

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ



"ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ ΤΗΣ ΤΗΛΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗΣ ΣΤΗ ΓΕΩΘΕΡΜΙΑ, ΤΑ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑ ΚΑΙ ΤΟΥΣ ΥΔΡΟΓΟΝΑΝΘΡΑΚΕΣ."

Διπλωματική εργασία της Γληνού Αικατερίνης (ΑΕΜ: 3979)

Επιβλέπων Καθηγητής: Οικονομίδης Δημήτριος

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2012

X	Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη	
Kar	OFORDASTOS"	
	1 ΕΙΣΑΓΟΓΗ	Gel 3
TR	1 μημά Τεωλογίας	000. 5
2	2. ΓΕΩΘΕΡΜΙΑ	σελ. 5
C. C	2.1 Γενικά	σελ. 5
	2.2 Aster και θερμική εκπομπή	σελ. 5
	2.3 Θεωρητικά αποτελέσματα	σελ. 9
	2.4 Το πλαίσιο και οι μέθοδοι	σελ. 10
	2.5 Ανάλυση στοιχείων ακτινοβολιών του ηφαιστείου Erebus	σελ. 11
	2.6 Οι υπολογισμοί διπλών-ταινιών	σελ. 13
	2.7 Η ατμοσφαιρική διόρθωση	σελ. 14
	2.8 Η υπόθεση θερμοκρασίας υποβάθρου	σελ. 15
	2.9 Το εικονοστοιχείο που λαμβάνει δείγμα εκ νέου	σελ. 16
	2.10 Μελέτη εδάφους	σελ. 16
	2.11 Αποτελέσματα του LST	σελ. 17
	2.12 Αναλύσες από την γεωθερμική ανωμαλία	σελ. 18
	2.13 Συμπεράσματα	σελ. 19
	3. ΗΦΑΙΣΤΕΙΑ	σελ. 21
	3.1 Γενικά	σελ. 21
	3.2 Παρατηρήσεις της θέρμανσης λιμνών κρατήρων	σελ. 21
	3.3 Αρχές της θέρμανσης λιμνών κρατήρων	σελ. 21
	3.4 Μηχανισμοί της μεταφοράς θερμότητας	σελ. 23
	3.5 Η «επιδερμική επίδραση»	σελ. 24
	3.6 Μέθοδος	σελ. 25
	3.7 Ο αλγόριθμος διάσπασης-παραθύρων	σελ. 26
	3.8 Υπολογισμός θερμοκρασίας	σελ. 27
	3.9 Συμπέρασμα	σελ. 28
	3.10 Ηφάιστειο Chikurachki	σελ. 29
	3.11 Χρήση φορητών υπέρυθρων εικόνων για μια περιοχή της λίμνης λάβας	σελ. 33
	3.12 Διανομή θερμοκρασίας και περιοχής κατά τα επίγεια στοιχεία	σελ. 36
	3.13 Μαζική ροή και εκτιμήσεις μαζικής πυκνότητας σελ. 3	7
	4. ΥΔΡΟΓΟΝΑΝΘΡΑΚΕΣ	σελ. 38
	4.1 Γενικά	σελ. 38
	4.2 Νευρωνικά δίκτυα	σελ. 38
	4.3 Χρήση των πολυφασματικών στοιχείων Aster	σελ. 39
	4.4 Εικόνες και εκτάσεις που καλύπτουν την ταξινόμηση	σελ. 39
	4.5 Η ανάλυση της χρήσης του εδάφους για την εκμετάλλευση πετρελαίου	σελ. 41
	4.6 Συμπεράσματα	σελ. 41
	4.7 Χρήση των πολυφασματικών στοιχείων Aster για την δεύτερη περιοχή	σελ. 42
	4.8 Οι φασματικές μετρήσεις και επεξεργασίες εικόνων	σελ. 42
	4.9 Αποτελέσματα	σελ. 44
	4.10 Συμπεράσματα	σελ. 44
	5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	σελ. 45
	6.ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	σελ. 46

. .

Οι εναέριες και δορυφορικές απεικονίσεις παρέχουν έναν πλούτο γεωπληροφοριών εάν κρίνει κανείς από τα τηλεπισκοπικά, φωτογραμμετρικά και χαρτογραφικά ψηφιακά συστήματα επεξεργασίας τα οποία παρέχουν πληθώρα δεδομένων και δυνατοτήτων αναντίρητης προσφοράς επί της χαρτογράφησης και της παρακολούθησης του παγκόσμιου περιβάλλοντος, που μάλιστα είναι βασισμένα σε ολοένα και πιο αυξημένα επίπεδα αυτοματισμών. Οι πληροφορίες που συλλέγονται από την επιστημονική κοινότητα μέσω τηλεπισκοπικών ανιχνευτών μπορούν στη συνέχεια να χρησιμοποιηθούν με τρόπο ευρύτατο και πολυφασματικό, που εκτίνεται από μια απλή απεικόνιση ενός τμήματος της επιφάνειας του πλανήτη έως τον υπολογισμό μεταβολής του αναγλύφου της γης έπειτα από ένα σεισμικό γεγονός. Τα διαθέσιμα, πολυάριθμα πλέον, τηλεπισκοπικά δεδομένα με την αυξανόμενη χωρική και φασματική τους διακριτική ικανότητα και σε συνδυασμό με προηγμένες τεχνικές εξαγωγής πληροφορίας αποτελούν μία πολύτιμη πηγή πληροφοριών για πολλούς τομείς, με πρακτική εφαρμογή πλέον σε τομείς που δεν άπτονται άμεσα του αμειγώς γεωλογικού, περιβαλλοντικού ή συναφών κλάδων ενδιαφέροντος.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Με τον όρο τηλεπισκόπηση νοείται η παρατήρηση φαινομένων και χαρακτηριστικών από απόσταση. Πρέπει παράλληλα να τονιστεί πως, παρά το γεγονός ότι έχει επικρατήσει ο όρος "τηλεπισκόπηση", ορισμένοι Έλληνες επιστήμονες συνεχίζουν να χρησιμοποιούν τον όρο "τηλεανίχνευση" κατά τα πρότυπα της επακριβούς μετάφρασης του αγγλικού όρου "Remote Sensing" που απαντάται στην διεθνή βιβλιογραφία οι δύο όροι, αν και διαφορετικοί στη συχνότητα εμφάνισής τους στην ελληνική βιβλιογραφία, πρέπει να θεωρούνται νοηματικά ταυτόσημοι. Επιπλέον, σύμφωνα με τον πρωταρχικό ορισμό, η έννοια της τηλεπισκόπησης μπορεί να συμπεριλάβει ένα ιδιαίτερα ευρύ πεδίο εφαρμογών, τεχνικών ή ακόμη και φυσιολογικών λειτουργιών. Στην πραγματικότητα, ο όρος έχει σχετικά περιοριστεί ως προς την αρχική του σημασία, υποδηλώνοντας συγκεκριμένα την επιστήμη και την τεχνολογία παρατήρησης και μελέτης χαρακτηριστικών της γήινης επιφάνειας από απόσταση, κατά κύριο λόγο βάσει της αλληλεπίδρασης των υλικών που βρίσκονται επάνω σε αυτή με την ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία.

Όπως προαναφέρθηκε ήδη, τα επιτεύγματα της τηλεπισκόπησης βρίσκουν ποιές εφαρμογές τόσο στην καθημερινή μας ζωή όσο και σε πολύ εξειδικευμένα πεδία επιστημών. Η παρατήρηση της επιφάνειας της γης καθίσταται δυνατή διά της χρήσης ψηφιακών σαρωτών (τηλεπισκοπικών ανιχνευτών) που ανιχνεύουν την αντανάκλαση της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας της γήινης επιφάνειας και την αποδίδουν εν τέλει ως ψηφιακή εικόνα. Οι σαρωτές μπορεί να είναι εγκατεστημένοι σε τεχνητούς δορυφόρους που βρίσκονται σε τροχιά γύρω από τη γη ή να τοποθετούνται – συνήθως προσωρινά – σε αερομεταφερόμενα μέσα (ελικόπτερα). Είναι δυνατό και πρακτικά αρκετά σύνηθες για ένα διαστημικό όχημα να μεταφέρει περισσότερους από έναν ανιχνευτές και ως εκ τούτου πολλές φορές προκαλείται σύγχυση μεταξύ οχήματος και σαρωτή.

Ολοκληρώνοντας, δεν πρέπει να παραλήψει κανείς το γεγονός πως πολλοί επιστημονικοί τομείς αξιοποιούν τα δεδομένα αυτά για ειρηνικούς σκοπούς, σύμφωνα με τις ανάγκες του κάθε τομέα: μετεωρολόγοι για την παρακολούθηση της ατμόσφαιρας και την πρόβλεψη του καιρού, χωροτάκτες για το σχεδιασμό χρήσεων γης, βιολόγοι για τη μελέτη των οικοσυστημάτων και την εφαρμογή και δοκιμή μοντέλων, γεωπόνοι για την αποτελεσματικότερη εκμετάλλευση γεωργικών εκτάσεων, δασολόγοι για την πρόγνωση και παρακολούθηση δασικών πυρκαγιών, ωκεανογράφοι για τη χαρτογράφηση των βιοφυσικών παραμέτρων των ωκεανών, γεωλόγοι για τον εντοπισμό κοιτασμάτων, τοπογράφοι για την δημιουργία ψηφιακών μοντέλων εδάφους κτλ. Στην παρούσα πτυχιακή εργασία θα διευρευνηθούν ειδικές πτυχές των εφαρμογών της τηλεπισκόπησης στη γεωθερμία, τα ηφαίστεια και τους υδρογονάνθρακες κατά ίσο βαθμό.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Η κατανόηση των χαρακτηριστικών των ηφαιστειακών θερμικών εκπομπών και το πώς αυτές αλλάζουν με την πάροδο του χρόνου είναι μεγάλης σημασίας για την πρόβλεψη και τον έλεγχο της ηφαιστειακής δραστηριότητας και των συνακόλουθων πιθανών κινδύνων. Τα θερμικά χαρακτηριστικά γνωρίσματα που μπορεί να αποτελούν τον πρόδρομο μιας σημαντικής έκρηξης, ή μίας αλληλουχίας σημαντικότερων αλλαγών σε μια τρέγουσα έκρηξη, μπορούν να προσδιοριστούν σε ορισμένο βαθμό με τη βοήθεια διάφορων δορυφορικών οργάνων που έχει η επιστημονική κοινότητα ήδη στην διάθεσή της. Ο στόχος της παρούσας μελέτης έγκειται στο να διερευνηθούν και εμμέσως να καθοριστούν τα όρια των τύπων και των μεγεθών των θερμικών ανωμαλιών που θα μπορούσαν να ανιχνευθούν χρησιμοποιώντας τα δορυφορικά θερμικά υπέρυθρα (TIR) δεδομένα. Πιο συγκεκριμένα, ο κύριος χαρακτηρισμός των θερμικών χαρακτηριστικών γνωρισμάτων ενός εικονοστοιχείου σε ένα ευρύ φάσμα θερμοκρασιών εξετάζεται χρησιμοποιώντας τα πολυφασματικά θερμικά (TIR) δεδομένα του Aster. Κατ' αρχάς, οι θεωρητικοί υπολογισμοί έγιναν ώστε να καθορίσουν ένα «θερμικό όριο ανίγνευσης μίξης» ("thermal mixing detection threshold") σύμφωνα με τον Aster. Κατόπιν, τα TIR δεδομένα του Aster χρησιμοποιήθηκαν για την διαμόρφωση των θερμικών χαρακτηριστικών γνωρισμάτων του εικονοστοιχείου στην εθνική γεωθερμική περιοχή των πάρκων του Yellowstone (καυτές λίμνες την άνοιξη με θερμοκρασίες από 40 έως 90 °C) καθώς και στο ηφαίστειο Erebus στην Ανταρκτική (μια ενεργός λίμνη λάβας με θερμοκρασίες από 200 έως 800 °C). Εν τέλει, οι διάφορες πηγές αβεβαιότητας στους θερμικούς υπολογισμούς εικονοστοιχείων υπολογίστηκαν για αυτές ακριβώς τις εμπειρικές μετρήσεις, συμπεριλαμβανομένης της λήψης δείγματος εικονοστοιχείου, της ατμοσφαιρικής διόρθωσης, της θερμοκρασίας και της ικανότητας ακτινοβολίας υποβάθρου.

2.2 Aster και θερμική εκπομπή

Το όργανο του Aster τοποθετήθηκε στον δορυφόρο Terra, ο οποίος εκτοξεύθηκε τον Δεκέμβριο του 1999 (Yamaguchi et al. 1998 και Abrams 2000). Ο Aster μετρά την ακτινοβολία σε 14 φασματικά κανάλια: 3 κανάλια στο ορατό κοντινό υπέρυθρο φάσμα (VNIR, 0.50-8μm 15m διακριτική ικανότητα), 6 κανάλια στο μέσο υπέρυθρο φάσμα (SWIR, 1.6-2.4μm 30m διακριτική ικανότητα) και 5 κανάλια στο θερμικό υπέρυθρο φάσμα (TIR, 8.2-11.5μm 90m διακριτική ικανότητα). Τα στοιχεία TIR που αποκτούνται έχουν μια ευαισθησία θερμοκρασίας της τάξης του < 0.3 °C και μιας απόλυτης ακρίβειας του < 1 °C για τα εικονοστοιχεία που είναι μεταξύ –3 και 67 °C (270 και 340 K) και < 2 °C για τα εικονοστοιχεία που είναι μεταξύ 67 και 97 °C (340 και 370 K) (Yamaguchi et al. 1998 και Tonooka et al. 2005). Τα προϊόντα των δεδομένων του Aster που χρησιμοποιήθηκαν σε αυτήν την μελέτη παρατίθενται στον πίνακα 1 παρακάτω. Τα TIR δεδομένα του Aster που ελείφθησαν από το ηφαίστειο Erebus στις 13 Δεκεμβρίου 2005 και από το Yellowstone στις 4 Νοεμβρίου 2002 συνιστούν την βασική εστίαση αυτής της μελέτης.

Η φυσική βάση για την τηλεπισκόπηση TIR περιγράφεται από την εξίσωση του Planck, η οποία αφορά την κινητική θερμοκρασία (Τ) και τη φασματική ακτινοβολία (Βτλ):

B(λ ,T) = c₁ / [λ ⁵ (exp. (c₂ / λ T) -1]

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

ͻϭϼϫͻ

ópou B(l,T) eínai η aktinobolía apó to antike
ímeno tou edáqouc kai metriétai se $W/m^2\,/\mu m\,/sr,$

το c₁ είναι η πρώτη ακτινοβολία με c₁ =1.191*10⁻¹⁶ Wm²/sr,

το c_2 είναι η δεύτερη ακτινοβολία με $c_2 = 1.438 * 10^{-2}$ mK,

το Τ ειναι η θερμοκρασία που μετριέται σε Κ και τέλος

το λ είναι το μήκος κύματος και μετριέται σε μm.

Ως εκ τούτου προκύπτει εύλογα πως, όταν το ζητούμενο είναι η ακτινοβολία ενός αντικειμένου που βρίσκεται στο έδαφος, η θερμοκρασία δύναται να υπολογιστεί με την εξίσωση του Planck, επομένως:

 $T = c_2 / \lambda ln \left[\left(c_1 / \pi \lambda^5 B(\lambda, T) \right) + 1 \right]$

Στην πραγματικότητα, το T είναι η «θερμοκρασία φωτεινότητας», που δεν είναι κάτι άλλο παρά ένας αλγόριθμος για να επιτευχθεί ο υπολογισμός της πραγματικής θερμοκρασίας επιφάνειας προφανώς απαιτούνται περαιτέρω στοιχεία, εκ των συνθηκών προεπεξεργασμένα, με ενδεικτικά και χαρακτηριστικότερα παραδείγματα αυτά της ραδιομετρικής βαθμολόγησης και ατμοσφαιρικής διόρθωσης. Εντούτοις, η εν λόγω μέθοδος ισχύει μόνο για τον αισθητήρα με δύο ή περισσότερα θερμικά κανάλια.

Η φασματική ακτινοβολία που μετριέται στον αισθητήρα (L_s) αποτελείται από την ακτινοβολία που εκπέμπεται από την επιφάνεια B(λ,T), πολλαπλασιάζεται με τη φασματική ικανότητα ακτινοβολίας (ε_λ), την ατμοσφαιρική ακτινοβολία που απεικονίζεται από την επιφάνεια ((1-ε_λ) L_d) και την ατμοσφαιρική ακτινοβολία που εκπέμπεται άμεσα προς τον αισθητήρα (L_p). Τα τμήματα ακτινοβολιών επιφάνειας μειώνονται από την ατμοσφαιρική μεταβιβασιμότητα του (τ_λ) έτσι ώστε:

 $L_{s\lambda} = \left[\epsilon_{\lambda} \left(B(\lambda, T) \right) + \left(1 - \epsilon_{\lambda} \right) L_{d\lambda} \right] T_{\lambda} + L_{p\lambda}$

ASTER data product	Description	Radiometric calibration	Geometric correction	Atmospheric correction	Temperature- emissivity separation
ASTER L1A	At-Sensor Radiance	Yes ^a	No	No	No
ASTER L1B	At-Sensor Radiance	Yes	Yes	No	No
ASTER 09T	TIR surface radiance	Yes	Yes	Yes	No
ASTER 08	Surface Kinetic Temperature	Yes	Yes	Yes	Yes

Πινακας 1

Τα προϊόντα των δεδομένων του Aster που χρησιμοποιήθηκαν (Yamaguchi et al. 1998 και Tonooka et al. 2005).

Η ικανότητα ακτινοβολίας και η φασματική ακτινοβολία ποικίλλουν με σχετική συνάρτηση ως προς το μήκος κύματος. Σε τέτοιες υψηλές θερμοκρασίες η σχέση μεταξύ της θερμοκρασίας και της φασματικής ικανότητας ακτινοβολίας των ηφαιστειακών υλικών παρατηρήθηκε πως ποικίλει (Abtahi et al. 2002). Η φασματική ακτινοβολία δεν είναι μία εγγενής υλική ιδιότητα αλλά, αντιθέτως, εξαρτάται από τη φασματική ικανότητα ακτινοβολίας και ποικίλλει εκθετικά με τη θερμοκρασία. Η συγκεκριμένη προσέγγιση στην ατμοσφαιρική διόρθωση είναι η τυποποιημένη μέθοδος που χρησιμοποιείται για να παράγει τα TIR δεδομένα ακτινοβολιών επιφάνειας του Aster AST09T (Thome et al. 1998). Η όποια αβεβαιότητα στις τιμές ακτινοβολιών επιφάνειας AST09T ποικίλλει με το μήκος κύματος και συσχετίζεται με την ακρίβεια των μεταβλητών εισαγωγής όπως τα ατμοσφαιρικά σχεδιαγράμματα θερμοκρασίας και υδρατμών, το πρότυπο μεταφοράς της ακτινοβολίας που χρησιμοποιείται στην ατμοσφαιρική διόρθωση, ή λάθη ανύψωσης της επιφάνειας (ιδιαίτερα στις ηφαιστειακές περιοχές με υψηλή θερμοκρασία). Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί το κανάλι 10 του Aster (8.287 μm) το οποίο όντας επηρεασμένο από τους ατμοσφαιρικούς υδρατμούς και τη θερμοκρασία έρχεται σε πλήρη αντιδιαστολή ως προς το κανάλι 13 (10.659 μm) που δεν επηρεάζεται παρά ελάγιστα από οποιαδήποτε ατμοσφαιρικά χαρακτηριστικά. Σε πρακτικό επίπεδο, το λάθος από μια πηγή μπορεί μερικώς να αντισταθμιστεί από μια άλλη πηγή εξ'αιτίας της σχετικής αλληλοεπικάλυψης, είτε άμεσης είτε έμμεσης, των συλλεγόμενων δεδομένων. Στις περιπτώσεις εκείνες όπου το ζητούμενο έγκειται στον διαχωρισμό της κινητικής θερμοκρασίας επιφάνειας και των φασματικών ικανοτήτων ακτινοβολίας από τα TIR στοιχεία ακτινοβολιών επιφάνειας των Aster, τότε ένα επιπρόσθετο βήμα εκτελείται χρησιμοποιώντας τον λεγόμενο αλγόριθμο χωρισμού θερμοκρασίας-ικανότητας ακτινοβολίας (TeS), ο οποίος στηρίζεται σε μια εμπειρική σχέση μεταξύ της φασματικής αντίθεσης (μέγιστο ελάχιστο διαφορά=MMD) και του μήκους κύματος της ελάχιστης ικανότητας ακτινοβολίας (Emin) που με τη σειρά του καθορίζεται από τα φάσματα εργαστηριακής ικανότητας ακτινοβολίας (Gillespie et al. 1998). Οι αβεβαιότητες στα αποτελέσματα των ΤεS είναι επίσης δυνατό να προκύψουν από λάθη στην ατμοσφαιρική διόρθωση. Σε γενικά πλαίσια, ο αλγόριθμος ΤεS μπορεί να ανακτήσει θερμοκρασίες σε ένα εύρος της τάξης 1.5 °C και τις ικανότητες ακτινοβολίας περί των 0.015 (Gillespie et al. 1998). Σχετικά με την τηλεπισκόπηση των ηφαιστειακών θερμικών χαρακτηριστικών γνωρισμάτων, οι μετρήσεις μικρού μήκους κύματος VNIR/SWIR (0.4-2.5 μm) πολύ συχνά είναι εξαιρετικά χρήσιμες ως μέσα και εργαλεία εξ'αιτίας του ιδιαίτερου γνωρίσματος αυτών να είναι πιο ευαίσθητες στις θερμοκρασίες των καυτών ηφαιστειακών χαρακτηριστικών γνωρισμάτων (100-1200 °C) από ό,τι ισγύει για την ευαισθησία των TIR μετρήσεων. Ειδικά στο σημείο αυτό, αξίζει να σημειωθεί πως πολλά σημαντικά ηφαιστειακά θερμικά χαρακτηριστικά γνωρίσματα, όπως οι ατμίδες, δημιουργούν στον κρατήρα τις γνωστές λίμνες, με αποτέλεσμα να έχουν ως επιπλέον γαρακτηριστικό τους τις αντίστοιγα πολύ γαμηλότερες θερμοκρασίες ώστε να μπορέσουν να ακτινοβολήσουν στα μικρά μήκη κύματος VNIR ή SWIR. Να τονίσουμε πως υπάρχει ένα χάσμα στις μετρήσιμες θερμοκρασίες εικονοστοιχείων μεταξύ των καναλιών 3 και 4 του Aster. Π.γ. το κανάλι 4 του Aster SWIR (1.657μm) θα διαποτίσει για ένα εικονοκύτταρο θερμοκρασίας > 460 °C και το κανάλι 3 Aster VNIR (0.804 μ m) οι μετρήσεις δεν είναι ευαίσθητες στη θερμικά εκπεμπόμενη ακτινοβολία με τιμές < 600°C.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

ΦΡΑΣΤ

Τμήμα Γεωλογίας

Τα δεδομένα SWIR είναι λιγότερο αξιόπιστα από τα δεδομένα VNIR που διαποτίζουν εξαιτίας του μεγαλύτερου μεγέθους του εικονοστοιγείου τους (30m, έναντι 15m για τα στοιχεία VNIR) και του γεγονότος πως οι τιμές των πολύ καυτών (> 600 °C) ηφαιστειακών χαρακτηριστικών γνωρισμάτων είναι πιθανότερο να είναι μικρές. Ήδη από τον Ιανουάριο του 2009 τα κανάλια Aster SWIR δεν λειτουργούσαν πλέον. Παρά το γεγονός αυτό, η συγκεκριμένη δυσλειτουργία (σγετική με τη θερμοκρασία ανιχνευτών SWIR) δεν έχει επιπτώσεις στα δεδομένα SWIR πριν από τον Μάιο του 2007, τα οποία συνιστούν το αρχείο δεδομένων των Aster. Τα TIR δεδομένα των Aster είναι χρήσιμα επειδή είναι ευαίσθητα στα ηφαιστειακά θερμικά χαρακτηριστικά γνωρίσματα που είναι θερμά (< 100 °C) ενώ παράλληλα παραμένουν ευαίσθητα και στα καυτά ηφαιστειακά χαρακτηριστικά γνωρίσματα. Αν και τα TIR δεδομένα διαποτίζουν το εικονοστοιχείο με θερμοκρασίες > 100 °C για γαρακτηριστικές επιφάνειες εδάφους (ε = 0.96) (Qin και Karnieli 1999, Jin και Liang 2006), είναι συχνά λιγότερο αξιόπιστα από ό,τι τα δεδομένα SWIR που διαποτίζονται πέρα από έναν δεδομένο καυτό στόγο εξ'αιτίας του ακόμα μεγαλύτερου μεγέθους του εικονοστοιχείου τους (90m, έναντι 30m στοιχείων SWIR) και του γεγονότος ότι όσο μεγαλύτερο είναι το μέγεθος της περιοχής εικονοστοιγείου αντίστοιχα αυξάνεται η πιθανότητα να περιέχει τις πιο δροσερές επιφάνειες υποβάθρου. των καυτότερων ηφαιστειακών Βέβαια, πραγματική έκταση θερμικών η χαρακτηριστικών γνωρισμάτων με τιμές άνω των 600-1200 °C συνήθως αποτελεί μόνο ένα μικρό μέρος της TIR περιοχής εικονοστοιχείου, κρατώντας τη θερμοκρασία του εικονοστοιγείου κάτω από την αξία κορεσμού. Αυτό μπορεί να διευκρινιστεί με τη χάραξη του φάσματος ακτινοβολιών ενός θερμικού ομοιογενούς εικονοστοιχείου δίπλα στο φάσμα ακτινοβολιών μιας θερμικά μικτής περιοχής, η οποία οδηγεί σε μια υβριδική λειτουργία του Planck με μια «πρόσκρουση» από τη σύντομη πλευρά μήκους κύματος του φάσματος που αντιστοιγεί στην παρουσία ενός καυτότερου συστατικού (σχεδιάγραμμα 1)



Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Σχεδιάγραμμα 1 Ακτινοβολία Planck στους 600°C (διακεκομμένες γραμμές). Οι μαύρες γραμμές αποτελούν τις υβριδικές λειτουργίες

του Planck για θερμικά μικτές περιοχές με 10%, 1% και 0,1%. (Wright και Flynn 2003).

2.3 Θεωρητικά αποτελέσματα

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

ΞΟΦΡΑΣ

Στο παρακάτω σχεδιάγραμα 2, παρουσιάζονται δύο σύνολα θεωρητικών καμπύλων κατώτατων ορίων που παράγονται για τα TIR κανάλια των Aster, ένα κατώτατο όριο κορεσμού και ένα κατώτατο όριο ανίχνευσης μίξης. Οι τιμές των κατώτατων ορίων κορεσμού καθορίστηκαν με τον υπολογισμό της περιοχής στόχων του υποεικονοστοιχείου που θα ανάγκαζε το μετρημένο PIT να υπερβεί το σημείο κορεσμού για όλα τα TIR κανάλια των Aster (100 °C για ε = 0.96). Αυτές οι τιμές έχουν υπολογισθεί για μια σειρά διαφορών μεταξύ ακτινοβολιών στόχων και υποβάθρου και τις αντίστοιχες ραδιομετρικές διαφορές θερμοκρασίας (ΔΤ), καθώς και για μια σειρά διαφορετικών θερμοκρασιών υποβάθρου. Για κάθε ΔΤ (διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ του στόχου και της θερμοκρασίας υποβάθρου) με τιμές 60-800°C, και για τις διαφορετικές θερμοκρασίες υποβάθρου (-20, 0, 20, και 40°C), υπολογίζονται οι θεωρητικές τιμές ακτινοβολιών (στις λειτουργίες φάσματος των TIR δεδομένων των Aster) και οι αντίστοιχες ραδιομετρικές τιμές θερμοκρασίας (που υποθέτουμε ως ε = 0.96).



Σχεδιάγραμα 2

To διάγραμμα αυτό παρουσιάζει τη θεωρητική μονάδα ανίχνευσης μίξης και την μονάδα κορεσμού για τις TIR μετρήσεις των Aster. To A αντιπροσωπεύει ένα εικονοστοιχείο με μια θερμοκρασία υποβάθρου 0 °C και T = 200 °C και έχει ένα κατώτατο όριο κορεσμού 30% στην περιοχή στόχων. Το σημείο B αντιπροσωπεύει ένα εικονοστοιχείο με μια θερμοκρασία υποβάθρου 40 °C και T = 200 °C και έχει ένα κατώτατο όριο κορεσμού 30% στην περιοχή στόχων. Το σημείο B αντιπροσωπεύει ένα εικονοστοιχείο με μια θερμοκρασία υποβάθρου 40 °C και T = 200 °C και έχει ένα κατώτατο όριο κορεσμού ποικίλλει με τη θερμοκρασία υποβάθρου. Το σημείο Δ αντιπροσωπεύει ένα εικονοστοιχείο με μια θερμοκρασία υποβάθρου. Το σημείο Δ αντιπροσωπεύει ένα εικονοστοιχείο με μια θερμοκρασία υποβάθρου 0 °C και έχει ένα κατώτατο όριο αντιπροσωπεύει ένα εικονοστοιχείο με μια θερμοκρασία υποβάθρου 0 °C και έχει ένα κατώτατο όριο αντιπροσωπεύει ένα εικονοστοιχείο με μια θερμοκρασία υποβάθρου 0 °C και έχει ένα κατώτατο όριο αντιπροσωπεύει ένα εικονοστοιχείο με μια θερμοκρασία υποβάθρου 0 °C και έχει ένα κατώτατο όριο αντιπροσωπεύει ένα εικονοστοιχείο με μια θερμοκρασία υποβάθρου 0 °C και έχει ένα κατώτατο όριο ανίχνευσης μίξης 0.265% στην περιοχή στόχων. Το σημείο Ε αντιπροσωπεύει ένα εικονοστοιχείο με μια θερμοκρασία υποβάθρου 0 °C και Τ = 800 °C και έχει ένα κατώτατο όριο ανίχνευσης μίξης 0.039% στην περιοχή στόχων. (Wright και Flynn, 2003).

9



Η δυνατότητα να αναλύθουν τα θερμικά χαρακτηριστικά γνωρίσματα ενός υποεικονοστοιχείου εξετάστηκαν αρχικά από τον Dozier (1981), ο οποίος περιέγραψε μια μέθοδο για τις πολυδιαυλικές μετρήσεις των υψηλών ραδιομέτρων ανάλυσης (AVHRR) στα θερμικά τμήματα ενός υπο-εικονοστοιχείου, και στη συνέχεια από τον Rothery (et al. 1988), ο οποίος εφάρμοσε μια τεχνική στην επίλυση των ηφαιστειακών θερμικών χαρακτηριστικών γνωρισμάτων χρησιμοποιώντας τα δεδομένα από τον θεματικό Mapper Landsat (TM). Θεωρητικά, οι ταυτόχρονες μετρήσεις τηλεπισκόπησης (με σημείο αναφοράς το ίδιο μέγεθος του εικονοστοιχείου) στα διαφορετικά μήκη κύματος n μπορούν να χρησιμοποιηθούν για να επιλύσουν τις κλασματικές περιοχές και τις θερμοκρασίες των θερμικών τμημάτων των υπο-εικονοστοιχείων n. Διάφορες μελέτες έχουν αναπτύξει μια μέθοδο «διπλών-ταινιών» για τα μέσα υπέρυθρα (MIR, 3-5 μm) και TIR δεδομένα από τα AVHRR όπως και τα δεδομένα SWIR από τα Landsat TM και τον ενισχυμένο θεματικό Mapper+. Η διαφορά ακτινοβολιών μεταξύ ενός μικτού εικονοστοιχείου (υβριδική εξίσωση Planck) και ενός ομοιογενούς εικονοστοιχείου (εξίσωση Planck) είναι ένα μήκος κύματος εξαρτώμενο από τα βραχεία μήκη κύματος ενώ επιπλέον είναι μεγαλύτερο από αυτά. Αν και ο Aster διαθέτει ένα ευρύ φάσμα των καναλιών που ενδιαφέρει τη συγκεκριμένη μελέτη (VNIR μέσω TIR), είναι δύσκολο να εκμεταλλευθεί πλήρως αυτό το διάστημα επειδή τα δεδομένα των VNIR, SWIR και TIR λαμβάνονται μέσω διαφορετικών τηλεσκοπίων, σε διαφορετικά χωρικά ψηφίσματα. Η μέθοδος «διπλών-ταινιών» για θερμικά τμήματα υπο-εικονοστοιγείου κλασματικών περιοχών και θερμοκρασιών απαιτεί τις ταυτόχρονες πολυφασματικές μετρήσεις της ίδιας χωρικής ανάλυσης (Dozier 1981, Rothery et al. 1988 και Harris et al. 1999). Για κάθε εικονοστοιχείο μπορούν αντίστοιχα να υποτεθούν τα τμήματα των δύο θερμοκρασιών και η φασματική ακτινοβολία του εικονοστοιγείου που εκπέμπεται στο μήκος κύματος λ (R_{λ}), ενώ παράλληλα τα ατμοσφαιρικά αποτελέσματα καταγράφονται ως εξής:

 $R_{\lambda} = \varepsilon_{\lambda} \left[p_{h} B_{\lambda} (T_{h}) + p_{b} B_{\lambda} (\lambda T_{b}) \right]$

όπου $ε_{\lambda}$ η ικανότητα ακτινοβολίας της επιφάνειας στο μήκος κύματος λ, p_h η μερίδα του εικονοστοιχείου από καυτό συστατικό (1- p_b) και B_{λ} η ακτινοβολία του Planck σε θερμοκρασία T και μήκους κύματος λ

Στην περίπτωση που μία από τις δύο άγνωστες θερμοκρασίες (T_b ή T_h) δύναται είτε να υποτεθεί ή να μετρηθεί ανεξάρτητα, τότε η άλλη θερμοκρασία και οι κλασματικές περιοχές κάθε τμήματος θερμοκρασίας μπορούν να υπολογιστούν με την επίλυση της ακόλουθης εξίσωσης:

 $R_{\lambda} = \epsilon_{\lambda} [p_h B_{\lambda} (T_h) + p_b B (\lambda T_b)]$ για το p_h και $B_{\lambda} (T_h)$, χρησιμοποιώντας τις ταυτόχρονες ομοκαταχωρημένες φασματικές μετρήσεις ακτινοβολιών όπου:

 $\begin{aligned} p_{h} &= \left[R_{\lambda} / \epsilon_{\lambda} - B_{\lambda} \left(T_{b} \right) \right] / \left[B_{\lambda} \left(T_{h} \right) - B_{\lambda} \left(T_{b} \right) \right] \\ B_{\lambda} \left(T_{h} \right) &= \left[\left(\left(R_{\lambda} / \epsilon \lambda \right) - B_{\lambda} \left(T_{b} \right) \right) / p_{h} \right] + B_{\lambda} \left(T_{b} \right) \end{aligned}$



Η χάραξη p_h - T_h για κάθε TIR κανάλι των Aster παράγει ένα σύνολο πέντε καμπυλών. Κάθε καμπύλη αντιπροσωπεύει όλα τα πιθανά p_h και T_h που θα μπορούσαν να εμφανιστούν στην ακτινοβολία που μετρήθηκε στο κανάλι i. Μέσα στη σειρά των πιθανών τιμών του T_h αυτές οι καμπύλες πρέπει θεωρητικά να αλληλοτέμνονται σε ένα ενιαίο σημείο και ως εκ τούτου να προκείπτει μια μοναδική τιμή για το p_h και το T_h για το εκάστοτε εικονοστοιχείο.



Σχεδιάγραμα 3

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Παράδειγμα του θερμικού πρότυπου μίξης διπλών-ταινιών. Απεικονίζονται τα 5 κανάλια των Aster. Όλες οι διατομές μέσα στην αναμενόμενη σειρά των υψηλών θερμοκρασιών υπολογίζονται κατά μέσο όρο. (Harris et al. 1999b).

2.5 Ανάλυση στοιχείων ακτινοβολιών του ηφαιστείου Erebus

Οι τοπικές παρατηρήσεις της λίμνης λάβας Erebus, πραγματοποιήθηκαν στις 13 Δεκεμβρίου 2005 ταυτόχρονα με την απόκτηση δεδομένων μέσω του Aster, και παρείχαν το γεωλογικό πλαίσιο για την ερμηνεία των δεδομένων Aster και αποκάλυψαν πολλά από τα χαρακτηριστικά της λίμνης λάβας και της περιβάλλουσας περιοχής (Davies 2008). Η μέγιστη θερμοκρασία εντός της συγκεκριμένης ιδιότυπης λίμνης προσέγγιζε την υψηλή τιμή των 783 °C τη στιγμή που η μέση θερμοκρασία αυτής κυμαινόταν στους 524 °C (ιστόγραμμα 1 παρακάτω). Αυτές οι μετρήσεις αποκτήθηκαν με μια FLIR φορητή υπέρυθρη φωτογραφική μηχανή συστημάτων P65, έχοντας ως δεδηλομένο στόχο τη μέτρηση μίας σειράς θερμοκρασίων και, συγκεκριμένα, από 277 έως 1500 °C. Πρέπει να σημειωθεί πως οι περιοχές που περιβάλλουν τη λίμνη λάβας και που εκπέμπουν ακτινοβολία σε θερμοκρασίες των 277 °C (μπλε και πράσινες περιοχές στη FLIR εικόνα) θα συνέβαλλαν και στην TIR ακτινοβολία που μετριέται από μακρινές περιοχές.



Ιστόγραμμα 1 (Davies 2008)

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

ΦΡΔΣ



Σχεδιάγραμμα 4

Κατανομή θερμών εικονοστοιχείων στο εθνικό πάρκο του Yellowstone: (α) L1A (β) L1B και 09T. (γ) πχ ενός θερμικού πρότυπου υπο-εικονοστοιχείου για το ενιαίο καυτότερο εικονοστοιχείο. (Oppenheimer et al. και Yirgu et al. 2002, Pieri και Abrams 2005).

2.6 Οι υπολογισμοί διπλών-ταινιών

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

ϿϷΔͻ

Κάθε τομέας ενδιαφέροντος περιείχε από τέσσερα έως έξι «καυτά» εικονοστοιχεία που ήταν φωτεινότερα από το υπόβαθρο (τα σχεδιάγραμμα 4 και 5). Για τα τέσσερα εικονοστοιχεία σε κάθε σκηνή, οι υπολογισμοί διπλών-ταινιών καυτότερα χρησιμοποιήθηκαν για να αξιολογήσουν τη θερμοκρασία και τον τομέα του καυτού μέρους κάθε εικονοστοιγείου. Επίσης, οι πολλαπλάσιοι υπολογισμοί διπλών-ταινιών έγιναν για κάθε εικονοστοιχείο χρησιμοποιώντας τα διαφορετικά σύνολα δεδομένων Aster (L1A, L1B, και 09T) και αξιοποιώντας τις διαφορετικές θερμοκρασίες και τις ικανότητες ακτινοβολίας υποβάθρου ώστε να αξιολογήσουν τα αποτελέσματα των διάφορων υποθέσεων στην ολότητά τους. Μεταξύ των πέντε καναλιών του Aster δημιουργήθηκε το σχεδιάγραμμα 4 για το ph -Th εντός της σειράς των πιθανών θερμοκρασιών για τον καυτό στόχο. Αυτές οι τιμές υπολογίστηκαν κατά μέσο όρο για να καθορίσουν τις τιμές του pH και Th που αντιστοιχούν σε κάθε εικονοστοιχείο. Τόσο η θέση των γραφικών διατομών όσο και η σειρά των τιμών ph και Th που υπολογίστηκαν κατά μέσο όρο ποικίλουν αρκετά ανάλογα με το χρησιμοποιούμενο σύνολο στοιχείων και τις υποθέσεις ικανότητας ακτινοβολίας και θερμοκρασίας υποβάθρου. Έχοντας ως στόγο την αξιολόγηση των αποτελεσμέτων της λήψης δείγματος εικονοστοιχείου, τα στοιχεία ακτινοβολιών Aster L1A συγκρίθηκαν με τα στοιχεία ακτινοβολιών Aster L1B, όπου όλες οι άλλες μεταβλητές διατηρούνται σταθερές. Κατά τα ίδια πρότυπα, τα δεδομένα Aster L1B συγκρίθηκαν με τα ατμοσφαιρικά στοιχεία ακτινοβολιών επιφάνειας Aster 09T, που επίσης διατηρούν όλες τις άλλες μεταβλητές σταθερές, ώστε αντίστοιχα να αξιολογηθούν τα αποτελέσματα της ατμοσφαιρικής διόρθωσης. Για την εκάστοτε θέση υπήρχαν τέσσερις διαφορετικές περιπτώσεις θερμοκρασίας υποβάθρου όπου χρησιμοποιούνται:

1) όλα τα εικονοστοιχεία σε αντιπαραβολή με όλα τα καυτά εικονοστοιχεία,

2) τα εικονοστοιχεία δίπλα στα μεμονωμένα καυτά εικονοστοιχεία,

3) τα εικονοστοιχεία μόνο ορθογώνια στα μεμονωμένα καυτά εικονοστοιχεία,

4) μόνο το πιο κρύο εικονοστοιχείο ορθογώνιο στα μεμονωμένα καυτά εικονοστοιχεία.

Όσον αφορά τις υποθέσεις ικανότητας ακτινοβολίας, μερικές προγενέστερες μελέτες τηλεπισκόπησης των ηφαιστειακών θερμικών χαρακτηριστικών γνωρισμάτων ενός υπο-εικονοστοιχείου, προσδιορίζουν τη θερμοκρασία και τους θερμικούς υπολογισμούς ροής είτε υποθέτοντας μια ικανότητα ακτινοβολίας 1.0 (Oppenheimer et al. και Yirgu et al. 2002, Pieri και Abrams 2005) ή χρησιμοποιώντας τις ήδη γνωστές και εργαστηριακά καθορισμένες ικανότητες ακτινοβολίας για τα διάφορα ηφαιστειακά προϊόντα στην επιφάνεια, τα οποία ποικίλλουν χαρακτηριστικά μεταξύ 0.90 και 0.98 στη TIR περιοχή (Wooster και Rothery 1997, Harris et al. και Stevenson 1997, Lombardo και Buongiorno 2006, Vaughan 2008, Carter και Ramsey 2009). Ανάλογα με την υποτιθέμενη ικανότητα ακτινοβολίας, η υπολογισμένη μέση θερμοκρασία για το καυτότερο τμήμα υπο-εικονοστοιχείου του καυτού εικονοστοιχείου ποικίλει μεταξύ 34 και 73 °C για τα L1A δεδομένα και μεταξύ 44 και 71 °C για τα L1B δεδομένα. Στη λίμνη λάβας Erebus εμφανίστηκαν τέσσερα καυτά εικονοστοιχεία που παρουσίασαν μικτά θερμικά δεδομένα υπό το πρίσμα των L1A και L1B δεδομένων. Ανάλογα με τις υποτιθέμενες ικανότητες ακτινοβολίας και τη θερμοκρασία υποβάθρου, η κατ' εκτίμηση θερμοκρασία για το καυτότερο τμήμα υπο-εικονοστοιγείου ποικίλει μεταξύ 458 και 564 °C για τα L1A



Σχεδιάγραμμα 5

Η διανομή των καυτών εικονοστοιχείων στο ηφαίστειο Erebus που δημιουργεί κρατήρα (κόκκινη γραμμή): (α) L1A (β) L1B και 09T. (γ) πχ ενός θερμικού πρότυπου υπο-εικονοστοιχείου για το ενιαίο καυτότερο εικονοστοιχείο για το ενιαίο καυτότερο εικονοστοιχείο. (Oppenheimer et al. και Yirgu et al. 2002, Pieri και Abrams 2005).

2.7 Η ατμοσφαιρική διόρθωση

Τα στοιχεία ακτινοβολιών επιφάνειας (AST09T) είναι ένα τυποποιημένο προϊόν δεδομένων που παρήχθη διά μέσω των TIR δεδομένων ακτινοβολιών των αισθητήρων Aster L1B[•] χρησιμεύουν, δε, στη μελέτη των συνεπειών της ατμοσφαιρικής διόρθωσης επί των αποτελεσμάτων των υπολογισμών που συσχετίζουν την θερμοκρασία ανά περιοχή υπο-εικονοστοιχείου. Για το καυτότερο εικονοστοιχείο στη Grand Prismatic Spring, ανάλογα με τον υποθετικό βαθμό ικανότητας ακτινοβολίας και τη θερμοκρασία υποβάθρου, η κατ' εκτίμηση θερμοκρασία για το καυτότερο τμήμα υπο-εικονοστοιχείου ποικίλει μεταξύ 44 και 71 °C (μέσος όρος = 55 °C) ενώ για τα L1B στοιχεία ποικίλει μεταξύ των τιμών 32 και 92 °C (μέσος όρος = 64 °C) για τα 09T στοιχεία. Λόγω του εύρους των παραλλαγών στις υποθέσεις ικανότητας ακτινοβολίας και θερμοκρασίας υποβάθρου που προέκυψαν μέσω των 09T στοιχείων, η σειρά στις τιμές θερμοκρασίας επί αυτών των παραλλαγών ήταν κατά συνέπεια εξαιρετικά υψηλή.



Σχεδιάγραμμα 6

Περίληψη των αποτελεσμάτων θερμοκρασίας 48 διαφορετικών θερμικών προτύπων υπο-εικονοστοιχείου που υπολογίζονται για το ενιαίο καυτότερο εικονοστοιχείο σε κάθε στόχο.

	Temperature range (°C)			Temperature range as a % of the average estimated temp for that pixel				
	Pixel			Pixel				
	1	2	3	4	1	2	3	4
Yellowstone								
Pixel resampling	14	12	4	5	4	4	1	1
Atmospheric correction	21	15	32	18	6	4	9	5
Background assumption	4	19	12	6	1	6	4	2
Emissivity assumption	33	10	42	11	10	3	13	3
Erebus								
Pixel resampling	188	89	7	20	24	14	1	3
Atmospheric correction	64	44	43	68	10	7	7	9
Background assumption	30	5	27	30	5	1	5	5
Emissivity assumption	30	18	25	45	4	3	5	7

Πινακας 2

Περίληψη των αβεβαιοτήτων υπολογισμού θερμοκρασίας υπο-εικονοστοιχείου. (Harris et al. 1999 και Davies et al. 2008).

2.8 Η υπόθεση θερμοκρασίας υποβάθρου

Η θερμοκρασία υποβάθρου ενός υπο-εικονοστοιχείου είναι μία από εκείνες τις τιμές που χρησιμοποιούνται ως μέσο στην πορεία προσδιορισμού της άγνωστης θερμοκρασίας στόχων και των σχετικών κλασματικών περιοχών κάθε συστατικού οι τιμές αυτές προέκυψαν από τον Aster. Υπό θεωρητικά ιδανικές συνθήκες, η ακριβέστερη δυνατή εκτίμηση της θερμοκρασίας υποβάθρου για οποιοδήποτε θερμικά μικτό εικονοστοιχείο θα προέκυπτε μέσω της κινητικής θερμοκρασίας ενός παρακείμενου μημικτού και μη-θερμικού εικονοστοιχείου. Εντούτοις, επειδή ένα ενιαίο παρακείμενο εικονοστοιχείο μπορεί επίσης να είναι θερμικά ετερογενές, μία καλύτερη εκτίμηση μπορεί να ληφθεί από έναν μέσο όρο θερμοκρασίας από διάφορα παρακείμενα εικονοστοιχεία. Τέσσερα διαφορετικά σενάρια θερμοκρασίας υποβάθρου εξετάστηκαν και περιγράφονται στον πίνακα 2 παραπάνω. Στη Grand Prismatic Spring, οι υποτιθέμενες θερμοκρασίες υποβάθρου που κυμαίνονται από 0 °C έως 11 °C, οι οποίες είναι χαρακτηριστικές θερμοκρασίες επιφάνειας για μια νύχτα του Νοεμβρίου στο Yellowstone. Στη λίμνη λάβας Erebus, οι θερμοκρασίες υποβάθρου για τα γύρω εικονοστοιχεία, κυμαίνονται απο 3 έως 21 °C. Αυτές οι θερμοκρασίες ήταν σύμφωνες με τις ταυτόχρονες παρατηρήσεις και τα δεδομένα τομέων από παρόμοιες προηγούμενες μελέτες (Harris et al. 1999a,β και Davies et al. 2008).

2.9 Το εικονοστοιχείο που λαμβάνει δείγμα εκ νέου

Το εικονοστοιχείο που λαμβάνει δείγμα εκ νέου εμφανίζεται στη γεωμετρική επεξεργασία διορθώσεων L1A και L1B και εμφανίζεται να έχει μια δευτερεύουσα επίδραση στην ανάκτηση θερμοκρασίας των χαρακτηριστικών γνωρισμάτων χαμηλής θερμοκρασίας, στις χαμηλές τοποθετήσεις θερμοκρασίας-αντίθεσης. Παρ'όλα αυτά, για τα πολύ καυτά θερμικά χαρακτηριστικά γνωρίσματα, όπως η λίμνη λάβας Erebus, τα δύο χωρίζονται εμφανίζονται καυτά εικονοστοιχεία να σε δύο διαφορετικά προσανατολισμένα καυτά εικονοστοιχεία έπειτα από τη γεωμετρική επεξεργασία διορθώσεων. Η κατοχή μιας ενιαίας διαποτισμένης αξίας σε ένα κανάλι δεν προσκρούει σημαντικά στους υπολογισμούς υπο-εικονοστοιχείου διπλών ταινιών δεδομένου πως υπάργουν τέσσερα άλλα κανάλια από τα οποία μπορεί να σγεδιάσει κανείς τις διατομές. Η υπο-ανάλυση εικονοστοιχείου διπλών-ταινιών των δύο εικονοστοιχείων στα L1B δεδομένα οδήγησε σε μία θερμική περιοχή χαρακτηριστικών γνωρισμάτων πολύ μεγαλύτερη από το παρατηρηθέν μέγεθος της λίμνης λάβας. Για τις καυτές ηφαιστειακές θερμικές ανωμαλίες, η λήψη δείγματος εικονοστοιχείου είναι ενδεχομένως μια σημαντική πηγή αβεβαιότητας στον υπολογισμό των χαρακτηριστικών θερμικών γνωρισμάτων του υπο-εικονοστοιχείου. Αντιθέτως, το L1A L1B εικονοστοιγείο αποτέλεσε τη μικρότερη πηγή αβεβαιότητας για τα σχετικά δροσερά και μεγαλύτερα θερμικά χαρακτηριστικά γνωρίσματα στο Yellowstone.

2.10 Μελέτη εδάφους

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

ϽΦΡΑΣ

Τέλος εξετάζεται το έδαφος στην περιοχή Tengchong της Κίνας. Η ικανότητα ακτινοβολίας είναι μια βασική μεταβλητή της LST (Land Surface Temperature). Υπάρχουν δύο κύριοι τρόποι υπολογισμού της ικανότητας ακτινοβολίας: αρχικά οι τιμές ικανότητας ακτινοβολίας κατατάσσονται σε κάθε κατηγορία που προήλθε από την ταξινόμηση της εικόνας, αφετέρου η ικανότητα ακτινοβολίας επιπέδων ενός εικονοστοιχείου υπολογίζεται χρησιμοποιώντας το μέρος βλάστησης από τον κανονικό διαφορικό δείκτη NDVI. Η ακρίβεια της μεθόδου LUT παρεμποδίζεται σε μεγάλο βαθμό από τα μικτά ζητήματα ενός εικονοστοιχείου και εξαρτάται άμεσα από την ακρίβεια της παρούσα μελέτη εφαρμόστηκε η εναλλακτική δεύτερη προσέγγιση που προτείνεται από τον Sobrino et al. (2001) ώστε να υπολογιστεί η ικανότητα ακτινοβολίας.

Η ακόλουθη εξίσωση χρησιμοποιείται με σκοπό να υπολογιστεί το NDVI από το διορθωμένο ατμοσφαιρικό κόκκινο συντελεστή ανάκλασης (R_{red}) και να προσεγγίσει τον υπέρυθρο συντελεστή ανάκλασης (R_{nir}) από τα ETM+ δεδομένα:



Σύμφωνα με τις τιμές ιστογράμμων το NDVI της παρούσας περιοχής μελέτης λαμβάνονται τιμές περίπου έως 0.65. Τα κατώτατα όρια των NDVI που προτείνονται από τον Sobrino (2001) είναι μια τροποποίηση μιας ημι-εμπειρικής μεθόδου υπολογισμού της ικανότητας ακτινοβολίας με την αποδεκτή απόδοση.

2.11 Αποτελέσματα του LST

Τα τελικά αποτελέσματα του LST (Land Surface Temperature) παρουσιάζονται στον χάρτη 1 πιο κάτω. Ο χάρτης δείχνει πως η χαμηλότερη θερμοκρασία στην περιοχή μελέτης είναι 281.30 K και η υψηλότερη 295.84 K με σειρές χρώματος από πορφυρό έως κόκκινο. Τέσσερις περιοχές με ευδιάκριτο κόκκινο χρώμα διαλέγονται και μαρκάρονται με τα γράμματα Α, Β, Γ και Δ. Οι στατιστικές αποκαλύπτουν ότι η θερμοκρασία του συνόλου των περιοχών Α, Β, Γ, Δ είναι συνολικά 4-10 Κ υψηλότερη από ό,τι η θερμοκρασία του υποβάθρου. Προκειμένου να επαληθευτεί εάν η ανακτημένη ΕΤΜ+ θερμοκρασία ισχύει, το ETM+ LST συγκρίθηκε με το LST MODIS/Terra που ελήφθηκε στις 13 Ιανουαρίου 2002. Το αρχικό ETM+ LST αποτέλεσμα (60 μ) λαμβάνεται ως δείγμα εκ νέου σε 1 χλμ για να ταιριάξει με το χωρικό ψήφισμα LST MODIS του προϊόντος. Η σύγκριση μεταξύ LST 60 μ ETM+ και LST 1 χλμ ETM+ καταδεικνύει μια μείωση στη μέση θερμοκρασία και στις κάτω σειρές θερμοκρασίας για τις περιοχές A, B, Γ και Δ LST 1 χλμ ETM+. Λόγω της ετερογένειας των θερμικών περιοχών ανωμαλίας (σταθερή απόκλιση από 1.4 Κ έως 1.82 Κ), η υψηλότερη θερμοκρασία υπολογίζεται κατά μέσο όρο με την περιβάλλουσα χαμηλότερη θερμοκρασία, η οποία στις παραγωγές έχει μια στενότερη σειρά θερμοκρασίας από την αρχική LST σειρά. Η σύγκριση μεταξύ LST 1 γλμ ETM+ και LST 1 γλμ MODIS καταδεικνύει πως οι μέσες διαφορές θερμοκρασίας βρίσκονται καθ'ολοκληρίαν εντός 1.3 Κ για τις περιοχές Α, Β, Γ και Δ. Το αποτέλεσμα είναι σύμφωνο με την ανακάλυψη του Srivastava et al. (2009) πως η LST σύγκριση μεταξύ MODIS και ETM+ έχει μια μέγιστη διαφορά 2 °C. Σε αυτόν τον υπολογισμό, η ακρίβεια για το ανακτημένο ETM+ LST της εν λόγω μελέτης είναι αποδεκτή για τη γεωθερμική ανίχνευση.



Χαρτης 1

LST χάρτης της περιοχής μελέτης με τη χαμηλότερη θερμοκρασία σε 281.30 K και την υψηλότερη θερμοκρασία σε 295.84 K. Τέσσερις θερμικές ανώμαλες περιοχές είναι μαρκαρισμένες με το A, το B, το Γ, και το Δ.

2.12 Αναλύσες από την γεωθερμική ανωμαλία

Η θερμοκρασία της επιφάνειας εδάφους προκύπτει κυρίως από την ηλιακή ακτινοβολία που βέβαια, προφανώς, αποτελεί το απτό και μετρήσιμο αποτέλεσμα της θέρμανσης της επιφάνειας του εδάφους και της γήινης εσωτερικής θερμότητας, ενώ παράλληλα είναι αρμόδια για μια γενικότερα εντοπισμένη αύξηση της θερμοκασίας. Η κατανόηση της ενεργειακής ισορροπίας της επιφάνειας και της υπόγειας μεταφοράς θερμότητας δύναται να συμβάλει στον προσδιορισμό των γεωθερμικών περιοχών που προκαλούνται από την ίδια τη γήινη εσωτερική θερμότητα. Στην επιφάνεια του εδάφους, η θερμοκρασία έγκειται ως το αποτέλεσμα της ισορροπημένης ενεργειακής επιφάνειας ακτινοβολίας (Zhang et al. 1999). Γενικά, η ενεργειακή ισορροπία της επιφάνειας μπορεί να εκφραστεί απλά σύμφωνα με τον Monteith (1973) με τον τύπο:

 $Qd = H + \lambda E + G$

όπου Qd είναι η καθαρή ακτινοβολία που έλαβε απο την στερία στην επιφάνεια το Η αντιπροσωπεύει τη ροή της θερμότητας μεταξύ της επιφάνειας του εδάφους και της χαμηλότερης ατμοσφαίρας,

το λΕ υποδεικνύει την λανθάνουσα ροή θερμότητας κατά τη μετάβαση της φάσης του ύδατος μεταξύ της ελλοχεύουσας επιφάνειας και της ατμόσφαιρας και, τέλος,

το G είναι η ροή της εδαφολογικής θερμότητας, χαρακτηρίζοντας τις θερμικές ανταλλαγές σε διάφορα βάθη του χώματος.



(α)

(β)

Σχεδιάγραμμα 7 Σύγκριση μεταξύ του τοπογραφικού χάρτη και LST χάρτη. (α) τρισδιάστατος τοπογραφικός χάρτης της περιοχής μελέτης που μαρκάρεται με τέσσερις θερμικές ανώμαλες περιοχές (β) LST χάρτης της περιοχής μελέτης. (Zhao et al. 1995 και Shangguan 2000).

2.13 Συμπεράσματα

Στην συγκεκριμένη μελέτη πραγματοποιήθηκε μια γεωθερμική ανίχνευση στο ηφαίστειο Erebus, και στο Yellowstone. Στο πρώτο παρατηρούμε την θερμοκρασία επιφάνειας που ανακτάται από τα ETM+ TIR στοιχεία. Τα αποτελέσματα υποδεικνύουν πως η κατανομή των γεωθερμικών περιοχών συσχετίζεται εξαιρετικά με την ανάπτυξη της δομής μάγματος στην περιοχή μελέτης ενώ οι ίδιες οι περιοχές αυτές χρησιμεύουν ως πηγές θερμότητας για τις διακυμάνσεις και ανωμαλίες των θερμικών καναλιών που υποστηρίζουν την μεταφορά θερμότητας υπεύθυνης της διατάραξης της υφιστάμενης ισορροπίας ενέργειας της επιφάνειας και πρόκλησης των θερμικών ανωμαλιών στην επιφάνεια εδάφους. Τα αποτελέσματα αυτής της εργασίας προτείνουν ότι η TIR τηλεπισκόπηση είναι μια σημαντική τεχνική για τη γεωθερμική εξερεύνηση, κατά κύριο λόγο εξ'αιτίας της απλότητας και της ακρίβειάς της στην ανάκτηση θερμοκρασίας. Εντούτοις, μπορεί μόνο να ανιχνεύσει την επιφανειακή θερμική ανωμαλία και είναι ευαίσθητη στους ρηχά θαμμένους γεωθερμικούς πόρους. Αντίθετα, στο Yellowstone η κατανόηση των χαρακτηριστικών των θερμικών χαρακτηριστικών γνωρισμάτων κλίμακας υπο-εικονοστοιχείου είναι σημαντική στην ερμηνεία των TIR στοιχείων εικόνας για τις μελέτες υποβάθρου και τις ενεργές προσπάθειες ελέγχου. Δύο εικονοστοιχεία που είναι σχεδόν ίδια στη TIR φασματική ακτινοβολία θα μπορούσαν να έχουν πολύ διαφορετικά θερμικά χαρακτηριστικά και οι πληροφορίες για αυτά ακριβώς τα χαρακτηριστικά είναι σημαντικές για την αξιολόγηση των πιθανών κινδύνων που τίθενται από τα ηφαίστεια. Οι ταυτόχρονες, ομο-καταχωρημένες χωρικά, πολυφασματικές μετρήσεις με τον ικανοποιητικό χωρισμό μήκους κύματος μεταξύ των μετρημένων καναλιών μπορούν να χρησιμοποιηθούν για να διαμορφώσουν τα θερμικά χαρακτηριστικά υπο-εικονοστοιχείου. Οι μέθοδοι της θερμικής μίξης του υποεικονοστοιχείου θα μπορούσαν να αυτοματοποιηθούν για τη γρήγορη ανάλυση της θερμοκρασίας και τη θερμική ροή με απώτερο σκοπό τον απρόσκοπτο έλεγχο και την έγκαιρη πρόβλεψη τόσο των πιθανών κινδύνων όσο και των συνβάντων με υψηλό επιστημονικό ενδιαφέρον. Τέλος, οι χρήστες των τρεχόντων δορυφορικών στοιχείων τηλεπισκόπησης έχουν μικρό έλεγχο επί των μεθόδων που χρησιμοποιούνται για να παραγάγουν τα τυποποιημένα προϊόντα στοιχείων, αυτή η μελέτη αποκαλύπτει τη σημασία των γεωμετρικών και ατμοσφαιρικών μεθόδων διορθώσεων, τρεχόντων και μελλοντικών οργάνων τηλεπισκόπησης.

ΦΡΑΣ Τα μελλοντικά όργανα τηλεπισκόπησης με την ακριβέστερη χωρική ανάλυση, τον ευρύτερο χωρισμό μήκους κύματος στα χωρικώς ομο-καταχωρημένα φασματικά στοιχεία και τη βελτιωμένη ευαισθησία της δυναμικής περιοχής και της θερμοκρασίας θα βοηθήσουν να μειωθούν ορισμένες από αυτές τις αβεβαιότητες. Βέβαια, η απόκτηση των ταυτόχρονων τομέων βασισμένων στις μετρήσεις των θερμικών χαρακτηριστικών γνωρισμάτων και των συνθέσεων επιφάνειας μπορεί να μειώσει το μέγεθος αυτών των αβεβαιοτήτων και να βελτιώσει τη διαμόρφωση υπο-εικονοστοιχείου των ηφαιστειακών θερμικών χαρακτηριστικών γνωρισμάτων. Αναμένεται πως τα μελλοντικά διαστημικά πολυφασματικά όργανα θα έγουν τη δυνατότητα να μετρήσουν στον χώρο τα ομοκαταχωρημένα VNIR, SWIR και τα TIR στοιχεία στο ίδιο λεπτό χωρικό ψήφισμα. Τέλος εξετάζεται το έδαφος στην περιοχή Tengchong της Κίνας, συμπερασματικά η εσωτερική θερμότητα μεταφέρεται στην επιφάνεια του εδάφους μέσω της θερμικής εξαγωγής και της μεταφοράς, κατά τη διάρκεια της οποίας οι αλλαγές στις διαδικασίες της εδαφολογικής ροής θερμότητας διαταράσσουν και εν τέλει διασπούν την ενεργειακή ισορροπία της επιφάνειας και προκαλούν τις παρατηρούμενες και καταγράψημες γεωθερμικές ανωμαλίες. Επομένως, η υπόγεια πηγή θερμότητας και τα διαθέσιμα θερμικά κανάλια συνιστούν δύο κρίσιμους παράγοντες καθορισμού των γεωθερμικών περιοχών.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Τα συγκριτικά πλεονεκτήματα και δυνατότητες που προσφέρει η σύγχρονη μέθοδος της τηλεπισκόπησης έχουν χρησιμοποιηθεί πολυτρόπως ώστε να ελεγχθεί η ηφαιστειακή δραστηριότητα. Οι δορυφορικές εικόνες έχουν χρησιμοποιηθεί με σκοπό να ανιχνεύσουν τις εκρήξεις που αποτελούν απειλή για τα αεροσκάφη και λοιπές ανθρώπινες δραστηριότητες, να μελετήσουν τις θερμικές επιφανειακές ροές της λάβας, να παρακολουθήσουν την παραμόρφωση των ηφαιστειακών οικοδομημάτων, καθώς και για εν γένει τον υπολογισμό του όγκου ή την πρόβλεψη των πορειών ροής των υλικών και τον καθορισμό της διανομής των υλικών (Domergue και Schmidt 2000). Η τηλεπισκόπηση προσφέρει διάφορα άλλα πλεονεκτήματα πέρα από τις επιτόπιες μελέτες τομέων. Κατ' αρχάς, είναι ασφαλέστερη, ειδικά κατά τη διάρκεια των χρόνων της ηφαιστειακής ανησυχίας. Δεύτερον, μέσω της τηλεπισκόπησης μια ολιγάριθμη ερευνητική ομάδα μπορεί να ελέγξει πολλές λίμνες και ακολούθως να περάσει τα αποτελέσματα στα αρμόδια τοπικά παρατηρητήρια ηφαιστείων σε εξαιρετικά συντομότερο χρονικό διάστημα από ό,τι θα απαιτείτο μέσω μίας άλλης εναλλακτικής διαδικασίας. Οι γενικές και μακρινές παρατηρήσεις κερδίζουν χρόνο, χρήματα και ενδεχομένως ζωές.

3.2 Παρατηρήσεις της θέρμανσης λιμνών κρατήρων

Χάρη στις κανονικές μετρήσεις, η θέρμανση λιμνών κρατήρων έχει παρατηρηθεί σε πολυάριθμες περιπτώσεις προτού πραγματοποιηθεί μία ηφαιστειακή εκρήξη. Υπάρχουν πολυάριθμα παραδείγματα και μερικά ενδεικτικά αποτελούν τα εξής: οι εκρήξεις του 1966, του 1968 και του 1971 του ηφαιστείου Ruapehu στη Νέα Ζηλανδία (Oppenheimer et al. 1993), η έκρηξη του 1989 του ηφαιστείου Poás της Κόστα Ρίκα (Brown et al. 1989 και 1991, Rowe et al. 1992, Rymer et al. 2000), η έκρηξη του 1989 του ηφαιστείου Kusatsu-Shirane στην Ιαπωνία (Ohba et al. 2000), η έκρηξη του 1990 του ηφαιστείου Kelut στην Ιάβα της Ινδονησίας (Badrudin 1994, Lesage 1995 και Vandemeulebrouck et al. 2000) και, τέλος, η έκρηξη του 2000 του ηφαιστείου Copahué στα σύνορα Αργεντινής-Χιλής (Varekamp et al. 2001). Μία γνωστή περίπτωση όπου οι θερμοκρασίες ύδατος αυξήθηκαν σημαντικά πριν από την έκρηξη είναι αυτή του ηφαιστείου Kelut στην Ινδονησία. Για μία περίοδο 4 μηνών πριν από την έκρηξη του Φεβρουαρίου του 1990, οι θερμοκρασίες ύδατος στη λίμνη αυξήθηκαν περίπου από 31 σε 38 °C (Badrudin 1994). Ομοίως, οι θερμοκρασίες της λίμνης στο ηφαίστειο Kusatsu-Shirane στην Ιαπωνία αυξήθηκαν επί μία περίοδο αρκετών μηνών στα τέλη του 1989 από 9 σε 12 °C. Σε αυτήν την περίπτωση, βέβαια, η θέρμανση δεν ακολουθήθηκε από μια έκρηξη.

3.3 Αρχές της θέρμανσης λιμνών κρατήρων

Οι λίμνες κρατήρων είναι οι εκφράσεις επιφάνειας των σύνθετων υδροθερμικών συστημάτων που επικαλύπτουν τους οργανισμούς μάγματος κάτω από τα ηφαίστεια. Η μαζική ισορροπία νερού, με τις εισαγωγές του μετεωρικού νερού και του γεωθερμικού ατμού ή του υγρού και τα αποτελέσματα του νερού που χάνονται από την εξάτμιση, τη διήθηση ή την εκροή ρευμάτων καθορίζει εάν μια λίμνη θα διατηρήσει τον όγκο της ή θα αυξάνεται ή θα συρρικνωθεί οποιαδήποτε στιγμή (Brantley et al. 1993).

Η τάση για αύξηση της θερμοκρασίας ύδατος των λιμνών, το ποσό θερμότητας που εισάγει το σύστημα, πρέπει να είναι μεγαλύτερη από το ποσό που βγαίνει απο το σύστημα. Οι Pasternack και Varekamp (1997) ανέπτυξαν ένα απλό πρότυπο για να ισχύσουν για τον προϋπολογισμό θερμότητας των λιμνών κρατήρων.

 $E_{volc} + E_{sun} + E + E_{atm} = E_{lake} + E + E_{lake} + E_{evap} + E_{lake} + E_{meteoric}$

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Αυτό δείχνει πως το ποσό της αγώγιμης θερμότητας που εισάγεται από έναν ρηχό σώμα μάγματος (E_{volc}), η μικρού μήκους κύματος ηλιακής ροής (E_{sun}), η ενθαλπία από την ηφαιστειακή ροή, η εκ μεταφοράς εισαγωγή από τα μαγματικά αέρια ή η καυτές άλμες (E_{volc}), και η εισαγωγή μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας από την ατμόσφαιρα (E_{atm}) πρέπει να είναι ίση με την μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας από την επιφάνειας λιμνών (E_{lake}), την απώλεια θερμότητας λόγω της εξάτμισης από την επιφάνεια των λιμνών (E_{evap}), την διεξαγωγή επιφάνειας λιμνών (E_{lake}), και την θερμότητα που χρησιμοποιείται στις θερμές μετεωρικές εισροές μέχρι την θερμοκρασία της λίμνης ($E_{meteoric}$). Η εικόνα 1 παρακάτω συνοψίζει αυτές τις ροές θερμότητας και μάζας. Οι μικρότερες λίμνες μπορούν να αναμένονται για να αποκριθούν γρηγορότερα στην αυξανόμενη ροή θερμότητας από τις μεγάλες λίμνες επειδή έχουν τη λιγότερη αποθηκευτική ικανότητα. Ανεξάρτητα από το μέγεθος, μία λίμνη δεν μπορεί να υπάρξει για πολύ χρόνο όταν η υψηλή θερμική εισαγωγή απαιτεί από τη λίμνη να διαλύσει τόσο πολλή θερμότητα μέσω της εξάτμισης και της ακτινοβολίας όταν η πτώση δεν μπορεί να αντικαταστήσει τη χαμένη μάζα (Pasternack και Varekamp 1997).



Εικόνα 1

Το διάγραμμα που συνοψίζει την ισορροπία μάζας και ενέργειας φτιάχνει ο κρατήρας στις λίμνες (Hurst 1991).

3.4 Μηχανισμοί της μεταφοράς θερμότητας

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

ϜʹϽϭϷϫϫϫ

Κατ' αρχάς, η θερμότητα πρέπει να μεταφερθεί από την παρείσφρυση, μέσω του υδροθερμικού συστήματος, στη λίμνη. Κατόπιν, η μεταφορά θερμότητας πρέπει να εμφανιστεί μέσα στη λίμνη διότι η θέρμανση φτάνει στην επιφάνεια λιμνών (Hurst et al. 1991) επομένως καθορίζονται τέσσερις περιοχές που είναι σημαντικές στη μεταφορά της θερμότητας από την παρείσφρυση στη λίμνη: το σώμα μάγματος και το στρώμα ορίου του, ο ηφαιστειακός αγωγός, ένα στρώμα ορίου στην κορυφή του αγωγού κάτω από τη λίμνη, και τα κατώτατα νερά της ίδιας της λίμνης. Η μεταφορά θερμότητας ολοκληρώνεται με την πολυφασική μεταφορά ροής ή μέσω ενός μηχανισμού θερμότητας-σωλήνων (Pasternack και Varekamp 1997). Η μεταφορά, ο κυρίαρχος μηχανισμός μεταφοράς θερμότητας, περιλαμβάνει την απώλεια ενθαλπίας από τα αυξανόμενα μαγματικά αέρια ή τις καυτές άλμες (Brown et al. 1989). Ο μαγματικός ατμός, που μπορεί να υπερθερμαθεί ή όχι, έχει μια ενθαλπία περίπου 3.0 MJ/kg και μεταφέρει τα ποσά της θερμότητας (Hurst et al. 1991). Εντούτοις, σε μερικές περιπτώσεις, η απώλεια θερμότητας από το μαγματικό ατμό δεν μπορεί να αποτελέσει της υψηλές αναλογίες της ενέργειας στη συνολική μαζική εισαγωγή ενέργειας στις λίμνες κρατήρων. Ο μηχανισμός «θερμότητας-σωλήνων» που προτείνεται (Hurst et al. 1991) επιτρέπει τη μεταφορά θερμότητας, απελευθερώνοντας τη θερμότητά της προτού αυτή βυθιστεί κάτω για να θερμαθεί εκ νέου. Επειδή η εξάτμιση του ρευστού εμφανίζεται να είναι ίση με την πίεση ατμού και τη συνολική πίεση σε βάθος (Casertano et al. 1987), οι σωλήνες θερμότητας μπορεί να είναι είτε σε υγρή μορφή είτε ως ατμός. Το πρότυπο των ιδιότυπων θερμικών σωλήνων έχει χρησιμοποιηθεί για να εξηγήσει τη μεταφορά θερμότητας σε πολλά διαφορετικά γεωθερμικά συστήματα. Ένα παράδειγμα αποτελεί το ηφαίστειο Ruapehu, όπου η μισή περίπου από τη συνολική μεταφορά θερμότητας μπορεί να ολοκληρωθεί μέσω ενός σωλήνα θερμότητας (Kusakabe et al. 1996). Αφού φθάσει η θερμότητα στο κατώτατο σημείο μιας λίμνης κρατήρων πρέπει επιπροσθέτως να μεταφερθεί στο νερό και να διανεμηθεί στον συνολικό όγκο των λιμνών. Τα κατώτατα στρώματα νερού των λιμνών κρατήρων αποτελούνται από τα στρώματα υγρών μέσω των οποίων η θερμότητα ταξιδεύει διά της μεθόδου της μεταφοράς (Hurst et al. 1991). Πολλές λίμνες κρατήρων διαμορφώνουν ένα στρώμα υγρού θείου στο κατώτατο σημείο. που ουσιαστικά συντελείται από την αντίδραση δυσανάλογου καταμερισμού του αερίου SO₂ στο υγρό νερό (Kusakabe et al. 2000). Λόγω της σχετικά υψηλής συγκεκριμένης πυκνότητας του 2.0, το θείο εγκαθίσταται στο κατώτατο σημείο λιμνών όπου συσσωρεύεται, θερμαίνεται και λειώνει (Giggenbach 1974). Αυτά τα στρώματα θείου μπορούν να προσθέσουν τη θερμότητα στο νερό μέσω μιας αγώγιμης ροής θερμότητας (Pasternack και Varekamp 1997). Η ελεύθερη θερμική μεταφορά εμφανίζεται όταν θερμαίνονται τα κατώτατα στρώματα του νερού, επεκτείνονται, γίνονται ελαφρύτερα από τα ανώτερα στρώματα και αυξάνονται λόγω της αντίθεσης πλευστότητας, και τελικά απελευθερόνουν τη θερμότητά τους στην επιφάνεια. Τα λοφία που προέργονται από τις καυτές διεξόδους παρασύρουν το κρύο νερό καθώς αυξάνονται και είναι ιδιαίτερα αποτελεσματικά ώστε να θερμαίνουν τα νερά επιφάνειας γρήγορα καθώς το ζεστό νερό απλώνεται εκτός της επιφάνειας των λιμνών (Hurst et al. και Dibble et al. 1981). Τα μαγματικά αέρια, όπως το CO₂, που υπάρχουν στη λίμνη μπορούν να περάσουν χωρίς σημαντική απώλεια ενθαλπίας, αλλά μπορούν ακόμα να συμβάλουν στη διανομή της θερμότητας με τη δημιουργία της αναταραχής που διευκολύνει την ανάμιξη του θερμού νερού με λιγότερο θερμά (Giggenbach 1974).

Η συζήτηση που προηγείθηκε συνοψίζει την απλή μεταφορά της θερμότητας από τη μαγματική παρείσφρυση προς την επιφάνεια λιμνών. Διάφοροι ερευνητές έχουν πραγματοποιήσει μελέτες σε ενεργά ηφαίστεια με σκοπό να ερευνήσουν τους ιδιαίτερους μηχανισμούς μεταφοράς θερμότητας και τα σχετικά χαρακτηριστικά τους. Μερικές ιδιαίτερα καλά μελετημένες περιπτώσεις είναι οι Kelud (Badrudin 1994, Lesage 1995 και Vandemeulebrouck et al. 2000), Kusatsu-Shirane (Tsuya 1932, Ohba et al. 1994 και Ohba et al. 2000), Poás (Casertano et al. 1987, Brown et al. 1989, Rowe 1992 και Rymer et al. 2000) και Ruapehu (Hurst et al. 1991, Scott 1991, Christenson 1994, Hurst και McGinty 1999).

3.5 Η «επιδερμική επίδραση»

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

ϿϷϼϫͻ

Όταν μετράμε τις θερμοκρασίες ύδατος ραδιομέτρων, ένας παράγοντας που πρέπει να εξεταστεί είναι η «επιδερμική επίδραση». Οι παραδοσιακές επίγειες μετρήσεις θερμοκρασίας που χρησιμοποιούν τα θερμόμετρα επαφών καταγράφουν απαραιτήτως τη θερμοκρασία σε κάποιο βάθος κάτω από την επαφή αέρα-νερού. Η μαζική θερμοκρασία ύδατος δύναται να μετρηθεί σε οποιοδήποτε βάθος, ενώ πρέπει να γίνει διάκριση μεταξύ των όρων θερμοκρασία επιφάνειας και επιδερμική θερμοκρασία αφού δεν είναι όροι συνώνυμοι. Η επιδερμική επίδραση προκαλείται από την κάθετη ροή θερμότητας στην επαφή αέρα-νερού. Όταν υπάρχει μια καθαρή απώλεια θερμότητας μέσω της επιφάνειας (Q_n), η επιδερμική θερμοκρασία (T_s) γίνεται χαμηλότερη από τη μαζική θερμοκρασία (T_b). Δύο πιθανοί μηχανισμοί υπάρχουν για τη μεταφορά θερμότητας στην επιφάνεια νερού: η ελεύθερη και η αναγκασμένη μεταφορά. Η ελεύθερη μεταφορά οδηγεί το δέρμα να είναι πιο δροσερό από το ελλοχεύον νερό και εν συνεχεία η βαρύτητα το αναγκάζει να βυθιστεί. Η αναγκασμένη μεταφορά, αντίθετα, οδηγεί την επιδερμική επίδραση στην επιφάνεια με την άσκηση πίεσης, από τον αέρα. Υπό θερμοκρασία αέρος 0°C, μόνο η ελεύθερη μεταφορά λειτουργεί ενώ η απόκλιση θερμοκρασίας (Δ_{Tb-s}) μεταξύ επιδερμικής επίδρασης και ολικής μικρότερη από 1°C είναι δυνατή (Robinson 1984 και Oppenheimer et al. 1997). Η επίδραση δερμάτων είναι μεταβλητή και εξαρτάται από πολλούς παράγοντες εκτός από το Q_n (που με τη σειρά του εξαρτάται άμεσα από την περιβαλλοντική θερμοκρασία αέρα και την υγρασία). Ο Oppenheimer et al. (1997) βρήκε την ακόλουθη εμπειρική σχέση μεταξύ του Δ_{Tb-s} που βασίστηκε στην εργασία υπαίθρου στο ηφαίστειο Kawah Ijen της Ινδονησίας:

Δ_{Tb-s}=1.12+0.16u1 όπου u1 είναι σε 1 ύψος μ.

Ενώ αυτή η σχέση δεν ισχύει άμεσα σε άλλες λίμνες λόγω των διαφορετικών συσχετισμών της μαζικής θερμοκρασίας και της περιβαλλοντικής θερμοκρασίας, επεξηγεί πώς μπορεί να αυξήσει το Δ_{Tb-s} . Σε ταχύτητες ανέμων μεγαλύτερες των 3 m/s, η επιδερμική επίδραση της επιφάνειας είναι διαταραγμένη και αυτή η σχέση πλέον δεν ισχύει. Τέλος, η κάλυψη σύννεφων (ή, στην περίπτωση των λιμνών κρατήρων, αυτών που δημιουργούνται εξ'αιτίας του ατμού ως συνέπεια του φαινομένου του βρασμού) μπορεί να αυξήσει το ποσό της ακτινοβολίας και ως εκ τούτου να αναγκάσει την επιδερμική θερμοκρασία να αυξηθεί. Αυτή η επίδραση μπορεί ενδεχομένως να αποφευχθεί με την επιλογή σαφών εικόνων, αν και μια εξασθενημένη κάλυψη μπορεί να αγνοηθεί (Robinson 1984).

Επιπλέον, διάφοροι ερευνητές έχουν προσπαθήσει να υπολογίσουν την «επιδερμική επίδραση» μέσω των λεπτομερών παρατηρήσεων των τομέων και των εργαστηριακών πειραμάτων (Robinson et al. 1984). Τα δεδομένα αυτά λαμβάνονται μέσω μεθόδων που κυμαίνονται από τις απλές μετρήσεις που γίνονται σε μια ήρεμη τη νύχτα με ένα θερμόμετρο υδραργύρου έως τα πειράματα που λίμνη πραγματοποιούνται υπό τις ελεγχόμενες εργαστηριακές συνθήκες χρησιμοποιώντας τους περίπλοκους ραδιομετρητές. Τα αναφερόμενα αποτελέσματα κυμαίνονται από Δ_{Tb-s} = -3.4 εώς 5.0 °C υπό τις πιο ακραίες συνθήκες (ισχυροί άνεμοι, κηλίδες πετρελαίου, κ.λπ.). Υπό τις λιγότερες ακραίες συνθήκες, οι περισσότεροι παρουσιάζουν παραλλαγές 0.2 σε 0.5° (Robinson et al. 1984 και Hook et al. 2003) όταν πραγματοποιούνται κοντινές μετρήσεις των επιδερμικών θερμοκρασιών και των μαζικών θερμοκρασιών, ενδεικτικά αναφέροντας τη λίμνη Tahoe, πέρα από μια σειρά των θερμοκρασιών ύδατος από 5 εώς 22 °C. Βρέθηκε πως οι μέσες επιδερμικές θερμοκρασίες ημέρας και νύχτας διαφέρουν κατά 0.11 και 0.46 °C, αντίστοιχα, από τις μαζικές θερμοκρασίες. Ο πίνακας 1 πιο κάτω συνοψίζει μερικές από τις αποκλίσεις θερμοκρασίας μεταξύ των επιδερμικών θερμοκρασιών και των μαζικών θερμοκρασιών που έχουν παρατηρηθεί κατά την ψύξη των λιμνών σε διαφορετικές θερμοκρασίες (Oppenheimer et al. 1997a). Τέλος, η εργασία υπαίθριου που πραγματοποιήθηκε από Oppenheimer (1997a) σε Kawah Ijen αποκάλυψε μια σειρά 0.3-3.4 °C για το $\Delta_{\text{Tb-s}}$, με τη μέση ύπαρξη $\Delta_{\text{Tb-s}} = 1.5$ °C για τη λίμνη, η οποία είγε μια μαζική θερμοκρασία 43.1 °C.

T _b	Range of ΔT_{b-s} (°C)	Average ΔT_{b-s} (°C)
35 °C	0.1–2.3 °C	0.8 °C
Up to 37.5 °C	0.3–1.5 °C	_
70 °C	0.2–3.7 °C	1.8 °C

Πίνακας 1

Επιδερμική-μαζική απόκλιση θερμοκρασίας για την ψύξη των λιμνών στις διαφορετικές θερμοκρασίες (Oppenheimer et al. 1997a).

3.6 Μέθοδος

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ο Aster έχει τη μοναδική δυνατότητα να συλλέγει τα πολυφασματικά δεδομένα στη θερμική υπέρυθρη (TIR) περιοχή του φάσματος, με πέντε ζώνες στη TIR περιοχή του φάσματος: ενώνει 10 έως 14, σε 8.30, 8.65, 9.10, 10.6, και 11.3 μm, αντίστοιχα (Yamaguchi et al. 1998). Θεωρητικά, η διαφορά θερμοκρασίας θορύβου είναι 0.3 K για τον Aster TIR (Tonooka et al. 2004). Παρ'όλα αυτά, η απόλυτη ραδιομετρική ακρίβεια για τις TIR ζώνες είναι ±1 K ή ακόμη χαμηλότερη ως ποσοστό στην περιοχή των 270 -340 K, όπου οι θερμοκρασίες ύδατος των λιμνών πέφτουν χαρακτηριστικά (Yamaguchi et al. 1998). Με ένα χωρικό ψήφισμα 90 μ TIR, ο Aster μπορεί «να δει» ένα καθαρό εικονοστοιχείο νερού και επομένως αυτό να χρησιμοποιηθεί ώστε να μετρηθεί η θερμοκρασία των λιμνών με διάμετρο μεγαλύτερης από 250 m (Oppenheimer et al. 1996). Τα στοιχεία των Aster υποβάλλονται σε επεξεργασία και διανέμονται υπό μορφή πολλών διαφορετικών προϊόντων προοριζόμενων για διαφορετικές εφαρμογές. Αυτές οι θερμοκρασίες δεν είναι ακριβείς έναντι των ατμοσφαιρικών αποτελεσμάτων αλλά υπολογίζονται από τη ραδιενέργεια της σταθεράς Planck. Η θερμοκρασία υπολογίζεται με την βοήθεια των TIR (Oppenheimer et al. 1993, Dash et al. 2002):

 $L(\lambda, T) = \varepsilon(\lambda) c_1 / \lambda^5 \pi (e-1)$

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

όπου το L είναι η ακτινοβολία, το λ είναι το μήκος κύματος, το T είναι η θερμοκρασία, το ε είναι ικανότητα ακτινοβολίας και, τέλος, τα c₁ είναι η σταθερά του Planck

Η ατμόσφαιρα εκπέμπει επίσης ενέργεια TIR και συμβάλλει στην ακτινοβολία έγερσης των νερών στο δορυφόρο καθώς επίσης και στην ακτινοβολία του ουρανού προς το έδαφος. Η μεταβιβασιμότητα ελέγχει έμμεσα το ποσοστό της εκπεμπόμενης ακτινοβολίας που θα φθάσει στο δορυφόρο παρά να υποστεί κάποια μείωση στην ατμόσφαιρα. Η εξίσωση μεταφοράς της ακτινοβολίας αφορά αυτούς τους όρους ως εξής:

 $L_i = \varepsilon_i T_i B_i (T_s) + L_i + (1-\varepsilon i) T_i L_i$

όπου το ι είναι η ζώνη, το ε είναι ικανότητα ακτινοβολίας και το τ είναι μεταβιβασιμότητα.

Εάν τα ατμοσφαιρικά αποτελέσματα εξαλειφθούν και υπό την υπόθεση μιας ικανότητας ακτινοβολίας 1, η θερμοκρασία μπορεί να υπολογιστεί με τη χρήση της εξίσωσης του Planck (Oppenheimer et al. 1993 και Dash et al. 2002) όπου:

 $T = c_2 / \lambda ln [c_1 / \lambda^5 \pi L + 1]$

3.7 Ο αλγόριθμος διάσπασης-παραθύρων

Προκειμένου να εξαλειφθούν τα αποτελέσματα που προέκυψαν ως προϊόν ατμοσφαιρικής παρεμβολής και διά τον υπολογισμό αξιόπιστων θερμοκρασιών, ένας αλγόριθμος διάσπασης-παραθύρων (split-window algorithm) εφαρμόστηκε στα στοιχεία της εικόνας. Οι μέθοδοι διάσπασης-παραθύρων αναπτύχθηκαν αρχικά για να καθορίσουν τις θερμοκρασίες επιφάνειας θάλασσας (SST) από τα δορυφορικά στοιχεία (Njoku 1990 για μια αναθεώρηση των SST τεχνικών διάσπασης-παραθύρων). Οι συγκεκριμένες τεχνικές εκμεταλλεύονται τη διαφορική ατμοσφαιρική απορρόφηση μεταξύ δύο ή περισσότερων ζωνών αισθητήρων στα διαφορετικά μήκη κύματος, υποθέτοντας ότι το ποσό μείωσης είναι ανάλογο προς τη διαφορά της ακτινοβολίας που μετριέται στις δύο ζώνες. Αποτελεί ουσιαστικά μία εμπειρική προσέγγιση (McMillin 1975, Njoku 1990 και Dash et al. 2002). Η εξίσωση μεταφοράς της ακτινοβολίας μπορεί να επαναδιατυπωθεί με τη χρήση της μεθόδου των διασπασμένων παραθύρων ως εξής:

L(13) = B(13,TB13) = To(13) B(13,Ts) + B(13,TA) [1 - TO(13)]L(14) = B(14,TB14) = To(14) B(14,Ts) + B(14,TA) [1 - TO(14)] όπου B13 και B14 είναι οι ζώνες του Aster που χρησιμοποιούνται στον αλγόριθμο και το ΤΑ είναι η μέση θερμοκρασία της ατμόσφαιρας. Διαφορές στο ποσό ακτινοβολίας που φθάνει στο δορυφόρο οφείλονται στη διαφορική απορρόφηση στην ατμόσφαιρα.

Μεταξύ 10 και 12 μm, η ατμοσφαιρική απορρόφηση είναι αδύνατη καθ'ότι οι υδρατμοί στα χαμηλά στην επιφάνεια λειτουργούν ως κύριοι απορροφητές και η ατμοσφαιρική μετάδοση μπορεί να προσεγγιστεί μέσω της σχέσης:

Toλ = 1 - κ λ XH2O

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

ΓΟΦΡΑΣΤ

όπου kλ είναι ο απορροφώντας συντελεστής και το XH2O η συγκέντρωση των υδρατμών στην ατμόσφαιρα

O Bernard (2005) ανέπτυξε έναν αλγόριθμο διάσπασης-παραθύρων (split-window algorithm) για τις θερμοκρασίες ύδατος των ηφαιστειακών λιμνών κρατήρων χρησιμοποιώντας τα στοιχεία από το ηφαίστειο Taal στις Φιλιππίνες όπου:

TS = 0.050900273 (B13) - 0.040517907 (B14) + 0.897764116 και αυτό θα αναφερθεί ως «αλγόριθμος» ή «αλγόριθμος διάσπασης-παραθύρου» (split-window algorithm).

3.8 Υπολογισμός θερμοκρασίας

Σε μια χαρακτηριστική περίπτωση, τα εικονοστοιχεία επιλέχτηκαν από το κέντρο κάθε λίμνης και τα αποτελέσματα υπολογίστηκαν κατά μέσο όρο (εικόνα 2). Εντούτοις, στην περίπτωση των μικρών λιμνών Copahué και Kusatsu-Shirane, μόνο το κεντρικό εικονοστοιχείο επιλέχτηκε για κάθε λίμνη. Προφανώς, διά της επιλογής των κεντρικών εικονοστοιχείων, τα μικτά εικονοστοιχεία που περιέχουν το νερό και την επιφάνεια εδάφους αποφεύχθηκαν. Ένα απαραίτητο βήμα στον υπολογισμό των θερμοκρασιών ύδατος από τις TIR εικόνες των Aster είναι μια επαναδιακρίβωση των στοιχείων. Ο Tonooka et al. (2004) εξήγησε πώς οι αισθητήρες του οργάνου των Aster παρείχαν τις οδηγίες για την έγκυρη επαναδιακρίβωση, μαζί με μια ιστο-προσιτή βάση δεδομένων όπου μπορούν να βρεθούν οι συντελεστές που θα χρησιμοποιηθούν στην τελική βαθμολόγηση. Επειδή η επαναδιακρίβωση προορίζεται να συμπεριλάβει τα ακατέργαστα στοιχεία (DN) ενός εικονοκυττάρου 1B επιπέδων των στοιχείων, οι αντίστοιχες τιμές ακτινοβολιών υποχρεωτικά πρέπει να υπολογιστούν μέσω των στοιχείων θερμοκρασίας φωτεινότητας από τις εικόνες AST04 που χρησιμοποιήθηκαν στην ίδια μελέτη. Όσον αφορά τις μεγαλύτερες λίμνες, όπου χρησιμοποιήθηκαν τα στοιχεία από τρία εικονοστοιχεία, τα αποτελέσματα διάσπαση-παραθύρων υπολογίστηκαν κατά μέσο όρο ως 3.6.



Εικόνα 2

Το Ruapehu δημιουργεί κρατήρα στη λίμνη, στην εικόνα του Aster της 1ης Δεκεμβρίου 2002. Επιλογή ενός κατάλληλου εικονοστοιχείου ύδατος λιμνών. Στην παρουσίαση 1, P = ζώνη 14, Γ = ζώνη 13, B = ζώνη 12. Η παρουσίαση 2, είναι το αποτέλεσμα της επεξεργασίας της ζώνης 13 και της ζώνης 14 με τον αλγόριθμο διάσπαση-παραθύρων (SW). (Tonooka et al. 2004).

3.9 Συμπέρασμα

Μία καινοτόμος εφαρμογή της τηλεπισκόπησης είναι η μέτρηση των θερμοκρασιών ύδατος λιμνών κρατήρων από το διάστημα, που χρησιμοποιεί τα όργανα του Aster που φαίνονται στη δορυφορική εικόνα Terra της NASA. Τα οφέλη της τηλεπισκόπησης γίνονται σαφή όταν εξετάζονται σε αντιδιαστολή με τη δυσκολία και την υψηλή δαπάνη, καθώς επίσης και τον πιθανό κίνδυνο, που συνοδεύει την διενέργεια τέτοιων μετρήσεων διά των παραδοσιακών μεθόδων. Οι θερμοκρασίες των λιμνών κρατήρων είναι χρησιμότατες για τον έλεγχο της ηφαιστειακής δραστηριότητας, δίχως βέβαια να παραγνωρίζεται η σημασία άλλων τεχνικών όπως ο έλεγχος της χημείας λιμνών, της σεισμικής δραστηριότητας και της παραμόρφωσης. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι το μάγμα αλληλεπιδρά σε βάθος με τα υδροθερμικά συστήματα των ηφαιστείων και επηρεάζει τη θερμοκρασία της λίμνης κρατήρων, η οποία είναι απλώς μία έκφραση του υδροθερμικού συστήματος σε ανώτερο επίπεδο. Οι θερμοκρασίες λιμνών κρατήρων έχουν λειτουργήσει ως προειδοποιήσεις πριν από εκρήξεις του παρελθόντος καθ'ότι μία αύξηση στη ροή θερμότητας συνήθως μεταφράζεται ως μία γενική αύξηση της θερμοκρασίας των λιμνών. Το στοιχείο από το ηφαίστειο Kusatsu-Shirane, όπου ένας πλούτος των αντίστοιχων επίγειων στοιχείων είναι διαθέσιμος, και χρησιμοποιήθηκε για να επικυρώσει αυτή την προσέγγιση διάσπασης-παραθύρων.



Ένα άλλο ηφαίστειο που ενδεικτικά θα μελετήσουμε είναι το ηφαίστειο Chikurachki που βρίσκεται στη Ρωσία. Γνωρίζοντας πως στο ηφαίστειο Chikurachki ξεκίνησε την πιο πρόσφατη και σημαντική έκρηξη, ήταν απαραίτητο να εξεταστούν τα προηγούμενα στοιχεία απεικόνισης ώστε να εξακριβωθεί εάν υπάρχουν οποιονδήποτε θερμικοί πρόδρομοι που θα μπορούσαν να απομονωθούν και να υποβοηθήσουν την έρευνα. Γενικότερα, οι δίχως σύννεφα δορυφορικές εικόνες των νησιών Kurile και του νησιού Paramushir είναι μάλλον σπάνιες (εικόνα 3).



Εικόνα 3

Δεξία: Πρωινές εικόνες Aster του ηφαιστείου Chikurachki που λαμβάνονται στις 25 Ιουλίου 2000. Ο Βορράς είναι στην κορυφή της εικόνας. (γ, δ) -Αριστερό: Εικόνες που λαμβάνονται με το όργανο της NASA MODIS στις 20 Απριλίου 2003 κατά τη διάρκεια της έκρηξης Chikurachki. Η σωστή εικόνα είναι ένα ορατό σύνθετο ζωνών και το αριστερό είναι ένα TIR σύνθετο MCIDAS. Το λοφίο που προέρχεται από το ηφαίστειο είναι περίπου 730 χλμ (εμφανίζεται κίτρινος στην εικόνα) (D. Pieri και M. Abrams 2004).

Εντούτοις, Aster VNIR εικόνες δίχως σύννεφα και TIR σύνθετες εικόνες αναφοράς ελήφθησαν στις 25 Ιουλίου 2000. Πράγματι, οι περισσότερες εικόνες Aster αυτής της περιοχής κατά τους χειμερινούς μήνες που προηγήθηκαν της έκρηξης τον Απρίλιο του 2003 παρουσίασαν εκτεταμένη νεφοκάλυψη. Μια TIR εικόνα Aster στις 29 Ιανουαρίου παρουσιάζει μικρή εώς καμία ένδειξη της θερμικής δραστηριότητας στα TIR κανάλια των Aster.

Επίσης, η περιοχή συνόδου κορυφής ηφαιστείων και τα περίχωρα αυτής εμφανίζονται να είναι πολύ χιονισμένες. Στην εικόνα που ελήφθηκε το βράδυ της 14 Φεβρουαρίου 2003, φαίνονται να υπάρχουν δύο τομείς των ενισχυμένων θερμικών εκπομπών περίπου δύο μήνες πριν από την έναρξη της εκρηκτικής δραστηριότητας (εικόνα 4).



Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Εικόνα 4

(α) αριστερά είναι μια νυχτερινή TIR εικόνα Aster στις 14 Φεβρουαρίου 2003 του νησιού Paramushir. Το νερό εμφανίζεται άσπρο (θερμό) και τα σύννεφα εμφανίζονται μαύρα (κρύα). Το έδαφος είναι γενικά ενδιάμεσο (γκρίζο) ενώ το χιόνι εμφανίζεται μαύρο. Το κόκκινο είναι η κατά προσέγγιση θέση του β.

(β) Εδώ παρουσιάζεται η μεγέθυνση της περιοχής της κορυφής του ηφαιστείου Chikurachki (κόκκινο). Αυτές οι εικόνες προηγήθηκαν της έκρηξης περίπου κατά δύο μήνες. Τα λευκά εικονοστοιχεία έχουν μία κατά μέσο όρο θερμοκρασία της τάξης των 266 K και που υπολογίστηκε μέσω των εικονοστοιχείων, ενώ αντίστοιχα αυτή των σκοτεινότερων εικονοστοιχείων υπολογίστηκε στους 250 K. (D. Pieri και M. Abrams 2004). Σε αυτές τις TIR εικόνες των Aster τα σύννεφα εμφανίζονται μαύρα, η επιφάνεια εδάφους που δεν είναι βαριά χιονισμένη εμφανίζει εικόνες γκρίζες ενώ οι χιονισμένες περιοχές εμφανίζονται επίσης μαύρες. Για να επεξηγηθεί η δομή των θερμικών ανωμαλιών δημιουργείται κρατήρας, π.χ. στην εικόνα 5 που παρουσιάζεται στον Aster οι TIR τιμές ενός εικονοστοιχείου βρίσκονται στο ψεύτικο χρώμα. Η κλίμακα χρώματος κυμαίνεται διαδοχικά από μαύρο (ψυχρότερο), πορφυρό, μπλε, πράσινο, κίτρινο, πορτοκαλί και κόκκινο (θερμότερος). Στο αριστερό, η εικόνα συνόδου κορυφής είναι ένα ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου (DEM) παραγμένο μέσω Aster σε μια προβολή προοπτικής που απεικονίζεται κατά δυτική-νοτιοδυτική κατεύθυνση.



Εικόνα 5

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

(α) Στο αριστερό μέρος υπάρχει μία χρωματική απεικόνιση της εικόνας που παρουσιάζεται (ζώνες 10, 11, 12) σύμφωνα με το ψηφιακό πρότυπο ανύψωσης που προέκυψε μέσω των δεδομένων του Aster, και που προβάλεται υπό δυτικήνοτιοδυτική οπτική γωνία (ο Βορράς τοποθετείται προς την άνω δεξιά γωνία).

(β) Στα δεξιά υπάρχει μία ενδεικτική μεγέθυνση της περιοχής της συνόδου κορυφής. Εδώ το ύψος στον κάθετο άξονα έχει αντικατασταθεί από τη θερμοκρασία. Τα θερμότερα εικονοστοιχεία (πορτοκάλι) έχουν μία κατά μέσο όρο θερμοκρασία της τάξης των 257 K και υπολογίστηκε μέσω των εικονοστοιχείων, ενώ αντίστοιχα αυτή των

ψυχρότερων εικονοστοιχείων (μαύρα) υπολογίστηκε στους 255 K. (D. Pieri και M. Abrams 2004).

Δύο τομείς της ενισχυμένης TIR μπορούν να βρεθούν. Ένας μέσα στην κορυφή του κρατήρα και η άλλη στο νότιο πλευρό του ηφαιστείου, ενώ και οι δύο είναι 100 - 200m με χαρακτηριστική διάσταση. Εδώ, αντίθετα, το ύψος έχει αντικατασταθεί με τον αριθμό αξίας ακτινοβολιών με τον κάθετο άζονα για έμφαση. Τα εικονοστοιχεία καθορίστηκαν να είναι "θερμικά σημαντικά", με το εικονοστοιχείο να περιβάλει τον τομέα περίπου 5 - 6K. Η υπόθεση της εργασίας ήταν ότι οι ενισχυμένες TIR Aster ζώνες 9 - 14 ήταν σχετικές στην αυξανόμενη ροή θερμότητας που εκλείεται στην επιφάνεια πριν από μία έντονη έκρηξη. Για να εξεταστεί η σχέση μεταξύ της πηγής του λοφίου που φάνηκε στα δεδομένα MODIS και της ενισχυμένης TIR ακτινοβολίας που ανιχνεύθηκε από τον Aster, έγινε λήψη μίας (250 m/pixel, με ορατά μήκη κύματος) εικόνας MODIS αμέσως μετά την έναρξη της έκρηξης στις 18 Απριλίου 2003 στο Chikurachki και στη συνέχεια συνδυάστηκε με τη θερμική εικόνα ανωμαλίας των Aster (εικόνα 6).



Εικόνα 6

(α) η εικόνα στα αριστερά είναι μια (διακριτική ικανότητα 250μ) εικόνα MODIS που λαμβάνεται αμέσως μετά την έναρξη της έκρηξης στις 18 Απριλίου 2003 στο Chikurachki. Επειδή τα TIR στοιχεία των Aster προηγήθηκαν της έκρηξης περίπου κατά δύο μήνες έδειξαν τις ιδιαίτερες ζώνες της υψηλής θερμοκρασίας.

Σχετικά με τη θερμική ανωμαλία στο πλευρό Chikurachki, παρατηρήθηκε μία σειρά του υποβάθρου με 256 - 259 K και μία σειρά από 259 - 266 K για τη δυναμική ζώνη. Η θερμοκρασία φωτεινότητας εικονοστοιχείου προσδιορίζεται από την ακτινοβολία που ενσωματώθηκε στο εικονοστοιχείο και που εκπέμπεται από όλα τα συστατικά των θερμοκρασιών εικονοστοιχείου που βρίσκονται μέσα στο εικονοστοιχείο. Οι πηγές θερμότητας μπορούν χαρακτηριστικά ΤΙR εικονοκύτταρα μίας εικόνας (Rothery 1988, Wright 1999). Κατά συνέπεια, η ενισχυμένη ενέργεια από την ηφαιστειακή δυναμική ζώνη είναι συχνά αραιωμένη πέρα από το εικονοστοιχείο ή σε διάφορα εικονοστοιχεία που μετριέται από τον αισθητήρα. Γραφικά, επεξηγείται ως εξής:

 $Ln_{total} = f(L_n) + (1 - f) (L_{bn})$

όπου το n είναι το TIR κανάλι του Aster που χρησιμοποιεί το L_n και που δηλώνει τη συνολική ακτινοβολία που ανιχνεύεται από τον συγκεκριμένο αισθητήρα,

το L_n είναι η ακτινοβολία του θερμού συστατικού σε συγκεκριμένη θερμοκρασία T (K), το L_{bn} είναι η ακτινοβολία στο κανάλι η του πιό δροσερού υποβάθρου του ενδιαφερόμενου εικονοστοιχείου και τέλος,

το f είναι ο κλασματικός τομέας του εικονοκυττάρου στην ανυψωμένη θερμοκρασία T.

⁽β) με κίτρινο, είναι η εικόνα MODIS στις 18 Απριλίου. Προβάλεται για ένα συνδιασμό του Aster στις 25 Ιουλίου 2000 και των ΤΙR στοιχείων στις 14 Φεβρουαρίου 2003 (διακριτική ικανότητα 90μ), σύμφωνα με το ψηφιακό πρότυπο ανύψωσης που προέκυψε μέσω των δεδομένων του Aster, και που προβάλεται υπό δυτική-νοτιοδυτική οπτική γωνία. Το λοφίο εμφανίζεται να προέρχεται από τη σύνοδο κορυφής φτιάχνει κρατήρα, και περιφερειακά τοποθετούνται τα θερμά εικονοκύτταρα. Η θάλασσα Okhotsk είναι στην άκρη (μαύρη περιοχή). (D. Pieri και Μ. Abrams 2004).

ϝϢϼϧϫϪ Οι ΤΙR εικόνες του Aster του ηφαιστείου Chikurachki δείχνουν ότι οι θερμικές ανωμαλίες σχημάτισαν κρατήρα σε μία από τις πλευρές του ηφαιστείου τουλάχιστον δύο μήνες πριν από τη σημαντικότερη εκρηκτική έκρηξη του Απριλίου 2003. Ο τομέας της ενισχυμένης ροής θερμότητας στο πλευρό εμφανίζεται να είναι θερμότερος και μεγαλύτερος απο τη δυναμική ζώνη. Ενώ δεν υπάρχει κανένας άμεσος απολογισμός οποιωνδήποτε παρασιτικών διεξόδων ή ενεργών ατμίδων στο πλευρό του ηφαιστείου, είναι λογικό να υποθέσει κανείς ότι αυτές θα μπορούσαν να έχουν όντως δημιουργηθεί. Οι θερμοκρασίες των θερμικών ανωμαλιών, μόλις επάνω από τη θερμοκρασία τήξης του πάγου, είναι πολύ γαμηλότερες εκείνων από τις διεξόδους ατμίδων και άλλων ηφαιστειακών πρόδρομων φαινομένων, οι οποίες μπορούν να κυμανθούν αρκετά πάνω από το σημείο βρασμού του ύδατος. Τα ηφαίστεια είναι χαρακτηριστικά όσον αφορά τα φαινόμενα πρόδρομων φαινομένων, και έτσι ακόμη και οι σχεδόν αδιόρατες αλλαγές μπορεί να είναι σημαντικές για ένα ιδιαίτερο χαρακτηριστικό γνώρισμα. Πιο συγκεκριμένα, οι χαμηλές περιβάλλουσες θερμοκρασίες υποβάθρου και οι νυχτερινές παρατηρήσεις συνδιάστηκαν ώστε να επιτρέψουν τις θερμικά ψυχρότερες ανωμαλίες. Η ανίχνευση των θερμικών ανωμαλιών γαμηλής θερμοκρασίας είναι μία ιδιαίτερη πρόκληση (Dehn 2000).

3.11 Χρήση φορητών υπέρυθρων εικόνων για μια περιοχή της λίμνης λάβας

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η ανάπτυξη φορητών, ιδιαίτερα ευαίσθητων, βαθμολογημένων θερμικών εικόνων που είναι σε θέση για λήψη εικόνων υπό υψηλές θερμοκρασίες έχει φέρει σημαντικές αλλαγές στον τομέα της ηφαιστειολογίας, που παράγει δεδομένα στα υψηλά χωρικά ψηφίσματα πέρα από μία ευρεία σειρά θερμοκρασίας (Wright και Flynn 2003). Τέτοιες παρατηρήσεις συλλαμβάνουν την πλήρη κατανομή των θερμοκρασιών στους ενεργούς οργανισμούς λάβας. Έγινε χρήση συστημάτων FLIR, υπέρυθρων φωτογραφικών μηγανών ThermaCAM P65 και ενός ThermaCAM EX320 για να λάβει τις εικόνες του Ray Lake που ήταν σύγχρονες με τις παρατηρήσεις διαστημικών σκαφών. Το ThermaCAM P65 που χρησιμοποιήθηκε το 2005 είχε ένα ανώτερο όριο ανίχνευσης θερμοκρασίας της τάξης των 1773 K (1500 °C). Επειδή η θερμοκρασία υγρού μάγματος δεν είναι πιθανό να υπερβεί τα 1300 Κ, αυτή η ρύθμιση ήταν κατάλληλη για να λάβει τα δεδομένα από τις καυτότερες περιοχές της λίμνης λάβας. Το όριο χαμηλότερης θερμοκρασίας για αυτήν την σειρά ήταν 573 K. Τα καλύτερα FLIR στοιχεία και οι καλύτεροι όροι παρατήρησης για το διαστημικό σκάφος ελήφθησαν στις 13 Δεκεμβρίου 2005 και στις 14 Δεκεμβρίου 2005. Τα παραδείγματα των εικόνων που λαμβάνονται με δύο FLIR εικόνες και μια ψηφιακή φωτογραφική μηγανή ορατού μήκους κύματος παρουσιάζονται παρακάτω στην εικόνα 7. Αυτές οι εικόνες λήφθηκαν όσο το δυνατόν πιο κοντά στις παρατηρήσεις Hyperion και ALI (εικόνα 8).



Εικόνα 7

(α) η πλήρης παρατήρηση Hyperion (διακριτική ικανότητα 30μ.) Τα στοιχεία λαμβάνονται στα 220 μήκη κύματος από 0.4 έως 2.5 μm. Η εικόνα δημιουργείται από τρεις ζώνες (ζώνη 28, ζώνη 20, ζώνη 13).

(β) Στον κύριο αγωγό παρουσιάζεται ο κρατήρας, στο κατώτατο σημείο του οποίου βρίσκεται η ενεργός λίμνη λάβας (Ray Lake).

(γ) η Ray Lake και η Werner δείχνουν με σαφήνεια το κοντινό υπέρυθρο φάσμα. Τα αποτελέσματα του κορεσμού ανιχνευτών, κάνουν αυτές τις θερμικές ανωμαλίες να εμφανίζονται μεγαλύτερες από οτι είναι πραγματικά. (Wright και Flynn 2003).



Εικόνα 8 (α) εικόνα ορατού μήκους κύματος. (β) FLIR ThermaCAM P65 εικόνα. (γ) FLIR ThermaCAM EX320 εικόνα. (Wright και Flynn 2003). 3.12 Κατανομή θερμοκρασίας και περιοχής σύμφωνα με τα επίγεια στοιχεία

Παρακάτω παρουσιάζονται οι θερμοκρασίες στην επιφάνεια της λίμνης λάβας, που κυμαίνονται από 575 K ως 1090 K. Υπάρχει μία ευρεία αιχμή στην κατανομή από \approx 730 σε \approx 850 K. Η θερμοκρασία με την υψηλότερη συχνότητα είναι 765 K. Η επίπεδη διανομή των θερμοκρασιών από 860 K σε 1030 K οφείλεται:

(1) στις ρωγμές στο φλοιό της επιφάνειας της λίμνης,

(2) στις περιοχές όπου ο φλοιός αναστατώνεται αποκαλύπτοντας την θερμότερη λάβα,
(3) στις πολύ νέες επιφάνειες όπου το μάγμα ανύψωσης των νερών φθάνει στην επιφάνεια και διαδίδεται πλευρικά.

Ένα μικρό μέρος των υψηλής θερμοκρασίας ρωγμών μπορεί να είναι παρών μέσα σε κάθε εικονοστοιχείο. Η συνολική απώλεια θερμότητας από την επιφάνεια της λίμνης λάβας Q_{tot} δίνεται από:

 $Q_{\text{tot}} = Q_{\text{rad}} + Q_{\text{conv}}$

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

ΓΛΦΡΑΣ

όπου Q_{rad} είναι η θερμότητα που χάνεται από την ακτινοβολία και Q_{conv} είναι η θερμότητα που χάνεται μέσω της ατμοσφαιρικής μεταφοράς.

Η ενσωματωμένη θερμική εκπομπή από τη λίμνη Q_{rad} λάβας βρίσκεται με το άθροισμα της θερμικής εκπομπής από κάθε εικονοστοιχείο (απο $\chi = 1$ στο N, όπου το N είναι ο αριθμός εικονοστοιχείων που καλύπτουν τη λίμνη) της λίμνης λάβας, έτσι ώστε:

 $Q_{rad} = \Sigma (T_{pix}^{4} - T_{env}^{4}) \epsilon \sigma A_{pix}$

όπου το T_{pix} είναι η θερμοκρασία των εικονοστοιχείων, το T_{env} είναι η θερμοκρασία της ατμόσφαιρας (233K), το ε είναι η εκπομπή της λάβας (0.96), το σ είναι η σταθερά Stefan-Boltzmann (5.67*10^-8) και, τέλος, το A_{pix} είναι η περιοχή του εικονοστοιχείου.

Για την απώλεια θερμότητας της λίμνης λάβας χρησιμοποιείται ο τύπος:

 $Q_{\text{force}} = W f (T_{\text{surf}} - T_{\text{env}}) p_{\text{atmos}} c_{\text{patmos}}$

όπου το W είναι η ταχύτητα του ανέμου,

το f είναι ίσο με 0.0036,

το T_{surf} είναι η θερμοκρασία της λάβας,

το T_{env} είναι η θερμοκρασία της ατμόσφαιρας,

το ρ_{atmos} είναι η ατμοσφαιρική πυκνότητα και

το c_{patmos} είναι η συγκεκριμένη ικανότητα θερμότητας της ατμόσφαιρας στη σταθερή πίεση.

Για την απώλεια θερμότητας μέσω της μεταφοράς, οι δυνατότητες τόσο της φυσικής όσο και της αναγκασμένης μεταφοράς είναι απαραίτητο να εξεταστούν. Ο Wilson (1986) έδειξε ότι η απώλεια θερμότητας λόγω της φυσικής μεταφοράς (Qnat) δίνεται από:



όπου το K_{atmos} είναι η θερμική αγωγιμότητα της ατμόσφαιρας,

το η_{atmos} είναι το ιξώδες της ατμόσφαιρας,

το g είναι η επιτάχυνση λόγω της βαρύτητας,

το β είναι ο συντελεστής επέκτασης όγκου του αέρα και

το Α είναι ένας αδιάστατος παράγοντας που απεικονίζει τη φυσική γεωμετρία του συστήματος.

Η μέση θερμοκρασία της επιφάνειας της λίμνης λάβας, $T_{\rm eff}$ λόγω της θερμότητας που παράγει η παρατηρηθείσα $Q_{\rm rad}$ από την περιοχή $A_{\rm lake}$, βρίσκεται με την εκ νέου ρύθμιση έτσι ώστε:

 $T_{eff} = [(Q_{rad} / \epsilon \sigma A_{lake}) + T_{env}^{4}]$

3.13 Μαζική ροή και εκτιμήσεις μαζικής πυκνότητας

Για τη βάση της σύγκρισης με άλλες αναλύσεις, αξιοποιείται η εξίσωση για τη μαζική ροή που χρησιμοποιείται από τον Harris (1999), όπου η απώλεια θερμότητας από τη λίμνη λάβας εξισορροπείται από τη θερμότητα που προκύπτει από το μάγμα που κυκλοφορεί μέσω του συστήματος. Οι άνοδοι μάγματος μέχρι την επιφάνεια σταθεροποιούνται μερικώς, ενώ η μαζική ροή M(kg/s) δίνεται από:

 $M = Q_{rad} + Q_{conv} \ / \ CL \ \Delta f + C_{magma} \ \Delta T_{magma}$

όπου το CL είναι η λανθάνουσα θερμότητα της κρυστάλλωσης,

το Δf είναι το κρυσταλλωμένο μαζικό μέρος,

to C_{magma} είναι η συγκεκριμένη ικανότητα θερμότητας του μάγματος και

το ΔT_{magma} είναι το ποσό ψύξης του μάγματος από τη θερμοκρασία λιμνών.

Χρησιμοποιώντας CL = $3 \times 10_5$ (J kg⁻¹), Δf =0.3 σε 0.45, C_{magma}=1150 (J kg⁻¹ K⁻¹), και ΔT_{magma} =150 K σε 200 K, η μαζική ροή M είναι στη σειρά 64 (kg/s) σε 93 (kg/s).



Η έλλειψη πόρων των υδρογονανθράκων είναι ένα ευρύτατα παγκόσμιο ζήτημα, το οποίο ουσιαστικά προκαλεί τις μεγάλες προσπάθειες που γίνονται για την εξερεύνηση των πόρων των υδρογονανθράκων σε όλο τον κόσμο. Η λεκάνη Songliao είναι μία από τις σημαντικότερες πιθανές περιοχές για πόρους υδρογονανθράκων στη βορειοανατολική Κίνα βασισμένη στα νευρωνικά πρότυπα δικτύων για την αξιολόγηση των δυνατοτήτων υδρογονανθράκων. Εξ' αιτίας της μείωσης κόστους της εξερεύνησης των υδρογονανθράκων, είναι απαραίτητο να αξιολογηθεί η περιφερειακή δυνατότητα του υδρογονάνθρακα με την τηλεπισκόπηση πριν από τη δαπανηρή εξερεύνηση και τη διάτρυση του εδάφους ώστε να εξορυχθούν οι υδρογονάνθρακες. Η εφαρμογή της τηλεπισκόπησης, ειδικά η χαρτογράφηση μιας περιφερειακής δομής, έχει παγκοσμίως μια μακροχρόνια παράδοση. Κατά τη διάρκεια των τελευταίων δεκαετιών, η εφαρμογή των νευρωνικών δικτύων για την αξιολόγηση υδρογονανθράκων αποτέλεσε έντονο αντικείμενο έρευνας. Με την εξαγωγή γαρακτηριστικών γνωρισμάτων από τα στοιγεία Landsat TM, ένα μόνο νευρωνικό δίκτυο εξερευνείται για να ενσωματώσει γεωφυσικούς και γεωλογικούς σχηματισμούς της περιοχής μελέτης για την αξιολόγηση της δυνατότητας υδρογονανθράκων στη δυτική κλίση της λεκάνης Songliao, βορειοανατολικά της Κίνας. Τα στοιχεία Landsat TM υποβάλλονται σε επεξεργασία και ερμηνεύονται για να παράγουν πληροφορίες σχετικές με τον υδρογονάνθρακα, συμπεριλαμβανομένης της περιφερειακής διανομής των γεωλογικών δομών και της θερμικής ανωμαλίας στην περιοχή μελέτης.

4.2 Νευρωνικά δίκτυα

Τα νευρωνικά δίκτυα αποτελούνται από τεχνητούς νευρώνες ή μονάδες, τα οποία συνδέονται το ένα με το άλλο και τακτοποιούνται σε τρία στρώματα: ένα στρώμα εισαγωγής, ένα κρυμμένο στρώμα, και ένα στρώμα παραγωγής. Τα δίκτυα είναι ένα από τα πιο συναρπαστικά θέματα στον νευρωνικό τομέα δικτύων. Τέτοια δίκτυα μπορούν να μάθουν να ανιχνεύουν τις τακτικότητες και τους συσχετισμούς στην εισαγωγή τους. Οι νευρώνες ανταγωνίζονται για να αποκριθούν σε μια εισαγωγή. Εάν οι τιμές τους είναι όλες 0, κάθε νευρώνας του οποίου το διάνυσμα βάρους είναι πιο στενό στο π παίρνει την υψηλότερη καθαρή εισαγωγή και, επομένως, "κερδίζει τον ανταγωνισμό" και τα αποτελέσματα του είναι ίσα με 1. Τα βάρη του "κερδισμένου" νευρώνα εισαγωγής ρυθμίζονται με τον κανόνα εκμάθησης Kohonen. Όλη η υπόλοιπη παραγωγή νευρώνων είναι 0. Εάν υποτεθεί ότι ο νευρώνας ith κερδίζει, τα στοιχεία της σειράς ith της εισαγωγής ρυθμίζονται όπως παρουσιάζονται παρακάτω:

$IW1,1(q) = IW1,1(q-1) + \alpha (p(q) - IW1,1(q-1))$

Ο νευρώνας στον οποίο το διάνυσμα βάρους ήταν πιο στενό στο διάνυσμα εισαγωγής ενημερώνεται ώστε να είναι ακόμα πιο στενό. Το αποτέλεσμα είναι πως ο κερδισμένος νευρώνας είναι πιθανότερο να κερδίσει τον ανταγωνισμό την επόμενη φορά που ένα παρόμοιο διάνυσμα θα παρουσιαστεί, ενώ παράλληλα είναι λιγότερο πιθανό να κερδίσει όταν παρουσιάζεται ένα πολύ διαφορετικό διάνυσμα εισαγωγής.

Εν τέλει, εάν υπάρχουν αρκετοί νευρώνες, κάθε συστάδα παρόμοιων διανυσμάτων εισαγωγής θα έχει έναν νευρώνα με εκείνα τα αποτελέσματα 1 όταν παρουσιάζεται ένα διάνυσμα στη συστάδα.

Τα σχετικά με τον υδρογονάνθρακα χαρακτηριστικά γνωρίσματα προέρχονται, όπως προειπώθηκε, από τον Landsat TM. Αυτά τα χαρακτηριστικά γνωρίσματα περιλαμβάνουν τις γραμμικές δομές, τις κυκλικές δομές, και τον ίδιο τον υδρογονάνθρακα στη δυτική κλίση της λεκάνης του Songliao. Τα νευρωνικά δίκτυα μονογράφουν την εισαγωγή δώδεκα χαρακτηριστικών γνωρισμάτων και τους αριθμούς κάθε νευρώνα.

4.3 Χρήση των πολυφασματικών στοιχείων Aster

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

οδράς

Μια άλλη μέθοδος για την αξιολόγηση των δυνατοτήτων των υδρογονανθράκων αποτελεί η χρήση των πολυφασματικών στοιχείων του Aster. Θα αναφερθούμε σε δύο περιοχές, την περιοχή Taklimakan στην έρημο της Κίνας και την περιοχή Tian Shan στο βόρειο τμήμα της Κίνας.

4.4 Εικόνες και εκτάσεις που καλύπτουν την ταξινόμηση

Χρησιμοποιήθηκαν εικόνες του δορυφόρου Landsat ETM+ που προέρχονται από την περιοχή Taklimakan στην έρημο της Κίνας. Η εικόνα που επιλέχτηκε ήταν η διαδρομή 31 και η γραμμή 145, της 8ης Ιανουαρίου 2001, και προβλέπεται στη UTM ζώνη 46 Ν. Για την ανάλυση εικόνας, συλλέχτηκαν περισσότερες εικόνες που δεν περιορίζονται από ιδιαίτερη κάλυψη από σύννεφα, και οι οποίες εικόνες ήταν βεβαίως διαθέσιμες περίπου κατά την περίοδο πριν από την εκμετάλλευση του πετρελαίου στο πεδίο Tahe. Εικόνες της περιοχής αυτής χωρίς σύννεφα μετά την έναρξη εξόρυξης του πετρελαίου δεν ήταν διαθέσιμες και, ως εκ τούτου, η ανάλυσή μας είναι εκ των συνθηκών περιορισμένη στα δεδομένα που προσφέρει αυτή η μία εικόνα της εν λόγω περιοχής. Η εικόνα αποτέλεσε μία γεωγραφική αναφορά στο UTM σύστημα συντεταγμένων. Η ταξινόμηση της εικόνας υπήρξε η βάση για μια εύστοχη ανάλυση καθώς και ανάλογη ερμηνεία δεδομένων μέσω δορυφόρου. Η εικόνα ΕΤΜ+ μελετήθηκε γρησιμοποιώντας ένα συνδυασμό 3, 4 και 5 επιβλεπόμενης ταξινόμησης. Η ταξινόμηση της βλάστησης έγινε με αναφορά σε δεδομένα του πεδίου έρευνας. Μια αρχική ελάχιστη απόσταση στα μέσα υποβοήθησε την γενικότερη ταξινόμηση του εδάφους χρησιμοποιώντας 8 κατηγορίες: περιοχή ύδατος, δασική έκταση, θαμνώδης περιοχή και περιοχές καλλιέργιας, χαμηλή χλόη, ερημοποιημένα εδάφη, ανθρωπογενές περιβάλλον και αλατούγα γώματα. Εν τέλει, οι αριθμοί γρήσης του εδάφους γαρτογραφήθηκαν ως αριθμοί 2 και 3.



Εικόνα 1

Χάρτης πριν από την εκμετάλλευση του πετρελαίου. (Wei Ouyang, Fang Hao, Yongshuo Fu και Jiaxun Zhang 2007).





4.5 Η ανάλυση της χρήσης του εδάφους για την εκμετάλλευση πετρελαίου

Με βάση την ταξινόμηση χρήσης του εδάφους, η ίδια η αλλαγή χρήσης του εδάφους μπορεί να πραγματοποιηθεί μέσω του λογισμικού ArcGIS 9.1. Μία αρχική ελάχιστη απόσταση στα μέσα βοήθησε στην ταξινόμηση χρησιμοποιώντας 8 κατηγορίες. Επιπλέον, έδειξε πως οι κυρίαρχοι τύποι χρήσης του εδάφους στην ερευνητική περιοχή ήταν λιβάδι και γυμνό έδαφος. Η έκταση του λιβαδιού ήταν 23.27 km² το 2001, μια αναλογία 37.83%. Οι ανθρώπινες κατασκευές και τα αλατούχα χώματα έλαβαν μαζί 15.08 km² και από κοινού κατέλαβαν το 25.36% της συνολικής περιοχής. Συνολικά, αυτές οι δύο αποτέλεσαν σχεδόν το 65% της αναλογίας. Πέραν τούτου, οι κύριες φυτείες σε αυτήν την περιοχή ήταν η δασώδης περιοχή και η θαμνώδης περιοχή, με έκταση 18.11 km² επί της περιοχής, με ποσοστό 25.36%. Εντούτοις, η περιοχή ύδατος ήταν 3.42 km² το 2001 και προφανώς συμμετείχε ως μικρό αλλά υπαρκτό ποσοστό σε αυτή την περιοχή. Με τη διαδοχική κατασκευή των πετρελαιοπηγών, η κάλυψη εδάφους προφανώς άλλαξε άρδην έως το 2003. Διά μέσω συγκρίσεων προκύπτει το συμπέρασμα πως η περιοχή της δασώδους περιοχής ελαττώθηκε από 9.06 km² το 2001 σε μόλις 3.24 km² το 2003, με μια μείωση της τάξης του 64.23%. Η περιοχή ύδατος επίσης μειώθηκε από 3.42 km^2 το 2001 σε 1.97 km^2 το 2003, δηλαδή ελαττώθηκε κατά 42.43%. Το ποσοστό του εδάφους που καλυπτώταν από ανθώπινες κατασκευές είγε μια ευδιάκριτη άνοδο, από 0.36 σε 1.20 km² στα 3 έτη, ενώ η συνολική περιοχή της ερήμου και των αλατούχων εδαφών διογκώθηκαν επίσης από 15.08 km² το 2001 σε 22.97 km² το 2003. Αυτά τα στοιγεία υποδεικνύουν εντόνως πως η οικολογική ποιότητα της μελετούμενης περιοχής επιδεινωνόταν επί 3 έτη. Η δομή του εδάφους θα μπορούσε να περιγραφεί μέσω της σύνθεσης και της διαμόρφωσής της.

4.6 Συμπεράσματα

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

ΔΦΔ

Οι θάμνοι και τα δασόβια οικοσυστήματα, αν και είναι δύο είδη της περιοχής που μειώθηκαν, είχαν μια επιπρόσθετη και απολύτως διαφορετική αλλαγή. Σχετικά με τη δασώδη περιοχή, ο αριθμός των επιμέρους περιοχών που διαφέρουν από τον περιβάλλοντα χώρο και η πυκνότητα αυτών των ιδιόμορφων "μπαλωμάτων" παρουσίασαν εμφανή τάση προς τα κάτω, που αντίστοιχα συνδέεται με μία ανάλογη αύξηση του βαθμού ομοιογένειας. Η αλλαγή του δείκτη ομοιογένειας της μορφής των τοπίων στους υπόλοιπους τύπους τοπίων παρουσιάστηκε περισσότερο απομονωμένη και γενικά μειώθηκε. Η έκταση των περιογών καλλιέργειας άλλαξε ελαφρώς στα 3 έτη και μειώθηκε από 19.41 σε 18.91 km² ενώ παράλληλα ο αριθμός και η πυκνότητα των μπαλωμάτων είγαν αυξηθεί. Οι περιογές καλυμμένες από γαμηλή γλόη αυξήθηκε κατά 1.23% ενώ υπήρξε μία εξαιρετικά έντονη πτώση στον αριθμό και την πυκνότητα των μπαλωμάτων, με τον μειωμένος αριθμό μπαλωμάτων να αλλάζει από 5.836 σε 1.049. Η διαταραχή που προκλήθηκε εξ'αιτίας της ανθρώπινης δραστηριότητας μείωσε την συνολική επιφάνεια του εδάφους που καλυπτόταν από κάποιου είδους βλάστηση, ενώ παράλληλα προκάλεσε την άνοδο των ερημοποιημένων περιοχών από 12.68 έως 18.49 km² όπου επιπλέον μειώθηκε ο αριθμός των μπαλωμάτων και η πυκνότητα αυτών μειώθηκε από 9.19 σε 7.58, αλλαγές οι οποίες είναι ενδεικτικές των επιδράσεων που είχε η ανθρωπογενής παρέμβαση κατά τη διάρκεια της εκμετάλλευσης των κοιτασμάτων υδρογονανθράκων.

4.7 Χρήση των πολυφασματικών στοιχείων Aster για τη δεύτερη περιοχή

Σχετικά με τη δεύτερη περιοχή παρατηρείται πως μία σκηνή των στοιχείων Aster καλύπτει περίπου 3600 (60 x 60) km² έναντι δύο ζωνών Landsat (TM) ή ενός ενισχυμένου θεματικού Mapper (ETM) στην περιοχή SWIR (μεταξύ 1.6 και 2.5), τη στιγμή που ο αισθητήρας των Aster έχει έξι ζώνες σε αυτήν την περιοχή του βόρειου Tian Shan (Yamaguchi et al. 1998). Κατά συνέπεια, ο Aster παρέχει μία ευκαιρία ώστε να προσδιοριστούν οι ορυκτές ομάδες συμπεριλαμβανομένων των ανθρακικών αλάτων, οι ομάδες Al-OH, Fe, MG-OH, H-O-H και Fe-οξειδίων (Ninomiya et al. 2006).

4.8 Οι φασματικές μετρήσεις και επεξεργασίας εικόνων

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

φασματική ανάκλαση των μετρήσεων των επιλεγμένων Η δειγμάτων πραγματοποιήθηκε στον τομέα χρησιμοποιώντας ένα φορητό σπεκτροραδιόμετρο τομέων ASD, το οποίο καταγράφει την υψηλής ευκρίνειας κάλυψη φασμάτων στην περιοχή 350-2500 nm (πίνακας 1). Στην περιοχή VNIR απεικονίζονται οι καμπύλες των ερυθρών στρωμάτων και παρουσιάζεται ένα χαρακτηριστικό γνώρισμα απορρόφησης κοντά στα 560 nm εντός της ζώνης 1 των Aster και ένας υψηλός συντελεστής ανάκλασης μεταξύ 600 και 700 nm μέσα στη ζώνη 2. Κατά συνέπεια, η αναλογία των ζωνών 2/1 δύναται να χρησιμοποιηθεί για να ανιχνεύσει την κατανομή ενός σιδήρου οξειδίου του πλούσιου κόκκινου στρώματος. Αντίθετα, η εικόνα 2(β) δείχνει ότι οι γκριζωποί πράσινοι βράχοι έχουν πολύ χαρακτηριστικά γνωρίσματα απορρόφησης μέσα στη ζώνη 2 των Aster και πολύ υψηλό συντελεστή ανάκλασης μέσα στη ζώνη 3 των Aster. Έτσι, η αναλογία ζωνών 3 / 2 μπορεί να χρησιμοποιηθεί για να ανιχνεύσει το χλωρίτη των πλούσιων πράσινων βράχων. Στην περιοχή SWIR, οι κόκκινοι βράχοι έχουν ζώνες απορρόφησης κοντά στο 1950 και 2230 nm. Οι λευκοί βράχοι έχουν μια εντυπωσιακή ζώνη απορρόφησης κοντά στα 2350 nm καθώς επίσης και ζώνες απορρόφησης περίπου στο 1950 και 2230 nm. Μια ζώνη απορρόφησης κοντά στα 2350 nm μέσα στη ζώνη 8 προκαλείται από τα μεταλλεύματα ανθρακικού άλατος και διαθέτει χαρακτηριστικά γνωρίσματα απορρόφησης στο 1950 και 2210 nm μέσα στη ζώνη 6 που υποδηλώνουν την πιθανή παρουσία μεταλλευμάτων του αργίλου. Εν ολίγοις, οι λευκοί βράγοι έγουν σχετικά χαμηλές τιμές συντελεστή ανάκλασης στις ζώνες 6 και 8 των Aster, αλλά οι σχετικά υψηλές τιμές του Aster ενώνουν τα 4 και 5. Επομένως, στον Aster οι αναλογίες ζωνών 4 / 6 και 4 / 8 μπορούν να χρησιμοποιηθούν για να δώσουν έμφαση στα μεταλλεύματα αργίλου και ανθρακικού άλατος, αντίστοιγα. Το προϊόν αποτελεί ένα καλά διορθωμένο σύνολο στοιχείων με υψηλή ακρίβεια, Aster και στοιχεία DEM (Fujisada 2005). Με βάση την ανάλυση των φασματικών ιδιοτήτων των επιλεγμένων δειγμάτων του βράχου, όπως περιγράφεται πιο πάνω, παρατηρούνται γκρι εικόνες για αναλογίες 2/ 1 και 4 / 8. Επιπλέον, η αναλογία 2 / 1, στη ζώνη 3, και η αναλογία 4 / 8, δείχνουν κόκκινο, πράσινο, μπλε και επιλέχτηκαν για να παραγάγουν μια ψευδογρωματική εικόνα.



Εικόνα 2

Καμπύλες ανάκλασης τυπικών δειγμάτων που συλλέχθηκαν από τον Dushanzi.

(α) Οι καμπύλες ανακλαστικότητας των κόκκινων ψαμμιτων κοντά στην υπέρυθρη περιοχή φάσματος (400-2500 NM). DSZ-0a και 0b είναι οι επιφάνειες του κόκκινου ψαμμίτη.

(β) Οι καμπύλες ανακλαστικότητας καμπτουν τους λευκούς βράχους (DSZ 02, 03, 04, 05 και 07) απο την VNIR στην SWIR περιοχή.

Sample no.	Lithological characters
DSZ-00	Red fine sandstone
DSZ-01	Yellowish green mud
DSZ-02	Greyish green argillite
DSZ-03	Reddish brown with yellowish brown argillite
DSZ-04	Yellowish brown argillite (fresh)
DSZ-05	Greyish green with yellowish brown argillite
DSZ-06	Greyish green argillite
DSZ-07	Light grey mud (fresh mud from the mud volcano)



4.9 Αποτελέσματα

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η γκρι εικόνα της αναλογίας των ζωνών των Aster 2/1 παρουσιάζει τα κόκκινα στρώματα να εμφανίζουν υψηλές τιμές (λευκές περιοχές) επειδή αυτοί οι αλεύκαντοι κοκκινωποί βράχοι έχουν μια αφθονία μεταλλευμάτων όπως οξείδια του σιδήρου, τα οποία λευκαίνονται στους βράχους ενώ τα διάφορα χώματα παρουσιάζουν υψηλές τιμές (άσπρη περιοχή χρώματος) σε έναν Aster και γκρι εικόνας στη ζώνη 4/8. Συνεπώς, τα αλεύκαντα και λευκάμενα ερυθρά στρώματα εμφανίζονται καφετιά κόκκινα και μπλε, αντίστοιχα. Η διευρυμένη αναλογία εικόνα των Aster δείχνει ότι οι λευκαμένες και αλεύκαντες περιοχές μπορούν να γωριστούν εξαιρετικά καλά. Οι κόκκινοι ψαμμίτες εμφανίζονται ως μια διαμορφωμένη φλόγα σε ανοικτό μπλε χρώμα. Η παρουσία ανώμαλων λευκάμενων περιοχών σχετικών με την αλλαγή των υδρογονανθράκων έχει ανιχνευθεί από τις πολυφασματικές εικόνες των Aster. Στην περιοχή μελέτης, οι κόκκινοι ψαμμίτες έχουν γίνει απο γκριζωπά πράσινα κιτρινωπά σε καφετή όπως παρατηρούνται στον τομέα. Ο Zheng (2004) αποκάλυψε ότι τα κόκκινα στρώματα έχουν ένα υψηλό ποσοστό του συνολικού σιδήρου και του σιδηροαιματίτη (Hem-Fe₃), ενώ το γκρι στους γκριζωπούς πράσινους βράγους περιέγει τον σιδηρικό σίδηρο μέσω των φασματοσκοπικών αναλύσεων Mossbaur. Εντούτοις, το μεγάλο εύρος ζώνης και το σχετικά χαμηλό χωρικό ψήφισμα που παρέχονται μέσω των Landsat MSS και TM δεν είναι επαρκή ώστε να ανιχνεύσουν τις λεπτές φασματικές παραλλαγές με το σχηματισμό του άνθρακα που προκλήθηκε από τον υδρογονάνθρακα που το διαρρέουν (Berger 1994 και Van der Meer 2002).

4.10 Συμπεράσματα

Οι κόκκινοι ψαμμίτες και τα μεταλλεύματα του ανθρακικού άλατος σχετικά με τον υδρογονάνθρακα έχουν χαρτογραφηθεί επιτυχώς στο βόρειο Tian Shan. Η πολυφασματική αναλογία των ζωνών των Aster μπορεί να χρησιμοποιηθεί για να ανιχνεύσει την ορυκτολογική αλλαγή, που προκλίθηκε από τον υδρογονάνθρακα που τα διαρρέει. Μια αναλογία της ζώνης των Aster αναλογίας 2 / 1 είναι αρκετά ευαίσθητη ώστε να ανιχνεύσει τα οξείδια σιδήρου φέροντας βράχους οι οποίοι μπορούν να χρησιμοποιηθούν για να ανιχνεύσουν τους λευκούς και αλεύκαντους κόκκινους ψαμμίτες, ενώ η αναλογία 4 / 8 χρησιμοποιείται για τον ακριβή προσδιορισμό των μεταλλευμάτων του ανθρακικού άλατος. Αυτά τα αποτελέσματα δείχνουν ότι τα στοιχεία των Aster μπορούν να χρησιμοποιηθούν για να χαρτογραφήσουν τις λεπτές φασματικές παραλλαγές που έχουν μια άμεση σχέση με τους υδρογονάνθρακες και την προκληθείσα ορυκτολογική αλλαγή. Κατά συνέπεια, το πολυφασματικό σύστημα απεικόνισης των Aster μπορεί κάλλιστα να παρέχει ένα πιθανό εργαλείο για την εξερεύνηση υδρογονανθράκων στις ξηρές έως ημιάγονες περιοχές.



Εικόνα 3

Εικόνες των Aster της περιοχής μελέτης. (α) εικόνα αναλογίας 2/1 ζωνών. (β) εικόνα αναλογίας 4/8 ζωνών. (γ) ψευδοχρωματική εικόνα αναλογίας 2/1, και 4/8. (δ) διευρυμένη ψευδοχρωματική εικόνα του Aster.

5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Οι σύγχρονες δορυφορικές απεικονίσεις παρέχουν στην επιστημονική κοινότητα την δυνατότητα της ενδελεχούς παρακολούθησης φαινομένων στον πλανήτη μας ενώ παράλληλα συμβάλουν στην μελέτη και διερεύνηση των τάσεων στις κλιματικές αλλαγές, τα ακραία καιρικά φαινόμενα, την κατάσταση της βλάστησης, των πετρωμάτων, της ατμόσφαιρας, τη θαλάσσια ρύπανση κττ. Οι εξελιγμένες, αυτές, μέθοδοι αλλά και περαιτέρω συνεχείς προσπάθειες από τη διεθνή επιστημονική κοινότητα καθιστούν την έρευνα της τηλεπισκόπησης στη γεωθερμία, τα ηφαίστεια και τους υδρογονάνθρακες έναν τομέα με ιδιαίτερη αποτελεσματικότητα και δυναμική.



Abrams, M., 2000. The Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER): data products for the high resolution imager on NASA's Terra Platform. International Journal of Remote Sensing 21 (5), 847–859.

Abtahi, A.A., Kahle, A.B., Abbott, E.A., Gillespie, A.R., Sabol, D., Yamada, G., Pieri, D.C., 2002. Emissivity changes in basalt cooling after eruption from Pu'u O'o. EOS Transactions, AGU 83, V71A–V1263A.

Abtahi, A.A., Kahle, A.B., Abbott, E.A., Gillespie, A.R., Sabol, D., Yamada, G., Pieri, D.C., 2002. Emissivity changes in basalt cooling after eruption from Pu'u O'o. EOS Transactions, AGU 83, V71A–V1263A.

Apan, A. A., Rainem, S. R., & Paterson, M. S. (2002). Mapping and analysis of changes in the riparian landscape structure of the Lockyer Valley catchment, Queensland, Australia. Landscape and Urban Planning, 59, 43–57.

Ashley Gerard Davies, Julie Calkins, Lucas Scharenbroich, R. Greg Vaughan, Robert Wright, Philip Kyle, Rebecca Castańo, Steve Chien, Daniel Tran. Multi-instrument remote and in situ observations of the Erebus volcano (Antarctica) lava lake in 2005. United States Department of Earth & Environmental Science, New Mexico.

Aster, R., Mah, S., Kyle, P., McIntosh, W., Dunbar, N., Johnson, J., Ruiz, M., McNamara, S., 2003. Very long period oscillations of Mount Erebus Volcano. Journal of Geophysical Research 108 (B11), 2522.

Aster, R., McIntosh, W., Kyle, P., et al., 2004. Real-time data received from Mount Erebus Volcano, Antarctica. EOS Transactions 85, 97–101.

Bao, C., Lu, Y., & Shang, J. C. (2004). Framework and operational procedure for implementing strategic environ- mental assessment in China. Environmental Impact Assessment Review, 24, 27–46.

Berger, Z., 1994. Satellite Hydrocarbon Exploration. Springer-Verlag, Berlin.

Badrudin, M., 1994. Kelut volcano monitoring: Hazards, mitigation and changes in water chemistry prior to the 1990 eruption. Geochemical Journal 28, 233–241.

Bihong Fu, Guodong Zheng, Yoshiki Ninomiya, Chuanyuan Wang, Guoqiang Sun. Mapping hydrocarbon-induced mineralogical alteration in the northern Tian Shan using ASTER multispectral data. Terra Nova, 19, 225–231, 2007.

Brantley, S.L., Rowe, G.L., Konikow, L.F., Sanford, W.E., 1992. Toxic waters of Poás Volcano. National Geographic Research and Exploration 8 (3), 328–337.

Brantley, S.L., Ágústsdóttir, A.M., Rowe, G.L., 1993. Crater lakes reveal volcanic heat and volatile fluxes. GSA Today 3 (7), 175–178.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

ΈΛΦΡΑΣ

Brown, G., Rymer, H., Dowden, J., Kapadia, P., Stevenson, D., Barquero, J., Morales, L.D., 1989. Energy budget analysis for Poás crater lake: implications for predicting volcanic activity. Nature 339, 370–373.

Brown, G.C., Rymer, H., Stevenson, D., 1991. Volcano monitoring by microgravity and energy budget analysis. Journal of the Geological Society (London) 148, 585–593.

Carter, A.J., Ramsey, M.S., 2009. ASTER- and field-based observations at Bezymianny Volcano: Focus on the 11 May 2007 pyroclastic flow deposit. Remote Sensing of Environment 113, 2142–2151.

Casertano, L., Borgia, A., Cigolini, C., Morales, L.D., Montero, W., Gomez, M., Fernandez, J.F., 1987. An integrated dynamic model for the volcanic activity at Poás volcano, Costa Rica. Bulletin of Volcanology 49, 588–598.

Christiansen, R.L., Blank Jr., H.R., 1972. Volcanic Stratigraphy of the Quaternary rhyolite plateau in Yellowstone National Park. US Geological Survey Professional Paper, 729-B. US Government Printing Office, Washington, DC. 145 pp.

Christiansen, R.L., Blank Jr., H.R., 1972. Volcanic Stratigraphy of the Quaternary rhyolite plateau in Yellowstone National Park. US Geological Survey Professional Paper, 729-B. US Government Printing Office, Washington, DC. 145 pp.

Christenson, B.W., 1994. Convection and stratification in Ruapehu Crater Lake, New Zealand: implications for lake Nyos-type gas release eruptions. Geochemical Journal 28, 185–197.

Christenson, B.W., 2000. Geochemistry of fluids associated with the 1995–1996 eruption of Mt. Ruapehu, New Zealand: signatures and processes in the magmatic-hydrothermal system. Journal of Volcanology and Geothermal Research 97, 1–30.

Christiansen, R.L., Lowenstern, J.B., Smith, R.B., Heasler, H., Morgan, L.A., Nathenson, M., Mastin, L.G., Muffler, L.J.P., Robinson, J.E., 2007. Preliminary Assessment of Volcanic and Hydrothermal Hazards in Yellowstone National Park and Vicinity, U.S. Geological Survey Open-File Report 2007-071. 94 pp.

Dalling, P. S., & Strøm, T. (1999). Weathering of oils at sea: model/field data comparisons. Spill Science & Technology Bulletin, 5(1), 63–74.

Dash, P., Göttsche, F.M., Olesen, F.S., Fischer, H., 2002. Land surface temperature and emissivity estimation from passive sensor data: theory and practice current trends. International Journal of Remote Sensing 23 (13), 2563–2594.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη έωσρας

David Pieri , Michael Abrams. ASTER observations of thermal anomalies preceding the April 2003 eruption of Chikurachki volcano, Kurile islands, Russia. Remote Sensing of Environment 99 (2005) 84 - 94.

Davis, G.H., 1999, Structural geology of the Colorado Pla- teau region of southern Utah with special emphasis on deformation bands: Geological Society of Amer- ica Special Paper 342, 157 p.

Davies, A.G., Calkins, J., Scharenbroich, L., Vaughan, R.G., Wright, R., Kyle, P., Castańo, R., Chien, S., Tran, D., 2008. Multi-instrument remote and in situ observations of the Erebus Volcano (Antarctica) lava lake in 2005: a comparison with the Pele lava lake on the Jovian moon Io. Journal of Volcanology and Geothermal Research 177 (3), 705–724.

Dehn, J., Dean, K.G., Engle, K., Izbekov, P., 2002. Thermal precursors in satellite images of the 1999 eruption of Shishaldin Volcano. Bulletin of Volcanology 64 (8), 525–534. Dehn, J., Dean, K.G., Engle, K., 2000. Thermal monitoring of North Pacific volcanoes from space. Geology 28, 755–758.

Dozier, J., 1981. A method for the satellite identification of surface temperature fields of subpixel resolution. Remote Sensing of Environment 11, 221–229.

Fiscella, B., Giancaspro, A., Nirchio, F., Pavase, P., & Trivero, P. (2000). Oil spill detection using marine SAR images. International Journal of Remote Sensing, 21(18), 3561–3566.

Flynn, L.P., Mouginis-Mark, P.J., Horton, K.A., 1994. Distribution of thermal areas on active lava flow field: Landsat observations of Kilauea, Hawaii, July 1991.

Flynn, L.P., Harris, A.J.L., Wright, R., 2001. High Improved identification of volcanic features using Landsat 7 ETM+. Remote Sensing of Environment 78, 180–193.

Flynn, L. P., & Harris, A. J. L. (2001). Improved identification of volcanic features using Landsat 7 ETM+. Remote Sensing of Environment, 78, 180–193.

Francis, P.W., Rothery, D.A., 1987. Using Landsat thematic mapper data to detect and monitor active volcanoes: an example from Lascar volcano, northern Chile. Geology 15, 614–617.

Francis, P.W., Rothery, D.A., 1987. Using Landsat thematic mapper data to detect and monitor active volcanoes: an example from Lascar Volcano, Northern Chile. Geology 15, 614–617.

Friedman, K. S., Pitchel, W. G., Clemente-Colon, P., & Li, X. (2002). GoMEx—an experimental GIS system for the Gulf of Mexico Region using SAR and additional satellite and ancillary data. International Geoscience and Remote Sensing Symposium,



Fujisada, H., Arai, K., Fukue, K., Iwasaki, A., Kaku, M., Sakuma, F., Sato, I., Urai, M., Watanabe, H., Kato, M., 1996. Algorithm Theoretical Basis Document for ASTER Level-1 Data Processing: Version 3.0.

Giggenbach, W., 1974. The chemistry of crater lake, Mt. Ruapehu (New Zealand) during and after the 1971 active period. New Zealand Journal of Science 17, 33–45.

Giggenbach, W., Kyle, P., Lyon, G., 1973. Present volcanic activity on Mt. Erebus, Ross Island, Antarctica. Geology 1, 135–156.

Giggenbach, W.F., Kyle, P.R., Lyon, G.L., 1973. Present volcanic activity on Mount Erebus, Gillespie, A.R., Rokugawa, S., Matsunaga, T., Cothern, J.S., Hook, S.J., Kahle, A.B., 1998. A temperature and emissivity separation algorithm for advanced spaceborne thermal emission and reflection radiometer (ASTER) images. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 36, 1113–1126.

Giggenbach, W.F., Glover, R.B., 1975. The use of chemical indicators in the surveillance of volcanic activity affecting the crater lake on Mt Ruapehu, New Zealand. Bulletin Volcanologique 39, 70–81.

Gillespie, A., Rokugawa, S., Matsunaga, T., Cothern, J.S., Hook, S., Kahle, A.B., 1998.

Girard-Ardhuin, F., Mercier, G., & Garello, R. (2003). Oil slick detection by SAR imagery: Potential and limita- tion. In Proc. OCEANS 2003, 1, pp 164–169.

Girard-Ardhuin, F., Mercier, G., Collard, F., & Garello, R. (2005). Operational oil-slick characterization by SAR imagery and synergistic data. IEEE Journal of Oceanic Engineering, 30(3), 487–495.

Greg R. Vaughan, Laszlo P. Keszthelyi, Ashley G. Davies, David J. Schneider, Chery Jaworowski, Henry Heasler. Exploring the limits of identifying sub-pixel thermal features using ASTER TIR data. US Geological Survey, Astrogeology Science Center, Flagstaff, USA.

Han, D. K., Yang, C. Z., & Zhang, Z. Q. (1999). Recent development of enhanced oil recovery in China. Journal of Petroleum Science and Engineering, 22, 181–188.

Harris, A.J.L., Stevenson, D.S., 1997. Thermal observations of degassing open conduits and fumaroles at Stromboli and Vulcano using remotely sensed data. Journal of Volcanology and Geothermal Research 76, 175–198.

Harris, A.J.L., Blake, S., Rothery, D.A., Stevens, N.F., 1997. A chronology of the 1991 to 1993 Etna eruption using AVHRR data: implications for real time thermal volcano monitoring. Journal of Geophysical Research 102, 7985–8003.



Harris, A.J.L., Wright, R., Flynn, L.P., 1999a. Remote monitoring of Mount Erebus volcano, Antarctica, using polar orbiters: progress and prospects. International Journal of Remote Sensing 20, 3051–3071.

Harris, A.J.L., Flynn, L.P., Rothery, D.A., Oppenheimer, C., Sherman, S.B., 1999b. Mass flux measurements at active lava lakes: implications for magma recycling. Journal of Geophysical Research 104 (B4), 7117–7136.

Harris, A.J.L., Ripepe, M., 2007. Temperature and dynamics of degassing at Stromboli. Journal of Geophysical Research 112.

Hasse, L., 1971. The sea surface temperature deviation and the heat flow at the sea-air interface. Boundary-Layer Meteorology 1, 368–379.

Hellman, M.J., Ramsey, M.S., 2004. Analysis of hot springs and associated deposits in Yellowstone National Park using ASTER and AVIRIS remote sensing. Journal of Volcanology and Geothermal Research 135 (1–2), 195–219.

Hofmann, T., Pizucha, J., & Buchman, J. (1998). Unsu-pervised texture segmentation in a deterministic an- nealing framework. IEEE Transactions on Pattern nalysis and Machine Intelligence, 20(8), 803–818.

Hook, S.L., Prata, F.J., Alley, R.E., Abtahi, A., Richards, R.C., Schladow, S.G., Pálmarsson, S.O., 2003. Retrieval of lake bulk and skin temperatures using along-track scanning radiometer (ATSR-2) data: a case study using Lake Tahoe, California. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology 20, 534–548.

Hook, S.J., Dmochowski, J.E., Howard, K.A., Rowan, L.C., Karlstrom, K.E., Stock, J.M., 2005. Mapping variations in weight percent silica measured from multispectral thermal infrared imagery — examples from the Hiller Mountains, Nevada, USA and Tres Virgenes– La Reforma, Baja California Sur, Mexico. Remote Sensing of Environment 95, 273–289.

Huang, B., Li, H., & Huang, X. (2005). A level set method for oil slick segmentation in SAR images. International Journal of Remote Sensing, 26(6), 1145–1156.

Hurst, A.W., Dibble, R.R., 1981. Bathymetry, heat output and convection in Ruapehu crater Lake, New Zealand. Journal of Volcanology and Geothermal Research 9, 215–236.

Hurst, A.W., Bibby, H.M., Scott, B.J., McGuinness, M.J., 1991. The heat source of Ruapehu Crater Lake; deductions from the energy and mass balances. Journal of Volcanology and Geothermal Research 46, 1–20.

Hurst, A.W., McGinty, P.J., 1999. Earthquake swarm to the West of Mt. Ruapehu preceding its 1995 eruption. Journal of Volcanology and Geothermal Research 90, 19–28.



Jin, M., Liang, S., 2006. An improved land surface emissivity parameter for land surface models using global remote sensing observations. Journal of Climate 19, 2867–2881.

Kaneko, T., Wooster, M.J., 2005. Satellite thermal analysis of the 1986 Izu-Oshima lava flows. Journal of Volcanology and Geothermal Research 148 (3–4), 355–371.

Kusakabe, M., 1996. Hazardous crater lakes. In: Scarpa, R., Tilling, R.I. (Eds.), Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards. Springer, Berlin, pp. 573–598.

Kusakabe, M., Komoda, Y., Takano, B., Abiko, T., 2000. Sulfur isotopic effects in the disproportionation reaction of sulfur dioxide in hydrothermal fluids: implications for the δ 34S variations of dissolved bisulfate and elemental sulfur from active crater lakes. Journal of Volcanology and Geothermal Research 97, 287–307.

Laura Trunk, Alain Bernard. Investigating crater lake warming using ASTER thermal imagery: Case studies at Ruapehu, Poás, Kawah Ijen, and Copahué volcanoes. a Department of Earth and Space Sciences, University of Washington, USA.

Lombardo, V., Buongiorno, M.F., 2003. Temperature distribution analysis of July 2001 Mt. Etna eruption observed by the airborne hyperspectral sensor MIVIS. Annals of Geophysics 46 (6), 1217–1228.

Lombardo, V., Buongiorno, M.F., Pieri, D., Merucci, L., 2004. Differences in Landsat TM derived lava flow thermal structures during summit and flank eruption at Mount Etna. Journal of Volcanology and Geothermal Research 134, 15–34.

Lombardo, V., Buongiorno, M.F., 2006. Lava flow thermal analysis using three infrared bands of remote-sensing imagery: a study case from Mount Etna 2001 eruption. Remote Sensing of Environment 101, 141–149.

Mao, J., & Jain, A. (1992). Texture classification and segmentation using multiresolution simultaneous au- toregressive models. Pattern Recognition, 25, 173–188.

Matson, M., & Dozier, J. (1981). Identification of subresolution high- temperature sources using a thermal IR sensor. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 47(9), 1311–1318.

McMillin, L.M., 1975. Estimation of sea surface temperatures from two infrared window measurements with different absorption. Journal of Geophysical Research 80 (36), 5113–5117.

Meinel, G., & Neubert, M. (2004). A comparison of seg- mentation programs for high resolution remote sens- ing data. In Proceedings of the ISRPS 2004 annual conference, Istanbul, Turkey, pp. 19–23.



Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

τηθητ

Naranjo, J.A., Polanco, E., 2004. The 2000 AD eruption of Copahué Volcano, Southern Andes. Revista Geológica de Chile 31 (2), 279–292.

Njoku, E.G., 1990. Satellite remote sensing of sea surface temperature. In: Geernaert, G.L., Plant, W.J. (Eds.), Surface Waves and Fluxes. Remote Sensing, vol. II. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 311–338.

Ohba, T., Hirabayashi, J., Nogami, K., 2000. D/H and 18O/16O ratios of water in the crater lake at Kusatsu–Shirane Volcano, Japan. Journal of Volcanology and Geothermal Research 97, 329–346.

Ohba, T., Hirabayashi, J., Nogami, K., 1994. Water, heat and chloride budgets of the crater lake, Yugama at Kusatsu–Shirane volcano, Japan. Geochemical Journal 28, 217–231.

Oppenheimer, C., 1993. Infrared surveillance of crater lakes using satellite data. Journal of Volcanology and Geothermal Research 55, 117–128.

Oppenheimer, C., 1996. Crater lake heat losses estimated by remote sensing. Geophysical Research Letters 23 (14), 1793–1796. Oppenheimer, C., 1997a. Ramifications of the skin effect for crater lake heat budget analysis. Journal of Volcanology and Geothermal Research 75, 159–165.

Oppenheimer, C., 1997b. Remote sensing of the colour and temperature of volcanic lakes. International Journal of Remote Sensing 18 (1), 5–37.

Oppenheimer, C., Francis, P., 1997. Remote sensing of heat, lava and fumarole emissions from Erta 'Ale volcano, Ethiopia. International Journal of Remote Sensing 18 (8), 1661–1692.

Oppenheimer, C., Yirgu, G., 2002. Thermal imaging of an active lava lake: Erta 'Ale volcano, Ethiopia. International Journal of Remote Sensing 23 (22), 4777–4782.

Pasternack, G.B., Varekamp, J.C., 1997. Volcanic lake systematics I. Physical constraints. Bulletin of Volcanology 58, 528–538.

Pergola, N., Marchese, F., & Tramutoli, V. (2004). Automated detection of thermal features of active volcanoes by means of infrared AVHRR records. Remote Sensing of Environment, 93(3), 311–327.

Pieri, D. C., Glaze, L. S., & Abrams, M. J. (1990). Thermal radiance observations of an active lava flow during the 1984 eruption of Mount Etna. Geology, 18, 1023–1027.

ΕΩΦΡΑΣ Pieri, D., & Abrams, M. (2004). ASTER watches the world's volcanoes: A new paradigm for volcanological observations from orbit. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 135(1-2), 13–28.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Pieri, D. & Buongiorno, M. F. (2005). Time-series radiance observations at Mt. Etna with Landsat TM 1984–1991, Journal of Volcanology and Geothermal Research.

Pieri, D.C., Abrams, M.J., 2005. ASTER observations of thermal anomalies preceding the April 2003 eruption of Chikurachki Volcano, Kurile Islands, Russia. Remote Sensing of Environment 99, 84–94.

Qiming Qin, Ning Zhang, Peng Nan, Leilei Chai. Geothermal area detection using Landsat ETM+ thermal infrared data and its mechanistic analysis. A case study in Tengchong, China of Remote Sensing and GIS, China.

Qin, Z., Karnieli, A., 1999. Progress in the remote sensing of land surface temperature and ground emissivity using NOAA–AVHRR data. International Journal of Remote Sensing 20 (12), 2367–2393.

Qin, Z., Karnieli, A., Berliner, P., 2001. A mono-window algorithm for retrieving land surface temperature from Landsat TM data and its application to the Israel–Egypt border region. International Journal of Remote Sensing 22 (18), 3719–3746.

Ramsey, M., Dehn, J., 2004. Spaceborne observations of the 2000 Bezymianny, Kamchatka eruption: the integration of high-resolution ASTER data into near real-time monitoring using AVHRR. Journal of Volcanology and Geothermal Research 135, 127–146.

Ricchetti, E.: Structural Geological Study of Southern Apennine (Italy) Using Landsat 7 Imagery. J. International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS) 1, 211– 213 (2002).

Robinson, I.S., Wells, N.C., Charnock, H., 1984. The sea surface thermal boundary layer and its relevance to the measurement of sea surface temperature by airborne and spaceborne radiometers. International Journal of Remote Sensing 5 (1), 19–45.

Rothery, D. A. (1989). The 16 September 1986 of Lascar volcano, north Chile: Satellite investigations. Bulletin of Volcanology, 51, 149–160.

Rothery, D. A., Francis, P. W., & Wood, C. A. (1988). Volcano monitoring using short wavelength infrared data from satellites. Journal of Geophysical Research, 93, 7993–8008.

Rothery, D. A., & Pieri, D. C. (1993). "Remote sensing of active lava" pp. 203–229 in Active lavas, CRJ Kilburn and G. Luongo, eds., Taylor and Francis Books Ltd., London, UK., 374 pgs.



Rowe, G.L., Brantley, S.L., Fernandez, M., Fernandez, J.F., Borgia, A., Barquero, J., 1992a. Fluid-volcano interaction in an active stratovolcano: the crater lake system of Poás volcano, Costa Rica. Journal of Volcanology and Geothermal Research 49, 23–51.

Rowe, G.L., Ohsawa, S., Takano, B., Brantley, S.L., Fernandez, J.F., Barquero, J., 1992b. Using crater lake chemistry to predict volcanic activity at Poás volcano, Costa Rica. Bulletin of Volcanology 54, 494–503.

Sertac Akar, Mehmet Lutfi Süzen, Nuretdin Kaymakci. Detection and object-based classification of offshore oil slicks using ENVISAT-ASAR images. Springer Science Business Media B.V. 2011.

Shengbo Chen. Remote sensing based on neural networks model for hydrocarbon potentials evaluation in northeast China. Geoexploration Science and Technology, Jilin University,130026, Changchun, China.

Sobrino, J.A., Caselles, V., Becker, F., 1990. Significance of the remotely sensed thermal infrared measurements obtained over a citrus orchard. ISPRS Pho- togrammetric Engineering and Remote Sensing 44 (6), 343–354.

Sobrino, J.A., Raissouni, N., Li, Z., 2001. A comparative study of land surface emissivity retrieval from NOAA data. Remote sensing of Environment 75 (2), 256–266.

Sobrino, J.A., Jimnez-Muoz, J.C., Paolini, L., 2004. Land surface temperature retrieval from Landsat TM5. Remote Sensing of Environment 90 (4), 434–440.

Sobrino, J.A., Jiménez-Murroz, J.C., Sòria, G., Romaguera, M., Guanter, L., 2008. Land surface emissivity retrieval from different VNIR and TIR sensors. IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters 46 (2), 316–327.

Tonooka, H., Sakuma, F., Kudoh, M., Iwafune, K., 2004. ASTER/TIR onboard calibration status and user-based recalibration. Sensors, Systems, and Next-Generation Satellites VII. SPIE, Bellingham, WA, pp. 191–201.

Tonooka, H., Palluconi, F.D., Hook, S.J., Matsunaga, T., 2005. Vicarious calibration of ASTER thermal infrared bands. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 43 (121), 2733–2746.

Van der Meer, F., Van Dijk, P., Van der Werff, H. and Yang, H., 2002. Remote sensing and petroleum seepage: a review and case study. Terra Nova, 14, 1–17.

Vaughan, R.G., Hook, S.J., Calvin, W.M., Taranik, J.V., 2005. Surface mineral mapping at Steamboat Springs, Nevada, USA, with multi-wavelength thermal infrared images. Remote Sensing of Environment 99 (1–2), 140–158.

Wan, Z., Zhao, Y., Kang, J., 2005. Forecast and evaluation of hot dry rock geothermal resource in China. Renewable Energy 30 (12), 1831–1846.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

ΓΟΦΡΑΣΤ

Wang, C., Lou, H., Wu, J., Bai, Z., Huangfu, G., Qin, J., 2002. Seismic study on the crustal structure of Tengchong volcano-geothermal area. Acta Seismologica Sinica 24 (3), 231–242 (in Chinese).

Wang, C., Huangfu, G., 2004. Crustal structure in Tengchong Volcano- Geothermal Area, western Yunnan, China. Tectonophysics 380 (1–2), 69–87.

Wei Ouyang, Fang-Hua Hao, Yongshuo Fu, Jiaxun Zhang. Desert disturbance assessments of regional oil exploitation by Aster and ETM+ images in Taklimakan desert China. Springer Science Business Media B.V. 2007.

Wooster, M.J., Rothery, D.A., 1997. Thermal monitoring of Lascar Volcano, Chile using infrared data from the Along Track Scanning Radiometer: a 1992–1995 time-series. Bulletin of Volcanology 58, 566–579.

Wooster, M.J., Rothery, D.A., 2000. A review of volcano surveillance applications using the ATSR instrument series. Advances in Environmental Monitoring and Modeling 1 (1), 3–35.

Wright, R., Rothery, D.A., Blake, S., Harris, A.J.L., Pieri, D.C., 1999. Simulating the response of the EOS Terra ASTER sensor to high-temperature volcanic targets. Geophysical Research Letters 26 (12), 1773–1776.

Wright, R., Rothery, D.A., Blake, S., Pieri, D.C., 2000. Improved remote sensing estimates of lava flow cooling: a case study of the 1991 to 1993 Mount Etna eruption. Journal of Geophysical Research 105, 23681–23694.

Wright, R., Flynn, L.P., 2003. On the retrieval of lava flow surface temperatures from infrared satellite data. Geology 31, 893–896.

Wright, R., Flynn, L.P., Garbeil, H., Harris, A.J.L., Pilger, E., 2004. MODVOLC: nearreal- time thermal monitoring of global volcanism. Journal of Volcanology and Geothermal Research 135, 29–49.

Wright, R., Pilger, E., 2008. Satellite observations reveal little inter-annual variability in the radiant flux from the Mount Erebus lava lake. Journal of Volcanology and Geothermal Research 177 (3), 687–694.

Yamaguchi, Y., Kahle, A.B., Tsu, H., Kawakami, T., Pniel, M., 1998. Overview of Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER). IEEE Transac- tions on Geoscience and Remote Sensing 36 (4), 1062–1071.



Yamaguchi, Y., Fujisada, H., Kudoh, M., Kawakami, T., Tsu, H., & Kahle, A. B., et al. (1999). Calibration and characterization of satellite sensors advances in space research, 23(8), 1415–1424.

Yang, H., Zhang, J., Van der Meer, F. and Kroonenberg, S.B., 1998. Geochemistry and field spectrometry for detecting hydrocarbon microseepage. Terra Nova, 10, 231–235.

Zhang, X., Li, Y., Liu, H.: Hydrocarbon Prediction Using Dual Neural Network. J. SEG annual meeting 70, 1440–1443 (2000).

Zheng, G., Xu, S., Lang, Y. and Meng, Z., 2002. Variation of iron species in sliding mud. Chinese Sci. Bull., 47, 2018–2024.

Zheng, G., Fu, B.H., Duan, Y., Wang, Q., Matsuo, M. and Takano, B., 2004. Iron speciation related to color of Jurassic sedimentary rocks in Turpan Basin, northwest China. J. Radioanaly. N. Chem., 261, 421–427.