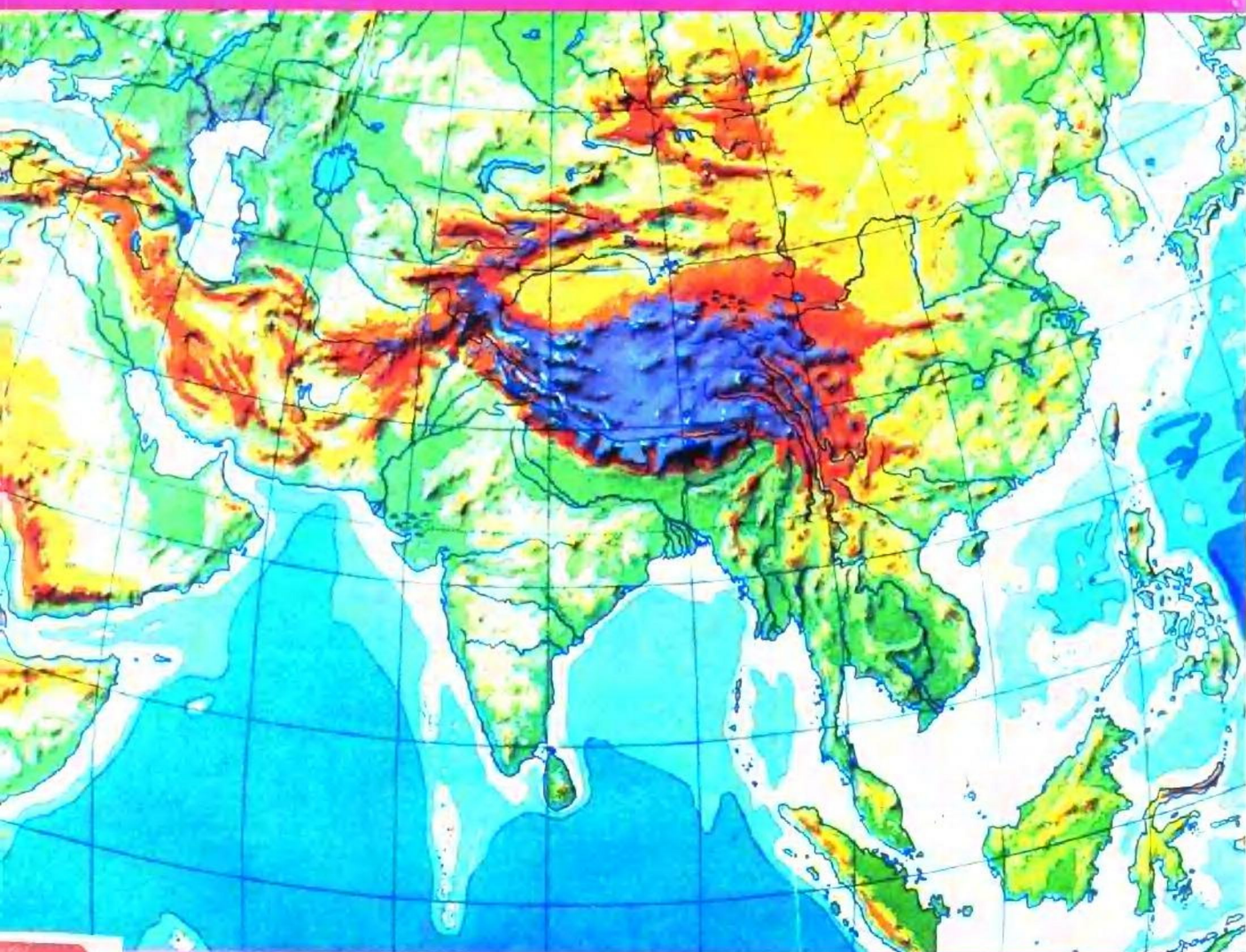




特提斯地质



(北京)

.7

1

地质出版社

第 22 号

特 提 斯 地 质

第 22 号

SY25/31

地质矿产部成都地质矿产研究所 编
中国地质科学院特提斯地质研究中心

地 质 出 版 社

· 北 京 ·

内 容 提 要

有关东特提斯构造域及邻区的形成演化的研究,近期主要以洋陆和盆山转换为热门课题。本期刊载的昌都-思茅盆地和金沙江-哀牢山带的盆山转换与成矿、康定伸展构造及控矿、台湾岛的成因及其与南海海盆的相关性、昌都地块晚古生代的层序地层与海平面变化,以及冈底斯花岗闪长岩带中的岩石包体等文章,便是近期有关东特提斯研究的最新成果。

本书对从事特提斯和相关学科研究的专家、学者,以及科研、教学人员具有重要的参考价值。

图书在版编目 (CIP) 数据

特提斯地质 第22号/地质矿产部成都地质矿产研究所,中国地质科学院特提斯地质研究中心编.-北京:地质出版社,1998.6

ISBN 7-116-02561-8

1. 特… I. ①地… ②中… III. 地质构造, 特提斯-研究-中国-文集 N. P548.275-53

中国版本图书馆 CIP 数据核字 (98) 第 07035 号

地质出版社出版发行

(100083 北京海淀区学院路 29 号)

责任编辑:王培生 谭惠静

责任校对:田建茹

*

北京印刷学院实习工厂印刷 新华书店总店科技发行所经销

开本:787×1092 1/16 印张:8.875 铜版:2 页 字数:222000

1998 年 6 月北京第一版·1998 年 6 月北京第一次印刷

印数:1—500 册 定价:28.00 元

ISBN 7-116-02561-8

P·1889



(凡购买地质出版社的图书,如有缺页、倒页、脱页者,本社发行处负责调换)

《特提斯地质》编辑委员会

名誉主任：刘宝珺 李廷栋 殷鸿福

主任：潘桂棠

副主任：陈智梁 李兴振 王 剑

编 委（以姓氏笔画为序）：

丁 俊 王成善 王 剑 王洁民 王培生 牟传龙
江新胜 朱同兴 任家琪 李兴振 沈敢富 罗建宁
陈智梁 洛桑次旦 骆耀南 莫宣学 徐 强
谭惠静 潘桂棠

特邀编委：Burchfiel, B. C. Hsü, K. J. Şengör, A. M. C.

肖序常 刘增乾 袁学诚 钟大贵

The Editorial Board for TETHYAN GEOLOGY

Honorary Directors: Liu Baojun Li Tingdong Yin Hongfu

Director: Pan Guitang

Deputy Directors: Chen Zhiliang Li Xingzhen Wang Jian

Board Members: Ding Jun Wang Chengshan Wang Jian

Wang Jiemin Wang Peisheng Mou Chuanlong

Jiang Xinsheng Zhu Tongxing Ren Jiaqi

Li Xingzhen Shen Ganfu Luo Jianning

Chen Zhiliang Luosang Cidan Luo Yaonan

Mo Xuanxue Xu Qiang Tan Huijing Pan Guitang

Specially Invited Board Members:

Burchfiel, B. C. Hsü, K. J. Şengör, A. M. C.

Xiao Xuchang Liu Zengqian Yuan Xuecheng

Zhong Dalai

《特提斯地质》编辑部

主 编：陈智梁

副主编：王培生 李兴振

目 录

盆山转换及其成矿作用——以昌都-思茅盆地和金沙江-哀牢山带为例	
..... 李兴振 杜德勋 王义昭 (1)	
四川康定伸展构造及其控矿特征.....	李建忠 陈智梁 刘宇平 (17)
四川会理—会东及邻区中元古代的岩相古地理格局.....	牟传龙 周名魁 (28)
试论台湾岛的非岛弧成因及其与南海海盆的相关性.....	张明书 (40)
奥陶纪生物的两极分布及其与生物地理的关系.....	傅力浦 (46)
层序界面多重性控矿机制分析.....	王立全 牟传龙 (57)
昌都地块晚古生代层序地层与海平面变化.....	杜德勋 罗建宁 惠 兰 (68)
东昆仑地区晚古生代到三叠纪沉积环境和沉积盆地演化	
..... 徐 强 潘桂棠 许志琴 杨经绥 (76)	
青藏高原冈底斯花岗岩带花岗闪长岩及其中岩石包体的岩石学特征	
..... 江 万 莫宣学 赵崇贺 郭铁鹰 张双全 (90)	
昌都盆地碱性岩的稀土元素地球化学特征——以高吉岩体为例	
..... 彭勇民 潘桂棠 罗建宁 (97)	
贵州微细粒浸染型金矿成矿流体性质	尹福光 (105)
新疆西准噶尔哈图-萨尔托海金成矿区成矿系列及成矿模式探讨	
..... 曹 烈 吕正祥 唐文清 尹福光 (117)	
云南永善金沙矿区砷硫锑铅矿的发现	仇定茂 阙梅英 张立生 (126)
四川龙门山中段地区泥盆纪的双壳类化石	苟宗海 石 和 (131)

CONTENTS

The basin-range transition and mineralization: examples from the Qamdo-Simao Basin and Jinshajiang-Ailaoshan orogenic belt in southwestern China	
.....	<i>Li Xingzhen, Du Dexun and Wang Yizhao</i> (15)
Extensional structures and their controls over ore deposits in Kangding, western Sichuan	<i>Li Jianzhong, Chen Zhiliang and Liu Yuping</i> (26)
Meso-Proterozoic sedimentary facies and palaeogeographic framework of the Huili-Huidong region and its adjacent areas	<i>Mou Chuanlong and Zhou Mingkui</i> (37)
On the non-island-arc origins of the Taiwan island and its correlations with the South China sea basin	<i>Zhang Mingshu</i> (45)
The bipolar distribution and biogeography of the Ordovician faunas	<i>Fu Lipu</i> (55)
The controls of the sequence boundary diversity over ore deposits	
.....	<i>Wang Liquan and Mou Chuanlong</i> (64)
Late Palaeozoic sequence stratigraphy and sea-level changes in the Qamdo block	
.....	<i>Du Dexun, Luo Jianning and Hui Lan</i> (75)
Evolution of the sedimentary environments and basins in East Kunlun during Late Palaeozoic to Triassic time	
.....	<i>Xu Qiang, Pan Guitang, Xu Zhiqin and Yang Jingsui</i> (88)
Granodiorites and their mafic microgranular enclaves from the Gangdise granite belt of the Qinghai-Xizang Plateau ...	<i>Jiang Wan, Mo Xuanxue, Zhao Chonghe,</i> (94)
	<i>Guo Tieying and Zhang Shuangquan</i>
REE geochemistry of alkaline rocks: an example from the Gaoji rock body in the Qamdo Basin, Xizang	<i>Peng Yongmin, Pan Guitang and Luo Jianning</i> (104)
Mineralizing fluids of the disseminated gold deposits in Guizhou ...	<i>Yin Fuguang</i> (115)
Metallogenic series and model of the Hatu-Sartokay gold mining district in West Junggar, Xinjiang	
.....	<i>Cao Lie, Lü Zhengxiang, Tang Wenqing and Yin Fuguang</i> (124)
The discovery of geocronite in the Jinsha mining district, Yongshan, Yunnan	
.....	<i>Chou Dingmao, Que Meiyang and Zhang Lisheng</i> (130)
The Devonian bivalves from the central part of the Longmen mountain area, Sichuan	
.....	<i>Gou Zonghai and Shi He</i> (136)

盆山转换及其成矿作用

——以昌都-思茅盆地和金沙江-哀牢山带为例

李兴振 杜德勋

王义昭

(中国地质科学院特提斯地质研究中心) (云南地勘局区调所)

大陆岩石圈构造与大陆地球动力学研究仍是当代地学领域的前沿学科之一。大陆岩石圈的构造单元由造山带系统和盆地系统构成。造山带系统是古洋盆地、古岛弧与古大陆边缘系列盆地的俯冲、消减和碰撞而产生的盆地向山脉的转换带,并叠加有继生或衍生的盆地,以及碰撞造山期形成的各类不同性质的盆地。概括地说山系就是盆系的转换,反过来,山脉的形成和演化又控制着毗邻沉积盆地的演化和沉积物的类型;同时造山带又是岩石圈中的构造弱带,在山脉老化解体过程中,造山带又被解体,拉裂形成盆地,甚或洋盆。如美国西部盆地和山脉省核心位于拉拉米造山带上(J. E. Devey, 1984);中国云南西盟-双江盆岭区位于澜沧江洋闭合形成的造山带上;中大西洋和北大西洋核心位于阿帕拉契亚加里东造山带上(Wilson, 1966),其本身为古大西洋闭合的位置;众所周知的阿尔卑斯特提斯洋形成于海西褶皱带上,塔斯曼海核心位于拉克伦带上。因此,盆山转换,具三方面的含意:即山转盆、盆转山和山控盆,可谓之盆山转换三部曲。山控盆也具有两方面的含意:一是山脉的隆升和横向迁移控制挤压体制下的前陆盆地的形成与演化;二是控制伸展体制下拉伸裂谷型盆地的形成,如美国西部盆岭地区和中国西南部西盟-双江盆岭地区,盆地处于大的冲断推覆造山带的后缘,其形成受山脉重力失衡的拉伸垮塌作用的控制。这种作用如果继续进行下去,盆地规模会越来越大,裂隙也越来越深,最后导致山脉的解体和洋盆的形成。这是由于过厚的冷的山根在深部受热以后上浮,而在山脉上升到一定高度之后,由于重力作用就会发生拉伸垮塌并促使均衡调节作用的进行,使山根处的慢拗回返隆起,山根回弹上升,山根消失(秦岭山脉处于山根消失阶段),这反过来又促进拉伸垮塌,以至岩石圈拉薄;变质核杂岩和幔核杂岩在构造和侵蚀双重作用下相继剥露,最后则可能导致大陆岩石圈裂开,扩张成洋(李兴振等, 1991)。如云南西盟变质核杂岩属于核杂岩拉伸剥露阶段产物;而炉霍一道孚一带与碱性玄武岩相伴生的超基性岩很可能处于地幔被拉伸剥露阶段产物,最后岩石圈拉裂,形成巴颜喀拉洋。上述超基性岩也可能是巴颜喀拉洋盆地形成后被动大陆边缘岩石圈继续伸展,地壳位伸变薄而剥露所致。

也可以说,大陆岩石圈的构造演化就是盆山不断转换的过程,各种不同类型的矿产都是在这—转换过程中于不同演化阶段在不同构造背景和动力学机制下,由各种地质作用的综合作用形成的。阐明盆山转换的过程和机制,就能使我们更全面系统地、深层次地来认识矿产形成分布的时空规律。

昌都-思茅盆地的形成演化与两侧山脉的形成演化之间有良好的盆山转换和山控盆的对应关系, 这种盆、山的对应研究为确定洋盆和山脉的形成过程, 为盆山转换及其成矿作用的分析研究提供一个好的实例。因此, 笔者就此对昌都-思茅盆地和金沙江-哀牢山带形成演化过程中的盆山转换及其成矿作用进行探讨。

一、昌都-思茅复合盆地形成与演化

(一) 沉积盆地性质分析

昌都-思茅盆地一般指中生代红色碎屑沉积盆地。它位于昌都-思茅地块上。昌都-思茅地块是经晋宁和加里东两大构造旋回发展阶段或盆地、山脉之间的相互转换于晚古生代才稳定下来的。由于新生代沉积地层的大面积覆盖, 元古宙和早古生代地层出露很少, 因而有关早期盆地转换历程的信息保存很少。因此笔者主要对晚古生代及其以后的盆地形成演化进行讨论。

1. 晚古生代盆地性质分析

泥盆系是昌都-思茅稳定地块的第一个沉积盖层, 在昌都盆地下泥盆统觉拥组砂岩骨架颗粒矿物成分 Qm-F-Lt 判别图上, 其投影点落入再旋回造山带物源区 (图 1), 反映昌都盆地晚古生代沉积建立在加里东造山带基础上, 一直处于稳定地块形成演化阶段, 属克拉通内浅海盆地。

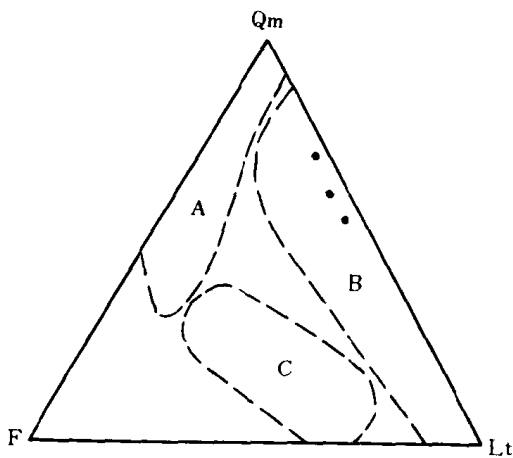


图 1 觉拥组 Qm-F-Lt 砂岩骨架颗粒判别图

(据 Dickinson, 1983)

A—陆块物源区; B—再旋回造山带物源区; C—岩浆岩物源区。Qm—单晶石英; F—单晶长石; Lt—岩屑

Fig. 1 Qm-F-Lt discrimination diagram of the framework grains in the sandstones from the Gy-
orxung Formation in the study area

(after Dickinson, 1983)

A—continental block; B—recycled orogen; C—magmatic rock; Qm—monocrystalline quartz; F—monocrystalline feldspar; Lt—lithic fragments

2. 中生代盆地性质分析

中生代昌都-思茅盆地经历了中三叠世—早侏罗世及中侏罗世—晚白垩世两个构造旋回, 盆地则完成了从伸展裂陷到前陆盆地拗陷的构造属性转化。

(1) 砂岩碎屑成分与盆地构造背景: 陆源碎屑成分是板块构造背景控制下的物源区与沉积盆地有机结合和配置的产物。采用 Dickinson (1979) 矿物成分统计法, 对本区中生代砂岩样品进行骨架矿物成分统计, 将统计结果投入 Q-F-L 图上, 投点大多落入再旋回造山带物源区 (图 2), 这与中生代本区两侧分别为金沙江-哀牢山造山带及澜沧江造山带的构造地质背景密切相关。按板块构造部位来源建立的碎屑沉积模型图解 (图 3), 表明本区 T_3 的样品多数属于裂谷和断陷盆地型, J_2-K_2 的样品属于稳定克拉通内浅海盆地型。

从 T_2 、 T_3 — J_1 、 J_2 和 K 不同时间阶段的沉

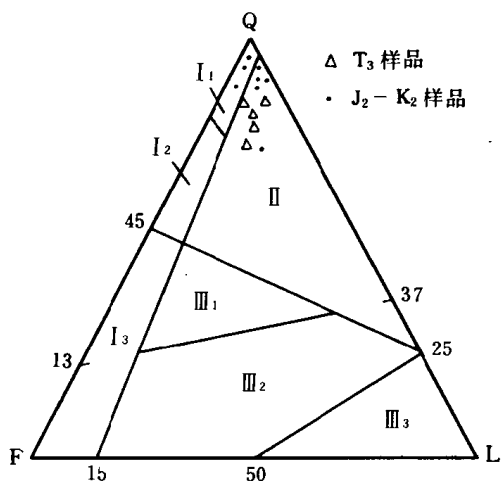


图 2 Q-F-L 关系图

(据 Dickinson, 1985)

I—陆块物源区; II—再旋回造山带物源区;

III—岩浆岛弧物源区

Fig. 2 Q-F-L diagram

(after Dickinson, 1985)

I—continental block; II—recycled orogen;

III—magmatic island arc

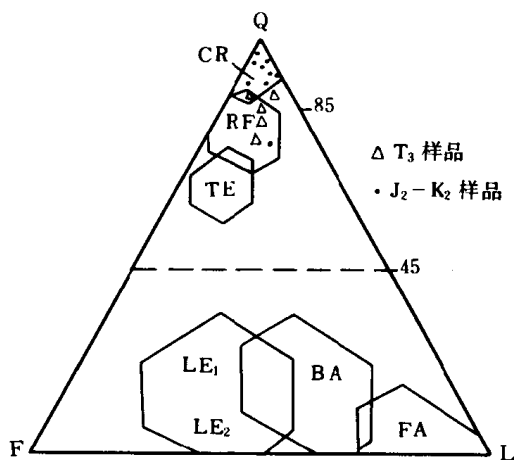


图 3 Q-F-L 图解中碎屑沉积模型

(据 Valloni and Maynard, 1985; 孟祥化, 1992)

CR—稳定克拉通内浅海盆地型 ($Q_{95}F_3L_2$); TE—被动边缘型 ($Q_{62}F_{26}L_{12}$); LE₁—活动陆缘消减带型 ($Q_{16}F_{53}L_{31}$); LE₂—活动边缘转换断层型 ($Q_{34}F_{39}L_{27}$); BA—弧后盆地型 ($Q_{20}F_{29}L_{51}$); FA—弧前盆地型 ($Q_8F_{17}L_{75}$); RF—裂谷及断陷盆地型 ($Q_{70}F_{20}L_{10}$)

Fig. 3 Clastic modes in the Q-F-L diagram

(after Valloni and Maynard, 1985; Meng Xianghua, 1992)

CR—stable intracratonic shallow-sea basin ($Q_{95}F_3L_2$); TE—passive margin ($Q_{62}F_{26}L_{12}$); LE₁—active marginal subduction zone ($Q_{16}F_{53}L_{31}$); LE₂—active marginal transform fault ($Q_{34}F_{39}L_{27}$); BA—back-arc basin ($Q_{20}F_{29}L_{51}$); FA—fore-arc basin ($Q_8F_{17}L_{75}$); RF—rift and fault basin ($Q_{70}F_{20}L_{10}$)

积特征上看, T_2 的沉积仅出现在盆地两侧俯冲山系的后缘, 发育有厚度巨大的火山岩建造, 盆地显示出造山带后缘伸展裂谷的特点。 T_3 磨拉石及滞后型弧火山岩及煤系地层的发育, 表明了山脉的急剧抬升和板块的后继俯冲, 盆地两侧山脉开始出现构造反向, 盆地具前陆拗陷特征。而在 J_2 — K 阶段, 盆地内沉积由海相向陆相的过渡及膏盐层的发育, 表明拗陷盆地具不断萎缩的特点。

(2) 砂岩化学成分与盆地构造背景 按 M. R. Bhatia (1983) 砂岩大地构造环境的化学成分判别图解, 对本区中生界砂岩的化学成分进行了判别分析并作图 (图 4), 图中投点多数落入被动陆缘区, 而本区中生代为陆内环境, 因此, 经综合分析其属性为大陆裂谷盆地和克拉通盆地。同时, 从图 4 中尚可看出, J_2 — K_2 的样品较 T_3 — J_1 的样品更远离活动区, 表明稳定性更高, 前者可能为稳定的克拉通盆地, 后者为次稳定的断陷盆地, 与利用砂岩碎屑成分的判别结果相一致。

(3) 砂岩的微量元素与盆地的构造背景 砂岩的微量元素 La、Th、Zr、Nb、Y、Sc、Co 和 Ni 等不活泼的微量元素, 在研究砂岩物源区和判别构造环境上具有重要意义, 如判别沉积盆地构造环境的一系列图解 (M. R. Bhatia, A. W. Crook, 1986)。本区中生代砂

岩的微量元素分析结果在 $La/Y-Sc/Cr$ 关系图中, 大多数投点落入被动大陆边缘区 (图 5), 还应包括裂谷及稳定克拉通盆地。

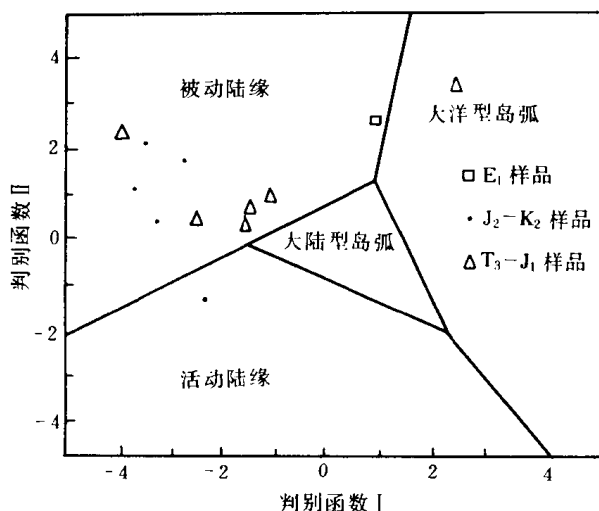


图 4 砂岩大地构造环境的化学成分判别函数图解
(据 Bhatia, 1983)

Fig. 4 Discriminant function diagram of chemical compositions for the tectonic settings of sandstones
(after Bhatia, 1983)

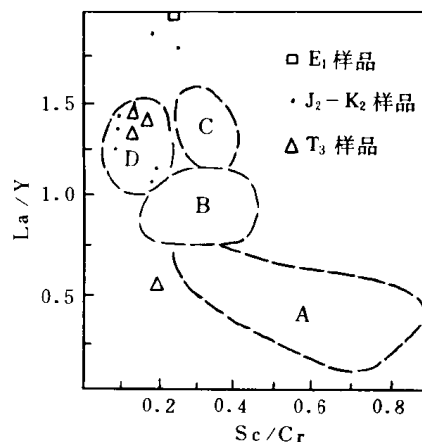


图 5 $La/Y-Sc/Cr$ 关系图

(据 Bhatia and Crook, 1986)

A—大洋岛弧; B—大陆岛弧; C—活动大陆边缘;
D—被动大陆边缘

Fig. 5 La/Y versus Sc/Cr diagram

(after Bhatia and Crook, 1986)

A—oceanic island arc; B—continental island arc;
C—active continental margin; D—passive continental margin

(4) 火山岩化学成分与板块构造环境 从适合于中基性岩类的 ATK 图中 (图 6) 可以看出, 本区 T_2-T_3 中基性火山的投点主要落入大陆玄武岩、安山岩区, 既带有大陆裂谷特点, 又具有岛弧造山带的特征, 体现了碰撞后裂谷及板块后继俯冲所持有的双重性质。

通过上述多项判别分析表明, 本区在 T_2-J_1 时期, 构造具有一定的活动性, 属于碰撞后裂谷和后继俯冲作用产生滞后型弧火山活动阶段, 而 J_2-K_2 时期, 本区则相对稳定, 属于克拉通内的拗陷盆地。

由于上述砂岩沉积时的构造环境判别图解适用于洋陆分异的板块构造阶段, 本区中生代昌都-思茅地块已进入板块汇聚后的陆内发展阶段, 被动边缘环境实际已不存在, 砂岩的形成只能反映其环境的相对稳定性和物源主要来自造山带。

3. 新生代盆地性质分析

昌都-思茅盆地于新生代主要发育第三纪盆地, 第四纪盆地仅零星分布。而第三纪盆地均属走滑拉分盆地, 如昌都地区第三纪贡觉、囊谦走滑拉分盆地, 兰坪-思茅地区第三纪兰坪-云龙走滑拉分盆地, 江城-勐腊与镇源走滑拉分盆地 (李兴振等, 1991; 刘增乾、李兴振等, 1993)。

上述形成于古新世—中始新世末的走滑拉分盆地中, 普遍发育湖相蒸发盐建造, 并出

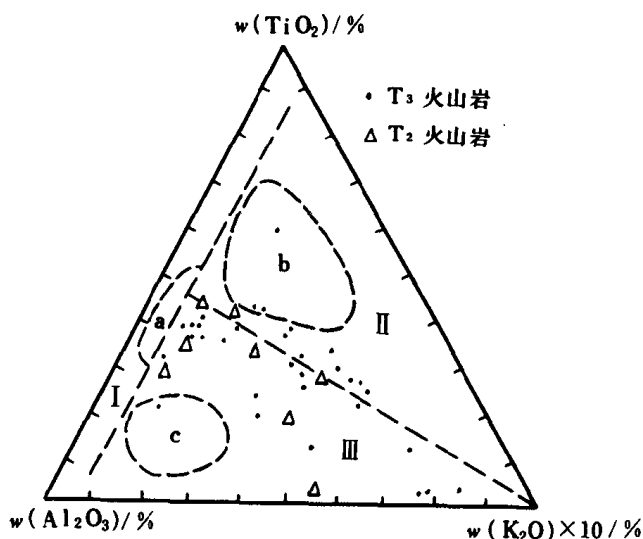


图 6 三叠纪火山岩 ATK 图解

(据赵崇贺, 1989)

I—大洋玄武岩区; II—大陆玄武岩、安山岩区; III—岛弧造山带玄武岩、安山岩区; a—印度洋底玄武岩; b—中国东部新生代大陆裂谷玄武岩; c—世界主要地区玻斑安山岩区

Fig. 6 ATK diagram of Triassic volcanic rocks

(after Zhao Chonghe, 1989)

I—oceanic basalt field; II—continental basalt and andesite field; III—basalt and andesite field in island-arc orogenic belts; a—ocean-floor basalts in the Indian Ocean; b—Cenozoic continental rift basalts in eastern China; c—boninite in the main parts of the world

现较多的滑塌角砾。在江城地区上述岩系中夹大量中基性火山凝灰岩及凝灰角砾岩 (帅开业, 1987); 而形成于晚始新世—上新世的盆地, 由于受印度板块和欧亚板块碰撞作用的影响, 遭受了强烈的挤压变形, 在走滑拉分及冲断压拗作用下形成挤压型走滑盆地及逆冲推覆构造, 并形成与幔壳之间的滑脱作用有关的浅成小型碱性岩。

第四纪盆地分布较零星, 主要沿 NNW 向断裂及河流叠置在下伏地层之上, 盆内主要为河流、湖泊相沉积物。

(二) 昌都-思茅地块晚古生代以来的沉积地质演化

晚古生代以来昌都-思茅地块及盆地形成演化大致分为以下几个阶段。

1. 晚古生代昌都稳定地块形成演化阶段

晚古生代昌都地块是在加里东造山作用的基础上发展起来的, 泥盆系沉积在加里东褶皱基底之上。

泥盆系沉积岩相由早期的河流、滨岸带碎屑岩沉积物演变至中晚期的碳酸盐沉积, 构成一完整的进积型沉积序列, 反映稳定的浅海环境。从总体上来看, 泥盆纪古地理呈现西陆东海, 海侵自早泥盆世至晚泥盆世由东向西推进, 海域扩大、古陆缩小的总趋势。石炭系沉积岩相由早期的河流、滨岸砂堤、海湾—泻湖和局限台地沉积, 并发育有海绵礁, 至中晚期为局限—开阔碳酸盐台地沉积, 含珊瑚礁体, 构成完整的进积型沉积序列。总之, 该

区除青泥洞一带早石炭世为古陆,中晚石炭世为水下隆起外,其他地区均处于浅海环境之中。东侧江达—德钦一带沉降幅度加大,海水深度为次深海—深海,为斜坡—盆地相沉积;西侧八宿然乌地区自早石炭世至晚石炭世由开阔台地相(下陆棚)向大陆斜坡浊积扇相沉积演化,总体显示出晚古生代昌都地块为一较稳定浅海碳酸盐台地沉积,东西两侧则呈次深海大陆斜坡—深海盆地沉积。晚石炭—二叠纪,随着金沙江—哀牢山和澜沧江洋盆洋壳的相向俯冲,昌都—思茅盆地两侧形成岛弧隆起。中间转变为弧后盆地,在景谷龙洞河一带弧后盆地有一定扩张,形成深海裂陷盆地。总的来说,二叠系沉积岩相由早期开阔台地相至晚期滨岸砂堤、滨岸沼泽与海湾—泻湖相沉积,构成一个退积型沉积序列。

昌都—思茅地块沉积地质演化表明,地块时而出露水面,时而为水下隆起的岛屿;在中泥盆世至早二叠世期间发育层孔虫礁、海绵礁和珊瑚礁,说明当时处于低纬度地区;昌都地区下二叠统杂笛考组和莽错组生物灰岩的碳氧同位素资料表明,当时为温暖正常盐度的浅海水域,古海温约 $24\sim 31^{\circ}\text{C}$,古盐度为 $2.84\%\sim 4.77\%$ 。因此,昌都—思茅地块的结晶基底、褶皱基底和沉积盖层的三层地壳结构,晚古生代海平面变化曲线与华南相似,泥盆—二叠纪发育海绵和层孔礁及生物灰岩的碳同位素资料,均表明了其亲扬子/华南的特征,属于泛华夏大陆群的范畴。

2. 昌都—思茅盆地中生界形成演化阶段

昌都—思茅盆地内三叠系以海相沉积为主,兼有海陆交互相和陆相,盆地东西两侧江达—维西—绿春和杂多—南佐—景洪一带火山岩发育;下侏罗统为陆相、海相和海陆交互相;中侏罗统有广泛的海相沉积,可与藏北羌塘盆地相连接;上侏罗统为陆相沉积;白垩系亦为陆相沉积。在昌都地块,早、中三叠世沉积相以河流、湖泊和滨海环境的沉积组合为主。在中三叠世江达地区弧前拗陷地带海水加深,形成三角洲—陆棚—斜坡环境的沉积组合。晚三叠世早期(甲丕拉组)发育的是湖滨环境的泥石流沉积—断陷型湖泊沉积及河流相沉积组合。晚三叠世中期该区处于相对稳定阶段,主要为陆棚碳酸盐岩沉积;晚三叠世晚期发生抬升作用,以发育陆源三角洲沉积和海陆过渡相含煤碎屑沉积为特征。南部兰坪—思茅盆地与昌都盆地在中生代是统一的盆地,其地层与昌都盆地可对比,沉积特征也十分相似。

从盆地三叠系沉积相组合类型及相的时空演化可以看出,整个盆地的水深都比较浅,均是由陆相沉积演化到陆棚沉积,而且陆源碎屑成分主要是石英质糜棱岩碎屑,来源区母岩性质相同,其物源区不是稳定陆块,而是再旋回造山带。

该区早侏罗世的河流、湖泊和海陆交互的三角洲环境沉积组合,逐渐过渡到中侏罗世湖泊、海陆交互的三角洲和河口湾环境,以及广泛的海相沉积组合,而晚侏罗世直至白垩纪发育广泛的河流环境为代表的陆相沉积,从而于中侏罗世晚期结束本区海相沉积历史,被晚侏罗世陆相沉积所取代。在白垩纪出现蒸发岩相的膏盐沉积。

3. 新生代走滑拉分盆地形成发展阶段

在走滑拉分盆地中沉积了老第三系湖泊相紫红色—杂色中厚层钙质粉砂岩、岩屑砂岩、泥岩、页岩、泥质白云岩、膏盐层和底部复成分砾岩,有的盆地中夹中酸性火山岩。如贡觉和江城第三纪盆地。

(三) 层序界面性质与盆山转换关系

P. R. Vail (1977, 1984) 根据构造沉降和海平面相对变化的相关效应,对被动大陆

边缘盆地划分出两种类型的层序界面,即类型 I 界面不整合 (SB_1) 和类型 II 界面不整合 (SB_2)。以 SB_1 为底面的类型 I 层序包括低位体系域、海进体系域和高位体系域,以 SB_2 为底面的类型 II 层序包括陆棚边缘体系域、海进体系域和高位体系域。从沉积体系分析来看,类型 I、II 中所包括的诸体系域属大陆边缘盆地海相沉积产物。层序界面 SB_1 性质可能是盆山转换的地质信息:一种是由于海平面的相对升降,造成陆上暴露不整合;另一种是海侵上超不整合,由于海平面相对上升,对陆地逐渐超覆的一种表现;最后一种为板块汇聚过程中的俯冲阶段、碰撞的早期阶段或造山阶段,在前陆褶皱逆冲带形成造山活动不断加强的一种不整合面,属于造山侵蚀不整合。

从昌都盆地泥盆系、石炭系、二叠系和前泥盆系等层序地层分析来看,由下奥陶统青泥洞群 (O_{1q}) 等构成的早古生代褶皱基底,与其上覆泥盆系之间的层序界面具造山侵蚀不整合性质,在晚古生代稳定地块中石炭系与泥盆系之间的部分层序界面属海侵上超不整合,反映海水自江达向类乌齐地区逐渐超覆的结果,局部地区也完全可能为陆上暴露不整合。泥盆系底部 SB_1 层序界面的确定,表明昌都地块在早古生代,由盆地转化为山脉,晚古生代,又由山脉转化为盆地。

二、金沙江-哀牢山造山带的形成与演化

金沙江-哀牢山带历经了原特提斯和古特提斯形成消亡的两大发展阶段,即经历了两次盆山转移。

(一) 原特提斯阶段的盆山转换

鉴于昌都-思茅陆块的亲扬子/华南的特性,而又不具扬子型统一的震旦系南沱组冰碛层和灯影组的沉积盖层,认为金沙江-哀牢山原特提斯洋可能形成于晋宁旋回后的早期阶段,它是否与康滇地区新元古代陆缘弧相配套而未完全消失的洋盆尚值得进一步研究。早古生代洋壳向西/南俯冲,在昌都-思茅陆块东缘形成江达-马江(越南)火山弧带,昌都-思茅陆块原冒地斜沉积(青泥洞的奥陶系)也褶皱成山,致使在昌都青泥洞地区和越南马江构造带见有泥盆系红色沉积分别不整合在冒地斜和火山弧及蛇绿混杂岩带之上,完成了盆地向山脉的转换。但在哀牢山带中南段,志留系与泥盆系均为一套较深水的笔石页岩和硅质岩沉积,至少表明有一前陆拗陷存在。至于是否还有残留洋,或晚古生代金沙江-哀牢山洋盆就是残留洋的进一步扩张,目前尚无更多的证据。

(二) 古特提斯阶段的盆山转换

现有的资料表明,晚古生代金沙江-哀牢山洋主要形成于晚泥盆/早石炭世。泥盆纪时金沙江-哀牢山带的引张、沉降,使海水自东向西不断侵漫,导致昌都-思茅陆块上加里东运动后第一个沉积盖层的形成。二叠纪时,金沙江-哀牢山洋盆的洋壳向西/南俯冲,在昌都-思茅陆块边缘的江达-维西-绿春一带形成火山弧,原先的沉积盆地转化为火山弧及弧后盆地。这个弧后盆地在景谷龙洞河一带有较深的裂隙,形成了龙洞组 (C_3-P_1) 的半深水斜坡-较深水局限盆地-浅水沉积环境的一套火山-沉积岩系(贾进华,1995)。这个弧后盆地显然受西侧澜沧江洋和东侧金沙江-哀牢山洋相向俯冲的双重作用控制。江达同普地区下三叠统普水桥组不整合于二叠纪碰撞型花岗岩之上,南部兰坪-思茅地区缺失下三叠统沉积,

暗示金沙江-哀牢山洋主体已于晚二叠世末闭合,只是中段江达-奔子栏一带发育早二叠世末的原始洋内弧及其弧后盆地地段,闭合稍晚,可能闭合于早中三叠世末。

(三) 中生代山控盆阶段

金沙江-哀牢山古特提斯洋的闭合,使之进入造山阶段。随着盆地向山脉转换的完成,进入山控盆的发展阶段。当然昌都-思茅中生代盆地的形成和演化主要受东西两侧山脉的控制,但东侧金沙江-哀牢山带山脉与盆地形成演化之间呈现了更好的对应关系。

点苍山-哀牢山的形成演化主要经历五个发展阶段。按照板块俯冲、碰撞造山的一般模式,早中三叠世上叠的昌都-思茅板块应向东/北仰冲在扬子和中咱-中甸微陆之上,在东部俯冲的扬子和中咱-中甸陆块的被动大陆边缘形成向东冲断堆叠山系,即类似甘孜-理塘结合带与龙门山和雅鲁藏布江结合带与喜马拉雅山的构造格局和冲断堆叠山系。在西部形成类似冈底斯陆缘弧山系,即江达-维西-绿春陆缘弧山系。在冲断堆叠山系和陆缘弧山系之间,于早中三叠世时,在不同地段形成弧前和山前坳陷,这个盆地与山脉之间的构造地貌关系,有点像喜马拉雅山和冈底斯山之间晚白垩世和第三纪的弧前盆地及山前坳陷,抑或是高黎贡山推覆带后缘腾冲-梁河一带的伸展型第三纪断陷盆地,并有火山活动。藏东江达同普一带中下三叠统普水桥组-瓦拉寺组及维西剑川一带的上兰组(T_{2s})属于此类型沉积盆地。晚三叠世,在金沙江-哀牢山带出现构造反向,扬子、中咱-中甸陆块向西反冲在昌都-思茅陆块之上,并形成蛇吞蛙式碰撞造山和前陆盆地构造反向及板块的后继俯冲作用,在昌都-思茅地块出现了一系列独特的地质现象:①昌都-思茅盆地转换为前陆盆地(实为前陆盆地与弧后前陆盆地的合一),在其东缘堆积了物源来自东部山脉的大量磨拉石;②在磨拉石沉积层之上发育了一套滞后型弧火山岩;③江达-白茫雪山一带扩张产生具洋脊型玄武岩的滞后型弧后盆地(李兴振等,1991;刘增乾、李兴振等,1993)。在兰坪-思茅盆地上三叠统一碗水组底部砾岩中不仅见有哀牢山蛇绿混杂岩带中的变质岩和超基性岩砾石,且在其上部砾石层中见有本组下部的红色泥岩和砂岩的砾石,表明晚三叠世不仅有山脉的急剧抬升,还有山脉不断向盆地内部的横向迁移,早期的沉积盆地边缘地带也转换为新生山脉。受山脉横向迁移的控制,盆地范围不断缩小,沉降中心不断向盆地内部迁移,使中三叠世一度隆起的盆地轴心地带也广泛接受晚三叠世沉积。上三叠统波里拉组或三合洞组稳定型浅海碳酸盐沉积和阿堵拉、夺盖拉或麦初箐组碎屑岩和含煤碎屑岩(缺乏磨拉石)沉积,则表明山脉经早期抬升剥蚀,一度处于宁静期后,地势起伏不大。晚三叠世末至早侏罗世的海退,显然与盆地总体抬升和来自山区沉积充填淤塞的双重因素所致。

点苍山变质核杂岩的形成和哀牢山伸展构造的变形痕迹,反映中侏罗世点苍山、哀牢山带有一次岩石圈变薄的地壳伸展运动,中侏罗世花开佐期,昌都-思茅盆地的广泛海侵,可能与这次地壳伸展、地幔隆起、盆地沉降有关,至使早侏罗世仍处于隆起的盆地西部开始接受沉积,在点苍山东侧出现如沙绍礼所云的类似昌都-思茅盆地内的侏罗系沉积。昌都盆地也向西扩展,与羌塘盆地相连通。盆地两侧山脉呈岛链状。晚侏罗世的海退,可能与班公湖-怒江洋盆的闭合产生的陆内汇聚,盆地及其两侧山脉总体抬升有关。

燕山晚期-喜马拉雅期,导源于雅鲁藏布江洋盆俯冲闭合的强烈陆内汇聚作用,使点苍山-哀牢山及其以北的金沙江带山脉再次形成向西的逆冲推覆,点苍山变质核杂岩被破坏,作为弧形推覆体南翼的哀牢山出现左行走滑和左行斜向逆冲,同时山脉进一步向盆地

内部迁移, 早期的褶皱地层发生了重褶, 形成共轴翻卷褶皱 (图 7), 同时在白垩纪地层中出现大量再沉积的来自新生山脉的中生代红色泥岩和砂岩的砾石, 沉积盆地范围也不断收缩而呈串珠状, 并出现蒸发岩的膏盐沉积。至新生代, 随着印度陆块与扬子陆块的强烈碰撞, 盆地明显受碰撞造山过程中走滑断裂控制, 沿 X 型共轭走滑断裂系形成一系列走滑拉分盆地。白垩纪—新生代各类岩浆岩在全区范围内的广泛发育, 也揭示了这一强烈的陆内汇聚作用。

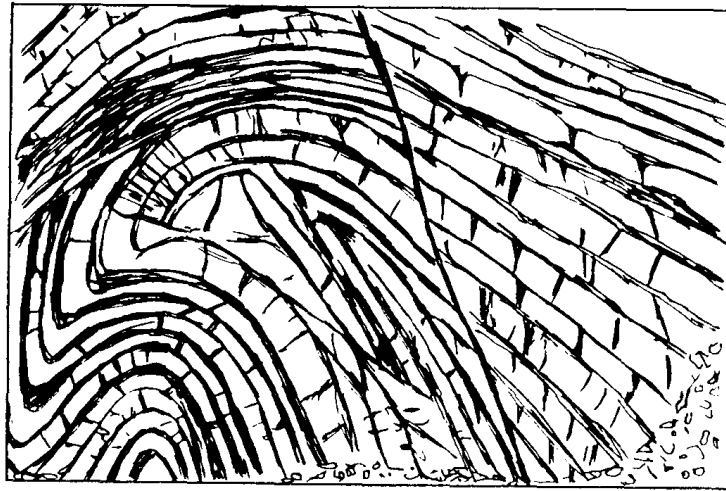


图 7 哀牢山西缘新文一带二叠系中的翻卷褶皱

(据照片描绘, 图中心尺长 20cm)

Fig. 7 Convolute folds in the Permian strata in Xinwen, western Ailao Mountains, Yunnan

当然, 昌都-思茅盆地的形成演化, 受两侧特提斯洋和其后山脉的形成演化的双向、双重作用所控制。因晚古生代以来, 澜沧江构造带的形成演化与金沙江-哀牢山带具有同步性和相似性, 所以这里仅以后者的演化来论述它们与昌都-思茅盆地之间的盆山转换和山控盆的成生联系。

综上所述, 金沙江-哀牢山造山带与昌都-思茅盆地的形成演化, 相互之间存在有很好的对应关系, 特别是晚古生代以来的演化, 二者关系更为密切。昌都-思茅地块早古生代褶皱基底的形成, 正是金沙江-哀牢山原特提斯洋向其俯冲导致其褶皱造山所致, 是原特提斯洋及其毗邻陆缘盆地向山脉的一次转化。泥盆纪—石炭纪稳定地块的沉降和局限碳酸盐台地的形成分别与东西两侧金沙江-哀牢山和澜沧江洋的形成和继续发展相呼应。在金沙江-哀牢山带显示山脉向盆地的转换。晚古生代末, 金沙江-哀牢山古特提斯洋洋壳向西俯冲, 洋盆闭合造山, 昌都-思茅地块上发育火山弧及弧后盆地, 并继之造山; 早中三叠世局部地段发育弧前或山前拗陷; 晚三叠世金沙江-哀牢山带出现向西的逆冲推覆, 昌都-思茅盆地进入前陆盆地发展阶段; 中侏罗世东部边缘山脉拉伸垮塌, 昌都-思茅盆地和海侵范围扩大; 至燕山晚期—喜马拉雅期, 山脉再次隆升并向盆地方向扩展, 前陆盆地逐渐收缩和萎缩, 并向走滑拉分盆地转化。

新生代的走滑拉分盆地是在总的挤压构造背景下形成的, 云龙盆地内部飞来峰体的出

现表明,盆地的形成和消亡仍然受两侧山脉的横向扩展迁移的控制,盆地的最终消亡仍然是挤压兼走滑的造山作用,镇源盆地第三系近东西向的褶皱和贡觉盆地的右行雁列式褶皱说明了这一点。

三、盆山转换与成矿

造山带实际上就是一个山转盆、盆转山和山控盆的盆山不断转换的地带。造山带各种矿产的形成也可说是盆山转换过程中某一特定阶段的地质作用,或是多阶段叠复的地质作用综合的产物。因此,弄清了盆山转换关系、过程和机理,从盆山转换角度去重新认识矿床的形成,对其时空分布和形成规律的认识将会更为深入。

(一) 山转盆阶段的成矿

盆转山、山控盆一般容易理解,但山转盆如何进行,其动力学机制是什么,尚不太清楚。从扬子地块的形成和最后在甘孜-理塘带的解体,洋盆出现及世界有关洋盆形成资料综合考虑,山转盆大致可分为4个阶段,即①山脉拉伸垮塌、盆岭构造和核杂岩形成阶段,②稳定浅海碳酸盐和台地形成阶段,③裂谷作用阶段,④洋盆形成阶段。西盟变质核杂岩及其两侧侏罗-第三纪盆地和山脉形成可看作是山转盆的第一阶段;剥离断层和伴随核杂岩形成的岩浆活动,导致了西盟阿莫锡矿、新厂夕卡岩型铅锌矿和老厂隐伏斑岩铜铅锌矿的形成和老厂早期块状硫化物银铅矿的后期被改造,扬子地块晋宁运动后的澄江期也可看作是造山后的一次伸展和盆岭构造发育期,澄江运动实际上是一次地壳伸展运动,而震旦纪灯影组及其以后的浅海沉积属于第二阶段,山脉被夷平,山根消失,地壳减薄,盆地沉降,形成稳定浅海沉积,中咱地块寒武-奥陶系碳酸盐岩层中的层控铅锌矿床可能是这一阶段的产物;裂谷作用阶段由于后期洋盆的形成和扩张,被保留得很少,金平地区及大理海东一带与晚二叠世裂陷作用有关的基性超基性岩的侵入活动,形成了有关的铜、镍、金及铂、钯等贵金属矿化和矿床,以及与裂谷和基性火山活动有关的铜、金矿床,如丽江拉马古、文通、永胜米厘厂等矿床。甘孜-理塘带超基性岩中条带状铬铁矿则是洋盆形成阶段产物。类似的还有金沙江带徐麦超基性岩中的铬铁矿,而昌连-孟连带的铜厂街铜矿可能形成于大陆裂谷向洋盆转化的初期。其中的锰矿则是在洋盆发展到一定规模后,于盆地或边缘地带沉积的产物,类似的尚有金沙江带柯那桥一带的与硅质岩伴生的锰矿。在被动边缘带由于岩石圈引张断裂和基性火山活动形成了扛日落式铅锌矿。此外,洋盆扩张形成的基性火山岩、基性超基性岩及被动边缘和盆地相中大量沉积的浊积岩则是哀牢山带金矿和甘孜-理塘带金矿形成的早期预富层。

(二) 盆转山阶段的成矿

盆转山的过程也就是洋盆俯冲消减至最后碰撞造山的过程,以及前陆盆地或山间盆地不断收缩造山的过程。后一过程中的成矿作用将在山控盆中加以论述。

盆地向山脉转换的转折点,对于洋盆来说是其开始俯冲的起始点,标志是火山弧或沟弧盆体系的形成。三江地区是多洋盆、多阶段板块构造活动地区,世界三大类型的火山-岩浆弧:洋内初始岛弧(相当于马里亚纳弧)、岛弧(相当于日本-琉球群岛岛弧)和陆缘山弧(安第斯型)都有不同程度的发育。这些火山弧带都是三江地区的重要成矿带。洋内初始岛

弧发育于金沙江带的竹笆龙—奔子栏一带，德钦里农块状硫化铜矿即可能赋存于该火山弧带上，其成因类型与塞浦路斯型有点相像。岛弧发育和保存最好的是甘孜—理塘洋俯冲形成的昌台—乡城岛弧带。该岛弧带的特点是发育弧间裂谷带，呷村式黑矿型含金富银铅锌矿床如呷村、嘎依穹、胜莫隆等矿床，孔马寺汞矿床即形成于该弧间裂谷带中的封闭、半封闭盆地中。与侵入岩有关的矿产有斑岩铜矿和钨、锡、金多金属矿，如中甸格咱、红山斑岩铜矿和亚扎多金属矿、夏塞银矿等。展布于昌都—思茅地块东西两侧的江达—维西—绿春火山弧带和杂多—景洪火山弧带的共同特点是三叠纪及其以后的滞后型弧火山活动强烈，成矿好，显示了矿产大器晚成的特点。江达—维西—绿春火山弧带主要是铁、铜、钼、金和铅锌等矿床；杂多—景洪火山弧带上则以铜、铅锌矿为主，吉塘—澜沧古岛弧带上有惠民式铁矿。这些都是火山弧形成阶段与岩浆活动和沉积作用有关的矿产。

四、山控盆阶段的成矿

洋盆的闭合、陆-陆和陆-弧或弧-弧的碰撞造山造成了强烈的构造变形与变位及构造岩浆活动，同时伴有前陆盆地的形成，从而由盆转山进入山控盆的发展阶段。这也是三江地区极为重要的成矿阶段。

在碰撞造山阶段，特别是新生代在印度陆块与扬子陆块强烈碰撞的挤压应力下，伴随着地壳急剧缩短和增厚，山与盆这种条块在碰挤过程中产生的构造-岩浆活动等构造-热事件，进一步促进了地壳及地幔中成矿物质的活化与迁移，为新矿床的形成和对原来生成的矿床的叠加与改造，提供了必要的地质条件。如呷村铅锌矿在挤压的韧性剪切作用下得到富集，老厂铅锌矿则在伸展的韧性剪切（剥离断层）作用被进一步改造而变富，而大量的则是新形成的矿床，如有与大推覆和韧性剪切有关的哀牢山和甘孜—理塘带的金矿。该类金矿床的形成也可说是早期预富层经后期构造热动力及岩浆水、天水渗入等多种作用下的进一步富集成矿的结果；有与碰撞型壳熔花岗岩有关的腾冲—梁河地区的锡、钨、稀土、稀有等矿床，类乌齐、左贡、云龙铁厂、西盟阿莫、川西措莫隆等地锡、钨、金、银、铅锌等矿床；特别值得注意的是在类乌齐—盐井一带，铜、铅锌、金、银异常吻合叠置得很好。同时还有与受走滑断裂控制的新生代富碱斑岩和爆发角砾岩及岩筒有关的铜金矿。

根据造山带构造排液-侧向迁移假说（Oliver, 1986），在由板块碰撞导致的前陆盆地的形成过程中，随着褶皱冲断作用向前推进，前陆盆地在向克拉通方向迁移的同时，其靠近山侧部分逐渐被卷入造山带或深埋其下。这样，含于沉积物孔隙中的大量流体（主要是海水），可能还包括含水矿物中的部分流体，特别是昌都—思茅盆地在收缩阶段沉积的数十层膏盐产出的膏盐热卤水，就会受到像挤海绵一样地被排挤析出，聚集乃至受热发生侧向迁移，这些被排挤迁移的受热流体，可以携带矿质和油气组分进入毗邻大陆侧的前陆或内陆区，并可掺入天水形成混合水，也可掺入深源水，其流动轨迹或简单或复杂，最终可在合适地段经气化或冷却作用使携带的矿质沉淀下来形成矿床（图 8）。

由于兰坪—思茅前陆盆地的构造排液和热卤水驱使，导致侧向迁移并沉淀成矿。区域构造地球化学研究表明，盆地内各时代地层中成矿元素（Cu、Pb、Zn、Au、Ag、Sb……）平均含量接近地壳的克拉克值或明显偏高，而构成盆地两侧的一级 NNW 向断裂带成了更多