Université du Québec Institut National de la Recherche Scientifique Centre Eau Terre Environnement

# VOLCANOLOGIE DU DIATRÈME DE CATHEDRAL CLIFF, CHAMP VOLCANIQUE NAVAJO, NOUVEAU-MEXIQUE

Par

Caroline Bélanger

## Mémoire présenté pour l'obtention du grade de Maître ès sciences (M.Sc.) en Sciences de la Terre

## Jury d'évaluation

Examinateur externe

Examinateur interne et président du jury

Directeur de recherche

John Stix Université McGill

Michel Malo INRS Centre Eau Terre Environnement

Pierre-Simon Ross INRS Centre Eau Terre Environnement

© Droits réservés de Caroline Bélanger, 2017

## RÉSUMÉ

Les maars-diatrèmes sont des volcans subaériens caractéristiques des champs volcaniques continentaux monogénétiques ayant des compositions ultramafiques à felsiques. Ces volcans sont le résultat d'éruptions phréatomagmatiques provenant de l'interaction explosive entre le magma et de l'eau souterraine ou entre le magma et des sédiments saturés en eau. La majorité des études portant sur les maars-diatrèmes décrivent le cratère et l'anneau pyroclastique qui l'entoure, fournissant seulement de l'information sur une partie des processus volcaniques ayant lieu dans le diatrème, car plusieurs explosions n'éjectent pas du matériel jusqu'à l'atmosphère. L'étude de diatrèmes est alors nécessaire pour bien comprendre les différents processus volcaniques ayant lieu plus en profondeur.

Ce projet de maîtrise porte sur Cathedral Cliff, un diatrème Tertiaire exposé dans le champ volcanique Navajo, au Nouveau-Mexique. Une érosion post-éruptive estimée entre 500 m et 1000 m permet d'exposer la partie plus profonde du diatrème. Cathedral Cliff offre une opportunité d'étudier la transition entre les dépôts pyroclastiques lités, du diatrème supérieur, et les dépôts pyroclastiques non-lités, du diatrème inférieur. Les objectifs principaux de ce projet de maîtrise sont de comprendre la relation génétique existante entre les roches pyroclastiques litées et non-litées, et de déterminer l'origine de chaque lithofaciès présent. L'objectif secondaire est d'étudier la relation entre le diatrème de Cathedral Cliff avec celui de Barber Peak, situé à 2 km au SE, et avec le dyke de minette, exposé au S de Cathedral Cliff.

Pour répondre aux objectifs principaux, une carte géologique détaillée de Cathedral Cliff a été faite à l'aide d'instruments d'arpentage précis. La description de chaque lithofaciès a été réalisée avec des observations de terrain et microscopiques associées avec des comptages linéaires de terrain et des comptages de points pétrographiques, quantifiant la proportion entre les différents types de fragments présents, et le pourcentage de matrice. L'objectif secondaire a été atteint avec l'étude de la composition géochimique du dyke, et des fragments juvéniles de Cathedral Cliff et de Barber Peak.

Les roches pyroclastiques litées de Cathedral Cliff occupent 49% de la zone cartographiée. Elles sont formées de tufs grossiers et de tufs à lapillis fins à moyens, dont la composition varie de riche en fragments lithiques à riche en fragments juvéniles. Deux types de roches pyroclastiques litées sont identifiés à Cathedral Cliff. (1) Les lits continus (LC), comprenant des centaines de lits concentriques millimétriques à décimétriques, forment un arc continu de 115° et possèdent des litages parallèles et continus dont le pendage de 75° est incliné vers

iii

l'intérieur du diatrème. Des lits entrecroisés, des dunes et des *bomb sags* sont présents localement. Ces dépôts se sont formés au fond du cratère par des courants pyroclastiques de faible densité, des retombées pyroclastiques, et des bombes balistiques, suivi d'une subsidence à l'intérieur du diatrème. (2) Les lits brisés (LB), sont très similaires aux lits continus riches en juvéniles, en terme de composition, structures et textures. Tout comme les LC, les LB se sont affaissés par subsidence à l'intérieur du diatrème, où ils sont présentement exposés. Par contre, le litage est souvent difficile à suivre, et il est parfois totalement détruit. Le passage de jets de débris au travers les LB, ainsi qu'une concentration des explosions à proximité de la région des LB, accentuant la désagrégation *in situ* des lits, permettent d'expliquer la destruction partielle du litage.

Les roches pyroclastiques non-litées (NL), massives et mal triées, occupent 45% de la zone cartographiée, et sont formées de tufs grossiers, tufs à lapillis et tufs à blocs. Les lapillis sont majoritairement juvéniles et leur taille moyenne varie de 2 mm à 8 mm. Les NL forment différents domaines de granulométrie et de composition séparés parfois par des contacts nets et sub-verticaux, pouvant former des colonnes. Ces colonnes recoupent également les LC et LB. La formation des NL peut être expliquée par le passage de jets de débris au travers le diatrème, engendrant du brassage, pouvant résulter localement en la destruction et le recyclage de matériel pyroclastique lité.

La transition entre les NL et LC est de deux types : (1) une transition formée de contacts sub-verticaux où le passage de jets de débris va venir recouper les LC; (2) une transition latérale et progressive entre les LB et NL, caractérisée par des contacts difficiles à suivre et graduels. Cette transition provient de la destruction progressive des LC.

## ABSTRACT

Maar-diatremes are subaerial volcanoes that are typical of continental monogenetic volcanic fields of ultramafic to felsic compositions. They are the result of phreatomagmatic eruptions caused by the explosive interaction between magma and groundwater, or between magma and water-saturated sediments. Most of the studies on maar-diatremes describe the crater and the pyroclastic ring that surround it. However, this gives limited information on the processes that occur within the diatreme, since many explosions do not eject material into the atmosphere. Diatreme studies are therefore necessary to have a better understanding of the various volcanic processes taking place more deeply in diatremes.

This master project focuses on Cathedral Cliff, a Tertiary diatreme exposed in the Navajo volcanic field, in New Mexico. Post-eruptive erosion, estimated between 500 m and 1000 m, exposes the deep part of the diatreme. Cathedral Cliff provides an opportunity to examine the transition between the bedded pyroclastic rocks of the upper diatreme, and the non-bedded pyroclastic rocks of the lower diatreme. The main objectives of this master project are to understand the relationship between the bedded and non-bedded pyroclastic rocks and to determine the origin of each lithofacies. The secondary objective is to study the relationship between Cathedral Cliff and the Barber Peak diatreme, located 2 km to the SE, and with a minette dyke exposed to the S of Cathedral Cliff.

To meet the objectives, a detailed geological map of Cathedral Cliff was made using surveying tools. The description of each lithofacies was done with field and microscopic observations, associated with line counts and petrographic point counts, quantifying the proportion between the multiple types of fragments present, and the percentage of matrix. The secondary objective was reached by studying the geochemical composition of the dyke, and the juvenile fragments of Cathedral Cliff and Barber Peak.

The bedded pyroclastic rocks from Cathedral Cliff cover 49% of the mapped area. They range from coarse tuff to medium lapilli tuff, and from lithic-rich to juvenile-rich. Two types of bedded pyroclastic rocks are recognized. (1) Continuous beds consisting of hundreds of millimeter- to decimeter-thick concentric and parallel beds that form an arc of 115°, dipping 75° toward the diatreme centre. Crossbedding, dunes and bomb sags are locally found. These deposits were formed at the bottom of the crater by surges, pyroclastic fall, and ballistic bombs, followed by subsidence into the diatreme. (2) The disrupted beds are very similar to the juvenile-rich continuous beds in terms of composition, structures and textures. Like the continuous beds,

v

disrupted beds have subsided within the diatreme, where they are currently exposed. However, bedding is rarely continuous, and sometimes totally destroyed. The passage of debris jets through the disrupted beds, as well as a concentration of explosions, accentuating the *in situ* disaggregation of the beds, can explain the partial destruction of the bedding.

The non-bedded pyroclastic rocks, occupying 45% of the mapped area, are massive, poorly sorted, and consist of coarse tuff, lapilli tuff and tuff breccia. The lapilli are mostly juvenile and their average size varies from 2 mm to 8 mm. The non-bedded pyroclastic rocks form domains of different composition and grain size, sometimes separated by sub-vertical contacts, and can form columns. These columns also cross-cut the continuous beds and the broken beds. The non-bedded pyroclastic rocks can be explained by the passage of debris jets through the diatreme, causing churning, which can lead to partial destruction and recycling of the bedded pyroclastic material.

The transition between non-bedded pyroclastic rocks and continuous beds is of two types: (1) a transition defined by sharp sub-vertical contacts caused by debris jets crossing the bedded pyroclastic rocks; (2) a lateral and progressive transition between broken beds and non-bedded pyroclastic rocks, characterized by gradual contacts. This transition comes from the gradual destruction of the bedded pyroclastic rocks.

## REMERCIEMENTS

En premier lieu, j'aimerais présenter mes remerciements sincères à mon directeur de recherche, Pierre-Simon Ross, pour son encadrement, sa disponibilité et ses encouragements tout au long de ce projet. Je suis très reconnaissante d'avoir eu l'opportunité de travailler avec Pierre-Simon.

Je remercie également John Stix, ainsi que Michel Malo pour avoir accepté d'évaluer ce mémoire de maîtrise.

J'aimerais remercier mes assistantes de terrain, Florence Bédard et Érika Döhring, pour m'avoir accompagné au Nouveau-Mexique, pendant les très chaudes journées du mois d'août.

Je tiens à remercier Pierre Lacoste pour m'avoir prêté son compteur de points pendant plusieurs mois, me permettant de faire mes comptages de points pétrographiques. Pierre est un ami et un mentor, m'ayant soutenu pendant mes études en géologie.

Je voudrais aussi remercier mes parents, Marielle et Guy, ainsi que ma sœur Geneviève pour leur soutien moral et leurs encouragements constants tout au long de mes études. Je tiens spécialement à remercier mon père pour les multiples allers-retours Montréal-Québec, et ma mère, pour tous ses longs appels téléphoniques, m'aidant à passer les moments difficiles.

Je tiens enfin à remercier mes amis et compagnons de bureau, Sarah, et Alex, pour m'avoir soutenu moralement pendant l'écriture de ce mémoire. Leur bonne humeur, encouragements et conseils, sans oublier les parties de Crib, ont toujours été très appréciés.

Toute personne souhaitant mener des études géologiques sur les terres de la Navajo Nation doit appliquer et obtenir un permis de travail géologique. Navajo Nation Minerals Department, P.O. Box 1910, Window Rock, Arizona 86515, USA téléphone: 1-928-871-6587.

vii

# TABLE DES MATIÈRES

Résumé	iii
Abstract	<b>v</b>
Remerciements	. vii
Table des matières	viii
Liste des tableaux	x
Liste des figures	xi
Chapitre 1 : Introduction	1
1.1 Contexte : Les volcans de type maar-diatrème	3
1.1.1 Maar	3
1.1.2 Diatrème	4
1.1.3 Matériel pyroclastique	5
1.1.4 Fragmentation phréatomagmatique	6
1.1.5 Modèles de formation des maars-diatrèmes	6
1.2 Problématique et objectifs	8
1.3 Méthodologie	9
1.3.1 Cartographie et échantillonnage	9
1.3.2 Méthodes de laboratoire	. 13
1.4 Organisation du mémoire	. 11
Chapitre 2 : Le champ volcanique Navajo et ses roches encaissantes	.15
2.1 Introduction du chapitre	. 15
2.2 Le champ volcanique Navajo	. 15
2.2.1 Pétrologie	. 17
2.2.2 Volcanologie des diatrèmes de type minette	. 18
2.3 Bassin de San Juan	. 19
2.3.1 Stratigraphie du bassin de San Juan	. 19
Chapitre 3 : Géochimie du champ volcanique Navajo et des diatrèmes Cathedral Cliff et Barber	
Peak	. 23
3.1 Introduction du chapitre	. 23
3.2 Géochimie	. 23
3.2.1 Éléments majeurs et classification	.23
3.2.2 Éléments en traces	.24
3.2.3 Aperçu pétrologique	.28
Chapitre 4 : Volcanologie du diatrème de Cathedral Cliff	. 31

4.1 Introduction du chapitre	31
4.2 Géologie détaillée de Cathedral Cliff	37
4.2.1 Shale de Mancos	37
4.2.2 Roches pyroclastiques litées	37
4.2.3 Roches pyroclastiques non-litées	44
4.2.4 Blocs et mégablocs sédimentaires	52
4.2.5 Dyke de minette	53
4.3 Composition du matériel pyroclastique	55
4.3.1 Description des types de fragments	55
4.3.2 Quantification des proportions de fragments	59
Chapitre 5 : Discussion	67
5.1 Introduction du chapitre	67
5.2 Origine des dépôts pyroclastiques lités continus (LC)	67
5.2.1 Mode de déposition	67
5.2.2 Variations compositionnelles	68
5.2.3 Subsidence	68
5.2.4 Source du matériel lithique	70
5.2.5 Origine phréatomagmatique	70
5.3 Origine des lits brisés (LB)	71
5.4 Origine des dépôts non-lités (NL)	72
5.4.1 Mode de mise en place	72
5.5 Synthèse de l'évolution du diatrème	77
Chapitre 6 : Conclusion	83
6.1 Origine des lithofaciès de Cathedral Cliff	83
6.1.1 Les roches pyroclastiques litées	83
6.1.2 Les roches pyroclastiques non-litées	84
6.1.3 Mode de fragmentation	84
6.2 Relation génétique et transition entre les LC et NL	84
6.3 Relation entre Cathedral Cliff, Barber Peak et le dyke de minette	85
6.4 Travaux futurs	85
6.4.1 Champ volcanique Navajo	85
6.4.2 Cathedral Cliff	86
Références	87

# LISTE DES TABLEAUX

Tableau 4.1 Description des faciès de Cathedral Cliff	36
Tableau 4.2 Résultats (en pourcentage) des comptages de points pétrographiques	65

# **LISTE DES FIGURES**

Figure 1.1 Coupe schématique d'un maar-diatrème	2
Figure 1.2 Modèle conceptuel du développement d'un volcan de type maar-diatrème avec pénétration	
en profondeur des explosions	7
Figure 1.3 Modèle modifié du développement d'un maar-diatrème	8
Figure 1.4 Image satellite représentant les alentours du diatrème de Cathedral Cliff, au NW du	
Nouveau-Mexique	10
Figure 1.5 Distribution des points d'arpentage utilisés pour faire le fond topographique de la carte	
géologique	11
Figure 1.6 Distribution des points d'arpentage utilisés pour faire les contacts géologiques	12
Figure 2.1 Carte illustrant certaines provinces géologiques du SW des États-Unis avec la localisation	
du champ volcanique Navajo (N) au centre du Plateau du Colorado	16
Figure 2.2 Carte illustrant le champ volcanique Navajo, près de l'intersection entre l'Arizona (AZ), le	
Colorado (CO), le Nouveau-Mexique (NM) et l'Utah (UT)	17
Figure 2.3 Localisation du basin de San Juan et les différentes structures formant le basin: la	
plateforme du Four Corners, le Chaco Slope et le basin central	20
Figure 2.4 Carte géologique du NW du Nouveau-Mexique représentant une partie du bassin	
sédimentaire de San Juan	22
Figure 3.1 Diagrammes de classification des roches intrusives et fragmentaires du champ volcanique	
Navajo	25
Figure 3.2 Diagrammes représentant les éléments majeurs en fonction de SiO2 et Zr du champ	
volcanique Navajo	26
Figure 3.3 Diagrammes d'éléments traces étendus normalisées au manteau primitif	27
Figure 3.4 Diagrammes de discrimination tectonique	28
Figure 4.1 Carte topographique du diatrème de Cathedral Cliff	32
Figure 4.2 Carte de la géologie détaillée du diatrème de Cathedral Cliff	33
Figure 4.3 Schéma du flanc E de Cathedral Cliff, représentant les contacts entre les différents faciès,	
sur fond photographique	34
Figure 4.4 Schéma du flanc S de Cathedral Cliff, représentant les contacts entre les différents faciès,	
sur fond photographique	35
Figure 4.5 Aspect général du shale de Mancos	38
Figure 4.6 Roches pyroclastiques litées à litage continu	39
Figure 4.7 Section composite schématique illustrant les roches pyroclastiques litées continues	40
Figure 4.8 Détails dans le faciès LCj	41
Figure 4.9 Lits brisés	43
Figure 4.10 Roches pyroclastiques non-litées riches en quartz	45

Figure 4.11 Colonne formée de tuf à lapillis fin et moyen non-lités recoupant les lits continus sur le
flanc S du diatrème47
Figure 4.12 Colonne de roches pyroclastiques non-litées recoupant les lits brisés et contact sub-
vertical dans le faciès non-lité48
Figure 4.13 Tufs à lapillis fin (NLjf)
Figure 4.14 Tufs à lapillis moyens (NLjm)50
Figure 4.15 Tufs à lapillis grossiers et tufs à blocs (NLjg)51
Figure 4.16 Lambeaux de roches pyroclastiques litées dans les roches pyroclastiques non-litées52
Figure 4.17 Vues rapprochées des mégablocs sédimentaires
Figure 4.18 Dyke de minette
Figure 4.19 Fragments juvéniles de type 1 56
Figure 4.20 Fragments juvéniles de type 2 57
Figure 4.21 Cristaux juvéniles libres dans la fraction des cendres
Figure 4.22 Fragments lithiques et cristaux libres
Figure 4.23 Fragments composites
Figure 4.24 Carte représentant l'emplacement des comptages linéaires caractérisant différents faciès
de Cathedral Cliff. Les diagrammes représentent les proportions entre la matrice
(fragments <4 mm) et les fragments >4 mm (lithiques et juvéniles confondus)62
Figure 4.25 Carte représentant l'emplacement des comptages linéaires caractérisant différents faciès
de Cathedral Cliff. Les diagrammes représentent les proportions relatives des fragments
>4 mm, sans la matrice63
Figure 5.1 Modèle d'enrichissement des LC
Figure 5.2 Modèle schématique de mise en place du diatrème de Cathedral Cliff présenté en six étapes

## 1 INTRODUCTION

Ce mémoire de maîtrise porte sur l'étude volcanologique de Cathedral Cliff, un diatrème Tertiaire situé dans le champ volcanique Navajo dans le nord-ouest du Nouveau-Mexique, aux États-Unis. Après les cônes de scories, les maars-diatrèmes (Fig. 1.1) sont le deuxième type de volcans subaériens les plus fréquents (Cas et Wright, 1987; Wohletz et Heiken, 1992; Vespermann et Schmincke, 2000; Schmincke, 2004). Avec les anneaux de tuf, les cônes de tuf et les cônes de scories, les maars-diatrèmes sont caractéristiques des champs volcaniques continentaux monogénétiques de composition mafique et ultramafique (Lorenz, 2003; White et Ross, 2011). À l'exception des cônes de scories, ces volcans sont les produits typiques d'éruptions explosives phréatomagmatiques généralement mafiques ou ultramafiques (Fisher et Schmincke, 1984). Les éruptions phréatomagmatiques résultent d'une interaction explosive entre le magma et de l'eau souterraine ou entre le magma et des sédiments saturés en eau (Lorenz, 1986; White, 1996; White et Ross, 2011).

Les maars-diatrèmes possèdent un cratère qui recoupe la surface pré-éruptive. Le cratère est généralement entouré d'un anneau pyroclastique d'épaisseur variable, pouvant s'étendre latéralement jusqu'à un kilomètre autour du cratère (White et Ross, 2011). Le niveau auquel le cratère se trouve par rapport à la surface pré-éruptive est la caractéristique principale pour identifier les maars-diatrèmes par rapport aux anneaux de tuf, autrement similaires. Le diatrème est la structure de forme conique pénétrant la roche encaissante, qui se trouve sous le cratère syn-éruptif, et qui se termine par le dyke nourricier (Kurszlaukis et Lorenz, 2008; White et Ross, 2011).

Les maars-diatrèmes kimberlitiques possèdent plusieurs similitudes avec les systèmes de maars-diatrèmes non kimberlitiques et certaines kimberlites contiennent des xénocristaux de diamant (Kjarsgaard, 2007). Les kimberlites diamantifères sont retrouvées dans les terrains précambriens (Clifford, 1966) où les conditions de pression et de température nécessaires à la formation des diamants sont retrouvées dans le manteau lithosphérique sous les cratons archéens (Kjarsgaard, 2007).

La plupart des études antérieures concernant les maars-diatrèmes portent sur l'anneau pyroclastique autour du cratère de maars quaternaires (p. ex. les maars de Rotomahana en Nouvelle-Zélande, de Taal aux Philippines et d'Ukinrek en Alaska, formés respectivement en 1886, 1965 et 1977). Cependant ces dépôts de l'anneau ne nous renseignent que partiellement sur ce qui se passe dans le diatrème, puisque plusieurs explosions plus profondes ou de faibles

1



Fig. 1.1 Coupe schématique d'un maar-diatrème. Modifié de Lorenz (2003).

puissances n'éjectent pas de matériel dans l'atmosphère (White et Ross, 2011; Valentine et White, 2012). Il est donc pertinent d'étudier également les diatrèmes bien exposés, par exemple dans le Tertiaire (ex. White, 1991; Lefebvre et al., 2013; Delpit et al., 2014; cette étude), ou même les roches plus anciennes (Ross et White, 2006) pour mieux comprendre les processus volcaniques qui surviennent lors des éruptions phréatomagmatiques. La majorité de ces processus volcaniques ne peuvent être observés *in situ* et restent encore mal compris. Une meilleure compréhension des processus éruptifs des maars-diatrèmes va permettre de diminuer les conséquences de telles éruptions sur la vie humaine et sur les infrastructures présentes à proximité des zones d'éruption. De plus, en considérant que certaines kimberlites, roches hôtes

des diamants, ont des similitudes avec les maars-diatrèmes non kimberlitiques, l'étude des différents processus éruptifs est également intéressante d'un point de vue économique.

La continuité du présent chapitre est organisé de la manière suivante. D'abord, une brève revue de la littérature sur les maars-diatrèmes est présentée afin de servir de contexte scientifique à cette étude (section 1.1). Il sera ensuite présenté la problématique, les objectifs ainsi que les différentes méthodes utilisées (sections 1.2 et 1.3). Pour finir, le plan du mémoire sera présenté (section 1.4).

## 1.1 Contexte : Les volcans de type maar-diatrème

La formation des maars-diatrèmes, causée par de multiples explosions de petit volume (Valentine et al., 2014), présente des risques pour les populations à proximité et les infrastructures présentes. La principale zone de danger affecte un rayon variant de 3 à 5 km autour du maar, mais les conséquences de telles éruptions peuvent avoir des impacts négatifs à plus de 100 km du volcan (Baxter, 2000; Lorenz, 2007). La colonne éruptive formée lors d'éruptions de maars-diatrèmes peut atteindre une altitude de 20 km (Kienle et al., 1980) et peut causer des perturbations du trafic aérien. De plus, l'effondrement de cette colonne éruptive engendre la formation de courants pyroclastiques de faible densité ayant des vélocités de 10 m/s jusqu'à 100 m/s (Moore, 1967). Ils ont la force d'abîmer et de déraciner les arbres. Il est également important de mentionner que les particules plus fines qui restent en suspension dans l'air vont éventuellement s'accumuler au sol et peuvent causer, par exemple, l'effondrement des toits et abîmer des récoltes. La fragmentation fine causée par les éruptions phréatomagmatiques peut créer des particules dont la petite taille (<2 µm) leur permet de pénétrer les voies respiratoires et de se loger dans les poumons. Ces cendres fines peuvent alors causer des problèmes respiratoires aux animaux et humains qui ont le malheur de les respirer (Baxter, 2000; Lorenz, 2007). Les parties suivantes vont décrire en détail les différentes portions du système volcanique maar-diatrème.

#### 1.1.1 Maar

Le cratère recoupant la surface pré-éruptive et l'anneau pyroclastique qui l'entoure forment le maar (Fig. 1.1). La formation du cratère s'effectue pendant l'éruption. Le cratère évolue au fil des multiples explosions en devenant plus large et plus profond. Son diamètre et sa profondeur peuvent être modifiés après l'éruption par plusieurs processus tels qu'une

3

sédimentation rapide au fond du cratère et l'effondrement des murs du cratère à l'intérieur de celui-ci (Pirrung et al., 2008; White et Ross, 2011). Le diamètre du cratère varie entre 100 m et 2 km, tandis que sa profondeur varie entre une dizaine de mètres à 300 m (Lorenz, 2003; Ross et al., 2011).

La roche encaissante excavée pour former le cratère compose la portion principale des constituants de l'anneau pyroclastique avec, en général, une plus faible fraction de fragments juvéniles, dérivés du magma (Lorenz, 1986; White et Ross, 2011). Le litage retrouvé dans l'anneau pyroclastique est produit par des courants pyroclastiques de faible densité (déferlantes) et des retombées pyroclastiques (Sohn et Chough, 1989; White, 1991; Vazquez et Ort, 2006). L'anneau pyroclastique est donc composé de dizaines à milliers de lits de quelques mm à plus de 1-2 dm d'épaisseur (Lorenz, 2003). Il est parfois possible d'observer un changement latéral dans la stratification allant de dépôts épais sans structure apparente et souvent riches en blocs près du cratère, à des lits entrecroisés bien développés et des dunes et ensuite, dans la partie la plus distale, des lits minces, planaires et à grains fins (Sohn, 1996; Vazquez et Ort, 2006). Le litage relativement fin observé dans l'anneau pyroclastique implique que plusieurs pulses éruptifs de petit volume sont à l'origine de ces dépôts lités (Lorenz, 1986; White et Ross, 2011).

## 1.1.2 Diatrème

Le diatrème de forme conique se retrouve sous le cratère, recoupe la roche encaissante, et constitue la partie souterraine du volcan (Fig. 1.1). La largeur des diatrèmes varie de plusieurs dizaines de mètres à plus de 1,5 km, tandis que la profondeur varie de moins de 100 m à plus de 2,5 km (Lorenz, 2003). White et Ross (2011) distinguent trois types de dépôts dans le diatrème. Il y a les dépôts pyroclastiques lités, les dépôts pyroclastiques non-lités (incluant les zones non-litées qui recoupent les dépôts lités) et les dépôts formant la zone racine (*root zone*). Les dépôts pyroclastiques lités, lorsqu'ils sont présents, sont situés au-dessus des dépôts non-lités. Ainsi, les dépôts lités font partie du diatrème supérieur (Delpit et al., 2014), et les dépôts non-lités constituent le diatrème inférieur (Lefebvre et al., 2013). Cette distinction est importante, car les dépôts lités du diatrème supérieur proviennent de processus de déposition du matériel pyroclastique dans le cratère syn-éruptif, tandis que les processus associés à la formation des dépôts non-lités du diatrème inférieur sont débattus, mais pourraient être complètement souterrains ou résulter en partie de déposition dans le cratère (ex. Ross et al., 2008a; 2013).

Le diatrème supérieur possède deux variétés de dépôts. Tout d'abord, les dépôts lités du type 1 se forment lors de l'excavation du diatrème en se déposant au fond du cratère et vont

s'affaisser par subsidence à l'intérieur du diatrème au cours de l'éruption (Delpit et al., 2014). Les dépôts lités de type 2, contrairement au type 1, se forment principalement après une phase importante d'excavation du diatrème, subissant ainsi peu ou pas de subsidence (White et Ross, 2011). Les dépôts lités de type 2 vont venir remplir le cratère jusqu'à former des cônes de tuf ou des cônes de scorie (White, 1991).

Les dépôts du diatrème inférieur sont caractérisés par l'absence de litage et possèdent une apparence massive et mal triée. Il est souvent possible de distinguer des domaines par la différence de granulométrie et de composition. Ces domaines formant des colonnes sont séparés par des contacts subverticaux à abrupts (Lefebvre et al., 2013). Les colonnes sont interprétées comme représentant la propagation de jets de débris au travers le diatrème. Ces jets de débris sont causés par des explosions plus profondes dans le diatrème, et mobilisent vers la surface, sans nécessairement l'atteindre, du matériel pyroclastique, de la vapeur d'eau, du gaz magmatique et ± de l'eau liquide. Le témoignage du passage de ces jets de débris est démontré par la présence de contacts sub-verticaux, séparant des domaines de roches pyroclastiques nonlitées possédant des granulométries différentes, ou recoupant des domaines de roches pyroclastiques litées (McClintock et White, 2006; Ross et White, 2006; Ross et al., 2008a, 2008b).

Les dépôts de la zone racine demeurent mal connus et ne seront pas discutés ici.

### 1.1.3 Matériel pyroclastique

On retrouve deux types de fragments dans les dépôts pyroclastiques de l'anneau d'éjecta et du diatrème : les lithiques et les juvéniles. Les fragments lithiques proviennent de l'excavation de la roche encaissante lors de la formation du cratère et du diatrème. Selon la composition des fragments lithiques présents, il est possible de connaître la profondeur des différentes explosions (White, 1991), et définir le type de substrat en place, soit un substrat consolidé ou non (Lorenz, 2003; Ross et al., 2011; Valentine, 2012). Les fragments juvéniles, provenant du magma nouvellement fragmenté, sont de formes variables et majoritairement non vésiculaires à faiblement vésiculaires; ils sont généralement de la taille des cendres à lapillis fins (Ross et White, 2012). Ces caractéristiques sont typiques de la fragmentation phréatomagmatique. L'étude des fragments juvéniles permet une meilleure compréhension de l'état du magma lors de la fragmentation (ex. van Otterloo et al., 2013).

#### **1.1.4** Fragmentation phréatomagmatique

Les éruptions phréatomagmatiques sont le résultat de l'interaction explosive entre le magma et une source d'eau souterraine, ou des sédiments chargés en eau (Lorenz, 1986; White et Ross, 2011). Cette interaction explosive est expliquée par le processus de *molten fuel coolant interaction* (MFCI). Le MFCI comporte quatre phases (Zimanowski et al., 1997). Pour commencer, il y a un mélange entre le magma chaud (*fuel*) et la source d'eau plus froide (*coolant*). La chaleur n'est pas transférée entre les deux corps, car ils sont séparés par un film de vapeur stable (phénomène de Leidenfrost). Par la suite, la déstabilisation du film de vapeur, qui est causée soit par le passage d'une onde de choc ou soit par sa condensation rapide, provoque le contact direct entre l'eau et le magma. Le transfert de chaleur très rapide du magma vers l'eau cause la fragmentation fine du substrat et du magma. Lors de la dernière phase, il y a vaporisation et expansion rapide de l'eau, ce qui crée un panache éruptif si l'explosion est près de la surface, soit typiquement moins de 100 m de profondeur (Valentine et al., 2014).

Il faut également mentionner que le ratio entre le magma et l'eau est un facteur important influençant le type de volcans phréatomagmatiques (maar-diatrèmes, anneaux de tuf et cônes de tuf) formés à la suite d'une éruption (Lorenz, 1986). S'il y a peu d'eau disponible dans le système, l'expansion de la vapeur fragmentera seulement un volume relativement faible de magma, car l'eau sera chauffée à des températures et des pressions élevées (si un environnement confiné est présent). Par contre, si l'eau disponible est trop abondante, l'eau ne pourra recevoir suffisamment de chaleur par le magma pour se vaporiser complètement, et cela va produire une fragmentation beaucoup moins efficace (White et Houghton, 2000). Ainsi, en présence d'un rapport eau/magma intermédiaire, la chaleur disponible pourra procurer assez d'énergie à l'eau présente pour effectuer une fragmentation efficace du magma. D'autres facteurs influencent aussi la fragmentation du magma. En effet, la profondeur de l'interaction entre l'eau et le magma, ainsi que la viscosité et la température du magma, le degré de mélange des deux corps présents, le flux de magma et la quantité d'eau disponible doivent aussi être considérés (Lorenz, 1986; White, 1996; Zimanowski et al., 1997; White et Houghton, 2000).

#### **1.1.5** Modèles de formation des maars-diatrèmes

Dans le modèle classique de Lorenz (1986), la croissance du maar-diatrème est expliquée par un approfondissement progressif des sites des explosions. Initialement, l'interaction explosive entre l'eau et le magma se ferait relativement près de la surface, créant ainsi un cratère et un diatrème peu profond (Fig. 1.2). Avec l'évolution du système, la nappe phréatique s'épuise, elle



Fig. 1.2 Modèle conceptuel du développement d'un volcan de type maar-diatrème avec pénétration en profondeur des explosions. Modifié de Valentine et White (2012), d'après le modèle de Lorenz (1986).

forme un cône de dépression, et les explosions vont pénétrer en profondeur dans le substrat. Le diamètre du diatrème ainsi que sa profondeur vont évoluer et s'agrandir simultanément avec le maar.

Valentine et White (2012) proposent un modèle de formation différent de celui de Lorenz (1986), mais qui se base sur certains concepts déjà établis par ce dernier. Le nouveau modèle (Fig. 1.3) accepte que la formation du maar-diatrème soit la conséquence de plusieurs explosions phréatomagmatiques. Par contre, l'interaction explosive entre l'eau et le magma peut s'effectuer à n'importe quelle profondeur. Il suffit que la pression hydrostatique soit plus faible que la pression critique de l'eau, ce qui est possible jusqu'à environ 2 km. Toutefois, plusieurs raisons expliquent que l'élargissement du diatrème se produise plus rapidement en surface qu'en profondeur. Tout d'abord, le MFCI est plus efficace en présence de faible pression hydrostatique, donc près de la surface. Ensuite, étant donné que la résistance des roches augmente en profondeur à cause de la pression lithostatique, les explosions peu profondes sont plus efficaces pour agrandir le maar-diatrème. Pour finir, près de la surface, les murs du maar et du diatrème peuvent s'effondrer dans le cratère.



Fig. 1.3 Modèle modifié du développement d'un maar-diatrème. En présence des conditions nécessaires à la fragmentation phréatomagmatique, l'interaction explosive entre l'eau et le magma peut s'effectuer à toutes les profondeurs dans le diatrème. Modifié de Valentine et White (2012).

## 1.2 Problématique et objectifs

Étant donné qu'on ne peut pas observer les processus éruptifs dans le diatrème lors d'une éruption, les connaissances sur ces processus restent limitées et basées sur une interprétation des dépôts pyroclastiques (ex. White, 1991; Ross et White, 2006; Lefebvre et al., 2013; Delpit et al., 2014), des expériences en laboratoire sur la fragmentation du magma (ex. Zimanowski et al., 1991, 1997; Büttner et al., 1999) ou sur les jets de débris (Ross et al. 2008a, 2008b), et des expériences à plus grande échelle avec des matériaux analogues sur la formation de cratères et de proto-diatrèmes (Valentine et al. 2012, 2015; Ross et al. 2013; Graettinger et al., 2014, 2015).

Pour ce qui est des affleurements naturels, une coupe complète de la structure comprenant le maar et le diatrème serait idéale pour bien comprendre les processus de formation et les relations entre chaque partie du volcan. Par contre, il n'est pas possible d'observer une coupe complète sur le terrain : soit le maar est conservé, ou partiellement conservé, ou bien

seulement une partie du diatrème est visible. Il faut donc combiner plusieurs volcans ayant des niveaux d'érosion différents pour documenter l'ensemble des dépôts et des processus volcaniques. Jusqu'ici les études de diatrèmes sont largement sous-représentées dans la littérature par rapport aux études sur les anneaux pyroclastiques des maars.

Cathedral Cliff représente une belle opportunité d'améliorer notre compréhension des processus volcaniques dans la partie profonde des diatrèmes, où les connaissances restent encore limitées. Cathedral Cliff est un bon endroit pour comprendre la transition entre les dépôts pyroclastiques lités et les dépôts pyroclastiques non-lités et pour comprendre les processus de mise en place et les relations génétiques entre les deux types de dépôts. Pour l'instant, dans la littérature, l'origine des dépôts pyroclastiques lités versus non-lités a souvent été interprétée de façon isolée.

Les objectifs principaux sont donc de comprendre la relation entre les dépôts lités et nonlités présents dans le diatrème de Cathedral Cliff, et de déterminer l'origine de chaque lithofaciès. Un objectif secondaire est d'étudier la relation entre le diatrème de Cathedral Cliff, le dyke de minette exposé au S du diatrème, et le diatrème de Barber Peak, situé à 2 km au SE de Cathedral Cliff (Fig. 1.4).

Pour atteindre les objectifs principaux, une cartographie détaillée du diatrème a été réalisée ainsi qu'une caractérisation des différents lithofaciès sur le terrain et au laboratoire, tel que détaillé dans la section suivante. Ensuite, pour répondre à l'objectif secondaire, la composition géochimique du dyke et des fragments juvéniles de Cathedral Cliff ainsi que de Barber Peak a été mesurée.

## 1.3 Méthodologie

#### 1.3.1 Cartographie et échantillonnage

La cartographie détaillée du diatrème de Cathedral Cliff a été effectuée à l'aide d'instruments d'arpentage précis permettant de mesurer la position des contacts géologiques et autres éléments d'intérêt en trois dimensions à partir d'une station de référence et de 10 stations secondaires. Plus spécifiquement, l'équipement utilisé se compose d'un télémètre laser Lasertech TruPulse 200X, qui donne une distance horizontale et verticale entre l'objet d'intérêt et l'instrument, et d'un rapporteur d'angle non géo orienté (*angle encoder*) Lasertech MapStar TruAngle, qui donne l'angle entre une ligne de référence arbitraire (par exemple le nord de la grille locale) et l'objet d'intérêt. Ces deux outils sont montés sur un trépied d'arpentage. L'erreur



Fig. 1.4 Image satellite représentant les alentours du diatrème de Cathedral Cliff, au NW du Nouveau-Mexique. Cathedral Cliff est situé à l'W de la route 491. Le dyke et Table Mesa, une plateforme surélevée formée de shale, sont situés au S de Cathedral Cliff, tandis que le diatrème de Barber Peak est situé à environ 2 km au SE.

sur les distances est estimée entre  $\pm 4$  cm et  $\pm 30$  cm (erreur plus grande pour les distances plus longues) et l'erreur sur les angles est estimée à  $\pm 0,05^{\circ}$  en fonction des spécifications des instruments. Cependant, l'expérience de terrain suggère une erreur cumulative maximale de l'ordre de 2 m sur les positions horizontales aux endroits les plus éloignés de la station de base. Le même équipement a permis d'acquérir un fond topographique précis pour la carte géologique. Toutes ces mesures relatives sont ramenées dans l'espace géoréférencé à l'aide de mesures GPS répétées sur les stations d'arpentage. La carte du diatrème et les courbes de niveau ont été tracées avec les logiciels MapInfo et Vertical Mapper. Les courbes de niveau sont basées sur 1495 points d'arpentage (Fig. 1.5) et les contacts géologiques sont basés sur 626 points d'arpentage (Fig. 1.6).



Fig. 1.5 Distribution des points d'arpentage utilisés pour faire le fond topographique de la carte géologique.

La description détaillée des différents lithofaciès du diatrème a été effectuée à l'aide d'observations macroscopiques sur le terrain, en décrivant la taille, la forme, l'abondance et l'aspect des fragments retrouvés dans les roches pyroclastiques, ainsi qu'en décrivant les différentes textures et structures présentes. La terminologie utilisée pour décrire les roches pyroclastiques est celle de White et Houghton (2006). Plusieurs comptages linéaires (*line counts*) ont permis de caractériser les faciès avec une plus grande précision. Ils ont été effectués en



Fig. 1.6 Distribution des points d'arpentage utilisés pour faire les contacts géologiques.

mesurant la longueur des fragments plus grands que 4 mm le long d'une ligne de 1 m pour ainsi obtenir les proportions entre les différents types de fragments (juvéniles et lithiques) présents dans le dépôt. Cela a permis aussi d'établir la proportion de matrice (<4 mm) par rapport aux fragments.

Des schémas représentant les flancs S et E du diatrème ont été réalisés sur une base photographique pour bien définir les contacts entre les différents domaines lités et non-lités. Cela a aussi permis de localiser les dykes de tuf et les mégablocs lithiques sur les parois.

Une quinzaine d'échantillons ont été recueillis à Cathedral Cliff, représentant les différents lithofaciès retrouvés dans le diatrème, pour effectuer une étude plus approfondie en laboratoire (voir la section 1.3.2). Le dyke de minette au sud de Cathedral Cliff a aussi été échantillonné pour la géochimie (Fig. 1.4). Enfin, quelques échantillons ont été ramenés de Barber Peak pour les mêmes fins.

#### **1.3.2** Méthodes de laboratoire

Une vingtaine de lames minces ordinaires ont été fabriquées par Vancouver Petrographic (Colombie-Britannique) pour les dépôts pyroclastiques de Cathedral Cliff (n= 18) et certains fragments juvéniles ou et le dyke de minette au sud de Cathedral Cliff (n= 3). Ces lames minces s'ajoutent à celles déjà disponibles à l'INRS pour Cathedral Cliff (n= 5). La pétrographie en lumière transmise permet de bien distinguer la composition de la matrice des roches pyroclastiques (type de fragments, forme des grains), de même que la minéralogie et la texture des échantillons cohérents. Un comptage de points pétrographique a été effectué pour tous les échantillons pyroclastiques, avec des nombres de points comptés entre 390 et 404. La vésicularité des fragments juvéniles a été estimée visuellement.

Cinq échantillons représentant des dykes de minette (n = 1) ou des fragments juvéniles de Cathedral Cliff (n= 2) et Barber Peak (n= 2) ont été envoyés au laboratoire de géochimie Actlabs (Ancaster, Ontario). Le code d'analyse demandé était « 4LithoResearch » qui donne les oxydes majeurs par ICP-AES et les éléments traces par ICP-AES et ICP-MS, suivant une fusion alcaline ou une digestion totale (dépendant des éléments).

#### 1.4 Organisation du mémoire

Suite au présent chapitre d'introduction, le second chapitre présente la pétrologie et la volcanologie du champ volcanique Navajo ainsi que les roches sédimentaires du Bassin de San Juan qui encaissent les diatrèmes et intrusions du champ volcanique Navajo. Le troisième chapitre traite des nouvelles analyses géochimiques pour les diatrèmes de Cathedral Cliff et Barber Peak, en les comparant avec celles préexistantes pour le champ volcanique Navajo. Le chapitre 4 présente les résultats détaillés de l'étude de terrain et de laboratoire effectuée à Cathedral Cliff. Le cinquième aborde la discussion, et le sixième chapitre présente les conclusions de ce mémoire.

## 2 LE CHAMP VOLCANIQUE NAVAJO ET SES ROCHES ENCAISSANTES

## 2.1 Introduction du chapitre

Le Plateau du Colorado dans le SW des États-Unis (Fig. 2.1) est relativement stable depuis plus de 1200 Ma et possède une superficie de plus de 300 000 km<sup>2</sup>. Il est bordé au S et à l'W par la province du *Basin and Range*. Les Montagnes Rocheuses bordent le côté N et NE tandis que le rift du Rio Grande borde la partie E du plateau (McGetchin et al., 1977). L'épaisseur de la croûte continentale sous le Plateau varie entre 35 et 45 km (Thompson et Burke, 1974).

Bien que plusieurs petits champs volcaniques soient situés en bordure du Plateau du Colorado, le champ volcanique Navajo a la particularité d'être localisé au centre du plateau (Fig. 2.1). Cathedral Cliff, le diatrème étudié lors de cette étude, est localisé dans la partie NW du Nouveau-Mexique, près des *Four Corners*, où quatre États (l'Utah, l'Arizona, le Colorado et le Nouveau-Mexique) se rencontrent.

Ce chapitre décrit la pétrologie et la volcanologie du champ volcanique Navajo (section 2.2). Il aborde aussi le Bassin de San Juan (section 2.3), dont les roches sédimentaires constituent les roches encaissantes des dykes et des diatrèmes du champ volcanique Navajo dans le NW du Nouveau-Mexique.

## 2.2 Le champ volcanique Navajo

Le champ volcanique Navajo couvre une superficie de 14 000 km<sup>2</sup> (Fig. 2.2). On y retrouve plus de 80 volcans et intrusions d'âge Oligocène à Miocène (Semken, 2003). L'utilisation de la méthode K-Ar a permis de d'obtenir des datations du champ volcanique Navajo variant de 33,9 à 19,4 Ma (Roden et al., 1979; Laughlin et al., 1986). Par contre, des études plus récentes effectuées par Nybo et al. (2011) et Nybo (2014) utilisant la méthode Ar-Ar sur les phlogopites des intrusions et des diatrèmes permettent d'établir que quatre pulses magmatiques importants sont survenus à 25,9 Ma, 25,4 Ma, 24,9 Ma, et 24,5 Ma, donc sur une durée de 1,4 Ma (Nybo et al., 2011).



Fig. 2.1 Carte illustrant certaines provinces géologiques du SW des États-Unis avec la localisation du champ volcanique Navajo (N) au centre du Plateau du Colorado. CV= Shino Valley, HB= Hopi Buttes, KB= Kilbourne Hole, MT= Mount Taylor, P= Puerco Necks, SC= San Carlos, et SF= San Francisco Peaks. Modifié de McGetchin et al. (1977).

Delaney et Pollard (1981) ont estimé une érosion pouvant variée de 500 m à 1000 m dans la région de Ship Rock depuis la mise en place des volcans, exposant ainsi les diatrèmes, provenant de systèmes de type maars-diatrèmes, et les dykes. Il est possible d'observer un alignement des diatrèmes le long des structures monoclinales de Defiance, Hogback et Comb Ridge (Fig. 2.2; Semken, 2003), démontrant un contrôle structural sur la remontée du magma, probablement le long de fractures profondes (Delaney, 1987). Ces structures se sont formées principalement lors de l'orogène Laramide (Davis, 1978; Woodward et al., 1997). Les diatrèmes et les dykes exposés dans le champ volcanique Navajo sont les structures les plus abondantes dans la région. Par contre, étant donné que le niveau d'érosion n'est pas uniforme partout dans le champ volcanique Navajo, certaines structures moins profondes sont aussi préservées. Par



Fig. 2.2 Carte illustrant le champ volcanique Navajo, près de l'intersection entre l'Arizona (AZ), le Colorado (CO), le Nouveau-Mexique (NM) et l'Utah (UT). Les cercles noirs indiquent la présence de minettes, les triangles représentent les SUMs (voir section 2.2.1). Les structures monoclinales sont: CRM= Comb Ridge Monocline, EDM= East Defiance Monocline et MHM= Mesaverde Hogback Monocline. Deux diatrèmes importants sont Ship Rock (SR) et Cathedral Cliff (CC), le sujet de cette étude. Modifié de Semken (2003).

exemple, le maar situé à Narbona Pass (anciennement nommé Washington Pass) dans les Montagnes de Chuska est conservé, ainsi que des coulées de lave à Sonsela Butte et The Palisades (Appledorn et Wright, 1957; Semken, 2003; Brand et al., 2009). Les prochaines sections abordent respectivement la pétrologie, et la volcanologie physique des diatrèmes de type minette.

### 2.2.1 Pétrologie

Un magma potassique de type minette, relativement mafique (48%-52% SiO<sub>2</sub>), prédomine dans le champ volcanique Navajo, bien qu'à certains endroits (p. ex. Buell Park) il est possible

de retrouver des minettes felsiques (60% SiO<sub>2</sub>; Williams, 1936; Ehrenberg, 1978; Roden, 1981). La minette est un lamprophyre potassique riche en micas caractérisé par une matrice aphanitique foncée composée de feldspath alcalin, diopside (clinopyroxène), apatite et biotite-phlogopite avec des phénocristaux de phlogopite, diopside et parfois d'olivine (Roden, 1981; Semken, 2003). Ce type de magma potassique est donc enrichi en potassium (environ 6% K<sub>2</sub>O) et en magnésium, avec un appauvrissement en aluminium (Semken, 2003). Veuillez noter que la classification des minettes, qui font partie de la famille des lamprophyres, est basée seulement sur la minéralogie et les textures (Le Maître, 2002). Les lamprophyres ne peuvent être distingués facilement des autres roches ignées par la géochimie (Le Maître, 2002).

D'autres volcans, bien moins nombreux, sont constitués non pas de minette, mais de microbrèches ultramafiques serpentinisées (*serpentinized ultramafic microbreccias*, SUM), autrefois appelées faussement «kimberlites» (Roden, 1981). Ces dépôts remplissant des diatrèmes sont composés de xénocristaux d'olivine, d'enstatite, de diopside chromifère, de chlorite, de grenat, de titanoclinohumite, d'oxydes et d'apatite avec une proportion importante de xénolites du manteau et de la croûte (Semken, 2003).

#### 2.2.2 Volcanologie des diatrèmes de type minette

La majorité des diatrèmes du champ volcanique Navajo sont dérivés de magmas de type minette (Semken, 2003). Ils sont composés de tufs à blocs et tufs à lapillis; les lapillis et blocs sont principalement de nature juvénile (Williams, 1936). Les fragments lithiques présents proviennent de la roche encaissant le diatrème et sont donc majoritairement d'origine sédimentaire, composés de shale, grès et calcaire. Dans la région de Ship Rock, la séquence sédimentaire formée de roches crétacées à dévoniennes et cambriennes fait environ 1000 m d'épaisseur (suite à l'érosion des roches plus jeunes) et le socle cristallin précambrien y est sous-jacent (Delaney, 1987). Certains fragments lithiques proviennent donc de roches ignées crustales ou mantelliques (granite, diorite et péridotite à grenats), et de roches métamorphiques (Williams, 1936; Ehrenberg, 1976; McGetchin, 1977). La matrice des roches pyroclastiques des diatrèmes est de la taille des cendres et elle est composée d'un mélange des mêmes types de fragments (Williams, 1936; McGetchin, 1977). La plupart des diatrèmes sont constitués de dépôts pyroclastiques non-lités, mais certains montrent du litage (Williams, 1936). Parfois des dykes de minette contenant des xénolites sédimentaires et ignés vont recouper les roches pyroclastiques des diatrèmes (Williams, 1936; Akers et al., 1971).

Le diatrème le plus connu du champ volcanique Navajo, et un des plus célèbres du monde (bien que non étudié en détail d'un point de vue volcanique; Delaney, 1987), est Ship Rock (SR sur la Fig. 2.2). L'affleurement fait 500 m de haut. Le diatrème est composé principalement de roches pyroclastiques grossières non-litées. De petits dykes de minette recoupent le diatrème avec des contacts nets (Delaney, 1987). Ship Rock a été daté à 24,4 ± 0,1 Ma par méthode Ar/Ar sur la phlogopite (Nybo et al. 2011). C'est un site sacré pour les Navajos (Semken, 2003) et il n'est pas possible d'y prendre des échantillons.

Barber Peak, un diatrème situé à 2 km au SE de Cathedral Cliff, est composé principalement de roches pyroclastiques fines, non-litées, possédant des lapillis formés de fragments juvéniles (minette) et de fragments lithiques sédimentaires et plutoniques (Williams, 1936).

#### 2.3 Bassin de San Juan

Le bassin de San Juan, une dépression asymétrique laramide, est situé dans le NW du Nouveau-Mexique et dans le SW du Colorado et comprend le bassin central, le *Chaco slope* et la plateforme de *Four Corners* (Fig. 2.3; Fassett, 2010). Cette dernière comprend les sédiments recoupés par les intrusions de minette et les diatrèmes du champ volcanique Navajo dans le secteur de Ship Rock et Cathedral Cliff.

Le bassin sédimentaire de San Juan contient des roches cambriennes, dévoniennes à tertiaires, et quaternaires (Molenaar, 1989; Fassett, 2010). On retrouve à l'intérieur du bassin des mesas, de petits canyons peu profonds et des vallées exposant principalement les roches du Crétacé supérieur et du Tertiaire. Il est possible d'observer des roches plus vieilles, permiennes et pennsylvaniennes, mais seulement à quelques endroits en bordure du basin où des soulèvements sont présents (Huffman et Condon, 1993).

#### 2.3.1 Stratigraphie du bassin de San Juan

La stratigraphie du bassin de San Juan est très complexe et sera seulement décrite sommairement. Les roches cambriennes sont principalement des quartzites, et les roches dévoniennes sont composées de calcaires, de dolomies, de shales noirs et de grès glauconitiques (Fassett, 2010).

Huffman et Condon (1993) ont décrit en détail les roches sédimentaires mississipiennes, pennsylvaniennes et permiennes du bassin de San Juan. Ces roches se composent



Fig. 2.3 Localisation du basin de San Juan et les différentes structures formant le basin: la plateforme du *Four Corners*, le *Chaco Slope* et le basin central. Modifié de Fassett (2010).

principalement de calcaires et de dolomies, dont certains fossilifères, de shales noirs riches en carbone, et de grès, majoritairement continentaux.

Les roches du Triassique sont formées de grès continentaux, de siltstones et de mudstones (O'Sullivan, 1977). Les roches du Jurassique sont formées de grès, siltstones et mudstones, tous continentaux. Elles sont aussi composées de dépôts d'anhydrite et de calcaires marins (Condon et Huffman, 1988; Fassett, 2010).

Les roches du Crétacé sont majoritairement formées de dépôts marins, plus particulièrement des shales et des grès, dont certains riches en gaz et pétrole (Molenaar, 1977;

Fassett, 2010). On retrouve également des calcaires ainsi que des grès continentaux composés de grains quartz arrondis (Molenaar, 1977). Dans la région de Ship Rock et Cathedral Cliff, le shale de Mancos supérieur, d'âge Crétacé, affleure dans la plaine environnante (Kmu sur Fig. 2.4; Delaney, 1987). Le shale de Mancos est un shale fin marin de couleur beige-jaunâtre interlité avec des siltstones et des grès fins, ainsi qu'avec des lits fins de calcaires (Molenaar, 1977; Delaney, 1987).

La séquence stratigraphique du bassin de San Juan devient plus jeune vers l'intérieur du bassin sédimentaire. Dans la région de Ship Rock, les roches sédimentaires deviennent donc plus jeunes vers l'E, passant de roches du Triassique à l'W vers des roches du Quaternaire à l'E (voir Fig. 2.4). Ainsi, étant donné que le diatrème de Ship Rock est situé à l'W de celui de Cathedral Cliff, ce dernier est donc situé près de la partie sommitale du shale de Mancos supérieur, tandis que Ship Rock est plutôt vers la base du shale de Mancos supérieur.

Les roches tertiaires du bassin de San Juan sont les plus récentes de la séquence stratigraphique et elles sont composées de grès, de siltstones, de conglomérats grossiers possédant parfois des fragments de roches volcaniques, et de mudstones (Fassett, 2010).

Comme la majorité des formations n'ont pas un aspect très distinctif, il n'est malheureusement pas possible d'assigner chaque fragment lithique du diatrème de Cathedral Cliff à une formation de la séquence sédimentaire du bassin de San Juan.



Fig. 2.4 Carte géologique du NW du Nouveau-Mexique représentant une partie du bassin sédimentaire de San Juan (Modifié de New Mexico Bureau of Geology and Mineral Resources, 2003).

## 3 GÉOCHIMIE DU CHAMP VOLCANIQUE NAVAJO ET DES DIATRÈMES CATHEDRAL CLIFF ET BARBER PEAK

#### 3.1 Introduction du chapitre

Ce chapitre présente les nouvelles analyses géochimiques effectuées dans le cadre de ce projet sur les diatrèmes Cathedral Cliff et Barber Peak. Les résultats sont comparés aux données existantes sur le champ volcanique Navajo (Williams, 1936; Erhenberg, 1978; Roden, 1981; Rogers et al., 1982; Nowell, 1993). Une majorité des auteurs ont échantillonné des roches volcaniques cohérentes (Roden, 1981; Rogers et al., 1982; Nowell, 1993). Une majorité des auteurs ont échantillonné des roches volcaniques cohérentes (Roden, 1981; Rogers et al., 1982; Nowell, 1993; cette étude), mais certains ont également échantillonné des roches fragmentaires (Williams, 1936; cette étude). L'existence d'un lien génétique entre Cathedral Cliff et le dyke de minette situé à proximité (voir Fig. 1.4) sera discutée à l'aide des analyses géochimiques.

## 3.2 Géochimie

Le champ volcanique Navajo comprend très majoritairement des minettes (Williams, 1936; McGetchin et al., 1977; Roden, 1981; Semken, 2003). D'autres composions beaucoup plus rares sont également connues comme les katungites et les melanephelinites (Laughlin et al., 1989; Nowell, 1993), mais seules les minettes ont été compilées ici pour fins de simplicité. Rappelons que le terme minette est purement minéralogique et textural (Le Maître, 2002), et ne correspond pas à une classification géochimique. Les résultats de géochimie présentés dans la partie suivante ne visent donc pas à donner un nom aux roches, mais plutôt à comparer les compositions géochimiques entre Cathedral Cliff, Barber Peak et le dyke.

#### 3.2.1 Éléments majeurs et classification

Sur un diagramme TAS (Le Maître, 1989), la majorité de ces minettes se retrouve dans le champ des trachy-andésites et dans le champ des trachy-andésites basaltiques (Fig. 3.1a). Le SiO<sub>2</sub> normalisé sans volatiles varie entre 49,7% et 57,2%. Les échantillons de Barber Peak et le dyke au sud de Cathedral Cliff (marqué "d") ont des compositions semblables au groupe principal des minettes du champ volcanique Navajo sur ce diagramme.

Les échantillons des bombes juvéniles de Cathedral Cliff ("j" sur la Fig. 3.1) se retrouvent dans le champ des téphri-phonolites, loin des autres échantillons sur le diagramme TAS. Les éléments Na et K sont mobiles, donc il est possible de conclure que ces échantillons n'étaient pas totalement frais et que l'utilisation du diagramme de TAS n'est pas adéquate pour les classifier. Par contre, sur le diagramme de Winchester et Floyd (1977) qui utilise des ratios d'éléments immobiles, ces échantillons de fragments juvéniles ne sont pas significativement différents du groupe principal, et se retrouvent dans le champ des trachy-andésites (Fig. 3.1b). Sur cette même figure, on note que le dyke de minette situé au S de Cathedral Cliff possède une composition légèrement différente de celle du diatrème en termes de ratio Nb/Y (Fig. 3.1b). La composition du diatrème de Barber Peak (voir Fig. 1.4), est également différente de celle de Cathedral Cliff au niveau du ratio Zr/TiO<sub>2</sub>. On peut donc penser qu'il s'agit d'au moins trois *batches* de magma légèrement différentes chimiquement : le diatrème CC, le diatrème BP, et le dyke.

Les diagrammes de Harker (1909) permettent également de montrer que la concentration en Al pour le diatrème de Cathedral Cliff est différente de celle du dyke de minette à proximité (Fig. 3.2). Par contre, pour les éléments Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO et TiO<sub>2</sub>, leur concentration est comparable. Les éléments K<sub>2</sub>O et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> possèdent une corrélation positive avec SiO<sub>2</sub>, tandis que Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO et TiO<sub>2</sub> montrent une corrélation négative.

## 3.2.2 Éléments en traces

Le diagramme d'éléments en traces étendus, où seuls les éléments immobiles sont représentés, montre que les minettes compilées régionalement et les roches nouvellement analysées sont semblables entre elles (Fig. 3.3). Les roches du champ volcanique Navajo sont caractérisées par un enrichissement des éléments traces incompatibles et par des anomalies en Nb et Ti (Nowell, 1993) similaires aux basaltes potassiques calco-alcalins de Sunda (Fig. 3.3). La pente des terres rares, quoi que plus prononcée, possède des similitudes avec celle des basaltes de type OIB (*Ocean Island Basalt*).

Sur les diagrammes de discrimination tectonique, les minettes tombent dans le champ des basaltes d'arcs insulaires (IAB sur la Fig. 3.4), notamment à cause des anomalies négatives en Nb-Ta et des valeurs élevées en Th. Ces caractéristiques pourraient avoir été héritées lors de la subduction de la plaque Farallon pendant l'orogène Lamamide (Laughlin et al., 1986; Smith et al., 2002). Dans ce cas-ci, l'application sans nuance des diagrammes nous aurait induit en erreur sur l'interprétation tectonique, mais les roches du champ volcanique Navajo sont suffisamment jeunes pour que le contexte tectonique n'ait pas changé depuis leur mise en place. L'environnement tectonique réel de ces roches est un environnement continental intraplaque, au centre du plateau du Colorado.


Fig. 3.1 Diagrammes de classification des roches intrusives et fragmentaires du champ volcanique Navajo (Winchester et Floyd, 1977; Le Maître, 1989). Les nouvelles données sont celles de Cathedral Cliff et deux analyses de Barber Peak. j= bombes juvéniles de Cathedral Cliff, d= dyke situé au sud de Cathedral Cliff. Source des données : voir le texte.



Fig. 3.2 Diagrammes représentant les éléments majeurs en fonction de  $SiO_2$  et Zr du champ volcanique Navajo. j= bombes juvéniles de Cathedral Cliff, d= dyke situé au sud de Cathedral Cliff. La légende est la même que celle utilisée pour la figure 3.1. Source des données : voir le texte.



Fig. 3.3 Diagrammes d'éléments traces étendus normalisées au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989). La zone bleutée de la figure 3.3b représente les données du champ volcanique Navajo sauf les nouveaux échantillons de Barber Peak et de Cathedral Cliff, montrés individuellement. L'encart montre la signature des N-MORB (*normal mid-ocean ridge basalt*,), OIB (*ocean island basalt*) et basaltes potassiques calco-alcalins (*Basalte K calc-alk*) de Sunda Flores Madiri (Sun et McDonough 1989, Stolz et al., 1990) pour fins de comparaison.. Source des données : voir le texte.



Fig. 3.4 Diagrammes de discrimination tectonique (a-b) d'Agrawal et al. (2008), et (c) de Wood (1980). j= bombes juvéniles de Cathedral Cliff, d= dyke situé au sud de Cathedral Cliff. CRB= *continental rift basalt*, IAB= *island arc basalt*, MORB= *mid*-ocean *ridge basalt*, et OIB= ocean *island basalt*. En (a), DF1= 0,3518\*ln(La/Th)+0,6013\*ln(Sm/Th)-1,3450\*ln(Yb/Th)+2,1056\*ln(Nb/Th)-5,4763 DF2= -0,3050\*ln(La/Th)- 1,1801\*ln(Sm/Th)+1,6189\*ln(Yb/Th)+1,2260\*ln(Nb/Th)-0,9944. En (b), DF1= 0,5533\*ln(La/Th)+0,2173\*Ln(Sm/Th)-0,0969\*ln(Yb/Th)+2,0454\*ln(Nb/Th)-5,6305 DF2= -2,4498\*ln(La/Th)+4,8562\*ln(Sm/Th)-2,1240\*ln(Yb/Th)-0,1567\*ln(Nb/Th)+0,94

# 3.2.3 Aperçu pétrologique

Selon la littérature, les minettes du champ volcanique Navajo proviendraient de la fusion partielle d'une source lithosphérique hétérogène située sous le Plateau du Colorado (Nowell, 1993; Carlson et Nowell, 2001). Cette source serait composée principalement de péridotite à grenat métasomatisée avec des veines riches en clinopyroxènes et en micas (Roden, 1981;

Foley, 1992; Carlson et Nowell, 2001). La fusion partielle permettant la formation de ce magma potassique alcalin commence dans les veines où l'on retrouve une concentration importante de minéraux hydratés et d'éléments incompatibles, pour ensuite s'étendre aux minéraux de la roche encaissante (Foley, 1992). La contamination crustale serait faible à négligeable, car la présence de xénolithes du manteau dans les intrusions témoigne d'un transport rapide vers la surface et les minettes possèdent des concentrations en éléments incompatibles plus élevées que la majorité du matériel crustal (Nowell, 1993).

# 4 VOLCANOLOGIE DU DIATRÈME DE CATHEDRAL CLIFF

### 4.1 Introduction du chapitre

Les travaux de terrain effectués durant l'été 2015 ont permis d'acquérir une carte topographique détaillée du diatrème de Cathedral Cliff (Fig. 4.1). Au niveau actuel d'érosion, le diatrème fait environ 250 m de diamètre et le sommet du massif s'élève à environ 125 m audessus de la plaine environnante. Dans la partie externe du diatrème, les pentes sont douces. La couronne extérieure (en orange foncé sur la figure 4.1) affleure mal, à cause de la présence de végétation, de sols, et de la météorisation des roches pyroclastiques en surface. Le contact du diatrème a toutefois pu être défini grâce à la présence d'un contraste de couleur et de granulométrie entre la roche encaissante, composée de shale jaunâtre, et les roches pyroclastiques du diatrème, principalement brunâtres à grisâtres. En allant vers l'intérieur, les pentes douces à modérées se continuent dans une zone qui affleure très bien tout en étant accessible sans danger. Les échantillons proviennent majoritairement de cette zone. Les pentes deviennent ensuite très abruptes (sub-verticales par endroits), mais la géologie peut être cartographiée avec des jumelles et/ou des instruments d'arpentage. Par contre, les parties NW et centrale (sommitale) de Cathedral Cliff n'ont pas pu être étudiées (en gris sur la Fig. 4.1). La zone qui a pu être cartographiée en détail (zone en jaune sur la Fig. 4.1) représente donc 29% de la surface totale du diatrème en plan, mais bien davantage en 3D à cause de la topographie abrupte du massif.

Les observations de terrain ont permis d'établir une carte géologique du diatrème, montrant la distribution des différents lithofaciès (Fig. 4.2), surtout dans la partie jaune de la figure 4.1. Les contacts présents sur les côtés E et S du massif ont également été définis à l'aide de schémas réalisés sur une base photographique (Figs. 4.3 et 4.4). Le tableau 4.1 présente tous les faciès cartographiés de Cathedral Cliff avec une interprétation sommaire de leur formation. Une interprétation détaillée sera fournie au chapitre 5.

La suite du chapitre 4 présentera la géologie de Cathedral Cliff. Dans la section 4.2, la roche encaissante, chaque faciès formant le diatrème, et le dyke de minette seront décrits en détail. La section 4.3 présente les différents types de fragments et la composition de la matrice formant le matériel pyroclastique. Les proportions de ces types de fragments, et le pourcentage de matrice sont quantifiés avec des comptages linéaires de terrain et des comptages de points pétrographiques.

31



Fig. 4.1 Carte topographique du diatrème de Cathedral Cliff. Les onze stations de mesures utilisées sont positionnées autour du diatrème. L'élévation relative 0 m est définie arbitrairement comme passant par la station 1.



Fig. 4.2 Carte de la géologie détaillée du diatrème de Cathedral Cliff. Pour les codes de faciès, voir le tableau 4.1. La coupe A-A' est la position approximative du modèle de la Fig 5.2.



Fig. 4.3 Schéma du flanc E de Cathedral Cliff, représentant les contacts entre les différents faciès, sur fond photographique. Pour les codes de faciès, voir le tableau 4.1.



Fig. 4.4 Schéma du flanc S de Cathedral Cliff, représentant les contacts entre les différents faciès, sur fond photographique. Pour les codes de faciès, voir le tableau 4.1.

Groupe de faciès	Code	Description	Interprétation
Roches pyroclastiques litées	LCj	Tufs grossiers et tufs à lapillis fins et moyens riches en fragments juvéniles (5%-60% lapillis)	Déposition par des retombées pyroclastiques, des courants de faible densité et des bombes balistiques à l'intérieur du cratère syn-éruptif ayant ensuite subi une subsidence vers le bas du diatrème
	LCI	Tufs grossiers et tufs à lapillis fins riches en fragments lithiques (5%-20% lapillis)	
Lits brisés	LB	Tufs grossiers et tufs à lapillis fins et moyens riches en fragments juvéniles (15%-55% lapillis)	Destruction partielle des lits continus liée à la subsidence des lits et à des explosions phréatomagmatiques ainsi que par la désintégration <i>in situ</i> des lits ou par le passage de jets de débris
Roches pyroclastiques non-litées	NLjg	Tufs à lapillis grossier et tufs à blocs riches en fragments juvéniles (45%-80% lapillis)	<ul> <li>(1) Formées par le passage de jets de débris</li> <li>(2) Formées par la destruction, le recyclage et le mélange des roches pyroclastiques litées</li> </ul>
	NLjm	Tufs à lapillis moyens riches en fragments juvéniles (40%-60% lapillis)	
	NLjf	Tufs à lapillis fins riches en fragments juvéniles (30%-55% lapillis)	
	NLIf	Tufs à lapillis fins riches en fragments lithiques (20%-40% lapillis)	
	BL	Brèche lithique (10% Iapillis)	Effondrement des murs encaissant le diatrème à l'intérieur de celui-ci

# Tableau 4.1 Description des faciès de Cathedral Cliff.

# 4.2 Géologie détaillée de Cathedral Cliff

La figure 4.2 montre que la partie cartographiable du diatrème est composée à 48,9% de roches pyroclastiques litées, à 44,9% de roches pyroclastiques non-litées, et à 6,2% de mégablocs sédimentaires (surfaces mesurées sur la vue en plan). De rares dykes de tuf comptent pour beaucoup moins que 1% de la surface cartographiable. Ces différents faciès sont décrits un par un, avec d'abord une présentation des roches encaissantes.

## 4.2.1 Shale de Mancos

Au niveau actuel d'érosion, le shale de Mancos est le sédiment encaissant le diatrème (Fig. 4.5). Étant non consolidé, le shale jaunâtre n'affleure pas bien à Cathedral Cliff. Par contre, il affleure très bien à Table Mesa, un plateau surélevé composé de shale interlité de grès et siltstones (Fig. 1.4). Ces roches encaissantes n'ont pas été étudiées en détail dans le cadre de ce projet.

### 4.2.2 Roches pyroclastiques litées

Deux principaux types de roches pyroclastiques litées sont observés à Cathedral Cliff (Fig. 4.2, Tableau 4.1). Celles des flancs S et SE du diatrème présentent un litage continu et bien préservé, alors que celles du flanc ouest montrent des lits brisés avec des domaines de pendages très variables. Des domaines de lits continus sont aussi présents dans les parties N et NE du diatrème.

#### Lits continus (LCI et LCj)

Les lits continus dominent les roches pyroclastiques litées en termes de surface exposée (Fig. 4.2). Il a été possible de suivre certains lits individuels latéralement sur des longueurs variant de 2 m à 23 m (lignes rouges sur la Fig. 4.2; Fig. 4.6a). Les plans de litage forment une séquence ininterrompue dont la direction est approximativement concentrique sur environ 115° d'arc. Le pendage des lits, orienté radialement vers l'intérieur du diatrème, varie entre 71° et 89° (Fig. 4.6b). Des pendages fabiles à modérés, orienté également vers le centre du diatrème et variant entre 20° et 55° (P.-S. Ross, commun. pers., 2017) sont présents au sommet du massif (Fig.4.2). La polarité stratigraphique est vers le centre du diatrème, d'après l'aspect des lits entrecroisés et des *bomb sags*. L'épaisseur des lits est majoritairement millimétrique à quelques centimètres, mais certains lits composés de tufs à lapillis moyens et grossiers sont décimétriques (jusqu'à 38 centimètres d'épaisseur; Fig. 4.6c-d). Ces derniers sont composés d'environ 75% à 80% de





Fig. 4.5 Aspect général du shale de Mancos. (a) Table Mesa. (b) Shale de Mancos dans la plaine environnante.

lapillis, les fragments sont donc supportés entre eux. La grande majorité des lits sont parallèles au plan général du litage, mais de rares lits entrecroisés et des dunes sont

présents (Fig. 4.6e-f), telle que le montre la section composite C1-C2-C3-C4 d'environ 31,4 m d'épaisseur vraie (34 m d'épaisseur apparente) réalisée sur le flanc S du diatrème (Fig. 4.7). Des figures d'enfoncement de bombes (*bomb sags*), dont la largeur varie de 5 cm à plus de 20 cm, sont présentes (Fig. 4.6g). Il est possible d'observer à certains endroits de petites failles décalant légèrement le litage de quelques dm (Fig. 4.8a).

Les lits continus sont composés essentiellement de tufs à lapillis fins et tufs grossiers relativement riches en fragments juvéniles<sup>1</sup> (faciès LCj). Il est possible d'observer un changement de composition passant de roches grisâtres riches en quartz et en fragments lithiques en bordure du diatrème (faciès LCl) à des roches brunâtres riches en fragments juvéniles vers le centre du diatrème (LCj) (Fig. 4.2). Dans les deux faciès, les lapillis lithiques sub-anguleux à arrondis sont composés essentiellement de siltstone blanchâtre, rougeâtre et parfois verdâtre (Fig. 4.8b). Les lapillis juvéniles sont ronds à sub-anguleux, et très peu sont amiboïdes ou de forme irrégulière.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> La description macroscopique et microscopique détaillée des fragments juvéniles et lithiques est présentée à la section 4.3.1 ci-dessous.



Fig. 4.6 Roches pyroclastiques litées à litage continu. (a) Lits continus sur plusieurs mètres dans le faciès LCj (le carnet de terrain fait 18 cm de haut). (b) Pendage des lits dirigé vers l'intérieur du diatrème dans le faciès LCj, secteur ESE.(c) Aspect principal des lits continus riches en juvéniles (LCj). (d) Lits LCj formés de tuf à lapillis grossier. (e) Lits entrecroisés dans le faciès LCj. (f) Dune dans les tufs grossiers riches en quartz (LCl). (g) *Bomb sag* décimétrique dans le faciès LCj. Vue en coupe pour les images c à g.



Fig. 4.7 (page précédente) Section composite schématique illustrant les roches pyroclastiques litées continues. La composition évolue de riche en quartz au commencement de la coupe (LCI) à riche en fragments juvéniles à la fin (LCj). Les mesures des directions et pendages des lits le long de la coupe sont présentées. L'échelle verticale de la figure est l'épaisseur apparente des lits. L'épaisseur des lits est toutefois largement schématique, et illustre seulement que les tufs grossiers sont plus finement lités que les tufs à lapillis fins et moyens. Les dunes, *bomb sags*, et lits entrecroisés sont représentés comme ils ont été observés sur le terrain. L= lithique, J= Juvénile.



Fig. 4.8 Détails dans le faciès LCj (a) Vue en coupe d'une faille normale décalant localement des lits. (b) Vue de près d'un tuf à lapillis fin dans les LCj avec la présence de fragments lithiques verts, blancs et rouges. (c) Alternance de tufs grossiers riches en quartz et de tufs à lapillis fins riches en juvéniles. (d) Xénolite du manteau contenant un grenat (Gr).

La section composite commence dans la partie riche en quartz des roches pyroclastiques litées, où l'on retrouve un tuf grossier grisâtre (Fig. 4.7). Le changement progressif d'une composition riche en quartz vers une composition riche en fragments juvéniles peut être observé vers le haut de la séquence (sur la carte et la section, il a toutefois fallu représenter le contact LCI-LCj comme abrupt). De plus, un changement de granulométrie est présent, passant de tuf grossier à la base de la coupe, à tuf à lapillis fin au sommet.

Les lits continus riches en quartz (LCI) sont composés de tufs grossiers grisâtres caractérisés par une alternance de lits millimétriques à centimétriques. Quelques rares fragments peuvent atteindre jusqu'à 7 cm.

Les lits continus riches en fragments juvéniles (LCj) sont composés principalement de tuf à lapillis fins. Les lits sont en moyenne plus épais que ceux des LCl, mais ils dépassent rarement les quelques centimètres. Parfois des tufs grossiers riches en quartz sont interlités avec des tufs à lapillis fins riches en juvéniles (Fig. 4.8c). Cette alternance est toutefois observée principalement dans les LCj situés au sud de la colonne de NLjm recoupant les LCj.

Un xénolite provenant possiblement du manteau est retrouvé dans les LCj, vers le sommet de la coupe (Fig. 4.8d). Le xénolite vert foncé contient un grenat et semble formé de péridotite.

#### Lits brisés (LB)

Les roches pyroclastiques litées situées sur le flanc W du diatrème possèdent un litage discontinu (LB sur la Fig. 4.2; Fig. 4.9). Ces roches sont principalement composées d'une alternance de tufs grossiers et de tufs à lapillis fins et moyens. Elles sont relativement riches en fragments juvéniles, leur donnant une couleur beige-brune similaire à celle de la majorité des lits continus (LCj). La quantité de lapillis dans les lits brisés peut varier de moins de 15% à 55%. La granulométrie des lapillis varie principalement de 2 à 8 mm, mais certains fragments peuvent atteindre 30 cm. Les pendages mesurés des lits varient de 30° à 55°, mais semblent pouvoir aller jusqu'à 70°. Ils changent parfois d'angle le long d'une même paroi (Fig. 4.9b). La direction des pendages des lits brisés situés au SW du diatrème semble être dirigée vers le S et le SE (voir Fig. 4.2). Les lits sont d'épaisseur millimétrique à décimétrique. La majorité des lits sont parallèles au plan général du litage à l'intérieur de domaines métriques où on peut suivre ce litage. Un *bomb sag* de 5,5 cm de largeur a été observé (Fig. 4.9d).

Bref, en termes de composition, de granulométrie et de structures primaires lors de la déposition initiale, les lits brisés sont similaires au faciès LCj. Le litage des lits brisés est toutefois difficile à suivre sur plus de quelques mètres, les directions et pendages des domaines lités sont variables et non consistants avec ceux des LC, et parfois, le litage semble totalement détruit, ce qui crée localement une roche pyroclastique non-litée (Fig. 4.9c). Ces parties non-litées ont une dimension de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres de largeur (jusqu'à 30 m de largeur), et sont composées principalement de tufs à lapillis fins et moyens dont la quantité de lapillis peut varier de 30% à 50%. Les contacts des parties désagrégées avec les parties encore litées sont diffus et progressifs.



Fig. 4.9 Lits brisés. (a-b) Aspect général des lits brisés dans la paroi avec des domaines de roches pyroclastiques non-litées. (c) Vue rapprochée des lits brisés montrant la désagrégation locale des lits. (d) *Bomb sag* dans les lits brisés.

En plus de la désagrégation plus ou moins *in situ* et gradationnelle des lits brisés formant des zones localement non-litées, les LB sont aussi recoupés, avec des contacts nets, par des colonnes sub-verticales non-litées dont la granulométrie et la composition est distincte (Fig. 4.9a), comme on le verra dans la section 4.2.3. Il existe donc deux types de roches pyroclastiques non-litées dans ou recoupant les LB, et ne possédant pas la même origine, tel que développé au chapitre 5.

#### 4.2.3 Roches pyroclastiques non-litées

Les roches pyroclastiques non-litées se retrouvent principalement dans la partie NE et SW du diatrème, en plus de former des colonnes recoupant les roches pyroclastiques litées avec des contacts nets (Fig. 4.2). De manière générale, dans les roches pyroclastiques non-litées, la granulométrie des fragments juvéniles et lithiques varie de la taille des cendres grossières (1-2 mm) à la taille des blocs et bombes (>64 mm). Leur tri, estimé visuellement, est mauvais. La composition des roches pyroclastiques non-litées varie de riche en quartz et blocs sédimentaires, retrouvées dans la partie SW du diatrème (faciès BL et NLIf), à une composition riche en fragments juvéniles, formant la majorité des roches pyroclastiques non-litées (faciès NLjg, NLjm, et NLjf).

#### Roches pyroclastiques non-litées riches en lithiques (BL, NLIf)

La brèche lithique (BL) est composée de blocs et mégablocs de grès quartzofeldspathique gris allant jusqu'à 20 m de largeur, séparés par des domaines métriques de tuf à lapillis fin non-lité (Fig. 4.10a-d). Il s'agit donc d'une (méga) brèche de roches encaissantes mais à « matrice » pyroclastique entre les blocs et mégablocs de grès. Cette « matrice » de tuf à lapillis fin grisâtre est riche en quartz avec environ 10% de fragments juvéniles sub-anguleux à arrondis (Fig. 4-10c). Quelques fragments juvéniles sont centimétriques, mais la majorité est millimétriques. Il est plausible que le faciès BL se continue dans la zone mal exposée à faible pente formant la couronne sud du diatrème, comme en témoigne la présence de mégablocs de grès et de siltstone gris dans le secteur SE. Si tel est bien le cas, le faciès BL constituerait en fait une portion relativement importante, mais peu affleurante, du diatrème.

Localisé au NE de la brèche lithique, un tuf à lapillis fin grisâtre riche en quartz est présent (faciès NLIf, Fig. 4.10e). La quantité de lapillis varie de 20% à 40%, dont au moins la moitié est composée de fragments juvéniles. Les fragments lithiques arrondis à sub-anguleux sont composés principalement de siltstones et shales verdâtres, rougeâtres et blanchâtres. La fraction des cendres est dominée par les grains de quartz d'origine sédimentaire, ce qui donne une couleur grise à la roche.



Fig. 4.10 Roches pyroclastiques non-litées riches en quartz. (a-b) Aspect général de la brèche lithique (BL). (c) Vue rapprochée d'un domaine de tuf à lapillis fin dans la brèche lithique. (d) Aspect d'un mégabloc de grès contenu dans la brèche lithique. (e) Tuf à lapillis fin riche en quartz (faciès NLIf).

#### Tufs à lapillis non-lités riches en juvéniles (NLjf, NLjm, NLjg)

Les roches pyroclastiques non-litées riches en juvéniles sont principalement des tufs à lapillis dont la granulométrie des lapillis et la proportion de blocs définissent les différents faciès. Les tufs à lapillis fins (NLjf) sont localisés majoritairement sur les flancs S et E du diatrème. Les tufs à lapillis moyens (NLjm) sont présents sur les flancs W et N. Les tufs à lapillis grossiers et tufs à blocs (NLjg) sont présents dans la partie NE du diatrème. Dans tous les faciès, les fragments juvéniles noirs, brunâtres et verdâtres sont ronds à sub-anguleux, certains sont également de forme amiboïde. Les fragments lithiques sont également tous les mêmes d'un faciès à l'autre, étant composés de siltstones et de shales verdâtres, blanchâtres et rougeâtres. Dans les trois faciès, l'aspect des roches est massif et mal trié. La description plus détaillée de chaque faciès non-lité suivra la section sur les types de contacts et colonnes.

#### Types de contacts et colonnes

Plusieurs colonnes formées de tuf à lapillis fin (NLjf) à moyens (NLjm) non-lités, situées sur les flancs S et W du diatrème, recoupent des roches pyroclastiques litées continues, LCj et les lits brisés, LB. Ces colonnes non-litées ont des contacts sub-verticaux bien définis. La colonne de 16 m de largeur contenant l'échantillon CC-6, recoupant les LCj sur le flanc S, est composée de tuf à lapillis moyen avec des zones de tuf à lapillis fin (Fig. 4.11). La colonne de NLjf recoupant les lits brisés sur le flanc SW est environ 6 m de largeur Fig. 4.12a) et elle est composée de tuf à lapillis fin.

Sur le flanc E du massif se retrouve un contact sub-vertical très net entre un tuf à blocs (NLjg) et un tuf à lapillis moyen (NLjm), tous deux non-lités (Fig. 4.12b-c). Bref, quand les contacts des domaines de roches pyroclastiques non-litées sont clairement exposés, ils sont typiquement sub-verticaux. Enfin, un contact très net, cartographié sur environ 70 m, entre les NLjf et les LC est localisé sur le flanc S du diatrème (Fig. 4.12d).

#### Tuf à lapillis fin (NLjf)

Les tufs à lapillis fins non-lités riches en juvéniles (NLjf) ont une proportion de lapillis variant de 30% à 55% (Fig. 4.13). La granulométrie des lapillis se retrouve entre 2 et 6 mm mais certains fragments, très rares, peuvent atteindre une dizaine de centimètres. Il est possible de retrouver des zones de tuf grossier et de tuf à lapillis moyen et grossier dans les tufs à lapillis fins (Fig. 4.13d). Ces différents domaines n'ont pas été tracés sur la carte, car ils étaient souvent décimétriques et les contacts étaient souvent progressifs.



Fig. 4.11 Colonne formée de tuf à lapillis fin et moyen non-lités recoupant les lits continus sur le flanc S du diatrème. (a) Vue d'ensemble de la colonne non-litée recoupant les lits continus (LCj). (b) Détail du tuf à lapillis moyen (NLjm) formant la colonne montrée en (a). (c) Tuf à lapillis plus fin situé dans la partie E de la colonne. L = lithique, J = Juvénile.



Fig. 4.12 Colonne de roches pyroclastiques non-litées recoupant les lits brisés et contact subvertical dans le faciès non-lité. (a) Colonne non-litée recoupant les lits brisés. (b-c) Contact net subvertical entre un tuf à lapillis moyen (NLjm) et le tuf a blocs (NLjg). (d) Contact net entre un tuf à lapillis fins non-lité et les lits continus (lité).



Fig. 4.13 Tufs à lapillis fins (NLjf). (a-c) Aspect des tufs à lapillis fins. Certains fragments juvéniles (J) et fragments lithiques (L) sont identifiés. (d) Domaine de tuf à lapillis grossier.

Tuf à lapillis moyen (NLjm)

Dans les tufs à lapillis moyens non-lités riches en juvéniles (NLjm), la taille des lapillis caractéristique est habituellement entre 2 et 8 mm (Fig. 4.14). Des bombes de quelques dizaines de centimètres sont parfois présentes. La proportion des lapillis varie de 40% à 60%. Un fragment lithique de forme irrégulière a pu être observé (Fig. 4.14d). Quelques zones décimétriques de tuf à lapillis fin et de tuf à lapillis grossier sont présentes dans les tufs à lapillis moyens.

# Tuf à lapillis grossier (NLjg)

Les tufs à lapillis grossiers (et tufs à blocs) non-lités riches en juvéniles (NLjg) sont caractérisés par la présence de lapillis dont la granulométrie se situe généralement entre 4 mm et 3 cm (Fig. 4.15). Dans l'unité NLjg du NE du diatrème (Fig. 4.2), on passe progressivement



Fig. 4.14 Tufs à lapillis moyens (NLjm). Certains fragments juvéniles (J) et fragments lithiques (L) sont identifiés.

d'un tuf à blocs au S vers un tuf à lapillis grossier au N, sans qu'il soit possible de tracer un contact interne précis. Le facies NLjg contient davantage de bombes décimétriques que les autres faciès. La quantité de lapillis peut varier de 45% à 80%. Quelques zones décimétriques de tuf à lapillis moyen et de lapillistone sont présentes. Un fragment d'environ 25 cm d'axe long de tuf à lapillis fin est retrouvé dans le tuf à blocs (Fig. 4.15e).

Lambeaux de roches pyroclastiques litées dans les roches non-litées

Des lambeaux de roches pyroclastiques litées sont conservés à au moins deux endroits dans les roches pyroclastiques non-litées. On retrouve dans les NLjf sur le flanc SW du diatrème entre 10% et 20% de lambeaux de roches pyroclastiques litées préservés. Par exemple, un fragment lité étroit, composé de tuf grossier, est d'une longueur d'environ 2 m, et est situé à proximité du contact entre les roches pyroclastiques non-litées (NLjf) et les roches pyroclastiques litées continues (LC), à l'endroit marqué d'une ligne rouge au NW de l'échantillon 7 sur la Fig. 4.2 (Fig. 4.16a-b). Ensuite, un autre fragment lité d'environ 5 m de long et possédant une épaisseur



Fig. 4.15 Tufs à lapillis grossiers et tufs à blocs (NLjg). (a-c) Aspect des tufs à lapillis grossiers. (d) Aspect du tuf à blocs. (e) Fragment de tuf à lapillis fin dans le tuf à blocs. Certains fragments juvéniles (J) et fragments lithiques (L) sont identifiés.

variant de 40 cm à 1,5 m est présent sur le flanc E. Il est composé d'une alternance de lits de tuf grossier et de tuf à lapillis fin à moyen. Le fragment se retrouve incorporé dans le tuf à blocs (fragment orange marqué LCj au nord de l'échantillon 16 sur la Fig. 4.2; Fig. 4.16c).



Fig. 4.16 Lambeaux de roches pyroclastiques litées dans les roches pyroclastiques non-litées. (ab) Flanc SW. (c) Flanc E.

## 4.2.4 Blocs et mégablocs sédimentaires (MS)

Des blocs et mégablocs sédimentaires sont présents dans la brèche lithique (BL) tel que décrit précédemment, mais ils sont également présents dans certains faciès pyroclastiques lités et non-lités (Fig. 4.2). Ces mégablocs sédimentaires (MS) sont composés de grès fins et de siltstones, relativement bien triés, riches en grains de quartz sub-arrondis, avec des feldspaths et des micas foncés (Fig. 4.17). La taille des blocs et mégablocs varie de moins d'un mètre à plusieurs dizaines de mètres (voir Fig. 4.3 et 4.4). Ils sont grisâtres à rosâtres et souvent situés en bordure du diatrème (Fig. 4.2). Un litage est parfois présent. La différence de couleur avec le shale de Mancos jaunâtre immédiatement adjacent au diatrème suggère que ces mégablocs proviennent d'un autre niveau stratigraphique dans la plate-forme sédimentaire de Four Corners, possiblement un niveau plus élevé.



Fig. 4.17 Vues rapprochées des mégablocs sédimentaires. (a) Le litage primaire est conservé dans ce mégabloc situé au NE. (b) Grès quartzo-feldspathique dans un mégabloc situé NE. (c) Aspect en lame mince d'un mégabloc de grès situé au SE.

# 4.2.5 Dyke de minette

Le dyke de minette, segmenté en plusieurs parties et commençant à environ 200 m au SE de Cathedral Cliff, est exposé sur environ 600 m de long, et fait entre 1 et 2 m de largeur (Fig. 4.18a). Il est orienté N-S, mais n'est pas aligné directement avec Cathedral Cliff. Le dyke est localement vésiculaire, et l'imbrication en « v » des vésicules indique un mouvement final du magma vers le S, s'éloignant ainsi du diatrème (Fig. 4.18b). Quelques fragments plutoniques arrondis dont la taille varie de 1 cm à 7 cm sont retrouvés dans le dyke (Fig. 4.18c). Il est possible de retrouver très localement des pépérites en bordure du dyke. De la bordure du dyke vers la roche encaissante intacte, on a alors, dans une séquence idéalisée, une zone de minette cohérente contenant des inclusions lithiques (Fig. 4.18d), une zone de brèche polymictique contenant des fragments de minette et des fragments lithiques (pépérite, Fig. 4.18e), puis le shale de Mancos. En lame mince, le dyke possède des phénocristaux de phlogopite, de diopside, de



Fig. 4.18 Dyke de minette (a) Cathedral Cliff et le dyke de minette situé au SE, vue vers le N. (b) Imbrication des vésicules. Les crayons montrent la direction de l'étirement des vésicules. (c) Fragment granitique arrondi contenu dans le dyke. (d-e) Pépérite formée d'un mélange de shale de Mancos avec le dyke. (f) Aspect du dyke microcristallin en lame mince avec quelques phénocristaux de diopside (Di) et de phlogopite (PhI) identifiés. Lumière polarisée.

feldspath et parfois d'olivine. La matrice est formée de microlites de plagioclases en baguette (Fig. 4.18f).

# 4.3 Composition du matériel pyroclastique

La présente section décrit d'abord en détail, de manière qualitative à semi-quantitative, les différents types de fragments (juvéniles et lithiques) formant les roches pyroclastiques de Cathedral Cliff, sur la base d'observations de terrain, en laboratoire sur les échantillons sciés, et en lame mince (section 4.3.1). Ensuite, la partie 4.3.2 présente les résultats de la quantification des proportions de "fragments" versus la "matrice". Pour 4.3.2, les comptages de points linéaires faits sur le terrain considèrent la matrice comme étant plus petite que 4 mm.

### **4.3.1** Description des types de fragments

### Fragments juvéniles

Il est possible de distinguer deux types de fragments juvéniles dans les roches pyroclastiques du diatrème de Cathedral Cliff, tous faciès confondus. Les deux types sont composés de minette porphyrique tel que décrit ci-dessous.

Tout d'abord, les fragments juvéniles de type 1 sont gris foncés à noirs sur le terrain. Leur taille peut varier de 0,3 mm (observable en lame mince) à quelques dm. Ils sont généralement sub-ronds à anguleux, non vésiculaires et microcristallins ou tachylitiques (Fig. 4.19). Typiquement, ces fragments juvéniles de type 1 sont moins abondants que ceux de type 2. Leur texture et leur minéralogie sont très similaires à celle du dyke de minette situé au SE de Cathedral Cliff.

Les fragments juvéniles de type 2 sont brunâtres à verdâtres sur le terrain, possédant une forme ronde à sub-anguleuse (Fig. 4.20). En détail, les plus gros peuvent être amiboïdes ou globuleux, suggérant une mise en place à chaud (Fig. 4.20b), alors que les plus petits sont plutôt ronds à sub-anguleux. Les fragments de type 2 sont typiquement peu ou pas vésiculaires (0%-1%), mais certains possèdent jusqu'à 30% de vésicules. Les fragments juvéniles de type 2 sont fortement altérés en palagonite, argile et parfois en carbonates, ce qui explique leur couleur. Cette altération affecte probablement un ancien verre volcanique. De manière générale, la taille des fragments juvéniles de type 2 est celle des lapillis fins de 0,5 mm à 8 mm, mais peut varier moins de 0,25 mm à plus d'une dizaine de centimètres. Certaines vésicules sont remplies de minéraux secondaires comme la calcite et les zéolites (Fig. 4.20c).

55



Fig. 4.19 Fragments juvéniles de type 1. (a-b) Aspect des fragments en affleurement. Noter la couleur gris foncé et la présence d'inclusions sédimentaires (comparer avec fig. 4.18d). (c-d) Aspect des fragments de type 1 en lame mince (lumière naturelle), montrant la nature finement microlitique à tachylitique de la matrice des phénocristaux de phlogopite (Phl) et de feldspath (Fsp).

Il existe une partie du matériel fin qui est peu ou pas identifiable en lame mince, compte tenu de la granulométrie (<0,125 mm) et de l'altération. Toutefois, ce matériel semble être majoritairement de nature juvénile, appartenant à la famille des fragments juvéniles de type 2 (Fig. 4.20d). Ces cendres fines brunâtres viennent combler une partie de la porosité entre les cendres grossières et les lapillis. Un ciment formé de carbonates et de zéolites vient parfois remplir la porosité restante.

Les deux types de fragments juvéniles contiennent des phénocristaux de phlogopite relativement frais (Phl sur la Fig. 4.19c-d, et la Fig. 4.20e), de diopside (Di sur la Fig. 4.20e-f), de



Fig. 4.20 Fragments juvéniles de type 2. (a-b) Aspect des fragments juvéniles en affleurement. Noter la couleur verte à brune et la forme amiboïde des plus gros fragments. (c) Vésicules remplies par des zéolites (minéraux aciculaires) et des carbonates. (d) Aspect des cendres fines et très fines juvéniles en lame mince, entre les quartz sédimentaires (Qtz) et les fragments juvéniles (J). (e) Fragment juvénile altéré en argiles. (f) Grain de quartz sub-arrondi contenu au centre d'un fragment juvénile altéré (palagonite, argiles). Quelques phlogopites (Phl) et diopsides (Di), sont identifiés. Les images (c) à (f) sont des photomicrographies en lumière naturelle.

feldspath (Fsp sur la Fig. 4.19d) et plus rarement d'olivine. Les phénocristaux de phlogopite en baguette sont généralement plus petits que 300  $\mu$ m. Les cristaux de diopside, de feldspath et d'olivine sont habituellement plus petits que 500  $\mu$ m et souvent altérés. Ces phases se retrouvent parfois sous forme de cristaux libres dans la fraction des cendres (Fig. 4.21). Des grains de quartz d'origine sédimentaire sont parfois incorporés en bordure des fragments juvéniles, mais on en retrouve également à l'intérieur des fragments (Fig. 4.20f). La matrice cristalline des fragments juvéniles de type 1 et la matrice de verre altérée des fragments juvéniles de type 2 suggère un taux de refroidissement différent pour les deux types de fragments, mais ils ont été formés depuis le même magma.

### **Fragments lithiques**

Le matériel lithique des roches pyroclastiques de Cathedral Cliff est dominé par des cristaux de quartz libres principalement monocristallins, d'origine sédimentaire vu la minéralogie des fragments juvéniles (sans quartz) et la forme des grains de quartz, c'est-à-dire arrondie à anguleuse, mais typiquement sub-anguleuse (Fig. 4.22a-b). La taille des grains de quartz varie habituellement de 0,05 à 0,25 mm, mais certains grains peuvent atteindre plus de 0,3 mm. Le plus gros grain de quartz observé en lame mince fait 11 mm de largeur, et il est contenu dans un fragment juvénile de type 2. Quoique plus rare, il est possible d'observer des grains de plagioclase et de microcline libres dans les cendres fines et très fines. La proportion de grains de quartz est souvent plus importante dans les roches pyroclastiques litées, quoique certaines roches non-litées soient également riches en quartz (LB et NLIf).

Les fragments de roches sédimentaires sont bien moins abondants que les quartz libres et sont principalement composés de grès fins et de siltstones de couleur verte, blanche-grise, ou rougeâtre (Fig. 4.22c-f). Ces fragments sont arrondis à sub-anguleux et sont généralement de la taille des lapillis fins et des cendres grossières (1-4 mm), bien qu'on en trouve des plus gros par endroits, incluant des blocs et des mégablocs. Les grains de quartz à l'intérieur des fragments lithiques sont sub-anguleux et leur taille moyenne est d'environ 0,05 mm. Des minéraux opaques sont quelquefois présents et leur taille est généralement plus petite que 0,03 mm. Un litage est parfois conservé dans les fragments lithiques.

#### Fragments composites

Certains fragments juvéniles, possédant un cœur lithique, sont également présents, mais ne sont pas fréquemment observés (Fig. 4.23). Leur taille varie de quelques mm à plusieurs dm.



Fig. 4.21 Cristaux juvéniles libres dans la fraction des cendres (microphotographies en lumière naturelle). (a) Phlogopite (Phl). (b) Diopside (Di). Quelques fragments juvéniles (J) sont identifiés. Lumière naturelle.

Ils sont principalement formés de fragments juvéniles de type 2. Le fragment lithique à l'intérieur est composé de grès ou de siltstone.

# 4.3.2 Quantification des proportions de fragments

# **Comptages linéaires**

Les comptages linéaires effectués à Cathedral Cliff ont permis d'obtenir les proportions entre les différents types de fragments présents dans les roches pyroclastiques et permettent également de définir la proportion de matrice (<4 mm pour les comptages linéaires) (Fig. 4.24 et Fig. 4.25). Deux comptages linéaires sont disponibles dans les roches pyroclastiques litées et onze dans les roches pyroclastiques non-litées.

La proportion de la matrice est très importante et varie de 73% à 95%. Tous faciès confondus, parmi les lapillis >4 mm et les blocs/bombes, les fragments juvéniles de type 2 (entre 50% et 90%, moyenne de 65%) dominent sur les fragments juvéniles de type 1 (entre 10% et 43%, moyenne de 29%) et sur les fragments lithiques (0% à 16%, moyenne de 6%). Notons que comme les "fragments" sont arbitrairement limités à 4 mm et plus pour les comptages linéaires, l'abondante proportion de quartz libre de la taille des cendres est forcément exclue, ce qui ne donne pas une image juste du rapport juvénile-lithique dans l'ensemble de la roche. Pour cela, il faut plutôt consulter les comptages de points pétrographiques ci-dessous. Les comptages



Fig. 4.22 Fragments lithiques et cristaux libres. (a-b) Aspect des cendres fines et très fines composées principalement de grains de quartz, en lame mince (lumière naturelle). Certains fragments juvéniles (J) sont identifiés. (c) Siltstone rouge-brun. (d) Grès fin siliceux. (e-f) Aspect des fragments lithiques (L), composés de siltstone, en lame mince (lumière naturelle).


Fig. 4.23 Fragments composites. (a) Bombe composite avec un cœur lithique composé de grès. (b) Fragment composite vert avec un cœur lithique composé de siltstone. (c) Fragment composite observé en lame mince (lumière naturelle).

linéaires faits sur le terrain sont quand même utiles pour illustrer le pourcentage global de matrice, et les proportions des différents types de fragments de 4 mm et plus.

De façon générale, sur la base des comptages linéaires, les roches pyroclastiques litées possèdent une quantité de fragments lithiques (moyenne de 15% versus 4%) et de matrice (moyenne de 91% versus 87%) plus importante que la majorité des roches pyroclastiques non-litées.

# Comptage de points pétrographiques

Les comptages de points pétrographiques effectués sur les échantillons de Cathedral Cliff permettent d'obtenir les proportions entre les différents éléments composant les roches pyroclastiques du diatrème à une échelle différente de celle des comptages linéaires.



Fig. 4.24 Carte représentant l'emplacement des comptages linéaires caractérisant différents faciès de Cathedral Cliff. La légende géologique est la même que la Fig. 4.2. Les diagrammes représentent les proportions entre la matrice (fragments <4 mm) et les fragments >4 mm (lithiques et juvéniles confondus). Tous les comptages sont dans les roches pyroclastiques non-lités sauf les deux indiqués 'lité' dans la partie S.



Fig. 4.25 Carte représentant l'emplacement des comptages linéaires caractérisant différents faciès de Cathedral Cliff. La légende géologique est la même que la Fig. 4.2. Les diagrammes représentent les proportions relatives des fragments >4 mm, sans la matrice. Les juvéniles n'ont pas été séparés entre type 1 et type 2 dans certains comptages linéaires (stations G156 et G157).

Ils complètent les résultats obtenus par les comptages linéaires, en procurant des informations pertinentes sur les petits lapillis, les cendres et le ciment.

Sur la base des comptages de points pétrographiques, les roches pyroclastiques nonlitées sont en moyenne plus riches en éléments juvéniles (fragments juvéniles et cristaux libres) et appauvries en éléments lithiques (fragments sédimentaires et cristaux libres dont le quartz) en comparaison avec les roches pyroclastiques litées (Tableau 4.2). Spécifiquement, les faciès pyroclastiques lités continus (LC) contiennent en moyenne 33% de matériel juvénile contre 53% pour les faciès non-lités (NL). La moyenne pour les LC est très influencée par les deux échantillons de LCI (échantillons 4 et 11), un faciès surreprésenté dans les comptages de points par rapport à son abondance sur la carte. Toutefois, même si on fait seulement la moyenne des LCj, on remarque que le pourcentage de matériel juvénile est plus faible que la moyenne des facies NL. Dans le détail, certaines compositions de roches litées riches en juvéniles, comme l'échantillon 3A, ont une composition semblable aux roches non-litées. C'est également vrai pour des échantillons non-lités (échantillon 15) possédant des compositions en lithique semblables aux échantillons lités. Le seul comptage dans les lits brisés (LB) est très semblable à la composition de l'échantillon 3A, dans les LCj.

La proportion de matériel non-identifiable («cendres très fines» dans le tableau 4.2) est comparable, en moyenne, pour tous les types de faciès. Par contre, la présence de ciment de carbonates et de zéolites est souvent plus importante dans les faciès lités (LC et LB).

			Matériel juvénile					Matériel lithique						
Faciès	Éch.	Nb. pts	F. juv.	Phi	Oliv	Diop	Total juv.	F. lith.	Qtz	Plag	Mic	Total lith.	Cendres très fines	Carbonate /Zéolite
LCj	∫ 3A	390	59,7	0	0	0	59,7	4,6	24,1	0,5	0	29,2	9,5	1,5
	14A	396	21,5	0,8	0	0	22,2	3,5	47,2	4,3	0,3	55,3	20,2	2,3
	<b>4</b>	398	30,9	0,8	0	0	31,7	2,5	47,7	1,5	0	51,8	16,3	0,3
LCI	<b>]</b> 11	404	15,8	0,5	0	0,5	16,8	4,2	57,9	1,7	0	63,9	5,9	13,4
₹LC	n/a	n/a	32,0	0,5	0	0,1	32,6	3,7	44,2	2,0	0,1	50,0	13,0	4,4
	<u>ا</u>	399	45,4	1,3	0,3	0	46,9	4,5	24,3	0,3	0	29,1	22,3	1,8
NII :#	7	398	41,5	0,3	0,2	0,1	42,0	5,0	33,2	1,8	0	39,9	17,8	0,3
NLJI	9	395	38,5	0,3	0,2	0,3	39,2	8,9	37,7	2,0	0	48,6	9,9	2,3
	_ 15	403	33,3	1,0	0	0	34,2	1,7	47,1	3,0	0,7	52,6	12,2	1,0
NLjm	6A	399	61,4	0,3	0,1	0,2	62,0	6,8	22,8	1,3	0	30,8	6,0	1,3
	6B	400	65,0	0	0,7	0,5	66,2	9,0	12,5	0	1,8	23,3	9,8	0,8
	21A	403	50,4	0,5	0,2	0,3	51,4	6,2	26,1	0	0	32,3	14,4	2,0
	_22A	395	51,4	0,3	0	0	51,6	4,3	28,1	0,3	0	32,7	11,6	4,1
NLjg	16	398	83,4	0	0	0	83,4	7,0	5,5	0	0	12,6	0	4,0
<b>⊼</b> NL	n/a	n/a	52,2	0,4	0,2	0,2	53,0	5,9	26,4	0,9	0,3	33,5	11,6	1,9
LB	20	400	52,5	0,3	0	0	52,8	9,8	19,8	2,0	0	31,5	11,3	4,5

Tableau 4.2 Résultats (en pourcentage) des comptages de points pétrographiques.  $\bar{x}$  = moyenne, F. juv = fragment juvénile, PhI = phlogopite, Oliv = olivine, Diop = Diopside, F. lith. = fragment lithique, Qtz = quartz, Plag = plagioclase, Mic = microcline, et n/a = non applicable.

# 5 DISCUSSION

# 5.1 Introduction du chapitre

Dans ce chapitre de discussion, l'origine des dépôts pyroclastiques lités continus (LC) sera abordée (section 5.2). Le mode de déposition des LC, la variation compositionnelle observée, la subsidence syn-éruptive qu'ont subi les dépôts lités, la source des fragments lithiques et l'origine phréatomagmatique de ces dépôts seront présentés. L'origine des lits brisés (LB), qui diffère légèrement de celle des LC, sera ensuite présentée, en expliquant les similarités et les différences observées entre les deux types de dépôts lités (section 5.3). Par la suite, les différents modes de mise en place possibles des roches pyroclastiques non-litées (NL) – passage de jets de débris, brassage, fluidisation et effondrement de la colonne éruptive – seront décrits (section 5.4). Pour finir, un modèle de synthèse de l'évolution du diatrème va permettre d'illustrer en plusieurs étapes la formation de Cathedral Cliff (section 5.5).

# 5.2 Origine des dépôts pyroclastiques lités continus (LC)

Les lits continus (LC), exposés sur les flancs S et SE de Cathedral Cliff, sont un des faciès pyroclastiques principaux du diatrème, et forment un arc continu de 115°. Étant donné que (1) les pendages des lits varient entre 71° et 89°; (2) les lits ont une attitude concentrique avec pendages vers le centre du diatrème; et (3) le niveau d'érosion actuel est estimé entre 500 m et 1000 m sous la surface pré-éruptive dans la région de Ship Rock (Delaney et Pollard, 1981), il est clair que ces lits n'ont pas été déposés là où on les trouve présentement. Ils ont plutôt été déposés au fond du cratère syn-éruptif, et se sont affaisés par subsidence jusqu'à leur position actuelle.

#### 5.2.1 Mode de déposition

Les LC sont caractérisés par des centaines de lits minces (mm à dm) et relativement fins (surtout tufs, tufs à lapillis fins). Le litage est surtout plat et parallèle, et localement entrecroisé. Ces caractéristiques sont compatibles avec des dépôts de retombées pyroclastiques proximales et de courants pyroclastiques de faible densité (déferlantes; Sohn et Chough, 1989; White, 1991; Vasquez et Ort, 2006; White et Ross, 2011). Il n'est pas possible de préciser la proportion de retombées pyroclastiques versus déferlantes pour l'ensemble de la séquence litée, puisque la majorité des lits ne montrent pas de critères diagnostics. Les *bomb sags* occasionnels indiquent

que des bombes balistiques sont tombées sur des dépôts pyroclastiques humides (Fisher et Schmincke, 1984; Vasquez et Ort, 2006).

La présence de centaines de lits démontre le caractère pulsatif de l'activité volcanique explosive à Cathedral Cliff. Les LC ont été produits par une multitude d'explosions de relativement petit volume, ce qui est typique des éruptions phréatomagmatiques formant les maars-diatrèmes (Lorenz, 1986; Valentine et al., 2014).

#### 5.2.2 Variations compositionnelles

Lors de l'étape initiale de la formation des maars-diatrèmes, l'excavation du cratère et la formation du proto-diatrème recoupant la roche encaissante implique que les dépôts pyroclastiques formés lors des premières explosions seront plus riches en fragments lithiques que les dépôts qui vont les succéder, que ce soit dans l'anneau d'éjectas (p. ex. Kienle et al., 1980; White, 1991) ou éventuellement au fond du cratère. Avec le temps, le diatrème s'enrichit en matériel juvénile, et la colonne éruptive devient de plus en plus riche en fragments juvéniles, tout en s'appauvrissant en lithiques (Lefebvre et al., 2013). C'est pourquoi il est possible d'observer un changement de composition plus riche en fragments lithiques (faciès LCI; principalement des grains de quartz provenant de la roche encaissante) à la base stratigraphique de la séquence cartographiée. Il y a ensuite une évolution progressive vers une composition plus riche en fragments juvéniles (faciès LCj) vers le sommet stratigraphique de la séquence.

#### 5.2.3 Subsidence

Les LC possèdent maintenant des pendages abrupts (~75°) vers le centre du diatrème, mais se sont initialement déposés sub-horizontalement ou presque sur le plancher du cratère. Deux types de subsidence, syn-éruptive et post-éruptive, ayant affecté les LC sont considérés pour expliquer la profondeur à laquelle ces dépôts se retrouvent maintenant, soit entre 500 m et 1000 m sous la paléo-surface (Delaney et Pollard, 1981).

(1) La subsidence syn-éruptive survient lorsque des explosions provenant de la partie profonde du diatrème ou de la zone racine vont mobiliser du matériel pyroclastique vers la surface, formant des jets de débris qui se propagent parfois jusqu'à l'atmosphère, créant ainsi un espace en profondeur permettant aux dépôts pyroclastiques lités de s'affaisser par subsidence vers le bas du diatrème au cours de l'éruption (Ross et White, 2006; Lefebvre et al., 2013; Delpit

et al., 2014). Les jets de débris sont responsables des contacts sub-verticaux observés entre les LC et les roches pyroclastiques non-litées (NL), comme on le verra ci-dessous. Ce type de subsidence est continu et progressif tout au long de l'éruption. Par contre, le taux de subsidence pourrait être affecté par une intensification ou une accalmie d'une phase éruptive. Ceci pourrait former des discordances dans les roches pyroclastiques litées, puisque de nouveaux lits pourraient se déposer suite à une phase de subsidence rapide. Ces discordances ne sont pas observées directement en affleurement, mais supposées, pour expliquer la différence entre les pendanges à la base du massif, de l'ordre de 75°, et les pendages au sommet du massif, significativement plus faibles (Fig. 4.2 et voir le modèle d'évolution du diatrème à la section 5.5).

(2) La subsidence post-éruptive, contrairement à la subsidence syn-éruptive, est lente et se produit après la fin de l'éruption. Elle affecte non seulement le remplissage pyroclastique du diatrème, mais également les dépôts sédimentaires post-éruptifs dans le cratère. La subsidence post-éruptive est le résultat d'une lente compaction des dépôts du diatrème et du cratère pendant la diagénèse. Elle est produite par la compaction mécanique liée à la réduction de la porosité, ainsi que par des réactions chimiques (altération des fragments juvéniles, etc; Suhr et al., 2006). La compaction mécanique et chimique peut produire une subsidence post-éruptive atteigant tout au plus 300 m (Suhr et al., 2006; Lorenz 2007).

Il est fort probable que les deux types de subsidence aient affecté Cathedral Cliff. En considérant que le cratère des maars peut varier entre 200 m et 300 m de profondeur, au plus, à la fin de l'éruption (Ross et al., 2011), et que la subsidence post-éruptive compte pour environ 150 m à 200 m (Suhr et al., 2006; Lorenz, 2007), il est possible d'estimer grossièrement une subsidence syn-éruptive entre 0 m et 650 m pour Cathedral Cliff. Par contre, il est peu probable que les LC n'aient subi aucune subsidence syn-éruptive étant donné leur pendage abrupt vers l'intérieur du diatrème. De plus, Ship Rock, d'une hauteur d'environ 500 m (Delaney et Pollard, 1981), ne semble pas posséder de dépôts lacustres ou autres dépôts de remplissage de cratère post-éruptif au sommet du massif, ce qui signifie qu'une partie du diatrème est érodée et que le fond du cratère syn-éruptif de Ship Rock était situé à plus de 500 m au-dessus de la plaine actuelle. On peut donc estimer que le minimum de subsidence syn-éruptive subi par les LC à Cathedral Cliff serait d'environ 150 m. Pour comparaison, dans le champ volcanique de Missouri River Breaks, une subsidence totale variant de 1,0 à 1,3 km affecte les diatrèmes, incluant une subsidence syn-éruptive estimée entre 800 m à 1,1 km (Delpit et al., 2014).

#### 5.2.4 Source du matériel lithique

Il n'est pas possible d'identifier un ou des niveau(x) stratigraphique(s) spécifique(s) du bassin sédimentaire de San Juan comme étant spécifiquement la source des fragments lithiques dans les LC. La stratigraphie du bassin est trop complexe, et les roches formant le bassin ne possèdent généralement pas de caractères distinctifs permettant de les associer avec les fragments lithiques de Cathedral Cliff. Par contre, il est possible d'affirmer que les quartz libres, formant la majorité du matériel lithique, ne proviennent pas du shale de Mancos, la roche encaissante au niveau actuel d'érosion, car ils ne possèdent pas la même granulométrie. Les quartz libres proviennent de roches sédimentaires ou sédiments faiblement ou non consolidés plus grossiers que le shale de Mancos. Les lapillis, blocs, et mégablocs lithiques formés de siltstone et de grès proviennent d'une unité consolidée, contrairement au shale de Mancos et aux quartz libres. Ils ne proviennent donc vraisemblablement pas du même niveau stratigraphique que les quartz libres.

#### 5.2.5 Origine phréatomagmatique

Une origine phréatomagmatique est proposée pour les LC, et plusieurs arguments viennent appuyer cette idée. (1) Tout d'abord, l'absence ou la faible abondance de vésicules dans les fragments juvéniles est typique de la fragmentation phréatomagmatique et des dépôts pyroclastiques des diatrèmes (Lorenz, 1986; Houghton et Wilson, 1989; White et Ross, 2011). À Cathedral Cliff, la majorité des fragments juvéniles sont soit non vésiculaires ou très faiblement vésiculaires (0-1%). Ces fragments juvéniles ont refroidi rapidement avant l'exsolution des volatiles (Houghton et Wilson, 1989; Ross et White, 2006; Ross et White, 2012). Un dégazage complet du magma avant la fragmentation est aussi une option, mais moins probable (White et Ross, 2011). Cependant, les fragments juvéniles ne sont pas exclusivement pauvres en vésicules. En effet, il est parfois possible de retrouver à Cathedral Cliff des fragments juvéniles avec jusqu'à 30% de vésicules, témoignant que la fragmentation peut avoir lieu à n'importe quel moment pendant la formation et croissance des vésicules (Houghton et Wilson, 1989; Ross et White, 2012; White et Valentine, 2016).

(2) Ensuite, une autre évidence de l'origine phréatomagmatique des LC est la proportion importante de fragments lithiques. Les comptages de points pétrographiques ont permis d'établir que la quantité de matériel lithique en lame mince, incluant le quartz libre, varie de 29% à 64% (avec une moyenne de 50%) dans les LC. Cette quantité importante de fragments lithiques est

typique des dépôts des maars-diatrèmes (Lorenz, 1986; White et Ross, 2011), et témoigne de l'excavation du diatrème par des explosions phréatomagmatiques à des profondeurs variées.

(3) Une dernière évidence d'une origine phréatomagmatique pour les LC est la présence de dunes et de lits entrecroisés témoignant d'une déposition par des courants pyroclastiques de faible densité, souvent associés à des éruptions phréatomagmatiques. La présence de *bomb sags* est aussi typique des éruptions phréatomagmatiques, où l'eau est présente dans la colonne éruptive et les dépôts (Fisher et Waters, 1970; White, 1991; White et Ross, 2011; Valentine et al., 2012). On peut alors supposer que l'eau externe était également présente à l'endroit de la fragmentation du magma.

# 5.3 Origine des lits brisés (LB)

Les lits brisés (LB) sont très similaires aux lits continus, plus spécifiquement au faciès LCj, en termes de structures, textures et composition. Notons par exemple la présence de *bomb sags* et de lits millimétriques à décimétriques, principalement planaires, avec une granulométrie similaire. On peut donc supposer que les LB ont en partie la même origine que les LC : ils sont également d'origine phréatomagmatique, déposés en surface par des retombées pyroclastiques, des déferlantes et des bombes balistiques, et ils ont également subi une subsidence syn-éruptive pour se retrouver dans la partie profonde du diatrème.

Par contre, la différence majeure entre les LC et les LB est l'état de préservation du litage. En effet, le litage dans les LB est souvent difficile à suivre, et parfois totalement détruit. Les LB ont donc subi une désagrégation et une destruction partielle, alors que les LC ont mieux résisté à la subsidence. L'origine des NL peut être en partie expliquée par la destruction totale des LC (voir la section 5.4). Ainsi, les LB sont considérés comme le faciès intermédiaire entre les LC et les NL.

La formation des LB possède des similitudes avec celle des LC, avec la déposition de dépôts lités à l'intérieur du cratère par des déferlantes et des retombées pyroclastiques. La destruction partielle du litage, et la formation de domaines locaux de roches pyroclastiques nonlitées, peuvent être expliquées par le passage de jets de débris au travers les LB, par la subsidence syn-éruptive, ainsi que par une concentration des explosions sous ou près de la région des LB. Lorsque le litage est totalement détruit, les NL sont créés (voir la section 5.4).

# 5.4 Origine des dépôts non-lités (NL)

#### 5.4.1 Mode de mise en place

Les roches pyroclastiques non-litées (NL) sont principalement exposées dans la partie NE et SW de Cathedral Cliff, et forment des domaines, parfois séparés par des contacts subverticaux, composés de matériaux pyroclastiques mal triés dont la granulométrie et la composition diffère d'un domaine à l'autre. Un contact net et abrupt est présent entre les LC et le NLjf dans la partie S du diatrème. On note aussi des colonnes de NL recoupant les roches pyroclastiques litées (LC) et les lits brisés (LB). Il est également possible d'observer dans le NLjf des lambeaux préservés de roches pyroclastiques litées. Quatre hypothèses non mutuellement exclusives peuvent être envisagées pour expliquer l'origine des dépôts pyroclastiques NL : (1) jets de débris et brassage, résultant par endroit en (2) recyclage de matériel pyroclastique lité, (3) la subsidence des dépôts pyroclastiques à l'intérieur du diatrème et (4) autres hypothèses. Les trois premières hypothèses sont pertinentes alors que les dernières ne le sont probablement pas.

#### Jets de débris et brassage

La présence de contacts nets et sub-verticaux définissant parfois des colonnes démontre le passage de jets de débris (Ross et White, 2006) au travers le diatrème lors de l'éruption. Ces jets, caractéristiques des diatrèmes inférieurs (White et Ross, 2011), sont composés de matériel pyroclastique, de vapeur d'eau, de gaz magmatiques et ± d'eau liquide, et sont le résultat d'explosions phréatomagmatiques dans le diatrème, mobilisant le matériel pyroclastique vers la surface (McClintock et White, 2006; Ross et White, 2006). Certains jets de débris peuvent atteindre la surface et contribuer à nourrir le panache éruptif, ou rester totalement souterrains. Les jets de débris sont donc un des mécanismes permettant la formation de NL dans le diatrème. Les multiples explosions phréatomagmatiques de petit volume, en plus de former des jets de débris, vont favoriser le brassage graduel des dépôts pyroclastiques présents à proximité de ces sites. Ce brassage va contribuer à la formation des LB et éventuellement des NL (White, 1991; Lefebvre et al., 2013), comme on le verra ci-dessous.

#### Subsidence

Avec le diamètre du diatrème devenant plus étroit en profondeur, le litage des dépôts pyroclastiques lités va être plus difficile à conserver lors de la subsidence syn-éruptive de ces dépôts à l'intérieur du diatrème. Par contre, ce processus n'agit pas seul sur la destruction des lits, car les LC et les LB, se retrouvant actuellement au même niveau dans le diatrème, ne possèdent pas le même état de préservation du litage. D'autres processus, tels que le passage

de jets de débris et le brassage des dépôts, doivent donc aussi avoir lieu, pour être en mesure de former les NL, où le litage est complétement détruit.

## Recyclage du matériel pyroclastique lité

Les jets de débris et le brassage peuvent affecter des portions du diatrème initialement occupées par des dépôts pyroclastiques lités. Ceci devrait détruire progressivement le litage, et changer progressivement la granulométrie et la composition du matériel. Dans le faciès NLjf au S du diatrème, environ 10-20% de lambeaux de roches pyroclastiques litées sont préservés. Leur présence suggère fortement que des LC étaient initialement présents à cet endroit et se sont fait perturber dû à leur proximité avec des sites d'explosions et par le passage de multiples jets de débris. Les lits brisés (LB) peuvent donc être vus comme un faciès intermédiaire entre le faciès des NLjf, possédant des lambeaux de roches pyroclastiques litées, et les LC, intacts. Les LB montrent un litage partiellement à totalement détruit par endroit, avec la présence d'une petite colonne de NLjf dans la partie SW, représentant le passage d'un jet de débris. Si on pousse le processus de destruction et remplacement des lits pyroclastiques plus loin, on arrive éventuellement au NLjf.

D'après les données des comptages linéaires de terrain et des comptages de points pétrographiques, pour arriver à la composition moyenne des NL, il faut enrichir les LC en matériel juvénile et rendre la granulométrie plus grossière, spécifiquement ajouter des lapillis. Ross et White (2006) ont estimé, pour le complexe de diatrème de Coombs Hills en Antarctique, qu'entre 10% et 30% de nouveau matériel juvénile est présent dans un jet de débris. Un modèle a été réalisé pour illustrer le nombre de cycles d'ajouts de nouveau matériel juvénile aux LC de Cathedral Cliff pour qu'ils puissent atteindre des compositions similaires à celles des NL (Fig. 5.1). Ceci implique un ajout soudain de nouveau matériel juvénile – représentant la fragmentation du dyke – au matériel pyroclastique déjà présent avant l'explosion phréatomagmatique. Le jet de débris alors formé sera enrichi en matériel juvénile en comparaison avec le matériel pyroclastique préexistant. Les compositions utilisées proviennent des moyennes et valeurs extrêmes des comptages de points pétrographiques des fragments juvéniles et lithiques présentés dans le chapitre 4 (Tableau 4.2).

La figure 5.1a illustre par exemple un ajout de 20% de nouveau matériel juvénile pour chaque explosion. La première courbe à considérer est celle de la moyenne des compositions

des LC, qui débute à  $40\%^2$  de matériel juvénile. Un dyke de minette monte dans le diatrème et interagit de façon explosive avec un certain volume de matériel lité riche en eau. La fragmentation du dyke crée de nouveaux fragments juvéniles qui s'ajoutent au matériel existant. Après ce premier cycle, on se retrouve donc avec  $[(40+20)/(100+20)] \times 100 = 50\%$  de juvéniles dans le matériel affecté par l'explosion. On suppose qu'assez de matériel soit éjecté du diatrème pour qu'en moyenne, le volume total de remplissage du diatrème demeure constant. Le pourcentage de juvéniles à la fin du second cycle est donc  $[(50+20)/(100+20)] \times 100 = 58\%$ . Le troisième cycle amène la proportion de matériel juvénile à 65% et le quatrième à 71%. Comme la composition moyenne des NL est d'environ 60%<sup>3</sup> de fragments juvéniles, il faut entre deux à trois cycles d'ajouts pour convertir un matériel LC moyen en un matériel NL moyen avec ce modèle. L'idée que certaines zones non-litées représentent la destruction et l'enrichissement en juvéniles de matériel originellement lité tient donc la route. Par contre, en débutant avec une valeur aussi faible que 40% de juvéniles, et en ajoutant seulement 20% à chaque cycle de fragmentation, il sera difficile d'enrichir les LC suffisamment pour arriver à la composition des zones NL les plus riches, soit plus de 80% de juvéniles.

Pour l'échantillon lité le plus pauvre en matériel juvénile (Fig. 5.1a, courbe du bas; échantillon CC-11), deux cycles d'ajouts sont nécessaires pour atteindre des compositions semblables à celle des roches pyroclastiques non-litées les plus pauvres en juvéniles, et quatre cycles pour arriver à la moyenne des NL. Par contre, l'échantillon lité le plus riche en juvénile (Fig. 5-1a, courbe du haut; échantillon CC-3A), se situe au-dessus de la moyenne de la composition des non-litées et quatre ajouts de matériel juvénile permet à cet échantillon d'atteindre des compositions semblables à celles des roches pyroclastiques non-litées les plus enrichies en juvéniles.

La figure 5.1b tient seulement compte des moyennes pour les LC. Elle présente des ajouts variant entre 10% et 40% de nouveau matériel juvénile à la composition des LC pour chaque nouvelle explosion. La moyenne des NL, d'environ 60%, est presque atteinte avec quatre cycles,

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> En moyenne, dans les LC, on retrouve 32,6% de juvéniles et 50% de lithiques (Tableau 4.2), mais en excluant les cendres très fines et le ciment, et en ramenant le total à 100%, on obtient 39,5% de juvéniles, et le reste en lithiques.

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Le même calcul est appliqué pour la moyenne des NL, on obtient alors 61,2% de juvéniles, avec le reste en lithiques.



Nombre de cycles d'ajouts de matériel juvénile

Fig. 5.1 Modèle d'enrichissement des LC (a) pour des ajouts de 20% de nouveau matériel juvénile (en tenant compte de la composition moyenne des LC mais aussi des valeurs extrêmes), et (b) pour des ajouts variant de 10% à 40% de nouveau matériel juvénile, en tenant compte de la moyenne des LC seulement.

en ajoutant 10% de nouveau matériel juvénile. Il est donc peu probable d'enrichir suffisamment les LC, avec ces paramètres, pour obtenir une composition similaire à celle des NL les plus riches, soit plus de 80%. Par contre, avec des ajouts de 30% et de 40%, il est possible de convertir un matériel pyroclastique LC moyen en un matériel pyroclastique NL moyen après seulement un à deux cycles. De plus, il est possible d'expliquer l'ensemble des compositions NL avec des ajouts de 40% après le quatrième cycle.

## Autres hypothèses

D'autres hypothèses ont été suggérées dans la littérature pour expliquer la formation des roches pyroclastiques non-litées dans les diatrèmes. Porritt et al. (2008) proposent que la formation du diatrème et des dépôts pyroclastiques non-lités des kimberlites proviennent d'une éruption explosive plinienne à sub-plinienne engendrée par une fragmentation magmatique lors de la décompression du magma remontant vers la surface. La colonne éruptive formée par cette éruption de grande ampleur va alors s'effondrer à l'intérieur du diatrème et le remplir de dépôts pyroclastiques principalement massifs, non-lités et mal triés.

Gernon et al. (2009) proposent un modèle de « fluidisation » du diatrème en plusieurs étapes pour expliquer la formation de dépôts pyroclastiques non-lités dans les kimberlites. Lors de l'étape initiale de l'éruption, l'importante vélocité des gaz va permettre de « fluidiser » les dépôts pyroclastiques du diatrème (i.e. les transporter dans une colonne éruptive, et non une fluidisation au sens industriel du terme) et distribuer de manière uniforme les fragments lithiques au travers le diatrème. Ensuite, une diminution progressive du flux des gaz va créer des régions non fluidisées séparées par des contacts sub-verticaux. Pendant la dernière étape de l'éruption, un retrait rapide du gaz va s'effectuer et des petites pipes de dégazage seront formées. Le modèle est basé sur le conduit K1 des kimberlites de Venetia, possédant une structure massive avec une distribution uniforme des fragments lithiques dans le diatrème. Ce diatrème possède également plusieurs contacts sub-verticaux abrupts et des structures de dégazage.

Le modèle de fluidisation de Walters et al. (2006) est différent de celui présenté par Gernon et al. (2009), et explique que la fluidisation aurait lieu seulement lieu à la fin de l'éruption, lorsque le matériel pyroclastique du diatrème est moins sujet à être expulsé en dehors du diatrème. Walters et al. (2006) emploient le mot « fluidisation » dans un sens plus proche du processus industriel (Reynolds, 1954), où on passe du gaz dans un lit de particules originalement au repos. Le modèle s'appuie sur le fait que les dépôts volcanoclastiques des kimberlites de Venetia sont massifs et bien mélangés, avec une porosité importante (>50%), et ils sont mal triés avec un manque de cendres fines et de fragments lithiques grossiers (>150 mm).

76

Ces hypothèses ne sont pas considérés comme ayant formé les dépôts pyroclastiques non-lités retrouvés à Cathedral Cliff. Il a été montré dans la section 5.2 que les LC, caractérisés par la présence de centaines de lits millimétriques à décimétriques, sont d'origine phréatomagmatique et se sont formés par une multitude d'explosions de petits volumes, tout comme les multiples colonnes et contacts sub-verticaux observés. Ainsi, le modèle de Porritt et al. (2008) présentant une seule phase éruptive de style plinienne à sub-plinienne, contrôlée par les volatiles du magma, ne peut être appliqué à Cathedral Cliff. Les modèles de fluidisation du diatrème de Gernon et al. (2009) ou de Walters et al. (2006) ne s'appliquent également pas car ils présentent soit une éruption dominée par une décharge constante de matériel, soit impliquent une quantité extrême de gaz sortant d'un petit dyke à la toute fin de l'éruption pour fluidiser tout le diatrème.

# 5.5 Synthèse de l'évolution du diatrème

L'étude et la cartographie détaillée du diatrème de Cathedral Cliff a permis d'établir un modèle conceptuel en six étapes expliquant la mise en place du diatrème (Fig. 5.2) : (1) ascension du dyke de minette vers la surface, (2) fragmentation phréatomagmatique et formation du protomaar et du proto-diatrème, (3) effondrement des murs du cratère et formation de dépôts pyroclastiques lités au fond du cratère et dans la partie supérieure du diatrème, (4) subsidence des dépôts pyroclastiques lités existants; ajouts de dépôts lités au fond du cratère; et développement d'un diatrème inférieur non-lité, (5) étapes finales de l'éruption produisant un diatrème mature, et (6) érosion post-éruptive. Le modèle est basé sur une coupe du diatrème de Cathedral Cliff orientée SW-NE (approximativement entre les points A-A' sur la figure 4.2).

En premier lieu, l'ascension du dyke mafique de type minette, dont la source provient du manteau, va s'effectuer via infiltrations dans des fractures préexistantes dans la croûte ou par fracturation hydraulique, affaiblissant la roche encaissante et permettant la propagation du dyke vers la paléo-surface (Fig. 5.2a; Delaney et Pollard, 1981; Rubin, 1995; Valentine et Gregg, 2008).

Ensuite, le dyke de minette, près de la paléo-surface, va interagir de manière explosive avec une source d'eau externe, telle que de l'eau souterraine ou des sédiments chargés en eau, si les conditions nécessaires sont présentes (Fig. 5.2b; Valentine et White, 2012). La formation du proto-maar et du proto-diatrème s'effectue près de la surface, car les conditions pour une fragmentation phréatomagmatique efficace sont présentes. En effet, la faible pression hydrostatique et lithostatique retrouvées en surface va favoriser les explosions permettant l'expulsion de matériel dans l'atmosphère. Lors d'une explosion phréatomagmatique, le refroidissement très rapide du magma va le fragmenter finement, et les roches encaissantes vont être fragmentées par les ondes de choc (Kurszlaukis et al., 1998; Büttner et al., 2002; Zimanowski et al., 2003). Le matériel nouvellement fragmenté, va être expulsé dans l'atmosphère pour former un panache éruptif. L'instabilité de ce panache va engendrer des courants pyroclastiques de faible densité, des retombées pyroclastiques et des fragments balistiques qui vont venir remplir partiellement le cratère, créer le proto-diatrème et former l'anneau pyroclastique (Sohn et Chough 1989; White, 1991; Vasquez et Ort, 2006; Ross et al., 2013). Le matériel pyroclastique initialement produit est alors composé majoritairement de la roche encaissante excavée lors de la formation du cratère, avec peu de fragments juvéniles (White, 1991).

Avec l'élargissement du cratère en surface, les murs du diatrème peuvent devenir instables et s'effondrer localement à l'intérieur du cratère, comme observé à Ukinrek (Fig. 5.2c; Kienle et al., 1980; Lorenz et Kurszlaukis, 2007). Ceci explique le faciès BL à Cathedral Cliff. Une partie de l'anneau pyroclastique pourrait également s'effondrer dans le cratère, ce qui expliquerait la matrice pyroclastique entre les mégablocs de grès dans ce faciès. Alternativement cette matrice pourrait venir de la colonne éruptive active au moment de l'effondrement des murs.

En plus de l'élargissement du cratère, l'approfondissement occasionnel des sites de fragmentation va engendrer la formation du diatrème avec des murs abrupts (Figs. 5.2c-d; Kurszlaukis et Lorenz, 2008). Les explosions phréatomagmatiques se produisent dans la zone racine, ainsi qu'à n'importe quelle profondeur, le long des dykes, et elles vont alimenter les jets de débris. Certains jets de débris alimentent le panache éruptif, formant le conduit actif, alors que d'autres ne vont pas nécessairement atteindre la surface (McClintock et White, 2006; Ross et White, 2012).

La formation de jets de débris dans le diatrème va mobiliser du matériel pyroclastique vers la surface et créer l'espace nécessaire en profondeur pour créer une subsidence des roches pyroclastiques litées présentes dans le cratère et la partie supérieure du diatrème (Fig. 5.2d; Lorenz, 1975; Delpit et al., 2014). En profondeur, il est difficile de conserver le litage car le diatrème devient beaucoup plus étroit, et les explosions et jets de débris se situant dans cette région vont détruire le litage par brassage et recyclage (White, 1991; Delpit et al., 2014). Il y a donc développement progressif du diatrème inférieur, non-lité, par destruction du litage, recyclage de dépôts lités, et formations de colonnes non-litées par les jets de débris. Ces colonnes non-litées recoupent aussi, par endroits, les dépôts lités du diatrème supérieur.

78

Tout au long de l'éruption, le panache éruptif va être nourri par le ou les conduits actifs, et ainsi contribuer à l'épaississement de l'anneau pyroclastique et au remplissage du cratère, dont le fond est en subsidence. À Cathedral Cliff, l'évent actif se serait éventuellement décentré vers le NE (vers la droite sur la Fig. 5.2e), car il y une concentration importante des NL dans cette région du diatrème. Le changement latéral du conduit éruptif peut être l'une des causes des discordances supposées dans les dépôts pyroclastiques litées pour expliquer les pendages faibles à modérés observés au sommet du massif par P.-S. Ross (commun. pers., 2017). Un changement de la position verticale du cratère lié à une phase éruptive plus intense vidant une partie du diatrème supérieur, accompagné de subsidence et de peu de déposition dans le cratère durant cette phase (non illustré), est également un processus expliquant possiblement les discordances supposées.

Pour finir, l'érosion post-éruptive, estimée entre 500 m et 1000 m par Delaney et Pollard (1981), a permis d'exposer une partie relativement profonde du diatrème de Cathedral Cliff, correspondant à la transition entre le diatrème supérieur et le diatrème inférieur (Fig. 5.2f).



Fig. 5.2 Modèle schématique de mise en place du diatrème de Cathedral Cliff présenté en six étapes sur deux pages. (a) Ascension du dyke de minette vers la surface. (b) Fragmentation phréatomagmatique et formation du maar et du proto-diatrème. (c) Effondrement des murs du cratère et formation de dépôts pyroclastiques lités au fond du cratère et dans la partie supérieure du diatrème. (d) Subsidence des dépôts pyroclastiques lités.



Fig. 5.2 Modèle schématique de mise en place du diatrème de Cathedral Cliff (suite et fin). (e) Diatrème mature. (f) Érosion post-éruptive.

# 6 CONCLUSION

Ce projet de maîtrise fait partie d'un groupe de projets de recherche à l'INRS visant à mieux contraindre les processus éruptifs des maars-diatrèmes. Le diatrème Cathedral Cliff au Nouveau-Mexique, dans le champ volcanique Navajo, expose la transition entre les roches pyroclastiques litées, typiques du diatrème supérieur, et les roches pyroclastiques non-litées, typiques du diatrème inférieur. Les objectifs principaux de ce projet étaient de déterminer l'origine de chaque lithofaciès présent à Cathedral Cliff, et de définir la relation génétique entre les roches pyroclastiques litées et non-litées. Un objectif secondaire était d'étudier la relation entre le diatrème de Cathedral Cliff et le dyke de minette exposé au S, ainsi que la relation avec Barber Peak, un diatrème situé à environ 2 km au SE de Cathedral Cliff.

# 6.1 Origine des lithofaciès de Cathedral Cliff

#### 6.1.1 Les roches pyroclastiques litées

Les roches pyroclastiques litées continues (LC) de Cathedral Cliff ont été déposées dans le cratère syn-éruptif par des retombées pyroclastiques, par des courants pyroclastiques de faible densité et par la chute de bombes balistiques. En considérant le litage affecté d'un pendage maintenant abrupt orienté vers l'intérieur du diatrème avec des angles variant de 71° à 89°, ainsi que le niveau actuel d'érosion estimé entre 500 m et 1000 m sous la surface pré-éruptive (Delaney et Pollard, 1981), il devient clair que les lits continus se sont affaissés par subsidence dans le diatrème au cours de l'éruption, pour atteindre leur position présente.

Les lits brisés (LB) sont très similaires aux LC en considérant leur composition, semblable à celle des lits continus riches en juvéniles (LCj), et les textures présentes, telles que le litage planaire millimétrique à décimétriques, les *bomb sags*, et la granulométrie. Par contre, ce qui différencie les LB des LC est la préservation du litage. Celui des LB est difficile à suivre sur de longues distances, contrairement aux LC, et le litage est parfois totalement détruit dans les LB. La désagrégation des lits, et la destruction partielle ou totale du litage formant les LB peuvent être expliquées par une perturbation plus intense liée à une concentration des explosions à proximité de la région des LB. Elles peuvent également être expliquées par un processus de déposition différent de celui des LC, impliquant possiblement l'effondrement d'une grande partie de l'anneau pyroclastique dans le diatrème.

#### 6.1.2 Les roches pyroclastiques non-litées

Les roches pyroclastiques non-litées (NL) retrouvées à Cathedral Cliff présentent différents domaines de composition et de granulométrie parfois séparés par des contacts subverticaux nets. Les NL forment également des colonnes recoupant les LC et LB et un contact très net entre les NLjf et les LC est aussi présent. Les colonnes de NL, définies par des contacts subverticaux, témoignent du passage de jets de débris à l'intérieur du diatrème, pendant l'éruption (Ross et White, 2006). Les explosions et jets de débris créent un brassage et une certaine homogénéisation du diatrème avec le temps (White, 1991; Lefebvre et al., 2013). Quand les jets de débris et le brassage affectent des dépôts originalement lités, on retrouve des lambeaux de roches pyroclastiques litées préservés dans les NLjf. Ceci montre qu'une partie des NL s'est formée progressivement à partir de la destruction et du recyclage du matériel pyroclastique lité autrefois présent. Les LB peuvent être alors considérés comme le faciès intermédiaire entre les LC, n'ayant subi aucune perturbation majeure des textures et structures, et les NLjf, non-lités mais possédant entre 10% et 20% de lambeaux de roches pyroclastiques litées.

#### 6.1.3 Mode de fragmentation

Plusieurs évidences démontrent une origine phréatomagmatique pour les roches pyroclastiques de Cathedral Cliff, témoignant de l'interaction explosive entre l'eau et le magma : (1) l'absence ou la très faible présence de vésicules dans la grande majorité des fragments juvéniles; (2) la proportion importante de fragments lithiques dans les roches pyroclastiques litées; et (3) la formation des LC notamment par déposition à partir de courants pyroclastiques de faible densité.

# 6.2 Relation génétique et transition entre les LC et NL

La description détaillée des lithofaciès de Cathedral Cliff, ainsi que l'étude sur leur formation, a permis d'établir la relation génétique entre les LC et les NL. Le recyclage progressif des LC, par leur brassage et destruction, lors du passage de jets de débris, va former certains domaines des NL. Plusieurs explosions phréatomagmatiques sont nécessaires pour modifier la granulométrie des LC et les enrichir suffisamment en matériel juvénile pour atteindre des compositions et textures semblables à celles des NL.

Dans le schéma typique d'un diatrème (Fig. 1.1), la transition entre les dépôts lités et nonlités se fait le long d'un contact plus ou moins horizontal et continu. À Cathedral Cliff, dans le détail, cette transition se manifeste par des contacts surtout verticaux (Figs. 4.3-4.4-5.2e), où le passage de jets de débris, mobilisant du matériel pyroclastique vers le haut, va venir recouper les roches pyroclastiques litées. Également, une transition latérale plus graduelle entre les LB et NL est présente par endroits. En effet, la destruction progressive des roches pyroclastiques litées va produire des contacts plutôt graduels, difficiles à définir, où la transition entre les LB et pyroclastiques litées et non-litées semble disparate, comme la transition présente entre les LB et le NLjf.

# 6.3 Relation entre Cathedral Cliff, Barber Peak et le dyke de minette

Les analyses géochimiques ont permis de déterminer dans un premier temps que Cathedral Cliff, Barber Peak, ainsi que le dyke de minette proviendraient de trois volumes (*batches*) de magma légèrement différents, suggérant qu'ils ne se sont pas formés exactement en même temps. Par contre, les compositions géochimiques de Cathedral Cliff et Barber Peak sont généralement similaires à celles des autres diatrèmes et intrusions du champ volcanique Navajo.

# 6.4 Travaux futurs

# 6.4.1 Champ volcanique Navajo

Il serait intéressant d'effectuer une étude et une cartographie détaillée d'autres diatrèmes du champ volcanique Navajo, tels que Barber Peak, Bennett Peak ou Ford Butte, pour ne nommer que ceux dans la région du Four Corners. Étant donné l'érosion post-éruptive importante dans la région, une partie plus profonde des diatrèmes est exposée que dans d'autres champs volcaniques plus jeunes, et donc leur étude pourrait permettre une meilleure compréhension des processus volcaniques ayant lieu en profondeur. Les processus éruptifs du diatrème inférieur et de la *root zone* demeurent les moins bien connus dans le système maar-diatrème.

Le champ volcanique Navajo présente toutefois certains défis. La stratigraphie du bassin de San Juan est complexe, et il n'est pas possible pour l'instant de documenter la profondeur exacte de l'érosion post-éruptive pour chaque diatrème. De plus, l'association des fragments lithiques d'un diatrème avec leurs niveaux stratigraphiques originaux est impossible. Du à la rare préservation des dépôts pyroclastiques formant les maars et les diatrèmes supérieurs, il est difficile de bien documenter l'ensemble des roches pyroclastiques et tous les processus

volcaniques de l'ensemble des systèmes maars-diatrèmes du champ volcanique Navajo. Le manque d'exposition de l'ensemble des niveaux structuraux du système maar-diatrème est toutefois typique de la majorité des champs volcaniques, par exemple dans les champs trop jeunes le diatrème n'est pas visible.

# 6.4.2 Cathedral Cliff

L'étude de terrain à Cathedral Cliff a permis d'établir une carte géologique détaillée dans les zones faciles d'accès, sécuritaires et bien exposées, donc surtout dans les pentes douces et semi-abruptes, ainsi que des flancs E, S et W du diatrème, grâce au laser et aux jumelles. Par contre, il serait pertinent d'accéder au sommet de Cathedral Cliff, pour faire des observations sur les roches pyroclastiques dans la partie centrale du diatrème. Si les LC y sont présents, le pendage est-il toujours de 70° ou varie-t-il? Les LB forment-ils un faciès plus abondant que le montre la carte actuelle? Si les NL sont présents, en quelle proportion, et forment-ils également des colonnes?

Pour mieux venir quantifier la relation génétique entre les NLjf et les LC, il serait recommandé d'effectuer plus de comptages linéaires de terrain dans ces deux faciès, notamment de part et d'autre du contact net entre les deux faciès. Ensuite, pour venir contrebalancer la surreprésentation des LCI sur la composition moyenne des LC dans les comptages de points pétrographiques, l'acquisition de plus d'échantillons pour le faciès des LCj est importante.

Un drone pourrait être utilisé pour accéder les portions inaccessibles du diatrème ainsi que pour l'observation des façades verticales.

Enfin, pour mieux cerner la relation entre Cathedral Cliff, Barber Peak et le dyke de minette, des analyses géochronologiques Ar-Ar seraient recommandées.

# RÉFÉRENCES

- Agrawal S, Guevara M, Verma SP (2008) Tectonic Discrimination of Basic and Ultrabasic Volcanic Rocks through Log-Transformed Ratios of Immobile Trace Elements. International Geology Review 50:1057-1079.
- Akers JP, Shorty JC, Stevens PR (1971) Hydrogeology of the Cenozoic igneous rocks, Navajo and Hopi Indian Reservations, Arizona, New Mexico, and Utah. U.S. Geological Survey Professional Paper 521-D, 18 p.
- Appeldorn CR, Wright HE (1957) Volcanic structures in the Chuska Mountains, Navajo Reservation, Arizona-New Mexico. Geological Society of America Bulletin 68:445-468.
- Baxter PJ (2000) Impacts of eruptions on human health. Encyclopedia of volcanoes, Academic Press. p. 1035-1043.
- Brand BD, Clarke AB, Semken S (2009) Eruptive conditions and depositional processes of Narbona Pass Maar volcano, Navajo volcanic field, Navajo Nation, New Mexico (USA). Bulletin of Volcanology 71:49-77.
- Büttner R, Dellino P, Zimanowski B (1999) Identifying magma-water interaction from the surface features of ash particles. Nature 401:688-690.
- Büttner R, Dellino P, La Volpe L, Lorenz V, Zimanowski B (2002) Thermohydraulic explosions in phreatomagmatic eruptions as evidenced by the comparison between pyroclasts and products from Molten Fuel Coolant Interaction experiments. Journal of Geophysical Research 107:ECV5-1–ECV5-14.
- Carlson RW, Nowell GM (2001) Olivine-poor sources for mantle-derived magmas: Os and Hf isotopic evidence from potassic magmas of the Colorado Plateau. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 2, 17 p.
- Cas RAF, Wright JV (1987) Volcanic Successions : Modern and Ancient. Allen and Unwin, London, 528 pp.
- Clifford TN (1966) Tectono-metallogenic units and metallogenic provinces of Africa. Earth and Planetary Science Letters 1:421-434.

- Condon SM, Huffman AC (1988) Revisions in nomenclature of the Middle Jurassic Wanakah Formation, northwestern New Mexico and northeastern Arizona. U.S. Geological Survey Bulletin 1633-A, p 1-12.
- Davis GH (1978) Monocline fold pattern of the Colorado Plateau. Geological Society of America Memoirs 151:215-234.
- Delaney PT (1987) Ship Rock, New Mexico: the vent of a violent volcanic eruption. Geological Society of America, Centennial Field Guide - Rocky Mountain Section, p. 411-415.
- Delaney PT, Pollard DD (1981) Deformation of host rocks and flow of magma during growth of minette dikes and breccia-bearing intrusions near Ship Rock, New Mexico. U.S. Geological Survey Professional Paper 1202, 61 p.
- Delpit S, Ross P-S, Hearn BC (2014) Deep-bedded ultramafic diatremes in the Missouri River Breaks volcanic field, Montana, USA: 1 km of syn-eruptive subsidence. Bulletin of Volcanology 76:1-22.
- Ehrenberg SN (1978) Petrology of potassic volcanic rocks and ultramafic xenoliths from the Navajo volcanic field, New Mexico and Arizona. Ph.D. thesis: Los Angeles, University of California at Los Angeles, 256 p.
- Fassett JE (2010) Oil and gas resources of the San Juan Basin, New Mexico and Colorado. in Fassett JE, Zeiglers KE, Lueth VW (eds) Geology of the Four Corners Country. New Mexico Geological Society, Fall Field Conference Guidebook 61, p. 181-196.
- Foley S (1992) Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. Lithos 28:435-453.
- Fisher RV, Schmincke H-U (1984) Pyroclastic Rocks. Springer-Verlag, Berlin, 472 p.
- Fisher RV, Waters AC (1970) Base surge bed forms in maar volcanoes. American Journal of Science 268:157-180.
- Gernon TM, Gilbertson MA, Sparks RSJ, Field M (2009) The role of gas-fluidisation in the formation of massive volcaniclastic kimberlite. Lithos 112S:439-451.
- Graettinger AH, Valentine GA, Sonder I, Ross PS, White JDL, Taddeucci J (2014) Maar-diatreme geometry and deposits: Subsurface blast experiments with variable explosion depth. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 15:740-764.

- Graettinger AH, Valentine GA, Sonder I, Ross PS, White JDL (2015) Facies distribution of ejecta in analog tephra rings from experiments with single and multiple subsurface explosions. Bulletin of Volcanology 77, article 66.
- Harker, A (1909) The Natural history of Igneous Rocks. Methuen & co., London.
- Huffman AC, Condom SM (1993) Stratigraphy, structure, and paleogeography of Pennsylvanian and Permian rocks, San Juan Basin and adjacent areas, Utah, Colorado, Arizona, and New Mexico. U.S. Geological Survey bulletin 1808-O, 44p.
- Houghton B, Wilson CJN (1989) A vesicularity index for pyroclastic deposits. Bulletin of Volcanology 51:451-462.
- Kjarsgaard BA (2007) Kimberlite diamond deposits. *in* Goodfellow WD, ed., Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods, Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication no. 5, p. 245-272.
- Kienle J, Kyle PR, Self S, Motyka R, Lorenz V (1980) Ukinrek Maars, Alaska, I. Eruption sequence, petrology and tectonic setting. Journal of Volcanology and Geothermal Research 7:11-37.
- Kurszlaukis S, Lorenz V (2008) Formation of "Tuffisitic Kimberlites" by phreatomagmatic processes. Journal of Volcanology and Geothermal Research 174:68-80.
- Kurszlaukis S, Büttner R, Zimanowski B, Lorenz V (1998) On the first experimental phreatomagmatic explosion of a kimberlite melt. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 80:323-326.
- Laughlin AW, Aldrich MJ, Shafiqullah M, Husler J (1986) Tectonic implications of the age, composition, and orientation of lamprophyre dikes, Navajo volcanic field, Arizona. Earth and Planetary Science Letters 76:361-374.
- Laughlin AW, Charles RW, Aldrich MJ (1989) Heteromorphism and crystallization paths of katungites, Navajo volcanic field, Arizona, USA. *in* Ross J, Jaques AL, Ferguson J, Green DH, O'Reilly SY, Danchin RV, Janse AJA (eds) Kimberlites and related rocks. Sydney, Geological Society of Australia, p. 582-591.
- Lefebvre NS, White JDL, Kjarsgaard BA (2013) Unbedded diatreme deposits reveal maardiatreme-forming eruptive processes: Standing Rocks West, Hopi Buttes, Navajo Nation, USA. Bulletin of Volcanology 75:1-17.

- Le Maitre RW (1989) A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell Scientific Publications, 193p.
- Le Maitre RW, Streckeisen A, Zanettin B, Bas MJL, Bonin B, Bateman P (2002) Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press, 236p.
- Lorenz V (1975) Formation of phreatomagmatic maar-diatreme volcanoes and its relevance to kimberlite diatremes. Physics and Chemistry of the Earth 9:17-27.
- Lorenz V (1986) On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. Bulletin of Volcanology 48:265-274.
- Lorenz V (2003) Maar-diatreme volcanoes, their formation, and their setting in hard-rock and softrock environments. Geolines 15:72-83.
- Lorenz V (2007) Syn- and posteruptive hazards of maar–diatreme volcanoes. Journal of Volcanology and Geothermal Research 159:285-312.
- Lorenz V, Kurszlaukis S (2007) Root zone processes in the phreatomagmatic pipe emplacement model and consequences for the evolution of maar–diatreme volcanoes. Journal of Volcanology and Geothermal Research 159:4-32.
- McClintock M, White JDL (2006) Large phreatomagmatic vent complex at Coombs Hills, Antartica: wet, explosive initiation of flood basalt volcanism in the Ferrar-Karoo LIP. Bulletin of Volcanology 68 :215-239.
- McGetchin TR, Smith DC, Ehrenberg SN, Roden MF, Wilshire HG (1977) Navajo kimberlites and minettes field guide: Santa Fe, Second Annual Kimberlite Conference, 40p.
- Moore JG (1967) Base surge in recent volcanic eruption. Bulletin of Volcanology 30:337-363.
- Molenaar CM (1977) Stratigraphy and depositional history of Upper Cretaceous rocks of the San Juan Basin area, New Mexico and Colorado, with a note on economic resources. *in* Fassett JE, James HL (eds) San Juan Basin III (northwestern New Mexico). New Mexico Geological Society, Fall Field Conference Guidebook 28, p.159-166.
- Molenaar CM (1989) San Juan Basin stratigraphic correlation chart. *in* Finch WI, Huffman AC, and Fassett JE (eds) Coal, uranium, and oil and gas in Mesozoic rocks of the San Juan Basin; Anatomy of a giant energy-rich basin. Washington D.C. American Geophysical Union, International Geological Conference Field Trip Guidebook 28, p. xi (Plate 2).

- New Mexico Bureau of Geology and Mineral Resources (2003) Geologic Map of New Mexico, 1:500,000: New Mexico Bureau of Geology and Mineral Resources.
- Nowell GM (1993) Cenozoic Potassic Magmatism and Uplift of the Western United States. Ph.D. thesis: Milton Keynes, UK, Open University, 267p.
- Nybo JP (2014) <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Geochronology of the Navajo Volcanic Field. MSc thesis: New Mexico Institute of Mining and Technology Department of Earth and Environmental Science, Socorro, New Mexico, 137p.
- Nybo JP, McIntosh WC, Semken S (2011) Ar-Ar phlogopite geochronology of the Navajo Volcanic Field and the Ship Rock diatreme of Northwest New Mexico define a 1.4 Ma pulse of potassic magmatism. Abstract V23A-2566 American Geophysical Union Conference, San Francisco, CA.
- O'Sullivan RB (1977) Triassic rocks in the San Juan Basin of New Mexico and adjacent areas. New Mexico Geological Society, Field Conference Guidebook 28, p. 139-146.
- Porritt LA, Cas RAF, Crawford BB (2008) In-vent column collapse as an alternative model formassive volcaniclastic kimberlite emplacement: An example from the Fox kimberlite, Ekati Diamond Mine, NWT, Canada. Journal of Volcanology and Geothermal Research 174:90-102.
- Pirrung M, Büchel G, Lorenz V, Treutler H-C (2008) Post-eruptive development of the Ukinrek East Maar since its eruption in 1977 A.D. in the periglacial area of south-west Alaska. Sedimentology 55:305-334.
- Reynolds DL (1954) Fluidization as a geological process, and its bearing on the problem of intrusive granites. American Journal of Science 252, 577–613.
- Roden MF (1981) Origin of coexisting minette and ultramafic breccia, Navajo volcanic field. Contributions to Mineralogy and Petrology 77:195-206.
- Roden MF, Smith DC, McDowell FW (1979) Age and extent of potassic volcanism on the Colorado Plateau. Earth and Planetary Science Letters 43:279-284.
- Rogers NW, Bachinski SW, Henderson P, Parry SJ (1982) Origin of potash-rich basic lamprophyres: trace element data from Arizona minettes. Earth and Planetary Science Letters 57:305-312.

- Ross P-S, White JDL (2006) Debris jets in continental phreatomagmatic volcanoes: a field study of their subterranean deposits in the Coombs Hills vent complex, Antarctica. Journal of Volcanology and Geothermal Research 149:62-84.
- Ross P-S, White JDL (2012) Quantification of vesicle characteristics in some diatreme-filling deposits, and the explosivity levels of magma–water interactions within diatremes. Journal of Volcanology and Geothermal Research 245–246:55-67.
- Ross P-S, White JDL, Zimanowski B, Büttner R (2008a) Rapid injection of particles and gas into non-fluidized granular material: volcanological implications. Bulletin of Volcanology 70:1151-1168.
- Ross P-S, White JDL, Zimanowski B, Büttner R (2008b) Multiphase flow above explosion sites in debris-filled volcanic vents: Insights from analogue experiments. Journal of Volcanology and Geothermal Research 178:104-112.
- Ross P-S, Delpit S, Haller MJ, Németh K, Corbella H (2011) Influence of the substrate on maardiatreme volcanoes-an example of a mixed setting from the Pali Aike volcanic field, Argentina. Journal of Volcanology and Geothermal Research 201:253-271.
- Ross P-S, White JDL, Valentine GA, Taddeucci J, Sonder I, Andrews RG (2013) Experimental birth of a maar-diatreme volcano. Journal of Volcanology and Geothermal Research 260:1-12.
- Rubin AM (1995) Propagation of magma-filled cracks. Annual Review of Earth Planetary Sciences 23:287-336.
- Schmincke H-U (2004) Volcanism. Springer-Verlag, Berlin.
- Semken S (2003) Black Rocks Protruding Up: The Navajo Volcanic Field. In: Lucas SG, Semken SC, Berglof WR, Ulmer-Scholle DS (eds) Geology of the Zuni Plateau. New Mexico Geological Society, Fall Field Conference Guidebook 54, p. 133-138.
- Smith DC, Moser DE, Connelly JN, Manser K, Schulze DJ (2002) U-Pb zircon ages of eclogites, garnetites, and Cenozoic rock-water reactions in Proterozoic mantle below the Colorado Plateau. Geological Society of America Abstracts with Programs 34:253.
- Sohn YK (1996) Hydrovolcanic processes forming basaltic tuff rings and cones on Cheju Island, Korea. Geological Society of America Bulletin 108:1199-1211.
- Sohn YK, Chough SK (1989) Depositional processes of the Suwolbong tuff ring, Cheju Island (Korea). Sedimentology 36:837-855.

- Stolz AJ, Varne R, Davies GR, Wheller GE, Foden JD (1990) Magma source components in an arc-continent collision zone: the Flores-Lembata sector, Sunda arc, Indonesia. Contributions to Mineralogy and Petrology 105:585-601.
- Suhr P, Goth K, Lorenz V, Suhr S (2006) Long lasting subsidence and deformation in and above maar-diatreme volcanoes – a never ending story. Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften 157:491-511.
- Sun S-S, McDonough WF (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications 42:313-345.
- Thompson GA, Burke DB (1974) Regional geophysics of the basin and range province. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 2:213-238.
- Valentine GA (2012) Shallow plumbing systems for small-volume basaltic volcanoes, 2: Evidence from crustal xenoliths at scoria cones and maars. Journal of Volcanology and Geothermal Research 223-224:47-63.
- Valentine GA, Gregg TKP (2008) Continental basaltic volcanoes processes and problems. Journal of Volcanology and Geothermal Research 177:857-873.
- Valentine GA, White JDL (2012) Revised conceptual model for maar-diatremes: Subsurface processes, energetics, and eruptive products. Geology 40:1111-1114.
- Valentine GA, White JDL, Ross P-S, Amin J, Taddeucci J, Sonder I, Johnson PJ (2012) Experimental craters formed by single and multiple buried explosions and implications for volcanic craters with emphasis on maars. Geophysical Research Letters 39, 6 p.
- Valentine GA, Graettinger AH, Sonder I (2014) Explosion depths for phreatomagmatic eruptions. Geophysical Research Letters 41:3045-3051.
- Valentine GA, Graettinger AH, Macorps É, Ross P-S, White JDL, Döhring E, Sonder I (2015)
  Experiments with vertically and laterally migrating subsurface explosions with applications to the geology of phreatomagmatic and hydrothermal explosion craters and diatremes.
  Bulletin of Volcanology 77: article 15.
- van Otterloo J, Cas RAF, Sheard MJ (2013) Eruption processes and deposit characteristics at the monogenetic Mt. Gambier Volcanic Complex, SE Australia: implications for alternating magmatic and phreatomagmatic activity. Bulletin of Volcanology 75:1-21.

- Vazquez JA, Ort MH (2006) Facies variation of eruption units produced by the passage of single pyroclastic surge currents, Hopi Buttes volcanic field, USA. Journal of Volcanology and Geothermal Research 154:222-236.
- Vespermann D, Schmincke H-U (2000) Scoria cones and tuff rings. *in*: Encyclopedia of Volcanoes, p.683-694.
- Walters AL, Phillips JC, Brown RJ, Field M, Gernon T, Stripp G, Sparks RSJ (2006) The role of fluidization in the formation of volcaniclastic kimberlite: grain size observations and experimental investigation. Journal of Volcanology and Geothermal Research 155:119-137.
- White JDL (1991) Maar-diatreme phreatomagmatism at Hopi Buttes, Navajo Nation (Arizona), USA. Bulletin of Volcanology 53:239-258.
- White JDL (1996) Impure coolants and interaction dynamics of phreatomagmatic eruptions. Journal of Volcanology and Geothermal Research 74:155-170.
- White JDL, Houghton B (2000) Surtseyan and Related Phreatomagmatic Eruptions. *in*: Encyclopedia of Volcanoes, p. 495-511.
- White JDL, Houghton B (2006) Primary volcaniclastic rocks. Geology 34:677-680.
- White JDL, Ross P-S (2011) Maar-diatreme volcanoes: A review. Journal of Volcanology and Geothermal Research 201:1-29.
- White JDL, Valentine GA (2016) Magmatic versus phreatomagmatic fragmentation: Absence of evidence is not evidence of absence. Geosphere 12, 11 p.
- Williams H (1936) Pliocene volcanoes of the Navajo-Hopi country. Geological Society of America Bulletin 47:111-171.
- Winchester JA, Floyd PA (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology 20:325-343.
- Wohletz K, Heiken G (1992). Volcanology and Geothermal Energy. Berkeley, Los Angeles, Oxford: University of California Press, 432p.
- Wood DA (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. Earth and Planetary Science Letters 50:11-30.

- Woodward LA, Anderson OJ, Lucas SG (1997) Tectonics of the Four Corners region of the Colorado Plateau. In: Anderson OJ, Kues B, Lucas SG, (eds) Mesozoic Geology and Paleontology of the Four Corners Area. New Mexico Geological Society, 48<sup>th</sup> Annual Fall Field Conference Guidebook, 288p.
- Zimanowski B, Fröhlich G, Lorenz V (1991) Quantitative experiments on phreatomagmatic explosions. Journal of Volcanology and Geothermal Research 48:341-358.
- Zimanowski B, Büttner R, Lorenz V, Häfele H-G (1997) Fragmentation of basaltic melt in the course of explosive volcanism. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 102(B1):803-814.
- Zimanowski B, Wohletz KH, Büttner R, Dellino P (2003) The volcanic ash problem. Journal of Volcanology and Geothermal Research 122:1-5.