

Thermiques d'hiver à Verbier, le pourquoi du comment

Introduction

§1. Depuis plusieurs années, j'entends parfois toute sorte d'interrogations et de théories plus ou moins fantaisistes sur les thermiques de la part des pilotes lors de discussions sur les terrains de décollage ou d'atterrissage ou dans les bistrot après les vols de la journée. Pour pouvoir objectivement répondre à ces questions légitimes, j'ai toujours espéré qu'un jour, l'évolution de la technologie aidant, je puisse obtenir un appareil précis, relativement pas trop cher et pas trop lourd, pour mesurer et bien sûr enregistrer pendant un certain temps, les températures et les humidités ainsi que les altitudes durant un vol à l'intérieur et en dehors des thermiques. D'autre part, la littérature scientifique n'est pas très riche à ce sujet. La recherche météorologique pour les sports aériens sans moteur est l'enfant pauvre de la branche. Le 3^{ème} paragraphe cite cependant quelques ouvrages traitant de la question.

§2. Au milieu de l'année 2006, la maison JDC à Yverdon, connue des libéristes pour les célèbres « Windwatch » et « Skywatch », a enfin sorti le petit bijou dont je rêvais. Il porte le nom technique de Skywatch GEOS 11. Le logiciel et l'interface qui permettent de transférer sur PC les données obtenues et enregistrées par le GEOS 11 n'ont été disponibles que depuis la fin de l'année 2006. J'ai donc commencé par mesurer les quelques rares thermiques d'hiver de nos contrées. En Romandie, c'est surtout à Verbier que sont connues de telles ascendances. Finalement, cela ne tombe pas trop mal car ce sont particulièrement les thermiques d'hiver qui sont naturellement sources de beaucoup d'étonnement. Je me réjouis cependant déjà d'effectuer des mesures durant ce printemps et cet été.

§3. Parmi la littérature éparses sur la structure (température et humidité) des convections, je citerai 4 exemples qui me semblent importants :

1. Jochen Von Kalckreuth, Segeln über den Alpen, 1972. On y décrit la structure thermique de l'atmosphère alpine par rapport aux contrées adjacentes ainsi que la structure des convections alpines. Cette description me paraît cependant spéculative et probablement peu vraisemblable, malgré mon premier enthousiasme. L'auteur ne cite d'ailleurs aucune étude ni aucune expérience de mesures.

2. Bruno Neininger, Mesoscale measurements for gliding forecast, 1983. Après avoir fait plusieurs sondages dans la vallée de Conche (Goms), le prof Neininger de l'EPFZ présente une méthode simple pour prévoir la structure thermique de cette vallée. Il n'y a pas cependant de description de la structure des convections mais il démontre la nature adiabatique de la couche convective au centre de la vallée, contrairement à la représentation de Von Kalckreuth.

3. Carsten Lindemann, Some characteristics of thermal convection as measured by a powered sailplane, 1976. A l'aide d'un motoplaneur et d'instruments précis, Lindemann mesure, entre autres, la différence de température entre l'air d'un thermique et l'air ambiant à même altitude. Il trouve des différences significatives seulement vers le sol. Il démontre également la décroissance adiabatique de la couche convective d'une région plate.

4. Helmut Schmidt, Ulrich Schumann, Structure of the convective boundary layer derived from large-eddy simulations, 1990. A l'aide de techniques mathématiques décrivant les lois de la physique atmosphérique et de programmes informatiques, ces auteurs ont pu simuler les convections atmosphériques à une échelle relativement petite. Ils arrivent aux mêmes conclusions concernant les températures et trouvent qu'en altitude les différences d'humidités sont plus marquées entre l'air des thermiques et celui de l'air ambiant.

Les deux dernières études ne concernent que les thermiques de plaine et les 3 premières ne parlent pas de différence d'humidité entre les convections et l'air ambiant. Je dois avouer que cette littérature ne m'a pas satisfait entièrement et n'a pas répondu à toutes mes interrogations, notamment sur la

différence entre les thermiques de plaine et ceux de montagne. Elle est d'ailleurs parfois contradictoire. Tout ceci m'a poussé à explorer moi-même, avec un parapente et un instrument de mesure, les différences d'humidité et de température entre air ambiant et thermiques. Il me semble que le parapente, par sa lenteur et sa précision de pilotage dans les ascendances, est un outil idéal pour ce genre d'expérience et permet probablement de se représenter la structure des convections à une échelle encore plus petite que celle des modèles de la littérature citée plus haut.

§4. Pour bien comprendre cet exposé, il faut bien connaître les rudiments de l'émagramme. Un exemple est donné sur le site de la FSVL (<http://www.shv-fsvl.ch/f/wetter/archiv/0603.htm>). Mais il s'agit d'explications très théoriques et formelles qui sont certes utiles pour comprendre les bases mais qui s'avèrent peu efficaces et insuffisantes dans la pratique. C'est pourquoi l'obtention des données par des appareils comme le GEOS 11 permet premièrement de comprendre la réalité (à côté de la théorie formelle) et deuxièmement d'affiner l'interprétation des courbes de l'émagramme de façon plus nuancée, réaliste et pratique, notamment en tenant compte de la topographie. Dans un document PDF sur mon site Web (www.soaringmeteo.com/index.html ou sur le site miroir www.cid.ch/meteo/index.html), j'essaie de donner des éléments pour comprendre et interpréter l'émagramme de façon plus pragmatique et nuancée. Comment expliquer des thermiques en montagne et en hiver alors qu'une très forte inversion stagne au-dessus de Payerne ? Cela trouble beaucoup de pilotes qui, désespérés, préfèrent abandonner la réflexion et la recherche et prétendre que la théorie, c'est nul...refuge trop facile. D'autre part, il me paraît absurde de persister à vouloir utiliser l'émagramme de minuit précédent pour interpréter la journée de vol. En effet, les conditions atmosphériques peuvent évoluer en quelques heures depuis la nuit précédant la journée de vol. Dans les « prévisions vol libre », malheureusement payantes (100 CHF par année), de MeteoSuisse, on a maintenant à disposition les émagrammes calculés et prévus par le modèle suisse (aLMo).

Matériel et méthode

§5. Situation météo au 27.12.2006 : Puissant et large anticyclone centré sur la Yougoslavie. La pression atmosphérique est située entre 1030 et 1035 hPa sur la Suisse. Il y a peu de différence transalpine de pression. Vents faibles du SW en altitude. Sur les cartes du modèle suisse aLMo, les vents sont plus faibles et plus ouest sur la région de Verbier que sur le Plateau. Très importante inversion entre 800 et 1000 m sur Payerne dans laquelle l'air est saturé d'humidité d'où une couche de stratus à ce niveau au-dessus du Plateau. Voir l'émagramme du radiosondage de Payerne de 12Z (13h local) à la figure 1. Le soir avant, le modèle suisse aLMo (alpine model) donnait sa prévision (par calcul de simulation) d'émagramme (figure 2) pour le 27 décembre à 12Z (13h local) à partir des données de 12Z du 26 décembre.

§6. Petite digression : en comparant les figures 1 et 2 qui représentent la structure verticale de l'atmosphère au-dessus de Payerne au même instant, respectivement mesurée (radiosondage) et prévue (modèle), on remarque que le modèle aLMo a de la peine à prévoir ce qui se passera exactement dans les basses couches (entre 950 et 850 hPa, respectivement environ 500 et 1500 m), notamment l'importance de l'inversion et la couche saturée d'humidité (stratus) vers 800 m du radiosondage ne sont pas démontrées sur l'émagramme de aLMo. Ce problème de prévisions des basses couches que j'ai remarqué presque tous les jours en hiver se présente aussi en été même si à cette période la structure thermique des basses couches est très différente de celle de l'hiver. C'est donc peut-être un petit « bug » de aLMo, pourtant annoncé à mésoéchelle, qui simplifie trop la structure de la basse troposphère. L'expérience personnelle et la connaissance de la topographie locale peuvent pallier partiellement ce défaut. On peut aussi remarquer que l'humidité prévue (courbe gauche, températures de point de rosée) est un peu plus faible que celle mesurée, ce qui n'est heureusement pas systématique. L'important, on le verra par la suite (voir paragraphe 18), est d'observer que le gradient de température entre 2000 et 3000 m environ est assez fort (environ 0.6°-0.7°C/100 m), autant sur l'émagramme prévu que sur celui mesuré par le radiosondage. Les vents généraux (pas locaux) sont également assez bien prévus, ce qui est généralement le cas pour aLMo d'après mon expérience.

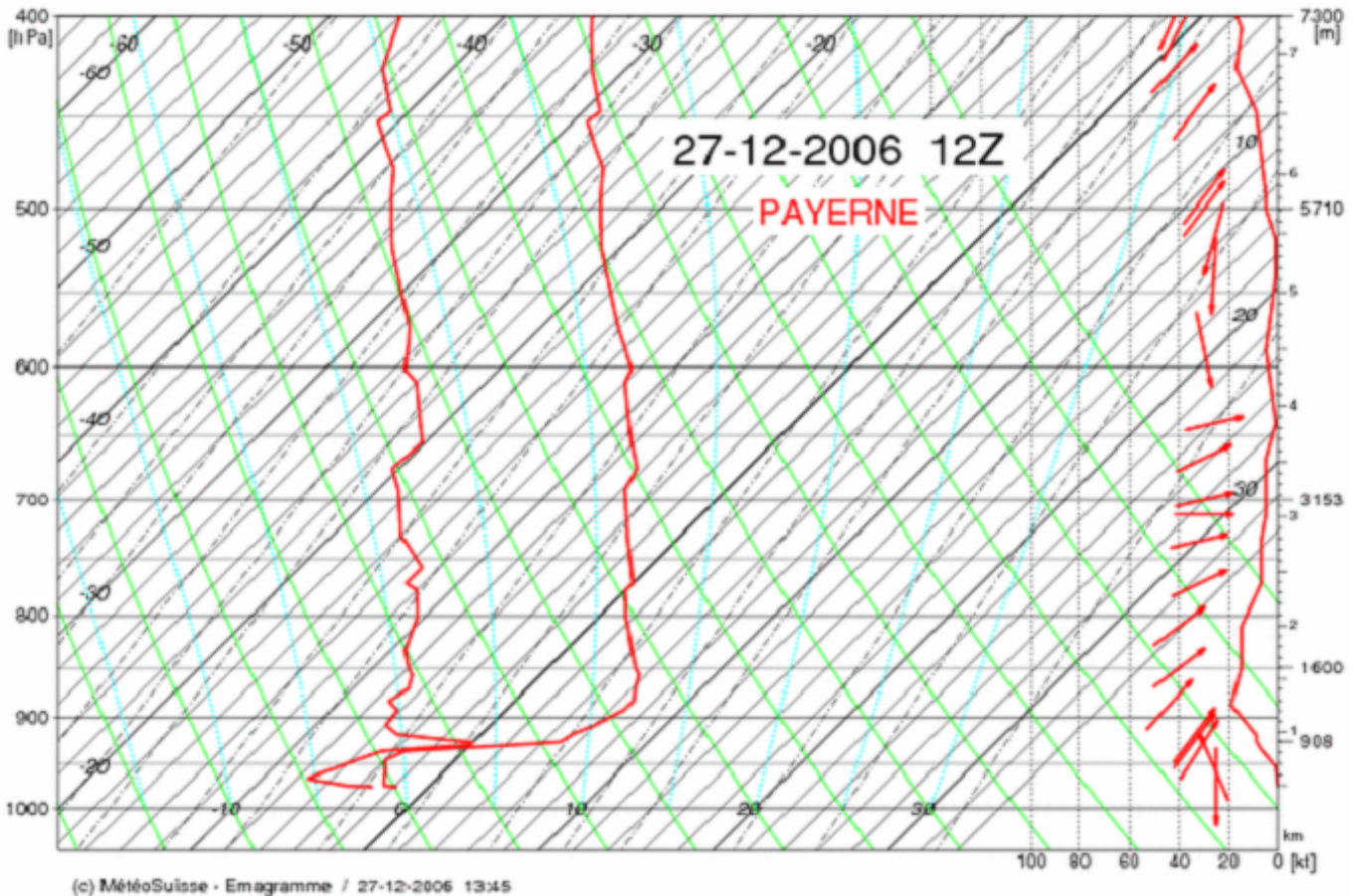


Figure 1 : émagramme du radiosondage de Payerne à 12Z (13h local) le 27 décembre 2006.

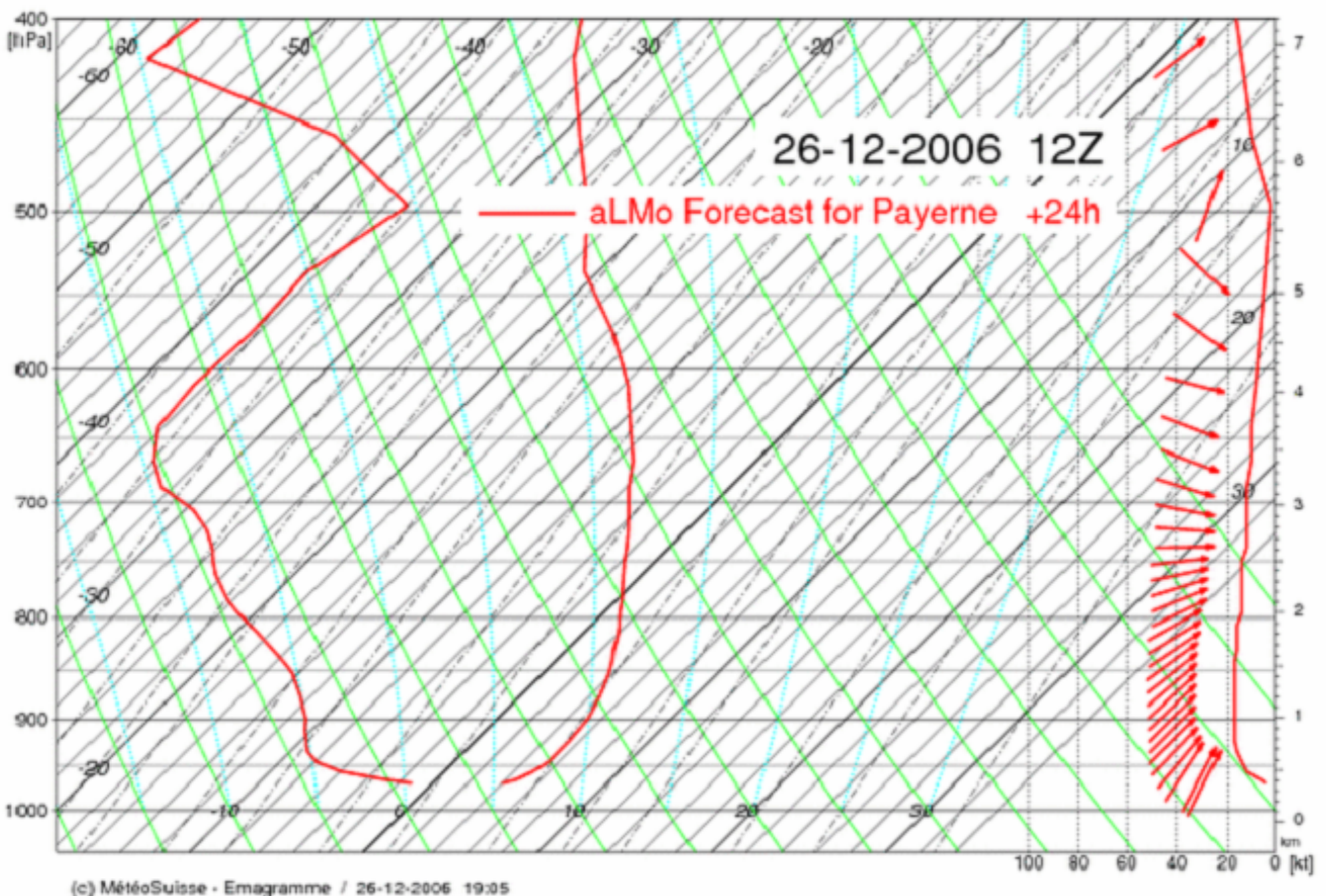


Figure 2 : émagramme prévu au-dessus de Payerne par aLMo le 27 décembre à 12Z à partir des données du 26 décembre à 12Z.

§7. Région de vol choisie : Vallée de Bagnes - Verbier, connue pour ces thermiques d'hiver, malheureusement assez localisés au même endroit, souvent devant la station des Ruinettes (voir figure 3). Ces « pompes à couillons » ne sont d'ailleurs pas si fidèles que ça, suivant la situation météo. Vu le nombre de skieurs et de pilotes ainsi que le vent arrière au décollage habituel des Ruinettes ce jour-là, je choisis un décollage un peu plus haut (point jaune en haut sur la figure). Les deux phases de montée avec des mesures valables (thermiques), la première descente hors thermique et la seconde descente (finale) sont respectivement représentées par les flèches mauve, bleu foncé et bleu clair. Atterrissage au fond de la vallée à 860 m d'altitude (point jaune du bas).

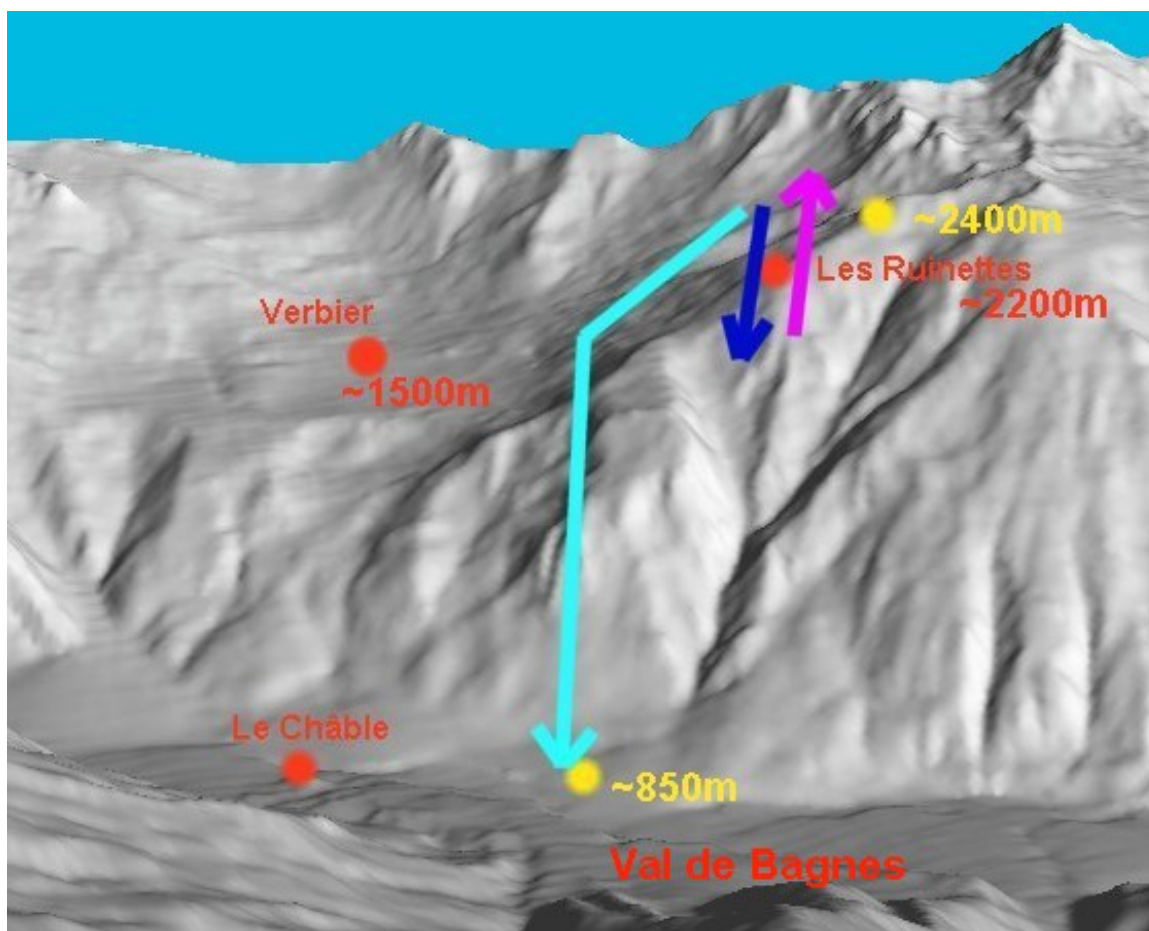


Figure 3 : région et plan de vol. Vallée de Bagnes et Verbier.

§8. Aile et sellette utilisées : MCC Boréa 2, la reine des thermiques, et SUPAIR Altirando, légère, pratique et confortable et qui fait aussi office de petit sac élégant pour porter tout le matériel.

§9. Appareil de mesure : Skywatch GEOS 11 de JDC dont la mémoire historique est réglée sur 1 mesure par seconde. On peut enregistrer plus de 24000 groupes de mesure, en particulier la pression atmosphérique, l'altitude (calage en fonction de la pression avant le vol), la température, l'humidité (humidité relative ou points de rosée), la force du vent. Chaque groupe est horodaté. Avec 24000 groupes de mesures et 1 mesure chaque seconde (3600 mesures par heure), cela fait environ

Thermiques d'hiver à Verbier, le pourquoi du comment – Jean Oberson – Copyright 2007

6 heures 30 de mesure. J'ai renoncé à vous casser les pieds avec les données techniques de l'appareil. Elles sont disponibles sur le lien : www.jdc.ch/fr/geos11.html. En tout cas JDC insiste bien sur la précision et la qualité suisses et professionnelles des composants et de l'assemblage. A cause de l'inertie thermique du boîtier, la mesure de la température présente une certaine lenteur à représenter la température ambiante. On peut pallier ce défaut en utilisant une bonne protection contre le rayonnement solaire et surtout en ventilant l'appareil de mesure. Ces deux conditions sont obtenues grâce à un tube en carton, de fabrication artisanale et personnelle, d'environ 8 cm de diamètre pour 33 cm de longueur, ouvert à chaque bout et entouré d'une mousse de 5 mm d'épaisseur comme isolant thermique puis à l'extérieur d'une feuille d'aluminium pour réfléchir le maximum de rayonnement parasite (figure 4). Le tube est fixé sur le côté de la sellette de telle façon à ce que son grand axe soit parallèle à la trajectoire de vol afin que l'intérieur du tube reçoive le maximum de ventilation due au vent relatif du vol.



Figure 4 : le GEOS 11 sorti de son enveloppe protectrice.

§10. Logiciels utilisés. Le logiciel JDC-Skywatch Log avec son interface USB spécifique permet d'une part de télécharger toutes les données horodatées et enregistrées sur GEOS 11 vers le PC et d'autre part de visualiser sous forme de graphique l'évolution de ces données en fonction du temps qui s'écoule (voir figure 5). De plus, une fonction permet d'exporter sous forme de fichier ASCII (texte brut) toutes les données. Ce dernier fichier peut être ensuite repris dans MS-Excel. Avec quelques clics de souris MS-Excel peut convertir ce fichier ASCII en valeurs numériques réparties dans chaque cellule du tableau qui peuvent être soumises aux calculs et aux graphiques. En particulier, on peut réaliser des graphiques altitudes (axe y) – températures (axe x) ou altitudes - points de rosées (voir figures 6 et 7). Les données du radiosondage de Payerne de 12Z peuvent aussi être intégrées dans les graphiques de MS-Excel pour comparaison (voir figure 8).

Résultats

§11. Description des conditions de vol : En dessous des altitudes de la flèche mauve de la figure 3, c'est-à-dire en dessous de 2000 m, les thermiques étaient faibles voire inexistantes, d'après le témoignage de quelques pilotes qui n'ont pas eu la chance d'attraper immédiatement le thermique. Par contre, les thermiques entre 2200 et 2600 m étaient exploitables, bleus, pas très forts ni turbulents, bien organisés, avec un diamètre d'un peu moins de 100 m. Lors de la descente finale, j'ai ressenti un léger vent du NW, remontant la vallée, alors que près du sol au fond de la vallée, le vent était descendant (SE), entre 5-10 kmh. Le vol a duré un peu plus d'une heure en tout. Décollage vers 11Z et atterrissage vers 12Z soit respectivement 12 et 13 heures local.

§12. Graphique de Skywatch Log (figure 5) : on voit clairement l'évolution des 3 paramètres choisis (température T en °C, humidité en températures de point de rosée Td en °C et altitude en m) par rapport au temps écoulé (en heure Z = UTC). En « a » (figure 5), préparation du décollage. La courbe d'altitude est évidemment horizontale (pas de changement d'altitude). La courbe de température augmente cependant un peu car j'ai laissé malencontreusement le GEOS 11 au soleil. Décollage vers 11Z ou 12 heures local. En « b », la courbe de température chute brusquement car le GEOS 11 est bien ventilé et protégé. Mais le petit zigzag de la courbe de températures est dû à la manipulation du GEOS 11 pour le remettre dans le tube protecteur. En « c », les mesures de la première montée en thermique suivie par une descente à côté ne sont pas prises en considération pour permettre aux capteurs de s'équilibrer à l'environnement (inertie). En « d », les deux montées en thermiques et les deux descentes sont assez semblables et devraient être représentatives de la réalité à l'intérieur et à l'extérieur de la convection locale. On remarque d'emblée une petite chute de l'humidité (Td) lors des 2 descentes et une décroissance des températures aux moitiés supérieures des 2 montées. En « e », la grande décroissance de température et de l'humidité est due à la longue descente au milieu de la vallée. Ce graphique, temps écoulé en x – valeurs des paramètres en y, est difficilement interprétable. Un graphique, valeurs de température ou de point de rosée en x – altitude en y, serait plus utile pour comprendre la différence entre air ambiant et air de la convection.

§13. Ce dernier graphique est réalisé par MS-Excel. Voir figures 6 à 8. Sur les figures 6 et 7, on remarque que les températures et les températures de point de rosée (humidité) mesurées à l'intérieur du et au-dehors du thermique sont très semblables pour les deux séries de montée-descente. A l'intérieur du thermique, l'air est entre **0.5-1°C plus chaud et 2-4°C plus humide** que l'air ambiant. Je ne m'attendais pas à des différences aussi importantes en tenant compte de ce que j'avais lu dans la littérature citée plus haut. Voir paragraphe 3. De plus je m'attendais à des gradients de températures proches de l'adiabatique sèche (1°C/100m) et à des gradients de point de rosée proches de 0.2°C/100m autant à l'intérieur qu'à l'extérieur de la convection, comme ça devrait être le cas normalement dans une couche convective où il existe d'incessants mouvements de brassages verticaux. Ce n'est ici manifestement pas le cas. Les gradients autant de température T que de point de rosée Td sont grosso modo proches de 0.5°C/100m. Est-ce une caractéristique des thermiques d'hiver, qui sont rares et très localisés en des endroits favorables, empêchant du coup la formation d'une couche convective typique sur une large zone ? Est-ce l'inertie de la mesure de température ? Mais il faut insister sur le fait que la mesure de l'humidité n'a pas d'inertie ! Je verrai bien lors des mesures dans les thermiques du printemps et d'été où les convections sont plus nombreuses, fortes et de plus grande extension verticale. Je pourrai alors peut-être répondre à la question.

§14. La figure 8 montre une comparaison entre les valeurs de températures et de températures de point de rosée d'une part du GEOS 11 au centre de la vallée et d'autre part du radiosondage de Payerne à peu près au même moment (environ 13 heures local ou 12Z). J'ai été un peu surpris de constater que l'air de la vallée de Bagnes était un peu plus froid entre 900 et 1700 m que celui au-dessus de Payerne. Je m'attendais plutôt à l'inverse à cause de l'étroitesse de la vallée qui emprisonne un petit volume d'air et qui permet un réchauffement plus important et rapide, comme l'a montré Neiningger (voir paragraphe 3). Mais nous sommes au mois de décembre, avec des jours courts et des nuits longues, donc avec des périodes de refroidissement plus importantes que les périodes de réchauffement, ce qui peut expliquer le déficit thermique global de l'air dans la vallée. Par contre on n'observe évidemment pas dans la vallée la forte inversion et la couche très humide

(températures très proches des points de rosée) se trouvant au-dessus de Payerne vers 800-900 m et qui causaient le stratus sur le Plateau. Au-dessus de 900 m, l'atmosphère de la vallée est sensiblement plus sèche (points de rosée plus petits) que l'atmosphère au-dessus de Payerne. Avec une telle humidité alpine faible, il aurait fallu des thermiques atteignant plus de 4000 m d'altitude pour que des cumulus puissent se développer, ce qui n'est évidemment pas possible en hiver. Finalement on peut observer des gradients de températures faibles ($<0.5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$) entre le fond de la vallée et 1800 m environ (couche a de la figure 9) alors que plus haut, ces gradients sont assez semblables à ceux du radiosondage, soit environ $0.65^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (couche b). Ceci peut expliquer le fait que les ascendances étaient quasi inexistantes en dessous de 2000 m alors qu'elles étaient praticables entre 2200 et 2600 m.

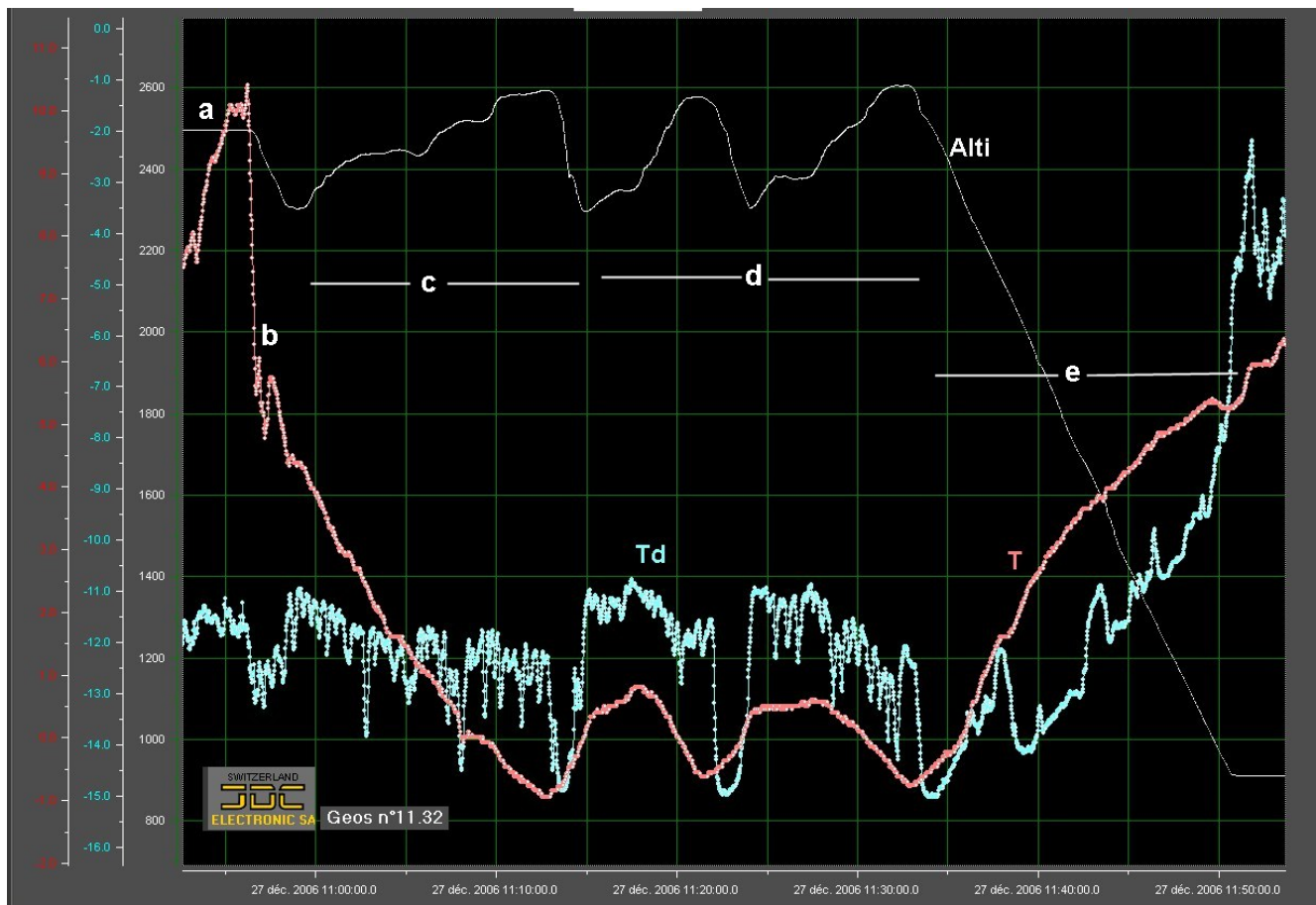


Figure 5 : graphique paramètres (Y) – temps écoulé (X) du Skywach log durant le vol. Alti = altitude en m, T = température en °C, Td = température de point de rosée (humidité) en °C.

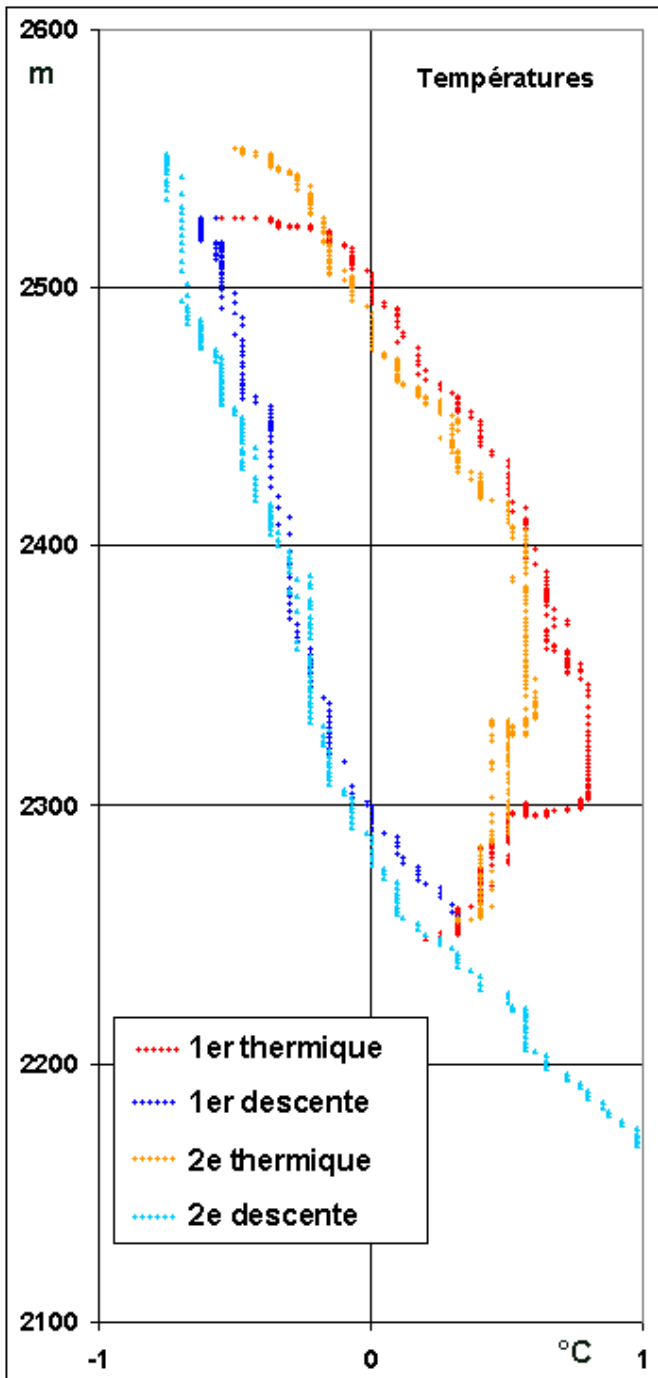


Figure 6 : graphique des températures de l'air dans la thermique et dans l'air ambiant par rapport à l'altitude.

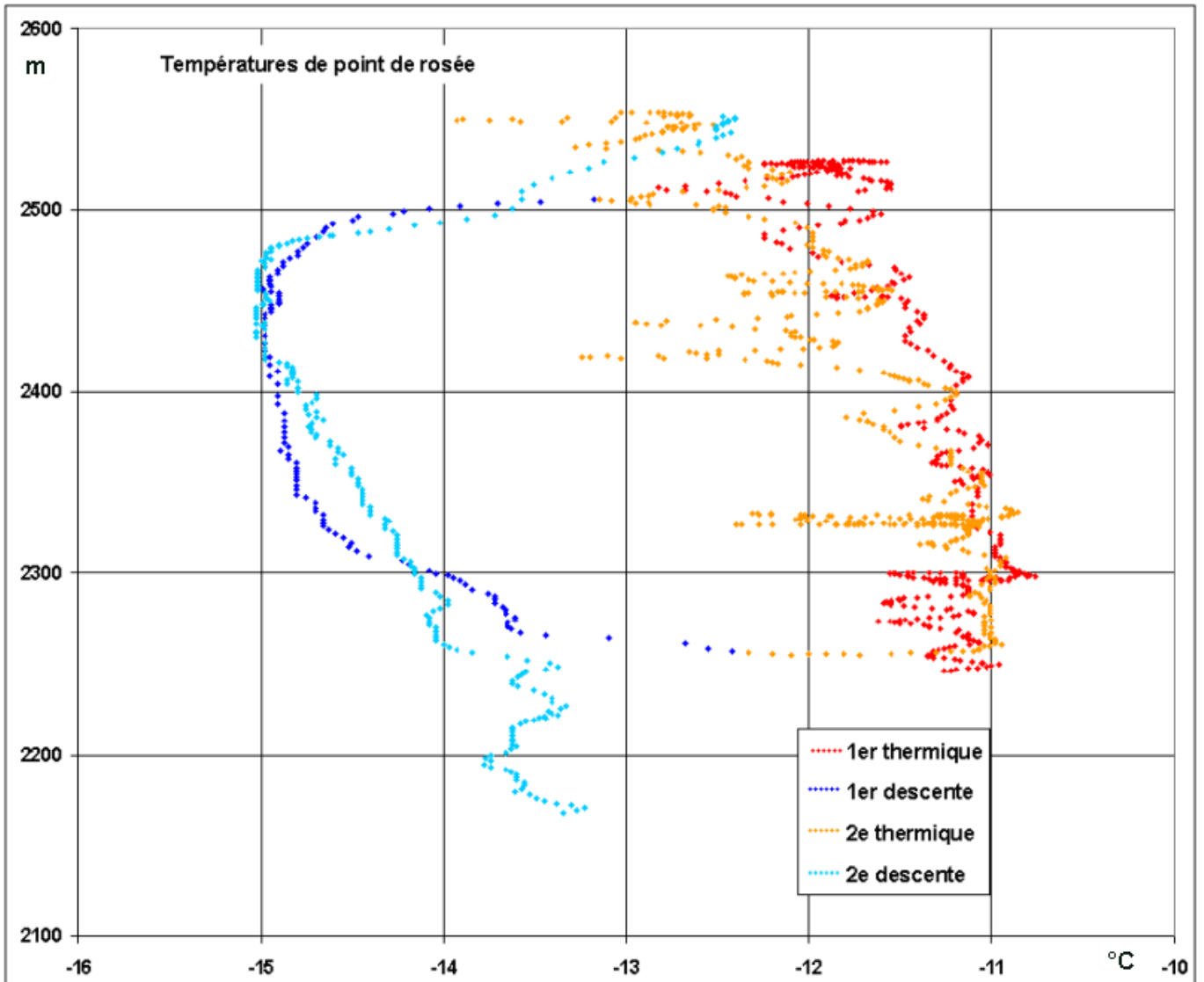


Figure 7 : graphique des températures de point de rosée de l'air dans le thermique et dans l'air ambiant par rapport à l'altitude.

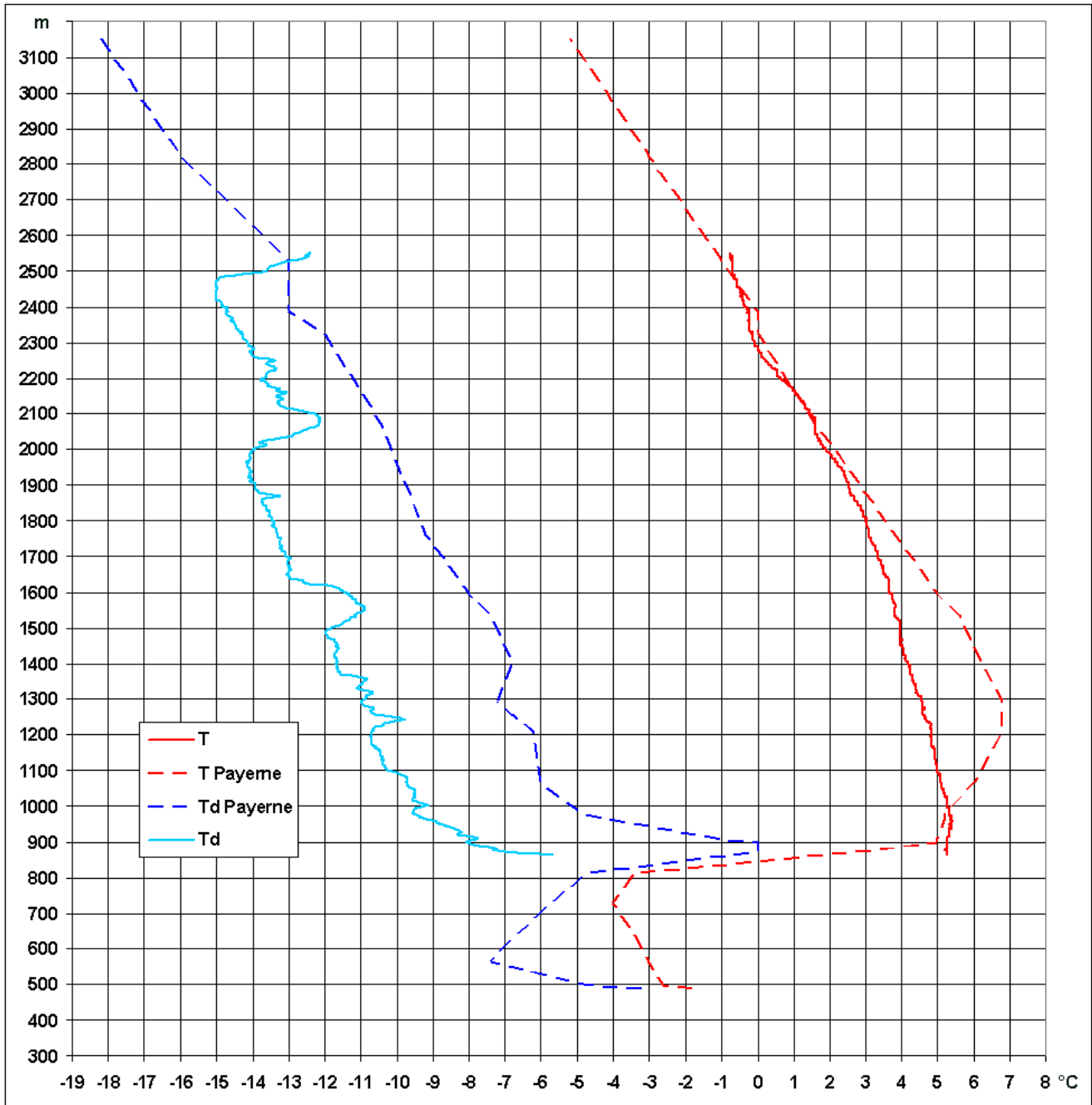


Figure 8 : courbes d'état (températures T et températures de point de rosée T_d) du radiosondage de Payerne et des mesures au centre de la vallée de Bagnes par le Geos 11.

Discussion et conclusion

§15. Les résultats sont plus intéressants que je le pensais au départ. La différence de températures et de températures de point de rosée est notamment très marquée (plus marquée que je l'imaginai avant mes mesures) entre l'air à l'intérieur du thermique et celui à l'extérieur (air ambiant). Les auteurs de la littérature (voir paragraphe 3) n'avaient pas trouvé une telle différence mais leur méthodologie (mesures avec planeurs ou modélisation informatique, de résolution moins fine) et le lieu de leur étude (contrées plates) n'étaient pas pareils. Avec mon parapente à vitesse lente, je travaille plus à micro-échelle. Je suis donc probablement plus sensible pour étudier des phénomènes microclimatiques (meilleure résolution).

§16. Qu'est-ce que cette différence de température et d'humidité représente pour la flottabilité de l'air du thermique ? Il faut se rappeler que non seulement l'air chaud par rapport à l'air plus froid mais aussi la vapeur d'eau (c'est-à-dire l'eau sous forme de gaz insipide, inodore et incolore) par rapport à l'air sec sont plus légers donc ont une plus grande flottabilité. Autrement dit, une masse d'air humide est plus légère qu'une masse d'air plus sèche, à température égale. D'autre part, on peut estimer l'ordre de grandeur vraisemblable du volume du thermique de Verbier en le considérant sous une forme simplifiée de cylindre d'environ 80 m de diamètre et de 500 m de haut. D'après la formule du volume du cylindre ($V=\pi r^2 h$), cela fait un peu plus de 400'000 m³, ce qui fait effectivement une sacrée « montgolfière ». Il suffit alors qu'un m³ de thermique soit par exemple 30 g plus léger qu'un m³ d'air ambiant moins chaud et plus sec pour avoir, selon le principe d'Archimède, une flottabilité totale de 400'000 m³ * 0.03 Kg = 12'000 kg soit 12 tonnes de poussée résultante vers le haut, de quoi supporter plusieurs dizaines de pilotes. Or en utilisant l'équation d'état de l'air humide (loi des gaz modifiée) $d = P / RT(1+0.608r)$, on arrive effectivement, avec les valeurs de pression, de température et d'humidité trouvées lors de nos mesures, à des valeurs de flottabilité par m³ entre 0 et 60 grammes, donc en moyenne d'environ 30 g, le poids d'un m³ d'air dans ces conditions étant d'environ 1 Kg. Il ne s'agit bien sûr que d'ordres de grandeur. Pour la dernière formule : d = densité de l'air en kg/ m³, P = pression en Pascal (et pas en hPa), R = constante de l'air sec = 287.05, T = température en °K, r = rapport de mélange en g/kg. Ce dernier paramètre, représentant l'humidité, peut s'obtenir graphiquement sur un émagramme via les valeurs reportées de températures de point de rosée. Ces valeurs de températures de point de rosée ainsi que les autres paramètres sont directement obtenus par le GEOS 11. Quel facteur entre la différence de température ou la différence d'humidité est plus important pour la flottabilité de la bulle thermique ? On pourrait croire la différence d'humidité puisque la différence mesurée en °C est plus grande que pour la différence de température. Cependant, quand on remplace alternativement dans les calculs une différence nulle de température puis d'humidité, on se rend compte que la différence de température est, par exemple à 2400 m (760 hPa), environ 15 à 20 fois plus importante pour la flottabilité du thermique.

§17. Avec les résultats obtenus, on peut essayer de spéculer et de s'imaginer comment évoluent vraisemblablement la température et l'humidité dans un thermique depuis le sol jusqu'à son sommet (voir figure 9) même si malheureusement personne ne s'est baladé à pied sur les alpages de la combe sous les Ruinettes où naissait le thermique, un GEOS 11 à la main, pour mesurer les températures et l'humidité de l'air au-dessus du sol au moment du vol, ce qui est bien dommage. Au niveau des basses couches (en a sur la figure 9), entre 1000 et 1800 m environ, l'air situé très près de la pente se réchauffe au contact du sol ensoleillé et relativement sec (les quelques jours précédents n'avaient pas vu de précipitations et sur les faces sud la limite de la neige se trouvait à 2000 m environ), se dilate et devient plus léger. Mais cet air ne monte que lentement dans un premier temps, à cause d'un gradient de température faible de l'air ambiant dans la vallée à ces basses altitudes. Ceci permet à l'air, toujours à partir du sol, d'emmagasiner de la chaleur et de la vapeur d'eau supplémentaires, donc de se réchauffer et de s'humidifier encore plus. On peut imaginer par exemple des différences de température augmentant jusqu'à 1 puis 2°C et des différences de point de rosée allant jusqu'à 4°C (voir figure 9). Puis plus haut (couche b), le gradient de température de l'air ambiant dans la vallée augmente ce qui contribue à l'augmentation de la vitesse de l'air ascendant près de la pente. A cause de cette vitesse et aussi à cause du manteau neigeux, cette masse d'air relativement chaude et humide finit par se détacher du sol, se coupe donc de l'apport de chaleur et d'humidité terrestre, accélère encore son mouvement ascendant et devient enfin notre

thermique adoré. Les différences de températures et d'humidité avec l'air ambiant diminuent progressivement, par détente et aussi par mélange (turbulences et tourbillons marginaux) avec l'air ambiant, puis s'annulent au sommet de l'ascendance qui stoppe alors son mouvement vertical. J'avoue n'avoir pas pu bien mettre en évidence la décroissance adiabatique (par détente) de température de $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ dans le thermique. Est-ce une particularité du thermique isolé d'hiver ou une particularité de la convection en montagne ? Pour l'instant, les mesures que j'ai obtenues sont assez compatibles avec la représentation de Jochen Von Kalckreuth, mais qui ne « collent » pas très bien avec celle de Lindemann et Neiningner (voir paragraphe 3). Les prochaines mesures dans des thermiques à extension verticale plus grande (en particulier en été et au printemps) et aussi dans des thermiques de plaine m'apporteront peut-être une réponse. Suite au prochain épisode.

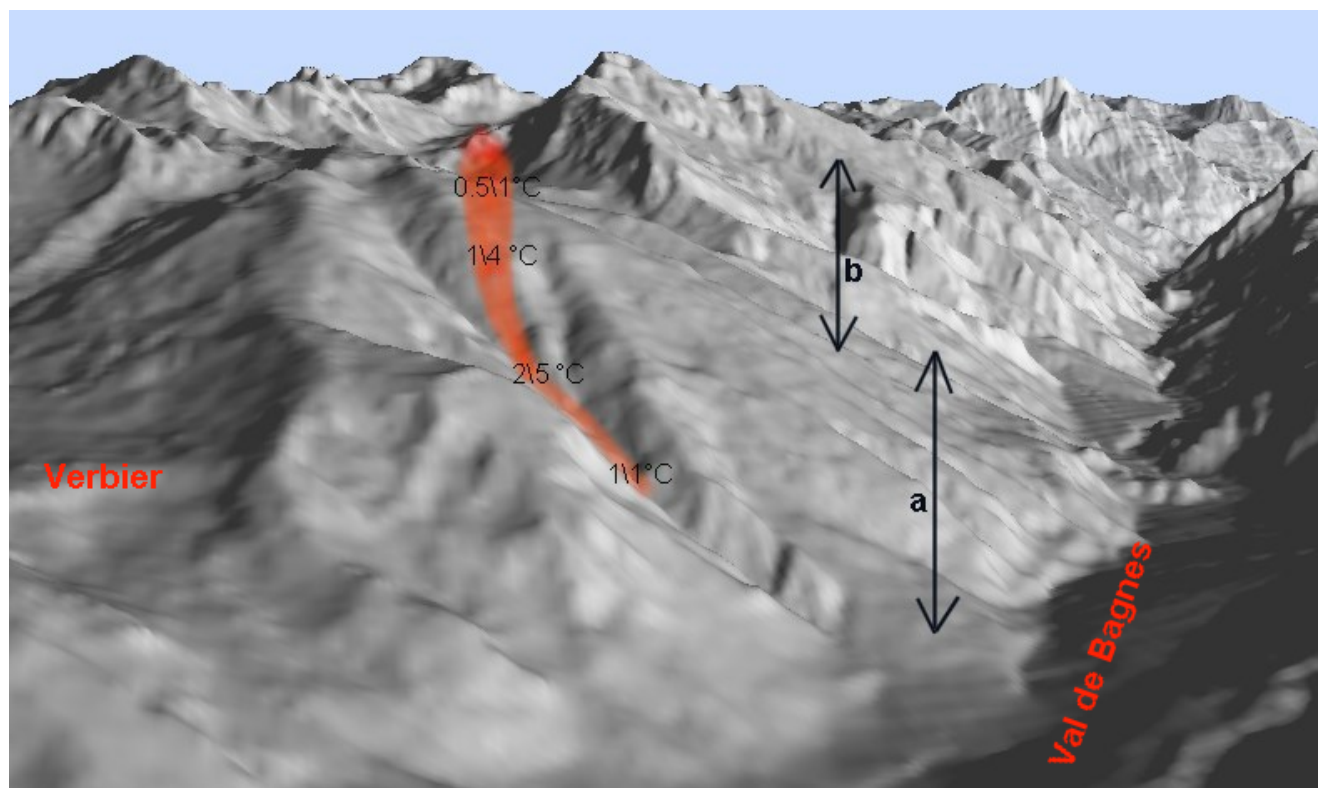


Figure 9 : hypothèse de structure du thermique d'hiver devant les Ruinettes. 1^{er} chiffre / 2^e chiffre = différence de température / différence de point de rosée entre le thermique et l'air ambiant.

§18. Les figures 8 et 9 montrent les 2 couches thermiques déterminantes pour le développement des convections du val de Bagnes en hiver : La couche « a » entre 900 et 1800 m où le gradient de température est très faible, égal à environ $-0.3^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. La couche « b » entre 2000 et 2600 m où le thermique est utilisable et le gradient de température plus fort, égal à environ $-0.65^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Un gradient plus faible dans la couche « b » n'aurait probablement pas permis une extension verticale convenable de l'ascendance. D'autre part, la courbe de température mesurée dans la couche « b » de la vallée est très semblable à la courbe du radiosondage de Payerne à la même tranche d'altitude. Cette portion de courbe a été aussi bien prévue par aLMo. Voir figures 1 et 2. C'est donc entre 1500 et 3000 m que notre attention doit se porter la prochaine fois sur l'émagramme de aLMo pour prévoir une journée intéressante de vol thermique en hiver à Verbier. Les inversions en dessous de 1500 m sur Payerne n'ont pas d'influence et peuvent être donc oubliées.