

潮坪沉积的韵律性与作用因素的周期性^①

李从先 张桂甲 李铁松

(同济大学海洋地质系 上海 200092)

提 要 以浙江桐庐奥陶系和长江三角洲现代和亚近代潮坪沉积为对象,通过潮坪韵律的观察和统计,数学地质方法的处理,现代潮坪侵蚀堆积周期变化的观测,得出潮坪上所保存的纹层数不足应形成数的十分之一,所保留的单层数不到应形成数的十分之一。因此,潮坪沉积的韵律虽然是由动力因素的周期性变化产生的,但二者在数量上相差极为悬殊。此外,由潮道双粘土层和潮汐束状体推算沉积时间和沉积率的方法似乎不适用于非潮道潮坪沉积。

关键词 潮坪 沉积韵律 沉积间断

第一作者简介 李从先 男 57 岁 教授 海洋地质学

Boesma (1969) 在研究潮道内大型沙波移动所产生的沉积构造时,提出了潮汐束状体 (Tidal bundle) 的概念⁽¹⁾,和由潮汐束状体的厚度变化得出大、小潮旋回 (Spring-neap cycle) 的概念⁽²⁾。这两个重要概念被广泛用于潮汐沉积的研究⁽³⁻⁵⁾。近年来,它们又被用于非潮道潮坪沉积的分析⁽⁶⁻¹²⁾。由潮道沉积研究导出的两个概念及方法能否用于潮坪沉积的研究,其核心问题是潮坪沉积韵律能否与所经历的周期性因素出现的次数对等。这涉及沉积和保存的关系、事件在潮坪沉积中的作用、沉积间断在潮坪沉积中的地位等一系列问题。本文将着重讨论这些问题,文中所用的名词和术语已在过去的论文中作了说明⁽¹³⁾。中外文文献中所用名词术语的对等关系示于图 1。

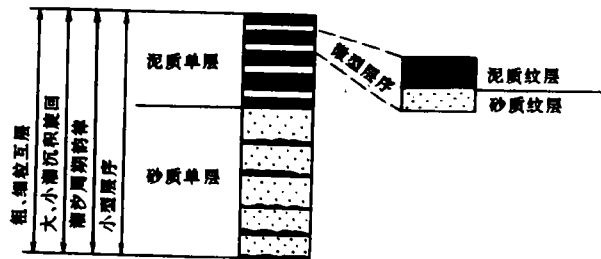


图 1 文献中名词术语的对比

Fig. 1 Comparison of the terms definitions on tidal flat sedimentation in Chinese and English

1 潮坪沉积率

1.1 浙北桐庐奥陶系文昌组潮汐沉积

浙江北部桐庐县桐君山剖面位于江浙皖古生代沉积盆地南侧的滨浅海相沉积区。下伏层为砂岩和 underwater 河道砾岩,界线清楚(图 2)。上覆志留系安吉组大陆架泥质沉积岩。文昌组上部由青灰色泥质岩和粉砂岩构成,砂、泥质纹层频繁交替,构成韵律,可见海百合茎等滨海相化石,为滨海潮汐沉积。该剖面可以划分出三个旋回:旋回 A 包括潮下带(图 2

① 国家自然科学基金资助的课题(项目编号:49176262)。南京大学海岸与海岛开发实验室资助经费完成潮坪沉积率的测定

中, I、II)和潮间带(III、IV、V),旋回B仅见潮间带,旋回C只有中、低潮坪。由于断层的干扰,旋回B、C保存不完整,以下研究将集中于旋回A。

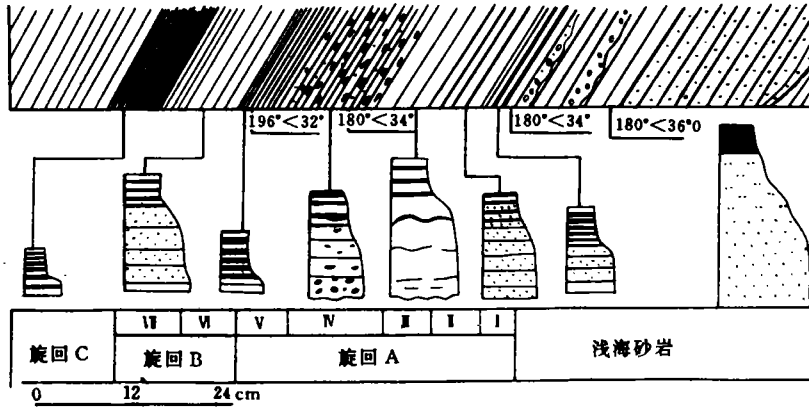


图2 浙江桐庐奥陶系文昌组潮汐沉积实例剖面

Fig. 2 Tidal flat section in Wenchang Formation of Ordovician System, Tonglu County, Zhejiang Province

A. 纹层统计

对桐君山剖面文昌组潮汐沉积旋回A和旋回B纹层的性质(砂质或泥质)和厚度逐层进行统计,共测得1818层,纹层在各相带的分布示于表1。

表1 桐庐文昌组潮坪各单元的纹层分布

Table 1 Tidal laminae distribution in Wenchang Formation of Ordovician System, Tonglu County of Zhejiang Province

相带	旋回 A					旋回 B	合计
	潮下低能带 I	潮下高能带 II	低潮坪	中潮坪	高潮坪	中低潮坪	
岩层真厚度 m	0.938	1.953	1.177	2.680	1.723		8.471
纹层数	142	284	88	450	560	294	1818
纹层的平均厚度(mm)	6.6	6.9	13.4	6.0	3.0		
砂/泥纹层厚度比值	0.80	1.44	2.37	1.11	0.87		

B. 时序分析与沉积率的推算

采用 Yang 和 Nio 的方法^[14],对桐君山潮汐沉积的纹层作了时序分析。在功率谱上有三个强峰, $f=0.014$, $f=0.021$, $f=0.047$,分别相当于周期 $T=71$, $T=47.6$ 和 $T=21.3$ 。由于奥陶纪太阴月约为 31 天^[15],若当时为半日潮,则 $T=21.3$ 比较接近大、小潮周期。

旋回 A 经时序分析后,得 43 个大、小潮周期,奥陶纪朔望潮周期约为 16 天,旋回 A 的沉积时间当为 688 天,即 1.88a。旋回 A 的厚度为 8.471m,沉积率为 4.51m/a。这与国外同样方法算得的沉积率接近^[11]。可见,我们正确地使用了文献^[14]的分析方法。虽然国外研究者对如此高的沉积率作了解释^[11],但仍然难以令人信服,然而在古代沉积中是无法验证其正确性的。

2 长江三角洲亚近代潮坪沉积

2.1 沉积率

在长江三角洲南翼百年至千年前曾为潮坪的地区,有四个全取芯孔和一个探槽。潮坪沉积的厚度一般为4—4.4m。钻孔中大部分层段纹层、单层发育良好。砂质纹层的底部界线清楚,或为微型侵蚀面,或为突变面,向上渐变为泥质纹层,二者构成微型层序,侵蚀面或为槽型,或为两壁直立的箱状。粗粒单层中可见泥砾,顶部出现对称的波痕。粗粒单层向上逐渐过渡为细粒单层。过渡形式有两种,或是通过泥质纹层的加密、增厚,或是通过粒度的逐渐变细。粗、细粒单层构成小型层序。

在亚近代沉积中,统计了3个小型层序。由桐庐奥陶系剖面的研究可知,时序分析所得的小型层序数可近似地看作大、小潮周期数。由大、小潮周期可算得潮坪沉积的形成时间,进而推算出各钻孔的潮坪沉积率(表2),其值虽然较桐庐奥陶系潮坪沉积率小,但仍属同一数量级。这些沉积率正确与否在长江三角洲却是可以验证的。

表2 长江三角洲南翼潮坪沉积率

Table 2 Sedimentary rates of tidal flat in southern flank of the Changjiang Delta

钻孔	统计沉积层厚度(m)	小型层序数量	推算的沉积时间(a)	沉积率(m/a)
Cy-3	4.0	28	1.15	3.5
LA-1	3.3	28	1.07	3.1
LA-2	3.5	30	1.15	3.0
LG	1.73	12	0.48	3.6

2.2 潮坪沉积率的验证

对长江三角洲南翼所算得的潮坪沉积率采用两种方法进行验证,第一由潮坪堆积前展速度推算沉积率,第二用 ^{210}Pb 法直接测定沉积率。

(a) 潮坪堆积前展

长江口平均潮差为2.6m,最大潮差4.3m,所选用的东海农场剖面潮坪平均坡度为1.1‰,一般大潮时滩面宽约3.5km,特大潮时宽度可达4.5km。

在长江三角洲南翼有八道海塘,保存最好的是靠海的四道,分别建于1960年,1974年,1979年和1985年,其间距为440m,330m,260m^①。由此可大致推算出海岸线前进的平均速度为41m/a。特大潮时潮坪宽度为4.5km,海岸堆积前展,低潮线变成高潮线、形成完整潮坪层序所需的时间为110a。由此推算的沉积率为4cm/a,较由大、小潮(小型层序)推算的沉积率要小两个数量级。

(b) ^{210}Pb

使用 ^{210}Pb 法测定Pb过剩浓度的变化,所推算出沉积率示于图3,高、中、低潮坪分别为2.2cm/a、3.3cm/a和3.8cm/a,与海塘建筑年代推算的沉积率相当接近。

由海塘建筑年代和 ^{210}Pb 放射性同位素方法得出的潮坪沉积率是符合长江三角洲发育的

① 南汇县水利局,1989,南汇县水利志,21—37。

实际情况的。把小型层序作为大、小潮周期推算的沉积率是偏离实际的,由此推断,浙北奥陶系及国外用同样方法推算的沉积率都是不真实的。为什么两类方法推算的潮坪沉积率相差如此之大?需要通过潮坪沉积过程的研究来解决。

3 潮坪微型层序和小型层序的生成和保存

3.1 潮坪微型层序的形成和保存

潮坪纹层的生成已有文献作了分析^[16,17],它们的保存却有待说明。为此,1992年在长江三角洲南翼东海农场潮坪进行了观测。时间选在潮坪持续淤积时期(5月30日至8月6日),于高、中潮坪各选一站位,在同一站位放置两个沉降板,两板相距3m左右。其中一板隔1—2天观测一次,记录纹层层数和厚度,然后清除板上沉积物,重新放置在滩面上。另一板位置不动,直到最后观测。前一板沉积物的累积厚度为175mm,共24个纹层(12个微型层序);后一板累积厚度为75mm,有12个纹层(6个微型层序),仅为前板的一半。可见,潮坪上微型层序形成和被保存下来的数量是不等的。研究表明,每个潮周期可能形成两对砂泥纹层^[16,17]。17天经历了33个潮周期,应产生132个纹层,即66个微型层序,实际保存的仅为9%。这样,在平静天气时,潮坪形成的微型层序90%被侵蚀,因此潮坪毫米级沉积韵律与潮汐周期不对等,以纹层为基础的时序分析方法所导出的大、小潮周期来推算的沉积时间和沉积率,自然与事实不符。

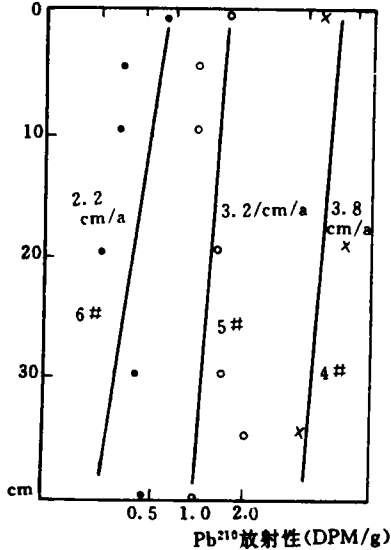


图3 南汇县东海农场高、中潮坪钻孔岩芯由²¹⁰Pb测得的沉积率

Fig. 3 Pb-210 concentration variation and speculated sedimentary rates in high (6#), middle (5#) and low (4#) tidal flat

3.2 风暴和小型层序的生成和破坏

潮坪小型层序被认为是大、小潮周期变化的产物。尽管有的学者强调了波浪对潮坪的作用^[18-21],但并未用波浪作用解释潮坪厘米级沉积韵律的生成。

A. 滩面冲淤

为了探讨小型层序的生成与波浪和潮汐的关系,我们在东海农场设置35个观测桩,分别在平静和风暴天气、大潮和小潮测量桩与滩面的相对高程,由各桩测得的潮坪冲淤量求出平均值,得出整个剖面冲淤趋势,以避免单桩测量的误差。观测结果示于图3。如图3所示,平静天气时滩面持续淤积,平均淤积厚度20cm,高、中、低潮坪皆增高,淤积增高既出现在中、小潮时,也发生在大潮期间,沉积物为淤泥。大风浪时,滩面侵蚀降低,强热带风暴影响时,不论大潮或小潮皆发生冲刷。9216号台风影响时,滩面平均降低10cm,局部甚至达73cm(图4)。

潮坪的侵蚀作用在低潮坪和高潮坪下部最明显,并由此向外扩展(图5)。中潮坪以“侵蚀”为主。高、低潮坪的侵蚀始于孤立的植物和动物洞穴,进而扩展而成互不相连的侵蚀坑。侵蚀坑互相连接,形成侵蚀残体。侵蚀坑与侵蚀残体的四壁直立,壁前出现磨圆度不同的泥砾,用它

们可以来解释古代和亚近代层序中小型层序底部的箱状侵蚀面和泥砾的成因。

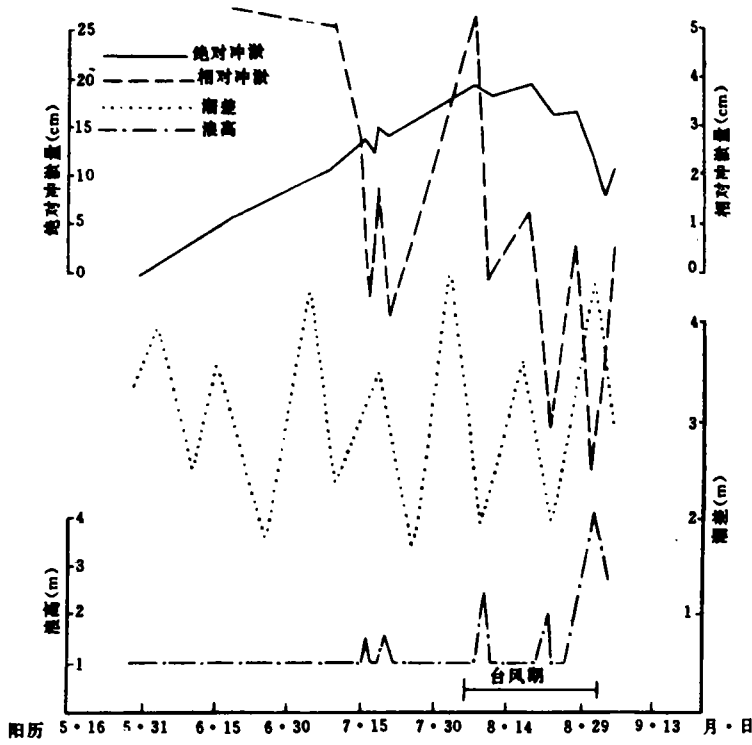


图 4 南汇东海农场潮坪冲淤变化与波浪、潮汐的关系

Fig. 4 Relationship of erosion and sedimentation in tidal flat with waves and tides

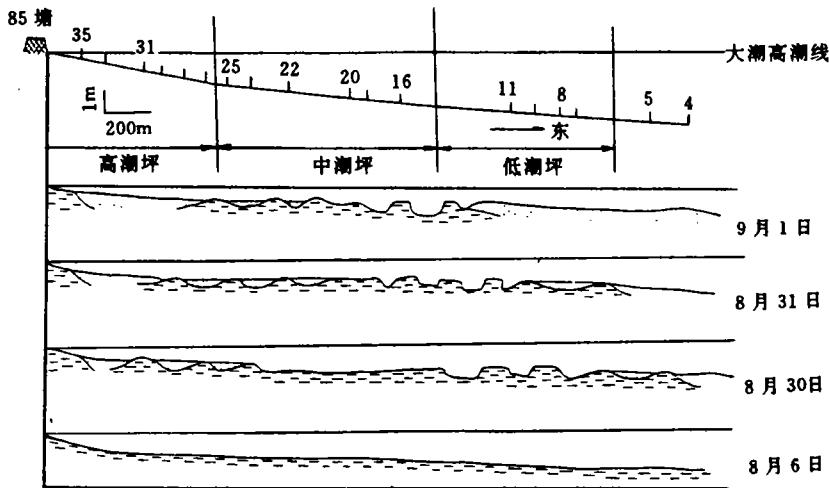


图 5 9216 号台风时东海农场潮坪侵蚀部位及其扩展

Fig. 5 Sediment variation at the tidal flat of the Donghai Farm during Typhoon No. 9216

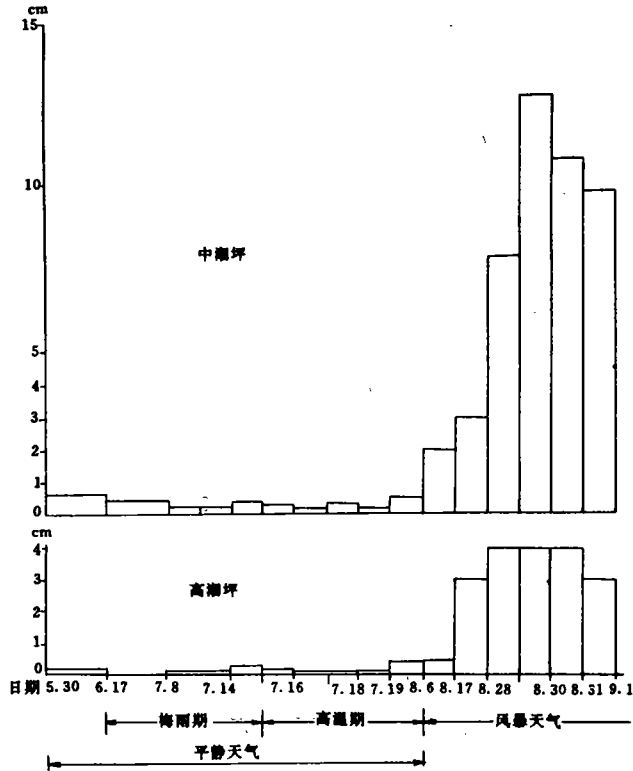


图6 平静和风暴天气时所形成的粉、细砂层的厚度变化

Fig. 6 Thickness of sandy layer at low—middle and middle—high tidal flats during calm and storm weather respectively

内应形成 350 个小型层序,而潮坪保留下来的不足实际的十分之一。90%以上的层序已被侵蚀破坏。这样潮坪厘米级的沉积韵律数与非周期性出现的风暴也是不对等的,由小型层序推算沉积率自然偏离实际。

4 沉积间断在潮坪沉积中的作用

如上所述,潮坪沉积中所保存微型层序的数量不到应形成数的 10%;所保留的小型层序数量也不足生成数的 10%。当小型层序被改造时,其中的微型层序随之消失,由此,实际上保留下来的微型层序可能不到应形成数的 1%。潮坪沉积韵律与形成它们的周期性和非周期性因素出现次数是不对等的。由潮道沉积中导出的计算沉积时间和沉积率的方法难以适应于非潮道潮坪。

B. 潮坪沉积物的变化

在潮坪淤积阶段,高、中潮坪皆为厚 20—30cm 的泥质沉积物,不论大、中、小潮,皆沉积毫米级纹层。图 6 示出强风暴影响时,潮坪沉积物的粗化,形成 3—4cm 的粉细砂层。9216 号强热带风暴时,甚至产生了 10—15cm 的粉、细砂层。

因此,潮坪砂质单层生成于风暴期间,是波浪强烈作用的产物。风暴过后,首先出现泥质沉积阶段,从而形成泥质单层。砂、泥质单层构成小型层序。小型层序实际上是风暴层序,把它看成大、小潮沉积旋回是一种误解。

C. 风暴沉积的保存

在潮坪层序中,小型层序代表风暴和平静天气的交替。记录了一次风暴的作用。由潮坪风暴记录较全的 CY-3 孔得到 28 个小型层序,若将潮坪层段形成的时间近似的看作 100a,根据上海地区 1949—1989 年统计,影响本区的强热带风暴和台风共 100 个,平均每年 2.5 个^①,100a 内有 250 个风暴影响本区。观测表明,冬季大风浪对潮坪产生同样的效应,若每年有一次这样的大风浪天气,在 100a

① 王雷,1993,上海浦东新区的气候环境

在潮坪层序中 99% 以上微型层序和 90% 以上小型层序被侵蚀,保留下来的仅仅是不同级别的侵蚀面。由此,沉积间断所代表的时间远远超过保留在地层中的沉积层。达尔文(1859)提出的这个命题,已经多次论证,但主要涉及时间较长和厚度较大的地层。本文以实际的资料证明,潮坪这种低能海岸环境,小尺度的层序同样遵循这一规律。

参 考 文 献

- [1] Boesma, J. R., 1969, Internal structures of some tidal mega-ripples on shoal in the Westerschelde Estuary, the Netherlands. *Geol. Mijnbouw.* 48:409-411.
- [2] Visser, M. J., 1980, Neap-spring cycles reflected in Holocone subtidal large-scale bedform deposits. A preliminary note. *Geology*, 8:543-546.
- [3] Boesma, J. R. and Terwindt, J. H. J., 1981, Neap-spring tide sequences of intertidal shoal deposits in a mega-tidal estuary. *Sedimentology*. 28:151-170.
- [4] Allen, P. and Homewood, P., 1984, Evolution and mechanics of a Miocene tidal sand-wave, *sedimentology*. 31:63-81.
- [5] de Boer, P. L., Oost, A. P. and Visser, M. J., 1989, The diurnal inequality of the tide as a parameter for recognizing tidal influences, *J. Sediment. Petro.*, 59(6):912-921.
- [6] Dalrymple, R. W., Makino, Y. and Zaitlin, B. A., 1990, Temporal and spatial patterns of mud flat sedimentation in a macrotidal esuary, Cobequid Bay-Salmon River Estuary. In: D. G. Smith, G. E. Rierson and B. A. Zaitlin (Editors). *Tidal Clastic Sedimentology*. CSGP Mem., 16, p. 137-160.
- [7] Kuecher, G. J., Woodland, B. G. and Broasthurst, F. M., 1990, Evidence of deposition from individual tides and of tidal cycles from the Francis Creek Shale (host rock to the Mazon Creek Biota). Westphalian D (Pennsylvanian), northwestern Illinois. *Sediment. Geol.*, 68:211-221.
- [8] Kvale, E. O., Aecher, A. W. and Johnson, H. R., 1989, Daily, monthly and yearly tidal cycles within laminated siltstones of the Mansfield Formation (Pennsylvanian) of Indiana, *Geology*. 17:365-368.
- [9] Kvale, E. O. and Archer, A. W., 1990, Tidal deposits associated with low-sulfur coals. Brazil FM. (Lower Pennsylvanian). *Indiana. J. Sediment. Petro.*, 60(4):563-574.
- [10] Terwindt, J. H. J., 1988, Paleotidal reconstructions of inshore tidal depositional environments. In: P. L. de Bier, A. van Gelder and S. D. Nio (Editor). *Tidal-Influenced Sedimentary Environments and Facies*. Reidel, Dordrecht, p. 23-263.
- [11] Teessier, B. and Gigot, P., 1989, A vertical record of different tidal cyclicities; an example from the Miocene Marine Molasse of Digne (Haute Province, France). *Sedimentology* 36:767-776.
- [12] Shi, Z., 1991, Tidal bedding and tidal cyclicities with the intertidal sediments of a microtidal estuary, Dyfi River Estuary, *Sedimentary Geology*, 73:43-58.
- [13] 李从先、韩昌甫、王平, 1992, 低能海岸的垂直层序和风暴沉积, *沉积学报*, 10(4):119-128.
- [14] Yang, C. S. and Nio, S. D., 1985, The estimation of palaeo-hydrodynamic processes from subtidal deposits using time series analysis methods. *Sedimentology*. 32:41-57.
- [15] Schof, D., 1980, *Palaeoceanography*.
- [16] 李从先、杨君、庄振业、臧启远、吴世迎, 1965, 淤泥质潮间浅滩的形成和演变, *山东海洋学院学报*, 第 1 期。
- [17] Allen, J. R. L., 1985, *Principles of physical sedimentology*, George Allen & Unwin, London, Boston, Sydney.
- [18] 李从先、李萍, 1982, 淤泥质海岸的沉积与砂体, *海洋与潮沼*, 13(1):48-59.
- [19] 任美镔等, 1983, 风暴潮对淤泥海岸的影响, *海洋地质与第四纪地质*, 3(4):1-24.
- [20] 许世远、邵虚生, 1984, 杭州湾北部滨海的风暴沉积, *中国科学(B辑)*, (12):1136-1143.
- [21] Seilacher A., 1985, The Jeram Model, event condensation in a modern intertidal environment, 336-341. *Sedimentary and evolutionary cycles*, ed. U. Bayer & A. Seilacher eds. *Sedimentary and evolutionary cycles*, 336-341.
- [22] Ager, D. V., 1980, *The nature of the stratigraphical record*, (2nd ed), New York, Wiley, p. 122.

- [23]Dott Jr. R. H. , 1988, A Episodic view of shallow marine clastic sedimentation, in P. L. de Boer, A. van Gelder and S. D. Nio eds. , Tidal-influenced sedimentary environments and facies. D. Reidel Publishing Company, p. 3-12.
- [24]殷鸿福、徐道一、吴瑞襄, 1988, 地质演化突变观, 中国地质大学出版社。

Rhythms of Tidal Flat Sedimentation and Cyclisity of Affecting Factors

Li Congxian Zhang Guijia and Li Tiesong

(Department of Marine Geology and Geophysics Tongji University, Shanghai 200092)

Abstract

Tidalites in Zhejiang Ordovician System and the recent and subrecent tidal flat deposits in the Yangtze Delta are studied, utilizing the method commonly-used aboard for tide-channel and tide-flat research. The tide-flat laminae and micro-sequences are measured, and the results are analyzed by time-series analytical method to achieve "spring-neap tidal cycles". Consequently, the sedimentation rate on the tidal flats is calculated to be 3.0-4.5m/a. However, the sedimentation rate, speculated from the sea-walls built in various ages in the Yangtze Delta and measured by Pb^{210} , is only 2.2-4.0cm/a. The former is approximately one hundred times greater than the latter.

Sedimentary observation on modern tidal flats show that, laminae and micro-sequences are formed by changing of current velocity during single tidal cycle, whereas, single layer and small-sequences in tidal flat sediments are the results of the intercourse of storm and calm weathers. The laminae can be eroded and destroyed by ensuing strong tidal currents, and the small-sequences can be reworked by ensuing strong storm waves. Statistical data show that the number of preserved laminae and micro-sequences is less than 10% of the experienced cycles; and the number of the preserved single layer and small-sequences is less than 10% of the experienced storms. This asymmetry between the preserved rhythms and the cycles of the affecting factors is the basic reason for the error in speculating sedimentary rates from the sedimentation rhythms on the tidal flats.

Sedimentation on tidal flats is mainly vertical aggradation, while in tidal channels is mainly lateral deposition. Erosion can eliminate the tide-flat rhythms. However, the tide-channel rhythms can be eroded also, but the number of the rhythms remains unchanged. Therefore, the method of calculating sedimentation duration and sedimentation rate, developed from the concepts of the "tidal bundle" and "spring-neap tidal cycle" in tidal channels, is inapplicable to tidal flat sediments.

Key words: tidal flat sedimentation rate sedimentation rhythms