

岫玉的地震波速、各向异性、弹性力学性质 及其构造地质意义

王茜^{1,2}, 邵同宾², 嵇少丞², 道林克祯³, 近藤洋裕³,
龙长兴⁴, 孙圣思⁵

(1.中国科学院 广州地球化学研究所 同位素地球化学国家重点实验室, 广东 广州 510640; 2.加拿大蒙特利尔综合工学院 民用、地质与采矿工程系, 蒙特利尔 H3C 3A7; 3.日本静冈大学 地球科学系, 静冈 422-8529; 4.中国地质科学院 地质力学研究所, 北京 100081; 5.西北大学 地质学系, 陕西 西安 710069)

摘要: 为了研究水化岩石圈地幔和地幔楔的地震波速、各向异性及其与蛇纹石化程度及应变状态的关系, 作者实验测量了 8 块叶蛇纹岩(采自辽宁的岫玉)标本在不同构造主方向(X , Y 和 Z)上的纵、横波速度随围压(0~600 MPa)的变化规律, 详细研究了叶蛇纹石在塑性变形过程中通过 (001)[010] 位错滑移形成很强的晶格优选定向和高达 21%的纵波速度各向异性与 24%的剪切波分裂的特征, 发现高温叶蛇纹岩与低温利蛇纹岩具有截然不同的地震波性质, 例如, 在围压 600 MPa 下, 高温叶蛇纹岩的 $V_p=6.73$ km/s、 $V_s=3.74$ km/s, $V_p/V_s=1.80$, 而低温利蛇纹岩的 $V_p=5.10$ km/s、 $V_s=2.32$ km/s, $V_p/V_s=2.20$ 。前人利用低温蛇纹石化橄榄岩的波速数据解释温度高于 300 的水化地幔楔和岩石圈地幔的地震波速不可避免地要低估研究区域内蛇纹石化的程度和水含量。本研究查明叶蛇纹岩的地震波性质及其各向异性特征亦为解释全球大洋板块俯冲带乃至青藏高原地区的剪切波分裂资料提供了新的思路。

关键词: 岫玉; 叶蛇纹岩; 地震波速、各向异性、剪切波分裂; 板块俯冲带; 青藏高原

中图分类号: P541; P31 文献标志码: A 文章编号: 1001-1552(2014)01-0012-015

岫玉或岫岩玉是一种主要组成矿物为叶蛇纹石的多晶岩石, 因产于辽宁岫岩县而得名。因其色泽柔和、质地细腻、温润光洁, 由其制作的工艺品深受人们喜爱。自古以来, 岫玉就是中国用量最大的玉石, 即使在距今 8200 年左右的兴隆洼文化、距今 6000 年左右的东蒙辽西的红山文化、距今 5000~4000 年的山东大汶口文化和龙山文化以及距今 3000 多年的商代殷墟文

化中, 岫玉皆占有重要的地位。前人已经对岫玉的矿床地质特征及其成因(李庆森等, 1984; 刘俊贤, 1993; 蔡克群和陈从喜, 2000; 李士江等, 2003; 马婷婷等, 2008; 王时麒和董佩信, 2011)、矿物组成(张良钜, 2002a)、岩相结构(刘志勇等, 2009)及其地球化学特征(曹俊臣等, 1994)进行了探讨。然而, 除了在静态条件下对岫玉的抗压和抗张强度及硬度进行一些零星的测

收稿日期: 2013-10-29; 改回日期: 2013-11-12

项目资助: 本文为国土资源部“青藏高原东部和东南部岩石圈流变学及地球物理性质研究”(编号: 1212011121274)、国家“深部探测计划”(编号: SinoProbe-07)、国家自然科学基金(批准号: 41090373、41174072)以及加拿大自然科学和工程研究基金会 Discovery 项目共同资助的成果。

第一作者简介: 王茜(1977-), 女, 博士, 副研究员, 岩石物理性质与流变学专业。Email: wangqian@gig.ac.cn

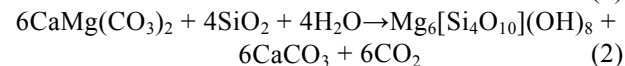
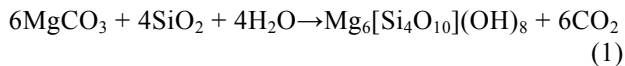
通信作者: 嵇少丞(1961-), 男, 教授, 岩石物理、流变学、构造地质学专业。Email: sji@polymtl.ca

量(张良钜, 2002b)之外, 迄今对岫玉在高压条件下动态的弹性力学特征尚未有过系统的研究。本文着重报道作者在高压(0~600 MPa)条件下通过测量地震波速(P 波和 S 波)研究岫玉的弹性力学性质及其各向异性, 并探讨其结果对于认识大洋板块俯冲带、地幔楔和碰撞高原岩石圈内部水化剪切带的地震波速、各向异性及其区域蛇纹石化程度与应变状态的指示意义。

1 岩石试样

本研究共使用了 8 块岫玉标本, 采自辽宁岫岩县哈达碑镇和牧牛乡以及海城市孤山镇瓦子沟的玉石矿。所有标本中叶蛇纹石含量皆 $\geq 93\%$, 其余矿物主要为利蛇纹石, 并含有少量的杂质矿物如白云石、菱镁矿和滑石等(表 1)。这些岫玉标本的密度(ρ)介于 2.577~2.592 g/cm³ 之间, 平均值为 2.586 g/cm³。叶蛇纹石的密度为 2.600 g/cm³, 岫玉的密度随利蛇纹石($\rho=2.550$ g/cm³)含量增加而减小, 但随白云石($\rho=2.860$ g/cm³)和菱镁矿($\rho=2.980$ g/cm³)含量增加而增加。

岫玉即叶蛇纹岩, 它是由花岗岩或花岗闪长岩侵入体结晶过程中释放出来的富硅流体交代围岩——元古宙辽河群大石桥组浅海相的白云质大理岩而成。



反应式(2)的生成产物“CaCO₃”溶解于流体、沿着岩石

裂隙与断裂不断地搬移它处(Harlow and Sorensen, 2005), 故上述交代形成了近乎纯的叶蛇纹石多晶集合体(Ji et al., 2013)。估计叶蛇纹岩的形成条件为 400~550 和 300~500 MPa。岫玉中存在的少量利蛇纹石应属于低温(< 300)的退变产物。

研究试样的化学成分列于表 1。有必要提及的是, 与橄榄岩水化形成的蛇纹岩(Ji et al., 2002, 2007; Wang et al., 2005a, b; Wang and Ji, 2009; Sun, 2011; Sun et al., 2012)相比(图 1), 岫玉含有相对较高含量的 SiO₂、中等含量的 MgO 和低含量的 Al₂O₃、FeO+Fe₂O₃、Cr₂O₃ 和 TiO₂, 后面三种组分在橄榄岩水化成因的蛇纹岩中以含 TiO₂ 的磁铁矿和铬铁矿的形式出现。上述化学成分的差异反映了白云质大理岩交代成因的蛇纹岩和由橄榄岩水化成因的蛇纹岩的化学成分的差别, 对全岩地震波速与弹性力学性质影响甚小。此外, 我们观察到, 岫玉全岩化学分析过程中的烧失量(LOI, %)与蛇纹石的体积含量(β)呈线性关系: $\text{LOI}(\%) = 2.41 + 10.34\beta$ ($R^2 = 0.97$), 说明构成烧失量的主要组分是蛇纹石中的结构水, 而纯叶蛇纹岩的水含量约为 12.75%。

光学显微构造研究表明, 未发生塑性变形的岫玉具毛毡状结构(图 2a): 叶蛇纹石板条状晶体呈十字架或 X 形相互交织形成犹如人工编织的毡毯一样(Wicks and Whittaker, 1977), 没有发育晶格优选定向(LPO, Lattice-preferred orientation)。但是, 大部分岫玉标本皆经受了不同程度的塑性变形, 形成叶蛇

表 1 本文所研究的岫玉的矿物组成(%)和化学组分(%)
Table 1 Modal (%) and chemical (%) compositions of the Xiuyan jade samples

样品号	采样地点的 GPS 数据	矿物组成	密度* (g/cm ³)	化学组分 (%)															
				SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	SrO	BaO	LOI	Total	
A1	40.46767° N, 123.02383° E	Atg 99.0, Dol 1.0	2.591	43.94	0.07	0.92	0.17	40.97	0.08	<0.01	<0.01	<0.01	0.03	0.10	<0.01	<0.01	12.70	98.93	
A1B	40.46767° N, 123.02383° E	Atg 98.5, Dol 1.5	2.592	43.94	0.07	0.92	0.17	40.97	0.08	<0.01	<0.01	<0.01	0.03	0.10	<0.01	<0.01	12.70	98.93	
A5	40.46767° N, 123.02383° E	Atg 100.0	2.591	44.3	0.06	1.05	0.16	41.4	0.08	<0.01	<0.01	<0.01	0.03	0.02	<0.01	<0.01	12.70	99.76	
A6	40.46767° N, 123.02383° E	Atg 100.0	2.591	44.23	0.05	1.03	0.09	41.33	0.08	<0.01	<0.01	<0.01	0.03	0.06	<0.01	<0.01	12.40	99.26	
A8	40.51889° N, 122.98728° E	Atg 93.0, Liz 7.0	2.577	44.21	0.08	0.59	0.11	41.32	0.08	<0.01	<0.01	<0.01	0.03	0.08	<0.01	<0.01	12.60	99.02	
A9	40.51889° N, 122.98728° E	Atg 99.0, Liz 1.0	2.581	44.38	0.17	0.34	0.07	41.74	0.08	<0.01	<0.01	<0.01	0.06	<0.01	<0.01	12.55	99.33		
A13	40.51889° N, 122.98728° E	Atg 99.0, Liz 1.0	2.583	43.73	0.16	0.37	0.61	41.25	0.08	<0.01	<0.01	<0.01	0.45	<0.01	<0.01	12.30	98.90		
A16	40.63311° N, 123.31161° E	Atg 99.0, Dol 1.0	2.587	43.39	0.07	0.82	0.57	41.25	0.08	<0.01	<0.01	<0.01	0.03	<0.01	<0.01	13.20	99.37		

备注: 所有样品含约 0.5% 的孔隙度。简写: Atg. 叶蛇纹石; Liz. 利蛇纹石; Dol. 白云石。

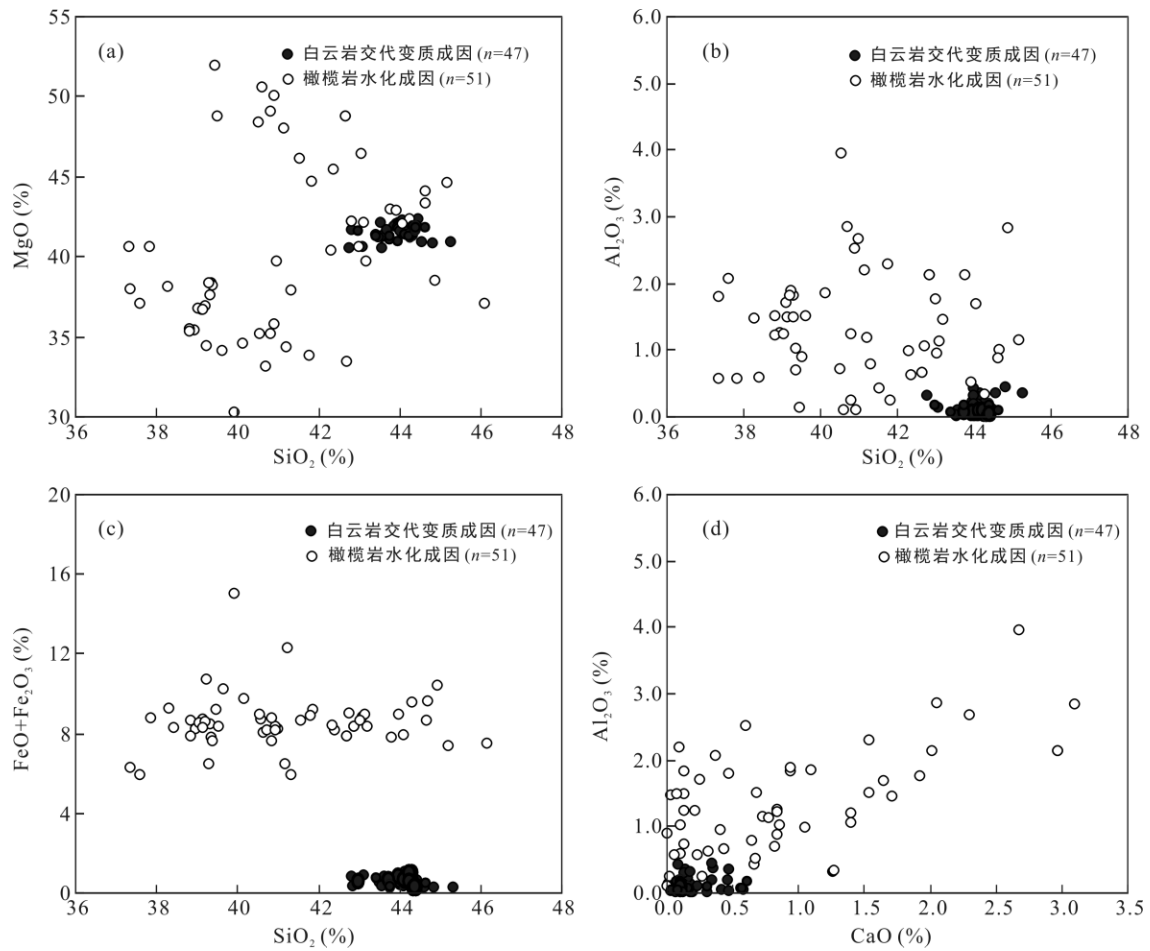


图 1 两种不同成因的蛇纹岩化学成分的比较

Fig.1 Variations of MgO (a), Al_2O_3 (b), and $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ (c) vs. SiO_2 , and Al_2O_3 , CaO (d) for serpentinites formed by metasomatism of dolomite (solid dots) and hydration of peridotites (open dots)

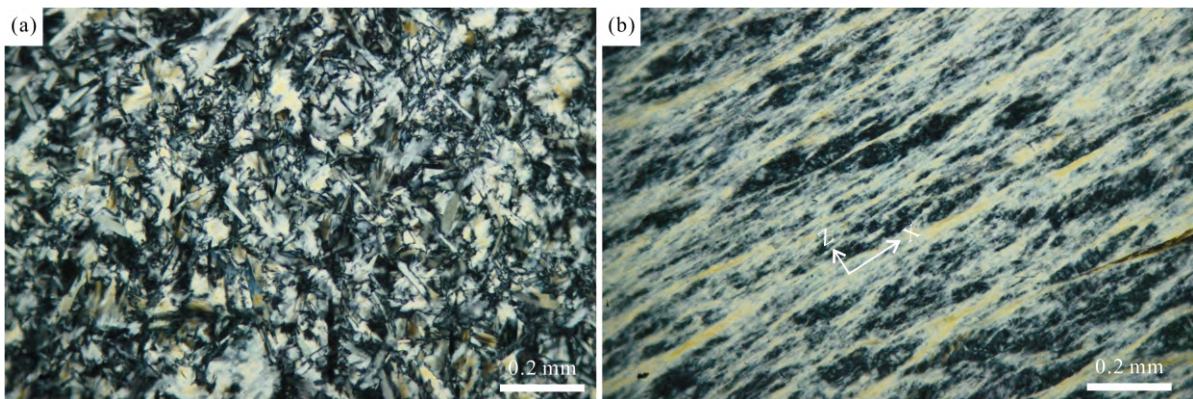


图 2 典型的未变形(a)和已变形(b)岫玉(叶蛇纹岩)的显微构造

Fig.2 Typical microstructures of undeformed (a) and deformed (b) Xiuyan jade (antigorite serpentinites)

纹石晶粒的形状优选定向(SPO, Shape-preferred orientation), 即挤压面理与拉张线理。

2 实验方法与结果

高压实验是在加拿大 Dalhousie 大学静水压力

装置中利用声波脉冲技术进行的 (Ji and Salisbury, 1993; Wang et al., 2011; Sun et al., 2012)。试样呈直径为 2.54 cm, 长度 3~6 cm 的圆柱状。为了研究岫玉的地震波速及其各向异性, 我们从每块标本钻取三个试样, 分别平行于拉张线理的 X 方向, 垂直于

挤压面理的 Z 方向, 以及位于面理面上垂线理的 Y 方向。声波发射和接收探头的频率为 1 MHz。为了防止试样浸油, 我们用薄铜片包裹了试样。弹性波速的实验误差为 ±0.5%。

每块标本在不同围压(P)下沿着三个相互垂直的构造方向(X, Y, Z)上 P 波和 S 波的传播速度列于表 2。P 波速度(V_p)随围压变化的典型曲线绘于图 3。在升压过程中, 无论沿着哪个传播方向, P 波速度总是随着围压增加先作迅速的非线性增加, 然后在某一临界压力之上再缓慢地呈线性增加。波速各向异性是非常明显的, 如图 3 所示, 当 $P > 150$ MPa 时, 岫玉试样内部微破裂几乎全部关闭, 蛇纹石的 LPO 主导岫玉的地震波速各向异性: $V_p(X) > V_p(Y) > V_p(Z)$ 。P 波速度的各向异性(A_p)一般由下式定义:

$$A_p = (V_{p \max} - V_{p \min}) / \bar{V}_p \times 100\% \quad (3)$$

其中,

$$\bar{V}_p = [V_p(X) + V_p(Y) + V_p(Z)] / 3 \quad (4)$$

P 波速度各向异性(A_p)随围压(P)的变化有两种类型: (a) A_p 随压力增加先快速减小, 然后缓慢减

小、最后几乎变成一个固定值(例如, 试样 A6, 图 4a)。这种类型的各向异性表明, 随着围压的增高, 微破裂逐渐关闭, 最后全部的地震波速各向异性受控于岩石内部矿物晶格的优选定向。在低压 (<100 MPa) 下, 由微破裂优选定向形成的波速各向异性增强了由矿物晶格优选定向所形成的波速各向异性。(b) 在低压 (<100 MPa) 区间, A_p 随压力增加快速增加, 然后在高压 (>100 MPa) 区间, A_p 近乎变成一个固定值或稍有减少, 不再随围压的变化而发生较大的变化(例如试样 A1B, 图 4a)。这种类型的各向异性说明, 在低压下由微破裂形成的波速各向异性部分抵消了由矿物晶格优选定向形成的波速各向异性。

S 波或剪切波速度(V_s)随围压变化的典型曲线绘于图 5。与 V_p 不同, V_s 不仅取决于传播方向, 还取决于偏振方向。例如, 当试样 A9 处于高围压 (>150 MPa) 下, S 波速度具有如下特征:

$$V_s(XY) > V_s(YX) > V_s(XZ) \approx V_s(ZX) > V_s(ZY) > V_s(YZ) \quad (5)$$

括弧中的第一个字母代表剪切波的传播方向, 第二个字母表示剪切波的偏振方向。岫玉中剪切波分裂

表 2 辽宁岫岩样品在不同围压下的 P 波速度和 S 波速度(km/s)

样品号	波型	方向*	压力(MPa)									A_p or A_s (%)	
			0	50	100	150	200	300	400	500	600		
A1	P	XX	6.988	7.206	7.269	7.292	7.307	7.331	7.354	7.376	7.399	15.8	
		YY	6.803	6.970	7.022	7.041	7.051	7.065	7.077	7.089	7.101		
		ZZ	5.888	6.071	6.130	6.157	6.175	6.207	6.238	6.270	6.301		
	S	XY	4.109	4.141	4.157	4.165	4.171	4.180	4.188	4.196	4.204		16.2
		XZ	3.569	3.623	3.638	3.644	3.648	3.654	3.659	3.665	3.670		
		YX	3.940	4.125	4.151	4.160	4.168	4.184	4.199	4.215	4.231		
		YZ	3.522	3.556	3.566	3.572	3.576	3.585	3.594	3.603	3.612		
A1B	P	XX	6.991	7.219	7.289	7.317	7.334	7.361	7.387	7.413	7.438	16.0	
		YY	6.857	7.060	7.118	7.140	7.153	7.174	7.195	7.215	7.235		
		ZZ	5.939	6.108	6.142	6.162	6.179	6.214	6.248	6.282	6.317		
A5	P	XX	7.414	7.575	7.613	7.626	7.634	7.646	7.659	7.671	7.683	20.8	
		YY	7.364	7.533	7.573	7.587	7.595	7.608	7.620	7.633	7.645		
		ZZ	5.637	6.020	6.075	6.092	6.103	6.126	6.148	6.171	6.193		
	S	XY	4.248	4.317	4.339	4.348	4.352	4.358	4.364	4.370	4.375		24.4
		XZ	3.340	3.391	3.400	3.405	3.409	3.418	3.426	3.435	3.443		
		YX	4.249	4.308	4.325	4.332	4.335	4.341	4.347	4.352	4.358		
		YZ	3.275	3.442	3.475	3.486	3.493	3.505	3.518	3.530	3.542		
A5	S	ZX	3.409	3.514	3.537	3.544	3.548	3.554	3.560	3.566	3.572		
		ZY	3.472	3.523	3.541	3.550	3.556	3.567	3.578	3.589	3.600		

续表 2:

样品号	波型	方向*	压力(MPa)									A_p or A_s (%)
			0	50	100	150	200	300	400	500	600	
A6	P	XX	7.113	7.278	7.325	7.342	7.351	7.364	7.376	7.389	7.401	13.8
		YY	6.574	7.000	7.041	7.052	7.059	7.075	7.090	7.105	7.120	
		ZZ	6.011	6.258	6.322	6.345	6.358	6.379	6.398	6.418	6.438	
	S	XY	3.961	4.001	4.017	4.024	4.029	4.036	4.043	4.050	4.057	10.7
		XZ	3.796	3.840	3.859	3.869	3.876	3.890	3.902	3.914	3.927	
		YX	3.963	4.026	4.044	4.051	4.055	4.064	4.072	4.080	4.088	
		YZ	3.495	3.653	3.662	3.670	3.678	3.694	3.709	3.725	3.741	
		ZX	3.633	3.663	3.676	3.682	3.687	3.694	3.701	3.707	3.714	
A8	P	YY	6.700	6.919	6.980	7.000	7.010	7.023	7.036	7.048	7.061	7.2
		ZZ	6.393	6.611	6.693	6.726	6.742	6.761	6.776	6.791	6.806	
		ZZ	6.184	6.409	6.472	6.494	6.505	6.522	6.538	6.554	6.570	
	S	XY	3.716	3.872	3.884	3.890	3.895	3.905	3.915	3.926	3.936	3.8
		XZ	3.622	3.687	3.715	3.730	3.740	3.756	3.771	3.785	3.800	
		YX	3.825	3.873	3.891	3.900	3.905	3.912	3.918	3.924	3.930	
		YZ	3.565	3.699	3.736	3.749	3.755	3.764	3.772	3.781	3.789	
		ZX	3.728	3.785	3.805	3.812	3.816	3.821	3.826	3.830	3.834	
A9	P	ZZ	3.331	3.702	3.714	3.723	3.732	3.749	3.766	3.784	3.801	13.5
		XX	7.029	7.289	7.341	7.354	7.360	7.369	7.378	7.387	7.396	
		YY	6.265	6.584	6.647	6.667	6.679	6.703	6.725	6.748	6.771	
	S	XY	6.050	6.268	6.340	6.369	6.385	6.406	6.426	6.445	6.464	12.0
		XZ	3.945	4.002	4.020	4.027	4.031	4.035	4.040	4.044	4.049	
		YX	3.541	3.656	3.695	3.710	3.718	3.729	3.738	3.748	3.757	
		YZ	3.855	3.941	3.965	3.975	3.980	3.988	3.997	4.005	4.013	
		ZX	3.487	3.533	3.548	3.555	3.560	3.568	3.576	3.584	3.592	
A13	P	ZZ	3.648	3.700	3.713	3.718	3.721	3.727	3.734	3.740	3.746	16.2
		XX	7.333	7.405	7.430	7.443	7.453	7.471	7.489	7.507	7.524	
		YY	6.562	6.681	6.707	6.721	6.735	6.761	6.788	6.815	6.841	
	S	XY	6.146	6.272	6.304	6.318	6.329	6.348	6.367	6.386	6.405	19.1
		XZ	4.008	4.058	4.071	4.077	4.082	4.090	4.098	4.106	4.114	
		YX	3.863	4.025	4.057	4.066	4.071	4.080	4.089	4.098	4.107	
		YZ	3.959	4.018	4.029	4.034	4.037	4.042	4.048	4.054	4.060	
		ZX	3.358	3.504	3.514	3.518	3.521	3.528	3.534	3.541	3.548	
A16	P	ZZ	4.143	4.248	4.268	4.274	4.278	4.285	4.292	4.298	4.305	8.1
		XX	6.702	6.967	7.050	7.080	7.096	7.117	7.136	7.155	7.173	
		YY	6.225	6.457	6.517	6.538	6.550	6.569	6.586	6.604	6.622	
	S	XY	6.133	6.395	6.476	6.508	6.526	6.552	6.577	6.602	6.627	6.4
		XZ	3.652	3.770	3.807	3.820	3.826	3.833	3.839	3.846	3.852	
		YX	3.481	3.586	3.618	3.629	3.636	3.647	3.658	3.669	3.679	
		YZ	3.593	3.695	3.716	3.722	3.725	3.731	3.737	3.742	3.748	
		ZX	3.380	3.561	3.579	3.585	3.591	3.601	3.612	3.623	3.634	
ZY	3.290	3.529	3.556	3.563	3.569	3.580	3.591	3.602	3.614			
ZY	3.625	3.706	3.734	3.746	3.753	3.763	3.773	3.783	3.792			

* 第一个与第二个字母分别代表地震波的传播方向与偏振方向。

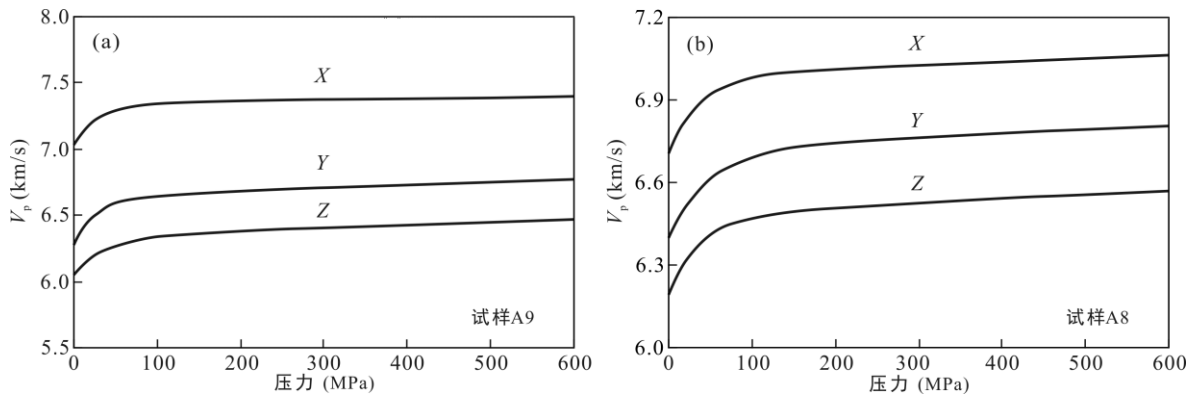


图 3 岫玉(叶蛇纹岩)典型的 P 波速度(V_p)随围压的变化曲线
Fig.3 Typical V_p - P curves for Xiuyan jade (antigorite serpentinites)

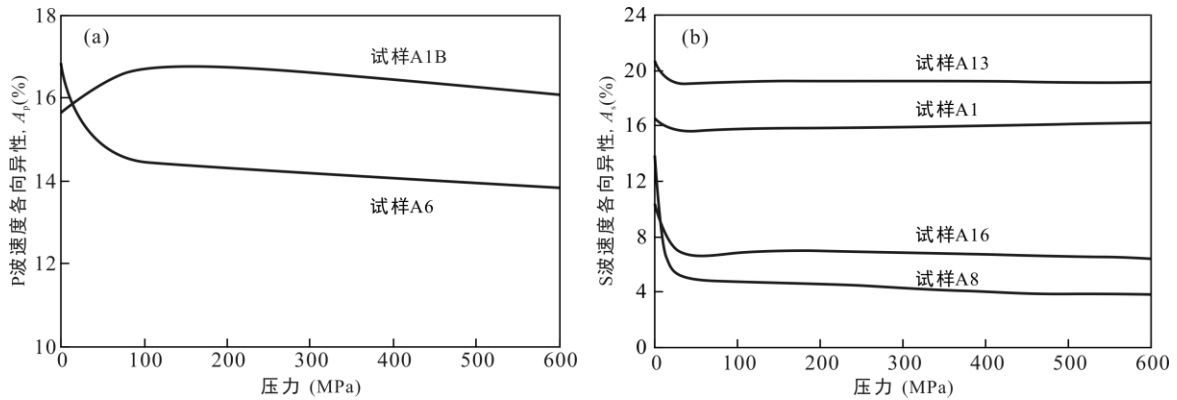


图 4 岫玉(叶蛇纹岩)典型的 P 波(a)和 S 波(b)速度各向异性随围压的变化曲线
Fig.4 V_p (a) and V_s (b) anisotropy vs. pressure curves for Xiuyan jade (antigorite serpentinites)

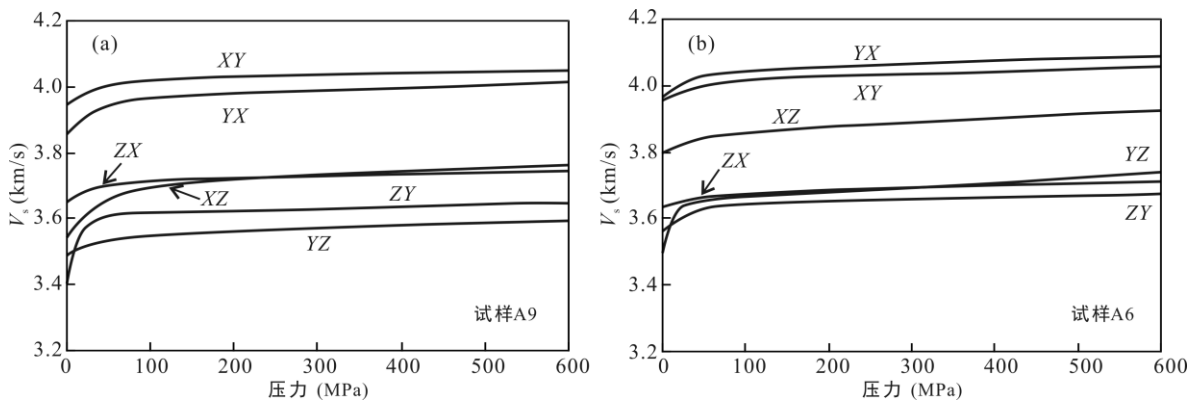


图 5 岫玉(叶蛇纹岩)中 S 波速度随围压与传播方向和偏振方向的变化
Fig.5 S-wave velocity (V_s) as a function of propagation and polarization direction and confining pressure

的现象非常显著, 即沿着同一传播方向, 由于偏振方向的不同所引起的 S 波速度差。沿着 X, Y 和 Z 传播方向, 剪切波分裂分别为: $\Delta V_s(X)=V_s(XY)-V_s(XZ)$, $\Delta V_s(Y)=V_s(YX)-V_s(YZ)$ 和 $\Delta V_s(Z)=V_s(ZX)-V_s(ZY)$ 。在所研究的岫玉试样(例如标本 A9, 图 6)中, 高压(> 150 MPa)下由晶格优选定向造成的 $\Delta V_s(Z)$ 很小或几乎没有(<0.10 km/s), 说明在垂直面理的传播方向上剪

切波几乎不发生分裂, 只有在平行于面理的传播方向(例如 Y 和 X 方向)上剪切波才会发生有效的分裂。

S 波速度的各向异性(A_s)由下式定义:

$$A_s = (V_s \text{ max} - V_s \text{ min}) / \bar{V}_s \times 100\% \quad (6)$$

其中,

$$\bar{V}_s = [V_s(XY) + V_s(XZ) + V_s(YX) + V_s(YZ) + V_s(ZX) + V_s(ZY)] / 6 \quad (7)$$

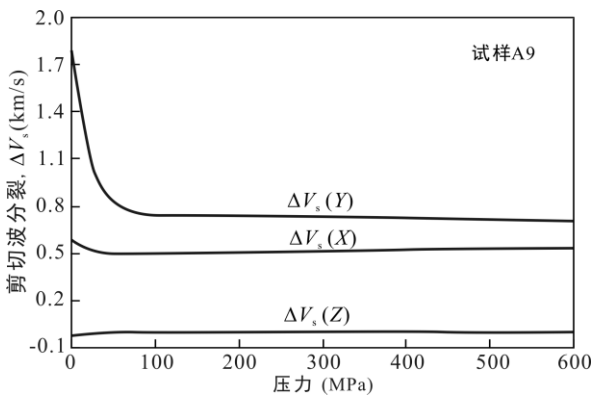


图 6 岫玉(叶蛇纹岩)试样 A9 的三个构造主方向(X, Y 和 Z)上的剪切波分裂(ΔV_s)

Fig.6 Shear-wave splitting (ΔV_s) along the X, Y and Z directions in sample A9 (antigorite serpentinite)

小括弧中的第一个字母代表 S 波的传播方向, 第二个字母代表 S 波的偏振方向。例如 $V_s(XY)$ 表示传播方向平行拉伸线理(X)、偏振方向平行面理但垂直线理的 S 波速度。典型岫玉标本的 S 波速各向异性 A_s 随围压的变化规律示于图 4b, 在高压(>150 MPa)下, S 波速各向异性是反映叶蛇纹岩内界性质的参数, 可高达 24% (表 2), 具体数值取决于叶蛇纹石晶格优选定向的强度。在低压下(<150 MPa)下, 微破裂的优选定向对整个试样的 S 波速各向异性亦有贡献。

据 Christensen and Ramanantoandro (1971)和 Wang et al. (2009), 即使实际岩石是各向异性的, 由(4)和(7)式计算得出的平均速度非常接近岩石的各向同性的弹性力学性质。换句话说, 由(4)和(7)式计算得出的平均速度对应于无组构(既不发育晶格优选定向又无成分层理)、各向同性叶蛇纹岩的 P 和 S 波速, 其弹性力学性质仅需杨氏模量(E)、剪切模量(G)、体模量(K)和泊松比(ν)中的任何两个弹性系数即可完全描述。

$$G = \rho V_s^2 \quad (8)$$

$$K = \rho \left(V_p^2 - \frac{4}{3} V_s^2 \right) \quad (9)$$

$$E = \frac{3\rho V_s^2 \left(V_p^2 - \frac{4}{3} V_s^2 \right)}{V_p^2 - V_s^2} \quad (10)$$

$$\nu = \frac{\frac{1}{2} \left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1}{\left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1} \quad (11)$$

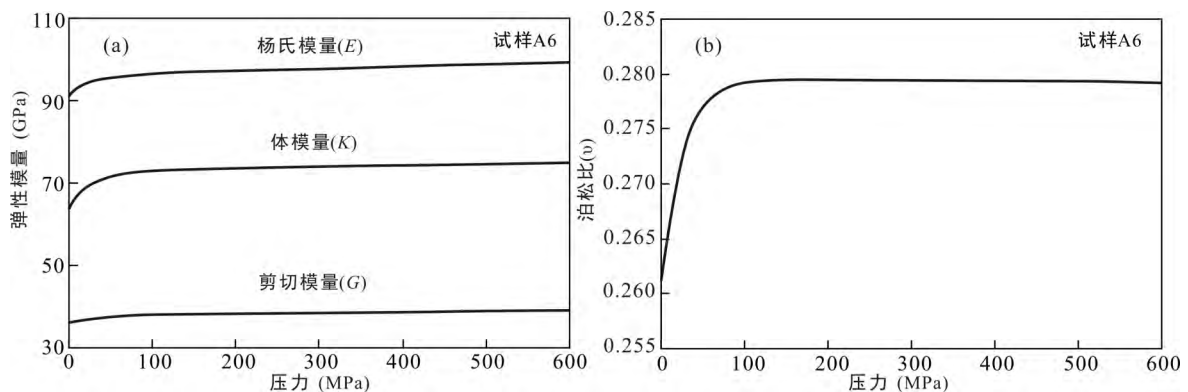
每一块岫玉标本在 200 MPa 和 600 MPa 的围压下杨氏模量(E)、体模量(K)、剪切模量(G)和泊松比(ν)值列于表 3。作为一个例子, 图 7 表示标本 A6 的杨氏模量、体模量、剪切模量和泊松比随围压的变化规律。在围压低于 100~150 MPa 时, 这些参数皆随围压增加而快速提高, 对应于岫玉试样中微破裂的关闭; 在围压处于 150~600 MPa 之间时, 杨氏模量、体模量、剪切模量和泊松比几乎成为常数。在 600 MPa 的围压下, 8 块岫玉的 E 、 K 和 G 的平均值分别为 97.30、73.50 和 38.06 GPa, 这些弹性模量的大小反映岫玉在单轴拉伸、挤压、简单剪切或静水压力条件下造岩矿物——叶蛇纹石晶格原子间键的性质和颗粒边界的强度等内界特征。由高温叶蛇纹石组成的岫玉的平均泊松比 $\nu=0.28$, 对应于纵横波速比 $V_p/V_s=1.82$ 。由此可见, 高温叶蛇纹岩的泊松比(0.28)比低温利蛇纹岩的(0.36)低得多, 后者对应于 $V_p/V_s=2.20$ 。

我们在日本静冈大学地球科学实验室对岫玉标本 A5 进行了电子背散射衍射(EBSD, Electron Backscattering Diffraction)组构测量, 叶蛇纹石的 [100]、[010]和[001]的优选定向等值线施密特网下半球投影绘于图 8a, [001]方向形成一个垂直于构造面理(XY 面)的集密; [010]方向形成一个平行面理的部分环带, 最大集密位于拉张线理方向(X); 而[100]方向主要集中于 Y 方向。上述的组构特征说明, 形成该组构的主要晶内滑移系为(001)[010]。这种样式的叶蛇纹石组构前人亦曾报道(Hirauchi et al., 2010; Jung, 2011; Nishii et al., 2011), 但不同于 Katayama et al. (2009)和 Moortèle et al. (2010)的观察结果, 后者认为他们研究的叶蛇纹石的塑性变形机制以(001)[100]滑移为主。

过去人们无法从叶蛇纹石组构理论计算蛇纹岩的地震波速分布, 原因不外是缺少叶蛇纹石的单晶弹性系数。最近, Bezacier et al. (2010)利用布里渊散射(Brillouin scattering)技术成功测定了一个大小只有 0.15 mm 的叶蛇纹石晶片的弹性系数, 据此再结合 EBSD 测量的组构资料, 我们计算了岫玉标本 A5 的地震波速分布图(图 8b), 获得的最大 $V_p=7.36$ km/s, 最小 $V_p=6.16$ km/s, 各向异性 $A_p=17.7\%$; 在 X, Y 和 Z 三个构造主方向上 V_p 分别为 7.146、7.119 和 6.276 km/s, 可见对岫玉试样 A5 来说, 理论计算 P 波速度的结果与实测波速 [$V_p(X)=7.414$ km/s, $V_p(Y)=7.364$ km/s 和 $V_p(Z)=5.637$ km/s, 各向异性 $A_p=20.8\%$] 还有所不同, 主要原因如下: (1)理论计算所基于的组构数据测自岩石薄片中的一个相对较小的范围(1 mm×2 mm), 而用于

表 3 围压 200 和 600 MPa 下岫岩试样的杨氏模量(E)、体模量(K)、剪切模量(G)与泊松比(ν)Table 3 Young's modulus (E), bulk modulus (K), shear modulus (G) and Poisson's ratio (ν) of each antigorite serpentinite sample at confining pressures of 200 and 600 MPa

样品号	200 MPa				600 MPa			
	E (GPa)	K (GPa)	G (GPa)	ν	E (GPa)	K (GPa)	G (GPa)	ν
A1	95.07	71.82	37.16	0.28	97.08	74.05	37.88	0.28
A5	96.58	81.59	37.07	0.30	98.27	83.07	37.71	0.30
A6	97.23	73.49	38.00	0.28	99.10	74.81	38.74	0.28
A8	94.63	67.69	37.34	0.27	96.59	68.70	38.16	0.27
A9	93.88	70.66	36.71	0.28	95.44	72.35	37.27	0.28
A13	100.01	67.60	39.89	0.25	101.85	69.77	40.52	0.26
A16	90.86	69.73	35.41	0.28	92.79	71.72	36.12	0.28

图 7 叶蛇纹岩(岫玉)标本 A6 的杨氏模量(E)、体模量(K)、剪切模量(G)和泊松比(ν)随围压的变化Fig.7 Variations of Young's modulus (E), bulk modulus (K), shear modulus (G) and Poisson's ratio (ν) as a function of pressure for antigorite serpentinite A6

波速测量的标本尺度(25.4 mm×60.0 mm)则要大多,标本中可能存在一定的不均匀性;(2)不同成分的叶蛇纹石的单晶弹性系数亦应有所不同,理论计算所用的叶蛇纹石单晶的弹性系数测采自于古巴一个超基性岩体中一个大小只有 0.15 mm 的叶蛇纹石晶片(Bezacier et al., 2010),此晶片的化学成分与辽宁岫玉的有所差别。所以,可以这么认为,在目前情况下,理论计算尚无法完全代替实验测量。但是,无论实测还是理论计算皆表明,该试样具有很高的地震波速各向异性,这正是叶蛇纹石位错滑移蠕变的结果。此外,理论与实测计算结果皆表明,最大 S 波速各向异性出现在平行于面理(XY 面)或与面理呈小角度相交的传播方向上,而在垂直于面理的方向(Z)上,剪切波速几乎是各向同性的,即不发生或仅出现极小的剪切波分裂(图 8b)。当剪切波传播方向平行于面理方向时,分裂后的剪切快波的偏振方向(ϕ)亦平行于面理,而剪切慢波的偏振方向则垂直于面理(图 8b)。

3 讨论与结论

蛇纹石是上地幔主要岩石——橄榄岩水化的产

物,在大洋岩石圈、板块俯冲带、地幔楔、甚至大陆内部碰撞缝合带(例如,青藏高原的雅鲁藏布江缝合带)内大量出现。温度低于 300 °C 时,橄榄岩水化的产物是低温的利蛇纹石或纤蛇纹石,而不是叶蛇纹石。在 300~700 °C 和围压高至 5~6 GPa 广阔的温压场内,橄榄岩水化的稳定产物皆是叶蛇纹石。地表采取的蛇绿岩带中橄榄岩水化成因的蛇纹岩绝大多数是低温蛇纹岩,即使偶遇高温蛇纹岩,叶蛇纹石的含量也很难高于 80%。辽宁岫玉为我们研究叶蛇纹石含量高于 93% 的高温蛇纹岩提供了良机。

无论在低温还是高温条件下,蛇纹石的密度(2.55~2.60 g/cm³)总是比橄榄石(3.30 g/cm³)低得多。橄榄岩的蛇纹石化作用必然导致系统体积的膨胀,如果受强硬围压的限制,系统内部压力必然剧增,局部压力甚至可能升高到发生高压甚至超高压变质作用的程度。因此,局部出现柯石英并不一定就代表区域的变质作用或地体深俯冲作用,而极可能是由蛇纹石化导致的局部压力增高造成的。事实上,世界上绝大多数超高压岩石皆与蛇纹岩伴生。此外,由于蛇纹岩与其围岩之间的浮力差,深大断裂内部足够大体积的蛇纹岩体势必像空气中飘着的氢气球

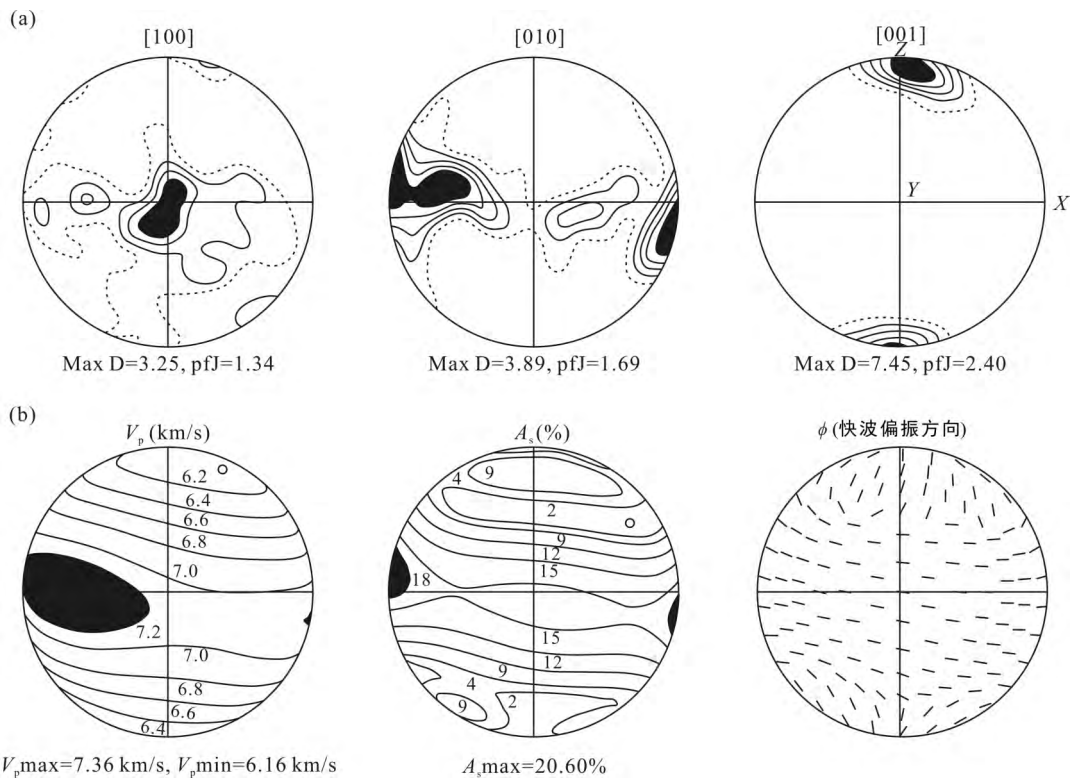


图 8 利用 EBSD 技术测量的岫玉(叶蛇纹岩)标本 A5 的组构图(a)及其理论计算的 P 波速度分布、S 波速度各向异性和快波偏振方向(b, 施密特网, 下半球投影)

Fig.8 LPO (Lattice preferred orientation) figures measured using EBSD (Electron Backscattering Diffraction) techniques (a) and calculated P-wave velocity, S-wave velocity anisotropy and fast polarization direction (b) for sample A5 (Equal-area lower hemisphere projections)

一样向上浮涌(Diapir), 导致高压或超高压变质岩体的快速折返(Guillot et al., 2009; Pilchin, 2005)。此外, 蛇纹石作为层状硅酸盐矿物, 其含水量高达~13% (Ulmer and Trommsdorff, 1995)。正因为如此, (1)地壳与地幔内部出现蛇纹岩的地方, 电导率必然增高。(2)海水沿着裂隙渗透到洋壳底部, 使得地幔橄榄岩发生蛇纹石化, 随着地幔岩蛇纹石化程度的增加, 必然会造成海平面的降低, 进而影响地球表面的气候与环境(Rüpke et al., 2004)。(3)随着大洋岩石圈上部蛇纹石化地幔岩俯冲到一定的深度, 深部的高温环境促使蛇纹石脱水, 流体沿着剪切带或裂隙上升进入地幔楔, 在地幔楔内部发生部分熔融(形成岛弧岩浆作用)或蛇纹石化作用(Hyndman and Peacock, 2003), 进一步导致剪切带的弱化与化学分异。(4)蛇纹石化还会缓冲变质流体, 导致强烈的还原作用, 释放出氢气, 影响地球环境 (Sleep et al., 2004)。(5)相对其他岩石(例如橄榄岩、辉长岩、闪长岩和花岗岩)来说, 蛇纹石的流动强度(塑性场)和摩擦系数(脆性场)皆特别低(Escartin et al., 1997; Hilairet et al., 2007; Moore and Lockner, 2007), 位于

板块边界上的蛇纹岩层就能起到良好的润滑作用, 有效地减少摩擦阻力, 使得断裂带内应力不易发生局部集中, 因而减少发生强震的可能性。所以, 板块俯冲带与地幔楔蛇纹石化程度对于研究板块俯冲流变学、板片折返以及地震分布皆具有重要的科学意义(Dragert et al., 2001; Gerya et al., 2002; Seno, 2005), 因此不可避免成为地学界关注的热点问题。

图 9a, b 分别表示在围压 600 MPa 下蛇纹岩的平均 P 和 S 波速度随其中蛇纹石含量的变化规律。低温蛇纹石化橄榄岩的波速数据取自 Wang et al. (2005a, b), Ji et al. (2002, 2007), Sun (2011)。高温蛇纹石化橄榄岩的波速数据取自 Birch (1960), Christensen (1978), Kern (1993), Kern et al. (1997); 高温蛇纹岩的数据取自本文和 Ji et al. (2013)。Watanabe et al. (2007)的实验压力低于或等于 200 MPa, 故在图 9 中无法显示。如图 9 所示, 高温(HT)和低温(LT)蛇纹石化对地幔岩波速的影响截然不同, 例如, 在围压 600 MPa 下,

$$V_p=8.10-3.00\beta_{LT} \quad (12)$$

$$V_p=8.10-1.37\beta_{HT} \quad (13)$$

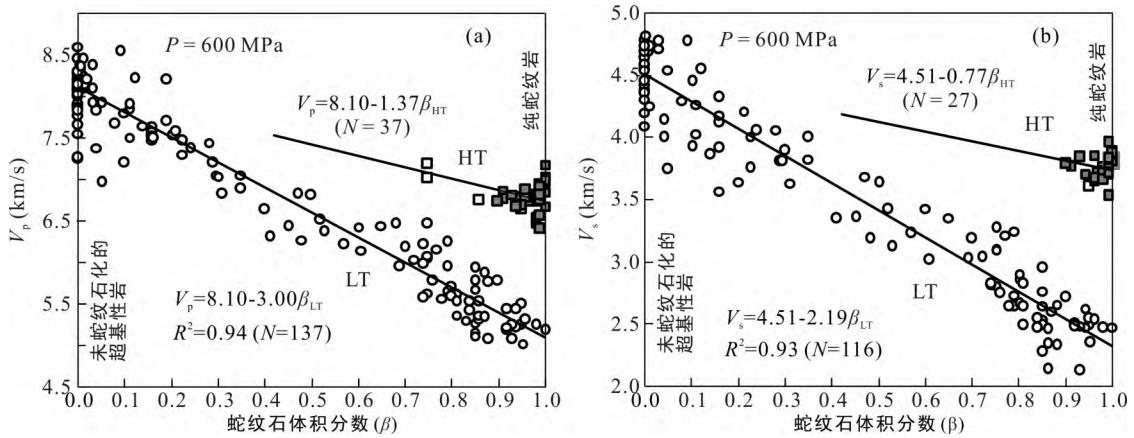


图 9 围压 600 MPa 下蛇纹石化橄榄岩的 V_p (a) 和 V_s (b) 随低温(LT)和高温(HT)蛇纹石体积含量(β)的变化规律

Fig.9 Mean P- (a) and S- (b) wave velocities measured at 600 MPa as a function of serpentine volume fraction (β) for low-temperature (LT, open dots) and high temperature (HT, solid squares from this study, and open squares from references) serpentinization

$$V_s = 4.51 - 2.19\beta_{LT} \quad (14)$$

$$V_s = 4.51 - 0.77\beta_{HT} \quad (15)$$

在 50%高温蛇纹石化的地幔岩中, $V_p=7.42$ km/s, $V_s=4.13$ km/s; 而在相同程度低温蛇纹石化的地幔岩中, $V_p=6.60$ km/s, $V_s=3.42$ km/s。由(12)~(13)式得知, 只要低温蛇纹石(体积)含量大于 30%或高温蛇纹石含量大于 66%, 水化地幔岩的 $V_p < 7.20$ km/s, 这样的波速对应于辉长岩或基性片麻岩的正常波速。换句话说, 此时超基性上地幔的地震波速低于基性下地壳的地震波速, 即在莫霍面上下波速出现异常地反转, 这种情况在卡斯卡迪亚南部的俯冲带地区的确曾被观察到过(Bostock et al., 2002)。

深部地震探测提供某一地区地幔楔或俯冲岩石圈地幔中不同深度的 P 和 S 波的速度, 通过所在区域的热结构就可估计相应深度上的蛇纹石化形成的是高温叶蛇纹石还是低温的利蛇纹石, 再根据(12)~(15)式估算出研究地区的蛇纹石化程度。例如, 在俯冲到日本岛弧之下的菲律宾海板块内部(20~45 km 深), Kamiya and Kobayashi (2000)测得 $V_p=6.9$ km/s, 对应~88%的叶蛇纹石化。Rondenay et al. (2001)曾在加拿大西海岸距地表 40 km 深度之下地幔楔中测到 $V_p=7.16$ km/s, 利用低温蛇纹石化的资料, Carlson and Miller (2003)和 Hacker et al. (2003)解释该地幔楔发生了~31%的蛇纹石化。然而, 在 40 km 深度之下的地幔楔里, 温度理应>300 °C, 稳定相的蛇纹石应该是高温叶蛇纹石, 而不是低温利蛇纹石。所以, $V_p=7.16$ km/s 对应于~69%的高温蛇纹石化, 比先前的估算高出一倍多, 因此造成地幔楔中水含量估计的差别亦是很大的。

Long and Silver (2008), Ji et al. (2013)与孙圣思和嵇少丞(2011)对全球大洋俯冲带地幔楔剪切波分裂及其快波偏振方向进行了系统的总结, 他们发现, 在高角度俯冲的冷的岩石圈板块之上的地幔楔(西太平洋)中, 剪切快波偏振方向基本上平行于海沟方向; 而在低角度俯冲的相对较热的岩石圈板块之上的地幔楔(东太平洋的南美、中美与北美洲)中, 剪切快波偏振方向主要垂直于海沟方向。本文的实验结果为上述现象提供了新的解释: 在高角度俯冲的冷的岩石圈板块之上的水化地幔楔(西太平洋)中, 构造应变以共轴挤压为主, 形成面理(S)极其发育而拉张线理(L)不发育的 S 型高温蛇纹岩, 近乎垂直的 SKS 或 SKKS 剪切波的传播方向近乎平行于高温蛇纹岩的面理, 剪切快波偏振方向(ϕ)平行于面理, 即整体的海沟方向。然而, 在低角度俯冲的相对较热的岩石圈板块之上的水化地幔楔(东太平洋的南美、中美与北美洲)中, 构造应变以简单剪切为主, 形成面理与拉张线理同等发育的 LS 型高温蛇纹岩, 近乎垂直的 SKS 或 SKKS 剪切波的传播方向与面理方向斜交, 观察到的剪切快波的偏振方向(ϕ)平行于面理面上的拉张线理在水平面上的投影方向, 故垂直于整体的海沟方向。我们相信, 上述解释适用于全球板块构造, 是对全球俯冲带地震波速与各向异性样式的一种新的诠释。

图10a所示的是青藏高原及其周边地区SKS或SKKS剪切波分裂数据(Makeyeva et al., 1992; McNamara et al., 1994; Huang et al., 2000; Herquel and Tapponnier, 2005; Fu et al., 2008; Gao and Liu, 2009; Chen et al., 2010; Wang et al., 2010; Li et al., 2011; 董英君等, 1999, 2005; 常利军等, 2008)的汇

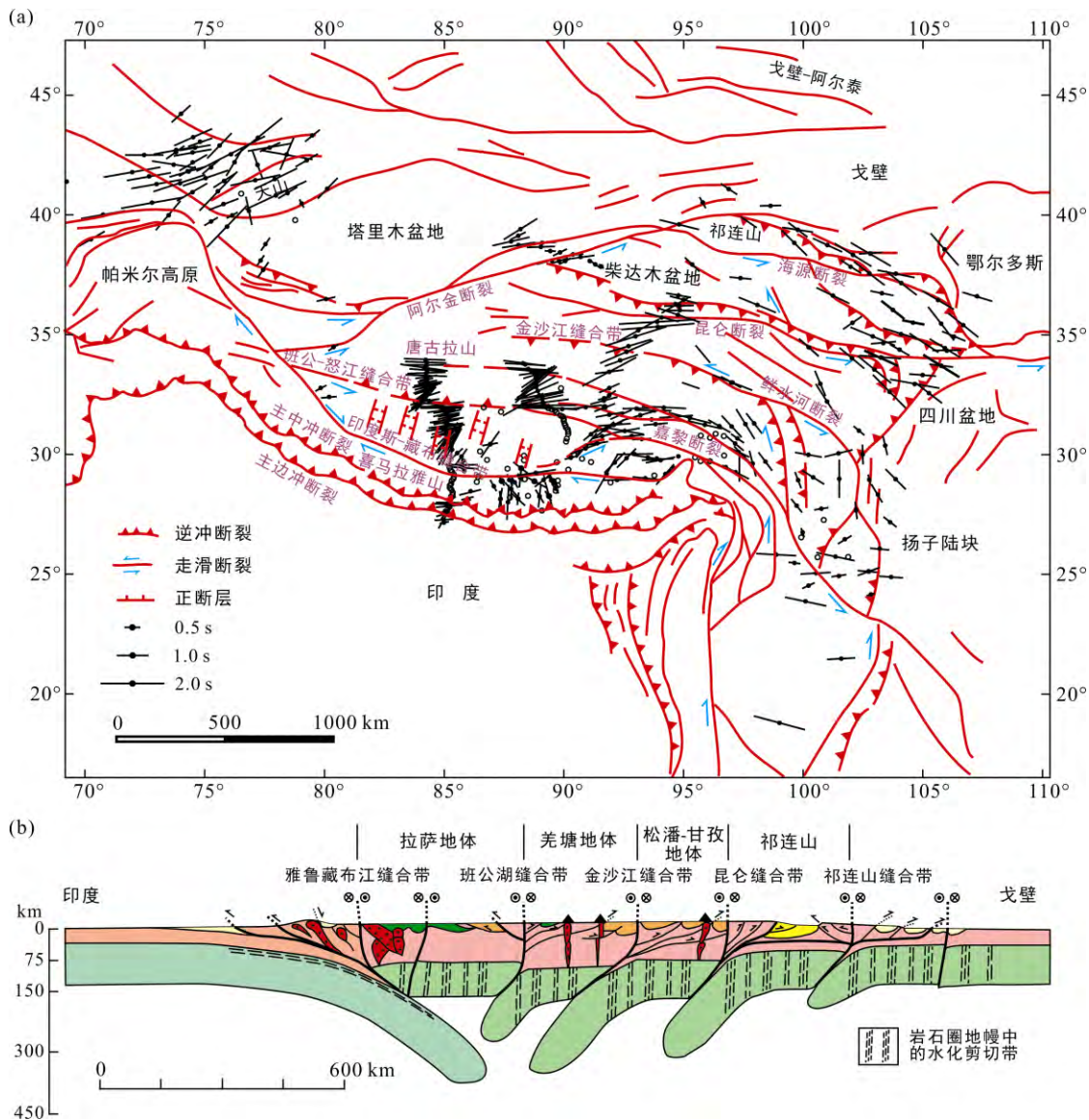


图 10 青藏高原及其周边地区 SKS 和 SKKS 剪切波分裂的数据汇总(a)及其横跨青藏高原南北向构造剖面(b, 修改自 Tapponnier et al., 2001; 岩石圈地幔中虚线表示蛇纹石化带)

Fig.10 Observations of shear-wave splitting in the Tibetan Plateau and its adjacent regions (a), and a lithospheric section of the Himalayan orogen (b, modified from Tapponnier et al., 2001. Dotted lines are portrayed for serpentinized shear zones)

总。在青藏高原内部, 最大剪切波分裂出现在藏北的低速与 S_n 波的强烈衰减区域, 剪切快波的偏振方向也不平行地表观察到的断裂带(图中的红线)的走向, 而呈 NE-SW 或 NEE-SWW 方向, 斜交于地表断裂带的走向。在横跨断裂带的相邻台站, 剪切快波与慢波之间的走时差(δt)相差很大, 说明地震波各向异性的真实成因无法用岩石圈上地幔中橄榄石晶格优选定向(Ji et al., 1994; Lavé et al., 1996)来解释, 因为典型的地幔橄榄岩的剪切波速各向异性只有~4%(Saruwatari et al., 2001)。但是, 利用水化地幔中叶蛇纹岩的地震波各向异性就非常容易解释

青藏高原内部所观察到的剪切波分裂特征(图 10a), 因为叶蛇纹岩的剪切波速各向异性可以高达 15%~21%(表 2)。为了解释青藏高原的剪切波分裂特征, 我们以 Tapponnier et al. (2001)的构造模式为基础(图 10b), 合理假说欧亚大陆每一次向南俯冲都会在其俯冲的地幔岩石圈内形成一系列近垂直的蛇纹石化带(沿一系列走滑断裂带发生的地幔岩的水化作用), 强烈集中的塑性变形导致剪切带内部的叶蛇纹石形成近乎垂直的、平行于剪切带边界(C 面)的面理和强烈的晶格优选定向, 从而形成所观察到的地震波各向异性、剪切波分裂、高电导带、低速带和

Sn 波的强烈衰减区域。

Christensen (1996)在其“泊松比与地壳地质学”这篇著名的论文中把异常高的泊松比(0.352 ± 0.010)作为鉴定蛇纹岩存在的几乎唯一的依据。现在看来,这样的认识是不全面的,因为高达 0.342~0.362 的泊松比只能出现在低温利蛇纹岩或纤蛇纹岩中,高温叶蛇纹岩的泊松比只有 0.280 ± 0.012 ,与辉长岩/辉绿岩(0.279 ± 0.016)和基性麻粒岩(0.283 ± 0.012)的泊松比差不多。所以,仅从 V_p/V_s 比值或泊松比无法区别叶蛇纹岩、辉长岩/辉绿岩(0.279 ± 0.016)或基性麻粒岩。

参考文献(References):

- 蔡克群, 陈从喜. 2000. 辽东古元古代镁质非金属矿床成矿系统研究. 地球科学——中国地质大学学报, 25(4): 346–351.
- 曹俊臣, 阚学敏, 温桂兰, 许荣旗. 1994. 岫玉的穆斯鲍尔谱、电子顺磁共振谱和红外光谱特征. 矿物学报, 14(3): 292–297.
- 常利军, 王椿镛, 丁志峰, 周民都, 杨建思, 徐智强, 姜旭东, 郑秀芬. 2008. 青藏高原东北缘上地幔各向异性研究. 地球物理学报, 51(2): 431–438.
- 董英君, 姜枚, 钱辉, 宿和平, 薛光琦. 2005. 青藏高原西部叶城-狮泉河地区岩石圈各向异性研究. 岩石矿物学杂志, 24(5): 418–424.
- 董英君, 薛光琦, 马开义, 姜枚. 1999. 阿尔金断裂系及邻区剪切波各向异性研究. 地球物理学进展, 14(4): 58–65.
- 李庆森, 聂奇英, 孙积玺. 1984. 岫玉成矿地质特征及矿床成因. 辽宁地质, (4): 321–329.
- 李士江, 初贵刚, 李忠满. 2003. 辽宁岫玉成矿规律探讨. 地质找矿论坛, 18(1): 7–10.
- 刘俊贤. 1993. 岫玉矿床地质特征. 矿产与地质, 36(7): 286–287.
- 刘志勇, 干福熹, 承焕生, 郭聚平. 2009. 辽宁岫岩玉的岩相结构和无损分析研究. 岩石学报, 25(5): 1281–1287.
- 马婷婷, 廖宗廷, 周征宇. 2008. 岫岩软玉矿床成因研究现状分析. 上海地质, 104(4): 64–66.
- 孙圣思, 嵇少丞. 2011. 大洋板块俯冲带地震波各向异性及剪切波分裂的成因机制. 大地构造与成矿学, 35(4): 628–647.
- 王时麒, 董佩信. 2011. 岫岩玉的种类/矿床地质特征及成因. 地质与资源, 20(5): 321–331.
- 张良钜. 2002a. 辽宁岫岩玉的组成和性质的研究. 矿物学报, 22(2): 137–142.
- 张良钜. 2002b. 辽宁岫岩玉的特征及其质量研究. 岩石矿物学杂志, 21(增刊): 134–142.
- Bezacier L, Reynard B, Bass J D, Sanchez-Valle C and Van de Moortèle B. 2010. Elasticity of antigorite, seismic detection of serpentinites, and anisotropy in subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 289: 198–208.
- Birch F. 1960. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobar, Part 1. *Journal of Geophysical Research*, 65: 1083–1102.
- Bostock B C, Hyndman R D, Rondenay S and Peacock S M. 2002. An inverted continental Moho and the serpentinization of the forearc mantle. *Nature*, 417: 536–538.
- Carlson R L and Miller D J. 2003. Mantle wedge water contents estimated from seismic velocities in partially serpentinized peridotites. *Geophysical Research Letters*, 30: 1250, doi: 10.1029/2002GL016600.
- Chen W P, Martin M, Tseng T L, Nowack R L, Hung S H and Huang B S. 2010. Shear-wave birefringence and current configuration of converging lithosphere under Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, 295: 297–304.
- Christensen N I. 1978. Ophiolites, seismic velocities, and oceanic crustal structure. *Tectonophysics*, 47: 131–157.
- Christensen N I. 1996. Poisson's ratio and crustal seismology. *Journal of Geophysical Research*, 101: 3139–3156.
- Christensen N I and Ramanantoandro R. 1971. Elastic moduli and anisotropy of dunite to 10 kilobars. *Journal of Geophysical Research*, 76: 4003–4010.
- Dragert H, Wang K and James T S. 2001. A silent slip event on the deeper cascadia subduction interface. *Science*, 292: 1526–1528.
- Escartin J, Hirth G and Evans B. 1997. Nondilatant brittle deformation of serpentinites: Implications for Mohr-Coulomb theory and the strength of faults. *Journal of Geophysical Research*, 102(B2): 2897–2913.
- Fu Yuanyuan V, Chen Y John, Li Aibing, Zhou Shiyong, Liang Xiaofeng, Ye Guoyang, Jin Ge, Jiang Mingming and Ning Jieyuan. 2008. Indian mantle corner flow at southern Tibet revealed by shear wave splitting measurements. *Geophysical Research Letters*, 35, L02308, doi:10.1029/2007GL031753.
- Gao S S and Liu K H. 2009. Significant seismic anisotropy beneath the southern Lhasa Terrane, Tibetan Plateau.

- Geochemistry Geophysics Geosystems*, 10(2): 1–19, doi:10.1029/2008GC002227.
- Gerya T V, Stockhert B and Perchuk A L. 2002. Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in a subduction channel: a numerical simulation. *Tectonics*, 21: 6–19.
- Guillot S, Hattori K, Agard P, Schwartz S and Vidal O. 2009. Exhumation processes in oceanic and continental subduction contexts: A review // Lallemand S and Funicello F. *Subduction Zone Geodynamics*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg: 175–206.
- Hacker B R, Peacock S M, Abers G A and Holloway S D. 2003. Subduction factory 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions? *Journal of Geophysical Research*, 108, 2030, doi:10.1029/2001JB001129.
- Harlow G E and Sorensen S S. 2005. Jade (nephrite and jadeitite) and serpentinite: Metasomatic connections. *International Geological Review*, 47: 113–146.
- Herquel G and Tapponnier P. 2005. Seismic anisotropy in western Tibet. *Geophysical Research Letters*, 32, L17306, doi :10.1029/2005GL023561.
- Hilairt N, Reynard B, Wang Yanbin, Daniel I, Markel S, Nishiyama N and Petitgirard S. 2007. High-pressure creep of serpentine, interseismic deformation, and initiation of subduction. *Science*, 318: 1910–1913.
- Hirauchi K, Michibayashi K, Ueda H and Katayama I. 2010. Spatial variations in antigorite fabric across a serpentinite subduction channel: Insights from the Ohmachi Seamount, Izu-Bonin frontal arc. *Earth and Planetary Science Letters*, 299(1–2): 196–206.
- Huang W C, Ni J F, Tilmann F, Nelson D, Guo J R, Zhao W J, Mechie J, Kind R, Saul J, Rapine R and Hearn T M. 2000. Seismic polarization anisotropy beneath the central Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research*, 105, B12, 27: 979–989.
- Hyndman R D and Peacock S M. 2003. Serpentinization of the forearc mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 212: 417–432.
- Ji Shaocheng, Li Awei, Wang Qian, Long Changxing, Wang Hongcai, Marcotte D and Salisbury M. 2013. Seismic velocity, anisotropy, and shear-wave splitting of antigorite serpentinites and tectonic implications for subduction zones. *Journal of Geophysical Research*, 118: 1–23, doi:10.1002/jgrb50110.
- Ji Shaocheng and Salisbury M H. 1993. Shear-wave velocities, anisotropy and splitting in high-grade mylonites. *Tectonophysics*, 221: 453–473.
- Ji Shaocheng, Wang Qian, Marcotte D, Salisbury M H and Xu Zhiqin. 2007. P-wave velocities, anisotropy and hysteresis in ultrahigh-pressure metamorphic rocks as a function of confining pressure. *Journal of Geophysical Research*, 112, B09204, doi: 10.1029/2006JB004867.
- Ji Shaocheng, Wang Qin and Xia Bin. 2002. *Handbook of Seismic Properties of Minerals, Rocks and Ores*. Montreal: Polytechnic International Press: 630.
- Ji Shaocheng, Zhao Xiaou and Francis D. 1994. Calibration of shear-wave splitting in subcontinental upper mantle beneath active orogenic belts using ultramafic xenoliths from the Canadian Cordillera and Alaska. *Tectonophysics*, 239: 1–28.
- Jung H. 2011. Seismic anisotropy produced by serpentine in mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters*, 307: 535–543.
- Kamiya S and Kobayashi Y. 2000. Seismological evidence for the existence of serpentinized wedge mantle. *Geophysical Research Letters*, 27(6): 819–822.
- Katayama I, Hirauchi K I, Michibayashi K and Ando J I. 2009. Trench-parallel anisotropy produced by serpentine deformation in the hydrated mantle wedge. *Nature*, 461: 1114–1118.
- Kern H. 1993. P- and S-wave anisotropy and shear-wave splitting at pressure and temperature in possible mantle rocks and their relation to the rock fabric. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 78: 245–256.
- Kern H, Liu B and Popp T. 1997. Relationship between anisotropy of P and S wave velocities and anisotropy of attenuation in serpentinite and amphibolites. *Journal of Geophysical Research*, 102: 3051–3065.
- Lavé J, Avouac J P, Lacassin R, Tapponnier P and Montagner J P. 1996. Seismic anisotropy beneath Tibet: Evidence for eastward extrusion of the Tibetan lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 140: 83–96.
- Li Yonghua, Wu Qingju, Zhang Fengxue, Feng Qiangqiang and Zhang Ruiqing. 2011. Seismic anisotropy of the Northeastern Tibetan plateau from shear wave splitting analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 304: 147–157.
- Long M D and Silver P G. 2008. The subduction zone flow field from seismic anisotropy: A global view. *Science*, 319: 315–318.
- Makeyeva L I, Vinnik L P and Roecher S W. 1992. Shear-wave splitting and small-scale convection in the continental upper mantle. *Nature*, 358: 144–147.

- McNamara D E, Owens T J, Silver P G and Wu F T. 1994. Shear wave splitting beneath the Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research*, 99: 13655-13665.
- Moore D E and Lockner D A. 2007. Comparative deformation behavior of minerals in serpentinized ultramafic rock: Application to the slab-mantle interface in subduction zones. *International Geological Review*, 49: 401-415.
- Moortèle B, Bezacier L, Trullenque G and Reynard B. 2010. Electron back-scattering diffraction (EBSD) measurements of antigorite lattice-preferred orientations (LPO). *Journal of Microscopy*, 239: 245-248.
- Nishii A, Wallisa S R, Mizukamib T and Michibayashic K. 2011. Subduction related antigorite CPO patterns from forearc mantle in the Sanbagawa belt, southwest Japan. *Journal of Structural Geology*, 33(10): 1436-1445.
- Pilchin A. 2005. The role of serpentinization in exhumation of high- to ultra-high-pressure metamorphic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 237: 815-828.
- Rondenay S, Bostock M G and Shragge J. 2001. Multiparameter two-dimensional inversion of scattered teleseismic body waves, 3: Application to the Cascadia 1993 data set. *Journal of Geophysical Research*, 106: 30795-30808, doi: 10.1029/2000JB000039.
- Rüpke L H, Morgan J P, Hort M and Connolly J A D. 2004. Serpentine and the subduction zone water cycle. *Earth and Planetary Science Letters*, 223: 17-34, doi:10.1016/j.epsl.2004.04.018.
- Saruwatari K, Ji Shaocheng, Long Changxing and Salisbury M H. 2001. Seismic anisotropies of mantle xenoliths and constraints on the upper mantle structures beneath the southern Canadian Cordillera. *Tectonophysics*, 339: 399-422.
- Seno T. 2005. Variation of downdip limit of the seismogenic zone near the Japanese islands: Implications for the serpentinization mechanism of the forearc mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters*, 231(3-4): 249-262.
- Sleep N H, Meibom A, Fridriksson T, Coleman R G and Bird D K. 2004. H₂-rich fluids from serpentinization: geochemical and biotic implications. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 101: 12818-12823.
- Sun Shengsi. 2011. Seismic velocities, anisotropy and elastic properties of crystalline rocks and implications for interpretation of seismic data (Ph.D thesis). École Polytechnique de Montréal: 210.
- Sun Shengsi, Ji Shaocheng, Wang Qian, Xu Zhiqin, Salisbury M H and Long Changxing. 2012. Seismic velocities and anisotropy of core samples from the Chinese Continental Scientific Drilling borehole in the Sulu UHP terrane, eastern China. *Journal of Geophysical Research*, 117, B01206, doi:10.1029/2011JB008672.
- Tapponnier P, Xu Zhiqin, Roger F, Meyer B, Arnaud N, Wittlinger G and Yang Jingsui. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *Science*, 294: 1671-1677.
- Ulmer P and Trommsdorff V. 1995. Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism. *Science*, 268: 858-861.
- Wang Chunyong, Flesch L M, Silver P G, Chang Lijun and Chan W W. 2010. Evidence for mechanically coupled lithosphere in central Asia and resulting implications. *Geology*, 36: 363-366.
- Wang Qian and Ji Shaocheng. 2009. Poisson's ratio of crystalline rocks as a function of hydrostatic confining pressure. *Journal of Geophysical Research*, 114, B09202, doi:10.1029/2008JB006167.
- Wang Qian, Ji Shaocheng, Sun Shengsi, Kern H, Salisbury M and Xu Zhiqin. 2011. Elastic and seismic properties of the Dabie-Sulu ultrahigh pressure metamorphic rocks. *Acta Geologica Sinica*, 86 (1): 20-37.
- Wang Qian, Ji Shaocheng, Sun Shengsi and Marcotte D. 2009. Correlations between Poisson's ratio and seismic wave velocities for some common rocks and sulfide ores. *Tectonophysics*, 469: 61-72.
- Wang Qin, Ji Shaocheng, Salisbury M H, Xia Bin, Pan Mingbao and Xu Zhiqin. 2005a. Pressure dependence and anisotropy of P-wave velocities in ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Dabie-Sulu orogenic belt (China): Implications for seismic properties of subducted slabs and origin of mantle reflections. *Tectonophysics*, 398: 67-99.
- Wang Qin, Ji Shaocheng, Salisbury M H, Xia Bin, Pan Mingbao and Xu Zhiqin. 2005b. Shear wave properties and Poisson's ratios of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Dabie-Sulu orogenic belt: Implications for the crustal composition. *Journal of Geophysical Research*, 110, B08208, doi:10.1029/2004JB003435.
- Watanabe T, Kasami H and Ohshima S. 2007. Compressional and shear wave velocities of serpentinized peridotites up to 200 MPa. *Earth, Planets and Space*, 59(4): 233-244.
- Wicks F J and Whittaker E J W. 1977. Serpentine textures and serpentinization. *Canadian Mineralogist*, 15: 459-488.

Seismic Velocities, Anisotropy and Elastic Properties of Xiuyan Jade and its Geological Implications

WANG Qian^{1,2}, SHAO Tongbin², JI Shaocheng², MICHIBAYASHI Katsuyoshi³,
KONDO Yosuke³, LONG Changxing⁴ and SUN Shengsi⁵

(1. State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 2. Département des Génies Civil, Géologique et des Mines, École Polytechnique de Montréal, Montréal, Québec H3C 3A7, Canada; 3. Institute of Geosciences, Shizuoka University, Shizuoka 422-8529, Japan; 4. Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100081, China ; 5. Department of Geology, Northwest University, Xi'an 710069, Shaanxi, China)

Abstract: Antigorite is a main contributor to the formation of anomalously low seismic velocities and high anisotropy in subducting oceanic slabs, forearc mantle wedges and subcontinental mantle shear zones. Here we report new results on P- and S-wave velocities and anisotropy in 8 antigorite serpentinite samples (“Xiuyan jade” from Liaoning, China), measured at pressures up to 600 MPa. The results combined with previous experimental data allow us to distinguish the effects of low and high temperature (LT and HT) serpentinization on seismic velocities in the upper mantle. Serpentine contents in hydrous subducting slabs, mantle wedges and subcontinental mantle shear zones where temperature is >300 should be at least twice as large as previous estimates based on LT serpentinization. The intrinsic V_p and V_s anisotropy of serpentinites, formed by plastic flow-induced lattice-preferred orientation (LPO) of antigorite, can be as high as 21% and 24%, respectively. Our results provide a new explanation for various anisotropy patterns observed in subduction systems worldwide. For a steeply subducting slab, antigorite is most likely deformed by nearly coaxial flattening and thus the trench-parallel seismic velocity is much faster than the trench-normal velocity. For a shallowly subducting slab, however, antigorite is most likely deformed by simple shear. Within the horizontal plane, the trench-normal velocity can be smaller, equal to, or larger than the trench-parallel velocity, depending on the dip angle of subduction. The geophysical characteristics of the Tibetan Plateau such as strong heterogeneities in seismic velocities and attenuation, shear wave splitting and electric conductivity can be equally explained by the presence of serpentinized shear zones within the subcontinental mantle.

Keywords: Xiuyan jade; antigorite serpentinite; seismic wave velocities, anisotropy, shear wave splitting; subduction zones; Tibetan Plateau