

干侵入的研究及其应用进展*

于玉斌

(南京气象学院, 南京, 210044; 中国气象科学研究院, 北京, 100081; 中国气象局培训中心, 北京, 100081)

姚秀萍

(中国科学院大气物理研究所, LASG, 北京, 100029; 中国气象局培训中心, 北京, 100081)

摘 要

全面综述了国外近年来干侵入(dry intrusion)研究的进展和有关结果,概括总结了干侵入的基本理论、结构特征、在天气和次天气系统发展中的作用及其数值模拟结果;干侵入研究中有待于继续进行和深入的研究方向。明确了干侵入是源于对流层高层下沉至低层的高位涡低湿空气,它在气旋的爆发性发展、暴雨的增幅、位势不稳定的增强、中气旋的产生发展等方面起着重要的促进作用,同时,它能够影响冷锋的演变及其降水特征。因此,对干侵入及其机制的进一步研究具有较大的理论价值和实际天气预报意义。

关键词: 干侵入, 综述, 特征, 作用。

1 引 言

众所周知,天气系统和次天气系统的发展除了与本身内在的因素有关外,还与外界环境息息相关。当外界的条件有利时,它将促进天气系统和次天气系统的发展和加强。研究表明,干侵入对温带气旋的生成和发展^[1]、爆发性气旋的快速发展^[2]、次天气系统位势不稳定的发展^[1]以及中气旋发展和龙卷的生成起着有利的促进作用^[3],它影响着锋面降水结构分布及演变特征^[4]。因此对于干侵入结构和特征的理论研究及其在天气系统及次天气系统发展中作用的研究,越来越受到气象学者的关注,对干侵入的研究有助于全面了解天气系统和次天气系统的演变和发展过程及其机制。本文全面、系统地介绍了近年来国外干侵入的研究进展,主要涉及到干侵入的结构、特征在天气系统和次天气系统演变和发展中的作用,并指出了干侵入在数值预报中模拟的成果以及有待于研究的方向。

2 干侵入的结构特征

2.1 干侵入的基本特征

干侵入是指从对流层顶附近下沉至低层的干空

气,它是沿用文献[1]的叫法。它可以用相对湿度场或位涡场来表征。

早在 20 世纪 60 年代, Danielsen E F 就曾绘制了干侵入气流的三维结构^[5],如图 1 所示。图 1 揭示了干空气在三维等熵面上下沉的轨迹,“干侵入”可指图 1 的整个干气流,其轨迹为自对流层顶折叠附近扇状下沉至地面冷锋。干侵入具有高位势涡度(PV)和低湿球位温(θ_w)两个特征。它在卫星云图中表现为所谓的“干裂缝”(干裂缝是指处于极锋云

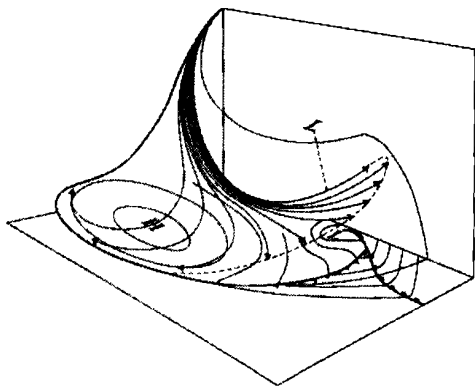


图 1 干侵入气流的三维结构示意图^[5]

(其中箭头线为源于对流层顶附近沿弯曲等熵面上的气流轨迹)

* 初稿时间:2002 年 10 月 15 日;修改稿时间:2003 年 3 月 20 日。
资助课题:自然科学基金项目 40205008 和 401350201。



图2 干侵入在红外云图上的表现^[1]

带和云头之间的相对少云区),如图2所示。实际上干侵入在水汽图像上的暗区表现得最为明显。

2.2 干侵入和湿上升气流的关系

气旋的发展除了与湿空气的上升有关外,还与气旋中心附近从对流层顶附近下沉至低层的干侵入有关。气旋附近的干侵入和湿上升气流之间关系的简单概念模型如图3所示。从图3可以看出,当干侵入气流在地面冷锋后呈扇形下沉散开时,湿上升气流在对流层中高层亦呈扇形外流,干侵入和湿上升气流在气旋中心(L处)附近产生相互缠绕,超越上升气流的干侵入部分在对流层中高层,形成冷 θ_w 锋面(湿锋面),常称之为高空冷锋。

由于卫星云图的释用以及业务预报的需要^[2,6],并根据所谓的输送带气流定义图3的湿气流,使图3模型得以改进。输送带气流可视为水平宽度较窄的集中气流,它决定了云和降水、气旋结构和演变的特征。温带气旋气流的结构特征可见图4,其中W1为主暖输送带(主WCB),产生极锋云带,它的左边界与干侵入邻接,在卫星云图上清晰可见。云头气流源于地面暖锋前,其气流绕低压中心向北呈逆时针旋转;W2为次暖输送带(次WCB),源于气旋暖区,它先后与干侵入和冷输送带(CCB)气流“交汇”,具有高 θ_w ;干侵入具有高PV、低 θ_w ;故一旦干侵入空气凌驾于W2之上时,就出

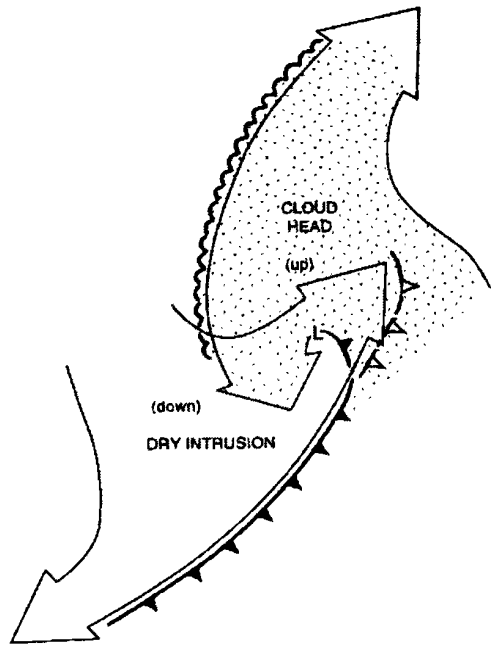


图3 气旋中心附近干侵入和湿气流之间关系的理想概念模型^[1]
(其中L为气旋中心,CLOUD HEAD为云头
DRY INTRUSION为干侵入)

现位势不稳定,容易产生对流。

由于气旋生成的主要气流结构取决于大尺度环境场,根据分叉概念^[6],大尺度流场、高空涡旋及其离WCB的远近程度与气旋生成有关的高空槽可分为汇合型槽和疏散型槽,所以在图3的前提下给出了这两种流型的概念模型。当高空槽为汇合型槽时,就产生Browning和Roberts所描述的结构^[6](图4a),当高空槽为疏散型槽时,则产生Young所描述的结构^[7](图4b)。从图4a和b可以发现主暖输送带受高空涡旋发展的影响,被卷进气旋中心附近的暖空气舌中,并形成不断上升的云头,Wernli所作的客观轨迹分析阐明了这一过程演变的3个阶段^[8];同时,可以发现次暖输送带均远离主暖输送带,在云头附近上升,且在宽广的锋面上空被干侵入所超越。

2.3 干侵入与冷锋类型的关系

当干侵入接近地面冷锋时,它往往与其前方高 θ_w 的暖输送带气流以两种方式相互作用,从而产生不同的锋面模型(见图5)。Browning和Roberts^[9]的分析发现,两种锋面模型的转换发生于过地面冷锋的西北-东南向垂直剖面(定义此垂直剖面的基线

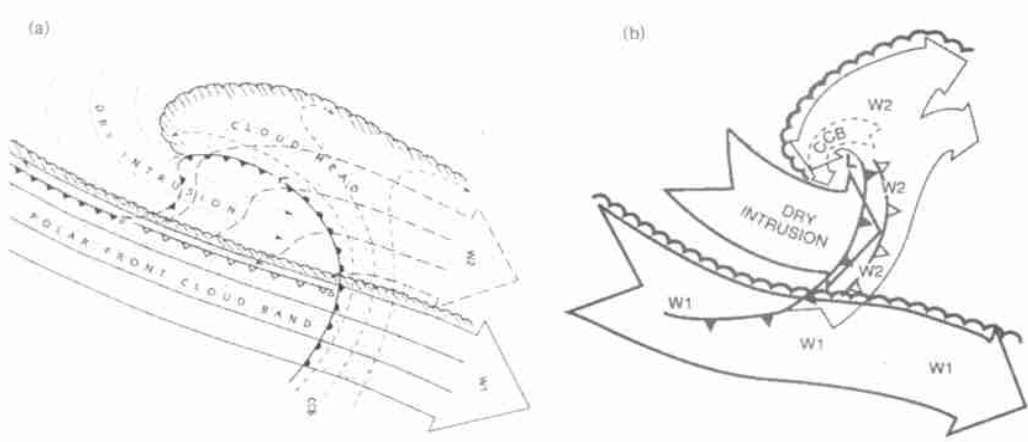


图 4 气旋生成的理想概念模型

(a. 汇合型槽^[6], b. 疏散型槽^[7]; W1 为主暖输送带, W2 为次暖输送带, CCB 为冷输送带, POLAR FRONT CLOUD BAND 为极锋云带)

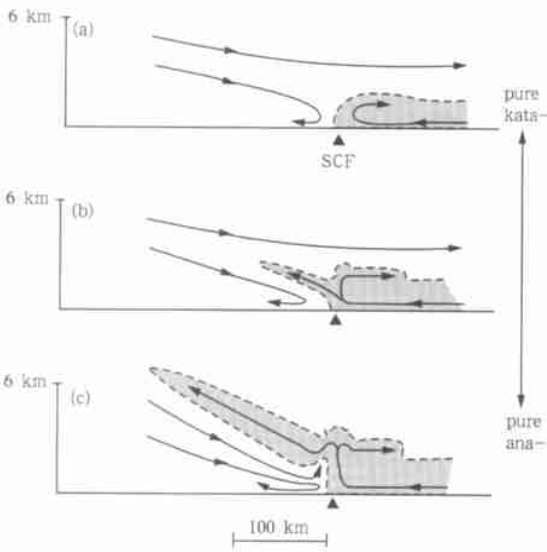


图 5 冷锋类型剖面示意图^[9]

(a. 纯下滑冷锋^①, b. 上滑冷锋和下滑冷锋的中间结构, c. 纯上滑冷锋
(阴影部分表示边界层气流或外流边界层气流, 阴影区外的气流为干侵入气流, SCF 或▲为地面冷锋位置)

为 AB) 附近, 通常称基线 AB 东北侧的冷锋为下滑冷锋^①, 西南侧的冷锋为上滑锋。纯下滑和上滑冷锋的剖面图分别如图 6a 和 c 所示。

2.4 干侵入的垂直结构

从中尺度模式输出的过干侵入的垂直剖面图(图略)可以看出: 具有高 PV 值的干侵入空气下沉插入高相对湿度区和云区的情况; 在高 PV 下垂区

的底端附近为低 θ_w 气流, 它凌驾于边界层的高 θ_w 气流中时, 就产生位势不稳定层结, 在足够强的抬升作用下, 位势不稳定能量最终将以对流形式释放。

Browning 和 Golding 模拟研究结果^[2]表明, 干侵入是来自对流层顶折叠区域的高 PV 气流, 它的 PV 值通常在 0.5~2.0 PVU 之间(PVU = $10^{-6} \text{ m}^2 \text{ K} / (\text{s} \cdot \text{kg})$ 为位涡单位), 即干侵入具有高 PV 特征。中尺度模式模拟(图略)显示了干侵入的最大 PV 轴线大约位于 500~700 hPa 高度上, 约为 30~100 km 宽的窄带, 且 PV 高值线的位置与气旋中心并不吻合。

Browning 和 Roberts 通过对 1994 年 12 月 8 日英国锋面气旋系统的研究^[4]也说明了干侵入和对流层顶折叠的紧密相关。从图 6a 的位涡垂直剖面上可以看出, 大于 1 PVU 的等值线向下伸展到 600 hPa 高度上, 高 PV、低湿 (< 50%) 的空气舌沿等熵线倾斜向下伸向地面冷锋, 293 K 等熵面上的气流(见图 6b)大致和图 6a 上的等熵线平行, 证实了高 PV 大气都来自于高层的事实。

Browning 和 Golding 模拟研究结果^[2]也表明在大多数气旋中, 平流层大气下传时并不总是进入对流层低层。然而, 偶尔也会到达边界层(如图 6 所示)。通常在大气中往往有两个高 PV 源地, 其中一个位于由高层下沉的干侵入空气内, 另一个位于暖输送带的低层湿空气内。

① 这个术语是 20 世纪 30 年代 Bergeron, T. 引入的, 其具体意义见: 大气科学名词审定委员会, 大气科学名称, 北京: 科学出版社, 1996, P62。

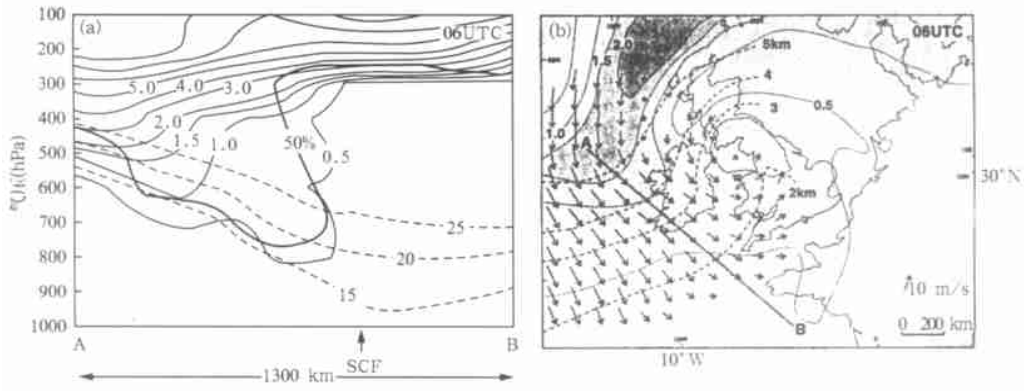


图6 (a) 英国气象局有限区域模式输出的1994年12月8日06时(世界时,下同)

沿图7b的AB剖面的位涡垂直剖面

(其中粗线为50%湿度的等值线,阴影区为位涡大于2 PVU的区域)

(b) 1994年12月8日06时 $\theta = 293$ K等熵面图(其中实线为等位涡线,虚线表示等熵面高度)

2.5 干侵入的细网格结构

从下投到冷锋带探空仪的探测^[11](Fronts92试验)结果表明^[12],干侵入的细网格结构表现为多级倾斜的细指状结构。干侵入由片流(laminae)组成,大部分为不饱和气流。按照湿度情况,可将片流分为干片流和湿片流两种,干片流为倾斜侵入边界层的干侵入气流,湿片流为来源于边界层附近或边界层内的气流。湿片流和干片流两者的水平分辨率均约为0.5 km,倾斜坡度为1/60,它们都具有强切变的特征。干片流位于云头前主切变层。湿片流位于冷锋云带和主云头之间的无云区。通常认为片流的产生是PV下降的结果。

3 干侵入的作用

3.1 干侵入在低层无强迫时的作用

在低层无强迫时,干侵入对系统的发展也起着很重要的作用。

通常认为低层强迫效应为所谓的低层潮湿大气,气旋生成常发生于与高层PV正距平(或高空槽或急流)有关的高层强迫效应和与低层PV异常有关的低层强迫相互作用时。当高层PV大值区凌驾于低层斜压区时,高低空出现耦合,气旋出现快速生成和发展。这是种高低空的耦合效应。

然而,Browning和Golding^[2]指出,当低层无强迫时,干侵入仍能引发较强的翻转现象和对流性天气。从1996年8月5日12时至6日12时期间英国一个弱低压的发展过程可以说明这一点(图7),以500 hPa的绝对涡度最大值(暗区)表示干侵入(图7左列图)。在低压演变发展期间,500 hPa高度上的

最大绝对涡度从 $20 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 增强至 $30 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,随着干侵入的加强,低压亦加强,对图7做综合分析后看出,干侵入在水汽图像(右列图)上表现为暗区,导致干侵入前方或下方的暴雨系统和雷暴系统的发展。

3.2 干侵入对冷锋降水的作用

干侵入在低层无强迫时不仅能诱发系统的发展,而且对冷锋降水也起着很重要的作用。

Browning K A和Roberts^[4]对1994年12月8日英国锋面气旋系统的诊断研究表明,当暖输送带气流被卷入发展的温带气旋环流中并与高层干空气相互作用时,暖输送带的上游向北边界表现为上滑冷锋结构,暖输送带接近气旋中心的下游被干侵入空气超过,产生下滑冷锋结构;沿冷锋能产生明显不同的降水结构;沿地面冷锋存在窄冷锋雨带(NCFR),它是由线对流元(降雨中心)组成的。

从常规资料分析和模式预报结果得知(详见文献[4]图4~6):当气旋发展时,和暖输送带有关的高 θ_w 空气舌被拉成了一条伸向气旋中心的窄条,窄条前部为暖锋区,后部为冷锋区。当气旋附近的干侵入空气超越高 θ_w 空气舌时,干侵入前端的 θ_w 开始锐减,出现高空冷锋。

从天气雷达资料可以分析出(详见文献[4]图7),与锋面系统有关的3个雨区为:冷锋系统前方的宽雨带、沿地面冷锋系统的窄冷锋雨带以及两条雨带之间的间断性阵雨区。

通常,地面冷锋位于深槽中。天气雷达观测发现沿气压槽存在清晰的窄冷锋雨带,锋面北段为下滑冷锋结构,NCFR呈南北向分布,锋面南段为上滑

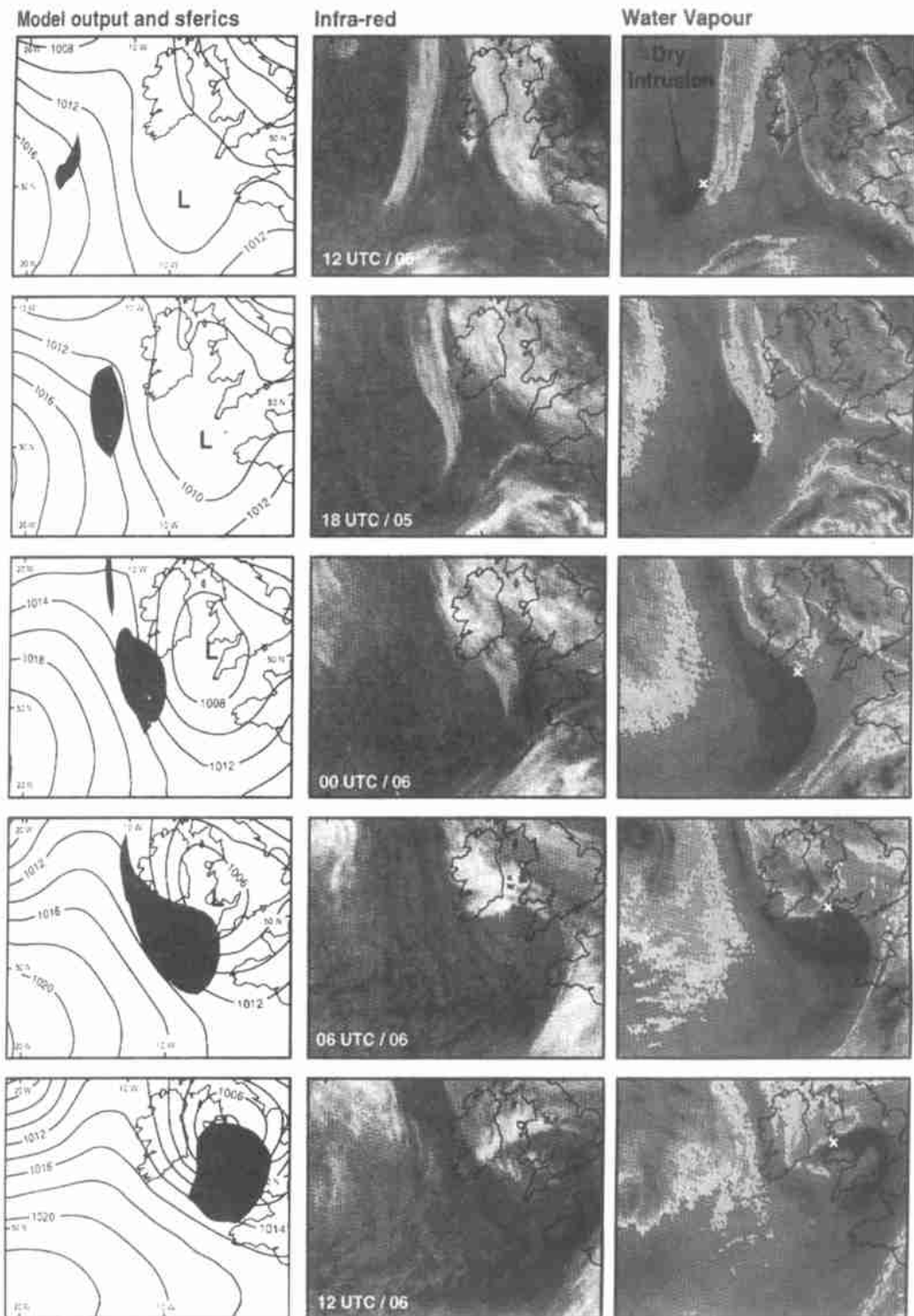


图7 一次雷雨时干侵入的演变过程^[2](1996年8月5日12时至6日12时)

(左列: 英国气象局有限区域模式的分析, 中列: 静止卫星红外云图, 右列: 静止卫星水汽图像, (白色)为气旋中心; 等值线为海平面平均气压场, 暗区为500 hPa绝对涡度大于 $20 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的区域)

冷锋结构, NCFR 呈东北-西南向线性分布; NCFR 的北段出现大范围降雨, 南段由于对流层中层空气的倾斜上升出现大范围的小到中雨(图略)。

总之, 锋面系统结构是由低空斜压区和对流层顶折叠处下沉气流的相互作用形成的, 后者伴有来自西北方向的具有低 θ_w 的干侵入。当暖输送带气

流被卷入一个发展的温带气旋环流中并与高层干侵入空气相互作用时,沿冷锋产生不同的降水结构:WCB的上游向北边界表现为上滑冷锋结构,WCB接近气旋中心的下游被干侵入空气超过,产生下滑冷锋结构。沿地面锋面发生的窄冷锋雨带为两种冷锋结构之间的过渡带,窄冷锋雨带由线对流元(降雨中心)组成。上滑冷锋产生出近于两维的线对流带,而沿下滑冷锋部分线对流元则为离散分布。

3.3 干侵入对快速发展气旋的作用

气旋发展过程中存在一种快速发展的气旋,它能产生强风暴,并导致中尺度降水和对流。因而,快速发展的气旋倍受关注。Browning 和 Golding 利用非静力平衡中尺度模式模拟的不列颠上空快速加深的气旋^[2],研究表明了干侵入在气旋快速发展中起着很重要的作用。干侵入可视为高位势涡度气流,依据位势涡度的变化理论,当位于平流层下层和对流层上层的高 PV 气流侵入到对流层低层暖输送带内的高湿球位温大气时,就能使气旋快速发展。

1991年11月12日在英格兰岛出现快速发展气旋。气旋性低压加深的速率达到了爆发性气旋的标准,即24h中心气压下降24hPa。此快速发展气旋先后产生两个龙卷,导致大风、雷暴以及强对流性降水^[2]。

从1991年11月12日18时静止卫星的红外云图(图略)上可以看到:锋面云带上的主暖输送带轴线上的相对气流很强,发展完好的干槽北部为勾状云头,干侵入明显并向北弯曲。

从静止卫星水汽图像提供的3h一次的干侵入观测(图8)可以看出,干侵入(图中阴影区)开始时为单独的整体,15时移近英格兰,尔后拉长并分裂为两个干侵入:其中干侵入1与低压中心(图中未标出)一致,并向东北移至苏格兰;干侵入2向东越过英格兰和威尔士的南部。

从中尺度模式模拟的6h对流层中低层的垂直速度分布(见文献[2]图12)可以看出,存在一条与暖输送带有关的上升气流带,其宽度在500hPa高

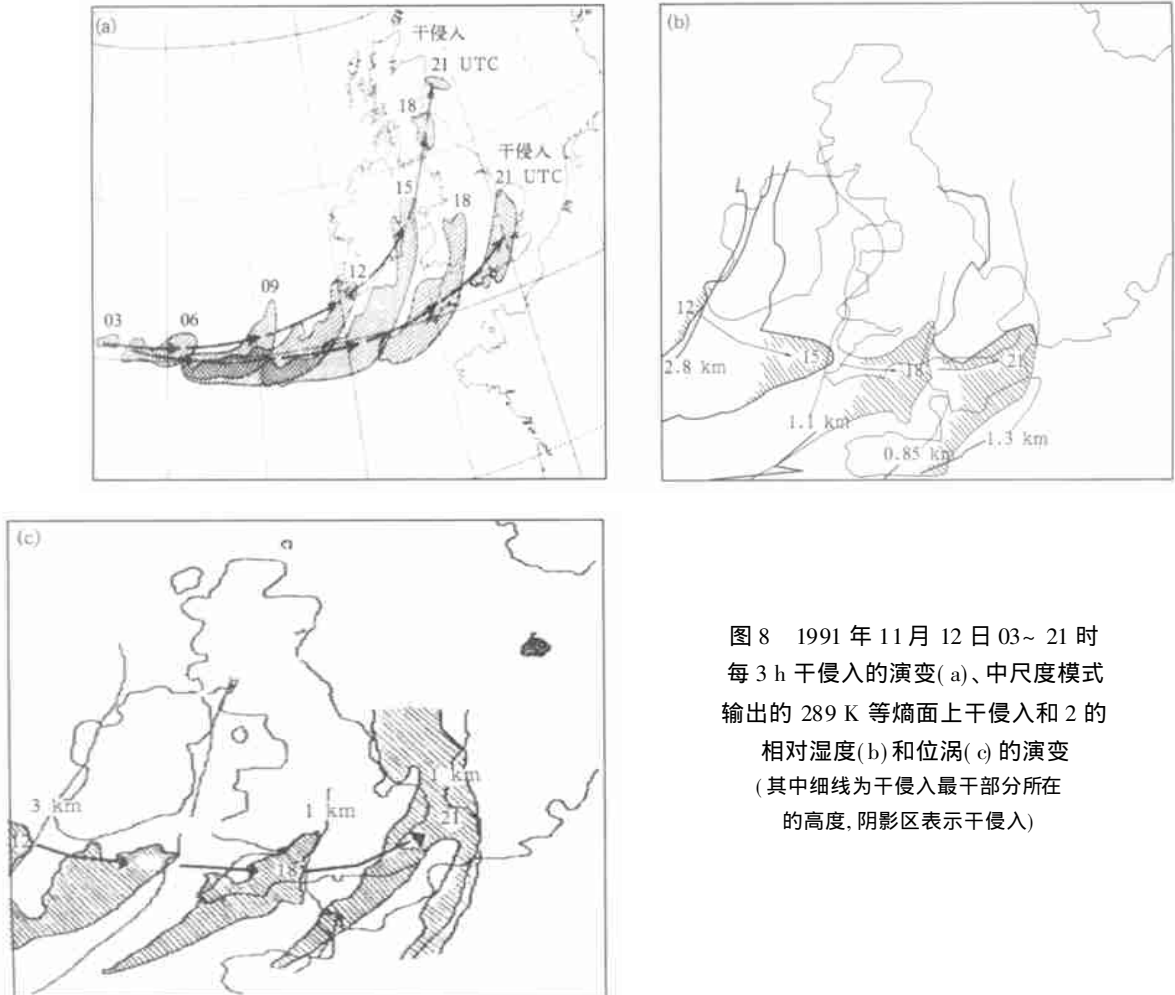


图8 1991年11月12日03~21时
每3h干侵入的演变(a)、中尺度模式
输出的289K等熵面上干侵入和2的
相对湿度(b)和位涡(c)的演变
(其中细线为干侵入最干部分所在
的高度,阴影区表示干侵入)

度上较 900 hPa 高度上宽;上升气流带的西侧已达到干侵入的下降气流区。在宽广的下沉区域前部有两个下沉核区,分别与干侵入 1 和干侵入 2 有关。从模式模拟的 6 h 地面相对湿度场(见文献[2]图 18)可以看到,暖输送带后部的下沉区域导致了地面附近大面积的干区,其中两个干空气池对应于干侵入 1 和干侵入 2。

中尺度模式模拟的 1.5 km 海平面高度上 3 h 一次的相对湿度的演变情况(见文献[2]图 15)表明,此高度上干侵入主要部分的相对湿度低于 80%,有些地方甚至低于 40%。

Browning 和 Golding 还利用非静力平衡中尺度模式模拟干侵入 2 所在高度的演变过程(见图 8b, c),图 8b, c 分别是 289 K 等熵面上相对湿度为 60%、 $PV=1$ 的等值线及其所在高度线的时间序列图,从图上可以看出 12~15 时干侵入迅速下降,3 h 内下降的高度超过 1 km,这表明了干侵入 2 来源于高层。

15 时干侵入气流下降切断了温暖输送带,由于干侵入渗入到暖输送带,18 时后飏线加强,导致了 19~21 时 Anglia 东部龙卷的产生。并且由于干侵入下切侵入到暖输送带,导致了飏线的产生。

总之,干侵入由对流层顶附近下传,能够导致位势不稳定的产生。干侵入虽可使得宽广锋面降雨带受到抑制,但却有利于龙卷、飏线的形成发展,促进对流性降水发展。

3.4 干侵入对冷锋演变的作用

Kreitzberg^[11], Hobbs^[12] 和 Neiman 等^[13] 虽然对干侵入进行过观测研究,但是他们大多数侧重于降水结构的研究,而 Browning 等^[10] 利用 Fronts92 试验期间(1992 年 4 月 27 日)稠密的下投探空仪探测资料揭示了干侵入对北大西洋东部锋面气旋结构和演变的作用。

1992 年 4 月 27 日的可见光云图表明在北大西洋东部存在两条冷锋云系 CF1 和 CF2,其中 CF1 云系不规则,而 CF2 云系较平滑,这表明了对流的空间分布具有间断的特征,可能是干空气侵入暖区,对流受到下沉干空气的强烈抑制而引起的。

水汽图像上存在两个相近的暗区(图略),为干侵入之所在,这两支干侵入与两条地面冷锋有关。其中一支干侵入超越 CF1,位于 CF1 的东南侧,干侵入的暗区随时间逐渐缩小,到 21 时 30 分所占区域已经很窄;另一支干侵入在 CF2 西北侧,干侵入

的暗区范围随时间逐渐扩大。

随着两支干侵入的演变,冷锋结构也发生变化:27 日 18 时的 CF1 和 CF2 均为地面冷锋,到 28 日 03 时 CF1 演变成为高空冷锋,CF2 变为暖区的边界,成为主要的地面冷锋。CF1 和 CF2 之间的窄湿带为干空气所控制。当 CF1 进入槽前大范围的上升区时,地面冷锋特征消失,导致出现潜在不稳定,随着新冷空气的继续侵入,对流混合增强。

总之,干侵入与云头西南方向的冷锋有关。云头主要是由于冷输送带气流上升而产生的,与云头有关的气旋主降水区位于冷锋的东北部。两支干侵入在高空表现为两个干槽。初始,两条冷锋均具有地面锋的特性;但当干侵入侵入到前支冷锋 CF1 的暖区时,这条冷锋就变成了高空冷锋。沿着下滑锋在中层能够形成一条对流降雨核线,阵雨位于气旋中心 100 km 范围内。

3.5 干侵入对暴雨的作用

在暴雨的发生和发展中,除了上升气流的主导作用以外,下曳气流的作用在模式分辨率提高的前提下越来越显示出来了。而干侵入可视为下曳气流中的一种。

Spencer P L 和 Stensrud D J^[14] 对下曳气流在暴雨发展中的作用进行了数值模拟。他们采用 Kain - Frisch 对流参数化方案^[15] 及其 3 种修改方案即最大降水效率方案(MPE)、无下曳气流方案(NDD)和滞后下曳气流方案(DDD)对暴雨两个例进行模拟试验。

为了更好地说明下曳气流对暴雨的作用,他们研究了 6 次属于不同类型(天气尺度型、锋面型降水和中小尺度高压(中高)类)的暴雨两个例。

利用 3 种改进了的对流参数化方案模式模拟出的 24 h 最大降水量的结果与未改进的对流参数化方案(NOMOD)模拟出的结果相比有所改进,其中滞后下曳气流方案所模拟出的最大降水量及其强降水范围比其他 3 种对流参数化方案的模拟结果更接近实际情况,因此,可认为滞后下曳气流方案是一个较好的对流参数化方案。同时也表明下曳气流在暴雨发展过程中起着重要作用。

3.6 干侵入对中气旋的作用

中气旋(mesocyclone)是水平尺度较小、垂直涡度 $\geq 1 \times 10^{-2} \text{ s}^{-1}$ 的深厚涡旋。中气旋可被模拟为兰金组合(Rankine Combined)涡旋;它应满足一定的切变、垂直伸展和持续时间标准(详见 Oklahoma

的统计^[16]);中气旋或超级单体均具有很强的斜压性。由于中气旋或超级单体对流风暴会产生不同程度的破坏作用和强烈的龙卷,因此对这类风暴的研究极其重要。研究表明^[17~19],中气旋的发展与环境螺旋度之间存在一定的关系,中气旋模型与温带气旋模型相似。

中气旋是非地转、非静力的,它与温带气旋有相似之处。中气旋可看成是中“小型的温带气旋”,从中气旋的平面图(图9)上看到中气旋的暖输送带为高 θ_w 的暖湿辐合气流。暖输送带沿着或超前于出流边界气流,常常与和积雨云合并的塔状积云的侧线有关。冷输送带为从暖锋边界北侧的前侧下沉气流FFD流出回到上升气流区的气流。认为这个湿暖锋边界源于前一个风暴出流气流边界。边界以北气流具有中等大小的 θ_w (即低于阵风锋前方的 θ_w 但是高于后侧下沉气流 θ_w)、低温高湿的特点,并且当冷输送带进入主风暴上升气流时,它成为云墙的源头。风暴后侧为从高层下沉的气流,简称为后侧下沉气流(RFD),它通常呈现为带状或狭窄状、深的云缝,它能形成对流性降水和冰雹。与后侧下沉气流相对应的地面气流具有低 θ_w 、低气温、强辐散以及高气压的特点。“干侵入”或“晴空裂缝”环

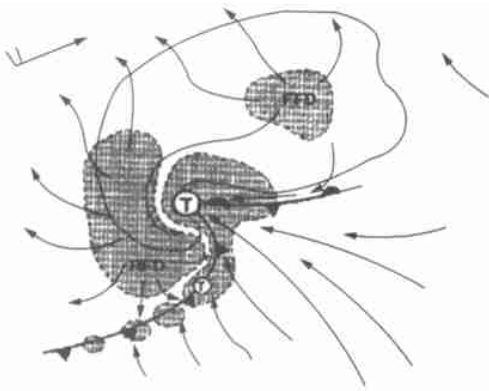


图9 中气旋(超级单体风暴)的平面示意图^[3]
(粗实线包围着雷达回波,实线上的锋面符号描述风暴“阵风锋”结构和“槽凹”波,点画区为上升气流(UD)区,粗点画线区为前侧下沉气流(FFD)和后侧下沉气流(RFD)区,龙卷位于T1)

绕风暴四周,从某种程度上认为是上升气流下方的气流,其在雷达回波上表现为勾状回波。龙卷常出现于积雨云底的雨区边界,在“晴空裂缝”下沉气流和强烈上升气流之间的云墙位置上。

显然,RFD环绕在龙卷的附近,RFD与龙卷的

关系很密切。离龙卷中心1~2 km处能观测到在“晴空裂缝”外围迅速下沉的云结构以及其内部的强烈上升运动。20多年的风暴拦截观测表明^[16],环绕龙卷生成区的裂缝大约在龙卷形成前5~10 min出现。

综上所述,在中气旋内的气流结构类似于温带气旋,来自冷暖输送带两支气流能在积雨云上升气流中合并上升^[3]。

干侵入对强烈天气(大风、强飚线甚至龙卷)的产生起着重要作用。Browning和Roberts^[4]曾描述了平流层高PV的干侵入气流下传到对流层低层,能引起高达129.5 m/s强阵风;Browning和Golding^[2]也曾描述了无降水冷锋遭遇干侵入时使得对流很快发展加强,并导致英国东南部的两次龙卷发生。

总之,超级单体风暴的干侵入类似于温带气旋ETC内的情况,源于高层。当源于对流层顶折叠处的对流层高层甚至平流层的干空气在晴空裂缝中下沉时,可引起中气旋中心气压的快速加深和龙卷的生成。因此,干侵入对中气旋起着重要作用。

4 干侵入的数值模拟

对于干侵入的数值模拟工作已经开展,并且得到一些令人鼓舞的结果。Browning^[1]的模拟结果指出即使在低层无强迫时,干侵入仍然能够引起较强的翻转和强对流天气。Browning和Golding^[2]利用中尺度非静力平衡模式^[20,21]模拟一次气旋爆发性发展中的干侵入过程,指出干池(dry air pool)效应对中尺度天气过程的作用,同时指出,在对干侵入的模拟中,对流参数化和数据的初始化显得尤为重要。Browning和Roberts^[4]利用英国气象局有限区域业务中尺度模式产品对干侵入中冷锋降水中的作用进行研究,给出了窄冷锋雨带的分布及其形成的可能机制;Dudhia^[22]用网格距为7 km的非静力中尺度模式模拟大西洋冷锋时,成功地模拟了窄冷锋雨带,其敏感性试验表明窄冷锋雨带与摩擦也有关系。另外,对暴雨的数值模拟试验^[14]表明采取具有下曳气流的参数化方案,对暴雨加强发展的模拟很成功。

5 总结

(1) 干侵入的基本结构特征为:干侵入是源于对流层高层或平流层向低层下沉的高PV、低湿气流,在卫星云图上表现为明显的暗带;它与湿上升气

流之间存在相互作用, 从细网格结构来看, 干侵入是由片流组成的。

(2) 干侵入的作用表现在: 干侵入有利于气旋的爆发性发展、暴雨的加强增幅、位势不稳定的增强以及中气旋的产生发展, 它影响锋面的演变, 促进冷锋降水。

(3) 对于干侵入的产生机制仍不十分明确, 这需要更高分辨率的三维探测资料支持和非静力平衡中尺度模式的模拟试验; 研究表明如果能够对干侵入作出准确的预报, 那么, 灾害性天气预报的准确率将有望得以提高, 因此, 对干侵入的研究又成为一个热点。

6 干侵入中有待于研究的方面

(1) 在干侵入分析预报研究中, 卫星云图和雷达图像虽然显示了其优越性(例如水汽图像跟踪干

侵入的能力), 然而, 由于中尺度天气系统发展较快, 若能结合模式输出产品特别是相对湿度和位涡的模式输出产品, 将能使得干侵入的预报达到更佳。

(2) 使用流体非静力平衡中尺度模式成功地提供了干侵入区爬线形成的图像, 即当高 PV 气流以及低 θ_w 气流从高空侵入到暖输送带时, 将产生爬线。在模拟干侵入中, 合理的对流参数化和数据的初始化显得很重要。

(3) 对干侵入产生机制的研究时, 利用细网格资料进行的分析表明干侵入的片流结构是位涡下降的结果, 然而, 其机制的进一步研究要求更高分辨率的三维探测资料。因此, 干侵入机制的研究是一个值得继续探讨的课题。

(4) 由于窄冷锋雨带经常伴着破坏性的暴雨和大风, 因此窄冷锋雨带的研究如引发其产生的大尺度强迫和边界层过程等方面值得进一步进行。

参考文献

- Browning K A. The dry intrusion perspective of extra-tropical cyclone development. *Meteor Appl*, 1997, 4: 317~ 324
- Browning K A, Golding B W. Mesoscale aspects of a dry intrusion within a vigorous cyclone. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1995, 121: 463~ 493
- Leslie R. Lemon on the mesocyclone "dry intrusion" and tornadogenesis, preprints, 19th. conf. on sever local storm, 1998, 752~ 755
- Browning K A, Roberts N M. Variation of frontal and precipitation structure along a cold front. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1996, 122: 1845~ 1872
- Danielsen E F. Project Springfield Report. Defense Atomic Support Agency, Washington D. C. 20301, DASA 1517(NTIS# AD- 607980), 1964, 99pp(转引自[1])
- Browning K A, Roberts N M. Structure of a frontal cyclone. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1994, 120: 1535~ 1557
- Young M V. A classification scheme for cyclone life-cycles: Applications in analysis and short-period forecasting. *The life cycles of extratropical cyclones*, Vol. 3. Proceedings of an international symposium, 27 June- 1 July 1994, Bergen, Norway
- Wernli J M. Lagrangian perspective of extratropical cyclogenesis. PhD Dissertation No 11016, Swiss Federal Institute of Technology, Zurich, Switzerland. 1995
- Browning K A, Roberts N M. Variation of frontal and precipitation structure along a cold front. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1996, 122: 1845~ 1872
- Browning K A, Clough S A, Davitt C S A et al. Observation of the mesoscale sub-structure in the cold air of a developing frontal cyclone. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1995, 121, 1229~ 1254
- Kreitzberg C W. The mesoscale wind field in an occlusion. *J Appl Meteor*, 1968, 7: 53~ 67
- Hobbs P V, Houze R A Jr, Matejka T J. The dynamical and microphysical structure of an occluded frontal system and its modification by orography. *J Atmos Sci*, 1975, 32: 1542~ 1562
- Neiman P J, Shapiro M A, Fdor L S. The life cycle of an extratropical marine cyclone. Part II. Mesoscale structure and diagnostics. *Mon Wea Rev*, 1993, 121: 2177~ 2199
- Spencer P L, Stensrud D J. Simulating flash flood events: importance of subgrid representation of convection. *Mon Wea Rev*, 1998, 126: 2884~ 2192
- Kain J S, Fritsch J M. A one-dimensional entraining/detraining plum model and its application in convective parameterization. *J Atmos Sci*, 1990, 47: 2784~ 2802
- Operations Training Branch and Operational Support Facility. WSR- 88D OPERATIONS COURSE, TOPIC 6, Norman, Oklahoma, 1996, 11
- Thorncroft C D, Hoskins B J, McIntyre M E. Two paradigms of baroclinic-wave life-cycle behaviour. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1993, 119: 17~ 55

- 18 Young M V. Extratropical cyclones- a forecaster's perspective. *Meteor Appl*, 1997, 4: 293~ 300
- 19 Browning K A, Monk G A. A simple model for the synoptic analysis of cold fronts. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1982, 108:435~ 452
- 20 Golding B W. An efficient non- hydrostatic forecast modes. *Meteo Atmos Phys*, 1992, 50, 89~ 103
- 21 McCallum E, Clark, G. V. Use of satellite imagery in a marked cyclogenesis on 12 November 1991. *Weather*, 1992, 46:241~ 246
- 22 Duthia J. A non- hydrostatic version of the Penn State/NCAR mesoscale model: Validation tests and simulation of a Atlantic cyclone and cold front. *Mon Wea Rev*, 1993, 121: 1493~ 1513

REVIEWS ON THE DRY INTRUSION AND ITS APPLICATION

Yu Yubin

*(Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044;
Chinese Academy of Meteorological Science, Beijing 100081;
China Meteorological Administration Training Center, Beijing 100081)*

Yao Xiuping

*(LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029;
China Meteorological Administration Training Center, Beijing 100081)*

Abstract

The foreign research advances of the dry intrusion in recent years are reviewed in this paper. It is summarized the basic theory on structure and behavior of the dry intrusion, the relationship between the dry intrusion and the development of weather systems and its numerical simulation. It is also provided probably the further research aspects of the dry intrusion in the future. It is clear that the dry intrusion with high potential vorticity and low humidity descends from near tropopause- level often has a clear signature in satellite imagery, especially in the water vapour (WV) channel, where it is seen as a "dark zone". The dry intrusion may be conducive to the rapid development of cyclones, the amplification of heavy rainfalls, the enhancement of potential instability. The dry intrusion is associated with generation of potential instability and its eventual release as showers or thunderstorms. Identification of dry intrusions provides forecasters with additional nowcasting evidence that is especially helpful when issuing severe weather warnings. The dry intrusion may be responsible for the evolution of cold fronts and their rainfalls characteristics. The identification of dry intrusions from WV imagery is useful in helping forecasters understand what is happening on mesoscale and to anticipate what may happen on the period of a nowcast and it can be used to validate and bogus a NWP model. Therefore, the further research on the dry intrusion and its mechanism can provide instruction to weather forecast both theoretically and practically.

Key words: Dry intrusion, Review, Feature, Role.