川南黔北白垩一第三纪沙漠相及其意义

李玉文 陈乐尧 江新胜

(地质矿产部成都地质矿产研究所)

虽然从 1979 年起就有人曾多次提出乐山大佛砂岩是沙漠沉积(李玉文、曾良谨,1979⁰; 王孟筠、曾良谨,1984;李玉文,1987),但从沉积学的角度进行专门研究,是地矿部成都地质 矿产研究所白垩—第三纪课题组从 1986 年才开展的。本文则是该专题的摘要报道。鉴于沙 漠沉积物,特别是古沙漠沉积物,是一个复杂的地质体,本文拟从地质背景、地层概况、沉积 物结构构造特征,以及与现代风成砂沉积的对比等诸方面的综合分析,探讨其沉积环境及其 意义。

研究过程中,曾得肖永林、李文汉等同事大力帮助,承焉利华同志协助野外和室内工作, 在此一并致以谢意。

一、地质概况

(一)地质背景

本文研究的白垩一第三纪沙漠沉积位于四川地块的西南缘。四川地块由印支运动形成 广阔的内陆盆地格架,于侏罗纪构成完整的四川盆地(包括黔北)。在侏罗纪末期至白垩纪早 期,由于盆地南东东方向的推力,加上龙门山断裂的走滑,四川盆地向北西西倾斜,东部和南 部广泛升起,北部和西部局部下降,接受了城墙岩群及与其相变的天马山组的河、湖相沉积。 此期沉积盆地的四周,东部和南部平缓,西部和北部高差悬殊,故形成了北西部的巨厚的粗 大的磨拉石堆积,以及南东部的较薄而粒细的砂、泥质岩石。早白垩世晚期,由于南南西方向 的推力(或南东东方向的张力),四川地块作南西-北东方向的天秤运动,北部和东部上升,南 部和西部下降,构成南东东-北西西向沉积盆地,并且最早下降的是南东部,先沉积了川南嘉 定群下部的窝头山组和乐山地区的夹关组的下部,然后陆续沉积了川南的打儿凼组、乐山地 区夹关组上部(本文称大佛砂岩)以及邛崃的夹关组。本文主要研究打儿凼组和大佛砂岩沉

[●] 向第二届全国地层会议参观四川白垩系的外宾介绍

岩相古地理

积时期的沙漠沉积及其环境。该沉积环境是在一个南西有峨眉山、大凉山和大娄山高地的南 边陡峻北边平缓的地形背景下,在古地磁反映的亚热一热带的纬度上,在古气候转为干旱的 条件下,在已有的河流湖泊沉积环境的基础上,逐渐形成的。尔后,沙漠环境被河湖环境所逐 渐代替,但在第三纪又形成有相对较小规模的沙漠环境。

(二)地层概况

不少地层古生物工作者(李玉文,1981、1982、1983、1987;王孟筠、曾良锋,1984;叶春辉, 1983)对含有沙漠沉积的嘉定群进行过研究和讨论,提出过多种划分对比意见。笔者对川南 黔北与沙漠沉积有关的地层提出以下划分对比方案(表 1)。

表1 四川盆地西部和南部白垩--第三系划分对比表

Table 1. The division and correlation of the Cretaceous-

	地层	邛崃一天全	乐山		宜宾一习水	说明			
第三	始 新 统	一							
系		余光坡组	尔光坡组			有盐で			
	古新统	金鸡关组	金鸡关组	弘	柳岛组	有沙漠			
	上统	灌口组	灌口组	定	高坎坝组 *	有盐矿			
自		夹关组	夹 上 部		合组				
業	中统		关 (大佛砂岩)	8F	打儿凼纠	有沙漠			
ホ			组 下部		窝头山组				
	下 统								
٦	下伏层 遊 菜 镇 纠 (J ₃)								

Eogene strata in western and southern Sichuan Basin.

1. 四川乐山地区

习称嘉定群,为一套红色碎屑岩建造,自下而上划分为夹关组、灌口组、金鸡关组和余光 **坡组。**

夹关组为砖红色中厚层一巨厚层状细粒长石石英砂岩,下部夹不规则泥质粉砂岩,底 部偶见石英砾石,与下伏晚侏罗世蓬莱镇组假整合接触。上部厚一巨厚层状砂岩中,大一巨 型斜层理和交错层理极其发育,著名的乐山大佛刻于其中,故本文称为大佛砂岩。仁寿高店 子该组下部产瓣鳃类 Sphaerium sp.,介形类 Ziziphocypris ucita,Cypridea concisa 等化石,峨眉川主 乡的该组中部见恐龙脚印。地质时代为中白垩世。组厚 370m 左右。

灌口组 以棕红色泥岩为主,与同色细粒长石石英砂岩构成不等厚互层,局部见方解石 晶洞,产石膏。产介形类 Quadracypris favosa, Limnocythere leshanensis,有孔虫 Nonion sichuanensis 等 化石,时代为晚白垩世。组厚 480m 左右。

金鸡关组为砖红色厚层至块状细粒长石石英砂岩,偶夹泥质粉砂岩薄层,细砂岩中斜层理发育。组厚140m左右。

余光坡组 为棕红色泥岩与粉砂岩互层,以前者为主。产介形类 Ilyocypris cuashanensis,

4

Limnocythere hupehensis 等化石。组厚大于 140m。

金鸡关组与余光坡组的地质时代应为古一始新统。

2. 四川宜宾一习水地区

曾套用乐山地区地层名称,亦称嘉定群,现已由区调队自下而上划分为窝头山组、打儿 凼组、三合组、高坎坝组和柳嘉组(李玉文,1983;王孟筠、曾良馑,1984)。

窝头山组 为砖红至紫红色厚层至块状泥质长石石英砂岩夹砖红色泥岩,底为砾岩或 含砾砂岩,假整合于上侏罗统蓬莱镇组之上,顶部为砖红色泥岩。该组岩性在横向上略有变 化,西部色调单一,砖红色,石英含量高,底部砾石稀少,上部砂岩中尚见有石膏矿化(宜宾宗 场),组厚百余米;东部岩石色调不一,偏暗,长石含量较高,底砾发育,组厚 200—300m。该组 产瓣鳃类 Plicatounio(P.) cf. naktongensis,介形类 Cypridea(C.) angusticaudata,C. (Bisulcocypridea) longa, Latonia dorsipinula,轮藻 Flabellochara hangzhouensis,螺类 Amnicoda zinguensis,叶肢介 Orthestheria sp. 等化石,地质时代为中白垩世早期。

打儿凼组 为砖红色块状、巨块状细粒长石石英砂岩。大一巨型斜层理或交错层理极其发育。仍为西薄(百余米)东厚(二百余米)。几乎全为砂岩,罕见泥岩夹层,仅在东部该组下部获得介形类 Cypridea(C.) cf. yunnanensis, C. (C.) angusticaudata, Mongolionella sp. 和叶肢介 Orthestheria sp. 等化石,地质时代为中白垩世早期。

三合组 上部砖红色薄层至厚层状粗至细粒岩屑长石石英砂岩夹少许泥岩条带,中下部为砖红色薄至厚层状不等粒岩屑长石石英砂岩夹砖红色泥岩,构成不等厚互层。砂岩中微 细层理发育,并见波痕;泥岩具干裂。组厚度亦西薄(近二百米)东厚(三百余米)。产瓣鳃类 Trigonioides sp.;介形类 Quadracypris crassa, Cypridea (Bisulcocypridea) sp., Harbinia lauta, Latonia subovata;以及轮藻和叶肢介等化石。地质时代为中白垩世晚期。

高坎坝组 以砖红色块状长石石英砂岩为主夹多层同色泥岩。砂岩斜交层理较发育,偶见波痕、雨痕。西部厚五百余米,东部残厚数十至五百米。产介形类 Cristocyprilea sp., Sinocypris (Quadracypris) sp. 1, Tangxiella suchuanensis, Bairdia? sp. 及叶肢介和轮藻等化石。地质时代为晚白 垩世。

柳嘉组 中下部为淡砖红色厚层至块状细粒长石石英砂岩,夹少许棕红色泥岩透镜体; 上部泥岩夹层增多,构成砂、泥岩互层。该组底部巨型单斜层理和交错层理发育的巨块状砂 岩与下伏高坎坝组整合接触。该组残厚 40—88m。泥岩夹层甚少,化石罕见,仅发现介形类 化石 Candona cf. mininfliza, Eucypris sp. 等,地质时代可定为古至始新统。

3. 邛崃一天全地区

本文认为此地区的夹关组仅相当于宜宾一习水地区的三合组以及乐山地区的夹关组上部。这是因为邛崃夹关组下部即发现中白垩世晚期的介形类 Cristocyprilea 属和 Quadracypris 属,这只相当于三合组的化石面貌。这一地层对比关系的改变,将涉及研究区内沉积环境的时空演变的差异。

二、沙漠沉积特征

本文所述的沙漠沉积,是指地史时期中,在气候干燥、雨水稀少、蒸发量远大于降水量的 陆地上,由强烈的风力作用和与之紧密相关的其他作用所形成的古沉积物(不包括黄土)。由 于地形、气候和局部或暂时水力作用的影响,以及时间的推移和空间的差异,在狭义的风成 沉积环境之间或其毗邻部位,不排斥有水力作用和风力水力叠加(或联合)作用所形成的沉 积物。本文将力图说明川南黔北白垩一第三纪风积作用与水积作用的纵横演变,但限于篇 幅,在沉积特征方面着重图示风成标志。

(一)沉积物性质

从前述地层概况可以看出,研究区内沉积物以红 色碎屑岩为特性;所保存的化石均为陆相,并局限于薄 层粉砂质泥岩中;泥岩常有干裂,均说明其为大陆炎热 干旱环境的产物。尤其是宜宾地区的打儿凼组和柳嘉 组,以及乐山地区的大佛砂岩,为大面积的砖红色块 状、巨块状细粒长石石英砂岩,其中,石英含量大、成熟 度高、分选性好,并均有红色铁膜包裹,偶含砾石亦为 风棱石(图 1)。结构构造特征(后述)所反映的风成沙 丘砂的沉积在这些组、段中占有优势地位。碳酸盐岩透 镜体(夹于宜宾三合乡巨型平板状交错层砂岩之间)从 成分上反映了蒸发丘间的存在。至于这套沉积之下的

图 1 乐山关子门大佛砂岩中的风棱石 Fig. 1. Ventifact from Dafo Sandstone in Guanzimen, Leshan.

泥裂、石膏矿化等地质特征,则说明当时该区趋向干旱,是沙漠化的前奏;而这套沉积物之上 的成百上千米厚的河流相砂、泥岩的出现,则表示沙漠环境已结束。

(二)沉积构造

1. 层面构造

在川南黔北白垩-第三纪红层中,由水介质原因产生的层面构造,如冲刷痕迹、充填构 造、波痕等,到处可见。而由风力作用造成的波状层面尚仅见于乐山关子门大佛砂岩一大型 交错层的底面,波长长达 40cm,波高仅 2cm,波痕指数高达 20,波峰上常有小砾石存在(小风 棱石),波谷平滑凹形(图 2)。打儿凼组和大佛砂岩具大一巨型交错层理的绝大多数层面为 水平削切面(图 3)。干裂、雨痕等层面构造偶见于乐山任家坝和石龙等地大佛砂岩所夹的湿 丘间沉积的泥质薄层或粉砂质透镜体层面上。生物的作用可以在层面上造成特殊痕迹,峨眉 川主夹关组中部砂岩层面上留下的恐龙足印(据 1:200000 峨眉幅区调报告)就是一例,反映 出沉积物暴露在大气当中。





图 2 乐山关子门大佛 砂岩交错层底界面略图 Fig. 2. Sketch showing the lower bounding surface of cross-beds from Dafo Sandstone in Guanzimen, Leshan. 属于风成砂岩的准同生变形构造在打儿凼 组、大佛砂岩和柳嘉组中比较普遍。例如乐山石龙 大佛砂岩大型交错层的前积纹层的褶皱变形使纹 层面产生复杂的弯曲,酷似美国犹他州石炭二叠 纪风成韦伯(Weber)砂岩的风成岩变形构造。乐 山肉联厂后坡大佛砂岩交错层个别前积纹层的变 形也显示出风成砂由于粘滞作用和压性崩塌造成 的特有变形构造。马家湾的大佛砂岩则见有生物 搅动作用造成的准同时变形构造。

2. 层理类型

(1)**交错层理**:这是本区最常见的层理类型, 主要有两种:

①大一巨型平板状或平板一楔状交错层理, 主要见于打儿凼组和大佛砂岩,一般单层厚 2m



图 3 乐山夜景旅馆大佛砂岩中 水平削切面素描图 Fig. 3. Sketch showing horizontal truncation surface in Dafo Sandstone of Yejing Hotel, Leshan.

许,10m 厚的亦不罕见(图 4)。横向延伸非常稳定,达数百米。前积层倾角大,与交错层的上 界面多呈 28°左右交角,大者可达 32°以上。同一交错层的前积层倾向较为稳定,不同交错层 的前积层倾向则有较大变化,以 N40°至 N140°范围内居多,所反映的动力介质流向(风向)主 要为西、北西或南西方向。



图 4 乐山磨儿岩大佛砂岩 巨型平板状交错层素描图

Fig. 4. Sketch showing large-scale tabular cross-bedding from Dafo Sandstone in Mo' eryan, Leshan.



图 5 宜宾柳嘉乡柳嘉组 大型楔状交错层素描图 Fig. 5. Sketch showing large-scale wedge-shaped cross-bedding from the Liujia Formation

in Liujia, Yibin.

②大一巨型楔状交错层理,主要分布于柳嘉组、大佛砂岩和打儿凼组,其前积层倾角、交 错层规模和展布情况与平板状交错层相似。其中由于成因不同可有两种形态,一种是由于后 一个沙丘在前一个沙丘基础上爬升而成(图5中的A、B);另一种是由于同一沙丘上的向风 坡沙席盖在背风坡的交错层上(图5的B、C)。

(2)单斜层理:这种层理在本区风成沉积物中主要有两种形式:

①大一巨型单斜单层,常夹于具水平或波状层理的丘间沉积之间,多为平板状,巨厚,前

岩相古地理

积层倾角大(22-30°),上端与上伏层底面高角度相交,下端与下伏层顶面相切。它只反映一次沙丘运移过程和被吹蚀后的残留记载(图 6 的 E)。在大佛砂岩中常见,打儿凼组次之。

②大一巨型单斜层组,由2个或2个以上的单斜层重叠而成,反映着几次风力方向基本 相同的沙丘在同一地区的多次水平削切面上运移的叠覆过程(图6的B、C)。

3. 构造综述

6

无论在沙丘内还是丘间沉积物 中,各种沉积构造均构成不同的序 列,现以乐山肉联厂后马家湾后山 剖面为例。该剖面有一个残厚 35m 的沙丘交错层组,上下界面(一级界 面)水平,为地下水面保护和吹蚀作 用形成的水平削切面,间隔三个时 期的风积层理(图7的A、B、C)。其 中,第一个时期的构造为沙丘背风 坡高角度巨型交错层(残厚 8m 余) 及其上的向风坡的沙席低角度反向 交错层(图7的Aa、Ab);经吹蚀后, 在水平削切面上堆积的第二个时期 的巨型交错层组(图7中的B)又可



图 6 乐山任家坝大佛砂岩大型单斜层理素描图 Fig. 6. Sketch showing large-scale monoclinalbedding from Dafo Sandstone in Renjiaba, Leshan.

分出 4 个二级界面, Ba 和 Bb 是一次沙丘推移的背风坡和向风坡的沉积记录, Bc 至 Bf 是又 一次更大规模的沙丘爬升并超过前一次沙丘的结果, 背向坡交错层由于风向较小的改变,造 成了二个二级界面, 最后一次沙席(图 7 的 Bf)则超覆了其前的二级界面。当然, 由于粘结和 崩塌的差异在任一个交错层内还可见到更小的三级界面。第三个时期的沉积(图 7 的 C)显 示水平层理, 但当剖面转 90°后, 所看到的却仍然是交错层, 那是风向偏转的结果。



图 7 乐山马家湾大佛砂岩剖面素描图 Fig. 7. Sketch showing section of Dafo Sandstone in Majiawan, Leshan.

(三)沉积结构

1. 粒度

本区沙漠沉积物的粒度集中在砂粒 级,砾石和粘土极少。砂粒级中又主要是 细砂,其次是中砂,粉砂甚微。它们在不 同类型沉积物中又有不同的分布。需要 说明的是,粒度分析成果虽已较为广泛 地被用来解释沉积环境,但终有一定的 局限性,只能作为恢复或重建古环境的 参考因素之一。

(1) 粒度分析:我们对本区不同地 点、不同部位的打儿凼组、大佛砂岩和柳 嘉组的岩石以及敦煌月牙泉沙丘砂等 102 件样品作了粒度分析,结果如下。

(6)

A. 三角图(图 8、9),绝大多数样品点集中在中一细砂组的 95—100%的三角区内,并且 大部份又集中在端点附近,在 50—90%的中一细砂组区内的只有几个样品。这与绝大多数 样品取自风成砂岩以及少数样品取自湿丘间沉积的情况吻合。





图 9 宜宾地区打儿函组和柳嘉组 风成沉积系统粒度三角图 Fig. 9. Schematic triangular diagram

showing grain size of eolian depositional system from the Da' erdang Formation and Liujia Formation in the Yibin area. 同时,本区北西部(图 8)与南东部(图 9)粒度分布 有所差异,前者相对较粗,后 者相对较细。北西部的乐山 地区大佛砂岩 52 个样品中 有 18 个样的粗砂级含量超 过 10%,而南东部的宜宾地 区的 50 个样品几乎全无粗 砂,个别样品只有不到 1% 的粗砂,仅采自湿丘间的一 个样品含有 4.65%的粗砂。

B. 直方图,限于篇幅, 只列举 12 个代表样品的情 况。从(图 10)中可以看出: (A)川南黔北古风成砂与敦 煌月牙泉现代风成砂相似, 粒度众数集中,百分比值高, **多位于 2—3**₀, 少数在 1— 20 间;(B)从总体看,自北西 的大佛砂岩向南东的打儿凼 组粒度由粗变细;(C)从白 垩纪的打儿凼组至第三纪的 柳嘉组,自下而上,粒度有变 细趋势:(D)无论风成还是 水成沉积的偏态和众数位置 均有变动(尽管所计算的风 成砂以正偏为主)。

C.累积曲线图(图11), 从图中所附几个代表样品可 以看出大部分是正偏态分布 的S形曲线,乐山大佛砂岩 (样品号 4、35、37)和宜宾打 儿凼组(51、77)以及柳嘉组 (95、96)的粒度累积曲线与

敦煌月牙泉现代风成砂丘的粒度累积曲线大致平行,S形很陡,表明众数值大,分选性好,





图 10 川南黔北白垩—第三纪风成沉积系统粒度直方图(并 与敦煌月牙泉现代沙丘砂①对比).98、92……等为样品号码。 Fig. 10. Histogram showing grain size of Cretaceous-Eogene eolian depositional system in southern Sichuan and northern Guizhou, in comparison with modern dune sand from Yueyaquan, Dunhuang(1). 98,92,.....indicate sample number.





图 12 部分样品的粒度分布对数概率累积曲线图 4.乐山关子门大佛砂岩 35.乐山大佛寺大佛砂岩 50.乐山石龙大佛砂岩 51、56、75.宜宾三合打儿凼组 93、95、96.宜宾柳嘉乡柳嘉组 ①敦煌月牙泉现代抄丘 ②美国 Queantoweap 风成抄丘(据S·J·约翰森、1988)

Fig. 12. Plot of log-probability curves for grain size distribution of some samples.
4=Dafo Sandstone in Guanzimen, Leshan; 35=Dafo Sandstone in Dafosi, Leshan; 50=Dafo Sandstone in Shilong, Leshan; 51,56,75=Da' erdang Fm in Sanhe, Yibin; 93,95,96=Liujia Fm in Liujia, Yibin;
①=modern dune in Yueyaquan, Dunhuang; ②=eolian dune of Queantoweap Sandstone in Arizona,
U. S. A (from S. J. Johansen, 1988).

(6)

其细粒尾端长于粗粒尾端,多为正偏态。少数曲线不规则(宜宾打儿凼组夹层,样品号 56), 为湿丘间积。

D. 概率累积曲线图(图 12),图 12A 表示宜宾柳嘉组沙丘砂(曲线 93)与敦煌现代风成 砂(曲线①)及美国亚利桑那州西北部 Queantoweap 风成沙丘砂(曲线②)比较。93 号样品的 曲线为典型风成砂曲线,其跃移组分占绝对优势,达 97%以上,中粒段陡直,斜率达 77°,比 敦煌月牙泉现在风成沙丘砂的分选性还好;粗截点(CT)位于 24,粗粒段限于 1—24,此段虽 很陡直(斜率达 60°),但仍不能说其全为推移组分,即便算作推移组分,也小于 1%,对整个 曲线的分析结论无大的影响。细截点(FT)位于 2.84。这些特征,与目前多数工作者提出的鉴 别沙丘砂的各项标准一致。且较风成的 Queantoweap 砂岩(S.J. Johansén, 1988)曲线更显风 成成因。图 12 中的其他曲线与 93 号基本相同,均以跃移总体为主,达 95%以上,高者达 98%以上(曲线 35、96),其斜率高(大于 65°),分选性极好;多数无 CT(曲线 4、35、50、75、 95),即缺粗尾;少数有 CT 的,其推移总体亦小于 0.2%(曲线 51、96),CT 位于 1—24之间, 粗尾极短,FT 均在 2—44之间;并且所有曲线大于 44 的细粒均低于 1%。总体特征显示风 成成因。唯图 12C 中的曲线 56 是采自湿丘间的样品,其斜率小,没有明显的 CT 和 FT,分选 性很差,大于 44 的细粒组分竟达 40%以上,显然是水成沉积。

(2)粒度参数(表 2):

A. 分选系数(S_o) 绝大多数样品 S_o小于 1.25,说明分选性极好。部分样品(例如 93、51 等号)分选系数(S_o=1.09)比敦煌月牙泉现代风成沙丘砂的(S_o=1.12)还低,分选更好,是 这些样品属于古风成沙丘产物证据之一。

地点	层位	样品 编号	Φ5%	ф18%	¢25%	Ф50%	¢75%	фа4%	фе5%	Md (mm)	M (mm)	σι	SKı	Kg	s.	环境
敦煌	沙丘	1	1. 53	1.61	1. 67	1. 83	2.00	2. 08	2. 22	0.28	0. 28	0. 24	0.10	3.28	1.12	沙丘
乐	+	4	0.80	1.10	1.23	1.43	1.73	1. 80	2.17	0.38	0. 37	0.35	0.07	1.89	1.19	沙丘
		30	1.73	2.10	2.23	2.43	2.90	3.13	3. 43	0.19	0.17	0.52	0. 27	1.46	1.26	沙席
ш	704	35	1.90	2.17	2.30	2.50	2. 80	2.96	3. 27	0.18	0.17	0.40	0.14	1.89	1.21	钞丘
地	129	44	2.40	2.58	2.64	3.07	3. 41	3.63	4.02	0.12	0.12	0.51	0.12	1.40	1.31	丘间
X	岩	50	1.58	1.86	1.97	2.10	2.53	2.64	2.89	0.23	0.21	0.39	0.30	1.82	1.21	沙丘
宜	打	51	2.07	2. 27	2.28	2.43	2.53	2.77	3. 43	0.19	0.17	0.25	0.41	2.89.	1.09	钞丘
	JL.	56	1.02	2.32	2. 98	3.82	4.55	4.76	5.49	0.07	0.09	1.22	-0.24	0.59	1.73	湿丘间
	凼	77	1.87	1.97	2.11	2.30	2.60	2.86	3.43	0.20	0.18	0.43	0.34	1.80	1.19	沙丘
宾	釦	78	2.10	2.24	2.33	2.43	2.67	2.98	3.44	0.19	0.17	0.37	0.50	2.38	1.13	抄丘
		92	2.17	2.33	2.43	2.53	2.79	3.13	3.63	0.17	0.19	0.40	0.50	2.22	1.13	沙丘
地	柳	93	2.11	2.25	2.30	2.43	2.56	2.61	2.89	0.19	0.18	0.18	0.09	3.49	1.09	沙丘
	蠠	95	1.73	1.97	2.13	2.34	2.57	2.67	3.13	0.20	0.19	0.35	0.04	2.01	1.17	沙丘
R	<i>4</i> 1	96	1.89	2.12	2.20	2. 33	2.53	2.70	3.17	0.20	0.19	0.29	0.30	2.47	1.12	沙丘
	-11	98	1.83	2.23	2.37	2.53	3.07	3.30	3.68	0.17	0.15	0.54	0.34	1.37	1.28	钞席

表 2 部分样品的粒度参数

Table 2. Grain size parameters for some samples.

B. 偏度(SK1)绝大多数为正值,均在 0-1 之间,多在 0-0.5 之间(表 2),按一般情况, 微正偏是风成砂的特点。

C. 粒度中值(Md) 绝大多数样品的 Md 在 0.15-0.35mm 之间,并集中在 1.14-0.23

mm 之间;同时平均粒度径(M)绝大多数亦在 0.17-0.21mm 之间,这也是风成砂的特点。

D. 标准偏差(σ₁)绝大多数小于 0.50,按福克(1957)分级,算分选性好至很好,这与分选系数(*S*₀)基本吻合。只是二者计算公式均受粒度分析筛分级的限制,从不同的角度计算的结果有所差异。

E. 峰态参数(*Kg*) 在大多数样品中为 1. 6—3,属很窄峰态;一部分为 1. 6—1. 1,为窄峰态;少部分大于 3,为极窄峰态;只有湿丘间积样品小于 0. 7,属很宽平峰态。本区大多数峰态参数高,所反映的是风成砂的特征。

我国常用的峰态计算公式(福克和沃德)为 $Kg = \frac{\phi_{55} - \phi_5}{2.44(\phi_{15} - \phi_{25})}$ 。笔者认为有较大缺陷, 因为事实上 Kg 不与($\phi_{95} - \phi_5$)成正比,而是与($\phi_{95} - \phi_5$)乘一校正系数后成反比,故本文采用 以下计算式: $Kg = \frac{1.22}{(\phi_{95} - \phi_5)} + \frac{1}{2(\phi_{75} - \phi_{25})}$ 。关于峰态(或称尖度)计算公式,不在本文作讨论。

2. 颗粒形态

砾石级的颗粒,主要产于风成系统之下的地层以及远丘外沉积物中,它们的扁平系数和 磨圆系数比较复杂,有的为河流产物,有的则为湖滨沉积。风成砂岩中所见砾石极少,均为滞 留于层间界面上分散的风磨石,小者2-5mm,大者20-35mm,呈三棱或多棱状,砾面光滑,并 可见主风向面被风蚀的凹形光面,砾面有麻窝、碟坑等风蚀痕迹(图1)。

砂粒级的颗粒,在本区风成沉积物中普遍具有很高的磨圆度和球度。据显微镜目估,粗砂级颗粒达Ⅳ级。全为浑圆状;中砂级颗粒为Ⅱ级,为圆状颗粒;细砂级颗粒亦在Ⅱ级以上, 为次圆状,少数颗粒达Ⅱ级,为圆状颗粒。本区风成砂不仅大粒级的滚圆度高,小粒级的也很 高。

砂粒表面均有红色铁膜包裹是本区风成的特征之一,即便它们被吹入湿丘间,与湿丘间 积混在一起,也与那些水成(暂时水)的白色透明的砂粒大不相同,而易于辨别。

在放大镜和肉眼下,无论洗不洗去铁膜,这些砂粒都显示为无光泽的光滑颗粒,但在显 微镜下,特别是扫描电镜下,则可清楚地看到粒面是粗糙的,毛玻璃化的,并且有无数的麻 点,还可见强风暴造成的碟形坑。在不少颗粒表面上还常有 SiO2的再沉积物,形成不规则的 蛋白石。

三、沉积环境

(一)概 述

• 从前述沉积特征不难看出,川南黔北的大佛砂岩、打儿凼组和柳嘉组存在许多风成沉积标志,具有沙丘、沙席、丘间积和丘外积的各种典型特征,说明风成系统的存在。其分布面积很大,北从仁寿、乐山向南东经犍为、荣县、宜宾、南溪、合江、江安、纳溪、赤水至叙永、古蔺、 习水等17个县的部分地区。在垂直剖面上常在200m厚度范围内反复出现风成沉积,并且以沙丘积为主。这从宏观上反映了川南黔北白垩一第三纪存在着大面积的较长时期的沙漠环境。从沙丘沉积物大一巨型交错层所反映的风向,主要为西风,包括西北风和西南风,说明风成物质主要来自当时盆地的西部的剥蚀地区,以及较远时期的中生代沉积。这与本区风积物在本区西北部较粗,南东部较细(见粒度分析部分)的粒度变化相符。由于气候的反复,在大量风积物中夹有部分水成沉积,在剖面纵、横向均表现为风水相间,以风为主。这就是本文下 面要讨论的沙丘、丘间和丘外沉积等不同的风成沉积类型。

(二)风积环境类型

1. 沙丘

沙丘是研究区内沙漠沉积的主要类型,在前述分布范围内到处可见,不少剖面上可以看到若干次沙丘推移的记载。 以宜宾三合剖面为例,打儿凼组自下而上可见9次沙丘沉积记载(图13左)。在乐山大佛寺大佛砂岩(夹关组上部)剖面中可见多于10次的沙丘沉积记载(图13右)。乐山关子门剖面可见5次沙丘沉积记载,石龙剖面可见4次以上沙丘沉积记载。

本区沙丘积的第一个特征是大一巨 型高角度交错层或单斜层的存在(图 3、 7),交错层前积纹层上部陡倾 25°以上, 高者 34°,下部变缓,常与下界面相切 (图 2、7)。交错层多为平板至楔形(图 4、6、7),交错层界面常平直(图 3、6),不 像河流沉积那样,在交错层中或其底部 含有泥片或具冲刷层面。在个别沙丘交 错层底界面上虽可见波状层面,但其波 痕指数极高,且粗颗粒或砾石滞留在波 峰处(图 2)。沙丘交错层的层系厚度是 相当大的,但由于古沙丘常经过剥蚀,只 保留了潜水面以下部分的厚度,使得层 面平直而厚度减少。尽管如此,至今仍能 普遍见到厚达 2-10m 的交错层记载, 15-25m 巨厚交错层亦累见不鲜(图 4、 7)。沙丘交错层内部由于背风坡的崩塌



图13 风积物折与水积物交替序列图, 左:宜宾三合打儿凼组;右:乐山大佛寺大佛砂岩。 Fig. 13. Sequences of alternating wind- and water-laid sediments. Left: the Da' erdang Formation in Sanhe, Yibin. Right; Dafo Sandstone in Dafosi Temple, Leshan.

作用的差异,可以形成交错层内的若干次级崩塌脚或次级交错层间界面,并且由于风向和风力的改变(不大的变化)也可以形成这种次级界面(图7、13)。

大一巨型平板至楔状交错层的横向稳定延伸是沙丘的又一特点(图 3、6)。这是因为沙 丘向前推移具有较大规模,由潜水面保护和吹蚀作用削切也具有较大规模的结果。平板状交 错层多属于这种削切所残留。平板一楔状交错层常是某些低角度的平行层理砂岩层截盖在 陡倾的交错层的上端所形成,前者是沙丘向风坡沉积,称为沙席,后者为背风坡崩塌高角度 交错层(图 3、7)。个别情况下,两次连续的沙丘推移过程也可在局部形成平板一楔状交错 层。但在多数情况下,两次或两次以上连续的沙丘推移过程常常留下大一巨型楔状交错层, 特别是同风向或近风向的后一沙丘沿前一沙丘的向风面爬升所致(图 5、7)。 本区沙丘沉积物的粒度中值 0.17-0.23mm,平均粒度 0.17-0.21mm,分选系数小于 1.21,多为正偏(SK1大于 0,并小于 1),峰态值 1.1-3+,粒度在垂直层序上变化很小,缺 乏粗尾……完全符合通常识别沙丘的标准。不过,需要说明的是粒度分布和粒度参数的测 定,不仅在粒径测试过程中会发生误差,而且各家计算公式从实质上讲也还只是从现代沙丘 研究中积累的一些经验公式,何况个别公式还有问题。所以,本文不特别看重这些参数,而注 重野外调查古代沙丘这一经过长期变化的复杂地质实体,并结合其保存的构造特征、物质成 分及其相互关系进行综合研究。

据对现代沙丘的研究,沙丘砂多为成熟度高、分选性好的中至细粒砂,但由于沙源的远 近、沉积的快慢,以及沙丘部位的不同,它们有不同的变化,研究区内的白垩纪一第三纪的沉 积物也是如此。例如乐山地区较宜宾地区离沙源相对较近,所以砂粒稍粗(粗者滚圆度较 好),成分成熟度较低(长石含量稍高)。当然,沙丘砂的成熟度和分选性总体上是较好的,即 使成熟度相对较低的乐山地区的沙丘砂,其石英含量仍大于 79%;不仅较大的颗粒滚圆度 极好,而且较小颗粒(小于 3%)的滚圆度也较好;分选系数在 1.2 左右(表 2),可见分选性之 好。本区沙丘砂的粒度概率累积曲线十分陡直,与我国敦煌现代风成沙丘砂的曲线接近(图 12)。

本区沙丘砂粒面包有红色铁膜,进一步观察可以看到粒面已毛玻璃化,已作过的电镜扫 描观察可见风砂相互撞击的风蚀碟坑。

现代沙丘的形态类型,可以分为线状沙丘(包括纵向和横向沙丘)、新月形沙丘、抛物线 沙丘、塔形沙丘等,但要搞清楚古代沙丘的原始形态类型则是一个极大的难题。因为古沙丘 的上部乃至沙丘大部往往被剥蚀,现今所见只是其残留部分;加之后期地质作用又可能破坏 或改造了这些残留部分,何况,即便是后期保留部分较多,但在自然界也常常难以寻觅完全 暴露的地层露头。因此,本文不作古沙丘形态类型的推测,仅阐明沙丘在本区大量存在这一 重要事实。

2. 丘间

本区丘间有干丘间和湿丘间两种类型,以前者为主。

干丘间 是沙丘之间的干旱地带,其沉积即习称的沙流、沙影和旱谷风砂沉积。沉积构 造上显示低角度交错层理,或平行层理,或水平或波状,或在肉眼下不显层理。在地质记载中 常紧跟于沙丘大一巨型交错层之下或之上,或通过沙席与沙丘相连(图 7C、13 左)。其与湿 丘间积的区别在于其颗粒分选性仍很好。更显著的区别在于这种纹层不仅本身基本不含泥 质粒分,而且也不包含水成砂岩的特有的泥片或泥质包体。本区干丘间沉积,未发现砾漠堆 积。这与四川盆地(含黔北)的沙漠沉积区是从巨大的中生代湖盆退缩而成,高差不大,缺乏 较大的河流搬运作用有关,也与本区风成沙沉积在一定程度上是对盆地过去不久沉积的水 成砂的再改造有关。当然,在些风成沉积界面上也有少量稀散小砾石的发现,它们已经风棱 化,这就补充说明了在沙漠区短暂的洪积或冲积作用不是绝对没有,但正因为它们是短暂 的,带来的砾石少、颗粒小,并且经过了长期的风蚀作用,变成了风棱石(图 1),才反映了本 区沉积环境的沙漠化。

湿丘间 是沙丘之间的局部水域或短暂水体。在沙丘、沙席或干丘间沉积岩之间,可见 到该环境沉积物。此类沉积物含粉砂一泥质组分较高(>5%)、底面具冲刷痕迹或底部夹有 泥片、具水平层理或波状层理、或具小型交错层或槽状交错层、粒序结构。曾经有人利用湿丘 1

间积的存在否定风成沉积的存在,这早已为 S. Ahlbrandt 等(1982)所批驳,勿需再加讨论。本 文要强调的是,正是大量沙丘、干丘间和一些湿丘间的共同存在才是一个完整的沙漠环境。

需要再说明一点,本区干丘间沉积中有极少量圆度较差,粒面未被红色铁壳包覆的白色 石英砂,但在湿丘间沉积中却有不少颗粒滚圆而被红色铁膜包裹的石英砂,这似乎与干、湿 丘间的特征相矛盾。我们认为前者是风力就近搬运水成砂快速沉积的结果;后者是水力搬运 风成砂沉积于水体中的结果,这就是本文前述的风力、水力的叠加作用。

3. 丘外

丘外沉积,即研究区内、外较远离沙丘的非风成沉积,因非本文主要讨论对象,在此从 略。

(三)沉积环境演变

无论从时间和空间上看,沉积环境总是处在永恒变化之中,环境中的沉积物不管在横向 上还是纵向上,差异是绝对的,如果说有某种相似也仅仅是相对的类同。本文认为那种动不 动就建立这个模式、那个典型,并且到处套用的作法是极不可取的。本文只从不同的角度对 本区环境进行讨论。

1. 小环境

本区任何一个风成剖面上,都可以看到沙丘和丘间沉积在垂向上相间,在横向上相替。 乐山大佛寺剖面有 10 次沙丘与 6 次干丘间积以及 8 次湿丘间积的相间关系(图 13 右)、反 映此地曾经历了沙漠环境的沙丘和丘间的小环境的多次变化;同时,在 200m 范围内即可见 湿丘间旁出现了大型沙丘,反映出横向的变化。野外的追索表明,在一些地方出现沙丘时,另 一些地方为丘间沉积,然后沙丘又推移到丘间,沙丘或被沙席覆盖,或被风蚀作用削平,或被 后来的沙丘所盖,或沦为丘间甚至湿丘间,被水成沉积所盖。在宜宾三合剖面上打儿凼组出 现了 9 次沙丘与 2 次干丘间以及 7 次湿丘间的相间沉积(图 13 左),也反映出该地在时间上 经历了另一个数量级的小环境的变化。

在剖面上,沙丘与干丘间积和湿丘间积的沉积物组合类型有 10 种。其中以沙丘和湿丘 间积组合居多,或从沙丘经湿丘间再变为沙丘,或从湿丘间经沙丘再变为湿丘间。这在现象 上似乎表明沙丘多由湿丘间直接发展成沙丘。然而在事实上不尽如此。因为残存在剖面上 有许许多多的风蚀面,不少干丘间由于沉积不多而被风力和水力所剥去,而湿丘间积则难被 剥去,沙丘虽易被风蚀但因厚度巨大仍残留较多。所以很难从残存剖面的沉积序列寻求原来 的环境。

尽管如此,本研究区内的残存剖面仍然表明沉积以风成为主,以宜宾三合剖面为例,风 成沉积占 79.45%,水成沉积占 20%,乐山大佛寺剖面的风成沉积占 74.32%,水成沉积只 有 24%左右。可以推想,当时的风成沉积要多得多,是一个风力作用较强的沙漠环境,沙丘 十分发育,甚至多次沙丘在同地重复推移。不过本区也不是一个大沙海,丘间的间歇河流和 短暂积水的水成沉积环境仍占有一定比例。

2. 大环境

侏罗纪的四川盆地是一巨大的内陆河湖盆地,接受着大量的红色碎屑岩沉积,气候湿 热,生物繁盛,是恐龙的广阔天地。侏罗纪末至白垩纪早期,沉积盆地缩小到北部和西部,仍 为河湖。至中白垩世,沉积盆地转移到南部和西部,并由河流湖泊转化为干旱的沙漠相。沙 漠出现之时,水草稀少,恐龙难存(至今只在沙漠沉积之下见有个别恐龙足印记载);至中白 岩相古地理

垩世中期,大片沙漠盖地,沙丘横行,丘间干旱,生境进一步缩小,统治中生代的恐龙提前退 出了四川盆地的地质历史。局部丘间小水域只保存了极少量的软体动物和节肢动物的生境。 晚白垩世,气候转为潮湿,沙漠环境被河流湖泊环境代替,其中西部以湖为主,甚至出现半咸 水的有孔虫等与海水有关的动物群,而南部河流相多于湖相,局部可见到风成作用踪迹。到 第三纪古新世,南部(宜宾柳嘉)再次出现过沙漠环境,沉积了非常好的风成砂岩。其后,未再 见到沙漠环境的沉积记载。

四、地质意义

川南黔北白垩一第三纪沙漠沉积事件,无疑在我国区域地质发展史上占有重要地位,对 于该事件的研究,将对我国沉积类型的划分和川南黔北古沉积环境的分析具有重要意义。

风成砂具有颗粒圆度好、分选性好、粉砂极少、几不含泥和石英比例高等特点,是很好的 工业用型砂的原料,乐山的风成砂岩已被大量用于铸造业。四川和黔北此类砂料藏量极大, 若予大量开发利用,将大大减少四川从湖比、广西、内蒙等地长途购运型砂的各种浪费。

渗透性好的风成砂与孔隙度差的湿丘间积相间成层,可构成很好的储油层和储水层,在 构造适当的地区可为人们提供很好的地下水资源甚至油气资源。

主要参考文献(删)

Cretaceous-Eogene Desert Facies in Southern Sichuan and Northern Guizhou and Its Significance

Li Yuwen

Chen Leyao Jian

Jiang Xinsheng

(Chengdu-Institute of Geology and Mineral Resources)

Abstract

This paper deals with Cretaceous-Eogene desert environments in southern Sichuan and northern Guizhou in terms of large amount of depositional indicators and features. It also discusses sedimentary environments, environmental evolution and their relations to palaeontology, palaeoclimate and palaeogeography based on a variety of sedimentary structures and textures in dune, sand sheet, interdune and extradune deposits as well as their geologic background. The well-sorted thick-bedded dune deposits (the maximum thickness = 35m) were deposited in Cretaceous-Eogene desert environments in southern Sichuan and northern Guizhou, but the wet interdune deposits were not developed at that time, indicating a very dry climate. The ecologic environments are responsible for the early retreat of some large reptiles such as dinosaurs from the southern Sichuan-northern Guizhou area. The authous maintain in this paper that eolian sandstones in the study area not only have cerated very good hydrogeological conditions, but also may serve as a kind of industrial material of good quality. It is undoubted that the occurrence of the depositional events in Cretaceous-Eogene deserts will occupy a remarkable position in geological history of China and that the study of the events has also great significance for the division of sedimentary facies types and the interpretation of sedimentary environments in China.