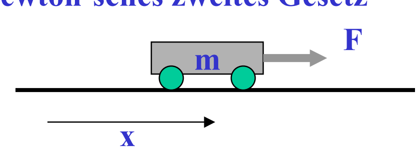
Atmosphärische Bewegungen

Dynamik

Newton'sches zweites Gesetz



Masse × Beschleunigung = Kraft $m\frac{d^2x}{dt^2} = F$

Thermodynamik

Bezieht sich auf Änderungen der inneren Energie und den Zustand feuchter Luft

Thermodynamik der Atmosphäre

- In diesem Kapitel werden die wichtigsten thermodynamischen Gesetze motiviert.
- Sie helfen, Stabilität bzw. Labilität bei Vertikalbewegungen und Kondensationsprozessen zu erklären.
- Wir werden z. B. lernen, wie man das Auftreten von verschiedenen Arten von Wolken vorhersagen kann, insbesondere Quellwolken (Cumuluswolken und Gewitter).



Die Atmosphäre als ideales Gas

- Das atmosphärische Gasgemisch kann man in guter Näherung wie ein ideales Gas behandeln.
- Dieser Begriff stammt aus der kinetischen Gastheorie und steht für ein Modellgas, in dem keine Kräfte zwischen den Molekülen wirken.
- Außerdem sollen die Molekülzusammenstöße vollkommen elastisch verlaufen, d.h. vergleichbar dem Verhalten zweier Billardkugeln.

Die ideale Gasgleichung

- **Laborversuche** haben gezeigt, daß der Druck p, die absolute Temperatur T und das Volumen V eines **idealen Gases** durch eine einfache Zustandsgleichung miteinander verknüpft sind.

- Für m Kilogramm eines **einatomigen** Gases gilt

$$\boxed{pV = mRT}$$

R spezifische Gaskonstante   Zahlenwert hängt vom Gas ab

Einheit von R: Joule pro Grad K pro Kilogramm

$$\boxed{pV = mRT \;\Rightarrow\; p = (m/V)RT = \rho RT}$$

ρ = Dichte

Die ideale Gasgleichung 2

- Das Volumen von 1 kg eines Gases bezeichnet man als **spezifisches Volumen** $\alpha = V/m$.

- $\alpha = V/m \;\Rightarrow\; \rho = 1/\alpha \;\Rightarrow$ für 1 Kilogramm eines **einatomigen** Gases gilt:

$$\boxed{p = \rho RT \;\Rightarrow\; p\alpha = RT}$$

- Die Atmosphäre ist eine **Mischung** aus verschiedenen einatomigen Gasen.

- Wir müssen die **Zustandsgleichung** für ein solches Gas herleiten.

Die ideale Gasgleichung 3

- **Die Masse aller Teilchen eines Kilomol einer Substanz ergibt ihr Molekulargewicht** M **in Kilogramm.**
- **Ein kmol entspricht der Anzahl von** $6{,}022 \times 10^{26}$ **Teilchen.**
- **Diese Teilchenmenge** $6{,}022 \times 10^{26}$ **ist eine Universal-konstante und wird Avogadro-Konstante genannt.**
- **In der älteren Literatur findet man oft die Angaben in Gramm, d. h. die Masse von einem Mol, oder** $6{,}022 \times 10^{23}$ **Teilchen.**
- **Ein Kilomol Wasser wiegt z.B.** 18,016 **kg.**
- **Die Zahl der Kilomole** n **einer beliebigen Masse** m **eines Stoffes =**

$$\boxed{n = m/M}$$

Die Zustandsgleichung

Experimente => $pV = nR * T$

Druck

Volumen

Zahl von kMolen

Universelle Gaskonstante

Absolute Temperatur

1 **kMole = Molekulargewicht** M **in kg**

Beispiel: Sauerstoff hat ein atomares Gewicht von 16 und ein molekulares Gewicht von 32 => 1 **kMol Sauerstoff wiegt 32 kg**

Zustandsgleichung

Für m **kg Gas,** n = m/M **kmol**

$$pV = \frac{mR*T}{M}$$

Molekulares Gewicht des Gases

Für 1 **kg teile durch die Masse** m **=>**

$$p\frac{V}{m} = \frac{R*T}{M} \Rightarrow \boxed{p\alpha = RT}$$

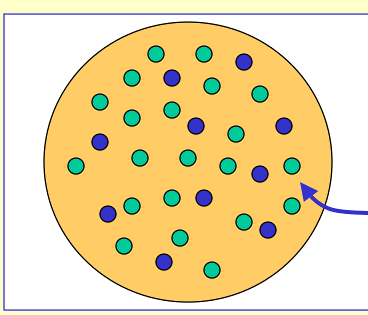
$$\boxed{R = \frac{R*}{M}}$$

ist die spezifische Gaskonstante

Zur Erinnerung: Diese Gleichung ist für ein einatomiges Gas

Aber Luft ist ein Gasgemisch (z.B. Sauerstoff, Stickstoff, Kohlendioxid, Wasserdampf, …)!

Zustandsgleichung eines Gasgemisch



Sauerstoff M_{O_2}

Stickstoff M_{N_2}

m_{O_2} **kg of O_2 ,** m_{N_2} **kg of N_2**

$$m = m_{O_2} + m_{N_2}$$

Zustandsgleichung

$$p\frac{V}{m} = \frac{R*T}{M} \Rightarrow p_1V = m_{O_2}\frac{R*T}{M_{O_2}} \qquad p_2V = m_{N_2}\frac{R*T}{M_{N_2}}$$

p_1, p_2 Partieller Druck, wobei $p_1 + p_2 = p$

Zustandsgleichung eines Gasgemisches

$$p_1 V = m_{O_2} \frac{R*T}{M_{O_2}} \quad + \quad p_2 V = m_{N_2} \frac{R*T}{M_{N_2}}$$

$$\Rightarrow \quad pV = (p_1 + p_2)V = \left(\frac{m_{O_2}}{M_{O_2}} + \frac{m_{N_2}}{M_{N_2}}\right) R*T$$

Dividieren durch die Gesamtmasse $m = m_{O_2} + m_{N_2}$

$$\Rightarrow \quad p\alpha = p\frac{V}{m} = \frac{\left(\frac{m_{O_2}}{M_{O_2}} + \frac{m_{N_2}}{M_{N_2}}\right)}{m_{O_2} + m_{N_2}} R*T = \frac{R*T}{\bar{M}}$$

Zustandsgleichung eines Gasgemisches

$$p\alpha = \frac{R*T}{\bar{M}}$$

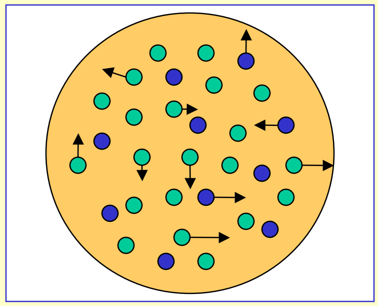
$$\boxed{\frac{1}{\bar{M}} = \frac{\frac{m_{O_2}}{m_{O_2} + m_{N_2}}}{M_{O_2}} + \frac{\frac{m_{N_2}}{m_{O_2} + m_{N_2}}}{M_{N_2}}}$$

Massenanteil von Sauerstoff **Massenanteil von Stickstoff**

$$p\alpha = R_d T \quad \textbf{oder} \quad p = \rho R_d T$$

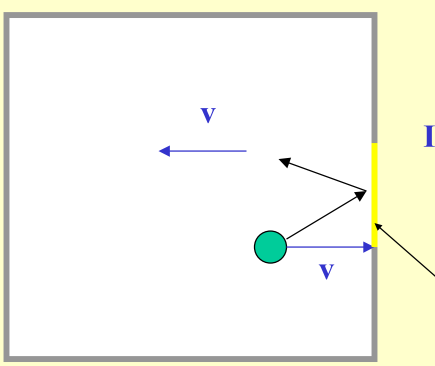
R_d = die specifiche Gaskonstante für trockene Luft

Die Natur des Druckes - Partialdruck



- Die Moleküle eines Gases befinden sich in einer konstanten zufälligen Bewegung
- ⇒ jedes Molekül hat kinetische Bewegungsenergie.
- Gelegentlich stoßen Moleküle mit anderen Molkülen oder mit der begrenzenden Wand zusammen .

Die Natur des Drucks



Impulsänderung bei einem vollelatischen Stoß

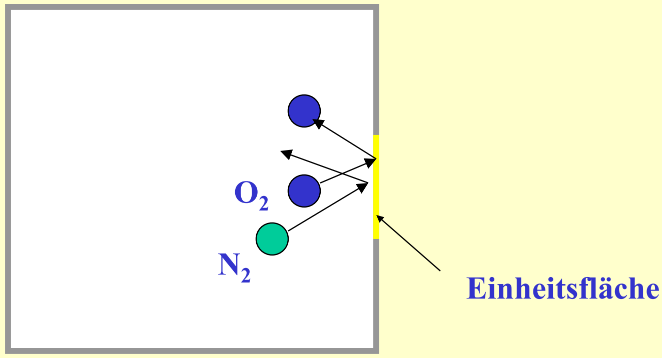
$= m(-v) - m(v) = -2mv$

Flächeneinheit

Die Impulsänderung bei vielen Zusammenstößen gemittelt über eine Zeit- und Flächeneinheit repräsentiert eine Kraft.

Die **Kraft pro Einheitsfläche** ist der **Druck.**
Die Einheit ist das Pascal. $1\ \mathrm{Pa} = 1\ \mathrm{Nm}^{-2}$.

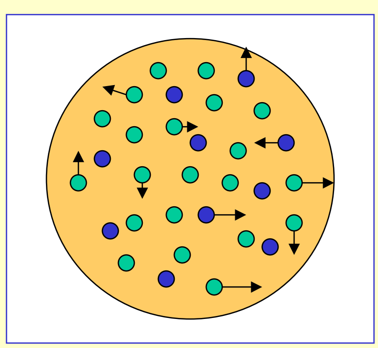
Partialdruck



Die O_2 Moleküle üben einen Partialdruck p_1 und die N_2 Moleküle einen Partialdruck p_2 auf die Einheitsfläche aus

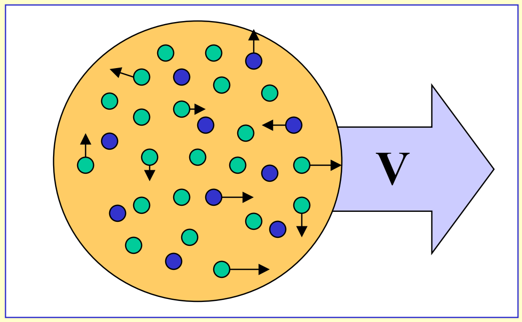
Der Gesamtdruck ist die Summe der Partialdrücke.

Die Natur der Temperatur



Gemäß der kinetischen Gastheorie ist die absolute Temperatur von Gasen proportional zur mittleren kinetischen Energie der Moleküle (Rotationsenergie eingeschlossen), welche innere Energie genannt wird.

Fluidbewegungen

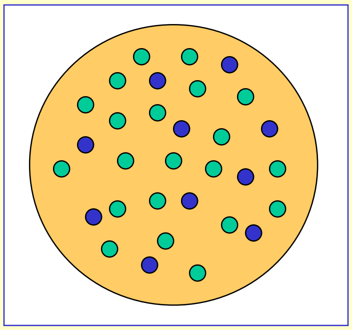


- **Die Moleküle eines Fluids (gasförmig oder flüssig) befinden sich in einem konstantem Zustand der Bewegung.**
- **Die gemittelte Bewegung aller Moleküle in einem Fluid-element stellt die makroskopische Geschwindigkeit des Elements V dar.**
- **Die in der zufälligen Bewegung angesiedelt (innere) Energie wird durch die absolute Temperatur T des Fluids charakterisiert.**

Die Zustandsgleichung für feuchte ungesättigte Luft

- **Der Zustand feuchter Luft ist charakterisiert durch:**
  - **Druck**, p
  - **Absolute Temperatur**, T
  - **Dichte**, ρ **(oder spezifisches Volumen** $\alpha = 1/\rho$**), und**
  - **gewissermaßen durch die enthaltene Feuchte, z.B.**
  - **Das Wasserdampfmischungsverhältnis**, r, **definiert als die Masse des Wasserdampfes pro Masse trockener Luft des betrachteten Volumens.**

Zustandsgleichung für feuchte, ungesättigte Luft



● **Wasserdampf** M_v

● **Trockene Luft** M_d

Nun $p_d V = m_d R_d T$

und $eV = m_v R_v T$

$$\Rightarrow \quad pV = (p_d + e)V = (m_d R_d + m_v R_v)T$$

Dividieren durch m

$$\Rightarrow \quad p\alpha = \frac{(m_d R_d + m_v R_v)}{m_d + m_v} T = R_d \frac{\left(1 + \frac{m_v}{m_d}\frac{R_v}{R_d}\right)}{1 + \frac{m_v}{m_d}} T$$

Zustandsgleichung für feuchte, ungesättigte Luft

$$p\alpha = \frac{(m_d R_d + m_v R_v)}{m_d + m_v} T = R_d \frac{\left(1 + \frac{m_v}{m_d}\frac{R_v}{R_d}\right)}{1 + \frac{m_v}{m_d}} T$$

Sei $\varepsilon = R_d/R_v = 0.622$

$r = m_v/m_d$ **ist das Wasserdampfmischungsverhältnis**
(typischerweise << 1, **maximal** 0.04**)**

$$p\alpha = R_d \frac{(1 + r/\varepsilon)}{1 + r} T \approx R_d(1 + 0.61r)T = R_d T_v$$

$T_v = (1 + 0.61r)T$ **ist die virtuelle Temperatur**

Zusammenfassung: die Zustandsgleichung für feuchte Luft ist:

$$p\alpha = R_d T_v$$

specifiche Gaskonstante für trockene Luft

$$T_v = T(1 + r/\varepsilon)/(1+\varepsilon) \approx T(1 + 0.61\,r)$$

$$\varepsilon = R_d/R_v = 0.662$$

specifiche Gaskonstante für Wasserdampf

Die Einheit von r ist normalerweise g/kg, es muβ aber in jeder Gleichung in kg/kg angegeben werden!

Die virtuelle Temperatur

$$\alpha = R_d T_v / p \qquad\qquad T_v = T(1 + 0.61\,r)$$

- **Trockene Luft mit der virtuellen Temperatur T_v hat bei konstantem Druck das gleiche spezifische Volumen wie die feuchte Luft mit der Temperatur T.**
- **Normalerweise bleibt das Mischungsverhältnis kleiner als ein bis zwei Prozent und wird in Gramm Wasserdampf pro Kilogram trockener Luft angegeben.**
- **Um T_v zu bestimmen, muß man den Wert auf kg/kg umrechnen und die Temperatur in Kelvin einsetzen.**
- **Wichtig wenn wir die ideale Gasgleichung anwenden.**

Beispiel

- $p = 990$ **mb** $\rightarrow$ 99000 **Pa**
- $T = 26$ **C** $\rightarrow$ 299 **K**
- $r = 8$ **g/kg** $\rightarrow$ 0,008 **kg/kg**

$$p\alpha = R_d T_v \quad \Leftrightarrow \quad p = \rho R_d T_v$$

- $T_v = 299 \times (1 + 0{,}61 \times 0{,}008) = 300{,}5$ K
- $\rho = p/R_d T_v = 99000/(287 \times 300{,}46) = 1{,}15$ kg/m^3
- $\alpha = 1/\rho = 1/1.15 = 0{,}87$ m^3/kg

Zusammenfassung: Verschiedene Formen der idealen Gasgleichung

- **Für** m **kg** $\rightarrow$ $pV = mRT$
- **Für** 1 **kg** $\rightarrow$ $p\alpha = RT$
- **Für eine beliebige Menge** $\rightarrow$ $p = \rho RT$
- **Für ein Kmol** $\rightarrow$ $pV = MRT$ **oder** $pV = R^*T$
- **Für** n **Kmole** $\rightarrow$ $pV = nR^*T$
- **Für** 1 **kg feuchte Luft** $\rightarrow$ $p\alpha = R_d T_v$

Die Hydrostatische Grundgleichung

- Die Atmosphäre befindet sich fast vollständig im **hydrostatischen Gleichgewicht.**
- Nur bei kleinräumigen Bewegungen (z.B. in Gewittern) können stärkere Abweichungen auftreten.

Mathematische Formulierung

Die Hydrostatische Grundgleichung 2

Hydrostatisches Gleichgewicht

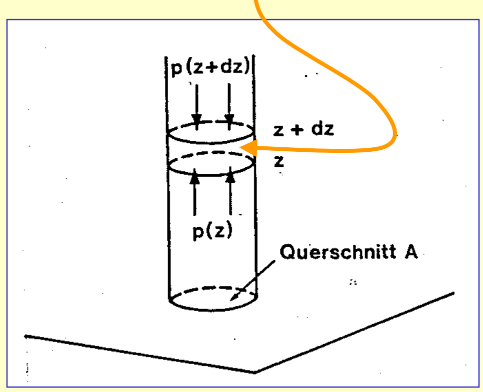
$$p(z)A - p(z+dz)A = g\rho A dz$$

Der Übergang $dz \rightarrow 0$

$$\boxed{\frac{dp}{dz} = -g\rho(z)}$$

die hydrostatische Gleichung

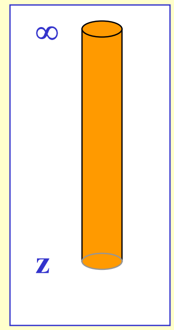
Masse = $\rho A dz$



Das Minuszeichen kommt durch die vertikale Druckabnahme zustande

Die Hydrostatische Grundgleichung 3

$$\frac{dp}{dz} = -g\,\rho(z)$$



- **Ist die vertikale Dichteänderung $\rho(z)$ bekannt, kann man bezüglich z integrieren:**

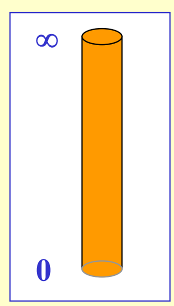
$$p(z) = \int_z^{\infty} g\,\rho(z)dz$$

- **Es gilt die Randbedingung $p(z) \to 0$ für $z \to \infty$.**
- **Der Druck in der Höhe z entsteht durch das Gewicht, mit dem die vertikale Luftsäule auf einer Einheitsfläche lastet.**

Die Hydrostatische Grundgleichung 4

- **Der Druck in Meeresniveau:**

$$p(0) = \int_0^{\infty} g\,\rho(z)dz$$



Die gesamte Atmosphärenmasse

- **Das Produkt mittlerer Luftdruck in Meereshöhe (= 10^5 Pa) mal Erdoberfläche (= 5×10^{14} m²) ergibt ungefähr die gesamte Atmosphärenmasse (5×10^{19} kg).**

Die Hydrostatische Grundgleichung 5

- **Das vertikale Dichteprofil** $\rho(z)$ **ist schwierig zu messen:** p **und** T **sind leichter zu messen.**
- $\rho(z)$ **kann aber mit Hilfe der idealen Gasgleichung** $p = \rho R_d T_v$ **bestimmt werden:**

$$\frac{dp}{dz} = -g\,\rho(z) \quad \Rightarrow \quad \frac{1}{p}\frac{dp}{dz} = -\frac{g}{R_d T_v(z)}$$

$$\Rightarrow \quad \ln p(z) - \ln p(0) = -\int_0^z \frac{g}{R_d T_v(z')}\,dz'$$

$$\Rightarrow \quad p(z) = p(0)\exp\left[-\int_0^z \frac{g}{R_d T_v(z')}\,dz'\right]$$

Die Hydrostatische Grundgleichung 6

$$p(z) = p(0)\exp\left[-\int_0^z \frac{g}{R_d T_v(z')}\,dz'\right]$$

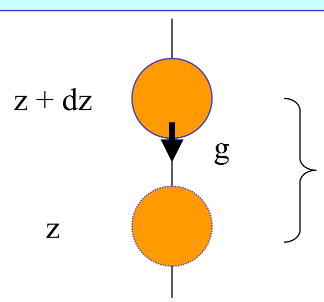
- **Die vertikale Druckabnahme hängt von der Temperaturschichtung** T(z) **der Atmosphäre und vom Ausgangswert am Boden** p(0) **ab.**
- **In warmer Luft nimmt der Druck langsamer mit der Höhe ab, als in kalter Luft.**
- **Es ist zu beachten, daß sich der Bodendruck** p(0) **mit dieser Gleichung nicht bestimmen läßt.**
- **Er muß z.B. durch eine Messung gegeben sein.**

Geopotential

- Es stellt sich heraus, daß die Annahme g = konstant normalerweise ausreichend ist.
- Wir müssen aber vorsichtig sein. Wir sollten genau wissen warum! Wir brauchen das Konzept „Geopotential“.
- Das Geopotential ϕ an einer beliebigen Stelle in der Atmosphäre ist die Arbeit, die man leisten muß, um vom Meeresniveau eine Masse von 1 kg im Erdschwerefeld auf die Höhe des gewählten Punktes zu heben.
- Anders ausgedruckt: ϕ ist das Gravitationspotential für die Einheitsmasse (Einheit J/kg bzw. m^2s^{-2}).

Geopotential

- Die Schwerkraft (in Newton), die auf 1 kg in der Höhe z wirkt, entspricht dem Zahlenwert der Schwere-beschleunigung g.
- Um 1 kg in der Höhe z auf die Höhe $z + dz$ zu bringen, ist die Arbeit gdz nötig.



Arbeit $= gdz$

Es folgt: $d\phi = gdz$

Geopotential 2

$$\phi(z) = \int_0^z g(z)dz$$

- **Für das Bezugsniveau** $z = 0$ **gilt die Konvention** $\phi(0) = 0$**.**
- **Das Geopotential einer Masse hängt nur von deren Höhe ab.**
- **Es hängt aber nicht vom Weg ab, auf dem sie dorthin gebracht wurde (Der mathematische Beweis stammt aus der Vektoranalysis).**
- **Wenn eine Einheitsmasse von der Höhe A auf die Höhe B gehoben wird, so wird immer die Energie** $\phi(B) - \phi(A)$ **benötigt.**
- **Auf dem Weg zurück zu A wird die gleiche Energiemenge wieder verfügbar.**

Geopotential 3

- **Die Geopotentialhöhe Z ergibt sich aus der Division des Geopotentials durch die mittlere Schwerebeschleunigung an der Erdoberfläche (**$g^* = 9{,}8\ \mathrm{ms}^{-2}$**).**

$$Z = \frac{\phi(z)}{g^*} = \frac{1}{g^*}\int_0^z g(z)dz$$

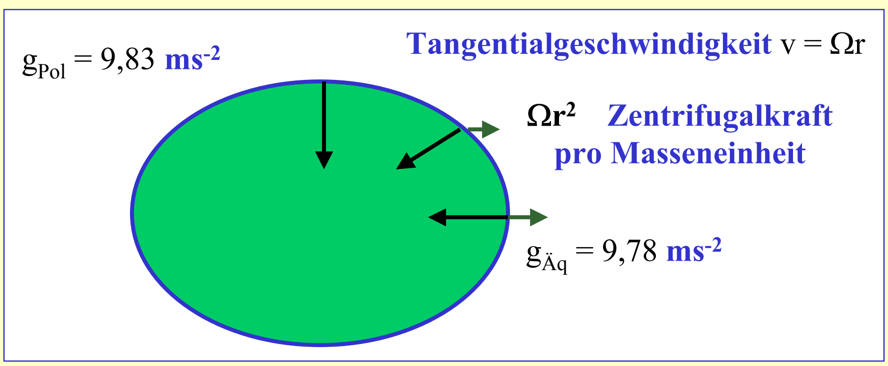
- **In der unteren Atmosphäre besteht zwischen Höhenangaben in z und Z fast kein Unterschied.**
- **Die zunehmende Erdentfernung wirkt sich erst in größeren Höhen stärker auf g aus.**

Geopotential 4

z (km)	Z (km)	g (ms^{-1})
0	0	9.802
1	1.000	9.798
10	9.986	9.791
20	19.941	9.741
30	29.864	9.710
60	59.449	9.620
90	88.758	9.531
120	117.795	9.443
160	156.096	9.327
200	193.928	9.214
300	286.520	8.940
400	376.370	8.677
500	463.597	8.427
600	548.314	8.186

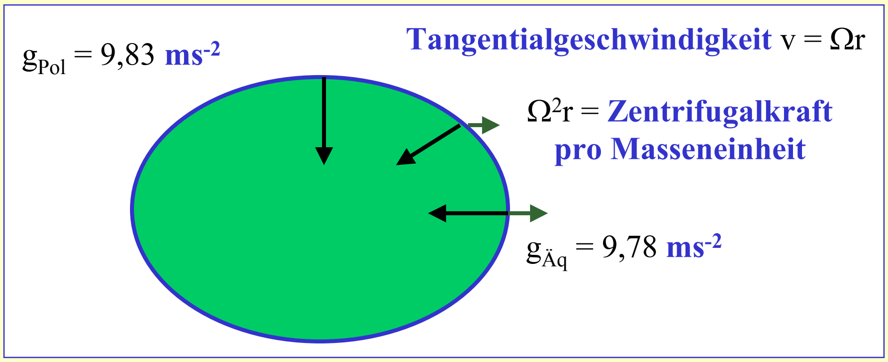
Der Unterschied zwischen Z und z am 40. Breitengrad.

Geopotential 5



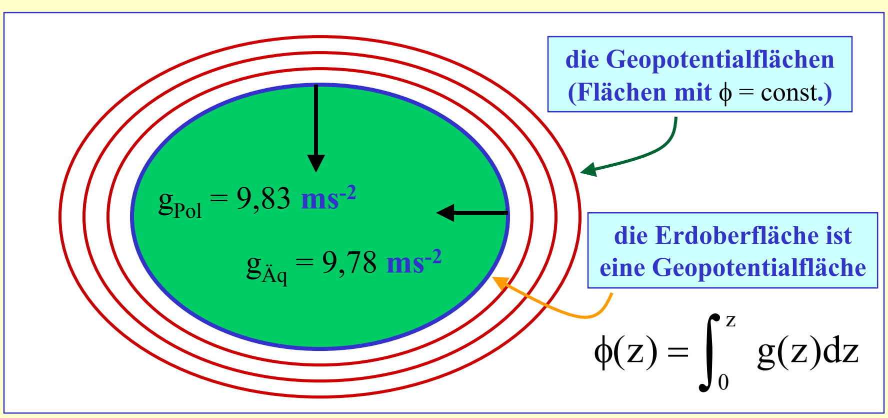
- Die Schwerebeschleunigung variiert wegen der Erdrotation und der Abplattung der Erdkugel mit der geographischen Breite.
- Die Abplattung der Erde ist entstanden als die flüssige Erde erstarrte.

Geopotential 6



- **In niedrigen Breiten wird g von der Zentrifugalkraft vermindert.**
- **⇒ man kann mit einer vorgegebenen Energiemenge eine Masse über dem Äquator etwas höher heben als am Pol.**

Geopotential 7



- **Die Geopotentialflächen verlaufen in der Atmosphäre über dem Pol in geringerer Entfernung vom Meeresniveau als über dem Äquator.**
- **Auf diesen leicht geneigten Flächen wirkt in jedem Punkt als einzige Kraft die Schwerkraft.**
- **Auf einer nicht geneigten Fläche z = const. tritt dagegen zusätzlich eine zum Äquator hin gerichtete Kraft-komponente auf.**

Schichtdicke und Höhe von Druckflächen

- **Wenn drei von den Größen** p, α, r **und** T **durch Messungen bestimmt sind, kann man die vierte aus der Zustandsgleichung für feuchte Luft [**$p\alpha = R_d T(1 + 0{,}61r)$ **] berechnen.**
- **Häufig wird mit dieser Gleichung** α **elininiert, weil diese Größe bzw. die Dichte schwer zu messen ist.**
- **Als Beispiel läßt sich die hydrostatische Gleichung umschreiben**

$$\frac{dp}{dz} = -\frac{pg}{RT} = -\frac{pg}{R_d T_v}$$

Setzt man die Beziehung $gdz = d\phi$ **ein, ergibt sich**

$$d\phi = -R_d T_v \frac{dp}{p}$$

Schichtdicke und Höhe von Druckflächen 2

nach Integration

$$\phi_2 - \phi_1 = -R_d \int_{p_1}^{p_2} T_v \frac{dp}{p}$$

oder

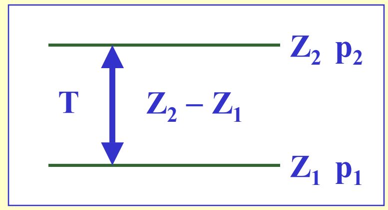
$$Z_2 - Z_1 = -\frac{R_d}{g*} \int_{p_2}^{p_1} T_v \frac{dp}{p}$$

- **Die geopotentielle Höhe kann ermittelt werden, wenn die Änderung der Temperatur und des Mischungsverhältnisses in Abhängigkeit vom Druck bekannt ist.**
- **Genau diese Größen werden in der Atmosphäre von Radiosonden gemessen.**
- **Das Mischungsverhältnis** r **ist für die Berechnung von** T_v **nötig.**

Schichtdicke und Höhe von Druckflächen 4

- **Für den Fall einer trockenen und isothermen Atmosphäre - d.h.** $r = 0$ **und** $T_v = T = \text{const}$.

$$Z_2 - Z_1 = -\frac{R_d}{g^*}\int_{p_2}^{p_1} T_v \frac{dp}{p}$$

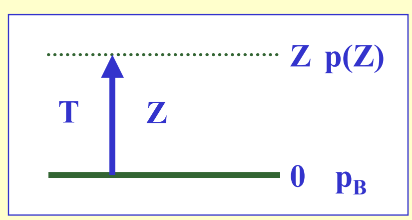


$$\boxed{Z_2 - Z_1 = \frac{R_d T}{g^*} \ln\frac{p_1}{p_2}}$$

Schichtdicke und Höhe von Druckflächen 5

- $Z_1 = 0$, $Z_2 = Z$, $p_1 = p_B$ **- der Bodendruck und** $p_2 = p(Z)$.

$$Z_2 - Z_1 = \frac{R_d T}{g^*} \ln\frac{p_1}{p_2}$$



$$\boxed{p(Z) = p_b \exp\left[-\frac{Z}{H}\right]}$$

$$H = \frac{R_d T}{g^*}$$ **Skalenhöhe**

Für die mittlere Temperatur an der Erdoberfläche von 288 **K beträgt** $H \approx 8{,}5$ **km.**

Schichtdicke und Höhe von Druckflächen 6

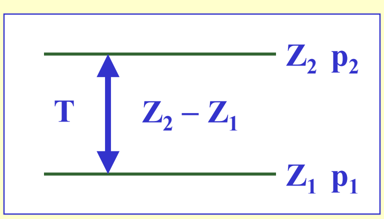
- **In der Troposphäre ändert sich zwar die virtuelle Temperatur mit der Höhe.**
- **Die Formel**

$$Z_2 - Z_1 = \frac{R_d T}{g^*} \ln \frac{p_1}{p_2}$$

kann aber verwendet werden, wenn man statt T_v eine mittlere virtuelle Temperatur T_v bezüglich $\ln p$ definiert

$$\overline{T} = \int_{\ln p_2}^{\ln p_1} T_v d(\ln p) \Big/ \int_{\ln p_2}^{\ln p_1} d(\ln p) = \int_{\ln p_2}^{\ln p_1} T_v \frac{dp}{p} \Big/ \ln\left(\frac{p_1}{p_2}\right)$$

Schichtdicke und Höhe von Druckflächen 7

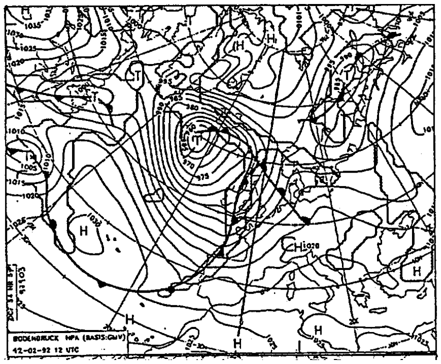


Der geopotentielle Höhenunterschied Z_2 - Z_1 zwischen beliebigen Niveaus in der Atmosphäre wird als Schichtdicke bezeichnet (thickness auf Englisch).

- **Wir haben schon gesehen, daß die Schichtdicke zwischen den Drukcflächen p_1 and p_2 nur von der mittleren virtuellen Temperatur der eingeschlossenen Luft abhängt.**
- **Steigt T_v an, dehnt sich die Luft aus und die Schichtdicke wächst, aber die Masse der Luft ändert sich dabei nicht.**

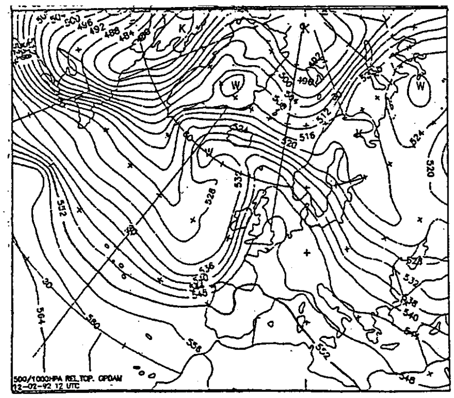
$$\text{Masse} = \int_{Z_1}^{Z_2} \rho dz = -\int_{p_1}^{p_2} \frac{1}{g^*} \frac{dp}{dz} dz = \frac{p_1 - p_2}{g^*}$$

Schichtdicke und Höhe von Druckflächen 8

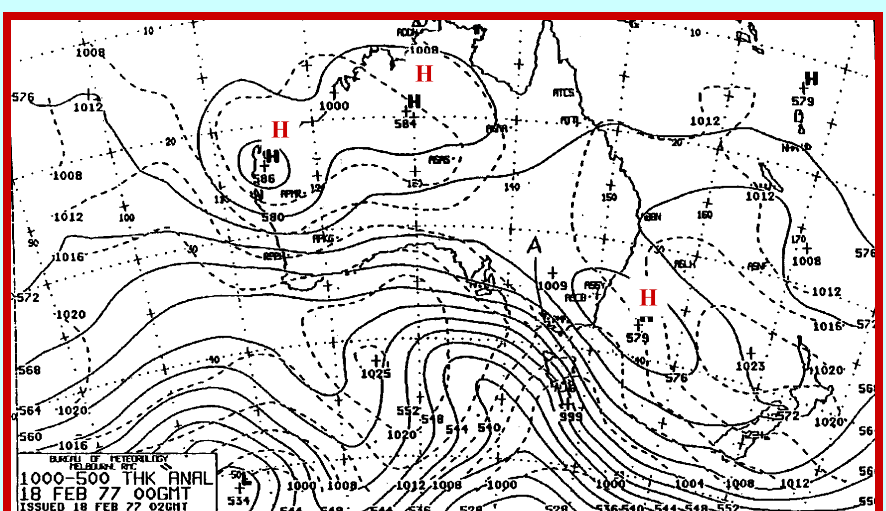


⇑ Normale Bodendruckkarte

Schichtdicke zwischen 1000 mb und 500 mb - wird relative Topographie genannt - „thickness chart“ auf Englisch. ⇓



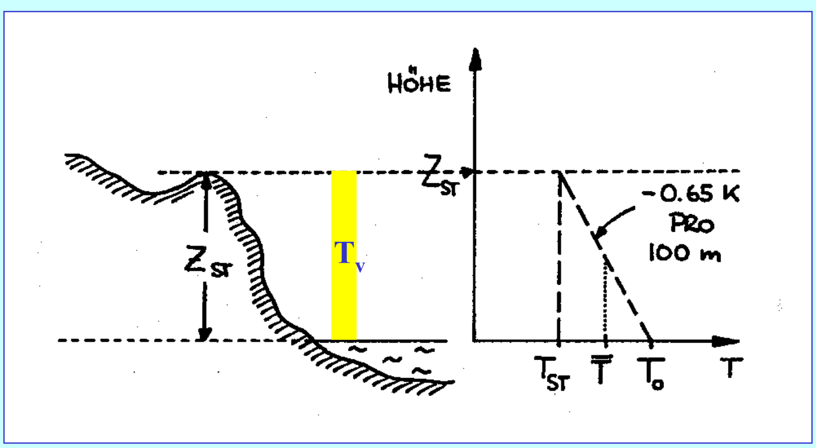
Eine typische Schichtdickekarte



Luftdruckreduktion auf Meereshöhe

- **Die vertikale Druckänderung übertrifft bei weitem die horizontalen Unterschiede in verschiedenen Wettersystemen.**
- **Dies führt dazu. daß der Luftdruck an einer Station hauptsächlich von deren Höhenlage bestimmt wird.**
- **Will man die Druckmessungen vergleichen, um Schwankungen beim Durchzug von Wettersystemen festzustellen, müssen die Werte erst auf ein gemeinsames Bezugsniveau (mittlere Meereshöhe) reduziert werden.**
- **Eine Methode ist, den Druck einer fiktiven Luftsäule zwischen Beobachtungsort und Meeresniveau zum Meßwert an der Station p_{st} zu addieren.**

Luftdruckreduktion auf Meereshöhe 2



Zur Berechnung der virtuellen Mitteltemperatur T_v der Luftsäule wird eine Temperaturzunahme nach unten von 0.65 K pro 100 m Höhe angenommen.

Der Druck in Meereshöhe $p(0) = p_{st} \exp(Z_{st}/H)$ **mit** $H = R_d T_v / g^*$

Luftdruckreduktion auf Meereshöhe 3

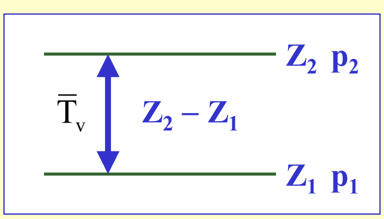
- **Solange** Z_{st} **nicht größer als einige hundert Meter ist, gilt** $Z_{st}/H << 1$ **und in guter Näherung**

$$p(0) = p_{st}\left[1 + \frac{g^*}{R_d}\frac{Z_{st}}{T_v}\right]$$

- **Wenn** Z_{st} **größer ist, benutzt man empirische Formeln für die Luftdruckreduktion auf Meereshöhe, obwohl solche Methoden nicht völlig befriedigend sind.**
- **Wegen der bei noch größeren Stationshöhen zunehmenden Ungenauigkeiten der Luftdruckreduktion wird der Meeresspiegel nur unterhalb 700 m Höhe als Bezugsniveau gewählt.**
- **Bei höhergelegenen Orten (Bergstationen) berechnet man aus der Luftdruck-und Temperaturmessung die Höhe der nächstgelegenen Hauptdruckfläche (850 mb, 700 mb).**

Barometrische Höhenmessung

- **Die Höhenmesser in Flugzeugen funktionieren nach dem Prinzip der barometrischen Höhenmessung.**



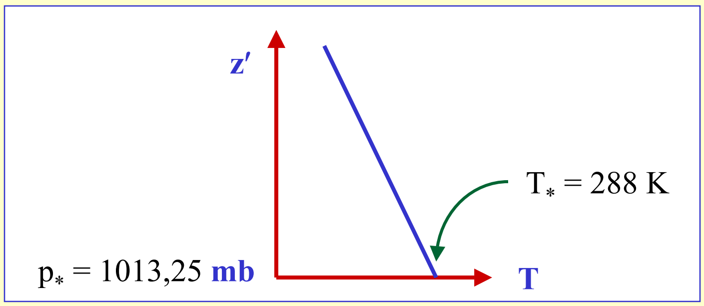
- **Die Höhendifferenz zwischen zwei Punkten wird durch Messung des Luftdruckes an diesen beiden Punkten bestimmt.**

$$Z_2 - Z_1 = \frac{R_d \overline{T}_v}{g^*} \ln\frac{p_1}{p_2}$$

- **Für die exakte Ermittlung der Höhe ist jedoch die Kenntnis der Temperatur und Feuchtverteilung erforderlich; wir brauchen** $\overline{T}_v$ **. Diese weiβ man aber normalerweise nicht!**

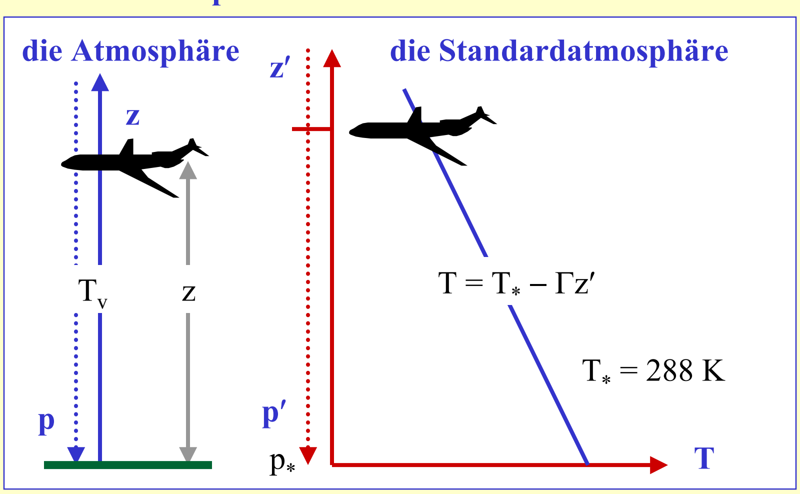
Barometrische Höhenmessung 2

- **Deshalb werden den Skalen der Höhenmesser die Werte der US-Standard-Atmosphäre zugrunde gelegt.**
- **In ihr beträgt der vertikale Temperaturgradient** $\Gamma = -dT/dz$ **bis zur Tropopause** 6,5 **K/km.**
- **Ausgangspunkte in Meereshöhe sind** $p_* = 1013{,}25$ **mb und** $T_* = 288$ K**; außerdem wird die Luft als trocken angenommen.**



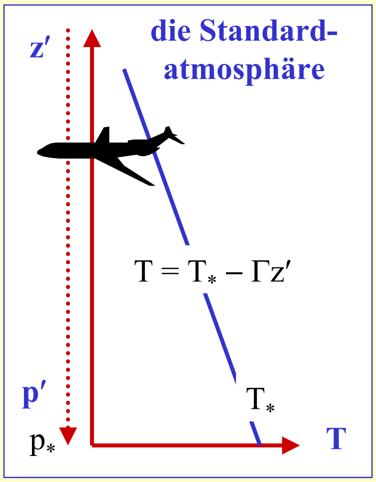
Barometrische Höhenmessung 3

- **Das Flugzeug fliegt in der Höhe** z **über dem Meeresspiegel und in der Höhe** z′ **über der Druckfläche** p_* **der Standardatmosphäre.**



Barometrische Höhenmessung 4

- **Das Flugzeug fliegt in der Höhe z über dem Meeresspiegel und in der Höhe z′ über der Druckfläche p_* der Standardatmosphäre.**



$$\frac{dp}{p} = -\frac{g}{RT}dz' = -\frac{g\,dz'}{R(T_* - \Gamma z')}$$

$$\int_{p_*}^{p} \frac{dp}{p} = -\frac{g}{R_d}\int_0^{z'} \frac{d\tilde{z}}{T_* - \Gamma\tilde{z}}$$

$$\ln\frac{p}{p_*} = \frac{g}{RT}\ln\left[\frac{T_* - \Gamma z'}{T_*}\right]$$

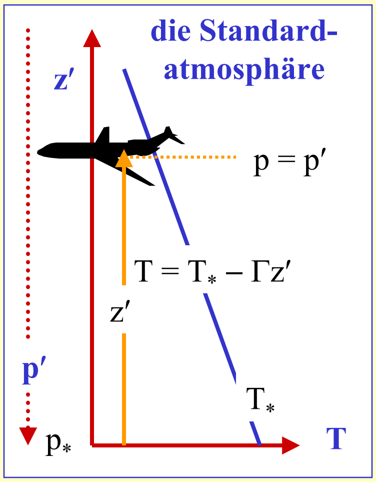
$$z' = \frac{T_*}{\Gamma}\left[1 - \left(\frac{p}{p_*}\right)^{R_d\Gamma/g}\right]$$

Der Höhenmesser eines Fluzeugs

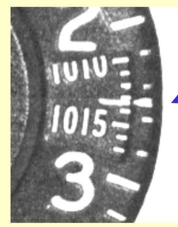
Barometrische Höhenmessung 4

- **Das Flugzeug fliegt in der Höhe** z' **über der Druckfläche** p_* **der Standardatmosphäre.**

$$z' = \frac{T_*}{\Gamma}\left[1-\left(\frac{p'}{p_*}\right)^{R_d\Gamma/g}\right]$$



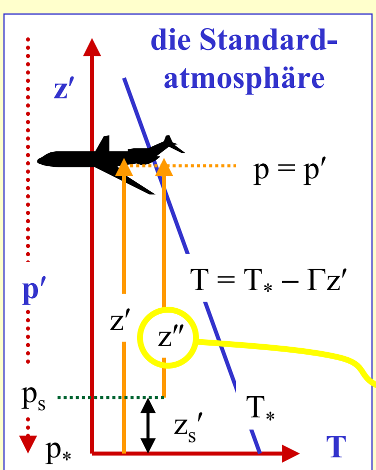
Wenn der Druck 1013.2 **mb im Höhenmesser eingestellt ist, wird die Höhe** z **angezeigt.**



Barometrische Höhenmessung 4

- **Das Flugzeug fliegt in der Höhe** z' **über der Druckfläche** p_* **der Standardatmosphäre.**

$$z' = \frac{T_*}{\Gamma}\left[1-\left(\frac{p'}{p_*}\right)^{R_d\Gamma/g}\right]$$



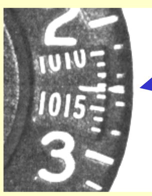
Sei der aktuelle Bodendruck bei $z = 0$, p_s **(reduziert).**

$$z_s' = \frac{T_*}{\Gamma}\left[1-\left(\frac{p_s}{p_*}\right)^{R_d\Gamma/g}\right]$$

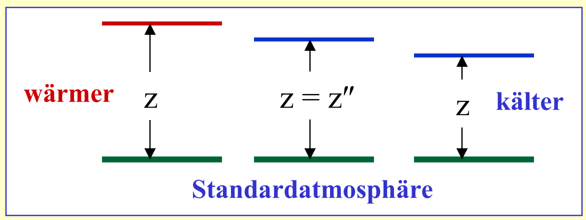
$$\boxed{z'' = z' - z_s'}$$

Barometrische Höhenmessung 5

- **Wenn der Druck im mittleren Meeresniveau** p_s **im Höhenmesser eingestellt wurde, wird eine Höhe** z'' **angezeigt.**
- **Der Druck** p_s **wird QNH genannt.**
- **Am Flugplatz zeigt der Höhenmesser die Flugplatzhöhe in der Standardatmosphäre über Meeresniveau,** z_b'**.**
- **Ist die mittlere Temperatur der Luft zwischen Meeresniveau und Flugplatzhöhe oder Flugzeug höher (niedriger) als die der Standardatmosphäre, mißt man im Vergleich zur tatsächlichen Höhe eine zu kleine (zu große) Flugplatzhöhe oder Flughöhe.**

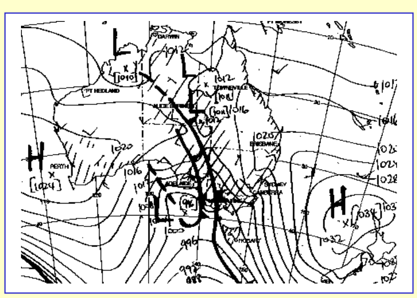


QNH



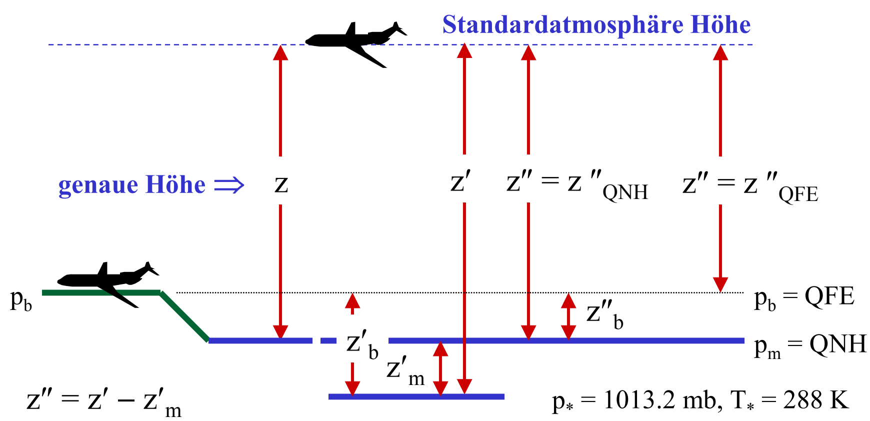
Barometrische Höhenmessung 5

- **Beim Durchfliegen von Wettersystemen können Änderungen des QNH-Wertes auftreten.**



- **Deshalb, kurz vor der Landung läßt sich der Pilot den aktuellen QNH-Wert vom Fluglotsen informieren.**
- **Man kann auch den Bodendruck am Flugplatz** p_s **einstellen. Dies wird QFE genannt.**
- **Dann zeigt die Höhenmesser** $z' = 0$ **am Flugplatz und** $z'_{QFE} = z'_{QNH} - z_s'$ **während des Fluges.**

Zusammenfassung: Höhenmessung im Flugzeug



$$z' = \frac{T_*}{\Gamma}\left[1-\left(p'/p_*\right)^{R_d\Gamma/g}\right] \qquad z'_m = \frac{T_*}{\Gamma}\left[1-\left(p_m/p_*\right)^{R_d\Gamma/g}\right]$$

Ende