第38卷 第4期
1992年7月
地 质 论 评
GEOLOGICAL REVIEW
Vol. 38 No. 4
Jul. 1992

莱州湾地区10万年以来沉积环境变化

彭子成 韩岳 张巽 黄培华
（中国科学技术大学地球和空间科学系，合肥）

韩有松 孟广兰 王少青
（中国科学院海洋研究所，青岛）

本文用热释光测年和地球化学标志法研究了莱州湾地区沉积环境的变化。石英的375℃热释光峰作为测年基础。岩芯样品的测定结果、反映了自全新世（1.2万年）至晚更新世（11万年）地层的年代特点。实验中采用了Sr/Ba、Rb、Mn/Fe和CaO作为地球化学标志，所得数据经Sheppard方程和Fisher判别处理。在得到的沉积环境变化曲线和大洋$\delta^{18}O$曲线对比中可以看出，本区在十万年以来出现过三次海陆相地层变化序列，其中在距今11—7万年和深度为43.5—60m处，在距今4.6—2.1万年和深度为23—35m处，以及在距今1.1—0.6万年和深度为8—11m处出现过三次海相地层，分别与沧州、献县和黄骅海侵事件相应，并同时受到全球气候变化的控制。

关键词 热释光测年 地球化学标志 沉积环境 莱州湾

莱州湾地区10万年以来的海陆相地层交替、古气候变化、海平面升降等课题，已有学者进行过研究[1,2]。在这些研究中，对于沉积物的年龄测定，采用了^{14}C和古地磁的方法，而对沉积环境的探讨，使用了古生物、区域地层对比和植物孢粉组合等手段。

本文用热释光测年法，进行10万年来地质事件的“绝对”年龄研究，扩大了^{14}C法的测年范围，也弥补了古地磁法不能给出确切年代数据的局限性。此外，根据微量元素的地球化学标志，结合数学地质中的“时间系列”和“判别分析”，建立了莱州湾地区沉积环境的演化曲线，为本地区海陆相地层的划分、海平面的升降、以及气候旋迴的变化规律提供有意义的数据资料。

1 地质背景

莱州湾位于渤海南部，湾口面向北北东，呈半圆形镶嵌于黄河现代三角洲和胶东半岛之间[1]。莱州湾滨海平原主要由西部临清-惠民断陷带、南部昌潍断陷带、东部沂沭断裂北段组成。这些断裂和断陷盆地起始于中生代，发育在新生代，构成了滨海平原和莱州湾海盆的总体轮廓。第四纪地层的厚度变化较大，由几十米到数百米。最大沉积厚度在潍坊北部和羊口附近，达360余米❶。本文的岩芯采自羊口盐场（图1，表1）。

注 本课题得到《中国科学院兰州地质所生物、气体地球化学开放研究实验室》资助。
❶ 韩有松、孟广兰、王少青，渤海莱州湾滨海平原晚第四纪古环境，1981。
本文1991年7月收到，1992年1月改回，康易编辑。

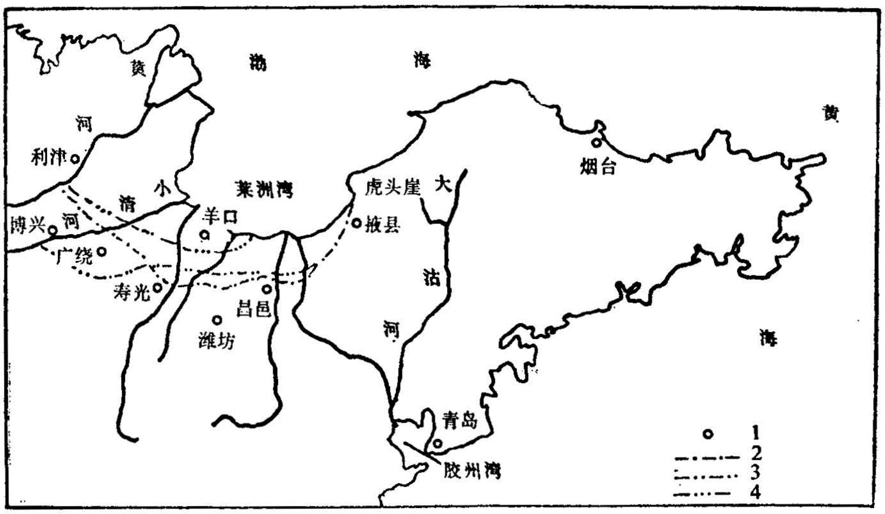

图 1　采样简图

Fig. 1　Sampling sketch map

1—采样点；2—第一古海岸线；3—第二古海岸线；4—第三古海岸线

1—Sampling site; 2—first paleo-coastline; 3—second paleo-coastline; 4—third paleo-coastline

表 1　莱州湾地区羊口岩芯样品的实验数据

Table 1　The experimental data for the core samples from Yangkou, Laizhou bay

No.	深度 (m)	岩性	年龄 (ka)		Sr/Ba	$\hat{Y}_i$(Sr/Ba)	Rb (10^{-6})	$\hat{Y}_i$(Rb) (10^{-6})	Mn/Fe	$\hat{Y}_i$(Mn/Fe)	CaO (%)	$\hat{Y}_i$(CaO)	*R*
			热释光法	^{14}C 法*									
H-1	3.80	黄色粉砂			1.284		80.00		0.01489		23.00		
H-3	7.20	黑色淤泥质粉砂含大量贝壳			1.456		79.84		0.01076		22.45		
H-4					2.676	1.612	87.46	90.78	0.01221	0.01150	21.38	21.89	23.20
H-5 A	9.00				2.692	6.047	105.1	97.77	0.01202	0.01188	22.27	21.66	36.04
H-58					11.67	6.476	96.24	108.9	0.01128	0.01221	21.65	22.34	41.17
H-6	10.20	黄色亚砂土			0.6341	4.413	109.8	87.61	0.01275	0.01097	23.23	23.61	26.38
H-7	13.40	黑色粉土	11.87±1.18	11.25±0.16	1.207	0.065	54.89	83.02	0.008366	0.01036	22.70	23.12	14.24
H-8	14.90				0.9210	2.256	99.78	77.08	0.01079	0.009463	22.95	22.47	16.46
H-9	18.50	黄色粉矿含大量贝壳			4.545	2.471	84.70	106.6	0.01015	0.01080	21.92	22.60	30.60
H-10	20.30				1.277	3.336	114.7	80.01	0.01205	0.01242	23.19	22.56	21.80
H-11	22.20				4.516	2.934	39.84	82.68	0.01455	0.01312	22.44	22.75	22.36
H-12	23.00		21.85±2.77	23.93±2.84	3.636	5.034	114.9	85.38	0.01142	0.01377	22.74	22.92	28.12
H-13	24.60	亚砂土少量贝壳			6.471	5.240	95.02	100.2	0.01316	0.008354	23.50	22.84	31.65
H-14	28.60	紫红色亚粘土	43.91±4.39		4.545	4.067	79.98	92.82	0.002806	0.01053	21.99	22.74	27.50
H-15	30.65	黄色粉砂大量贝壳			3.750	8.025	109.9	89.75	0.01947	0.01266	23.22	22.94	35.52

续表 1

No.	深度(m)	岩　性	年　龄 (ka) 热释光法	^{14}C法*	Sr/Ba	$\hat{Y}_i$(Sr/Ba)	Rb (10^{-6})	$\hat{Y}_i$(Rb) (10^{-6})	Mn/Fe	$\hat{Y}_i$(Mn/Fe)	CaO (%)	$\hat{Y}_i$(CaO)	R
H-17	34.65	黄色粘质砂土			15.56	8.767	74.91	94.64	0.01210	0.01472	23.47	22.56	41.03
H-18					1.573	6.496	99.98	85.41	0.009099	0.007991	22.24	24.63	25.26
H-19	35.20				2.642	1.003	79.80	88.15	0.008327	0.01137	29.69	27.74	13.32
H-20 A	38.40	黄色粉砂			2.191	2.598	79.03	71.30	0.02057	0.01799	28.14	27.72	13.56
H-20 B					2.766	2.498	64.92	77.46	0.02116	0.02061	22.72	24.24	22.15
H-21	42.00	黑色亚砂土			2.162	1.581	94.86	81.72	0.01549	0.01819	23.47	22.72	22.46
H-22					1.304	3.765	79.96	81.05	0.01539	0.01060	22.74	22.82	21.64
H-23	43.50	灰色粉砂土	86.36±8.63		7.895	3.861	84.68	108.7	0.01222	0.00644	21.67	21.34	33.14
H-24	46.40	黄色细粉砂			0.9211	4.952	160.8	126.5	0.009281	0.007591	20.47	21.48	43.84
H-26	48.00				6.428	6.431	94.83	111.9	0.01529	0.01536	23.21	21.47	45.23
H-27	48.50	灰色粘土质粉砂			3.429	3.855	74.13	76.09	0.01469	0.01196	22.24	24.42	18.52
H-28	49.00	黄色粉砂					86.78	84.03	0.002112	0.005923	26.96	24.21	
H-29	50.65	含贝壳灰色粘土质粉砂			1.698	2.432	97.94	97.53	0.004041	0.002012	21.30	23.14	20.13
H-30	51.65				6.043	7.078	104.9	105.3	0.002498	0.003387	21.23	20.74	37.12
H-31	53.05	蓝灰色亚粘土			12.71	8.972	109.7	111.2	0.003174	0.001353	21.20	21.12	41.99
H-32	54.50	灰褐色亚粘土			5.876	10.79	109.6	102.7	0.001393	0.005090	21.42	27.94	43.72
H-33	57.00		110.2±11.0		13.33	8.338	84.33	91.47	0.01139	0.006988	23.06	22.18	34.19
H-34	60.00	黄色粉砂			3.235	6.238	93.70	93.57	0.004271	0.006517	21.24	21.92	30.77
H-35	62.30	灰色砂土			1.999		114.2	113.5	0.002498	0.001659	21.34	20.87	
H-36	68.80	褐色泥质粉砂			0.9910		123.8	120.1	0.002333	0.004188	20.80	20.82	
H-37	71.30	杂色粘质砂土					108.9		0.009828		22.54		
H-38	75.00	黄色砂土	105.7±10.6				99.73		0.009397		29.29		

注：1 * 数据引自文献〔2〕；

2 $\hat{Y}_i$ 按 Sheppard 方程计算：$\hat{Y}_i=[17Y_i+12(Y_{i+1}+Y_{i-1})-3(Y_{i+2}+Y_{i-2})]/35$；

3 R 按 Fisher 判别方程计算：$R=2.08[\hat{Y}_i(\mathrm{Sr/Ba})]+0.44[\hat{Y}_i(\mathrm{Rb})]+651[\hat{Y}_i(\mathrm{Mn/Fe})]-1.26[\hat{Y}_i(\mathrm{CaO})]$。

2　结果和讨论

2.1　莱州湾地区沉积物的热释光法年代学研究

热释光测年法适用于沉积物的研究[3]，测定范围在数千至10余万年之间。自80年代以来，热释光法已在我国得到较为广泛地应用。本实验使用了375℃的石英热释光峰作为测年基础。实践表明，不同的实验步骤对年龄会产生显著的影响。为此，我们在具体操作中除按文献〔4〕进行外，还注意到以下三点：

（1）所采集的样品要进行含水率的测定，以便校正年剂量率的数值。实验结果，38个样品

的含水率分别处于 2.85 %—5.92%之间。由计算表明[4]，样品含水率为 6 %时，对年剂量率 D_α 的校正为 7 %，对 D_β 为 6 %，对 D_γ 为 5 %。对年龄值的影响约偏低 7 %左右。为此，本项测定可以避免对本实验年龄值引入 4%—7%的误差。

（2）所采集的样品经过了 20%王水和浓氢氟酸的化学预处理，除去大部分的方解石、长石、粘土矿物等杂质影响，改善了石英矿物的发光曲线。表 2 列出了样品化学预处理前后的热释光年数据。由表 2 看出，沉积物中多种杂质矿物的存在，不仅改变了石英对 α 和 β 辐照响应的灵敏度，而且通常会造成年龄偏高。

表 2　未经和经过化学预处理、晒退实验的部分样品数据对比

Table 2　The data comparision of un-pretreatment, chemical pretreatment and bleach experiments for a part of samples

样品号	未经化学处理			经过化学处理，未经晒退实验			经晒退实验	年龄校正率
	Sq	Sp	T (Ka)	Sq	Sp	T (Ka)	T (Ka)	(%)
H-7	0.15	1.35	19.97	0.03	1.12	11.87	11.87	0
H-12	0.32	7.99	30.77	0.01	0.28	28.36	21.85	29.8
H-14	0.12	1.41	61.14	0.01	0.06	47.59	43.91	8.4
H-23						96.60	86.39	11.8
H-33						127.6	110.2	15.8
H-38	0.05	0.43	115.7	0.03	0.62	105.7	105.7	0

注：Sq、Sp 分别为样品对 α 和 β 辐照的响应灵敏度。

（3）所采集样品要进行阳光模拟晒退实验[3,5]，消除沉积前在发光体中已积存的辐射能量，使热释光的测年“时钟”调拨至零点开始。本实验采用碘钨灯作模拟太阳光源，照射样品的时间为 20 小时。表 2 列出了样品经“阳光”晒退前后的年龄数据。从数据看出，不同样品有不同的年龄校正率，它们分别在 0%—30%之间。显然，经过晒退实验的年龄值要比未经实验的数值低。

从表 1 看出，经过热释光法的年龄测定，本岩芯样品记录了 10 余万年来莱州湾地区的地质事件。样品 H-7 和 H-12 的热释光年龄分别为 11.9±1.2 和 21.9±2.8 Ka，它们分别与 ^{14}C 年龄的 11.26+0.13 和 23.93±2.84 Ka[2]相对应。这表明热释光测年法在少于 4 万年左右范围内，可与 ^{14}C 法作对比研究。在大于 4 万年范围外，可与大洋 $\delta^{18}O$ 的演化所对应的年代作对比研究（图 3）。

H-33 样品的热释光年龄为 110.2±11.0 Ka。而 H-38 为 105.7±10.6 Ka，两个数据在误差范围内一致，分辨不出地层序列的先后。这可能是该沉积物的成分复杂，隐藏着“惰性”陷阱电子，使贮存的热释光能量达到了饱和。国外一些学者[6,7]在研究了热释光峰的稳定性后指出，对如黄土一类的沉积物，热释光法测年的上限为 10 万年左右。目前这个问题仍在进一步探讨之中。

2.2　用地球化学标志研究莱州湾地区的沉积环境

近二十年来，沉积物的地球化学标志研究在国内得到了重视[8,3]。在沉积过程中，不同沉积环境具有不同的水动力条件、介质性质、温度、压力、生物作用以及化学元素不同的物理化学性质，造成元素的聚集和分散规律的不同，这就成为利用元素的地球化学标志来区分沉积环境的依据[8]。

锶和钡的硫酸盐在水中的溶解度有极大差别，其值分别为 0.014 g/100 g 水和 0.00022g/100g 水。当淡水和海水混合时，钡则优先沉淀（$BaSO_4$），而锶可以继续运移。所以，在海相沉积物中锶含量高于钡，而在陆相沉积物中则相反。钙在河湖和海水中的含量也有差别。陆上的岩石提供了巨大的钙源。在风化作用下，钙以重碳酸盐的形式溶解于水中，使淡水中的钙含量高于海水，并

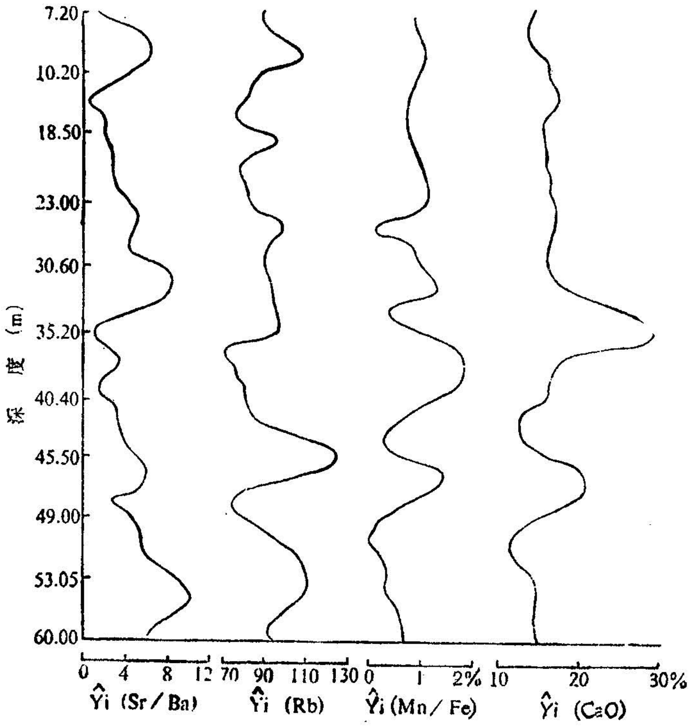

图 2 羊口岩芯各层位样品 Sr/Ba, Rb, Mn/Fe 和 CaO 的变化曲线

Fig. 2 The variation cuves of Sr/Ba, Rb, Mn/Fe and CaO corresponding to the strata of Yangkou core

反映在相应的沉积物中。随着水体盐度的增高，在粘土和泥质物中伊利石和蒙托石的含量相对地提高，它们对铷有很强的吸附力。在淡水介质中，高岭土成分增高，对铷的吸附量减少。为此，铷的含量可以作指相标志。铁和锰易受环境的 pH 和 Eh 值的直接影响。在 pH—Eh 稳定图上，锰的二价氧化物稳定区比铁的二价氧化物稳定区域大，导致了在富硫和缺氧的环境中（如边缘海，地下水，泻湖等）铁和锰的分离。铁多在浅海中而锰则在较深海域中沉积。所以，Mn/Fe 值在海相要比在陆相沉积物中高。

根据上述元素的表生地球化学性质，我们选用了 Sr/Ba、Rb、Mn/Fe 和 CaO 作为本文研究的化学标志，其相应的测试结果列于表 1 中。为了能消除岩芯样品的相互混染和实验误差因素的影响，原始数据采用了“滑动平均法”的数学处理。消除“噪音”干扰，得到了经过“滤波”处理的古环境沉积变化曲线（表 1 和图 2）。从图 2 看出，这些描述海陆相旋回的曲线，有明显的相关变化趋势。从这些总趋势中可以看出，岩芯深度为 8—11m、23—34.5m和43.5m以下共三段出现了海相地层，与此相间，为陆相地层。为了进一步综合分析所有数据，我们使用了 Fisher 判别方法[10]。根据上述的趋势分析，找出一组代表典型海相的样品数据（H-5,H-17 和 H-26）和一组陆相的数据（H-7,H-19 和 H-26）列于表 3 中。然后按文献[10]的计算程序进行运算，得到了 Fisher 判别方程（表 3）：

$$R=2.08[\hat{y}_i(Sr/Ba)]+0.44[\hat{y}_i(Rb)]+651[\hat{y}_i(Mn/Fe)]-1.26[\hat{y}_i(CaO)]$$

式中R为第 i 个样品的判别值；$\hat{y}_i$(Sr/Ba)、$\hat{y}_i$(Rb)、$\hat{y}_i$(Mn/Fe)和$\hat{y}_i$(CaO)为第 i 个样品相应与 Sr/Ba、Rb、Mn/Fe 和 CaO 变量的滑动值（表 1）。由计算得出，海陆相的分界值R_0为 27.27，F函数值（计算）为 69.72，而F函数值（查表）为 21.20。显然，$F_{计} \gg F_{表}$，证明上述

表 3　典型海陆相沉积的判别分析

Table 3　The discriminating analysis between typical marine and continental deposition

海相沉积					陆相沉积				
No. \ 变量	$\hat{Y}i$(Sr/Ba)	$\hat{Y}i$ (Rb)	$\hat{Y}i$(Mn/Fe)	$\hat{Y}i$ (CaO)	No. \ 变量	$\hat{Y}i$ (Sr/Ba)	$\hat{Y}i$ (Rb)	$\hat{Y}i$(Mn/Fe)	$\hat{Y}i$ (CaO)
H-5B	6.47	108.2	0.01221	22.34	H-7	0.065	83.02	0.0103	23.12
H-17	8.76	94.63	0.01472	22.56	H-19	1.00	88.15	0.0110	27.75
H-26	6.43	111.9	0.01536	21.47	H-27	3.86	76.09	0.0120	24.42
判别函数*			$2.08〔\hat{Y}i(Sr/Ba)〕+0.44〔\hat{Y}i(Rb)〕+651〔\hat{Y}i(Mn/Fe)〕-1.26〔\hat{Y}i(CaO)〕$						
判别值 R_0*			27.27						
F (K, n_1+n_2) 计算值*			69.72						
F (K, n_1+n_2) 查表值*			21.20						

注：* 计算方法见〔10〕.

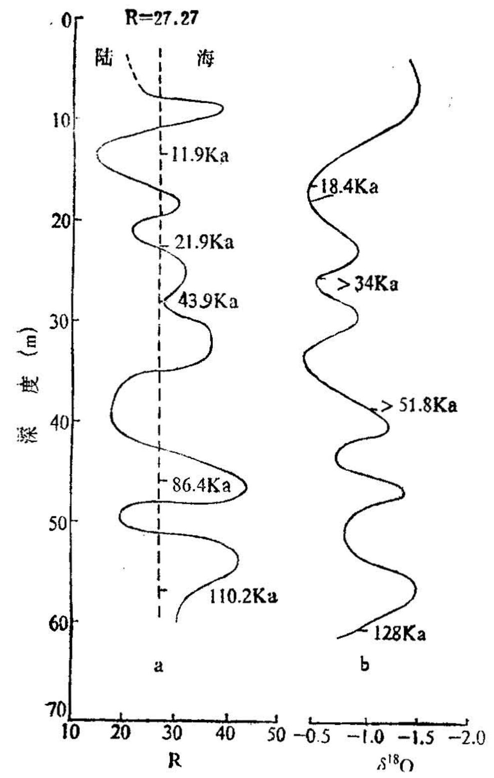

图 3　羊口岩芯样品反映的海陆相沉积环境变化

Fig. 3　The variation of the depositional environment between the marine and continental phases reflected by Yangkou core

a—本实验曲线；b—大洋$\delta^{18}O$变化曲线[12]

a—The experimental curve; b—the oceanic $\delta^{18}O$ curve[12]

两组数据的多元平均值的差异显著，判别相分析是有效的[10]。

根据判别方程，计算出各个样品（包括4个地球化学标志）的R值（见表1），并绘成图3a。用实验曲线（图3a），与大洋$\delta^{18}O$的变化曲线[11]作对比分析，可以得到几点有意义的认识。

3　几点认识

1．从图3对比分析看出，莱州湾滨海平原羊口地区10万年以来的海陆相地层变化序列为：（1）距今11—7万年（晚更新世早期），深度为43.5—60m处出现了该地区第一次海相地层。其间，在9.7—9.1万年曾出现过短暂的海退，持续了约6 000年；（2）距今7—4.6万年，深度为35—43.5m处出现了陆相沉积，表明海水已经退出；（3）距今4.6—2.1万年（晚更新世中期），深度为23—35m 处出现了第二次海相地层；（4）距今2.1—1.1万年，深度为11—23m处出现了陆相地层；（5）距今1.1—0.6万年（全新世），深度为8—11m处，出现了本地区第三次海相地层；（6）距今0.6万年以来，深度为8m以上，为现代滨海沉

积。上述“记载”的10余万年间海陆相沉积环境的变化，与渤海及其邻区发生过典型的沧州海侵、献县海侵和黄骅海侵事件相对应[12]，并与用古生物、区域地层和孢粉组合对比法所研究的结果一致[1,2]。

2．本地区的海陆相地层变化，也即相应于海侵和海退事件的发生，除了受本区所处沿海的地理位置、地势特点和东南亚季风区等环境的影响外[1]，还受到全球气候的变化控制。从图3a和3b的对比看出，旋回曲线都有六个峰和五个谷。除了在地层深度为40m左右处出现小范围的错位外，两曲线的峰谷位置基本上对应。当全球出现气温升高时（$\delta^{18}O$值变得更负），环境变得温和湿润，海平面随之升高，海侵事件也拌随发生；当气温下降时（$\delta^{18}O$偏高），即出现了海退的情况。

这种全球性的气候旋回，也反映在渤海地区的地层层序上。晚更新世以来，在上述地区出现的第一（沧州海侵）、第二（献县海侵）和第三海相地层（黄骅海侵）是与晚更新世的里期-玉木间冰期、上亚间冰期和全新世的冰后期相交。引起世界气候和自然环境发生旋回变化的先导因素，与地磁场倒转的短期事件的发生和结束有关[12]。

3．正如前面指出，用化学元素作指相标志时，其富集和分散的程度会受到复杂的因素所制约。在不同的地区，不同的岩性成分，所反映出指相的特征数值是不相同的[8,9]。为此，我们并不选用某一个地球化学标志的指定值作为分相的界线，而是通过数学分析和判别的方法，综合处理了所有的测量数据，得出最终的海陆相沉积环境旋回的曲线，由此得出有意义的研究结果。诚然，对地球化学标志的选择和应用，以及结合区域地质的沉积环境对所得曲线的“精细结构”作进一步的阐述，还需要深入地工作。

中国社会科学院考古研究所李虎候研究员对热释光测年给予了指导并提供所有的实验条件，表示衷心感谢。

参 考 文 献

1 庄振业，李建华．莱州湾东南岸的全新世海浸．见：国际地质对比计划第200号项目中国工作组著．中国海平面变化．北京：海洋出版社，1986．91—97页．

2 韩有松，孟广兰，王少青．山东半岛沿海地区晚第四纪海相地层、古海岸线及海平面变化初步研究．见：国际地质对比计划第200号项目中国工作组著．中国海平面变化．北京：海洋出版社，1986．98—105页．

3 Aitken M J. Thermoluminescence dating. London: Academic Press, 1985, 219—236.

4 李虎侯．热释光断代—细粒技术纪要．考古，1981，(6)：547—550．

5 李虎侯．用石英的热释光测定马兰黄土的形成年龄．科学通报，1985，(11)，853—856．

6 Wintle A G. Stability of the TL signal in fine grains from loess. Nuclear Tracks and Radiation Measurement, 1985, 10:550—557.

7 Debenham N C. Use of UV emission in TL dating of sediments. Nuclear Tracks and Radiation Measurements, 1985, 10, 657—665.

8 蓝先洪，马道修，徐明广，周清伟，张光威．珠江三角洲若干地球化学标志及指相意义．海洋地质与第四纪地质，1987，7；39—49．

9 王益友，郭文莹，张国栋．几种地球化学标志在金湖凹陷阜宁群沉积环境中的应用．同济大学学报．1979，(2)：51—60．

10 刘承祚，孙惠文．数学地质基本方法及应用．北京：地质出版社，1981，196—210页．

11 Shackleton N J, Opdyke N D. Oxygen isotope and paleo-magnetic stratigraphy of equatorial pacific core V28—239. Mem. Geol. Soc. Am., 1976, 145, 440—464.

12 中国科学院海洋研究所．渤海地质．北京：科学出版社，1985，216—219页．

THE STUDY OF THE CHANGES OF SEDIMENTAL ENVIRONMENTS IN TEH LAIZHOU BAY AREA

Peng Zicheng, Han Yue, Zhang Xun and Huang Beihua

(Dept. of Earth and Space Science, Univ. of Science and Technology of China, Hefei, Anhui)

Han Yousong, Meng Guanglan and Wang Shaoqing

(Institute of Oceanology, Academia Sinica, Qingdao, Shandong)

Abstract

The Laizhou Bay is located in the south of the Bohai Sea. The coastal plain of the Laizhou Bay is covered with Quaternary sediments. The largest thickness (over 360 m) of the sediments is found near Yangkou and in the north part of Weifang. The core samples were taken from the saltern of Yangkou.

The dating of the samples by the thermoluminescence method indicates that the strata at depths of 3.8—60 m record the variation of the sedimental environments during the past 0.11 Ma. Then the samples were analysed for the ratios of Sr/Ba and Mn/Fe and the contents of Rb and CaO; all of the data were treated by the Sheppard and Fisher methods. The final equation for discriminating between the strata of the continental and marine facies is shown as follows:

$$R=2.08[\bar{Y}_i(\mathrm{Sr/Ba})]+0.44[\bar{Y}_i(\mathrm{Rb})]+651[\bar{Y}_i(\mathrm{Mn/Fe})]-1.26[\bar{Y}_i(\mathrm{CaO})].$$

Based on the R values and the depth of the strata, the curve of variation of the sedimental environments of the strata has been drawn. In comparison with the oceanic $\delta^{18}O$ curve, the following conclusions may be drawn: (1) the first marine bed occurred at depths of 43.5—60 m during 110—70 Ka B. P.; (2) the continental bed occurred at depths of 35—43.5 m during 70—46Ka B. P.; (3) the second marine bed appeared at 23—35 m during 46—21 Ka B. P.; (4) the continental bed appeared againted at 11—23 m during 21—11 Ka B. P.; (5) the third marine bed appeared at 8—11 m during 11—6.3 Ka B. P.; (6) modern littoral seriments occur above a depth of 8 m since 6 Ka B. P. The three marine beds were related to the Cangzhou, Xianxian and Huanghua transgression events.

Key words: thermoluminescence dating, geochemical indicators, sedimental environments, Laizhou Bay

作 者 简 介

彭子成，男，生于1939年9月，1963年于中国科技大学放射化学专业毕业。从事放射化学和同位素地球化学研究，现任中国科学技术大学副教授。通讯处：安徽合肥中国科学技术大学地球和空间科学系。邮政编码：230026。