选择全球界线层型剖面点(GSSP)的一个 一个重要参考标准

王训练 苏文博

(中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083)

摘要 几个地层界线全球层型剖面上生物地层与层序地层的关系研究表明, 界线层型剖面点选择在层序的初始海泛面(FFS)之上第1个广泛分布的化石带底界最为合理, 提出层序的初始海泛面应是选择全球界线层型剖面点的一个重要参考标准. 由于定义界线的首要标准类群化石带底界不会低于其所在层序的初始海泛面, 因此初始海泛面可作为识别和对比年代地层界线的重要标志.

关键词 全球界线层型剖面点 初始海泛面 层序地层学 年代地层学 理论地层学

70年代以来, 随着全球志留-泥盆系界线层型剖面点的深入研究和确立, 年代地层界线研究的理论和方法取得了重大突破, 确定年代地层界线的标准和程序也发生了重要变化. 在国际地层委员会的领导下, 相继成立了许多界线工作组开展全球界线层型剖面点(GSSP)的研究. 到1998年底为止, 已经确定了近40个界线层型剖面点. 全球界线层型剖面点的确定对于稳定地层界线、统一认识、促进交流、使地层学研究有章可循并为地质学其他学科提供相对稳定的地质年代表等, 均具有重要的理论和实际意义, 因而被称为地层学的“共同语言”^[1].

显生宙以来阶的界线层型剖面点都是根据化石带定义的, 以首要标准类群(Leading Group)生物带首次出现(FAD)的位置作为界线的标准, 其他地层学方法和标志都是辅助性的. 理论上, 一个界线的层型剖面点一旦确定, 将成为全球对比的标准, 在一定时期内应具有稳定性和权威性^[2]. 然而, 实际上一些界线层型剖面点确定后不久就有异议, 而且争论大多集中在界线的定义上.

研究表明, 已经确定的界线层型剖面点中, 相当一部分选择在层序初始海泛面(FFS)之上第1个广泛分布的化石带底部. 这类界线层型剖面点确定后一般争议都比较小, 即使有争议也仅限于对层型剖面的代表性表示怀疑, 而不要求修改界线定义, 因而不会影响地质年代表的稳定性. 另一部分界线层型剖面点选择在层序的海进体系域(TST)中, 高于初始海泛面(FFS)至少一个生物带或生物亚带. 这类界线层型剖面点确定后争议都比较大, 人们对其合理性表示怀疑, 要求修改界线定义. 值得注意的是, 新提出的界线定义都低于已确定的GSSP定义而更趋近于界线所在层序的初始海泛面. 一些尚在酝酿中的界线层型剖面点的生物地层定义也是初始海泛面之上第1个广泛分布的化石带底部. 本文结合几个实例, 在探讨层序地层与生物地层之间内在联系的基础上, 论述层序初始海泛面在选择界线层型剖面点及年代地层界线识别与对比中的地位和作用.

1 几个界线层型剖面上生物地层与层序地层的关系

1.1 泥盆-石炭系界线

1979年国际地层委员会泥盆-石炭系界线工作组推荐以牙形石 *Siphonodella praesulcata* 演

<https://engine.scichina.com/doi/10.1360/csb1999-44-18-2008>

化系列内 *S. sulcata* 的首次出现作为石炭系开始的标志. 1989 年国际地层委员会确定法国 La Serre 剖面为泥盆-石炭系全球界线正层型剖面, 中国南边村剖面 and 德国 Hasselbachtal 剖面为全球界线副层型剖面. 界线正层型 La Serre 剖面上, 81~84 层是泥盆-石炭纪之交海退事件层 (图 1)^[3]. 这个海退事件层在全球可以进行对比, 并构成了一个 II 型层序的陆架边缘体系域 (SMST)^[4]. 标准类群 *S. sulcata* 带在正层型剖面上首次出现的位置高于其所在层序初始海泛面 (85 层底) 约 30 cm, 是初始海泛面之上第 1 个牙形石带. 在两个副层型剖面和其他剖面上 *S. sulcata* 带也都是其所在层序初始海泛面之上第 1 个牙形石带. 泥盆-石炭系界线层型剖面点确定之后, 虽然人们对法国 La Serre 剖面作为正层型剖面有一定异议, 但对界线的定义并无太大分歧. 显然这条界线的定义是比较理想的.

1.2 奥陶-志留系界线

1985 年国际地层委员会决定以苏格兰南部高地 Dob's Linn 剖面为全球奥陶-志留系界线层型剖面, 以笔石 *Parakidograptus acuminatus* 带的首次出现作为志留系开始的标志^[1,5]. 许多学者对于这个决定一直持有异议. Berry^[6] 和 Lesperance 等人^[7] 指出, 奥陶-志留系界线全球层型剖面点选择与批准的整个过程与结果都是不成熟的, 应在适当的时候对其重新评价, 并认为奥陶-志留系界线应置于笔石 *Glyptograptus persculptus* 带之底或与其相当的层位. 拥有得天独厚地质条件的中国学者更不赞成这个定义, 多年来始终坚持以笔石 *G. persculptus* 带之底作为奥陶-志留系界线的生物标志^[8~14].

在中国扬子地台和苏格兰 Dob's Linn 及世界其他地区, 笔石 *P. acuminatus* 带首次出现的位置位于一套单一岩相的灰黑色笔石页岩中^[5~7, 10~12, 15], 相当于奥陶-志留系之交 II 型三级层序的海进体系域 (TST) 下部^[16, 17], 没有明显的物理标志.

研究表明, *Climacograptus extraordinarius* (= *Diplograptus bohemicus*) 带顶部, 即 *G. persculptus* 带底部, 对应着与冈瓦纳冰川事件密切相关的奥陶-志留纪之交多幕式集群绝灭事件的最后一幕^[5~7, 10~14, 18~24]. 从 *G. persculptus* 带底部开始, 在全球范围内普遍出现了一批新的重要

图 1 法国 La Serre 泥盆-石炭系全球界线正层型剖面上生物地层与层序地层的关系
地层柱和化石带及海平面变化曲线据文献[3]修改,
层序地层据文献[4]综合

的笔石属种,特别是在华南等地的一些剖面上,*G. persculptus* 带所代表的新动物群中已经开始含有一些原始的单笔石类分子. 这无疑代表笔石动物群一次重要的辐射演化事件,标志着笔石动物群进入了一个新的发展阶段^[6, 7, 9~14, 19~21]. 另外,在这一层位上还存在着全球性的氧碳同位素等地球化学异常事件的证据^[13, 14, 22~24]. 由此可见,*G. persculptus* 带底部生物群及沉积环境都发生了剧烈变化,代表地球历史演化重大阶段的自然分界点,无疑具有重要的地层学意义^[6~14, 16~24].

在 Dob's Linn 剖面上^[5, 6, 15], Hartfell Shales 段的顶部为含 *Climacograptus extraordinarius* 的加积型块状灰白色钙质泥岩,上覆的 Birkhill Shales 段黑色泥页岩中夹有厚度向上变薄的微层至薄层状灰白色泥岩及变斑脱岩,呈现出典型的退积型沉积特征. 这两段地层之间存在一个明显的地层沉积结构转换面,代表一个相对海平面迅速上升,可容纳空间迅速增大的海侵事件. *G. persculptus* 带首次出现于 Birkhill Shales 段的近底部,是这一地层结构转换面之上即海侵事件发生后出现的第一个笔石带,*P. acuminatus* 带则为其上第 2 个笔石带(图 2).

在上扬子地台东南缘,与 Dob's Linn 剖面 Hartfell Shales 段和 Birkhill Shales 段之间地层结构转换面对应的是五峰组观音桥层与龙马溪组之间的界面,后者是该地区志留系最底部 ③型三级层序的初始海泛面(FFS),代表奥陶志留纪之交的冰融型全球性海侵事件,*G. persculptus* 带是这个初始海泛面之上的第 1 个笔石带^[16, 17]. 在世界其他地区的典型剖面上,*G. persculptus* 带首次出现的位置和初始海泛面之间的关

图 2 英格兰南部高地 Dob's Linn 奥陶-志留系全球界线层型剖面上生物地层与层序地层的关系
地层柱及生物带据文献^[5, 6, 15]略修改,层序地层及海平面变化曲线由可容纳空间变化曲线及文献^[16, 17]综合

系与在扬子地台东南缘和 Dob's Linn 的特征完全一致^[5].

显然, 奥陶-志留纪之交重大的生物群演化事件与这一时期形成的 ③型三级层序的底界面及初始海泛面相对应的冰成型海退-海进事件对 (regression-transgression couplet) 紧密相关^[16, 17]. 在这一事件对中, 海退时浅水相区比深水相区的生态环境遭受破坏较早, 海进时浅水相区比深水相区的生态环境恢复稍晚. 因此与海平面变化直接相关的集群绝灭事件之后, 深水相区营漂浮或游泳方式生活的动物群一般会率先复苏, 其他类别, 特别是底栖生物的复苏则会稍微滞后. 可能正是这一原因, 使得笔石 *G. persculptus* 带在晚奥陶世集群绝灭之后早于牙形石等^[21] 其他门类出现, 成为奥陶-志留系之交 ③型三级层序初始海泛面之上在全球范围内广泛分布的首要标志类群的第 1 个化石带.

综上所述, 笔石 *G. persculptus* 带是全球范围内奥陶-志留系界线处 ③型三级层序初始海泛面 (FFS) 之上第 1 个广泛分布的化石带, 在其底部有机界和无机界都发生了重大变化^[6-14, 16-24], 具有明显的物理标志, 是代表地球演化历史重大阶段的自然界线. 笔石 *P. acuminatus* 带首次出现的位置在世界各地均位于这一 ③型三级层序的海进体系域 (TST) 内部, 其底界的物理标志不明显. 虽然 *P. acuminatus* 带的底部也代表一次生物辐射事件^[5-7, 10-12], 但与 *G. persculptus* 带底部相比, 只能算做一个次级辐射事件, 并不代表重大的生物演化阶段或其他地质过程的自然分界. 因此, *P. acuminatus* 带首次出现位置的地层学意义远不如 *G. persculptus* 带底部.

1.3 中-上泥盆统界线

1982 年泥盆系分会通过以下 *Polygnathus asymmetricus* 带的底界作为上泥盆统或弗拉斯阶的底界. 界线层型剖面为法国 Col du Poëch de la Squée 剖面 E (图 3)^[25]. 下 *P. asymmetricus* 带底界的定义是以牙形石 *Ancyrodella rotundiloba* (Bryant) 首次出现为准的. 中国和国外的研究都表明这条生物地层界线不是首要标准类群所在层序初始海泛面 (FFS) 之上第 1 个牙形石带的底界, 而高于初始海泛面, 位于海进体系域 (TST) 内. 中-上泥盆统界线层型剖面点确定之后争论很大, 普遍要求修改界线定义. Ziegler 等人^[26] 提出的弗拉斯阶新的牙形石分带已经不再使用 *P. asymmetricus* 带. 他们的定义规定弗拉斯阶的底界在 *Mesotaxis falsiovalis* 带中间, 比下 *P. asymmetricus* 带低一些. *M. falsiovalis* 带的底界相当于最下 *P. asymmetricus* 带底界. 这个界线是一个全球性的海进面^[27], 相当于层序

图 3 法国 Col du Poëch de la Squée 中-上泥盆统全球界线层型剖面上生物地层与层序地层的关系

地层柱及化石带据文献[29]修改

的初始海泛面. 王成源^[28]认为今后可能要修改上泥盆统底界的定义, 应以 *Mesotaxis* 或 *Palmitolepis* 为准. 可以肯定, 下 *P. asymmetricus* 带底界不如 *M. falsiovalis* 带底界或最下 *P. asymmetricus* 带底界生物群的变化明显. 另外, 把阶甚至统的界线置于一个生物带内部也不一定是最好的选择. 从层序地层和地球演化自然节律的观点来看, 作为上泥盆统或弗拉斯阶底界的标志, *M. falsiovalis* 带底界或最下 *P. asymmetricus* 带底界确实优于下 *P. asymmetricus* 带底界. 在层型 Col du Poëch de la Squue 剖面 E 上, 最下 *P. asymmetricus* 带底界位于第 37 层之底部. 尽管这个剖面由典型的浮游相灰岩组成, 产大量菊石和牙形石, 岩相相当单调, 但第 37 层与其下地层之间仍然存在一个明显的物理界面^[29]. 从剖面资料分析这个物理界面可能代表初始海泛面. 而下 *P. asymmetricus* 带底界(42a' 层之底)附近的物理界面不明显.

2 讨论

2.1 选择全球界线层型剖面点的重要参考标准

《国际地层指南》^[30]指出, 阶的界线层型必须选择在连续沉积(最好海相)的序列之内, 而且其顶底界的界线层型应当和作为等时面、能易于识别和长距离追索的生物带这样的明显标志面在一起. Hedberg^[30]一方面认为“最坏的可能界线就是一个不整合; 因为它不但不代表时间上一明显点, 而且倾向于侧向延伸年龄改变.” 同时又指出: “如果地球历史演化重大的自然变化(‘自然间断’)能与连续沉积序列中特殊的点一致的话, 这些点就可以构成合乎需要的阶的界线层型点”. 《国际地层指南》修订版^[31]重申了相同的观点. 当地层界线的定义没有能够很好地反映生物发展的阶段性这一“地球历史演化重大的自然变化”, 其生物学标志不明显时, 便会引起对界线定义的争议. 上述的奥陶-志留系界线和中-上泥盆统界线层型剖面点就是这样的实例.

近年来的研究表明, 层序的关键界面、海平面变化与生物群演替之间存在着必然联系^[32~34]. 一般来说, 层序界面(SB)上常常表现为生物的集群绝灭或急剧衰退, 初始海泛面(FFS)上通常表现为生物爆发式演化或重要的辐射演化, 最大海泛面(MFS)既不是一个生物集群绝灭面也不是一个生物爆发面, 甚至不是一个重要的生物辐射面. 在最大海泛面上通常仅会发生一些次级生物辐射演化事件. 低位体系域(LST)或陆架边缘体系域(SMST)形成阶段, 生物稀少, 分布范围小, 而且大多都是前一个层序时期的残余分子; 海进体系域(TST)形成阶段, 生物逐渐繁盛, 分布范围不断扩大, 但一般没有重大演化事件发生; 早期高位体系域(EHST)形成阶段, 生物依然保持繁盛; 至晚期高位体系域(LHST)形成阶段, 生物逐渐衰退, 分布范围不断缩小. 由此可见, 层序界面(SB)和初始海泛面(FFS)是一个沉积层序中由海平面变化直接导致生物群变化的两个最为明显的界面, 无疑应属于“地球历史演化重大的自然变化”的标志界面.

浅海沉积相区往往缺失低位体系域(LST)或陆架边缘体系域(SMST), 层序界面通常表现为不整合面, 显然不符合全球界线层型剖面点的标准. 在沉积连续的相区, 层序界面(SB)虽然表现为一个整合界面, 但其物理标志一般不明显, 可识别性较差. 更因为层序界面上没有重要的新生生物群生成, 所以不能用于定义界线层型剖面点.

把界线层型剖面点选择在海进体系域(TST)内较好地避开了浅海相区的不整合面. 但在海进体系域(TST)形成阶段, 沉积环境逐渐变化, 生物演化相对缓慢, 一般无重大辐射演化和爆发式演化事件发生, 生物演化的阶段性不明显. 选择这样背景下的化石带底界作为界线层

型剖面点的标志,其可识别性和可操作性都会受到削弱,势必引起较大争议.

和层序界面相比,初始海泛面更符合 Hedberg^[30], Bassett^[1] 和 Cowie^[2] 提出的确定界线层型剖面点的标准. 首先,在地层连续沉积区,初始海泛面(FFS)上下的地层沉积序列在结构上虽然发生了显著的变化,有明显的物理标志,但地层沉积过程仍然是连续的;其次,初始海泛面的形成过程具有“瞬时性”. 由于低海平面阶段的夷平作用等,海平面的迅速升高使得陆架坡折带以上地区很快遭受海浸,初始海泛面的形成过程通常是非常短暂的. 另外,初始海泛面上生物的重要辐射演化或爆发式演化事件是生物演化自然阶段的分界标志. 因此,以层序初始海泛面之上第1个广泛分布的化石带底界定义界线层型剖面点,争议一般不大. 前述泥盆-石炭系界线层型剖面点就是这样的实例.

需要指出的是,一些界线层型剖面点看起来似乎选择在层序界面上,其实这只是一种假象. 因为浅海相区不整合式的层序界面对应着连续沉积相区同一层序的两个关键界面——层序界面和初始海泛面,是后两者的叠和体(superposition). 这种界线层型剖面点的定义实际上对应的是层序的初始海泛面而不是层序界面. 这种情况下的界线层型剖面点实际上仍然选在层序的初始海泛面上.

综上所述,层序的初始海泛面应是选择全球界线层型剖面点的一个重要参考标准,界线层型剖面点的生物地层学定义应选择在初始海泛面之上第1个广泛分布的化石带底界. 这样既满足了《国际地层指南》对界线层型剖面点的要求,又可以最大限度地维护地质年代表的稳定性,还大大提高了年代地层界线标准的可识别性,有利于全球精确对比. 从这种观点来看,奥陶-志留系界线应以 *G. persculptus* 带的底界作为标准(图2),中-上泥盆统的界线应以 *M. falsiovalis* 带的底界或最下 *P. asymmetricus* 带底界作为标准(图3).

牙形石 *Hindeodus parvus* 首次出现事件或 *H. parvus* 带底界已被选定为全球二叠-三叠系界线划分标准. 华南二叠-三叠系之交三级层序界面是一个 $\oplus$ 型界面^[35]. 浙江长兴煤山剖面(图4)是国际二叠-三叠系界线层型候选剖面之一^[36]. 在这个剖面上,下三叠统第1个层序由长兴阶顶部(第24e~27b层,厚约30 cm)和 Griesbachian 阶构成. 二叠-三叠系生物地层-年代地层界线稍高于这个 $\oplus$ 型层序的初始海泛面. 陆架边缘体系域(SMST)所含的生物群是衰退了的长兴期生物群,均为典型的二叠纪动物群,而含 *H. parvus* 的三叠纪生物群则是从海进体系域(TST)开始出现的^[35]. *H. parvus* 带是初始海泛面之上第1个广泛分布的牙形石带,其底界仅比初始海泛面高8 cm. 从层序地层学的观点来看,以 *H. parvus* 带底界作为二叠-三叠系界线的定义是非常理想的. 可以相信,以 *H. parvus* 带首现为标志的二叠-三叠系界线一旦确立,对界线定义本身不会有大的争议.

2.2 识别和对比年代地层界线的重要参考标志

目前仅在个别剖面上发现定义年代地层界线的首要标准类群首次出现的位置与层序的初始海泛面完全一致. 大量的情况是首要标准类群首次出现的位置常不同程度的高于其所在层序的初始海泛面.

在泥盆-石炭系全球界线正层型法国 La Serre 剖面上,牙形石 *S. sulcata* 带首次出现的位置高于层序初始海泛面(即85层底)约30 cm^[3](图1),在副层型中国南边村剖面^[37]和德国 Hasselbachtal 剖面^[38]上, *S. sulcata* 带首次出现的位置分别高于初始海泛面约12和1~2 cm. 在贵州长顺睦化剖面^[39]和大坡上剖面^[40], *S. sulcata* 带首次出现的位置分别高于初始海泛面

约 18 cm 和 36 cm.

在奥陶-志留系全球界线层型英国 Dob's Linn 剖面上, 笔石 *G. persculptus* 带首次出现的位置高于与层序初始海泛面^[17]相当的地层结构转换面约 90 cm^[5, 7, 15] (图 2). 在中国宜昌黄花场等地, *G. persculptus* 带首次出现的位置一般仅高于初始海泛面^[17] 1~2 cm, 最大不超过 10 cm^[10, 12].

二叠-三叠系界线的几个候选层型剖面上, *H. parvus* 带首次出现的位置均高于层序初始海泛面. *H. parvus* 带的底界在浙江长兴煤山剖面上高于初始海泛面 8 cm^[36] (图 4), 在四川广元上寺剖面上高于初始海泛面 40 cm^[41], 在克什米尔 Guryul 谷剖面上高于初始海泛面约 600 cm^[42].

图 4 浙江长兴煤山二叠-三叠系界线层型候选剖面上生物地层与层序地层的关系

据文献[35, 36]综合

从初始海泛面到首要标准类群首次出现这一段地层中没有标准类群化石出现, 至少有下列几种可能的原因: (1) 当时标准类群的生物物种没有形成, 即标准类群物种的形成相对于初始海泛面稍微滞后; (2) 标准类群的生物物种已经形成, 但没有迁移到此地; (3) 标准类群的生物物种已经形成也已经迁移到此地, 但由于各种原因而没有形成化石; (4) 标准类群的生物物种已经形成也已经迁移到此地, 并已经形成化石, 但由于研究程度所限还没有找到它出现的最低层位. 遗憾的是地层学家和古生物学家目前还无法确定究竟是哪种原因造成标准类群首次出现的位置和初始海泛面位置的差异, 因而一般也难于确定标准类群化石带的最低层位究竟在何处. 同时, 由于测年技术等方面的限制, 尚不能精确地估算各剖面上的沉积速率, 因此, 目前还很难确定标准类群在哪个剖面上出现最早.

研究表明, 不论受到上述何种因素的影响, 定义全球界线层型剖面点标准类群首次出现的位置均不低于其所在层序的初始海泛面, 即初始海泛面是标准类群分布的最低界线, 可以

把初始海泛面看成是定义全球界线层型剖面点标准类群首次出现的最低位置. 理论上, 在地层连续地区同一层序初始海泛面是全球等时的, 初始海泛面又有明显的生物标志和物理标志, 因此可以作为识别和对比年代地层界线的重要参考标志.

3 结论

由全球性海平面迅速上升形成的、可以在全球范围内进行良好对比的一些三级层序初始海泛面往往是一个全球性的生物辐射或爆发演化事件面, 代表着生物演化新阶段的开始, 具有重要的地层学意义. 因此, 初始海泛面应当作为选择全球界线层型剖面点的一个重要参考标准, 界线层型剖面点应选择在层序初始海泛面之上第1个广泛分布的化石带底界. 这样可以弥补用单一生物地层学方法确定界线层型剖面点的不足, 并消除由此而产生的争议. 由于定义界线层型剖面点的首要标准类群化石带的底界不会低于初始海泛面, 同一层序初始海泛面在理论上是全球等时的, 初始海泛面又具有明显的生物标志和物理标志, 在地层划分和对比上具有良好的可操作性, 因此初始海泛面也可以作为识别和对比年代地层界线的重要参考标志.

致谢 本文是在王鸿祯院士的鼓励和指导下完成的, 在此表示衷心的感谢! 本工作为国家“九五”攀登计划专项“SSER”、国家自然科学基金(批准号: 49802002)和国土资源部重大项目“Pangea”联合资助项目

参 考 文 献

- 1 Bassett M G. Towards a “common language” in stratigraphy. *Episodes*, 1985, 8(2): 87~ 92
- 2 Cowie J W. Guidelines for Boundary Stratotypes. *Episodes*, 1986, 9(2): 78~ 82
- 3 Flajs Gerd, Feist Raimund. Index conodonts, trilobites and environment of the Devonian-Carboniferous Boundary beds at La Serre (Montagne Noire, France). *Cour Forsch Inst Senckenberg*, 1988, 100: 53~ 107
- 4 Wang Xunlian, Li Shilong, Wang Yue. Upper Devonian and Lower Carboniferous sequence stratigraphy of South China. *Journal of China University of Geosciences*, 1996, 7(1): 87~ 94
- 5 Cocks L R M, Richards R B, eds. A global analysis of the Ordovician-Silurian boundary, *Bull Brit Mus. Nat Hist(Geol)*, 1988, 43: 1~ 394
- 6 Berry W B N. The Ordovician-Silurian boundary: new data, new concerns. *Lethaia*, 1987, 20(3): 209~ 216
- 7 Lesperance P J, Barnes C R, Berry W B N, et al. The Ordovician-Silurian boundary stratotype: consequences of its approval by the IUGS. *Lethaia*, 1987, 20(3): 217~ 222
- 8 戎嘉余. 中国的赫南特贝动物群(*Hirnantia* fauna)并论奥陶-志留系的分界, *地层学杂志*, 1979, 3(1): 1~ 29
- 9 穆恩之, 戎嘉余, 论国际奥陶-志留系的分界, *地层学杂志*, 1983, 7(2): 81~ 91
- 10 Mu Enzhi, eds. *Stratigraphy and Paleontology of Systemic Boundaries in China: Ordovician-Silurian Boundary, Part 1*. Hefei: Anhui Science and Technology Publishing House, 1984. 517
- 11 汪啸风, 曾庆奎, 周天梅, 等. 中国长江三峡东部地区奥陶系与志留系界线的生物地层. *中国科学, B辑*, 1983, 12(3): 1123~ 1132
- 12 汪啸风, 倪世钊, 曾庆奎, 等. 长江三峡地区生物地层学(2)早古生代分册. 北京:地质出版社, 1987. 1~ 714
- 13 汪啸风, 柴之芳. 奥陶系与志留系界线处生物灭绝事件及其与铍和碳氧同位素异常的关系. *地质学报*, 1989, 60(3): 283~ 290
- 14 李积金, 王 琨, Chatterton D B E. 中国扬子海盆奥陶纪末期生物集群绝灭事件. *地层学杂志*, 1993, 17(4): 292~ 301
- 15 Willams S H. The Ordovician - Silurian boundary graptolite fauna of Dob's Linn, southern Scotland. *Palaeontology*, 1983, 26(3): 605~ 639
- 16 苏文博, 陈建强, 李志明, 等. 上扬子地台奥陶纪层序地层研究与奥陶系亚系划分. *地球科学*, 1997, 7(4): 377~ 381
- 17 苏文博. 海平面变化全球可比性的可靠实例——上扬子地台东南缘奥陶系层序地层研究. *沉积学报*, 1999(印刷中)
- 18 陈 旭, 戎嘉余. 集群灭绝的基本概念及奥陶纪晚期的实例剖析. 见: 戎嘉余, 方宗杰, 吴同甲主编. *理论古生物学文集*. 南京: 南京大学出版社, 1990. 91~ 120

- 19 Ye Shaohua. New material of the earliest monograptids from Sichuan, SW China. In: Chen Xu, Erdtmann B D, Ni Yunan, eds. Graptolite Research Today. Nanjing: Nanjing University Press, 1994. 251~ 255
- 20 Chen Xu, Zhang Yuandong. The Late Ordovician graptolite extinction in China, Modern Geology, 1995, 20(1): 1~ 10
- 21 Armstrong H A. High-resolution biostratigraphy (conodonts and graptolites) of the Upper Ordovician and Lower Silurian Evaluation of the Late Ordovician mass extinction. Modern Geology, 1995, 20(1): 41~ 68
- 22 Wang K, Orth C J, Attrep Jr, M, et al. The great latest Ordovician extinction on the South China Plate: Chemostratigraphic studies of the Ordovician-Silurian boundary interval on the Yangtze Platform. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1993, 104: 61~ 79
- 23 Brenchley P J, Marshall J D, Carden G A F, et al. Bathymetric and isotopic evidence for a short-lived Late Ordovician glaciation in a greenhouse period. Geology, 1994, 22: 295~ 298
- 24 Kump L R, Gibbs M T, Arthur M A, et al. Hirnantian glaciation and the carbon cycle. In: eds. Ordovician Odyssey, Short papers for the 7th International Symposium on the Ordovician System, SEPM Pacific Section. Fullerton, California, USA. 1995, 299~ 302
- 25 Klapper Gilbert, Feist Raimund, House Michael R. Decision on the Boundary Stratotype for the Middle/Upper Devonian Series Boundary, Episodes, 1987, 10(2): 97~ 101
- 26 Ziegler W, Sandberg C. The Late Devonian Standard Conodont Zonation. Cour Forsch Inst Senckenberg. 1990, 121: 1~ 115
- 27 Walliser O H. Global Events in the Devonian and Carboniferous, In: Walliser O H, ed. Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic. New York: Springer, 1996. 225~ 250
- 28 王成源. 泥盆系全球界线层型剖面点(GSSP). 地层学杂志, 1994, 18(1): 69~ 77
- 29 Feist Raimund, Klapper Gilbert. Stratigraphy and conodonts in pelagic sequences across the Middle-Upper Devonian Boundary, Montagne Noire, France, Palaeontographica, Abteilung A, Band 188, no 1-3, 1985, 1~ 18
- 30 Hedberg H D, ed. International Stratigraphic Guide —A Guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure, A Wiley-Interscience Publication. New York, London, Sydney, Toronto: John Wiley and Sons, 1976. 1~ 200
- 31 Salvador A, ed. International Stratigraphic Guide —A Guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure, second edition. IUGS & Geol Soc Amer Inc, 1994. 1~ 214
- 32 Yin Hongfu, Tong Jinnan. Relationship between sequence stratigraphical boundary and chronostratigraphic boundary. Chinese Science Bulletin, 1995, 40(16): 1357~ 1362
- 33 Holland S M. The stratigraphic distribution of fossils. Palaeontology, 1995, 21(1): 92~ 109
- 34 王训练. 露头层序地层学研究的几个基本理论问题. 中国科学, D辑, 1999, 29(1): 22~ 30
- 35 张克信, 童金南, 殷鸿福, 等. 浙江长兴二叠系-三叠系界线剖面层序地层研究. 地质学报, 1996, 70(3): 270~ 281
- 36 Yin Hongfu, Wu Shunbao, Ding Meihua, et al. The Meishan section, candidate of the Global Stratotype section and point of Permian-Triassic Boundary. In: Yin Hongfu, ed. The Palaeozoic-Mesozoic Boundary, Candidates of global stratotype section and point of the Permian-Triassic Boundary. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1996. 31~ 48
- 37 Yu Changmin, ed. Devonian-Carboniferous Boundary in Nanbiancun, Guilin, China —Aspects and Records. Beijing: Science Press, 1988. 1~ 379
- 38 Berker T, Bless M J M, Brauckmann C, et al. Hasselbachtal, the section best displaying the Devonian-Carboniferous boundary beds in the Rhenish Massif (Rheinisches Schiefergebirge). Cour Forsch -Inst Senckenberg. 1984, 67: 181~ 191
- 39 侯鸿飞, 季强, 吴祥和, 等. 贵州陆化泥盆-石炭系界线. 北京: 地质出版社, 1985. 1~ 226
- 40 Ji Q, Wei J Y, Wang Z J, et al. The Dapoushang section, an excellent section for the Devonian-Carboniferous Boundary stratotype in China. Beijing: Science Press, 1989. 1~ 165
- 41 Lai Xulong, Yang Fengqing, Hallam A, et al. The Shangsi section, candidate of the Global Stratotype section and point of the Permian-Triassic Boundary. In: Yin Hongfu, ed. The Palaeozoic-Mesozoic Boundary, Candidates of global stratotype section and point of the Permian-Triassic Boundary. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1996, 113~ 124
- 42 Kapoor H M. The Guryal Ravine section, candidate of the Global Stratotype section and point of the Permian-Triassic boundary. In: Yin Hongfu, ed. The Palaeozoic-Mesozoic Boundary, Candidates of global stratotype section and point of the Permian-Triassic Boundary. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1996. 99~ 110

(1999-02-22 收稿, 1999-05-24 收修改稿)