

华北陆块东北缘张三沟岩组 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学研究及其地质意义

李承东¹⁾, 张福勤²⁾, 苗来成²⁾, 杜玉林³⁾, 花艳秋⁴⁾, 许雅雯¹⁾, 康淑梅⁵⁾

1) 天津地质矿产研究所, 天津, 300170; 2) 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京, 100029;
3) 内蒙古自治区第九地质勘查院, 内蒙古锡林浩特, 026000; 4) 吉林省区域地质矿产调查研究所,
长春, 130022; 5) 吉林省第二地质调查所, 吉林省吉林市, 132001

内容提要: 出露于华北陆块东北缘的张三沟岩组为一套变质火山-沉积岩系, 前人根据变质程度和地层对比将其划归古元古代。本文通过 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学研究, 获得 2517 ± 9 Ma、 2518 ± 7 Ma 和 2534 ± 26 Ma 原岩年龄, 2439 ± 24 Ma、 2464 ± 73 Ma 和 2433 ± 71 Ma 变质年龄。这表明该套变质岩层形成于新太古代晚期, 变质时代在新太古代末—古元古代初。结合区域资料, 其变质年龄可能代表了古龙岗陆块与位于其北东侧的其它陆块(如佳木斯陆块)碰撞造山的时代, 表明华北克拉通在新太古代末—古元古代初期经历过一次重要的克拉通化。

关键词: SHRIMP 年代学; 张三沟岩组; 华北陆块东北缘; 吉林

张三沟岩组最初归属于色洛河群, 时代归属中新元古代(吉林省地质矿产局, 1988)。2004 年, 周晓东和殷长建(2004)对色洛河群进行了重新厘定, 剔除其中一部分变质岩层, 将其限定在色洛河一带, 并改称色洛河岩群。随后, 陈跃军等(2005)也将松江河—沿江一带的变质岩层从色洛河群中单独划出, 一部分划归古元古代, 称张三沟岩组, 一部分划归中元古代称东方红岩组。该套变质地层时代的确定主要根据变质程度及区域地层对比, 缺乏可靠的年代学依据, 它直接制约了对该区大地构造演化的认识。最近的研究表明原色洛河群是由不同时代的地层和岩石构成的构造杂岩(李承东等, 2007), 对其中的张三沟岩组 SHRIMP 年代学研究表明, 它不是古元古代的变质岩层。本文将报道这些新的研究成果, 并探讨其大地构造演化的意义。

1 地质概况

研究区位于华北陆块北缘东段夹皮沟—松江河一带, 西南侧为龙岗陆块(华北陆块东部), 北东测为中亚造山带, 二者之间为北西走向的富尔河断裂带(俗称槽台断裂)(图 1)。龙岗陆块主要由 TTG 片麻岩(占 70%~80%)和少量表壳岩组成(沈保丰

等, 1998; 万渝生等, 2005a, b)。研究区出露表壳岩为龙岗岩群和夹皮沟岩群。龙岗岩群分布在龙岗主山脉, 呈北东向展布, 经历角闪岩相—麻粒岩相的变质。夹皮沟岩群呈北西向分布在龙岗陆块东缘的夹皮沟一带, 主要由斜长角闪岩夹黑云变粒岩、绢云石英片岩、绿泥角闪片岩及磁铁石英岩组成, 原岩为一套中基性、酸性火山岩和碎屑岩, 经历了角闪岩相—绿片岩相的变质(沈保丰等, 1998); 其中斜长角闪岩 Rb-Sr 等时线年龄为 2766.3 ± 266.5 Ma(戴新义等, 1990), 被认为形成于新太古代(戴新义等, 1990; 吉林省地质矿产局, 1988; 沈保丰等, 1998)。中亚造山带主要发育显生宙花岗岩(Zhang et al., 2004; 李承东, 2005)和古生代地层(吉林省地质矿产局, 1988)。包含张三沟岩组的色洛河群则沿富尔河断裂展布(图 1)。

张三沟岩组出露在吉林夹皮沟南部的松江河—沿江一带, 整体呈捕虏体状分布在显生宙花岗岩中(图 1、2), 走向北西($310^\circ \sim 320^\circ$), 顶底不清, 为一套成层无序的构造岩石地层, 经历了多期变形变质作用, 后期强烈的改造和置换导致构造平行化使得变质岩层形成貌似简单的单斜岩层, 原始产状难以识别。该套岩层片状构造非常发育, 同时还见有布丁、

注: 本文为中国国家自然科学基金项目(编号 40473030)、中国科学院知识创新工程项目(编号 KZCX2-104)和中国地质调查局项目(编号 1212010811004)资助的成果。

收稿日期: 2008-05-07; 改回日期: 2008-10-22; 责任编辑: 郝梓园。

作者简介: 李承东, 男, 1963 年生。博士。现在天津地质矿产研究所工作。主要从事岩石大地构造研究。Email: lichengdong99@sina.com。

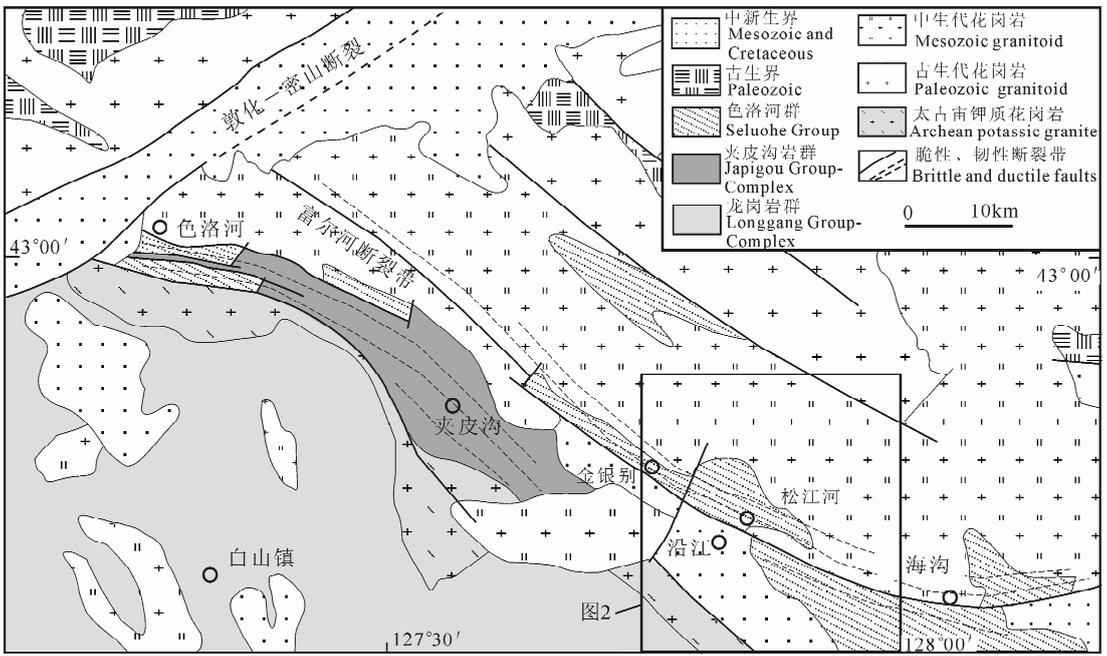


图 1 夹皮沟—松江河地区地质简图(据 Miao et al., 2005 修改)

Fig. 1 Sketch geological map of Jiapigou-Songjianghe region(modify from Mao et al., 2005)

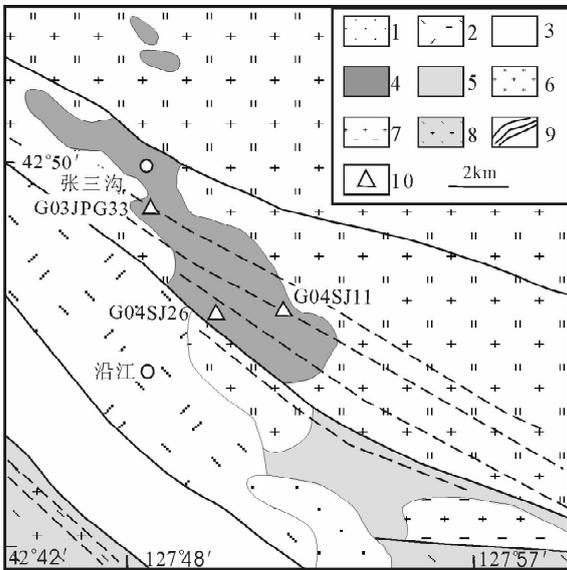


图 2 张三沟岩组分布特征(据陈跃军等简编, 2005)

Fig. 2 Distributing map of Zhangsangou

Formation-Complex (after chen yaojun et al., 2005)

1—新近系; 2—下白垩统; 3—上三叠统; 4—张三沟岩组; 5—中元古代东方红岩组; 6—侏罗纪花岗岩; 7—元古宙花岗岩; 8—太古宙花岗岩; 9—脆韧性断裂; 10—取样位置

1—Neogene; 2—Lower Cretaceous; 3—Upper Triassic; 4—Zhangsangou Formation complex; 5—Meso-Proterozoic Dongfanghong Formation complex; 6—Jurassic granite; 7—Proterozoic granite; 8—Archean granite; 9—brittle and ductile faults; 10—sampling location

香肠、无根褶皱、壳褶皱等构造,表现出中深构造相的特征。早期变质达角闪岩相,晚期受到北西向韧性剪切变形,形成糜棱岩和糜棱岩化岩石,使之发生绿片岩相的退变质。

岩石组合主要由浅灰色黑云斜长变粒岩、灰色绿泥白云母(二云)片岩、灰色角闪斜长变粒岩、灰绿色阳起斜长变粒岩、灰黑色斜长角闪岩、角闪片岩夹少量变质砾岩组成。斜长角闪岩或角闪片岩主要呈条带状,或断续的层状分布在变粒岩之中。由于后期变形变质作用的强烈改造,该套岩层的原岩特征多已消失,但仍表现出表壳岩所特有的岩石组合复杂的特征,可见到多种不同岩性呈“互层状”相间出露,其中有的原岩为副变质岩如所夹变质砾岩(陈跃军等, 2005)、含石墨白云母片岩、二云母片岩;有的原岩可能为火山岩。我们对原岩疑似火山岩的变质岩镜下观察发现,岩石中尚有少数较大的半自形斜长石,可能为残留斑晶或晶屑;进一步的地化分析结果在 TiO_2-SiO_2 图解上投影表明它们的原岩为火成岩(李承东等, 2007),结合野外岩相特征,我们认为该套变质岩层的原岩可能为一套中基—酸性火山岩夹碎屑岩,这与陈跃军等(2005)认识一致。

2 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学

2.1 分析方法

SHRIMP 锆石 U-Pb 测年在北京离子探针中心

完成,在分析过程中,应用 TEM(417Ma)进行元素间分馏校正,Pb/U 校正公式采用 $Pb/U = A(UO/U)^2$ (Williams, 1998);采用澳大利亚国立大学地学院标准锆石样 SL13(年龄 572Ma,U 含量 238×10^{-6} ,Th 含量 21×10^{-6})标定 TEM 标样和所测锆石的 U、Th、Pb 含量。数据处理和年龄计算采用 Ludwig SQUID1.0 和 ISOPLOT 程序 (Ludwig, 1999, 2002),普通铅根据实测²⁰⁴Pb 校正。单个测点的分析误差为 1σ ,样品最终年龄加权平均值误差则为 2σ 。张三沟岩组变质火山岩的 SHRIMP U-Pb 分析结果列于表 1。

2.2 样品描述和结果分析

2.2.1 G03JPG33 样品

取自渔民队村附近张三沟岩组,岩性为黑云角闪斜长变粒岩。岩石主要由斜长石(70%~75%)、石英(20%~25%)、角闪石(5%)和少量绿泥石组成。斜长石它形粒状,具绢云母化,少见双晶。角闪石为浅黄绿色柱状,未见蚀变现象。石英粒内具波状消光、亚颗粒,并可见小的糜粒,为晚期韧性变形所致。岩石遭受早期角闪岩相及其后期绿片岩相退变质作用。

从该岩石中挑选出的锆石多为浑圆状,阴极发光图像显示,多数锆石发育核-增生层结构。核部发育振荡环带,保留了岩浆锆石的特征,暗示它们为岩浆成因;边部具有较强的发光特征,见残留的环带构造、变质锆石区域切割原岩锆石的振荡环带现象(图 3(a)中 1.2),表明它们可能由变质重结晶作用形成 (Pidgeon et al., 1998; Liati and Gebauer, 1999; Hoskin and Black, 2000, Wu and Zheng, 2004)。那些不发育环带构造的单晶锆石,与锆石增生边阴极发光图像特征相同,它们可能具有相似的成因。在 U、Th 含量上,锆石增生边相比锆石核部明显偏低,可能与变质过程中 U、Th 被驱逐出锆石晶格有关 (Wu and Zheng, 2004; 陈公道和倪涛, 2004)。而核部锆石 U 含量的差别也很大($25 \times 10^{-6} \sim 378 \times 10^{-6}$),这与同一个锆石不同晶域间 U 含量存在差异的特征类似,主要与原岩结晶体系组成、物化条件的变化有关。对该样品的 12 颗锆石共进行了 16 个点的分析(表 1),其中锆石核部 10 个分析点(1.1, 2.1, 3.1, 4.1, 6.1, 8.1, 9.1, 10.1, 11.1, 12.1)中,6 个分析点(2.1, 3.1, 6.1, 8.1, 10.1, 12.1)给出近一致的²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 年龄,其加权平均值为 $2517 \pm 9\text{Ma}$ (MSWD = 1.02) (图 4 G03JPG33,

(a))。分析点 1.1, 4.1, 9.1, 11.1 为统计离群点,可能有 Pb 丢失,或更早期残留岩浆锆石(如 9.1)的年龄信息,没有参加锆石核部年龄计算。锆石变质增生边部及变质锆石共 6 个分析点(1.2, 3.2, 4.2, 5.1, 7.1, 8.2)给出近一致的²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 年龄,其加权平均值为 $2439 \pm 24\text{Ma}$ (MSWD = 0.97) (图 4 G03JPG33, (b))。显然锆石增生边或者变质锆石平均年龄 $2439 \pm 24\text{Ma}$ 代表其变质时代。

2.2.2 G04SJ11 样品

G04SJ11 样品取自松江河北岸出露的张三沟岩组,岩性为角闪绿泥斜长变粒岩。主要由斜长石(50%)、角闪石(10%)、绿泥石(20%~25%)和石英(20%)组成。斜长石多呈它形微粒状,少量粒度稍粗者呈似半自形板状,具波状消光和机械双晶。角闪石浅绿色,细长粒状,有的被绿泥石交代。石英表现为齿状颗粒,多呈集合体状,具定向拉长,显示岩石受到后期韧性变形影响。

样品中锆石形态多为浑圆状,与 JJP33 样品中锆石一样也发育核-增生层结构。锆石的核部发育较好的振荡环带,说明它们为岩浆锆石;边部同样具有较强的强度,无明显内部结构,但仍可见变质锆石区域切割原岩锆石振荡环带的现象,反映它们可能由变质重结晶作用形成(图 3(b))。锆石增生边相对核部锆石仍然具有较低的 U、Th 含量,可能是变质过程中 U、Th 被驱逐出锆石晶格的原因。对该样品中的 15 个锆石进行 18 个分析点(表 1),其中锆石核部 13 个分析点中的 12 个(1.1, 2.1, 3.1, 4.1, 7.1, 8.1, 9.1, 11.1, 12.1, 13.1, 14.1, 15.1)给出了近一致的²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 年龄,其加权平均值为 $2518 \pm 7\text{Ma}$ (MSWD = 1.8) (图 4 G04SJ11, (a)), 6.1 为统计离群点,年龄偏大,可能为更早期残留岩浆锆石,没有参加年龄计算。锆石边部及变质锆石共有 5 个分析点(5.1, 6.2, 8.2, 9.2, 10.1),其²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 年龄加权平均值为 $2464 \pm 73\text{Ma}$ (MSWD = 3.6) (图 4 G04SJ11, (b))。它的年龄误差比较大,可能是因为锆石 U 含量低,放射性成因铅含量低的缘故。该年龄代表其变质时代。

2.2.3 G04SJ26 样品

样品取自松江河北岸的张三沟岩组,岩性为灰绿色阳起斜长变粒岩,鳞片柱粒状变晶结构,变余斑状结构,黑云母、阳起石定向排列构成似片状构造。岩石主要由斜长石(55%±)、石英(10%±)、阳起石

表 1 张三沟岩组变质火山岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 分析测试数据

Table 1 Zircon SHRIMP U-Pb analyses on the Zhangsangou Formation-Complex

Spot	²⁰⁶ Pb _c (%)	U (×10 ⁻⁶)	Th (×10 ⁻⁶)	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb* (×10 ⁻⁶)	²⁰⁷ Pb* / ²⁰⁶ Pb*	±%	²⁰⁷ Pb* / ²³⁵ U	±%	²⁰⁶ Pb* / ²³⁸ U	±%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Age (Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Age (Ma)
G03JPG-33													
1.1	0.00	825	64	0.08	340	0.1613	1.1	10.65	2.7	0.479	2.5	2523 ±52	2469 ±19
1.2	0.60	26	20	0.79	10	0.1516	3.0	9.32	4.2	0.446	3.0	2376 ±59	2365 ±52
2.1	0.02	378	71	0.19	163	0.1652	0.4	11.44	5.3	0.502	5.3	2623 ±110	2510 ±6
3.1	0.03	228	19	0.09	100	0.1667	0.4	11.76	6.3	0.512	6.3	2664 ±140	2524 ±7
3.2	0.28	16	24	1.53	7	0.1614	1.7	10.72	3.7	0.481	3.3	2534 ±69	2471 ±29
4.1	0.07	139	93	0.69	51	0.1542	0.6	9.13	2.6	0.429	2.5	2302 ±48	2393 ±11
4.2	0.17	24	30	1.29	10	0.1557	1.4	9.80	4.8	0.456	4.6	2423 ±93	2410 ±24
5.1	0.46	14	9	0.68	6	0.1577	2.0	10.34	3.8	0.475	3.3	2507 ±68	2431 ±33
6.1	0.21	29	57	2.00	12	0.1645	1.2	10.35	4.4	0.457	4.2	2424 ±85	2502 ±20
7.1	0.55	15	11	0.72	6	0.1594	4.1	10.47	5.2	0.476	3.3	2511 ±68	2450 ±69
8.1	0.01	295	75	0.26	122	0.1677	1.1	11.15	2.9	0.482	2.7	2536 ±56	2535 ±18
8.2	0.31	22	17	0.76	9	0.1607	1.5	10.17	3.2	0.459	2.9	2435 ±59	2463 ±25
9.1	0.02	441	328	0.77	221	0.1701	0.3	13.60	11.0	0.582	11.0	2957 ±250	2559 ±5
10.1	0.26	25	30	1.27	9	0.1651	2.0	9.98	3.7	0.438	3.0	2344 ±60	2509 ±34
11.1	0.22	30	26	0.91	12	0.1600	2.8	10.58	4.0	0.480	2.8	2527 ±58	2455 ±48
12.1	0.03	363	68	0.19	150	0.1690	1.8	11.21	3.0	0.481	2.4	2532 ±50	2548 ±29
G04SJ-11													
1.1	0.00	565	287	0.52	229	0.1669	0.7	10.86	1.5	0.472	1.3	2492 ±27	2527 ±12
2.1	0.13	102	84	0.85	43	0.1615	1.5	10.83	1.9	0.487	1.1	2556 ±23	2471 ±25
3.1	0.09	110	70	0.66	46	0.1650	0.8	11.16	1.2	0.491	1.0	2573 ±20	2508 ±13
4.1	0.01	398	97	0.25	162	0.1669	1.5	10.93	1.6	0.475	0.6	2505 ±13	2527 ±25
5.1	0.20	44	5	0.11	17	0.1553	1.9	9.82	2.8	0.459	2.1	2434 ±42	2405 ±32
6.1	0.09	62	78	1.30	25	0.1749	1.4	11.29	3.2	0.468	2.9	2475 ±59	2605 ±23
6.2	0.22	15	21	1.48	6	0.1621	2.8	10.73	3.7	0.480	2.4	2528 ±50	2478 ±47
7.1	0.01	351	131	0.39	147	0.1673	2.4	11.22	3.6	0.487	2.6	2556 ±55	2531 ±41
8.1	0.03	167	101	0.63	64	0.1636	0.5	9.97	1.7	0.442	1.6	2359 ±31	2493 ±9
8.2	1.11	30	3	0.11	13	0.1510	2.4	10.29	3.0	0.495	1.8	2590 ±39	2357 ±41
9.1	0.01	653	237	0.37	258	0.1672	0.5	10.62	0.6	0.461	0.4	2442 ±8	2530 ±8
9.2	0.41	45	28	0.65	18	0.1640	1.4	10.39	1.9	0.460	1.3	2437 ±26	2497 ±23
10.1	0.21	26	14	0.55	11	0.1646	1.6	10.63	6.9	0.469	6.7	2477 ±140	2503 ±27
11.1	0.04	118	92	0.81	46	0.1726	2.6	10.72	7.7	0.450	7.2	2397 ±140	2583 ±43
12.1	0.07	282	186	0.68	114	0.1595	3.5	10.37	4.8	0.471	3.2	2490 ±67	2450 ±59
13.1	0.02	513	174	0.35	199	0.1666	0.3	10.37	0.5	0.452	0.4	2402 ±8	2523 ±5
14.1	1.39	8	1	0.15	3	0.1650	4.3	10.20	8.2	0.448	7.0	2388 ±140	2508 ±72
15.1	0.43	23	4	0.18	10	0.1671	3.1	11.18	3.6	0.486	1.8	2551 ±38	2529 ±52
G04SJ-26													
1.1	0.01	760	231	0.31	293	0.1736	3.7	10.73	3.7	0.448	0.5	2388 ±9	2593 ±61
2.1	0.10	117	50	0.44	48	0.1588	2.3	10.34	2.4	0.472	0.8	2493 ±17	2443 ±39
3.1	0.48	33	12	0.37	12	0.1582	1.7	9.25	2.5	0.424	1.8	2279 ±35	2437 ±28
3.2	0.06	835	267	0.33	303	0.1683	3.3	9.80	3.3	0.422	0.4	2272 ±8	2541 ±55
4.1	0.22	49	17	0.36	18	0.1521	1.1	8.95	1.9	0.427	1.6	2292 ±30	2369 ±19
5.1	0.26	51	35	0.70	21	0.1639	1.1	10.82	1.7	0.479	1.3	2522 ±28	2496 ±18
6.1	0.37	42	57	1.40	17	0.1676	1.5	10.81	3.7	0.468	3.4	2474 ±71	2534 ±25
7.1	0.02	600	460	0.79	295	0.1629	1.7	12.86	1.8	0.573	0.5	2918 ±11	2486 ±29
8.1	0.00	25	13	0.53	10	0.1561	1.5	10.01	3.2	0.465	2.8	2462 ±58	2414 ±25
9.1	0.22	54	86	1.64	23	0.1671	1.0	11.22	1.9	0.487	1.6	2558 ±33	2529 ±17

注: ²⁰⁶Pb_c(%)指普通铅中的²⁰⁶Pb占全部²⁰⁶Pb的百分数;所有误差为1σ。

(20%~25%)、黑云母(10%±)和绿泥石(<5%)组成。较大的斜长石呈自形-半自形长板状,多黝帘石化;较小的呈它形微粒状,个别仍保留长板状或板条

状晶形。黑云母呈褐-浅黄褐色片状。阳起石呈浅绿色长柱状、针柱状。石英呈它形微粒状,具波状消光。绿泥石呈淡绿色片状。

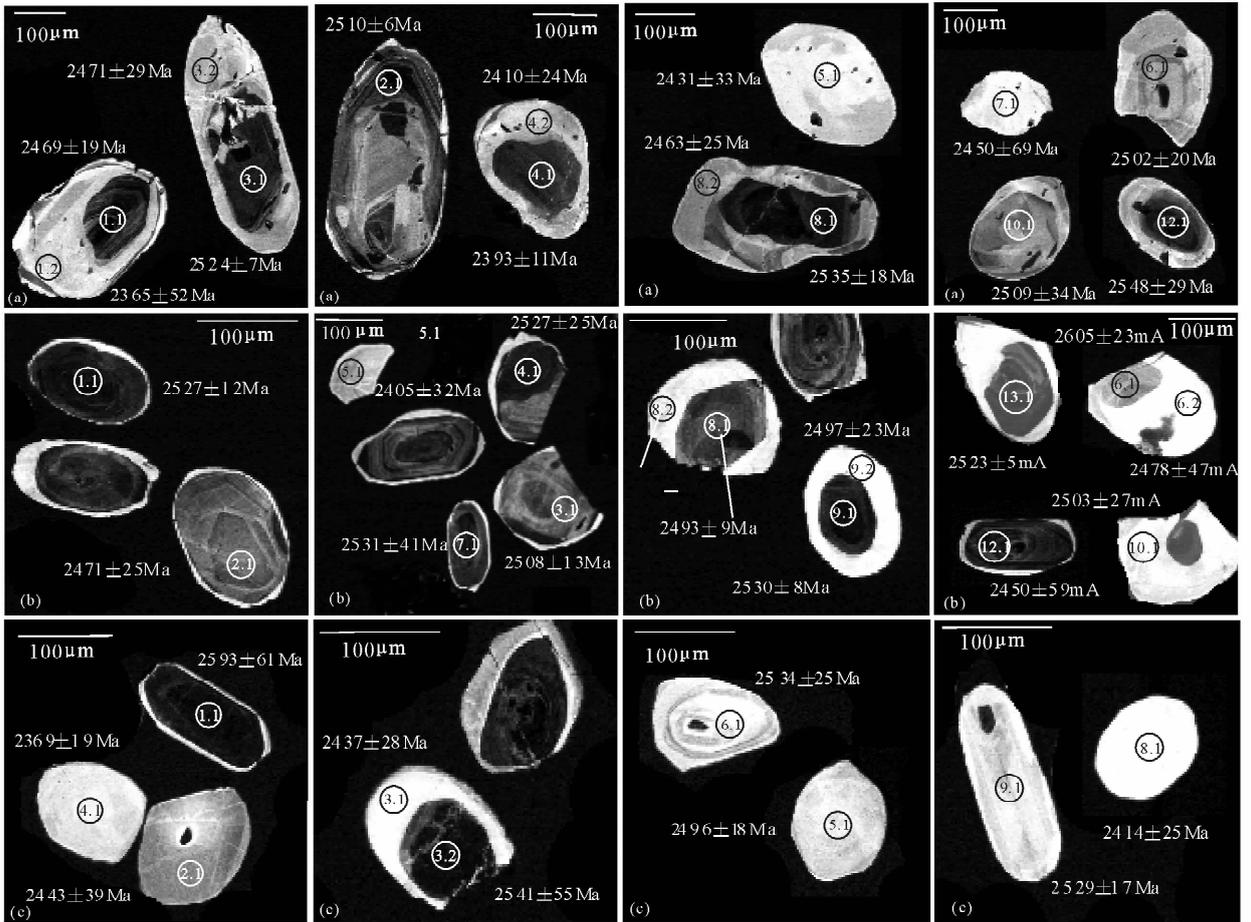


图3 典型锆石图像特征和 SHRIMP 测点位置

Fig. 3 Characteristics and dating spots of representative zircon

(a)—G03JPG33; (b)—G04SJ11; (c)—G04SJ26

样品中锆石多数具有核-增生层结构,少数为球形多面体单晶。锆石核部发育振荡环带,边部相对较均匀,无环带发育,在阴极发光图像上表现为强发光特性。那些球形多面体单晶锆石的阴极发光图像与锆石增生边具有相同的特征,类似于前两个样品的变质锆石,它们可能也由变质重结晶作用形成(图3(c))。对于6.1、9.1测点的锆石,阴极发光图像也具有较强的发光特征,考虑到它们仍具有环带构造特征,其测年数据与锆石核部的相当,与增生边的有较大差距,故参加核部年龄计算。总体看,与前两个样品(G03JPG33, G04SJ11)一样,锆石增生边相对核部锆石仍然具有较低的U、Th含量,反映出它们都经历了后期的改造,U、Th丢失的特征。对9个锆石进行了10个点的分析(表1),其中锆石核部4个分析点(1.1, 3.2, 6.1, 9.1)点(7.1为离群点,没有参加计算)的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄比较一致,其加权平均值为 $2534 \pm 26\text{Ma}$ (MSWD = 0.35) (图4 G04SJ26, (a));锆石增生边(或变质锆石)共有5个

分析点(2.1, 3.1, 4.1, 5.1, 8.1),其 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 表面年龄加权平均值为 $2433 \pm 71\text{Ma}$ (MSWD = 6.1) (图4 G04SJ26, (b))。该样品的测点较少,但它的年龄数据与前两个样品的数据相近,这使年龄的可信度增加。其中锆石增生边年龄 $2433 \pm 71\text{Ma}$ 反映了岩石发生变质时代的信息。

3 讨论与结论

对上述三个样品核部锆石阴极发光图像及U、Th含量综合分析,核部锆石可能存在两种成因。①从火山岩中结晶出来的岩浆锆石,锆石年龄代表表壳岩的形成时代。②为碎屑、捕获锆石。因为锆石具有封闭环带,Th/U比值具有很大变化,部分甚至小于0.1。与从中性火山岩中常见的结晶出的岩浆锆石不同。故不能排除为碎屑、捕获锆石的可能。但由于存在大于等于2.45Ga的变质锆石,仍可以认为岩石形成于古元古代早期或者新太古代晚期。考虑岩石镜下中含有一些半自形斜长石,可能为斑

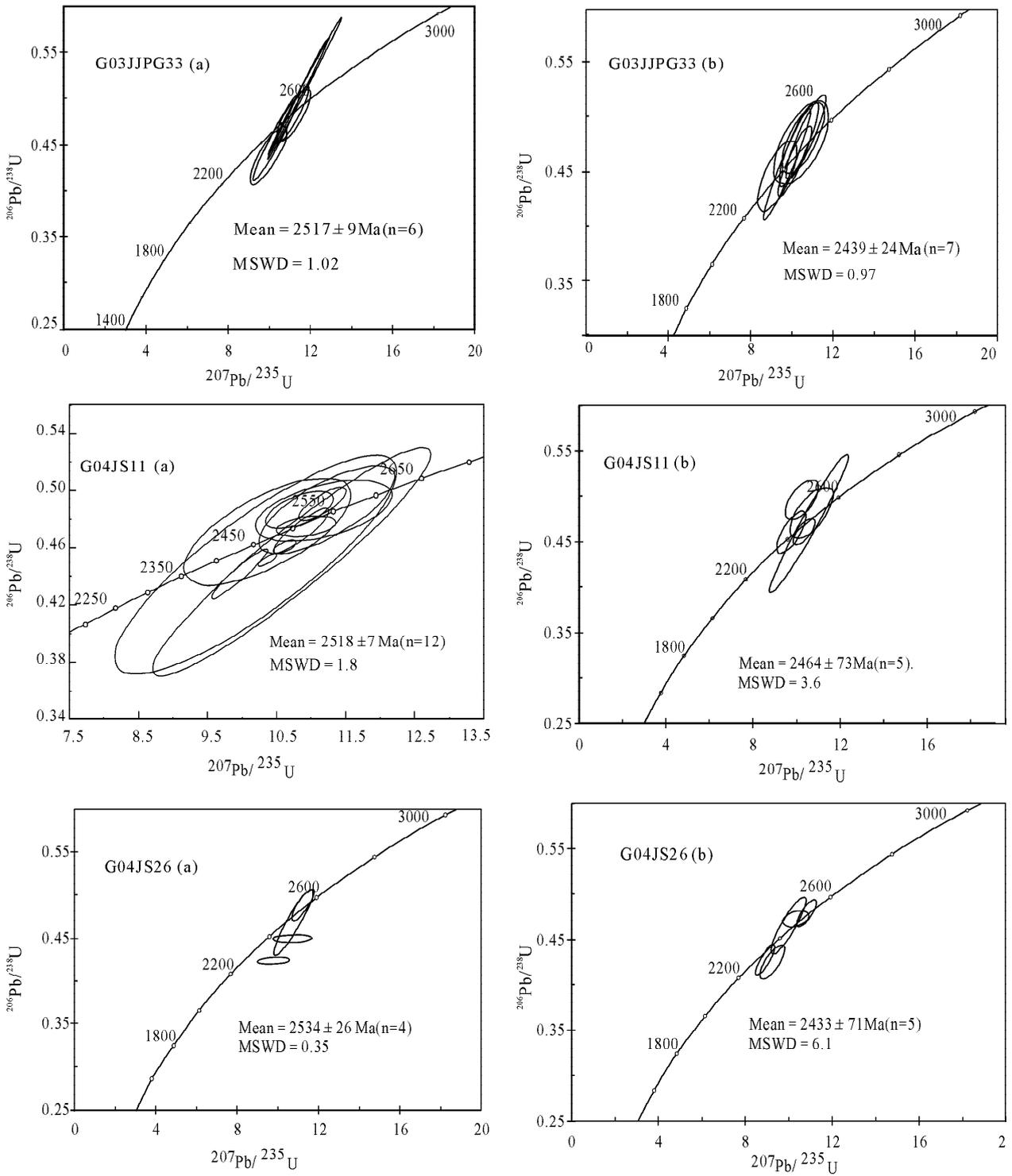


图 4 张三沟岩组锆石 U-Pb 一致曲线图

Fig. 4 U-Pb Concordia diagrams of zircons of Zhangsangou Formation complex

晶或者晶屑;地化分析结果在 TiO_2-SiO_2 图解上投影在火成岩区域(李承东等,2007);更重要的是该套岩石中有部分岩石地球化学具有高镁、高 Cr、Ni 含量(详见下述)的高镁火成岩特征(如 GP4SJ26 样品),所以,我们倾向于该套岩石为变质的火山岩或

者火山碎屑岩,核部锆石年龄 2517 ± 9 Ma、 2518 ± 7 Ma、 2534 ± 26 Ma 代表了岩石形成时代。综上所述,该套变质岩层不是形成于古元古代(陈跃军等,2005),而是形成于新太古代晚期,属华北克拉通(龙岗陆块)太古宙基底。研究区内,西北部金银别一带

的金银别组变质基性火山岩,南东侧海沟等地的黑云变粒岩、斜长角闪岩、角闪斜长片麻岩、磁铁角闪石英岩夹绢云石英片岩的岩石组合可能也与其相当(图1)。从岩性组合及变形变质特征看,这套地层与夹皮沟岩群(李俊建等,1994;沈保丰等,1998,1999)相似,但含铁硅质岩建造没有夹皮沟岩群发育,仅在海沟一带可以见到。区域上,夹皮沟岩群多与抚顺—清原地区清原群进行对比,它们具有相似的岩石组合及变形变质特征。最近的研究表明清原群形成于新太古代晚期(2.51~2.56Ga,万渝生等,2005a,b),夹皮沟岩群形成时代很可能也为新太古代晚期。因此,本区张三沟岩组归属夹皮沟岩群较为合适。

三个样品的锆石增生边 $2439 \pm 24\text{Ma}$ 、 $2464 \pm 73\text{Ma}$ 、 $2433 \pm 71\text{Ma}$ 的变质年龄指示了张三沟岩组的主期变质作用发生在新太古代末—古元古代初。与清原群变质时代相比(万渝生等,2005a),本区变质时代略晚,可能是年龄误差较大所致。总体上看二者变质时代相近,说明该变质事件具有区域性,可能与龙岗地块基地克拉通化有关。根据本区构造演化特征,从岩浆岩演化角度看,构成龙岗陆块 70% 的大量花岗片麻岩,主体形成于 2.5Ga 左右,从早期的 TTG 花岗岩类(钠质)到造山晚期的钾质花岗岩(如夹皮沟哑铃型钾质花岗岩),标志着太古宙花岗岩活动的终结(孙晓明等,1996;沈保丰等,1998)。更为重要的是,继太古宙强烈的岩浆作用之后,再次强烈的岩浆活动时期却在显生宙,表现岩浆活动在太古宙之后存在明显的弱化或间断(虽然在古辽吉裂谷仍有岩浆活动),暗示一个构造岩浆阶段的完结和新构造岩浆阶段的开始。从构造变形角度看,本区太古宙构造样式主要以 TTG 片麻岩穹窿和围绕它生长的表壳岩褶皱为特征;而古元古代岩层却表现为大型平卧褶皱、岩片叠置和剪切滑脱等完全不同的构造变形(白瑾等,1993;Li et al., 2005)。从构造背景看,新太古代晚期的夹皮沟岩群主要由铁镁质火山岩—长英质火山岩—变质沉积岩组成,尤其发育了具有标志性意义的 BIF 型铁建造,它们可能形成于岛弧或弧后盆地的构造环境(李俊建等,1994;沈保丰等,1998),属于吉—辽—鲁岛弧带(伍家善等,1998);张三沟岩组中发育的一套具有高镁 ($\text{MgO} 5.16\% \sim 8.82\%$, $\text{Mg}^{\#} 63 \sim 68$, $\text{SiO}_2 53.93\% \sim 57.68\%$)、高 Cr ($270.7 \times 10^{-6} \sim 1117.4 \times 10^{-6}$)、Ni ($133.0 \times 10^{-6} \sim 543.0 \times 10^{-6}$) 含量的高镁安山岩或者赞歧岩类(详细地球化学研究另文发

表),也同样表明它们形成于消减带的构造环境(Tatsumi and Ishizaka, 1982;Yogodzinski et al., 1995),可以推测至少在新太古代晚期本区可能处于发育沟—弧盆体系的大陆活动边缘的构造背景,其北东侧可能存在一个古洋盆,并在新太古代末—古元生代初期闭合(伍家善等,1998)。与此完全不同的是在元古宙,本区发育非地幔柱成因的基性岩墙(李三忠等,1997)、陆内裂谷(如古辽吉裂谷),属于伸展背景(李三忠等,1998;Li et al., 2005;Luo et al., 2004)。上述地质事实充分说明本区的岩浆活动、区域构造样式和大地构造背景在太古宙末期前后发生了巨大的变化,太古宙末—古元古代初期为一个构造转折期。其锆石变质年龄可能代表了古龙岗陆块与位于其北东侧的其它陆块(如佳木斯陆块)碰撞造山,夹皮沟岩群及其张三沟岩组被拼贴到古龙岗陆块边缘的时代,结合辽宁抚顺清原群在太古宙晚期褶皱造山的存在事实(万渝生等,2004a),表明龙岗陆块在新太古代末—古元古代初期已经基本形式。

本次获得的锆石变质年龄对认识华北克拉通基底构造演化过程具有重要意义。众所周知,华北克拉通基底构造演化一直存在争论。一些学者认为新太古代晚期已经形成统一的华北陆块基底(翟明国等,2000;zhai et al., 2003,2005;李江海等,2000,2001, Li et al., 2007)。另外一些学者强调华北陆块,是在 $\sim 1.8\text{Ga}$ 才固结而成(吴昌华和钟长汀,1998;zhao et al., 2001;赵国春和孙敏,2002)。张三沟岩组新太古代末期—早元古代初期锆石变质年龄的存在,为确定太古宙末期碰撞造山作用时代及形成统一华北陆块基底的认识提供了新资料。

从以上讨论可以得出下列结论:

(1) 张三沟岩组不是古元古代变质地层,而是新太古代,相当于夹皮沟岩群,属于太古代古老基底。

(2) 张三沟岩组的变质时代为新太古代末—古元古代初,记录了龙岗陆块在新太古代末—古元古代初期的造山作用,为确定太古宙末期碰撞造山作用时代及形成统一华北陆块基底的认识提供了新资料。

致谢: SHRIMP 锆石分析在北京离子探针中心完成,并得到刘敦一、简平、宋彪、张玉海研究员、石玉若博士、陶华女士的帮助;颀航强博士给予了很大的帮助;锆石 U-Pb 年龄计算及其解释得到李惠民研究员、相振群研究生大力帮助;与苗培森研究员就

有关问题进行过有益讨论。在此表示衷心的感谢。

参 考 文 献

- 白瑾,黄学光,戴凤岩,吴昌华. 1993. 中国前寒武纪地壳演化(第一版). 北京:地质出版社,16~79.
- 陈道公,倪涛. 2004. 大别—苏鲁造山带高级变质岩中锆石微区 U、Th 和 Pb 化学组成特征统计. 岩石学报, 20(5):999~1006.
- 陈跃军,花艳秋,李林山,黄贤玉,刘跃文,李睿. 2005. 吉林敦化小蒲柴河地区张三沟岩组的建立. 世界地质, 24(6):144~148.
- 戴新义,刘劲鸿,邵建波,蒋荣青. 1990. 吉林夹皮沟—金城洞花岗岩—绿岩带的地质特征. 前寒武纪地质, 9(4): 51~60.
- 吉林省地质矿产局. 1988. 吉林省区域地质志. 北京:地质出版社,1~698.
- 李承东,张福勤,苗来成,顾航强,花艳秋,许雅雯. 2007. 吉林色洛河群的重新认识. 吉林大学学报(地球科学版),37(5):841~847.
- 李承东. 2005. 华北地块北缘东段黄泥岭构造带形成和演化. 博士论文. 图书馆,中科院地质与地球物理研究所,1~119.
- 李江海,侯贵廷,黄雄南,张志强,钱祥麟. 2001. 华北克拉通对前寒武纪超大陆旋回的基本制约. 岩石学报,17:177~186.
- 李江海,钱祥麟,黄雄南,刘树文. 2000. 华北陆块基底构造格局及早期大陆克拉通化过程. 岩石学报,16(1):1~10.
- 李俊建,沈宝丰,李双保,毛德宝. 1994. 清原—夹皮沟绿岩带地质及金的成矿作用. 天津:天津科学技术出版社,1~132.
- 李三忠,刘永江,白立新,等. 1997. 辽东古元古代变质基性侵入岩特征及其大地构造意义. 西北大学学报, 27(增刊):442~445.
- 李三忠,刘永江,杨振声. 1998. 辽吉地区古元古代造山作用的大陆动力学过程及其壳内响应. 地球物理学报, 41(增刊):142~152.
- 沈保丰,李俊建,毛德宝,李双保,刘志山,张万金,安春田. 1998. 吉林夹皮沟金矿地质与成矿预测. 北京:地质出版社,1~175.
- 孙晓明,徐克勤,任启江,Reid R. Keays. 1996. 吉南太古界高级变质体及金矿床. 北京:地质出版社,1~47.
- 万渝生,宋彪,杨淳,刘敦一. 2005a. 辽宁抚顺—清原地区太古宙岩石 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学及其地质意义. 地质学报,79(1):78~87.
- 万渝生,宋彪,杨淳,刘敦一. 2005b. 辽北抚顺—清原地区太古宙基底地球化学组成特征及其地质意义. 地质论评,51(2):128~137.
- 吴昌华,钟长汀. 1998. 华北陆台中段吕梁期的 SW—NE 向碰撞. 前寒武纪研究进展,21(3):28~50.
- 伍家善,耿元生,沈其韩,万渝生,刘敦一,宋彪. 1998. 中朝古大陆太古宙地质特征及构造演化(第一版). 北京:地质出版社,1~212.
- 翟明国,卞爱民. 2000. 华北克拉通新太古代末超大陆拼合及元古代末—中元古代裂解. 中国科学(D辑),30(增刊):129~136.
- 赵国春,孙敏. 2002. 华北克拉通基底构造单元特征及早元古代拼合. 中国科学(D辑),32(7):538~549.
- 周晓东,殷长建. 2004. 吉林省近期基础地质研究新进展. 吉林地质, 23(4):1~18.
- Hoskin P W O, Black L P. 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. J Metamorphic Geol, 18: 423~439.
- Liati A, Gebauer D. 1999. Constraining the pregrade and regrade P-T-t path of Eocene HP rocks by SHRIMP dating difference zircon domain; Inferred rated of heating-burial, cooling and exhumation for central Rhodope, northern Greece. Contrib Mineral Petrol, 135: 340~354.
- Li J H, Kusky T. 2007. A Late Archean foreland fold and thrust belt in the North China Craton; Implications for early collisional tectonics. Gondwana Research, 12: 47~66.
- Li S Z, Zhao G C, Sun M, Wu F Y, Hao D F, Han Z Z, Luo Y, Xia X P. 2005. Deformational history of the Paleoproterozoic Liaohe Group in the Eastern Block of the North China Craton. In: Wilde, S A, Zhao G C (Eds.), Late Archean to Paleoproterozoic Evolution of the North China Craton. J. Asian Earth Sci., 24, 659~674.
- Ludiwig K R. 2002. Squid 1. 02: A user manual. Berkeley Geochronological Center Special Publication, No. 2: CA94709, USA.
- Ludiwig K R. 1999. Using Isoplot/EX version 2; a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center Special Publication, 1a: 47.
- Luo Y, Sun M, Zhao G C, Li S Z, Xu P, Ye K, Xia X P. 2004. LAICP-MS U-Pb zircon ages of the Liaohe Group in the Eastern Block of the North China Craton: constraints on the evolution of the Jiao-Liao-Ji Belt. Precambrian Res. 134, 349~371.
- Miao L C, Qiu Y M, Fan W M, Zhang F Q, Zhai M G. 2005. Geology, geochronology, and tectonic setting of the Jiapigou gold deposits, southern Jilin Province, China. Ore Geology Reviews, 26:137~165.
- Pidgeon R T, Nemchin A A, Hitchen G J. 1998. Internal structures of zircons from Archean granites from the Darling Range batholith; Implications for zircon stability and the interpretation of zircon U-Pb ages. Contrib Mineral Petrol, 132: 288~299.
- Tatsumi Y and Ishizaka K. 1982. Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan: I. Petrographical and chemical characteristics. Earth Planet Sci Lett, 60: 293~304.
- Williams I S. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: Mckibben Ma et al. (eds). Application of Microanalytical Technique to Understanding Mineralizing Process. Reviews in Economic Geology, 7: 1~35.
- Wu Y B, Zheng Y F. 2004. Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age. Chinese Science Bulletin, 49 (15): 1554~1569.
- Yogodzinski G M, Kay R W, Volynets O N, Koloskov A V, Kay S M. 1995. Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: Implications for slab melting and processes in the mantle wedge. Geol. Soc. Am. Bull., 107: 505~519.
- Zhai M G, Liu W J. 2003. Paleoproterozoic tectonic history of the North China craton; a review. Precambrian Research, 122 :183~199.
- Zhai M G, Guo J H, Liu W J. 2005. Neoproterozoic to

Paleoproterozoic continental evolution and tectonic history of the North China Craton; a review. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24 : 547~561.

Zhang Y B, Wu F Y, Simon A W, Zhai M G, Lu X P, Sun D Y. 2004. Zircon U - Pb ages and tectonic implications of 'Early Paleozoic' granitoids at Yanbian, Jilin Province, northeast

China. *The Island Arc* 13: 484~505.

Zhao G C, Wilde S A, Cawood P A, Cawood P A, Sun M. 2001. Archean blocks and their boundaries in the North China Craton : lithological , geochemical , structural and P -T path constraints and tectonic evolution. *Precambrian Res.* , 107 : 45 ~73.

Zircon SHRIMP U-Pb Geochronology of the Zhangsangou Formation Complex in the Northeastern Margin of North China Block, and Its Geological Significance

LI Chengdong¹⁾, ZHANG Fuqin²⁾, MIAO Laicheng²⁾, DU Yulin³⁾, HUA Yanqiu⁴⁾,
XU Yawen¹⁾, KANG Shumei⁵⁾

1) *Tian Jin Institute of Geology and Mineral Resources, Tianjin, 300170*; 2) *Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100029*; 3) *Ninth Geological Prospecting Institute of Inner Mongolia, Xilinhot, 026000*; 4) *Jilin Institute of Regional Geology and Miner Resources Survey, Changchun, 130022*; 5) *Second Institute of Regional Geology and Miner Resources Survey, Jilin, 132001*

Abstract

Complex of the Zhangsangou Formation is located in the northeastern margin of North China Block, which has been previously considered to be the Paleoproterozoic metamorphic volcanic-sedimentary sequences, mainly according to its metamorphic grade and regional stratigraphic correlation. Based on our filed survey and SHRIMP dating, three samples from Complex of the Zhangsangou Formation have yielded protolith age of 2517 ± 9 Ma, 2518 ± 7 Ma, 2534 ± 26 Ma and metamorphic age of 2439 ± 24 Ma, 2464 ± 73 Ma and 2433 ± 71 Ma, respectively, indicating that it formed by metamorphism at late Neoproterozoic and reworked at late Neoproterozoic-early Paleoproterozoic. In combination with regional geological data, its metamorphic time is likely related to a collisional tectonism between ancient Longgang continental block and other continental blocks, which indicates that the North China Block developed a cratonization in late Neoproterozoic-early Paleoproterozoic.

Key words: SHRIMP geochronology; Complex of the Zhangsangou Formation; northeastern margin of North China Block; Jinlin