

文章编号: 0253-2697(2024)06-0914-18 DOI:10.7623/syxb202406003

# 四川盆地中二叠统茅口组一段含海泡石层系古环境与沉积格局指示意义

宋金民<sup>1</sup> 江青春<sup>2</sup> 刘树根<sup>1,3</sup> 金鑫<sup>1</sup> 范建平<sup>1</sup> 李智武<sup>1</sup> 黄士鹏<sup>2</sup> 苏旺<sup>2</sup> 杨迪<sup>1</sup>  
姜华<sup>2</sup> 叶玥豪<sup>1</sup> 王佳蕊<sup>1</sup> 王俊轲<sup>1</sup> 任杉<sup>1</sup>

(1. 成都理工大学油气藏地质及开发工程全国重点实验室 四川成都 610059;  
2. 中国石油勘探开发研究院 北京 100083; 3. 西华大学 四川成都 610039)

**摘要:**四川盆地中二叠统茅口组一段(茅一段)灰岩-泥质灰岩韵律层发育含海泡石层系。基于岩石薄片鉴定、扫描电镜观察、主/微量元素与碳/氧同位素测定等分析方法,对茅一段含海泡石层系的古环境与沉积模式进行研究,揭示其蕴含的沉积地质意义。研究表明,中二叠统茅一段的海泡石主要存在 4 种形态:透镜状、星点状、层状与生物碎屑状。其中,透镜状和星点状海泡石主要发育在灰岩层中,层状海泡石则发育在泥质灰岩层中,生物碎屑状海泡石在灰岩和泥质灰岩中均有发育。灰岩沉积期,利用氧同位素( $\delta^{18}\text{O}$ )恢复的古海水温度( $T_1$ )集中分布于 3.71~12.45 °C,利用 Mg/Ca 恢复的古海水温度( $T_2$ )集中分布于 13.78~14.20 °C;灰岩中的 Sr/Ba 集中分布于 16.57~659.18,古盐度平均为 131.97, Sr/Cu 平均为 2175.43, V/(V+Ni)平均为 0.9044, Ni/Co 平均为 14.32, 指示沉积环境为高盐度、干旱、贫氧-缺氧的凉水环境;泥质灰岩沉积期的  $T_1$  集中分布于 6.98~14.48 °C,  $T_2$  分布于 13.80~15.14 °C, Sr/Ba 集中分布于 77.34~819.59, 古盐度平均为 131.76, Sr/Cu 平均为 1511.73, V/(V+Ni)平均为 0.9122, Ni/Co 平均为 16.42, 反映沉积环境为相对低盐度、相对湿润、缺氧的凉水环境。在贫 Al、富 Mg 的凉水环境下( $T_1 < 12^\circ\text{C}$ ), 断裂沟通的富 Si 流体在重力与浓度势的驱动下在低洼区形成大量海泡石沉积。随着埋深增大,海泡石发生不同程度的成岩转化,形成海泡石-滑石-白云石-石英的矿物组合序列。茅一段含海泡石层系的沉积模式为:灰岩沉积期,海水温度较低,淡水及陆源输入量少,海水盐度高,硅质流体少,由此沉积透镜状、星点状海泡石;泥质灰岩沉积期,海水温度升高,淡水及陆源输入量增加,盐度随之降低,火山活动频发,硅质流体注入,由此沉积层状海泡石。含海泡石层系的厚度分布特征揭示四川盆地茅口组具有“两台一凹”的沉积格局,“C”形通江—长寿凹陷内含海泡石层系的厚度大。

**关键词:**中二叠统;含海泡石层系;古环境;沉积模式;通江—长寿凹陷;四川盆地

中图分类号:TE121.3

文献标识码:A

## Paleoenvironment and sedimentary significances of sepiolite-containing succession in the first Member of Middle Permian Maokou Formation, Sichuan Basin

Song Jinmin<sup>1</sup> Jiang Qingchun<sup>2</sup> Liu Shugen<sup>1,3</sup> Jin Xin<sup>1</sup> Fan Jianping<sup>1</sup> Li Zhiwu<sup>1</sup> Huang Shipeng<sup>2</sup>  
Su Wang<sup>2</sup> Yang Di<sup>1</sup> Jiang Hua<sup>2</sup> Ye Yuehao<sup>1</sup> Wang Jiarui<sup>1</sup> Wang Junke<sup>1</sup> Ren Shan<sup>1</sup>

(1. State Key Laboratory of Oil and Gas Reservoir Geology and Exploitation, Chengdu University of Technology, Sichuan Chengdu 610059, China; 2. PetroChina Research Institute of Petroleum Exploration and Development, Beijing 100083, China; 3. Xihua University, Sichuan Chengdu 610039, China)

**Abstract:** Sepiolite-containing succession are developed in the cyclothems composed of limestones and argillaceous limestones in the first Member of Middle Permian Maokou Formation in Sichuan Basin. This paper investigates the paleoenvironment and sedimentary patterns of the sepiolite-containing succession in the first Member of Maokou Formation and reveals their sedimentary geological significances based on analyses such as identification of rock thin section, observations of scanning electron microscopy, determination of major/trace elements and carbon/oxygen isotopes. The research results indicate that there are four types of sepiolites in the first Member of Maokou Formation, namely lenticular, stellate, lamellar and bioclastic sepiolites. Among them, lenticular and stellate sepiolites are mainly developed in limestones, lamellar sepiolite is developed in argillaceous limestones, and bioclastic sepiolite is developed in both limestone and argillaceous limestone. During the limestone deposition, the ancient seawater temperature ( $T_1$ ) restored using oxygen isotopes ( $\delta^{18}\text{O}$ ) is concentrated between 3.71 °C and 12.45 °C, while the ancient seawater temperature ( $T_2$ ) restored using the Mg/Ca ratio is concentrated between 13.78 °C and 14.20 °C. The Sr/Ba ratios of the limestones are concentrated between 16.57 and 659.18, with the average paleosalinity of 131.97, average Sr/Cu ratio of 2175.43, average V/(V+Ni) ratio of 0.9044, and average Ni/Co ratio of 14.32, indicating an cool water sedimentary environment with high salinity, drought, and oxygen-deficiency. During the deposition of argillaceous limestone,  $T_1$  is concentrated between 6.98 °C and 14.48 °C,

**基金项目:**国家自然科学基金企业创新发展联合基金项目(No. U19B6003)和国家自然科学基金面上项目(No. 41872150)资助。

**第一作者:**宋金民,男,1983年11月生,2012年获中国石油勘探开发研究院博士学位,现为成都理工大学副教授,主要从事油气储层地质研究和教学工作。Email: songjinmin2012@cdut.edu.cn

**通信作者:**江青春,男,1980年04月生,2012年获中国石油勘探开发研究院博士学位,现为中国石油勘探开发研究院高级工程师,主要从事石油地质综合与风险勘探目标评价研究工作。Email: jiangqc@petrochina.com.cn

$T_2$  is in the range of 13.80 °C to 15.14 °C, the Sr/Ba ratio ranges from 77.34 to 819.59, and the average paleosalinity, Sr/Cu ratio, V/(V+Ni) ratio and Ni/Co ratio is 131.76, 1511.73, 0.9122 and 16.42 respectively, reflecting a cool-water sedimentary environment with relatively low salinity, humidity and oxygen-deficiency. In the cool-water environment ( $T_1 < 12$  °C) with poor aluminum (Al) and rich magnesium (Mg), the silicon(Si)-rich fluid connected by faults forms a large number of sepiolite deposits in low subsags under the drive of gravity and concentration potentials. As the burial depth increases, sepiolites undergo different diageneses, forming a mineral combination sequence of sepiolite, talc, dolomite and quartz. The sedimentary pattern of sepiolite-containing succession in the first Member of Maokou Formation is described as follows. During the deposition period of limestone, the low seawater temperature was low, small amount of fresh water and terrestrial inputs, high salinity of seawater and less siliceous fluids resulted in the deposition of lenticular and stellate sepiolites. During the deposition period of argillaceous limestones, the increase of seawater temperature, increase of fresh water and terrigenous inputs, decrease of salinity, frequent volcanic activities and intrusion of siliceous fluids resulted in the deposition of lamellar sepiolites. The thickness distribution characteristics of sepiolite-containing succession reveal that Maokou Formation in the Sichuan Basin has a sedimentary pattern of “two platforms with one sag”. The sepiolite-containing succession are thick in C-shaped Tongjiang-Changshou sag.

**Key words:** Middle Permian; sepiolite-containing succession; paleoenvironment; sedimentary pattern; Tongjiang-Changshou sag; Sichuan Basin

**引用:**宋金民,江青春,刘树根,金鑫,范建平,李智武,黄士鹏,苏旺,杨迪,姜华,叶玥豪,王佳蕊,王俊轲,任杉. 四川盆地中二叠统茅口组一段含海泡石层系古环境与沉积格局意义[J]. 石油学报, 2024, 45(6):914-931.

**Cite:** SONG Jinmin, JIANG Qingchun, LIU Shugen, JIN Xin, FAN Jianping, LI Zhiwu, HUANG Shipeng, SU Wang, YANG Di, JIANG Hua, YE Yuehao, WANG Jiarui, WANG Junke, REN Shan. Paleoenvironment and sedimentary significances of sepiolite-containing succession in the first Member of Middle Permian Maokou Formation, Sichuan Basin[J]. Acta Petrolei Sinica, 2024, 45(6):914-931.

四川盆地中二叠统茅口组已有 60 余年的天然气勘探历史,自 1957 年蜀南地区圣灯山气田隆 10 井钻获工业气流以来,先后在自流井、鹿角场、阳高寺、庙高寺、双鱼石和焦石坝等地区发现了多个气田或含气构造,天然气累计探明储量为  $852 \times 10^8 \text{ m}^3$ <sup>[1-4]</sup>。早期的勘探多关注东吴运动期表生岩溶改造的茅口组二段(茅二段)和茅口组三段(茅三段)裂缝-孔洞型滩相灰岩储层<sup>[5]</sup>。近期,茅口组一段(茅一段)“眼皮-眼球状”灰岩也取得了勘探突破,共有 19 口探井在四川盆地茅一段钻获天然气,其中,工业气流井有 13 口,10 口井在茅一段测试产气量超过  $2 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ ,尤其是 TT1 井揭露的茅一段灰岩-泥质灰岩韵律层,其天然气测试产能为  $30 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ <sup>[4,6]</sup>,显示出良好的勘探前景。

二叠纪是由晚古生代冰室气候向中生代温室气候转变的重要时期。前人通过冰川沉积记录,确定出早二叠世早期、早二叠世晚期、中二叠世早期和晚二叠世早期 4 次冰期事件<sup>[7-8]</sup>。国际上通过开展地层结构组分、矿物成分、生物组合和地球化学特征研究,确定了早一中二叠世古环境温度为  $5 \sim 20$  °C<sup>[9-11]</sup>,属于凉水沉积环境。例如,澳大利亚西部卡纳文盆地二叠系<sup>[10]</sup>发育中缓坡-外缓坡的生物丘和生物滩,具有苔藓虫、棘皮类、腕足类和海绵骨针等典型的凉水生物组合,相比于暖水碳酸盐岩,其具有更高的 Mn 含量 $[(100 \sim 2500) \times 10^{-6}]$ 、Sr 含量 $[(200 \sim 1200) \times 10^{-6}]$ 和 Na 含量 $[(100 \sim 1910) \times 10^{-6}]$ 。

海泡石是一种富 Si 和 Mg、贫 Al 的黏土矿物。现代海泡石主要分布在大西洋和印度洋的洋中脊、深海平原和高盐湖泊的贫陆源湖盆中心<sup>[12]</sup>。海泡石矿床

具有重要的工业价值,主要分布在美国、法国、土耳其、西班牙和塞内加尔等国家,多产于新近系陆相地层中。其中,西班牙是世界上海泡石矿产资源最丰富的国家,其海泡石储量约为  $2000 \times 10^4 \text{ t}$ ,占国外海泡石储量的  $2/3$ <sup>[13]</sup>。中国已探明海泡石矿的储量约为 1500 t,多产于华南地区的二叠系海相地层中,主要分布于赣西-湘东-湘中地区、湘西北地区以及陕南地区<sup>[14-15]</sup>。

四川盆地中二叠统茅一段发育含海泡石的层系,海泡石对中二叠统储层发育和油气成藏至关重要:一方面,海泡石在成岩转化过程中可形成大量的有机质孔和黏土矿物微孔,从而形成优质的非常规储层;另一方面,海泡石在成岩过程中还会释放大量的富 Mg 流体,使得构造高部位的生屑滩发生白云石化,发育优质的层状白云岩储层,由此形成自生自储和旁(下)生侧(上)储的新型高效的源-储配置模式<sup>[16-18]</sup>。但目前的研究多聚焦在中二叠统茅一段的源-储特征<sup>[1]</sup>及成因等方面<sup>[19-20]</sup>,对其沉积古环境与地质意义探讨较少。鉴于此,笔者以茅一段含海泡石层系为研究对象,通过岩石薄片鉴定、扫描电镜(SEM)观察、主量/微量元素和碳/氧同位素测定等分析方法,恢复了茅一段沉积期的古环境,建立了凉水环境下含海泡石层系的沉积模式,并探讨了其对地层沉积格局的指示意义,以期为进一步油气勘探开发提供参考借鉴。

## 1 地质概况

二叠纪(299~252 Ma)是显生宙全球格局转变的重要时期,Pangea 超级大陆在此时开始裂解、古特提斯洋进一步扩张<sup>[21]</sup>,同时发生峨眉山大火成岩省的集

中式喷发<sup>[22]</sup>与石炭纪—二叠纪全球冰期<sup>[7-8]</sup>等事件。二叠纪全球古气候经历了由寒冷到温暖的转变,瓜德鲁普世罗德期(对应茅一段沉积期)全球处于寒冷气候,一直到晚沃德期—中卡匹敦期(对应茅二段沉积

期—茅三段沉积期)开始转入温凉气候<sup>[23]</sup>。该时期华南克拉通位于古赤道附近,EW向分隔泛大洋和古特提斯洋<sup>[24]</sup>[图1(a)],由扬子板块、华夏板块、江南盆地和右江盆地组成。

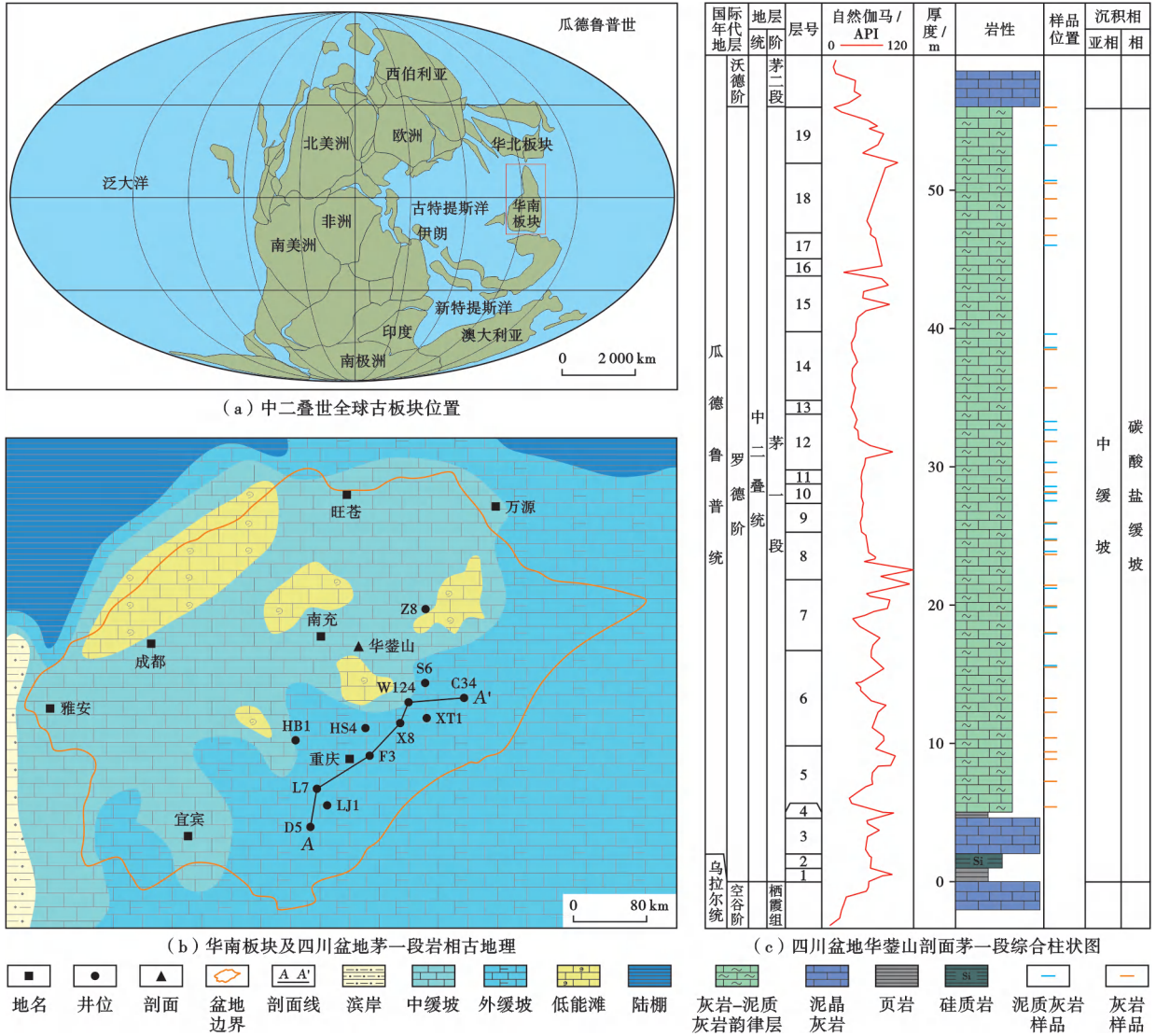


图1 中二叠世全球古板块分布、四川盆地茅一段沉积相分布和地层综合特征(据文献[24-25]修改)

Fig. 1 Global paleoplate distribution in Middle Permian, sedimentary facies distribution and comprehensive stratigraphic characteristics of the first Member of Maokou Formation in Sichuan Basin

上扬子板块在中二叠世茅口组沉积期处于稳定的克拉通演化阶段,总体继承了栖霞期的沉积格局。此时,四川盆地的海侵方向来自其东南部、秦岭海槽和西缘3个方向,处于二叠纪海平面最高时期,为较深水的碳酸盐缓坡环境,盆地内部以中缓坡和外缓坡沉积为主,偶见低能滩沉积<sup>[25-27]</sup>[图1(b)]。根据地层岩性、电性和沉积旋回特征,茅口组自下而上划分为茅一段[图1(c)]、茅二段、茅三段和茅口组四段(茅四段)<sup>[2,25]</sup>。茅一段主要发育由生屑泥晶灰岩、泥晶生屑灰岩与泥质灰岩组成的韵律层,常具有“眼皮-眼球状”构造,测井资料显示

高自然伽马、中—低电阻率和高声波时差的特征;茅二段为灰色中层—厚层状灰岩,局部含泥质,测井资料显示低自然伽马、高电阻率和中—低声波时差。茅三段以浅灰色、灰白色块状生屑灰岩为主,测井资料显示低自然伽马、高电阻率和低声波时差的特征;茅四段以深灰色泥晶灰岩和生屑灰岩为主,受东吴运动影响,遭受了不同程度的剥蚀,平面上呈东厚西薄的特征。

## 2 样品与实验

研究样品采自茅一段无明显风化的野外露头(华蓥



山剖面)和钻井(S6井、Z8井和HS4井)岩心[图1(b)]。其中,在华蓥山剖面茅一段灰岩-泥质灰岩韵律层中共取样44块,灰岩24块、泥质灰岩20块[图1(c)]。茅一段岩心样品共46块,其中,15块样品(灰岩11块、泥质灰岩4块)来自S6井,14块样品(灰岩12块、泥质灰岩2块)取自Z8井,17块样品(灰岩9块、泥质灰岩8块)取自HS4井。样品分为块状和粉末状,其中,块状样品制成岩石薄片进行岩石学分析,粉末样品研磨至 $200\mu\text{m}$ 以下后进行全岩矿物X射线衍射(XRD)分析、主量/微量元素测定和碳/氧同位素分析。岩石薄片鉴定和主量/微量元素测试在油气藏地质及开发工程国家重点实验室完成,实验仪器分别为日本Nikon E600 Pol+型偏光显微镜、荷兰AXIOS型X射线荧光光谱仪(XRF)和美国Optima 7300V型电感耦合等离子体发射光谱仪(ICP-OES);全岩矿物XRD分析和碳/氧同位素测试在成都理工大学完成,实验仪器分别为荷兰XPert Pro型XRD仪和Finnigan MAT 253型质谱仪。

### 3 岩石学特征与海泡石赋存状态

#### 3.1 含海泡石层系的岩石学特征

华蓥山野外剖面实测茅一段厚度约为55m[图1(c)]。下部地层岩性为黑色薄层状泥页岩夹硅质岩,与栖霞组深灰色生屑灰岩呈整合接触,厚度约为5m;向上发育薄层状灰岩-泥质灰岩韵律层,具有明显的“眼皮-眼球状”构造。上部地层主要发育中层-厚层状灰岩-泥质灰岩韵律层。

根据韵律层中灰岩的产出状态,笔者将其划分为顺层断续状(透镜状)韵律层[图2(a)]和顺层串珠状(层状)韵律层[图2(b)]。茅一段中一下部韵律层主要呈顺层断续状,夹少量串珠状,韵律层中泥质灰岩占比大,整体厚度约为29m,其中单层灰岩厚度约为0.10m,单层泥质灰岩厚度为0.05~0.08m;上部主要发育顺层断续状韵律层,以灰岩为主。

岩石薄片分析表明:泥质灰岩层主要为深灰色-灰黑色(含)泥质泥晶生屑灰岩,颗粒间主要为灰泥基

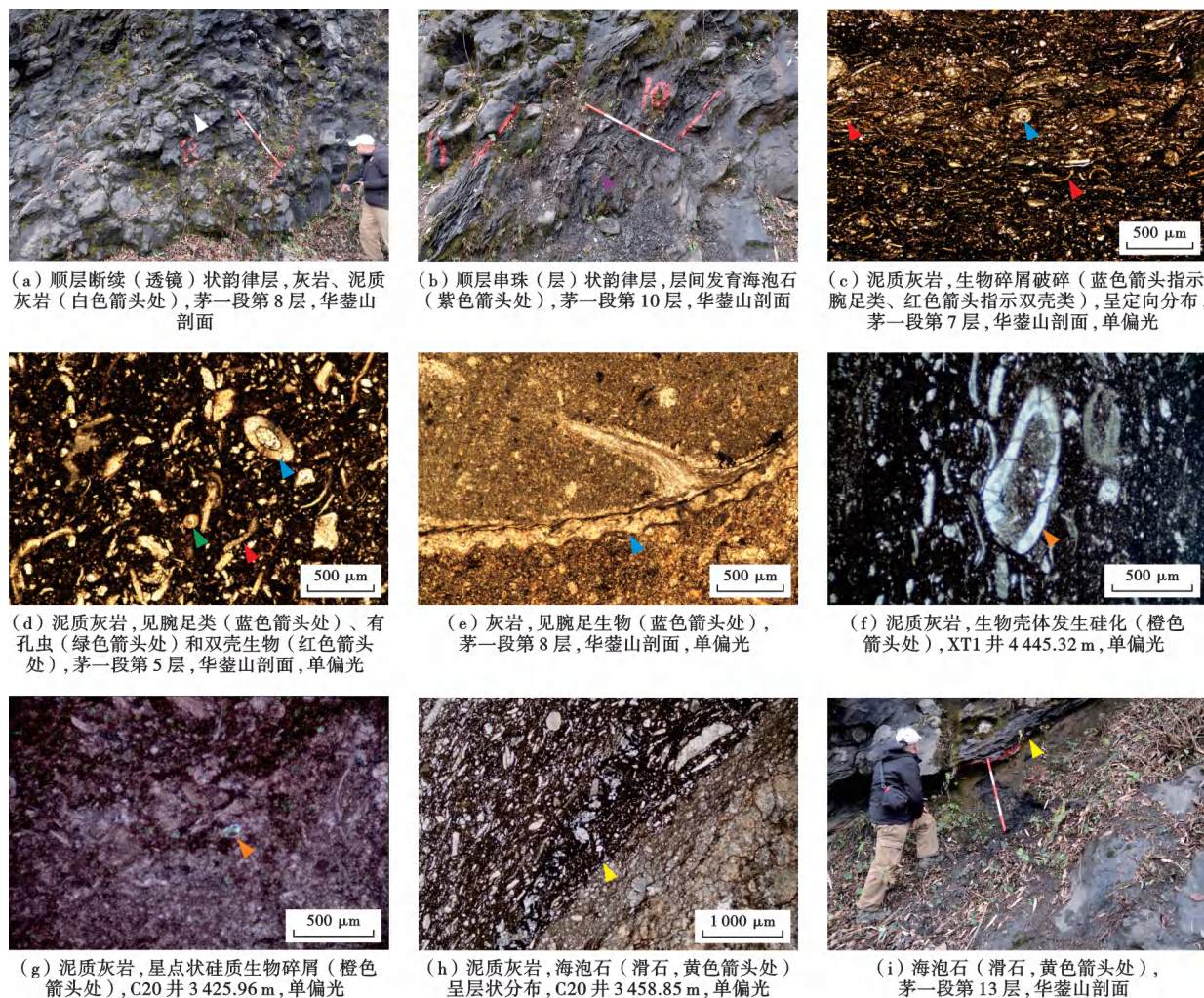


图2 四川盆地茅一段含海泡石层系的岩石学特征

Fig. 2 Petrological characteristics of sepiolite-containing succession in the first Member of Maokou Formation, Sichuan Basin

质(占20%~30%)和黏土矿物(占20%~35%),常呈波状起伏;颗粒类型为生物碎屑,含量较高(30%~50%),整体较破碎并呈定向分布[图2(c)],生物种类较多,以有孔虫、腕足类和软体动物(腹足类、双壳类)为主[图2(d)].灰岩层为深灰色生屑泥晶灰岩,多由微晶方解石组成,颗粒间为灰泥沉积;生物碎屑含量较低(5%~25%)[图2(e)],生物种类以有孔虫和腕足类为主,个体较为完整。

全岩矿物XRD分析表明,茅一段含海泡石层系主要由方解石、白云石、石英和黏土矿物组成。其中,灰岩层中方解石含量最高(84.3%~99.3%)、平均为

95.9%,白云石含量为0~5.5%(平均为0.4%),石英含量为0.4%~7.8%(平均为2.1%),黏土矿物含量为0~10.5%(平均为1.5%)[图3(a)];泥质灰岩层中方解石含量为58.8%~98.9%(平均为82.0%),白云石含量为0~12.8%(平均为1.0%),石英含量为0.4%~14.2%(平均5.4%),黏土矿物含量为0.7%~29.3%(平均为11.9%)[图3(b)],石英与黏土矿物含量都高于灰岩层(图4)。岩石薄片和扫描电镜观察显示,茅口组石英颗粒较小,粒径多为10~50 μm,主要呈星点状出现在粒间孔内或以交代生物碎屑形态产出[图2(f)、图2(g)],与热液成因石英的产状不同。

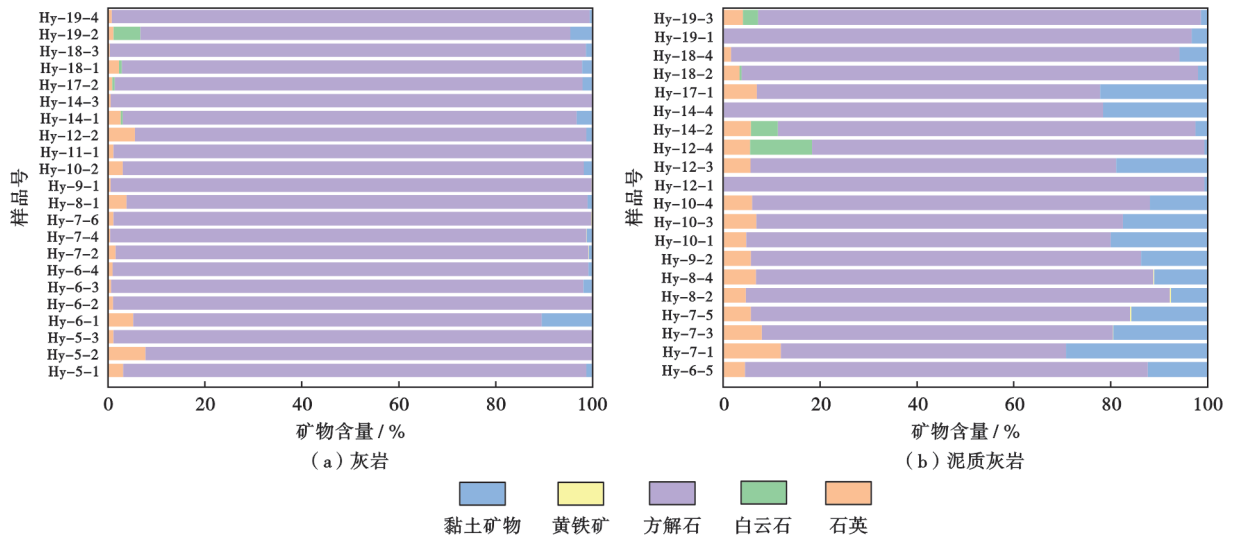


图3 四川盆地茅一段含海泡石层系的矿物组成

Fig. 3 Mineral composition of sepiolite-containing succession in the first Member of Maokou Formation, Sichuan Basin

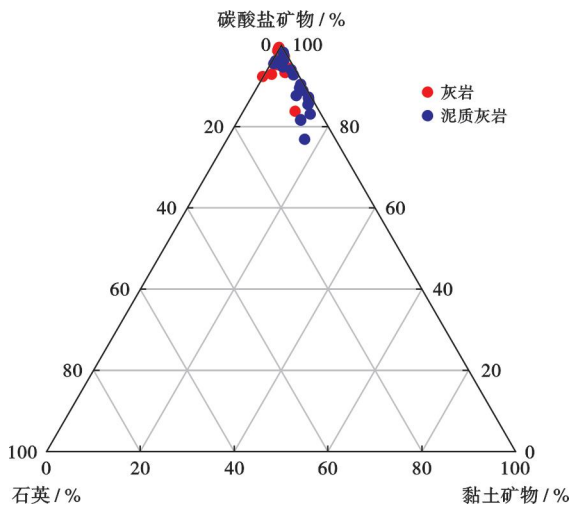
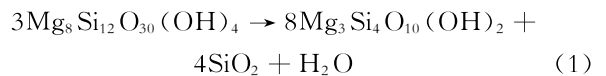


图4 四川盆地茅一段含海泡石层系矿物组分的三元划分  
Fig. 4 Three-terminal division of mineral components of the sepiolite-containing succession in the first Member of Maokou Formation, Sichuan Basin

### 3.2 海泡石的赋存状态

四川盆地茅一段发育大量滑石,主要产出于韵律层

中的泥质灰岩层和泥岩层中[图2(b)、图2(h)、图2(i)].目前的研究普遍认为,四川盆地中二叠统的茅一段滑石是在埋藏成岩阶段海泡石经层链塌陷后形成的<sup>[28]</sup>.随着温度升高、压力增大,海泡石逐渐向滑石转化,转化方程如下<sup>[28]</sup>:



另外,矿物的XRD图谱特征可以进一步说明海泡石向滑石的转化过程,具体表现为:随着海泡石晶胞中(110)晶面产生的衍射强度逐渐衰减,滑石晶胞中(001)晶面产生的衍射峰首先在低角度一侧扩展,形成不对称的峰形;当海泡石晶胞中(110)晶面产生的衍射完全消失时,滑石晶胞中的(001)晶面则形成近乎对称的衍射峰(图5),这证实滑石是海泡石成岩转化的产物。四川盆地茅一段的大部分海泡石已完全转化为滑石,但在XRD图谱中依然可见海泡石特征衍射峰;野外露头 and 显微镜下也常见海泡石与滑石共生组合,因此笔者采用“海泡石(滑石)”来表征海泡石及其成岩转化而成的滑石。



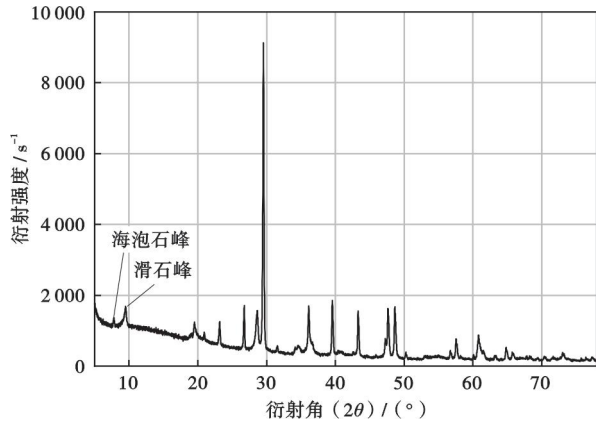


图5 海泡石向滑石转化的XRD图谱特征

Fig. 5 XRD characteristics of conversion from sepiolite to talc

基于岩心、岩石薄片及扫描电镜观察发现,茅一段海泡石(滑石)主要呈现4种产出状态:①以层状自生矿物形式产出。在岩心样品中可见其呈层状或似层状分布[图6(a)];显微镜下可见其呈层状分布于泥质灰岩间(厚度约为1 mm),或呈弥散状分布于颗粒之间,经压实作用后又聚集成层状集合体[图6(b)];扫描电镜下可见其呈层状集合体夹于方解石之间[图6(c)]。②呈透镜状产出。岩心观察可见其呈黑色圆形斑块或扁平斑块状[图6(d)];显微镜下可见其呈多个片状滑石的集合体[图6(e)]或单个片状滑石;扫描电镜下可见其呈团块状集合体分布于方解石之间[图6(f)]。③呈星点状产出。该类型海泡石(滑石)颗粒较小,在岩心上难以识别,在显微镜下多呈极细小的不规则斑块状,粒径为10~30 μm[图6(g)、图6(h)],在扫描电镜下可见其呈星点状充填于方解石之间[图6(i)]。④呈生物碎屑状产出。在岩心样品中可见部分黑色滑石交代生物碎屑腔体或壳体[图6(j)],在显微镜下和扫描电镜下均可见滑石交代生物碎屑,生物碎屑以有孔虫和腕足类为主[图6(k)、图6(l)]。

海泡石可分为沉积型和热液交代型<sup>[29]</sup>,其中,层状海泡石、透镜状海泡石及星点状海泡石均为沉积型海泡石,是由富Si流体与高碱度、中等盐度海水混合后直接沉淀形成<sup>[18,30]</sup>。泥质灰岩中主要发育层状海泡石,灰岩中则主要发育透镜状和星点状海泡石。生物碎屑状海泡石为热液交代型,在灰岩和泥质灰岩中均有发育,为碳酸盐岩与硅质热液接触交代而成。

#### 4 含海泡石层系的古环境恢复

强烈的成岩蚀变作用可能会导致茅一段碳酸盐岩的地球化学元素发生改变,进而影响沉积环境信息的保存。为了评估成岩作用对地球化学元素记录的影响,笔者采用氧同位素值( $\delta^{18}\text{O}$ )与碳同位素值( $\delta^{13}\text{C}$ )、

Mn含量和Sr含量的相关性以及Mn/Sr比值来判识灰岩-泥质灰岩韵律层保留的原始信息。理论上,若 $\delta^{18}\text{O} > -10\text{‰}$ , $\delta^{18}\text{O}$ 与 $\delta^{13}\text{C}$ 、Mn含量和Sr含量等无明显相关性,且 $\text{Mn/Sr} \leq 0.6$ ,则可认为碳酸盐岩未受到或受到非常弱的成岩作用改造<sup>[31-33]</sup>。研究区灰岩样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 均高于-7.28‰,泥质灰岩样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 均高于-7.76‰;2类岩石样品的Mn/Sr比值均低于0.6,且 $\delta^{18}\text{O}$ 与 $\delta^{13}\text{C}$ 无明显相关性(图7),因此,地球化学分析结果可以有效反映茅一段的沉积特征。茅一段灰岩-泥质灰岩韵律层多发育于缓坡沉积环境,根据其地球化学指标可以进一步明确其形成的古海洋环境条件。

##### 4.1 古盐度

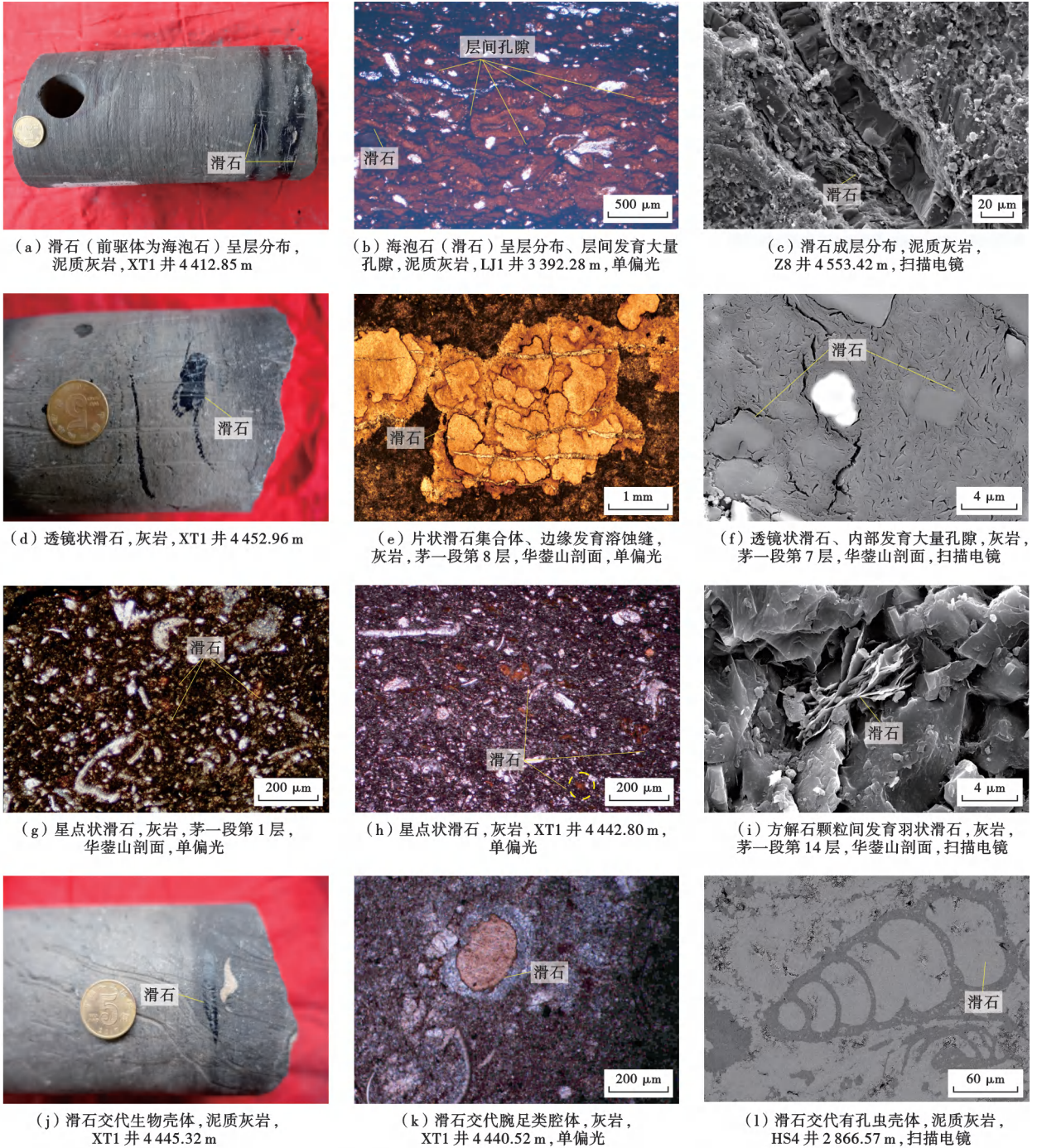
沉积物中的Sr/Ba比值与沉积介质的古盐度呈良好的正相关关系,常被用作古盐度判别指标<sup>[34]</sup>。理论上,沉积物中 $\text{Sr/Ba} > 1$ 指示海相沉积环境, $\text{Sr/Ba}$ 值介于0.6~1.0为半咸水相沉积环境, $\text{Sr/Ba} < 0.6$ 为微咸水相沉积环境<sup>[34]</sup>。测试结果显示,茅一段灰岩的Sr含量为 $(998.00 \sim 4024.00) \times 10^{-6}$ (平均为 $1951.78 \times 10^{-6}$ ),Ba含量为 $(3.55 \sim 139.57) \times 10^{-6}$ (平均为 $16.26 \times 10^{-6}$ ),Sr/Ba比值为16.57~659.18(平均为260.52);泥质灰岩的Sr含量为 $(782.73 \sim 4556.00) \times 10^{-6}$ (平均为 $2291.53 \times 10^{-6}$ ),Ba含量为 $(2.96 \sim 32.09) \times 10^{-6}$ (平均为 $15.99 \times 10^{-6}$ ),Sr/Ba比值为77.34~819.59(平均为226.66)。

此外,海水中较轻的碳/氧同位素( $\delta^{12}\text{C}$ 、 $\delta^{16}\text{O}$ )会优先蒸发,而且浅海浮游生物也会优先吸收较轻的碳同位素( $\delta^{12}\text{C}$ )<sup>[35]</sup>,因此, $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 可以作为水体盐度的定量判别指标。笔者采用Keith等<sup>[36]</sup>提出的经验公式对茅一段沉积期的海水古盐度参数( $Z$ )进行综合判别。具体计算式为:

$$Z = 2.048 \times (\delta^{13}\text{C}_{\text{corr}} + 50) + 0.498 \times (\delta^{18}\text{O}_{\text{corr}} + 50) \quad (2)$$

$\delta^{13}\text{C}_{\text{corr}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{corr}}$ 分别为碳酸盐岩样品中的碳/氧同位素值的校正值[以Vienna实验室PeeDee Belemnite(VPDB)标样为标准]。受“年代效应”影响,相对于新生界样品,中二叠统海相碳酸盐岩样品的 $\delta^{13}\text{C}$ 增加了1.5‰<sup>[36]</sup>,因此笔者对 $\delta^{13}\text{C}$ 采用二者的差值( $\Delta\delta^{13}\text{C} = 1.5\text{‰}$ )进行校正;而对于碳酸盐岩中的 $\delta^{18}\text{O}$ ,笔者采用二叠系海相灰岩中 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值(-6.52‰)<sup>[37]</sup>与第四系海相灰岩中 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值(-1‰)<sup>[35]</sup>的差值( $\Delta\delta^{18}\text{O} = 5.52\text{‰}$ )来校正。

当 $Z > 120$ 时反映灰岩为海相灰岩, $Z < 120$ 时则指示发育淡水灰岩<sup>[36]</sup>。茅一段灰岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 为2.54‰~4.87‰(平均为3.80‰), $\delta^{18}\text{O}$ 为-7.28‰~-5.07‰(平



(a) 滑石 (前驱体为海泡石) 呈层分布, 泥质灰岩, XT1 井 4 412.85 m

(b) 海泡石 (滑石) 呈层分布、层间发育大量孔隙, 泥质灰岩, LJ1 井 3 392.28 m, 单偏光

(c) 滑石成层分布, 泥质灰岩, Z8 井 4 553.42 m, 扫描电镜

(d) 透镜状滑石, 灰岩, XT1 井 4 452.96 m

(e) 片状滑石集合体、边缘发育溶蚀缝, 灰岩, 茅一段第 8 层, 华蓥山剖面, 单偏光

(f) 透镜状滑石、内部发育大量孔隙, 灰岩, 茅一段第 7 层, 华蓥山剖面, 扫描电镜

(g) 星点状滑石, 灰岩, 茅一段第 1 层, 华蓥山剖面, 单偏光

(h) 星点状滑石, 灰岩, XT1 井 4 442.80 m, 单偏光

(i) 方解石颗粒间发育羽状滑石, 灰岩, 茅一段第 14 层, 华蓥山剖面, 扫描电镜

(j) 滑石交代生物壳体, 泥质灰岩, XT1 井 4 445.32 m

(k) 滑石交代腕足类腔体, 灰岩, XT1 井 4 440.52 m, 单偏光

(l) 滑石交代有孔虫壳体, 泥质灰岩, HS4 井 2 866.57 m, 扫描电镜

(m) 图 (c) 中的滑石电子能谱

(n) 图 (f) 中的滑石电子能谱

图 6 四川盆地茅一段海泡石 (滑石) 赋存状态

Fig. 6 Occurrence of sepiolite (talca) in the first Member of Maokou Formation, Sichuan Basin



均为  $-6.26\text{‰}$ ),  $Z$  为  $129.07\sim 134.13$  (平均为  $131.97$ ); 泥质灰岩的  $\delta^{13}\text{C}$  为  $3.01\text{‰}\sim 4.84\text{‰}$  (平均为  $3.84\text{‰}$ ),  $\delta^{18}\text{O}$  含量为  $-7.76\text{‰}\sim -5.93\text{‰}$  (平均为  $-6.83\text{‰}$ ),  $Z$  为  $129.86\sim 134.04$  (平均为  $131.76$ )。分析结果表明,茅一段灰岩-泥质灰岩韵律层发育于海相环境,且

灰岩沉积期的水体盐度高于泥质灰岩沉积期(图 8)。

### 4.2 古温度

氧同位素可以有效地反映岩石形成时的古海洋盐度、温度和海平面变化<sup>[38]</sup>,其中, $\delta^{18}\text{O}$ 已被广泛应用于估算地球历史关键演化期的古温度变化<sup>[39]</sup>。此外,

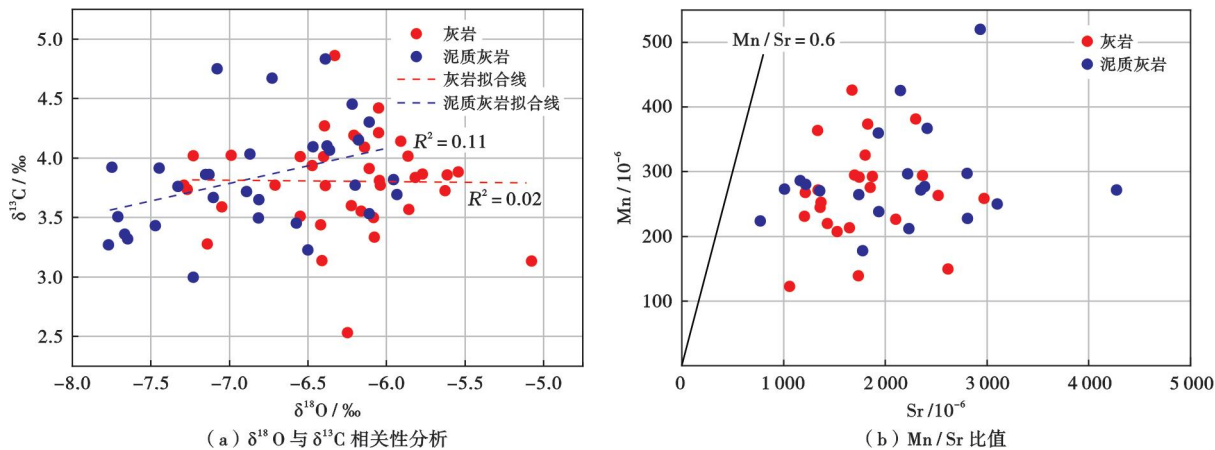


图 7 四川盆地茅一段成岩作用对  $\delta^{18}\text{O}-\delta^{13}\text{C}$ 、Mn-Sr 测试结果的影响评价

Fig. 7 Evaluation of the influence of diagenesis on the results of  $\delta^{18}\text{O}-\delta^{13}\text{C}$  and Mn-Sr tests in the first Member of Maokou Formation, Sichuan Basin

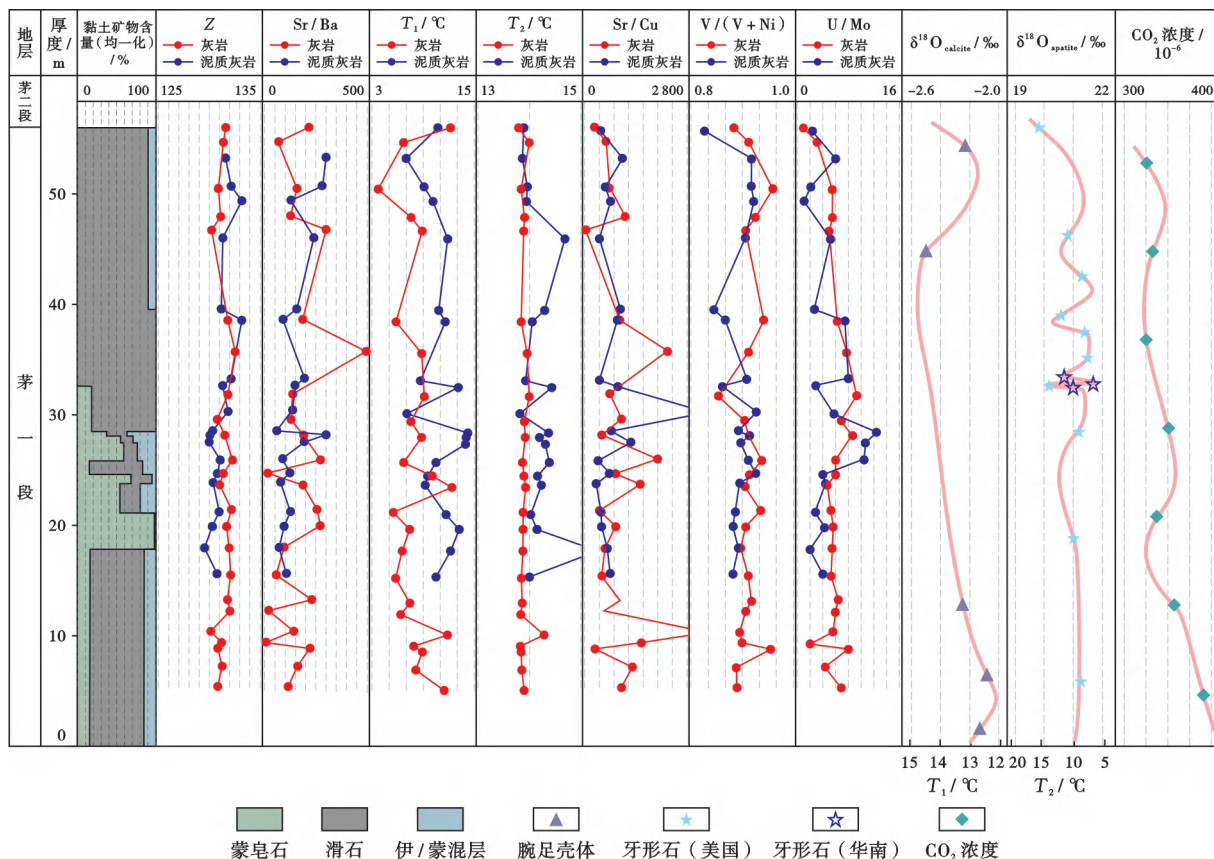


图 8 四川盆地华蓥山剖面茅一段含海泡石层系黏土矿物组成及地球化学特征

Fig. 8 Clay mineral composition and geochemical characteristics of sepiolite-containing succession in the first Member of Maokou Formation of Huaying Mountain section, Sichuan Basin

注:  $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$  据文献<sup>[33]</sup>,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{apatite}}$  据文献<sup>[40]</sup>,  $\text{CO}_2$  浓度数据据文献<sup>[41]</sup>。



Mg/Ca 比值与海水温度存在良好的相关性,利用 Mg/Ca 比值恢复古温度已成为近年来古海洋研究的重要手段<sup>[42-43]</sup>。

笔者结合邵龙义等<sup>[35]</sup>和 Hastings 等<sup>[42]</sup>提出的计算式来分别计算古海水温度:

$$T_1 = 16.9 - 4.38 \times (\delta^{18}O_{\text{corr}} - \delta^{18}O_{\text{wcorr}}) + 0.1 \times (\delta^{18}O_{\text{corr}} - \delta^{18}O_{\text{wcorr}})^2 \quad (3)$$

$$T_2 = 2.898 \times (\text{Mg/Ca}) + 13.76 \quad (4)$$

二叠纪古海水氧同位素的校正值 $[\delta^{18}O_{\text{wcorr}}$ ,以标准平均大洋水(SMOW)为标准]为 $-2.8\text{‰}$ <sup>[44]</sup>。利用 $\delta^{18}O$ 恢复的古海水温度 $T_1$ 显示:灰岩沉积期海水的温度为 $3.71\sim 12.45\text{ }^\circ\text{C}$ ,主要分布在 $7.41\sim 9.08\text{ }^\circ\text{C}$ ,

平均为 $8.33\text{ }^\circ\text{C}$ ;泥质灰岩沉积期海水的温度为 $6.98\sim 14.48\text{ }^\circ\text{C}$ ,主要分布在 $8.72\sim 12.43\text{ }^\circ\text{C}$ ,平均为 $10.62\text{ }^\circ\text{C}$ 。地球化学分析显示:灰岩样品的 Mg/Ca 值为 $0.007\sim 0.152$ (平均为 $0.034$ );泥质灰岩样品 Mg/Ca 值为 $0.014\sim 0.477$ (平均 $0.150$ )。利用 Mg/Ca 比值恢复的古海水温度 $T_2$ 表明:灰岩沉积期的海水温度为 $13.78\sim 14.20\text{ }^\circ\text{C}$ (平均为 $13.86\text{ }^\circ\text{C}$ );泥质灰岩沉积期的海水温度为 $13.80\sim 15.14\text{ }^\circ\text{C}$ (平均为 $14.20\text{ }^\circ\text{C}$ )。2种计算方法得到的古海水温度较为一致,均显示茅一段处于凉水沉积环境<sup>[45]</sup>,并且灰岩沉积期的古海水温度比泥质灰岩沉积期更低[图8、图9(a)]。此外,恢复

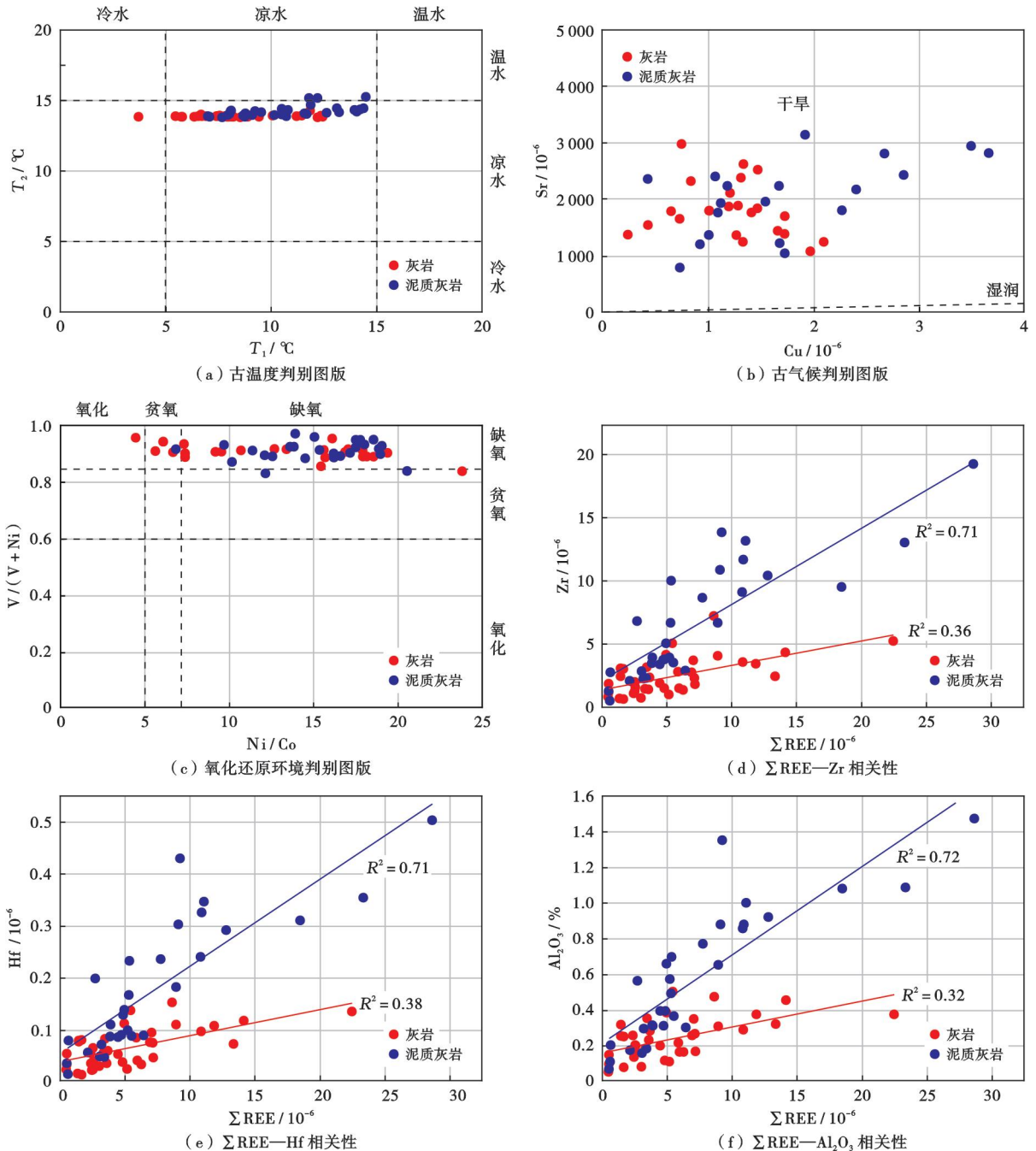


图9 四川盆地茅一段含海泡石层系古环境及陆源输入判别

Fig. 9 Paleoenvironment and terrestrial identification of sepiolite-containing succession in the first Member of Maokou Formation, Sichuan Basin

的古海水温度与前人利用同期中国贵州罗甸地区的牙形石、美国德克萨斯州瓜德鲁普山的牙形石和腕足类壳体中  $\delta^{18}\text{O}$  恢复的古海水温度接近,且此时大气中的  $\text{CO}_2$  浓度也具有相似的变化趋势<sup>[38-39]</sup>,进一步指示中二叠世罗德期处于全球性凉水环境(图 8)。

### 4.3 古气候

Sr 元素为典型的喜干型元素,其丰度在温暖、湿润且伴随强烈风化的条件下会快速下降;Sr/Cu 比值对古气候变化比较敏感,因此常被用作判别古气候的依据<sup>[46]</sup>。研究认为,Sr/Cu 介于 1~10 指示湿润气候,Sr/Cu>10 指示干旱气候;也有学者认为,Sr/Cu 介于 1.3~5.0 指示湿润气候,Sr/Cu>5 指示干旱气候<sup>[47-48]</sup>。

茅一段灰岩中 Cu 含量为  $(0.23\sim 2.59)\times 10^{-6}$  (平均为  $1.11\times 10^{-6}$ ),Sr 含量为  $(998.00\sim 4024.00)\times 10^{-6}$  (平均为  $1951.78\times 10^{-6}$ ),Sr/Cu 为 118.68~5940.21 (平均为 2175.43);泥质灰岩中 Cu 含量为  $(0.43\sim 4.37)\times 10^{-6}$  (平均为  $1.89\times 10^{-6}$ ),Sr 含量为  $(782.73\sim 4556.00)\times 10^{-6}$  (平均为  $2291.53\times 10^{-6}$ ),Sr/Cu 为 534.23~5506.51 (平均为 1511.73)。由此判断,茅一段灰岩-泥质灰岩韵律层在沉积期整体处于干旱气候,但泥质灰岩沉积期要相对湿润些[图 8、图 9(b)]。

除重建海水古盐度外,Sr/Ba 比值也可被用于重建古气候<sup>[46]</sup>。理论上,Sr/Ba<0.6 指示微咸水-湿润环境,Sr/Ba 介于 0.6~1.0 指示半咸水-半干旱环境,Sr/Ba>1 指示咸水-干旱环境<sup>[49]</sup>。茅一段岩石的 Sr/Ba 比值进一步说明茅一段灰岩-泥质灰岩韵律层形成于干旱气候条件下。

### 4.4 氧化还原条件

微量元素 V、Ni 容易在氧化环境中溶解,且一旦沉积很难再发生迁移,因此 V/(V+Ni) 比值常作为判别碳酸盐岩沉积时水体氧化还原条件的指标。V/(V+Ni)>0.84 指示缺氧还原环境,V/(V+Ni) 介于 0.60~0.84 指示弱氧过渡环境,V/(V+Ni)≤0.6 指示富氧氧化环境<sup>[50]</sup>。茅一段灰岩样品中的 V 含量为  $(4.54\sim 55.78)\times 10^{-6}$  (平均为  $24.35\times 10^{-6}$ ),Ni 含量为  $(0.41\sim 5.36)\times 10^{-6}$  (平均为  $2.57\times 10^{-6}$ ),V/(V+Ni) 为 0.8400~0.9600 (平均为 0.9044);泥质灰岩样品的 V 含量为  $(11.01\sim 95.80)\times 10^{-6}$  (平均  $44.06\times 10^{-6}$ ),Ni 含量为  $(1.00\sim 11.20)\times 10^{-6}$  (平均  $4.32\times 10^{-6}$ ),V/(V+Ni) 为 0.8300~0.9700 (平均为 0.9122)。此外,Ni/Co 比值也可用作水体中氧化还原环境的判别依据,Ni/Co<5 代表氧化环境,Ni/Co 介于 5~7 代表贫氧环境,Ni/Co>7 代表缺氧环境<sup>[51]</sup>。茅一段灰岩样品中的 Co 含量为  $(0.08\sim 0.50)\times 10^{-6}$  (平均为  $0.18\times 10^{-6}$ ),Ni/Co 为 4.51~23.77 (平均为 14.32);泥质灰岩

样品的 Co 含量为  $(0.06\sim 0.91)\times 10^{-6}$  (平均为  $0.28\times 10^{-6}$ ),Ni/Co 为 6.87~35.74 (平均为 16.42)。以上分析结果表明,茅一段在灰岩沉积期为贫氧-缺氧环境,而在泥质灰岩沉积期为缺氧还原环境[图 8、图 9(c)]。

### 4.5 陆源输入条件

陆源碎屑中 Al、Zr 和 Hf 元素含量几乎不受后期成岩作用和风化作用的影响,可以有效指示陆源碎屑的输入量<sup>[52]</sup>。茅一段灰岩中的 Zr 含量为  $(0.65\sim 8.58)\times 10^{-6}$  (平均为  $2.61\times 10^{-6}$ ),Hf 含量为  $(0.01\sim 0.24)\times 10^{-6}$  (平均为  $0.07\times 10^{-6}$ ),稀土元素总量( $\Sigma\text{REE}$ )为  $(1.19\sim 21.76)\times 10^{-6}$  (平均为  $5.15\times 10^{-6}$ );泥质灰岩中的 Zr 含量为  $(0.51\sim 19.23)\times 10^{-6}$  (平均为  $6.27\times 10^{-6}$ ),Hf 含量为  $(0.02\sim 0.50)\times 10^{-6}$  (平均为  $0.17\times 10^{-6}$ ), $\Sigma\text{REE}$  为  $(0.45\sim 27.28)\times 10^{-6}$  (平均为  $6.78\times 10^{-6}$ )。灰岩-泥质灰岩韵律层中的 Zr、Hf 和  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量与  $\Sigma\text{REE}$  呈良好的正相关性[图 9(d)—图 9(f)],且泥质灰岩中的 Al、Zr 和 Hf 元素及稀土元素含量均高于灰岩,表明茅一段在泥质灰岩沉积期一定程度上受到了陆源碎屑输入影响,但由于整体处于凉水的文石海环境,陆源输入量有限,以黏土矿物为主,碳酸盐碎屑和石英碎屑较少。

茅一段灰岩层中的黏土矿物主要为滑石;泥质灰岩层中的黏土矿物则为滑石、蒙皂石和伊/蒙混层,自下而上滑石含量先减少后增加,蒙皂石含量先增加后减少,伊/蒙混层含量先增加后减少。与古环境指标对比发现,泥质灰岩中黏土矿物的组成变化与古温度、古盐度和陆源输入条件相关(图 8)。在温度相对高且气候干旱的条件下,伴随着陆源碎屑输入量的增多,蒙皂石发育;当温度变低、气候更加干旱、陆源碎屑输入量变低时,海泡石沉积。通过分析茅一段沉积期的古环境可知,海水温度相对较高时( $T_1>12\text{ }^\circ\text{C}$ ),气候相对湿润,物源区化学风化作用加强、陆源碎屑输入量增加,古盐度随之降低( $Z<131$ ),Al 元素被带入海洋,造成海水中 Al 元素富集,此时沉积的黏土矿物以蒙皂石为主;当海水温度降低( $T_1<12\text{ }^\circ\text{C}$ ),气候变得相对干燥,伴随着物源区化学风化作用减弱和陆源碎屑输入量降低,海水盐度上升( $Z>131$ ),海水中 Al 元素供给不足,该时期泥质灰岩中沉积的黏土矿物则以海泡石为主。

## 5 含海泡石层系的沉积-成岩演化模式

含海泡石层系的发育是各种古环境要素相互耦合的结果。自然条件下海泡石的结晶温度为  $2\sim 12\text{ }^\circ\text{C}$ <sup>[53]</sup>。大量合成实验表明,在  $25\text{ }^\circ\text{C}$  溶液中,海泡石沉淀的条件为相对较高的碱度(低  $\text{CO}_2$  分压、pH 值为 8.0~9.5)、



中等盐度(微咸水)、充足的  $\text{SiO}_2$  ( $\lg \alpha_{\text{H}_4\text{SiO}_4} \geq -4.75$ ) 和充足的  $\text{Mg}^{2+}$  [12,54]。因此,海泡石的发育对古海洋环境的要求十分苛刻,只有在富 Mg、富 Si、贫 Al、高 pH 值和低温的海水环境下才能沉淀。

中二叠世,受 Pangea 超大陆裂解、古特提斯洋进一步扩张[21]、大火成岩省集中式喷发[22] 以及全球冰期事件[7-8] 等综合影响,位于华南板块的古海洋温度偏低、处于凉水沉积环境,气候干旱,海水中氧化还原环境快速波动,且伴随着一定量的陆源碎屑输入。

基于海泡石的发育条件和二叠纪四川盆地的沉积-构造背景,笔者提出了茅一段含海泡石层系的沉积-成岩演化模式。灰岩沉积期,由于海水温度低,海平面相对较低,大陆淡水径流少,陆源输入量少,古海水盐度较高( $Z$  平均值为 131.97, Sr/Ba 平均值为 260.52), 沉积环境整体为干旱、贫氧—缺氧的凉水环境;生物种类和丰度低、硅质流体少导致灰岩层中海泡石含量较低[图 10(a)], 主要发育透镜状、星点状海泡石。泥质灰岩沉积期,海水温度稍微上升,冰川发生部分消融,海平面上升并伴随着淡水径流增加,古海水盐度降低( $Z$  平均值为 131.76, Sr/Ba 平均值为 226.66), 陆源输入量有所增加,同时给海洋带入了  $\text{SO}_4^{2-}$ , 使细菌硫酸盐还原作用加强,沉积环境整体转变为相对湿润、缺氧还原的凉水环境;生物种类和丰度增加,以有孔虫、腕足和软体动物(腹足类、双壳类)为主;另外,该时期海底火山活动频发,深部富 Si 流体沿着华蓥山断裂、龙泉山—镇巴断裂等深大断裂[55] 上涌并释放到海水中,导致海水中溶解 Si 的质量浓度约为  $60 \text{ mg/L}$ [56], 该质量浓度低于硅质岩直接沉积所需的质量浓度( $80 \text{ mg/L}$ ), 但却能满足海泡石(蒙皂石)的沉淀要求[图 10(b)]。因此,在重力和流体浓度势驱动下,低洼处发育层状海泡石(相对低温)和自生蒙皂石(相对高温)。

前人的研究结果表明,海泡石在  $140^\circ\text{C}$  会向滑石转化,约在  $155^\circ\text{C}$  时可完全转化为滑石[17]。研究区茅一段在晚三叠世—早侏罗世( $203.5 \sim 193.2 \text{ Ma}$ ) 的埋深为  $4400 \sim 5200 \text{ m}$ [4], 对应的地层温度为  $140 \sim 160^\circ\text{C}$ [4,17], 此时在差异压实作用下,灰岩-泥质灰岩韵律层中形成了“眼皮-眼球状”构造;同时,早期形成的大量海泡石在向滑石转化的过程中会释放大量的富 Mg、富 Si 成岩流体,其与层内或邻近层的眼球状灰岩接触时会发生白云石化和硅化,形成白云质灰岩和燧石结核[图 10(c)]。由此,伴随着海泡石的成岩转化,地层中会呈现出海泡石-滑石-白云石-石英的矿物组合序列。当温度升高到  $200^\circ\text{C}$  时,蒙皂石会向伊利石转化,在约  $300^\circ\text{C}$  时将完全转化为伊利石[57]。茅一段在中白垩世(深埋期,  $100.5 \sim 90.3 \text{ Ma}$ ) 的埋深仅为  $6500 \sim 7000 \text{ m}$ , 对应的

地层温度为  $190 \sim 195^\circ\text{C}$ [4,17], 该温度使得蒙皂石难以完全转化为伊利石,因此在黏土矿物 XRD 分析中可见大量的伊/蒙混层。

## 6 含海泡石层系的分布对中二叠统台-凹格局的指示意义

中二叠统海泡石层系在华南地区广泛分布,沉积层位具有等时性。XT1 井含海泡石层段的岩心和测井响应特征表明,含海泡石(滑石)层系的自然伽马(GR)测井曲线形态较为平缓,其值介于  $32.978 \sim 139.432 \text{ API}$ ;电阻率(RT)测井曲线呈锯齿状,其值介于  $2.603 \sim 98.352 \Omega \cdot \text{m}$ ;声波时差(AC)测井曲线平缓或呈钟形,整体分布在  $49.769 \sim 76.206 \mu\text{s}/\text{m}$ ;岩性密度(DEN)测井曲线平缓,密度分布在  $2.565 \sim 2.732 \text{ g}/\text{cm}^3$ ;补偿中子测井(CNL)曲线呈平缓状或钟形,其值介于  $0.751\% \sim 11.197\%$ [图 11(a)]。海泡石(滑石)含量与 GR 值、RT 值呈显著的正相关性,相关系数大于 0.7[图 11(b)]。因此,利用海泡石(滑石)含量—GR—RT 的交汇关系可以确定海泡石(滑石)发育层段。当测井曲线表现为  $\text{GR} > 30 \text{ API}$  且  $\text{RT} < 100 \Omega \cdot \text{m}$  时,能较好地反映出含海泡石(滑石)层系的特征[图 11(c)、图 11(d)]。笔者以此为标准对 XT1 井含海泡石(滑石)层段进行了识别[图 11(a)], 准确率为  $84.3\%$ [18];对四川盆地 311 口钻井的测井数据进行了识别,最终得出含海泡石(滑石)层系的累积厚度分布特征。

中二叠统含海泡石层系的 NE 向连井剖面显示:在 D5 井—L7 井—C34 井地区,栖霞组一段(栖霞一段)—茅二段厚度为  $382.8 \sim 428.0 \text{ m}$ , 其中,含海泡石层系的累积厚度为  $18.125 \sim 18.500 \text{ m}$ (图 12);在 F3 井—X8 井—W124 井地区,栖霞一段—茅二段的平均厚度为  $336 \text{ m}$ , 含海泡石层系的累积厚度为  $46.250 \sim 64.875 \text{ m}$ 。通江—长寿地区为含海泡石层系的沉积中心,栖霞一段—茅二段厚度为  $257.9 \sim 314.5 \text{ m}$ (平均为  $286.1 \text{ m}$ ), 含海泡石层系的厚度集中分布在  $39.8 \sim 99.5 \text{ m}$ ;而位于沉积中心两侧的浅水区,该时期的地层厚度为  $296.5 \sim 385.0 \text{ m}$ (平均为  $343.6 \text{ m}$ ), 含海泡石层系的累积厚度为  $13.4 \sim 37.1 \text{ m}$ (表 1), 这说明含海泡石层系的累积厚度与中二叠统总厚度呈反比,海泡石的沉积中心与茅一段充填反映的古地貌凹陷区一致,因此,可以利用海泡石的发育厚度来指示古地貌的高低和台-凹分异格局[18,58]。二叠纪,四川盆地以拉张-伸展构造背景为主,发育多条不同方向的基底断裂,将盆地整体切割成了棋盘状(图 13)。这些深大断裂具有长期继承性,且在二叠纪处于张性-正断活动期[59]。断裂活动一方面导致地层差异沉降,为构造-沉积分异提供了动力;另一方面,基底断裂的再次活动

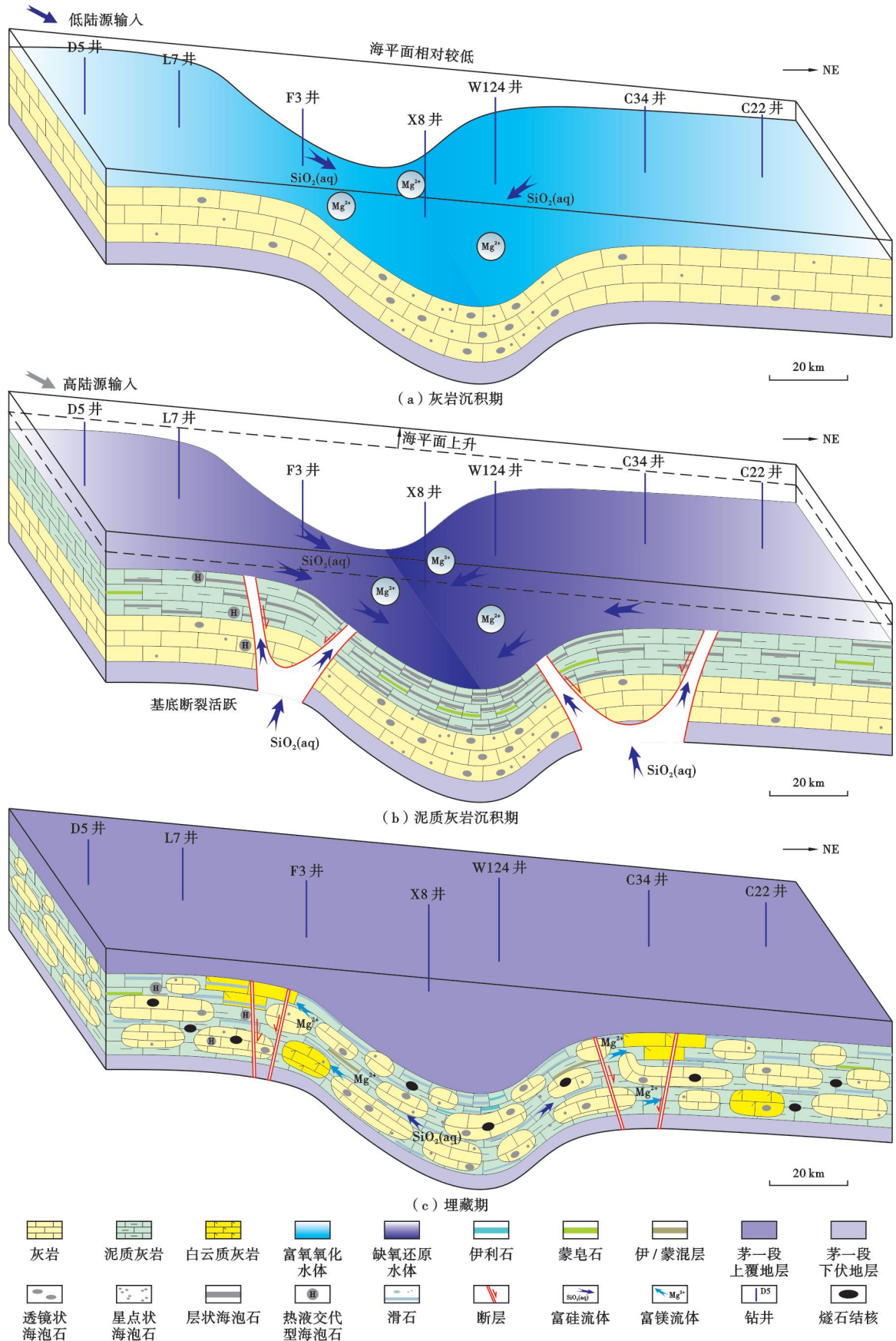
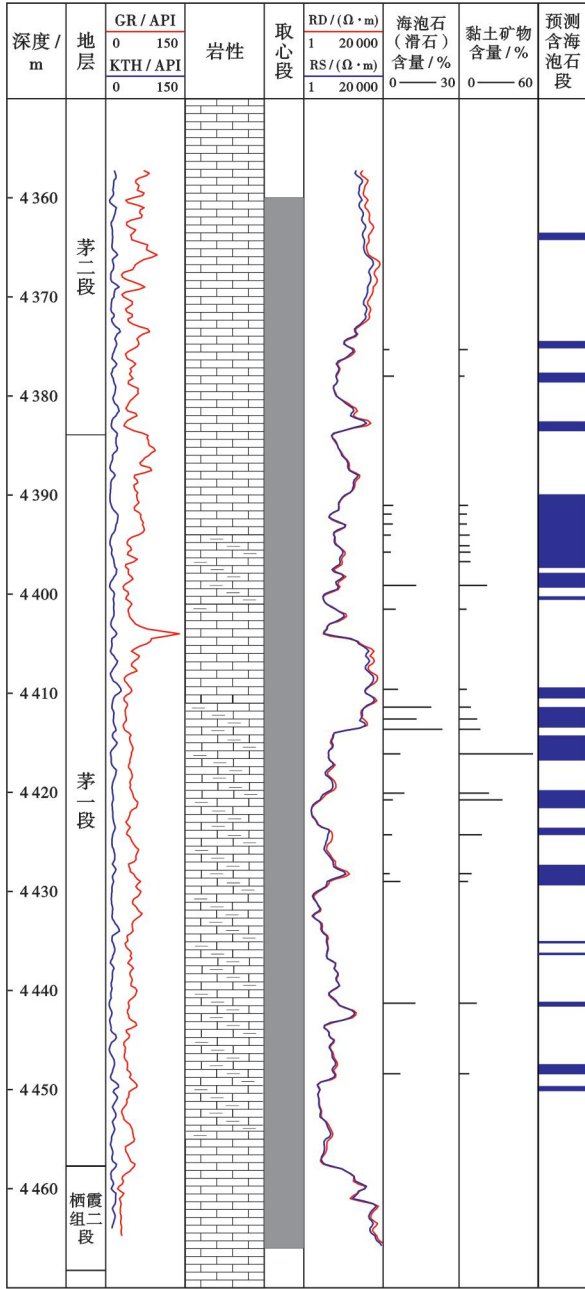


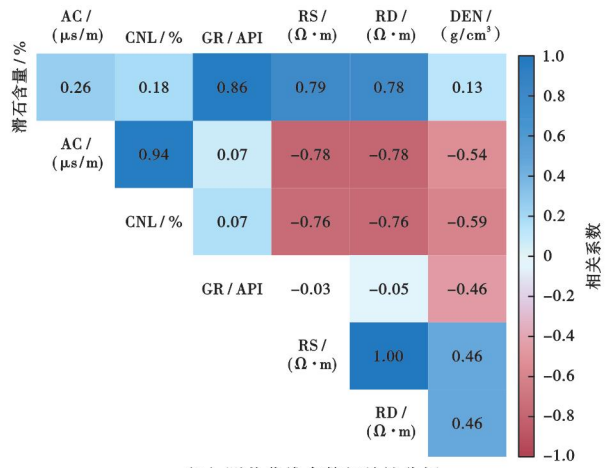
图 10 四川盆地茅一段含海泡石层系的沉积-成岩转化模式

Fig. 10 Sedimentary-diagenetic transformation model of sepiolite-containing succession in the first Member of Maokou Formation, Sichuan Basin

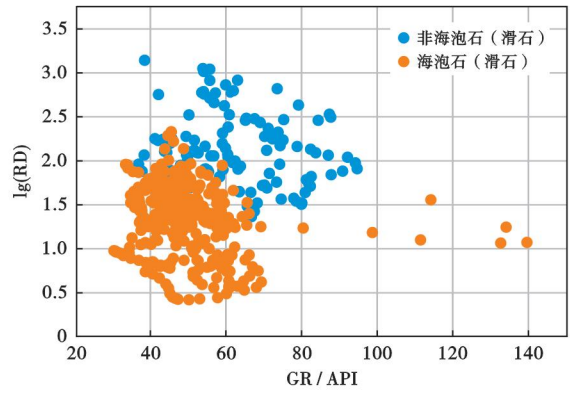




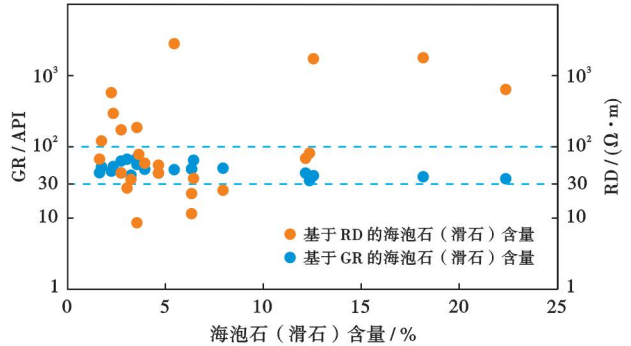
(a) 茅一段测井曲线特征



(b) 测井曲线参数相关性分析



(c) RD—GR 相关性分析



(d) GR—RT 的海泡石(滑石)含量交会关系

灰岩 泥质灰岩

注:GR—自然伽马;RD—深侧向电阻率;RS—浅侧向电阻率;KTH—无轴伽玛;CNL—补偿中子;DEN—密度;AC—声波时差。

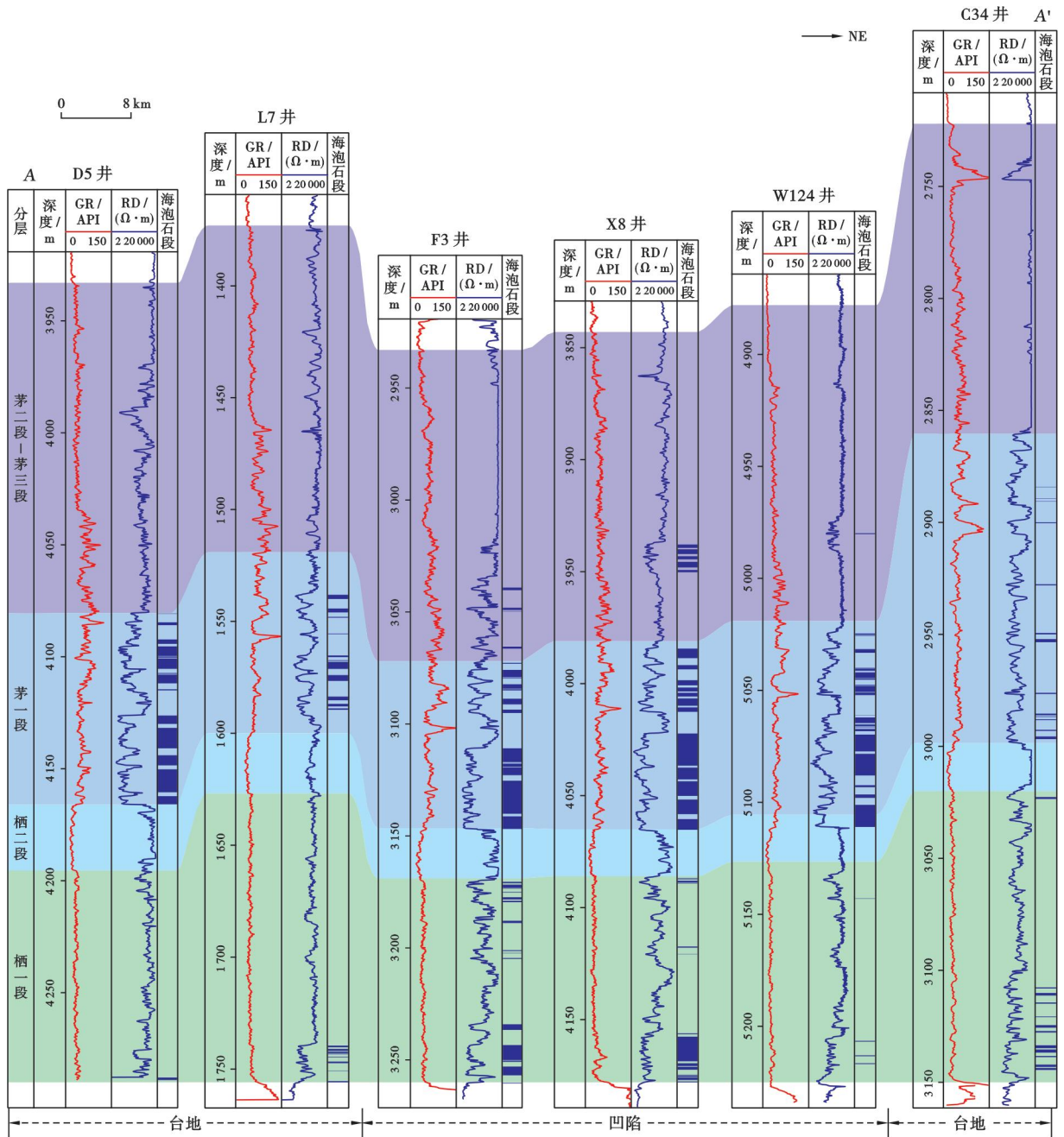
图 11 四川盆地 XT1 井茅一段测井曲线参数与海泡石含量的关系(据文献[18]修改)

Fig. 11 Relationship between log parameters and sepiolite contents of the first Member of Maokou Formation in Well XT1, Sichuan Basin

也为热液活动提供了运移通道,深部富 Si 流体沿断裂、裂缝上涌,为海泡石沉淀提供了物质来源<sup>[60-61]</sup>。

四川盆地在中二叠世茅口组沉积期呈现“两台一凹”的沉积格局,川西北—蜀南台地和川东北台地被“C”形的通江—长寿凹陷所分割。其中,川西北—蜀南台地含海泡石(滑石)层系的发育面积为 8.57 ×

10<sup>4</sup> km<sup>2</sup>,含海泡石层系厚度为 0~51.3 m,平均为 34.3 m;川东北台地含海泡石(滑石)层系的发育面积为 4.41 × 10<sup>4</sup> km<sup>2</sup>,含海泡石层系累积厚度为 0~66.3 m,平均为 26.1 m。通江—长寿凹陷总体呈北窄南宽的“喇叭形”,面积为 5.83 × 10<sup>4</sup> km<sup>2</sup>;北段为通江—剑阁—南充地区,东陡西缓,其南西部向中江地区延伸,北东部向



注:GR—自然伽马;RD—深侧向电阻率。

图 12 四川盆地中二叠统含海泡石层系连井剖面特征(剖面位置见图 1)

Fig. 12 Profile characteristics of connected wells in Middle Permian sepiolite-containing succession in Sichuan Basin

表 1 四川盆地部分钻井内的中二叠统与含海泡石层系厚度

Table 1 Thickness of Middle Permian and sepiolite-containing succession in some wells of Sichuan Basin

位置	井号	中二叠统厚度/m	含海泡石层系厚度/m	位置	井号	中二叠统厚度/m	含海泡石层系厚度/m
沉积中心	YB7	314.5	99.5	沉积中心两侧	SB1	385.0	14.1
	X3	303.2	39.8		W89	379.5	37.1
	HB1	299.4	91.6		TS6	373.7	11.1
	L17	296.1	68.6		TD81	364.8	13.8
	LT2	294.9	78.8		SS1	341.1	18.8
	MX52	291.5	49.1		Q10	312.4	13.4
	HL1	288.5	69.0		TL1	308.1	24.9
	MX26	286.6	41.6		QL23	307.6	21.1
	MX203	267.3	75.4		TD2	298.5	14.1
	NC7	257.9	44.4		S19	296.5	17.1



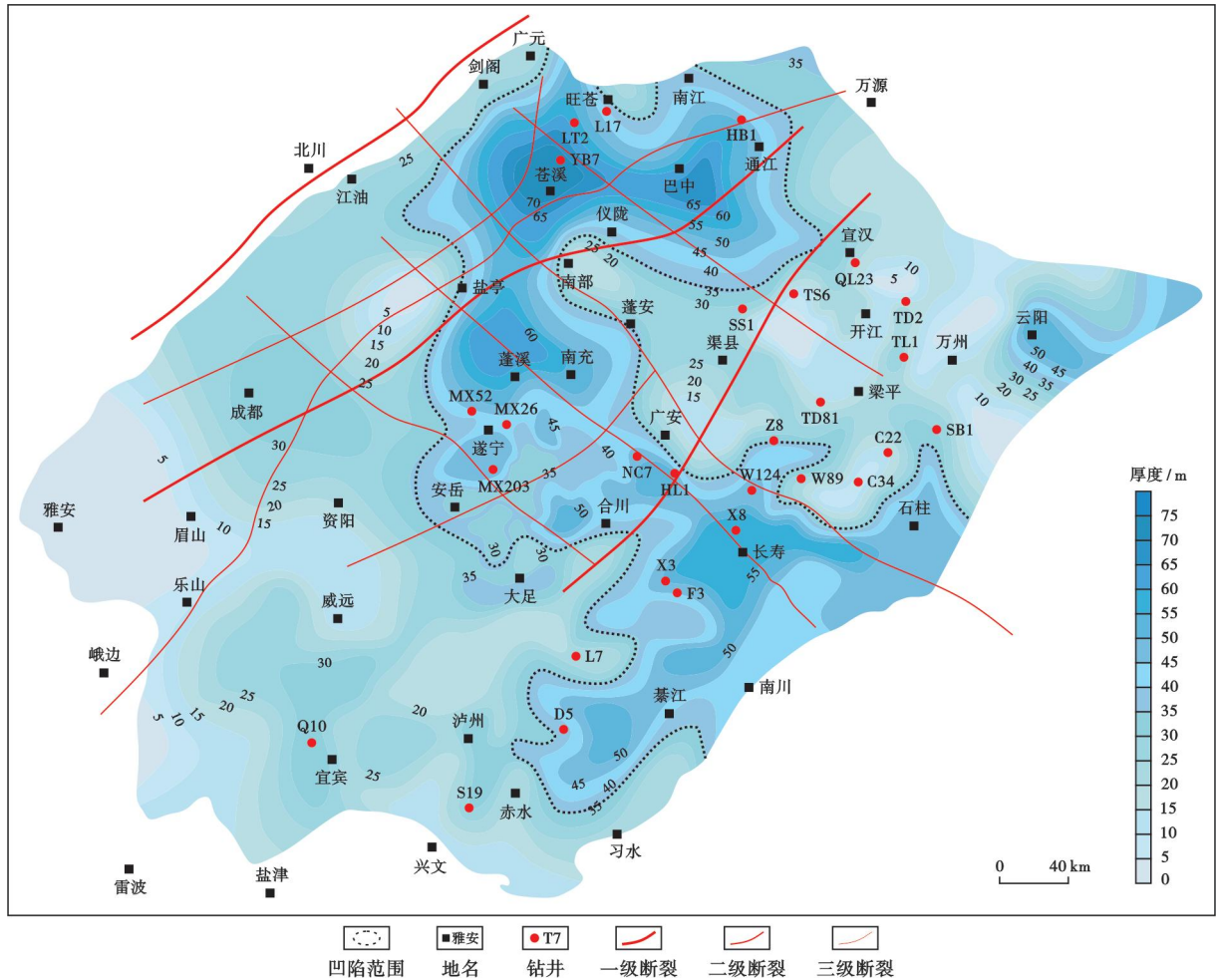


图 13 四川盆地茅口组含海泡石层系的厚度及基底断裂分布特征(据文献[52-53]修改)

Fig. 13 Thickness of the sepiolite-containing succession and distribution characteristics of basement faults in Maokou Formation, Sichuan Basin

宣汉地区延伸,宽度为 51.15~100.28 km,面积为  $2.52 \times 10^4 \text{ km}^2$ ;中段为南充—安岳—合川地区,宽度为 50.14~117.26 km,面积为  $1.34 \times 10^4 \text{ km}^2$ ,北陡南缓,其西南部向宜宾地区延伸;南段为长寿—涪陵地区,宽度为 35.12~186.26 km,向 SE 方向逐渐变宽,面积为  $1.97 \times 10^4 \text{ km}^2$ ,也呈北陡南缓的特征,南西部延伸至綦江—宜宾地区、北东部延伸至石柱—梁平地区。通江—长寿凹陷含海泡石层系的累积厚度为 36.00~83.75 m,平均为 43.45 m。

## 7 结论

(1) 四川盆地中二叠统茅一段灰岩-泥质灰岩韵律层中海泡石(滑石)主要发育 4 种赋存状态:透镜状、星点状、层状和生物碎屑状。其中,灰岩层中主要发育透镜状和星点状海泡石,泥质灰岩层中主要发育层状海泡石,生物碎屑状海泡石在灰岩和泥质灰岩中均有发育。

(2) 在茅一段灰岩中,Sr/Ba 分布在 16.57~659.18、

平均为 260.52,古海水盐度平均为 131.97,利用  $\delta^{18}\text{O}$  恢复的古海水温度  $T_1$  为 3.71~12.45 °C、利用 Mg/Ca 恢复的古海水温度  $T_2$  为 13.78~14.20 °C,Sr/Cu 平均为 2175.43,V/(V+Ni)平均为 0.9044,Ni/Co 平均为 14.32,指示灰岩层形成于高盐度、干旱、贫氧—缺氧的凉水环境;泥质灰岩中的 Sr/Ba 比值为 77.34~819.59、平均为 226.66,古海水盐度平均为 131.76, $T_1$  分布在 6.98~14.48 °C, $T_2$  分布在 13.80~15.14 °C,Sr/Cu 平均为 1511.73,V/(V+Ni)平均为 0.9122,Ni/Co 平均为 16.42,反映其沉积期为盐度较低、相对湿润、缺氧的凉水环境。

(3) 在贫 Al、富 Mg 的凉水环境中( $T_1 < 12^\circ\text{C}$ ),基底断裂沟通的富 Si 流体在重力与浓度势的驱动下,大量海泡石在低洼处沉积。灰岩沉积期,海水温度低,淡水及陆源输入量少,盐度高,硅质流体少,以沉积透镜状、星点状海泡石为主;泥质灰岩沉积期,海水温度升高,淡水及陆源输入量增加,盐度相对降低,加之火山活动频发,硅质流体增加,主要发育层状海泡石。经

过后期差异压实和成岩转化作用,茅一段形成“眼皮-眼球状”灰岩和海泡石-滑石-白云石-石英的矿物组合。

(4)中二叠统沉积型含海泡石层系的累计厚度揭示该沉积期四川盆地为“两台一凹”的沉积格局,川西北—蜀南台地和川东北台地被“C”形的通江—长寿凹陷所分割。

**符号注释:** $Z$ —古海水盐度参数; $\delta^{13}\text{C}_{\text{corr}}$ —碳酸盐岩样品中碳同位素值的校正值(以VPDB标样为标准); $\delta^{18}\text{O}_{\text{corr}}$ —碳酸盐岩样品中氧同位素值的校正值(以VPDB标样为标准); $\delta^{18}\text{O}_{\text{wcorr}}$ —古海水氧同位素的校正值(以标准大洋水为标准); $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ —腕足壳体氧的同位素值(以VPDB标样为标准); $\delta^{18}\text{O}_{\text{apatite}}$ —牙形石的氧同位素值[以Vienna实验室标准大洋水(VSMOW)为标准]; $T_1$ —利用氧同位素恢复的古海水温度, $^{\circ}\text{C}$ ;  $T_2$ —利用Mg/Ca比值恢复的古海水温度, $^{\circ}\text{C}$ ;  $\theta$ —衍射角, $^{\circ}$ ;  $\alpha$ —浓度。

#### 参 考 文 献

- [1] 黄土鹏,江青春,汪泽成,等.四川盆地中二叠统栖霞组与茅口组烃源岩的差异性[J].天然气工业,2016,36(12):26-34.  
HUANG Shipeng,JIANG Qingchun,WANG Zecheng, et al. Differences between the Middle Permian Qixia and Maokou source rocks in the Sichuan Basin[J]. Natural Gas Industry, 2016,36(12):26-34.
- [2] 黄土鹏,江青春,冯庆付,等.川南地区中二叠统茅口组岩溶储集层类型与分布规律[J].石油勘探与开发,2019,46(2):281-289.  
HUANG Shipeng,JIANG Qingchun,FENG Qingfu, et al. Type and distribution of Mid-Permian Maokou Formation karst reservoirs in southern Sichuan Basin,SW China[J]. Petroleum Exploration and Development,2019,46(2):281-289.
- [3] 张健,周刚,张光荣,等.四川盆地中二叠统天然气地质特征与勘探方向[J].天然气工业,2018,38(1):10-20.  
ZHANG Jian,ZHOU Gang,ZHANG Guangrong, et al. Geological characteristics and exploration orientation of Mid-Permian natural gas in the Sichuan Basin[J]. Natural Gas Industry,2018,38(1):10-20.
- [4] 胡东风,王良军,张汉荣,等.碳酸盐岩烃源岩气藏的发现及其油气地质意义——以四川盆地涪陵地区中二叠统茅口组一段气藏为例[J].天然气工业,2020,40(7):23-33.  
HU Dongfeng,WANG Liangjun,ZHANG Hanrong, et al. Discovery of carbonate source rock gas reservoir and its petroleum geological implications:a case study of the gas reservoir in the first Member of Middle Permian Maokou Formation in the Fuling area,Sichuan Basin [J]. Natural Gas Industry,2020,40(7):23-33.
- [5] 何斌,徐义刚,王雅玫,等.东吴运动性质的厘定及其时空演变规律[J].地球科学(中国地质大学学报),2005,30(1):89-96.  
HE Bin,XU Yigang,WANG Yamei, et al. Nature of the Dongwu movement and its temporal and spatial evolution[J]. Earth Science(Journal of China University of Geosciences),2005,30(1):89-96.
- [6] 江青春,汪泽成,苏旺,等.四川盆地中二叠统茅口组一段泥灰岩源内非常规天然气成藏条件及有利勘探方向[J].中国石油勘探,2021,26(6):82-97.  
JIANG Qingchun,WANG Zecheng,SU Wang, et al. Accumulation conditions and favorable exploration orientation of unconventional natural gas in the marl source rock of the first Member of the Middle Permian Maokou Formation, Sichuan Basin[J]. China Petroleum Exploration,2021,26(6):82-97.
- [7] ISBELL J L,HENRY L C,GULBRANSON E L, et al. Glacial paradoxes during the Late Paleozoic Ice Age:evaluating the equilibrium line altitude as a control on glaciation[J]. Gondwana Research,2012,22(1):1-19.
- [8] METCALFE I,CROWLEY J L,NICOLL R S, et al. High-precision U-Pb CA-TIMS calibration of Middle Permian to Lower Triassic sequences, mass extinction and extreme climate-change in eastern Australian Gondwana[J]. Gondwana Research,2015,28(1):61-81.
- [9] DRAPER J J. Permian limestone in the southeastern Bowen Basin, Queensland: an example of temperate carbonate deposition [J]. Sedimentary Geology,1988,60(1/4):155-162.
- [10] FRANK T D,PRITCHARD J M,FIELDING C R, et al. Cold-water carbonate deposition in a high-latitude,glacially influenced Permian seaway (southern Carnarvon Basin, western Australia) [J]. Australian Journal of Earth Sciences,2012,59(4):479-494.
- [11] FRANK T D,JAMES N P,SHULTIS A I. Lack of syndimentary chemical alteration in polar carbonates (Ross Sea, Antarctica): resolution of a conundrum[J]. Journal of Sedimentary Research,2020,90(5):449-467.
- [12] DEL BUEY P,CABESTRERO Ó,ARROYO X, et al. Microbially induced palygorskite-sepiolite authigenesis in modern hypersaline lakes (Central Spain)[J]. Applied Clay Science,2018,160:9-21.
- [13] 徐润华.国外海泡石矿床的概况[J].国外铀矿地质,1986,15(3):76-82.  
XU Runhua. Survey of sepiolite deposits abroad[J]. World Nuclear Geoscience,1986,15(3):76-82.
- [14] 章人骏,杨振强.中国海泡石的产状和成因[J].中国地质科学院院报,1987,10(1):45-51.  
ZHANG Renjun,YANG Zhenqiang. Occurrence and distribution of sepiolite in China[J]. Bulletin of the Chinese Academy of Geological Sciences,1987,10(1):45-51.
- [15] 周自隆,古鸿信.四川地区海泡石粘土矿的地质特征及分布规律[J].岩相古地理,1988,1(5):47-50.  
ZHOU Zilong,GU Hongxin. Geological features and the distribution of sepiolite deposits in Sichuan Province[J]. Sedimentary Facies and Palaeogeography,1988,1(5):47-50.
- [16] 颜佳新.华南地区二叠纪栖霞组碳酸盐岩成因研究及其地质意义[J].沉积学报,2004,22(4):579-587.  
YAN Jiixin. Origin of permian Chihshian Carbonates from South China and its geological implications[J]. Acta Sedimentologica Sinica,2004,22(4):579-587.
- [17] CAI Zhongxian,LI Jie,CHEN Haoru, et al. Genesis of Mg-phyllosilicate occurrences in the Middle Permian marine successions