

### 2.3 Orographische und geomorphologische Grundstrukturen von Taiwan

Von der Gesamtfläche Taiwans entfallen 37,2% auf Küstenbereiche und 31,3% auf Tafelland und Gebirgsausläufer zwischen 100 und 1000 m. Gebirgsbereiche oberhalb 1.000 m machen 31,5% der Fläche aus, die Bereiche, die oberhalb von 3.000 m liegen, etwa 1% (Chen 2004, Hsieh 1964).

Aufgrund unterschiedlicher Höhenlagen und Reliefenergien sowie struktureller und landschaftscharakteristischer Unterschiede kann Taiwan in diverse physiographische Regionen unterteilt werden, die genetisch auf die lithotektonischen Einheiten der Insel zurückzuführen sind (Abb. 8). Die fünf physiographischen Hauptregionen bilden die Gebirgszone, die vulkanischen Gebirge, die Gebirgsausläufer, das Tafelland und die Küstenebenen und -becken (Taiwan Yearbook 2004).

#### 2.3.1 Die Gebirgszone

Die Gebirgszone setzt sich aus fünf longitudinalen Gebirgszügen zusammen (s. Kap. 2.2.1). Als Gesamtgebirge nehmen sie eine Länge von 330 km von Nord nach Süd ein und erstrecken sich über durchschnittlich 80 km von West nach Ost. Die Zentrale Gebirgskette, die Central Range, erstreckt sich von Suao im Norden bis Eluanbi im Süden. Mit einer durchschnittlichen Höhe von 2.000 m bildet sie die Hauptwasserscheide Taiwans. Die Gebirgsflanken weisen tief eingeschnittene Täler und Schluchten auf. Die Ostflanke der Central Range hat mit 120 – 1.200 m die höchsten Reliefenergien der Insel. Die Hsueh Shan Range liegt nordwestlich der Central Range. Beginnend in Sandiaoijiao im Nordosten nimmt sie Richtung Südwesten an Höhe zu, der höchste Gipfel, der Hsueh Shan Main Peak, ist 3.886 m hoch. Die Yushan Range verläuft entlang der südwestlichen Flanke der Central Range. Ihr höchster Gipfel, der Yushan Main Peak, ist mit 3.952 m gleichzeitig der höchste Berg Taiwans. Die westlich der Yushan Range liegende Alishan Range (Mount Ali Range) weist durchschnittliche Gipfelhöhen zwischen 1.000 und 2.000 m auf. Ihr höchster Gipfel, der Mount Da, ist 2.663 m hoch. Das Ostküstengebirge, die Eastern Coastal Range, erstreckt sich von der Mündung des Hualien River im Norden bis Taitung County im Süden. Die höchste Erhebung, der Mount Hsingkang (1.682 m), überragt die ihn umgebenden Hügel mit durchschnittlichen Höhen von 600 bis 1.000 m.

#### 2.3.2 Vulkanische Gebirge

Zu der Gruppe der vulkanischen Gebirge zählen der Datun Shan und der Keelung Shan. Der Datun Shan, der am Vorgebirge zwischen dem Hafen Keelung und dem Tamsui-Fluß nördlich des Taipei-Beckens liegt, bildet mit seiner höchsten Erhebung von 1.120 m ü.M. die nördlichste Spitze Taiwans. Er setzt sich aus einer Gruppe vulkanischer Gipfel zusammen, die größtenteils aus

andesitischen Laven und pyroklastischen Ablagerungen bestehen (CGS, MOEA). Die Vulkane des Datun Shan sind seit historischen Zeiten inaktiv.

Die östlich der Stadt Keelung an der Nordküste gelegene Keelung Gruppe setzt sich aus Daziten zusammen, die die miozänen Schichten durchdrungen haben und als Grate die Topographie dieses Gebirges bestimmen.

### **2.3.3 Gebirgsausläufer (Foothills)**

Die Gebirgsausläufer bilden mit Höhen zwischen 100 und 500 m eine schmale Übergangszone zwischen der Zentralen Gebirgskette und dem Tafelland. Charakteristische topographische Eigenschaften sind Hügel mit geringer Reliefenergie, Längstäler, die von querverlaufenden Flüssen zerschnitten sind, und breite Kliffs und Böschungen im Anstehenden. Entlang der Central Range sind die Keelung-Miaoli-Gebirgsausläufer und diejenigen, die sich von Chiayi nach Pingtung erstrecken, die breitesten. Die erstgenannten erstrecken sich von der Küste von Keelung im Norden bis Miaoli im Süden. Die Chiayi-Gebirgsausläufer erheben sich unterhalb des Alishan. Im Norden werden sie vom Choshui Xi begrenzt, die südliche Grenze liegt zwischen den Städten Kaoshiung und Pingtung. Die Chiayi-Gebirgsausläufer und die Fengyuan-Hügel werden durch eine flach einfallende Verwerfung getrennt, die von Fengyuan nördlich von Taichung bis Nantou im Süden verläuft. Sie werden von drei Flüssen zerschnitten: dem Tachia Xi, dem Tatu Xi und dem Choshui Xi. Zu dieser Region gehört auch ein Grabenbecken, in dem in einer Höhe von 765 m der Sun Moon Lake liegt. An der südlichen Flanke der Central Range liegen die Hengchun-Gebirgsausläufer, die den größten Teil der Hengchun-Halbinsel einnehmen (Taiwan Yearbook 2004).

### **2.3.4 Terrassen-Tafelland (Terrace Tablelands)**

Von den Gebirgsausläufern neigt sich das Gelände zu einem Tafelland hinab mit Höhen zwischen 100 und 500 m ü.M. Mächtige quartäre Schotterterrassen, die z.T. tektonisch herausgehoben wurden, charakterisieren diesen Landschaftsbereich. Das breiteste Tafelland ist dasjenige zwischen Taoyuan und Hsinchu im Norden Taiwans. Die nächstgrößten sind die Houli-Terrasse in Taichung, die Dadu-Terrasse und die Bagua-Terrasse in Changhua und die Hengchun-Terrasse im Süden Taiwans (Steinfatt 1988, Taiwan Yearbook 2004).

### **2.3.5 Küstenebenen und –becken**

Richtung Westen wird das Relief von den Gebirgsausläufern zu den Schwemmebenen zunehmend flacher. Die in der Zentralen Gebirgskette entspringenden Flüsse entwässern zur Taiwan-Straße hin,

wo sie große Flussdeltas und Schwemmfächer ausbilden. Die Küstenebene mit der größten Ausdehnung ist die im Südwesten gelegene Jianan-Ebene. Auf einer Länge von rund 180 km erstreckt sie sich von Changhua bis Kaoshiung und macht damit mehr als 12% der gesamten Landfläche Taiwans aus. Die nächstgrößeren Küstenebenen sind diejenigen bei Pingtung und Ilan. Die zwei größten Becken sind das Taipei-Becken und das Taichung-Becken (Taiwan Yearbook 2004).

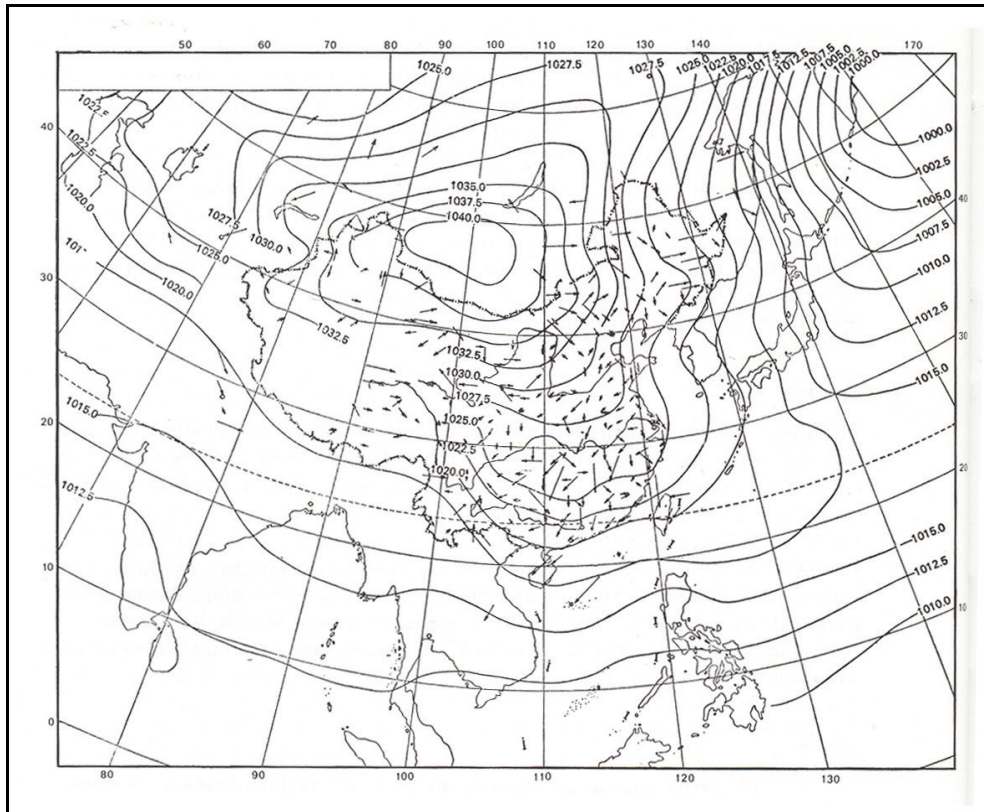
### **2.3.6 Das östliche Längstal**

Das östliche Längstal (East Longitudinal Valley) trennt die Central Range von der Coastal Range. Das relativ schmale, leicht nach Osten abfallende Verwerfungstal ist nach Norden hin zum Pazifik geöffnet. Im Süden verengt es sich deutlich, besonders zwischen dem Chu Lu Ts'un-Sporn und der Coastal Range, bevor es den Pazifik erreicht. Der mit mächtigen Schotterterrassen gefüllte Talboden hat eine durchschnittliche Höhe von 120 m. Entlang der Talflanken sind zahlreiche fluviale Schwemmfächer ausgebildet, die zum Teil aufeinander eingestellt sind. Aufgrund wiederholter tektonischer Aktivität entlang der Verwerfungslinie und häufiger Erdbeben haben sich in dem Tal untergeordnete Wasserscheiden gebildet (Steinfatt 1988).

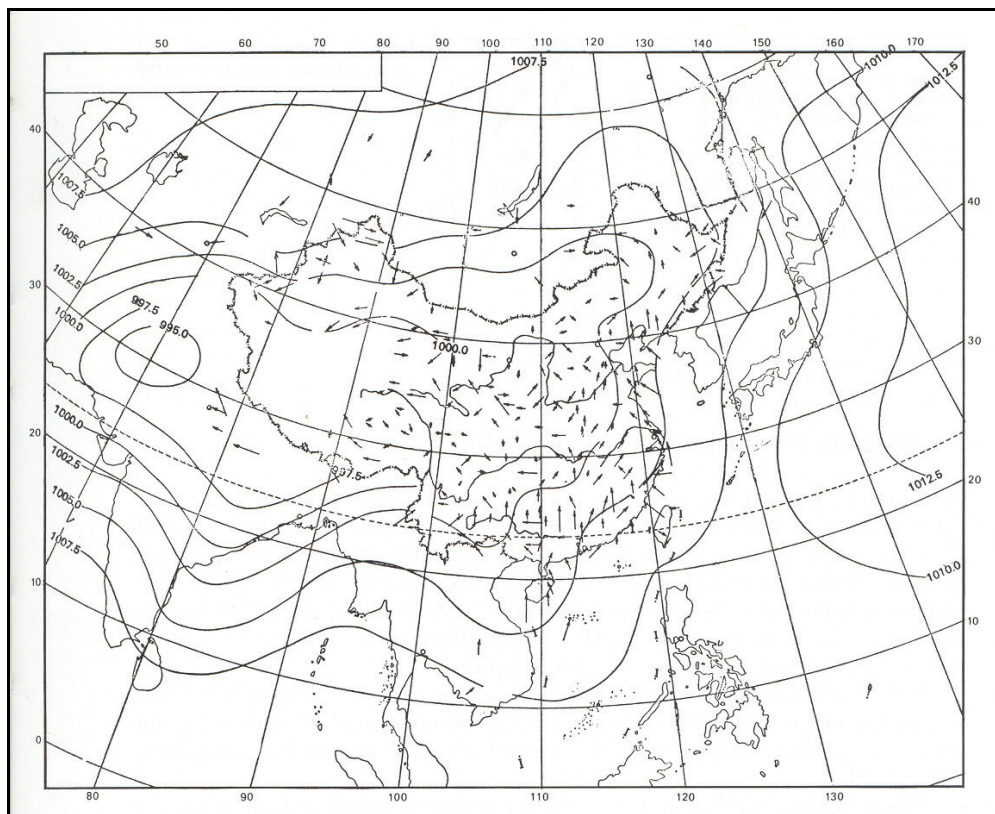
## **2.4 Allgemeine Zirkulation in der Region um Taiwan**

In diesem Kapitel werden diejenigen klimatischen Verhältnisse erläutert, die sich aus der Lage in der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre ergeben. Die klimatischen Verhältnisse in den Untersuchungsgebieten Nanhuta Shan und Yushan sind in den Kapiteln 4.1 und 5.1 dargestellt.

Taiwan ist klimatisch sowohl von seiner Nähe zum asiatischen Festland als auch von seiner Lage im Pazifischen Ozean beeinflusst. Die Luftdruckverteilung auf Meeresebene zeigt deutliche saisonale Schwankungen. Die größten Unterschiede herrschen zwischen den Monaten Januar und Juli, die als repräsentative Monate für die jeweilige Saison angesehen werden können (Abb. 10 und 11).



**Abb. 10** Mittlerer Luftdruck auf Meeresniveau in Ostasien im Januar.  
Quelle: Domrös und Peng 1988: 32



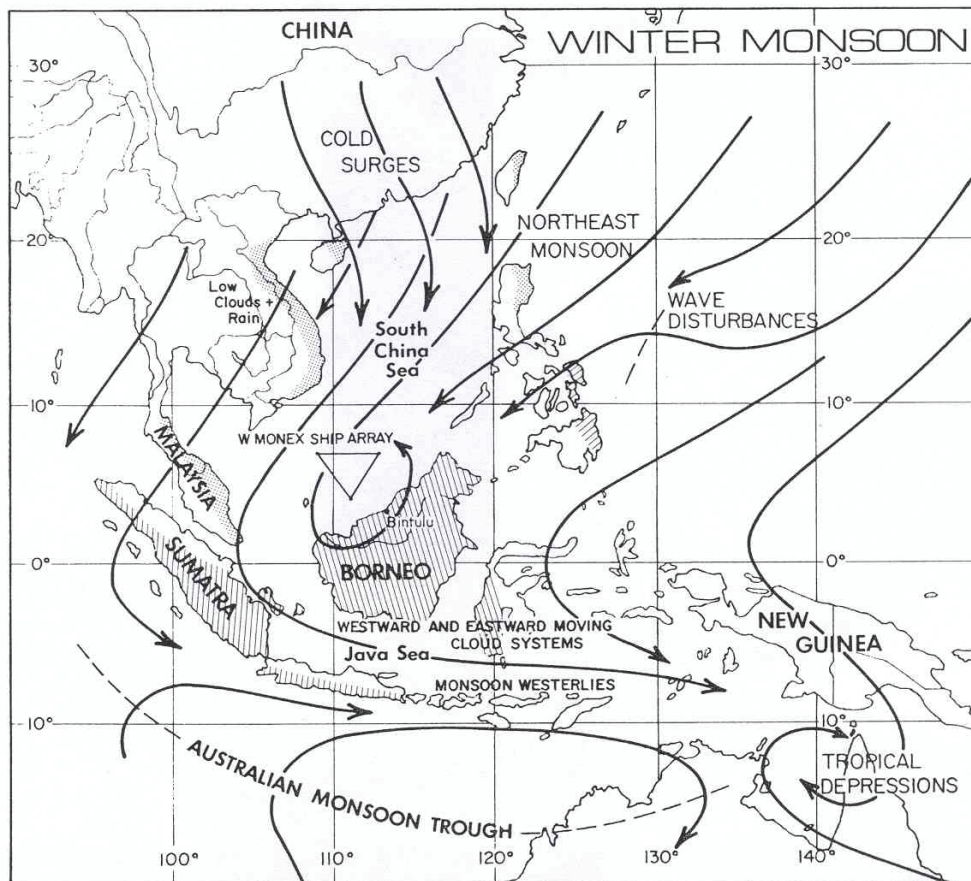
**Abb. 11** Mittlerer Luftdruck auf Meeresniveau in Ostasien im Juli.  
Quelle: Domrös und Peng 1988: 33

In den Wintermonaten sind zwei Drucksysteme für das Klima der Insel von Bedeutung. Zum einen entwickelt sich eine stark ausgeprägte Antizyklone über Zentral-Sibirien und der Mongolei mit ihrem Zentrum um den Baikalsee. Zum anderen entsteht über dem nordwestlichen Pazifik eine stark ausgeprägte Zyklone mit ihrem Zentrum über der Beringsee und den Aleuten. Beide Drucksysteme liegen bei 50 bis 55°N, was ein großes Druckgefälle zur Folge hat. Starke Winde aus nördlichen Richtungen sind die Folge. Sie transportieren trockene kontinentale und kalte polare Luftmassen über die gesamte ostasiatische Region. Die kontinentale Antizyklone bleibt bis in den Monat März hinein relativ stabil. Im April wird der Druckgradient dann stark abgeschwächt, im Mai ist die Antizyklone vollständig verschwunden. Auch die Zyklone über den Aleuten ist bis in den Monat März hinein stabil und wird dann im April und Mai abgeschwächt. Bis in den Monat Juli hat sich eine starke Zyklone über dem nordwestlichen indisch-pakistanischen Subkontinent ausgebildet. Im Sommer ist der Druckgradient nur schwach ausgebildet. In den Monaten Juni bis August ist das Druckfeld in der Region sehr homogen. Der schwache Druckgradient über China im Sommer geht mit einem schwachen Druckgradienten im nördlichen Pazifik einher. Die resultierenden oberflächennahen Winde sind moderat, sie wehen aber beständig aus südlichen Richtungen. Im Laufe des Monats September verschwindet die Zyklone über dem nordwestlichen indisch-pakistanischen Subkontinent rasch, während der Luftdruck über dem chinesischen Festland im Vergleich zum Sommer ansteigt. Über dem Festland beginnt die Ausbildung einer schwachen Antizyklone mit ihrem Zentrum über der Mongolei. Während der Monate Oktober und November wird sie stärker. Das typische Drucksystem des Winters ist bereits im November voll entwickelt. Im Hinblick auf die Luftdruckverteilung können das Frühjahr und der Herbst als Übergangsperioden angesehen werden, mit einer starken Entwicklung hin zu einem zyklonalen Druckfeld während des Frühjahrs und einer deutlichen Entwicklung hin zu einem antizyklonalen Druckfeld im Herbst (Domrös und Peng 1988).

Der ostasiatische Monsun ist am stärksten in den Höhenschichten zwischen ca. 500 m und 1.000 m ausgeprägt. In den bodennahen Luftschichten und zwischen ca. 1.000 und 2.000 m ist er weniger stark ausgeprägt. Oberhalb etwa 2.000 m wird der Monsun ganzjährig von relativ konstanten Westwinden überlagert, die eine Beständigkeit in der Windrichtung von über 90% aufweisen (Flohn 1957). Dieser subpolare Jet ist trocken und weist hohe Windgeschwindigkeiten auf (Domrös und Peng 1988, Flohn 1957).

#### **2.4.1.1 Der Wintermonsun**

Der Wintermonsun erreicht Taiwan jedes Jahr um den 10. Oktober (Domrös 2001). Er dominiert das Klima in den Monaten Oktober bis März, so lange die Antizyklone über der Mongolei und Zentralsibirien stabil ist.



**Abb. 12** Die primären synoptischen Zirkulationsmuster während des Winter-Monsuns in Ostasien.  
Quelle: Johnson und Houze 1987

Hinsichtlich der Druckverteilung ist die maximale Ausprägung des Wintermonsuns im Januar erreicht, da der Luftdruck in Meeresniveau zu diesem Zeitpunkt die höchsten Werte erreicht. In Verbindung mit dem gut ausgebildeten Aleutentief entsteht ein ausgeprägter Druckgradient, der den Wintermonsun aus nördlichen Richtungen ermöglicht. Der Entwicklung des Luftdruckes im Winter folgend zeigen die Monate Oktober bis Dezember einen graduell stärker werdenden Monsun, von Februar bis März einen abnehmenden Monsun. Der Wintermonsun ist Ende März komplett abgeschlossen. Der Übergang zum Sommermonsun findet in den Monaten April bis Mai statt, wenn Luftmassen aus südlichen und nördlichen Richtungen eine wellenförmige Monsunfront in N-S-Richtung erzeugen. In Taiwan dominieren während des Wintermonsuns Windrichtungen aus NE (Abb. 12), die vor allem dem Norden der Insel starke Niederschläge bringen (Kap. 2.4.1.7.). Durchschnittliche Windstärken liegen bei 9 m/s (Hellermann und Rosenstein 1983 zit. in Hu et al. 2000).

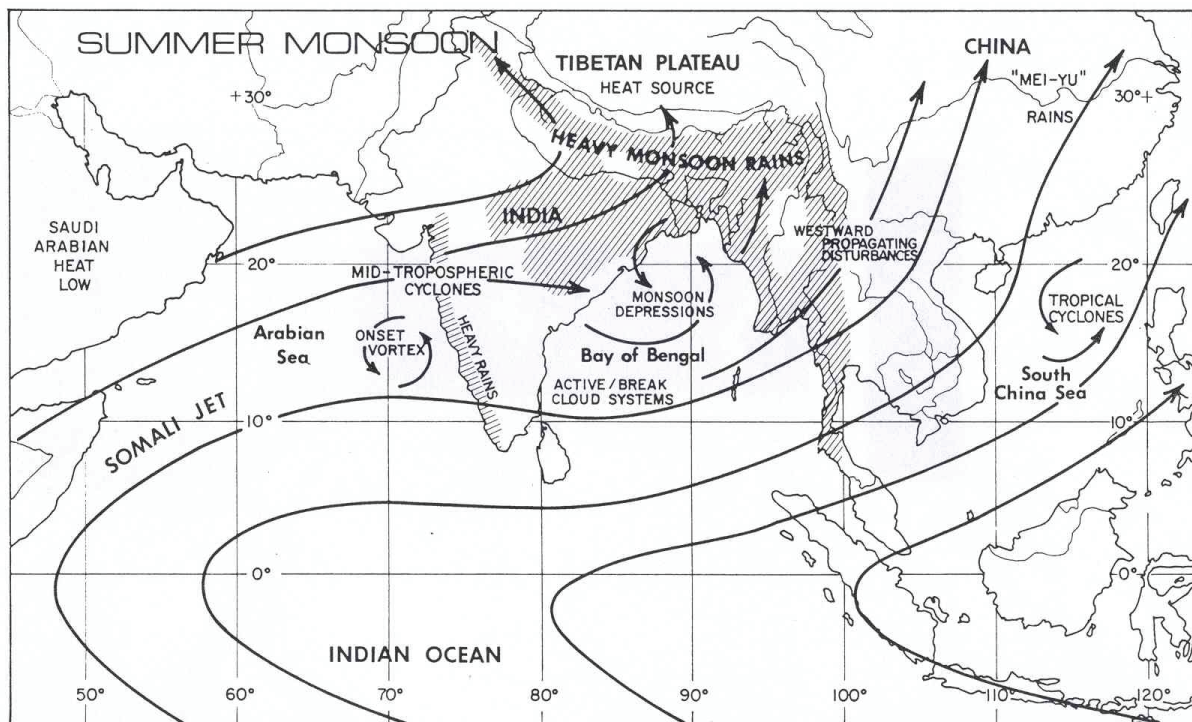


### 2.4.1.2 Der Sommermonsun

Der Sommermonsun beginnt in Taiwan durchschnittlich um den 10. Mai (Domrös 2001). Sein Beginn wird durch einen abrupten Anstieg der Niederschläge definiert. Der Rückzug des Sommermonsuns ist ein geradliniger schneller Prozess, der nur etwa einen Monat andauert. Er ist eng verbunden mit der südwärts wandernden subtropischen Antizyklone. Anfang September zieht sich der Sommermonsun in der unteren Troposphäre von Norden her schnell in Richtung Süden zurück, in Folge setzt der Wintermonsun ein. In der oberen Troposphäre bleiben die sommerlichen Verhältnisse zunächst noch erhalten (Domrös und Peng 1988).

In Taiwan endet der Sommermonsun durchschnittlich etwa um den 10. Oktober. In Ostasien dominieren während des Sommermonsuns Windrichtungen aus SW (Abb. 13). Das Transportmaximum des Wasserdampfgehaltes liegt jedoch in den von Westwinden dominierten mittleren Schichten der Atmosphäre etwa zwischen 1.500 und 4.500 m (Flohn 1957), so dass auch die obersten Gebirgsstöcke ein sommerliches Niederschlagsmaximum erfahren. Aufgrund der Distanz zu den südhemisphärischen Quellregionen des Sommermonsuns (Pan 1972) weisen die Südwestwinde durchschnittliche Windstärken von 6 m/s auf (Hellermann und Rosenstein 1983 zit. in Hu et al. 2000).

Einen detaillierteren Überblick über den Stand der Forschung zum Ostasiatischen Monsun gibt Chang (2004).



**Abb. 13** Die primären synoptischen und mesoskaligen Zirkulationsmuster während des Sommer-Monsuns in Ostasien. Quelle: Johnson und Houze 1987

### 2.4.1.3 Die Mei-yu-Fronten

Während der Übergangszeit zwischen Ende des Wintermonsuns und Beginn des Sommermonsuns treffen die kalten Luftmassen aus dem Norden auf wärmere Luftmassen gleicher Stärke aus dem Süden und erzeugen auf diese Weise quasi-stationäre Fronten, die sog. Mei-yu-Fronten (*Mei-yu* = chin. Pflaumenregen). Diese erzeugen ein klimatisches Regime, das durch häufiges Auftreten mesoskaliger Konvektionssysteme geprägt ist (Yang et al. 2000). Die langen, schmalen Wolkenbänder sind in Satellitenbildern deutlich erkennbar. Für gewöhnlich bleibt dieses Frontensystem für etwa einen Monat oder weniger an einer Lokalität (Domrös und Peng 1988). In Taiwan kommt es vorwiegend in der Zeit zwischen Mitte Mai und Mitte Juni zu starken Regenfällen (Domrös und Peng 1988, Yang et al. 2000). Durchschnittlich treten in dieser Zeit 4-5 Frontensysteme auf (Chen 1995, zit. in Yang et al. 2000). Die Mei-yu-Fronten sind relativ flache Systeme, die nur in den unteren ca. 1.000 m der Troposphäre aktiv sind. Durch die Topographie der Insel erfahren sie meist Störungen in ihrem Verlauf (Chen et al. 1989). In Verbindung mit den Mei-yu-Fronten treten zwischen 850 und 700 hPa (ca. 1.500–3.000 m) häufig Low-level jets mit Windstärken über 12,5 m/s auf (Chen und Yu 1988). Die Low-level jets bringen Feuchtigkeit in das Frontensystem und destabilisieren die untere Atmosphäre, so dass gute Bedingungen für starke Niederschläge gegeben sind.

### 2.4.1.4 Kurzlebige Störungen: Außertropische Zyklonen und Antizyklonen

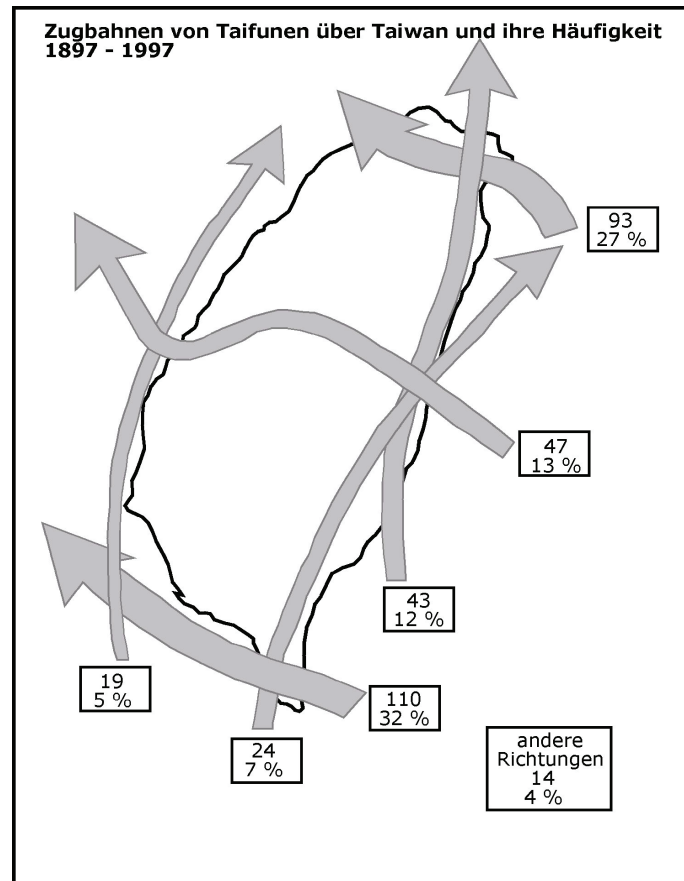
Die außertropischen Zyklonen und Antizyklonen, die meist im Wechsel auftreten, sind zum großen Teil für das Wettergeschehen im Bereich von Taiwan zuständig. Eine Ausnahme bilden die Wintermonate, in denen das Wetter von der großen und stark ausgeprägten Antizyklone über Zentralsibirien und der Inneren Mongolei dominiert wird (Domrös und Peng 1988). Im Mittel treten in Bereich der Ostchinesischen See 24 Zyklonen pro Jahr auf, davon 9 im Frühjahr, 1 im Sommer, 6 im Herbst und 8 im Winter (Zhang und Lin 1985, zit. in Domrös und Peng 1988: 68). Im Frühjahr resultieren die Zyklonen aus durchziehenden Hochs und Tiefdruckfronten. Im Sommer resultieren sie vornehmlich aus der Mei-yu-Front. Die größte Anzahl Zyklonen tritt im Juni mit dem Höhepunkt der Mei-yu-Front auf. Im Herbst ziehen wiederum Hoch- und Tiefdrucksysteme über die Ostchinesische See hinweg. Außertropische Zyklonen treten weniger häufig (19%) auf als Antizyklonen und sind relativ gleichmäßig über das Jahr verteilt. Sie entstehen über Zentralsibirien und der Inneren Mongolei (Domrös und Peng 1988).



#### 2.4.1.5 Kurzlebige Störungen: Taifune

Taifune sind tropische Zyklonen mit Windstärken  $>17,2$  m/s (Beaufort  $>8$ ) in ihrem Zentrum über den Zeitraum von mindestens einer Minute (Domrös und Peng 1988, Elsner und Liu 2003). Übersteigt die Windstärke  $32,6$  m/s (Beaufort 12), spricht man von einem starken Taifun. Spitzengeschwindigkeiten von bis zu  $80$  m/s können erreicht werden. Die Taifune entstehen im Pazifischen Ozean östlich von Taiwan und den Philippinen und in der Südchinesischen See, wo der warme nordäquatoriale Strom zwischen den Mariannen Inseln und der Luzon Insel relativ hohe Meeresoberflächentemperaturen hervorruft. Die Hauptzugrichtung eines sich formierenden Taifuns ist WNW von seinem Ausgangspunkt aus, insbesondere wenn der Monsuntrog sich in seiner mittleren NW-SE-Position befindet (Lander 1996). Mit zunehmender Nähe zum asiatischen Festland bzw. der ihm vorgelagerten Inseln erfahren die Zugbahnen größtenteils Ablenkungen in nördlicher Richtung. Diese Ablenkung kann bis zu  $180^\circ$  betragen und in einem ostwärts gerichteten Sturm enden (Elsner und Liu 2003). Taifune, die über Taiwan hinwegziehen, behalten meist eine relativ gerade Zugbahn in WNW-Richtung (vgl. Elsner und Liu 2003 Figs., 1 und 2). Die Zugbahnen der Taifune werden maßgeblich von den unteren Luftströmungen, etwa zwischen dem 300-mb und dem 850-mb Niveau, beeinflusst (Franklin et al. 1996). Taifune entstehen über dem Ozean, wenn die Wasseroberfläche bis zu einer Tiefe von etwa  $60$  m Temperaturen von über  $26,5^\circ\text{C}$  aufweist (Fink und Speth 1998). Diese Temperaturen können im Pazifik im Sommer und Früh-Herbst erreicht werden (Domrös und Peng 1988). Eine weitere Bedingung für die Entstehung von Taifunen ist die Konvergenz unterschiedlicher Luftmassen. Letztere ist gegeben durch die Innertropische Konvergenzzone (ITCZ) und das Mäandrieren der Ostwinde. Diese beiden Systeme entstehen südlich des Subtropenhochs im Ostwindgürtel. Daher ist die Position des nordwestpazifischen Subtropenhochs entscheidend für die Entstehung von Taifunen. Wenn das Hoch in eine nördliche Position wandert, vergrößert sich der Ostwindgürtel und es herrschen gute Bedingungen für die Entstehung von Taifunen. Die Hochdruckausläufer des Subtropenhochs stellen die nördliche Grenze für Taifunaktivität dar. Einen Überblick über den Forschungsstand zur Struktur tropischer Zyklonen und ihrer veränderlichen Intensität geben Fink und Speth (1998) sowie Wang und Wu (2004).

Taiwan ist von durchschnittlich 3-4 Taifunen pro Jahr betroffen (Taiwan Yearbook 2004, Wu und Kuo 1999). 72% von ihnen haben östliche Zugbahnen, mindestens 13% der Taifune ziehen direkt über die Central Mountain Range hinweg (Abb. 14).



**Abb. 14** Zugbahnen von Taifunen über Taiwan und ihre Häufigkeit im Zeitraum 1897 - 1997.  
Nach Water Resources Agency, Taiwan 2003

Ein Taifun, der sich Taiwan nähert, wird in seiner Zirkulation und Zugbahn signifikant von der Topographie der Insel beeinflusst (Wu und Kuo 1999). Wechselwirkungen zwischen Taifunen und der CMR hinsichtlich regionaler Druck-, Wind- und Niederschlagsvariationen beginnen bereits, wenn der Sturm noch mehrere hundert Kilometer entfernt ist. Eine Zusammenfassung aktueller Untersuchungen dieser mesoskaligen Variationen geben Wu und Kuo (1999). Taifune mit östlichen Zugbahnen werden an der CMR orographisch zum Aufsteigen gezwungen. Höhere Windstärken und größere Niederschlagsmengen an den Luv-Seiten können bis in die obersten Bergregionen nachgewiesen werden (Tsay 1994, Wu und Kuo 1999, eigene Untersuchungen s. Kap. 4.1). In Folge von Taifun Herb (Juli 1996) wurden beispielsweise an der Station Alishan 1.987 mm Niederschlag in 48 Stunden aufgezeichnet (Wu und Kuo 1999: 73). Taifun Aere (August 2004) brachte dem Nanhuta Shan 1.420 mm Niederschlag, davon 1.054 mm innerhalb von 24 Stunden (Tab. A2-18).

#### 2.4.1.6 Räumliche und zeitliche Niederschlagsverteilung

Die räumliche Niederschlagsverteilung wird maßgeblich durch die Lage der Central Mountain Range (CMR) bestimmt (Chen und Chen 2003, Chen und Huang 1999, Lin und Chen 2002, Yeh und Chen 1998). Niederschlagsmaxima werden an den Luv-Seiten der Gebirge verzeichnet (Yeh

und Chen 1998). Im Norden sind die Niederschläge saisonal relativ gleichmäßig verteilt. 60% der Niederschläge fallen in der Zeit des Nordostmonsuns. Im Süden Taiwans werden 90% der jährlichen Niederschläge in den Monaten Mai bis September verzeichnet (Taiwan Yearbook 2004). Der Wintermonsun wird demnach nahezu vollständig von der CMR blockiert. Die durchschnittliche jährliche Niederschlagssumme für Gesamt-Taiwan (inkl. umliegende Inseln) beträgt 2.483 mm (Taiwan Yearbook 2004). Regionale Schwankungen reichen jedoch von 7.500-8.000 mm im Oberlauf des Hualien Xi bis unter 1.200 mm in der westlichen Küstenebene (WRA 2003).

Über die vertikale Niederschlagsverteilung in Taiwan liegen keine Untersuchungen vor. Böse (2005, 2006) postuliert eine generelle Niederschlagsabnahme ab einer Höhe von 3.000 m, die sie auf die unterschiedliche Herkunft der Luftmassen (Monsun bzw. Westwinddrift) zurückführt. Diese Theorie wird in Kap. 4.1.5 unter Einbeziehung eigener Beobachtungen und Messergebnisse diskutiert.

In den Gebirgen strömen die Wolken in die Täler hinein, wodurch sich häufig eine nahezu horizontale Wolkenobergrenze in ca. 3.000 m Höhe bildet. Im Nanhuta Shan und im Yushan konnte beobachtet werden, dass die Wolken in Abhängigkeit von den regionalen und den tageszeitlich bedingten lokalen Windverhältnissen fast täglich bis in die Gipfelbereiche aufsteigen. Insbesondere ab den späten Vormittagsstunden liegen die obersten Höhenstufen daher häufig in den Wolken. Die nach Westen orientierten Täler (das Nanhu Valley und das Nanzixian Valley) ziehen in der Regel schneller zu, als die in andere Himmelsrichtungen orientierten Täler. Je nach Wetterlage lösen sich die Wolken meist in den Nachmittagsstunden wieder auf. Hinweise auf die Höhe des sommermonsunalen Kondensationsniveaus können anhand der Vegetationshöhenstufen abgeleitet werden (Kap. 2.6.2). Es liegt bei rund 2.500 m.

Die zeitliche Niederschlagsverteilung wird maßgeblich durch die saisonale Variabilität des Monsun und der Taifune bestimmt. Einen detaillierten Überblick über die jahreszeitliche Niederschlagsverteilung geben Chen und Chen (2003). Die trockensten Monate in ganz Taiwan sind die Monate November bis Februar. Auffällig ist in Taiwan, wie in ganz Ostasien (Flohn 1957), eine bimodale Verteilung der Niederschlagsmaxima mit einer warm-trockenen Periode während der Mitte des Sommers um den Monat Juli. Dieses relative Niederschlagsminimum ist eingebettet in zwei Niederschlagsmaxima im Früh- und Spätsommer. Die frühlommerlichen Regen im Juni sind auf die Mei-yu-Front zurückzuführen. Das zweite Niederschlagsmaximum im August liegt zum einen in den niederschlagbringenden Taifunen begründet. Zum anderen entspricht es der Südwärtsverlagerung der Frontalzone und der an ihr ablaufenden zyklonalen Störungen (Flohn 1957). Aufgrund der unterschiedlichen zeitlichen Verteilung der taifuninduzierten Starkregen weisen die Niederschlagssummen von Jahr zu Jahr – vor allem zwischen Mai und August – große

Abweichungen vom Mittelwert auf. So betrug der Jahresniederschlag für Gesamt-Taiwan beispielsweise in den Jahren 1980 und 1993 nur rund 1.600 mm, während in den Jahren 1953, 1972 und 1990 mehr als 3.100 mm Niederschlag verzeichnet wurden (WRA 2003).

#### **2.4.1.7 Der Einfluss der Meeresströmungen**

Auch der Einfluss der um Taiwan fließenden Meeresströmungen ist saisonalen Schwankungen unterworfen, die vor allem durch den Monsun hervorgerufen werden (Hu et al. 2000, Liang et al. 2003). Im Sommer werden große Mengen warmen tropischen Wassers an den Küsten der Insel entlang transportiert. Taiwan wird vom Kuroshio-Strom umflossen, der Teil des Nordäquatorialstroms ist. Letzterer durchquert den Pazifik im Passatgürtel und wird nordöstlich von Taiwan geteilt, um dann an der Ostseite Japans nach Norden bzw. an der Westküste Taiwans entlang Richtung Süden zu fließen. Im Winter fließt ein kalter Strom südwestlich der Japanischen See durch die Chinesische See und beeinflusst damit die Küstenströme entlang der Westküste Taiwans, während entlang der Ostküste weiterhin der warme Kuroshio in nordöstlicher Richtung fließt (Domrös und Peng 1988). Die Ausdehnung und das Volumen des Kuroshio werden von den Monsunen beeinflusst. Während des sommerlichen SW-Monsuns fließen größere Mengen Wassers als während des winterlichen NE-Monsuns (NGA).

#### **2.5 Hydrographische und hydrologische Verhältnisse**

Die Zentrale Gebirgskette bildet die Haupt-Wasserscheide Taiwans, d.h. die Flüsse münden im Osten in den Pazifik bzw. im Westen in die Taiwan-Straße (Abb. 20). Von den 151 Flüssen der Insel entwässert der größte Teil den Westen der Insel. Taiwan hat 21 Flüsse, die ins Meer münden (principal rivers), 29 Flüsse, die diesen zufließen (secondary rivers) und 79 Flüsse, die in die secondary rivers münden (ordinary streams) (Chen et al. 2004). Nur vier der 21 principal rivers münden in den Pazifik. Der Choshui Xi hat mit 187 km den längsten Flusslauf, der Kaoping Xi weist mit 3.257 km<sup>2</sup> das größte Einzugsgebiet auf (Tab. 8). Die Flüsse zeichnen sich durch kurze Flussläufe und steile Gerinne aus.