

DOI: 10.16788/j.hddz.32-1865/P.2022.04.009

引用格式: 洪文涛, 褚平利, 杨圣都, 等. 浙东嵊州福泉山地区硅藻土地球化学及其古环境意义[J]. 华东地质, 2022, 43(4): 503-513. (HONG W T, CHU P L, YANG S D, et al. Geochemistry and palaeoenvironment implications of the Fuquanshan diatomite deposit in the Shengzhou region, eastern Zhejiang Province[J]. East China Geology, 2022, 43(4): 503-513.)

# 浙东嵊州福泉山地区硅藻土地球化学及其古环境意义

洪文涛<sup>1</sup>, 褚平利<sup>1</sup>, 杨圣都<sup>2</sup>, 余明刚<sup>1</sup>, 段政<sup>1</sup>

(1. 中国地质调查局南京地质调查中心, 江苏 南京 210016;

2. 浙江省第四地质大队, 浙江 绍兴 312099)

**摘要:** 浙东新昌盆地是我国第二大硅藻土矿富集区, 包含一系列中新世硅藻土矿床, 是研究新生代古环境的理想对象。本文以嵊州地区福泉山古火山内的硅藻土为研究对象, 探讨硅藻土的地球化学特征及其形成时的古环境。福泉山硅藻土具有相对较低的  $\text{SiO}_2$  (61.3%~69.4%) 以及高的  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (14.6%~17.9%) 及稀土元素含量, 表明其中含有较多的碎屑物质。在微量元素组成上, 相比伴生的嵊县组玄武岩, 明显富集大离子亲石元素、轻稀土元素, 并具有 Eu、Nb、Ti 的负异常, 类似于白垩纪酸性火山岩。硅藻土中的碎屑物质可能主要来自于周边白垩纪酸性火山岩的风化剥蚀。根据硅藻土的化学风化指数以及其他参数, 结合前人研究成果, 认为福泉山硅藻土矿主要形成于中新世潮湿、温暖的淡水湖相环境, 这与古近纪浙东地区的干旱环境截然不同, 反映了古近纪—新近纪之交中国东部构造地貌的剧烈转折。

**关键词:** 中新世硅藻土; 古环境; 地球化学; 嵊州福泉山; 浙江新昌盆地

**中图分类号:** P588.14; P52

**文献标识码:** A

**文章编号:** 2096-1871(2022)04-503-11

硅藻土是由大量单细胞水生硅藻植物遗体组成的硅质沉积岩, 具有多孔、质轻、吸附性强、隔热、隔音及保温等性能, 在工业上用途广泛, 如作为过滤、漂白、水泥添加剂、磨料、载体、保温和建筑材料等<sup>[1]</sup>。由于硅藻土层中常富含大量的动物及植物化石, 对解释古环境、确定地层序列具有重要意义<sup>[2-3]</sup>。我国是全球第二大硅藻土产业国<sup>[4]</sup>。在地理分布上, 我国硅藻土矿可分为两类: 一类分布在四川及云南地区, 与新生代湖相沉积及含煤地层共生<sup>[5]</sup>; 另一类集中于中国东部沿海火山岩区(如吉林长白山、山东临沂、浙江嵊州、雷州半岛等), 其特征是: 形成于陆相溢流型玄武岩区, 空间上常呈水平层状分布, 时代上以中新世—上新世为主<sup>[5-8]</sup>。浙东嵊州新昌盆地是我国第二大硅藻土矿产富集地, 硅藻土主要发育在中新世嵊县组玄武岩分布区。前人对该地区的研究多集中在火山活动特征<sup>[9-10]</sup>, 硅藻土的工业指标、硅藻属种<sup>[11]</sup>, 古植物及孢粉化石<sup>[12-13]</sup>等

方面, 但关于硅藻土矿的地球化学特征及其所指示的古环境、大地构造背景尚缺少足够的认识。因此, 本文以新昌盆地内的嵊州福泉山硅藻土矿为研究对象, 通过地球化学特征分析, 探讨其成因及其与区域构造演化之间的联系, 为理解东南沿海新生代构造-环境演化提供参考。

## 1 地质背景

研究区位于新昌盆地西北部(图1), 出露地层为早白垩世磨石山群朝川组、中新世嵊县组和第四纪鄞江桥组。其中, 朝川组岩性主要为紫红色粉砂岩、含砾砂岩、泥岩, 有时见青灰色粉砂岩与紫红色泥岩互层。中新世嵊县组分布面积约 600 km<sup>2</sup>, 以橄榄玄武岩-碱性玄武岩为主, 夹松散的砂砾、粗砂、砂质黏土、黏土、硅藻土等(图2), 角度不整合于早白垩世朝川组紫红色粉砂岩之上。其底部多见一套以河流相为主, 湖泊相并存的砾岩、含砾粗砂岩。

\* 收稿日期: 2022-06-01 修订日期: 2022-09-28 责任编辑: 谭桂丽

基金项目: 中国地质调查局“华东地区区域基础地质调查(编号: DD20221633)”项目资助

第一作者简介: 洪文涛, 1986年生, 助理研究员, 硕士, 主要从事华南火山岩和区域大地构造研究。Email: 742836882@qq.com。

在福泉山、张墅地区嵊县组底部见湖泊相硅藻土、泥质粉砂岩。

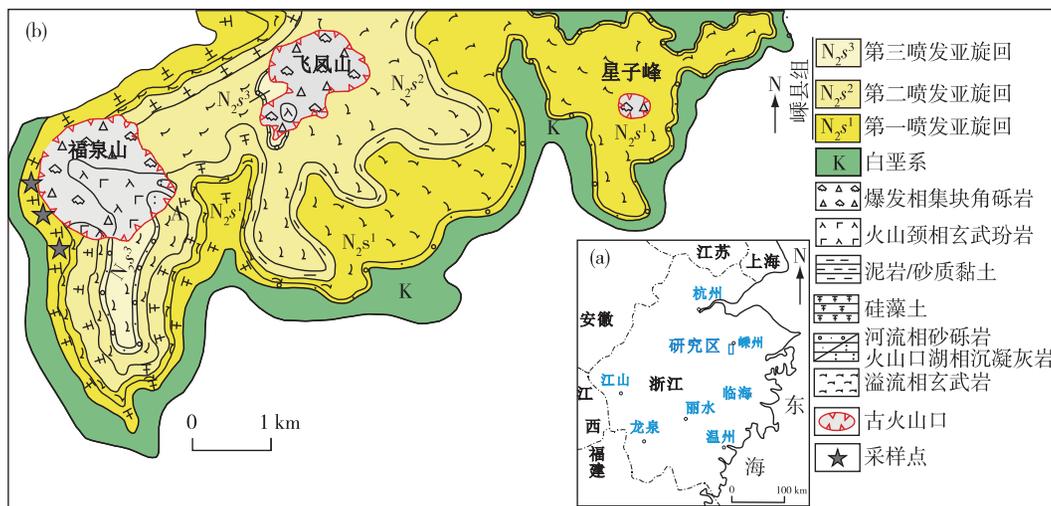


图1 浙东嵊州福泉山硅藻土矿地理位置(a)及火山地质简图(b)

Fig. 1 Location of the Fuquanshan diatomite deposit (a) and the geologic sketch (b) of the volcano in the shengzhou region, Eastern Zhejiang Province

新昌盆地内嵊县组玄武岩的分布主要受控于NE向串珠状分布的一系列盾火山,如福泉山、飞凤山等,这些古火山保存较好,火山构造清晰,所喷发形成的玄武岩地层大多呈水平层状,靠近火山口位置则略有倾斜。由于后期剥蚀-夷平作用,嵊县组玄武岩在空间上多形成一个残留高地,其顶界面大致代表了火山喷发之后的区域夷平面,而底界面或早白垩世朝川组顶界面则代表了古夷平面的位置。

根据新昌盆地内嵊县组地层纵向岩性-岩相变化及其中的沉积夹层、古风化壳特征,嵊县组玄武岩可划分为3个喷发亚旋回(图1,图2),代表了该盆地内主要的几个喷发阶段,彼此之间多以古风化壳或者沉积夹层相隔。每个亚旋回均含有1~2层硅藻土层、黏土和砂质黏土层夹细砂层(含植物化石),简述如下。

(1)第一喷发亚旋回。位于嵊县组最底部,与下伏白垩统为角度不整合接触。底部为薄厚不一的河流相砾岩、含砾粗砂岩,向上变为湖泊相硅藻土、泥质粉砂岩以及厚层的溢流玄武岩,多呈致密块状,气孔结构不发育。该层内硅藻土多呈灰褐色-铁灰色,含较多的火山岩碎屑,与泥质粉砂岩共生或局部渐变过渡。

(2)第二喷发亚旋回。底部为一套湖泊相硅藻土层、黏土和砂质黏土层夹细砂层,含有动、植物化

石,该层位也是研究区主要富硅藻土矿地层,在浦桥、普义、春联、马仁、崇仁、广利等地区均广泛出露,厚度为5~20 m,往往为灰白色-白色。值得注意的是,硅藻土层厚度的变化与地形高差关系密切,地形较高处矿层普遍较厚,地形低洼处矿层普遍较薄,暗示硅藻土形成时的古地形和现在的地貌发生了明显的倒转,即早期的低洼处转变为现今的高地。硅藻土层向上为一套厚层、具明显柱状节理的块状玄武岩,其上则覆盖由多个薄岩流单元组成的复合玄武岩岩流单元。

(3)第三喷发亚旋回。该亚旋回具有呈溢流相的玄武岩与火山口湖泊相沉积岩多次互层现象。玄武岩由多个单层厚度不超过2 m的岩流单元叠加组成,底部有少量玄武质含角砾凝灰岩。火山口湖泊相岩性为灰白色黏土、粉砂质黏土和细砂层及硅藻土层,呈断续小透镜体出现在不同岩流单元之间。

上述3个喷发亚旋回中的第二喷发亚旋回玄武岩及其中的硅藻土夹层分布稳定,厚度变化不大,在嵊州不同地区均有出露。第一喷发亚旋回及第三喷发亚旋回在不同地区发育情况不同,尤其第三喷发亚旋回由于剥蚀原因,常常缺失。

本文研究的3套硅藻土样品均采自福泉山古火山西侧,采样位置见图1(b)。福泉山盾火山是新昌盆地保持最完好的古火山之一,面积约

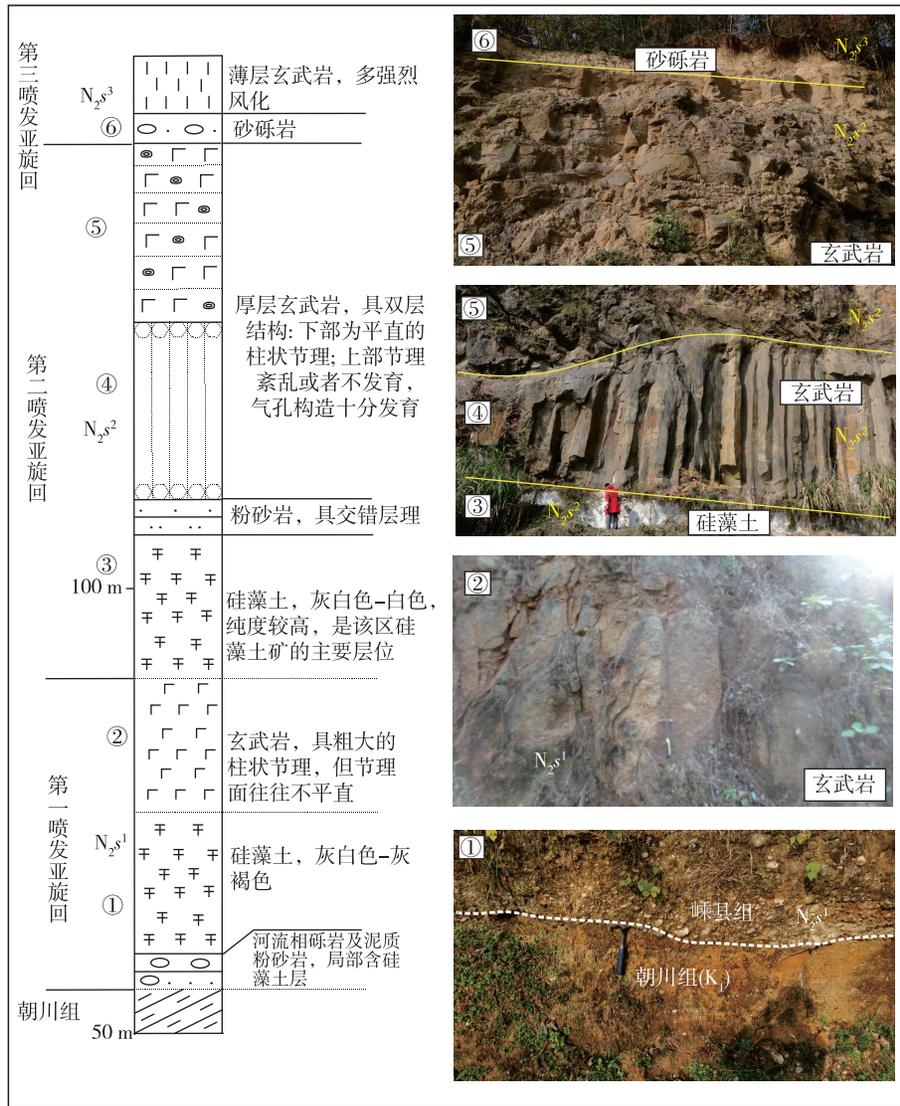


图 2 新昌盆地嵊县组综合地层柱状图

Fig. 2 Stratigraphic column of the Shengxian Formation, Xinchang Basin

40 km<sup>2</sup>, 主要由大面积溢流相玄武岩组成, 火山口位于福泉山和飞凤山两座山丘顶部, 尤以福泉山顶部火山口构造最为清晰。福泉山火山口面积约 2.3 km<sup>2</sup>, 相对高差约 100 m, 在地貌上呈向南开口的半环状。环状山脊由爆发相玄武质集块角砾岩组成, 具明显的内斜对倾分布特征, 内径相对负地形主要为火山通道相玄武岩, 另见围绕火山颈相呈内斜对倾分布的火山口湖泊相玄武质沉集块角砾岩、含集块角砾沉凝灰岩, 火山口外围几乎全部由溢流相玄武质熔岩组成。露头上, 硅藻土主要分布于第二喷发亚旋回中具柱状节理的厚层玄武岩之下(图 2), 层厚 3~5 m, 主体以灰白色、深灰色、浅灰色、蓝色为主, 局部被淋滤铁浸染后呈

铁黄色-黄褐色。顶部由于玄武岩的烘烤往往呈灰褐色, 呈致密块状。

## 2 样品特征及测试方法

### 2.1 样品特征

本文所采硅藻土样品为灰白色-白色, 遇盐酸不起泡, 泥状结构, 显微层状构造, 风化后呈书页状构造; 研磨后有粗糙感, 参差贝壳状断口, 孔隙度大, 质轻, 有强烈的黏舌感。根据 XRD 物相及扫描电镜分析, 其中的硅藻含量 < 60% (图 3), 其他矿物成分包括黏土质矿物、云母及少量长石等<sup>[14]</sup>。通过扫描电镜观察, 样品中硅藻属种主要为直链藻属中的

颗粒直链藻(*Melosira granulata*),也见小环藻和舟形藻(图3)。

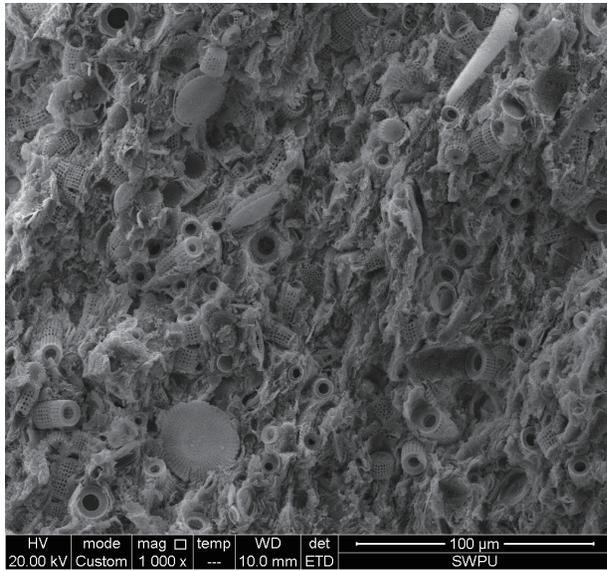


图3 福泉山硅藻土样品扫描电镜照片

Fig. 3 Scanning electron microscopic image of the diatomite sample from Fuquanshan

## 2.2 测试方法

硅藻土样品的主量元素、微量元素及稀土元素分析测试在中国地质调查局南京地质调查中心实验室完成。主量元素分析采用X-荧光光谱法(XRF)

测定,所用仪器为PW2400/40型X-荧光光谱仪(荷兰帕纳科公司);微量及稀土元素分析采用电感耦合等离子体质谱法(ICP-MS)测定,仪器型号为XSeriesII型电感耦合等离子体质谱仪(美国热电公司)。主量元素检测限为0.01%~0.1%,微量元素检测限为 $0.5 \times 10^{-6}$ ,稀土元素检测限为 $(0.01 \sim 0.5) \times 10^{-6}$ ,分析结果见表1。

## 3 测试结果

嵊州福泉山硅藻土 $\text{SiO}_2$ 含量为61.3%~69.4%,明显低于吉林桦甸(74%~80%)<sup>[6]</sup>、山东临朐(65%~80%)、云南腾冲(72.4%~82.3%)<sup>[4]</sup>以及俄罗斯西部Transuralian地区(85%~95%)<sup>[15]</sup>的硅藻土 $\text{SiO}_2$ 含量,而与云南寻甸先锋(61.2%)及四川米易回汉沟(63.2%)和新民街(60.8%)等矿床的硅藻土 $\text{SiO}_2$ 含量相似<sup>[4,14-15]</sup>。硅藻土 $\text{FeO}_t$ 含量为3.38%~6.07%, $\text{Al}_2\text{O}_3$ 含量为14.6%~17.9%,CaO含量为0.43%~0.57%;烧失量为7.85%~9.91%,可能与样品中含有有机质和水分相关。较低的 $\text{SiO}_2$ 含量表明嵊州硅藻土中可能具有较高的黏土矿物(层状铝硅酸盐)含量,接近于硅藻泥(diatomaceous clay)。这一结论与福泉山硅藻土矿XRD分析中较高的黏土矿物含量(约60%)以及 $\text{FeO}_t$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 含量相符<sup>[14]</sup>。

表1 嵊州福泉山硅藻土主量元素及微量元素含量

Table 1 Major and trace element compositions of the Fuquanshan diatomite deposit, Shengzhou City

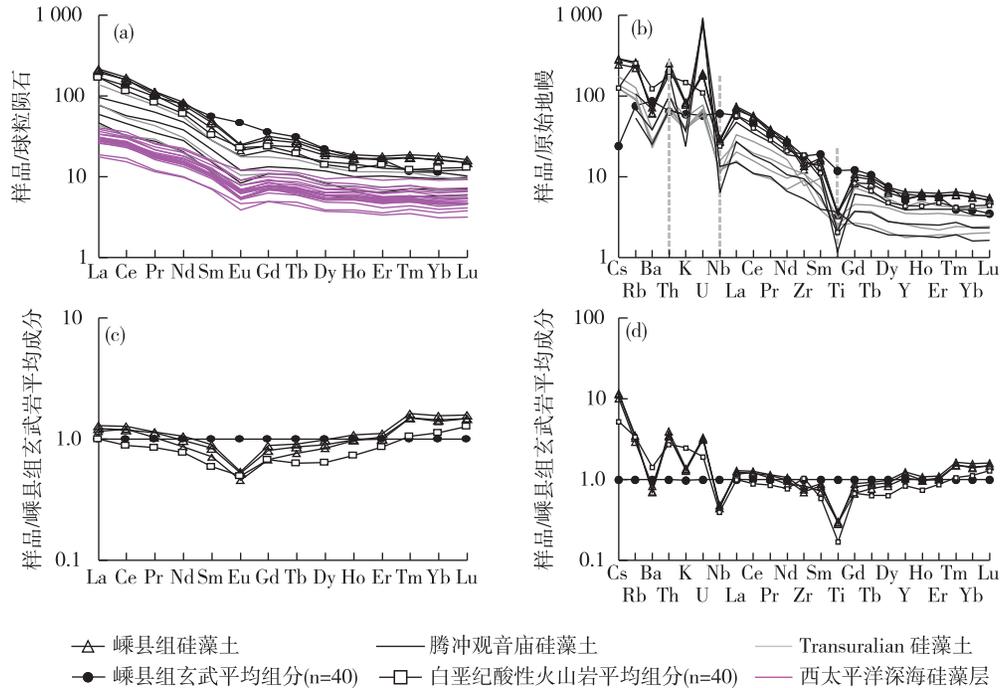
样品编号	主量元素含量/%											微量元素含量/ $10^{-6}$									
	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{FeO}_t$	MgO	CaO	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{TiO}_2$	$\text{P}_2\text{O}_5$	MnO	烧失量	Cs	Rb	Ba	Sr	Pb	Th	U	Zr	Hf	
WG1658-1-1	61.3	17.6	6.7	0.9	0.57	0.36	2.4	0.79	0.08	0.11	9.87	9.08	161	440	69.7	34.2	19.2	3.85	140	4.7	
WG1658-1-3	61.5	17.9	6.41	0.87	0.56	0.34	2.51	0.74	0.07	0.09	9.91	9.26	168	430	64.7	37.4	21.8	4.08	154	4.76	
WG103-1-1	69.4	14.6	5.16	0.7	0.43	0.35	2.5	0.77	0.06	0.05	7.85	8.02	142	516	54.2	30.4	18.9	3.79	168	5.49	
样品编号	微量元素含量/ $10^{-6}$																				
	Y	Nb	Sc	Cr	V	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	$\Sigma\text{REE}$	
WG1658-1-1	27.8	19.7	11.2	47.9	68.2	49.1	95.8	10.6	36.1	7.14	1.41	5.9	0.99	4.99	0.95	2.69	0.44	2.76	0.38	219	
WG1658-1-3	29.4	19.4	10.8	41.1	64.6	51.7	103	10.8	39.2	7.59	1.45	6.48	1.05	5.44	1.05	2.98	0.48	3.02	0.41	235	
WG103-1-1	24.6	21.2	8.95	32.1	46.3	46.3	98	9.68	31.7	6.07	1.23	4.96	0.88	4.66	0.94	2.79	0.44	2.71	0.38	211	

在微量元素组成上,嵊州福泉山硅藻土稀土元素含量高于云南腾冲硅藻土以及俄罗斯Transuralian地区硅藻土(图4(c))。球粒陨石标准化稀土元素配分曲线具有明显的“右倾”特征以及

Eu负异常(0.60~0.65)。在原始地幔标准化不相容元素配分曲线图(图4(b))上,福泉山硅藻土与酸性火山岩具有相似的配分形式而不同于嵊县组玄武岩,表现为明显的Ba、Nb、Ti负异常以及Th、U

正异常。为进一步展示硅藻土微量元素特征与不同类型火山岩之间的差异,以嵊县组玄武岩平均成分作为标准化值,在稀土元素及不相容元素配分曲线上(图 4(c)、图 4(d)),福泉山硅藻土相比嵊县组

玄武岩明显亏损中稀土元素(Sm—Ho)、富集重稀土元素(Tm—Lu)及 Cs、Rb、Th、U 等元素,富集程度可达 3~10 倍,而 Nb、Ti 则明显亏损,其含量仅为嵊县组玄武岩的 0.4~0.7 倍。



(a).硅藻土球粒陨石标准化稀土元素配分曲线图;(b).硅藻土原始地幔标准化不相容元素配分曲线图;(c)、(d).硅藻土嵊县组玄武岩相对富集程度图,腾冲观音庙硅藻土数据引自文献[4];俄罗斯 Transutrialian 硅藻土数据引自文献[15];西太平洋深海硅藻层数据引自文献[16];球粒陨石及原始地幔标准化数据引自文献[17];嵊县组玄武岩及白垩纪酸性火山岩数据引自文献[18]

图 4 嵊州福泉山硅藻土微量元素地球化学特征图

Fig. 4 Trace element characteristics of the Fuquanshan diatomites in Shengzhou region

## 4 讨论

### 4.1 硅藻土地球化学特征及其控制因素

硅藻在水体中的生长及繁盛同时依赖于水体中溶解的充足 SiO<sub>2</sub> 以及营养<sup>[19]</sup>。中国东部沿海地区硅藻土矿具有相似的地质背景及赋存特征:① 主要形成于中新世以来;② 往往形成于大规模玄武岩出露区或者作为夹层赋存于玄武岩地层中;③ 均为新生代陆缘裂谷背景下淡水湖相沉积。不仅如此,东太平洋北美、墨西哥等地区主要工业硅藻土矿也多赋存于新生代玄武岩集中出露地区<sup>[20]</sup>。基于以上特征,以往研究大多数认为共生的玄武岩及玄武质火山灰可能为硅藻的生长提供了养分<sup>[4,21-23]</sup>,即同期玄武岩的风化、溶解可能为硅藻的生长繁盛提

供了充足的 Si 元素。但应当注意的是,硅藻与硅藻土不同,前者的主要化学成分为硅藻质氧化硅(SiO<sub>2</sub> · nH<sub>2</sub>O),而后者不仅包括硅藻骨骼(化石),还包括硅藻生长—死亡过程中周围水体沉积的细碎屑物或次生矿物(如黏土矿物、碳酸盐矿物)等。对于硅藻土矿来说,其 SiO<sub>2</sub> 含量显然受控于其中所含硅藻的多少。然而,硅藻土的其他元素(如高场强元素、稀土元素等)含量及特征是否与 SiO<sub>2</sub> 一样,均受控于同时期玄武岩的风化与溶解,则需进一步探讨。

研究表明,硅藻化石具有极低的稀土元素含量。以 La 为例,其在硅藻中的平均含量比硅藻土整体低 1~2 个数量级<sup>[4]</sup>。在西太平洋深海,硅藻层(硅藻含量 > 50%)的 La 含量最低只有 5 × 10<sup>-6</sup><sup>[16]</sup>,表明硅藻对于硅藻土整体的稀土元素含量

贡献是极低的。在主量元素方面,根据 LAMB A L 等<sup>[24]</sup>对 Lake Tilo 中硅藻的研究,其  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}$  含量分别低于 0.63% 和 0.37%。此外,冯璜等<sup>[25]</sup>对雷州半岛硅藻土的矿物学研究表明,其中所含硅藻  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}$  含量  $< 0.2\%$ 。假设硅藻土中含有 80% 的硅藻(考虑到本文样品 61%~69% 的  $\text{SiO}_2$  以及低于 60% 的硅藻含量,这个比例是明显高估的),那么其所占的  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量大概是 0.8%,相比本文样品的  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量(14.6%~17.8%)是微不足道的。可见,福泉山硅藻土中硅藻的成分对于硅藻土样品的微量元素以及  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}$  等主量元素的含量影响是微弱的,相反这些成分可能主要受控于样品中黏土矿物或细粒沉积物的地球化学组成<sup>[16]</sup>。福泉山硅藻土样品的  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量(反映碎屑物质含量)与稀土元素含量之间呈正相关也支持这一结论。类似,在西太平洋菲律宾海盆内 WDP-12 钻孔及 WDP-03 钻孔内,从下部深海软泥、硅藻泥到上部硅藻层,稀土元素含量随着  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量的降低以及硅藻含量的升高而明显降低<sup>[16]</sup>;在俄罗斯 Transuralian 地区硅藻土矿剖面上,稀土元素含量与  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量之间也呈明显的负相关<sup>[25-26]</sup>。福泉山硅藻土相对较低的  $\text{SiO}_2$  含量以及高的  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量暗示细碎屑沉积物在其中应占有较高的比重,因此其地球化学组成应该如同其他细碎屑岩一样,可以用于判别古沉积环境或者古气候。

如图 4 所示,福泉山硅藻土具有与共生的嵯县组

玄武岩截然不同的微量元素组成,表现在明显亏损 Nb-Ti 以及相对于玄武岩更加富集重稀土(HREE)、Th-U、Cs-Rb 等特征。上述特征暗示硅藻土中所含碎屑物质并非直接来源于周边玄武岩的剥蚀。在露头上,玄武岩夹层中的硅藻土以及砂砾岩中普遍缺少玄武岩碎屑,也表明在硅藻土形过程中玄武岩的风化剥蚀并不显著。另一方面,在玄武岩以及其他火成岩类的风化过程中,轻稀土元素(LREE)的活动性显著大于重稀土元素(HREE),当地表(下)水淋滤这些岩石之后,残留的风化壳会富集 HREE 而相对贫 LREE<sup>[27-32]</sup>,而地表水或地下水则会相对富集 LREE<sup>[27,33-34]</sup>。同时,由于不同稀土元素的溶解度具有差异,玄武岩区地表(下)水在球粒陨石标准化稀土元素配分曲线上往往具有明显的四分组效应,并伴随 Eu 正异常及 Ce 异常<sup>[33-34]</sup>。前者多数被认为是长石快速溶解的结果,因为长石往往表现出明显的 Eu 正异常<sup>[35]</sup>,后者多数被认为与地表环境较高的氧逸度有关<sup>[34]</sup>。因此,与共生玄武岩相比,福泉山硅藻土样品 Eu 负异常明显、缺少明显的 Ce 负异常以及重稀土元素更加富集的特征也表明,硅藻土中的稀土元素特征与玄武岩的风化过程无关。相反,在 Co/Th-La/Sc 图解(图 5(a))和 La/Th-Hf 图解(图 5(b))上,所有硅藻土样品均投点于酸性火山岩附近。结合硅藻土样品与白垩纪酸性火山岩相似的微量元素配分形式,表明福泉山硅藻土中的碎屑沉积物可能主要来自于周边酸性火山岩源区。

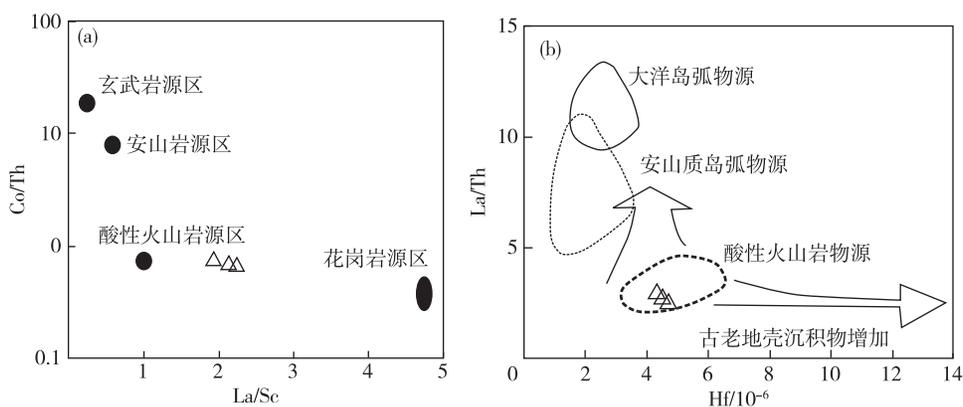


图 5 Co/Th-La/Sc (a)<sup>[41]</sup> 及 La/Th-Hf (b)<sup>[42]</sup> 碎屑物源判别图解

Fig. 5 Co/Th-La/Sc (a)<sup>[40]</sup> and La/Th-Hf (b)<sup>[41]</sup> discrimination diagrams of detrital sources

#### 4.2 硅藻土形成的古环境及意义

沉积岩 Sr/Ba 值是沉积时水体古盐度判定的一个常用的有效手段。一般情况下, Sr/Ba 值  $> 1$  为

海相环境, Sr/Ba  $< 1$  为陆相淡水环境。福泉山硅藻土的 Sr/Ba 值约为 0.15, 表明其主要沉积于低盐度的淡水中<sup>[36]</sup>, 这与美国西部同期硅藻土矿的特征一

致<sup>[19]</sup>。V/Cr 值及 Ni/Co 值分别为 1.40~1.57 和 2.67~3.52,表明其沉积于富氧环境(V/Cr<2.0、Ni/Co<5.0)<sup>[35]</sup>。在岩石风化以及沉积过程中,化学蚀变指数(CIA,  $100 \times \text{mol. Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ )可用于反映源区化学风化程度和气候条件<sup>[39-40]</sup>。通常认为,CIA=50~60 指示初级风化强度,反映气候干燥;CIA=60~80 指示中等风化强度,反映气候温暖湿润;CIA=80~100 指示强烈风化强度,反映气候炎热潮湿。本文硅藻土样品的 CIA 值为 78~80,反映物源区在温暖湿润气候下经历了中-强的风化强度。

新昌盆地嵊县组及其中的硅藻土矿床主要形成于晚中新世,这也是全球主要硅藻土矿的赋存时期。在环太平洋地区,该时间段也是硅藻繁盛的阶段,甚至在高纬度地区(如白令海)均有分布<sup>[42]</sup>,表明该时段环太平洋地区普遍处于潮湿温暖的古环境,这与中新世全球 CO<sub>2</sub> 浓度及大洋沉积物 δ<sup>18</sup>O 的陡升过程一致<sup>[43]</sup>。何文龙<sup>[46]</sup>依据浙江天台嵊县组一种樟科植物化石(*Cinnamomum* cf. *bejolghota*)的角质层微细构造特征,推测中新世的古气候更为炎热多雨。此外,一些学者通过浙东天台山下中新统南山组(N<sub>1n</sub>)中古亮叶桦(*Betula mioluminifera* Hu et Chaney)压型化石、润楠(*Machilus tiantensis* Ding S. T. et Sun B. N. sp. Nov.)压型化石及黄毛青冈(*Quercus delavayi* Franch)化石的叶形态和表皮微细特征,定量推论出浙东地区中新世时期气候较现今更加温暖<sup>[44-45]</sup>。任文秀等<sup>[47]</sup>通过对浙江宁海晚中新世下南山组 23 属植物大化石的现存属共存分析,推测晚中新世该地区为亚热带山地气候,海拔 500~1 200 m。上述研究结果与本文通过硅藻土地球化学所得到的结论一致。这些现象均暗示,包括嵊州福泉山在内的浙东地区,中新世古气候总体表现为温暖湿润-炎热潮湿,且山脉高度与现今差别不大,这一古地理面貌与古近纪截然不同。

晚白垩世—古近纪,中国东部沿海依然存在高大的山脉,古地理及岩石学记录均证实其高度可达 3~4 km<sup>[48]</sup>。此时,华南内陆盆地(如洞庭盆地、江汉盆地)以及沿海断陷-拗陷盆地(如苏北盆地)普遍形成干旱环境下的红层,洞庭盆地及江汉盆地均可见明显的膏岩沉积,表明此时整个华南地区仍处于干旱少雨的行星风系控制之下<sup>[49]</sup>。中新世,这种干旱环境下的蒸发岩组合在不同内陆盆地中基本全

部消失,自长白山至海南岛大量出露的淡水湖相硅藻土矿<sup>[4-5,7]</sup>表明,此时我国东部总体处于温暖湿润的环境。同时,在东南沿海普遍可观察到中新世中晚期的裂谷型玄武岩(如浙江嵊县组、福建佛县组)超覆于白垩纪花岗岩之上,暗示花岗岩上部相当厚度的地壳均已剥蚀完毕。此外,该时期嵊县组玄武岩喷发的火山口及火山机构往往保存较好,指示当时的地貌与现在的地貌无太大差别。由此可见,古近纪—新近纪,中国东南沿海地区发生了显著的古地理-古气候的变化。

地质构造演化是地质历史过程中气候环境突变的主要推动力<sup>[43]</sup>,上述地理-气候格局变化反映了渐新世欧亚大陆构造体制大转折<sup>[49-51]</sup>。汪品先<sup>[52]</sup>对欧亚大陆新生代古气候及构造过程进行了研究,认为中新世东亚地区地形的倒转以及气候-环境的突变一方面受控于喜马拉雅山脉的快速隆升,另一方面与西太平洋弧后地区的裂陷作用有关。在陆缘裂陷作用下,在大陆内侧形成一系列陆缘裂谷环境下的玄武岩,我国雷州半岛至东北地区均有出露。在大陆外侧,日本海、南海、四国海盆、苏拉威西海、苏禄海等边缘海盆均于此时快速伸展,最终形成了占世界面积 3/4 的边缘海盆地群<sup>[53-54]</sup>。上述两个因素相互作用,形成了从喜马拉雅到马里亚纳海沟落差高达 20 km 的巨大斜坡<sup>[52]</sup>。此时,亚洲季风气候已形成,并携带了来自太平洋的暖湿气流<sup>[41]</sup>,为硅藻的繁盛提供了充足的营养,也奠定了整个东亚地理-气候面貌。中新世末期,随着青藏高原的隆升,北半球冰盖从上新世开始逐渐扩大<sup>[52,55]</sup>,全球进入新一轮冰期,可能是造成整个环太平洋区域硅藻活动由盛转衰的主要原因。

## 5 结论

(1)福泉山硅藻土具有较低的 SiO<sub>2</sub> 含量以及较高的 CaO、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量,表明其中含有较高比例的细碎屑物质,这些细碎屑物质控制着硅藻土样品主要的地球化学特征。硅藻土富集轻稀土元素、亏损高场强元素等特征说明碎屑物质可能主要来自于周围白垩纪酸性火山岩源区。

(2)福泉山硅藻土形成于中新世温暖潮湿的淡水湖相环境,不同于古近纪浙东地区干旱的气候环境。

(3)古近纪—新近纪,浙东地区古环境的转变

受控于欧亚大陆西侧喜马拉雅山脉的隆升以及东侧陆缘的裂解。

### 参考文献

- [1] STAMATAKIS M G, FRAGOULIS D, CSIRIK G, et al. The influence of biogenic micro-silica-rich rocks on the properties of blended cements[J]. *Cement and Concrete Composites*, 2003, 25(2): 177-184.
- [2] SCOPELLITI G, BELLANCA A, MONIEN D, et al. Chemostratigraphy of the early Pliocene diatomite interval from MIS AND-1B core (Antarctica): Palaeoenvironment implications [J]. *Global and Planetary Change*, 2013, 102: 20-32.
- [3] LINDQVIST J K, LEE D E. High-frequency paleoclimate signals from Foulden Maar, Waipiata Volcanic Field, southern New Zealand: An Early Miocene varved lacustrine diatomite deposit [J]. *Sedimentary Geology*, 2009, 222(1/2): 98-110.
- [4] 王登红, 蒋成兴, 应汉龙, 等. 云南腾冲观音庙硅藻土矿床的地球化学特征及其与火山作用的成因联系[J]. *矿床地质*, 2002 (S1): 917-920.  
WANG D H, JIANG C X, YING H L, et al. Geochemistry of Diatomite in Guanyinmiao and Its Genetic Relation to Volcanism in Tengchong, Yunnan [J]. *Mineral Deposits*, 2002(S1): 917-920.
- [5] 古白泯, 周义平. 云南省寻甸先锋盆地中新世褐煤与硅藻土沉积特征 [J]. *地质论评*, 1994, 40 (5): 465-475.  
GU B M, ZHOU Y P. The Sedimentary characteristics of the Miocene Lignite and diatomite in Xianfeng Basin, Xundian, Yunan [J]. *Geologic Review*, 1994, 40(5): 465-475.
- [6] 马小顺, 黄静, 刘健峰. 吉林省长白县二道阳岔硅藻土矿床地质特征和找矿标志 [J]. *世界有色金属*, 2020(3): 248-251.  
MA X S, HUANG J, LIU J F. Geological characteristics and prospecting criteria of erdaoyangcha diatomite deposit, Changbai County, Jilin Province [J]. *World Nonferrous Metals*, 2020(3): 248-251.
- [7] 何云霞, 高丽英, 王淑君. 吉林省白山地区硅藻土矿基本特征及应用 [J]. *吉林地质*, 2008, 27(1): 25-29.  
HE Y X, GAO L Y, WANG S J. Basic characteristics and utilization of diatomite ore in Baishan region Jilin Province [J]. *Jilin Geology*, 2008, 27(1): 25-29.
- [8] 宋竹琴. 吉林省东部聚煤盆地硅藻土资源综合评价 [J]. *中国煤田地质*, 1995, 7(1): 52-54.  
SONG Z Q. Comprehensive evaluation of diatomite resources in eastern coal-gathering basin of Jilin Province [J]. *Coal Geology of China*, 1995, 7 (1): 52-54.
- [9] 褚平利, 段政, 余明刚, 等. 陆相火山岩区火山机构的识别——以浙江新昌东茗复活破火山为例 [J]. *地质通报*, 2022, 41(2/3): 361-373.  
CHU P L, DUAN Z, YU M G, et al. Identification in continental volcanic areas-A case study of the Dongming resurgent caldera in Xinchang, Zhejiang province [J]. *Geological Bulletin of China*, 2022, 41 (2/3): 361-373.
- [10] YU X, CHEN L H, ZENG G. Growing magma chambers control the distribution of small-scale flood basalts [J]. *Scientific Reports*, 2015, 5(1): 1-8.
- [11] 黄成彦, 蔡祖仁. 浙江中新世嵊县组的硅藻植物群 [J]. *古生物学报*, 1984, 23(3): 358-372.  
HUANG C Y, CAI Z R. Diatom floras in the Miocene Shexian Formation of Shengxian, Zhejiang Province [J]. *Acta Paleontologica Sinica*, 1984, 23 (3): 358-372.
- [12] LI R, SUN B, WANG Q, et al. Two new *Castanopsis* (Fagaceae) species based on cupule and foliage from the upper Miocene of eastern Zhejiang, China [J]. *Plant Systematics and Evolution*, 2015, 301 (1): 25-39.
- [13] LI X, MA F, XIAO L, et al. New records of *Podocarpium* A. Braun ex Stizenberger (Fabaceae) from the Oligocene to Miocene of China: Reappraisal of the phylogeographical history of the genus [J]. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 2019, 260: 38-50.
- [14] 褚平利, 段政, 余明刚, 等. 1:5万嵊县幅区域地质调查报告 [R]. 南京: 中国地质调查局南京地质调查中心, 2016: 120-125.  
CHU P L, DUAN Z, YU M G, et al. 1:50 000 regional geologic report of Shengxian sheet [R]. Nanjing: Nanjing Center, China Geologic Survey, 2016: 120-125.
- [15] SMIRNOV P V, KONSTANTINOV A O, GURSKY H J. Petrology and industrial application of main diatomite deposits in the Transuralian region (Russian Federation) [J]. *Environmental Earth Sciences*, 2017, 76(20): 1-19.
- [16] XIONG Z, LI T, ALGEO T, et al. Rare earth element geochemistry of laminated diatom mats from tropical West Pacific: Evidence for more reducing bottom waters and higher primary productivity during the

- Last Glacial Maximum[J]. *Chemical Geology*, 2012, 296: 103-118.
- [17] SUN S S, MCDONOUGH W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes [J]. Geological Society, London, Special Publications, 1989, 42(1): 313-345.
- [18] 陈荣, 褚平利, 曾建威, 等. 中国地质调查局南京地质调查中心. 1:50 000 崇仁幅区域地质调查报告[R]. 南京:中国地质调查局南京地质调查中心, 2010: 50-125.
- CHEN R, CHU P L, ZENG J W, et al. China geologic Survey, Nanjing Center. Regional geology of Chongren Sheet (1:50 000) [R]. Nanjing: Nanjing Center, China geologic Survey, 2010: 50-125.
- [19] WALLACE A R, FRANK D G, FOUNIE A. Fresh-water diatomite deposits in the western United States [M]. US Department of the Interior, US Geological Survey, 2006.
- [20] INGLE JR J C. Origin, depositional history, and correlation of Miocene diatomites around North Pacific margin[J]. *AAPG Bulletin*, 1981, 65(5): 940-940.
- [21] 丁瑞. 敦化市高松树硅藻土矿床地质特征及成因[J]. *中国非金属矿工业导刊*, 2014(4): 41-43.
- DING R. Geological characteristics and genesis of gaoshu Diatomite deposit in Dunhua city[J]. *China Non-Metallic Minerals Industry*, 2014(4): 41-43.
- [22] PEDERSEN S A S. Palaeogene diatomite deposits in Denmark: geological investigations and applied aspects [J]. *GEUS Bulletin*, 2008, 15: 21-24.
- [23] 潘标开, 宁思远, 弓帅, 等. 雷琼地区硅藻土矿床地质特征与成矿规律[J]. *中国非金属矿工业导刊*, 2021(1): 39-42.
- PAN B K, NING S Y, GONG S, et al. Geological Characteristics and Metallogenic Regularity of Diatomite Deposit in Leiqiong Area[J]. *China Non-Metallic Minerals Industry*, 2021(1): 39-42.
- [24] LAMB A L, BREWER T S, LENG M J, et al. A geochemical method for removing the effect of tephra on lake diatom oxygen isotope records[J]. *Journal of Paleolimnology*, 2007, 37(4): 499-516.
- [25] 冯璜, 张惠芬. 雷州半岛硅藻土中的硅藻及其化学成分[J]. *矿物学报*, 1995, 15(1): 29-35.
- FENG H, ZHANG H F. Genera, Species and Chemical compositions of diatoms from Guangdong Province[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 1995, 15(1): 29-35.
- [26] SMIRNOV P V, KONSTANTINOV A O, BATALIN G A, et al. Variability in distribution of major and trace elements in Lower Eocene siliceous sections of the Transuralian Region, Russia[J]. *Acta Geochimica*, 2019, 38(2): 262-276.
- [27] LUDDEN J N, THOMPSON G. An evaluation of the behavior of the rare earth elements during the weathering of sea-floor basalt[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1979, 43(1): 85-92.
- [28] EGGLETON R A, FOU DOULIS C, VARKEVISSER D. Weathering of basalt: changes in rock chemistry and mineralogy[J]. *Clays and Clay Minerals*, 1987, 35(3): 161-169.
- [29] PRICE R C, GRAY C M, WILSON R E, et al. The effects of weathering on rare-earth element, Y and Ba abundances in Tertiary basalts from southeastern Australia[J]. *Chemical Geology*, 1991, 93(3/4): 245-265.
- [30] NESBITT H W. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite[J]. *Nature*, 1979, 279(5710): 206-210.
- [31] SU N, YANG S, GUO Y, et al. Revisit of rare earth element fractionation during chemical weathering and river sediment transport [J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2017, 18(3): 935-955.
- [32] DOS MUCHANGOS A C. The mobility of rare-earth and other elements in the process of alteration of rhyolitic rocks to bentonite (Lebombo Volcanic Mountainous Chain, Mozambique)[J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 2006, 88(1/3): 300-303.
- [33] TWEED S, LEBLANC M, CARTWRIGHT I. Groundwater-surface water interaction and the impact of a multi-year drought on lakes conditions in South-East Australia[J]. *Journal of Hydrology*, 2009, 379(1/2): 41-53.
- [34] SIEBERT C, ROSENTHAL E, MÖLLER P, et al. The hydrochemical identification of groundwater flowing to the Bet She'an-Harod multiaquifer system (Lower Jordan Valley) by rare earth elements, yttrium, stable isotopes (H, O) and Tritium[J]. *Applied Geochemistry*, 2012, 27(3): 703-714.
- [35] TAYLOR S R, MCLENNAN S M. The geochemical evolution of the continental crust[J]. *Reviews of Geophysics*, 1995, 33(2): 241-265.
- [36] WANG A, WANG Z, LIU J, et al. The Sr/Ba ratio response to salinity in clastic sediments of the Yangtze River Delta [J]. *Chemical Geology*, 2021, 559: 119923.
- [37] JONES B, MANNING D A C. Comparison of geo-

- chemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones[J]. *Chemical Geology*, 1994, 111(1/4): 111-129.
- [38] NESBITT H W, YOUNG G M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites[J]. *Nature*, 1982, 299 (5885): 715-717.
- [39] LI C, YANG S. Is chemical index of alteration (CIA) a reliable proxy for chemical weathering in global drainage basins? [J]. *American Journal of Science*, 2010, 310(2): 111-127.
- [40] WRONLIEWICZ D J, CONDIE K C. Geochemistry of Archean shales from the Witwatersr and Supergroup, South Africa: Source-area weathering and provenance [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1987, 51: 2401-2416.
- [41] FLOYD P A, LEVERIDGE B E. Tectonic Environment of Devonian Gramscatho basin, South Cornwall: Framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones[J]. *Geological Society of London Journal*, 1987, 144: 531-542.
- [42] KOIZUMI I, YAMAMOTO H. Diatomooze and diatomite—diatomaceous sediments in and around the North Pacific Ocean [J]. *JAMSTEC Report of Research and Development*, 2018, 27: 26-46.
- [43] LAMB S, DAVIS P. Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes[J]. *Nature*, 2003, 425(6960): 792-797.
- [44] 李明涛, 孙柏年, 肖良, 等. 浙东中新世 *Betula mioluminifera* Hu et Chaney 的发现及古气候重建[J]. *地球科学进展*, 2008, 23(6): 651.  
LI M T, SUN B N, XIAO L, et al. Discovery of *Betula mioluminifera* Hu et Chaney from the Miocene in Eastern Zhejiang and reconstruction of paleoclimate [J]. *Advance in Earth Science*, 2008, 23(6): 651.
- [45] 丁素婷, 孙柏年, 吴靖宇, 等. 浙江天台中新统润楠属化石及其古环境指示[J]. *地球科学*, 2012, 37(1): 35-46.  
DING S T, SUN B N, WU J Y, et al. *Machilus* fossil from Miocene in Tiantai, Zhejiang province, China, and its paleoenvironmental implication [J]. *Earth Science-Journal of China University of Geosciences*, 2012, 37(1): 35-46.
- [46] 何文龙. 浙江宁海—天台地区中新世植物化石及气候变化[D]. 兰州: 兰州大学, 2013.  
HE W L. Miocene plant fossils and climate change in Ninghai-Tiantai area, Zhejiang Province[D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2013.
- [47] 任文秀, 孙柏年, 肖良. 浙江宁海下南山组晚中新世古海拔与古气候定量重建[J]. *微体古生物学报*, 2010, 27 (1): 93-98.  
REN W X, SUN B N, XIAO L. Quantitative reconstruction on paleoelevation and paleoclimate of Miocene Xiananshan Formation in Ninghai, Zhejiang province [J]. *Acta Micropalaeontologica Sinica*, 2010, 27 (1): 93-98.
- [48] 陈丕基. 晚白垩世中国东南沿岸山系与中南地区的沙漠和盐湖化[J]. *地层学杂志*, 1997, 21(3): 203-213.  
CHEN P J. Coastal Mountains of SE China desertization and saliniferous lakes of Central China during the Upper Cretaceous [J]. *Journal of Stratigraph*, 1997, 21(3): 203-213.
- [49] 姜磊, 邓宾, 刘树根, 等. 上扬子盆地新生代差异抬升剥蚀与分异过程[J]. *地球科学*, 2018, 43 (6): 1872-1886.  
JIANG L, DENG B, LIU S G, et al. Differential uplift and fragmentation of upper Yangtze Basin in Cenozoic [J]. *Earth Science*, 2018, 43(6): 1872-1886.
- [50] HALL R. Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific: computer-based reconstructions, model and animations[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2002, 20(4): 353-431.
- [51] 索艳慧, 李三忠, 曹现志, 等. 中国东部中生代反转构造及其记录的大洋板块俯冲过程[J]. *地学前缘-中国地质大学(北京)*, 2017, 24(4): 249-276.  
SU Y H, LI S Z, CAO X Z, et al. Mesozoic-Cenozoic inversion tectonics of East China and its implications for the subduction process of the oceanic plate [J]. *Earth Science Frontiers*, 2017, 24(4): 249-276.
- [52] 汪品先. 新生代亚洲形变与海陆相互作用[J]. *地球科学: 中国地质大学学报*, 2005, 30(1): 1-18.  
WANG P X. Cenozoic Deformation and History of Sea-Land Interactions in Asia[J]. *Earth Science-Journal of China University of Geosciences*, 2005, 30(1): 1-18.
- [53] 姚伯初, 万玲, 吴能友. 大南海地区新生代板块构造活动[J]. *中国地质*, 2004, 31(2): 113-122.  
YAO B C, WAN L, WU N Y. Cenozoic plate tectonic activities in the Great South China Sea area[J]. *China Geology*, 2004, 31(2): 113-122.
- [54] XU S M, YE Q, LI S, et al. Sequential patterns in Cenozoic marginal basins of the Northwest Pacific [J]. *Geological Journal*, 2016, 51: 387-415.
- [55] 王照波, 王江月, 李宝杰. 吉林长白山天池第四纪火山旋回性喷发与冰川作用的耦合关系[J]. *华东地质*,

2020, 41(2): 108-115.

WANG Z B, WANG J Y, LI B J. Coupling relation between cyclic eruption of Quaternary volcano and

ancient glacier in Tianchi, Changbai Mts [J]. East China Geology, 2020, 41(2): 108-115.

## Geochemistry and palaeoenvironment implications of the Fuquanshan diatomite deposit in the Shengzhou region, eastern Zhejiang Province

HONG Wentao<sup>1</sup>, CHU Pingli<sup>1</sup>, YANG Shengdu<sup>2</sup>, YU Minggang<sup>1</sup>, DUAN Zheng<sup>1</sup>

(1. Nanjing Center, China Geological Survey, Nanjing 210016, Jiangsu, China;

2. The Fourth Geological Brigade of Zhejiang Province, Shaoxing, 312009, Zhejiang, China)

**Abstract:** The Xinchang Basin in eastern Zhejiang Province contains a series of diatomite deposits inter-laid in the basalts of the Miocene Shengxian Formation. The geochemical characteristics of deposits can provide crucial constraints on the Miocene palaeoenvironment of the eastern Zhejiang Province. In this study, three typical diatomites from the Fuquanshan volcano in Shengzhou City have been analyzed. Compared to the typical diatomites worldwide, low SiO<sub>2</sub> (61.3%~69.4%), high Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (14.6%~17.9%), and REE contents indicate that the Fuquanshan diatomites contain high proportions of fine detritus. Compared with the associated basalt of Shengxian Formation, the composition of the diatom is obviously enriched in large ion lithophile elements and light rare earth elements, with negative anomalies of Eu, Nb and Ti, similar to those in Cretaceous acid volcanic. Based on REE and incompatible elements characteristics, the fine detritus of the Fuquanshan diatomites were mainly derived from the Cretaceous silicic volcanic rocks, rather than coexisting basalt. Chemical weathering index, Sr/Ba ratio, etc., combined with previous paleontological studies support that the Miocene Fuquanshan diatomite deposits were formed in the freshwater lake under a warm humid climate, which is distinct from the Paleogene drought climate of eastern Zhejiang. Miocene diatom “Boom” in eastern China reflects the regional tectonic and palaeoenvironment transformation in the turn of Paleogene-Neogene.

**Key words:** Miocene diatomite; palaeoenvironment; geochemistry; Fuquanshan in Shengzhou; Xinchang Basin in Zhejiang