

三江地区北部三叠纪深水沉积及其意义*

彭勇民

(中国矿业大学, 徐州 221008)

汪名杰 姚鹏

(成都地质矿产研究所, 成都 610082)

主题词 深水沉积 碎屑流 浊流 三江地区

提要 位于西藏东部的三江地区北部累计厚度达10000余米的三叠系以海相沉积为主, 由碎屑岩、碳酸盐岩和火山岩的一种或两种占优势的组分构成。其以陆源、内源及火山源碎屑流与浊流形成的深水沉积为特色, 并分别堆积在不同背景的江达弧内盆地和生达弧后区的沉积盆地中。研究表明这些深水沉积应是活跃的构造作用的响应, 对认识三江地区的构造活动具有指示意义。

研究区位于西藏东部的三江地区北段(图1)。图1展示出岛弧与弧后盆地格局^[1~5], 江达岛弧与生达弧后盆地是典型代表之一。该区自东向西依次展布着金沙江结合带、江达-阿中岛弧带、生达弧后盆地和昌都微陆块等构造单元。江达弧内盆地堆积的海相中、上三叠统由老到新分别为中三叠世的色容寺组(T_{2s})、瓦拉寺组(T_{2w})和晚三叠世早期的东独组(T_{3dd})、公也弄组(T_{3g})、洞卡组(T_{3dk})。阿中地区的上三叠统下部为金古组(T_{3jn})与哇曲组(T_{3w}), 前者是江达地区东独组和公也弄组的同期异相沉积, 后者可与江达地区的洞卡组(T_{3dk})相对比。发生在中晚三叠世之间的角度不整合或平行不整合代表了金沙江古大洋向西俯冲过程中的一次重要构造事件^[1~2]。生达弧后盆地主要被晚三叠世海相地层所

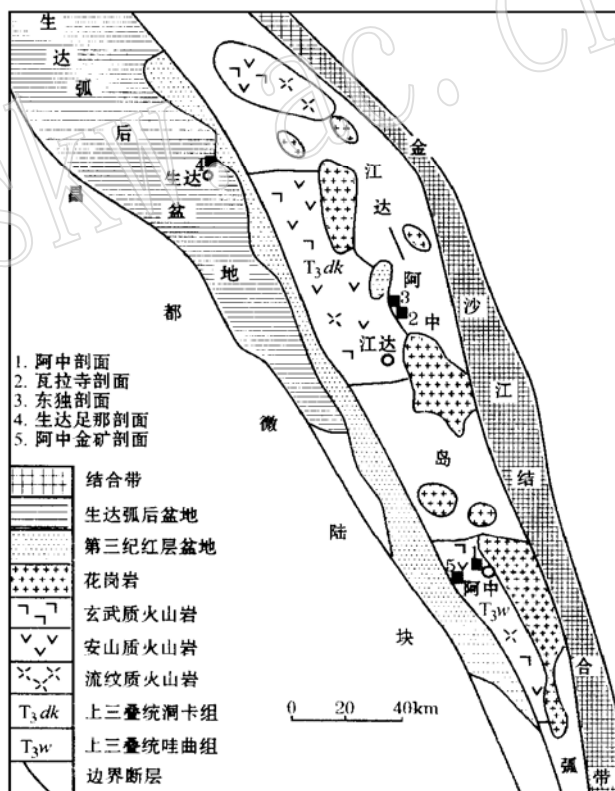


图1 昌都地区构造单元图

Fig. 1 Tectonic units of Changdu area

* 受国家科技攻关项目(97924010103)与国土资源部“九五”攻关项目(950200101)联合资助。

第一作者简介 彭勇民, 男, 1965年生, 副研究员, 博士, 主要从事青藏高原沉积学、盆地分析与火山岩石学工作。
收稿日期 1999-11-16, 改回日期 2000-07-17

占据,上三叠统不整合覆盖于下伏的不同时代地层上,并由巨厚的碎屑岩夹碳酸盐岩和火山岩组成。晚三叠世的弧后拉张及其相伴的深水重力流沉积,与江达-阿中岛弧的高峰期弧火山活动相呼应。

本文旨在通过典型的江达和生达盆地的研究,阐明三叠纪的各类深水沉积的特点,探讨其成因意义。

1 江达弧内盆地的深水沉积

江达弧内盆地东邻金沙江结合带,西接弧后区,堆积着万余米厚的、以海相为主的三叠纪火山-沉积物质,其以巨厚浊积岩、碎屑流沉积与频繁火山活动形成的钙碱性火山岩为特征。它们主要沉积在岛弧翼部或岛弧之间的凹地。构成清晰的岛-海古地理格局^[6,7]。该盆地经历了6个阶段的演化过程,分别为奥伦期的初始浅水陆架沉积阶段(具岛-海格架的雏形)、印度期的碳酸盐台地形成阶段、中三叠世的火山-陆源海底扇发育阶段、晚三叠世卡尼期的火山-陆源碎屑陆架推进阶段(具清晰的岛-海格架)、诺利早期与晚期的碳酸盐缓坡阶段与三角洲推进阶段。侏罗纪以后,进入前陆盆地磨拉石堆积。而深水重力流沉积发育在第二至第四阶段,下面仅以斜坡相碎屑流沉积、浊积扇沉积、深水碳酸盐岩沉积和深水火山碎屑浊积扇沉积为例说明之。

1.1 斜坡相碎屑流沉积

深水陆源碎屑流沉积可以岛弧区的阿中剖面为例加以说明(图2)。碎屑流沉积位于上三叠统金古组下部,由厚仅4m的滑塌泥质角砾岩组成。角砾成分为产植物碎片的浅水成因粉砂岩与细砂岩,大者230cm×90cm,小者15~8cm²,一般为90cm×25cm,形状呈S型透镜状、新月状与梭子状,圆滑而具塑性变形。角砾呈定向排列,测得长轴方向为260~295°,指示斜坡向西倾斜。岩石具明显的杂基支撑结构,角砾呈漂浮状填集在碳化程度较高的灰色泥岩中。这套块状的泥质角砾岩层与上覆的厚层状岩屑砂岩和下伏的黑色页岩为平整接触关系,未见明显的冲刷、侵蚀构造。上述特征说明角砾岩层是由浅水成因的砂岩在未固结至半固结状态下沿斜坡滑移与被拉断,后者再与泥质一起顺坡而下,最终堆积在斜坡环境。

1.2 浊积扇沉积

浊积扇沉积可以岛弧带江达地区中三叠统瓦拉寺组为例来说明(图3)。浊积扇沉积占据该组的下、中部以及上部的大部分。内扇水道高密度流形成的块状砾岩、含砾杂砂岩、岩屑砂岩与粉砂质泥岩、泥岩,构成向上变薄变细的序列。天然堤为低密度薄层细、粉砂岩与泥质岩的互层。水道中的层内截切面较发育,滑塌滑移现象可见。中扇由高密度或低密度

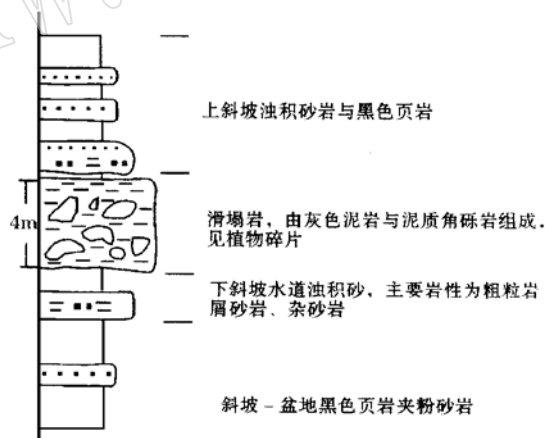


图2 阿中岛弧金古组碎屑流沉积

Fig. 2 Debris flow sediments from Jingu Formation in A'zhong island arc

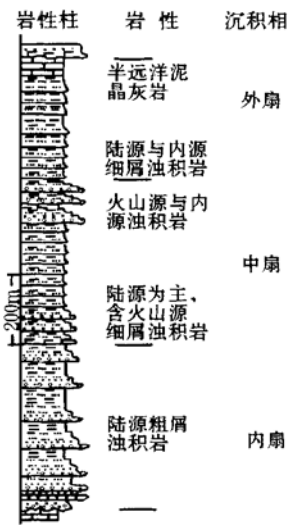


图3 江达瓦拉寺组浊积扇
Fig. 3 Turbidity fan of
Walasi Formation in Jomda

浊流的薄-厚层状的细-粉砂级杂砂岩、泥质岩与凝灰质泥岩组成,偶夹安山岩或安山质凝灰岩等;浊积砂体构成向上变薄变细或向上变厚变粗序列。外扇为低密度流的中薄层粉砂岩、黑色含放射虫硅质泥(页)岩与粉砂质泥岩、泥岩、泥灰岩、泥晶灰岩与硅质岩等。剖面上所见的浊积岩层序纵向上表现为向上变厚变粗的进积型与向上变薄变细的退积型,横向上自东而西从瓦拉寺到江达,表现出粒度由粗粒的近源浊流到细粒远源浊流沉积的特征。浊流砂体常见鲍马 cde、de ace 与 abde 序列组合,完整的鲍马序列也可见到。一般地, a 段为具粒序层的砾岩、含砾杂砂岩,与下伏层呈冲刷接触,厚 5~150 cm; b 段为平行纹层段的凝灰质岩屑砂岩、杂砂岩,厚 0.1~8 cm; c 段为具交错纹层、沙纹层理的粉-细砂岩与粉砂质泥岩,常见包卷、滑移、泄水沟、注入充填、砂火山等变形构造,厚 0.1~2 cm; d 和 e 段分别由粉砂质泥岩与页岩、含放射虫硅质岩与泥晶灰岩等组成,厚 0.1~0.8 cm。

1.3 深水碳酸盐沉积

深水碳酸盐沉积可以江达的东独剖面为代表(图4),位于沉积柱的中、上部。下部属开阔台地相至台缘浅滩相沉积。中部为斜坡相疙瘩状灰岩、白云质微晶灰岩、泥质灰岩夹具水平层理、沙纹层理的岩屑石英砂岩,厚 210 m。疙瘩状灰岩中的瘤状体为各种浅水相的碎屑(如砂屑泥晶灰岩、生物碎屑泥晶灰岩、砾屑亮晶灰岩、泥晶灰岩等)与少量深水纹层泥晶灰岩和双壳碎片,胶结物为具菊石、双壳、海绵骨针等深水化石的灰泥,这些特征表明疙瘩状灰岩系碎屑流沉积物。而夹层的岩屑石英砂岩为浊流形成,具鲍马 cde 或 be 组合。上部为斜坡相厚层块状的疙瘩状灰岩、薄层微晶灰岩、白云质灰岩夹钙质页岩,厚 694 m。陆源石英砂、泥很少被浊流或其它重力流带入,反映了海平面的快速上升。顶部白云质灰岩与页岩多次出现,代表了高水位期间海平面的缓慢上升,以及斜坡从加积到进积的转变。该层序代表了碳酸盐生产率高、加积速度快的补偿型沉积斜坡模式。

1.4 深水火山碎屑浊积扇沉积

在阿中金矿哇曲组剖面上沉积相自下而上由火山浊积扇→斜坡相→陆架相转变为河流相。深水火山碎屑浊积扇沉积位于哇曲组的下部。从阿中金矿区实测剖面(图5)来看,构成浊积扇沉积的主要是浊流形成的各类型的流纹质火山碎屑岩,包括火山角砾岩、火山尘凝灰岩及含砾或不含砾的岩屑或晶屑或玻屑凝灰岩。砾级高密度流主要由火山角砾岩和少量粗粒或细粒含砾或不含砾的火山灰凝灰岩与粉砂级至泥级的火山尘凝灰岩组成;砂级高密度流以含有含砾或不含砾的火山灰凝灰岩及少量火山

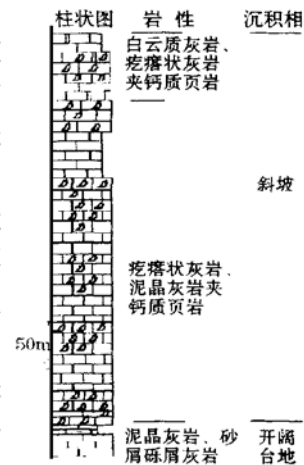


图4 东独碳酸盐斜坡层序
Fig. 4 Sequence of Dongdu
carbonate slope

尘凝灰岩为特征;低密度流以粉砂级至泥级的火山尘凝灰岩及少量的细粒级的火山灰凝灰岩为特征。

火山碎屑岩层中普遍发育的正粒序、底侵蚀、槽模与完整的鲍马序列,以及包卷层理、泄水沟与砂火山等同生变形构造,明显表明属浊流成因。根据相序和沉积特征,将研究区的浊积扇自下而上划分为外扇、中扇与内扇沉积(图5)。外扇为低密度浊流形成的中薄层细粒级火山灰凝灰岩与暗紫色火山尘凝灰岩,单层浊积砂体厚8~19 cm,具鲍马序列的组合;浊积泥即粉砂级-泥级火山尘凝灰岩厚2~8 cm;镜下粉砂级的长条形火山碎屑显示出微弱的定向组构;砂/泥比约2:1~1:1。这些砂体的序列向上变厚变粗与砂、泥之比较低,显示外扇沉积由无水道的片流形成。中扇由高、低密度浊流的中厚层状含砾与不含砾的粗粒级火山灰凝灰岩与火山尘凝灰岩不等厚互层组成,单层砂体厚20~70 cm,泥质岩层厚8~10 cm。含砾火山灰凝灰岩具典型的正粒序与底冲刷,侵蚀深度一般为2~5 cm,鲍马序列以abde ace或bde段组合为特征,砂/泥比值高达5:1以上,与不含砾的火山灰凝灰岩一起构成向上变薄变细的水道沉积。不含砾的火山灰凝灰岩底界平坦,不具明显的侵蚀;鲍马序列多以bde与cde组合为特征,一般地b段厚10~25 cm, c e段厚6~10 cm, d段厚5~7 cm, e段厚2~8 cm。除部分构成水道沉积外,多数形成向上变厚变粗的层序并具有较高的砂泥比(2:1)的沉积特点被解释为中扇叶状体堆积。在中扇还常见到包卷层理等。与其它海底扇一样,内扇水道与天然堤由厚层块状火山角砾岩、含砾与不含火山灰凝灰岩和少量中薄层更细粒的火山灰或火山尘凝灰岩组成,水道内沉积物系浊流的产物,砂体具向上变薄变细及高的砂/泥比(5:1~8:1)特征。水道沉积发育正粒序和较深的下蚀底界,具有特征的槽模构造与鲍马序列abcde bde或cde组合。测得古流向为275°,反映物源来自东侧的岛弧。天然堤由溢岸流形成的中薄层细砂级火山灰凝灰岩及粉砂级至泥级的火山尘凝灰岩组成,直接覆盖在水道沉积之上,但有些水道天然堤沉积很少或不发育(图5)。

总体上看,这是具有较为稳定的内扇水道的进积型海底扇,扇的纵向序列特征清楚,自下而上显示出序列变厚变粗和由外扇、中扇到内扇的完整性特点。

此外,在阿中金矿区剖面的浊积扇之上还见到一套斜坡相块状流纹质火山碎屑巨角砾岩,侧向上该层呈透镜体尖灭,推测属于重力崩塌堆积的火山碎屑流沉积。类似的现象见于浊积扇的剖面下部,矿体或金矿化层的强蚀变与未蚀变岩层为流纹质角砾岩,推测为火山碎屑流沉积。

2 生达弧后盆地的深水沉积

生达弧后盆地东靠江达岛弧,西邻昌都陆块克拉通,是一个以陆壳为基底的弧后盆

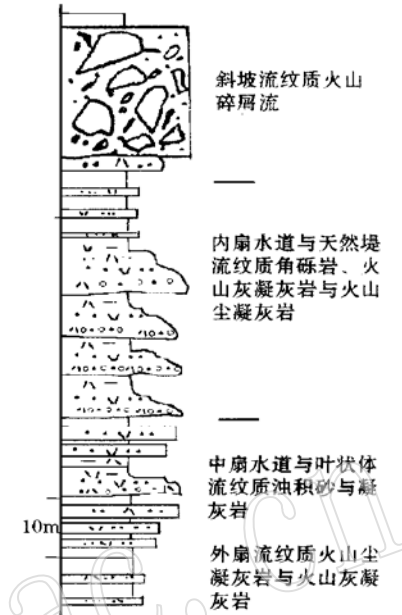


图5 阿中金矿区火山浊积扇

Fig. 5 Volcanic turbidity fan of A'zhong gold ore district

地^[8,9]。在盆地中央堆积着厚度大于5000 m的晚三叠世岩系,下部为深水相碎屑岩、碱性系列的玄武岩夹碳酸盐岩,上部为浅海相的碎屑岩与碳酸盐岩^[6]。自东向西由岛弧陆相-浅海相-弧后拉张处的陆源、内源与火山质浊积岩和深海底喷流岩等火山沉积到克拉通稳定浅海沉积,幕式的火山活动与多物源的浊积沉积表现得最为明显。它们构成一套典型的活边缘盆地沉积。晚三叠世以来,该盆地经历了5个演化阶段,依次为卡尼期的陆源浊积扇阶段→内源浊积扇阶段→陆源浊积扇阶段→碳酸盐台地阶段→诺利至瑞替期的碎屑陆架阶段。侏罗纪以后,一套典型的代表着温暖与干燥气候的紫红色砂、泥岩沉积假整合覆盖着全区,海水自北西退出,从而结束了弧后盆地的发展历史。而深水重力流沉积发育在第一至第四阶段中。这里仅以跌积型碳酸盐斜坡为例加以说明。

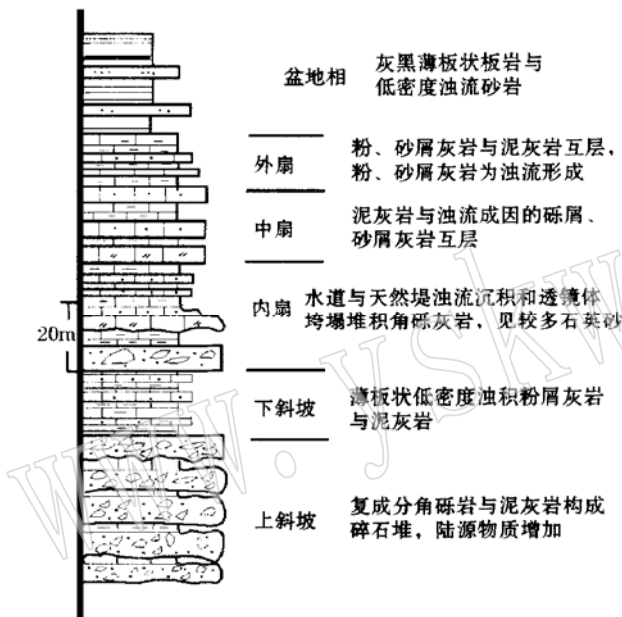


图6 生达足那跌积型斜坡沉积序列

Fig. 6 Sequence of sludge slope in Zuna, Sinda

积相类型,并叠置在先前的上斜坡相碎屑流沉积上。

3 意义

研究表明,这些深水沉积应是活跃的构造作用的响应。当金沙江古洋发生向西俯冲时,在它的西侧形成了江达岛弧和生达弧后盆地。在火山岛发育过程中,火山作用提供大量的火山碎屑物质和熔岩流。这些碎屑来自于陆上或水下,顺着斜坡搬运形成火山碎屑流与浊流沉积。多物源(陆源、内源与火山源)浊积扇尤其发育,纵向上相互叠置。一般混合源浊积岩反映邻区存在造山带^[4],这些例子在印度尼西亚岛弧-弧后盆地体系^[10]与日喀则弧前盆地^[11]中可以见到。在岛弧和弧后拉张处的火山作用都能产生大量的火山沉积物质并输送到弧后区,导致多物源碎屑流与浊流沉积的出现^[6],形成巨厚的深水沉积序列。这类例子见于会聚边缘的沉积层序中,例如日本海盆地^[12]、印度尼西亚岛-海格局与中国南海盆

该类型的斜坡见于弧后区的生达足那剖面上(图6)。该区发育着较好的斜坡内源浊积扇与上斜坡碳酸盐碎屑流、滑坡流和浊流沉积。角砾状灰岩与漂浮角砾灰岩具有典型碎屑流特征。滑坡灰岩的岩块多呈具塑性的透镜体状、雁行排列的石香肠状,或滚雪球状或梭形体状;角砾成分复杂,既有多种浅水相的灰岩块,又有深水斜坡薄板纹层灰岩块。填隙物为钙质灰泥,呈纹层状绕砾石而过,纹层没有被破坏或折断,灰泥中见海绵骨针、薄壳双壳与菊石等化石。角砾岩单层厚1.2~3.5 m,其上、下泥晶灰岩层均未变形。测得雁列式石香肠所代表的滑动方向为300~330°,暗示存在由岛弧向弧后区即自东向西方向的斜坡。浊积扇在本区也是最具特色的沉积

地^[10]。与深水沉积共生的岛弧钙碱性系列或弧后区碱性系列的火山熔岩也呈现出多旋回性,暗示着多期反复的火山活动过程。幕式的火山活动及其火山碎屑岩本身说明了构造活动的多期性。

三江地区三叠纪深水沉积产在岛弧与弧后盆地。它们在平面上呈北西或北北西向展布,并严格受主构造线的制约,因而陆源、内源及火山源碎屑流与浊流形成的深水物质无疑与断裂作用密切相关。江达岛弧区经常见到的再旋回糜棱岩碎屑是造山作用的结果^[4],这种碎屑的出现代表了弧区地层在仰冲过程中被抬升和破坏。类似的例子也见于日喀则弧前盆地,那儿的浊积扇水道砾岩中发现蛇绿质岩石的碎屑^[11]。荒户(1994)在日本海盆地的重力流沉积砂体中观察到不成熟的长石砂岩与石英长石杂砂岩,其物源均来自岛弧固结了的火山岩^[12]。上述例子说明了板块会聚边缘的强烈构造活动,会导致岛弧区的隆起,并发生风化与剥蚀,提供大量的物源。

在国外,深水重力流沉积的形成机制一直存在着争议。一般认为周期性的旋回沉积多半由海平面变化造成^[14,15],幕式的旋回沉积往往由构造、地震、火山、洪泛与冰川等突发性的事件所产生^[14,16]。即使如此,要彻底地将构造和海平面因素区别开来仍然是一件十分棘手的事情^[14-15]。但是,业已存在的有些思路和方法却值得借鉴,例如,Douglas(1981)指出各种类型重力流沉积的出现是活动边缘盆地沉积的重要特征,构造所起的作用是主导的^[16]。类似的现象在侏罗纪时发育弧-盆格局的新西兰 Boudy 海底水道^[17]、Havre^[18]和 Haurak^[19]弧后盆地也是如此。在东非裂谷与三叠纪-早白垩世的古大西洋裂谷,构造控制重力流或生物礁的形成也是明显的^[14,15,20],其中西班牙的比斯开湾侏罗纪碳酸盐斜坡的重力流是这方面的一个生动例子^[15]。此外,Calvet(1990)在详细地研究西班牙的 Catalan Badin 地区的三叠纪缓坡后,主张碳酸盐碎屑流与生物礁受构造及由此诱发的相对海平面上升所控制。他更进一步将该区的层序地层与 Haq 等(1987)所作的进行比较,发现两地的海平面曲线明显有差异,因而提出层序及其碎屑流沉积主要由构造形成^[20]。同样,在阿拉伯的阿曼裂谷盆地中,构造控制了不同类型的幕式重力流沉积^[21,22]。由此看来,在活动盆地中的重力流沉积多半由构造及其相对海平面变化所控制。

参 考 文 献

- 1 Pan Guitang. Cenozoic deformation and stress patterns in Eastern Tibet and western Sichun. *Geolwissenschaften*, 1996, 14 (7~8): 76~89.
- 2 Li Xingzhen, Pan Guitang. Geology and tectonics of Hengduan Mountains. In: 30th IGC field trip guide T116. Beijing: Geo. Pub. House, 1996.
- 3 Hsu K J, Pan Guitang, Sengor A M C. Tectonic evolution of the Tibetan Plateau: A working hypothesis based on the Archipelago model of orogenesis. *International Geo. Rev.*, 1995, 37: 473~508
- 4 罗建宁. 三江地区三叠纪沉积盆地类型及其地质特征. 成都地质矿产研究所所刊, 1991, 15: 1~32.
- 5 杜德勋, 罗建宁. 昌都地块沉积演化与古地理. 岩相古地理, 1997, 17(4): 1~17.
- 6 彭勇民, 潘桂棠, 罗建宁. 三江北段生达残留弧后盆地晚三叠世层序地层与演化. 地球学报, 1999, 20(3): 318~324.
- 7 罗建宁, 彭勇民. 东特提斯板块会聚边缘与岛弧造山作用. 见: 国家计委国土司, 地矿部科技司编. 地质科学研究论文集. 30届国际地质大会交流. 中国经济出版社, 1996, 167~176.
- 8 莫宣学. 三江特提斯火山作用与成矿. 北京: 地质出版社, 1993, 1~257.
- 9 彭勇民, 潘桂棠, 罗建宁. 西藏东部三叠纪火山岩形成和演化. 地质论评, 1999, 45(增刊): 987~994.

- 10 Hsu K J. 残留弧后盆地及其识别准则和实例. 石油学报, 1993, 14(1): 1~ 37.
- 11 Einsele G. 西藏日喀则白垩纪弧前盆地: 沉积物和盆地演化. 岩相古地理, 1993, 13(1): 30~ 31.
- 12 荒户. 弧后沉积盆地的层序地层学分析——以新泻县蒲原区域为例. 沈耀龙译. 海洋地质译丛, 1994(6) 总 80: 17~ 26.
- 13 Ito M. High-frequency depositional sequence of the Upper part of the Kazusa Group: a middle Pleistocene fore-arc basin fill in Boso Peninsula, Japan. Sedi. Geol., 1992, 76: 155~ 175.
- 14 Einsele G. Sedimentary basins: evolution, facies, and sediment budget. Berlin: Springer-Verlag, 1992, 1~ 563.
- 15 Tucker M E. ed. Carbonate platform: facies, sequence and evolution. London: Backwell Sci. Pub., 1990, 113~ 145.
- 16 Douglas R G, Colburn I F. Depositional systems of active continental margin basins: short course notes (Pacific section). SEPM, 1981, 1~ 52.
- 17 Carter L, Carter R M & Nelson C S. Evolution of Pliocene to Recent abyssal sediment waves on Bouly channel levees, N. Z. Mari. Geol., 1990, 95: 97~ 109.
- 18 Caress D W. Structural trends and back-arc extension in the Havre Trough. Geophys. Res. Lett., 1991, 18: 853~ 856.
- 19 Hochstein M P & Ballance P F. Haurak rift: a young, active, intra-continental sedimentary basins. In: Ballance P F. ed. South Pacific sedimentary basins—Sedimentary basin of the world 2. Amsterdam: Elsevier, 1993, 295~ 305.
- 20 Calvet F, Tucker M E & Henton J M. Middle Triassic carbonate ramp systems in the Catalan basin, northern Spain: facies, systems tracts, sequences and controls. In: Tucker M E, et al. ed. Carbonate platform: facies, sequence and evolution. London: Backwell Sci. Pub., 1990, 113~ 145.
- 21 Harris P M & Frost S H. Middle Cretaceous carbonate reservoirs, Fahud Field and northern Oman. AAPG. Bull., 1984, 68(5): 649~ 658.
- 22 Watts K F & Garrison R E. Evolution Tethyan continental margin, Sumeini Group. Oman. Sed. Geol., 1986, 48(1/2): 107~ 168.

Triassic Deep-Water Sediments in Northern Three-River Area and Their Implications

Peng Yongmin

(China University of Mining and Technology, Xuzhou 221008)

Wang Mingjie, Yao Peng

(Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, Chengdu 610082)

Key words: deep-water sediment; debris flow; turbidity; Three-River area

Abstract

Triassic strata with more than 10000 m in thickness are dominated by marine sediments in northern Three-River area of eastern Tibet. Composed of one or two dominant components of clastic, carbonatic and volcanic rocks, the sediments are characterized by abyssal sediments formed by debris flows and turbidities of terrigenous, basinal and volcanic sources, and accumulated in Jomda arc basin and Sinda back-arc basin. The deep-water sediments seem to be the response to active tectonics, and hence are of indicating significance to trace tectonic activity in Three-River area.