	专百禾世社协会北亚亚在横泪斗田的
1	<b>在</b> 复学下
2	热力学特征
3	符诗怡 <sup>1</sup> 施宁 <sup>1,2</sup> 张东东 <sup>1</sup>
4	1 南京信息工程大学大气科学学院,南京 210044
5	2南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心/气象灾害教育部重点实验室/气候与环境变化
6	国际合作联合实验室,南京 210044
7	
8	摘 要 本文利用 1958~2019 年日本气象厅逐日再分析资料(JRA-55),基于
9	热力学方程,详细研究了北亚地区春夏季节转换前(第19至28候)平稳增温过
10	程的热力学特征。结果表明,气候温度平流和非绝热加热有相反的变化趋势,它
11	们先后主导着北亚春夏季节转换前的温度变化。在第22候之前,绝热的气候温
12	度平流主导着北亚地区的增暖过程。但随着欧亚大陆中高纬度上的非绝热加热逐
13	步增强, 气候温度平流逐渐变为冷平流, 使得非绝热加热成为主导项。线性斜压
14	模式结果表明,非绝热加热除直接加热局地大气外,它还会在北亚地区强迫出气
15	旋式环流异常和上升运动,从而引导着原位于新地岛附近的低压系统向北亚地区
16	移动,进而在水平和垂直方向上引起绝热的冷平流。该冷平流部分抵消了非绝热
17	的加热作用,最终在北亚地区形成平稳的增温过程。
18	关键词 北亚 非绝热加热 温度平流 春夏季节转换
19	文章编号 2021238C
20	doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2202.21238
21	
22	Thermodynamic characteristics over North Asian of the steady
23	warming process before the summer onset
	<b>收稿日期</b> 2022-04-11; 网络预出版日期 作者简介 符诗怡, 女, 1999 年出生, 硕士生, 从事中高纬大气环流研究, E-mail:1069728727@aq.com
	通讯作者 施宁, E-mail: shining@nuist.edu.cn
	<b>资助项目</b> 国家自然科学基金项目(41630424, 41975063)和江苏省青蓝工程 Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 41630424, 41975063) and Jiangsy Oing Lan
	Project

24

## Fu Shiyi<sup>1</sup>, Shi Ning<sup>1,2</sup>, Zhang Dongdong<sup>1</sup>

25 1 College of Atmospheric Science, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

Change (ILCEC), Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

- 26 2 Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters (CIC-FEMD)/ Key Laboratory of
- 27 Meteorological Disaster, Ministry of Education (KLME) / Joint International Research Laboratory of Climate and Environment
- 28 29

30 Abstract Based on the daily reanalysis data of the Japan Meteorological Agency 31 (JRA55) from 1958 to 2019, the thermodynamic characteristics of the warming process 32 before the summer onset (from pentad 19 to pentad 28) over North Asia are studied 33 based on the thermodynamic equation. The results show that temperature advection and 34 diabatic heating successively dominate the temperature tendency before the summer 35 onset over North Asia. Interestingly, these two terms show an opposite trend to each 36 other. Before pentad 22, adiabatic advection of climatological mean temperature 37 dominates the warming process over North Asia. After that, however, the diabatic 38 heating becomes enhanced gradually while the adiabatic advection process weakens 39 gradually, making the diabatic heating become the dominant term. Based on the linear 40 baroclinic model, the numerical results reveal that the diabatic heating over the mid-41 and high latitude Eurasia can not only heating the local air masses aloft, but also force 42 a cyclonic circulation and upward motion. The circulation responses are favorable for 43 the southeastward movement of the low pressure system which originally locate around 44 Novaya Zemlya toward North Asia, leading to the formation of cold advection in both 45 the horizontal and vertical directions. The cold advection counteract partially the local 46 diabatic heating, forming the steady warming process over North Asia.

47 Keywords Northern Asia, Diabatic heating, Temperature advection, Summer onset

# 48 1 引言

49 叶笃正等(1958)发现亚洲地区的大气环流会在六月初和十月中旬发生明显 的突变。在"六月突变"中,副热带急流会发生减弱北移,高度场由三槽三脊转 50 变为四槽四脊;"十月突变"则呈现相反的变化特征。两次突变分别对应着环流 51 向夏季型和冬季型的转换(叶笃正等, 1958; 张邦林和曾庆存, 1998)。相较十 52 月突变, 六月突变在亚洲和北美地区均存在且十分确切, 只是后者稍滞后两周左 53 右(叶笃正等,1958)。为此,六月初通常被认为是亚洲春夏季节转换的时期。 54 很多研究指出了春夏季节转换的其他主要环流特征。其中,黄士松和余志豪 55 (1962)发现,在春夏季节转换时,北半球副热带高压在亚洲季风区发生断裂。 56 这种断裂最先发生在孟加拉湾到中南半岛一带,它可能与孟加拉湾和中南半岛的 57 58 经圈环流因受感热和潜热的影响导致的下沉气流减弱有关(祝从文等, 2004)。 毛江玉等(2002a)研究了副热带高压的垂直结构特征,发现副热带高压会在6月 59 初的印度中部形成一种脊面随高度增加向北倾斜的夏季型结构。这种副热带高压 60 61 形态的转变与中国江南地区春季降水所形成的非绝热加热有关(毛江玉等, 62 2002b)。晏红明等(2020)发现大尺度环流的季节转换对孟加拉湾夏季风爆发 早晚有影响。章基嘉等(1983)通过统计方法发现,东半球的低纬地区各层候平 63 均风场的第二特征向量系数均在6月第2候至第4候发生着明显的符号转变,这 64 与青藏高原加热场引起的垂直环流圈关系密切。此外,青藏高原南坡的非绝热加 65 热垂直变化对春末夏初南亚高压北上高原也有积极作用(葛静等, 2015)。实际 66 上,数值试验也验证了青藏高原的加热作用对东亚地区春夏季节转换时的环流变 67 化的重要作用(李慈等, 1985; 郑庆林和梁丰, 1999; 王同美等, 2009)。 68 值得注意的是,除上述中低纬环流发生明显变化外,中高纬度的地表增温也 69

70 是表征春夏季节转换的重要信号。Ortiz et al. (2015)在研究欧洲春夏季节转换
71 时,发现欧洲局地增温现象显著。在亚洲,Chyi et al. (2021)指出在春末夏初,
72 亚洲北部 (70°~160°E, 50°~75°N)的地表气温呈现出先迅速增暖后趋于稳定
73 的明显特征。据此,他们利用北亚温度的一阶和二阶变化界定出春夏季节转换的
74 气候平均时间为第 32 候(下文将用 Pn 代表第 n 候),该时间与叶笃正等(1958)
75 通过环流变化界定出的结果基本一致。伴随着春夏季节转换,一个高度脊在东北

76 亚对流层中上层形成(Chyi et al., 2021),这与青藏高原加热所强迫出的行星波 变化有关(Xie et al., 2021)。在年际时间尺度上,北亚地区春夏转换时间的早晚 77 与我国降水异常显著相关。具体而言,当北亚春夏季节转换提前时,夏季的内蒙 78 79 古降水偏多或内蒙古东部降水偏多、西部降水偏少,否则反之(李妍等,2016); 在季节转换偏早年,从东北亚中高纬、中国东北和日本以南地区出现了正、负、 80 81 正的经向波列结构,其中东北亚脊建立的时间较早、强度较强,并能持续到梅雨 期(陈沛宇等, 2021),导致长江流域6月下旬至7月初降水偏少(Chyi et al., 82 2021;陈沛宇等,2021)。由此可见,由北亚地区气温所表征的季节转换不仅具 83 有天气学意义,也具有短期气候预测的重要应用价值。加强北亚地区气温变化的 84 85 机理研究,将为我们深入理解东亚地区春夏季节转换提供基础。

关于北亚地区地表气温在春夏转换中快速增温的成因, Chyi et al. (2021)通 86 过热力学方程诊断发现,局地的非绝热加热增强是其主要原因。从其图 6a 中可 87 以发现,在春夏季节转换前约两个月的时间内,即 P19 至 P32 (五月至六月上 88 89 旬),北亚地区实际上存在一个平稳的增温过程,尤其在 P19 至 P28 的时间段 内,其增温速率基本维持在+1.3 K/pentad 左右,本文即将该时段中的温增过程称 90 为"平稳增温"过程。显然,该"平稳增温"过程并不对应着逐步增强的局地非 91 绝热加热(其图 6a),这表明绝热过程在北亚地区的热量收支平衡中也起着重要 92 作用。值得注意的是,在该时间段内,绝热的气候温度平流与非绝热加热之间存 93 在着明显相反的趋势变化,这暗示两者之间可能并不相互独立。可能是非绝热加 94 热改变了低层环流,通过绝热的平流过程造成了气候温度变化,从而造成了平稳 95 的增温过程,这值得我们深入研究。实际上,在夏季,东亚北部非绝热加热可在 96 对流层低层东亚北部地区维持一个低压环流(Lin and Bueh, 2021)。受此启发, 97 随着从春至夏的季节推进,北亚甚至是欧亚大陆上非绝热加热的季节性增强,它 98 们将如何影响低层环流进而影响北亚地区的热量收支平衡,最终使得北亚地区形 99 成一个平稳的增温过程? 100

101 为此,本文将主要基于 Chyi et al. (2021)的结果,通过热力学方程和线性
102 斜压模式,进一步来探究春夏转换前的北亚地区平稳增温时的热力学特征。本文
103 第2节为资料和方法,第3节为北亚气候平均温度变化,第4节为通过数值试验

104 揭示的非绝热加热的影响,第5节给出结论和讨论。

105 2 资料与方法

#### 106 2.1 数据



本文使用日本气象厅提供的逐日再分析资料(JRA-55)(Kobayashi et al., 107 108 2015),时间段为1958~2019年。要素包括位势高度场(Hgt)、风场(u,v)、 109 气温(T)、垂直速度(ω)和非绝热加热率。其中,非绝热加热率由五项构成, 即对流加热率(Convective heating rate,简称 Cnvhr)、大尺度凝结加热率(Large 110 scale condensation heating rate, 简称 Lrghr)、长波辐射加热率(Longwave radiative 111 112 heating rate, 简称 Lwhr)、太阳短波辐射加热率(Solar radiative heating rate, 简 称 Swhr)、垂直扩散加热率(Vertical diffusion heating rate,简称 Vdfhr)。Cnvhr 113 和 Lrghr 分别是由降水凝结造成的潜热释放所产生; Lwhr 和 Swhr 分别是由长、 114 短波辐射通量的辐合造成的加热效果; Vdfhr 主要刻画了边界层中因湍流运动而 115 引起的感热加热。这五项非绝热加热率分量均在等压面上。水平分辨率为 1.25° 116 (经度)×1.25°(纬度),垂直方向上取 1000 hPa 到 50 hPa 共 20 层。与 Chyi et 117 al. (2021)利用剩余法计算非绝热加热项不同,本文利用的是 JRA-55 提供的五 118 项加热率数据来计算非绝热加热项,这可以进一步分析出各种非绝热过程的相对 119 重要性。实际上,本文也利用 NCEP/NCAR (National Center for Environmental 120 Prediction/National Center for Atmospheric Research) (Kalnay et al., 1996) 和 ERA5 121 (the fifth generation of European Centre for Medium-Range Weather Forecasts 122 Reanalysis)的再分析资料,通过剩余法计算出非绝热加热项,其结果与本文所用 123 的 JRA-55 五项加热率之和基本一致,尤其是 ERA5 的结果和本文的结果更为一 124 125 致(图略)。

126 2.2 诊断方程



127 本文采用线性化后的热力学方程对 925 hPa 北亚气候平均温度变化进行诊
128 断(He and Black, 2016):

129

 $\frac{\partial \overline{T}}{\partial t} = \underbrace{-\overline{u} \frac{\partial \overline{T}}{\partial x}}_{HADVc1} \underbrace{-\overline{v} \frac{\partial \overline{T}}{\partial y}}_{HADVc2} + \underbrace{\overline{\omega} \frac{R\overline{T}}{pCp}}_{VMc1} \underbrace{-\overline{\omega} \frac{\partial \overline{T}}{\partial p}}_{VMc2} + \underbrace{(-\overline{v} \cdot \overline{v'T'})}_{HEHFc} + \underbrace{(-\overline{\partial} \overline{\partial p} \overline{\omega'T'} + \frac{R}{pCp} \overline{\omega'T'})}_{VEHFc} + \overline{Q}$ (1)

其中, R是气体常数, 取 0.287kg/(kg·K); cp是定压比热容, 取 1.004kg/(kg· 130 K)。方程中的"<sup>-</sup>"表示气候候平均,"'"表示相对气候平均的候异常。本文在 131 计算中,先将日平均数据处理成候平均,然后再计算了方程(1)中的各项。方 132 程(1) 左边为气候平均候温度变化,某一候的温度变化为该候的温度与前一候 133 温度的差值,记为dT。HADVc 表示气候平均风场对气候平均温度的水平平流项 134 (简称水平平流项),它由气候纬向温度平流(HADVcl)和气候经向温度平流 135 (HADVc2)构成。VMc表示气候平均垂直运动引起的温度变化项(简称垂直运 136 动项),它由气候平均垂直运动热通量项(VMc1)和气候平均温度垂直输送项 137 (VMc2)构成。HEHFc 表示气候瞬变涡动水平热通量的辐合项(简称水平涡动 138 项), VEHFc 表示气候涡动垂直热通量项(简称垂直涡动项),  $\bar{Q}$ 表示气候非绝 139 热加热作用。与 Chyi et al. (2021)所用方法一样,对气象要素数据进行 30 天低 140 141 通滤波以去除高频扰动并突出环流的季节变化特征。

142 2.3 线性斜压模式



153 考虑了地形的作用,对此模式进行 25 天的积分,并将第 16 天至第 20 天的平均154 积分结果当做大气的稳定响应。

155 3 北亚气温变化

#### 156 3.1 欧亚背景环流



Chyi et al. (2021)指出,相比其他地区,北亚地区的地表气温在5月和6月 157 158 存在着明显的差异。为此,图1首先给出P19-P32(春季中旬至夏初)925hPa上 欧亚中高纬度地区的环流演变情况。图1第1列给出了用后差方法计算出的候平 159 均气温的变化,即用当前候气温减去上一候气温。在 P19,欧亚大陆中高纬度地 160 161 区存在明显的增暖,其增暖大值中心分别位于贝加尔湖东侧和咸海北侧(图1a)。 值得注意的是,欧亚大陆中高纬度地区在 P19 基本为非绝热冷却(图 1c)。这种 162 163 增暖和非绝热冷却同时出现的现象表明局地的增暖应当与绝热过程有关。从低层 环流场上看(图1b),欧亚大陆中高纬地区位于一个低压系统和减弱的西伯利亚 164 高压之间的偏西风气流的影响之下。其中,低压系统位于新地岛附近,而西伯利 165 亚高压的中心此时与冬季类似仍位于巴尔喀什湖附近。当这种偏西气流叠加在西 166 南向梯度的气候平均温度场(图 1a 中白色等值线)上后,易形成暖平流,从而 167 造成欧亚大陆中高纬地区的增暖。 168

在 P19 之后至夏初的过程中,北亚地区的气温相较于欧洲地区表现出更为 169 明显的持续增暖(图 1d, g, j)。与此相对应,欧亚大陆中高纬度地区气温的西 170 南向梯度逐渐转变为东南向梯度(图 1d, g, j)。不同于 P19 中以非绝热冷却为 171 主,欧亚大陆中高纬度地区在此后的时段中基本为非绝热加热(图 1f, i, 1)。 172 173 值得注意的是,北亚地区的非绝热加热呈现出向北扩展的特征,这可能与局地的 融雪过程有关(Chyi et al., 2021)。与该非绝热加热持续增强相伴随的是,西伯 174 利亚高压进一步减弱,而原中心位于新地岛附近的低压系统则逐步向东南方向移 175 动至中西伯利亚地区或北亚地区(图 le 和 lh)。在 P32, 一个新的低压中心在 176 喀拉海东侧重新生成。由此可见,在 P24-P32 期间,整个欧亚大陆中高纬地区基 177 本在低压系统的影响之下。当该低压系统西侧的北风和西北气流叠加在东南向或 178

179 南向梯度的气候气温场上后,将形成较强的冷平流,它会部分抵消欧亚大陆中高
180 纬地区尤其是欧洲地区的持续增暖,这解释了欧洲地区增暖相对不明显的现象。
181 但就北亚地区而言,在 P19 后,它局地的快速增暖过程应当与逐渐明显的非绝热
182 加热作用有着更为密切的联系。

正如上文讨论,非绝热加热场的变化伴随着环流场的变化,而后者又会导致 183 绝热过程的变化。据此,还需进一步讨论环流系统的演变特征。图 2a 给出了 P19 184 中心位于新地岛附近的低压系统中心位置的逐候移动情况。这里我们以 P19 低 185 压中心的位置为起点进行追踪。需指出的是, P19 新地岛附近的低压系统存在两 186 个中心,分别位于新地岛东、西两侧(图 1b)。因其西侧中心在随后的演变过程 187 中迅速减弱,本文仅对其东侧的中心进行追踪。由图 2a 可见,在 P26 之前,该 188 低压中心的位置基本在喀拉海及叶尼塞河附近。但在 P27 至 P29, 其中心移至 189 120°E 以东的中西伯利亚地区,并稳定少动。可见,相比 P19,该低压系统整体 190 出现了明显的东移现象。这种东移现象,尤其是低压中心在 P26 至 P27 出现明显 191 192 东移特征,应当与北亚地区的非绝热加热逐步增强在局地引起新的低压系统有关 (Lin and Bueh, 2021)。春末(P30),该中心进一步向东南移动。之后,闭合 193 的低压中心已消失。图 2b 给出了北亚地区平均的涡度场。从图中可见,涡度在 194 P27之前逐步增强。我们推测,这种涡度的增强一方面对应着原位于新地岛附近 195 的低压系统逐步移至北亚地区,另一方面也可能与局地形成新的低压有关,这两 196 个方面可能均与非绝热加热有关(后文将进一步讨论)。但在 P27 之后,涡度又 197 出现了逐步减弱的特征,考虑到该低压系统未出现明显的移动特征(图 2a),因 198 此该减弱的涡度对应着低压系统的逐步减弱,这可能与该低压系统移至北亚后, 199 受到下垫面复杂地形(图1中灰阴影)引起的摩擦力增大而逐步耗散减弱有关。 200 为验证该推论,本文采用参数化方法(Pedlosky, 1987; ZhuGe and Tan, 2021)计 201 算了北亚地区的摩擦力,即  $\vec{F} = [\kappa_H (\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}) + \kappa_v \frac{p^2}{H^2} \frac{\partial^2}{\partial n^2}] \vec{V}$ 。在计算其振幅后, 202 对北亚地区进行了面积平均以表示该地区摩擦力的整体情况,结果如图 2c 所示。 203 可见,在 P19-28 摩擦力有减小趋势,而后整体上呈现增大的演变趋势,基本对 204 205 应着 P27 之前涡度逐步增大、之后逐步减弱的特征。后文将看到,这种低压系统 的向东南方向移动以及局地的减弱造成了北亚地区水平平流项的显著变化。 206

## 207 3.2 北亚热量收支

208 本节进一步分析春夏季节转换最明显的北亚地区的热量收支特征。为方便分 209 析,我们对诊断方程(公式1)中925hPa上的各项做了区域平均(图3)。从图 3a 中可得,北亚气温在 P28 前呈现出较为平稳的增温过程(正值 dT,黑线), 210 211 其数值基本稳定在+1.3 K/pentad 附近。但在第 29~32 候,有一个明显的快速升 温和恢复平稳的过程,对应着北亚地区的气温经过短暂的快速调整后达到了一个 212 213 新的平衡时期,即进入夏季。据此特征, Chyi et al. (2021)将 P32 认定为北亚的 气候平均春夏季节转换时间。根据图 3a 可知,非绝热加热项 Q(红线)在此过 214 215 程中由冷却作用转变为加热作用,即由 P19 的-1.0 K/pentad 逐渐增大到 P32 的 +5.5 K/pentad, 且加热强度基本随时间呈线性增强的特征。就对北亚增暖的贡献 216 而言,在 P19 左右,绝热加热尤其是水平平流项 HADVc(蓝线)起着主要的贡 217 献作用; 而在 P24 后, 非绝热加热 Q 起着绝对的主导作用。值得注意的是, 水 218 219 平平流项 HADVc 呈现出由暖平流 (P19~P24) 转至冷平流 (P25~P32) 的特征, 其冷平流的强度在 P28 达到最强后又有所减弱,这基本对应着气候平均温度变 220 化 dT 在 P30-31 的突然增大。这种变化与低压系统移至北亚地区并开始减弱有 221 关,这似乎可以表征为季节转变的一个前兆信号。此外,与水平平流项 HADVc 222 类似,垂直运动项 VMc 在 P24 之前为增温作用,之后则起着逐步增强的降温作 223 用,其数值在 P30 后与水平平流项相当。水平涡动项(浅紫线)在 P29 后才有着 224 较为明显的贡献,本文暂不讨论。综上所述,在整个演变过程中,非绝热加热项、 225 226 水平平流项和垂直运动项为北亚地区热量收支平衡中的主要项。就整体趋势变化 而言,非绝热加热项Q与温度水平平流项HADVc以及垂直运动项VMc呈现出 227 228 几乎相反的趋势变化,再次暗示着非绝热加热与这两项绝热过程之间存在着一定 229 的联系。

230 进一步分析春季北亚地区非绝热加热的构成成分可发现(图 3b),垂直扩散
231 加热项 Vdfhr(粉色虚线)和短波辐射项 Swhr(紫色虚线)为其主要项。其中,
232 垂直扩散项为最主要的加热项,它由 P19 的+7.5 K/pentad 增强至 P32 的+17.5
233 K/pentad,它与总的非绝热加热项Q(红色实线)演变特征一致,均呈现出明显

的上升趋势。这表明随着季节推进,北亚地表受到更多的太阳辐射加上融雪过程 234 的反馈(Chyi et al., 2021),而引起了地表的增温,进而通过大气边界层湍流运 235 动加热大气,最终引起北亚地区地表气温的持续增温。短波辐射虽在整个春季中 236 237 起着加热大气的作用,但其强度(约+5.0 K/pentad)要弱于垂直扩散加热项,且 并未呈现出明显的季节内变化。长波辐射加热项 Lwhr (青色虚线)在-10 K/pentad 238 239 附近波动,在五项非绝热加热项中起着主要的冷却作用。至于大尺度凝结加热项 240 Lrghr 和对流加热项 Cnvhr, 其数值均基本在 0 附近变化, 对应着该地区的少雨 状况。 241

类似的,对气候温度水平平流项 HADVc 进一步分解(图 3c)可发现,在 242 243 P19~P23 期间,北亚地区的暖平流 HADVc(蓝色实线)主要是由其纬向分量 HADVc1(红色虚线) 主导,而其经向分量 HADVc2(棕色色虚线) 的数值在此 244 阶段接近为 0。但 P24 后, 尤其是 P24~P30 中, 水平平流项 HADVc 已由暖平流 245 转为冷平流,该转变过程基本是由其经向分量 HADVc2 所(红色虚线)主导。将 246 247 有类似演变特征的气候垂直变化项 VMc 作进一步分解(图 3d),可发现其变化 主要由其垂直温度通量项 VMc1(青色虚线)所主导,而垂直温度平流项 VMc2 248 则与 VMc1 起着反向变化的抵消作用。由此可见,当地表增暖后,它不仅可通过 249 250 湍流的垂直热量输送 Vdfhr(非绝热过程),也能通过大尺度的水平平流 HADVc 和向上热通量输送 VMc2(绝热过程)加热大气。 251

## 252 3.3 温度平流的水平分布

为进一步分析温度平流的空间分布,图4首先给出了气候温度水平平流 253 254 HADVc 在北亚地区的分布。P19 时,大致以 115°E 为界,其西侧为大范围暖平 255 流,大值中心位于贝加尔湖西北侧;东侧则在鄂霍次克海附近以冷平流为主。 整 体呈现出明显的东西差异。实际上, HADVc 在 115°E 以西的暖平流与其纬向分 256 量和经向分量均是正贡献有关(图 4b, c),这与气温的西南向梯度(图 1a)以 257 258 及中心位于新地岛附近的低压系统东南侧所盛行的西南风有关(图 1b);而在 115°E 以东的冷平流则主要与其经向分量有关(图 4c),这与该地受阿留申低压 259 西北部所盛行的北风(图 1b)。随着新地岛附近低压系统的向东南移动,上述 260

261 冷、暖平流的强度在 P24 均有所减弱(图 4d)。在 P28,北亚西部地区已受低压
262 西侧的偏北风影响(图 1h),从而形成较强的经向冷平流(图 4i),最终导致整
263 个北亚地区的冷平流 *HADVc* 在 P28 达到最强(图 3a)。此后随着该低压系统的
264 减弱,水平平流 *HADVc* 的强度有所减弱(图 4j)。

至于北亚地区的垂直运动项 VMc, 它在 P24 之前和之后分别为暖平流和冷平 265 流(图 3d)。前文已揭示 *VMc* 主要由其通量项 *VMc1* (~ $\overline{\omega}\overline{T}$ ) 决定。因 $\overline{T}$ 大于零, 266 所以 VMc1 的正负号将取决于垂直运动 T 的正负号。当 T 大于 (小于) 零时,即 267 北亚以下沉(上升)运动为主时,通量项 VMc1 大于(小于)零。这里给出w在 268 P28 的水平分布特征(图 5a)。此时,低压系统主体已移至北亚地区。虽然该地 269 270 区存在多个尺度较小的正、负中心(图 5a),但其整体以上升运动为主,即冷却 作用为主。从图 5b 可以清楚的看到,北亚地区区域平均动的数值呈现下降趋势, 271 其大致以 P23 为界, 在之前和之后分别为下沉和上升运动, 这种转变应当与低压 272 系统的移入导致大气辐合上升有关。此外,北亚地区的气温整体呈逐步上升的趋 273 274 势,最终使得北亚地区的 VMc 和 VMc1 的数值逐步减小 (P23 后为加强的冷平 流)。 275

# 276 4 非绝热加热分布及影响

上节已揭示出非绝热加热与温度平流之间呈现出明显反向变化趋势。而无论 277 水平温度平流还是垂直温度平流的变化均与低压中心从新地岛附近向北亚地区 278 移动有关。一个自然的问题是,非绝热加热除直接引起气温的变化外,它是否还 279 与该低压系统的变化存在一定的联系?本节即通过 LBM 对该问题做进一步分析。 280 依照图 1 中非绝热加热的主要水平分布特征,我们在 LBM 中的欧洲附近地 281 区(12.5°~65°E, 45°~70°N)和北亚地区(70°~160°E, 50°~75°N)分别放置 282 了一个热源(图 6a)。两个热源的垂直廓线如图 6b 和 6c 中的粗实线所示,主要 283 放置在 1000 hPa 上。值得一提的是,再分析资料表明,欧洲及亚洲西部地区的 284 非绝热加热的分量构成(图略)和北亚地区的构成(图 2b)基本一致,它也表现 285 286 为垂直扩散加热 Vdfhr 为主要的加热项,其次为短波辐射 Swhr,而长波辐射 Lwhr 则起着主要的冷却作用。因此,从垂直结构上看,从 P19 至 P32 两个地区的非绝 287

288 热加热的整体特征基本一致(图 6b 和 6c 中的细线),对流层底层均呈现出逐步
289 增强的加热作用。对流层上层约 300 hPa 左右虽始终维持一个冷却作用,但其强
290 度相对较弱。考虑到上层冷却作用与低层的加热作用基本相反(图略),本文仅
291 给出底层加热强迫的影响。

图 7 显示了 900 hPa 上稳定的环流响应。可见,欧洲地区的非绝热加热强迫 292 293 可在局地的对流层下层强迫出一个气旋式环流异常,该异常向东延伸至整个亚洲 中高纬地区,并在贝加尔湖北侧形成一个新的环流中心(图 7a)。至于北亚的非 294 绝热加热强迫,它可在贝加尔湖东北侧至俄罗斯远东地区强迫出一个气旋式环流 295 异常,而在欧洲至俄罗斯西部地区强迫出一个较弱的反气旋式异常(图7c)。由 296 297 此可见,两个地区的热源所强迫出的气旋式环流会在北亚地区叠加,而在欧洲地 区抵消,从而有利于原位于新地岛附近的低压系统逐步向东南方向移动至北亚地 298 区,进而有利于在北亚地区形成冷平流。从垂直速度场上来看(图7e,g),两 299 个地区的非绝热加热均易在北亚地区产生上升运动,只是北亚地区的非绝热加热 300 所形成的垂直上升更为明显。该上升运动有利于形成负值 VMc, 从而部分抵消非 301 302 绝热加热的作用。

鉴于高原在亚洲季风形成中的重要作用(Boos and Kuang, 2010; Wu et al., 303 2017),本文也进一步验证高原地形的作用。至于高原的热力作用,LBM 的结 304 果表明它对北亚地区的影响并不明显(图略),这里暂不讨论。图 7b 为移除高 305 原地形后大气环流对欧洲地区非绝热加热的响应。可见,环流异常主要出现在非 306 绝热加热的局地附近,并未像图 7a 中在贝加尔湖北侧形成新的异常中心,这表 307 308 明高原地形的存在有利于欧洲地区的非绝热加热影响到亚洲地区的环流异常。类 似的是,大气环流对北亚地区非绝热加热强迫的响应同样主要出现在强迫源附近 309 310 (图 7d),该异常向东南方向伸展的特征不如图 7c 明显。在垂直速度场上,去 除高原后,欧洲地区的非绝热加热仅在局地附近强迫出垂直速度异常(图 7f); 311 312 北亚的非绝热加热强迫出的垂直运动异常也主要出现在局地(图7h),但相比于 有高原地形存在的情形时(图 7g),该异常无论在范围还是强度上均较小。 313

314 由此可见,在春夏季节转换之前,随着北亚地区的非绝热加热逐步增强,它315 引起环流的改变,即引导低压向北亚移动和上升运动,从而形成绝热的冷却作用,

316 它部分抵消了非绝热加热的作用,最终导致北亚地区气温平稳上升。青藏高原的317 存在有利于加强环流在北亚地区的响应。

# 318 5 结论与讨论

319 本文利用 1958-2019 年的日本 JRA55 再分析资料,基于气候态的热力学方
320 程,研究了北亚地区春夏季节转换前 (P19~P32) 平稳增温过程的热力学特征,
321 取得了如下主要结论:

322 (1)在P19~P32的季节进程中,非绝热加热和绝热的气候温度平流是热力
323 学收支方程中的主要项,且绝热加热与非绝热加热呈现相反的变化趋势。它们先
324 后主导北亚的增暖过程,即北亚地区的增暖在 P23 之前以绝热的暖平流为主;但
325 此后欧亚大陆上的非绝热加热逐步增强并占据主导。值得注意的是,欧亚大陆上
326 逐步增强的非绝热加热所强迫出的环流异常会导致北亚地区的暖平流转变为冷
327 平流,它部分抵消了非绝热加热的直接加热作用,最终在北亚地区形成了一个较
328 为平稳的增暖过程。

329 (2)上述绝热冷却过程的形成与两个方面因数有关。一是原位于新地岛附
330 近的低压系统逐步移向北亚地区后引起了西北风以及加强的上升运动;二是北亚
331 地区的快速增温导致局地的西南向气温梯度逐渐转变为东南向梯度。至于 P30 和
332 P31中出现的北亚气温的快速升温现象,它可能与低压系统在 P27 移至北亚后受
333 到复杂下垫面的摩擦而减弱有关,从而导致水平冷平流项的强度有所减弱。

334 (3)数值试验结果表明,不仅是北亚地区的局地非绝热加热,欧洲地区的
335 非绝热加热也有利于在北亚地区强迫出一个气旋式环流和上升运动。因此,欧
336 亚大陆上的非绝热加热有利于形成新地岛附近的低压系统的东南向移动。在整
337 个过程中,高原的存在有利于加强欧亚大陆上非绝热加热对北亚地区环流异常
338 的影响。

339 需要指出的是,本文也计算了方程(1)中的剩余项。结果表明(图略),
340 在第 27 候之前,剩余项都为较小的值,其振幅要小于绝热的温度平流项。而在
341 此后,剩余项则呈现逐渐增强的负值,其振幅甚至大于绝热的温度平流项。这值
342 得我们未来进一步探索该剩余项的来源。在本文的研究中,高频(30 天以下)瞬

变波动的作用在本文中没有考虑。实际上, Nakamura and Fukamachi (2004) 指出 343 东北亚地区的高频瞬变波活动有明显的季节差异,其5月活跃度要高于7月。因 344 此,高频瞬变涡动的影响值得我们在未来的工作中进一步考虑。此外,前人突出 345 强调了青藏高原在季节转换中的重要作用,尤其是近些年有研究强调了青藏高原 346 南部的喜马拉雅山对南亚季风的形成作用(Boos and Kuang, 2010; He, 2016)。 347 348 但从他们的结果来看, 喜马拉雅山主要影响中低纬度环流, 似乎对北亚地区的影 响较小。前人所提出的"六月突变"中所出现了西风减弱北撤与本文中低压系统 349 向东南移动是否有一定联系,这也值得我们深入研究。 350

#### 352 参考文献

- Boos W R, Kuang Z M. 2010. Dominant control of the South Asian monsoon by orographic insulation versus plateau
   heating[J]. Nature, 463: 218-222. doi: 10.1038/nature08707
- 355 陈沛宇, 彭京备, 布和朝鲁, 等. 2021. 亚洲中高纬地区春夏季节转换早晚与梅雨期 1 中国东部降水异常的
- 356 联系[J]. 气候与环境研究. Chen Peiyu, Peng Jingbei, Bueh Cholaw et al. 2021. The relationship between the
- 357 morning and evening of spring summer season transition in the middle and high latitudes of Asia and the Meiyu
- 358 period 1 The precipitation anomaly in eastern China [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese).
- doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2021.21057
- 360 Chyi D, Bueh C, Xie Z W. 2021. Summer Onset in Northern Asia [J]. International Journal of Climatology,
- 361 41(2):1094-1111. doi:10.1002/JOC.6753
- 362 葛静, 王黎娟, 张良瑜. 2015. 春末夏初南亚高压活动与青藏高原及周边热力强迫的关系[J]. 大气科学学报,
- 363 38(05): 611-619. Ge Jing, Wang Lijuan, Zhang Liangyu. 2015. Relationship between South Asian high activity
- and thermal forcing over Tibetan Plateau and surrounding regions during late spring and early summer [J].
- 365 Transactions of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38(05): 611-619. doi: 10.13878/j.cnki.dqkxxb.2014091800
- 366 He B. 2016. Influences of elevated heating effect by the Himalaya on the changes in Asian summer monsoon[J].
- 367 Theoretical and Applied Climatology, 128, 905-917, doi:10.1007/s00704-016-1746-5
- 368 He J, Black R X. 2016. Heat budget analysis of northern hemisphere high latitude spring onset events [J]. Journal
- 369 of Geophysical Research: Atmospheres, 121(17):10113-10137. doi: 10.1002/2015JD024681
- 370 黄士松, 余志豪. 1962. 副热带高压结构及其同大气环流有关若干问题的研究[J]. 气象学报, 31(4): 339-359.
- Huang Shisong, Yu Zhihao. 1962. On the structure of the subtropical highs and some associated aspects of the

- general circulation of atmosphere [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 31(4): 339-359. doi: CNKI: SUN:
- 373 QXXB.0.1962-S1-005
- 374 Kalnay E, Kanamitsu M, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bulletin of the American

375 Meteorological Society, 77: 437–470

- Kobayashi S, Ota Y, Harada Y, et al. The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics[J].
   Journal of the Meteorological Society of Japan.ser.ii, 2015, 93(1):5-48
- 378 李慈, 王安宇, 王谦谦. 1985. 季节转换期间青藏高原大地形对东亚大气环流的影响[J]. 高原气象, 4(2): 110-
- 120. Li Ci, Wang Anyu, Wang Qianqian. 1985. The effects of the Qinghai-Xizang Plateau on the mean general
- 380 circulation in East Asia in the transitional season [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 4(2): 110-120. doi: CNKI:
- 381 SUN: GYQX.0.1985-S1-008
- 382 李妍, 布和朝鲁, 林大伟, 等. 2016. 内蒙古夏季降水变率的优势模态及其环流特征[J]. 大气科学, 40(04):
- 383 756-776. Li Yan, Bueh Cholaw, Lin Dawei, et al. 2016. The dominant modes of summer precipitation over
- 384 Inner Mongolia and its typical circulation characteristics [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in
- 385 Chinese), 40(04): 756-776. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1509.15187
- 386 Lin Z D, Bueh C. 2021. Formation of the northern East Asian low: role of diabatic heating [J]. Climate Dynamics,
- 387 (prepublish):1-16. doi: 10.1007/S00382-020-05615-6
- 388 Nakamura, H., and T. Fukamachi, 2004: Evolution and dynamics of summertime blocking over the Far East and the
- associated surface Okhotsk high. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 130, 1213-1233,
- 390 doi:10.1256/qj.03.101
- 391 毛江玉, 吴国雄, 刘屹岷. 2002a. 季节转换期间副热带高压带形态变异及其机制的研究 I:副热带高压结构
- 392 的气候学特征[J]. 气象学报, 60(4), 400-408. Mao Jiangyu, Wu Guoxiong, Liu Yimin. 2002b. Study on
- 393 model variation of subtropical high and its mechanism during seasonal transition part I : Climatological features
- 394 of subtropical high structure [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 60(4): 400-408. doi:
- 395 10.3321/j.issn:0577-6619.2002.04.002
- 396 毛江玉, 吴国雄, 刘屹岷. 2002b. 季节转换期间副热带高压带形态变异及其机制的研究 Ⅲ:热力学诊断[J].
- 397 气象学报, 60(06): 646-659. Mao Jiangyu, Wu Guoxiong, Liu Yimin. 2002b. Study on model variation of
- 398 subtropical high and its mechanism during seasonal transition part III: Thermodynamic diagnose [J]. Acta
- 399 Meteorologica Sinica (in Chinese), 60(06): 646-659. doi: CNKI: SUN: QXXB.0.2002-06-001
- 400 Ortiz P C, Barriopedro D, et al. 2015. Multidecadal Variability of the Summer Length in Europe\* [J]. International
- 401 Journal of Climatology, 28(13): 5375–5388. doi:10.1175/JCLI-D-14-00429.1
- 402 Pedlosky J. 1987. Geophysical Fluid Dynamics [M]. 2nd ed. Springer-Verlag, 710 pp
- 403 王同美,吴国雄,宇婧婧. 2009. 春季青藏高原加热异常对亚洲热带环流和季风爆发的影响[J]. 热带气象学
- 404 报, 25(S1): 92-102. Wang Tongmei, Wu Guoxiong, Yu Jingjing. 2009. The influence of anomalous diabatic

- 405 heating over Tibetan Plateau in spring on the asian tropical circulation and monsoon onset [J]. Journal of Tropical
- 406 Meteorology (in Chinese), 25(S1): 92-102. doi: 10.3969/j.issn.1004-4965.2009.Z1.011
- 407 Watanabe M, Kimoto M. 2000. Atmosphere-ocean thermal coupling in the North Atlantic: A positive feedback [J].
- 408 Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 126(570): 3343-3369. doi:10.1002/qj.49712657017
- 409 Wu G X, He B, Duan A M, et al. 2017. Formation and variation of the atmospheric heat source over the Tibetan
- 410 Plateau and its climate effects [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 34, 1169-1184, doi:10.1007/s00376-017-
- 411 7014-5

06048-5

- 412 Xie Z, Bueh C, Yi D, et al. 2021. Intraseasonal transition of Northern Hemisphere planetary waves and the underlying
- 413 mechanism during the abrupt-change period of early summer [J]. Climate Dynamics, doi: 10.1007/s00382-021-414
- 415 晏红明, 王灵, 陈艳, 等. 2020. 初夏孟加拉湾地区风暴活动与季风爆发早晚的关系及其前兆信号[J]. 热带 416 气象学报, 36(02): 145-156. Yan Hongming, Wang Ling, Chen Yan, et al. 2020. Relationship between storm 417 activity and summer monsoon onset in Bay of Bengal basin and their precursor singals [J]. Journal of Tropical
- 418 Meteorology (in Chinese), 36(02): 145-156. doi: 10.16032/j.issn.1004-4965.2020.015
- 419 叶笃正, 陶诗言, 李麦村. 1958. 在六月和十月大气环流的突变现象[J]. 气象学报, 29(04): 249-263. Ye
- 420 Duzheng, Tao Shiyan, Li Maicun. 1958. The abrupt change of circulation over Northern Hemisphere during June 421 and October [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 29(04): 249-263. doi: CNKI: SUN: QXXB.0.1958-04-422 004
- 423 张邦林,曾庆存.1998. 论大气环流的季节划分和季节突变 II 个别年份的分析[J]. 大气科学,22(02):130-136. 424 Zhang Banglin, Zeng Qingcun. 1998. A study on the seasons of general atmospheric circulation and their abrupt
- 425 changes. Part II: Case Study of Particular Year [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 22(02):
- 426 130-136. doi: CNKI: SUN: DQXK.0.1998-02-000
- 427 章基嘉, 王盘兴, 孙照渤, 等. 1983. 低纬大气环流季节转换及青藏高原非绝热加热作用的天气统计学分析
- 428 [J]. 南京气象学院学报, 6(01): 1-13. Zhang Jijia, Wang Panxing, Sun Zhanbo, et al. 1983. Synoptic and
- 429 statistical analysis of the seasonal transformation of the low-latitude atmospheric circulation and the effect of
- 430 diabatic heating by the Qinghai-Xizang Plateau [J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese),
- 431 6(01): 1-13. doi: 10.13878/j.cnki.dqkxxb.1983.01.001
- 432 郑庆, 林梁丰. 1999. 青藏高原动力和热力作用对季节转换期全球大气环流影响的数值研究[J]. 热带气象学
- 433 报, 15(03): 56-66. Zheng Qinglin, Liang Feng. 1999. Numerical study on influence of the Tibetan Plateau on
- 434 the seasonal transition of the globe atmospheric circulation [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese),
- 435 15(03): 56-66. doi: CNKI: SUN: RDQX.0.1999-03-006
- 436 祝从文, 何金海, 谭言科. 2004. 春夏季节转换中亚洲季风区副热带高压断裂特征及其可能机制分析[J]. 热
- 437 带气象学报, 20(03): 237-248. Zhu Congwen, He Jinhai, Tan Yanke. 2004. Characteristics of the northern

- 438 Hemisphere sub-tropical high seasonal splitting over the Asian monsoon sectors and its possible mechanism [J].
- 439 Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 20(03): 237-248. doi: 10.16032/j.issn.1004-4965.2004.03.002
- 440 ZhuGe A R and Tan B K. 2021. The Springtime Western Pacific Pattern: Its Formation and Maintenance Mechanisms
- 441 and Climate Impacts [J]. Journal of Climate, 34(12): 4913-4936. doi: 10.1175/JCLI-D-20-0051.1





















444 图 1 925 hPa 气候平均候平均气温 T(白色等值线;单位:K)及其倾向 DT(填色)、位势
445 高度场 Hgt(等值线,间隔为 20gpm)及风场 UV(箭头,间隔为 m/s)、非绝热加热 Q(单
446 位:K/d)。从上至下各行分别为第 19、24、28 和 32 候。(黑框表示本文选择的北亚地区
447 的范围,灰色阴影表示高于 800 m 地形)

- 448 Fig.1 Climatological-mean pentad-mean air temperature (white contour; unit: K) and its tendency
- 449 (shading), geopotential height field (contour, interval: 20gpm), wind field (arrow, interval: m/s) and
- 450 diabatic heating (unit: K/d) at 925 hPa. The four rows from up to bottom are in P19, P24, P28 and
- 451 P32, respectively. (black box indicates the geographic location of North Asia which is focused by
- 452 the present study, gray shading indicates terrain above 800 m)

In





455 图 2(a) 925 hPa 源自 P19 新地岛的低压中心位置的轨迹和(b) 925 hPa 北亚区域平均相对

- 456 涡度逐候演变(单位: 10<sup>-5</sup> m/s<sup>2</sup>); (c) 第 19-32 候 925 hPa 北亚(70°~160°E, 50°~75°N)
- 457 区域平均的摩擦力振幅(单位: 10<sup>4</sup> m/s<sup>2</sup>)逐候演变
- 458 Fig.2 (a) Trajectory of the center for the low pressure at 925 hPa originated from Novaya Zemlya at
- 459 P19 and (b) pentad-to-pentad evolution of relative vorticity area-averaged over North Asia at 925
- 460 hPa (unit:10<sup>-5</sup> m/s<sup>2</sup>); (c) pentad-mean variation of amplitude of friction(unit:10<sup>-4</sup> m/s<sup>2</sup>) area-
- 461 averaged over Northern Asia (70°~160°E, 50°~75°N) at 925 hPa during P19-P32

In





463



464 图 3 (a) 第 19-32 候 925 hPa 北亚 (70°~160°E, 50°~75°N) 区域平均的气候平均温度变
465 化项及各热力学项的逐候演变 (单位: K/pentad); (b) 同 (a), 但为非绝热加热及其五
466 个分量; (c) 同 (a), 但为温度平流 *HADVc* 和其纬向分量 *HADVc1* 及经向分量 *HADVc2*;

467 (d)同(a),但为垂直运动项 VMc 及其两项分量 VMc1 和 VMc2

468 Fig.3 (a) Pentad-mean variation of climatological-mean air temperature area-averaged over 469 Northern Asia ( $70^{\circ} \sim 160^{\circ}$ E,  $50^{\circ} \sim 75^{\circ}$ N) and each thermodynamic item in Equation (1) at 925 hPa 470 during P19-P32 (unit: K/pentad); (b) as in (a), but for diabatic heating and its five components; (c) 471 as in (a), but for air temperature advection *HADVc* and its zonal temperature advection *HADVc1* 472 and meridional temperature advection *HADVc2*; (d) as in (a), but for the term associated with the 473 vertical motion *VMc* and its two components *VMc1* and *VMc2* 





476 图 4 925 hPa 北亚第 19 候气候温度平流 HADVc、纬向温度平流 HADVc1 和经向温度平流

477 HADVc2 分布 (第1行), 第2行为第24候, 第3行为第28候, 第4行为第32候 (单位:

478 K/pentad)

- 479 Fig.4 Climatological mean air temperature advection HADVc, its zonal component HADVc1 and
- 480 meridional component *HADVc2* in P19 at 925 hPa over North Asia. From up to bottom rows are in
- 481 P19, P24, P28 and P32 (unit: K/pentad), respectively





483

484 图 5 (a) 925 hPa 第 28 候北亚地区的垂直速度 Omega (单位: 10<sup>4</sup> Pa/pentad) 分布, 负值表

- 485 示上升运动; (b) 925 hPa 北亚区域平均气候温度 T (单位; K)及垂直速度的逐候演变 (单
   486 位: 10<sup>4</sup> Pa/pentad)
- 487 Fig.5 (a) Vertical velocity (units: 10<sup>4</sup> Pa/pentad) over North Asia in P28 at 925 hPa. Negative value
- 488 indicates upward movement; (b) evolution of area-averaged climatological mean air temperature
- 489 (unit: K) and vertical velocity (unit: 10<sup>4</sup> Pa/pentad) over North Asia at 925 hPa











图 6 LBM 中加入的非绝热加热强迫的空间分布(单位: K/day)。(a)热源的水平分布,黑
框表示北亚。(b)、(c)分别在欧洲(E)和北亚(NA)处放置的加热强迫(黑实线)以
及再分析资料中的第 19、23、28 和 32 候的非绝热加热(带标识的黑虚线)的垂直廓线
Fig.6 Spatial distribution of the prescribed diabatic heating forcing for LBM (unit: K / day). (a)
Horizontal distribution of the prescribed diabatic heating forcing, black box indicates North Asia.
(b) and (c) Vertical profiles of the prescribed heating forcings (solid black line) placed at A and B
and the one obtained from the JRA55 (marked black dotted lines) in the P19, P23, P28 and P32

IN







- 511 velocity (unit: m/s). White box represents gray shading indicates terrain above 1000 m and the black
- 512 box indicates North Asia



