

第四纪洞庭盆地安乡凹陷及西缘构造-沉积特征与环境演化

柏道远^{1,2}, 李长安², 马铁球¹, 王先辉¹, 陈渡平¹

(1 湖南省地质调查院, 湖南 长沙 410011; 2 中国地质大学 地球科学学院, 湖北 武汉 430074)

摘要: 通过地表观察和钻孔资料, 对洞庭盆地安乡凹陷及其西缘第四纪构造-沉积特征和环境演化进行了研究, 为江汉—洞庭盆地第四纪地质研究补充了新的资料。凹陷总体呈南北向, 周边为正断裂。凹陷内第四系厚一般为 100~220 m, 最厚达 300 m, 自下而上依次为早更新世华田组、汨罗组, 中更新世洞庭湖组, 晚更新世坡头组和全新世湖冲积。第四系以砾石层、砂层为主, 次为(含)粉砂质黏土、黏土, 岩性、岩相横向变化大。安乡凹陷西缘(即太阳山隆起东缘), 呈自西向东缓倾的丘岗地貌。区内主要发育中更新世白沙井组, 其中南部下部以砂、砾石层为主, 上部为黏土; 北部以粉砂质黏土沉积为主, 下部可发育砂层。根据地貌、沉积及控凹断裂特征, 重塑安乡凹陷及其西缘第四纪构造活动与环境演化过程: 早更新世—中更新世早期, 凹陷西边的北北东向周家店断裂伸展活动, 安乡凹陷不均匀沉降, 总体具河流和过流性湖泊环境并接受沅水沉积; 同期凹陷西缘构造抬升, 处于剥蚀的山地环境。中更新世中期断陷活动向西扩展, 凹陷区为过流性湖泊环境; 凹陷西缘地区转为河流(南部)和湖泊(北部)环境并接受沉积。中更新世晚期安乡凹陷及其西缘整体抬升并遭受剥蚀, 凹陷西缘同时具有自西向东的掀斜。晚更新世安乡凹陷拗陷沉降, 具河流和湖泊环境; 同期凹陷西缘遭受剥蚀。晚更新世末受区域海平面下降影响, 安乡凹陷遭受剥蚀。全新世安乡凹陷拗陷沉降, 具泛滥平原之河流、湖泊环境。

关键词: 第四纪; 安乡凹陷; 沉降; 抬升; 沉积; 剥蚀; 洞庭盆地

中图分类号: P534 **文献标志码:** A **文章编号:** 1672-6561(2010)02-0120-10

Quaternary Tectonic-sedimentary Characteristics and Environmental Evolution of Anxiang Sag in Dongting Basin and Its West Periphery

BAI Dao-yuan^{1,2}, LI Chang-an², MA Tie-qiu¹, WANG Xian-hui¹, CHEN Du-ping¹

(1. Hunan Institute of Geological Survey, Changsha 410011, Hunan, China;

2. School of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China)

Abstract Detailed geologic mapping and bore data was conducted to study on the Quaternary tectonic and sedimentary characteristics and environmental evolution of Anxiang Sag and its west periphery of Dongting Basin, which provided new materials for Quaternary geology of Jiangnan-Dongting Basin. The sag trends north-south direction and is surrounded by normal faults. The thickness of Quaternary deposits in the sag is commonly 100-220 m with maximum thickness of 300 m, and from lower to upper, the Quaternary strata is composed of Early Pleistocene Huatian Formation and Miluo Formation, Middle Pleistocene Dongtinghu Formation, Late Pleistocene Potou Formation and Holocene lacustrine-alluvial deposits. Quaternary deposits in the sag are mainly gravel and sand, and secondly silt-bearing clay, silty clay and clay, while there exists distinct lateral lithological and lithofacies variation. In west periphery of Anxiang Sag, namely east margin of Taiyangshan uplift, there exists low hills with the earth's surface inclining east clearly, and there occurs Middle Pleistocene Baishajing

收稿日期: 2009-11-02

基金项目: 中国地质调查局项目(1212010610706)

作者简介: 柏道远(1967-), 男, 湖南澧县人, 研究员级高级工程师, 理学博士研究生, 从事第四纪地质学与构造学研究。E-mail: daoyuan-hai@sina.com

Formation which is composed of sands and gravels in the lower and clay in the upper of the south, and mainly silty-clay in the north. Based on geomorphologic, sedimentary and sag-controlling fault characteristics, evolution of the Quaternary tectonic and environment of the study area is defined. During early Middle Pleistocene, NNE-trending Zhoujiadian fault at the west boundary of Anxiang Sag extended and the sag subsided unevenly with deposits were formed in rivers and river like flowing lakes; in the same time the west periphery of Anxiang Sag rose and was denudate. During Middle Pleistocene faulted subsidence expanded westward, when the environment of the sag liked flowing lake, and the environment of southern and northern segment of the west periphery was river and lake, respectively. The sag and its west periphery rose as a whole during late Middle Pleistocene, when there occurred eastward tilt in west periphery. During Late Pleistocene Anxiang Sag subsided for depression and the environment was of river and lake; in the same time the west periphery was denuded. At the end of Late Pleistocene regional sea-level dropped, which caused Anxiang Sag denudated. The sag subsided and the environments were river and lake in flood plain during Holocene.

Key words: Quaternary; Anxiang Sag; subsidence; rise; sediment; denudation; Dongting Basin

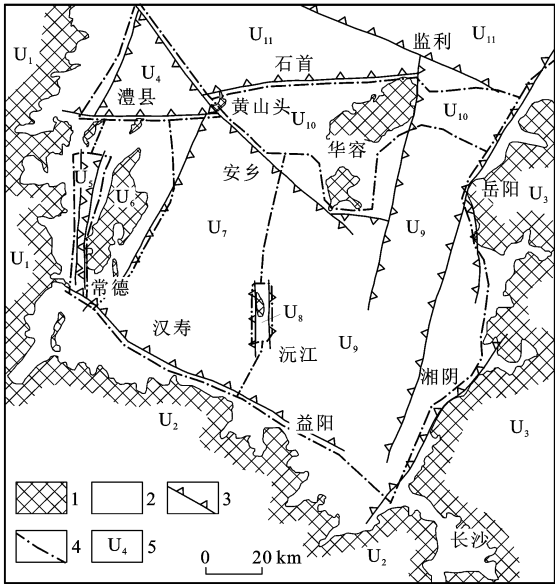
0 引言

洞庭盆地是中国重要的粮棉油渔基地, 在区域经济发展中具有重要地位, 并拥有丰富的湿地资源, 对区域生态环境具有重要影响。然而近代泥沙淤积、围湖造田等因素造成湖域面积急剧减小, 河床迅速淤高, 导致洪涝灾害危险性显著增大^[1], 湿地生态环境也日渐恶化^[2]。为了寻找灾害治理和环境恢复的对策, 前人对盆地近现代地理和生态环境特征与演化规律^[3-11] 以及相关的控制因素(如泥沙淤积^[12-17] 和构造沉降^[17-18] 等)进行了大量研究。此外, 为了揭示盆地构造活动和环境演化的内在规律, 科学预测盆地及湖泊的发展趋势, 前人在区域第四纪地质尤其是第四纪构造活动^[16, 19-24] 和相关沉积环境^[25-28] 等方面也开展了不少工作。

然而, 受研究程度与认识角度的限制, 学者对洞庭盆地有关第四纪地质问题的认识尚存在一定分歧。如在洞庭盆地第四纪构造属性方面, 有“断陷盆地”^[19-20]、“拗陷盆地”^[21-22]、“先断陷后拗陷”^[16, 18] 等观点; 在近代洞庭湖演变成因方面, 或认为构造沉降是控制近代洞庭湖演变的关键因素^[10, 16, 17], 或强调泥沙淤积才是控制近代洞庭湖演变的主要原因^[29]; 对第四纪气候演化, 不同学者提出的气候变化期的划分^[19, 26, 30] 互不相同; 对洞庭盆地周缘网纹红土成因, 有水成^[31] 和风成^[32] 两种观点。以上表明, 洞庭盆地第四纪构造活动、沉积作用和环境演化等尚待进一步深入研究。

第四纪洞庭盆地西、南、东三面分别为武陵隆起、雪峰隆起和幕阜山隆起, 北与江汉盆地相邻, 其间为华容次级隆起; 洞庭盆地内部由澧县凹陷、临

澧凹陷、太阳山隆起、安乡凹陷、赤山隆起、沅江凹陷等次级构造单元组成(图1)。笔者近年来在该地区进行的1:250 000区域地质调查表明, 盆地及周缘地区第四纪构造活动与沉积作用存在较明显的横向分异^[33]。因此, 对不同构造单元的第四纪地质特征进行详细解剖, 不仅是细化调查区域的现实需要, 同时也有助于深化洞庭盆地第四纪地质特征及构造活动规律研究。笔者对安乡凹陷及其西缘地区第四纪构造-沉积特征与环境演化进行探讨, 以



1—前第四纪地层出露区; 2—第四纪地层出露区; 3—第四纪正断裂 齿向表示下降盘; 4—构造单元分界线; 5—构造单元代号; U₁—武陵隆起; U₂—雪峰隆起; U₃—幕阜山隆起; U₄—澧县凹陷; U₅—临澧凹陷; U₆—太阳山隆起; U₇—安乡凹陷; U₈—赤山隆起; U₉—沅江凹陷; U₁₀—华容隆起; U₁₁—江汉盆地

图1 第四纪洞庭盆地构造格局

Fig. 1 Quaternary Tectonic Framework of Dongting Basin

期为区域第四纪地质研究补充新的资料。

1 区域第四纪地层划分

第四纪洞庭盆地及周缘不同地区地壳升降运动特征存在差异,导致第四纪地层厚度、层序、出露情况等存在显著的横向变化。第四纪期间洞庭盆地各次级凹陷的构造活动总体为沉降,而周缘隆起区及盆地内部的赤山隆起总体为抬升,这一构造活动差异使凹陷内部和周缘抬升区(包括赤山隆起)的第四纪沉积作用及地层发育状况具显著差异。抬升区第四纪地层主要分布于洞庭盆地周缘丘岗、山地,多有天然或人工第四系露头剖面,并常见前第四纪基岩或基座出露;地层厚度一般不大,各时代沉积常组成基座或镶嵌阶地;成因类型以冲积为主,次为残坡积,局部山麓或沟谷发育洪积。凹陷区第四纪地层主要分布于全新世湖冲积平原及部分盆缘低缓丘岗区,一般无露头剖面 and 基岩出露;不同时代地层自下而上叠置,地层厚度较大。据此,根据研究区地层发育情况,以前人资料^[34-36]为基础,结合本次调查成果,分别建立了洞庭盆地覆盖区(或凹陷区)和露头区(或抬升区)地层系统^[33],地层划分对比情况见表 1。表 1 中地层单位仅涉及分布广泛、沉积厚度相对较大、时代意义明确且能较好反映构造与环境 and 气候演化的冲积物及湖积物,未包括残坡积等其他类型(分布于露头区)。

表 1 洞庭盆地及周缘第四纪地层划分对比

Tab. 1 Subdivision and Correlation of the Quaternary Strata in Dongting Basin and Its Adjacent Areas			
区域	时代	名称及代号	厚度/ m
露头区(抬升区)	全新世	冲积(Qh ^{al})	3~10
	晚更新世	白水江组(Qp _{3bs})	12
		马王堆组(Qp _{2mw})	10
	中更新世	白沙井组(Qp _{2b})	15~30
		新开铺组(Qp _{2x})	20~30
	早更新世	汨罗组(Qp _{1m})	20~30
覆盖区(凹陷区)		缺失?	
	全新世	冲积(Qh ^{al})、湖积(Qh ^l)、湖冲积(Qh ^{lal})等	5~40
	晚更新世	坡头组(Qp _{3p})	5~15
		洞庭湖组(Qp _{2d})	40~100
	早更新世	汨罗组(Qp _{1m})	20~55
		华田组(Qp _{1ht})	30~80

注:厚度值指一般沉积厚度,局部厚度可大于或小于表中厚度值。

洞庭盆地露头区的白水江组、马王堆组、白沙井组、新开铺组和汨罗组区域上分别对应于一至五级阶地,一般为具二元结构(下部砂砾层,上部粉砂质黏土、黏土层)的河流冲积物。其中白沙井组和新开铺组的上部黏土层常具网纹化。需要指出的是,受河流迁移、后期剥蚀作用以及差异抬升的控制,露头区阶地实际上常发育不全。这种阶地发育的不完整性在三峡地区较常见^[37]。

覆盖区各地层单位岩性组成可具明显的横向变化。总体而言,华田组以湖相杂色黏土为主,夹砂砾层、砂层、粉砂层等河流相沉积。汨罗组主要为一套灰、灰绿、灰黄、土黄色河流相细—粗砂层、含砾砂层,夹漫滩相、湖泊相(含)粉砂质黏土、黏土,局部有少量砂砾石层。该组胶结紧密,多呈半成岩状,以此与下伏华田组和上覆洞庭湖组相区别。洞庭湖组以河流相砂砾层为主,砂和黏土层为次,且总体具下粗上细层序结构。坡头组主要为一套土黄、褐黄、灰黄、浅黄色漫滩、湖泊相黏土,其结构致密,多含较多铁锰质结核。全新统多为河湖相粉砂、黏土沉积,少量砂质沉积。

2 安乡凹陷及西缘地质地貌

本研究区涵盖安乡凹陷北面大部,但不包括凹陷南端。第四纪安乡凹陷为洞庭盆地主体的西部次级凹陷,总体呈南北向(图 1、2),宽 40~55 km。根据大量钻孔资料所编制的第四纪沉积等厚线图(图 2)以及地貌特征充分反映出其凹陷属性。凹陷西面(太阳山隆起东缘)为基岩山地和中更新世冲积层组成的丘岗地貌,地势总体向盆地逐渐过渡,水系自西向东汇入安乡凹陷,发育毛里湖、西湖等壅塞湖。凹陷东面(南段)为狭窄的赤山隆起,隆起带上由古近纪—白垩纪红层以及中更新世堆积组成丘岗地貌。凹陷周边第四系厚度显著小于凹陷内部,凹陷内第四纪沉积厚度一般为 100~220 m,沉降最强烈处位于赤山隆起西侧的目平湖一带,第四系最厚达 300 m。

凹陷总体为湖冲积低平原,河网密集,湖泊广布,地表发育全新世湖冲积。澧水、松滋河和虎渡河自北而南、沅江自西向东流经区内,至赤山隆起北侧再向东入东洞庭湖。地表高程一般为 28~32 m,总体上北西高,南东低。

凹陷南西部周家店至韩公渡一带发育波状平原,地表高程 35 m 左右,高出东侧现代湖冲积低平

图2 安乡凹陷及周边第四纪地质地貌

Fig. 2 Quaternary Geological-geomorphologic Sketch of Anxiang Sag and Its Periphery

原,明显表现为台状地貌。其地表无明显切割,仅局部略有起伏,发育河流与小规模湖泊,表层为晚更新世黄褐色黏土。

研究区安乡凹陷主要受 3 条边界断裂的控制,即西面的北北东向周家店断裂,北东面的北西

向南县—黄山头断裂及东面的南北向赤山隆起西断裂,均为倾向凹陷内部的正断裂。地表观察及钻孔资料表明,断裂两侧沉积厚度与第四系底板高程突变,较充分反映出断裂存在及其展布位置(图 2、3)。

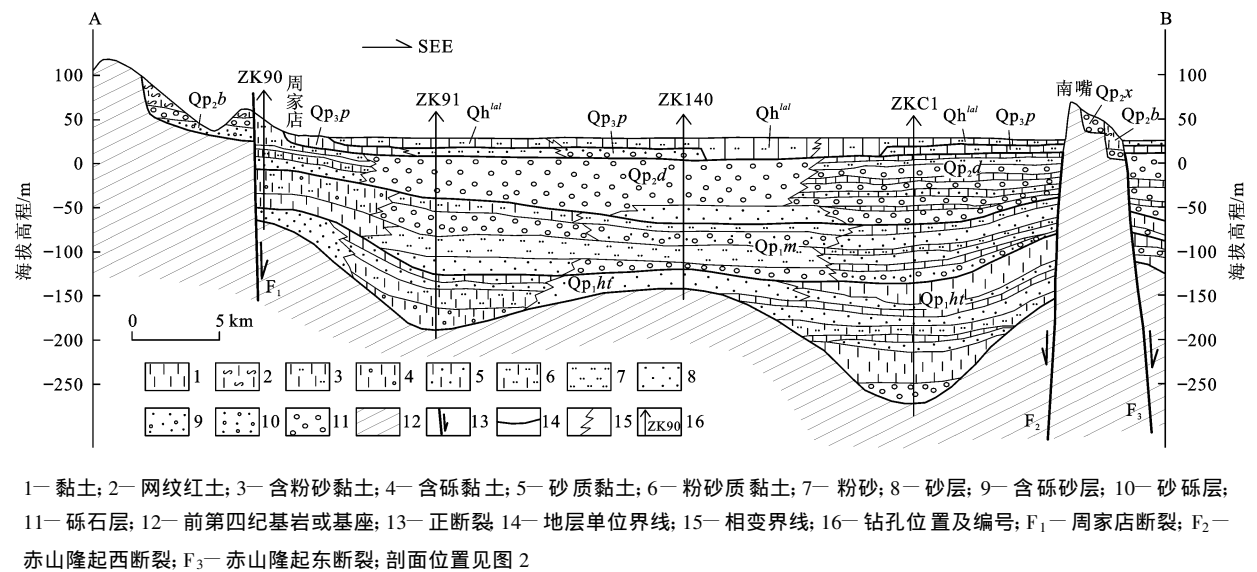


图 3 安乡凹陷周家店—南嘴第四纪地质剖面

Fig. 3 Quaternary Geological Section in Zhoujiadian-Nanzui of Anxiang Sag

3 安乡凹陷构造与沉积特征

安乡凹陷规模较大,周边构造古地理条件复杂,加之澧水和沅水汇入或流经,导致凹陷内第四纪沉积岩性、岩相变化较大。前人于凹陷内施工了大量钻孔(本文所采用的钻孔资料主要来源于湖南省地勘局水文二队),为全面认识凹陷内沉积层序与空间变化提供了条件。本次调查于目平湖西侧两护村新施工了穿透第四系的 ZKC1 孔,进行了详细的剖面编录与大量的样品分析。这里以 ZKC1 孔及前人 ZK90、ZK91、ZK140 孔的沉积层序和岩性组成为基础,通过其揭示的周家店—南嘴剖面结构(图 3)解剖,分析安乡凹陷不同时期沉积的空间变化,探讨沉积分异与演化。

3.1 安乡凹陷东部 ZKC1 孔沉积层序与环境

ZKC1 孔第四系总厚 294.26 m,下伏基岩为新元古代板溪群五强溪组(图 4)。根据岩性层序及特征,参考以往洞庭湖地区第四纪地层划分方案与标志,将 ZKC1 孔第四系自下而上划分为早更新世华田组(Q_{p1ht})与早更新世汨罗组(Q_{p1m})、中更新世洞庭湖组(Q_{p2d})、晚更新世坡头组(Q_{p3p})、全新世湖冲积(Q_{h1al})等 5 个地层单位(图 4)。

孢粉气候信息为沉积物形成时代的划定提供了支持,ZKC1 孔孢粉组合指示自下而上不同层段形成气候环境为^[33]:华田组下段为暖干—温干,上段下部为凉干,上段上部为暖湿间凉干;汨罗组下部为凉干—较冷干,上部为暖较湿;洞庭湖组中部和上部为暖稍湿(下部无样品);坡头组为温较湿;全新统为暖稍湿—暖稍干。华田组上段下部、上部和汨罗组下部、上部形成气候环境与中国东部早更新世冷→温暖→冷→温暖的气候阶段相对应^[38];洞庭湖组中部和上部对应于中国东部中更新世晚期湿热气候^[38];坡头组可基本对应于中国东部晚更新世中期湿热气候^[38];全新统与中国东部温湿—暖湿气候大体吻合^[38]。需要指出的是,华田组下段电子自旋共振(ESR)年龄达 3.19 Ma;而孢粉分析显示,针阔叶混交的疏林草原植被和森林草原植被^[33]代表温暖气候,与中国东部早更新世早期寒冷气候^[38]不一致。因此,尽管将华田组下段划归下更新统,但按 2.6 Ma 的第四纪底界年龄^[39],实际可能属上新世。

此外,尽管测试结果存在一定误差^[33],但 ZKC1 孔中获得的 ESR 测年和光释光(OSL)测年结果总体与地层的先后时序对应,并佐证了上述地

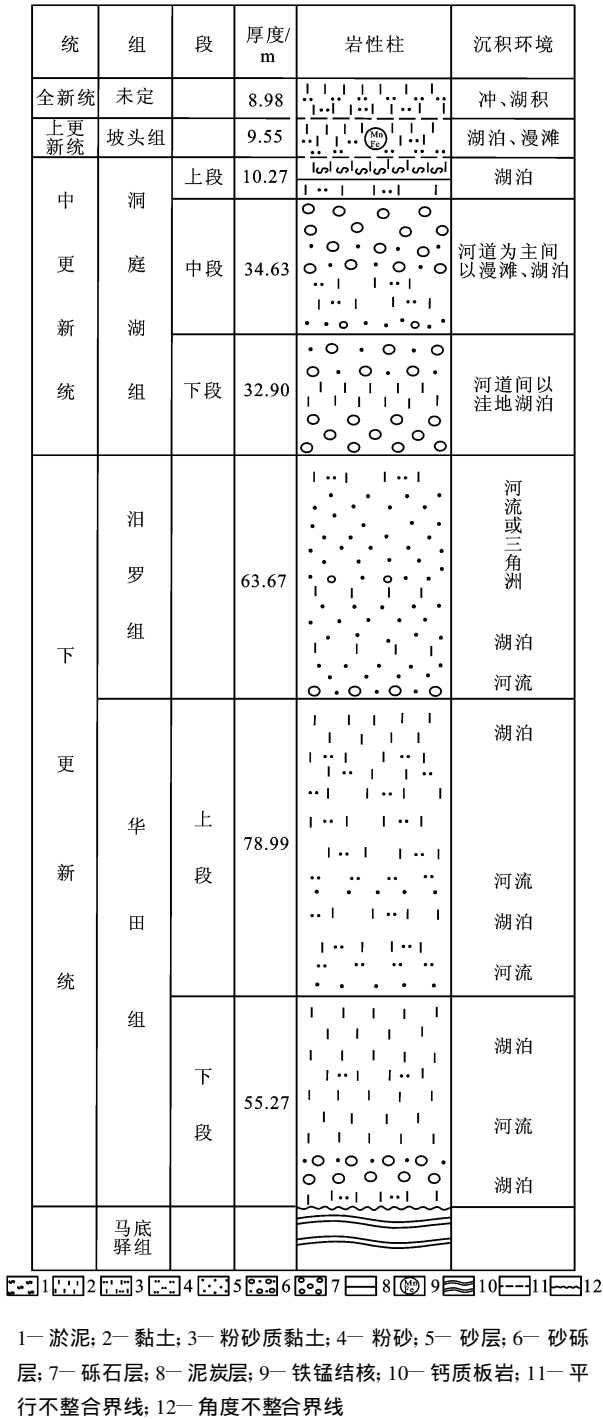


图4 两护村 ZK1 孔综合柱状分析

Fig 4 Composive Stratigraphic Column of ZK1 Borehole in Lianghucun
层时代的划定^[40]。

ZK1 孔各地层单位的岩性特征及形成环境概况如下:

(1)华田组可分为上、下两段,下段下部为一套砾石层、砂砾层,中、上部总体为一套杂色黏土夹粉砂层,沉积环境大致经历了湖相→河流相→湖相的

环境演变。上段厚由砂—粉砂—(含粉砂质)杂色黏土组成4个下粗上细的韵律,总体形成于河流与过流性湖泊交替的环境。

(2)汨罗组厚主要为一套细—粗砂层、含砾砂层夹(含)粉砂质黏土、黏土,下部含少量砂砾石层,总体形成于过流性湖泊环境。

(3)洞庭湖组可分为三段,下段为一套砂砾层、砾石层,上部夹少量偶含砾的黏土层,总体为河道沉积,其中所夹含砾黏土层可能为河漫滩或天然堤外侧洼地湖泊沉积。中段由砾石层、砂砾层、不等粒砂层、砂质黏土、粉砂质黏土、泥炭层等组成,总体上自下而上沉积物粒度增大;沉积环境依然以河道为主,下部间以漫滩或洼地湖泊。上段为黏土、粉砂质黏土、粉砂层、泥炭层、瘀泥层,夹少量砂砾层,总体属漫滩—湖泊沉积。

(4)坡头组主体为一套土黄、褐黄、灰黄、浅黄色黏土,结构致密,多含较多铁锰质结核,属湖泊—漫滩沉积。

(5)全新统主要为黏土,少量粉砂和粉砂质黏土,沉积环境为漫滩和(或)湖泊沉积。

需要指出的是,洞庭盆地在中更新世晚期发生过一定幅度的整体抬升并遭受剥蚀^[40-44],因此洞庭湖组形成于中更新世早期和中期,中更新世晚期缺失沉积。

3.2 ZK90、ZK91、ZK140 孔层序概况

ZK90孔自下而上依次发育华田组、汨罗组和洞庭湖组。华田组厚15.12 m,为棕黄、紫红、灰色等杂色细砂、粉砂层;汨罗组总厚45.33 m,自下而上依次为棕黄色微夹紫红色黏土(11.04 m)、杂色黏土(5.93 m)、青灰—深灰色粉砂质黏土(26.36 m);洞庭湖组厚54.91 m,自下而上依次为灰色泥质粉砂—细砂层(9.13 m)、棕黄—褐黄色粉砂质黏土(9.97 m)、灰色砂砾层(2.96 m)、棕黄色粉砂—细砂(1.2 m)、棕黄色粉砂质黏土(20.21 m)、棕红色微夹灰白色黏土(11.44 m)。

ZK91孔自下而上依次发育华田组、汨罗组、洞庭湖组、坡头组和全新统。华田组厚65.25 m,自下而上依次为褐黄色夹棕红色粉砂质含砾黏土(7.3 m)、杂色粉砂质黏土(43.12 m)、灰白色中—粗砂层(6.78 m)、灰白至褐黄色砂质黏土(8.05 m);汨罗组厚85.5 m,自下而上依次为青灰色粗—中砂层(17.69 m)、浅灰色泥质粉砂层(29.54 m)、灰白色砂砾层(24.87 m)、青灰色泥质

粉砂层(13.4 m); 洞庭湖组厚 54.31 m, 自下而上依次为浅灰—褐灰色砂砾层(17.69 m)、浅灰色泥质粉砂层(29.54 m)、灰白色砂砾层(24.87 m)、青灰色泥质粉砂层(13.4 m), 洞庭湖组自下而上依次为浅灰、青灰、褐黄色砂砾层, 厚 54.31 m。坡头组厚 10.24 m, 为浅黄色细砂层。全新统厚 7.2 m, 为灰、棕红、浅黄色砂质黏土。

ZK140 孔自下而上依次发育华田组、汨罗组、洞庭湖组、坡头组和全新统。华田组厚 19.48 m, 为灰色细砂层; 汨罗组厚 32.27 m, 自下而上依次为灰色砾石层(5.13 m)、灰色和浅黄色粉砂层(18.24 m)、灰色和浅黄色细砂层(5.00 m)、灰色砾石层(3.10 m)、灰色粉砂层(0.80 m); 洞庭湖组厚 68.26 m, 自下而上依次为灰色中—细砂(局部含砾石)夹粉砂(19.65 m)、灰色粗砾石层(48.61 m); 坡头组厚 16.30 m, 自下而上为灰色细砾石层(6.49 m)、灰色细砂层(9.81 m); 全新统自下而上依次为浅黄色黏土(局部含粉砂)(8.48 m)、黄褐色粉砂(5.21 m)。

3.3 安乡凹陷第四纪沉积横向变化与环境特征

安乡凹陷内部第四纪沉积厚度变化较大, 除北部安福一带厚度相对较大外, 总体上北部厚度小、南部厚度大(图 2)。北段总体呈一中部沉积厚度大、东西两侧厚度小的单凹形, 南段自北西南东存在凹—隆—凹的次级构造分异(图 2、3)。需要指出的是, 除表层沉积来源复杂外, 凹陷内沉积主要由沅水带入^[25], 现今复杂水系格局自 19 世纪荆江“四口”溃口开始形成^[45]。

笔者以周家店—南嘴剖面为例(图 3), 剖析安乡凹陷第四纪不同时代沉积岩性组成、构造古地理格局及沉积环境的横向变化特征。

华田组下段下部砾石层仅发育于东侧凹陷内, 反映早更新世早期早阶段(或上新世末)赤山隆起西面首先沉降形成次级凹槽, 沅水于凹槽中自南流向北。尔后区域水面上升, 湖泊环境下形成了华田组下段上部的一套杂色黏土、含粉砂黏土。

华田组上段在东、西次凹中均有发育, 表明该时期周家店东面也开始沉降。其中东部次凹中为一套由砂—粉砂—(含粉砂质)杂色黏土组成的旋回性堆积, 总体属河流与湖泊沉积, 即可能具有过流性湖泊环境。西部次凹中以含砾黏土和含粉砂质黏土为主, 次为砂层和砂质黏土, 也为过流性湖泊沉积之岩性组合。位于两次级凹陷之间的隆起

地带, 可能因地势较高、水动力较强, 形成一套河流冲积砂层。西次凹的西缘因同样原因形成河流冲积砂层(图 3)。

早更新世晚期汨罗组在东部主要为一套细—粗砂层、含砾砂层, 夹(含)粉砂质黏土、黏土, 分别形成于河流(或三角洲)和天然堤外侧洼地湖泊环境。在西部为黏土和含粉砂质黏土, 属湖泊沉积。在中部为一套砾石层、砂层、粉砂层堆积, 基本为一套河流沉积。从上述沉积物粒度结构的剖面变化来看(图 3), 沅水古河道很可能为多条辫状河道, 并主要展布、游走于中部和东部。西部总体处于沅水河道外侧洼地湖泊环境, 主要形成泥质沉积。

中更新世洞庭湖组粒度结构在东西方向上的分异与汨罗组类似(图 3), 即中部粗, 东部稍细, 西部更细。东部洞庭湖组以砂砾石层为主, 中部夹黏土和砂, 顶部为粉砂、(粉砂质)黏土, 反映其沉积环境以河流为主, 湖泊为次。中部洞庭湖组基本为一套砂砾层, 底部为砂层, 形成于河流环境。西部洞庭湖组以(含)粉砂质黏土为主, 下部为细砂层, 反映沉积环境以漫滩—湖泊为主, 早期有河流沉积。值得指出的是, 区域上中更新世白沙井组(盆地外缘)与洞庭湖组(盆内)顶部发育的一套湖相黏土, 在安乡凹陷中部缺失(图 3), 显然与中更新世晚期的抬升剥蚀^[40-44]有关。

晚更新世坡头组在中部为砂砾石层、砂层, 东部和西部主要为黏土、含粉砂质黏土, 这一岩性空间差异反映晚更新世期间中部具河流环境, 东西两侧为漫滩和(或)洼地湖泊。值得指出的是, 在目平湖西面坡头组因晚更新世末的切割而缺失, 相应导致该带全新世沉积厚度增大(图 3)。

全新统为粉砂质黏土、含粉砂质黏土, 结合现今地貌景观, 确定沉积环境主要为泛滥平原中的漫滩和湖泊。

4 安乡凹陷西缘沉积与地貌特征

安乡凹陷西缘即太阳山隆起的东坡, 呈自西向东缓倾的丘岗地貌, 高程一般为 60~100 m。其地表主要为中更新世白沙井组所覆盖, 局部有前第四纪基岩出露(图 2)。据露底基岩出露情况, 上述堆积物的底板高程一般为 35~80 m, 反映沉积物形成时地表存在一定的起伏。大致以棠华为界, 白沙井组岩性组成存在明显的南、北差异。南部白沙井组下部以砂、砂砾层为主, 上部为黏土。北部以粉

砂质黏土沉积为主, 下部可发育砂层。

4.1 凹陷西缘南部沉积特征

在周家店镇徐家湾南东约 300 m (Q21 观察点), 因大规模人工取砂而见良好的第四系露头剖面, 可作为安乡凹陷西缘南部白沙井组沉积之代表。剖面上冲积层总厚 21 m 以上, 自下而上总体可分为 4 层(图 5): 第 1 层为黄色含砾粗砂层, 厚约 8 m, 未见底, 砂层中发育大型斜层理; 第 2 层为灰白色、灰黄色黏土, 厚 8 cm 左右, 延伸较稳定; 第 3 层为黄红色砾石层, 厚约 5.9 m, 结构松散, 该层顶部约 50 cm 内有网纹发育, 与第 4 层呈渐变过渡关系; 第 4 层为网纹红土、含砾红土, 中夹不稳定的砂砾层, 厚 7 m 左右。

在 Q21 观察点北约 70 m, 见第 3 层砾石层、第 4 层网纹红土层被坡积成因的铁锰裂隙土等切割充填(图 6), 据区域对比, 后期充填物的时代大致为晚更新世。

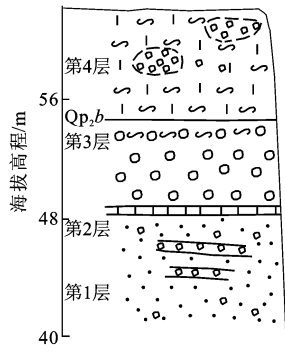
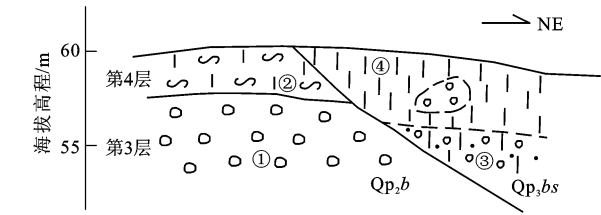


图 5 徐家湾露头剖面
Fig. 5 Outcrop Profile in Xujiawan



①—砾石层; ②—网纹红土; ③—泥质砂砾层 ④—铁锰裂隙土
图 6 位于徐家湾的白水江组与白沙井组间切割覆盖关系
Fig. 6 Crosscutting and Coverage Relationships Between Baishuijiang and Baishajing Formations in Xujiawan

根据白沙井组的大面积分布特征, 结合区域西高东低的古地势和东西分异的古山—盆地理景观, 本区白沙井组应系多条北西向古河流之山前冲积。

4.2 凹陷西缘北部沉积特征

安乡凹陷西缘北部白沙井组沉积层序以津市新洲南面荷花园的 ZK41 孔和津市白衣乡金林村的 ZK44 孔剖面为代表。

北面的 ZK41 孔下伏基岩为志留系。上覆白沙井组总厚 26.71 m, 自下而上可分为 5 层: 第 1 层

为灰白色细砂, 厚 6.45 m; 第 2 层为褐黄色砂质黏土, 厚 6.96 m; 第 3 层为紫红、灰白、灰绿色砂质黏土, 厚 2.81 m; 第 4 层为蠕虫状红土, 偶夹 1~5 mm 的石英砂砾, 厚 7.57 m; 第 5 层为褐黄色砂质黏土, 厚 2.92 m。

南面的 ZK44 孔基底为古近纪紫红色钙质粉砂岩。上覆白沙井组厚 15.97 m, 其中下部为紫红色蠕虫状黏土, 厚 10.15 m; 上部为褐黄色粉砂质黏土, 含少量锰质, 厚 5.82 m。

ZK41 孔和 ZK44 孔上部褐黄色黏土应与晚更新世以来的改造有关。

上述两钻孔白沙井组剖面层序在一定程度上反映出古地理环境的分异: 北面地势差异较大, 早期河流环境下沉积了厚 6.45 m 的细砂层。晚期受区域湖面上升影响而具河湖交替环境, 湖泊环境下形成砂质黏土, 河流环境下则于岸坡地带形成含砾黏土的再生堆积。南面地势低平, 与西部的柏枝残坡积岗状平原相连(图 2), 处于相对静水的湖泊环境, 形成粉砂质黏土沉积。

5 安乡凹陷及西缘第四纪构造活动与古地理环境演化

受区域伸展应力作用^[46], 早更新世早期早阶段(或上新世末)赤山隆起西断裂首先正断活动, 其西面目平湖一带构造沉降, 沅水自南向北流经, 沉积了华田组下段下部的砾石层。之后该地带又在断陷幅度增大, 相对水面上升形成的湖泊环境下沉积了华田组下段上部黏土、含粉砂质黏土。该时期凹陷西部应处于剥蚀的准夷平环境, 凹陷西缘即太阳山隆起东缘处于剥蚀山地环境。

早更新世早期晚阶段西面的周家店断裂开始活动, 安乡凹陷的断陷作用进一步向西扩展, 并形成东西相对凹陷、中部相对隆起的构造格局。东、西次凹总体具过流性湖泊环境, 形成了河流相的砂质与湖泊相的泥质沉积。位于两次级凹陷之间的隆起地带由于地势较高、水动力较强, 形成厚度较小的河流冲积砂层。该时期凹陷西缘为山地环境, 遭受剥蚀。

早更新世晚期赤山隆起西断裂和周家店断裂继续活动, 安乡凹陷持续沉降, 但凹陷内部东西相对凹陷、中部相对隆起的构造格局已不明显。沅水的辫状河道展布、游走于凹陷中部和东部, 在中部形成汨罗组一套河流相的砾、砂、粉砂堆积, 东部形

成河流(或三角洲)相的砂层、含砾砂层和洼地湖泊相的(含)粉砂质黏土沉积。凹陷西部为河道外侧洼地湖泊环境,形成泥质为主沉积。在这一期间,凹陷西缘构造抬升并为遭受剥蚀的山地环境。

中更新世早期—中期,控凹断裂继续活动,安乡凹陷相对西缘沉降,形成洞庭湖组沉积。凹陷东部沉积环境以河流为主、湖泊为次,相应沉积物以砂砾石层为主,中部和顶部发育粉砂、黏土和砂质沉积;凹陷中部主要为河流环境,形成一套砂砾堆积(底部为砂层);凹陷西部沉积环境以漫滩—湖泊为主,早期为河流,相应下部形成细砂层,中、上部以(含)粉砂质黏土、黏土为主。

凹陷西缘,中更新世早期还处于剥蚀山地环境,缺乏沉积。中更新世中期由于断陷活动向西扩展,凹陷西缘地区转为沉积环境,形成白沙井组。其中南部地势较高,发自西部太阳山地区的多条河流形成冲积扇群,沉积物下部以砂、砂砾层为主,上部为砂质黏土。北部地势相对较低,沉积环境以湖泊为主,沉积物主要为粉砂质黏土,少量河流冲积砂层。

中更新世晚期构造反转,安乡凹陷及其西缘整体抬升。凹陷西缘从此抬升出地表遭受剥蚀,白沙井组上部黏土因抬升出水面受湿热化作用而形成网纹红土;凹陷内部洞庭湖组上部的黏土层也受到不同程度的剥蚀。白沙井组基底面明显自西向东倾斜(图 3),反映凹陷西缘在抬升的同时具有自西向东的掀斜。

晚更新世,凹陷区因拗陷沉降而沉积了坡头组,主要由湖相或漫滩相灰黄色、黄褐色黏土、粉砂质黏土组成,部分地带为河流相砂、砂砾石层堆积。在凹陷西缘,先期冲积层经河流切割于岸坡地带就近堆积,形成坡积成因的铁锰裂隙土、含砾黏土等。

晚更新世末区域海平面大幅下降^[47-48],受其影响安乡凹陷总体具陆地环境并遭受剥蚀,造成坡头组不同程度减薄甚至缺失。与此同时,凹陷西缘形成下蚀谷地。

全新世区域海平面及相应的侵蚀和沉积基准面上升,地壳稍有沉降(局部可能较强沉降)。凹陷区具泛滥平原之河、湖环境,沉积物以粉砂质黏土、含粉砂质黏土为主,厚度一般为 5~15 m,局部地带如西港一带达 30 m 以上。凹陷西缘主要为受河流切割的丘岗地貌,于河谷中形成少量冲积砂砾层。与此同时,继承先期谷地形成了毛里湖、西湖

等壅塞湖。

6 结语

(1)第四纪安乡凹陷受周边正断裂控制,凹陷内发育早更新世—中更新世中期、晚更新世和全新世的河流相、湖泊相沉积。凹陷西缘即太阳山隆起的东缘,主要发育中更新世中期河流相(南部)和湖泊相(北部)沉积。

(2)安乡凹陷及其西缘第四纪构造活动与环境演化过程为:早更新世—中更新世早期,安乡凹陷断陷沉降,并在河流和过流性湖泊环境下接受沅水沉积;凹陷西缘则构造抬升并处于剥蚀的山地环境。中更新世中期断陷活动向西扩展,凹陷区为过流性湖泊环境,凹陷西缘地区转为河流(南部)和湖泊(北部)环境并接受沉积。中更新世晚期安乡凹陷及西缘整体抬升并遭受剥蚀。晚更新世安乡凹陷拗陷沉降,具河流和湖泊环境。晚更新世末受区域海平面下降影响,安乡凹陷遭受剥蚀。全新世安乡凹陷拗陷沉降,具泛滥平原之河流、湖泊环境。

参考文献:

- [1] 向万胜,李卫红.洞庭湖区洪涝灾害的时空分布与防灾减灾对策[J].生态学杂志,2001,20(2):48-51.
- [2] 毛德华,夏军.洞庭湖湿地生态环境问题及形成机制分析[J].冰川冻土,2002,24(4):444-451.
- [3] 林承坤,许定庆,吴小根.洞庭湖的调节作用对荆江径流的影响[J].湖泊科学,2000,12(2):105-110.
- [4] 邓宏兵,蔡述明,杜耘等.近 50 年来江汉湖群水域演化定量研究[J].长江流域资源与环境,2006,15(2):244-248.
- [5] 龚胜生.江汉洞庭湖平原湿地的历史变迁与可持续利用[J].长江流域资源与环境,2002,11(6):569-574.
- [6] 童潜明.洞庭湖近现代的演化与湿地生态系统演替[J].国土资源导刊,2004(1):38-44.
- [7] 黄群,姜加虎.近 50 年来洞庭湖区的内湖变化[J].湖泊科学,2005,17(3):202-206.
- [8] 袁正科,李星照,田大伦,等.洞庭湖湿地景观破碎与生物多样性保护[J].中南林学院学报,2006,26(1):109-116.
- [9] 张晓阳,杜耘,蔡述明.洞庭湖演变趋势分析[J].长江流域资源与环境,1995,4(1):64-69.
- [10] 苏成,莫多闻,王辉.洞庭湖的形成、演变与洪涝灾害[J].水土保持研究,2001,8(2):52-55.
- [11] 杜耘,殷鸿福.洞庭湖历史时期环境研究[J].地球科学——中国地质大学学报,2003,28(2):214-218.
- [12] 高俊峰,张琛,姜加虎,等.洞庭湖的冲淤变化和空间分布[J].地理学报,2001,56(3):269-277.
- [13] 姜加虎,黄群.洞庭湖近几十年来湖盆变化及冲淤特征[J].湖泊科学,2004,16(3):209-214.

- [14] 来红州, 莫多闻. 构造沉降和泥沙淤积对洞庭湖区防洪的影响[J]. 地理学报, 2004, 59(4): 574-580.
- [15] 来红州, 莫多闻, 苏成. 洞庭湖演变趋势探讨[J]. 地理研究, 2004, 23(1): 78-86.
- [16] 梁杏, 张人权, 皮建高, 等. 洞庭盆地第四纪构造活动特征[J]. 地质科技情报, 2001, 20(2): 11-14.
- [17] 梁杏, 张人权, 皮建高, 等. 构造沉降对近代洞庭湖区演变的贡献——答李春初先生对《洞庭湖地质环境系统分析》的质疑[J]. 海洋与湖沼, 2001, 32(6): 690-696.
- [18] 皮建高, 潘晟. 洞庭湖区构造沉降特征及监测方案[J]. 中国地质灾害与防治学报, 2005, 16(1): 9-12.
- [19] 景存义. 洞庭湖的形成与演变[J]. 南京师院学报: 自然科学版, 1982(2): 52-60.
- [20] 王道经, 黄怀勇. 洞庭湖现代构造与湖盆演变[J]. 湖南地质, 2000, 19(1): 30-36.
- [21] 杨达源. 洞庭湖的演变及其整治[J]. 地理研究, 1986, 5(3): 39-46.
- [22] 徐杰, 邓起东, 张玉岫, 等. 江汉洞庭盆地构造特征和地震活动的初步分析[J]. 地震地质, 1991, 13(4): 332-342.
- [23] 刘锁旺, 甘家思, 李蓉川, 等. 江汉洞庭盆地的非对称扩张与潜在地震危险性[J]. 地壳形变与地震, 1994, 14(2): 56-66.
- [24] 薛宏交, 耿爱玲, 龚平. 江汉洞庭盆地水系展布特征与新构造运动[J]. 地壳形变与地震, 1996, 16(4): 58-65.
- [25] 皮建高, 张国梁, 梁杏, 等. 洞庭盆地第四纪沉积环境演变的初步分析[J]. 地质科技情报, 2001, 20(2): 6-10.
- [26] 蔡述明, 官子和, 孔昭宸, 等. 从岩相特征和孢粉组合探讨洞庭盆地第四纪自然环境的变迁[J]. 海洋与湖沼, 1984, 15(6): 527-539.
- [27] 张人权, 梁杏, 张国梁, 等. 洞庭湖区第四纪气候变化的初步探讨[J]. 地质科技情报, 2001, 20(2): 1-5.
- [28] 李长安, 张玉芬, 皮建高, 等. 洞庭湖古湖滨砾石层的发现及意义[J]. 第四纪研究, 2006, 26(3): 491-492.
- [29] 李春初. 构造沉降是控制近代洞庭湖演变的关键因素吗?——评《洞庭湖地质环境系统分析》[J]. 海洋与湖沼, 2000, 31(4): 460-464.
- [30] 杨达源, 韩辉友, 吴新哲. 气候变化对荆江变迁的影响[C] // 杨怀仁, 唐日长. 长江中游荆江变迁研究. 北京: 中国水利水电出版社, 1999: 159-177.
- [31] 来红州, 莫多闻, 李新坡. 洞庭盆地第四纪红土地层及古气候研究[J]. 沉积学报, 2005, 23(1): 130-137.
- [32] 毛龙江, 莫多闻, 杨兢红, 等. 环洞庭湖地区网纹红土中稀土元素的地球化学特征[J]. 环境化学, 2008, 27(2): 222-225.
- [33] 柏道远, 马铁球, 王先辉, 等. 1:250 000 常德市幅和岳阳市幅区域地质调查报告[R]. 长沙: 湖南省地质调查院, 2009.
- [34] 周国祺, 刘月朗. 洞庭湖及外围地区的第四纪地层与新构造运动[R]. 湖南常德: 湖南省地矿局 403 地质队, 1978.
- [35] 陈发禅. 洞庭湖第四纪地质[R]. 长沙: 湖南省地质研究所, 1981.
- [36] 张国梁, 皮建高, 孙锡良. 湖南省洞庭盆地第四纪地质研究报告[R]. 长沙: 湖南省地矿局水文二队, 1990.
- [37] 向芳, 朱利东, 王成善, 等. 宜昌地区第四纪沉积物中玄武岩砾石特征及其与长江三峡贯通的关系[J]. 地球科学与环境学报, 2006, 28(2): 6-10.
- [38] 杨怀仁, 徐馨. 中国东部第四纪自然环境的演变[J]. 南京大学学报: 自然科学版, 1980(1): 121-144.
- [39] 安芷生, 艾莉. 尚未完成的地质年代表——第四纪悬而未决的前程[J]. 地层学杂志, 2005, 29(2): 99-103.
- [40] 柏道远, 李长安, 陈渡平, 等. 洞庭盆地两护村孔重矿物特征及其对第四纪构造活动与环境演变的响应[J]. 地质论评, 2010, 56(2): 246-260.
- [41] 柏道远, 高峰, 马铁球, 等. 洞庭盆地澧县凹陷第四纪沉积特征与古地理演化[J]. 沉积与特提斯地质, 2009, 29(4): 10-21.
- [42] 柏道远, 周柯军, 马铁球, 等. 第四纪洞庭盆地沅江凹陷东缘鹿角地区构造-沉积演化研究[J]. 地质力学学报, 2009, 15(4): 409-420.
- [43] 柏道远, 李长安, 王先辉, 等. 第四纪洞庭盆地澧县凹陷构造活动特征及动力学机制探讨[J]. 地球学报, 2010, 31(1): 43-55.
- [44] 柏道远, 李长安, 王先辉, 等. 第四纪华容隆起构造活动、成因及动力机制[J]. 地质科学, 2010, 45(2): 411-427.
- [45] 林承坤. 洞庭湖的演变与治理(下): II 洞庭湖的演变及其治理设想[J]. 地理学与国土研究, 1986, 2(1): 40-46.
- [46] 刘池洋. 沉积盆地动力学与盆地成藏(矿)系统[J]. 地球科学与环境学报, 2008, 30(1): 1-23.
- [47] 杨怀仁, 谢志仁. 中国东部近 20 000 年来的气候波动与海面升降运动[J]. 海洋与湖沼, 1984, 15(1): 1-13.
- [48] 曹光杰, 张学勤, 熊万英. 冰后期长江河口段古河谷地层层序特征[J]. 地球科学与环境学报, 2006, 28(3): 1-5.