

试论川东北地区下二叠统 孤峰组燧石(硅质岩)的沉积环境

邱威挺

(川西北地质大队)

古鸿信

(四川地矿局科研所)

引 言

华南某些地区下二叠统茅口组与上二叠统龙潭组(或吴家坪组)之间,有一套以含层状燧石(硅质岩)及含菊石、放射虫、牙形刺等浮游生物化石的地层,层位属下二叠统顶部,与茅口组上部呈相变关系。这套地层前人一般称孤峰组,湖南则称当冲组,贵州称白泥塘组等。

近年来对孤峰组燧石(即茅口组硅质岩)的成因众说纷纭、争论较大。大多数人认为,燧石为沉积成因,形成于低能环境,二氧化硅来自陆源化学风化。马忠魏等(1981)认为孤峰组燧石形成于海水深度大于60m的台沟;童玉明等(1985)则认为形成环境应属于深海盆地——深海沟。笔者等通过南江桥亭、旺苍双河等二叠系岩相剖面实测及对川东北地区地质资料研究后认为,孤峰组燧石是形成于浅水泻湖海湾—局限台地,水深与毗邻的(半)开阔台地一致,仅略深些,后期水深可为数米。

一、剖面介绍

(一) 南江桥亭

上覆地层上二叠统吴家坪组一段(页岩段)	3.43m
26. 白云岩,具垂直层面的虫穴。	0.44m
25—24. 含泥铁质白云质硅质岩、白云岩,夹1—2cm煤线。	0.39m
23—22. 微层长石石英(岩屑)粉—细砂岩。	1.94m
21. 黑色含碳泥质泥晶灰岩,偶见海相生物化石碎片和植物化石碎片,具微再作用面,本层延展至旺苍、广元相变为煤层。	0.28m
20—19. 含黄铁矿粘土岩,顶见微型冲刷面。	0.38m
18. 黑色腐泥煤,微水平层理,顶部见小冲刷面,与下伏燧石接触平整。	0.16m

—— 整 合 ——

下二叠统孤峰组①, 燧石占52.5%	24.88m
17. 黑色薄层燧石夹薄层白云质结晶灰岩,燧石含泥质(以下各层均含),本层燧石占80%	3.89m
16. 灰色细晶灰岩与黑色薄层燧石互层,上部灰岩含三层腕足化石层,每层厚0.12m,燧石占40%。产腕足化石 <i>Neoplicatifera huangji chao</i> , <i>Crurithyris</i> sp., <i>Arazathyris</i> sp. 等。	1.83m
15—13. 深灰色中层泥晶质泥晶灰岩夹少量含生物屑灰岩与薄层燧石互层,燧石占40%。灰岩中含腕足及	

① 该地孤峰组由川西北地质大队闵永明,四川省地质矿产研究所李汝宁、古鸿信于1981年首先发现。以下旺苍剖面系李、古等实测。

- 有孔虫碎片。15—13层顶部燧石中亦含腕足化石：*Cathaysia subpusilla* Licharew, *Reticularia* sp., *Neoplicat-
ifera* sp., *pygmachinus* sp.; 牙形刺：*Neogobidella acervata* (Christ. Ehligier). 10.67m
12. 灰色泥晶灰岩夹扁豆状燧石，层面起伏不平，具较多的腕足化石。燧石占30%。 0.94m
11. 黑色薄层燧石间夹薄层泥质灰岩和球粒泥晶灰岩团块，燧石>60%。 7.30m

—— 整 合 ——

- 茅口组 顶部10—3层厚11.57m，燧石占18.3%
10. 含泥晶球粒灰岩，顶部有小冲刷面。 0.33m
- 9—3. 中层含生物屑泥晶灰岩间夹薄层燧石。产腕足：*Neoplicatifera huangi* (Ustriski), *Martania incerta* Tschernyschew; 牙形刺：*Anchignathodus minutus* (Ellison), *Ellisonia teicheri* novet, *Cypriodella* sp. 等；苔藓：*Stenodiscus* sp.。底部产“*Cruzinia*”相遗迹化石。 11.24m
- 2—1. 泥晶生物碎屑灰岩，生屑含量50—55%，本层不含燧石。除顶部0.33m *Cruzinia* 相遗迹化石丰富外，产腕足：*Spirigrella* sp.; 瓣：*Schizophoria* sp.; 藻：*Mizzia* sp.; 有孔虫：*Glomospira* sp., *Deckerella* sp., *Nodolaria humanica* Lin, *Gemistina* cf. *omacoma* K. M. Macley. 71.32m

剖面中18—26层为潟湖潮坪潮下浅水和潮间—潮上带。11—17层为潟湖海湾（局限台地）相。3—10层为半开阔台地相。1—2层为开阔台地相。自下而上，窄盐性生物门类及数量减少、燧石含量增加。笔者对这种自下而上由开阔海向上演变为局限海的层序称之为“向上变局限序列”（表1）。

表1 南江桥亭下二叠统茅口阶上部地层主要岩石和生物组成

Table 1 Main rocks and biologic assemblages from the upper part of the Maokouian (Lower Permian) strata in Qiaoting, Nanjiang, Sichuan

组名	层号	岩石含量 (%)					生 物	沉 积 相	变 局 限
		燧石	生物灰岩	含生物碎屑灰岩	球粒灰岩	细—泥晶灰岩			
孤峰组 P _{1g}	11—17	52.5	1.4	2.4	12.1	31.0	牙形刺、腕足、菊石	潟湖海湾(局限台地)	
茅口组 P _{1m}	3—10	18.3	2.6	44.7	2.9	31.5	腕足、牙形刺、个别苔藓、瓣	半开阔台地	
	1—2	0	100	0	0	0	有孔虫、瓣、珊瑚、牙形刺、腕足	开阔台地	

南江以西、广元、旺苍一带孤峰组厚 4—16m

(二) 旺苍双河剖面

上覆层 吴家坪组一段，底部含铁矿粘土岩和煤层

—— 整 合 ——

- 孤峰组 8.41m
5. 黑色碳质页岩夹多层厚几厘米的煤线，下部夹2层厚1—2cm的燧石层，含腕足：*Crinithyrus* sp., 菊石：*Albidoceras zitteli* 等。 0.84m
4. 黑色薄层燧石间夹碳质页岩，燧石含铁泥质。燧石中含腕足：*Crinithyrus longtanica* ching, *Cathaysia chonetoides* (Chao) 等；上部有菊石：*Albidoceras zitteli*, *paracelites elongatus*, *P* cf. *haeferi*, *Shagraoceras* sp., *Shuchangoceras* 等；瓣：*Strobilochanatria* sp. 和苔藓等。 2.55m
3. 黑色层状燧石夹灰色细晶灰岩透镜体，灰岩中富含腕足：*Crinithyrus longtanica* Ching, *Cathaysia chonetoides* (Chao) 等；中上部燧石波状层面上有龟裂纹和树枝状流水迹，其中含较多菊石：*Shagraoceras* sp., *Albidoceras zitteli* 等。 3.05m
2. 黑色薄层含泥晶碳质燧石间夹钙质硅质页岩和少量灰岩透镜体。富产腕足：*Neoplicatifera sinitensis* (Chao), *N. huangi*, *Crinithyrus longtanica* ching, *C. speciosa* wang, *Cathaysia chonetoides* (Chao), *Neochonetes* cf. *zhongyingsensis* Liao, *Spinomarginifera* sp. 等；偶见珊瑚：*Huangophyllosum symmetricum* Tseng 和保存差的菊

石等。

1.08m

1. 黑色薄层含铁泥质及生物燧石, 层间夹极少碳质和硅质的页岩。偶见珊瑚及 *Crinithopsis* 等腕石化石。底部有凡到几十厘米的褐色粘上和黄褐色铁质薄壳, 覆在起伏不平的下伏的茅口灰岩之面上。

0.89m

-----平行不整合-----

下伏层茅口组 灰色厚层生物灰岩

四川孤峰组从南江西止于广元葛底坝, 向东经奉节入湖北省境, 其层位和生物化石均可与江南孤峰组对比。奉节大窝塘孤峰组厚 26.40m, 与上下地层为整合接触关系。

鄂东南孤峰组分布于鄂东南大冶、阳新、武昌和广济一带。

四川—江苏各地孤峰组与上、下地层接触关系如表 2。

表 2 四川—江苏孤峰组与上下地层的接触关系

Table 2 Contact relations of the Gufeng Formation with its overlying and underlying strata in Sichuan and Jiangsu

统	地点	安县五一煤矿 (自测 1983)	旺苍双河 (李汝宁、古鸿信)	南江桥亭 自测 (1963)	鄂东南大冶曾家湾 董玉明 (1985)	南京龙潭 盛金章 (1985)
上二叠统	吴家坪组或	吴家坪组一段 底部 含黄铁矿粘土岩、煤	吴家坪组一段 底部 含黄铁矿粘土岩、煤	吴家坪组一段 底部 含黄铁矿粘土岩 层纹状泥晶灰岩	龙潭组	龙潭组
下二叠统	茅口组		孤峰组 产: 菊石、牙形刺 (?) 腕足等 8.41m	孤峰组 产: 牙形刺, 腕足, 见菊石转石 24.88m	孤峰组 产: 放射虫, 底部 产菊石, 腕足 103.71m	孤峰组 产: 放射虫, 牙形 刺, 菊石, 腕足, 鱼 16.1m
		茅口组 亮晶生物灰岩	茅口组 生物灰岩	茅口组 顶部(含生物屑)泥 晶灰岩与燧石互层 灰岩为主, 产牙形 刺、腕足、苔藓、个 别鲕, 余为生物灰 岩, 厚 11.57m 产: 有孔虫、藻、蕨、 珊瑚等	茅口组 结晶灰岩 产珊瑚	
	栖霞组	栖霞组	栖霞组	栖霞组	栖霞组	栖霞组

从表 2 可见, 各地孤峰组的底界由四川南江起经奉节至鄂东南与茅口组为连续沉积, 边缘地区, 西部如旺苍、广元和东部江南地区, 如南京, 孤峰组与下伏地层为平行不整合。因此, 虽然孤峰组与茅口组上部呈相变关系, 但各地孤峰组的厚度相差颇大, 且边缘地区下界面为平行不整合面。因此存在着两种可能: 一种是各地孤峰组是等时的; 另一种可能孤峰组在大范围内是跨时的岩石地层单位 (小范围内可以是等时的)。笔者认为南京龙潭孤峰组就可能只相当大冶曾家湾孤峰组的上部。

二、孤峰组的沉积环境

孤峰组地层中的岩石 (燧石或灰岩) 多为深色调, 常含泥机 (碳) 质和细—微粒黄

铁矿及碳质页岩、石煤、煤线等夹层，水平层理和微层理发育，主要含浮游生物、窄盐性生物化石，门类及数量均较少。因此应属于局限海环境，静滞、低能的水体略具还原环境。上述意见各家基本一致。分歧的焦点是孤峰组沉积时海水的深度问题。以童玉明为代表的一种看法认为属深水盆地。他根据鄂东南孤峰组富含放射虫的硅质岩与现代海洋沉积相对比而得出以下结论：现代海洋的放射虫硅质岩见于 CCD 以下深水中，水深数千米。因此推测二叠系孤峰组沉积时海水虽不致很深，但至少在 100—200m 之间。

童氏还认为鄂东南孤峰组地层自下而上海水变深（表 3）。茅口后期，地壳活动又趋强烈（图 1），孤峰组沉积区发生因古断裂形成的地堑式下降，导致海岸与沉积区巨大的高差，形成陡峻海岸。地表径流冲刷定会形成陆源粗碎屑。径流入海冲刷海底也会形成内碎屑。据他的大冶曾家湾剖面，除孤峰底部（认为属较浅水，100—200m）含粉砂岩外，在

表 3 鄂东南早二叠世晚期硅质岩海进层序（据童玉明）

Table 3 Transgressive sequences of late Early Permian siliceous rocks in southeastern Hubei

沉积物	环境
薄状—中厚层状，灰色硅质岩	WCCD 以下深水盆地
灰—深灰色条带状硅质岩夹透镜状灰岩	CCD 附近盆地斜坡
片状泥质硅质岩，底部产磷结核	CCD 以上陆棚边缘

所谓的 CCD 附近和 CCD 以下深海沉积中反而没有陆源碎屑。同时各地孤峰组水平层理发育，无内碎屑存在。当时古气候是否为干旱而无地表水起冲刷作用？但据碳酸盐岩只能发育于温湿气候条件下，而实际上有的地区已是含煤沉积，因此茅口晚期古气候只能是温暖潮湿而不是干旱。如果孤峰组为深水沉积且其上部水更深，则孤峰组沉积终止时，必然需要又一次发生一对地垒式的断层，将孤峰组沉积区抬升至海平面。在地台内部地壳活动的这种猛降猛升的运动方式是值得怀疑的。

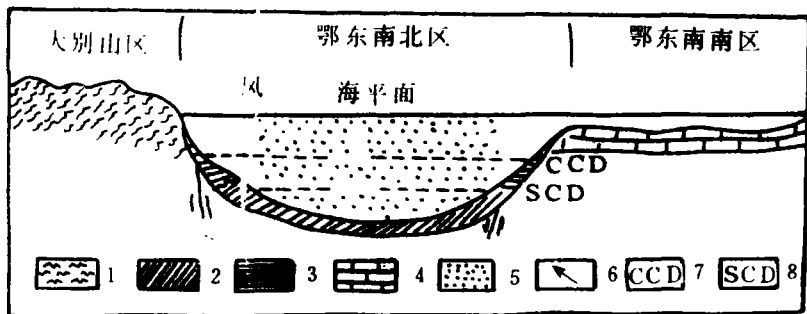


图 1 鄂东南早二叠世晚期地台内部活动凹陷放射虫硅质岩沉积作用示意图（据童玉明）

1-变质岩；2-放射虫硅质软泥；3-深海碳酸盐软泥；4-生物灰岩；5-有机碎屑；6-洋流；7-碳酸盐补偿深度；8-放射虫硅质补偿深度

Fig. 1 Schematic diagram showing depositional processes of radiolarian siliceous rocks in the late Early Permian intraplate active depression in southeastern Hubei

1=metamorphic rocks; 2=radiolarian siliceous ooze; 3=deep-marine carbonate ooze; 4=biogenic limestone; 5=organic fragments; 6=oceanic current; 7=carbonate compensation depth; 8=radiolarian silica compensation depth

在贵州，与孤峰组相当的地层称白泥塘组，亦含放射虫及硅质岩。贵州的研究者认为属台沟相。从贵州岩相古地理略图（图 2）可以看出，茅口晚期台沟相分布宽窄不一，形状不规则（马贵魏等认为是一对北西、北东古断裂不断活动下降形成中台沟相海底深沟）的沉积区。很难想象是在孤峰组沉积终止时再一次因古断裂抬升至接近或达到海平面的结

果。

另一种看法则是笔者等认为孤峰组为浅水潟湖海湾—局限台地相, 水的深度与毗邻碳酸盐台地属同一数量级, 0—30m, 只是略深一些。后期水深零至数米, 其论据如下:

(1) 生物化石面貌: 孤峰组虽以含浮游生物为主, 但各地均可见到含有与毗邻的碳酸盐台地常出现的某些底栖生物——腕足、珊瑚等。如南京龙潭富含放射虫的硅质岩之下就含有茅口组常见的 *Neoplicatifera huangii* 等腕足化石。贵州与孤峰组相当的白泥塘组, 马忠魏等认为属台沟相, 其中生物化石以放射虫、介形虫为主, 亦有菊石等, 并有植物混入。

随着台沟后期不断变浅, 腕足及植物碎片含量不断增高。马氏认为孤峰组沉积时水深, 经历浅→深→浅的过程。四川、湖北的孤峰组均产腕足化石(参见剖面)。特别是植物碎片应是浅水或极浅水的标志。

(2) 沉积构造: 旺苍双河孤峰组硅质岩中见干裂纹和树枝状水流迹, 充填有暗红灰色铁泥质物, 反映出沉积界面曾短暂暴露, 处于氧化环境(李汝宁、古鸿信)。吴萍生(1957)在广元葛底坝(以西无孤峰组)于上二叠统底部含硫铁矿粘土岩中见到成因类似竹叶状灰岩的燧石砾石, 砾石略有磨损边缘具铁质。他认为这是燧石尚处于柔软状态时经暴露、干裂, 后又被浅水入侵破碎, 经短距离搬运而与含硫铁矿粘土一起沉积形成的。由于上二叠统底部含硫铁矿粘土岩沉积时为水动力很弱的还原环境, 故所含燧石角砾不是冲刷成因而属类似潮上带扁平砾石角砾岩的成因。

(3) 其他地质特征: 孤峰组的垂直层序上和平面上毗邻的均为碳酸盐台地浅水和极浅水, 或是暴露的陆相区。因此, 人们若不是受到孤峰组因有放射虫及硅质岩必为深水成因的传统概念所束缚, 则孤峰组是浅水沉积成因的说法就很容易被理解的。南江桥亭孤峰组燧石岩中有球粒灰岩团块, 球粒灰岩一般也应形成于滩后水深数米处。另外, 孤峰组顶、底界面均有小型冲刷面, 顶部腐泥煤中见有类似碎屑岩潮汐层理中的压扁层理。

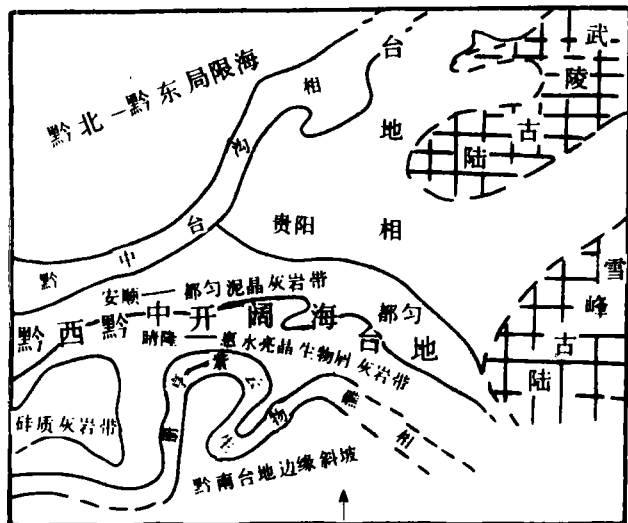


图2 贵州早二叠世茅口晚期岩相古地理略图(据马忠魏)

Fig. 2 Simplified sedimentary facies and palaeogeographic map of Guizhou during the late Maokouian (Early Permian) (after Ma Zhongwei)

三、结论

据上述资料, 笔者在分析四川东北地区二叠系(特别是孤峰组)的沉积环境时总结出如下模式(见图3)。

早二叠世茅口早期(图3-Ⅰ)沉积区下降较快, 沉降速度大于或等于填积(沉积物堆积)速度, 表现出各地均为开阔海。至茅口晚期(图3-Ⅱ)沉降速度小于填积速度, 海水

变浅。由于各地不均衡下降和填积速度不同,如C地为“向上浅滩化”序列;在B地则为向上变局限(潟湖)序列;若沉降缓慢而延缓时间较长或某地暂停沉降,则浅滩之上出现暴露地区,即缺失茅口组顶部地层(如安县五一煤矿,见表2)。

近岸滨海地区若有大陆水覆盖,则在A地形成含煤地层。若无水体覆盖,则为准平原化滨海平原。这种滨海平原与潟湖海湾的坡降甚微。

因此笔者认为,早二叠世晚期,沉积物为茅口组的地区属图3中的C、D区;孤峰组沉积的地区属B区;鄂东南大别山区属A区(图1)。至早二叠世末期,各地(A—D区)均被填积达到海平面。

从图3可知,若B地为潟湖相时只需水体稍深于台地(否则缺乏 SiO_2 来源,难于形成硅质岩);但其沉积速度不一定大于C区浅滩相地区。如C区沉降速度快、填积亦快,海水深度仍小于沉降和填积均慢的B地;表现在该期的地层厚度上,C地可大于B地。当然B地沉降速度大于C地时更有利于潟湖海湾的形成。

众所周知,本区早二叠世晚期茅口组上部地层与孤峰组为相变关系,但惊人相似的是晚二叠世晚期长兴组上部地层与含燧石、菊石为特征的大隆组也呈相变关系,而且大隆组与上覆下三叠统飞仙关组于川西北地区为整合接触。该组除产浮游生物外亦含腕足类和植物(图4),因而充分表明大隆组为浅水潟湖海湾(局限台地)相。也进一步说明大隆组局限海沉积亦出现在晚二叠世地壳运动强度变弱、区域上的海退阶段。自然界事物的重复出现必然有其自身的规律性。若上、下二叠统统一级的“海进—海退”式或“海退”式沉积旋回(3级旋回)于海退阶段出现局限海沉积,那么在次一级(4—5级)旋回中所反映出的“海进—海退”垂直层序,如安县、南江上二叠统,特别是安县五一煤矿所示,下部为开阔台地相生物灰岩,属潮下带,顶部变为潟湖相。该地层常含层状燧石和潮间—潮上带白云岩和潮间带层纹状藻灰岩和潮上带碳质层岩(见图3下图B地)。因此,燧石可以形成于零至数十米的浅—极浅水就不足为奇了。四川安县五一煤矿可见层状燧石作为 K_2 煤层的直接底板。

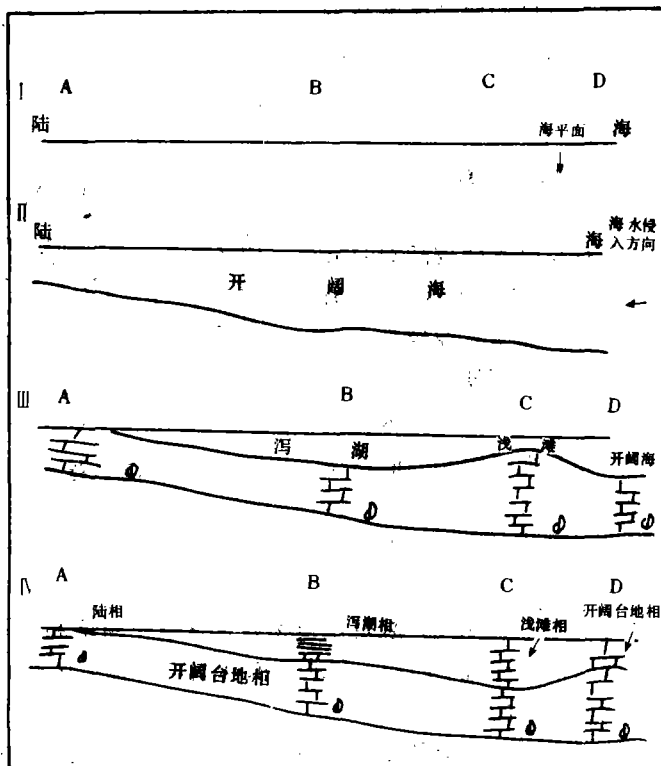


图3 川东北地区早二叠世沉积环境演化模式图

Fig. 3 Model showing the evolution style of sedimentary environments in northeastern Sichuan

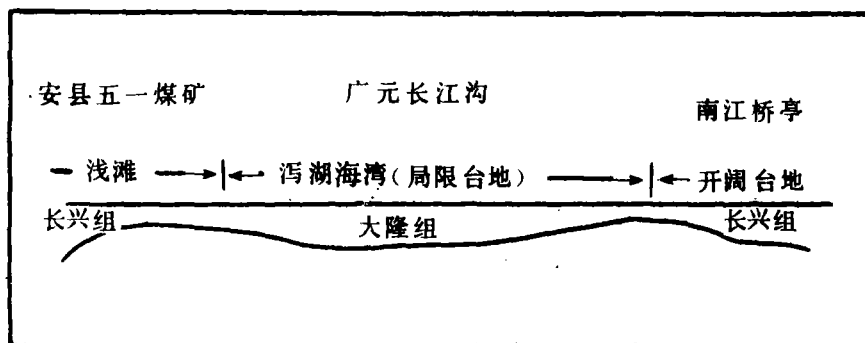


图 4 安县、南江一带二叠系上统长兴组上部 (P_3c^4) 大隆组 (p_3d) 分布范围及沉积相模式

Fig. 4 Distribution and sedimentary facies model for the upper part of the Upper Permian Changxing and Dalong Formations in the Anxian-Nanjiang area

根据上述资料我们认为, 统以下的“海进”——“海退”或“海退”式沉积旋回的形成不是沉积区下降时就海侵或上升就海退的一下—上的运动方式, 而是沉积区总的趋势都是下降, 只是下降的速度由快到慢(或暂停)的有节奏的反复。沉积物填积速度小于沉积区下降速度则海水加深——海侵; 下降速度小于填积速度时则海水变浅, 最终达到或超出海平面, 海洋面积减小——海退。由于地壳运动能量有一个聚集和爆发的过程, 故在大海侵之前必有海退。如果上述观点可以成立, 由于笔者认为沉积区只存在沉降快慢的不同, 不存在上升, 因此某旋回底部自上旋回顶部为潮间带开始, 一次沉降至最深处, 尔后是填积变浅, 最终到潮间带, 则该旋回的地层厚度近似于沉积物形成海水最大深度。若多次沉降达到最深处, 则该旋回地层厚度大于沉积所形成时的最大深度。若该旋回顶部未达到潮间带, 但根据生物可判定其海水深度, 则该海水深度再加上旋回厚度才是沉积物形成时海水最大深度。由于旺苍、南江孤峰组其顶部均已达到或接近潮间带, 因此孤峰组属浅海水或极浅水环境。笔者用这种方法在安县、南江上二叠统剖面所推算的沉积物形成时的海水深度与用该旋回沉积物所含藻类、腕足等所反映的海水深度是一致的(即台地海水深度在 0—60m 间, 大多数在 0—30m 之间)既然孤峰组顶部与上覆层接触不是平行不整合面, 就是滨海相或潟湖潮坪相极浅水沉积, 如承认沉积区只有下降速度的不同而没有上升, 则包括放射虫硅质岩在内都属浅水沉积无疑。

詹姆斯(1979)在《沉积相模式》一书中指出“碳酸盐堆积速度总是大大超过它们沉积所在的台地或大陆架的沉降速度……结果碳酸盐堆积反复多次地达到并超出海面”。詹氏称此为向上变浅序列。他认为这种“海进—海退”式或“海退”式沉积旋回中没有沉积区上升, 而只有下降。但他没有论及沉积区下降的速度变化规律。显然, 在达到或超出海平面后, 如果没有又一次的沉降加快且大于填积速度, 沉积就会中止。

戴恒贵早在 1981 年在研究云南宝顶地区晚三叠世陆相含煤地层中指出“单就沉积盆地内部而言, 旋回韵律是地壳不均衡沉降运动引起的, 基底一直呈直线或折线沉降, 从未转向上升”。“中旋回和小旋回都是由快—慢”。

有人认为贵州孤峰组(马忠魏称为茅口组二段)属于台沟相, 水深大于 60m。但据遵义锰矿区长沟剖面孤峰组上覆为龙潭组滨海相沉积, 下伏为生物屑、粒屑滩相的亮晶生物灰岩(注意滩相和潟湖相层序上的上下关系)。孤峰组厚 51.6m, 上部含植物化石碎片, 全层

均产放射虫及腕足等。因此,推断水深亦只能在 30m 内,最深不会超过 60m。假如台沟水深可以从数米到百余米的话,笔者也同意用台沟(亚)相代表孤峰组沉积相。笔者之所以采用瀉湖海湾相这一术语,理由是孤峰组沉积区毗邻地区为开阔海,水体和外海连通,但水循环受阻碍,能量低,水不深,一旦沉积速度加快等原因使瀉湖开放,就会有正常海窄盐性生物出现。何况具有植物碎片定为浅水—极浅水沉积易于被人们理解。因此,只根据放射虫、硅质岩而确定孤峰组属深水盆地成因颇难为人接受。

孤峰组燧石层理清楚、规则,若如马氏所述黔中台沟盆底地形是陡窄的,则当时会形成另一种特征的燧石。如南江桥亭上二叠统台盆(沟)相燧石总体上具水平层理,燧石外形呈网格状、脉状、层控不规则的疙瘩状、团块状等。笔者认为因燧石成岩期长,长期处于具塑性的柔软状态,当处于类似斜坡的位置上,则可象承压水似的挤入先固结的灰岩裂隙中形成网格状燧石等等。

最后,笔者认为燧石可以形成于瀉湖→开阔台地,可形成于极浅水→深水。但不同环境形成的燧石,其产状、成分、共生岩石类型、化石均有其自身的特点和规律(关于各类燧石与环境关系,笔者将专文讨论)。

主要参考文献

朱玉明、周祖勋,1985年,鄂东南下二叠统茅口组放射虫硅质岩成因初探,沉积学报第3卷第2期。

盛金章、王玉珍,1985,南京孤峰组的放射虫化石,古生物学报第24卷第2期。

戴恒贵等,1981年,宝顶煤矿地质特征,地质出版社。

H. 布拉特, G. V. 米德顿, R. C. 穆雷, 1981, 沉积岩成因, 科学出版社。

SEDIMENTARY ENVIRONMENTS OF THE CHERT (SILICEOUS ROCKS) FROM THE LOWER PERMIAN GUFENG FORMATION IN NORTHEASTERN SICHUAN

Qiu Weiting

(Northwest Geological Party, Sichuan Bureau of Geology and Mineral Resources)

Gu Hongxin

(Institute of Geology and Mineral Resources, Sichuan Bureau of Geology and Mineral Resources)

Abstract

There is considerable debate concerning the genesis of the chert (i. e. siliceous rocks from the Maokou Formation) from the Lower Permian Gufeng Formation in northeastern Sichuan in recent years. It is notorious that it is formed in an intraplatform trench environment with a water depth of more than 60 m, or in a deep-sea basin to deep-sea trench environments. The authors feel instead that the siliceous rocks in the Gufeng Formation should be interpreted as having formed in the shallow-water lagoon gulf and restricted platform with a water depth of only several metres in terms of the study of the Permian petrographic sections in Nanjiang and Wangcang coupled with plentiful geological data from northeastern Sichuan.