

中国地质科学院

成都地质矿产研究所刊

第 4 号

地质出版社

中国地质科学院

成都地质矿产研究所刊

第 4 号

地质出版社

目 录

我国西南早中三叠世“绿豆岩”等时面上下的碳、氧稳定同位素地球化学许清华、何志海、吴嘉瑞、朱志发 (1)	
攀西地区层状基性、超基性岩成岩成矿机理及其形成时代的探讨刘振声、须同瑞 (13)	
四川盐源矿山梁子磁铁矿床磁铁矿特征及成因探讨.....杨时惠 (33)	
四川泸沽锡铁矿床黑硼锡铁矿的发现及其意义.....杨时惠、傅光学 (51)	
铷-锶年龄测定的复床式离子交换分离法李华芹、尹国师 (57)	
从介形类论四川非海相侏罗—白垩系界线.....李玉文 (77)	
四川南江地区震旦系—寒武系界线及小壳化石群.....杨遵和、何原相、邓宁和 (91)	
四川龙门山泥盆系研究进展与金宝石组的建立.....万正权 (111)	
滇东北大关地区的志留纪地层.....叶少华、金淳泰、何原相、万正权 (119)	

中国地质科学院
成都地质矿产研究所所刊
第4号

成都地质矿产研究所编辑
责任编辑：赵叶
地质出版社出版
(北京西四)
地质出版社印刷厂印刷
(北京海淀区学院路29号)
新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

开本：787×1092 1/16 印张：8 3/4 字数：210,000
1983年10月北京第一版·1983年10月北京第一次印刷
印数：1—1,400 册 定价：1.20 元
统一书号：15038·新 983

我国西南早中三叠世间“绿豆岩”等时面 上下的碳、氧稳定同位素地球化学

许靖华

何起祥

(瑞士苏黎世联邦高等理工学院地质研究所)

(长春地质学院)

吴应林 朱忠发

(成都地质矿产研究所)

引言

我国川、鄂、黔、桂诸省,广泛发育海相三叠系的碳酸盐沉积。解放前的工作,主要侧重在生物地层学方面。解放后,随着地质找矿事业的发展,其沉积特征和含矿性日益受到重视,岩相古地理研究亦列入了日程。

早在五、六十年代,刘鸿允(1955)和王鸿祯(1961)就在其编制的小比例尺古地理图中勾画了本区的海陆界线、岩性分布、生物面貌及地层厚度变化。七十年代以来,成都地质矿产研究所和地质部第二普查大队等结合成盐条件的分析,在本区开展了大规模的岩相古地理研究,先后按段、阶编制了岩相古地理图。1979年作者等以早中三叠世间的“绿豆岩”为标志层,开展等时面的岩相古地理分析。同时进行碳、氧稳定同位素地球化学的研究,以确定重要的环境参数,解决岩相古地理分析及找矿工作中的一些疑难问题。补做了区域性的地质调查,并以“绿豆岩”为标志层,采集了大量样品。地质部第二普查大队林传律同志也提供了部分样品。

“绿豆岩”是一种颜色翠绿、常含硅质豆粒的岩石,在本区分布极广,厚度薄而稳定,由数十厘米至数米不等,一般厚1米左右。岩石学研究证明,“绿豆岩”原为火山喷发沉积,但因沉积时古环境不一,经受了不同的同生和成岩改造,故在区域上岩性有变化,在大部分地区为水云母粘土岩,部分地区为长石质凝灰岩。绿豆岩形成的时间极短,上下生物组合的面貌截然不同,代表下三叠统嘉陵江组(T_1j)和中三叠统雷口坡组(T_2l)的界线,因而可以作为等时标志层。

稳定同位素样品采自绿豆岩的顶、底板(贴面10厘米)。由何起祥在瑞士苏黎世联邦高等理工学院地质研究所进行了X光粉晶衍射分析和碳、氧稳定同位素分析。同位素样品按常规用6%的次氯酸溶液处理,以除去其中的有机质。然后在25℃的恒温下用15—20毫克样品与100%正磷酸反应取得 CO_2 (McCrea, 1950)。分析所用的仪器为美国VG公司出品的Micromass 903。菱镁矿样品在50℃的温度下反应24小时,其值用同一条件下制备的标准样校正。所有的样品都进行了重复测量并用适当的系数予以校正。分析结果以R样品与

PDB 标准样之差的千分比 (‰) 表示, 即 $\delta = [(R/R_{\text{PDB}}) - 1] \times 10^3$ 。其中 R 为 $\text{C}^{13}/\text{C}^{12}$ 或 $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ 。

样品测试过程中, 得到 McKenzie J. A 博士的指导与帮助, 在此谨致谢意。

碳、氧稳定同位素的分布特征

本区“绿豆岩”顶、底板碳酸盐岩的氧同位素组成变化极大, 从 $\delta\text{O}^{18} = -1.57\%$ 至 -15.08% 均可见及。在空间上具有明显的分区性。

氧同位素值与碳酸盐岩的矿物成分有一定联系, 但非简单的对应关系。各类岩石氧同位素组成的基本特征可归纳如下 (表1):

1. 石灰岩

本区的石灰岩, 可按其氧同位素组成分为两类。一类其 δO^{18} 为 -4.37% (“绿豆岩”底板) 至 -4.62% (“绿豆岩”顶板), 数据十分稳定。前者为全壳型骨屑砂屑灰岩, 颗粒支撑, 泥晶胶结, 骨屑以有孔虫为主, 一般保存完好。后者为含白云质的含骨屑泥晶灰岩, 泥晶支撑, 骨屑中多海百合茎及瓣鳃类等。此类灰岩的生物分异度高, 多为窄盐度类型, 指相性好。是典型的开阔浅海沉积。

第二类石灰岩, 其 δO^{18} 呈明显的负异常。在“绿豆岩”底板样品中, 其值从 -8.96% 至 -15.08% ; 在顶板样品中, 其值从 -8.45% 至 -13.60% 。绝大多数样品低于 -10.00% 。岩性主要为结晶灰岩和交代灰岩。前者镜下呈中细晶镶嵌结构, 颗粒呈拟凝块状或云雾状消光, 具典型的去白云岩化结构 (Evamy, 1967)。后者外观与灰岩无异, 但清晰可见交代残余的火山碎屑结构, 系方解石交代火山碎屑岩 (“绿豆岩”的一部分) 而成。可统称为次生石灰岩。

2. 白云岩

按照白云石的氧同位素值, 本区的白云岩亦可分为两个类群。一类白云岩的 δO^{18} 明显高于 -4.50% 。“绿豆岩”底板样品从 -1.57% 至 -3.27% , 顶板样品从 -2.09% 至 -3.02% 。此类白云岩常与硬石膏层共生, 或含硬石膏结核。一般为泥晶结构, 间或含少量陆源粉砂或碳酸盐颗粒。部分含破碎的骨屑。

第二类白云岩, 其 δO^{18} 值低于 -4.50% 。底板样品从 -4.72% 至 -6.13% ; 顶板样品约为 -4.79% 。在显微镜下呈微晶结构, 空间分布常与前述第二类石灰岩有关。

3. 菱镁岩

菱镁岩主要由菱镁矿组成。一般为泥晶结构, 间或见有团粒结构, 有的具局部重结晶现象。从结构特征看, 基本上是原生的。

菱镁岩的分布范围甚广, 西起北碚, 东至利川。其 δO^{18} 变化较大, 但具明显的规律性, 空间上总的变化趋势是, 边缘 δO^{18} 偏高, 而中央部分则偏低。如“绿豆岩”底板的 δO^{18} 数据, 由西向东依次为 -3.82 , -4.39 , -4.49 , -9.52 , -7.52 ; “绿豆岩”顶板的数据, 由西向东依次为 -1.84 , -4.22 , -8.55 , -12.81 , -13.75 , 东部边缘缺样。如此规则的分布, 当非偶然现象。

碳同位素的分布同样与岩性有关, 但与氧有显著区别。

前述开阔浅海相灰岩, δC^{13} 亦很稳定, “绿豆岩”底板为 +2.13‰, 顶板为 +2.23‰, 可作为当时正常海的背景值。

第二类灰岩, 即以 δC^{13} 极低为特征的次生灰岩, 其 δC^{13} 变化范围较大。在“绿豆岩”底板样品中, 从 -2.47‰ 至 -6.00‰; 在顶板样品中, 从 -3.59‰ 至 -9.68‰。空间上无明显变化趋势, 与外围白云岩的 δC^{13} 大致相近。

“绿豆岩”顶底板碳酸盐岩不同岩类的碳、氧稳定同位素值

表 1

岩石类型	样号	绿 豆 岩 底 板		绿 豆 岩 顶 板		
		$\delta O^{18} \text{ ‰}$	$\delta C^{13} \text{ ‰}$	$\delta O^{18} \text{ ‰}$	$\delta C^{13} \text{ ‰}$	
石 灰 岩	I	20	-4.37	+2.13	-4.62	+2.23
	II	18	-8.96	-4.53	-8.45	-5.09
		2	白 云 岩		-9.51	-6.04
		7	-9.61	-4.00	-9.83	-4.41
		29	-11.43	-5.10	-10.28	-6.75
		26	-13.06	-3.78	-13.60	-5.67
		27	-13.21	-3.14	-13.56	-3.59
		23	-13.52	-2.47		
		28	-15.08	-6.00		
		30	-10.43	-4.17		
		31	-11.56	-2.62		
		33	白 云 岩		-13.00	-5.33
		32			-6.66	-9.68
		35			-8.56	-7.67
		34			-11.56	-7.15
	白 云 岩	I	19	-1.57	+0.77	-2.09
1			-2.18	-2.54	碎 屑 岩	
2			-2.41	-2.47	石 灰 岩	
3			-2.55	-2.79	碎 屑 岩	
4			-2.69	-1.29	碎 屑 岩	
33			-3.15	+1.73	石 灰 岩	
27			-3.27	-1.46	-3.20	-1.70
II		25	-4.72	-0.77		
		24	-4.77	-0.46	-4.79	-0.33
		17	-5.07	-3.71		
		16	-6.13	-3.92		

续表 1

岩石类型	样号	绿 豆 岩 底 板		绿 豆 岩 顶 板	
		$\delta O^{18} \%$	$\delta C^{13} \%$	$\delta O^{18} \%$	$\delta C^{13} \%$
菱 镁 岩	8	-3.82	-0.45	-1.84	-5.23
	9	-4.39	-4.34		
	10	-4.49	-4.00	-4.22	-8.74
	15	-7.52	-5.36		
	14	-9.52	-6.92		
	12	硬 石 膏		-13.71	-19.71

白云岩的碳同位素组成, 底板样品变化在+1.73‰至-3.92‰之间, 而顶板样品则变化在-0.33‰至-1.70‰之间。空间分布无规律, 与 δO^{18} 的变化趋势也无明显的联系。

菱镁岩的碳同位素, 自成一独立系统, 呈明显的负值。其变化趋势与 δO^{18} 颇多相似之处, 即在菱镁岩分布区的边缘偏高, 中央部分偏低。例如, 绿豆岩底板, 由西向东, δO^{18} 从-4.34‰ $\rightarrow$ -4.00‰ $\rightarrow$ -6.92‰ $\rightarrow$ -5.36‰; 绿豆岩顶板, 由-5.23‰ $\rightarrow$ -8.74‰ $\rightarrow$ -19.71‰, 东部边缘因无样品, 趋势不明。

讨 论

沉积碳酸盐岩中氧同位素的分布, 主要取决于介质的温度和盐度。在盐度一定的广海沉积中, δO^{18} 是温度的函数, 温度低则 δO^{18} 高, 温度高则 δO^{18} 低。温度每升高4℃, δO^{18} 约降低1‰。反之, 如果温度一定, 则 δO^{18} 取决于盐度, 盐度高则 δO^{18} 高, 盐度低则 δO^{18} 低。据 Epstein 和 Mayeda (1953) 以及 Craig 和 Gordon (1965) 对北大西洋表层水的研究, 盐度与 δO^{18} 之间存在着简单的线性关系。

本区范围虽大, 但与地球的气候分带相比, 仍然是一个小区域。可以推断, 本区在三叠纪时的气候, 不可能存在足以引起氧同位素分馏的温度差别。因此 δO^{18} 的变化可以看作是蒸发作用或是古盐度的标志。

碳同位素组成基本上与温度无关, 主要受介质氧化还原条件的控制。一般说来, δC^{13} 的富集程度随着碳原子氧化程度的增加而增强, 即 $CO < CH_4 < Cd < CO_2 < CO_3$ 。换言之, δC^{13} 偏负的程度是环境闭塞程度和还原强度的标志。但碳同位素组成在海相和淡水碳酸盐岩中也有区别。前者接近于0‰, 而后者则贫 C^{13} 而富 C^{12} (据 Keith 和 Weber (1964) 对 183 个样品的统计, 为 -4.93 ± 2.75 ‰)。

综上所述, 我们完全有理由将 δO^{18} 与 δC^{13} 作为反映盐度和循环条件的环境标志, 并根据它们在平面上的分布来恢复环境和重建古地理, 为此, 笔者编绘了“绿豆岩”顶、底板碳、氧稳定同位素的平面图 (图1、2、3、4), 将本区划分为四个单元, 其同位素地球化学特征如下:

1. 黔桂广海区

本区位于贞丰—贵阳—福泉一线以南,出露广海相的骨屑灰岩。其 δO^{18} 值,“绿豆岩”顶板灰岩为 -4.37% ,底板灰岩为 -4.62% ,二者极为接近。

资料证明,海洋碳酸盐岩的 δO^{18} 与地质时代有很大的关系。现代样品 δO^{18} 接近于 0% ,随着时代的变老,氧同位素有逐渐变轻的趋势(Degens和Epstein, 1964; Keith和Weber, 1964)。不考虑时代的因素,盲目地将古代样品的数据与现代样品对比是危险的。但是现有的资料表明,这种时代效应并不影响对同期沉积的比较分析。考虑到本区的地质背景^①及其它环境标志,笔者认为 $\delta O^{18} = -4.50\%$ 应为三叠纪时正常开阔海的氧同位素值。同理可以认为, $\delta C^{13} = +2.20\%$ 应为当时循环通畅的正常浅海的碳同位素值。

2. 西南萨布哈台地

本区包括贞丰—贵阳一线以北、尤门山以东的广大地区。区内广泛发育白云岩沉积,常见硬石膏或石盐等蒸发沉积与之共生,氧同位素资料与这一地质事实相符。大多数白云岩的 δO^{18} 值变化在 -1.57% 至 -3.27% 之间,较正常海的石灰岩高出 $1-3\%$,证明蒸发作用导致的同位素分馏仍然保存在地质纪录中。据以可以推断本区在早中三叠世时,应为干旱气候条件下的萨布哈型碳酸盐台地(图1)。

碳同位素的分布比较复杂。总的说来, δC^{13} 均较广海区为轻,说明水流不畅,环境相对比较闭塞。而等值线图上反映出来的起伏变化,说明在萨布哈台地内部存在着氧化还原条件的差别,可能与局部地形变化有关,也可能是因为水体极浅或滞流所致。

“绿豆岩”底板的 δC^{13} ,以遵义一带为最高(-0.77 — -0.46%)。高县一带和成都以西偏低(分别为 -4.53% 和 -4.17%)。其它地区大多在 -2.50% 左右(图2)。

“绿豆岩”顶板的 δC^{13} 普遍较前者为低。除遵义一带继续保持高值(-0.33%)之外,其它地段的 δC^{13} 分布与底板之间无继承性。这就说明本区在“绿豆岩”沉积之后,闭塞滞流状况有所发展。但是台地上并无固定的地形单位,只有一些随时在变迁的地形起伏。这正是萨布哈台地的重要特点之一。

3. 沙漠菱镁矿湖

本区位于北碚—利川之间。区内菱镁矿沉积发育,外围为白云岩围绕。其氧同位素在中央部分偏轻,边缘部分偏重,似呈同心状或牛眼状分布。

沉积菱镁矿在自然界中极为罕见。迄今为止,尚未发现海洋环境中有菱镁矿沉积的实例。在美国加利福尼亚 Bissell 附近,薄层状菱镁矿沉积与灰绿色粘土呈互层产出。据研究,该区的菱镁矿为沙漠盐湖沉积。湖水原富 Na_2CO_3 。而后,富含 $MgSO_4$ 的溶液输入,并与 Na_2CO_3 反应,导致了菱镁矿的形成。

本区的菱镁矿大多为泥晶结构,具有原生沉积的特点,菱镁矿分布区,空间上轮廓清晰,时间上有一定的连续性,当为一萨布哈台地上的孤立湖盆。氧同位素组成贫 O^{18} ,说明该湖盆曾有大量淡水输入。湖滨强烈的蒸发作用使 δO^{18} 偏高,而湖心部分,因有大量淡水贮留而保持偏低的特点。

碳同位素的空间分布及其所指示的湖盆轮廓,与氧同位素资料极为吻合。极轻的 δC^{13}

① 吴应林、朱忠发, 1981, 西南早中三叠世“绿豆岩”等时面的沉积相与沉积环境。

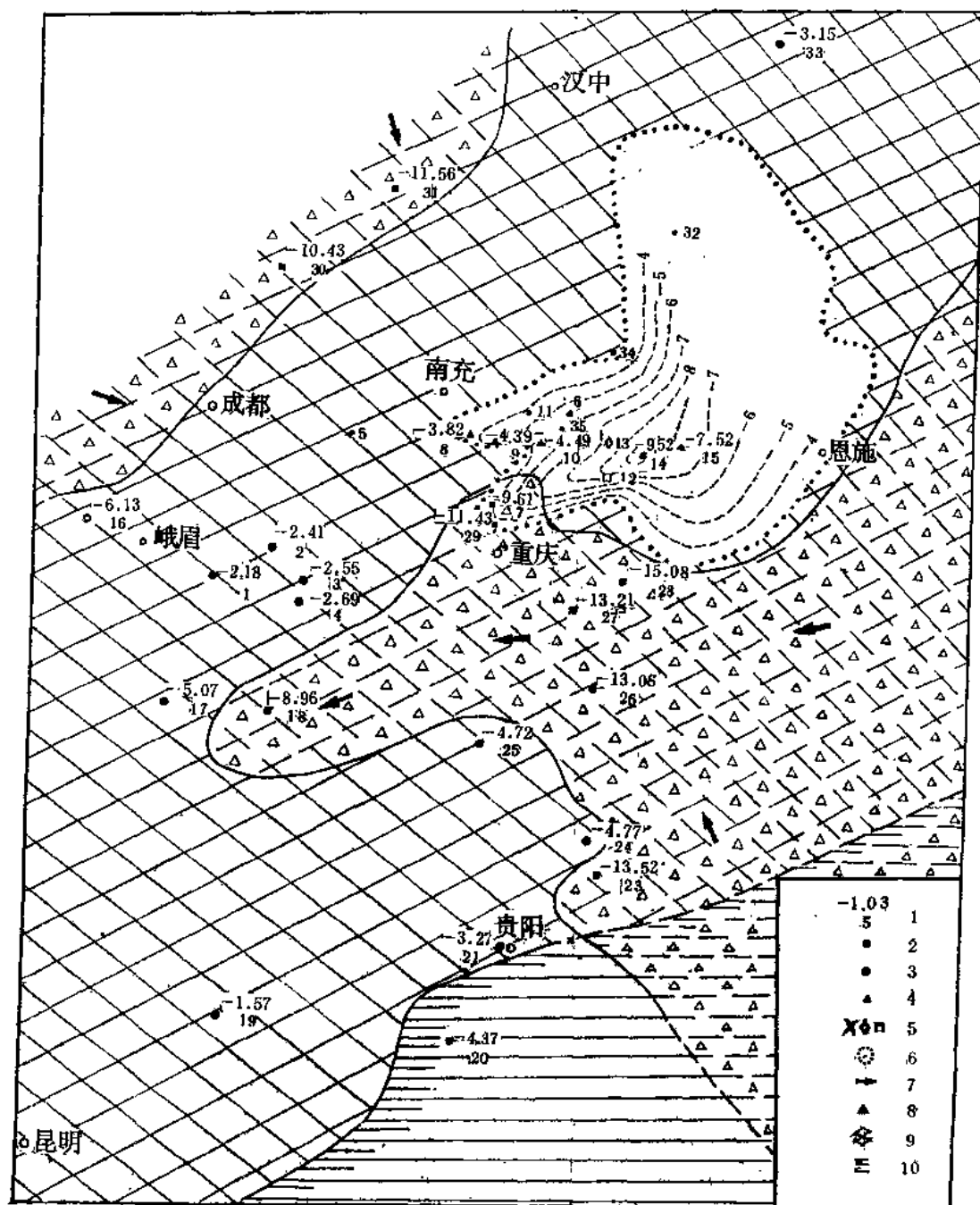


图 1 “绿豆岩”底板碳酸盐岩的 δO^{18} 等值线图

贵阳—贞丰—福泉一线以南， $\delta O^{18} = -4.37\%$ ，为正常的开阔浅海，成都以西和重庆以东， δO^{18} 值极轻，为地下淡水活动导致的白云岩化区。除此以外的白云岩区， δO^{18} 值偏高（相对于正常海背景值），为萨布哈型的蒸发碳酸盐台地，南充—利川之间， δO^{18} 极轻，为一闭塞的沙漠菱铁矿湖。

1—碳、氧稳定同位素值及样号；2—方解石；3—白云石；4—菱镁矿；5—碎屑岩、石膏、硬石膏；6—淡水盆地；7—地下水运动方向；8—地下水活动区；9—古萨布哈；10—古开阔海

（图2—4，均同此图例）

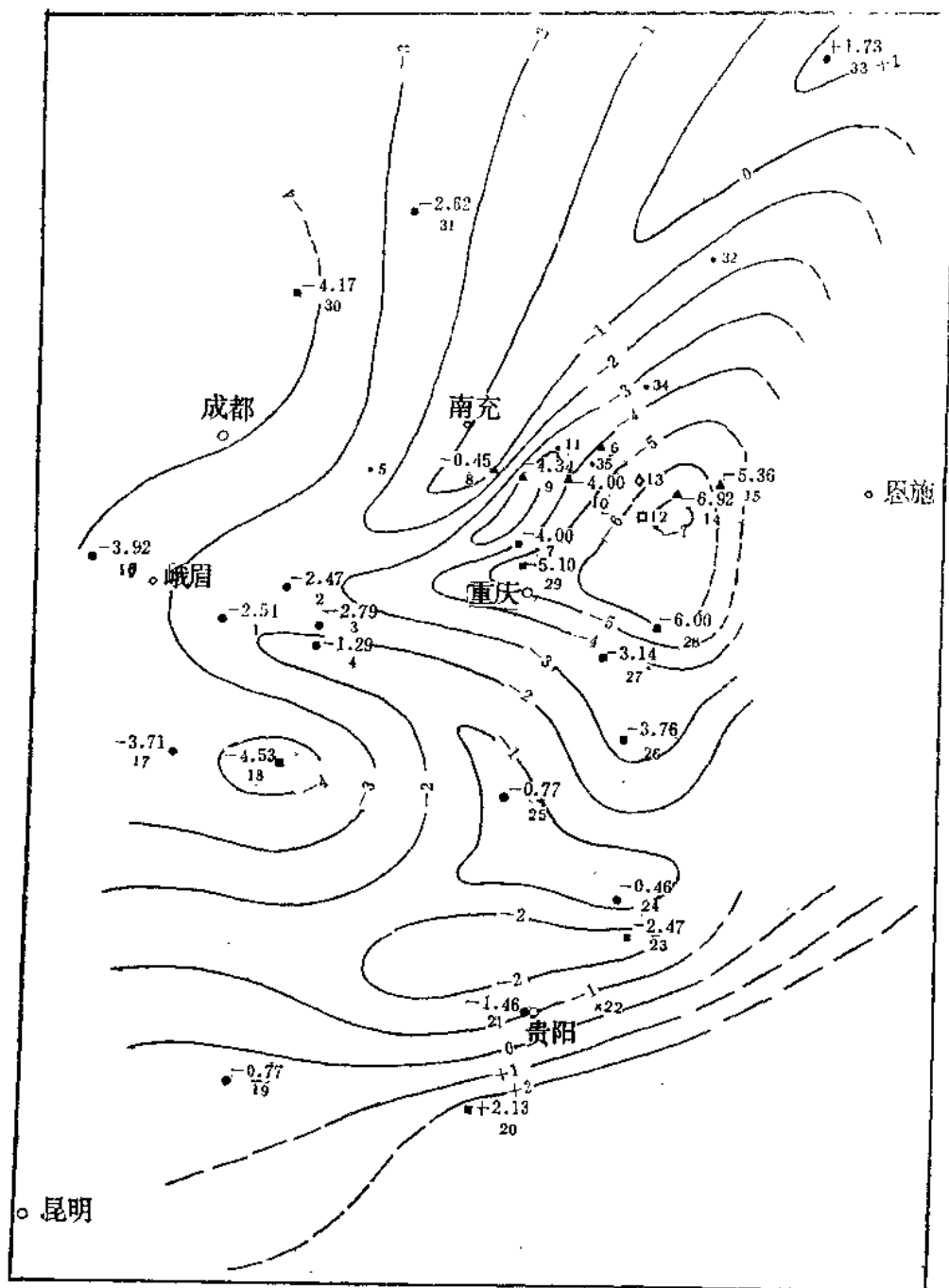


图2 “绿豆岩”底板碳酸盐岩的 δC^{13} 等值线图

黔桂广海区 $C^{13} = +2.13\%$ 。地下淡水活动引起的去白云化,不影响 δC^{13} 的分布,故在图上无反映。萨布哈台地上, δC^{13} 普遍变轻,在空间上变化又无一定趋势,说明氧化还原条件的差别是受不稳定的地形起伏控制的。但是,北碚至利川间的菱镁矿盆地,以极轻的 δC^{13} 为特征,却十分醒目。

值,说明水体滞流,还原程度很高,当为一深水湖泊。湖区周围广安、镇巴、遵义等地的 δC^{13} 高值,反映以氧化作用为特征的地形隆起带。在“绿豆岩”顶板沉积时期,盆地滞流

程度有所发展,湖心部分竟达-19.71‰之巨(见图4)1 如此轻的碳同位素值,在碳酸盐岩中是极为罕见的。仅在一些富含有机质或与富含有机质岩石共生的碳酸盐岩中见及。一般认为此类碳酸盐的形成与细菌氧化甲烷所产生的 CO_2 有关 (Faure, G. 1977)。因此,本区

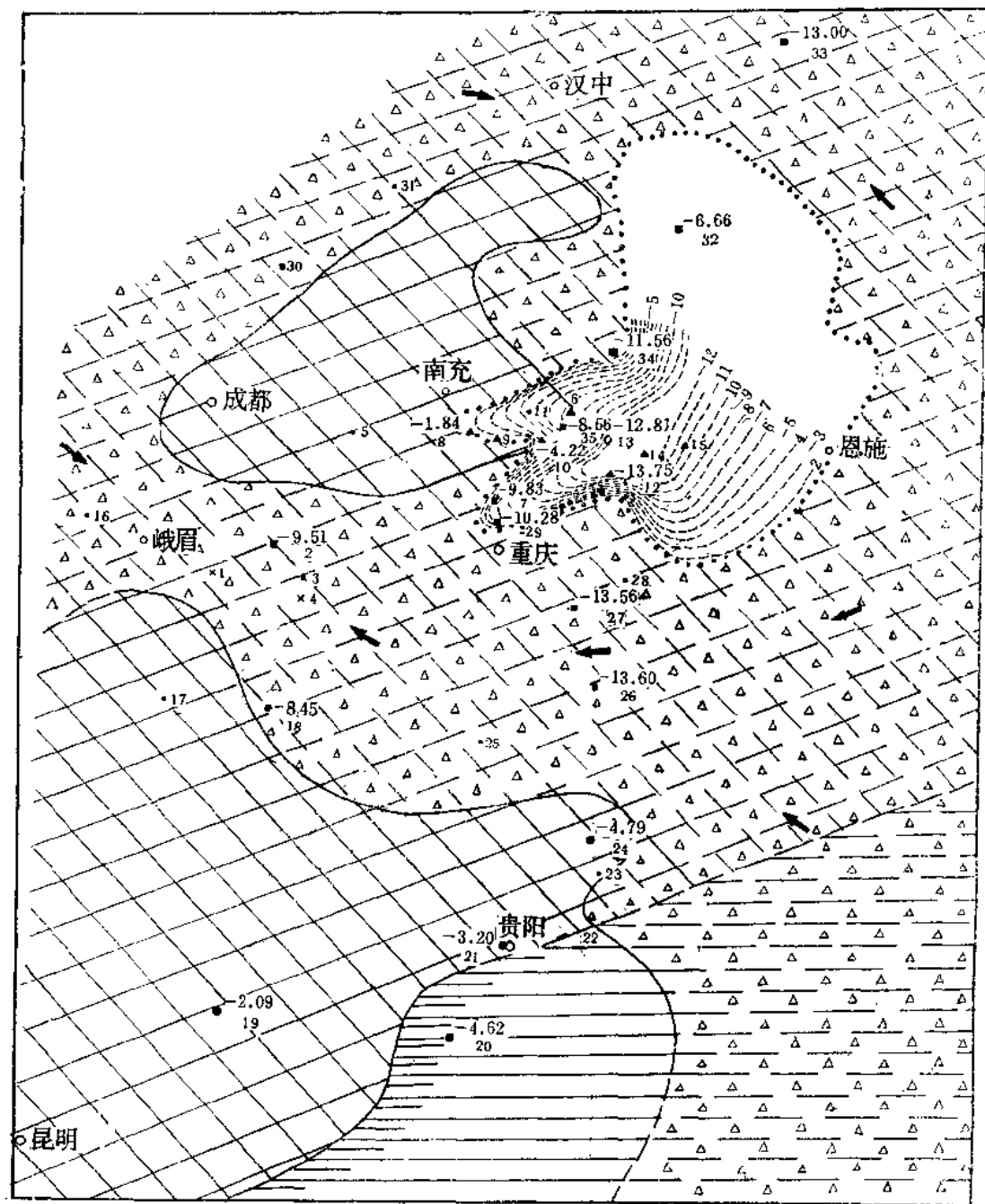


图3 “绿豆岩”顶板碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 等值线图

与图1比较,广海位置未有明显变化。萨布哈台地上的菱铁矿湖进一步发展, $\delta^{13}\text{C}$ 变得更轻,最显著的特点是淡水活动区的扩大,去白云岩化的范围更广。因此萨布哈台地的原始沉积纪录遭到严重的破坏。

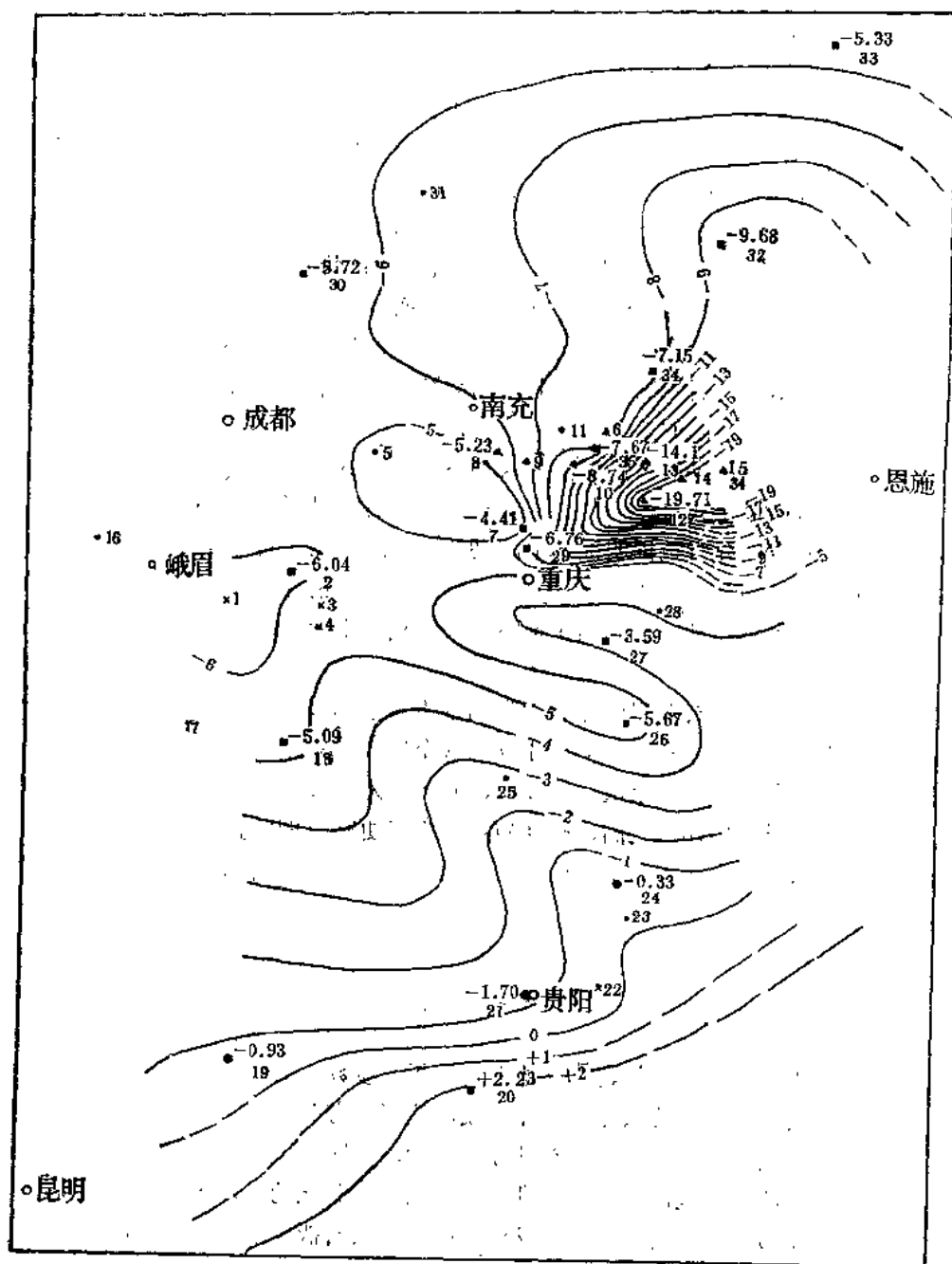


图 4 “绿豆岩”顶板碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 等值线图

与图 2 比较, 广海区的 $\delta^{13}\text{C}$ 基本未变。去白云岩化无影响。萨布哈台地的 $\delta^{13}\text{C}$ 值进一步偏轻, 说明还原程度有所增加。等值线的形态与底板之间无继承性, 说明 $\delta^{13}\text{C}$ 的变化不是受固定地形单元的影响。菱镁矿湖的滞流程度继续增加。

菱镁矿的成因是否与细菌活动有关, 殊堪注意。

4. 次生石灰岩带

宜宾以东至鄂西广大地区以及龙门山区的“绿豆岩”底板石灰岩, 其稳定同位素值迥异于其它。 δO^{18} 呈极大的负值。如龙门山地区为 -10.43% 至 -11.56% ; 在宜宾以东地区, 则变化在 -8.96% 至 -15.08% 之间, 且有越向东越轻的趋势。但是碳同位素组成却与周围的白云岩无区别(见图1)。

上述氧同位素值与淡水灰岩接近。但是在这样的干旱滨海带, 出现淡水灰岩的可能性是不存在的。而且 δC^{13} 值亦与淡水灰岩不符。结合地质产状及岩石结构特征, 笔者认为这些灰岩应为淡水作用下去白云岩化的产物, 是一种次生灰岩。

去白云岩化是一种不改变矿物结构的转变过程。在此过程中, 碳原子不发生交换, 故其同位素组成保持不变, 而氧同位素则要参加交换而与地下水达到平衡。因此碳、氧同位素对这一过程的反映是不同的。

去白云岩化与淡水活动有关。淡水渗入地下, 变成低盐度的地下水, 流过蒸发碳酸盐岩时, 石膏率先溶解而使其Ca/Mg比升高, 从而为去白云岩化提供了物质前提。

次生石灰岩的空间分布也证明地下水活动的存在。从图1可见, “绿豆岩”底板次生石灰岩的分布区明显地分成两股水舌。一股来自西部, 其前锋在成都—昭化一线; 另一股来自东部, 其前锋可达高县一带。由于地下水的影响, 水舌边缘的白云岩亦已发生部分去白云岩化, 故 δO^{18} 偏低。

“绿豆岩”顶板次生石灰岩的分布, 说明地下水活动区进一步扩大。两股水舌终于连成一体, 将原来的白云岩分布区分割成孤立的残余块体。一个在成都—南充之间, 其 δO^{18} 为 -1.84% ; 另一个在宜宾—余庆一线以南, 其 δO^{18} 为 -2.09% — -4.79% 。而淡水活动区的 δO^{18} 在 -8.45% 至 -13.6% 之间, 较“绿豆岩”底板更轻(图3)。

淡水活动区随着时代而不断扩大的事实说明, 去白云岩化作用是在沉积期后不很久的时间内发生的。

结 论

碳酸盐岩沉积的碳、氧同位素组成是重要的环境参数。氧同位素组成反映盐度或蒸发条件, 而碳同位素则与盆地的氧化还原程度或滞流程度有关。

综合碳、氧稳定同位素资料及岩石学证据可知, 本区在“绿豆岩”沉积时期, 为一干旱炎热地区。正常的开阔浅海在贞丰—贵阳一线以南, 其北为一广袤的碳酸盐台地, 其环境与当代萨布哈相似。强烈的蒸发作用导致了硬石膏及石盐等蒸发沉积的广泛发育。在这一萨布哈台地上, 地形稍有起伏, 但一般不成为固定的地形单元, 说明在某种程度上类似沙漠环境。

北碚、利川之间的菱镁矿盆地是一个沙漠盐湖。同位素资料足以说明其深度较大, 介质滞流, 有较大量的淡水补给。

在“绿豆岩”沉积后的一段时间内, 本区东部和西部的地形隆起成为淡水的补给源。淡水活动导致了萨布哈白云岩广泛的去白云岩化, 形成了大面积的次生石灰岩。

以上环境分析对于在本区寻找蒸发沉积岩有现实意义。淡水活动区是找盐的不利地区。

参 考 文 献

- [1] Faure, G, 1977, Principles of Isotope Geology John Wiley and Sons, Inc. 463P.
- [2] Hatch, F. H., et al. 1964, Petrology of the Sedimentary Rocks Thomas Murby and Co. 408P.

CARBON-AND OXYGEN-STABLE ISOTOPE GEOCHEMISTRY OF THE CARBONATES ABOVE AND BELOW THE SYNCHRONOUS MARKER "MUNG BEAN" ROCK BETWEEN THE EARLY AND MIDDLE TRIASSIC IN THE SOUTHWEST CHINA

K. J. Hsü

(Geologisches Institut ETH Zürich)

He Qixiang

(Changchun Geological Institute)

Wu Yinglin and Zhu Zhongfa

(Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources)

ABSTRACT

Triassic marine sediments are widely distributed in Southwest China. Having the "mung bean" rock between the early and middle Triassic as a synchronous marker, the carbon-and oxygen-stable isotope geochemistry has been studied.

The spatial distribution of the composition of carbon-and oxygen-stable isotope indicates the instantaneous aspect of paleogeography in the geological meaning. The obtained data show that there was an open sea in the south and a Sabkha-type evaporitic carbonate platform in the north at that time. A magnesite lake lying on desert occurred in the middle of the platform.

Penecontemporaneously with the sedimentation, fresh water coming from both northwest and east dissolved gypsum so that the subsurface water with high Ca/Mg ratio formed. The movement of the subsurface water towards the centre of the platform caused wide dedolomitization of the Sabkha sediments.

The environmental units and the action area of subsurface water show characteristic values of carbon-and oxygen-stable isotope.

攀西地区层状基性、超基性岩成岩成矿机理 及其形成时代的探讨

刘振声 须同瑞

一、绪 言

地处我国西南的西昌—渡口地区（简称攀西地区），广泛分布基性、超基性岩体（图1）。其中层状岩体和相关的矿产，已名闻中外，是世界重要钒钛磁铁矿区之一。

在本区对基性、超基性岩及其赋存矿产进行过工作的有中国科学院贵阳地球化学研究所，中国地质科学院矿床地质研究所，成都地质矿产研究所，成都地质学院，四川省地质局等所属单位的有关同志，他们对岩体进行了大量的工作，取得了不少有益成果；对成岩成矿机理和形成时代进行了多方面的研讨，但在认识上还存在着分歧：在形成时代方面，有的认为晚于二叠系玄武岩，是华力西晚期的深成侵入体。有的依据同位素年龄，认为是华力西早期深成侵入体（ $340 \pm$ 百万年—钾氩法），早于二叠系。在成岩成矿机理方面，虽然大都采用结晶重力分异火成堆积说解释成岩成矿过程^[6]，不同的是，前者同时指出岩体、矿体受二叠系玄武岩的吞蚀破坏^①。

上述两种不同意见，不仅反映出对岩浆旋回特征的认识上，而且对预测找矿的看法也迥然不同。“先喷后侵”论者认为大片玄武岩下可能隐伏有岩体、盲矿体，对二叠系玄武岩分布区较好的物、化探异常应予以重视，而“先侵后喷”论者则认为玄武岩对岩体、矿体起了破坏作用，不利于找矿。

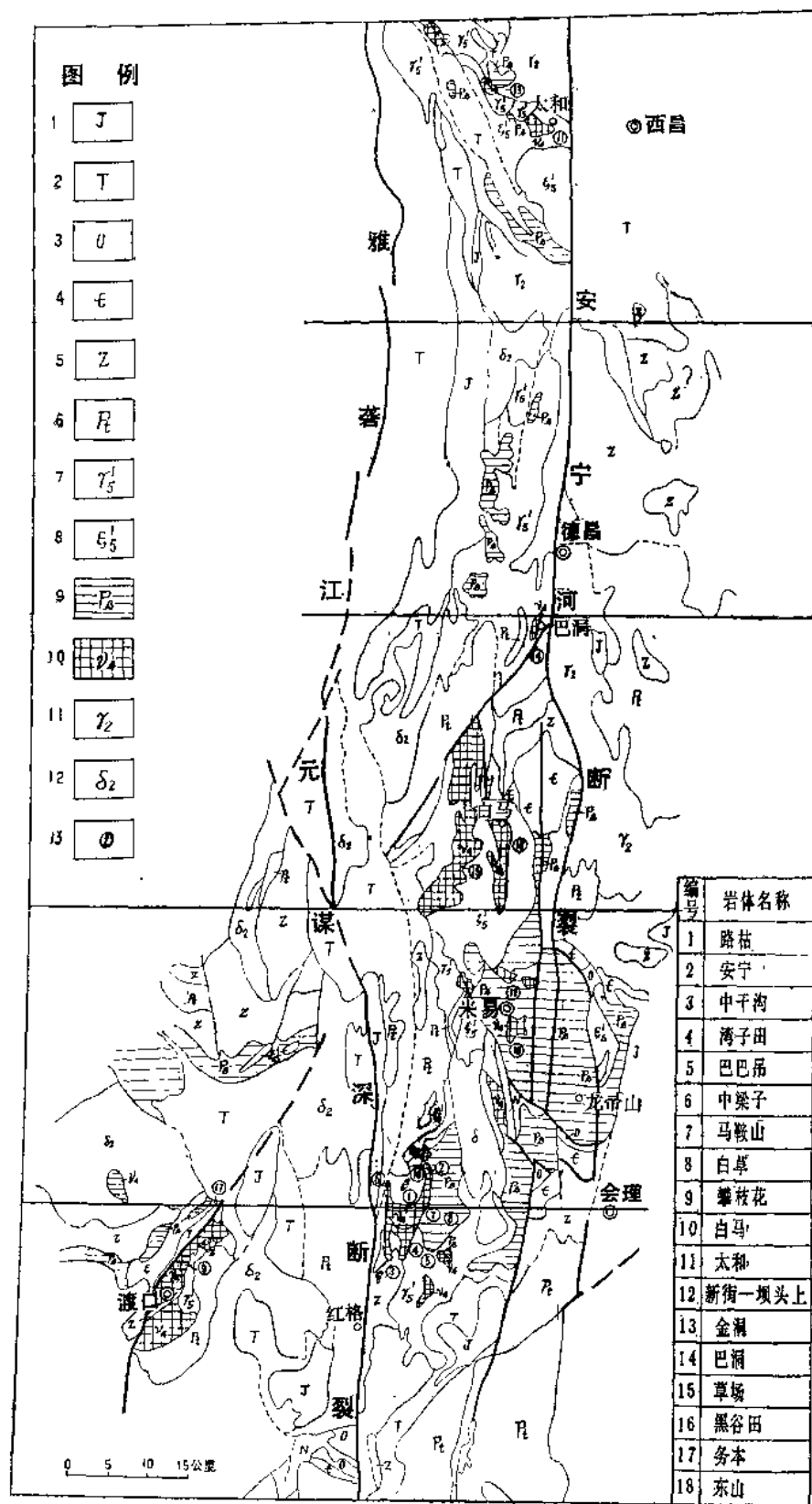
笔者通过几年来的实地观察和室内工作，初步认为层状岩体与二叠系玄武岩是同时或稍晚形成的，是与火山岩密切相关的浅成火山小侵入体。现仅就其相互关系及成岩成矿机理等进行探讨，不当之处，希阅者批评指正。

二、岩体地质特征

（一）岩体形成深度

据前人资料^[2]攀西地区震旦系厚千米左右，寒武系—奥陶系总厚也是千余米，二叠系灰岩厚只有3—4百米。在岩体分布的地轴轴部，古生界盖层更薄。此外在二叠纪玄武岩浆喷发之前，又遭受到几个地质时代的长期剥蚀（表1），到二叠纪时，所残留的厚度就更所剩无几了。因此这些层状基性、超基性岩体形成时的盖层，一般小于2.5公里，成岩深

① 八二〇协作组，1973，西昌地区“八二〇”成矿规律初步研究报告。



注：据唐兴信图修编

图 1 西昌—渡口地区与钒钛磁铁矿有关的基性、超基性岩分布图

1—1 侏罗系；2—2 三叠系；3—3 震旦系；4—4 震旦系；5—5 震旦系；6—6 震旦系；7—7 震旦系；8—8 震旦系；9—9 震旦系；10—10 震旦系；11—11 震旦系；12—12 震旦系；13—13 震旦系；14—14 震旦系；15—15 震旦系；16—16 震旦系；17—17 震旦系；18—18 震旦系。