

黔中早二叠世晚期织金拉张盆地原型分析

赵锡奎

(成都地质学院石油系)

根据沉积作用、火山活动与构造变动的关系分析,织金地区早二叠世晚期为地裂拉张背景下的张性盆地原型;盆内“破裂台地相带”可划分为4个亚带;盆地的演化经历了6个阶段;其中间台槽及两侧台地和缓(陡)坡区均经历了两次由深至浅的沉积旋回,具有一定生、储油气的地质条件。

关键词 贵州 早二叠世 地裂运动 拉张盆地 破裂台地相带

作者简介 赵锡奎 男 35岁 讲师 石油地质

上扬子地区晚古生代构造与沉积作用,前人做了大量工作^[1-3]。罗志立等^[4]将该区晚古生代沉积分异归因于峨眉地裂运动。笔者根据地裂运动的观点,对黔中早二叠世晚期织金拉张盆地原型,从沉积作用、火山活动、构造变动等方面作了综合研究,重塑了该区茅口晚期构造-沉积演化过程。

织金盆地位于贵州中部,东经105°25′—106°35′,北纬26°10′—27°10′。大地构造位置属黔中加里东古隆起南缘。区内二叠系发育齐全,广泛分布。陈文一等(1981)将下二叠统分为栖霞组(P_1q ,含原梁山组)、茅口组(P_1m ,包括 P_1m^1 和 P_1m^2 两段)。本文据沉积-火山喷发旋回,将茅口组第二段分为下(P_1m^2A)、上(P_1m^2B)两个亚段,初步认为其下亚段与 *Yabeina gubleri* 顶峰亚带(*Ipciphyllum* - *Wenzeloides* 组合带)大致相当,上亚段与 *Neomisellina douvillei* 顶峰亚带(*Ipciphyllum* - *Huangophyllum* 组合带)大致相当。

一、织金盆地形成的地质背景

晚古生代,由于黔中加里东古隆起南缘坳都-紫云和乌当断裂所限,不仅早泥盆世沉积限于两断裂之南,且黔桂上升运动亦使二叠系以下地层由南向北剥蚀程度加剧*。

峨眉地裂运动初始拉张阶段(D_2-C),主要表现在上扬子地台南缘滇黔桂交界区,自中泥盆世就形成了伴有火山活动的台块-台槽构造-沉积格局,直至石炭纪末,这种格局仍未逾越坳都-紫云断裂^[4],只是在断裂以南发育了近千米的“龙吟组”石炭二叠系过渡层。

茅口晚期,峨眉地裂运动进入高潮,长期稳定的黔中古隆起在区域拉张力作用下破裂,形成数个菱形或槽状“地堑”和相对隆升的“地垒”,地貌上为水下山-海槽(盆)格局,沉积环境则为浅水碳酸盐台块和较深水硅质岩-碳酸盐台槽(盆)的明显分异,并伴有玄武岩喷发,坳

本文1990年2月12日收到,1991年3月11日改回。

* 贵州省地矿局,贵州省地质图(1:50万)说明书,1981。

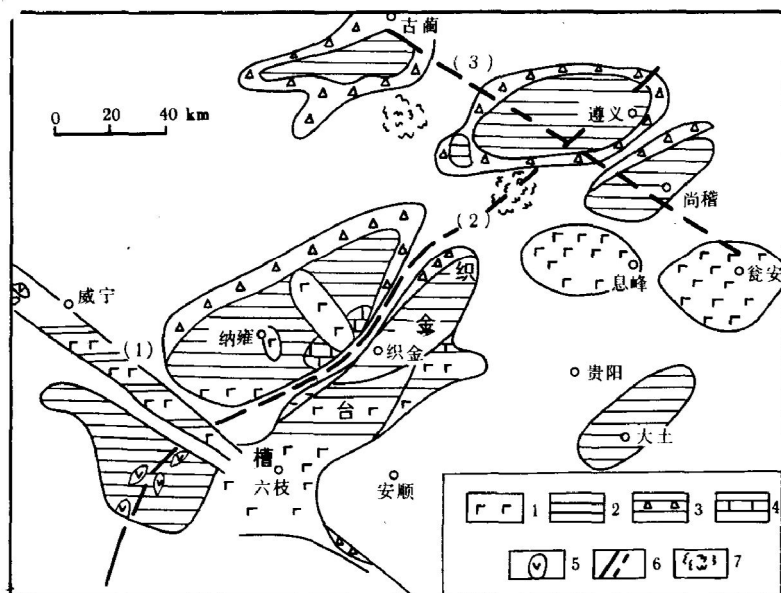


图1 黔中—黔北茅口晚期台槽(盆)分布略图

(据梁恩宇, 1987, 修改)

1—玄武岩分布区, 2—硅质岩分布区, 3—角砾岩分布区, 4—灰岩分布区, 5—基性侵入岩, 6—断层, 7—古陆(岛);
(1) — 垣都-紫云断裂, (2) — 弥勒-师宗-遵义断裂, (3) — 古蔺-瓮安断裂

都-紫云断裂和弥勒-师宗断裂交点附近发育基性和偏碱性侵入岩体。织金盆地就是在这种背景下形成的一个典型台槽(图1)。

二、沉积与火山作用

(一) 分布特征

茅口晚期织金盆地可分为四个岩石区(图2)。

1. 带状浅水型碳酸盐岩区(A)

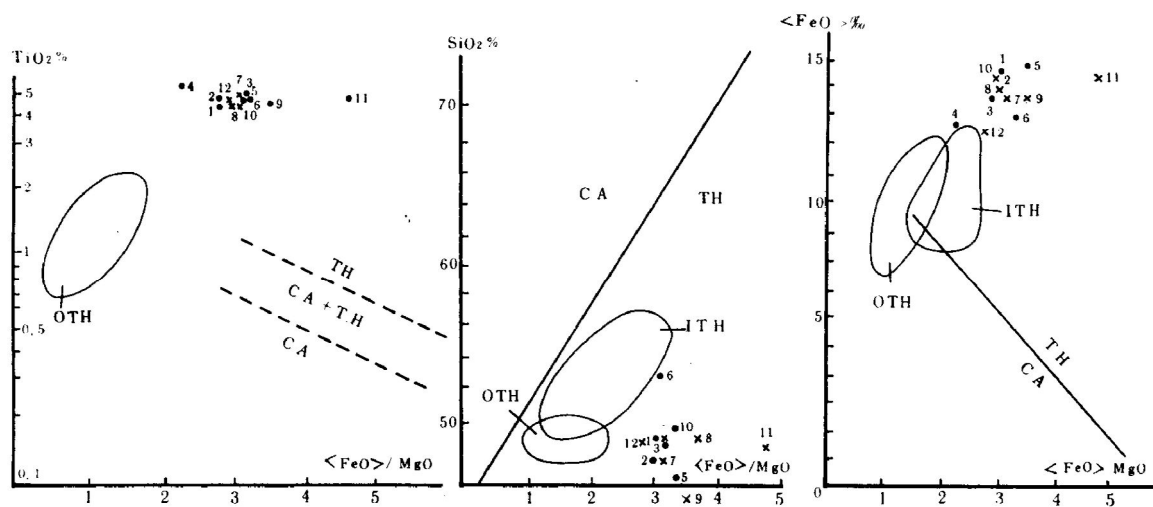
位于西部, 自黔西基里经织金独店子向西南延至垣都-紫云断裂, 长130 km, 宽3—7 km。主要发育灰、浅灰色中—厚层微晶生物碎屑灰岩、生物碎屑微晶灰岩夹深灰色薄—中层微晶灰岩及燧石层或条带(硅化成因), 局部有亮晶生物碎屑灰岩及礁灰岩。

2. 槽状较深水硅质岩、碳酸盐岩、火山岩区(B)

位于中部, 自黔西泰来向西南延至六枝以南, 长140 km, 宽15—45 km。沿织金羊庙大山-坡脚-化起一线分为南北两个小区:

(1) 泰来-坡脚硅质岩-碳酸盐岩区(B_1) 发育黑色薄层放射虫-骨针泥硅质岩和白云质硅质岩、微晶灰岩、灰—深灰色微晶生物碎屑灰岩。黔西谷里、织金雷打岩零星分布玄武岩和块状硅质角砾岩。

(2) 小猫场-六枝火山岩、硅质岩区(B_2) 主要发育块状拉斑玄武岩、熔结火山集块-火山角砾岩、火山碎屑浊积岩、灰黑色薄层放射虫-骨针硅质岩夹灰岩透镜体。

图3 $\langle \text{FeO} \rangle / \text{MgO}$ 对 $\text{SiO}_2 \cdot \text{TiO}_2 \cdot \langle \text{FeO} \rangle$ 的玄武岩变异图

(据都城秋穗, 1974)

OTH—大洋拉斑玄武岩, ITH—岛弧拉斑玄武岩, CA—钙碱系列, TH—拉斑玄武岩系列; 1至12—样品投影编号(同表1), ·—本次取样, ×—据贵州省地矿局1980年资料

岩(OTH), 玄武岩内夹有灰岩透镜体*, 说明并非典型深大洋产物, 其喷发古地理环境可能是相对较深的小海槽。

(三) 反映沉积分异的特殊岩类或相标志

茅口晚期沉积分异十分明显, 典型岩石类型或相标志有:

1. 生物礁、滩灰岩

在前述A区, 织金独店子、化处和黔西墓里发现了浅灰色块状微晶海绵礁灰岩或亮—微晶珊瑚礁灰岩(P_1m^2B , 图6)。独店子茅口组二段下亚段和化处茅口组二段上亚段还见有亮晶生物碎屑滩相灰岩, 它们均为中—高能环境的产物。

2. 暗色纹层状硅质岩

深灰、灰黑色薄层放射虫硅质岩及共生的白云质灰质硅质岩, 发育毫米级水平纹层, 反映低能较深水环境。

3. 塌积硅质角砾岩

织金羊庙大山—化处安线, 沿断层零星分布数处灰白、深灰色块状(10—20 m)硅质角砾岩。据这种硅质角砾岩内部和旁边残存的碳酸盐角砾岩显示, 其原岩角砾以棱角状为主, 砾径1—50 cm, 杂乱堆积; 以浅水型灰岩角砾(含棘皮、珊瑚等)为主, 亦有纹层状硅质岩角砾。其宽度不足100 m, 两侧分别为较深水硅质岩和浅水灰岩分布区, 说明其为断崖坡脚(如羊庙大山它们与玄武岩呈指状交互, 且沿断层分布)或陡

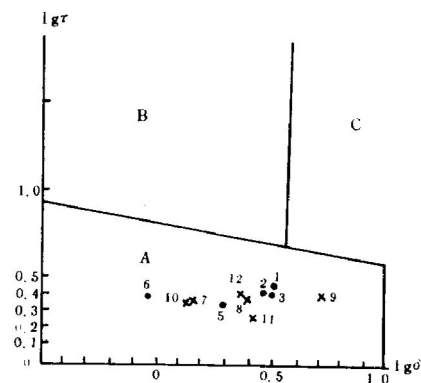


图4 戈蒂尼—里特曼图解

(据 Rittman, 1973)

A—非造山带火山岩, B—造山带及岛弧区火山岩, C—A、B两区派生的碱性火山岩; 1至12—样品投影编号, ·—本次取样, ×—据贵州省地质局区调队1980年资料

* 贵州省地矿局, 中华人民共和国区域地质调查报告(1:20万毕节幅), 1973。

表1 织金地区二叠系玄武岩岩石化学特征及环境判别综合表

样品 编号	取样 地点	层 位	岩石名称 (据邱家骥 综合图解)	岩石化学成分(%)							戈蒂尼-里特曼判别 系数		投影 编号	构造环 境	推测古地 理环境
				SiO ₂	TiO ₂	MgO	Na ₂ O +K ₂ O	(FeO) MgO	Al ₂ O ₃	K ₂ O	τ	δ			
熊 L004	织金 熊家场	P ₁ m ² A	钙碱性玄武岩	48.30	4.03	4.74	4.17	3.03	12.71	1.57	2.51	3.28	1	稳定张性环境	岛屿或水下高地
熊 L017	织金 熊家场	P ₁ m ² B	钙碱性玄武岩	47.28	4.33	4.61	3.53	3.02	13.45	1.12	2.55	2.91	2	稳定张性环境	海 槽
犁-3	清镇	P ₁ m ² A	钙碱性玄武岩	48.20	4.35	4.13	4.13	3.22	13.22	1.73	2.49	3.28	3	稳定张性环境	岛屿或水下高地
犁-7	清镇	P ₁ m ² B	霞石玄武岩	43.95	5.25	5.79	5.53	2.31	17.04	0.40	2.27	/	4	稳定张性环境	海 槽
偏-4	织金 偏菁	P ₁ m ² A	白榴玄武岩	46.08	4.28	4.20	5.54	3.43	14.42	0.72	2.01	9.94	5	稳定张性环境	海 槽
坡-7	织金 坡脚	P ₁ -P ₂	拉斑玄武岩	52.50	4.21	3.86	2.72	3.20	12.72	0.69	2.53	0.79	6	稳定张性环境	海 槽
18-7-23D ₁	清镇 流长	P ₁ m ² A	钙碱性玄武岩	47.62	4.61	4.33	4.08	3.17	13.64	1.78	2.48	1.15	7	稳定张性环境	岛屿或水下高地
18-7-22D ₁	清镇 流长	P ₁ m ² A	钙碱性玄武岩	48.82	4.40	4.59	3.86	3.01	13.13	1.64	2.49	2.48	8	稳定张性环境	岛屿或水下高地
18-4170 -2D	织金 化起	P ₁ m ² A	碱性玄武岩	45.23	4.56	3.60	3.52	3.69	13.20	1.70	2.74	5.56	9	稳定张性环境	岛屿?
17-82-D	织金 化起	P ₁ m ² B	拉斑玄武岩	49.35	4.51	4.56	2.99	3.02	13.38	0.49	2.41	1.41	10	稳定张性环境	海 槽
18-4212- 6D ₁ -MD	黔西 谷里	P ₁ m ² B	拉斑玄武岩	48.39	4.63	3.02	3.16	4.70	15.02	0.45	2.56	1.21	11	稳定张性环境	海 槽
17-75-6D 抹杀井	黔西 抹杀井	P ₁ -P ₂	拉斑玄武岩	48.71	4.45	4.61	3.64	2.82	12.92	1.43	2.41	2.32	12	稳定张性环境	海 槽?

说明:1. 投影编号1—6为笔者取样成都地质学院测试中心分析,7—12为收集1:20万息烽幅区测区报告资料。

$$2. \tau = \frac{Al_2O_3 - Na_2O}{TiO_2}, \delta = \frac{(K_2O + Na_2O)^2}{SiO_2 - 43}, A = \frac{非造山带火山岩区, TH - 拉斑玄武岩系列,}{2.0 - 7.3, 大陆玄武岩}$$

$$KO_1 = MgO + 2TiO_2 - 3K_2O = \begin{cases} 2.0 - 7.3, \text{大陆玄武岩} \\ 8.0 - 9.5, \text{陆内裂谷玄武岩} \\ 10.0 - 13.0, \text{大洋玄武岩} \end{cases}$$

斜坡处塌积形成的碳酸盐角砾岩经硅化而成的。

4. 滑积硅质角砾岩

清镇鸭池河茅口组二段上亚段，见有具水平层理的硅质灰岩层内夹厚约3m的硅质角砾岩，其成分与产状正常的上覆、下伏层岩性一致，角砾大小一般1—40cm，多大于5cm，具明显滑动构造，角砾常以断续的似层状组成小褶曲。说明系沉

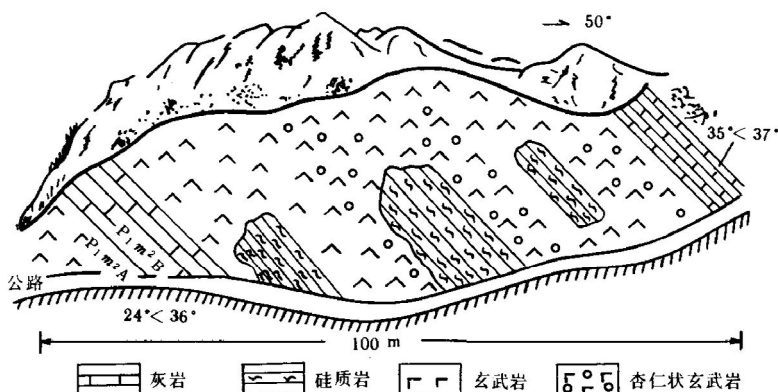


图5 清镇犁倭茅口组二段上亚段玄武岩与硅质岩接触关系素描图

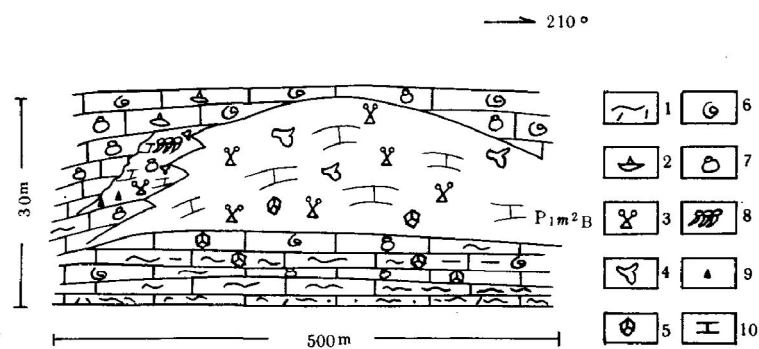


图6 织金独店子茅口组二段上亚段生物礁灰岩素描图

1—荷叶藻，2—腕足，3—海绵，4—水媳，5—棘皮，6—筳，7—有孔虫，8—珊瑚，9—角砾，10—灰岩

积物在弱固结状态下顺坡重力下滑而成。

5. 水下喷发的火山碎屑岩

B₂小区织金熊家场一带茅口组二段上亚段发育两个次级旋回的火山碎屑岩，由熔结集块-火山角砾岩、沉凝灰质火山碎屑岩和火山碎屑沉凝灰岩、放射虫-骨针硅质岩夹灰岩透镜体组成。火山集块、角砾成分及砂级碎屑成分均为先期

玄武岩、硅质岩、灰岩，大者可达1m左右，且见有揉成麻花状的硅质灰泥岩角砾（弱固结受应力所致）。其中沉积火山碎屑岩棱角明显，分选性差，偶含筳和硅质骨针个体；由火山凝灰、火山玻屑构成“杂基”支撑结构。具明显的正粒序层理，局部可见鲍玛序列的a、c、d、e段，每个旋回构成明显的双重粒序特征。它们是近火山口的一套喷发→火山浊积→较深水宁静环境的产物。

6. 旋线迹 (*Helicorhaphe*)

熊家场茅口组二段下亚段玄武岩之下的泥灰岩中发育一般在外陆棚出现的旋线迹，说明沉积环境为较深水条件。

7. 特殊岩体的接触关系

织金坡脚茅口组二段上亚段顶部，玄武岩嵌入下伏浅水型灰岩中近50m，横向追索未见不整合，显系灰岩坍塌沟谷充填物。羊庙大山该段见有玄武岩与塌积硅质角砾岩交互穿插，清镇犁倭亦有类似现象（图5），反映古断裂活动的迹象。

（四）茅口晚期两次岩性突变和两个沉积（火山岩充填）旋回

据25个剖面结构图对比，茅口组二段两亚段底界显示两次岩性突变（由中高能环境的浅水型沉积直接变为宁静低能环境的较深水型沉积），而两亚段均表现为向上变浅的沉积（或火

山岩充填)旋回。典型剖面如织金岩背后、马龙箐、熊家场、清镇流长等地。

如图7所示,各剖面茅口组一段顶部均为浅水型灰色厚层至块状生物碎屑微晶灰岩或微晶生物碎屑灰岩,而茅口组二段下亚段底部、熊家场、马龙箐和岩背后剖面突变为暗色薄层泥灰岩夹硅质岩或燧石层,发育明显的水平层理,流长剖面为玄武岩充填。

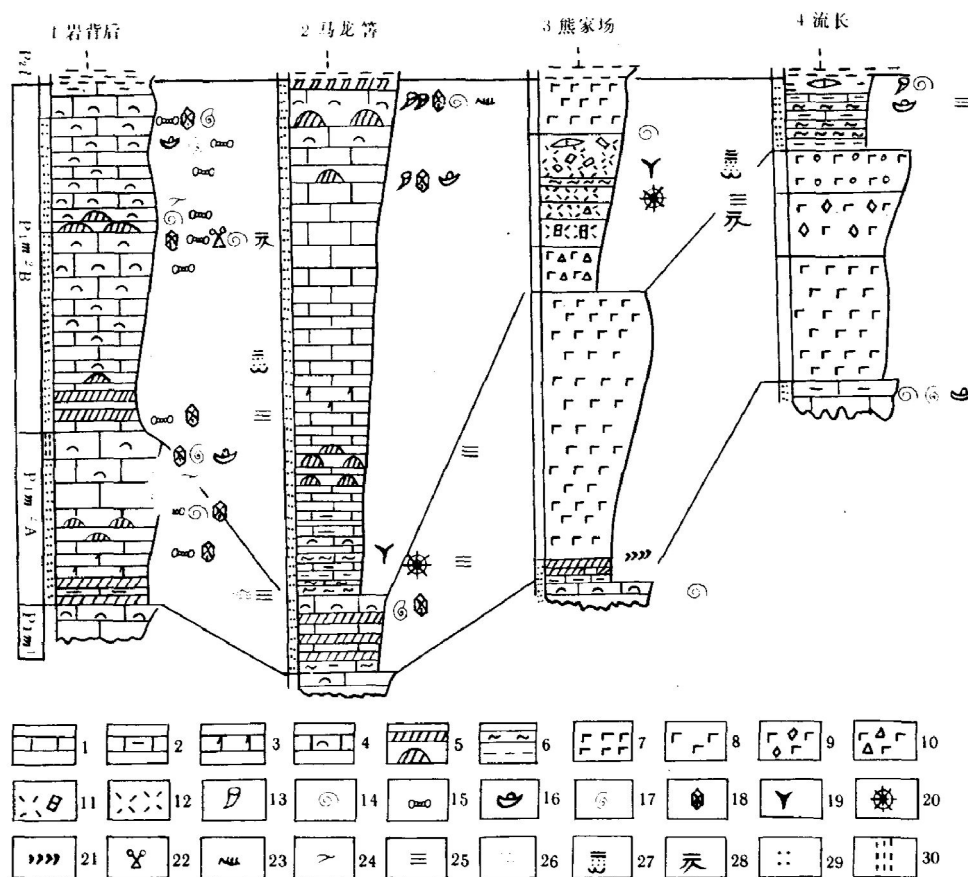


图7 织金岩背后-清镇流长茅口组二段剖面结构对比图

1—灰岩, 2—泥灰岩, 3—白云质灰岩, 4—生物碎屑灰岩, 5—燧石层或燧石团块, 6—纹层状硅质岩、泥(灰)岩, 7—块状玄武岩, 8—杏仁状玄武岩, 9—淬碎角砾状玄武岩, 10—火山角砾-火山集块岩, 11—沉火山凝灰质碎屑岩, 12—沉火山凝灰岩, 13—珊瑚, 14—筴, 15—有孔虫, 16—腕足, 17—腹足, 18—棘皮, 19—海绵骨针, 20—放射虫, 21—旋线迹, 22—海绵, 23—藻屑, 24—荷叶藻, 25—水平层理, 26—微波状层理, 27—风暴层理, 28—交错层理, 29—微晶, 30—亮晶

茅口组二段下亚段, 岩背后、马龙箐剖面均为向上硅质岩逐渐减少, 颜色变浅, 层厚增大, 生物种类和含量增高, 顶部发育浅水型亮晶或微晶生物碎屑灰岩。流长剖面顶部发育淬碎角砾状玄武岩, 熊家场剖面玄武岩上部柱状节理发育, 显示曾出露水面。它们均反映由较深的静水条件向上加积(或充填变浅)的过程。

茅口组二段上亚段底部岩性突变和向上变浅的特点, 在岩背后剖面与下亚段相似。马龙箐、流长剖面底部发育了暗色极薄层放射虫-骨针泥硅质岩(马龙箐剖面泥硅质岩与白云质灰质硅质岩韵律性互层)。熊家场剖面下部发育火山集块-火山角砾岩和夹放射虫硅质岩的火山浊积岩, 代表了第二次岩性突变。马龙箐剖面重复了向上逐渐变浅的特征, 流长剖面顶部亦

发育含筴、腕足等浅水生物的灰岩透镜体,熊家场剖面上部为块状拉斑玄武岩充填。

综上所述,由茅口早期末时至茅口晚期早时初,和由茅口晚期早时末至晚时初的两次岩性突变,均为海水由浅至深的反映,沉积界面由浪基面之上或附近降至浪基面之下不同深度。但从邻区资料看,这种突变不代表区域海进而是局部突发性沉降的反映。各剖面间突变程度明显不同,说明沉降幅度互异,可能是古断裂活动差异所致,如岩背后、马龙箐剖面代表的岩性分界线,就是以水依沟-绮陌断层为界。

岩背后剖面岩性突变较弱,显示台地较高能至低能环境的改变,即浅水型台地的突然下沉;而向上变浅则反映沉没台地的加积作用。马龙箐、熊家场剖面两次岩性突变均显示沉积界面曾下沉到几十至上百米水深,反映断陷较强的构造沉降;而两个向上变浅旋回则是硅质岩-碳酸盐岩加积和火山岩充填完成的。流长剖面下部旋回玄武岩代替沉积岩,上部旋回始有硅质岩-碳酸盐岩的加积作用。

三、沉积作用、火山作用、古断裂活动的关系

本区茅口晚期沉积作用、火山活动、古断裂活动的关系是非常密切的。

1. 与栖霞-茅口早期相区近东西向展布不同,茅口组二段四个岩相区呈北东向展布,不仅说明沉积条件改变,也指示构造格局变动(图2),A区长约130 km,宽不足7 km,显然不是基底拗陷而是断块升降的结果。水依沟-绮陌断层两侧岩性分异也可佐证。

2. 前述塌积、滑积硅质角砾岩,玄武岩与硅质岩交互甚至相互包裹的现象,均见于A/B与B/C区界线附近,说明分区线恰为古张性断层所在,尽管经过后期改造,少数断层现今仍保持正断层性质。

3. 玄武岩喷发要以古断裂作为通道。熊家场一带火山集块可达1 m以上,说明火山通道就在附近。在火山角砾岩中混杂B₁小区的硅质角砾岩,反映火山喷发时相邻高断块的崩落作用。而有些玄武岩体仅分布在断裂附近*。

4. 玄武岩化学成分分析说明当时为拉张背景,多别列夫大洋系数愈高的玄武岩,与较深水硅质岩共生性愈强。说明玄武岩喷发和硅质岩的发育均受拉张背景的控制。

5. 据15个点上万个数据节理调查统计,区内主要发育四组X剪节理,早期两组节理的应力场轨迹图显示海西—印支期为北西—南东向拉张古应力状态(图8)。

可见构造活动制约了该区早二叠世晚期的岩浆活动,张性背景下的正断层既可作为火山喷发通道,又控制了沉积分异;而玄武岩分布、产状、化学成分又同沉积环境有一定关系,与较深水硅质岩共生的玄武岩,多别列夫大洋系数均高,且分布在较深水台槽相区;沉积负载的差异又促进了同生正断裂的发展。这种沉积作用、火山活动与构造变动之间三位一体的紧密关系,就是峨眉地裂运动这一拉张事件在上扬子地台的反映。

* 贵州省地矿局,中华人民共和国区域地质图(1:20万)毕节幅。

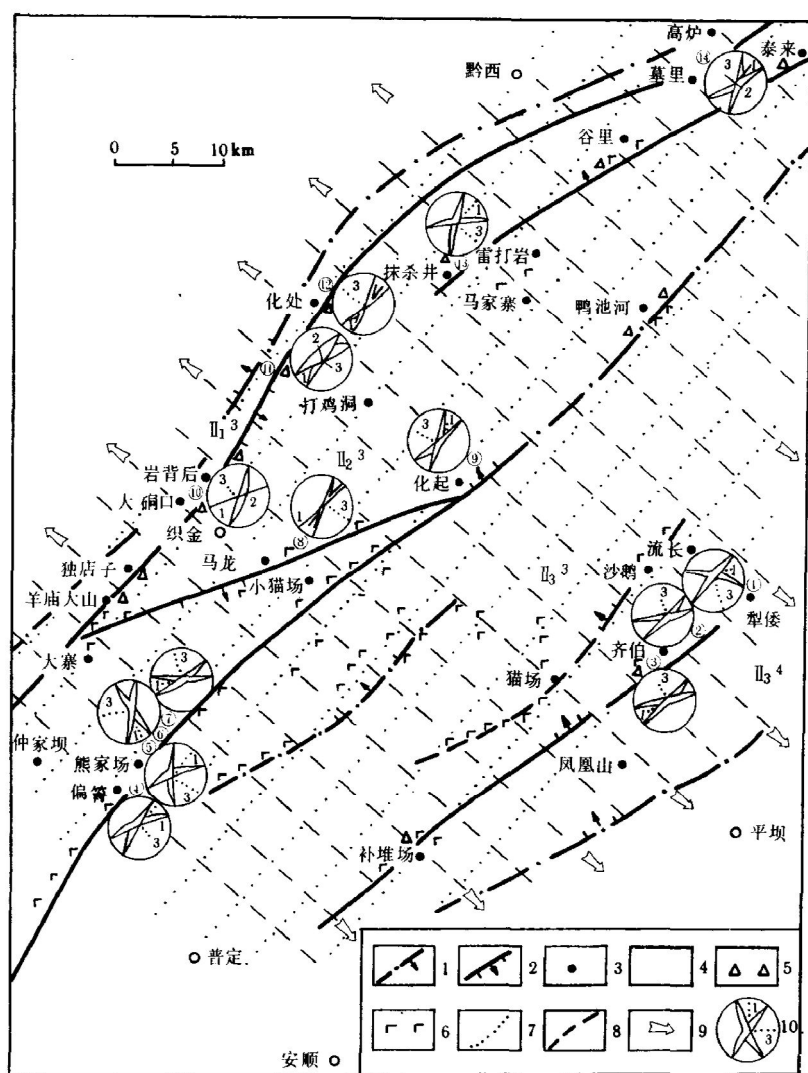


图8 织金地区海西—印支期古应力场状态及推测古断裂分布图

1—茅口晚期早时活动正断层, 2—茅口晚期晚时活动正断层, 3—实测剖面点, 4—相区代号, 5—角砾岩分布区, 6—玄武岩分布区, 7—压应力迹线, 8—张应力迹线, 9—张应力方向, 10—古应力轴图解

四、茅口晚期织金盆地“破裂台地相带”的划分和构造-沉积演化模式

(一)“破裂台地相带”的划分

早二叠世沉积相划分已有报道^{[1,3]*}, 本文沿用陈文一的方案^[5], 并提出“破裂台地相带”的分类术语。

上扬子地台栖霞-茅口早期发育一巨型碳酸盐台地, 茅口晚期黔中地区形成的“台块-台槽(盆)”格局, 是张性构造和火山作用导致碳酸盐台地破裂而形成的, 故笔者称为“破裂台

* 向容宇等, 贵州二叠系沉积相及含油性报告, 贵州石油指挥部, 1983。

表 2 黔中织金地区下二叠统破裂台地沉积相带划分及其标志

亚相带	沉没加积型孤立地亚相带 I ₁				较深水台(断)槽亚相带 I ₂		斜坡亚相带 I ₃		残留半局限-开阔海地亚相带 I ₄
相	生物滩相 I ₁₋₂	滩间相 I ₁₋₂	生物丘相 I ₁₋₃	生物礁相 I ₁₋₄	较深水平台相 I ₂₋₂	较深水断槽相 I ₂₋₃	陡斜坡相 I ₃₋₁	缓斜坡相 I ₃₋₂	
岩石组合	微晶亮晶生物碎屑灰岩,含生物碎屑微晶灰岩,微晶亮晶生物碎屑灰岩,生物碎屑灰岩	微晶灰岩,含生物碎屑微晶灰岩,微晶亮晶生物碎屑灰岩,微晶亮晶生物碎屑灰岩	微晶海百合灰岩	微晶生物灰岩,亮晶生物碎屑灰岩,微晶灰岩,微晶灰岩	薄层泥质灰岩,硅质灰岩,泥质灰岩,泥质灰岩	薄层灰岩,硅质灰岩,火山碎屑灰岩,火山碎屑灰岩,玄武岩,玄武岩	堆积角砾岩	泥岩夹燧石层或泥质灰岩,微晶灰岩,玄武岩,粘土岩,角砾岩	微晶生物碎屑灰岩,生物碎屑灰岩,生物碎屑灰岩,微晶灰岩,微晶灰岩,微晶灰岩,泥灰岩,燧石层
颜色	灰、浅灰	灰、深灰	浅灰	灰、浅灰、灰白	深灰、灰黑	深灰、灰黑、杂色	灰黑、灰白、杂色	灰、灰黑、绿灰等	灰、浅灰、偶有深灰
结构	微晶、亮晶、生物碎屑、磨圆中一好	微晶、生物多破碎	微晶、海百合多完整,杂乱堆积	微晶、亮晶、生物碎屑,见中厚层状	微晶、亮晶、生物碎屑,见中厚层状	灰岩、亮晶、硅质灰岩,火山碎屑灰岩,泥质灰岩,泥质灰岩,玄武岩,玄武岩	隐晶、角砾状为主,杂乱堆积,大小不一	灰岩、亮晶、硅质灰岩,火山碎屑灰岩,泥质灰岩,泥质灰岩,玄武岩,玄武岩	微晶、生物完整一破碎,分选、磨圆中一好
沉积构造	中一厚层状,见块状;偶见交错层理	中一厚层,夹薄层;见风暴层序	厚一块状,夹中层	块状为主,见中厚层状	薄层状,水平层理,旋线迹	灰岩、亮晶、硅质灰岩,火山碎屑灰岩,泥质灰岩,泥质灰岩,玄武岩,玄武岩	块状无层理,具块状构造	薄层、中层为主,水平层理,滑积构造	中一厚层为主,见块状,偶见波状层理
生物组合	有孔虫组合,棘屑-珊瑚组合,多见海百合、珊瑚	棘屑为主,多棘屑、有孔虫、腕足、腹足等	海百合茎	海绵、纤维、硬海绵、珊瑚、有孔虫、棘屑	放射虫、海绵骨针	放射虫、海绵骨针	角砾中见放射虫等,无明显组合	腕足、腹足、珊瑚、有孔虫等,无明显组合	组合,有孔虫组合或棘屑组合,各类组合
潮汐及波浪作用	浪基面附近或浪基面上	浪基面之下	浪基面附近或浪基面上	浪基面附近或浪基面上	浪基面之下	浪基面之下	浪基面之下	浪基面之下	浪基面附近或浪基面上、下
水力条件	中一高能	低能	低一中能	中能或高能	极低能	极低能	低能	低一中能	低一中能
水深	10—20 m	20—40 m	20—30 m	10—20 m	40—100 m	>100 m	40—100 m	30—40 m	10—30 m
垂向变化	与滩间相交互	与滩相交互	下伏为滩间相,上覆为滩相或滩间相	下伏为较深水滩相,上覆为浅水高能滩相	韵律性互层,向上变为微晶灰岩,上覆生物碎屑灰岩	底岩为放射虫灰岩,泥质灰岩,玄武岩或灰岩透镜体	下伏有泥质灰岩或微晶灰岩,上覆有浅水型灰岩(或刺蚀)	向上为微晶灰岩透镜体或浅水型灰岩	同一般半局限-开阔海地
横向变化	微地貌凸起,过渡为滩间相	较明显地貌凸起,过渡为滩间相	较明显地貌凸起,过渡为滩间相	明显地貌凸起,过渡为滩间相	稳定的横向分布,与台地相、断相可呈突触	稳定的横向分布,与台地相、断相可呈突触	线状零星分布	向平台相、断相颜色加深,透明度增高,末端可突变	与缓斜坡过渡
构造条件	沉降-稳定	沉降-稳定	沉降-稳定	沉降-稳定	断陷-稳定	断陷-稳定	断陷	断陷或沉降-稳定	稳定沉降
层位	P _{1m2}	P _{1m2}	P _{1m2} B	P _{1m2} B	P _{1m2}	P _{1m2}	P _{1m2} B	P _{1m2}	P _{1m2}
典型剖面	岩背、后、大晒口	岩背、后、大晒口	基里、高炉	独店子、化处	马龙背、打鸡洞	熊家场、偏青	化处、羊庙大山	流长、犁卷、鸭池河	沙子嘴、素卜

地相带”。进一步划分出四个亚相带和九个相(表2,图9、10)。

1. 高炉-独店子沉没-加积型孤立台地亚相带(A区, I_1^3) 岩石组合同一般的开阔海台地相,但呈狭长带状分布,周围发育塌积角砾岩碎屑裙。纵向上经历两次较弱的岩性突变和向上变浅沉积旋回。

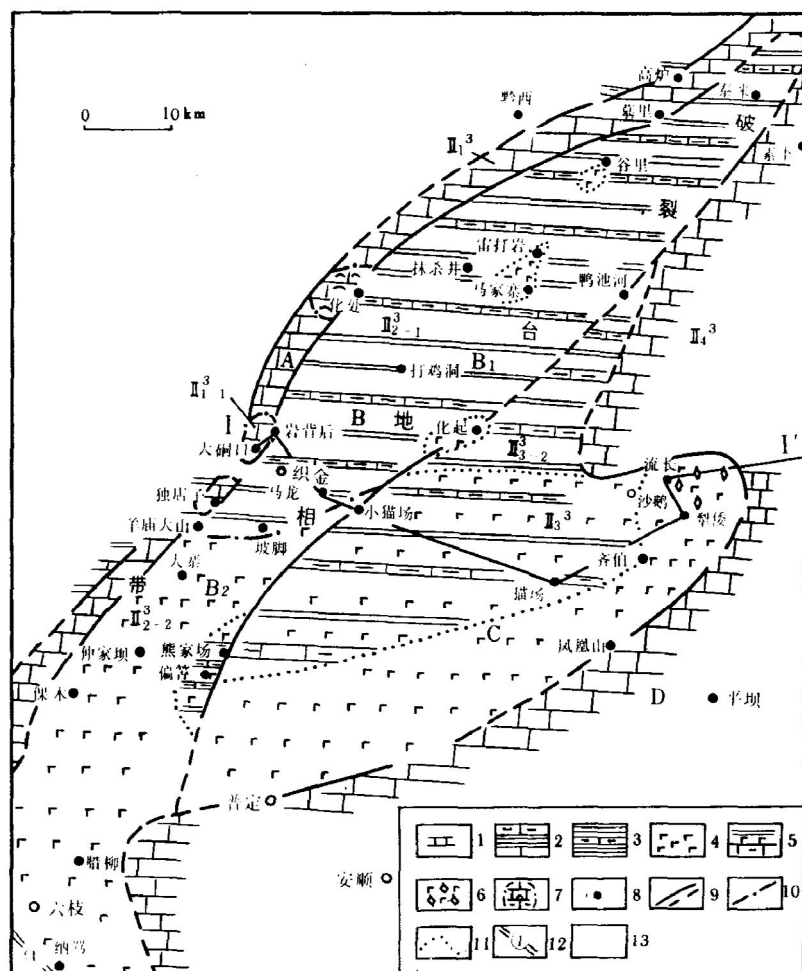


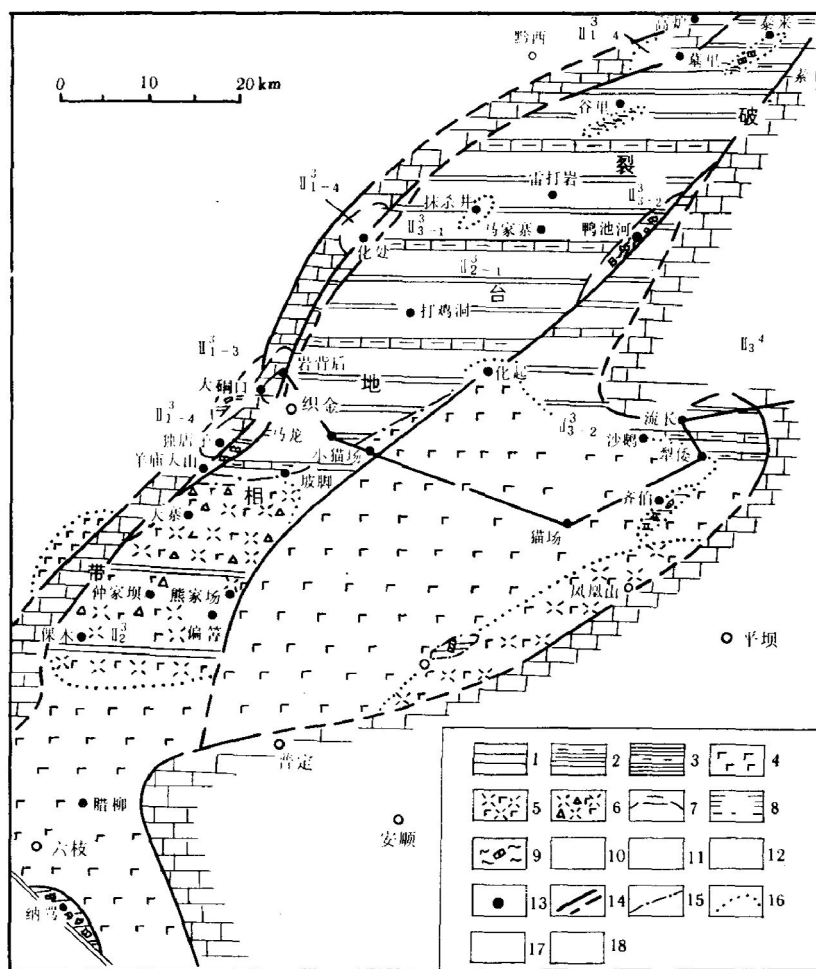
图9 织金盆地茅口组二段下亚段沉积相图

1—灰岩, 2—灰岩、泥灰岩、硅质岩组合, 3—硅质岩、泥灰岩组合, 4—玄武岩, 5—硅质岩、玄武岩、泥灰岩组合, 6—浮碎火山角砾岩, 7—生物碎屑滩, 8—资料点, 9—亚相带界线, 10—相界线, 11—岩石组合界线, 12—堰都-紫云断裂, 13—剖面线

2. 泰来-六枝较深水台(断)槽亚相带(B区, I_2^3) 由于拉张构造作用, 断陷沉降、火山喷发, 导致海水深度和硅质增加, 发育放射虫-骨针硅质岩和火山浊积岩。据岩石组合和活动强度又分为:

(1) 泰来-坡脚较深水平台相(B_1 区, I_{2-1}^3) 广泛稳定发育以马龙筭剖面为代表的放射虫-骨针泥硅质岩、泥云灰质硅质岩, 零星分布玄武岩, 是断陷台槽相对稳定的单元。

(2) 小猫场-六枝较深水断槽相(B_2 区, I_{2-2}^3) 以硅质岩、玄武岩、火山碎屑浊积岩、碳酸盐岩复杂的岩石组合和序列为特征, 反映较强的断陷作用。



1. 破裂前阶段 (P_1m^1 时, A) 发育半局限海-开阔海台地相 (图 11-A)。

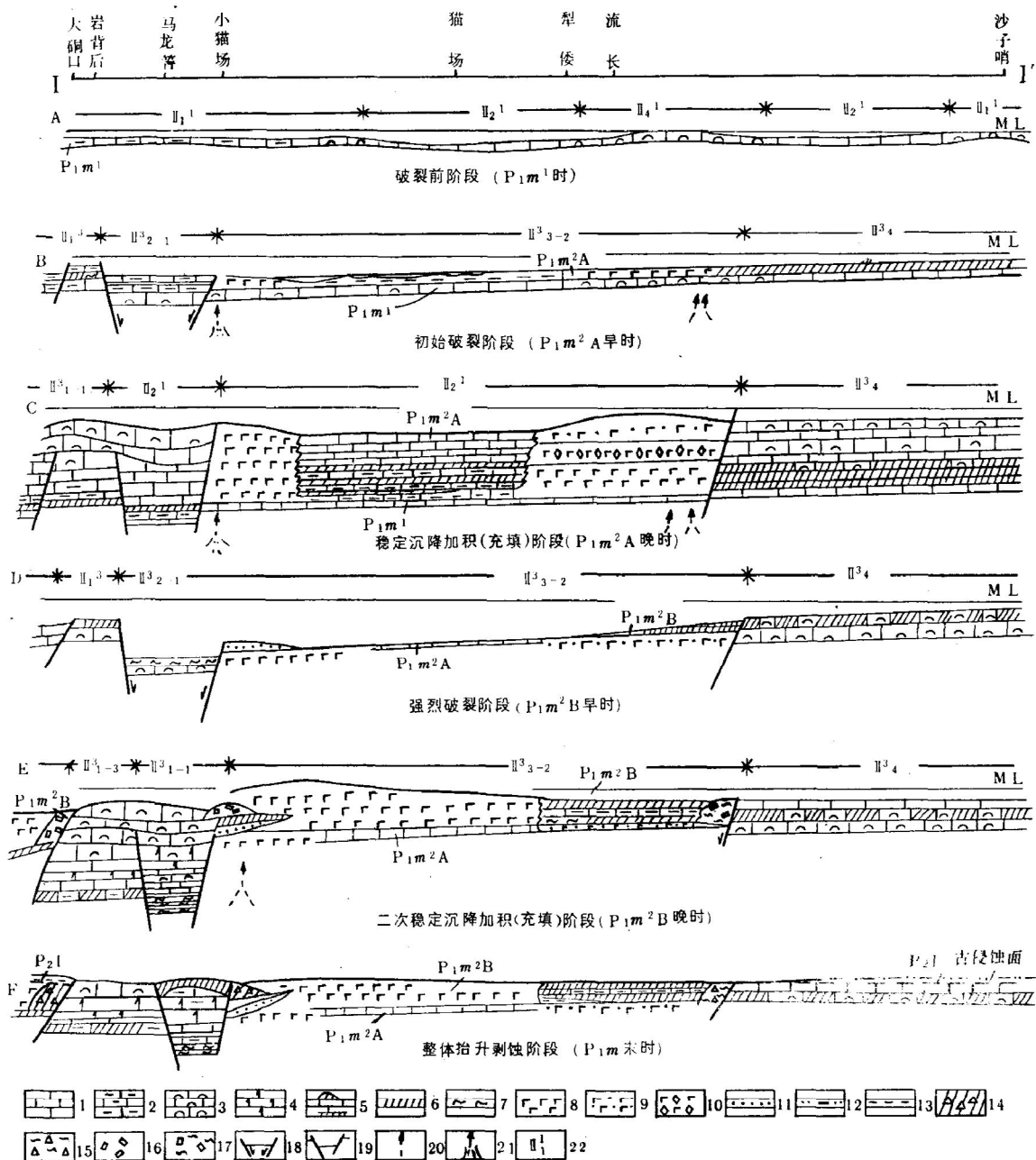


图 11 织金盆地茅口晚期构造-沉积演化模式剖面图

1—灰岩, 2—泥灰岩, 3—生物碎屑灰岩, 4—白云质灰岩, 5—燧石团块或条带, 6—燧石层, 7—纹层状硅质岩, 8—玄武岩, 9—杏仁状玄武岩, 10—碎屑角砾状玄武岩, 11—砂岩, 12—粉砂质泥岩, 13—泥岩, 14—塌积硅质角砾岩, 15—滑积硅质角砾岩, 16—塌积碳酸盐角砾岩, 17—滑积碳酸盐角砾岩, 18—活动正断层, 19—停息正断层, 20—上升流, 21—火山通道, 22—相代号

2. 初始破裂阶段 (P_1m^2A 早时, B) 茅口组一段沉积时稳定的碳酸盐台地破裂, 整体沉降至浪基面以下的宁静环境。高炉-独店子沉没台地处于相对隆起的水下高地, 暗色泥灰岩

中仍发育浅水生物。泰来-六枝较深水台(断)槽广泛分布暗色泥灰岩和泥硅质岩,南部熊家场一带发育含 *Helicorhapha* 的泥灰岩,是断陷最强的场所。流长-猫场一带为沙子哨-平坝-安顺残留台地向台槽过渡的缓斜坡,故其岩石组合与分布亦具过渡性质。最初切穿黔中古隆起溢出的玄武岩多趋于陆内裂谷特征(表1,图11-B)。

3. 整体稳定沉降、加积充填阶段(P_1m^2A 晚时, C) 台地破裂为一突发过程,嗣后断裂停息,全区稳定加积(充填)变浅。该阶段后期,高炉-独店子加积台地已发育滩、丘相灰岩,缓斜坡和断槽内以玄武岩充填为主。至该阶段末时,除玄武岩分布区外,各地岩性趋于一致(图11-C)。

4. 台地强烈破裂阶段(P_1m^2B 平时, D) 已弥合的断层重新加剧活动,沉积分异更明显。加积台地再次沉没接受深灰-灰黑色薄层生物粉屑(棘皮、腕足等)微晶灰岩;较深水平台区广泛分布放射虫-骨针泥硅质岩,较深水断槽区则充填火山集块-火山角砾岩;缓坡区仍继承B阶段特点,但以硅质岩发育为特征。由于张性背景增强,玄武岩趋近“大洋型”(表1,图11-D)。

5. 二次稳定沉降、加积充填阶段(P_1m^2B 晚时, E) 由于二次断陷较强,地貌差异较大,高炉-独店子台地在加积过程中较快进入中高能环境,发育数个生物礁(丘)和生物滩。较深水平台至茅口期末已发育30 m厚的珊瑚层灰岩;较深水断槽仍较活动,发育由火山角砾岩-火山碎屑浊积岩-硅质岩夹灰岩透镜体组成的两个次级火山喷发-沉积旋回。台槽西、东两边缘的陡斜坡和缓斜坡区则发育了塌积和滑积碳酸盐角砾岩(图11-E)。

6. 整体抬升、遭受剥蚀阶段(P_1m 末时, F) 茅口期末,峨眉地裂运动进入鼎盛期,扬子地台西缘大面积玄武岩喷发,但在本区已近尾声,总体上以抬升剥蚀为特征。由于原始地貌的差异,剥蚀程度亦不同,如残留台地素卜一带,茅口组二段残余很少。古风化面附近,发生淋滤、充填或使灰岩硅化。近断裂带,含 SiO_2 溶液上升亦使塌积、滑积角砾岩强烈硅化(图11-F)。

本文承蒙罗志立教授指导和金以钟副教授帮助。工作过程中,乐光禹、曾允孚、贝丰教授,李南豪、黄仰洲、林文球、林仲虔副教授和张哨楠、谭文斌讲师等给予多次指教,贵州省地矿局、贵州石油指挥部、成都地质矿产研究所、地矿部石油地质中心实验室等单位提供了许多方便,成都地质学院石油系87、88届和地质系87届毕业生何建军、张卿玉等8名同学协助了部分工作,在此一并致谢。

参 考 文 献

- [1] 关士聪等,石油与天然气地质,1980;1(1)。
- [2] 西南石油学院碳酸盐研究室,西南石油学院学报,1982;(3)。
- [3] 刘宝珺等,地质学报,1986;60(1)。
- [4] 罗志立等,地质论评,1988;36(1)。
- [5] 陈文一等,贵州地质,1982;(3)。

ANALYSIS OF LATE EARLY PERMIAN ZHIJIN TENSIONAL BASIN PROTOTYPE IN CENTRAL GUIZHOU

Zhao Xikui

(*Chengdu College of Geology*)

Abstract

Zhijin Region in Central Guizhou was a tensional basin prototype (Zhijin Basin) in Late Early Permian that is formed on carbonate platform of the early Qixia-Maokou Period and underwent following evolution stages: 1. the pre-breaking stage; 2. primary breaking stage; 3. the stable subsiding, aggrading and filling stage; 4. violent breaking stage; 5. the second stable subsiding, aggrading and filling stage; 6. uplifting and denudation stage of the whole. The two breaking stages were resulted by tensile block structures, associated with basalt eruption and led to vertically lithologic sudden change from shallow to deep water facies. During the stable subsiding, aggrading and filling stage, sedimentary cycles from deep to shallow formed not only in platform trough, but also on platform blocks and slopes. What's more, sedimentary differentiation of shallow-water carbonate rocks and deep-water silicate-carbonate rocks is generated due to paleogeomorphic difference caused by platform breaking. "Breaking platform facies zone", named herein could be divided as sinking-aggrading isolated platform subfacies zone, deeper-water platform (fault) trough subfacies zone, slope subfacies zone and residual semirestricted-open sea platform subfacies zone.

The dark silicate and carbonate rocks developed in the platform trough and slope subfacies zones are favourable for the preservation of organic matter and the generation of hydrocarbon; the sinking-aggrading isolated platform subfacies zone is a fine reserving place due to its well developed bank-reef limestones.