



古元古代冰期事件: 山西五台地区滹沱群的碳同位素证据

孔凡凡^{①②}, 袁训来^②, 周传明^②

① 中国矿业大学资源与地球科学学院, 徐州 221008;

② 中国科学院南京地质古生物研究所, 现代古生物学和地层学国家重点实验室, 南京 210008

E-mail: kongfanfan1981@sina.com

2011-01-20 收稿, 2011-06-10 接受

中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-YW-153)、国家杰出青年科学基金(40625006)和中央高校基本科研业务费专项资金(2011QNA04)资助

摘要 古元古代全球性冰期(~2.3 Ga)可能是地质历史时期发育最早的雪球事件. 华北地区广泛出露古元古代轻微变质沉积岩, 但缺乏古元古代冰期事件的沉积学证据. 研究了山西五台地区古元古代滹沱群(2.5~2.2 Ga)稳定碳同位素组成, 结果显示 $\delta^{13}\text{C}$ 值在垂向地层序列中的变化有明显的规律性: 豆村亚群大石岭组碳同位素高正值($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值 $3.2\text{‰} \sim 1.0\text{‰}$); 东冶亚群纹山组-大关洞组中部碳同位素值的降低($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值 $2.0\text{‰} \sim -1.2\text{‰}$), 伴随着叠层石从繁盛到衰落的过程; 至大关洞组上部及其与槐荫村组界线附近碳同位素发生显著负漂移($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值 $1.4\text{‰} \sim -3.3\text{‰}$), 该段地层叠层石不发育; 在其之上的北大兴组-天蓬垱组碳同位素比值逐渐恢复到零值附近($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} - 1.2\text{‰} \sim 1.4\text{‰}$), 叠层石迅速繁盛. 在东冶亚群建安村组-大关洞组中部出现的碳同位素负漂移可能是古元古代全球性冰期事件在我国华北地区的响应, 反映古元古代全球古气候发生了重要的变化.

关键词

冰期
碳同位素
滹沱群
古元古代
五台山
山西

同位素地球化学研究在示踪古环境和古气候演化方面有着广泛的应用. 特别是在前寒武纪早期, 由于缺少足够的古生物学证据, 利用同位素地球化学方法用来评估古环境的演化显得尤为重要. 在该领域已经有了大量的研究成果, 比如通过硫、碳和氧的稳定同位素组成变化来研究地球早期古大气和古海洋的环境^[1,2].

南非、北美和芬诺斯坎底亚(芬兰、挪威、瑞典和丹麦)等地区发育古元古代低纬度冰川, 被认为是全球性的冰期事件^[2,3], 其中最确定无疑的是南非 Makganyene 冰碛砾岩^[3]和北美 Huronian 冰碛砾岩^[4]. 全球性冰期事件被认为与大气氧化事件有关^[5]. 古元古代大气富含甲烷, 能够保持地球表面温度在凝冻点以上^[6]. 有人认为, 古元古代大气氧气含量的上升降低了甲烷的含量并最终导致了冰期的发育^[4,7].

我国山西五台地区古元古代地层发育良好, 其中碳酸盐岩也有着较为广泛的出露. 然而未见报道冰碛沉积物或者任何明显的冰川沉积学特征. 如果古元古代确实发生全球性冰期, 那么我国华北山西五台地区应该记录了这一事件. 一些研究者^[8,9]对该地区古元古代滹沱群碳酸盐岩进行了较为详细的碳、氧同位素测试, 但并未对其变化原因进行解释. 本研究对山西五台地区古元古代滹沱群的碳酸盐岩进行了系统的采集, 共测试碳、氧稳定同位素样品 205 个, 旨在对发生在古元古代 2.4~2.2 Ga 期间的全球性冰期事件进行探讨.

1 地质背景

五台变质杂岩位于阜平杂岩和恒山杂岩之间, 它们共同构成了华北造山带的“中部带”, 组成了恒

英文版见: Kong F F, Yuan X L, Zhou C M. Paleoproterozoic glaciation: Evidence from carbon isotope record of the Hutuo Group, Wutai Mountain area of Shanxi Province, China. Chinese Sci Bull, 2011, 56: 2922–2930, doi: 10.1007/s11434-011-4639-0

山-五台-阜平造山带. 它是一个狭长的北东-南西向的区域, 把华北克拉通划分为东部和西部两个块体(图 1).

五台变质杂岩是一套花岗岩-绿岩带, 由英云闪长岩-花岗闪长片麻岩、花岗闪长岩、铁镁质到长英质火山岩, 以及变质火山-沉积岩组成^[11]. 五台花岗-绿岩带主要由新太古代五台群绿岩-花岗岩带和古元古代滹沱群变火山-沉积岩组成, 传统上把它们分别称作五台群和滹沱群.

滹沱群被认为是恒山-五台-阜平造山带中最年轻的单元, 不整合于五台群之上, 在某些区域它在构

造上与五台群层序交替出现^[11]. 滹沱群主要分布于五台山南坡台怀-四集庄一线以南, 石咀-定襄一线以北, 东起台山河上游, 西至原平奇村一带, 总面积约 1500 km². 在五台山北坡代县滩上到原平白石一带约有 200 km², 繁峙县中台等地也有零星分布^[11].

滹沱群底部由变质砾岩和石英岩组成, 中部发育白云岩和大理岩, 上部发育千枚岩和板岩或是与白云岩的互层, 构成一套沉积结构完整、沉积序列清晰的大型沉积旋回^[10]. 虽然经历了吕梁运动的强烈褶皱, 滹沱群地层中仍然完好地保存了许多原生构造(如韵律层、波痕、交错层等), 碳酸盐岩中大量发

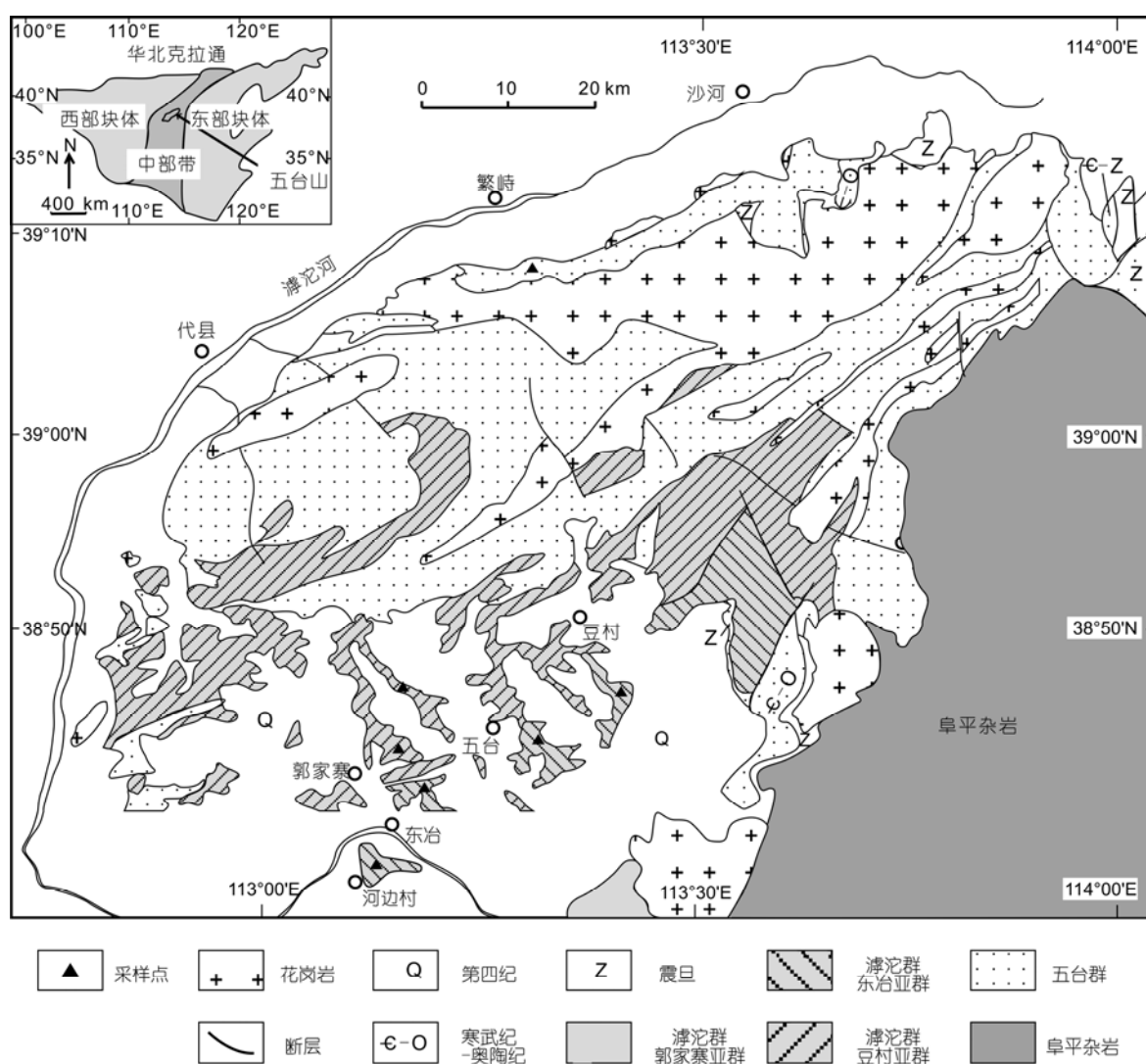


图 1 山西五台地区地质简图

据文献[10]修改

育具有指向意义的叠层石。溥沱群分为豆村亚群、东冶亚群和郭家寨亚群,下部的豆村亚群和中部的东冶亚群共由 11 个组构成,自下而上分别为:四集庄组、南台组、大石岭组、青石村组、纹山组、河边村组、建安村组、大关洞组、槐荫村组、北大兴组和天蓬埡组。四集庄组主要发育河流相沉积,以砾岩为主,含少量石英砂岩和泥质岩。南台组自下而上为砾岩、砂岩和灰岩,由局限泻湖环境转变为开阔浅海。大石岭组主要由砂岩、页岩和灰岩组成,反映沉积环境由潮间坪转变为潮下浅海环境。青石村组以泥岩为主,夹粉砂岩和少量白云质灰岩,顶部发育玄武岩,属以滨海相为主的海陆交互环境^[10]。纹山组和河边村组开始沉积的岩石为砂岩,纹山组中部为页岩,上部为灰岩;河边村组中、上部主要为灰岩,顶部夹有稳定的玄武岩。二者属滨海潮汐带环境^[10]。建安村组发育厚层状白云质灰岩,属滨海潮汐带环境。大关洞组为互层状肉红色白云质灰岩和灰绿色板岩,属开阔浅海环境。槐荫村组主要为贫叠层石的白云质灰岩,属潮下低能环境。北大兴组为厚层状肉红色白云质灰岩,属动荡浅海环境。天蓬埡组为互层状肉红色含灰白云岩和页岩,顶部发育眼球状白云岩,为水动能较弱的潮间带环境。

溥沱群底部变质基性火山岩锆石年龄为 2517 ± 13 Ma, 四集庄组变质砾岩中两个花岗岩砾石的年龄分别为 2529 ± 10 和 2553 ± 17 Ma, 长石砂岩中碎屑锆石年龄为 2523 Ma, 可以确定溥沱群底界年龄约为 2500 Ma^[12]。

豆村亚群顶部青石村组和东冶亚群底部河边村组内产出变质玄武岩,这是确定溥沱群地层年代最合适的测年对象。伍家善等人^[13]用传统的锆石 U-Pb 方法测得刘定寺变基性火山岩(青石村组)的年龄为 2366 ± 94 Ma, Wang 等人^[14,15]测得青石村组和河边村组变基性火山岩锆石 U-Pb 年龄分别为 2450 ± 10 和 2400 ± 20 Ma。上述结果为限定溥沱群下、中两个亚群分界提供了重要的依据,东冶亚群与豆村亚群的界线年龄约为 2350 Ma^[12]。

2003 年, Wilde 等人^[16]报道了五台县台怀镇南 8 km 处溥沱群东冶亚群天蓬埡组变质火山-沉积岩中长英质凝灰岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 2180 ± 5 和 2087 ± 9 Ma, 他们认为溥沱群的火山岩年龄不应晚于 2180 Ma。因此推测溥沱群东冶亚群的顶界约为 2.2 Ga^[12]。

由此推测,溥沱群(不包括郭家寨亚群)形成古元

古代早期,自 25 亿年至 22 亿年,地质年龄的跨度约 3 亿年。豆村亚群的顶界约 2350 Ma, 东冶亚群的顶界约 2200 Ma 左右。

在溥沱群豆村亚群大石岭组底部的谷泉山段千枚岩底部的碳酸盐岩夹层中,产出柱-墙状叠层石,这是目前所知溥沱群中叠层石出现的最低层位,向上纹山组和河边村组发育大量叠层石,至建安村组叠层石含量迅速下降,大关洞组叠层石含量有所上升但仍处于较低水平,而槐荫村组几乎不含叠层石^[10]。北大兴组和天蓬埡组叠层石发育。

豆村亚群南台组出现了国内最古老的红层-灰红色板岩和千枚岩,在北大兴组也发育有红层,而且溥沱群发育的碳酸盐岩主要以红色为主;在青石村组顶部出现厚近数米的玄武岩风化壳,整个古风化壳分带清楚,自下而上显示了氧化程度的逐渐升高: $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ 值从 0.4 上升到 15.48^[17]。不论是红层的出现,叠层石的繁盛还是风化壳中自下而上三价铁氧化物含量的增加都说明沉积期的古环境向着氧化方向发展。

2 样品采集和研究方法

本次研究工作在溥沱群的主体-豆村亚群和东冶亚群展开,主要采集泥晶灰岩、灰质白云岩、含灰白云岩和白云岩以及少量的大理岩(表 1)。沿着剖面逐层采样,在碳酸盐岩发育连续的地层采样间距为 5 m,对于含有页岩或板岩夹层的碳酸盐岩采样间距为 8 m。共采集碳酸盐岩样品 205 个。野外及室内取样时避开了风化、含后期白云石或石英脉、有后期溶蚀现象的岩性。样品经饱和磷酸法处理后^[18],利用 MAT253 质谱仪进行碳氧同位素测定,样品的同位素比值以相对于 VPDB 标准的千分比表示,测试精度为 $\pm 0.1\%$ 。分析结果列于表 2。碳同位素样品的前处理和分析在中国科学院南京地质古生物研究所现代古生物学和地层学国家重点实验室完成。

3 分析结果及数据评价

海相碳酸盐岩的碳同位素组成,在其沉积后的一系列过程中可能遭到改变,这些过程一般包括早期成岩转换、晚期成岩作用中岩石-流体之间的交换以及热液活动及变质作用等。单独评价每一种过程对碳酸盐岩同位素组成的影响是难以实现的,一般情况下,大多数研究者都利用一些经验性的指标来

表 1 山西五台古元古代滹沱群采样层位及剖面位置

采样层位				剖面位置
群	亚群	组		
滹沱	东冶	天蓬墙		五台县城东阁子岭-罗家墙剖面
		北大兴		五台县城东南罗家墙剖面
		槐荫村		五台县城西南槐荫村北马鞍山剖面
		大关洞顶部		
		大关洞		定襄县和五台县交界附近的纹山-大关山剖面
		(不包括其顶部)		
		建安村		
		河边村		
		纹山		
		豆村		五台县城西狼山剖面
五台	台怀	大石岭	南大贤段	五台县谷泉山-神仙墙剖面
			盘道岭段	
		柏枝岩		繁峙县太平沟村南柏枝岩村剖面

表 2 中国山西五台古元古代滹沱群碳氧同位素分析数据

样品编号	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, VPDB)	采样厚度(m)	样品编号	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, VPDB)	采样厚度(m)
H ^{ipn} -27	1.0	-12.4	12979	H ^{bdx} -17	-1.2	-8.7	11446
H ^{ipn} -26	0.8	-12.3	12976	H ^{bdx} -16	-0.9	-6.1	11444
H ^{ipn} -25	1.4	-11.9	12961	H ^{bdx} -15	-0.3	-7.2	11436
H ^{ipn} -24	1.2	-11.1	12944	H ^{bdx} -14	-0.3	-6.3	11425
H ^{ipn} -23	1.2	-10.8	12941	H ^{bdx} -13	-0.3	-7.1	11415
H ^{ipn} -22	1.0	-10.6	12936	H ^{bdx} -12	-0.7	-8.0	11406
H ^{ipn} -21	0.9	-10.7	12933	H ^{bdx} -11	-0.4	-13.3	11399
H ^{ipn} -20	0.9	-10.7	12928	H ^{bdx} -10	-0.0	-6.7	11374
H ^{ipn} -19	0.4	-10.8	12921	H ^{bdx} -9	-0.0	-6.4	11367
H ^{ipn} -18	0.4	-10.7	12911	H ^{bdx} -8	0.1	-7.1	11363
H ^{ipn} -17	0.1	-10.5	12901	H ^{bdx} -7	0.0	-7.1	11357
H ^{ipn} -16	0.7	-10.8	12889	H ^{bdx} -6	-0.3	-7.1	11356
H ^{ipn} -15	0.5	-10.6	12871	H ^{bdx} -5	-0.4	-7.1	11352
H ^{ipn} -14	1.1	-10.6	12861	H ^{bdx} -4	-0.4	-6.5	11316
H ^{ipn} -13	1.0	-10.4	12846	H ^{bdx} -3	-0.3	-7.4	11308
H ^{ipn} -12	1.2	-10.3	12839	H ^{bdx} -2	-0.3	-7.2	11298
H ^{ipn} -11	1.2	-10.5	12835	H ^{bdx} -1	-0.2	-7.1	11275
H ^{ipn} -10	1.1	-10.4	12834	H ^{hyc} -21	-2.5	-8.9	10551
H ^{ipn} -9	1.2	-10.4	12829	H ^{hyc} -20	-2.5	-8.9	10548
H ^{ipn} -8	1.1	-10.6	12777	H ^{hyc} -19	-2.4	-8.2	10539
H ^{ipn} -7	0.3	-10.8	12772	H ^{hyc} -18	-2.3	-8.2	10527
H ^{ipn} -6	0.0	-11.3	12767	H ^{hyc} -17	-2.0	-8.7	10510
H ^{ipn} -5	0.1	-11.7	12760	H ^{hyc} -16	-2.0	-10.4	10499
H ^{ipn} -4	1.0	-9.7	12742	H ^{hyc} -15	-0.8	-5.9	10484
H ^{ipn} -3	0.8	-9.7	12733	H ^{hyc} -14	-0.7	-7.7	10477
H ^{ipn} -2	-0.9	-9.3	12694	H ^{hyc} -13	-0.8	-5.9	10460
H ^{ipn} -1	-0.6	-11.4	12688	H ^{hyc} -12	-1.2	-7.6	10448
H ^{bdx} -30	-0.9	-8.0	12464	H ^{hyc} -11	-0.8	-6.5	10433
H ^{bdx} -29	-0.7	-7.6	12461	H ^{hyc} -10	-1.6	-6.1	10424
H ^{bdx} -28	-0.6	-6.4	12458	H ^{hyc} -9	-1.7	-9.3	10416
H ^{bdx} -27	-0.6	-6.4	12455	H ^{hyc} -8	-2.0	-7.9	10404

(续表 2)

样品编号	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, VPDB)	采样厚度(m)	样品编号	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, VPDB)	采样厚度(m)
H ^{bdx} -26	-0.5	-6.9	12452	H ^{hyc} -7	-2.0	-8.2	10396
H ^{bdx} -25	-0.3	-7.0	12449	H ^{hyc} -6	-2.2	-8.8	10371
H ^{bdx} -24	-0.3	-6.0	12446	H ^{hyc} -5	-3.3	-9.4	10347
H ^{bdx} -23	-0.4	-6.3	11486	H ^{hyc} -4	-3.2	-9.4	10345
H ^{bdx} -22	-0.9	-7.1	11478	H ^{hyc} -3	-3.3	-10.2	10342
H ^{bdx} -21	-0.7	-6.5	11470	H ^{hyc} -2	-3.1	-9.7	10335
H ^{bdx} -20	-0.8	-6.7	11466	H ^{hyc} -1	-2.1	-9.3	10327
H ^{bdx} -19	-0.2	-6.3	11456	H ^{dgd} -53	-0.2	-6.9	10318
H ^{bdx} -18	-1.1	-6.7	11451	H ^{dgd} -52	1.3	-9.5	10307
H ^{dgd} -51	1.2	-9.8	10291	H ^{dgd} -9	-0.8	-7.6	9367
H ^{dgd} -50	0.9	-9.7	10265	H ^{dgd} -8	-0.9	-7.8	9358
H ^{dgd} -49	-2.7	-6.6	10252	H ^{dgd} -7	-0.9	-7.8	9295
H ^{dgd} -48	-2.0	-7.0	10246	H ^{dgd} -6	-0.2	-9.1	9277
H ^{dgd} -47	-3.3	-10.5	10220	H ^{dgd} -5	-0.2	-6.6	9266
H ^{dgd} -46	-3.3	-7.1	10208	H ^{dgd} -4	-0.3	-7.5	9252
H ^{dgd} -45	0.4	-11.3	10189	H ^{dgd} -3	0.9	-10.2	9247
H ^{dgd} -44	0.2	-11.0	10173	H ^{dgd} -2	0.6	-9.6	9235
H ^{dgd} -43	-1.2	-13.2	10152	H ^{dgd} -1	-0.1	-7.7	9228
H ^{dgd} -42	0.4	-10.6	10139	H ^{jac} -28	-0.9	-9.3	8148
H ^{dgd} -41	0.5	-10.2	10138	H ^{jac} -27	-1.3	-7.7	8145
H ^{dgd} -40	1.4	-9.8	10124	H ^{jac} -26	-1.2	-8.4	8134
H ^{dgd} -39	0.3	-9.8	10118	H ^{jac} -25	1.1	-7.9	8122
H ^{dgd} -38	0.1	-9.8	10106	H ^{jac} -24	-0.5	-7.5	8115
H ^{dgd} -37	0.3	-10.2	10097	H ^{jac} -23	-0.5	-6.6	8114
H ^{dgd} -36	0.2	-10.6	10084	H ^{jac} -22	-0.4	-6.7	8111
H ^{dgd} -35	0.2	-10.6	10070	H ^{jac} -21	-0.6	-6.6	8105
H ^{dgd} -34	0.2	-11.2	10061	H ^{jac} -20	-0.4	-6.2	8101
H ^{dgd} -33	0.1	-11.1	10055	H ^{jac} -19	-0.8	-8.1	8097
H ^{dgd} -32	-0.3	-9.1	10046	H ^{jac} -18	0.2	-8.1	8095
H ^{dgd} -31	-0.2	-7.1	10029	H ^{jac} -17	0.4	-7.2	8094
H ^{dgd} -30	-0.1	-6.9	10025	H ^{jac} -16	0.4	-7.3	8093
H ^{dgd} -29	1.4	-10.0	10018	H ^{jac} -15	0.8	-7.2	8091
H ^{dgd} -28	0.8	-9.3	10014	H ^{jac} -14	0.0	-6.4	8089
H ^{dgd} -27	0.4	-9.9	9741	H ^{jac} -13	1.1	-7.7	8086
H ^{dgd} -26	1.5	-7.4	9724	H ^{jac} -12	0.1	-6.8	8078
H ^{dgd} -25	0.0	-6.6	9708	H ^{jac} -11	0.1	-9.9	8075
H ^{dgd} -24	1.1	-8.7	9700	H ^{jac} -10	0.2	-10.7	8072
H ^{dgd} -23	1.1	-7.2	9692	H ^{jac} -9	0.0	-10.3	8055
H ^{dgd} -22	1.0	-8.3	9685	H ^{jac} -8	0.0	-10.0	8052
H ^{dgd} -21	1.0	-8.4	9672	H ^{jac} -7	0.0	-9.7	8051
H ^{dgd} -20	1.1	-8.4	9660	H ^{jac} -6	0.0	-10.4	8040
H ^{dgd} -19	1.2	-8.0	9649	H ^{jac} -5	0.1	-10.2	8039
H ^{dgd} -18	0.5	-8.0	9460	H ^{jac} -4	0.4	-8.0	8035
H ^{dgd} -17	0.2	-6.8	9454	H ^{jac} -3	0.4	-8.1	8030
H ^{dgd} -16	0.4	-7.8	9442	H ^{jac} -2	0.4	-7.4	8025
H ^{dgd} -15	0.3	-9.5	9433	H ^{jac} -1	0.2	-10.1	8020
H ^{dgd} -14	-0.5	-7.4	9426	H ^{ndx} -7	2.8	-7.1	5771
H ^{dgd} -13	0.4	-7.7	9410	H ^{ndx} -6	2.5	-6.7	5762

(续表 2)

样品编号	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, VPDB)	采样厚度(m)	样品编号	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, VPDB)	采样厚度(m)
H ^{gd} -12	-0.9	-7.4	9392	H ^{ndx} -5	2.5	-6.9	5753
H ^{gd} -11	-0.8	-8.1	9384	H ^{ndx} -4	1.7	-8.2	5741
H ^{gd} -10	-0.9	-8.1	9373	H ^{ndx} -3	1.5	-8.9	5721
H ^{hbc} -1	-0.2	-6.9	7813	H ^{ndx} -2	2.0	-9.7	5709
H ^{ws} -7	0.1	-9.3	7365	H ^{ndx} -1	1.0	-10.7	5708
H ^{ws} -6	0.3	-9.2	7356	H ^{ndi} -5	2.2	-13.0	5016
H ^{ws} -5	1.1	-9.2	7344	H ^{ndi} -4	1.3	-13.3	4957
H ^{ws} -4	1.4	-10.7	7336	H ^{ndi} -3	1.8	-13.1	4954
H ^{ws} -3	0.7	-9.8	7320	H ^{ndi} -2	2.9	-13.0	4876
H ^{ws} -2	1.1	-9.7	7307	H ^{ndi} -1	3.2	-13.0	4873
H ^{ws} -1	2.0	-9.5	7292	W ^{bzy} -8	0.9	-19.0	559
H ^{ndx} -20	2.0	-8.9	5848	W ^{bzy} -7	-0.9	-18.4	542
H ^{ndx} -19	2.4	-7.7	5840	W ^{bzy} -6	0.3	-24.0	541
H ^{ndx} -18	2.0	-8.9	5835	W ^{bzy} -5	-2.7	-22.0	514
H ^{ndx} -17	2.7	-7.6	5827	W ^{bzy} -4	-2.8	-20.2	463
H ^{ndx} -16	2.5	-7.1	5821	W ^{bzy} -3	-3.3	-21.2	328
H ^{ndx} -15	2.6	-7.4	5819	W ^{bzy} -2	-2.8	-19.8	325
H ^{ndx} -14	2.3	-8.4	5811	H ^{hbc} -6	1.0	-9.2	7955
H ^{ndx} -13	2.6	-6.9	5805	H ^{hbc} -5	1.7	-7.8	7928
H ^{ndx} -12	2.6	-6.4	5798	H ^{hbc} -4	0.1	-9.4	7909
H ^{ndx} -11	2.4	-7.2	5794	H ^{hbc} -3	0.8	-8.1	7885
H ^{ndx} -10	2.7	-5.6	5789	H ^{hbc} -2	0.9	-6.6	7859
H ^{ndx} -9	2.4	-8.8	5785	W ^{bzy} -1	-4.1	-28.7	306
H ^{ndx} -8	2.9	-6.6	5779				

确定海相碳酸盐沉积物埋藏后同位素组成是否发生了大的改变^[19]. 这些指标主要包括: (1) 岩石结晶程度, 微晶碳酸盐岩是分析碳同位素的理想样品; (2) 岩石有无后期脉或后期成岩胶结; (3) 碳酸盐岩样品的氧同位素值, 一般认为如果氧同位素值小于-10‰ (VPDB), 则样品不可取; (4) 碳酸盐岩样品的 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值若没有呈现明显的相关性, 则表明未受到成岩作用的显著改造. 本文进行碳同位素分析的碳酸盐岩样品, 均取自新鲜的微晶灰岩或微晶白云岩, 无后期脉现象. 从表 2 中可以看出, 大多数样品的氧同位素值大于-10‰. $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 没有出现明显的相关性(图 2), 表明岩石样品较好地反映了原始海洋的地球化学信息.

从图 3 可以看出, 溇沱群碳酸盐岩碳同位素组成的变化以渐变的方式为主, 偶尔伴随有突变. 溇沱群碳酸盐岩碳同位素组成的变化可以划分为 4 个阶段: 下部豆村亚群大石岭组碳同位素高正值($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值 3.2‰~1.0‰); 东冶亚群纹山组-大关洞组中部碳同位

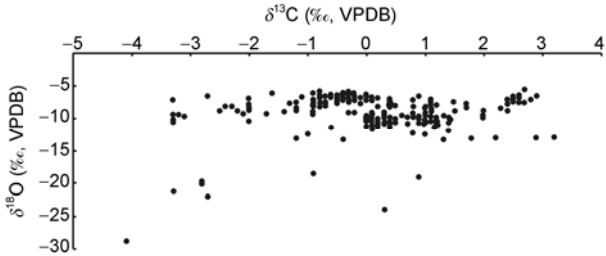


图 2 山西五台古元古代溇沱群碳酸盐岩样品 $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ 值相关图

素值的降低($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值从 2.0‰降低到-1.2‰); 至大关洞组上部及其与槐荫村组界线附近碳同位素发生显著负漂移($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值 1.4‰~-3.3‰); 之后碳同位素比值发生缓慢正漂移, 一直持续到天蓬埡组.

4 讨论和结论

古元古代和新元古代都发生了超级大陆的裂解、重组^[5]和全球性冰期^[4], 伴随着海水中碳同位素组成的

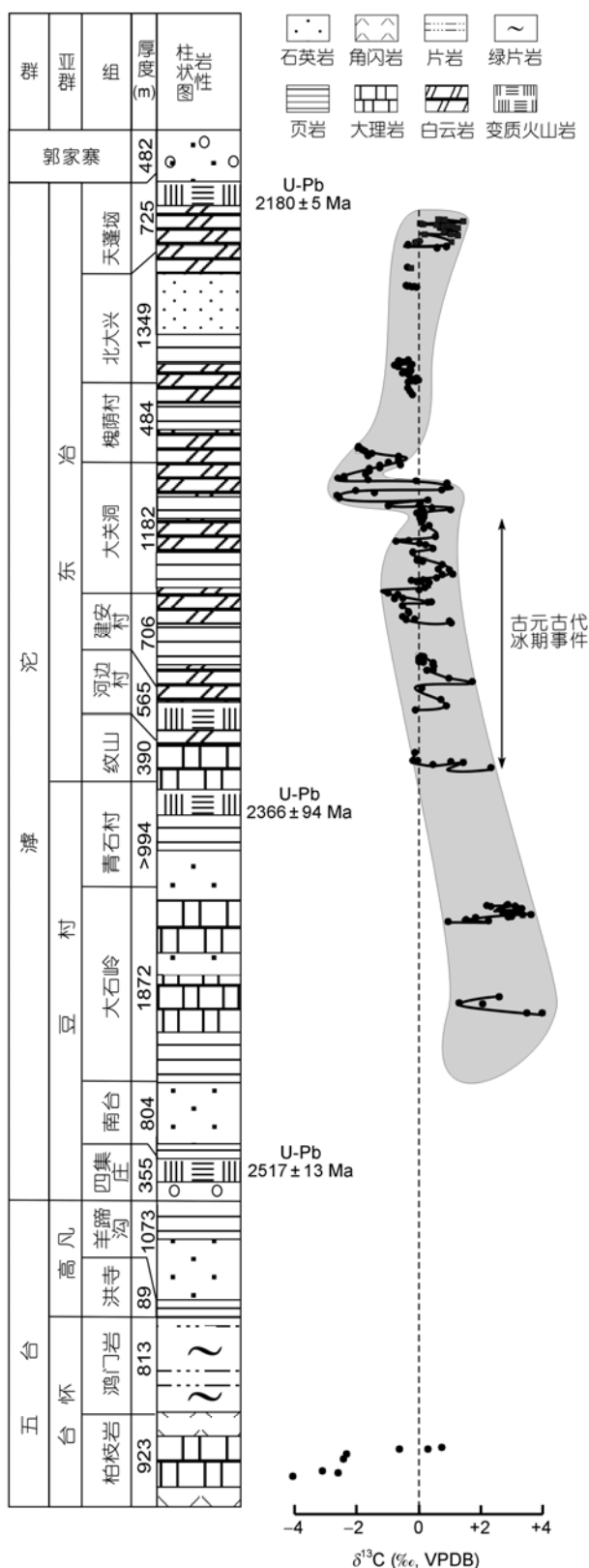


图3 山西五台滹沱群碳同位素特征
 锆石测年数据引自文献[12,13,16]

显著变化^[20], 表现为冰期前富 ^{13}C , 冰期后贫 ^{13}C ^[20]. 新元古代冰期-间冰期大量详细的研究成果可能为探讨古元古代古大气和古气候的变化提供对比信息.

海水碳同位素组成和古气候的变化往往与板块构造和地幔柱事件有关^[21]. 2.51~2.45 Ga 发生了超级地幔柱事件^[5]. 随着超级地幔柱的上升, 上地幔和岩石圈的温度升高, 大量的玄武岩喷发产生海洋高原, 使得海平面开始上升^[21]. 地幔柱岩浆喷发以及与之相伴的热液活动散发出大量 CO_2 和还原性气体进入大气-海洋系统. 增加的温室气体 CO_2 使得气候迅速变暖, 并且增强了风化的速率. 强烈的风化和热液活动向海洋中输入了大量的矿物质, 加之 CO_2 温室效应使得地球表面温度上升, 这些因素共同促进了海洋初级生产力的增加. 同时, 海平面上升为有机质埋藏提供了更加广阔的空间, 该时期缺氧的还原水体也有利于有机质的埋藏^[21]. 由此看来, 超级地幔柱事件可能促进了古元古代有机碳的形成和埋藏. 有机碳埋藏量的增加使得冰期之前的碳酸盐岩碳同位素出现正值, 对应于研究区豆村亚群大石岭组碳同位素高正值($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值 3.2‰~1.0‰)(图 3). 因此冰期之前碳酸盐岩碳同位素正值可能归因于超级地幔柱事件: 地幔柱岩浆喷发以及与之相伴的热液活动大大提高了生物初级生产率.

光合作用生物(主要是蓝藻)起源之后氧气逐渐积累, 约在 2.4 Ga 大气氧气水平上升至 10^{-5} PAL (present atmosphere level)^[5]. 大气圈中氧含量上升使得甲烷含量下降^[4], 并且随着叠层石的广泛发育, 把大量的 CO_2 固定到岩石圈中, 温室气体减少和氧含量的上升最终触发了冰期. 全球性的寒冷气候, 使得海洋初级生产力降低, 导致有机碳埋藏量下降^[22], 碳酸盐岩碳同位素比值向负的方向移动, 对应于研究区东冶亚群纹山组-大关洞组中部碳同位素值的降低($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 值从 2.0‰降低到-1.2‰). 建安村组至大关洞组中部碳同位素值在 0 附近波动.

冰期中及其向间冰期过渡期间, 洋中脊排出大量 CO_2 气体释放到大气-海洋系统中^[23], 同时大陆架和大陆斜坡释放大量甲烷气体^[22], 温室气体的大量出现最终使得冰期结束. 在全球寒冷气候条件下, 深部海水有机质被硫酸盐氧化为 CO_2 , 形成大量富轻碳的 HCO_3^- , 冰期后它们被携带到表层海水, 使得表层海水中 HCO_3^- 的 ^{12}C 相对富集, 表层海水中过量的 HCO_3^- 快速沉淀贫 ^{13}C 的碳酸盐岩^[22], 出现碳同位素

显著负漂移, 对应于研究区东冶亚群大关洞组和槐荫村组(约 2.35~2.2 Ga)界线附近的碳同位素显著负漂移($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 从 1.4‰降低到-3.3‰). 这一现象类似于新元古代大冰期结束后的盖帽碳酸盐沉积, 其碳同位素值就发生了显著的负漂移^[22]. 因此, 推测古元古代冰期发生的时期就在这次碳同位素显著负漂移之前.

本研究在东冶亚群大关洞组-槐荫村组界线附近碳酸盐岩中测得 $\delta^{13}\text{C}$ 值为-3‰~-1‰, 与钟华和马永生^[8]的结果相类似. 研究剖面碳同位素负异常幅度与北美 Huronian 超群碳酸盐岩碳同位素负异常幅度接近($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 为-1.3‰±0.5‰)^[24], 比南非 Makganyene 组杂砾岩碳酸盐胶结物的碳同位素负异常值($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 为-15‰~-3‰)^[25]轻, 后者可能受到了成岩作用的影响. 本研究认为, 虽然在我国山西五台地区没有发育

冰碛岩的沉积, 但是发生在滹沱群建安村组-大关洞组的碳同位素负漂移可能是古元古代冰期事件在我国华北地台上的响应.

冰期之后的温暖环境和 Kenorland 超大陆裂解可能与之之后发生的古元古代(2.2~2.06 Ga)全球性碳酸盐岩碳同位素正异常现象密切相关^[26]. 根据碳同位素分馏原理, 有机碳埋藏会使碳酸盐碳储库的同位素变正. 冰期后的温室效应有利于生物繁衍, 海洋初级生产力上升和有机质埋藏量增加; 2.1~2.0 Ga Kenorland 超大陆裂解^[27], 产生了更多的陆缘浅海环境, 这为生物的生存和发展提供了更加广阔的空间, 进一步促进生物的繁盛. 两方面的因素均使得碳酸盐岩碳同位素比值向正的方向移动, 对应于研究区东冶亚群北大兴组至天蓬垭组碳同位素比值的变化($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 从-1.2‰上升到 1.4‰).

致谢 感谢山西省地质科学研究所田永清高级工程师的野外指导. 野外采样时得到中国科学院南京地质古生物研究所孟凡巍、向轲和宋伟明的帮助, 文中同位素数据由陈小明高级工程师测试, 谨致谢意.

参考文献

- 1 Pavlov A A, Kasting J F. Mass-independent fractionation of sulfur isotope in Archean sediments: Strong evidence for an anoxic Archean atmosphere. *Astrobiology*, 2002, 2: 27-41
- 2 Kirschvink J L, Gaidos E J, Bertani L E. Paleoproterozoic snowball Earth: Extreme climatic and geochemical global change and its biological consequences. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2000, 97: 1400-1405
- 3 Evans D A, Beukes N J, Kirschvink J L. Low-latitude glaciation in the Palaeoproterozoic era. *Nature*, 1997, 386: 262-266
- 4 Kopp R E, Kirschvink J L, Hilburn I A, et al. The paleoproterozoic snowball Earth: A climate disaster triggered by the evolution of oxygenic photosynthesis. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2005, 102: 11131-11136
- 5 Barley M E, Bekker A, Krapez B. Late Archean to Early Paleoproterozoic global tectonics, environmental change and the rise of atmospheric oxygen. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 238: 156-171
- 6 Hayes J M. Global methanotrophy at the Archean-Proterozoic transition. In: Bengtson S, ed. *Early Life on Earth*. Vol 84. New York: Columbia University Press, 1994. 220-236
- 7 Pavlov A A, Kasting J F, Brown L L. Greenhouse warming by CH_4 in the atmosphere of early Earth. *J Geophys Res*, 2000, 105: 11981-11990
- 8 钟华, 马永生. 早元古代碳同位素突变的发现. *地质学报*, 1995, 69: 185-190
- 9 钟华, 马永生. 五台山滹沱群早元古代白云岩氧同位素地球化学研究. *地球化学*, 1995, 24 (Suppl): 83-91
- 10 白瑾. 五台山早前寒武纪地质. 天津: 天津科学技术出版社, 1986
- 11 Polat A, Kusky T, Li J, et al. Geochemistry of Neoproterozoic (ca. 2.55-2.50 Ga) volcanic and ophiolitic rocks in the Wutaishan greenstone belt, central orogenic belt, North China craton: Implications for geodynamic setting and continental growth. *GSA Bull*, 2005, 117: 1387-1399
- 12 伍家善, 刘敦一, 耿元生. 滹沱群建系研究综合研究报告——滹沱群地质年代格架和重大地质事件序列. 见: 中国主要断代地层建系研究项目成果汇编. 北京: 地质出版社, 2005
- 13 伍家善, 耿元生, 金龙国. 山西五台山地区滹沱群变质基性火山岩锆石 U-Pb 年龄. *地质评论*, 1985, 32: 178-184
- 14 Wang R Z, Yan Y Y, Li H M, et al. The early precambrian chronotectonic framework of the Wutaishan area, China. 30th IGC Abstr, 1996, 2: 579

- 15 Wang R Z, Yan Y Y, Li H M, et al. Geochronology study on the Early Precambrian metamorphic rocks in the Wutaishan area, Shanxi. *Acta Geosci Sin*, 1996, 151–157
- 16 Wilde S A, 赵春国, 王凯怡, 等. 五台山滹沱群 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄: 华北克拉通早元古代拼合新证据. *科学通报*, 2003, 48: 2180–2186
- 17 张翊钧. 滹沱群青石村组古风化壳的形成环境. *山西地质*, 1990, 5: 260–266
- 18 郑永飞, 陈江峰. 稳定同位素地球化学. 北京: 科学出版社, 2000
- 19 Kaufman A J, Knoll A H. Neoproterozoic variations in the C-isotope composition of seawater: Stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Res*, 1995, 73: 27–49
- 20 Bekker A, Sial A N, Karhu J A, et al. Chemostratigraphy of carbonates from the Minas Supergroup, Quardilatero Ferrifero (iron quard-rangle), stratigraphic record of early proterozoic atmospheric, biogeochemical and climatic change. *Am J Sci*, 2003, 303: 865–904
- 21 Larson R L. Geological consequences of superplumes. *Geology*, 1991, 19: 963–966
- 22 Kaufman A J, Knoll A H, Narbonne G M. Isotope, ice ages, and terminal Proterozoic earth history. *Proc Natl Acad Sci USA*, 1997, 94: 6600–6605
- 23 储雪蕾. 新元古代的“雪球地球”. *矿物岩石地球化学通报*, 2004, 23: 233–238
- 24 Karhu J A, Holland H D. Carbon isotopes and the rise of atmospheric oxygen. *Geology*, 1996, 24: 867–870
- 25 Polteau S, Moore J M, Tsikos H. The geology and geochemistry of the Palaeoproterozoic Makganyene diamictite. *Precambrian Res*, 2006, 148: 257–274
- 26 Bekker A, Karhu J A, Kaufman A J. Carbon isotope record for the onset of Lomagundi carbon isotope excursion in the Great lake area, North America. *Precambrian Res*, 2006, 148: 145–180
- 27 Aspler L B, Chiarenzelli J R. Two Neoarchean supercontinents? Evidence from the Paleoproterozoic. *Sediment Geol*, 1998, 120: 75–104