

贵州中三叠世碎屑流

贺自爱 杨宏

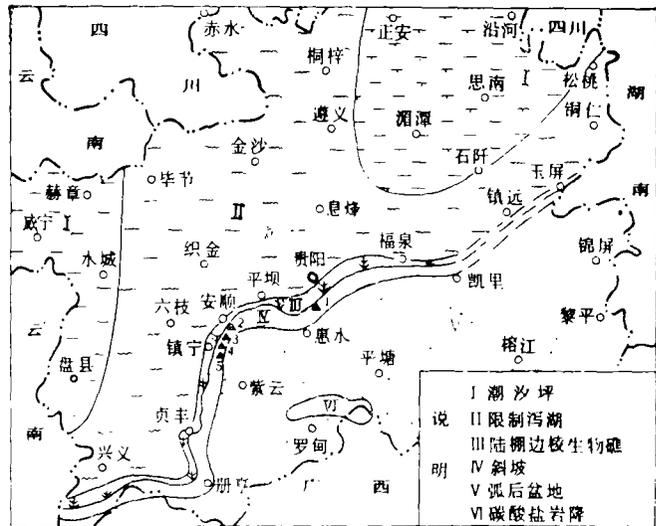
(地矿部石油地质综合大队) (地矿部西南石油地质局零五工程处)

构成陆棚与弧后盆地分界之贵州中三叠世礁型大陆边缘,在其礁缘斜坡上发育了碳酸盐岩碎屑流,该碎屑流为滑塌沉积,而非滑坡沉积。滑塌的原因与礁的快速堆积有关。

一、背景

中三叠世时贵州存在两个明显不同的沉积单元,以一横贯全黔长达400余公里的相变带为界,北部为陆棚区,以浅水碳酸盐岩沉积为特征;南部为弧后盆地,以浊流碎屑岩沉积为特色。在其转折地带断断续续发育生物礁,构成典型的礁堤大陆边缘(图1)。

拉丁期礁堤已由作者做过详细描述(1,2),对其特征在此不另赘述,仅将其沉积模式,据盆地相的进一步研究、修正归纳如下图(图2)。



▲ 碳酸盐岩碎屑流分布点 1. 青岩 2. 安顺蔡官屯 3. 安顺小革佬 4. 安顺长树村 5. 镇宁木沙院

图1 贵州中三叠世安尼期沉积环境示意图

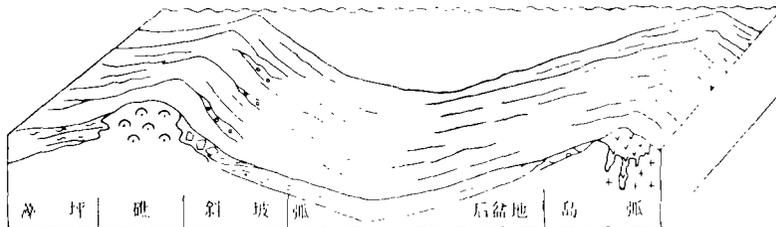


图2 贵州中三叠世拉丁期礁堤模式图

安尼期礁堤因白云岩化而难识“庐山真面目”，但由其控制的礁组合，并不亚于拉丁期，两侧岩石、生物迥然有别，因此，其间必有类似拉丁期的生物礁堤。

以青岩簸箕山为例，叙述如下（图3）：

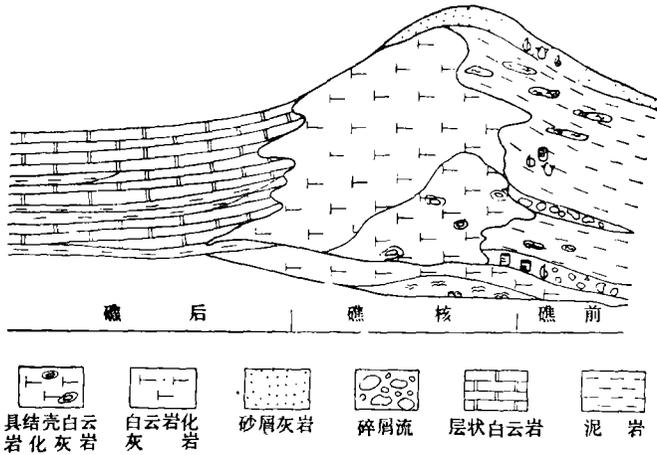


图3 中三叠世安尼期礁组合图

1. 礁后相——超盐度蒸发泻湖

岩石类型以泥晶、微晶白云岩为主，间夹蓝灰色白云质泥岩及粘结白云岩，层理清楚，层面平整，偶见石膏假晶（图版 I—1）及泥裂形成的似竹叶状砾石。在粘结白云岩的底盘孔隙中，不是白云石充填，而为亮晶方解石单晶，仅在周缘才有一层薄的白云石银边。说明白云岩形成时间极早，属超盐度蒸发泻湖中的准同生白云岩。正因为是这样的环境，正常海水中的底栖生物已不适

应，只残留一些超盐度水体中可以幸存的生物，以种属单调，数量不丰为特色。

2. 礁核相

白云岩化使其面目全非，但仍残留礁核相所特有的结壳构造（图版 I—2），其中心部位为何，镜下难以分辨，根据一鳞半爪的迹象，极可能为蓝绿藻。

（1）发现成藻屑状，具不清楚分枝的藻类（图版 I—3），虽然内部结构因白云岩化变得模糊，但并未磨灭藻的基本特征；

（2）礁前滑塌碎屑流砾岩与礁有关的外来砾石中，发现伞藻及葛万藻。

岩石以疏松、结晶粗大、孔隙发育、不显层理为特征，与礁后准同生白云岩大相径庭。

厚度变化与拉丁期维妙维肖，也是礁后比较稳定，保持在500—600m之间，而至礁核相陡增至1000m，具沉积地貌隆起特征。

整个岩石由于强烈白云岩化，而使生物近于绝迹外，其他特征皆与礁毫无二致。

3. 礁前相——边缘斜坡

上斜坡以腕足类、海百合介壳灰岩或泥晶灰岩夹介壳灰岩透镜体为特征。生物除海百合占优势外，其他如腕足类、瓣鳃类、菊石、腹足类亦相当丰富，尤以后者往往以庞然之躯混迹其中。下斜坡以含营漂浮生活的菊石、瓣鳃类的灰绿色钙质泥岩为特征。

礁前滑塌砾岩发育，正是本文所要讨论的主体，其特征及成因留待下节详述。

此处需要强调的是古礁历经沧桑，几经改造，只能留下昔日的残迹，不可能依然故我保持当年风姿。特别是礁岩更易遭受成岩作用的改造，尤其是白云岩化作用，使礁岩变得面目全非亦属可能。因此，鉴别古礁正如考古一样，只能根据残留的蛛丝马迹，以

及生物礁组合的独特模式，恢复其本来面目。无法，也不必企求具备现代礁的一切标志。所以，对造礁生物的数量以及是否具生长状态，既要给予重视，又不宜过分强调，因为它只是一个判别标志，而非唯一标志。其实，就是以造架生物为主形成的生物礁，其造架生物随地质历史的演变亦非始终如一。美国佛罗里达基拉尔戈岛链为一更新世珊瑚礁，纵切礁岛的人工沟渠侧壁上，可见栩栩如生呈生长状态的珊瑚骨架，但所占比例甚小，为数众多者仍为伴生的生物屑以及斑驳陆离的结壳，与其近侧现代珊瑚礁那种完整、密集的珊瑚骨架相比，又有天渊之别不可同日而语。在天然露头上，几乎难以寻觅岩壁上那种生长骨架，只能看到生物残骸与生物屑的杂乱堆积，以及礁所特有的结壳构造。因此，今、古生物礁的类比，只能求其“神似”，不能求其“形同”。至于生物量更是一个人为的数字，也未充分估计成岩作用对生物数量的影响。其实，就是不考虑成岩作用使生物遗迹大量消失这一不可避免的因素，礁岩中所占生物比例，并不一定高于生物层和生物滩。因为礁岩以孔隙极为发育而著称，其中充填物所占比例就已相当可观，自然而然使生物含量相对降低。何况，正如范嘉松等所述^[3]：“生物礁的概念正在不断地演变和分化……自从顿哈姆提出生态礁和地层礁概念之后，礁的含义便大大扩大了，终于导出岩隆这一术语”“在广义的生物礁内，只要属于碳酸盐岩隆起即可，而忽略其是否为生物成因或其它成因。这样就从单一的生物成因，扩大为造架、障积水动力等多种成因”。因此，生物数量并不能作为礁的标志，更无法划分出一个具体界线。

综上所述，安尼期与拉丁期一样，沿相变线断断续续都有礁块，构成一个线形分布的链状礁堤，特点是：

(1) 线形分布，呈延伸数百公里的礁链，愈向西部厚度愈大。

(2) 出现在厚度突变带；蒸发岩与非蒸发岩接触带；浅水碳酸盐岩与深水浊流碎屑岩的过渡带；陆棚与弧后盆地的转折带。

(3) 继承性非常明显，安尼期与拉丁期礁堤大致在一条线上。尽管两个时期弧后盆地的北界有所变化，而相变线却未发生大的位移。

(4) 礁核相厚度皆成倍增长，形成明显的沉积地貌隆起。若无生物参与造岩，难以显示此种特色。

(5) 礁体向海一侧犬牙交错，明显突变，发育滑塌砾岩，显示区域斜坡特征。

生物礁堤在时间上继承不衰，如此稳定，在空间上蜿蜒奔腾，规模巨大，构成不同沉积单元的分界，这正是大陆边缘的特征。

弧后盆地星星点点崛起碳酸盐岩隆，以发育环礁为特征，其形成可能与弧后盆地的微扩张有关。在其周缘斜坡地带也发育碎屑流沉积。

二、特 征

以发育于青岩空洞坡一带的碎屑流最为典型，露头清楚，变化井然，可以直接追索其原岩和横向变化特征。

碎屑流呈灰质砾岩，此处可见五层，夹于深灰色薄层泥晶灰岩之间（图4）。砾石有两种，一为外来砾块，一为原地沉积破碎物。前者呈巨砾，为浅灰色块状生物灰岩，生



图4 贵州青岩空洞坡青岩组碎屑流沉积柱状图

物屑主要为蓝绿藻藻屑及部分腕足类、有孔虫、介形虫碎屑。藻粘结清楚,具海绵状孔隙,充以亮晶方解石。后者为泥晶灰岩砾石,棱角显著呈板条状,偶见塑性变形,其中含棘屑、有孔虫、介形虫,局部富集成带。

外来砾石与礁缘的生物灰岩不仅外貌类似,所含生物屑也相同,原地砾石则与上下泥晶灰岩完全相同。向礁一侧外来砾块大而占绝对优势,实际为破裂成砾,却基本未曾移动的块体,棱角显著,具镶嵌特征;原地砾石则小而少,分布于大砾块交接的间隙(图版I—4)。随着向南逐渐远离礁堤,外来砾石渐次数量减少,砾径变小,略具磨蚀痕迹,而原地砾石则数量大增,使外来砾石犹如漂浮其中(图版I—5)。再南至公腰寨则完全以原地砾石占统治地位,外来砾石疏疏落落,寥若晨星(图版I—8)。上述变化规律归纳为图5,

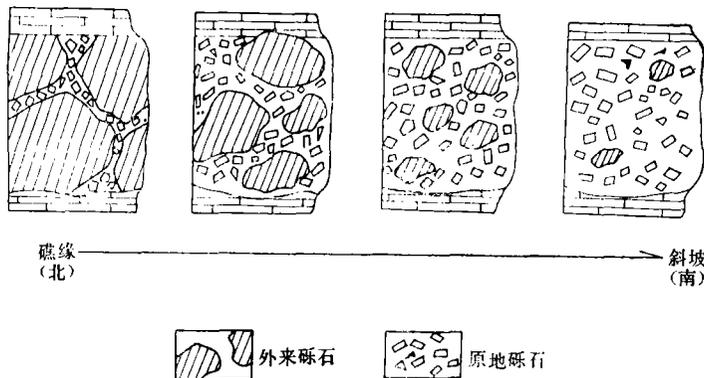


图5 碎屑流砾石变化示意图

示其远离礁堤,由北向南的变化特征。砾岩层的厚度也是由北向南迭次减薄,在1.2km的范围内,迅速尖灭消失于下斜坡粘土岩之中。

砾石大小混杂,杂乱无章,只有原地泥晶灰岩砾石,偶而略呈叠瓦状构造。砾石间所含基质比例

较小，主要为灰泥和砂屑，因而砾石不是漂浮于基质之中，而是漂浮于碎屑之间，使砾石或多或少略有接触。

砾岩体与上覆泥晶灰岩平整接触，外来砾石偶成突出之状；与下伏泥晶灰岩呈冲刷接触，构成上平下凸的水道形态（图版 I—9）。虽然冲刷幅度不大，但仍可见冲刷形成的凹凸不平面（图版 I—6, 7），以及大范围内与下伏泥晶灰岩的交截现象。

与砾岩接触的泥晶灰岩，往往发育滑动形成的小型褶皱，规模虽不引人注目，但褶曲井然，皆向坡下呈 195° 方向倒转。

沿斜坡带青岩、安顺蔡官屯、小草佬、长树村、镇宁木沙垅等地皆有此种砾岩分布，但横向并不相连成带，垂直斜坡呈水道式分布。

弧后盆地中的板庚岩隆与果化岩隆的边缘也有类似沉积，只是由于所处构造位置的差异，与陆棚边缘砾岩特征不尽相同，但性质类似，皆为与礁缘斜坡有关的碎屑流。

三、成因

（一）物源

沿陆棚斜坡分布的碎屑流，其物源唯一合理的解释，只有来自边缘礁堤，不仅因为有诸多间接证据，更要是可以直接追索到破裂而未移动的原岩；崛起于弧后盆地碳酸盐岩岩隆南北两侧的碎屑流，自然来自岩隆本身，因其周围的复理石碎屑岩沉积，不可能提供丰富的碳酸盐物质。

1. 碎屑流灰质砾岩中的外来砾石为灰白色、浅灰色块状生物灰岩，所含生物为蓝藻、绿藻藻屑及腕足类、有孔虫、介形虫等生物，藻粘结清楚，具海绵状孔隙，充以亮晶方解石。正与礁堤上的白云岩化生物灰岩特征类似；

2. 各层碎屑流砾岩向盆地方向尖灭消失于下斜坡粘土岩或盆地相浊流沉积之中；向陆棚或碳酸盐岩隆方向，则逐渐相变为白云岩化生物灰岩，可直接追索到岩石破碎成砾而未移动的证据；

3. 外来砾石的砾径、数量由礁缘向下斜坡有规律地变化，正指示砾石来自陆棚边缘的礁堤。

（二）性质

根据灰质砾岩中砾石的杂乱无章、毫无分选、基质支撑以及不具递变层理、略有冲刷痕迹等特征，显然为碎屑流特征。

碎屑流一般为粘土-水基质的内聚力和浮力为支撑机制，但在自然界并不如此单一。按D.R.Lowe (1982) [4]的研究，将其分为三类：（1）完全由基质支撑，碎屑悬浮于基质的碎屑流；（2）部分基质支撑，碎屑不完全悬浮在基质内的碎屑流；（3）由湍流和粘性“冻结”形成的碎屑流。贵州中三叠世碎屑流，按其特征归类应为Lowe的第二类。因为：

1. 碎屑流灰质砾岩中的外来大砾块，并非完全悬浮在粘土-水基质之内，而与其他碎屑多多少少有一定的接触（图版 I—5），说明并非全部悬浮；

2. 外来大砾块程度不等地都有一定的磨蚀痕迹，说明顺坡蠕动的过程中，曾有间歇性地滚动、滑动和跳动；

3. 砾石间的粘土和细碎屑基质, 占岩石总体积的比例较小。所以基本上是以基质作为孔隙间润滑剂, 以减轻碎屑的有效重量和减少碎屑的磨擦, 并不能完全使碎屑呈悬浮状态。

因此, 流体并非完全由基质的内聚力和浮力支撑, 而属一种联合支撑状态。

(三) 成因分析

中三叠世碎屑流的形成与滑塌有关, 证据在于: (1) 碎屑流向陆棚边缘变为破裂而未移动的角砾(图版 I—4); (2) 砾岩上下薄层泥晶灰岩具滑动褶皱; (3) 原地砾石在某些部位断断续续俨然成层。但此处滑塌并非地震触发, 这是因为碎屑流规模都不很大, 厚度变化在2.3m—7.7m之间, 延伸长度也仅1.2km, 滑动痕迹虽然可见, 但比之Cook所描述的美国内华达上寒武统一下奥陶统的滑坡沉积大为逊色, 既缺乏强烈的滑动褶皱, 又无大型滑动块体^[5]。因此, 贵州中三叠世的碎屑流为滑塌沉积而非滑坡沉积, 滑塌的原因与礁的快速沉积, 造成类似的等效沉积海退有关, 这就导致斜坡上正在固结的泥沙, 形成巨大的超孔隙流体压力, 使内摩擦角变小, 在超过休止角的情况下, 顺坡产生滑动, 结果又使礁缘岩石处于更不稳定的状态, 而发生滑塌破裂, 与原地泥晶灰岩一起顺坡滑动, 逐渐与泥、水相混, 从而产生一定的内聚力和浮力, 促使各种砾块顺坡缓慢蠕动形成碎屑流沉积。这也就说明了此种碎屑流, 是在超孔隙流体压力和基质内聚力、浮力联合条件下的产物, 并非单一支撑机制。

碎屑流上下的薄层泥晶灰岩含生物甚少, 状若Cook描述的深水沉积, 但仔细观察其中并没有深水生物, 只有1—5%的棘屑、有孔虫、介形虫等, 局部富集成带。同时, 基质中也普遍含棘屑、有孔虫、介形虫、腕足类等化石, 亦无深水生物。说明虽然深于礁堤和礁后, 处于斜坡位置, 但尚未达到深水部位, 仍处斜坡上部。公腰寨之南的灰绿色泥岩, 方为真正的深水到达斜坡下部, 因而其中多含菊石和漂浮的瓣鳃类, 一直延展到广西、贵州交界的隆林—凌云一线方进入弧后浊流盆地。形成碎屑流的斜坡平缓, 不足以借助重力长驱直入深海部位, 其原因就在于基质的内聚力和浮力只是部分支撑, 所以能够在平缓的斜坡上启动是依靠流体超孔隙压力。由于超孔隙压力在顺坡搬运过程中迅速消失, 决定了碎屑流只能在启动后不久就停止下来, 无法继续深入深水盆地, 形成大规模的碎屑流。

碎屑流在横向上并不相连成带, 说明其形成与垂直斜坡的沟道有关。海底峡谷虽然是大陆斜坡最常见的地貌特征之一, 往往为重力流沉积的发育场所, 但这里并没有大的海底峡谷, 仅为一些规模不大的沟道, 因而碎屑流与下伏泥晶灰岩呈轻微的冲刷接触, 在大范围内构成与泥晶灰岩的平缓交截, 说明只是一些宽浅、平缓的水道。正因如此, 弧后盆地浊流沉积的策源地与北部的陆缘斜坡无关, 而是来自东南部的岛弧^[6]。由此也反证, 此处的陆缘斜坡没有海底峡谷。

结 论

1. 中三叠世时贵州的礁型大陆边缘, 构成陆棚与弧后盆地的分界, 使两侧沉积特征

迥然有别。

2.沿礁缘斜坡发育的碳酸盐岩碎屑流，在性质上属于Lowe的第二类。基质的内聚力和浮力，不足以使大砾块完全悬浮，形成间歇性地顺坡滚动、滑动和跳跃。

3.礁缘岩石破裂、滑塌，构成碎屑流的物质来源。借助超孔隙压力的启动，转变为泥-水基质支撑的碎屑流。

4.形成碎屑流的斜坡陡度不大，基质支撑力不强，未能气势磅礴远达坡脚，只存在于上斜坡浅水区域的宽、浅沟道之中，垂直斜坡，自成一体。

(收稿日期：1986年3月6日)

参 考 文 献

- [1] 贺自爱、杨宏、周经才 贵州中三叠世生物礁——《地质科学》，1982，第3期。
- [2] 贺自爱、杨宏、周经才 再论贵州中三叠世生物礁及油气的关系——《石油地质论文集——沉积相》，地质出版社，1983。
- [3] 范嘉松、张维 生物礁的基本概念、分类及识别特征——《岩石学报》，第1卷，第3期，1985。
- [4] Lowe, D.R., Sediment gravity flow: I. depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity current —Journal of Sedimentary Petrology, V.52, No.1, 1982.
- [5] Cook, H.E., and Taylor, M.E., Comparison of continental slope and shelf environments in the Upper Cambrian and Lowest Ordovician of Nevada, Deep-water Carbonate Environment, — Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication No.25, 1977.
- [6] 贺自爱 黔、桂中三叠世浊流沉积的形成环境——《石油与天然气地质》，1986，第3期。

THE MIDDLE TRIASSIC DEBRIS FLOWS IN GUIZHOU PROVINCE

He Ziai

(Research Party of Petroleum
Geology, Ministry of Geology
and Mineral Resources)

Yang Hong

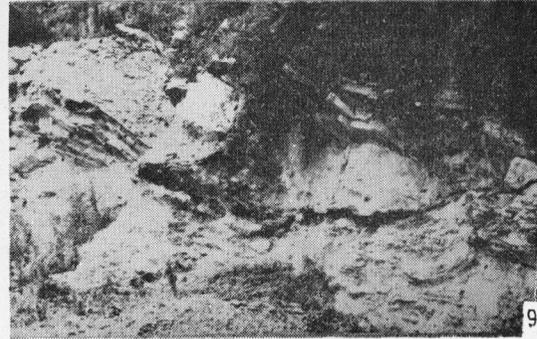
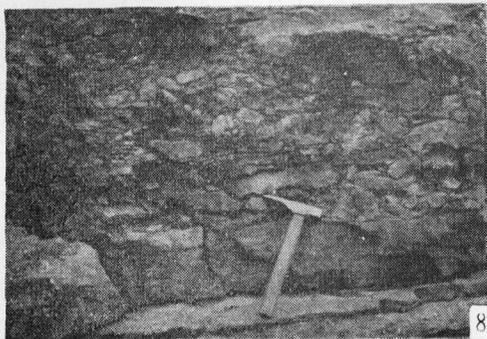
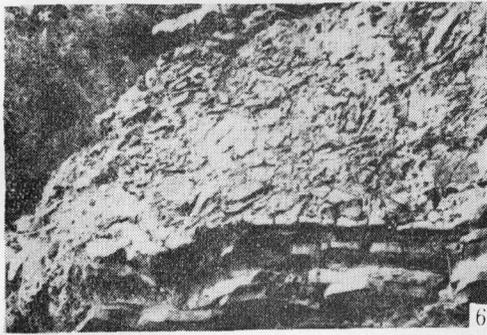
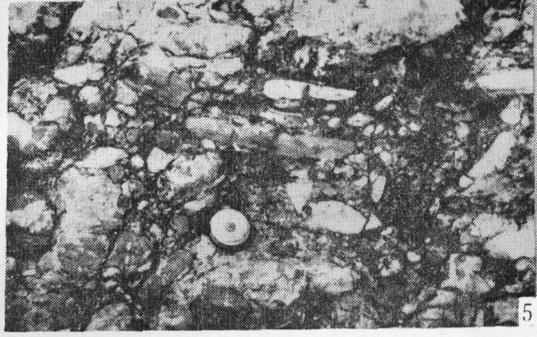
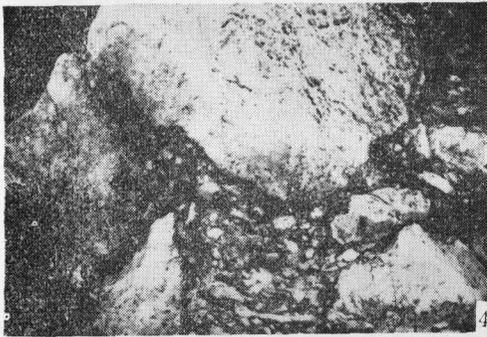
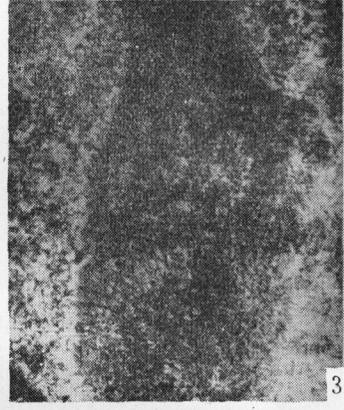
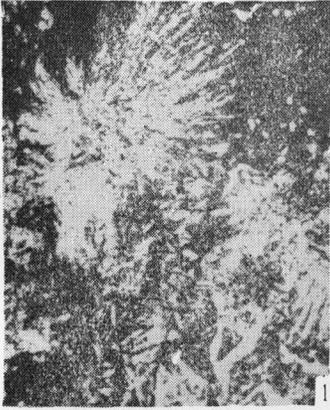
(No.5 Engineering Department
under Southwest China Bureau of
Petroleum Geology, Ministry of
Geology and Mineral Resources)

Abstract

The Middle Triassic reefoid continental margin of Guizhou Province can be taken as the boundary between the shelf and the back-arc basin, where the carbonate sediment of the debris flows developed.

Debris flows could be developed by fracturing and collapsing of reef-margin rocks due to the over pressure of pore-fluids and the suspension of clay-water matrices. As large fragments could not be suspended completely by the cohesive force and the buoyancy of the matrices, they had to roll, slide and bounce intermittently.

The debris flows are distributed in the channel on the slop which stretched perpendicular to the strike of the reef margin. Since the channels are shallow and wide, there are slight washing surfaces around the lower limits of the infilling conglomerates.



图版 I 说明

- 1.石膏假晶，薄片，单偏光， $\times 20$ ，关岑组，贵阳花溪。
- 2.白云岩化礁岩中的结壳构造。光面，自然光， $\times 2.5$ ，“关岑组”，贵阳青岩。
- 3.绿藻。藻体因白云石化模糊不清，但侧枝仍隐约可见。薄片，单偏光， $\times 10$ ，“关岑组”，贵阳青岩簸箕山。
- 4.灰质角砾岩。生物灰岩大砾块棱角显著，略呈银嵌；泥晶灰岩砾石少而小，以充填状分布于大砾块交接的间隙。露头，青岩组，贵阳青岩。
- 5.灰质砾岩。板条状原地泥晶灰岩砾石与外来生物灰岩砾石混杂堆积。露头，青岩组，贵阳青岩。
- 6.灰质砾岩与下伏泥晶灰岩呈冲刷接触，左侧明显截切；泥晶灰岩砾石具塑性变形。露头，青岩组，青岩空洞坡。
- 7.灰质砾岩与下伏泥晶灰岩呈冲刷接触，可见幅度不大的冲槽。露头，青岩组，青岩空洞坡。
- 8.灰质砾岩，以板条状原地泥晶灰岩占绝对优势，外来生物灰岩砾石砾径变小，疏疏落落混杂其间。露头，青岩组，青岩公腰寨。
- 9.灰质砾岩体呈顶平底凸的水道形态。露头，青岩组，贵阳青岩。