

登山用高度計の誤差

あおば屋 大村豪政

<http://www.aobaya.jp>

兵庫県三田市すずかけ台 2-12-5

(2007年12月13日作成, 2009年6月21日更新)

登山用高度計は、気圧を測定し、国際民間航空機関(ICA)標準大気(1952年)に基づいて、ジオポテンシャル高度を計算し表示する機器である。広く市販されている機器であるが、その精度については、余り議論されてこなかった。本報では、標高、ジオポテンシャル高度、登山用デジタル高度計の機器誤差、海面気温・海面気圧・気温減率・相対湿度が表示高度と標高の差に及ぼす影響について調査した。更に、日本における表示高度の補正目安を求めた。

1. 標高

日本の標高は、東京湾平均海水面¹(T.P. 0m)を海拔0mとして求められている。東京湾平均海水面は、明治6年から明治12年(6年3ヶ月間)に隅田川河口で測定した海面水位を平均した高さである。測定が短期間であったため信頼性に心配があったが、明治33年から23年間の検潮記録でも3mmの差しか見られず、十分な精度が確認された。尚、太平洋側と日本海側の平均海水面は、地球の自転に伴うコリオリの力により、日本海側の方が10~25cm高い。しかし、日本全国の標高は、あくまでも東京湾平均海水面を標高0mとしたものである。

国会議事堂前にある日本水準原点²(建造物)内には水晶板が固定されており、その線と東京湾平均海水面の比高(標高差)が24.4140mと定められている³。関東大地震(1923)で水準原点の地面が沈降し、昭和3年に現在の値に改定された。その後も、日本水準原点の標高は断続的に監視されている。

この日本水準原点を出発点とし、数十mずつ尺取り虫の様に水準測量を繰り返し、更に、各地で重力測定が行われ、約2万1千点の水準点が決められている。水準測量で標高を求めるには、十分な地点数の重力測定も必要になる。これは、出発地点と到着地点が同じでも、ローカルな重力変化の影響を受け水平面の角度が変わり、測量経路の取り方によって比高(標高差)が変わってしまう問題を避けるためである。

水準点は標高を正確に求めた地点で、三角点は緯度経度を正確に求めた地点である。一等水準点では、水平距離1km当たり標高で2.5mmもの高い観測精度がある。水準点近くの平地の三角点は水準測量により標高が測定され高い精度があるが、山岳地域にある三角点の標高は、平地の三角点から三角測量の高度観測(測標水準測量)により求めた値であるため、10~20cm程度の誤差が見込まれる。

ここで、海流・潮の干満・風などが無い静止した海面を考える。地球内部の浅い場所に、周囲より高密度の物質が存在すると、その領域の重力は周囲より大きくなる。陸地なら運河を掘り海水を流し込んだとすると、重力の高い場所には海水が多く集まり平均海水面が上がり、重力の低い場所は平均海水面が下がる。すなわち、局所的重力の大小によって、地球の平均海面の形状が決まる。この平均海面の形状をジオイドと呼び、地球の形状である。更に、このジオイドを平均化し、ジオイドに近い楕円体(準拋楕円体)を考える。人工衛星(最近ではGPS衛星)を用いて初めて正確な準拋楕円体の形状が求められた。

1 東京都中央区新川二丁目32番地先, 霊岸島水位観測所, 隅田川河口

2 東京都千代田区永田町1-1, 国会議事堂前の庭園内

3 測量法施行令

標高は、ジオイドから上向き（重力と反対向き）に湾曲した鉛直線に沿って測定される幾何学的長さで定義されている。尚、日本では、東京湾平均海水面がジオイドに一致するものと見なして、標高（＝正標高：H）が決められている。

しかし、正標高は局所的に変化する測定重力値に基づき求められるため、本報の理論計算では用いることが出来ない。そこで、地球は内部が均質で、ジオイド形状に近い楕円体の形状をしている準拋楕円体を考える。この準拋楕円体の重力場（正規重力場）の条件で計算を進める。

正規重力場における回転楕円体表面からの高さを正規高（ H^* ）、働く重力を正規重力（ γ ）と呼ぶ。「重力（ g ）と正標高（ H ）」、「正規重力（ γ ）と正規高（ H^* ）」の関係は、重力ポテンシャルを考えると以下の式で表される。

$$\int_0^H g(H) dH = \int_0^{H^*} \gamma dH^* \quad (1)$$

また、地表面のあるポイントの準拋楕円体からの高さ（楕円体高： h ）は、以下の式で表される。

$$h = H + N = H^* + \zeta \quad (2)$$

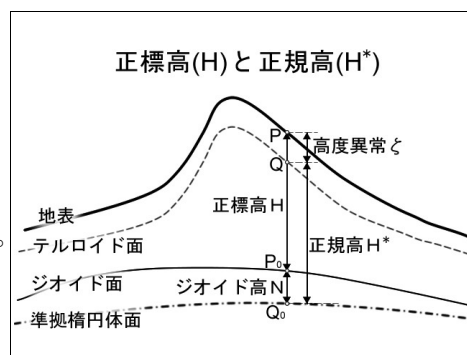
N ：ジオイド高（準拋楕円体面～ジオイド面の高さ）

ζ ：高度異常（準拋楕円体表面から正規高 H^* の高さにある点Q～点Pの高さ）

実測によると、一般に海洋では $N = \zeta$ だが、陸地では $N > \zeta$ になっている。しかし、その差は小さく、重力が正規重力から0.1gal小さい時でさえ、高度1000m当たり0.1m程度の差である。

よって、本論では以下(3)式が成り立つとして扱う。

$$N = \zeta \quad \text{すなわち、} \quad H = H^* \quad (3)$$



因みに、日本列島のジオイド高(N)は+20m～+46m (GSIGEO2000⁴)であり、日本列島の位置でジオイド面は、準拋楕円体表面より高い位置にある。尚、地球全面では、ジオイド高(N)の最高点はニューギニア付近(+85m)、最低点はインド洋北部(-105m)にある。web上⁵で、グラフィック化したジオイド形状（いびつさを強調した地球の形状）を見ることが出来る。

日本では、2002年まで正規重力を用いた正規高（ H^* ）を標高としていたが、「2000年度平均成果」（2002年4月公表）での全国水準測量以来、実測重力値を用いた正標高（H）が標高となった。

この重力補正方法の変更（正規高→正標高）は、標高が高い程、標高の値がプラスに働いた。しかし、水準点中最高高度の野麦峠（標高1,670m）でも、標高の変更は約+20cmほどであった。他に、地殻変動や、水準路線の数が増えたこと等によっても、水準点の標高の変更が行われた。それでも、北海道東部で-43cm、九州南部で+35cmが最大の変更であった。

河川工事などで正確な標高が必要な場合を除き、山の高さなど一般生活に関わる三角点の標高は、大きな変化が無ければ、明治以来の標高値がそのまま使われて来た。2008年5月に北海道全域の三角点標高が、-1.58～+0.93mの範囲で改定される⁶。地形図に示されてきた北海道や離島を除く三角点標高の最大誤差は、多くの登山用高度計の最小表示単位である1mよりも小さいと考えて良い。

注意：山小屋の看板・標識・広告には、きりの良い数字に繰り上げた標高・海拔を記している小屋もある。100m単位で切り上げている場合もあり、地形図やカシミール3D⁷での確認が必要。

4 http://wwwsoc.nii.ac.jp/geod-soc/web-text/part3/kuroishi/kuroishi-4_files/Fig4.jpg

5 http://www.gfz-potsdam.de/pb1/op/champ/index_CHAMP.html

6 <http://www.gsi.go.jp/WNEW/PRESS-RELEASE/2008/0303.html>

7 <http://www.aobaya.jp/kas3.html>

2. ICAO 標準大気

多くの登山用気圧高度計は、ICAO (International Civil Aviation Organization, 国際民間航空機関) が1952年から採用している ICAO 標準大気の式と定数を用い、気圧値から高度を計算している。

この標準大気の式で計算される高度は、正標高 (H) でも正規高 (H*) でもなく、ジオポテンシャル高度 (H^{dyn}) と呼ばれる力学高である。ジオポテンシャル高度 (H^{dyn}) は、気象学などで用いられている高度で、物理的な意味を持たない数字であるが、以下の式で定義される。

$$H^{dyn} \equiv \frac{1}{\gamma_{45}} \int_0^H g(H, \phi) dH \quad (4)$$

(4)式で、 $g(H, \phi)$ は、正標高H、緯度 ϕ での重力を示し、 γ_{45} は標準緯度(45°)⁸での正規重力で、1901年当時の値 (9.80665m/sec²)を伝統的に用いている。

ICAO 標準大気モデルでは、気圧(p)からジオポテンシャル高度(H^{dyn})を以下の様に求める。

単位断面積の気柱で、標高H~H+dHの間にある柱状の大気を考える。

大気柱の下面(標高H)がその下の大気を下向きに押す圧力をp、大気中の上面(標高H+dH)がその上の大気から下向きに押される圧力をp+dp、大気柱内の密度を ρ とすると、静水圧の式が成り立つ。

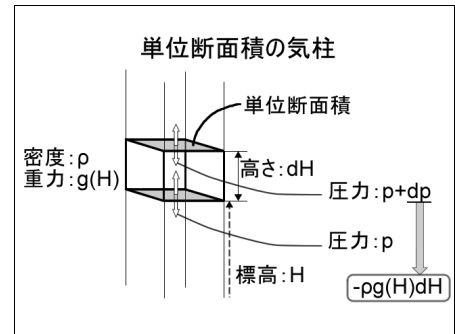
$$dp = -\rho g(H) dH \quad (5)$$

(4)式をHで微分すると、

$$g(H) dH = \gamma_{45} dH^{dyn} \quad (6)$$

(6)式を(5)に代入すると、

$$dp = -\gamma_{45} \rho dH^{dyn} \quad (7)$$



次に、理想気体の状態方程式を大気(乾燥大気=湿度0%)に当てはめる。

$$pV = nRT \quad (8) \quad (p: \text{圧力}, V: \text{体積}, n: \text{モル数}, R: \text{気体定数}, T: \text{絶対温度})$$

$$p = \frac{nM_d}{V} \cdot \frac{R}{M_d} \cdot T \quad (9) \quad (M_d: \text{乾燥大気のもル質量})$$

気体の密度 ρ は、

$$\rho = \frac{nM_d}{V} \quad (10) \quad \text{より}$$

$$p = \rho \cdot R_d \cdot T \quad (11) \quad \text{ここで、} R_d \equiv \frac{R}{M_d} \quad (12) \text{を用いている。}$$

(気象学では R_d を気体定数と呼びRを用いるが、本論では、Rはお馴染みの気体定数を示す。)

更に、気温はジオポテンシャル高度が上がると直線的に減少するものとし、

$$T = T_0 + L \cdot H^{dyn} \quad (13) \quad (T_0: \text{平均海水面での気温}, L: \text{気温減率})$$

(13)式をH^{dyn}で微分すると、

$$dH^{dyn} = \frac{dT}{L} \quad (14)$$

登山の範囲では $L \neq 0$ なので、(7)式に(11)と(14)式を代入すると、

$$\frac{dp}{p} = -\frac{\gamma_{45}}{LR_d} \cdot \frac{dT}{T} \quad (15)$$

8 $\gamma_{45} = 9.80665 \text{m/sec}^2$ は、最近のデータでは、緯度 45° 32' 33" での正規重力値に相当する。

(15)式の両辺を積分すると、

$$\int_{p_0}^p \frac{dp}{p} = -\frac{\gamma_{45}}{LR_d} \cdot \int_{T_0}^T \frac{dT}{T} \quad (16) \quad (p_0, T_0: \text{平均海水面での気圧と気温})$$

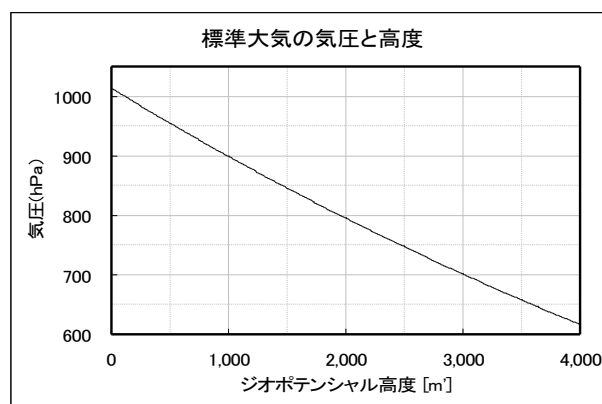
$$\ln\left(\frac{p}{p_0}\right) = -\frac{\gamma_{45}}{LR_d} \cdot \ln\left(\frac{T}{T_0}\right) \quad (17)$$

$$T = T_0 \cdot \left(\frac{p}{p_0}\right)^{-\frac{LR_d}{\gamma_{45}}} \quad (18)$$

(18)式に(13)を代入すると、

$$H^{dyn} = \frac{T_0}{L} \left\{ \left(\frac{p}{p_0}\right)^{-\frac{LR_d}{\gamma_{45}}} - 1 \right\} \quad (19)$$

この(19)式が、ICAO標準大気で、気圧(p)からジオポテンシャル高度(H^{dyn})を求める計算式である。(19)式をグラフ化すると右図のようになる。



ICAO標準大気では、以下の定数を用いている。

$$T_0 = 288.15 \text{ K (15°C)}$$

$$p_0 = 1,013.25 \text{ hPa}$$

$$L = -0.0065 \text{ K/m}$$

$$R_d = 287.0528 \text{ m}^2/\text{sec}^2 \cdot \text{K}$$

(M_d=0.028964 kg/mol、水蒸気を除く大気中の10種類の分子⁹を考慮して計算されている。)

尚、ICAO標準大気の詳細は、U.S. Standard

Atmosphere (1976)¹⁰で見ることが出来る。(日本工業規格 JIS-W-0201 も同等。)

3. 気圧式高度計の表示

多くの登山用デジタル高度計は、1分毎に気圧(p)を測定し、ICAO標準大気の(19)式でジオポテンシャル高度(H^{dyn})を計算する。ICAO標準大気では、緯度(φ)=約45° 海面気温(T₀)=15°C 海面気圧(p₀)=1013.25hPa 気温減率(L)=-0.0065 K/m 相対湿度(RH)=0% に固定されている。しかし、これらの値は、全地球上の平均的な値を選んだに過ぎず、緯度や四季の変化や天気の違いで変化する。

そこで、登山用高度計は、登り始めや登山中に、標高が判明している地点(登山口・山小屋・標識・山頂など)で高度校正を行う。使用者は、高度計のボタンを操作して高度補正值(ΔH)を増減し、高度計の表示高度を標高に合わせ、高度計を校正する。(ΔHは高度計内部で使用される数値で、高度計には表示されない。)

校正後の登山用高度計の表示高度(H^{Ind})は、次式になる。

$$H^{Ind} = \frac{T_0}{L} \left\{ \left(\frac{p}{p_0}\right)^{-\frac{LR_d}{\gamma_{45}}} - 1 \right\} + \Delta H \quad (20) \quad (H^{Ind}: \text{高度計表示高度、} \Delta H: \text{高度補正值})$$

9 N₂, O₂, Ar, CO₂, Ne, He, Kr, Xe, CH₄, H₂のモル質量と大気中含有率から計算した値。

10 http://ntrs.nasa.gov/archive/nasa/casi.ntrs.nasa.gov/19770009539_1977009539.pdf

一方、航空機用の気圧高度計では、空中に標高が判っている場所がないので、高度校正には海面気圧を用いている。校正後の航空機用気圧式高度計の表示高度は、次式になる。

$$H_{Air}^{Ind} = \frac{T_0}{L} \left\{ \left(\frac{p}{p_0 + \Delta p} \right)^{\frac{L R_d}{\gamma_{as}}} - 1 \right\} \quad (21) \quad (\Delta p: \text{海面気圧補正值})$$

航空機用の高度校正には、主に[QNH]と[QNE]の二つのセッティング方式がある。

[QNHセッティング] 高度 14,000 フィート(約 4,300m)以下の時、高度計の海面気圧値($p_0 + \Delta p$)に、離陸又は着陸する飛行場や近くの飛行場の海面気圧を入力し、航空機用高度計を補正する。この海面気圧値 ($p_0 + \Delta p$)は、航空管制官が連絡してくる。定時航空気象実況(METAR)の一部として、web上¹¹でも値を見ることが出来る。

[QNEセッティング] 高度 14,000 フィート(約 4,300m)以上の時や海上を飛ぶ時は、 $\Delta p = 0$ とする。高度計の海面気圧値($p_0 + \Delta p$)には、1,013hPa(米国表示では 29.92inHg)を入力する。

航空機用気圧高度計の校正は、低空で海面気圧の補正を行うだけで、航空機の高度計は正標高を示さない。気圧式高度計に従って一定の高度を飛行することは、同じ気圧面を飛行することを意味する。航空機用高度計は、航空路が交差する航空機同士の高度差(=気圧差)を十分にとり、航空機同士の衝突を防ぐことが主な役割であり、正確な標高を表示することが目的ではない。

4. 登山用デジタル高度計の機器誤差と、実際の大気状態による誤差

登山用デジタル高度計の表示高度 (H^{Ind}) は、上述の様に、ICAO 標準大気の式を用いて、測定した気圧 (p) から高度 (H^{dyn}) を計算し、 H^{dyn} に高度補正值 (ΔH) を足した値である。表示されている高度の値には、以下の三つの誤差が含まれている。

- (A) 気圧測定センサの誤差 (機器誤差)
- (B) 高度計算近似式の誤差 (機器誤差)
- (C) ICAO 標準大気と実際の大気の違いによる誤差

(A) 気圧測定センサの誤差

登山用デジタル高度計には、半導体式の気圧センサが組み込まれている。気圧センサは、加工された薄い Si 板が、センサ内部の真空と外気の間を隔てている。Si 板表面には歪みセンサが加工されており、外気に押されて歪む Si 板の歪みを電氣的に測定し、気圧に換算している。Si 板の歪みは、センサ自体の温度によっても変わる。そのため、多くの登山用デジタル高度計の気圧センサには、温度センサも組み込まれており、温度による影響を補正し、気圧値を出力する。

気圧センサに温度補正機能があったとしても、AD コンバータのノイズにより、気圧センサはなかなか一定の気圧値が得られない。そのため、温度と共に気圧を数回測定し、低周波フィルター処理して、真に近い気圧値を得ている。温度や気圧を変化させた時の、温度補正機能付気圧センサの標準的な誤差は、絶対気圧で $\pm 1.5\text{hPa}$ 、相対気圧で $\pm 0.5\text{hPa}$ ($\pm 4\text{m}$ 程度に相当) である。

しかし、温度補正機能の無い気圧センサを使用している、国内有名メーカーの腕時計型高度計もある。そのタイプでは、腕時計の温度を常に一定温度に保つ必要がある。取扱説明書に肌から離さない様に明記されている。しかし、外気温が変化した時に高度計を一定温度に保てる保証は無く、気圧計および高度計として測定値を信用出来るか疑わしい。

(B) 高度計算近似式の誤差

(20)式に ICAO の定数を入れると、(22)式になる。

11 <http://www.japa.or.jp/test/meter.pl>

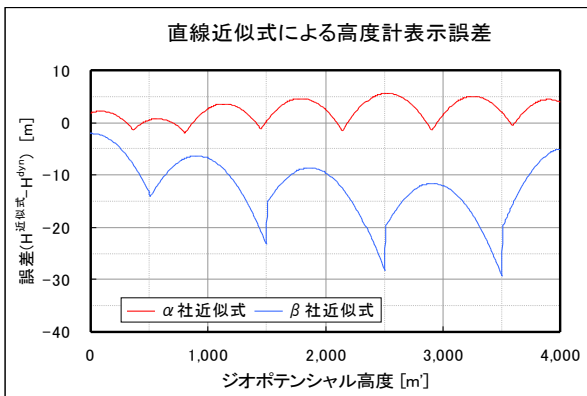
$$H^{Ind} = -44330.8 \left\{ \left(\frac{P}{1013.25} \right)^{0.190263} - 1 \right\} + \Delta H \quad (22)$$

この(22)式には階乗の計算が含まれている。登山用デジタル高度計に使われている4ビットや8ビットマイコンにとって、この(22)式をそのまま計算するのは荷が重い。

そのため、数〜数十に分けた気圧範囲毎に直線近似式(23)式を予め求め、プログラムに書き込んでおく。そして測定気圧から(23)式を用いて高度を計算するのが一般の登山用デジタル高度計である。

$$H^{Ind} = \{A_i \cdot (p - p_i) + B_i\} + \Delta H \quad (23) \quad (\text{気圧範囲: } p_i \leq p < p_{i+1}, A_i, B_i: \text{各範囲の定数})$$

この気圧範囲分けや直線近似式の定数は、メーカー・機種により異なり、登山用デジタル高度計の精度を大きく左右する。下のグラフは、二社の近似式を用いて計算した高度とジオポテンシャル高度の差を示している。



α社はほぼ±5mに納まり、β社は±30mもの計算誤差が出る。

誤差の絶対値が大きい高度(気圧)で、たまたま高度校正を行うと、その後、急に逆方向の大きな誤差が現れる事が心配される。

各メーカーが仕様に表示している高度計の誤差は、上記(A)気圧測定センサの誤差と(B)高度計算近似式の誤差の和である。

良心的メーカーの高度計は、ICAO標準大気での条件下で±(表示値×3%+10m)や、±5m以内などの誤差仕様を明示している。しかし、欧米有名ブランドの中国製高度計の多くは、標高に関わらず±50mもの誤差仕様となっている。これでは、高度計校正直後に大きな誤差が出たり、低標高の地点では校正も使用も出来ない可能性がある。更に、誤差を仕様全く表示しない有名メーカーのデジタル高度計も数多く存在しする。

(C) ICAO標準大気と実際の大気の違いによる誤差

(A)と(B)は、ICAO標準大気に対する高度計の計測器としての誤差であった。しかし、ICAO標準大気の式をそのまま使用すると、実際の気圧では、以下が原因となり、表示高度と標高に差が生じる。

項目	ICAO標準大気での計算	実際の気圧	章
高度の定義と緯度	ジオポテンシャル高度(H^{Geo}) $\phi = \text{約 } 45^\circ$	正標高(H) ≡ 正規高(H^*) $0^\circ \leq \phi \leq 90^\circ$	6
海面気温	$T_0 (=15^\circ\text{C})$	$T_0 + \Delta T$	8
海面気圧	$p_0 (=1,013.25 \text{ hPa})$	$p_0 + \Delta p$	9
気温減率	$L_0 (= -0.0065 \text{ K/m})$	$L_0 + \Delta L$	10
湿度	乾燥大気 (RH= 0%)	湿潤大気 (RH≠ 0%)	1 1
海面気圧の時間変化	無し	$\Delta p_t (\leq 3.5 \text{ hPa})$	1 4

以下の章では、ICAO標準大気と日本上空大気との違いによって生じる、「登山用デジタル高度計の、表示高度(H^{Ind})と正標高(H) ≡ 正規高(H^*)の差」について論じる。(最終的に使用時の高度計表示誤差は、(A), (B), (C)の合計になる。)

5. 正規重力 (γ) の計算

ジオポテンシャル高度 (H^{dyn}) と正標高 (H) ≡ 正規高 (H^*) の差を求めるには、正規重力 (γ) を精度良く求める必要がある。因みに、重力とは、[引力]と[自転による遠心力]のベクトルの和である。

(5, 6章の多くの式には、「物理測地学」¹²で使われている式番号(*-**)を表示した。)

回転楕円体表面での正規重力 (γ) の厳密式(2-146)は、ソミアリアナ(Somigliana, 1929)による。

$$\gamma = \frac{a \gamma_a \cos^2 \phi + b \gamma_b \sin^2 \phi}{\sqrt{a^2 \cos^2 \phi + b^2 \sin^2 \phi}} \equiv \gamma(0, \phi) \quad (2-146) \quad (\text{楕円体表面 } H^* = 0 \text{ での正規重力})$$

ϕ : 緯度 a : 赤道半径 b : 極半径 γ_a : 赤道重力 γ_b : 極重力

この回転楕円体上の正規高 (H^*) が、回転楕円体の半径に比べて小さい場合、正規高 H^* で緯度 ϕ での正規重力 $\gamma(H^*, \phi)$ は、 H^* の級数に展開出来る。

$$\gamma(H^*, \phi) = \gamma(0, \phi) + \frac{\partial \gamma(H^*, \phi)}{\partial H^*} H^* + \frac{1}{2} \frac{\partial^2 \gamma(H^*, \phi)}{\partial H^{*2}} H^{*2} + \dots \quad (2-208)$$

以下、この(2-208)式の右辺第1～3項の値を順に求めていく。

(2-208)式の右辺第1項は、ソミアリアナの式(2-146)の γ である。

(2-208)式右辺第2項の係数は、重力の鉛直勾配を水準面の平均曲率に関係づける Bruns の式を用い、

$$\frac{\partial \gamma(0, \phi)}{\partial H^*} = -2 \gamma(0, \phi) J + 4 \pi G \rho_E - 2 \omega^2 \quad (2-40)$$

G : 重力定数 ρ_E : 地球の密度 (正規高 (H^*) > 0 では $\rho = 0$ とおける。)

ω : 角速度 J : 楕円体の平均曲率

はじめに、(2-40)式の右辺第1項の楕円体の平均曲率 J は、下記で表される。

$$J = \frac{1}{2} \left(\frac{1}{M} + \frac{1}{N} \right) \quad (2-148)$$

M : 子午線曲率半径 N : 卯酉線曲率半径

$$M = \frac{a^2}{b} (1 + e'^2 \cos^2 \phi)^{-1.5} \quad N = \frac{a^2}{b} (1 + e'^2 \cos^2 \phi)^{-0.5} \quad (2-149 \ \& \ 2-150)$$

ここで、 e' : 第2離心率 $e' = \frac{1}{b} \sqrt{a^2 + b^2}$ (2-138) を用い、

M と N の逆数を展開する。

$$\frac{1}{M} = \frac{b}{a^2} \left(1 + \frac{3}{2} e'^2 \cos^2 \phi + \dots \right) \quad \frac{1}{N} = \frac{b}{a^2} \left(1 + \frac{1}{2} e'^2 \cos^2 \phi + \dots \right) \quad (2-210)$$

更に、この第2離心率 (e') は、扁平率 (f) $f = \frac{a-b}{a}$ (2-174) を用いて、

$$e'^2 = \frac{1}{(1-f)^2} - 1 = 2f + 3f^2 + \dots \quad (2-195)$$

H^* が十分に小さいから、(2-210)式の各々第2項、(2-195)式は第1項までを使うと、

$$\frac{1}{M} + \frac{1}{N} = \frac{2b}{a^2} (1 + 2f \cos^2 \phi) \quad (2-211) \quad \text{と書ける。}$$

(2-211)式で、 b を f と a を用いて表し、 $f^2 \approx 0$ であるので f^2 項を無視し、(2-148)式に入れる。

12 物理測地学 (Physical Geodesy), B. ホフマン-ウェレンホフ/H. モーリッツ, シュプリンガー・ジャパン, 2006

$$J = \frac{1}{2} \left(\frac{1}{M} + \frac{1}{N} \right) = \frac{1}{a} (1-f)(1+2f \sin^2 \phi) \approx \frac{1}{a} (1+f-2f \sin^2 \phi) \quad (24)$$

次に、(2-40)式の右辺第2項の角速度 ω の二乗を求める。

赤道における正規重力 (γ_a) は、第2離心率 (e') の4乗までの展開式で、以下の様に表される。

$$\gamma_a = \frac{GM}{ab} \left(1 - \frac{3}{2}m - \frac{3}{14}e'^2 m \right) \quad (2-186)$$

$$\text{ここで、} \quad m = \frac{\omega^2 a^2 b}{GM} \quad (2-137) \text{ である。}$$

この二式から ω^2 を計算すると、

$$\omega^2 = \frac{\gamma_a}{a} \cdot m \left\{ \frac{1}{1 - \left(\frac{3}{2}m + \frac{3}{14}e'^2 m \right)} \right\} \quad (25)$$

(25)式の中括弧内をテイラー展開し、 $e'^2 m^2$ 以上のオーダーの項を無視すると、

$$\omega^2 = \frac{\gamma_a}{a} \left(m + \frac{3}{2}m^2 \right) \quad (26) \quad (2-188) \text{式を变形}$$

この式の中の γ_a を求める。正規重力の式(2-146)を变形し、分母を2項級数展開し、 a と b を e' で表し、分子の γ_a と γ_b に、 e'^4 のオーダーまで含んだ展開式を代入すると、

$$\gamma = \gamma_a (1 + f_2 \sin^2 \phi + f_4 \sin^4 \phi) \quad (2-199)$$

$$\text{ここで、} \quad f_2 = -f + \frac{5}{2}m + \frac{1}{2}f^2 - \frac{26}{7}fm + \frac{15}{4}m^2 \quad (2-200)$$

$$f_4 = -\frac{1}{2}f^2 + \frac{5}{2}fm$$

$$\text{よって} \quad \gamma_a = \frac{\gamma}{1 - (-f_2 \sin^2 \phi - f_4 \sin^4 \phi)} \quad (27)$$

(27)式をテイラー展開すると、

$$\gamma_a = \gamma \{ 1 - f_2 \sin^2 \phi - f_4 \sin^4 \phi + (-f_2 \sin^2 \phi - f_4 \sin^4 \phi)^2 \} \quad (28)$$

(28)式を(26)式に入れ、 f と m の2次以上のオーダーの項を無視すると、 ω^2 が求まる。

$$\begin{aligned} \omega^2 &= \frac{\gamma}{a} \left(m + \frac{3}{2}m^2 \right) \{ 1 - f_2 \sin^2 \phi - f_4 \sin^4 \phi + (-f_2 \sin^2 \phi - f_4 \sin^4 \phi)^2 \} \\ &= \frac{\gamma}{a} m \quad (29) \end{aligned}$$

よって、(2-208)式の右辺第2項の係数は、(2-212)式で表される。

$$\frac{\partial \gamma(0, \phi)}{\partial H^*} = \frac{-2\gamma}{a} (1 + f - 2f \sin^2 \phi + m) \quad (2-212)$$

(2-208)式の右辺第3項の係数は、地球を半径 a の球に近似した重力の式を用いる。

$$\gamma(0, \phi) = \frac{GM}{a^2} \quad \text{微分して、} \quad \frac{\partial \gamma(0, \phi)}{\partial H^*} = \frac{\partial \gamma(0, \phi)}{\partial a} = -2 \frac{GM}{a^3} \quad (2-213) \text{ 更に微分し、}$$

$$\frac{\partial^2 \gamma(0, \phi)}{\partial H^{*2}} = \frac{\partial^2 \gamma(0, \phi)}{\partial a^2} = \frac{6}{a^2} \cdot \frac{GM}{a^2} = \frac{6}{a^2} \gamma(0, \phi) \quad (2-214)$$

正規高 (H^*)、緯度 ϕ での正規重力 $\gamma(H^*, \phi)$ は、(2-208)に(2-212)と(2-214)を入れて得られる。

正規重力 $\gamma(H^*, \phi)$

$$\gamma(H^*, \phi) = \frac{a\gamma_b \cos^2 \phi + b\gamma_a \sin^2 \phi}{\sqrt{a^2 \cos^2 \phi + b^2 \sin^2 \phi}} \left[1 - \frac{2}{a} (1 + f + m - 2f \sin^2 \phi) H^* + \frac{3}{a^2} H^{*2} \right] \quad (2-215)$$

ここで、各定数はWGS 84 (World Geodetic System 1984) では以下の通り。

定数	内容
$a = 6,378,137 \text{ m}$	楕円体の長半径 (赤道半径)
$b = 6,356,752.3142 \text{ m}$	楕円体の短半径 (極半径)
$\gamma_a = 9.7803253359 \text{ m/sec}^2$	赤道での正規重力
$\gamma_b = 9.8321849378 \text{ m/sec}^2$	極での正規重力
$f = 1/298.257223563$	楕円体の扁平率
$m = 0.00344978650684$	$m = \omega^2 a^2 b / GM$

6. ジオポテンシャル高度 (H^{dyn}) と標高 (H) の関係

第2章で述べた様に、ICAO 標準大気の式(19)で、気圧から求まる高度は、(4)式に示したジオポテンシャル高度と呼ばれる力学高 (H^{dyn}) である。

$$H^{\text{dyn}} \equiv \frac{\int_0^H g(H, \phi) dH}{\gamma_{45}} \quad (4) \quad (\text{再掲})$$

(4)式で、 $g(H, \phi)$ は、正標高 H 、緯度 ϕ での重力。

$\gamma_{45} = 9.80665 \text{ m/sec}^2$ これは標準緯度 (45°) での正規重力で、1901年当時の値。

「重力と正標高」「正規重力と正規高」の関係を示す(1)式を変形し、

$$\int_0^H g(H, \phi) dH = \int_0^{H^*} \gamma(H^*, \phi) dH^* = H^* \frac{1}{H^*} \int_0^{H^*} \gamma(H^*, \phi) dH^* \quad (30)$$

(30)式最後の部分は、鉛直線に沿っての平均正規重力値に当たるもので、

$$\bar{\gamma} = \frac{1}{H^*} \int_0^{H^*} \gamma(H^*, \phi) dH^* \quad (4-56) \quad \text{とおく。}$$

正規重力の(2-215)式を代入し、積分すると、

$$\bar{\gamma} = \gamma(0, \phi) \left\{ 1 - (1 + f + m - 2f \sin^2 \phi) \frac{H^*}{a} + \frac{H^{*2}}{a^2} \right\} \quad (4-60)$$

(30)(4-56)(4-60)式を(4)に入れると、ジオポテンシャル高度 (H^{dyn}) と正規高 (H^*) の関係式が得られる。

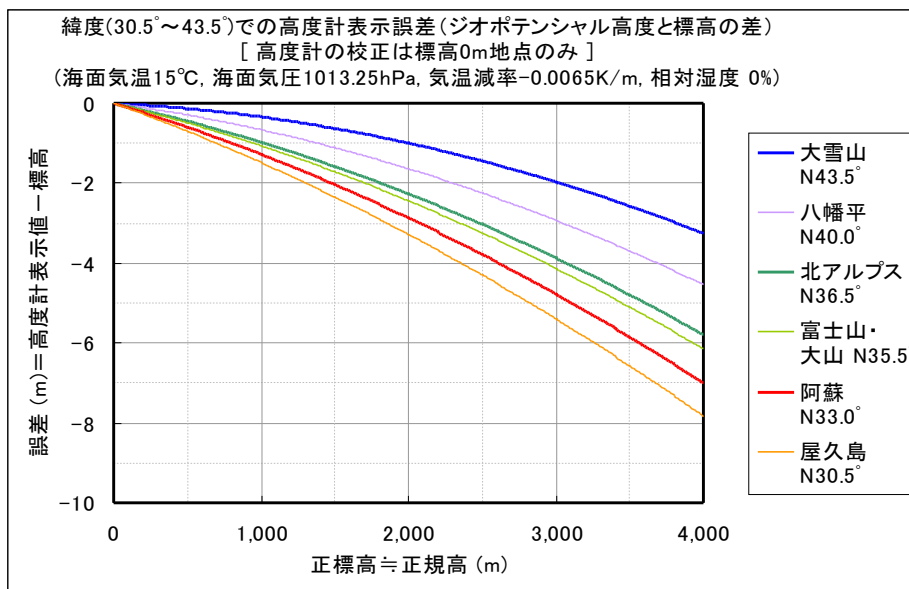
$$H^{\text{dyn}} = \frac{\bar{\gamma}}{\gamma_{45}} H^* = \frac{\gamma(0, \phi)}{\gamma_{45}} \left\{ H^* - (1 + f + m - 2f \sin^2 \phi) \frac{H^{*2}}{a} + \frac{H^{*3}}{a^2} \right\} \quad (31)$$

ここで、本論では $H = H^*$ (3) と扱っていることから、(31)式は、ジオポテンシャル高度 (H^{dyn}) と正標高 (H) の関係式でもある。尚、 $\gamma(0, \phi)$ は(2-146)式を用いる。

先に述べた通り、登山用デジタル高度計は、高度としてジオポテンシャル高度 (H^{dyn}) を表示する。そのため、表示高度と正標高 ($H \equiv$ 正規高 (H^*)) の差が、高度計の誤差になる。

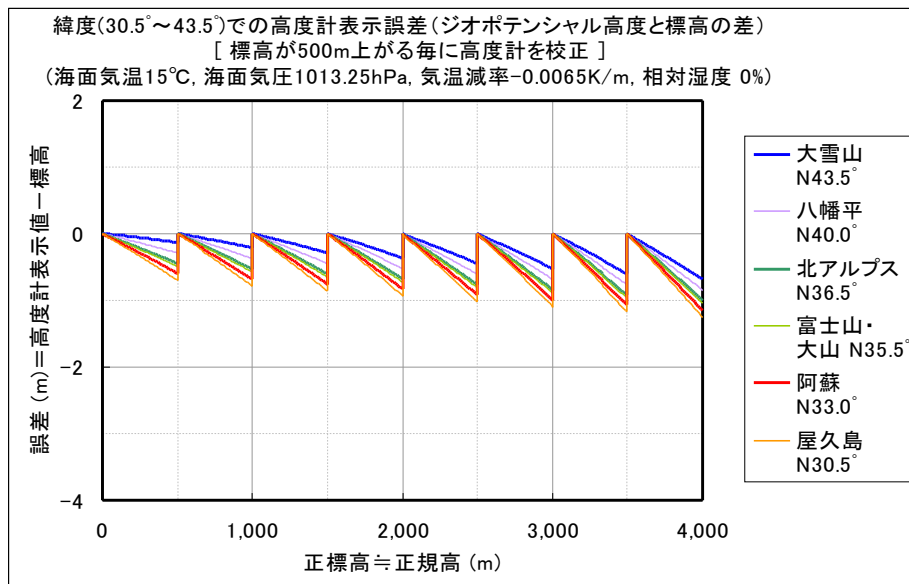
北海道の大雪山(北緯 43.5°)～鹿児島県の屋久島(北緯 30.5°)の緯度で、標高 4,000m まで、表示高度の誤差を計算すると、下のグラフになる。マイナスの計算値は、高度計の表示が標高より小さい値を示すことを意味している。

下のグラフは、標高 0m 地点のみで高度校正して登坂した時の高度計の誤差を示している。



ジオポテンシャル高度と正標高(正規高)の差は、4000m 地点でも 10m 以下であり、航空機の航空管制や気象学では無視されている。

次に、登山時に標高が 500m 上がる毎に (0, 500, 1000, 1500, 2000, 2500, 3000, 3500m 地点で)、高度計を正標高に校正した場合のグラフを示す。



高度校正時に表示値は標高に等しくなり誤差は 0m になり、鋸歯形状のグラフになる。

上のグラフは、登りの時の表示誤差で、下りの時は、誤差の正負は逆転し、鋸歯形状も左右逆転する。

500m 毎に高度校正すれば、ジオポテンシャル高度と正標高の差は ±1m 以内に納まることが判る。

7. ICAO 標準大気的一般化

4章(C)で述べた、海面気温・海面気圧・気温減率・相対湿度が、ICAO 標準大気の各定数と異なる時の気圧を計算する。まず、基礎になる式を①～⑤に示す。

①ジオポテンシャル高度 (前述の通り)

$$H^{\text{dyn}} \equiv \frac{1}{\gamma_{45}} \int_0^H g(H, \phi) dH \quad (4)$$

②静水圧平衡条件 (前述の通り)

$$dp = -\rho g(H) dH \quad (5)$$

③理想気体の状態方程式

水蒸気以外のガスの分圧を p 、水蒸気分圧を e とする。

$$(p-e)V = n_d RT \quad (32) \quad [\text{水蒸気以外のガスの状態方程式}]$$

$$eV = n_w RT \quad (33) \quad [\text{水蒸気の状態方程式}]$$

n_d : 水蒸気以外のガスのモル数 n_w : 水蒸気のモル数

各々および大気全体の密度は、

$$\rho_d = \frac{n_d M_d}{V} \quad (34) \quad \rho_w = \frac{n_w M_w}{V} \quad (35) \quad \rho = \rho_d + \rho_w \quad (36)$$

M_d : 水蒸気以外のガスのモル重量 M_w : 水蒸気のモル重量

各々の気体定数を以下の様に定義する。

$$R_d \equiv \frac{R}{M_d} \quad (37) \quad R_w \equiv \frac{R}{M_w} \quad (38)$$

④気温と気温減率

海面気温を $T_0 + \Delta T$ 、気温減率を L ($=L_0 + \Delta L$) とする。 ($T_0 = 15^\circ\text{C}$ 、 $L_0 = -0.0065\text{K/m}$)

$$T = (T_0 + \Delta T) + L \cdot H^{\text{dyn}} \quad (39)$$

⑤相対湿度

相対湿度を $RH(\%)$ 、飽和水蒸気圧を $e_s(T)$ とする。

$$RH(\%) = \frac{e}{e_s(T)} \cdot 100 \quad (40)$$

$$e_s(T) = \sum_{i=0}^6 \{A(i) \cdot (T - 273.15)^i\} \quad (41) \quad (\text{定数 } A(i) \text{ は、以下の通り。})$$

$$\begin{aligned} A(0) &= 6.1117675 & A(1) &= 0.443986062 & A(2) &= 1.43053301 \cdot 10^{-2} \\ A(3) &= 2.65027242 \cdot 10^{-4} & A(4) &= 3.02246994 \cdot 10^{-6} \\ A(5) &= 2.03886313 \cdot 10^{-8} & A(6) &= 6.38780966 \cdot 10^{-11} \end{aligned}$$

飽和水蒸気圧の近似式(41)に、ここでは Flatau¹³の式を用いた。

因みに、気象学では、一般に WMO 技術規則(1979)の(42)式が用いられる。

$$\begin{aligned} \log_{10} e_s(T) &= 10.79574 \left(1 - \frac{T_1}{T}\right) - 5.02800 \log_{10} \left(\frac{T}{T_1}\right) \\ &+ 1.50475 \cdot 10^{-4} \cdot \left\{1 - 10^{-8.2969 \left(\frac{T}{T_1} - 1\right)}\right\} \\ &+ 0.42873 \cdot 10^{-3} \cdot \left\{10^{-4.76955 \left(1 - \frac{T_1}{T}\right)} - 1\right\} + 0.78614 \end{aligned} \quad (42) \quad (T_1 = 273.16\text{K})$$

13 Flatau et al., J. App. Meteorol., 31, 1507-1513, 1992

また、気象庁では(42)式を簡略化した近似式¹⁴(43)を用いている。

$$e_s(t) = \exp\left(19.482 - \frac{4303.4}{t+243.5}\right) \quad (43) \quad (t: [^\circ\text{C}])$$

①～⑤を用いて、計算を進める。

$$(4) \text{式を微分して、} \quad g(H) dH = \gamma_{45} dH^{dyn} \quad (6)$$

$$(38) \text{式を微分して、} \quad dH^{dyn} = \frac{dT}{L} \quad (44)$$

$$(6) (36) (43) \text{式を(5)式に代入し、} \quad dp = -\frac{\gamma_{45}}{L} (\rho_d + \rho_w) dT \quad (45)$$

$$(34) (36) \text{式を(32)式に入れ、} \quad p - e = \rho_d R_d T \quad (46)$$

$$(39) (46) \text{式より、} \quad \rho_d = \frac{1}{R_d} T \left\{ p - \frac{RH}{100} e_s(T) \right\} \quad (47)$$

$$(35) (37) \text{式を(33)式に入れ、} \quad e = \rho_w R_w T \quad (48)$$

$$(39) (48) \text{式より、} \quad \rho_w = \frac{1}{R_w T} \left\{ \frac{RH}{100} e_s(T) \right\} \quad (49)$$

(45)式に(47)(49)式を代入する。

$$dp = -\frac{\gamma_{45}}{L} \left\{ \frac{p - \frac{RH}{100} e_s(T)}{R_d T} + \frac{\frac{RH}{100} e_s(T)}{R_w T} \right\} dT \quad (50)$$

(50)式を整理すると、

$$\frac{dp}{dT} + \frac{\gamma_{45}}{L R_d T} \cdot p = \frac{\gamma_{45} RH}{100 L R_d} \cdot \left(1 - \frac{R_d}{R_w}\right) \cdot \frac{e_s(T)}{T} \quad (51)$$

ここで、Tの関数 f(T), g(T)を以下の様におく。

$$f(T) = \frac{\gamma_{45}}{L R_d} \cdot \frac{1}{T} \quad g(T) = \frac{\gamma_{45} RH}{100 L R_d} \cdot \left(1 - \frac{R_d}{R_w}\right) \cdot \frac{e_s(T)}{T} \quad (52)$$

(52)式を(51)式に入れると、 $\frac{dp}{dT} + f(T) \cdot p = g(T)$ (53)となり、1階線形微分方程式になる。

(53)式の一般解は、 $p = e^{-\int f(T) dT} \left\{ \int g(T) e^{\int f(T) dt} dT + c \right\}$ (54) c: 定数

$$\int f(T) dT = \frac{\gamma_{45}}{L R_d} \int \frac{1}{T} dT = \frac{\gamma_{45}}{L R_d} \ln T \quad (55)$$

$$e^{-\int f(T) dT} = T^{-\frac{\gamma_{45}}{L R_d}} \quad (56) \quad e^{\int f(T) dT} = T^{\frac{\gamma_{45}}{L R_d}} \quad (57)$$

$$\int g(T) e^{\int f(T) dT} dT = \frac{RH \cdot \gamma_{45}}{100 \cdot L R_d} \left(1 - \frac{R_d}{R_w}\right) \int e_s(T) \cdot T^{\left(\frac{\gamma_{45}}{L R_d} - 1\right)} dT \quad (58)$$

ここで、 $k = \frac{\gamma_{45}}{L R_d} - 1$ $u = 273.15$ とおくと、(58)式右辺の積分の中身は、

14 高層気象観測業務の解説 (改訂版), 阿保敏広, 気象業務支援センター, 2006

$$\begin{aligned}
 & e_s(T) \cdot T^k \\
 &= A(6)T^{k+6} + \{-6uA(6) + A(5)\}T^{k+5} + \{15u^2A(6) - 5uA(5) + A(4)\}T^{k+4} \\
 & \quad + \{-20u^3A(6) + 10u^2A(5) - 4uA(4) + A(3)\}T^{k+3} \\
 & \quad + \{15u^4A(6) - 10u^3A(5) + 6u^2A(4) - 3uA(3) + A(2)\}T^{k+2} \\
 & \quad + \{-6u^5A(6) + 5u^4A(5) - 4u^3A(4) + 3u^2A(3) - 2uA(2) + A(1)\}T^{k+1} \\
 & \quad + \{u^6A(6) - u^5A(5) + u^4A(4) - u^3A(3) + u^2A(2) - uA(1) + A(0)\}T^k
 \end{aligned} \tag{59}$$

これを積分すると

$$\begin{aligned}
 & \int e_s(T) \cdot T^k dT \\
 &= \frac{A(6)}{k+7} T^{k+6} + \frac{1}{k+6} \{-6uA(6) + A(5)\} T^{k+5} \\
 & \quad + \frac{1}{k+5} \{15u^2A(6) - 5uA(5) + A(4)\} T^{k+4} \\
 & \quad + \frac{1}{k+4} \{-20u^3A(6) + 10u^2A(5) - 4uA(4) + A(3)\} T^{k+3} \\
 & \quad + \frac{1}{k+3} \{15u^4A(6) - 10u^3A(5) + 6u^2A(4) - 3uA(3) + A(2)\} T^{k+2} \\
 & \quad + \frac{1}{k+2} \{-6u^5A(6) + 5u^4A(5) - 4u^3A(4) + 3u^2A(3) - 2uA(2) + A(1)\} T^{k+1} \\
 & \quad + \frac{1}{k+1} \{u^6A(6) - u^5A(5) + u^4A(4) - u^3A(3) + u^2A(2) - uA(1) + A(0)\} T^k \\
 & \equiv S(T)
 \end{aligned} \tag{60}$$

この積分をS(T)とおく。

一般解(54)式に(55)～(58)式と(60)式を入れると、相対湿度RH(%)で気温Tの条件で、気圧pを求められる。

$$p = T^{-\frac{\gamma_{45}}{LR_d}} \cdot \left\{ \frac{RH}{100} \frac{\gamma_{45}}{LR_d} \left(1 - \frac{R_d}{R_w}\right) \cdot S(T) + c \right\} \tag{61}$$

尚、H=0の時、 $p = p_0 + \Delta p$ 、 $T = T_0 + \Delta T$ であるから、定数cは以下の通り。

$$c = (p_0 + \Delta p) (T_0 + \Delta T)^{\frac{\gamma_{45}}{LR_d}} - \frac{RH}{100} \frac{\gamma_{45}}{LR_d} \left(1 - \frac{R_d}{R_w}\right) \cdot S(T_0 + \Delta T) \tag{62}$$

また、ジオポテンシャル高度(H^{dyn})から気温(T)は、前述の(39)式で計算される。

$$T = (T_0 + \Delta T) + L \cdot H^{dyn} \tag{39}$$

乾燥大気 (RH=0%) の時、(61)式は(39)式を用いて(63)式になる。

$$p = (p_0 + \Delta p) \left\{ 1 + \frac{L}{T_0 + \Delta T_0} H^{dyn} \right\}^{-\frac{\gamma_{45}}{LR_d}} \tag{63}$$

8. 海面気温 ($T_0 \rightarrow T_0 + \Delta T$) による高度計誤差

ICAO 標準大気海面気温は 15°C であるが、日本では四季によって大きく変化する。地上の気温と異なり、上空の気温に日較差は余り無いので、この標高 0m での気温には、月平均気温をあてておく。(気温減率 (L) が一定であることを前提に、高層気象データから計算した海面気温の多くは、月平均地上気温 $\pm 2^\circ\text{C}$ 程度になる。) 日本各地の月平均気温は、 $0^\circ\text{C} \sim 25^\circ\text{C}$ 程度である。

ここでは、海面気温のみが高度計に及ぼす影響を調べるため、

緯度 = 45.5° (ジオポテンシャル高度計算式(31)で、標準緯度に相当する。)

海面気圧 = 1013.25 hPa ($\Delta p = 0 \text{ hPa}$ 、海面気圧の時間変化 $\Delta p_t = 0 \text{ hPa}$)

気温減率 = -0.0065 K/m ($\Delta L = 0 \text{ K/m}$)

相対湿度 = 0% ($\text{RH} = 0\%$)

と、海面気温以外は、ICAO 標準大気の数値とした。

最初に、正標高 (H) \equiv 正規高 (H^*) から、ジオポテンシャル高度 (H^{dyn}) を(31)式で計算する。乾燥大気なので、(63)式に数値を入力すれば、ジオポテンシャル高度 (H^{dyn}) での気圧値(64)が求まる。

$$p = p_0 \cdot \left\{ 1 + \frac{L}{T_0 + \Delta T} H^{\text{dyn}} \right\}^{-\frac{\gamma_{45}}{LR_d}} \quad (64)$$

標高 H_1 で高度計を校正し、標高 H_2 での表示高度と標高の差を求める。

$$\text{標高 } H_1 \text{ での気圧 } p_1 \text{ は、 } p_1 = p_0 \cdot \left\{ 1 + \frac{L}{T_0 + \Delta T} H_1^{\text{dyn}} \right\}^{-\frac{\gamma_{45}}{LR_d}} \quad (65)$$

標準大気で p_1 に相当する計算ジオポテンシャル高度は、(19)式 の p に p_1 を代入し、

$$H_1^{\text{cal}} = \frac{T_0}{L} \left\{ \left(\frac{p_1}{p_0} \right)^{-\frac{LR_d}{\gamma_{45}}} - 1 \right\} = \left(1 - \frac{\Delta T}{T_0 + \Delta T} \right) H_1^{\text{dyn}} \quad (66)$$

標高 H_1 で高度校正する際の高度補正值 (ΔH) は、

$$\Delta H = H_1^* - H_1^{\text{cal}} = (H_1^* - H_1^{\text{dyn}}) + \frac{\Delta T}{T_0 + \Delta T} H_1^{\text{dyn}} \quad (67)$$

$$\text{標高 } H_2 \text{ での気圧 } p_2 \text{ は、 } p_2 = p_0 \cdot \left\{ 1 + \frac{L}{T_0 + \Delta T} H_2^{\text{dyn}} \right\}^{-\frac{\gamma_{45}}{LR_d}} \quad (68)$$

標準大気で p_2 に相当する計算ジオポテンシャル高度は、式(19)の p に p_2 を代入し、

$$H_2^{\text{cal}} = \frac{T_0}{L} \left\{ \left(\frac{p_2}{p_0} \right)^{-\frac{LR_d}{\gamma_{45}}} - 1 \right\} = \left(1 - \frac{\Delta T}{T_0 + \Delta T} \right) H_2^{\text{dyn}} \quad (69)$$

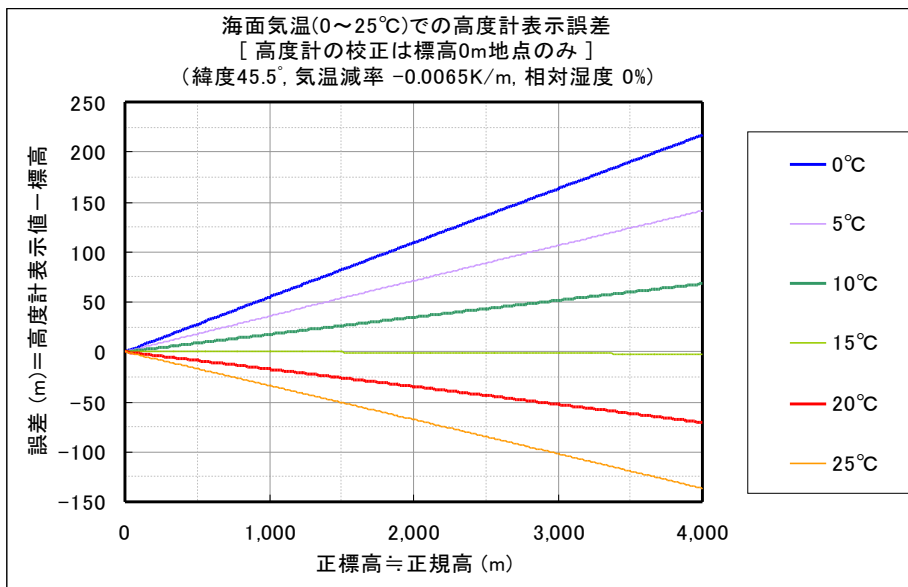
標高 H_2 での高度計の表示高度は、

$$H_2^{\text{ind}} = H_2^{\text{cal}} + \Delta H \quad (70)$$

よって、標高 H_1 で高度校正後、標高 H_2 で表示高度と標高の差 (誤差) は、

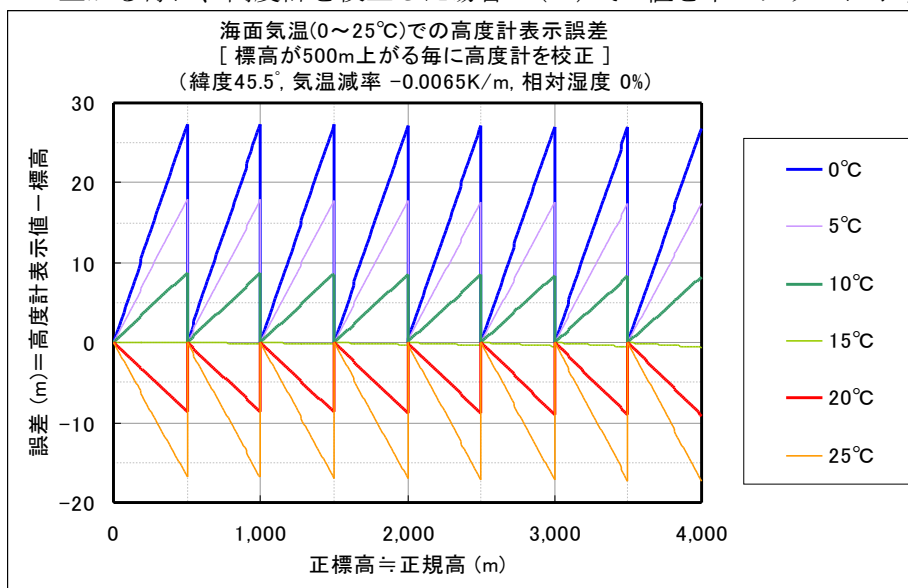
$$\text{Err} = H_2^{\text{ind}} - H_2^* = (H_1^* - H_1^{\text{dyn}}) - (H_2^* - H_2^{\text{dyn}}) - \frac{\Delta T}{T_0 + \Delta T} (H_2^{\text{dyn}} - H_1^{\text{dyn}}) \quad (71)$$

高度計の校正は、標高0m地点のみにして登坂した場合の(71)式の値を下のグラフに示す。
海面気温は、0°C~25°Cで5°Cおきに計算した。



海面気温が15°Cより高くなる(暑くなる)と、高度計は実際の標高より低い値を示す。
逆に、海面気温が15°Cより低くなる(寒くなる)と、高度計は実際の標高より高い値を示す。

次に、標高が500m上がる毎に、高度計を校正した場合の(71)式の値を下のグラフに示す。



標高500m上昇毎に高度計を校正すれば、表示値と標高の差は、片引き鋸の歯状になる。
上のグラフは、登りの時の表示誤差で、下りの時は、誤差の正負は逆転し、鋸歯形状も左右逆転する。
標高差500mあたりの表示誤差は、真冬：±27m/500m、春秋：±9m/500m、真夏：±17m/500mになる。

9. 海面気圧 ($p_0 \rightarrow p_0 + \Delta p$) による高度計誤差

ICAO 標準大気海面気圧は 1013.25hPa であるが、海面気圧は、高気圧下で概ね 1030hPa、低気圧下で 980hPa と天気の違いで上下する。(海面気圧の時間変化による高度計誤差については、14 章で述べる。本章では、海面気圧が一定値であると仮定する。)

ここでは、海面気圧のみが高度計に及ぼす影響を調べるため、

緯度 = 45.5°	(ジオポテンシャル高度計算式(31)で、標準緯度に相当する。)
海面気温 = 15°C	($\Delta T = 0$ °C)
海面気圧の時間変化なし	($\Delta p_t = 0$ hPa)
気温減率 = -0.0065 K/m	($\Delta L = 0$ K/m)
相対湿度 = 0%	(RH=0%)

と、海面気圧以外は、ICAO 標準大気の数値とした。

正標高(H) ≡ 正規高(H*) から、ジオポテンシャル高度(H^{dyn}) を(31)式で計算する。
乾燥大気なので、(63)式に数値を入力すれば、ジオポテンシャル高度(H^{dyn})での気圧値(72)が求まる。

$$p = (p_0 + \Delta p) \cdot \left\{ 1 + \frac{L}{T_0} H^{dyn} \right\}^{-\frac{\gamma_{45}}{LR_d}} \quad (72)$$

標高 H_1 で高度計を校正し、標高 H_2 での表示高度と標高の差を求める。

$$\text{標高 } H_1 \text{ での気圧 } p_1 \text{ は、 } p_1 = (p_0 + \Delta p) \cdot \left\{ 1 + \frac{L}{T_0} H_1^{dyn} \right\}^{-\frac{\gamma_{45}}{LR_d}} \quad (73)$$

標準大気で p_1 に相当する計算ジオポテンシャル高度は、(19)式の p に p_1 を代入し、

$$H_1^{cal} = \frac{T_0}{L} \left\{ \left(\frac{p_1}{p_0} \right)^{-\frac{LR_d}{\gamma_{45}}} - 1 \right\} = \left(1 + \frac{\Delta p}{p_0} \right)^{-\frac{LR_d}{\gamma_{45}}} \cdot \left(\frac{T_0}{L} + H_1^{dyn} \right) - \frac{T_0}{L} \quad (74)$$

標高 H_1 で高度校正する際の高度補正值(ΔH)は、

$$\Delta H = H_1^* - H_1^{cal} \quad (75)$$

$$\text{標高 } H_2 \text{ での気圧 } p_2 \text{ は、 } p_2 = (p_0 + \Delta p) \cdot \left\{ 1 + \frac{L}{T_0} H_2^{dyn} \right\}^{-\frac{\gamma_{45}}{LR_d}} \quad (76)$$

標準大気で p_2 に相当する計算ジオポテンシャル高度は、式(19)の p に p_2 を代入し、

$$H_2^{cal} = \frac{T_0}{L} \left\{ \left(\frac{p_2}{p_0} \right)^{-\frac{LR_d}{\gamma_{45}}} - 1 \right\} = \left(1 + \frac{\Delta p}{p_0} \right)^{-\frac{LR_d}{\gamma_{45}}} \cdot \left(\frac{T_0}{L} + H_2^{dyn} \right) - \frac{T_0}{L} \quad (77)$$

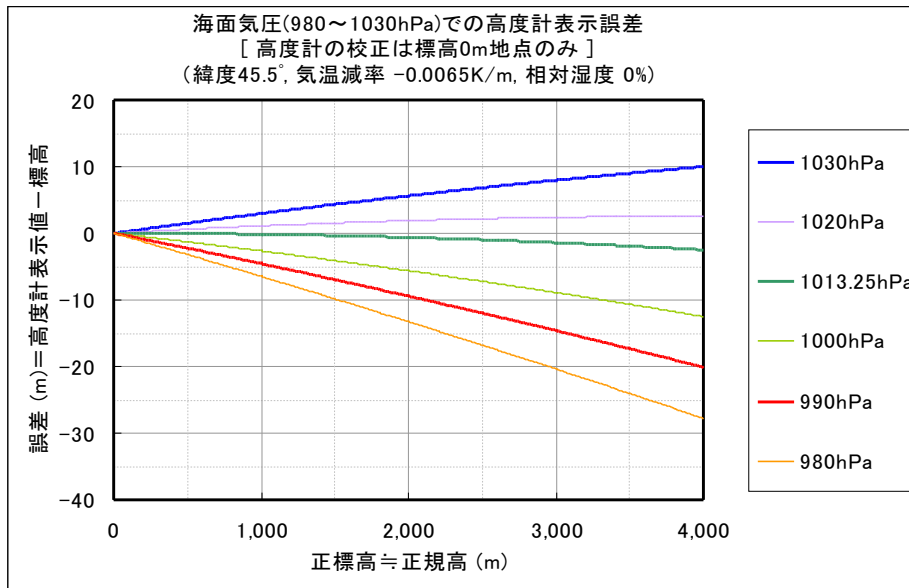
標高 H_2 での高度計の表示高度は、

$$H_2^{Ind} = H_2^{cal} + \Delta H \quad (78)$$

よって、標高 H_1 で高度校正後、標高 H_2 で表示高度と標高の差(誤差)は、

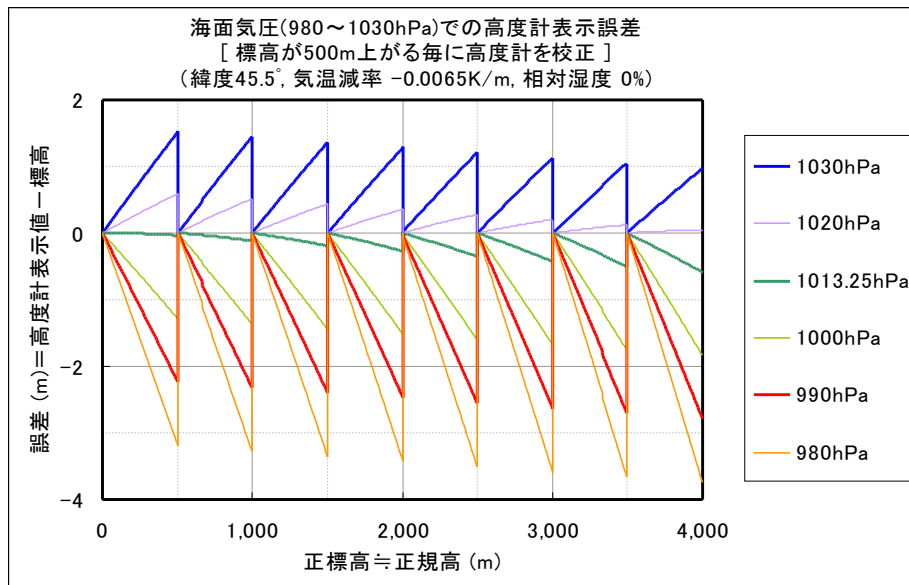
$$\begin{aligned} Err &= H_2^{Ind} - H_2^* = H_2^{cal} - H_2^* + H_1^* - H_1^{cal} \\ &= \left(1 + \frac{\Delta p}{p_0} \right)^{-\frac{LR_d}{\gamma_{45}}} \cdot (H_2^{dyn} - H_1^{dyn}) - (H_2^* - H_1^*) \end{aligned} \quad (79)$$

高度計の校正は、標高0m地点のみにして登坂した場合の(71)式の値を下のグラフに示す。
海面気圧は、980hPa～1030hPaで計算した。



低気圧が近く、海面気圧が低いと、高度計は実際の標高より低い値を示す。
逆に、高気圧が近く、海面気圧が高いと、高度計は実際の標高より高い値を示す。

次に、標高が500m上がる毎に、高度計を校正した場合の(79)式の値を下のグラフに示す。



高度計を500m上昇毎に校正していれば、海面気圧の影響は小さいことが判る。
上のグラフは、登りの時の表示誤差で、下りの時は、誤差の正負は逆転し、鋸歯形状も左右逆転する。
標高差500mあたりの表示誤差は、低気圧下：±3m/500m、高気圧下：±1m/500mになる。

10. 気温減率 ($L_0 \rightarrow L_0 + \Delta L$) による高度計誤差

ICAO 標準大気の気温減率 (L_0) は -0.0065K/m であるが、高層気象観測¹⁵⁾ による日本各地上空の月平均の気温減率は、 $-0.0043 \sim -0.0058\text{K/m}$ の範囲であり、概ね -0.005K/m 前後と考えて良い。($L = -0.0034 \sim -0.0042\text{K/m}$ である冬季の九州地方を除く。) 登山の知識として「1000m 登ると 6.5°C 気温が下がる」と言われるが、「日本付近では 1000m 登ると約 5°C 気温が下がる」と考えるのが正しい。

ここでは、気温減率のみが高度計に及ぼす影響を調べるため、

$$\begin{aligned} \text{緯度} &= 45.5^\circ && (\text{ジオポテンシャル高度計算式(31)で、標準緯度に相当する。}) \\ \text{海面気温} &= 15^\circ\text{C} && (\Delta T = 0 \text{ K}) \\ \text{海面気圧} &= 1013.25\text{hPa} && (\Delta p = 0 \text{ hPa、海面気圧の時間変化 } \Delta p_t = 0 \text{ hPa}) \\ \text{相対湿度} &= 0\% && (\text{RH} = 0\%) \end{aligned}$$

と、気温減率以外は、ICAO 標準大気の定数とした。

最初に、正標高 (H) \equiv 正規高 (H^*) から、ジオポテンシャル高度 (H^{dyn}) を (31) 式で計算する。乾燥大気なので、(63) 式に数値を入力すれば、ジオポテンシャル高度 (H^{dyn}) での気圧値 (80) が求まる。

$$p = p_0 \left\{ 1 + \frac{L_0 + \Delta L}{T_0} H^{\text{dyn}} \right\}^{-\frac{\gamma_{45}}{LR_d}} \quad (80)$$

$$\text{標高 } H_1 \text{ での気圧 } p_1 \text{ は、} \quad p_1 = p_0 \left\{ 1 + \frac{L_0 + \Delta L}{T_0} H_1^{\text{dyn}} \right\}^{-\frac{\gamma_{45}}{LR_d}} \quad (81)$$

標準大気で p_1 に相当する計算ジオポテンシャル高度は、(19) 式 の p に p_1 を代入し、

$$H_1^{\text{cal}} = \frac{T_0}{L} \left\{ \left(\frac{p_1}{p_0} \right)^{-\frac{LR_d}{\gamma_{45}}} - 1 \right\} = \frac{T_0}{L} \left\{ \left(1 + \frac{L + \Delta L}{T_0} H_1^{\text{dyn}} \right)^{-\frac{L}{L + \Delta L}} - 1 \right\} \quad (82)$$

標高 H_1 で高度校正する際の高度補正值 (ΔH) は、

$$\Delta H = H_1^* - H_1^{\text{cal}} \quad (83)$$

$$\text{標高 } H_2 \text{ での気圧 } p_2 \text{ は、} \quad p_2 = p_0 \left\{ 1 + \frac{L_0 + \Delta L}{T_0} H_2^{\text{dyn}} \right\}^{-\frac{\gamma_{45}}{LR_d}} \quad (84)$$

標準大気で p_2 に相当する計算ジオポテンシャル高度は、式(19)の p に p_2 を代入し、

$$H_2^{\text{cal}} = \frac{T_0}{L} \left\{ \left(\frac{p_2}{p_0} \right)^{-\frac{LR_d}{\gamma_{45}}} - 1 \right\} = \frac{T_0}{L} \left\{ \left(1 + \frac{L + \Delta L}{T_0} H_2^{\text{dyn}} \right)^{-\frac{L}{L + \Delta L}} - 1 \right\} \quad (85)$$

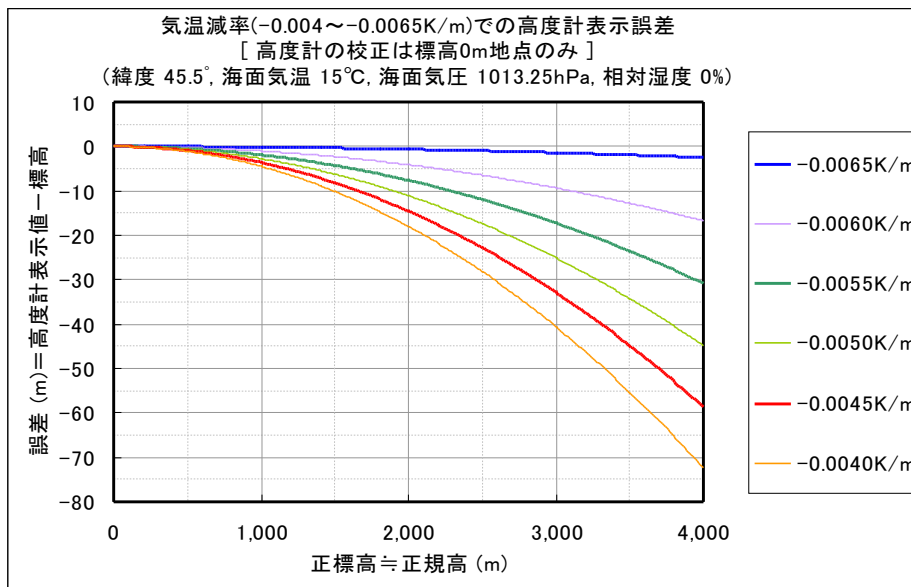
標高 H_2 での高度計の表示高度は、

$$H_2^{\text{Ind}} = H_2^{\text{cal}} + \Delta H \quad (86)$$

よって、標高 H_1 で高度校正後、標高 H_2 で表示高度と標高の差 (誤差) は、

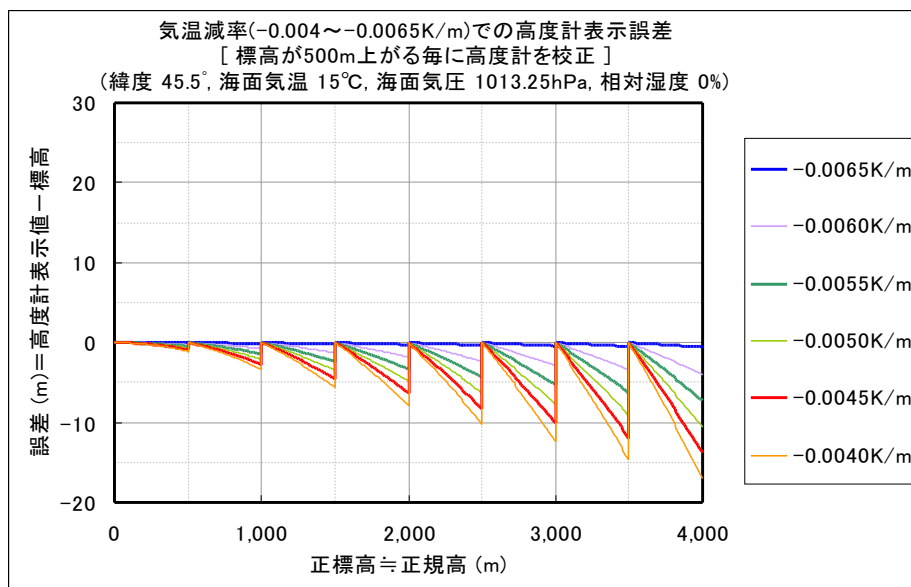
$$\begin{aligned} \text{Err} &= H_2^{\text{Ind}} - H_2^* = H_2^{\text{cal}} - H_2^* + H_1^* - H_1^{\text{cal}} \\ &= \frac{T_0}{L} \cdot \left\{ \left(1 + \frac{L + \Delta L}{T_0} H_2^{\text{dyn}} \right)^{-\frac{L}{L + \Delta L}} - \left(1 + \frac{L + \Delta L}{T_0} H_1^{\text{dyn}} \right)^{-\frac{L}{L + \Delta L}} \right\} - (H_2^* - H_1^*) \end{aligned} \quad (87)$$

高度計の校正は、標高0m地点のみにし登坂した場合の(87)式の値を下のグラフに示す。
 気温減率は、 $-0.0040\text{K/m} \sim -0.0065\text{K/m}$ で計算した。



気温減率の絶対値が小さくなる程、高度計は実際の標高より低い値を示す。
 日本付近の気温減率では、 $-0.0043 \sim -0.0058\text{K/m}$ では、表示誤差はマイナス側になる。

次に、標高が500m上がる毎に、高度計を校正した場合の(87)式の値を下のグラフに示す。



500m毎の校正しておけば、高度計の最大誤差は -10m 前後で収まる。
 上のグラフは、登りの時の表示誤差で、下りの時は、誤差の正負は逆転し、鋸歯形状も左右逆転する。
 標高差500mあたりの表示誤差は、日本付近上空に多い -0.005K/m で $\pm 9\text{m}/500\text{m}$ になる。

1.1. 湿潤大気 (RH=0%→RH≠0%) による高度計誤差

水蒸気 (H₂O) は、窒素 (N₂) や酸素 (O₂) に比べモル重量が小さく、大気中の水蒸気量が増えると、大気の密度は小さくなる。ICAO 標準大気の相対湿度 (RH) は 0% (乾燥大気) であるが、登山中に実際の大気が湿度 0% (乾燥大気) になることはあり得ず、0% < RH ≤ 100% の湿潤大気になっている。

高層気象観測による日本各地上空の月平均相対湿度は、25~80%¹⁶ である。この値は、雲の状態や風向き、水蒸気発生源との位置関係などで大きく変わる。当然、雲や霧の中では、ほぼ 100% になる。

また、相対湿度は、ある温度での飽和水蒸気量に対する大気中水蒸気量の割合を示すもので、(43) 式からわかるように、気温が下がると飽和水蒸気量は大きく減っていくので、水蒸気による影響はさほど大きくはない。

ここでは、相対湿度のみが高度計に及ぼす影響を調べるため、

$$\begin{aligned} \text{緯度} &= 45.5^\circ && (\text{ジオポテンシャル高度計算式(31)で、標準緯度に相当する。}) \\ \text{海面気温} &= 15^\circ\text{C} && (\Delta T = 0 \text{ K}) \\ \text{海面気圧} &= 1013.25 \text{ hPa} && (\Delta p = 0 \text{ hPa, 海面気圧の時間変化 } \Delta p_t = 0 \text{ hPa}) \\ \text{気温減率} &= -0.0065 \text{ K/m} && (\Delta L = 0 \text{ K/m}) \end{aligned}$$

と、相対湿度以外は、ICAO 標準大気の定数とした。

最初に、正標高 (H) ≡ 正規高 (H*) から、ジオポテンシャル高度 (H^{dyn}) を (31) 式で計算する。

$$H^{\text{dyn}} = \frac{\bar{\gamma}}{\gamma_{45}} H^* = \frac{\gamma(0, \phi)}{\gamma_{45}} \left\{ H^* - (1 + f + m - 2f \sin^2 \phi) \frac{H^{*2}}{a} + \frac{H^{*3}}{a^2} \right\} \quad (31) \quad (\text{再掲})$$

このジオポテンシャル高度 (H^{dyn}) から、気温 (T) を (39) 式で計算する。

$$T = (T_0 + \Delta T) + L \cdot H^{\text{dyn}} \quad (39) \quad (\text{再掲})$$

湿潤大気なので、気温と相対湿度を (61) (62) 式に数値を入力すれば、気圧が求まる。

$$p = T^{-\frac{\gamma_{45}}{LR_d}} \cdot \left\{ \frac{RH}{100} \frac{\gamma_{45}}{LR_d} \left(1 - \frac{R_d}{R_w}\right) \cdot S(T) + c \right\} \quad (61) \quad (\text{再掲})$$

$$c = (p_0 + \Delta p) (T_0 + \Delta T)^{\frac{\gamma_{45}}{LR_d}} - \frac{RH}{100} \frac{\gamma_{45}}{LR_d} \left(1 - \frac{R_d}{R_w}\right) \cdot S(T_0 + \Delta T) \quad (62) \quad (\text{再掲})$$

標高 H₁ での気圧 p₁ を (61) (62) 式で計算する。

標準大気で p₁ に相当する計算ジオポテンシャル高度は、式 (19) の p に p₁ を代入し、

$$H_1^{\text{cal}} = \frac{T_0}{L} \left\{ \left(\frac{p_1}{p_0} \right)^{\frac{LR_d}{\gamma_{45}}} - 1 \right\} \quad (88)$$

標高 H₁ で高度校正する際の高度補正值 (ΔH) は、

$$\Delta H = H_1^* - H_1^{\text{cal}} \quad (89)$$

標高 H₂ での気圧 p₂ を (61) (62) 式で計算する。

標準大気で p₂ に相当する計算ジオポテンシャル高度は、式 (19) の p に p₂ を代入し、

$$H_2^{\text{cal}} = \frac{T_0}{L} \left\{ \left(\frac{p_2}{p_0} \right)^{\frac{LR_d}{\gamma_{45}}} - 1 \right\} \quad (90)$$

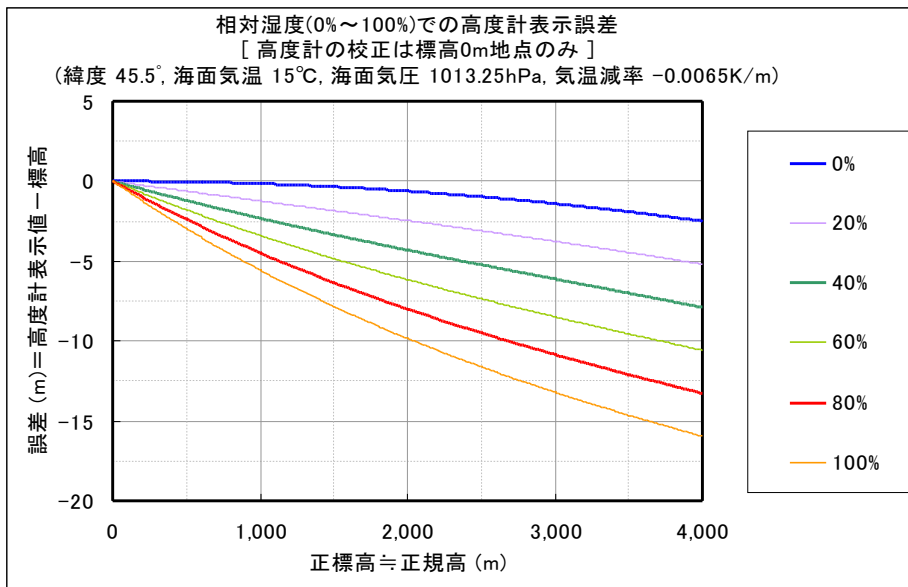
標高 H₂ での高度計の表示高度は、

$$H_2^{\text{Ind}} = H_2^{\text{cal}} + \Delta H \quad (91)$$

よって、標高 H_1 で高度校正後、標高 H_2 で表示高度と標高の差（誤差）は、(92)式になる。

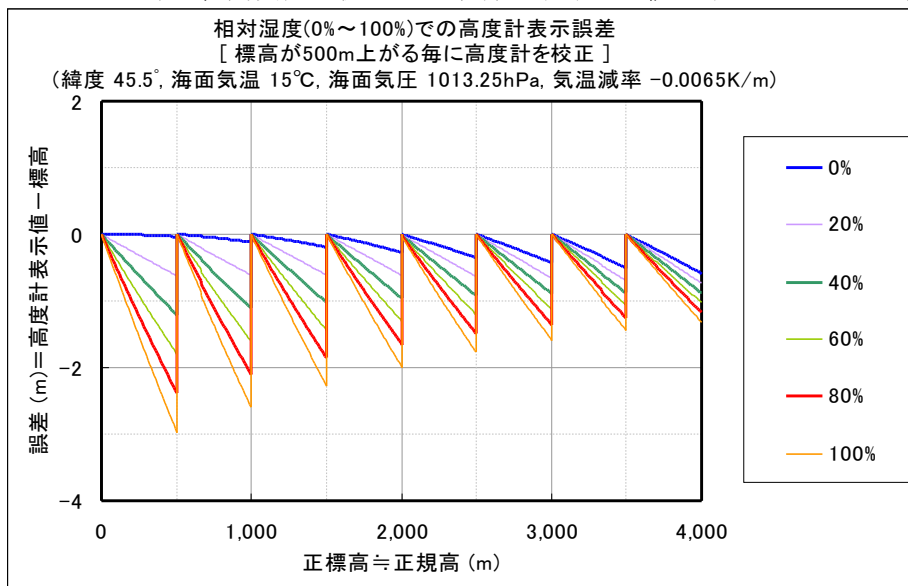
$$Err = H_2^{Ind} - H_2^* = H_2^{cal} - H_2^* + H_1^* - H_1^{cal} \quad (92)$$

高度計の校正は、標高0m地点のみにし登坂した場合の(92)式の値を下のグラフに示す。相対湿度は、0%~100%で計算した。



相対湿度が上がると、標準大気より大気が軽くなり、標高に対する気圧減少率が標準大気より下がる。そのため、高度計は、標高より低い値を表示してしまう。

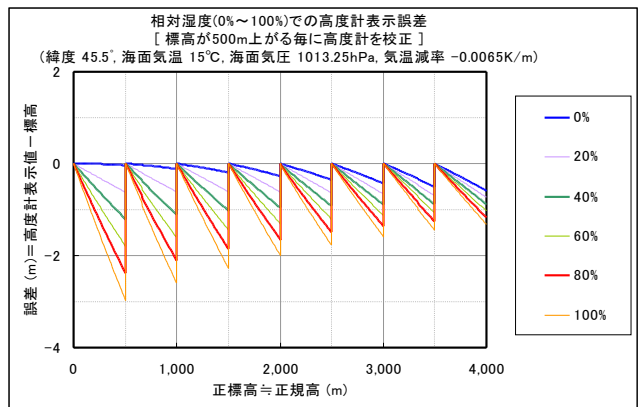
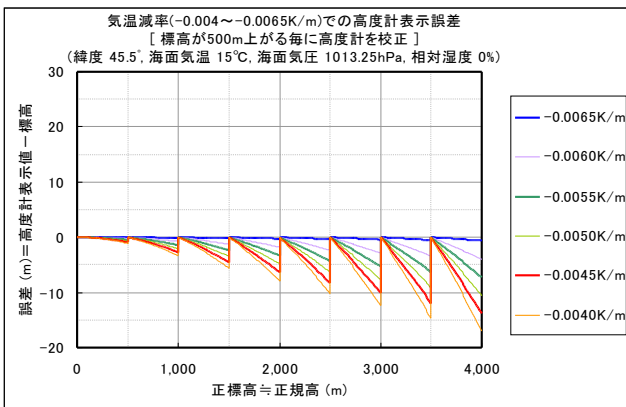
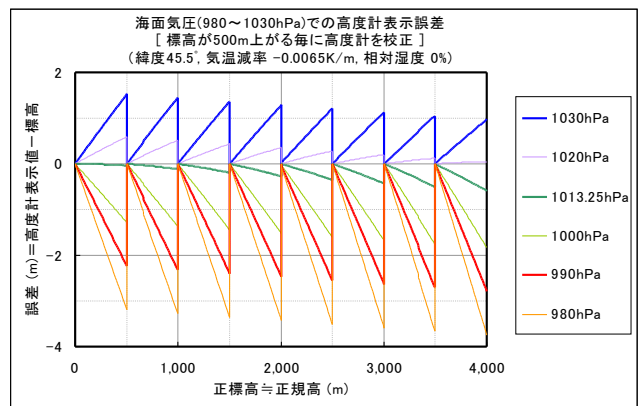
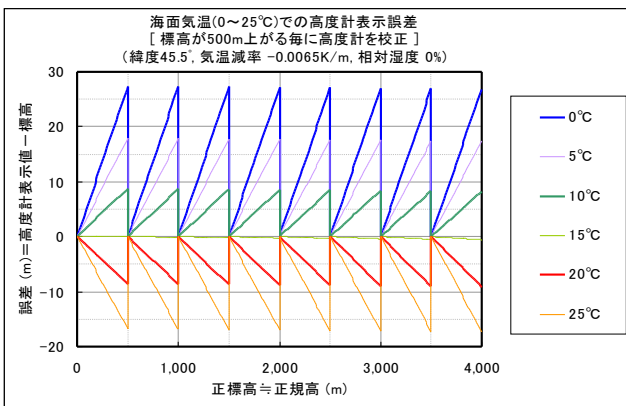
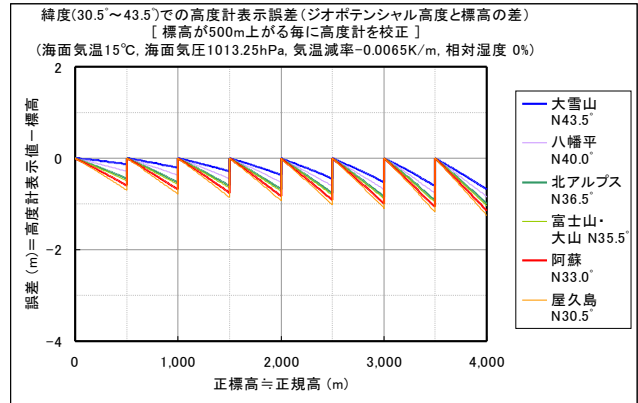
次に、標高が500m上がる毎に、高度計を校正した場合の(92)式の値を下のグラフに示す。



500m上昇ごとに高度計を校正すれば、相対湿度の影響は小さくなることが判る。上のグラフは、登りの時の表示誤差で、下りの時は、誤差の正負は逆転し、鋸歯形状も左右逆転する。標高差500mあたりの表示誤差は、相対湿度80%で±2m/500mになる。

1.2. 各因子による高度計誤差比較

6章、8～11章で計算した500m上昇毎に校正した場合のグラフを並べると、以下の様になる。



高度計表示値と標高の差には、海面気温・気温減率の影響が大きく、緯度・海面気圧・相対湿度の影響は小さいことが判る。

上のグラフは、登りの時の表示誤差で、下りの時は、誤差の正負は逆転し、鋸歯形状も左右逆転する。

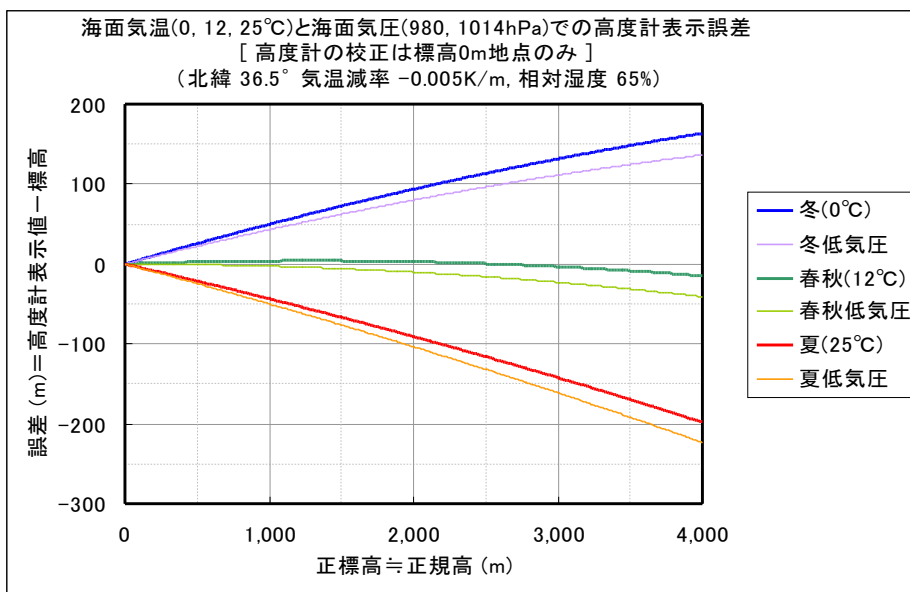
1.3. 季節変化による高度計誤差比較

実際に高度計を使用する際の参考にするため、四季の変化による高度計表示値の誤差傾向を求める。以下の条件で、表示誤差を計算する。

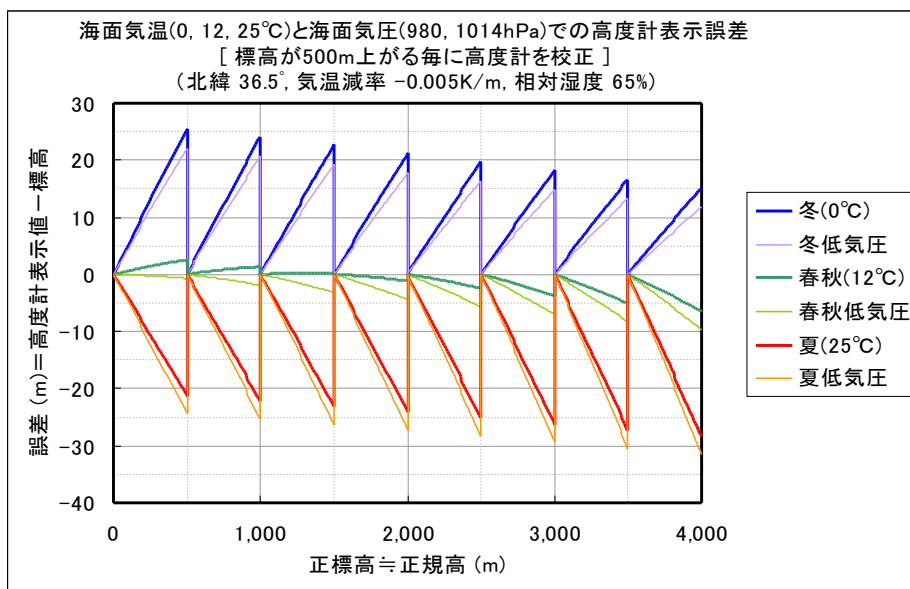
緯度 36.5°、気温減率 -0.005K/m、相対湿度 65% は固定し、海面気温と気圧を変化させる。

	冬	冬：低気圧	春秋	春秋：低気圧	夏	夏：低気圧
海面気温	0℃	0℃	12℃	12℃	25℃	25℃
海面気圧	1,014 hPa	980 hPa	1,014 hPa	980 hPa	1,014 hPa	980 hPa

高度計の校正は、標高0m地点のみにし登坂した場合のグラフを下に示す。



高度計を 500m 上昇毎に校正した場合のグラフを下に示す。



上のグラフは、登りの時の表示誤差で、下りの時は、誤差の正負は逆転し、鋸歯形状も左右逆転する。標高差 500m あたりの表示誤差は、真冬：±26m/500m、春秋±8m/500m、真夏：±30m/500m になる。

表示誤差の大きい真冬や真夏は、春秋に比べて高度校正を頻繁に行った方が表示高度の精度は上がる。また、「高度計が 100m の高度差を示した時、真夏は約 105m の標高差、真冬は約 96m の標高差になる。」ことを覚えておけば、登山中に表示高度の大まかな読み替えが行える。

14. 海面気圧の時間変化

9章では、海面気圧が、ICAO 標準大気海面気圧 (1013.25hPa) と異なる場合を計算した。この時は、高度計を使用している間に海面気圧 ($p_0 + \Delta p$) は変化しないと見なしていた。しかし、実際の海面気圧は、気圧配置の変化に伴って常に変動しており、1時間の変化でも高度計に誤差をもたらす。

ここでは、海面気圧の時間変化 (Δp_t) のみが高度計に及ぼす影響を調べるため、

緯度 = 45.5°	(ジオポテンシャル高度計算式(31)で、標準緯度に相当する。)
海面気温 = 15°C	($\Delta T = 0$ °C)
初期海面気圧 = 1013.25 hPa	($\Delta p = 0$ hPa)
気温減率 = -0.0065 K/m	($\Delta L = 0$ K/m)
相対湿度 = 0%	(RH=0%)

と、海面気圧の時間変化以外は、ICAO 標準大気の定数とした。

初期海面気圧 = p_0 の時、正標高 (H) ≡ 正規高 (H^*) から、ジオポテンシャル高度 (H^{dyn}) を (31) 式で計算する。大気状態は、ICAO 標準大気と同一なので、高度計の表示高度は、ジオポテンシャル高度 (H^{dyn}) に等しくなる。

$$H_{i0}^{Ind} = H^{dyn} \quad (93)$$

時間経過後、海面気圧が ($p_0 + \Delta p_t$) に変化した時、ジオポテンシャル高度 (H^{dyn}) での気圧 p_t は、

$$p_t = (p_0 + \Delta p_t) \cdot \left\{ 1 + \frac{L}{T_0} H^{dyn} \right\}^{-\frac{\gamma_{45}}{LR_d}} \quad (94)$$

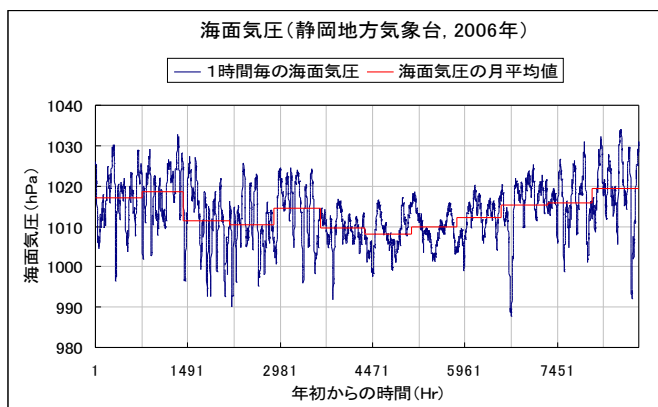
標準大気で、 p_t に相当する計算ジオポテンシャル高度は、(19) 式の p に p_t を代入し、

$$H_t^{cal} = \frac{T_0}{L} \left\{ \left(\frac{p_t}{p_0} \right)^{-\frac{LR_d}{\gamma_{45}}} - 1 \right\} = \left(1 + \frac{\Delta p_t}{p_0} \right)^{-\frac{LR_d}{\gamma_{45}}} \cdot \left(\frac{T_0}{L} + H_1^{dyn} \right) - \frac{T_0}{L} \quad (95)$$

この時の表示高度は、(95) であるから、初期表示高度と時間経過後の表示高度の差は、

$$\begin{aligned} Err &= H_t^{cal} - H_{i0}^{Ind} = \left(1 + \frac{\Delta p_t}{p_0} \right)^{-\frac{LR_d}{\gamma_{45}}} \cdot \left(\frac{T_0}{L} + H_1^{dyn} \right) - \frac{T_0}{L} - H^{dyn} \\ &= \left\{ \left(1 + \frac{\Delta p_t}{p_0} \right)^{-\frac{LR_d}{\gamma_{45}}} - 1 \right\} \cdot \left(\frac{T_0}{L} + H_1^{dyn} \right) \end{aligned} \quad (96)$$

ここで、静岡地方気象台の2006年の毎正時の海面気圧値¹⁷を下グラフに示す。



海面気圧は、概ね990～1030hPaの範囲にある。冬は高め夏は低めだが、月平均値で10hPa程度の差しかない。9章の結果より、その差が高度計の誤差に与える影響は小さく、13章では一定値とした。

因みに高山での現地気圧は、冬は低く、夏は高い。低地とは逆傾向になる。(海面気圧の減少より、海面気温の上昇の効果が大きい。)

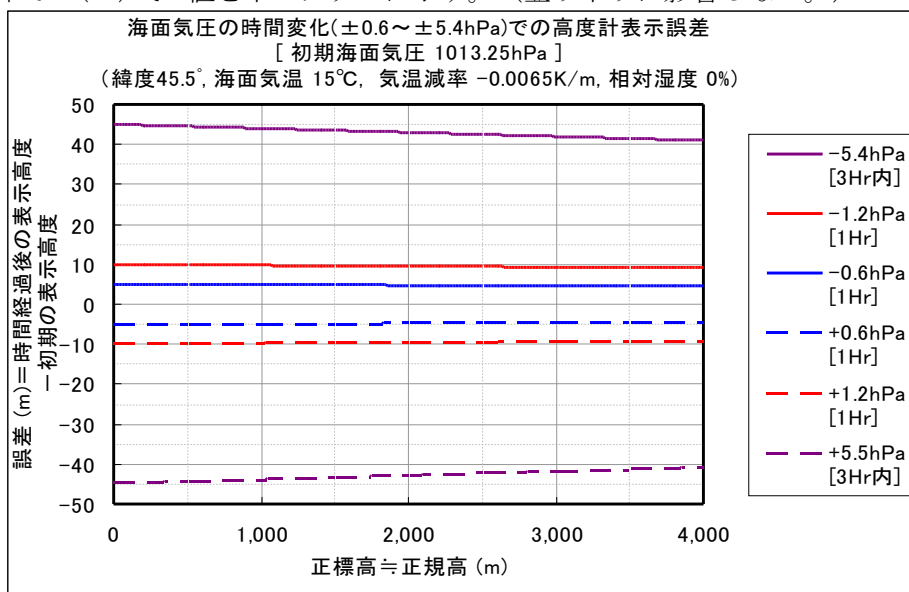
17 気象庁ホームページより

静岡地方気象台の2006年の毎正時の海面気圧値から、1時間の海面気圧差（絶対値）、および、3時間以内の最高気圧と最低気圧の差を求め、頻度計算を行った。

海面気圧の時間変化	1時間の差の絶対値	3時間以内の最高と最低の差
平均	0.44 hPa	1.22 hPa
最大	3.5 hPa	8 hPa
累積頻度 70%	$ \Delta p_t < 0.6 \text{ hPa}$	$(\Delta p_t < 1.5 \text{ hPa})$
累積頻度 95%	$ \Delta p_t < 1.2 \text{ hPa}$	$(\Delta p_t < 3.2 \text{ hPa})$
累積頻度 99.5%	$(\Delta p_t < 2.0 \text{ hPa})$	$ \Delta p_t < 5.4 \text{ hPa}$

以上の結果から、通常海面気圧変化の絶対値は、1時間で0.6hPa程度が通常であり、安全を見ても1時間で1.2 hPaを見込んでおけば十分と考えられる。更に、最悪の条件として、3時間以内で5.4hPaの海面気圧変化を考えておく。この最悪の海面気圧の時間変化が起きた日は、前線を伴った発達中の温帯低気圧や台風（熱帯低気圧）の接近・通過が多かったが、冬季に強力な高気圧の張り出しに伴うものも1例あった。何れも、かなりの荒天で、登山を取りやめるべき天気である。

これらの3条件での(96)式の値を下のグラフに示す。（登り下りに影響しない。）



この結果から、通常は1時間で±5mの表示誤差が生じ、1時間で±10mの表示誤差が生じることもある事が判る。更に、荒天時には、3時間以内に±40mを超える表示誤差が生じる。

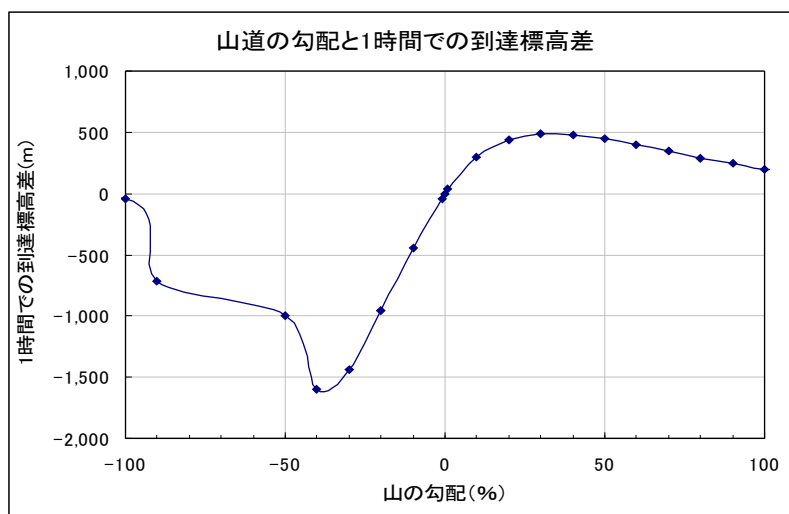
また、海面気圧が下降時には高度表示誤差はプラス側になり、海面気圧が上昇時にはマイナス側になる。実況及び予想天気図を用い、登山中に海面気圧が上昇するか下降するかを知っておけば、表示誤差の傾向を正しく見積もることが出来る。（因みに、地上天気図は、海面気圧の等圧線を4hPaおきに記してある。）

最終的な高度計表示誤差は、4章(A)と(B)で述べた機器誤差、6、8～11章で述べた表示誤差、更に、この章で述べた高度計表示誤差の和になる。

15. 山道の勾配と高度計の校正タイミング

6、8～11章では、500m毎の高度校正を考慮して計算したが、14章の結果では海面気圧の変化によって、1時間で±5m～±10mの高度表示誤差を生じることが判明した。この章では、実際の登山中に高度計を校正するタイミングは、標高差なのか経過時間なのかを山道の勾配を用いて検討する。

3D地図ナビゲータ「カシ米尔3D」¹⁸には、登山計画を組むために、行程時間を計算するプログラムが組み込まれている。勾配によって歩行速度を決めているファイル(推定時間補正テーブル: Walk Comp. txt)が入っている。この初期状態の値を用いて、1時間での到達標高差を計算したのが下のグラフである。



このグラフから、高度校正のタイミングは、下表のようになる。

山道の勾配	1時間での到達標高差	高度計校正タイミング
全ての登り勾配	500m 以下	1 時間以内
-10%～ 0%の下り勾配		
-90%～-11%の下り勾配	500m 超	標高差 500m 以内

(尾根道など高低差 500m 以内のアップダウンの場合も、1 時間以内の高度校正を行う。)

18 <http://www.aobaya.jp/kas3.html>

16. 結論

登山用デジタル高度計の表示高度誤差を調べるため、日本の標高、ICAO標準大気、気圧センサーの誤差、高度計算近似式の誤差、日本におけるICAO標準大気と実際の大気の違い（ジオポテンシャル高度・緯度、海面気温、海面気圧、気温減率、相対湿度）、海面気圧の時間変化による誤差、更に、山道の勾配により高度計校正のタイミングを検討した。

- ・地形図に記された日本の標高は、登山用デジタル高度計の表示単位(1m)以上の精度を有している。
(注意：山小屋の看板・広告などには、100m単位で切り上げしているものもある。)
- ・高度計の機器誤差は、以下の通り。

誤差因子	機能	誤差
気圧センサー	温度補正機能 有り	±4m
	温度補正機能 無し	大 (±100m以上)
高度計算の近似式	良好な近似式	± 数 m
	簡易な近似式	±数十 m

- ・ICAO標準大気は、19世紀に求められた値を定数とし、緯度や大気の状態が一定に定められており、日本の緯度や大気の状態と異なっている。
- ・ICAO標準大気と実際の大気の差による誤差は、以下の通り。

影響因子	条件	誤差	登り	下り
ジオポテンシャル高度と緯度	日本付近	± 1m/標高差 500m	—	+
	真冬	±27m/標高差 500m	+	—
海面気温	春秋	± 9m/標高差 500m	+	—
	真夏	±17m/標高差 500m	—	+
海面気圧 (時間変化無し)	低気圧下	± 3m/標高差 500m	—	+
	高気圧下	± 1m/標高差 500m	+	—
気温減率	日本付近	± 9m/標高差 500m	—	+
相対湿度	80%	± 2m/標高差 500m	—	+
北緯 36.5°での各季節条件 (海面気圧の時間変化無し)	真冬	±26m/標高差 500m	+	—
	春秋	± 5m/標高差 500m	(+)*/-	(-)*/+
	真夏	±27m/標高差 500m	—	+
海面気圧の時間変化	頻度 70%(通常)	± 5m/ 1時間	海面気圧	
	頻度 95%	±10m/ 1時間	下降時：+	
	頻度 99.5%(荒天)	±40m超 (3時間内)	上昇時：—	

(登り・下りの列は、表示誤差が+側に出るか、-側に出るかを示している。

*: 標高 1500m 以下で通常気圧の時を示す。)

- ・高度計の校正は、標高差 500m に達する前か、1 時間以内かのいずれか早いタイミングで行う。

よって、以下を結論づけられる。

- (1) 高度計を選定する際には、温度補正機能付気圧センサを有する、高度誤差仕様が十分に小さい機種を選定することが重要である。
- (2) 高度計の表示誤差は、日本では以下の様になる。

誤差 = ICAO 標準大気と実際の大気の差による誤差		+	高度計による誤差
真冬	±31m	+	仕様に表示されている機器誤差 (±数m～±50m～仕様表示無し)
春秋	±10m		
真夏	±32m		

高度校正は、先の高度校正後、標高差が500mに達するか、或いは1時間が経過するかのいずれか早いタイミングで実施する。
 荒天ではないと仮定し、海面気圧の時間変動による誤差は通常の±5mとした。

- (3) 誤差が大きい真冬や真夏でも、下表に示した表示高度の補正目安を使うことで、より標高に近い値を知ることが出来る。(補正目安には、海面気圧の時間変化による誤差と高度計の機器誤差を含んでおらず、天候が穏やかで、機器誤差の小さい高度計の使用が条件である。)

季節	表示高度の補正目安 (高度計が100mの高度差を表示した時)	(傾向)
真冬	実際の標高差は、約 96m	標高差(96m) < 表示高度差(100m)
真夏	実際の標高差は、約 105m	表示高度差(100m) < 標高差(105m)

使用例：真夏に、標高1000mの標識に合わせて高度計を校正した。

- ・登り：高度計が1300mを表示した地点は、標高約1315m付近と考えられる。
 [高度計が+300mの高度変化を表示 → 実際の標高差は約+315m]
- ・下り：高度計が800mを表示した地点は、標高790m付近と考えられる。
 [高度計が-200mの高度変化を表示 → 実際の標高差は約-210m]