

# Phases de déformation

Objektyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **81 (1988)**

Heft 1

PDF erstellt am: **26.09.2024**

## **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

## **Haftungsausschluss**

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Dans tout le domaine helvétique, on reconnaît une lacune stratigraphique entre le Crétacé moyen à supérieur et l'Eocène. La préservation des couches de Wang (Maestrichien, SCHAUB 1936) dans la partie méridionale de la nappe du Wildhorn, constitue la seule exception. Le substratum de la transgression éocène est schématisé dans la figure 3c (partie supérieure). On voit que l'Eocène repose sur des sédiments allant du Kieselkalk (Hauterivien) au Seewerkalk (Turonien). En regard de la largeur du domaine helvétique, ces discordances sont étonnamment petites. Il semble que c'est essentiellement lors de l'Eocène qu'un jeu de failles normales (listriques?, inclinées au sud?) ait provoqué des approfondissements qui commencent au sud se poursuivant progressivement au nord.

Dans la reconstitution globale du domaine helvétique que nous présentons en figure 3c, nous avons essayé de localiser les trois principaux seuils et leur fonctionnement aux différentes époques. Nous proposons de subdiviser le domaine helvétique en trois bassins plus ou moins individualisés, séparés par des haut-fonds temporaires. Du nord-ouest au sud-est nous distinguons: un seuil représenté par les massifs de Gastern et des Aiguilles-Rouges, un bassin Doldenhorn–Morcles limité au sud-est par la presqu'île du Wiwanihorn, au sud-ouest par un seuil du Catogne; un bassin Raron–Gellihorn–Diablerets limité au nord-est par la faille Rote Kuh–Gampel (RKG) et au sud par un seuil qui se situerait dans la partie la plus interne du massif de l'Aar. Ce dernier se manifeste principalement au Crétacé inférieur dans ce qui viendra la partie sud de la nappe du Gellihorn, et la chaîne bordière de la nappe du Wildhorn.

### 3. Phases de déformation

#### Introduction

Le profil de la planche 1 montre les relations géométriques des nappes, ainsi qu'une interprétation de la chronologie relative (phases) des différents plissements et chevauchements. Les déformations sont groupées en phases à signification tectonique régionale.

Tableau 1: Phase de déformations et leurs effets sur les différentes unités tectoniques.

PHASE UNITE TECTONIQUE	PLAINE MORTE vergence: NNW?	PRABE NW	TRUBELSTOCK NNW	KIENTAL NW	SIMPLON-RHONE dextre	GRINDELWALD NW
ULTRAHELVETIQUE	emplacement clivage de diss. plis mineurs	plissement clivage planaxial	clivage de créén. plissement			failles transversales
N. DU WILDHORN N. DU GELLIHORN		charriage écaillage le plissement le clivage failles longit.	2e plissement 2e clivage schistosité au Sud	serrage 2e clivage au front	clivage de créén. étirement NE-SW failles ENE-WSW kinks au Sud	bombement failles transv. WNW-ESE clivage de créén
EC. DU JAEGER- CHRUEZ ET DE PLAMMIS		le clivage veines strati- formes	charriage,écaill. plissement le schistosité planaxiale étirement NNW-SSE	2e plissement 2e schistosité étirement NW-SE	schistosité étirement NE-SW failles ENE-WSW	clivage de créén redressement
N. DU DOLDENHORN			le clivage veines strati- formes	plissement schistosité charriage étirement NW-SE	schistosité étirement NE-SW	bombement clivage de créén
MASSIF DE L'AAR				plis du socle schistosité étirement NW-SE	étirement NE-SW ?	bombement clivage de créén
MASSIF DE GASTERN				écaillage clivage		bombement clivage de créén "Sedimentkeile"

Ces phases sont définies à l'aide des chevauchements basaux des nappes et leurs déformations (plissements) ultérieures. On essaie ensuite de placer les structures à moyenne et petite échelle dans cette chronologie relative. Pour l'ensemble de la région nos recherches nous conduisent à distinguer cinq phases de déformation. Remarquons cependant qu'on n'en identifie jamais plus de trois en un seul point d'observation. Ces phases ne sont pas séparées par des «intervalles de temps calme» mais des événements qui permettent de mieux suivre une évolution continue. L'analyse des phases de déformation et leur effet sur les différentes unités tectoniques est résumé dans le tableau 1 et sera discuté pour des régions clés dans les sous-chapitres suivants.

### 3.1 *Présentation et définition des phases*

#### 1. *La phase Plaine Morte*

Elle correspond à la mise en place des unités ultrahelvétiques sur la nappe du Wildhorn.

Lors des déformations ultérieures, le chevauchement basal des unités ultrahelvétiques se comporte comme un contact stratigraphique de la nappe du Wildhorn. Le synclinal du Prabé avec son cœur d'Ultrahelvétique est probablement l'exemple le plus spectaculaire de ce type de relation et est choisi comme localité type de la deuxième phase.

#### 2. *La phase Prabé*

Déformation interne, écaillage, plissement, schistosité de plan axial et failles associées (et autres structures liées au charriage) des nappes du Wildhorn et du Gellihorn.

#### 3. *La phase Trubelstock*

Dans la région du Trubelstock, le chevauchement basal ainsi que toute la structure interne de la nappe du Wildhorn sont replissés à l'échelle hectométrique. Cette deuxième phase affectant la nappe du Wildhorn est corrélée avec la mise en place des écailles de Plammis et du Jägerchrüz, ainsi qu'au premier plissement de ces unités. Cette déformation est accompagnée d'une forte schistosité à linéation NNW-SSE.

#### 4. *La phase Kiental*

Cette phase «... bei welcher die Wildhorndecke stellenweise von der Doldenhorndecke eingewickelt wurde ...» a été définie par GÜNZLER-SEIFFERT (1941, p. 176). Le plissement et le charriage de la nappe du Doldenhorn doit être associé au plissement du massif de l'Aar qui en représente le cœur cristallin. Ces plis de socle replissent les écailles de Plammis et du Jägerchrüz alors que les plis frontaux de la nappe du Doldenhorn replissent le chevauchement basal des nappes du Gellihorn et du Wildhorn.

#### 5a. *La phase Grindelwald*

«... bei welcher Teile der Doldenhorndecke und der Wildhorndecke gemeinsam unter vorstossende Autochthonlappen gerieten und mit ihrer Unterfläche überkippt wurden»,

est aussi définie par GÜNZLER-SEIFFERT (1941, p. 176 et 1943). Sachant que le chevauchement basal de la nappe du Doldenhorn (phase Kiental) s'est formé sous conditions épizonales (environ 10 km de profondeur), sa position actuelle qui culmine à plus de 3500 m d'altitude est l'effet de déformations ultérieures. GÜNZLER-SEIFFERT insistait sur la nature tectonique de cette montée et proposait de l'appeler «Grindelwaldphase» d'après le village où «l'ampleur» de ce pli de socle est la plus marquée (> 10 km!). Près de Grindelwald le chevauchement basal des nappes helvétiques est redressé à la verticale par la montée du massif.

Pour des raisons qui seront développées plus loin, la formation de l'ensellement du Rawil doit être rattachée à cette phase, qui a été accompagnée d'importantes failles transversales qui recoupent surtout la nappe du Wildhorn.

### *5b. La phase Simplon–Rhône*

De fortes déformations à étirement ENE–WSW (parallèles à la chaîne) s'observent surtout le long de la vallée du Rhône, dans une zone qui recoupe toutes les nappes dans la région de leurs racines. STECK (1984) et BURKHARD (1986) attribuent ces étirements à une large zone de cisaillement dextre qui serait en relation avec la faille du Simplon. Ces déformations sont très probablement contemporaines à la phase Grindelwald. Nous les distinguons pourtant pour en souligner leur nature décrochante et la direction d'étirement qui s'oppose d'environ 90 degrés à la direction de mouvement des autres phases.

Deux grands groupes de phases sont donc à distinguer: dans un premier temps les nappes helvétiques sont déformées et charriées vers le NW (phases 1–4). Après cette mise en place, le complexe helvétique subit une déformation à grande échelle qui élève les massifs cristallins (5a) en même temps qu'un accident décrochant recoupe les racines (5b).

Dans les sous-chapitres suivants, les effets des différentes phases de déformation des nappes et des massifs seront discutés.

## *3.2 Les nappes du Wildhorn et du Gellihorn*

### *3.2.1 Le cadre tectonique*

La nappe du Wildhorn est limitée à son toit par le chevauchement basal ultrahelvétique. Comme ce contact se place dans un ensemble schisteux, marqué par un fort clivage de dissolution, il ne peut que rarement être précisé au mètre (MOSER 1985). Le recouvrement du domaine Wildhorn par l'Ultrahelvétique est rattaché à ce que nous nommons ici phase Plaine Morte.

#### Le contact pennique

Du fait d'une érosion avancée même dans l'ensellement du Rawil, il n'existe que peu d'endroits où l'on peut étudier le contact entre le Pennique et l'Ultrahelvétique. Il semble cependant qu'il présente une allure toute à fait différente de celui qu'on observe entre l'Ultrahelvétique et la nappe du Wildhorn: la nappe du Niesen possède un plan de chevauchement basal régulier et non affecté par les plissements de la nappe du Wildhorn.



Dans l'Ultrahelvétique de la zone des Cols, FERRAZZINI (1981) distingue entre écaillés à style helvétique (plissées) et écaillés à style Niesen (écaillées).

Le contact entre la zone de Sion–Courmayeur et la nappe du Wildhorn, la zone d'Ayent, n'est pas affecté par les fortes déformations internes de la nappe du Wildhorn. Il est incertain si le chevauchement pennique est ployé par le synclinal de Raron, mais comme toutes les autres structures, il est courbé par la culmination des massifs.

Ces faits s'expliquent lorsqu'on envisage que la nappe du Wildhorn est un duplex pris entre le chevauchement pennique à son toit et son propre chevauchement à la base. La mise en place des unités ultrahelvétiques peut devenir ainsi un événement très hétérochrone (cf. chap. 5.3). Il apparaît également, qu'une chronologie relative basée sur le chevauchement pennique n'est pas possible puisque celui-ci a été probablement actif pendant toutes les déformations dans l'Helvétique et ne s'arrête qu'avec la montée des massifs (BOYER & ELLIOTT 1982), (phase Grindelwald), ou lors du charriage de la nappe du Doldenhorn, (phase Kiental).

KÜNZI (1975) et ZWAHLEN (comm. orale) signalent dans le Kiental des flyschs de provenance nordpennique (Niesen?) sous la nappe du Wildhorn. Il semble qu'il ne peut s'agir que de chevauchements qui sont à lier à la déformation de la nappe du Doldenhorn (phase Kiental). Le profil interprété (pl. 1) ressemble au niveau de la nappe du Niesen à celui dessiné par HOMEWOOD (1974) à travers le col du Pillon, où la nappe du Niesen est également affectée par des chevauchements qui postdatent sa mise en place.

### 3.2.2 La structure interne

#### Généralités

Dans la figure 5, l'organisation de la nappe du Wildhorn est schématisée en faisant abstraction des failles normales listriques et des effets des phases Trubelstock, Kiental et Grindelwald. L'Aalénien forme le niveau de décollement basal de la nappe. A l'intérieur, à la faveur du «Valanginien schisteux», il existe une disharmonie totale entre l'ensemble crétacé et celui du Jurassique. Dans ce dernier on distingue du sud au nord (du haut en bas) cinq écaillés: zone d'Ayent et écaillé du Prabé (inverse), écaillés du Trubelstock, du Steghorn, de Lämmern et d'Üschinen. L'empilement de ces écaillés, auquel s'ajoute la nappe du Gellihorn (antiformal stack dans la terminologie de BOYER & ELLIOTT (1982) provoque dans l'ensemble crétacé une paire anticlinal-synclinal (anticlinal du First-synclinal de Golitsche). Cette structure, contrairement à celles situées plus au NW, peut être suivie depuis le Wildhorn jusqu'au First et se poursuit bien au-delà de la vallée de la Kander (Dreispietz–Interlaken).

Admettons que le Crétacé du synclinal du Prabé soit non décollé de son Malm. Par le fort écaillage de l'étage jurassique au nord du synclinal du Prabé, qui n'a pas son équivalent dans l'étage crétacé, il est évident que ce dernier doit être plus ou moins décalé du premier sur tout le reste de la coupe du Wildhorn au nord. Cette affirmation est confirmée par la présence en maints endroits, de minces lambeaux de Malm supérieur (Thitonique à calpionelles) intercalés dans le Valanginien décollé. Les lambeaux qui se trouvent au toit de l'écaillé du Steghorn (détail fig. 5, esquisse tectonique fig. 9) pourraient p. ex. représenter la prolongation du chevauchement de l'écaillé du Trubelstock. Ceux qui

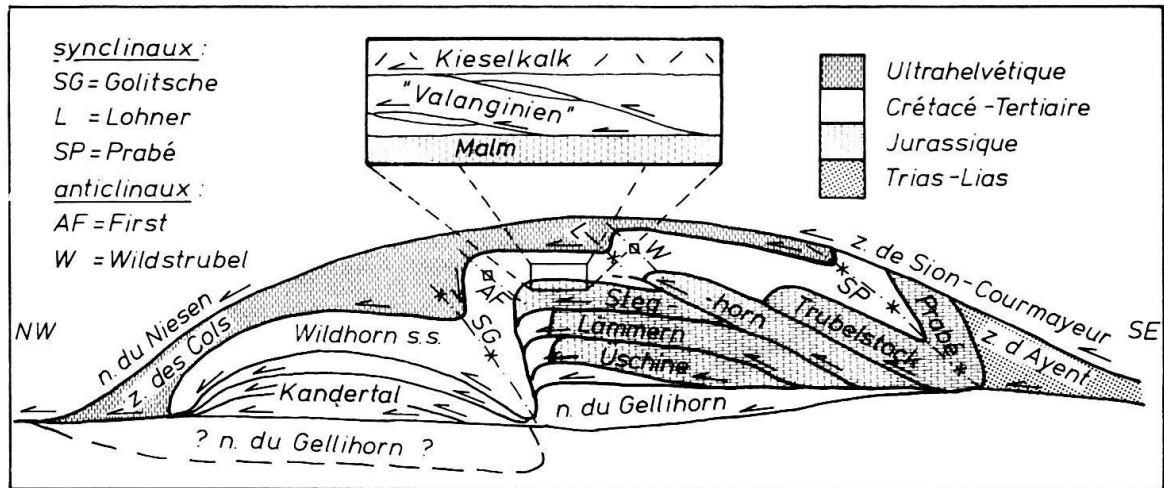


Fig. 5. Schéma des relations entre les différentes écaïlles de la nappe du Wildhorn. Les écaïlles jurassiques, décollées au niveau de l'Aalénien sont toutes en position normale sauf celle du Prabé. Le «Valanginien schisteux» (deuxième niveau de décollement), permet le comportement disharmonique des ensembles crétacés de la nappe du Wildhorn. Pour le grand pli du First et de Golitsche, dans le Crétacé de la nappe du Wildhorn, on perd les traces des plans axiaux anticlinale et synclinale, au front des écaïlles jurassiques. La nappe du Gellihorn sous-jacente peut être considérée comme écaïlle inférieure de la nappe du Wildhorn. Son extension au nord, sous les écaïlles du Kandertal, n'est pas connue.

se trouvent au front de l'écaïlle d'Ûschinen et qui «s'enracinent» sous celle-ci, représentent également des éléments de chevauchements anciens qui ont été repris par l'écaillage du Jurassique de la nappe du Wildhorn (il pourrait là s'agir d'un équivalent latéral du «Bundstockelement» de ZWAHLEN (1983)).

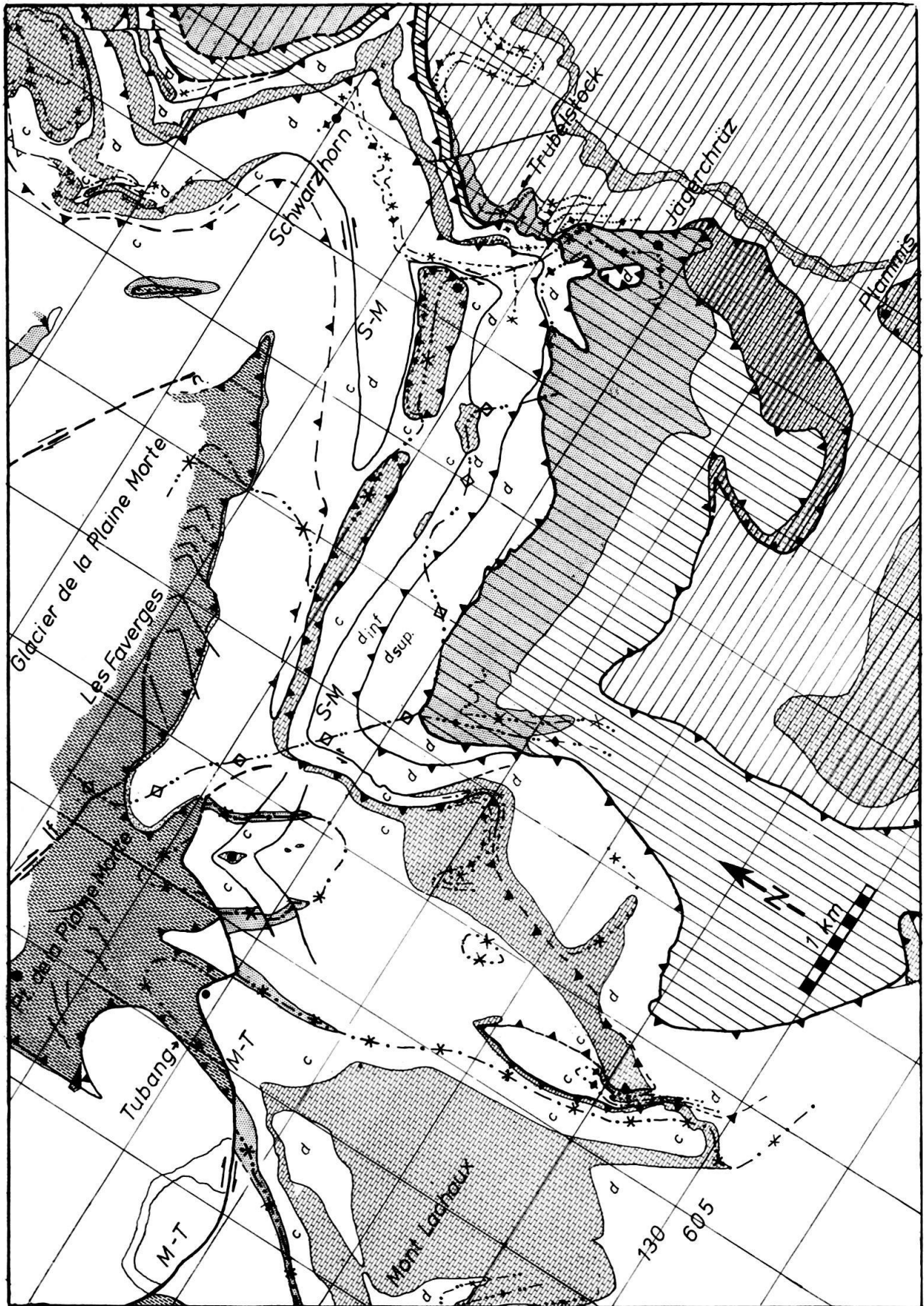
Dans ces zones, il serait très certainement possible d'introduire des divisions à l'intérieur de la phase Prabé; nous y renonçons du fait qu'il n'est pas certain que ces épisodes puissent être transposés en dehors des points où ils sont observés.

#### La partie frontale

Le flanc inverse du synclinal de Golitsche est marqué par deux clivages. L'un souligne l'éventail de la schistosité de plan axial du synclinal, l'autre, tardif, souvent plus pénétratif et plus redressé que la stratification semble donc être postérieur à la formation du synclinal. Le synclinal de Golitsche, élément structural né avec le transport et l'écaillage de la nappe du Wildhorn, est donc associé à deux phases de déformation, définies chacune par son clivage. Le deuxième clivage de la partie frontale de la nappe du Wildhorn est attribué au plissement de la nappe du Doldenhorn sous-jacente, donc à la phase Kiental.

#### La partie centrale

La partie centrale des nappes du Wildhorn et du Gellihorn possède une géométrie assez simple. De fréquentes failles normales listriques subparallèles aux axes des plis, y sont caractéristiques. Elles sont particulièrement bien développées dans les flancs normaux des plis. L'une d'elles (B II de FURRER 1938) recoupe le Malm de l'écaïlle du Steghorn.



Bien que pour certaines, on puisse envisager une origine synsédimentaire, les rejets actuellement visibles, le fait que ces failles recoupent souvent des plis mineurs ainsi que le clivage de plan axial, nous conduisent à lier leur développement au plissement. RAMSAY et al. (1985, fig. 10a) les mettent en relation avec le cisaillement et le plissement de la nappe; elles appartiendraient donc à la phase Prabé. Elles pourraient aussi être l'expression d'un étirement sur l'extrados du grand pli de la nappe du Doldenhorn et seraient alors à rattacher à la phase Kiental.

Une complication structurale s'observe dans l'écaïlle du Steghorn entre le Steghorn (LUGEON 1914, fig. 152) et la cabane de Lämmern. Le Malm de l'écaïlle du Steghorn est redoublé par un chevauchement qui est lui-même replissé (fig. 6) pour aboutir à une structure qui forme le cœur jurassique de l'antiforme du Wildstrubel. Ici aussi il semble plus sage de renoncer à introduire des épisodes à signification locale et à rattacher cet ensemble à la phase Prabé.

### 3.2.3 La région des « racines »

Les sédiments liasiques et triasiques situés à l'arrière de la nappe du Wildhorn sont traditionnellement considérés comme étant ultrahelvétiques (SPICHER 1972, 1980). MASSON et al. (1980a) et MOSER (1985) les rattachent à la nappe du Wildhorn. Nous nous rallions à cette interprétation et considérons ces roches comme le cœur d'une antiforme d'un stade précoce de la formation du synclinal du Prabé. La figure 8 schématise l'évolution conduisant à cette interprétation. La zone d'Ayent, limitée à sa base par le chevauchement basal de la nappe du Wildhorn devient ainsi une zone très interne de la nappe du Wildhorn (fig. 3c). MOSER (1985, fig. 4) compare ce Lias au Lias de Termen par son faciès schisteux. Il faut cependant penser, que dans la coupe étudiée, il existe une lacune importante (env. 20 km) entre le Lias du synclinal de Raron et celui de la zone d'Ayent. Le Lias de Termen et du Nufenen pourraient représenter des équivalents latéraux de cette lacune et la zone d'Ayent serait d'origine encore plus interne.

Les relations structurales du flanc normal du synclinal du Prabé et de son mur sont dessinées dans la coupe synthétique de la figure 7. La figure 6 représente la carte tectonique de la région correspondante. Sous le Trubelstock, nous interprétons une importante lacune stratigraphique comme la conséquence d'une faille normale plate

---

Fig. 6. Esquisse tectonique de la région au sud du glacier de la Plaine Morte (symboles voir fig. 7): C'est une région clé pour la compréhension des relations entre les différentes unités tectoniques et les phases de déformation:

- 1: Phase Plaine Morte: Les unités ultrahelvétiques sont mises en place sur la nappe du Wildhorn.
- 2: Phase Prabé: Déformation interne de la nappe du Wildhorn, avec notamment: la formation du synclinal du Prabé, des écaïlles jurassiques et de la faille normale plate du Schwarzhorn–Merdechon (S–M).
- 3: Phase Trubelstock: Mise en place de l'écaïlle du Jägerchrüz corrélée avec des plis isoclinaux frontaux, qui provoque un repli hectométrique de toutes les structures internes de la nappe du Wildhorn. Les traces axiales de ce deuxième plissement de la nappe du Wildhorn peuvent être suivies jusque dans l'Ultrahelvétique des Faverges.
- 4: Phase Kiental: La déformation interne de la nappe du Doldenhorn ne se manifeste pas par de grandes structures dans ce secteur, mise à part quelques petits plis dans la nappe du Doldenhorn, sous le Trubelstock.
- 5: Phase Grindelwald: Le bombement général (fig. 7) et la présence de failles dextres normales (de l'Iffigensee: If, et du Retzligetscher: Re) sont dus à la formation des massifs cristallins qui est postérieure la mise en place de nappes.
- 6: Phase Simplon–Rhône: La faille du Mondralèche–Tubang (normale et dextre) ainsi qu'un aplatissement général (deuxième étirement SW–NE) des régions au sud d'une ligne Tubang–Schwarzhorn environ, sont attribués à une large zone de cisaillement dextre qui passerait dans la vallée du Rhône (STECK 1984, BURKHARD 1987) voir texte.



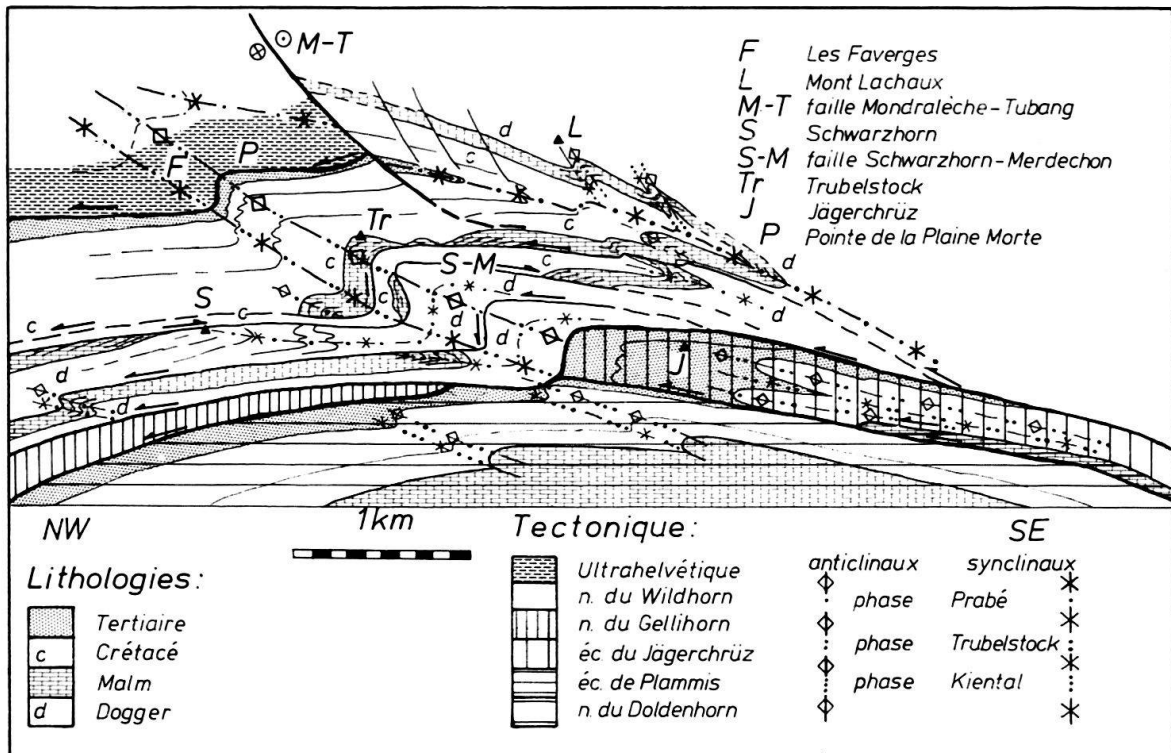


Fig. 7. Coupe synthétique du synclinal du Prabé de la région de Montana. Projection axiale de la région présentée sur la figure 6.

(faille du Schwarzhorn–Merdechon). Cet accident avec un rejet apparent d'un km au minimum dans une direction SSE–NNW prive l'écaïlle du Steghorn de son Malm. Comme cette faille décapite des plis isoclinaux du Dogger supérieur (voir aussi LUGEON 1914, p. 261), elle postdate ce plissement. Bien que non contemporaine, nous proposons ici aussi de placer toute cette évolution (plissement, écaillage et faille) dans la phase Prabé.

Dans la région du Trubelstock (BESTENHEIDER 1983), toute la structure interne de la nappe du Wildhorn est replissée (phase Trubelstock). Une paire anticlinal-synclinal hectométrique replisse notamment: le chevauchement basal de la nappe du Wildhorn, la faille Schwarzhorn–Merdechon, l'écaïlle du Trubelstock et le chevauchement basal de l'Ultrahelvétique des Faverges. Ce plissement est accompagné par un clivage de crénulation généralement plus redressé que la schistosité de plan axial de la phase Prabé. L'axe du pli principal du Trubelstock est orienté 260/10, le plan axial 190/30 environ. Comme le plan axial de ce pli est identique (dans sa position et orientation dans l'espace) au pli frontal de l'écaïlle du Jägerchrüz, nous attribuons ce plissement à la mise en place de celle-ci.

Les plis du Dogger du Mont-Lachaux (écaïlle du Prabé) sont postérieurs à la phase Prabé du fait que leur vergence est de flanc normal et que leur schistosité de plan axial est plus redressée que celle du synclinal du Prabé. Dans les charnières le recoupement des deux schistosités provoque un débitage en crayons très marqué. Sur les flancs, c'est la deuxième schistosité qui est la plus développée. Si elle appartient à la phase Trubelstock, Kiental ou Simplon–Rhône reste incertain.

Tout le flanc inverse du synclinal du Prabé, ainsi que la zone d'Ayent (BADOUX 1965, MOSER 1985) ne présentent guère de microstructures de flanc renversé. Nous pensons, que la formation du synclinal du Prabé est un évènement précoce dans l'évolution tectonique

(fig. 8). Ce modèle permet d'expliquer la préservation du flanc inverse du synclinal du Prabé (sur deux km!), l'absence de charnière synclinale dans les ensembles jurassiques et le principe de «saut mouton» (LUGEON 1941, p. 302) des unités ultrahelvétiques. Dans les déformations ultérieures (Trubelstock, Kiental et Simplon–Rhône), le flanc inverse et normal sont déformés de la même manière.

L'ensemble de la région des racines entre les Faverges au nord, la nappe du Doldenhorn au mur, et le Pennique dans le toit, est affecté par la phase Simplon–Rhône, qui se traduit par un fort étirement ENE–WSW (> 30% indiqué par halos d'étirement de pyrites), subparallèle aux axes des plis (BURKHARD 1986). Pour imaginer l'état de la région avant cette déformation, il faut augmenter l'échelle verticale de la coupe d'environ 30% ce qui rend les structures moins isoclinales! En plus de cette déformation ductile, on observe un grand nombre de failles normales dextres qui compliquent encore la tectonique. La faille du Mondralèche–Tubang (M–T de la fig. 6) en est un exemple. Le rejet de cette faille est normal et dextre, elle fait que notre interprétation de la coupe du Mont-Bonvin (fig. 7) diffère de celle proposé par FURRER (1949), qui interprète la discordance entre l'Ultrahelvétique et le Crétacé du flanc renversé du synclinal du Prabé au nord du

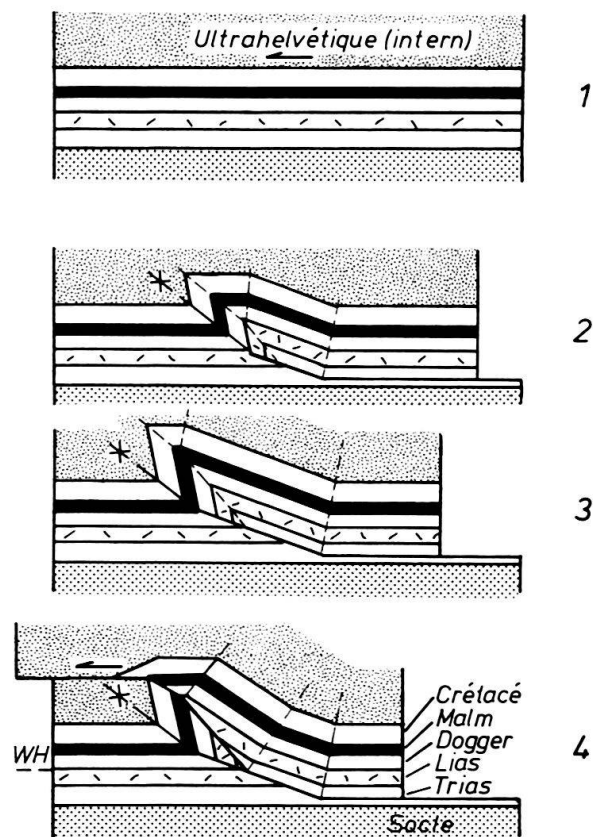
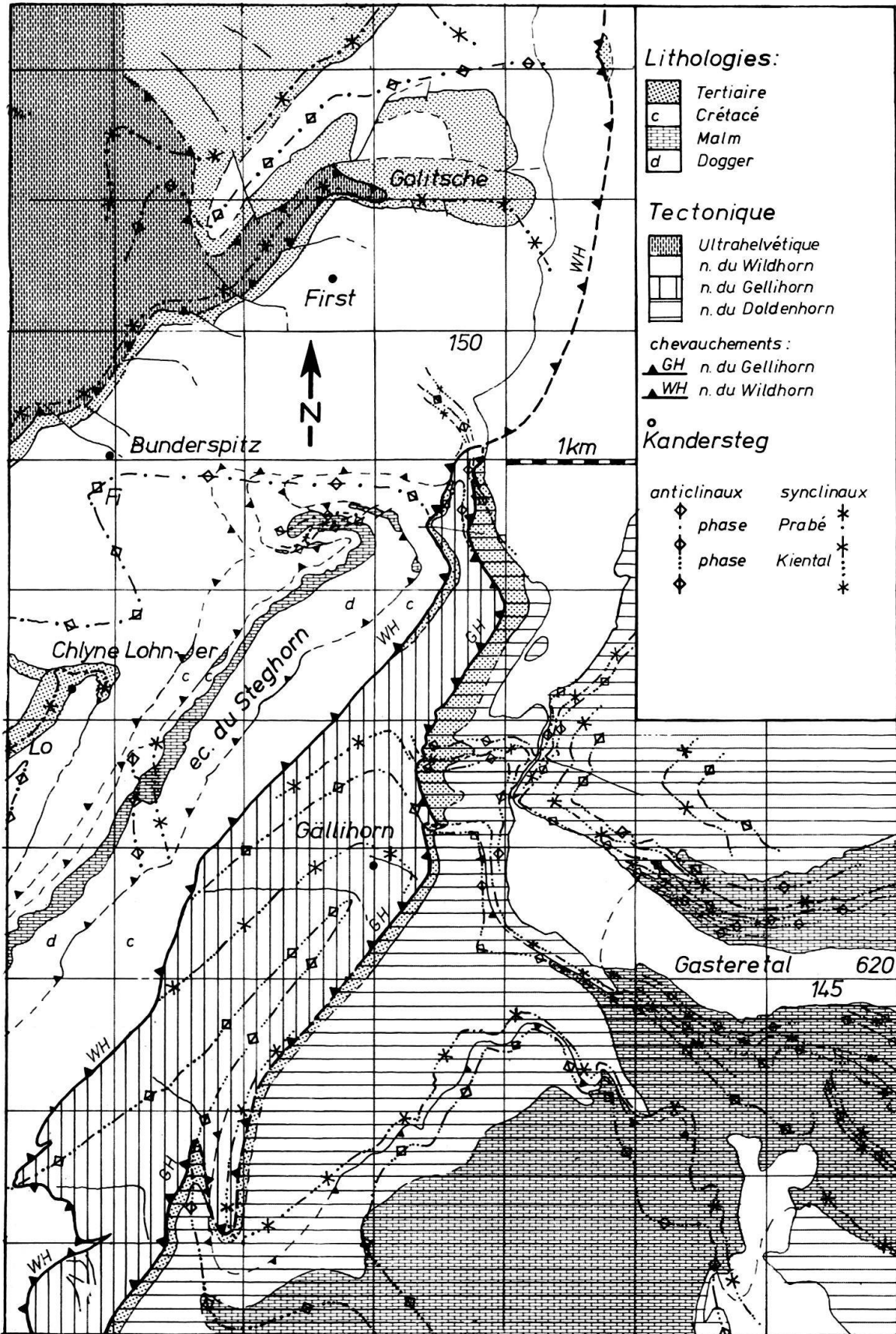


Fig. 8. Modèle cinématique du synclinal du Prabé, envisagé comme «fault-propagation-fold» selon SUPPE (1985, p. 350):

1: La région du futur synclinal du Prabé est recouverte par des unités ultrahelvétiques de provenance interne.

2, 3: stades progressifs de la formation du synclinal du Prabé.

4: Le chevauchement se propage dans le plan axial de l'anticlinal; les unités ultrahelvétiques externes (Préalpes externes p.ex.) chevauchent l'ensemble helvétique sur le cœur ultrahelvétique du synclinal. Le chevauchement suivant à être activé, est celui de la base de la nappe du Wildhorn, noté «WH».





Tubang comme chevauchement ultrahelvétique renversé. Dans notre interprétation, ce contact est dû à la faille M–T et le chevauchement même au nord du Tubang se trouverait en l'air, environs cents mètres en-dessus des Faverges.

La faille (M–T), élément structural important, peut être tracée en direction ouest, jusque dans la région du Sex Rouge (PAVONI 1980, fig. 1). Au-delà, elle suit probablement les niveaux peu compétents du Crétacé inférieur du flanc oriental de la vallée de la Mora.

### 3.3 Les écailles de Plammis et du Jägerchrüz

Comme les plans axiaux du repli du Trubelstock sont identiques (orientation et position dans l'espace) à ceux des plis frontaux de l'écaille du Jägerchrüz (fig. 7 et 8), nous correlons ce deuxième plissement de la nappe du Wildhorn avec le charriage des écailles de Plammis et du Jägerchrüz.

Dans ces écailles au moins deux phases de très fortes déformations peuvent être distinguées. Une première schistosité, en général parallèle à la stratification porte une linéation minérale de direction SSE–NNW. C'est la schistosité de plan axial de très rares plis isoclinaux (Varnerchumme, plis frontaux de l'écaille du Jägerchrüz).

La «trace axiale anticlinale» de la Hohe Brücke (MASSON et al. 1980a, p. 135) se situe dans une roche extrêmement déformée avec plusieurs schistosités replissées (mylonite?), et peut aussi être interprétée comme chevauchement. Il nous semble difficile d'établir une suite de phases de signification régionale à l'aide des schistosités dans une pareille structure.

Nous attribuons la première schistosité de plan axial, l'étirement SSE–NNW et l'écaillage des écailles de Plammis et du Jägerchrüz à la mise en place de ces unités: phase Trubelstock.

Cette phase ne peut cependant être reconnue qu'aux alentours des écailles de Plammis et du Jägerchrüz, elle n'a donc à ce jour qu'une signification locale pour la coupe étudiée. On notera, qu'au nord du Trubelstock, le chevauchement basal de ces écailles joint le chevauchement basal de la nappe du Gellihorn. Le raccourcissement dû au repli du Trubelstock n'absorbe qu'une très faible partie du chevauchement des écailles, et s'expli-

---

Fig. 9. Esquisse tectonique du front de la nappe du Doldenhorn à Kandersteg avec les traces axiales des plis des phases successives. Région clé pour l'établissement des relations entre les nappes du Doldenhorn, du Gellihorn et du Wildhorn.

- 1: Phase Plaine Morte: Mise en place de l'Ultrahelvétique sur la nappe du Wildhorn, conservé notamment dans le synclinal de Golitsche.
- 2: Phase Prabé: Déformation interne de la nappe du Wildhorn et du Gellihorn. Des lambeaux de Malm supérieur (Tithonique à calpionelles) intercalés dans le «Valanginien schisteux», au-dessus de l'écaille du Steghorn, témoignent d'un décollement entre le Crétacé et les unités jurassiques de la nappe du Wildhorn. L'écaille du Steghorn et la nappe du Gellihorn buttent au nord-ouest contre le flanc renversé du synclinal de Golitsche, formant le cœur de l'anticlinal du First.
- 3: Phase Trubelstock: cette phase ne se manifeste pas dans cette région.
- 4: Phase Kiental: déformation interne de la nappe du Doldenhorn. Les grands plis isoclinaux du Gasteretal (Malm) replissent dans les zones frontales, le chevauchement basal de la nappe du Gellihorn (GH) et de celui de la nappe du Wildhorn (WH).
- 5: Phase Grindelwald: montée des massifs cristallins. Les grandes structures (plongement des plans axiaux au NW dans le Gasteretal et au SE au front de la nappe du Doldenhorn et dans les nappes du Gellihorn et du Wildhorn ainsi que des failles normales NW–SE) sont très probablement liées à l'effet du bombement des massifs.

que peut-être par un stade précoce de leur formation (montée sur une rampe frontale qui s'atténuerait très rapidement avec la déformation progressive). Ainsi, au nord du Trubelstock il n'est plus possible de distinguer entre phase Prabé et phase Trubelstock.

### 3.4 *La nappe du Doldenhorn*

#### Structure générale

La nappe du Doldenhorn se présente comme un très large pli couché à cœur cristallin (massif de l'Aar entre le synclinal de la Jungfrau et le Niwen). Le flanc renversé de ce pli est extrêmement réduit et déformé, et s'enracine dans le synclinal dit de la «Jungfrau». Celui-ci enveloppe le massif du Gastern, et en marque la limite sud. La partie frontale de la nappe, intensément plissée, est couchée ou plongeante vers le NW. Le flanc normal décrit une grande voûte au SW de la Gemmi. En direction du sud il perd successivement ses unités stratigraphiques les plus jeunes et va «s'enraciner» à Leuk et plus à l'est, dans la région du Niwen.

#### Relations avec les nappes du Gellihorn et du Wildhorn

Toute la nappe est marquée par une schistosité de plan axial (phase Kiental) qui porte une linéation minérale orientée très régulièrement SE–NW. L'intensité de la déformation (schistosité et linéation) décroît du flanc inverse au flanc normal et des parties internes aux zones frontales. Les plis isoclinaux du Malm (Gasterntal) deviennent plus ouverts au front de la nappe et perdent leur amplitude hectométrique. Conjointement à ce changement du style des plis, on constate que la schistosité pénétrative de plan axial est remplacée dans les niveaux crétacés et tertiaires frontaux, par un clivage de dissolution. Ces plis frontaux ainsi que quelques chevauchements mineurs associés, replissent le chevauchement basal de la nappe du Gellihorn. Le clivage de plan axial de la nappe du Doldenhorn peut ainsi être corrélié avec un deuxième clivage qui traverse la nappe du Gellihorn, et accompagne les plis du Gellihorn et du Hellhore. Le chevauchement basal de la nappe du Wildhorn est lui-même encore replissé et des clivages anormaux sur le flanc inverse du synclinal de Golitsche sont à ce niveau le témoignage de la phase Kiental. On conclue de ces relations, que la déformation principale de la nappe du Doldenhorn est postérieur à la mise en place des nappes du Gelli- et du Wildhorn.

#### Relations avec l'écaille du Jägerchrüz et le socle cristallin

Au sud de la nappe du Doldenhorn des plis de socle replissent la première schistosité et les plans de chevauchements basaux des écaillles de Plammis et du Jägerchrüz. A Ober Getwig (coord. 129.100/620.150), dans des calcaires siliceux du Dogger, la première schistosité pénétrative, parallèle à la stratification, et la linéation minérale, orientée S à SE de la phase Trubelstock sont replissées par des plis de style similaire. Ces plis qui correspondent au synclinal de socle de la Feselalp, sont également accompagnés par une très forte schistosité de plan axial. L'étirement défini par des ombres de pression aux bordures des pyrites fréquemment observées, montre une direction subparallèle aux axes de plis (260/40). Signalons encore la présence d'un pli (antiforme) qui se trouve dans le Malm à l'entrée du deuxième tunnel des CFF à l'est de Varen (coord. 129.000/611.950).

Dans cette structure une première schistosité est plissée et recoupée par une deuxième schistosité qui s'accompagne d'un étirement subparallèle à l'axe du pli (260/30). Des plis centi- à décimétriques s'observent dans les pentes structurales de Malm de la région de Leuk. Leurs axes sont généralement orientés SW (240/30); ici aussi il s'agit d'une première schistosité pénétrative plissée. A l'échelle de la lame mince, la forme fortement aplatie des cristallites de calcite définit un clivage de plan axial de ces microplis. Une première linéation d'étirement (SSE–NNW) est également plissée par ces plis.

Nous interprétons ces rares plis de deuxième phase (H2 de MASSON et al. 1980a) avec les plis du socle du massif de l'Aar. Comme les plis du socle plus septentrionaux correspondent à la déformation principale de la nappe du Doldenhorn, nous attribuons également la formation du synclinal de la Feselalp à la phase Kiental. La forte linéation qui est subparallèle aux axes de ces plis est cependant mise en relation avec la phase Simplon–Rhône, et dans la figure 4, nous postulons un accident décrochant qui passerait à l'intérieur de ce synclinal. Que ce pli du socle soit une structure préexistante (de la phase Kiental) reprise, ou seulement l'effet de cet accident décrochant, demeure incertain. DOLIVO (1982) a pu montrer que le synclinal de Raron est une structure précoce, dans laquelle les sédiments n'ont pas été charriés vers le nord. C'est pourtant là qu'on observe les plus fortes linéations SW–NE et nous sommes alors tenté de suggérer une évolution comparable pour le synclinal de la Feselalp. Les plis de la phase Kiental dans la partie sud du massif de l'Aar auraient donc subi une forte surimpression par la phase Simplon–Rhône.

### 3.5 *Les massifs cristallins*

La structure actuelle de la surface antétriasique est présentée dans la figure 10a. Le dessin au niveau de l'ensellement du Rawil est contrôlé par les informations de surface en tenant compte des plongements axiaux déterminés à l'échelle de la carte (voir aussi les coupes de LUGEON 1914). Pour le bassin molassique différentes versions ont été publiées: RYBACH et al. (1980), MENARD (1979), BODMER (1982). La figure 10a retient l'hypothèse du chevauchement des massifs cristallins externes sur l'avant-pays.

L'enveloppe des isohypses qui entoure l'ensemble Aiguilles-Rouges et Mont-Blanc apparaît nettement décalée par rapport à celle qui entoure les massifs de l'Aar et du Gastern. Ce décalage se retrouve aussi dans la structure que dessinent les isohypses du plan de chevauchement basal des nappes helvétiques (fig. 10b). La topographie de ces surfaces est l'expression à ce niveau des phases Kiental et surtout Grindelwald.

Dans la coupe étudiée, en dehors des déformations d'ensemble que fait ressortir la figure 10, on constate, que seules de rares structures à petite échelle peuvent être attribuées à la phase Grindelwald. Le massif du Gastern dans sa partie occidentale est très peu écaillée. Un synclinal de Dogger se trouve au fond de la vallée de Gastern (coord. 624.500/146.000, KREBS 1925). Un autre synclinal, affectant les grès de base du Trias, mais qui serait rempli de carbonifère? (d'après BRÜCKNER 1943), a été rencontré dans le tunnel du Lötschberg. Les deux synclinaux n'affectent pas le chevauchement basal de la nappe du Doldenhorn et ne sont donc pas franchement postérieurs à ce dernier. Plus à l'est, dans la région de Grindelwald, le bord septentrional du massif de Gastern est fortement écaillé et plissé. Malheureusement le chevauchement basal de la nappe du Doldenhorn est large

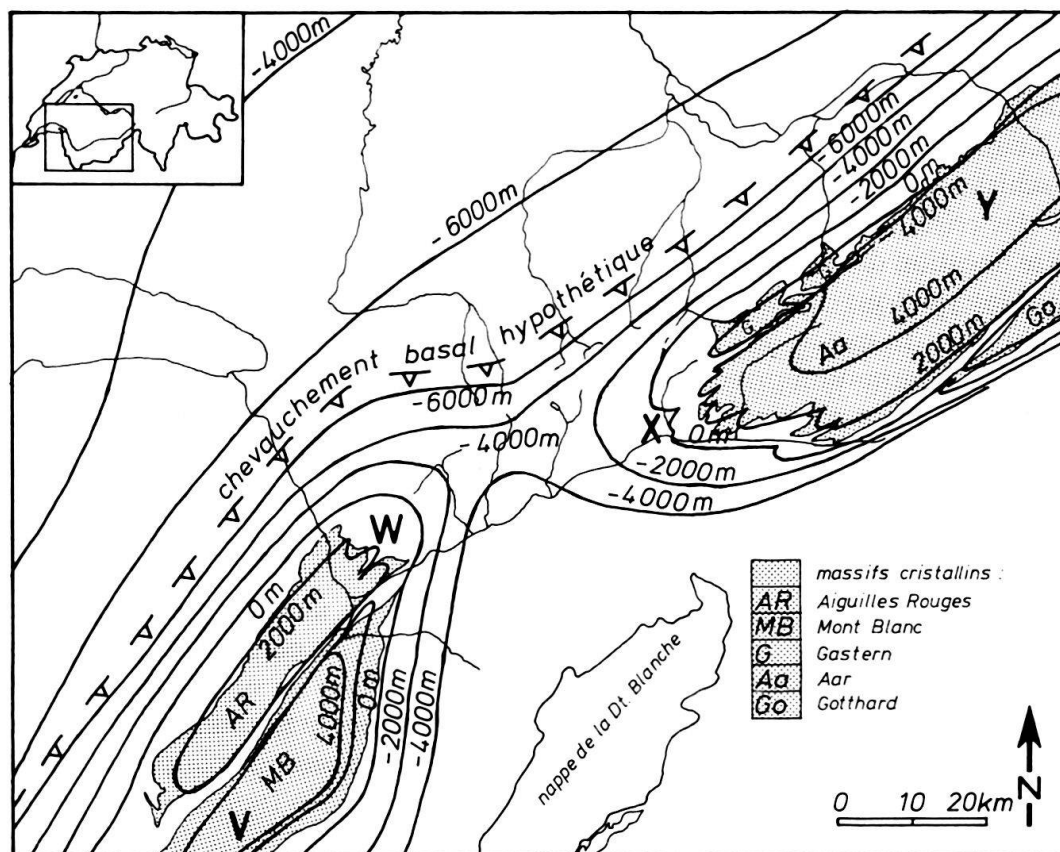


Fig. 10a. Isohypses du socle antétriasique, construites en fonction des données de la géologie de surface et en utilisant les plongements régionaux sous la couverture sédimentaire. L'avant-pays est représenté selon MENARD (1979) pour la région lémanique et BODMER (1982) pour la région du lac de Thoune. La profondeur de la dépression préalpine indiquée est une estimation minimale. La position d'un chevauchement basal hypothétique est indiquée par la ligne pointillée. Les points V-W et X-Y indiquent la ligne de crête des massifs et servent de repères dans la figure 10c.

ment érodé dans ces régions et il n'existe pas de relation directe permettant d'établir une chronologie relative des déformations.

Malgré l'absence de microstructures correspondantes, il est évident que la forte courbure des plans de chevauchement des nappes helvétiques (en particulier celui de la nappe du Doldenhorn), ainsi que la topographie de la surface des massifs cristallins sont l'expression de mouvements tectoniques de grande envergure.

La signification tectonique de cette culmination des massifs cristallins est cependant toujours ouverte. Tandis que les uns y voient l'expression d'un raccourcissement crustal voire des massifs allochtones chevauchantes sur un avant-pays autochtone (BOYER & ELLIOTT 1982 et de nombreux auteurs récents), les autres expliquent la culmination par un pur soulèvement vertical qui serait la réaction isostatique suivant le charriage des nappes helvétiques (NEUGEBAUER et al. 1980).

De par la géométrie de la surface du socle cristallin, la question n'est pas facile à répondre. L'interprétation dépend fortement de cette géométrie, toujours inconnue pour le bord septentrional des massifs en profondeur. Manque de données plus précises, différentes coupes plus ou moins spéculatives ont déjà été dessinées. Les deux versions opposées sont illustrées dans TRÜMPY (1980, p. 29 et profil 2).



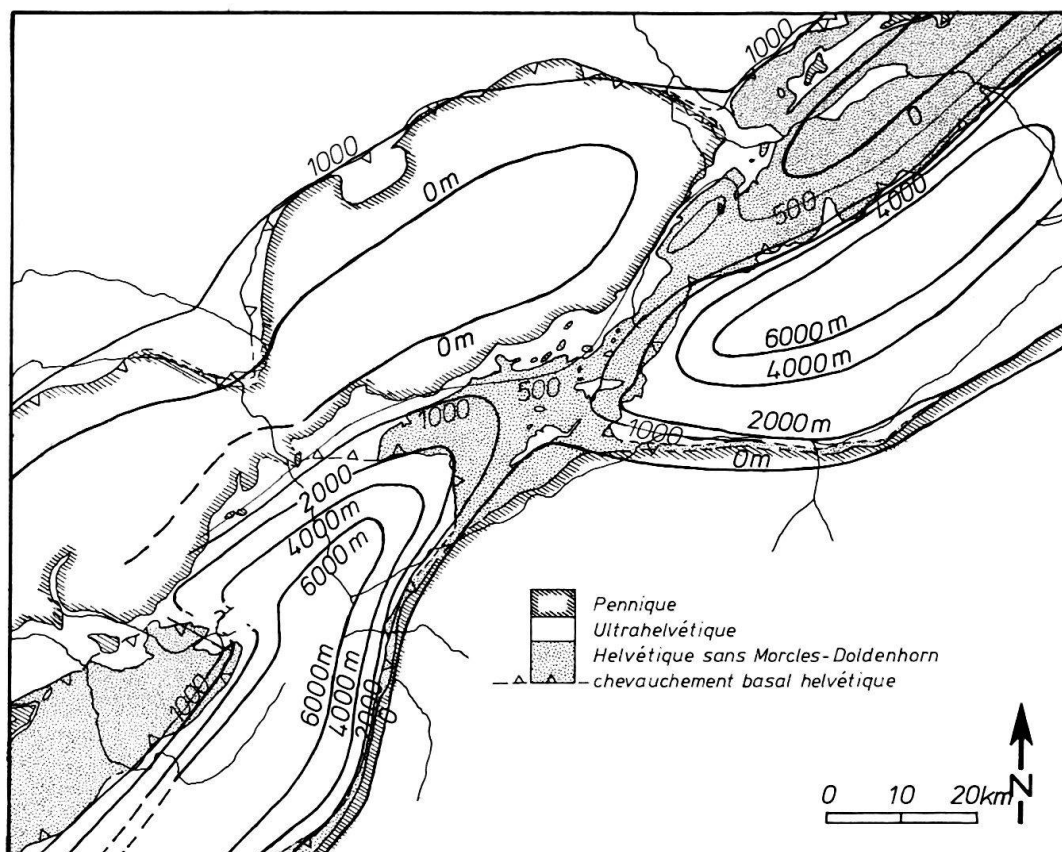


Fig. 10b. Isohypses du plan de chevauchement basal des nappes helvétiques (nappes du Wildhorn, des Diablerets, du Gellihorn et unités équivalentes); même principe de construction que pour la figure 10a. Au sud, la trace du chevauchement helvétique est jalonnée d'affleurements de Lias. Au nord, les isohypses sont dessinées en faisant l'hypothèse, que le chevauchement helvétique rejoint celui des Préalpes. La parallélisation des «massifs subalpins savoyards» avec les nappes des Diablerets et du Wildhorn (DOUBDOUX et al. 1982), crée un «genou» important dans la surface du plan de chevauchement basal au SW du massif des Aiguilles-Rouges, qu'il reste à expliquer. Une solution minimale est représentée par les isohypses au-dessus des massifs cristallins tandis qu'une dépression minimale est proposée sous les Préalpes et les lacs de Thoune et de Brienz.

Dans la coupe de Grindelwald, le soulèvement vertical du chevauchement basal de la nappe du Doldenhorn (épizonal) dépasse 10 km et atteint probablement 15 km. A une distance horizontale de seulement 15 km plus au nord, la base de la nappe du Wildhorn (diagenétique) se trouve dans une dépression (à Interlaken), environ au niveau de la mer. A cet endroit, le soulèvement vertical, depuis l'emplacement de cette unité, n'a donc guère dépassé 6 km. A notre avis, ce fort gradient dans le soulèvement vertical s'explique difficilement par des réajustements isostatiques et parle pour la version des massifs chevauchants. Cette interprétation est adoptée dans les figures 13 et 16. Ce modèle implique de raccourcissements horizontaux considérables dépendants de la géométrie du chevauchement basal et de la déformation interne des massifs chevauchants. Trop de facteurs inconnus interdisent pour l'instant de chiffrer ce raccourcissement qui doit se manifester dans la couverture sédimentaire par des chevauchements inférieurs à celui de la nappe du Doldenhorn. Les écaïlles de la molasse subalpine (PFIFFNER 1985) et/ou le chevauchement basal du Jura pourraient représenter l'expression distale de ces chevauchements. Un raccourcissement de 25 km pour le Jura à la hauteur de Neuchâtel

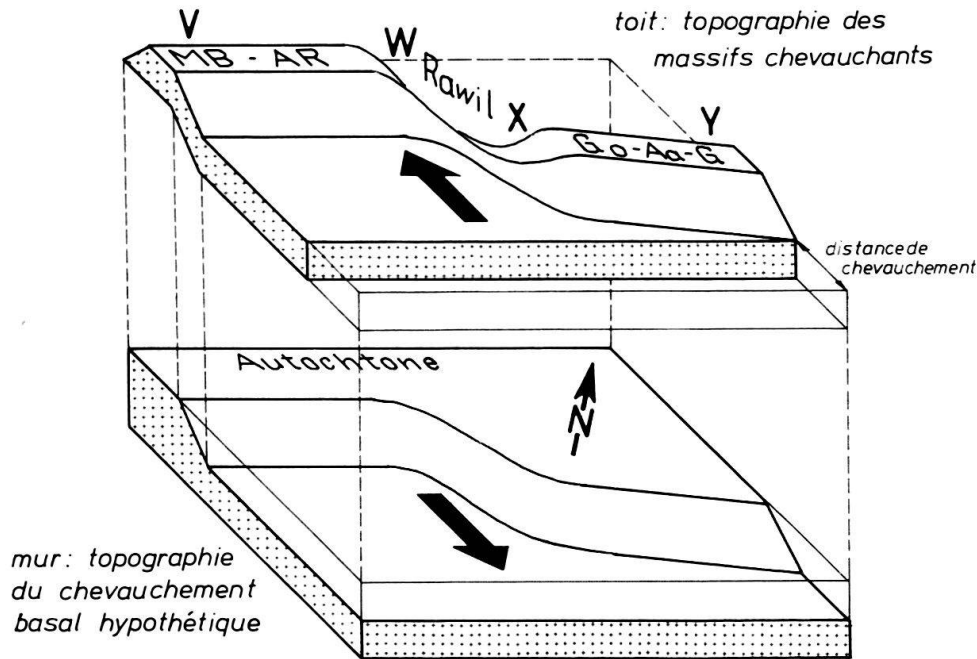


Fig. 10c. Modèle de socle sous l'ensellement du Rawil: Pour faciliter la représentation, le toit du bloc-diagramme est soulevé d'une certaine distance (lignes pointillées). Pour créer les grandes dénivellations (d'ampleur supérieure à 6 km) entre les massifs cristallins et l'ensellement du Rawil il doit exister une structure profonde, qui se trouve essentiellement dans le socle cristallin. Le modèle proposé tient compte de la nature compressive de la chaîne. Pour un tel modèle de chevauchement profond sous les massifs cristallins, la présence d'une rampe latérale ou oblique, située sous l'ensellement du Rawil, permettrait d'expliquer le décalage de la ligne des crêtes au-dessus des massifs cristallins, la dépression du Rawil, l'absence d'une dépression correspondante dans l'avant-pays, et d'une «zone à forts pendages» entre les deux massifs. Les zones de «rétrocharriage» se limitent aux régions qui se trouvent en arrière des rampes frontales: bord méridional du massif du Gotthard-Aar-Gastern (Go-Aa-G) et bord oriental du massif du Mont-Blanc-Aiguilles-Rouges (MB-AR).

(MENARD & MUGNIER 1986), signifie, que le massif du Gastern serait allochthone par rapport au socle «Autochtone» d'au moins 25 km. Ce modèle de «Fernschub» (LAUBSCHER 1961) permettrait d'expliquer la montée générale des massifs cristallins externes (SCHAER et al. 1975, WAGNER et al. 1977) et celle du bassin molassique depuis le miocène («Resthebung», LEMCKE 1974, interprété comme déplacement en bloc du bassin molassique par LAUBSCHER 1974) par une même cause tectonique. Du point de vue de la chronologie, les deux chevauchements (Jura, massifs), pourraient aussi être envisagés comme contemporains (fig. 16 et tabl. 3).

En Suisse orientale une montée générale par soulèvement vertical différentiel, qui ferait ressortir les massifs cristallins sans raccourcissement, est envisagée par MILNES & PFIFFNER (1980) et PFIFFNER (1986) pour les derniers six millions d'années. Les mouvements verticaux actuels (GUBLER 1985), peuvent être interprétés différemment et à ce jour, la géophysique ne permet pas de choisir entre les deux hypothèses (NEUGEBAUER et al. 1980 (soulèvement vertical), MUGNIER & MENARD 1986 (chevauchement)). DIEBOLD & MÜLLER (1985) présentent les conséquences des deux «scénarios».

La phase Grindelwald, dans la définition de GÜNZLER-SEIFFERT (1941), est limitée dans l'espace. Vers l'est, à Grindelwald déjà, elle est confondue avec la phase Kiental, parce que la nappe du Doldenhorn n'affleure plus à ce niveau. Ceci montre le caractère

local des phases de déformation telles que nous les présentons ici. La montée du massif de l'Aar–Gastern est cependant un événement tectonique dont la dimension englobe une extension dépassant en surface l'extension latérale de la nappe du Doldenhorn. Pour exporter cette phase au-delà de sa patrie, on pourrait utiliser comme «marqueur» la géométrie de l'enveloppe des massifs cristallins. Soulignons encore que le massif de l'Aar subit un raccourcissement, et monte dès la phase Kiental, mais que le bombement actuel, qui porte le chevauchement basal de la nappe du Doldenhorn jusqu'à 3500 m d'altitude, est l'effet de la phase Grindelwald. Il est important à noter, que le «dôme de Gastern» (STECK 1984) ne présente pas une culmination séparée de celle du massif Aar–Gastern. Il n'existe pas non plus d'argument géométrique pour attribuer une direction E–W à la culmination de l'Aletsch (op. cit., fig. 14).

Un modèle très schématique, expliquant le décalage entre les massifs des Aiguilles-Rouges–Mont-Blanc et ceux du Gastern–Aar–Gotthard, est proposé dans la figure 10c. Ce modèle permet d'expliquer le décalage des massifs, leur position oblique par rapport aux nappes helvétiques, et l'absence de dépression correspondante dans l'avant-pays.

### L'ensellement du Rawil

Dans l'ensellement du Rawil une série de failles transversales de direction WNW–ESE recoupent toutes les structures internes de la nappe du Wildhorn (p.ex. la faille de l'Iffigensee ou Iffigensee-Querbruch de SCHAUB 1936). Le vrai rejet demeure difficile à déterminer, car aucun marqueur linéaire (charnière de pli de l'Urgonien p.ex.) n'affleure de part et d'autre de la faille. En construisant des coupes parallèles à la faille des deux côtés il est malgré tout possible d'estimer le rejet effectif (BECKWITH 1941). Ainsi pour la faille de l'Iffigensee, on obtient un rejet horizontal dextre de 600 m et un rejet vertical de 100 à 200 m. Pour la faille du Retzligletscher on estime le rejet horizontal à environ 300 m avec une composante verticale de 200 m (le compartiment oriental est soulevé). Ces failles conduisent à un étirement régional subparallèle aux axes des plis qui est accompagné d'un faible étirement (20–30%) ductile, documenté par des halos d'étirement autour des pyrites orientés dans la même direction. Toutes ces failles semblent être limitées à la nappe du Wildhorn. On ne les retrouve pas dans la zone des cols. Dans la nappe du Niesen, PLANCHEREL (1979) signale seulement un jeu de failles verticales, N–S, sénestres. Bien que le champ de déformation des deux systèmes soit mutuellement compatible, leur simultanéité aurait dû provoquer des complications géométriques considérables dans la zone des cols. A l'est, dans la nappe du Wildhorn, les failles se perdent sous le glacier de la Plaine Morte. Au-delà, au toit de la nappe du Doldenhorn, aucun décalage ne permet de tracer la suite de ces accidents. Par contre, à l'intérieur de la nappe du Doldenhorn, deux grandes failles (Torrenthorn et Majinghorn), recoupent les structures d'une manière oblique. Elles forment à peu près la continuité des failles de l'Iffigensee et du Retzligletscher (feuille Gemmi, FURRER et al. 1956). SCHAUB (1936) interprète les failles transversales de l'ensellement du Rawil comme étant la conséquence de la montée des massifs. La carte des isohypses du plan de chevauchement des nappes helvétiques montre, que les failles se situent à l'endroit où les culminations des massifs se relaient latéralement. A l'ouest, les nappes helvétiques (Diablerets et Wildhorn) se situent sur la ligne de crête des massifs Aiguilles-Rouges–Mont-Blanc. A l'est par contre, elles se trouvent dans une dépression au nord des massifs du Gastern et de l'Aar.



Le schéma géométrique de la figure 10c suggère que les failles transversales de l'ensellement du Rawil pourraient descendre dans le socle jusqu'au plan de chevauchement basal postulé sous les massifs cristallins. Faudrait-il les mettre en relation avec le «telemagmatischer Gang im Nummulitenkalk bei Trublen» de FURRER et HÜGI (1952) et en faire l'expression dans les nappes d'une fissure profonde?

### 3.6 La vallée du Rhône

STECK (1984, fig. 21 et 22) postule l'existence d'une large zone de cisaillement longitudinale dextre entre le Simplon et le massif de l'Aar. Sa terminaison ou continuation vers l'ouest, le nord et en profondeur doit se situer dans la région présentée ici.

Deux linéations se superposent dans le synclinal de Raron, dans les écaillés de Plammis et du Jägerchrüz, et dans les racines de la nappe du Wildhorn. La mesure de déformation à l'aide de halos d'étirement et sur des ooïdes montre presque toujours un aplatissement dans ces unités. L'étude des fibres antitaxiales autour de pyrites montre que généralement la déformation débute par un étirement NW-SE, qui par la suite subit une rotation souvent antihoraire (vu sur le plan de schistosité), pour se terminer avec un étirement SW-NE (RAMSAY et al. 1985).

Cette déformation pénétrative longitudinale est accompagnée par plusieurs failles de direction ENE-WSW. Le long de la route Inden-Varen, on observe toute une série de failles subverticales (fig. 4). Des plis cataclastiques métriques témoignent de la nature transpressive de ces accidents. Vu le faible rejet vertical au sommet du Malm, nous postulons ici un déplacement essentiellement horizontal. Vers l'est, une cataclase avancée est d'après BAER (1959) à l'origine de l'éboulement de Leuk au Horlini. Les déformations cassantes sont très fréquentes tout le long de la vallée du Rhône. Des plans de failles à stries subhorizontales démontrent leur nature décrochante (Gampel, carrière de Malm p. ex.).

Le Heidnischbiel (GASSER & DOLIVO 1980) et le Lias de la colline de Saillon (BADOUX 1972) sont des affleurements qui ont toujours posé un problème de raccordement par rapport aux terrains voisins. Ce problème trouve une solution satisfaisante si on envisage ces deux affleurements dans la perspective d'une translation liée à des décrochements les séparant latéralement de leur voisinage.

Malheureusement on doit admettre que la structure la plus spectaculaire de cet important cisaillement dextre dans la vallée du Rhône se trouve cachée sous les alluvions du Rhône et ne peut être construite qu'en coupes géologiques: il est néanmoins probable que le rapprochement des deux flancs du pli de la nappe de Morcles soit en relation avec ce phénomène. On constate en effet que la nappe qui mesurerait 5 à 6 km d'épaisseur en zone frontale (d'après les coupes de BADOUX (1972) et RAMSAY et al. (1985)) se réduit à moins de deux km entre Ardon, Saillon, Saxon et Martigny. Pour expliquer cette situation, deux solutions peuvent être envisagées:

- a) La nappe de Morcles a été extrudée entre des blocs rigides (massifs Aiguilles-Rouges et Mont-Blanc, ou nappes penniques, AYRTON 1980)
- b) Elle a été «décrochée» après sa mise en place.

Cette deuxième version nous paraît plus réaliste. A notre avis elle explique mieux les différences entre la nappe de Morcles et celle du Doldenhorn. Celle-ci possède en parti-

culier un cœur cristallin qui n'a pas d'équivalent direct dans la nappe de Morcles. En même temps, de nombreuses mesures de déformations qui indiquent des étirements parallèles à la vallée du Rhône (BADOUX 1963 et 1965, DURNEY 1972, SIDDANS 1983, RAMSAY et al. 1985), trouvent ainsi une explication satisfaisante dans une zone de cisaillement passant au SE de la nappe du Doldenhorn dans la vallée du Rhône et qui marquerait de son empreinte la partie arrière de la nappe de Morcles. Le décalage (apparent) horizontal dextre du flanc normal de la nappe de Morcles entre la Lizerne (Haut du Cry) et le col des Planches (et le Mont-Catogne) peut ainsi être estimé à 10 km. Vers l'ouest, la trace de ce décrochement se situerait dans le synclinal de Chamonix, où GOURLAY (1984 et 1986) évoque des déformations tardives de type «*décrochevauchantes*».

### Interprétation des structures longitudinales

Comme STECK (1984) nous raccordons les déformations longitudinales observées dans la vallée du Rhône à une grande zone de cisaillement dextre. Par contre, nos observations et les mesures de déformation (cités ci-dessus et fig. 2) nous conduisent à proposer une solution modifiée (fig. 11) pour l'extension en profondeur et vers le Nord de cet accident. La liaison avec la faille du Simplon reste incertaine. MANCKTELOW (1985, fig. 7) suggère que cette dernière, à partir du col du Simplon, se poursuit en direction est. Cette allure, liée à la culmination tardive du Toce (STECK 1984), n'exclut cependant pas une continuité des déformations en direction ouest et donc liées à la zone de décrochement du Rhône.

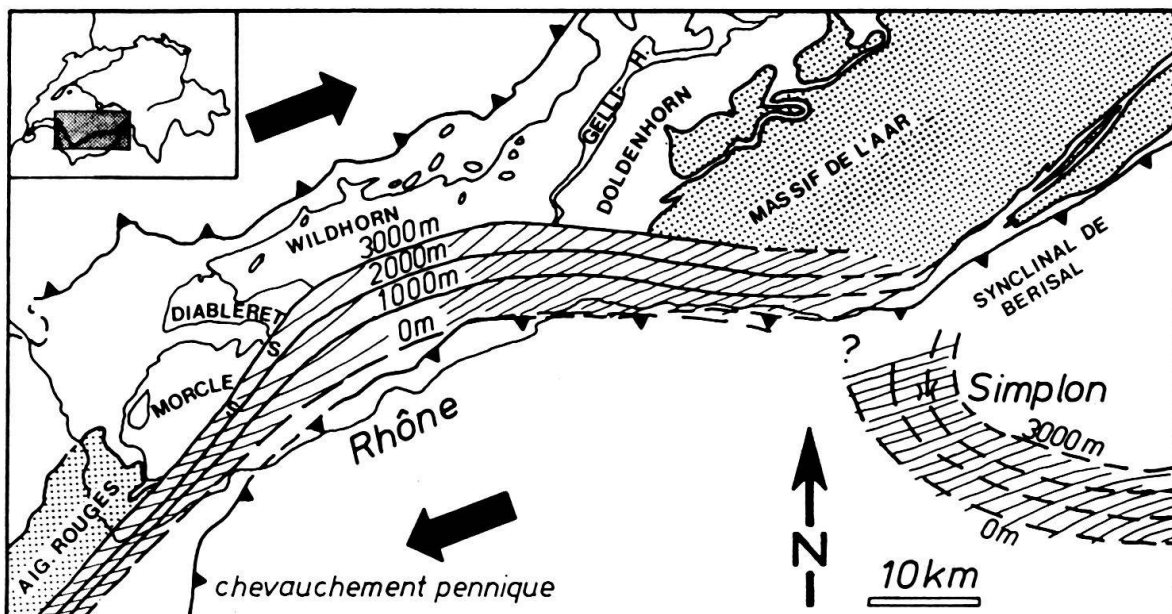


Fig. 11. Zone de cisaillement Simplon-Rhône avec les isohypses de la base de la zone. On a figuré sur ce plan les directions d'étirement tardif, obtenues en interprétant les mesures de déformation. Le long de la faille du Simplon, les isohypses du plan de faille et l'orientation des déformations décrites par MANCKTELOW (1985), ne correspondent pas directement à une continuité en direction ouest avec la zone de cisaillement du Rhône. Si une telle continuité existait entre les deux accidents, ils seraient alors affectés par le rétroplissement du massif du Gotthard (synclinal de Berisal, STECK 1984).



ECH.	CRISTALLINITE 16µm 2µm 2µmglyc.	COORDONNEES	LIT.	TEC.	MINERAUX (INDEX)	LIEU GEOGR. 1:100 000	ECH.	CRISTALLINITE 16µm 2µm 2µmglyc.	COORDONNEES	LIT.	TEC.	MINERAUX (INDEX)	LIEU GEOGR. 1:100 000
W513	.79	578 200/127 500	OK	DI	SM, PA	Tête Ronde	W698	.18	579 600/113 260	SR	MO		Saillon
W515(2)	1.07	616 400/148 700	OM	WH	AL	Allime	W699	.15	579 600/113 260	OK	MO		Saillon
W516(2)	.27	616 800/148 250	FL	DH	AB	Bütschels	W700	.21	579 600/113 260	M	MO		Saillon
W527(5)	.29	611 550/139 400	AL	WH	PL	Lammeralp	W701	.22	579 770/113 250	AL	MO	PA	Saillon
W530(2)	.48	610 560/138 700	AL	WH	BA, PL	Lammeren-H.	W702(4)	.24	579 770/113 250	AL	MO	CT, PA	Saillon
W532	.45	610 600/136 800	Mi	WH		Schwarzhorn	W703	.21	579 700/113 250	M	MO		Saillon
W536(2)	.31	609 350/135 720	AL	WH		Les Outannes	W704	.25	565 700/114 350	T	AU		Mex
W538	.31	609 400/135 620	OM	WH	AB, SM	Les Outannes	W705	.22	566 100/114 500	Ms	AU		Mex
W544(2)	.31	609 800/135 600	AL	WH	GY	Les Outannes	W706	.21	566 300/114 800	M	AU		Mex
W650(2)	.34	614 200/157 800	T	NI		Ried	W707	.19	566 350/115 050	M	AU		Mex
W651	.25	616 350/158 300	TT	GH	IA, PL	Telleburg	W709	.26	566 400/114 500	TR	AU		Mex
W652	.16	624 900/146 050	LI	DH		Alpetli Gl.	W710	.29	566 400/114 500	TR	AU		Mex
W653	.19	624 900/146 000	TR	AU		Alpetli Gl.	W711(2)	.22	566 400/114 500	TR	AU		Mex
W654	.21	625 000/146 000	DO	AU		Alpetli Gl.	W712(2)	.31	566 400/114 500	TR	AU		Mex
W655	.26	625 100/146 000	DO	AU		Alpetli Gl.	W713	.27	554 600/ 95 800	AL	MO	PA	Le Buet
W656	.20	625 150/146 000	DO	AU	PA	Alpetli Gl.	W714	.25	554 600/ 95 800	AL	MO	PA	Le Buet
W658(4)	.27	625 600/147 400	AL	DH		Alpetli Gl.							
W663	.22	622 600/132 800	AL	AU		Und. Fasilapu							
W664	.27	601 050/129 400	M	WH		Crans(Pas de l'Ours)							
W665	.24	601 050/129 400	Ms	WH		Crans							
W666	.48	601 050/129 700	OM	WH		Crans							
W667	.44	601 150/129 800	OM	WH		Crans							
W668	.27	601 150/130 200	T	WH		Crans							
W669	.30	601 200/130 250	DB	WH		Crans							
W670	.28	601 250/130 550	DB	WH		Crans							
W671	.24	601 250/128 450	AL	WH	PA	Montana							
W672(2)	.24	600 710/125 770	AL	WH	CT, PA	Lens							
W674	.32	600 100/132 900	M	WH		Lac de Tseuzier							
W675(2)	.24	590 550/122 200	DO	WH		Chandolin							
W676	.20	590 700/123 000	Mi	WH		Chandolin							
W677	.19	591 000/124 350	M	WH		Pt. du Diable							
W678	.20	582 550/125 750	SR	MO	PA	Derborence							
W679	.24	582 000/127 200	M	DI		Derborence							
W680	.23	581 400/123 300	OK	MO		Derbon (pt.1761)							
W681	.30	581 400/123 200	KK	MO		Derbon							
W682	.41	580 000/121 500	OM	MO		Derbor.							
W683(3)	.26	579 500/121 800	M	MO	DO, PL	Derbon (pt.2220)							
W684(2)	.41	585 150/123 000	OM	MO	PA	Servaplaine							
W685	.27	585 600/122 000	Mi	UH		Servaplaine							
W686	.31	586 200/120 600	M	UH		Servaplaine							
W687	.44	586 200/120 600	Mi	UH	PA	Servaplaine							
W688	.21	586 200/120 000	M	DI		Aven							
W689	.16	586 200/120 000	M	DI		Aven							
W690	.16	585 900/118 450	OK	AR	PA	Ardon							
W691	.16	585 900/118 450	OK	AR	PA	Ardon							
W692	.21	585 850/118 500	OM	AR		Ardon							
W694	.24	584 900/117 150	OK	MO		Ardon							
W695	.20	584 900/117 150	M	MO		Ardon							
W696	.23	584 900/117 150	OM	MO	AB	Ardon							
W697	.33	583 500/117 200	AL	MO	GY, PA	Chamonson							

LEGENDE:  
LITHOLOGIES (LIT.):  
-----  
FL Plysch  
GL schistes a Globigérines  
NU calcaire nummulitique  
TT Gres de Taveyannaz  
T Tertaire en Général  
SR Urgonien "Schrattenkalk"  
DB "Barremien" (Drusbergsschichten)  
KK "Hauterivien" (Kieselskalk)  
OK "Valarginien calc." (Ohrlikalk)  
OM "Val. schisteux" (Ohrlimergel et Zementsteinschichten)  
M Malm en général  
Ms Malm supérieur  
Mi Malm inf. (Schiltschichten)  
DO Dogger en Général  
AL "Aalénien" schisteux  
LI Lias  
TR Trias  
UNITES TECTONIQUES (TEC.):  
-----  
NI nappe du Nieser  
UH Ultrahelvetique  
WH nappe du Wildhorn  
GH nappe du Gellhorn  
DI nappe des Diablerets  
DH nappe du Doldenhorn  
MO nappe de Morcles  
JA éc. de Plammis, Jägerchrüz  
AR écaille d'Ardon  
AU Autochtone

MINERAUX:  
-----  
AB Albite  
AL Allévardite  
BA Baryte  
BI Biotite  
CT Chloritoïde  
CO Corrensite  
DO Dolomite  
GL Glaucanie  
GY Gypse  
IN Interstratifié  
LA Laumontite  
PA Paragonite/Phengite  
PY Pyrophyllite  
SM Smectite  
ST Stilpnomélane



Les étirements longitudinaux (10–30%) observés dans l'ensellement du Rawil et dans certaines parties frontales de la nappe du Doldenhorn ne sont pas en relation directe avec cette zone de cisaillement Simplon–Rhône. Selon nous, ils sont à mettre en relation avec le bombement des massifs qui se forment en «position en échelon» entraînant ainsi un étirement qui s'exprime par des déformations cassantes (failles transversales dans l'ensellement) et des déformations ductiles associées à ces failles. Dans le front de la nappe du Doldenhorn, une structure en arc pourrait être la cause de faibles étirements longitudinaux.

### 3.7 Résumé

Cinq phases de déformations sont proposées pour suivre le développement des structures de l'Helvétique en Suisse occidentale. Les quatre premières décrivent la mise en place et la déformation interne des nappes. On note une propagation des mouvements et des déformations du haut vers le bas des structures et du sud-est vers le nord-ouest. La cinquième phase décrit les déformations qui font suite à la mise en place des nappes. Une large zone de décrochement dextre passant dans la vallée du Rhône marque de son empreinte les racines des nappes helvétiques. En même temps(?), le charriage des massifs cristallin externes sur l'avant pays provoque le bombement des massifs et la formation de l'ensellement du Rawil.

La comparaison des phases de déformations présentées ici avec celles reconnues en Suisse orientale (MILNES & PFIFFNER 1980) n'est pas aisée. La phase Ruchi, qui décale la zonation métamorphique, reste liée dans l'espace au chevauchement de Glaris, chevauchement «marqueur» qui représente une particularité de l'Helvétique de la Suisse orientale. Par le fait que ce *chevauchement helvétique* (correspondant à celui de la nappe du Gelli- et Wildhorn?) reste active pendant et après la déformation de l'*Infrahelvétique* (correspondant à la nappe du Doldenhorn?), les équivalences entre les deux coupes ne sont pas faciles à faire. La situation est comparable à celle du chevauchement pennique de la Suisse occidentale, qui serait d'après nous active pendant toute la mise en place de l'Helvétique.

Notons cependant que bien des similitudes existent, notamment entre la phase Pizol et la phase Plaine Morte. De même, la phase Calanda (MILNES & PFIFFNER 1980, planche) pourrait être comparée aux phases Prabé (correspondant au plissement de la nappe du Säntis) et Kiental (correspondant aux déformations Calanda de la localité type). Ces parallélisations sont d'autant plus justifiées que la phase Calanda est considéré comme diachrone par PFIFFNER (1985, 1986).

L'âge des phases (tabl. 3) peut être estimé par l'âge des sédiments les plus jeunes rencontrés sur les nappes et sous leurs chevauchements. La montée des massifs, la phase Grindelwald, est grossièrement fixée par les datations radiométriques (voir chap. 4.4) dans l'échelle absolue des temps.

## 4. Le métamorphisme

### 4.1 La coupe de la Gemmi

Pour analyser l'intensité du métamorphisme des roches rencontrées entre Frutigen, Sierre et Raron, nous avons fait appel à la méthode de la mesure de la cristallinité de