

[文章编号] 1005-9539(2000)01-0008-07

扬子板块东南大陆边缘上震旦统 热水成因硅质岩的地球化学标志

彭 军^{1,2} 伊海生² 夏文杰²

(1. 西南石油学院博士后流动站, 四川南充 637001; 2 成都理工学院)

[摘要] 晚震旦世时, 在扬子板块东南大陆边缘地带发育一套层状硅质岩建造, 岩石化学成分纯净, SiO_2 含量在 90% 以上, 其它化学成分含量均很低。但 Fe 和 Mn 相对富集, 而 Al、Ti、Mg 相对贫乏。微量元素含量变化大, 大部分微量元素含量相对地壳克拉克值偏低, 仅 U、As、Sb、Ag、Ba 等富集。岩石的 $\delta^{30}\text{Si}$ 为 0.0‰~0.7‰, $\delta^{18}\text{O}$ 为 20.2‰~23.6‰, $\delta^{30}\text{Si}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值及岩石的形成温度清楚地表明组成岩石的二氧化硅矿物来源于热水。

[关键词] 硅质岩, 热水, 地球化学, 上震旦统, 扬子板块

[分类号] P588.244

[文献标识码] A

晚震旦世时, 在扬子板块东南大陆边缘地带沉积了一套厚层硅质岩建造, 主要分布在四川秀山至贵州三都一线以东上震旦统留茶坡组(或老堡组)中, 陡山沱组中亦有零星分布。该套硅质岩层区域展布广、层位稳定、厚度亦大, 从 20 m 到 150 m 不等。纵向上与下伏陡山沱组为整合接触, 与上覆寒武系底部多为连续沉积。硅质岩主要为灰色、灰黑色、薄层到中厚层状, 致密坚硬、普遍具条纹、条带状构造。岩石化学成分纯, 杂质含量少, 二氧化硅含量多在 90% 以上。据岩石结构可以将硅质岩分为生物硅质岩、粒屑硅质岩、晶粒硅质岩三种类型, 每类再分别按生物类型、粒屑大小和晶粒大小进行次级分类。以泥微晶硅质岩为主, 其次为菌藻硅质岩, 前者分布在留茶坡组中下部, 后者分布在其上部及顶部。

硅质岩的成因分析包括 SiO_2 的来源、沉积机理、形成环境及产生的大地构造背景等诸多方面。硅质岩的成因研究是沉积学中的薄弱环节, 特别是对于前寒武纪巨厚的缺乏硅质生物硅质岩的成因一直存在分歧, 多数学者认为是硅质交代碳酸盐岩和泥质岩等的产物; 或火山喷发—化学沉积成因。近年来在前寒武纪岩石中相继发现了超微的细菌及低等藻类化石^[1-2], 尤其在硅质岩中含量丰富、保存完好, 无交代作用痕迹, 这在一定程度上支持了硅质岩

的菌藻生物和生物化学等原生沉积成因。但是这些成因观点都未能完全很好地回答有关 SiO_2 的来源和沉淀机理问题。随着现代海底热水沉积物的发现和热水沉积作用理论研究的深入, 逐步认识到海底热水可以提供大量的 SiO_2 。热水成因观点解决了生物化学成因无法解释的那些缺乏生物硅质岩的成因, 也回答了化学沉积和交代作用未能解决的 SiO_2 的来源问题。本文以扬子板块东南大陆边缘上震旦统层状硅质岩为研究对象, 根据硅质岩的沉积地球化学特征来讨论其热水成因属性, 即指组成岩石的硅质矿物来源于热水。而有关硅质岩的沉积机理、形成环境及产生的大地构造背景, 已有论文对比作了详细论述^[3-5], 认为生物原生沉积和化学沉积均存在于本区硅质岩中, 并指出菌藻硅质岩为生物原生沉积形成, 泥微晶硅质岩主要为化学沉积作用形成。岩石沉积在台地边缘下斜坡至盆地环境中。

1 热水成因地球化学标志

1.1 常量元素地球化学标志

17 件硅质岩样品的化学分析结果表明(表 1): 岩石化学成分以 SiO_2 为主, 含量在 90% 以上, 最高 97.57%, 最低 92.64%, 平均 95.58%; 其它化学成分均很低, 尤其 TiO_2 、 Na_2O 、 P_2O_5 含量极低。由常量

[收稿日期] 1999-04-05

[基金项目] 国家自然科学基金资助项目(409700115)

[作者简介] 彭军(1968-), 男, 博士, 沉积学专业

表 1 硅质岩化学成分/%
Table 1 Chemical compositions of cherts

样品编号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O
TON-35	94.72	0.02	0.78	0.44	1.55	0.15	0.12	0.11	0.05	0.17	0.05	1.61
MDN-4	94.52	0.02	0.31	0.43	1.97	0.18	0.11	0.19	0.02	0.07	0.11	1.56
YDN-1	94.7	0.04	0.85	1.0	1.51	0.13	0.12	0.30	0.02	0.17	0.13	0.77
YDN-2	93.85	0.01	0.79	0.28	1.12	0.10	0.16	0.31	0.02	0.03	0.07	1.08
PDN-3	95.36	0.03	1.19	0.39	1.10	0.11	0.20	0.08	0.02	0.15	0.32	0.76
NDN-4	97.08	0.03	0.95	0.10	1.02	0.11	0.08	0.11	0.01	0.03	0.03	0.42
XPN-1	94.70	0.05	0.89	0.27	1.23	0.12	0.32	0.05	0.01	0.18	0.07	2.0
SH-4	96.34	0.01	0.62	0.21	1.25	0.12	0.08	0.06	0.02	0.05	0.04	0.81
SH-2	96.50	0.02	0.56	0.33	0.73	0.12	0.04	0.33	0.03	0.05	0.25	1.04
XH-4-2	96.89	0.02	0.25	0.44	1.03	0.12	0.06	0.11	0.02	0.05	0.03	0.78
PS-16-1	97.57	0.02	0.25	0.13	0.95	0.12	0.03	0.15	0.01	0.04	0.09	0.60
SX-12-3	96.10	0.05	0.36	0.84	0.95	0.12	0.16	0.17	0.02	0.19	0.07	0.61
YW-14-1	95.05	0.03	0.32	0.68	1.13	0.14	0.20	0.19	0.02	0.12	0.10	1.60
WH-5	95.22	0.03	0.37	0.71	1.26	0.14	0.18	0.19	0.02	0.12	0.10	1.58
ZY-10	92.64	0.05	1.15	0.83	1.95	0.10	0.08	0.35	0.08	0.14	0.05	2.44
DH-7	97.17	0.01	0.44	0.48	1.12	0.10	0.11	0.27	0.02	0.03	0.07	0.53
HL-4	96.39	0.02	0.25	0.14	1.53	0.12	0.06	0.11	0.02	0.05	0.03	1.08
平均值	95.58	0.03	0.61	0.45	1.26	0.12	0.13	0.18	0.03	0.10	0.09	1.13

表中数据由成都理工学院岩矿分析测试中心测试。

元素组成特征可以从以下几方面来讨论组成岩石的硅质矿物的来源。

SiO₂ 含量 硅质岩 SiO₂ 含量平均 95.58%, 最高达 97.57%, 几乎不含粘土。现代温泉和海底热泉的研究资料表明, 热水能够提供大量的、高纯度的 SiO₂^[6-8], 如美国黄石公园的硅华和大洋中脊的白烟管。硅质岩的总体成分特征也与 M. Adachi 等 (1986)^[9] 和 P. M. Herzig (1988)^[6] 描述的北太平洋热水成因硅质岩、Galapages 裂谷中硅质喷口附近胶状 SiO₂ 堆积物、丹池盆地典型热水成因的类碧玉岩和纹理状硅质岩(周永章, 1990)^[9] 极为相似(表 2)。

TiO₂ 和 Al₂O₃ 含量 表 2 列出了来自美国加州 Franciscan 地体、日本 Shimanto 地体^[10]、深海钻探计划 Leg32^[8] 和桂西北丹池盆地^[9] 的典型热水成因硅质岩的常量元素组分含量。该表展示了 TiO₂ 和 Al₂O₃ 低含量是这些热水成因硅质岩的共性。正因为如此, K. Yamamoto (1987)^[10] 曾提议使用 TiO₂ 标

准化值来表征硅质岩的化学成分特征和沉积环境, 并成功地应用于区分热水沉积和正常沉积, 同时还指出, TiO₂ 和 Al₂O₃ 贫乏是热水成因硅质岩的重要标志。研究区硅质岩中 TiO₂ 和 Al₂O₃ 含量极低, 表现出热水成因硅质岩特征, 反映 SiO₂ 来源于热水。

MgO 含量 现代大洋中脊热水体系中, MgO 是严重亏损的组分, 东太平洋中脊 350 °C 热水中的 MgO 含量为零, 可以把热水体系中 MgO 含量的增高作为海水对体系污染或混合的指标^[11]。热水沉积硅质岩的 MgO 含量均较低, 且有随 SiO₂ 的升高而降低的趋势。研究区硅质岩中, MgO 含量介于 0.03% ~ 0.32%, 平均 0.13%, 其含量是相当低的, 且随 SiO₂ 含量增高而大致趋低, 与热水成因硅质岩中 MgO 含量及其变化相吻合, 这也反映组成岩石的硅质矿物来源于热水, 并且还可以推断出硅质岩形成时, 有正常海水的混入和参与。

表 2 典型热水沉积硅质岩的化学成分/%
Table 2 The chemical compositions of representative hydrothermal cherts

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Franciscan 地体 ^[10]	92.63	0.09	1.41	2.67	0.26	0.80	0.33	0.11	0.16	0.42	0.03
Shimanto 地体 ^[10]	92.80	0.08	1.99	2.12	0.73	0.78	0.95	1.03	0.41	0.42	0.11
DSDP Leg32 ^[8]	92.80	0.10	1.44	2.68	0.18	0.46	0.61	0.37	0.55	0.51	0.17
丹池盆地 ^[9]	93.10	0.10	1.80	0.90	0.40	0.10	0.10	0.20	0.10	0.50	0.05
研究区硅质岩	95.58	0.03	0.61	0.45	1.26	0.12	0.13	0.18	0.03	0.10	0.09

Al, Ti, Fe, Mn 的关系 K. Bostrom 等^[12] (1983) 在研究了现代热水沉积物和古代类似物之后指出, 热水来源硅质岩明显富 Si, Fe, Mn; 贫 Al, Ti, K, Na。本区硅质岩也具备该特点。同时他还提出可用 $Fe/Ti, Al/(Al+Fe+Mn), (Fe+Mn)/Ti$ 比值来区别热水沉积物与正常海水沉积物, 因为现代热水沉积区的 Fe 和 Mn 高, 两者常紧密相伴, 相反正常沉积物的 Fe 和 Mn 是分离的。Al 和 Ti 的相对集中则多与陆源物介入相关, 其含量与细粒级陆源物含量正相关, 是判断正常沉积作用的有用指标。当上述比值依次大于 20、小于 0.35、大于 25(+5) 时, 一般认为属于热水来源沉积物。K. Bostrom 提出的判别值和研究区硅质岩的有关比值列于表 3 中, 可见研究区硅质岩全部符合判别值, 表明硅质岩均属于热水来源沉积硅质岩。

表 3 Al, Ti, Fe, Mn 元素比值表

Table 3 The element ratios of Al, Ti, Fe, and Mn				
		Fe	Al	Fe+Mn
		Ti	Al+ Fe+ Mn	Ti
热水沉积物		> 20	< 0.35	> 20(+ 5)
研究区 硅质岩	菌藻硅质岩	96.4	0.24	104
	微晶硅质岩	46.1	0.32	50.4
	硅屑硅质岩	67.8	0.29	72.7

M. A dachi 等^[8]和 K. Yamamoto^[10]在系统地研究了热水沉积与正常硅质生物沉积硅质岩后。提出

了 Al-Fe-Mn 的三角成因判别图解(图 1), 在该图解上, 本区样品投点均落在热水沉积硅质岩区内, 反映出硅质岩主要为热水沉积作用的产物。

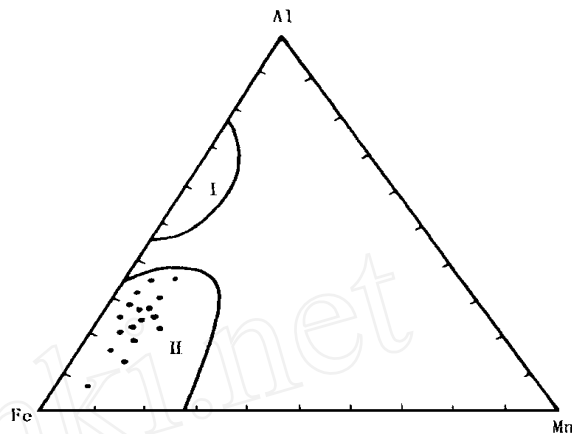


图 1 硅质岩的 Al-Fe-Mn 三元素分区图

Fig 1 Triangle diagram of Al-Fe-Mn of cherts

(据 M. A dachi, 1986; K. Yamamoto, 1987)

I. 生物硅质岩; II. 热水沉积硅质岩; · 研究区硅质岩

1.2 微量元素地球化学标志

17 件硅质岩样品的中子活化分析所得微量元素成分列于表 4 中, 从中可以看出硅质岩的微量元素含量变化比较大。从这 14 种微量元素含量平均值及其与地壳克拉克值(据刘英俊等, 1987 年^[13])相比较(表 5)可以看出: 大部分微量元素含量相对其地壳克拉克值偏低; 仅 U, As, Sb, Ba, Ag 这五种微量

表 4 硅质岩微量元素含量/ 10^{-6}
Table 4 Trace element contents of cherts

样品编号	Cu	Ni	Co	U	Th	Cr	Zr	Ba	Sb	As	Ag	Sr	Rb	Zn
TON-35	57	18	3.3	4.9	1.9	31.6	10	3240	14.8	4.3	0.87	44	34.7	14
MDN-4	63	33.7	4.9	14.5	1.9	231	27	4810	6.5	9.0	1.13	58	5.2	27
YDN-1	25	25.9	6.7	5.4	1.8	59	23	1133	3.6	9.1	0.45	101	30	22
YDN-2	53	16.3	4.0	28.7	0.85	62.8	22.5	31126	4.7	10.4	2.40	510	6.8	189
PDN-3	60	32.6	2.6	8.2	4.6	42.5	11	4020	13.9	11.9	0.77	88	17.3	155
NDN-4	36	16.3	2.5	4.5	1.2	104.6	14	920	4.5	3.1	1.62	42	12.5	12.8
XPN-1	22	21.9	7.6	2.8	0.6	41	18	760	13.9	8.5	1.78	58	18.9	15
SH-4	32	16.5	1.7	8.8	2.8	106	22.5	11030	12.4	20.0	0.91	516	11	95
SH-2	40	14	2.9	7.9	0.33	44.8	18	1411	6.6	12.3	1.14	58	1.9	15
XH-4-2	36	32.6	3.5	3.4	0.7	89.2	25	2450	15.8	14.1	1.52	46	4.7	67
PS-16-1	28	26.7	2.4	1.9	0.3	33.1	10.4	20910	13.9	4.3	0.98	390	1.8	22
SX-12-3	37	15	2.6	7.9	0.33	41.3	13	1409	6.6	10.3	1.14	38	1.4	10
YW-14-1	60	11.0	2.7	1.7	0.8	14.6	30	6732	3.3	16.6	0.77	26	3.1	58
WH-5	60	11.2	4.4	4.8	0.56	19	30	6740	8.8	8.5	0.77	26	1.1	20
ZY-10	32	24.7	2.5	1.6	0.2	32	10.4	20876	13.7	4.8	1.02	315	1.8	22
DH-7	55	18	5.4	26.9	0.77	66.9	20.1	31208	4.9	11.0	2.55	472	6.8	189
HL-4	32	30.3	5.8	4.3	0.9	81.8	25	2558	16.7	15.9	1.48	44	4.7	67
平均值	43	21	3.9	8.1	1.2	64.8	19.4	7963	9.7	10.2	1.25	153	9.6	59

表中数据由成都理工学院三系中子活化分析室测试。

表 5 微量元素含量平均值与地壳克拉克值比较

	Talbe 5 Comparison average contents of trace elements with crust clark values													
	U	Th	As	Sb	Rb	Ba	Co	Cr	Sr	Zn	Ni	Zr	Cu	Ag
研究区硅质岩	8 1	1 2	10 2	9 7	9 6	7963	3 9	64 8	153	59	21	19 4	43	1 25
地壳克拉克值 ^[13]	2 7	9 6	1 8	0 2	90	425	25	100	375	70	75	165	55	0 07
研究区硅质岩	3 0	0 13	5 7	48 5	0 11	18 7	0 16	0 65	0 33	0 84	0 28	0 12	0 78	17 9
地壳克拉克值														

元素在研究区硅质岩中富集; 根据硅质岩的微量元素组成特征可以从以下几方面来讨论研究区硅质岩的热水成因属性。

Ba, As, Sb, Ag 指示剂 高含量的 Ba, As, Sb, Ag 等可作为识别热水沉积物(岩)的指示剂^[8-12]。P. A. Rona(1988)^[14]对世界洋底扩张中心的热液沉积物作了综合评述, 在已查明的 63 处热液沉积物中, 已鉴定出有重晶石矿物者 8 处, 在有 Ba 的分析资料的 17 处中, Ba 含量大于 1% 者就有 8 处, 最高值为 6.3% (Afar 裂谷)。V. Marchig (1982)^[15]也指出, Sb 和 As 富集是热液沉积物区别于正常沉积物的重要标志, 并可用来区别热液沉积物、远洋沉积物和成岩含金属层的标志。现代热液沉积物中, 含 As 200×10^{-6} , Sb 7×10^{-6} , 而远洋沉积物和成岩含金属层中, As 和 Sb 分别仅为 10×10^{-6} 和 $2 \times 10^{-6} \sim 3 \times 10^{-6}$, 远远低于前者^[11]。美国内华达州 Steamboat 现代热泉华沉积的硅质泥中, 富含 Ag (150×10^{-6}), Sb (1.5%), As (700×10^{-6}) 和 Au (510×10^{-9}), 甚至这些元素可以形成矿床, 而其它元素含量并不高^[14]。同样研究区硅质岩中, Ba, As, Sb, Ag 元素富集, 且岩石中还普遍含有重晶石矿物和结核。在湖南新晃贡溪和贵州天柱大河边一带, 还作为重晶石矿层的顶板和底板。这些特征与热液沉积物(岩)的特征极其相似, 充分表明组成硅质岩的硅质矿物来源于热液。

U 与 Th 的关系 一般情况下, 大多数沉积岩与其他地质体中 Th 的含量高于 U 含量。但热液沉积物(岩)中刚好相反, 即 U 含量高于 Th 含量。因为热液沉积有较高的沉积速率, 常常相对富含 U。故热液沉积岩中 $U/Th > 1$, 而非热液沉积岩中 $U/Th < 1$ (P. A. Rona, 1988^[16])。本区硅质岩 U/Th 比值平均为 6.75, 也表现出热液沉积岩的地球化学特征。在 $\lg[U] - \lg[Th]$ 的关系图上(图 2)^[12], 热液沉积物(岩)与正常沉积物(岩)都有各自的集中区, 本区硅质岩的投点在热液沉积区。

Cr 和 Zr 的关系 V. Marchig (1982)^[15]在研究了现代深海沉积物、成岩含金属沉积物和热液含金属沉积物的 Cr 和 Zr 的含量后绘出了 Cr 与 Zr 的关

系图(图 3), 可以看出热液含金属沉积物不同于深海及成岩含金属沉积物, 其 Zr 的含量一般小于 50×10^{-6} , 并不随 Cr 的升高而升高; 而深海及成岩含金属沉积物中 Zr 的含量通常大于 100×10^{-6} 。本区硅质岩中 Zr 的含量介于 $10 \times 10^{-6} \sim 56 \times 10^{-6}$ 之间, 平均值 22.4×10^{-6} , 与热液含金属沉积物中 Zr 的含量相似。在 Cr 和 Zr 的关系图上, 投点基本上均落在

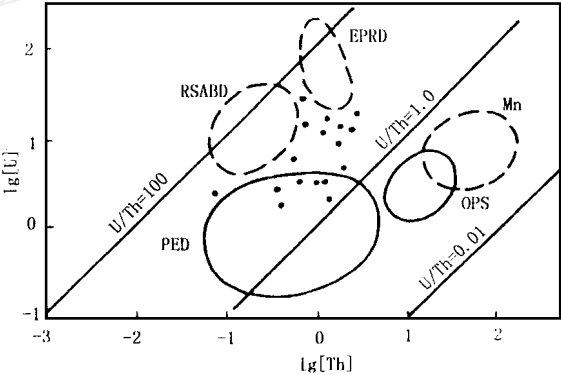


图 2 硅质岩在 $\lg[U] - \lg[Th]$ 图上的投点
Fig. 2 Diagram of $\lg[U] - \lg[Th]$ of cherts
(据 K. Bostrom, 1983)
EPRD. 东太平洋中脊热液沉积物区; RSABD. 红海热卤水沉积物区; Mn. 锰结核区; OPS. 普通远洋沉积物区; PED. 石化喷流沉积物区; · 研究区硅质岩

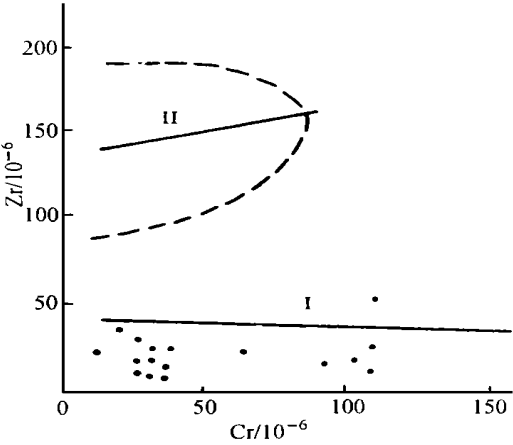


图 3 不同成因沉积物的 Zr-Cr 关系图
Fig. 3 A plot of Cr against Zr for sediments with different geneses
(据 Marchig, 1982)
I. 热液含金属沉积物趋势线; II. 深海及成岩含金属沉积物趋势线及集中区; · 研究区硅质岩

现代热液含金属沉积物趋势线附近,并反映出 Zr 并不随 Cr 的升高而升高。

Fe, Mn, Cu, Ni, Co 的关系 综合比较某些微量元素和常量元素含量特征也可以判别热水与非热水沉积物^[17]。D. A. Crerar^[17]利用 $Fe/Mn \cdot (Ni + Co + Cu) \times 10$ 三角图成功地区分出热水沉积物与非热水沉积物,世界上 17 个地区的 21 件热水沉积数据点均分布在 Fe/Mn 底线附近狭窄区内,由此可知热水沉积物富 Fe, Mn; 而贫 Cu, Ni, Co。原因可能是热水沉积物堆积速率高,没有充分时间与海水作用而富集 Cu, Ni, Co 等元素。利用本区硅质岩样品的分析数据在 $Fe/Mn \cdot (Ni + Co + Cu) \times 10$ 图上投点,全部投点均位于热水沉积区内(图 4),属较典型的热水来源沉积硅质岩。

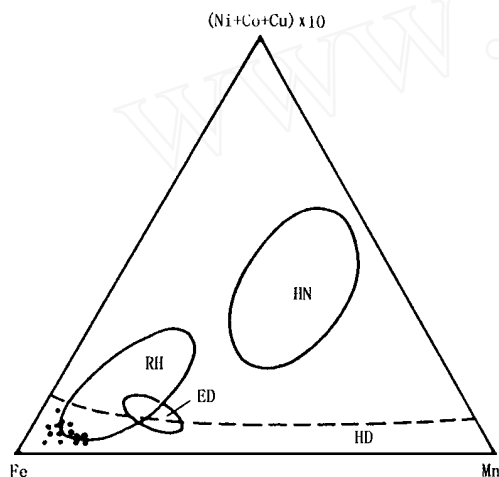


图 4 硅质岩的 $Fe/Mn \cdot (Ni + Co + Cu) \times 10$ 三角图

Fig 4 The $Fe/Mn \cdot (Ni + Co + Cu) \times 10$ triangle diagram of cherts
(据 Crerar, 1982)

ED. 东太平洋中脊热水沉积物区; HN. 水成沉积物区;
RH. 红海热卤水沉积物区; HD. 热水沉积物区;
· 研究区硅质岩

1.3 硅氧同位素地球化学标志

6 个硅质岩样品的硅、氧同位素分析结果列于表 6。 $\delta^{30}Si$ 的分布范围在 0.0‰~0.7‰, 变动幅度比较大, 平均值约为 0.3‰; $\delta^{18}O$ 在 20.2‰~23.6‰ 之间变化, 幅度比较小, 平均值为 21.9‰。

目前硅和氧同位素研究已经在硅质岩成因分析中取得了一些有意义的结果, 尤其在判断硅质来源上较为理想。

如图 5 所示, 本区硅质岩的 $\delta^{30}Si$ 值分布在热液来源石英范围内, 接近次生加大石英, 并且与美国怀俄明州黄石公园和加利福尼亚 Mammoth 热泉水中溶解硅的 $\delta^{30}Si$ 值(0.0‰~0.4‰)^[19] 相接近。图 6 表明本区硅质岩的 $\delta^{30}Si$ 与火成石英、变质石英、现代

表 6 层状硅质岩硅氧同位素组成

Table 6 The silicon and oxygen isotope compositions of bedded cherts

采样地点	岩石名称	$\delta^{18}O$ /‰ (SMOW)	$\delta^{30}Si$ /‰ (NBS)
湖南沅陵岩屋滩	菌藻硅质岩	22.0	0.5
湖南沅陵岩屋滩	菌藻硅质岩	23.6	0.0
湖南黔阳双溪	泥晶硅质岩	21.1	0.7
湖南溆浦让家溪	菌藻硅质岩	22.2	0.1
湖南新晃碧林	菌藻硅质岩	20.2	0.1
湖南泸溪蒲市	砂屑硅质岩	22.0	0.3

表中数据由中国地质科学院矿床地质研究所七室测试。

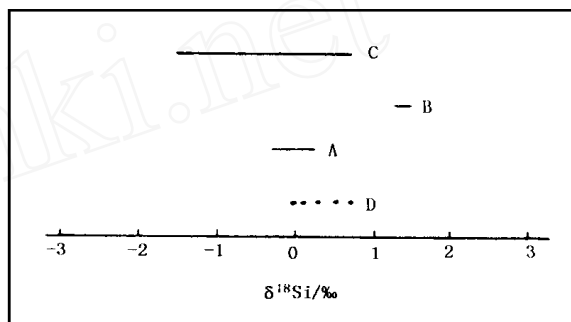


图 5 不同成因石英的 $\delta^{30}Si$ 值

Fig 5 $\delta^{30}Si$ values of quartz with various origins
(据丁梯平等, 1994; Douthitt, 1982)

A. 次生加大石英; B. 地下水自生石英;
C. 热液石英; D. 本区样品

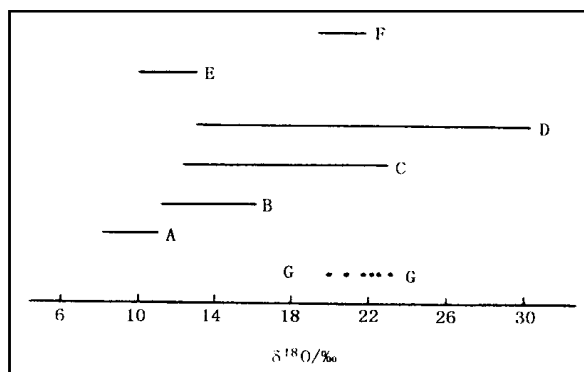


图 6 不同成因石英的 $\delta^{18}O$ 值

Fig 6 $\delta^{18}O$ values of quartz with various origins
(据 Clayton, 1975; Savin, 1970)

A. 火成石英; B. 变质石英; C. 热泉华石英; D. 成岩石英;
E. 海滩石英砂; F. 嵌晶状石英; G. 本区样品

海滩石英砂有明显的差别, 而分布在热泉华石英的 $\delta^{18}O$ 范围内, 同时与成岩石英和嵌晶状石英接近。所以利用硅质岩的 $\delta^{18}O$ 和 $\delta^{30}Si$ 值来判断二氧化硅矿物的来源, 所得出结论是一致的, 即均分布在热液石英和热泉华石英范围内, 都与成岩石英和嵌晶状石英接近, 这个结论清楚地表明二氧化硅来源于热水, 且以蛋白石和(或)凝胶状二氧化硅形式沉积下来, 成岩过程中转变成石英, 强烈的重结晶作用使相

当一部分石英变成嵌晶状石英。

硅质岩致密坚硬、抗交换能力强, 其同位素组成, 自形成后变化不大, 因此可以利用硅质岩的氧同位素组成来测定岩石的形成温度。根据 Knauth 和 Epstein (1976)^[22] 提出的燧石氧同位素地质温度计方程式:

$$1000 \ln \alpha_{(\text{燧石-H}_2\text{O})} = 3.09 \times 10^6 T^{-2} - 3.29$$

计算出本区硅质岩的形成温度为 89.7~66.0, 平均值为 77.8。据现有资料, 晚震旦世到早寒武世古海水温度大致为 35~45 (卢武长, 1986), 可见形成温度明显高于当时的古海水温度, 这进一步佐证了本区硅质岩的热水成因属性。

2 结 论

通过对扬子板块东南大陆边缘上震旦统层状硅质岩沉积地球化学特征的研究, 得出如下结论:

a 硅质岩石化学成分纯净, 基本上为 SiO_2 , 其他化学成分含量均很低。现代温泉、海底热泉和典型热水成因硅质岩的研究资料表明热水能够提供大量的、高纯度的 SiO_2 ; 并且 TiO_2 、 Al_2O_3 和 MgO 的贫乏是热水成因硅质岩的共性及重要的判别标志。 Fe/Ti 、 $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ 、 $(\text{Fe} + \text{Mn})/\text{Ti}$ 比值及 $\text{Al}-\text{Fe}-\text{Mn}$ 三角成因图均表明岩石为热水成因硅质岩。

b 硅质岩的微量元素含量变化比较大。相对于地壳克拉克值来说, 大部分微量元素偏低, 仅 U、As、Sb、Ba、Ag 富集。前人的研究表明高含量的 Ba、As、Sb、Ag 等是热水沉积物(岩)的指示剂。在 U 与 Th 的关系、Cr 与 Zr 的关系及 $\text{Fe}-\text{Mn}-(\text{Cu} + \text{Ni} + \text{Co}) \times 10$ 的三角图上, 硅质岩的投点均落在热水沉积区及热水沉积物趋势线附近。

c 硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 分布范围在 0.0‰~0.7‰, $\delta^{18}\text{O}$ 在 20.2‰~23.6‰之间。利用 $\delta^{30}\text{Si}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值判断出二氧化硅来源于热水, 岩石形成温度介于 89.7~66.0 之间。

[参 考 文 献]

- [1] 刘雪嫻, 刘志礼, 张仑, 等. 江苏睢宁县晚前寒武纪藻类化石群的研究[J]. 微体古生物学报, 1984, 1(2): 171~182
- [2] 刘志礼. 前寒武纪燧石藻类研究[J]. 南京大学学报(自然科学版), 1981, 17(藻类专辑): 121~132
- [3] 伊海生, 曾允孚, 夏文杰. 湘黔桂地区上震旦统沉积相及硅质岩成因研究[J]. 矿物岩石, 1989, 9(4): 54~58
- [4] 夏文杰, 彭军, 伊海生. 湘黔地区震旦统菌藻硅质岩特征及形成机理探讨[J]. 矿物岩石, 1993, 13(3): 21~28
- [5] 伊海生, 曾允孚, 夏文杰. 扬子地台东南大陆边缘上震旦

统硅质岩的超微组构及其成因[J]. 地质学报, 1994, 68(2): 132~141.

- [6] Herzig P M. Hydrothermal silica chimney field in the Galapagos Spreading Center at 86W [J]. Earth and Planet Sci Lett, 1988, 89(1): 281~320
- [7] Edmond J M, Damm K V. Chemistry of hot springs on the East Pacific Rise and their effluent disposal [J]. Nature, 1982, 297(5863): 187~191.
- [8] Adachi M, Yamamoto K, Suigiski R. Hydrothermal chert and associated siliceous rocks from the northern Pacific: Their geologic significance as indication of ocean ridge activity [J]. Sedimentary Geology, 1986, 47(1/2): 125~148
- [9] 周永章. 丹池盆地热水成因硅质岩的沉积地球化学特征[J]. 沉积学报, 1990, 8(3): 75~83
- [10] Yamamoto K. Geochemical characteristics and deposition environment of cherts and associated rocks in the Franciscan and Shimanto terranes [J]. Sedimentary Geology, 1987, 52: 65~108
- [11] Rona P A. Hydrothermal processes at Seafloors Spreading Centers[M]. New York: Plenum Press, 1983. 539~555
- [12] Bostrom K. Genesis of ferromanganese deposits—diagnostic criteria for recent and old deposits[A]. Rona P A. Hydrothermal Processes at Seafloors Spreading Centers[C]. New York: Plenum Press, 1983. 473~483
- [13] 刘英俊, 曹励明. 元素地球化学导论[M]. 北京: 地质出版社, 1987.
- [14] Rona P A. Hydrothermal mineralization of oceanic ridges[J]. Canadian Mineralogy, 1988, 26(3): 447~465
- [15] Marchig V. Some geochemistry indicators for discrimination between diagenetic and hydrothermal metalliferous sediments[J]. Marine Geology, 1982, 58(3): 241~256
- [16] Rona P A. Criteria for recognition of hydrothermal mineral deposits in ocean crust [J]. Economic Geology, 1987, 73(2): 135~160
- [17] Crerar D A. Manganiferous cherts of the Franciscan Assemblage: I General geology, ancient and modern analogues and implications for hydrothermal convection at oceanic spreading centers[J]. Economic Geology, 1982, 77: 519~540
- [18] 丁梯平, 蒋少涌, 万德芳, 等. 硅同位素地球化学[M]. 北京: 地质出版社, 1994. 17~49
- [19] Douthitt C B. The geochemistry of the stable isotopes of silicon [J]. Geochim Cosmoch Acta, 1982, 46(8): 1449~1458

- [20] Clayton R N, Steiner A. Oxygen isotope studies of the geothermal system at Wairakei, New Zealand [J]. *Geochim et Cosmochim Acta*, 1975, 39(5): 1179~1186
- [21] Savin S M, Epstein S. The oxygen isotopic compositions of coarse grained sedimentary rocks and minerals [J]. *Geoch Cosmoch Acta*, 1970, 34(3): 323~329
- [22] Knauth P L, Epstein S. Hydrogen and oxygen isotope ratios in nodular and bedded cherts [J]. *Geoch Cosmoch Acta*, 1976, 40(9): 1095~1108

GEOCHEMICAL CRITERIA OF THE UPPER SINIAN HYDROTHERMAL CHERT ON THE SOUTHEAST CONTINENTAL MARGIN OF THE YANGTZE PLATE

PEN G Jun^{1,2}, YI Hai-sheng², XIA Wen-jie²

(1. *Southeast-China Petroleum Institute*; 2. *Chengdu University of Technology*)

Abstract: The Upper Sinian bedded chert is widely distributed on the southeast continental margin of the Yangtze plate. Its thickness ranges from 20 m to 150 m. The chemical compositions of the chert are very pure, and the contents of siliceous minerals exceed 90 percent with those of any other minerals very low. The total content of the trace elements change to much degree. The contents of a large part of the trace elements are low compared with crustal values of these elements. But the chert is very rich in the trace elements Ba, As, Sb, Ag and U coupled with relatively high contents of Fe, Mn and low contents of Al, Ti, Mg. It can be identified as hydrothermal chert by the values of Fe/Ti , $(Fe+Mn)/Ti$, $Al/(Al+Fe+Mn)$ and U/Th . In the $Al-Fe-Mn$, $Fe-Mn-(Cu+Ni+Co) \times 10$ triangle diagrams and $lg[U]-lg[Th]$, Cr-Zr diagrams, all samples in the study area fall in the hydrothermal sediment field. All these characteristics show the cherts are mainly the products of hydrothermal processes. That $\delta^{30}Si$ values of the chert range from 0.0‰ to 0.7‰ with $\delta^{18}O$ from 20.1‰ to 23.6‰ clearly manifests that the submarine hydrothermal water is the main source of silica.

Key words: chert; hydrothermal water; geochemistry; Upper Sinian; Yangtze plate