

第三章 古沙漠环境

第一节 概述

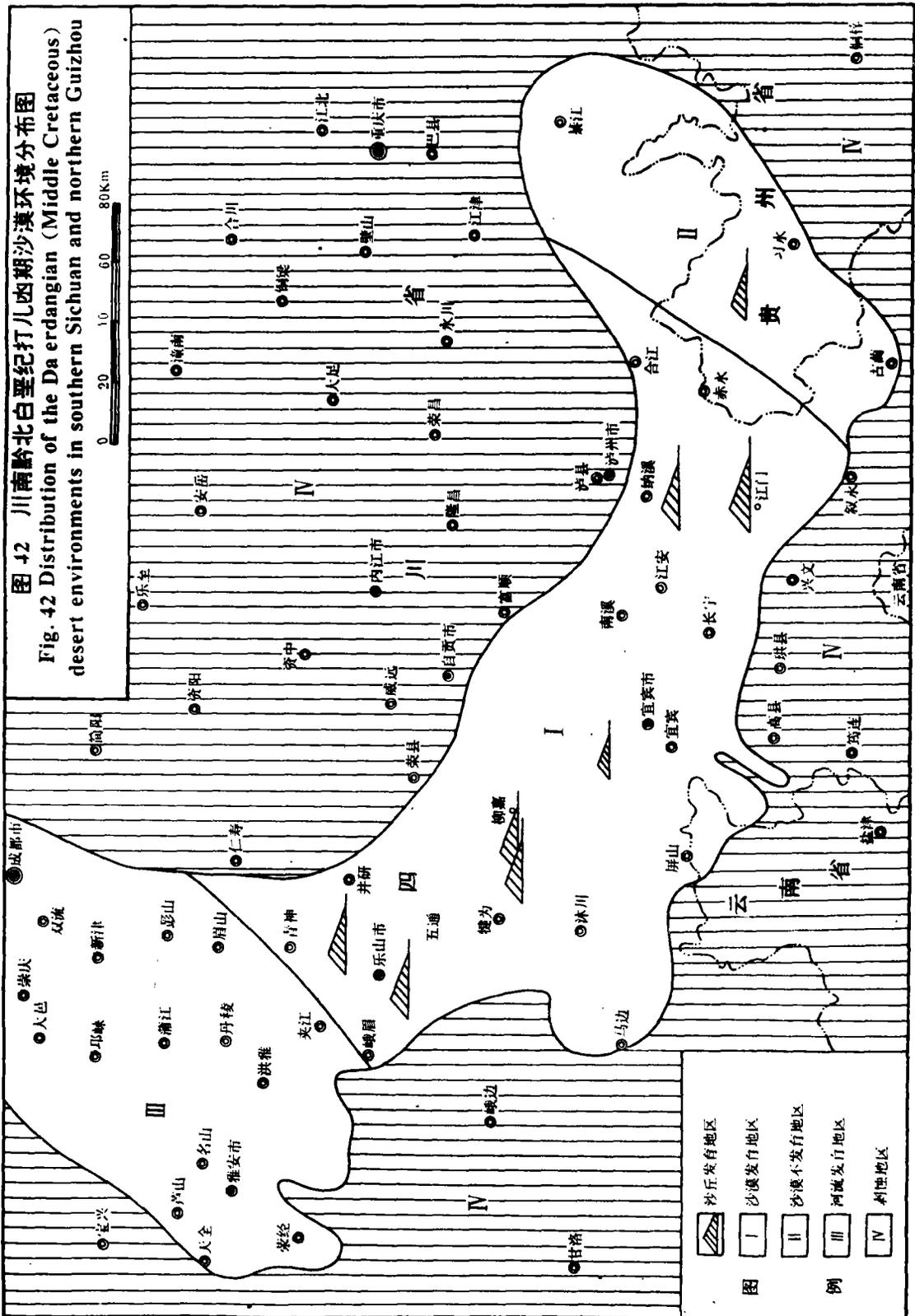
从前述沉积特征不难看出,川南黔北的大佛砂岩,打儿函组和柳嘉组存在许多风成沉积标志,具有沙丘、丘间和丘外沉积的各种典型特征,说明了风成系统的存在。其分布面积很大,北从仁寿、峨眉、乐山,南到高县,古蔺,东至习水、綦江,涉及到川南的27个县(市)的部分地区,黔北的两个县和滇东北的一个县的部分地区。面积约达两万七千平方公里(图42—43)。在垂直剖面上常在200m厚度范围内反复出现风成沉积,并且以沙丘沉积为主。这从宏观上反映了川南黔北白垩-第三纪存在着大面积的较长时期的沙漠环境。在总的沙漠环境中,不同的局部位置,分布着不同的沙漠类型。随着时间的推移,不同的环境类型又互相交换着场地,发生着环境的演变。而环境的变化,导致生境的变化。

第二节 环境类型

一、沙漠环境的分类问题

关于沙漠环境及其沉积物的论述在国际上很多,其中重要的总结性的有Mckee(1954, 1966, 1977, 1978), Mckee and Tibbitts(1964), Glennie(1970), Mckee, Douglass and Rittenhouse(1971), Rigby and Hamblin(1972), Brganella(1972), Reineck and Singh(1973, 1975), Harms(1977), Ahlbrandt and Fryberger(1982), Collinson(1986), Johansen(1988)等。他们对沙漠沉积物类型的划分意见日趋集中,具体代表性的是Reineck and Singh(1973, 1975)的划分,已被我国有关教材采纳(刘宝瑞, 1980, 任明达等, 1981; 刘宝瑞等, 1985),但关于沙漠亚环境之间的关系,以及沙漠环境与非沙漠中的风成沉积之间的关系,均不明确或不系统。通过本次研究工作看来,Reineck and Singh(1973, 1975)把尘土或黄土沉积放在沙漠环境中是不恰当的,应归于漠外风成环境,因尘土或黄土不仅物源不全来自沙漠环境内,而且沉积位置也在沙漠境外,尽管它的形成与沙漠事件有密切联系,非沙漠沙丘也存在于漠外风成环境之中,例如海滨或湖滨的零星沙丘,它们并不构成沙漠。Ahlbrandt and Fryberger(1982),在讨论风成沉积时强调沙漠中的整体风成系统是很好的意见,但仍不够全面。通过笔者对现代沙漠的观察,沙漠中风成环境中除沙丘群外,还拥有大片平缓的风成地带。而他们所指的丘外(extradune)是指哪些非风成的,但在时间和物源上和丘源有联系的环境,并未将上述平坦的风成地带包括在内。如顾名思义的话,所谓的丘外(extradune)将给人以是指丘原之外的平坦风成环境的错觉。本课题组为了澄清上述混乱和揭示亚环境之间的关系,以及明确环境与沉积物的差别,提出一个沙漠及其有关风成环境的系统分类,同时指出不同亚环境中的沉积类型。从表3可以看出,风成环境包括沙

图 42 川南黔北白垩纪打儿凶期沙漠环境分布图
 Fig. 42 Distribution of the Da erdang (Middle Cretaceous) desert environments in southern Sichuan and northern Guizhou



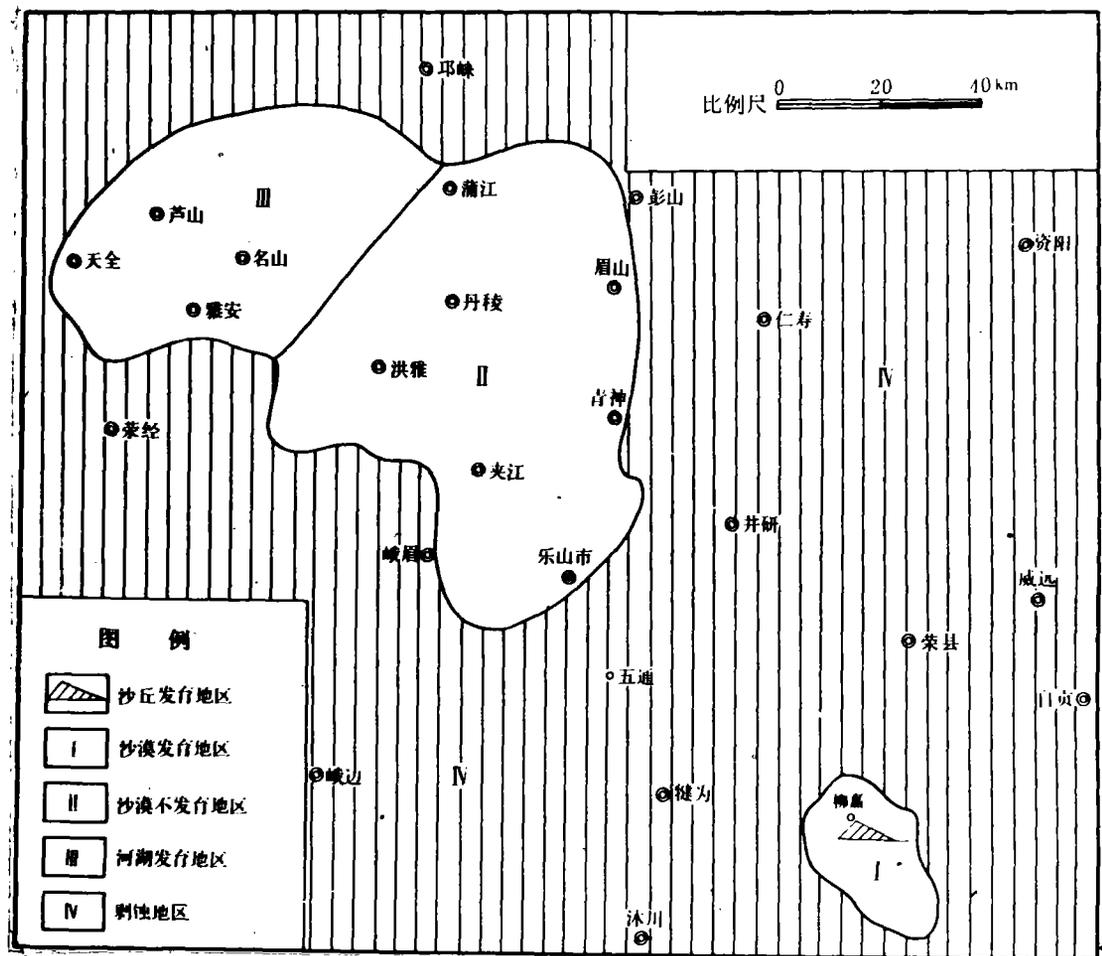


图 43. 四川老第三纪沙漠环境分布图

Fig. 43 Distribution of Palaeogene desert environments in Sichuan

漠（即广义的沙漠 desert）和漠外（extradesert）风成环境。在沙漠环境中可分岩漠、砾漠和沙漠（砂质沙漠或狭义的沙漠）（sand desert）三个亚环境，分别以风蚀残岩，砾石和风成砂为主要特征，互相有少量的渗透。在沙漠（狭义）亚环境中，系以沙丘为重点，依据与沙丘的空间位置和沉积物的差异为划分依据，可再分出沙丘、丘间和丘外三种小环境。丘间和丘外都是非沙丘的平缓地带，因而它们的沉积物类型相近，但干丘间以沙流为主（小型的薄沙条带），而干丘外以沙席为主；湿丘间的旱谷，沙漠湖和盐碱滩没有湿丘外那么发育。本文的丘外（outdune）是指沙漠环境内及沙丘群之外的广大平缓地带，它不同于 Ahlbrandt-Fryberger (1982) 所述的含糊的丘外（extradune），后者指的是非风成环境，实际上相当于本文的漠外（extradesert）。我们认为一个环境应具有一定范围的几何空间，而沉积类型常为一个相对较小的局部的产物，故一种环境中可以有多种小的沉积类型。同一沉积类型可以插入不同的环境。例如旱谷可出现于沙漠环境还可出现于砾漠环境。重要的是每一种环境要有一种主要的代表性的沉积类型。亚环境和小环境的划分对于古沙漠环境的分析很有用处，例如四川盆地南缘中的白垩世沙漠环境按理在南东和南西应有岩漠，北边应有砾漠，但现在保存下来的只有沙漠沉积记录，这就让我们可以推测，由于古沙漠维持时间不长，未

能更大面积地扩展,北边平坦区风蚀作用滞留而成的砾漠未能得到扩大的沙漠沉积的埋藏,后来的长期剥蚀和第四纪的冲刷作用已将之一扫而光;还可以推测川南黔北的沙漠是内陆断陷盆地产物,南降北升,也保存不了砾漠沉积。至于岩漠,经长期地质作用,当然也难以保存。

表3 沙漠和有关风成环境分类及其沉积物类型表

Table 3 Classification of deserts and relevant eolian environments and sediment types

沉积环境			沉积物			
风成环境 (Eolian Environments)	沙漠 (Desert) 环境	岩漠 (Rock desert) 环境		哈成达 (Hamada)		
		砾漠 (Gravel desert) 环境		沙影		
				戈壁滩		
				沙流、沙影		
				旱谷		
				沙漠湖和盐碱滩		
		沙漠 (Sand desert) 环境		沙丘 (Dune) 环境		新月形沙丘
						纵向沙丘
						横向沙丘
						抛物线沙丘
						圆形沙丘
						星状沙丘
						反向沙丘
						草丛沙丘
						沙流、沙影
						高茜斯 (Gozes)
		丘间 (Inter-dune) 环境		干丘间环境	沙席	
				湿丘间环境	旱谷	
	丘外 (Out-dune) 环境			沙漠湖和盐碱滩		
				沙席		
丘外 (Out-dune) 环境		干丘外环境	沙流、沙影			
		湿丘外环境	高茜斯 (Gozes)			
沙漠外 (Extradesert) 环境		尘土 (Dust) 沉积环境		旱谷		
		非漠沙丘 (Nondesert dune) 环境		沙漠湖和盐碱滩		
				黄土或尘土		
				海滨沙丘		
				湖滨沙丘		
				河岸沙丘		

二、沙丘环境

(一) 沙丘环境分布

沙丘是研究区内沙漠环境的主要类型,在前述分布范围内到处可见沙丘的记录,不少剖面上可以看到若干次沙丘的推移过程,以宜宾三合剖面为例,中白垩统打儿函组自下而上可见9次沙丘沉积记载(图44);在乐山大佛寺中白垩统大佛砂岩(夹关组上部)剖面中可见多于10次的沙丘沉积记载(图45);乐山关子门相当层位剖面上可见5次沙丘沉积记

载。乐山土主镇南东有一个大佛沙岩的巨大陡崖,保存十分完好,想开采石料的老乡曾设法上悬崖勘察,最后还是没有开采,原因就在于这个大石崖的石头属于古沙丘沉积,交错层十分发育(老乡称剪刀叉),石质疏松,不便成材。该剖面草木均无,5次沙丘堆积十分清楚,宜宾柳嘉组由于残留厚度不大,沙丘沉积记载的次数相对较少,但仍可见5次以上。因此,沙丘在研究区内分布很广;只是各地出现的次数和保留的部位有所差异(图42,43)。另外,许多界面是兼并面,也就是说,兼并面的形成过程中,被侵蚀掉的也许是许多沙丘沉积物。在一般情况下,最终被保存下来的沙丘仅是少数。

(二) 沉积构造特点

1. 本区沙丘沉积最突出的特点是大一巨型高角度交错层的广泛存在(图3、4、13、35—38)。交错层前积纹层上部陡倾,25—29°,高者可达40°(图46),下部变缓,常与下界面相切(图3、6、7、35—38)。交错层多呈平板状,或板-楔状(图3、6、7、11—13、35—38),交错层界面常呈平直状(图3、4、6、12、13、35、36)。沙丘交错层的层系厚度常是相当大的,但由于古沙丘常遭受剥蚀,只保留了古潜水面以下部分的厚度,使得层面平直而厚度减小。尽管如此,至今仍能普遍见到厚达2—10m的交错层单层记载。乐山关子门和宜宾柳嘉的巨型交错层单层厚达10—25m(图3、11、12)。乐山马家湾的交错层组仅两相邻水平削切面之间的部分竟达35m(图38)。乐山土主场南的则更大。如此巨大的交错层,是风以外的任何介质难以造就的。

2. 大型—巨型平板状交错层的横向稳定延伸是沙丘的又一特点。宜宾三合乡岭岭高山坡脚的打儿函组的平板状巨型交错层,可见横向的稳定延伸距离近1000m(图6)。其他各地也可见到许多类似的情况(如图12等)。这是由于沙丘向前推移具有较大规模,由潜水面保护和吹蚀作用所成的水平削切面也具有较大规模的缘故。像三合岭岭高山坡脚长达千米的板状交错层,是由于大量的横向沙丘迁移造成的。

3. 平板-楔状交错层常是某些低角度的平行纹层斜盖在陡倾的交错纹层的上端所形成的,前者是沙丘的顶积,即向风坡沉积(有的是沙席沉积),后者为沙丘的前积,即背风坡崩滑沉积。这种能见到向风坡沉积的沙丘交错层往往单层层厚不太大,可能是处于沙丘发育的初始阶段(图47)。个别情况下,两次连续的沙丘推移过程可在局部部位形成平板-楔状交错层。但在多数情况下,两次或两次以上的连续的沙丘推移过程常常留下大一巨型楔状交错层,特别是方向相同或相近的后一沙丘沿前一沙丘的未经削切的向风坡爬升时,更易形成(图37、38)。

4. 沙丘交错层内部还有两个特点:一是由于背风坡的崩滑作用的差异,可以形成交错层内部的若干次级界面,并且由于风力和风向的变化也可以形成这种次级界面(图39、48);二是交错层,即沙丘的前积层表层受到潮湿空气的粘结作用,在准同生变形过程中,在交错层内部,甚至在某几个纹层上形成压性小褶皱或断裂构造。

5. 研究区内沙丘交错层底面通常是平直的,没有冲刷面和冲刷痕迹,在交错层内和底面上也不含泥片或泥带。在个别沙丘交错层底界面处虽可见波状层面,但其波痕指数极高,且有粗粒或砾石滞留在波峰处,其下伏层并非沙丘沉积,这是典型的风蚀地形(图34)。

(三) 沉积结构特征

本区沙丘沉积物的粒度中值为0.17—0.23mm,平均粒度为0.17—0.21mm,分选系数

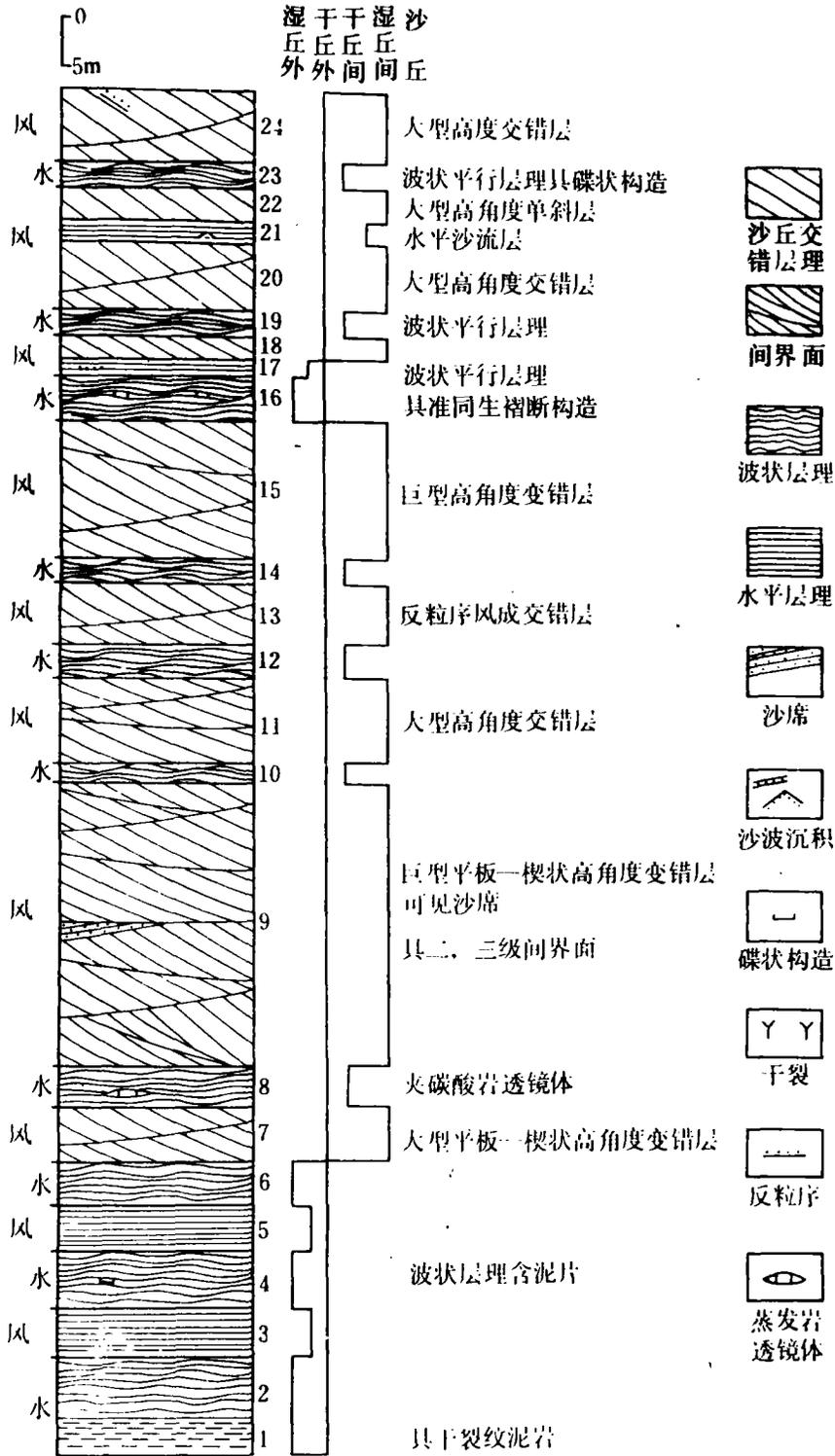


图 44. 宜宾三合打儿组风积物与水积物交替序列简图

Fig. 44 Sequence of alternating eolian and aqueous deposits in the Da'erdang Formation in Sanhe, Yibin, Sichuan

小于 1.12, 多为正偏 (SK₁ 大于 0, 并小于 1), 峰态值为 2.41—4.42, 粒度在垂直层序上变化很小, 缺乏粗尾, 完全符合通常识别风成沙的标准。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体, 并结合其保存的结构特征、物质成分及其相互关系进行综合研究。

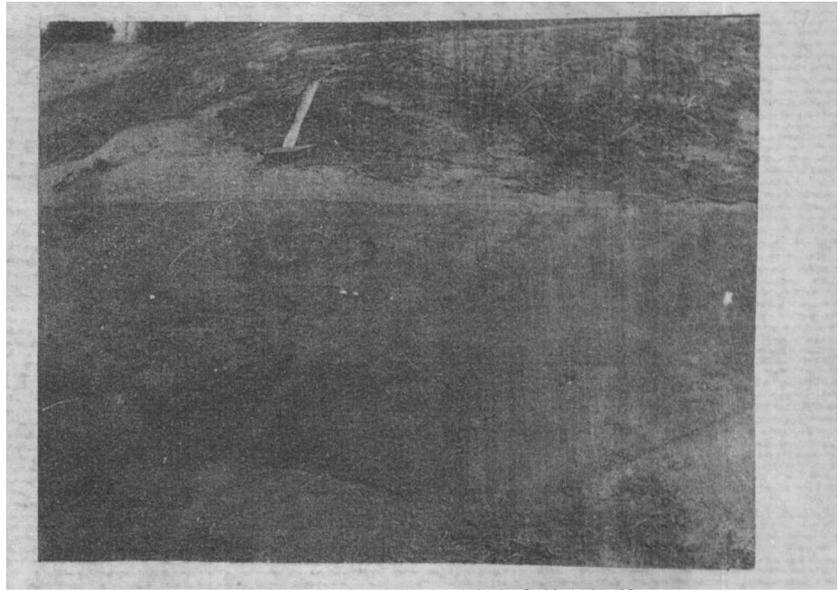


图 46. 宜宾柳嘉场柳嘉组交错层高角度前积纹层

Fig. 46 High-angle foreset bedding in the Liujia Formation in Liujiachang, Yibin, Sichuan

按照一般说法, 沙丘沙多为成熟度高, 分选性好的中至细粒沙, 但研究区的情况表明, 由于距沙源的远近, 沉积的快慢以及沙丘的部位的不同, 它们应当可以有不同的变化, 例如, 本区乐山地区较宜宾离源区相对较近, 所以沙粒稍粗 (粗者滚圆度较好), 成分成熟度较低 (长石含量稍高), 当然, 沙丘沙的成熟度和分选性总体上是较好的, 即便成熟度相对较低的乐山地区的沙丘沙, 其含石英量仍大于 79%, 不仅较大的颗粒滚圆度极好, 而且较小颗粒 (小于 3 ϕ) 的滚圆度也较好 (图 32), 分选系数在 1.20 左右 (表 2)。本区沙丘沙的粒度概率累计曲线十分陡直 (图 30、31), 与我国敦煌现代风成沙的曲线接近。

本区沙丘沙粒面包有红色铁膜, 进一步观察可以看到粒面已毛玻璃化, 电镜扫描观察可见风沙相互撞击而成的碟形坑 (图 33)。所有这些都代表着一个干旱的沙漠沙丘环境。

(四) 沙丘的形态问题

现代沙丘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, 现今可见的只是其残留部分; 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见完全暴露的地层露头, 要查明一个大型交错层 (一次沙丘推移记载) 的展布及其倾角方位和大小的变化, 没有密集的钻探剖面 and 测井资料, 要恢复沙丘的原始形态, 是非常困难的。因此, 本文不多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, 从而肯定沙丘环境的存在。

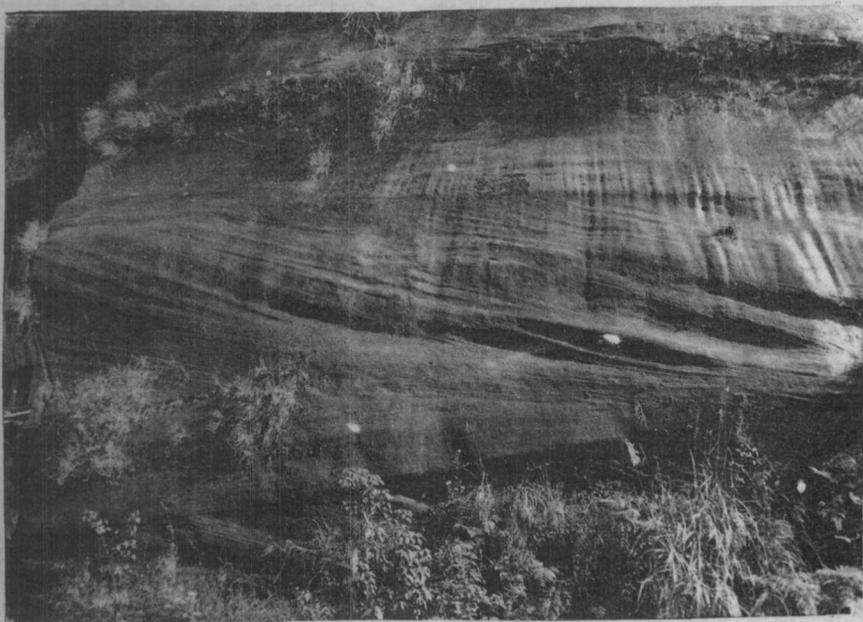


图 47. 乐山岷江东岸夜景旅馆大佛砂岩中的沙丘交错层

Fig. 47 Dune cross-bedding in Dafo Sandstones of Yejing Hotel in Leshan, Sichuan



图 48. 宜宾柳嘉场柳嘉组交错层中次级界面发育

Fig. 48 Secondary bounding surfaces in the cross-beds in the Liujia Formation in Liujiachang, Yibin, Sichuan

三、丘间环境

本区丘间有干丘间和湿丘间两种类型，以前者为主。

(一) 干丘间

干丘间是沙丘之间的干旱地带,是沙流、沙影和沙席的沉积环境。本区干丘间沉积在沉积构造上显示低角度交错层理,或水平层理,或波状层理,或在肉眼不显层理的沙层,在地质记载中常紧跟于沙丘大—巨型交错层之下或之上,或通过沙席与沙丘相连(图 38、44、

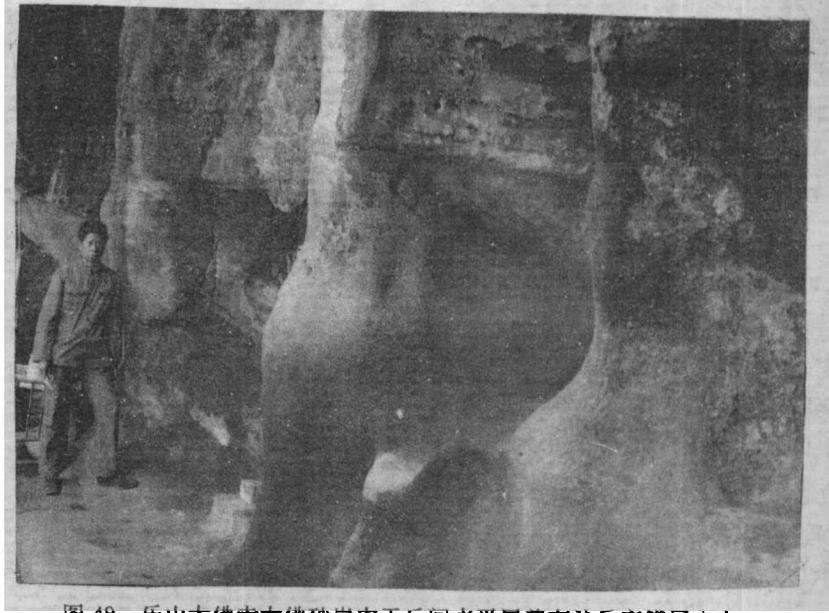


图 49. 乐山大佛寺大佛砂岩中干丘间水平层盖在沙丘交错层之上

Fig. 49 Interdune horizontal beds overlying the dune cross-beds in Dafo Sandstones in Dafosi, Leshan, Sichuan

45、49)。它与湿丘间沉积的区别在于其颗粒分选性很好,常见 a 型和 b 型纹层(图 40);更显著的区别在于这种纹层不仅本身基本不含泥质组分,而且也不包含水成砂岩所特有的泥片或泥质包体。本区干丘间环境未发现砾漠堆积,其原因除去前面关于沙漠环境分类问题的最后讨论外,还与四川盆地(含黔北)的沙漠沉积区是由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,也与本区风成沙是对水成砂的再改造有关。当然,在某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,这就补充说明了沙漠区短暂的洪积或冲积作用的存在,但砾石少,颗粒少,并经长期风蚀,变成了风棱石,反映了本区沉积环境的沙漠化。沙席在干丘间不如在干丘外发育。干丘间的沙席常在沙流与沙丘的过渡带出现。乐山夜景旅馆剖面上所见斜盖于沙丘交错层之上的、其纹层平行于底界面的岩层,对于水平面来说是低角度的交错层,并显上凸纹理,像是沙丘的向风坡沉积,详细考察可见其组分与下伏沙丘交错层有较大差异,且底界面为明显的风蚀沉积间断面,证明其为沙席而非沙丘向风坡沉积(图 50)。在宜宾柳嘉场大屋村的柳嘉风成砂岩的崭新剖面上有许多古植物生长过的根痕,呈不规则地充填有少量砂和碳质的小管道,但未引起纹理变形,证明本区干丘间存在着被人称为高茜斯沙流。

(二) 湿丘间

湿丘间是沙丘之间的局部水域或短暂水体。该环境中由于水体的作用可沉积粘土和盐碱等,同时也捕捉风中的沙子等。其沉积物具有水成的特征,如小型水成交错层、槽状交错层、波状层理、水平层理、碟状构造或水生生物扰动构造。但是,有部分沙子是从风中捕获的,具一些风沙的特点。本区沙丘沉积或干丘间沉积之间夹有湿丘间环境的沉积物。此类沉积含粉沙和粘土组分较高($>5\%$)(图 31A、56 号样),底面常具冲刷面或含有泥片,具有水平层

理或小波状层理，纹层常具碟状构造(图 51)，或具小型水成交错层和槽状交错层，一般为正粒序结构。

本区湿丘间具有旱谷沉积。它在常年的干涸状况下为受剥蚀状态，或有少量风沙沉积(属干丘间)。但在突然性的水流注入时常有较多的“洪积物”。本区旱谷“洪积物”的重要特点是粗碎屑很少(砾石级颗粒罕见)，为以沙粒级为主杂粘土和粉沙的沉积。之所以如此，可能是比丘外的旱谷离物源更远，地势平缓，水流不大，以及大量沉积物为水力对风成沙的一次突然的改造所形成的缘故。水流总是暂时性的，因此泥裂到处可见，泥片极薄。乐山任家坝沙丘交错层之间的水平沉积物中的泥裂保存在松散的砂岩之中，多边形的裂逢中充填有大量的风成沙粒，看得出是从上面滚下去的，现今还可轻易地将泥片拿下来，无疑是一次短暂的水流沉积的泥皮被很快晒干或吹裂而留下的产物(图 52)。上述现象在现代玛纳斯河下游处处可见。

本区湿丘间环境还有沙漠湖，是半永久性水体。在自然剖面中，若干缺乏底面冲刷面，而沉积物含有较多的细碎屑(粉砂和粘土)的水平纹层，则被认为是这种沉积(图 51)。由于沙漠湖和旱谷的水体往往带有暂时性，



图 50. 乐山夜景旅馆大佛砂岩之沙席盖在沙丘交错层上
Fig. 50 Sand sheets overlying the dune cross-beds in Dafo Sandstones of Yejing Hotel in Leshan, Sichuan

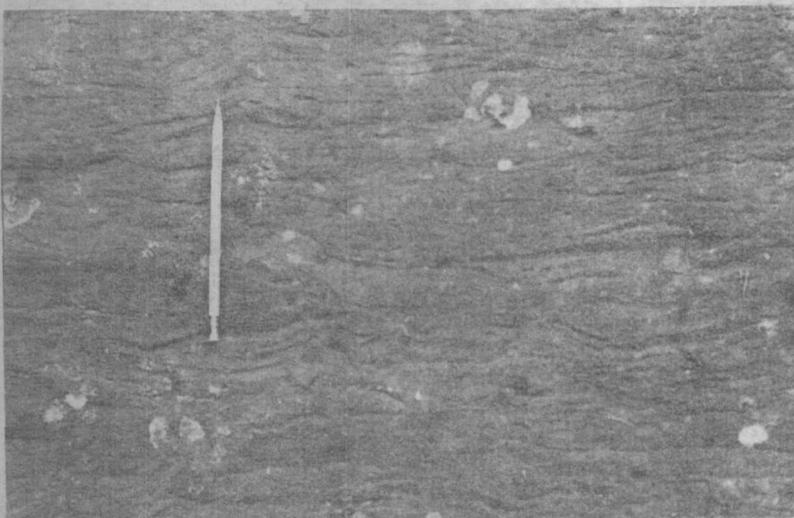


图 51. 宜宾三合场打儿函组波状层理，纹层具碟状构造。
Fig. 51 Wavy bedding in the Da'er dang Formation in Sanhechang, Yibin, Sichuan. The laminae have dish structures.

沉积物均显水成特征,大量的沙丘沉积和部分沙席和干丘间沉积与之交替出现(图44、45),除了明显具小型交错层的沉积代表旱谷的水成沉积外,其他水成沉积则以线状分布为旱谷,片状分布者为沙漠湖加以区别。

蒸发丘间是湿丘间的一种特殊类型,这种环境在本研究区是稀少而短暂的。

可能由于沙漠环境中水流不发育,带来的盐分不多,所留下沉积记录较少的缘故。但在乐山、犍为和宜宾均有发现。乐山肉联厂后山大佛砂岩的两层沙丘交错层之间留下了一层盐壳,厚度极小($<1\text{cm}$),层理呈波状,或续或断,有的变得弯曲,有的则变成不规则碎片杂积于上部砂层之中(图53)。这是暂时性沙漠湖干涸所形成的盐碱滩或称内陆萨布哈。在宜宾三合打儿组沙丘交错层之间的石膏结核与盐类胶结的沙、泥质透镜体的存在,也反映了本区存在着蒸发丘间环境的现实情况(图54)。

四、丘外环境

本文的丘外(Outdune)环境的特定涵义是指沙漠以内,沙丘群以外的风成环境,而不是 Ahlbrandt- Fryberger(1982)的 *extradune*,这在沙漠环境分类问题中已有讨论。丘外环境

是平缓而广阔的,也可说是沉积盆地沙漠化后还没有形成沙丘或沙丘已经迁移过去而被夷平的无沙丘的沙漠环境。风沙在这里有强烈的活动,形成大量的沙席,也在有障碍物的地方形成沙流、沙影或高茜斯,从而组成干丘外环境,旱谷和沙漠湖控制的地方则成为湿丘外环境。

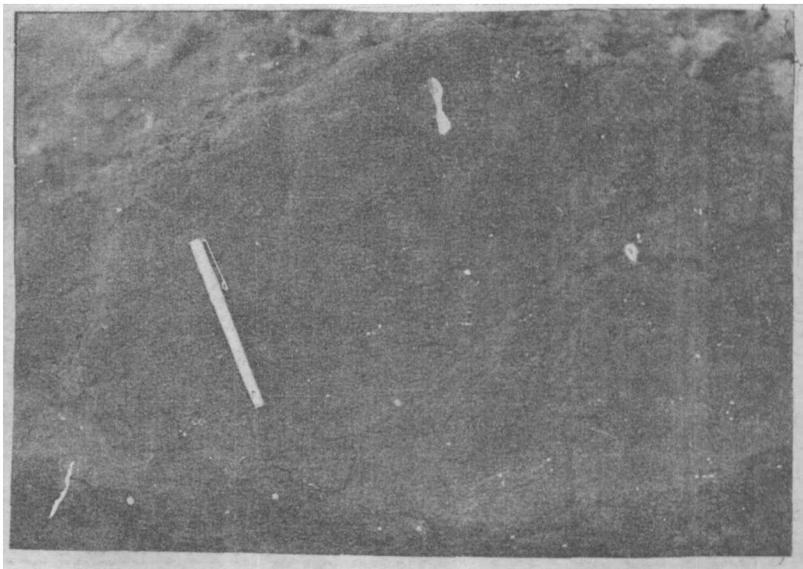


图 52. 乐山任家坝大佛砂岩中的泥裂构造

Fig. 52 Mud cracks in Dafo Sandstones in Renjiaba, Leshan, Sichuan

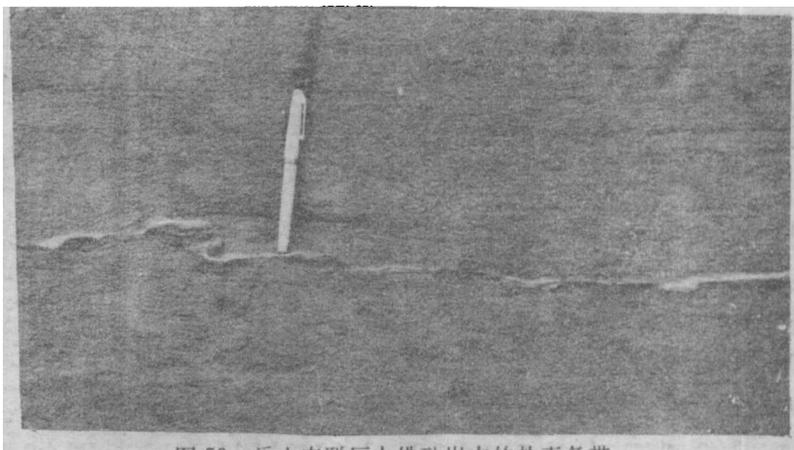


图 53. 乐山肉联厂大佛砂岩中的盐壳条带

Fig. 53 Salt crust bands in Dafo Sandstones in Leshan, Sichuan

(一) 干丘外环境

干丘外的环境与干丘间环境的沉积物相似，有各种风成沙沉积，不同的是这里平缓宽广，是沙席沉积的广阔天地，沙席沉积远比干丘间发育。一般认为沙席很薄（几厘米），但在多向风态下的沉积环境中，长时间的反复铺盖，沙席可以沉积很厚。乐

山凌云寺大佛右侧剖面揭示的沙漠呈低角度纹层，沉积厚度超过 4m（图 55）。在此地该丘外环境是由早期的沙丘环境转化而来的（图 45，2—6 层）。至于宜宾-习水沉积区的东部地区，由于沙丘不如西部发育，其丘外环境就显得更为宽广。干丘外环境中，可常见双众数的分选稍差的粗粒沙以及粘性沙波。

(二) 湿丘外环境

湿丘外环境与干丘外环境相伴生，并且较为局限。湿丘外与湿丘间常有一定联系，因为漠外非风成环境的水流往往经过丘外而进入丘间，特别是旱谷常因此而比丘间的更为育，并且组分可能较之为粗。沙漠盐湖也可以比丘间有更多的出现。乐山剖面和宜宾剖面上与前述干丘外相伴生的湿丘外沉积均可见到（图 44，2、4、6、7 层；图 45，11、13、15 层）。乐山剖面的第 13 层可见

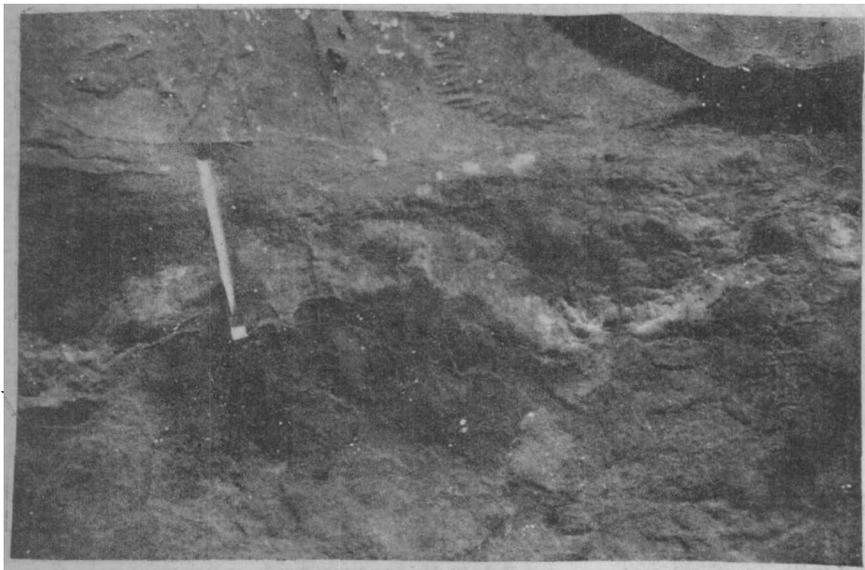


图 54. 宜宾三合打儿函组沙丘交错层之间夹石膏结核及透镜体
Fig. 54 Gypsum nodules and lens among the dune cross-beds in the Da'erdang Formation in Sanhe, Yibin, Sichuan



图 55. 乐山凌云寺大佛砂岩中的沙席，所刻佛像石容已严重风化，其上所盖湿丘外积则风化较轻

Fig. 55 Sand sheets in Dafo Sandstones in Lingyansi in Leshan, Sichuan

粗沙充填,为旱谷沉积。宜宾三合剖面下部的丘外沉积中泥片或条带常与砂岩伴生;其上部短暂丘外环境沉积中见有明显的重荷变形构造及碟状构造形成的似波状层理(图51)。键为县家乡乌龟石坡上保留有典型的湿丘外沙漠湖干涸而形成蒸发丘外沉积(图56)。在石蘑菇之下,有含石膏结核和凸镜体的分选差而胶结很好的泥质、粉沙质细砂岩,所夹石膏结核或凸镜体,横向延展数十米。其下为沙席沉积(干丘外),其上为干丘外和其他湿丘外沉积,然后是沙丘沉积。从沉积层序上看,这一丘外环境保持了一段时间(图56)。至于有人曾将这一套地层叙述为打儿函组的底部,甚属误会。经这次野外查实,其邻近的下伏地层为具大型交错层的砂岩,说明其层位应为打儿函组中部。

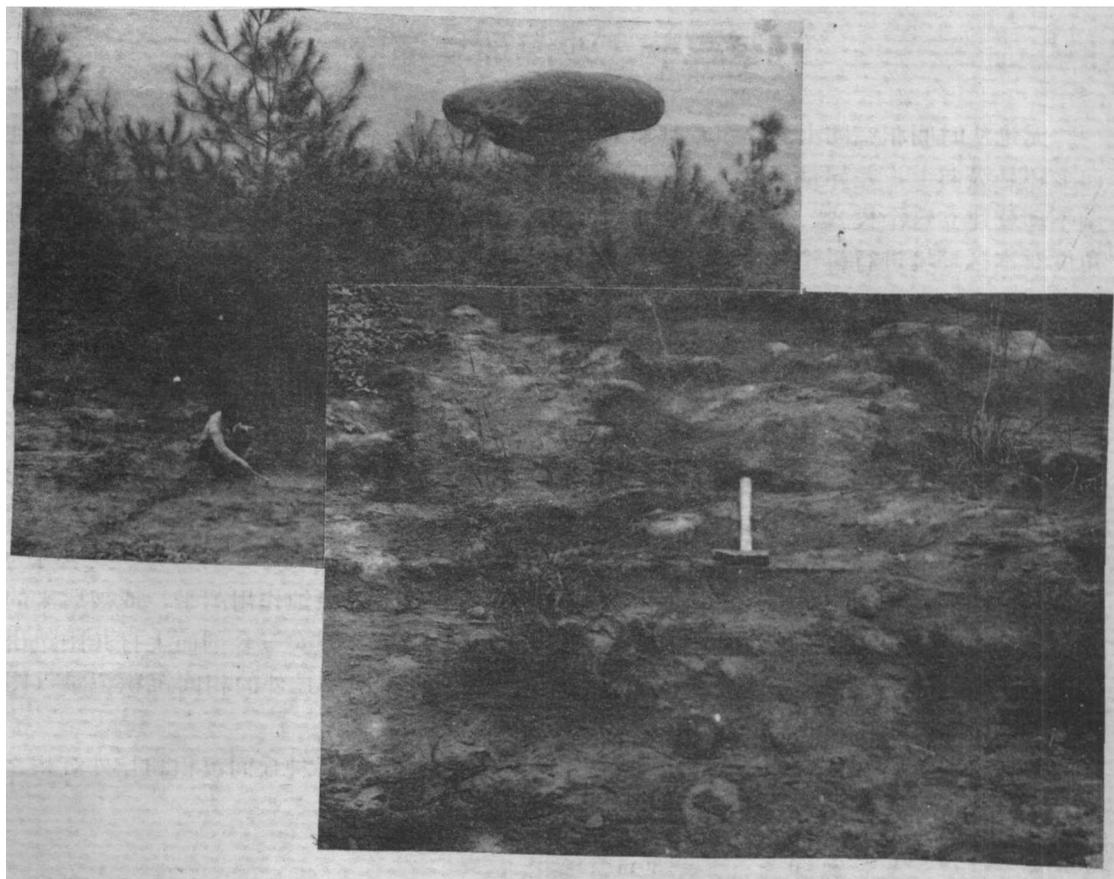


图 56. 键为县家乡乌龟石打儿函组湿丘外沉积和沙漠沉积物风化特征

其中石蘑菇(乌龟石)为含风沙的湿丘外沉积,钙质胶结,不易风化;石蘑菇茎及其以下岩石为干丘外风成砂沉积,平缓,易风化;有人所在的更下地层(放大照片)为蒸发丘外沉积,盐壳、石膏和砂、泥质物沉积,不易风化,而且至今难长植物

Fig. 56 Weathering features of the wet outdune deposits and desert deposits in the Da'erdang Formation in Jijia, Jianwei, Sichuan. The mushroom stone represents the wet outdune deposits containing eolian sand, being cemented by calcareous material and hard to be weathered; the stem of the stone mushroom and the rocks below represents the dry outdune eolian deposits being easy to be weathered, and the strata under the man represent the evaporitic outdune deposits, salt crust, gypsum and sandy and muddy deposits being hard to be weathered.

曾经有人利用湿丘间和湿丘外沉积的存在否定沙漠沉积的存在,甚至否定风成砂岩的

存在,这早已为 Ahlbrandt-Fryberger (1982) 所批驳,并认为是一个常见的错误概念,勿需再加讨论。本文要强调的是,正是大量的沙丘,干丘间、干丘外和一些湿丘间,湿丘外的共同存在才是一个完整的沙漠环境。

需要再说明一点,本区干丘间或干丘外沉积中见有极少量圆度较差,粒面未被红色铁膜包裹的白色石英沙,仅在湿丘间或湿丘外沉积中见到不少颗粒滚圆而粒面被红色铁膜包裹的毛玻璃化的石英沙,这似乎与干、湿丘间和丘外应有特征相矛盾。我们认为这并不奇怪,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入水体的结果。这就是本文前述的风力与水力的叠加作用。

第三节 沙漠环境演变

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。

一、小环境变化

本区任何一个风成沉积剖面上,都可以看到沙丘和丘间沉积或丘外沉积在垂向上相间,在横向上交替的现象。乐山大佛寺剖面有 10 次沙丘与 3 次干丘间、3 次干丘外沉积以及 5 次湿丘间、3 次湿丘外沉积的相间关系(图 45),反映此地曾经历了沙漠环境的沙丘和丘间或丘外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(图 57),反映出环境的横向的变化。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,或被后来的沙丘所覆盖,或沦为丘间甚至湿丘间,被水或沉积所覆盖。在宜宾三合剖面上打儿沟组出现了 9 次沙丘与 1 次干丘间、1 次干丘外和 6 次湿丘间、1 次湿丘外的相间沉积记录(图 44),也反映出该地在时间上经历了另一个数量级的小环境变化。

在剖面上,沙丘沉积除了沙丘交错层的重叠外,还可盖在各种丘间沉积和丘外沉积之

上,其中盖在湿丘间和湿丘外沉积上的居多,这在表面现象上似乎是说沙丘多由湿丘间或湿丘外发展而来。然而事实却不然。因为在剖面上沙丘的上下界面总是一个风蚀面,这个风蚀面表示其

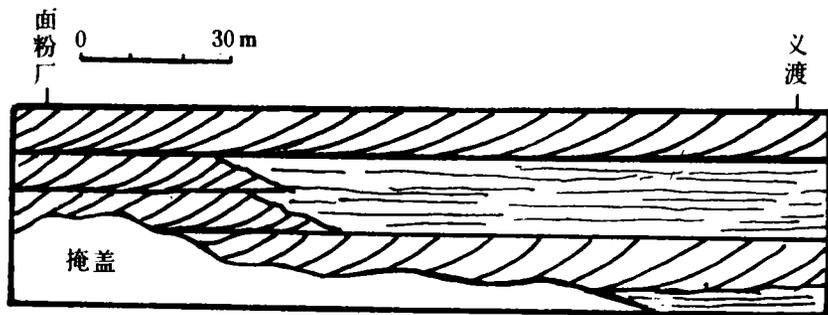


图 57. 乐山义渡至面粉厂大佛砂岩横向变化

Fig. 57 Horizontal variations in Dafo Sandstones between Yidu and the flour mill in Leshan, Sichuan

间有若干沉积未保留下来。特别是干丘间沉积和干丘外沉积由于沉积物不厚可被风力所剥去，而湿丘间或湿丘外因水分的粘结作用则较难被剥去，沙丘也易被风蚀，只因厚度巨大仍残留较多，故残存剖面上的沉积系列并非原来环境变化的全过程的记录，而只是这个过程的一部分记录。沙丘沉积之前一般会有干丘间或干丘外的风沙沉积垫底，只是难以将薄层分出罢了。但尽管如此，本研究区的残存剖面仍然表明其沉积物以风成为主。以宜宾三合剖面和乐山凌云寺剖面为例，前者风成沉积占80%，水成沉积仅占20%，后者风成沉积占79.7%，水成沉积亦只占20.3%。可以推想，当时的风成沉积还要多得多，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，在此过程中沙丘与不同类型的丘间和丘外环境交换场地，并无一定模式。但沙丘环境始终占着主导地位是可以肯定的。乐山凌云寺山门前的大佛砂岩是一个常见的风成层系(图58)，从图中可看出，第二次沙丘在第一次沙丘的水平削切面上推移，顶积盖在第二次沙丘向风坡上，湿丘间沉积充填着短暂流水冲出的小水道，最后又被水平削切，在风蚀面上被干丘间沉积水平覆盖。乐山马家湾大佛砂岩剖面(图38)也是一个反映环境变化的典型剖面(见构造综述部分)。

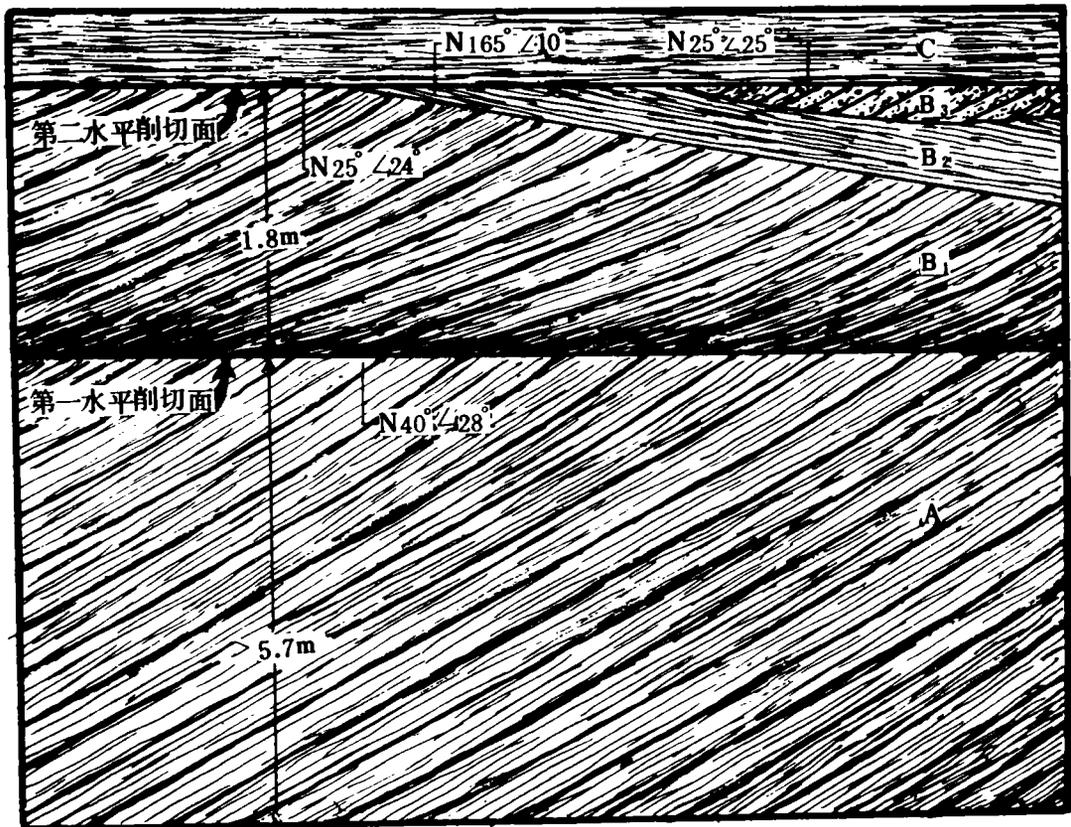


图 58. 乐山凌云寺山门前大佛砂岩风成层系

A-沙丘板状交错层; B₁-沙丘板一楔状交错层; B₂-低角度顶积; B₃-湿丘间小交错层; C-干丘间水平纹层

Fig. 58. Eolian sets in Dafu Sandstones in Lingyun Temple, Leshan, Sichuan

二、大环境变化

侏罗纪的四川盆地是一巨大的内陆河湖盆地,广泛地接受着碎屑岩沉积。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、湖相,以河流相为主,特别是靠近龙门山边缘,主要是洪积扇环境。白垩纪初,沉积盆地转移到南部和西部,并由河湖环境向干旱的沙漠环境过渡。中白垩世中期,该区完全转化为沙漠环境,或为沙丘,或为丘间,或为丘外,沉积物以风成沙为主。晚白垩世,河流、湖泊逐渐战胜了沙漠,变为河、湖环境,其中,宜宾地区仍有较强烈的风砂活动,甚至在局部地方形成沙丘。但总体而言,以河流相为主。在四川盆地的西部则有良好的湖泊存在,并有盐类矿产形成。到第三纪古新世,南部(宜宾柳嘉区)再次出现过沙漠环境,沉积了非常典型的风成砂岩。

第四节 古生境及古气候变化

四川盆地是我国较大的中生代盆地之一,是驰名世界的恐龙之乡,但这主要是指侏罗纪。在那时气候湿热,生物繁盛。河湖中有丰富的双壳类、螺类等淡水软体动物,也有丰富的介形类、叶肢介等节肢动物,还有轮藻等水生植物群落;陆地上植物茂密,杂草丛生,所以是恐龙等爬行动物的广阔天地。随着侏罗纪末到早白垩世沉积盆地的缩小,生境开始变窄。至中白垩世,气候变得干旱起来,生物环境遭到破坏,当风沙来临,水草稀少,恐龙一类大型动物越来越难以生存,因此在本区沙漠沉积之下的地层中只见到稀少的恐龙足迹(图5)。当然,恐龙在此时此地出现,也说明环境还不是最恶劣,至少还有恐龙食物链中大量草地的存在。然而从此以后,整个四川盆地的沉积中再未见到过恐龙的任何痕迹(尽管四川的地质系统和石油、煤炭、盐业、建材等行业的工作者对四川盆地白垩系作过大量的深入的工作),连一块蛋壳也未见过。恐龙化石在我国其他地方的白垩系中是很丰富的(例如广东南雄),并且一直延续到白垩纪末,而不像四川盆地消失于中白垩世。究其原因,四川盆地中白垩世沙漠事件的发生,可能是统治中生代的恐龙提前退出四川盆地的一个极为重要的原因。本文前面已经分析了沉积环境的变化,在打儿函组沉积时期,本区处于沙漠环境,沙丘之间虽有湿丘间存在,却非常短暂,并多为内陆萨布哈,不适合植物生长,短暂水体中生物也很少,至今仅在沙漠区东部个别剖面(叙永天星桥、古蔺普照山和习水挖断山)的打儿函组下部发现过极少量的介形虫化石(*Cypridea* spp.)和叶肢介,其上下均为沙丘沉积,说明是个湿丘间的短暂水体产物。这种严酷的干旱环境可能是造成恐龙衰亡的直接原因。此后,此地生境虽有改善,特别是四川盆地西部还有良好的河泛平原和湖泊存在,但这些小盆地与外地已有高山相隔,恐龙未能克服地理隔绝而再次进入四川盆地。因此,本文推测,恐龙一类爬行动物在四川盆地这一地域的消失,并非一般所说的白垩纪末期的星球撞击事件,而是中白垩世的沙漠事件。

在生境变化上,四川盆地还曾有一个小插曲,那就是晚白垩世半咸水动物群的进入(李玉文等,1979),*Nonion sichuanensis*等半咸水有孔虫在各地(包括乐山,夹江地区)灌口组的发现,曾根据国际惯例解释为当时四川盆地与海水有过通道,但后来的大量工作未能理出这条通道的来龙去脉,更弄不清楚是与何海相通。在本文研究四川盆地(含黔北)中白垩世沙漠相之后,我们产生了新的设想,是否是因为气候干旱造成沙漠,沙漠环境之后的新水域多为盐湖,这些盐湖的适当阶段的生境适合了半咸水动物的生存,从而为*Nonion*等

有孔虫的生存提供了环境条件。至于物种的来源，可以由风或鸟类等飞行动物带来（如鸟粪）。要紧的是这里的水体的盐度和其他微量元素必须达到能够适合有孔虫的生存最起码的要求。至于这里发现的有孔虫有强烈的变异现象，也许说明此环境虽然基本适合，但还有较大的差异。

第五节 沙漠环境的地质营力

从前述环境分析可以看出，沙漠环境是一个重要的沉积环境，在这个环境中最主要的地质营力是风，其次是水，其他物理的（如冻裂、蒸发等）和化学的作用（如溶蚀、风化、氧化等）只对沙漠化起辅助性的作用，因为搬运和沉积这个最重要的工程，主要是由风力，其次是水力完成的（图 59）。沙漠环境的物质直接来源主要是靠风力从河湖环境中，特别是干旱过程中的河湖环境中搬运而来的，丘间或丘外的短暂水流也可搬来一些碎屑，而河湖环境中的物质主要由水力从基岩剥蚀环境中运来。所以从基岩到沙漠，水力和风力都是必不可少的主要环节（图 59）。当然风力可以直接从基岩吹蚀并搬运碎屑入沙漠，而且可以反将沙漠中的碎屑吹入河湖，但这都是第二位的。至于漠外黄土，尘土一类细碎屑自然主要靠风力的搬运，但也不能完全排斥水运。因此，在沙漠环境中，风力和水力的叠加作用总是存在的。关于水的作用在前面已经介绍过了，图 58 表示的是这两个主要地质营力在沙漠环境及漠外环境中的运作流程的细节。

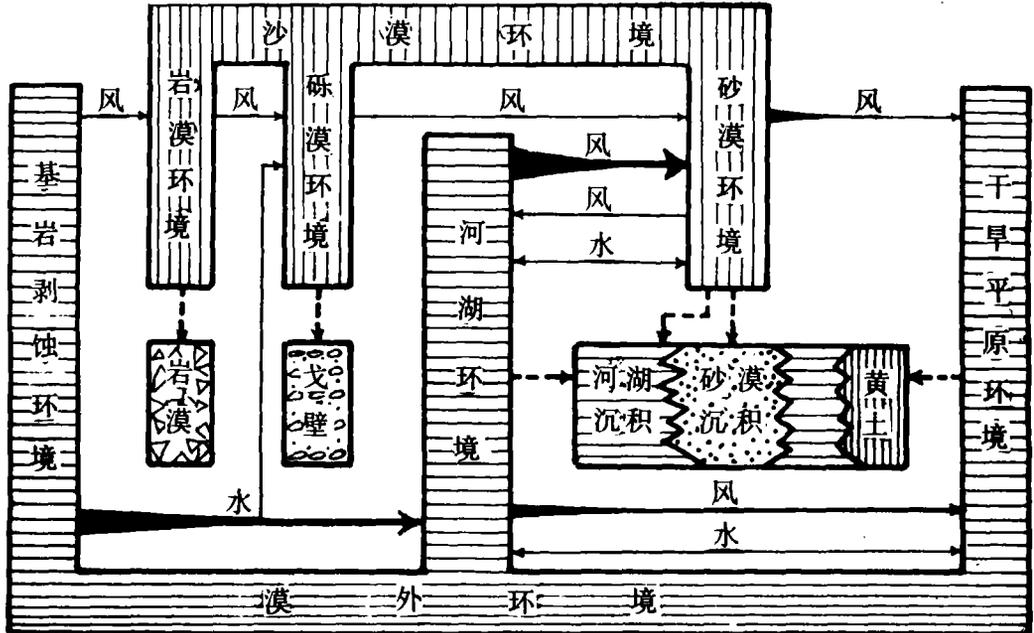


图 59. 沙漠环境地质营力流程方框图

→示搬运 ▲示沉积

Fig. 59 Flow direction of the geologic agents in desert environments