

海绿石质凝缩层-克拉通盆地层序 地层划分对比的关键

——华北寒武系凝缩层的特征和含义^①

¹葛 铭 ¹孟祥化 ¹陈荣坤 ²Maurice Tucker^②

¹ (中国地质大学 北京 100083)

² (英国 Durham 大学, 地球科学系)

提 要 凝缩层(CS)是当代层序地层学和沉积学研究的热点之一。作者首次在华北地台寒武纪层序中发现了一系列海绿石质凝缩层(段)。文中重点论述了凝缩层的相带分布、地球化学及其特征自生海绿石的形成演化等,给出了一个克拉通盆地Ⅲ级海平面变化周期的层序地层、年代地层模型及其凝缩间断时间过程。富钾海绿石及其丰度是鉴定凝缩层、其时限和级别的最佳标准。本文从全球海平面变化观点给凝缩层赋予新定义。研究证明,海绿石质凝缩层是克拉通盆地识别最大海泛期和进行层序地层对比的关键。

关键词 海绿石 凝缩层 最大海泛期 克拉通盆地

第一作者简介 葛铭 女 54岁 副教授 沉积学

前 言

由低速率沉积物组成的凝缩层(condensed section 简称CS),是当代层序地层学和沉积地质学中讨论的热点之一,并被称之为大陆边缘层序地层对比的关键(T. S. loutit, J. Hardenbol, P. R. Vail 等, 1985, 1990)。

本文作者近期研究成果表明,凝缩层并不象某些学者认为的仅仅是大陆边缘层序地层的重要特征,它在克拉通盆地层序中也具有广泛的发育和分布。孟祥化等(1992, 1993)首先在华北地台寒武纪层序中发现了一系列海绿石质凝缩层,已经证实了这一论点。实践证明,凝缩层已成为克拉通盆地识别最大海泛期(面)和进行层序地层对比的重要关键。

作者对在华北地台寒武系-奥陶系进行层序地层和建造研究中发现的凝缩层(段)进行了类型、分布和成因特征的研究。本文拟就以下几个方面予以论述和讨论。

1 关于凝缩层的概念和主要类型

现代层序地层学研究首先开始于大陆边缘盆地,并建立了大陆边缘层序模式,提出了凝

^① 本文为国家自然科学基金会、英国皇家学会-中国科协 and “八五”国家基础性研究重大关键攀登项目研究成果之一。

^② 参加野外工作的还有梅冥杓 柳永清、苏德辰、罗光文、邓成龙、刘貽军等

缩层的概念。但是,由于诸多学者从不同的研究区获得的成果,因而,所赋予凝缩层的定义和概念是有差异的。

一种意见认为,“凝缩层是一种厚度极薄的沉积速率极其缓慢的深海相和半深海相沉积地层单元”(T. S. Loutite, J. Hardenbol 和 P. R. Vail, 1985, 1990)。在目前的研究中,再如 Mix 等(1985)对墨西哥威斯康星冰期至全新世早期过渡地层-凝缩层的研究和 Baum(1984)和 Donvan(1990)对亚拉巴马白垩纪和第三纪界线剖面的凝缩层研究中,也把凝缩层的概念限定为“半深海相和沉海相沉积”。

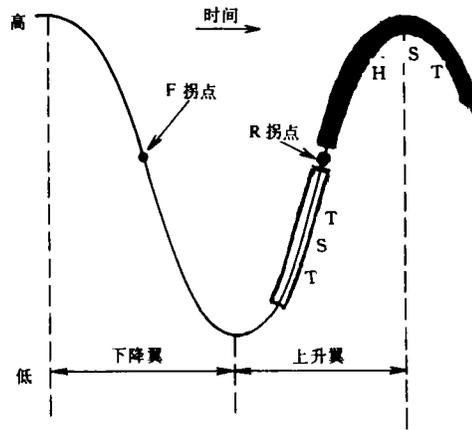
另一种意见(S. M. Kidwell, 1983, 1991)则赋予凝缩层更广泛的意义:“凝缩层可以广泛出现在沉积层序中的任何可能的层序界面收缩部位,如在层序的顶超(toplap)、下超(downlap)和回超(后超 backlap)等收缩部位,都可发育有凝缩层”。

上述定义虽然均限定了凝缩层属于缓慢低速率沉积物这一最基本的要素,但是在其形成深度、空间、环境等方面的理解上却有较大的分歧。一些人把凝缩层的沉积环境仅限于深海和半深海,而另外一些人则把凝缩层的形成环境扩大到任何可以出现层序界面收缩且有缓慢沉积物发生的部位,并未将其产生的水深和海平面变化联系起来研究。

本文作者认为凝缩层不单纯是沉积物的概念,而应该是沉积地质学、海平面变化的沉积地质学和层序地层学概念,因而必需从海平面变化方面考虑对凝缩层赋予科学的定义。从全球海平面变化观,凝缩层是代表海平面变化周期(特别是长周期)曲线上相对海平面发生迅速上升达到最大海泛时形成的广泛低速率沉积单元。定义明确限定凝缩层并非泛指任何一种低速率沉积物,而是具有等时性的层序地层学概念:即它是层序中最大海泛期(mfs)沉积单元。由于最大海泛期海平面上升速度的增长率到达顶点(R)时沉积物供给速率最低,因而形成低速率沉积物富集-凝缩层(图1)。

应该特别强调指出的是,海平面变化对沉积的控制存在滞后效应。最大向陆侵漫或最大海泛常常是在全球海平面上升期及拐点之后的某一时刻出现,形成最低沉积速率的沉积物。因此,从全球海平面变化观点出发,凝缩层应定义为全球海平面上升自R点至最大海泛期出现的低速率海相沉积单元。它的物质组成大都是本文作者所提出的沉积速率共生对比表(孟祥化, 1985, 1987, 1993)中最低速率薄层状的一组沉积物,如海绿石、泥晶磷块岩、锰、瘤状灰岩以及碳酸溶解相或硬地。而在极度缺乏陆源输入及常常遭受上升洋流和幔源物质影响的环境中,将形成以富锰、富磷及硅质沉积凝缩层。做为凝缩层的判别标志还有常常与凝缩层共生的海相间断,且具有生物潜穴、化石和有机质及 K、P、Mn、Ti、Co、V、Y、Se、Ni、Li、Th、La、Ce、Nd、Dy、Rb、Yb 等元素富集等特征。

我国华北地台早古生代克拉通盆地陆源碳酸盐建造都是海绿石质凝缩层,扬子地台晚



TST. 海进体系域 HST. 高水位体系域

图1 海平面变化曲线的要素

Fig. 1 Key elements of eustacy curve

震旦世和早寒武世中朝地台陆棚边缘海泛期都发育有磷酸盐型和海绿石型凝缩层。在扬子地台西缘古特提斯张裂大陆边缘深水盆地建造层序则主要形成幔源火山硅质和锰质凝缩层。

2 华北早古生代克拉通盆地的海绿石质凝缩层的层序特征

本文作者将华北早古生代沉积层序划分为两个二级旋回(O_1-O_2 旋回和 O_2-O_3 旋回)及 13 个三级旋回层序。在 O_1-O_2 二级旋回的最大海侵层序及其叠加有三级旋回层序如 III_4 、 III_5 、 III_6 、 III_7 、 III_8 层序中均发育有良好的海绿石质凝缩层和层段。(图 2)。

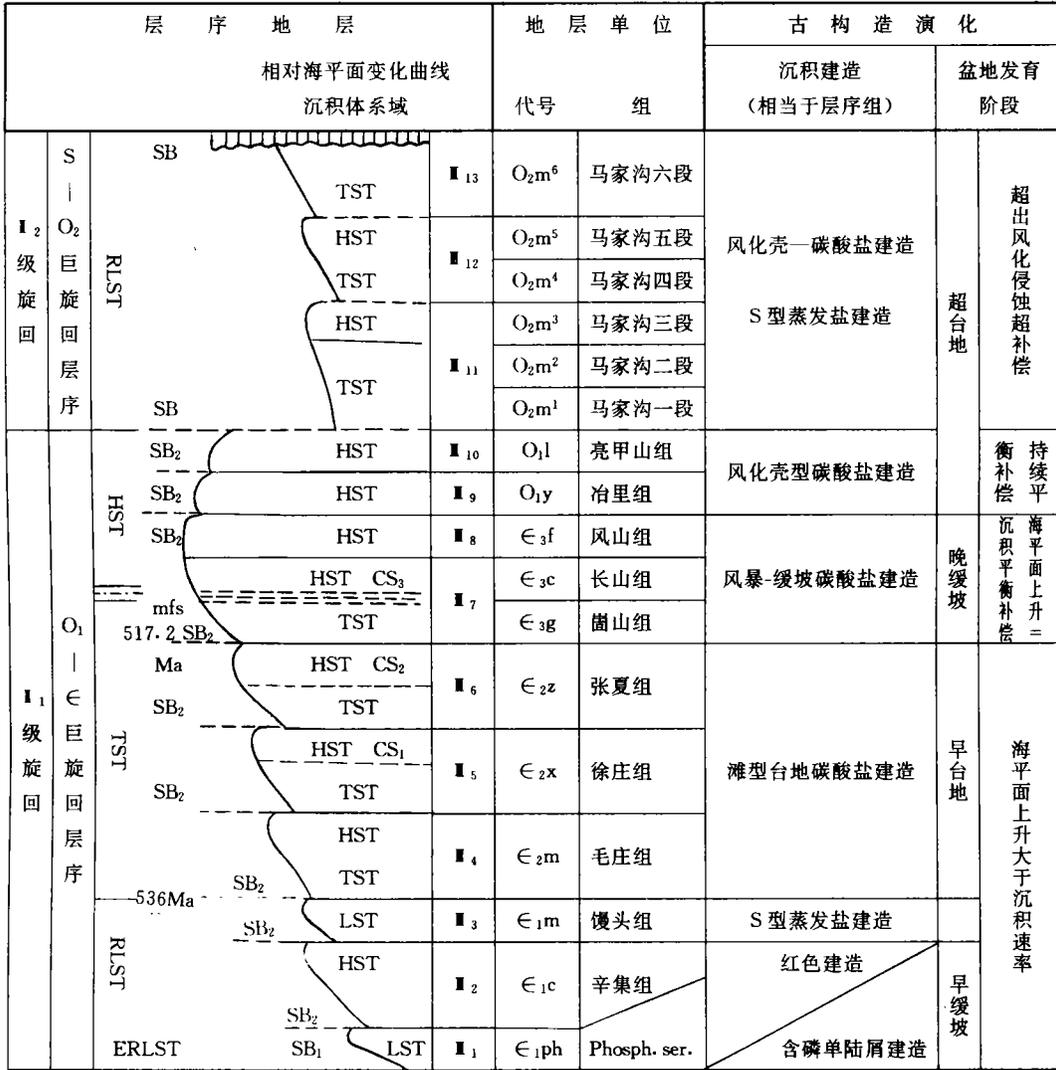
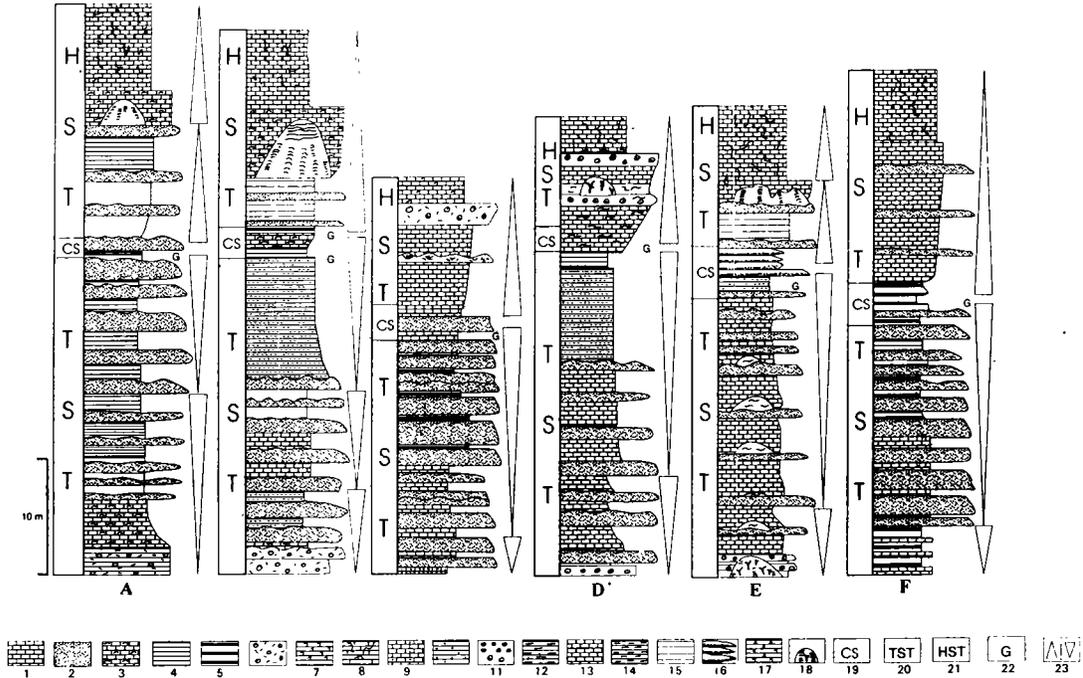


图 2 华北地台早古生代层序地层及其凝缩层分布
Fig. 2 Early Paleozoic Sequence strata and the distribution of condensed sections in North China Platform

这些凝缩层多由墨绿色薄层状海绿石质沉积层组成，一般厚仅几厘米至数十厘米。它们由海绿石质细石英砂岩、海绿石粉砂岩，海绿石粘土页岩、海绿石鲕状灰岩，海绿石球粒灰岩，海绿石生物碎屑灰岩和海绿石泥晶灰岩组成。此外，还发育有绿色膜状海绿石质硬地构造(图版 10)。凝缩层最发育的层位有毛庄组下部、徐庄组下部、张夏组下部以及上寒武统长山组及崮山组顶部之间的过渡层中。

这些凝缩层均出现在三级旋回层序的海进体系域(TST)顶界面之上和高水位体系域(HST)底界面之下(图 2、图 3)。



A. 山西大同口泉 B. 山西浑源玄空寺 C. 河北井陘东方岭
D. 北京西山下苇甸 E. 北京西山丁家滩 F. 河北唐山赵各庄

- 1. 泥晶灰岩 2. 风暴砾屑灰岩 3. 生物碎屑灰岩 4. 页岩 5. 泥岩 6. 砂屑鲕粒灰岩
- 7. 白云质灰岩 8. 含云虫孔灰岩 9. 砂质灰岩 10. 砂(粉砂)岩 11. 鲕粒灰岩 12. 粉屑质泥岩
- 13. 粉砂质灰岩 14. 泥页岩 15. 泥质条带灰岩 16. 风暴浊积递变层 17. 白云质灰岩 18. 生物丘
- 19. 凝缩层 20. 海侵体系域 21. 高水位体系域 22. 海绿石 23. 向上变浅、变深序列

图 3 华北克拉通晚寒武世中Ⅲ级层序(长山组)凝缩层和体系域空间分布对比图

Fig. 3 Spatial distribution correlation between condensed sections and system tracts of a third order sequence (Changshan Formation) in Late Cambrian of N. China craton

下面分别叙述中寒武统和上寒武统凝缩层的发育特征

在中寒武统层序中，海绿石质凝缩层有CS₁、CS₂两个主要层位。分别出现在层序Ⅲ₂(徐庄组下部)和层序Ⅲ₃(张夏组下部)中。海绿石质凝缩层均产出于由粉砂质页岩和石英粉砂岩组成的海进体系域的顶部和由潮下生物粘结层、凝块石灰岩及向上变为滨岩浅滩鲕状灰岩组成的高水位体系域的底部。凝缩层厚度仅数厘米或数十厘米，但是在剖面对比上均具有

连续稳定的空间分布和可追索性,延伸范围可达数百公里。

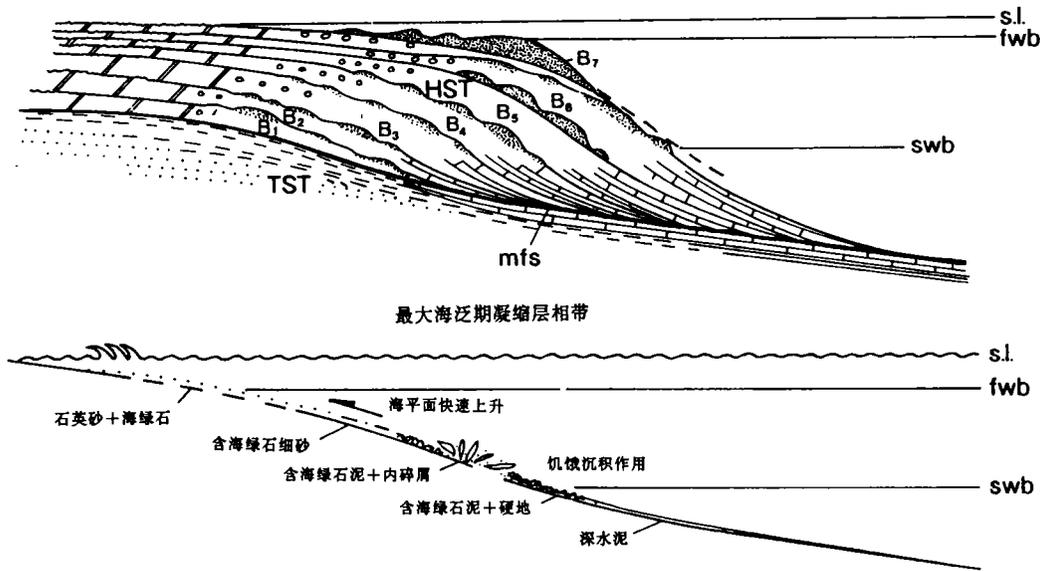
在上寒武统层序的三级和四级层序中,海绿石质凝缩层均有发育。有时可以出现长周期旋回层序(Ⅰ级)与中短周期旋回层序(Ⅱ级、Ⅵ级)凝缩层互相叠加构成的复合层段-又称海绿石质凝缩层系,其厚度一般可达2m~3m以上。这些凝缩层段由海绿石质沉积与非海绿石质沉积的粉砂岩或泥晶灰岩互层组成,以长山期的凝缩层段CS₃最为典型。

凝缩层段CS₃的下部层序为TST单元,由潮坪泥晶灰岩、砂屑-粉屑灰岩、小型斑点状凝块石所组成。该海进层序的顶界面常常是以泥晶灰岩层面出现浅绿色海绿石质薄膜的凹凸不平的硬地构造而结束。

在凝缩层CS₃的上部为Ⅱ级或Ⅲ级层序的高水位体系域。它由潮下至潮坪浅滩、潮上坪等环境的凝块石、核形石、生物丘、条带状灰岩所构成。

上寒武统的凝缩层段,无论从厚度上,还是横向分布上,均比中寒武统的凝缩层更为稳定、连续。其凝缩层段空间延伸可达数百公里至近千公里。

Ⅲ级旋回层序及其组成单位(TST,mfs,HST)



上图表示出最大海泛面 mfs 在一个三级海平面; 变化层序中的位置,凝缩层段位于海侵体系域;(TST)和高水位体系域(HST)之间; 下图表示最大海泛期凝缩层段的相带; S. 1.海平面;fwb-正常浪基面;B₁-7 生物丘的 1-7。

图 4 陆源-碳酸盐缓坡最大海泛期凝缩层及其相带(以中朝地台寒武纪为例)

Fig. 4 Condensed sections and facies belts formed in maximum flooding periods of land-source carbonate gentle slope (taken an example of Sino-Korean Cambrian Platform)

图 4 表示本文作者在华北地台中部,根据 15 个剖面点实测露头层序地层分析所建立起来的二类建造层序类型的凝缩层在层序格架中的分布模式。

3 华北克拉通盆地凝缩层的岩石矿物地球化学特征

3.1 凝缩层的岩石学特征

研究区的凝缩层具有多种含海绿石岩石类型。

3.1.1 海绿石质细砂岩和粉砂岩类

该类岩石中海绿石形成的底基为石英。海绿石颗粒多数为园-椭圆型,深绿-绿色,少许为浅绿色和淡黄色,粒径约为砂级和粉砂级,海绿石含量很高,可达10%~20%,常有大量有机质伴生。石英颗粒含量占75%以上,粒间充填有粘土质。此类型形成于海水深度不大的内陆棚和中陆棚上带(图版6、图版7。)

3.1.2 海绿石质颗粒灰岩

海绿石呈绿色浸染状,分布于鲕粒和球粒中,含量通常小于5%,个别层位可达10%,海绿石形成的底基(substrates)为碳酸盐鲕粒(图版2)和类球粒(图版1、图版4),部分为生物碎屑。海绿石颗粒灰岩多属泥晶颗粒灰岩、亮泥晶-泥亮晶颗粒灰岩和亮泥晶含生物屑颗粒灰岩。在纯的亮晶鲕粒灰岩类中少见有海绿石,显然凝缩层的鲕状灰岩代表滩前相对低能环境或在最大海泛期形成的被淹没的滩前相带内。其中相当一部分是在后期高能水体搅动再搬运再沉积形成的。

3.1.3 海绿石质生物灰岩

海绿石以生物屑如棘皮、三叶虫等为底基(图版3、图版5、图版9),海绿石含量一般为5%~15%,个别可高达20%~30%,绿色至深绿色为主,演化程度高,多呈圆-椭圆形颗粒状,直径 $D=0.2\text{mm}\sim 1.0\text{mm}$ 。生屑含量20%~30%不等,以三叶虫、棘皮碎屑为主,此外还有少量腕足、腹足、介形、海绵骨针屑,并可见部分生物颗粒遭受溶解形成的残余结构。同时常常伴生有少许黄铁矿、褐铁矿及有机质。上述特征显示,本类岩石多形成于水体相对较深的滞留环境中,相当于风暴浪基面以下的中陆棚和外陆棚环境。

3.1.4 海绿石质泥晶灰岩

本类型海绿石含量达10%~20%。颗粒状,浅绿至深绿色, $D=0.1\text{mm}\sim 1.0\text{mm}$,演化程度较高,海绿石的底基为生物碎屑,部分为类球粒,泥晶基质占70%~80%,泥-粉晶结构,常见有黄铁矿、粉细晶白云石,少量粘土矿物伴生。细晶白云石也与海绿石一样,为凝缩层段的特征矿物。本类型多形成于正常浪基面以下的外陆棚至克拉通盆地环境。

3.1.5 海绿石质粘土岩

研究区有两类含海绿石粘土岩:一类为灰绿色海绿石粉砂质泥岩(图版7),薄层状,海绿石含量小于5%,并呈浅绿至淡绿薄膜状、浸染状分布于长石或石英颗粒边缘,演化程度低,电子探针测得 $K_2O<4\%$ 。此类型代表第一次海侵的凝缩薄膜层的特点。另一类为较深水远源盆地相的含海绿石泥岩。海绿石颜色较深,绿-深绿色,但含量较低5%~10%,通常呈细粒状,少部分呈薄膜状和层状,演化程度高, $K_2O>9\%$,伴生有少量生屑和大量有机质、黄铁矿、蒙脱石等。它是远源盆地相的凝缩层段的沉积类型。

3.1.6 硬地海绿石岩

它是较深水环境的凝缩沉积物,是在沉积速率极其缓慢甚至接近零的情况下,早期碳酸盐沉积物遭受海底溶解、胶结作用形成的富P富Mn和海绿石化不规则的表面硬壳。硬地构造表面形成有大量的海绿石颗粒、斑块和薄膜。海绿石为绿至深绿色,颗粒状,演化程度较高,含量变化很大,此外还伴生有黄铁矿、有机质、白云石等自生矿物。该类型在本研究区主要发育于张夏组和长山组等的凝缩层段中(图版8)

3.1.7 含海绿石风暴砾屑灰岩

一种特殊的凝缩层。海绿石呈细颗粒状分布于碳酸盐砾屑内及胶结物残基质中。海绿石含量一般较低,2~8%,演化程度中等。砾屑常由含海绿石泥晶生屑灰岩构成,无氧化圈,砾屑间有大量生物碎屑,以三叶虫为主。胶结物以泥晶、亮泥晶为主。凝缩层中的砾屑常常形成放射状排列的“倒小字”菊花状构造。它是风暴流在最大海泛期对凝缩层段沉积物的掀起、冲刷、搅动、再沉积的产物。该类型形成于正常浪基面以下和风暴浪基面以上的广大海域内。研究区内的山西浑源张夏组和大同口泉的崞山组等都有发育。

表1 华北寒武纪各剖面凝缩层(CS)与相邻层序非凝缩层(An)的Fe、Mn、Ti、P、K等微量元素的能谱分析值

Table 1 Energy spectrum analyzed results of micro-elements Fe, Mn, Ti, P, K of several condensed sections and the neighbouring non-condensed sections of N. China Cambrian Platform.

各剖面及层位代号 分析元素	山西浑源玄空寺				安徽宿县夹沟(JG)		河北唐山赵各庄(ZG)		河北井陘(D)	山东莱芜(YZ)	山西大同(DT)	各剖面平均比值	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11		
Fe	Cs	4.934	1.396	1.194	0.903	2.778	1.329	1.413	2.918	2.454	1.159	0.875	
	An	1.124	0.649	0.926	0.763	2.031	0.461	0.866	0.866	0.627	1.66	0.900	
	Cs/An	4.39	2.15	1.29	1.18	1.37	2.88	1.63	3.37	3.91	0.70	0.97	2.17
Mn	Cs	646.2	1298	457.4	768.3	3002	1191	2194	2067	3997	439.9	518.8	
	An	512.4	4.75	405.2	244.1	784.7	162.2	526.5	526.5	211.5	0.317	188.7	
	Cs/An	1.26	2.74	1.13	3.15	3.81	7.13	4.18	3.93	18.85	1.25	2.75	4.56
Ti	Cs	1073	271.2	145.4	98.92	146.6	74.07	339	492.9	233.1	60.89	97.68	
	An	52.9	52.3	120.8	68.35	378.3	82.02	57.66	57.66	42.00	40.02	69.34	
	Cs/An	2.03	5.16	1.20	1.45	0.39	0.90	5.95	8.65	5.55	1.52	1.52	3.19
P	Cs	936.1	315.1	237.3	394.5	315.9	134.1	201.9	222.7	568.6	181.8	131.0	
	An	183.4	102.5	160.3	162.6	192.6	171.8	389.9	389.9	126.4	110.9	147.2	
	Cs/An	5.10	3.07	1.48	2.45	1.65	0.78	0.52	0.57	4.50	1.64	0.89	2.00
K	Cs	1920	520	260	230	260	390	360	520	670	160	160	
	An	260	160	260	310	600	260	160	160	160	160	190	
	Cs/An	7.38	3.25	1.00	0.74	0.43	1.50	2.25	3.25	4.19	1.00	0.84	2.35

* 除Fe为百分含量外,其余均为 $\times 10^{-6}$ (原为ppm)

3.2 凝缩层的矿物地球化学特征

1) 研究区海绿石在正交偏光镜下,大多数为隐晶质且显示聚合偏光现象。单偏光镜下颗粒呈淡绿、淡黄、深绿和墨绿色。大多数颗粒都显示微弱的多色性。海绿石颜色主要受其分子结构 $K_{-1}(Fe^{3+}, Fe^{2+}, Al, Mg)_{2-3}[(Si, Al)Si_3O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$ 晶格中 Fe^{2+} 的影响和控制,且 Fe^{2+} 含量越高其颜色愈深;同时海绿石的 $Fe:K$ 比值为一常数,也就是说海绿石颜色也反映 K_2O 的含量变化(图5)。

2) 本文作者对研究区各剖面凝缩层及与其相邻的非凝缩层的25个样品进行了常量和微量元素分析(表1),结果表明所有凝缩层内的Fe、Mn、P、K、Ti等元素的绝对ppm值均比

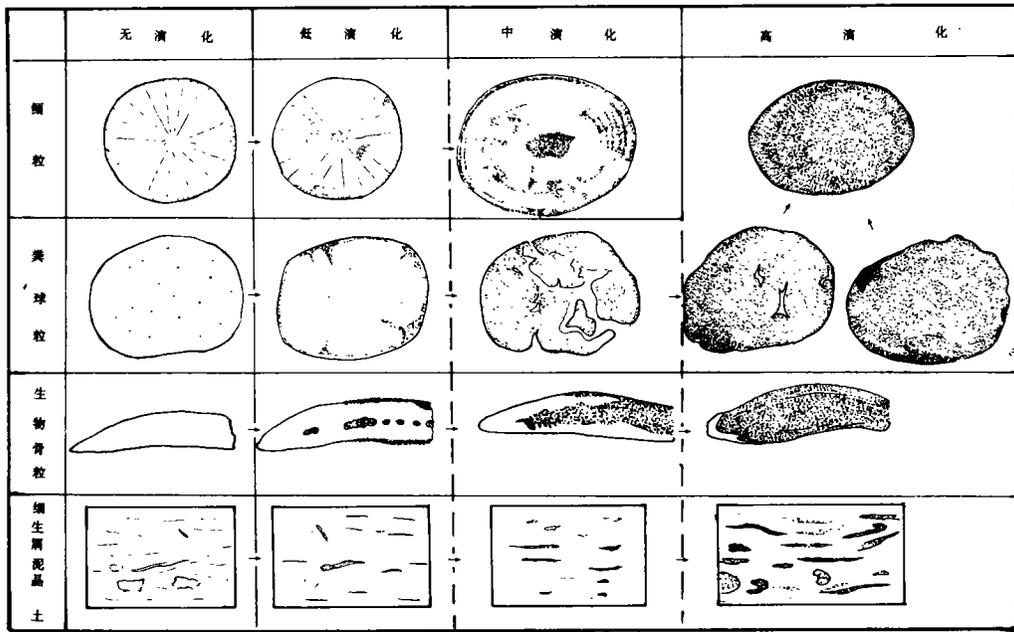


图5 各类凝缩层沉积物的海绿石演化过程

Fig. 5 Evolution process of glauconite in various types of condensed section sediments

相邻层序中非凝缩层的样品高, 相对富集, 即 Cs/An 比值均在 2 倍至 19 倍之间。此外, Y, Se, Li, Th, La, Ce, Nd, Dy, Rb, Yb 等稀土元素亦明显富集^①。各元素之间还具有如下特定共生变化规律性:

a、同一剖面凝缩层内的 Mn、Fe、P、K 元素绝对值远远高于同一层序相邻非凝缩层的数值。表 1 中清晰显示 Mn 最大含量可高达 18.85, 而平均值也在 4.56, Ti、P 等也有相似规律, 分别高出 3.19 倍和 2.00 倍。

b、同一层位 Mn-P 和 Mn-K 等各元素之间均呈正相关线性关系(图 6), 即值 Mn 的含量增加相应 P、K 也增加。

凝缩层中 Mn、Fe、P、K、Ti 的相对富集以及其分布关系正相关性, 均说明

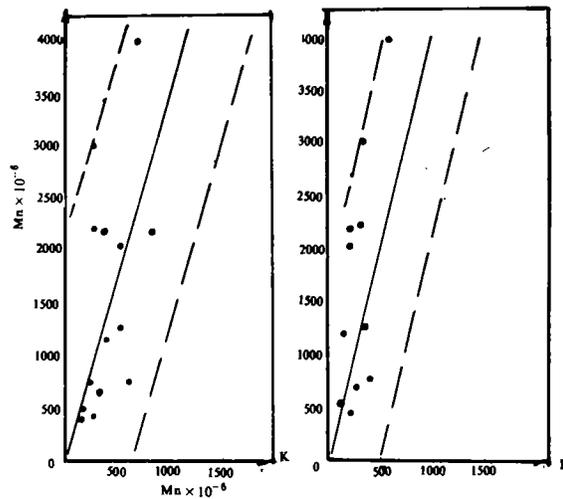


图6 凝缩层内 Mn-K 和 Mn-P 线性关系特征
Fig. 6 Linear correlation features between Mn-K and Mn-P elements in condensed sections

① 有关分析数据将另有专文讨论。

凝缩层的地球化学属性,即这些元素的富集与海泛期低速率缓慢沉积性质相关(图 7)。

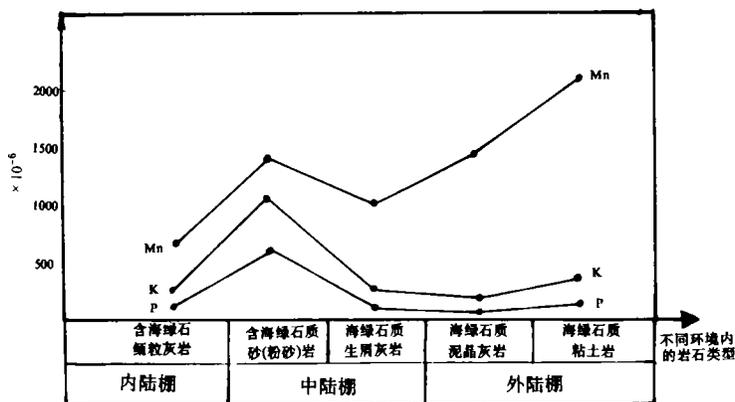


图 7 不同沉积相带内凝缩层中 Mn、K、P 等元素变化趋势

Fig. 7 Characteristic values of Mn, K, P elements in condensed sections of various sedimentary facies belts

3.3 海绿石矿物演化程度和演化级次分析

近年一些作者(Odin 和 Matter, 1981, Foster, 1969, Lamboy, 1974)等相继就海绿石矿物演化程度进行了研究。一致认为海绿石演化程度与其 K_2O 含量直接相关,并把海绿石的 K_2O 含量作为判别海绿石演化的定量标志之一。提出了不同演化阶段的 K_2O 界线值(表 2)。

表 2 华北地台寒武纪凝缩层海绿石矿物演化特征对比

Table 2 Correlation of evolution features of mineral glauconite in Cambrian condensed sections of N. China Platform.

赋存形式	演化阶段	Odin(1981)	Foster(1961)	本文(1993)	形成时限(年)	自生矿物(Odin, 1981)	形成环境	
		$K_2O\%$	$K_2O\%$	$K_2O\%$				
颗粒型	高演化	>8.5	>9	>9	$10^5 \sim 10^6$	(001) 10 Å 云母型海绿石 伊利石型海绿石型 14 Å 蒙脱石型海绿石	开阔海	无沉积时间间断为
	中演化	6~8	65~9	7~9	$10^4 \sim 10^5$			$10^5 \sim 10^6$
	低演化	4~6	4~6.5	4~7	$10^3 \sim 10^4$			无沉积时间间断为
	初生态	<4	<4	<4	$10^3 \sim 10^4$			$10^3 \sim 10^4$
薄膜型				< 10^3	各种矿物		有小间断的沉积作用	

本文作者根据对凝缩层的海绿石的产出形态、结构特征及不同底基的残留程度和单矿物光性特征的鉴定,对不同演化程度的海绿石样品进行了电子探针分析,测定了 K_2O 含量值和分类统计求得平均值。研究表明本研究区凝缩层的高演化海绿石的 K_2O 含量平均为 9.387%,含量变化范围值为 8.66%~10.924%。中级演化阶段的海绿石的 K_2O 含量变

化范围为 7.83%~9.00%，平均值为 8.467%。低演化阶段和初生型阶段的 K_2O 含量为 4.735%至 0.440%，平均值为 1.214%。可见，本区的海绿石演化阶段界线值基本上可以与 Odin 的划分相对应。应予指出的是，本研究区的初生型和低演化阶段 K_2O 含量界限与他们的划分一致，而其它中演化、高演化的下限值均有所偏高。但本区的高演化阶段的下限值却与 Foster(1969)和 Lamboy(1974)等研究成果较为吻合，即 $K_2O > 9\%$ 为高演化阶段。

4 华北古克拉通盆地凝缩层的相带及其形成环境

本研究区的海绿石质凝缩层，无论从相序变化还是沉积学、古生物学等方面的分析，基本符合现代和古代海绿石沉积物形成的水深一般为相当 50~500m 范围的浅海和较深陆棚区(Odin 和 Matter, 1981)。根据凝缩层的沉积类型，海绿石类型和演化特征及各地剖面空间变化，层序关系，可以将本区凝缩层划分为如下相带：

4.1 内陆棚凝缩层相带

研究区的内陆棚区凝缩层主要由陆源含海绿石席状砂和粉砂沉积及含海绿石鲕状沉积构成。内陆棚凝缩层相带属于层序剖面的向陆上超一侧，主要分布于华北早古生代克拉通盆地中、晚寒武最大海进达到的东部至中西部地区(包括吉林通化、辽宁本溪、河北西部、山西及陕西等地)。晚寒武世 CS_3 凝缩层至山西大同中阳一带仍有稳定连续的分布。可细分为两个亚相带。

4.1.1 海绿石砂岩-粉砂岩亚相

此亚相实际上是古克拉通盆地海平面上升到最大海泛期的原滨海砂质潮坪带。海水淹没后变为临近内陆棚的潮下低能环境，一般形成厚度极薄、石英粒径小且与泥质、粘土、有机质混杂的仅有初生海绿石或中等演化海绿石砂岩和粉砂岩沉积。海绿石经常呈现薄层状，片状及浸染斑点状等不规则形态， K_2O 含量 0%~4%。此亚相带为凝缩层向陆边缘的尖灭带，水体深度相对较小，氧化条件较充分至不充分。受近岸物源影响明显，陆源铁质粘土不可能与海水进行缓慢、充分交换，活化铁含量低。因此此亚相带中的海绿石颜色浅，底基残存较多。只有本亚相带近内陆棚与中陆棚过渡部分的海绿石演化方可达到中演化程度。

4.1.2 海绿石鲕状灰岩亚相

此亚相主要分布在缺乏陆源输入的清水内陆棚区，它实际上是海平面迅速上升到最大海泛期前的碳酸盐浅海滨滩，海平面迅速淹没后转变为临近内陆棚潮下浅滩。此亚相凝缩沉积物主要为放射鲕与浅滩同心鲕混合沉积。一般厚度薄、粒径小，含量少，混晶胶结为主，初生海绿石化的斑块浸染状为特征， $K_2O > 4\%$ 。其它特征与 4.1.1 亚相相似。

4.2 中陆棚凝缩层相带

研究区属中陆棚区的凝缩层主要由富钙质生物颗粒，粪球粒和介壳的灰岩组成，发育有特殊的含海绿石生屑灰岩。

4.2.1 海绿石质生屑灰岩亚相

在浅海深部陆棚环境，深度较大，缺乏陆源输入影响，水深适宜，水体清澈，透光性好，有利于棘皮、三叶虫、腹足、底栖腕足、瓣鳃、介形虫等生物和有机质的发育和富集。同时，适当的簸选作用和缓慢的海流使生物介壳颗粒和碎片沉积物发生再分配，导致该处海绿石化的底基充分暴露于海水，发生较为长期缓慢海绿石化的海解作用，十分有利于海绿石达到高演

化阶段。 $K_2O > 8\%$,部分超过 9% ,这些生物颗粒,介壳屑与水体悬浮的泥晶混合堆积并显示水平定向排列。由于该带深度尚没有达到深水盆地或远洋深度,这些生物颗粒一般没有溶解迹象,并缺乏浮游类生屑成分。这一点与大陆边缘凝缩层的生物富集类型有所不同。

4.2.2 海绿石质类球粒灰岩亚相

为重要的中陆棚区海绿石质碳酸盐凝缩沉积。主要由高演化海绿石粪球粒组成,球粒多为钙质粪粒和藻球粒,没有明显的内部结构,隐晶均质,是富含有机质的泥晶集合体,为典型的环潮坪缓坡中陆棚低能沉积物。此亚相动力环境类似于亚相4.2.1,在海平面迅速上升期,有利于形成高演化海绿石, K_2O 含量超过 9% ,有时比亚相4.2.1演化得更为彻底。

值得特别指出的是,4.2.1、4.2.2亚相常产出有含海绿石生物碎屑和球粒灰岩砾屑、呈放射状和倒小字排列的凝缩层沉积物。这类特殊亚相是硬地、海绿石生物碎屑灰岩凝缩层或类球粒凝缩层在海底石化作用后,遭受瞬时特大风暴流侵袭、冲刷、破碎、再沉积所致。凝缩层与风暴事件的共生和叠加作用,揭示了中陆棚相带凝缩层的海水深度应相当于 $30m \sim 80m$ (最小深度),最大极限深度也不可能超过 $200m$ 。因此,华北地台克拉通盆地凝缩层的形成深度与大陆边缘凝缩层的深海和半深海相概念是有所不相同的。

4.3 外陆棚的凝缩层相带

此相带指水深超过浅海陆棚的克拉通盆地相区的凝缩层沉积。它由极薄的海绿石泥晶微层和泥质微层组成。外陆棚海底陆源供给输入极度贫乏和碳酸盐生产速率已相对锐减的情况下,沉积速率更加微弱。此相带的重要鉴定标志为:含有较多数量类似远洋浮游生物和底栖生物活动遗迹如钻孔、爬迹等;发育有生物介壳颗粒的溶解现象如硬地、溶蚀边等。本相带有如下亚相。

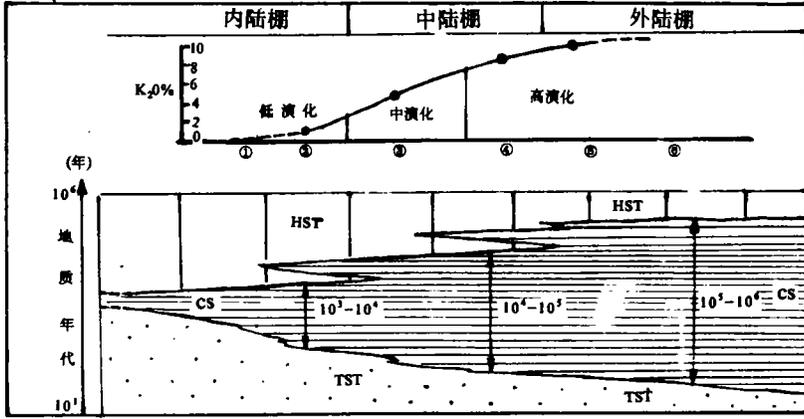
4.3.1 硬地型海绿石亚相(又称海绿石硬地构造相)

本亚相,即凝缩硬地构造亚相呈现紫红色、铁红色或灰紫色的凹凸不平的瘤状,起伏间断面,同时在表面上可以见到大量海绿石颗粒和斑块,它不仅代表了沉积缓慢、溶解及沉积间断,而且也是海平面迅速上升作用控制下的产物。紫红色、铁红色、灰紫色表面,系由于Mn、Fe等元素在海底氧化所致。硬地表面上有底栖生物活动遗迹,如以鲕粒和泥质为生的Zoophycus(螺旋潜穴),Planolites(oolite-eater)等遗迹。硬地内部有时形成有一层海绿石质薄膜,这是由于表层的隔离作用使得其下产生了有利于海绿石的微环境,该处化学条件比表面更利于晶体的生长,并最终导致表层发生微裂缝间隙。当这种隔离作用阻止了一定离子最低限度的交换作用时,海绿石化作用将趋于终止,并会出现在硬地表层附近的海绿石薄膜。

硬地形成时间可以变化很大,这与凝缩层形成的海平面变化历史有直接关系。例如,Ⅲ₃层序(徐庄组)的硬地构造凝缩层间断时间为 10^3 年,因此只有很薄的低演化海绿石薄膜和硬地构造。而Ⅲ₆层序(张夏期),特别是Ⅲ₇层序(崮山-长山期)的叠加凝缩层段均为富含海绿石颗粒的硬地,其时间间隔可达 $10^5 \sim 10^6$ 年,其中硬地海绿石 K_2O 高达 9% 以上。

4.3.2 含颗粒泥晶-泥质凝缩层亚相

它是一种海水深度比上述亚相更大的外陆棚盆地相。它主要由具有溶解相特征的碳酸盐沉积或泥质沉积,即微薄层泥晶灰岩或泥页岩构成。这种微薄层泥晶灰岩常常具有不对称边缘纹层的显微构造(图版10)。微型不对称边缘的一侧泥晶边为较深色不平整的溶解边界,而另一侧则呈浅色、平整状。它代表盆地相由于水较深而经常发生泥晶微层面的定向溶解、富Mn现象。图7中微量元素Mn含量随水深递增而成倍增加,说明了这一点。



①无海绿石演化带 ②低演化海绿石亚相 ③中演化海绿石亚相

④中高演化海绿石亚相 ⑤高演化海绿石亚相 ⑥深水白云石硬地相

图 8 一个古克拉通盆地Ⅱ级海平面变化周期的年代地层模型及凝缩间断时间过程

Fig. 8 A chronostratigraphic model and condensed hiatus temporal process of a third order eustasy of a paleo-cratonic basin

①No glauconite evolution belt ②Low evolution glauconite subfacies

③Mid-evolution glauconite subfacies ④Mid-high evolution glauconite subfacies

⑤High evolution glauconite subfacies ⑥Abyssal dolomite hardground facies

海绿石是典型海流循环性良好的开阔海洋环境的产物。开阔海水水流作用有助于海绿石化底基与海水充分进行交换作用。根据现代大西洋被动大陆边缘陆棚区海绿石沉积的研究(Odin 和 Matter, 1981), 内陆棚下部和 中陆棚才是海绿石生成带, 它们是底基 Al 被 Fe、K 取代的产物。这种海绿石演化的时间被确定为 $10^3 \sim 10^4$ 至 $10^5 \sim 10^6$ 年, 是一个十分缓慢的过程。上述资料与本区古克拉通盆地海绿石从内陆棚下带至外陆棚带的形成演化特征是十分一致的。

5 应用海绿石凝缩层及其相带建立年代地层格架

根据层序界面, 体系域和凝缩层等时性原理, 重建华北地台中、上寒武世相当一个三组层序的等时性沉积和年代地层格架模式, 如图 8 所示。

综合本区凝缩层海绿石各相带及其演化程度分析结果, 内陆棚上、中带为 $>10^3$ 年, 内陆棚下带为 $10^3 \sim 10^4$ 年, 中陆棚为 $10^4 \sim 10^5$ 年, 而外陆棚带内则达 $10^5 \sim 10^6$ 年。外陆棚带由于缺乏海绿石底基而不发生海绿石化, 被深水白云石化和含 Mn 硬地所代替(表 2, 图 8)。

综合上述研究, 可总结出如下几点认识: 1) 克拉通盆地海绿石质凝缩层形成的最佳背景是一个具有稳定性的开阔海环境并长期保持极低沉积速率或无沉积过程。2) 这一长期极低沉积速率形成期就是长周期(Ⅱ级)海平面变化的最大海泛期, 特别是当它与三级、四级海平面的最大海泛期相复合时期的接近 R 拐点至 R 拐点滞后的一段时期。3) 从层序上分析, 凝

缩层是出现在 TST 与 HST 两个体域之间的一个等时单位。4)海绿石凝缩层是克拉通盆地层序地层研究和对比的关键。5)应用凝缩层及其相带的研究,将可以定量地确立克拉通盆地年代地层格架。

收稿日期:1994年6月2日

Glauconitic Condensed Sections(CS): The Key to Correlation Of Sequence Stratigraphy in the Craton Basin ——Characteristics and Implication of the Cambrian Condensed Section of North China

¹Ge Ming ¹Meng Xianghua ¹Chen Rongkun and ²M. E. Tucker

¹ (China University of Geosciences, Beijing, China 100083)

² (Department of Geological Sciences University of Durham, England)

Abstract

Condensed sections (CS) are related to the maximum flooding stage (lag deposits) of a relative sea-level change. They are present in each second and third order sequences in the Middle-Upper Cambrian strata.

I. Main features of condensed sections(CS)

1. Rock types and subfacies of condensed sections.

CSs are composed of seven rock types which are distributed in three facies and five subfacies:

Rock types:

(1) Glauconitic siltstone-sandstone; (2) Glauconitic oolitic limestone; (3) Glauconitic Bioclastic limestone; (4) Glauconitic micritic limestone; (5) Glauconitic storm calcirudite; (6) Glauconitic hardground; (7) Glauconitic clay.

Three facies: inner shelf, middle shelf and outer shelf **Five subfacies:** (1) Quartz sandstone-siltstone and Glauconite; (2) Glauconitic oolitic limestone; (3) Glauconitic intraclastic muds; (4) Glauconitic muds and hardgrounds; (5) Deep water muds + phosphorus and manganese.

2. Mineralogy and geochemistry of condensed sections.

Glauconite, dolomite, pyrite, limonite and clays are the main mineral components of CSs. Chemical analyses of CSs have shown concentrations of some trace elements, such as Mn, Ir, P, K and Ti, one of the most important features of condensed sections is the abundance of biogenic material.

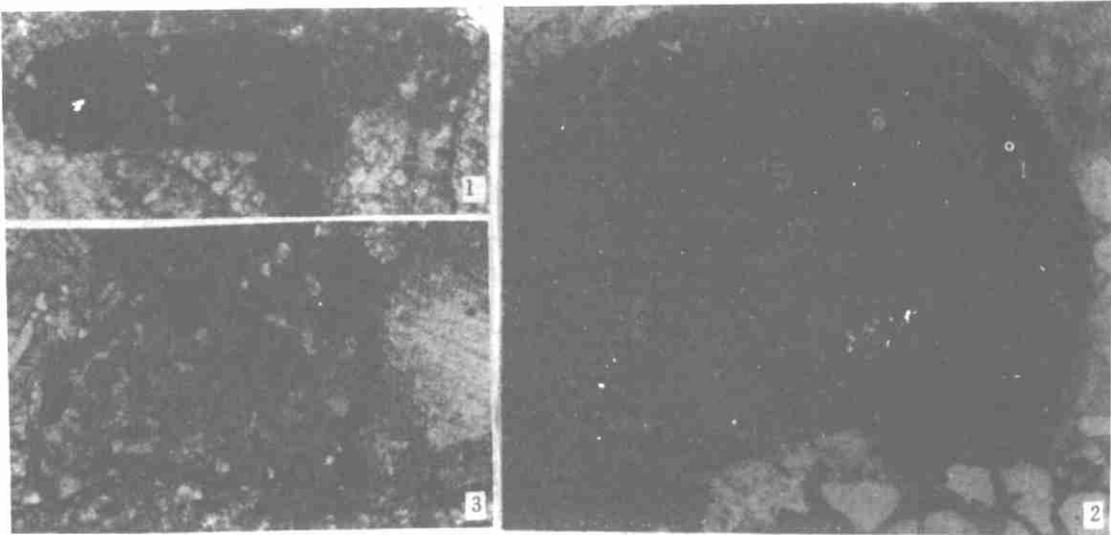
The potassium content and texture of glauconite permit the assessment of the evolutionary stage and duration of a condensed section. From this, it is apparent that the length of time for the development of CSs is in the range of $10^4 \sim 10^6$ years. This is similar to the duration of the maximum flooding stage of second or third order sea level changes.

I. Conclusion

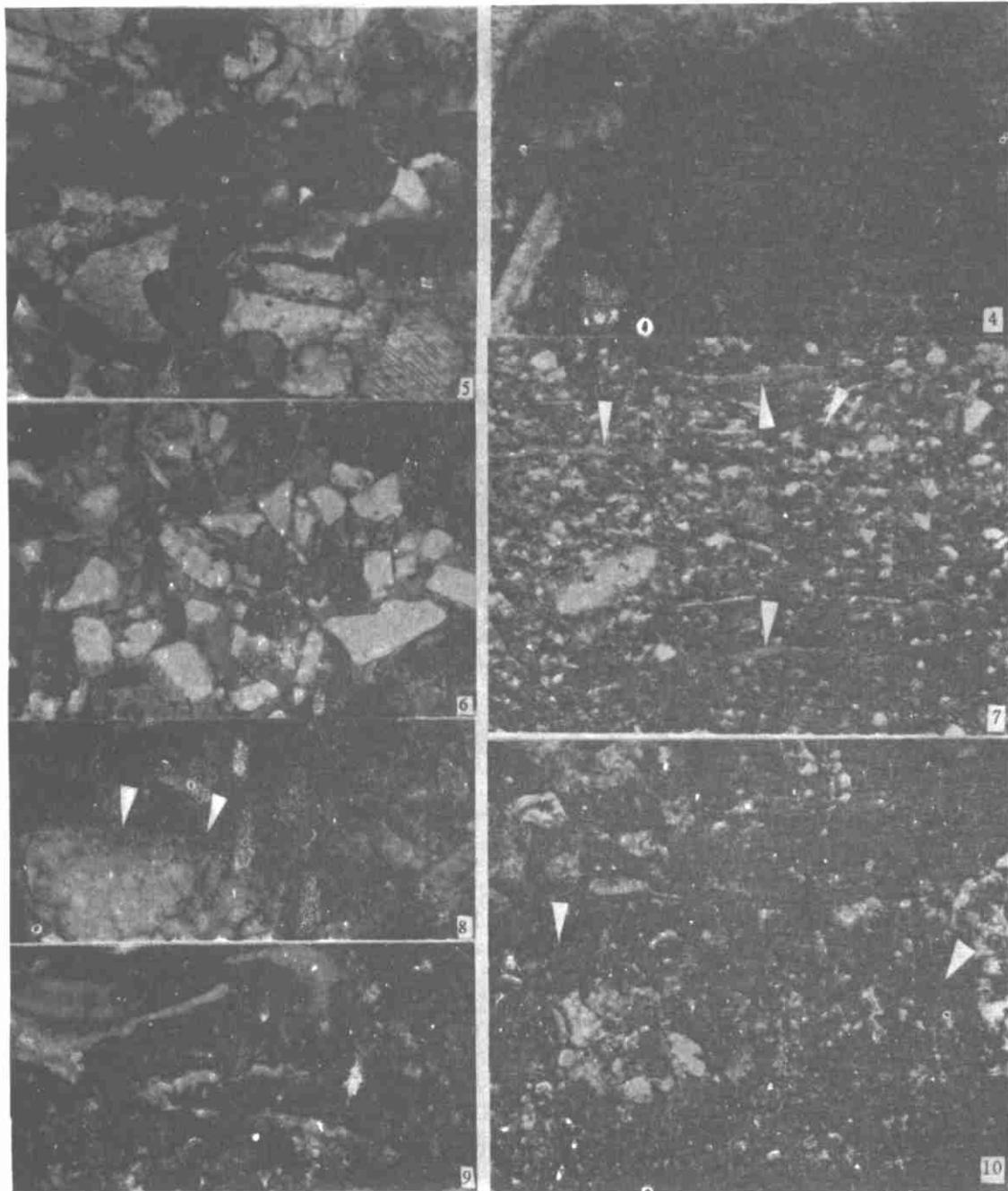
1. A new concept of condensed section is given in this paper:

A condensed section is a low-rate marine sedimentation unit which formed at the time maximum flooding close to the inflection-point from TST to HST during the long-term (2nd to 4th order cycle) global sea-level changes.

2. Condensed sections are not only the products of maximum flooding and early highstand, but also the ties of TST and HST. They are the key stratigraphic units of sequence division and stratal correlation. Sea-level changes of the different orders result in the formation of condensed sediments. Studies of the maturity of glauconite can be used to distinguish different orders of sea-level changes.



1. 底基为粪球粒的海绿石颗粒。山西浑源悬空寺张夏组, 单偏光 $\times 42$ 。 2. 海水加深沉积界面处发生以辐粒为底基的由外向内的低演化海绿石化作用。北京西山丁家滩徐庄组, 单偏光 $\times 42$ 。 3. 底基为生屑(部分残存)中等演化程度的海绿石。河北唐山赵各庄崮山组, 单偏光 $\times 42$ 。



4. 底基为颗粒或粪球粒中高级演化海绿石。山西浑源悬空寺张夏组,单偏光 $\times 42$ 。 5. 底基为生屑的海绿石与生屑定向排列方向一致。箭头所指为海绿石被自形白云石所交代安徽宿县夹沟徐庄组,单偏光 $\times 42$ 。 6. 底基为石英的海绿石砂岩。山西大同口泉,单偏光 $\times 42$ 。 7. 沿长条状云母边缘和石英颗粒发生代演化海绿石化作用(箭头所指)。北京西山丁家滩徐庄组,单偏光 $\times 42$ 。 8. 凝缩层中的硬地构造生屑一侧具有深色泥晶边和不平整边缘,(箭头所指),另一侧为浅色泥晶边和平整的边缘,后受风暴作用的改造聚集成风暴生屑砾屑灰岩。山西大同口泉长山组,单偏光 $\times 42$ 。 9. 以生屑或粪球粒为底基的高演化程度的海绿石,底基具部分残余。山西浑源悬空寺长山组,单偏光 $\times 42$ 。 10. 沉积界面(微型硬地)(箭头所指)处发生海绿石化作用,海绿石含量小,演化程度低。山西大同口泉徐庄组,单偏光 $\times 42$ 。