

# promet

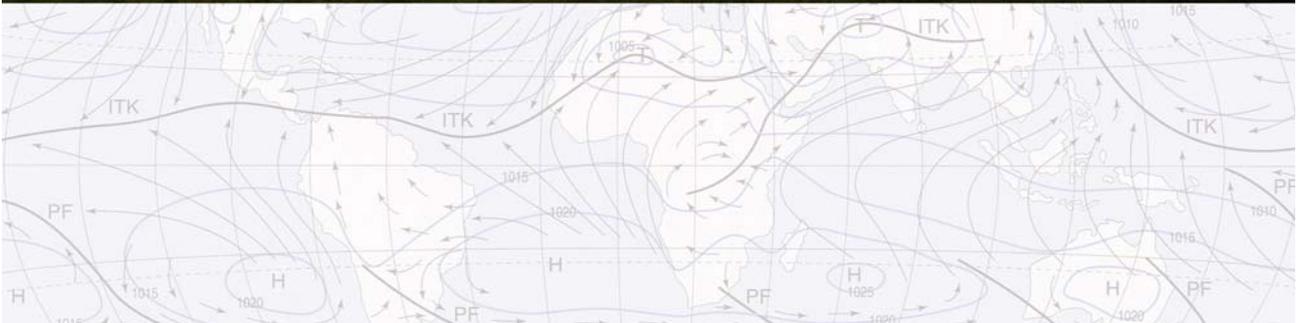
Jahrgang 32 Heft 3  
2006

meteorologische fortbildung

Deutscher Wetterdienst



## Klima und Wetter der Tropen



P. KNIPPERTZ, A. H. FINK

# 5 Tropische Wolkenfahnen: Ein sichtbares Zeichen von tropisch-extratropischen Wechselwirkungen

## Tropical plumes: A visible sign of tropical-extratropical interactions

### Zusammenfassung

Tropische Wolkenfahnen sind lang gestreckte Bänder von hohen und mittelhohen Wolken, die sich auf der Ostseite eines Höhentrog und entlang eines starken Subtropenstrahlstromes über Tausende von Kilometern von den Tropen ost- und polwärts erstrecken. Ausgelöst werden diese häufig durch das Eindringen einer extratropischen Wellenstörung in niedere Breiten. Die komplexe Dynamik der Wolkenfahnen wird von der Wechselwirkung der balancierten extratropischen Zirkulation mit tropischer Konvektion bestimmt. Mit tropischen Wolkenfahnen verbundene mitteltroposphärische Feuchttransporte können zu extremen Niederschlägen in den Rand- und Subtropen führen.

### Abstract

Tropical plumes are elongated bands of high- and mid-level clouds stretching for thousands of kilometers east- and poleward from the tropics at the eastern side of an upper-trough and along a strong subtropical jet streak. They are commonly triggered by the penetration of an extratropical wave disturbance to low latitudes. The complex dynamics of tropical plumes are determined by the interaction of the balanced extratropical circulation with tropical convection. Their associated mid-tropospheric moisture transports can cause extreme precipitation events in the outer tropics and subtropics.

## 1 Einleitung

Auf Grund ihrer fundamental unterschiedlichen Dynamik werden die Zirkulationen in den Tropen und Extratropen häufig getrennt betrachtet. Während erstere nicht oder kaum balanciert ist und sich oftmals in mesoskaligen Strukturen organisiert, lassen sich in der überwiegend balancierten extratropischen Zirkulation mehr planetarisch- oder synoptisch-skalige Phänomene identifizieren. Darüber hinaus erfolgen in den Extratropen Umlagerungen im Massengebiet durch Störungen infolge von Trägheits- und baroklinen Instabilitäten der großskaligen quasi-horizontalen Strömung, während dieses in den Tropen durch die (feucht-) statische vertikale Instabilität in den Gewitterzonen angetrieben wird. Beide Regime zusammen bilden die allgemeine atmosphärische Zirkulation und tropisch-extratropische Wechselwirkungen (TEWs) stellen gleichsam das Bindeglied dar.

Aus den genannten Gründen sind für die Tropen und Extratropen weitgehend unterschiedliche dynamische Konzepte und Analysemethoden entwickelt worden. Für ein Verständnis der Dynamik von TEWs müssen diese so weit wie möglich in ein konsistentes Gesamtbild zusammengefügt werden. Dies stellt eine besondere Herausforderung dar und ist trotz der Bedeutung für die globale Zirkulation bisher von relativ wenigen wissenschaftlichen Arbeiten thematisiert worden. Bekannte Beispiele von Situationen ausgeprägter TEWs sind die extratropischen Übergänge von tropischen Zyklonen (siehe den Beitrag von S. JONES et al. in

diesem Heft) und die Bildung von zusammenhängenden Wolkenbändern, die sich von tropischer Konvektion über Tausende von Kilometern pol- und ostwärts erstrecken. Letztere treten im Sommer in bestimmten Regionen (z. B. Ostasien, Südpazifik, Südatlantik) als quasi-stationäre Wolken- und Niederschlagszonen mit fronthaftem Charakter und zu allen Jahreszeiten in den gesamten Tropen in Form von synoptisch skaligen tropischen Wolkenfahnen oder „*tropical plumes*“ (TPs) auf. Der folgende Beitrag fasst die Eigenschaften, die Klimatologie, die Entstehungsmechanismen, die Dynamik und die Bedeutung von TPs für Niederschlag in den Tropen und Subtropen zusammen.

Abb. 5-1 zeigt das METEOSAT Infrarot- (IR) Satellitenbild vom 31. März 2002, 00 UTC, auf dem ein ausgeprägtes Wolkenband, das sich vom tropischen Atlantik bis nach Nordwestafrika erstreckt, zu erkennen ist. Dieses erfüllt die zuerst von MCGUIRK et al. (1987) aufgestellte Definition für TPs (bzw. „*moisture bursts*“ (Feuchteausbrüche), wie sie ursprünglich genannt wurden). Die Definition verlangt ein zusammenhängendes Band von hohen und mittelhohen Wolken mit einer Mindestlänge von 2000 km, das den 15. Breitengrad kreuzt. Über diese objektive Definition hinaus beschreiben eine Reihe von Arbeiten weitere typische TP-Merkmale: TPs bilden sich i. A. auf der Ostseite eines positiv geneigten (d. h. Südwest nach Nordost auf der Nordhemisphäre) Höhentrog, der sich aus den Extratropen bis weit in niedere Breiten erstreckt. Dieser ist in den Stromlinien auf dem 345-K isentropen Niveau in Abb. 5-1 unweit der Kanarischen Inseln

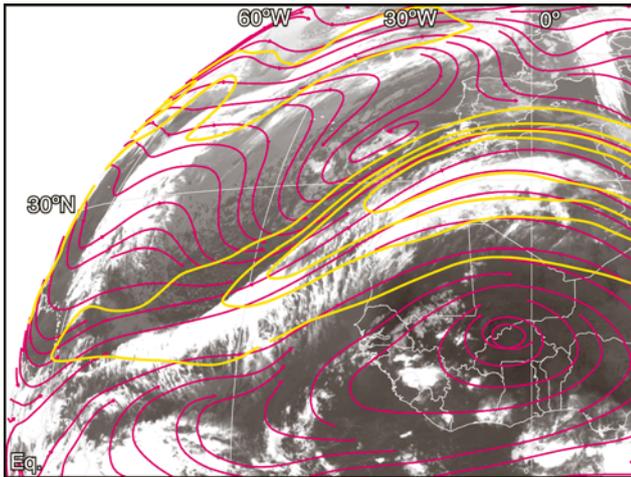


Abb. 5-1: METEOSAT Infrarot-Satellitenbild für 31. März 2002, 00 UTC. Überlagert sind Isotachen (gelbe Konturlinien bei 30, 50, 60 und 70 m/s) und Stromlinien (magenta) auf der 345-K isentropen Fläche (nach KNIPPERTZ 2005).

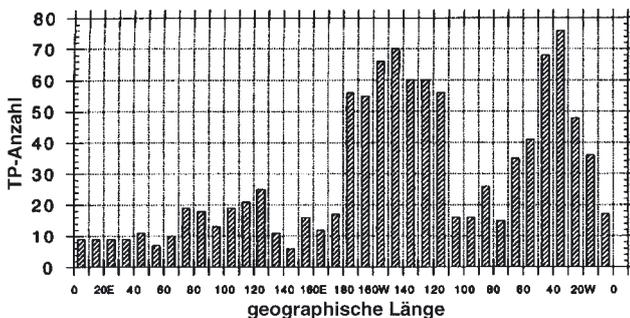


Abb. 5-2: TP-Anzahl in Abschnitten von 10° geographischer Länge für den Zeitraum Oktober–Mai 1974–84 (nach ISKENDERIAN 1995). Die TP-Identifizierung erfolgte auf Basis einer objektiven TP-Definition anhand von Infrarot-Satellitenbildern.

deutlich zu erkennen. Die Stromlinien zeigen darüber hinaus ein Einströmen aus der konvektiv aktiven Region nahe Südamerika und sogar aus der Südhemisphäre in das tropische Ende der TP sowie eine ausgeprägte Höhenantizyklone südöstlich der TP. Ein weiteres typisches TP-Merkmal ist die Bildung eines verstärkten Subtropenstrahlstromes bzw. -jets (STJ) entlang der polwärtigen Flanke der TP. Dies wird an Hand der in Abb. 5-1 gezeigten Isotachen deutlich, die Werte von weit über 70 m/s über dem nördlichen Afrika anzeigen. Auch die häufig beobachtete antizyklonale Krümmung des Wolkenbandes an ihrem extratropischen Ende ist in Abb. 5-1 gut zu erkennen.

Auf Basis von IR-Satellitenbildern und einer gegenüber MCGUIRK et al. (1987) etwas modifizierten objektiven Definition erstellte ISKENDERIAN (1995) eine nordhemisphärische TP-Klimatologie für das Winterhalbjahr (Oktober bis Mai). Er fand zwei ausgeprägte Häufigkeitsmaxima, eins im östlichen Pazifik (180°–110° W) und eins im zentralen Atlantik (50°–20° W, Abb. 5-2). Im Hinblick auf den Jahresgang

der TP-Häufigkeit zeigt dieselbe Klimatologie Maxima im Herbst und im Frühjahr. Andere Studien dokumentieren, dass TPs im Sommer am seltensten auftreten. Die durchschnittliche Lebenszeit einer TP beträgt etwa 2,7 Tage (MCGUIRK et al. 1987; ISKENDERIAN 1995); dies unterstreicht den synoptischen Charakter dieses Phänomens. Der Rest dieses Kapitels gliedert sich wie folgt: In Abschnitt 2 werden verschiedene Sichtweisen im Hinblick auf das Vordringen des Höhentrogens in niedere Breiten diskutiert, das für die TP-Entstehung eine wichtige Rolle spielt. Abschnitt 3 beschäftigt sich mit der Dynamik der TP-Bildung und Abschnitt 4 mit dem Zusammenhang zwischen TPs und Niederschlag bzw. Feuchtetransporten in die Extratropen. Dabei werden jeweils auch jahreszeitliche Schwankungen der betreffenden Prozesse diskutiert. Abschnitt 5 enthält einige abschließende Betrachtungen und einen Ausblick auf zukünftige Forschungsaspekte.

## 2 Bildung eines Höhentrogens in niederen Breiten

### 2.1 Rossby-Wellen

Die Regionen stärkster TP-Aktivität (Abb. 5-2) zeichnen sich durch quasi-permanente, bis in die Äquatorregion hineinreichende Langwellentröge in der oberen Troposphäre aus. Diese Gebiete nennt man auch „westerly ducts“ (duct=Röhre), da hier der durchgehend westliche Grundstrom ein Propagieren transienter Störungen aus den mittleren Breiten in die Tropen oder sogar in die andere Hemisphäre erlaubt (WEBSTER und HOLTON 1982). In verschiedenen statistischen und Fallstudien wurde gezeigt, dass das Eindringen des extratropischen Troges in die Tropen, das in fast allen TP-Situationen beobachtet wird, im Zusammenhang mit der äquatorwärtigen Ausbreitung von Rossby-Wellenzügen steht (ISKENDERIAN 1995; KILADIS 1998). Abb. 5-3 zeigt ein Beispiel aus einer Arbeit von KILADIS und WEICKMANN (1997). Auf der Abbildung sind Störungen im 6–30-tägig gefilterten Stromfunktions- und Windfeld dargestellt, die im Zusammenhang mit Anomalien in der langwelligen Ausstrahlung am Oberrand der Atmosphäre („outgoing longwave radiation“, OLR) im Bereich der Südwestküste Westafrikas (0°–10° N, 20°–10° W) auftreten. Letztere sind ein Anzeichen von kalten Wolkenoberseiten und daher von erhöhter Konvektion in der genannten Region. Vor allem in der oberen Troposphäre (200 hPa) sieht man einen Rossby-Wellenzug, der sich als Band abwechselnd zyklonaler und antizyklonaler Stromfunktionsanomalien vom Nordpazifik ausgehend über Nordamerika und den Nordatlantik bis vor die Region anomaler Konvektion erstreckt (Abb. 5-3b). In der Region starker Südwinde auf der Ostseite des Troges vor Afrika beobachtet man häufig eine polwärtige Ausdehnung der anomalen OLR-Region und somit Anzeichen für eine TP-Bildung.

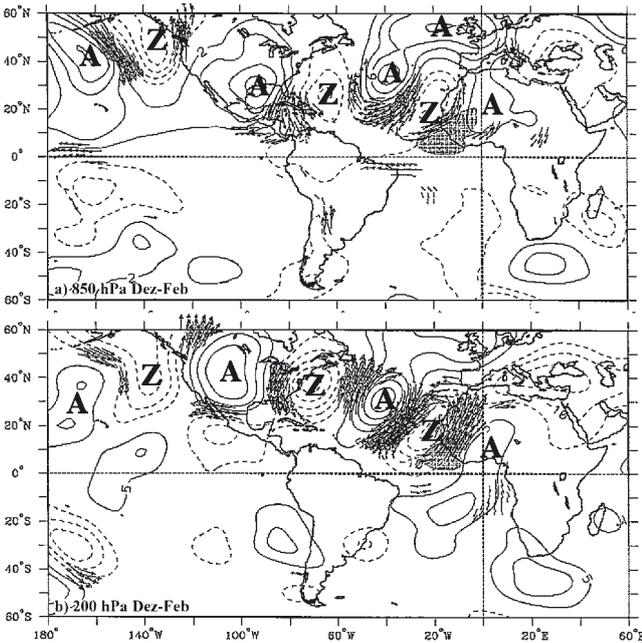


Abb. 5-3: Mit einer einfach negativen Standardabweichung in der OLR im Bereich der Südwestküste Westafrikas (0–10° N, 20–10° W) verknüpfte Störung im 6–30-tägig gefilterten Stromfunktions-, Wind- und OLR-Feld: (a) 850 hPa und (b) 200 hPa (nach: KILADIS und WEICKMANN 1997). Konturintervall ist  $5 \times 10^5 \text{ m}^2/\text{s}$ , zyklonale bzw. antizyklonale Zentren sind gekennzeichnet. Bereiche mit OLR-Anomalien kleiner als  $-10 \text{ W/m}^2$  sind grau schattiert. Nur lokal statistisch signifikante Windvektoren sind eingezeichnet; die größten Vektoren betragen etwa 3 m/s in (a) und 5 m/s in (b). Datengrundlage sind die operationellen Analysen und OLR-Daten des National Centers for Environmental Prediction im Zeitraum 1984–93.

In der unteren Troposphäre (850 hPa) finden KILADIS und WEICKMANN (1997) einen korrespondierenden Wellenzug (Abb. 5-3a). Die Neigung der Tröge und Rücken mit der Höhe nach Westen in den Extratropen ist ein Anzeichen für eine barokline Struktur. In den Tropen jedoch weist der Rossby-Wellenzug kompliziertere Strukturen auf (siehe auch KILADIS 1998). Es fällt auf, dass sich signifikante Windanomalien in der unteren Atmosphäre im Wesentlichen auf die nördliche Strömung an der Ostseite der ausgeprägten Antizyklo-nen beschränken (Abb. 5-3a), was auf eine Intensivierung der Passatwinde (so genannte „trade surges“) hin-deutet. Wie unten erläutert wird, kann das Anschwellen der Nordostpassate u. U. mit verstärkter bodennaher Konvergenz in der TP-Entstehungsregion in Verbin-dung stehen und damit Konvektion unterstützen. Die Tatsache, dass die westerly ducts im Winterhalbjahr aus-geweitet sind (KILADIS und WEICKMANN 1997), unterstreicht den Zusammenhang zwischen dem Vor-handensein äquatorialer Westwinde und dem (in dieser Jahreszeit häufigen) Auftreten von TPs.

2.2 Nichtlineare Prozesse

KNIPPERTZ und MARTIN (2005) untersuchen drei Fälle von TP- und starker Niederschlagsbildung über dem westlichen Afrika und dem angrenzenden Atlan-tik und auch sie finden einen Zusammenhang mit dem Eindringen einer transienten Störung aus den Extra-tropen. Neben linearen Wellenaspekten, die in den in Abschnitt 2.1 genannten Arbeiten im Vordergrund ste-hen, weist ihre Analyse auch auf die Bedeutung nicht-linearer Prozesse hin. Abb. 5-4 zeigt die Verteilung der potenziellen Vorticity (PV) auf der 335-K isentropen Fläche für einen der von KNIPPERTZ und MARTIN (2005) behandelten Fälle, der sich im Oktober 2003 er-ignete. Das 335-K Niveau liegt in den mittleren und subtropischen Breiten im Tropopausenniveau, so dass sich die Wellenaktivität in diesem Bereich gut mit der PV auf dieser Fläche darstellen lässt (HOSKINS et al. 1985). Um 12 UTC am 19. Oktober 2003 sieht man einen deutlichen PV-Gradienten in der Nähe Neufund-lands, der auf einen starken von Südwest nach Nordost orientierten Strahlstrom und eine dazugehörige barokline Zone hindeutet (Abb. 5-4a). Im Ausgangsbereich dieses Jets befindet sich ein Bodentief mit einem Kern-druck von 997 hPa. Die Schattierung in Abb. 5-4 zeigt diabatische PV-Tendenzen in der Schicht zwischen 200 und 150 hPa an, welche sich in dieser Breitenlage

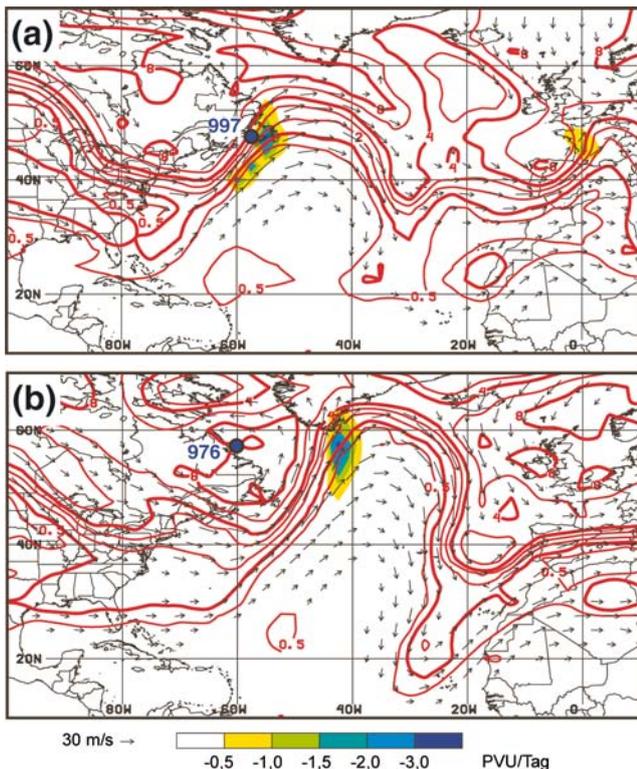


Abb. 5-4: PV (rote Konturlinien bei 0,5, 1, 2, 3, 4, 6 und 8 PVU mit 1-, 4- und 8-PVU fettgedruckt) und Wind (Vektoren ge-mäß Skala; nur Werte größer als 15 m/s) auf dem 335-K Niveau, sowie diabatische PV-Tendenz in der Schicht zwischen 150 und 200 hPa (Schattierung gemäß Legen-de) für (a) 12 UTC 19. und (b) 00 UTC 21. Oktober 2003. Die Position und der Kerndruck (in hPa) eines aus-gewählten Tiefdruckgebietes sind durch blaue Punkte bzw. Zahlen markiert.

in der Nähe des 335-K Niveau befindet. Die gezeigte Zerstörung tropopausennaher PV ist auf die Reduktion der vertikalen Stabilität bzw. die Streckung von Luftsäulen entlang ihrer vertikalen Achse infolge des Freiwerdens latenter Wärme entlang des frontalen Wolkenbandes (nicht gezeigt) zurückzuführen.

Im Laufe der folgenden 36 Stunden vertieft sich die Bodenzyklone auf 976 hPa und verlagert sich in die Labradorsee (Abb. 5-4b). Das Hauptwolkenband erstreckt sich weiterhin entlang des obertroposphärischen Jets (starker PV-Gradient) über dem westlichen Nordatlantik und trägt nach wie vor zu massiver PV-Zerstörung bei. Die Kombination von advektiven und diabatischen Prozessen führt letztendlich zu einer ausgeprägten Amplifizierung des stromab gelegenen PV-Rückens. Dies hat wiederum eine Advektion hoher PV-Werte über dem östlichen Nordatlantik zur Folge und unterstützt die Bildung des PV-Troges westlich von Nordwestafrika. Dieser dringt bis in die Tropen ein und steht im Zusammenhang mit einer TP-Bildung und äußerst ungewöhnlichen Niederschlägen von den nördlichen westafrikanischen Tropen bis zum algerischen Atlasgebirge (KNIPPERTZ und MARTIN 2005).

Auch die anderen von KNIPPERTZ und MARTIN (2005) untersuchten Fälle zeigen, dass das Eindringen des Troges westlich der TP durch eine der häufigen explosiven baroklinen Entwicklungen vor der Ostküste Nordamerikas unterstützt wird. Zum Teil beobachten sie, dass die Amplifizierung des PV-Rückens zu einem Brechen der Welle über dem Atlantik („*Rossby wave breaking*“, RWB) und der Bildung eines scharfen positiv geneigten PV-Troges stromab führt. Abb. 5-5 zeigt dies an Hand der 1- und 4-PVU (PVU=“*Potential Vorticity Unit*“,  $10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$ )-Konturlinie für das Reifestadium der atlantischen TP aus Abb. 5-1. Auch KILADIS (1998) findet über dem Pazifik stromauf der

TP einen starken asiatischen Strahlstrom und einen deutlichen Höhenrücken. Eine starke Amplifizierung des stromauf der TP gelegenen Rückens zeigt sich auch in Abb. 5-3 in der stark nach Norden ausgedehnten antizyklonalen Stromfunktionsstörung über dem östlichen Nordatlantik (vor allem in 850 hPa). Die gleichzeitige auffällige Ausdehnung nach Osten deutet auf RWB-Ereignisse im statistischen Ensemble von KILADIS und WEICKMANN (1997) hin und gibt daher auch in diesem gefilterten und durch die Mittelung stark geglätteten Feld einen Hinweis auf mögliche Nichtlinearitäten.

Für die untere Troposphäre beschreiben auch KNIPPERTZ und MARTIN (2005) das Auftreten von *trade surges* westlich der TP (türkise Pfeile in Abb. 5-5). Diese befinden sich üblicherweise unterhalb eines ausgeprägten obertroposphärischen Konvergenzmaximums, welches durch die stark gekrümmte Strömung in der brechenden Welle und durch das Ausströmen aus tropischer Konvektion, dem TP-Wolkenband und dem extratropischen Wolkenband im Nordwesten (siehe KILADIS 1998) zustande kommt (Abb. 5-5). In dieser Region findet man starkes Absinken und Trockenheit in mittleren Niveaus sowie unter- und mitteltroposphärische Kaltluftadvektion/-anomalien (KILADIS 1998; BLACKWELL 2000; KNIPPERTZ und MARTIN 2005).

Die genannten Prozesse unterstreichen die Wichtigkeit von über die lineare Wellenausbreitung hinausgehenden Mechanismen einer Beeinflussung der Tropen durch die extratropische Zirkulation. Angesichts der gewaltigen Wellenamplituden, der ausgeprägten zonalen und meridionalen PV-Gradienten und der z. T. explosiven baroklinen und diabatischen Prozesse (siehe Abb. 5-4) ist es ohnehin problematisch, von einem Grundstrom und einer überlagerten linearen Wellenstörung zu sprechen. Vor diesem Hintergrund erscheint es durchaus plausibel, dass die Existenz der *westerly ducts*, zumindest zum Teil, durch das Eindringen extratropischer PV-Anomalien verursacht wird anstatt dieses als quasi-stationärer, von tropischen Gegebenheiten erzeugter Grundzustand nur zu ermöglichen. Die genannten extratropischen Prozesse sind ebenfalls im Winterhalbjahr am ausgeprägtesten und daher in Einklang mit dem Jahresgang der *westerly ducts* und der TP-Häufigkeit.

### 3 TP-Bildung und Dynamik

In der Literatur über TPs und verwandte Phänomene findet sich eine Reihe unterschiedlicher und z. T. widersprüchlicher dynamischer Erklärungsmodelle, die im Weiteren einander gegenüber gestellt werden sollen. Nach Ansicht von KILADIS (1998) wird die Konvektion in den Tropen durch **quasigeostrophischen (QG) Antrieb** (v. a. Vorticityadvektion) und verringerte vertikale Stabilität auf der Vorderseite des PV-Tro-

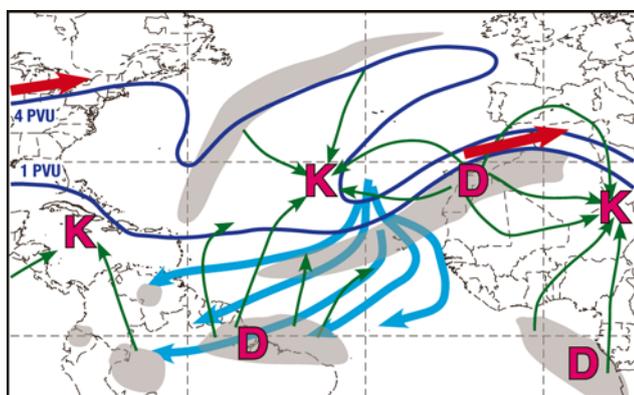


Abb. 5-5: Schematische Darstellung der Strömung während des Reifestadiums der in Abb. 5-1 gezeigten TP. 345-K Niveau: 1- und 4-PVU Konturlinien (blau), ausgewählte divergente Stromlinien (grün), Windgeschwindigkeitsmaxima (rot) und Maxima der Kon-/Divergenz (magenta). Türkise Pfeile zeigen den untertroposphärischen *trade surge* und grau schattierte Flächen hochreichende Wolken.

ges ausgelöst. Die Konvektion verstärkt lokal die Hadley-Zirkulation und beschleunigt den STJ in der Region der TP und des stromab gelegenen Rückens durch polwärtige Impulsflüsse (MCGUIRK et al. 1987; KILADIS 1998). Das TP-Wolkenband ist dieser Sicht vor allem auf Advektion von Zirruswolken im Ausström-niveau der Konvektion zurückzuführen.

MECIKALSKI und TRIPOLI (1998) vertreten ein dynamisches Konzept der TP-Entstehung, das dem ober-troposphärischen Ausströmen aus tropischer Konvektion eine aktivere Rolle beimisst. Sie argumentieren, dass in niederen Breiten – auf Grund des geringen Coriolis-Parameters – der Einfluss einer ober-troposphärischen PV-Anomalie auf darunter gelegene Schichten relativ schwach ist (HOSKINS et al. 1985). Zudem wird durch die in unteren Niveaus vorherrschenden Ostwinde das Eindringen extratropischer Rossby-Wellen verhindert. Nach MECIKALSKI und TRIPOLI (1998) reagiert die häufig relativ weit von der PV-Anomalie entfernte Konvektion in der inner-tropischen Konvergenzzone (ITCZ) auf Veränderungen, die durch die Advektion von Luftmassen geringer (oder sogar negativer) PV-Werte durch die großskalige Welle hervorgerufen wird. Dies ist in einem schematischen Diagramm für die Konvektion in der ostpazifischen ITCZ bei  $10^\circ$  N in Abb. 5-6a dargestellt. Die Veränderung der Trägheitsstabilität erhöht die Gleichgewichtsdistanz für ober-troposphärisches Ausströmen (Horizontaldistanz, bei welcher ein auf einer Isentropen ausströmendes Luftpaket seine konvektiv erzeugte kinetische Energie der Vertikalbewegung durch die gegen das Montgomerypotential geleistete Arbeit verbraucht hat) auf der polwärtigen Seite der Konvektion und sorgt für die Bildung einer TP an Stelle eines äquatorwärtigen Ausströmens im Sinne einer winterlichen Hadley-Zirkulation. Ihre Analyse zeigt, dass die kinetische Energie, die beim quasi-horizontalen Ausströ-

men aus einer konvektiven Region gewonnen bzw. aufgebraucht wird, sehr sensibel auf Unterschiede in der vertikalen Stabilität zwischen Konvektion und Umgebung, sowie auf konvektive vertikale Impulstransporte reagiert. Diese Prozesse lassen sich allerdings aus konventionellen Gitterpunktsdaten nur abschätzen. Die Effekte geringer Trägheitsstabilität können nur zum Tragen kommen, wenn entsprechende Werte der pseudopotenziellen Temperatur und Konvergenz in bodennahen Schichten (unterstützt z. B. durch einen *trade surge*) hochreichende Feuchtkonvektion erst ermöglichen.

Mit Hilfe eines barotropen Flachwassermodells entwickelt BLACKWELL (2000) ein grundlegend anderes Modell der TP-Entstehung. Er zeigt, dass sich durch einen konvergenten Antrieb im Ostteil des klimatologischen Rückens über dem Zentralpazifik – auch in Abwesenheit von Feuchtigkeit – TP-ähnliche Zirkulationen hervorrufen lassen (schematische Darstellung in Abb. 5-6b). In Einklang mit oben erwähnten Arbeiten macht er großskalige Kaltluftadvektion und Absinken für die Entstehung der Konvergenz verantwortlich. Die zyklonale Vorticityadvektion durch den konvergenten Wind („*Rossby wave source*“ (RWS-Effekt)) führt zu einer äquatorwärtigen Vertiefung und einer zonalen Kontraktion des stromab gelegenen Trog, wodurch subtropische Luftpakete in die inneren Tropen gelangen. Dort verringern sie ihre Geschwindigkeit und verlieren ihre Gradientwindbalance, da die Größenskala des Troges  $L$  in niederen Breiten die Rossby-Zahl  $R_Z$  unterschreitet (siehe Abb. 5-6b). Schließlich beschleunigen die Luftpakete wieder polwärts und bilden einen antizyklonal gekrümmten STJ. Diese Entwicklung wird von der Bildung eines Paares ausgeprägter Konvergenz und Divergenz an der Basis des Troges begleitet (PC und PD in Abb. 5-6b). Letztere dient als antizyklonale RWS für den STJ stromab.

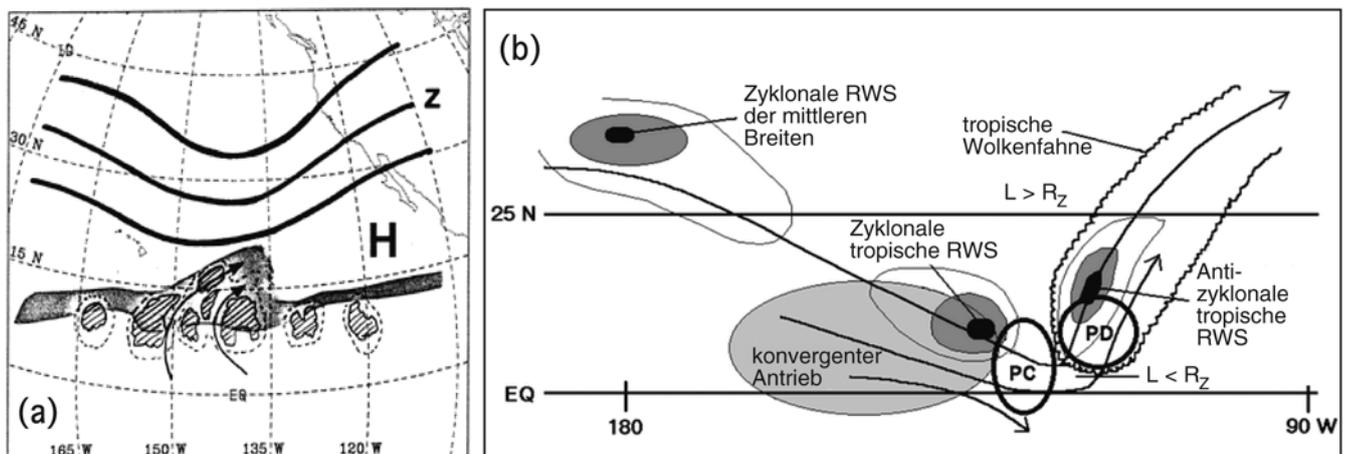


Abb. 5-6: Schematische Illustrationen zur TP-Bildung. (a) Amplifizierung des Troges in den Extratropen und Verringerung der Trägheitsstabilität durch Advektion geringer PV-Werte (nach MECIKALSKI und TRIPOLI 1998). Durchgezogene Linien zeigen geopotentielle Höhe, Schattierungen Bereiche mit PV zwischen 0,1 und 1 PVU und Schraffur ITCZ Konvektion. Gestrichelte Linien stellen in idealisierter Weise die Gleichgewichtsdistanz für ober-troposphärisches Ausströmen dar. (b) TP-Reifestadium mit tropischem konvergentem Forcing (nach: BLACKWELL 2000). Lange Pfeile repräsentieren 200-hPa Stromlinien und die von dünnen Linien umrandeten Bereiche Gebiete signifikanter *Rossby-Wave-Source* (RWS). Details siehe Text.

KNIPPERTZ (2005) konnte an Hand von hoch aufgelösten Trajektorien eine Bedeutung der von BLACKWELL (2000) genannten Prozesse für Luftpakete nachweisen, die trogrückseitig aus den Extratropen in die inneren Tropen einströmen und anschließend auf der polwärtigen Seite der in Abb. 5-1 gezeigten atlantischen TP-Fall wieder in die Subtropen zurückkehren (Trajektorie 1 in Abb. 5-7). Das starke Abbremsen des Luftpaketes und die großen ageostrophischen Anteile am Windfeld (türkise Pfeile in Abb. 5-7) zeigen den Verlust der Gradientwindbalance beim Eindringen in die inneren Tropen zwischen dem 27. und 29. März 2002. Dabei scheint neben den von BLACKWELL (2000) genannten Prozessen (v. a. Kaltluftadvektion) auch das Ausströmen aus tropischer Konvektion über dem Ostpazifik in die Region geringer Trägheitsstabilität im Rücken über Mittelamerika einen wichtigen Beitrag zum „konvergenten Antrieb“ zu leisten (ähnlich der Situation über dem Atlantik in Abb. 5-5). Die Konvergenz führt zu Absinken und einer Verstärkung der Passatwinde und schließlich zu bodennaher Konvergenz, Konvektion und wiederum erhöhtem Ausströmen in Äquatornähe. Da die Situation quasi-stationär ist, kann sich eine positive Rückkopplung einstellen.

Für die äquatorwärtige Seite der TP zeigt die Trajektorienanalyse von KNIPPERTZ (2005), dass die von MECIKALSKI und TRIPOLI (1998) genannten Prozesse von Bedeutung sind (Trajektorie 2 in Abb. 5-7). Luftpakete aus dem Ausströmen tropischer Konvektion über Südamerika beschleunigen in Richtung der verringerten Trägheitsstabilität in die Eingangsregion des stromab gelegenen STJ. Ein zusätzlicher begünstigender Effekt ist möglicherweise eine Erhöhung des konvektiven Transports von östlichem Impuls auf Grund eines vorangegangenen *trade surges* über dem

tropischen Atlantik (siehe Abb. 5-5). Bevor die Luftpakete aus den Tropen Gradientwindbalance erreichen, geraten sie unter den Einfluss des starken Druckgradienten im Eingangsbereich des baroklinen Jets auf der Südostseite des extratropischen Troges (Abb. 5-1 und 5-5). Dies führt zu weiterer Beschleunigung und letztendlich zu einer Trägheitsinstabilität des Jets, die sich durch weit verbreitete Divergenz (siehe Abb. 5-9b) bemerkbar macht. Das Zusammenrücken der 1- und 4-PVU Konturlinien (Abb. 5-5) deutet auf eine Verschmelzung von Polar- und Subtropenjet hin, wie sie auch von ZIV (2001) im Zusammenhang mit TP beschrieben wurde.

Die lang anhaltende und stark ageostrophische Beschleunigung der tropischen und subtropischen Luftpakete ist mit einer Strömung entlang der aufwärts geneigten isentropen Flächen verbunden. Dies führt zu Abkühlung und zur Bildung von Zirruswolken. Die dynamische Wolkenbildung (im Gegensatz zu der häufig angenommenen reinen Advektion, siehe Anfang dieses Abschnitts) erklärt, warum sich TPs z. T. nicht mit der Geschwindigkeit im Jetniveau ausbreiten (MCGUIRK et al. 1987). Nach dem Passieren des Jetmaximums im stromab gelegenen subtropischen Rücken beginnen die Luftpakete auf antizyklonalen Bahnen abzusinken und die Wolken lösen sich auf (siehe Abb. 5-7). Viele der von KNIPPERTZ (2005) identifizierten Wechselwirkungen (z. B. verzögerte Antwort der Konvektion auf *trade surges*, Modifizierung der Ausströmbedingungen durch PV-Advektion) gehen deutlich über die in verschiedenen statistischen Arbeiten postulierte Vorstellung einer linearen Antwort der tropischen Bewölkung auf nichtdivergente Rossby-Wellen (siehe Abschnitt 2.1) hinaus.

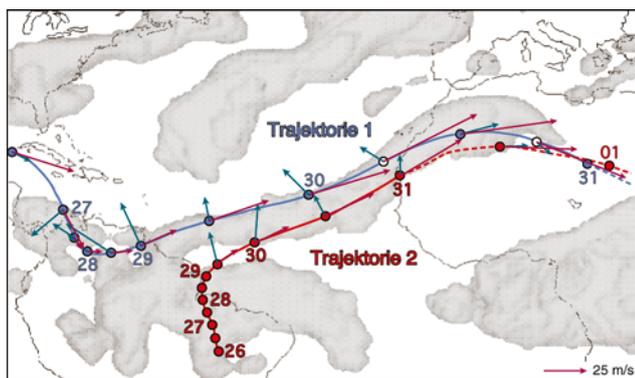


Abb. 5-7: Exemplarische Trajektorien aus einer Simulation einer atlantischen TP mit dem UW-NMS Model (leicht modifiziert nach KNIPPERTZ 2005). Durchgezogene (gestrichelte) Linien zeigen die Trajektorienverläufe vor (nach) 00 UTC 31. März 2002; 00- und 12- (zusätzliche 06- und 18-) UTC-Positionen sind mit gefüllten (offenen) Kreisen dargestellt. Die Zahlen zeigen den Kalendertag (März/April 2002) der 00-UTC Position an. Die Schattierung repräsentiert vom Modell simulierte Wolken. Vektoren des gesamten Windes sind in Magenta, des ageostrophischen Windes in Türkis dargestellt (siehe Skala rechts unten).

## 4 TPs und Niederschlag

### 4.1 Feuchtetransporte

Sowohl in klimatologischen als auch in Fallstudien konnte für verschiedene subtropische Gebiete eine Bedeutung von TPs bzw. TEWs für den Niederschlag nachgewiesen werden (ZIV 2001; FINK und KNIPPERTZ 2003; KNIPPERTZ et al. 2003; KNIPPERTZ und MARTIN 2005). Für drei Extremniederschlagsereignisse in Westafrika zeigen letztere Autoren an Hand von hoch aufgelösten Trajektorien, dass die beteiligte Feuchte aus drei verschiedenen Quellen stammen: Dem häufig divergenten Bereich der mitteltroposphärischen Ostwinde in der Umgebung des afrikanischen Oststrahlstromes („*African Easterly Jet*“; AEJ), der bodennahen südlichen Monsunströmung und der Zone der nordöstlichen Harmattanwinde über der Sahara. Während die beiden zuerst genannten Luftmassen i. A. sehr feucht sind, muss letztere erst durch Feuchteflüsse vom Ozean oder Niederschlag aus einem vorangegangenen TP-Ereignis angefeuchtet werden. Die beiden bodennahen Strömungen konver-

gieren in der innertropischen Diskontinuität („*Inter-tropical Discontinuity*“, ITD) und steigen bis in mittlere Niveaus auf. Luftpakete aus allen drei Quellregionen strömen schließlich in einem antizyklonalen Bogen Richtung (Nord-) Westafrika, und ermöglichen dort eine Niederschlagsbildung. Vergleichbare Feuchtetransportwege sind auch für Niederschläge im semi-

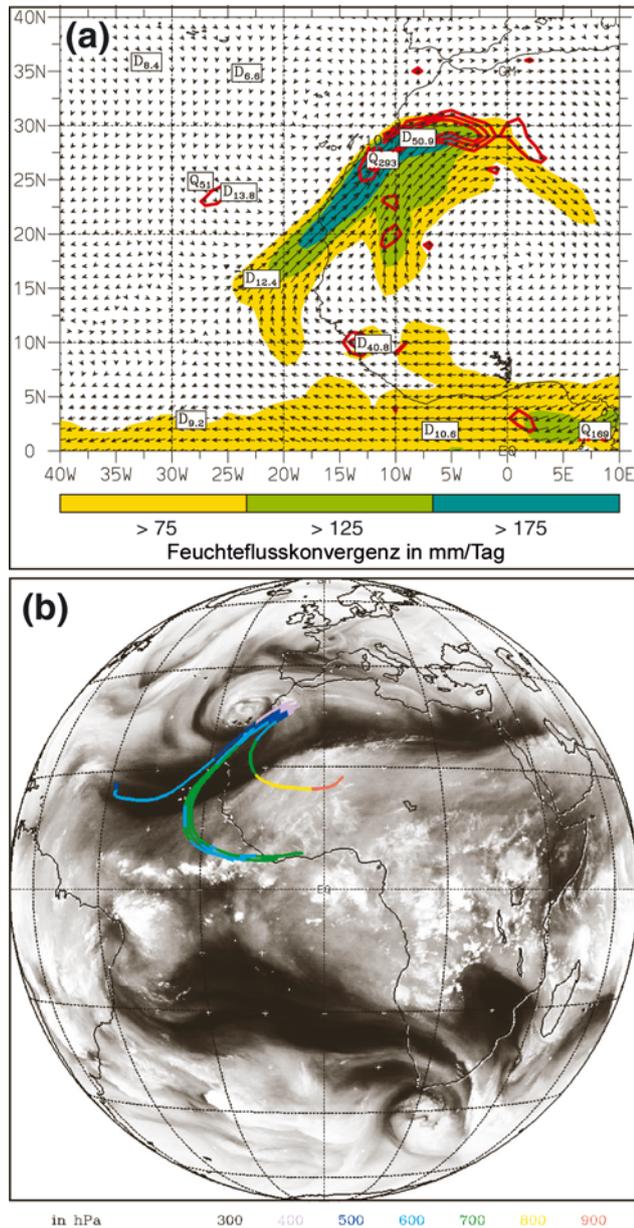


Abb. 5-8: (a) 700–500 hPa integrierter Feuchtfluss ( $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ ; Vektoren und Schattierung) und Feuchtflusskonvergenz (mm/Tag; rote Isolinien) für 31. März 2002, 12 UTC. Feuchtflüsse oberhalb von  $75 \text{ kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$  sind schattiert, der größte Vektor beträgt etwa  $300 \text{ kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ , Konvergenzisolinien sind 10, 30 und 50 mm/Tag, Feuchtfluss (-konvergenz) -maxima sind mit  $Q_x$  ( $D_x$ ) bezeichnet. (b) 4-Tages-Rückwärtstrajektorien, die von fünf verschiedenen Punkten über dem südlichen Vorland des Hohen Atlas um 31. März 2002, 12 UTC gestartet wurden. Verschiedene Farben zeigen die Höhe der Trajektorien an (siehe Legende). Das WV-Satellitenbild für 27. März 2002, 12 UTC (Endpunkt der Rückwärtstrajektorien) ist unterlegt (leicht modifiziert nach FINK und KNIPPERTZ 2003).

ariden Südwesten der USA beobachtet worden. Auch in dieser Region findet man ein gehäuftes Auftreten von obertroposphärischen Trögen und TPs (siehe Abschnitt 1).

In Abb. 5-8 ist ein Beispiel eines solchen Feuchteexportes aus den Tropen an Hand des bereits in Abb. 5-1, 5-5 und 5-7 gezeigten TP-Falles vom März 2002 dargestellt. Abb. 5-8a zeigt vertikal integrierte Feuchtflüsse in der mittleren Troposphäre (700–500 hPa) für 31. März 2002, 12 UTC. Man erkennt deutlich ein Band von erhöhten Feuchtetransporten in nördlicher und nordöstlicher Richtung in der Nähe der Westküste Westafrikas. Am nördlichen Ende dieses Bandes befindet sich ein Gebiet mit starker Feuchtflusskonvergenz (rote Linien in Abb. 5-8a), in dem zu dem gezeigten und späteren Zeitpunkten ungewöhnlich heftige Niederschläge beobachtet wurden (siehe FINK und KNIPPERTZ 2003). Die Trajektorienanalyse in Abb. 5-8b veranschaulicht zwei der oben genannten Feuchtequellen: Ein Großteil der Feuchte stammt aus der mittleren Troposphäre in der Region der Guinea-Küste, wo sich um diese Jahreszeit die tropische Niederschlagsaktivität und ein im Vergleich zum Sommer abgeschwächter AEJ befindet. Eine weitere Trajektorie stammt aus bodennahen Niveaus über der Sahara. Luft in dieser sonst trockenen Region ist zuvor durch Niederschläge aus einer vorangegangenen TP angefeuchtet worden, wie man an dem in Abb. 5-8b unterlegten Wasserdampf- (WV) Satellitenbild von 27. März 2002, 12 UTC gut erkennen kann. Die unterschiedlichen Feuchtetransportwege sind in Abb. 5-8a als getrennte Äste im Feuchtfluss zu erkennen. Die Trajektorien in Abb. 5-8b zeigen auch das Aufsteigen im Zusammenhang mit der Niederschlagsbildung über Nordwestafrika.

Vergleichbare Feuchteexporte wurden von KNIPPERTZ et al. (2003) auch während Niederschlagsperioden im Spätsommer/Frühherbst gefunden, wenn in einzelnen Fällen ein Zusammenhang mit den Trögen von östlichen afrikanischen Wellen („*African Easterly Waves*“, AEWs) und der mit ihnen verbundenen dynamischen Hebung, mitteltroposphärischen Divergenz, Feuchteadvektion und Konvektionsauslösung beobachtet wird. Außerhalb des Winterhalbjahres sind die Feuchteexporte aus den Tropen nicht notwendigerweise mit einem ununterbrochenen TP-Wolkenband in Verbindung mit einer extratropischen Austrohung verbunden, sondern lassen sich manchmal nur in WV-Satellitenbildern bzw. Feuchtflusskarten und Trajektorien erkennen (KNIPPERTZ et al. 2003).

## 4.2 Niederschlagsbildung

Die Niederschlagserzeugung im Zusammenhang mit TEWs erfolgt auf Grund verschiedener dynamischer Faktoren. Diese sind in Abb. 5-9 wiederum an Hand der in Abb. 5-1, 5-5, 5-7 und 5-8 gezeigten TP vom März

2002 dargestellt. In diesem Fall konzentrieren sich die Niederschläge im Wesentlichen auf den Bereich zwischen Nordmauretanien und Südmarokko. Für den 30. März 2002, 06 UTC zeigt Abb. 5-9a den die TP begleitenden ausgeprägten Höhentrog, der westlich von Marokko mehrere geschlossene Isohypsen im 500-hPa Niveau aufweist (rote Isolinien). Schattierte Bereiche zeigen einen QG-Antrieb zur Hebung von unter  $-0,1 \text{ Pa/s}$ . Im Vergleich zu Systemen der mittleren Breiten ist dieser hier relativ schwach.

Häufig verhindert die allgemeine Trockenheit in den Subtropen trotz großskaliger Hebung die Bildung von Niederschlag (z. B. KNIPPERTZ und MARTIN 2005). In der gezeigten Situation jedoch führen die oben erwähnten mitteltroposphärischen Feuchtetransporte aus den Tropen (siehe Abschnitt 4.1 und Abb. 5-8) zu einer potenziellen Instabilität in mittleren Niveaus, die durch die schwache erzwungene Hebung erlöst wird. Dies lässt sich deutlich an Hand von vertikalen Profilen an der südöstlichen Flanke des Bereichs nennenswerten QG-Antriebs (schwarzer Punkt in Abb. 5-9a) erkennen (Abb. 5-9c). Das Profil des Mischungsverhältnisses zeigt eine fast konstant feuchte Schicht zwischen 850 und 600 hPa und eine starke Abnahme der Feuchte darüber. Daraus resultiert ein leichter Rückgang der pseudopotenziellen Temperatur zwischen 650 und 450 hPa und somit eine potenzielle Instabilität. Da sich diese Schicht durch eine hohe relative Feuchte auszeichnet, kann es vergleichsweise leicht zur Erlösung der Instabilität kommen.

Auch die Bedingungen im Jetniveau spielen eine wichtige Rolle für den Niederschlag. In Abb. 5-9b sind Stromlinien und Isotachen im 345-K Niveau dargestellt, die deutlich den positiv geneigten Höhentrog und den starken STJ (siehe Abschnitt 1) widerspiegeln. Die dicken blauen Linien in Abb. 5-9b umranden Gebiete mit negativer absoluter geostrophischer Vorticity nördlich von  $15^\circ \text{ N}$ . Ein besonders ausgeprägtes Gebiet befindet sich vor und über der Küste Westafrikas, südlich und westlich des Jetmaximums. Dies ist ein Anzeichen von Trägheitsinstabilität und steht mit der Beschleunigung von tropischen Luftpaketen entlang der antizyklonalen Flanke des STJ in Verbindung (siehe Abb. 5-3). Die instabile Strömung zeichnet sich durch eine Beschleunigung quer zur Jetachse und durch verstärkte Divergenz im Länderdreieck Marokko, Algerien und Westsahara weiter stromab aus, wie an Hand der Schattierung in Abb. 5-9b deutlich zu sehen ist. Dies wiederum forciert und unterstützt die Niederschlagsbildung über Nordwestafrika. Auffällig starke Divergenz wurde auch von ZIV (2001) für eine TP über dem östlichen Nordafrika und dem Nahen Osten sowie von KNIPPERTZ und MARTIN (2005) für weitere westafrikanische Fälle gefunden.

Ein Vergleich zwischen dem oben diskutierten QG-Antrieb und der von einem mesoskaligen Modell generierten Vertikalgeschwindigkeit (blaue Linien in

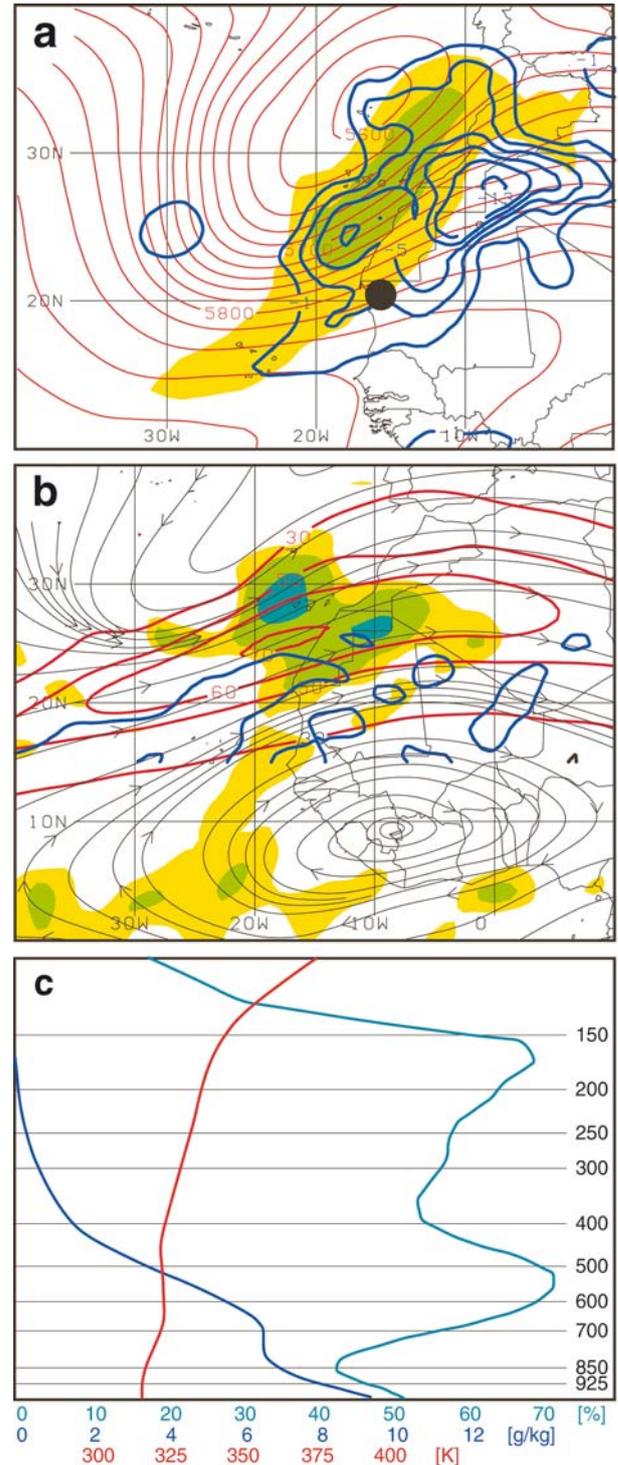


Abb. 5-9: (a) 500-hPa geopotenzielle Höhe (rote Isolinien alle 20 gpm), Vertikalgeschwindigkeit  $\omega$  (nur negative Werte; blaue Isolinien alle  $2 \times 10^{-1} \text{ Pa/s}$  beginnend mit  $-1 \times 10^{-1} \text{ Pa/s}$ ) und QG  $\omega$  (Schattierung; Konturintervall wie bei  $\omega$ ). (b) 345-K Stromlinien, Isotachen (rote Isolinien; Einheiten in  $\text{m/s}$ ) und Divergenz (Schattierung; Konturen bei  $5, 10$  und  $20 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ). Die dicken blauen Konturlinien zeigen Regionen mit negativer absoluter geostrophischer Vorticity nördlich von  $15^\circ \text{ N}$  an. (c) Vertikalprofil der relativen Feuchte (grün), des Mischungsverhältnisses (blau) und der pseudopotenziellen Temperatur  $\theta_e$  (rot) für den als schwarzer Punkt in (a) dargestellten Ort. Alle Abbildungen sind für den 30. März 2002, 06 UTC (leicht modifiziert nach KNIPPERTZ und MARTIN 2005).

Abb. 5-9a) zeigt die durch konvektive Aktivität und Trägheitsinstabilität verursachte Ausweitung der Hebungregion in Richtung der äquatorwärtigen Flanke des STJs. Man sieht, dass auch unmittelbar im Zentrum des Höhentropes die Vertikalgeschwindigkeit den QG-Antrieb übersteigt. Dies ist auf Konvektion unter der kältesten Höhenluft zurückzuführen und kann in Einzelfällen lokal heftigste Gewitter hervorbringen (in diesem Fall auf Teneriffa; FINK und KNIPPERTZ 2003). In Abb. 5-9b sieht man in dieser Region starke obertroposphärische Divergenz. Nur ganz am Ende der Entwicklung lässt sich auch ein Einfluss von extratropischer bodennaher Zylo- und Frontogenese am polwärtigen Ende der TP feststellen (KNIPPERTZ und MARTIN 2005). Lokal können auch orographische Effekte von Bedeutung sein (FINK und KNIPPERTZ 2003), vor allem in Situationen, wenn der großskalige Antrieb schwach ist. So spielt z. B. im Sommerhalbjahr die nachmittägliche Konvektionsauslösung durch die Heizung hochgelegener Flächen im Atlasgebirge eine Rolle für die Niederschlagserzeugung (KNIPPERTZ et al. 2003).

Wie in Einzelfällen beobachtet wurde, können TEWs bzw. TPs im Bereich der nördlichen Tropen Westafrikas zu beachtlichen Niederschlägen außerhalb der sommerlichen Hauptregenzeit führen (KNIPPERTZ und MARTIN 2005). Für diese Region spielt neben den oben genannten Faktoren auch die Reduktion der Trägheitsstabilität eine Rolle (MECIKALSKI und TRIPOLI 1998). Auf Grund ihres unerwarteten Eintretens haben Trockenzeitregenfälle nachhaltige Auswirkungen auf die Vegetation und die Landwirtschaft. Es ist zu vermuten, dass in den Tropen TEWs in Zeiten/an Orten, wenn/wo andere Konvektion auslösende Faktoren (z. B. AEWs, Orographie) nicht präsent sind, auch im klimatologischen Sinne eine nicht vernachlässigbare Rolle spielen.

Im Hinblick auf die Saisonalität von Niederschlägen im Zusammenhang mit TEWs ist Folgendes festzustellen: Wie oben bereits diskutiert ist die nordhemisphärische barokline Aktivität und das Vordringen extratropischer Höhentropen in niedere Breiten vor allem im Winterhalbjahr ausgeprägt. Die ITCZ und damit auch die feuchte Monsunschicht über Westafrika jedoch sind in ihrer südlichsten Position und die Anregung von Konvektion durch solare Heizung in der Nordhemisphäre ist am schwächsten. Tropische Feuchte kann daher nur durch relativ persistente Systeme oder durch eine nur selten zu beobachtende schnelle Abfolge zweier weit in die Tropen reichender obertroposphärischer Störungen weit genug in die Extratropen transportiert werden (KNIPPERTZ und MARTIN 2005). Im Sommerhalbjahr hingegen ist das Monsunsystem voll entwickelt und der solare Antrieb ist maximal, doch der tropische Feuchteexport wird nun häufig durch die Bildung eines subtropischen Höhenhochdruckgürtels im nördlichen Bereich der Hadley-Zelle blockiert und die Ausbildung von Höhentropen ist oft

schwach und auf die obere Troposphäre beschränkt. Dies steht im Einklang mit der Beobachtung, dass sich in Zeiten einer sehr aktiven Hadley-Zelle keine TPs über dem Ostpazifik bilden.

Folglich sind es Frühling und Herbst, wenn sowohl tropische als auch extratropische Faktoren TEW-induzierte Niederschläge im hier beschriebenen Sinne am ehesten zulassen. In diese Jahreszeiten fallen die Niederschlagsmaxima in den (semi-) ariden Gebieten im subtropischen Nordafrika. Regenfälle im Zusammenhang mit TEWs, die in dieser Region Ereignissummen in der Größenordnung eines durchschnittlichen Jahresniederschlages erreichen können (FINK und KNIPPERTZ 2003; KNIPPERTZ und MARTIN 2005), sind hier von besonderer Bedeutung. Dies konnte an Hand einer 20 Jahre umfassenden klimatologischen Trajektorienanalyse für einzelne Niederschlagsstationen am Südrand des Hohen Atlas bereits nachgewiesen werden (KNIPPERTZ 2003). Ihre hohe Niederschlagsvariabilität macht die genannten Gebiete äußerst sensibel für Klimaveränderungen.

## 5 Abschlussbemerkungen und Ausblick

Wie in den vorangegangenen Abschnitten gezeigt sind TPs ein wichtiges Bindeglied zwischen den Zirkulationen der Tropen und Extratropen. Die mit ihnen verbundenen positiv geneigten Höhentropen und starken STJs sorgen für Impulstransporte in höhere Breiten. Die tausende von Kilometer langen Bänder von hohen- und mittelhohen Wolken beeinflussen den Strahlungshaushalt der Atmosphäre. Mitteltroposphärische Feuchtetransporte in die Subtropen können dort zu ungewöhnlichen Niederschlagsereignissen führen. Zudem beeinflussen im Zusammenhang mit TPs auftretende *trade surges* und obertroposphärische PV-Advektion die Bedingungen für tropische Konvektion in und nördlich der ITCZ. Diese Beispiele unterstreichen, dass TPs ein wichtiger Bestandteil der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation sind und möglicherweise auch eine wichtige Rolle im Klimasystem spielen.

Dennoch ist es bisher nur in Ansätzen gelungen, die genannten sehr unterschiedlichen und teilweise widersprüchlichen Ansätze zum Zusammenhang von TEWs und tropischer Konvektion bzw. TP-Genese zu einem konsistenten physikalischen Konzept zusammenzufassen. Dies liegt vor allem an der fundamental unterschiedlichen Dynamik in den Tropen und Extratropen, deren Zusammenspiel bei der TP-Bildung eine wichtige Rolle spielt. Nur ein genaues Verständnis der Mechanismen, die an der TP-Entstehung und der sie begleitenden Erzeugung der z. T. extremen Niederschläge in den nördlichen Randtropen und den Subtropen beteiligt sind, kann zu einer Erklärung für die komplexen beobachteten klimatologischen, saisonalen und geographischen Verteilungen führen. Insbesondere ist

die klimatologische Bedeutung der in manchen Fällen sehr geringen Niederschläge im TP-Wolkenband gegenüber denen in unmittelbaren Trogbereich zu untersuchen. Es bedarf daher weiterer Fallstudien und einer gezielten statistischen Analyse. Letztere könnte u. a. auch die Auswirkungen von TPs auf den globalen bzw. nordhemisphärischen Energie- und Impulshaushalt näher beleuchten. Möglicherweise könnten solche Arbeiten auch zu einer besseren Vorhersagbarkeit der im Gegensatz zu rein tropisch oder rein extratropisch verursachten Niederschlägen bisher wenig untersuchten TEW-Regenfälle führen.

### Danksagung

Wir bedanken uns bei der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) und dem vom Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) und vom Ministerium für Wissenschaft und Forschung (MWF) des Landes Nordrhein-Westfalen geförderten Projektes IMPETUS (Integratives Management-Projekt für einen Effizienten und Tragfähigen Umgang mit Süßwasser in Westafrika) für die Finanzierung eines Teiles der dargestellten Forschungsergebnisse.

### Literatur

- BLACKWELL, K. G., 2000: Tropical plumes in a barotropic model: A product of Rossby wave generation in the tropical upper troposphere. *Mon. Wea. Rev.* **128**, 2288-2302.
- FINK, A. H., P. KNIPPERTZ, 2003: An extreme precipitation event in southern Morocco in spring 2002 and some hydrological implications. *Weather* **58**, 377-387.
- HOSKINS, B. J., M. E. MCINTYRE, A. W. ROBERTSON, 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **111**, 877-946.
- ISKENDERIAN, H., 1995: A 10-year climatology of northern hemisphere tropical cloud plumes and their composite flow patterns. *J. Clim.* **8**, 1630-1637.
- KILADIS, G. N., 1998: Observations of Rossby waves linked to convection over the eastern tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.* **55**, 321-339.
- KILADIS, G. N., K. M. WEICKMANN, 1997: Horizontal structure and seasonality of large-scale circulations associated with submonthly tropical convection. *Mon. Wea. Rev.* **125**, 1997-2013.
- KNIPPERTZ, P., 2003: Tropical-extratropical interactions causing precipitation in Northwest Africa: Statistical analysis and seasonal variations. *Mon. Wea. Rev.* **131**, 3069-3076.
- KNIPPERTZ, P., 2005: Tropical-extratropical interactions associated with an Atlantic tropical plume and subtropical jet streak. *Mon. Wea. Rev.* **133**, 2759-2776.
- KNIPPERTZ, P., J. E. MARTIN, 2005: Tropical plumes and extreme precipitation in subtropical and tropical West Africa. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **131**, 2337-2365.
- KNIPPERTZ, P., A. H. FINK, A. REINER, P. SPETH, 2003: Three late summer/early autumn cases of tropical-extratropical interactions causing precipitation in northwest Africa. *Mon. Wea. Rev.* **131**, 116-135.
- MCGUIRK, J. P., A. H. THOMPSON, N. R. SMITH, 1987: Moisture bursts over the tropical Pacific Ocean. *Mon. Wea. Rev.* **115**, 787-798.
- MECICALSKI, J. R., G. J. TRIPOLI, 1998: Inertial available kinetic energy and the dynamics of tropical plume formation. *Mon. Wea. Rev.* **126**, 2200-2216.
- WEBSTER, P. J., J. R. HOLTON, 1982: Cross-equatorial response to middle-latitude forcing in a zonally varying basic state. *J. Atmos. Sci.* **39**, 722-733.
- ZIV, B., 2001: A subtropical rainstorm associated with a tropical plume over Africa and the Middle-East. *Theor. Appl. Climatol.* **69**, 91-102.