

侏罗纪菊石形态——特提斯喜马拉雅海的深度标志^{*}

阴家润 万晓樵

(中国地质大学, 北京 100083)

内 容 提 要

侏罗纪菊石类化石的形态特征是其生存环境水深的良好标志,而通过对菊石壳体结构(体管和隔壁沟)强度的裂限水深(implosion depth limit)计算可获得半定量的水深数据。对西藏南部的聂拉木-古措地区的中侏罗世阿连期至晚侏罗世提唐期沉积环境的分析,共识别出13个自水下20m到水下550m的陆棚至陆坡的不同水深环境。中侏罗世阿连一早巴柔期时,该区内的海水深度表明基本限于浅水碎屑—碳酸岩台地型的内陆棚环境,从晚巴柔至早提唐期间,沉积环境颇不稳定,互相转换于外陆棚和陆坡之间,尤以位于陆棚和陆坡转折端、水深150—300m的中等水深环境延续较长时间。相对下降较快的地块出现浊积底栖相沉积。而在晚提唐期则表现为相对稳定的外陆坡沉积环境。整个侏罗纪期间的特提斯喜马拉雅海最大水深大概不会超过550m。菊石类所提供的年代格架及古生态研究得到的水深数据,可以比较合理地解释本区中、上侏罗统所以有巨大的沉积厚度和复杂的沉积相组合,在很大程度上是源于特提斯被动大陆边缘发育的同沉积断裂为特征的张性犁式断层系和地垒-地堑地质构造的叠加作用。

关键词 侏罗纪菊石 水深 盆地分析 特提斯喜马拉雅 藏南

1 前 言

侏罗纪是菊石类高度发展和繁盛的阶段,它们的壳体大小、形态特征及壳饰类型都比三叠纪时更加形式多样,更加能适应不同的生活环境。菊石动物的壳形变化和它们的生活方式和习性密切相关。近十年来,许多研究都表明菊石体管和隔壁沟强度是和其生存的水体深度直接相关的(Donovan, 1985; Westermann, 1973, 1990; Hewitt, 1993)。而菊石壳体的形态及缝合线特征也可以作为水深的标志(Ziegler, 1967; Batt, 1989, 1991, 1993; Wang and Westermann, 1993)。在国内,近年来已有一些学者对喜马拉雅地区聂拉木-古措地区以及阿里地区的侏罗纪菊石分类研究做了很多工作,相继建立了侏罗纪菊石化石组合和菊石带(赵金科, 1976; 刘桂芳, 1988; Westermann and Wang, 1988)。但是,还很少有涉及侏罗纪菊石动物生态和环境的研究。本文就是在对聂拉木-古措一些侏罗系剖面的研究基础之上,结合其它生物化石,如双壳类、腹足类、箭石类以及遗迹化石组合、沉积学方面的研究,对沉积环境水体深度进行了半定量估计,并以此为基础分析特提斯喜马拉雅海盆的发育演化的特征。侏罗

^{*} 国家自然科学基金资助项目(49472074)以及国家科委重大基础研究项目“中国东部大陆边缘层序地层学和海平面变化”成果之一。

纪时,西藏南部自北喜马拉雅断裂带至岗巴一带属于冈瓦纳大陆北部的被动大陆边缘,侏罗纪时该区属于特提斯喜马拉雅海域的一部分。该地区沉积环境的研究最近几年才开展起来。余光明等(1990)和徐玉林等(1991)从沉积岩研究的角度,只是大致地识别出海岸环境(无障碍壁型和障壁型海岸环境),陆棚-陆棚边缘环境,远洋-半远洋灰泥沉积环境以及生物礁环境,深海等 5 种环境。在他们所划分出的沉积环境中,当推所谓的深海环境产出最丰富的菊石化石,其时代也只是笼统地被视为中、晚侏罗世,其地层单位分别为门布组、休莫组和古措村组。其次是陆棚-陆棚边缘环境,其时代主要是中侏罗世,地层单位为拉弄拉组和聂聂雄拉组(参见徐玉林等,1991)。

2 研究材料和方法

本文所用的研究材料主要由两部分组成,一是 1980—1982 年期间青藏高原地质调查大队组织的侏罗—白垩纪生物地层专题研究所采集的菊石化石(由中国地质大学和成都地质学院承担);二是作者等人于 1993 年夏天在聂拉木地区采集的其它化石材料。可用于研究的侏罗纪菊石化石约有 300 余块,加上其它门类化石,其总数超过千块。

最近对聂聂雄拉、拉弄拉和休莫 3 条剖面上所获得的菊石类化石的年代地层学研究表明,该地侏罗系阿连阶、巴柔阶、中晚巴通阶—早卡洛阶、晚牛津阶—基末里阶以及提唐阶均已比较确凿的菊石化石的证据(Westermann and Wang, 1988; 阴家润, 1996)。由此藏南中、晚侏罗世菊石化石序列现已可与西欧标准菊石带进行较好的对比(Callomon, 个人通讯)。

菊石类的古生态学研究极大地得益于对现生鹦鹉螺类生活习性的观察。近年来,有关菊石个体生态的传统观点,即菊石类曾是生活在海水表层或上部的游泳类型(pelagic or nektonic)的认识已被绝大多数菊石类研究人员所摒弃。众多研究已证明(Lehmann, 1981; Donovan, 1985; Westermann, 1990; Batt, 1989, 1991, 1993),中生代大多数菊石动物都生活在沉积基底面之上有限的水体范围内,是一种营游泳-底栖生活(nekto-benthos)方式的动物。菊石动物的这种生活习性,既决定了它们的壳体强度和水深压力直接相关,也使得地史记录中的大多数菊石化石群和其它底栖生物一样,多数都是以原地埋藏(autochthonous)或准原地埋藏(sub-autochthonous)状态保存下来。异地埋藏(allochthonous)的例子虽然也有,但大多见于滨岸沉积环境,且均以碎片保存,极少的完整壳体异地埋藏的例子多见于障壁海湾静水沉积环境(Lehmann, 1981)。人们根据对鹦鹉螺的观察研究,推测菊石类也具有和鹦鹉螺相仿的生活习性,其中最重要的特点是,底栖的菊石类依其壳体体管及隔壁沟强度的不同而栖息于不同的水深环境。已经证明,头足类外壳亚纲(箭石、菊石和鹦鹉螺)的不同属种,在海水中的下降深度受到其体管强度和隔壁沟强度(siphuncle strength, septal flute strength)的限制,它们决定了壳体所能承受的水深压强,如果下降太深,水压超过隔壁的承受能力,便会导致体管和隔壁破裂。故把菊石壳壁所能承受的最大水深定义为裂限水深(im-plosion depth limit)。对现生鹦鹉螺的观察还表明,它们生存的水深范围和这种动物气室中液体逸出(removal of cameral liquid)的速率有关,在大于 300—400m 的水体深度以下,该速率几乎为零,从而使得生物丧失其活动能力(Saunders and Ward, 1987; 149 页)。从现生鹦鹉螺研究中发现(Saunders, 1987; 51 页),隔壁强度决定了其下潜水深的下限(约 800m),而

气室充水(cameral flooding)的能力决定了它们通常生存的水深范围(为 300—500m)。也就是说,头足类生活的深度范围通常只是其裂限水深三分之二左右(Westermann,1973,1990;Hewitt,1993)。菊石类所具有的这种定量的深度数据,无疑对沉积环境的分析具有重要的参照意义。所以本区发现的头足类化石的生存水体深度的估计,可以参照已知的相同属种所计算出的裂限水深。

表 1 藏南侏罗纪头足类化石生态环境的水深估计和已知的有关侏罗纪的头足类裂限水深的比较
(裂限水深数据来自 Westermann,1973,1990;Hewitt,1993)

The water depths by paleoecological analysis on the basis of implosion depth limits of some Jurassic Cephalopods samples (The data of implosion depth limit by Westermann,1973,1990;Hewitt,1993)

菊石化石组合及其它化石沉积特征	深度分带及其水深(m)	阶或菊石带	已知的有关头足类化石裂限水深(m) (Implosion depth limit)		
			化石名称	裂限水深	生存水深
针管迹砂岩层,无菊石 <i>Skolithus</i>	WDZ-1 (0—20)	Aalenian?			
双壳类化石层含浅水壳相风暴层,偶见菊石,底表生和浅内生双壳为主体, <i>Pseudammatoceras</i>	WDZ-2 (20—50)	L. Aalenian—E. Bajocian			
菊石灰岩-砂岩相,富含菊石,且形态分异度高 <i>Fonntanesia</i> , <i>Sonninia</i> , <i>Witchellia</i>	WDZ-3 (40—70)	Laeviuscula (Bajocian)			
小个体腕足灰岩层,含遗迹 <i>Chondrites</i> 菊石较少,为扁薄光滑类型,如 <i>Sonninites</i>	WDZ-4 (80—120)	L. Bajocian	<i>Sonninia espinazientense</i>	326	200
箭石铁质鲕粒砂岩层 <i>Belemnopsis</i>	WDZ-5 (40—70)	L. Bajocian	<i>Belemnopsis</i>	150	100
菊石页岩相 <i>Macrocephalites</i> , <i>Sphaeroceras</i> , <i>Parapatoceras</i> , <i>Lissoceras</i>	WDZ-6 (150—300)	L. Bajocian—E. Callovian			
菊石铁质砂-页岩相 <i>Grayiceras</i> , <i>Streblites</i> , <i>Gymnodiscoceras</i>	WDZ-7 (80—120)	L. Oxfordian—E. Kimmeridgian			
布赫蛤浊积相 <i>Buchia</i> , <i>Hibolites</i>	WDZ-8 (100—150)	L. Kimmeridgian	<i>Hibolites</i>	250	160
菊石页岩相 <i>Pachydiscus</i> , <i>Aulacosphinctes</i>	WDZ-9 (240—300)	E. Tithonian	<i>Pachydiscus</i>	465	320
生物礁相 造礁双壳 <i>Trichites</i> -reef	WDZ-10 (20—50)	E. Tithonian			
遗迹浊积相 <i>Palaeophycus</i> , <i>Planolites</i> , <i>Chondrites</i> , <i>Helminthopsis</i>	WDZ-11 (200—320)	E. Tithonian			
箭石浊积相 <i>Belemnopsis</i>	WDZ-12 (100—150)	E. Tithonian	<i>Belemnopsis</i>	150	100
菊石页岩相及遗迹泥灰岩相 <i>Calliphyloceras</i> , <i>Virgatosphinctes</i> , <i>Haplophyloceras strigile</i> , <i>Lytoceras</i>	WDZ-13 (300—550)	L. and M. Tithonian	<i>Calliphyloceras</i> cf. <i>heterophylloceras</i>	605	400
			<i>Lytoceras eudesanum</i>	465	320
			<i>Haplophyloceras strigile</i>	670	420

在菊石动物的生态研究中,用形态特征分类作为其深度标志是一个行之有效的办法,因为即使在分类系统上互不相关的一些菊石类型,在同一生境也有类似的壳型和壳饰(Batt, 1993)。对采集到的菊石标本进行初步的分类学研究之后,按其形态特征,可划分出 5 组基本

类型,分别冠之为第1组(Group1),第2组(Group2)等;每一组中又根据壳饰发育类型和壳体大小的组合进一步划分出12个不同的类型,分别以第1组A型(即G1-A)等形式标记,不同的组型代表不同的水深环境(插图1)。

第1组为扁平的盘状壳体(platycone),断面一般呈矩形,旋环外卷,旋环断面多为方圆,壳饰主要为弱肋或束状肋。这一组分布自滨海面浅水至半深海斜坡环境。按其壳饰的组合特征可大致划分出深水和浅水类型:含有粗壮瘤结的属一般多在浅水区繁衍,G1-A的代表有 *Pseudammatoceras* 和 *Neuquenicer*as。壳体扁薄的 sonninids 类型,如 G1-B 包括 *Sonninia*, *Witchellia*, *Fonntanesia*, *Dorsetensia* 等,其壳体具腹棱和肋脊,壳体呈薄饼状,住室旋环断面高凸(compressed)。它们是菊石类中的台地效应表现得很明显的一类(Bayer *et al.*, 1985; McGee *et al.*, 1991; Oloriz, 1988, 1993),若大量出现一般均被作为浅水碳酸盐台地环境的标志。而壳形较大的,具单一束状肋的大、中型壳体多见于深水,如 G1-C 的代表 *Aulacosphinctoides* 和 G1-D 的代表 *Virgatosphinctes* 多见于较深水外陆坡环境。

第2组为铁饼状壳(oxycone),壳表光滑,其断面可呈纺锤状。这一组大、中型壳体多如 G2-E 所示的形态,其代表有 *Hebetoxites*, *Gymnodiscoceras*, *Streblites* 和 *Uhligites* 等,多见于浅水区。例如在拉弄拉剖面基末里期的 *Gymnodiscoceras* 和 *Streblites* 的围岩是含铁砂岩,其沉积环境很有可能和巴通期产出箭石的含铁砂岩一样,属于浅水台地,水深50—150m。白垩系这类壳形也已被证明是典型的浅水区代表(Batt, 1993)。小型的光滑壳体,且缝合线较简单的类型,如 G2-F 的代表 *Lissoceras* 和 *Pseudolissoceras* 等多为深水类型,尽管它们生存的范围较广,可见于陆棚和陆坡环境,但是如果集中出现则多半指示外陆棚或陆坡的深水环境。

第3组为中、小型球形或扁球形壳体(sphaerocone or flat sphaerocone),脐相对较小,壳膨凸至圆凸,住室旋环断面低平(depressed)。呈光滑球状,如 G3-G 的代表球菊石 *Sphaeroceras*,或是肋脊发育强烈并贯穿腹部的 G3-H 的代表大头菊石 *Macrocephalites*。这一组是位于陆棚向陆坡的转折端(break in slope)区间最多见的类型,也就是说,是水深150—300m 范围最多见的类型。根据对箭石类和鹦鹉螺的研究,这一水深范围对于头足类生态特别有意义。150m 水深一般可视为箭石类生存的下限,而超过300m 的深度鹦鹉螺便不易生存。300m 水深通常又是海水中最小含氧带上限。对于菊石类来说240m 的水深是区分表底(epibenthic)和中底(mesobenthic)生态类型,或者是区分表游(epipelagic)和中游(mesopelagic)生态类型的界线(Hewitt, 1993)。

第4组是现代鹦鹉螺壳型相仿的叶菊石壳形(phyloceratids),其特征是内卷或近内卷,腹部圆凸。包括 *Calliphyloceras*, *Holcophyloceras* (G4-I)和在特提斯喜马拉雅区特别繁盛的 *Haplophyloceras* (G4-J)。它们的生态环境以较深水的陆坡环境为主。

第5组为壳体特征在一定程度上颇接近异型壳菊石(heterocone)的弛菊石类(lytoceratids),其旋环旋卷松散,断面圆,缝合线复杂,如具弱肋脊的小型壳 *Parapatoceras* (G5-K),或是壳面光滑的翼弛菊石 *Pterolytoceras* (见 G5-L)。

上述第4和第5组中,有一些类型是比较稳定地存在于外陆坡环境中,象叶菊石和弛菊石组合。Ziegler(1967)将这一组合作为欧洲特提斯“大洋”型的代表。它们的内裂限深度也表明这些菊石具有在400—600m 水深的外陆坡环境生存的能力(见表1)。

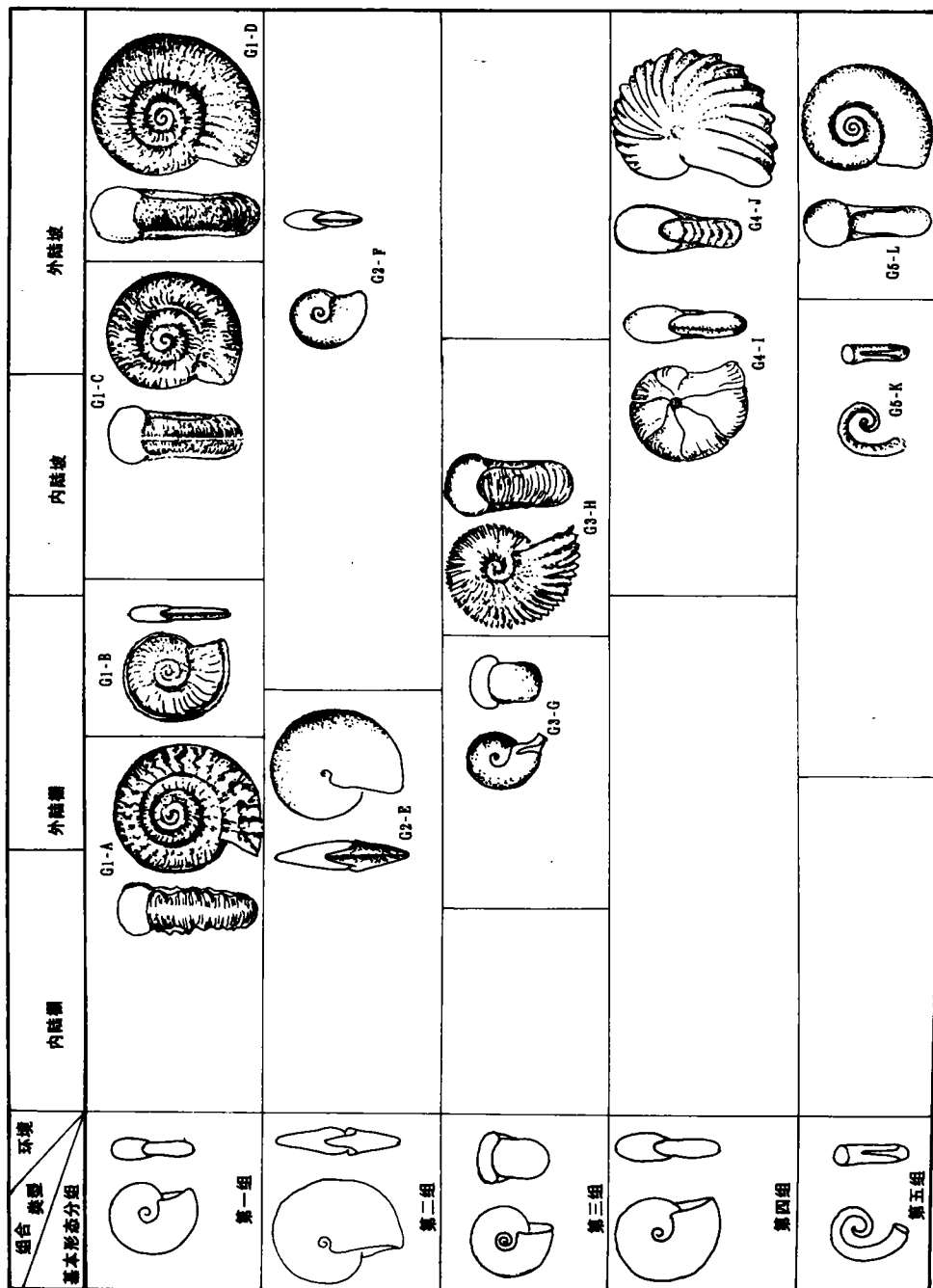


插图 1 藏南侏罗纪不同水深环境下的菊石形态
Jurassic ammonite morphotypes in various water-depth environments of South Tibet

不言而喻,除了菊石类之外,其它底栖动物,如双壳类、腹足类、腕足类等同样也具有水深指示意义。Ziegler(1967)曾综合菊石类和其它底栖化石资料,建立了德国上侏罗统的6个菊石动物群的深度分带。这些深度带依次为:无菊石带。因为菊石类对生存环境的水体深度有一定要求,水体过浅则限制它们的生存,所以这个深度被限制为0—20m。然后是20—50m水深的双壳类带,兼有很少见的壳饰很发达的肋菊石类(perisphinctids)以及盾菊石类(aspidoceratids)。再进一步是40—70m水深的双壳类和菊石类并存带,双壳类以光海扇(*Entolium*)为主,菊石类以肋菊石类(perisphinctids)以及盾菊石类(aspidoceratids)多见,数量可占生物群总量的20—30%左右。其后为80—100m水深的深度带,此带以菊石类为主,兼有少量双壳类,菊石类以肋菊石类(perisphinctids)为主,其次是奥培尔菊石类(oppellids),然后是盾菊石类(aspidoceratids)。双壳类以薄壳的食沉积的原鳃类型(protobranchids)为主。在150—200m水深范围的菊石类中最多的是广义的奥培尔菊石类,其次是肋菊石,然后是盾菊石。更深300—550m水深范围内则由叶菊石类(phylocceratids)和弛菊石类(lytoceratids)为代表。大于600m的深度菊石类则很少见。

然而,Hewitt(1993)也指出,在恢复沉积环境的古水深时,由计算而得到的菊石化石的裂限深度只是证据之一,在区别菊石类的深水相和浅水相类型时丝毫不能忽视其它地质资料的重要性。有一些关于沉积环境水深的定性资料通常是具有先决性意义的,例如沉积深度不超过透光带以下,即不超过150m水深,一般会有保存藻类蚀孔的岩层或化石壳(Hallam, 1975)。按风暴层的厚度、频率和风暴侵蚀强度可以划分近源风暴沉积和远源风暴沉积,即也可用来判断相对水深(Seilacher and Aigner, 1991)。底栖大化石个体生态学及群落生态学知识对判别水深也有意义。底栖有孔虫和浮游有孔虫的比例愈小,深度愈大(Garrison and Fischer, 1969)。就陆坡或海盆环境来说,文石补偿深度(ACD)和方解石补偿深度(CCD)是一个很重要的深度参数。原始沉积的生物壳中文石质壳和方解石质壳的差异溶蚀有可能说明化石埋藏深度介于文石补偿深度(ACD)和方解石补偿深度(CCD)之间。方解石补偿深度之下的钙藻大多溶解而形成低沉积速率也可用于推测海盆深度。遗迹化石组合对于水深的判断,特别是通常不能保存钙质壳体的方解石补偿深度(CCD)之下的水深环境具有非同寻常的指示意义。

3 菊石形态和沉积环境的深度分带实例分析

根据上述分析原则和方法,我们将本区中、上侏罗统菊石动物群和共生的其它底栖动物综合考虑。把聂聂雄拉组至休莫组中所见的化石组合按年代先后划分出13个水体深度带,简称WDZ(即 water-depth zone),具体分析如下(插图2):

WDZ-1(深度0—20m) 此带依据聂聂雄拉剖面的化石组合资料,但无菊石化石。实体化石中的底栖类型多为厚壳型的浅内双壳类或固着胶结类型的牡蛎类,显示出潮间带或是浅潮下带生态组合特征。高螺塔类型的腹足类 *Pseudomelania*, 建礁类型的藻类共同组成此带的特有组合。遗迹化石以针管迹(*Skolithos*)为特征。其沉积时代按剖面上层位较高的菊石推算应大致为阿连期。同期的沉积在拉弄拉组下部也为针管迹砂岩(插图2:WDZ-1带)。

WDZ-2(深度20—50m) 聂聂雄拉剖面的聂聂雄拉组中部(插图2:WDZ-2带)属于这一深度范围。主要为双壳类和腹足类,比较特征的属有底表足丝类型的壳体厚重的岔海扇类

和荚蛤类的属,如 *Camptonectes*, *Gervillia*, *Pteroperna*, *Aguelerella* 等。腹足类仍以大型壳、高螺塔为特征。偶见含粗壮壳肋且具瘤粒的 G1-A 类型菊石的代表,即哈马托菊石科 (*Hammatoceratidae*) 的 *Pseudammatoceras cf. insigne* (Oppel)。其时代为阿连期末或早巴柔期。双壳类化石最为丰富,分异度较高,还有多层以浅内生类型和表生类型双壳类壳体为主形成的介壳风暴层。如 *Trigonia-Indogrammatodon* 形成的风暴成因的介壳层堆积,其代表的水深约在 20—50m 这一区间的上限部位,因而具有产生多层近源性质的介壳风暴层的水深条件。

WDZ-3(深度 40—70m) 聂聂雄拉剖面的聂聂雄拉组中上部,以菊石类为主,兼有腕足类和少许双壳类。菊石多为 G1-B 类型的太阳菊石科 (*Sonnidae*) 的代表,如 *Fonntanesia*, *Sonninia* 和 *Witchellia*, 较丰富的 *sonninids* 类型充分显示其台地效应。G2-E 的代表为 *Hebetoxyites cf. hebes* Buckman, G1-A 类型系为 *Sonninidae* 科的具强壳饰的类型。在此水深范围菊石属种丰富,其时代证明为早巴柔末期(巴柔阶二分)。

WDZ-4(深度 80—120m) 见于拉弄拉剖面拉弄拉组中、下部(插图 2: WDZ-4 带) *Chondrites-brachiopods* 组合带,其菊石形态虽仍然以 G1-B 类型为特征,但属种单调,是以薄平体形的 *sonninids* 类型为代表,而不见含粗肋和瘤饰类型。此带以遗迹化石 *Chondrites* 和小壳体的腕足类组成,它的水深环境可和 Ziegler (1967) 所列举的欧洲晚侏罗世 *Chondrites-brachiopods* 生物组合所代表的环境相类比,后者的水深约在 80—120m 之间。而菊石则是 *Sonnidae* 科的代表? *Sonninites cf. liostracus* Buckman, 时代约为晚巴柔早期。双壳类少见,可能和水体过深有关,唯一的双壳类代表 *Pleuromya uniformis* 是一个侏罗纪的深水类型的代表。它属于双壳类中的贫齿目,而此目中壳体较大的内生滤食类型的一些属,如 *Pleuromya*, *Ceratomya*, *Pholadomya* 以及 *Myopholas* 等,具有永久开启的后壳张口,在早期的浮游幼虫之后便终生固定于沉积物内,需要相对较稳定的生存环境,因此在对于其它双壳类已相对太深(80—120m)的环境中,唯有双壳类中的这些类型能够适应如此深度。

WDZ-5(水深 40—70m) 一层厚约 50—100cm 的含箭石层,全部由较小壳体的箭石 *Belemnopsis cf. gerardi* 组成,赋存于铁质砂岩。由箭石 *Belemnopsis gerardi* 组成的铁质鲕状砂岩在特提斯喜马拉雅地区稳定而广泛地见于斯匹提页岩的底部 (Krishna *et al.*, 1982), 这是海侵初期陆源剥蚀铁质沉积的产物。在拉弄拉剖面上这层铁质砂岩(风化后形成红色铁帽,地貌上很为醒目)超覆在拉弄拉组之上,后者顶部含菊石? *Sonninites cf. liostracus* Buckman, 其时代为早巴柔晚期至晚巴柔早期。而这层箭石层上覆岩层中含有晚巴柔期的菊石 *Spiroceras cf. annulatum* (Desh.) 和 *Sphaeroceras sp. nov.*, 所以这套箭石层的时代最可能为晚巴柔早中期。在聂拉木地区侏罗系中,大凡在箭石高度集中保存的岩层中通常很难发现其它底栖化石。据研究,绝大多数箭石类都是生活在陆棚浅水环境 (Jelezkey, 1966; Steven, 1979)。Jelezkey (1966) 曾对箭石类作过系统的古生态分析,他认为箭石亚目的所有属都是生活在浅水环境,只有早侏罗世的属 *Cylindroteuthis* 是个例外,其生活的水深可达 400m。Westermann (1973) 把侏罗纪一些头足类的气室隔壁和体管强度的测算数据和现生的鹦鹉螺类的实验数据作比较,结果是用于实验的侏罗纪箭石类生存深度仅介于 50 至 100m 之间。但在这样的水深本应有其它底栖生物存在,这可能由于陆源物质输入过快而不利于依赖悬浮滤食的底栖表生类型的生存,故而无论是双壳类还是腕足类均未发现。

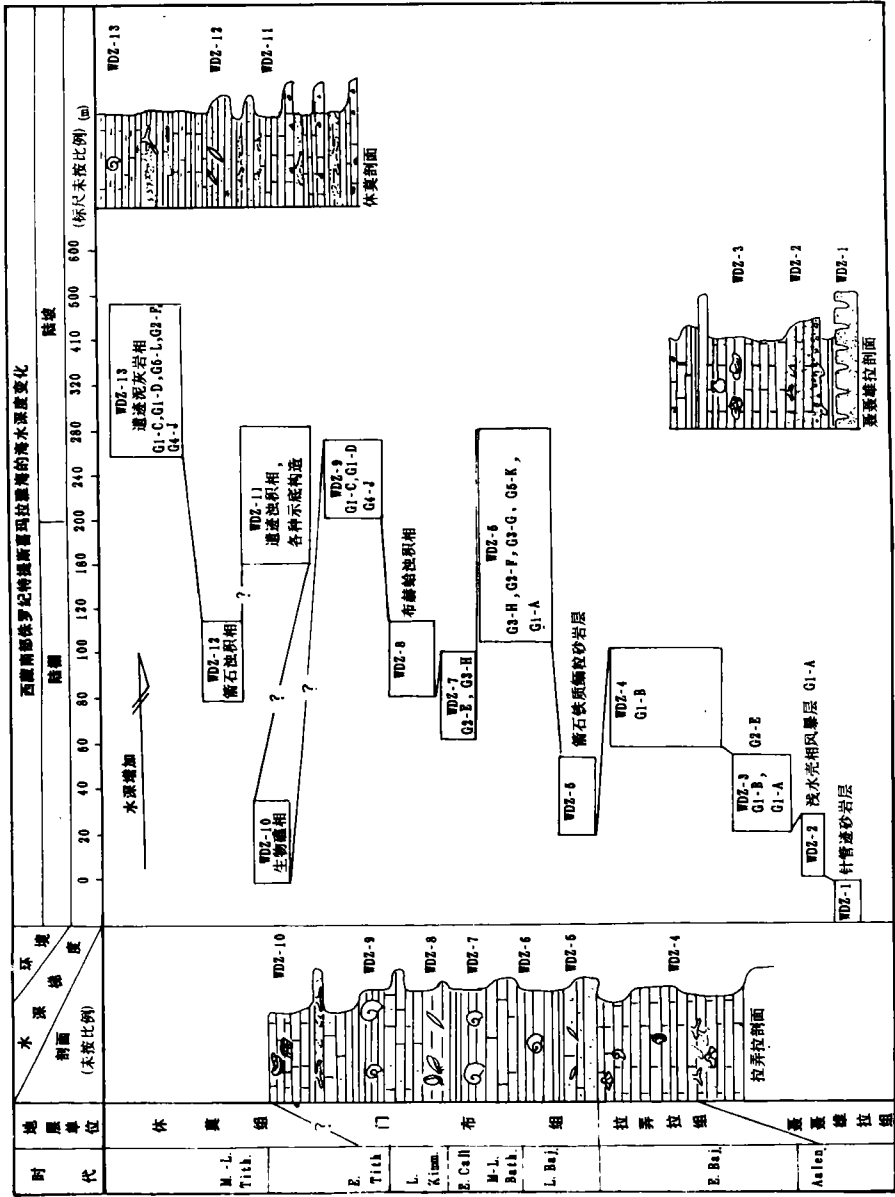


插图 2 藏南中、晚侏罗世沉积环境水深变化
Water-depth variation of the middle and late Jurassic depositional environments in the South Tibet

WDZ-6(水深 150—300m) 此深度范围可能是最适宜菊石类生存的环境,所见化石全部为菊石类。其中最为特征和丰富的形态类型是 G3-H,即以大头菊石科(Macrocephalitidae)为代表的各种类型。这类化石多产于黑色页岩中的泥质、钙质或铁质结核中。它们壳体呈略为扁平的球状形态,外环甚大,内卷程度较高,壳体较膨凸,壳体有发育强烈的肋脊。形态功能研究表明,对于底栖游泳类型的菊石类来说,这种壳饰加强了壳体对沉积基底的耐磨蚀能力,还能增加壳的强度以提高被捕食的抗御能力(Westermann, 1971)。除此之外,还有一种观点认为,这种壳饰是透光带生存的底栖菊石类的一种特殊生态功能,因为这种对比强烈的肋圈从视觉角度可给捕食者造成明暗交错假像,从而利于这种底栖类型隐蔽自己(Cowen *et al.*, 1973)。Hewitt(1993)按体管强度和隔壁沟强度将菊石类分为 4 组类型,其中有一组局限于陡削斜坡的特殊环境,这组菊石在觅食运动时既可上升到透光带,又可下降至超过 240m 的水深,而大头菊石的壳形特征颇和此组生态功能相对应。显然,Cowen 的分析很能解释大头菊石所具备的肋脊在透光带的隐蔽功能。另一方面,当它们下沉深度较大时,这种很发育的壳肋又提高了壳壁抗水压的能力。其它形态类型尚有 G1-A 组的 *Neuqueniceras*, G3-G 组的 *Sphaeroceras*, G2-F 组的 *Lissoceras*, 以及 G5-K 组的 *Parapatoceras*。前二者多生存于陆坡转折端以上,而后二者则多见于陆坡转折端以下。*Lissoceras* 的壳体呈薄饼状,壳面较光滑,这是一种具有较强游泳能力的形态特征(Batt, 1993),也是欧洲晚侏罗世陆坡环境常见属种。弛菊石类的 *Parapatoceras* 多生活在较深的水体。晚巴通期是以上述丰富的菊石形态组合类型为特征。这一现象可能和生物属种占据不同的生态位有关(Wang and Westermann, 1993),即它们具有在不同的水体深度捕食的能力,势必要求有较大的水深空间容纳分异度较高的菊石动物群。但发展至早卡洛期,菊石形态类型则比较单一,完全为大头菊石类型的 G3-H 组为代表,代表水深进一步加大;这也和当时陆坡倾斜度较大有关,特别适合大头菊石类型特殊的生态要求,从而形成机会种。从沉积岩的岩性特征来看,早卡洛期大头菊石层也是晚巴通期海侵的继续,海盆水深迅速加大,最大水深已达到或超过透光带下限。沉积环境处于陆坡和陆棚的转折区之间,水深多在 150—300m,这样的深度已排斥底栖的双壳类和腕足类存在,没有这两大类生物是很正常的。

WDZ-7(水深 80—120m) 依据拉弄拉剖面资料,早卡洛期之后至晚牛津期的沉积没有菊石化石依据,被认为沉积间断。现有的这一水深环境是以晚牛津—早基末里期沉积为代表。菊石的形态类型主要为两种类型,一为 G2-E 组的铁饼状形态,其代表是奥佩尔菊石科(Oppellidae)的 *Streblites*, *Gymnodiscoceras*。二为 G3-H 组的大头菊石科,其代表是 *Dhosaites* 和? *Grayiceras*, 但数量很少。一些呈铁饼状壳体形态,且腹部平坦而缝合线较简单的白垩纪菊石所生存的水深一般认为不大于 50m(Westermann, 1990; Batt, 1993)。但是 *Streblites* 和 *Gymnodiscoceras* 虽也呈铁饼状,但腹部锐突,特别是它们的缝合线都相当复杂,表明其隔壁尚有较强的抗水压能力,所以其生存水深可能要大于 50m。大头菊石类型前已述及,系喜陆棚—陆坡过渡带生存的类型。但是因其数量太少而不作为环境指示意义的主导因素。此带除了底栖有孔虫外,缺乏其它底栖大化石,故估计水深介于 80 至 120m 之间。

WDZ-8(水深 100—150m) 晚基末里期 *Buchia-Hibolites* 段。底栖类型双壳类 *Buchia* 是侏罗—白垩纪特有的一种双壳类。较之其它双壳类,它们能够生活在相对较深的水体中,但由于它是底表悬浮滤食类型,因此要求水体含有丰富的营养微粒和氧含量。*Buchia* 演化

迅速,据此而建立的许多生物带已使北美、西伯利亚和北欧许多地区晚侏罗世地层的精度可与菊石带相比较。早就有人注意到,在上述地区一旦有这种双壳类出现的层段,就很少出现菊石类。有人用近源区的高沉积速率及不正常含盐度来解释这种现象(Batt, 1993)。Westermann(1976)推算出头足类中的箭石类生存的水深一般都不能超过 150m。在斯匹提地区, Oloriz 和 Tintori(1991)也指出,那里晚侏罗世含箭石类沉积通常都成为含菊石沉积中的夹层,它代表水体突然变浅的沉积事件,所以仅有箭石类而无菊石类化石。有些作者认为门布组 buchiids 双壳类未保存壳层,故推测它们生存在碳酸钙补偿线(CCD)以下,即水深 2 700m 以下的深度(余光明等, 1990)。但仔细的观察发现,这一动物群中箭石类化石文石质壳体是早期成岩作用以后方才溶蚀掉的,许多壳体尚保存其重结晶的方解石质的鞘。双壳类也有部分重结晶方解石质壳体保存。一般而言,分泌碳酸盐作为壳体的生物很少能在碳酸钙补偿线(CCD)以下生存,在碳酸钙不饱和的较深水中生存的双壳类,其壳一般都很薄且壳面光滑。这表明它们似乎不可能如余光明等所设想的那样是生存在 CCD 酸溶线以下的深度。确实,现代海洋学研究揭示了具有生物碳酸钙壳层的底栖生物在 CCD 酸溶线以下的深度生存的例子。在深海钻探采样超过碳酸钙补偿界线(CCD)以下,达到 3 000 至 6 000m 的深度取样中,也可发现一些特化的双壳类,它们的钙质壳体巨大,壳层颇厚,并不因超过碳酸钙补偿界线而受任何影响。但是这是处于一种特殊的生存环境,这种环境通常都和海洋的水底热泉或热液条件密切相关(Grassile, 1985)。从埋藏学的角度来说,中一晚基末里期 *Buchia-Hibolites* 层中文石质壳的箭石类之所以能保存为化石,有赖于埋藏环境海水中碳酸钙的高度饱和,文石的溶解相对变慢,使得文石质的箭石壳体在未溶解之前便保存为化石,可见其埋藏环境的深度远在 CCD 酸溶线深度之上。这一层段菊石类的缺乏可能和沉积速率过高有关,沉积岩薄片揭示了沉积物中具有大量的陆源碎屑,极差的分选和棱角状颗粒以及很多较大的泥质沉积颗粒,充分反映了沉积物的输入既迅速量也大,也反映出陆源区相距不会太远。

WDZ-9(水深 240—300m) 拉弄拉剖面上部的菊石碎屑岩相沉积。菊石分类学研究表明,这些化石应为早提唐期的代表分子。菊石的形态组合以 G1-C 组的 *Aulacosphinctoides*, *Pachydiscus*, G1-D 组的 *Virgatosphinctes*, 以及 G4-J 组的 *Haplophylloceras* 等为代表。后者有特提斯喜马拉雅地区和印尼-爪哇地区特有的种 *Haplophylloceras strigile*, 经测定,它的裂限水深表明其生存水深最大可达 550m(表 1)。上述这些属都是陆坡环境的典型形态类型,如 *Aulacosphinctes*, *Pachydiscus* 等。*Pachydiscus* 的裂限水深也表明其生存水深在 300m 左右(表 1)。

WDZ-10(水深 20—50m) 拉弄拉剖面顶部有一套生物碳酸盐岩形成的生物礁。关于此期的生物礁相沉积,余光明等(1990)业已详细叙述。大量的高螺塔形态的 *Pseudomelania* 形成单一种的壳层,层孔虫和珊瑚类也较多。还有在欧洲侏罗纪发育的特殊壳形的双壳类 *Lithiotis* 形成约 2m 厚的介壳堆积层, *Lithiotis* 也是一种典型的造礁牡蛎类。壳体的围岩具有大量泥质或钙质碎屑,分选很差,但磨圆较好,显示短期的强水动力特征。灰岩层之间经常夹有细砂岩,产有遗迹化石 *Planolites*。余光明等(1990)认为此生物礁是滨临陆棚边缘的岸礁,在产有附礁生物,如腹足类、双壳类和藻类等时水深已接近海平面,这和本文所认为的此段岩层沉积时水深应在 20—50m 之间的结论基本一致,余光明等(1990)认为该生物礁发育

的繁盛阶段时的总体水深也就在 50m 左右。

WDZ-11(深度 200—320m) 休莫剖面休莫组中下部的浊积底栖相是在这样的水深条件下形成的。这一套浊积底栖相以钙质沉积物为主,间夹有陆源碎屑沉积薄层。其中、下部为灰岩夹中、薄层砂岩,富有砂质浊积层,上部为次深水相菊石页岩相,浊积层显著减少。休莫组这一套大的由粗到细的沉积旋回也是由许多由粗到细、由厚变薄的微相沉积旋回组成,通常表现为底部含角砾状灰岩,以上则是由砂质灰岩到泥晶或隐晶灰岩,由厚层状灰岩到薄层状灰岩,由含多层砂质条带到少含或不含砂质沉积。它们表现出休莫组中、下部沉积时海平面下降,造成频繁的浊积岩沉积,后期海平面升高,浊积岩频率降低。在这套岩层的细粒钙质砂岩中常有遗迹化石和深水沉积构造,前者包括细微分枝的 *Chondrites*, *Spirophicus*, *Planolites*, "*Taenidium*" 等。沉积构造均为示底构造(sole marks),它们可分为两大类,有由水流的涡流侵蚀、冲刷底部泥质而形成的槽模、跳模和刷模,也有由流水冲刷形成的冲刷痕,还有水流携带的物体对沉积界面的冲压作用而产生的刻压痕。但是遗迹化石组合缺乏真正的深水遗迹相 *Nereites* 组合。休莫组的这套沉积反映出被动大陆边缘裂谷盆地的充填过程,是在远陆棚和近陆坡环境发育的独特的近源浊积底栖相沉积。余光明等(1990)把这套岩层中的灰岩和陆源碎屑岩的互层解释为由频繁发生的远源风暴所造成,将休莫组定为远洋一半远洋灰岩。但他们的观点很难从遗迹化石组合和沉积机制方面得到支持。笔者将有另文阐述休莫组近源浊积底栖沉积相的机制。

WDZ-12(水深 100—150m) 休莫剖面休莫组中上部箭石层厚约 200cm,所见化石为箭石类早提唐期的 *Belemnopsis* cf. *stolleyi*,无菊石和其它底栖化石,完全是由箭石组成的黑色页岩段。箭石壳体粗大,壳体或是溶蚀,或是保留重结晶后的方解石壳层。以往,人们多把含箭石斯匹提页岩相看作深水相沉积。但近年来,人们对此有了新的认识,斯匹提地区侏罗纪含箭石碎屑岩段被看作是水体突然变浅的标志层。一些作者(Baud *et al.*, 1984)认为,作为板块被动边缘的藏南喜马拉雅区,其沉积作用主要受全球海平面变化的控制,大地构造控制的影响较少。Oloriz 和 Tintori(1991)也认为含箭石黑色页岩的产生和全球海平面的突然下降相关,由于海平面的下降,使得陆棚环境下的广海洋流突然中断,动物群发生由菊石类至箭石类的全面替换(faunal turnover),这种陆棚环境只适宜箭石类的繁衍,而此后的海平面再次上升又恢复和外海的洋流循环,使得菊石类再次随之入侵。Krishna(1982)则从沉积和生态角度指明,斯匹提页岩下部的含箭石类 *Belemnites gerardi* 黑色页岩相确是陆棚浅水区沉积,并具有风暴成因的再沉积的特点。由此,本区早提唐期的含箭石“期匹提页岩相”并非为深水相沉积,其沉积环境水深约在 100—150m。随后的海平面上升又造成中晚提唐期菊石动物的繁衍。

WDZ-13(水深 300—550m) 全部为陆坡类形的菊石类组成,有 G1-C 的 *Aulacosphinctoides*, G1-D 型的 *Virgatosphinctes*, G2-F 型的 *Pseudolissoceras*, G4-J 型的 *Haplophylloceras* 和 G5-L 型的 *Lytoceras*。水深 300—550m。此组合中最引人注目的是丰富的叶菊石类 *Haplophylloceras* 和 *Lytoceras* 的共生。叶菊石类(phyloceratids)是侏罗纪菊石类中最有可能异地埋藏的类型,因为它的壳型和现代鹦鹉螺最为接近,而后者死亡后空壳的地理分布远远大于它的实际生活地理范围。在区分菊石类异地埋藏时的重要参考依据是菊石的地方性特色,也就是它们的区域性地理分布,本区 phyloceratids 的代表类型是 *Haplophylloceras strigile*,

Holcophylloceras sp., 这两个种都是西南特提斯区的特有区域性种。由于这两个种的壳饰很发达,它们仍然可能是营游泳-底栖生活,只是它们游泳时也许能达到更接近表层水体的位置。菊石类化石产于钙泥质结核中,部分菊石壳体保留有一些钙质壳层。有些泥质结核全部由直径约 1—2mm 的底栖生物粪便组成,另有一些菊石壳体上还有遗迹化石的痕迹,这些证据说明沉积基底界面尚未达到由水深造成的缺氧环境,或是表明这些菊石类壳体并非是在缺氧状态下被埋藏的。按照一些菊石体管和隔壁强度测试数据来看,这些陆坡类型菊石类内裂限深度的范围自 385m 至 670m 不等,也就是说,它们生存水深范围最有可能在 300 至 550m 之间(表 1)。

从插图 2 可见,根据菊石类和其它生物及岩性证据可以得出藏南聂拉木-古措一带中、晚侏罗世沉积盆地水深变化趋势和半定量的水深数据。在中侏罗世阿连—早巴柔期时,区内的海水深度由浅变深,但基本上限于浅水碎屑-碳酸盐岩台地型,最大水深不超过 100—120m,可视为内陆棚环境。从晚巴柔至晚巴通期,沉积环境颇不稳定,几乎总是处于外陆棚向内陆坡之间不断转换,因而菊石类的形态分异最大,其水深变化在 150—250m。从早卡洛至早提唐期,沉积环境更多介于内陆坡,但可能受海平面变化的影响,仍然分别由双壳类化石 *Buchia*, 箭石 *Belemnopsis* cf. *stolleyi* 以及遗迹化石所组成的近源浊积相。而在晚提唐期则表现为比较稳定的外陆棚沉积环境,水深变化在 300—550m。沉积环境历史表明,聂拉木-古措一线的古地理位置在中—晚侏罗世多处于特提斯-喜马拉雅海盆的陆棚-陆坡转折部位,是进行海平面变化研究的最佳地段。但是,插图 2 所表现的水深变化曲线至少有两点需要进一步讨论,一是海水深度变化幅度似乎过大,二是海水深度变化和已知的全球海平面变化相比(Haq *et al.*, 1988),显得过于频繁地在浅水台地和陆坡之间的深度变化。

4 特提斯喜马拉雅海的盆地分析及海平面变化

如前所述,化石的古生态研究使我们能进行半定量的沉积环境分析,有助于对水深变化进行深入的研究。但如果按照菊石资料数据变化来判断沉积环境,一个显而易见的问题是,是否沉积环境果真如化石资料所反映的那样频繁地由陆架到陆坡大幅度变化?另一个问题是作为所谓“海盆相沉积”的休莫组具有 1 800m 的巨大厚度是否合理?我们知道,深海和半深海的沉积速率每百万年一般仅在 1—10m(Stow and Piper, 1984; Whitham, 1993)。现有的菊石和双壳类化石都表明休莫组的沉积基本上限于提唐期,如按照提唐期持续 6Ma 的时间(Westermann, 1993)来考虑,也就意味着休莫组近 2 000m 的巨大厚度是在 6Ma 的时间内沉积的,其沉积速率就达到每百万年 600m。对于海盆相沉积而言,能有如此高的沉积速率几乎是不可思议的事情。中侏罗世的陆棚沉积也有类似的问题,聂拉木组上部均产出巴柔早期相当于 *Laeviscula* 带的菊石化石,两组之间的接触关系在野外由于覆盖而未能查明,若按剖面位置而将两组首尾相接,两个菊石层位之间的沉积厚度为 300m(徐玉林等, 1991)。德国南部中侏罗世早巴柔期陆棚环境的沉积速率研究表明,最大沉积速率约为每百万年 50m(McGee and Bayer, 1985),侏罗纪每个菊石带的平均年代跨度约为一个百万年(Hallam, 1981),那么在一个菊石带的时期内沉积物厚度竟逾 300m,这似乎是不太可能的。

藏南喜马拉雅特提斯区属于被动大陆边缘(余光明等, 1990)。被动边缘的构造预应力是以张性应力场为主要特征,在地壳薄弱的地带很容易发生张性犁式断裂,而且主要形成同沉

积断裂(synsedimentary faults),并由此造成地垒和地堑非常发育(Hallam,1975,1981; Alvarez,1990)。但这种同沉积断裂由于有时隐伏于地层内而很难通过露头观察到(Alvarez,1990)。正如 Hallam(1981)所指出的那样,这种断块控制的沉积作用通常在大陆边缘地带更加发育。由于地垒和地堑之间的差异升降,不但使沉积相在横相上,而且在纵向上相变都很突然。利用这种模式,可以很好地解释本区中、晚侏罗世的沉积厚度和水深变化。

作为被动大陆边缘的喜马拉雅地区,随着地壳在拉张过程中的减薄和沉积载荷的不断加大,在中侏罗世早期发育了同沉积断裂的碳酸盐台地。菊石资料表明,早巴柔期的全球高海平面出现在相当于 Laeviuscula 菊石带时期,拉弄拉组上部 and 聂聂雄拉组上部都有同期菊石发现,前者有 *Sonninites* cf. *liostracus* Buckman; 后者有 *Fontannesia kiliani*, *Hebetoxyites* cf. *hebes* Buckman 等。所以拉弄拉组和聂聂雄拉组本应是同期沉积。两者只是由于在被动边缘张性应力场背景之下,陆棚沉积区内同沉积断层造成相邻地块的差异升降,从而形成不同的水深环境下的同期异相沉积。聂聂雄拉组代表近陆源沉积的断块,水深在 20 至 50m 之间变化;而相邻的拉弄拉组则为远源地块,水深在 40 至 120m 之间变化(插图 3)。中侏罗世晚巴柔期形成的外陆棚环境,以及自早卡洛期至提唐期的外陆棚-陆坡过渡环境的形成和全球性海平面上升有关,拉张作用下地垒-地堑形成相对陡削的海底地形,非常有利于大头菊石和其它深水类型菊石动物群的发展,也有利于各类不同形式浊积相沉积的形成。

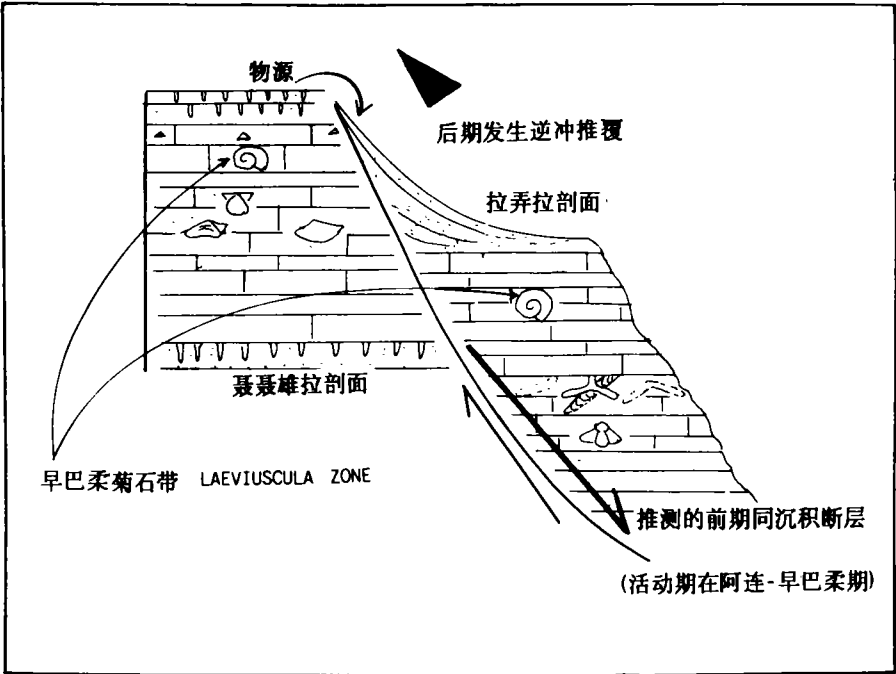


插图 3 聂聂雄拉地区中侏罗世早期由同沉积断层产生的不同断块的差异沉降
及由此产生的不同水深的沉积环境

The early Middle Jurassic sedimentary environments with different water-depths on the blocks controlled by synsedimentary fault in the Nienixiongla area

菊石和箭石类的年代地层研究表明,拉弄拉剖面门步组碳酸盐岩生物礁沉积(插图 2:WDZ-10)的下伏地层中有早提唐期菊石类 *Haplophylloceras strigile*, *Virgatosphinctes mendozanus* 等,均显示早提唐期的面貌。底栖浊积相(插图 2:WDZ-11)的上覆地层产出 *Pseudolissoceras*,此属是西伯利亚、高加索和安第斯区中提唐早期 Semiforme 菊石带的代表。休莫剖面下部含箭石相黑色砂岩和页岩沉积中所含的箭石为 *Belemnopsis cf. stolleyi* 组合,可和印尼和新西兰早提唐期箭石动物群很好地对比(插图 2:WDZ-12)。由此,上述 3 种截然不同的沉积相实际上都应是在大体相同的时间内形成的,换言之,大致沉积于早提唐期。在张性盆地陆坡沉积区内,犁式正断层的发育造成了不同水深的沉积环境,比较近陆方向的地块水体最浅,同时由于陆源沉积物的缺乏,形成低沉积速率的硬基底,形成生物礁相沉积,并把一定量的沉积物提供给相邻的较深水地块,造成含箭石碎屑浊积相沉积。含 *Belemnopsis cf. stolleyi* 砂岩的镜下鉴定和粒度分析数据均表现出浊积岩的结构特征,这种箭石砂岩的沉积性质可以同浅水海底扇沉积相类比。有资料表明,浊积相海底扇沉积并不绝对地发生在深海地段,东格陵兰侏罗纪末期的海底扇就是由断块的断层作用所控制,它和真正的深海扇很相似,但是深度却小得多(Hallam,1981)。而更加向海方向的地堑形成较大沉积厚度的浊积底栖遗迹相沉积。这两类不同水深条件下的浊积相沉积,很可能和早提唐末期全球海平面下降有直接的关系。而沉积以后的晚期逆冲推覆作用则使相邻断块互相叠加,这种由相邻的断裂地块造成的同期异相的沉积模式可以较合理地解释休莫组的巨大厚度(插图 4)。倘若缺乏正确的菊石资料,就很有可能错误地认为该地中、上侏罗统具有巨大厚度。

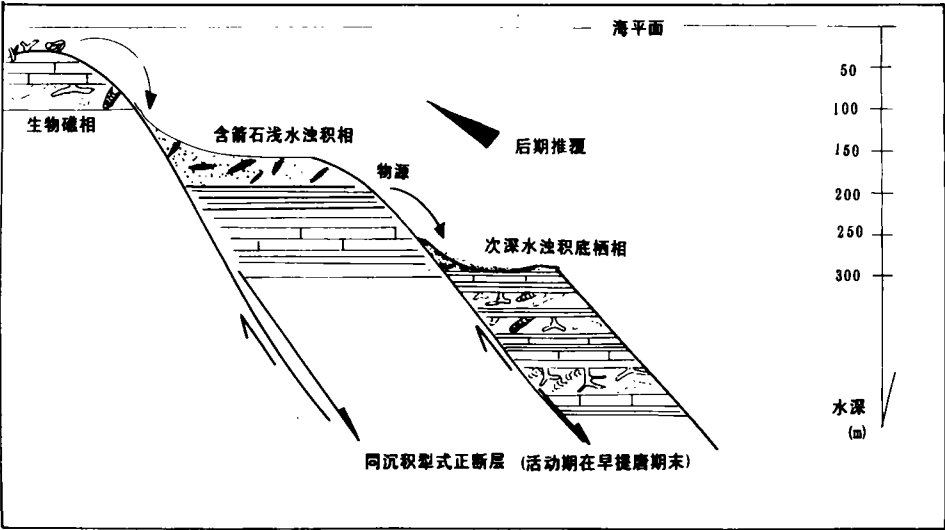


插图 4 海平面下降时由犁式断层所控制的沉积相差异
Different sedimentary facies controlled by listric faults in the course of sea-level fall

近年来,藏南地区的海平面变化正引起人们愈来愈多的注意,一些研究者从沉积和双壳类古生态的角度恢复本区海平面变化,并将其曲线和全球海平面变化进行了对比(Li and Grant-Mackie,1993)。然而,正如 Surlyk(1990)所指出的那样,在以扩张应力为构造背景的

被动边缘型地块上发生的沉积作用是相当复杂的,由于强烈的构造叠加作用,使区分构造成因引起的、全球性质的以及地区性的海平面变化更加困难。所以,在研究被动大陆边缘型的特提斯喜马拉雅海盆的海平面变化时,必须要对这种型式断裂系控制下的沉积相的复杂性有所认识,如果在缺乏严格的年代地层学格架的前提下,只是把岩性特征所显示的地区性海侵-海退旋回和 EXXON 曲线(Haq *et al.*, 1988)所代表的全球海平面变化的曲线图形之间进行简单的、甚至是机械的对比,将无助于加深对盆地演化及全球海平面变化的认识,相反会导致谬误。

最后,似乎可以推断,藏南喜马拉雅地区自中侏罗世巴柔期直至早白垩世早期的别里亚斯期,尚无稳定的次深海和深海相沉积。其间的提唐中期和后期是主要的深水相沉积阶段,它们只是在相对水体较深的地堑状断块上所发育的类复理石相沉积。由此看来,特提斯喜马拉雅地区真正演化成被动大陆边缘,发育为稳定的深海和次深海环境,很有可能是在早白垩世之后。对这种扩张构造体系下同沉积断层控制的地垒-地堑型侏罗系沉积的研究,有其潜在的经济价值,因为在著名的北欧侏罗纪沉积中,已发现著名的北海油田的石油储藏均和断层控制的地垒-地堑断块和它们的产状所造成的圈闭机理有关。

本文的完成,在很大程度上是和前人所做过的工作分不开的。原青藏高原地质调查大队的许多同志,在 1980—1982 年期间为采集化石和测制剖面付出无比辛苦的劳动(特别应提及的是,参加 1980—1982 年野外工作,不幸以身殉职的菊石类化石采集者王国荣,参加野外工作和后期室内研究工作过程中病故的张启华,以及部分菊石化石的早期鉴定者黄亚平)。有他们的工作基础,方有 1993 年度笔者等人进行野外工作和室内进一步研究的可能。参加 1993 年度野外工作的除笔者之外,还有中国地质大学史晓颖和雷震宇。英国伦敦大学学院的 J. Callomon 教授(University College London),西班牙格兰纳达大学 F. Oloriz 博士(Universidad de Granada)除寄赠了大量资料外,还对本文第一作者的中侏罗世菊石化石的鉴定(通过化石照片)进行审核并提出极有价值的建议。在此一并表示衷心感谢。

参 考 文 献

- 赵金科,1976: 珠穆朗玛峰地区侏罗、白垩纪菊石。珠穆朗玛峰地区科学考察报告(1966—1968),古生物(第三分册)。科学出版社,北京。
- 徐玉林、万晓樵、葛宗海、张启华,1991: 西藏侏罗、白垩、第三纪生物地层。中国地质大学出版社,武汉。
- 余光明、王成善,1990: 西藏特提斯沉积地质。中华人民共和国地质矿产部地质专报,三. 岩石,矿物,地球化学,第 12 号。地质出版社,北京。
- 刘桂芳,1988: 西藏聂拉木古措地区晚侏罗世至早白垩世菊石群。中国地质科学院主编:喜马拉雅岩石圈构造演化,西藏古生物论文集。地质出版社,北京。
- 阴家润、史晓颖,1994: 内乌肯菊石(*Neuquenicerias*)在西藏的发现及其由“始大西洋海路”向东的迁移。地球科学(中国地质大学学报),19:795—805。
- 阴家润、张启华,1996: 西藏南部普普嘎剖面托尔阶(Toarcian)和阿连阶(Aalenian)的菊石。古生物学报,35(1):72—79。
- Alvarez, W., 1990: Pattern of extensional faulting in pelagic carbonates of the Umbria—Marche Apennines of central Italy. *Geology*, 18:407—410.
- Baud, A., Gartani, M., Garzanti, E., Fois E., Nicora, A. and Tintori, A., 1984: Geological observations in south-

- eastern Zanska and adjacent Lahul area (north-western Himalaya). *Ecl. Geol. Helv.*, **77**(1):171—197.
- Batt, R., 1989: Ammonite shell morphotype distributions in the Western Interior Greenhorn Sea and some paleoecological implications. *Palaios*, **4**:32—42.
- Batt, R., 1991: Sutural amplitude of ammonite shells as a paleoenvironmental indicators. *Lethaia*, **24**:219—225.
- Batt, R., 1993: Ammonite morphotypes as indicators of oxygenation in a Cretaceous epicontinental sea. *Lethaia*, **26**:49—63.
- Bayer, U. and McGee Jr. G. R., 1985: Evolution in marginal epicontinental basins: the role of Phylogenetic and ecological factors (Ammonite replacements in the German Lower and Middle Jurassic). In: Friedman, G. M. (ed.): *Lecture notes in Earth Sciences 1, Sedimentary and evolutionary cycles* (edited by U. Bayer and A. Seilacher), 164—220. Springer-Verlag.
- Cowan, R., Gertman, R. and Wiggert, G., 1973: Camouflage patterns in *Nautilus*, and their implications for Cephalopod paleobiology. *Lethaia*, **6**:201—214.
- Donovan, D. T., 1985: Ammonite shell form and transgression in the British Lower Jurassic. In: Friedman, G. M. (ed.): *Lecture notes in Earth Sciences 1. Sedimentary and Evolutionary Cycles* (edited by U. Bayer and A. Seilacher), 48—57. Springer-Verlag.
- Garrison, R. E. and A. G. Fischer, 1969: Deep water limestone and radiolarites of the Alpine Jurassic. In: Friedman, G. M. (ed.), *Depositional environments in carbonate rocks, a symposium. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner. no. 1*, 20—56.
- Grassie, J. F., 1985: Hydrothermal vent animals, distribution and biology. *Science*, **229**:713—717.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. and Vail, P. R., 1988: Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level change. In: C. K. Wilgus et al. (eds), *Sea level changes: An integrated approach. SEPM Spec. Publ.*, **42**:71—105.
- Hallam, A., 1975: *Jurassic Environment*, pp. 1—268. Cambridge University Press, Cambridge.
- Hallam, A., 1981: Facies interpretation and the stratigraphic record. pp. 1—291. W. H. Freeman and Company, Oxford.
- Hewitt, R. A., 1993: Relation of shell strength to evolution in the Ammonoidea. In: M. R. House (ed.), *The Ammonoidea: environment, ecology and evolutionary change*, pp. 35—56. The systematics association special volume, no. 47. Oxford University Press, Oxford.
- Jesky, J. A., 1966: Comparative morphology, phylogeny and classification of fossil Coleoidea. *Univ. Kansas Paleontol. Contrib. Mollusca. art. 7*, 1—62.
- Krishna, J., Kumar, S. and Sing, I. B., 1982: Ammonoid stratigraphy of the Spiti Shales (Upper Jurassic), Tethys Himalaya, India. *Neus Jahrb. Geol. Paläont. Mb.*, **10**:580—592.
- McGee Jr, G. R. and Bayer, U., 1985: The local signature of sea-level changes. In: Friedman, G. M. (ed.): *Lecture notes in Earth Sciences 1, Sedimentary and evolutionary cycles* (edited by U. Bayer and A. Seilacher), pp. 98—112, Springer-Verlag.
- McGee Jr, G. R., Bayer, U. and Seilacher, A., 1991: Biological and evolutionary responses to transgressive-regressive cycles. In: G. Einsele, W. Ricken, A. Seilacher (eds.), *Cycles and events in stratigraphy*, pp. 696—708, Springer-Verlag, Berlin.
- Lehmann, U., 1976: *Ammoniten: Ihr Leben und ihre Umwelt.*, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- Li Xiao-chi and Grant-Mackie, J. A., 1993: Jurassic sedimentary cycles and eustatic sea-level changes in southern Tibet. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **101**:27—48.
- Oloriz, F., Marques, B. and Moliner, L., 1988: The platform effect and example from Iberian shelf areas in the lowermost Kimmeridgian. In: 2nd Int. Symp. Jurassic Stratigr., pp. 543—562.
- Oloriz, F., Rodriguez-Tovar, F., Marques, B. and Caracul J. E., 1993: Ecostratigraphy and sequence stratigraphy in high frequency sea level fluctuations: examples from Jurassic macroinvertebrate assemblages. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **101**:131—145.
- Oloriz, F. and Tintori, A., 1991: Upper Jurassic (Tithonian) ammonites from the Spiti Shales in Western Zanskar

- (NW Himalayas). Riv. Ital. Paleont. Strat. ,**96**(4):461—486.
- Saunders, W. B. and Ward, P. D. , 1987: Ecology, distribution, and population characteristics of *Nautilus*, In: F. G. Stehli, D. S. Jones (eds.) Topics in geobiology, volume 6: *Nautilus*, The biology and paleobiology of a living fossil (edited by W. B. Saunders, N. H. Landman), pp. 137—162, Plenum Press, New York.
- Saunders, W. B. , 1987: The species of *Nautilus*. In: F. G. Stehli and D. S. Jones (eds.), Topics in geobiology, volume 6: *Nautilus*, The biology and paleobiology of a living fossil (edited by W. B. Saunders, N. H. Landman), pp. 35—52, Plenum Press, New York.
- Seilacher, A. and Aigner, T. , 1991: Storm deposition at the bed, facies, and basin scale; the geologic perspective. In: G. Einsele, W. Ricken, A. Seilacher (eds.), Cycles and events in stratigraphy. pp. 249—267, Springer-Verlag, Berlin.
- Stevens, G. R. , 1979: Belemnitida. In: Encyclopedia of Earth Sciences Series, Vol. 70 Encyclopedia of Paleontology R. W. Fairbridge & D. Jablonski (eds.), 71—78, Dowden, Hutchinson & Ross Inc. Stroudsburg Pennsylvania.
- Stow, D. A. V. and Piper, D. J. W. , 1984: Deep water fine-grained sediments; facies models. In: Stow, D. A. V. & Piper, D. J. W. (eds.), Fine-grained sediments; Deep water sediments and facies, Spec. Publ. Geol. Soc. London, **15**:611—641.
- Surlyk, F. , 1990: A Jurassic sea-level for East Greenland. Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. ,**78**:71—85.
- Wang Yi-gang and Westermann, G. E. G. , 1993: Paleoecology of Triassic ammonoids. Geobios. , **15**:373—392.
- Westermann, G. E. G. , 1971: Form, structure and function of shell and siphuncle in coiled Mesozoic ammonoids. Life Sci. Contr. , R. Ont Mus. **78**:1—39.
- Westermann, G. E. G. , 1973: Strength of concave septa and depth limits of fossil cephalopods. Lethaia, **6**:383—403.
- Westermann, G. E. G. , 1990: New developments in ecology of Jurassic—Cretaceous ammonoids. In: Pallini, G. *et al.* (eds.), Att II Convegno Pergola 1987. Fossili, Evoluzione Ambiente, pp. 449—478 Comm. Cent. Raffaele Piccinini, (Preprint 1989) Pergola, Italy.
- Westermann, G. E. G. and Wang Yi-gang, 1988: Middle Jurassic ammonites of Tibet and the age of the lower Spiti shales. Paleontology, **31**(2):295—339.
- Whitham, A. G. , 1993: Facies and depositional processes in an Upper Jurassic to Lower Cretaceous pelagic sediment sequence, Antarctica. Sedimentology, **40**:331—349.
- Yin Jia-run, 1996: *Neuqueniceras (Frickites) tibeticum*; an Andean ammonite in the Middle Jurassic of South Tibet. Neus Jb. Geol. Paläont. (in press).
- Ziegler, B. , 1967: Ammoniten Ökologie am Beispiel des Oberjura. Geol. Rundsch. , **56**:439—464.

[1996 年 1 月 16 日收到]

JURASSIC AMMONITE MORPHOTYPES AS WATER-DEPTH INDICATOR OF TETHYS-HIMALAYA SEA*

Yin Jia-run and Wan Xiao-qiao

(China University of Geosciences, Beijing 100083)

-
- * Acknowledgement: The author is grateful to Prof. J. Callomon, the University College London, for his reviewing the identification of ammonites.

Key words: Jurassic ammonite, water depth, basin analysis, Tethys-Himalaya, South Tibet

Summary

Middle and Late Jurassic depositional environments in the Nyalam-Gucuo Area, South Tibet, are reconstructed in terms of comprehensive paleoecological analysis, especially the study of ammonite morphotypes and implosion depth limits, with 13 water-depth zones recognized from the Jurassic sediments, ranging from 20m to 550m at submarine depth along continental shelf and slope environments. However, a transitional environment from outer shelf to slope, ranging from 150m to 300m at water-depth, dominated most of the times from late Bajocian to early Tithonian in this area. From Aalenian to early Bajocian sedimentary facies have shown distinctions of shore siliciclastic and carbonate-platform deposits, and from late Bajocian to early Tithonian the facies have exhibited alternative changes of outer shelf with slope environments, or vice versa. It is noted that the depositional environment of more than 550m at water depth is considered to have occurred merely after early Tithonian in the Tethys-Himalaya Sea of South Tibet. In the light of ammonite biostratigraphic approach, a pattern of extensional faulting is established in the region, where the nature of a passive-margin has been shown. Since the sedimentation was controlled by activities of listric normal faulting and horst-and-graben structure, paleoecological environments on bordering blocks are thought to have been characterized with a great disparity in water depth over a limited area. As a result, turbidite-benthos facies took place on blocks which descended more quickly, and became deeper than bordering blocks. Because of the strong tectonic overprint for the periods, the great thickness of the Jurassic sediments can be interpreted with this pattern. It is suggested that a major challenge is to separate the tectonic, eustatic and regional sea level signals in studying sea level changes of the passive-margin region.