1.3769	0.72262	
		Y39			0.0068	0.2310	0.02942	0.70305	
VI	田	田12	易	斜长角闪片岩	0.13680	0.46866	0.29189	0.70681	1044.6 (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _{初始} = 0.70254 r = 0.996
		田18			0.03192	0.54012	0.05911	0.70332	
		田4			0.02210	0.24189	0.09131	0.70391	
		田11			0.02317	0.24963	0.09282	0.70409	
		田6			0.05040	0.44268	0.11385	0.70406	
VII	米易迴箐沟	Hu2	群	云母片岩和变粒岩	0.3303	0.44600	0.7407	0.70797	286.77 (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _{初始} = 0.70473 r = 0.999
		Hu4			0.3905	0.42460	0.9197	0.70815	
		Hu10			0.3361	0.08897	3.7787	0.71961	
		Hu13			0.2710	0.18070	1.5000	0.71056	
		84-2			0.3400	0.09934	3.4220	0.71885	
		84-3			0.3540	0.07466	4.7410	0.72357	
VIII	德昌	天1	天宝山组	变质砂岩	0.73717	0.06151	11.9840	0.85857	906.7 ± 18.5 (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _{初始} = 0.70716 r = 0.999
		天2			0.54236	0.03708	14.6260	0.89915	
		天3			0.60862	0.29442	2.06715	0.72762	
		天4			0.33932	0.08812	3.85083	0.76042	
		天5			0.46305	0.11091	4.17051	0.76533	
		天6			0.65680	0.03251	20.20177	0.96743	
		天7			0.73737	0.05497	13.41404	0.88275	
		天8							

续表 1-2

顺序号	地区	编号	岩石类型		同位素含量(毫克原子/克)			$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 现在值	年龄值 (Ma) ($\lambda = 1.39 \times 10^{-11}\text{a}$)
					^{87}Rb	^{86}Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$		
IX	甘 洛	苏 1	三 合 的 火 山 岩	长 英 质 火 山 岩	0.75573	0.04378	17.26239	0.86323	650.9 ± 16.9 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) _{初始} = 0.70282 r = 0.998
		苏 2			0.43301	0.03490	13.84130	0.83547	
		苏 3			0.40494	0.02639	15.34440	0.84498	
		苏 4			0.40433	0.02947	13.72099	0.82750	
		苏 5			0.88865	0.05135	16.33110	0.85244	
		苏 6			0.55753	0.03257	17.11530	0.86310	
		苏 7			1.18350	0.20055	5.92620	0.76054	
		苏 8			1.31330	0.18654	7.04031	0.76500	
X	盐 边	Yt80-27-1	盐 边 群	变 质 玄 武 岩	0.041463	0.13371	0.91009	0.70963	1006.0 ± 58.5 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) _{初始} = 0.70516
		Yt80-61			0.032607	0.77617	0.044293	0.70985	
		Yt80-23			0.007340	0.28956	0.025349	0.70753	
		Yt80-65			0.017432	1.31927	0.013213	0.70553	
		Yt80-48			0.016898	0.10764	0.15698	0.71627	
		Yt80-34			0.0046763	0.19653	0.023795	0.71726	
XI	会 理	H80Jd-3	河 口 组	变 钠 质 火 山 岩	0.21179	0.052900	4.00359	0.78139	1023.4 ± 12.1 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) _{初始} = 0.72430
		H80Jd-4			0.0078940	0.052947	0.14909	0.72193	
		H80Jd-9			0.018286	0.024460	0.74759	0.73191	
		H80Jd-14			0.35890	0.029565	12.13935	0.90241	

* 中国科学院地质研究所同位素地质室 Rb-Sr 组测定。

的 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_{初始} 值可能是因为受地壳物质混染的缘故,也可能是因为其母岩浆来源于被富不相容元素流体交代的壳下岩石圈。如果它们的全岩 Rb-Sr 等时线记录的是变质年龄,则从它们的成分近似于玄武质岩石可假定其原岩的 Rb/Sr 值为 0.06,从而可推算得到其原岩脱离地幔的年龄不会老于 20 亿年。这同样说明:渡口杂岩的生成年龄最早不超过中元古代。

笔者还请孙贤铄博士在澳大利亚矿物资源、地质和地球物理局测定了冕宁沙坝麻粒岩的 Sm-Nd 模式年龄。他给出的测试数据如下: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 为 0.511545 ± 10 , ϵNd (143) 为 -5.7 ± 0.2 , Nd 为 19.74 ppm, Sm = 4.12 ppm, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Sm}$ 为 0.12639。如果采用亏损地幔源 (DM), 以及其 ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_{DM}⁰ 为 0.512245 和 ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$)_{DM}⁰ = 0.23, 则该麻粒岩的 Sm-Nd 模式年龄 ($T_{\text{DM}}^{\text{Nd}}$) 由下式给出:

$$\begin{aligned}
 T_{\text{DM}}^{\text{Nd}} &= \frac{1}{\lambda_{\text{Sm}}} \ln \left[1 + \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{样品}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}^0}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{样品}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}^0} \right] \\
 &= \frac{1}{6.54 \times 10^{-12}\text{a}^{-1}} \ln \left[1 + \frac{0.511545 - 0.512245}{0.12639 - 0.23} \right] \\
 &= 1462.85\text{Ma}
 \end{aligned}$$

从 ϵNd 为负值来看,这个样品的成分或因受过地壳混染,或来源于受过交代改造的壳下岩石圈。因此,孙贤铄(个人通信)认为该岩石的实际生成年龄还应比测得的模式年龄更年轻些,很可能为 $1100 \pm 100\text{Ma}$ 。